

地震 ジャーナル

78

2024年 12月

- エッセイ 南海トラフ地震臨時情報(巨大地震注意) ●平田 直——1
冷たい沈み込み帯としての中部日本と能登半島下での
スラブ深部脱水 ●岩森 光/
中村仁美——2
- 地震波トモグラフィーから見た地震火山活動と
地球内部ダイナミクス ●趙 大鵬——13
高自由度な震源過程モデルによって明らかになった
階層的な破壊成長 ●八木勇治/
奥脇 亮——32
- ディープラーニング地震学—現状と今後の展開への期待— ●平原和朗——42
三次元広域応力場から将来発生する大地震の
すべり方向(すべり角)を予測可能か? ●石辺岳男/寺川寿子/
橋間昭徳/望月将志/
松浦律子——54
- 2024年マグニチュード7.2 花蓮地震と台湾の地震 ●石川有三——67
M9 級超巨大地震 ●佐竹健治——75
強震動研究30年 ●岩田知孝——81
●書評——95
●新刊紹介——98
●ADEP情報——99
- 囲み記事 地震資料を残し学ぶためのデジタルコンテンツ
室谷智子——93

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）

平田 直

8月8日の午後4時45分、私の携帯電話に日向灘で震度6弱となる地震が発生したことを告げるメールが届いた。マグニチュード（M）は6.9（速報値）だ。地震検知から5.7秒後の緊急地震速報の第4報（警報）では、日向灘でM6.8以上の地震が発生し、宮崎県南部平野部では、震度6弱から6強程度と予測されている。気象庁からの電話連絡によれば、南海トラフ地震を監視している領域内で、M6.8以上の地震が発生し、臨時情報（調査中）を出す基準を満たしている。午後5時00分、気象庁は南海トラフ地震臨時情報（調査中）を発表した。午後5時30分から、臨時の「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会（以下、評価検討会）」が開催され、調査が開始された。私も出席し、調査の結果、地震検知から2時間32分後の午後7時15分に「巨大地震注意」が発表された。

気象庁は中央防災会議が定めた「南海トラフの想定震源域」と想定震源域の海溝軸外側50km程度までの範囲を監視領域と定め、この中で異常な現象が発生しないか常時監視している。もしM6.8以上の地震が発生すれば、その現象が南海トラフ沿いの大規模な地震と関連するかどうか、評価検討会を開催して調査する。今回は、この仕組みが令和元年に制定されてから初めて臨時の会議が開催され、情報がだされた。

評価検討会で調査すべきことは、この地震が監視領域の中で発生したのか、地震の規模がモーメントマグニチュード（ M_w ）で7.0以上か否かということであった。震央が監視領域内であることは確実であった。 M_w は、地震計のデータの他、GNSSのデータからも求められる。すぐに手に入る国内の地震波形データで求めた M_w と、しばらくしてから集められる世界中のデータを解析した値とは異なることがある。

異なるデータの組み合わせや解析手法の違いによる解析結果、また、他の機関によって求められた値なども、 M_w は7.0から7.1の範囲であった。最終的には気象庁の職員が精査した値、 M_w 7.0を採用し、巨大地震注意を発表する基準を満たしていると評価された。会議を開いてから1時間45分後に「巨大地震注意」が発表された。

日向灘の地震後、南海トラフの想定震源域では普段と異なる地震活動や地殻変動は見られず、事前の取り決めどおり1週間たった8月15日に、国からの巨大地震注意対応の呼びかけは終わった。しかし、南海トラフのプレート境界では、ひずみは蓄積され続け、地震はより起きやすくなっている。今回取り組んだ対応は今後も継続してほしい。住宅の耐震化や家具の固定、避難場所、経路の確認など防災リテラシーを身につけている必要がある。

〔ひらた なおし〕

現職 東京大学名誉教授、中央防災会議専門委員、地震調査研究推進本部地震調査委員会委員長、南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会会長、東京都防災会議専門委員地震部会長、理学博士

略歴 東京大学理学部卒業、同大学院博士課程退学、東京大学理学部助手、千葉大学理学部助教授、東京大学地震研究所助教授、同教授、同所長、国立研究開発法人防災科学技術研究所参与（兼）首都圏レジリエンス研究推進センター長を経て現職

研究分野 観測地震学、地殻構造論、地震防災

著書 首都直下地震（岩波書店）、巨大地震・巨大津波—東日本大震災の検証—（分担）（朝倉書店）、地震を知って震災に備える（亜紀書房）など

冷たい沈み込み帯としての中部日本と 能登半島下でのスラブ深部脱水

岩森 光・中村仁美

1. はじめに

日本列島のようなプレートの沈み込み帯では、沈み込みの運動とそれに伴うマントルにおける岩石の流動や温度構造が、沈み込み帯全体の構造やダイナミクスを特徴づける重要な要素である（たとえば、Syracuse *et al.*, 2010）。同時に、プレートとともに深部に運ばれた水成分が流体として放出され、岩石の融点を低下させてマグマや火山活動を生じ、また岩石の強度を低下させて地震や地殻変動を誘発すると考えられている（Iwamori, 1998; Hasegawa *et al.*, 2012; Muto *et al.*, 2019）。したがって、沈み込み帯システムとそこに現れる地震・火山噴火などの変動現象の機構を理解するためには、プレート沈み込み、マントル対流、温度構造、流体やマグマの分布などを多角的かつ定量的にとらえる必要がある。

日本列島の下には、太平洋プレートとフィリピン海プレートの2つのプレートが沈み込み、マントルの流れや温度構造は複雑である（Iwamori, 2000）。特に、中部日本の地下では、沈み込んだ2つのプレートに対応するスラブが存在し、両方から放出される比較的多量の流体が中部日本のマグマ活動やテクトニクスに関与すると考えられている（Nakamura *et al.*, 2008, 2019）。

これらの流動-温度-物質に関する場を明らかにするには、さまざまな観測や解析手法を組み合わせる必要がある。地表での熱流量や地下の地震波速度構造は、温度構造や流動場に関する情報をもたらすが、それらだけでは不十分である。たとえば、東北日本においては、日本海溝から火山フロント、背弧にかけて、比較的稠密に地殻熱流量が

測定されており、平均的には、海溝～前弧域では低く、火山フロント～背弧域では高熱流量が観測されている（Tanaka *et al.*, 2004）。しかし、熱流量は短距離で大きく変動しており、熱流量のみから地下温度構造を精度よく推定することは難しい。東北日本では、地震波トモグラフィーに基づき、地殻-マントルの速度構造が高い空間解像度でえられており、特に、マントルウエッジ（島弧地殻と沈み込むプレートに挟まれたくさび形をしたマントル部分）での低速度領域が明瞭にとらえられている。しかし、この低速度領域が、流体-マグマの存在によるものか、高温のためなのか、あるいは両方なのかを分離することは地震波速度だけからでは困難であり、それらの分離や定量評価には、独立な別個の制約を加える必要がある。

そのような制約として、火山の分布、マグマの組成、およびマントル対流の数値モデルが有用である。火山の分布は、地下でのマグマ生成、すなわち岩石の融点を超える温度圧力条件が実現していることを示唆し、強い制約を与える。マグマの組成は、溶融した岩石の組成（マントルの岩石組成に加え、スラブから供給されてマントル岩石に加わった流体成分の量や組成を反映）および溶融の度合い（溶融領域で生じたマグマの重量あるいは体積の割合で表される）の定量的指標となる。数値モデルは、火山分布やマグマ組成から制約される温度圧力条件が、マントルウエッジでの流動・温度場とどのように関連するかを検証する手法として用いることができる。

本稿では、これらの指標や手法を用い、中部日本の火山やマグマの生成条件、およびマントルウエッジの流動・温度場を制約する。さらに、制約された流動・温度場に基づき、能登半島の地下の

状態（スラブからの流体供給やマグマ生成の有無）を議論する。能登半島では2020年頃より群発地震活動および地殻変動が活発化し、2024年1月1日にはM7.6の能登半島地震が発生した。これらの地殻活動には、地下深部からの流体の上昇が関与しているとの議論がある（たとえば、西村ほか、2022）。そこで、本稿で述べる中部日本深部の流動・温度・流体場がどのように能登半島付近の活動に寄与しているかについても論じる。なお、本稿の内容の多くは、Iwamori and Nakamura (submitted in March, 2023)、およびその内容を

口頭で発表した地震学会特別セッション「能登半島北東部の群発地震とM6.5の地震」における講演（2023年10月）に基づくものである。

2. テクトニックセッティング

図1は、日本列島の第四紀火山や溶岩の分布、およびプレート配置をしめしている (Nakamura *et al.*, 2019; Iwamori and Nakamura, submitted). 日本列島に対して、太平洋プレートが西向きに、フィリピン海プレートは北西の向きに運動し、そ

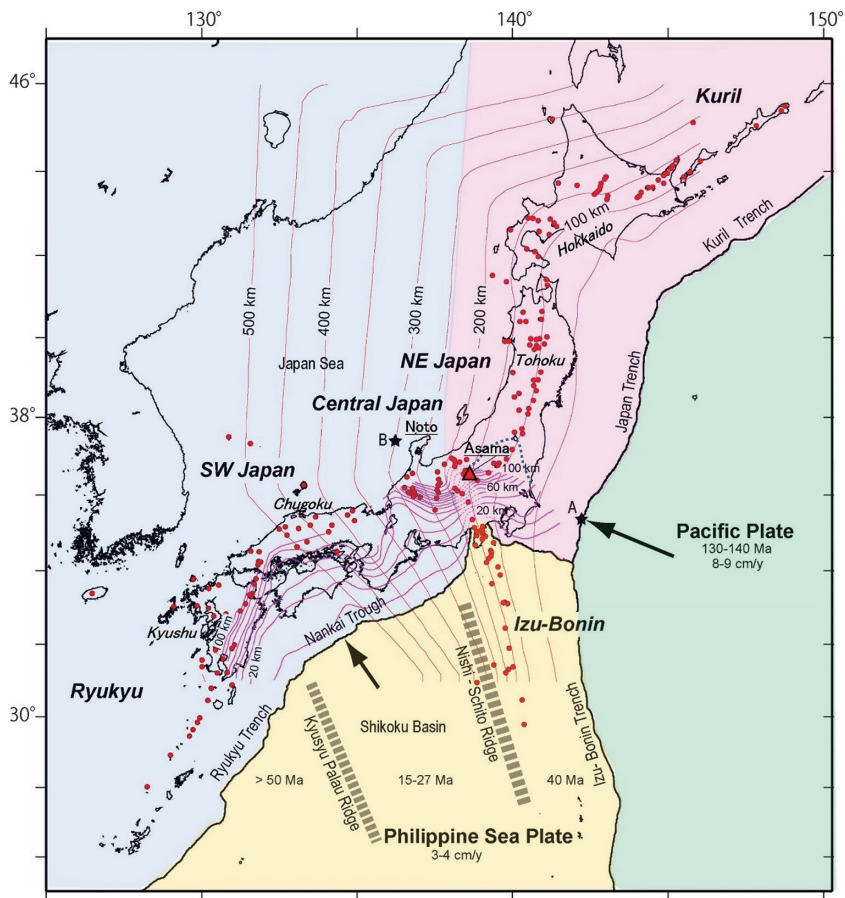


図1 日本列島周辺のテクトニックセッティングと島弧セグメント：北から千島 (Kuril)、東北日本 (NE Japan)、中部日本 (Central Japan)、西南日本 (SW Japan)、琉球 (Ryukyu)、伊豆・小笠原 (Izu-Bonin)、南北方向の赤線は太平洋スラブ上面の深度コンター (50 km 間隔, Nakajima and Hasegawa (2006) と Kita *et al.* (2008) に基づく)、東西方向の紫線はフィリピン海スラブ上面の深度コンター (10 km 間隔, Nakajima and Hasegawa (2007), Hirose *et al.* (2008) に基づく)。2本の黒矢印は太平洋プレートとフィリピン海プレートのプレート運動を表す。2つの星AとBは、浅間火山と能登半島を通る島弧横断面の位置を示しており、図7に対応している。東北地方南部の太い点線は、非地震性領域を含むフィリピン海スラブの北限を示す (Nakamura *et al.*, 2018)

の結果、日本列島の下には沈み込んだ2つのプレート（これらを「スラブ」と呼ぶ）が存在する。

このテクトニックセッティングの中で、中部日本は顕著な特徴をもつ。その1つは、太平洋スラブの上（＝より浅部）に、フィリピン海スラブが覆うように存在する二重の沈み込みである。図1の南北走行の線は太平洋スラブ上面の等深線、東西走行の紫色の線がフィリピン海スラブ上面の等深線で、中部日本では両者の分布が重なり、かつ太平洋スラブよりもフィリピン海スラブが大分浅くに位置する（2つのスラブの間には隙間がある）ことがわかる。フィリピン海スラブの北端は、従来、等深線が消える北関東付近と考えられていたが、Nakamura *et al.* (2018) は、中部地方～東北地方の火山岩の組成および地震波速度・異方性など、さまざまなデータを総合して、図1に示す点線までフィリピン海スラブが存在することを明らかにした。すなわち、中部日本では、図1に示すようにフィリピン海プレートが大きく太平洋プレートの上に広がっていることになる。この中で、点Aと点Bを結ぶ断面は、太い矢印で示す太平洋プレートの沈み込み方向に対応する中部日本の代表的な断面といえ、ちょうど、浅間山と能登半島をとおり、後の議論に用いる。

中部日本のもう1つの特徴は、火山フロントや火山帯が背弧側に大きく折れ曲がっている点である。東北日本の火山フロント直下では、太平洋スラブ上面深度はおおよそ100 km だが、東南北部・北関東付近では、火山フロントがより背弧（太平洋スラブ上面深度が深い方向）に折れ曲がり、浅間山付近で屈曲が最大となる。この屈曲地点での太平洋スラブ上面深度は150～160 km であり、東北に比べて有意に深いとともに、火山帯の幅が広がり、最も背弧側に位置する白山～金沢付近の火山の直下では250～290 km に達する。浅間山付近から南に向かって、火山フロントの位置はより海溝側に戻り、伊豆弧では110～120 km の太平洋スラブ上面深度の上に位置する。

中部日本における上記の火山帯の顕著な屈曲は、世界でも稀であり、地下の流動-温度場、流体-マグマの生成と分布に大きな特徴があること

が示唆される。Iwamori (2000) は、マントル対流とスラブ脱水の数値シミュレーションに基づき、2重の沈み込みが冷たいマントルウエッジを生みだし、近隣の島弧に比べて太平洋スラブの脱水を深部にシフトさせていることを明らかにした。Nakamura *et al.* (2008, 2019) は、火山岩の組成に基づき、2重の沈み込みが多量のスラブ流体をマントルウエッジへ供給していることを示した。以下では、これらの研究結果、およびより包括的に火山岩組成を取り扱った解析に基づき、能登半島を含む中部日本の地下構造とその特徴について述べる (Iwamori and Nakamura, submitted)。

3. マグマの組成と中部日本下のマントルの流れ—温度構造

図2は、日本列島全体に分布する747の玄武岩試料の同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) のうち、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ を図示したものである。玄武岩は、より SiO_2 含有量が高い安山岩や流紋岩などに比べて、結晶分化あるいは地殻物質との混染の程度が小さ

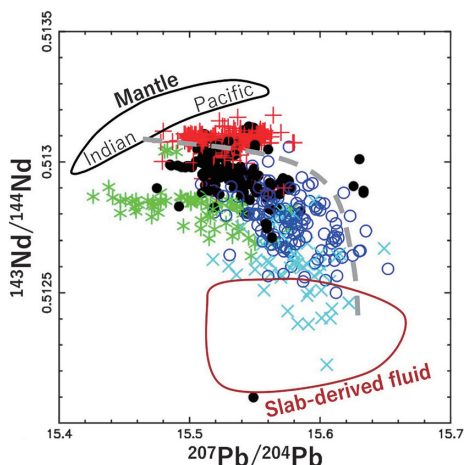


図2 日本列島の第四紀玄武岩の $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 図。太い灰色の破線はマントル (Mantle) とスラブ由来流体 (Slab-derived fluid) の混合線の1例 (Iwamori and Nakamura, submitted)。5つの色違いのシンボルは、同位体比に基づく白色化クラスター解析 (Iwamori *et al.*, 2017) の結果を示す (詳しくは本文を参照)

く、マグマを生み出したマントルでの情報を直接的に保持しており、地下深部の条件を探るために適している。また、上記の同位体は、いずれも比較的軽く（質量数が大きく）、かつそれぞれ分子と分母の同位体の質量数が近い。このため、質量分別効果が無視できるほど小さく、熔融の温度圧力条件によらず、玄武岩質マグマの中のそれぞれの同位体比は、その材料物質（マントルの岩石とそこに含まれる流体成分など）の同位体比をほぼそのまま反映し、岩石や流体の性質および量比についての情報をもたらす。

図2の左上に示されるマントル (Mantle) は、地球全体をカバーする上部マントルの組成範囲を示し、日本列島の下のマントルもこの範囲に入ると考えられている (Iwamori and Nakamura, 2015)。一方、図2の右下に示される範囲は、スラブ (沈み込んだプレート) から脱水反応にともなって放出される流体 (Slab-derived fluid, 以降スラブ由来流体とよぶ) に対応する (Nakamura *et al.*, 2008, 2019)。太平洋とフィリピン海の2つのスラブがそれぞれ異なる組成の流体を放出し、全体として幅広いものの、マントルの同位体組成とは明らかに異なる。色付きのシンボルでプロットされている玄武岩の組成は、大まかにはマントルとスラブ由来流体の間に位置する。これらの関係性は、沈み込み帯の火山岩の岩石学・地球化学的研究や数値モデリングに基づき、「スラブ由来流体が上昇してマントルの融点を低下させ、沈み込み帯のマグマと火山を生み出している」と解釈されている (Nakamura and Iwamori, 2013)。すなわち、マントル岩石とスラブ由来流体がさまざまな割合で混合し、図2にみられる玄武岩の範囲と多様性をもたらしていると考えられる。

図2の灰色の破線はそのような混合トレンドの一例を示し、大まかには右下にいくほど、マントルの岩石に付け加わったスラブ由来流体の割合が大きいことに対応する。このマントル、スラブ由来流体、玄武岩の関係性は、他の同位体比の組み合わせでも成立し、上記の解釈をサポートする。今回用いた747試料を、多変量空間で同時に検証・定量化する目的で、教師なし機械学習手法の

1つである「白色化データのクラスタ解析」 (Iwamori *et al.*, 2017) を行ったところ、5つのクラスタに分類することが適当と判断された (Iwamori and Nakamura, submitted)。これらを図2では5つの異なるシンボルで示している。大まかには右下にいくほど、スラブ由来流体の割合が大きく、水色の×印が最もスラブ由来流体に富む。さらに、マントル-スラブ由来流体を結ぶ混合トレンドには、緑と水色で示される系列と、赤や黒で表されるトレンドの2系列があるように見える。緑と水色のシンボルで代表されるトレンドは、東半球あるいはインド洋型マントル (Indian Mantle) と流体の混合で説明される一方、赤や黒で表されるトレンドは、西半球あるいは太平洋型マントル (Pacific Mantle) の成分がより多いマントルとスラブ由来流体の混合で説明される。いずれのトレンドも、右下に向かってスラブからの流体付加量が増えることに対応する。

図3は、5つのクラスタの空間分布を示す。大まかには、黒と赤のクラスタで特徴づけられる東日本と、それ以外の3つのクラスタが卓越する西日本に大別される。さらに、5つのクラスタあるいはそれらの組み合わせが、日本列島の島弧セグメント (図1: 北から、千島 (Kuril)、東北日本 (NE Japan)、伊豆-小笠原 (Izu-Bonin)、中部日本 (Central Japan)、西南日本 (SW Japan)、九州-) 琉球 (Ryukyu) を特徴づけていることが分かる。このような系統的な空間分布と、それぞれのクラスタの化学的性質に基づき、日本列島下の状態やダイナミクスを推定することが可能である (Nakamura *et al.*, 2019)。たとえば、図4にみられる東日本と西日本の大別は、(A) 全地球規模で東半球に卓越するインド洋型マントルが、大陸側 (西側) から日本列島の下に張り出すために主に西日本に分布する、および (B) 全球規模で主に西半球に卓越する太平洋型マントルが、東日本や伊豆-小笠原弧の下に分布する (Nakamura and Iwamori, 2009) ことに対応する。この点から、日本列島は、「大陸」と「海洋」のマントルドメインがせめぎ合う境界付近に位置しているといえる (Iwamori and Nakamura, 2015)。

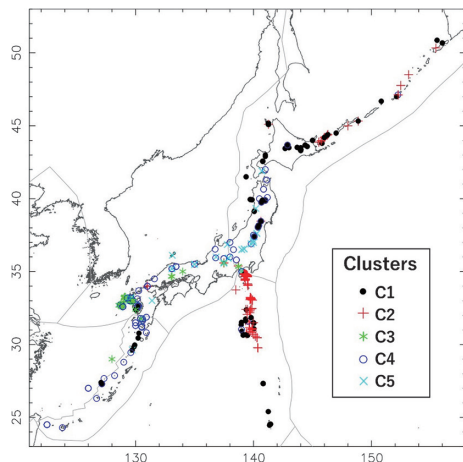


図3 日本列島第四紀玄武岩の同位体組成クラスタ (C1~C5) の地理的分布 (Iwamori and Nakamura, submitted). プレート境界は Bird (2003) に基づく

また、図2で流体量が多いクラスタをあらわす水色の×と青丸は、西日本、特に中部日本に多く分布することが分かる。この流体量の分布を、同位体比のマスマランス計算に基づいて定量的に示したのが図4である。中部日本では、マントルに加わったスラブ由来の流体が1%を超え、きわめて多いことが分かる。Nakamura *et al.* (2008, 2019) は、太平洋スラブとフィリピン海スラブの2重の沈み込みにより、多量の水が供給されていることを明らかにした。中部日本の背弧に位置する能登半島には、第四紀の火山が存在しないため、流体量の見積りができないが、能登半島の下でどのようにスラブからの流体供給があるかは、数値シミュレーション結果を用いて後で議論する。

玄武岩の同位体比に基づく「マグマを生み出した材料物質 (マントルの岩石とスラブ由来流体)」の解析に加え、玄武岩に含まれるさまざまな元素濃度に基づいて、溶融の温度・圧力を推定することが可能である。図5はその一例であり、縦軸は溶融度に敏感な La と Sm の濃度比を示し、図の上にプロットされる玄武岩試料ほど、そのマグマがマントルで生じた際の溶融度が小さく、図の下ほど大きい (たくさん溶けてできた) ことに対応する。一方、横軸は、溶融深度に敏感な Sm と

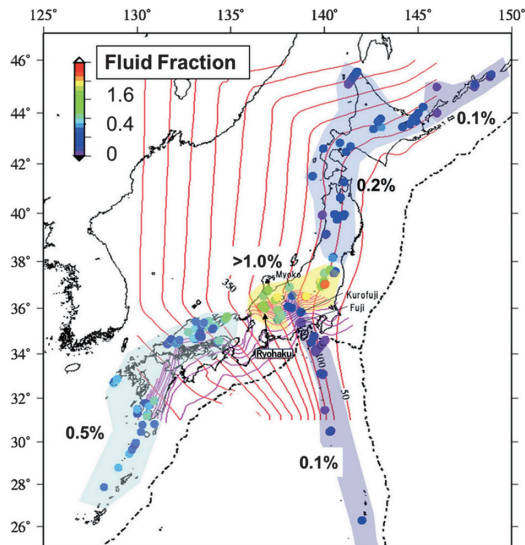


図4 マントルに加えられたスラブ由来流体の量 (マントル岩石に付け加わった重量%で表される) の地理的分布 (Nakamura *et al.*, 2019)

Yb の濃度比を示し、右にプロットされる玄武岩試料ほど、より高い圧力 (深い場所) で生じたことを意味する。このような縦軸と横軸の変化は、岩石が溶融する際に、元素ごとにマグマへの入りやすさ (元素分配) が異なり、かつ温度・圧力に依存することに起因する。

日本列島の下に存在すると考えられるマントルの組成 (図5の「DMM」) を、比較的浅部 (マントルの岩石中で、スピネルとよばれる鉱物が安定な圧力領域: およそ<2GPa, 深さ約 65 km 以浅) で0.1%から20%まで溶融させたときの理論線が灰色線で示されている。仮に無限小の溶融を考えても、縦軸の La/Sm 比の上限は4未満であり、図5の中に広がる実際の日本列島の玄武岩データを説明することはできない。

しかし、同位体比から示唆される多量のスラブ由来流体には、比較的高い濃度でさまざまな元素が溶け込んでおり、それらが付け加わることを考慮すると、図5の紫で示す2本の理論線が得られる。この2本の紫の線は、いずれも実際のデータに匹敵する高い La/Sm 濃度比を再現することができる。さらに、中部日本を特徴づけるスラブ由

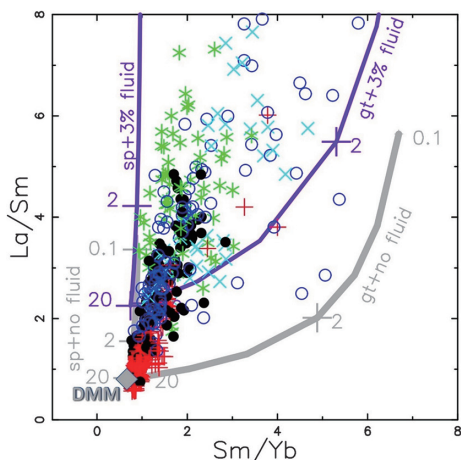


図5 日本列島の第四紀玄武岩に含まれる希土類元素の濃度比を表す図 (Sm/Yb-La/Sm, Iwamori and Nakamura, submitted). 5つの異なる色のシンボルは図2, 図3と共通の5つのクラスタ。図中の灰色の線は、平均的な組成の上部マントル (DMM) が、ガーネット (gt) またはスピネル (sp) が安定な深度で溶融した場合に生じるマグマの化学組成を示す (Iwamori and Nakamura, submitted)。紫色の線は、DMM にスラブ由来流体が3%加わったマントルが、ガーネット (gt) またはスピネル (sp) が安定な深度で溶融した場合に生じるマグマの化学組成を示す。それぞれの理論線にそってつけられている数字 (0.1, 2, 20, 単位は%) は、溶融の割合を表す

来流体に富むマントルから生じた玄武岩 (水色の×と青丸のデータ) は、スピネルが安定な浅部の溶融 (左側の上下方向の紫色の理論線) ではなく、右に延びる紫色の理論線、すなわちガーネットが安定な深部 (およそ>2GPa, 深さ約65km以深) の溶融が関与していることが分かる。

4. 中部地方および能登半島の地下の温度構造と流体分布

これらの制約条件 (流体量, 流体によるマントル融点の低下, および溶融度) を組み合わせると, 図6に示す温度・溶融構造が推定される (Nakamura and Iwamori, 2013)。図6は中部日本の両白山地 (図4, “Ryohaku”) を通る東西断面に対応し, 太平洋スラブ (PAC) と, フィリピン海

スラブ (PHS) が2重に沈み込んでいる。この2重の沈み込みは, 日本列島のダイナミクスと変動現象に大きな影響を与える。まず2つのスラブからそれぞれ流体が供給されるため, 中部地方には多量のスラブ由来流体が供給される。これは, 図4および図5の解析結果と整合的である。同時に, 太平洋スラブ (PAC) 沈み込みの反流として背弧から海溝側に運ばれるはずの熱いマントル物質が, フィリピン海スラブ (PHS) の存在により, 図6の赤線のように妨げられる。結果としてマントルウエッジとスラブは比較的低温となり, かつ太平洋スラブの脱水化学反応の位置が通常の島弧に比べて背弧側にずれる。このずれは, 脱水化学反応曲線の温度圧力勾配 (クラジウス-クラペイロン勾配) が負の傾きをもち, 低温ほど脱水反応の起こる圧力が増加するためである。このような低温の場合であるにもかかわらず, 多量のスラブ由来流体の供給による融点降下が, 比較的深部 (深さ70~80km付近) で少量の溶融を引き起こし, 両白山地のような太平洋スラブの上面深度が250~290kmときわめて深い背弧領域で火山活動をもたらしていると考えられる。

図7の2つの断面図は, 図1のA-B断面 (図6の両白山地を通る断面より少し北側) に対応し, マントル対流・温度構造および脱水・溶融の数値シミュレーションの結果を示す。この断面は, 太平洋プレートの日本列島に対する沈み込み方向と一致し, 浅間山付近の火山フロントの屈曲点, および能登半島を通る断面に対応する。図7左端の緑の縦線がおよそ能登半島の位置に対応する。

図7上図は数値計算によって求められた水溶液流体 (“Aqueous fluid”) の分布, 下図はマグマの分布 (“Melt”) を表す (Iwamori, 2000に加筆)。能登半島の真下に相当するスラブ上面深度は250~275kmであり (図1), 通常では脱水がすでに終わっている深度である。たとえば, 東北日本に沈み込む太平洋プレートは, 古くかつ冷たいために, スラブの堆積物, 変質海洋玄武岩, およびスラブ直上に形成される蛇紋岩の脱水深度は, 世界の沈み込み帯の中でも比較的深い (Iwamori, 2007)。図7に示す中部日本の下では, フィリピン海ス

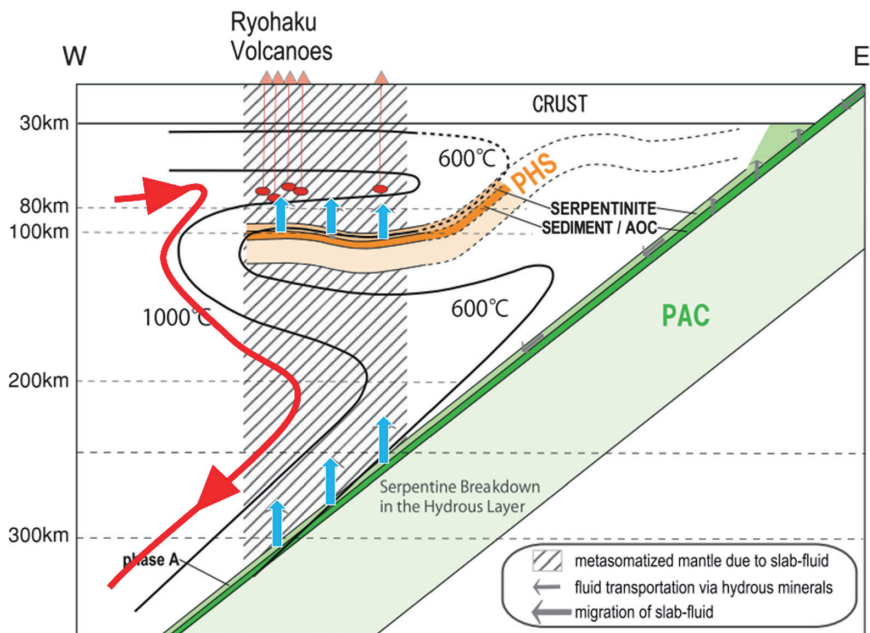


図6 中部地方・両白山地を通るおよそ東西の模式的断面図 (Nakamura and Iwamori, 2013 に加筆). PACは太平洋スラブ, PHSはフィリピン海スラブを表し, 上向きの灰色矢印はスラブ由来流体, 赤色はマグマ, 表面の橙三角は火山を表す. 太い赤矢印は, マントル対流の流線を表す

ブが折り重なるため, マントルウェッジおよび沈み込むプレート温度が低く保たれ, 脱水深度が東北日本よりもさらに深くにシフトし, スラブ上面深度が250kmを超える両白山地や能登半島下でも脱水が起こる (図6, 図7).

中部日本弧の下はマントルの温度が比較的低く, 図6および図7に示すように, 熔融領域 (マグマのできる領域) の広がり, は, 豊富なスラブ由来流体による大きな融点降下と温度構造の組み合わせによって決定される. ある深さ (たとえば, 中部日本の両白火山下の熔融領域に相当する深さ70~80km) では, 温度は背弧に向かってわずかに上昇するが, スラブ由来の流体量が少ないため融点降下は不十分であり, 熔融は起こらない. 中部日本弧の背弧に位置する能登半島 (図1) は, このような「熔融を伴わない深部流体の上昇」領域 (図7の緑色の縦線沿い) に相当し, 図2に見られるような, 沈み込む2つのスラブの重なり, 冷たいマントルウェッジとスラブ, 火山フロントや火山帯の背弧側への顕著な屈曲などの地質現象の大局の一部と考えられる.

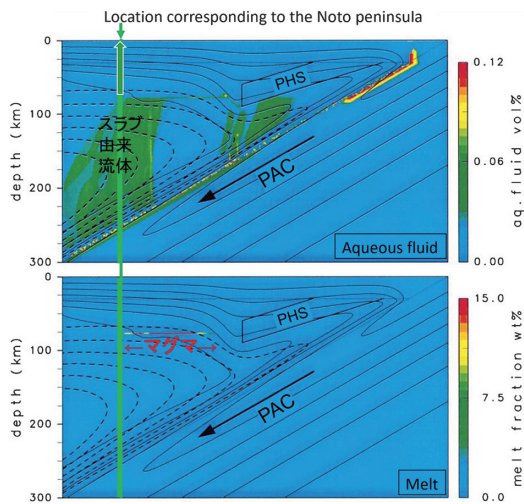


図7 数値シミュレーションモデルによる水溶液流体の分布 (上図) とマグマ生成領域の分布 (下図) (Iwamori, 2000 に加筆). 実線は等温線 (200度間隔), 点線はマントル流動の流線. プレート沈み込み, スラブ脱水, 流体移動, 移動する流体と対流するマントルとの化学反応 (熔融を含む) を数値シミュレーションに組み込み予測したもの. PHSとPACはそれぞれフィリピン海スラブと太平洋スラブを示す. 緑の縦線は, 能登半島のおよその位置に対応する

この「2つのスラブの重複沈み込みに伴う溶融を伴わない深部流体の上昇」は、能登半島における地震活動や地殻変動の原因となっている可能性がある。石川県能登地方の地殻内では2018年頃から地震回数が増加傾向にあり、2020年12月から地震活動が活発になり、2022年6月にはM5.4、2023年5月にはM6.5、2024年1月にはM7.6、6月にはM6.0の地震が発生した。一連の地震活動において、2020年12月1日から2024年8月31日までに震度1以上を観測する地震が2,424回発生した（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2024）。

この一連の地震活動に伴って、2020年12月頃から、隆起を伴う顕著な地殻変動が観測されている。そのうち、能登半島東部で2023年までに観測された最大7cmの垂直変位を伴う隆起は、深さ14~16kmで南東傾斜断層帯が開口し、合計約 $3 \times 10^7 \text{ m}^3$ の体積が増加したことで説明可能である（Nishimura *et al.*, 2023）。このような膨張・変形の原因として、深さ16km以深からの湧昇流体が示唆されている（西村ほか、2022；Nakajima, 2022；Nishimura *et al.*, 2023）。Nishimura *et al.* (2023)は、流体が既存の浅い傾斜の透水性断層帯を通して広がり、地域的な圧縮応力場下で断層帯に拡散し、2020年以降の無感地震すべりや激しい群発地震を引き起こしたと推定した。

上記の $3 \times 10^7 \text{ m}^3$ の体積増加は、図7の数値モデルから計算した単位面積あたり $\sim 0.3 \text{ m}^3/\text{年}$ の流体フラックスが $\sim 1,000$ 年間蓄積された量に等しい（ここで、2020年以降の地震活動域に匹敵する $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ の水平的な領域（深さは $\sim 16 \text{ km}$ ）がスラブ由来流体のフラックスを受けたと仮定している）。このスラブ由来流体のフラックスが、地質学的時間スケールで広域的圧縮応力場とともに継続したとすると、大きな変形と隆起が起こると予測される。実際、能登半島では大きな隆起が起こってきたことが、下記のような地形学的あるいは地質学的な証拠から示されている。時間スケールが短い順に列挙すると、

- ① 能登半島の西部~北部沿岸域での海岸段丘の形成史（宍倉ほか、2020）や2024年能登

半島地震にともなう隆起の速報（石山ほか、2024；宍倉、2024；宍倉ほか、2024）によれば、2024年地震によって形成された最大約4mの隆起を伴う海岸段丘を含めて、6,000年間で4回の離水を伴う変動があった。平均約1,500年に一回という変動間隔（recurrence interval）は、能登半島東部の隆起を説明するのに必要な流量がたまる $\sim 1,000$ 年の時間スケール（前述）と大まかには合致する。

- ② Hiramatsu *et al.* (2008)は、平成19年（2007年）能登半島地震に伴う能登半島北・西海岸における地殻変動、および当該地域の過去の地殻変動について、生物分布、測地データ、震源断層モデル、地形・地質構造などのさまざまなデータに基づき、過去12万年間に、地震時の変位（および地震間の地殻変動）が繰り返され、約40mの隆起が生じたと推定している。

- ③ 能登半島では、中期更新世（約77万年前）以降、特に北部沿岸で海成段丘が発達しており、長期間にわたり地盤が隆起してきたことを示す（宍倉ほか、2020；宍倉、2024）。宍倉ほか（2020）では、平均隆起速度と大きな離水イベントの間隔を、 $0.67 \sim 0.72 \text{ mm/year}$ と900~1,400年、または、 $1.14 \sim 1.23 \text{ mm/year}$ と500~800年と推定しており、ごく大まかには、①、②および図7の数値シミュレーションから見積られる1,000年の変動間隔のいずれとも整合的である。

さらに長期（100万年前以前）の応力場やテクトニクスについては、地質構造から、現在の能登半島の基盤地質を構成する日本海の形成やグリーンタフ火山を含む伸長応力期の後、700万年前以降に能登周辺の圧縮性広域応力場が形成されたと考えられている（岡村、2007）。この海域への深部流体フラックスの供給開始時期は不明であるが、太平洋スラブとフィリピン海スラブの沈み込みが重なる現在のプレート配置は400万年前（4Ma）にはほぼ確立しており（Seno and Maruyama, 1984）、その頃には、中部地方の背弧領域

や能登の地下で太平洋スラブの深部脱水が始まっていたと考えられる。4Ma以降の深部流体フラックスを伴う広域圧縮応力場は、12万年あたり40mの隆起（Hiramatsu *et al.*, 2008）を仮定すると、能登地域を~1,330m隆起させるポテンシャルがある。この量は、仮に~700mの侵食を伴ったとすると、能登半島の現在の最高峰（637m, 宝達山）の標高を説明しうる。深部流体フラックスを伴う圧縮応力場下での長期的隆起は、2つのプレートの重複沈み込みと深部スラブ脱水とに伴う特異点として、能登半島自体の形成メカニズムである可能性がある。「なぜ日本海に突き出たように見える半島が形成されたのか」、その機構の1つと考えられる。したがって、このようなテクトニクスとダイナミクスが維持されるかぎり、能登半島の隆起とそれに伴う地震活動は、今後も長期的に継続すると予想される。

5. おわりに

本稿では、日本列島に分布する第四紀玄武岩の組成、および流体の生成移動を含むマントル対流の数値シミュレーションに基づき、中部日本下での2重のスラブ沈み込みと、それに伴うマントル対流-温度構造、マグマ生成と流体の発生・上昇を議論した。その一環として、能登の直下における太平洋スラブ由来流体の発生と上昇が、この数年継続する能登の地震活動・地殻変動の誘因となっている可能性を指摘した。能登半島における地震活動および地殻変動の今後の推移について、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2024）は、「2024年8月の地震活動の評価」の中で「これまでの地震活動及び地殻変動の状況を踏まえると、2020年12月以降の一連の地震活動は当分続くと考えられ、M7.6の地震後の活動域及びその周辺では、今後強い揺れや津波を伴う地震発生の可能性がある。」と述べている。同時に、本稿で議論された「日本列島規模でのプレートの配置と沈み込み、テクトニクス、マントルの流動場-温度構造、深部脱水とスラブ由来流体の起源と原因」を考慮するなら、能登半島はまだ成長過程の半島と

して陸化が継続しており、2重のスラブ沈み込みを含む現在のテクトニクスとダイナミクスが維持されるかぎり、能登半島の隆起とそれに伴う地震活動は、今後も中長期的に継続すると予想される。

最後になりましたが、何より、能登半島における一連の地震活動で被災された皆様、また本稿執筆中の2024年9月に発生した奥能登豪雨で被災された皆様に、謹んでお見舞い申し上げます。

謝辞

本稿執筆の機会を与えてくださった地震ジャーナル編集長 加藤照之氏に感謝いたします。

参考文献

- Bird, P. 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.* doi:10.1029/2001GC000252
- Hasegawa, A., Yoshida, K., Asano, Y., Okada, T., Iinuma, T. and Ito, Y. 2012. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, 231-243. doi: 10.1016/j.epsl.2012.08.042
- Hiramatsu, Y., Moriya, K., Kamiya, T., Kato, M. and Nishimura, T. 2008. Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of littoral organisms and GPS: Implication for neotectonics in the northwestern Noto Peninsula. *Earth Planets Space*, **60**, 903-913. doi: 10.1186/BF03352846
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. 2008. Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315. doi:10.1029/2007JB005274
- 石山達也・松多信尚・立石 良・安江健一. 2024. 令和6年能登半島地震（M7.6）で生じた海岸隆起【速報】. <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/news/20465/>
- Iwamori, H. 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65-80. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00080-6
- Iwamori, H. 2000. Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards back-arc near triple junction due to lower temperature. *Earth Planet. Sci.*

- Lett.*, **181**, 41–46. doi:10.1016/S0012-821X(00)00180-1
- Iwamori, H. 2007. Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chem. Geol.*, **239**, 182–198. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.08.011
- Iwamori, H. and Nakamura, H. 2015. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics. *Gondwana Res.*, **27**, 1131–1152. doi:10.1016/j.gr.2014.09.003
- Iwamori, H., Nakamura, H. submitted in March, 2023. Bend of volcanic front around Asama Volcano and deep dehydration beneath the Noto peninsula: constraints from regional magma geochemistry. In: “Asama Volcano—Portrait of the most active and hazardous andesitic volcano near the Tokyo metropolitan area—” (Aramaki, S., Takahashi, M., Takeo, M., Yasui, M. and Aoki, Y., eds. Series of “Active Volcanoes of the World”, Springer).
- Iwamori, H., Yoshida, K., Nakamura, H., Kuwatani, T., Hamada, M., Haraguchi, S. and Ueki, K. 2017. Classification of geochemical data based on multivariate statistical analyses: Complementary roles of cluster, principal component, and independent component analyses. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **18**, 994–1012. doi:10.1002/2016GC006663
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2024. 2024年8月の地震活動の評価（令和6年9月10日公表）. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/2024_08.pdf
- Kita, S., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Katsumata, K. 2008. Anomalous deepening of upper-plane seismic belt in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner. *7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan. Fall Meeting, Abstract*, X2-052.
- Muto, J., Moore, J.D.P., Barbot, S., Iinuma, T., Ohta, Y. and Iwamori, H. 2019. Coupled afterslip and transient mantle flow after the 2011 Tohoku earthquake. *Sci. Adv.*, **5**. doi: 10.1126/sciadv.aaw1164
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. 2006. Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: reactivation of subducted fracture zone ?. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16309. doi:10.1029/2006GL026773
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. 2007. Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *J. Geophys. Res.*, **112**, B08306. doi:10.1029/2006JB004770
- Nakajima, J. 2022. Crustal structure beneath earthquake swarm in the Noto peninsula, Japan. *Earth Planets Space*, **74**, 160. doi:10.1186/s40623-022-01719-x
- Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J.-I. 2008. Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nat. Geosci.*, **1**, 380–384. doi:10.1038/ngeo200
- Nakamura, H. and Iwamori, H. 2009. Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Res.*, **16**, 431–445. doi: 10.1016/j.gr.2009.05.004
- Nakamura, H. and Iwamori, H. 2013. Generation of adakites in a cold subduction zone due to double subducting plates. *Contr. Mineral. Petrol.*, **165**, 1107–1134. doi: 10.1007/s00410-013-0850-0
- Nakamura, H., Iwamori, H., Ishizuka, O. and Nishizawa, T. 2018. Distribution of slab-derived fluids around the edge of the Philippine Sea Plate from Central to Northeast Japan. *Tectonophysics* **723**, 297–308. doi:10.1016/j.tecto.2017.12.004
- Nakamura, H., Iwamori, H., Nakagawa, M., Shibata, T., Kimura, J., Miyazaki, T., Chang, Q., Vaglarov, B.S., Takahashi, T. and Hirahara, Y. 2019. Geochemical mapping of slab-derived fluid and source mantle along Japan arcs. *Gondwana Res.*, **70**, 36–49. doi:10.1016/j.gr.2019.01.007
- 西村卓也・平松良浩・太田雄策. 2022. 2020年12月頃から続く能登半島の群発地震と地殻変動. *地震ジャーナル*, **74**, 1–9. <https://ndlsearch.ndl.go.jp/books/R000000004-I032599277>
- Nishimura, T., Hiramatsu, Y. and Ohta, Y. 2023. Episodic transient deformation revealed by the analysis of multiple GNSS networks in the Noto Peninsula, central Japan. *Sci. Rep.*, **13**: 8381. doi: 10.1038/s41598-023-35459-z
- 岡村行信. 2007. 能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造. *活断層・古地震研究報告*, **7**, 197–207. <https://www.gsj.jp/data/actfault-eq/h18seika/pdf/okamura.pdf>
- Seno, T. and Maruyama, S. 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53–84. doi: 10.1016/0040-1951(84)90008-8
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一. 2020. 能登半島北部沿岸の低位段丘および離水生物遺骸群集の高度分布

からみた海域活断層の活動性. *活断層研究*, **53**, 33-49. doi: 10.11462/afr.2020.53_33

宍倉正展. 2024. 第二報 長期的な隆起を示す海成段丘と2024年能登半島地震の地殻変動 [2024年1月4日]. <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/ното2024/ното2024-02.html>

宍倉正展・行谷佑一・越後智雄. 2024. 第四報 2024年能登半島地震の緊急調査報告 (海岸の隆起調査). <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/ното2024/ното2024-04.html>

Syracuse, E.M., van Keken, P.E. and Abers, G.A. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**, 73-90. doi: 10.1016/j.pepi.2010.02.004

Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. 2004. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth Planets Space*, **56**, 1191-1194. doi: 10.1186/BF03353339

岩森 光

[いわもり ひかる]

現職 東京大学地震研究所教授

略歴 東京大学大学院理学系研究科地質学専攻博士課程修了. 東京大学地震研究所研究員, 名古屋大学理学部助手, 同 助教授, 東京大学大学院理学系研究科助教授・准教授, 東京工業大学大学院理工学研究科教授, 海洋研究開発機構プログラムディレクター・分野長を経て2018年4月より現職

研究分野 固体地球科学

中村仁美

[なかむら ひとみ]

現職 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門上級主任研究員

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了. 東京工業大学大学院理工学研究科, 海洋研究開発機構, 産業技術総合研究所主任研究員などを経て2022年4月より現職

研究分野 地球化学

地震波トモグラフィーから見た地震火山活動と 地球内部ダイナミクス

趙 大鵬 (Dapeng Zhao)

1. はじめに

1970年代半ば以降、コンピュータの性能が高まり、地震データの質と量が向上したため、地震学者は地震学の新しい分野である地震波トモグラフィーを確立した。先駆的なトモグラフィー研究には、ローカルトモグラフィーでは Aki and Lee (1976)、グローバルトモグラフィーでは Dziewonski *et al.* (1977) がある。地震波トモグラフィーの定義には2つの意味がある。1つは、自然地震や人工地震による多数の交差する地震波からの情報を組み合わせることによって、地球内部の3次元イメージを決定する地震学的手法であり、もう1つは、3次元インバージョンの結果を意味する。過去50年間、地震学者は地震波トモグラフィーを用いて、ローカルなスケールからグローバルなスケールまで、地球内部の3次元構造を研究してきた。これらの地球内部構造の3次元モデルは、ジオダイナミクスの基本的な疑問に答えるものであり、地球科学における革命を意味する (Dziewonski and Anderson, 1984)。地震波トモグラフィーは、地震学者が地球科学コミュニティに提供した強力なツールであり、地球科学の発展に大きな影響を与え、その影響は今後も長く続くであろう (Aki, 1988; Zhao and Kayal, 2000)。約35年前、Iyer 博士は「現在、地震波トモグラフィーはまだ加速度的に発展しており、今後数十年間は地震学研究の活発な分野になるだろう」と書いた (Iyer, 1989)。彼の洞察に満ちたコメントと予測は、今日でも有効である。

地震波トモグラフィーの出現後まもなく、多くの研究者がこの手法 (Aki and Lee, 1976) を日

本列島各地の地殻と上部マントルの3次元構造の研究に適用してきた (たとえば, Hirahara, 1977, 1981; Horie and Aki, 1982; Takanami, 1982; Hasemi *et al.*, 1984; Miyamachi and Moriya, 1984; Nakanishi, 1985; Ishida and Hasemi, 1988)。これらの研究により、日本の地下構造の大局的な特徴、すなわち、沈み込んでいる太平洋プレートとフィリピン海プレート (以下、太平洋スラブとフィリピン海スラブと略記) を反映する高速度異常と、活発的な島弧火山下の地殻とマントルウェッジ内の低速度異常が明らかになった。

筆者は1988年4月に東北大学大学院理学研究科博士課程に入学し、地震波トモグラフィーの研究を始めた。博士論文のテーマは、当時最新のトモグラフィー手法を用いて東北日本弧の高分解能3次元速度構造を研究することだった。1980年代後半までに、東北地方の地下には、コンラッド面、モホ面、そして太平洋スラブの上面という3つの地震波速度不連続面が存在し、それらが横方向に大きく深度変化を示すことが、後続波 (反射波と変換波) とやや深発地震 (深さ60~300kmで発生する地震) の震源分布に関する多くの研究で明らかになっていた。しかし、当時はこのような湾曲した速度不連続面を扱えるトモグラフィー手法は存在しなかった。そこで筆者は、この問題を解決するための新しいトモグラフィー手法の開発に取り組んだ。まず、pseudo-bending 法 (Um and Thurber, 1987) とスネルの法則を組み合わせた新しい3次元波線追跡法を開発した (Zhao, 1991; Zhao *et al.*, 1992)。そしてP波とS波の初動だけでなく、後続波である反射波や変換波の到達時刻データも用いることができる新しいトモグラフィー法を開発し、この手法により湾曲した速度

不連続面や3次元の速度変化を含む速度モデルを扱うことができるようになった (Zhao, 1991 ; Zhao *et al.*, 1992).

