

# 地震

# ジャーナル

# 77

2024年 6月

エッセイ 地震と放送—100年間の進歩と課題 ●入江さやか—	1
比抵抗構造研究の内陸地震発生科学への貢献と今後の展望 ●上嶋 誠—	2
沈み込み帯で発生するスロー地震と温度構造・脱水分布 ●吉岡祥一—	11
2023年2月6日、トルコカフラマンマラシュ地震から 考える連動型地震の起こり方 ●遠田晋次—	28
1662年日向灘地震 <small>(外所地震)</small> の新たな断層モデル構築 ●山下裕亮/伊尾木圭衣/ 加瀬善洋—	48
南海トラフ地震の連続発生確率 ●福島 洋—	60
衛星重力観測で捉えられた巨大地震数カ月前の 重力変化(解説) ●田中愛幸—	69
簡単な余震回数公式の提案～萩原幸男先生の遺稿 ●岡田義光—	80
関東大震災—町のオーラルヒストリー ●森まゆみ—	86
●書評—	92
●新刊紹介—	96
●ADEP情報—	97
囲み記事 「令和6年能登半島地震」(M7.6) 加藤照之—	44
地震計に記録された人間活動 矢部 優—	76
上田誠也先生とプレートテクトニクス 深尾良夫—	84

## 地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

## 地震と放送—100年間の進歩と課題

入江さやか

私は1992年からおよそ30年、さまざまな立場で災害報道に関わってきた。現在は「人生の卒論」として「災害放送史」の研究に取り組んでいる。その研究を進める中で、日本の放送は地震や地震学とともに歩んできたことに改めて気づかされている。

1923年の関東大震災後の情報空白と流言飛語を教訓に、日本におけるラジオ放送事業の実現が加速し、2年後の1925年に本放送が始まった。

戦前から1970年代までは、地震に関する放送の内容は、観測された震源・震度、津波警報、被害状況などを地震発生後に伝えるものであった。1964年の新潟地震では、テレビ・ラジオ双方で多角的な放送が展開された。被害情報や救助・救援情報、安否情報、高所カメラなど現在につながる災害放送の原型がこのとき形づくられた。

1976年に公表された「駿河湾地震説」を契機に、1979年に東海地震予知情報の運用が始まった。この新たな情報を伝えるために開発されたのが、毎月1日の正午前にNHKで試験放送されている「緊急警報放送」である。東海地震の警戒宣言が出た際に、自治体や住民などがとるべき防災行動は明確に規定され、放送にはそれを迅速・正確に伝えることが求められていた。

1995年の阪神・淡路大震災を契機に、地震や地震防災に関する研究や観測体制は大きく拡大・進展した。それにともない、放送が伝えるべき情報の質が変わってきた。文部科学省に地震調査研究推進本部が新設され、地震長期評価が「発生確率」というかたちで公表されるようになったのもその1つである。2007年に導入された「緊急地震速報」は、1秒も無駄にできない防災情報であるため、NHKの放送の中で唯一、人の手を介さず自動で放送されることとなった。

さらに、2011年の東日本大震災後、内閣府の調査部会が「確度の高い地震の予測はできないのが実情」としたことを受けて、東海地震予知情報は事実上凍結され、2017年に「南海トラフ地震に関連する情報」が導入された。この情報は、予測の不確実性をふまえて「巨大地震発生の可能性が高まっている」と表現され、東海地震とは異なり、住民のとるべき行動も一律ではない。放送する側にとっても、受け取る住民の側にとっても、かなり難易度の高い情報である。

阪神・淡路大震災以降に導入されたこれらの情報は、地震学の成果を社会に実装したものであり、防災上の意義は非常に大きい。しかし、内閣府や大学などによるアンケート調査では、発生確率や不確実性の意味が社会に十分理解されているとはいいがたい。地震学の成果を社会にどう伝えるか。この課題に、研究者とメディアがともに知恵を絞っていく必要があるだろう。

【いりえ さやか】

**現職** 松本大学地域防災科学研究所教授

**略歴** 一橋大学社会学部卒業、東京大学学際情報学府修士課程修了。読売新聞社などを経てNHK入局。報道局社会部、災害・気象センター、放送文化研究所などで災害報道に携わる。2022年4月より現職。専門は、災害報道・災害情報

# 比抵抗構造研究の内陸地震発生科学への 貢献と今後の展望

上嶋 誠

## 1. はじめに

電気比抵抗（この後、比抵抗と記す）は、単位断面積、単位長さあたりの物質の電気抵抗を表し、単位は $\Omega\text{m}$ である。比抵抗は、物質の電気の流れにくさを記述する物理量であり、形状によらず、物質の種類や状態に依存する。

地球内部において比抵抗がどのような性質をもった物理量となっているかは、個々の鉱物や岩石に対する室内実験や、複数の鉱物・相をもつ岩石の全岩比抵抗に対する混合則の理論的研究によって明らかにされてきた。その結果によると、 $300^{\circ}\text{C}$ （たとえば東北地方の太平洋側地域では深さ25km程度で達成される地殻内の温度）以下の低温では、地殻を構成する乾燥岩石の比抵抗はおしなべて $10^6\Omega\text{m}$ 以上と非常に高い（Kariya and Shankland, 1983）。したがって、電磁気探査研究から決められる地殻の比抵抗のとり値（ $10^{-1}\sim 10^4\Omega\text{m}$ ）の範囲を説明するためには、間隙水（Sakuma and Ichiki, 2016）やメルト（Pommier and Le-Trong, 2011）、粘土鉱物（高倉, 2000）、炭素皮膜（Frost *et al.*, 1989）などの間隙高電気伝導度物質の存在とその高い連結度（連結度の影響については上嶋（2005）の図2を参照）や、流体の移動に関連した局所的な高温が必要となる。したがって、地震発生帯における比抵抗構造研究の意義は、間隙高電気伝導度物質の存否や連結度、局所的な高温異常の分布を明らかにし、地震発生域との対応を調べることで、地震が発生するに至った条件をさぐるところにある。そこで、本稿では最近の比抵抗構造と内陸地震発生域の対応に関する研究成果を概観し、電磁気学的研究がど

のように地震発生に至る条件の解明に寄与できるかについての展望を述べたい。

## 2. Magnetotelluric 法について

本節では、電離層や磁気圏にソースを持つ自然電磁場ソースを用いた比抵抗構造研究のうち、地震が発生している上部マントルから地殻に至る数kmから100km程度の深さを対象とする研究において、最も広く用いられている Magnetotelluric（地磁気地電流）法（この後、MT法と記す、たとえば Simpson and Bahr, 2005）の概略を紹介する。

超高層に起源をもつある周期で変動する電磁場が、地表から地球内部へと伝播していく場合を考える。時間変化する電磁場によって、導電体である地球内には電流が誘導され、その電流が流れることで、電磁場エネルギーが熱エネルギーに変わる。このため、電磁場は地球内を下方へ伝播するにつれて減衰していく。その減衰の特徴的な長さは浸透深さと名付けられ、周期が長いほど、また比抵抗が高く電気が流れにくいほど浸透深さは大きくなる。こうして、地中の電磁場は、短周期ではごく地下浅部で減衰してしまい、長周期では地中深くまで浸透していく。その浸透深さのスケールで誘導電流が流れ、地表ではその電流の総量に比例した磁場が生じる。このため、地表で電場と磁場を測定し、その比（impedance）をとることで地下の比抵抗を推定しようとする探査法がMT法である。ある一定の周期の電磁場から推定される比抵抗値は、その周期と比抵抗値に見合った浸透深さまでの情報をもつため、地下浅部から深部までの構造を推定するためには、できるだけ広い帯域で電磁場を測定する必要がある。たとえば、

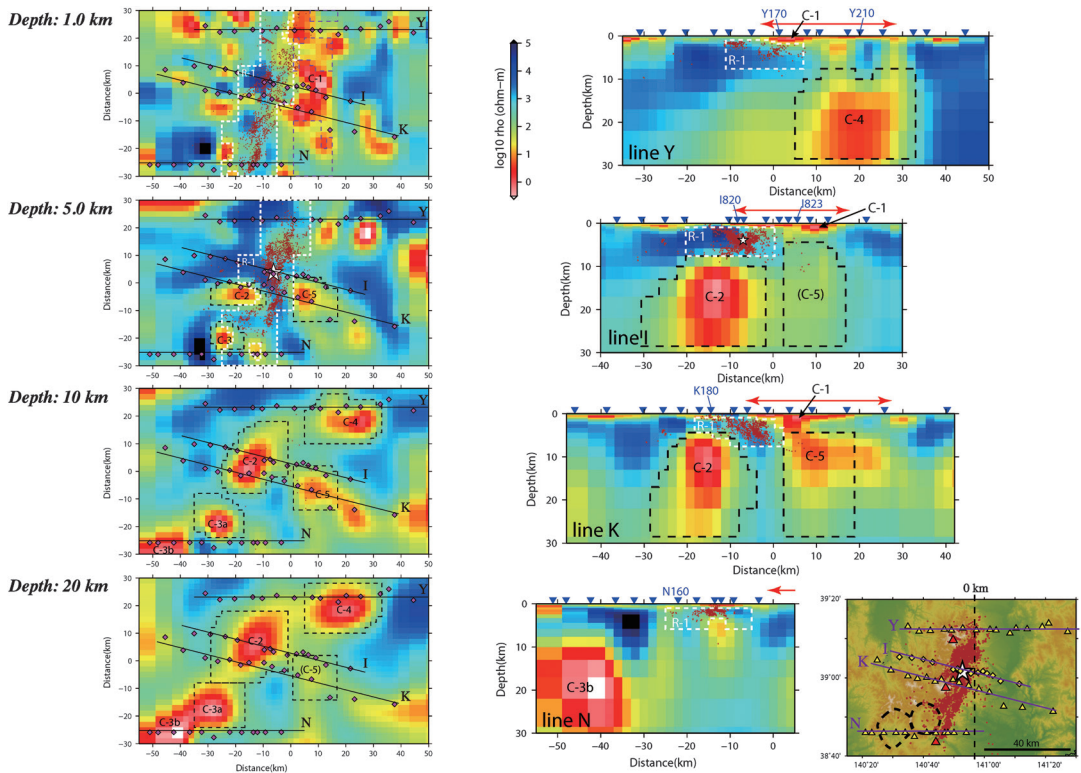


図 1 2008 年岩手宮城内陸地震震源域における 3 次元比抵抗構造分布 (Ichihara *et al.* (2014) Fig. 4 (左列の平面図), Fig. 5 (右列の断面図) より引用。断面図は上から Y, I, K, N の各測線を示す)。平面図, 断面図に共通して本震の震源は白星印で示され, 余震分布は小さな赤丸で示されている (震源は Okada *et al.* (2012) による)。観測点は, 平面図においてはピンクのひし形で示され, 断面図においては青の逆三角形で示されている

大地の比抵抗を  $100 \Omega\text{m}$  として 50 m から 500 km の深さにわたって構造を推定しようとする、目安として  $10^{-4}$  秒から  $10^4$  秒までの非常に広帯域の電磁場データを取得する必要がある。

MT 観測は、通常、1 観測点において水平 2 成分の電場観測と 3 成分の磁場観測を行う。上述した  $10^{-4}$  秒から  $10^4$  秒にわたる非常に広帯域のデータを取得できる MT 観測装置は、1990 年代になってそのデータ取得安定度が格段に増した。実際の観測ではターゲットとなる領域での観測のほかに、電磁場ノイズが無相関となる遠方に少なくとも水平磁場 2 成分からなる remote 観測点を置き、遠方の磁場に相関のある成分のみを取り出すことによってローカルな電磁場ノイズを除去する remote-reference 法 (Gamble *et al.*, 1979) を適用する。さらに、ノイズの著しい部分を自動的に

判別、除去する robust 応答関数推定法 (Egbert, 1997; Chave and Thomson, 2004) を用いて、周波数領域における水平電場 2 成分 ( $E_x$ ,  $E_y$ ) と水平磁場 2 成分 ( $H_x$ ,  $H_y$ ) を関係付ける impedance tensor ( $Z_{xx}$ ,  $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$ ,  $Z_{yy}$ )

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

と、鉛直磁場成分  $H_z$  と水平磁場 2 成分 ( $H_x$ ,  $H_y$ ) を関係付ける鉛直磁場変換関数 ( $T_{zx}$ ,  $T_{zy}$ )

$$H_z = T_{zx} H_x + T_{zy} H_y \quad (2)$$

を求める (狭義の MT 法では式 (1) で表される impedance のみが用いられる)。

式 (1) は、上述の MT 法の原理に従って比抵抗の情報を得ようとするものであるが、横方向に比抵抗の変化がみられる場合、電気の流れやすいところに集中した誘導電流が局所的な磁場を発生

させるため、その電流集中域の両側で鉛直成分の磁場が生じるほか、電流集中域直上では水平磁場が大きくなる。

こうして式 (2) で表される磁場の鉛直成分と水平成分の比に加え、異なる観測点間の水平磁場変換関数 ( $T_{xx}$ ,  $T_{xy}$ ,  $T_{yx}$ ,  $T_{yy}$ )

$$\begin{pmatrix} H_x^{<2>} \\ H_y^{<2>} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x^{<1>} \\ H_y^{<1>} \end{pmatrix} \quad (3)$$

も求める (式 (3) において磁場に付された <1>, <2> の添え字は、それぞれ観測点 <1>, <2> で測定されたことを示している)。以上の説明からわかるように、式 (2) や (3) の磁場変換関数は、比抵抗の横方向の構造変化に感度がある観測量であり、式 (1) の電場磁場応答関数とあわせて比抵抗構造推定に用いられるようになっていく (たとえば Campány *et al.*, 2016 ; Diba *et al.*, 2023)。

2000 年代初頭には計算コードの開発が進み、計算機技術 (計算速度、メモリー容量、並列計算技術など) の向上も後押しして、まずは差分法に基づいた 3 次元インバージョンコードが開発された (たとえば Siripunvaraporn *et al.*, 2005 ; Siripunvaraporn and Egbert, 2009 ; Kelbert *et al.*, 2014)。しかし、多くの研究者がそれらのコードを用い、それまでの 1 次元や 2 次元の解析時代から真に 3 次元解析時代に突入したのは日本においては 2010 年代半ばになってからであった。その後、より現実的な地形をモデルに組み込むことができる有限要素法を用いた 3 次元インバージョンコードが登場 (Usui, 2015 ; Usui *et al.*, 2017) して web 上で open source として公開されるようになり (<https://github.com/yoshiya-usui/femtic>)、現在では 3 次元解析がルーティン的に実施されるようになっていく。

これらの解析技術の進歩により、1 次元や 2 次元の仮定を置くことによる構造推定の不正確さから解放されるとともに (たとえば Ichihara *et al.* (2014) や Triahadini *et al.* (2019) において、具体例に基づいて 2 次元解析の危険性が議論されている)、従来から基本的に 3 次元構造推定が実施されてきた地震波速度構造や減衰構造との間で直接的な比較対照が可能となっていった (たとえば

Ichiki *et al.*, 2021 ; Iwamori *et al.*, 2021 ; Kuwatani *et al.*, 2023)。一方で、1 次元解析の時代には地下の構造と観測点が 1 対 1 で対応していたのが、2 次元解析の時代には測線上の観測が必須となった。さらに 3 次元解析が一般的になると、その解析に見合う面的なデータの取得が必須となる。したがって、いかにデータを効率的に取得するかも考慮すべき重要な課題の 1 つとなった。これに対し、電話会社の通信線を用いる Network-MT 法 (Uyeshima *et al.*, 2001 ; Uyeshima, 2007 ; Hata *et al.*, 2015, 2018b) や、安価かつ低消費電力の電場のみを測定する測器が開発され (Tsukamoto *et al.*, 2018 ; Aizawa *et al.*, 2021, 2022)、以前に比べ、格段に効率的な面的データの取得が可能となっている。

### 3. 内陸被害地震発生域で推定された比抵抗構造

前節で述べた解析技法や観測手法の進歩により、現在では、個々の地震震源域や火山発生帯などの地殻活動単位のスケールから沈み込みや海洋底拡大プロセスを明らかにするような大規模スケールに至るまで、さまざまな空間スケールでのさまざまな科学的課題の解明を目指した 3 次元構造研究が進められている。紙面の制約からそれらの成果のすべてを概観することはできないため、本小論では、筆者が長らく携わってきた内陸被害地震震源域での比抵抗構造研究から得られた知見について、3 次元で解析されるようになった 2014 年頃以降に誌上で公表された成果を中心に紹介することにする。

まず、2008 年 6 月 14 日に発生した岩手宮城内陸地震 (Mj 7.2) 震源域での MT 法による調査結果を紹介する。図 1 では、Ichihara *et al.* (2014) による岩手宮城内陸地震震源域で推定された 3 次元比抵抗構造の深さごとの平面図を左側の列に示し、ほぼ南北に伸びる震源断層域を切る 4 測線での比抵抗断面を北から南に右側の列に示す。図中のカラースケールが示すように、暖色系ほど比抵抗が低く (電気が流れやすく) 間隙流体を多く含む領域であることを表すのに対し、寒色系ほど比

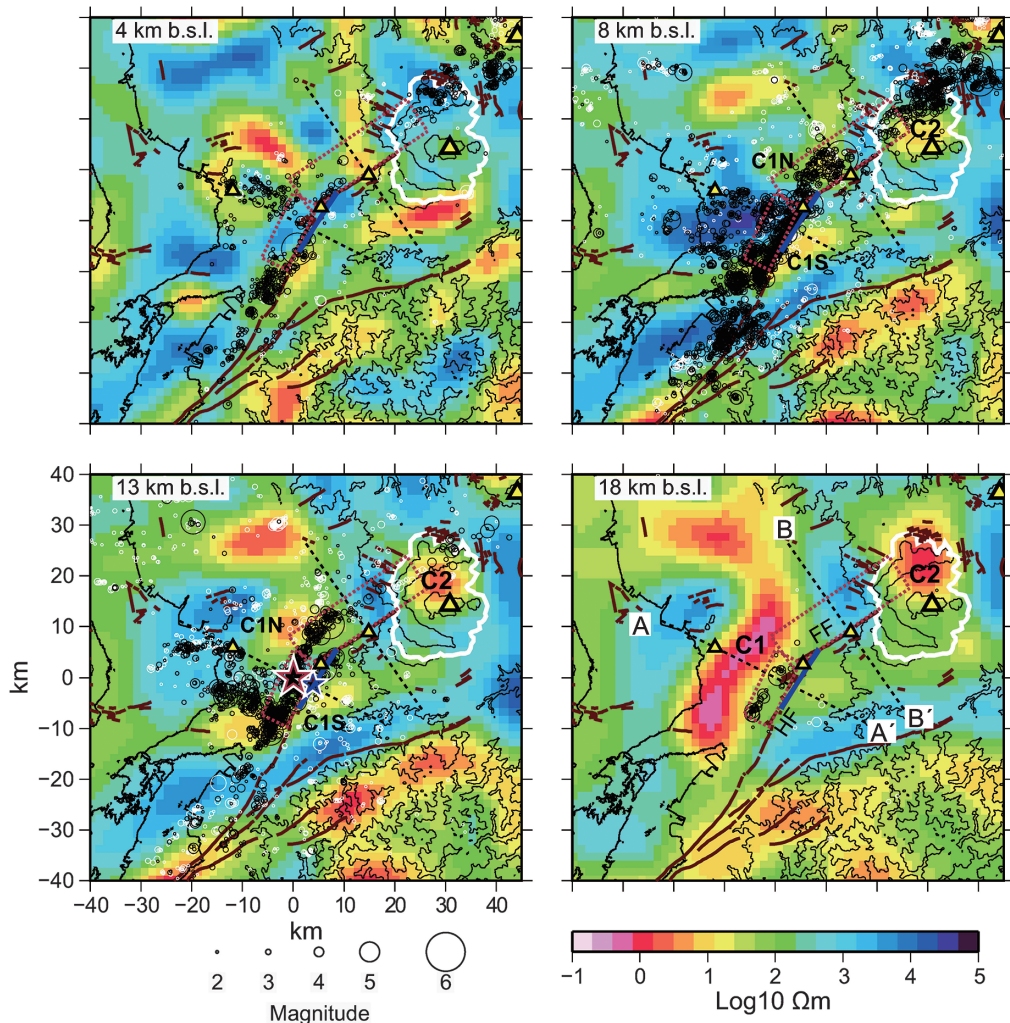


図 2 2016 年熊本地震震源域における 3 次元比抵抗構造分布 (Aizawa *et al.* (2021) Fig. 2 より引用). 各深さにおける比抵抗分布を平面図で示し, 本震 (4 月 16 日), 前震 (4 月 14 日) の震源を, それぞれ, 小さな青星印, 大きな赤星印, 前震以前の震源を白丸, 前震以降の震源を黒丸で示す. 本震と前震の地震断層を赤破線, 青線で示し, 活断層を赤線で示す. さらに, 黄三角は第 4 紀の火山を示し, 大三角は現在活動的な火山 (阿蘇, 久住) の位置を示し, 阿蘇カルデラの範囲を白線で示している

抵抗は高く (電気が流れにくく) 間隙流体に乏しい領域であることを表す. 図 1 において, 本震源 (破壊の開始点) は白星印で示されている. 左列上から 2 番目の深さ 5 km の平面図と, 右列上から 2 番目の I 測線断面図にプロットされている. また, その破壊領域は南北に伸びる余震分布 (小さな赤丸) によって示されている. 本震源 (破壊の開始点) と比抵抗の空間分布に着目すると, まず, 本震源の直下に顕著な低比抵抗域 (C2) が

分布している様子が読み取られる. このように内陸地震の震源域直下に低比抵抗域が存在することは, 1990 年代後半から 2000 年代にかけての 2 次元解析による研究からも指摘されている (たとえば, Ogawa *et al.* (2001) による東北背弧活動帯 (1896 年陸羽地震や 1914 年秋田仙北地震の震源域) を対象) や, Yoshimura *et al.* (2009), Usui *et al.* (2021) による新潟-神戸歪集中帯内の跡津川断層周辺域 (1858 年飛越地震の震源域) での

研究など)、これらの内陸地震の発生メカニズムとして、多くの間隙流体を含むと考えられる震源域直下の低比抵抗領域から流体が供給され、その流体移動に伴う強度低下によって地震が発生した、あるいは、その流体の存在によって強度が高いと考えられる上部高比抵抗層の厚さが薄くなり、そこに変形が集中することで地震の発生が促された、などの解釈が提出された。さらに、図1の平面図や断面図から読み取られる構造の特徴として、本震は相対的に比抵抗の高い寒色系の領域で発生し、その地震による破壊領域も、同じく高比抵抗域内で発生していることがあげられ、上述の東北背弧活動帯や跡津川断層周辺域での研究においても同様の特徴が指摘されていた。岩手宮城内陸地震が発生した当時、震源域が栗駒山をはじめとする火山フロント上の活火山や温泉が分布する地域に隣接しているにもかかわらず、Mj 7.2に達する大地震が発生したことに驚きの声があげられた。それは、地表に火山や温泉が存在するために地下から流体や熱が供給されているはずであり、そのような地域において広い範囲にわたる脆性破壊が引き起こされることが考えにくいためであった。しかし、推定された比抵抗構造を見ると、本震から破壊が伝播した南北方向には地下流体に乏しいと考えられる相対的に高比抵抗な領域が存在していて、そのために破壊が止まることなく進行し、Mj 7.2の大地震の発生に至ったという解釈が成立する。このように、比抵抗構造から、地震の発生要因や規模を示唆する重要な知見が得られることが岩手宮城内陸地震震源域での3次元解析を通してより鮮明に明らかとなった。しかし、図1で示した観測点分布から読み取られるように、岩手宮城内陸地震が発生したときは、まだ2次元解析が主流であったために、観測点は測線状に分布していた。このため、その測線間の構造にはあいまいさが残り、破壊の進行と構造の関係についてより深い議論を展開することは困難であった。

近年になって、より3次元解析に適合したデータを用いることに成功して興味深い知見を得た研究として、次に2016年4月16日に発生した熊本地震(Mj 7.4)震源域での比抵抗構造研究(Aizawa

*et al.*, 2021)を紹介する。この研究では、2節で述べた機器開発の恩恵も受け、また、既存観測データもあわせることで、震源周辺域の80km×80kmの領域において空間的に均等に分布した200地点におけるMTデータの取得が可能となった。こうして、これまでになく高空間解像度での3次元比抵抗構造の推定に成功し、比抵抗構造と本震・余震の地震活動との空間的な対応関係が精査できるに至った。まず図2に、推定された3次元構造モデルに基づくそれぞれの深さでの比抵抗分布平面図を示す。図中左下の13km深での平面図に4月16日の本震(赤い大きな星)と4月14日に起きた前震(青い小さな星)の震源が示されていて、すべての断面図に共通して示されている2つの赤い破線で囲まれた領域(それぞれ、本震源から東北東に延びる布田川断層と、本震源から南南西に延びる日奈久断層)は本震の地震断層を、また青線は前震の地震断層領域を示す。白丸は前震発生前の地震活動を示し、黒丸は前震後に発生した(本震後の余震を含む)地震の震源を示している。ここでも本震の震源直下に間隙流体を多く含む低比抵抗域(C1)が認められ、ここまでに述べてきた内陸地震破壊開始点と低比抵抗領域との相関が熊本地震震源域においても同様に成立している様子が読み取られる。本震の破壊が流体に乏しい相対的に高比抵抗域で起こっているように見えることも、これまでに述べてきた地震発生域と比抵抗構造との相関と共通している。それに加え、本地震において新たに見出された知見として、東北東に延びる布田川断層沿いの破壊が阿蘇火山の地下に存在する低比抵抗域(C2)で停止したように見える点があげられる。熊本地震においては、布田川断層や日奈久断層での前震や本震での滑りが終了した後、東北東へ延びる布田川断層延長上の阿蘇カルデラを超えた熊本-大分県境付近や大分県中部地域でも地震活動が活発化してMj 5.4~5.9程度の地震が頻発した。図2の北東端にその地震活動の震源の一部が示されているが、その地震も高比抵抗域で発生しているように見える。この東北東延長の地震活動の震源分布については、阿蘇火山や久住火山を対象としてマ

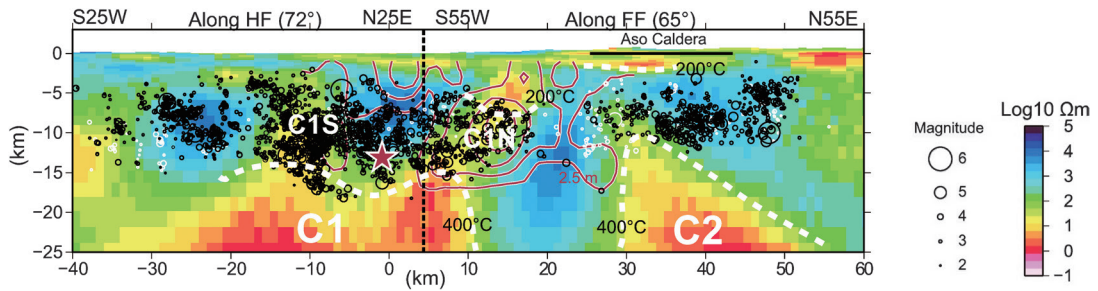


図 3 2016 年熊本地震本震の断層面上における比抵抗構造分布 (Aizawa *et al.* (2021) Fig. 3b より引用). 南東側から見た断面を示し, 布田川断層 (FF: 右側, 65° 傾斜) と日奈久断層 (HF: 左側, 72° 傾斜) の, 走向, 傾斜の異なる断層断面を黒縦破線でつなげて表示している. 本震 (4 月 16 日) の震源を大きな赤星印, 前震以前の震源を白丸, 前震以降の震源を黒丸で示す. あわせて強震動解析 (Asano and Iwata, 2016) によって推定された本震の滑り分布を赤線で示している. 白破線は浅部低比抵抗層の下面と深部低比抵抗層の上面を表し, それぞれの境界面で推定された温度を示している

グマ供給系の解明を目指した MT 法観測や, 別府-島原地溝帯全域にわたる Network-MT 法観測より推定された 3 次元比抵抗構造 (Hata *et al.*, 2018a; Aizawa *et al.*, 2022; Hata *et al.*, 2018b) との間でも明瞭な相関が認められ, 震源が深部からのびる低比抵抗域を避けて高比抵抗領域で発生している様子が読み取られる. このように, 地震の脆性破壊が選択的に高比抵抗領域で起こり, 低比抵抗域が破壊を止める役割も担うのであれば, 比抵抗構造を調べることによって, 発生し得る地震の最大規模の予測につながる可能性があり, 防災上, 非常に有益な知見がもたらされることになる.

この状況をさらに明確に示すため, 2016 年熊本地震の本震の断層破壊領域 (図 2 における赤破線の領域) とその深さ方向への延長での比抵抗分布図を図 3 に示す. 本震の断層破壊領域は, 東北東方向に進んだ布田川断層 (北北西方向に 65° で傾斜) と南南西方向に進んだ日奈久断層 (西北西方向に 72° で傾斜) の 2 領域からなるため, 1 つながりに見える傾斜した断面の走向が中央付近を境として左側 (日奈久断層) と右側 (布田川断層) で異なっていることに注意いただきたい. 図では比抵抗分布に重ねて強震動解析より推定された断層面上の滑りの大きさ (Asano and Iwata, 2016) を赤コンターで示している. さらに, 図 2 と同じく本震を大きな赤色の星, 前震前の震源を白丸,

(本震後の余震活動を含む) 前震後の震源を黒丸で示している. 一見して, 断層の深部延長に存在する低比抵抗域 (C1) の直上隣接したところの高比抵抗領域から本震の破壊が開始したことが読み取られる. 上述したように, 相対的に高比抵抗のところ破壊が進行しているが, その中でも相対的に低比抵抗である領域 (C1N) は滑り量の大きい領域に対応している. また, 阿蘇火山のマグマ供給系を示唆する深部低比抵抗領域 (C2) にあたって破壊の進行が停止した様子や, C2 を越えた東北東側の高比抵抗領域において本震後の地震活動が促進している様子が明瞭に見取れる. 電磁気的研究からは同じように低比抵抗領域としてしかとらえられない C1, C1N と C2 について, C1 が最初の破壊を引き起こし, C1N は滑りを促進し, C2 は滑りを抑制することについて, 論文では, さらに, 深部にイメージングされた C1 や C2 の位置が赤井火山や, 阿蘇火山の近傍であることから, これらの低比抵抗領域が高温度, 高間隙水圧の流体が蓄積されている場であると解釈する一方で, C1N は低温の流体が分布している場であると解釈した. その上で, 高温・高圧の流体だまり近傍から流体だまりより離れる方向に破壊が進展すると規模の大きい地震に成長しやすい一方で, 流体だまりに向かって破壊が進展すると破壊は停止しやすいとの議論を展開した. これらの議論については, 今後その実証例を増やすことに



よる検討の余地が残されていると考えるが、いずれにせよ、電磁気学的研究によって低比抵抗領域として検知可能な流体の存在が、破壊の開始、成長、停止の過程を規定している可能性が示されたことになり、内陸地震の発生メカニズムを考える上で重要な情報を提供することについては論を待たない。

#### 4. まとめと今後の課題

ここまでの近年における電磁気研究の進展の紹介を通して、来るべき内陸地震の発生ポテンシャルや規模の評価を行ううえで、比抵抗構造研究が重要な役割を果たす可能性について理解が進んだことと思う。地震発生の予測の3つの主要な要素として、発生場所、地震規模、発生時期の予測があげられる。本小論で紹介した事例から、比抵抗構造研究を通じた間隙流体のマッピングが最初の2項目の予測について重要な役割を果たす可能性が示された。しかし、現状では比抵抗の空間分布と地震発生域との定性的な議論にとどまっている上に、たとえば低比抵抗である条件として、さまざまな種類の間隙高電気伝導度物質の存在やそのつながり方、高温などのさまざまな要因が考えられ、比抵抗だけからではその選別は困難である。このため、今後の発展のためには、地震波速度など他の観測から決められる物理量もあわせて、地下の物質や状態を特定した上で、地震発生との相関を考えていく努力が必要であろう。その低比抵抗要因の特定とも関係するが、間隙流体がその主たる要因であるなら、たとえば本震の発生によって、その下部の流体存在領域からの流体の移動によって、比抵抗構造に変化が現れる可能性がある。適切な検証の場を選定することで、比抵抗構造の時間変化が定量化できれば、上述の発生時期に関する示唆が得られる可能性があり、また、低比抵抗を流体存在領域であると解釈する正当性が増すことになり、その困難は承知の上で、今後挑戦すべき課題であると考えられる。

#### 謝辞

本小論で紹介した研究は、文部科学省からの「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」、 「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」、「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」や被害地震発生を受けた特別研究促進費を含む諸科学研究費のサポートを受けて実施しました。Conductivity Anomaly 研究グループの多くの研究者やその学生、ならびに各大学の観測支援スタッフの方々による観測の準備と参加、また、観測を実施するための場所を快く提供してくださった土地所有者の方々からのご支援なしには、本稿で紹介した構造を推定するための野外観測を実現することはできませんでした。記して感謝の意を表します。

#### 参考文献

- Aizawa, K., Takakura, S., Asaue, H., Koike, K., Yoshimura, R., Yamazaki, K., Komatsu, S., Utsugi, M., Inoue, H., Tsukamoto, K., Uyeshima, M., Koyama, T., Kanda, W., Yoshinaga, T., Matsushima, N., Uchida, K., Tsukashima, Y., Matsushima, T., Ichihara, H., Muramatsu, D., Teguri, Y., Shito, A., Matsumoto, S. and Shimizu, H. 2021. Electrical conductive fluid-rich zones and their influence on the earthquake initiation, growth, and arrest processes: observations from the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Kyushu Island, Japan. *Earth Planets Space*, **73**: 12. doi:10.1186/s40623-020-01340-w
- Aizawa, K., Utsugi, M., Kitamura, K., Koyama, T., Uyeshima, M., Matsushima, N., Takakura, S., Inagaki, H., Saito, H. and Fujimitsu, Y. 2022. Magmatic fluid pathways in the upper crust: insights from dense magnetotelluric observations around the Kuju Volcanoes, Japan. *Geophys. J. Int.*, **228**, 755-772. doi:10.1093/gji/ggab368
- Asano, K. and Iwata, T. 2016. Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. *Earth Planets Space*, **68**: 147. doi:10.1186/s40623-016-0519-9
- Campanyà, J., Ogaya, X., Jones, A.G., Rath, V., Vozar, J.

- and Meqbel, N. 2016. The advantages of complementing MT profiles in 3-D environments with geomagnetic transfer function and interstation horizontal magnetic field transfer function data: results from a synthetic case study. *Geophys. J. Int.*, **207**, 1818–1836. doi:10.1093/gji/ggw357
- Chave, A.D. and Thomson, D.J. 2004. Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophys. J. Int.*, **157**, 988–1006. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x
- Diba, D., Uyeshima, M., Ichiki, M., Sakanaka, S., Tamura, M., Yuan, Y., Gresse, M., Yamaya, Y. and Usui, Y. 2023. On a large magmatic fluid reservoir oblique to the volcanic front in the southern part of NE Japan revealed by the magnetotelluric survey. *Earth Planets Space*, **75**: 146. doi:10.1186/s40623-023-01899-0
- Egbert, G.D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophys. J. Int.*, **136**, 475–496. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb05663.x
- Frost, B.R., Fyfe, W.S., Tazaki, K. and Chan, T. 1989. Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust. *Nature*, **340**, 134–136. doi:10.1038/340134A0
- Gamble, T.D., Goubau, W.M. and Clarke, J. 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, **44**, 53–68. doi:10.1190/1.1440923
- Hata, M., Oshiman, N., Yoshimura, R., Tanaka, Y. and Uyeshima, M. 2015. Three-dimensional electromagnetic imaging of upwelling fluids in the Kyushu subduction zone, Japan. *J. Geophys. Res.*, **120**, 1–17. doi:10.1002/2014JB011336
- Hata, M., Matsushima, N., Takakura, S., Utsugi, M., Hashimoto, T. and Uyeshima, M. 2018a. Three-dimensional electrical resistivity modeling to elucidate the crustal magma supply system beneath Aso caldera, Japan. *J. Geophys. Res.*, **123**, 6334–6346. doi:10.1029/2018JB015951
- Hata, M., Uyeshima, M., Tanaka, Y., Hashimoto, T., Oshiman, N. and Yoshimura, R. 2018b. Three-dimensional electrical resistivity distribution beneath the Beppu-Shimabara graben with a focus on Aso caldera, Southwest Japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **123**, 6397–6410. doi:10.1029/2018JB015506
- Ichihara, H., Sakanaka, S., Mishina, M., Uyeshima, M., Nishitani, T., Ogawa, Y., Yamaya, Y., Mogi, T., Amita, K. and Miura, T. 2014. A 3-D electrical resistivity model beneath the focal zone of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (M 7.2). *Earth Planets Space*, **66**: 50. doi:10.1186/1880-5981-66-50
- Ichiki, M., Kaida, T., Nakayama, T., Miura, S., Yamamoto, M., Morita, Y. and Uyeshima, M. 2021. Magma reservoir beneath Azumayama Volcano, NE Japan, as inferred from a three-dimensional electrical resistivity model explored by means of magnetotelluric method. *Earth Planets Space*, **73**: 150. doi:10.1186/s40623-021-01451-y
- Iwamori, H., Ueki, K., Hoshide, T., Sakuma, H., Ichiki, M., Watanabe, T., Nakamura, M., Nakamura, H., Nishizawa, T., Nakao, A., Ogawa, Y., Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, T. and Takahashi, E. 2021. Simultaneous analysis of seismic velocity and electrical conductivity in the crust and the uppermost mantle: A forward model and inversion test based on grid search. *J. Geophys. Res.*, **126**, e2021JB022307. doi:10.1029/2021jb022307
- Kariya, K.A. and Shankland, T.J. 1983. Electrical conductivity of dry lower crustal rocks. *Geophysics*, **48**, 52–61. doi:10.1190/1.1441407
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D. and Tandon, K. 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Comp. Geosci.*, **66**, 40–53. doi:10.1016/j.cageo.2014.01.010
- Kuwatani, T., Nagata, K., Sakai, T. and Iwamori, H. 2023. Bayesian inversion of lithology and liquid phase parameters from seismic velocity and electrical conductivity in the crust and uppermost mantle. *J. Geophys. Res.*, **128**, e2023JB026836. doi:10.1029/2023JB026836
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M. 2001. MT imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741–3744. doi:10.1029/2001GL013269
- Okada, T., Umino, N., Hasegawa, A. ; Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008. 2012. Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan-possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake. *Earth Planets Space*, **64**, 717–728. doi:10.5047/eps.2012.03.005
- Pommier, A. and Le-Trong, E. 2011. “SIGMELTS”: A web portal for electrical conductivity calculations in

- geosciences. *Comput. Geosci.*, **37**, 1450–1459. doi:10.1016/j.cageo.2011.01.002
- Sakuma, H. and Ichiki, M. 2016. Electrical conductivity of NaCl-H<sub>2</sub>O fluid in the crust. *J. Geophys. Res.*, **121**, 577–594. doi:10.1002/2015JB012219
- Simpson, F. and Bahr, K. 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9780511614095
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G. 2009. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **173**, 317–329. doi:10.1016/j.pepi.2009.01.013
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M. 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **150**, 3–14. doi:10.1016/j.pepi.2004.08.023
- 高倉伸一. 2000. 粘土鉱物を含む試料の比抵抗と物理・化学・力学特性との関係. *物理探査*, **53**, 415–426.
- Triahadini, A., Aizawa, K., Teguri, Y., Koyama, T., Tsukamoto, K., Muramatsu, D., Chiba, K. and Uyeshima, M. 2019. Magnetotelluric transect of Unzen graben, Japan: conductors associated with normal faults. *Earth Planets Space*, **71**: 28. doi:10.1186/s40623-019-1004-z
- Tsukamoto, K., Aizawa, K., Chiba, K., Kanda, W., Uyeshima, M., Koyama, T., Ustugi, M., Seki, K. and Kishita, T. 2018. Three-dimensional resistivity structure of Iwo-Yama Volcano, Kirishima Volcanic complex, Japan: relationship to shallow seismicity, surface uplift, and a small phreatic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 12821–12828. doi:10.1029/2018GL080202
- Usui, Y. 2015. 3-D inversion of magnetotelluric data using unstructured tetrahedral elements: applicability to data affected by topography. *Geophys. J. Int.*, **202**, 828–849. doi:10.1093/gji/ggv186
- Usui, Y., Ogawa, Y., Aizawa, K., Kanda, W., Hashimoto, T., Koyama, T., Yamaya, Y. and Kagiya, T. 2017. Three-dimensional resistivity structure of Asama Volcano revealed by data-space magnetotelluric inversion using unstructured tetrahedral elements. *Geophys. J. Int.*, **208**, 1359–1372. doi:10.1093/gji/ggw459
- Usui, Y., Uyeshima, M., Ogawa, T., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamaguchi, S., Toh, H., Murakami, H., Aizawa, K., Tanbo, T., Ogawa, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Mishina, M., Satoh, H., Goto, T., Kasaya, T., Mogi, T., Yamaya, Y., Shiozaki, I. and Honkura, Y. 2021. Electrical resistivity structure around the Atotsugawa Fault, Central Japan, revealed by a new 2-D inversion method combining wideband-MT and Network-MT data. *J. Geophys. Res.*, **126**, e2020JB020904. doi:10.1029/2020JB020904
- 上嶋 誠. 2005. 電気伝導度構造から探る地殻の水の存在. *地学雑誌*, **114**, 862–870. doi:10.5026/jgeography.114.6\_862
- Uyeshima, M. 2007. EM monitoring of crustal processes including the use of the Network-MT observations. *Surv. Geophys.*, **28**, 199–237. doi:10.1007/s10712-007-9023-x
- Uyeshima, M., Utada, H. and Nishida, Y. 2001. Network-MT method and its first results in central and eastern Hokkaido, Japan. *Geophys. J. Int.*, **146**, 1–19. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01410.x
- Yoshimura, R., Oshiman, N., Uyeshima, M., Toh, H., Uto, T., Kanazaki, H., Mochido, Y., Aizawa, K., Ogawa, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Mishina, M., Satoh, H., Goto, T., Kasaya, T., Yamaguchi, S., Murakami, H., Mogi, T., Yamaya, Y., Harada, M., Shiozaki, I., Honkura, Y., Koyama, S., Nakao, S., Wada, Y. and Fujita, Y. 2009. Magnetotelluric transect across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan: a clear correlation between strain accumulation and resistivity structure. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L20311. doi:10.1029/2009GL040016

上嶋 誠

[うえしま まこと]

**現職** 東京大学地震研究所地震予知研究センター教授

**略歴** 東京大学理学部卒業, 東京大学大学院理学系研究科博士課程退学. 防災科学技術研究所科学技術特別研究員, 東京大学地震研究所助手, 助教授, 准教授を経て, 現職

**研究分野** 地球電磁気学

# 沈み込み帯で発生するスロー地震と 温度構造・脱水分布

吉岡祥一

## 1. はじめに

環太平洋の沈み込み帯では、海洋プレートの沈み込みに伴い、主としてプレート境界で多くの地震が発生している。そのような地震の典型として、2011年に東北沖で発生した海溝型地震であるモーメントマグニチュード (Mw) 9.0の東北地方太平洋沖地震があげられる。

一方、今世紀の初頭にはスロー地震が、海底年代が若い海洋プレートが沈み込んでいる沈み込み帯において、プレート境界のいわゆる海溝型地震の発生帯のさらに深部や浅部で発生していることがわかってきた。たとえば、ファンデューカプレートが北米プレートの下に沈み込んでいるカナダから米国北部に至るカスカディア沈み込み帯では、通常の地震よりも非常に継続時間の長い微弱な振動現象である深部低周波微動が、短期的スロースリップイベント (slow slip event; SSE) に同期して発生していることが見出された (Dragert *et al.*, 2001; Rogers and Dragert, 2003)。SSEとは、沈み込んだプレート境界で発生する地震による揺れを伴わないゆっくりとしたすべり現象のことであり、数日~数週間程度の継続期間を持つ短期的SSEと数カ月~数年の継続期間を持つ長期的SSEに分類される。スロー地震は、これまでアラスカ、カナダ、アメリカ、メキシコ、コスタリカ、チリ、日本、台湾などの環太平洋の沈み込み帯やプレート境界で発見されてきた。

日本の沈み込み帯に目を向けると、西南日本では、フィリピン海プレートがアムール (または、ユーラシア) プレートの下に沈み込んでいるが、深部低周波微動、深部低周波地震 (深部低周波微

動のうち振幅が比較的大きく、気象庁が震源を決定している地震)、深部超低周波地震 (数十~数百秒という長い周期を持った地震) がプレート境界の深さ30~40kmの深さで帯状に発生していることが見出された (Obara, 2002; Katsumata and Kamaya, 2003; Ito *et al.*, 2007)。また、短期的SSEもこれらの発生域で発生している (Hirose and Obara, 2010; Nishimura *et al.*, 2013)。深部低周波微動はいくつかのセグメントから成り立っており、各セグメントでは、約6カ月間隔で周期的に発生しており、さらに島弧 (大洋に面する側は海溝で縁取られ、背後の大陸側に縁海を持つ細長い島の列) にほぼ平行に西方向や東方向への移動現象が見られ、その移動速度は約10km/日程度であるといった特徴もある (Obara, 2010)。このような移動現象は、地中に存在する流体が深部低周波地震・微動の発生に関与している可能性があることを示唆している (Obara, 2002; Katsumata and Kamaya, 2003)。四国を、島弧を横切る方向に沿った測線で見ると、海溝型地震の発生域と深部低周波地震・微動・深部超低周波地震・短期的SSEの発生域の間の深さのプレート境界で長期的SSEも発生している (Hirose *et al.*, 2010; Kobayashi, 2014; Yoshioka *et al.*, 2015a; Seshimo and Yoshioka, 2022)。

