

地震 ジャーナル

79

2025年 6月

エッセイ 兵庫県南部地震から 30年 ●久家慶子	1
高感度地震観測研究の 30年 ●大見士朗	2
地震の CMT データから推定した日本列島周辺域の応力場 ●寺川寿子	13
能登半島北部沿岸における隆起痕跡からみた地震履歴 ●宍倉正展	23
千島海溝沿いの巨大地震と防災対策の現況 ●高橋浩晃	32
鳥島近海で繰り返す不思議な津波—海底カルデラ火山 における「トラップドア断層破壊」— ●三反畑修	49
オープン津波ソフトウェア (JAGURS) の開発 ●馬場俊孝	63
2024年 8 月 8 日南海トラフ地震臨時情報の社会的影響 ●関谷直也	70
●書評	88
●訂正	89
●新刊紹介	90
●ADEP情報	91

囲み記事 海底長期孔内観測システムの開発と

南海トラフへの展開計画 ●荒木英一郎	46
国土地理院における衛星 SAR を用いた 地殻・地盤変動の監視 ●石本正芳	78
2025年 3 月 28 日 ミャンマーの地震 (Mw7.7) ●加藤照之	83

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

兵庫県南部地震から 30 年

久家慶子

〔くげ けいこ〕

現職 京都大学大学院理学研究科教授、日本地震学会会長、理学博士

略歴 東京工業大学理学部卒業、同 大学院理工学研究科修士課程修了、東京大学大学院理学系研究科博士課程修了、日本学術振興会海外特別研究員、京都大学理学部助手、同 大学院理学研究科准教授を経て現職

研究分野 地震破壊過程、地殻マントル構造
著書 生き延びるための地震学入門（幻冬舎）など

早朝の強い揺れに驚き、高速道路が倒れ多数の建物が崩壊し、あちらこちらに火災が発生している映像を目にしたあの日々から 30 年、兵庫県南部地震は、現在における日本の地震学の観測研究ならびに日本地震学会の活動への大きな転機となりました。

兵庫県南部地震時、地震に関する情報も、被害に関する情報も、地震動データを手にすることにも、何もかもに時間と労力がかかっていました。甚大な災害をもたらしたにもかかわらず、地震の予知はできませんでした。

兵庫県南部地震後、短期予知から地震の物理的理解へ舵が切られました。良質の地震計データが統一形式で誰でもすぐに使えるようになり、研究のスピードと質が向上し、互いの解析の検証も可能になりました。データのグローバル化とともに、日本の地震や地下構造が研究対象としてグローバル化しました。地震計や GNSS 観測点の増加は、深部低周波微動やスロースリップイベント等の発見、余効すべりや粘弾性構造等の理解につながっています。兵庫県南部地震前には見えていなかったものが見えるようになり、地震学に大きな進展をもたらしました。また、震度の自動計測化は、密度の高い迅速な情報提供を実現しています。

30 年の成果は、今後の展開に示唆も与えています。地震時だけでなく前後間を含む理解の重要性が明らかになり、ますます長期間にわたる超広帯域観測が求められます。島嶼部や海域の観測が課題に思われます。断層の挙動の複雑さが浮き彫りになりましたが、その不均質性は地震の予測を難しくする一方、その存在が断層の状態を知らせる指標になる可能性を含んでいます。3 次元の断層幾何や地下構造を取り入れた地震の物理モデルの構築もすすんでいます。

一方、兵庫県南部地震発生当時、関西に大地震は起きないという誤った常識が社会にあり、日本地震学会は、地震学の知見を社会に伝えることの重要性を強く認識することとなりました。ビデオの作成、広報紙「なるふる」の発行、記者懇談会、学校教育委員会や強震動委員会の設置、法人化などを実施しました。これらの活動は、東北地方太平洋沖地震でさらに強化され、現在に至っています。

兵庫県南部地震後数年間の日本地震学会ニュースレターには、当時の方々の熱い思いや真摯な活動の記録が残されています。兵庫県南部地震から 30 年を機に、当時貢献された皆様に敬意を表しながら、改めて、地震学の観測研究の課題、地震学と社会との関わり方などについて、よりよい将来に向けて考えていくことができればと思います。

高感度地震観測研究の 30 年

大見士朗

1. はじめに

兵庫県南部地震の発生は、1960 年代半ばに始まった日本の地震予知研究に大きな影響を与えた。同地震を契機に、日本国内の地震学研究の主要なインフラの 1 つである微小地震の高感度観測網は大きく進化した。これは、Hi-net に代表される基盤的観測網の運用開始により、個別観測点の性能の向上と観測点総数の飛躍的な増加に加え、これらのデータをリアルタイムで共有することが可能になったことで特徴づけられる。その結果、全国規模で均質で良質な大量の観測データの利用が可能になり、地震学研究の発展とその質的な変化に大きく貢献することとなった。Obara (2002) によるプレート境界の低周波微動の発見と、それに続く種々の周波数帯域のイベントの発見が、沈み込み帯の地震学にパラダイムシフトをもたらしたとも言えることがその代表的な成果の 1 つである。本稿では、兵庫県南部地震を契機とした日本の地震観測、特に短周期高感度地震計からなる観測網の発展と、これによってもたらされた研究の進展について、その概要について触れる。

2. 兵庫県南部地震に至るまでの地震予知 (研究) 計画の概観

日本における地震学研究は、1965 年度から 1998 年度まで 7 次わたって実施された地震予知 (研究) 計画およびその後継となる研究計画との関係を抜きに語ることはできない。本稿で扱う高感度地震観測研究も、そのデータ取得のためのインフラを含めて、これらの計画の中で発展してきたものの 1 つである。ここではまず、これらの地震予知 (研究) 計画の中での高感度地震観測に

ついて、測地学審議会によるレビュー (1997) や平田 (2009) による日本の地震予知研究に関する総説を参照しながら概観する。

1965 年度から 1968 年度にかけて実施された、後に第 1 次計画と呼ばれた研究計画は、測地測量と地震観測を中心とする基礎データを全国的な規模で収集する体制の構築を目指すものであった。つづいて 1969 年度から 1973 年度にかけて実施された第 2 次計画では観測研究の重点的実施のための「特定観測地域」や「観測強化地域」が設定され、それらの地域での微小地震観測 (高感度地震観測) の集約的实施や移動観測班による観測が提言された。これらのうちの前者をいわゆる常時観測の、後者を機動観測の、それぞれ源流と捉えることができるだろう。

引き続き実施された 1974 年度から 1978 年度の第 3 次計画では、地震予知観測の強化およびその体制の充実と銘打って前計画で設定された特定地域での観測の拡充強化や全国の基本的観測の推進等がなされた。この時期に、各機関の観測センター (たとえば京都大学の場合には阿武山観測所の理学部附属地震予知観測地域センター) の設置が進み、常時観測体制と機動的観測体制の整備が進捗した。第 4 次計画 (1979~1983) では、気象庁、防災科学技術研究所 (当時は国立防災科学技術センター)、各大学等の関係機関においてはそれぞれのデータセンターへのデータ集中化が進み、大学も含めて監視観測の一翼を担う観測体制の充実が図られるとともに、これを側面から支える移動観測班による機動観測の技術も充実していった。その後の第 5 次計画 (1984~1988)、および第 6 次計画 (1989~1993) の中でも同様の体制が継続した。常時観測と機動観測の関係については、常時観測をベースとして、それを補うために機動観測を実施するという位置付けが読み取れ

る。そのような状況の中で、第7次計画（1994～1998）を実施中の1995年1月17日に兵庫県南部地震（M7.3）が発生した。

3. 兵庫県南部地震までの高感度地震観測

3.1 高感度常時地震観測網とそのデータ処理

1965年から始まった地震予知（研究）計画の中で、微小地震の常時観測網（定常観測網）の整備が進んだのは、主に第2次計画（1969～1973）および第3次計画（1974～1978）の時代である。この時期に、当初は常時観測であっても遠隔観測点での現地観測が主流であったものが、テレメータ方式により観測記録を観測拠点で集中記録する技術が発達した。1970年代後半から1980年代にかけての地震波形データのテレメータ観測の進歩については卜部（1991）に詳しい。この時期の常時観測の例として、大学の例として京都大学防災研究所附属地震災害研究センター阿武山観測所（当時は京都大学理学部阿武山地震観測所）の例を、大学以外の例として防災科学技術研究所（当時は国立防災科学技術センター）の例を紹介する。

京都大学阿武山観測所の観測網については、伊藤潔氏の報告（伊藤，2011）に詳しい記載がある。それによれば、阿武山観測所では地震予知計画の中で1974年に理学部附属地震予知観測地域センターが設置され、翌1975年には観測点のテレメータ化が行われた。その後、1990年代前半にかけてシステムの高性能化がはかられ、兵庫県南部地震発生前には、各観測点からNTTの3.4kHz帯域専用回線を使用して大阪府高槻市の観測所へデータを伝送し、サンプリング周波数200Hz、ダイナミックレンジ12ビットの観測データが、いわゆるスーパーミニコンコンピュータシステム¹⁾（以下、スーパーミニコン）に収録されるシステムが稼働していた。

また、防災科学技術研究所は、同じく、地震予知計画の中で、大規模地震対策特別措置法（1978年制定）等を背景に、1978年からの6ヵ年計画にて関東・東海地域地殻活動観測網とそのデータ処理を行う地震前兆解析システムを構築した（浜

田ほか，1982；松村ほか，1988など）。このシステムでは、関東・東海地方に約50点の微小地震等の観測点を設置し、NTT（当時はまだ日本電信電話公社）のD-1専用回線を使用して茨城県つくば市の防災科学技術研究所に地震波形データや地殻変動観測データなどがリアルタイム伝送され、スーパーミニコンと汎用コンピュータからなるシステムで自動震源決定等の実時間データ処理をはじめ、多様な観測項目や解析項目を対象としたデータ処理等がなされていた。

当時は、このように、それぞれの機関が独立して観測網を運用していたことや、そのデータフォーマット等がそれぞれの独自のものであったこと、さらには長距離のデータ伝送を行うコストが大きかったことから、隣接する観測網であってもリアルタイムでのデータ交換はきわめて困難であった。

ところで、日本国内では、1980年代半ばから、UNIX系OSを搭載した高性能の国産のコンピュータを入手できるようになってきていた。UNIX系OSは、その優れたソフトウェア開発環境とネットワーク機能により、インターネットの発展を支えてきたOSであり、この時期は、いわゆる、日本のインターネットの黎明期にあたる。地震のテレメータ観測では、地震計を設置する観測点とデータ処理を担当するサーバ側の双方での各種の演算処理と、双方の間でデータを交換するテレメータ機能が必須である。UNIX系OSはその双方を担える機能を備えており、この時期には日本国内でもUNIX系OS上で、地震のテレメータ観測のためのソフトウェアの開発が試みられるようになっていた。その例として、その後、日本国内の高感度微小地震観測のデータフォーマットや伝送手順の事実上の標準となった、当時東京大学地震研究所で開発の途上であったWINシステム（卜部・東田，1992；卜部，1994など）がある。

3.2 高感度機動地震観測の動向

前述のように、機動観測（移動観測）という概念は第1次地震予知研究計画（1965～1968）の時代から提唱されており、第4次計画（1979～1983）では移動観測班による総合精密観測が提唱されて

いる。このような中で、複数の大学等が協働して実施する大規模な合同地震観測の草分けとして位置づけられるのは1984年の長野県西部地震の発生に伴い実施された合同余震観測であろう（たとえば、Horiuchi *et al.*, 1992a）。これは同地震の詳細な理解のためにその余震域において本震発生から約2年後の1986年9月から10月にかけて実施された都合57点の観測点からなる稠密な地震観測であり、東北大学や名古屋大学を始め、当時、地震予知計画に携わっていた合計11大学の研究者が参加した、いわばAll Japanの合同観測である。このシステムでは電話回線や無線を使用したテレメータ装置で収集したアナログ地震波形データを当時のパソコンに搭載したA/D変換ボードでデジタルデータとし、パソコン上でリアルタイムでの震源決定等を行うことができた（Horiuchi *et al.*, 1992b）。

その後、1993年秋に栃木県日光地域において、国内の大学・研究機関から延べ人数で約150人が参加して再度大規模な合同地震観測が実施された（たとえば、長谷川，1994）。この合同観測では、対象とする約60km×60kmの範囲に合計37点のテレメータ観測点を設置し、それらのデータは無線テレメータやNTT専用線を用いた有線テレメータにより現地の集約局に集められ、分解能16ビット、サンプリング周波数200HzでA/D変換された後にデータ処理が行われた。この処理装置は通信回線を介して仙台の東北大学キャンパスと接続され、仙台から日光現地のシステムのメンテナンスが可能であるように設計されていた。また、一部の解析処理では開発途上であったWINシステムが使用されたとの記録もある（たとえば、山本，1994）。これらの合同観測のノウハウやコンセプトは、その後の地震予知計画や後継の計画での合同観測や、大きな地震が発生した際の緊急余震観測等に引き継がれていった。

4. 兵庫県南部地震とその余震活動の観測

1995年1月17日に兵庫県南部地震が発生した際、筆者の勤務先であった京都大学防災研究所阿

武山観測所では、稼働中のスーパーミニコンによる観測システムは、本震の強震動により停止してしまい、観測データの収集・解析の継続が不可能になった。しかしながら、幸いなことに、新しいデータ処理システムを開発中のUNIX系OSの計算機には障害はなかったことから、WINシステムを導入しているこのUNIX系OSの計算機システムを、急遽、主たるデータ処理システムとして稼働させ、観測の継続を図った。これが京都大学防災研究所での、WINシステムの導入の端緒となった。