3次元速度インバージョンのモデルに速度不連続面を導入する理由は少なくとも3つある。(1) モホ面や沈み込むスラブ上面のような湾曲した速度不連続面が地球内部に実際に存在する。(2) 不連続面を考慮することで、P波やS波の理論走時と波線経路をより正確に計算できる。(3) 不連続面における反射波や変換波の観測データを震源再決定や速度インバージョンにも利用できる。後続波は、特に速度不連続面近傍の地下構造に関して非常に重要な情報を含んでいる。また、反射波や変換波は、P波やS波の初動とはまったく異なる波線経路を持つため、これら後続波のデータを使用することで、波線経路のカバー率を向上させることができる。加えて、筆者らのトモグラフィックインバージョンでは、効率的なインバージョンアルゴリズムを採用しているため、高分解能の3次元構造モデルを決定するために、大量の近地・遠地地震データを使用することができる (Zhao *et al.*, 1992, 1994).

過去30数年間、筆者らの研究グループは、炭鉱のような数キロメートルのスケールから地球や月全体といったグローバルスケール、地殻から核-マントル境界までの広い深さ範囲、また地震波速度トモグラフィーから地震波減衰や異方性トモグラフィーといった速度以外のパラメータ推定にまで適用できるように、トモグラフィー手法を継続的に改良してきた。これらの広範なトモグラフィー研究は、地震の発生機構と火山の成因、そして地球と月の内部構造とダイナミクスの解明に新たな光を当てている。本稿では、これらのトモグラフィー研究の主な成果を紹介する。

2. 沈み込み帯の構造と島弧マグマの成因

Zhao *et al.* (1992) は、近地地震の到達時刻データを用いて、東北日本下の詳細な3次元P波・S波速度 (V_p , V_s) トモグラフィーを決定した。P波とS波の初動だけでなく、スラブ上面とモホ

面におけるPS波やSP波といった変換波も使用した。先行研究で決定されたコンラッド面とモホ面、そしてスラブ上面の深度変化が速度モデルに含まれている。図1は、東北地方の深さ200kmまでのP波速度トモグラフィーの3つの鉛直断面図を示す。高速度領域の沈み込む太平洋スラブが明瞭に映されている。やや深発地震はスラブの上部で発生している。活火山直下の地殻と上部マントルに明瞭な低速度異常体が現れている。マン

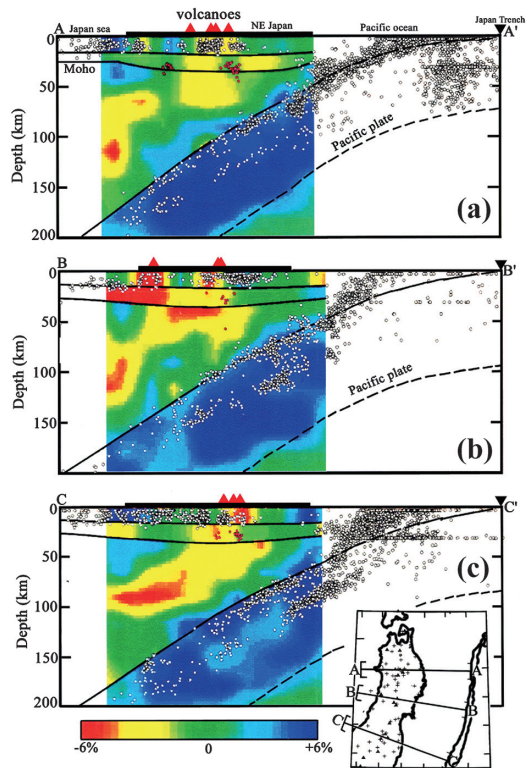


図1 挿入図に示された3つのプロファイルに沿った、東北日本の地表から深さ200kmまでのP波速度 (V_p) トモグラフィーの鉛直断面図。赤・青はそれぞれ低い・高い V_p 偏差 (平均値からの偏差) を表し、そのスケールは下に示されている。白点は各プロファイルの水平幅30km以内の地震活動を表す。赤点は低周波微小地震 (M0.0~2.5) を表す。赤三角形は活火山、逆三角形は日本海溝の位置をそれぞれ表す。各図の上の太横棒は、地震観測点が存在する陸域を表す。3本の太い曲線は、コンラッド面とモホ面、そして沈み込む太平洋スラブ上面を表す。破線は太平洋スラブ下面の推定位置を表す。Zhao *et al.* (1992) から加筆修正

トルウェッジの中央部には、沈み込むスラブと平行な低速度領域が存在する。これらの低速度領域は、マントルウェッジ中央部の高温かつ含水した上昇流を反映しており、スラブの脱水とマントルウェッジ内の対流との共同作用によって引き起こされる。これらの低速度領域は、島弧マグマや火山活動の起源となる。

図2は、トンガ弧とラウ背弧 (Lau spreading center から左側) の深さ 700 km までの P 波速度トモグラフィーの鉛直断面図である。これは、陸上地震観測点と海底地震計 (ocean bottom seismograph, OBS) で記録された P 波の到達時刻データを用いて決定された (Zhao *et al.*, 1997)。沈み込むトンガスラブは厚さ約 100 km の高速度領域として映されている。トンガ弧とラウ背弧の下には、最大で 6% の低速度異常が見られる。トンガ弧の下の低速度異常は、スラブから約 30~50 km 上において傾斜帯となっており、地表から深さ約 140 km まで伸びている。この特徴は、東北地方下に見られる低速度領域と類似している (図1)。深さ 100 km 以深では、背弧の低速度異常の振幅は小さくなるが、少なくとも深度 400 km までは中程度の低速度異常 (-2% から -4%) が存在する。これらの結果は、背弧拡大に関連した

ジオダイナミックシステムは地表近傍に限定されず、深部プロセスに関連していることを示している。トンガ弧とラウ背弧の下の低速度領域は、浅い位置では分離しているように見えるが、深さ 100 km 以深では合流している (図2)。この特徴から、トンガ弧とラウ背弧のマグマ供給系は、マグマの多くが生成される浅い位置では分離しているが、深さ 100 km 以深ではマグマ供給系間で何らかの相互作用がある可能性が示唆される。

同様のトモグラフィー結果は、アラスカ、カムチャッカ、琉球弧、カスカディア、東南アジア、そして南米を含む他の多くの沈み込み帯で決定されている (詳細なレビューは、Zhao, 2015 を参照)。沈み込むスラブは一般的にはスラブの年齢に依存する厚さの高速度領域として映される一方で、マントルウェッジ内には有意な低速度異常が存在することが明らかになった。これはマントル対流とスラブ脱水に関連した島弧マグマと流体を反映していると考えられ、火山フロント沿いと背弧領域での島弧火山の形成のメカニズムの理解につながる。これらのトモグラフィーの結果は、1990 年代初頭まで熱く論争されていた島弧マグマと火山活動の起源を解明するのに役立った。

3. 流体と地震

Zhao *et al.* (1996) は、1995 年兵庫県南部地震 (M7.2) の震源域における V_p , V_s , そしてポアソン比の詳細な 3 次元イメージを決定した。その結果、本震震源域下の下部地殻に低速度、高ポアソン比 (高 σ) の異常が存在することが明らかになり (図 3a~c)、これは流体で満たされた岩体が破碎され、野島断層が破壊されたことによって地震が発生したと解釈された。その後の研究で、震源域の流体は、西南日本下に沈み込むフィリピン海スラブの脱水反応に由来することが示された (図 3d; Zhao *et al.*, 2000; Zhao, 2001a; Yamanaka and Adachi, 2024)。

Zhao *et al.* (2015) は、1894 年から 2014 年までの 120 年間に東北地方で発生した 26 個の地殻大地震 (M6.0~7.2) の震源域における高分解能

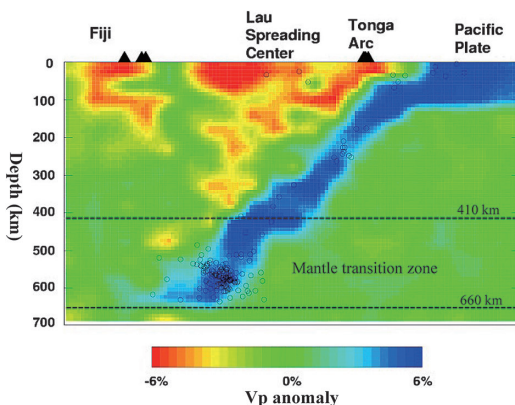


図2 トンガ弧とラウ背弧域の深さ 0~700 km の V_p トモグラフィーの東西鉛直断面図。黒三角形は活火山を表す。丸印は鉛直プロファイルに対する水平幅 40 km 以内の近地地震を表す。破線は 410 km と 660 km の不連続面を表す。その他の表記は図1と同様。Zhao *et al.* (1997) から加筆修正

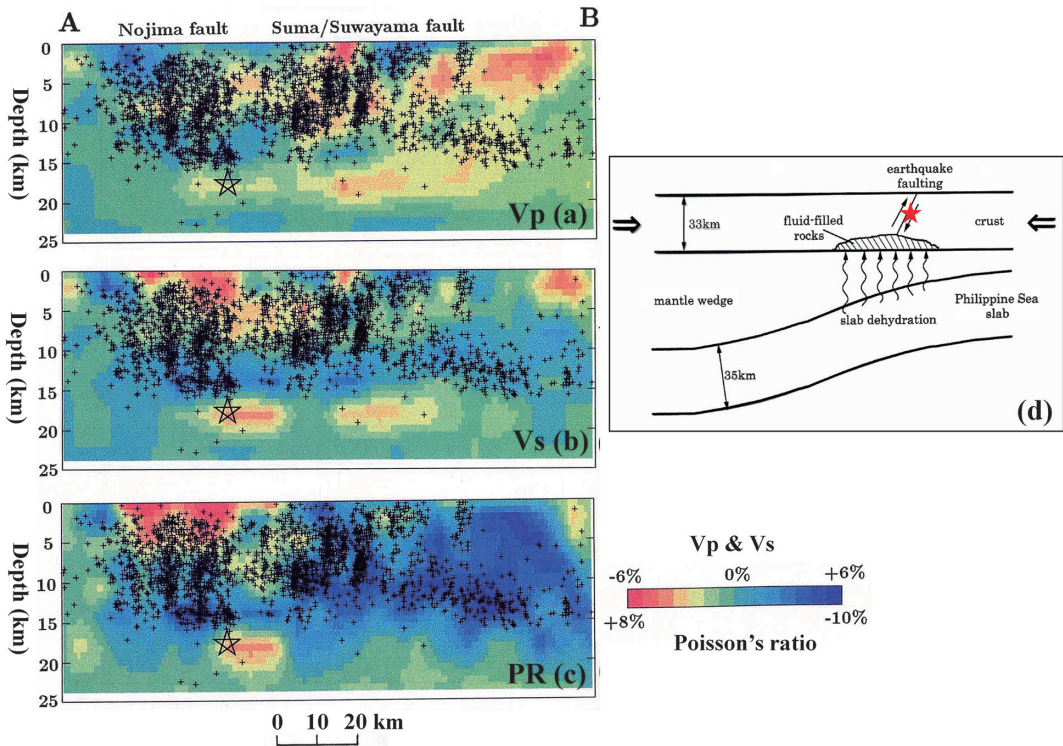


図3 西南日本における1995年兵庫県南部地震の活断層に沿った、(a) P波速度 (V_p)、(b) S波速度 (V_s)、(c) ポアソン比 (PR) の鉛直断面図 (Zhao *et al.*, 1996 から加筆修正)。低速度・高PRを赤で、高速度・低PRを青で表す。 V_p 偏差と V_s 偏差は1次元速度モデルから-6%から+6%までの範囲である。PRは0.225から0.27まで(平均値から-10%~+8%)の範囲である。星印は1995年兵庫県南部地震本震の震源、小さな十字は鉛直プロファイルから水平幅5km以内の余震を表す。鉛直分布が分かりやすいように、図において、鉛直方向のスケールを水平方向の2倍に誇張している。(d) 西南日本の前弧領域における地殻内大地震の発生に及ぼすスラブ脱水による流体の影響に関する模式図 (Zhao, 2001a から加筆修正)

の V_p と V_s のトモグラフィーを決定した。その結果、震源域下の地殻とマントルウェッジに顕著な低速度・高 σ 異常が見られた。火山フロントや背弧領域の地下では、低速度・高 σ 領域は島弧マグマに関連した高温かつ含水した異常を反映している (図1)。この高温の異常は、その上の脆い地震発生層の局所的な薄層化と弱体化を引き起こす。下部地殻やマントル最上部では低速度領域の内部や周囲において低周波微小地震が観測され (図1)、マントルウェッジから地殻への島弧マグマや流体の上昇を反映している。前弧地域は低温のため火山やマグマが存在せず、前弧の低速度異常は神戸地震域と同様にスラブ脱水による流体を反映している (図3d)。上昇する流体がマントル

ウェッジから地殻に入り込むと、水の壁を作った可能性がある。水が地殻の活断層に入り込むと、断層帯の摩擦が低下するため、大地震が誘発される。これらの結果は、大地震の発生が完全に力学的プロセスであるというわけではなく、沈み込みダイナミクスや地殻と上部マントルの岩石の物理的・化学的性質と密接に関連していることを示している。特に、島弧マグマと流体は地震発生に重要な役割を果たしている (Zhao *et al.*, 2002)。

図4は、東北前弧下の太平洋スラブ上面に沿ったメガスラスト (megathrust) 断層帯のP波トモグラフィーである (Zhao *et al.*, 2011)。このメガスラスト帯では横方向に大きく V_p が変化している。 V_p 変化と1900年から2011年にかけてこ

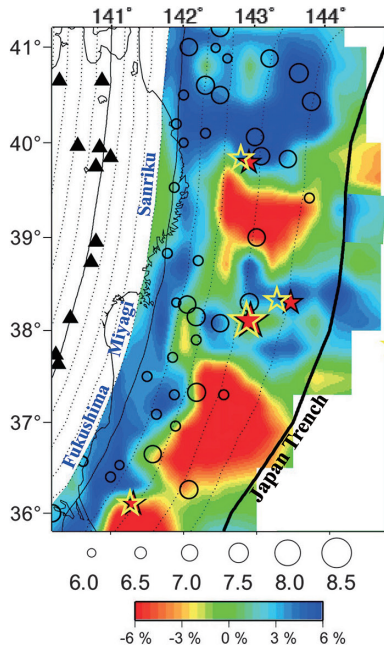


図4 沈み込む太平洋スラブ上面直上のメガスラスト帯の V_p トモグラフィー。黒三角は活火山を表す。白丸印は1900年から2008年にかけて発生した大地震 ($M_{JMA} \geq 6.0$) を表し、その多くはプレート境界で発生した。星印は2011年東北地方太平洋沖地震本震 (M_w 9.0)、前震1回 ($M7.3$)、余震2回 ($M7.5$) の震央を表す。黄色星印は気象庁が決定した震央を表す。赤色星印は3次元速度モデルを用いて再決定した震央を表す。その他の表記は図1と同様。Zhao *et al.* (2011) から加筆修正

の地域で発生したプレート間大地震 ($M6.0 \sim 9.0$) の分布には良い相関があり、2011年の東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) もその1つである。そのほとんどは、高速度領域および低速-高速領域の境界で発生した。三陸沖や福島沖の低速度領域では大地震はほとんど発生せず、この領域は堆積物や流体を多く含む可能性がある。この結果は、プレート間大地震の分布 (破壊核形成) が、沈み込む海底地形、流体、そして組成変化など、メガスラスト帯の構造不均質に支配されていることを示している。

Liu and Zhao (2014) は、西南日本沈み込み帯の詳細な3次元地震波速度、減衰 (Q)、そしてポアソン比 (σ) 構造を示した。その結果、南海

トラフに沿うメガスラスト帯には2つの顕著な高速度、高 Q 、低 σ の異常体が存在し、それらは低速度、低 Q 、高 σ の異常によって隔てられていることが示された。1900年から2013年にかけてのプレート間大地震は、高速度、高 Q 、低 σ の異常体またはその周辺で発生しており、これらはメガスラスト帯の強く結合した領域 (すなわちアスペリティ) を表している可能性がある。この特徴は、東北地方前弧と同様に、メガスラスト帯の構造不均質がプレート間大地震の破壊核形成に関連していることを示している (図4)。

同様の特徴は世界中のさまざまな大地震の震源域で明らかにされており、流体があらゆるタイプの大地震に関与している可能性を示唆している (Zhao *et al.*, 2002; Hasegawa *et al.*, 2009; Zhao, 2021 によるレビューを参照)。

4. 大陸内部火山の成因

中朝国境にある長白山火山、韓国の済州火山、中国東北部の五大連池火山など、朝鮮半島や中国東北部およびその周辺には大陸内部の活火山がいくつか存在する。しかし、これらの大陸内部火山の起源や原因はまだよくわかっていない。図5はこれらの火山を含む東アジア下の高分解能P波マントルトモグラフィーの鉛直断面図である (Huang and Zhao, 2006)。日本列島と日本海の下には沈み込む太平洋スラブが明瞭に見え、スラブ内でやや深発地震や深発地震 (深さ 300~680 km で発生する地震) が活発に発生している。西に向かうにつれて、沈み込んだスラブは朝鮮半島や中国東部の下のマントル遷移層 (深さ 410~660 km) の下部で平坦になる。傾斜したスラブとマントル遷移層内の平坦なスラブの上の上部マントルに低速度異常が現れている。これらの主な特徴は、初期のグローバルトモグラフィー研究 (たとえば、Fukao *et al.*, 1992; Zhao, 2001b, 2004) によって明らかにされたが、新しいリージョナルトモグラフィー (図5) は、はるかに高い分解能を持つ。

これらのトモグラフィーの結果に基づいて、Zhao *et al.* (2004, 2007) は、東アジアの大陸内

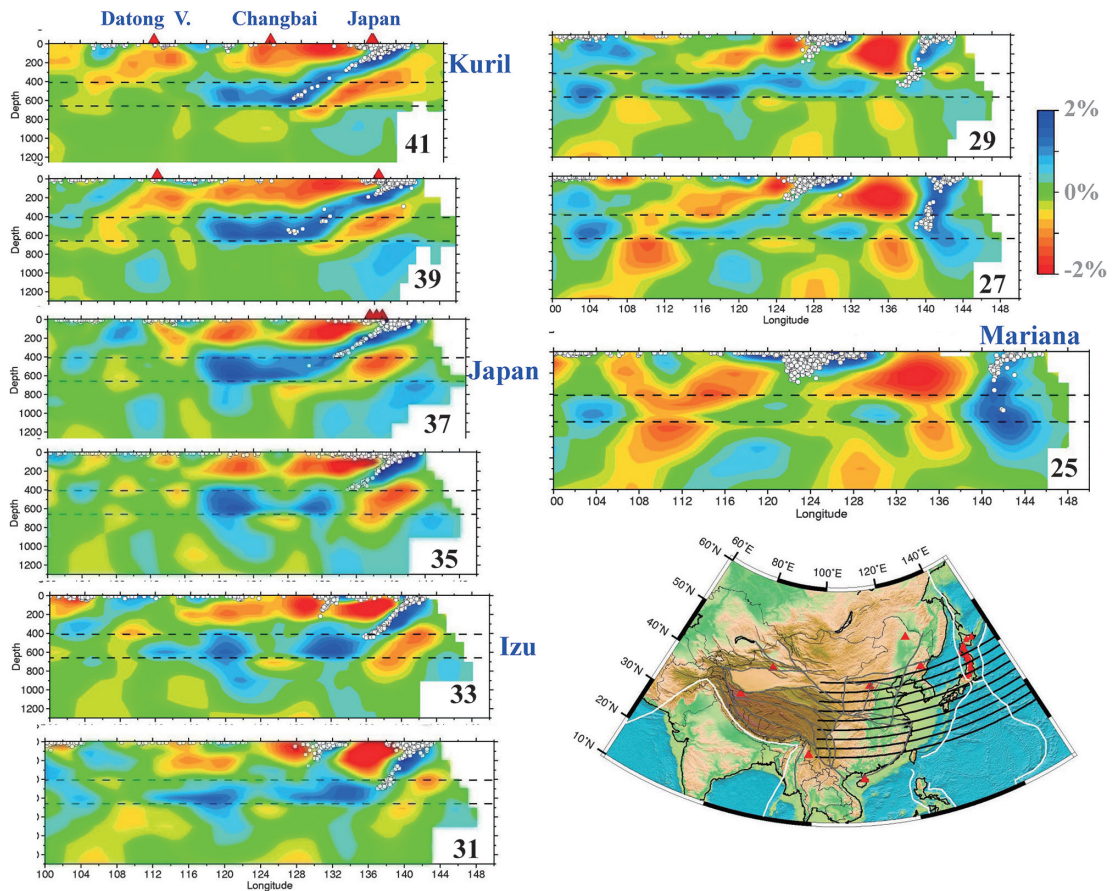


図 5 右下図に黒線で示された9つの緯度プロファイルに沿った、深さ1,300 kmまでの V_p トモグラフィの東西鉛直断面図。それぞれの右下に対応する緯度を示す。赤三角は活火山を表す。白点は、各プロファイルから水平幅50 km以内の地震活動を表す。2本の破線は410 kmと660 kmの不連続面を表す。その他の表記は図1と同様。Huang and Zhao (2006) から加筆修正

部火山の起源とマントルダイナミクスを説明するために、大きなマントルウェッジ (big mantle wedge, BMW) モデルを提案した (図 6c)。かれらは、太平洋スラブが中国東部の南北重力異常帯まで北西方向に沈み込むことを示唆した。その重力異常帯は日本海溝から約 1,800 km 離れた場所に位置し、日本海溝とほぼ平行である。日本列島と日本海の下にある傾斜したスラブと、朝鮮半島と中国東部の下にある平坦なスラブの上のマントルは BMW を形成している。BMW 内のマントル対流と、スラブの浅部と深部での脱水による流体は、BMW 内で高温かつ含水した上昇流を生成し、これが大陸リソスフェアの中を上昇・貫通して、東北アジア大陸内部の火山の形成と華北クラトン

の再活性化を引き起こす (Zhao *et al.*, 2004, 2009)。現在までのところ、この BMW モデルは多くの地球化学的、地球物理学的、そして地質学的研究によって支持されている (最近のレビューは Zhao, 2021 ; Qi *et al.*, 2024 を参照)。

図 7 は、長白山火山地域下の地殻と上部マントルの高分解能 P 波トモグラフィであり、大量の近地・遠地震データの同時インバージョンによって得られた (Zhao *et al.*, 2009)。長白山火山下の地殻と深さ約 410 km までの上部マントルに顕著な低速度異常が明瞭に現れている。マントル遷移層には広範な高速度異常が存在し、そこでは深発地震が活発に発生しており、これは東アジア下のマントル遷移層にある平坦な太平洋スラブを

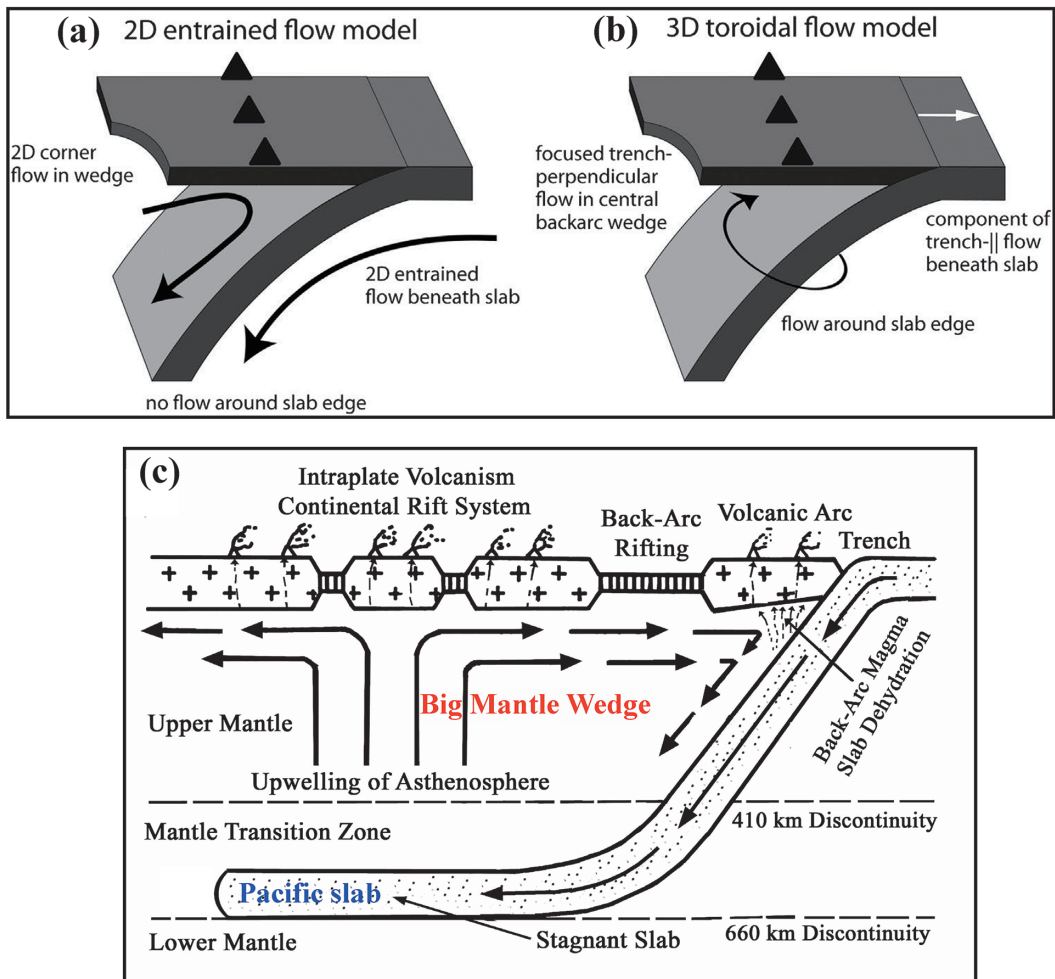


図 6 (a, b) 沈み込み帯のマントル流の様式を単純化し 2 タイプに分類した模式図 (Long, 2016 から加筆修正)。2-D entrained flow model (a) では、沈み込むスラブと周囲のマントルとの間の粘性結合が、マントルウェッジの 2 次元コーナーフローとスラブ下の 2 次元巻き込み流をもたらす (黒矢印)。上盤プレート上の黒三角は島弧火山を表す。3-D toroidal flow model (b) では、海溝の移動 (白矢印) とスラブのロールバックが 3 次元の流れ場 (黒矢印) を引き起こす。この流れの向きはスラブの縁周辺で水平方向に変化し、スラブの下では海溝に平行な流れの成分が大きくなり、くさび型をした背弧の中央部では海溝の移動に平行な (すなわち、一般的には海溝に垂直な) 流れが卓越する。これらの模式図は、非常に単純化された両極端のモデルを示している。つまり、実際の沈み込み帯における流れ場は、おそらくこの 2 つの組み合わせを反映したものとなっている。(c) 大きなマントルウェッジ (big mantle wedge, BMW) モデル (Zhao *et al.*, 2004 ; Tatsumi *et al.*, 1990 から加筆修正)。沈み込む太平洋スラブがマントル遷移帯で平坦になり、滞留スラブの上の上部マントルに BMW が形成されるといふモデル。BMW 内の対流循環プロセスとスラブの深部脱水プロセスにより、高温かつ含水したアセノスフェア物質が上昇し、東北アジアの大陸地溝帯系や大陸内部火山が形成される

反映している。このトモグラフィーの結果は、長白山火山をはじめとする東北アジア大陸内部の火山の形成が、平坦な太平洋スラブの上の BMW における高温かつ含水したアセノスフェア物質の

上昇に関係していることを示唆している。したがって、東北アジア大陸内部の活火山は、下部マントル起源のブルームに関連したホットスポットではなく、上部マントルのプレートテクトニクス

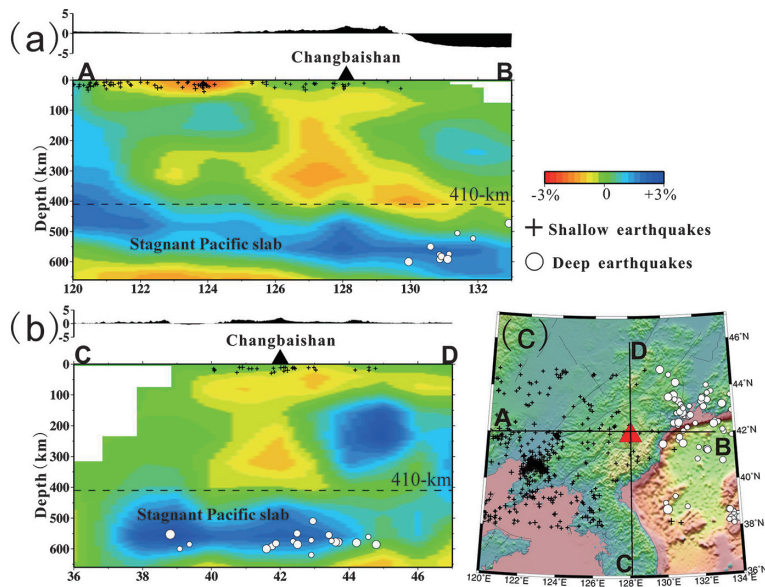


図 7 (c) に示されたプロファイルに沿った、 V_p トモグラフィーの鉛直断面図。(a) 東西断面、(b) 南北断面。三角形は長白山火山、破線は 410 km の不連続面を表す。その他の表記は図 1 と同様。(c) (a) と (b) の 2 つの断面の位置を示す地図。黒十字と白丸はそれぞれ浅発地震 (0~30 km) と深発地震 (450~600 km) を表す。Zhao *et al.* (2009) から加筆修正

によって引き起こされたものである。

さらに、Zhao and Tian (2013) は、長白山の火山活動とその近傍で起った深発大地震 ($M > 7.0$, 深さ 500 km 以深) との間に関連性があることを示唆した。沈み込んだ太平洋スラブに取り込まれていた流体が、深発大地震の断層破壊を通じて、その上にある BMW に放出された可能性がある。長白山火山付近では深発大地震が頻繁に発生しているため、この火山には東北アジアの他の火山よりもはるかに多くの流体が供給されている可能性があり、長白山火山は東アジアで最大かつ最も活発な大陸内部火山となっている (Zhao and Tian, 2013)。

5. 地震波異方性とマントルダイナミクス

これまでの多くの研究から、地球内部には地震波異方性が広く存在することが示されてきた。地震波異方性とは、ある媒質において地震波の伝播速度が地震波の振動方向あるいは伝播方向によって異なるという性質である。地震波異方性の主な

原因は、地球を構成する物質の格子選択配向 (lattice-preferred orientation, LPO) と形状選択配向 (shape-preferred orientation, SPO) である。地殻では、断層帯などの局所的・地域的な構造やテクトニクスの配向 (すなわち、SPO) が地震波異方性を引き起こす可能性がある。マントルでは、地震波異方性は対流を反映している可能性があり、通常はカンラン石結晶の LPO によって解釈される。地震波異方性は非常に有用で重要な物理パラメータであり、その推定は、地殻やマントルのダイナミクスに関する豊富で新しい情報につながる。地震波異方性の研究には、実体波と表面波の両方のデータを用いることができる。実体波を用いた手法には、S 波スプリッティング、レシーバー関数、そして P 波の走時インバージョンなどがある。実体波の走時データを用いた地震波異方性トモグラフィーは、地殻とマントルの 3 次元構造不均質と 3 次元異方性構造の両方を高分解能で推定できるため、強力な新しい手法である (最近のレビューは Zhao *et al.*, 2023a, b を参照)。

図 8 は東北日本下の P 波異方性トモグラフィー

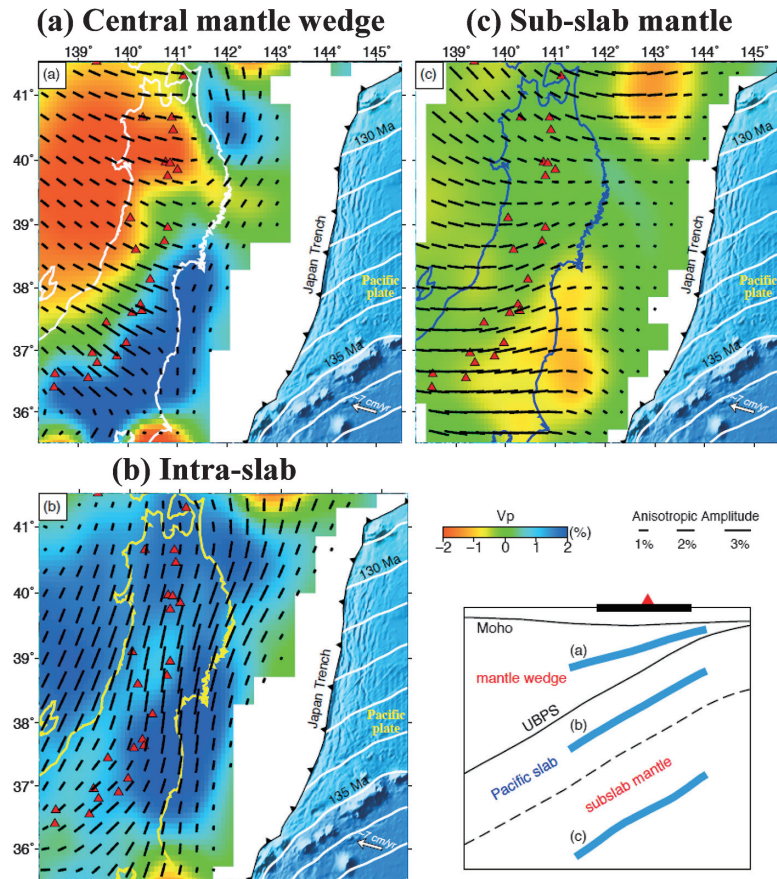


図 8 右下図に示された3つのスライス(青線)に沿った、東北日本下の V_p 方位異方性トモグラフィーの平面図。(a) マントルウェッジ中央部、(b) 沈み込む太平洋スラブ、(c) スラブ下のマントル。(a) はモホ面とスラブ上面の中間、(b) と (c) はそれぞれスラブ上面から深さ 50 km と 200 km の位置。赤・青はそれぞれ等方性 V_p 偏差の低速度・高速度を表し、そのスケール(%) は (c) の下に示されている。黒棒の向きと長さはそれぞれ速い P 波の伝播方向と方位異方性の強さを表す。異方性の振幅のスケールを (c) の下に示す。日本海溝の東側の白線は太平洋の海底の等時線を表す。各図上の白い矢印は、東北日本に対する太平洋プレートの移動方向を表す。赤い三角形は活火山を表す。Liu and Zhao (2016a) から加筆修正

である (Liu and Zhao, 2016a)。沈み込む太平洋スラブは主に海溝に平行な方位異方性を示し (図 8b)、これは配向してそのまま維持された異方性鉱物の LPO や、海溝軸に近いアウターライズで生じた正断層のような SPO を反映していると考えられる。火山フロントと背弧地域下のマントルウェッジでは海溝に直交な異方性が見られるが (図 8a)、これはプレートの沈み込みと脱水によるマントルウェッジのコーナフローを反映していると考えられる (図 6a, b)。また、スラブ下のマントルにも海溝に直交な異方性が見られ (図

8c)、これは上を覆うスラブの沈み込みに伴うアセノスフェアのせん断変形を反映している (図 6a)。

図 9 は東北アジア下の P 波異方性トモグラフィーである (Wei *et al.*, 2015)。BMW 内では、速い異方性の方向は大まかには北西-南東であるが、これは太平洋プレートの沈み込み方向と一致し、BMW におけるマントルの流れを反映している (図 6c)。沈み込むスラブの下のマントルでも速い異方性の方向は北西-南東であり、太平洋スラブの深い沈み込みに伴うアセノスフェアのせん

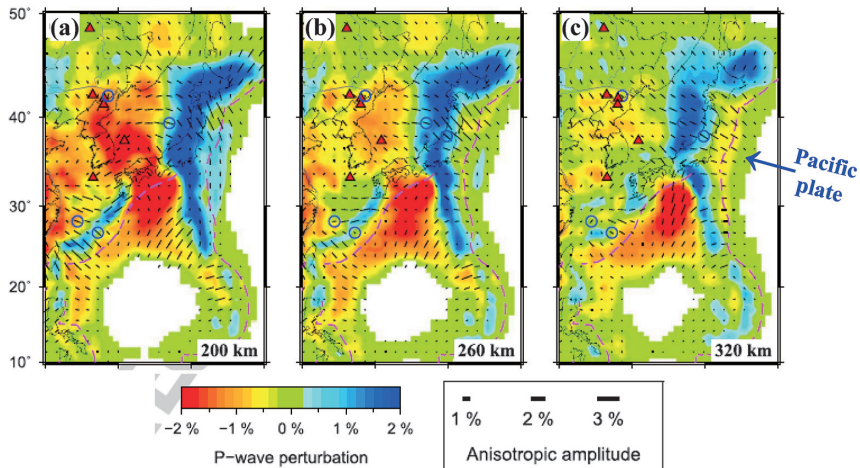


図 9 深さ (a) 200 km, (b) 260 km, (c) 320 km における V_p 異方性トモグラフィーの平面図. 赤三角は大陸内部の活火山, 赤破線は地表のプレート境界を表す. (c) の青矢印は太平洋プレートの移動方向を表す. その他の表記は図 8 と同様. Wei *et al.* (2015) から加筆修正

断変形を反映している (図 6a).

図 10a は, 東北地方前弧域下の P 波異方性トモグラフィーの高分解能 2 次元イメージである (Wang *et al.*, 2022). この結果は, 陸上の Hi-net 地震観測点と沖合の S-net 地震観測点で記録された大量の近地震の到達時刻データに, 任意の方向に傾斜した対称軸をもつ異方性を推定できる最新のトモグラフィー手法 (Wang and Zhao, 2021) を適用することによって得られた. 太平洋スラブでは, スラブ上面に高角度 (約 $45^\circ \sim 90^\circ$) で交差する, 海溝に平行な異方性の速い速度面が現れ, スラブ内の配向した含水断層を反映している (図 10b). 含水断層の破壊はスラブ内大地震を引き起こす可能性がある. 含水断層に含まれる水分は, メガスラスト帯の海溝近くの大きなアスペリティに入り込み, 2011 年の東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) を引き起こした可能性がある.

6. 深いスラブとマンテルプルーム

沈み込むスラブとマンテルプルームはマンテル対流の 2 大要素である. 前者は冷たいマンテル下降流であり, 後者は熱いマンテル上昇流である. 沈み込むスラブの運命やマンテルプルームの誕生を明らかにするためには, マンテル全体の 3 次元

構造を調べることが重要である. ローカルトモグラフィーやリージョナルトモグラフィーでは, マンテルのある深さ (通常は 1,000 km 未満) までの 3 次元構造しか明らかにすることができない一方で, グローバルトモグラフィーは, 地殻からマンテル底部 (深さ 2,889 km) までの 3 次元構造を明らかにすることができる.

グローバルトモグラフィーは, マンテルに強い構造不均質が存在することを示しており, 沈み込む冷たいスラブを反映する高速度異常と, 熱い上昇流, すなわちマンテルプルームを反映する低速度異常がその重要な要素となっている (図 11). 東アジア下では, 日本列島と日本海の下に沈み込む太平洋スラブが明瞭に見え, その後, 朝鮮半島と中国東部のマンテル遷移層でスラブは平坦になる (図 12). 太平洋スラブの上には低速度の BMW が形成され, BMWの上には長白山や五大連池などの大陸内部活火山がある. また, 下部マンテルやその底部にも高速度異常が現れており (図 12), 沈み込んだスラブが最終的にその墓場であるマンテル底部まで崩れ落ちたことを示唆している.

グローバルトモグラフィーによって, マンテル底部から地表までの全体にわたる連続したプルーム状の低速度異常が 13 個のホットスポット火山

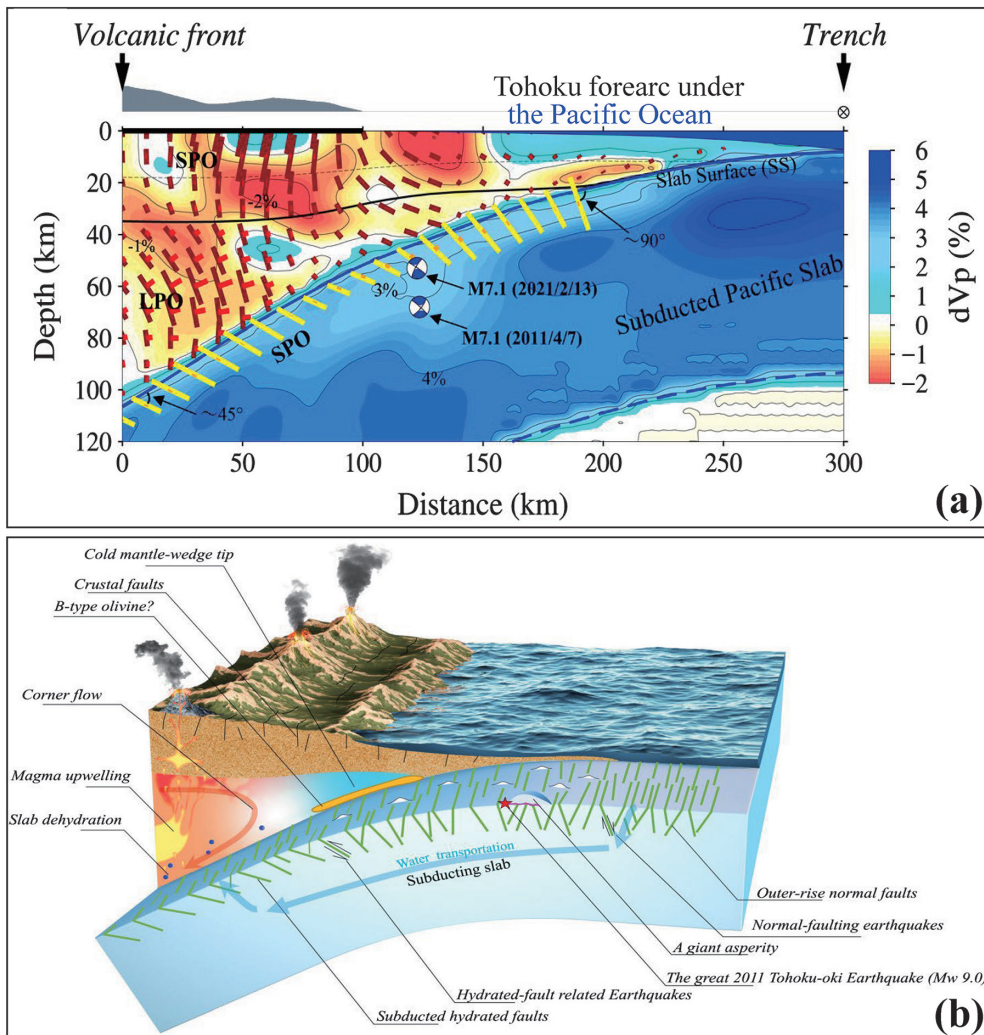


図 10 (a) 東北地方前弧領域の 3 次元異方性トモグラフィーを太平洋プレートの沈み込む方向に沿った断面に重ねて得られた 2 次元プロファイル。背景の色は等方性 V_p 偏差を表し、そのスケールは右側に示されている。2 つの青いビーチボールは、沈み込む太平洋スラブ内の含水断層の破壊によって引き起こされた 2011 年と 2021 年のスラブ内地震 (Mw 7.1) の震源球を表す。黄色と赤色の T 字型記号は、それぞれ太平洋スラブの内側と外側の速い速度面を示し、その長さは異方性の振幅を表す。SPO は断層とクラックに関する形状選択配向 (shape-preferred orientation), LPO はマンテル流動に関する格子選択配向 (lattice-preferred orientation)。 (b) スラブ内の含水断層、スラブ内地震、アウターライズと東北地方前弧領域のその他の特徴を表す模式図。Wang *et al.* (2022) から加筆修正

下で確認され、それらはマンテル底部に由来する 13 個のマンテル全体に及ぶブルームであることが示唆されている (Zhao, 2004, 2007)。これらのブルームは必ずしも鉛直に伸びず傾斜した像として映し出されており (図 13)、ブルームはマンテルに固定されているのではなく、マンテルの流れ

によって曲げられている可能性があることを示唆している (Zhao, 2001b, 2015)。

スラブとブルームが相互作用し、地震・火山活動に影響を与えている可能性がある (たとえば、Zhao *et al.*, 2018)。図 14 は米国西部のイエローストーン近傍の地下のイメージである (Zhao *et*

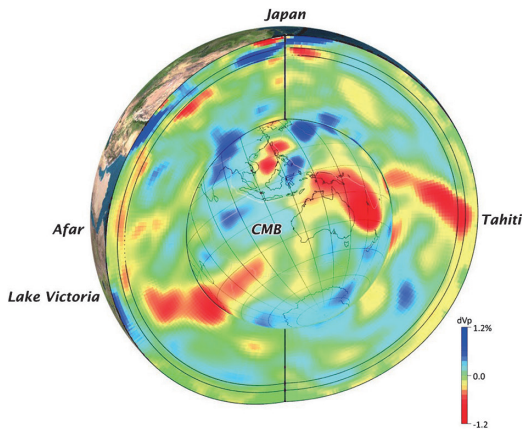


図 11 日本、タヒチ、そしてアフールを通過する鉛直断面における地表から核-マントル境界 (core-mantle boundary, CMB) までの V_p トモグラフィー。中央の円の画像は、CMB 直上のマントル最下層のトモグラフィーを表す。その他の表記は図 1 と同様。Zhao *et al.* (2012) から加筆修正

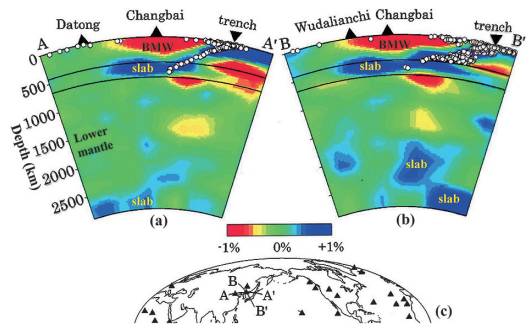


図 12 (a, b) 長白山火山と五大連池火山を通過する 2 つのプロファイルに沿った、全マントル V_p トモグラフィーの鉛直断面図。白点は各プロファイルを軸とした水平幅 100 km 以内で発生した地震を表す。2 つのプロファイルの位置を地図 (c) に示す。黒い三角形はホットスポット火山あるいはプレート内部火山を表す。BMW は大きなマントルウェッジ (big mantle wedge)。その他の表記は図 1 と同様。Zhao (2009) から加筆修正