また、南海トラフでは、プレート境界の浅部でも超低周波地震や低周波微動、長期的SSEが発生していることが明らかになってきた (Ishihara, 2003; Obara and Ito, 2005; Asano *et al.*, 2008; Yokota and Ishikawa, 2020)。このように、南海トラフでは、スロー地震は主に深さによって棲み分けをしているように見える (Obara and Kato, 2016)。帯状に連なる深部低周波地震・微動は豊

後水道から東海地方東部まで見出されているが、その両端では急激に活動が見られなくなる。また、この帯状に連なる深部低周波地震・微動の発生域は必ずしも連続しておらず、紀伊水道や伊勢湾北部付近では空白域が存在する。

このようにスロー地震は海底年代の若い海洋プレートが沈み込む地域で発生するものと考えられてきたが、海底年代の古い太平洋プレートが沈み込む東北地方の沖合でも見出されている (Nishikawa *et al.*, 2023)。

上述のように、多くのスロー地震の発見がなされてきたが、なぜ、どのようにしてこのようなイベントが発生するのか、また地域性がなぜ生じるのか、といったことはまだよくわかっていない。そのようなメカニズムを解明すべく、観測、地質調査、室内実験、数値シミュレーションといった立場から、さまざまなアプローチがなされている。ここでは、主としてわれわれの研究グループが行ってきた数値シミュレーションによる温度構造モデリングのアプローチを紹介する。温度は、このようなスロー地震が発生する場を知るうえで重要な情報を与えるものと考えられる。本稿では、このような研究を通して見えてきたスロー地震の実像を、海洋プレートの沈み込みに伴う温度構造・脱水分布の側面から、フィリピン海プレートが沈み込んでいる東海～九州地方とアラスカ沈み込み帯を主な対象地域として、他の先行研究も紹介しながら述べてみる。

## 2. データ

後述の数値シミュレーションから得られた温度構造の妥当性を評価するために、地表付近で観測された地殻熱流量のデータを用いる。地殻熱流量は、熱伝導率と深さ方向の地温勾配の積として表され、地球内部からの熱の流れの大小を知る重要な物理量である。さらに、地殻熱流量の観測点分布は空間的に偏っていることが多いため、キュリー点の深さ分布も併用して利用する (Li *et al.*, 2017)。キュリー点は、物質が磁性を失う温度で、その深さ分布は、地中の約 550°C の等温面の空間

分布であると想定されている。

## 3. 手法

まず、3次元直交座標系の場合について手法を述べる。温度構造モデリングを行うためには、沈み込み帯における長期間の変動が粘性流体として扱えると仮定して、支配方程式である、1) 質量保存則、2) 運動量保存則、3) エネルギー方程式、を時間発展問題として解く必要がある (詳しくは、Ji and Yoshioka, 2015 を参照)。ここでは、非弾性近似と呼ばれる最も仮定の少ないより現実的な近似を用いている。

1) の質量保存則は、単位体積当たり、単位時間に流入する質量と流出する質量が等しいことを表す式である。流体力学における連続の式が基となっており、密度の時間変化は無視できるものとして導出できる。2) の運動量保存則は、圧力の空間変化、応力の空間変化、浮力が釣り合うことを示す式である。地球内部の粘性率 (粘っこさの程度) は非常に高く、プレートはゆっくりと運動するため、加速度項は無視できる。3) のエネルギー方程式は、温度の時間変化を、熱の移動や発熱要素によって表す式である。具体的には、熱がプレート運動などによって運ばれること、熱が伝導によって伝わること、粘性流体同士の摩擦によって熱が発生すること、地球深部にいくにつれて粘性流体が圧密によって温度が上昇すること、地球内部の放射性元素の壊変に伴って発熱すること、大陸プレートと海洋プレートの境界で海洋プレートの沈み込みに伴って摩擦熱が生じること、などを考慮した項から成り立っている。

これらの支配方程式を用いて、対象とするモデル空間を格子状の細かい領域に分割し、差分法、有限体積法といった数値解法を用いることで、各時間ステップにおける温度、圧力、流れの速度ベクトルを求めることができる。上述の3つの式 1), 2), 3) から、これら3つの未知変数の値を各時間ステップでどのようにして求めていくかの詳細については、2次元の場合のほうが理解しやすいため、後述する。温度は上記の格子点で解き、

圧力と流れの速度ベクトルは上部地殻と下部地殻、および時間とともに伸びていくスラブ（沈み込んだ海洋プレート）を除く領域で解く。ガイドと呼ばれるスラブの通り道に沿って、流れの速度を沈み込み速度として与える。

2) 運動量保存則と3) エネルギー方程式においては、粘性率をどのように与えるかを定義する必要がある。本研究では、Burkett and Billen (2010) による粘性率の式を用いており、カンラン石の拡散クリープと転位クリープによる粘性率で表現され、ひずみ速度 (Ranalli, 1995)、気体定数、温度、圧力などの関数になっている。

3) のエネルギー方程式中に現れるプレート境界での摩擦熱はせん断応力と歪速度の積で表される。せん断応力は、浅部では、脆性破壊によって、深部では、高温のため塑性流動 (Caristan, 1982) によって変形が賄われ、そのような深さ依存性を考慮している。詳しくは、Wang *et al.* (1995) を参照されたい。脆性破壊領域のせん断応力は、有効摩擦係数と法線応力の積で表され、後述のように有効摩擦係数をフリーパラメーターとして扱うことで、観測値である地殻熱流量との比較を可能にし、最適な温度構造モデルを求めることができる。

次に、鉛直（深さ）断面内の2次元直交座標系の場合について述べる。ここでは、簡単のため、流体の密度は空間的に変化しないとする非圧縮性粘性流体を仮定している。これにより、上記の2) 運動量保存則の式で、1) の質量保存則の条件がつねに自動的に満たされることになる。この条件のため、2) の運動方程式は、流れの速度を空間的に積分した流線関数を用いて表現する。したがって、解くべき支配方程式は、2) 運動量保存則と3) エネルギー保存則である。2次元モデルにおいても、粘性率の式は、上記のBurkett and Billen (2010) の式を用いている。2) の運動量保存の式は流れ場を解くための式、3) のエネルギー方程式は温度場を解くための式である。ここで解くべき未知変数は、各時間ステップでの差分格子における温度と流線関数である。つまり、差分化したモデル領域のすべての格子点での温度と、熱伝導層と仮定した大陸地殻と時間とともに伸びて

いくスラブを除く、マンツルの流れが存在する残りのモデル領域において、各格子点で囲まれた小さな長方形の中心での流線関数を、時間発展問題として解くことになる。しかしながら、2) の運動量保存則、3) のエネルギー方程式のどちらの式にも、温度と流線関数が未知変数として含まれており、このような問題は連成問題と呼ばれる。

これは、温度場は流れ場に影響を与え、また、流れ場は温度場に影響を与えることを意味している。

このような問題を解く方法であるが、まず、初期状態で、モデル領域内で、マンツルの流れはどこでもゼロとする。また、4.1節で述べるように、モデル領域の全格子点で初期の温度分布を与える。その初期温度分布の値を、2) の運動量保存の式の中の未知変数である温度と温度を与えることで計算される粘性率の式に代入し、差分法を用いて解くことで、上記の全評価点で流線関数を求めることができる。得られた流線関数を空間的に微分することで流れの速度ベクトルを得ることができる。

次に、3) のエネルギー方程式には、温度、流線関数、流れの速度ベクトルが未知変数として含まれているが、上記のようにして得られたこれら3つの物理量の値を3) 式に代入し、さらにガイド中を進むスラブによる流れを取り入れて解くことで、次の時間ステップにおける温度場を上記の全格子点で求めることができる。このような解法を時間を少しずつ進めながら繰り返すことで、モデル領域全体における温度と流線関数（または、流れの速度ベクトル）の空間分布が、時間とともにどのように変化していくかを知ることができる。詳しくは、Yoshioka *et al.* (2013) を参照されたい。

われわれの研究では、上述の2次元モデルと3次元モデルをケースバイケースで併用してきた。2次元モデルは、差分計算の格子間隔を小さくすることで計算精度を上げることができ、計算時間が少なくすむ。また、多くのパラメータスタディを実施することが可能である。一方、設定した鉛直面に直交した方向の流れや温度の流れがないということを仮定せざるを得ない。それに対し

て、3次元モデルは、温度場、流れ場が3次的に扱えるため、2次元モデルより現実的なモデルの構築が可能であり、何が起きているのかを把握しやすい。一方、計算時間が膨大になるため、格子間隔を粗くせざるを得ず、2次元モデルに比べて空間分解能が低くなり、また、パラメータスタディも行いにくい。

## 4. モデル

### 4.1 温度構造モデル

われわれは、環太平洋のさまざまな沈み込み帯で、3次元箱型海洋プレート沈み込みモデルを構築してきた。ここでは、チリ中部～南部の沈み込み帯を1つの例として、モデルの境界条件、初期条件を述べる (Iwamoto *et al.*, 2024) (図1)。なお、この節では、われわれの数値モデリングを視覚的にイメージしやすくするために同地域を例に

とってモデル化の概略について説明するが、後述の理由により、同地域は5節の結果と議論の対象地域とはしない。ここでは、地球の曲率は無視できるものとして、直方体領域をチリ沈み込み帯に適用している。図1は南米プレートの下に沈み込むナスカプレートの3次元形状を南方から見た鳥瞰図である。

モデル領域は、1960年のヴァルディビア地震 (Mw 9.5) の一部と2010年のマウレ地震 (Mw 8.8) の震源域、および南部火山帯が含まれるように設定している。+x軸は海溝軸にほぼ垂直方向に、海溝から内陸方向に、+y軸は海溝軸に沿って南から北方向に、+z軸は鉛直下方向に取っている。モデルのサイズは450 km×1,200 km×200 km (x×y×z)、格子点の数は46×121×61 (x×y×z) である。

モデル上面 (-z) の境界条件は、流れがなく、0°Cで一定であると仮定している (図1)。鉛直面

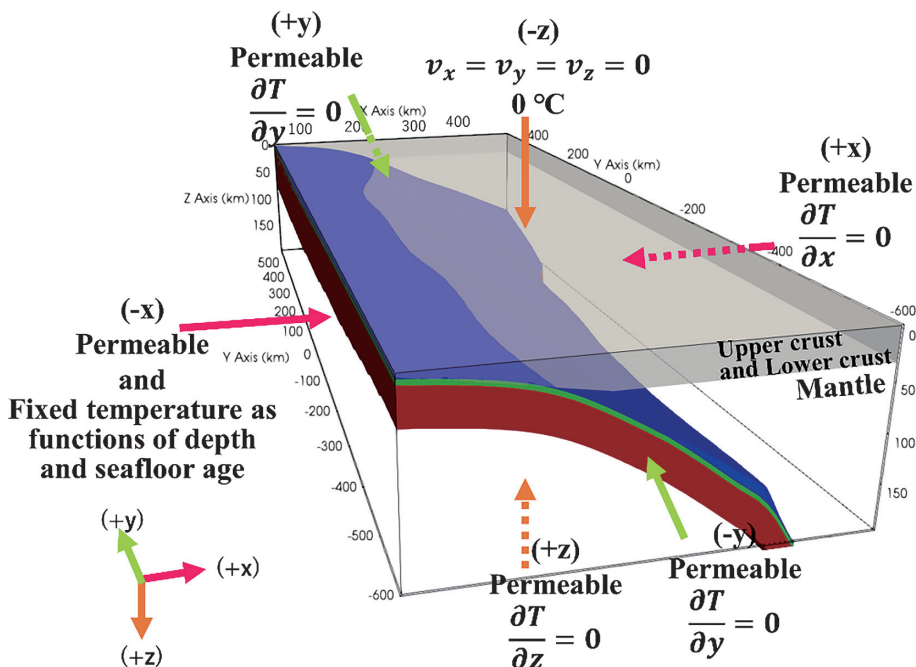


図1 3次元モデルの領域と境界条件の模式図。灰色の領域は上部・下部地殻を示す。スラブ内の青、緑、赤色の層は、それぞれ海洋堆積層、海洋地殻、スラブマントルを示しており、最大含水量と脱水勾配の分布を求める際に適用している。+x軸は海溝軸から内陸方向に、+y軸は海溝軸に沿って南から北方向に、+z軸は深さ方向に取っている。ピンク色、黄緑色、オレンジ色の矢印は、それぞれ、±x軸、±y軸、±z軸の方向とそれぞれの境界条件を与えた面を表す。図はIwamoto *et al.* (2024) による

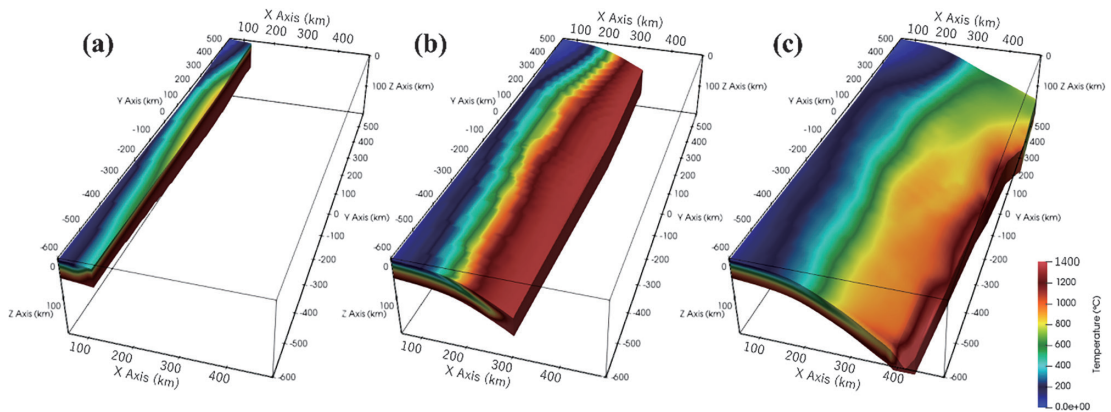


図 2 中部～南部チリ地域の数値シミュレーションにおいて設定したガイドに沿って沈み込むナスカプレートの温度分布のスナップショット. (a) 1,950 万年前. (b) 1,800 万年前. (c) 現在 (0 万年前). 図は Iwamoto *et al.* (2024) による

( $-x$ ) は海洋プレートの沈み込みが開始する面であるため、流れの速度が鉛直面を通して滑らかに連続的になる透過条件を課し、深さ方向の温度分布はプレート冷却モデルと呼ばれる式で与えている (McKenzie, 1967; Grose, 2012). この式は、深さと海溝における海洋プレートの年齢の関数になっており、さらに、沈み込み史を考慮すれば、海溝における海洋プレートの年齢は時間的にも異なるため、この鉛直面 ( $-x$ ) 内に与える温度分布は時空間的に変化することになる. 他の 4 つの境界は透過条件、および面を通して熱の出入りがない断熱条件を与えている.

初期条件については、初期温度分布は半無限冷却モデルの式で与えている (たとえば, Yoshioka and Sanshadokoro, 2002). 初期状態において、モデル領域は上部地殻、下部地殻、マンツルの 3 つの領域に分割される. 上部・下部地殻は、流れのない熱伝導層と仮定し、マンツルは深さ 32 km からモデルの下面までの領域として定義している. マンツル領域は熱対流領域であり、初期状態では、マンツルの流れはないものとしている.

海洋プレートは、スラブ形状を模したガイド (Ji and Yoshioka, 2015) に沿って、( $-x$ ) 面から、モデル領域に沈み込み速度を与えて沈み込ませる. スラブ上面の 3 次元形状は Slab2 モデル (Hayes *et al.*, 2018) によって定義され、スラブの厚さは Turcotte and Schubert (2002) の式を

用いて与えている. このガイドに沿った海洋プレートの沈み込み速度は、過去のプレート運動モデルに基づいて沈み込み履歴を考慮することによって与えられる (Müller *et al.*, 2019; Young *et al.*, 2019; Cao *et al.*, 2022; Altamimi *et al.*, 2016). 数値シミュレーションを上記のように設定することで、計算開始 (2,000 万年前) から現在 (0 万年前) までの海洋プレートの沈み込み史を反映したモデルを構築することが可能となる (図 2).

過去から現在まで、沈み込み史を与えて、完全なダイナミックなモデルで、現在のスラブ形状を再現することはほぼ不可能である. そこで、われわれは、現在のスラブ形状を模したガイドを計算開始時から設定しておき、ガイドの中に、沈み込み史を反映させた時空間的に変化する海洋プレートの沈み込み速度でスラブ物質を徐々に流し込むことで、過去から現在までの海洋プレート沈み込みのモデルを構築することに成功した (Yoshioka and Sanshadokoro, 2002; Ji and Yoshioka, 2015). 図 1 のモデルでは、ガイドを時間的にも空間的にも固定して扱ったが、ガイドの形状を保ったまま、ガイドを時間の経過とともに移動させることも可能であり、海溝を前進させたり、後退させたり (図 3)、さらに、3 次元モデルの場合には、海溝軸方向に平行に移動させたり、これらを組み合わせてプレートの斜め沈み込みなどを扱ったりすることも可能である (Torii and Yoshioka, 2007;



24 Ma

0 Ma

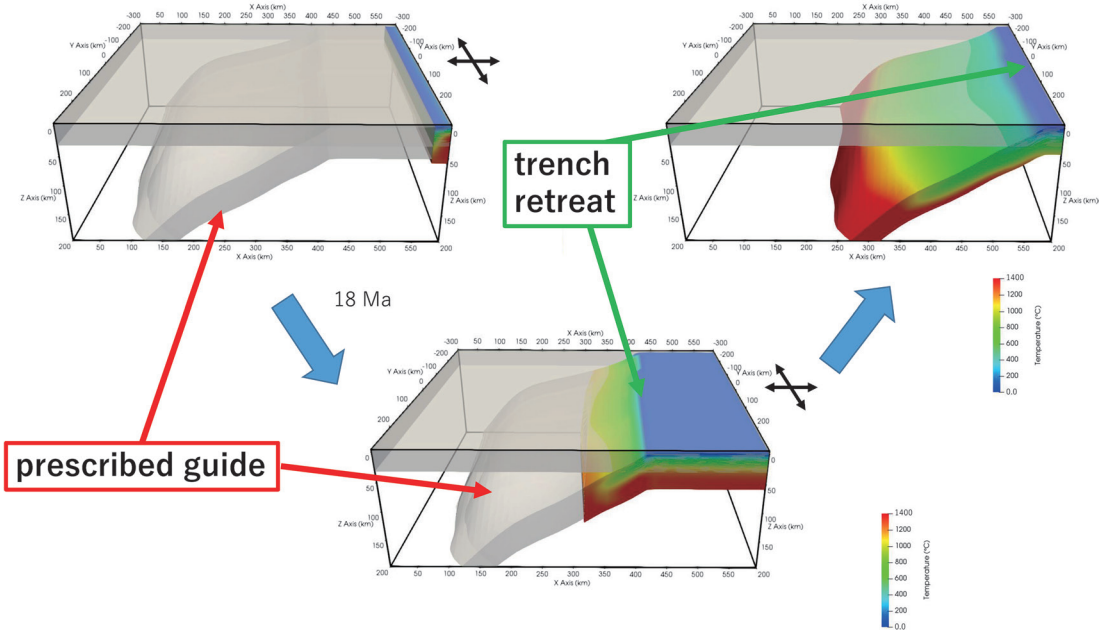


図 3 灰色のガイドで表された現在の3次元形状のスラブに対して、ガイド自体を海溝に直交方向に平行移動させて、海溝を後退させた場合のスラブ形状と温度分布の時空間変化のモデリング結果の例。カラーは時間とともにガイド内に一定の沈み込み速度で流し込んだスラブ物質の温度分布を表す。左上：2,400 万年前。下：1,800 万年前。右上：現在（0 万年前）

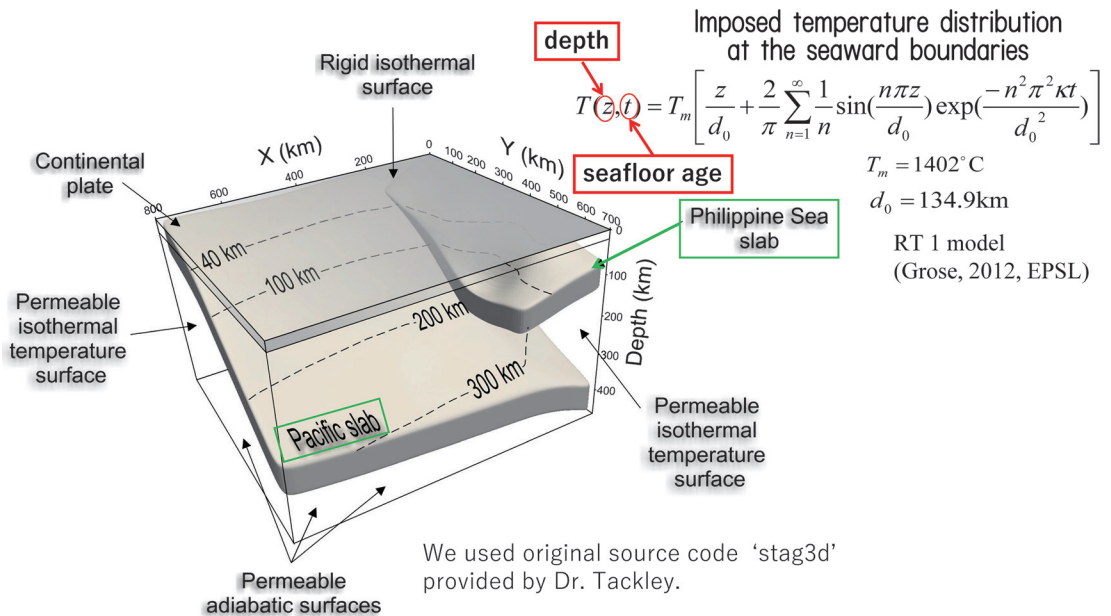


図 4 日本海溝から沈み込む太平洋プレートと相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの同時沈み込みのモデル設定と境界条件。北西上方から見た鳥瞰図。フィリピン海スラブが太平洋スラブの上に乗っている。図は Ji *et al.* (2017) に加筆

Yoshioka and Naganoda, 2010; Ji and Yoshioka, 2015). これによって、沈み込み史をかなり忠実に反映したモデルを構築することができる。また、1つのモデル領域に2つのガイドを同時に設定し、2つの海洋プレートの沈み込みやそれらの相互作用を扱うことも可能である。たとえば、この手法により、フィリピン海プレートと太平洋プレートが同時に沈み込んでいる関東地方や中部地方北部の下のモデル化(図4)などを行うことも可能である(Yoshioka *et al.*, 2015b; Ji *et al.*, 2017; Miyazaki *et al.*, 2023)。

われわれの数値シミュレーションでは、3節で述べたように有効摩擦係数がプレート境界の温度に大きな影響を与えるため、有効摩擦係数の値が異なるモデルをいくつか計算し、数値シミュレーションで得られた温度構造から地殻熱流量を計算し、観測された地殻熱流量のデータとの比較を行うことで、温度構造モデルの妥当性を検証している。その際、地殻熱流量の観測点の偏りを考慮し、地殻熱流量の観測点間の距離で重み付けした二乗平均平方根により計算している(Iwamoto *et al.*,

2022; Iwamoto *et al.*, 2023)。

このような計算を行って、二乗平均平方根が最も小さくなる有効摩擦係数を与えたときの温度構造を最適モデルとしている。また、550°Cの等温面の空間分布を計算し、その分布がLi *et al.* (2017)のキュリー点の深さ分布と同様の傾向を持つかどうかの確認も行っている。

## 4.2 含水鉱物の相図

1節で触れたように、深部低周波地震・微動の発生には、地中の流体が関与していると考えられている。このようなイベントは、沈み込み帯で発生していることから、海洋プレートが沈み込み、スラブに含まれていた含水鉱物中の流体が脱水して生じている可能性が考えられる。実際、スラブは多くの含水鉱物から構成されている。一般に、そのような含水鉱物は、温度、圧力(深さ)が増すにつれて脱水分解反応を起こし、どのような温度・圧力条件でどの程度脱水し、どのような鉱物へと相転移していくかを相図から知ることができる。相図は、温度と圧力(深さ)の関数で与えられるため、4.1節で得られた各格子点での温度か

## Phase diagrams

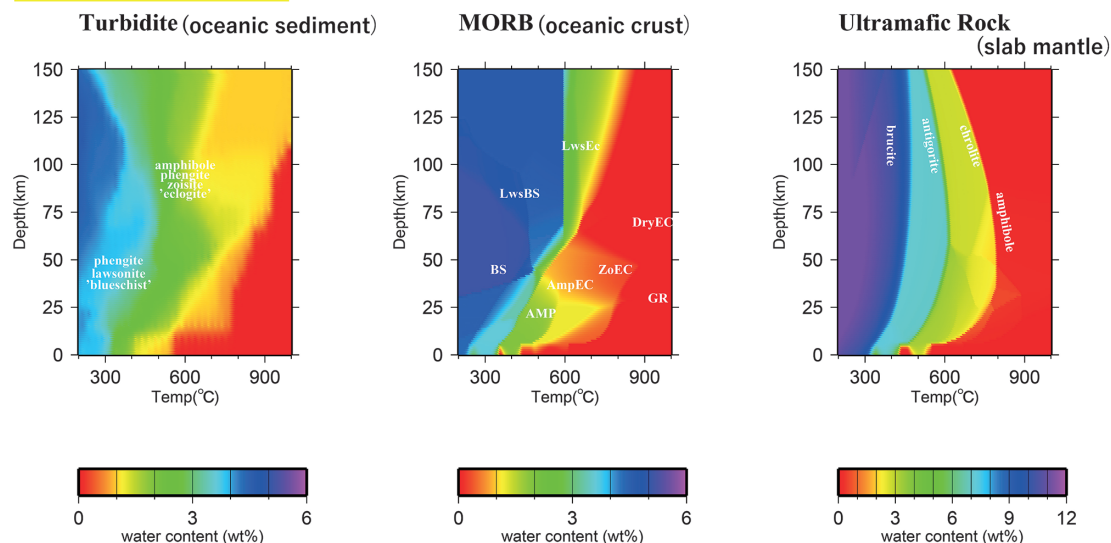


図5 海洋プレートの沈み込みに関連した含水鉱物の相図。横軸は温度(°C)、縦軸は深さ(km)を表す。左図：タービダイトの相図。海洋堆積層に相当。中図：中央海嶺玄武岩(MORB)の相図(Tatsumi *et al.*, 2020に加筆)。海洋地殻に相当。右図：超塩基性岩の相図(Tatsumi *et al.*, 2020に加筆)。スラブマントルとマントルウェッジに相当

らその場所での最大含水量を求めることができる。一般には、温度、圧力の上昇とともに、脱水は進んでいくが、何らかの原因で、スラブ内で急激な温度上昇などがあると、脱水が急激に進むことになり、かりにそれよりも深部に海洋プレートが沈み込んでも、すでに保有している水を吐き出してしまっているため、脱水は起こらないことにも注意する必要がある。

図5は本研究で用いた海洋プレートの沈み込みに関連した含水鉱物の相図を示している。相図の作成には、Perple\_Xというプログラムを用いている(Connolly, 2005)。左から、土砂を多量に含んだ流れである混濁流から堆積した堆積物であるタービダイト(van Keken *et al.*, 2011)、中央海嶺玄武岩(Tatsumi *et al.*, 2020)、超塩基性岩(Tatsumi *et al.*, 2020)の相図であり、それぞれ、海洋堆積層、海洋地殻、スラブマントルまたはマントルウェッジの領域に対応している。寒色系から暖色系になるにつれて、最大含水量が減少しており、色がシャープに変化している温度・圧力(深さ)条件では、脱水分解反応が急激に進み、多くの脱水が起こることになる。また、超塩基性岩の相図のスケールバーのスケールはタービダイトや中央海嶺玄武岩に比べて、最大含水量が多く、また、脱水分解反応を示す曲線が縦軸方向に延びているため、圧力(深さ)よりも温度に敏感に脱水分解反応を起こす、ということもわかる。

## 5. 結果と議論

本節では、前節までに述べてきた温度構造モデリングによって得られた温度構造・最大含水量分布とスロー地震との関連性について、これまでにわれわれの研究からわかってきたことを中心に述べる。ここでは、主としてフィリピン海プレートが沈み込んでいる東海～九州地方とアラスカ沈み込み帯を対象地域としている。なお、前節では、チリ中部～南部を例として、モデリングの概略の説明を行ったが、同地域ではスロー地震はほとんど発生しておらず、本稿の趣旨から外れるため、この節ではチリ中部～南部を対象としたモデリン

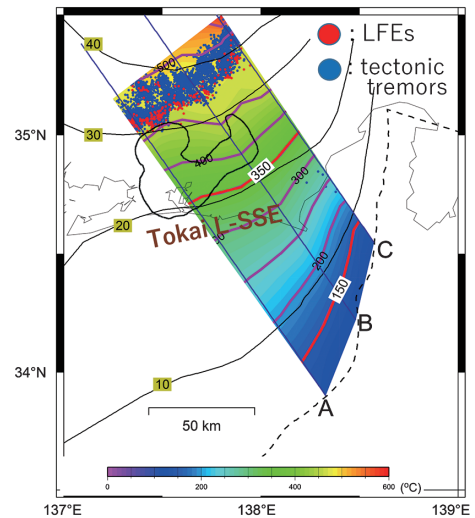


図6 東海地方下におけるフィリピン海プレート上面の温度分布(カラー、暖色系の色の等温線は50°C間隔)とMiyazaki *et al.* (2006)による2000～2005年東海長期的SSEの10 cmのすべりのコンター線。A, B, Cが付された紺色の線は2次元モデルで温度構造シミュレーションを行った測線を示す。赤点は、モデル領域内で発生した気象庁によって決定された1997年10月1日～2015年2月28日の期間の深部低周波地震の震央を示す。青点は、Idehara *et al.* (2014)によって決定された2003年4月1日～2010年3月31日の期間の深部低周波微動の震央を示す。黒色のコンター線はHirose *et al.* (2008)によるフィリピン海プレート上面の等深度線(コンター間隔10 km)。図はSuenaga *et al.* (2016)に加筆

グの結果については触れていない。

### 5.1 温度構造とスロー地震との関連性

図6は、Suenaga *et al.* (2016)によって得られたフィリピン海プレート上面での温度分布に、Miyazaki *et al.* (2006)による2000～2005年東海長期的SSEの10 cmのすべりのコンター線を重ねて描いた図である。この結果から、東海長期的SSEの10 cmのすべりの浅部側上限の温度は、350～370°C程度、深部低周波地震・微動の浅部側上限の温度範囲は450～480°C程度ということがわかる。Nakata *et al.* (2017)は、豊後水道において、地表で観測されたGNSS(全地球航法衛星システム)のデータを用いてすべりの不連続性を取り入れた逆解析を行い、プレート境界で2009～

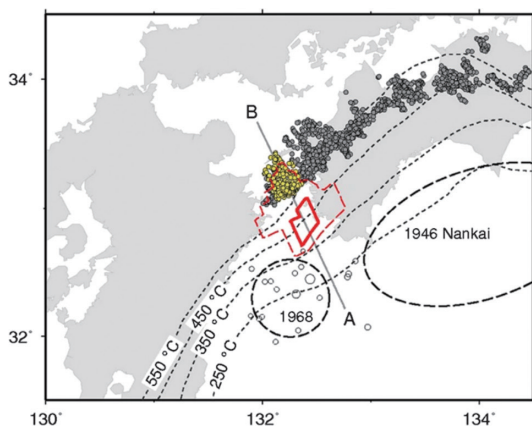


図7 実線と破線の赤色の多角形は、それぞれ推定された2009～2011年豊後水道長期的SSEの20cm以上と10cm以上の滑り領域。黄色と灰色の丸は、防災科学技術研究所の深部低周波微動の振幅を考慮した修正包絡線相関法とハイブリッドクラスタリング法を用いて得られた、2009～2011年豊後水道長期的SSEのデータ期間(2009.5～2011.2)に検出された深部低周波微動の震央を示す。太い破線の楕円は、1946年南海地震と1968年日向灘地震のおおよその震源域を示す。白丸は、気象庁が決定した1968年4月1日～5月1日に発生したM>3.0、深さ<70kmの地震の震央を示す。細い黒色の破線は、Ji *et al.* (2016)によるフィリピン海プレート上面の等温線(コンター間隔は100°C)を示す。図はNakata *et al.* (2017)による

2011年豊後水道長期的SSEのすべり分布を求め、Ji *et al.* (2016)のプレート境界での温度分布と比較した(図7)。その結果、東海地方とほぼ同様に、豊後水道長期的SSEの10cmのすべりの浅部側上限の温度は350°C程度、深部低周波微動の浅部側上限の温度範囲は450～550°C程度ということがわかった。また、Suenaga *et al.* (2019)は、伊勢湾を含む地域でフィリピン海プレートの沈み込みに伴う2次元温度構造モデリングを行い、深部低周波地震・微動の浅部側上限の温度範囲を480～550°C程度と推定した。Iwamoto *et al.* (2022)はアラスカ沈み込み帯で3次元温度構造モデリングを行い、深部低周波微動の浅部側上限の温度は約415°C程度という結果を得た。

Hyndman *et al.* (1997)は、Blanpied *et al.* (1995)による含水花崗岩の摩擦実験の摩擦パラメーター

( $a-b$ )が温度によってその正負の値を変化させるという結果に基づいて、沈み込み帯のプレート境界において、150～350°Cの範囲が不安定すべり( $a-b < 0$ )である海溝型巨大地震が起こりうる通常固着している領域、450°C以上の領域が非地震性のズルズルとしたすべりである安定すべり( $a-b > 0$ )が発生する延性領域、350～450°Cの範囲が両者の遷移領域であると述べている。この考えに従うと、上記の長期的SSEの上限が350～370°Cとなり、約350°Cの温度に一致するという事は、長期的SSEは不安定すべりと安定すべりの遷移領域で発生していることを示唆している。また、深部低周波地震・微動は、415～550°Cと温度範囲が広い。この結果が地域性によるのか、プレート境界がより深部に位置していることによる温度の不確定性によるのかは不明である。また、深部低周波地震・微動は多くの地域で450°C以上の安定すべり領域で発生しており、温度構造からその発生メカニズムを理解することは困難である。

## 5.2 最大含水量分布と深部低周波地震・微動との関連性

前述のように、得られた温度構造とスラブに含まれる含水鉱物の相図を用いて、最大含水量分布を求めることができる。さらに、沈み込み方向に沿った注目する測線において、単位長さ当たりの脱水量(脱水勾配)を求めることも可能である。これにより、スラブ内のどこで、どの程度の量の脱水が起こっているかを知ることができる。本節では、このようにして得られた最大含水量分布と深部低周波地震・微動の分布の関連性についてこれまで得られた知見と関連した研究について述べる。

西南日本では、深部低周波地震・微動は東海地方から豊後水道まで帯状に見られるものの、顕著な空白域も存在する。その1つに伊勢湾北部がある(図8)。この空白域は、フィリピン海プレートが最も低角で沈み込んでいる地域と一致している。Suenaga *et al.* (2019)はこの点に着目し、同地域において、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う2次元温度構造モデリングを、空白域

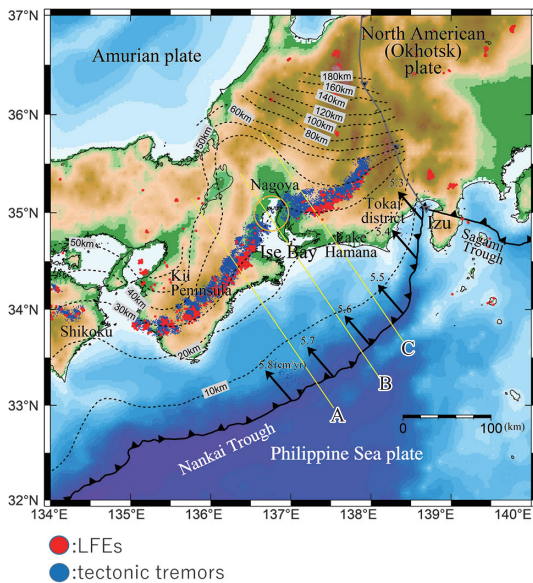


図 8 中部地方を含む領域のテクトニックマップ。黒い破線は、沈み込んだフィリピン海プレートの上面の等深度線を表す (Hirose *et al.*, 2008; Nakajima and Hasegawa, 2007)。赤点は気象庁が決定した 1997 年 10 月 1 日～2015 年 12 月 31 日に発生した低深部低周波地震の震央を示す。青点は、Idehara *et al.* (2014) によって決定された 2003 年 4 月 1 日～2013 年 3 月 31 日に発生した深部低周波微動の震央を示す。オレンジ色の円は、深部低周波地震・微動の大まかな空白域を示す。3 本の黄色の線は、Suenaga *et al.* (2019) が行った 2 次元温度構造モデリングの測線 A, B, C を示す。黒い矢印は、アムールプレートに対するフィリピン海プレートのプレート運動速度ベクトルを表す (DeMets *et al.*, 2010)。図は Suenaga *et al.* (2019) に加筆

(図 8 の測線 B) とそれに隣接している深部低周波地震・微動の活動域 (図 8 の測線 A, C) で実施した。その結果、測線 A, C では、脱水勾配は  $1.7\sim 1.8\times 10^{-2}$  wt%/km となったが、測線 B では、その約半分の  $9.9\times 10^{-3}$  wt%/km となった (図 9)。これは、空白域を含む測線 B では、プレートが低角で沈み込んでいることにより、スラブ内の温度が徐々に上昇し、その結果、脱水分解反応も緩やかに起こるためと考えられる。この結果は、空白域では、脱水勾配が緩やかであることにより、深部低周波地震・微動が発生しない可能性を示唆し

ており、このことはまた、これらの発生に水が関与していることを示唆している。また、Morishige and van Keken (2017) は 3 次元形状のスラブで脱水後の流体移動のモデリングを行い、スラブ直上の蛇紋岩層内の浸透率 (流体が地層のような多孔質媒体中を流れるときの流れやすさ) が方向によって異なることにより、流体はスラブの最大傾斜方向に移動することを示した。したがって、スラブが凸状の場合は、多孔質体や岩石、土壌などにおける総体積に対する隙間の体積割合である空隙率が増加して流体経路が集中し、一方、凹状の場合は空隙率が減少して、流体経路が分岐することを示した。このような 3 次元的なプレート形状と流体移動の関係により、紀伊水道下でなぜ短期的 SSE (ひいては深部低周波地震・微動) が起こらないのかを説明できる可能性があることを示した。Nakajima and Hasegawa (2016) は、西南日本における深部低周波地震の発生頻度の地域性に関して、プレート境界付近での地震波トモグラフィの結果との関連性に着目した解析を行い、深部低周波地震の発生頻度は、上盤側の大陸プレートにどの程度スラブから脱水した流体が浸透できるかに依存していると主張した。すなわち、上盤側にスラブから脱水した流体が浸透しにくい場合、プレート境界付近で間隙水圧が静岩圧に近い値まで高められ、せん断強度を十分に低下させることで、深部低周波地震が発生する。一方、上盤側に流体が浸透しやすい場合には、プレート境界における間隙水圧が低下し、せん断強度はあまり低下せず、その結果、深部低周波地震は発生せず、空白域が生じるとした。

このように、深部低周波地震・微動の発生には、5.1 節で述べた温度条件よりも、スラブから脱水した流体が関与している可能性が高いと考えられる。

### 5.3 西南日本とアラスカの隣接地域における深部低周波地震・微動の発生域、火山活動の違いについて

図 7, 8 に示されているように、西南日本では、深部低周波微動・地震が帯状に分布しているが、その西端は、豊後水道までであり、九州東部の沈

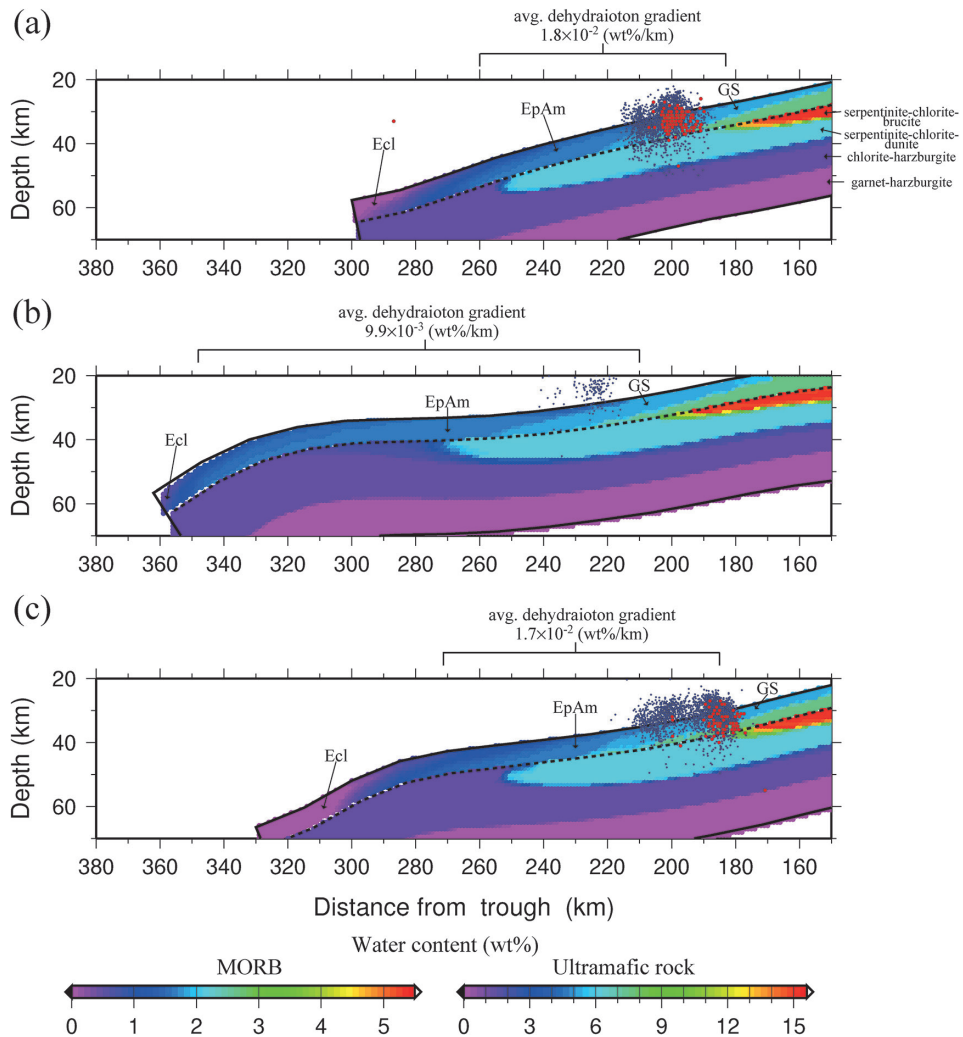


図 9 図 8 の 3 本の測線に沿った鉛直断面内において計算されたフィリピン海スラブの海洋地殻の中央海嶺玄武岩とスラブマントルの超苦鉄質岩の最大含水量の空間分布。黒い点線は、各測線のスラブのモホ面を示す。赤点は、気象庁が決定した 1997 年 10 月 1 日～2015 年 12 月 31 日の期間における各測線に沿った片側幅 10 km 以内で発生した深部低周波地震の震源を示す。青点は、Idehara *et al.* (2014) によって決定された 2003 年 4 月 1 日～2013 年 3 月 31 日の期間の各測線に沿った片側幅 10 km 以内で発生した深部低周波微動の震源を示す。GS, EpAm, Ecl は、それぞれ緑色片岩、緑簾石角閃石、エクロジャイトの相を表す。(a) 測線 A. (b) 測線 B. (c) 測線 C. 図は Suenaga *et al.* (2019) による

み込み帯ではこのようなイベントはほとんど発生していない。また、中国地方北部の火山の活動度が低いのに対し、九州の火山活動は活発である。このような火山は島弧にほぼ平行に火山列をなし、その海溝側は前弧域と呼ばれる。このような四国～中国地方と九州地方における深部低周波微動・地震や火山活動の違いを説明するため、

Tatsumi *et al.* (2020) は両地域において、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う 2 次元温度構造モデリングを行い、得られた温度分布と含水鉱物の相図を用いて最大含水量分布を求めた (図 10)。その結果、九州-パラオ海嶺より南西側の九州地方で、フィリピン海プレートの沈み込み方向に沿った測線では、古い海底年代 (>5,000 万年

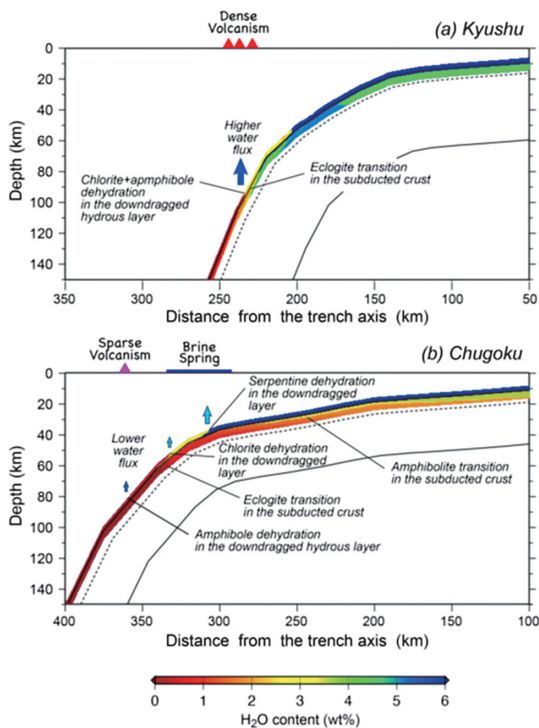


図 10 九州地方 (a) と四国～中国地方 (b) の下に沈み込んだフィリピン海プレートの温度構造モデルと含水鉱物の相図から計算されたプレート境界付近の最大含水量分布。図は Tatsumi *et al.* (2020) による