当時は現在のような稠密な地震観測網が展開されているわけではなかったため、詳細な地震活動の把握のためには多数の機材を余震域へ持ち込んでの臨時観測が必須であったが、前述のように当時は各機関間でのデータフォーマットや解析システムの互換性はなかったため、複数機関による臨時の合同観測をどのような形態で行うかについて、それぞれの事情を持つ関係機関の間の意見調整に時間を要することとなった。最終的に、旧来のスーパーミニコンによるシステムには戻らず、UNIX系OS上の新しいシステム上に全データを集約する形態の臨時観測を行うことで意見の一致をみることができ、いわば、ぶっつけ本番でWINシステムによるデータ処理が始まった。この合同余震観測では、京都大学の阿武山観測所（ABU）と東京大学地震研究所の和歌山観測所（WKY）の常時観測網のデータ、および27点の臨時観測点のデータが京都大学防災研究所本所（UJI）に集約された（図1）。ABUやWKYのデータはNTTのデジタル専用回線を使用してWINフォーマットでデータをUJIに伝送し、臨時観測点のデータは、NTTの帯域専用線などでUJIに集約しA/D変換ののちにWINフォーマットに変換し、同じくUJIのUNIX系OS上で稼働する解析サーバに収録し、WINシステムによりデータ処理が行われた（Hirata *et al.*, 1996）。この臨時観測システムは本震の3日後の1月20日に臨時観測点の設置を開始し、1月26日には稼働を開始した。この観測には全国11大学から約90名が参加した。このような、常時観測点のデータに

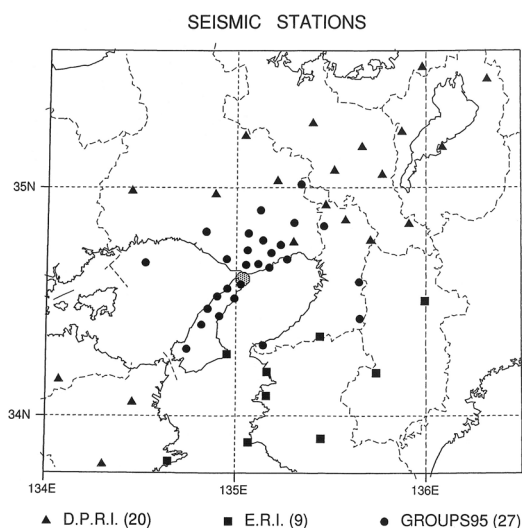


図 1 兵庫県南部地震合同余震観測の観測点配置。三角形と四角形はそれぞれ京大防災研と東大地震研の常時観測網の点、黒丸は合同観測グループにより設置された臨時点を示す。本震の位置をグレーの丸で示す。筆者作成による、Hirata *et al.* (1996) の Fig. 3 の原図を掲載した

多数のオンライン臨時観測点のデータをリアルタイムで統合してデータ処理を行うという形態が、兵庫県南部地震以降の高感度地震計ネットワークを用いた合同地震観測のプロトタイプとなった。

5. 兵庫県南部地震以降の高感度地震観測

5.1 基盤的観測網の完成

兵庫県南部地震による阪神淡路大震災の発生を受け、1995年6月に地震防災対策特別措置法が制定された。これにより総理府（当時）に「地震調査研究推進本部（地震本部）」が設置され、さらなる地震調査研究を進めるために「地震に関する基盤的調査観測計画（基盤的調査観測）」が定められ（地震調査研究推進本部，1997），調査研究項目の1つとして陸域における高感度地震計による微小地震観測があげられた。これを実現するために、全国的な高感度地震観測施設の整備を防災科学技術研究所が担当することとなり（平田，2009；岡田ほか，2000；Okada *et al.*, 2004），Hi-net ほかの高感度地震観測網の建設が開始され、

気象庁等の観測網と併せ、国による高感度地震観測のための基盤的観測網が完成をみた。Hi-net の建設は、1995年度に開始され、2003年には全国で696点からなる観測網が稼働を開始した。基盤的観測網の完成前後の日本国内の地震観測点分布の比較は、Okada *et al.* (2004) の Fig. 1 から Fig. 4 を参照されたい。

大学の微小地震観測網は地震予知計画の中で地震活動等の監視観測の一翼を担ってきたが、1997年の「地震に関する基盤的調査観測計画」の策定により、監視業務の比重が減少し、従前よりも研究観測に専念できる環境となった。一方、この計画には「高感度地震観測網を整備するに当たっては、可能なかぎり既存の高感度地震観測施設を活用する」という文言があり、これにより大学の既存の微小地震観測点も、準基盤観測点として、引き続き、基盤的観測網の一部を担うこととなった。

Hi-net や気象庁の観測網で取得されたデータは、基本的に公開され、また、必要に応じて大学等のデータも含めて研究者間で共有されることが当初から計画されており、データ伝送のための通信インフラやデータ共有のためのデータフォーマット等の検討がなされた。

兵庫県南部地震では、震源域近傍では多くの建造物が倒壊し、NTTの通信網にも被害が生じた。このような経験に鑑み、災害時に強い通信インフラが必要という議論から、衛星通信によりデータ通信を行うシステム（以下、衛星テレメータシステムという）の導入が進められた（Urabe *et al.*, 1998）。これは、災害時に強いという利点のほかに、NTT回線等のサービスを受けられない山間地等でも、通信衛星への視通があればこのシステムは利用可能なことから観測点配置の自由度が増すと考えられたことも導入の理由の1つであった。このシステムは、各大学では観測拠点となる観測地域センターや観測所には大容量の通信容量を持つ送受信局が、個別観測点には比較的小型の送信専用局が準備された。京都大学では、遠隔地の拠点となる観測所と宇治キャンパスの防災研究所本所の間を大容量の送受信局で接続し、一部の観測点には小型の衛星テレメータシステムを設

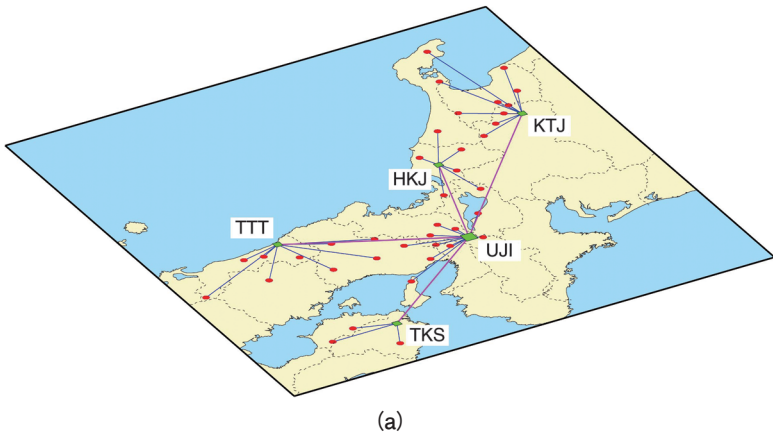
置した。

衛星テレメータシステムでは、観測点や観測拠点から通信衛星に送信された観測データは、いったん東京大学地震研究所が管理する基地局に伝送され、そこから再び衛星通信経路で各機関に届く形態を採用したことから、基地局で集約する際のためにデータに各機関や観測点の識別タグが必要である。これは機動的な観測時等の際に複数機関のデータを統合する際の識別タグとしても必要であるため、運用開始前に、各機関とその観測点ごとのデータ識別子が定められた。データに識別タグを付すというプロセスは、当時開発が進んでいたWINシステムではすでに実装されていたこともあり、衛星テレメータシステムでのデータフォーマットはWIN format が採用された。これに伴い、データの伝送手順についても、WINシステムが採用された。さらに、観測点の衛星テレメータ送信局用に開発された機器を皮切りに、観測点においてデータのA/D変換とWIN formatでの送出手続きを可能にするデータロガーが商業ベースで開発されるようになり、WIN format とそのデータ伝送手順が、日本の高感度微小地震観測網

の事実上の標準という状況になっていった。

衛星テレメータシステムの導入当時はNTTの帯域専用線等の地上回線の運用コストは衛星通信のそれと同等または高価であったことから、観測網の運用コストを低減するために通信インフラを地上回線から衛星回線に置換することも導入の目的の1つであったと伝え聞いている。しかしながら、1990年代後半より光ファイバ回線等を含む情報通信回線のデジタル化および高速化と、通信料金的大幅な低減が急速に実現²⁾した結果、通信コストに関しては当初の思惑と相反する結果となり、あらためてコスト削減を図るために、衛星通信を利用する観測点は2000年代前半にかけて急速に減少した。

図2は京都大学の微小地震観測網のデータ通信インフラの変遷について、筆者が2005年のある研究会で使用した資料からの抜粋である。図2aは、兵庫県南部地震直後から衛星テレメータ導入までの時期(1995~1997)の京都大学防災研究所の微小地震観測網の通信回線の状況の概念図で、拠点観測所(TTT:鳥取, HKJ:北陸, KTJ:上宝, TKS:徳島, UJI:宇治)とそれぞれの管



(a)

		3.4KHz	64K
		帯域線	デジタル回線
阿武山系			
OHM	近江八幡	79,860	45,360
BHO	坊村	26,860	27,860
MYO	妙見	74,860	44,860
RKO	六甲	105,860	46,360
YGI	八木	54,860	41,860
TNJ	丹南	83,860	45,860
WTJ	和知	74,860	43,860
鳥取系			
CZT	智頭	26,860	27,860
SNT	鹿野	26,860	41,860
KYT	倉吉	74,860	43,860
QNT	久米	83,860	45,860
IZT	泉	127,860	46,860
HMY	永上	130,860	47,360
OYT	大屋	79,860	45,360
MZT	三日月	105,860	46,460
北陸系			
FKJ	福井	26,860	41,860
KAJ	勝山	54,860	41,860
KMJ	小松	105,860	46,360
IMJ	今庄	26,860	41,860
MHJ	美浜	54,860	41,860
AZJ	浅井	83,860	45,860

(b)

図2 衛星テレメータ導入前後(1997年頃)の京大防災研の常時地震観測網の通信コストの試算例。2005年3月に東大地震研で開催された研究会での発表資料から再構成。(a)各拠点観測所と管理下の観測点、拠点観測所間の、それぞれの接続の状況。前者はNTTの帯域専用線、後者はNTTのデジタル専用線で接続されていた。(b)拠点観測所と各管理下の観測点間の接続を帯域専用線とデジタル専用線にした場合の月額通信コストの比較。単位:円

轄下の地震観測点は主に NTT の 3.4kHz 帯域線で結ばれ、拠点間は 64 kb/s デジタル専用線で接続されている状況を表している。なお、1995 年以降は、阿武山観測所の管轄下の観測点のデータは防災研究所本所 (UJI) に伝送されるようにシステムを変更している。1997 年の衛星テレメータシステムの導入にあたり、各拠点観測所間は送信局で接続し、一部の観測点は送信専用局利用点に変更されたが、大多数の観測点はいぜんとして NTT の帯域線を使用していた。図 2b は 2006 年当時の、各観測点の NTT 3.4kHz 帯域線とそれを 64 kb/s デジタル専用線に転換した際の月額使用料の比較である。この表によれば、帯域線をデジタル専用線に転換するだけでもかなりのコストダウンになることに加え、2000 年代初頭からサービスが始まっていた ISDN 回線を使用すると、通信距離によらず月額数千円で 64 kb/s の回線を利用できるとあって、コストダウンの魅力には抗えず、送信専用局を設置した観測点であっても、ISDN サービスを利用可能な点に関しては、そちらを利用するなどの、通信網の再構築が行われた。なお、本稿執筆時には、NTT の ISDN 関連サービスが 2028 年末に完全に運用を終了することがアナウンスされており、長らく ISDN 網が担ってきた地震観測網のラストマイルの通信を、NTT Docomo 等の携帯電話回線経由の通信に切り替えるなどの動きが進んでいる。

ただし、これらの地上回線や携帯電話回線等のインフラのサービスを利用できない地域もいぜんとして残っており、そのような場所での観測が必

須な場合に備えて、衛星テレメータシステムは数度の更新を経て、本稿の執筆時の 2025 年時点でも準備されている。

2000 年代半ばに少なからぬ地震データ伝送回線が地上回線に回帰したことや、地上回線の高速化がさらに進んだことから、高速地上回線網の上に広域 L2 網³⁾ を構築して地震観測データの流通を図るシステムの構築が試みられた。さらにその冗長性を向上させるために、国立情報学研究所の SINET と情報通信研究機構の JGN という複数の高速回線網の上にそれぞれ広域 L2 網を構築して、相互を接続する形で JDXnet という地震観測データ流通網が構築され、本稿執筆時の 2025 年現在も順調に稼働している (たとえば、鷹野ほか、2016)。

5.2 兵庫県南部地震以降の機動的地震観測

兵庫県南部地震以降の高感度微小地震の機動観測は、平田 (2009) でも指摘されているように、兵庫県南部地震の余震観測の形態をプロトタイプとして、常時観測網のデータと臨時観測点のデータをリアルタイムで責任機関にて統合して解析処理を行うという形態が普遍的になっていった。これらの合同観測には、地震予知計画やその後継の計画である、「地震予知のための新たな観測研究計画」(1999~2008)、「地震予知および火山噴火予知のための観測研究計画」(2009~2013) などの中で実施されたものに加え、被害を伴う地震が発生した際に科学研究費補助金などで緊急的に実施されたものなどがある。前者の例を表 1 に、後者の例を表 2 に示す。

表 1 大学等による合同観測の例

名称 (対象地域)	期間	参考文献の例
兵庫県南部 (※)	1996~1997	大学合同地震観測班 (GROUPS-95) (1996)
飛騨地域 (※)	1996~1997	大学合同観測班 (GROUPS-96) (1997)
東北奥羽山地	1997~1998	長谷川・平田 (1999)
北海道日高衝突帯	1999~2001	勝俣、ほか (2002)
西南日本 (※)	2002~2004	西南日本大学合同地震観測グループ (2002)
歪集中帯 (※)	2004~2008	歪集中帯大学合同地震観測グループ (2005)
濃尾地震断層域	2009~2013	中島、ほか (2014)