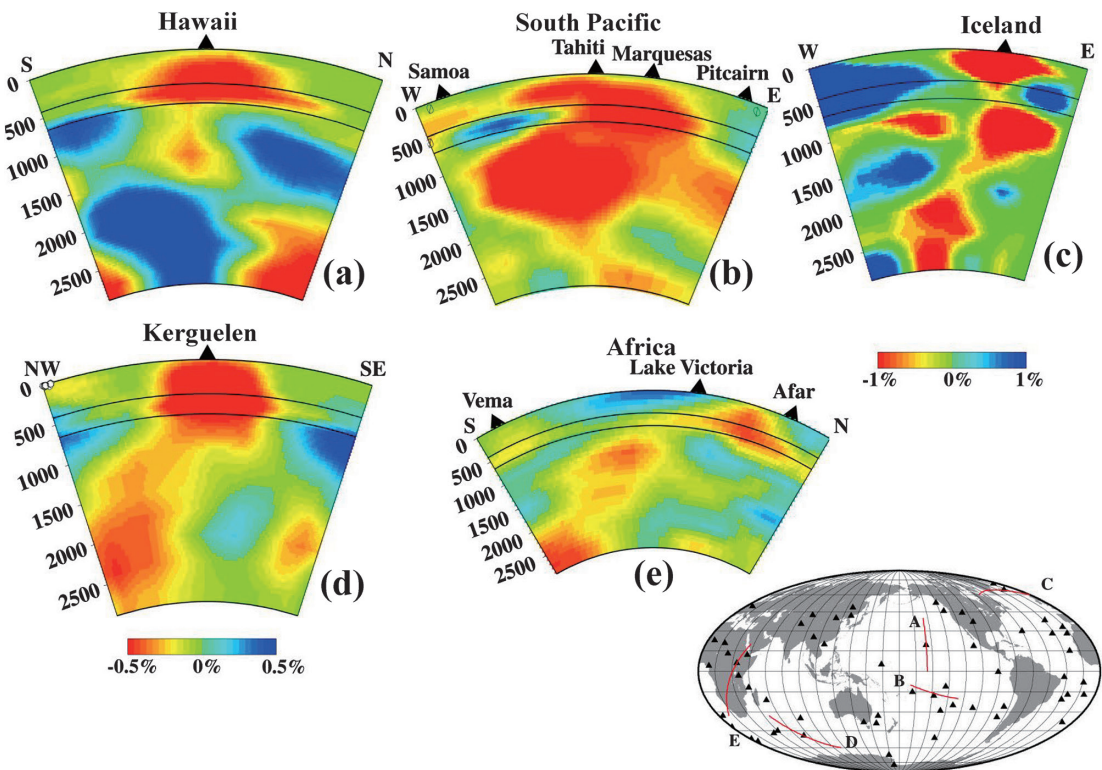


図 13 5 つの主なホットスポット火山 (黒三角) の下での全マントル V_p トモグラフィーの鉛直断面図。2 本の細い線は 410 km と 660 km の不連続面、右下図の赤線は 5 つの鉛直断面の位置を表す。その他の表記は図 1 と同様。Zhao (2009) から加筆修正

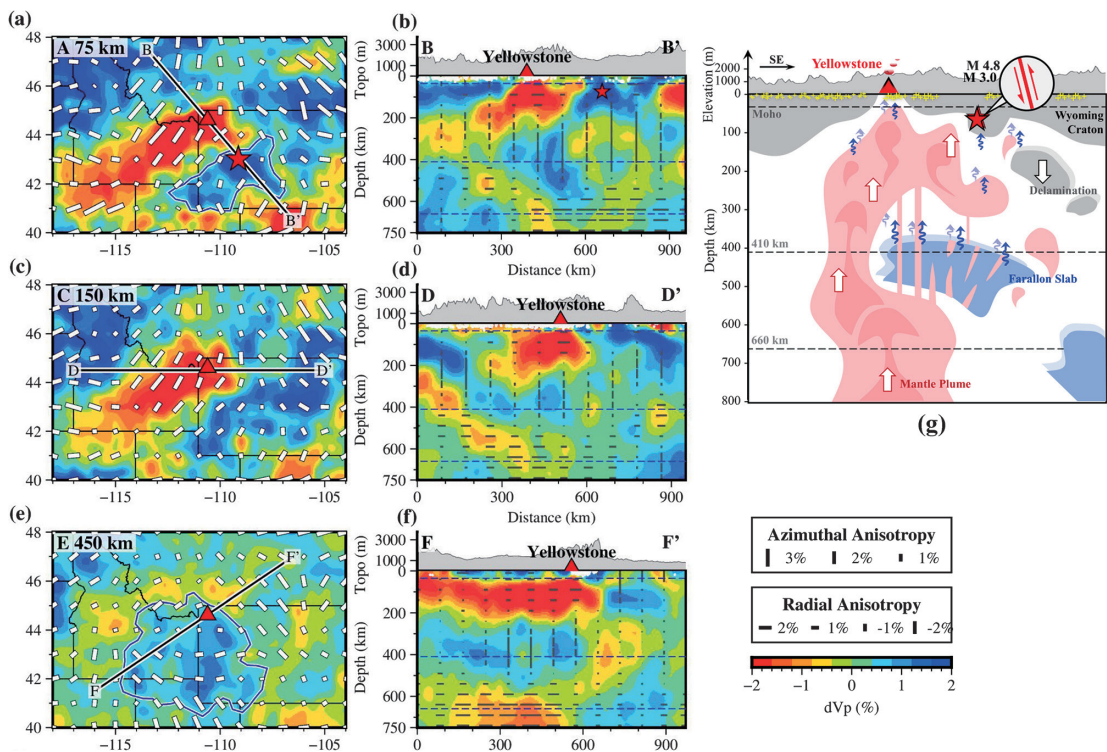


図 14 イエローストーン近傍領域での V_p トモグラフィー。(a, c, e) 平面図。各図の左上にその深さを示す。赤・青はそれぞれ低速・高速の等方性 V_p 偏差 (dV_p) を表す。赤三角はイエローストーンのホットスポット、赤星印は 2013 年の上部マントル地震 (M4.8) の震源を表す。白棒は各深さにおける方位異方性の V_p の速い方向を表す。(a) の青曲線は、2013 年の地震が発生した領域での高 V_p 異常域を表す。(e) の青曲線は深さ 450 km における沈み込んだファラロンスラブ残骸の輪郭を表す。(b, d, f) (a, c, e) に示した 3 つのプロファイルに沿った鉛直断面図。2 本の水平方向の破線は 410 km と 660 km の不連続面を表す。黒い横棒と縦棒はそれぞれ鉛直異方性 (radial anisotropy) の速い方向が水平と垂直を表し、(f) の横に dV_p とそれぞれの異方性のスケールを示す。(g) 2013 年の上部マントル地震 (M4.8) とその余震 (M3.0) の成因とイエローストーンホットスポットとの関係を示す模式図。黄色の十字は地殻内の近地地震を表す。小さな青矢印は、沈み込んだファラロンスラブ残骸の脱水反応による上昇流体を表す。Zhao *et al.* (2024) から加筆修正

al., 2024). 一般に、60 km より深い地震は沈み込むスラブで発生することがよく知られている。しかし、2013 年 9 月 21 日に、2 つの地震 (M4.8 と M3.0) が、現在活発に沈み込んでいるスラブが存在しない安定な北米大陸のイエローストーン近傍下の上部マントルの深さ約 71 km から 75 km で発生した。Zhao *et al.* (2024) は、この地域の深さ 750 km までの詳細な 3 次元 P 波異方性トモグラフィーを求めた (図 14)。この 2 つの深部地震は深さ 0~160 km にわたる高速度体の中で起こったが、この高速度体は大陸リソスフェアの一部である可能性が高い。一方、深さ約 300~500

km には別の高速度体が存在し、これは沈み込んだファラロンスラブの残骸であると思われる。この 2 つの高速度体の間の深さ約 200~300 km に顕著な低速度体が存在し、この低速度体は水平方向よりも鉛直方向の P 波速度のほうが大きい地震波異方性を示す (図 14b)。この低速度体には、近くの高温のイエローストーンルームによって促進された、沈み込んだスラブの残骸の脱水による上昇流体が含まれている可能性がある (図 14g)。この上昇流体が 2013 年の上部マントル地震を誘発した可能性が高い。

7. 月の内部構造と月震

月は、地球を除けば、地震学的手法で内部構造が探査されている唯一の惑星体である。1969年7月から1972年12月までのアメリカのアポロ計画では、5台の地震計が月面の表側（地球に面する側）に設置された（図15c）。1969年から1977年までは4台の地震計が運用され（図15a）、12,000回以上の月震が記録された（Nakamura, 2005）。浅発月震、深発月震、熱月震、隕石衝突の4種類の月震が検出された。深発月震は、深さ750kmから1,400kmの範囲にある約316の固定巣で繰り返し発生しており（Nakamura, 2005）、月の潮汐変形によって誘発されると思われる。深発月震の分布は一様ではなく（図16）、これは月内部に横方向の構造不均質が存在することを示す証拠の1つである。なぜならば、もし月の構造が横方向に均質であれば、潮汐応力下で深発月震はランダ

ムに発生し、その分布は一様になるはずだからである。

これまで多くの研究者が、アポロ観測網で記録された月震到達時刻データを用いて、月内部の1次元地震波速度モデルを決定してきた（たとえば、Nakamura, 1983, 2005）。Zhao *et al.* (2008, 2012) は、月震の到達時刻データに地震波トモグラフィーを初めて適用し、月内部の3次元P波とS波速度構造を研究した（図15, 16）。実験的な研究であったが、月内部のトモグラフィー探査が可能であることを示している。このトモグラフィーの結果（図15, 16）から、月内部には大きな構造不均質が存在する可能性が示唆された。この不均質は、月には現在プレートテクトニクスが存在しないことを考えると、主に月の形成・進化の初期段階で生じ、現在まで保存されてきたものと思われる。月表面のトリウム（Th）などの放射性元素が高濃度に分布している領域をPKT（Procellarum KREEP Terrane）と呼んでいるが

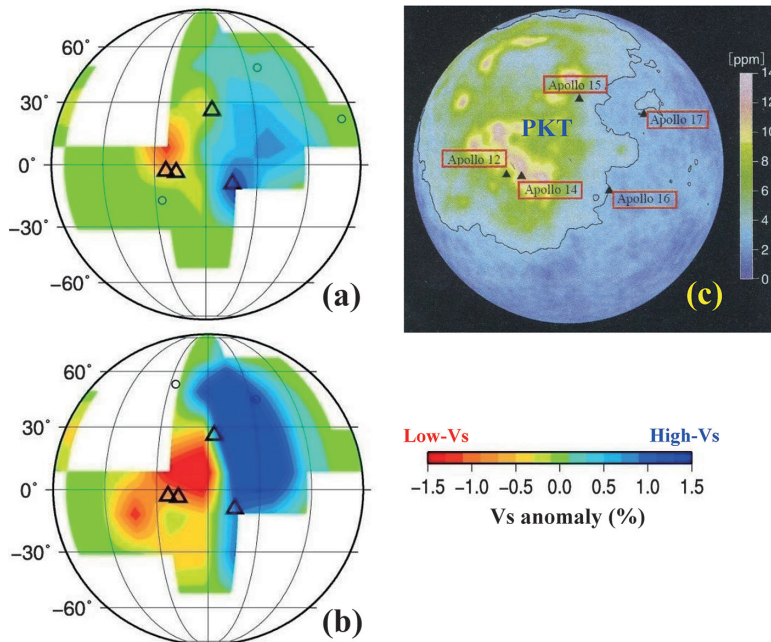


図 15 月の深さ 20 km (a) と 150 km (b) における S 波速度トモグラフィーの平面図 (Zhao *et al.*, 2012)。赤色は低速度、青色は高速度を示す。三角は 4 カ所のアポロ月震計設置点を示す。(c) 月表面表層のトリウム分布とアポロ探査で月震観測が行われた 5 地点 (Saito, 2008 と Lawrence *et al.*, 2000 から加筆修正)。アポロ 12 号、14 号、15 号と 16 号は、月震計による月震観測を行った

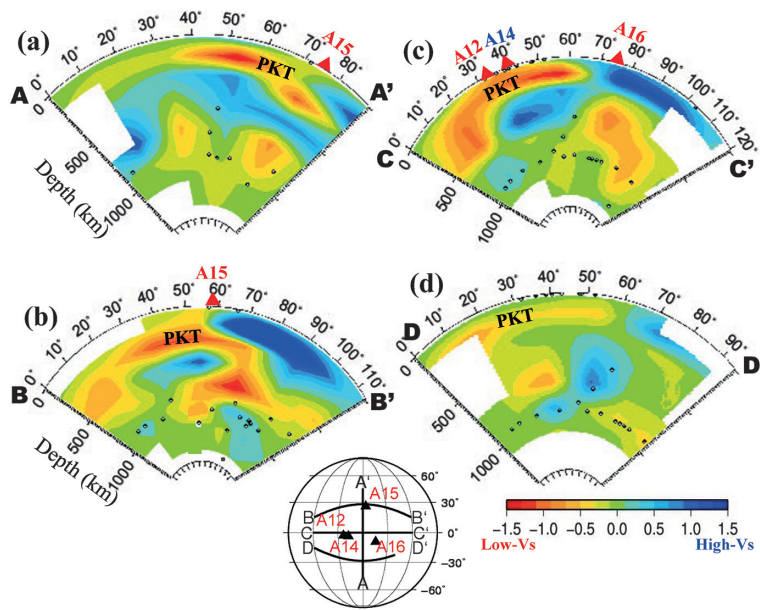


図 16 中央下図の示す 4 つの断面での S 波速度トモグラフィー分布 (Zhao *et al.*, 2012 から加筆修正). 一次元地震波速度モデル (Nakamura, 1983) からの S 波速度のずれ (%) を, 低速度を赤, 高速度を青のカラーバーで示す. 黒丸は各断面図の両側 150 km 以内で起こった月震, 黒または赤の三角は 4 か所のアポロ月震計設置点を示す

(図 15c), PKT と月トモグラフィーを比較すると, PKT 内の Th 含量が高い領域は明瞭な低速度異常を示し, PKT 下の深さ 300~400 km まで広がっていることがわかる (図 16). この結果は, 地震波トモグラフィーで低速度異常として映された PKT において, 放射性発熱元素が多量に存在するために温度が高くなったことを示唆している. PKT 下の高温度異常と組成異常は, 月面からマンツルの深さ 300~400 km まで広がっている可能性がある.

深発月震の多くは, S 波速度が平均もしくはそれより高い領域, あるいは高速度域と低速度域の境界に位置し, 低速度域ではほとんど発生しない (図 16). この特徴は地球の地震活動とよく似ている (図 4). 深発月震の存在と月マンツルにおける顕著な構造不均質は, 現在の月の内部が, 地球内部ほど活発ではないにせよ, 依然として熱的・力学的に活発である可能性を示唆している. 今後の月探査によって, より良い月震データが得られ, 月内部のトモグラフィーが明らかになることが期待される.

8. まとめと展望

過去 30 数年間で, 高分解能トモグラフィーは, 地殻とマンツルにおける顕著な構造不均質を明らかにし, プレート間およびプレート内の火山活動, 地震メカニズム, そしてマンツルダイナミクスの解明に新たな光を当ててきた. 最近の重要な進歩は, 地殻と上部マンツルにおける地震波の異方性と減衰の 3 次元トモグラフィーによる決定であり, プレーツの沈み込みとマンツルダイナミクスに関連するリソスフェア変形, マンツル対流, メルト, そして流体に関する重要な新しい情報を提供している (Zhao, 2021). その結果, 東アジアの大陸内部火山活動は, マンツル遷移層に滞留する太平洋スラブ上部の BMW における高温かつ含水した上昇流によって引き起こされることが示された. 沈み込む太平洋スラブとフィリピン海スラブは主に海溝に平行な方向に速度の速い方位異方性 (fast-velocity direction, FVD) を示すが, これは配向がそのまま維持された異方性鉱物の

LPO や、中央海嶺で形成されたトランスフォーム断層や海溝軸に近いアウトライズ領域で生じた正断層などの SPO を反映していると考えられる。海溝に垂直な FVD は一般に火山フロントと背弧地域下のマンテルウェッジに見られるが、これはプレートの沈み込みと脱水によるマンテルウェッジのコーナーフローを反映していると考えられる。海溝に垂直な FVD はスラブ下のマンテルにも現れ、これはその上を覆うスラブの沈み込みに伴うアセノスフェアのせん断変形を反映している可能性がある。地殻内地震とプレート間地震を含む大地震の発生は、地震発生断層とその周辺の構造不均質によって制御されている。深発地震の成因については、現在も議論が続いている。最近の例としては、2015 年の小笠原深発地震 (M7.9、深さ約 670 km) があげられる。この地震は、太平洋スラブの速い深部沈み込み、スラブの引き裂きと熱変化、スラブ内の応力変化と相転移、そしてスラブと周囲のマンテルとの複雑な相互作用など、いくつかの要因の共同作用によって引き起こされたと考えられる (Zhao *et al.*, 2017)。

トモグラフィーの結果の特徴がどれだけ明瞭に決定できるかは、地震波線がターゲットとする領域をどれだけカバーしているかに依存する (Zhao, 2015)。既存の地震観測点の分布は、西太平洋と東アジアでは非常に不均一である。常設の地震観測点のほとんどは日本、中国東部、韓国に設置されており、その他の地域、特に縁辺の海域の観測は不十分である。これは地震学者にとって、この広い領域の構造とダイナミクスを研究する上で最大のハンディキャップである。計測機器の少ない陸地や海底に地震計を徐々に配備していくことが、地震学者にとって今後最も重要な課題となる。そのためには、関連諸国の地震学者の国際協力が必要である。

同時に、地震学の理論やデータ解析の方法論も進歩させる必要がある。本稿で示したトモグラフィーの結果は、主に実体波の走時データを用いて得られたものである。この実体波走時トモグラフィーは、わかりやすく、確実性に富む成熟したツールであり、他のどのトモグラフィー法よりも

信頼性が高く、地質学的に妥当な結果を数多く生み出してきた (Zhao, 2015 によるレビューを参照)。しかし、ほとんどの走時トモグラフィーの結果は、P 波と S 波の初動の到達時刻データのみを用いて得られたものである。今後、波形モデリングなどの地震学の最新技術を利用して、近地震や遠地震の 3 成分地震波形から反射波や変換波の後続波データを大量に収集しトモグラフィーに利用する必要がある。なぜならば、後続波データは波線経路のカバー率を大幅に向上させるため、トモグラフィーの分解能向上が期待できるからである (Zhao, 2019 によるレビューを参照)。最近、P 波と S 波の到達時刻データを大量に収集するための深層学習 (deep learning) 法の適用が進みつつあり、後続波の到達時刻データも集められる可能性もある (たとえば、Wang *et al.*, 2019)。また、走時トモグラフィーに匹敵またはそれ以上の高解像度画像を決定するために、波形トモグラフィーのさらなる開発・改良も望まれる。

今後の研究では、陸上の稠密な地震観測網や海底の OBS で記録された、高品質の P 波・S 波と後続波の到達時刻データ、表面波や波形データを大量に収集・利用し、異なる種類のデータの同時インバージョンの実施が重要である (たとえば、Liu and Zhao, 2016b)。これにより、 V_p 、 V_s 、ポアソン比、減衰 (Q_p , Q_s)、そして異方性のより高解像度のトモグラフィーを決定することができ、流体の移動、地震発生機構、火山の成因、深部スラブ、マンテルブルーム、そして地球ダイナミクスのさらなる理解につながる。さらに、地質学、地球物理学、地球化学、そして鉱物物理学など、地球科学の他の多くの分野の最新の知見との照合も、地震学の結果をより適切に解釈するために重要である。こうすることにより、地震テクニクス、火山、そしてジオダイナミクスをよりよく理解することができるだろう。

謝辞

本研究の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金 (第 19H01996 号) の助成を受けました。過去 30 数年間における多くの方々との共同研究や

有益な議論に深く感謝いたします。以下の参考文献リストには、筆者との共著論文の一部が掲載されています。また、本文の日本語表現などについて、網嶋 椋氏、山田 朗氏と加藤照之氏から有益な助言をいただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Aki, K. and Lee, W. 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. DOI: 10.1029/JB081i023p04381
- Aki, K. 1988. Impact of earthquake seismology on the geological community since the Benioff zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 625–629. DOI: 10.1130/0016-7606(1988)100<0625:IOESOT>2.3.CO;2
- Dziewonski, A., Hager, B. and O'Connell, R. 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *J. Geophys. Res.*, **82**, 239–255. DOI: 10.1029/JB082i002p00239
- Dziewonski, A. and Anderson, D. 1984. Seismic tomography of the Earth's interior. *Am. Sci.*, **72**, 483–494.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. and Nenbai, M. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, **97**, 4809–4822. DOI: 10.1029/91JB02749
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Okada, T., Zhao, D., Matsuzawa, T. and Umino, N. 2009. Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observation: An overview. *Gondwana Res.*, **16**, 370–400. DOI: 10.1016/j.gr.2009.03.007
- Hasemi, A., Ishii, H. and Takagi, A. 1984. Fine structure beneath the Tohoku District, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes. *Tectonophysics*, **101**, 245–265. DOI: 10.1016/0040-1951(84)90116-1
- Hirahara, K. 1977. A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the Sea of Japan. *J. Phys. Earth*, **25**, 393–417. DOI: 10.4294/jpe1952.25.393
- Hirahara, K. 1981. Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: The subducting Philippine Sea plate. *Tectonophysics*, **79**, 1–44. DOI: 10.1016/0040-1951(81)90231-6
- Horie, A. and Aki, K. 1982. Three-dimensional velocity structure beneath the Kanto District, Japan. *J. Phys. Earth*, **30**, 255–281. DOI: 10.4294/jpe1952.30.255
- Huang, J. and Zhao, D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J. Geophys. Res.*, **111**, B09305. DOI: 10.1029/2005JB004066
- Ishida, M. and Hasemi, A. 1988. Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2076–2094. DOI: 10.1029/JB093iB03p02076
- Iyer, H. 1989. Seismic tomography. In James D. (ed.). *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 1133–1151.
- Lawrence, D., Feldman, W., Barraclough, B., Binder, A., Elphic, R., Maurice, S., Miller, M. and Prettyman, T. 2000. Thorium abundances on the lunar surface. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20307–20331. DOI: 10.1029/1999JE001177
- Liu, X. and 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
- Liu, X. and Zhao, D. 2016a. Seismic velocity azimuthal anisotropy of the Japan subduction zone: Constraints from P and S wave traveltimes. *J. Geophys. Res.*, **121**, 5086–5115. DOI: 10.1002/2016JB013116
- Liu, X. and Zhao, D. 2016b. P and S wave tomography of Japan subduction zone from joint inversions of local and teleseismic travel times and surface-wave data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **252**, 1–22. DOI: 10.1016/j.pepi.2016.01.002
- Long, M. 2016. The Cascadia paradox: mantle flow and slab fragmentation in the Cascadia subduction zone. *J. Geodyn.*, **102**, 151–170. DOI: 10.1016/j.jog.2016.09.006
- Miyamachi, H. and Moriya, T. 1984. Velocity structure beneath the Hidaka Mountains in Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **32**, 13–42. DOI: 10.4294/jpe1952.32.13
- Nakamura, Y. 1983. Seismic velocity structure of the lunar mantle. *J. Geophys. Res.*, **88**, 677–686. DOI: 10.1029/JB088iB01p00677
- Nakamura, Y. 2005. Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon. *J. Geophys. Res.*, **110**, E01001. DOI: 10.1029/2004JE002332
- Nakanishi, I. 1985. Three-dimensional structure beneath the Hokkaido-Tohoku region as derived from a to-

- mographic inversion of arrival times. *J. Phys. Earth*, **33**, 241–256. DOI: 10.4294/jpe1952.33.241
- Qi, Y., Chen, H., Wu, S., Kuritani, T., Du, Z. and Xia, Q. 2024. Machine learning reveals the influence of the Changbaishan mantle plume sourced from the mantle transition zone on Cenozoic intraplate magmatism in NE China. *Chem. Geol.*, **663**, 122282. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2024.122282
- Saito, Y. 2008. Is the lunar composition not similar to the Earth's composition?. *Kagaku*, **78**, 606–609.
- Takanami, T. 1982. Three-dimensional seismic structure of the crust and upper mantle beneath the orogenic belts in southern Hokkaido, Japan. *J. Phys. Earth*, **30**, 87–104. DOI: 10.4294/jpe1952.30.87
- Tatsumi, Y., Maruyama, S. and Nohda, S. 1990. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **181**, 299–306. DOI: 10.1016/0040-1951(90)90023-2
- Um, J. and Thurber, C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 972–986. DOI: 10.1785/BSSA0770030972
- Wang, J., Xiao, Z., Liu, C., Zhao, D. and Yao, Z. 2019. Deep learning for picking seismic arrival times. *J. Geophys. Res.*, **124**, 6612–6624. DOI: 10.1029/2019JB017536
- Wang, Z. and Zhao, D. 2021. 3D anisotropic structure of the Japan subduction zone. *Sci. Adv.*, **7**, eabc9620. DOI: 10.1126/sciadv.abc9620
- Wang, Z., Zhao, D. and Chen, X. 2022. Seismic anisotropy and intraslab hydrated faults beneath the NE Japan forearc. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL097266. DOI: 10.1029/2021GL097266
- Wei, W., Zhao, D., Xu, J., Wei, F. and Liu, G. 2015. P and S wave tomography and anisotropy in Northwest Pacific and East Asia: Constraints on stagnant slab and intraplate volcanism. *J. Geophys. Res.*, **120**, 1642–1666. DOI: 10.1002/2014JB011254
- Yamanaka, T. and Adachi, I. 2024. Hot springs reflect the flooding of slab-derived water as a trigger of earthquakes. *Commun. Earth Environ.*, **5**, 459. DOI: 10.1038/s43247-024-01606-1
- Zhao, D. 1991. *A Tomographic Study of Seismic Velocity Structure in the Japan Islands*. Ph.D. thesis, Tohoku University, 301 pp.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909–19928. DOI: 10.1029/92JB00603
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H. 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313–22329. DOI: 10.1029/94JB01149
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H. and Wiens, D. 1996. Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: evidence for fluids at the hypocenter?. *Science*, **274**, 1891–1894. DOI: 10.1126/science.274.5294.1891
- Zhao, D., Xu, Y., Wiens, D., Dorman, L., Hildebrand, J. and Webb, S. 1997. Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes. *Science*, **278**, 254–257. DOI: 10.1126/science.278.5336.254
- Zhao, D. and Kayal, J.R. 2000. Impact of seismic tomography on Earth sciences. *Cur. Sci.*, **79**, 1208–1214.
- Zhao, D., Ochi, F., Hasegawa, A. and Yamamoto, A. 2000. Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan. *J. Geophys. Res.*, **105**, 13579–13594. DOI: 10.1029/2000JB900026
- Zhao, D. 2001a. Seismological structure of subduction zones and its implications for arc magmatism and dynamics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **127**, 197–214. DOI: 10.1016/S0031-9201(01)00228-X
- Zhao, D. 2001b. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 251–265. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00465-4
- Zhao, D., Mishra, O.P. and Sanda, R. 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 249–267. DOI: 10.1016/S0031-9201(02)00082-1
- Zhao, D. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **146**, 3–34. DOI: 10.1016/j.pepi.2003.07.032
- Zhao, D., Lei, J. and Tang, Y. 2004. Origin of the Changbai intraplate volcanism in Northeast China: Evidence from seismic tomography. *Chinese Sci. Bull.*, **49**, 1401–1408. DOI: 10.1360/04wd0125
- Zhao, D. 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Res.*, **12**, 335–355. DOI: 10.1016/j.gr.2007.03.001
- Zhao, D., Maruyama, S. and Omori, S. 2007. Mantle dynamics of western Pacific to East Asia: new insight from seismic tomography and mineral physics. *Gondwana Res.*, **11**, 120–131. DOI: 10.1016/j.gr.2006.

- Zhao, D., Lei, J. and Liu, L. 2008. Seismic tomography of the Moon. *Chinese Sci. Bull.*, **53**, 3897-3907. DOI: 10.1007/s11434-008-0484-1
- Zhao, D. 2009. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics. *Gondwana Res.*, **15**, 297-323. DOI: 10.1016/j.gr.2008.07.003
- Zhao, D., Tian, Y., Lei, J., Liu, L. and Zheng, S. 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **173**, 197-206. DOI: 10.1016/j.pepi.2008.11.009
- Zhao, D., Huang, Z., Umino, N., Hasegawa, A. and Kanamori, H. 2011. Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0). *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17308. DOI: 10.1029/2011GL048408
- Zhao, D., Arai, T., Liu, L. and Ohtani, E. 2012. Seismic tomography and geochemical evidence for lunar mantle heterogeneity: Comparing with Earth. *Global Planet. Change*, **90**, 29-36. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.01.004
- Zhao, D. and Tian, Y. 2013. Changbai intraplate volcanism and deep earthquakes in East Asia: A possible link ?. *Geophys. J. Int.*, **195**, 706-724. DOI: 10.1093/gji/ggt289
- Zhao, D. 2015. *Multiscale Seismic Tomography*. Springer, 304 pp. DOI: 10.1007/978-4-431-55360-1
- Zhao, D., Kitagawa, H. and Toyokuni, G. 2015. A water wall in the Tohoku forearc causing large crustal earthquakes. *Geophys. J. Int.*, **200**, 149-172. DOI: 10.1093/gji/ggu381
- Zhao, D., Fujisawa, M. and Toyokuni, G. 2017. Tomography of the subducting Pacific slab and the 2015 Bonin deepest earthquake (Mw 7.9). *Sci. Rep.*, **7**, 44487. DOI: 10.1038/srep44487
- Zhao, D., Liu, X. and Hua, Y. 2018. Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **485**, 121-129. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.12.040
- Zhao, D. 2019. Importance of later phases in seismic tomography. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **296**, 106314. DOI: 10.1016/j.pepi.2019.106314
- Zhao, D. 2021. Seismic imaging of Northwest Pacific and East Asia: New insight into volcanism, seismogenesis and geodynamics. *Earth Sci. Rev.*, **214**, 103507. DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103507
- Zhao, D., Liu, X., Wang, Z. and Gou, T. 2023a. Seismic anisotropy tomography and mantle dynamics. *Surv. Geophys.*, **44**, 947-982. DOI: 10.1007/s10712-022-09764-7
- Zhao, D., Wang, J., Huang, Z., Liu, X. and Wang, Z. 2023b. Seismic anisotropy and geodynamics of the East Japan subduction zone. *J. Geodyn.*, **156**, 101975. DOI: 10.1016/j.jog.2023.101975
- Zhao, D., Liang, X., Toyokuni, G., Hua, Y. and Xu, Y. 2024. Cause of enigmatic upper-mantle earthquakes in central Wyoming. *Seismol. Res. Lett.*, **95**, 2497-2505. DOI: 10.1785/0220230333

趙 大鵬

[Dapeng Zhao]

現職 東北大学大学院理学研究科 地球物理学専攻教授

略歴 1984年8月北京大学地球科学科卒業。1988年3月東北大学大学院理学研究科修士課程修了。1991年3月同大学院博士課程修了。1991年4月アラスカ大学地球物理研究所PD研究員。1992年5月カリフォルニア工科大学地震研究所PD研究員。1995年5月ワシントン大学地球惑星科学科上席研究員。1997年7月南カリフォルニア大学地球科学科研究助教授。1998年2月愛媛大学地球科学科准教授。2003年1月愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター教授。2007年4月より現職。

高自由度な震源過程モデルによって明らかになった 階層的な破壊成長

八木勇治・奥脇 亮

1. はじめに

地震は、長い時間をかけて地下に蓄積された弾性歪みが、短時間で断層すべりによって解放される現象である。断層すべりが短時間で発生するために、その衝撃が地中を伝わり地震波として観測される。断層地震説では、断層すべりが地震そのものであり、地震動を引き起こすと考えている。しかし実際には、断層すべりによって発生する地震波が破壊領域周辺に応力変化を生じさせ、結果として破壊領域（断層すべり領域）が広がっていく。つまり、不安定破壊とそれによって発生する波動のポジティブフィードバックによって破壊伝播が駆動されるのが通常地震と言える。破壊が伝播する速度は、応力変化を伝える地震波の速度に関係し、S波速度の0.7~0.9倍程度になる。ただし、最近の研究によって、P波の振幅が大きくなる方向に破壊が伝播する浅部の横ずれ断層で発生する大地震では、S波を超える破壊伝播速度が観測される例が増えてきた（たとえば、Bao *et al.*, 2022）。一方で、スロー地震は破壊の伝播速度が弾性波速度と関係していないという特徴があり、高速で破壊が伝播する地震とは一線を画す（たとえば、Ide and Beroza, 2023）。

断層面の形状を含めて地下構造は均質ではなく、不均質であるため、蓄積される弾性歪みの分布は不均質になり、地震時の破壊伝播過程（震源過程）も不規則になる。不規則な破壊伝播は高周波の地震動と密接に関係していることが知られている（たとえば、Spudich and Frazer, 1984）。つまり、地震の不規則性が高いほど高周波成分が卓越し、地震動による被害が拡大しやすい。した

がって、将来発生する地震の被害予測の高度化には、震源過程の不規則性を正しく理解することが必要不可欠となる。

震源過程の不規則性を理解するために、観測された地震波から、断層すべりの時空間分布を求める有限断層インバージョン法が1980年代に提案された（たとえば、Olson and Apsel, 1982）。当初に提案された有限断層インバージョン法では、断層すべりパルスが震源から離れる方向に一定速度で伝播していくと仮定し、各点の断層すべり量の値を推定していた。その後、自由度がより高まり、破壊伝播の速度の揺らぎ等が表現しやすいように改良が加えられてきたが、基本的に断層すべりパルスが震源から放射状に広がる震源過程モデルが用いられてきた。震源過程解析手法の概要については八木（2009）にまとめられている。その後、さまざまな震源過程モデルを用いた解析手法が提案されてきたが、2000年代になると解析者によって得られる震源像が大きく異なることが、震源過程理解の障害になっていることが指摘されるようになり、解析手法の評価等が行われるようになった（Mai *et al.*, 2016）。

ほとんどの有限断層インバージョン法では、断層面と地下構造を仮定し、波源と観測点を繋ぐグリーン関数（単位断層すべりによって各観測点で観測される地震動を記述する関数）を計算した上で、観測波形とグリーン関数を用いて、断層面上でのすべり速度時空間分布を推定している。しかし、私たちは地下構造を正確に把握することができないのに加えて、かりに正確な三次元地下構造を把握できても高周波成分を含めた正確なグリーン関数を計算することは困難である。つまり、私たちが有限断層インバージョン法で用いるグリー

関数は真値ではなく、つねに誤差が含まれる。このグリーン関数の誤差は、重大な問題であると認識されつつも抜本的な解決方法が不明であったため、長い間放置されてきたが、2010年代になって、グリーン関数の誤差を明示的に定式化する方法が提案された (Yagi and Fukahata, 2011)。この改良によって、ほとんどの有限断層インバージョン法で用いられている“逆方向に断層すべりは発生しない”という強い拘束条件を用いることなく安定に解析することが可能となった (Yagi and Fukahata, 2011)。言い換えると、グリーン関数の誤差を明示的に定式化することにより、自由度の高い震源過程モデルでも安定に解析できる道が開かれた。

ポテンシー密度テンソルインバージョン法 (PDTI: potency density tensor inversion) は、グリーン関数の誤差を明示的に取り入れることにより、断層形状の情報を含む震源過程を安定に推定する新しい手法である (Shimizu *et al.*, 2020)。PDTIでは、Yagi and Fukahata (2011) に従い地下構造の不確実性によるモデリング誤差を明示的に取り扱い、断層形状の情報をデータから直接推定するアプローチをとることで、有限断層インバージョン法で弱点であったモデリング誤差の問題を巧みに解決し、震源過程の情報をより多く引き出すことが可能である。

PDTIはモデリング誤差の問題を大幅に軽減しているため、断層すべりパルスが震源から離れるように伝播するという仮定をしない高自由度な震源過程モデルを用いても、安定に解析を行うことが可能である。PDTIは、その安定性と断層形状の情報も得られる利点から、開発直後から多くの地震に適用されそれらの結果が査読付き国際学術雑誌に次々と掲載された。PDTIによって明らかになった、震源過程の特異な特徴として、逆破壊伝播現象があげられる。この逆破壊伝播現象は、震源から離れる方向に破壊が伝播した後に震源に向かうように破壊が逆方向に伝播する現象で、2011年東北地方太平洋沖地震でも自由表面付近での破壊の反射として観測された (たとえば、Ide *et al.*, 2011)。しかし、PDTI解析によって、

多くの地震で、自由表面とは無関係に逆破壊伝播が発生していることが明らかになった。後節で述べるが、PDTIで明らかになった逆破壊伝播は、断層形状や破壊表面エネルギー (新たな破壊面を作るのに必要なエネルギー) が階層的であることによって生じる地震のマルチスケール性を反映していると考えられる。

2. ポテンシー密度テンソルインバージョン法 (PDTI)

PDTIは、2010年代に発達した有限断層インバージョン法に、Kikuchi and Kanamori (1991)の断層すべりの表現方法を取り入れた手法である (Shimizu *et al.*, 2020)。一般に、断層運動に対応する力はモーメントテンソルで表現することが可能である (図1)。モーメントテンソルは3×3の2階の対称テンソルであり自由度は6成分となる。断層すべりには断層面を広げる成分 (図1のM6)は含まれていないため、断層すべりに対応するモーメントテンソルの自由度は1つ減り、M1からM5の5つの基底ダブルカップル成分の足し合せで断層すべりを表現することができる (図1)。

PDTIでは、断層滑りを5成分の基底ダブル

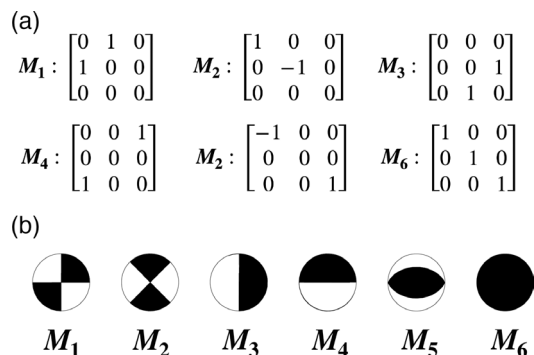


図1 (a) 6つの基底モーメントテンソル (Kikuchi and Kanamori, 1991)。おのおのが3×3の行列で表される。各行列の要素は(x, y, z)=(北向き, 東向き, 下向き)の成分で表される。(b) 各基底モーメントテンソルを震源球 (下半球投影) で表したもの

カップルで表現しているため、“断層滑りベクトルが設定した断層面の法線ベクトルと直交する方向に制限される”という、当たり前のように用いられていた強い拘束条件を用いることなく震源過程を推定することができる(図2)。PDTIでは、有限断層インバージョン法で当たり前のように設定されていた断層面は必要なく、モデル面を設定し、モデル面上でのポテンシー密度テンソルの時空間分布を推定している。ポテンシーテンソルは、モーメントテンソルを剛性率で割ったものであり、地震ポテンシーは地震モーメントを剛性率で割ったものである。地震モーメントが剛性率×断層面積×すべり量であることからわかるように、モデル面と真の断層面が完全に一致する場合、地震ポテンシー密度の値は断層すべり量と一致する。ポテンシーという表現は馴染みがない研究者が多いかもしれないが、モーメントテンソルではなくポテンシーテンソルを用いた理由は、断層すべりと直感的に結びつけられる点にある。

このような高自由度のモデルを設定する場合、過剰にデータを説明してしまうという問題(オーバフィット)が発生しやすい。PDTIでは、この問題を解決するために、Yagi and Fukahata (2011) に従いグリーン関数の誤差をデータの共分散行列に導入した上で、得られる解の滑らかさの程度を観測データの情報から判断する赤池ベイズ情報量規準(ABIC)(たとえば、Akaike, 1980; Yabuki and Matsu'ura, 1992; Sato *et al.*, 2022)を用いて

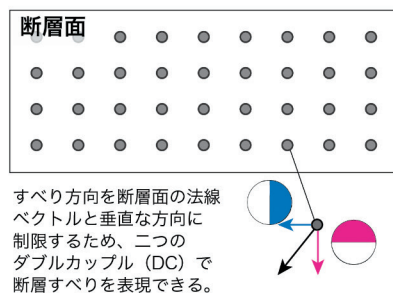
決定している。

3. PDTIの解析例：2022年台東地震

PDTIは多くの地震に適用されてきたが、ここでは、2022年台東地震の結果の例(Yagi *et al.*, 2023)を紹介する。2022年9月にMw 6.6の前震とMw 7.1の本震が16時間の時間差を持って発生した。この地域では、南北方向に伸びる東落ちのLongitudinal Valley Fault (LVF)と西落ちのCentral Range Fault (CRF)が存在しており、余震もこれらの断層に沿って南北方向に伸びている(図3)。Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS)が決定したCentroid Moment Tensor (CMT)解は、横ずれ成分と逆断層成分が混在しており、Mw 6.6の前震は横ずれ断層成分が、Mw 7.1の本震は逆断層成分がより卓越している(図3)。余震分布から震源断層を特定することは困難であるため、鉛直なモデル平面(走向200°)を設定し、破壊開始点の位置は、台湾中央気象局(CWB)が決定した値を使用した。解析には、全世界の地震観測網で観測された遠地実体波P波の速度波形を使用した。

前震は、深さ8kmから開始し、地震開始から2秒まで深部方向に伝播し、その後浅部と深部に向かってバイラテラルに破壊が伝播した後に、震源時から5秒後にほぼ停止している。全空間領域を積分して算出したモーメントテンソル解は一貫

有限断層インバージョン



ポテンシー密度テンソルインバージョン

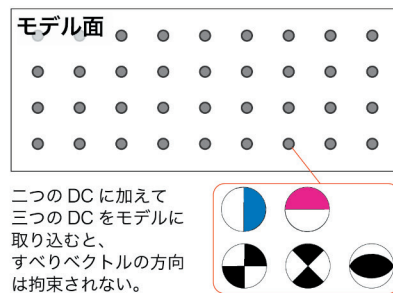


図2 有限断層インバージョン法の断層面と基底のダブルカップル成分、ポテンシー密度テンソルインバージョン法のモデル平面と基底ダブルカップル成分の概念図。メカニズム解は下半球を投影している

して、北西-南東向きのP軸と北東-南西向きのT軸を持つ、わずかな逆断層成分を含む横ずれすべりを示している。

本震は、前震の震源域の北北東端から開始し、初めの7秒間は北北東方向に伝播した後、北北東と南南西に向かってバイラテラルな破壊伝播が発生する。震源付近での再破壊が震源近傍の観測点でどのように観測されたのかを図4に示す。断層すべり成分と調和的なNS成分に着目すると、断層すべりに対応する地震動が、震源周辺では2度確認できる。遅れて発生するシグナルは南南西方向に向かって伝播しているように見え、逆破壊伝播に対応していることがわかる。全空間領域を

積分して算出したモーメントテンソル解は一貫して、北西-南東向きのP軸を持つ、わずかな横ずれ成分を含む逆断層すべりを示している。

前震と本震ともに、震源メカニズム解から得られる2つの節面のうち西落ちの節面の変化は少なく、CRFの断層面と一致しているが、東落ちの節面は、時間変化しており、かつLVFの断層面と一致しない。この特徴は、前震と本震が主にCRF断層面で発生したことを示唆する。また、前震、本震ともに、初期の弱いユニラテラルな破壊伝播が発生した後、主要な破壊がバイラテラルに伝播しているため、結果として逆破壊伝播が観測されている。

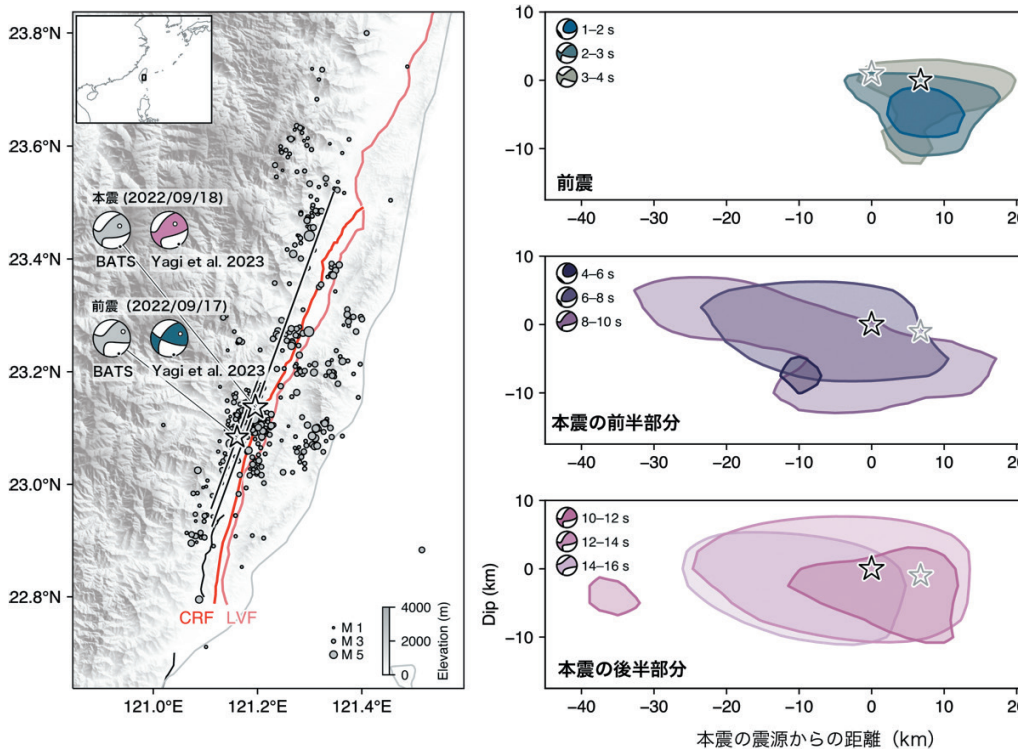


図3 Yagi *et al.* (2023) によって推定された2022年台東地震の概要。左のパネルは台湾中央気象局(CWB)が決定した2022年9月17日から21日までの震央を示している。2つの星は最大の前震と本震の震源を示し、黒線はインバージョンに用いたモデル平面を示す。モーメントテンソルはBroadband Array in Taiwan for Seismology (BATS)とYagi *et al.*, (2023)で得られた解を表示している。暗い赤と赤の線は、それぞれLongitudinal Valley fault (LVF)とCentral Range fault (CRF)に対応する(Shyu *et al.*, 2016)。地形は、SRTMGL3 (NASA JPL, 2013)のデータを使用している。右のパネルは、西北西から見た前震と本震のポテンシール密度の分布を本震のモデル平面に投影したものである。図中の等値線は各地震の最大ポテンシール密度の40%以上の領域を示している(前震は0.26 m/s以上、本震は0.14 m/s以上)

4. 頻繁に発生している逆破壊伝播とその特徴

PDTIによって解析され査読付き学術論文として発表された地震のリストを表1に示す。以後、各地震の特徴を説明するが、その内容は表1に明記されている引用論文に基づくものである。これまで、22地震の解析結果が発表されたが、そのうち実に半数の11の地震で逆破壊伝播が観測されている。ただし、PDTIは、複雑な断層帯で発生した地震を安定に解析できるため、断層面をあらかじめ設定するのが難しい地震に選択的に適用されてきたという経緯があり、解析サンプルが母集団の特徴を反映しているとは必ずしも言えない点に注意が必要である。

2022年台東地震の前震と本震のように、初期破壊と主破壊に分割でき、主破壊時に逆破壊伝播が観測される例が多いことが、Ohara *et al.* (2023) によって指摘されている2022年台東地震の前震と本震以外でこの例に従うのは、2010年El Mayor-Cucapah地震 (Mw 7.2)、2014年Thailand地震 (Mw 6.2)、2016年Romanche地震 (Mw 7.1)、2016年Kaikoura地震 (Mw 8.0)、2019年Peru地震 (Mw 8.0)、2023年Nurdağı-Pazarcık地震 (Mw 7.9) であり、いずれも初期破壊から主破壊への移行時に破壊伝播方向が反転している。このうち主破壊が、ユニラテラルに逆破壊伝播したのは、2016年Romanche地震と2014年Thailand地震 (Mw 6.2) のみであり、他の地震は主破壊がバイラテラルに伝播している。2016年Romanche地