前) の冷たいプレートが高角で沈み込んでいるため、前弧域では脱水が起こらず、深部低周波地震・微動の発生も見られない。また、火山列の直下で一気に脱水を起こし、脱水した流体は鉛直上方に上昇することで、マンタルウェッジの融点を下げ、マグマを生成し、活発な火山活動を引き起こしていると結論づけた (図 10 (a))。一方、四国～中国地方では、2,600～1,500 万年前といった若い海底年代のプレートが低角で沈み込んでいるため、前弧域で多くの脱水が起こり、深部低周波地震・微動の発生を引き起こし、その内陸側では脱水量が必然的に少なくなり、中国地方北部の火山は活動度が低いと考えた。

同様な隣接地域の違いは、アラスカ沈み込み帯でもみられる (図 11)。アラスカ沈み込み帯の北東側では、ヤクタットテレーンと呼ばれる海台が沈み込んでおり、沈み込んだプレート上面で深部

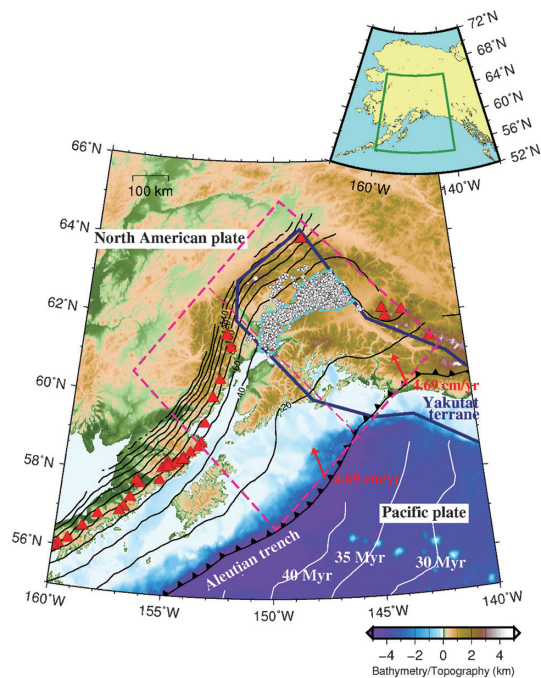


図 11 アラスカ沈み込み帯のテクトニックマップ。挿図の緑色の実線の枠内の領域を示している。紺色の太い実線はヤクタットテレーンの領域を表す。白丸は Wech (2016) によって決定された深部低周波微動の震央を示し、水色の破線は図 12 で用いた深部低周波微動の発生域を示す。黒色の太い有刺線はアリューシャン海溝を示し、黒色の細い線はコンター間隔 20 km で描いた Hayes *et al.* (2018) による Slab 2 モデルによる沈み込んだ海洋プレートの上面の等深度線を、赤色の三角形は火山を示す。赤い矢印は、Matthews *et al.* (2016) から計算された海溝における海洋プレートの現在 (0 Ma) の沈み込み方向と大きさを表す。ピンク色の破線の枠内は Iwamoto *et al.* (2022) のモデル領域で、モデル領域を北東側と南西側に分割する中央のピンク色の破線は、沈み込んだヤクタットテレーンと沈み込んだ太平洋プレートのモデルでの境界を示している。図は Iwamoto *et al.* (2022) による

低周波微動が発生している。その内陸側には、火山列がみられない。一方、南西側では、太平洋プレートがヤクタットテレーンに隣接して沈み込んでおり、深部低周波地震・微動は発生しておらず、内陸部に火山列が存在する。このような状況は、まさに、上述の四国～中国地方と九州地方の違いと同様である。しかしながら、西南日本とは異なる

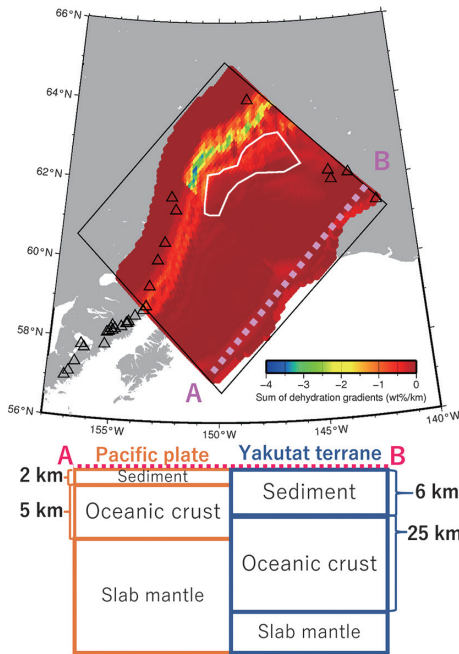


図 12 上図：スラブ上面からスラブのモホ面までの鉛直方向の脱水勾配の総和の空間分布。黒枠はモデル領域を示す。鉛直方向の脱水勾配の総和は、相図のデータが存在する、スラブ上面の深さがモデル下面（深さ 200 km）よりも浅く、温度が 200°C より高い領域のみプロットしている。白枠は図 11 の深部低周波微動の発生域を、黒線の三角形は火山を示す。ピンク色の太い点線 A-B は、下図で、鉛直面内においてスラブを構成する各層と厚さを示した測線を表す。下図：上図の測線 A-B に沿った鉛直断面内におけるスラブを構成する各層と厚さの分布。図は Iwamoto *et al.* (2022) に加筆

り、沈み込むヤクタットテレーンと太平洋プレートの年齢の差は小さく、また沈み込み角も大差はないため、上述の西南日本のような解釈はできない。このようなアラスカ沈み込み帯における違いの原因を解明するため、Iwamoto *et al.* (2022) は同地域で 3 次元温度構造モデリングを実施し、得られた温度分布と相図を用いて、脱水勾配を求めた（図 12）。通常の脱水勾配の求め方では、ヤクタットテレーンと太平洋プレートで大きな違いは見られなかったため、スラブの厚さ方向の構造の違いに着目した解析を行った。すなわち、ヤクタットテレーンでは、海洋堆積層と海洋地殻の厚

さが、それぞれ、6 km、25 km と通常のスラブに比べてかなり厚く、スラブ上面からスラブのモホ面までの鉛直方向の脱水勾配の総和を求めてみた。その結果、ヤクタットテレーンの深部低周波微動が発生している領域の深部側のスラブ内でのみ、脱水勾配の総和が大きい領域が生じた（図 12）。このことは、このような脱水分解反応で生じた流体が鉛直上方に上昇し、プレート境界に沿って浅部に移動したことによって、深部低周波微動の発生に影響を及ぼした可能性があることを示唆している。四国～中国地方と同様、沈み込んだヤクタットテレーンでは、前弧域で多くの脱水が起こり、その結果、その内陸側では脱水量が少なくなり火山列が形成されなかったと解釈した。一方、太平洋スラブでは、火山列のほぼ直下で厚いスラブマントルからの脱水が支配的であるという結果が得られ、火山列の形成に寄与したと結論づけた。

## 6. まとめ

本稿では、プレート境界付近で発生するさまざまなスロー地震と温度構造・脱水分布の関連性について、フィリピン海プレートが沈み込んでいる西南日本とアラスカ沈み込み帯を対象地域として、われわれが行ってきた研究を中心に述べてきた。以下、主要な点についてまとめる。

- (1) 2000～2005 年東海長期的 SSE と 2009～2011 年豊後水道長期的 SSE の解析結果から、10 cm のすべりの浅部側上限の温度は約 350～370°C と推定された。このことは、長期的 SSE は不安定すべりと安定すべりの遷移領域で発生しているということを示唆している。
- (2) 温度構造モデリングの結果から、東海地方、伊勢湾北部、四国、アラスカの深部低周波地震・微動の発生域の浅部側上限の温度は 415～550°C と温度範囲が広がった。これが、地域性によるものなのか、温度の不確定性によるものなのかについては不明である。また、深部低周波地震・微動は、多く



の地域で安定すべり領域で発生しており、温度構造からその発生メカニズムを理解することは困難である。

- (3) スラブの含水鉱物からの脱水による流体が深部低周波地震・微動の発生に影響を及ぼしている可能性が高い。伊勢湾では、脱水勾配が小さい領域で、深部低周波地震・微動の空白域が生じ、四国では、沈み込み角が小さく、海底年代の若いフィリピン海プレートの沈み込みにより、脱水が前弧域で起こっている可能性がある。
- (4) アラスカにおける深部低周波微動と火山活動のテクトニックセッティングは、西南日本のものと類似しているように見えるが、それらの生成メカニズムは異なっていると考えられる。西南日本では、沈み込む海洋プレートの年代と沈み込み角の違いによって、一方、アラスカでは海洋堆積物と海洋地殻の厚さの違いによって制御されていると推定される。

## 謝辞

編集長の加藤照之氏には、本稿の執筆の機会と改訂にあたってたいへん有益な助言をいただきました。いくつかの図の作成に、Wessel and Smith (1998) による Generic Mapping Tools (GMT) を使用させていただきました。記して感謝の意を表します。

## 参考文献

- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. and Collilieux, X. 2016. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**, 6109–6131. doi:10.1002/2016JB013098
- Asano, Y., Obara, K. and Ito, Y. 2008. Spatiotemporal distribution of very-low frequency earthquakes in Tokachi-oki near the junction of the Kuril and Japan trenches revealed by using array signal processing. *Earth, Planets Sp.*, **60**, 871–875. doi:10.1186/BF03352839
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A. and Byerlee, J. D. 1995. Frictional slip of granite at hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **100**, 13045–13064. doi:10.1029/95JB00862
- Burkett, E. R. and Billen, M. I. 2010. Three-dimensionality of slab detachment due to ridge-trench collision: Laterally simultaneous boudinage versus tear propagation. *Geochemist. Geophys. Geosys.*, **11**, Artn Q11012. doi:10.1029/2010gc003286
- Cao, X., Zahirovic, S., Li, S., Suo, Y., Wang, P., Liu, J. and Müller, R. D. 2022. A deforming plate tectonic model of the South China Block since the Jurassic. *Gondwana Res.*, **102**, 3–16. doi:10.1016/j.gr.2020.11.010
- Caristan, Y. 1982. The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **87**, 6781–6790. doi:10.1029/JB087iB08p06781
- Connolly, J. A. D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 524–541. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.033
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **181**, 1–80. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Dragert, H., Wang, K. and James, T. S. 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525–1528. doi:10.1126/science.1060152
- Grose, C. J. 2012. Properties of oceanic lithosphere: Revised plate cooling model predictions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **333–334**, 250–264. doi:10.1016/j.epsl.2012.03.037
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M. and Smoczyk, G. M. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, **362**, 58–61. doi:10.1126/science.aat4723
- 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. Solid Earth*, **113**, B09315. doi:10.1029/2007JB005274
- Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S. and Maeda, T. 2010. Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone.

- Science*, **330**, 1502–1502. doi:10.1126/science.1197102
- Hirose, H. and Obara, K. 2010. Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **115**, B06A21. doi:10.1029/2008JB006050
- Hyndman, R. D., Yamano, M. and Oleskevich, D. A. 1997. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Isl. Arc*, **6**, 244–260. doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x
- Idehara, K., Yabe, S. and Ide, S. 2014. Regional and global variations in the temporal clustering of tectonic tremor activity. *Earth, Planets Sp.*, **66**: 66. doi:10.1186/1880-5981-66-66
- Ishihara, Y. 2003. Major existence of very low frequency earthquakes in background seismicity along subduction zone of south-western Japan. *AGU Fall Meeting Abstr.*, 2003, S41C-0107
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S. and Hirose, H. 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**, 503–506. doi:10.1126/science.1134454
- Iwamoto, K., Suenaga, N. and Yoshioka, S. 2022. Relationship between tectonic tremors and 3-D distributions of thermal structure and dehydration in the Alaska subduction zone. *Sci. Rep.*, **12**: 6234. doi:10.1038/s41598-022-10113-2
- Iwamoto, K., Suenaga, N., Yoshioka, S. and Ortega-Culaciati, F. 2024. 3D thermal structural and dehydration modeling in the southern Chile subduction zone and its relationship to interplate earthquakes and the volcanic chain. *Geosci. Lett.*, **11**: 3. doi:10.1186/s40562-023-00318-2
- Iwamoto, K., Suenaga, N., Yoshioka, S., Ortega-Culaciati, F., Miller, M. and Ruiz, J. 2023. 3-D thermal structure and dehydration near the Chile Triple Junction and its relation to slab window, tectonic tremors, and volcanoes. *Geosci. Lett.*, **10**: 34. doi:10.1186/s40562-023-00289-4
- Ji, Y. and Yoshioka, S. 2015. Effects of slab geometry and obliquity on the interplate thermal regime associated with the subduction of three-dimensionally curved oceanic plates. *Geosci. Front.*, **6**, 61–78. doi:10.1016/j.gsf.2014.04.011
- Ji, Y., Yoshioka, S., Manea, V. C. and Manea, M. 2017. Seismogenesis of dual subduction beneath Kanto, central Japan controlled by fluid release. *Sci. Rep.*, **7**: 16864. doi:10.1038/s41598-017-16818-z
- Ji, Y., Yoshioka, S. and Matsumoto, T. 2016. Three-dimensional numerical modeling of temperature and mantle flow fields associated with subduction of the Philippine Sea plate, southwest Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**, 4458–4482. doi:10.1002/2016JB012912
- Katsumata, A. and Kamaya, N. 2003. Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**: 1020. doi:10.1029/2002GL015981
- Kobayashi, A. 2014. A long-term slow slip event from 1996 to 1997 in the Kii Channel, Japan. *Earth, Planets Sp.*, **66**: 9. doi:10.1186/1880-5981-66-9
- Li, C.-F., Lu, Y. and Wang, J. 2017. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Sci. Rep.*, **7**: 45129. doi:10.1038/srep45129
- Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M. and Müller, R. D. 2016. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Glob. Planet. Change*, **146**, 226–250. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.10.002
- McKenzie, D. P. 1967. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, **72**, 6261–6273. doi:10.1029/JZ072i024p06261
- Miyazaki, K., Nakajima, J., Suenaga, N. and Yoshioka, S. 2023. Deep subduction of the Philippine Sea slab and formation of slab window beneath central Japan. *Earth, Planets Sp.*, **75**: 93. doi:10.1186/s40623-023-01846-z
- Miyazaki, S., Segall, P., McGuire, J. J., Kato, T. and Hatanaka, Y. 2006. Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**, B03409. doi:10.1029/2004jb003426
- Morishige, M. and van Keken, P. E. 2017. Along-arc variation in short-term slow slip events caused by 3-D fluid migration in subduction zones. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**, 1434–1448. doi:10.1002/2016JB013091
- Müller, R. D., Zahirovic, S., Williams, S. E., Cannon, J., Seton, M., Bower, D. J., Tetley, M. G., Heine, C., Le Breton, E., Liu, S., Russell, S. H. J., Yang, T., Leonard, J. and Gurnis, M. 2019. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the triassic. *Tectonics*, **38**, 1884–1907. doi:10.1029/2018TC005462
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. 2016. Tremor activity

- inhibited by well-drained conditions above a megathrust. *Nat. Commun.*, **7**: 13863. doi:10.1038/ncomms13863
- 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
- Nakata, R., Hino, H., Kuwatani, T., Yoshioka, S., Okada, M. and Hori, T. 2017. Discontinuous boundaries of slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Sci. Rep.*, **7**: 6129. doi:10.1038/s41598-017-06185-0
- Nishikawa, T., Ide, S. and Nishimura, T. 2023. A review on slow earthquakes in the Japan Trench. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **10**: 1. doi:10.1186/s40645-022-00528-w
- Nishimura, T., Matsuzawa, T. and Obara, K. 2013. Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 3112–3125. doi:10.1002/jgrb.50222
- Obara, K. 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681. doi:10.1126/science.1070378
- Obara, K. 2010. Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **115**, B00A25. doi:10.1029/2008JB006048
- Obara, K. and Ito, Y. 2005. Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth, Planets Sp.*, **57**, 321–326. doi:10.1186/BF03352570
- Obara, K. and Kato, A. 2016. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, **353**, 253–257. doi:10.1126/science.aaf1512
- Ranalli, G. 1995. Rheology of the Earth. 2nd ed., Springer Dordrecht, 432 pp
- Rogers, G. and Dragert, H. 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip. *Science*, **300**, 1942–1943. doi:10.1126/science.1084783
- Seshimo, Y. and Yoshioka, S. 2022. Spatiotemporal slip distributions associated with the 2018–2019 Bungo Channel long-term slow slip event inverted from GNSS data. *Sci. Rep.*, **12**: 343. doi:10.1038/s41598-021-03982-6
- Suenaga, N., Yoshioka, S. and Matsumoto, T. 2016. Relationships among temperature, dehydration of the subducting Philippine Sea plate, and the occurrence of a megathrust earthquake, low-frequency earthquakes, and a slow slip event in the Tokai district, central Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **260**, 44–52. doi:10.1016/j.pepi.2016.09.004
- Suenaga, N., Yoshioka, S., Matsumoto, T., Manea, V. C., Manea, M. and Ji, Y. 2019. Two-dimensional thermal modeling of the Philippine Sea plate subduction in central Japan: Implications for gap of low-frequency earthquakes and tectonic tremors. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**, 6848–6865. doi:10.1029/2018JB017068
- Tatsumi, Y., Suenaga, N., Yoshioka, S., Kaneko, K. and Matsumoto, T. 2020. Contrasting volcano spacing along SW Japan arc caused by difference in age of subducting lithosphere. *Sci. Rep.*, **10**: 15005. doi:10.1038/s41598-020-72173-6
- Torii, Y. and Yoshioka, S. 2007. Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the Clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip angles. *Tectonophysics*, **445**, 200–209. doi:10.1016/j.tecto.2007.08.003
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. 2002. Geodynamic. 2nd ed., Cambridge University Press, 456 pp. doi:10.1017/CBO9780511807442
- van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M. and Abers, G. A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H<sub>2</sub>O from subducting slabs worldwide. *J. Geophys. Res.*, **116**, B01401. doi:10.1029/2010JB007922
- Wang, K., Hyndman, R. D. and Yamano, M. 1995. Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, **248**, 53–69. doi:10.1016/0040-1951(95)00028-L
- Wech, A. G. 2016. Extending Alaska's plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction. *Geology*, **44**, 587–590. doi:10.1130/G37817.1
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.*, **79**, 579–579. doi:10.1029/98eo00426
- Yokota, Y. and Ishikawa, T. 2020. Shallow slow slip events along the Nankai Trough detected by GNSS-A. *Sci. Adv.*, **6**, eaay5786. doi:10.1126/sciadv.aay5786
- Yoshioka, S., Matsuoka, Y. and Ide, S. 2015a. Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan,

- inferred from inversion analyses of GPS data. *Geophys. J. Int.*, **201**, 1437-1455. doi:10.1093/gji/ggv022
- Yoshioka, S. and Naganoda, A. 2010. Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**, 321-329. doi:10.1016/j.pepi.2010.09.002
- Yoshioka, S. and Sanshadokoro, H. 2002. Numerical simulations of deformation and dynamics of horizontally lying slabs. *Geophys. J. Int.*, **151**, 69-82. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01735.x
- Yoshioka, S., Suminokura, Y., Matsumoto, T. and Nakajima, J. 2013. Two-dimensional thermal modeling of subduction of the Philippine Sea plate beneath southwest Japan. *Tectonophysics*, **608**, 1094-1108. doi:10.1016/j.tecto.2013.07.003
- Yoshioka, S., Takagi, R. and Matsumoto, T. 2015b. Relationship between temperatures and fault slips on the upper surface of the subducting Philippine Sea plate beneath the Kanto district, central Japan. *Geophys. J. Int.*, **201**, 878-890. doi:10.1093/gji/ggv032
- Young, A., Flament, N., Maloney, K., Williams, S., Matthews, K., Zahirovic, S. and Müller, R. D. 2019. Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era. *Geosci. Front.*, **10**, 989-1013. doi:10.1016/j.gsf.2018.05.011

吉岡祥一

[よしおか しょういち]

**現職** 神戸大学都市安全研究センター/大学院理学研究科惑星学専攻 教授

**略歴** 神戸大学理学部卒業, 京都大学大学院理学研究科地球物理学専攻 博士課程修了, 日本学術振興会 特別研究員, 愛媛大学理学部地球科学科 助手, 九州大学大学院理学研究院地球惑星科学部門 准教授, 2009年10月～ 神戸大学都市安全研究センター/大学院理学研究科惑星学専攻 教授 (2020年4月～2022年3月 都市安全研究センター長) 現在に至る

**研究分野** マントルダイナミクス, 測地学, 地震学

# 2023年2月6日，トルコカフラマンマラシュ地震から考える連動型地震の起こり方

遠田晋次

## 1. はじめに

トルコ・シリアにおいて5万6千人以上の死者，10万棟以上の家屋倒壊，4兆円以上の経済的損失をだしたトルコ南東部，カフラマンマラシュ地震（Mw7.8, Mw7.5）から原稿執筆時点で約1年が経過した。トルコでは，1999年8月の死者行方不明者1万7千人，経済損失2兆円のコジャエリ地震（イズミット地震とも称される）以来の国家規模の地震災害となった。本稿では，カフラマンマラシュ地震前に公表されていた論文と本震後約1年間に出版された主要論文にもとづき，地震発生にかかわるテクトニクス，長期評価，地震活動，地殻変動，本震の破壊過程，余震活動などを手短かにレビューする。そのうえで，長大活断層系から発生する大地震の発生過程や長期評価向上のための考察を加える。

## 2. 2023年カフラマンマラシュ地震シーケンスと破壊過程

2023年2月6日にトルコ南東部で発生した地震は，一般には「トルコ・シリア地震」と呼ばれることが多い。ここではアメリカ合衆国地質調査所（USGS, 2023）にしたがって，同日1時17分（UTC）に発生したMw7.8地震をパザルジュック地震（Pazarcik earthquake），約9時間後の10時24分（UTC）に発生したMw7.5地震をエルビスタン地震（Elbistan earthquake）と呼び（図1），この2つを合わせてカフラマンマラシュ地震シーケンス（Kahramanmaraş earthquake sequence）もしくはたんにカフラマンマラシュ地震と定義す

る。この2つの地震のマグニチュードは論文によって異なり，前者がMw7.7~7.8，後者がMw7.5~7.7とされるが，ここではUSGSにしたがう。

### 2.1 北アナトリア断層帯と東アナトリア断層帯

カフラマンマラシュ地震は大局的にみると東アナトリア断層帯（East Anatolian fault zone ; EAF）で発生した地震である。前述のコジャエリ地震をはじめ，20世紀以降，トルコで発生した多くの被害地震は北アナトリア断層帯（North Anatolian fault zone ; NAF）で発生してきた（たとえば，Barka, 1996）。北アナトリア断層帯は，トルコ北部に東西に約1,000 kmにわたって延びるユーラシアプレートとアナトリアブロックの右横ずれプレート境界である。3万人を超える死者を出した1939年のエルジンジャン地震（Mw7.8）以降，同断層帯上では数カ月~32年間隔で大地震が震源域を西に移動しながら続発した（図1，Barka, 1996 ; Stein *et al.*, 1997）。北アナトリア断層帯の地形地質および測地学的な右横ずれ変位速度は20~25 mm/年で（たとえば，Reilinger *et al.*, 2006），歴史地震や古地震調査から同断層帯を構成する断層の活動間隔は200~700年とみられている（たとえば，Kozacı *et al.*, 2011）。1999年8月にはイスタンブール東方でコジャエリ地震，同年11月にはデュズジェ地震（Düzce earthquake, Mw7.3）が続発した。北アナトリア断層帯はイスタンブールの南のマルマラ海を東西に横切っているが，1766年以降大地震の記録がなく地震空白域となっている。コジャエリ地震による応力伝播も懸念され，地震発生確率の上昇が指摘されている（Parsons *et al.*, 2000）。

一方，トルコ南東部には，アナトリアブロックとアラビアプレートの境界に全長約600 kmの東

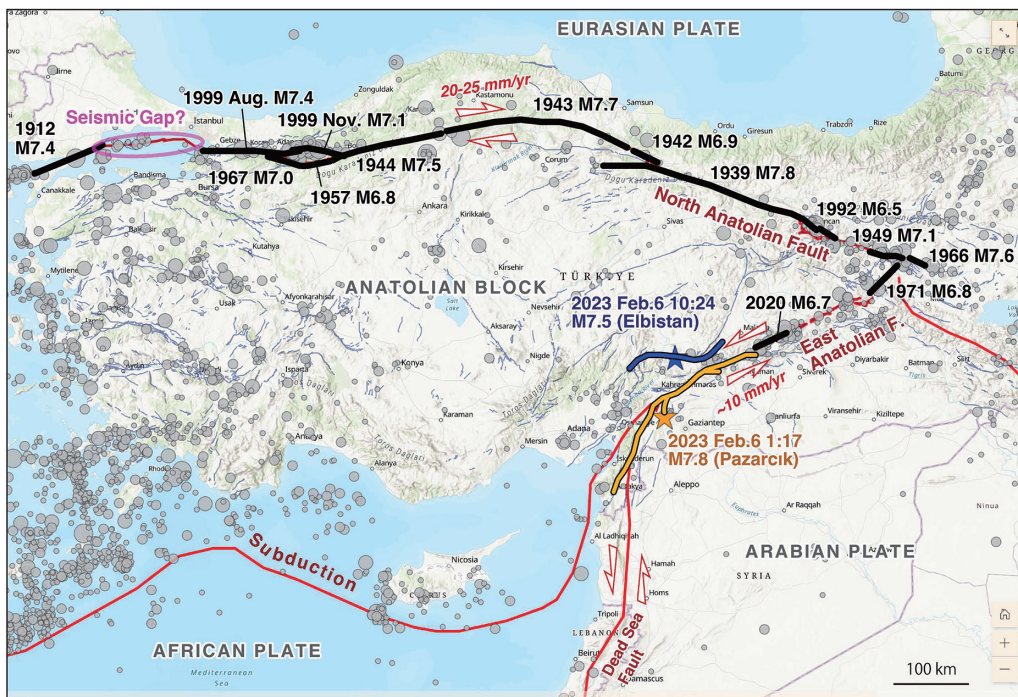


図 1 トルコ共和国に分布するプレート境界と 20 世紀以降の歴史地震. USGS (2023) の基図に歴史地震震源域 (Barka, 1996 ; Stein *et al.*, 1997) と 2023 年カフラマンマラシユ地震の破壊域を加筆. 橙色がバザルジュック地震の震源断層を, 青色がエルビスタン地震の震源断層を示す

アナトリア断層帯が分布する. 東アナトリア断層帯の起源は第三紀中新世にさかのぼり (Hubert-Ferrari *et al.*, 2003 ; Pousse-Beltran *et al.*, 2020), 累積左横ずれ変位や第四紀後期の変動地形から, 約 10mm/年の左横ずれ変位速度が見積もられている (たとえば, Aktug *et al.*, 2016). GNSS に基づく左横ずれ変位速度も同様に約 10mm/年とされ (たとえば, McClusky *et al.*, 2000), 地形地質からの見積もりと整合する. 東アナトリア断層帯の活動度は北アナトリア断層帯の半分以下であるが, 中部から南西部を中心に多くの歴史被害地震が記録されている (Ambraseys, 1989 ; Ambraseys and Jackson, 1998). ただし, 過去約 50 年間に限ると, 北アナトリア断層帯との会合点付近で 1971 年に M6.8, 2020 年に M6.1, 2020 年に M6.8 の地震が起こったのみで, 全般的に地震活動が低調であった (図 1).

## 2.2 パザルジュック地震, エルビスタン地震の震源破壊過程と断層モデル

このように, 20 世紀以降 M7 以上の地震が起こっていなかった東アナトリア断層帯で, 2023 年 2 月 6 日 1 時 17 分 (UTC) にバザルジュック地震が発生した. この地震では, 同断層帯の南西半分の約 350 km 区間が変位し, その後 9 時間後には, 本震震央から約 100 km 北に位置する東西走向のチャルダック断層 (Çardak fault) で左横ずれ変位をともなってエルビスタン地震が発生した.

同地震後 1 年間で, 両地震の震源断層モデルや地表地震断層に関する多くの論文が公表された (Melgar *et al.*, 2023 ; Okuwaki *et al.*, 2023 ; Mai *et al.*, 2023 ; Karabulut *et al.*, 2023 など). 著者や解析手法によって断層長や断層分布, すべり分布, 破壊過程などに関する多少の相違はある. しかし, パザルジュック地震の破壊は分岐断層から東アナトリア断層本体に合流し, その後バイラテ

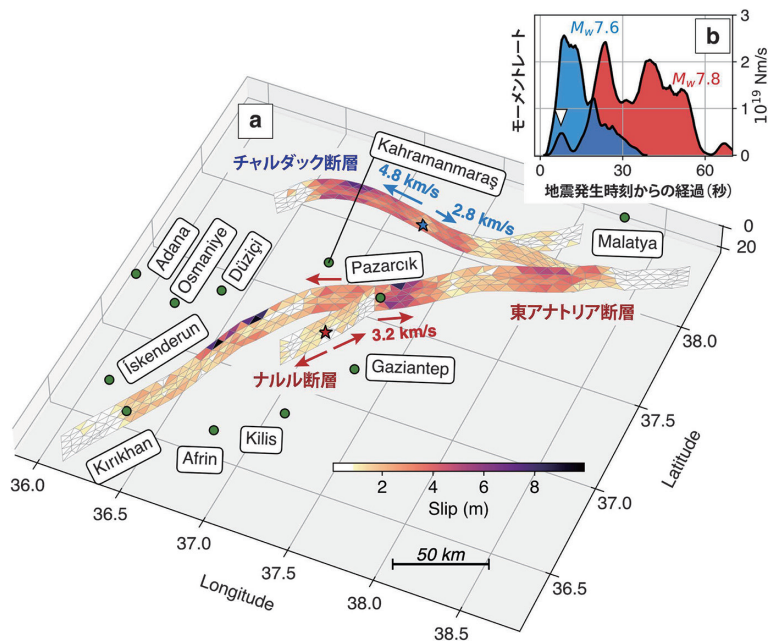


図 2 パザルジュック地震とエルビスタン地震の震源断層モデル (Melgar *et al.*, 2023 に加筆). (a) 破壊過程とすべり量分布. 緑丸は都市を示す. (b) 2つの地震のモーメント時間関数. 白三角はナルル断層によるモーメント解放を示す

ラルに約 350 km 区間が破壊したこと、エルビスタン地震はチャルダック断層の中央部からバイラテラルに破壊が進展し約 170 km 区間が活動した点で一致する (Melgar *et al.*, 2023, 図 2a). 以下は、遠地 P 波記録のポテンシー密度テンソル逆解析を用いた Okuwaki *et al.* (2023) による破壊過程を記す.

パザルジュック地震の震央 (破壊開始点) は東アナトリア断層本体から南約 20 km の地点に位置する (図 2a). 初期破壊は、EAF から南西に短く分岐した既知のナルル断層 (Narlı fault) での斜めすべり変位 (左横ずれと正断層すべり) に端を発する. 現地調査からはナルル断層の地表地震断層は東アナトリア断層に完全に合流していないが (Rietman *et al.*, 2023; Karabacak *et al.*, 2023), ほとんどの震源断層モデルで分岐断層として扱われている. このナルル断層での約 25 km 区間の動きが、最初のモーメント解放レートのピークと一致する (図 2b). このときの地震モーメントはパザルジュック地震全体の 3% にあたる.

ナルル断層の変位は東アナトリア断層本体に到

達し、その後、破壊は同断層パザルジュックセグメント (Pazarcik segment) との接合点から北東と南東へバイラテラルに進行した. Okuwaki *et al.* (2023) は最初のサブイベント (Mw6.9) 直後にまっすぐに東アナトリア断層本体が動いたわけではなく、5 秒ほどの遅延があったと推定している. 2 つ目のサブイベント (Mw7.6) は破壊の南西方向への進展であり、破壊の向きが震源方向へ戻ってくるため、かれらはこれを back-rupture propagation と呼んだ. このとき 20 秒かけて 120 km の区間で破壊が生じたことから S 波速度を超える超剪断破壊伝播 (supershear rupture propagation) が断続的に生じたと指摘している. 3 つ目のサブイベント (Mw7.4) は 2 つ目から 20 秒遅れで生じた. 北東への破壊進展に対応する. 最後の 4 つ目のサブイベントは地震発生から 45 秒後に発生した. 走向が反時計回りの 54° 程度と推定され、パザルジュック地震全体の 43% (Mw7.7) ものモーメント解放があったとしている. これは、ほぼアマノスセグメント (Amanos segment; 場所は図 5 を参照のこと) での断層運動に相当す

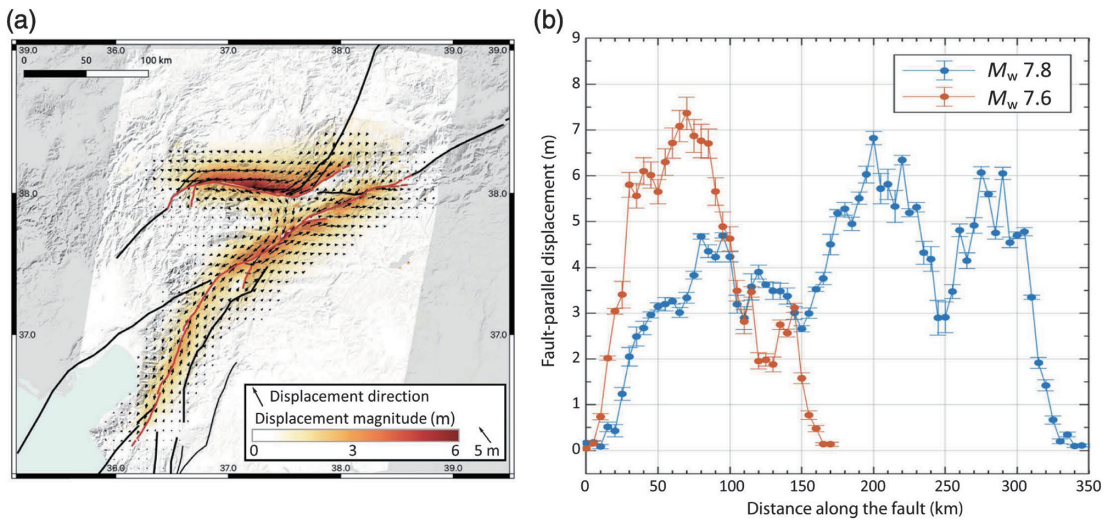


図3 ピクセルオフセット法によって求めたパザルジュック地震とエルピスタン地震の地震時水平変位 (Mai *et al.*, 2023). (a) 変位量とその向き. (b) 断層沿いの左横ずれ変位分布

る. Okuwaki *et al.* (2023) は, このイベントでも超剪断破壊を指摘している. なお, バックプロジェクション法による逆解析では, 北東への破壊が先で, 南東への破壊は少し遅れて生じたとされている (Mai *et al.*, 2023).

測地インバージョンでは, Sentinel-1 画像を用いた SAR のピクセルオフセット法による左横ずれ変位分布が示されている (たとえば, Mai *et al.*, 2023, 図 3b). パザルジュック地震の最大変位は震央の約 30 km 北東のカフラマンマラシュで 6~7 m に達し, さらに北東 70~100 km の地点でも最大 6 m の変位が生じた. 震央から南西のアマノスセグメント上では 3~4.5 m の変位がみられ南西端に向かって急減する. ALOS-2 による InSAR 解析でも同様のすべりピークが確認され, 全体としてパザルジュック-エルケネックセグメント (Erkenek segment) で変位が卓越することが示されている (Kobayashi *et al.*, 2024).

一方, エルピスタン地震では, 東西走向のチャルダック断層の中央部から東西にバイラテラルに破壊が進展した (図 2a). 総破壊長は約 170 km に達する. この地震の地震モーメントは USGS では  $2.6E+20$  Nm ( $M_w 7.5$ ) とされているが, 多くの論文がやや大きめの値を算出している ( $3.2E+20$  Nm, Okuwaki *et al.*, 2023;  $3.64E+20$  Nm, Melgar

*et al.*, 2023). また, CMT 解においてノンダブルカップル成分が卓越するのは, 破壊が Z 字状に屈曲し, 東西の断層端部分での走向・傾斜・すべり角が変化したためとみられる (Okuwaki *et al.*, 2023). 地表地震断層も, 西端では Y 字状に分岐し (Rietman *et al.*, 2023), 分岐断層周辺では正断層解をもつ余震が卓越する (Karabulut *et al.*, 2023). 東部は真っ直ぐにチャルダック断層に延びず, 北東走向のドーアンシェヒル断層 (Doğanşehir fault) に続く (断層位置は図 5b を参照, Rietman *et al.*, 2023). 主要活断層であるマラトヤ断層 (Malatya fault) ではなく, 並走するマイナーなドーアンシェヒル断層に破壊進展した点は興味深い. パザルジュック地震で超剪断破壊が生じたかどうかは論文によって見解が異なるが, エルピスタン地震の西側への破壊では 4.8 km/秒 (Melgar *et al.*, 2023, 図 2) 程度の超剪断破壊進展が生じたとする点は一致した見解となっている.

ピクセルオフセット法による解析では (図 3), エルピスタン地震の変位量分布はコンパクトな単峰型で, 最大左横ずれ変位量は 7 m を超えパザルジュック地震を上回る.



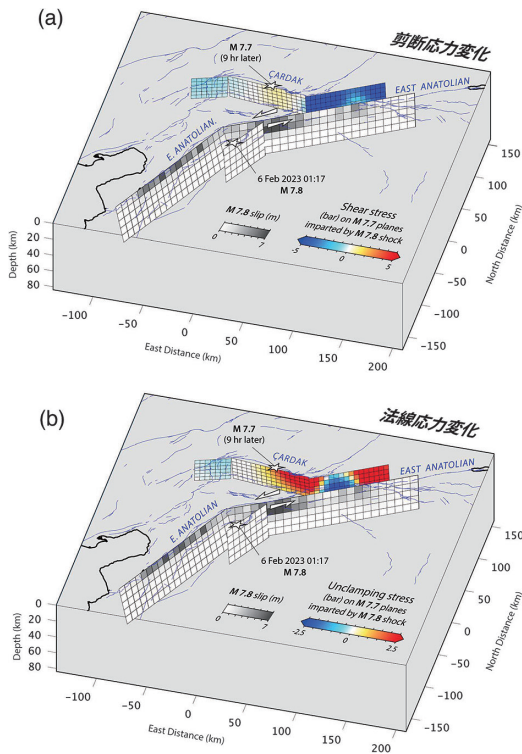


図 4 パザルジュック地震によるエルビスタン地震の震源断層面上での静的応力変化 (Toda and Stein, 2024). USGS (2023) の震源断層モデルを使用. (a) 剪断応力変化. (b) 法線応力変化

### 2.3 パザルジュック地震とエルビスタン地震の関連性

前述のようにパザルジュック地震の約9時間後に、同地震の震央から北方約90kmのチャルダック断層上で断層変位が起こり、約170kmの区間が活動した。トルコ防災危機管理庁 (AFAD) の震源カタログには、この間にチャルダック断層での地震記録はない。パザルジュック地震直後の検知能力の低下も考えられるが、前震活動もなく9時間後に突然発生している。

エルビスタン地震は先行するパザルジュック地震による影響なのか。もしそうであれば、どのような物理要素が遅延誘発を招いたのか。Toda and Stein (2024) は、USGS のパザルジュック地震の断層モデルを用いてエルビスタン地震破壊面での静的クーロン応力変化 ( $\Delta CFF$ ) を計算した。

みかけの摩擦係数 ( $\mu$ ) を 0.4 と仮定した場合、同断層中央部の震源付近で約 3 bar の応力増加が見込まれる。  $\Delta CFF$  ではなく、剪断応力と法線応力成分でみると、後者の変化が著しい (図 4b)。 Kobayashi *et al.* (2024) でも、チャルダック断層の震源付近での法線応力増加 (unclamping) の重要性が指摘されている。パザルジュック地震の動的破壊過程を再現した Ren *et al.* (2024) も、動的応力変化が影響したと考えるよりも静的クーロン応力変化によるものと結論づけている。約 3 bar の応力増加は平均的な地震時応力降下の 1/10 程度もあり、「最後の一押し」には十分な载荷量と考えられる。同断層は左横ずれ変位速度が 3 mm/年にもかかわらず少なくとも過去 2,000 年間に大地震は発生していない (Duman and Emre, 2013)。地震サイクルの終盤、いわゆる「満期」に近い状態だったのだろう。

### 3. 長期評価の視点からみたカフラマンマラシュ地震

#### 3.1 東アナトリア断層帯の分布と変位速度

北アナトリア断層帯と同様、東アナトリア断層帯はマクロにみるとプレート境界をなしている。図 5 に東アナトリア断層帯を示すが、同断層帯は、北アナトリア断層帯との接合部であるカルオバ三重点 (Karhova triple junction) からアンタキヤ (Antakya) まで南西に約 600 km にわたって延びる。詳細な断層分布状況や地震発生層などを鑑みると、単純なプレート境界ではなく、長大活断層帯とみなすことができる。北アナトリア断層帯に比べて、断層不連続 (ステップ) や屈曲、分岐、並走が顕著であり、プレート間の相対運動を吸収する範囲はきわめて幅広い。特に断層帯中央部のチェリクハン (Çelikhan) 市で南西に向かって 2 条に分岐する。そのため、チャルダック断層は一見すると東アナトリア断層帯の外に位置するようであるが、この断層も広義の東アナトリア断層帯に含まれる (Duman and Emre, 2013)。シュルグ断層 (Sürgü fault) からチャルダック断層、サブ룬断層 (Savrun fault) へと続く断層

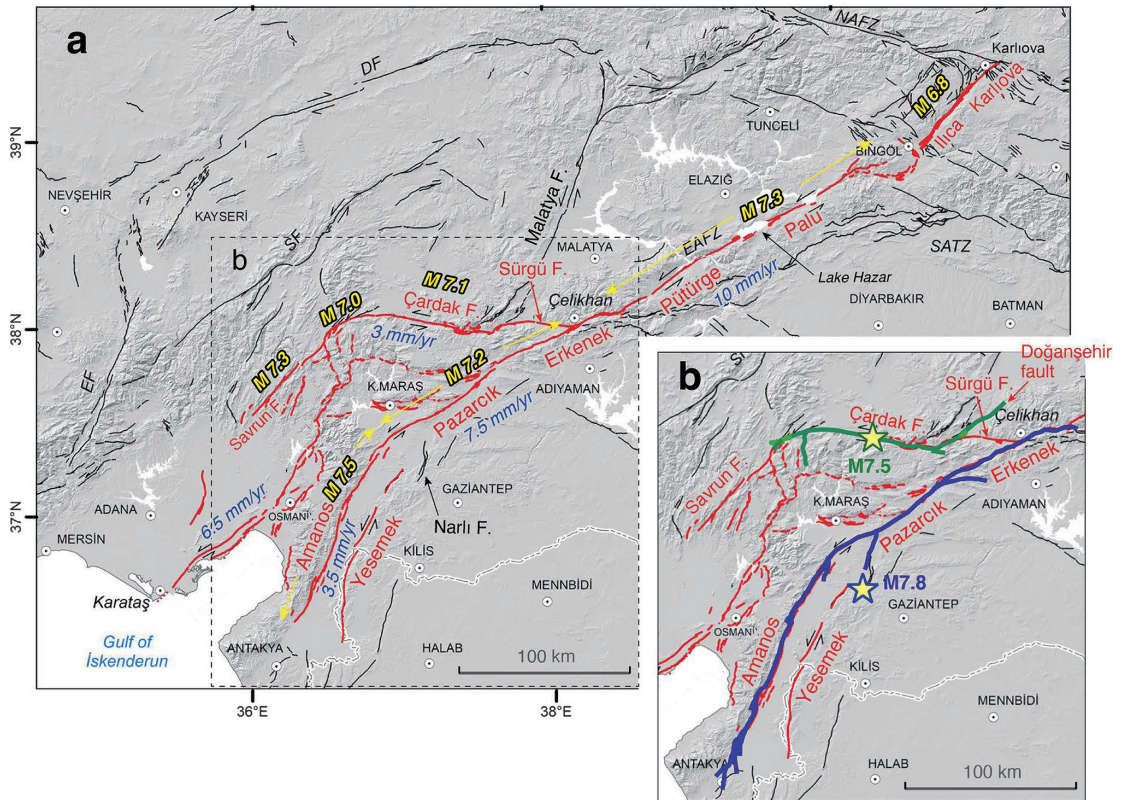


図5 東アナトリア断層とその周辺の活断層分布 (Duman and Emre, 2013 に加筆). (a) 東アナトリア断層 (赤線) と主なセグメント名と左横ずれ変位速度, 想定最大マグニチュード (Gülerce *et al.*, 2017). (b) 2023年カフラマンマラシュ地震の地表地震断層分布 (Rietman *et al.*, 2023)

帯は、シュルグ-ミス断層系 (Sürgü-Misis fault system) と呼ばれている (Duman *et al.*, 2020). そのほか、同断層系の南西延長にも複数の断層が並走し、全体として広域の変形ゾーンを構成している。そのため、東アナトリア断層帯中央部のチェリクハン市を挟んで北東側は左横ずれ変位速度が10mm/年、パザルジュックセグメントでは7.5mm/年、アマノスセグメントで3.5mm/年となる。歪み分割 (strain partitioning) によって本体側では南西への変位速度の減衰が生じている (Gülerce *et al.*, 2017, 図5)。さらに、アマノスセグメントと並走するナルル断層、イエゼメック断層 (Yezemek fault) は死海断層 (Dead Sea fault zone) の延長とも解釈されている。東アナトリア断層帯の南西部は死海断層帯との会合部でもあることから、きわめて複雑な変形帯となっている。

### 3.2 東アナトリア断層帯2023年活動区間の活動史

東アナトリア断層帯沿いの歴史地震については、古文書や現地調査に基づく被害の記録から、過去約1,500年程度の震央分布と地震規模が推定されている (Ambraseys, 1989; Ambraseys and Jackson, 1998)。ただし、被害は人口集中域に限定されることと断層トレースの複雑性により、活断層との対応は容易ではない。そのため、研究者によってさまざまな解釈が行われている。図6には、カフラマンマラシュ地震後の見直しも含め、その代表的なものを示した。