※は筆者が責任機関として携わった観測。

表 2 主な被害地震の陸上合同観測

地震の名称等	M(JMA)	主な参考文献
平成 7 (1995) 年 兵庫県南部地震 (※)	M7.3	Hirata <i>et al.</i> (1996)
平成 12 (2000) 年 鳥取県西部地震 (※)	M7.3	大見, ほか (2001), Shibutani <i>et al.</i> (2005)
平成 16 (2004) 年 新潟県中越地震	M6.8	飯尾, ほか (2006)
平成 17 (2005) 年 福岡県西方沖の地震	M7.0	Shimizu <i>et al.</i> (2006)
平成 19 (2007) 年 能登半島沖地震	M6.9	Sakai <i>et al.</i> (2008)
平成 19 (2007) 年 新潟県中越沖地震	M6.8	Kato <i>et al.</i> (2008)
平成 20 (2008) 年 岩手・宮城内陸地震	M7.2	Okada <i>et al.</i> (2012)
平成 23 (2011) 年 東北地方太平洋沖地震 ⁵⁾	M9.0	Kanamori and Yomogida (2011), Hasegawa <i>et al.</i> (2012)
平成 28 (2016) 年 熊本地震	M7.3	志藤, ほか 80 名 (2020)
平成 30 (2018) 年 大阪府北部の地震	M6.1	飯尾, ほか (2021)
平成 30 (2018) 年 北海道胆振東部地震	M6.7	高橋, ほか (2019)
令和 6 (2024) 年 能登半島地震	M7.6	岡田, ほか (2024)

※は筆者が責任機関として携わった観測。

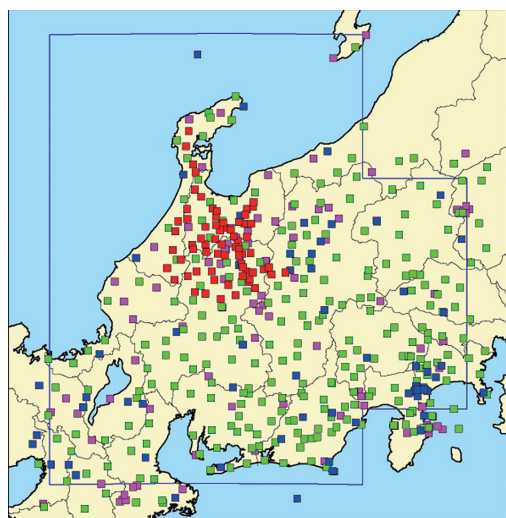
平成 12 (2000) 年鳥取県西部地震の発生時には、京都大学がホストとなる合同余震観測グループが組織された。ここでは、大見ほか (2001) により、稼働中の大学、気象庁等の観測点に加え、衛星テレメータシステムを利用した臨時の微小地震観測点 2 点が設置された。さらに、2000 年 10 月に正式に運用を開始した、同地域に展開されていた Hi-net 観測点のデータもリアルタイムでこれらに統合された。これは、Hi-net 観測点のデータを内陸被害地震の合同余震観測用にリアルタイムで収録した最初の例ではないかと思われる⁴⁾。これらのオンライン点に加え、Shibutani *et al.* (2005) は、合同余震観測グループが設置した約 70 点のオフライン観測点のデータを加え、震源域の詳細な地震波速度構造を求めた。なお、兵庫県南部地震の合同余震観測 (Hirata *et al.*, 1996) の際には、臨時観測点では NTT の帯域線等を用いたアナログ方式のテレメータシステムを用いるために、データの集約局にて A/D 変換を行うシステムが必須であったが、鳥取県西部地震の余震観測時は、GPS 時計を内蔵することによって観測点にて正確な時刻情報を付加することができるデータロガーが利用可能になりつつある時期であった。そのため、この合同観測ではオンライン・オフラインの全点においてデータは観測点で

デジタルデータとして記録・伝送されていた。

2004 年から 2008 年にかけて実施された、跡津川断層を中心とした歪集中帯での合同観測 (歪集中帯大学合同地震観測グループ, 2005) でも京都大学はホスト機関としてデータ収録や基本的な解析等を担当した。図 3 は、Ohmi *et al.* (2008) から抜粋した、同観測の観測点分布や得られた震源分布の比較などの例である。

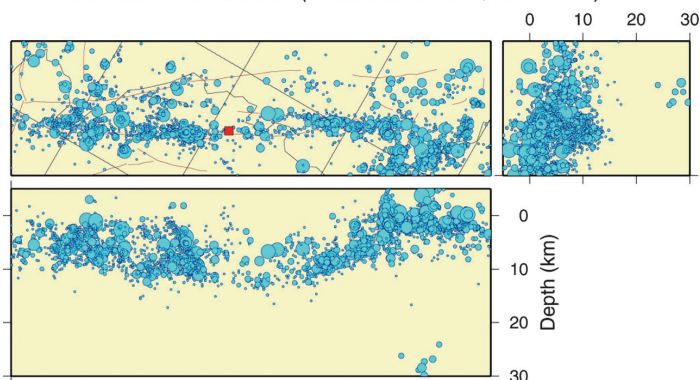
その後、平成 16 (2004) 年新潟県中越地震、平成 19 (2007) 年能登半島沖地震、および新潟県中越沖地震、平成 20 (2008) 年岩手・宮城内陸地震等の発生に伴い、合同余震観測が組織された。このような状況の中で、2011 年 3 月 11 日の平成 23 年東北地方太平洋沖地震が発生し、大規模な電源喪失による Hi-net 等の基盤観測網の観測点が欠測する事態が発生し、これらによる観測の空白域を埋めるために全国の研究者が観測の支援に赴いた (表 2)⁵⁾。

このように、2000 年以降は、高感度地震観測研究の分野では、対象地域の Hi-net 等の常時観測網のデータをベースに、オンライン・オフラインの機動観測によるデータを組み合わせる形態が主流となっていくた。これに加え、さらに観測点密度の高い観測研究を目指すために、安価で高性能なデータレコーダの開発も進められた。その 1



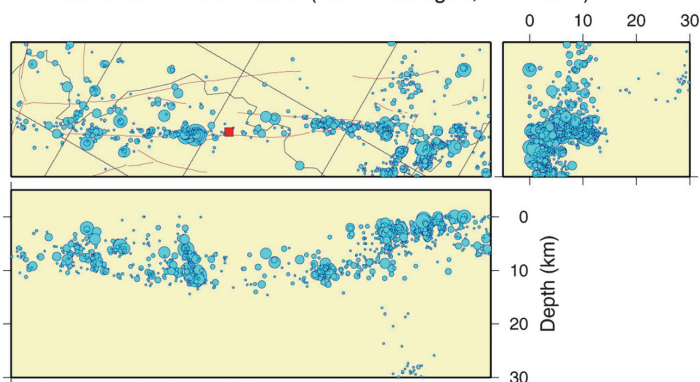
(a)

2004/11/01 - 2008/06/30 (Kamitakara OBS., N = 3270)



(b)

2004/11/01 - 2008/06/30 (JMA Catalogue, N = 1176)



(c)

図 3 歪集中帯合同観測における地震観測点と跡津川断層における震源の分布。(a) 地震観測点の分布。紫は大学の常時観測点、緑および青は Hi-net および気象庁の常時観測点、赤は合同観測グループによる臨時観測点を示す。(b) 2004 年 11 月から 2008 年 6 月までの本合同観測によって決定された震源分布。(c) 同期間の気象庁による震源分布。すべて、Ohmi *et al.* (2008) のプレゼン資料から再構成

つが、いわゆる満点レコーダと呼ばれる機材である(飯尾, 2011)。これは、安価・長期観測可能・取扱容易等の目標を掲げて地震計とデータロガーの双方を新規開発したもので、固有周期 2 Hz の 3 成分地震計を接続して、サンプリング周波数 250 Hz、ダイナミックレンジ約 100 dB、単一形乾電池 32 個で 8 カ月以上稼働が可能であった。この機材を展開して実施した初期の稠密地震観測の成果としては、三浦ほか(2010)による近畿地方北部の臨時地震観測、青木ほか(2012)による同じく近畿地方北部によるメカニズム解と応力場の研究などがあり、飯尾ほか(2021)による 2018 年大阪府北部の地震の余震観測もこの例である。そ

の後、この機材は、東京大学地震観測所の共同利用機器としても採用され、各地の機動的な地震観測での稠密観測に利用されている。

また、従来よりも格段に大量のデータを扱う必要性に迫られるため、震源決定等の基礎的な解析に必要なP波やS波の位相の検測をはじめとして機械学習を用いた解析手法の開発も精力的に行われている（たとえば、Kubo *et al.*, 2024 など）。

6. おわりに

これまで概観したように、兵庫県南部地震以降の日本の高感度地震観測研究には、Hi-net等の基盤的観測網の完成に伴い、全国に均質に分布する大量のデータが利用可能になったことにより、質的な変化がもたらされたといえる。

ト部（1991）は、兵庫県南部地震の発生以前より、地震観測網に関して、全国のすべての常時観測網を統合して1つの専門機関として、その中の研究者でない専門職が観測作業を担当するような体制を構築することで、費用、労力の削減と観測網の統合化を目指すべきということを述べている。常時観測網の統合に関しては兵庫県南部地震以降に格段の進歩がみられ、日本全国の観測データをリアルタイムで利用できる状況がほぼ整い、1960年代以来の地震研究者の悲願を達成できたといえる。

その一方で、これらの高品質なデータを生産するための観測そのものについてはあらたな問題が生じている。特に1997年以降、「準基盤観測点」という位置付けになった大学の観測網の運用に関しては、いぜんとして一部の研究者がこれを担う状況も続いており、昨今のマンパワーや予算等の資源の不足により、存続が危ぶまれる状況になっている。これは特に若い地震研究者に短期的な成果を求める風潮が強まったことにより、大量の高品質のデータを手軽に利用できる環境が整ったことから、長期連続観測という出口が見えづらい研究形態をとりがなくなったことが原因の1つであると考えられる。若い研究者が観測そのものから離れていくことにより、次世代の観測を担う技術

の研究開発をめざす研究者コミュニティが縮小しているという現状が認められる。しかしながら、地震学の分野にかかわらず、良質のデータを取得することは研究を進める上での基本的に重要な営みであり、昨今の観測技術向上を目指す研究者のコミュニティの縮小には憂うべきものがある。あらためて、現在の観測技術の継承と新たな技術の向上を担う研究者が増えることを期待して、奇しくも35年前のト部（1991）の報告の末尾の一文を再掲して本報告を閉じることにする。

「地震計測は、もっぱら知見を広げることを旨とする地震学の中にあつては「ものを作る（システムを開発する）」という意味で、少し毛色が変わった、見方によっては大変おもしろい分野である。地震学の一分野としての地震計測の発展を期待したい（ト部，1991）」。

謝辞

本誌編集長の加藤照之博士には、兵庫県南部地震発生から30年の節目の年に、本稿執筆の機会をいただきましたことを深く感謝いたします。

参考文献

- 青木裕晃，ほか．2012．稠密地震観測による近畿地方北部におけるメカニズム解と応力場．*京都大学防災研究所年報*，**55B**，121-140．
- 大学合同地震観測班（GROUPS-95）．1996．1995年兵庫県南部合同地震観測．*地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集*，A21-P07．
- 大学合同観測班（GROUPS-96）．1997．1996年飛騨地域合同観測—広域テレメータ観測結果（序報）．*地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集*，I31-P04s．
- 浜田和郎，ほか．1982．関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター—．*地震* **2**，**35**，401-426．DOI: 10.4294/zisin1948.35.3_401
- 長谷川昭．1994．1993日光周辺合同地震観測．*月刊地球*，**16**，4，200-207．
- 長谷川昭・平田 直．1999．総論：東北日本トランセクト—島弧変形と地殻活動—．*月刊地球*，**号外27**，5-11．
- Hasegawa, A. *et al.* 2012. Preface. *Earth Planets Space*, **64**, 1059. DOI: 10.5047/eps.2012.12.014
- Hirata, N. *et al.* 1996. Urgent joint observation of after-

- shocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 317–328. DOI: 10.4294/jpe1952.44.317
- 平田 直. 2009. 日本の地震予知研究—地震予知のための観測研究計画—. *地震* **2**, **61**, S591–S601. DOI: 10.4294/zisin.61.591
- 歪集中帯大学合同地震観測グループ. 2005. 歪集中帯を中心とする大学合同地震観測—跡津川断層域を中心として—. *東京大学地震研究所彙報*, **80**, 133–147.
- Horiuchi, S. *et al.* 1992a. Hypocenter locations by a dense network. *J. Phys. Earth*, **40**, 313–326.
- Horiuchi, S., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. 1992b. A real-time processing system of seismic wave using personal computers. *J. Phys. Earth*, **40**, 395–406.
- 飯尾能久, ほか. 2021. 大阪府北部の地震の余震観測. 令和2年度京都大学防災研究所研究発表講演会, A308.
- 飯尾能久, ほか. 2006. 2004年新潟県中越地震の発生過程—オンライン合同余震観測の結果から—. *地震* **2**, **58**, 463–475. DOI: 10.4294/zisin1948.58.4.463
- 飯尾能久. 2011. 次世代型地震観測システムの開発と運用—満点(万点)を目指して—. *京都大学防災研究所年報*, **54A**, 17–24.
- 伊藤 潔. 2011. 阿武山における短周期高感度地震観測(微小地震観測). 京大地球物理学研究の百年(III), 京大地球物理の歴史を記録する会・編, 47–53. <https://repository.kulib.kyoto-u.ac.jp/dspace/handle/2433/169915> (最終参照日: 2025年4月25日)
- 地震調査研究推進本部. 1997. 地震に関する基盤的調査研究計画. <https://www.jishin.go.jp/main/seisaku/hokoku97/s8kei.htm> (最終参照日: 2025年4月25日)
- Kanamori, H. and Yomogida, K. 2011. Preface. *Earth Planets Space*, **63**, 511. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.07.019>
- Kato, A. *et al.* 2008. Imaging heterogeneous velocity structures and complex aftershock distributions in the source region of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 1111–1116. <https://doi.org/10.1186/BF03353145>
- 勝俣 啓, ほか. 2002. 大学合同臨時地震観測によって決定された島弧—島弧型日高衝突帯付近の震源分布と震源メカニズム解. *東大地震研究所彙報*, **77**, 199–223.
- Kubo, H., Naoi, M. and Kano, M. 2024. Recent advances in earthquake seismology using machine learning. *Earth Planets Space*, **76**, 36. <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01982-0>
- 松村正三, ほか. 1988. 地震前兆解析システムの機能と構成. *国立防災科学技術センター研究報告*, **41**, 35–44.
- 三浦 勉, ほか. 2010. 近畿地方中北部における臨時地震観測. *京都大学防災研究所年報*, **53B**, 203–212.
- 中島淳一, ほか. 2014. 濃尾平野周辺の三次元地震波速度構造. *日本地球惑星科学連合2014年大会講演予稿集*, SSS31–04
- Obara, K. 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681. DOI: 10.1126/science.1070378
- 大見士朗, ほか. 2001. 平成12年鳥取県西部地震—微小地震定常観測網による本震と余震活動. *京都大学防災研究所年報*, **44B-1**, 273–282.
- Ohmi, S. *et al.* 2008. Seismic activity in and around the Atotsugawa fault system, central Japan, The 7th General Assembly of ASC & The 2008 Fall Meeting of Seismological Society of Japan, Abstract, X2-022.
- 岡田義光・松村正三・野口伸一. 2000. 関東・東海地殻活動観測網の稼働状況—特別研究「関東・東海地域における地殻活動に関する研究」観測成果のまとめ(その1)—. *防災科学技術研究所研究資料*, **208**, 1–57.
- Okada, T. *et al.* 2012. Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan—Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake. *Earth Planets Space*, **64**, 717–728. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.03.005>
- Okada, Y. *et al.* 2004. Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—. *Earth Planets Space*, **56**, xv–xxviii.
- 岡田知己, ほか. 2024. 能登半島地震震源域陸域におけるS波スプリンティングと地震波速度構造. *日本地震学会2024年秋季大会予稿集*, S06-05.
- Sakai, S. *et al.* 2008. Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 83–88.
- 西南日本大学合同地震観測グループ. 2002. 西南日本における大学合同地震観測. *日本地震学会講演予稿集2002年度秋季大会*, P004.
- Shibutani, T. *et al.* 2005. High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan

- using very dense aftershock observations. *Earth Planets Space*, **57**, 825–838.
- Shimizu, H. *et al.* 2006. Aftershock seismicity and fault structure of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ($M_{\text{JMA}}7.0$) derived from urgent joint observations. *Earth Planets Space*, **58**, 1599–1604. <https://doi.org/10.1186/BF03352668>
- 志藤あずさ, ほか 80 名. 2020. 2016 年熊本地震合同観測データー地震学的解析の基礎的資料として一. *地震* **2**, **73**, 149–157. DOI: 10.4294/zisin.2019-11
- 測地学審議会. 1997. 地震予知計画の実施状況等のレビューについて (報告). <https://www.zisin.jp/publications/pdf/dail-7-review.pdf> (最終参照日: 2025 年 4 月 25 日)
- 高橋浩晃, ほか. 2019. 平成 30 年北海道胆振東部地震とその災害に関する総合調査. *自然災害科学総合シンポジウム講演論文集*, **56**, 21–26.
- 鷹野 澄, ほか. 2016. 全国地震データ流通ネットワーク JDXnet と熊本地震の臨時観測について, 広帯域ネットワーク利用に関するワークショップ: ADVNET 2016, ADVNET2016 実行委員会, 電子情報通信学会 IA 研究会, 国立情報学研究所 (SINET) 共催. https://www.sinet.ad.jp/static/d416af6c327c1b4d35a291421680b878/advnet2016_4_2_takano.pdf (最終参照日: 2025 年 4 月 25 日)
- ト部 卓. 1991. 地震波データの伝送法—テレメータ方式—. *地震* **2**, **44** (特集号), 15–26. DOI: 10.4294/zisin1948.44.Supplement_15
- ト部 卓・東田進也. 1992. win—微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版). *地震学会講演予稿集*, **2**, 41.
- ト部 卓. 1994. 多チャンネル地震波形データのための共通フォーマットの提案. *地震学会講演予稿集*, **2**, 24.
- Urabe, T., Hirata, N. and Takano, K. 1998. A nationwide seismic telemetry network in Japan using satellite communication. *EOS, Trans Am Geophys. Un.*, **79** (45), F569.
- 山本圭吾. 1994. 日光周辺域の 3 次元 P 波速度構造: 1993 日光周辺域合同観測・広域テレメータ観測で得られたやや遠地地震を用いて. *日本火山学会講演予稿集*, D6.
- あったいわゆる大型汎用機 (メインフレーム) よりも小型のコンピュータのことで, UNIX OS の開発基盤となった DEC 社の PDP シリーズなどがその例である. これらが 16 ビット CPU を搭載したコンピュータであったのに対し, CPU が 32 ビットになったものをスーパーミニコンと呼んでいた.
- 2) 1993 年に就任した米国のクリントン政権のアル・ゴア副大統領が提唱した情報スーパーハイウェイ構想が契機となって世界的にも情報通信基盤整備の機運が高まり, 日本国内でも 1990 年代後半より光ファイバ回線等の地上回線を含む情報通信回線の高速化と通信料金の大幅な低減が急速に実現した.
- 3) L2 網とは, OSI (Open System Interconnection) 参照モデル (ISO, 1977–1984) で定義された, ネットワーク通信機能を 7 層に分けて考えるモデルでの, 第 2 層 (データリンク層) でデータ通信を確立する通信網のことで, イーサネットに接続されたコンピュータが相互に通信するイメージである. 広域 L2 網は, 広域に分散したコンピュータがあたかも単一のイーサネットに接続されているかのように通信できるネットワークである.
- 4) 鳥取県西部地震震源域近傍の Hi-net 観測点の正式運用は 2000 年 10 月 1 日であったが, 正式運用開始前より, 京都大学防災研究所では試験的にデータのリアルタイム配信を受けていた. 筆者は 10 月 1 日の正式運用開始後にこの試験配信が終了していたことに気づかず, 10 月 6 日の鳥取県西部地震発生時に Hi-net データが手元に届いていないことに気づいて慌てた記憶がある.
- 5) 東北地方太平洋沖地震に関する詳細な記載は筆者の能力を超えるので, ここでは *Earth Planets Space* 誌に 2 部に分けて掲載された特集号のそれぞれの preface へのポイントを参考文献に示すのみとした.

大見士朗

[おおみ しろろう]

現職 京都大学防災研究所附属地震災害研究センター教授

略歴 1989 年九州大学大学院理学研究科博士課程単位取得退学, 1989 年国立防災科学技術センター, 1994 年京都大学防災研究所附属地震予知研究センター助手, 2007 年京都大学防災研究所地震防災研究部門准教授, 2022 年より京都大学防災研究所附属地震災害研究センター教授, 現在に至る. 東北大学博士 (理学)

研究分野 観測地震学, 観測火山学

註

- 1) ミニコン (ミニコンピュータ) は, 当時主流で

地震の CMT データから推定した 日本列島周辺域の応力場

寺川寿子

1. はじめに

地震は断層のすべり運動による剪断破壊現象である。なぜ地下で断層すべりが生じるのかについては、1960年代後半のプレートテクトニクスの登場により、その必然性が明瞭になったといつてよい。すなわち、地震は、プレート運動により地殻やマントル内に蓄積された弾性歪エネルギーを、断層すべりにより一気に解消する物理過程である。弾性歪エネルギーは、「応力」とよばれる力の状態を表す物理量の関数である。したがって、地下の応力状態を把握することは、地震の発生を理解するうえで必要不可欠である。しかし、地下の応力を直接測定することは難しい。このため、応力の情報を持つ観測データから統計的に応力場を推定する手法として、応力インバージョン法が開発された (*e.g.*, Gephart and Forsyth, 1984; Michael, 1984, 1987; Horiuchi *et al.*, 1995; Hardebeck and Michael, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2008; Iwata, 2018; Uchide *et al.*, 2022)。

応力は、数学的には2階の実対称テンソルで表現され、6つの自由度を持つ。応力インバージョンで推定できるのはこのうち4自由度分で、これは3つの主応力軸の向きと主応力の値の相対比（以下、応力の向きとよぶ）で特徴づけられる。応力インバージョン法は、断層に刻まれたすべりの条痕をデータとして、1970年代後半に地質学の分野から誕生した (*e.g.*, 寺川・松浦, 2009; 岩田ほか, 2019)。1980年代以降には、世界中で地震観測網の整備が進んだことを背景に、地震のデータは質と量の両面において最も優れた応力の情報源となり、地震データによる応力インバー

ジョンは世界各地の応力場の推定に重要な役割を果たすようになった。

このような背景の下で、地震データによる応力インバージョンでは、すべりの条痕の代替として、地震時のメカニズム解から算出されるすべりベクトルを用いるのが一般的である。これに対して、CMT データインバージョン法 (Terakawa and Matsu'ura, 2008, 2023) では、地震のモーメントテンソル6成分を直接的なデータとする。

本稿では、CMT データインバージョン法の有効性および優位性を示すとともに、この手法により推定された日本列島周辺域の応力場を紹介することを目的とする。本稿の2節では、地震のモーメントテンソルの持つ応力場の情報を示し、モーメントテンソルとすべりベクトルデータ（以下、すべりデータ）との本質的な違いを説明する。3節では、モーメントテンソルの定義式を出発点とし、モーメントテンソルデータから応力場を推定するCMT データインバージョン法の考え方と定式化について簡単に紹介する。4節では、長期間の地震データから推定した日本列島周辺域の応力場とその時間変化について、推定誤差を考慮して分析する。

2. 地震のモーメントテンソルに含まれる 応力の情報

地震は、弾性媒質中の断層と呼ばれる不連続面でのすべり運動であり、地球内部に原因を持つ非弾性的な物理過程である。モーメントテンソルは、地震のような非弾性的な物理過程を線形弾性論の枠組みの中で取り扱うことを目的として、1970年代に導入された概念である (Gilbert, 1971;

Backus and Mulcahy, 1976). より具体的には、モーメントテンソルは、地震などの非弾性的な物理過程により震源域外側の弾性領域に形成される変形場を引き起こす等価な力（等価物体力）を記述する。モーメントテンソル M_{ij} は、応力テンソルと同様、2階の実対称テンソルで表現され、6つの独立な成分を持つ。各成分（単位：J, Nm）は震源域に働く力のシステムを表し、対角成分はダイポールに、非対角成分はカップルに対応する。地震による変形場を地震の破壊過程における時空間の1点で代表させたモーメントテンソルは、セントロイド・モーメントテンソル（Centroid Moment Tensor, CMT）とよばれる。

モーメントテンソルは、一般に、震源域 V_s におけるモーメントテンソル密度（単位：Pa, N/m²）の体積積分で定義される。この表現式は、地震のような体積変化を伴わない物理過程の場合（モーメントテンソルのトレース $M_{ii}=0$ ）には、その物理過程が震源域外側 $V-V_s$ の弾性領域に引き起こした応力変化 $\Delta\tau_{ij}$ を、領域全体で体積積分したものと一致する（Matsu'ura *et al.*, 2019）：

$$M_{ij} = \int_{V_s} m_{ij}(\mathbf{x}) dV = - \int_{V-V_s} \Delta\tau_{ij}(\mathbf{x}) dV \quad (1)$$

この表現式は、地震破壊が震源域外側の弾性領域に蓄えられた弾性歪エネルギーを解放しながら進展することを示唆しており、一般的な定義式よりも地震発生の物理的意味を明瞭にする点で重要である。

一方、従来の応力インバージョンで用いられてきたすべりデータは、震源域の変位のデータである。すでに述べたように、地震時の断層すべりは非弾性的な物理過程であり、震源域では変位（歪）と応力の間に線形関係は保証されない。したがって、すべりデータは応力の情報というより歪の情報であり、すべりデータから推定されるものは応力場ではなく歪場であるという本質的な問題点が指摘されている（Twiss and Unruh, 1998）。地震のメカニズム解から算出されたすべりベクトルは、断層に刻まれたすべりの条痕とは違い、実際の変位のデータそのものではない。すべりベクトルによる応力インバージョン（*e.g.*, Gephart and

Forsyth, 1984; Michael, 1984, 1987; Hardebeck and Michael, 2006; Uchide *et al.*, 2022）では、地震は地下の既存弱面で発生し、「地震のすべりは断層面に働くトラクションの剪断成分の方向に生じる（Wallace, 1951; Bott, 1959）」というWB仮説を前提としている。しかし、WB仮説が成り立つ場合でも、すべりデータは地下に離散的に存在する断層面（震源域）の応力情報を持つにすぎず、多数の地震のすべりデータを合わせても、離散的な応力情報にしかない。このため、なんらかの形で応力の向きが一定となる領域を主観的に指定する必要も生じる。一方、地震のCMTデータには、震源周辺域の連続的な3次元応力変化の情報が体積積分を通じて凝縮されている。次節で示すように、CMTデータは、地震が弾性歪エネルギーを解放する物理過程であることを考慮すると、自然な形で応力場と結びつけられる。

3. CMT データインバージョン法の開発と発展

CMT データインバージョン法は、(1) 式の右辺に示した地震のモーメントテンソルの定義式を出発点とし、多数の地震のCMTデータから地下の応力場を3次元の連続関数として推定する手法である（Terakawa and Matsu'ura, 2008, 2023）。この手法は、モーメントテンソル6成分をそのままデータとして用いることで、すべりデータによる手法の本質的な問題点（Twiss and Unruh, 1998）を解決した。また、技術的には、ベイズの統計推論と赤池ベイズ情報量規準（ABIC）を用いたインバージョン公式（Akaike, 1980; Yabuki and Matsu'ura, 1992）および統合逆化公式（Matsu'ura *et al.*, 2007）を用いることで、観測データから客観的に応力場の時空間変動を推定誤差とともに推定することも可能とした。ベイズの統計推論とABICを用いたインバージョン手法については、深畑（2009）を参考にされたい。次節で、CMT データインバージョン法について詳しく述べる。