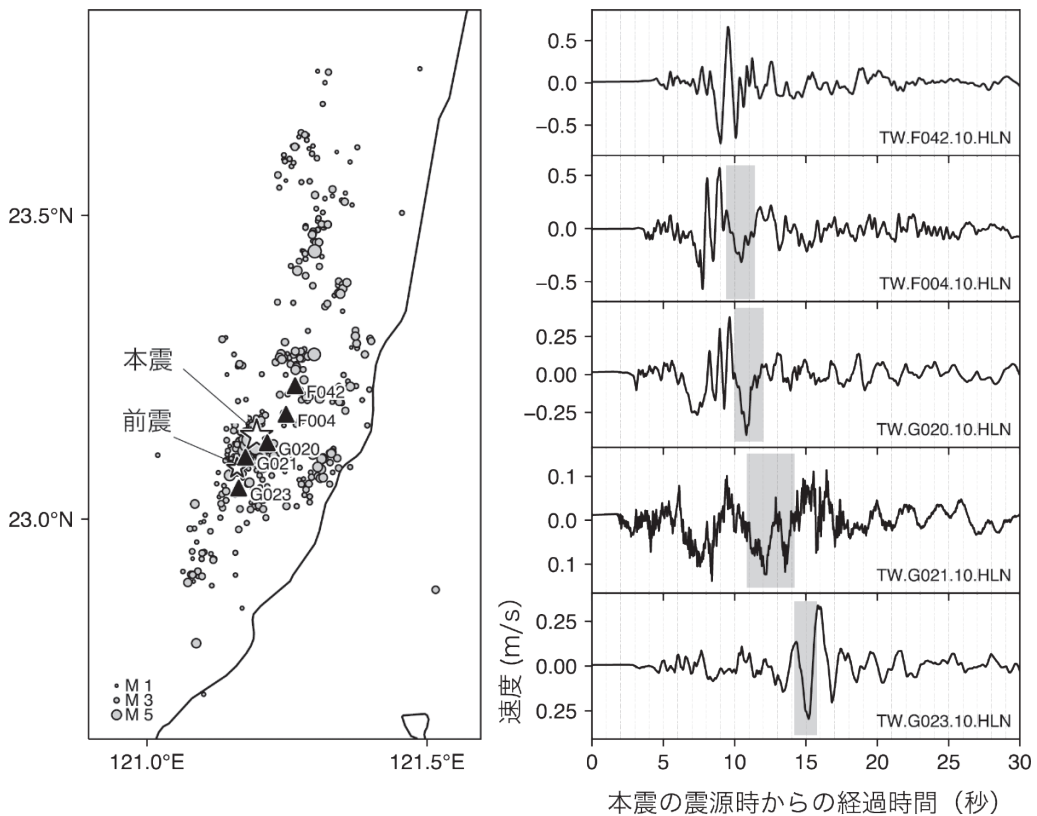


図4 Yagi *et al.* (2023) が抽出した台湾中央気象局 (CWB) による本震の近地強震動記録 (NS成分) の特徴。星印は前震および本震の震央、点は2022年9月17日から21日までの震央を示している。各観測点の位置は左パネルの地図上に三角形で示している。観測点ネットワーク、コード、チャンネルは各波形パネルの右下に示している。逆破壊伝播に対応しているシグナルをグレーの領域で示している

震の破壊伝播パターンを図5に示す。破壊開始から10秒間ほど東北東側に初期破壊が伝播した後、震源に向かうように主破壊が逆伝播している様子を確認することができる。この逆破壊伝播は、震源近傍の観測点から同定されたサブイベントからも、バックプロジェクション解析からも確認することができる (Hicks *et al.*, 2020)。初期破壊と主破壊で異なる方向に伝播する地震は、初期破壊が分岐断層で主破壊が主断層で発生しているものと、同一と思われる断層で発生しているものに分けられる。前者を逆破壊伝播タイプ1、後者

を逆破壊伝播タイプ2と分類する (図6)。

2010年 El Mayor-Cucapah 地震、2014年 Thailand 地震と2023年 Nurdağı-Pazarcık 地震は初期破壊と主破壊の震源メカニズム解の違いと余震分布から、初期破壊が分岐断層で主破壊が主断層で発生していると考えられ、逆破壊伝播タイプ1に分類される。2016年 Romanche 地震、2019年 Peru 地震、2022年台東地震の前震と本震は、初期破壊と主破壊の震源メカニズム解がほぼ同じであり、余震分布から分岐断層の存在が確認できないため、同一断層面で発生した可能性が高く逆破

表 1 PDTIを用いて解析された地震のリスト

地震	Mw	逆破壊伝播の有無	タイプ	文献
1 2002年 Denali 地震	8	×		Yamashita <i>et al.</i> , 2022b
2 2007年 Martinique 地震	7.4	○	3	Ohara <i>et al.</i> , 2024
3 2008年 汶川地震	8.1	×		Yamashita <i>et al.</i> , 2022b
4 2010年 El Mayor-Cucapah 地震	7.2	○	1	Yamashita <i>et al.</i> , 2022a
5 2013年 Balochistan 地震	7.7	×		Shimizu <i>et al.</i> , 2020
6 2014年 Thailand 地震	6.2	○	1	Tadapansawut <i>et al.</i> , 2022
7 2015年 Gorkha 地震	7.9	×		Shimizu <i>et al.</i> , 2021
8 2016年 Romanche 地震	7.1	○	2	Hicks <i>et al.</i> , 2020
9 2016年 Kaikoura 地震	7.8	○	1	Ohara <i>et al.</i> , 2023
10 2018年 Gulf of Alaska 地震	8.1	○	3	Yamashita <i>et al.</i> , 2021
11 2018年 Palu Indonesia 地震	7.6	×		Okuwaki <i>et al.</i> , 2020
12 2019年 Peru 地震	8	○	2	Hu <i>et al.</i> , 2021
13 2020年 Caribbean 地震	8	×		Tadapansawut <i>et al.</i> , 2020
14 2021年 East Cape 地震	7.3	○	3	Okuwaki <i>et al.</i> , 2021
15 2021年 瑪多地震	7.3	×		Fang <i>et al.</i> , 2022
16 2021年 Haiti 地震	7.2	×		Okuwaki and Fan, 2022
17 2022年 台東地震 (前震)	6.6	○	2	Yagi <i>et al.</i> , 2023
18 2022年 台東地震 (本震)	7.1	○	2	Yagi <i>et al.</i> , 2023
19 2023年 Nurdağı-Pazarcık 地震	7.9	○	1	Okuwaki <i>et al.</i> , 2023
20 2023年 Ekinözü 地震	7.6	×		Okuwaki <i>et al.</i> , 2023
21 2023年 Morocco 地震	6.8	×		Yagi <i>et al.</i> , 2024
22 2024年 能登半島地震	7.5	×		Okuwaki <i>et al.</i> , 2024

明瞭な逆破壊伝播が観測されたものに○を、そうでないものに×をつけている。逆破壊伝播のタイプは図6に示している。

壊伝播タイプ2に分類できる。なお、2016年 Kaikoura 地震は、主破壊が初期破壊と異なる断層面で発生したのか、同一の断層面で発生したのかについて判別しにくい。初期破壊と主破壊の震源メカニズム解が異なることから、ここでは逆破壊伝播タイプ1に分類することにする。

逆破壊伝播が確認された地震の中で、この初期破壊—主破壊の系列で説明できないものとして、2007年 Martinique 地震 (Mw 7.4)、2018年 Gulf of Alaska 地震 (Mw 8.1)、2021年 East Cape 地震 (Mw 7.3) がある。これらの地震を逆破壊伝播タイプ3と分類する。この3つの地震は、複数の断層が連動しているが、それぞれの断層が連結

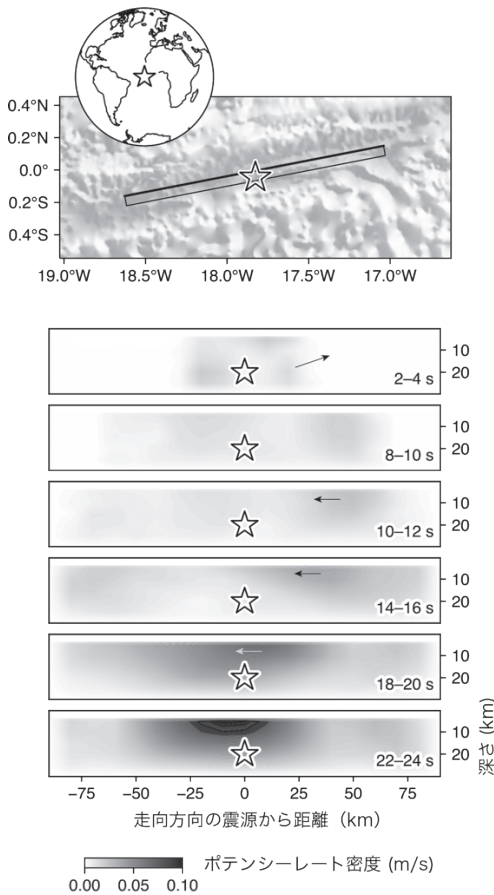


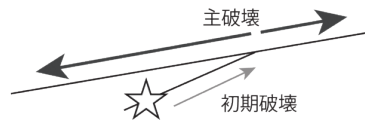
図 5 2016年 Romanche 地震の破壊伝播の様子。上のパネルは断層面の位置を示し、下のパネルは、Hicks *et al.* (2020) で得られたポテンシャル密度の分布を表示している。矢印は破壊伝播の方向を示している

しておらず、異なる断層への破壊の乗り移りは主に地震動による遠隔した断層での破壊の誘発によって生じており、誘発後の破壊の1つ以上が震源に向かっている。これらの3つの地震は沈み込み帯周辺の海洋プレート内部で発生しているという共通の特徴を持つ。海洋プレートの破砕帯や海洋プレート形成時の正断層といった弱面や沈み込み帯周辺で海洋プレートが変形することによって応力場が複雑になることが、逆破壊伝播のような複雑な震源過程をもつ地震が発生する原因である可能性がある。

PDTI 解析で逆破壊伝播が確認された11地震のうち8つは、初期破壊—主破壊の切り替わりで逆破壊伝播が発生している。これらの地震は、地震の規模（特徴的な空間スケール）が変わったときに逆破壊伝播が発生していると言える。このよ

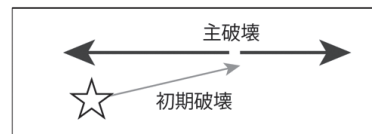
逆破壊伝播タイプ1

主断層で逆方向に破壊伝播



逆破壊伝播タイプ2

同一の断層で主破壊が逆方向に伝播



逆破壊伝播タイプ3

連動した断層で震源に向かって破壊伝播

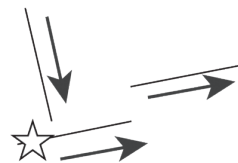


図 6 逆破壊伝播の分類図。線と四角はそれぞれ断層線と断層面を示している。太い矢印は主破壊の破壊伝播の方向を、グレーの細い矢印は初期破壊の伝播方向を示している

うな現象は、フラクタル構造を反映していると考えられる。断層を地図で追っていくと km スケールで断層が分岐していたり折れ曲がっていたりと複雑な構造を持つことがわかる。断層を路頭で追っていくと m スケールでも分岐していたり折れ曲がっていたりと複雑な構造が見て取れる。このようにどのスケールでも同じような構造が見えるものをフラクタル構造と呼ぶ。フラクタル構造は、断層の他に海岸線などでも見られる。断層がフラクタル構造になっていると、小さなスケールの小断層で発生した破壊が大きなスケールの大断層に乗り移った際に、破壊伝播方向が保存されるとは限らない。したがって、分岐断層の破壊によってトリガーされた主断層破壊が、分岐断層の破壊伝播方向とは逆方向に進行することは起こりうることである（たとえば、Gabriel *et al.*, 2023）。また、初期破壊と主破壊が同じ断層面で発生している場合でも、破壊表面エネルギーの大きさ分布がフラクタル的な性質を有している場合は、初期破壊の破壊伝播方向が、より大きいスケールの主破壊の破壊伝播方向と一致する必要性はないため、逆破壊伝播は自然に発生する現象となる（たとえば、Ide and Aochi, 2005）。つまり、PDTI 解析によって明らかになった初期破壊—主破壊の切り替わりで発生する逆破壊伝播現象は、断層形状や破壊表面エネルギーの階層構造を反映していると考えられる。

5. ま と め

データ駆動型の地震波解析手法である PDTI の登場によって、高自由度な震源過程モデルを設定しても安定に解析を行うことが可能となった。その結果、震源から離れる方向に破壊が伝播していった後にプーメランのように震源に向かうように破壊が逆伝播する逆破壊伝播現象が多くの地震で観測された。この逆破壊伝播現象は、震源近傍で観測された地震波形でも確認できる。逆破壊伝播は、分岐断層から主断層への破壊の乗り移り時に逆破壊伝播が発生するケースと、同一断層上で初期破壊の伝播方向とは逆方向に主破壊が伝播す

るケース、動的にトリガーされた破壊が震源方向に向かって伝播するケースの3つに分類することができる。逆破壊伝播現象の多く（約70%）は、初期破壊と主破壊の破壊伝播方向の違いで生じており、このような不規則な破壊伝播現象は、断層形状や破壊表面エネルギーの階層性を反映していると考えられる。

謝辞

本稿執筆の機会を提供して下さった加藤照之編集長に感謝の意を表します。本研究はJSPS 科研費 22K03751 の助成を受けたものです。震源情報と地震波形データは、台湾中央気象台のデータベース（Central Weather Administration, 2012）からダウンロードしました。Centroid Moment Tensor 解は、AutoBATS CMT catalog からダウンロードしました。

参考文献

- Akaike, H. 1980. Likelihood and the Bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, edited by Bernardo, J.M. *et al.*, pp. 143-166. doi: 10.1007/BF02888350
- Bao, H., Xu, L., Meng, L., Ampuero, J.-P., Gao, L., and Zhang, H. 2022. Global frequency of oceanic and continental supershear earthquakes. *Nat. Geosci.*, **15**, 942-949. doi: 10.1038/s41561-022-01055-5
- Central Weather Administration. 2012. Central Weather Administration Seismographic Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. doi: 10.7914/SN/T5
- Fang, J., Ou, Q., Wright, T.J., Okuwaki, R., Amey, R.M. J., Craig, T.J., Elliott, J.R., Hooper, A., Lazecký, M. and Maghsoudi, Y. 2022. Earthquake cycle deformation associated with the 2021 MW 7.4 Maduo (Eastern Tibet) Earthquake: an intrablock rupture event on a slow-slipping fault from sentinel-1 InSAR and teleseismic data. *J. Geophys. Res.: Solid Earth.*, **127**, e2022JB024268. doi: 10.1029/2022JB024268
- Gabriel, A.-A., Ulrich, T., Marchandon, M., Biemiller, J. and Rekoske, J. 2023. 3D dynamic rupture modeling of the 6 February 2023, Kahramanmaraş, Turkey Mw 7.8 and 7.7 earthquake doublet using early observations. *Seismic Rec.*, **3**, 342-356. doi: 10.17

- Hicks, S.P., Okuwaki, R., Steinberg, A., Rychert, C.A., Harmon, N., Abercrombie, R. *et al.* 2020. Back-propagating supershear rupture in the 2016 M_w 7.1 Romanche transform fault earthquake. *Nat. Geosci.*, **13**, 647–653. doi: 10.1038/s41561-020-0619-9
- Hu, Y., Yagi, Y., Okuwaki, R. and Shimizu, K. 2021. Back-propagating rupture evolution within a curved slab during the 2019 Mw 8.0 Peru intraslab earthquake. *Geophys. J. Int.*, **227**, 1602–1611. doi: 10.1093/gji/ggab303
- Ide, S. and Aochi, H. 2005. Earthquakes as multiscale dynamic ruptures with heterogeneous fracture surface energy. *J. Geophys. Res.: Solid Earth.*, **110**, 2004JB003591. doi: 10.1029/2004JB003591
- Ide, S., Baltay, A. and Beroza, G.C. 2011. Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, **332**, 1426–1429. doi: 10.1126/science.1207020
- Ide, S. and Beroza, G.C. 2023. Slow earthquake scaling reconsidered as a boundary between distinct modes of rupture propagation. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **120**, e2222102120. doi: 10.1073/pnas.2222102120
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. 1991. Inversion of complex body waves—III. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 2335–2350. doi: 10.1785/BSSA0810062335
- Mai, P.M., Schorlemmer, D., Page, M., Ampuero, J., Asano, K., Causse, M., Custodio, S., Fan, W., Festa, G., Galis, M. *et al.* 2016. The earthquake-Source Inversion Validation (SIV) project. *Seismol. Res. Lett.*, **87**, 690–708. doi: 10.1785/0220150231
- NASA JPL. 2013. NASA Shuttle Radar Topography Mission Global **3** arc second. NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center. doi: 10.5067/MEASURES/SRTM/SRTMGL3.003
- Ohara, K., Yagi, Y. and Okuwaki, R. 2024. Complex rupture evolution of the 2007 Martinique earthquake: a non-double-couple event in the Caribbean Sea. *Geophys. J. Int.*, **236**, 1743–1752. doi: 10.1093/gji/ggae024
- Ohara, K., Yagi, Y., Yamashita, S., Okuwaki, R., Hirano, S. and Fukahata, Y. 2023. Complex evolution of the 2016 Kaikoura earthquake revealed by teleseismic body waves. *Prog. Earth Planet Sci.*, **10**, 35. doi: 10.1186/s40645-023-00565-z
- Okuwaki, R. and Fan, W. 2022. Oblique convergence causes both thrust and strike-slip ruptures during the 2021 M 7.2 Haiti earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL096373. doi: 10.1029/2021GL096373
- Okuwaki, R., Hicks, S.P., Craig, T.J., Fan, W., Goes, S., Wright, T.J. and Yagi, Y. 2021. Illuminating a contorted slab with a complex intraslab rupture evolution during the 2021 Mw 7.3 east cape, New Zealand earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2021GL095117. doi: 10.1029/2021GL095117
- Okuwaki, R., Hirano, S., Yagi, Y. and Shimizu, K. 2020. Inchworm-like source evolution through a geometrically complex fault fueled persistent supershear rupture during the 2018 Palu Indonesia earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **547**, 116449. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116449
- Okuwaki, R., Yagi, Y., Murakami, A. and Fukahata, Y. 2024. A multiplex rupture sequence under complex fault network due to preceding earthquake swarms during the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula, Japan, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **51**, e2024GL109224. doi: 10.1029/2024GL109224
- Okuwaki, R., Yagi, Y., Taymaz, T. and Hicks, S.P. 2023. Multi-scale rupture growth with alternating directions in a complex fault network during the 2023 South-Eastern Türkiye and Syria earthquake doublet. *Geophys. Res. Lett.*, **50**, e2023GL103480. doi: 10.1029/2023GL103480
- Olson, A.H. and Apsel, R.J. 1982. Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1969–2001. doi: 10.1785/BSSA07206A1969
- Sato, D., Fukahata, Y. and Nozue, Y. 2022. Appropriate reduction of the posterior distribution in fully Bayesian inversions. *Geophys. J. Int.*, **231**, 950–981. doi: 10.1093/gji/ggac231
- Shimizu, K., Yagi, Y., Okuwaki, R. and Fukahata, Y. 2020. Construction of fault geometry by finite-fault inversion of teleseismic data. *Geophys. J. Int.*, **224**, 1003–1014. doi: 10.1093/gji/ggaa501
- Shimizu, K., Yagi, Y., Okuwaki, R. and Fukahata, Y. 2021. Development of an inversion method to extract information on fault geometry from teleseismic data. *Geophys. J. Int.*, **220**, 1055–1065. doi: 10.1093/gji/ggz496
- Shyu, J.B.H., Chuang, Y.R., Chen, Y.L., Lee, Y.R. and Cheng, C.T. 2016. A new on-land seismogenic structure source database from the Taiwan earthquake model (TEM) project for seismic hazard analysis of Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **27**, 311. doi:

- 10.3319/TAO.2015.11.27.02 (TEM)
- Spudich, P. and Frazer, L.N. 1984. Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 2061-2082. doi: 10.1785/BSSA0740062061
- Tadapansawut, T., Okuwaki, R., Yagi, Y. and Yamashita, S. 2020. Rupture process of the 2020 Caribbean earthquake along the Oriente transform fault, involving supershear rupture and geometric complexity of fault. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2020GL090899. doi: 10.1029/2020GL090899
- Tadapansawut, T., Yagi, Y., Okuwaki, R., Yamashita, S. and Shimizu, K. 2022. Complex rupture process on the conjugate fault system of the 2014 Mw 6.2 Thailand earthquake. *Prog. Earth Planet Sci.*, **9**, 26. doi: 10.1186/s40645-022-00484-5
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M. 1992. Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00102.x
- 八木勇治. 2009. 震源過程解析手法の開発. *地震*, **61**, 297-307. doi: 10.4294/zisin.61.297
- Yagi, Y. and Fukahata, Y. 2011. Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes: uncertainty of Green's function in inversion. *Geophys. J. Int.*, **186**, 711-720. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05043.x
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, B. and Lu, J. 2023. Irregular rupture process of the 2022 Taitung, Taiwan, earthquake sequence. *Sci. Rep.*, **13**, 1107. doi: 10.1038/s41598-023-27384-y
- Yagi, Y., Okuwaki, R., Hirano, S., Enescu, B., Chikamori, M. and Yamaguchi, R. 2024. Barrier-induced rupture front disturbances during the 2023 Morocco earthquake. *Seismol. Res. Lett.*, **95**, 1591-1598. doi: 10.1785/0220230357
- Yamashita, S., Yagi, Y. and Okuwaki, R. 2022a. Irregular rupture propagation and geometric fault complexities during the 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake. *Sci. Rep.*, **12**, 4575. doi: 10.1038/s41598-022-08671-6
- Yamashita, S., Yagi, Y., Okuwaki, R., Shimizu, K., Agata, R. and Fukahata, Y. 2021. Consecutive ruptures on a complex conjugate fault system during the 2018 Gulf of Alaska earthquake. *Sci. Rep.*, **11**, 5979. doi: 10.1038/s41598-021-85522-w
- Yamashita, S., Yagi, Y., Okuwaki, R., Shimizu, K., Agata, R. and Fukahata, Y. 2022b. Potency density tensor inversion of complex body waveforms with time-adaptive smoothing constraint. *Geophys. J. Int.*, **231**, 91-107. doi: 10.1093/gji/ggac181

八木勇治

[やぎ ゆうじ]

現職 筑波大学生命環境系教授

略歴 弘前大学理学部卒業。東京大学大学院理学系研究科修士課程修了。同研究科博士課程修了。独立行政法人建築研究所研究員、国立大学法人筑波大学大学院生命環境科学研究科助教、准教授を経て、2018年より現職

奥脇 亮

[おくわき りょう]

現職 筑波大学生命環境系助教

略歴 筑波大学生命環境学群卒業。筑波大学生命環境科学研究科修士課程修了。同研究科博士課程修了。日本学術振興会特別研究員（技術総合研究所地質調査総合研究センター）を経て、2019年より現職

ディープラーニング地震学

—現状と今後の展開への期待—

平原和朗

1. はじめに

人工知能 (AI) の歴史は 1950 年代から始まり、いくどもブームと冬の時代を繰り返してきた。探索・推論から始まる第 1 次 AI ブームは、音声認識等が組み込まれた第 2 次 AI ブームを経て、第 3 次 AI ブームとして多層のニューラルネットワーク (NN) を用いたディープラーニング (DL: 深層学習) などの革新的技術が登場し、社会で実用される AI が開発され、社会に浸透していった。2022 年頃からの ChatGPT (OpenAI) に代表される生成 AI・大規模言語モデルの出現および急速な普及により、現在は第 4 次 AI ブームに入ったとも言われている (総務省, 2024)。

本稿のタイトル「ディープラーニング地震学」は Mousavi and Beroza (2022) の論文名から借用したもので、地震学分野でも国際的に AI を取り入れた研究が急増し、大きな成果をあげている。日本でも、2021 年度より始まった「情報科学を活用した地震調査研究プロジェクト (STAR-E プロジェクト)」(文科省, 2023) に見られるように、情報科学が活用され始めている。

地震学における AI の活用は広範囲に及ぶため、とても全貌を紹介するわけにはいかないが、本稿では、AI 等の情報科学のうち機械学習 (ML)、特に深層学習 (DL) の地震学における活用に焦点を当てて、筆者の関わっている物理方程式の DL 解法研究を中心に現状の紹介と今後の展開への期待を述べる。

2. 地震学における ML 等の活用

まず、導入として、地震学全般における ML 活用の現状について概観する。

Bergen *et al.* (2019) は、固体地球科学におけるデータ駆動型 ML 活用を 3 モード: 自動化・モデリング (順・逆解析)・発見に分類している。この 2019 年時点でも、順解析 (シミュレーション) として、後程紹介する DL 活用による粘弾性媒質中での地殻変動計算の高速化 (DeVries *et al.*, 2017)、および発見として、室内岩石実験において破壊前に生じるアコースティック・エミッションデータに ML 手法を適用し、破壊時刻の予測を行った研究 (Rouet-Leduc *et al.*, 2017) など、すでに興味深い ML 研究例が報告されている。しかしながら、やはり、現状地震学における最大の成果は自動化にあると言える。Mousavi and Beroza (2022) では、データ処理自動化として、地震イベント検出・P 波 S 波検出・位相関連付け・震源決定・極性決定・発震機構決定等をあげ、また地震動予測や緊急地震速報でも ML を活用して大きな成果を上げていると報告している。STAR-E プロジェクトでも、反射波の検出や地震計古記録からの低周波微動検出に加えて、余震活動予測、地殻変動解析での ML 活用等、特色ある成果がでている (文科省, 2023)。

なお、地震学における ML 活用研究は急速な発展を遂げているため、地震学のみならず測地学・地殻変動解析での活用も含む、最新レビュー論文 Kubo *et al.* (2024) をあげておく。

3. 地震学におけるモデリング（順・逆解析） での DL 活用

一方，2. で触れたモデリングでは，データ駆動型 DL 活用が多いが，本稿では，これに加えて，私がかかわっている課題である，物理法則を取り込んだニューラルネットワーク（Physics-Informed Neural Networks: PINNs）（Raissi *et al.*, 2019）について，簡単な例題を紹介することから始める．

3.1 自由落下問題

まず，Qiita (2021) を参考に，自由落下問題を例に説明する．

図1（左）にあるように，時刻 $t=0$ で，初期位置 z_0 にある物体を初速 v_0 で下方に投げた場合の時刻 t における位置 $z(t)$ を求める自由落下問題を考える．重力加速度を g とすると，運動方程式（微分方程式）・初期条件は，以下となる．

$$\frac{d^2 z(t)}{dt^2} = g, \quad z(0) = z_0, \quad \frac{dz(0)}{dt} = v_0 \quad (1)$$

従来の微分方程式の解法として，まず [1] 解析的方法があげられ，解析解は

$$z(t) = \frac{1}{2}gt^2 + v_0t + z_0 \quad (2)$$

与えられる．さらに，解析的に解が求まらない場合は，時間・空間を離散化しての，[2] 数値解法が考えられる．たとえば，式 (1) を離散化して，時間刻みを Δt とする前進差分オイラー数値解は，

$$z(t+\Delta t) = z(t) + \Delta t \frac{dz(t)}{dt}, \quad (3)$$

$$\frac{dz(t+\Delta t)}{dt} = \frac{dz(t)}{dt} + \Delta t \frac{d^2 z(t)}{dt^2}$$

$z(0) = z_0, z(\Delta t), z(2\Delta t), z(3\Delta t), \dots, z(n\Delta t), \dots$ で与えられる．

こういった従来のアプローチに対し，[2] の数値解データ（入力 t と出力 $z(t)$ ）をもとに，この入出力関係を NN で近似する，[3] 数値解を訓練データとしたデータ駆動型 DL が提案されている．これには，入力と出力のペアとなる訓練データが必要で，教師あり学習と呼ばれる．具体的には，図1（右）のような順伝播型 NN を考える．

すなわち，入力層， N_L 層の中間層（隠れ層）（ l 層でのノード（ニューロン）数： $n^{(l)}$ ），出力層からなる NN を用いて，入力 t に対する出力位置 $z(t)$ を近似したものを $z_{NN}(t)$ と表し， l 層 i ノード変数を $u_i^{(l)}$ と書くと，

$$\text{入力層 } u_1^{(0)} = t \quad (4)$$

中間層 ($l=1, \dots, N_L$)

$$u_i^{(l)} = \sigma\left(\sum_{j=1}^{n^{(l-1)}} (w_{ij}^{(l)} u_j^{(l-1)} + b_j^{(l)})\right) \quad (5)$$

出力層

$$u_1^{(N_L+1)} = \sum_{j=1}^{n^{(N_L)}} (w_{1j}^{(N_L+1)} + b_j^{(N_L+1)}) u_j^{(N_L)} = z_{NN}(t) \quad (6)$$

となる．ここで， $w_{ij}^{(l)}$ は ($l-1$) 層と (l) 層のノード変数 i と j 間の結合重み， $b_j^{(l)}$ はバイアスである．これらは，NN モデルパラメータであり，以後 θ と表す．また式 (4)~(6) から分かるように， $z_{NN}(t)$ は θ の関数でもあるので， $z_{NN}(t; \theta)$ と書き改める． σ は活性化関数と呼ばれる非線形関数で，各層で変えることもできるが，通常同じ関数が用いられる．

自由落下問題のような回帰問題では，NN による予測モデルと訓練データができるだけ近くなるように損失関数と呼ばれる平均二乗誤差を最小にする NN モデルパラメータ θ を求める． N_d 個の入出力数値データペア ($t_i, z_{nm}(t_i), i=1, \dots, N_d$) が得られているとき，損失関数 L は，

$$L = (1/N_d) \sum_{i=1}^{N_d} |z_{NN}(t_i; \theta) - z_{nm}(t_i)|^2 \quad (7)$$

で与えられ， θ について L を最小とするように，

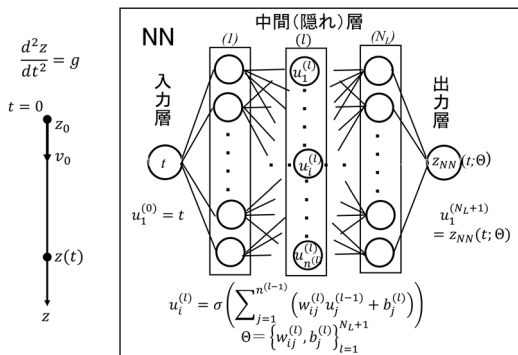


図1 自由落下問題（左）における入力層・中間層・出力層からなる順伝播型 NN（右）

$$\partial L / \partial \theta = 0 \quad (8)$$

とにおいて θ を求める、最適化問題となる。この損失関数の勾配計算には、深い NN でも効率よく計算可能な誤差逆伝播法という手法が用いられている。また、最適化手法として勾配降下法など、いくつかの効率的な手法が提案され使用されている。勾配降下法は適当な θ の初期値から始め、繰り返し計算により θ を動かし L を小さくしていき、 θ を動かしても L が動けなくなった点を極小値とする、という手法である。

自由落下問題といった簡単な問題とは異なり、複雑な非線形問題に対する数値シミュレーションでは、計算コストが高くなる。この場合、数値データ解の作成に多くの計算時間を要するのは同じであるが、ここで述べたように、一度十分な訓練データを用意して学習し、最適化された θ^* を求めて DL モデルを構築すれば、任意の時刻 t における位置を、 $z_{NN}(t; \theta^*)$ により計算でき、低コストで高速に解を得ることが可能になる。このような DL モデルはサロゲート（代理）モデルと呼ばれている。

次に、新たなアプローチとして、[4] 物理法則を取り込んだ PINNs による微分方程式の解法、すなわち数値計算を必要としない順解析 PINNs について紹介する。[3] 数値解を訓練データとしたデータ駆動型 DL と同じく、解を $z_{NN}(t; \theta)$ で表すが、式 (7) と異なり数値データ項を含まない教師なし学習となり、以下の損失関数 L を考える。

$$L = w_{ode} L_{ode} + w_{ini} L_{ini} \quad (9)$$

$$L_{ode} = (1/N_c) \sum_{i=1}^{N_c} \left| \frac{d^2 z_{NN}(t_i; \theta)}{dt^2} - g \right|^2 \quad (10)$$

$$L_{ini} = |z_{NN}(0; \theta) - z_0|^2 + \left| \frac{dz_{NN}(0; \theta)}{dt} - v_0 \right|^2 \quad (11)$$

ここで、 L_{ode} および L_{ini} はそれぞれ式 (1) に与えられた微分方程式および初期条件を満たすという拘束条件、また w_{ode} および w_{ini} は重みで、各項の次元や各項の大きさを合わせるように設定する場合が多い。なお、 t_i は N_c 個の微分方程式の評価（時刻）点（collocation points）であり、こ

れらの点での値を用いて L を最小化する。なお、損失関数に現れる $z_{NN}(t; \theta)$ の時間微分の計算には、自動微分という手法が用いられている。後で触れるが、解法から分かるように、PINNs では初期条件（境界条件がある場合は境界条件も）が変わるたびに再学習する必要がある。

ここまでは順解析を扱ってきたが、さらに発展的アプローチとして、[5] PINNs による物理パラメータ推定、すなわち逆解析 PINNs を考える。式 (9) に観測データ項を加えて、たとえば自由落下問題では微分方程式に含まれるパラメータである重力加速度 g の値を求める、逆解析 PINNs を考える。すなわち、損失関数 L は、観測データ項を加えて、

$$L = w_{ode} L_{ode} + w_{ini} L_{ini} + w_{data} L_{data} \quad (12)$$

で与えられる。ここで w_{data} は重みで、[3] の数値データ z_{nm} とは異なり、実際に時刻 t_j に観測された N_d 個の誤差を含む実観測位置 $z_d(t_j)$ に対し、

$$L_{data} = (1/N_d) \sum_{j=1}^{N_d} |z_{NN}(t_j; \theta) - z_d(t_j)|^2 \quad (13)$$

となる。 $\partial L / \partial \theta$ に加えて、 $\partial L / \partial g$ は計算可能で、 θ と同じく適当な g の初期値 g_0 から始めて勾配降下法による繰り返し計算で、 $z_{NN}(t; \theta^*)$ および g の値 g^* を推定することができる。

ここでの g は定数であるので NN を構成する必要はないが、地震波トモグラフィーの地震波速度や、後節の「3.3.2 SSE 発生域の摩擦パラメータ空間分布推定」での摩擦パラメータのように、推定すべきパラメータが空間座標の関数である場合は、物理方程式の変数とは別に推定すべき物理パラメータの NN を構成する必要がある。

3.2 地殻変動モデリング

地震学における PINNs 活用は、順問題としての不均質媒質中における地震波走時・波形の計算、および逆問題としての速度構造を求める地震波トモグラフィーが有名であるが、ここでは私が関わっている地殻変動モデリングを中心に DL 活用例を紹介する。

3.2.1 データ駆動型 DL シミュレーション：粘弾性媒質中における地殻変動計算の高速化

まず PINNs ではなく、3.1 の [3] 数値解を調

練データとしたデータ駆動型 DL 活用による、粘弾性媒質中における地殻変動計算の高速化例を紹介する。

DeVries *et al.* (2017) は、弾性層 (15 km) と粘弾性 (パーガーズレオロジー) 層の 2 層からなる大規模 3 次元粘弾性媒質中での横ずれ点震源断層により生じる地表変位の時間発展を計算する問題を考えた。数値訓練データの計算には、Fukahata and Matsu'ura (2006) による準解析解に基づく数値計算コードを用いている。

入力として、断層地表位置を原点にとり、地表観測点 (x, y) (10,609 点)、点震源深さ (深さ 2~14 km の 20 とおり)、地震時・後の時刻 t ($0 \leq t \leq 200$ 年の 31 とおり)、マックスウェルとケルビン粘性率 (30 とおり)、そして出力として地表観測点 (x, y) における時刻 t での 3 成分変位 (u_x, u_y, u_z) を計算しており、用いた訓練データ量は、236,792,880 に及ぶ。NN の構造をいろいろ変え、損失関数を十分下げるには最低 6 層の中間層、各層で最低 10 ノード数を必要としている。

この訓練データで学習した NN の性能を評価するため、テストデータとして、新たに、10,000 地表点、13 震源深さ、25 粘性構造、81 時刻に対して、数値解を計算し、訓練した NN パラメータによる解と比較して、残差として訓練データと同じ平均絶対誤差 2×10^{-6} mm 程度の値を得ている。訓練データに含まれない新たなテストデータと良い一致を示さない場合は、訓練データへの過

適合と呼ばれ、汎化性能 (訓練データ以外の新しいデータに対してどの程度適応し、正確な予測ができるかを示す指標) が低く再学習の必要があるが、ある程度ランダムに訓練データを作成しているこの場合は過適合は生じていない。また、この数値解テストデータ作成に要する計算時間は、419,790 秒であるが、一度学習した NN パラメータを用いた計算では、1 CPU で、6,366 秒、さらに GPU を用いれば 763 秒と高速化を実現している。

このように、訓練データの作成および学習に要する時間は別として、一度学習した NN による代理モデルを用いれば、粘弾性数値シミュレーションの高速化が実現することになる。

3.2.2 PINNs 地殻変動モデリング

次に、3.1 の [4] 順解析 PINNs として弾性媒質中における地殻変動計算 (Okazaki *et al.*, 2022) を紹介する。

2 次元反平面 (antiplane) 線形弾性問題 (変位成分は紙面に垂直な 1 成分 (u) のみで、無限に長い横ずれ断層モデル) における、断層すべりによる地殻変動の PINNs モデリングを考える。

図 2 (a) のように座標軸を取り、地表面 S 、原点から地表に達する断層面 Σ (右側 Σ_+ 、左側 Σ_- と表記)、内部 V での剛性率 (媒質の硬さ) を $\mu(x, y)$ 、 σ を応力テンソル、また断層面と地表面に対する法線ベクトルを $\mathbf{n}^s, \mathbf{n}^S$ と表記すると、断層面 Σ 上での変位の食い違い (すべり) s により

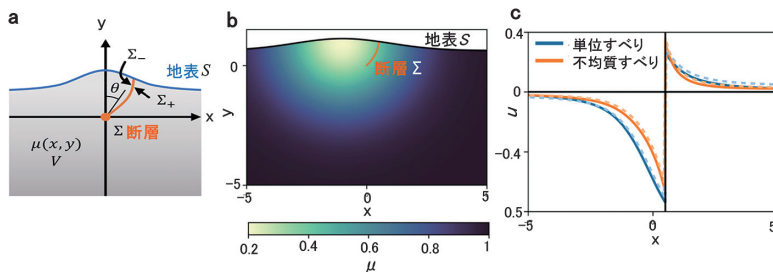


図 2 (a) 2 次元反平面問題での座標系および地表面 S (青線)・断層面 Σ (橙線)。(b) 曲面断層位置 (橙線) と規格化した不均質剛性率分布 $\mu(x, y)$: 断層左浅部が柔らかい (明るい色)。(c) 地表面 S における変位 (u) 分布: 均質単位すべり (青) と不均質すべり (地表で大きく (単位すべり) 深部でゼロになるすべり分布) (橙) による地表での変位。実線・点線は PINNs・FEM での計算値 (Okazaki *et al.*, 2022 を改変)

生じる変位 $u(x, y)$ は、

内部 V 中の運動方程式 (偏微分方程式)

$$\mu \nabla^2 u + \nabla \mu \cdot \nabla u = 0 \quad (14)$$

境界条件として

断層面 Σ 上で

$$u^+ - u^- = s \quad \sigma^+ \cdot \mathbf{n}^\Sigma = \sigma^- \cdot \mathbf{n}^\Sigma \quad (15)$$

地表面 (自由表面) S 上で

$$\sigma^S \cdot \mathbf{n}^S = 0 \quad (16)$$

に従う。断層端点での応力発散を防ぐため、図 2 (a) に示す極座標系 (r, θ) を用いているが、 2π だけ異なる θ により断層面 Σ_+ , Σ_- 側を区別でき、連続媒質の場合、単一の NN で、入力 (r, θ) に対する出力 $u_{NN}(r, \theta; \Theta)$ を構成可能である。

3.1 の [4] で述べたように、内部および断層面・地表面に評価点を設け、物理方程式 (14) に対応する L_{pde} 、断層面上のすべりおよび法線応力境界条件式 (15) に対応する L_{Σ_s} および L_{Σ_σ} 、地表面での応力境界条件式 (16) に対応する L_{S_σ} といった各損失関数を定義し、その和を最小にする NN パラメータ Θ を求める。なお、各変数を規格化・無次元化することにより各損失関数の大きさのバランスをとり、各重み w_{pde} , $w_{bc}(w_{\Sigma_s}, w_{\Sigma_\sigma}, w_{S_\sigma})$ は 1 にしている。

図 2 (b) のような、非平面形状の地表面 (S) を持つ不均質媒質中での曲面断層 (Σ) 上にすべりを与えた場合の地表面における変位分布 (u) を図 2 (c) に示す。なお、すべり分布として、均質単位すべりと不均質すべり分布 (地表は単位すべりで深部断層端では滑らかにゼロになる) を与えているので、不均質すべりの場合のほうが地表変位は小さくなっている。また、剛性率の小さな (柔らかい) 領域の上では、大きな変位を示している。実線および点線は PINNs および有限要素法 (FEM) による計算結果を示し、両者はよく一致している。

これまで地殻変動解析に用いられてきた (準) 解析的手法では、平坦な地表面を持つ均質または成層構造媒質中での、平面断層上でのすべりしか扱えなかった。これに対し、PINNs による解法では、図 2 (b) のように、地形等の非平面形状を伴う地表面を持つ不均質媒質中における、曲面

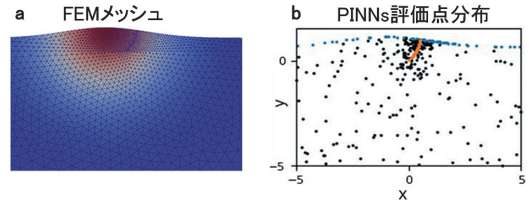


図 3 図 2 (b) の構造 (μ 分布の色は異なるが同一構造) に対する計算法の比較. (a) は FEM 計算での領域 (メッシュ) 分割図, (b) は PINNs における損失関数評価点分布を表す (岡崎, 2022; Okazaki *et al.*, 2022)

断層上での任意のすべり分布による地殻変動計算が可能である。

こういった不均質媒質や幾何学的複雑性を扱う場合には FEM 等の領域をメッシュに分割して解を求める数値解法によるしかなかったが、PINNs はメッシュフリーな新たな解法と言える。

図 3 に、FEM 計算で用いた領域 (メッシュ) 分割および PINNs 計算に用いた損失関数評価点分布を示す。FEM では地形や不均質性の強い領域や断層近傍で細かなメッシュ分割を用いているのに対し、PINNs では、損失関数の残差分布に応じて主に断層近傍でのみ高密度に評価点をとっていることが分かる。また、FEM では無限領域を扱うには、対象領域よりはるかに大きな領域をとり、境界条件の影響を避ける必要がある。これに対し、2次元反平面問題では、PINNs では無限領域の影響を考慮する必要はない。図には PINNs で用いた ± 5 程度の領域しか示していないが、FEM の計算では領域サイズを 100 程度にとり計算している。FEM 計算に用いたメッシュ数は 790,392 に対し、PINNs では最適化の各繰り返し計算に用いる評価点数 (バッチサイズ) は領域内で 256、地表・断層面境界で 64 となっている。

Okazaki *et al.* (2024) は、上記の反平面問題での地殻変動計算中に、断層形状不変性 (断層面上に均質すべりを与えた場合、地殻変動場は断層端点位置だけで決まり、断層形状には依らない) を再認識した。これは均質媒質中ではすでに知られていたが、一般的な不均質媒質中でも成り立つことを、直感的および解析的に示し、さらにディ

スローケーショポテンシャルを定義し、任意の形状を持つ断層上での任意のすべり分布に対する地殻変動場の PINNs 高速計算法を提案している。

ここまでは、応用範囲の限られる 2 次元反平面問題について述べたが、現在 2 次元平面 (inplane) 問題 (変位は面内の 2 成分で、面に直交する方向には一様な媒質および変位仮定し、沈み込み帯の逆・正断層モデリング等に用いられる) に拡張して PINNs による地殻変動モデリング (順・逆解析) が進行中である。

3.3 PINNs 地震サイクルモデリング

これまで、地震発生予測を目指して、岩石実験から導かれた速度状態依存摩擦 (RSF) 則に基づく、地震の繰り返し発生 (地震サイクル) のモデリングが行われてきたが、PINNs による地震サイクルモデリングについて紹介する。

3.3.1 バネスライダーモデルによるスロースリップイベント (SSE) 発生サイクルモデリング

Fukushima *et al.* (2023) は、1 自由度バネスライダーモデル (図 4) を用いて、PINNs を活用して、RSF 則に基づく、SSE の繰り返し発生サイクルモデリングを行っている。

図 4 に示すように、ブロックには法線応力 σ が働き、床面との間には RSF 則に従う摩擦係数 τ が働いている。このブロックはバネ (バネ定数 k) と連結されており、バネの一端を速度 v_{pl} で引っ張ると、固着とすべりを繰り返す、地震サイクルに似たシステムを作り出すことができる。ここでは、バネ定数と摩擦パラメータを調整して SSE 発生サイクルのモデリングを考える。

ブロックの変位 (x)、すべり速度 (v) に対して、このシステムの物理方程式系は、以下となる。

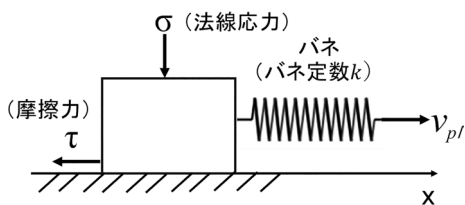


図 4 バネスライダーモデル

・ブロックの運動を記述する準動的運動方程式

地震サイクル計算でよく用いられている慣性項を S 波放射減衰項 ($\eta_{RD} v : \eta_{RD} = G/2c$) (G : 剛性率, c : S 波速度) で近似した、以下の準動的運動方程式 (Rice, 1993) を考える。

$$\eta_{RD} v(t) = k(v_{pl} t - x(t)) - \tau(t) \quad (17)$$

・RSF 則に従う摩擦係数 (Dieterich, 1979)

$$\tau(t) = \sigma \left(\mu_0 + a \log \left(\frac{v(t)}{v_{pl}} \right) + b \log \left(\frac{\theta(t) v_{pl}}{d_c} \right) \right) \quad (18)$$

・状態変数 θ の発展則 (aging law : Ruina, 1983)

$$d\theta(t)/dt = 1 - \theta(t) v(t) / d_c \quad (19)$$

ここで、 a, b, d_c は摩擦パラメータ、 μ_0 は $v = v_{pl}$ で定常すべりをするときの摩擦係数を表す。 $a - b > 0$ の場合には、すべり速度が増すと摩擦係数が増し (すべり強化)、安定すべりになる。また、 $a - b < 0$ では、すべり速度が増すと摩擦係数が減少し (すべり弱化)、不安定すべりになる。さらに、すべりの安定性解析から臨界バネ定数

$$k_{crit} = \sigma(b - a) / d_v \quad (20)$$

が導かれていて、 $k > k_{crit}$ では、システムは強い不安性を示し、高速すべりが発生するが、 $k \approx k_{crit}$ では、SSE が発生する。この SSE 発生条件を使い、 $k/k_{crit} = 0.9999$ となるように摩擦パラメータおよびバネ定数を調整して、SSE サイクルのモデリングを行う。

式 (17)~(19) を連立させて、次の変数変換

$$p(t) = \log(v(t)/v_{pl}) \quad q(t) = \log(\theta(t) v_{pl} / d_c) \quad (21)$$

を行い、以下の連立微分方程式

$$dp(t)/dt = f_p(p, q, t), \quad dq(t)/dt = f_q(p, q, t) \quad (22)$$

に従う $p, q(v, \theta)$ の時間発展を求める。

まず、従来の数値積分法 (可変時間刻みルンゲクッタ (RK) 法) を使い、参照モデルとして、最大すべり速度 $\sim 10^{-8}$ m/秒 ($v_{pl} = 5$ cm/年 $= 1.58 \times 10^{-9}$ m/秒の約 6 倍)、繰り返し間隔 800 日の SSE サイクルを得た。この 1 回の繰り返しを図 5 (a)、(b) に示す。図 5 (a) がすべり速度で、固着時はきわめて遅いが 400 日くらいが急速に速度が速くなる SSE の開始時期、500 日頃がすべり速度

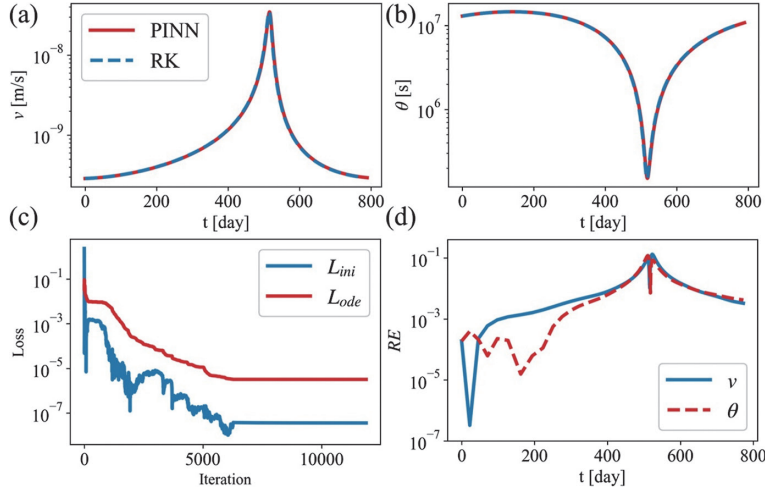


図5 順解析 PINNs $\Delta t=100$ 時間での PINNs による SSE サイクル計算例。(a) (b) はそれぞれ速度 (v)・状態変数 (θ) の時間発展: PINNs (赤実線) と RK (青点線) による計算値はよく一致している。(c) 最適化繰り返し過程における損失関数の変動 (L_{ini} : 青線, L_{ode} : 赤線)。(d) RE (PINNs と RK 計算値の相対誤差) の 1 サイクル中の時間変化 (v : 青実線, θ : 赤点線) (Fukushima *et al.*, 2023)

