

地震 ジャーナル

81

2026年 6月

- エッセイ 日本災害情報学会「災害を描く」災害映画大賞 ● 及川 康——1
「駿河湾地震説」から50年—研究史と残された課題— ● 石橋克彦——2
南海トラフ地震への防災対応の新たな展開 ● 福和伸夫——16
地震のマグニチュード—頻度特性の断層強度依存性と
応力状態臨界度—超多点観測から見えてきた、
新たな地震活動の見方— ● 松本 聡——26
巨大地震の裏側—巨大化させないメカニズム ● 日野亮太——32
地震動伝播に基づく地震動即時予測手法の
開発・実装とその改善 ● 小寺祐貴——42
首都圏の地震活動—海山の沈み込みが原因か？— ● 中島淳一——50
日本海中南部に分布する海域活断層の長期評価 ● 岡村行信——60
2025年トカラ列島近海の群発地震活動の震源分布について ● 八木原寛/仲谷幸浩/
山下裕亮/山田知朗/
篠原雅尚——66
山口県北部の群発地震—地形・地質学的視点からの考察— ● 金折裕司——73
2024年11月に発生した陸奥湾の地震の断層構造 ● 佐脇泰典/寒河江皓大/
椎名高裕/今西和俊/
内出崇彦——81
● 書評——91
● 新刊紹介——93
● ADEP情報——94
- 囲み記事 東海地震説顛末記—メディアに見た“騒動” 川端信正——13
2度の「北海道・三陸沖地震後発地震注意情報」 酒井慎一——88

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

日本災害情報学会「災害を描く」災害映画大賞

及川 康

本企画は、学会設立 25 周年企画の一環として、1999 年から 25 年の間に公開された「災害を描いた映像作品」の中から特に「現代を生きる我々の災害に対する理解の仕方を大きく更新してくれる可能性に富む作品」を紹介するものです。会員からの推薦作品に対する厳正な審査により『心の傷を癒すということ 劇場版』と『遺体 明日への十日間』の 2 作品が選出され、それぞれの作品関係者を招いて上映会・表彰式・トークセッションが開催されました。

災害を描く意義として、災害から空間や時間を隔てた非当事者に、災害当事者のリアリティを想起する契機を提供し得るという点があげられます。そこでの描写対象は自然現象 (hazard) に限定されません。実は両作品において直接的な hazard 描写はありません。描写の対象は徹底して社会現象としての災害 (disaster) でした。また、両作品の描写手法が、現実の記録映像を基にしたドキュメンタリーの形式ではなく、事実を基にした脚本を役者が演技する劇作品という点でも共通していました。

『心の傷を癒すということ 劇場版』は、阪神・淡路大震災を題材とした、「心のケア」という概念のはじまりを描いた作品です。本作中盤で「傷ついた人が心を癒すことのできる社会を選ぶのか、それとも傷ついた人を切り捨てていきびしい社会を選ぶのか…」とわれわれに問いかけてくる部分があります。おおかたのわれわれにとって、そのどちらが (いわゆる) 正解なのかを即答することは容易なことでしょう。ただ、精神科医として被災者に献身的に寄り添い続けてきた主人公をもってして、作中で心の底からその答えを明確に見出すに至るのは究極的な当事者性を身に帯びたとき、すなわち大切な人びととの別れが目前に迫る中でした。災害から約 30 年を経た現在、「心のケア」という言葉が広く浸透した半面、かなりカジュアルに用いられてしまうこともしばしばです。あらためてわれわれは、上記の問いかけに真摯に向き合い直してみることが必要ようです。そのことがきっと「心のケア」の真意を捉え直す契機にもなるはずです。

『遺体 明日への十日間』は、東日本大震災の発生直後の遺体安置所を描いた作品です。一般メディアがその実状を報じることはほとんどありません。遺体の写真や映像を報じることはタブー視されるからです。つまり劇作品である本作によってほぼはじめて、一般のわれわれはその実状を直視することになります。「とはいえ本作のすべてが演技のみで構成されている訳ではない」と脚本・監督の君塚氏および製作の亀山氏は強調します。過酷な実状のなかに身を置いた演者たちは、役者ではなくひとりの人間として立ちすくみ、落涙し、言葉を失ったといいます。その瞬間をつぶさに記録した本作はもはやドキュメンタリーだと両氏は語ります。防災を生業とするわれわれをもってして、この実状の過酷さをどれだけのリアリティをもって想起できていたでしょうか。せめてそう自問自答せずにはいられない感性だけは失ってはならないと思います。

災害を描いた優れた作品は他にも数多く存在します。本企画がその入口になれたなら、企画を担当した者として望外の幸せです。

[おいかわ やすし]

現職 東洋大学理工学部都市環境デザイン学科教授

略歴 1973 年北海道生まれ。群馬大学大学院工学研究科博士後期課程修了、博士 (工学)。長岡技術科学大学助手、高松工業高等専門学校助手、群馬大学専任講師、東洋大学准教授、などを経て 2019 年より現職。日本災害情報学会理事・企画委員会委員長

著書 『『思い込みの防災』からの脱却 命を守る！ 行政と住民のパラダイム・チェンジ』(ベストブック、2024 年)

「駿河湾地震説」から 50 年

—研究史と残された課題—

石橋克彦

1. はじめに

1976 年に筆者が「駿河湾地震説」を提唱してから 50 年が過ぎた。この説は、当時すでに警戒対象になっていた M (マグニチュード) 8 級の「東海地震」に関して、当時は「遠州灘地震」が定説だったのだが、研究上も防災上も見落とされていた駿河湾一帯こそが本命だと主張した学説である。指摘自体は「コロンブスの卵」的な単純なものだったが、世界的に地震予知への期待が高かったなかで、理学の「説」ととどまらず、社会や政治を動かして東海地震予知防災体制の整備をもたらした。その流れで 78 年には「大規模地震対策特別措置法」(大震法) が制定された。

だが、この説が含んでいた「大地震が切迫している可能性」は、「外れ」だったことが明らかである。また、現在は南海トラフ巨大地震全体が警戒対象になっており、大震法による「東海地震の予知型地震防災」が停止されて「南海トラフ地震臨時情報」体制になっているから、この説は「過去の遺物」という感じが強いだろう。

しかし、現在の南海トラフ地震研究や南海トラフ地震臨時情報の仕組みのなかで、駿河湾地震説に関係することで関心が払われなくなり、未解明のまま残されている問題もある。編集委員会からお誘いいただいたので、研究史を振り返るとともに、現在どんな問題があるか述べてみたい。

内容の性質上、論説というより回顧的な部分も混じるだろうが、お許しいただきたい。人名は原則敬称を略すが、「先生」や「氏」を付ける場合もある。地震の M は『理科年表 2026』の日本付近と世界の「被害地震年代表」による。

2. 駿河湾地震説の背景

駿河湾地震説の登場は、当時の日本と世界の地震予知研究熱があったからこそともいえる。まずその状況を簡単にみておこう。

筆者が理学部地球物理学科に進学したのは 1966 年だが、その前後の世界の地震学は、震源断層のモデル化とプレートテクトニクスに関して画期的な成果を挙げていた。それと同時に、地震予知研究も盛んであった(萩原, 1982)。

日本では、62 年の「地震予知一現状とその推進計画」(ブループリント)を受けて、65 年度から地震予知研究 5 カ年計画が開始された。68 年 5 月の十勝沖地震 (M_w 8.3) で予知への社会的要請がさらに高まり、69 年度からは第 2 次地震予知 5 カ年計画(「研究」が消えた)が始まって、69 年 4 月に地震予知連絡会(予知連)が発足した(地震予知連絡会, 1979)。これは国土地理院長の諮問機関で、予知計画に参加している政府機関と大学の専門家が委員となり、調査・観測結果や関連情報を持ち寄って総合的判断を下す場とされた(現在も存続; <https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/>; 予知連関係の文献をすべて閲覧できる)。駿河湾地震説は、学説が短期間に社会を大きく動かした特異な事例だが、予知連という枠組みがあったことが基本的に重要であった。

米国ではサンアンドレアス断層などで研究が進められたが、73 年には Scholz らが「地震予知の物理的基礎」と称してダイラタンシー・拡散モデルを発表し、日本にも大きな影響を与えた。これは、地震前の岩石の膨張と水の拡散を考えれば前兆(先行)現象の継続時間の M 依存性などが説

明できるというもので、とくに将来の震源域でのP波速度と地震波速度比(V_p , V_p/V_s)の低下と回復が強調された(数年間の世界中での観測・研究の結果、理想化されすぎと看做された)。

中国では75年2月に海城地震($M7.3$)の予知に成功し(約10時間前に警報を発し住民が屋外避難)、世界を驚かせた。同年12月には地震学会などの招きで中国地震考察団が来日し、講演会場は熱気に包まれた。ただし、76年7月の唐山地震($M7.8$, 死者24万人以上)は予知できなかった。石橋(1978b)は、海城地震予知の報告を分析して、「段階的予知の成功」は後付けの感もあり、検討対象範囲は関東・東海地方ほど広くて、日本では実行できないだろうと述べている。

なお、筆者は68年に浅田敏先生の研究室の院生になり、極微小地震観測による研究を始めたが、浅田先生の「地震の住民登録」という言葉に触発された。大地震はテクトニックな必然性があるって特定の場所に「住んで」いて、「定期的に暴れる」という考え方を強め、南関東・東海地方の地震テクトニクスへの関心を深めた。

3. 1976年までの東海地震の見方

3.1 地域指定と茂木の東海地震説

遠州灘から駿河湾にかけては漠然と、予知連発足時から大地震候補地とみられていた。1969年6月に日本学術会議地震予知小委員会が出した『地震予知研究年次計画(昭和45年度用)』は、過去に大地震がありながら近年起きていないという点で $M8$ 級の「特定地域」の例にあげている。

同年秋には茂木清夫が、日本列島の三角点の水平変動と太平洋岸の大地震の関係を新たなモデルで考察し、過去70年間の北西向き変動が大きい伊豆～東海地方での大地震発生の可能性を指摘した(10月地震研究所談話会, 11月第5回予知連; 茂木, 1970; Mogi, 1970)。第5回予知連では、駿河湾西岸の明治以来の沈降なども考慮して東海地方を「特定観測地域」として再確認した。

この茂木説が最初の「東海地震説」というべきものである。これは予知連翌日の朝刊各紙で報道

された。『週刊現代』12月18日号は大型記事で茂木説を紹介し、「明日起きるかもしれないし、百年後かもしれないのです」という萩原尊礼予知連会長の言葉を載せている。ただし、茂木説は先見の明に富むものではあったが、プレートテクトニクス(1967～68年に欧米で爆発的に成立)が日本列島の地震発生論に適用される前夜であったために、予想される地震像は不明瞭だった。

3.2 フィリピン海プレート北端部の理解

1970年頃から、関東以西のプレート運動と大地震発生の関係が理解され始めた。金森博雄と安藤雅孝による1923年関東地震の断層モデル(相模トラフの両側の地塊のずれ)、Fitch and Scholzと金森による1944年東南海地震・1946年南海地震の断層モデル(フィリピン海プレートの沈み込みによる)が出され、杉村(1972)がフィリピン海プレートの北限を、四国沖～遠州灘沖の南海トラフから駿河トラフに続き、伊豆半島北方を通して相模トラフに続くとは明確に指摘した。

安藤(1973a)・Ando(1975b)は、四国沖から遠州灘までの南海トラフ陸側をA, B, C, Dの4領域に区分し(図1)、歴史上の巨大地震がこれら4領域の一部または全部を震源域とするフィリピン海プレートと陸側プレートとの間の低角逆断層運動だったとした。図1の領域分けは、固有地震的な考え方を避けるために最近ではあまり使われないが、本稿では全編を通して使用する。

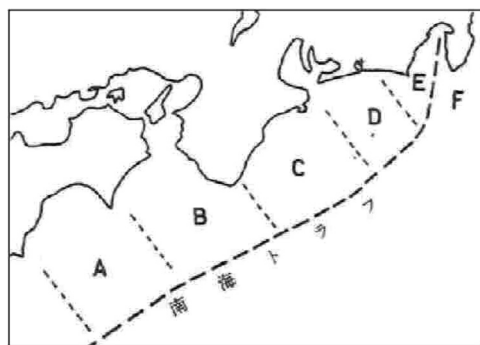


図1 1977年頃から使われた南海トラフ沿いの震源域の区分。宇津(1977)の図1を転載。A～DはAndo(1975b)をやや改変している。Eは駿河湾地震説を受けて追加されたもの

3.3 遠州灘地震

大地震空白域と沿岸域の地殻変動にもとづき、宇津徳治などによって大地震が予測されていた根室半島沖で、1973年6月17日に M_w 7.9の地震が発生してかなりの被害を生じた。力武常次が、4月26日の衆議院科学技術振興対策特別委員会でM8クラスの地震が心配なのは根室沖と東海地方だと述べ、6月11日付読売新聞夕刊に根室沖と遠州灘に危険を感じると書いたばかりだったので、メディアが「次は遠州灘」と大きく報じた。

1973年11月の地震学会秋季大会で安藤(1973b)が、1854年安政東海地震(M8.4)の震源域は図1のC+D、1944年東南海地震(M7.9)のそれはCだから、Dが空白域だとして、遠州灘に広がる東海地震の震源断層モデルを提出した(Ando, 1975a)。彼は1944年地震直後の掛川付近の隆起を予想断層面深部の先行的すべりによると解釈して、地震発生の危険性は高いと述べ、社会的にも大きな注目を集めた。74年2月の第24回予知連は東海地方を観測強化地域に格上げした。

こうして、日本列島の次のM8級地震は「遠州灘地震」という見方が定着していった。駿河トラフはプレートの衝突帯とされ(金森・安藤, 1973)、大地震は先天的に起こらないと考えられた。駿河湾西岸は1889~1967年の水準測量で顕著な沈降が観測されていたのだが、第四紀を通じた構造的なもののだろうとされた(国土地理院, 1974)。プレートテクトニクス適用以前の漠然とした予測では駿河湾も入っていたのに、テクトニックな枠組みができてから却って除外されてしまったわけである。地形・地質学的に「駿河湾地震」も考慮すべきという意見(松田, 1975)もあったが、注意が払われなかった。

いっぽう遠州灘地震には、予想震源域の西半分は1944年に破壊して東半分しか残っていないのではないかなど、いくつかの疑問もあった(たとえば、安藤・深尾(1975)〔74年10月の「東海沖地震に関する研究討論会」の報告〕)。そのために、研究者の間では東海地震の近い将来の発生を疑問視する空気も広がり、社会的にも東海地震とその防災について関心が必ずしも高まらなかった。

筆者は73年度から東大理学部で極微小地震移動観測班助手(現在の助教)になったが、当時重視されていた遠州灘の地震活動空白域(気象庁地震課, 1974)が南海トラフをまたいでいるのも不可思議で、遠州灘地震が得体のしれないもののように感じられ、真面目に考える気がしなかった。

4. 駿河湾地震説

4.1 出発点は地震テクトニクス

筆者は、1976年5月12日の地震学会春季大会で山梨県東部地震群と相模トラフの関東地震の関連について発表したが、そのあと駿河トラフの側を考えていて、ここが衝突帯で大地震を起こさないという定説は間違いだろうと直感した。

以前から安政東海地震で駿河湾西岸各地が震度7なのが気になっていたが、その震源域は駿河湾奥まで入っていたに違いないと考え、たまたま前年秋に入手していた安政地震の史料集(宮崎, 1971)を開いてみた。すると、駿河湾奥西岸の薩埵^{さつ}峠^たの下^{した}の浜が地震で隆起したこと、沼津に地震後すぐに津波が来たことを示す史料が目に入り、「予測」はあっけなく証明された。このとき駿河湾地震説はできあがったといつてよい。すなわち筆者にとって駿河湾地震説は、地域の地震テクトニクスの考察から大地震の震源域を予測し、歴史地震に関してそれが実証されたのが出発点だった。巷間、偶然発見された古文書で1854年の震源域がわかったから駿河湾地震説が生まれたなどと言われたが、そうではない。

それまでの知識を総動員して組み上がった考えは、(1)1854年安政東海地震の震源域は図1のC~E、(2)1944年東南海地震の震源域はC+DでEが1854年以来の空白域、(3)駿河湾と西岸一帯の明治以来の地殻変動は大地震の準備過程、(4)駿河トラフは湾奥までプレート境界として巨大地震発生能力を有しておりトラフ西側の第四紀変動はその現れ、というものだった。こう考えれば従来の遠州灘地震の矛盾は解消し、東海地方で次に起こるプレート間巨大地震は「駿河湾地震」(E領域の広さからM8級)ということになる。

さらに、(5)1854年から122年経っており、その間の地殻変動量（歪蓄積）は測量データからかなり大きいと推定され、大地震発生は近い恐れがある。起これば「直下型巨大地震」となり、被害は広域かつ激甚で、国家的災害になるだろう。ほとんど一瞬のうちにこう思い至ると、その重大さに興奮した。そして、5月下旬に開催予定の予知連に報告すべきだと思った。

4.2 予知連にレポート提出

約1週間、ろくに寝ないで前節の(1)～(5)の論拠や文献を確認し、「東海地方に予想される大地震の震源域—駿河湾地震について—（暫定版、MAY 21, 1976）」と題するB4判手書き17頁の資料を作った。資料は浅田先生を通じて5月24日の第33回予知連で配付された。筆者も出席したが説明はできず、浅田先生が「論文風だが大事なことが書いてあるのでよく読んでください」という程度の紹介をした。

その冒頭には「(前略)可及的速やかに既存データの総点検を行い、駿河湾沿岸を中心とする区域を「観測集中地域」に格上げ指定して、予知の実現に邁進することが強く望まれる」と書き、最後の「むすび」には、「(前略)幾多の難関はあろうが、最終的には直前予報の成功にまで漕ぎつけなければならない。千載一遇の機会を逸して地震学100年の蓄積を水泡に帰せしめないために、直ちに実践体制を整えるべきであろう。(後略)」と書いた。一介の移動観測班の助手が予知連に提出する資料に書くべきではないような言葉が多く、苦々しく思った大先生もおられただろう。

だが、新しい地震像には自信があったし、それが予知研究と地震防災に意味する重要性も否定できないだろうから、各方面に一石を投じたいという気持ちが強かった。壁際の筆者の前に力武先生がおられたが、後を振り返って「今日はこれがいちばん面白いな」と仰ってニヤリとされた。

翌日、東海地震予知研究の一環として脇田宏氏と浅田先生が実施していた地下水観測網整備の手伝いで静岡県に出張した。案内してくれた県の技術職員に、「東海地震が心配でしょうね」と探りを入れたところ、「遠州灘の沖のほうだからたい

したことないですよ」という返事が返ってきた。それは筆者の深刻な予測とあまりにもかけ離れていたので愕然とするとともに、社会にも強く訴える必要があると思った。

4.3 関係者による検討と地震学会での発表

5月の予知連のあと、関係者の間で筆者の報告についての全面的な検討が始まったようである。筆者自身、6月10日の国土地理院勉強会、7月2日の予知連関東部会、6日の同東海部会に呼ばれ、その都度資料を用意して議論を続けた。

その後、プレート境界面の形状や（当時、駿河湾周辺ではまったくわかっていなかった）、1944年東南海地震と1854年安政東海地震の震源断層モデルなどを詳細に検討して、駿河湾地震の予想震源断層モデル（第一次近似、左横ずれ逆断層；図2）を作り、8月23日の第34回予知連に提出した。このときは筆者自身が説明した。

10月8日の地震学会秋季大会で「駿河湾地震説」を発表した（石橋、1976）。学会発表では社会的発言は何となくタブー視されていたが、直下型巨大地震という最悪のものであり、発生の兆候が明らかになってからでは手遅れだから、ただちに監視警戒態勢に入るべきだと述べた（駿河湾地震説自体は長期予測だが、5章で述べる「2段階地震予知戦略」の考えに立っていた）。

予稿には、各種高密度観測の集中記録・24時間監視・判定、情報発出、社会的影響の調査・研究・対応、平常時の地元の啓発などを社会・人文科学も含めて総合的に遂行する「東海地区地震予知防災センター」の構想まで書いた。これは書き過ぎと言われそうだが、筆者としては、（直前予知が必ずできると考えていたわけではないが）予知の試金石であり、実験と本番を兼ねて取り組むべきと思っていたので、試案を述べたのだった。

なお、英文論文の出版は著しく遅れ、1980年5月の地震予知に関するEwing Symposium（米国）での招待講演の査読論文（Ishibashi, 1981）である。

4.4 発生時期の問題

説を思いついたときは、本当にすぐにも起こりそうな気がしたが、検討を続けるうちにその感じは薄れた。しかし、近々は起こらないと断定でき

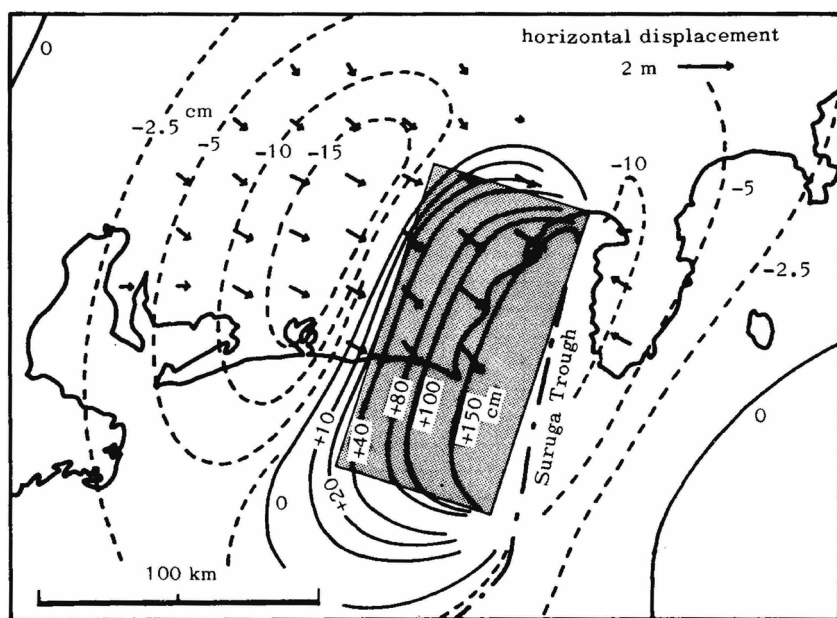


図2 1976年8月の第34回予知連と10月の地震学会で報告した駿河湾地震の震源断層モデル。石橋(1977)より。コンターと矢印が、それぞれモデルから計算された地殻上下変動と水平変動。矩形が断層面の水平投影(左横ずれ逆断層:長さ115km,幅70km,上端深さ2km,傾斜方向N72°W,傾斜角34°,すべり量4m[縦ずれ3.8m,横ずれ1.3m],地震モーメント 1.6×10^{21} N·m,当時は M_w は未定義だったが, M_w 8.1に相当)

る理由は何もなかったから、石橋(1976)には「発生時期は現状では予測困難。もしかすると2,30年後かもしれないが、数年以内に起こっても不思議ではない」と書いた。ただし5月の予知連資料でも石橋(1976, 1977)でも、駿河湾西岸一帯で V_p が遅いことや、最近の地震活動のパターンが安政地震の前に似ていることも切迫性を示唆するように書いており、恣意的で不適切だった。また、メディアの取材やテレビ出演では「明日起きても不思議ではない」という「ある意味での常套句」を使ったこともあったはずで、軽率だったと言われるのも仕方がない。

筆者は、地震研究者の発言が社会に正確に伝わらないことを感じて、10月26日付朝日新聞朝刊首都圏版の署名コラムでトランプの喩えを書いた。「現在の東海地震の状況は、53枚のトランプカードを41枚までめくったが、まだジョーカー(大地震)が出ていないようなものである。残りは12枚しかないから、次のカードで出ても少しも驚くにはあたらないが、ついに最後まで出ない

こともありうる。1枚めくるのが3年にあたると思えば、このたとえは実際とよく対応している」というものである(10月20日のNHKTV「スタジオ102」でも語った)。しかし、これは30~40年以内にはE領域単独の地震が必ず起こるだろうということを暗黙の前提にしていることになり、今にして思えば、それが間違っていたかもしれない。なお、このコラムでは、筆者は地震予知をしたわけではなく、ジョーカーの裏の小さなコーヒーのしみ(前兆現象)を注意深く見つければ直前予知ができるかもしれないから、見落とされていた駿河湾で万全の観測態勢を整備しようと訴えたのだ、と解説した。

駿河湾地域の1854年以来的蓄積歪は、測量開始が1880年代だから正確には不明だが、筆者を含む多くの人が、限界歪とされる約 5×10^{-5} に近いと推測していた。石橋(1977)は予想断層モデルで解放される歪量とも同程度と推定したが、断層すべり量4mが過小だったかもしれない。Rikitake(1977)は1977年から10年間の地震発生確率を

30～50%とした。ただし Rikitake (1977) や Utsu (1977) が、まだ長期的前兆が現れていないからすぐには起きないだろうと述べているのは、当時の地震予知戦略 (5 章参照) を反映している。

4.5 社会との係わり

5 月以来マスメディアには極秘のはずだったが、6 月中旬に共同通信社の記者から駿河湾地震説を取材したいという電話があった。力武先生が漏らしたらしかった (田村, 1987)。浅田先生に相談したところ、信用できる記者だから丁寧に説明してあげなさいといわれ、次の予知連後までは記事にしない約束で詳しく説明した。記事は 8 月 24 日の全国の地方紙朝刊に大きく掲載された。

8 月 24 日まではひたすら計算や文献・データの検討に没頭していたが、共同配信のニュース以降、さらに学会発表以降は、取材と講演・原稿の依頼が殺到した。かなり断わったが、社会を動かそうと明確に思っていたので、1976 年いっぱい、今では自分でも信じられないほどテレビ出演、講演、執筆・取材などをこなした。

石橋はマスコミに踊らされていたとか、地震は起きていないのだから勇み足だったとかの批判は少なくない。たしかに 76 年中のメディアへの露出は異常だったが、大騒ぎにならなければ何も動かないだろうと考えていた面はある。阪神・淡路大震災や東日本大震災を経験した現在では、「起こる可能性が推論される地震」が当分起きないか近々起きるかは人知の及ぶところではないのだから、予防原則に立つほうがよいと思う。

また筆者は、地震研究者の立場から「原発震災」を警告し (石橋, 1997b)、多くの専門家から批判されたが、2011 年に目の前であけなく起きてしまったという経験をもつ。だから、駿河湾地震切迫のおそれを訴え (断定したことはない)、現在まで発生していないのは、結果論であって仕方ない (幸いというべき) ことだと思っている。

4.6 駿河湾地震説に対する賛否

筆者の説は、次の東海地震の震源域に関しては関係者にすぐに受け入れられたと思われる。たまたま羽鳥 (1976) が、1854 年安政東海地震に関する新資料 (明治 26 年に静岡県知事が東大総長

に回答したもの：東京大学地震研究所, 1977) にもとづいて、同地震の津波波源域が駿河湾奥に達していたと示したことも有効に働いた。

切迫性に関しても、駿河湾地域の顕著な地殻変動を単純明快に地震準備とみなせるようになったから、多くの関係者が否定できないと感じて緊張したようである。とくに予知連事務局 (国土地理院地殻活動調査室) の佐藤裕氏や藤井陽一郎氏は真剣で、個人的にも熱心に議論してくださった。折しも、1944 年東南海地震発生時に震源域に近い静岡県掛川付近で水準測量をしていた技師の、直前の前兆的変動を観測したとも解釈できる手記が公表され、多くの予知連関係者が「次も」と感じて元気づいた (ただし鷲谷 (2016) が、前兆現象とはいえない可能性を、手記の全文も付して詳細に議論している)。

いっぽうで、駿河湾地震は単独では起こらないという意見も直ちに出了。そうであれば、E 領域の破壊は A～D 領域の破壊まで持ち越されて 60 年程度以上先になる。しかし、駿河湾地震が単独では起こらない必然的理由があるのかどうかは誰にもわからず、断定はできなかった (6.2 参照)。

駿河湾地震説を批判する専門家の話がいくつか報道されたが、ほとんどはプレートテクトニクスを毛嫌いしている地質学者の「プレート論に乗った話にすぎない」というようなものだった。

1976 年 11 月 29 日の第 35 回予知連は「東海地震について」という統一見解を出して、東海地震の震源域に関して駿河湾地震説を迫認した。発生時期などについては「現在までの観測結果によれば、発生時期を推測できる前兆現象と思われるものは見出されていない。しかし、現在の観測態勢は、充分とは言えないので、駿河湾周辺を含む東海地方の観測をさらに強化し、監視を続けて行く必要がある」とした。

5. 大震法と地震予知

東海地震の予知を望む社会的要請に押されて内閣に地震予知推進本部が置かれ、1976 年 11 月に第 1 回本部会議が開かれた。そして 77 年 4 月に

は、観測の強化、監視体制の充実、判定組織の整備の3項目からなる「東海地域の地震予知体制の整備」を決定した。これにより、バラバラだった国土地理院・国立防災科学技術センター・地質調査所・大学の検潮・地震・地下水・地殻変動の連続観測データが気象庁の常時監視体制に順次連繫されることになり、4月18日には6名の地震学者からなる「東海地域判定会」が発足した。

1978年6月には大震法が成立し、12月に施行された。筆者は77年11月に旧建設省建築研究所国際地震工学部に異動したので、大震法制定については報道でしか知らない。川端(2003)によれば、山本敬三郎静岡県知事が熱心に進めたという。78年1月14日の伊豆大島近海地震(M7.0)も法律制定を後押ししたらしい。

筆者は、常時監視と判定の体制ができた以上、判定結果を震災軽減に活かすためには何らかの法律が必要だろうとは思った。しかし、東海地震の直前予知が成功してほしいと願ういっぽうで、予知が必ずできるとは思っていなかったから、大震法にもとづく「予知型地震防災」一辺倒の仕組みには違和感があり、「第一線の研究者の中には、現実の予知技術とのズレに危惧の念を抱いている人達が少なくない」(石橋, 1978a)と書いた。

当時、M依存性先行現象を中心に据え、大地震の場所・大きさ・発生時期が段階的に絞り込めるという観念的とも思われる地震予知戦略が唱えられていた(力武, 1976)。石橋(1978a, b)はこれを批判し、大局的予測と短期・直前の監視という「2段階地震予知戦略」を提唱した。そして、第2段階での「判定」は高度な創造的判断を要求される研究的なもので、マニュアルに従うようなルーチ的な地震予知はできないと述べた。

地震予知についての筆者の考えを付言すると、地震予知研究シンポジウム(1994)で上記を「大局的地震予測」と「応急的地震予知」と呼び、被害地震のごく一部にしか適用できないが、総合的な「地震災害軽減計画」の一部として追究すべきだと主張した(石橋, 1994, 1995b, 1997a)。この考え方は現在でも変わっておらず、石橋(2017)では次のような趣旨を書いた：普遍的な短期・直

前地震予知はほぼ永久に不可能だろうが、一般に自然現象の理解と予測は科学の本質だから、研究結果として、または地震活動の推移などから、応急的地震予知が稀にできる可能性は否定できない(1930年北伊豆地震[M7.3]の事例など)。大震法を廃止し複数の地震防災関連法を一本化して震災軽減に注力すべきだが、応急的地震予知を減災に活かす道筋も用意しておくほうがよい。ただし震災軽減の根本は、社会・国土・暮らし方を極力地震と共存できる形に改めることであり、地震や強震動の予測が第一ではない。

なお1995年阪神・淡路大震災の直後に、東海地震説や大震法のせいで日本の要警戒地震は東海だけのような雰囲気有助長されたという批判が噴出した。石橋(1976)は「我国で被害地震を警戒すべきは駿河湾だけではない」と明記したし、多くの地震研究者も随時そのようなことを述べたろうし、実際あちこちで大地震が起きていたが、専門家の常識(感覚)と一般の人々の受け止め方の乖離は大きな問題である(報道の在り方も重要)。これは、6.5の「南海トラフ地震臨時情報」にも関わる現在の問題でもある(石橋, 2026)。

6. いま南海トラフ巨大地震をどうみるか

大震法への批判が強まり、東海地震が起これないまま時間が経過するなかで、東海地震対策の修正なども行われたが、2017年秋には大震法による「予知型地震防災」が正式に停止され、19年5月から気象庁が「南海トラフ地震臨時情報」を出すことになった(やや詳しい経緯は、たとえば、石橋, 2018, 2026)。この流れのなかで、駿河湾地震に係る問題で忘れられたこともあるように思われる。本稿の最後に、それを含めて、筆者がいま南海トラフ巨大地震をどのように考えているかを簡単に述べておく(詳しくは、石橋, 2014)。

6.1 南海トラフ巨大地震の原動力

1983年に中村一明と小林洋二によって「東北日本北米プレート説」が提唱された。筆者はこれを踏襲しつつ、修正案的に「西南日本東進説」を唱え(石橋, 1984, 1986)、1995年阪神・淡路大

う要素もあったのではないだろうか。

駿河湾地震説では、筆者も、予知連をはじめとする大方の研究者も、図1のE領域を基本的にA～D領域と同じ性格のプレート沈み込み境界のセグメントと捉え、大地震空白域とみなした。しかしE領域は、上述のように、C+D領域が大規模に破壊して遠州ブロックが東進したときだけ、「最後のひと押し」が加わって破壊するのかもしれない。そうであれば、駿河湾地震は単独では起こらないと言えるのだろう。

実は筆者は、駿河湾地震説を着想した直後から相模湾側を含めた伊豆半島のテクトニクス（当時、異常隆起と群発地震が大きな問題だった）も考察し、駿河湾地震も含めたモデルを予知連や地震学会大会で報告していた（このモデルは後に南部フォッサマグナの多重衝突現象の検討を経て改変された；Ishibashi, 2004）。本稿では立ち入らないが、伊豆弧のプレート収束史の現在形を明らかにすることこそが、駿河トラフでのプレート間すべりの真相を理解する王道だろう。

6.3 瀬野の新説（安政型と宝永型）について

瀬野（2012）は、震源域をA～E領域に割り振る従来の考え方に疑問を呈し、南海トラフ地震には「安政型」と「宝永型」の2類型があるという考えを提唱した。前者（短周期地震波生成域〔sbと略称〕が駿河湾に入り熊野灘には存在しない）は1854、1498、1096、684年の地震で平均間隔は約400年、後者（sbが駿河湾に入らず熊野灘には存在する）は1944、1707、1361、887年の地震で平均間隔は約350年だという。そして、1944年と1854年のsbは相補的だから東海地震説の「Eが未破壊」は成り立たず、Eが破壊する東海地震（安政型）の発生は約200年先だとした。

しかし、石橋（2014、2015）が論じたように、この説は歴史地震の解釈に基本的な問題がある。図5に、南海トラフ歴史地震の発生履歴の筆者の最新結果を示す。根拠や文献は、1096年以外は石橋（2014）を参照されたい。1096年については、石橋（2016）の史料地震学的検討が妥当であり、通説の1099年南海地震はフェイクで、1096年がトラフ全域破壊型だったとしてよいと考える。

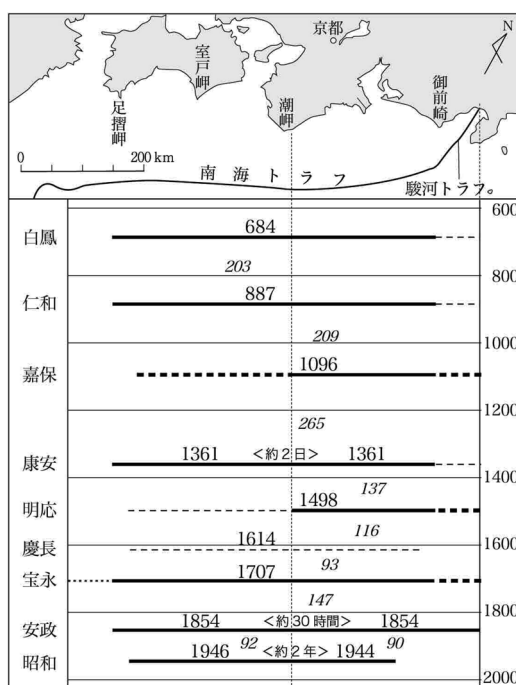


図5 南海トラフ歴史地震の発生履歴の最新研究結果。横棒線は震源域のトラフ走向方向の拡がり（深さ方向は不詳）；太実線は確実に考えられるもの、太破線は可能性が高いもの、細破線は可能性があるもの、点線は学説があるもの。立体数字は発生年、斜体数字は発生間隔（年）、<>内は続発ケースの時間差（3例とも東海地震が先）。石橋（2026）の図3を転載

図5にも表れているように、「安政型」のsbが熊野灘になかったという主張は、1854年の紀伊半島の震度分布や1498・1096年の京都の強震動・有感余震などから疑問である。「宝永型」に関しては、1707年の震源域が駿河湾にはなかったということが駿河湾地震説直後から言われたが、1854年ほど明瞭ではないとしても、ある程度の断層運動はあったと考えられる。887年と684年の地震を駿河湾に関して別タイプに分けることは、現段階の古地震学では無理である。

要するに、過去の南海トラフ地震を安政型と宝永型に2大別することはできないと思う。多様性が重視される今日では、1つ1つの断層運動（すべり分布）が少しずつ違うという認識のほうが重要だろう。なお、1944年と1854年の断層運動が

相補的で駿河湾地震の発生が近いとは言えない可能性は、石橋（1977）も指摘した。

6.4 駿河湾地震の単独発生を否定できない

6.2で述べたような状況があったとしても、地震が破壊現象である以上、限界歪に達すれば単独で発生することも否定できないだろう。それこそ、南海トラフ地震の多様性の一環としてありうることだと思われる。

1854年のE領域の破壊から172年になる。駿河湾地域の水平変動も御前崎の沈降も、現在も着実に進行している（国土地理院, 2026）。6.2のような検討を深めることが重要だが、同時に、油断せずにこの地域の変動を注視する必要がある。

6.5 南海トラフ地震臨時情報での見落とし

2019年5月31日から気象庁が「南海トラフ地震臨時情報」を出すことになり、24年8月8日に「臨時情報（巨大地震注意）」が初めて発表された。石橋（2026）に書いたことだが、前節に関連してこの仕組みには以下のような欠陥がある。

万一駿河湾地震が単独で発生した場合、それが M_w 8未満でもA~D領域でプレート間巨大地震が続発する可能性が高いと考えられるが、いまの仕組みでは M_w 8.0以上でないと「臨時情報（巨大地震警戒）」は発表されず、「臨時情報（巨大地震注意）」が出るだけである。つまり、南海トラフ巨大地震への直前の備えが不十分になる。

筆者はそもそも臨時情報の仕組み全体に批判的なのだが（石橋, 2026）、この問題は駿河湾地震が風化している1つの象徴のようにも思われる。

参考文献

安藤雅孝. 1973a. 南海トラフ歴史上の巨大地震の断層モデル. 昭和48年度地震学会春季大会講演予稿集, 69.
安藤雅孝. 1973b. 東海地方の巨大地震の可能性とそれに伴う地殻変動・津波・震度. 昭和48年度地震学会秋季大会講演予稿集, 140.
Ando, M. 1975a. Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects. *Tectonophysics*, **25**, 69–85. doi:10.1016/0040-1951(75)90011-6
Ando, M. 1975b. Source mechanisms and tectonic sig-

nificance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119–140. doi:10.1016/0040-1951(75)90102-X

安藤雅孝・深尾良夫（編著）. 1975. 東海沖地震. 61頁.
萩原尊禮. 1982. 地震学百年. 東京大学出版会, 233頁.
羽鳥徳太郎. 1976. 安政地震（1854年12月23日）における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26カ町村役場の地震報告から—. *地震研究所彙報*, **51**, 13–28. doi:10.15083/0000033231

石橋克彦. 1976. 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について—. 昭和51年度地震学会秋季大会講演予稿集, 30–34.

石橋克彦. 1977. 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾地震の可能性—. *地震予知連絡会会報*, **17**, 126–132.

石橋克彦. 1978a. 地震予知の実際の戦略と東海地震予知. *科学*, **48**, 529–536.

石橋克彦. 1978b. 地震予知の実際の戦略. (浅田 敏 編著). *地震予知の方法*. 東京大学出版会, 193–209.

Ishibashi, K. 1981. Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake Prediction: An International Review*, Maurice Ewing Ser. 4, edited by Simpson, D.W. and Richards, P.G. AGU, Washington, D.C., 297–332. doi:10.1029/ME004p0297

石橋克彦. 1984. 南部フォッサマグナ地域のプレート運動—日本海沈み込み説の適用—. *月刊地球*, **6**, 61–67.

石橋克彦. 1986. 東北日本北米プレート説と西南日本東進説. *月刊地球*, **8**, 762–767.

石橋克彦. 1994. 「地震予知計画」の解体・再編成—新しい「地震予知研究計画」と「地震災害軽減計画」の提案—. *地震予知研究シンポジウム（1994）*, 121–130.

石橋克彦. 1995a. 「アムールプレート東縁変動帯」における1995年兵庫県南部地震と広域地震活動（予報）. *地質ニュース*, 490号, 14–21.

石橋克彦. 1995b. 科学的“地震予知”をめざして—新しい“地震災害軽減計画”の提案. *科学*, **65**, 573–581.

石橋克彦. 1997a. 地震予知はできるか. 阪神・淡路大震災の教訓, 岩波ブックレット, 37–53.

石橋克彦. 1997b. 原発震災—破滅を避けるために. *科学*, **67**, 720–724.