3.1 観測方程式の導出

CMT データインバージョン法では、地震により応力場 $\tau_{ij}(\mathbf{x})$ の一部が解放されると考え、地

震による応力変動場 $\Delta\tau_{ij}(\mathbf{x})$ を重み関数 w と応力場の積で表現する。

$$\Delta\tau_{ij}(\mathbf{x}) = -w(\mathbf{x}; \mathbf{x}_s, M_0) \tau_{ij}(\mathbf{x}) \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{x}$ は対象領域内の任意の位置、 $\mathbf{x}_s$ は地震の震源位置、 M_0 は地震モーメントであり、後述するように、 w は地震の震源と規模に依存することを示す。この (2) 式は、本手法においてデータとモデルをつなぐ観測方程式を導くために不可欠な式である。この背景には、地震は最も効率よく弾性歪エネルギーを解放するように発生するのが尤もらしい、という考えがある。これは、表面的には、「地震は既存弱面を利用した、WB 仮説に従った応力解放過程である」というすべりデータによる手法の依拠する考えとは異なるように思えるかもしれない。しかし、たいへん興味深いことに、(1) 式右辺に示すモーメントテンソルの定義式から、地震による弾性歪エネルギーの変化は断層面での上すべりによる仕事と等しいことが導かれ、WB 仮説は地震が弾性歪エネルギーの解放を最大にするように発生することを主張しているに他ならないことがわかる (Matsu'ura *et al.*, 2019)。つまり、本手法と従来のすべりデータを用いた手法の根底には、自然現象である地震の発生は弾性歪エネルギーを最も効率的に解放するように生じるのが尤もらしい、という考えが共通にあるといえる。

次に、(2) 式の重み関数 w は、地震の震源 $\mathbf{x}_s$ にピークを持つ 3 次元のガウス分布を用いて、以下のように定義される。

$$w(\mathbf{x}; \mathbf{x}_s, M_0) = M_0 (2\pi L^2)^{-3/2} \exp\left[-\frac{1}{2L^2}(\mathbf{x}-\mathbf{x}_s)^T(\mathbf{x}-\mathbf{x}_s)\right] \quad (3)$$

ここで、(3) 式の L はガウス分布の広がりに対応し、 L を地震モーメント M_0 の 1/3 乗に比例するように設定することにより、1 つの CMT データの反映する応力場の領域を地震の規模に応じて設定することが可能となる。つまり、規模の大きな地震ほど、震源周辺の広い領域の応力場を反映して発生することに対応している。一方、重み関数 w のピークの値は地震の規模によらず一定となり、これは地震による応力降下量が地震の規模

によらないという経験則に対応する。(2) 式および (3) 式を (1) 式に代入し、データ誤差 e_{ij} を考慮すると、CMT 6 成分と応力 6 成分を合理的に結びつけることができ、これが観測方程式となる。

$$M_{ij} = \int_V w(\mathbf{x}; \mathbf{x}_s, M_0) \tau_{ij}(\mathbf{x}) dV + e_{ij} \quad (4)$$

ただし、断層運動の場合、震源域 V_s は面で近似されるため、(4) 式では $V - V_s$ を V で置き換えている。

3.2 ベイズ統計推論と ABIC を用いたインバージョン手法を応用した定式化

CMT データインバージョン法では、逆問題を定式化するために、応力場の各成分 $\tau_{ij}(\mathbf{x})$ を有限個の既知の基底関数の重ね合わせで表現し、基底関数の係数を求めるべきモデルパラメータとして (4) 式を離散化する。すなわち、

$$\tau_{ij}(\mathbf{x}) = \sum_{m=1}^M a_{ij}^m \Phi_m(\mathbf{x}) \quad (5)$$

ここで、 $\Phi_m(\mathbf{x})$ ($m=1, \dots, M$) は基底関数、 a_{ij}^m がモデルパラメータであり、応力場は 3 次元の連続関数として推定される。ただし、各応力成分の絶対値に意味はなく、6 つの成分の相対値に意味がある。

CMT データの各成分の値は、地震の規模に応じて大きく変化し、そのデータ誤差は地震モーメント M_0 に比例すると考えられる。そこで、(4) 式を地震モーメントで規格化し、これを実際に解くべき観測方程式とする。また、観測データからの情報に加えて、物理的な要請から「応力場は空間的に滑らかに変化する」という先験的情報を考慮する。当初開発された CMT データインバージョン法 (Terakawa and Matsu'ura, 2008) では、これらの 2 種類の情報に対して、ベイズの統計推論と ABIC を用いたインバージョン公式 (Yabuki and Matsu'ura, 1992) を用いて、モデルパラメータの最適値とその分散共分散行列が推定される。つまり、モデルパラメータの事後確率密度関数が得られ、ここから応力場と（後述するように）その推定誤差を評価することができる。この中で、ABIC は、観測データから 2 種類の情報（観測

データおよび先験的情報)の重みの最適値を超パラメータとして決める測りであり、言い換えれば、超パラメータで特徴づけられるベイズ型モデルの良し悪しを判断する規準となる。

さらに、最近の新展開として、長期間の地震データから安定的に応力場とその時間変化を推定することを目指し、従来のCMTデータインバージョン法に「過去のデータの解析結果を先験的情報として取り入れる機能」が追加された(Terakawa and Matsu'ura, 2023)。先験的情報は、直接的にモデルパラメータの値を拘束する直接的先験情報と、モデルパラメータの構造を規定する間接的先験情報に大別される(Matsu'ura *et al.*, 2007)。新たに取り入れられた「過去のデータの解析結果」は直接的先験情報であり、一方、従来法で用いた「応力場は空間的に滑らかに変化する」という情報は間接的先験情報である。Matsu'ura *et al.* (2007)は、直接および間接的先験情報を統一的に扱うことにより、Yabkui and Matsu'ura (1992)によるインバージョン公式を発展させた「統合逆化公式」を導出した。改良CMTデータインバージョン法では、この統合逆化公式(Matsu'ura *et al.*, 2007)に基づき、すでに手元にある(過去の観測データから得られた)応力場の解析結果を直接的先験情報とし、新しい期間の観測データおよび間接的先験情報を合わせ、観測データに対する直接および間接的先験情報の重みの最適値を超パラメータとしてABICを用いて求め、応力場を推定する。直接的先験情報の中には、過去の観測データの情報が凝縮されている。改良法で求めた応力場は、直接的先験情報の重みが大きい場合には、2つの期間の観測データを合わせて従来法で解析した結果に近くなる。一方、直接的先験情報の重みが小さい場合には、新しい期間の観測データを従来法で解析した結果に近くなる。

ここで、直接的先験情報に関する超パラメータは、過去の観測データから得られた直接的先験情報の不確かさに対する現在の観測データの不確かさの比で表され、直接的先験情報の不確かさが小さいほど、直接的先験情報の重みが大きくなるようになっている。直接的先験情報の不確かさは、

2つの解析期間中に応力の向きの時間変化がなければ、過去のデータ解析の解の不確かさと一致するはずである。しかし、応力の向きの時間変化があった場合には、直接的先験情報の不確かさは過去のデータ解析の解の不確かさよりも大きくなるはずである。したがって、直接的先験情報に関する超パラメータの最適値から、過去のデータ解析の解の不確かさに対する直接的先験情報の不確かさの比(ϵ^2)を調べると、この値は応力の向きの時間変化の指標となる。具体的には、この値が1を大きく超えると、応力の向きの時間変化があった可能性を示す。つまり、改良法では、ABICを用いて応力の向きの時間変化を客観的に測ることが可能となった。

また、逆解析においては、解析結果の推定誤差を評価することも重要である。モデルパラメータの線形結合で表現される物理量に関しては、その分散は物理量の表現式とモデルパラメータの分散共分散行列から容易に計算できる。一方、応力の向きのように、モデルパラメータに関して非線形な物理量については、解析結果として得られたモデルパラメータの事後確率密度関数に従う多変量正規乱数の多数のデータセットからその物理量を計算し、最適なモデルパラメータから推定される値からのずれを測り、その平均値を推定誤差として評価する方法が提案されている(Terakawa, 2017; Terakawa and Matsu'ura, 2023)。次節で、本手法による応力場の推定解析の例と具体的な推定誤差の評価方法について説明する。

4. 長期間のCMTデータから推定した 日本列島周辺域の応力場

複雑な沈み込み帯に位置する日本列島の周辺域では、時間的および空間的に多様な地震活動が観測される。Terakawa and Matsu'ura (2010)は、防災科学技術研究所のF-netモーメントテンソルカタログに掲載されている約10年間(1997年1月~2007年1月)の約12,500個の中小の地震のCMTデータ(M : 3~5)から、従来のCMTデータインバージョン法(Terakawa and Matsu'ura,

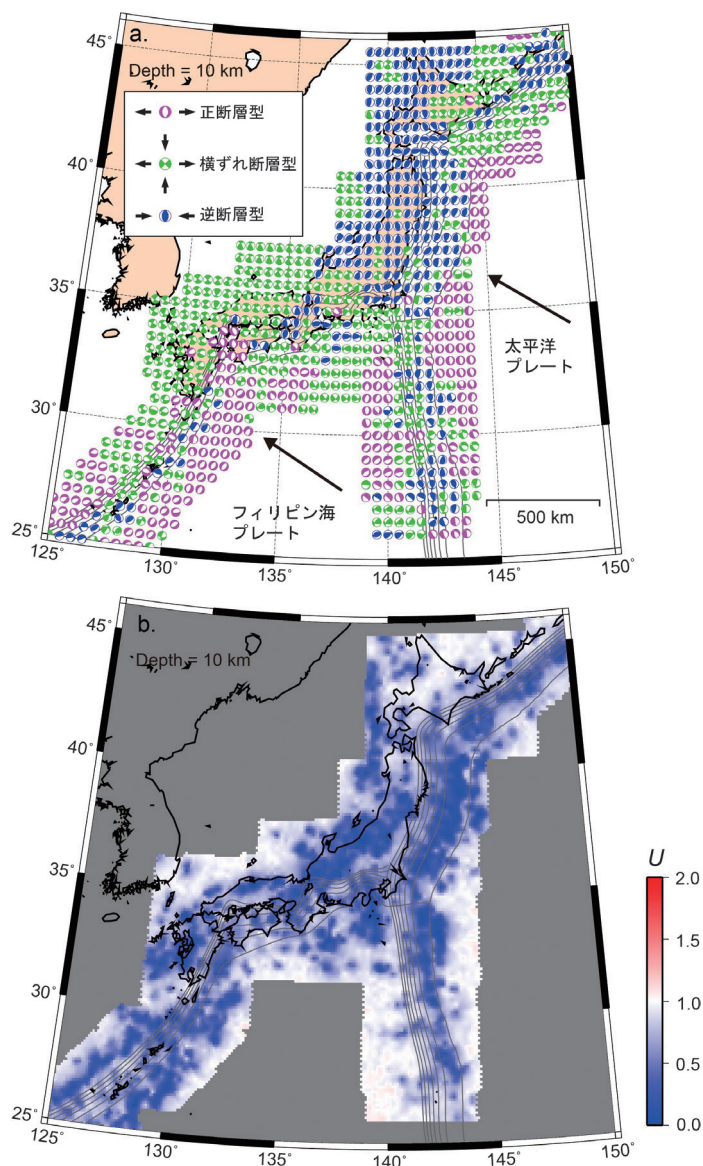


図 1 日本列島周辺域の応力場 (Terakawa and Matsu'ura, 2010). 深さ=10km での (a) 応力の向き, (b) 応力場の推定誤差 (U). 応力の向きは, 発生しやすい地震のタイプを色分けした震源球で表現している. U と主応力軸の向きの不確定性との関係は, Terakawa and Matsu'ura (2023) の Figure 1 を参照されたい. 矢印は, 陸側プレートに対する太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの相対運動の方向を表す

2008) により日本列島周辺域の応力場を 3 次元的に (深さ: 0~100km) 推定した. 図 1 に, 深さ 10km での応力場とその推定誤差 U を示した. 図 1a は, モデルパラメータの最適値を (5) 式に代入することで計算される. 一方, 推定誤差 U については, 3.2 節で説明したように, モデルパ

ラメータの事後確率密度関数に従う多変量正規乱数から推定誤差内の応力テンソルを計算し, これと最適な応力テンソルの内積を規格化した値 (コサイン類似度) の平均値を計算し, この値を 1 から差し引いて定義した (図 1b). コサイン類似度は, 2 つのテンソルが一致していると 1 になり,

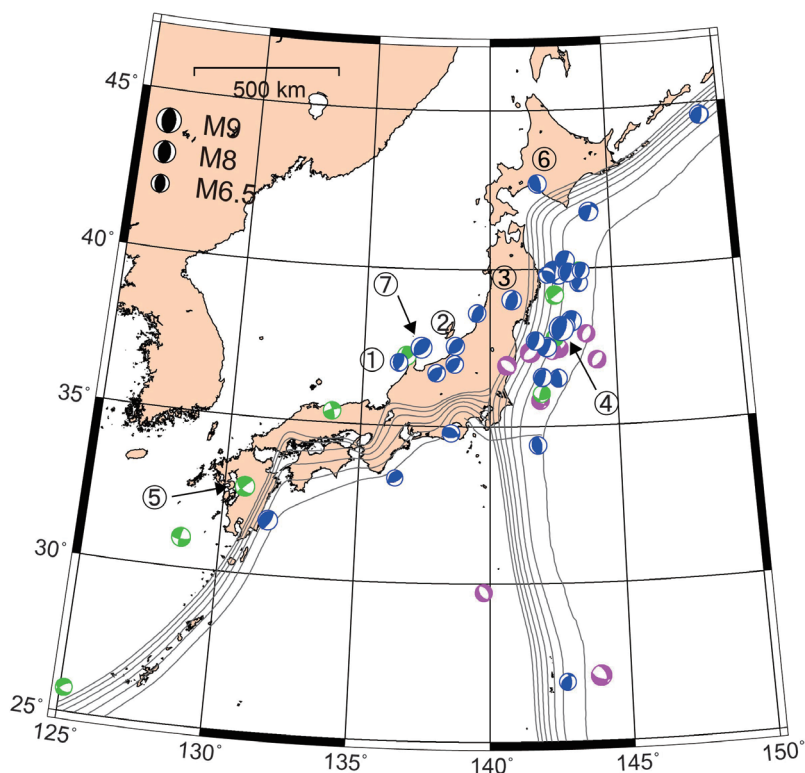


図2 図1の解析期間後（2007年2月～2024年12月）に発生した規模の大きな地震（ $M \geq 6.5$ ）。図中の①～⑦は、この期間に発生した顕著な被害地震である：①2007年能登半島地震，②2007年新潟県中越沖地震，③2008年岩手・宮城内陸地震，④2011年東北地方太平洋沖地震，⑤2016年熊本地震，⑥2018年北海道胆振東部地震，⑦2024年能登半島地震