最大の最盛期, 600 日頃が終息時期である。SSE が発生する期間は状態変数は逆に小さくなる (図 5 (b))。これを対象にして, PINNs 順解析を考える。入力 t に対する出力を ($p_{NN}(t; \Theta)$, $q_{NN}(t; \Theta)$) とし, NN を PINNs により構成する。式 (22) の各微分方程式の残差を $r_p(t)$, $r_q(t)$ とし, 無次元化を施すと, 各重みは 1 となり, 損失関数は,

$$L = L_{ini} + L_{ode} \quad (23)$$

$$L_{ini} = (p_{NN}(0; \Theta) - p_{ini})^2 + (q_{NN}(0; \Theta) - q_{ini})^2 \quad (24)$$

$$L_{ode} = t^* \sum_{i=1}^N (r_{NN,p}(t_i; \Theta)^2 + r_{NN,q}(t_i; \Theta)^2) \Delta t_i \quad (25)$$

と書ける。ここで, p_{ini} , q_{ini} は初期値, $t^*(=d_c/v_{pl})$ は特徴的時間, $r_{NN,p}$, $r_{NN,q}$ は微分方程式残差 r_p , r_q の NN 表現で, N は評価時刻点数である。

可変時間刻み RK 法による数値積分では, すべり速度が大きいときには小さな時間間隔 (Δt_i) をとり, 最小 10 時間, 最大 870 時間, 総点数 $N=103$ となっているが, PINNs では一定の Δt で評価し, $\Delta t=100$ 時間 ($N=187$) でも参照 (RK) モデルと良い一致を示した (図 5 (a) (b))。図 5 (c) に示すように, 最適化繰り返し過程における損失関数の減少は一様ではなく, 繰り返し回数

6,000 回を過ぎたあたりから一定となり収束している。なお, 図 5 (d) の相対誤差 RE は

$$RE_v = \frac{|v_{NN} - v_{RK}|}{v_{RK}}, \quad RE_\theta = \frac{|\theta_{NN} - \theta_{RK}|}{\theta_{RK}} \quad (26)$$

と定義される PINNs と参照 (RK) モデルの相対誤差で, r_p , r_q とは異なる。すべり速度が大きいと RE が大きくなっている。

次に, PINNs の逆問題への活用として, すべり速度の模擬観測値 (真値に観測誤差を加えたもの) が与えられたとして, 摩擦パラメータを推定する問題を考える。この場合, 観測損失関数

$$L_{data} = (1/N_{data}) \sum_{i=1}^{N_{data}} (p_{NN}(t_i; \Theta) - p_{data}(t_i))^2 \quad (27)$$

を損失関数に加えて最適化する。その際, 摩擦パラメータの初期値として, 0.1 から 10 倍の値を与え, 観測誤差が 10%, 観測時間間隔が 100 時間の場合の結果を図 6 に示す。

観測データ損失関数 L_{data} は観測誤差のため下がり一定値に収束しているのに対し, 他の損失関数はまだ収束していないように見えるが (図 6 (c)), 繰り返し回数 1,500 程度で摩擦パラメータ値は真値に収束していることが分かる (図 6 (b))。図に示していないが, 観測時間間隔につ

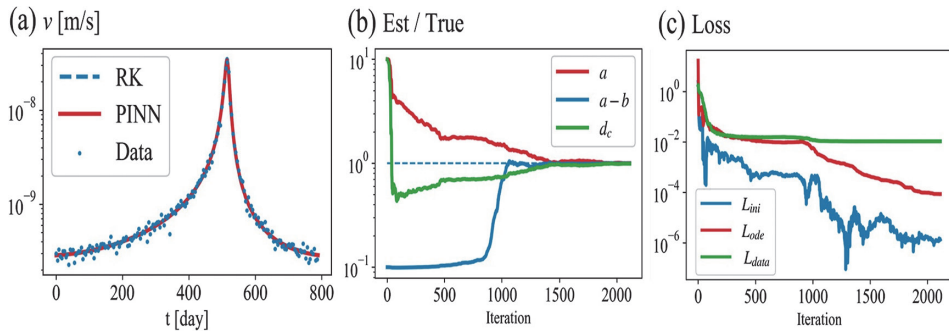


図 6 逆解析 PINNs (a) すべり速度の時間発展 (RK (真) 値: 青点線, PINNs による計算値: 赤線, 観測データ: 青点). (b) 推定値と真値の比の最適化過程における収束状態 (a : 赤線, $a-b$: 青線, d_c : 緑線). (c) 最適化過程における損失関数の変動 (L_{ini} : 青線, L_{ode} : 赤線, L_{data} : 緑線) (Fukushima *et al.*, 2023)

いては、200 時間でも最適化繰り返し回数 2,000 回を超えると真値に収束した摩擦パラメータ値を得ることができた。しかし 400 時間では繰り返し回数 2,500 あたりで間違った値に収束してしまい、すべり速度の最大値あたりでの観測時間間隔の粗さが効いているようである。

さらに、サイクル全体 (800 日) ではなく、サイクルの最初から限られた短い期間 (400, 500, 600 日間) で得られた観測値を用いて摩擦パラメータを推定し、その値を用いてその後の SSE すべりの発展予測の可能性を調べている。

最適化の際に、摩擦パラメータの初期値として 8 とおり、NN パラメータ θ の初期値として、10 とおりの異なるペアを用いて、各観測データ期間で摩擦パラメータを推定した。これらのペアに対し、真の摩擦パラメータに収束し、その後の SSE すべりを正しく推定できたのは、400 日で 35%、500 日で 50%、600 日で 98% となり、すべり速度が最大に達する前の期間だけを用いたのでは、うまく推定できない場合があることが分かった。このように、摩擦パラメータ推定および SSE すべり予測には、最大すべり速度を含む期間のデータが必要と言える。

3.3.2 SSE 発生域の摩擦パラメータ空間分布推定

Hirahara and Nishikiori (2019) は、豊後水道長期的 SSE を模して、データ同化 (物理法則に基づくシミュレーションと観測データを融合し、

システムの状態や時間発展を推定する) 数値実験を行っている。モデルとして、沈み込むプレート境界の傾斜平面断層中に円形 SSE パッチを設定し、地表 GNSS 変位速度データを計算し模擬観測値として、すべり発展予測および摩擦パラメータの推定を行っている。

彼らは、円形パッチの形状および円形パッチ内外でそれぞれ様な摩擦パラメータ値を与えて、模擬変位速度観測データを作成し、摩擦パラメータを推定している。ただし、与えた円形パッチの形は既知とし、円形内外それぞれ様な 2 組の摩擦パラメータ値を推定しており、各小断層セルごとに値を推定しているわけではない。

これに対し Fukushima *et al.* (2024) は、PINNs 活用において、すべり速度・状態変数の時空間発展と摩擦パラメータの空間分布を記述する 2 つの NN を使い、作成した模擬地表変位観測データからすべりの時空間発展予測と摩擦パラメータの空間分布の推定に成功している。摩擦パラメータまで含めた、空間分布の推定は、逆行列計算を含む従来法では計算コストが高く困難だが、PINNs では成功している。

また、RSF 則に従う摩擦を考えず、 L_{ode} を除いて L_{data} だけからなる損失関数を用いて、すべり発展を求める逆解析実験も行っている。これは通常行われている運動学的逆解析である。RSF 則に従う断層すべりを拘束条件に加え、摩擦パラメータも推定した逆解析 PINNs に比べると、デー

タへの適合は良くなっているが、これはノイズを含むデータへの過適合と言え、推定したすべり分布には短波長成分が卓越し、与えた円形すべりパッチを再現していない。従来の運動学的逆解析では、すべり分布の滑らかさなどの拘束条件（正則化）を課して最小二乗解を求めているが、逆解析 PINNs では物理拘束を課して滑らかな解を得ていると解釈できる。

このように、PINNs が逆解析およびデータ同化において、従来法に比べて有力な手法であることを示しており、実 GNSS 観測データへの適用が待たれる。

4. 問題点と今後の展開への期待

以上簡単に現状の紹介を行ったが、以下に PINNs を中心に問題点と今後の展開への期待を述べる。

4.1 PINNs 研究の問題点と今後の展開への期待

ここまで述べたように、PINNs は従来の離散化を必要とする数値解法とは異なるメッシュフリーの解法であり、比較的単純な順伝播型 NN 構造を持っている。NN 構造はもちろん問題によって変わり得るが、オリジナル論文 (Raissi *et al.*, 2019) に倣って、地殻変動では、各 40 ノード、8 層の中間層、SSE 地震サイクルでは、各 20 ノード、9 層の中間層となっている。また、活性化関数として双曲線正接関数を用いている。

FEM 等の数値解法は長い歴史を有し、多くの効率的なメッシュ生成や高速な数値計算コードが開発されているのに対し、PINNs は高速化等多くの開発要素が残され、順解析・シミュレーション技術としては、現状ではまだ従来の数値解法に取って代わるものではない。しかしながら、すべり発展や摩擦パラメータの空間分布推定に見られるように、物理拘束を取り入れた逆解析 PINNs は従来法を上回る性能を秘めている。このように、PINNs は順問題の解法というよりは、地球科学でよく扱われる逆問題・データ同化において威力を発揮する手法とも言える。また、順解析とほぼ同一（損失関数に観測データ項を付加す

るだけ）のアプローチで逆解析が可能なので、実装が簡単な点も魅力的と言える。

地震学において PINNs の活用がいちばん進んでいるのは、ベイジアン PINNs (B-PINNs) とした解の信頼性評価も行っている地震波トモグラフィであり、すでに多くの研究がある (Agata *et al.*, 2023)。これに対し、地殻変動や地震サイクルモデリングは、われわれのグループによる研究以外にはまだなく、始まったばかりの段階と言える。

現状、地殻変動モデリングは、2次元静的線形弾性体での順・逆解析の段階にある。将来的には、段階的に研究を進め、3次元不均質・非線形粘弾性媒質中での地殻変動モデリング（順・逆解析）も可能と言える。

一方、地震サイクルモデリングは、実際の3次元媒質中の断層面での SSE のすべり発展予測および摩擦パラメータ分布推定の実データ解析が期待される段階にある。現状では線形媒質で研究が進められているが、非線形媒質への展開は比較的容易と考えられる。また、SSE モデリングしか述べていないが、地震のような高速すべりのモデリングにはまだ成功していない。高速すべりを記述する物理方程式は硬い系と呼ばれ、時間刻み幅をきわめて小さくしないかぎり、数値的に不安定になる微分方程式系であるのが最大の要因であろう。ただ、既存の数値解法では可変時間刻みにより、解が得られているので、他に要因があるかもしれない。少なくとも損失関数の大きさに応じた評価時間間隔の制御が必要であろう。また因果律を満たすような最適化手法も提案されており、今後更なる検討が必要である。

不均質・非線形粘弾性媒質中における地震サイクルモデリングは、現状は FEM 等の数値解法に頼らざるを得ないため研究例が少なく、媒質の影響を正しく評価できていない。開発すべき課題は多いが、不均質・非線形粘弾性媒質応答を組み込んだ RSF 則に基づく PINNs 地震サイクルモデリングの実現を期待したい。

本稿でも述べたように、PINNs の問題点として、初期条件や境界条件が変わるたびに再学習す

る必要がある点が指摘されている。それに対し、ニューラル演算子 (Azizzadenesheli *et al.*, 2024) という新たな DL 手法が提案されている。この手法は PINNs に比べ複雑な NN 構造をしているが、物理方程式の解空間全体を学習し (無限次元空間マッピング)、一度学習したモデルは新しい初期条件や境界条件に対しても高速に解を得ることができ、問題ごとに再学習する必要がなく、計算効率が高いと言われている。

ニューラル演算子 (NO) は、教師あり学習で、訓練データの作成には、多くは従来の数値解法を使用している。NO 活用による気候変動や気象予測が有名であるが、地震学ではたとえば Yang *et al.* (2023) があげられる。彼らは、地震波トモグラフィへの応用を考え、2次元弾性波動伝播を扱い、ランダムな構造と点震源をいろいろなペアで与え、訓練波形データを作成し、フーリエ NO (FNO) を使って学習させ、不連続を含む任意の構造や震源位置に対し、高速に地震波形を作成することに成功している。NO は解像度不変性という性質を有し、低解像度の速度構造により作成した訓練データ波形から NO を学習させることにより、高解像度の速度構造に対する解を高速に得ている。また、PINNs と同じく NO は微分可能なので、観測波形データが与えられれば、自動微分による勾配降下法により速度構造や震源位置を推定する逆問題、すなわち地震波トモグラフィの解法となる。ここで、彼らは訓練データの作成に有限差分法という数値解法を用いている。この点では、「3.2.1 数値解を訓練データとするデータ駆動型 DL シミュレーション：粘弾性媒質中における地殻変動計算」を思い出させるが、夢のような解法で、格段の性能を有していると言える。さらに、冒頭で述べた地震学において最も DL 活用が進んでいる地震波検測においても、データ駆動型 DL 解法として、NO を使う研究 (Sun *et al.*, 2023) も現れていることを付記しておく。

RSF 則に従うすべり発展と不均質・非線形媒質応答の相互作用からなる地震サイクル計算・データ同化に話を戻すと、単純に PINNs だけでなく NO、さらに PINO (Physics-Informed Neural

Operator) (Li *et al.*, 2024) という、PINNs と NO を組み合わせた手法を考える必要があるだろう。なお、NO と PINO については、2020 年頃から研究はあるが、最新の文献をあげておいた。

4.2 大規模言語モデル×地震学 ハッカソン

最後に話題は変わるが、大規模言語モデル×地震学といった、筆者が参加している最近始まったばかりの活動について紹介する。

大規模言語モデル (Large Language Models : LLM) は、膨大なテキストデータと高度な DL 技術を用いて構築された、自然言語処理分野における革新的技術である。従来の言語モデルと比較して、計算量・データ量・NN パラメータ数を大幅に強化することで、より高度な言語理解を実現しており、質問への回答、言語の翻訳、文章の完成と言った多様な出力を生成することができる。LLM はテキストに特化したものと言えるが、生成 AI は、さらに広く、テキスト、画像、音声などのデータを自律的に生成できる AI 技術の総称と言われている。

「ChatGPT の衝撃」という言葉に見られるように、生成 AI・LLM はわれわれの生活や科学分野に大きな影響を与えている。地球科学分野にも、Hadid *et al.* (2024) にあるように、徐々に浸透しつつあるが、研究活動への活用は限定的で、模索段階と言える。

こういった状況で、久保ほか (2024) の呼びかけで 17 名が参加して、地震研究における LLM の活用 (LLM×地震学) をテーマとした「ハッカソン」(さまざまなバックグラウンドを持つ人々が集まり、特定のテーマに関してのアイデアを短時間で形にするイベント) を 2024 年 8 月 19・20 日に防災科学技術研究所東京事務所で行った。

準備段階でテーマについていろいろなアイデアが出されたが、以下の 4 つの課題に絞り込み、それぞれのグループでアイデアの深化および実装に向けた議論を当日およびその後も進めている：
1) 多数のシミュレーション結果に関する特徴抽出・解説付与、2) 地震に関するソーシャルデータの自動収集・解析、3) 発生した地震に関する解説や想定問答の自動生成、4) シミュレーショ

ンコードの自動生成。

筆者は、4) のグループに参加しており、プロンプト(言葉による指示)や論文・数式を読み込ませ、物理方程式に基づくコードの自動作成に取り組んでいるが、他のグループもいろいろなLLMを活用して非常に面白い取り組みを展開している。「ハッカソン」という言葉を耳にしたのも初めてであったが、とても刺激的で有意義な体験であった。多様なLLM活用を含む、活動の今後の更なる展開が期待される。

5. ま と め

本稿では、急速な発展を遂げているAIの中で、特にDL(ディープラーニング:深層学習)の地震学における活用に焦点を当て、「ディープラーニング地震学」と題して、筆者が関わっているPINNs研究を中心に、現状の紹介と今後の発展への期待を述べた。

まず、モデリング(順・逆解析)におけるDL活用について、自由落下問題を例に、解析的および数値的といった従来手法に対して、数値解を訓練データとしたデータ駆動型DL、および順・逆解析PINNsの基礎概念を解説した。次に、地殻変動モデリングを例に、数値解を訓練データとするデータ駆動型DLを用いた、大規模3次元粘弾性媒質における地殻変動計算の高速化について述べ、さらにPINNsによる地殻変動・SSEサイクルモデリング(順・逆解析、データ同化)の開発状況・利点と課題・今後の期待について述べた。

また、最近提案されたニューラル演算子(NO)について触れた。PINNsとNOは両者異なる特性をもっており、さらにPINNsとNOを組み合わせたPINOも含めて、地震サイクルモデリングおよび地震学における活用を視野に入れる必要があらう。

最後に、新たな活動であるLLM×地震学のハッカソンについて紹介した。

「AI分野における思いもよらない革新的な考えや技術の出現(創発)は目を見張るものがあり、地震学への導入により新たな地震学の創出へとつ

ながる可能性がある」を結びの言葉としたい。

謝辞

本稿執筆の機会を提供してくださった編集長の加藤照之氏に深く感謝いたします。また、理化学研究所 岡崎智久氏、スタンフォード大 福嶋陸斗氏をはじめとするPINNs共同研究者の皆様には感謝いたします。本研究はJSPS科研費23K03552の助成を受けたものです。

参考文献

- Agata, R., Shiraishi, K. and Fujie, G. 2023. Bayesian seismic tomography based on velocity-space Stein variational gradient descent for physics-informed neural network. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **61**, 4506917. DOI: 10.1109/TGRS.2023.3295414
- Azizzadenesheli, K., Kovachki, N., Li, Z., Liu-Schiaffini, M., Kossaifi, J. and Anandkumar, A. 2024. Neural operators for accelerating scientific simulations and design. *Nat. Rev. Phys.*, **6**, 320-328. DOI: 10.1038/s42254-024-00712-5
- Bergen, K.J., Johnson, P.A., de Hoop, M.V. and Beroza, G.C. 2019. Machine learning for data-driven discovery in solid Earth geoscience. *Science*, **363**(6433), eaau0323. DOI: 10.1126/science.aau0323
- DeVries, P.M.R., Thompson, T.B. and Meade, B.J. 2017. Enabling large-scale viscoelastic calculations via neural network acceleration. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 2662-2669. DOI:10.1002/2017GL072716
- Dieterich, J.H. 1979. Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.*, **84** (B5), 2161-2168. DOI: 10.1029/JB084iB05p02161
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. 2006. Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalent theorem. *Geophys. J. Int.*, **166** (1), 418-432. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.02921.x
- Fukushima, R., Kano, M. and Hirahara, K. 2023. Physics-informed neural networks for fault slip monitoring: simulation, frictional parameter estimation, and prediction on slow slip events in a spring-slider system. *J. Geophys. Res.*, **128**, e2023JB027384. DOI: 10.1029/2023JB027384
- Fukushima, R., Kano, M., Hirahara, K., Ohtani, M., Im,

- K. and Avouac, J. 2024. Physics-informed deep learning for estimating the spatial distribution of frictional parameters in slow slip regions. *ESS Open Archive*. DOI: 10.22541/essoar.172641519.97062694/v1
- Hadid, A., Chakraborty, T. and Busby, D. 2024. When geoscience meets generative AI and large language models: foundations, trends, and future challenges. *Expert Systems*, **41** (10), p.e13654. DOI: 10.1111/exsy.13654
- Hirahara, K. and Nishikiori, K. 2019. Estimation of frictional properties and slip evolution on a long-term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter: numerical experiments. *Geophys. J. Int.*, **219** (3), 2074–2096. DOI: 10.1093/gji/ggz415
- Kubo, H., Naoi, M. and Kano, M. 2024. Recent advances in earthquake seismology using machine learning. *Earth Planets Space*, **76** (1), 36. DOI: 10.1186/s40623-024-01982-0
- 久保久彦・Wu, S.・加納将行・加藤慎也 ほか. 2024. 大規模言語モデル×地震研究をテーマとしたハッカソンの実施. 2024年地震学会秋季大会予稿.
- Li, Z., Zheng, H., Kovachki, N., Jin, D., Chen, H., Liu, B., Azizzadenesheli, K. and Anandkumar, A. 2024. Physics-informed neural operator for learning partial differential equations. *ACM/JMS J. Data Sci.*, **1** (3), 1–27. DOI: 10.1145/3648506
- 文科省. 2023. 情報科学を活用した地震調査研究プロジェクト (STAR-E プロジェクト) 成果報告書. https://www.mext.go.jp/a_menu/kaihatu/jishin/projects/outcome.html
- Mousavi, S.M. and Beroza, G.C. 2022. Deep-learning seismology. *Science*, **377** (6607), eabm4470. DOI: 10.1126/science.abm4470to
- 岡崎智久. 2022. 物理と深層学習による地殻変動解析—柔軟な地震モデリング手法の発展に期待—. 理化学研究所プレスリリース. https://www.riken.jp/press/2022/20221201_2/index.html
- Okazaki, T., Ito, T., Hirahara, K. and Ueda, N. 2022. Physics-informed deep learning approach for modeling crustal deformation. *Nat. Commun.*, **13** (1), 7092. DOI: 10.1038/s41467-022-34922-1
- Okazaki, T., Hirahara, K. and Ueda, N. 2024. Fault geometry invariance and dislocation potential in antiplane crustal deformation: physics-informed simultaneous solutions. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **11**, 52. DOI: 10.1186/s40645-024-00654-7
- Qiita 2021. 話題の NVIDIA SimNet™ でも使われている Physics-Informed Neural Network について調べてみたら、深過ぎたので「自由落下」問題を Physics-Informed してみた. <https://qiita.com/nnnnnnn/items/df62e9fb0ec999df96a2>
- Raissi, M., Perdikaris, P. and Karniadakis, G.E. 2019. Physics-informed neural networks: a deep learning framework for solving forward and inverse problems involving nonlinear partial differential equations. *J. Comput. Phys.*, **378**, 686–707. DOI: 10.1016/j.jcp.2018.10.04
- Rice, J.R. 1993. Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **98** (B6), 9885–9907. DOI: 10.1029/93JB00191
- Rouet-Leduc, B., Hulbert, C., Lubbers, N., Barros, K., Humphreys, C.J. and Johnson, P.A. 2017. Machine learning predicts laboratory earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 9276–9282. DOI: 10.1002/2017GL074677
- Ruina, A. 1983. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88** (B12), 10359–10370. DOI: 10.1029/JB088iB12p10359
- 総務省. 2024. 令和6年版情報通信白書. <https://www.soumu.go.jp/johotsusintokei/whitepaper/ja/r06/pdf/index.html>
- Sun, H., Ross, Z.E., Zhu, W. and Azizzadenesheli, K. 2023. Phase neural operator for multi-station picking of seismic arrivals. *Geophys. Res. Lett.*, **50** (24), e2023GL106434. DOI: 10.1029/2023GL106434
- Yang, Y., Gao, A.F., Azizzadenesheli, K., Clayton, R.W. and Ross, Z.E. 2023. Rapid seismic waveform modeling and inversion with neural operators. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **61**, 1–12. DOI: 10.1109/TGRS.2023.3264210

平原和朗

[ひらはら かずろう]

現職 理化学研究所革新的知能統合研究センター非常勤研究員, 香川大学地域連携推進機構地域強靱化センター 客員教授

略歴 京都大学理学部卒業, 京都大学大学院理学研究科博士課程修了, 京都大学防災研究所助教・助教授, 名古屋大学理学研究科・環境学研究科教授, 京都大学理学研究科教授

研究分野 地震学・地殻変動学

三次元広域応力場から将来発生する大地震の すべり方向（すべり角）を予測可能か？

石辺岳男・寺川寿子・橋間昭徳・望月将志・松浦律子

1. はじめに

特定の震源断層により生じる強震動や津波の評価においては、断層形状（断層長、断層幅、走向、傾斜角）、すべり角、すべり量などのパラメータが、将来発生する地震と乖離しないことが望ましい。断層形状に関しては、主に地形・地質学ならびに地震学的手法・データ（空中写真判読、トレンチやボーリング調査、反射法・屈折法地震探査、重力異常など）を用い、調査が行われてきた。既知の震源断層が破壊した場合に予想されるずれの量（すべり量）については、断層幾何パラメータ（断層長、断層面積など）とすべり量との間の経験的スケール則が、様々なタイプの地震に対して構築されている（たとえば、Wells and Coppersmith, 1994 ; Somerville *et al.*, 1999 ; Murotani *et al.*, 2013）。一方ですべり角は、断層のずれの向きと種類（以下、断層型）ごとに代表的な値（逆断層型では 90° 、正断層型では -90° 、左横ずれ断層では 0° 、右横ずれ断層では 180° ）が便宜的に想定されることが屢々あるが、すべり角の適切な設定は強震動・津波評価には不可欠である。特に、すべり角の変化は津波高分布に大きな影響を及ぼす可能性がある。

地震は地殻に蓄積された応力を脆性破壊により解放する物理過程であり、応力場・応力状態の解明は、地震発生場の理解ならびに将来の地震発生子測のために重要である。これまでにも、断層面に刻まれたすべりの条痕などの地質学的データや地震の発震機構解などの地震学的データに基づき、応力場の空間パターンの推定手法（応力インバージョン）が構築・適用されてきた（たとえば、

Gephart and Forsyth, 1984 ; Michael, 1987 ; Yamaji *et al.*, 2010）。また、これらの応力場推定の基本原理として、断層のすべり方向が断層面上における剪断応力の方向に平行であるとする Wallace-Bott 仮説（以下では WB 仮説と略記 ; Wallace, 1951 ; Bott, 1959）が既存断層の再活動あるいは弱面を利用した断層に適用可能なものとして受け入れられ、広く用いられてきた。日本においても、長年にわたり発震機構解データの蓄積が進められるとともに、応力場の推定が行われている（たとえば、Yoshii, 1979 ; Huzita, 1980 ; Nishimura *et al.*, 2004 ; Imanishi and Kuwahara, 2009）。

一方で、Terakawa and Matsu'ura (2008) によって、地震のモーメントテンソルの定義式を出発点とし、対象領域で観測された地震の Centroid Moment Tensor (CMT) データを用い、テクトニック応力場の三次元的空間パターンを推定する CMT データインバージョン法が構築された。この方法が防災科学技術研究所による F-net メカニズム解（期間：1997.1~2007.1）に適用され、日本列島下の三次元広域応力場（以下、広域応力場）が推定されている（図 1, Terakawa and Matsu'ura, 2010, 以下 TM2010）。近年では、上記の広域応力場を用い、WB 仮説から活断層におけるすべり角が算出され、強震動・津波予測に活用されるようになってきた。たとえば、「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014) や「日本海地震・津波調査プロジェクト」(武田ほか, 2014) では、この手法によりすべり角が算出され、これらのすべり角を用いて強震動・津波予測が行われている（たとえば、Satake *et al.*, 2022）。

本稿では、以後、TM2010 の広域応力場を用いて WB 仮説に基づきすべり角を推定する手法を、

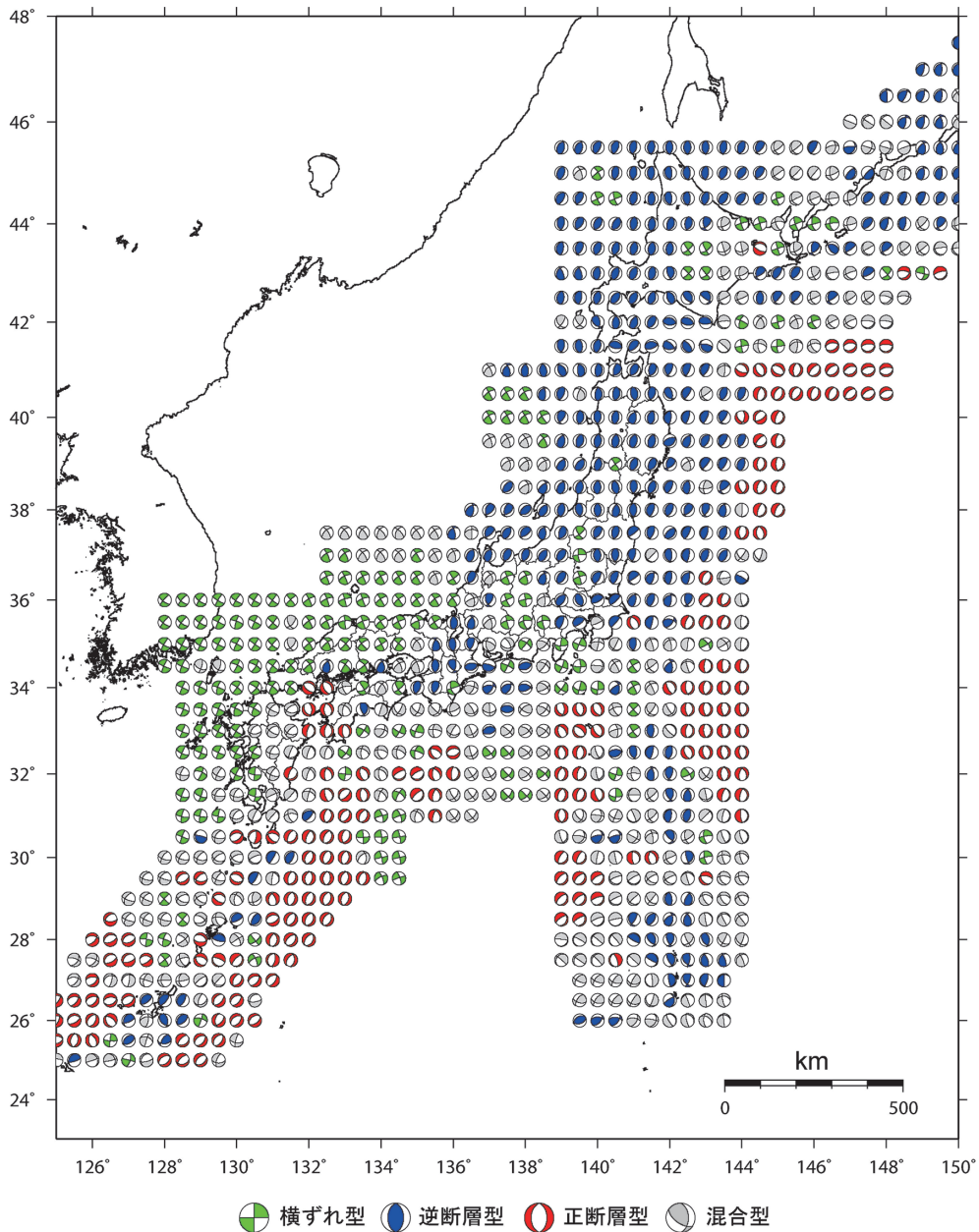


図 1 Terakawa and Matsu'ura (2010) に基づく深さ 10km の広域応力場。色は Frohlich (1992) の分類基準による断層型を表す

“本手法”と記述する。

これまで断層は、空中写真判読やトレンチ調査など主に地形・地質学的手法に基づき推定されてきた。一方で平均変位速度が小さい、あるいは侵食速度が大きいために変動地形学的にずれの痕跡を認めにくい活断層も少なくない。また断層型が

不明であったり、研究によって異なったりする断層もみられる。本手法は断層型の分類においても有効な手段となり得るが、その妥当性の検証が十分に行われているとは言いがたい。またその精度(誤差)の見積りに関する検討も必要である。プレート境界で発生する大地震の平均再来間隔は

一般的に数十年～数百年のオーダーと推定されている（たとえば、Ishibe and Shimazaki, 2009）。また、日本の活断層で発生する大地震は、ある周期をもって繰り返し発生すると考えられており（これを固有地震と呼ぶ）、このような固有規模の地震の平均再来間隔は一般に数千年から数万年のオーダーであると推定されている（たとえば、Ishibe and Shimazaki, 2008, 2012）。大地震が長期間にわたって蓄積された応力の解放現象であることを鑑みると、10年程度の地震学的データから推定された広域応力場を、長期間のテクトニクな応力場のプロキシ（代理）として用いることができるのか、検討を要する。

Ishibe *et al.* (2024) はその手始めとして、防災科学技術研究所による F-net メカニズム解（防災科学技術研究所, 2024）ならびに国立大学地震観測網初動発震機構解カタログ（JUNEC FM²; Ishibe *et al.*, 2014）を用い、広域応力場に基づくすべり角推定手法から算出されたすべり角と発震機構解のすべり角とを比較することで、本手法の有効性・妥当性について検証した。また、防災科学技術研究所による地震ハザードステーション（J-SHIS）の断層モデルを用い、九州地域の活断層の長期評価（第一版）（地震調査研究推進本部（以下、地震本部と略記する）、2013）において評価されている活断層（帯）を対象に、地形・地質学的に推定された断層型と本手法から算出されたすべり角ならびに断層型を比較し、その整合性について論じた。本稿では、Ishibe *et al.* (2024) の概要について紹介するとともに、今後の展望について述べる。

2. F-net メカニズム解と対象とした検証

Ishibe *et al.* (2024) では、本手法の活断層への適用可能性の検証を主な目的として、1997年1月～2021年12月までに深さ30km以浅で発生した地震に対する F-net メカニズム解を対象に、本手法によりすべり角を算出し、観測された（決定された）すべり角との整合性を調査した。観測されたすべり角と本手法によって算出されたすべり

角の差をミスフィット角として定義し、第一節面と第二節面におけるミスフィット角のうち、小さいほうを代表値とした。

対象とした期間内には、2011年東北地方太平洋沖地震（マグニチュード（M）9.0；以下、東北沖地震）が発生し、その後に顕著な地震活動変化が報告されている（たとえば、Hirose *et al.*, 2011；Ishibe *et al.*, 2011a；Toda *et al.*, 2011）。また、1997年1月～2007年1月までの期間に発生した地震の発震機構解は、TM2010によって広域応力場の推定に用いられている。そのため、対象期間を期間Ⅰ（1997年1月～2007年1月）、期間Ⅱ（2007年2月～東北沖地震発生前）ならびに期間Ⅲ（東北沖地震発生～2021年12月）に分けて論じる。

それぞれの期間について、対象としたすべての地震（図2）とモーメントマグニチュード（M_w）6.0以上の地震（図3）のそれぞれについて観測されたすべり角と計算されたすべり角の差をミスフィット角（以下、 λ と略記する）として色分けして示した。期間Ⅰ（1997年1月～2007年1月）に対して、本手法から算出されたすべり角は観測とおおむね整合的であった（図2a）。ほとんどの場合において、 λ は -30° ～ 30° の範囲に収まり、そのヒストグラムはほぼ 0° を平均値（中央値）とする正規分布を示す。また、期間Ⅰに発生したM_w6.0以上の29地震のうち、24地震（～82.8%）に対して $|\lambda| \leq 20^{\circ}$ 、25地震（～86.2%）に対して $|\lambda| \leq 30^{\circ}$ であった（図3a）。たとえば、2003年7月26日に宮城県北部で発生したM_w6.1の地震（図3aのNo.12）に対する計算すべり角は 82.58° となり、 $\lambda=4.42^{\circ}$ であった。また、2005年福岡県西方沖地震（M_w6.6；同No.26）に対して観測されたすべり角（ -177° ）も $\lambda=13.51^{\circ}$ （計算すべり角： 169.49° ）で良く再現された。さらに、プレート間大地震である2003年十勝沖地震（M_w7.9；同No.13）のすべり角も $\lambda=8.01^{\circ}$ で良く再現された。一方で、29地震のうち4地震に対して、 $|\lambda| > 30^{\circ}$ となった。その1例は、2005年1月19日に房総半島南東沖の三重会合点付近で発生したM_w6.5の地震である（同No.25）。この地震に対

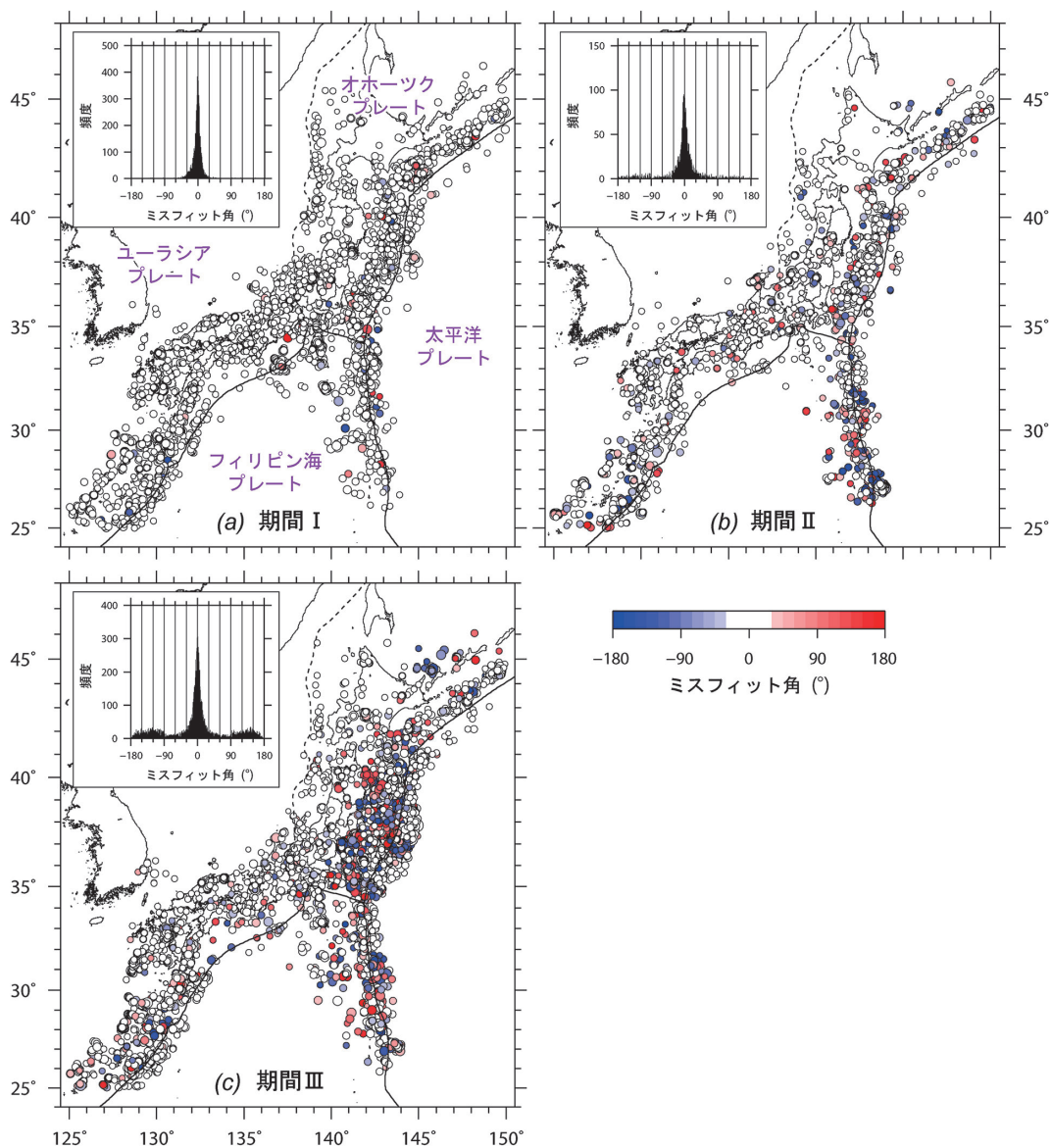


図 2 観測（決定）された地震のすべり角と広域応力場を用い WB 仮説から算出されたすべり角との間のミスフィット角の分布. (a) 期間 I（1997 年 1 月～2007 年 1 月）, (b) 期間 II（2007 年 2 月～東北沖地震発生前）, (c) 期間 III（東北沖地震発生～2021 年 12 月）（Ishibe *et al.*, 2024）

する観測すべり角は 105° であり逆断層型に分類されるが、計算すべり角は -37.90° （正断層成分を有する左横ずれ型）となり、 $\lambda=142.90^\circ$ であった。

期間 II（2007 年 2 月～東北沖地震発生前）に対しても、本手法から算出されたすべり角はおおむね観測と整合的であった。ほとんどの地震に対して $|\lambda|$ は 30° 以下であり、そのヒストグラムも平

均値がほぼ 0° の正規分布を示す（図 2b）。期間 II に発生した Mw6.0 以上の 24 地震のうち、20 地震（ $\sim 83.3\%$ ）に対して $|\lambda| \leq 20^\circ$ 、22 地震（ $\sim 91.7\%$ ）に対して $|\lambda| \leq 30^\circ$ となった（図 3b）。たとえば、2007 年能登半島地震（Mw6.7）（ $\lambda=-5.58^\circ$ 、図 3b の No. 31）や 2008 年岩手・宮城内陸地震（Mw 6.9）（ $\lambda=6.28^\circ$ 、同 No. 40）のような地殻内地震に対して観測されたすべり角は、本手法によりよ

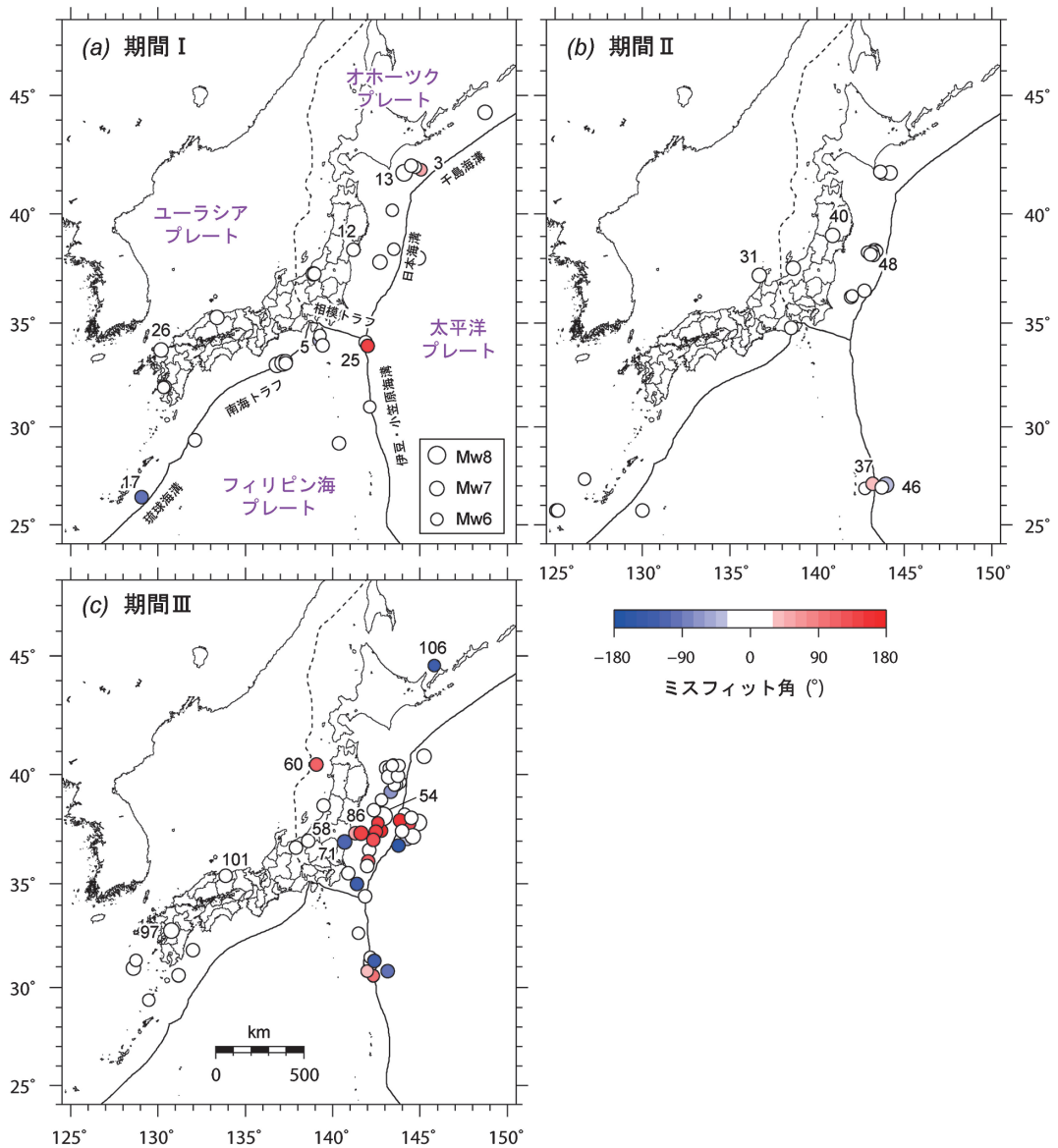


図 3 それぞれの期間に発生した Mw6.0 以上の地震に対するミスフィット角の分布 (Ishibe *et al.*, 2024). 図中の番号およびそれぞれの地震に対する結果の詳細については, Ishibe *et al.* (2024) における表を参照されたい

く再現された。また、東北沖地震発生の前日に宮城県沖で発生した Mw7.2 の地震 ($\lambda = -4.53^\circ$, 同 No. 48) など、この期間に発生したプレート間大地震に対するすべり角も、本手法によりおおむね再現された。一方で、 $|\lambda| > 30^\circ$ となった Mw6.0 以上の地震は、24 地震のうち 2 地震に限られた。これらはいずれも伊豆・小笠原海溝沿いの父島近海で発生した地震 (2008 年 3 月 15 日の Mw6.2 地

震 (同 No. 37; $\lambda = 41.58^\circ$), ならびに 2010 年 12 月 22 日の Mw7.3 地震 (同 No. 46; $\lambda = -38.03^\circ$) である。

期間 III (東北沖地震発生 ~ 2021 年 12 月) に対しても、東北沖地震等の震源域とその近傍を除き、算出されたすべり角は観測とおおむね調和的であった (図 2c)。たとえば、東北沖地震のすべり角は、 $\lambda = -7.01^\circ$ (図 3c の No. 54) と本手法

によりよく再現された。また、平成 28 年熊本地震 (Mw7.1) ($\lambda = -0.20^\circ$, 同 No. 97) や、2016 年 10 月 21 日に発生した鳥取県中部の地震 (Mw6.2) ($\lambda = -6.96^\circ$, 同 No. 101) などの地殻内地震に対するすべり角も、本手法により良く再現された。さらに東北沖地震の翌日、2011 年 3 月 12 日に新潟県中越地方で発生した Mw6.2 の地震に対しても、計算すべり角は観測とほぼ一致した ($\lambda = 3.82^\circ$, 同 No. 58)。一方で、同日に青森県西方沖で発生した Mw6.1 の地震に対しては、計算と観測との間に顕著な乖離が見られた ($\lambda = 111.44^\circ$, 同 No. 60)。特に東北沖地震の震源域とその近傍で発生した地震に対して、大きな $|\lambda|$ を示す地震が見られる結果となった。

発震機構解の推定誤差は一般に $20^\circ \sim 30^\circ$ に及ぶことを考慮すると (たとえば, Ishibe *et al.*, 2014), これらの結果は、本手法の有効性・妥当性を支持するものである。一方で、大地震発生域や広域応力場の推定に利用できる発震機構解に限られる地震活動の低調な領域、観測点が疎な沖合領域などに対しては $|\lambda|$ が大きな地震が見られ、これらの領域に対する本手法の適用には注意を要する。

3. ミスフィット角が大きくなる原因

本節では、 $|\lambda|$ が大きくなった原因について考察する。 $|\lambda|$ が大きくなる一要因としてまず、データ密度の低い領域で応力場の不確定性が大きくなることがあげられる。TM2010 に用いられた 1997 年 1 月～2007 年 1 月までの発震機構解の分布は空間的に不均一であり、一般に利用可能な発震機構解が少ない領域に対して推定された応力場の不確定性は大きくなる。たとえば、東北沖地震発生後に福島・茨城県境付近で正断層型の地震が活発化したのが、この領域の地震活動は従来低調であり、応力場の推定に利用可能な F-net メカニズム解はほとんどなかった。Imanishi *et al.* (2012) は、この領域において東北沖地震発生前にも正断層型の微小地震が発生していたことを明らかにし、地殻浅部の応力場がもともと、局所的に正断層型であったことを示唆した。近年の CMT データイン

バージョン手法の改良 (Terakawa and Matsu'ura, 2023) により、福島・茨城県境付近においては正断層場を特徴とする適切な応力場が推定されている。