パザルジュック地震の震源断層となったアマノス、パザルジュック、エルケネクセグメントについて、Duman and Emre (2013) は、最新活動時期をそれぞれ西暦521年 (Mw7.5)、1513年 (Ms7.4)、1893年 (Ms7.1) と解釈した (図6a)。アン

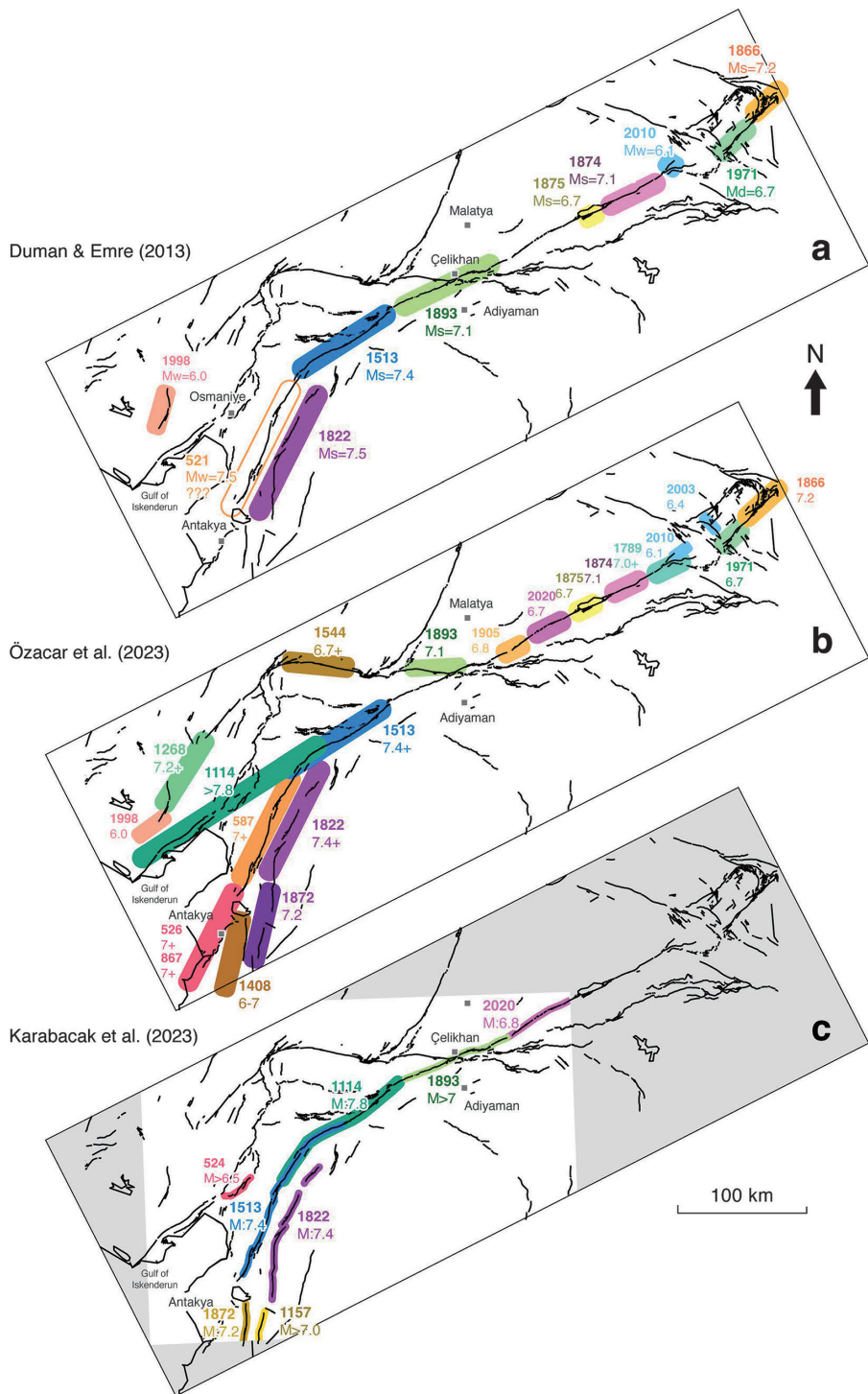


図 6 東アナトリア断層帯沿いの歴史地震と推定活動区間。(a) Duman and Emre (2013), (b) Özacar et al. (2023), (c) Karabacak et al. (2023)

タキヤ (Antakya) やシリアのアレッポ (Aleppo) に壊滅的な被害をもたらし、死者数3~6万人と推定される1822年の地震 (M7.5) は、地表断層トレースの鮮明さから、アマノス区間に並走する死海断層のイエゼメックセグメントで発生したと推定した。この1822年地震については、2023年以前はアマノスセグメントの活動とする解釈が多数であった。この解釈にもとづいた応力伝播モデルでは、アマノスに隣接するパザルジュックセグメントにおいて1822年以降に約15 bar程度もの応力蓄積が想定され、東アナトリア断層における最大ハザード区間と評価されていた (Nalbant *et al.*, 2002)。しかし、2023年地震後に見直されたÖzacar *et al.* (2023) (図6b)、Karabacak *et al.* (2023) (図6c) では、1822年の地震をDuman and Emre (2013) 同様にイエゼメックセグメントに対応させている。1513年地震に関しては、パザルジュックセグメントを震源とする考えが支持されている。一方で、地域最大規模とされる1114年地震 (M>7.8) については意見が分かれる。パザルジュックセグメントとアマノスセグメントの連動とする考え (図6c) と、イスケンデルン湾周辺の町々で甚大な被害が生じていることから、アマノスセグメントではなく、並走するシュルゲーミシス断層帯南西部に対応させる説がある (図6b)。後者では、アマノスセグメントは6世紀頃を最後に活動していなかったことになる。

なお、1893年 (Ms7.1) 地震については、チェリクハン市に被害が集中するためにエルケネクセグメントの活動とされていることが多い。しかし、Özacar *et al.* (2023) はシュルゲ断層が震源と推定している。シュルゲ断層はチャルダック断層と隣接するにもかかわらず、エルビスタン地震で動いていない。Özacar *et al.* (2023) の見方をすれば、最新活動から130年しか経過していないため連動しなかったと考えることもできる。

トルコでトレンチ調査が本格化したのは主として1999年のコジャエリ地震後である。特に北アナトリア断層に集中している (たとえば、Klinger *et al.*, 2003; Kondo *et al.*, 2010)。そのため、東アナトリア断層帯沿いの古地震データはさきわめて少

ない。北東部のピュテュルゲ (Pütürge)-パル (Palu) セグメント境界のハザール湖 (Lake Hazar, 図5) 周辺でのトレンチ調査 (Çetin *et al.*, 2003) や同湖での湖底堆積物による地震イベントの検出 (Hubert-Ferrari *et al.*, 2020)、シュルゲ-ミシス断層帯でのトレンチ調査 (Duman *et al.*, 2020) に限られる。2023年カフラマンマラシュ地震の破壊区間に限ると、地震前のトレンチ調査はわずか3カ所で、調査結果の公表も地震後である (Yönlü and Karabacak, 2023; 近藤ほか, 2023)。Yönlü and Karabacak (2023) はパザルジュックセグメントの2カ所で2010年と2011年に掘削調査を行い、過去1万年間に少なくとも5回の地表変位をともなう地震イベントを検出している。そのうち、最大歴史地震の西暦1114年地震 (M>7.8) と思われるイベントを60km離れた両サイトで見出した。2023年地震と同じ破壊区間を推定している。一方、西暦1513年 (Ms≥7.4) に関しては南のトレンチ地点のみで検出されたことから、1513年地震では破壊は北東にまで波及しなかったとした。近藤ほか (2023) は2014年にカルタル (Kartal) 地点で行ったトレンチ調査で、堆積物中に5回の地震イベントを見出した。イベント間の最小再来間隔を900年と推定している。

### 3.3 東アナトリア断層帯の地震ハザード評価

カフラマンマラシュ地震前には、どのようなハザード評価が行われていたのか。トルコの最初の地震ゾーニングマップ (seismic zoning map) は1945年に公表され、科学的知見・工学的技術進歩によって、その後何度も更新された。特に1990年代、2000年代には主要活断層マップの充実とともに、観測地震だけではなく、震源断層を特定した地震ハザード評価が格段に進歩した。トルコ全土の確率論的地震動予測を行った最新の成果として、Akkar *et al.* (2018)、Demircioğlu *et al.* (2018) などがある。また、東アナトリア断層帯に特化した研究としてはGülerce *et al.* (2017) がある。

Demircioğlu *et al.* (2018) は、活断層データベース (Emre *et al.*, 2018) にもとづいて Wells and Coppersmith (1994) の経験則から最大Mを求め、一回り小さな地震や周辺の領域震源なども考慮

し、トルコ全土の震源をコンパイルした。そのうえで、ロジックツリーを採用し確率論的地震動予測図を作成した。それによると、再来周期 475 年時の予測震度 (MMI) は、北アナトリア断層帯沿いで全域で IX を超えるのに対し、東アナトリア断層帯の南西部では VIII~IX 程度とやや低い。東アナトリア断層帯から発生する M7.8 以上の年発生頻度も  $2.0\sim 4.0\times 10^{-3}$  (再来周期 250~500 年) と、北アナトリア断層帯  $3.0\sim 9.0\times 10^{-3}$  (再来周期 110~330 年) に比べて小さく見積もられていた。

Gülerce *et al.* (2017) は、最新の活断層情報にもとづいて東アナトリア断層帯を 11 にセグメント区分し、11 とおりの連動破壊のシナリオを構築した。それぞれのシナリオでの Mw を見積もり、観測地震ベースの GR 則を適用して発生確率を求めた。断層帯南西部の複雑な分岐やロジックツリーなども採用した現実的な評価ではあるが、20 世紀以降の地震活動の低調さと 2023 年破壊区間の変位速度の遅さなどから、相対的に低い地震ハザード評価が示されていた。Truncated GR 則 (M7 程度以上の大きめの地震頻度がより小さくなる) を採用していることも一因とみられる。最大地震に関しても、アマノスセグメント単独の 140.98 km が最長で M7.5 にとどまる (図 5)。パザルジュック~アマノスセグメントが連動破壊するシナリオは組み入れられていなかった。

#### 4. カフラマンマラシュ地震前の 地殻変動・地震活動

1990 年代から GNSS 観測がトルコにも導入され、同国を取り巻くプレート間の相対速度やアナトリアブロックの西進と反時計回りの動き (図 7a) などが明らかになった (たとえば、McClusky *et al.*, 2000)。近年の InSAR と GNSS の統合モデルによる地殻変動解析は精細で、プレート境界沿いにおける歪レートの局所化が可視化されている (たとえば、Weiss *et al.*, 2020, 図 7b)。北アナトリア断層帯沿いでは 20 mm/年を超える右横ずれ変位が幅 50~80 km の断層帯で生じており、剪断

歪みレートが  $10^{-7}$ /年を超える。

東アナトリア断層沿いの剪断歪レートの北アナトリア断層と比べて顕著に低い。特に南西半分においては、周辺域 (プレート内) の歪レートとはほぼ変わらない (図 7b)。北アナトリア断層に比較すると 2 桁以上小さい。一方で、過去 28 年間の GNSS 観測をとりまとめた Kurt *et al.* (2022) は、チャルダック断層とパザルジュックセグメントを横切る測線で、幅 60 km にわたる 9.7 mm/年の左横ずれ変形を指摘していた (図 7c)。

東アナトリア断層沿いの低歪みレートに対応するように、地震活動も全般的に低調であった。図 8 は 2007~2019 年の震央分布 (Güvercin *et al.*, 2022) にカフラマンマラシュ地震の震源断層を重ねた。図中の色付きは東アナトリア断層から両側 15 km 以内の  $M\geq 2.5$  地震の震央である。エルケネック区間とパザルジュック区間のごく一部を除き、地震活動はきわめて低調であった。特にチャルダック断層沿いにはほとんど地震が発生していない。前述の確率論的地震ハザード評価 (PSHA) では、断層変位速度の小ささに加え、このような低調な地震活動が GR 則に反映されていたため、相対的に発生確率が小さく評価されていた。

その一方で、AFAD の震源カタログを調べると、パザルジュック地震の震央付近では前駆的地震活動とも考えられる活動が認められる。約 7 カ月前よりこのナルル断層周辺で群発地震ともいえるような地震活動の活発化がみられる (図 9)。累積図をみると、震央 25 km 以内の地震発生レートは、それ以前の約 7 倍にも達する。つまり、群発地震活動の一部がナルル断層の動きを誘発し、その後に東アナトリア断層帯沿いの約 350 km にわたる破壊を誘発したとも解釈できる。

この震央付近の地震活動に関する精緻な分析は Kwiatek *et al.* (2023) によって行われている。同論文は、震央の 65 km 以内の地域の複数の地震クラスターについて、採石爆破の除去を行い、それぞれのクラスターの時系列、 $b$  値などを調べた。その結果、2020 年 6 月頃から徐々に活動が活発化し、そのうちの一部で本震の約 8 カ月前から活動が加速したことを突き止めた。また数カ月

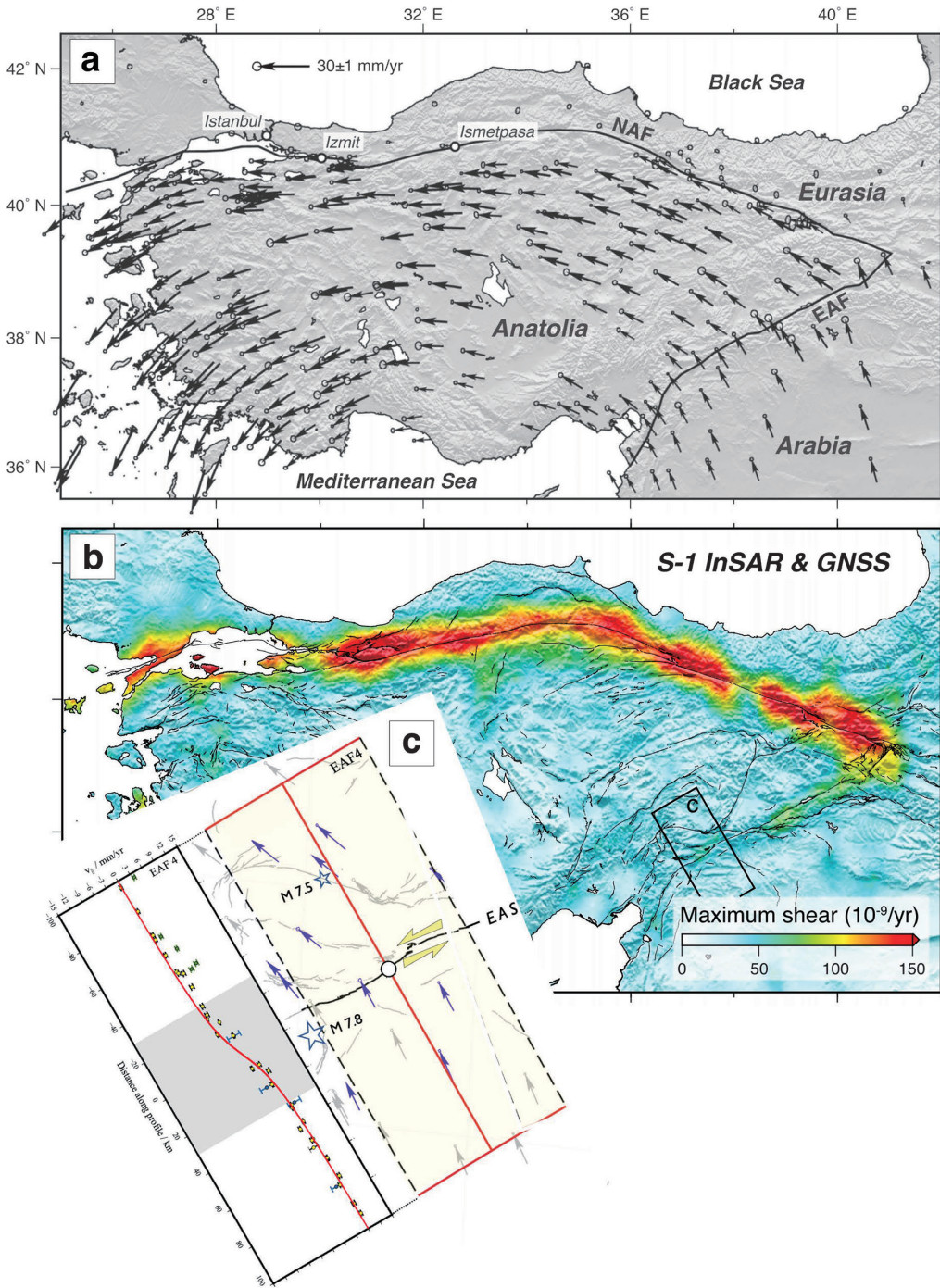


図7 トルコ共和国におけるカフラマンマラシュ地震前の地殻変動。(a) ユーラシアプレートに対して反時計回りのGNSS水平ベクトルを示すアナトリアブロックとアラビアプレート (Weiss *et al.*, 2020)。(b) GNSSとInSARの同時逆解析による最大剪断歪み分布 (Weiss *et al.*, 2020)。(c) 長期GNSS観測による断層平行成分の変位レート (Kurt *et al.*, 2022に加筆)

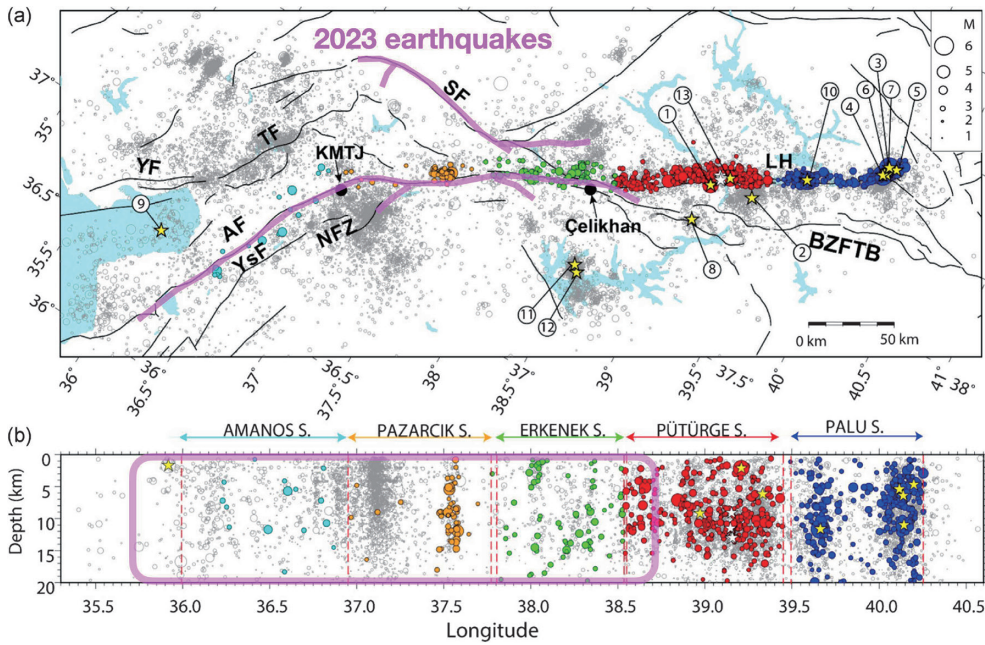


図 8 東アナトリア断層沿いの地震活動と 2023 年カフラマンマラシュ地震シーケンスの破壊区間 (マゼンタ) (Güvercin *et al.*, 2022 に加筆). (a) 2007~2019 年の震央分布図 (灰色). 断層から 15 km 以内の M2.5 以上の震源はセグメントごとに着色. (b) 東アナトリア断層沿いの両側水平距離 15 km 以内の震源分布

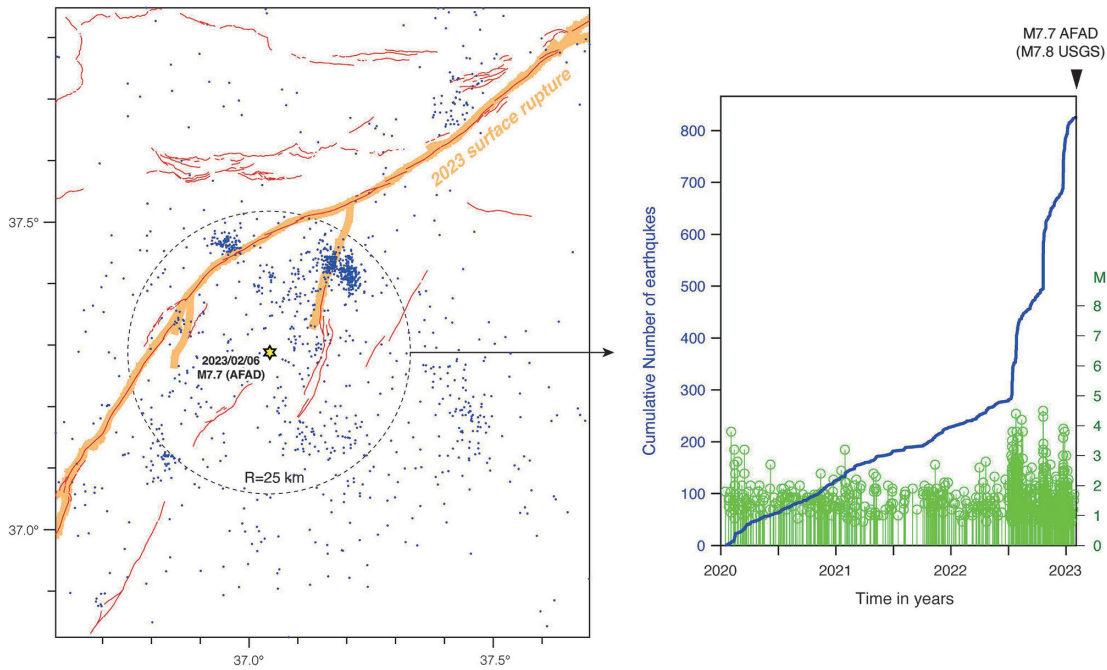


図 9 2020 年以降のパザルジュック地震震央近傍の地震活動. (a) トルコ防災危機管理庁 (AFAD) カタログの震央分布. (b) パザルジュック地震震央から 25 km 以内の地震活動の累積曲線

前から  $b$  値の低下、直前 1 週間の静穏化も確認されている。AFAD の観測体制が整備された 2014 年以降このような活動はなく、これらが本震に先行する一連の準備過程・前駆的活動と主張している。Över *et al.* (2023) も同様の活動を図示している。

## 5. カフラマンマラシュ地震の余震活動とその特徴

北アナトリア断層のように、東アナトリア断層帯の未破壊区間やその南方に連続する死海断層沿いで大地震の続発が懸念される。本震後約 1 年が経過するが、同地震の余震活動はどの程度活発なのか。

一般に、余震数は本震の  $M$  に依存する。また、震源の深さ、地震のタイプにも影響される。そのため、カフラマンマラシュ地震の余震活動を評価するには、同程度の地殻内地震と比較する必要がある。図 10a は、2000 年以降に発生した  $M7.8\sim 7.9$  の地殻内地震と比較したものである (Toda and Stein, 2024)。カフラマンマラシュ地震は、 $M4.5$  以上の余震数では 2008 年中国四川地震 ( $M7.9$ ) について多い。ただし、大森-宇津式の  $p$  値が  $1.3\sim 1.4$  を示し、減衰も著しく、推定余震継続期間も  $1\sim 2.5$  年程度と顕著に短い (図 10b)。Toda and Stein (2024) は、その理由の 1 つとして東アナトリア断層の成熟度の高さと構造のシンプルさをあげている。

また、パザルジュック地震では約 350 km の長大な区間が活動したため、広域で  $\Delta CFF$  が負となるストレスシャドウ (stress shadow) が想定される (図 11, Toda and Stein, 2024)。ストレスシャドウ域では、数カ所で地震活動の低下も確認されている (図 11 の破線内)。

逆に、パザルジュック地震破壊域の北東端と南西端、エルピスタン地震破壊域の西端と東端付近では  $\Delta CFF$  は顕著に正となる (図 11)。パザルジュック地震破壊域の北東延長部は、2020 年 1 月 24 日のエラズー地震 (Elâzığ earthquake,  $M6.8$ ) の震源断層にあたる。興味深いことに、ここでは

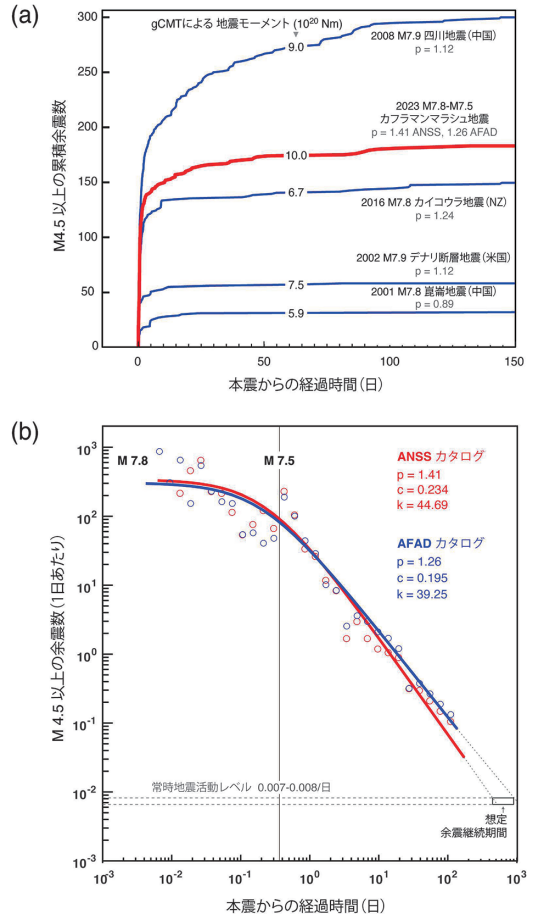


図 10 カフラマンマラシュ地震の余震活動とその減衰 (Toda and Stein, 2024 を改変)。(a) 余震累積曲線。2000 年以降に発生した  $M7.8$  以上の地殻内地震との比較。(b) 余震の時間減衰と大森-宇津式による回帰線

パザルジュック地震によって  $\Delta CFF$  が数 bar 以上増加したにもかかわらず、その後の地震活動は低調である (図 11 の白枠内, Toda and Stein, 2024)。エラズー地震の余震活動が直前で終わっていたこと、さらに同地震の応力降下が顕著であったことが理由とみられる。

パザルジュック地震 14 日後の 2 月 20 日には、破壊域南端のアンタキヤで  $M6.3$  の余震が発生した。パザルジュック地震によってハタイ断層 (Hatay fault) に 1 bar 以上の  $CFF$  が加わったためとみられている (Karabulut *et al.*, 2023)。この地域は南へ死海断層、南西へはシプリエン沈み込



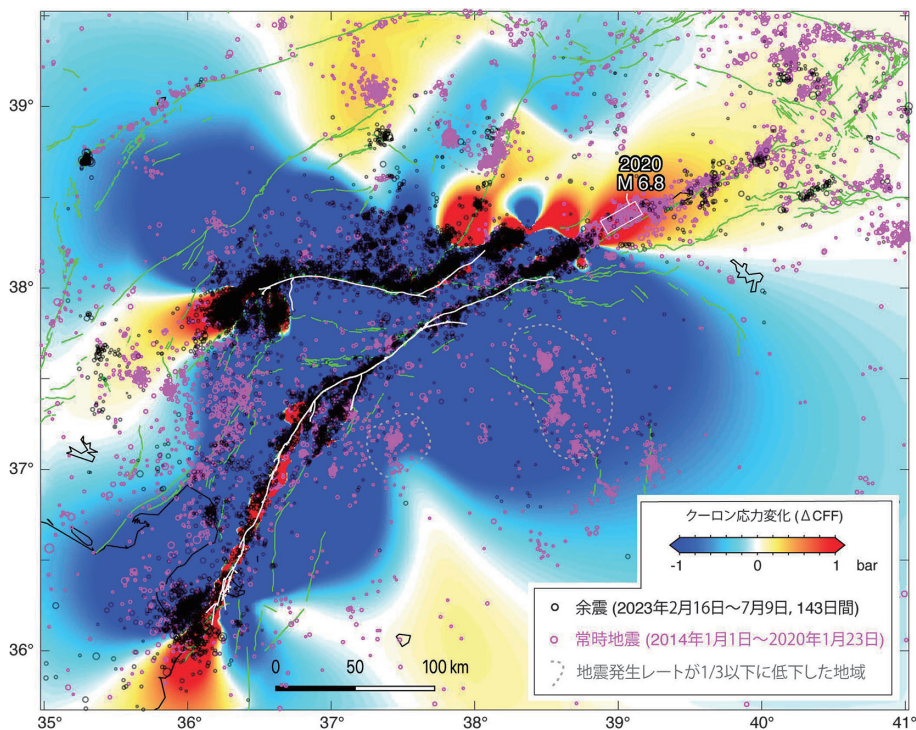


図 11 カフラマンマラシュ地震による静的クーロン応力変化 (Toda and Stein, 2024 を改変). 常時地震活動 (マゼンタ) と余震 (黒) 域との関係

み帯へ続く三重近傍にあるため、今後も続発的な活動が懸念される (Karabulut *et al.*, 2023). また、エルビスタン地震破壊域の西端でも余震活動が活発で、隣接するサブレン断層 (Savrun fault) などの活動も想定される。

## 6. おわりに

本稿ではカフラマンマラシュ地震の発生場、長短期プロセス、破壊過程、余震活動などを振り返った。それらをまとめると、

1) パザルジュック地震 (Mw7.8), 約9時間後のエルビスタン地震 (Mw7.5) とともに広義の東アナトリア断層帯沿いで発生した。

2) パザルジュック地震は分岐断層のナルル断層から破壊が始まり、東アナトリア断層との接合部からバイラテラルに進展し、約350 km 区間が動いた。最大左横ずれ変位量は6~7m。

3) エルビスタン地震では、既知のチャルダック

ク断層の中央部からバイラテラルに破壊が伝播し、約170 km 区間が動いた。

4) パザルジュック地震による静的応力変化によってエルビスタン地震が誘発された可能性が高い。

5) 両震源を横切る測地学的な左横ずれレートは約10 mm/年。ただし、約60 km にわたり幅広く変形し、北アナトリア断層帯や東アナトリア断層帯北東部のような変形の局所化はみられなかった。

6) パザルジュック地震破壊区間の左横ずれ変位速度は7.5~3.5 mm/年と南西に向かって低下する。チャルダック断層の左横ずれ変位速度は約3 mm/年。

7) 最新活動時期については諸説あるが、エルケネック・パザルジュック・アマノスセグメントは、それぞれ西暦1893年もしくは不明、1513年、1114年もしくは6世紀と推定されている。チャルダック断層は過去2,000年間にM7を超える地

震は生じていなかった。

8) 震源域の20世紀以降の地震活動は低調。ただし、直前7~8カ月間はパザルジュック地震震央周辺で活動が活発化。前駆的地震活動とみる研究もある。

9) 余震活動の時間減衰は顕著で、2023年2月20日M6.3以降、M6を超える余震は発生していない。ただし、断層端付近のオフフォルト余震活動は活発で、今後も統一的な大地震が懸念される。

なお、本年1月1日に発生した能登半島地震(Mj7.6, Mw7.5)に関しても、約150kmにわたって複数の断層が連動したこと、震央が先行する群発地震活動域であったこと、余震の減衰が顕著であること、など共通点も多い。能登半島地震に関しては今後の調査で多角的に検証が行われるが、大規模地殻内地震の発生条件として、1) 剪断歪みが十分に蓄積された長大断層系と、2) その断層面上もしくは分岐断層も含む近傍での震源核形成(nucleation)の促進があげられよう。1)に関しては、活断層の変位速度や活動履歴などの情報があらためて重要であり、測地観測による歪みの集中・局所化がみられなくても超長期的視点から大地震の発生ポテンシャルを評価する必要がある。2)に関しては、主要活断層だけではなく近傍の断層での地震活動も重要である。分岐断層から破壊が始まった例として、カフラマンマラシュ地震以外にも、2002年M7.9アラスカデナリ断層地震、2016年M7.8ニュージーランドカイコウラ地震などもある(Stein *et al.*, 2023)。デナリ断層地震では11日前に発生したMw6.7地震の余震域内から本震の約300kmの破壊が始まった。2016年4月16日の熊本地震(Mj7.3, Mw7.0)も同様で、28時間前のMj6.5地震の余震域からである。群発地震も含めて、このような震源核形成の促進によって、カスケード的に動的破壊プロセス(dynamic rupture process)が起こり、断層のすべり欠損分が地震時変位として現れるのではないだろうか。その意味で、大地震発生のタイミングは中小地震の活発化で決まり、時間予測モデル(time-predictable model, Shimazaki and Nakata, 1980)ではなく、すべり予測モデル(slip predict-

able model)に親和的で、すべり欠損量の大きさなどによって連動性や総破壊長が決まってくるのではないだろうか。今回の東アナトリア断層帯沿いでも、エルケネックセグメントの最新活動が1893年地震であったかどうかは不明としても、パザルジュックセグメントは1513年地震もしくは1114年地震なので、かりに平均変位速度を7.5mm/年とするとすべり欠損は4~7mとなる。アマノスセグメントは1513年もしくは6世紀なので、平均変位速度を3.5mm/年とすると2~5mとなる。これらは、おおよそパザルジュック地震時の左横ずれ変位量と整合する(図3b)。

## 謝辞

本誌編集長の加藤照之氏には本稿執筆の機会ならびに有益なご助言をいただきました。東北大学災害科学国際研究所の都市直下地震災害(応用地質)寄附研究部門の原 勇貴助手には、東アナトリア断層帯沿いの地震活動や連動性に関して議論いただきました。記して感謝いたします。

## 参考文献

- Akkar, S. *et al.* 2018. Ground-motion characterization for the probabilistic seismic hazard assessment in Turkey. *Bull. Earthq. Eng.*, **16**, 3439-3463. doi:10.1007/s10518-017-0101-2
- Aktug, B. *et al.* 2016. Slip rates and seismic potential on the east Anatolian fault system using an improved GPS velocity field. *J. Geodynam.*, **94-95**, 1-12. doi:10.1016/j.jog.2016.01.001
- Ambraseys, N. N. 1989. Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophys. J. Int.*, **96**, 311-331. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb04453.x
- Ambraseys, N. N. and Jackson, J. A. 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00508.x
- Barka, A. 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1238-1254. doi:10.1785/BSSA0860051238
- Cavalié, O. and Jonsson, S. 2014. Block-like plate move-

- ments in eastern Anatolia observed by InSAR. *Geophys. Res. Letts.*, **41**, 26–31. doi: 10.1002/2013GL058170
- Cetin, H. *et al.* 2003. Paleoseismology of the Palu-Lake Hazard segment of the East Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, **374**, 163–197. doi:10.1016/j.tecto.2003.08.003
- Demircioglu, M. B. *et al.* 2018. A probabilistic seismic hazard assessment for the Turkish territory: part II—fault source and background seismicity model. *Bull. Earthq. Eng.*, **16**, 3399–3438. doi:10.1007/s10518-017-0130-x
- Duman, T. Y. and Emre, Ö. 2013. The East Anatolian Fault: Geometry, segmentation and jog characteristics, in *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region*. Robertson, A. H. F., Parlak, O. and Ünlügenç, U. C. ed., *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **372**, 495–529. doi:10.1144/SP372.14
- Duman, T. Y. *et al.* 2020. Paleoseismology of the western Sürgü-Misis fault system: East Anatolian Fault, Turkey. *Mediterranean Geosci. Rev.*, **2**, 411–437. doi:10.1007/s42990-020-00041-6
- Emre, Ö. *et al.* 2018. Active fault database of Turkey. *Bull. Earthq. Eng.*, **16**, 3229–3275. doi:10.1007/s10518-016-0041-2
- Gülerce, Z. *et al.* 2017. Probabilistic seismic—hazard assessment for East Anatolian fault zone using planar fault source models. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **107**, 2353–2366. doi: 10.1785/0120170009
- Güvercin, S. E. *et al.* 2022. Active seismotectonics of the East Anatolian Fault. *Geophys. J. Int.*, **230**, 50–69. doi:10.1093/gji/ggac045
- Hubert-Ferrari, A. *et al.* 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophys. J. Int.*, **153**, 111–132. doi:10.1046/j-1365-246X.2003.01872.x
- Hubert-Ferrari, A. *et al.* 2020. A 3800 yr paleoseismic record (Lake Hazar sediments, eastern Turkey): implications of the East Anatolian Fault seismic cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **538**: 116152. doi:10.1016/j.epsl.2020.116152
- Karabacak, V. *et al.* 2023. The 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş, Türkiye) earthquake (Mw7.7): implications for surface rupture dynamics along the East Anatolian Fault Zone. *J. Geol. Soc.*, **180**, jgs2023-020. doi:10.1144/jgs2023-020
- Karabulut, H. *et al.* 2023. Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (6 February 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region. *J. Geol. Soc.*, **180**, jgs2023-021. doi:10.1144/jgs2023-021
- Klinger, Y. *et al.* 2003. Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian fault, Turkey. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 2317–2332. doi:10.1785/0120010270
- Kobayashi, T. *et al.* 2024. Insights on the 2023 Kahramanmaraş Earthquake, Turkey, from InSAR: fault locations, rupture styles and induced deformation. *Geophys. J. Int.*, **236**, 1068–1088. doi:10.1093/gji/gaad464
- Kondo, H. *et al.* 2010. Slip history of the 1944 Bolu-Gerede earthquake rupture along the North Anatolian fault system: implications for recurrence behavior of multisegment earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **115**, B04316. doi:10.1029/2009JB006413
- 近藤久雄ほか. 2023. 東アナトリア断層系における2023年 Mw7.8地震とカルタル地点のトレンチ調査. 日本活断層学会2023年度秋季学術大会及びシンポジウム講演要旨, O-8, 15–16, [https://jsaf.info/pdf/meeting/2023/2023fall\\_all.pdf](https://jsaf.info/pdf/meeting/2023/2023fall_all.pdf)
- Kozacı *et al.* 2011. Paleoseismologic evidence for the relatively regular recurrence of infrequent, large-magnitude earthquakes on the eastern North Anatolian fault at Yaylabeli, Turkey. *Lithosphere*, **3**, 37–54. doi:10.1130/L118.1
- Kurt, A. İ. *et al.* 2022. Contemporary velocity field for Turkey inferred from combination of a dense network of long term GNSS observations. *Turkish J. Earth Sci.*, **31**. doi:10.55730/1300-0985.1844
- Kwiatak, G. *et al.* 2023. Months-long seismicity transients preceding the 2023 Mw 7.8 Kahramanmaraş earthquake, Türkiye. *Nat. Commun.*, **14**: 7534. doi: 10.1038/s41467-023-42419-8
- Mai, P. M. *et al.* 2023. The destructive earthquake doublet of 6 February 2023 in south-Central Türkiye and Northwestern Syria: initial observations and analyses. *Seism. Rec.*, **3**, 105–115. doi:10.1785/0320230007
- McClusky, S. *et al.* 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, **105**, 5697–5719. doi:10.1029/1999JB900351

- Melgar, D. *et al.* 2023. Sub- and super-shear ruptures during the 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6 earthquake doublet in SE Türkiye. *Seismica*, **2**(3). doi:10.26443/seismica.v2i3.387
- Nalbant, S. S. *et al.* 2002. Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **195**, 291–298. doi:10.1016/S0012-821X(01)00592-1
- Okuwaki, R. *et al.* 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
- Över, S. *et al.* 2023. Tectonic implications of the February 2023 Earthquakes (Mw7.7, 7.6 and 6.3) in south-eastern Türkiye. *Tectonophysics*, **866**: 230058. doi:10.1016/j.tecto.2023.230058
- Özacar *et al.* 2023. Active tectonic setting and seismic source, in *February 6, 2023 Kahramanmaraş-Pazarcık (Mw=7.7) and Elbistan (Mw=7.6) Earthquakes*, 52–74. Middle East Technical University.
- Parsons, T. *et al.* 2000. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: an interaction-based probability calculation. *Science*, **288**, 661–665. doi:10.1126/science.288.5466.661
- Pousse-Beltran, L. *et al.* 2020. The 2020  $M_w$  6.8 Elazığ (Turkey) Earthquake reveals rupture behavior of the East Anatolian Fault. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088136. doi:10.1029/2020GL088136
- Reilinger, R. *et al.* 2006. GPS constraints continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, **111**, B05411. doi:10.1029/2005JB004051
- Ren, C. *et al.* 2024. Supershear triggering and cascading fault ruptures of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, earthquake doublet. *Science*, **383**, 305–311. doi:10.1126/science.adi1519
- Rietman, N. *et al.* 2023. Rapid surface rupture mapping from satellite data: The 2023 Kahramanmaraş, Turkey (Türkiye), earthquake sequence. *Seism. Rec.*, **3**, 289–298. doi:10.1785/0320230029
- Shimazaki, K. and Nakata, T. 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279–282. doi:10.1029/GL007i004p00279
- Stein, R. S. *et al.* 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, **128**, 594–604. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x
- Stein, R. S. *et al.* 2023. Interactions, stress changes, mysteries, and partial forecasts of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, earthquakes. *Temblor*. doi:10.32858/temblor.299
- Toda, S. and Stein, R. S. 2024. The role of stress transfer in rupture nucleation and inhibition in the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, sequence, and a one-year earthquake forecast. *Seism. Res. Lett.*, **95**, 596–606. doi:10.1785/0220230252
- USGS Geologic Hazards Science Center and Collaborators. 2023. The 2023 Kahramanmaraş, Turkey, Earthquake Sequence (as of February 22, 2023). <https://earthquake.usgs.gov/storymap/index-turkey2023.html>.
- Weiss, J. R. *et al.* 2020. High-resolution surface velocities and strain for Anatolia from Sentinel-1 InSAR and GNSS Data. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087376. doi:10.1029/2020GL087376
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 974–1002. doi:10.1785/BSSA0840040974
- Yönlü, Ö. and Karabacak, V. 2023. Surface rupture history and 18 kyr long slip rate along the Pazarcık segment of the East Anatolian Fault. *J. Geol. Soc.*, **181**, jgs2023-056. doi:10.1144/jgs2023-056

遠田晋次

[とおだ しんじ]

**現職** 東北大学災害科学国際研究所教授

**略歴** 鹿児島大学理学部卒業。東北大学大学院理学研究科前期博士課程修了。(財)電力中央研究所研究員、東京大学地震研究所助手、(独)産業技術総合研究所活断層研究センター研究員、京都大学防災研究所准教授を経て2012年10月より現職

**研究分野** 地震地質学

# 「令和6年能登半島地震」(M7.6)

日本時間2024年(令和6年)1月1日16時10分頃能登半島でM7.6(Mw7.5)の地震が発生し「令和6年能登半島地震」と命名された(気象庁, 2024b)。能登半島周辺では、明治以降1892年, 1896年, 1933年, 近年でも1993年, 2007年に被害地震が発生していた。また, 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化していた。

気象庁(2024a)によれば今回の地震の震源は輪島市の東北東30km付近で深さは16km, 発震機構は北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であり, 余震域は北西-南東方向に約150kmに及ぶ長さとなった(図1(a)および(b); 気象庁(2024a, d))。なお, USGSのW-phaseを用いたモーメントマグニチュードは7.5であった(USGS Web, 2024)。余震活動は活発であり,

2月末頃までのM3.5以上の地震は570個を数え, 陸のプレート内での記録に残る地震の中では1993年北海道南西沖地震に次ぐ規模となっている(図1(c); 気象庁, 2024e)。震度に関しては石川県志賀町と輪島市で震度7を記録している。石川県, 富山県, 新潟県を中心として建物の倒壊の被害が大きかったが, 大津波警報が発令されて津波による被害も発生した。人的被害では死者245名, 負傷者1,302名の合計1,547名, 住家の被害が全壊8,536棟を含み, 総計で116,544棟となっている(4月16日現在; 内閣府(2024)まとめ)。その他にも, 山間部を中心とした土砂災害や液状化現象が発生するなど, 多様な災害が同時発生した。特に輪島市では大規模な火災が発生し, 5万m<sup>2</sup>, 300棟以上が消失したとされている。