正反対であると-1になる。したがって、 U ($0 \leq U \leq 2$) は値が大きいほど応力の向きの不確定性が大きいことを意味する。広域的に眺めると、日本列島周辺域の応力場は、最大（圧縮）主応力軸が東西方向にある。一方、最小主応力軸は、中部地方付近で変化し、東北日本では鉛直方向に近く、西南日本では水平方向に近い。このため、東北日本は逆断層型、西南日本は横ずれ断層型の地震が発生しやすい応力場にある。また、沈み込む前の海洋プレート内の応力場は、最小主応力軸が沈み込み方向と平行な正断層型で特徴づけられる。推定された応力場は、この他にも伊豆弧の衝突や別府・島原地溝帯など、より小さなスケールまで含めて日本列島周辺域のテクトニクスをよく反映している。このことは、地震がプレート運動によって形成される応力場を原因として発生し、プレート運動の結果生じるものであることを示し

ており興味深い。

また、この応力場は、当時の地震データを余すことなく活用して得られたものであるが、解析対象期間後に発生した2011年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震、 M 9）や2016年熊本地震（ M 7）などの規模の大きなほとんどの地震の断層運動タイプと調和的である（図1, 2）。このことは、実際の地震のメカニズム解と応力場の関係を詳細に分析した解析からも裏付けられている（Ishibe *et al.*, 2024; 石辺ほか, 2024）。また、時代を遙か遡って、第四紀活断層の地質学的調査の結果とも調和的である（Huzita, 1980; Ishibe *et al.*, 2024）。複雑な沈み込み帯に位置する日本列島周辺域では千kmオーダーの地殻変動が生じ、いくどとなく大地震が発生してきた。それにもかかわらず、現在の地震データから推定された応力場が第四紀を通じて基本的に維持されていることがわかる。

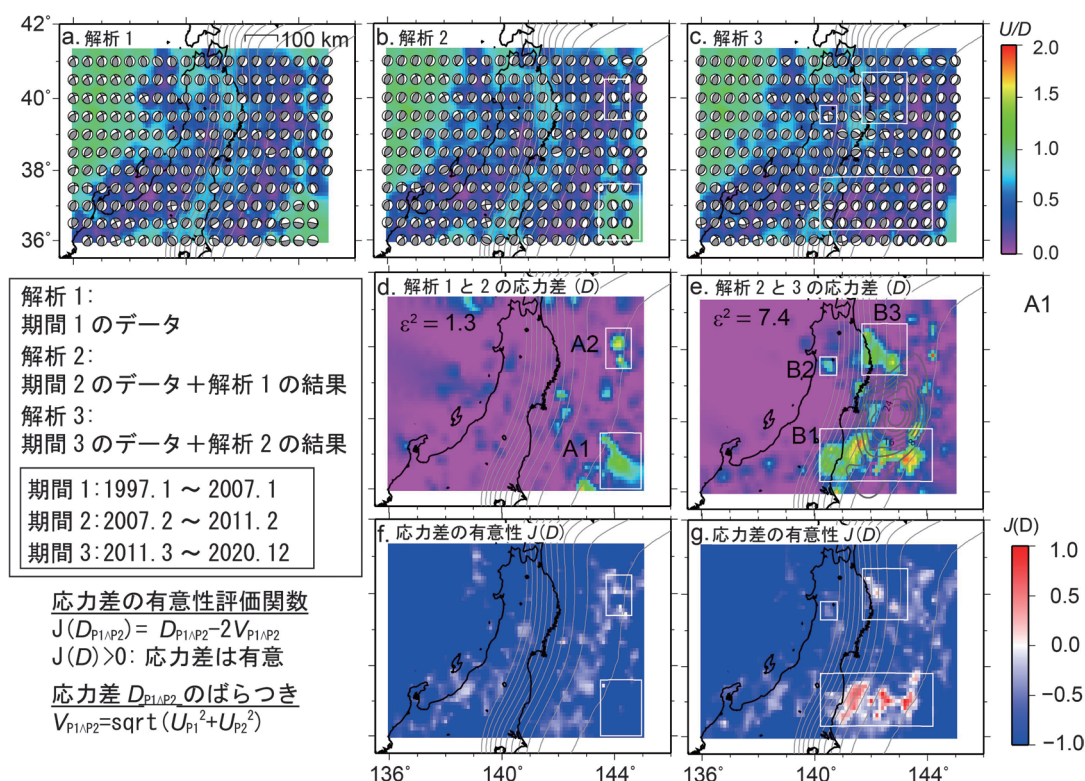


図 3 長期間地震データ (1997 年 1 月 ~ 2020 年 12 月) から推定した東北地方の応力場。(a~c) 解析 1~3 により推定された応力の向き。背景色は応力の向きの推定誤差 U を示す。(d~e) 2 つの解析の応力差 D 。□ は応力差の大きいところを示す。e の灰色の太線は東北沖地震のすべり分布 (Hashimoto *et al.*, 2012) である。(d~e) の図中の ε^2 は応力時間変化の指標であり、1 に近いときは応力時間変化がなく、1 より有意に大きいときは時間変化がある可能性を示す。(f~g) 応力差の有意性評価関数 $J(D)$ 。(d~e) で検出された応力差のうち、 $J > 0$ の領域のみ応力の差が有意であることを示す。 U , D , V の添え字 (P1~P3) は、推定誤差および応力差の対象としている期間 (期間 1~3) を示す。

また, Terakawa and Matsu'ura (2023) は, 直接的先験情報を取り入れた改良法を用いることにより, 24 年間 (1997 年 1 月 ~ 2020 年 12 月) の地震の CMT データから, 東北地方の応力場とその時間変化の推定も行った (図 3)。地震の発生は複雑で, 応力場だけでなく間隙流体圧場の急激な変化のような環境要因にも依存する。このため, この解析では, 気象庁一元化カタログの震源データにクラスター解析 (Zaliapin and Ben-Zion, 2013) を適用し, 応力の指標と考えられる単独地震と本震のうち, F-net モーメントテンソルカタログに掲載されている地震の CMT データを用いた。対象期間中の 2011 年 3 月 11 日に東北沖地震が発生したことを考慮して, 対象期間を 3 つに分

け (期間 1: 1997 年 1 月 ~ 2007 年 1 月, 期間 2: 2007 年 2 月 ~ 2011 年 2 月, 期間 3: 2011 年 3 月 ~ 2020 年 12 月), まず, 期間 1 のデータを従来法により (直接的先験情報なしで) 解析した (解析 1)。次に, 解析 1 の結果を直接的先験情報として期間 2 のデータ (解析 2) を, 解析 2 の結果を直接的先験情報として期間 3 のデータを改良法で解析した (解析 3)。2 つの期間の応力の向きの差 (応力差) は, 前述した推定誤差 U と同様な量として, 2 つの期間の応力テンソルのコサイン類似度を 1 から引いた値 D ($0 \leq D \leq 2$) で定義した。 D は値が大きいほど応力差が大きいことを意味する。さらに, 応力差の有意性については, D のばらつき V を 2 つの期間の U を用いて見積もり, D と V を

用いた評価関数 J により定量的に評価した (Tera-kawa and Matsu'ura, 2023).

解析 1 と 2 の結果を比較すると、解析 2 では解析 1 に比べて全体的に応力場の推定誤差 (U) が小さくなり (図 3a, b), 3.2 節で説明した ϵ^2 の値は 1.3 であった. この結果は、直接的先験情報の不確かさと解析 1 の解の不確かさが近いことを示しており、2 つの期間で応力の向きの変化が小さいことを意味する. つまり、解析 2 の結果は、実質的には 2 つの期間の観測データを合わせて応力場を推定した結果に近くなり、長期間のより多くのデータによる推定結果として U が小さくなる. 2 カ所 (A1: 福島県・茨城県沖合, A2: 岩手県沖合) で 2 期間の応力差が大きいが (図 3d), V の値が大きく応力差は有意ではない (図 3f). これらは、東北沖地震前の 14 年間は、東北日本の応力場は安定していたことを示している. 一方、解析 2 と 3 の結果を比較すると、3 カ所 (B1: 福島県・茨城県沿岸～沖合, B2: 秋田県中央部, B3: 岩手県沿岸～沖合) で応力差が大きく (図 3e), ϵ^2 の値は 7.4 となった. しかし、B1 の中央部以外の地域では、 V の値が大きく、応力差は有意ではない (図 3g). これまで多くの先行研究により、東北沖地震により東北日本の応力場は広い範囲で変化したと理解されてきたが、本研究では、応力の時間変化があったのは震源域南部にあたる B1 の中央部に限られると結論付けられた.

5. ま と め

地震の CMT データは、震源 1 点での 6 成分の情報である. しかし、ここには、地震により震源周辺域に引き起こされた応力変化の情報が凝縮されている. CMT データインバージョン法では、CMT データを地震の震源位置と規模に応じた広い領域での 3 次元応力場と結び付け、多数の地震の CMT データから統計的に応力場を推定する. このような定式化の根幹は、モーメントテンソルの導入された背景と地震は弾性歪エネルギーを解消するように発生することを念頭におけば、ごく自然でかつ合理的である.

また、この手法では、逆解析の定式化にベイズの統計推論と ABIC を用いた既存の公式を適切に応用し、解析結果はモデルパラメータの事後確率密度関数として得られる. これにより、応力場の結果を推定誤差とともに評価することが可能となった. 地震の発生は複雑で、時空間的に強い不均質性を持つ. 特に、大地震前後では、地震活動の様相が一変する. 大地震に伴う応力時間変化は断層の摩擦強度に関係する重要な情報をもたらすため、この評価は応力場の推定誤差とともに定量的になされるべきである. モーメントテンソルの定義式が示しているように、地震は震源域の応力場だけでなく、地震の規模に応じた震源周辺の広い領域での応力場に支配されて発生する. 特に、大地震の発生を理解するためには、広範な領域で、長期間の観測データにより偏りのないデータセットを準備し、逐次新しい観測データを追加しながら、応力場の知見を更新してゆくことが重要である. CMT データインバージョン法は、これを実現する手法である.

謝辞

編集長の加藤照之博士には、本稿執筆の貴重な機会をいただき、また、原稿に対する有益なご助言もいただいた. 深く感謝申し上げます. 本稿は、松浦充宏博士との共同研究に基づくものである. 松浦博士には、長年にわたり有意義な議論をしていただいた. 記して深く感謝申し上げます. 本研究の一部は、科学研究費助成事業基盤 C (18K03801, 24K07173) および東京海上各務記念財団の助成を受けたものである. 地震の震源データおよびモーメントテンソルデータについては、気象庁の一元化カタログと防災科学技術研究所の F-net 地震モーメントテンソルカタログのデータを使用した.

参考文献

- Akaike, H. 1980. Likelihood and bayes procedure. in *Bayesian Statistics*, eds Bernardo, J.M., DeGroot, M.H., Lindley, D.V. and Smith, A.F.M. University Press,

- Valencia. 143–166. doi:10.1007/978-1-4612-1694-0_24
- Backus, G. and Mulcahy, M. 1976. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources—I. Continuous displacements. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **46**, 341–361. doi:10.1111/j.1365-246X.1976.tb04162.x
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**, 109–117. doi:10.1017/S0016756800059987
- 深畑幸俊. 2009. 地震学における ABIC を用いたインバージョン解析研究の進展. *地震第2輯*, **61**, S103–S113. doi: 10.4294/zisin.61.103
- Gephart, J.W. and Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data—Application to the San-Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305–9320. doi:10.1029/JB089iB11p09305
- Gilbert, F. 1971. Excitation of normal modes of earth by earthquake sources. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **22**, 223–226. doi:10.1111/j.1365-246X.1971.tb03593.x
- Hardebeck, J.L. and Michael, A.J. 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**, B11310. doi:10.1029/2005JB004144
- Hashimoto, C., Noda, A. and Matsu'ura, M. 2012. The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity. *Geophys. J. Int.*, **189**, 1–5. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05368.x
- Horiuchi, S., Rocco, G. and Hasegawa, A. 1995. Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **100**, 8327–8338. doi:10.1029/94JB03284
- Huzita, K. 1980. Role of the median tectonic line in the quaternary tectonics of the Japanese islands. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, 129–153. <https://dl.ndl.go.jp/pid/10809414>
- Ishibe, T., Terakawa, T., Hashima, A., Mochizuki, M. and Matsu'ura, R.S. 2024. Can the regional 3D stress field according to the Wallace-Bott hypothesis predict fault slip directions of future large earthquakes ?. *Earth Planets Space*, **76**, 26. doi:10.1186/s40623-023-01955-9
- 石辺岳男・寺川寿子・橋間昭徳・望月将志・松浦律子. 2024. 三次元広域応力場から将来発生する大地震のすべり方向（すべり角）を予測可能か？. *地震ジャーナル*, **78**, 54–66. doi:10.60191/eqj.2024.78_54
- Iwata, T. 2018. A Bayesian approach to estimating a spatial stress pattern from p wave first-motions. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 4841–4858. doi: 10.1002/2017JB015359
- 岩田貴樹・吉田圭佑・深畑幸俊. 2019. 地震学のデータを用いた応力インバージョン. *地学雑誌*, **128**, 797–811. doi:10.5026/jgeography.128.797
- Matsu'ura, M., Noda, A. and Fukahata, Y. 2007. Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information. *Geophys. J. Int.*, **171**, 1342–1351. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03578.x
- Matsu'ura, M., Noda, A. and Terakawa, T. 2019. Physical interpretation of moment tensor and the energetics of shear faulting. *Tectonophysics*, **771**, 228228. doi: 10.1016/j.tecto.2019.228228
- Michael, A.J. 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, **89**, 111517–111526. doi:10.1029/JB089iB13p11517
- Michael, A.J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **92**, 357–368. doi:10.1029/JB092iB01p00357
- Terakawa, T. 2017. Overpressurized fluids drive microseismic swarm activity around Mt. Ontake volcano, Japan. *Earth Planets Space*, **69**, 87. doi:10.1186/s40623-017-0671-x
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2008. CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields. *Geophys. J. Int.*, **172**, 674–685. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03656.x
- 寺川寿子・松浦充宏. 2009. 地震学における応力インバージョンの新展開—CMT データインバージョン法による応力場の推定—. *地震第2輯*, **61**, 339–346. doi:10.4294/zisin.61.339
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2010. The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008. doi:10.1029/2009TC002626
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. 2023. Tectonic stress fields inferred from long-term CMT data ranging over different periods. *Geophys. J. Int.*, **233**, 162–181. doi:10.1093/gji/ggac449
- Twiss, R.J. and Unruh, J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate ?. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **103**, 12205–12222. doi: 10.1029/98JB00612