$|\lambda|$ が大きくなる別の要因として、大地震発生に伴う応力変化があげられる。地震発生は周辺の応力場を擾乱し、地震活動変化を引き起こす (たとえば, Stein *et al.*, 1992; Toda *et al.*, 1998; Ishibe *et al.*, 2011b, 2015, 2017)。東北沖地震の震源域など、もともと地震活動が活発で豊富な発震機構解に基づき応力場が推定されていた領域でも、応力場の変化によって $|\lambda|$ が大きくなる可能性がある。たとえば、2014 年 7 月 12 日に福島県東方沖で発生した Mw6.5 の地震 (図 3c, No. 86) に対しては大きな $|\lambda|$ ($\lambda = 130.77^\circ$) となったが、応力場の推定に利用可能な発震機構解は比較的豊富であった。Terakawa and Matsu'ura (2023) は、東北沖地震の主破壊域の南縁に位置する福島県・茨城県沖において、応力場が時間変化した可能性を指摘している。期間 III において、 $|\lambda|$ が大きい地震が集中する領域は上記の領域と良く一致する。一方で、東北地方内陸部や日本海沿岸部における東北沖地震による応力変化は、応力パターンを変化させるには不十分である (Terakawa *et al.*, 2013)。

図 4 は本検討で対象とした地震に対する λ の時間変化を示した図である。この図からは、大地震の発生後に大きな $|\lambda|$ を持つ地震が急激に増加し、その後に時間とともに徐々に減衰する様子が見て取れるが、断層帯への高圧流体の浸入に伴う間隙流体圧の上昇によって引き起こされる局所的な偏差応力変化も、 $|\lambda|$ が大きくなる一要因として考えられる (Matsu'ura and Terakawa, 2021)。その代表的な例として、東北沖地震の震源域における TM2010 の応力パターンから大きく乖離した東西方向に張力軸を持つ正断層型の発震機構解があげられる。Terakawa and Matsu'ura (2023) は、東北沖地震による強震動により、周囲の広範にわたってダメージ領域が生じ、突如発達した流体経路を通じて高圧流体が急速に浸入したため、その浅部で広域応力場から期待される発震機構解から乖離したクラスター活動が誘発されたと結論付け

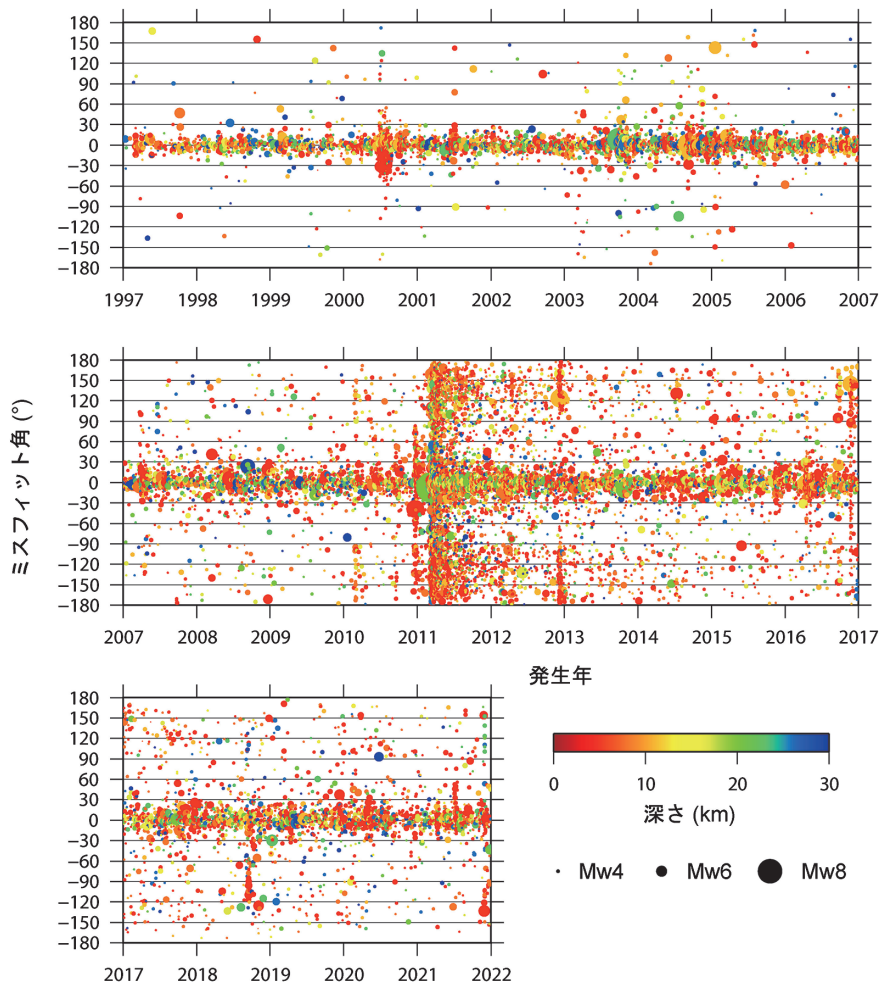


図 4 地震の発生時（横軸）とミスフィット角（縦軸）の関係 (Ishibe *et al.*, 2024). 色は震源の深さを表す

ている。なお、深部の貯留層から既存断層への高圧流体の浸入によって駆動される強制的な間隙流体圧変化が支配的である場合、地震の断層方位は必ずしも領域の偏差応力場と一致しないことが数学的に示されている (Matsu'ura and Terakawa, 2021)。一方で、これらの活動は東北沖地震の発生後 1 年以内には減衰しており、応力場の指標にはならないことが示唆されている (Terakawa and Matsu'ura, 2023)。したがって、高圧流体の浸入に伴う間隙流体圧の上昇によって引き起こされる局所的な偏差応力変化に由来する大きな λ は、将来発生する大地震による強震動や津波を予測するための現実的なすべり角の推定手法の適用性・妥当性を損なうものではない。

発震機構解の不確実性も λ が大きくなる要因となり得る。観測点は沖合域のほうが疎であるため、内陸部に比べ沖合域のほうが地震の検知能力は低くなり、また発震機構解の不確実性も大きくなる傾向にある。観測波形と理論波形の適合度を示す Variance Reduction (VR) についても、沖合域 (伊豆・小笠原海溝沿いや琉球海溝沿いなど) で相対的に低い。大きな λ は、発震機構解の品質が低いために推定された応力場の誤差が大きいことと、検証に用いた発震機構解自体の不確かさが大きいことの両方による可能性が考えられる。

4. 九州地域の活断層帯に対する結果

地震本部は、全国に多数分布する活断層の調査を効率的に実施するために、その活動度や活動した場合の社会への影響度等を考慮し、基盤的な調査対象として、114の主要活断層帯を選定している(2024年12月現在)。また、これらの活断層(帯)における過去の活動履歴や位置形状等について調査し、断層の幾何形状に関する情報(断層長さ、幅、傾斜角、走向等)や断層のずれの向きと種類(断層型)、平均再来間隔、将来の地震発生確率等の長期評価を公表してきた(たとえば、地震調査研究推進本部、2013)。さらに、長期評価による断層の幾何形状(長さ、幅、傾斜角、走向等)ならびに断層型に基づき、その断層が活動した場合に見舞われる地震動について、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(地震調査研究推進本部、2020)に基づき強震動評価が行われている。そこでわれわれは、九州地域の活断層の長期評価(第一版)(地震調査研究推進本部、2013)において評価が行われている活断層(帯)を対象に、地形・地質学的に推定されている断層型と、本手法から推定されるすべり角(断層型)を比較し、地形・地質学的年代スケールで推定された断層型とどの程度整合するのか、調査した。なお、主要活断層帯等に対する断層モデルは防災科学技術研究所による地震ハザードステーション(J-SHIS)を使用した。

九州地域には、福智山断層帯(図5に示した番号801に対応)、西山断層帯(802)、宇美断層(803)、警固断層帯(804)、日向峠-小笠木峠断層帯(805)、水縄断層帯(806)、佐賀平野北縁断層帯(807)、雲仙断層群(809)、布田川断層帯・日奈久断層帯(810)、緑川断層帯(811)、人吉盆地南縁断層(812)、出水断層帯(813)、甕断層帯(814)、日出生断層帯(815)ならびに万年山-崩平山断層帯(816)が主要活断層帯として評価されている(図5a)。また上記に加えて、九州地域の活断層の長期評価(第一版)(地震調査研究推進本部、2013)では、小倉東断層(817)や市来

断層帯(818)等が評価されている(図5a)。九州地域の北部には北西-南東走向の左横ずれ断層が卓越し、それらは10~20km程度の間隔で分布する。また、一部に北北東-南南西走向の右横ずれ断層も分布する。一方で、九州中部以南においては、水縄断層帯(806)、佐賀平野北縁断層帯(807)、雲仙断層群(809)などの東西走向の活断層が分布しており、南北方向の伸張場を反映し、正断層成分が卓越する。また、北東-南西走向の布田川断層帯(布田川区間)(810-1)は、南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ断層として評価されている。

九州地域における活断層に対して算出されたすべり角と地震本部による断層型との比較を図5に示す。図5aにおいては便宜上、地震本部による断層のずれの向きと種類が正断層の場合にはすべり角を -90° 、逆断層の場合には 90° 、左横ずれ断層の場合には 0° 、右横ずれ断層の場合には 180° として表示している。本手法から推定されたすべり角(断層型)(図5b)は、上記の九州地域における活断層の特徴をおおむね再現し、北部において横ずれ型が、中南部では正断層型が卓越する。一方で断層型が異なる結果となった活断層も見られ、たとえば、甕断層帯(甕区間)の北東部分(814-2-1)は左横ずれを伴う北側隆起の正断層主体の断層として評価されているが(地震調査研究推進本部、2013、図5a)、本手法からはむしろ横ずれを主体とする断層であると推定された(図5b)。

日奈久断層帯の高野-白旗区間(810-4)ならびに布田川断層帯の布田川区間(810-1)を主破壊領域として平成28年(2016年)熊本地震が発生した。このうち、2016年4月14日の地震は、北東-南西走向の右横ずれ断層である日奈久断層帯高野-白旗区間の破壊として評価されている。一方で2016年4月16日の地震は、布田川断層帯布田川区間を主破壊領域として発生した。地形・地質学的情報に基づき上記はいずれも右横ずれ断層として評価されている。本手法から算出されたすべり角は、日奈久断層帯高野-白旗区間に対して 179.84° 、布田川断層帯布田川区間に対して

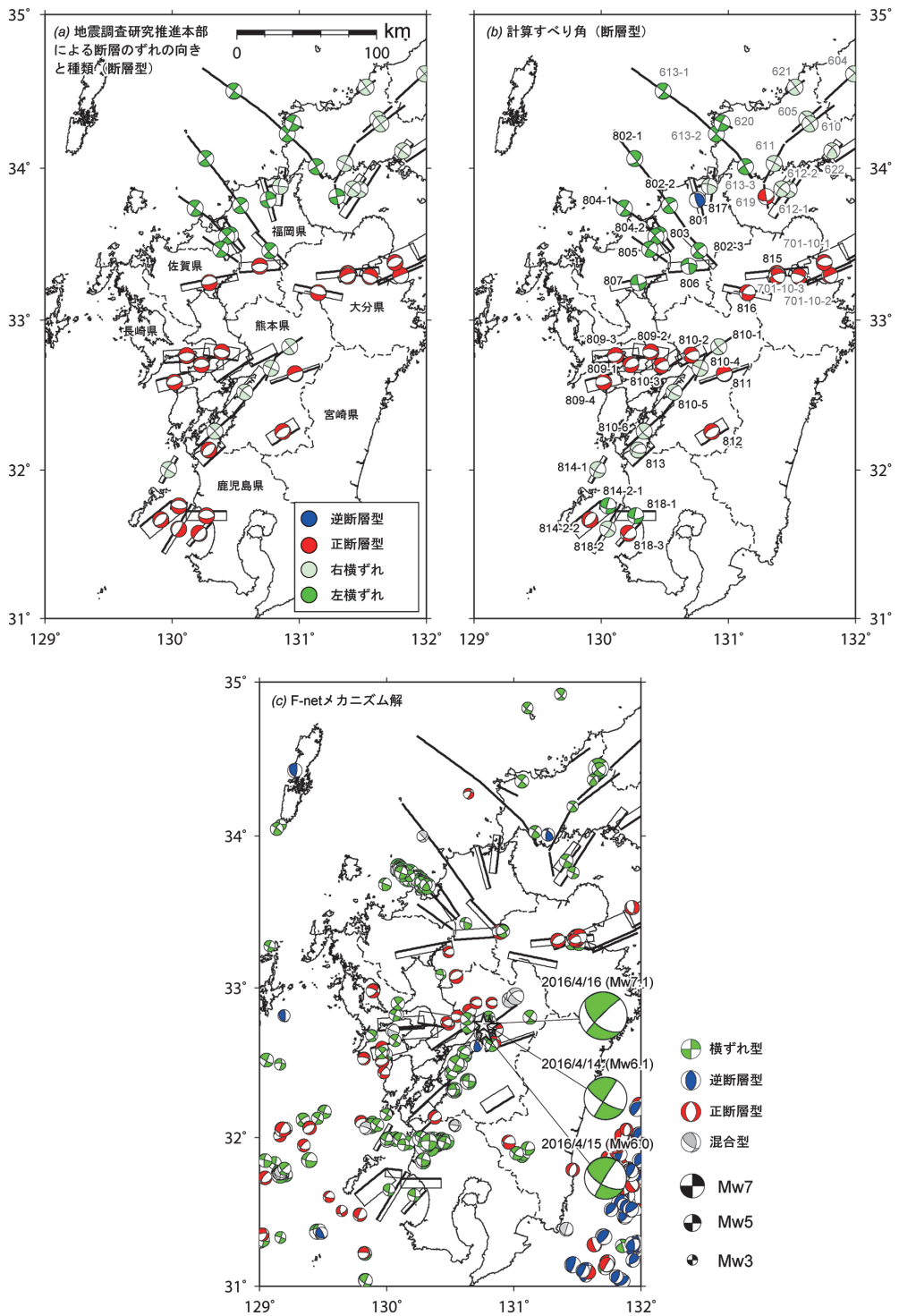


図 5 (a) 地震調査研究推進本部 (2013) による断層のずれの向きと種類 (断層型). (b) 本手法により算出されたすべり角 (Ishibe *et al.*, 2024). 計算されたすべり角から断層型に変換した. 断層につけられた番号は Ishibe *et al.* (2024) の表 4 を参照のこと. (c) 1997 年 1 月から 2021 年 12 月までに深さ 30km 以浅で発生した地震に対する F-net メカニズム解の分布. 色は Frohlich (1992) の分類基準による断層型を表す

-168.267°となり、いずれも右横ずれ断層に分類され整合的であった。また、4月14日ならびに4月16日の地震に対する λ はそれぞれ29.65°、-0.20°であった。これらの結果は、限られた観測期間の地震学的データから推定された広域応力場を長期間のテクトニックな応力場のプロキシ（代理）として用い、WB仮説からすべり角を算出する手法の有効性・妥当性を示唆する。なおこれらの結果は、断層面上における応力場が平成28年（2016年）熊本地震の複雑な断層すべり方向を制約することを示した先行研究（Matsumoto *et al.*, 2018）とも調和的である。

5. まとめと今後の展望

本稿では、実際に発生した地震の発震機構解におけるすべり角ならびに九州地域の活断層（帯）を対象として、地震学的に推定された三次元広域応力場からWB仮説を用いて将来発生する大地震のすべり方向（すべり角）を予測する方法の妥当性・有効性を検証したIshibe *et al.* (2024)の概要について解説した。結果として、本手法から算出されたすべり角と発震機構解のすべり角の相違はおおむね30°以内に収まり、整合的であることが示された。また、九州地域の多くの活断層に対して、変動地形学的に推定された断層型と本手法から推定されたすべり角・断層型は整合的であった。これらの結果は、限られた観測期間の地震学的データから推定された広域応力場を長期間のテクトニックな応力場のプロキシとして用い、WB仮説からすべり角を算出する手法の有効性・妥当性を示唆する。変動地形学的には、一般に縦ずれ成分のほうが横ずれ成分に比べずれの痕跡の同定が容易であり、横ずれ成分が過小に評価あるいは本来は横ずれを主体とする断層が縦ずれを主体とする断層（逆断層あるいは正断層）として評価されている可能性も完全には否定できない。広域応力場を用いた、異なる側面から推定された断層型との整合性の検討は、断層型の適切な評価の一助になるものと期待される。

本手法の妥当性について一定の検証がなされた

ものの、防災・減災に資する強震動・津波予測への適用にあたっては課題も存在する。まず、上記手法を用いたすべり角の推定誤差の定量的評価があげられる。Terakawa and Matsu'ura (2023)によって広域応力場の推定誤差の見積もり方法が提案されているが、すべり角の不確実性の見積もり、さらにはそれによる強震動・津波予測における不確実性の評価は重要であろう。本手法の適用には評価対象とする断層の幾何形状（断層位置、走向ならびに傾斜角）に関する情報が必要であり、断層幾何形状の推定精度の向上に関する継続的な取り組みも望まれる。また、本稿では九州地域の活断層を対象とした検討を実施したが、日本全国を対象とした網羅的検証が今後、必要であろう。

近年、深層学習の急速な進展に伴い、地震波形のP波初動極性の読み取りに深層学習が活用され、多くの微小地震に対する発震機構解が推定され（たとえば、Uchide, 2020）、これらに基づき、大局的な応力場の傾向に加え、局所的に特異な応力場の存在が見出されている（Uchide *et al.*, 2022）。今後の発震機構解の更なる充実ならびにそれらを活用した応力場の更新により、その時空間的不均質に関する理解が進むことが期待される。

謝辞

地震ジャーナル編集長の加藤照之氏（東京大学名誉教授）には、本稿執筆の機会をいただくとともに原稿に対して貴重なご意見をいただいた。佐竹健治氏（東京大学名誉教授）には原稿に関して貴重なご意見をいただいた。この場を借りて感謝申し上げる。地震の発震機構解については、防災科学技術研究所（2024）によるF-netメカニズム解（doi:10.17598/nied.0005）を使用した。また、主要活断層帯等に対する断層モデルは防災科学技術研究所による地震ハザードステーション（J-SHIS：<https://www.j-shis.bosai.go.jp/en/>）を使用した。図の作成にはGeneric Mapping Tools（Wessel and Smith, 1998）を使用した。本研究は、平成31（令和元）～令和3年度ならびに令和4～6年度「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」

の一環として実施された。

参考文献

- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, **96** (2), 109-117.
- 防災科学技術研究所. 2024. 防災科研 F-net (NIED F-net). doi: 10.17598/NIED.0005
- Frohlich, C. 1992. Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **75**, 193-198. doi: 10.1016/0031-9201(92)90130-N
- Gephart, J.W. and Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320. doi: 10.1029/JB089iB11p09305
- Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T. and Nakamura, M. 2011. Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0)—seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—. *Earth Planets Space*, **63**, 513-518. doi: 10.5047/eps.2011.05.019
- Huzita, K. 1980. Role of the median tectonic line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, 129-153.
- Imanishi, K. and Kuwahara, Y. 2009. Stress field in the source region after the 2007 Mw6.6 Niigataken Chuetsu-oki earthquake deduced from aftershock focal mechanisms: Implication for a pre-mainshock stress field. *Earth Planets Space*, **61**, 1053-1065. doi: 10.1186/BF03352956
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. 2012. Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09306. doi: 10.1029/2012GL051491
- Ishibe, T. and Shimazaki, K. 2008. The Gutenberg-Richter relationship vs. the Characteristic Earthquake Model: effects of different sampling methods. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **83**, 131-151.
- Ishibe, T. and Shimazaki, K. 2009. Seismicity in a source region of a large interplate earthquake and the Characteristic Earthquake Model. *Earth Planets Space*, **61**, 1041-1052. doi: 10.1186/BF03352955
- Ishibe, T., Shimazaki, K., Satake, K. and Tsuruoka, H. 2011a. Change in seismicity beneath the Tokyo metropolitan area due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 731-735. doi: 10.5047/eps.2011.06.001
- Ishibe, T., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yamanaka, Y. and Satake, K. 2011b. Correlation between Coulomb stress changes imparted by large historical strike-slip earthquakes and current seismicity in Japan. *Earth Planets Space*, **63**, 301-314. doi: 10.5047/eps.2011.01.008
- Ishibe, T. and Shimazaki, K. 2012. Characteristic earthquake model and seismicity around late quaternary active faults in Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **102**, 1041-1058. doi: 10.1785/0120100250
- Ishibe, T., Tsuruoka, H., Satake, K. and Nakatani, M. 2014. A focal mechanism solution catalog of earthquakes ($M \geq 2.0$) in and around the Japanese Islands for 1985-1998. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104**, 1031-1036. doi: 10.1785/0120130278
- Ishibe, T., Satake, K., Sakai, S., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yokota, Y., Nakagawa, S. and Hirata, N. 2015. Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan. *Geophys. J. Int.*, **201**, 112-134. doi: 10.1093/gji/ggv001
- Ishibe, T., Ogata, Y., Tsuruoka, H. and Satake, K. 2017. Testing the Coulomb stress triggering hypothesis for three recent megathrust earthquakes. *Geosci. Lett.*, **4**, 5. doi: 10.1186/s40562-017-0070-y
- Ishibe, T., Terakawa, T., Hashima, A., Mochizuki, M. and Matsu'ura, R.S. 2024. Can the regional 3D stress field according to the Wallace-Bott Hypothesis predict fault slip directions of future large earthquakes ?. *Earth Planets Space*, **76**, 26. doi: 10.1186/s40623-023-01955-9
- 地震調査研究推進本部. 2013. 九州地域の活断層の長期評価 (第一版). 81 pp.
- 地震調査研究推進本部. 2020. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシビ」) (令和2年3月6日). 53 pp.
- Matsumoto, S., Yamashita, Y., Nakamoto, M., Miyazaki, M., Sakai, S., Iio, Y., Shimizu, H., Goto, K., Okada, T., Ohzono, M., Terakawa, T., Kosuga, M., Yoshimi, M. and Asano, Y. 2018. Prestate of stress and fault behavior during the 2016 Kumamoto earthquake (M7.3). *Geophys. Res. Lett.*, **45** (2), 637-645. doi: 10.1002/2017GL075725

- Matsu'ura, M. and Terakawa, T. 2021. Decomposition of elastic potential energy and a rational metric for aftershock generation. *Geophys. J. Int.*, **227** (1), 162–168. doi: 10.1093/gji/ggab206
- Michael, A.J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *J. Geophys. Res.*, **92**, 357–368. doi: 10.1029/JB092iB01p00357
- Murotani, S., Satake, K. and Fujii, Y. 2013. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **40** (19), 5070–5074. doi: 10.1002/grl.50976
- 日本海における大規模地震に関する調査検討会. 2014. 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書. 平成 26 年 9 月, 470 pp.
- Nishimura, S., Hashimoto, M. and Ando, M. 2004. A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **142**, 185–203. doi:10.1016/j.pepi.2003.12.014
- Satake, K., Ishibe, T., Murotani, S., Mulia, I.E. and Gusman, A.R. 2022. Effect of uncertainty in fault parameters on deterministic tsunami simulation: example for active faults along the eastern margin of the Sea of Japan. *Earth Planets Space*, **74**: 36. doi: 10.1186/s40623-022-01594-6
- Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59–80. doi: 10.1785/gssrl.70.1.59
- Stein, R.S., King, G.C.P. and Lin, J. 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 Magnitude=7.4 Landers earthquake. *Science*, **258**, 1328–1332. doi: 10.1126/science.258.5086.1328
- 武田哲也・浅野陽一・汐見勝彦・松本拓己・木村尚紀・松澤孝紀・上野友岳・木村武志. 2014. 沿岸域の地震活動の把握. 平成 25 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書. 217–232.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2008. CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields. *Geophys. J. Int.*, **172**, 674–685. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03656.x
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2010. The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008. doi: 10.1029/2009TC002626
- Terakawa, T., Hashimoto, C. and Matsu'ura, M. 2013. Changes in seismic activity following the 2011 Tohoku-oki earthquake: effects of pore fluid pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **365**, 17–24. doi: 10.1016/j.epsl.2013.01.017
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2023. Tectonic stress fields inferred from long-term CMT data ranging over different periods. *Geophys. J. Int.*, **233**, 162–181. doi: 10.1093/gji/ggac449
- Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H. and Yoshida, A. 1998. Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, **103** (B10), 24543–24565. doi: 10.1029/98JB00765
- Toda, S., Stein, R.S. and Lin, J. 2011. Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G03. doi: 10.1029/2011GL047834
- Uchide, T. 2020. Focal mechanisms of small earthquakes beneath the Japanese islands based on first-motion polarities picked using deep learning. *Geophys. J. Int.*, **223** (3), 1658–1671. doi: 10.1093/gji/ggaa401
- Uchide, T., Shiina, T. and Imanishi, K. 2022. Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JB024036. doi: 10.1029/2022JB024036
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, **59** (2), 118–130. doi: 10.1086/625831
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans., AGU*, **79** (47), 579. doi: 10.1029/98EO00426
- Yamaji, A., Sato, K. and Tonai, S. 2010. Stochastic modeling for the stress inversion of vein orientations: Paleostress analysis of Pliocene epithermal veins in southwestern Kyushu, Japan. *J. Struct. Geol.*, **32**, 1137–1146. doi: 10.1016/j.jsg.2010.07.001
- Yoshii, T. 1979. A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honsyu, Japan. *Tectonophysics*, **55**, 349–360. doi: 10.1016/0040-1951(79)90183-5

石辺岳男

[いしべ たけお]

現職 公益財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター解析部主任研究員

略歴 東京大学大学院理学系研究科前期博士課程修了、東京大学大学院理学系研究科後期博士課程修了。博士（理学）。東京大学地震研究所を経て、2016年から公益財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター解析部副主任研究員、2018年4月から現職。東京大学地震研究所外来研究員（2016年5月～2022年3月）、大学共同利用機関法人情報・システム研究機構統計数理研究所外来研究員（2021年5月～）

研究分野 地震学（地震活動、歴史地震）

寺川寿子

[てらかわ としこ]

現職 名古屋大学大学院環境学研究科教授

略歴 東京大学大学院理学系研究科博士課程修了。博士（理学）。東京大学大学院理学系研究科産学官連携研究員、ボン大学シュタインマン研究所研究員、名古屋大学大学院環境学研究科助教、講師、准教授を経て、2024年9月から現職

研究分野 地震学（地震テクトニクス）

橋間昭徳

[はしま あきのり]

現職 東京学芸大学自然科学系広域自然科学講座宇宙地球科学分野准教授

略歴 2006年東京大学大学院理学系研究科博士課程修了。博士（理学）。東京大学理学系研究科、千葉大学理学研究科、東京大学地震研究所、海洋研究開発機構を経て、2023年4月より現職

研究分野 地震学（テクトニクス、地殻変動）

望月将志

[もちづき まさし]

現職 防災科学技術研究所巨大地震変災害研究領域地震津波複合災害研究部門上席研究員

略歴 1996年北海道大学大学院理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。日本学術振興会特別研究員、東京大学地震研究所COE研究員、東京大学生産技術研究所助手・助教を経て、2014年より防災科学技術研究所主任研究員。2018～2019年文部科学省地震・防災研究課地震調査官。2023年4月より現職

研究分野 地震学（海底地震観測）

松浦律子

[まつうら りつこ]

現職 公益財団法人地震予知総合研究振興会地震調査研究センター上席研究員

略歴 1979年東京大学理学部地球物理学科卒、1986年1月理学博士。1982年UCLAでKnopoff教授・Kagan博士のRAが地震活動点過程解析を始め、歴史地震研究会第6代会長。1995年地震予知総合研究振興会主任研究員。解析部長などを経て現職

研究分野 地震活動物理

2024年マグニチュード7.2花蓮地震と台湾の地震

石川有三

1. はじめに

2024年4月3日08時58分（日本時間）台湾の花蓮付近を震源とするマグニチュード（以下、Mと略す）7.2の地震が起きた。台湾では1999年M7.7集集地震以来最大の地震だった。この地震で花蓮市と花蓮県和平で震度6強（以下すべて台湾の震度階、ただし日本の震度6強にほぼ匹敵）が観測されたほか、全島で有感、死者18名、行方不明2名の大きな被害があった。日本でも沖縄県と那国町で震度4（日本の震度階）が観測されたほか、沖縄県で震度3~1を観測した。中国大陸沿岸域でも有感で、香港天文台によると香港では改正メルカリ震度階でⅢ（日本の震度階だと1~2）であったと発表され、かなり広範囲で有感であった。

この地震は震源断層が海底下で浅く、逆断層型であったため津波を生じた。台湾中央気象署は1m弱の津波警報を発表した。観測された最大津波は台湾北東部の宜蘭で82cmだった。日本では、与那国島で30cmの津波が観測された。

台湾島の面積は日本の九州よりやや狭いが、地震は多発する地域で、M4以上の地震を比べると九州地域（熊本地震など地震が多発した年を除く）の約6倍の地震数が1年間に起きている。これは台湾が置かれた特殊な地学的環境による。ここでは4月3日のM7.2の地震の特徴と台湾の置かれた特殊な地学的環境について述べる。

2. 2024年4月3日M7.2花蓮地震

4月3日07時58分（現地時間：日本時間-1時間）に発生した花蓮地震は、M7.2、モーメントマグニチュードMw7.4の大地震であった。震源位

置は、北緯23.77度、東経121.67度、深さ15.5kmで、台湾東部花蓮市の沖合であった。この地震で震度6強であった花蓮市や花蓮県で多くの建物被害があったほか（図1）、景勝地で知られる太魯閣峡谷では地滑りが発生し、一時、観光客が避難できない事態も起きた。海岸付近などでは地盤の液状化の報告もあった（經濟部地質調査及鉱業管理中心、2024）。観測された最大加速度は、中央気象署によると太魯閣で南北成分で1,491.12gal、鉛直成分で562,65galであった（周ほか、2024）。最大余震は、本震の約13分後に起きたM6.5（Mw6.5）で、花蓮県の磯崎、銅門、太魯閣と花蓮市で震度5弱を観測した。地震の規模は本震より小さかったが、本震でダメージを受けた建物などに追い打ちをかけて、倒壊に至った可能性もあった。本震の震源断層は、海域下であったため通常は地震のメカニズムと余震分布から推定される。地震のメカニズムは東西に近い圧縮軸をもつ逆断層型であった。本震後1日間の余震分布を見ると図2a、bに示したように東へ高角で傾斜した面に分布する余震が多数見えた。そのため本震の震源断層は、一時は東傾斜の断層ではないかという意見もでたが、西傾斜38度の逆断層であった。余震分布も本震発生後、最大余震が起きる08:11（現地時間）までの分布をみると西傾斜の分布が見られる（図3a、b）。逆に最大余震は東へ高角（79度）で傾斜する本震の震源断層と共役に近い断層であった。この断層は陸域に近く、陸域に展開している台湾の地震観測網では小さな震源まで捕らえられたため、余震分布を見ると東傾斜の分布が明瞭に見えた（図2a、b）。また、これらの地震による地表地震断層は見つかっていない。さらに米国地質調査所（2024）による地震波解析の結果もCheloniら（2024）のGNSSによる結果も西傾斜の断層を震源断層と推定している

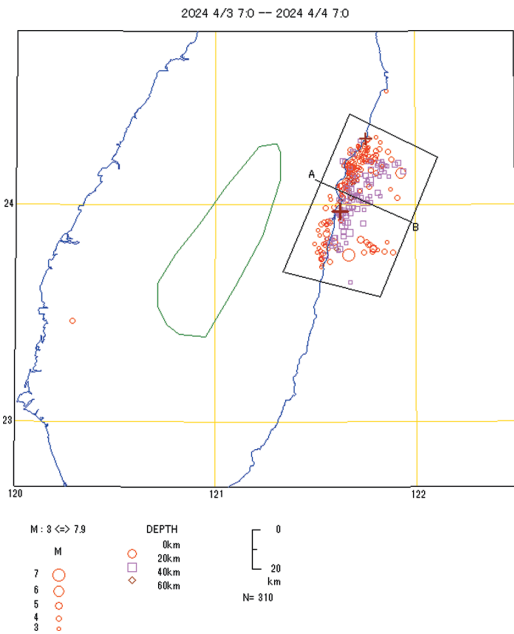


図 1 倒壊した天王星ビル（台湾の公視新聞網から、撮影/陳 添寶）

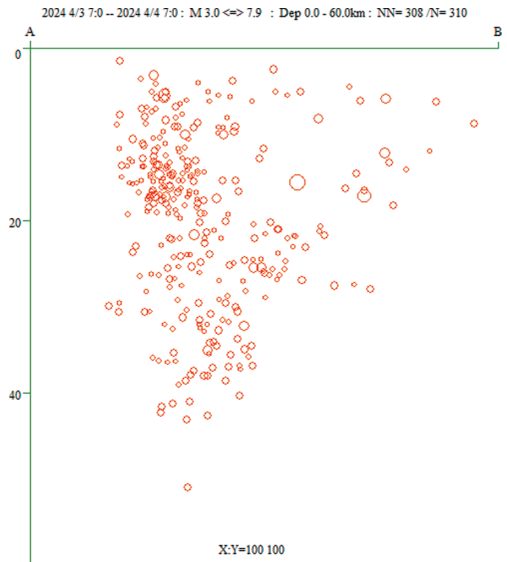
（図 4）。

地殻変動については、潮位データから花蓮港付近の隆起が確認された。図 5 に花蓮港の潮位からすぐ北にある和平港の潮位を差し引いた変化を 3 月 31 日 0 時から 4 月 6 日 0 時までを示した。この図を見ると 4 月 3 日 8 時前後に約 50 cm 低下している。これは、和平港の潮位は変化していないと考えられるので、花蓮港の潮位が低下したことを示している。このことは花蓮港の検潮所が約 50 cm 隆起したことを示している。また、国土地理院（2024）は、合成開口レーダー（PALSAR-2）のデータの 2.5 次元解析によると最大で 50 cm 程度の隆起を指摘している（図 6）。

図 7a, b に台湾の經濟部地質調査及鉱業管理中心（2024）が示した台湾 GPS 観測網による花蓮地震による各地の水平変位、上下変位の分布を示した（内政部国土測繪中心提供）。これらを見ると花蓮付近での最大 40 cm 余りの隆起と最大 1 m の東南方向への変位が明瞭である。これは験

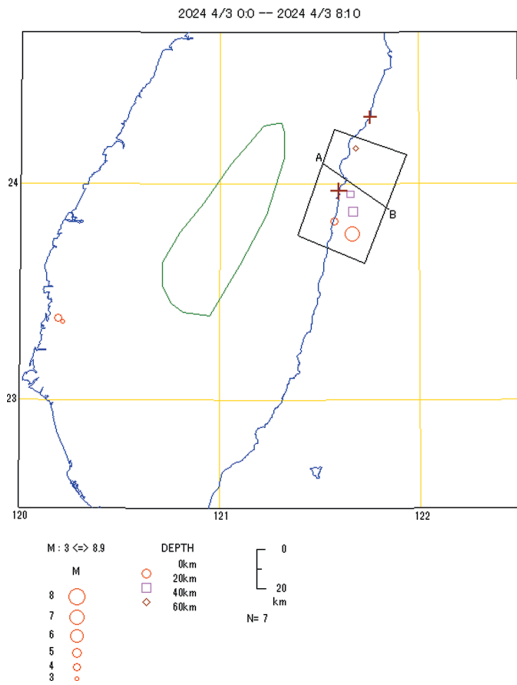


(a)

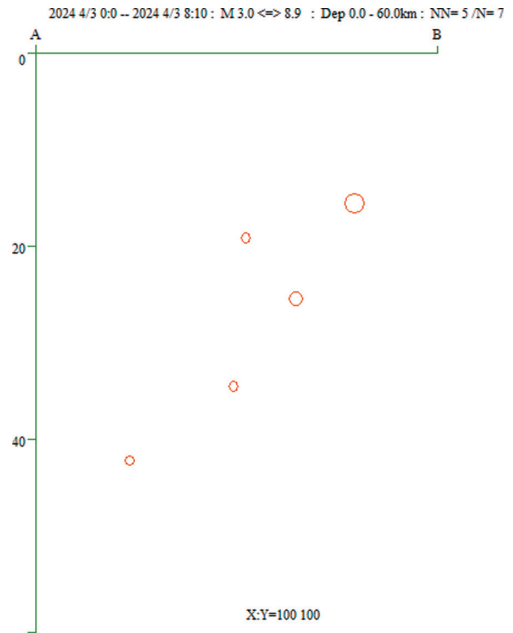


(b)

図 2 (a) 花蓮地震の本震と約 1 日間の余震分布。大きなプラス印は花蓮港検潮所、小さなプラス印は和平港検潮所の位置。緑色線で囲った地域は 1999 年集集地震の震源域を示す。(b) (a) 図中で枠で囲った地区内の震源の断面図。高角で東に傾く分布が明瞭に見える



(a)



(b)

図 3 (a) 本震と最大余震が起きる前までの余震分布. (b) (a)図の枠内の震源の断面図. 図 2 とは逆に西へ傾く分布が見える

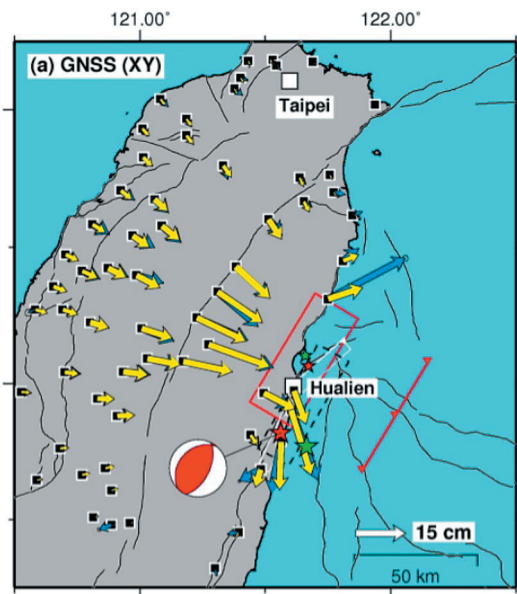


図 4 Cheloni ら (2024) による GNSS の水平変位分布と推定震源断層 (赤色四角). 青色矢印が観測された変位で黄色矢印が断層モデルから推定された変位. ダッシュ線の四角は縦谷断層の深い部分

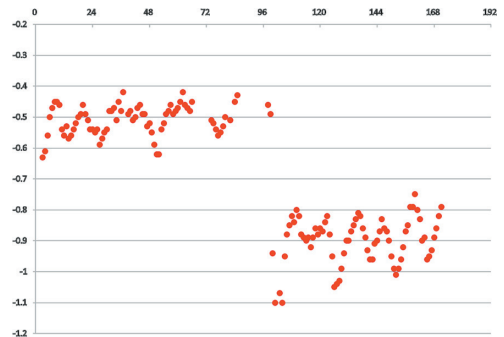


図 5 花蓮港と和平港の潮位差. 縦軸は高さで, 単位 m. 横軸は時間で, 3月30日0時から始まり, 横軸中央のところが4月3日0時. その後, 花蓮港の潮位が約 50 cm 低下して (花蓮港が隆起した)

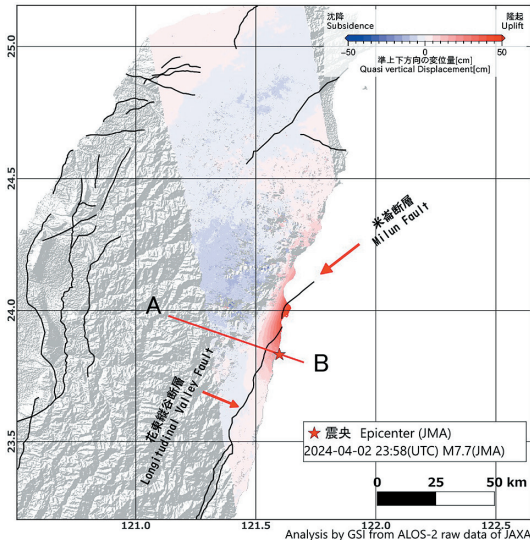
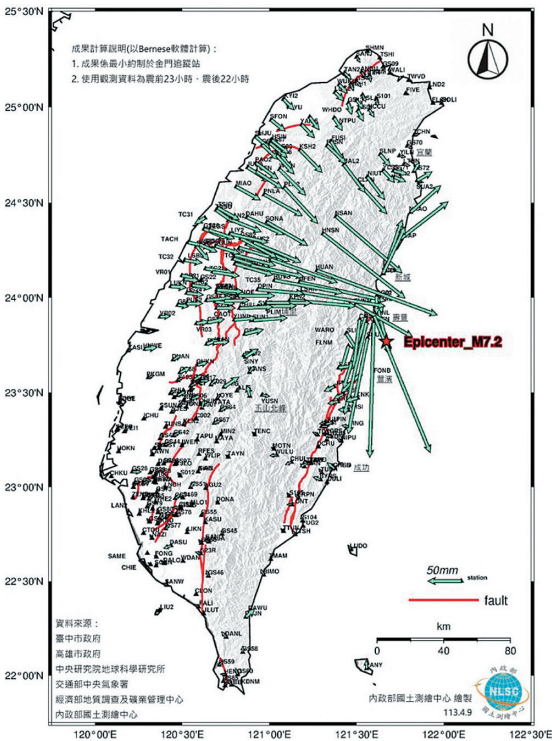


図6 国土地理院の合成開口レーダー (PALSAR-2) のデータの2.5次元解析。国土地理院(2024)より

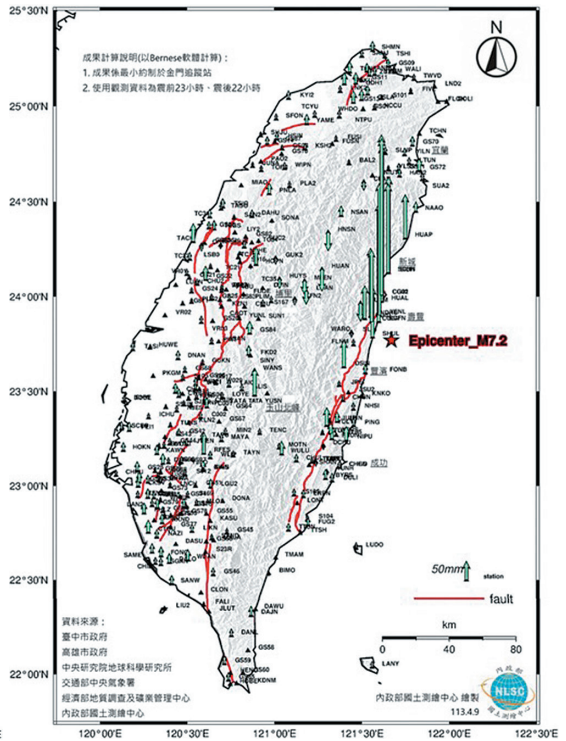
潮データからの結果と調和的である。

3. 地学的背景

台湾は、西日本から九州・琉球列島を通り、フィリピンに至る活発な変動帯の中にあり、大陸のユーラシアプレートと東側のフィリピン海プレートの境界にあたる。そして琉球弧では、南東側のフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込み、一方、台湾南部から南のフィリピンまでは、西側のユーラシアプレートが東側のフィリピン海プレートの下に沈み込むという台湾を中心にプロペラのような複雑な運動形状になっている(瀬野, 1994; 石川, 2019)。そして中央の台湾島のところでは両方のプレートの衝突に近い状況でぶつかり合っている(図8参照)。台湾島の地震活動を示したのが図9である。データは



(a)



(b)

図7 (a) GPS観測点による花蓮地震前後の水平変位。經濟部地質調査及鉱業管理中心(2024)より。(b) GPS観測点による花蓮地震前後の上下変位。經濟部地質調査及鉱業管理中心(2024)より

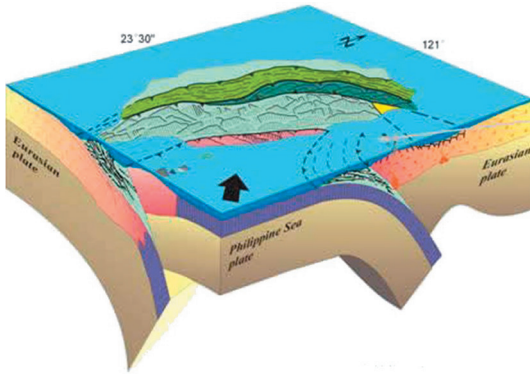


図 8 台湾をとりまくテクトニックな模式図. Angelier (1986) より

国際地震センターの再決定震源データである。図の上部右に台湾東方沖の地震群の直線 AB への断面図を示してある。この図では深さ 300 km まで達する南から北へ連なる深発地震帯がはっきり見える。これは南から北上してきたフィリピン海プレートが琉球海溝からユーラシアプレートの下へ沈み込んでいる様子である。また、図 9 の下部には台湾南部を東西に切った直線 EF への断面図が示されている。この図では西から東へ傾斜する深発地震帯が見える。これは北部とは逆に西にあるユーラシアプレートがフィリピン海プレートの下へ沈み込んでいる様子を示している。それぞれの深発地震帯の中で起きている地震のメカニズムは共通している。図 10, 11 にそれぞれの深発地震帯中の地震のメカニズムによる張力軸の分布を示した。これらから両者の深発地震帯で起きる地震は、沈み込む方向に引っ張られる力で起きていることを示している。これは沈み込んだ海洋プレートが引く力が両プレートの運動の原動力になっていると考えられる。

しかし、台湾中部の断面を切った CD 断面では、明瞭な深発地震帯はない。図 2a で緑色で囲った領域が 1999 年集集地震の震源域で、西縁から東へ低角で傾斜した面が震源断層であった。今回は、台湾東部沖で西へ傾斜する面が震源断層であったので、台湾中部では両側のプレートが衝突しているような状況が起きている。

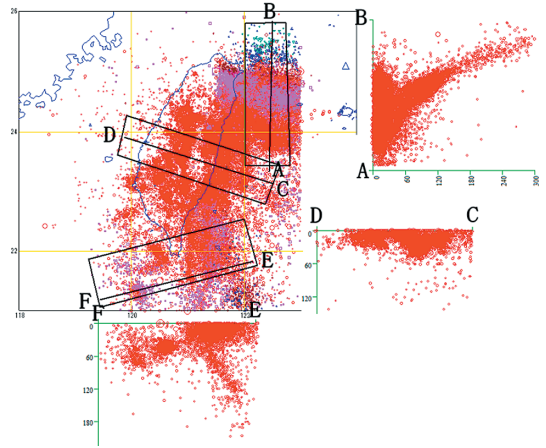


図 9 台湾の震源分布と東北部、中部、南部のそれぞれの断面図。AB の東北部の断面では南から北へ沈み込むフィリピン海プレートが見え、南部では西から東へ沈み込むユーラシアプレートが見える。中部では沈み込みに伴う深発地震帯が明瞭ではない

4. 今後の課題

今回の花蓮地震の前の地震は、1951 年 10 月 21 日の M7.5 地震である。この地震でも死者が 68 人出ている。この地震では約 1 カ月後の 11 月 24 日に南西約 70 km ほど離れた玉里で M7.4 の地震が起きた。この花蓮地震でも南西側で地震が連動することが危惧されたが、幸い半年が経過しても大地震は起きていない。このまま何も起きず経過していくことが望まれる。

図 12 に過去に死者が 1 人以上あった被害地震の震源分布を示した。この図を見ると台湾の東海岸に沿った地域と台湾の西側に分かれて分布しているのが明瞭である。また、マークが大きく犠牲者が多かった地震は人口密集地域が多い西側に多いことも分かる。台湾で 20 世紀以降犠牲者が最多であった地震は、1935 年 04 月 21 日に起きた M7.2 新竹・臺中地震で、死者は 3,279 人を数えた。

最大の人口を抱える台北付近では 19 世紀にいくつかの被害地震が起きていたが、20 世紀以降は浅い被害地震は知られていない。唯一犠牲者が出た地震は、1909 年 4 月 15 日に起きた M7.4 地

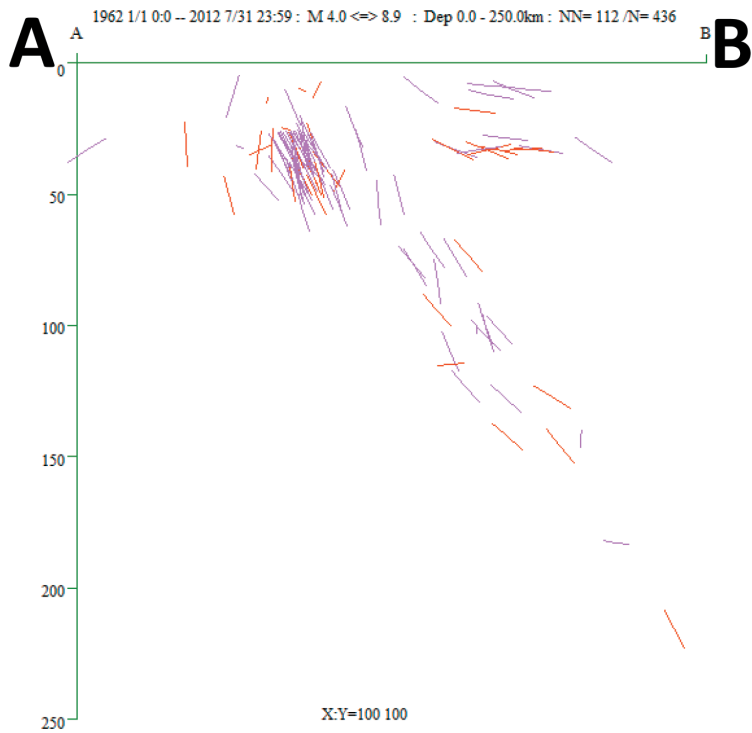
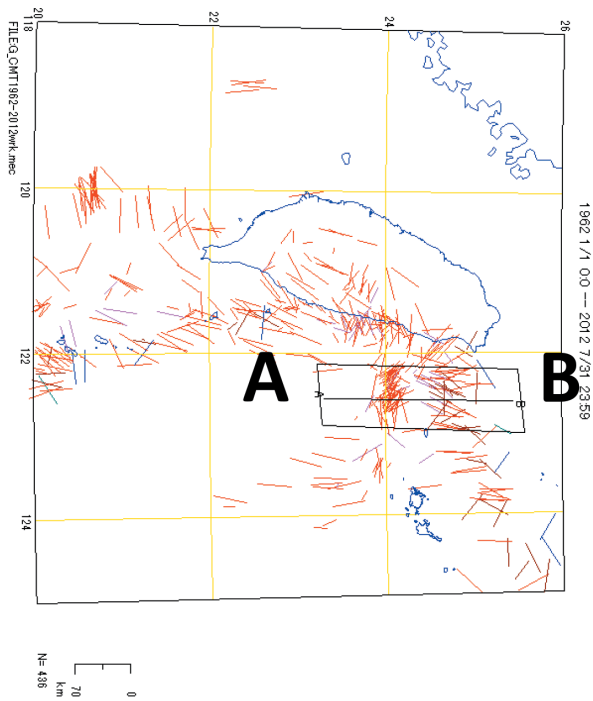


図 10 琉球弧西部での地震のメカニズム解による張力軸の水平面投影図と直線 AB への枠内の解の断面図. 縦軸の数値は深で km

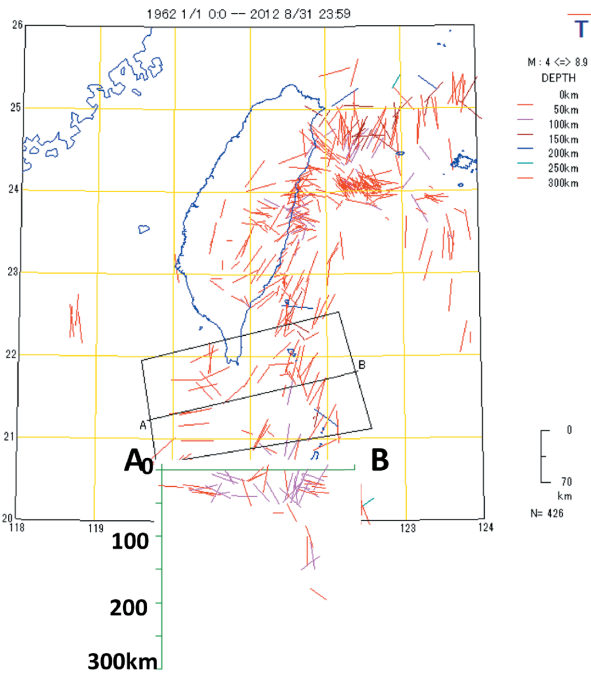


図 11 台湾南部での地震のメカニズム解による張力軸の水平面投影図と直線 AB への枠内の解の断面図

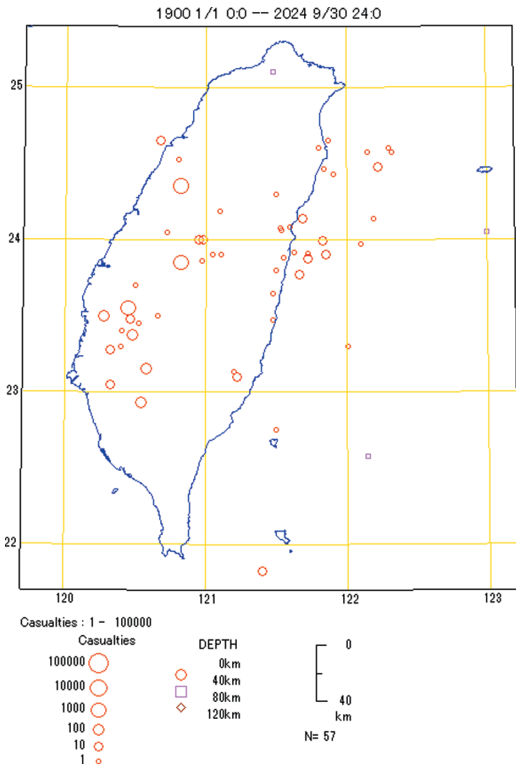


図 12 死者が1人以上あった被害地震の震源分布 (被害地震資料は台湾中央気象署による)

震であるが、この地震は震源の深さが約 90 km と地殻内地震ではなかったため死者は 9 人であった。ただ、現在の人口密度や総人口は 100 年前とは比べものにならず、同規模の地震が起きても被害は甚大と予想され、たいへん危惧されている。

謝辞

中央研究院の Tu Taolin Yoko 博士にはいろいろなことを教えていただいた。感謝いたします。また、安藤雅孝さんには文献を教えていただいた。感謝いたします。

参考文献

Angelier, J. 1986. Preface. *Tectonophysics*, **125**, IX-X.
 米国地質調査所. 2024. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000m9g4/finite-fault>
 Cheloni, D., Famiglietti, N.A., Caputo, R., Tolomei C. and Vicari, A. 2024. A composite fault model for the 2024 Mw7.4 Hualian earthquake sequence in the eastern Taiwan inferred from GNSS and InSAR data. *Geophys. Res. Lett.*, **51**, e2024GL110255

doi:10.1029/2024GL110255.