Ishibashi, K. 2004. Seismotectonic modeling of the repeating M 7-class disastrous Odawara earthquake in the Izu collision zone, central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 843–858. doi:10.1186/BF03353091

石橋克彦. 2014. 南海トラフ巨大地震—歴史・科学・

- 社会. 岩波書店, 258 頁.
- 石橋克彦. 2015. 南海トラフ巨大地震の「安政型」と「宝永型」について. *日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集*, SSS28-01.
- 石橋克彦. 2016. 1099 年承德 (康和) 南海地震は実在せず, 1096 年嘉保 (永長) 地震が「南海トラフ全域破壊型」だった可能性—土佐地震記事を含む『兼仲卿記』紙背の官宣旨案の考察—. *歴史地震*, 31 号, 81-88.
- 石橋克彦. 2017. 大震法廃止・地震関連法一本化と, 発生予測の補助手段化を. *日本地震学会モノグラフ*, No. 5, 29-32.
- 石橋克彦. 2018. 「発生予測型」南海トラフ地震対策の問題点—地震列島の地震対策を考える. *科学*, 88, 359-371.
- 石橋克彦. 2026. 南海トラフ地震臨時情報を廃止し, 全国地震の備え強化を—2024 年 8 月の注意情報初発表を踏まえて—. *日本地震学会モノグラフ*, No. 8, 32-37.
- 地震予知連絡会 (編). 1979. 地震予知連絡会 10 年の歩み. 建設省国土地理院/日本測量協会, 262 頁.
- 金森博雄・安藤雅孝. 1973. 関東大地震の断層モデル. *関東大地震 50 周年論文集*, 東京大学地震研究所, 89-101.
- 川端信正. 2003. 大規模地震対策特別措置法制定当時の内部事情—地元の視点から見た大震法. *科学*, 73, 1044-1050.
- 気象庁地震課 (地震活動検測センター 関谷 博・徳永規一). 1974. 遠州灘周辺の地震活動について. *地震予知連絡会会報*, 11, 96-101.
- 国土地理院 (測地部・地殻活動調査室). 1974. 東海地方の上下変動 (2). *地震予知連絡会会報*, 11, 102-104.
- 国土地理院. 2026. 東海地方の地殻変動. *地震予知連絡会会報*, 115, 135-151.
- 松田時彦. 1975. 東海地震に関して—地形・地質学的データ—. (安藤雅孝・深尾良夫編著). *東海沖地震*, 15-17.
- 宮崎隆造 (編). 1971. 嘉永七年地震文献實録双. 31 頁.
- 茂木清夫. 1970. 水平変動の解釈について. *地震予知連絡会会報*, 2, 85-87.
- Mogi, K. 1970. Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (I). *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 48, 413-430. doi:10.15083/0000033317
- 力武常次. 1976. 地震予知論入門. 共立全書, 212 頁.
- Rikitake, T. 1977. Probability of a great earthquake to recur off the Pacific coast of central Japan. *Tectonophysics*, 42, T43-T51. doi:10.1016/0040-1951(77)90023-3
- 鷺谷 威. 2016. 1944 年東南海地震発生時の掛川異常隆起は本当か?. *地震ジャーナル*, 62, 13-25.
- 瀬野徹三. 2012. 南海トラフ巨大地震—その破壊の様態とシリーズについての新たな考え—. *地震* 2, 64, 97-116. doi:10.4294/zisin.64.97
- 杉村 新. 1972. 日本付近におけるプレートの境界. *科学*, 42, 192-202.
- 田村和子. 1987. 地震防災デスク・メモ. *地震ジャーナル*, 4, 66-69.
- 東京大学地震研究所 (編・発行). 1977. 安政元年 11 月 4 日東海沖地震に関する静岡県調査報告 明治 26 年. 20 頁+図 11 葉. <https://tsunami-dl.jp/document/118> (最終参照日: 2026 年 5 月 10 日)
- 宇津徳治. 1977. 東海沖の歴史上の大地震. *地震予知連絡会地域部会報告*, 1, 1-8.
- Utsu, T. 1977. Possibility of a great earthquake in the Tokai district, central Japan. *J. Phys. Earth*, 5 (Suppl.), S219-S230. doi:10.4294/jpe1952.25.Supplement_S219

石橋克彦

[いしばし かつひこ]

現職 神戸大学名誉教授, 理学博士

略歴 東京大学理学部卒業, 同 大学院理学系研究科博士課程単位取得退学, 東京大学理学部助手, 旧建設省建築研究所室長, 神戸大学教授を経て現職

研究分野 地震テクトニクス, 歴史地震学

著書 大地動乱の時代—地震学者は警告する— (岩波新書), 阪神・淡路大震災の教訓 (岩波ブックレット), 原発震災—警鐘の軌跡 (七つ森書館), 南海トラフ巨大地震—歴史・科学・社会 (岩波書店), リニア新幹線と南海トラフ巨大地震—「超広域大震災」にどう備えるか (集英社新書) など

東海地震説顛末記—メディアに見た“騒動”

『“明日起きても不思議でない” 駿河湾を震源に大地震が来る』そんな東海地震説が突然降って湧いたのは1976年8月だった。駿河湾を眼の前に暮らす静岡県民は、この報道を8月24日の新聞で知った。大ニュースだった。“明日起きても不思議でない”は強烈だ。過去、遠州灘で100数十年ごとにM8クラスの大地震が繰り返されて来たことを県民は知っていた。再来する地震は駿河湾を震源に含むという。当時東大助手だった石橋克彦氏が地震説を発表してからことは50年になる。地震説が出て、地元は懸命に防災対策に取り組んだ。住民も企業も必死だった。静岡の民放に勤めていた筆者は、地震説を機に地震専任記者になった。わたしの手元には、当時の新聞記事が「切り抜き帖」として保存されている。これを中心に東海地震説以降の防災対策を振り返る。

最初に、1976年8月以前の状況に触れておこう。静岡県では、以前から南海トラフ地震への関心が高かった。過去、宝永、安政、東南海と大地震を受けた静岡県は、M8クラスの地震が発生する可能性が高いとして「地震災害基礎調査」を実施した。

◆ 調査報告書によれば、清水・静岡・袋井など軟弱地盤地域で8割近くの家屋が倒壊の恐れ。沿岸にA級の津波が来る。(静岡新聞、1975.9.17)

静岡県ではこの頃から行政による防災啓発が始まった。遠州灘地震が予測されていると新聞は『迫る？遠州灘地震』の企画記事を連載した。

◆ 新幹線総局にはマル秘の「事故対策要綱」がある。新幹線が暴走すれば乗客を詰め込んだまま“巨大な人間ソーセージ”と化す。遺体収容の寺や負傷者収容施設をリストアップした。湾岸は津波に無防備。国道は車両火災が起きて“火薬庫”となる。避難先を決めている県民は5割弱。市町村は地震広報をほとんどしたことがない。(朝日新聞、1973.9~10)

1974年5月に伊豆半島沖地震が発生し南伊豆に被害が出た。

◆ 伊豆半島沖地震、南伊豆に被害。家屋全半壊374。山間部で山崩れ。(静岡新聞、1974.5.9)

そして2年後、1976年8月18日、M5.3の河津地震が発生。伊豆の地震活動が北上し、中伊豆では地盤の異常隆起、伊豆東部で群発地震が発生した。

◆ 地震後の観光客対策を急ぐ。県と市、観光業者が対策を協議。大災害時は海上輸送以外にない。(静岡新聞、毎日新聞、1974.12)

静岡県では、地震対策が最重要の課題となった。県民は、地震のことが頭から離れなくなった。そうした矢先に「石橋東海地震説」が出された。1976年8月24日、静岡新聞が石橋氏の東海地震説を大きく報道した。共同通信の“特ダネ”だった。

◆ 駿河湾に巨大地震を予測。若手研究者がショッキングな報告。前兆が伊豆の異常隆起や群発地震、他にも大地震を裏付けるデータがある。駿河トラフ西側のひずみが地震発生限界に達しつつあるとみられる。地震予知連でも地震発生可能性は十分ありという。研究報告は高い評価を得た。駿河湾が震源ならば陸地に近いので被害は一層大きくなる。予知連は、駿河湾西岸に観測網を延ばし巨大地震発生時期を突きとめることに全力を注ぐべきだ。萩原尊禮地震予知連会長談「無視できぬ。非常に興味ある研究だ。この仮説を無視出来る研究者はいない」(静岡新聞、中日新聞、1976.8.24)

東海地震説が出された翌週、石橋氏は沼津市で地震講演会に臨んだ。講演会は11月に清水市でも開かれた。

◆ 講演会は満員。「じっとしていても不安がつのる、話を聞きに来た。講演内容は納得出来たが、かえって怖くなった」と主婦。(静岡新聞、朝日新聞、1976.9.4、1976.10.15)

“東海地震説”は難しくてよく理解できないという県民も、ただし、伊豆半島の地震活動が怖い、やはり大地震は近いのか、不安が高まる。

当時、静岡県知事は山本敬三郎氏だった。山本知事は東海地震説を新聞で知った。それまで地震説はまったく知らなかった。ショックを受けたという。実は、山本氏は“災害と縁が深い人”だった。山本氏が知事選に当選したのは1974年7月。選挙開票の夜、静岡市は24時間連続雨量が508ミリという豪雨だった。洪水と山崩れが起きた。そのさなかに山本知事が誕生した。当選3日後、知事の初仕事は豪雨被災地の視察だった。豪雨の中に誕生した知事は、やがて東海地震対策に全力投球する運命となった。山本氏は知事3期をつとめて勇退した。引退後、わたしは廣井脩東大教授（災害情報）を誘って山本邸を訪問し、在職当時を回顧するインタビューを試みた。山本氏は6時間にわたり語った。

◆ 石橋くんは、地震は『あす起きてても不思議でない』といった。あの言葉には参った。東海地震対策を始めるべきか悩み抜いた。地震のことが頭から離れなかった、寝ずに考えた。静岡を地震から救うのは、わたしに課せられた課題だろうか。地震対策を施策の柱にすべきか。それには調査が必要だ。県職員3人を調査要員に指名した。“調査期限は半年間、県政で取り上げるべき課題かどうか調査すること”（山本氏回顧談・川端の録音メモ記録から）

山本知事への調査報告書は「東海地震対策を始めるべき」とあった。これを受けて山本知事の行動は早かった。まず地震対策班を設置。翌1977年、地震対策課ができた。山本知事は、まず予知観測の一元化を国に求めた。

◆ 関東知事会議に出席した山本知事は国への要望をまとめ提案した。観測機関を一元化する。情報は社会混乱を招かないよう留意し公表する。知事会議は10都県による連合支援体制づくりを進めることを決議した。（静岡新聞、1976.11.6）

山本知事は、大地震を迎え撃つ法律が必要だ

と考えた。大震法＝大規模地震対策特別措置法である。法律だけでは意味がない。財政的な仕組みが必要だ。のちに財特法＝地震財政特例法として整備された法律がそれ。法律の制定に向けて活動を開始した。

◆ 全国知事会に特別委員会を設置。今後、静岡県が中心になって巨大地震特別措置法の制定を働きかける。災害対策基本法では不十分だ。（静岡新聞、1977.6.21）

◆ わたしは国土庁審議官に面会したが、地震の法律制定には反対という。では直接話をつけよう。大平正芳幹事長を口説いた。次いで福田赳夫首相のもとへ。福田首相に「わたしは本気です」といった。福田首相は「そうか、それならいい」と答えた。財政的な裏打ちには竹下登大蔵大臣が難色を示した。そこで田中角栄氏を訪ねた。田中氏はわたしの目の前で電話した。「竹下くん、山本知事の頼みを聞いてくれ」（山本氏回顧談）

1980年、地震財特法が施行された。ついで、山本知事は地元経済界に働きかけた。

◆ 地震後の県民救済に資金が必要だ。静岡県内の企業に協力してもらおう。大企業に超過課税をお願いした。（山本氏回顧談）

地震対策で重要なのは住宅の耐震化。旧耐震基準の木造住宅を耐震補強することが必要だ。山本知事は東海地震で建物倒壊ゼロ「キャンペーン TOUKAI-0」を打ち出した。

静岡市の日本平動物園が動物の異常行動を捉えようと“特別監視”を始めた。

◆ ラクダやキジなど地震に敏感な動物の“特別監視”を続けることにした。異常発見の場合、県や市に通報するという全国に例のない地震予知体制。監視対象はクジャク、キジ、ラクダ、シマウマなど。異常発見の際、県へ通報する。（読売新聞、1976.11.2）

12都県市が集まって「東海地震連絡協議会」が発足した。

◆ 地震対策を一本化し広域応援体制をつくらうという連絡協議会が発足した。千葉、東京から三重までの自治体が国に対する要望を同一歩調で進め

る。また、10 都道府県議長会議が、地震予知体制の強化と地震対策への助成を、来年度予算に組み込むよう国に対し要望することにした。（静岡新聞、1976.11.13）

そうした折、地震予知連絡会が「ここ数年間、地震は大丈夫」と統一見解をまとめた。

◆ 今のところ地震が差し迫った兆候はない。萩原予知連会長談「今後 10 年から 20 年の間に起きる可能性が強いのではなかろうか」このニュースに静岡市の主婦は「風や雨でガタガタと戸が揺れると地震かなと怖かったが、ホッとしている」（静岡新聞、中日新聞、1976.11.30）

県民は「やがて地震は来るだろう。“執行猶予付き判決”のような心境だ」といった。静岡県内では、その後も高い防災意識が続いた。

地震対策を進める静岡県では公立高校入試に地震の問題が出るようになった。学習塾の講師は「地震の問題は 1 年置きに出題される傾向」と予測。その入試問題がこれ。

◆ 「静岡県では、近い将来に東海地震が起きると心配されている。東海地震が駿河湾の海底を震源として起きた場合、阪神淡路大震災では問題にならなかった大きな災害が予想される。それはどのような災害か」（1997 年、静岡県公立高校入試）

正答は「津波」。地震波のグラフがあって震源を求める問題もでた。

1978 年 1 月、伊豆大島近海地震が発生し大

きな被害となった。地震予知連絡会は「今後、余震に注意」の見解を発表した。この発表が静岡県に届いたのは地震 3 日後だった。山本知事は「地震が起きると山崩れが心配」と、静岡県の名で「余震情報」を発表した。ところが、この情報が静岡県内に大きな混乱を引き起こすことになった。

◆ 伊豆で住民が一斉に避難。情報がデマに発展した。静岡や浜松でも混乱が起きた。「余震情報」の発表文に「今後 M6 が…」とあったが PM6（午後 6 時）と間違っ て解釈された。また、文面に「伊豆南部及び中部」とあった。「伊豆中部」とすべきところを単に「中部」と書いたので「静岡県中部に地震が来る」と誤って捉えられた。情報の出し方がまずかった。今後はファックスを設置し、電話など音声伝達でなく文字で伝える方が確実だ。（静岡新聞、朝日新聞、毎日新聞、読売新聞、中日新聞、1978.1.19）

「余震情報」は災害情報のあり方に大きな教訓を残した。そして大地震を迎え撃つ体制の必要性が強調されたのだった。

このように試行錯誤を繰り返して歩んだ 50 年間、幸い駿河湾を震源とする大地震は、きょうまで発生しなかった。しかし「地震に強い静岡県づくり」は着々と進み、防災の人材が多数育った。

（川端信正：元静岡放送）

南海トラフ地震への防災対応の新たな展開

福和伸夫

1. はじめに

2025年3月に、南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループから、2年間の検討結果をまとめた報告書が公表され（中央防災会議、2025a）、12年ぶりに被害想定が見直された。また、6月には、防災庁設置準備アドバイザー会議から、防災庁設置に関する報告書が示された（内閣官房、2025）。さらに、7月に新たな南海トラフ地震防災対策推進基本計画が発表された（中央防災会議、2025b）。12月には首都直下地震に対する新たな被害想定結果も示され、年末には防災立国の推進に向けた基本方針が閣議決定され、26年中の防災庁設置の方針が示された。26年は、まさに日本の防災のあり方を見直す年に当たる。

南海トラフ沿いでは、過去から、100～200年程度の間隔で、巨大地震が繰り返し発生してきた。図1は有史以来の南海トラフ地震の発生履歴とその前後の歴史変化を対比したものである。図のように、南海トラフ地震の起き方は多様で、地震の規模や再来期間に幅がある。西日本広域を強震と巨大津波が襲うため、被害は甚大であり、前後に内陸の地震活動も活発化し、富士山噴火や風水害、感染症が重なることもある。社会への影響が甚大なため、多くの場合、日本の歴史の転換期と重なっている。寺田寅彦が『災難雑考』（1935年7月）に「理屈はぬきにして古今東西を通ずる歴史という歴史がほとんどあらゆる災難の歴史であるという事実」と記したことを思い出したい。

すでに昭和東南海地震・南海地震から約80年が経過しており、被害の甚大さや対策に必要な期間を考えると、対策検討を本格化させる必要がある。2025年能登半島地震でも明らかになったように、地震対策の現状は十分とは言えない。

そこで本稿では、新たな被害想定結果や推進基本計画、防災庁の設置準備などを踏まえ、今後の防災対策の方向性について考えてみたい。

2. 南海トラフ地震対策の変遷

2.1 大規模地震防災対策特別措置法

政府の南海トラフ地震対策は、1976年の石橋克彦博士による「駿河湾地震説（東海地震説）」の発表に遡る。発表前後に、静岡県で1974年伊豆半島沖地震、1978年伊豆大島近海地震が起き、1975年には中国の海城地震で地震予知成功が喧伝されてもいた。このため、1976年に地震予知推進本部が、1977年に東海地域判定会が設置され、1978年には東海地震の直前予知を前提にした「大規模地震対策特別措置法（大震法）」が制定された。大震法を受け、1979年には地震防災対策強化地域判定会が気象庁に設置され、警戒宣言発令の仕組みが整えられた。

2.2 地震防災対策特別措置法と長期評価

1995年に兵庫県南部地震が発生し、地震予知に対するさまざまな議論があり、防災対策を主眼に置いた「地震防災対策特別措置法」が制定された。法に基づき、地震調査研究推進本部（地震本部）が新設され、観測体制の整備や活断層調査、堆積平野地下構造調査、地震発生の長期評価、地震動予測地図の策定などが推進された。東南海地震と南海地震に関する長期評価も行われ、2001年9月に「南海トラフの地震活動の長期評価」（第一版）として評価結果が公表された。時間予測モデルに基づいた評価で、30年間の地震発生確率は、東南海地震50%程度、南海地震40%程度と評価された。

その後、時間経過とともに、確率が増大し、13年には東南海地震は70～80%まで増加した。同

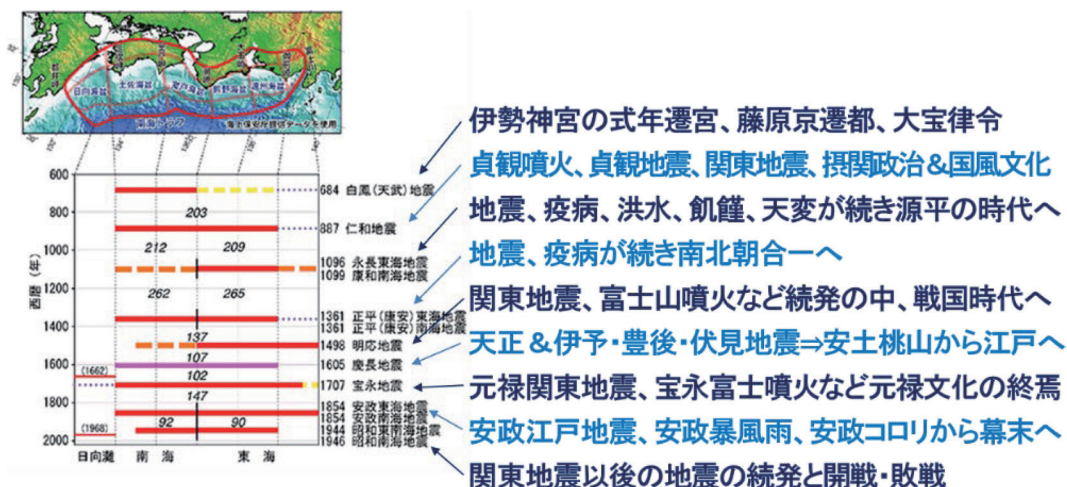


図 1 南海トラフ地震の発生履歴と前後の歴史の変化

年には、東北地方太平洋沖地震の発生を受け、「南海トラフの地震活動の長期評価」(第二版)が公表された。南海トラフ地震の震源域全体に対しての評価に変更され、確率は60~70%となり、25年には80%程度まで増加した。しかし、同年9月に、「南海トラフの地震活動の長期評価」(第二版一部改訂)(地震調査研究推進本部, 2025)が公表されることになり、すべり量依存BPTモデル(地震調査研究推進本部, 2001)による確率は60~90%程度以上、BPTモデルによる評価は20~50%とされた。地震防災に携わる立場からは、確率評価の数字に惑わされることなく、国難ともいえる甚大な災害被害を軽減するために、全力を尽くす必要があると感じる。

2.3 中央防災会議の専門調査会

2001年の中央省庁再編によって内閣府が新設され、中央防災会議が国土庁から内閣府に移管された。これを契機に、「東海地震に関する専門調査会」で東海地震の震源域の見直しが行われた。さらに「東海地震対策専門調査会」で地震防災対策が検討され、2003年に東海地震対策大綱がまとめられた。東南海・南海地震についても、「東南海・南海地震等に関する専門調査会」で検討が行われ、2002年に「東南海・南海地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法(東南海・南海地震特措法)」が制定され、2003年に東南海・

南海地震対策大綱がまとめられた。この時点では、切迫性の違いから東海地震と東南海・南海地震は別々に起きるとされ、10年以内に東海地震が単独発生しなかった場合には、改めて東海・東南海・南海地震の大連動を考慮することになった。

想定東海地震の震源域が西側に広がり、地震防災対策強化地域が拡大されたため、政令市・名古屋市も強化地域に算入された。警戒宣言発令時の帰宅困難が問題となり、東海地震予知情報に加え、東海地震注意情報が新設された。想定された被害は、最大、建物被害(全壊棟数)が約26万棟、人的被害(死者数)が約9,400人である。

一方、東南海・南海地震については、震源域が海底下に広がるため、地震予知は困難とされ、耐震化などの事前防災対策を重視することになった。想定地震は、想定東海地震の震源域を除いたエリアで、予想された被害は、最大、建物全壊棟数が約36万棟、死者数が約18,000人である。

2.4 緊急地震速報の導入

兵庫県南部地震後、地震早期警報システムの必要性が指摘され、2002年に気象庁に「ナウキャスト地震情報検討委員会」が、2003年に内閣府に「ナウキャスト地震情報の実用化に関する検討委員会」が設置された。2004年から試験運用が始まり、2007年10月1日から緊急地震速報の本運用が始まった。当初は周知が不十分だったが、

被害地震を経験する中、携帯電話での情報入手が可能になり、周知が進んだ。2023年2月1日には、長周期地震動階級も緊急地震速報の対象に追加されることになり、震源から離れた場所の中高層建物のエレベーター閉じ込め対策が可能になった。

2.5 最大クラスの南海トラフ地震対策

東海地震、東南海・南海地震に関する検討から10年が経過し、東海・東南海・南海の連動地震の検討に着手しようとした矢先に、2011年東北地方太平洋沖地震が発生した。M9.0という超巨大地震により、巨大津波などの甚大な被害を受け、中央防災会議に「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」が設置され、検証が行われた。この中で、想定外を避けるには最大クラスの地震の想定が必要だとの判断が示された。

その後、「南海トラフの巨大地震モデル検討会」において、M9クラスの震源モデルが策定され、12年には「南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ」が設置され、被害予測と対策検討が行われた。想定被害は、最悪、直接死32.3万人、全壊焼失家屋238.6万棟、経済被害214.2兆円と、10年前の想定被害とはオーダーが異なる大きなものになった。13年には東南海・南海地震特措法が「南海トラフ地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法（南海トラフ地震特措法）」に改訂された。さらに「南海トラフ地震防災対策推進基本計画（推進基本計画）」が策定され、10年間で死者8割減、全壊・焼失家屋5割減の減災目標が定められた。

2.6 長周期地震動対策

東北地方太平洋沖地震において、震源域から離れた東京や大阪の超高層建物が強く揺れた。このため、気象庁において、2011年に「長周期地震動に関する情報のあり方検討会」が、2012年からは「長周期地震動に関する情報検討会」が設置され、長周期地震動の情報提供に関する検討が行われた。その結果、長周期地震動階級が新設され、2013年3月28日から「長周期地震動に関する観測情報」の提供が試行され、2019年3月19日より本運用に移行した。

内閣府防災においても、「南海トラフの巨大地震モデル検討会」において、長周期地震動の策定が進められ、2015年に予測結果が公表された。ただし、想定された地震は最大クラスの地震ではなく、周期範囲も2~10秒に限定されている。内閣府の検討を受け、国土交通省は、2016年6月に「超高層建築物等における南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動への対策について」を公表し、南海トラフ地震の被災地域における高層建物の長周期地震動対策を強化した。

2.7 南海トラフ地震臨時情報の導入

南海トラフ地震対策の検討の中では、大震法が前提とする直前予知のあり方の議論はされなかった。このため、2016年に「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ」が設置され、傘下の「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会」において、直前予知の可能性が再検討された。その結果、2017年に「大震法が前提としている確度の高い地震の予測はできないのが実情」との判断が示された。一方、最新の科学的知見を防災対応に活かすことが必要との判断も加えられた。これを受け、2018年に「南海トラフ沿いの異常な現象への防災対応検討ワーキンググループ」が設置され、南海トラフ地震臨時情報の枠組みが検討された。この検討に基づき、2019年5月から南海トラフ地震臨時情報の提供が始まった。また、臨時情報の活用のための「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」も公表された。しかし、運用開始後に広がった新型コロナ禍の影響もあり、国民への周知を十分に行うことができなかった。

2.8 南海トラフ地震対策の見直しと能登半島地震・日向灘の地震

南海トラフ地震防災対策推進基本計画の策定から10年が経過したことから、2023年に「南海トラフ巨大地震モデル・被害想定手法検討会」と「南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ」が設置され、被害想定の見直し並びに対策方針の再検討が始まった。報告書をまとめつつあった2024年元日に能登半島地震が、8月8日に日

向灘の地震が起きた。このため、2つの地震の検証を踏まえた検討が行われ、予定から1年遅れて25年3月に報告書がまとめられた。さらに、7月には、この報告に基づいた推進基本計画が公表された。

能登半島地震では、最大震度7の強震と猶予の無い津波が奥能登を襲い、228人の直接死と2人の行方不明者、495人の関連死（26年3月時点）を出した。能登は将来の日本社会の高齢化の縮図とも言え、南海トラフ地震でも同様の被災地を多く抱える。地震後、「令和6年能登半島地震を踏まえた災害対応検討ワーキンググループ」が設置され、災害対応の検証を行った。主な教訓は、①元日の発生による災害対応の遅滞、②高齢化した過疎地での古い木造家屋の倒壊、③軟弱地盤に建つ建物の沈下・傾斜、④交通・通信途絶と情報収集・救援救助の遅滞、⑤直接死を大きく上回る関連死の発生、⑥復旧の遅れに伴う住民の流出、⑦国・県・市町村、部局間、官民の連携不足、などである。

一方、日向灘の地震では、南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）が初めて発表された。周知が不十分な中、馴染みのない情報への戸惑いもあり、特急列車の運行停止や海水浴場の閉鎖など、過度な対応も認められた。一方で、マスメディアの丁寧な情報提供もあり、南海トラフ地震や臨時情報の周知が進んだ。その成果もあり、25年1月13日の臨時情報（調査中、調査終了）や12月8日の青森県東方沖の地震での北海道・三陸沖後発地震注意情報では比較的冷静な対応が行われたと感じる。

3. 南海トラフ地震の被害想定の見直し

3.1 主な被害想定結果

2025年に公表されたワーキンググループの報告と推進基本計画について、その概要を記す。対象地震は前回想定と同様であり、最新の地形データや地盤データを利用して、震度、液状化、津波高などが推定された。震度6弱以上または津波高3m以上となる市町村は、31都府県の764市町村

に及び、その面積は国土の約3割、人口は総人口の約5割を占める。

最悪ケースの被害をまとめた結果を表1に一覧する。死者（直接死）は、最大29.8万人（津波からの早期避難率が20%）で、内訳は建物倒壊と地震火災が8.2万人、津波が21.5万人である。全壊焼失家屋は235.0万棟で、うち揺れと地震火災が204.6万棟を占める。直接死の抑制には早期津波避難と家屋の耐震化が、家屋被害の軽減には耐震化と危険地から高台などへの居住誘導、木密地域の解消が鍵を握る。また、表1には含まれていないが、災害関連死が初めて推定された。過去の地震での避難者と関連死者数との相関に基づいて5.2万人と算出されたが、2016年熊本地震や24年能登半島地震と比べると過小でもある。ライフラインの長期停止や千万人を超える避難者数など、社会機能の停止と生活環境の悪化を考えると、更なる増大も懸念される。津波からの早期避難者も、住まいを失えば関連死の候補にもなるなど、関連死の推定には課題も多い。

住家被害は全半壊を合わせ約500万棟に及ぶ。これはわが国の年間住宅着工戸数の6年分を超える。被災地のライフラインはほとんど停止し、食料と飲料水の不足も著しい。経済被害も定量化できるものだけで300兆円弱であり、国際競争力の低下や事業所の国外流出を考えると、被害はさらに膨れ上がる。

南海トラフ地震の被害は、被災地域が超広域のため、被害形態は多岐にわたる。大都市の中心市街地では長周期地震動による超高層建物の揺れや、商業施設やエレベーターの被害が予想される。沿岸部の工業地帯では港湾、エネルギー施設、工場の被災によるライフラインやサプライチェーンの寸断、これらに伴う地域経済や生活の復旧の停滞が懸念される。中山間地域や半島・離島などは孤立し、影響が長期化する。さらに産業のサプライチェーン寸断は被災地外の主要産業にも影響する。

震源域内で複数の地震が時間をおいて発生する場合には、後発地震への備えによって被害状況は大きく異なる。先発地震によって津波避難意識が

表 1 南海トラフ巨大地震による被害想定結果の概要

死者数	約 17.7 万人～29.8 万人	食糧不足（3 日間）	最大約 1,990 万食
建物倒壊	約 7.3 万人	飲料水不足（同）	約 4,370 万リットル
津波	約 9.4 万人～21.5 万人	毛布不足数	約 620 万枚
地震火災	約 0.9 万人	医療対応力不足	約 37.8 万人
負傷者数	約 95.2 万人	電力停電軒数	最大約 2,950 万軒
要救助者数	約 38.0 万人	都市ガス供給停止	最大約 175 万戸
全壊焼失棟数	約 235.0 万棟	上水道断水	最大約 3,690 万人
揺れ	約 127.9 万棟	下水道支障	最大約 3,570 万人
津波	約 18.8 万棟	情報通信不通	最大約 1,310 万回線
地震火災	約 76.7 万棟	道路被害箇所数	約 4.32 万箇所
半壊焼失棟数	約 278.9 万棟	鉄道被害箇所数	約 1.87 万箇所
揺れ	約 197.4 万棟	防波堤被災延長	約 166 キロメートル
液状化	約 52.8 万棟	資産等の被害	約 224.9 兆円
津波	約 27.4 万棟	経済活動への影響	約 67.4 兆円
エレベータ閉じこめ	約 2.1 万人	生産・サービス低下	約 45.4 兆円
避難者数	最大約 1,230 万人	交通寸断	約 22.0 兆円
うち要配慮者	約 171.5 万人	その他	不明

向上すれば、後発地震時の津波による死者は減少し、南海トラフ地震臨時情報を活用すれば、さらに被害は軽減できる。一方で、建物被害に関しては、先発地震による構造的な損傷が修繕されないまま後発地震が発生すると、揺れによる被害が増大する。また、先発地震によって甚大な被害を出せば、国際社会は再度発生する地震被害を懸念し、日本に対する信頼を失い、為替相場や株価に大きな影響が出る恐れもある。

残念ながら今回公表された被害は、表 2 に示すように、12 年前に行われた被害想定結果と大差がない。死者は 8%、建物被害は 2% 弱しか減少しておらず、10 年間で死者 8 割減、全壊・焼失家屋 5 割減という減災目標を大きく下回った。避難者数や経済被害は数割以上も増加している。主たる原因は、民間の対策不足にある。行政主体で対策が可能な公共施設の耐震化や社会インフラの老朽化対策は、国土強靱化施策などにより進展したが、住宅や産業施設の耐震化、住民の津波避難意識の向上が十分に認められなかった。このよう

な状況がこれからも続けば、災害対応力を遥かに超える被害となり、負の連鎖が働き、わが国は回復不可能な事態となる恐れがある。

防災立国を標榜し、危機を事前に予測して減災目標を立てていたにも関わらず、国民の努力不足で甚大な被害を出し、国際社会に迷惑をかけたとしたら、世界は日本をどのように見るだろうか。住宅の耐震化や高台移転、早期津波避難などの事前対策を徹底するしかない。かつての日本人が持っていた災害文化を取り戻し、自らの命は自ら守り、普段通りの暮らしや生業を続けることが当たり前の社会になる必要がある。

南海トラフ地震では、超広域かつ甚大な被害が発生するため、人的・物的リソースが大きく不足し、行政のみによる対応には限界がある。あらゆる主体が総力で災害に臨むしかない。このため、報告書では、防災の主役である国民一人ひとりと事業者等が主体性を持ち、行政と共に災害に立ち向かい、地域社会全体で地域の安全を獲得していくことの必要性を訴えている。

表 2 前回の被害想定結果との比較

		H24被害想定	R7被害想定
死者数		約20.9万人～ 約32.3万人 (早期避難意識70%) (早期避難意識20%) ※地震動：陸側、津波ケース①、冬・深夜、風速8m/s	約17.7万人～ 約29.8万人 (早期避難意識70%) (早期避難意識20%) ※地震動：陸側、津波ケース①、冬・深夜、風速8m/s
	建物倒壊	約8.2万人	約7.3万人
	津波	約11.7万人～約23.0万人 (早期避難意識70%) (早期避難意識20%)	約9.4万人～ 約21.5万人 (早期避難意識70%) (早期避難意識20%)
	地震火災	約1.0万人	約0.9万人
全壊焼失棟数		約238.6万棟 ※地震動：陸側、津波ケース①、冬・夕方、風速8m/s	約235.0万棟 ※地震動：陸側、津波ケース①、冬・夕方、風速8m/s
	揺れ	約134.6万棟	約127.9万棟
	津波	約15.4万棟	約18.8万棟
	地震火災	約74.6万棟	約76.7万棟
電力（停電軒数）		最大 約2,710万軒	最大 約2,950万軒
情報通信（不通回線数）		最大 約930万回線	最大 約1,310万回線
避難者数		最大 約950万人	最大 約1,230万人
食糧不足（3日間）		最大 約3,200万食	最大 約1,990万食
資産等の被害		約169.5兆円	約224.9兆円
経済活動への影響（交通寸断を含む）		約67.7兆円	約67.4兆円

これを進めるには、おのおのの立場で、当事者意識を持つ必要がある。そこで、被害様相の横断的整理を行い、9種類の時系列シナリオを用意した（中央防災会議、2025c）。主体別の整理としては、身の周りで起こることとして「誰にでも起こり得ること」「旅行者・外国人」「企業」を、地方公共団体を取り巻く様相として「被災自治体、応援自治体」を準備した。また、地域の特徴に応じた場面整理として、「大都市の中心市街地」「海拔ゼロメートル地帯」「沿岸部の工業地帯」「中山間地域、半島・離島等」「被災地内・外の主要産業への影響」の5つを描いた。

3.2 今後の対策と推進基本計画

ワーキンググループ報告書を受けて7月に新たな推進基本計画が公表された。計画では、国、地方公共団体、地域住民等、さまざまな主体が連携をとって、計画的かつ速やかに13個の防災対策に取り組むことを掲げている。①「命を守る」対策と「命をつなぐ」対策の重点化、②地震動（強い揺れ）及び火災に伴う被害への対応、③巨大な津波に伴う被害への対応、④超広域かつ多分野にわたる被害への対応、⑤災害関連死防止のための避難者の生活環境整備等の被災者支援、⑥国内外の社会・経済に及ぼす影響への対応、⑦時間差をおいて発生する地震への対策等の推進、

⑧複数の災害等への同時対応（複合災害対策）、⑨主体的に防災対策に取り組む社会の醸成、⑩訓練等を通じた実効性のある対策の推進、⑪防災・減災に関する調査研究・技術開発の推進、⑫総力を結集した対策を推進するための多様な主体との連携強化、⑬地震防災対策の進捗や効果の定期的かつ継続的な把握、である。新たに、①の「命をつなぐ」、④、⑤、⑦、⑧、⑨、⑫、⑬の8項目が加わった。

3.3 建物の耐震化対策

被害軽減の基本は、脆弱性（Vulnerability）を改善する耐震化と強靱化、危険（Hazard）を避ける立地適正化、曝露量（Exposure）を減らす一極集中の是正の3つである。中でも建物の耐震化が最重要である。もともと、政府は2005年までに耐震化率90%を目標にしていたが、25年時点ですら90%程度となり、達成には20年も遅れている。耐震化率は、5年ごとに公表される住宅土地統計調査に基づいて推定される全国平均で、空き家は除外され、棟数ではなく戸数ベースで評価されている。このため、大都市の影響が大きい。算定に当たっては、旧耐震基準の住宅のうち、戸建住宅は約3割、集合住宅は約7割が耐震性を有すると仮定されているが、この点には疑問が残る。過疎地域の実情は、耐震化率が50%前

後だった奥能登と変わらないと思われる。

図2は、住宅土地統計調査に基づく人口1万5千人以下の町村を除いた市町村の新耐震住宅比率を、図3は、愛知県の現在と平成の大合併前の市町村の新耐震木造戸建住宅比率を比較している。孤立可能性の高い合併町村の耐震化の遅れが目立つ。また、中心市街地の名古屋市の中心に位置する中区の状況も好ましくない。とくに津波来襲地域では、耐震化は早期避難の前提であることを忘れてはいけない。

そもそも現行の耐震基準は、建築基準法第1条にあるように最低基準でしかない。小規模な木造戸建住宅と一般の建築物とでは耐震設計の仕方が異なっている。前者では、構造計算は不要で、過去の被害地震に基づいて定められた壁量を確保すればよい。基準は1981年と2000年に改訂されており、熊本地震や能登半島地震では、2000年以降の家屋被害は微少に留まっている。一方、超高層建物や免震建物を除く一般の建築物では、静的な構造計算に基づく設計が行われており、中小地震動に対しては無損傷、大地震動に対しては空間確保を確認する2段階設計が行われている。一度の地震に対して命を守ることが基本で、複数回の地震は想定しておらず、大地震動に対しては構造

的損傷を許容している。構造形式は壁式構造とラーメン構造に大別され、強度型設計の壁式構造に比べ、靱性型設計のラーメン構造では、大地震後の生活や事業の継続は難しい。熊本地震で6市町の庁舎が被災したことを受け、国土交通省は2021年に大地震時の建物変形の抑制を課す通達を出しているが、地方自治体の建築担当者への周知は十分ではないようである。

耐震設計では、一般に、地盤の硬軟、建物の硬軟・高さにかかわらず、建物の平均応答加速度が同等だと考えている。本来、地盤・建物条件によって揺れは異なるので、揺れやすい地盤・建物は、構造的被害を受けやすい。阪神・淡路大震災などでも建物階数による被害率の差が明確に認められている。

軟弱地盤の建物では、杭基礎が多用されるが、杭の主目的は重さを支える沈下対策にある。2001年に中小地震動に対する耐震設計が義務化されたが、大地震動の検討は免除されている。能登半島地震では、輪島市の中心市街地で多数の建築物の沈下・傾斜被害が認められており、軟弱地盤が広がる大都市での建物被害が心配される。

耐震補強も遅滞している。第一次緊急輸送道路などについては、道路を塞ぐ恐れのある旧耐震基準の沿道建物の耐震診断が義務付けられているが、現状、17都府県しか公表されていない。東

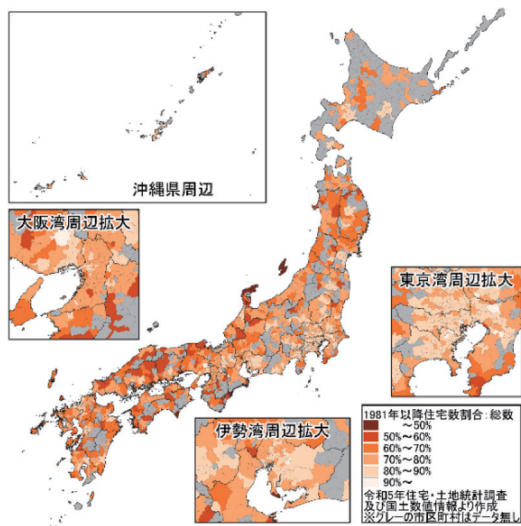


図2 15,000人以下の町村を除く市町村の新耐震住宅数割合

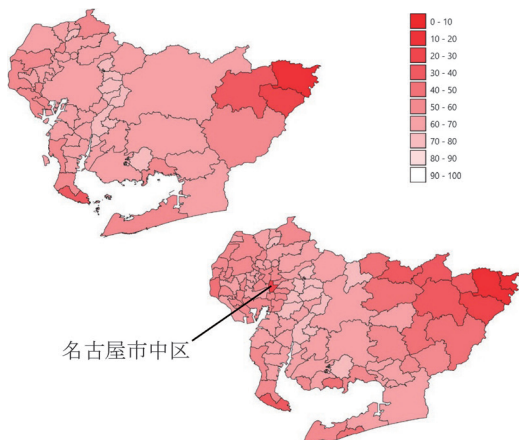


図3 愛知県の現（上）・旧（下）市町村の木造戸建住宅の新耐震比率

京都は4千棟を超える建物のうち約半数の安全性が確認されているが、東京都以外の府県では、2～3割に留まっており、緊急車両の利用ができない恐れがある。

一般に、広くて便利で設備が整った見栄えの良い低価格な建物が好まれる。このため、法基準ギリギリの設計が行われることは否めず、設計想定を超える揺れに対する安全裕度を科学技術が減じている側面もある。地震後も住み続けられる高耐震化が必要である。ローマ時代の建築家・ウィトルウィウスは、建築十書の中で建築の三要素として「強・用・美」を挙げ、「強なくして用なし、用なくして美なし、美なくして建築ではない」と述べた。強の大切さを肝に銘じたい。

被災家屋は、被害認定に基づいて罹災証明を発行するが、残念ながら南海トラフ地震では担当職員が全く足りない。罹災証明がなければ仮設住宅への入居はできず、支援金も受け取れない。仮設住宅建設には時間と人手、資機材、費用がかかる。能登では仮設住宅1軒に約2千万円、公費解体に数百万円、災害公営住宅に約5千万円が費やされたと聞く。さらに、生活再建支援金や地震保険に関わる費用も必要となる。数百万円で可能な耐震補強と比べ、遥かに高額であり、国民の半数が被災する南海トラフ地震では、対処不可能である。また、例えば財政措置されたとしても、建設業者や資機材は圧倒的に不足する。抜本的な耐震化しか道はない。

超高層建物や大型石油タンクの長周期地震動対策も気にかかる。1964年新潟地震、2003年十勝沖地震では大型石油タンクが炎上し、東北地方太平洋沖地震では、震源から遠く離れた東京や大阪の超高層建物が大きく揺れた。巨大地震では減衰しにくい長周期の揺れが放出され、長周期で揺れやすい大規模堆積平野上の超高層建物を襲う。超高層建物も、強い揺れに対しては損傷を許容した設計をしており、技術者の不足から、継続使用の是非の判断には時間を要する。長期間利用できなければ影響は甚大である。首都圏などの超高層建物や大型石油タンクの対策を急ぎたい。