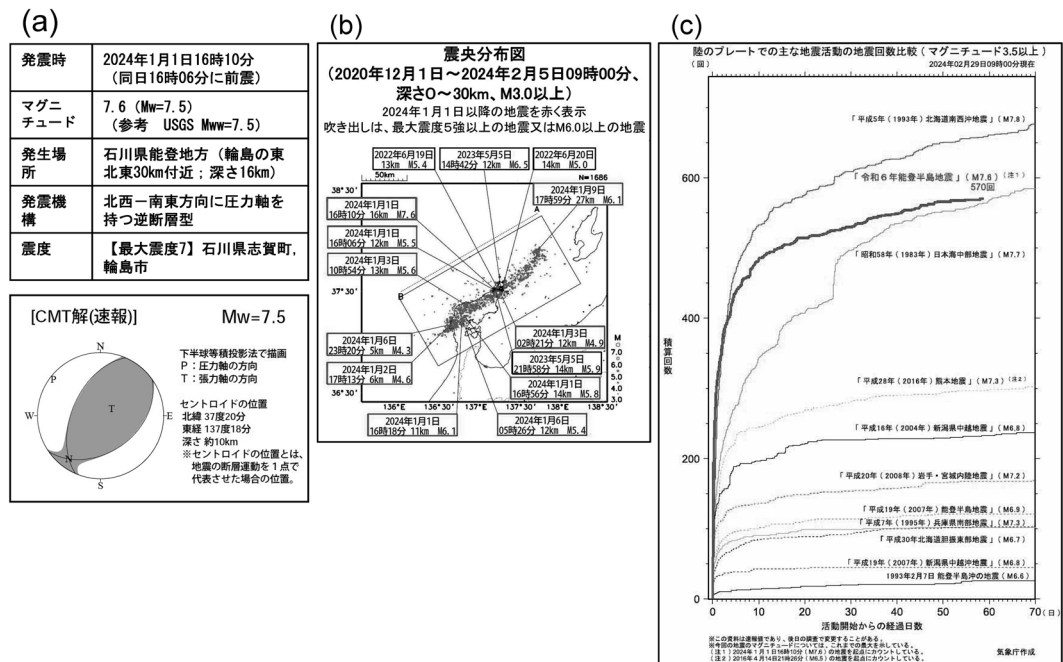
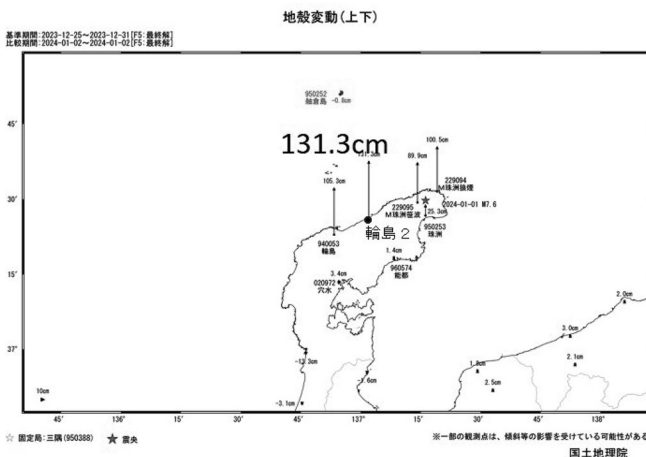
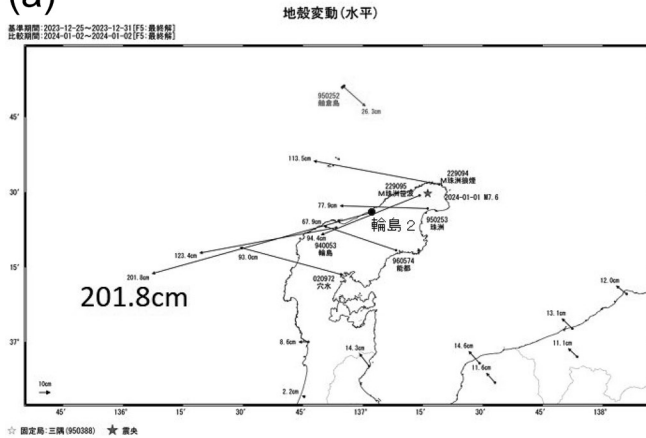


図1 「令和6年能登半島地震」に関する (a) 諸元 (気象庁(2024a)を改変), (b) 震央分布図 (気象庁, 2024d) と (c) 陸のプレートでの主な地震活動の地震回数比較 (M3.5以上) で2024年2月29日9時現在 (気象庁, 2024e)。(a)のMwwはUSGS Web(2024)による

(a)



(b)

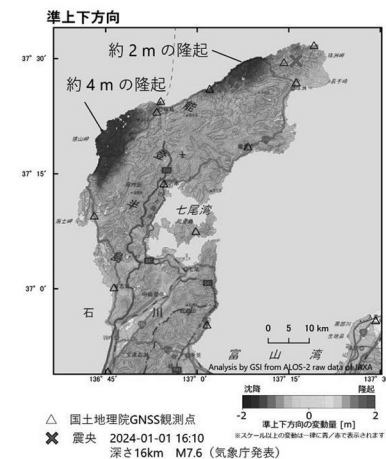
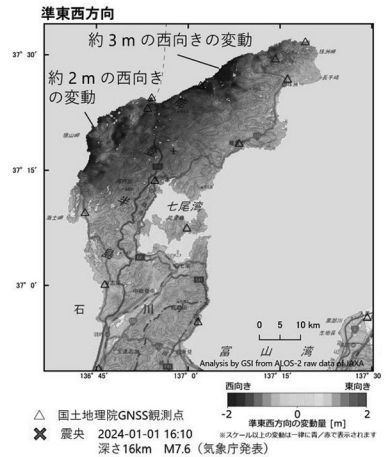


図 2 (a) 能登半島の GNSS 観測点の地震時変位。(上) 水平変位, (下) 上下変位。(b) 能登半島の SAR の干渉解析に基づく(上) 準東西変位, (下) 準上下変位(国土地理院 Web, 2024, に加筆)

一方、地殻変動については、能登半島の北西側沿岸が隆起して海岸が干上がり、海岸線が数百 m 後退したことが話題となった。震源がこの海岸線のすぐ沖合を海岸線とほぼ平行に走る逆断層で発生し、陸側が海側に対してのしあげる変動が発生したことが原因である。図 2 (a) は国土地理院の GNSS 観測による地殻変動であるが、能登半島の観測点輪島 2 において水平成分で西南西方向に約 2m、上下成分で約 1.3m ほどの隆起を示している。また、図 2 (b) の合成開口レーダ (SAR) による観測では珠洲

の海岸線で約 2m、輪島で約 4m の隆起となっている (国土地理院 Web, 2024)。

図 3 は国土地理院によって GNSS と SAR データから推定した断層モデルを示す。断層は 3 面としてモデルパラメータを推定しており、すべり量は南西側からそれぞれ 6.8m、2.2m、4.4m と推定された。また、これらから推定した全体のモーメントマグニチュードは 7.44 となった。太田・平川 (1979) は能登半島の海岸段丘を詳細に調査しており、最も連続性の良い M1 面について、能登半島の北部では 110m の

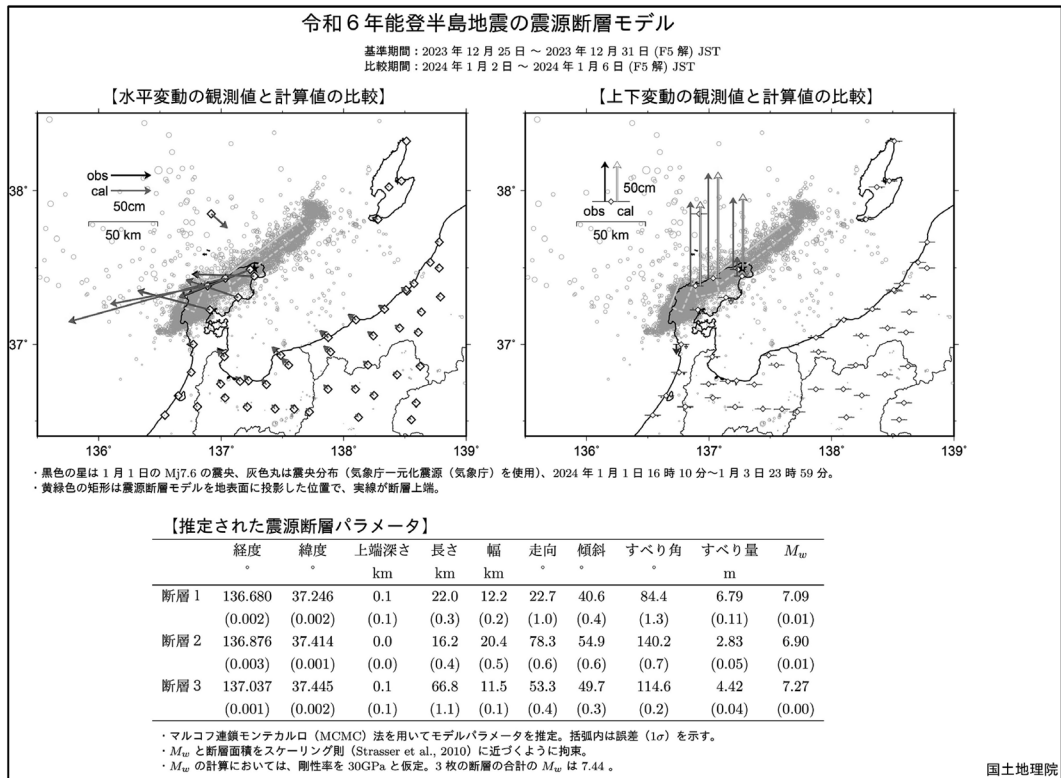


図3 令和6年能登半島地震の震源断層モデル (国土地理院 Web, 2024)

高度となり、その形成年代が約12万年前であることから隆起速度がおおよそ1mm/yrであると推定している。また、この速度は高知県の室戸岬に次ぐ速い速度であり、日本海沿岸地域の中では最大級であるとしている。

今回の地震は震源域が海底であったことから津波が発生し、日本海の沿岸地域に大津波警報が発令された(気象庁, 2024a)。大津波警報は2011年東北地方太平洋沖地震のあとに基準が改正されたが、改正以後はじめての発令となった。津波は石川県の沿岸から富山県、新潟県等に到達したが、気象庁の機動調査班による調査では新潟県上越市での遡上高5.8mが最大であった。石川県の震源近くでは、東側の珠洲市飯田港や能登町白丸では4mを超える痕跡高を記録したものの、半島西側の輪島港の験潮所や珠洲市長橋の津波観測点では地震直後に欠測

となったが、浸水の形跡は認められなかったとしている(気象庁, 2024c)。

Fujii and Satake (2024) には、この地震によって得られた津波記録とGNSSデータの逆解析を行い、断層面のすべり分布を推定した結果が示されている。その他にも、たとえば、地震調査研究推進本部・地震調査委員会(2024)には、関係各機関による詳細な資料の解析から断層のすべり分布を推定した結果が示されている。これらの結果からすると、おおむね共通して、震源断層が北東-南西に延びる150km程度の主として南東傾斜の逆断層であり、その断層すべりは震源から北東と南西の両側に進行したという破壊過程が浮かび上がっている。震源断層の南西端は2007年能登半島地震の震源域に至り、今回、活動した震源断層の北東端を越えてさらに東側には北西傾斜の断層が連続して

いる。Fujii and Satake (2024) では、この傾斜が異なる断層における次なる地震発生への懸念も示されている。この北東側の海域では、本震直後から関係する機関が協力して、正月返上で準備を進め、本震後、比較的短期間のうちに大規模な OBS 観測が開始され、現在も継続中である。今後、この解析結果が待たれるとともに、この断層だけでなく能登半島周辺には多数の断層があることがわかっており、引き続き地震や津波への注意が求められる。

### 参考文献

Fujii, Y. and Satake, K. 2024. Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake ( $M_{JMA}$  7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data. *Earth Planets Sp.*, **76**: 44. Doi: 10.1186/s40623-024-01991-z

地震調査研究推進本部・地震調査委員会. 2024. 令和6年能登半島地震の評価 (令和6年2月9日).

気象庁. 2024a. 令和6年1月1日16時10分頃の石川県能登地方の地震について, 報道発表 (令和6年1月1日18時10分).

気象庁. 2024b. 令和6年1月1日16時10分頃の石川県能登地方の地震について (第2報), 報道発表

(令和6年1月1日).

気象庁. 2024c. 「令和6年能登半島地震」における気象庁機動調査班 (JMA MOT) による津波に関する現地調査の結果について, 報道発表 (令和6年1月26日).

気象庁. 2024d. 「令和6年能登半島地震」について (第16報)—引き続き活発な地震活動に注意—, 報道発表 (令和6年2月5日14時00分).

気象庁. 2024e. 「令和6年能登半島地震」について (第20報)—引き続き活発な地震活動に注意—, 報道発表 (令和6年2月29日).

内閣府. 2024. 令和6年能登半島地震に係る被害状況等について (令和6年4月16日).

太田陽子・平川一臣. 1979. 能登半島の海成段丘とその変形. *地理学評論*, **52**, 169-189. DOI: 10.4157/grj.52.169

### 参考 Web

国土地理院 Web. 2024. [https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101\\_noto\\_earthquake.html](https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html) (最終参照日: 2024年5月24日)

USGS Web. 2024. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000m0xl/moment-tensor> (最終参照日: 2024年5月24日)

(加藤照之: 大正大学地域構想研究所客員教授)



# 1662 年日向灘地震（外所地震）の 新たな断層モデル構築

山下裕亮・伊尾木圭衣・加瀬善洋

## 1. はじめに

南海トラフ西端部に位置する日向灘は、普段から地震活動が活発な領域で、この 100 年の間には M7 クラスの海溝型地震が十数年～数十年間隔で繰り返し発生している（図 1）。日向灘の地震の特徴は、震源域が陸域に近いため、強震動による被害が特徴で、近年では 2022 年 1 月 22 日に Mj 6.6 の地震が発生して宮崎県と大分県で最大震度 5 強を観測した。津波が発生することもしばしばあり、M7 前半の地震では 1m 未満の津波が観測されている。1968 年日向灘地震（Mj 7.5）では、宮崎県細島で 132～198 cm、対岸の四国では土佐清水で 236 cm の津波を観測（いずれも最大全振幅）しており、四国南西部での実測値では 3m を超える津波があったことが報告されている（渡辺，1998）。1968 年日向灘地震は、過去 100 年で最大規模の地震で、震源過程解析の結果、日向灘北部で最大 4m 程度の断層のずれがあったことが示されている（八木ほか，1998）。

一方で、日向灘で有史以降最大とされる地震は 1662 年日向灘地震（寛文日向灘地震）とされており、その規模は M 7.6 と推定され、宮崎県沿岸部を中心に多数の死者を出したとされる（宇津，1999；宇佐美，2003）。この地震によって現在の宮崎市南部にあったとされる外所村（とんところむら）が沈んだと言われられており、宮崎県内においては「外所地震」とも呼ばれている。

この地震の特徴は震度 6 相当（松浦ほか，2003）の強震動に加えて、日向灘で発生した地震としては最大級の津波であったとされる（羽鳥，1985）。強震動と津波いずれも日向灘で、この 100 年の間

に繰り返し発生してきた地震では経験したことのない大きさであり、特に津波に関しては最大 4～5m と、この 100 年の間に発生した地震では説明ができないような大きな津波を引き起こしていることが特徴である（羽鳥，1985；都司ほか，2018）。江戸時代に発生したこの地震では、当時の佐土原城、延岡城、高鍋城、飴肥城など主要な城で石垣や城の破損に関する記述が残されているほか、特に現在の宮崎市南部においては地盤が 1m ほど沈下し、加江田川と清武川の河口域が入り江になったことが当時の地図にも残されている（図 2）。

もともと外所村にあったといわれている西教寺は、地震によって寺ごと海没したことが言い伝えられている。歴代住職によって震災の記憶は語り継がれ、この地震の犠牲者を供養し、未曾有の災害を忘れることなく後世に伝えるべく、約 50 年ごとに 1 基ずつ供養碑を建てて法要が行われてきた（図 3）。地震後の地図（図 2 右）を確認すると、地盤沈下して入り江となった領域の中に、島として残った部分があることが分かる。この場所は、現在は島山という名前になっており、今でも周囲よりもわずかながら標高が高い。供養碑はこの島山の地に建てられており、現在全部で 7 基の供養碑がある。最も新しい 350 年忌の碑は、2007 年に西教寺と地域住民らが協力して建てたものである。このように、数十年ごとに碑を足しながら後生に災害を語り継ぐ自然災害伝承碑は全国的にも珍しい。さらに、数十年に一度 M7 クラスの大地震が発生している日向灘においては、供養碑を 50 年ごとに建てる間に 1 度か 2 度は大地震を経験しているはずである。それにもかかわらず、1662 年日向灘地震のことだけが語り継がれてい

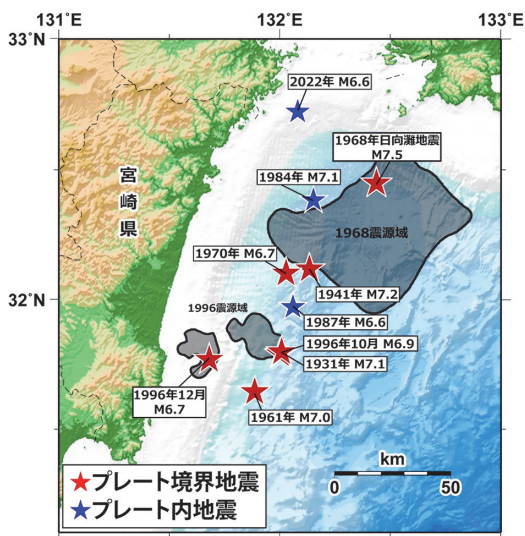


図 1 日向灘の 100 年間に於ける大地震活動。赤星はプレート境界地震 (Mj6.7 以上), 青星はプレート内地震 (Mj6.6 以上) の震央 (気象庁一元化カタログによる), グレーの領域は 1662 年日向灘地震 (八木ほか, 1998), 1996 年 10 月と 12 月の地震 (Yagi *et al.*, 1999) の地震時すべり領域 (50 cm 以上) を示す

ることから考えると, 通常の M7 クラスの地震は当時の人々には当たり前の現象で, 1662 年日向灘地震が飛び抜けて大きな地震であったことがわける。

このように貴重な伝承碑が残されてはいるものの, この地震の全体像は古文書史料が少なく詳細は不明なことに加え, 宮崎県沿岸では津波堆積物調査があまり進んでいなかったこともあり, 未解明な点が多いのが現状であった。しかしながら, 将来同規模の地震が発生する可能性があるかぎり, 九州東岸から四国における沿岸部の地震・津波防災対応においてはけっして無視できない地震でもあり, 調査研究を進める必要性は高まっていた。

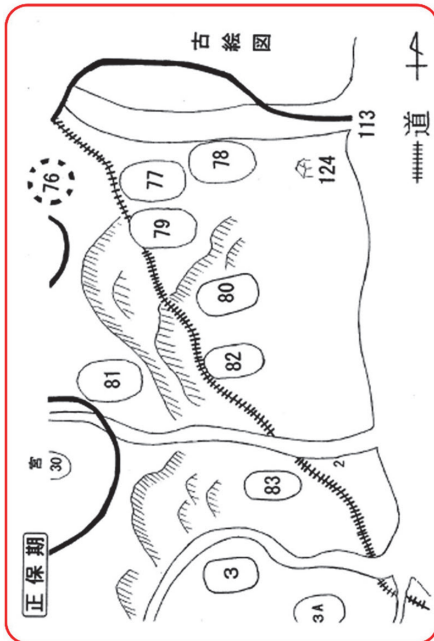
このような背景のもと, 2017 年度より, 科学研究費助成事業 (科研費) 基盤研究 (C) において, 「浅部スロー地震域は津波波源域? 1662 年日向灘地震津波の地球物理学・地質学的検証」 (研究代表者: 山下裕亮) と題された研究課題が採択された。この科研費での調査研究が進み, 近年の巨大

地震とプレート境界浅部で発生する浅部スロー地震との関係性をはじめとする最新の地球物理学的知見に加え, 新たに実施した津波堆積物調査の結果から, 1662 年日向灘地震の新たな断層モデル構築が行われた (Ioki *et al.*, 2023)。本論文では, この新たな断層モデル構築の経緯に加えて, 現在の課題と今後の展望について紹介する。

## 2. 巨大地震とスロー地震

地震とは断層を境に岩盤がずれ動く現象で, 通常の地震ではずれの速度が高速で, その結果として強い揺れを引き起こす地震波が生じる。一方, スロー地震は, ずれの速度が通常の地震に比べると低速であることが特徴で, スロー地震そのもので被害を及ぼすような強い揺れは生じない。スロー地震は「ゆっくり地震」と称されることもあり, 特徴的な時定数の違いからスロースリップ, 超低周波地震, テクトニック微動といったさまざまな種類のスロー地震が存在する。スロー地震は 1990 年代後半から 2000 年代に相次いで南海トラフ沿いで発見されたほか, 他のプレート沈み込み帯でも同様の現象が発見された。これらの現象に共通するのは, 多くが巨大地震の震源域周辺で発生しており, さらに発生場所は巨大地震が発生するプレート境界の浅部側や深部側で, そのメカニズムは基本的にはプレート境界地震と同じプレート境界の断層すべり現象ということである。世界各地でスロー地震の研究が進められた結果, 巨大地震とスロー地震の間の相互作用が指摘されている (たとえば, Obara and Kato, 2016)。その中でも, Ito *et al.* (2013) が示した 2011 年東北地方太平洋沖地震 (以後, 東北地震) の大すべり域と, 大すべり域内で数カ月前から直前まで発生していたスロースリップとの関係は, 巨大地震の地震時すべり域とスロー地震震源域が同じプレート境界上で共存することを示した重要な観測事実である。Ito *et al.* (2013) の観測結果によれば, スロースリップは 2008 年にもほぼ同じ場所で発生しており, 過去から繰り返し発生していたと考えられている。東北地震後に行われた科学掘削

【地震前】  
正保期(1645-1648)



大淀川

清武川

加江田川

【地震後】  
元禄期(1688-1704)

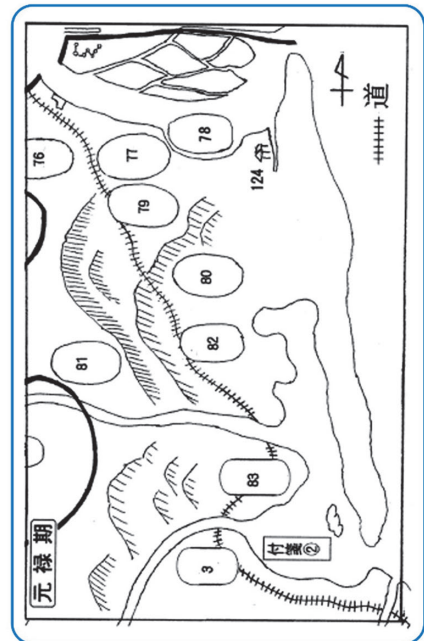


図 2 1662 年日向灘地震前後の地形の変化。左は正保日向国絵図写（宮崎県総合博物館所蔵），右は元禄日向国絵図（鹿児島県教育委員会）の解題（財団法人飫肥城下町保存会（2012）飫肥城歴史資料館研究紀要・史料編より）。地震後の元禄期の地図右下の付箋②の右上に記された島が現在の島山である

(JFAST) の試料を用いた室内せん断摩擦実験による結果 (Ito and Ikari, 2015 ; Ito *et al.*, 2017) からは、スロースリップの発生によりその震源域で断層強度が低下し、巨大地震の断層破壊の伝播を促進することで、地震をさらに巨大化させる「地震の促進作用」が提唱された。すなわち、東北地震はスロー地震との相互作用によって巨大化し、最終的に海溝軸まで達する大きなすべりが引き起こされ、巨大津波が発生したという考えである。

一方で、Nishikawa *et al.* (2019) は、日本海溝沿いのスロー地震分布を明らかにし、東北地震の大すべり域の南北に存在するスロー地震発生領域との位置関係から、スロー地震が東北地震の断層破壊を止める役割を果たしたことを指摘した。スロー地震震源域は、そもそも高速すべりを自発的には起こせない摩擦特性を有する領域であることが期待され、彼らの結果は従来から想定されてい



図 3 宮崎市熊野の島山にある 1662 年日向灘地震の供養碑。左から 350 回忌、300 回忌、250 回忌とつづき、いちばん右が 50 回忌法要の碑である。ただし、西教寺によると 50 回忌法要の碑は 1701 年の刻字があり、これは 39 年目に当たることから 50 回忌法要の碑としては不自然で、ほんとうに 50 回忌法要の碑として建てられたものかどうかは不明と言われている

た断層の振る舞い方とみることができる。この相反するよう見えるスロー地震震源域における断

層の振る舞いは、スロー地震がまさに起きている状態か否かによってスロー地震震源域の振る舞い方が変わることを示唆していると考えられる。つまり、スロー地震が発生しているタイミングにおいて大地震が発生した場合、本来であれば断層すべりを抑制してくれると期待されるスロー地震震源域が、反対に断層すべりをさらに加速させ、結果として地震を巨大化させたのではないかという考えである。これは、観測事例が少ないこともありまだよく分からない点が多いものの、スロー地震（特にプレート境界浅部のスロー地震）が発生している領域では、条件がそろえば東北地震と同様のメカニズムで地震が巨大化するような相互作用が生じる可能性が示唆されるということである。

日向灘のプレート境界浅部（深さ約 15 km 程度まで）ではスロー地震活動が活発で、浅部超低周波地震（たとえば、Obara and Ito, 2005 ; Asano *et al.*, 2015）や浅部テクトニック微動（Yamashita *et al.*, 2015, 2021）が数年に 1 度活発化する。スロー地震活動域の Down-dip 側に位置する深さ 15 km から 30 km 程度のプレート境界では、小繰り返し地震（Igarashi, 2010 ; Yamashita *et al.*, 2012）を含む通常の微小地震活動が活発である。さらに、数十年ごとに繰り返すと考えられる M7 クラスのプレート境界地震震源域も存在している（Yagi *et al.*, 1999）。スロー地震とプレート境界地震は、活動領域が棲み分けているように見えており、構造探査実験による地震波速度構造の解析結果（Arai *et al.*, 2023）でも、スロー地震震源域のプレート境界では反射強度が強い一方で、通常の地震の震源域のプレート境界では反射が弱いことが明らかになっており、プレート境界における構造の違いとの対応がよいことが示されている。

東北地震の主な震源域である宮城県沖の東北地震前のプレート境界と比較すると、浅部側にはスロー地震の震源域（たとえば、Ito *et al.*, 2013 ; Katakami *et al.*, 2018）、その down-dip 側には宮城県沖地震の震源域（Yamanaka and Kikuchi, 2004）、そして小繰り返し地震（たとえば、Igarashi *et al.*, 2003 ; Uchida *et al.*, 2003）を含む活発な微小地震活動が存在している。日向灘と宮城

県沖は異なるプレートの沈み込みであり、スロー地震活動の度合いの違いや頻繁に繰り返して発生する大地震の規模の違いなどがあるため、同じような振る舞いがプレート境界で起こるかどうかについては当然議論の余地はあるものの、巨視的にみれば日向灘と宮城県沖のプレート境界におけるすべり現象に類似点は多く、東北地震のようなメカニズムを持つ地震が、日向灘でも将来発生する可能性もあると考えることもできる。

### 3. 1662 年日向灘地震の断層モデル構築

1662 年日向灘地震の特徴ならびに前章における日向灘と宮城県沖の比較から、1662 年日向灘地震が東北地震のようなメカニズムをもつ、つまり浅部スロー地震震源域で「地震の促進作用」が働き、断層破壊が down-dip 側の M7 クラス震源域だけでなくプレート境界浅部領域まで震源域が広がったものと考え、震源断層モデルを新たに構築した。つまり、プレート境界の down-dip 側にある数十年間隔で発生する M7 クラスの地震の震源域で主に強震動が生成され、up-dip 側の浅部スロー地震震源域によって大きな津波が生成されるという考えのもと構築を進めた。震源断層は、被害の状況から日向灘南部に位置しているとした。

浅部側でどこまで断層破壊が広がるかについては、日向灘に沈み込む九州・パラオ海嶺の影響が大きいと考えた。海嶺を構成する海山の沈み込みは、海山の down-dip 側への応力集中をもたらす（Mochizuki *et al.*, 2008）。日向灘においては、浅部微動の migration（移動現象）が見られるが、九州パラオ海嶺の沈み込み位置で migration 経路が南北方向から東西方向に変化することが分かっている（Yamashita *et al.*, 2015）。ニュージーランドヒ克蘭ギ沈み込み帯においては、沈み込んだ海山が SSE のすべり伝播を妨げる働きをしていることが観測から指摘されている（Wallace *et al.*, 2016）。加えて、海山の沈み込みによる上盤側のプレートの変形により、プレート間固着が弱まり、地震時の高速すべりを抑制する働きをすることも指摘されている（たとえば、Wang and Bilek,

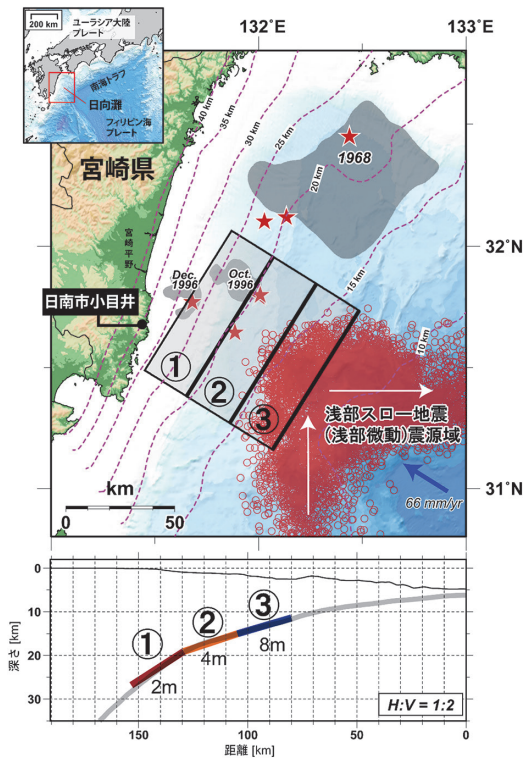


図 4 新たに構築した 1662 年日向灘地震の断層モデル (①～③の矩形)。下図は深さ方向の断面図で、数値は断層すべり量を示す。グレーの領域は 1968 年日向灘地震 (八木ほか, 1998), 1996 年 10 月と 12 月の地震 (Yagi *et al.*, 1999) の地震時すべり領域 (50 cm 以上), 紫の破線は Nakanishi *et al.* (2018) によるプレート境界の等深線, 赤丸は浅部微動の震央 (Yamashita *et al.*, 2015, 2021), 赤星は図 1 のうちプレート境界地震の震央, 白矢印は日向灘浅部微動活動によく見られる移動パターンを示す

2014)。これらを考慮し、本研究においてはプレート境界浅部の断層破壊は東北地震のように海溝軸までは到達せず、九州・パラオ海嶺の影響を受けて浅部スロー地震 (浅部微動) の分布および移動経路が (図 4 中の赤丸) が南北方向から東西方向に折れ曲がる領域の付近までとした。

以上の考察をもとに構築した震源断層モデルを図 4 に示す。矩形断層の深さおよび傾斜角は、海域における構造探査データ等をコンパイルして求められた Nakanishi *et al.* (2018) のプレート境界モデルを基に決定した。また、断層のすべり量

はプレート境界浅部側ほど大きくすべるように設定している。各断層のすべり量および断層長は、複数のパターンにおいて津波シミュレーションを行って得られた沿岸部の津波高と、羽鳥 (1985) や都司ほか (2018) の先行研究で報告があった津波高を比較し、差が小さくなる組み合わせを試行錯誤的に求めた。現時点でパラメータを決定的に絞り込むほどのデータがないため、他にも考えられるパターンはあるが、本研究では断層長を約 80 km, 断層 ①, ②, ③ のすべり量をそれぞれ 2 m, 4 m, 8 m としたときに残差が小さくなったことから、この値を暫定モデルパラメータとして以降の津波シミュレーションに用いる。

#### 4. 津波堆積物調査

断層モデルの妥当性を評価するため、宮崎県の沿岸低地において津波堆積物の有無を調査した。1662 年日向灘地震のものと思われる津波堆積物の報告は先行研究であったが (鎌滝ほか, 2013, 2015; Niwa *et al.*, 2020), これらは宮崎平野に集中しており、他の地域では報告がない。われわれは、まず現在の海岸線から数百 m から数 km 離れた標高数 m の調査適地を地形図により選定し、検土杖 (試料長 30 cm) を用いて予察的な調査を実施した。調査範囲は、宮崎県延岡市北浦から串間市までのほぼ宮崎県沿岸全域で、62 地点で調査を実施した。このうち 3 地点でイベント堆積物が認められたため、この 3 地点においてイベント堆積物の特徴や広がりを把握するための詳細な調査を実施した。ハンドオーガー (コア径約 5 cm, 試料長 50 cm) やスコップによる掘削調査を実施し、イベント堆積物の広がりや堆積過程について検討した。このうち、日南市小目井で見出したイベント堆積物の結果を図 5 (A)～(C) に示す。日南市小目井のイベント堆積物は、地層の中で下位から上位にかけて粒形が小さくなる正級化層理を示す淘汰の良い細粒～中粒砂からなり、陸に向かって薄層化・細粒化すること、低地の広い範囲に分布することがわかった。

加えて、イベント堆積物と、その碎屑物の供給

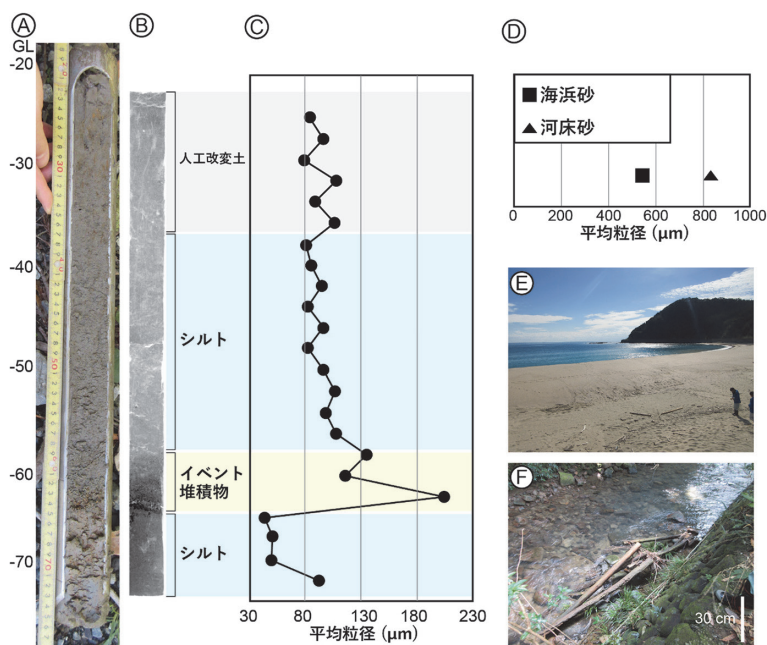


図5 津波堆積物の例と分析結果. (A) 日南市小目井における津波堆積物調査でハンドオーガーによって採取されたコア試料, (B) X線写真, (C) 平均粒度分布, (D) 海浜砂と河床砂の平均粒度分布, (E) 小目井海岸の写真, (F) 河川の写真. (A) のGLは地表面で, 数字は地表面からの深さ (cm) を示す. (Ioki *et al.* (2023) を一部改変)

源となり得る河床砂および海浜砂の地質試料を採取し, 粒度分析や顕微鏡観察などの室内分析を行った (図5 (D)~(F)). その結果, イベント堆積物の粒度組成は, 河床砂よりも海浜砂に類似すること, イベント堆積物と海浜砂には貝殻片が含まれ, 円磨された碎屑粒子から主に構成されることが分かった. これらの結果から, イベント堆積物は海浜砂が陸方向に運搬され堆積したと推定される. 有機質な堆積物の発達が認められなかったため, 放射性炭素 14 年代測定による検討はできていない. 一方, 鎌滝ほか (2015) によると, 1662 年以降の堆積速度は約 0.1~0.4m/100 年と推定されている. 本研究で認められたイベント堆積物は, 地表面から深度 1m の範囲に認められ, 上記の堆積速度に基づく, イベント年代は数 100 年前と推定される. また, イベント堆積物の分布標高は 7m 程度で, 現海岸線からの距離は最大 400m 程度に分布することから, 高潮起源とは考えにくい. これらを総合的に考慮すると, イベント堆積物は 1662 年日向灘地震の津波により形

成された津波堆積物である可能性が考えられる.

## 5. 津波浸水シミュレーション

構築した断層モデルがこの津波堆積物を説明できるのか, 津波浸水シミュレーションを行って検証を試みた. まず, 津波の伝播について計算を行った. 海面の鉛直方向の変位が海底の鉛直変位と等しいと仮定して, Okada (1985) の式を用いて断層モデルによる海底鉛直変位量を計算し, 津波の初期水位とした. このとき, 最大隆起量は 2.64m, 沈降量は 0.46m であった. 津波の伝播計算は, 線形長波方程式について staggered leap-frog 法で差分化し (Satake, 1995), 時間間隔 1 秒で計算を行った. 海底地形および陸上地形については, 一般社団法人 社会基盤情報流通推進協議会が公開している津波断層モデル (内閣府, 2016) で用いられている地形メッシュデータを 3 秒メッシュデータに変換して使用した.

次に, 津波の浸水計算を行った. 計算範囲は津

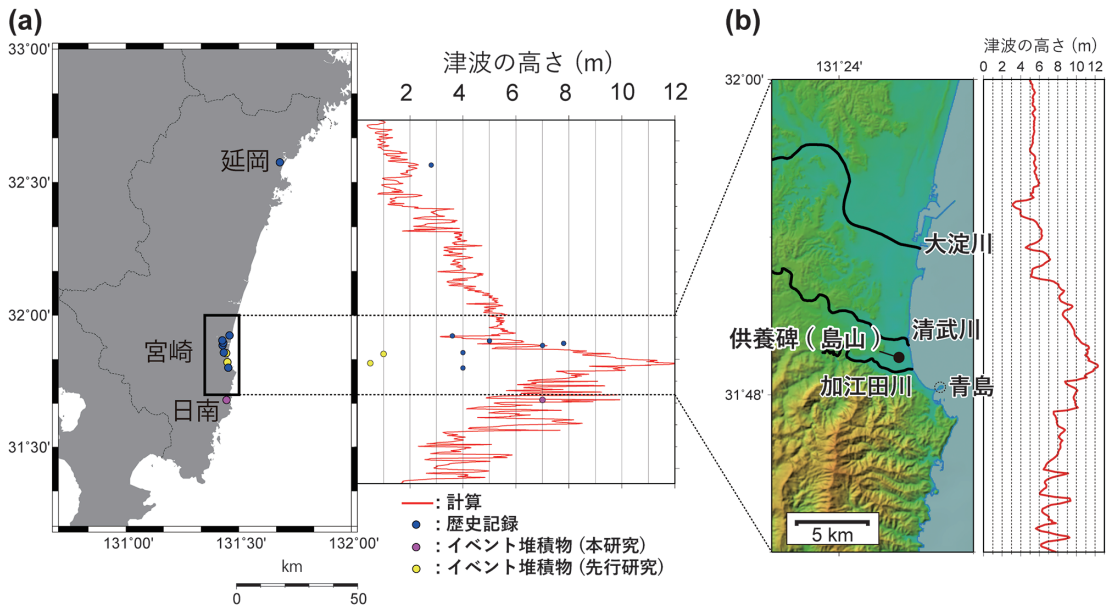


図6 新しい震源断層モデルから計算された津波の高さ。(a) 宮崎県沿岸部 (Ioki *et al.* (2023) を一部 改変), (b) 宮崎市周辺の拡大図 (地理院タイル (色別標高図) を利用)。沿岸部における水深 1 m 地点の津波の高さを示している

波堆積物を確認した日南市小目井の周辺で、東経 131.44~131.5025°, 北緯 31.65~31.7125° の範囲において、1 秒メッシュデータに補間した水深・地形データを用いた。このとき、堤防などの人工構造物は可能なかぎり除去した。浸水計算は非線形浅水方程式を有限差分法によって解いた (Goto *et al.*, 1997)。また、遡上に対する抵抗力の項としてマンニングの粗度係数は  $0.025 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$  を仮定し、計算時間は 1 時間、CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 安定条件を満たすために時間ステップは 0.05 秒に設定した。

シミュレーションによって求められた宮崎県沿岸の津波高 (水深 1 m 地点) を図 6 (a) に示す。津波の高さは宮崎県南部のほうが高く、特に宮崎市の大淀川を境に急激に高さが高くなる。図 6 (b) に宮崎市沿岸部の拡大図を示した。最も高くなるのは加江田川~青島周辺で、10 km ほどの違いにもかかわらず最大で 2 倍近い差になる。この急激な津波高の変化は、大淀川以南に見られる宮崎群の砂岩泥岩互層 (通称、鬼の洗濯板) による遠浅地形が影響していると考えられる。先行研究によって示されている津波の高さの値は、主

に津波の遡上高であるため直接比較はできないが、おおむね矛盾しない。

次に、日南市小目井における浸水計算の結果を図 7 に示す。津波堆積物が確認できた地点まで計算した津波は到達しており、津波堆積物が確認できなかった最も高い地点 (標高 15 m) には到達しなかった。したがって、新たに構築した断層モデルから計算された津波は、1662 年日向灘地震の津波によって形成されたと考えられるイベント堆積物の分布を説明することができることが分かった。

## 6. 議論および今後の課題

津波堆積物調査と津波浸水シミュレーションの結果から、新たに構築した 1662 年日向灘地震の断層モデルの妥当性が示された。剛性率を  $3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  (地震調査研究推進本部, 2017) とすると、地震モーメントは  $9.8 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、 $M_w$  は 7.9 となる。地震の規模は従来の  $M7.6$  よりも大きく、1662 年日向灘地震が  $M8$  クラスの巨大地震であった可能性が今回初めて示された。本研究の結

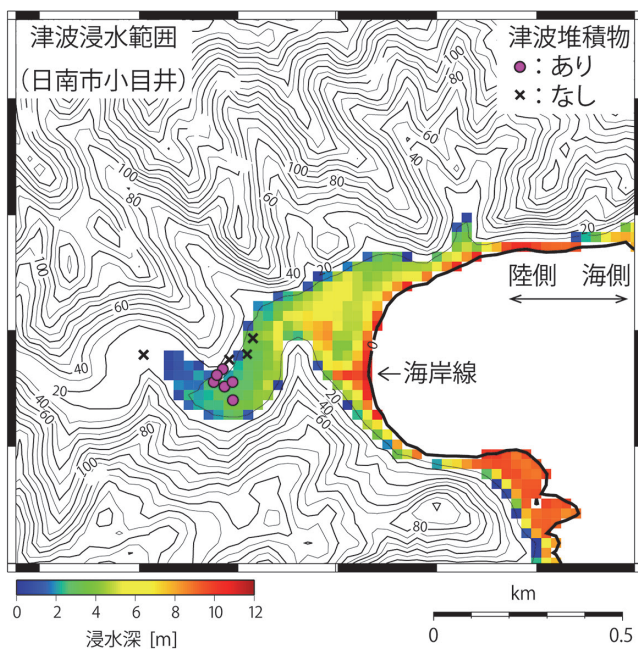


図7 日南市小目井における津波浸水シミュレーションの結果 (Ioki *et al.* (2023) を一部改変)。色は津波の浸水深を示している。紫の丸印と×印は津波堆積物調査において掘削を行った地点で、紫の丸印は津波堆積物が見つかった場所、×印は見つからなかった場所をそれぞれ示す

果は、2022年に行われた日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価(第二版)(地震調査研究推進本部, 2022)にも反映されている。改定前までは、日向灘ではM7.6程度が最大でM8クラスの巨大地震は想定されていなかったが、2022年の改定により評価対象地震に「巨大地震」が新設された。日向灘沿岸の自治体における地震津波防災において、今後想定の見直しなどが必要になる可能性がある。

1662年日向灘地震については、先行研究として羽鳥(1985)と松浦ほか(2003)による震源域モデル(以後、羽鳥モデルと松浦モデルとする)が提案されている。羽鳥モデルは波源域が九州東岸の陸域直下まで及んでいる。プレート境界地震であるとすれば、九州東岸直下ではプレート境界の深さが40km近くになる。この領域は、日向灘南部の深部スロースリップ領域として知られており、Takagi *et al.* (2019)による最近約20年の深部スロースリップの積算すべり分布によると、羽鳥モデルの波源域では特に多くのすべりが推定されている。スロースリップが安定的に発生

する領域であり、断層も30~40kmと比較的深い位置にあることから、プレート境界地震として大きな津波を説明するのはやや難しいように思える。

もう1つの松浦モデルは、歴史史料から推定された震度分布を基に、震度観測の記録がある過去に発生した地震と比較し震源域を推定している。松浦モデルは震度分布がベースであるため、強震動生成域を推定しているとみることができる。震源域はこの100年程度の間に日向灘で発生したプレート境界地震の震源域とおおよそ一致する。一方、津波は大きくても1968年日向灘地震の2~3m程度であり、1662年日向灘地震の異常に大きな津波に関してはプレート境界浅部側の断層すべりが大きく寄与している可能性が高い。つまり、震度を基に推定された震源域のサイズと規模では、津波は十分に説明できないと考えられる。本研究の断層モデルは松浦モデルの震源域を含む形になっており、松浦ほか(2003)では震源域がやや浅いところまで達していた可能性も指摘されていることから、両者の違いはプレート境界浅部に



津波生成に寄与する大すべり域を設定したかどうかの違いとみることもできそうである。

地震後には、現在の宮崎市南部の清武川と加江田川河口周辺の木花地区が地盤沈下によって入り江となり、その後埋め立てが行われて現在の姿となっている。本研究で提案する断層モデルでも宮崎平野は沈降するが、その量は数十 cm 程度である。Niwa *et al.* (2020) はこの地域において掘削調査を実施し、化学分析の結果から海起源の成分が多くなっている地層境界が現在の地表から 2 m 程度の場所にあることを明らかにしており、この境界が 1662 年日向灘地震によって一時的に入り江になった結果であると指摘している。当時から、海没した地域は田畑として利用されていたとされており、地震後に作成された地図では沿岸部の浜堤は残っていること、かつ 2 m にも及ぶ沈降が局所的にしか見られないことから、プレート境界地震を想定するならばこの地盤沈下は地震による静的な地殻変動によるものではないと推察される。その一方で、その原因については液状化現象が考えられるが、沈降量がかなり大きい点もいぜんとして問題として残っている。地盤沈下があった領域で、この 100 年の間に発生した日向灘の地震による大規模な液状化現象は確認されておらず、地盤沈下の原因についてはさらなる調査研究が必要である。

歴史地震研究に共通することではあるが、1662 年日向灘地震についても残されている歴史史料が少なく、コントロールポイントとなるデータが圧倒的に不足している。今回、日南市小目井でのデータが得られ、このデータをコントロールポイントとして断層モデルの評価を行ったが、当然ながら複数ポイントでの評価が本来は必要であり、いぜんとして大きな不確実性が残されていることに変わりはない。本研究では、スロー地震との相互作用に着目して、地球物理学の観測から得られた知見をもとに断層モデルを構築した点が従来の歴史地震研究とは大きく異なる点ではあるが、現時点で確定的なモデルを提示することは困難であり、先行研究で報告された津波高を説明できるモデルはいくつも存在すると考えられる。その一方