- 石川有三. 2019. もつれた沈み込み帯：台湾. *なるふる*, **119**, 2-3.
- 經濟部地質調査及鉱業管理中心. 2024. 20240403 花蓮地震地質調査報告, 33 pp.
- 国土地理院. 2024. 2024年4月3日台湾の地震に伴う地殻変動. https://www.gsi.go.jp/cais/topic20240402_Taiwan.html
- 瀬野徹三. 1994. 台湾付近のテクトニクス. *地震II*, **46**, 461-477. doi:10.4294/zisin1948.46.4_461
- 周 中哲・柴 俊霖・柴 駿甫・姚 昭智, 2024. 2024-04-03 臺灣花蓮地震事件彙整報告 (第二版 v2.0). 国家地震工程研究中心, 99 pp.

台灣地震科學中心 教育推廣委員會. 2024. 2024 M7.2 花蓮地震, 23 pp.

石川有三

[いしかわ ゆうぞう]

現職 静岡大学防災総合センター客員教授

略歴 京都大学大学院理学研究科博士課程中退. 気象研究所地震火山研究部研究室長, 気象庁松代地震観測所長, 同地磁気観測所長を経て2011年より現職. (公) 日本地震学会副会長2期4年就任

研究分野 地震学, 地震予知, テクトニクス

M9 級超巨大地震

佐竹健治

1. はじめに

20年前の2004年12月にスマトラ・アンダマン地震 (Mw 9.1, USGSによる) が発生し、この地震による津波はインド洋沿岸諸国で犠牲者数が約23万人という史上最悪の津波被害を生じた。インド洋でM9級の超巨大地震が発生したことは、世界中の地震学者にとって大きな驚きであった。2011年には東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0, 気象庁による) が発生し、これもまた日本の地震学者にとっては想定外であった。本稿では、M9級の超巨大地震に関する研究について振り返ってみたい。

そもそもM9級の超巨大地震の存在はKanamori (1977) によるモーメントマグニチュードMwの導入によって明らかになった。以下で述べるように、20世紀には1960年チリ地震や1964年アラスカ地震が発生したが、これらの表面波マグニチュードMs (ISCによる) はそれぞれ8.7, 8.5であり、発生当時には超巨大地震とは認識されていなかった。

2. 20世紀のM9級地震

2.1 1960年チリ地震

震源域は長さ800~900km程度で20世紀最大の地震とされているが、その規模Mwについては、地震波 (地球自由振動を含む) からは9.5~9.6程度 (Kanamori and Cipar, 1974 ; Cifuentes and Silver, 1989 ; Kanamori *et al.*, 2019) なのに対して、地殻変動データからは9.1~9.3程度 (Plafker

and Savage, 1970 ; Barrientos and Ward, 1990 ; Moreno *et al.*, 2009), 地殻変動と津波データからも9.2~9.3程度 (Fujii and Satake, 2013 ; Ho *et al.*, 2019) とやや小さく推定されている。三つの大すべり域で最大35mのすべりが推定されている (Ho *et al.*, 2019)。

歴史記録によれば、この地域では1575年、1737年、1837年にも巨大地震が発生しているが、津波堆積物の調査からは、1575年の地震のみが1960年と同程度の規模で津波堆積物を残している。すなわち、M9級の巨大地震は約300年の繰り返し間隔で発生したとされている (Cisternas *et al.*, 2005)。

2.2 1964年アラスカ地震

地震波 (長周期表面波) からの推定値Mw 9.2 (Kanamori, 1970) は、地殻変動と津波からの値Mw 9.1 (Johnson *et al.*, 1996) とほぼ等しい。Johnson *et al.* (1996) では長さ500km以上の震源域内にある2つの大すべり域で、最大22mと10mのすべりが推定されている。

震源域で行われてきた古地震学調査によれば、同様な地震は535~560年程度の繰り返し間隔で発生している (Carver and Plafker, 2008 ; Shennan *et al.*, 2014)。

2.3 1957年アリューシャン地震

約1,200kmという余震域の長さからMw 9.1とされていた (Kanamori, 1977) が、地震波・津波の解析からはMwは8.6、すべりのほとんどは震源域西側500kmに集中し、最大すべりは7mと推定された (Johnson *et al.*, 1994)。最新の津波シミュレーションによれば、震源域東側では海溝軸付近ですべりが大きく、全体のMwは8.75との

ことである (Yamazaki *et al.*, 2024).

ハワイにおける津波堆積物と日本の歴史記録から、1586年にアリューシャンでMw 9.25以上の地震が発生したと提案されている (Butler *et al.*, 2014, 2017). 日本の記録は三陸地方における津波の口碑 (言い伝え) であり、1586年のペルー地震と結びつけられたこともあったが、これは間違いであったとされている (林ほか, 2018). ハワイの堆積物が1957年の1つ前の地震によるものであったとすると、繰り返し間隔は約400年となる。

2.4 1952年カムチャツカ地震

地球自由振動・長周期地震波から震源域の長さ600km, Mw 9.0とされている (Kanamori, 1976) が、津波波形からはMw 8.8, 長さ500km, 二つの大すべり域で最大10mのすべりが推定されており (Johnson and Satake, 1999), 津波堆積物からも同程度と見積もられている (MacInnes *et al.*, 2010).

この地域では1737年にも同様な地震が発生しているほか、過去4,000年間に30層以上の津波堆積物が発見されている。過去の地殻変動の痕跡からは、4,000年間に3回、大きな断層幅の地震が発生したと推測されている (Pinegina *et al.*, 2020).

3. 歴史記録・地質痕跡から探るM9級地震

3.1 1700年カスケード地震

北米北西部のカスケード沈み込み帯では巨大地震の発生は知られていなかったが、1980年代後半からの古地震学的研究によって過去の巨大地震の地質学的な痕跡が発見され、放射性炭素年代測定から、平均繰り返し間隔は約500年、最新の地震は約300年前に発生したとされた (Atwater *et al.*, 2005). 最新の地震によって生じた津波は、日本の歴史文書に記録されており、津波シミュレーションとの比較から、地震の発生時 (1700年1月26日) と規模 (Mw 8.7~9.2) が推定された (Satake *et al.*, 1996, 2003).

3.2 17世紀の北海道東部地震

千島海溝ではM8級の巨大地震が繰り返し発生しているが、北海道の太平洋岸における津波堆積物調査から、17世紀に超巨大地震が発生していたことがわかった (Nanayama *et al.*, 2003). この地震のメカニズムとして、十勝沖・根室沖のプレート境界が連動し、さらに海溝軸付近で大きなすべりを持つ、Mw 8.8程度のモデルが提唱されている (Satake *et al.*, 2008; Ioki and Tanioka, 2016). 津波堆積物を残すような巨大地震はおよそ400年間隔で発生しており (Sawai *et al.*, 2009), 地震調査委員会による長期評価では、2024年1月1日を基準として、今後30年以内に発生する確率は7~40%と算定されている (地震調査研究推進本部, 2024).

3.3 869年貞観地震

仙台平野では、869年に大地震が発生し家屋や住民に被害が出たこと、さらに津波が多賀城まで押し寄せ千人もの溺死者が出たことが、『日本三代実録』に記録されている。津波堆積物の分布とシミュレーションとの比較からMw 8.4以上の規模とされていたが、2011年の津波との比較からはMw 8.6以上とされた (Sawai *et al.*, 2012; Namegaya and Satake, 2014).

4. 2004年スマトラアンダマン地震

スマトラ島沖~アンダマン諸島では、過去にM8以下のプレート間地震しか知られていなかったが、2004年12月に発生したM9クラスの地震によってインド洋津波が発生、犠牲者数が約23万人という史上最悪の津波被害を生じた。この地震については、地震波や地球自由振動の解析からMwは9.0~9.3とされている (Lay *et al.*, 2005; Stein and Okal, 2005). 世界各地の検潮所で記録された津波波形や人工衛星高度計に記録された海面高データからはMw 9.2, 震源域の長さは1,400km程度と推定されている (Fujii *et al.*, 2021).

2004年以降にインド洋沿岸諸国で実施された

表 1 世界の沈み込み帯における M9 級の超巨大地震

地域	最新の地震の発生前	規模 (Mw)	繰り返し間隔
チリ南部	1960	9.1~9.6	約 300 年
カスケード	1700	8.7~9.2	約 500 年
アラスカ	1964	9.1~9.2	約 550 年
アリューシャン	1957	8.6~8.8	約 400 年?
カムチャツカ	1952	8.8~9.0	130~1,300 年?
千島南部	17 世紀	8.8	約 400 年
東北	2011	9.0	約 600 年
スマトラ-アンダマン	2004	9.1~9.3	約 450 年

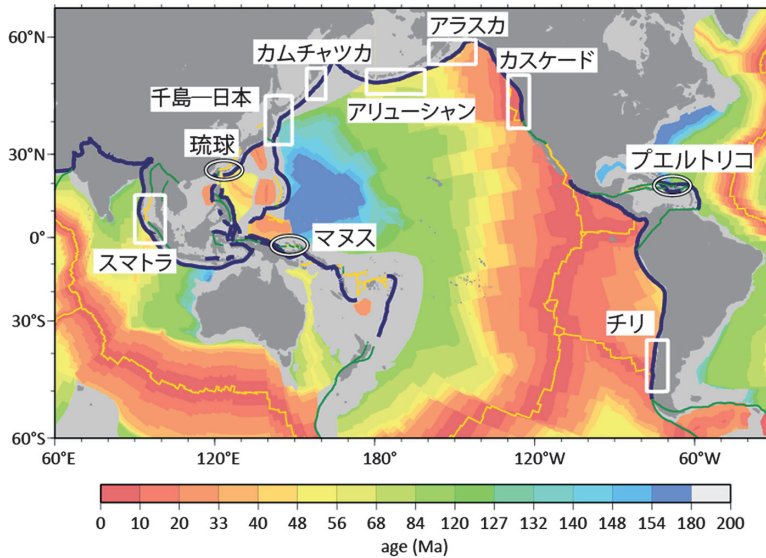


図 1 超巨大地震の発生が知られている沈み込み帯 (□) と、発生する可能性がある沈み込み帯の例 (○). Satake and Atwater (2007) を改変. 海洋底年代は Muller *et al.* (1997) による

古地震・古津波調査により、同じような津波が過去にも発生していたこと、平均繰り返し間隔は 450 年程度であることが明らかになった (Jankaew *et al.*, 2008; Rubin *et al.*, 2016).

5. 2011 年東北地方太平洋沖地震

沖合や沿岸で記録された高精度の津波波形データの解析から、2011 年東北地方太平洋沖地震の断層面上のすべり量の時空間分布が得られた。海溝軸付近では、破壊開始から 3~4 分後に最大 69 m のすべりが生じ、三陸沖の海溝軸付近では、4

分後以降に 10 m 程度のすべりが発生した。東北地方太平洋沖地震は、貞観地震モデルのようなプレート間深部の地震 (M8.8) と 1896 年明治三陸地震のような津波地震 (M8.8) とがほぼ同時に発生した、あるいは前者が後者を誘発したと解釈された (Satake *et al.*, 2013)。

仙台平野の古地震学的痕跡からは、869 年の貞観地震以降にも同程度の地震が発生したことが示されており (Sawai *et al.*, 2015)、1454 年享徳地震あるいは 1611 年慶長奥州地震が対応すると考えられる。

6. M9 級地震の発生場所と時期

M9 級の超巨大地震の発生頻度は低く、20 世紀以降に発生したのは 1957 年アリューシャン地震を含めても 6 回である (表 1)。各地域における M9 地震の繰り返し間隔は数百年程度であり、数十年程度の繰り返し間隔で発生する M8 級の地震と階層性があるのかもしれない。この階層性について、Satake (2015) はスーパーサイクルと呼んだが、supercycle は元来、複数の地震を含む、より長い地震サイクルを指す。世界中の沈み込み帯における巨大地震の履歴のカタログを作った Philipposian and Meltzner (2020) によれば、地震サイクルは準周期的、群発的などの 4 つのパターンに分類され、アスペリティが階層性を持っていて大小のアスペリティが複雑な繰り返しパターンを発生させる場合を superimposed cycle と称している。このような階層性があるのであれば、M9 の超巨大地震は、これまでに発生が知られていない沈み込み帯 (たとえば、琉球海溝、マナス海溝、プエルトリコなど) でも発生する可能性がある (Satake and Atwater, 2007) (図 1)。

参考文献

Atwater, B.F. *et al.* 2005. The Orphan Tsunami of 1700: Japanese clues to a parent earthquake in North America. *U.S. Geol. Surv. Profes. Pap.*, **1707**. doi:10.3133/pp1707

Barrientos, S.E. and Ward, S.N. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophys. J. Int.*, **103**, 589–598. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x

Butler, R. *et al.* 2014. Paleotsunami evidence on Kauai and numerical modeling of a great Aleutian tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6795–6802. doi:10.1002/2014GL061232

Butler, R. *et al.* 2017. The Orphan Sanriku tsunami of 1586: new evidence from coral dating on Kauai. *Nat. Hazards*, **88**, 797–819. doi:10.1007/s11069-017-2902-7

Carver, G. and Plafker, G. 2008. Paleoseismicity and neotectonics of the Aleutian subduction zone—an overview. In: Freymueller JT *et al.* (eds.) Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska. *Geophys. Monogr. Ser.* American Geophysical Union, Washington, pp. 43–63. doi:10.1029/179GM03

Cifuentes, I.L. and Silver, P.G. 1989. Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake. *J. Geophys. Res.*, **94**, 643–663. doi:10.1029/JB094iB01p00643

Cisternas, M. *et al.* 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, **437**, 404–407. doi:10.1038/nature03943

Fujii, Y. and Satake, K. 2013. Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1493–1509. doi:10.1007/s00024-012-0524-2

Fujii, Y. *et al.* 2021. Re-examination of slip distribution of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Mw 9.2) by the inversion of tsunami data using Green's functions corrected for compressible seawater over the elastic Earth. *Pure Appl. Geophys.*, **178**, 4771–4796. doi:10.1007/s00024-021-02909-6

林 豊. ほか. 2018. 気象庁技術報告に含まれた 1586 年ペルー沖の地震による日本での津波の誤記録とその影響. *験震時報*, **81**, 9(1–7). https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol81_9.pdf

Ho, T.-C. *et al.* 2019. Source estimate for the 1960 Chile earthquake from joint inversion of geodetic and transoceanic tsunami data. *J. Geophys. Res.*, **124**, 2812–2828. doi:10.1029/2018JB016996

Ioki, K. and Tanioka, Y. 2016. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 133–138. doi:10.1016/j.epsl.2015.10.009

Jankaew, K. *et al.* 2008. Medieval forewarning of the 2004 Indian ocean tsunami in Thailand. *Nature*, **455**, 1228–1231. doi:10.1038/nature07373

地震調査研究推進本部. 2024. 今までに公表した活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧 (令和 6 年 1 月 15 日現在). <https://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/ichiran.pdf>

Johnson, J.M. *et al.* 1994. The 1957 great Aleutian earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 3–28. doi:10.1007/

- BF00875966
- Johnson, J.M. and Satake, K. 1999. Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka. *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 541–553. doi:10.1007/s000240050243
- Johnson, J.M. *et al.* 1996. The 1964 Prince William Sound earthquake: joint inversion of tsunami and geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **101**, 523–532. doi:10.1029/95jb02806
- Kanamori, H. 1970. The Alaska earthquake of 1964: radiation of long-period surface waves and source mechanism. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5029–5040. doi:10.1029/JB075i026p05029
- Kanamori, H. 1976. Re-examination of the earth's free oscillations excited by the Kamchatka earthquake of November 4, 1952. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **11**, 216–226. doi:10.1016/0031-9201(76)90066-2
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981–2987. doi:10.1029/JB082i020p02981
- Kanamori, H. and Cipar, J.J. 1974. Focal process of the great Chilean earthquake, May 22, 1960. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **9**, 128–136. doi:10.1016/0031-9201(74)90029-6
- Kanamori, H. *et al.* 2019. Evidence for a large strike-slip component during the 1960 Chilean earthquake. *Geophys. J. Int.*, **218**, 1–32. doi:10.1093/gji/ggz113
- Lay, T. *et al.* 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, **308**, 1127–1133. doi:10.1126/science.1112250
- MacInnes, B.T. *et al.* 2010. Slip distribution of the 1952 Kamchatka great earthquake based on near-field tsunami deposits and historical records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 1695–1709. doi:10.1785/0120090376
- Moreno, M.S. *et al.* 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: application to the 1960 Chile earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16310. doi:10.1029/2009GL039276
- Muller, R.D. *et al.* 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3211–3214. doi:10.1029/96JB01781
- Namegaya, Y. and Satake, K. 2014. Reexamination of the AD 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth and velocity. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2297–2303. doi:10.1002/2013GL058678
- Nanayama, F. *et al.* 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660–663. doi:10.1038/nature01864
- Philibosian, B. and Meltzner, A.J. 2020. Segmentation and supercycles: a catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide. *Quat. Sci. Rev.*, **241**, 106390. doi:10.1016/j.quascirev.2020.106390
- Pinegina, T.K. *et al.* 2020. Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits. *Quat. Sci. Rev.*, **233**, 106171. doi:10.1016/j.quascirev.2020.106171
- Plafker, G. and Savage, J. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **81**, 1001–1030. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1001:MOTCEO]2.0.CO;2
- Rubin, C. *et al.* 2016. Highly variable recurrence of tsunamis in the 7,400 years before the 2004 Indian Ocean tsunami. *Nat. Comm.*, **8**, 16019. doi:10.1038/ncomms16019
- Satake, K. 2015. Geological and historical evidence of irregular recurrent earthquakes in Japan. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **373**, 201437. doi:10.1098/rsta.2014.0375
- Satake, K. and Atwater, B.F. 2007. Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **35**, 349–374. doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140302
- Satake, K. *et al.* 1996. Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700. *Nature*, **379**, 246–249. doi:10.1038/379246a0
- Satake, K. *et al.* 2003. Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2535. doi:10.1029/2003JB002521
- Satake, K. *et al.* 2008. Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth, Planets Space*, **60**, 925–935. doi:10.1186/BF03352848
- Satake, K. *et al.* 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bull. Seismol.*

Soc. Am., **103**, 1473-1492. doi:10.1785/0120120122

Sawai, Y. *et al.* 2009. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res.*, **113**, B01319. doi:10.1029/2007JB005503

Sawai, Y. *et al.* 2012. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21309. doi:10.1029/2012GL053692

Sawai, Y. *et al.* 2015. Shorter intervals between great earthquakes near Sendai: scour ponds and a sand layer attributable to A.D. 1454 overwash. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 4795-4800. doi:10.1002/2015GL064167

Shennan, I. *et al.* 2014. Late Holocene great earthquakes in the eastern part of the Aleutian megathrust. *Quat. Sci. Rev.*, **84**, 86-97. doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.010

Stein, S. and Okal, E.A. 2005. Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature* **434**, 581-582. doi:10.1038/434581a

Yamazaki, Y. *et al.* 2024. A great tsunami earthquake

component of the 1957 Aleutian Islands earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **637**, 118961. doi:10.1016/j.epsl.2024.118691

佐竹健治

[さたけ けんじ]

現職 東京大学名誉教授

略歴 北海道大学大学院理学系研究科修士課程修了, 東京大学大学院理学研究科博士課程中退. 理学博士. 東京工業大学理学部, ミシガン大学地質科学科, 工業技術院地質調査所, 産業技術総合研究所活断層研究センター, 東京大学地震研究所教授を経て, 2024年に定年退職

研究分野 地震学 (巨大地震・巨大津波)

著書 巨大地震・巨大津波 (共著, 朝倉書店), 東日本大震災の科学 (共編, 東京大学出版会), 歴史のなかの地震・噴火 (共著, 東京大学出版会)

強震動研究 30 年

岩田知孝

1. はじめに

来年で 1995 年兵庫県南部地震が引き起こした阪神・淡路大震災から 30 年となる。兵庫県南部地震は近代都市が直下地震に襲われた事例として、私が現役時代に取り組んできた強震動研究は、この出来事により強震観測に関する環境が大きく変わり、新しいエポック、すなわち実記録に基づく幅広い研究が進むパラダイムシフトが起きた。具体的には、現・国立開発研究法人防災科学技術研究所により、全国均一の密度で展開された K-NET（全国強震観測網、約千点）、高感度地震観測網（Hi-net）の孔底および地表に強震計を設置した KiK-net（基盤強震観測網、約七百点）が整備され、また、消防庁による自治体震度情報ネットワークにより、当時全国 3 千を超える市町村自治体に震度計が整備された。これらにより 5 千点に近い強震観測点が整備され、日ごろの地震、あるいは強い揺れを生じた地震の強震記録の波形が研究に使えるようになった。

もちろんこれ以前にも、気象庁震度計観測、港湾空港技術研究所港湾地域強震観測、建築研究所強震観測等、全国的に展開された強震観測が存在し、貴重な記録を収集あるいは利用することができた。当時、K-NET、KiK-net の観測システムは、全国均一密度で設置されたことに加えて（今となっては、何を書いているのかといわれそうだが）、インターネットを通じて地震後、速やかに強震波形データがダウンロードできて研究に使えるような公開システムを構築したことと言える。

本稿では、1995 年兵庫県南部地震の教訓を踏

まえて、大きく進展した強震動研究の 30 年を振り返るとともに、2024 年 1 月 1 日に起きた能登半島地震を例に、強震動研究の今後の展開を考えたい。

2. 1995 年兵庫県南部地震の教訓

1995 年兵庫県南部地震では、震源域となった阪神間を中心として多くの建物が倒壊して多数の犠牲者がでた。建物倒壊は地震動の強さのみならず、建物の強さ（弱さ）も関係するため、原因の切り分けが難しいが、対象地域が人口密集地であったということもあり、いくばくかの地点で強震波形記録が得られた。いささか手前味噌になるが、1991 年 12 月に関西の地震防災を官民学で協働して考えよう、そのためには強震観測を自前でやろう、という私自身が設立からかわり、現在座長を務めている関西地震観測研究協議会が設置した強震観測点でも貴重な強震記録が得られた。

1995 年兵庫県南部地震の震源は、明石海峡の下、約 17km の深さであったが、淡路島の活断層として知られていた野島断層側で地表地震断層を生じた。また、余震は、地表地震断層のある淡路島だけでなく、震央から見て北東の神戸市域から芦屋市、西宮市といった阪神間にも広がっていた。こういった情報や遠地波形解析による震源メカニズム解に基づき、ほぼ鉛直に立った震源断層が推定され、震源域および周辺で観測された強震記録を用いた震源インバージョンが行われた。北東-南西の走向を持つ断層面に対して、この地域の東西方向の圧縮場で起きる地震として、右横ずれの震源像が浮かびあがった。淡路島側では地表

地震断層出現と対応した比較的浅部でのすべりが卓越する一方、神戸側では、六甲山地と平地の境界を走る活断層の深部で大きいすべりがあったことがわかった（たとえば Sekiguchi *et al.*, 1996）。

神戸市域の強震記録には速度波形にすると主として2発のパルス波が観測されていたが、神戸側の断層のすべり分布には、地下の2カ所で大きなすべりがあったことと対応しており、神戸側には断層破壊が進んでいく方向であったことから、破壊伝播効果により断層直交方向（北西-南東方向）の周期1~2秒の強いパルス波が襲った（forward directivity pulse 波。あるいは、激甚被害を生じたことからキラールパルス波とも呼ばれた）。加えて、平地側では盆地端部効果による地震動の増幅が起きた。平地側、すなわち大阪盆地（大阪平野という呼び方が一般的だが、山地に囲まれているという意味で盆地とここでは書いておく）の底は、六甲山地と同じ花崗岩層で構成されているのだが、山地部と盆地部の境界は上記の震源断層に対応する活断層により上下に約2kmの段差を造っていて、そのうち1kmは堆積物により平地となり、山地側は約1kmの高さになっている。

花崗岩の層の地震波伝播速度は速く、堆積層のそれは遅いことから、周期1~2秒の地震波が平地側のあるところで集まる、つまり揺れが大きくなる（増幅的干渉、といった言葉が使われた）ことが起きた。兵庫県南部地震のときに、震度7^{注1}の領域が気象庁によって調べられたが（図1）、その位置は、盆地の縁、つまり山地部と平地の境界から約1km離れた平地側に、盆地の縁（ふち）にそって、長く伸びた分布（震災の帯、と名付けられた）をしていた。その要因として、速度パルス波が盆地端部効果により増幅され、強烈な地震動となったと考えている（Kawase, 1996; Irikura *et al.*, 1996; Pitarka *et al.*, 1998 など）。

震災の帯において本震の観測記録は少なかったものの、われわれが共同で行った震災の帯内で実施された余震観測記録を使うことにより、強震記録を用いて推定された震源断層モデルをもとに

「経験的グリーン関数法」によって本震時の震災の帯内の揺れの推定がされるなど、揺れの事後予測や被害との関係解明が進められた（たとえば Kamae and Irikura, 1998）。

この教訓は、きわめて当たり前のことではあるが、震源断層モデルと地下構造モデルを正確に与えることができれば、地震動分布が再現できる、ということであった。これはたんに地表変位が地下の震源断層の時空間食い違いと震源から観測点へのグリーン関数（震源上の単位面積・単位力によって引き起こされる観測点での変位時間関数）のたたみ込み積分で現すことができる「表現定理」を述べているだけのことだ。表現定理は周期には依存しないものの、短周期、すなわち短波長を対象とした記述には詳細な震源断層モデルおよび地下構造モデルが必要であることから、この時点以前の地震学では、こういった理論的なモデルに基づく観測地震記録の再現は、周期数秒以上の周期帯域に限られていた。しかし、この地震の震源近傍の観測強震動再現や大被害地震の強震動評価に関する研究の進捗により、木造の一戸建てや集合住宅、数階までのRC構造物など、一般構造物の被害に直結する周期帯域（1秒程度）まで捉えられる可能性を示した。

3. 特性化震源モデル

すでに震源断層の断層長、断層幅、面積に関するスケーリング則、すなわち規模の大きい地震ほど断層面積が大きいといった経験則は広く知られている（たとえば Kanamori and Anderson, 1975）。1980年代に米国カリフォルニア州で発生した地震に対して、強震記録を用いた震源インバージョンが始まり、不均質震源断層モデルが得られ始めていた。Somerville *et al.* (1999) は、1995年兵庫県南部地震のそれも入れて、不均質震源断層モデルのすべりが大きい領域の面積をある規範に基づいてとりだしたところ、その面積（当時はアスペリティ面積と呼んだ）も地震規模に依存している

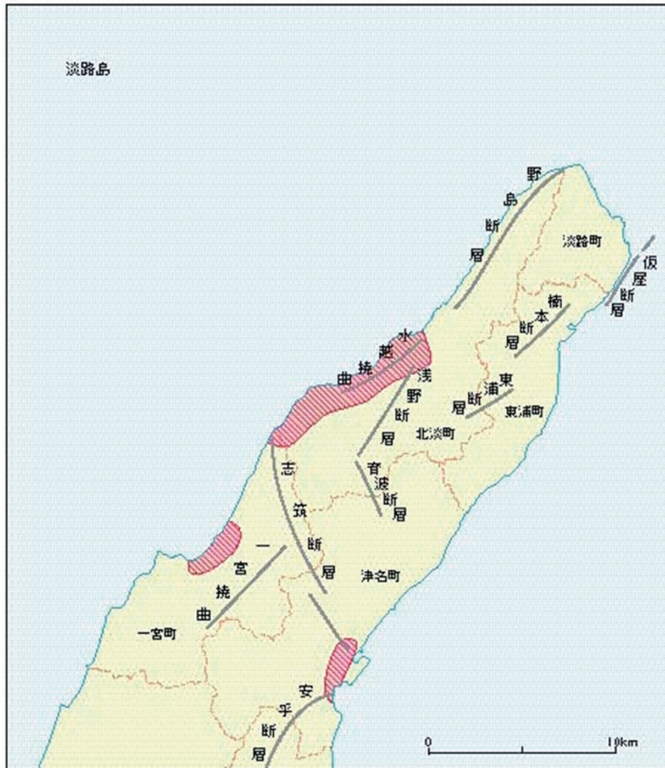
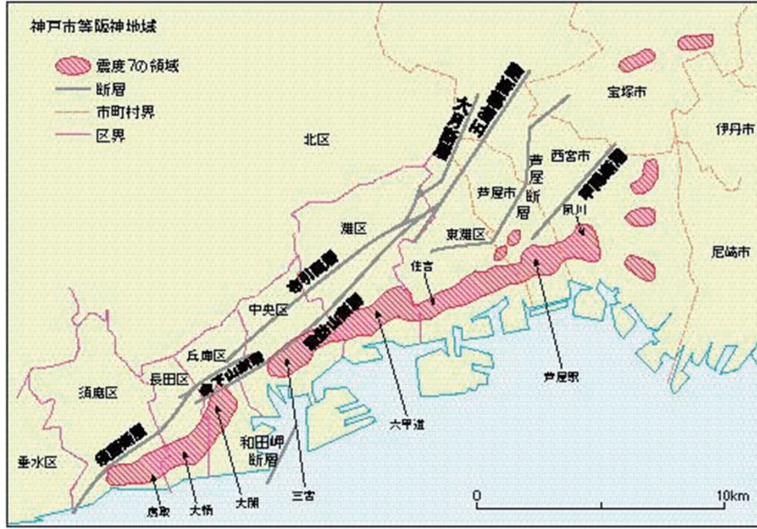


図 1 1995年兵庫県南部地震の震度7の領域 (https://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchr/f7-14.htm より引用)

ことを指摘した。前章で説明したとおり、すべりの大きい領域の破壊が震源近傍強震動の特性を決めることから、強震動評価には不均質震源断層モ

デルの特徴に基づいた震源のモデル化が必要であった。

地震被害軽減を目指した強震動予測には、さま

さまざまな建物の被害を見積もるため、広帯域、ここでは周期 10 秒から 0.1 秒くらいまでを対象とした強震動予測が必要とされる。強震記録を用いた震源インバージョンでは、地下構造モデルはあらかじめ与えてグリーン関数を求めるため、短周期あるいは短波長の地下構造モデルは十分な信頼度がないことから、周期 1 秒程度以上の記録に基づく不均質断層モデルの推定を行っている。

一方、これより短周期の震源断層モデルの与え方については、広帯域強震動シミュレーションに適した、ターゲットとしている大地震の震源域で発生した小地震記録を経験的グリーン関数として利用する、経験的グリーン関数法による検証が進められた。つまり、経験的グリーン関数法を用いて、大地震の観測された広帯域強震動を再現できるような震源断層モデルの推定が行われた。この震源断層モデルとしては、余震域などで想定される大地震全体の震源断層内にいくつかの矩形の震源断層において、そこから広帯域強震動が生成されると仮定したモデルである。このとき、矩形の震源断層を強震動生成域 (Strong Motion Generation Area, SMGA) と名付けた (Miyake *et al.*, 2003)。

Miyake *et al.* (2003) では、それまでに起きた被害地震について、アスペリティ領域と強震動生成域の場所や破壊様式が対応していることや、面積も対応していることを示した。つまり、震源断層サイズが与えられると、アスペリティ面積のスケールリング則に基づいてアスペリティ面積あるいは SMGA の面積が与えられ、SMGA を配置した強震動予測のための不均質震源断層モデルを得ることができる、という算段である。

入倉・三宅 (2001) や Irikura and Miyake (2011) でこれらの考え方が整理され、震源域強震動の特徴を再現できる「特性化震源モデル」の提案と、方法論をまとめた「強震動予測レシピ」が提案された。現状の「特性化震源モデル」は、アスペリティモデルに基づいて考えられていて、震源断層面の高応力降下量域であるアスペリティと、その

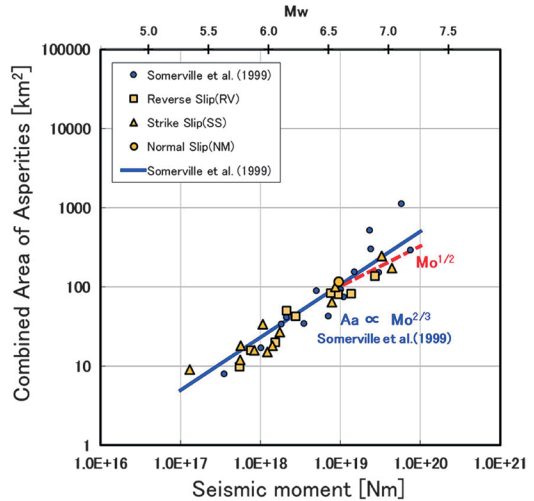


図 2 強震記録から推定した不均質震源断層モデルの地震モーメントとアスペリティ領域の関係 (Miyakoshi *et al.*, 2020 の Fig. 8)

回りの低応力降下量域である背景領域で構成される。

こういったアスペリティと SMGA の関係の検証は、兵庫県南部地震以降、全国展開された強震観測網により、国内の M6 クラス以上の大地震が起きれば、それぞれの解析が行われ、対応関係の更なる確証が進められた。たとえば、Somerville *et al.* (1999) の研究の延長として、それ以降の地震の結果を整理した Miyakoshi *et al.* (2020) があげられる。図 2 に示すように地震モーメントとアスペリティ面積の関係 (Mo-Sa 関係) が広い地震モーメントレンジで成立していることがわかる。

「強震動予測レシピ」は、これも 1995 年阪神・淡路大震災を契機に設立された地震調査研究推進本部 (地震本部) が進めた全国地震動予測地図の中の、震源断層を特定した地震動予測地図 (シナリオ地震動予測地図) をはじめとして、地方公共団体の地震被害想定のための強震動予測等に幅広く利用されている。

「特性化震源モデル」を使った強震動予測についての課題を以下にあげる。まず、アスペリティの位置や大きさ、破壊様式 (破壊開始点) は震源

近傍強震動に大きく影響するが、それらの事前想定は簡単ではない。それはどうしたらよいか？起きた地震に対して、断層すべりが大きかったアスペリティ領域が、周辺に比べて地震波速度の速い領域に対応していたとする研究結果もあるが、大地震が起きたことで、多くの地震（余震）が発生し、また臨時に高密度の地震観測が実施された結果、詳細な震源域速度構造が求められた上での比較なので、将来発生する地震のシナリオ事前設定に使える感じではない。一方で、現状では震源断層サイズあるいは地震規模を設定した場合に、アスペリティ面積が与えられるので、想定として必要な、たとえば人口集中域に対して厳しいケースとはどのようなシナリオがあるのか、といったケース研究をすることができると考えることもできる。

「特性化震源モデル」に、現状の、という形容詞を付けているのは、私の認識では、現在のモデルが唯一無二といったものではなく、起きた地震の分析から新たな知見が加わることにより、進化させていくべきものと考えている。地震本部では、これまた、強震観測網が提供する豊富な記録を利用して、発生した大地震に対して、「特性化震源モデル」あるいは「レシピ」に基づいた事後評価、観測の検証を行い、有効性や課題をつと報告している。また、「特性化震源モデル」は兵庫県南部地震の神戸市域で起きた伏在断層によるキラパルス波の再現、断層運動に基づく強い揺れの再現にその端を発している。兵庫県南部地震では地表地震断層が現れた淡路島側でも震度7と判定された地域が断層近傍に現れたが、そこでの強震記録はなく、地表地震断層を伴う断層運動の震源近傍強震動についての知見が十分ではなかった。

このうち、国外では1999年台湾・集集地震やトルコ・コジャエリ地震、2002年米国アラスカ・デナリ地震など、地表地震断層を伴う断層運動が起きて、地表地震断層近傍の強震記録にはいわゆる近地項（near-field term）の影響が大きくみられるものが得られていた。日本においては2016

年熊本地震の最大規模 M7.3 地震において、約 34 km に及ぶ地表地震断層が生じ、近傍において近地項の影響が大きい強震記録が得られた。正断層成分を含む右横ずれ断層運動であったことから、断層走向平行成分および上下動成分に大きい地動変位が観測され、卓越周期 3 秒の長周期速度大パルス波となった。大パルス波に反応する大規模構造物は震源域になかったものの、大都市に林立する超高層ビルなどには大きいインパクトを与えたと考えられた。このパルス波生成には震源断層の浅部の運動が大きく寄与していることから、そのすべり時間関数を ad hoc に与え、観測波形を説明することのできるモデルが提案された。また同様の地表地震断層を伴う地震記録の解析による浅部すべり時間関数の特性化が今後進んでいく必要がある。

4. 地盤構造モデル

前節までは強震動予測のための震源断層モデルについて述べてきたが、強震動の正確な予測には地下構造モデルとセットで議論していく必要がある。強震動研究分野における標準的な用語として、地殻上部の地震発生層に対応する地震基盤（地殻最上部の S 波速度約 3km/s の層）上面より地表までを地盤構造と呼び、地震基盤上面より工学的基盤（地震基盤より浅い S 波速度 300~700m/s の層）上面までを深部地盤、工学的基盤面から地表までを浅部地盤と呼ぶこととする。

前章で強震動研究は、地震動が震源と地下構造（グリーン関数）のたたみ込み積分で表される表現定理を実体化した研究であるといったことを書いた。地震記録から震源情報、地下構造情報の両方を求めることができればよいのだが、多数の強震観測点が設置されているけれども、まだ観測量が不足していることから、さまざまな仮定をおいて解析が行われる。たとえば、発生した大地震の震源断層すべりの時空間分布を求めるためには、地下構造（グリーン関数）は既知として解析をす

る。仮定した地下構造モデルの精度が低いと、その影響は震源断層モデルの推定に影響を及ぼし、場合によっては正しくないモデルが得られる可能性もある。

ここですこし横に逸れるが、地震動増幅に寄与する地下構造はどこか、考えてみたい。今、地殻内地震を考えると、震源断層は、地震基盤内にある。地殻上部の花崗岩層なので、地震波が生成される媒質はざっとS波速度3.2km/s、密度2.7t/m³である。地震の主要動を司るS波の振幅は、ざっくり、伝わっていく媒質の音響インピーダンスの逆数に比例する。媒質の音響インピーダンスは速度×密度で与えられる。では、地震の震源がある地殻上部と強震動予測したいわれわれが社会を営んでいる地表の音響インピーダンスはそれぞれどれほどで、その比（の逆数）はどのくらいだろうか。

地震基盤の音響インピーダンスは3.2×2.7=8.64ということになる。地表に工学的基盤が露出していたとすれば、先に示したとおり、S波速度は0.3~0.7km/sである。密度は1.8t/m³程度であろうか。そうすると、音響インピーダンスは0.54~1.26となり、地震基盤層のそれとの比（の逆数）は7~15となる。浅部地盤ではさらに遅いS波速度0.1km/sといった場所もあるため、これらの地盤構造により場所によっては音響インピーダンス比（の逆数）が50とか、つまり数十倍の増幅をするということだ。もちろん地震波は音波と同様、距離が離れると振幅が小さくなる距離減衰があるのだが、地表観測点近傍のわずか1~数kmの地盤構造によって大きく増幅される可能性がある。

地震本部では、全国地震動予測地図の作成のために全国規模の地盤構造モデルの整備を行った。全国をカバーするために、約1kmメッシュでの深部地盤構造モデル（均質速度で構成される多層構造の3次元地盤構造モデル）の構築を進めるとともに、地震動増幅を見積もるため浅部地盤については、全国をカバーしている微地形区分データ、微地形区分とAVS30^{注2)}の関係、AVS30と

地震動増幅や震度増分の関係により微地形区分情報と震度増分情報の関係を用いて、工学的基盤面相当の予測地震動にその震度増分を加えて地表での震度を求めている。深部地盤構造モデルや浅部地盤構造モデル（表層地盤増幅率）はJ-SHISによって公開され（防災科学技術研究所、2009）、地震本部の全国地震動予測地図や各自治体等の地震被害想定のための強震動予測に活用されている。

この地盤構造モデルとは別に、2003年十勝沖地震において苫小牧の石油コンビナートが発生した長周期地震動によりスロッシング被害を起こしたことをきっかけに、南海トラフの巨大地震、宮城沖地震、相模トラフの巨大地震に対する、仙台、関東、濃尾、大阪平野等を襲う長周期地震動の評価のため、プレート形状を含む深部地盤構造モデルとして全国一次地下構造モデル（JIVSM, Koketsu *et al.*, 2012）も構築された。J-SHISモデルやJIVSMは、これまでにさまざまな研究プロジェクト等で実施された屈折法・反射法探査、重力探査情報、アレイ微動探査、ボーリングデータ等、多くの地球物理学的、地質学的情報をもとに構築された地下構造モデルである。特に、Aki（1957）の空間自己相関法に端を発する、波浪などの自然現象あるいは人間活動によって生成されている微動を観測点間距離数mから数kmの地震計アレイで観測を行い、表面波と考えられる伝播波動の分散曲線から地下のS波速度構造を推定する方法（たとえばOkada, 2003）は、地震基盤面から地表までの情報を精度良く得ることができ、地震動予測に必要なS波速度構造推定に広く利用されている。

これらの地盤速度構造モデルは、構築時にも、地震動シミュレーション等の観測強震記録を用いての検証ののち、公開されている。一方、モデル構築時には空間的に多寡のある探査情報を内・外挿して用いているため、情報の少ないところは確度が低いモデルとなるため、観測地震動の震動特性の評価や、上述のような地震動シミュレーションを新たな地震記録に対して適用することで、地盤構造モデルのパフォーマンスの検証やモデルの

改善につなげる研究が進められるし、モデルの信頼度の向上は地震動予測の信頼性向上に直結する。ここにも全国展開された強震観測網の波形データが広く活用されている。

地震本部では、深部地盤構造モデルも、モデル構築後に実施された地震関係の研究プロジェクトの成果を踏まえてモデルの更新を進めている。また、地下構造モデル構築を実施したことにより得られた作成の指針を、震源モデルのレシピ同様、「地下構造モデル作成の考え方」として公表している（地震調査委員会、2017）。

さらに、浅部地盤については、全国をカバーすることが必要であったことから微地形区分等に基づいた評価をしていたが、浅部地盤構造についても深部地盤構造と同様の物性値（速度値）を与えるモデル化を進めてきている。浅部地盤のS波速度構造のモデル化には、観測点間隔10m程度までの極小アレイ微動探査を面的に実施したデータとボーリングデータを統合解析するとともに、その地域の深部地盤構造モデルとの接続も微動アレイデータなどと整合するように行い、地表から地震基盤面まで多層で構成される浅部・深部統合地盤モデルを構築した。これを行うためには、可能なかぎりのボーリングデータ資料の収集と、極小アレイ微動探査を多数実施する必要があるため、現時点までは、関東地方および東海地方の浅部・深部統合地盤モデルを構築したところだが、今後の全国展開に期待する（地震調査委員会、2023）。研究するわれわれも、これらの地盤構造モデルを頼りに地震動研究をすすめる一方で、地盤構造モデルが完全に真、ということではないことを理解して、モデルの高度化を進めていくことが研究コミュニティの活性化にもつながると考えている。

5. 2024年能登半島地震

2020年末より能登半島北東端の珠洲市において群発地震活動が活発となり、ときどき有感地震

情報が流れていたが、2022年6月19日にそれまでの地震活動の中でM5.4の地震が起き、珠洲市正院町正院の震度計（K-NET正院ISK002）で6弱を観測し、建物や塀の一部損壊や鳥居が崩壊するといった地震被害が起きた。この波形を見てみると、速度波形で卓越周期約1秒の波が見えていた。地質地形図、ボーリング情報等を見ていると、2007年能登半島地震の震度6強を記録した穴水（ISK005）での地震動や穴水中心地での被害と重なった（浅野ほか、2009；Iwata *et al.*, 2008）。珠洲市は、1993年能登半島沖地震（M6.6）の地震で多くの地震被害を受けていた（土質工学会・1993年地震災害調査委員会、1994）。土質工学会らによる調査では、珠洲市の中心市街地で単点微動観測を行い、基盤とその上の層（ここでは浅部地盤構造に対応）の速度コントラストが強い場合は、地盤の卓越周期にはほぼ対応する、微動HVスペクトル比（水平動成分と上下動成分の振幅スペクトルの比をとったもの）の卓越周期が0.5~2秒の地域であることが判明した。また、卓越周期は空間的に不均質に分布し、特に市街地内の川沿いで卓越周期が長い傾向にあり、それと被害分布が対応していることが指摘されていた。また海岸沿いの埋立地や河川沿いの地盤の悪い地域での液状化被害も指摘されていた。

われわれは、地震活動の活発化と震度6弱の生成解明のため、2022年8月にISK002付近で浅部地盤構造調査としてアレイ微動調査を行った。ボーリング資料なども用いて解析した結果、この地域の工学的基盤にあたるのは珪藻泥岩層でS波速度0.6km/s程度の工学的基盤としては大きめの速度層であるとの結論を得た。また、この層の上に、沖積地盤が20m前後堆積しており、そのS波速度は0.1~0.2km/sと遅く、この浅部地盤で約1秒の揺れが卓越することをつきとめた（岩田ほか、2022）。

能登半島北部の地震活動はその後、2023年5月5日に、M6.5の地震が起き、ISK002では震度6強を観測して建物倒壊を含む被害が生じた。こ

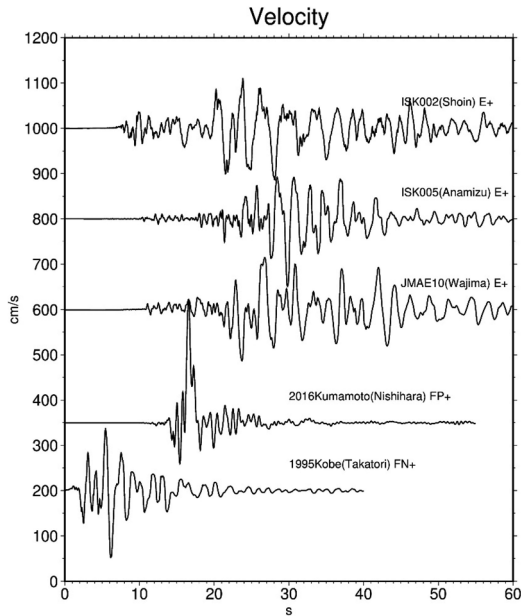


図 3 被害地震の強震動速度波形の比較. 上から, 2024年能登半島地震の珠洲市正院 (ISK002), 穴水町 (ISK005), 輪島市鳳至町 (JMAE10), 2016年熊本地震 M7.3 の西原村 (断層平行成分), 1995年兵庫県南部地震の JR 鷹取 (断層直交成分). 能登半島地震はすべて東西成分

の地震により, それまでの地震活動が, ほぼ陸域下の深さ 10~15km 程度であったものが, 半島北側の海底下の浅い地震活動もはじまった. このため, 能登半島北岸沖にある活断層への影響が心配されていたところ, 2024年1月1日に能登半島地震 M7.6 が発生した. この地震により, 奥能登地域を中心に能登半島全域が強い揺れに見舞われ, 甚大な地震災害, 地盤災害, 津波災害等を引き起こすこととなった. 能登半島地震の被害はさまざまであるが, ここでは強震観測記録に基づいてこの地震の強震動特性を概観し, 強震動研究で解決すべきテーマについて述べることにする.