4. 地震防災を取り巻く周辺状況

4.1 国土形成計画と国土強靱化基本計画

2023年に第三次国土形成計画（全国計画）がまとめられ、目指す国土の姿として、①デジタル＆リアル融合による活力ある国土づくり、②巨大災害・気象災害・緊迫化する国際情勢に対応する安全・安心な国土づくり、③世界に誇る美しい自然と多彩な文化を育む個性豊かな国土づくり、が掲げられた。これを実現するために、デジタルを徹底活用して場所や時間の制約を克服した国土構造への転換を図ると共に、東京一極集中の是正や、国土の多様性・持続性・強靱性の向上を実現することが謳われている。

地震防災の観点では、安全・安心な国土づくり、東京一極集中の是正や自律・分散型国土による同時被災の軽減など、関係する項目が多くある。また、都市部から地方への人の流れを創出・拡大するために二地域居住促進法が制定されたり、半島振興法に半島防災の観点が加えられたりもしている。

国土形成計画と相補的な関係にある国土強靱化基本計画も23年に見直された。基本的方針の5本柱として掲げられたのは、①国民の生命と財産を守る防災インフラ、②経済発展の基盤となる交通・通信・エネルギーなどライフラインの強靱化、③デジタル等新技術の活用による国土強靱化施策の高度化、④災害時における事業継続性確保をはじめとした官民連携強化、⑤地域における防災力の一層の強化、である。国土形成計画と同様、デジタルと地域が重視されている。2025年には、国土強靱化中期計画が策定されており、今後5年間で20兆円を超える国費が投じられる予定である。

4.2 船舶を活用した医療

関連死を防ぐには、保健・医療・福祉の継続が欠かせない。大地震後には、病院などの医療施設の損壊や、交通やライフラインの途絶、医療サプライチェーンの破綻などによって、医療の事業継続が困難になる。大阪や名古屋周辺のゼロメートル

ル地帯では、災害拠点病院の長期湛水の懸念もある。DMAT（災害派遣医療チーム）による被災地支援の枠組みはあるが、南海トラフ地震では医療資源が圧倒的に不足する。陸上の医療継続のための事前対策が基本であるが、最悪の事態に備え、船の活用が議論されている。2021年に「災害時等船舶活用医療提供体制整備推進法」が制定され、2025年にカーフェリーの活用を前提にした運用マニュアルが整備され、2026年1月から本格運用が始まった。船の手配、出港準備や入港手続き、医療人材の招集や資機材の調達、移動時間などを考えると、急性期の医療への活用は難しいが、ライフラインの自立性や広いスペース、運搬能力を生かして、救護船や脱出船として活用することが期待されている。

4.3 防災庁設置に向けた動き

わが国では、内閣府の防災担当が、他省庁や地方自治体と協調しながら、災害対応の調整をしている。しかし、南海トラフ地震などの国難級災害に対処するには、防災体制が不十分との認識が広がった。このため、2024年11月に内閣官房に防災庁設置準備室が開設され、12月に開催された防災立国関係閣僚会議で、防災立国の構築が重要施策に掲げられ、「防災庁」の設置を目指すことが表明された。これを受け、2025年1月に「防災庁設置準備アドバイザー会議」が設置され、6月に報告書がまとめられた。この間、4月には内閣府防災の人員と予算が倍増し、7月に防災監が新設された。さらに、12月に「防災立国の推進に向けた基本方針」が閣議決定された。2026年中には、専任の大臣を置く防災庁が内閣直下に設置される見込みである。防災庁は、尊重義務を伴う各府省庁への勧告権等を有し、徹底した事前防災、発災時から復旧・復興までの一貫した災害対応の司令塔を担う4局からなる組織になる予定である。

戦後80年、災害関連法案の整備や防災対応の拡充が行われてきたが、施策が細分化・複雑化し、防災行政の全体像の把握が困難になってきた。また、防災担当職員の質・量の不足も著しい。社会の側も、少子高齢化や、人口の過疎・過密の

2極化、過度な効率化に伴うゆとりの欠如や相互依存、インフラやライフラインの老朽化、社会基盤サービスの縮小など、自助・共助力が落ちていく。一方で、デジタル技術の防災分野への活用が期待されるようになった。

国難級の災害に対しても社会機能を維持し、災害対応が的確にできるよう、社会に力が残っているうちに、防災の在り方を見直す必要がある。防災対策の基本は、災害対応力の強化と被害の軽減にある。しかし、国難級災害では対応力が圧倒的に不足する。このため、社会の総力を結集するとともに、対応の優先順位をつける必要がある。

国民・産業界が自ら主体的に事前対策に取り組み被害を軽減すれば、被災者が支援者になることができる。さらに、部分最適化が進む縦割りの現状を改善し、横断をさして全体最適化を図る共助の仕組みが必要である。災害を克服する方策を産業化すれば、弱みを強みに変えることもできる。これにより、防災立国を実現し、国内外にその恩恵を広げれば、世界の災害被害軽減にも貢献できる。

防災庁では、防災業務の企画立案機能を飛躍的に高め、平時から備えを推進できるよう、「本気の事前防災」に取り組むとともに、「平時から災害発生後までの司令塔機能」を強化することが望まれている。事前の備えが何より重要であり、これまで幾度となく経験した災害に対しては、死者をゼロにするとともに、被災者の尊厳を守り切ることを目指す。一方、国難級の巨大災害に対しては、従来の枠組みにとらわれることなく、新たな防災戦略・戦術を構築し、人命に加え国家や社会の機能を守り切る必要がある。この実現のため、防災の現状を俯瞰し、産官学民の力をつなぎ、わが国に相応しい防災のあり方を中長期的に構想・実現し、「国民の命と暮らしを守り抜く」ことを目指している。そのために、（ア）防災に関する基本的政策・国家戦略の立案の司令塔、（イ）平時における徹底的な「事前防災」の推進・加速の司令塔、（ウ）発災時から復旧・復興までの災害対応の司令塔、の3つの機能を実現する。

具体的には、（ア）に関しては、多様な被災経

験と高度な科学的知見を基に、あらゆる事態を想定し、起こりうる被害を先読みした防災の基本政策・国家戦略の企画立案を行う。

(イ)に関しては、地域レベルでのシミュレーションにより定量的な災害リスク評価を行って計画立案につなげ、事前防災対策の抜け・漏れを把握し、関係者間のコーディネートや勧告等により事前防災を推進する。

(ウ)に関しては、緊急災害対策本部や現地対策本部の運営や被害情報の早期把握など、災害初動体制の構築、被災自治体への迅速な応援体制の構築、被災自治体の被災者ニーズを俯瞰的に把握するワンストップ窓口の設置、過去の災害対応ノウハウを活かした継続的・包括的な被災地支援体制の構築などを目指している。

さらに、これらの機能を実現するために、(a)被災者支援体制の強化、(b)防災DXの推進、(c)行動変容に向けた防災教育・啓発、(d)産官学民連携体制の構築、(e)災害対応の標準化と人材育成、(f)防災に関わる多様な研究・技術開発と社会実装、(g)国際展開などに積極的に取り組むこととしている。

5. おわりに

防災庁設置準備アドバイザー会議の報告書の前文には、国民に向けた以下のメッセージが記されている。

「国民と共に考え、共に備え、共に守る。災害から命を守り抜き安心して暮らせる社会、防災により新たな価値を生み出す未来を創る。そのような社会・未来を実現するのが防災庁である。」

防災庁には、チームジャパンのスクラムハーフとスタンドオフ役を担ってもらいたい。普段は、各プレイヤーの力を強化し、チームワークを育み、本番では、個々の力をうまく引き出して、味方と敵の動きを見ながら、戦略を立て、最適なパスを出す役割が期待される。

先人は、南海トラフ地震を常に乗り越え、新た

な時代を築いてきた。われわれも巨大災害を乗り越え、次代にこの社会をバトンタッチしていく責任がある。安全安心な社会を「共創」し、若者に未来への希望を感じてもらう必要がある。まずは、各地の経済ブロックで、産官学民一体となったローカルチームを作るため、明るく、楽しく、前向きに「あ・た・ま」を使っていきたい。

参考文献

- 中央防災会議. 2025a. 南海トラフ巨大地震対策について(報告書). 139 pp. https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg_02/index.html
- 中央防災会議. 2025b. 南海トラフ地震防災対策推進基本計画. 114 pp. https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/nankaitrough_keikaku_honbun.pdf, 2025.7
- 中央防災会議. 2025c. 最大クラス地震における被害様相の横断的整理. 11 pp. https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg_02/pdf/saidai_04.pdf
- 地震調査研究推進本部. 2001. 長期的な地震発生確率の評価手法について. https://www.jishin.go.jp/reports/research_report/choukihyoka_01b/
- 地震調査研究推進本部. 2025. 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版一部改訂). https://www.mext.go.jp/a_menu/kaihatu/jishin/mext_00193.html
- 内閣官房. 2025. 防災庁設置準備アドバイザー会議報告書. 2025, 16 pp. https://www.cas.go.jp/jp/seisaku/bousaichou_preparation/kaigi/pdf/adobaizakaigi_houkoku.pdf

福和伸夫

[ふくわ のぶお]

現職 名古屋大学名誉教授、あいち・なごや強靱化共創センター長

略歴 1979年名古屋大学工学部卒業、1981年同大学院工学研究科修了、清水建設、1991年名古屋大学工学部助教授、1997年同先端技術共同研究センター教授、2001年同大学院環境学研究科教授、2012年同減災連携研究センター教授、2022年同名誉教授

研究分野 建築耐震工学、地震工学、地域防災

地震のマグニチュード—頻度特性の 断層強度依存性と応力状態臨界度 ～超多点観測から見えてきた、新たな地震活動の見方～

松本 聡

1. はじめに

地震活動は震源の位置だけでなく、地震の大きさ（マグニチュード、 M ）やその頻度で特徴づけられる。マグニチュードと頻度の関係はグーテンベルグ・リヒター則として知られていて、図 1a に示されるように頻度分布の傾きが b 値として定義される。地震の発生する地中では大きな力（応力）がかかっている。その応力は 3 つの主な応力に分けられ、最大、中間、最小主圧縮応力と呼ばれる。先行研究によって b 値は地中の応力値と関係があることが見出された。たとえば Scholz (2015) は差応力（最大圧縮応力 $[\sigma_1]$ と最小主圧縮応力 $[\sigma_3]$ の差、 $\Delta\sigma$ ）値が上昇すると b 値が低下することを自然地震の解析から見出した（図 1b 上段）。また、Goebel *et al.* (2013) による実験でも応力と b 値の関係があることが明らかになった（図 1b 下段）。この図でみられるように差応力が上昇するに従い、 b 値が低下している。差応力が大きく下がる時には大きなすべりが発生していることに対応している。その際に b 値が上昇していることが見て取れる。

これらの結果から、 b 値が応力の状態を調べる指標となることがわかる。そのため、 b 値の時空間変化によって地震発生の可能性を議論する研究が多くなされている。特に大地震の破壊開始点や大すべり域と b 値の対応が地震発生前から見られることが注目されている（たとえば、Nanjo, 2020）。一方、地震は応力が断層の強度に達したときに発生する。つまり、強度が高い時、応力が高くなけ

れば地震は発生しないし、強度が低い場合は応力が高くなくても発生する。そのため、応力が強度に近づいているかどうかは応力の指標としての b 値のみからでは知ることはできない。また、図 1b の実験結果が示すように、差応力の上昇が大破壊の直前に抑えられているが、 b 値の変化は続いている。これは b 値が応力のみによらず強度に応力が近づいている影響を受けている可能性がある。つまり、 b 値は複雑な要因で変化していると考えられる。応力の値と強度の情報が得られ、地震発生が差し迫っているかどうかを見極めるためには b 値だけではなく強度を示す指標が必要であると考えられる。そこで、本稿では応力状態が強度に近づいていることを示すパラメータを紹介する。

2. 断層面の向きと地震の規模

地中には 3 つの方向の主応力が働いているが、ある断層面で地震が起こるためには断層を滑らせようとする力（せん断応力）が断層の強度に達する必要がある。ここでは、すでに地中にある断層を考える。断層の強度は断層面を押し付ける力（法線応力）と押し広げる力（流体圧）、断層の摩擦係数に依存することが知られている。この値にせん断応力が達したときに断層が動くことになる。この法線応力やせん断応力は主応力の方向と断層面の方向で決まる。ここで、主応力と断層面の関係を表すのに便利な“モール円”を考える。モール円は縦軸にせん断応力、横軸に法線応力を取り、 σ_1 と σ_3 を直径にした円である。この応力の下でのあらゆる方向の断層面はこの円内に投影

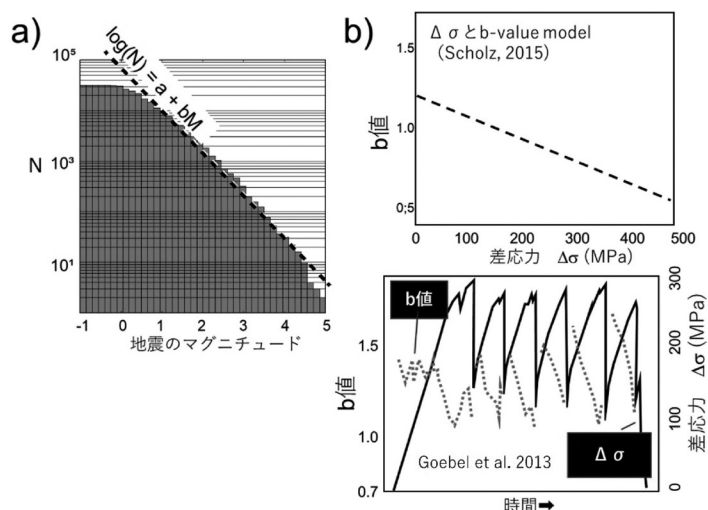


図 1 a) 地震の頻度とマグニチュード (M) の関係. 各マグニチュードの幅ごとに、それより大きなマグニチュードの地震の数 (N) を棒グラフで表示している. b) b 値と差応力の関係. 上図) 自然地震から求めた経験値 (Scholz, 2015 より). 下図) 実験的にサンプルに応力をかけていき、何度も大きく滑らせた時の差応力の変化と小さい破壊の b 値の変化 (Goebel *et al.*, 2013 を改変)

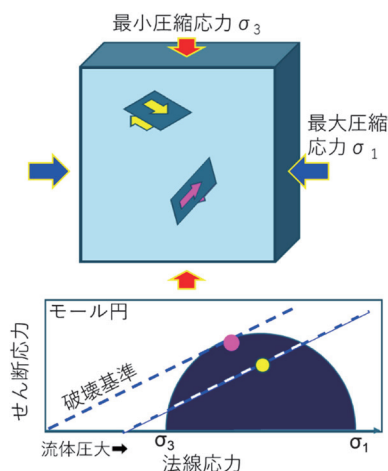


図 2 (上図) 応力と断層面の向きとの関係の模式図. (下図) モール円上に投影された上図のピンクと黄色の2つの断層. 破線は破壊基準の線. この線より上にプロットされた向きの断層が滑ることができる

される. この関係を模式的に示したものが図 2 である. たとえば上図でピンクの矢印、黄色の矢印のすべりを起こす断層面では、図のような応力下ではモール円上のピンクの○、黄色の○の位置に投影される. 投影される位置は応力と面の方向から計算されるせん断応力と法線応力から求めるこ

とができる. これらの断層面ですべりが発生するためには下図の破壊基準という線より上になることが条件となる. 先に述べた流体圧が上昇すると基準の線は右に移動し、モール円と破壊基準で囲まれた領域が広がる. このモール円と破壊基準の線で囲まれた領域に投影される断層ですべりが発生する、これはすなわち、流体圧が上がるといろいろな方向の断層面ですべりが起こることを意味している.

さて、断層面の向きによって地震の起こり方は違いがあるのかを見てみる. われわれは 2017～2018 年に 2000 年鳥取県西部地震の震源域に 1,000 点の地震計において超多点地震観測を行った. 図 3a に設置された地震計の位置 (青丸) と観測期間内に発生した震源位置 (黒丸) を表示している. 図中の赤星は鳥取県西部地震の破壊開始点の位置である. 地震発生から 17 年たっても活発な地震活動がみられる. 1,000 点もの観測点によってこれらの地震のメカニズムを決定した例は過去にはない. それぞれの地震の P 波の立ち上がりから、発震機構解 (地震のすべりを起こした断層の方向とそれに直交する方向を求めた解) を詳細に求めた. たくさんの地震を解析して、それぞれモール

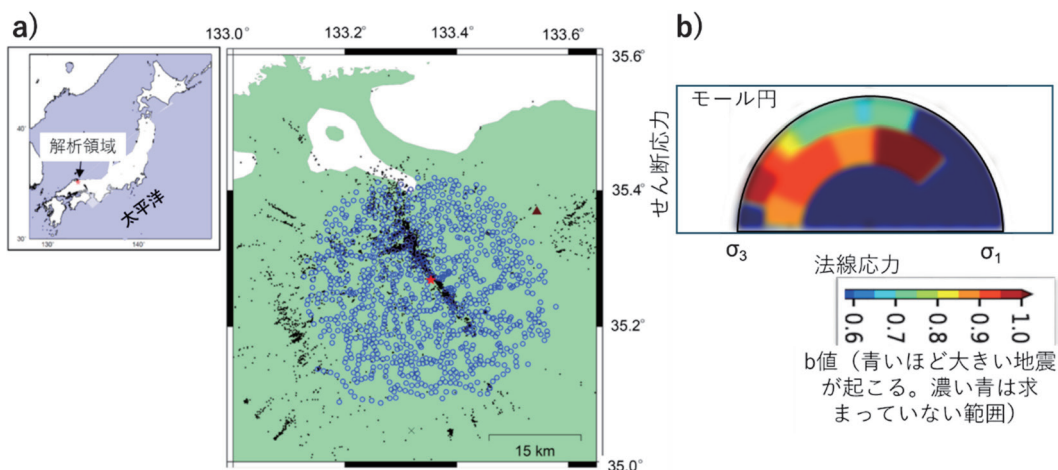


図3 鳥取県西部地震震源域に展開された超多点地震観測と断層面の向きごとの b 値分布。a) 地震観測点(青丸)と観測で検出された震源(黒丸)。鳥取県西部地震の震源は赤星で示す。b) モール円上で区分された断層方向の地震データから求めた b 値の分布。 b 値はスケールで示されている。濃い青の範囲は b 値が求まっていない(Matsumoto *et al.*, 2024 を改変)

円上に断層面の方向をもとにプロットした後、モール円上の範囲ごとに地震の頻度分布から b 値を求めた(Matsumoto *et al.*, 2024)。その結果が図3bである。この図からわかるように、モール円の上部のほうで b 値が小さいことを示している。つまり、この領域にプロットされる断層面の方向では相対的に大きな地震が起こることを示している。

図2下図で示されている、モール円と破壊基準の線が接する関係を持つとき、その接点にプロットされる方向の断層面を最適面と呼ぶ。最適面は σ_1 , σ_3 の軸とこの面の法線ベクトルが同一平面内にあり、断層の摩擦係数(モール円上では破壊基準の線の傾き)によってその角度が決まる。摩擦係数は不明だが、通常の媒質ではモール円上で頂上~左へ30度程度の範囲であることが知られている。図3bで緑-青の領域に属する断層面の方向は応力に対する最適面を含んでいる可能性が高い。すなわち最適面を含む、それに近い向きの断層では大きい地震が起こる。一方、それ以外の方向ではモール円の内部に位置し、大きな地震が起こりにくい。つまり、多様な方向を向いた断層面は大きな地震が起こりにくく、“最適”な方向を向いた断層は大きく成長しやすいという

ことになる。

3. 臨界度とは？

断層面の向きによって大きな地震が起こりやすい場合とそうでない場合があることが超多点観測のデータ解析から明らかになった。この特徴をパラメータとして抽出することを考える。まず、ある領域を考えてその内部で多数の小さい地震が発生している場合、極端には2つの場合が考えられる。1つは最適断層面で多くの地震が発生している場合と。図4に模式図を示す。このような地震断層の分布はモール円上では図に示すように起こる範囲が違うことがわかる。図中の左(Case 1)では大きな地震が起こりやすく右(Case 2)ではそうではない。さて、左右のモデルで同じ数で同じ大きさの地震が起こった場合、左の場合は全体として大きく変形し、右の場合はあまり変形できないことが想像できる。これは向きがばらばらだと効率よく変形できず、場合によってはいったん地震が起こって変形しても違う向きの地震で変形が元に戻ることがあるということである。この全体の変形量を、起こった地震によるそれぞれ

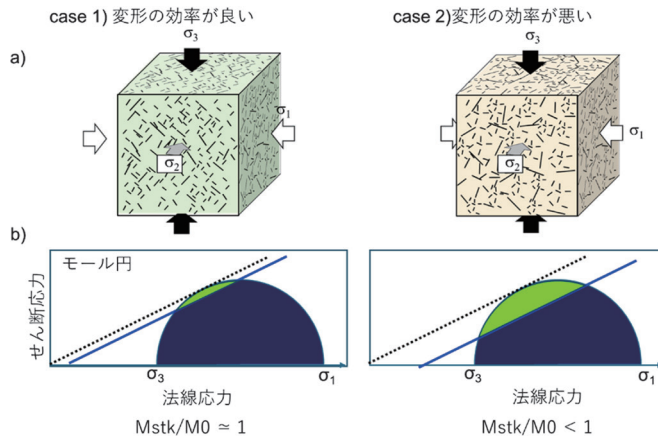


図 4 地震断層の向きの分布とモール円上の範囲 (Matsumoto, 2025 を改変). a) 最適面に近い断層分布 (Case 1) と多様な向きの断層分布 (Case 2) の模式図. b) それぞれの場合のモール円上に投影された分布範囲 (緑色). Case 1) は似た方向の断層が多いため、変形の効率が良く、Case 2) では悪い

の変形量の和で割った値を考える。左の場合は 1 に近く、右の場合はそれより小さい値をとる。この比をいま $Mstk/M_0$ (臨界度) と呼ぶ。臨界度が大きい左の場合は、いったん地震が起こると規模が大きくなる状態であることを意味し、低い場合 (右図) はそれよりは小さい規模で終わる状態をしめす。このように、 $Mstk/M_0$ の値を導入すれば大きな地震の起こりやすさを評価できると考えられる。

4. 2016 年熊本地震前後の活動への適用

臨界度は物質の変形特性を示すものであり、高ければ大きな地震が起こりやすいことを示した。一方、 b 値は主に差応力を反映していることはすでに述べた。この 2 つを用いることで、大地震が起こりやすい場所を見出せることができるかどうかを実際のデータを用いて検討した。

2016 年熊本地震は地震前から小さな地震活動が活発で、2016 年 4 月 14 日に $M6.5$ の地震、16 日に $M7.3$ の本震が発生した。この地域には大学、気象庁、Hi-net (防災科研) の定常的に地震観測をしている観測点があり、さらにわれわれは臨時観測点を多数設置している。これらのデータを用いて震源や発震機構解を精密に調べた。図 5 には

2000 年から $M6.5$ までの期間、および本震から 2020 年 10 月までの期間の震源を示す (Matsumoto, 2025)。この地域は日奈久断層、布田川断層と呼ばれる活断層があり、その周辺で熊本地震前から活動があったことがわかる。地震後も M が大きめの地震を含めて、熊本地震の地震断層 (図 5 右の緑線) 以外でも地震活動がみられる。

Matsumoto (2025) はこれらの地震の発震機構解から臨界度 ($Mstk/M_0$) を空間ブロックごとに求めた。同時に気象庁の一元化カタログからブロックごとの b 値を求めた。その結果を図 6 に示す。地震の震源が含まれる深さ 10~20 km の範囲で、緯度経度 0.05° ごとに臨界度 ($Mstk/M_0$) と b 値を計算した。空間ブロックは半ブロック北東にずらしたもので同様の計算をした。したがって、見かけ上 0.025° ごとに値が示されている。図には○の大きさが臨界度、 b 値は小さいほど赤色でプロットしている。つまり、臨界度が高く、応力が高い状態であるときは○が大きく、赤色に近い。 $M6.5$ 発生前のデータからは本震の震源付近で低い b 値と高い臨界度であることがわかる。つまり、大きな地震を発生させうる状態であったことが示されている。地震前ではこういった特性のところはほかにはない (臨界度が低く、 b 値が小さかったり、臨界度が高いが b 値が大き

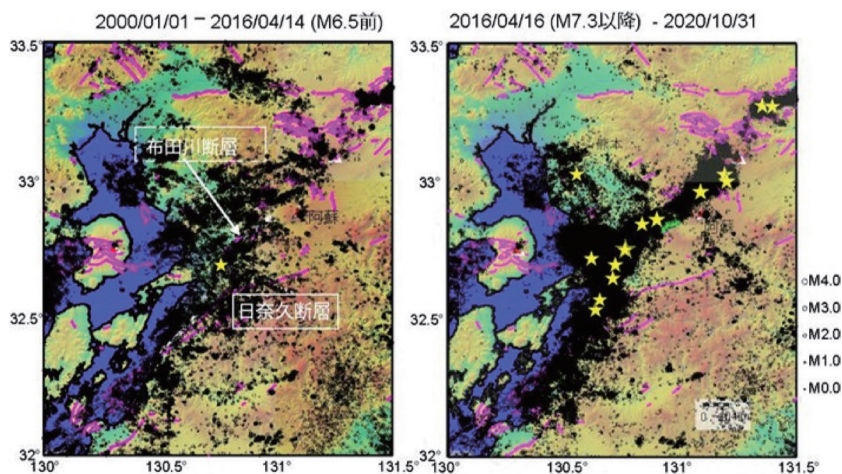


図 5 熊本地域の地震活動。左) 2000 年 1 月～2016 年 4 月 14 日 $M6.5$ 発生前までの震源。右) 本震 ($M7.3$) 以降 2020 年 10 月までの震源分布。白実線は日奈久断層、布田川断層を示す。緑実線は熊本地震震源断層、紫線は活断層を示す。黒丸が震源分布である。星印は $M5$ 以上の地震の震源を示す (Matsumoto, 2025 を改変)

かったりする領域はほかにもみられる)。このことから、臨界度と b 値を用いた評価が効果的であることが示される。

本震 ($M7.3$) の後は地震断層上では臨界度が低くなっている。一方、地震断層の延長上 (日奈久断層では南西部、布田川断層では北西部) で高臨界度、低 b 値である領域がみられる。熊本地震の発生によって地震断層の延長上では応力が高まり、臨界度が上昇していることが反映していると考えられる。ちなみに、日奈久断層で南西部、布田川断層で北西部にこの領域が現れているのは、熊本地震の断層運動が日奈久断層側で横ずれ成分、布田川断層側で正断層成分が大きいことによる。

5. 議論とまとめ

大地震の前で臨界度と b 値を合わせて調べることで、大地震の震源を見出す可能性が示された。一方、大地震の後では空間的特徴が大きく変わった。この原因を考えてみる。まず、臨界度が下がるためには、周辺に流体が入ってくるなどのために強度が相対的に低下したことが要因である (図 4 の Case 1 → 2)。こういったことが地震断層周辺で起こったと思われる。一方、大地震後におい

ては応力が空間的に大きく変化し、それによって小さな断層のすべり方が変わってくる。その場合、さまざまな向きの断層がすべることになり、見かけ上臨界度が低下することがある。熊本地震の場合の地震後に見られた低下は 2 つの条件のどちらか、もしくは両方が作用している可能性がある。

熊本地震後に高臨界度、低 b 値になった場所については、大地震が起こる可能性があるものの、その規模や時期を知ることができない。そのため、地震観測を継続して活動変化をモニタリングすることが重要と考える。また、GNSS 観測などでの変形率の時間・空間変化をとらえることが力のかかり方を考えるうえでも必須である。

今回、地震活動とその発震機構を調べることで、ある程度地震が起こる可能性がある場所を見出すことができる例を示した。しかしながら、事前に地震活動がない場所で突然大地震が起こることも多くある。今回の手法では対応できないが、今後、広い領域での変形や応力状態を知り、地殻のダイナミクスモデルを検討して、非地震地域の状態を推定する研究を進めてゆくことが必要である。また、今回の手法では、沈み込むプレート境界での地震活動に対しては、すぐには適用できない。これは、周囲の媒質に対して、変形が集中し

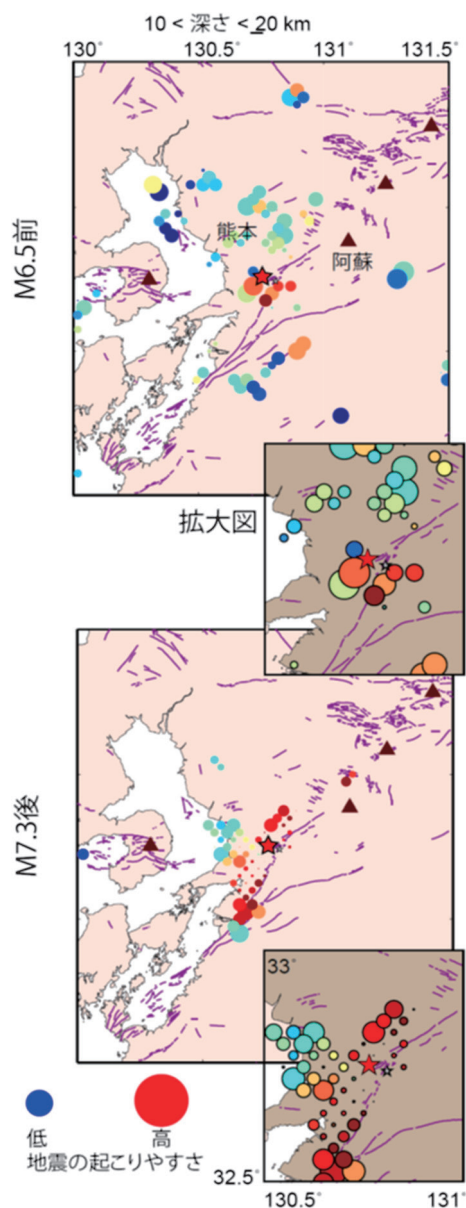


図 6 熊本地域の臨界度と b 値。臨界度が高いほど○が大きく、 b 値が小さいほど赤い。深さ 10~20 km のブロックの結果を示す。上図) $M6.5$ より前、下図) 本震後の分布。各図の右下に熊本地震震源周辺の拡大図を示す。★は熊本地震の震源、紫実線はこの地域の断層位置を示す (Matsumoto, 2025 を改変)

た場所がプレート境界であり、強度が強い不均質を持っている。この場合はプレート境界で発生した地震のみを取り出したり、今回の手法を 2 次元問題に拡張したりする必要がある。今後はこういった問題も研究を進める必要がある。

参考文献

- Goebel, T.H.W., Schorlemmer, D., Becker, T.W., Dresen, G. and Sammis, C.G. 2013. Acoustic emissions document stress changes over many seismic cycles in stick-slip experiments. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2049–2054. doi:10.1002/grl.50507
- Matsumoto, S., Iio, Y., Sakai, S. and Kato, A. 2024. Strength dependency of frequency—magnitude distribution in earthquakes and implications for stress state criticality. *Nat. Commun.*, **15**: 4957. doi:10.1038/s41467-024-49422-7
- Matsumoto, S. 2025. LARGE earthquake proximity indicated by seismic moment efficiency and frequency-number distribution of small earthquakes. *Sci. Rep.*, **15**: 17389. doi:10.1038/s41598-025-01595-x
- Nanjo, K.Z. 2020. Were changes in stress state responsible for the 2019 Ridgecrest, California, earthquakes?. *Nat. Commun.*, **11**:3082. doi:10.1038/s41467-020-16867-5
- Scholz, C. H. 2015. On the stress dependence of the earthquake b -value. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1399–1402. doi:10.1002/2014GL062863

松本 聡

[まつもと さとし]

現職 九州大学大学院理学研究院教授

略歴 東北大学助手，秋田大学講師，九州大学助教授，准教授を経て 2020 年 8 月より現職

研究分野 地震学

巨大地震の裏側—巨大化させないメカニズム

日野亮太

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) (以下「東北沖地震」) は、その規模の大きさだけでなく、それまで地震時に高速で大変位のすべりを起こさないと信じられてきたプレート境界最浅部にまで地震の破壊が及んだ、という点でも注目されていた。われわれは、プレート境界浅部のすべり (Slip to the trench; STT) が、この地震が巨大化する上で重要な役割を果たしたと考え、東北沖地震が発生した直後から日本海溝の海溝軸に沿った深海底において重点的な調査・観測を進めてきた。その結果、2011年に大規模STTが生じた北緯37度から39度の日本海溝中部では、それ以前にも同程度の大規模STTが繰り返し発生した一方で、その南北側の隣接海域では大規模STTが発生しなかった可能性が高いことが示唆された。日本海溝沿いの隣接域で発生する地震はなぜ巨大化しないのだろうか？

2011年東北沖地震後の南部のプレート境界浅部では、顕著なゆっくりとしたすべり (余効すべり) が進行していることから、プレート境界のすべりはゆっくりとしたものに限られ、高速なすべり現象であるSTTは発生し得ないと解釈した。一方で、日本海溝北部では過去にSTTが発生していた可能性が指摘できる。1896年に発生した明治三陸沖地震 (M_w 8.2) は、地震の揺れの大きさに比べて顕著に高い津波を励起したことから「津波地震」という特異な地震であったと考えられている。この地震による津波の波源は日本海溝に近い範囲にあったと推定されていることから、東北沖地震で大きな津波を励起したものに比べると規模は小さいながらも、同様なSTTであった可能性がある。

2011年級の大規模STTの痕跡が日本海溝北部で見つからなかったのは、この領域においてSTTは発生するものの、その成長が抑制されているためではないか、とわれわれは考えた。そして、プレート境界地震の規模拡大の鍵を握るSTTを「巨大化させないメカニズム」の解明につながる手がかりが、この領域の深海底における調査観測から得られると期待して、海底観測・海底地質調査・地震サイクルシミュレーションからなる総合研究を展開してきた。本稿では、日本海溝北部を中心として進めてきた深海底での調査観測に基づいた研究の成果の概要を紹介する。

2. 日本海溝北部でSTTが抑制されるメカニズム：作業仮説

なぜ日本海溝北部で発生するSTTは、東北沖地震の震源範囲である日本海溝中部ほどの規模に成長できないのか？この「問い」に対して、われわれは「日本海溝北部では小規模なゆっくりすべりが高頻度で発生するために、1896年明治三陸沖津波地震に代表される浅部すべりイベントで解消できるすべり欠損が小さくなる」という作業仮説を立てた。地震時に発生するSTTは、その発生以前に海陸プレート間がすべらなかつた (固着していた) ことによるひずみ (すべり欠損) を解消するように起こると考えるのが自然である。したがって、すべり欠損の蓄積効率 (すべり欠損率) が低ければ、STTが発生したときのすべり量は大きくならないだろう。

この仮説を検証するために、日本海溝北部の海溝軸近傍を対象として、以下の3本柱かならなる総合研究を行った：

- 1) プレート境界浅部におけるすべり欠損蓄積過程の解明

- 2) 日本海溝北部での STT 発生履歴の解明
- 3) 日本海溝地震発生サイクルモデルの構築.

1) では、プレート境界のすべり速度とその時間変化を、小繰り返し地震 (Small Repeating Earthquake ; SRE) の活動の時空間分布の解析と海底地殻変動観測にもとづいて推定した。SRE の活動度は陸上の定常地震観測網により長期連続して把握することが可能である。その発生領域での平均的なプレート境界におけるすべり速度に比例して活発化すると考えられるため、すべり欠損蓄積過程の直接的な把握に効果的である。その一方で、SRE の発生範囲は、明治三陸沖津波地震の波源となったと想定している STT の発生範囲よりも深部 (海溝から陸側に離れた領域) であるため、SRE の活動が反映するようなすべり速度が STT の発生範囲でのすべり状態を代表するとはかぎらない。そこで、STT の発生範囲の周辺において海底観測を行うことにより、プレート境界でのすべりによる変動現象の検知を目指した。

2) では、明治三陸沖地震時に発生したと考えられるのと同程度の規模をもつ STT が繰り返し発生してきたことを、より長期の時系列資料である海溝近傍の堆積物試料に残された地震時の堆積環境擾乱の痕跡にもとづいて検証することを目標とした。日本海溝北部における STT は、東北沖地震の震源となった中部における大規模 STT に比べて規模が小さい (中規模) がより高頻度 (中頻度) である可能性がある。明治三陸沖に類似する地震の発生履歴は、歴史史料や沿岸の地質調査などによる研究ではあまり良くわかっていないが、深海底で得られる堆積物コア試料の精密な分析により過去の地震に対応するイベント堆積物を同定し、高分解能な堆積年代測定からイベント発生時期の特定を行うことにより、この海域における STT の発生履歴の解明を目指した。

3) では、小規模なゆっくりすべりが高頻度で発生する一方で、中頻度中規模 STT が繰り返すという、日本海溝北部で想定される地震発生サイクルを再現するモデルの構築をめざした。北部において中部での低頻度大規模 STT の発生の痕跡が認められないことから、北部と中部とでは

STT が独立した発生サイクルを有していると考えられる。そこで、モデル構築においては、北部あるいは中部における STT の発生が、隣接する反対側の領域での STT の発生に連動しない要因もあわせて検討を行った。こうしたモデル構築では、海底下構造探査にもとづくプレート境界浅部とその周辺の実地の地質構造に着目して検討を進めた。

3. 日本海溝北部のプレート境界浅部の特徴

3.1 プレート境界浅部におけるすべり欠損蓄積過程

陸上の地震観測データに基づいて SRE の解析を行い、日本海溝北部での非地震性すべりによる累積すべり量の時間変化を調べたものを図 1 に示す。2011 年の東北沖地震の発生前後で、累積すべりの増加率、すなわちすべり速度が顕著に異なっていることが明瞭である。比較的低速であったプレート境界でのすべりが、東北沖地震の影響で発生した余効すべりによって顕著に加速した後、それが時間の経過とともに次第に減衰していったことを見て取ることができる。

東北沖地震による影響が極めて大きいため、図の上ではあまり顕著ではないが、東北沖地震以前においても、SRE の活動度は時間的にゆらいていた。こうした過去の SRE の活動の詳細な解析から、自発的にプレート境界すべりが加速を周期的に繰り返す現象 (Spontaneous and Periodic Slow Slip ; SPSS) が見られることが先行研究において指摘されていた (Uchida *et al.*, 2016)。図 1b および 1c の灰色点線は、先行研究により検出された SPSS の発生時期を示す。

こうした SPSS が本研究の作業仮説にある「高頻度で発生する小規模なゆっくりすべり」に対応しており、SPSS 発生時のプレート境界浅部の挙動を海底観測から制約することを目指した。したがって、SPSS の発生の時期を捉えることが本研究の出発点となる。東北沖地震後の時間変化に着目すると、地震前に比べてはるかに大規模な SRE の活発化が 2015 年頃に見られる。東北沖地

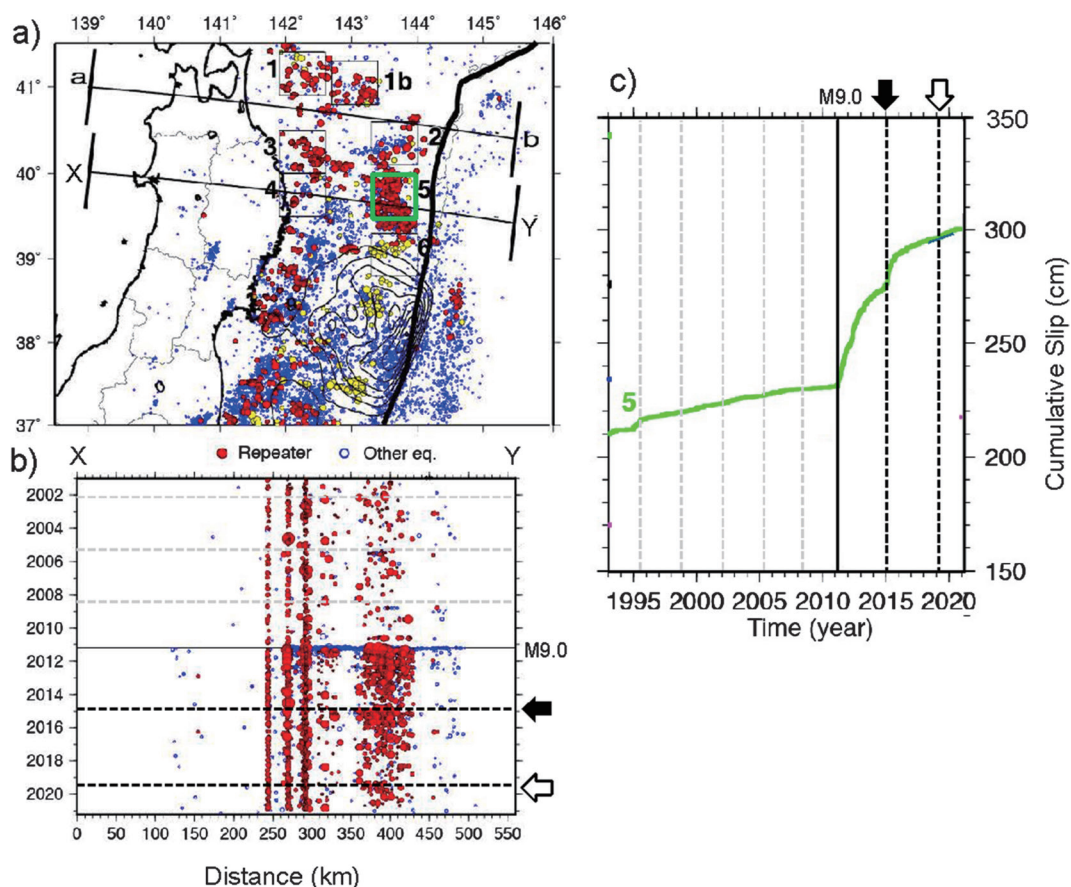


図 1 小繰り返し地震解析による日本海溝北部のプレート境界すべりの時間変化. a) 通常地震 (青) と小繰り返し地震 (赤) の震央分布. b) a) 中 X-Y 測線に投影した地震活動の時空間変化. 2011 年東北沖地震 ($M9.0$) の発生後, 2015 年および 2019 年に SPSS が発生した (黒, 白抜き矢印). 灰色点線は Uchida *et al.* (2016) による東北沖地震以前の SPSS の発生時期. c) a) 中の矩形領域「5」内での累積すべり量の時間変化

震後の余効すべりの減衰に対応して鈍化傾向にあったすべり量の累積がこの時期に顕著に再加速している. これは, 東北沖地震以前にみられた SPSS と同様な一時的なすべり速度の加速現象が起こったことを示唆する. ただし, このイベントの規模に対応するすべり量は, 過去の SPSS 発生時を大きく上回っている.