で、防災の観点からは日向灘最大とされるこの地震の地震像を明らかにすることはきわめて重要な問題で、より断層モデルの精度を上げていくためには、コントロールポイントとなりうる津波堆積物の調査と発見が望まれるところである。地質学的な調査に加え、宮崎県内には 1662 年日向灘地震に関する記述や言い伝えが残されている神社があり、これらの情報を津波堆積物に代わるデータとして活用する方法を検討することも必要である。未発見の歴史資料が眠っていないか、歴史学の研究者との連携強化をはかっていくことが今後の課題である。

防災の観点でもう 1 つ大きな問題点は、1662 年の地震の 1 つ前のイベントがいつ発生したのか、すなわち再来間隔に関する情報が現時点ではないという点である。地震本部の長期評価においても、M8 クラスの巨大地震が発生する可能性は示されたものの、再来間隔に関する情報がないため確率評価はできていない。1662 年の 1 つ前のイベントについては古文書の記述も期待できないので、地質学的な調査がよりいっそう重要となる。1662 年日向灘地震と同等の地震が再来した場合、数十年に 1 回発生する日向灘の地震はもちろん、100~150 年間隔で発生する通常の南海トラフ地震を超える甚大な被害が宮崎県南部を中心に予想される。1662 年日向灘地震の研究は、ようやくスタートラインに立ったところであり、今後同様の地震が起こる前に地震像と再来間隔を明らかにするための調査研究を急ぐ必要がある。この地震の研究に早くから取り組んでこられた諸先輩方に敬意を表するとともに、文理の垣根を越えた研究のさらなる推進に加え、自治体や民間とも連携した調査態勢の構築が望まれるところである。

## 謝辞

本稿執筆の機会をご提供いただいた編集長の加藤照之博士に深く感謝申し上げます。本研究は JSPS 科研費 JP17K01328, JP23K03537 および文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画 (第 2 次)」の支援を受けました。図の作成には GMT (Wessel and Smith,

1991) を使用しました。また、地震の震源データは気象庁一元化カタログを使用しました。津波堆積物調査においては多くの方に調査の意義をご理解いただき、ご協力を賜りました。記して感謝申し上げます。

## 参考文献

- Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. and Ito, Y. 2015. Possible shallow slow slip events in Hyuganada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 331-338. DOI:10.1002/2014GL062165
- Arai, R., Miura, S., Nakamura, Y., Fujie, G., Kodaira, S., Kaiho, Y., Mochizuki, K., Nakata, R., Kinoshita, M., Hashimoto, Y., Hamada, Y. and Okino, K. 2023. Upper-plate conduits linked to plate boundary that hosts slow earthquakes. *Nat. Commun.*, **14**: 5101. DOI:10.1038/s41467-023-40762-4
- Goto, C., Ogawa, Y., Shuto, N. and Imamura, F. 1997. IUGG/IOC TIME Project: Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. IOC manual and guides, UNESCO, **35**, 1-126.
- 羽鳥徳太郎. 1985. 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査 1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波. *東京大学地震研究所彙報*, **60**, 439-459. DOI: 10.15083/0000032889
- Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **108** (B5): 2249. DOI:10.1029/2002JB001920
- Igarashi, T. 2010. Spatial changes of inter-plate coupling inferred from sequences of small repeating earthquakes in Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **37** (20), L20304. DOI:10.1029/2010gl044609
- Ioki, K., Yamashita, Y. and Kase, Y. 2023. Effects of the tsunami generated by the 1662 Hyuga-Nada Earthquake off Miyazaki Prefecture, Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **170** (6), 1897-1907. DOI:10.1007/s00024-022-03198-3
- Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Inuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T. and Ashi, J. 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, **600**, 14-26. DOI:10.1016/j.tecto.2012.08.022
- Ito, Y. and Ikari, M. J. 2015. Velocity- and slip-dependent weakening in simulated fault gouge: implications for multi-mode fault slip. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 9247-9254. DOI:10.1002/2015GL065829
- Ito, Y., Ikari, M. J., Ujiie, K. and Kopf, A. 2017. Coseismic slip propagation on the Tohoku plate boundary fault facilitated by slip-dependent weakening during slow fault slip. *Geophys. Res. Lett.*, **44** (17), 8749-8756. DOI:10.1002/2017GL074307
- 地震調査研究推進本部. 2017. 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ). [https://www.jishin.go.jp/main/tsunami/17jan\\_tsunami-recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/tsunami/17jan_tsunami-recipe.pdf) (2024年3月30日参照)
- 地震調査研究推進本部. 2022. 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価 (第二版). [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\\_pdf/hyuganada\\_2.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/hyuganada_2.pdf) (2024年3月30日参照)
- 鎌滝孝信・丹羽正和・生田正文・高取亮一・黒澤英樹. 2013. 宮崎市沿岸部にみられる古地震痕跡について. *日本地質学会学術大会講演要旨*, MIS25-P14.
- 鎌滝孝信・丹羽正和・生田正文・黒澤英樹・檀原 徹・國分 (齋藤) 陽子. 2015. 宮崎平野南部にみられる1662年日向灘地震による津波堆積物. *日本第四紀学会講演要旨集*, **45**, 19.
- Katakami, S., Ito, Y., Ohta, K., Hino, R., Suzuki, S. and Shinohara, M. 2018. Spatiotemporal variation of tectonic tremor activity before the Tohoku-Oki Earthquake. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **123** (11), 9676-9688. DOI:10.1029/2018JB016651
- 松浦律子・中村 操・茅野一郎・唐鎌郁夫. 2003. 震度分布にもとづく江戸時代の4地震の震源域と規模の再検討 (概報): 1662年日向灘・1769年日向・豊後・1847年善光寺地震・1861年宮城の4地震について. *歴史地震*, **19**, 53-61.
- Mochizuki, K., Yamada, T., Shinohara, M., Yamanaka, Y. and Kanazawa, T. 2008. Weak interplate coupling by seamounts and repeating M-7 earthquakes. *Science*, **321** (5893), 1194-1197. DOI: 10.1126/science.1160250
- 内閣府. 2016. 南海トラフの巨大地震に関する津波高、浸水域、被害想定公表について. [https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_info.html](https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html)
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S. O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S. and Kaneda, Y. 2018. Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: implications for seismogenesis. in "Geology and Tectonics of Subduction Zones: A

- Tribute to Gaku Kimura”, ed. by Byrne, T., Underwood, M. B. III, Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie K. and Yamaguchi, A. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **534**, 69–86. DOI:10.1130/2018.2534(04)
- Nishikawa, T., Matsuzawa, T., Ohta, K., Uchida, N., Nishimura, T. and Ide, S. 2019. The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories. *Science*, **365** (6455), 808–813. DOI:10.1126/science.aax5618
- Niwa, M., Kamataki, T., Kurosawa, H., Saito-Kokubu, Y. and Ikuta, M. 2020. Seismic subsidence near the source region of the 1662 Kanbun Hyuganada Sea earthquake: geochemical, stratigraphical, chronological, and paleontological evidences in Miyazaki Plain, southwest Japan. *Island Arc*, **29**, e12341. DOI:10.1111/iar.12341
- Obara, K. and Ito, Y. 2005. Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: a dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Spac.*, **57** (4), 321–326. DOI:10.1186/Bf03352570
- Obara, K. and Kato, A. 2016. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, **353** (6296), 253–257. DOI:10.1126/science.aaf1512
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75** (4), 1135–1154. DOI:10.1785/BSSA0750041135
- Satake, K. 1995. Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, **144**, 455–470. DOI:10.1007/BF00874378
- Takagi, R., Uchida, N. and Obara, K. 2019. Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **124** (4), 3853–3880. DOI: 10.1029/2018jb016738
- 都司嘉宣・岩瀬浩之・松岡祐也・小田桐(白石)睦弥・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦. 2018. 九州東岸を襲った歴史地震津波の浸水高分布. *津波工学研究報告*, **35**, 127–170
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Igarashi, T. 2003. Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (15): 1801. DOI:10.1029/2003GL017452
- 宇佐美龍夫. 2003. 最新版 日本被害地震総覧 [416]–2001. 東京大学出版会, 605 pp.
- 宇津徳治. 1999. 地震活動総説. 東京大学出版会, 876 pp.
- Wallace, L. M., Webb, S.C., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., Schwartz, S. Y. and Sheehan, A. F. 2016. Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone New Zealand. *Science*, **352** (6286), 701–704. DOI:10.1126/science.aaf2349
- Wang, K. L. and Bilek, S. L. 2014. Invited review paper: fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, **610**, 1–24. DOI:10.1016/j.tecto.2013.11.024
- 渡辺偉夫. 1998. 日本被害津波総覧 第2版. 東京大学出版会, 248 pp.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **79** (47), 579–579. DOI:10.1029/98EO00426
- 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子. 1998. 1968年4月1日, 日向灘地震 ( $M_{JMA}$  7.5) の震源過程とその後の地震活動との比較. *地震第2輯*, **51**, 139–148. DOI:10.4294/zisin1948.51.1\_139
- Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S. and Sagiya, T. 1999. Comparison of the coseismic rupture with the after-shock distribution in the Hyuga-nada Earthquakes of 1996. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (20), 3161–3164. DOI:10.1029/1999GL005340
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, K. 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **109**, B07307. DOI:10.1029/2003JB002683
- Yamashita, Y., Shimizu, H. and Goto, K. 2012. Small repeating earthquake activity, interplate quasi-static slip, and interplate coupling in the Hyuga-nada, southwestern Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **39** (8), L08304. DOI:10.1029/2012gl015176
- Yamashita, Y., Yakiwara, H., Asano, Y., Shimizu, H., Uchida, K., Hirano, S., Umakoshi, K., Miyamachi, H., Nakamoto, M., Fukui, M., Kamizono, M., Kanehara, H., Yamada, T., Shinohara, M. and Obara, K. 2015. Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface. *Science*, **348**, 676–679. DOI:10.1126/science.aaa4242
- Yamashita, Y., Shinohara, M. and Yamada, T. 2021. Shallow tectonic tremor activities in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, based on long-term broadband ocean bottom seismic observations. *Earth, Planets Spac.*, **73**: 196. DOI:10.1186/s40623-021-01533-x
- 財団法人鈺肥城下町保存会. 2012. 絵図と古文書 (一).

山下裕亮

[やました ゆうすけ]

**現職** 京都大学防災研究所附属地震災害研究センター・宮崎観測所, 助教, 博士(理学)

**略歴** 鹿児島大学理学部卒業. 九州大学大学院理学府博士後期課程修了. 日本学術振興会特別研究員, 東京大学地震研究所特任研究員を経て, 2015年より現職

**研究分野** 観測地震学

**現職** 北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所, 主査, 技術士(応用理学)

**略歴** 大阪市立大学理学部卒業. 千葉大学大学院理学研究科修士課程修了. 2013年北海道立総合研究機構地質研究所入所. 2023年より現職

**研究分野** 地質学, 堆積学

伊尾木圭衣

[いおき けい]

**現職** 産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門, 主任研究員, 博士(理学)

**略歴** 北海道大学理学部卒業. 同大学大学院理学院自然史科学専攻修士課程修了. 同博士課程修了. 2016年産業技術総合研究所入所. 2021年より現職

**研究分野** 地震学, 津波学

# 南海トラフ地震の連続発生確率

福島 洋

## 1. はじめに

南海トラフ沿いで起こるマグニチュード (M) 8 以上の大規模地震 (南海トラフ地震) は、予想される被害の甚大さから、現在日本で最も懸念されている地震である。南海トラフ地震の想定震源域は、西南日本沖から沈み込むフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面上の静岡県から九州にわたる地域の下に位置している (図 1)。大まかには、紀伊半島を境にして東側の「東海側」と西側の「南海側」の断層すべりの単位 (セグメント) に分けて地震が発生してきたと考えられている。

南海トラフ地震は、過去に 100~150 年間隔で発生してきたが、ここでの間隔とは各セグメントでの地震性断層すべりの繰り返し間隔のことである。過去には、東海側と南海側のセグメントが 2 年程度以内の時間差で立て続けに発生した事例が複数あったことがよく知られている。このように地震の平均繰り返し周期からすればきわめて短い間隔で地震が発生するという事は、両側のセグメントの震源域から近い地域では、強い揺れや津波による被害を立て続けに受けることになる。

筆者は、京都大学防災研究所の西川友章氏、東京大学地震研究所の加納靖之氏とともに、数年以内の間隔で南海トラフ地震想定震源域内において M8 クラス以上の地震が立て続けに発生 (以下、「連続発生」) する確率に関する研究を行った (Fukushima *et al.*, 2023)。本稿では、この研究を行った動機等も含めながら、公表された論文に基づき、研究の内容を解説する。

## 2. 南海トラフ地震臨時情報

本研究のきっかけは、現在「南海トラフ地震臨時情報」(以下、「臨時情報」) として運用されている情報発表の仕組みである。臨時情報は、南海トラフ地震の発生可能性が相対的に高まったと評価されたときに気象庁から発表される。確度の高い短期地震発生予測 (地震予知) は現在の科学的知見からは難しいため、空振り (臨時情報が発表されても地震が発生しない場合) や見逃し (臨時情報が発表されることなく地震が発生する場合) は十分にありうるということが前提とされている。平たく言えば、臨時情報とは、普段よりも南海トラフ地震が起こりやすくなったと考えられる状況で、警戒や注意を促すために発表される情報である。

臨時情報は、

- 1) 南海トラフの想定震源域内のプレート境界において M8.0 以上の地震が発生した場合 (半割れケース)
- 2) 南海トラフの想定震源域およびその周辺において M7.0 以上の地震が発生した場合 (半割れケースの場合を除く) (一部割れケース)
- 3) ひずみ計等で有意な変化として捉えられる、短い期間にプレート境界の固着状態が明らかに変化しているような通常とは異なるゆっくりすべりが観測された場合 (ゆっくりすべりケース) の 3 つのケースで発表されることになっている (気象庁ウェブサイト)。最初のケースについては「南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震警戒)」, あとの 2 つのケースについては「南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震注意)」と、括弧書きで情報が付加される。また、臨時情報発表の基準に達しているかを検討する「南海トラフ沿いの地震に関する評

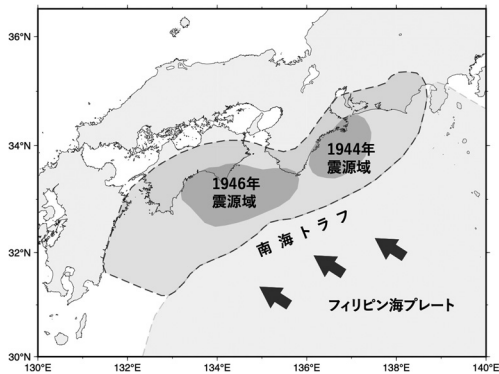


図1 南海トラフ地震想定震源域(点線内)および1944年昭和東南海地震, 1946年昭和南海地震の震源域

価検討会」を招集することが決まった時点で「南海トラフ地震情報(調査中)」, 同評価検討会で基準を満たさないと評価された場合に「南海トラフ地震臨時情報(調査終了)」がそれぞれ発表される。正確には, これらも臨時情報の一種である。

臨時情報というものが生まれた背景には複数の科学的・社会的要因があると考えられる。具体的には, 過去に時間差を置いて南海トラフ地震が連続発生した事例が複数あること, 一般的にも地震には「地震が地震を誘発する」という性質があること, ゆっくりすべりが巨大地震に先行して発生していた事例が複数知られていること, 南海トラフ地震対策が科学的知見の蓄積も踏まえながら定期的に見直されていること, 東日本大震災を受けてハード対策とソフト対策を重層的に組み合わせた減災の取組が必要であるとの考えが明確化されたことなどである。臨時情報が生まれた経緯については, 大塚(2020)に整理されているので詳細はそちらも参照していただきたい。また, 臨時情報発表の条件の詳細や対応の基本的考え方などは, 気象庁ウェブサイトや内閣府ガイドライン等を参照いただきたい(気象庁ウェブサイト; 内閣府, 2019)。

### 3. 臨時情報の課題と研究の動機

臨時情報発表の仕組みの運用は2019年5月31

日から始まっているが, 実質的に同じ内容の仕組みの運用は2017年11月から始まっていた。そのため, 本稿出版時点において, 実質的な運用開始から6年以上の年月が経過したことになる。この間, 同情報を活用して災害軽減を図るための準備・整備ができたかと言えば, まだまだ課題のほうが多く見当たる状況である。住民個人, 地域コミュニティ, 行政, 企業組織といった各主体がそれぞれの状況に照らし合わせて考えるべきことがあるが, 共通する大きな課題は, 臨時情報の正しい内容や対応の基本的考え方が広く認知されていないという点である。致し方ないことではあるが, 臨時情報の仕組みや対応の考え方は, 臨時情報が発表されるケースが複数あったり, 各主体が置かれている状況によって推奨される対応行動が異なったりするといった点において, わかりやすいとは言えない。今後, 丁寧に正しい知識およびそれに基づく準備の浸透を図っていくことが最も大きな課題のうちの1つである。

筆者は, 東北大学災害科学国際研究所の同僚らとともに, 地域で社会経済活動の核となる行政や民間の組織が臨時情報にうまく対応できれば社会全体もそれなりにうまく対応できるはずという発想のもと, 2019年1月より, 組織に対し臨時情報への実効的な対応計画作成に資する知見を提供することを目的とした学際研究プロジェクトを実施していた(東北大学災害科学国際研究所ウェブサイト)。同プロジェクトの初期段階において, 臨時情報が発表される際の地震の発生確率やその不確実性の目安を把握していないと, 実効的な計画はつukれないということが認識された。地震学者は, たとえばM8の巨大地震が南海トラフ地域で発生した場合に, 後発の巨大地震の発生確率がどの程度のものかということについては, だいたいの相場観的な考えを持っていると思われる。その相場観的なものを非専門家に対してどのように伝えるかということを考えてときに, 筆者は, 不確実性も含めて数字で科学的エビデンスとして示すことが重要だと考えた。そこで, 地震統計分析と歴史地震研究をそれぞれ専門とする西川氏と加納氏とともに, 臨時情報発表後の後発地震の発生

確率を評価することを目的とした研究を実施した。その際、最も確率が大きく対応の適切性が被害の程度を左右すると思われる半割れケース (M8.0以上の地震が発生し、臨時情報 (巨大地震警戒) が発表される状況) に特に着目した。ただし、一部割れケースについても部分的に検討した。ゆっくりすべりケースについては、確率を算出できるほどの事例数は蓄積されていないため取り扱わなかったが、今後の課題である。

#### 4. 世界の地震カタログを用いた 地震の連続発生確率

内閣府ガイドライン (内閣府, 2019) には、半割れケースを想定し、ある巨大地震 (M8クラス以上) 発生以降7日以内に別の巨大地震が近傍で発生する確率 (頻度) について、「十数回に1回程度」と記載されている。これは、世界の地震カタログにおいてM8クラス以上の地震103事例のうち、近傍で7日以内に別のM8クラス以上の地震が発生した事例が7つあったことに基づき計算 (7/103) された結果である。

同様に、一部割れケースを想定し、M7.0以上8.0未満の地震の発生以降7日以内にM8クラス以上の巨大地震が近傍で発生する確率については、「数百回に1回程度」(1,437事例中6事例) と記載されている。本研究においては、まず、これらの確率について独立した検証を行うこと、不確実性 (確率の信頼区間) の評価を行うこと、時間的な確率の変化も評価することを目的に、類似した方法で世界におけるM7クラス以上の地震のあとにM8クラス以上の地震が発生する確率の評価を行った。以降、表記の簡略化のため、M7.0以上M8.0未満の地震をM7クラス地震、M8.0以上の地震をM8+地震と表記する。

本研究では、地震カタログは、相互検証のためISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue version 6と、米国地質調査所のAdvanced National Seismic System (ANSS) Comprehensive Earthquake Catalogの2つを使用した。対象期間は、1904~2015の112年間、地震の深さ

は100km未満のものを用いた。沈み込み帯のプレート境界型地震とそれ以外の地域での地震で特徴が違う可能性があることを踏まえ、それぞれのカタログを用いた場合において、沈み込み軸 (海溝またはトラフ) から陸側の200kmの帯状領域に先発地震の震央が存在するケースに限定した場合と限定しない場合の両方を試した。得られた確率の値には、違うカタログを用いた場合や沈み込み帯限定の有無による本質的な違いがなかったことから、本稿ではISC-GEMカタログを用いて沈み込み帯への限定なしの場合の結果について紹介する。

本研究では、M7クラス地震のあとに近傍でM8+地震が発生するケースと、M8+地震のあとに近傍でM8+地震が発生するケースのそれぞれについて、1日 (24時間) 以内、3日以内、1週間以内、2週間以内、3年以内に後発の地震が発生する確率およびそれらの95%信頼区間を算出した。95%信頼区間というのは、95%の確率で真の値が存在する区間のことである。また、どれくらい近くで起こった地震を「近傍」と定義するかということに関しては、断層サイズに関するスケーリング則を念頭に、先行の地震がM7クラス地震の場合はその震央から160km、先行の地震がM8+地震の場合はその震央から500kmを近傍かどうかのしきい値と設定した。つまり、M7クラスの地震のあとに、その震央から160km以内でM8+地震が発生した場合、このM8+地震はM7クラス地震の近傍で起こった地震としてカウントされる。

確率の計算方法としては、内閣府ガイドラインに掲載されている数字の計算手法と同様に、対象となる先発地震の全発生回数を分母、それのうち対象期間内に近傍で地震が発生した事例数を分子として、その比を確率とした。確率の95%信頼区間は、サンプル数が小さい場合でも適用可能なClopper-Pearsonの信頼区間の式を用いた。

また、平時に比べた確率の高まりを示す確率利得も計算した。確率利得がたとえば10だったとすると、普段に比べて10倍の確率で地震が起こるということを意味する。確率利得の計算には、

平時の M8+地震発生の確率が必要であるが、これについては、南海トラフ地震を念頭に、地震が平均的繰り返し間隔 90 年のポアソン過程に従うと仮定し計算した。平均的繰り返し間隔 90 年は、地震調査研究推進本部が南海トラフ地震の長期評価に用いている値を参考にしている。このような仮定をすると、ある期間内  $\Delta T$  (年) に発生する地震の確率は  $1 - \exp(-\Delta T/90)$  で計算でき、たとえば  $\Delta T$  が 1 日 (1/365 年) の場合は、約 0.003% となる。

上述の手順から算出された確率および 95% 信頼区間を表 1 および表 2 に示す。この表の見方を簡単に述べておく。たとえば表 1 の「1 日以内」の列は、M7 クラスの地震が発生してから 1 日以内に近傍 (160 km 以内) で M8+地震が発生する確率について示したものである。1904~2015 年の間に M7 クラスの地震が 1,354 回発生し、そのうちの 3 回について 1 日以内に近傍で M8+の地震が発生したため、その確率は  $3/1,354=0.22\%$  となる。ただし、この確率は不確実性を伴っているので、その不確実性を 95% 信頼区間で表すと、最終的に「M7 クラスの地震が発生してから 1 日

以内に近傍で M8+地震が発生する確率は、0.046% から 0.65% の間である」といえる。また、M8+地震が 1 日の期間内 (たとえば、現在時刻から明日の同じ時刻まで) に発生する確率は、前のパラグラフに記載のとおり約 0.003% となるが、これが平時に M8+地震が発生する確率である。M7 クラスの地震が発生してから 1 日以内に近傍で M8+地震が発生する確率の確率利得 (確率が平時に比べて何倍になっているか) は、15 倍から 210 倍 ( $0.046/0.003 \sim 0.65/0.003$ ) となる。このように表 1 および表 2 を読んでいただきたい。なお、「3 日以内」「1 週間以内」等の長い期間の発生回数は、より短い「1 日以内」などの期間の数を含むので期間が長くなるほど発生数は単調に増加する累積発生数で示されていることを注意しておく。

表 1, 2 から、先行地震が M7 クラス地震の場合は、先行地震が M8+地震の場合と比べて、後発の M8+地震の発生確率は一桁小さいことがわかる。また、確率の増加量は期間が伸びるに従って鈍くなる。先行地震が M7 クラス地震の場合や、対象期間が長い場合は、サンプル数が相対的に大

**表 1** 1904~2015 年に世界で発生した 100 km 以浅の M7 クラス地震 (1,354 回) のうち、後発の M8+地震が発生した回数、確率、確率利得、および確率と確率利得の信頼区間

	1 日以内	3 日以内	1 週間以内	2 週間以内	3 年以内
後発地震発生回数	3 回	5 回	8 回	9 回	23 回
確率	0.22%	0.37%	0.59%	0.66%	1.7%
確率の 95% 信頼区間	0.046~0.65%	0.12~0.86%	0.26~1.2%	0.30~1.3%	1.1~2.5%
確率利得*	73 倍	40 倍	28 倍	16 倍	0.5 倍
確率利得の 95% 信頼区間	15~210 倍	13~94 倍	12~55 倍	7~30 倍	0.3~0.8 倍

\*確率利得の計算では、M8+地震の発生は平均的な繰り返し間隔 90 年のポアソン過程に従うと仮定

**表 2** 1904~2015 年に世界で発生した 100 km 以浅の M8+地震 (105 回) のうち、後発の M8+地震が発生した回数、確率、確率利得、および確率と確率利得の信頼区間

	1 日以内	3 日以内	1 週間以内	2 週間以内	3 年以内
後発地震発生回数	2 回	3 回	3 回	5 回	11 回
確率	1.9%	2.9%	2.9%	4.8%	10%
確率の 95% 信頼区間	0.23~6.7%	0.59~8.1%	0.59~8.1%	1.6~11%	5.3~18%
確率利得*	630 倍	310 倍	130 倍	110 倍	3.2 倍
確率利得の 95% 信頼区間	76~2,200 倍	65~890 倍	28~380 倍	37~250 倍	1.6~5.5 倍

\*確率利得の計算では、M8+地震の発生は平均的な繰り返し間隔 90 年のポアソン過程に従うと仮定



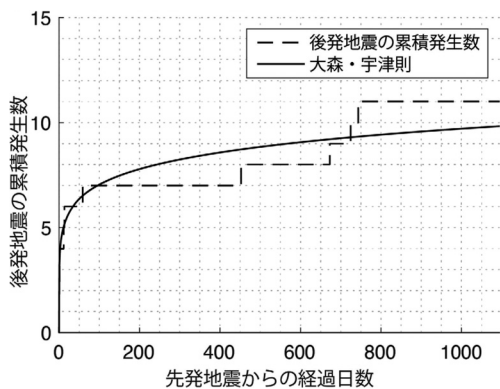


図2 先発のM8+地震からの経過日数に対する後発のM8+地震の累積発生数(破線)と大森・宇津法則によるフィッティング曲線(実線)(Fukushima *et al.*, 2023)

きいため、推定信頼区間は相対的に狭くなっている。1週間以内の期間に着目すると、先行地震がM7クラス地震の場合とM8+地震の場合の後発M8+地震の発生確率は、それぞれ0.26~1.2%と0.59~8.1%であったが、この信頼区間は内閣府ガイドライン掲載内容の1週間以内の発生1437事例中6事例(0.42%)と103事例中7事例(6.8%)を含むことから、総合的な結果といえる。

図2は、M8+地震発生後の後発M8+地震の累積発生数のヒストグラムと余震発生数に関する経験則である大森・宇津則を仮定したフィッティング曲線である。大森・宇津則では、余震の発生レート  $n(t)$  は

$$n(t) = K(t+c)^{-p}, \quad (1)$$

余震の発生積算数  $N(t)$  は

$$N(t) = K \{ c^{1-p} - (t+c)^{1-p} \} / (p-1), (p \neq 1), \quad (2)$$

と表現される。事例数が少ないため実際のデータ(破線)には凹凸があるものの、後発M8+地震の発生数は大森・宇津則、つまり、余震発生と同じ法則でよく表せていることがわかる。このフィッティングの結果得られたパラメタは、 $K=0.65$ ,  $c=1.0 \times 10^{-3}$ ,  $p=0.90$ であった。

## 5. 南海トラフ地域におけるM8+地震の連続発生確率

前節までは、世界の地震統計に基づくM8+地震の連続発生確率を考察してきた。これを背景として、本節以降は南海トラフ地震に特化して考える。

南海トラフ地域では、よく知られているように、1854年の安政東海地震・安政南海地震は約30時間の時間差、1944年と1946年の昭和東南海地震・昭和南海地震は約2年間の時間差で発生した。M8+地震の3年以内の連続発生の確率が世界的な平均でみて5.3~18%(表2)であることと、南海トラフ地域において最近2回のいずれもM8+地震が連続して発生したということと併せて考えると、南海トラフ地震の震源域にはM8+地震の連続発生が起りやすい性質があるということが考えられる。一方で、2回の連続発生がたまたま起こっただけであるという可能性もないわけではない。このような南海トラフ地域に固有かもしれない地震連続発生に関する性質と、その不確実性を数字で示すことが、以下で実施した内容である。

まず、漏れがないとされる1361年以降の南海トラフ地震に関し、過去の南海トラフ地震の発生履歴に関する歴史資料による研究(石橋・佐竹, 1998など)と地質学的研究(Garrett *et al.*, 2016など)の文献を見直し、連続発生の有無を再評価した。以下はその概要であるが、元論文(Fukushima *et al.*, 2023)にはより詳細な記述がある。

1361年の康安地震については、歴史資料による研究と地質学的研究の両方において、東海側と南海側の両方が震源域となったことが強く示唆されている。それらが時間差のある別々の破壊であったかという点については、歴史資料研究から、時間的に近接して2つの地震が発生した可能性が指摘されている(奥野・奥野, 2017)。

1498年の明応地震については、東海側が震源域となったことは確実視されているが、南海側については証拠がやや乏しい(Garrett *et al.*, 2016など)。また、南海側が震源域となる地震が起き

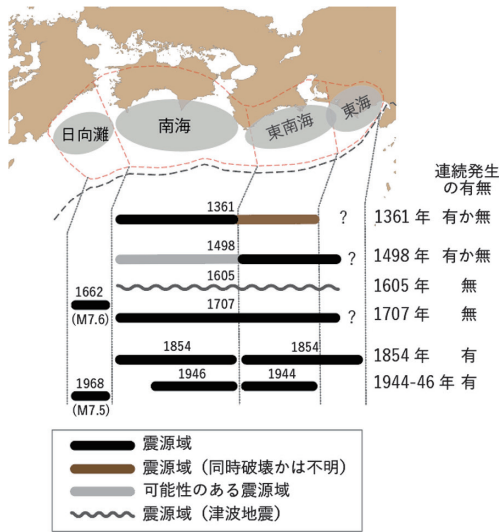


図3 本研究による南海トラフ地域の東海側のセグメント（東南海，東海）と南海側のセグメント（南海，日向灘）における過去の地震発生履歴に関する再評価結果（Fukushima *et al.*, 2023）

た2カ月半後に東海側を破壊する地震が起きたとする説がある（都司・上田，1997）。

1605年の慶長地震については，南海トラフ沈み込み帯浅部すべりによる津波地震という説が有力である。この地震は特殊であるが，おそらく南海トラフ地震臨時情報が発表される可能性が高いケースと考えられるため考慮に入れた。ただし，これを除外しても本質的な結論は変わらない。

1707年の宝永地震については，東側と西側をほぼ同時に破壊するような巨大地震であったことがほぼ確実である。1854年の安政の東海地震と南海地震，1944年と1946年の昭和東南海地震と昭和南海地震が，それぞれ約30時間差と約2年差を置いて連続して発生した地震であったことは，前述のとおりである。

以上をまとめると，図3のとおりになる。1361年以降の6回中，3年以内の時間スパンにおいて，時間差を置いて連続発生したことが確実なのは1854年と1944～1946年の2回であり，時間差を置いて連続発生した可能性があるのが1361年と1498年の2回である。6回中に2回連続発生があったということになると，確率の最尤推定値は

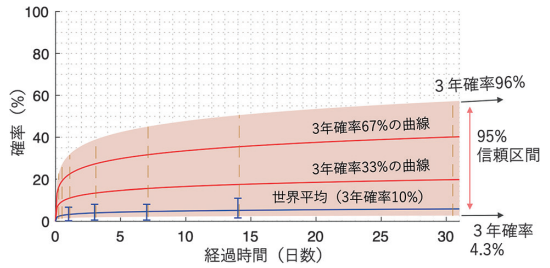


図4 南海トラフ地域における先発M8+地震発生後の後発M8+地震の発生確率の1カ月間の推移。桃色の部分の下端と上端の曲線は，いずれも大森・宇津則の仮定に基づく曲線で，3年経過時点でそれぞれ4.3%と96%に達するように描かれている。青線および青誤差バーは，それぞれ3年確率10%の曲線と世界の地震カタログから求められた信頼区間（第4節参照）で，世界の平均的な後発M8+地震の発生確率を表す（Fukushima *et al.*, 2023）

33%ということになり，Clopper-Pearsonの式による95%信頼区間は4.3～78%である。6回中4回の場合，確率の最尤推定値は67%，95%信頼区間は22～96%である。これらを総合すれば，南海トラフ地域で先発のM8+地震のあと3年以内に後発のM8+地震が発生する確率は，4.3～96%となる。

次に，本研究では，より短い時間スパンにおける後発M8+地震の発生確率を求めた。この確率の計算のために，南海トラフ地域の後発地震の発生度数が世界の地震カタログから求めた大森・宇津則と同様の形状に従うという仮定をした。この仮定の妥当性は科学的に厳密に証明できるわけではないが，地震の連鎖的発生の性質から，大きく外れることはないであろうと筆者らは考えた。この仮定を用いると，任意の時間 $t$ までの後発地震の発生確率 $P(t)$ は，

$$P(t) = 1 - \exp(-N(t)) \quad (3)$$

と計算できる。

大森・宇津則の仮定と3年確率4.3～96%という結果を融合させると，図4のとおり南海トラフ地域における後発M8+地震の発生確率推移の図を描くことができる。この図で最も重要なのは，3年経過時の確率が4.3%と96%になるように描

表 3 南海トラフにおける後発地震の発生確率と確率利得

	6時間以内	12時間以内	1日以内	3日以内
確率	1.0~53%	1.3~60%	1.4~64%	1.8~72%
確率利得	1,300~70,000倍	860~40,000倍	460~21,000倍	200~7,900倍
	1週間以内	2週間以内	1カ月以内	3年以内
確率	2.1~77%	2.3~81%	2.6~85%	4.3~96%
確率利得	99~3,600倍	54~2,000倍	28~910倍	1.3~29倍

かれた2本の曲線である。これらは、第4節で求められた大森・宇津則のパラメタ ( $c=1.0 \times 10^{-3}$ ,  $p=0.90$ ) を用いて式(2)と式(3)に基づき描かれており、この2本の曲線が、任意の経過時間までの後発M8+地震の発生確率の信頼区間を定めていることになる。つまり、ある経過時間内に後発M8+地震が発生する確率の信頼区間は、その経過時間における桃色領域の下端と上端の範囲として得られる。

先発M8+地震の発生から6時間以内、12時間以内、1日(24時間)以内、3日以内、1週間以内、2週間以内、1カ月以内(以上、図4の橙色縦破線)、3年以内に、後発M8+地震が発生する確率および確率利得は、表3のとおりとなった。確率利得の算出に必要な平時の地震発生確率については、表1、2と同様の仮定を用いた。表3は、先発地震の発生直後の確率利得が非常に大きく(6時間以内が平時の1,300~70,000倍)、それが時間とともに減少していき、3年以内だと確率利得は1.3~29倍まで落ちることを示している。

## 6. 考 察

第4節での世界の地震統計解析により、内閣府ガイドラインに掲載されている半割れケースおよび一部割れケースでの後発地震発生確率の記載内容は妥当であることが確認された。同時に、100年を超える世界の地震カタログを使っても、不確実性はそれなりに大きいことも明らかとなった。統計地震学における標準的な地震活動のモデルであるETASモデル(Ogata, 1988)等からも期待されるとおり、M7クラス地震のあとにM8+地

震が起こる確率は、M8+地震のあとにM8+地震が起こる確率に比べて一桁小さいことも確認された。これが南海トラフ地域においても当てはまるかは本研究では確認していないが、地震発生の物理を考えれば、そのように仮定することは妥当であろう。

南海トラフ地域において先発M8+地震から3年以内に後発M8+地震が発生する確率(4.3~96%)は、世界平均(5.3~18%)に比べてずっと高い可能性があるが、後者が前者の信頼区間に含まれるため、統計的有意性は示されていない。それでも、稀にしか起きない(10%程度)と認知しておくことと、起こる可能性が高いかもしれない(最大で96%)と認知しておくことは、いざ臨時情報が発表されたときの対応を考えよううえで重要な違いであり、一般市民もこの違いをよく理解し、備えることがとても重要であると考えられる。内閣府ガイドラインの半割れケースの記載内容「十数回に1回程度」は、あくまで世界で起こる地震の平均的な傾向を示す数字として目安として示されているものであり、過度に信用すべきではない。実際、ガイドラインには「南海トラフ沿いの大規模地震のうち直近2事例は、それぞれ約2年、約32時間の時間差をもって連続してM8以上の地震が発生」「8事例の大規模地震のうち、少なくとも5事例は東側・西側の両領域がほぼ同時若しくは時間差をもって破壊」とも記載されており、実際の確率はもっと高い可能性があるということもほのめかされている。

表3でも示されているとおり、1日以内に後発地震が発生する確率のほうが、2日目以降に発生する確率よりもずっと大きい。たとえば、3年確

率が96%（つまり、3年以内には後発地震がほぼ確実に発生する前提）の場合、1日確率は64%となる。ここから、直後の迅速な対応が重要であるということがいえる。そして、それを着実に実施するには、事前の入念な対応方法立案・継続的見直しと訓練が重要である。南海トラフ地震臨時情報は、一週間の警戒対応を呼びかけるものであるが、確率を踏まえると、一週間の対応を考えるにせよ、勝負は1日以内だと思っておいたほうがよいのではないかと思う。

本研究のようにサンプルサイズが小さい統計解析では、1つのイベントを考慮するかしないかで、確率の推定値は無視できないほど変わる。たとえば、前節に記載したとおり「6回中4回」なら確率の推定値は22~96%となるが、もし1605年の慶長地震をカウントしないことにして「5回中4回」とすると28~99%となる。数字の厳密性を追求するのであればこのような差異は気になるところであるが、一方で、数字を対応行動意思決定の参考にするうえでは、「だいたい二十数%から九十数%の間」と把握することが大事なのであって、それ以上の細かい数字の差異は、数字の印象による心理的効果はあるかもしれないが、それほど対応行動決定に影響を与えないと思われる。本研究は、このような曖昧さを認識しつつも、あえて数字で確率を出すことの重要性を鑑みて実施された。本研究で示した大きな幅を持つ確率が、万人にとってわかりやすいものではないことは承知しているが、自分なりに消化していただける方はそれなりにいるのではないかと期待している。

## 7. ま と め

南海トラフ地震臨時情報やその対応の考え方は、簡単とはいえない。理解や臨時情報への対応検討を阻害する一因として、臨時情報発表後に起こる状況に関する不確実性があるが、地震発生の見直しに対する相場観を持っていると、実効的な対応計画を立てる参考になると思われる。このような問題意識のもと、Fukushima *et al.* (2023) は、特に「半割れケース」に着目して、南海トラフ地

域においてM8クラス以上の地震が発生したあとに後発のM8クラス以上の地震が発生する確率やその不確実性を評価した。本稿では、背景や意図等も含めて、当該研究の内容について解説した。

世界の地震カタログの解析から、後発地震発生確率は余震発生に関する経験則である大森・宇津則と同じ数式で表せることが確認された。また、南海トラフ地域においては、後発地震発生の3年確率は4.3~96%と評価された。これらを組み合わせ、任意の期間における後発地震発生確率を導出した。南海トラフ地域の後発地震発生確率は、世界の平均的な後発地震発生確率と変わらない可能性もないわけではないが、世界平均と比べてずっと高い可能性があることが示された。また、先発の地震の発生直後ほど、後発地震の発生確率は高いことも数字で示し、臨時情報が発表された際の対応行動を事前によく準備しておくことの重要性を指摘した。

筆者は、臨時情報には南海トラフ地震による被害を大幅に減らせるポテンシャルがあるが、それを実現させるのは簡単ではなく、中長期的な地道な取り組みが必要だと考えている。本研究が、そのための一助になれば幸いである。

## 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。一部の図の作成にGeneric Mapping Tools Version 6 (Wessel *et al.*, 2019) を用いました。

## 参考文献

- Fukushima, Y., Nishikawa, T. and Kano, Y. 2023. High probability of successive occurrence of Nankai megathrust earthquakes. *Sci. Rep.*, **13**: 63. DOI: 10.1038/s41598-022-26455-w
- Garrett, E., Fujiwara, O., Garrett, P., Heyvaert, V. M. A., Shishikura, M., Yokoyama, Y., Hubert-Ferrari, A., Brückner, H., Nakamura, A. and De Batist, M. 2016. A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan, *Earth-Sci. Rev.*, **159**, 337-357.

- DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.06.011
- 石橋克彦・佐竹健治. 1998. 総合報告: 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点—日本付近のプレート沈み込み帯を中心として—. *地震* **2**, 50, 1-21. DOI:10.4294/zisin1948.50.appendix\_1
- 気象庁. 南海トラフ地震に関連する情報の種類と発表条件. [https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/nteq/info\\_criterion.html](https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/nteq/info_criterion.html) (2024年3月28日閲覧)
- 内閣府 (防災担当). 2019. 南海トラフ地震の多様な発生形態に備えた防災対応検討ガイドライン【第1版】令和3年5月 (一部改訂). [https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/honbun\\_guideline2.pdf](https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/honbun_guideline2.pdf) (2024年3月28日閲覧)
- Ogata, Y. 1988. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *J. Am. Stat. Assoc.*, **83**, 9-27. DOI: 10.2307/2288914
- 奥野真行・奥野香里. 2017. 伊勢神宮外宮の被害からみた康安元年の地震. *歴史地震*, **32**, 49-55.
- 大塚路子. 2020. 南海トラフ地震対策をめぐる経緯. *調査と情報—Issue Brief—*, **1096**, 14 pp.
- 東北大学災害科学国際研究所. 南海トラフ地震臨時情報プロジェクト. [https://irides.tohoku.ac.jp/research/interdisciplinary/nakaitrough\\_secom.html](https://irides.tohoku.ac.jp/research/interdisciplinary/nakaitrough_secom.html) (2024年3月28日閲覧)
- 都司嘉宣・上田和枝. 1997. 明応 (1498) 南海地震の存在とその日付について. 1997年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 169-169.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. and Tian, D. 2019. The generic mapping tools version 6. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **20**, 5556-5564. DOI: 10.1029/2019gc008515

福島 洋

[ふくしま よう]

**現職** 東北大学災害科学国際研究所災害評価・低減研究部門陸域地震学・火山学研究分野准教授

**略歴** 東北大学理学部宇宙地球物理学科卒業. 同大学院理学研究科修士課程修了. ブレーズ・パスカル大学 (現クレルモン・オーベルニュ大学) (フランス) 基礎科学研究科博士課程修了. 京都大学防災研究所助教などを経て, 2016年9月より現職

# 衛星重力観測で捉えられた巨大地震 数カ月前の重力変化（解説）

田中愛幸

## はじめに

人工衛星を用いて地球の重力場を全球的に計測することのできる衛星重力ミッション（GRACE, GRACE Follow-On）が、2000年代初期より欧米の研究機関を中心に運用されている。衛星重力ミッションは、海洋・陸水・氷床質量等の地球表層流体をこれまでにない時空間分解能でモニタリングすることを可能にし、この20年にわたり気候変動研究に大きく貢献してきた（Tapley *et al.*, 2017）。一方、M8程度以上の大地震に伴う重力変化も検出されてきており、GPSを含むGNSS（Global Navigation Satellite System）や合成開口レーダーに続く、新たな地震研究用のセンサーとして期待されている（田中・日置, 2017）。最近、2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）の2~3カ月前から衛星で捉えた重力場に異常が生じていたとの報告があった（Panet *et al.*, 2018）。本稿では、この論文の要点と、論文出版後の関連する動向について紹介する。なお、衛星重力ミッションの歴史や重力測定の原理に関する日本語の文献は、測地学WEBテキスト（[https://geod.jpn.org/web-text/part3\\_2014/matsuo/index.html](https://geod.jpn.org/web-text/part3_2014/matsuo/index.html)）や宗包（2013）を参照されたい。

## 論文の概要

Panet *et al.* (2018) は、衛星重力データに独自の解析手法を適用することで、2011年の東北地

震発生前数カ月から地震後にかけて日本列島を覆う1,000 km以上の空間スケールの重力場変動が生じていることを明らかにした。もし、浅い領域で質量変化が生じた場合にはより小さい空間スケールの重力変化が検出されるはずであるが、実際にはとらえられていない。そのため、深い領域に変動源を求め、沈み込むスラブの伸張が地震前に発生し、それに伴いプレートの沈み込みが広範囲で加速したという仮説を立て、地震前・地震時・地震後の重力変化を説明した。

Panet *et al.* (2018) の本編は6頁にすぎないが、Supplemental Information（以下、SI）では90頁以上にわたり解析手法、ノイズの評価、モデリング等が詳述されている。以下では、本編に書かれていないSIの内容も若干含めるとともに、重力計測に関して説明を要すると思われる事柄については筆者が補足していることをあらかじめお断りしたい。

## 衛星重力データ

基となるデータは、2002年から2014年までのGRACE レベル2 データであり、世界に複数存在する解析センターのうち、フランスの宇宙機関であるCNESの公開データを用いている。衛星が観測した重力場はポテンシャルの理論に基づいて地表における重力場に換算される。レベル2 データは、月ごとの全球ジオイド（平均海面と一致する等重力ポテンシャル面）を球面調和関数で展開した際の係数である。これらの係数は1カ月間の

平均であり、地震時（たとえば2011年3月）のデータには、地震前および地震後の変動も含まれることに注意が必要である。GRACEデータは250km程度までの空間分解能を持つが、空間スケールが大きい変化ほど、より小さな振幅であってもとらえることができることが知られている。多くの場合、GRACEデータのユーザーは地震に伴う変化を解析する際、できるだけ分解能を高めようとする。これに対して、Panet *et al.* (2018) は、以下の3点を解析手法の特徴としてあげている：①1,000kmを超えるような長波長の変化を球面上の空間フィルターを用いて抽出する、②時系列データにウェーブレット解析を適用し、数カ月から数年までの時間スケールの変化を網羅的に調べる、③鉛直方向の重力ではなく、重力の水平成分の勾配が最大となる方位を求め、プレート沈み込み方向と関連付ける。

### 地震前後の重力場変動

図1は、東北地震前後の4つの期間における重力勾配の時間変化を示す。空間フィルターのス

ケールを800~1,600kmまで変えても傾向は大きく変わらず、重力勾配はプレートの沈み込み方向で最大になる。図1aが地震前の2010年7月から2011年2月までの変化を示す。北東-南東方向に延びる正負の目玉が、日本海から伊豆・小笠原海溝にわたって見られる。この図において、重力勾配が正（赤色）の領域は、地表付近または地下で質量欠損が生じたことを意味する。地震前の変化は地震時の変化（図1b）とおおむね似た空間パターンをもつ。地震前の変化が数カ月前から系統的に大きくなることを、ウェーブレット解析により示すことができる。地震前に生じた重力勾配の変化の大きさは、毎年の積雪によるものと同程度であり、陸水や海洋の季節変動より少なくとも2倍大きい。

上記の地震前の重力勾配の変化は、ウェーブレット解析を時系列に適用する前の1カ月ごとのデータからも読み取ることができる。図2に、いくつかの地点におけるデータを示す。図2bから、2010年12月から2011年2月にかけて系統的に重力勾配が増加または減少していることが分かる。次に、地震時のステップと線形トレンドを取

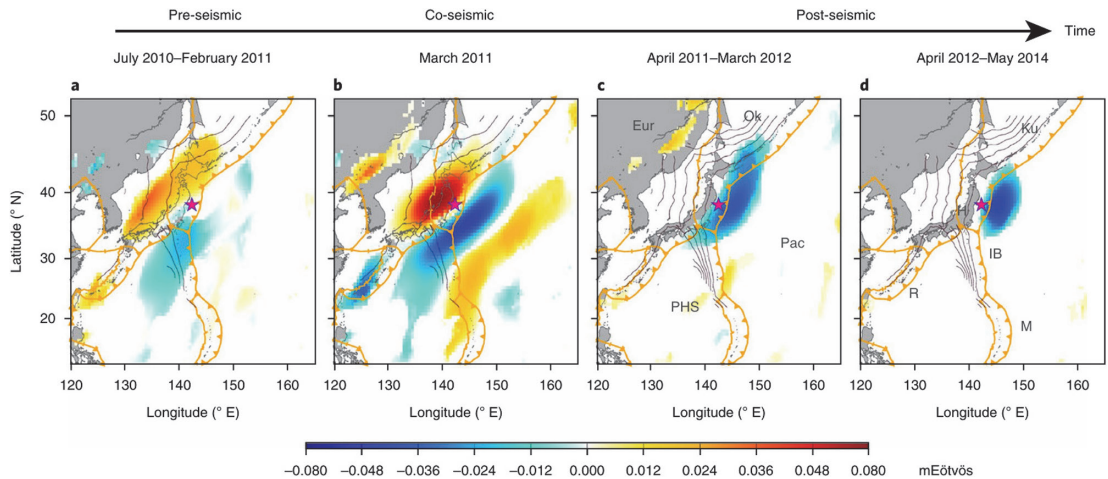


図1 衛星重力観測から得られた1,400kmスケールでの東北地震前後の重力勾配  $\frac{\partial g_x}{\partial x}$ .  $x$ は南東方向を示す (N20°E~N50°Eの平均値). 単位は mEötvös ( $10^{-12}/s^2$ ). Panet *et al.* (2018) Fig. 1より

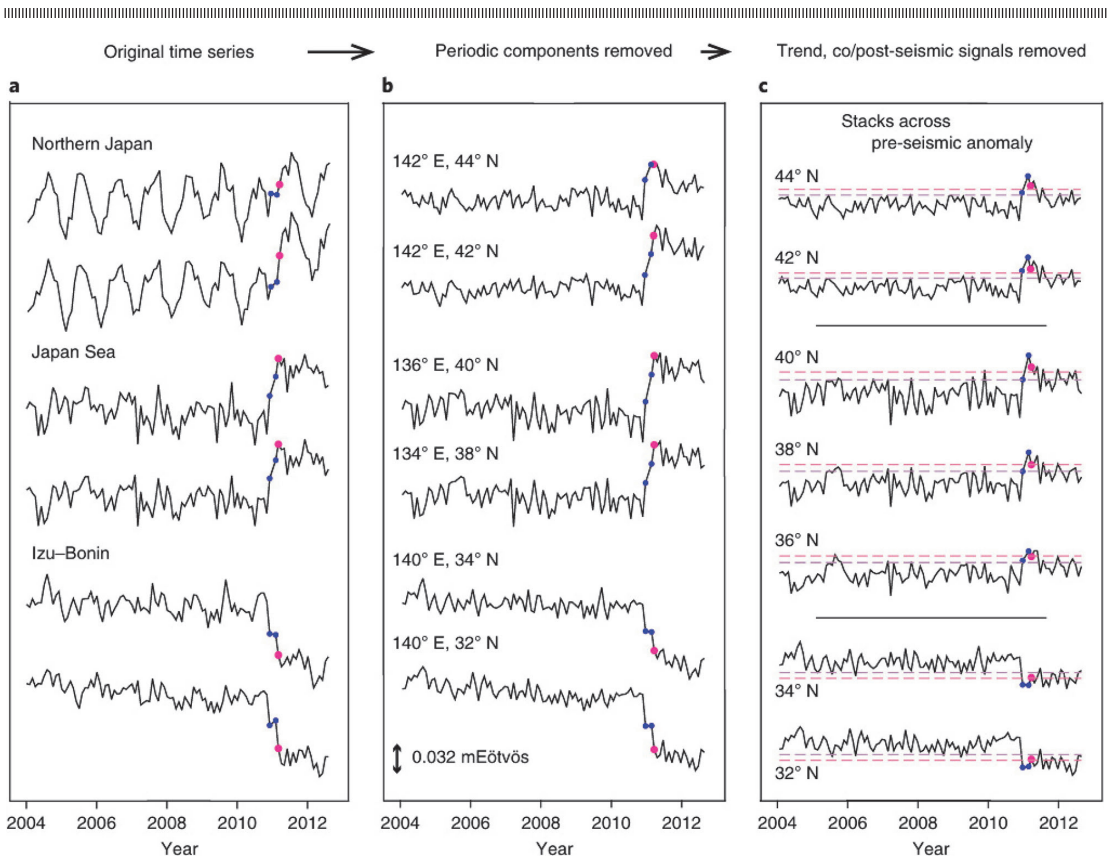


図 2 1,400 km スケールでの月ごとの重力勾配。b は a から年周・半年周成分と計測誤差に関連する周期性を除いたもの、c はさらに地震時のステップ変化と線形トレンドを除いたもの。青の点は 2010 年 12 月と 2011 年 2 月、ピンクの点は 2011 年 3 月の値を示す（2011 年 1 月は欠測）

り除いた時系列データを作成する（図 2c）。得られた変化は、地球表層流体等のシグナルのうちモデルで取り切れなかった寄与や計測誤差を含んでいる。2002 年 8 月から 2010 年 5 月の変動が白色雑音のように正規分布に従うと仮定して求めた 90 および 97.5 パーセンタイルが図 2c の 2 つの点線で示されている。この図から、少なくとも 2011 年 2 月のデータが  $2\sigma$  を超えることが分かる。さらに、地震時に生じたオフセットとは別に、地震前に生じた青の点の変化が地震後までバイアスとして残っているように見える（図 2b）。地震時の変化を取り除くと、地震前に生じた変化の空間パターンが地震後も維持されていることが確かめられる（SI の図 33）。地球表層流体により生じ

る変動が 2 年程度も残り続けるとは考えにくい。

### 地震前の重力変化の解釈

図 1a の重力勾配のパターンから、日本海下における質量減少と房総沖の三重会合点南方での質量増加が示唆される。このパターンを説明するため、次のような仮説が提示された。

前者の質量減少は、日本海下に位置する太平洋プレートのスラブが引き延ばされ、地殻の密度が低下したとすることで説明できる。スラブの伸張を支持する研究結果として、Bouchon *et al.* (2016) を引用している。これによると、2011 年 1 月から東北地震発生までの期間に東北地方浅部で地震



活動が増加しており、この増加に同期して深さ100km前後で引張メカニズムの地震が増加する。スラブの伸張をかりに正断層すべりで近似した場合、観測された重力勾配を説明するには、深さ245~330kmに長さ1,200km、幅100km、すべり量40cm（モーメントマグニチュード8.4）の断層が必要になるが、力学的な妥当性は検討が必要であると述べている。

後者の質量増加は、上で述べた広域的なスラブの引張が、プレート間カップリングの弱い伊豆小笠原海溝において太平洋プレートの沈み込みを加速させたことで、冷たく密度の大きいプレートが沈み込むことで地下の質量が増加したとして説明できる。

ただし、これらに対応するような地殻変動は検出されていない。また、別のメカニズムとして、プレート間カップリングが深さ20~100kmにおいて減少した場合も検討している。この場合、上のスラブの伸張で考えた場合よりも質量変化が浅いところで起こるため重力勾配の短波長成分が強まるはずだが、そのような観測結果は得られなかったとして棄却されている。

### 地震時および地震後の重力変化の解釈

2011年3月の重力勾配変化からも、断層破壊のスケールよりもっと広域に質量変化が起きていることが指摘される。図3aは観測された重力勾配変化を示す。図3bは、地震時の地殻変動から推定した断層モデルを用いて、フォワード計算で求めた重力勾配変化である。観測結果が計算結果に対して時計周りに30度ほどずれているが、このずれは別の複数の研究者からすでに報告されている。また、南東側の負の変化をみると、観測結果のほうが振幅も範囲も大きい。さらに、観測結果においては、今述べた負の変化のさらに南東側（プレートが沈み込む前の水平に移動している領域）にも正の顕著な変化がみられる。図3aの変化から、モデル計算で求めた地震時、余効すべ

り、粘弾性緩和の寄与を差し引くと、北西の大陸プレート側では残差がほぼゼロとなるが、南東の海洋プレート側で正負に振動するパターンが残る（SI6.3節）。この残差重力は海溝の南東側に広がっているため、プレート沈み込み境界の浅部または深部のすべりでは説明できない。そこで、海溝より南東側の領域まで含めて海洋プレートが海溝に向かって北西へ15cm程度、水平移動し、プレート沈み込みが加速したと仮定すると重力変化が説明できる。

以上をまとめると、重力場の異常は地震断層よりも広域に発生し、地震前から地震後にかけて北西から南東へ移動する。このような異常は、大規模なプレート運動の変化により説明できる。まず、地震発生数カ月前から太平洋プレートスラブがマントル中で伸張する。この影響が太平洋プレートとフィリピン海プレートの浅部にまで伝播し、太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みをプレート境界に沿って約2,000kmにわたって加速させる。

### 論文出版後の動向

Wang and Burgmann (2019) は、異なるデータセットや解析手法を用いて検証を行った。該当する重力変化が東北地震前に存在することは確認されたものの、地球全体ではさまざまな場所、時期に似たような重力変化が生じており、地震前の変化が本当に地震と関連しているかどうかは統計的に有意でないと報告した。これに対し、Panet *et al.* (2022) は、解析手法のちがいがこそが肝要であり、東北地震前のシグナルとそれ以外の陸水等によるシグナルやノイズとは時空間的な構造が異なることを強調している。たとえば、バンドパスフィルターを地表の各点に適用して長波長成分を抽出することはきわめて重要だと述べている。同論文では、データセットを増やすとともに信頼度をより高めた解析手法を提示している。Bouih *et al.* (2022) は、M9クラスのチリ・マウレ地震

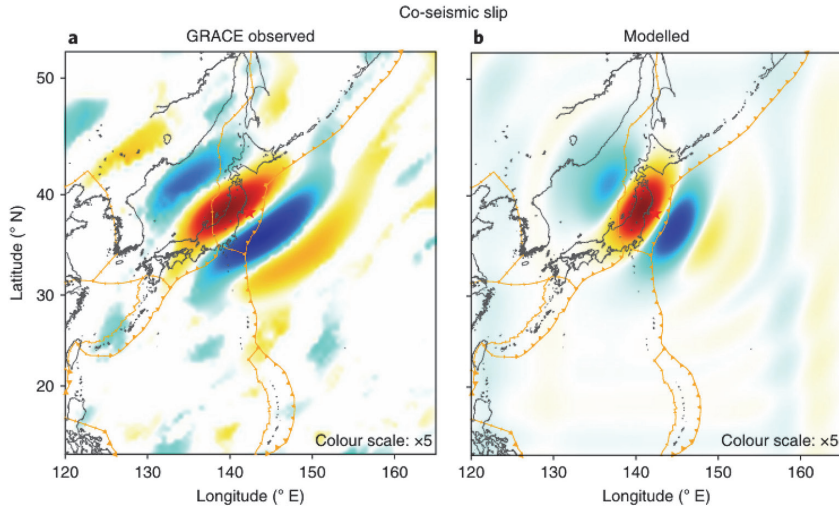


図 3 2011 年 3 月の重力勾配 (800 km スケール). カラースケールは図 1 の 5 倍. 左が観測結果, 右が地震時地殻変動から推定された断層モデルによる計算結果. Panet *et al.* (2018) の Fig. 5 a, b より

でも地震前に同様のシグナルが検出され, スラブの深さ 150 km 付近の変形により説明できることを報告している.

### おわりに

最後に, 重力観測に携わる一研究者として, 筆者自身の感想を観測の観点から 2, 3 述べて終わりたい.

測定精度の高い衛星重力場の長波長成分に着目しながら, 空間勾配をとることでより小さな空間構造を抽出する Panet らの解析手法はユニークである. 一方で, 手法によってはシグナルの有意性を示せないことがあるため (Wang and Burgmann, 2019), まずは地震前の重力変化が本物であるか, 再現性を確かめることが重要である. そのためには, 今後, 日本あるいは世界のどこかで M9 地震が起きた際に重力シグナルを検出できる準備をいかに進められるかがポイントとなる. そこで, 今後の重力観測に関して 2 点述べる.

1 つ目は 2030 年頃から予定されている欧米の共同衛星重力ミッション MAGIC (Mass-change

And Geosciences International Constellation) である (Daras *et al.*, 2024). 計測精度は現行ミッションよりも高く, 時間分解能は数日と劇的に改善される. Panet *et al.* (2018) では, 基データの 1 カ月ごとの重力時系列データのうち地震前の異常を示すのは高々 2 個 (2 カ月分) のデータにすぎなかった. MAGIC が実現すれば, 時系列解析の値の信頼性が大幅に向上することが期待できる.

2 つ目は地上重力観測である. 図 4 に, 筆者も従事してきた宮崎における観測結果を示す. 連続観測が困難なため時間分解能は約 1 年と悪い. したがって, 地震との関連性を主張する意図はないが, 観測事実として, 東北地震直前の 2010 年 11 月にそれまでの傾向と異なる重力値の減少がみられる. 宮崎で観測した重力の変化であるため, 筆者は地理的に近い豊後水道のスロースリップとの関連性を疑っていたが, Panet *et al.* (2018) が提案した, 南海トラフにまで及ぶ広域なスラブ伸張による質量減少とも符号する. 残念ながら, 重力計が高価であることもあり, 地上重力の観測点数は GNSS 観測点と比べて圧倒的に少なく, 研究者数も少ない. 新谷 (2022) は, 低コストで多点

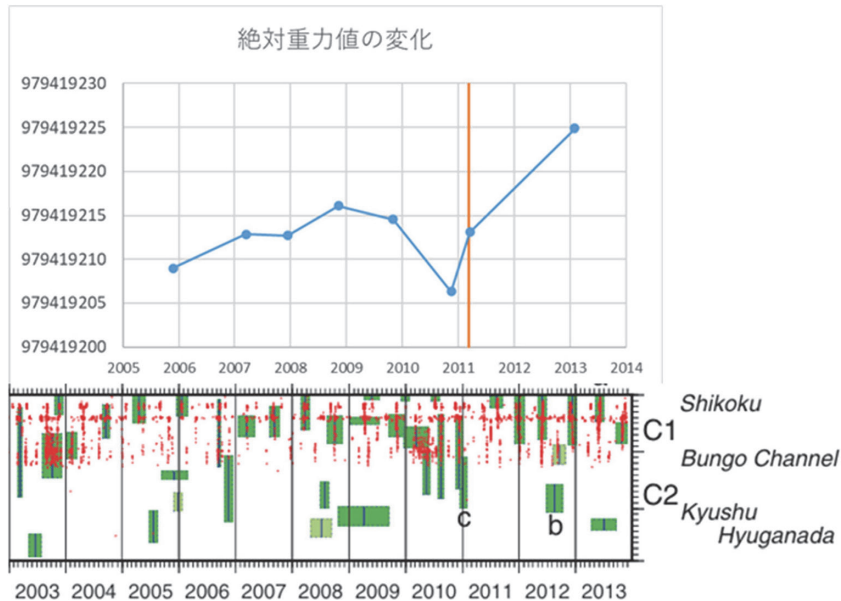


図 4 地上観測（絶対重力計 FG5）でとらえられた京都大学防災研究所宮崎観測所における重力変化。単位は  $\mu$  ガル ( $10^{-8} \text{m/s}^2$ )。測定は東京大学地震研究所重力チーム。オレンジの縦線は東北地震の発生時期を示し、地震後の測定はその数日後に行われた。下の図は Nishimura (2014) の Fig. 6 を編集したもので（符号等は原論文を参照のこと）、緑の線が四国から日向灘へかけてのスロースリップの発生時期を示す。2010 年から 2011 年初めにかけての重力減少と豊後水道から日向灘にかけてのスロースリップ時期が同期しているようにも見える

展開できる光ファイバーネットワークを利用した絶対重力計の開発を進めており、こうした技術開発により重力監視網の構築を目指すことで、上記の重力シグナルの検証に貢献できると思われる。

すでに述べたように重力の長波長成分を扱うことには精度的なメリットがあるものの、地球表層の現象で説明できない場合は深いところに質量変動の原因を求めることになる。しかしながら、このことは重力以外の観測による独立な検証を難しくする。Panet らが提案するメカニズムを支持する地殻変動は検出されておらず、地震活動やテクトニックな条件などと関連付けて証拠立てていく必要がある。本編で引用されていないものとしては、筆者は浅部で大地震前に深い地震が起こることを指摘した研究（茂木, 1972）を想起した。他には、プレートの大規模な加速を実証するには、海底測地観測が最も直接的な検証手段であろう。Yokota *et al.* (2023) は、UAV を利用して海底

地殻変動観測の時間分解能を高める開発を行っており、将来的に海溝より遠くへ観測が展開できれば、仮説として提示されたような大規模なプレート運動の変化が検証できるかもしれない。

なお、ここで述べた重力観測や海底地殻変動に関する技術開発は、学術変革領域研究 (A) 「Slow-to-Fast 地震学」のサイトからダウンロードできる資料でも紹介されているので、興味のある方は参照していただければ幸いである (<https://slow-to-fast-eq.org/>)。

## 参考文献

Bouchon *et al.* 2016. Potential slab deformation and plunge prior to the Tohoku, Iquique and Maule earthquakes. *Nat. Geo.*, **9**, 380-383. DOI:10.1038/NNGEO2701  
 Bouih *et al.* 2022. Deep mass redistribution prior to the 2010 Mw 8.8 Maule (Chile) Earthquake revealed by

- GRACE satellite gravity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**: 117465. DOI: 10.1016/j.epsl.2022.117465
- Daras *et al.* 2024. Mass-change And Geosciences International Constellation (MAGIC) expected impact on science and applications. *Geophys. J. Int.*, **236**, 1288–1308. DOI: doi.org/10.1093/gji/ggad472
- Nishimura, T. 2014. Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **1**: 22. DOI: 10.1186/s40645-014-0022-5
- Panet *et al.* 2018. Migrating pattern of deformation prior to the Tohoku-Oki earthquake revealed by GRACE data. *Nat. Geo.*, **11**, 367–373. DOI: 10.1038/s41561-018-0099-3
- Panet *et al.* 2022. Detecting preseismic signals in GRACE gravity solutions: Application to the 2011 Tohoku Mw 9.0 earthquake. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JB024542. DOI: 10.1029/2022JB024542
- Tapley *et al.* 2017. Contributions of GRACE to understanding climate change. *Nat. Clim. Change*, **9**, 358–369. DOI: 10.1038/s41558-019-0456-2
- Wang, L. and Burgmann, R. 2019. Statistical significance of precursory gravity changes before the 2011Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 7323–7332. DOI: 10.1029/2019GL082682
- Yokota, Y. *et al.* 2023. Experimental verification of sea-floor crustal deformation observations by UAV-based GNSS-A. *Sci. Rep.*, **13**: 4105. DOI: 10.1038/s41598-023-31214-6
- 新谷昌人. 2022. 光通信技術を用いた重力観測網の構築と火山活動監視に関する研究. *東北大学電気通信研究所研究活動報告*, **28**, 304–306.
- 宗包浩志. 2013. 下から見た衛星重力ミッション GRACE. *測地学会誌*, **59**, 111–118. DOI: 10.11366/sokuchi.59.111
- 茂木清夫. 1972. 浅い大地震と深発地震. *地震 第2輯*, **25**, 263–264. DOI: 10.4294/zisin1948.25.3\_263
- 田中優作・日置幸介. 2017. GRACE 地震学—衛星重力観測による地震研究のこれまでとこれから—. *地震 第2輯*, **69**, 69–85. DOI: 10.4294/zisin.69.69
- 田中愛幸  
[たなか よしゆき]
- 現職** 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻准教授
- 略歴** 2002年東京大学大学院理学系研究科中退. 博士(理学). 国土交通省国土地理院, ドイツ地球科学センター GFZ, 東京大学地震研究所を経て, 2018年より現職
- 研究分野** 測地学, 地殻変動, 地球重力の理論・観測研究に従事

## 地震計に記録された人間活動

日本は有数の地震大国であり、日本各地に地震計が設置されている。地震計と聞けば地震による地面の揺れを記録するものと思ってしまうが、大地震直後の活発な余震活動の最中でもないかぎり地震計記録の中で地震による揺れはほんの一部にすぎない。地震計記録の大部分を占めるのは雑多な揺れ、「ノイズ」だ。ノイズはいろいろなところからやってくる。海や川、風といった気象現象とともに大きなノイズ源となっているのが、人間活動だ。大きなトラックが近くを走ったときに地面が揺れるのを感じたことがある人は多いだろう。そのような交通は大きなノイズ源となるし、人が歩いて地面は揺れる。工事や工場など産業活動によっても地面は揺れる。図1に首都圏地震観測網（MeSO-net; 防災科学技術研究所, 2021）と呼ばれる地震観測点の1日のノイズレベル時間変化を示す。地震計を設置する際には普通、人間活動由来のノイズをなるべく避けるために街から離れた山の中に設置したり、孔を掘削して地下深くに埋設したりする。MeSO-netは珍しく人が多く住む首都圏の街中に設置されている地震観測点が多いため、人間活動の痕跡が色濃く記録されている。人間活動が活発な日中にはノイズが大きく、寝静まる夜間にはノイズが小さい。日中でもお昼休みには少しノイズが小さくなる。このように、地震計は「人間活動計」でもあるのだ。

人間活動計としての地震計の役割が大きく意識されたのは、コロナ禍においてだった。コロナ禍が始まった当初は人の移動の自粛が強く要請され、学校が休校したりテレワークが推奨されるなど、人間活動が大きく停滞した。さらに、コロナ禍においては携帯電話の位置情報に基づく人口動態データが流通し、人間活動が可視化された。これにより、地震計ノイズと人間活動の関係を今までよりも具体的に検討することが

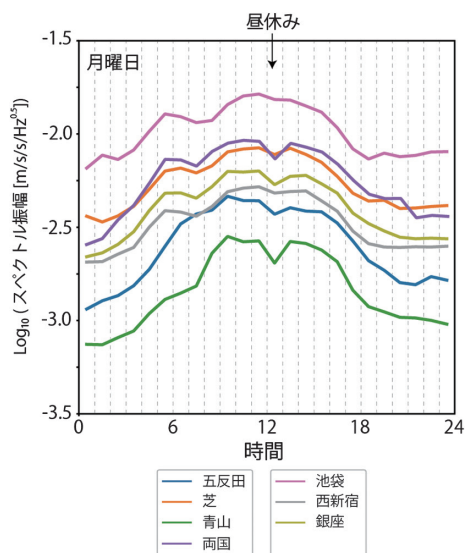


図1 MeSO-net 観測点における月曜日の平均的なノイズレベル時間変化 (Yabe *et al.*, 2020a). 線の色の違いは観測点の違いを示す

できるようになった。図2にMeSO-net観測点における2018年から2020年までの前半のノイズレベルの推移を示す (Yabe *et al.*, 2020a). MeSO-net観測点は主に学校の敷地内の浅い (~20m) 孔内に埋設されている。まず学校が休校となった2020年3月から特に高周波数 (>20Hz) 帯域においてノイズ低下が見られるようになった。そして、都知事による外出自粛要請や最初の緊急事態宣言が首都圏に発出された同年3月下旬から4月上旬にかけての期間により低周波数帯域においても例年よりも20%程度のノイズ低下が見られるようになった。ノイズの大きさはゴールデンウィーク頃を境に増加傾向に転じた。緊急事態宣言の解除後にはおおむね例年どおりの状態に戻っている。周波数帯域によるノイズレベルの推移の違いは、観測点が影響される人間活動の空間範囲に起因すると考えられる。高周波数の地震波ほど速く減衰するため、より近い範囲の人間活動の影響が強

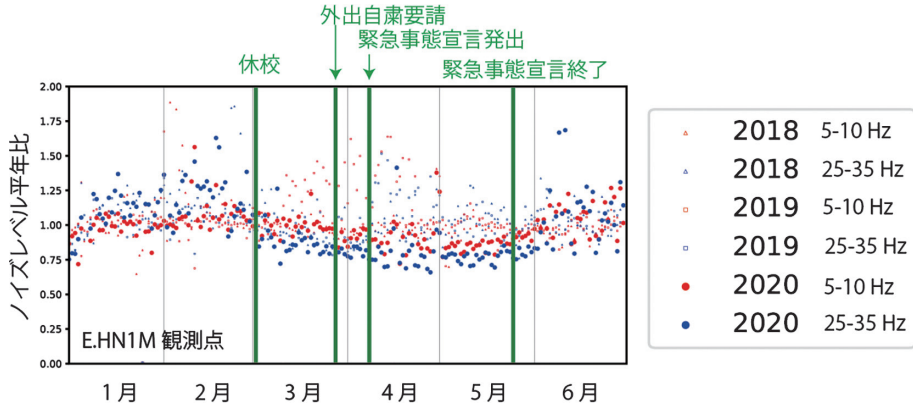


図 2 MeSO-net の E.HN1M 観測点における 2018～2020 年の 1～6 月におけるノイズレベルの推移 (Yabe *et al.*, 2020a). 緑の縦線はコロナ禍における社会的出来事の生じたタイミングを示す

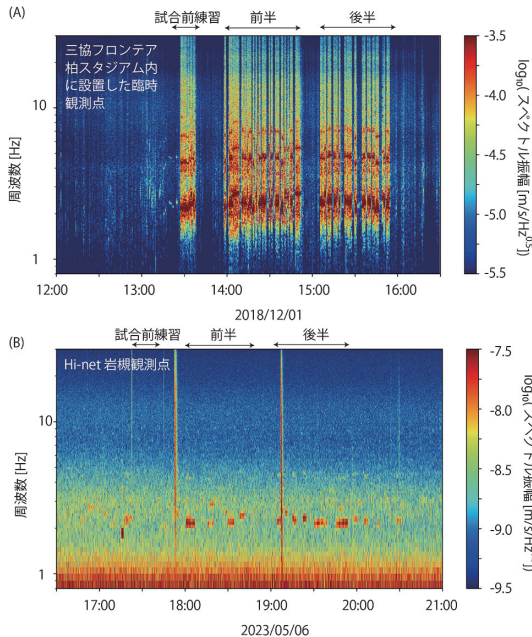


図 3 サッカー試合開催中のランニングスペクトル記録。(A) 2018/12/01 に開催された Jリーグ試合中の MeSO-net・E.KW8M 観測点における記録 (Yabe *et al.*, 2022b)。(B) 2023/05/06 に開催されたアジアチャンピオンズリーグ決勝試合中の Hi-net 岩槻観測点における記録

調される。MeSO-net の地震計は学校の敷地内にあるため、高周波数帯域では学校内の活動が休校でなくなったことを強く反映していると予

想される。一方で、低周波側の地震計ノイズレベルの推移は携帯電話の位置情報により可視化された人間活動の推移とよく一致する。株式会社 Agoop が公開した人口動態データによると、学校が休校になった時点では人出の減少はわずかなものにとどまっていたが、都知事の外出自粛要請と緊急事態宣言の発出により大きく減少することとなった。ゴールデンウィークまではその減少傾向が続いたが、その後は増加傾向に反転した。この推移は地震計ノイズレベルの推移と定性的によく一致する。このようなコロナ禍における地震計ノイズレベルの低下は世界各地で報告されている (Lecocq *et al.*, 2020)。さまざまな人間活動がどのような大きさの地震動を励起するかはまだよく検討されていないため、地震計ノイズレベルと人間活動の活発度を定量的に結びつけることはまだ難しい。しかし、地震計を人間活動度計として用いることで、社会活動のモニタリングに新たなツールを与えることになると期待される。

地震学的な研究においては、人間活動由来のノイズは従来避けるべきものであったが、最近では積極的にそれを利用する機会が増えている。たとえば地震波干渉法 (Wapenaar and Fokkema, 2006) の開発によって、ランダムにやってくる人間活動由来のノイズを用いて地下構造をイ

メージングすることができるようになった。地下構造の詳細な把握は、防災上非常に重要である。最近では、光ファイバーを用いた稠密地震観測技術 (Distributed Acoustic Sensing: DAS; Zhan, 2020) の発展などもあり、都市環境での地震観測機会が増加している。そのため、これまでよりも積極的な人間活動ノイズの利用が重要となってくる。その一例として、サッカー・Jリーグの試合中にサポーターが飛び跳ねることによって生じた地震波の観測がある (Yabe *et al.*, 2022b)。MeSO-net の M.KW8M 観測点は、柏レイソルのホームスタジアムである三協フロンテア柏スタジアムの南方 550m ほどの場所に位置している。図 3A に試合前後の地震記録 (ランニングスペクトル) を示す。試合前と試合中の時間に特徴的な周波数をもつ地震波が到来していることが分かる。特徴的周波数はいくつかみられるが、各時間帯において最小周波数の正数倍となっていることが確認でき、これは人がジャンプしたときに放出される地震動モデルと一致している。さらに特徴的周波数の時間変化は、サポーターが歌っているチャント (応援歌) の推移と対応していることが、スタジアム内の音声との比較から確認できた。サポーターは試合状況に応じてさまざまなチャントを歌うが、それぞれ異なるリズムを持っている。サポーターはチャントに合わせてジャンプするので、歌っているチャントによって励起される地震波の特徴的周波数も変化するのだ。このような地震動が観測できるのはこの場所だけではない。埼玉県の Hi-net (防災科学技術研究所, 2019) 岩槻観測点でも同様のシグナルを見出すことができる。ここは熱狂的なサポーターで知られる浦和レッズのホームスタジアム、埼玉スタジアム 2002 の最寄りの観測点である。最寄りといっても、水平方向に 3km も離れており、地震計が埋設されているのは地下 3.5km もの深さである。それにもかかわらず、2023 年に浦和レッズが埼玉スタジアムの試合でアジアチャンピオンになった際には特徴的周波数を

持った地震動が断続的に確認できる (図 3B)。浦和レッズのチャントの歌詞どおり、人々の情熱が「世界を揺らせ」ているのだ。決勝戦で気合が入っていただけあって、試合前練習の時間よりも前から試合後もしばらくサポーターの凱歌が続いているようだ。サポーターのジャンプが励起する地震波を稠密に観測し解析することで、その走時や振幅の距離減衰を評価できる。理論的に計算した波形と観測結果を比較することで、浅部地盤構造の妥当性を評価することが可能であることが示されている。さまざまな人間活動を「震源」とし、その周囲で DAS なども活用した稠密な地震観測を実施していくことで、人が多く住む都市域の詳細な浅部地盤構造評価につなげていくことが期待される。

人間活動が励起する地震波の研究はまだ始まったばかりと言える。浅部地盤構造評価をはじめとした防災用途だけでなく人間活動一般に関する社会学研究やエンタメ的用途にも応用が期待できる。地震学の主流ではないかもしれないが、この分野の発展にも貢献していきたい。

## 謝辞

本研究では株式会社 Agoop が公開した人口動態情報を利用した。また、Jリーグ試合開催中の臨時地震観測実施には日立柏レイソル株式会社のご協力をいただいた。

## 参考文献

- 防災科学技術研究所. 2019. 防災科研 Hi-net. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. <https://doi.org/10.17598/NIED.0003>
- 防災科学技術研究所. 2021. 防災科研 MeSO-net. National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. <https://doi.org/10.17598/NIED.0023>
- Lecocq, T. *et al.* 2020. Global quieting of high-frequency seismic noise due to COVID-19 pandemic lockdown measures. *Science*, **369**, 1338–1343. <https://doi.org/10.1126/science.abd2438>

- Wapenaar, K. and Fokkema, J. 2006. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, **71**, SI33–SI46. <https://doi.org/10.1190/1.2213955>
- Yabe, S., Imanishi, K. and Nishida, K. 2020a. Two-step seismic noise reduction caused by COVID-19 induced reduction in social activity in metropolitan Tokyo, Japan. *Earth Planets Space*, **72**: 167. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01298-9>
- Yabe, S., Nishida, K. and Sakai, S. 2022b. Earth-shaking J. LEAGUE supporters. *Earth Planets Space*, **74**: 123. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01686-3>
- Zhan, Z. 2020. Distributed acoustic sensing turns fiber-optic cables into sensitive seismic antennas. *Seismol. Res. Lett.*, **91**, 1–15. <https://doi.org/10.1785/0220190112>
- (矢部 優：産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門地震地下水研究グループ主任研究員)



# 簡単な余震回数公式の提案～萩原幸男先生の遺稿

岡田義光

本年2月に亡くなられた萩原幸男先生とは、これまで3回にわたる御縁があった。

1回目は、筆者が東京大学地震研究所に入所した1970年以降の時期で、当方は地殻変動研究室、萩原先生は測地研究室に属していた。当時は、いわゆる震研紛争の最中であり、先生は教授会側の斥候役として、地震研の裏隣りにあったテモテ教会から研究所の様子を偵察していたとの噂を立てられていた。

2回目は、筆者が1980年に国立防災科学技術センター（現在の防災科研）へ転籍した後、先生は1989年から3年間、研究所の所長として赴任してこられた。その在任中、伊東市沖で海底噴火の発生という大事件が起こり、先生に連絡をとろうとしたところ、行方がわからない。結局、守衛所で酒盛りをしていたことがわかったのは、数時間あとのことであった。

そして3回目は、地震予知総合研究振興会にて2001年以降の20余年にわたり、地震ジャーナル編集委員会でのお付き合いをさせていただいた。最初の15年間は、萩原委員長のもとで、伯野元彦先生と筆者とが委員を務めていたが、萩原・伯野両先生の会話はいつも漫談のごとく愉快で、毎回楽しかった思い出がある。

なつかしくて、つい余談になってしまったが、ここから本題に入ろう。

よく知られているように、萩原先生はむずかしい数学が得意で、しばしば数学関係の学会で講演をされたり、専門誌への投稿などもされていたようである。

その得意な数学を活かして、先生は大きな地震

の余震活動がいつまで続くのかを地震活動初期のデータから推測する手法の開発に強い関心を示されていた。

その一端は地震ジャーナル65号に「余震統計式再考」として寄稿されているが（萩原，2018）、そこでは、指数則とべき乗則をつなぐ道具として、 $q$ -指数関数の適用を提案されている。

このほかにも、先生は「 $q$ -Langevin関数は使えないか」とか、「一般化Pareto分布で余震終息時期を予測できないか」等と、お会いするたびに次々とアイデアを繰り出され、当方はついてゆくのがやっとの状態であった。

それでも、先生が提案された数式の適用性を検証するべく、1995年兵庫県南部地震（M7.3）や2018年6月大阪府北部地震（M6.1）、2018年9月北海道胆振東部地震（M6.7）等の日別余震回数データにあてはめるお手伝いをさせていただいた。

そうこうするうち、昨年の6月21日付けで、新たなアイデアを示す書簡とメモが筆者宅に郵送されてきた。これに対し筆者は、「ほんの数日のデータから1,000日先までも予測できてしまうのは驚きです。たいへんに興味深い結果であり、ぜひ、寄書におまとめください」とメールで返信したが、これが先生との最後のやり取りになってしまった。

次頁以降に、いただいた書簡とメモをそのままの形で掲載する（ただし、（参考図）は筆者による）。このメモは、筆者にとって萩原先生の実質的な遺稿といえる存在であり、ここに、あらためて先生のご冥福をお祈りしたい。

2023年6月21日

岡田義光 様

前略 加藤地震ジャーナル編集長より、本年12月に出版予定の地震ジャーナルに掲載するので、囲み記事または寄書形式の原稿を9月末までに提出するよう書信を頂きました。

貴兄にご提供頂きました1995年兵庫県南部地震の余震累積回数( $M \geq 2$ )データについて、本震後10日間の日別データを既知として1000日程度の余震を予測する数式の取得に取り組みました。

同封しました表1はこの度得られた数式により求めた余震累積回数の予測値です。興味深いことに、 $F(2)$ および $F(4)$ を既知とした予測値が $F(1000)$ あたりまでの観測値にほぼ合致しています。

ご覧頂き、ご評価を賜りたく存じます。もし本提案が「役立つ」あるいは「興味深い」とご判断下さるならば、貴兄と連名の寄書形式として本提案を世に問いたいと存じます。

2018年大阪府北部地震と同年北海道胆振東部地震も研究対象に加えたいところですが、寄書の範囲を逸脱しますので、これらについては後続の「論文」に譲りたいと思っています。如何お考えですか。ご意見を賜りたいと存じます。

早々 萩原幸男

#### 簡単な余震回数公式の提案

初期データから全体を予測する余震累積回数  $F(t)$  公式を求める

図1 1995年兵庫県南部地震の余震累積回数 ( $M \geq 2$ )  $F(t)$ (時間  $t$  の単位: day)

図2 図1の両対数表示: 縦軸  $\log\{F(t)/F(1)\}$ , 横軸  $\log t$

図3  $y(x) = Ax/(1 + Bx)$  の図( $A, B$  は常数).

$x = \log t$ ,  $y(t) = \log\{F(t)/F(1)\}$  と置くと,  $F(t) = F(1) \exp\{A \log t / (1 + B \log t)\}$  が成立.

- 表1 (1)  $F(1)$ ,  $F(2)$  および  $F(4)$  を既知として  $A$  と  $B$  を求め、上式から  $F(t)$  ( $1 \leq t \leq 1000$ ) を求める。  
(2)  $F(1)$ ,  $F(3)$  および  $F(6)$  を既知として  $F(t)$  を求める。  
(3)  $F(1)$ ,  $F(4)$  および  $F(8)$  を既知として  $F(t)$  を求める。  
(4)  $F(1)$ ,  $F(5)$  および  $F(10)$  を既知として  $F(t)$  を求める。

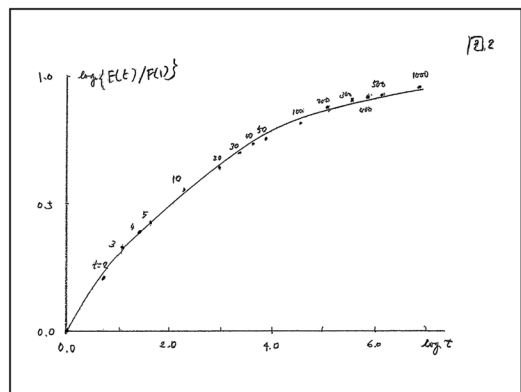
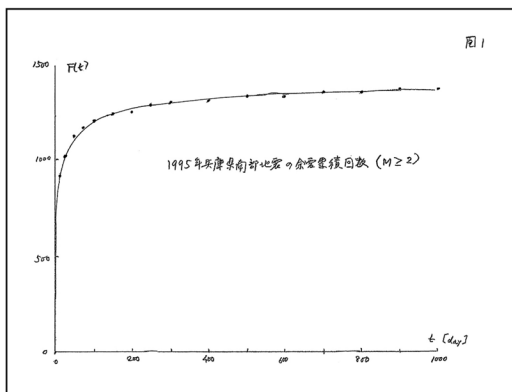
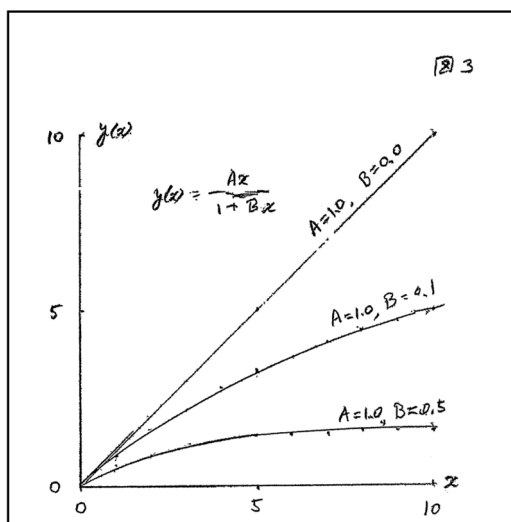
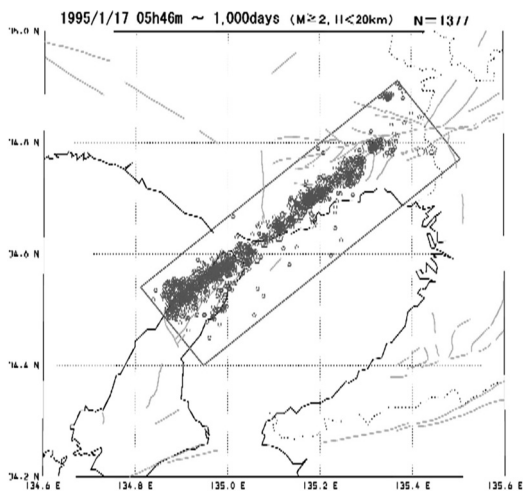


表 1

t [day]	Fit) obs.	Fit) calc.			
		①	②	③	④
0	0	0	0	0	0
1	530	530	530	530	530
2	658	658	664	661	655
3	733	733	733	730	726
4	776	776	778	776	774
5	811	812	811	810	811
6	837	840	837	836	840
7	865	864	858	858	865
8	876	884	876	876	886
9	904	901	891	892	904
10	920	916	904	905	920
20	1009	1011	993	989	1021
30	1065	1062	1025	1033	1077
40	1103	1097	1052	1062	1115
50	1132	1123	1072	1084	1144
100	1202	1199	1130	1146	1229
200	1273	1268	1180	1202	1307
300	1305	1306	1207	1232	1351
400	1321	1331	1225	1251	1380
500	1334	1351	1238	1266	1403
1000	1377	1407	1296	1309	1469
REMARKS	A = 0.360763 B = 0.223698	0.393253 0.302499	0.380047 0.273421	0.347962 0.196648	

7.4" 31V の数値を既知とす





〈参考図〉 1995年兵庫県南部地震の発震時から  
1,000日間のM2以上の余震の分布

## 参考文献

萩原幸男. 2018. 余震統計式再考—指数則とべき乗則を結ぶ—. 地震ジャーナル, 65, 45-50.

岡田義光

[おかだ よしみつ]

**略歴** 東京大学大学院理学系研究科地球物理学専門課程博士課程中退. 東京大学地震研究所助手 (富士川地殻変動観測所), 防災科学技術研究所地震調査研究センター長, 企画部長, 理事長などを経て, 2023年まで地震予知総合研究振興会理事.