全国展開されている強震観測網の充実によって, 甚大被害を起こした地域あるいはその近傍において, 強震記録が得られた. 珠洲市正院町正院 (ISK002), 輪島市鳳至町の気象庁観測点 (JMAE10), そして 2007年能登半島沖地震でも被害が大

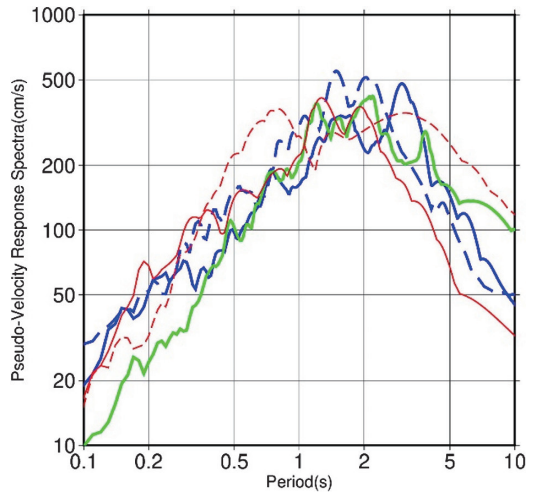


図 4 図 3 の各記録に対応する擬似速度応答スペクトル (5%, RotD100) の比較. ISK002: 青実線, ISK005: 青破線, JMAE10: 緑実線, 西原村: 赤破線, JR 鷹取: 赤実線

きかった穴水町穴水 (ISK005) がそれにあたる. これらの観測点の速度波形を, 1995年兵庫県南部地震の JR 鷹取, 2016年熊本地震の西原村の記録と並べてみる (図 3). 能登半島地震の 3 地点の記録は, JR 鷹取や西原村の記録に比べて, 最大速度値は小さいものの, 大きく揺れている継続時間が長いことがわかる. JR 鷹取, 西原村は強烈な揺れはせいぜい 10 秒程度であるが, 能登の記録はどれも 30 秒を超えている. 図 4 に 5% 擬似速度応答スペクトル (RotD100) の比較を示す. 一般構造物に厳しい周期帯である周期 1~3 秒をみると, 一般構造物に大被害をもたらした JR 鷹取, 周期 3 秒の長周期速度パルスの西原村に匹敵, あるいはそれを超えるような地震動であったことがわかる.

2024年能登半島地震の場合, これらの大被害を生じた地域の観測点 (図 3 に示した 3 地点) には, 近傍に相対的に被害が小さい地域の強震観測点もあった. 正院 (ISK002) は, 約 6km 東の珠洲市三崎町に気象庁観測点 (JMACCA) が, 輪島は 1.5km くらい東の河井町に K-NET 輪島 (ISK003) が, 穴水は, 南約 0.7km の穴水町大町に同

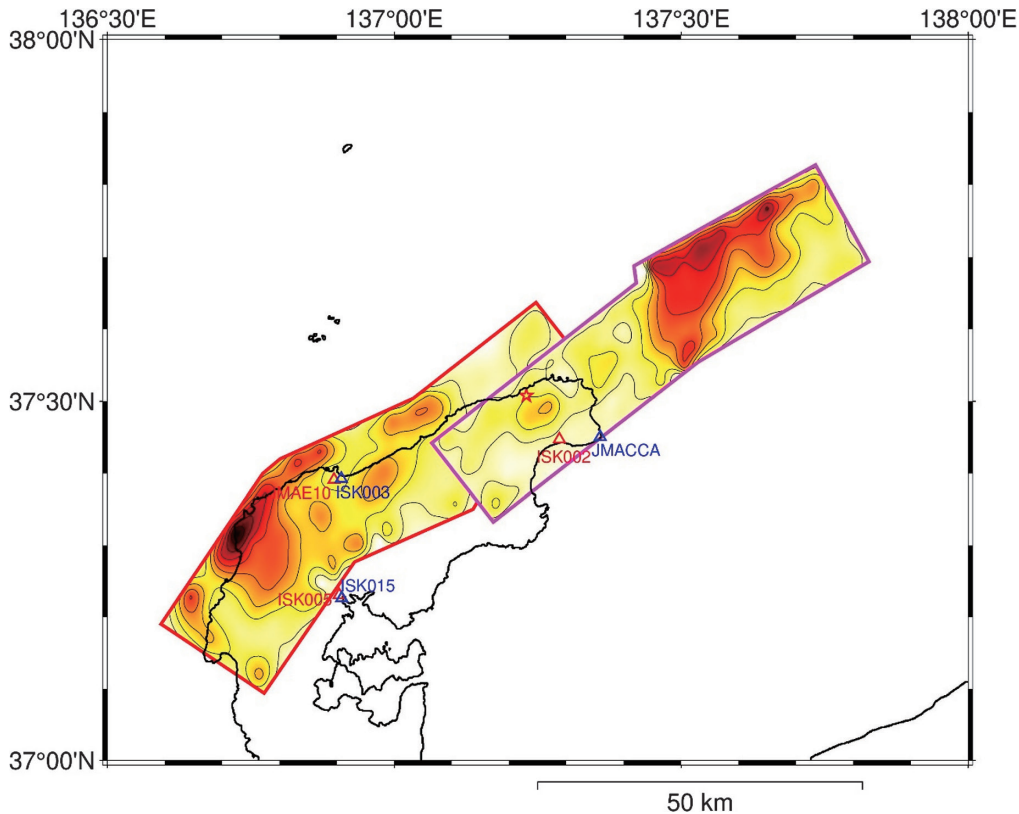


図5 図6で示す奥能登強震観測点の位置. 浅野・岩田(2024)による2024年能登半島地震の震源断層位置とすべり分布を重ね書きした. 断層面は南東傾斜の逆断層で, 南西の断層面(赤色枠)は北東の断層面(マゼンタ色枠)の下側にある. ☆は破壊開始点の位置で, 南西に広がる断層面上にある

じく K-NET (ISK015) がある. 図5にはこれらの観測点位置を, 強震記録を用いた震源断層モデルの最終すべり分布(浅野・岩田, 2024)を地図に表したものの上に重ね書きしてある. この地図のサイズだと, 輪島と穴水の近傍観測点はマークが重なってしまうくらい近い. 図3に見られるようにこの奥能登が長く強い揺れに見舞われたのは, 震源の影響として, この地域, 3地点が震源断層の上盤側に位置していたことにより, 広い震源断層から長い時間射出されている地震波に見舞われたからと考えられる.

図6に強震記録の得られている近接観測点3ペアの記録を並べてみる. 地図にみられる震源断層と各観測点の位置関係から, 各近傍ペアの観測点

への震源の影響はほぼ共通と見ることができる. それぞれ近傍ペアの観測点の波形を見ると, 輪島と穴水のペアでは, 震動継続時間はそれぞれ似通っているものの, JMAE10はISK003に比して(図6a), ISK005はISK015に比して(図6b)それぞれ2倍以上の振幅を持つ揺れであったことがわかる. 正院はさらに差が大きく, JMACCAに比べてISK002は何倍も大きく揺れている(図6c). 観測点ペアが近いことから, まずこれらの観測点ペアの違いの原因が浅部地盤にあると考えてみる. J-SHIS(防災科学技術研究所, 2009)では微地形区分などから得られる浅部地盤の増幅度を7ランクに分けていて, 1ランク違うと増幅率が2割程度違う表現を使っている. このモデルによる

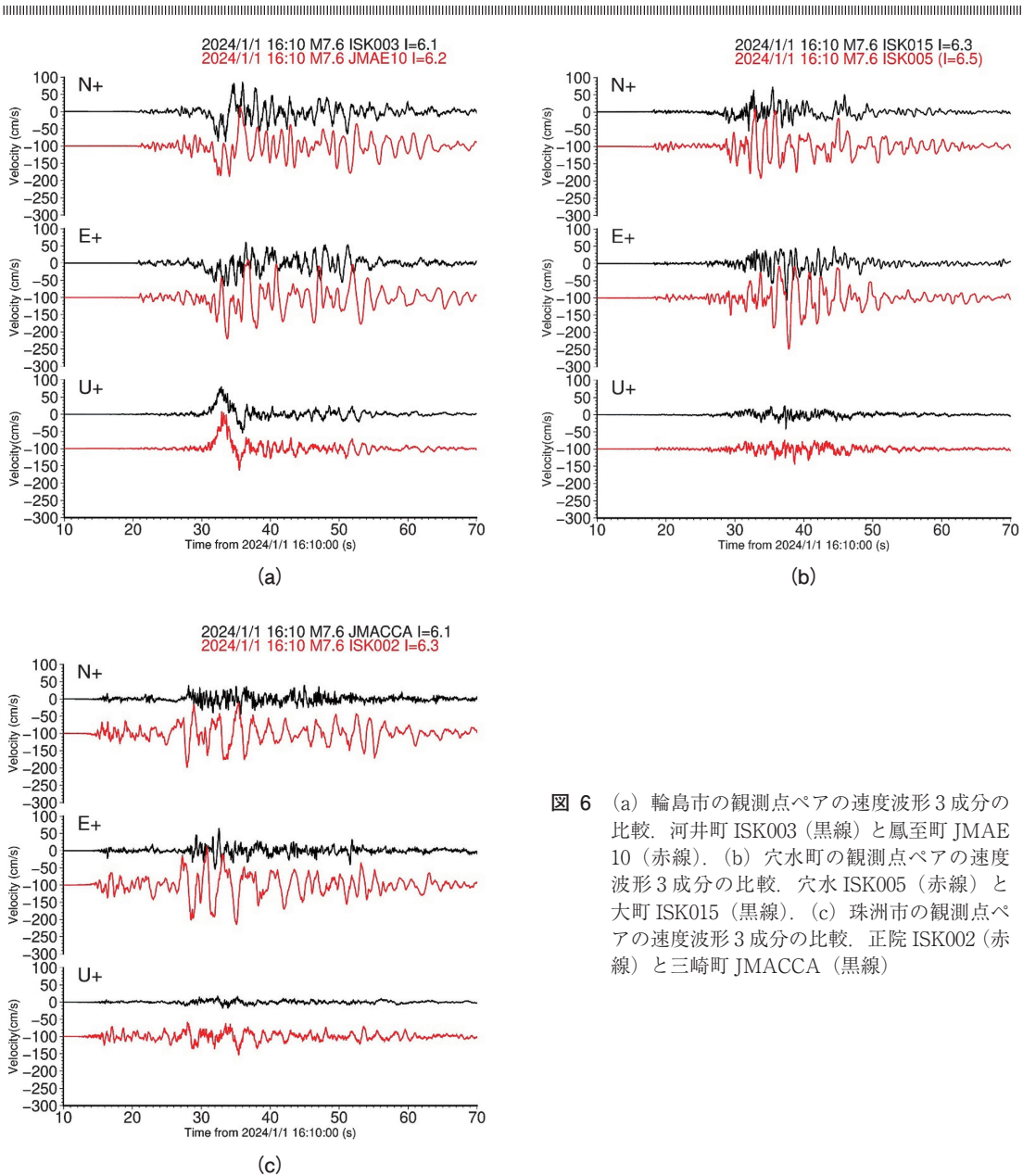


図 6 (a) 輪島市の観測点ペアの速度波形 3 成分の比較. 河井町 ISK003 (黒線) と 鳳至町 JMAE10 (赤線). (b) 穴水町の観測点ペアの速度波形 3 成分の比較. 穴水 ISK005 (赤線) と 大町 ISK015 (黒線). (c) 珠洲市の観測点ペアの速度波形 3 成分の比較. 正院 ISK002 (赤線) と 三崎町 JMCCA (黒線)

250 m メッシュでの各観測点ペアの増幅率の差を見ると、輪島は 1 ランク違い、穴水は同じランク、珠洲は 2 ランク違いとまちまちであるが、記録に見られる観測点ペアの波形振幅の違いは、この経験的な浅部地盤の影響だけでは定量的には説明できなさそうだ。つまり、これらの地震動特性の解明には、岩田ほか (2022) が珠洲で行った詳細な

浅部速度構造の定量的な評価、深部地盤も含む 3 次元的な地盤構造の影響、さらにはここまで詳しく取り上げてこなかったが強震時の表層地盤の非線形応答の影響も考慮した定量的評価が必要と考えられる。

なお、浅野ほか (2009) では、2007 年能登半島沖地震で大被害が発生した穴水町主要部におい

て、100m 間隔での単点微動観測を実施し、1km×2km 程度の広がりをもった沖積層平地部において、微動 HV スペクトル比のピーク周期が空間的に不均質であり、ピーク周期 1 秒程度のところで大被害が発生していることを指摘した。ISK005 はその中にある一方、ISK015 のあたりのピーク周期は短周期で、ISK015 は相対的に揺れていないという今回の揺れの差にも現れている。このことは、穴水、そして輪島や珠洲も同様に見えるが、日本の沿岸域で海に面した差し渡しが数 km にも満たないような、河川が作った平地が数多くある。その地盤震動特性をより有効に見積もるためには、その沖積層が一般構造物に厳しい周期 1~2 秒の強震動を増幅するような特徴を持つのであれば、空間的にもっと詳細な情報が必要であることを物語っていることになる。

6. おわりに

1995 年兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）後に整備された全国規模の強震観測網が構築されたことにより、被害地震の揺れを数多く観測し、そこからさまざまな強震動の実態解明が進められた。そこから得られた震源特性や地盤構造の情報をもとに、将来起きる大地震の強震動を予測する方法論プロトタイプが確立され、地震被害想定のための強震動予測等に広く利用されるとともに、発生した被害地震による強震観測網の実記録を用いた方法論の検証と高度化が進められてきた。同時に地震本部による全国地震動予測地図の作成に関係した、この間の地震本部の活動についても記載させていただいた。2024 年能登半島地震においては、強震観測網によって得られた被害の多寡を左右する記録が得られ、今後、これらの強震動の生成過程の解明が進むことにより得られる新たな知見を将来予測に活かす研究が進められることを期待している。

謝辞

本誌編集長の加藤照之博士には、本稿執筆の機会および有益なコメントをいただきました。深く感謝申し上げます。防災科学技術研究所 K-NET、気象庁震度計ネットワーク、熊本県自治体震度情報ネットワーク、JR 総合技術研究所の地震記録を利用しました。観測網の維持に関わられている関係各位に記して感謝致します。

最後になりますが、一連の能登半島地震により犠牲となられた方々に心より追悼の意を表し、被災された方々の一刻も早い復旧、復興をお祈りいたします。

参考文献

- Aki, K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456. doi:10.15083/0000033938
- 浅野公之ほか. 2009. 地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤震動特性. *地震第 2 輯*, **62**, 121-135. doi:10.4294/zisin.62.121
- 浅野公之・岩田知孝. 2024. 強震波形による 2024 年能登半島地震の震源破壊過程. *日本地球惑星科学連合 2024 年大会*, U15-P20.
- 土質工学会・1993 年地震災害調査委員会. 1994. 1993 年釧路沖地震・能登半島沖地震災害調査報告書, 404 pp.
- 防災科学技術研究所. 2009. J-SHIS 地震ハザードステーション. <https://www.j-shis.bosai.go.jp/> (2024 年 10 月 9 日参照)
- 藤本一雄・翠川三郎. 2006. 近接観測点ペアの強震観測記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係. *日本地震工学会論文集*, **6 (1)**, 11-22. doi:10.5610/jaee.6.11
- Irikura, K. *et al.* 1996. Lesson from the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake: Why were such destructive motions generated to buildings ?. *J. Nat. Disas. Sci.*, **18**, 99-127.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵. 2001. シナリオ地震の強震動予測. *地学雑誌*, 特集号「地震災害を考える—予測と対策」, **110**, 849-875. doi:10.5026/jgeography.110.6_849

- Irikura, K. and Miyake, H. 2011. Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 85-104. doi:10.1007/s00024-010-0150-9
- Iwata, T. *et al.* 2008. Non-linear site response characteristics of K-NET ISK005 station and relation to the earthquake disaster during the 2007 Noto-Hanto earthquake, central Japan. *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. 01-1026.
- 岩田知孝ほか. 2022. 2022年6月能登地方の地震によるK-NET正院(ISK002)の地震動特性と地盤構造. *日本地震学会2022年秋季大会*, S16-04.
- Kamae, K. and Irikura, K. 1998. Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 400-412. doi:10.1785/0120150206
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095. doi:10.1785/BSSA0650051073
- Kawase, H. 1996. The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/rayleigh waves. *Seismol. Res. Lett.*, **67**(5), 25-34. doi:10.1785/gssrl.67.5.25
- Koketsu, K. *et al.* 2012. Japan integrated velocity structure model version 1. *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, Paper No. 1773.
- Miyake, H. *et al.* 2003. Source characterization for broadband ground-motion simulation, Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 2531-2545. doi:10.1785/0120020183
- Miyakoshi, K. *et al.* 2020. Scaling relationships of source parameters of inland crustal earthquakes in tectonically active regions. *Pure Appl. Geophys.*, **177**, 1917-1929. doi:10.1007/s00024-019-02160-0
- Okada, H. 2003. The microtremor survey method (Geophysical Monograph Series 12). Society of exploration geophysics, 135 pp.
- Pitarka, A. *et al.* 1998. Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 428-440. doi:10.1785/BSSA0880020428
- Sekiguchi, H. *et al.* 1996. Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records. *J. Phys. Earth*, **44**, 473-487. doi:10.4294/jpe1952.44.473
- Somerville, P.G. *et al.* 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59-80. doi:10.1785/gssrl.70.1.59
- 地震調査委員会. 2017. 地下構造モデルの考え方. https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/ (2024年10月9日参照)
- 地震調査委員会. 2023. 地下構造モデル. https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/ (2024年10月9日参照)

注釈

注1) 震度7: 気象庁の定める震度階級のうち最大のもので、1948年福井地震を契機に家屋倒壊が30%以上に及び、山くずれ、地割れ、断層などを生じると定められた。1995年兵庫県南部地震で現地調査により震度7の領域が定められた。1996年震度階級改正により、地動加速度記録をフィルター等を行って求めた計測震度(震度計)から、震度が公表されることとなった。1996年までは、震度が被害の様子を記述していたものから、計測震度の導入により、地動強さの指標となっている。

注2) AVS30: 地表から深さ30mまでの平均S波速度。工学的基盤面からの地震動の増幅率と相関があることが調べられていて(たとえば藤本・翠川, 2006), AVS30を与えることで、地盤増幅率が算出できる。AVS30が小さい場所ほど揺れやすい。

岩田知孝

[いわた ともたか]

現職 京都大学名誉教授

略歴 京都大学理学部卒業、京都大学大学院理学研究科博士課程修了(京都大学理学博士)。日本学術振興会特別研究員、京都大学防災研究所助手、京都大学防災研究所教授。2024年3月定年退職

研究分野 強震動地震学

地震資料を残し学ぶためのデジタルコンテンツ

近年、VR (Virtual Reality ; 仮想現実) や AR (Augmented Reality ; 拡張現実) といったデジタル技術の普及が加速している。博物館は資料や標本を展示し、実際に間近で見ってもらうことを重要視するが、デジタル技術を活用した新しい展示も求められている。本稿では、国立科学博物館 (以下、科博) が所蔵する地震資料を活用したデジタルコンテンツについて紹介する。

2020年以降のコロナ禍において、博物館等の施設が閉館や入場制限を余儀なくされたなか、科博は常設展示を360度高画質で撮影し、だれでもいつでもどこでも見てもらえるように、3Dビュー+VR映像「おうちで体験! かはくVR」¹⁾ をウェブサイトで公開した (中島, 2023)。パソコンやスマートフォンなどで見ることができるほか、VR専用ゴーグルを用いればあたかも博物館にいるかのような没入感を味わうことができる。常設展示している地震資料としては、ジョン・ミルンや大森房吉、今村明恒らが考案した明治～昭和頃まで活躍した歴史的に貴重な地震計を見ることができる。

「かはくVR」では、関東に甚大な被害をもたらした関東大震災から100年をテーマとして2023年に開催した企画展「震災からのあゆみ—未来へつなげる科学技術—」^{1,2)} も公開している (図1)。この企画展では、災害を自分事として考え後世に伝え残していけるよう、実物資料の展示に加えて、デジタルツイン (現実のデータを双子のように仮想空間上で再現する技術) や AI (Artificial Intelligence ; 人工知能) など最新の技術によってコンテンツを制作し、「災害を伝える」、「災害を残す」ことを試みた (室谷, 2024)。たとえば、現在の3D地図に避難者の行動や社会の動向、被災地の航空写真 (図2) を重ねたコンテンツからは、よく知っている現在の街が震災時はどのような様子だったのかを知ることができ、AI技術を活用してモノクロをカラー化した被災写真からは被害の様子がよ

り鮮明に伝わり、どこか遠い出来事に思えた震災がより身近に感じることができるようになった。さらに関東地震だけでなく、8Kを超える高解像度で撮影した歴史災害の絵図をデジタル空間上のミュージアムで展示し、自由に閲覧・拡大したり、史料に書かれた文章やその解説をAIによる合成音声で聞いたりできる「災害の記憶デジタルミュージアム」や、静的だった絵に炎や人が動くなどの動的要素を加えて表現する技術を採用したアニメーションも展示した。これまでよく分からないと避けてしまいがちであった史料が、被害の状況など何かが書かれているか分かるようになり、より関心や興味を惹き付けられるコンテンツとなった。以上のコンテンツは、「かはくVR」内のリンクから見ることができる。

「かはくVR」はデジタルコンテンツなので、実際に展示しきれなかった資料や情報を随時追加することができる。関東大震災の「かはくVR」公開後もデータを追加しており、進化する展示となっている。ぜひ一度、ご覧いただきたい。

科博が所蔵する地震資料は、写真や錦絵、絵画も多い。すべてではないが、これらをデジタル画像にし、1889年熊本地震や1891年濃尾地震、1923年関東地震などの被害写真は「国立科学博物館地震資料室」³⁾、1855年安政江戸地震のなまず絵は「科博IIFデータセット」⁴⁾、ジョン・ミルンの肖像画や1914年桜島噴火、1923年関東地震の油彩画は「標本・資料統合データベース」⁵⁾に掲載しており、展示や教育、報道・テレビ等に活用していただいている。

その他、科博の取り組みとして所蔵資料の3Dデータ化も進んでいる。ジョン・ミルンが考案した水平振り地震計は、由来がはっきりした現存する日本最古の地震計として重要文化財に指定されているが、3Dスキャンとフォトグラメトリによって3Dデータを作成し、3Dデータ共有ウェブサイト「Sketchfab」⁶⁾で公開して

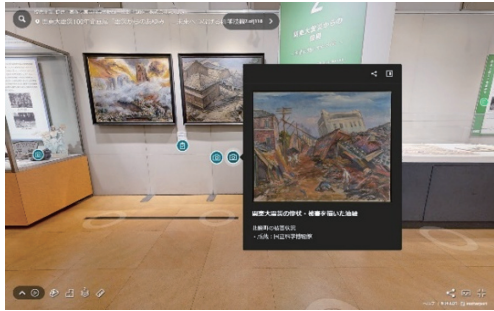


図 1 「かはくVR」上の関東大震災 100 年企画展の展示風景と後日追加した資料データ（黒枠部分）



図 2 隅田川河口付近。パソコンやモニター上では現在の 3D 地図（上）に被災後の航空写真（下）が重なるように表示され、街の変化を感じることができる

いる。普段はガラスケースに収めて展示しているため、手前側しか見ることができない。3D データは 360 度いろいろな角度から見ることができ、スマホなどを用いて目の前に地震計があるかのような AR 体験や、地震計の挙動をパソコン上で解析したりすることも可能である。今後も貴重な地震計の 3D データ化を進め、いずれは 3D データからレプリカを制作し、実物は温湿度環境のよい収蔵庫に保管して永く残して

いきたい。

日本には、災害に関する歴史的な資料が長く残されてきており、過去の災害が今に伝わっている。さらに後世に伝えるためには、どのように残し、普及していけばよいかを継続して検討していく必要がある。自分事として捉えやすいデジタルコンテンツの活用は、今後ますます重要になると思われる。デジタルミュージアム上で災害ごとや地域ごとに絵図や資料を展示することができれば、実際に展示することなくさまざまなところで多くの方が活用、共有することができ、身近な災害の伝承や防災教育に繋がると思われる。

最後に、これらのデジタルコンテンツは多くの方々にご協力いただき作成・公開できたものであり、ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

- 室谷智子. 2024. 博物館で災害をどう伝え、どう残すか：関東大震災を例に. デジタルアーカイブ学会誌, 8 (1), 11-14.
- 中島 徹. 2023. 『かはくVR』の開発の経緯とさまざまな活用, 3DVR 技術で展示をアーカイブすることの意味. デジタルアーカイブ学会誌, 7(2), 86-89.

国立科学博物館 Web コンテンツ

- 1) おうちで体験！かはくVR. <https://www.kahaku.go.jp/VR/>
- 2) 関東大震災 100 年企画展「震災からのあゆみ—未来へつなげる科学技術—」. <https://www.kahaku.go.jp/event/2023/09earthquake/>
- 3) 国立科学博物館地震資料室. https://www.kahaku.go.jp/research/db/science_engineering/namazu/index.html
- 4) 科博 IIIIF データセット. <https://iiif.kahaku.go.jp/list/>
- 5) 標本・資料統合データベース. <https://db.kahaku.go.jp/webmuseum/>
- 6) ミルン水平振り地震計の 3D データ. <https://skfb.ly/oUzvD>
(室谷智子：国立科学博物館理工学研究部 研究主幹)

● 失敗を乗り越え、 強靱化へのメッセージ

濱田政則 著

地震災害軽減への歩み

評者 當麻純一

地震に対して安全・安心な社会構築に向けて、著者は土木構造物・地盤の耐震設計法や耐震補強法の研究開発をリードされてきた。その半世紀以上の経験をもとに本書を以下のように構成している。

- 第1章 阪神・淡路大震災
- 第2章 東日本大震災
- 第3章 大地は動く
- 第4章 地震によって沈んだ島
- 第5章 自然災害の軽減に向けて
- 第6章 臨海部産業施設の耐震対策
- 第7章 自然災害軽減のための国際協力
- 第8章 自然災害軽減への学協会の役割

それぞれが大きなテーマであるが、本書では著者の体験と思いが読み物としてこの小冊子に描かれていて、専門家以外にもよく伝わるようその語り口は平易である。それは、「今後、防災分野で活動される若い研究者と学生に、何か示唆のようなものを与えることができれば」（著者あとがき）という願いに他ならない。冒頭、二度の失敗を著者は振り返る。

阪神・淡路大震災では高架橋の倒壊をあげて、これを自身専門の耐震工学の失敗としている。兵庫県南部地震で発生したような強地震動に対する耐震設計法を開発普及させてこなかったことを悔やんでいる。これを契機に、同じような被害を二度と起こさないよう、土木学会をベースに断層近傍の強地震動に対する土木構造物の設計法の開発を主導された。その経緯や設計法の概略が描かれている（第1章）。今では土木関係の多くの設計基準にその思想と方法論が活かされているのは関係者の知るところである。

東日本大震災では津波災害をあげて、なぜ、その7年前にインド洋で発生したような災害がわが国でも起こりうることを予見し、対策の緊急性を訴えてこなかったのかと著者は悔やむ。実際、著者はインド洋大津波の学会

調査団の一員として地震発生2カ月後に現地を訪れ、復興計画策定を支援したのみならず、帰国後、「国境なき技術団・日本」を設立して日本の技術を活用した支援をしてきている。こうして世界の地震災害軽減に尽力してきているにもかかわらず、警鐘を鳴らさないまま足元で大災害が起こってしまったことへの反省である。再びこのような災害を繰り返さないために、「耐津波学の構築」と、それに基づいた6項目の津波対策の推進を提唱している（第2章）。

著者はかねてライフワークとして地盤の液状化とそれに伴う側方流動の課題に取り組んできた。研究の発端は昭和58年日本海中部地震でのガス管の被害と地盤変位との関係の究明であったとしている。興味深いのは、当時その研究報告に土木学会の委員会では疑心暗鬼で、「地盤が動く」ことをなかなか理解してもらえなかったというくだりである。しかし、むしろそれをばねとしてか、粘り強く研究を進め、日米共同研究への展開や、側方流動防止対策としての新しい工法の実現に至った。これらはのちに、国土強靱化政策の一環として臨海部産業施設の耐震化に結実した。その経緯が生き生きと描かれている。（第3章～第6章）。しかし、令和6年能登半島地震では液状化による地盤災害がまだ深刻な爪痕を現地に残している。液状化研究の進展は著しいが、成果が普及するには当事者の利害関係や費用負担の問題が立ちはだかっているということであろうか。

著者は、自然災害軽減のための国際協力（第7章）、学協会の活動（第8章）にも力を注ぎ、研究室内に留まらない旺盛な活動を読者は知ることができる。先日、ある席で著者とご一緒した際に、「今度、書評を書かせていただくことになりました」とご挨拶したところ、「あんなこと本に書いて学会に怒られるかな」と笑っておられましたが、安全・安心な社会構築に向けてアカデミアはどうあるべきか、第94代土木学会会長（2006～2007年）、日本学術会議会員（2005～2011年）をも務められた本章での氏の言葉は重い。

本書の大部分は、同じ著者による「地盤耐震工学（丸善出版 2013年1月発行）」の普及編と位置付けることができる。より詳しくは同書に接することをお勧めする。<技報堂出版、2024年1月10日、B6判、184頁、2,000円+税>

【とうま じゅんいち 地震予知総合研究振興会専務理事】

● ヨーロッパにも地震がある

ニコラス・シュラディ 著・山田和子 訳 リスボン大地震： 世界を変えた巨大災害

評者 矢島道子

私たちは地震の国に生きているけれど、ヨーロッパには地震はないと思っている。欧米人が日本に遊びにきて、地震を経験してびっくりしていると、歓迎の地震さなどという。実は、ヨーロッパにも地震はあるのだ。本書のリスボン大地震がその1つだ。2005年にプラハでINHIGEO（国際地質科学史委員会）のシンポジウムがリスボン大地震250年を記念して開催されたので、そこで評者は初めて知った。

リスボン大地震は、1755年11月1日午前9時30分過ぎに発生した。ポルトガルのリスボンを中心にした大きな被害で、津波による死者1万人を含む、2万5,000人から6万人が死亡した。推定されるマグニチュードは8.5～9.1の巨大地震であったと考えられている。震源はリスボンの西南西約200kmの海溝と推定されている。

本書エピローグに出てるように、2006年にはリスボン大地震から250年の記念会もリスボンであった。本書の原著は2008年出版で、著者は学術研究者ではないが、よく残っている記録を駆使して、よくまとめている。

本書は謝辞/目次/プロローグ/8章からなる本文/エピローグ/引用文献/参考文献/訳者あとがき/索引よりなり、本文は、

- 第一章 万聖節の日（地震・火災・津波の襲来）
- 第二章 秩序の回復（災害対応と外国からの支援）
- 第三章 被害の詳細（死者・建物・交易品・文化財）
- 第四章 ポルトガルの変遷（紀元前から大航海時代まで）
- 第五章 名ばかりの黄金時代（帝国の病理と異端審問）
- 第六章 説教師と哲学者（地震の原因をめぐる大論争）
- 第七章 不死鳥のごとく（リスボン再建計画）
- 第八章 啓蒙主義と独裁（カルヴァーリオの両極性）

すべての聖人を記念する祝日である万聖節に地震が起きたのだ。ここから第一章が始まる。まるで見てきたかのように大惨事の記述が進む。リスボンもまず地震動で破壊され、紅蓮の炎に焼かれ、三度の津波に襲われた。川に浮かぶ船に逃げた人はみな助からなかった。

本書の主役は国務大臣カルヴァーリオ（ボンバル公爵）である。第二章では「死者を埋葬し、生存者に食料を届ける」ことから始めて、リスボンの再建に活躍する。無法状態を多くの絞首台の設置、処刑で乗り切ろうとする。外国からの支援もあったことが報告されている。

第三章では、被害の詳細が記述されている。リスボンは欧州各国の交流の地だったから、ポルトガル人以外の人々が多くの資料が残している。経済的な被害がとても大きいことがよくわかる。

第四章でポルトガルの歴史の概説があり、つづいて、第五章ではポルトガルはブラジルを植民地とし、大量の金ででて繁栄したが、繁栄を支えたのは、強烈な異端審問かもしれないと述べる。そして、リスボン大地震は富とともに、異端審問の負の遺産も崩壊させたとしている。

第六章では、大惨事を知ったフランスの啓蒙思想家（哲学者）ヴォルテールは『カンディード』を書いて、ポープが唱えるような「いかなることであろうとも、それは正しい」という最善説を批判する。なにしろ18世紀なのだ、現代的な地震の科学的研究など何もなかったが、少しずつ科学的思考が目覚めていく。説教師としてイエズス会のマラグリダ神父が登場する。カルヴァーリオにとっては復興の邪魔になる人。排除しようとするがうまくいかない。それでもカルヴァーリオは“ボンバル調査”（今日の地震学者が計測機器なしの聞き取り調査を行うばあいの質問とほぼ同じような、初の地震の基本調査）をやり遂げる。第七章ではカルヴァーリオのリスボン復興計画が進んでいくさまを書いている。カルヴァーリオは異端審問に支えられている古い遅れたポルトガルの体制からなんとしても脱したいと思っている。第八章でついにマラグリダ神父を排除するが、最後にはカルヴァーリオ自身も排除される。

本書全体は、どちらかというと、地震学の進歩よりも、歴史好きな読者を対象としているように思える。リスボン大地震は近代科学の扉を開いたとされ、国家が直後の対応と復興に責任を持った最初の近代的災害ともいわれ、ヨーロッパ社会に多岐に影響を与え新しい科学や技術の数々を誕生させた。欧米がリスボン大地震の教訓を大切に保存している姿勢がよく見える。翻って、多くの地震を経験してきた日本はその経験をきちんと蓄積しているだろうか、本書はそう訴えているように思う。

＜白水社、紙版 2023年8月、四六判、288頁、3,800円＋税；
電子版 2024年1月、3,420円＋税＞

〔やじま みちこ 東京都立大学非常勤講師〕

● 北但馬地震と北丹後地震の最新の被害分析

大邑潤三 著

地震被害のマルチスケール要因分析

評者 林 能成

地震の被害は、地震そのものの大小、震源断層からの距離、地盤条件といった自然的要因と、住家の構造、火災の発生しやすさ、円滑な救助体制などの社会的要因が複雑に絡み合って発生する。その地震被害を研究する学問は、地質学、地理学、地震学、土木工学、建築学、社会学、心理学など多分野にまたがり、各分野の中での細分化も進んでいる。

1995年阪神・淡路大震災のあと、日本では被害が出た地震が続けて発生して多くの調査がなされてきた。海外で発生する地震も含めて現地調査がなされる機会は増えたが、地震被害の分析手法が進化して、その解明が進んでいるかという点、必ずしもそうとはいえない。被害の特徴的な部分を取り出し、それぞれの学問分野の範囲内で解釈して満足している研究も多く、地震被害の本質的な要因はむしろ見えにくくなっている感すらある。

本書のタイトルにある「マルチスケール要因分析」とは、このような地震被害調査のあり方に疑問をもった植村善博氏によって提案された分析手法である。地震被害の空間的な広がりを「20万分の1以下」「2万5千～5万分の1」「1万分の1」「2,500分の1以上」という4つの地図スケールで整理し、各スケールで支配的な要因を「地形条件」「地質・地盤条件」「震災の発生要因」で分析する仕組みである。そして広い空間スケールで被害の大小を説明できるか否かを検討し、説明が難しい場合はより小さいスケールでの詳細な分析を試みるのが基本的な流れである。小スケールでの被害集中だけに注目することをよしとせず、まずは広いスケールで「被害集中」という事象を相対的・客観的に評価することを重視する方法といえる。

本書は1925年北但馬地震、1927年北丹後地震、1830年文政京都地震という3つの地震にマルチスケール要因

分析を適用した結果をまとめたものである。いずれの地震も「建物倒壊被害と地形の関係」と「人的被害の分析」で章をわけ、分析の基礎となる被害データを丁寧に再評価して信頼性の高い数字を得ていることが特徴である。特に北但馬、北丹後の2地震は自治体による詳細な被害統計が残され、多くの研究者による現地調査の記録もある。それらデータを使った先行研究も多いことから、その研究成果のレビューにも多くのページを割いている。

マルチスケール要因分析がもっとも成功したのは北丹後地震である。震源断層からの距離で建物被害の全体的な特徴は説明でき、その傾向からはずれない場所は地盤や建物の築年数といった小スケールの特殊条件が明確である。また人的被害の点では、被害が特に大きくなった峰山地域で、木造家屋の密集、屋内住民が多い時間帯、被雇用者の高密度居住といった被害拡大要因が重層的に積み上がった状況が明らかになった。その状況は著者オリジナルのモデル図でわかりやすく示されている。

北但馬地震は北丹後地震よりも規模が小さく、地表地震断層も出現していない。建物被害は円山川の河口付近のみに集中するため、マルチスケール要因分析の成果は目立たない。しかし、人的被害の発生プロセスにおいて、城崎町における温泉集落特有の重層的な被害拡大要因と、津居山地区における被害拡大と被害縮小の両方の要因が混在する様子をモデル図で示すことに成功している。

ここまで述べてきた2地震に比べると、1830年文政京都地震についての記述は歯切れが悪い部分が目立つ。これは戸数や人口など集落の規模を示す母数となる数値の推定が江戸時代では難しいため、倒壊率、死亡率といった「被害率」の数字が得られないことが最大の理由である。マルチスケール要因分析が本領を發揮するのは、大きな被害が発生した場所の周囲も含めて幅広い被害レベルのデータが揃ったときであることが強く認識させられた。

北但馬、北丹後の2地震は、まもなく発生から100年をむかえる。これから地元を中心に、地震被害を振り返る機会が増えるだろう。本書で整理された精度の高い被害データはそのときに大いに活用されるべき有用な成果である。

<小き子社、2024年3月、A5判、232頁、4,500円+税>

[はやし よしなり 関西大学社会安全学部教授]

●新刊紹介

日経クロステック・日経アーキテクチュア・日経コンストラクション 編

検証 能登半島地震 首都直下・南海トラフ 巨大地震が今起こったら

日経BP, 紙版, 2024年4月, A4変判, 192頁, 2,700円+税
電子版, 2024年4月, 2,700円+税

佐藤 暢 著

新版 地球の科学 変動する地球とその環境〈I〉

北樹出版, 紙版, 2024年4月, B5判, 96頁, 2,200円+税

鈴木猛康 著

地域防災の実践—自然災害から国民や外国人旅行者を守るための実学—

理工図書, 紙版, 2024年4月, A5判, 232頁, 2,200円+税
電子版, 2024年4月, 2,200円+税

鎌田浩毅 著

首都直下 南海トラフ地震に備えよ

SBクリエイティブ, 紙版, 2024年4月, 新書判, 256頁, 900円+税
電子版, 2024年4月, 900円+税

大村浩司 著

新日本の遺跡 3 旧相模川橋脚 関東大震災によって蘇った中世の橋

同成社, 紙版, 2024年5月, 四六判, 138頁, 1,800円+税

巽 好幸 著

地球は生きている 地震と火山の科学

KADOKAWA, 紙版, 2024年6月, 文庫判, 240頁, 1,060円+税

電子版, 2024年6月, 1,060円+税

高橋正樹・栗田 敬・鶴川元雄・加藤央之・磯崎行雄 著

眠れなくなるほど面白い 図解 地学の話

日本文芸社, 電子版, 2024年7月, 750円+税

岩槻秀明・伊藤譲司 著

図解入門 よくわかる 最新地震・津波の基礎知識

秀和システム, 紙版, 2024年7月, A5判, 216頁, 1,600円+税

電子版, 2024年7月, 1,440円+税

鎌田浩毅 著

M9地震に備えよ 南海トラフ・九州・北海道

PHP研究所, 紙版, 2024年8月, 新書判, 296頁, 1,200円+税

電子版, 2024年8月, 1,000円+税

平田 直 著

地震を知って震災に備える

亜紀書房, 紙版, 2024年8月, 四六判, 112頁, 1,200円+税

佐藤翔輔 監修

災害伝承の大研究 命を守るために、どう伝える？

PHP研究所, 電子版, 2024年9月, 2,727円+税

ADEP情報

事務所の移転について

2024年8月1日に「つくば観測技術センター」事務所を移転しました。
新事務所：〒300-3261 茨城県つくば市花畑 3-32-13
高塚建設工業ビル 201 号室
電話 029-828-5959

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

退職

磯部 誠 地震調査研究センター 事業推進管理部長 24. 6. 15

配置換等

高橋 吉美 地震調査研究センター 事業推進管理部長（昇任）24. 7. 1
兼 本部事務局 参事

編集後記

今年は、お正月という新年を祝うはずの日に能登半島地震が発生するというたいへん衝撃的な年明けとなった。能登半島は9月にも記録的な豪雨に見舞われ、地震で脆弱となった斜面が崩壊して土砂災害が発生するなどの複合災害が発生した。また、8月8日には日向灘地震が発生し多くの被害が生じた。これらの災害で被災された方々に心よりお見舞い申し上げます。

今年の前半は能登半島地震とその関連の話題が社会的にも大きくとりあげられたが、日向灘地震の発生に際しては南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）がはじめて発表され、ふたたび地震災害に関連した新たな話題が社会を賑わせることとなった。本誌においても、南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会会長の平田 直さんに臨時情報の発表の経緯について巻頭エッセイをご執筆いただいた。この臨時情報に対する社会的な受け止め方や対応策について議論が進んでいるようである。今後も学術的な検討は続けられると思われるので、本誌においても話題

としてとりあげていきたいと考えている。

ところで、地震学にかぎらず最近の数理科学の分野における発展という意味で、急速に進展しているのが機械学習や深層学習といわれるAI（人工知能）の分野であろう。今号においても理化学研究所の平原和朗さんに地震学に関連した機械学習・深層学習の進展について基礎からの解説と今後の発展の可能性についてご執筆いただいた。今号の他の論説のいくつかにも機械学習・深層学習という言葉が出てくることから、この分野がすでに地震学の多くの場面で応用されていることには驚かされる。平原論文の最後にある“AI分野における革新的な考えが新たな地震学の創出へとつながる可能性がある”という言葉はいまや遠い将来ではなく、目前のこととして考えないといけないのであろう。

一方、これらとは多少趣が異なるが、同じデジタル技術の分野でも仮想空間の活用という分野があり、国立科学博物館の室谷智子さんには、科博でのVR（仮想現実）やAR（拡張現実）の活用が進んでいることを

紹介していただいた。これは同じデジタル技術の活用といっても専門外の方々に対する地震学の理解増進への活用であり、より広く社会に影響を与えることが望まれる技術といえよう。これら両方の技術があいまって、地震学の発展が期待できるのだろう。

と、ここまで書いてきて、ふとよい考えを思いついた。この編集後記などもAIの力を借りれば、筆者のごとき文才のない人間が四苦八苦して書くよりもよほどよい文章ができるのではないだろうか。これまでに発行されたすべての記事と編集後記を教師データとして計算機に学習させ、今号の記事を与えることにより、編集後記が自動的に作成される…。そんな時代もすぐに来るように思う。それどころか技術的にはすでに今でも可能であるに違いない。これは毎号編集後記の執筆に頭を悩ませている筆者にとってはたいへんありがたいことである。さっそく試してみたいのだが…。はたしてそんな編集後記をだれが読んでくださるだろうか？

(T.K.)

☆ 本誌は、地震予知総合研究振興会のホームページにおいて閲覧およびPDFのダウンロードができます。
☆ 「地震ジャーナル」冊子の新規配布、配送先変更、配送停止については当振興会までご連絡ください。

地震ジャーナル 第78号

2024年12月20日 発行

発行所 ☎101-0064
東京都千代田区神田猿樂町1-5-18
公益財団法人

地震予知総合研究振興会

<https://www.adep.jp>
TEL : 03-3295-1966
FAX : 03-3295-3136

発行人 金沢敏彦

編集人 加藤照之

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター

地震ジャーナル編集委員会

委員長	加藤 照之	学校法人大正大学
委員	岩崎 貴哉	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	植竹 富一	東京電力ホールディングス株式会社
委員	笠原 敬司	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	金沢 敏彦	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	後藤 和彦	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	酒井 慎一	国立大学法人東京大学大学院
委員	當麻 純一	公益財団法人地震予知総合研究振興会