2015 年のイベントに比べると明瞭ではないが, 2019 年にも SRE の活発化とそれに対応するすべり速度の加速が観測されている. 2015 年の加速イベントからの経過時間は, 東北沖地震以前の SPSS の発生間隔に近いことから, 東北沖地震後にも SPSS の活動が維持されていることが示唆さ

れた. 2019 年のイベントの規模は, 2015 年のイベントに比べれば小さいものの, 東北沖地震前の SPSS の平均的な規模よりは大きい傾向にある. 東北沖地震以前で最も規模が大きい SPSS は 1995 年に発生しているが, この時期には 1994 年三陸はるか沖地震 ($M_w 7.7$) の余効すべりがあったことが知られており, 東北沖地震後の余効すべりの影響下で発生した 2 度の SPSS の規模が大きいこととあわせて考えると, SPSS は発生の繰り返し間隔は安定している一方で, SPSS の規模は背景のすべり速度と相関して変動しているのかもしれない.

日本海溝北部における GNSS 音響結合方式

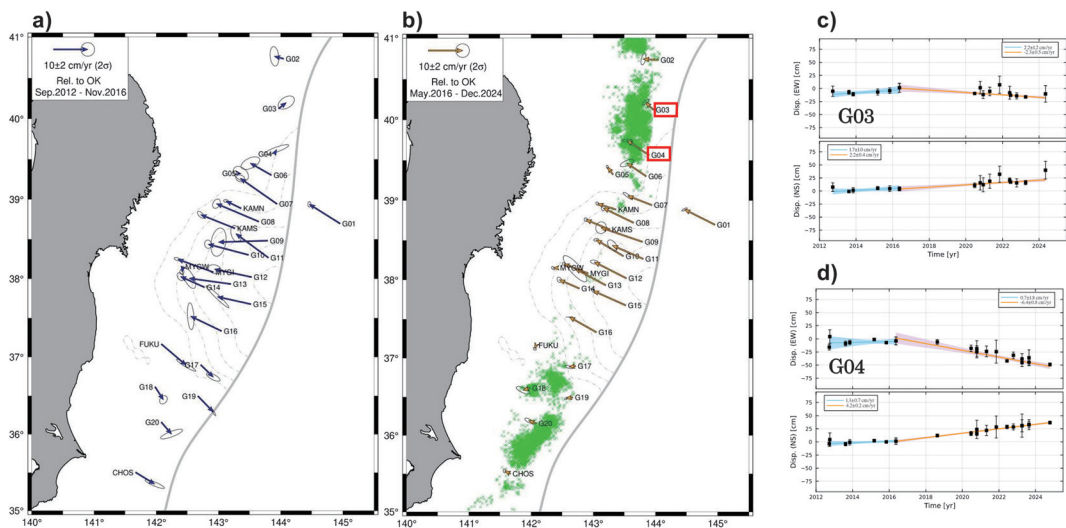


図 2 海底 GPS 観測による日本海溝沿いの水平変位速度。a) 東北沖地震直後の 2012～2016 年間の観測で推定された水平地殻変動場。観測点ごとのオホーツクプレートに対する変位速度を 2σ の誤差楕円とともに示す。b) 2016～2024 年の水平変動場。緑点はテクニク微動の震央 (Nishikawa *et al.*, 2023)。赤矩形で示した 2 観測点での測位結果の時間変化を c) と d) に示す。c) 観測点 G03 での変位時系列。東向きおよび北向き変位を上・下段にそれぞれ示す。d) 観測点 G04 での変位時系列

(GNSS-A) 海底地殻変動観測は、東北沖地震の発生からおよそ 1 年後の 2012 年から 10 年以上にわたって継続して行われてきた。その結果、この海域の水平変位速度の長期的な変化が明らかとなってきた (図 2)。その結果、たとえば観測点 G03 などでは東北沖地震発生直後はわずかに海溝方向に向かう変位が認められていたが (図 2a)、地震発生から 5 年以上が経過すると変位方向は陸側向きに転じている (図 2b)。この地域での地殻変動は、余効すべりに起因する海溝向きの動きとプレート間固着の回復による陸側向きの動きに分解されると考えられることから、観測された地殻変動の向きが長期的に変化していることは、当初卓越していた余効すべりの影響がしだいに減じていることを反映していると考えられる。変位方向の傾向に変化がみられるのは 2016 年頃であるが、これは SRE の解析から余効すべりの速度が急速に減速するように見られるタイミング (図 1c 参照) とよく対応しており、この解釈を支持する。

その一方で、2015 年と 2019 年の SPSS 発生時期にそれと同期した地殻変動の短期的なゆらぎを観測することはできなかった。GNSS-A 観測から

は SRE 解析によるような長期連続した時系列が得られないために、SPSS のような時定数の短いすべりの加速イベントによる非定常的な地殻変動を検知することは難しい。それでも、SRE 解析により 2015 年に発生が検知された SPSS 時のすべり量は 20 cm 程度であり、すべりの範囲が地殻変動の観測点近くにまで及んでいればそれに伴う変位が捉えられる可能性があった。Honsho *et al.* (2019) は、2016 年までの GNSS-A 観測によってこの 2015 年のすべりイベントに伴う水平変動が捉えられている可能性を指摘した。しかし、その後に蓄積された観測データ (図 2c, d) を用いて再検討したところ、東北沖地震後の余効すべりの減速による長期的な変化と、SPSS の発生による短期的で非定常な変化とを分離することが難しいことが明らかとなった。このことは、観測された地殻変動時系列に対する SPSS の寄与が、先行研究での想定より小さいことを示唆し、SRE の活発化を伴う SPSS のすべりの範囲は比較的深部側にとどまっていると推察される。

一方で、GNSS-A 観測による非定常地殻変動の検知能力を向上させる目的で、無人機を使った観

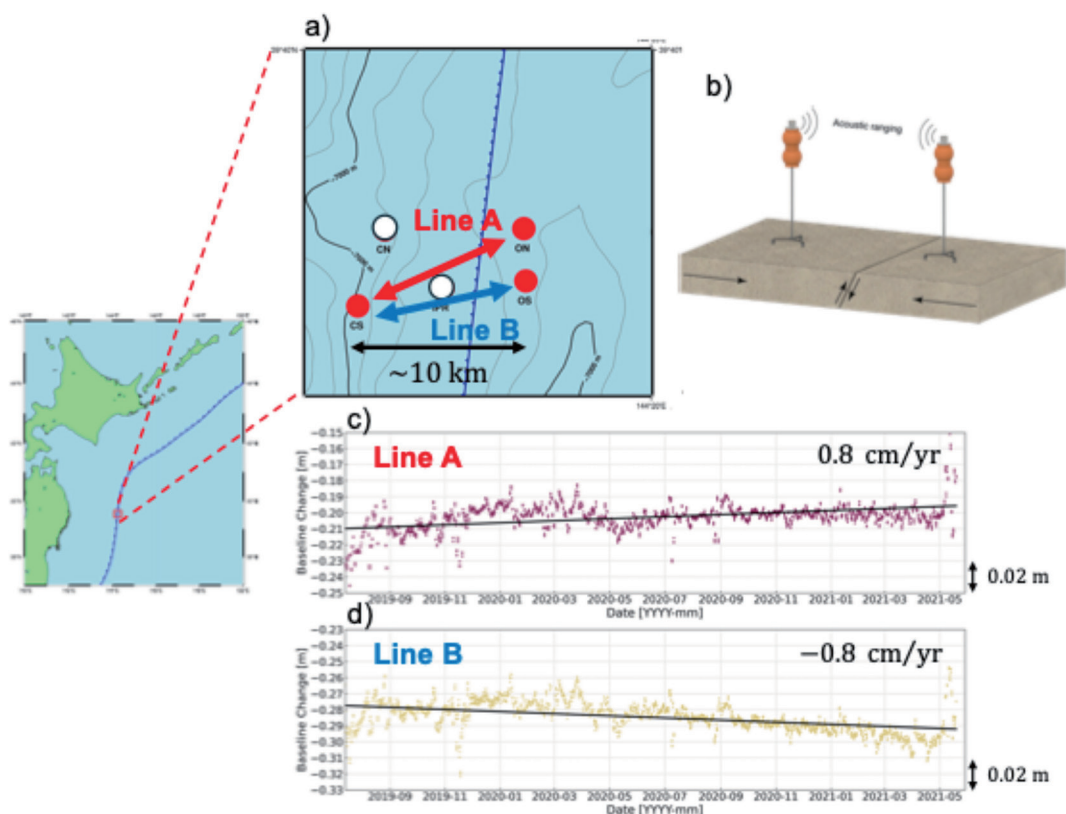


図 3 日本海溝北部で行った海底間音響測距観測の結果。a) 観測点配置。5 台設置したベンチマークのうち 3 台 (赤丸) のデータを用いて、海溝軸 (青櫛線) をまたぐ基線 A および B の長さ変化を測定した。b) 音響測距観測の模式図。c) 基線 A における長さ変化の時系列。d) 基線 B における長さ変化の時系列

測システムの開発も含めた観測技術の高度化を進めることにより、2020 年には高頻度観測を開始することができるようになった。しかし、残念ながら 2019 年の SPSS の発生開始には間に合わなかった。ただし、この SPSS は 2015 年のイベントに比べて規模が小さかったことから、高頻度観測が早期に実現していたとしても、それによる非定常変動の検知は難しかったかもしれない。

2019 年の SPSS 発生時期には、その発生域のすぐ東側の海溝軸周辺において、GNSS-A とは異なるタイプの地殻変動観測を実施していた。海溝軸の両側の海陸のプレート上にベンチマークを設置して、その間の距離を精密音響測距により連続的に観測するもので (図 3a, b)、GNSS-A に比べて時間分解能が高い測位データが得られるという利点がある。SPSS のすべりがプレート境界の最

浅部にまで及んでいれば、プレート境界である海溝軸をまたいで設けた基線の長さが短縮することが期待される。観測は、SPSS 発生時期を含む 2019 年の 7 月から 2021 年の 5 月まで行われた。この観測では連続測距の利点により、数 mm/年を超えるような基線長変化があれば検出が可能であることが期待されるが、観測時系列からは SRE 解析の結果から期待されるような数 cm/年というすべり速度に対応するような基線長変化は認められず (図 3c, d)、2019 年の SPSS がプレート境界最浅部には及ばなかったことを示す。計測された基線長変化速度が非常に小さいことは、むしろ、海溝軸近傍のプレート境界最浅部ではすべり欠損が蓄積され続けていることを示唆する。

こうした複数の海底地殻変動観測に加えて、プレート境界における非地震性すべりが駆動するテ

クトニック微動の活動範囲を確定するために、海溝軸近傍での海底地震観測も行った。検知された微動の震源は海溝軸近傍のプレート境界最浅部にはほとんどなく、地殻変動観測の結果と合わせて、STT 発生範囲においてゆっくりとしたすべりが発生している証拠を得ることはできなかった。

このように、日本海溝北部において、SRE 解析により検知された SPSS の発生に同期するような変動は、海溝近傍の海底観測からは検出されなかった。研究着手時には、SPSS のような非地震性すべりがプレート境界最浅部にまで及ぶことにより、STT 発生域でのすべり欠損速度が低下している過程が捉えられることを期待したが、むしろ、すべり欠損が蓄積していることが示唆される結果となった。

3.2 日本海溝北部での STT 発生履歴

日本海溝北部の海溝下部陸側斜面の平坦面には、多数の地震性イベント堆積物が挟在することが既存研究と本研究の結果から明らかとなった。この平坦面上から採取された表層堆積物コア試料の上部に挟在するイベント堆積物の堆積年代を過剰鉛 210 と放射性セシウムを用いて推定したところ、1896 年明治三陸沖地震によるものと同定することできた (図 4a~c)。日本海溝北部での STT の典型と考えられる 1896 年明治三陸沖地震に類似した過去の地震の発生履歴を、深海堆積物試料から明らかにしうることが確かめられた。

これと並行して、東北沖地震タイプの大規模 STT の痕跡であるイベント堆積物を含む海底堆積物試料が得られた日本海溝中部において、これまでより長い試料を得ることに成功し、それにもとづく解析から更に古い年代における地震発生履歴に迫る成果が得られた。こうした試料中には約 600 年間隔で繰り返す東北沖地震タイプの超巨大地震に対応する複数のイベント堆積物層がみられるが、それらの間に複数の地震起源のイベント堆積層が挟在していることがわかった。コア試料中の磁性プロファイルから地震時堆積物とその堆積年代を推定する方法の開発を進め、コア試料から地震時堆積層を帯磁率の異常から検出するとともに、コアに残された偏角・伏角の鉛直プロファイ

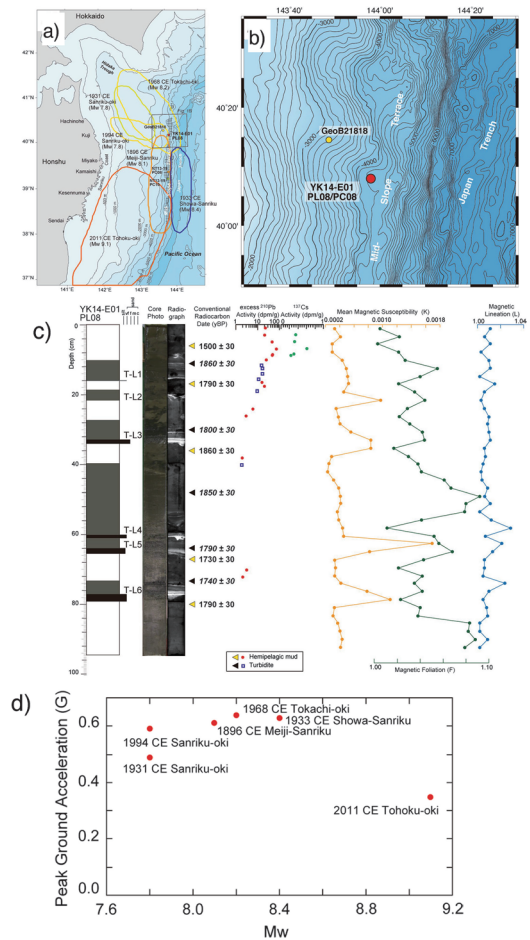


図 4 コア柱状図と過剰鉛 210 およびセシウム 137 の分析結果および試料の磁気特性のプロファイル (Ikehara *et al.*, 2023). a) コア試料採取地点を示す広域地図. b) 採取地点周辺の拡大図. c) 採取されたコアの柱状図、試料画像、放射年代と各種物性プロファイル. d) コア試料の分析から推定された堆積年代に基づいて対比できた歴史地震を含む、この周辺の代表的な大地震のモーメント・マグニチュードとその地震による海底での最大加速度の推定値の関係. イベント堆積物と対比できた 3 つの地震については、共通して最大加速度が 0.6 を超えている

ルと、地磁気永年変化の標準モデルとの相関解析から堆積年代を推定した。このように新たに発見されたイベント堆積層の起源を大地震であったと仮定すると、その発生頻度は 100 年に 1 回程度であったことが明らかとなった。ただし、イベント堆積層が含まれるコア試料の採取地点の分布から

起源となった地震の震源の位置を特定することが難しいことなどから、こうした過去の大地震と史料に基づく歴史地震との対応はできなかった。

地震起源のイベント堆積層の形成の主要な過程は、海底表層の堆積層の地震時強震動による移動・再堆積であると考えられるため、イベント堆積層と歴史地震との対応を検討するために、試料採取地点周囲の海底での強震動の推定を行った。1896年明治三陸沖地震によるイベント堆積層を見出すことができた地点では、1968年十勝沖地震(M_w 8.2)および1933年昭和三陸沖地震(M_w 7.9)に対応する堆積年代を示すイベント堆積層も認められた。これらの地震を含め、過去100年程度の間にこの周辺領域で発生した大地震について海底での強震動レベルを推定したところ、イベント堆積物として痕跡が残った1896, 1933, 1968年の3つの地震についてはいずれも最大加速度が0.6Gを超えており(図4d)、それ以外の痕跡が残らなかった地震による加速度はそれ未満であって、この強震動レベルが古地震の痕跡が残るか否かの閾値となっていることが明らかとなった。

こうした成果を総合すると、100年に1回程度の頻度で大きな強震動を日本海溝北部周辺の海底に及ぼすような大地震が発生しているという、大局的な地震発生履歴像を構築できたといえる。しかし、そうした大地震には、STTの典型である1896年明治三陸沖地震の他に、プレート境界深部に震源を持つ地震(1968年十勝沖地震)やアウターライズで発生した地震(1933年昭和三陸沖地震)も混在しているため、本研究が目指したSTTの発生履歴の解明には至らなかったが、堆積物試料により遡ることができた約1,000年間の歴史のなかで、STTの発生頻度の上限値を約100年に1回と限定できたことは重要な成果である。

3.3 日本海溝地震発生サイクル

日本海溝北部でみられる地震発生サイクルの特徴を、プレート境界における摩擦特性の空間不均質を仮定した数値シミュレーションによって再現することを試みた。このシミュレーションでは、固着・地震性すべりを起こす性質をA-Bという摩擦パラメタとして負の値で、固着せず非地震性

のすべりが卓越する性質を正のA-Bで表現している。図5にシミュレーションの結果を示す。断層上でのA-Bの分布を図5aに示す。広範囲に正のA-Bを仮定することで非地震性すべりが卓越する背景領域を設け、その中にA-Bが負で固着するパッチを分布させている。海溝に近い浅部側では面積の広いShallow patchを設定した一方で、深部側には複数の小さなパッチを多数分布させた。Shallow patchでのすべり欠損の時間変化を図5bに示すが、長期継続して蓄積したすべり欠損が約200年に1回の頻度で解消されており、これが中頻度中規模STTに対応する。深部側の小パッチでは短い周期でのすべり欠損のゆらぎがみられ(図5c, d)、これが数年周期で繰り返し発生するSPSSに対応する。SPSSが高頻度で発生するプレート境界深部でも、長期的にはすべり欠損がゆっくりと蓄積し、それがShallow patchの破壊である中頻度中規模STTと連動して解消されている。プレート境界深部でSPSSが観測されていること、浅部ではSPSSに連動した変動はみられず固着している可能性があること、STTの発生頻度が最大でも100年に1回程度であること、といった本研究が明らかにした日本海溝北部の特徴を、シミュレーションにより再現することができた。

次に、日本海溝中部と北部の間で大地震発生が連動しない要因が2つの領域の間のプレート境界での摩擦特性にあると考え、そこでの海底下構造の特徴を明らかにするとともに、それを摩擦特性に置き換えることで、連動が起こらない地震発生サイクルの再現を試みた。日本海溝で沈み込む太平洋プレートの最表層の堆積物は、太平洋プレートの沈み込みとともにプレート境界に輸送される。こうした堆積物には、断層の動的破壊を許容する性質をもつ遠洋性粘土鉱物からなる層が含まれ、それが日本海溝の中部から北部に沿って広く分布していることから、この領域でのSTTの発生を可能にしていると解釈される。しかし、中部と北部の境界領域となる北緯39.5度付近ではそうした層が欠落していることが、地震探査データのコンパイルから明らかとなった(Nakamura et

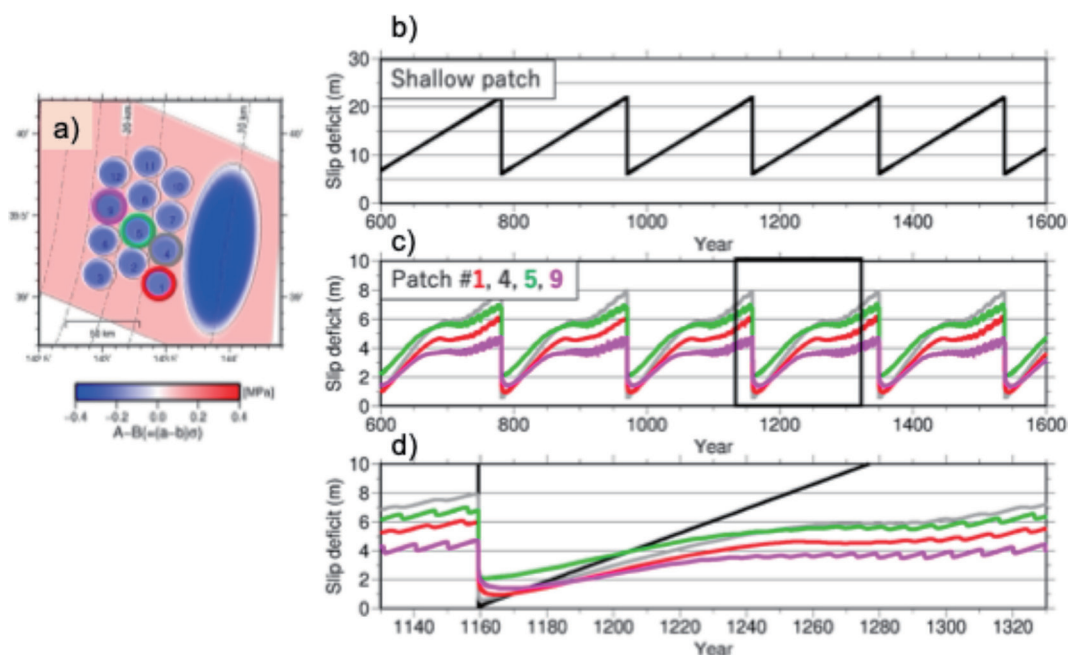


図5 日本海溝北部での地震発生サイクルの特徴の再現を試みたシミュレーション結果。a) シミュレーションにおいて仮定した摩擦パラメタ ($A-B$) の分布。等深線はプレート境界の深さ分布。b) STT 発生域に対応するプレート境界浅部においた大きな $A-B < 0$ の領域 (Shallow patch) におけるすべり欠損量の時間変化。c) 深部側の SPSS の震源を模した小パッチのうち、a) 内に色でハイライトしたパッチにおけるすべり欠損量の時間変化。パッチの色とすべり欠損のグラフの色を一致させてある。d) 図 c) 中の枠内での時間変化を拡大したもの。黒線は Shallow patch でのすべり欠損量

al., 2023). プレート境界に持ち込まれる粘土層の分布が途切れている部分に対応するように、 $A-B$ が正となる「バッファ領域」を中部・北部の境界領域に仮定して、地震発生サイクルシミュレーションを行った結果、中部と北部それぞれでの最大地震は連動せず、独立した地震サイクルが起こるという現象がみられることが確認された。

一方、日本海溝全体での地震発生サイクルモデルの構築の中では、北部と同様に $M9$ 級の超巨大地震の発生痕跡が認められない日本海溝南部が、中部での $M9$ 級地震に連動して破壊しないモデルの構築を行った。日本海溝南部のプレート境界浅部に沿って厚い堆積層が広く分布していることが、海底下の地震波速度および密度分布モデリングから知られている。断層面沿いに厚く分布する堆積層の存在は、断層すべりが高速破壊に移行するまでのすべり量 (特徴的すべり量) を大きくする効果があると考えられる。そこで、日本海溝南

部に対して大きな特徴的すべり量を仮定して地震サイクルシミュレーションを行ったところ、中部で発生した $M9$ 地震時の破壊は南部へは進展せず、南部では余効すべりが卓越することが示された。さらに、南部においては地震サイクル中の長期間にわたってゆっくりとしたすべりが持続することも示された。東北沖地震後の顕著な余効すべりや同地震の発生以前の弱い固着 (ゆっくりすべりが卓越した状態) は海陸の地殻変動観測によりすでに示されており、地震サイクルの中で異なる時期におけるすべりの特徴を示した観測事実と整合するモデルとなっている (Nakata et al., 2021)。

こうしたシミュレーションに基づく研究に加えて、超巨大地震発生に伴って大規模 STT が発現するメカニズムの解明を目的として、東北沖地震に伴う津波波形と地殻変動場の詳細な解析から、地震時の断層すべり分布を推定したうえで、そのすべりの原因となる断層面での応力変化を推定し

た (Kubota *et al.*, 2022). その結果, 地震時の応力変化のピークは, STT 発生域より深部側にあるこの地震の震源付近にあったことが明らかとなった. このことは, $M9$ 地震発生に至るひずみエネルギーの蓄積がプレート境界深部側にあり, その解放の結果として起こった深部での破壊が引き金となって STT が受動的に「発生させられた」ことを示唆する. プレート境界浅部でのすべり欠損の長期的な蓄積は大規模 STT 発生の必要条件ではあるものの, そのすべり欠損の原因は必ずしもプレート境界浅部における自発的な力学的固着の結果ではない可能性がある.

4. ま と め

日本海溝北部における地震発生サイクルの特徴と深く関連すると考えた高頻度の小規模なゆっくりすべり現象である SPSS が, 東北沖地震後も地震前と同様な周期で繰り返し発生していることを SRE の解析から示すことができた. しかし, その時期にプレート境界浅部域で実施した地震・地殻変動観測からは, SPSS 発生時期にそれに対応するような過渡的な変動を捉えることはできなかった. 観測機会が限定的であるために決定的なことは言えないが, 日本海溝北部のプレート境界深部側では, SPSS の繰り返し発生やその背景でゆっくりとしたすべりが頻繁に発生することですべり欠損の解消が行われている一方で, プレート境界浅部ではすべり欠損の蓄積が進行している可能性が指摘される. 深海堆積物の分析にもとづく古地震履歴研究からは, STT は 100 年に 1 回よりは低い頻度で繰り返し発生している可能性が示された.

日本海溝北部を対象とした地震発生サイクルシミュレーションでは, プレート境界の浅部側に長期にすべり欠損を蓄積する特性を, その深部側に SPSS のような小規模な加速イベントを含むゆっくりすべりが卓越する領域を, それぞれ仮定することによって, 中頻度中規模の STT が繰り返す現象を再現することに成功した. 深部側のゆっくりすべり領域においてもすべり欠損の蓄積が生じ

て, 浅部側との連破破壊の際にそれが解放されることで中規模 STT が発生するという描像を得ることができた.

本研究に着手した時点では, ゆっくりすべりが STT 発生域にまで及ぶことにより, そこでのすべり欠損が部分的に解消された結果として, STT が大規模化しないという作業仮説を掲げた. しかし, 本研究を進めた結果, SPSS を含むゆっくりすべりはプレート境界浅部でのすべり欠損解消に寄与せず, 日本海溝北部では中部に比べて発生間隔が短いことが STT 発生時のすべり量が中部に比べて小さい要因である, という結論に達した.

東北沖地震の再解析により, STT の発生過程にはプレート境界浅部だけでなく深部を含めた広域でのひずみエネルギー蓄積・解放が関与していることが示された. 大規模 STT を伴う $M9$ クラス超巨大地震が 600 年程度の長い間隔で発生する日本海溝中部では, 超巨大地震の直前以外には顕著なゆっくりすべりの活動がみられないのと対比的に, 北部ではゆっくりすべりの活動が活発である. ゆっくりすべりが広域での強度限界を相対的に低減させ, ひずみエネルギーが長期間蓄積できなくなっている結果として, STT の頻度が高くなる一方で規模が小さくなると考えられる. このことは, 本研究で日本海溝北部を想定して構築した地震発生サイクルモデルでみられる, プレート境界深部側でのすべり履歴と整合する.

このように, プレート境界地震を巨大化させないメカニズムを考えるうえでは, プレート境界浅部の特性把握に加えて, プレート境界深部側との相互作用や深部側でのゆっくりすべりの活動特性もあわせて明らかにする必要があることが明らかとなってきた. 日本海溝沿いで発生するゆっくりすべりの活動については, 東北沖地震後の活動に関する研究の発展が著しいが (たとえば, Nishikawa *et al.*, 2023), それ以前の活動実態の解明も重要である. 東北沖地震以前に行われた海域観測で得られたデータを, 最新の解析技術と知見をもとに再解析することは, 巨大地震の発生サイクルのなかでのゆっくりすべりの活動が果たす役割を理解することに貢献するものと期待される.

謝辞

ここで紹介した研究は、科研費基盤研究 (S) 19H05596 により、中田令子・飯沼卓史・伊藤喜宏・池原研・中村恭之・内田直希・篠原雅尚・金松敏也で構成される研究チームで 2019~2024 年に実施したものです。これら研究分担者に加え、海域での調査観測を支えてくださった多くの研究者・技術者、研究船の乗組員と運航担当者の皆様に感謝します。

参考文献

- Honsho, C., Kido, M., Tomita, F. and Uchida, N. 2019. Offshore postseismic deformation of the 2011 Tohoku earthquake revisited: Application of an improved GPS-acoustic positioning method considering horizontal gradient of sound speed structure. *J. Geophys. Res.*, **124**, 5990–6009. DOI:10.1029/2018JB017135
- Ikehara, K., Usami, K. and Kanamatsu, T. 2023. How large peak ground acceleration by large earthquakes could generate turbidity currents along the slope of northern Japan Trench. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **10**: 8. DOI:10.1186/s40645-023-00540-8
- Kubota, T., Saito, T. and Hino, R. 2022. A new mechanical perspective on a shallow megathrust near-trench slip from the high-resolution fault model of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **9**: 1. DOI:10.1186/s40645-022-00524-0
- Nakamura, Y., Kodaira, S., Fujie, G., Yamashita, M., Obana, K. and Miura, S. 2023. Incoming plate structure at the Japan Trench subduction zone revealed in densely spaced reflection seismic profiles. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **10**: 45. DOI:10.1186/s40645-023-00579-7
- Nakata, R., Hori, T., Miura, S. and Hino, R. 2021. Presence of interplate channel layer controls of slip during and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake through the frictional characteristics. *Sci. Rep.*, **11**: 6486. DOI:10.1038/s41598-021-86020-9.
- 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
- Uchida, N., Iinuma, T., Nadeau, R. M., Burgmann, R. and Hino, R. 2016. Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan. *Science*, **351**, 488–492. DOI:10.1126/science.aad3108

日野亮太

[ひの りょうた]

現職 東北大学大学院理学研究科教授

略歴 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士課程修了。東北大学理学部助手、同准教授、東北大学災害科学国際研究所教授を経て 2015 年 4 月より現職

研究分野 固体地球物理学

地震動伝播に基づく地震動即時予測手法の 開発・実装とその改善

小寺祐貴

1. はじめに

地震が発生した直後に地震動を即座に予測し、大きな揺れが来る前に予測情報を提供する地震動即時予測は、地震の被害軽減に有効な手段の1つである。気象庁では地震動即時予測システムとして緊急地震速報を運用しており、2007年より一般向けに警報等の情報提供を行っている(Hoshiba *et al.*, 2008)。地震動即時予測の最も基本的なアプローチの1つは、点震源モデル(震源断層を点で近似したモデル)を用いて震源位置とマグニチュード(M)を推定した後、推定震源と推定 M から地震動予測式を用いて各地点の地震動を予測する方法である(たとえば、Chung *et al.*, 2019; 溜渕ほか, 2014)。気象庁の緊急地震速報システムも点震源モデルを用いる方法で運用開始をしており、一般提供開始後の数年間は高い予測精度で情報提供ができていた。しかしながら、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖地震と呼ぶ)が発生し、点震源モデルによる地震動即時予測の技術的課題が明らかとなった。

技術的課題の1つは、断層の長さが無視できなくなる巨大地震に対する震度の過小予測である。 $M9.0$ の東北沖地震に対して、緊急地震速報システムは関東地方の震度を過小予測した。関東地方は震源断層の南西端に近かったため大きな震度が観測されたが、破壊開始点(点震源モデルの震源位置)からは遠くに位置していたため、点震源モデルによる予測は実際よりも小さくなった。もう1つの技術的課題は、 $M9.0$ の地震直後の大きな余震の見逃しである。 $M9.0$ 発生直後から警報発

表対象となる地震は数多く発生していたが、緊急地震速報システムは $M9.0$ 発生後から約3時間は警報を発表することができなかった。数多くの地震が連続的に発生して地震波が重なり合い、P波初動の検出ができない状態となり、震源推定処理が働かなかったためである。3つ目の技術的課題は、同時多発地震に対する震度の過大予測である。複数の地震が別々の場所ではほぼ同時に発生した際、それらを1つの地震として処理してしまい、誤った震源位置の推定や過大な M の推定を行い、震度の過大予測を引き起こしてしまう事例が見られた。

これらの技術的課題を解決する方法として、震源推定をせず、観測された揺れから将来の揺れを波動伝播モデルに基づいて直接予測する手法(地震動伝播に基づく予測)が提唱された(Hoshiba, 2013; Hoshiba and Aoki, 2015)。本稿では、地震動伝播に基づく地震動即時予測手法の実装を目指した取り組み、実運用後のパフォーマンス評価、および今後の改善について紹介する。

2. 地震動伝播に基づく地震動即時予測と PLUM 法

点震源モデルに基づく地震動即時予測の技術的諸課題を解決するため、震源推定を必要としない、地震動伝播に基づく地震動即時予測という考え方が提案された(図1)(Hoshiba, 2013; Hoshiba and Aoki, 2015)。点震源モデルをはじめとする震源に基づく手法では、ある震源モデルを仮定した上で、地震計の観測データから震源モデルを推定し、各地点の震度を予測する。一方で、地震動伝播に基づく手法では、ある波動伝播モデルを仮

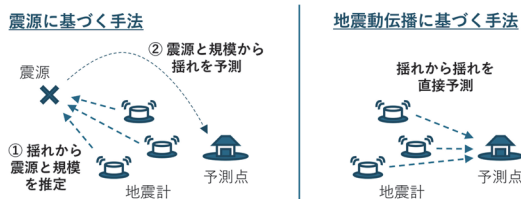


図 1 震源に基づく地震動即時予測手法と地震動伝播に基づく地震動即時予測手法

定した上で、地震計の観測データから将来の波動場を計算し、各地点の震度を予測する。地震動伝播に基づく手法は特定の震源モデルに依存していないため、地震が複雑な発生状況（巨大地震時や同時多発地震時など）であったとしても、安定的に予測計算を行えるという利点がある。

地震動伝播に基づく手法という考え方を実システムへ反映させるため、PLUM 法（Propagation of Local Undamped Motion 法）という実践的な手法が開発された（Kodera *et al.*, 2018）。PLUM 法は、地震動は短距離（30 km 以内）であれば減衰せずに伝わると仮定して将来の波動場を予測する（図 2）。具体的には、ある地点の予測震度 I_{pred} は次の式で計算される：

$$I_{\text{pred}} = \max\{I_{r_1}, I_{r_2}, \dots, I_{r_n}\}$$

ここで、 $I_{r_i} (i=1, \dots, n)$ は予測地点から半径 30 km 以内にある地震計で観測されたリアルタイム震度（功刀ほか，2013）である。アルゴリズムとしては、半径 30 km 以内の観測リアルタイム震度の最大値をとることで予測震度を計算する。なお、実際には各地点のサイト増幅率を経験的に補正したうえで予測計算を行う。PLUM 法はアルゴリズムが単純であるため、システムに実装することが容易であるというメリットがある。

3. 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に対する PLUM 法のパフォーマンス

M9.0 の東北沖地震およびその後の地震活動に対して PLUM 法を適用し、巨大地震や同時多発地震などに対する PLUM 法のパフォーマンスを評価した（Kodera *et al.*, 2018）。まず、M9.0 の

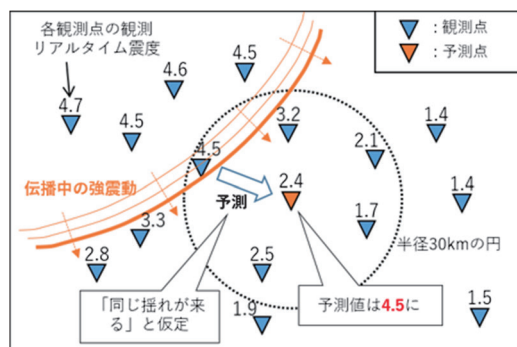


図 2 PLUM 法の概略

東北沖地震に対しては、PLUM 法は震度を高い精度で予測し、特に点震源モデルに基づく手法の場合に見られた関東地方における震度の過小予測は引き起こさなかった（図 3）。これは、PLUM 法は地震動伝播をもとに予測を実施しており、特定の震源モデルを仮定していないため、震源断層の有限性を十分に考慮する必要のある M9 クラスの地震に対しても安定して予測計算ができた結果だと考えられる。M9.0 直後の地震活動に対しては、PLUM 法は M9.0 発生後から約 15 分の時点で新たな地震の発生を検出して情報発表をすることができた（図 4）。PLUM 法はリアルタイム震度が計測震度 2.5¹⁾ を超えるかどうかでイベント識別処理を実施しているが、リアルタイム震度は大きな振幅の地震波が観測されてもそれがある程度の時間継続しないと大きな値をとり続けられないため、活発な地震活動が生じているときもリアルタイム震度は比較的早く落ち着く。したがって、P 波検測が再開できるようになるタイミング（M9.0 発生後から約 3 時間）に比べて PLUM 法が新たな情報発表ができるタイミングが早くなったと考えられる。また、3 月 11 日に M9.0 の地震が発生した直後から 4 月 30 日までの間に発生した最大震度 5 弱以上の余震・誘発地震に対して予測計算を行ったところ、予報区単位の震度階級の誤差が 1 階級以内におさまる割合は 90.2% であった（図 5）。これは、当時の緊急地震速報システムは同時多発地震を原因とした過大予測を引き起こすことがあったのに対し、PLUM 法は同時多

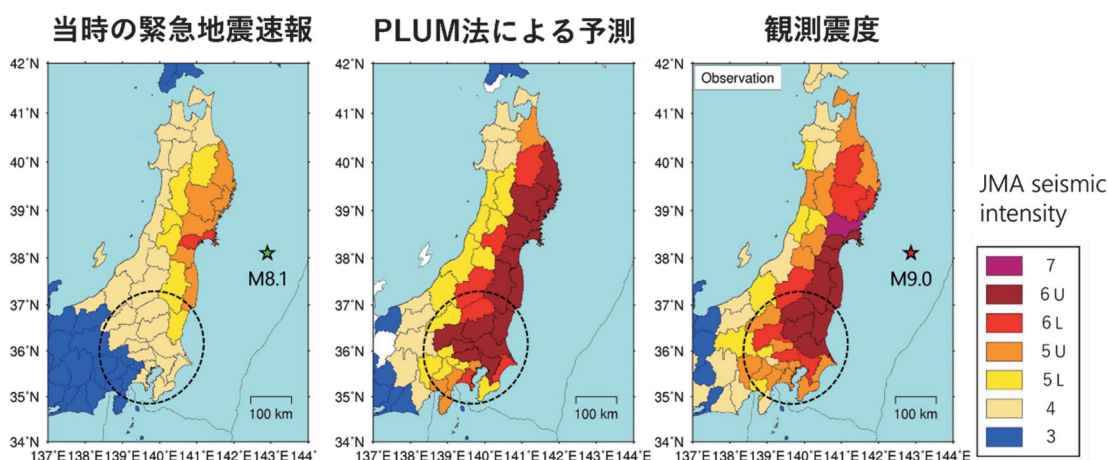


図 3 M9.0の東北沖地震に対する当時の緊急地震速報システムの予測震度、PLUM 法による予測震度、および観測震度。色は予報区ごとの震度階級を表す。破線で囲まれた領域は、当時の緊急地震速報システムが特に震度を過小予測したエリアを示している

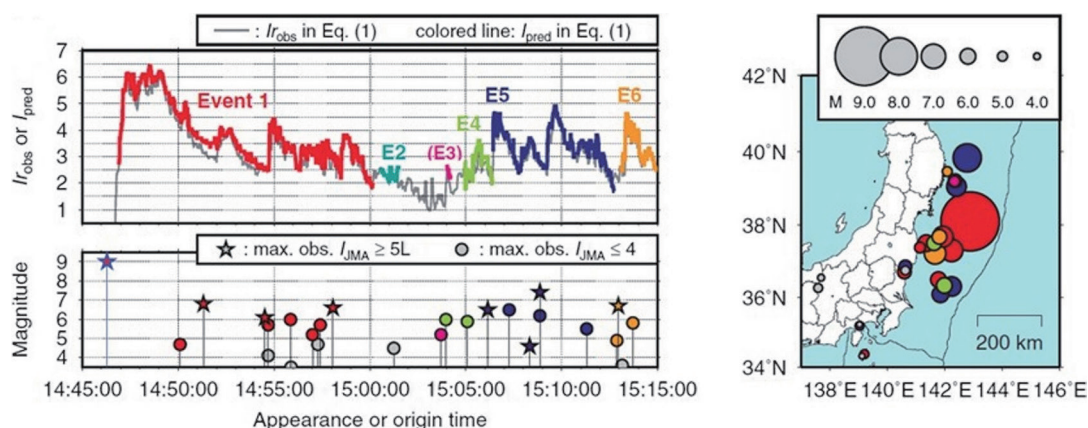


図 4 M9.0直後の地震活動に対する PLUM 法の地震検知状況 (Kodera *et al.*, 2018)。左上の図において、灰色線は観測リアルタイム震度の最大値の時系列を、その他の色付きの線は PLUM 法による予測震度の時系列を表す。色付きの線のそれぞれは、PLUM 法がひとつの地震イベントとみなして処理した予測結果に対応している。左下は震源が決定された地震の MT 図で、色は左上の PLUM 法で処理されたイベントに対応している。星印は最大震度 5 弱以上、丸印は最大震度 4 以下の地震を表す。右図は震央位置を示す

発地震時であっても安定して予測計算ができることを示している。以上の結果から PLUM 法は、巨大地震時や同時多発地震時といった複雑な地震の発生状況に対しても、安定して精度の良い予測計算を実施・提供することが可能な、ロバストな地震動即時予測手法であると言える。

4. 実運用開始後の PLUM 法のパフォーマンス

気象庁では、東北沖地震によって明らかになった点震源モデルによる地震動即時予測の技術的課題に対処するため、PLUM 法の実装・検証を進め、2018 年 3 月 22 日から PLUM 法を緊急地震速報システムに導入して運用を開始した。緊急地

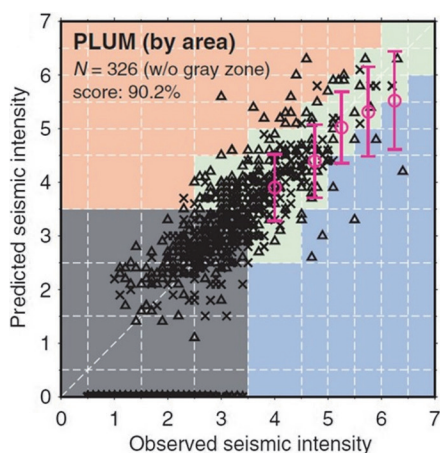


図 5 $M9.0$ の地震発生後から 4 月 30 日までの間に発生した最大震度 5 弱以上の余震・誘発地震に対する PLUM 法の震度予測結果 (Kodera *et al.*, 2018). 各データ点は予報区ごとの予測震度・観測震度に対応している。×印は海域で発生した地震、△印は内陸で発生した地震のデータであることを表している。予測誤差が震度階級で 1 階級以内である範囲（ただし、観測または予測震度が 4 以上に限る）は緑色の領域で示してある。「score」はデータ点が緑色の領域に含まれる割合で算出している（ただし、灰色の領域にあるデータ点は計算から除外している）