Uchide, T., Shiina, T. and Imanishi, K. 2022. Stress map of Japan: detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **127**, e2022JB024036. doi:10.1029/2022JB024036

Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation of faulting. *J. Geol.*, **59**, 118–130. doi:10.1086/625831

Yabuki, T. and Matsu'ura, M. 1992. Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial-distribution of fault slip. *Geophys. J. Int.*, **109**, 363–375. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00102.x

Zaliapin, I. and Ben-Zion, Y. 2013. Earthquake clusters in southern California I: identification and stability. *J.*

Geophys. Res. Solid Earth, **118**, 2847–2864. doi:10.1002/jgrb.50179

寺川寿子

[てらかわ としこ]

現職 名古屋大学大学院環境学研究科教授

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

研究分野 地震学（地震テクトニクス）

能登半島北部沿岸における 隆起痕跡からみた地震履歴

穴倉正展

1. はじめに

2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震（以下、2024年地震と呼ぶ）は、能登半島北部周辺の海域に延びる海底活断層の活動によって生じたM7.6の地震である。この地震では、広範囲での大きな揺れとともに、海岸で顕著な隆起現象が生じたことが注目された。国土地理院による陸域観測技術衛星「だいち2号」の観測データ（原初データ JAXA 所有）の2.5次元解析結果では、能登半島北部沿岸全域で隆起が観測され、北西部では最大約4mの隆起が報告されている（図1；石本ほか、2024）。穴倉ほか（2024）は地震発生後の現地調査により、輪島市門前町鹿磯^{かいそ}において、漁港の防潮堤壁面に固着したカキやカンザシゴカイ類などの離水した生物の上端高度（地震前のおおよその海面の位置を示す）から、やはり約4m隆起していることを確認した。この大きな隆起によって、潮間帯で形成された波食棚の離水による海成段丘の形成も観察された（図1の写真）。

能登半島では、これまでM6～7の規模の地震が何度か起きており（図1）、これらの地震においても海岸の隆起が生じている。2007年3月25日に半島北西部で起きたM6.9の地震（以下、2007年地震と呼ぶ）では、最大約0.5mの隆起が観察された（Awata *et al.*, 2008）。また2023年5月5日には半島北東部でM6.5の地震（以下、2023年地震と呼ぶ）が発生し、最大0.24mの隆起が観察されている（穴倉ほか、2024）。

このように能登半島では、沿岸海域の活断層が中～大規模の地震を起こし、そのたびに半島が隆起する傾向にある。さらに過去から同様の地震に

よる隆起はくり返されており、その痕跡が海成段丘や生物遺骸として沿岸に遺されている様子を観察することができる。逆にこれらの隆起痕跡を調べることで、過去の地震の履歴を復元することができ、能登半島における地震の発生パターンの解明やメカニズムの理解に有用な情報をもたらすとともに、長期的な発生予測に貢献することができる。

そこで本稿では、能登半島北部において、近年の観測された地震による海岸の隆起の特徴と、過去の地震による隆起を示す痕跡の分布について、これまでにわかっていることを整理する。そして隆起痕跡から復元される地震履歴と海底活断層の活動性との関係を考察し、地震の長期予測における隆起痕跡の有用性について紹介する。

2. 能登半島北部周辺の海底活断層と 2024年地震の隆起

2024年地震における海岸の隆起は、能登半島北部沿岸の全域で生じたが、この隆起をもたらしたのが沿岸海域に分布する海底活断層である。これらは2024年地震の前から、その位置、形状が、海域での音波探査等によって詳細に解明されていた。井上・岡村（2010）は、輪島市門前町の南西沖から珠洲市^{あまつこうさき}緑剛崎の北東沖まで、完新世（約1.2万年前以降）に活動したことを示す南東傾斜の逆断層が約140kmにわたって断続的に分布することを指摘している（図1）。この長大な活断層は、断層トレースの連続性などから、長さ25～45kmずつ4つの区間に区分でき、西から門前沖セグメント、猿山沖セグメント、輪島沖セグメント、珠洲沖セグメントと呼ばれる。2024年地震後に再

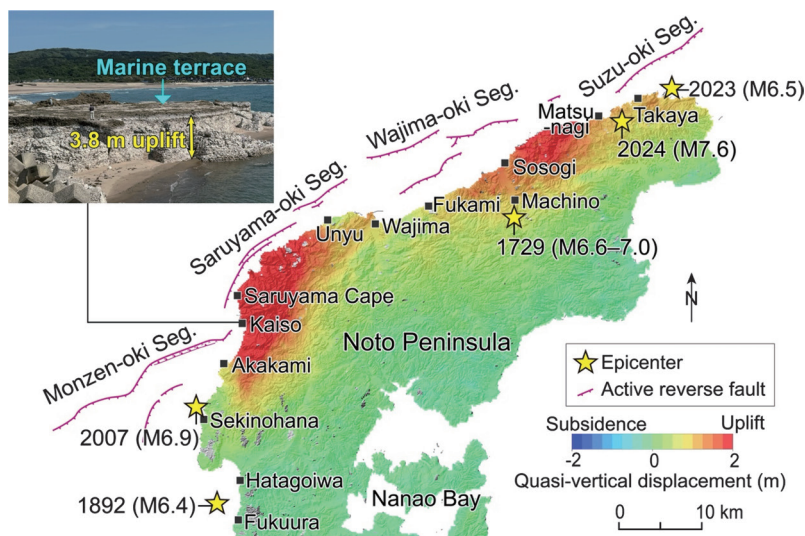


図 1 能登半島周辺の主な地震の震央と海底活断層の分布および 2024 年地震における地殻上下変動。歴史地震の震央は宇佐美ほか (2013)、海底活断層の分布は井上・岡村 (2010) にそれぞれ基づく。2024 年地震における地殻上下変動は石本ほか (2024) による「だいち 2 号」観測データ (原初データ JAXA 所有) の 2.5 次元解析による準上下方向の地殻変動。写真は 2024 年地震による隆起で生じた海成段丘 (2024 年 5 月 10 日撮影)

び同じ測線で音波探査を行ったところ、これら 4 つのセグメントすべてで断層の活動が認められた (岡村ほか, 2024)。すなわち 2024 年地震では、セグメントの連動破壊が生じており、さらに珠洲沖セグメントより東にある北西傾斜の逆断層も含めた長さ約 150 km にわたる断層が活動したと考えられている (地震調査研究推進本部, 2024)。

2024 年地震による海岸の隆起は、場所によって隆起量が異なる。前述の約 4 m の隆起を記録した半島北西部は、おもに猿山沖セグメントにあたり、このセグメントの西半部から、隣接する門前沖セグメントとの境界付近にかけて特に隆起量が大きい (図 1)。一方、半島北東部では、輪島沖セグメント東半部から隣接する珠洲沖セグメントとの境界付近で隆起量が大きくなっており、最大約 2 m に達する。

このように 2024 年地震では、セグメント境界を越えて特に大きい隆起が生じた場所が、北西部と北東部でそれぞれ認識できる。一方で過去の地震においては、セグメント単位で隆起したことを示す証拠もあることから、次章ではセグメントごとに、2024 年地震とそれ以前の地震による隆起

について紹介する。

3. 海底活断層のセグメントごとの隆起痕跡

3.1 門前沖セグメント

門前沖セグメントでは、M6.9 の 2007 年地震が発生している。この地震は海域にある門前沖セグメントから、その東側延長上の陸域にかかる断層の活動によるものとされ (井上・岡村, 2010)、能登半島北西部で隆起が観測された (雨貝ほか, 2007)。Awata *et al.* (2008) は、現地の海岸沿いで離水したカキやカンザシゴカイ類などの固着生物の観察から、南北およそ 20 km の範囲で隆起を確認し、隆起量は最大約 0.5 m と計測された (図 2)。2007 年地震のすぐ後に行われた海域の音波探査でも断層の変位が確認され、さらに最終氷期の侵食面 (約 1.8 万年前に形成) が約 6 m 変位していることも明らかになった (井上・岡村, 2010)。すなわち断層は過去からくり返し活動しており、変位が累積していることを示している。2024 年地震の後に Awata *et al.* (2008) が測定した地点を再測量したところ、1.32 m の隆起を計測

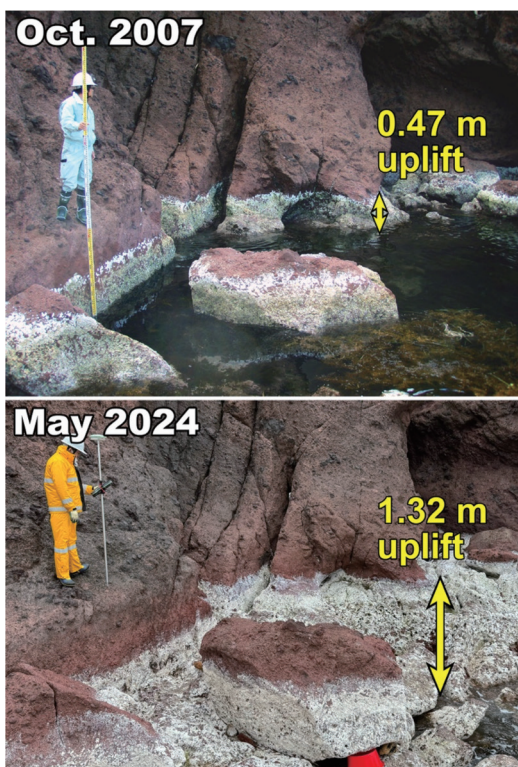


図 2 輪島市門前町赤神における 2007 年地震による海岸の隆起（上：2007 年 10 月 3 日撮影）と 2024 年地震による海岸の隆起（下：2024 年 5 月 8 日撮影）

した（図 2）。これは 2007 年地震時のおよそ 2.5 倍の隆起が生じたことになる。

2007 年地震で隆起した海岸沿いおよび周辺では、過去にもくり返し隆起したことを示す生物遺骸（おもにカンザシゴカイ類）の隆起痕跡が複数の高さで見つかっている（Shishikura *et al.*, 2009）。生物遺骸は平均海面上 1.5m（2007 年地震後の調査時点の計測値）までの範囲にあり、それらの¹⁴C 年代測定の結果、少なくとも 3 つのレベル（高位、中位、低位）の群集に区分できる（図 3）。高位群集は 2007 年地震の隆起域とほぼ同じ範囲に分布しており、800～1,000 年前に 0.4～0.5m 程度の隆起で離水したと推定される。中位群集は 400～500 年前の年代を示し、門前沖セグメントに面する海岸のほぼ全域で同程度（0.3～0.4m）隆起したことが認められる。低位群集は最近 300 年以内の年代を示し、0.2～0.4m 程度の隆起が認

められるが、2007 年地震の隆起域よりも南側で隆起が大きくなる傾向にある。

このように門前沖セグメント周辺の海岸では、数百年の頻度で 0.2～0.5m 程度ずつ隆起してきたことがわかる。しかし中位群集と低位群集は隆起量の分布パターンが 2007 年地震時とは異なることから、門前沖セグメントの活動とは別の要因で隆起した可能性が高い。Shishikura *et al.*（2009）は、中位群集について、非地震性の隆起もしくは海面自体の低下の可能性を指摘している。低位群集については、2007 年地震の震源よりも南の海域で、1892 年 12 月 9 日に *M*6.4 の地震が発生し、約 41 時間後にさらに南で *M*6.3 の地震が続いて起こった（宇佐美ほか、2013）とされ、これらの地震に関連している可能性がある。

3.2 猿山沖セグメント

猿山沖セグメント沿いの海岸は、2024 年地震で最大隆起を記録した地域であり、猿山岬周辺では最大約 5.5m の隆起も確認されている（立石、2024）。この地震が発生するまで、近年の地震で隆起した記録はなかったが、過去の隆起痕跡として、輪島市鵜入町の 1 地点で、標高 0.7～1.9m（2008 年調査当時）の範囲で離水した生物遺骸の群集が見つかった（図 4；宍倉ほか、2020）。これは群集を構成する生物種（おもにフジツボ類やカンザシゴカイ類）の生息高度と¹⁴C 年代測定の結果を考慮すると、高位と低位の 2 つのレベルに区分できる。離水年代は高位が 7 世紀頃、低位が 12～13 世紀頃と推定され、それぞれ 0.7～0.8m 程度の海面の急激な低下が生じたと推定される。これらは地震による隆起を示す可能性が高く、再来間隔は数百年であるが、前述の門前沖セグメント沿いで検出された 3 回の隆起イベントとはタイミングが異なる。また 1 地点のみの情報のため、それぞれの地震の実態は今のところ不明である。

3.3 輪島沖セグメント

輪島沖セグメントに面する海岸も、2024 年地震が起こるまでは、近年の地震による隆起は観測されていなかった。一方、歴史上の地震で隆起した可能性は指摘できる。半島北東部の輪島市町野町曾々木では、標高 0.6m 付近（2008 年調査当時）