**研究分野** 地震学, 地殻変動論

**著書** 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック (共著, 鹿島出版会), 現代測地学 (共著, 日本測地学会), 自然災害の事典 (共著, 朝倉書店), 日本の地震地図決定新版 (東京書籍) 他

## 上田誠也先生とプレートテクトニクス

固体地球科学の分野に大きな足跡を残された上田誠也先生が2023年1月に他界されて早や1年と2カ月がたった。私が「地震ジャーナル」から「先生とプレートテクトニクス」について一言書いてほしいと依頼されたのは、私が正式には先生の最初の修士学生であったからであろうか？私の修士時代（1966～1968）はプレートテクトニクス誕生と軌を一にしていた。すなわち、D. McKenzieが沈み込み口（海溝）の地震のスリップベクトルから（McKenzie and Parker, 1967）、またJ. Morganが湧き出し口（海嶺）とトランスフォーム断層の幾何学関係から（Morgan, 1968）、そしてX. Le Pichon（1968）が両者の剛体運動としての整合性から、それぞれプレートテクトニクスの骨格をなすアイデアを発表したのがまさに1967年末から1968年である。これら創始論文の内容は海底が中央海嶺で生まれ移動し海溝で消滅するというH. Hess（1962）の「海洋底拡大説」と概念は共通するものの、そこにはまさに革命的な飛躍があった。今振り返れば、プレートテクトニクスを得て人類は初めて地球表層の動きを予測・検証できるようになったのだが、当時そのことに気が付いた人はそれほど多くない。

とはいえ欧米では当初からこの考えは好意的に受け入れられ、たとえば、J. Morganが1967年秋のAGU総会で彼のプレートテクトニクス論文を初めて発表したとき、聴衆の間に熱狂的な反応があったらしい。この反応に驚いた雑誌NATUREは1968年1月号に掲載予定だったD. McKenzieのプレートテクトニクス論文を前年12月号の中に強引に押し込んだ。かくてプレートテクトニクス創始論文の順序はD. McKenzie（1967）、そしてJ. Morgan（1968）の順になったとされる。当時の熱狂ぶりが伝わるが、その熱狂は果たしてプレートテクトニクスの持つ革命的意義に気が付いたものであった

であろうか？

プレートテクトニクスにおけるプレートは、海で冷やされて固くなり熱伝導でしか地球外に内部熱を放出できなくなった表層百キロ部分を指す。中央海嶺は横に引っ張られたプレートの割れ目であって、できた隙間には下からマグマが貫入し固化してプレートへと変身する。海溝は2つのプレートが衝突し過剰なプレート部分が地表から消失する場所である。海嶺と海嶺、あるいは海溝と海溝は互いにトランスフォーム断層で連続する。このようにプレートおよびプレート境界を実体化することにより、プレートテクトニクスはその発展の最初の段階において、中央海嶺から海溝までの水深の変化や地殻熱流量の変化を定量的に説明できるようになった。かくして上田先生のグループが精力的に進めてきた海底地殻熱流量の測定結果は、プレート概念の実体化を始め、プレートテクトニクスの初期の発展に大いに貢献した。中でも、東太平洋中央海嶺での300点を超す地殻熱流量測定や1,000点を超える海溝付近での測定値、さらにはW.H.K. Leeと共同した全海底測定値のコンパイル（Lee and Uyeda, 1968）は、先生の数々の国際的な賞の源泉となった。

ただ不思議なことに、上田先生はプレートテクトニクスの本質を最初から理解しこれを最も強固に支持し続けたが、その構築をご自分がリードしようとした形跡はない。もしかしたら、あの3論文を読んだ瞬間に自らが創始者たる機会を失ったことを理解されたのかもしれない。その後の先生は、プレートテクトニクスの枠内からはみ出した問題を「沈み込み帯学」（Subductology）として体系化することに努力された。こうした発想の原点に、海溝を挟んだ海側と陸側との海底地殻熱流量の著しい非対称分布があったことは疑いない。プレートテクトニクスは、対象とする世界を深さ100kmまで

の表層に限ったため地殻熱流量の分布の非対称性も問題にならなかった。海溝を挟む地殻熱流量の非対称分布は、より深部が関わってプレートテクトニクスの枠内に答えのない問題の典型なのである。上田先生はここにプレートテクトニクスとは別の切り口を見出し模索していたのである。

こうした模索の一環として当時毎週セミナーが開かれていた。私は博士課程の地震学専攻の学生で先生の研究室を離れていたが、このセミナーには欠かさず出席していた。しかし今思えばこのセミナーは「猫に小判」だったかもしれない。セミナーの趣旨故か、紹介される論文は地質学を中心にテーマが自分の理解の遠くにありすぎて、ただ茫然としたまま気が付いたらセミナーは終わっていたということが多かった。こうした模索の中から以下のような先生の代表的2論文が生まれた。

プレートテクトニクスは、プレート同士に働く力が互いにバランスした状態であって、プレートを動かしている主たる原動力が何かは容易にわからない。この原動力が、プレートテクトニクスの表舞台（深さ100kmまで）にはなく、沈み込み帯の表層以深にあることを示したのがD. Forsyth博士との共著論文（Forsyth and Uyeda, 1975）である。また、沈み込み帯が巨大地震を伴うチリ型と伴わないマリアナ型とに分けられ、両者の違いは表層以深はるか深くにまで及ぶことを示したのがH. Kanamori博士との共著論文（Uyeda and Kanamori, 1979）

である。時代はすでにプレートテクトニクスを地球表層の運動を記述する真実として受け入れ、その精緻化・実用化を目指しつつあった。そんな時代にあって、上田先生はプレート運動の「肝」は沈み込み帯の表層以深にあると喝破し、プレートテクトニクスの枠を超えた「沈み込み帯学」をリードされたのである。

## 参考文献

- Forsyth, D. and Uyeda, S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **43**, 163-200.
- Hess, H. H. 1962. History of ocean basins. in *Petrologic Studies: A Volume to Honor A.F. Buddington*, ed. by Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonard, B.L., 599-620, Geological Society of America, 1962.
- Lee, W.H.K. and Uyeda, S. 1965. Review of heat flow data, in *Terrestrial Heat Flow*, Volume 8, Chapter 6, Geophysical Monograph Series, 1965. DOI: 10.1029/GM008p0087
- Le Pichon, X. 1968. Seafloor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661-3697.
- McKenzie, D. P. and Parker, R. L. 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, **216**, 1276-1280.
- Morgan, J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1959-1982.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1061.
- （深尾良夫：国立研究開発法人海洋研究開発機構特任上席研究員）

# 関東大震災一町のオーラルヒストリー

## 森まゆみ

1984年に地域雑誌「谷中・根津・千駄木」を創刊して以来、主に地域の住民の話を読み、活字に定着してきた。私たちの町通称「谷根千」はごく普通の庶民が住む町で、ほとんど活字資料がなかったし、みんな自分で書くのは面倒で嫌がった。聞くしかなかったのである。おそらく40年間に数千人の住民から土地の暮らし、歴史、暮らし、思い出について聞いて「記憶を記録に」してきた。

地域雑誌に一部は載せたが、費用もなく、32頁からせいぜい64頁の薄い雑誌しかつくれなかったし、メモのままで日の目を見なかったものもある。ときにはお年寄りに嫁の悪口や、体の不調を訴え続けられることもあった。

問わず語りに出てくるのは1923年の関東大震災と、1945年の米軍による空爆である。どちらも火の中を逃げ惑った経験から「あれ、どっちだったかしら」という方もいた。そのときは「お子さんはいらっしゃいましたか」と聞くと、「そうだ、長男をおぶって逃げたんだから震災だわ」という方もいた。

1923年9月1日の関東大震災については、話者たちはよく覚えていた。1990年の谷根千24号では、聞き書きを中心に、行政文書や新聞記事などを交えて震災特集をした。その後も意識して震災体験を聞くようにしてきた。

まさか、その聞き書きを2023年に一冊の本にまとめられるとは思わなかった。2022年の夏頃、「あの話をそのままにしておくのはもったいない」と思い始めた。100年前の地震だと経験者はもうこの世におられない。今更には聞けない。あわてて当時の資料や、ファイルを引っ張り出した。長年

の付き合いのある編集者がやりましょう、といってくれた。こうして2023年9月1日に出版されたのが「聞き書き・関東大震災」（亜紀書房）である。

関東地震は9月1日の午前11時58分33秒に起こった。震源地は相模湾の海底。この地震によって関東大震災が発生、死者は東京だけでなく神奈川や千葉も含めおよそ十万五千人、焼失戸数29万戸弱。近代最大の天災である。四万人が避難した本所区の被服廠跡では火災による竜巻が起こり、三万八千人が焼死した。

首都東京では東側、京橋区、日本橋区、神田区、浅草区、本所区、深川区はほとんど焼けた。一方、芝区、赤坂区、牛込区、四谷区、小石川区は焼けていない。その間に挟まれたわが町、本郷区は東京帝国大学や湯島など17%が焼け、下谷区は谷中、上野桜木、上野公園、根岸をのぞくほぼ50%が焼けている。以下、谷根千とその近隣を中心に時系列に証言を拾ってみよう。紙幅がないので、以下、証言者の名前や体験地は省く。

**<地 盤>** いっぱんに上野台、本郷台は関東ローム層の岩盤が強く、「安政の大地震の時に谷中は一軒も倒れていなかったのが先祖がここに越した」という住民もいる。2つの岡の間の谷を流れる根津の低地、藍染川沿いは地盤が悪かった。「今の不忍通りをつくるときに本郷じゅうのゴミを持ってきて埋め立てた」

**<前 触 れ>** 「そのころ、所帯道具のナベカマをしょって町を歩く六十がらみのおじさんがいました。いってみれば浮浪者のような風態ですが、週に一度くらいは見かけます。「坊や、明日は雨が降るよ」といわれると必ず雨が降りまし

た。そんな予言が必ず当たって、彼を信心していた町の人も多かったのです。震災の直前に、そのおじさんは町中の電信柱に「もうすぐ大地震が来るからみんな気をつけるように 避難するように」と、新聞紙のようなものを書いて貼って歩いていたようです。「あの日はひどい雨が朝早くから降り出して、カラッと上って入道雲が出た。あの雲はすごかった。前代未聞だねえ。何かあるだろうという人もいたくらいです」「震災の時は前触れがあったわ。市場に買い物に行ったら、瀬戸物が割れてたもの。妙に空が騒いで、風が吹いて空気もどうにかしてましたよ。昼にそうめんをゆでようと思ってお鍋にお湯を沸かしたら、ポーッとお鍋が鳴るんですもの。地震のときは釜鳴りがするというじゃありませんか」

**<地震>** 「谷中小学校の始業式の日でした。家に帰ったばかりのとき、ぐらっときて、とても立ってられないくらいでした。大きな揺れが収まってから、もういちど学校の校庭に避難しました」「隣同士の屋根瓦がぶつかってだーっと落ち、私の前にいた小僧さんは血だらけになった」「窯場は土煙でもうもうとしていましたが、父は私を横抱えにして、瓦が墜ちると危ないからと表から家に入り、ようやく家族が無事なのがわかってから、丸善のインク工場に逃げました」

「ちょうどお昼ごはんをよそって口に入れようとした時だったですよ。おひつの蓋を閉めなかったもんだから、壁土がバラバラ落ちてごはんの中に入っちゃってね。あわてて門まで這うようにして逃げたんですけど、火の粉が降ってきて恐いんで、一高（今の東大農学部）に避難しました」「あのときちょうど藍染川の橋の上にいたんです。慌てて母が路地の家から飛び出してきて、私の手を引っ張って家に引き込んでくれました」「当時は部屋に百燭（ルビ：ひやくしよく）という電気で、平らなガラスのほやが一間おさくくらいに天井からぶら下がっていましたが、それがお互いにお互いぶつかってカチャーンと鳴りました。それで裁縫用の机の下にかくれました」

**<下敷き>** 「今の富士（現、みずほ）銀行のところにあった4軒長屋が潰れ、三河屋という飲食店の父親と子どもさんが梁の下敷きになったが、これもご近所の皆さんの力で無事に助け出した」「哥音本という寄席が八重垣町の角にあったがペしゃんこになった」「根津の稲元屋という呉服屋、木綿の着物はあそこで買ったんですが、その建物もつぶれて、その下敷きになって番頭さんが亡くなったと聞きました」

**<避難>** 「三度目にグラッと来たら、もう腰が立たない。必死で姑の手を引き、帯を置いて赤ん坊をしょい、上野から田端、今川橋と逃げまわって。闇夜でどっちへ行ったらいいのかわからないんです。田端駅まで来たら、汽車の線路も焼けてる、電柱も燃えてる。もう歩けないというおばあさんをどうにか引きずって、三日か四日、昼だか夜だかわからずバカみたいになって歩きました」「谷中墓地でござを敷いて寝たのを覚えています」「近くの小さな家は崩壊し、春日の金魚屋が避難場所になった。夜は水槽に蓋をして、その上で寝た」「関東大震災の時は4つで、母に背負われて根津神社内に避難したと母がよく話していました」「白山上の通りでは路面電車が店の前で止まっていて、たくさんの人が電車の中で寝たもんです」「余震があるので危ないと庭木の下に畳を敷いたりして、外で暮らした」

**<避難民>** 「谷中は地盤がいいのか、瓦1つ落ちません。そのうち避難民がぞくぞく上野の山に上がってきました」「あの時は下町の方から、あとからあとから人が上ってきました、私の家では三十六人お泊めしました。一、二カ月は他人様がいました。上野の西郷さんのあたりは家族を探す人でいっぱいでした」「あのとき焼けた連中は、焼けなかった町の無事なうちの前を通るときは悪態をついてきましたよ。その気持ちはわかりますよ」「本所あたりであんなに死んだのも、みんな家財道具をもち出して荷車でくるんで、逃げようにも身動きできなくなる。そのうちそれをおっぼって逃げようとするんで、消防車なんぞ通



れるわけではない。落ちつけば何でも買えるんだから、地震のときは大荷物を持ちやいけません」

＜避難者救援＞ 「お袋が逃げてくる人たちを気の毒がって、いろいろ接待したもんです。こっちは家が残っているしね。そのときお茶と一緒に出したらきょうが嬉しかったって、浅草の寿司屋の家族が毎年その日になると挨拶に来てました」「うち（霊梅院）へきた避難民は百人もいたかしら。その人たちにもなんとか食べてもらうことは出来たんですが、そのころ米一升何銭という時代でした」「うちは寿湯という銭湯でしたが、風呂場をすべて開放し、避難してきた人の宿泊所にしていました」「うち（講談本牧亭）の二階が客席で広いものですから、皆さんが避難してきて一杯になっちゃったんです。みんな土足で上がっちゃったものですから汚れちゃって」「母の実家が板橋の農家でしたから、そこへ行こうというのでてくてく歩いたんです。白山から巣鴨を通って板橋まで歩いたんですが、途中では皆さんが炊き出しをして握り飯を出してくれるんです」

＜物資払底＞ パンやビスケットなど食糧、蠟燭などが店の棚からなくなった。「家の前の乾物屋なんか、あつという間に買い占められてなんにもないの」「今まで売れなかったネルの着物なんかまたたく間に売り切れ。値を高くしてはいけないという政府の命令もありましたし、せいぜい安く売りました」

＜火災＞ 市中169カ所で出火していた。そのうち、77カ所は消し止めた。「本当に火事も起きたんです。それはカツとかコロッケをお昼時分に売り出す店の油に火が入ったのね」本郷台地では東大の医学部医化学教室など3カ所から火が出て、東洋一といわれた図書館も焼けた。

「夕刻が近づくに従い、下町方面の空は灰色に掩われ、暗くなるにつれて赤い焰が見えて、ときには黒煙の中に火柱が立ち上るといふ光景も思い出される。そうしてこの火災が上野から池の端、そして根津付近にまで近づいているという噂を聞き、恐怖の中で、女、子供たち家族は家から出て、

すぐ近くの都電通りに避難して、軌道敷上にむしろ、ごぞを敷き並べ、近隣の家族とともにひとかたまりとなって座り込んで、一夜を過ごすこととなった」

＜上野へ＞ 隅田川沿いの蔵前にあった東京高等工業学校（後身は東京工業大学）からも出火、北に向かって広がった。「上野の山へ逃げました。北稲荷町からすぐ目と鼻の先で、いつもなら十分もすればつくの、一時間はかかりました。今上野も避難地とかなっていますが、いざとなったとき、そこへたどり着くのはきっと大変なことですね」「私は十歳でしたが、上野の山へ逃げる途中も、突風が吹き荒れ、一軒くらいの大きさのトタンが飛んでくるんですよ。親とはぐれて、同窓の男の子と西郷さんの銅像の所の階段下で、松坂屋が燃えているのを眺めていました」

＜消火＞ 「すぐ水道は止まった。不忍池の水を中継送水して、湯島の岩崎邸などは焼けなかったんです」そのころは消防自動車はなく、手押しポンプ車くらい。北に向かった火は翌日、上野駅を焼いた。上野公園内では料亭常磐花壇が焼けたが、精養軒のボーイたちの必死の消火活動で、消し止めた。「池の端仲町が焼けたのは9月3日の明け方です。まさか焼けると思わないから、地震の直後に田端の隠居所から、手代がわざわざ仲町の蔵まで荷を運び込んだんですよ」下谷区の焼亡率47.69%（内閣府、2006、以下、同）。下谷区役所も焼けた。

＜青年団の活躍＞ もう一流の火の手は神田方面から本郷に迫ってきた。「一息ついた午後2時頃、官服を着た警官や、消防手が自転車の上からメガホンで「ただ今本郷湯島台が大変な勢いで燃え広がっており、この北風でこちらのほうが危ない。切り通しの電車通りでくい止めないと、七軒町から根津、千駄木が焼けてしまう。若い衆は消火に手を貸してください」と怒鳴ってきたので、私たちは町のことも心配だが、一応現場の様子をと、怖いもの見たさも手伝って、四、五人で飛んでいった」。真砂町、弓町の「真弓青年団」が活躍、

本郷三丁目以北に火を入れなかった。本郷区の焼亡率 17.64%。

本郷区が隣り合う小石川の砲兵工廠（現在のドーム球場周辺）で大規模な火災が起き、そこには従業員が三千人くらいいたが、亡くなったのは 23 人。こども火を外に出さなかったのが幸이었다。

**< 圧 死 >** しかし小石川区では出版社博文館（現在の凸版印刷）の工場が崩壊、200 名の工具が圧死している。小石川区の焼亡率は 4.08%。

**< 水はどこに >** 「あの時は染井様の唯一あったポンプの井戸水のお陰で近くの人たちは助かりました。当時、近所にも釣瓶井戸は二、三あったのですが、朝鮮人が毒を入れたとのデマで使用できず、私もヤカンを持って染井様の裏門の行列に並びました」「小学校のプールが出来たばかりで、みんな人が泳いだ水なんて飲めるか、といていたが、背に腹は代えられず二週間で空になった」

**< 流言蜚語 >** 発災日の午後 3 時頃にすでに現れている。「二日目になると朝鮮人が井戸に毒を入れたという騒ぎがおき、梯子で通りをふさぎ、刀をたてて検問みたいにしてました。本郷には東大に通う朝鮮の学生たちがいっぱいいたんですよ」「父は追分通りで朝鮮人と間違われて自警団に囲まれたのですが、学生さんが「先生、どうしたのですか」というので助かったそうです」

「四日の午後三時頃、天井裏に震えていた朝鮮人を家主と巡査で「心配するな、食物はある、危害は加えないから」と納得させ、駒込署に保護するため、前の横丁から店の横丁まで連行してきた時、追い駆けてきた町の若い者が五、六で、この小川巡査と朝鮮人を取り囲み「その鮮人を渡せ」「渡さぬ」で言葉も荒くなり、意地になって、引くにも引けず、今にも血を見るありさまだった。私はこの時、殺気だった大勢の若者を相手に、体を張って職務の遂行を果たした小川巡査の勇気と態度に非常に感激した。」

**< 食料と燃料 >** 夜になった。電気はない。ろうそくが頼りである。そのろうそくも払底した。

「サバ缶を開けてその油に灯心を入れて火を付けた」。昔ながらのあんどんや提灯が持ち出された。

**< 配 給 >** 1 日は土曜日で、役場も会社も半ドンで吏員、社員は家に帰ってしまった。2 日は日曜日、公務員は多く登庁しなかった。これらが消火、救援などの遅れにつながった。区役所はとにかく米を民衆に配ろうとした。臨時徴発令も出された。「その数年前に米騒動が起こり、食べるものがないと民衆はどんなに実力行使に訴えるか、それがこわかったのでしょうか」。物資の配給のために地域に正当な代表としての町会を結成することが奨励された。

**< 自 警 団 >** また流言蜚語が増えるにつれ、町を自分たちで守るための自警団が組織された。「自警団？ ありました。四つ角を通り抜ける人は一々検問し、三度訪ねても答えなければつかまえてもいいことになっていた。親父の弟子で、どもる人がいて、つかまりそうになりました」

**< 医 療 >** 「駒込病院は関東大震災の時は地盤が良かったため、腰板が 2、3 枚落ちただけで病棟は安全だった。病院からは 180 人の患者が、黒田昌恵院長代理などに引率されて脱出した。医師 7 名、看護師 68 名、職員 30 名が付き添った。しかし当時、腸チフスと赤痢が流行っており、駒込病院が満員で、下町の本所病院にも収容していた。そこが丸焼けになり、職員は患者を担架に乗せて、本所から駒込病院まで 5 日かけてたどり着いた」「あのと時の日本医専（現、日本医大付属病院）はきちんとしていましたね。医薬品の管理もしっかりしていて、火も出さなかったし、先生方も看護婦さんも消火活動に懸命で、その後も罹災者の面倒をよく見ていらっしやると評判でした」

**< 避難所経営 >** 上野公園は都内で最大の避難地となり、一時は五十万人が避難していた。「上野公園は人でごった返し、てんでに樹の間に布や板さかれて仮設住宅を作った」「上野の山には幾日も幾日も、割り当ての食料をもらう列が出来て、また人捜しや、はぐれた子は泣きわめくなど大変でした」このとき、東京大学の学生と法学部の教

授らが上野公園に赴き、整理、組織化したことは大きい。これは発展して地域での東大セツルメントの活動に発展していく。また避難者の自治も育ち、運動会や演芸会が行われた。寛永寺の僧侶たちによる幼稚園や青空教室なども開催された。

**<輸送>** 焼け出された罹災者は住居も食料も仕事もなく、故郷へ向けて大移動した。「上野駅が焼けちゃって、避難列車が日暮里駅から出るようになったんです。それで人の列が駅から御殿坂を上ってうちの前を通り、諏方神社からまたぐるっと日暮里駅のほうまで並んだ。知り合いがうちの工場の前になると、昼ごはんかなんか食べてまた並んだりね。一昼夜くらい並んでやっと列車に乗れたようです」

**<バラック建設>** 「私の所の長屋も焼けました。家を建てようと言うことになり、噂で、材木をただでくれるところがあるというのです。どこかと思って聞くと、それが南千住あたり、船で隅田川を来て、構内に材木を上げていた。巡査が持って行けということで、みんなして担いで運びました。車はないし、家局担ぐしかないので、十日も十五日もそうして運んだわけです。ほとんどのバラックで、境目がなく作ったから、隣の食事がみんな見えちゃった」

**<震災復興>** 「そのとき、東京市が復興と防災を兼ねて大区画整理をやったんです。とにかく徹底的に復興しようと計画したんですね。後藤新平といって医者で政治家だった人がいて、この人がその総裁になった。そして資金のバックアップは富士銀行の前身、安田銀行の安田善次郎という人がやったんです。そのときの後藤と安田のつながりは強かったんですね。安田は後藤に資金はどれだけでも出そう。その代わりに東京市が扱う金は全部自分の所へ持ってこいという契約でした」

以上、テーマ別に証言を見てきた。一部、既存の冊子などから引いた。

現在、「首都直下地震が起こる確率は30年以内に70%」などと発表されている。元地震研究所長で、現在国の地震調査委員会の委員長を務め

る平田直さんに、本書では32頁にわたり、地震予知の考え方、国の対策、歴史的環境の保全と防災、現在、できる備えについて聞いた。ぜひ読んで欲しい。「1981年の新耐震基準以降なら、家にとどまってよい」「いわゆる木密は山手線の外側に広がっています。そこは関東大震災の時に残ったところですよ。」という。

最後に池の端で震災を体験した佐々木孝一さん（大正元年生まれ）の話の聞こえ。「当時私は上野忍ヶ丘小学校の六年生でした。家に帰ってちょうど昼飯を食べようとしたときでした。走るのが速くて選手だったくらいなのに、地震が来たときには玄関まで六、七メートルなのに這ってもいけなかった。

店からものは落ちるし、電気、ガスの火を消せと言うけど、それどころじゃありません。ようやく静まってから弥生会館の所にあった田中栄八郎さんのお屋敷に避難しました。蚊帳をつって一週間、飲まず食わずでした。松坂屋のあたりが燃えたとき、不忍池の水を使って消防車が六、七台で消したんです。ところが池の水を全部使ってしまうと、消防士は車を置いてどこかへいなくなっちゃった。この話をしたら、消防署の署長が、「今は東京中で二千台消防車があるから大丈夫です」と言いました。でも水がなかったらどうするの、地震が来ると電気もガスも水道もみんな止まるんです。

体験はしたけれど、今度地震が来たらこうだとはいえません。まず車の数が全然違う。大正時は、一日何台通ったと数えられるくらいでした。ガソリンを入れた車に火がついたら導火線になります。マンションも建て方に欠陥があれば危険です。断層の中を地下鉄が通っている。

もう1つ違うのは、夜に地震や火災があっても消防士は地元に住んでいない。区の職員だって、その区に住んでいる人は少ないでしょう。それに一概には言えないが、大正の頃は人も情けがあったが、今は自分だけよけりゃいいという人が多いからね。

---

佐々木さんは東京大学地震研究所の技官を務めた方で、こんな風に自身が体験した地震の教訓を伝えてくれた。

すでに関東大震災を体験した人は佐々木さんも含めこの世にはおられない。しかしオーラルヒストリーを集め、活字に定着しておくことは、来るべき地震の備えとしても不可欠であると考え。

### 参考文献

- 森まゆみ. 2023. 聞き書き・関東大震災. 亜紀書房, 340 pp.
- 内閣府. 2006. 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書. 平成18年7月1923 関東大震災 第5章 火災被害の実態と特徴, 154-223.
- 鈴木 淳. 2016. 関東大震災 消防・医療・ボランティアから検証する. 講談社学術文庫, 224 pp.

森まゆみ

[もり まゆみ]

**現職** 作家・編集者, 谷根千「記憶の蔵」主宰

**略歴** 早稲田大学政経学部政治学科卒業. 東京大学新聞研究所修了. PR会社, 出版社勤務を経てフリーの編集者・ライターとなる. 1984年地域雑誌「谷中・根津・千駄木」を創刊. 聞き書きによる地域の生活誌の調査執筆と地域史, 女性史などの著作多数. 1989年第11回日本雑学大賞, 1992年サントリー地域文化賞, 1997年芸術選奨文部大臣新人賞, 1999年日本建築学会文化賞, 2003年JTB紀行文学賞, 2014年紫式部文学賞などを受賞. 東京国際大学教授を経て早稲田大学ジャーナリズム研究所特別招聘研究員, 東京大学情報学環客員教授を歴任. 現在, 公益財団法人日本ナショナルトラスト理事, 公益財団法人横浜歴史資産調査会理事, 明治学院大学国際平和研究所研究員

## ● 東京は関東大震災から何を学んだか？

武村雅之 著

### 関東大震災がつくった東京 首都直下地震へどう備えるか

評者 工藤一嘉

2023年は関東大震災から100年の節目を迎え関係機関による特別展や講演会の開催、新資料の紹介、出版などが勢力的に行われ、関東大震災が改めてわれわれの記憶に刻まれた。本書も100年を記念する資料の1つとして時を得た出版である。

1923年大正関東地震は国家存亡の危機をもたらしたが、東京は苦難を乗り越え昭和初期には品格のある首都として復興する。戦災により再び廃墟同然と化したのが、再び首都として蘇る。しかし、なぜ今になって首都直下地震に怯えなければならないのかと著者は問いかける。

小冊子ながら内容が盛沢山で5章から成る。現在の東京のあるべき姿を求め100年前の関東大震災と復興の史実を追跡する。地震学者の著者が関東地震の研究調査を始めてからほぼ30年に及ぶと思うが、その間に集積された膨大な知見を元に、学術誌や著書に掲載された内容をコンパクトにまとめている。

現象としての関東地震の諸元をきわめて端的に整理している。死者数、震度分布、Mの大きい余震などは著者の独断場でもある。関東大震災の被害がいかに甚大であったかをわれわれに実感させるために阪神淡路大震災(1995年)、東日本大震災(2011年)と対比する(第1章)。東京が蒙った直近3つの震災(元禄地震、安政江戸地震)の比較を交えて、関東地震がなぜ東京に特別な大災害をもたらしたかを推論する。元禄地震(1703年)と大正関東地震はほぼ同じ断層形状や規模であったが、元禄地震の被害は関東地震に比べはるかに少ない。元禄時代の江東地域は湿地帯で人口密度が低かったためであり、震度が低かったわけではないと推定する。基本的には異論はないが、江戸での地震動が同じ程度という論拠にはさらなる補強がほしい。安政時代の江東地域は寺社・武家屋敷が多かったが明治政府が工業地帯に変え、周辺には木造住宅が密集した。その状態で関東地震を迎えたため軟弱地盤上に高密度化した江東地域では建物の全

潰率が高く、火災の延焼速度も早かったため、多くの犠牲者が生じた。少し本筋から外れるが、災害史の確認に慰霊碑の重要性が指摘されており、著者自らの調査にも敬意を表したい。ただ、関東大震災の負の歴史(1例として都立横網町公園にある朝鮮人犠牲者追悼碑)にも触れてほしかったという想いが残る(第2章)。震災直後の被災者の埋葬から復興事業への取り組みの経緯が詳しく紹介され、特に誰が何をどのように進めたかなど興味ある話題が続く(第3章)。次に、実現した復興の内容として、区画整理、道路の拡張整備、格調高い燃えない橋や、復興小学校の建設などが具体的に紹介され、品格ある首都へと復興していった様子が描かれている(第4章)。ほぼ毎年のように内閣が替わる不安定な政治状況の中で、復興が成し遂げられたことに驚きを隠せない。

震災からわずか20年足らずで再び戦火により廃墟同然に化した東京。しかし、関東大震災の復興でできた橋や復興小学校は戦火を免れ、戦後の復興に大きく寄与したとのことである。橋の多くは現役であり、復興小学校の中には現在でも使用されている例がある。

戦後の復興計画には関東大震災の復興の理念を取り入れた、たとえば幅100m級の植栽を含む街路の建設、河川に沿った公園緑地の建設などが立案されたが、その計画は没となってしまった。区画整理も1割以下に留まり、土地の細分化が促進され、木造住宅密集化が放置されるなど、著者は復興当初からの問題点を指摘する。その後の東京は経済最優先の都市開発(オリンピック招致のための首都高速道建設や公園・街路植え込みの消滅など)に邁進し、関東大震災復興の理念は忘れ去られたと著者は嘆く。さらに、最近では高層建築物の林立を許す一方で木造住宅密集地の解消が進まない。関東大震災の復興の理念を受け継いだ名古屋市との比較考は興味深い。関東地震前の明治政府が富国強兵を掲げ見せかけの近代化を進めたため、木造密集地を放置し大震災を招いた。経済至上主義のもとで発展した東京が首都直下地震に見舞われることは関東大震災の東京と二重写しになると警鐘を鳴らす(第5章)。

本書の主眼は3~5章にあると考えるが、著者が長年鹿島建設での見聞と同僚との共同作業の中で培われたものと賛辞を惜しまない。

＜中公選書、2023年5月10日(10月20日再販)、

四六判、245頁、1,800円＞

〔くどう かずよし 元日本大学研究所教授(生産工学部)〕

## ● 活気あふれる和やかな地域社会が育む大きな防災力

森まゆみ 著

### 聞き書き・関東大震災

評者 伊藤谷生

関東大震災から100年目の昨2023年、同震災に関する著作が新たに何冊か出版された。それらのなかでノンフィクション作家森まゆみさんによる『聞き書き・関東大震災』は地域における防災を考える上で学ぶことのないへん多い著作である。同書は「地震の当日、人びとはどのように行動したのか、その後、記憶はどのように受け継がれているのか。小さな声の集積は、大きな歴史では記述されない、もう1つの歴史でもある。」(同書カバーにおける解説)という視点で集められた200に近い貴重な「聞き書き」(インタビュー)と関連資料を中心に構成されている。

「聞き書き」の大半は、台東区から文京区にまたがる谷中・根津・千駄木地域の情報誌『谷根千』<sup>注1)</sup>を編集・発行した森さん達が関東大震災時に被災した人々を震災から70年の1990年代前半に訪ねてインタビューした結果によっている。その「聞き書き」の地点を著書での記述から読みとると、上野の台地から谷根千を経て本郷の台地までおおそ東西2km、南北2.5kmの中に偏ることなく分布し、その数、実に43にも達する(図参照)。全体を議論するに十分な数であろう。著書ではさらに寺田寅彦らの記録(資料)などを加えてに9月1日(第1章)、9月2日(第2章)の状況が藍染町、千駄木町などと町名を入れながら時系列的に再現されている。そしてそこには、当時10歳前後であった人々が体験した「近隣の避難者がぞろぞろと入り込み、みんなゴザを敷いて庭にいた。長い人は何カ月もいたなあ。まあ接待こそできないが、みんな困っているのだから、どうぞどうぞってわけで…」など地域ぐるみの助け合いと被災対策の様子が随所で具体的に語られている。これらの「聞き語り」を、森さんが他の数多くの著書<sup>注2)</sup>の中で描いている幕末から昭和初期までの上野-谷根千-本郷の地域社会、そこにあふれる活気と和やかさ、行き来する人々と作家、芸術家、研究者たちの姿を想起しながら読むと、大震災時で発露された助け合いの心意気とその地域社会の歴史の中で熟成されたものに違いないとの確信に至る。その助け合いと地域を守った記憶が、戦災からの復興、そし

て今日に至る谷根千のまちづくりの推進力であり、今も地域社会の大きな防災力を支えているのであろう。

さらに森さんは被害の拡大阻止や地域での救援態勢についても資料に基づいて詳述している(第3章~第5章)。それらの中から2つほど示す。1つは神田方面からひろがってきた火災を現在の春日通りで阻止し、本郷台地や不忍通りと谷根千地域を守ったのが、真弓青年団(真砂町と弓町の連合青年団)100名、第4消防署諸隊、警察、在郷軍人団そして地域住民による果敢な緊急共同作業、もう1つは東京帝国大学末弘巖太郎法学部教授指導の下で組織された学生救護班、同大学病院や千駄木町の日本医学専門学校(現在の日本医科大学)による献身的な救護・治療活動である。このような大学等による災害即応活動が地域社会の大きな防災力を構成したと考えられる。

以上概略紹介した内容が、森さんのいう「大きな歴史では記述されない、もう1つの歴史」である。この「もう1つの歴史」からは「活気あふれる和やかな地域社会が大きな防災力を育んできた」ことを読み取ることができよう。

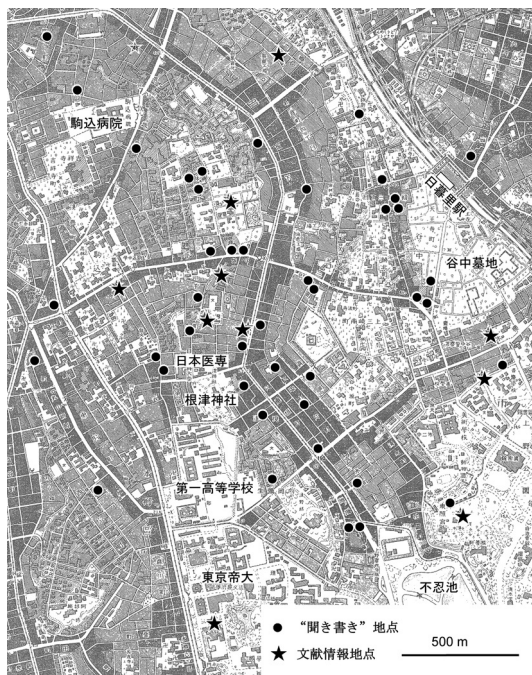


図 「聞き書き」と文献情報の地点。地形図は1万分の1『上野』(1937年修正測図。内務省発行)

---

森さんはさらに第6章以降でも多くの「聞き書き」や丹念な資料引用を通じて大震災後の状況や今までの災害からの教訓を示し、最後に東京都防災会議地震部会長と地震調査研究推進本部地震調査委員長を兼ねる平田 直東大名誉教授へのインタビュー『正しく怖がり適切に備えるために』で締め括っている。実はこのインタビューにおける平田さんと著者の森さんとは初顔合わせでない。『谷根千』編集・発行メンバーは地震防災問題で1990年代から東大地震研究所の平田さん達をしばしば訪ねていると聞く。こうした密接な関係は関東大震災を契機に設立された地震研究所と地域社会の協力を引き継ぐものであり、その更なる発展を期待したい。

以上、『聞き書き・関東大震災』を紹介したが、同書に触発されて私は住み慣れた地域で何ができるか、何を

しなければならないか、考えてみたいと思っている。

注1) 1984年森まゆみさんらによって創刊された地域情報誌。正式名称は『地域雑誌 谷中・根津・千駄木』。2009年の94号まで継続。創刊当時のことは森まゆみ著『谷根千の冒険』(筑摩書房)に詳しい。なお谷中・根津・千駄木地域を「谷根千」として広めたのは同誌によるが、今では地域名としてすっかり定着している。

注2) たとえば森まゆみ著の『鷗外の坂』(新潮社)や『千駄木の漱石』(筑摩書房)のなかで描かれている地域社会。

<亜紀書房, 2023年9月, 四六判, 340頁, 2,000円+税>

[いとう たにお 静岡大学総合防災センター客員教授]

## ● オール・イン・ワンの火山学入門書

藤井敏嗣 著

### 火山：地球の脈動と人の関わり (サイエンスパレット 038)

評者 石橋秀巳

日本は111の活火山を有する世界有数の火山国である。しかし、地震に比べて、火山に対する国民の関心と理解度は高いとはいえない。これは、火山噴火に遭遇する頻度が低いだけでなく、火山でおこる現象が多様で、その活動の全体像を捉えにくいことも原因であろう。火山を理解するための研究分野は火山学とひとまとめにされるが、実は地質学、岩石学、地球物理学、地球化学などの幅広い研究手法を必要とする複合分野である。近年、火山の入門書が多く出版されているが、火山学の一部にフォーカスしたものが主で、その全体を網羅したものはあまりない。そのような状況下で令和5年6月に出版された本書は、火山学の幅広い領域をカバーした内容であり、まさに“オール・イン・ワン”といえる火山学入門書である。著者の藤井氏は、火山噴火予知連絡会会長などの立場で長年にわたって火山と対峙し、防災にも貢献してきた火山学の第一人者である。

本書の内容を簡単に紹介していこう。第1章「火山とはなにか」と第2章「火山噴火」は、本書を読み進めるうえで必要な基礎知識を導入する章であり、第1章では火山と火山噴出物、第2章では噴火の分類や発生機構、そして噴火に伴っておこるさまざまな現象についてそれぞれ解説されている。第3章「日本のおもな噴火」では、国内で発生した噴火のうち、代表的な10の事例（富士山貞観噴火、富士山宝永噴火、浅間山天明噴火、桜島大正噴火、伊豆大島1986年噴火、雲仙平成噴火、有珠山2000年噴火、三宅島2000年噴火、新燃岳2011年噴火、2013年以降の西之島噴火）について、その経緯が詳しく紹介されている。この章を読めば、火山噴火がいかに多様な現象かがおわかりいただけるだろう。また、近年の事例では、当時の行政・住民の対応についても記載さ

れており、これによって火山対策の困難さや問題点が浮き彫りにされている。第4章から第6章はマグマの物質科学に関する内容で、第4章「マグマその1：マグマの特徴」ではマグマの化学組成・粘性と噴火様式や火山体の形との関係について、第5章「地球内部の構造と物質」ではマグマの発生場であるマントル・地殻の物質構造や温度分布について、第6章「マグマその2：マグマの生成」ではマグマの生成・分化過程やマグマ供給系についてそれぞれ解説されている。マグマの物質科学は著者の専門分野であり、その要点が精選されてこの3章に詰め込まれている。既存の火山入門書にはマグマの物質科学に詳しいものがあまりないので、この3章は本書の大きい特徴といえるだろう。第7章「火山を調べる」では火山の地下構造や、地下でのマグマの動き、噴火の履歴などを調べるための方法について解説されており、その内容は地球物理学・地球化学・岩石学を広く網羅している。第8章「火山災害」では火山現象が引きおこす多様な災害について事例をあげて解説し、第9章「火山防災」では災害を免れ、軽減するための火山防災の現状と課題について述べられている。そして、最後の第10章「火山の恵み」では、人類が火山から受けているさまざまな恩恵について紹介され、われわれが火山に対してとるべき姿勢について示されている。

あとがきにおいて著者は、既存の火山入門書の中には勘違いや誤りを多く含むものもあり、そのような本が一般の人々に読まれ、誤った知識が定着することに耐えられないとの思いから本書を執筆したと述べている。火山について正しい情報が伝わるのが著者の願いである。ぜひ、多くの方に本書を読んでいただき、火山に関する正しい知識を身につけてほしい。なお、丸善書店のホームページで正誤表が公開されているので、本書を読まれる際に参照いただきたい。

＜丸善出版、2023年6月、A6判、269頁、1500円＋税＞

【いしばし ひでみ 静岡大学理学部地球科学科准教授】

#### 【補足情報】

正誤表の URL

[https://www.maruzen-publishing.co.jp/fixd/files/pdf/294942/errata\\_pdf\\_294942.pdf](https://www.maruzen-publishing.co.jp/fixd/files/pdf/294942/errata_pdf_294942.pdf)



●新刊紹介 .....

下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也 編  
**火山の事典 第2版 新装版**  
朝倉書店, 紙版, 2023年10月, B5判, 592頁, 24,000円+税

ジェイムズ・ゴフ／ウォルター・ダッドリー 著,  
千葉敏生 訳, 河田恵昭 解説  
**津波 暴威の歴史と防災の科学**  
みすず書房, 紙版, 2023年10月, 四六判, 354頁, 4,200円+税  
電子版, 2023年11月, 4,200円+税

旧制第一高等学校の生徒たち 著, 木戸崇之・竹田亮子 編  
**一高生が見た関東大震災 100年目に読む, 現代語版 大震災の日**  
西日本出版社, 電子版, 2023年10月, 2,400円+税

古川武彦・加納裕二・浜田信生・藤井郁子 著  
**ビジュアル 地球を観測するしくみ—気象・海洋・地震・火山—**  
朝倉書店, 紙版, 2023年11月, B5判, 152頁, 3,900円+税

鎌田浩毅 著  
**地学のツボ 地球と宇宙の不思議をさぐる**  
筑摩書房, 電子版, 2023年11月, 800円+税

池田 碩 著  
**自然災害地 被災地を巡り, 教訓を学ぶ**  
古今書院, 紙版, 2023年12月, B5判, 190頁, 4,800円+税

濱田政則 著  
**地震災害軽減への歩み**  
技報堂出版, 紙版, 2024年1月, B6判, 184頁, 2,000円+税

**Newton 別冊 最新予測 巨大地震の脅威 関東大震災から100年 知っておくべき地震のしくみと防災知識**  
ニュートンプレス, 紙版, 2024年1月, A4変型判, 176頁, 1,800円+税

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**  
白水社, 電子版, 2024年1月, 3,420円+税

岩森 光 監修  
**文系のための東大の先生が教える 日本列島の科学 はじめて学ぶ人でも, どんどん楽しく読める!**  
ニュートンプレス, 紙版, 2024年2月, A5判, 304頁, 1,500円+税

大邑潤三 著  
**地震被害のマルチスケール要因分析**  
小さ子社, 紙版, 2024年3月, A5判, 232頁, 4,500円+税

高世 仁・吉田和史・熊谷 航 著  
**神社は警告する 古代から伝わる津波のメッセージ**  
講談社, 電子版, 2024年3月, 1,150円+税

# ADEP情報

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

渡邊 秀雄 本部地震防災調査研究部 参事 24. 3. 31

## 配置換等

岩佐 幸治 地震調査研究センター 解析部長代理 (昇任) 24. 4. 1

## 編集後記

去年は関東地震百周年ということで6月に特集号を刊行したが、先号では新刊紹介の欄に多くの関東地震関係の書物を紹介した。これも百周年を機会に企画した書物が多かったためである。「地震ジャーナル」ではこれらの新刊の中から次号の書評をお願いすることが多い。その中で、本号には森まゆみさんの著書「聞き書き・関東大震災」の書評をお願いした。森さんは「谷根千」という言葉を作られた方である。関東地震当時の谷中・根津・千駄木を中心とする東京市内の市民の証言を集めた書であるが、このような証言からは当時の町の様子が手に取るように活写されていてたいへん興味深い。そのようなこともあって、森さんご自身にもお願いして記事を書いていただいた。本誌は理工系の記事が多いが文系の記事も織り交ぜるようにしている。本誌68号50頁に岡田義光前編集長による「いにしへのジャーナル記事」と題する囲み記事があり、かつては“ソフトでユニークな記事が数多く含まれ、執筆者にも著名人・文化人など多彩な顔ぶれが並んでいた”としてそのリストが

掲載されている。また、“地震ジャーナルは学術誌ではなく、どこかしらゆとりを持った、地震に関する「読み物」をめざしている。そのためには、上にリストアップしたような趣きある記事を増やしたいところである”とも書かれているので、このような記事も読者諸氏には興味を持っていただけるのではと期待したいがどうであろうか。

ところで、最近振興会や本誌にも関係のある方々の訃報が相次いだ。お一人は上田誠也先生で、昨年1月に亡くなられた。先生は私が紹介するまでもなく、プレートテクニクスの発展に大きく寄与された方である。本誌にも何度かご執筆をお願いしたこともある。深尾良夫先生には上田先生の業績を回顧していただくよう執筆をお願いした。また、本年2月には、本誌の編集長を61号(2016年6月刊行)まで務められた萩原幸男先生が亡くなられた。萩原先生の逝去の知らせは、私にとっては特に衝撃であった。というのも、先生は昨年までたいへんお元気で研究もされており、前号の76号に記事を書いてくださるようお願いをしていたのである。それが、締切も間近の9

月頃に“原稿はほとんどできているのだが、他にも執筆する論文があったので忙しいので、次号に回してもらいたい”というお手紙をいただき、そろそろご投稿いただけるかな、と楽しみにしていたさなかに逝去の知らせを聞いたのであった。そこで、ひょっとするとご遺稿はないものか、と関係の方に探していただいたところ、先生が共著を依頼していた岡田前編集長のところに論文のメモがあることが判明した。そこで、岡田先生には急遽お願いしてこのメモをご遺稿としてそのまま掲載させていただくことにした。このほかにも昨年2月には太田 裕先生が、10月には松田時彦先生が亡くなられた。太田先生は平成10年から平成24年まで東濃地震科学研究所に在籍されたほか、その後も客員研究員として同所に所属された。松田先生には「地震ジャーナル」に何度か記事をご執筆いただいた。私事で恐縮ですが、いずれの先生方も私が学生の頃から大変お世話になった先生ばかりである。この場をお借りして心よりご冥福をお祈りいたします。

(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77号

2024年6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