震速報システム上では点震源モデルに基づく手法と PLUM 法とによる 2 つの地震動即時予測が得られることになるが、最終的なアウトプットとしては、両予測値の最大値を取ったものを採用する（ハイブリッド法）。

PLUM 法運用開始日である 2018 年 3 月 22 日から 2020 年 12 月 31 日までの期間における緊急地震速報（警報）の発表状況を解析し、PLUM 法の導入によって緊急地震速報システムのパフォーマンスにどのような変化があったかを調査した（図 6；Kodera *et al.*, 2021）。観測最大震度が 5 強以上の地震に対しては、点震源モデルに基づく手法も PLUM 法もどちらもほとんど見逃しなく警報発表することができていた。一方で、観測最大震度がちょうど 5 弱の地震については、PLUM 法がより高い検知率で多くの地震に対して警報発表することができていた。これは、観測リアルタイム震度を直接の入力としている PLUM

法が点震源モデルに比べて内陸地震の強震動を過小予測しにくいことによるものであり、PLUM 法の導入によって警報発表閾値（震度 5 弱）付近の地震に対する警報発表の見逃しが減少したことを表している。また、同期間においては点震源モデルに基づく手法が観測最大震度 3 の地震に対して M を過大評価して警報発表に至る事例があったが、PLUM 法においては震度を数階級過大に予測して警報発表に至るような事例は見られなかった。以上のことから、PLUM 法の導入は、警報発表閾値付近の地震に対する警報発表の見逃し減少という改善効果を緊急地震速報システムにもたらした、といえる。

5. PLUM 法の迅速性を高める取り組み

PLUM 法は、複雑な地震の発生状況に対してもしっかりと予測計算を実施できたり、警報発表の見逃しを減少させることができたりといった利点があったが、一方で技術的課題も存在し、さまざまな改善の余地がある。そのうちのひとつは迅速性である。PLUM 法は、半径 30km 以内で観測されたりリアルタイム震度に基づいて将来の揺れを予測しているが、強震動を予測するためには強震動そのものが半径 30km 以内で実際に観測されるのを待つ必要があり、その分得られる猶予時間が長くないという特徴がある。地上付近の S 波速度が 3km/s と仮定すると、PLUM 法により得られる猶予時間の理論値は最大 10 秒である。これは、P 波が観測された時点で震源位置や M 推定が可能である震源に基づく手法と比べると迅速性の面で課題がある状況である。PLUM 法の迅速性を向上させる方法としては、P 波の導入 (Kodera, 2018) と距離減衰の導入 (Kodera, 2019) の 2 つが検討されているが、ここでは前者について紹介する。

PLUM 法の迅速性を向上させる方法のひとつは、P 波の導入である（P 波 PLUM 法；Kodera, 2018）。現行の PLUM 法は、観測されたりリアルタイム震度そのものを入力として震度予測を行っているが、強震動の予測をするためには実際に強震

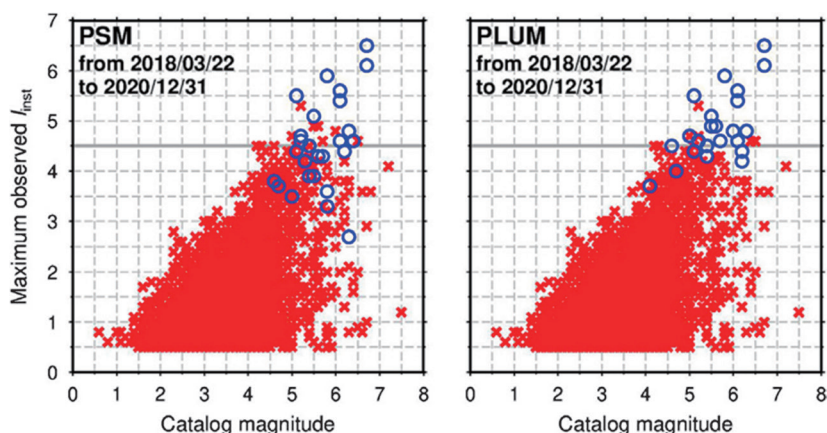


図 6 2018 年 3 月 22 日から 2020 年 12 月 31 日までの期間における緊急地震速報（警報）の発表状況（Kodera *et al.*, 2021）。左が点震源モデルに基づく手法、右が PLUM 法によるものを示す。青○印がそれぞれの手法で予測震度が 5 弱以上となり警報発表に至った地震、赤×印が警報発表に至らなかった地震を表している。灰色の水平線は警報発表基準である観測震度 5 弱（計測震度 4.5）を示している

動が観測される S 波の到達を待つ必要がある。一方で、S 波が到達する前には対応する P 波が観測されているはずであり、もし P 波が到達した時点で S 波としてどのくらいの大きさの強震動が観測されるかを予測することができれば、S 波の観測を待つことなく P 波が観測された時点で S 波到達時と同等の強震動予測が行えるはずである。P 波 PLUM 法は次のアルゴリズムで震度予測を行う：

$$I_{\text{pred}} = \max\{I_{r_1}^{\text{OS}}, I_{r_2}^{\text{OS}}, \dots, I_{r_n}^{\text{OS}}\}$$

ここで、 $I_{r_i}^{\text{OS}} (i=1, \dots, n)$ は地点 i における P 波から予測された S 波震度のオンサイト予測²⁾である。 $I_{r_i}^{\text{OS}}$ が得られないときや、 $I_{r_i}^{\text{OS}}$ が I_{r_i} （観測リアルタイム震度）よりも小さいときは、現行の PLUM 法と同様に $I_{r_i}^{\text{OS}}$ の代わりに I_{r_i} をそのまま使用する。P 波から S 波のオンサイト予測 $I_{r_i}^{\text{OS}}$ は次のように計算される：

$$I_{r_i}^{\text{OS}} = I_{r_i}[\text{UD}] + \Delta I_r$$

ここで、 $I_{r_i}[\text{UD}]$ は上下動成分のみから計算した観測リアルタイム震度、 ΔI_r は P 波と S 波の震度差を表す定数パラメータである。観測リアルタイム震度の上下動成分が P 波による震度とみなし、それに P 波と S 波の震度差を加えることで対応する S 波の震度を予測する。Kodera (2018) では、

まず P 波の検出を実施し、P 波が検出されたらオンサイト予測を実施する、という 2 ステップで計算を行った。P 波の検出には、P-filter（Ross and Ben-Zion, 2014）という手法を採用した。P-filter は、震動軌跡が線状でかつ鉛直方向の場合に 1、そうでない場合に 0 の値を取る量であり、P-filter の値が 0.4 以上の場合に P 波が検出されたとした。P 波検出がされた後はオンサイト予測を実施するが、P 波と S 波の震度差はほぼ 1 であるという Yamamoto *et al.* (2008) の結果に基づき $\Delta I_r = 1.0$ としてオンサイト予測を計算した。

東北沖地震時の KiK-net 地中点に対してオンサイト予測を実施した例を図 7 に示す。観測点 MYGH04 の加速度波形を見ると、50～70 秒付近と 100～120 秒付近にそれぞれ強震動が観測されているが、これらは宮城県沖に位置する 2 つの強震動生成域（strong motion generation area; SMGA）からそれぞれ放出された地震動と解釈することができる（Asano and Iwata, 2012）。この波形に対して P-filter の値を計算すると、各 SMGA からの強震動が観測される直前に P-filter の値が大きくなっていることが分かる。これは、SMGA の強震動が観測される前にそれに対応する P 波が観測されていることを示している。オ

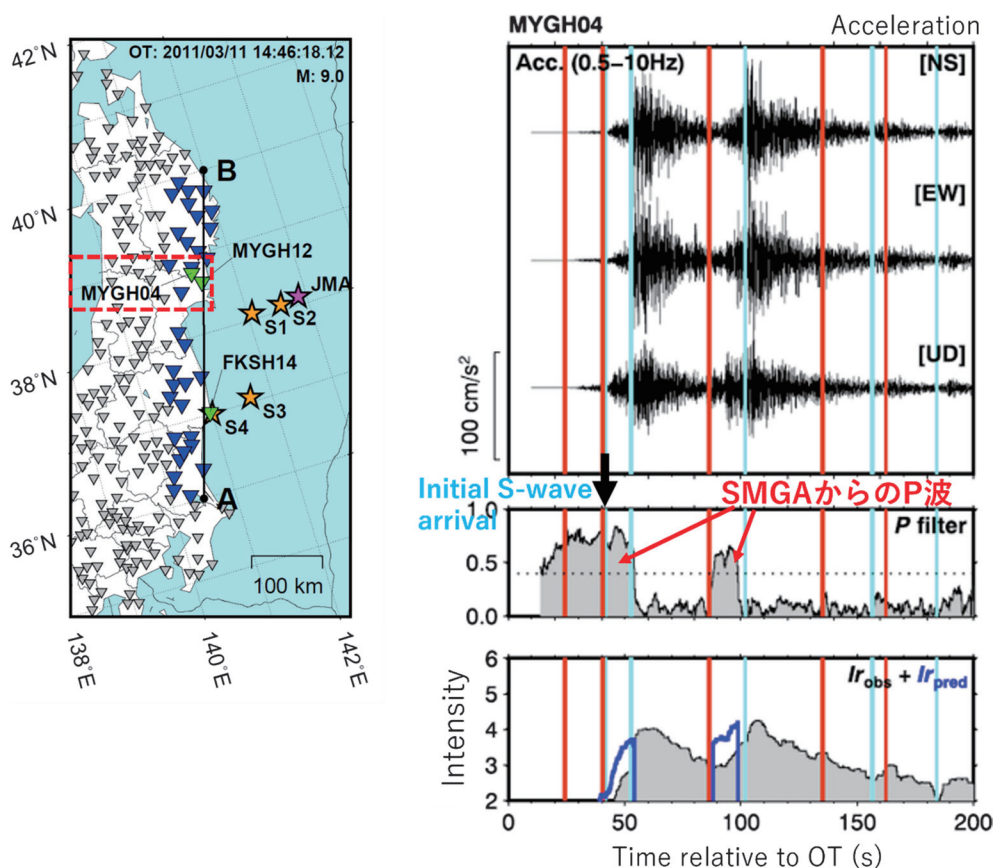


図 7 M9.0 の東北沖地震時の KiK-net 地中観測点 MYGH04 に対して P 波検出とオンサイト予測を実施した結果 (Kodera, 2018 を一部改変)。右の図は、上から順に、加速度波形、P-filter の計算値、リアルタイム震度の観測値 (灰色) およびオンサイト予測結果 (青色)、を図示している。赤色と水色の垂線は、破壊開始点または各 SMGA からの理論 P 波走時と S 波走時を表している

ンサイト予測による予測値を見ると、観測震度の極大値に近い震度が十数秒前に予測できていることが分かる。したがって、この P 波に対してオンサイト予測を実施すれば、SMGA からの強震動を P 波が観測された時点で予測することができ、PLUM 法による SMGA の強震動の予測もその時点で実施できることになる。

Kodera (2018) では、P-filter に基づいて P 波検出を行った後で S 波震度のオンサイト予測を実施していたが、最近では P 波検出処理をせず常時オンサイト予測を実施する方法も提案されている (小寺, 2024)。P 波検出処理をスキップすることで、上下動リアルタイム震度にある定数値を加算した値を常時モニタリングするだけでオン

サイト予測を実施することができるため、実装が非常に単純になることに加え、予測計算の安定性が高くなるという利点が得られる。

6. ま と め

東北沖地震の発生で明らかとなった当時の緊急地震速報システムの技術的課題を解決するため、地震動伝播に基づく地震動即時予測の 1 つである PLUM 法の開発・実装がなされ、2018 年 3 月 22 日からは緊急地震速報システムで PLUM 法による地震動即時予測が提供されている。特定の震源モデルを仮定せずに波動伝播モデルに基づき現在の波動場から直接将来の波動場を予測する PLUM

法は、巨大地震時や同時多発地震時といった複雑な地震の発生状況においても安定して震度予測を行えるという利点を持っている。一方で、現行の PLUM 法は迅速性の面では技術的課題があり、P 波を用いたオンサイト予測と組み合わせる方法 (P 波 PLUM 法) で迅速化が検討されている。

地震動伝播に基づく地震動即時予測は予測計算の安定化を図るうえでは重要なアプローチであり、日本のみならず米国等でも導入の検討が進められている (たとえば, Cochran *et al.*, 2019)。一方で、迅速性といった面においては改善の余地が残されている。ユーザーにとってより有用で信頼性の高い予測情報を提供していくためには、地震動伝播に基づく地震動即時予測の更なる改善・発展が今後必要となるだろう。

謝辞

緊急地震速報は、公益財団法人鉄道総合技術研究所、国立研究開発法人防災科学技術研究所、国立大学法人京都大学防災研究所との技術開発・協力によって実現しています。本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所が管理・運営する KiK-net 観測点の波形記録を使用しました。

参考文献

- Asano, K. and Iwata, T. 2012. Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1–10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, **64**, 1111–1123. doi:10.5047/eps.2012.05.003
- Chung, A.I., Henson, I., Allen, R.M. 2019. Optimizing earthquake early warning performance: ElarmS-3. *Seismol. Res. Lett.* **90** (2A), 727–743. doi:10.1785/0220180192
- Cochran, E.S., Bunn, J., Minson, S.E., Baltay, A.S., Kilb, D.L., Kodera, Y. and Hoshiba, M. 2019. Event detection performance of the PLUM earthquake early warning algorithm in Southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **109**, 1524–1541. doi:10.1785/0120180326
- Hoshiba, M. 2013. Real-time prediction of ground motion by Kirchhoff-Fresnel boundary integral equation method: extended front detection method for earthquake early warning. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 1038–1050. doi:10.1002/jgrb.50119
- Hoshiba, M. and Aoki, S. 2015. Numerical shake prediction for earthquake early warning: data assimilation, real-time shake mapping, and simulation of wave propagation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**, 1324–1338. doi:10.1785/0120140280
- Hoshiba, M., Kamigaichi, O., Saito, M., Tsukada, S. and Hamada, N. 2008. Earthquake early warning starts nationwide in Japan. *Eos Trans. AGU*, **89**, 73–74. doi:10.1029/2008EO080001
- Kodera, Y. 2018. Real-time detection of rupture development: earthquake early warning using P waves from growing ruptures. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 156–165. doi:10.1002/2017GL076118
- Kodera, Y., Yamada, Y., Hirano, K., Tamaribuchi, K., Adachi, S., Hayashimoto, N., Morimoto, M., Nakamura, M. and Hoshiba, M. 2018. The propagation of local undamped motion (PLUM) method: a simple and robust seismic wavefield estimation approach for earthquake early warning. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **108**, 983–1003. doi:10.1785/0120170085
- Kodera, Y. 2019. An earthquake early warning method based on Huygens principle: Robust ground motion prediction using various localized distance-attenuation models. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**, 12981–12996. doi:10.1029/2019JB017862
- Kodera, Y., Hayashimoto, N., Tamaribuchi, K., Noguchi, K., Moriwaki, K., Takahashi, R., Morimoto, M., Okamoto, K. and Hoshiba, M. 2021. Developments of the nationwide earthquake early warning system in Japan after the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Front. Earth Sci.*, **9**:726045. doi:10.3389/feart.2021.726045
- 小寺祐貴. 2024. P波検出処理をせずにP波を地震動即時予測に活用する：P波PLUM法の検討. *日本地球惑星科学連合2024年大会*, SCG53-P02.
- 切刀 卓・青井 真・中村洋光・鈴木 亘・森川信之・藤原広行. 2013. 震度のリアルタイム演算に用いられる近似フィルタの改良. *地震第2輯*, **65**, 223–230. doi:10.4294/zisin.65.223
- Ross, Z.E. and Ben-Zion, Y. 2014. Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves. *Geophys. J. Int.*, **199**, 368–381. doi:10.1093/gji/ggu267
- 溜渕功史・山田真澄・Stephen, W.U. 2014. 緊急地震速報のための同時多発地震を識別する震源推定手法.

地震第2輯, 67, 41-55. doi:10.4294/zisin.67.41
Yamamoto, S., Rydelek, P., Horiuchi, S., Wu, C. and Nakamura, H. 2008. On the estimation of seismic intensity in earthquake early warning systems. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07302. doi:10.1029/2007GL033034

注

- 1) 計測震度と震度階級：気象庁が用いている震度は地震計で記録される加速度波形から計算されるが、震度の表し方は計測震度と震度階級の2つが存在する。計測震度は小数点第1位まで震度を求めたものであり、震度階級は計測震度の小数点第1位を丸めて震度を10段階（0～4, 5弱, 5強, 6弱, 6強, 7）で表記したものである。たとえば、計測震度2.5以

上3.5未満は震度3, 計測震度3.5以上4.5未満は震度4, 計測震度4.5以上5.0未満は震度5弱, 計測震度5.0以上5.5未満は震度5強, を表す。

- 2) ある地点の震度をその地点で観測されたデータを用いて予測することをオンサイト予測と呼ぶ。

小寺祐貴

[こでら ゆうき]

現職 気象庁気象研究所主任研究官

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士課程修了, 2013年度より気象庁地震火山部地震津波監視課係員, 2016年度より気象庁気象研究所研究官, 2023年度より現職

研究分野 地震動即時予測

首都圏の地震活動 —海山の沈み込みが原因か？—

中島淳一

1. はじめに

日本列島の国土面積は世界全体の約 0.3% にすぎないにもかかわらず、世界で発生する地震の約 20% がその周辺で発生している。有感地震の発生数は年間およそ 2,000～3,000 回に達し、体に感じない小さな地震まで含めると、1 年間に発生する地震の総数は十数万回にも及ぶ。『日本書紀』には、飛鳥時代後期の 684 年に発生した白鳳地震（南海トラフ沿いで発生した地震）による被害の記録が残されており、地震が古くから日本における主要な災害要因であったことがわかる。

日本列島ではどこであっても大地震が発生する可能性がある。地震調査研究推進本部による海溝型地震の長期評価によれば、今後 30 年以内に $M7\sim 8$ クラスの大地震が発生する確率は、南海トラフで 20～50% または 60～90% 程度以上、南関東地域で 70% 程度、北海道東部で 7～40% とされている。このうち南関東地域（首都圏）は、日本の政治・経済の中心であり、関東地方の一都六県には約 3,700 万人（日本の人口の約 30%）が暮らしている。ひとたび大地震が発生すると甚大な被害が危惧される。本稿では首都圏直下の地震テクトニクスと過去の被害地震を概観した上で、地震活動に関する新しい仮説を紹介する。

2. 首都圏の地震活動

2.1 プレート構造

日本列島周辺には 2 つの海洋プレート（太平洋プレートとフィリピン海プレート）が存在する。太平洋プレートは北海道～東北～関東～伊豆諸島の下に年間約 8cm、フィリピン海プレートは関東～西日本～九州～南西諸島の下に年間 3～5cm の速さで沈み込んでいる。関東地方下には東側の日本海溝から太平洋プレート、南側の相模トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでおり（図 1a）、プレート運動学的に世界でもっとも特殊な地域のひとつとされている。なお、沈み込んだ海洋プレートはスラブとよばれ、沈み込む前のプレートと区別されることが多い。本稿では、沈み込んだプレートは原則「スラブ」と表現するが、たとえば、「沈み込んだ太平洋プレート上の海山」、「沈み込んだ太平洋プレートの上部境界面」など、その因果関係を明確に記述したい場合には「プレート」という表現も使用する。

地震活動および地震波速度構造から推定したフィリピン海スラブ、太平洋スラブの形状を各スラブの上面の等深線で図 1(a) に示す。フィリピン海スラブは北西に向かって深くなり、関東下の深さは 20～80 km である。一方、太平洋スラブは西に向かって深くなり、その深さは 40～120 km 程度である。測線 A-A' に沿う鉛直断面図の模式図（図 1b）をみると、太平洋スラブの上にフィリピン海スラブが存在し、両スラブの接触域

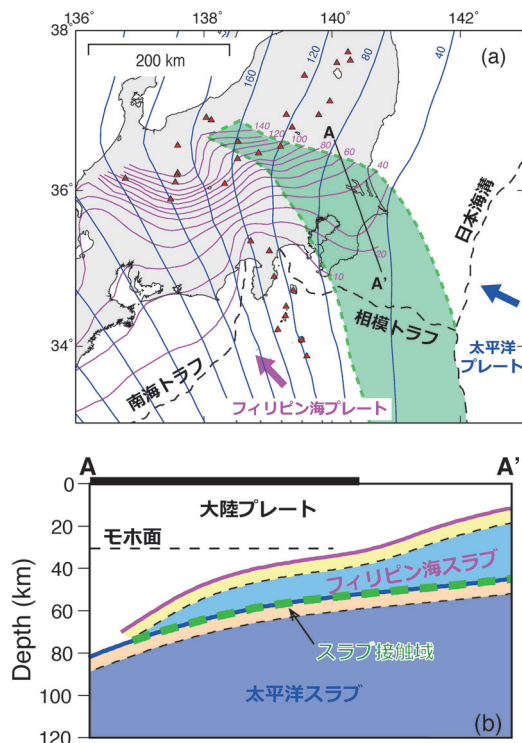


図 1 (a) 太平洋プレート (青) とフィリピン海プレート (紫) の形状と接触域の広がり (緑領域)。 (b) A-A' に沿う鉛直断面図

(図 1a の緑範囲) が関東下に広く広がっていることがわかる。スラブ同士の接触による相互作用は、太平洋スラブの温度構造、フィリピン海スラブの蛇紋岩化、フィリピン海スラブ北縁の変形など、関東下の地震テクトニクスに大きな影響を与えていることがわかっている。これまでに明らかになってきた関東地方のスラブ構造や地震テクトニクスについては、長谷川ほか (2013) で詳細にレビューされている。興味ある方は参考にされたい。

2.2 過去の被害地震

南関東下に沈み込むフィリピン海プレートの上部境界面では、1703 年元禄関東地震 ($M8.2$)、1923 年大正関東地震 ($M7.9$) などのマグニチュード (M) 8 クラスの海溝型巨大地震が幾度となく発生し、大きな揺れや津波により甚大な被害をも

たらしてきた。それ以外にも内陸地殻やフィリピン海スラブ、太平洋スラブ内では規模のやや小さな $M7$ クラスの地震が多く発生してきたこともわかっている。

図 2 は 2000 年以降に発生した $M1.5$ 以上の地震分布である。色は震源の深さを表し、浅い地震は暖色系、深い地震は寒色系で表されている。黒星は元禄関東地震・大正関東地震の震源 (破壊の開始点)、白丸は元禄関東地震以降に発生した 9 つの $M7$ クラスである (地震調査研究推進本部, 2013)。この 9 つの $M7$ クラス地震は、内陸の浅い地震 (1782 年天明小田原地震, 1853 年嘉永小田原地震)、フィリピン海スラブ内の地震 (1921 年茨城県南部の地震, 1922 年浦賀水道地震, 1987 年千葉県東方沖地震)、太平洋スラブ内の地震 (1894 年東京湾付近の地震, 1895 年茨城県南部の地震)、研究により震源の深さに幅のある地震 (1855 年安政江戸地震, 1894 年明治東京地震) に大別される。

関東地方の過去の地震の発生メカニズムを理解するためには、現在の地震活動の要因を詳しく精査する必要がある。関東地方下では東京湾北部に地震活動が密集している領域がある (図 2 の青丸内の地震活動: 深さは 60~70 km)。本稿では、この地震活動を「東京湾北部の地震の巣」とよぶ。地震の巣 (earthquake nest) とは周囲の活動とは孤立した密集した地震活動をさす用語である。東京湾北部の地震の巣において過去 25 年間に発生した最大の地震は $M6.0$ (2005 年 7 月 23 日: 最大震度 5 強) であり、 $M7$ クラスの地震は発生していない。しかしながら、明治東京地震がこの地震の巣の周辺で発生した可能が指摘されている (勝間田ほか, 1999)。Nakajima (2025) では、地震の巣の活動を詳細に解析し、その地震分布の特徴から海山の沈み込みが地震の巣の原因であるというモデルを提案した。以下では Nakajima (2025) の研究を紹介する。

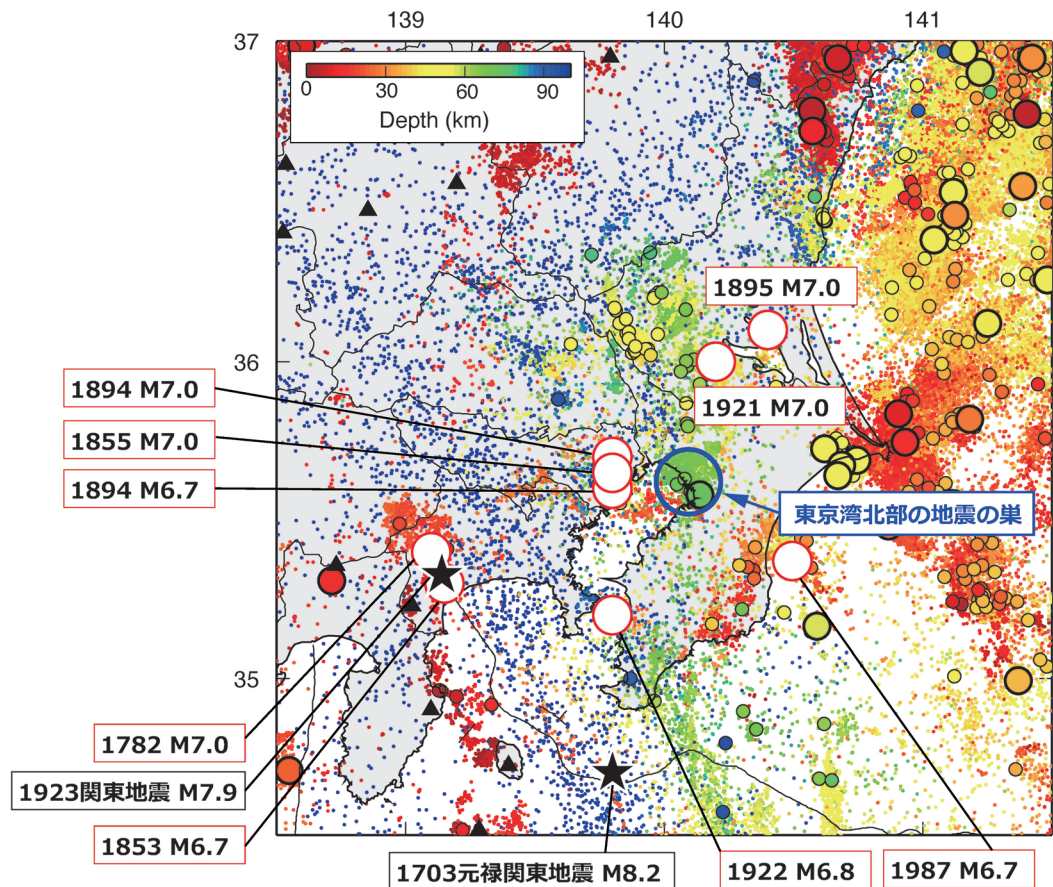


図 2 2000～2023 年に発生した $M \geq 1.5$ の地震（色は深さ）。小さな丸は $M5$ 以上、大きな丸は $M6$ 以上の地震。黒星は 2 つの $M8$ クラス地震、白丸は 1700 年以降の 9 つの $M7$ クラス地震。青丸が東京湾北部の地震の巣

3. 手法・結果

2000 年から 2023 年に発生した地震（気象庁震源： $M \geq 1$ ）を解析に使用した（図 3a）。地震の巣に対応する直径 20 km 程度の円形の地震活動が確認できる。規模の大きな地震は地震活動域の南側に多く、北側では少ない傾向にある。一方、太平洋スラブの最大傾斜方向にはほぼ直交する東西鉛直断面図（図 3a の右図）をみると、震源は深さ方向に 10 km 程度の厚みをもっている。東北地方太平洋沖地震後や大きめの地震の余震を除くと、解析期間の 24 年間にわたり地震活動はほぼ

定常的であり、震源の移動などは確認できない。

震源位置（特に深さ方向の厚み）の妥当性を検証するために、Double-difference 法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）を用いた震源決定を行った。まず気象庁一元化カタログに記載の P 波、S 波の検測値を用いて震源再決定を行い、次に波形相関を用いて相対走時差を計算し、そのデータを用いて震源再決定を行った。最終的な震源再決定結果を図 3(b) に示す。鉛直断面では地震活動がいくつかの薄い面状に分布し、それぞれの厚さはおおむね 1 km 以下となった。地震の多くは太平洋スラブの上部境界面で発生しているという従来の解釈や $M6.0$ 、 $M5.9$ の地震のメカニズム解とも整合

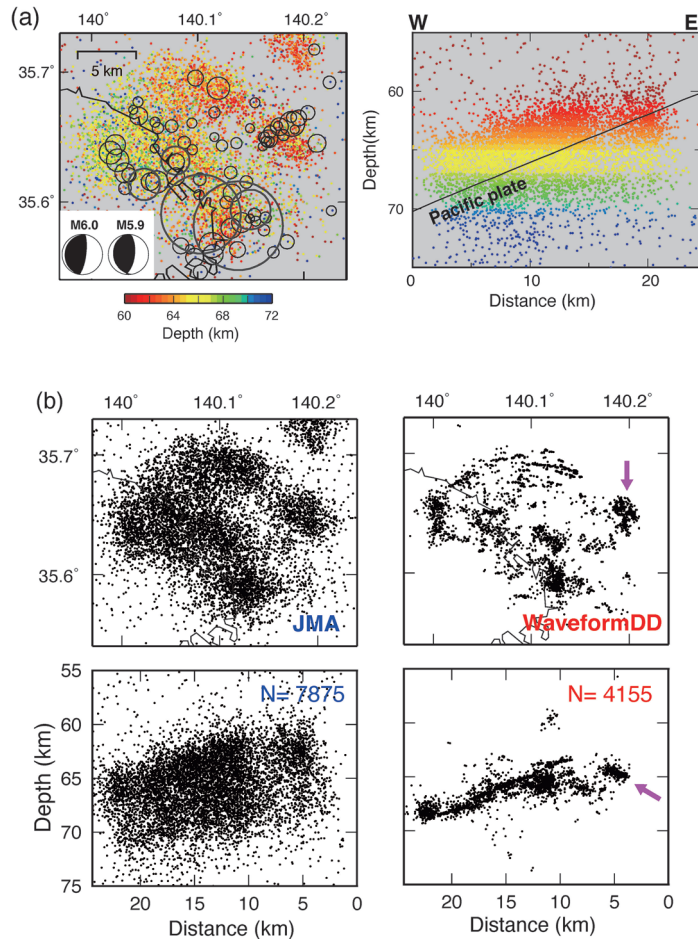


図 3 (a) 地震の巣の活動。M4 未満の地震は震源の深さを色分けした点で示す。黒丸は M4 以上の地震 (丸の大きさは断層半径に対応)。地震のメカニズム解は M5.9 と M6.0 の地震。断面図の黒線は太平洋プレートの上部境界面。(b) 気象庁震源 (左) と波形相関による相対走時データによる再決定震源 (右)。紫矢印は太平洋スラブ内の地震活動

的である。波形を用いた震源再決定により、地震の巣は従来考えられていたよりも微細な構造を持つことが明らかになった。なお、地震の巣の東部に見られるやや孤立した地震活動 (図 3b の紫矢印) は太平洋スラブ内に存在する東傾斜の面で発生していることも示された。

地震活動の特徴を調べるために b 値を推定したところ、活動域全体での b 値は 0.72 であった。 b 値の空間変化を調べるために、地震の巣に対して 90 度の扇型を 45 度ずつ回転させながら計算を

行ったところ、北部で 0.95 と相対的に大きく南東部で 0.6~0.7 と小さいことが明らかになった。北部では小さな地震が頻発するのに対して、南東部では大きな地震が多く発生していることと調和的である。

図 4(a) は波形相関相対走時データで再決定された震源分布 (灰色点) である。このうちプレート境界で発生していると解釈できる地震 (低角逆断層型のメカニズムをもつ地震と繰り返し地震) を赤丸で示してある。図 4(b) は 9 つの測線に沿

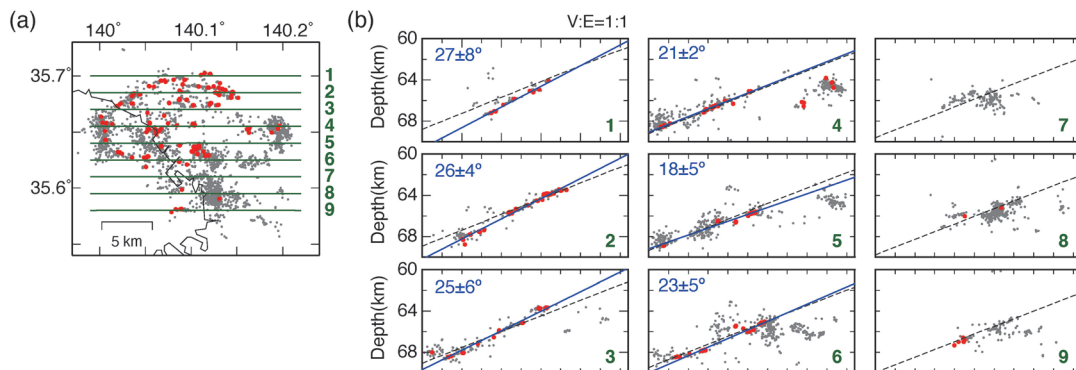


図 4 (a) 波形相関相対走時データを用いて再決定した震源。赤丸はプレート境界地震。(b) 9つの東西鉛直断面。青線はプレート境界地震の並びにフィッティングさせた直線、黒破線は既存モデルの太平洋プレートの上部境界

う東西鉛直断面図である。プレート境界地震が発生している面の傾斜を求めるために、プレート境界地震の数が多い測線 1-6 に対して地震の並びを直線でフィッティングした。得られた傾斜角は測線 1-3 では 25-27 度であり、関東地方下の太平洋プレートの平均的な沈み込み傾斜角（約 21 度：黒破線）よりもやや急であることが明らかになった。震源決定の際の観測点の組み合わせによる震源決定誤差の影響を調べるために、震源域の直上に位置する 5 つの観測点を間引きながら震源再決定を行っても傾斜の特徴に大きな変化はみられなかった。この結果は、地震の巣の北部では、プレート境界の傾斜が局所的に高角であることを示唆している。一方で、地震の巣の中央部では地震の並びの傾斜角は太平洋スラブの傾斜角とほぼ同じであった（測線 4-6）。南部ではプレート境界型地震が少なく、面の傾斜角を決定することはできなかった（測線 7-9）。

東京湾北部の地震の巣の特徴は以下のとおりである。

- (1) 半径約 10km の円形の中で地震活動が生じている
- (2) 西に傾斜した面上で多くの地震が発生している
- (3) $M5$ 以上の地震は南部に多く、南西部では

地震活動が低調である

- (4) 東部に見られる密集した地震活動は太平洋スラブ内で発生している
- (5) b 値は北部で大きく南東部で小さい
- (6) 北部の震源の並びは太平洋スラブの沈み込み角度よりやや急である

次章では、これらの多くの特徴を説明するモデルとして、太平洋プレートと一緒に沈み込んだ海山が東京湾北部の地震の巣の原因であるという仮説を提案する。

4. 海山沈み込みモデル

4.1 太平洋プレート上の海山分布

地球上の海洋プレート上には多くの海山（周囲の海底から比高 1,000m 以上の孤立した山状の地形）が存在する。海山のほとんどは過去に生じた海底火山活動の名残であり、その後のプレート運動によって海溝まで移動し、最終的には海洋プレートと一緒に地球内部に沈み込んでいく。

図 5(a) は関東地方沖合の海底地形図である。茨城県～福島県沖には「常磐海山列」とよばれる海山列が存在する。常磐海山列は北東-南西方向に細長く配列しており、ひとつひとつの海山は半径が数 km から十数 km 程度、比高 1,000～3,000m

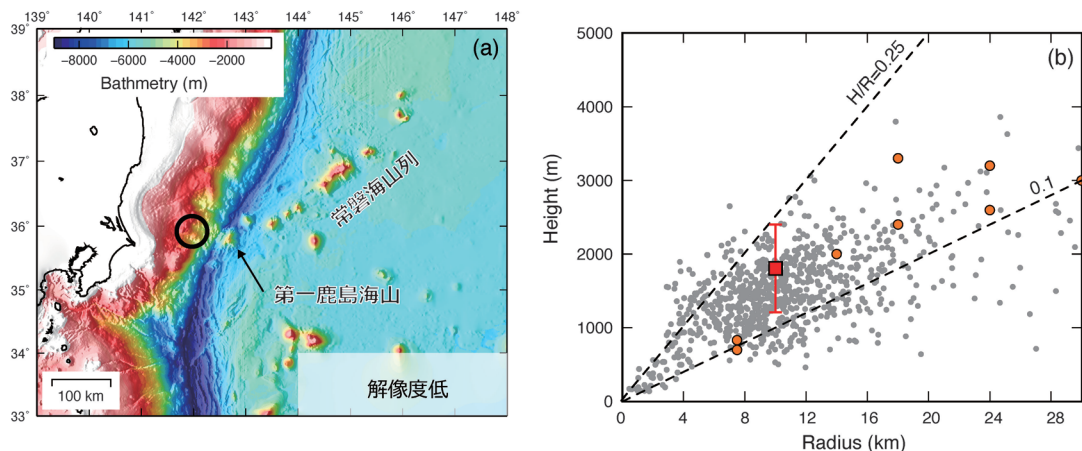


図 5 (a) 関東地方沖合の海底地形（色は水深）。黒丸は地震探査から推定した沈み込んだ海山の位置 (Mochizuki *et al.*, 2008)。(b) 世界の海山の半径と比高 (Smith, 1988 ; Gevorgian *et al.*, 2023)。橙色は常磐海山列 (Masalu *et al.*, 2001)、赤四角は東京湾北部の地震の巣のサイズ

ほどである。常磐海山列の南側の鹿島沖から房総沖にも複数の海山が点在している。この領域の海山もまた、半径が数 km から 10 km 前後のものが多く、図 5(b) は世界の海山の大きさ（半径と高さ）の散布図である。海山の縦横比（高さ/半径）は 0.1～0.25 程度で、半径が大きくなると高さも高くなる正の相関がみられる。常磐海山列に属する海山（オレンジ丸）は世界で見られる海山のサイズと同程度である。

4.2 海山の沈み込み

図 5(a) に示すように、沈み込む前の太平洋プレートの海洋底に海山が多数存在する。すでに沈み込んでしまった海山についての情報はないが、現在と同様に太平洋プレート上には過去にも海山が存在し、それらはプレートと一緒に日本列島の下に沈み込んでいると考えるのが自然であろう。実際に、茨城県の沖合ではプレートの深さが 20～30 km 程度のところで沈み込んだ海山が存在することが構造探査によってわかっている（図 5a の黒丸）。

東京湾北部の地震の巣については、海底にある海山と異なり高さはわからない。Nakajima (2025) では、プレート境界の地震の急角な並びと平均的

な太平洋プレートの深さ方向の差および地震の分布の凹凸から、地震の巣のみかけの高さは 2,000 m 前後と推測した。このようにして推定された地震の巣のサイズが図 5(b) の赤四角である。地震の巣の大きさは沈み込む前の海山サイズ分布の範囲内に収まることがわかる。

Nakajima (2025) において、過去に沈み込んだ海山が東京湾北部の地震の巣の原因であるとした主な根拠は以下の 3 つである。

- A) 地震の巣のサイズが常磐海山列の海山とほぼ同じであること
- B) 地震の巣で発生するプレート境界地震が並ぶ角度が太平洋スラブの平均的な傾斜角に比べて数度ほど急であること
- C) 地震活動様式 (b 値) が空間変化すること

特徴 A) は地震の巣の原因が海山であるという仮説への強い制約にはならないが、海山の沈み込みとは矛盾しない。特徴 B) については、海山の前面で地震が発生していると考えれば幾何学的には説明可能である。後述するように、特徴 C) は海山の前面・背面での地震の発生様式の違いで定性的に説明できる。

図 6 は海山沈み込みの概念図である。図 6(a)

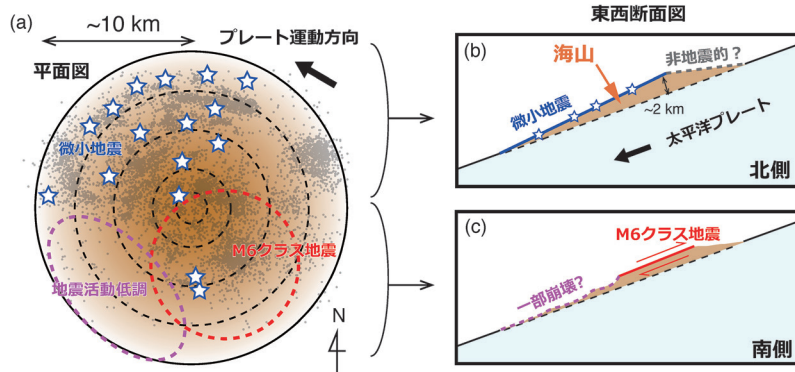


図 6 海山の沈み込みと地震活動の模式図. (a) 平面図. (b) 北半分の東西鉛直断面図. (c) 南半分の東西鉛直断面図

には、半径約 10 km の円形の活動域の中で地震活動は一様ではないこと、プレート境界上の微小地震は北～北西部に多いこと、M5 以上の中規模地震は南部に多いこと、南西部では地震活動が低調であることなどが模式的に示されている。図 6 (b) には北部の地震分布が模式的に示されている。北西部では地震の並びの傾斜角が急である一方で、北東部ではそのような地震は発生せず、空間的に非対称な地震活動分布が認められる（西北西への太平洋プレートの沈み込みを考慮すると、北西部は沈み込みの前面、北東部は側面～背面になる）。この棲み分けは、沈み込む海山の前面が小地震を促進する一方、背面や側面は応力シャドーになり非地震性すべりやスロー地震が発生しやすいという、数値モデルによる指摘と調和的である（Sun *et al.*, 2020）。北部～北西部で b 値が大きい（小さな地震が多い）という観測とも矛盾しない。

海山の南半部においては、南西部で地震活動が低調であるのに対し、南部～南東部では M6 クラスのプレート境界地震が発生している（図 3a）。これらの特徴を説明するために、Nakajima (2025) は非対称な海山の沈み込みを考えた。地震の少ない南西部では、沈み込む海山の一部が崩壊し、固着が弱まることで地震活動が抑制されていると解釈した。この仮説は、日本海溝から沈み

込む第一鹿島海山の西半部が海溝へ崩落していることに着想を得たものである。一方、南部～南東部で発生する M6 クラスの地震のメカニズム解を説明するためには西に傾斜する面（沈み込みプレートの上部境界面に相当）が必要であることから、その部分では M6 地震を起こすのに十分な広がりをもつ面が存在するというモデルを提案した（図 6c）。しかしながら、ここで仮定した海山の一部崩壊および広い西傾斜の面を有する非対称な海山形状についての観測的制約は乏しく、モデルの妥当性については今後の検証が必要である。

Huang *et al.* (2025) は、東京湾北部の地震の巣を含む首都圏下の密集した地震活動を解析し、それらの震源域では V_p/V_s 比が約 1.45 と局所的に小さいこと、さらに構造に南北方向の異方性が存在することを明らかにした。密集する地震活動域（地震の巣）に局所的な構造不均質が存在するという観測事実は、当該領域が周囲とは物質的に異なる可能性を強く示唆している。南北方向の異方性や小さな V_p/V_s 比を海山の沈み込みによって説明できるかどうかは今後の検討を要するが、Huang *et al.* (2025) が示した構造不均質は、海山モデルを検証するうえで重要な手がかりになると考えられる。

一般にプレートが沈み込む前の海山は円錐状の形を有しており、いくつかの沈み込み帯では凸状

の高まりや重力異常・地磁気異常・海底地形などから海山の沈み込みが示唆されている (Park *et al.*, 1999 ; Kodaira *et al.*, 2000 ; Mochizuki *et al.*, 2008 ; Bassett and Watts, 2015).

しかし、今回の地震の巣の深さ（深さ 65 km 程度）において海山の存在を指摘した研究はない。Nakajima (2025) では地震活動のみに注目し海山モデルを提案したが、海山が存在するのであれば、その形成に寄与したマグマが固化した岩体はその直下に存在するはずであり、そこではスラブ内地震活動が周囲と異なることも考えられる。プレート境界地震だけでなく、地震の巣の周辺で発生する地震や構造不均質を系統的に調査することで、海山モデルの妥当性を検証できるかもしれない。

4.3 海山が地震発生に与える影響

海山は沈み込みプレート境界に強い不均質性をもたらす、地震発生様式に重要な影響を与えることが知られている (e.g., Wang and Bilek, 2011)。特に、海山はアスペリティとして働くのか、それとも破壊伝播を妨げるバリアとして機能するのかについては、長年の論争が続いている。

大地震の破壊過程を解析した研究では、海山が沈み込む領域付近で破壊が停止した例が報告されている (Mochizuki *et al.*, 2008)。実際に、おおむね $M7$ 以上の地震に対しては、海山はしばしばバリアとして振る舞うという報告が多い。逆に、海山は周囲の海洋地殻よりも強度が高く、幾何学的にも突出した構造をもつため、海山はアスペリティとして働くという指摘もある。数値計算からは、海山上部やその周縁で固着が強まり、応力集中が生じることで繰り返し地震活動や地震の巣が形成されることが示されている (Sun *et al.*, 2020)。

海山の役割を理解する上で重要なのが、海山のサイズと地震破壊域の広がりとの関係である。地震の破壊域と同程度、あるいはそれ以上のサイズをもつ海山は、海山の外側で起こったプレート境界すべりの伝播を阻害し、結果として地震の破壊

を制限するバリアとして機能する可能性が高い。一方、地震の破壊域の広がり比べて小さな海山が存在する場合には、地震性すべりは海山を乗り越えることができるであろう。その場合には、海山がすべり域となる。また、海山への応力集中により小さな破壊（地震）が多数発生すると、東京湾北部の地震の巣のような密集した地震活動として観測されることが考えられる。

地震発生に対する沈み込んだ海山の振る舞いはスケールに依存し、地震規模、海山サイズ、周囲の物性構造や流体条件などに応じてその役割が変化すると考えるのが自然であろう。「海山はバリアかアスペリティか」という対立仮説にとらわれることなく、さまざまな規模の地震の破壊域の広がりや海山の位置関係を系統的に精査していくことが必要である。海山の果たす役割を多面的に理解することは、沈み込み帯における地震発生機構の解明や将来の地震ハザード評価において重要となる。

5. 首都直下地震の理解に向けて

本稿では東京湾北部の地震の巣は沈み込む海山が原因であるとのモデルを紹介した。この地震の巣は半径 10 km ほどであり、もし海山全体を壊す地震が発生すると、 $M7$ クラスの地震が発生する可能性もある（応力降下量 3, 10, 50 MPa に対して、円形クラックモデルを仮定した場合の地震のマグニチュードはそれぞれ $M6.5$, $M6.9$, $M7.3$ となる）。もしこの海山で $M7$ の地震が発生した場合、平均すべり量は 2~4 m（剛性率を 30~60 GPa と仮定）と計算される。

Nakajima (2025) によると、地震の巣の中で発生する繰り返し地震系列から算出された平均的な非地震性すべり速度は約 3.7 cm/年である。これはプレート収束速度（約 8 cm/年）のほぼ半分であり、残りの 4 cm/年がすべり欠損としてプレート境界に蓄積されている可能性がある。1894 年明治東京地震がこの地震の巣で発生したプレー

ト境界地震であると仮定すると、すでに発生から130年が経過した現在までに5mほどのすべり欠損が蓄積している。このすべり欠損は、M7地震の平均すべり量(2~4m)と同程度かやや大きいことから、M7クラスの地震を起こすのに十分なひずみが蓄積していると考えられる。繰り返し地震から推定されたすべり欠損が安定すべりで解放されていない場合には、東京湾北部を震源とするM7クラスの地震が発生する可能性は否定できない。

6. おわりに

本稿では首都圏のテクトニクス、および過去のM7クラスの地震像を概観した上で、Nakajima (2025) が提案した海山沈み込みモデルを紹介した。海山沈み込みモデルは東京湾北部の地震の巣の特徴の多くを説明する仮説であり、関東地方に分布する他の地震の巣(孤立した地震活動)も海山の沈み込みが原因である可能性がある。一方で、海山が沈み込んでいる直接的な証拠はなく、海山沈み込みモデルは空想モデルであるとの指摘もある。今後の研究では、世界の沈み込み帯において孤立した地震活動と海底地形、沈み込んだプレートの凹凸などとの空間的対応関係について、共通の特徴や相違点を系統的に調査していくことが必要である。今後の研究に期待したい。

参考文献

Bassett, D. and Watts, A.B. 2015. Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 1. Seafloor roughness and subducting relief. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **16**, 1508-1540. doi:10.1002/2014GC005685

Gevorgian, J., Sandwell, D.T., Yu, Y., Kim, S.-S. and Wessel, P. 2023. Global distribution and morphology of small seamounts. *Earth Space Sci.*, **10**, 1-13. doi: 10.1029/2022EA002331

長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁. 2013. 東

京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動. *地学雑誌*, **122**, 398-417. doi:10.5026/jgeography.122.398

Huang, Y., Ide, S., Kato, A., Yoshida, K., Jiang, C. and Zhai, P. 2025. Fault material heterogeneity controls deep interplate earthquakes. *Sci. Adv.*, **11**:eadr9353. doi: 10.1126/sciadv.adr9353

地震調査研究推進本部. 2013. 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sagami_2.pdf

勝間田明男・橋田俊彦・三上直也. 1999. 明治の東京地震(1894年)の震源パラメーターについて. *地震*, **2**, **52**, 81-89. doi: 10.4294/zisin.1948.52.1_81

Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. 2000. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake. *Science*, **289**, 104-106. doi: 10.1126/science.289.5476.104

Masalu, D.C.P., Ogawa, Y. and Kobayashi, K. 2001. Bathymetry of the Joban Seamount Chain, Northwestern Pacific. *Marine Geol.*, **173**, 87-96. doi:10.1016/S0025-3227(00)00162-6

Mochizuki, K., Yamada, T., Shinohara, M., Yamanaka, Y. and Kanazawa, T. 2008. Weak interplate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes. *Science*, **321**, 1194-1197. doi: 10.1126/science.1160250

Nakajima, J. 2025. The Tokyo Bay earthquake nest, Japan: implications for a subducted seamount. *Tectonophysics*, **906**:230728. doi:10.1016/j.tecto.2025.230728

Park, J., Tsuru, T., Kaneda, Y., Kono, Y., Kodaira, S., Takahashi, N. and Kinoshita, H. 1999. A subducting seamount beneath the Nankai Accretionary Prism off Shikoku, southwestern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 931-934. doi:10.1029/1999GL900134

Smith, D.K. 1988. Shape analysis of Pacific seamounts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 457-466. doi:10.1016/0012-821X(88)90143-4

Sun, T., Saffer, D. and Ellis, S. 2020. Mechanical and hydrological effects of seamount subduction on megathrust stress and slip. *Nat. Geosci.*, **13**, 249-255. doi:10.1038/s41561-020-0542-0

Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern hayward fault,

California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
doi: 10.1785/0120000006

Wang, K. and Bilek, S.L. 2011. Do subducting seamounts
generate or stop large earthquakes?. *Geology*, **39**,
819–822. doi: 10.1130/G31856.1

中島淳一

[なかじま じゅんいち]

現職 東京科学大学理学院教授

略歴 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士
課程修了。東北大学大学院理学研究科助手（助教）・准
教授を経て、東京工業大学理学院教授

研究分野 地震学

日本海中部に分布する海域活断層の長期評価

岡村行信

1. はじめに

大規模な地震災害を引き起こす直下型地震は活断層の活動によって発生する。そのことが広く社会に知られるきっかけになったのは1995年兵庫県南部地震で、神戸市から淡路島の地下に存在する活断層の活動によって地震が発生したことが明らかにされたことによって、活断層の危険性がようやく理解された。その後、国は地震調査研究推進本部を設立し、全国の活断層調査を進めてきた(文部科学省研究開発局, 2006)。現在では、陸域では100以上の主要活断層および断層帯が認定され、その分布や過去の地震発生履歴を明らかにする調査が実施され、それぞれの活断層で発生する地震の規模や将来の発生確率の長期評価が進められてきた。

海底にも活断層が分布することは以前から知られていたが、その長期評価は陸域より10年以上遅れて始まった。最初の評価は2022年3月に公表された「日本海南西部の海域活断層の長期評価(第一版)―九州地域・中国地域北方沖―」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2022; 図1a)で、37断層の長期評価を含む。その3年後の2025年6月に、23断層の評価を含む「日本海中部の海域活断層の長期評価(第一版)―近畿地域・北陸地域北方沖―」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2025) (図1b)が公表されたので、その内容について解説する。

2. 断層の認定手法

海域活断層は、主に反射法地震探査の記録を用いて断層を認定している。本海域に分布する活断層は変動地形が不明瞭なので、海底地形図は参考程度にしか用いていない。反射法地震探査は、エアガンなどを用いて強力なパルスの地震波を一定間隔で発震させながら測線上を航走し、海底下の地層から反射して戻ってくる地震波を捉えることによって、測線直下の断面構造を明らかにできる調査手法で、その手法で得られたデータを反射断面と呼ぶ。反射断面によって海底下の地層の形状が観察できるが、断層が存在すると、平坦な地層のズレや褶曲が形成される。それらの位置から断層図を作成し、断層の地下形状、タイプ、変位量などを推定している。

評価に用いたのは産業技術総合研究所、東京大学地震研究所、海洋研究開発機構などで取得された反射断面である。断層の分布を明らかにするためには、できるだけ狭い測線間隔の反射断面が必要である。現在活断層の認定に活用できる最も測線密度の高い反射断面は、産業技術総合研究所が海洋地質図の作成のために実施した4~6km程度の間隔の格子状の測線に沿って取得されたデータであり、それを用いて断層の分布図を作成した。ただし、この反射断面は地下深部の構造が見えにくい。そこで、東京大学地震研究所、海洋研究開発機構、エネルギー・金属鉱物資源機構などが、大規模な探査装置を用いて取得した反射断面を用いて、地下深部の断層形状も観察している。そのようなデータは限られており、一部の断層に

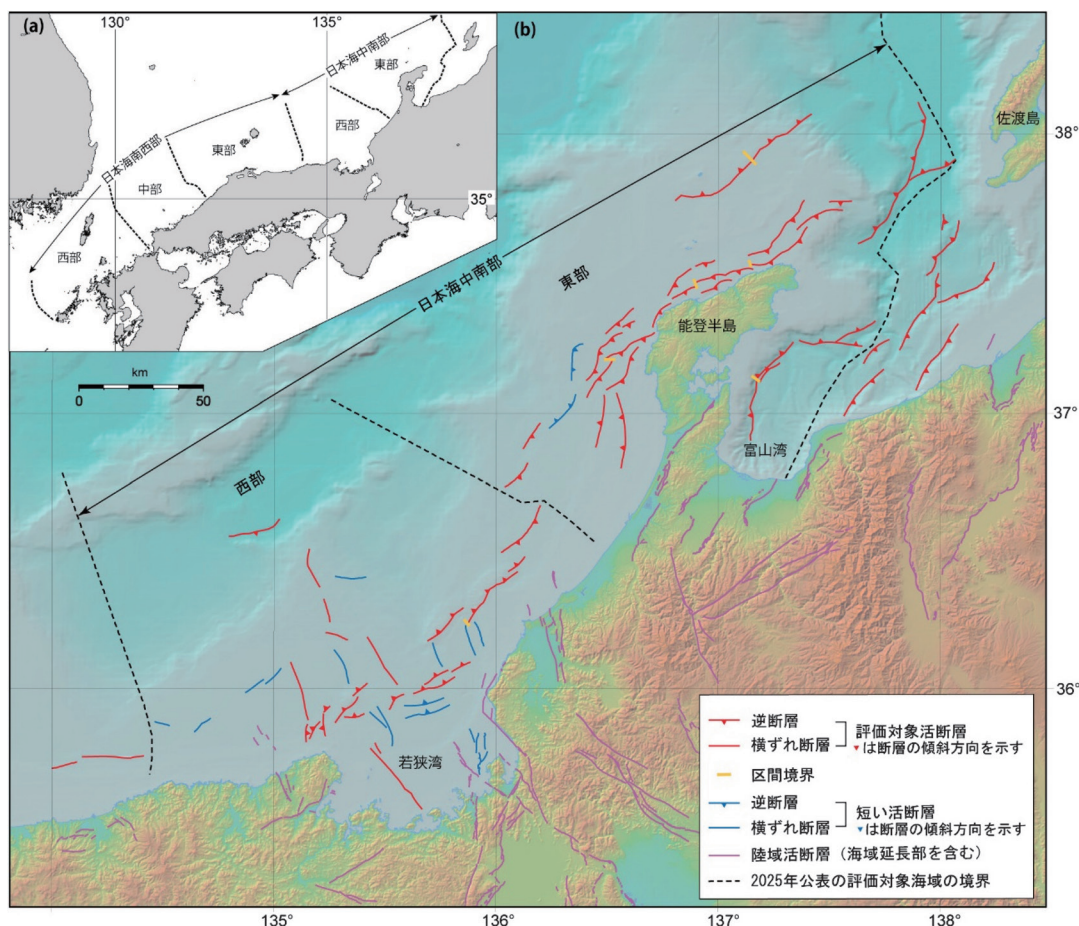


図 1 (a) 日本海南西部および日本海中南部の位置とそれら領域内の区分. (b) 日本海中南部の活断層の分布 (一部簡略化). 陸域の評価済み活断層とその海域延長部も示す. 背景の地形図は地理院地図を使用

についての深部情報しか得られないが、その海域の断層深部構造の特徴が明らかになり、他の断層の深部構造を推定する手掛かりが得られる。そのような性格の異なる反射断面を用いて断層分布とその地下形状を推定している。

反射断面で認定した断層の実例を図 2 に示す。図 2a は横ずれ断層の例で、地層が切断され、その両側でずれているのが分かるが、地層の褶曲はあまり大きくならないことが多い。逆断層は傾斜した断層面を持つが、その上盤が隆起して上に凸の褶曲(背斜)を伴う(図 2b)。海底付近で明瞭に地層が切断されていることは少なく、曲がって

いるだけの場合も多いが(図 2c)、地下に断層が伏在していると解釈している。このような反射断面の観察によって活断層図を作成し、マグニチュード 7 以上の地震が発生する可能性がある長さ 20km 以上の活断層を対象として、地震の規模と今後 30 年間以内の発生確率を評価した。

活断層の分布を明らかにできるのは、反射法地震探査が行われた領域に限られる。海岸から数 km の範囲は水深が浅いため大きな調査船が自由に入れない。若狭湾内、福井平野の沖および能登半島の北岸沖では、小型船を用いて海岸に近い領域の反射探査を実施されているが、そのほかの海

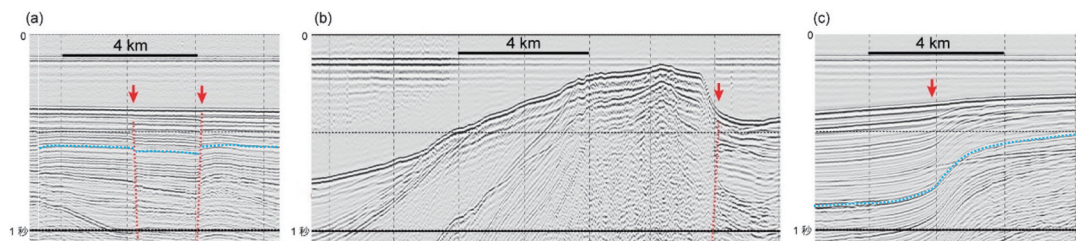


図 2 日本海中部で活断層を認定した反射断面の例。(a)と(b)の赤矢印と赤点線は断層の位置で、(c)は赤矢印の地下に活断層が伏在していると解釈した。青点線は基準層を示し、断層を挟んだ左右両側の深度差を垂直変位量とした。(b)は基準層が分布しない断層で、この断層に近い同様な構造の断層の変位量を用いた。縦スケールは往復走時(海面で発した地震波が海底下の地層で反射し、海面まで戻ってくるまでの時間)で、水中で1秒は750m。堆積物中ではそれより大きくなる

岸沿いの領域は調査が不十分である。また、海岸から100 km程度以上離れると探査測線が少なくなり、断層の有無や位置を特定することが困難になってくる。ただし、海岸から100 km以上沖の限られた反射断面を見る限り、顕著な断層はしられていない。

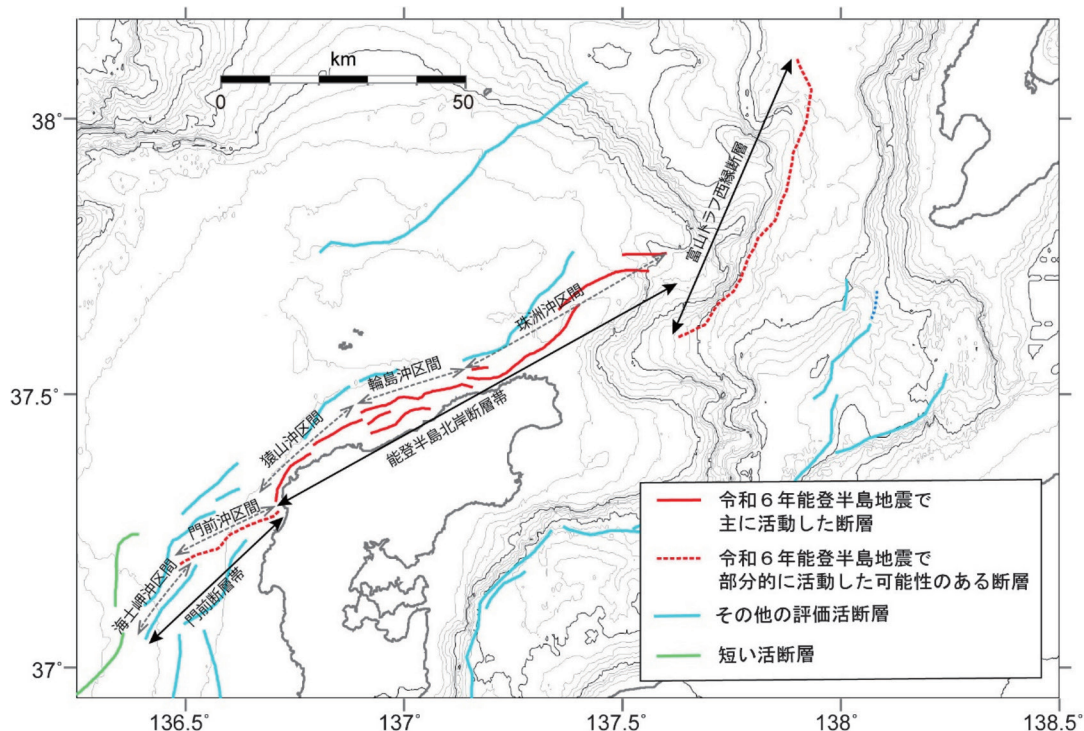
3. 活断層の特徴

日本海中部の活断層図を図1bに示す。若狭湾とその西側は横ずれ断層が優勢で、若狭湾より東側では、逆断層が主体になる。どちらのタイプの断層もおおよそ北西-南東方向の主圧縮応力によって断層が活動してきたと考えられる。若狭湾より西側の中国地方から九州の北方沖日本海に分布する活断層もほとんどは横ずれ断層である。一方、本評価海域より東の東北地方から北海道の西方沖日本海に分布する活断層は、ほとんどが逆断層である。横ずれ断層と逆断層の違いは主圧縮応力と直交する方向の応力状態が異なることを示している。若狭湾付近は日本海の応力状態が変化する境界となっているらしい。

若狭湾付近は活断層が多い場所でもある。若狭湾の南側は近畿三角帯と呼ばれ、活断層が密に形成されている場所であるが、活断層が形成されやすい条件が海域まで広がっていると考えられる。若狭湾から能登半島北岸沖までは、おおよそ北

東-南西走向の逆断層が断続的に分布しているが、断層面が南東傾斜する領域と北西傾斜する領域が交互に出現する(図1b)。これらの逆断層の多くは、日本海が開いた今から2,500~1,500万年前に形成された正断層が、おおよそ100万年前から再活動したものと考えられる。またそれらの一部の断層は約500万年前にも逆断層として再活動している。このような過去に形成された断層が現在の活断層の形成に大きな影響を与えている。

能登半島付近も断層が多い領域で(図3)、令和6年(2024年)能登半島地震(M7.6)は能登半島北岸断層帯が主要な震源域であった(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2024)。しかし、令和6年能登半島地震後の地震活動は北東側の富山トラフ西縁断層の南西部と門前断層帯の門前沖区間の東部まで広がった。門前沖区間は平成19年(2007年)能登半島地震(M6.9)の震源域でもある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007)。なお、活断層名には「断層」「断層帯」および「区間」が使い分けられている。「断層」は1回の地震ではほぼ全体が震源域になると想定される活断層である。「断層帯」は複数の「区間」からなり、「区間」は1回の地震で震源域になることが多いと想定されるが、隣接する「区間」も同時に震源域となる可能性が想定される場合に全体を「断層帯」と呼んでいる。能登半島北岸断層帯は3つの「区間」に区分されているが、2024



年にはそれらすべてが同時に震源域になった。

「断層」と「断層帯」で発生する地震はその範囲を超えて震源域が広がらないことを想定しているが、あくまで地質構造に基づいた判断であり、実際に発生した地震ではその想定どおりにはならないこともある。平成19年能登半島地震では、門前断層帯門前沖区間の東部しか活動していない(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007)。

一方、令和6年能登半島地震では能登半島北岸断層帯だけでなく、その北東側の富山トラフ西縁断層帯と、西側の門前断層帯も一部が活動した可能性がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2024; 青木, 2025)。活断層は過去に繰り返して発生した地震による断層のずれが累積して形成されている。地震時に活動する断層の範囲は毎回異なっている可能性があるため、断層の範囲と個々の地震活動の範囲は完全には一致しないこと

が多い。

4. 確率の評価

海域活断層の長期評価では、領域内の今後30年以内の地震発生確率も評価している。陸域の活断層では個々の活断層についてトレンチ調査等を実施し、過去数千年から数万年間の活動履歴に基づいて地震の発生間隔や最後の発生時期を明らかにすることによって、個々の活断層の地震発生確率を推定している。活動履歴がよくわからない断層でも平均変位速度から地震発生間隔を推定し、地震発生確率を推定している。一方、大部分の海域活断層は、過去の活動履歴がほとんど明らかになっていない。そのため、以下の方法で平均変位速度を推定した。

まず各断層で、年代が明らかになっている同じ

年代の地層（基準層と呼ぶ）の垂直方向の変位量を反射断面で測定した（図2）。本評価で変位量の測定に用いた基準層は鳥取沖から能登半島西岸沖まで、反射断面上で連続的な反射面として追跡できる地層である。その基準層の年代は、鳥取沖の海底でボーリングによって取得された深さ約100mの堆積物試料の微化石などの分析によって明らかにされた年代から60～70万年前と推定したが、平均垂直変位速度の計算では、反射断面の分解能の限界から生じる誤差を考慮し、基準層の年代を40～90万年とした。

以上の情報から、各断層の平均垂直変位速度を以下の計算式で求めることができる。

平均垂直変位速度（m/ky）＝基準層の垂直変位量（m）÷基準層の年代（ky）

kyは1,000年を示す。

横ずれ断層は横ずれ成分の方が縦ずれ（垂直変位）成分より大きいため、横ずれ成分も考慮して断層の変位速度を決める必要がある。逆断層も多少の横ずれ成分を持つので、それを含めた変位速度を推定することが望ましい。そこで、この海域に分布する断層を横ずれ型、横ずれ成分を含む逆断層型、逆断層型の3つのタイプに区分し、それらに対応する震源メカニズムから、断層面上の縦ずれ成分と横ずれ成分の比を求め、その比に応じて平均垂直変位速度を補正し、平均変位速度を計算した。さらに、活断層の1回の地震で生じる変位量はその活断層の長さの約1万分の1であることが、今まで発生した多くの地震に伴う活断層の変位量の測定から明らかにされている（松田ほか、1980）。以上のデータから、各断層の平均地震発生間隔を以下の計算によって推定している。

地震発生間隔（ky）＝1回の地震で生じる変位量（m）÷変位速度（m/ky）

数十万年という長い期間の平均的な地震発生間隔を一定と仮定して求めた値であるが、70万年間に活断層での地震発生間隔が変化している可能性もあることに留意する必要がある。

本評価では、評価海域全体と東部および西部の

2つの領域に分け、それらの領域内のいずれかの活断層で今後30年以内にマグニチュード7.0以上の地震が発生する確率を公表している。それぞれの領域内の地震活動は70万年間程度の間でも大きく変化していないという仮定に基づいた確率値である。推定された確率は、日本海中部全体で16～18%、西部で4～6%、東部では12～14%で、西部の確率は2022年に公表された日本海西部とおおよそ同じ数字であるが、東部で確率は大きくになっている。

5. おわりに

大部分の活断層での地震発生間隔は千年以上であるため、今後30年以内の発生確率を推定しても切迫感のある数字は算出できない。そのため、どの断層が危険であるかを明確に示すことは困難であるし、地震予知も現状では不可能である。しかし近くに活断層が存在していれば、令和6年能登半島地震のような大地震がいつか必ず発生する。そのときは突然やってくることを理解し、本評価をはじめ地震本部から公表される活断層の評価を参考にして、地震への対策を今すぐに進められることを期待する。

謝辞

日本海中部の海域活断層の評価は、地震調査研究推進本部の地震調査委員会にかかわる委員および事務局の方々のご協力によって作成されたもので、関係者の方々に深く感謝します。

参考文献

- 青木陽介. 2025. 2024年能登半島地震（ M_w 7.5）の震源過程. 地震ジャーナル, 80, 2-8. DOI:10.60191/eq.2025.80_2
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2007. 2007年3月25日能登半島地震の地震活動. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismicity_annual/major_act_2007/

地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2022. 日本海
南西部の海域活断層の長期評価—九州地域・中国地域
北方沖—. https://www.jishin.go.jp/evaluation/long-term_evaluation/offshore_active_faults/sw_sea_of_japan/

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. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismicity_annual/major_act_2024/

地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2025. 日本海
中南部の海域活断層の長期評価—近畿地域・北陸地域
北方沖—. https://www.jishin.go.jp/evaluation/long-term_evaluation/offshore_active_faults/cs_sea_of_japan/

松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文. 1980. 1986
年陸羽地震の地震断層. *東京大学地震研究所彙報*,
55, 795-855. DOI:10.15083/0000033069

文部科学省研究開発局. 2006. 地震調査研究推進本部
10年の資料集. https://www.jishin.go.jp/about/10years_shiryoshu/

岡村行信

[おかむら ゆきのぶ]

現職 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 名誉
リサーチャー

略歴 名古屋大学理学研究科博士課程前期課程修了.
通商産業省工業技術院地質調査所研究員, 海洋地質研
究室グループ長, 産業技術総合研究所活断層・地震研
究センター長などを経て2020年より現職

研究分野 海洋地質学, 構造地質学

2025 年トカラ列島近海の群発地震活動の震源分布について

八木原寛・仲谷幸浩・山下裕亮・山田知朗・篠原雅尚

1. はじめに

トカラ列島の悪石島、小宝島、および宝島の近海では、2025 年 6 月 21 日に顕著な群発地震活動が始まり、7 月 2 日には最大地震 ($M_{\text{JMA}}5.6$) が、翌 7 月 3 日には悪石島で最大震度 6 弱が観測された $M_{\text{JMA}}5.5$ の地震が発生した。7 月末時点における有感地震回数の累計が 2,238 回（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2025）に達したことに加え、地域住民の島外避難も実施されたことから社会の注目を集めた。

1994 年に津波地震早期検知網（気象庁）の地震観測点が中之島に設置されて以降、この付近においては、主要な活動期（活動開始から明瞭に活動低下するまでの期間）がおおむね 10 日未満の群発地震活動が 2023 年までに 7 回発生した。この次に発生した 2025 年の群発地震活動（以下、今活動と記す）は、以前のものに比較して地震回数が際立って多いだけでなく、主要な活動期が数倍程度長い（30 日間）点で他の活動とは一線を画す。

小規模孤立型の有人離島がおおむね島弧軸方向に配列するトカラ列島周辺は、薩南諸島以北の広域に比較して地震の検知能力が低いだけでなく、島弧軸に直交する方向の震央の精度も劣り、震源の深さはおろか震央分布の精度も十分でない。すなわち、群発地震活動の発生領域や深さ分布を把握し、発生メカニズムや活動の時間発展を考察するための基礎的な情報である震源分布さえも十分

な精度で得られにくい領域である。

以上のことから著者らは、一元化処理に組み込まれていなかった島嶼地震観測点のデータを追加して震源再決定を行えば今活動の震源精度が向上すると考えた。さらに海底でも地震観測を実施すれば震源精度がより向上すると期待されることから海底地震観測を実施した。本稿では、島嶼域地震観測網データのみを用いて再決定された震源分布を中心に述べ、さらに海底地震観測データを含めて決定された震源との比較についても言及する。

2. 島嶼域地震観測データと震源再決定

鹿児島大学は、今活動の震央域に近接する悪石島と小宝島、および北方に位置する平島において、群発地震活動の発生前から短周期地震観測を継続してきた。このうち悪石島（akus）は衛星テレメータ観測点、小宝島（KDAC）と平島（TAIR）はオフライン観測点である（図 1。なお、KDAC と TAIR は科学研究費助成事業により機能強化が図られ、8 月 26 日テレメータ化された）。本解析では、検測精度が良いと考えられる地震（有感地震、かつ先行する地震の波形が重なる場合でも P 波初動の S/N が良好な地震）を抽出して手動検測と震源決定を行った。対象期間は、最活動期の 16 日間（今活動の開始から 2025 年 7 月 6 日まで）と活動が明瞭に低下した後の期間の 49 日間（7 月 21 日から 9 月 7 日まで）である。

上記の観測点のデータに鹿児島大学のオンライン臨時観測点・笠利（KASA）、気象庁の宝島

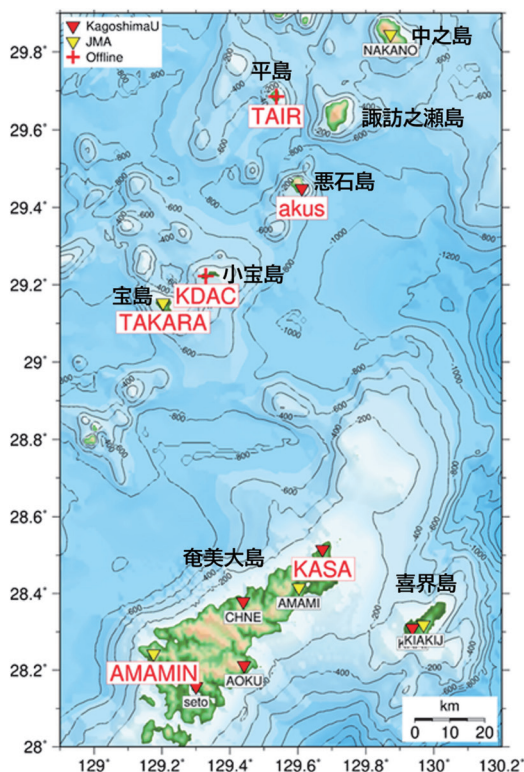


図 1 島嶼域（陸上）地震観測点の配置。これらのうち、赤枠で囲った6観測点のデータを手動検測して震源分布を求めた

(TAKARA) と奄美西古見 (AMAMIN) の地震観測データを加えた。これは、島嶼域地震観測網の島弧軸と直交する方向の拡がりをできるだけ確保する一方で、震央距離が 100km を超える奄美大島の観測点数の比重が大きくなるように抑えること、および観測波形の S/N の観点を踏まえて選定した。なお、奄美大島の KASA と AMAMIN では、検測対象地震の初動は P_n 波（モホ面の屈折波）である。これを念頭に置いた検測を行う必要がある他、検測者の相違によるバイアスを除くために経験者 1 名のみで手動検測することとした。

震源決定は HYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987) で行い、鹿児島大学が九州中南部と南西諸島北部域の微小地震の震源決定に用いている 1 次元地震波速度構造 (角田ほか, 1991) を適用した。

3. 島嶼域地震観測網による再決定震源分布

検測対象地震の一元化震源と再決定震源との比較を図 2 に示す。再決定震源の深さは一元化震源のものよりも明らかに浅く 15km 以浅に決定された。すなわち今活動は島弧の上部地殻内で発生した。震央域は北東側の主活動域と南西側 (宝島北方) の副活動域に分かれる。主活動域の震央は、

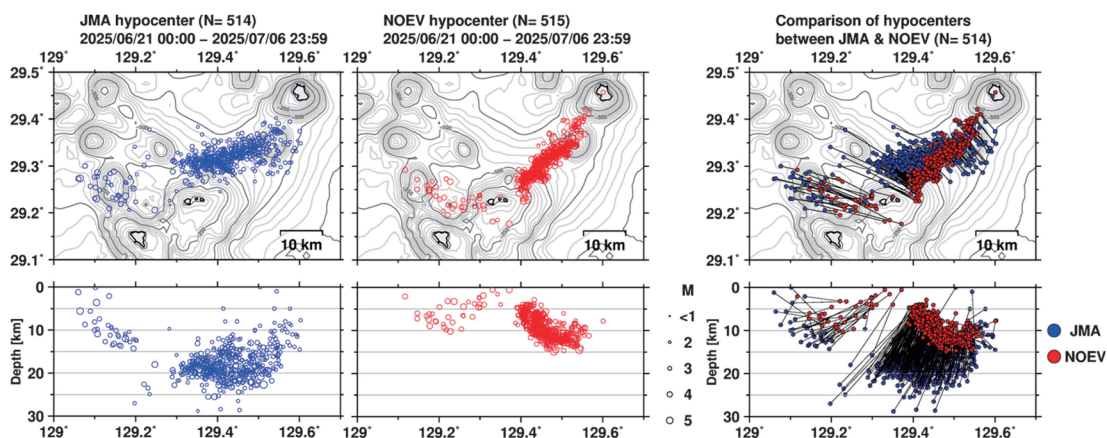


図 2 2025 年トカラ列島近海の群発地震活動のうち、最活動期 (6 月 21 日～7 月 6 日) における震源分布。(左) 気象庁一元化震源、(中) 本解析で得られた震源分布、(右) 両者の差異。ここでは、手動検測の対象とした地震 (本稿を参照) のみをプロットした

悪石島の南西約5km 沖から小宝島の北東約5km 沖にかけての海域の、概ね北東-南西方向に延びた長さ約25kmの領域に分布するとともに、分布の主軸は海底地形の高まりに対応する。深さは、小宝島に近い活動域で約3~10km未満、そこから北東に向かうにつれて増す傾向を呈し、最も深い活動は主活動域の中央部からやや北東側で7~15kmである。悪石島に最も近い活動域では深さ範囲が若干浅い傾向を呈し、約8~12kmである。一方、南西側の副活動域については、数が少なくばらつきが大きいものの、震央分布の西北西-東南東の配列と北東-南西方向の短い配列の組み合わせにも見える。深さは10km以浅で、小宝島付近では海水準付近に決定された極浅い震源も認められる。

4. 2025年群発地震活動の震央分布と海底地形等との比較

今活動の主活動域は、トカラ列島における活火山（口之島、中之島、および諏訪之瀬島）列の延長上の火山フロント付近に位置する。さらに、小宝島付近には明瞭な地熱活動が認められる。これらのことから、今活動にマグマ活動が関与した可能性も考えられた。ただし、今活動域付近には噴火活動の履歴や活火山に認定された火山体は存在しない。悪石島は第四紀の火山体であるが、最も若いデイサイト溶岩の年代は8万年前よりは新しい（Furuyama *et al.*, 2002）とされる。小宝島と宝島は火山体そのものではなく、第三紀中新世と推定される火山岩から構成される宝島層群が基盤とされる（中野ほか, 2008）。また、島嶼ではないものの悪石島と小宝島の間には唯一の海丘であるカップ曾根が存在する。この海丘の最浅部の水深は177mで、ドレッジ調査により山頂部でデイサイト質または流紋岩質組成を有する軽石が採取された（横瀬ほか, 2010）他、広域の磁気異常観測（佐藤・高下, 2023）ではダイポール型の磁気異常が認められることから、過去の火山活動が

示唆される。また小宝島に関しては、2014年に実施された調査航海により北東側と南西側でガスブリュームの存在が明瞭にイメージされた（Wen *et al.*, 2016）ことや陸域での高温泉の自然湧出が存在することを踏まえ、佐野ほか（2014）は小宝島の離水サンゴ礁（放射年代5,500~1,600年前）が直下へのマグマの貫入で島が隆起したことによって形成されたとした。図2の垂直断面を見ると、北東側の主活動域と南西側の副活動域のいずれも小宝島に近づくにつれて震源の深さ下限が浅くなる。この特徴は、小宝島下のマグマ貫入（佐野ほか, 2014）による温度上昇で脆性破壊領域が極浅部に限られるとするならば、日本列島の内陸地震活動の深さ下限が活火山周辺で浅くなる一般的な特徴と調和的である。

一方、海上保安庁は今活動開始後にマルチビーム音響測深により海底地形調査を実施した（海上保安庁, 2025）。今活動前に実施された海底地形調査との差分においては、今活動に伴う有意な水深変化（海底地形の変化）は検出されなかった（海上保安庁, 2025）。すなわち、海底に擾乱をもたらすような海底直下の極浅部の活動は生じなかったと推測される。これは、再決定震源の深さ上限が小宝島の直近を除いて3~5km程度で海底に達していないことと調和的である。さらに海上保安庁は、今活動後の調査で海底噴気活動の位置を特定したが、再決定震央領域では検知されていない。以上のように、今活動にマグマ活動が関与したことを示唆する証拠は得られていない。

5. 海底地震観測と得られた再決定震源

陸上地震観測点はきわめて限られた島嶼にのみ設置可能であるため、トカラ列島近海では観測点数やカバレッジ、空間密度が不足するとともに、海域下の活動域に対しては震央付近での観測データが得られない。今活動に応じて著者らは、より精度の向上した震源分布を得ることや島嶼域地震観測網のみでは検出が困難な微小地震の発生の有

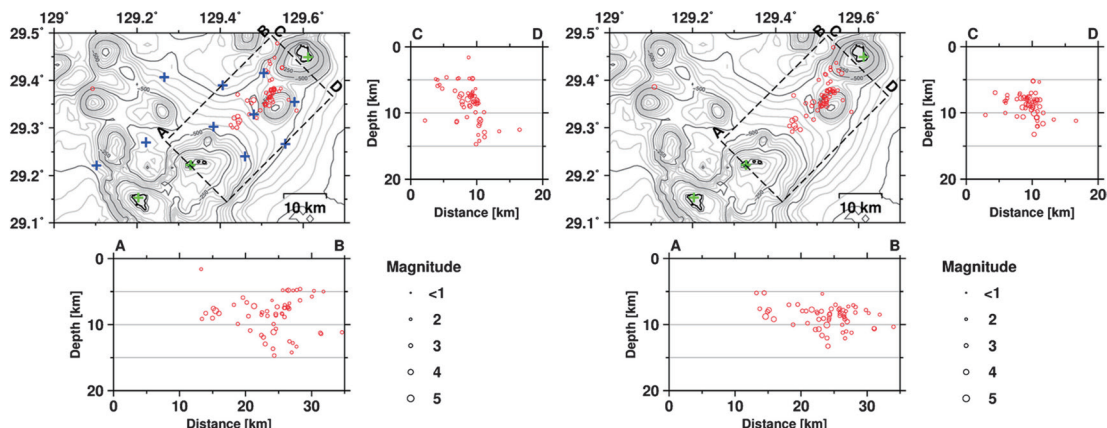


図3 海底地震観測データを含む再決定震源の分布（左）と島嶼域地震観測点データのみで再決定した震源の分布（右）との比較。期間は8月3日～9月7日の期間に双方で再決定震源が得られた地震は60個であった。震央分布（左）にプロットされた青色+印が海底地震観測点である

無とその活動を把握することを目的に海底地震計（OBS）を用いた緊急の臨時観測（以下、OBS観測と記す）を実施した。

OBS観測では、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第3次）」の課題のために年初より準備していた4台の長期収録型海底地震計（LT-OBS）と大型船舶の利用による航海をトカラ列島近海でのOBS観測を実施するために急遽振り替えるとともに、6台の短期収録型海底地震計（ST-OBS）を追加し、悪石島、小宝島、および宝島の周辺海域に投入した（図3左）。この航海は長崎大学水産学部附属練習船・長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施され、上記の10台のOBSを8月3日に投入した。またOBSの回収は、鹿児島大学水産学部附属練習船・かごしま丸の単独利用により11月15～16日に科学研究費助成事業に基づき実施された。10台とも回収を完了し、データ収録状況と時刻較正のいずれも正常であった。ただし、OBS観測期間（8月3日～11月15日）は今活動が明瞭に低下し日別地震回数が明瞭に減少した7月21日以降の期間に相当する。

得られたOBSデータは島嶼域観測点データと結合処理された。このデータに対しての第1段階

の解析として、一元化震源カタログを基にして波形データの切り出し処理を施した上で、PhaseNet (Zhu and Beroza, 2018) により検出し震源再決定を行った。ここでは、島嶼域地震観測網データの解析と同様に、角田ほか（1991）の1次元地震波速度構造を適用し、HYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987) で震源再計算した。この際、走時残差の平均値を観測点補正值とみなして補正を施す震源計算を繰り返し、最終的な震源分布を得た。

図3に、島嶼域地震観測データのみによる再決定震源とOBS観測データを含めた再決定震源の双方で震源決定された地震のみを抽出して比較した。OBS観測の開始時期が、今活動の活動度が明瞭に低下した7月21日以降の時期に相当するため地震数は少なく、図3に示された地震は60個のみである。結果として、双方の震央分布は酷似する一方で、深さ断面についてはOBS観測データを含んだ再決定震源の分布（図3左）の方がややばらつく。ただし、A-B断面、C-D断面における震源分布の特徴は似ている。震央分布は酷似していることから、OBS観測データを含んだ再決定震源の方が上下にやや延びた分布形状を呈していると考えられる。本稿執筆時においては

OBS 観測データの解析途上であり、双方のどちらがより精度良く震源が再決定されたかについては検討できていない。今後、この点について精査する必要がある他、第2段階以降の解析では島嶼域地震観測点で検知できなかった地震を含めた包括的な震源決定や初動メカニズム解の解析等を計画している。

6. 議 論

本解析の結果、今活動のうち最活動期と活動低下後の期間について再決定震源が得られた。一方で Okada *et al.* (2026) は、トカラ列島等の GEONET 観測点とソフトバンク独自基準点の GNSS データを解析し、観測された顕著な地殻変動の大部分は非地震性すべりで生じたことを示すとともに、観測された変位場を説明するモデルを提案した。観測点数やカバレッジが限られるため、拘束条件を付した上で横ずれ断層モデル、正断層モデル、マグマ貫入を想定しての垂直クラックの開口モデルを適用したモデリングを行った。これらのうち、広域テクトニクスや広域応力場と整合する北西方向に傾斜する断層面をもつ正断層すべりが「好ましいモデル」とされた。地震観測から得られる震源分布と Okada *et al.* (2026) の地殻変動モデルとの空間関係等の検討は、今活動の駆動源について考察するために不可欠である。現時点においては、図3に見られるように、地殻変動モデルと整合するような震源分布が得られたとは言いがたい。震源決定に適用した速度構造(角田ほか, 1991)がトカラ列島周辺領域の速度構造を代表していない可能性があることや観測点補正值の扱いに起因して、再決定震源の深さ方向のばらつきを低減できていない可能性がある。観測データを用いて推定した速度構造と観測点補正值の適用が不可欠であると考えられる。

7. ま と め

2025年にトカラ列島近海で発生した顕著な群発地震活動域に近接し、一元化処理に組み込まれていなかった島嶼域観測点の地震観測データを用いて再決定震源を求めた結果、深さが有意に浅くなり、その下限は約15kmで、島弧の上部地殻内で発生した活動であることが分かった。明瞭で線状の主活動域と地震数の少ない南西側の副活動域が認められた。震源の深さ下限は小宝島に近づくにつれ浅化する特徴を呈した。震源精度をさらに向上させるために臨時の海底地震観測を実施した。島嶼域観測点網のデータと結合処理して再決定震源を求めた。現時点においてはこれらの再決定震源分布はいずれも、非地震性すべりの地殻変動モデルと整合するとは言いがたく、速度構造等の改善を踏まえた解析が必要である。

謝辞

オフライン地震観測点(小宝島、平島)の機能強化は、東京大学地震研究所の蔵下英司准教授、酒井慎一教授、八木健夫技術専門職員、西本太郎技術専門職員、および鹿児島大学大学院理工学研究科の平野舟一郎技術専門員の御尽力により実施されました。長崎丸の森井康宏船長、かごしま丸の幅野明正船長をはじめとする両練習船の運航に携わる船舶職員・事務職員、乗船実習生の皆様に御理解と御協力をいただきました。九州大学の馬場慧助教、東京大学地震研究所の阿部英二技術専門職員と渡邊篤志技術専門職員には航海乗船の上、OBSに係る作業に従事していただきました。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

本研究はJSPS科学研究費25K24462の助成を受けたものです。

参考文献

- Furuyama, K., Daishi, M., Nagao, K. and Eguchi, M. 2002. The discovery of young dacite lava in Akusekijima Island, Tokara Islands, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, **47**, 751-755. DOI: 10.18940/kazan.47.6_751
- Hirata, N. and Matsu'ura, M. 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using non-linear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Int.*, **47**, 50-61. DOI: 10.1016/0031-9201(87)90066-5
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2025. 2025 年 7 月の地震活動の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2025/2025_07.pdf
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄. 1991. 九州-琉球弧北部域の稍深発地震. *地震*, **44**, 63-74. DOI: 10.4294/zisin1948.44.2_63
- 中野 俊・下司信夫・小林哲夫・斎藤 眞. 2008. 20 万分の 1 地質図幅「中之島及び宝島」. AIST, 地質調査総合センター.
- Okada, Y., Ohta, Y., Ohtate, M., Ito, Y., Ohzono, M., Yakiwara, H. and Nakao, S. 2026. Recurrent earthquake swarms and transient crustal deformation off the Tokara Islands, southern Japan, Insights from the 2025 swarm sequence. *Earth Planets Space*. available: <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-8399343/v1>
- 佐藤太一・高下裕章. 2023. GB21-2, GB21-3 及び GS21 航海（トカラ列島周辺海域）における磁気異常観測の概要. *地質調査研究報告*, **74**, 203-209. DOI: 10.9795/bullgsj.74.5-6_203
- Wen, H., Sano, Y., Takahata, N., Tomonaga, Y., Ishida, A., Tanaka, K., Kagoshima, T., Shirai, K., Ishibashi, J., Yokose, H., Tsunogai, U. and Yang, T.F. 2016. Helium and methane sources and fluxes of shallow submarine hydrothermal plumes near the Tokara Islands, Southern Japan. *Sci. Rep.*, **6**:34126. DOI: 10.1038/srep34126
- 横瀬久芳・佐藤 創・藤本悠太・Maria Hannah T. MIRABUENO・小林哲夫・秋元和實・吉村 浩・森井康宏・山脇信博・石井輝秋・本座栄一. 2010. トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動. *地学雑誌*, **119**, 46-68. DOI: 10.5026/jgeography.119.46

Zhu, W. and Beroza, G. C. 2018. PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method. *Geophys. J. Int.*, **216**, 261-273. DOI: 10.1093/gji/ggy423

参考 Web

- 海上保安庁. 2025. トカラ列島周辺海域にて地震後初の海底地形調査を実施～地震活動の原因解明に資する基礎情報としての活用が期待～. <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/post-1240.html>
- 佐野有司・白井厚太郎・横瀬久芳・石橋純一郎. 2014. 海底火山研究の新展開：トカラ列島周辺の浅海域で、大規模なガスブルームを伴う海底火山活動を洋上から音響測深・海洋化学観測によって確認. <https://www.aori.u-tokyo.ac.jp/research/topics/2014/20141001.html>

八木原 寛

[やきわら ひろし]

現職 鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 准教授

略歴 鹿児島大学理学部卒業, 九州大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士課程退学. 鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所 助手. 鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 助教, 鹿児島大学地震火山地域防災センター 准教授を経て 2022 年 4 月より現職

研究分野 地震学, 火山学

仲谷幸浩

[なかたに ゆきひろ]

現職 鹿児島大学大学院理工学研究科南九州地殻構造共同研究講座特任助教

略歴 東京大学理学部卒業, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了, 鹿児島大学地震火山地域防災センター附属南西島弧地震火山観測所 特任助教, 鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 特任助教を経て 2023 年 4 月より現職

研究分野 地震学

山下裕亮

[やました ゆうすけ]

現職 宮崎公立大学人文学部地域連携・防災研究センター、准教授

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、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 助教を経て、2025年より現職

研究分野 観測地震学

山田知朗

[やまだ ともあき]

現職 東京大学地震研究所地震火山研究連携センター准教授

略歴 気象大学校卒業、東京大学大学院理学系研究科博士課程修了、東京大学地震研究所助手、助教、包括的核実験禁止条約機関 CFE、気象庁地震火山部調査官などを経て 2025 年より現職

研究分野 海域地震学

篠原雅尚

[しのはら まさなお]

現職 東京大学地震研究所観測開発研究センター教授・防災科学技術研究所技術統括

略歴 九州大学理学部卒業、千葉大学大学院自然科学研究科博士課程修了、東京大学海洋研究所助手、千葉大学理学部助教授、東京大学地震研究所助教授准教授を経て、現職

研究分野 海域地震学

山口県北部の群発地震 —地形・地質学的視点からの考察—

金折裕司

1. はじめに

山口県北部に位置する萩市むつみとその北の阿武町宇生賀を中心とした地域では、2025年2月に群発地震が始まり、当初は活発であったが8月末からは発生数が減少しつつも、現時点（2026年2月末）でも断続的に発生している（気象庁 Web, 2025～2026）。地震の規模（ M ）は、6月2日に起きた $M2.3$ （深さ 25km）が最大で、ほとんどが $M1.5$ 前後もしくはそれ以下で、すべて体感しない地震（無感地震）である（地震調査研究推進本部 Web, 2025；気象庁 Web, 2025a）。Lu (2026) は、この群発地震を対象として、2025年2～8月に起きた約 5,000 回の地震データ（ $-0.6 \leq M \leq 2.3$ ）を解析して、震源の時空間分布から発生因を考察している。

群発地震の発生域は、約 200～0.88 万年前に活動した第四紀阿武火山群の分布地域（西村ほか、2012）の中央付近にあり、2026年2月末まででは、震央がほぼ逆二等辺三角形（底辺約 11km×高さ約 12km）の中に収まっている。

発生深度は 33～24km であり、一般的な地殻内地震（20～10km）と比べて、より深所で発生していることが特徴の1つである（図 1）。山口県中部を北東-南西方向に走る大原湖-弥畝山西断層系に沿った山口-出雲地震帯（金折・遠田、2007；相山・金折、2019）からも離れている。

群発地震発生域近傍の電子基準点「萩 1」および「阿東」では、GNSS および傾斜計によってご

くわずかの地殻変動が観測された（国土地理院 Web, 2025）。

ここでは、山口県北部の群発地震の原因について、地形・地質学的視点から阿武火山群との関連性を考察するとともに、地震の規模や発生深度および原因について、2024年1月1日能登半島地震（ $M_j 7.6$ ）の直前まで発生していた群発地震との比較を試みる。

2. 群発地震活動の推移と震源の時空間分布

2.1 発生数/日の推移と積算回数

群発地震の発生数/日の推移と積算回数を図 2 に示す。2025年2月から始まった地震活動は、4月下旬に一度静穏化しており、5月に入るとふたたび活動が活発となり、5月16日には1日の発生数が 200 回を超え、最大値を記録している。5月1カ月間の積算回数は約 2,000 回であった。6月に入ってもやや活発な地震活動が続いている。

7月に入るといったん地震活動は低下したが、8月にはふたたび活動が活発となり、8月末の時点で約 6,000 回に達している（図 2a）。

その後、地震活動は著しく低下し 2026年1月上旬までは、1カ月に数日を除いて 0～4 回/日が続いていた（図 2b）。1月中旬と 2 月後半にやや活発化が繰り返され、現時点（2026年2月末）でもその状態が断続している（気象庁 Web, 2025～2026）。

2.2 震源の時空間分布

地震活動の時空間分布を図 3 に示す。地震活動

2025/03/01 00:00-2026/02/28 24:00 N= 6239
H:0.0- 50.0km M: 0.0-9.9

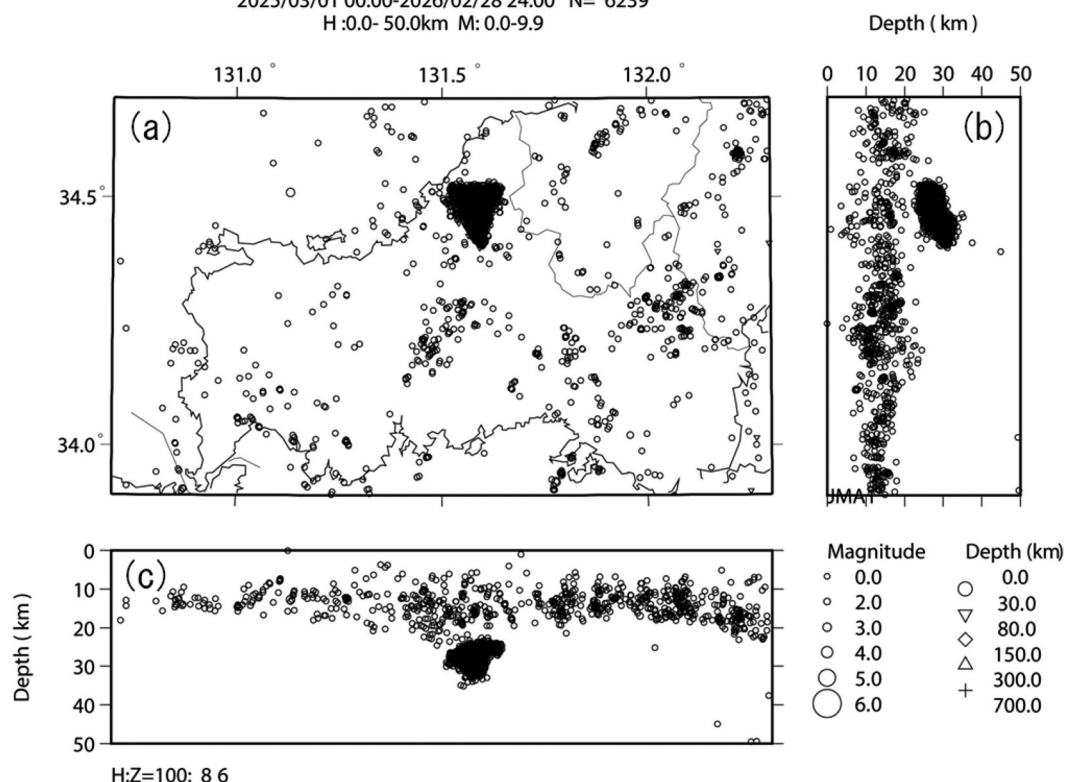


図 1 山口県と北東隣接地域での地震活動（2025 年 3 月 1 日～2026 年 2 月 28 日）。（a）震央分布図，（b）断面図（南北投影），（c）断面図（東西投影）（気象庁一元化震源カタログを使用して作成）

は、3 月には地下 33 km 付近からやや北に向かって上昇しており、4 月末に深さ 28 km 前後に達し、この間の震央は直径約 5 km の円内に納まっている（図 3a）。その後、震源は深さ 28 km から北へ移動しながら上昇し、深さ約 24 km で頭打ちとなった（図 3b, c）。5 月の震央は直径約 6 km の円内にあり、3～5 月末までの震央は短径（東西）約 6 km×長径（南北）約 10 km の楕円に包含される（図 3a）。地震活動の上限が深さ 24 km 付近にあることから、ここにマグマ溜まりの天端が位置していると推察される。また、約 2 カ月（60 日）間に 9 km（深さ 33 km から 24 km へ）上昇したので、上昇速度は $9 \text{ km} / 60 \text{ 日} = 6.25 \text{ m} / \text{時間}$ となり、マグマの上昇速度は非常に遅いことがわかる。

6 月に入ると、震源は東へ移動し深さ 27～25 km で群発しており、先ほどの楕円の北東端から

約 3 km のところで停止している（図 3a）。6 月半ばからは逆に先ほどの楕円に対して北西に震源が移動しており、深さ 29～26 km で群発が認められる。この地震活動は、楕円から北西約 5 km で止まっている（図 3b, c）。この北東と北西の地震活動は、マグマ溜まりの天端に達したマグマが両側に拡散した結果であると推定される。

7 月には低調ではあるが、北西側で地震発生が認められる。この北西側の地震活動は 8 月に入って活発化している。ここまでの群発地震の震央はほぼ、一辺約 11 km の逆正三角形（高さ約 9.5 km）に収まっている（図 3a）。

8 月末からは、震央を包含する逆正三角形の西側で地震が散発し、さらに 9 月下旬には北東縁で数回の地震が発生した。発生深度は西側（深さ 33～27 km）に比べて、北東縁（深さ 24 km）で

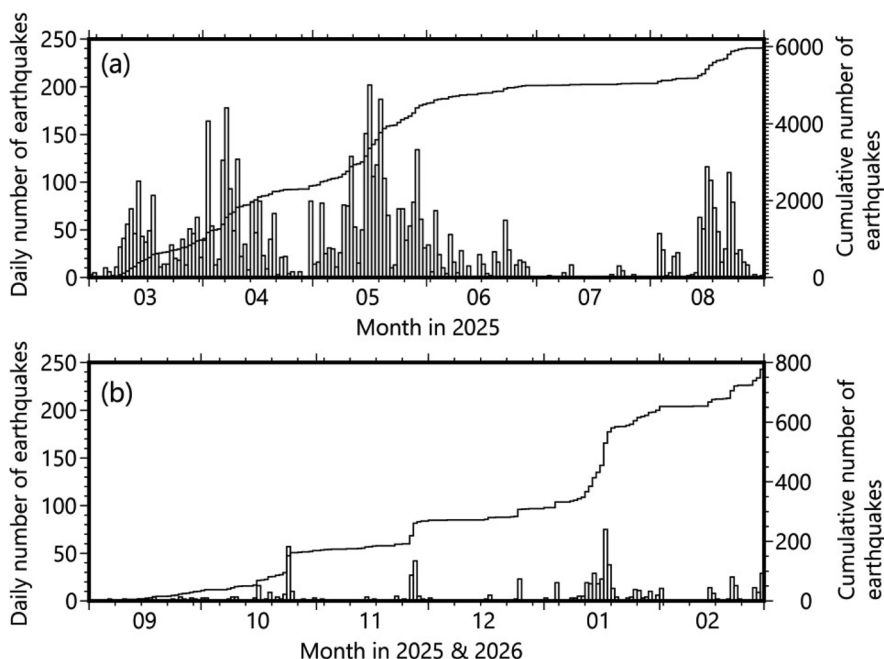


図 2 山口県北部の群発地震の発生数/日と積算回数. (a) 2025 年 3 月 1 日～8 月 31 日, (b) 2025 年 9 月 1 日～2026 年 2 月 28 日 (気象庁一元化震源カタログを使用して作成)

浅くなっており、それ以前と同様の傾向を示している。10 月半ば以降 12 月初めには、逆正三角形南西部の空白域を埋めるように、千石台（図 4 参照）およびその北～西周辺（深さ 31～26 km）でごくわずかに地震の散発が認められるようになった（気象庁 Web, 2025a）。

その後、震央は逆正三角形の頂点（最南端）付近（深さ 30 km 前後）から、さらに南へ移動して、現時点（2026 年 2 月末）では全体として底辺約 11 km×高さ約 12 km の逆二等辺三角形を構成している（図 3d）。

3. 群発地震発生地域の地形・地質的特徴

群発地震発生地域では、後期白亜紀阿武層群と花崗岩が基盤を構成しており、その中に第四紀阿武火山群のスコリア丘や溶岩平頂丘（溶岩台地）が点在している（図 4）。代表的なスコリア丘としては、北東部に伊良尾山（標高 641 m）、中部

に権現山（標高 592 m）、南部に伏馬山（標高 499 m）があり、これらの火山から流下した溶岩が河川沿いに認められる。中北部と南西部にはそれぞれ溶岩平頂丘の西台・東台と千石台が広がる。西には阿武火山群で唯一の溶岩円頂丘（溶岩ドーム）の鍋山（標高 369 m）がある。これら阿武火山群の地形とは対照的に、後期白亜紀の阿武層群と花崗岩の分布地域には尖った山嶺や葉脈状の水系が発達している（図 4a）。

西台・東台および千石台などの溶岩平頂丘と鍋山の溶岩円頂丘は安山岩～デイサイト（Bya）から構成されているのに対して、伊良尾山、権現山、および伏馬山などのスコリア（Bys）丘の下から流れ出た溶岩は玄武岩（Byb）であり（図 4b）、マグマ組成（粘性）の違いが地形にはっきりと反映されている。

3.1 阿武火山群の活動時期

阿武火山群は、山口県北部の萩-福栄-むつみ-田万川地域に東西 40 km・南北 25 km の範囲に分

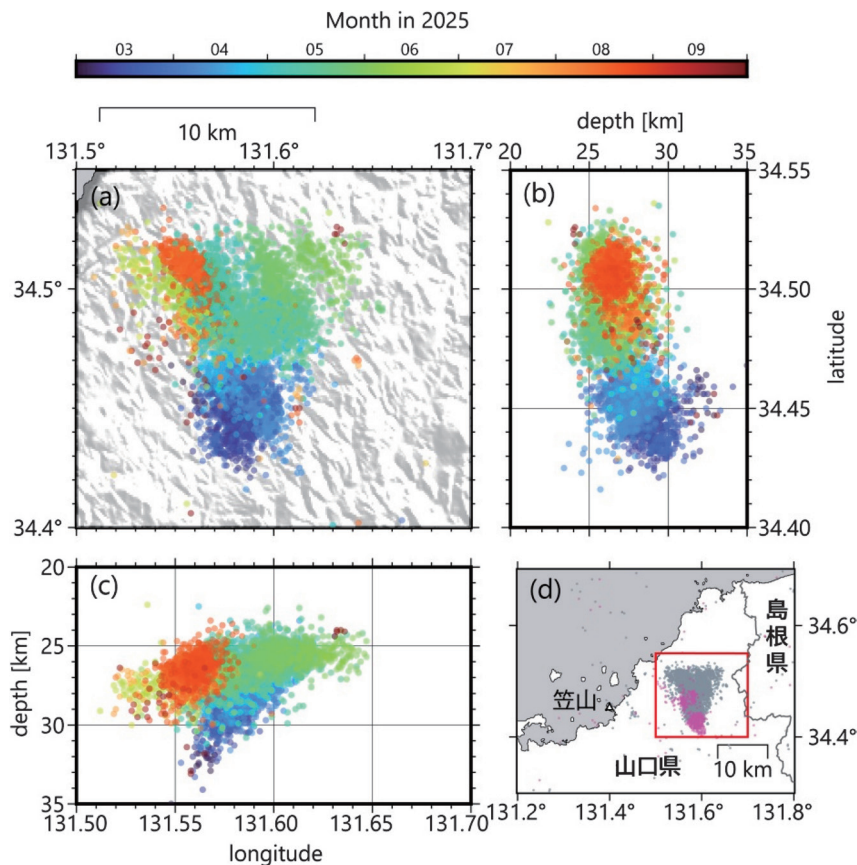


図 3 山口県北部の群発地震の時空間分布 (2025 年 3 月 1 日～9 月 30 日)。(a) 震央分布図, (b) 断面図 (南北投影), (c) 断面図 (東西投影), (d) 調査範囲と震央分布 (灰色点)。赤枠内が (a) の範囲。加筆した赤紫点は 10 月 1 日～2026 年 2 月 28 日の震央 (気象庁一元化震源カタログを使用して作成)

布しており、40 あまりの火山体から構成され、活動時期は約 200～0.88 万年前とされている (西村ほか, 2012)。これらの火山体のうち、気象庁の定義による 1 万年前以降に活動した「活火山」は笠山だけである (図 3d 参照)。

伊良尾山と伏馬山から流下した溶岩からは、それぞれ 32.8 万年前と 17.8 万年前、鍋山の溶岩では 18.5 万前、東台の溶岩では 4.2 万年前の K-Ar 年代が得られている (角縁ほか, 2000；西村ほか, 2012)。

3.2 阿武火山群の原因とマグマ溜まりの深さ

阿武火山群は、マントル深部から上昇してきた玄武岩質マグマと下部地殻の溶融でできた流紋岩

質マグマの混合によるプレート内火山活動に由来すると考えられている (角縁ほか, 2000；西村ほか, 2012)。このことから、モホ面の上下付近にマグマ混合が起きたマグマ溜まりの存在が推定されている (図 5)。

角縁 (1996) によると、千石台安山岩中の斑晶角閃石の累帯構造から、マグマ溜まり (深さ h) は、圧力 (p) 約 8 kb と約 6 kb の 2 か所に存在することが推定されている。このことから、地殻の平均密度 (ρ) を 2.70 g/cm^3 として $p = \rho gh$ (ただし、 g は重力加速度) から h を求めると、深さ約 30 km と約 23 km にマグマ溜まりがあることになる。後者の深さは、2.2 で述べた群発地震の

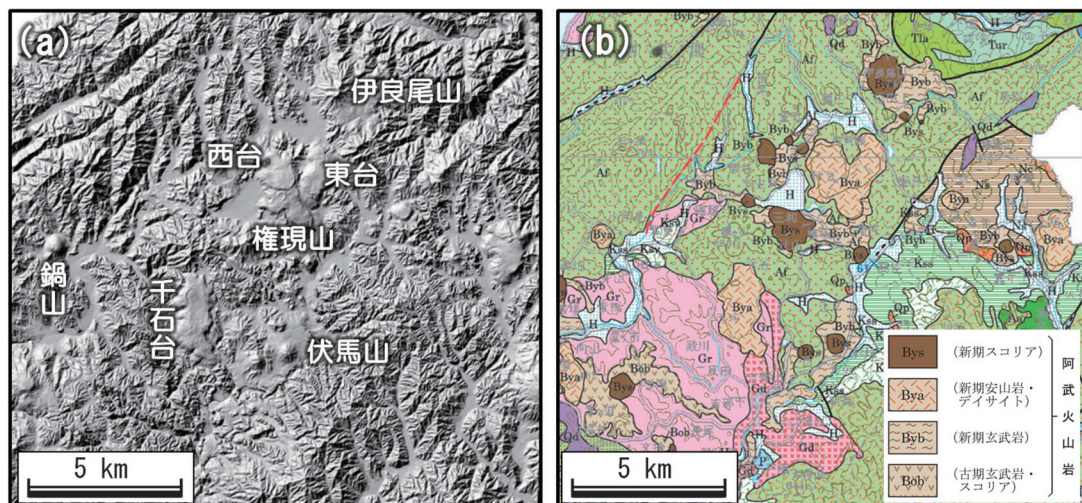


図 4 山口県北部の群発地震発生地域の地形図と地質図（図 3a と同じ範囲である）．(a)『陰影起伏図』（国土地理院 Web <https://www.gsi.go.jp/tizu-kutyu.html>）に阿武火山群関連の地名を加筆．(b) 山口県地質図第 3 版（15 万分の 1）（西村ほか，2012）から切り取った図．後期白亜紀の基盤岩類．Af：阿武層群（福賀層），Gr：花崗岩，Gd：花崗閃緑岩

天端とほぼ一致している．

3.3 群発地震とマグマ溜まりの関係

上述したように，この群発地震の発生深度は 33～24 km である．さらに，この深度は，千石台安山岩中の斑晶角閃石の累帯構造から見積もられたマグマ溜まりの深さ（約 30 km と約 23 km）によく一致している．阿武火山群の分布範囲は東西 40 km・南北 25 km に広がっているため，今回の群発地震はそのほぼ中央部で起きていることになる．

4. 能登半島の群発地震との違い

2024 年 1 月 1 日能登半島地震 ($M_j 7.6$) の直前まで，2020 年 12 月から能登半島北東部で群発地震（以下では，能登半島群発地震と呼ぶ）が発生している（地震調査研究推進本部 Web，2022）．

以下に，能登半島群発地震と山口県北部群発地震の違いについて考える．

4.1 発生深度とクラスター

能登半島群発地震はおおまかには 4 つのクラス

ターに区分され，それぞれ経時的にやや浅部に拡大する傾向はあるが，深さ 18～10 km，または 14～11 km で起きており（地震調査研究推進本部 Web，2022），典型的な地殻内地震である．一方，山口北部群発地震の発生深度は，上述したように，1 つのクラスターから構成され，深度 35 km くらいから発生が始まり，経時的に徐々に上昇するとともに，北へ移動し 24 km まで上昇すると，東へ拡大した後に西へそして南に拡大していった（図 3 参照）．

4.2 地震の規模 (M) と震度

能登半島群発地震は $M2$ 前後もしくはそれ以上で，最大 M は 5 を超えている．2020 年 12 月～2023 年 12 月までに有感地震（震度 1 以上）が 506 回発生しており，最大震度は 6 強である（気象庁 Web，2025b）．

山口県北部群発地震では，すでに述べたように最大 $M2.3$ であり，ほとんどが $M1.5$ 前後以下であり，8 月末の時点で積算発生数（約半年間）は約 6,000 回である．すべて無感地震であり，有感地震は記録されていない．地震のエネルギー (E)

震活動が起きている地下 10km 前後の地温は約 300℃と見積もられる。上述したように、2024 年能登半島地震では、能登半島沖や半島東部で地震断層が地表に達している可能性が高い。その場合、地下深部から震源断層に沿って地表へ熱水や水蒸気の通路が確保されるはずである。

以上のことから、能登半島群発地震の発生が「水のような流体」と関係しているとする、海中や地表で水蒸気や熱水が確認されていなければならない。このような現象が確認されていないことは、次に述べる循環試験結果も参考になると、「水のような流体」が大量には存在していなかったことを意味しているのであろう。

1980 年代に、高温岩体地熱エネルギー開発に関わる現場実験が米国ロスアラモス国立研究所で実施された（厨川，1984）。1982 年には、深さ 4～3.5km に水圧破碎によって先カンブリア時代の花崗岩帯中に造成された人工貯留層（推定温度約 320℃）から熱水を取り出そうとする長期循環試験（ICFT）が実施され（松永ほか，1987）、私もこの試験に携わることができた（金折，1993）。注入井から送られた約 20℃の水は人工貯留層を通過した後、生産井から最高 190℃の熱水として回収されたのである（金折，1987）。

5. おわりに

この群発地震の発生地域は阿武火山群の分布地域に含まれていることから、地形・地質学的な視点を含めた原因の究明が不可欠である。この火山群の溶岩台地千石台を構成する安山岩中の角閃石の累帯構造から見積もられたマグマ溜まりの深さと、群発地震の発生深度がほぼ一致していることから、この群発地震はマグマ溜まりに供給された粘性の高いマグマの移動に関係していると推察される。

一方、能登半島群発地震の発生には「水のような流体」が関与したとの指摘もある。しかし、2024 年能登半島地震で生じた地震断層周辺では、

水蒸気や熱水の放出は確認されていない。高温岩体の長期循環試験結果を参考にすると、この群発地震の震源域に「水のような流体」が大量には存在していなかったのであろう。

昨年 8 月末以降現時点（2026 年 2 月末）までのところ、山口県北部の群発地震発生域では 1 カ月に数日～10 日程度を除いて、ごく低頻度で無感地震が発生しているにすぎない。しかし、超長期的な地質現象（マグマの移動）に関係していることも考慮して、「今後しばらくの間、群発地震活動が再活性化するか否か」を注視していかなければならない。さらに、阿武火山群は東西 45 km・南北 25 km の範囲に広く分布しているため、今回の群発地震の周辺にも別のマグマ溜まりが存在していることが指摘される。

かりに、地震の発生が再び活発化した場合には、以下について推移を見守る必要がある。

- 1) 震源が浅くなっていくか否か。
- 2) 震央分布の広がりや拡大性（別のマグマ溜まりへの転移の可能性も含めて）。
- 3) マグニチュード (M) が大きくなる（有感地震）か否か。

謝辞

山口県北部の群発地震発生を知るきっかけは、萩博物館の伊藤靖子統括学芸員からの情報提供によるものです。（一財）電力中央研究所の相山光太郎主任研究員と高橋秀暢主任研究員とは、地震活動に関する図の作成と原稿のチェックをお願いして、有意義な議論を交わすことができました。また、今岡照喜山口大学名誉教授からはマグマの移動と地震活動に関する貴重なご助言をいただきました。ここに記してこれらの方々には謝意を表します。

参考文献

相山光太郎・金折裕司，2019，山口・出雲地震帯西部に沿って新たに発見された地断層系，*地質学雑誌*，

125, 555-570. DOI:10.5575/geosoc.2019.0006

角 縁 進. 1996. 阿武単成火山群千石台安山岩中の角閃石斑晶のラインプロファイル. 総合研究 (A)「西南日本の新生代火成活動とテクトニクス」研究報告, 61-65.

角 縁 進・永尾隆志・長尾敬介. 2000. 阿武単性火山群の K-Ar 年代とマグマ活動史. 岩石鉱物科学, **29**, 191-198. DOI:10.2465/gkk.29.191

金折裕司. 1987. 初期循環試験の地化学調査とトレーサ試験の方法と結果—米国ロスアラモス国立研究所における高温岩体開発研究—. 電力中央研究所研究報告, U86020, 1-20.

金折裕司. 1993. 甕断層—テクトニクスと地震の予知—. 近未来社, 222 pp.

金折裕司・遠田晋次. 2007. 中国地方西部に認められるプレート内山口-出雲地震帯の成因と地震活動. 自然災害科学, **25**, 507-523.

厨川道夫. 1984. 米国ロスアラモスにおける高温岩体プロジェクト. 日本地熱学会誌, **6**, 87-99. DOI:10.11367/grsj1979.6.87

Lu, W. 2026. Migration of multimodal deep crustal earthquake swarm beneath the Abu Volcano Group, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **53**:e2025GL119316. DOI: 10.1029/2025GL119316

松永 烈・厨川道夫・金折裕司. 1987. ロスアラモス HDR プロジェクトの水圧破砕 (第 8 報) 初期循環 (ICFT). 探鉱と保安, **33**, 240-249.

永尾隆志. 2002. オープンエア・ミュージアム 山口の火山—阿武単成火山群と青野火山群—. 桜ブ rint 社, 51 pp.

西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷 敦. 2012. 山口県地質図第 3 版 (15 万分の 1) および同説明書. 山口地学会, 167 pp.

参考 Web

地質調査総合センター Web. 2024. 第九報 2024 年能登半島地震の緊急調査報告 (陸域に出現した地表変状の現地調査). <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2024/noto2024-09.html> (最終参照日: 2026 年 3 月 14 日)

地震調査研究推進本部 Web. 2022. 石川県能登地方の地震活動の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2022/2022_ishikawa_1.pdf (最終参

照日: 2026 年 3 月 14 日)

地震調査研究推進本部 Web. 2024. 2024 年 4 月の地震活動の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/2024_04.pdf (最終参照日: 2026 年 2 月 28 日)

地震調査研究推進本部 Web. 2025. 毎月の地震活動 4 月~9 月「山口県北部の地震活動」. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismicity_monthly/ (最終参照日: 2026 年 3 月 17 日)

気象庁 Web. 2025a. 近畿・中国・四国地方: 山口県北部の地震活動. <https://www.jma.go.jp/jma/press/2511/11b/2510kinki-chu-shikoku.pdf> (最終参照日: 2026 年 3 月 15 日)

気象庁 Web. 2025b. 「令和 6 年能登半島地震」の最大震度別地震回数表. https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/2024_01_01_noto/noto_jishinkaisu.pdf (最終参照日: 2026 年 2 月 28 日)

気象庁 Web. 2025~2026. 震源リスト. https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/daily_map/index.html (最終参照日: 2026 年 3 月 4 日)

国土地理院 Web. 2025. 山口県北部で令和 7 年 2 月から発生している地震活動域周辺の地殻変動. https://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi_202502_yamaguchi.html (最終参照日: 2026 年 3 月 7 日)

金折裕司

[かなおり ゆうじ]

略歴 山口県萩市生まれ, 九州大学卒業, 名古屋大学大学院修士課程修了, 理学博士 (名古屋大学). 電力中央研究所研究員, 岐阜大学教授, 山口大学大学院教授 (2016 年 3 月定年退職) を歴任

研究分野 構造地質学

著書 甕断層, 断層列島, 活断層系, 山口県の活断層—地震災害の減災を目指して—, 断層地震の連鎖 (いずれも近未来社), 足元に活断層 (朝日新聞社), ジオパークの開祖・高島北海 (萩ものがたり), 日本地方地質誌 6 中国地方 (編著) (朝倉書店), 日本の断層マップ (編著) (培風館), 山口県地質図第 3 版および同説明書 (編著) (山口地学会), Earthquake Proof Design and Active Faults, Engineering Geological Advances in Japan for the New Millennium (編著) (いずれも Elsevier B.V, Amsterdam) など

2024 年 11 月に発生した陸奥湾の地震の断層構造

佐脇泰典・寒河江皓大・椎名高裕・今西和俊・内出崇彦

1. はじめに

2024 年 11 月 16 日、青森県陸奥湾を震源とする気象庁マグニチュード (M_j) 4.6 の地震が発生し、これを端緒として同月 20 日には M_j 5.1 (M_w 4.8) の本震を伴う一連の顕著な地震活動（以降、陸奥湾クラスタ）が発生した。これにより青森県内では最大震度 4 を観測した。気象庁の震源カタログでは、直径約 4 km、深さ 6~13 km にわたる円柱状の余震分布の構造が示された（図 1）。防災科学技術研究所（防災科研）F-net モーメントテンソル解（以降、MT 解）は東北東-西南西方向に圧縮軸を持つ逆断層型であるものの、一般的な断層運動では説明しにくい非ダブルカップル（CLVD）成分を多く含む、いわゆる「目玉型」と呼ばれる特異な特徴を示している。東北日本弧では沈み込む太平洋プレート由来の流体が地殻へ流入するような構造が、地震波トモグラフィなどの研究から指摘されている（e.g., Hasegawa *et al.*, 2005）が、この活動域は火山前線付近に位置しており、何らかの流体活動が今回の地震発生に関与した可能性を示唆する。本稿では、陸奥湾クラスタの詳細な断層構造を、再決定した微小地震分布から特定し、その発生様式を検討する。

2. 陸奥湾周辺における地震活動

東北日本では、オホーツクプレート（北米プレート）の下に、約 130 Ma と古く冷たい太平洋プレートが沈み込んでいる。沈み込みに伴う含水鉱物の脱水はマントルウェッジの部分熔融を促し、プレート深度約 90~100 km の等深線に沿っ

て火山前線を成す。青森県の四つの活火山のうち、恐山・八甲田山・十和田山が奥羽脊梁山脈を成し、岩木山は背弧側に位置している。これらの活火山の地殻内部では、火山性地震や低周波地震、群発地震などが報告され、火山活動の関係についても研究が進められている。

陸奥湾周辺に目を移すと、北岸西部では 1976 年 11 月 28 日に最大 M 4.9 の群発活動が発生し、現在でも周囲で微小地震活動が見られる（図 1）。また、南岸域の夏泊半島周辺でも微小地震活動が見られている。夏泊半島では、中新世の海成層にほぼ同時期の火山岩が貫入しており、S 波高速度域としてイメージングされている（石田ほか、2020）。ただし、第四紀火山の存在は確認されていない。陸奥湾そのものはカルデラ地形ではなく、周囲の活断層運動によって形成されたと考えられる凹地で、最大水深は 75 m と浅い。湾の西縁には西側隆起逆断層の青森湾西岸断層が、東側南縁には西側隆起の急崖として知られる野辺地断層が存在する（図 1）。

今回対象とする陸奥湾クラスタは、夏泊半島の北東十数 km に位置し、2024 年 11 月 16 日の最大前震以前まで、対象領域内では M 3 未満の微小地震が断続的に発生していた（図 1d）。11 月 16 日の地震 (M_j 4.6) によって大森-宇津則的な余震活動が見られたが、20 日の本震 (M_j 5.1) が発生し、同じく典型的な余震活動が発生した（気象庁 仙台管区气象台, 2025）。今回の活動が 1997 年以降として最大規模のものであり、F-net MT 解が求まるような活動はこれまで発生しなかった。ゆえに、目玉型の発震機構解は陸奥湾周辺では知られておらず、微小地震の存在はこれまで注目されていなかったと考えられる。

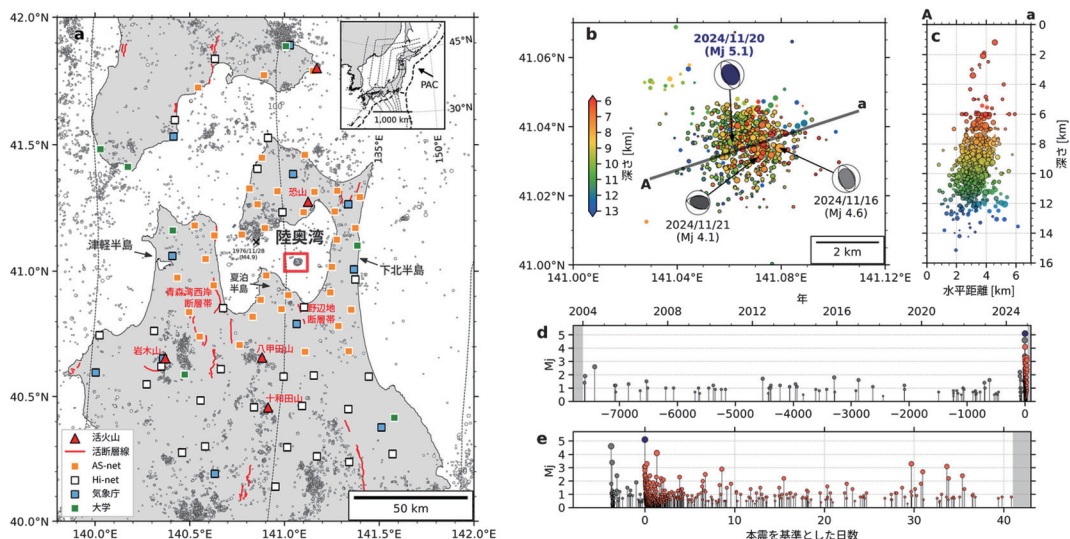


図 1 (a) 陸奥湾周辺の地震活動。白丸は 2004 年から 2024 年までの気象庁一元化震源 ($M1$ 以上) の震央分布。ただし、深さ 25 km 以深は除外した。バツ印は 1976 年 11 月の $M4.9$ の震央。正方形は使用した地震観測点。赤三角は活火山、赤線は活断層地表トレース (中田・今泉, 2002)。破線は太平洋プレート (PAC) の等深線 (Kita *et al.*, 2010)。(b) (a) の赤枠内における気象庁一元化震源 ($M0$ 以上)。黒枠線無しが 2004 年から 2024 年 11 月 15 日まで、有りが 2024 年 11 月 16 日から 12 月 31 日まで。色は震源深さを示す。発震機構解は防災科研 F-net MT 解より。(c) (b) の A-a 断面。(d) 全期間および (e) 前震以降の M-T 図。グレーの領域は解析範囲外

また、陸奥湾クラスタは、気象庁一元化カタログでは鉛直円柱状の余震分布として示されている (図 1)。このような分布は活火山直下では火道のような構造を反映している場合があるが、本クラスタの震源直上には地震観測点が存在せず、震源位置、特に深さの決定精度には不確実性が残る。そこで本稿では、地震予知総合研究振興会が青森県を中心に稠密展開している下北観測網 (AS-net; 関根ほか, 2014) の地震波形記録などを用いた相対震源再決定と、われわれが開発した震源クラスタリング (FaultNVC; Sawaki *et al.*, 2025a; 佐脇ほか, 2025) を行い、断層面形状を推定した。次節では、解析手順の概要と結果を記載する。

3. 断層面形状推定のための震源再決定とクラスタリング

微小地震の中には、断層面上またはその近傍で発生するものが含まれる。このため、震源が面的

な分布を示す場合、その面構造は断層面形状を反映すると解釈できる。われわれはこの考えに基づき、陸奥湾クラスタの断層面形状を客観的に抽出するために、以下の手順で解析を行った。

- ① 深層学習による P・S 波の自動検出
- ② 波形相関を用いた相対震源再決定
- ③ われわれが開発した震源クラスタリング法を用いて、平面断層面の客観抽出を実施した。

本稿ではイベント検出そのものは行わず、気象庁一元化震源の再決定を実施した。対象は、2004 年から 2024 年に図 1(b) の領域で発生した深さ 25 km 以浅かつ $M_j 0.5$ 以上のイベントである。気象庁検出値に加え、震央距離 100 km 以内の地震観測点の波形データを用いて、深層学習による自動検出 (Zhu and Beroza, 2019; Naoi *et al.*, 2024) を行った。地震予知総合研究振興会 AS-net、防災科研 Hi-net、気象庁、国立大学の観測点を使用した (図 1a)。その結果、気象庁検出値の約 2 倍の走時情報を取得した。さらに、各イベントの走

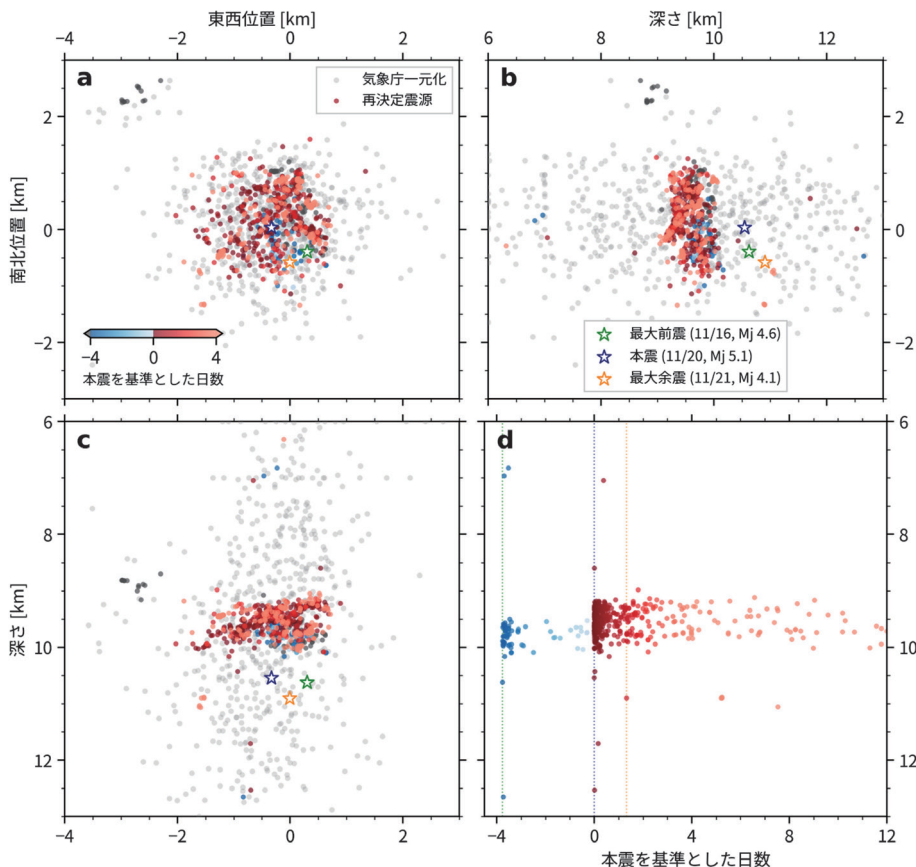


図 2 波形相関を用いた震源再決定の結果. 震源の (a) 水平位置, (b) 南北方向の深さ断面, (c) 東西方向の深さ断面をそれぞれ示す. 薄いグレーは気象庁一元化震源, 色付きは再決定震源を示し, 本震を基準とした日数で色付けされている. 星は走時差のみで再決定した最大前震, 本震, 最大余震の震源位置. (d) 震源時刻と深さの関係

時を基準とした前後 2 秒窓の波形記録から, 近傍イベント同士の波形相関を計算した. 通過帯域は 4~12 Hz とし, 相関最大 (0.8 以上) となる遅れ時間を抽出し, ラグテーブルを作成した. 同様の解析の詳細については, Sawaki *et al.* (2025b) の手順を参照されたい. なお, 規模の大きい地震では微小地震と震源時間関数の周波数特性が異なるため, $M_j 4.0$ 以上の 3 イベントについては波形相関の計算から除外し, 震源位置に関する議論は行わない.

走時差と波形相関のラグを用いてダブル・ディファレンス法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を適用し, 相対震源再決定を行ったところ, 震源

分布は直径約 2 km 強に縮小し, かつ深さが 9~10 km 付近に明瞭にまとまった. 一元化カタログで見られた円柱状の分布は, 岩床のような円盤状に近い大局構造となった (図 2). より微細な構造として複数の面的な分布が見られた. また, 前震は深部側に集中する傾向が見られた.

こうした面的分布を客観的に抽出するために, FaultNVC による震源クラスタリング法を適用した. FaultNVC は微小地震の震源を点群データとみなし, 点群法線ベクトルを計算して震源位置と同時クラスタリングすることで, 平面的に分布する震源クラスタを抽出する手法である (詳細は Sawaki *et al.*, 2025a; 佐脇ほか, 2025 を参照され

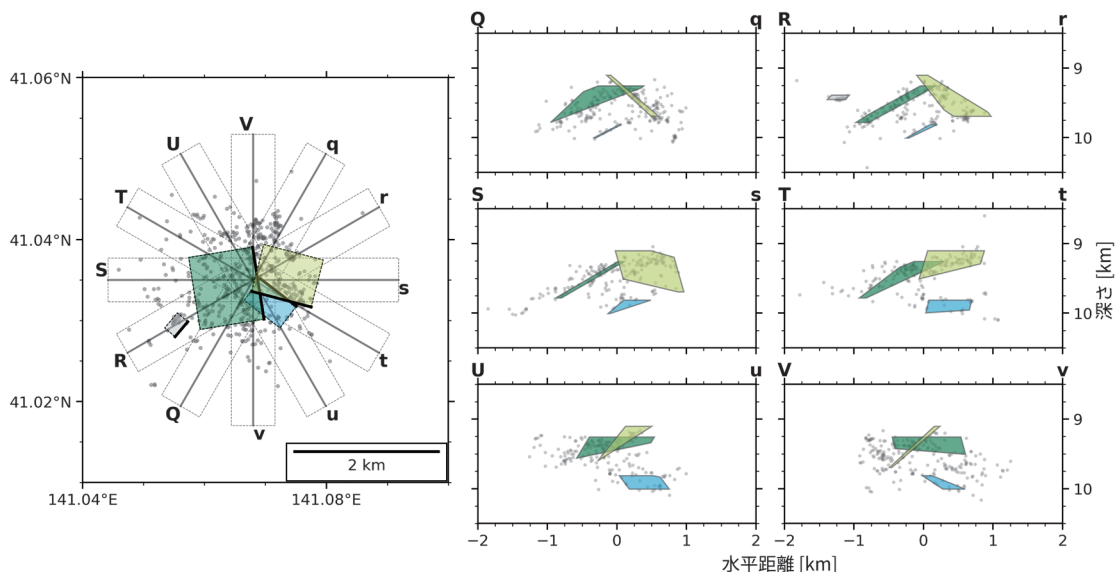


図3 震源クラスタリングの結果。(左)再決定震央と震源クラスタリングによって抽出された断層面。太線は矩形断層上端部を示す。(右)左図の各断面Q-qからV-vにおける震源と断層面形状

たい)。それにより、主要な三枚の平面断層を抽出した(図3)。領域西側には傾斜角約30°の西傾斜の面(深緑)が見られ、断面S-sの余震分布の面的構造と調和的である。東側では傾斜角約40°の北傾斜面(黄緑)を抽出した。この二枚の面の走向の差は約115°であり、寄棟屋根の半分のような構造となっていることが分かる。また、それらより少し深部側の深さ約10kmに、傾斜角27°の南西傾斜の面(青)も抽出した。

4. 推定断層面と発震機構解

ここでは、寄棟屋根状の断層面と発震機構解の節面の関係を議論する。主要な三枚の平面断層面について、各構成地震クラスタの時間別地震発生数図を作成し、地震活動の変化を調べた(図4)。西傾斜面(深緑)と北傾斜面(黄緑)を成すクラスタは20日の本震の余震として発生している一方、深部の南西傾斜面(青)のクラスタは最大前震の余震活動に対応していることが分かった。

そこで、各断層面が前震、本震、余震のどの断層面に対応しているかを調べるために、F-net

MT解の節面と比較した。F-net MT解としては最大前震、本震、最大余震のものが推定されているが、震源位置については同じ基準で比較することが困難なため、節面と推定断層面のなす角で評価することにした。二節面のうち、断層面とのなす角が小さい方を図4に示す。いずれの組み合わせについても、30°程度の差であることが分かった。本震MT解については、西傾斜の節面と西傾斜面(深緑)のなす角が約25°、東傾斜の節面と北傾斜面(黄緑)のなす角が約28°と、どちらも同程度にずれていた。最大前震と本震のMT解は互いに類似しているが、西傾斜面(深緑)と深部の南西傾斜面(青)では、ともに西側に傾斜する節面と西傾斜面(深緑)がなす角の方が小さい。このことは、時間別地震数図から示された南西傾斜面のクラスタが最大前震の余震活動に対応していることと調和的でない。ダブル・ディファレンス法としては、波形形状が異なるため空間的に異なるクラスタに分類されたと考えられるが、同じ断層面で異なるすべりが発生していた可能性も否定できない。この点については、今後精査が必要である。

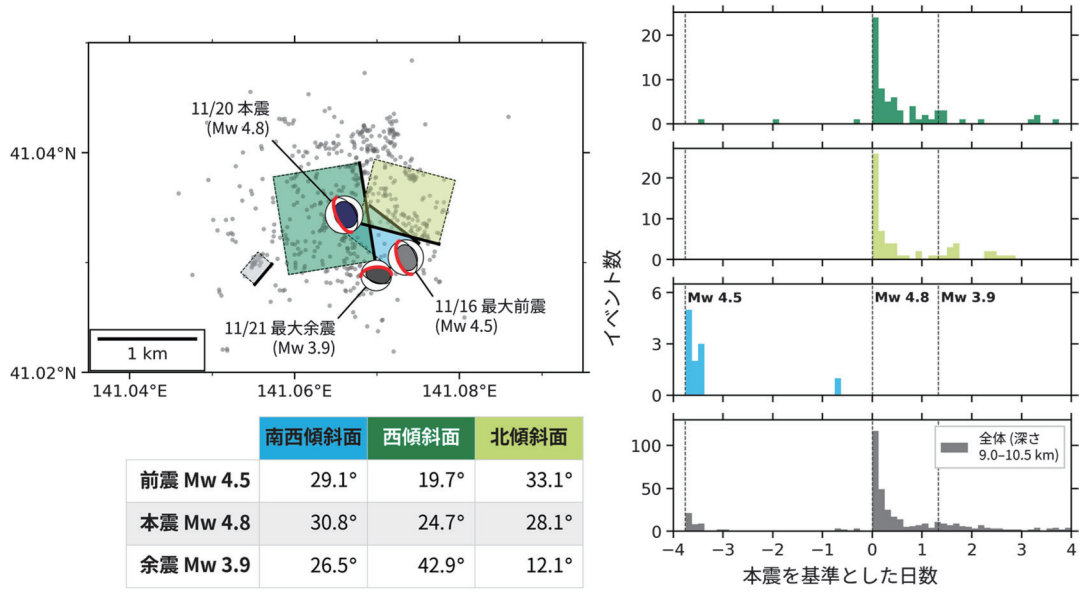


図 4 (左上) 抽出した断層面と F-net MT 解の二節面との比較. 表は各断層面と各 MT 解の 2 つの節面がなす角のうち、小さい方の角度を記載している. 赤い節面は断層面とのなす角が小さくなる方の節面. 下半球投影であることに注意. (右) 抽出した断層面を構成する震源クラスタの時間別地震発生数図. 鉛直破線はそれぞれ最大前震, 本震, 最大余震の発生時刻を示す. 最下図は深さ 9.0~10.5 km の再決定震源の時間別地震数を示す

つづいて最大余震 MT 解については、前震や本震のものと異なり、東西方向の走向を有している。そのため、北傾斜の節面と北傾斜面（黄緑）のなす角が約 12° と近いことが分かる。北傾斜面クラスタの時間別地震数図では、最大余震直後の活発化は見られないものの、半日以内にイベント数が増大していることが分かる。よってこの最大余震は、北傾斜の弱面を選択的に破壊したことが示唆される。ただし、今回比較した F-net MT 解は、推定にいずれも 3 観測点しか使用されておらず、かつ CLVD 成分も高いことから、発震機構解の節面を検討する上では更なる解析が必要であると考えられる。

5. 断層構造の解釈

ここでは、得られた寄棟屋根状の震源分布について、応力場と発震機構解の観点から簡単に議論する。まず、この陸奥湾クラスタは火成活動と直

接的に関係しないと考えられる。気象庁一元化震源では深さ 6~13 km にわたる円柱状の余震分布だったが、再決定により深さ 9~10 km の狭い領域で発生したことが明らかになった。2000 年三宅島噴火のようなほぼ鉛直に広がる震源分布や伊豆諸島スミスカルデラにおける環状鉛直断層 (Sandanbata *et al.*, 2022) とは異なっており、海底火山活動を支持するものではない。

本稿の震源クラスタリングによって寄棟屋根状の二枚の断層面が推定されたが、これは応力テンソル逆解析で示された 2011 年東北地方太平洋沖地震前後での最大主応力軸の回転 (Maeda *et al.*, 2020) と調和的である。陸奥湾クラスタは、こうした局所的に複雑な応力場のもとで形成された弱面に沿った地震活動である可能性がある。

目玉型の発震機構解は、鉛直方向の最小主応力軸 (Maeda *et al.*, 2020) であることを考慮すると、間隙水圧による水平クラックの開口や引張剪断などを考えることもできる。一方、目玉型が示唆す

る等方的な地震波放射のメカニズムは説明できていない。本震 MT 解の二節面と今回抽出された二枚の断層面が同程度ずれていることを考えると、これら二枚の断層面に同程度の逆断層すべりを同時に与えることで、目玉型の発震機構解を定性的に再現することもできる。今後は震源過程を詳しく調べていく必要があるだろう。

6. おわりに

本稿では、2024 年 11 月に発生した陸奥湾クラスタが、深さ 9~10 km における走向の異なる寄棟屋根状の断層構造を有することを示した。目玉型の発震機構解と変化する地殻内応力場、そして寄棟屋根状の断層面は、この地域の地震テクニクスが特異であることを示唆している。機械学習ベースの微小地震検出や、震源過程解析、陸奥湾直下の地下構造推定などから、それらを明らかにしていく必要があるだろう。

最後に、本稿で実施した震源クラスタリング法である FaultNVC は、利用可能な Python パッケージとして、地質調査総合センター研究資料集（佐脇ほか、2025）からダウンロード可能である。興味のある方は試されたい。

謝辞

前田純伶博士とは東北日本弧のテクニクスについて議論させていただきました。本研究では、地震予知総合研究振興会下北観測網 AS-net、防災科研高感度地震観測網 Hi-net、気象庁地震観測網、北海道大学、弘前大学、東北大学による地震観測記録を使用しました。また、気象庁一元化地震カタログおよび検測値を使用しました。ここに記して感謝いたします。本研究は、文部科学省「情報科学を活用した地震調査研究プロジェクト（STAR-E プロジェクト）」（JPJ010217）の助成を受けたものです。

参考文献

- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura, S. 2005. Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59–75. doi:10.1016/j.tecto.2005.03.018
- 石田早祐美・前田拓人・小菅正裕. 2020. 地震波干渉法に基づく青森県周辺のレイリー波群速度分布とその周期依存性. *東北地域災害科学研究*, **56**, 167–172.
- 気象庁 仙台管区气象台. 2025. 東北地方とその周辺の地震活動（2024 年 11 月～2025 年 4 月）. *地震予知連絡会会報*, **114**, 32–52.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T. 2010. Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **290**, 415–426. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.038
- Maeda, S., Matsuzawa, T., Okada, T., Katao, H., Yoshida, T., Kosuga, M. and Otsubo, M. 2020. Spatiotemporal variations in the stress field in the northeasternmost part of the NE Japan arc: constraints from micro-earthquakes. *Earth Planets Space*, **72**: 117. doi:10.1186/s40623-020-01245-8
- 中田 高・今泉俊文. 2002. 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- Naoi, M., Tamaribuchi, K., Shimojo, K., Katoh, S. and Ohyanagi, S. 2024. Neural phase picker trained on the Japan meteorological agency unified earthquake catalog. *Earth Planets Space*, **76**: 150. doi:10.1186/s40623-024-02091-8
- Sandanbata, O., Watada, S., Satake, K., Kanamori, H., Rivera, L. and Zhan, Z. 2022. Sub-decadal volcanic tsunamis due to submarine trapdoor faulting at Sumisu Caldera in the Izu-Bonin Arc. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **127**:e2022JB024213. doi:10.1029/2022JB024213
- Sawaki, Y., Shiina, T., Sagae, K., Sato, Y., Horikawa, H., Miyakawa, A., Imanishi, K. and Uchide, T. 2025a. Fault geometries of the 2024 M_w 7.5 Noto Peninsula earthquake from hypocenter-based hierarchical clustering of point-cloud normal vectors. *J. Geophys.*

Res. Solid Earth, **130**: e2024JB030233. doi:10.1029/2024JB030233

Sawaki, Y., Shiina, T. and Uchide, T. 2025b. Steep intraplate reverse faulting adjacent to the hypocenter of the 1923 Kanto earthquake: the M_w 5.0 western Kanagawa earthquake in eastern Japan on 9 August 2024. *Earth Planets Space*, **77**: 186. doi:10.1186/s40623-025-02311-9

佐脇泰典・佐藤圭浩・内出崇彦. 2025. 点群法線ベクトルを用いた震源クラスタリングによる地震断層面抽出法 (FaultNVC). 地質調査総合センター研究資料集, **759**. <https://www.gsj.jp/publications/pub/openfile/openfile0759.html>

関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島 浩. 2014. 下北半島周辺における微小地震観測網の構築. 日本地球惑星科学連合 2014 年大会, 横浜, STT57-P09.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368. doi:10.1785/0120000006

Zhu, W. and Beroza, G.C. 2019. PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival time picking method. *Geophys. J. Int.*, **216**, 261-273. doi:10.1093/gji/ggy423

佐脇泰典

[さわき やすのり]

現職 立命館大学理工学部物理科学科助教, 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター協力研究員

略歴 東北大学理学部地球惑星物質科学科卒業, 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士課程修了, 同専攻博士後期課程修了 (2023 年 3 月). 博士 (理学). 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター産総研特別研究員を経て, 2025 年 4 月より現職
研究分野 地震学 (地球内部構造・微小地震)

寒河江皓大

[さがえ こうだい]

現職 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター研究員

略歴 東北大学理学部宇宙地球物理学科卒業, 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程修了, 同専攻博士課程修了 (2022 年 3 月). 博士 (理学). 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター産総研特別研究員を経て, 2026 年 4 月より現職
研究分野 地震学 (スロー地震・震源移動)

椎名高裕

[しいな たかひろ]

現職 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター主任研究員

略歴 茨城大学理学部理学科卒業, 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士課程前期 2 年の課程修了, 同後期 3 年の課程修了 (2016 年 3 月). 博士 (理学). 北海道大学理学研究院附属地震火山研究観測センター非常勤研究員, 東京大学地震研究所特任研究員, 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター研究員を経て, 2023 年 10 月より現職

研究分野 地震学 (地球内部構造・地震波形解析)

今西和俊

[いまにし かずとし]

現職 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター副研究部門長

略歴 弘前大学理学部地球科学科卒業, 弘前大学大学院理学研究科地球科学専攻修士課程修了, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻博士課程修了 (1999 年 3 月). 博士 (理学). 通商産業省工業技術院地質調査所研究員, 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター研究グループ長を経て, 2022 年 4 月より現職

研究分野 観測地震学

内出崇彦

[うちで たかひこ]

現職 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター研究グループ長

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了. 博士 (理学). 米国カリフォルニア大学サンディエゴ校スクリプス海洋研究所博士研究員, 日本学術振興会特別研究員 (PD) (京都大学防災研究所) を経て, 2013 年 4 月に独立行政法人産業技術総合研究所研究員. 同 主任研究員, 上級主任研究員などを経て, 2025 年 4 月より現職

研究分野 震源地震学

2 度の「北海道・三陸沖地震後発地震注意情報」

1. はじめに

2026 年 4 月 20 日に三陸沖で地震（マグニチュード 7.7）が発生し、内閣府と気象庁により後発地震注意情報が出された。この情報は、中央防災会議による「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震防災対策基本計画（2022 年）」（中央防災会議，2022）に基づき発せられたものである。この基本計画では、『一人でも多くの「人命を救う」ことを基本とした防災対応に資するためには、最大規模の地震・津波が発生する前に、地震発生の注意を促す情報を発信し、地震発生に備えた防災行動を取ることも必要である。現在の科学的知見では、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震の発生時期・発生場所・規模を確度高く予測することはできないものの、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震の想定震源域周辺で $M7$ 以上の地震が発生した後、さらに大きな規模の後発の地震が発生する可能性が高まっていると評価された場合には、国民に地震への備えの再確認等呼びかけることが重要である。』と記載されていて、この考え方を受けて 2022 年 12 月から「北海道・三陸沖後発地震注意情報」の運用が開始されていた。

具体的には、日本海溝・千島海溝付近で発生する海溝型巨大地震の想定震源域（根室沖から三陸沖）およびその領域に影響を与える外側のエリア内で、 $Mw7.0$ 以上の地震が発生した場合に発信される（内閣府，2025）。その場合、気象庁からは、想定震源域における大規模地震発生の可能性が高まっていることが解説される。内閣府からは、地震発生までにとるべき防災対応について発信され、その後 1 週間程度は巨大地震発生に注意するよう呼び掛けられる。この情報は、世界中の 1,477 事例を調査した結果を根拠としていて、 $Mw7.0$ 以上の地震発生

後 1 週間以内にその周辺で $Mw8$ クラス以上の地震が発生したことが 17 事例あり、発生確率が百回に一回程度と平常時の発生確率に比べて相対的に高まったといえるからである。

この後発地震活動の発生頻度は、地域による差があるが、日本周辺では、北海道沖と三陸沖で、比較的好くみられている。たとえば、2011 年の東北地方太平洋沖地震では、 $Mw7.3$ の地震発生の 2 日後に $Mw9.0$ の巨大地震が発生していた。1963 年の択捉島南東沖地震では、 $Mw7.0$ の地震が発生した 18 時間後に $Mw8.5$ の地震が発生したことが知られている。一方で、この岩手県沖および青森県沖の地域では、これまでに何度も巨大地震が発生している。2011 年東北地方太平洋沖地震（ $Mw9.0$ ）だけでなく、1994 年三陸はるか沖地震（ $Mw7.5$ ）や 1968 年十勝沖地震（ $Mw7.8$ ）の発生が知られている。このように巨大地震が頻発するだけでなく、巨大地震が引き続いて発生することがこの地域の特徴であると言われている。今回の一連の地震活動に関して、簡単にまとめてみた。

2. 岩手県沖および青森県沖の地震活動

2025 年 11 月 9 日に三陸沖の深さ約 15km で $M6.9$ の地震が発生した（図：淡青丸）。この地震の発震機構解は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であるため、太平洋プレートと陸のプレートとの境界で発生した地震と考えられた。この地域では、数日前から地震活動が活発化していて、周辺で微動活動も観測されていたことから、この地域でゆっくりすべりが発生していた可能性が考えられた。その後、12 月 8 日には、北西方向に約 100km 離れた青森県東方沖の深さ約 55km で地震（ $Mw7.4$ ）が発生した（図：青丸）。この地震の発震機構解も西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型である

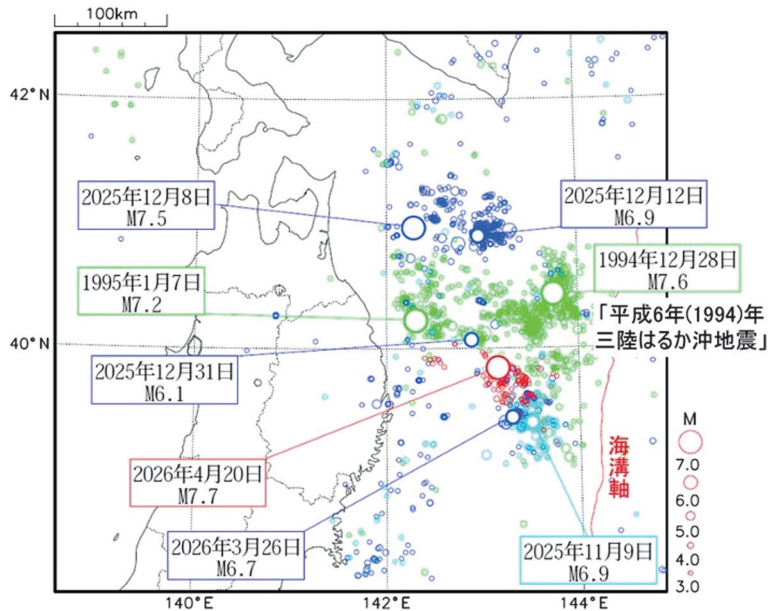


図 震源分布の比較。「平成6年(1994年)三陸はるか沖地震」の約1カ月分の地震活動域(緑丸: 1994年12月28日~1995年1月31日), 2025年11月9日三陸沖の地震活動域(淡青丸: 2025年11月1日~2025年12月8日23時14分), 2025年12月8日青森県東方沖の地震活動域(青丸: 2025年12月8日23時15分~2026年4月19日)および2026年4月20日三陸沖の地震活動域(赤丸: 2026年4月20日~2026年4月21日)等を示している(地震本部(2026b)の気象庁作成の資料を加筆修正)

ことから、太平洋プレートと陸のプレートとの境界で発生した地震であると考えられ、一度目の後発地震注意情報がだされた。その後の地震活動域は、 $M_w7.4$ の地震の震央から東方に広がっていて、その周辺では、浅部超低周波地震や微動が活発化していた。

さらに2026年3月8日以降、ふたたび、三陸沖の深さ約15kmで $M5\sim M6$ クラスの地震が複数回続けて発生した。これらの地震の発震機構解も西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレートと陸のプレートとの境界で発生した地震と考えられ、ひき続き微動活動も継続してみられていた。そのような活動状況の中で、4月20日に $M_w7.5$ の地震が発生した(図: 赤丸)。深さは約20kmで、発震機構解も西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレートと陸のプレートとの境界で発生した地震であると考えられている。海

溝型の巨大地震が発生すると想定されているエリア内で $M_w7.0$ 以上の地震が発生したため、ふたたび後発地震注意情報が発出され、あらためて防災対応を見直す等の注意を促すこととなった。

3. おわりに

昨年(2025年)11月から続いているこの一連の地震活動では、これまでに $M_w7.0$ を超える規模の地震が2度発生した。これらの地震では津波が観測され、また陸域で観測された地殻変動を説明するためには、どちらも太平洋プレートと陸のプレートとの境界における断層運動であったと考えられる。さらに、青森県沖から岩手県沖の広範囲で地震活動が活発化しただけでなく、浅部超低周波地震や微動も活発化していて、プレート境界付近でのゆっくりすべり

が継続していたためと考えられている。

さらに、この地域では同じ地点で同じ断層運動によって同じような地震波を放出する繰り返し地震も観測されていて、特に昨年11月の地震が発生した領域では、急激にその発生頻度が高まっていた。この発生頻度の変化は、その周辺のプレート境界の非地震性すべりの状況をあらわし、ゆっくりすべりが加速していたと考えられる。

このように、陸から離れた海域における地震活動を把握できるようになったのは、海域に稠密な観測網（S-net）が設置され、高精度なデータをリアルタイムで得られるようになったためである。今後の地震活動を正確に予測することは困難であるが、これらのデータをモニタリングすることで、微動や繰り返し地震の活動度の変化を把握することが可能になり、迅速な防災対策に役立てることが可能になってきた。

なお、本稿を作成するにあたっていくつかの文献を参考にしたのでWebのみを参考文献に示しておく（地震本部，2025a, b, 2026a, b）。

参考文献・参考 web

- 中央防災会議. 2022. 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震防災対策基本計画. https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/pdf/suishin_honbun.pdf
- 地震本部. 2025a. 2025年11月の地震活動の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2025/2025_11.pdf
- 地震本部. 2025b. 2025年12月8日青森県東方沖の地震の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2025/20251208_off_aomori_2.pdf
- 地震本部. 2026a. 2026年3月の地震活動の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2026/2026_03.pdf
- 地震本部. 2026b. 2026年4月20日三陸沖の地震の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2026/20260420_off_sanriku_1.pdf
- 内閣府. 2025. 北海道・三陸沖後発地震注意情報防災対応ガイドライン. https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/hokkaido/guideline.html

（酒井慎一：東京大学大学院情報学環・学際情報学府/地震研究所）

● 津波の科学と防災をつなぐ 入門書

今村文彦 著

津波一脅威，メカニズム，防災 と備え—

評者 三反畑修

本書は、津波工学および自然災害科学を専門とする東北大学教授・今村文彦氏による津波解説書であり、津波の科学的理解から防災実践までを一冊で扱う。その特徴は、自然現象の説明にとどまらず、社会的影響と対策までを連続的に描く点にある。この構成により、津波という現象を科学的に理解し、災害全体の構造や社会的影響を体系的に把握できる入門書としての価値を持つ。

本書は、河川津波に焦点を当てた前著『逆流する津波—河川津波のメカニズム・脅威と防災』（2020年）を基盤に内容を拡張した改訂版である。初版は、河川津波を中心に据えた点で独自性を有していたが、本改訂版ではその重点を保ちつつ、河川津波を陸域付近の一要素として再配置し、沖合から河川・陸域に至る過程として再編している。その結果、個別現象の強調から全体像の理解へと軸足が移され、一般的な津波入門書としての性格を強めている。

本書の構成は、基礎編、応用編、対策編の三部からなる。基礎編（第1・2章）では、津波の物理的性質が整理され、後続の議論の前提が与えられる。第1章では、発生から沖合での伝播、沿岸での増幅、陸域・河川での遡上・浸水に至る過程が概観され、速度や増幅条件といった基本特性が提示される。引き波や反射による継続時間の長期化にも触れ、津波を連続的に変化するプロセスとして理解する枠組みが与えられる。

第2章では、河川津波のメカニズムに焦点が当てられる。河川の遡上や回り込みによる被害拡大の仕組みや長距離遡上の事例を通じて、河川周辺域に特有の危険性が示される。なかでも東日本大震災の事例は、都市域や生活圏における津波の振る舞いを可視化し、被害が地形や構造物との相互作用に依存することを明確にする。

応用編（第3・4章）では、基礎編で整理された物理的性質がどのように被害へと結びつくかが示される。第3章では、浸水深・流速・土砂浸食が建物・人的被害に与える影響が整理され、地形条件や漂流物、火災や液状化との同時発生による複合災害化などを含め、被害が多

様な要因の重なりとして生じることが示される。これにより、津波被害は単一の指標では捉えきれない条件依存的な現象として理解される。

第4章では、被害の予測と対応への接続が扱われる。沖合での津波観測体制に触れつつ、数値シミュレーションに基づく予測が、リアルタイムでの津波予報や将来の津波被害想定に活用されていることが示される。

対策編（第5章）では、これまでの理解を前提として、被害を軽減し個人の生存確率を高めるための防災対応が、行政の制度設計から市民の避難行動に至るまで多層的に示される。防潮堤や避難ビルといったハード対策に加え、避難情報の伝達、認知マップの形成、避難行動の選択といったソフト面も重視される。また、安全に避難するまでのプロセスや車避難の是非といった判断課題を通じて、行動が事前の知識と準備に依存することが示される。さらに、制度や地域的取り組み、震災伝承にも触れ、津波災害対策において個人の行動と社会的枠組みが相互に補完しあう構造が描かれている。

このように、本書の強みは、物理現象の理解と社会的対応を1つの連続した問題として提示している点にある。基礎編で与えられた知識が応用編・対策編へと接続される構成により、読者は「なぜ危険か」「なぜその対策が必要か」を把握しやすい。現象理解が被害の説明を経て具体的な行動選択へと至る過程が段階的に示される点は、本書の構成上の中核をなしている。加えて、2011年東日本大震災の被災地・仙台を拠点とする著者が実際の震災事例を通じて提示する津波の具体像は、災害を単なる知識ではなく現実の問題として再認識させる。当時を直接知らない読者にとっても、津波の脅威を具体的に想像し、備えを考えるための重要な手がかりとなる。さらに、2024年能登半島地震津波を含む国内外の幅広い事例を通し、「はじめに」で触れられた『自然災害は、常に進化する』という言葉を改めて実感する。

以上のように、本書は津波という現象を科学と社会の両側面から統合的に提示する入門書である。全体像を把握しつつ、現象理解から防災実践へと至る連続性を示す点において、津波理解と防災を接続するための出発点として位置づけられる。これから当該分野を学ぶ読者だけでなく、防災実務に関わる読者や各領域の津波・自然災害研究者にとっても、必要な知識とその活用を体系的に把握するための有効な手引きとなる。

<成山堂書店、2025年4月、A5判、184頁、2,400円+税>

[さんだんばた おさむ 東京大学地震研究所助教]

● 繰り返す災害が教える 地中の秘密

地震工学委員会 地震防災技術の伝承・
教育に関する検討小委員会/編（執筆代
表：小長井一男）

続 地盤は悪夢を知っていた —地盤に残る地震痕跡—

評者 榎原雅治

「経験のない」とか「未曾有の」といった形容を近年の災害ニュースでよく耳にするが、地中を調べたり、歴史的な文献をひもといたりすれば、過去にも同じような災害が起きていたことが知られる。災害は起こるべくして起きるし、災害を引き起こす要因となる地中の秘密は、われわれの生活に恵みももたせている。そんなことを教えてくれる一書である。

本書は2011年東日本大震災、1923年関東大震災、1978年伊豆大島近海地震、2019年東日本台風、2008年岩手宮城内陸地震、2024年能登半島地震などをとりあげ、その要因となった地盤の構造とそこで発生した地震災害の実態とともに、過去にも同じ地域で類似した災害が起きていたことを説いた書である。論述の過程では、地震や地質のデータはもちろん、歴史的な文書、絵画、文学作品なども引用され、著者の該博な知識と旺盛な知的関心に触れることができる。

評者の住む東京の多摩地区には水の湧き出る窪地がいくつもあり、木々が茂り、古い神社や民家のたたずむ落ち着いた空間をなしている。これは武蔵野台地を覆う関東ローム層を通過した伏流水が台地縁辺の崖下から地表に流出してきたものだそう。都心では皇居の濠や清水谷公園の池となり、関東大震災の火災では上水道が失われたなか、消火活動にも利用されたという。一方で、1991年の台風では、大量の雨が窪地に設けられたJRの駅のホームを1m以上も浮き上がらせる魔力も発揮した。また2020年に東京の外環道工事中、調布市の住宅地で突然陥没が起きたことは記憶に新しいが、ここも窪地にさしかかるあたりだという。地盤の評価を見誤った事例といえようか（第2章）。

歌川広重『東海道五十三次』の一つ、富士南麓の原宿の場面には浮島ヶ原が描かれている。この浮島ヶ原の沼の出口に流れ込むのが富士宮方面から流れてきた潤井川である。その堆積物で浮島の沼の排水をふさいでしまう川である。評者は鎌倉・室町の紀行文を使って、浮島ヶ原の中世の景観と、それが開発によって変容していく過程を考察したことがある。そのおり、浮島ヶ原の滞水と潤井川の流路の地理的な連関が腑に落ちなかったのだが、本書によれば、ここは駿河湾から富士川に続く南海トラフの東側のフィリピン海プレート上にあたるといいう。浮島ヶ原を乗せたプレートが富士川西側のユーラシアプレートの下に沈み込んでいるのなら、浮島の水が西流するのは当然だろう。しかし、そこより西には富士川の扇状地が形成されているので、潤井川は西流できず、扇状地の東縁を流れて浮島の出口と出会い、その排水を妨げるのは必然か、と地盤の論理に納得した次第である（第9章）。

2024年1月の能登半島地震については、第10・11の2章にわたって、同じ場所で繰り返される地震の様子が詳述されている。2007年の地震との類似だけでなく、海岸の隆起や地震後の土砂災害など、類似した被害をもたらせた地震が1729年にも起きていたことが、史料や絵図を用いて語られている。あとがきによれば、2007年の被害調査を行っていた著者は、2024年の地震の発生を受け、次の地震に備える提言を行っていたか、悔いているとのことであるが、被災地がかつては北前船の寄港地として繁栄していた様子にまで言及した文章には、著者の被災地とそこに住む人々への強い共感がにじみ出ている。

第7章は海外の事例を紹介した唯一の章で、2005年カシミール地震をとりあげる。日本ではありえない長大な断層とそれがもたらす被害に驚いたが、復興と長く続く土砂災害への対応では、著者が指導した学生が母国の技術者となって、その中心になっているという。国際的な防災活動に貢献されていることに敬意を表したい。

以上、評者の関心からの言及に終始したが、どの章からも著者の研究者としての幅の広さと誠実さが伝わってくる。広く読まれるべき書であると思う。

<土木学会、紙版 2025年7月、新書判、288頁、1,200円+税>

[えばら まさはる 東京大学史料編纂所特任教授]

●新刊紹介

木村 学・山口飛鳥 著

アジアの活変動帯

東京大学出版会，紙版，2025 年 10 月，A5 判，288 頁，
4,600 円＋税

地震工学委員会 地震被害調査小委員会

**地震被害調査シリーズ No. 5 2024 年能登半島
地震 被害調査報告書**

土木学会，紙版，2025 年 12 月，B5 判，392 頁，7,400 円
＋税

梅田康弘 著

南海地震全過程

近未来社，紙版，2025 年 12 月，A5 判，272 頁，3,500 円
＋税

宮内崇裕・堤 浩之・石山達也・楳原京子・金田平太郎・後藤秀昭・田力正好・廣内大助・松多信尚 編

日本の活断層総覧

東京大学出版会，紙版，2026 年 1 月，B4 判，378 頁，
54,000 円＋税

原田和彦 著

**1847 善光寺地震 松代藩の史料にみる被害報告
と復興策**

信濃毎日新聞社出版部，紙版，2026 年 1 月，A5 判，
256 頁，1,800 円＋税

松浦律子 著

地震災害と地震学 被害・観測・研究の 1400 年

吉川弘文館，紙版・電子版，2026 年 2 月，A5 判，240 頁，
3,800 円＋税

ADEP情報

本部及びつくば観測技術センターの構成の変更について

2026年4月1日から本部及びつくば観測技術センターの内部組織構成を変更しました。

(本部)

変更後：首席主任研究員，事務局，地震防災調査研究部

変更前：事務局，地震防災調査研究部

(つくば観測技術センター)

変更後：技術部，業務推進部

変更前：観測プロダクトグループ，観測エンジニアリンググループ，事務グループ

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

就任

平田 直 業務執行理事/地震調査研究センター 所長 26. 3. 5

採用

山中 浩明 本部地震防災調査研究部 副首席主任研究員 26. 4. 1

退職

榎原 雅治 本部地震防災調査研究部 副首席主任研究員 26. 3. 31

田澤 芳博 本部地震防災調査研究部 主任研究員 26. 3. 31

石辺 岳男 地震調査研究センター 主任研究員 26. 3. 31

堀口 美央 つくば観測技術センター 副主任研究員 26. 3. 31

草野 淳一 つくば観測技術センター 副主任研究員 26. 3. 31

任務解除

當麻 純一 地震調査研究センター 所長 26. 3. 5

(注) 専務理事（代表理事）の職は継続

編集後記

2026年は「駿河湾地震説」50周年ということでこの説を唱えられた石橋克彦さんに記事を書いていた。また、関連して川端信正さんにも記事をお願いした。この「駿河湾地震説」は日本の地震学の流れにも大きな影響を与えた重要な事案であったと言えるのではないだろうか。

その後、1995年兵庫県南部地震や2011年東北地方太平洋沖地震などを経て予知・予測の考え方や防災のあり方も大きな変化を遂げた。駿河湾地震は東南海・南海を含んで「南海トラフ地震」となり、想定震源域でM7クラスの地震が発生した場合に発表される「南海トラフ地震臨時情報」が整備され、実際2024年8月に日向灘で発生したM7.1の

地震を契機に「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」が発表された。また、北海道地方・東北地方においても「北海道・三陸沖後発地震注意情報」の発表基準が整備され、2025年12月の青森県東方沖と2026年4月の三陸沖で発生したM7クラスの地震に伴い、「北海道・三陸沖後発地震注意情報」が2回にわたって発表された。

これらの臨時情報や注意情報が発表されるたびに国から住民や自治体に対して注意喚起がなされ、防災への備えが呼び掛けられる。あまり頻繁だと慣れのようなものが出てくる懸念もあるが、国民の防災意識の向上や防災体制の整備には一定の効果があると期待したい。これらの歴史的な経緯を考えると、その発端となった1976年は地震研究が国民に

対して地震防災への意識向上を促す起点となった年として末永く記録され記憶される年となったように思われる。

ところで今号の巻頭エッセイは、日本災害情報学会で「災害映画大賞」という大変ユニークな試みがあったので、この企画を推進された東洋大学の及川康さんにご執筆いただいた。災害によって大切な人を失った当事者である被災者の心の傷をどう癒すのか、非当事者が被災された当事者にどう向き合うのか、たいへん困難な課題に取り組んでいる人たちがいることも知る必要がある。観測や数理科学を基礎とした理学・工学からのアプローチと異なっているが、このような「心の防災」にもわれわれは目を向けていかなければならないだろう。(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	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

地震ジャーナル 第81号

2026年6月20日 発行

発行所 ㊟101-0064
東京都千代田区神田猿蓑町 1-5-18
公益財団法人

地震予知総合研究振興会

<https://www.adejp.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