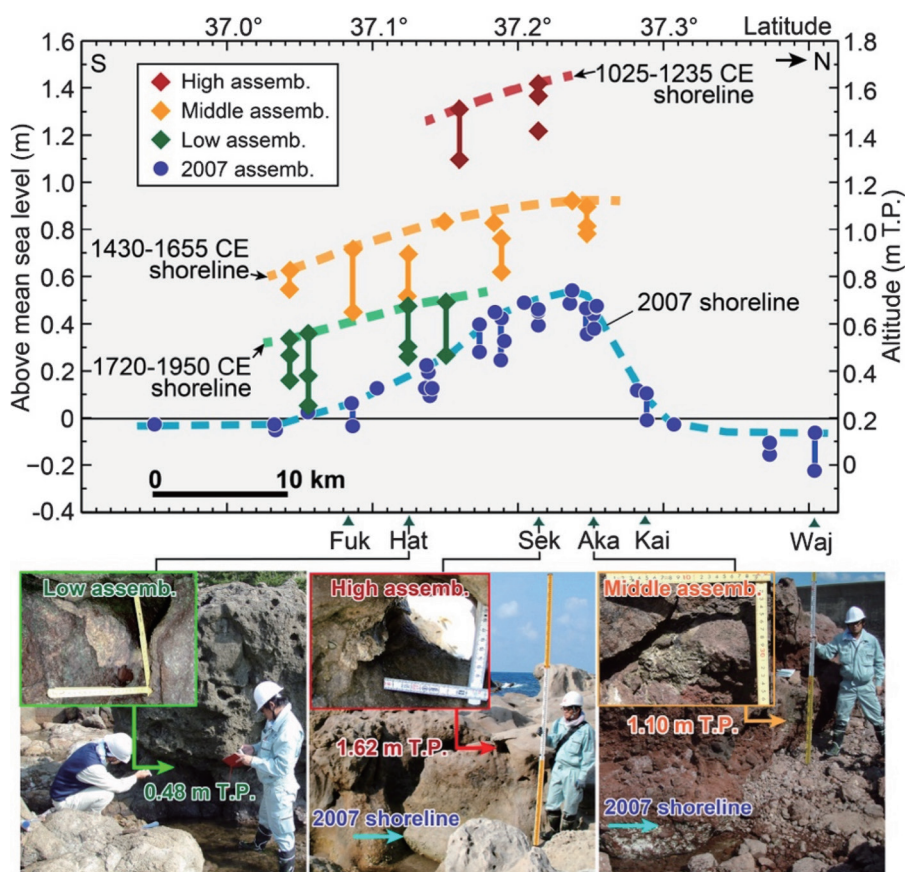


図 3 能登半島北西部沿岸における隆起生物遺骸群集と旧汀線高度分布. 南北方向に投影した生物遺骸の高度分布 (上) と現地で観察される生物遺骸 (下: 2007 年 10 月 3 日および 2008 年 10 月 4 日撮影). Fuk: 福浦, Hat: 機具岩, Sek: 関野鼻, Aka: 赤神, Kai: 鹿磯, Waj: 輪島. Shishikura *et al.* (2009) を改変

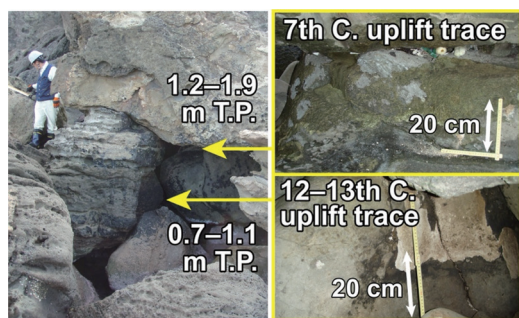


図 4 輪島市鵜入町における過去の隆起を記録した生物遺骸群集 (2008 年 10 月 3 日撮影). 写真の一部は穴倉ほか (2020) を改変

に離水した生物遺骸群集が見つかり, 17 世紀以降の ^{14}C 年代を示す (図 5; 穴倉ほか, 2020). ま

た Hamada *et al.* (2016) は同セグメントに面する海岸沿いの複数地点で離水した生物遺骸群集を発見しており, それらの高度から地殻の隆起分布を復元すると, 輪島市深見町周辺をピークに東西へ減じるパターンを示している.

歴史記録によると, 現在の輪島市町野町周辺で, 1729 年に大きな地震 (推定 $M6.6\sim7.0$) があったことがわかっている (宇佐美ほか, 2013). 揺れによる家屋の被害 (潰家率) の大きかった範囲は, おおよそ輪島沖セグメントと一致しており, この地震が同セグメントの活動によって生じた可能性を指摘できる. このことから Hamada *et al.* (2016) は, 17 世紀の生物遺骸は 1729 年の地震による隆起を示していると考え, 輪島沖セグメン

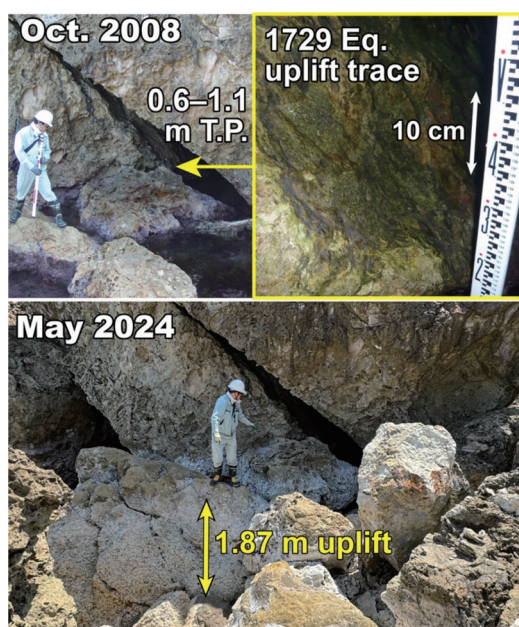


図 5 輪島市町野町曾々木における 1729 年地震の隆起による生物遺骸（上：2008 年 10 月 3 日撮影）と 2024 年地震による海岸の隆起（下：2024 年 5 月 10 日撮影）。写真の一部は穴倉ほか（2020）を改変

ト沿いの断層モデルを提案している。

なお、曾々木の調査地点では、2008 年以來、穴倉ほか（2020）などによって高度計測が複数回行われており、2024 年地震後に同地点で再計測を行った結果、2023 年計測時との比較で 1.87 m の隆起量が測定された（図 5）。これは 1729 年地震時の 2～3 倍の隆起であったことを示している。

3.4 珠洲沖セグメント

珠洲沖セグメントに面する能登半島北東部では、M6.5 の 2023 年地震があった。この地震と海底活断層との関係は必ずしも特定されていないが、おおよそ珠洲沖セグメントに沿った範囲で最大 0.2 m 程度の地盤の隆起が観測された（国土地理院，2023）。穴倉ほか（2024）は 2023 年地震直後の調査で、地震前の 2022 年に高度計測していた地点を再計測し、隆起量を見積もった。その結果、珠洲市高屋町にある堂ヶ崎東で最大 0.24 m 隆起していることがわかった（図 6）。この計測地点を 2024 年地震後に再計測したところ、1.48 m



図 6 珠洲市高屋町堂ヶ崎東における 2023 年地震による海岸の隆起（上：2023 年 5 月 13 日撮影）と 2024 年地震による海岸の隆起（下：2024 年 3 月 2 日撮影）。穴倉ほか（2024）を改変

の隆起量が測定され、2023 年地震の約 6 倍の隆起を記録した。

この地震の前までは、近年の地震で隆起した記録はないが、穴倉ほか（2020）は、珠洲市馬繰町で標高 1.0～1.1 m（2008 年調査当時）に 1～3 世紀に離水した生物遺骸の群集を報告している。この痕跡も地震性隆起を示している可能性があるが、1 地点のみのデータのため具体的な変動様式は不明である。

4. 能登半島北部沿岸の海成段丘

4.1 低位段丘の分布と年代

能登半島では、更新世（約 258 万年前～約 1.2 万年前）に形成された高位段丘や中位段丘と呼ばれる海成段丘が良好に発達しており、10～100 万年スケールで長期的に隆起していることが報告されてきた（太田・平川，1979）。一方で、完新世における数千年スケールの隆起を記録した低位段丘については、近年まで詳しい報告はなかった。穴倉ほか（2020）は、空中写真を用いた地形判読や、

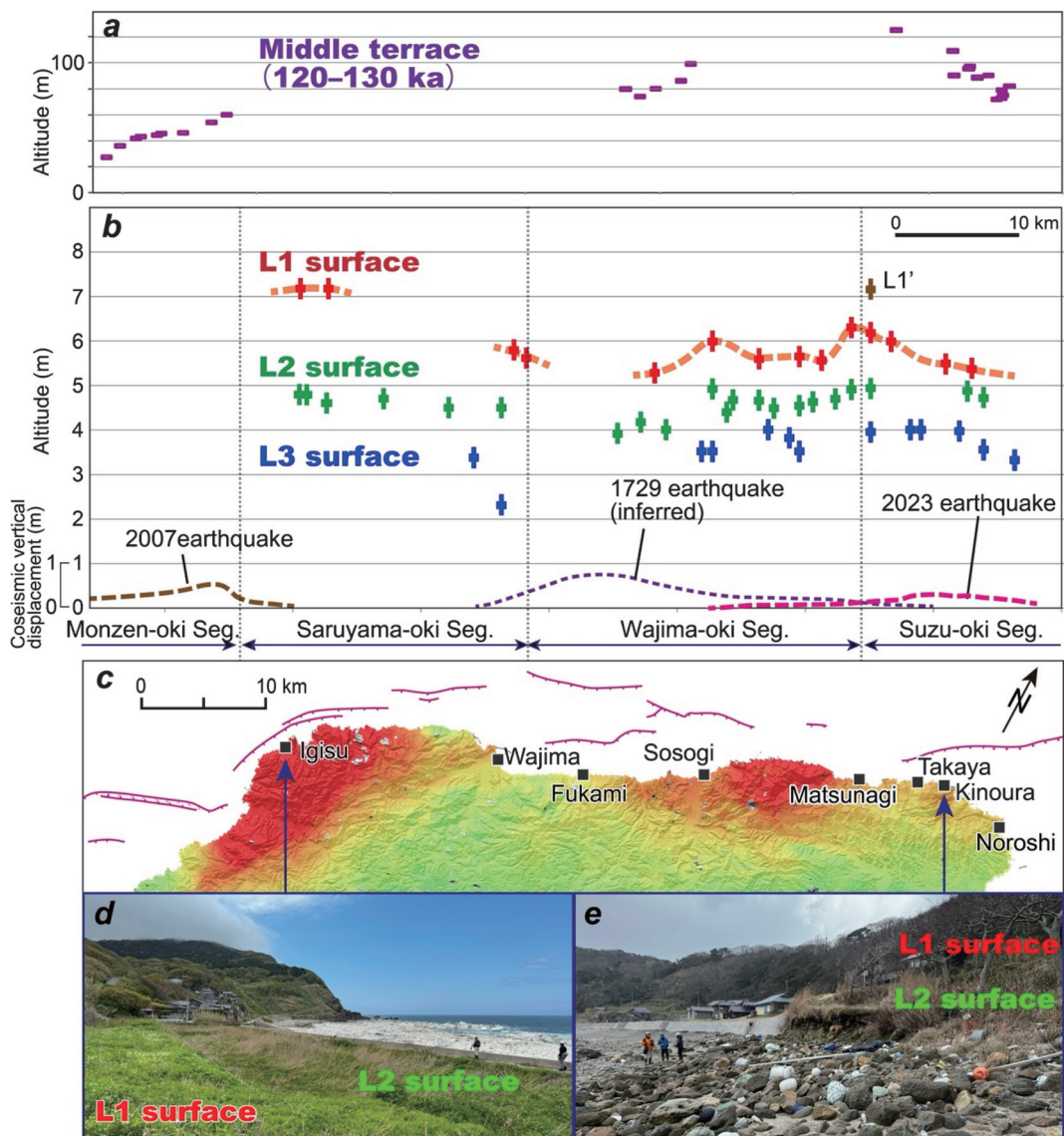


図 7 能登半島北部沿岸における海成段丘。(a) 海岸沿いに投影した中位段丘の高度分布 (小池・町田, 2001 に基づく)。(b) 海岸沿いに投影した低位段丘の高度分布 (宍倉ほか, 2020) と歴史地震および近年の地震による地殻上下変動 (Shishikura *et al.*, 2009; Hamada *et al.*, 2016; 宍倉ほか, 2023)。(c) 2024 年地震における準上下方向の地殻変動 (石本ほか, 2024)。凡例は図 1 に準ずる。(d) 輪島市門前町五十洲で見られる低位段丘。(e) 珠洲市折戸町木ノ浦で見られる低位段丘

現地での測量調査などの結果、半島北部沿岸の東端から西端まで、海面から標高 7 m 程度 (2010～2012 年調査当時) までの間に低位段丘が分布していることを明らかにした (図 7b, d, e)。これらは少なくとも 3 つのレベルに区分され、高いほうから L1 面, L2 面, L3 面と呼び、段丘面同士の比高は 1～3 m 程度である。前章で説明した近

年の $M7$ 以下の地震による隆起は、セグメント単位で認められる比較的小規模なもので、顕著な段丘の形成はなかった。つまり低位段丘の存在は、過去に段丘を形成するような、より大きな隆起が、少なくとも 3 回起きていたことを示す。また低位段丘は、セグメントをまたいで沿岸全域に分布していることから、地震時の隆起の範囲は、北

部沿岸一帯に及んでいたと考えられる。

段丘の形成年代について、直接的なデータは得られていないが、低位段丘は一般的に後氷期の海面上昇がピークに達した縄文時代前期（約 6,000 年前頃）以降に形成されたと考えられている。能登半島中部の七尾湾ではそのピークが 3,500 年前頃という報告（藤本，1993）もあるが、いずれにせよ過去 6,000 年前以内に段丘を形成する地震が 3 回あったとすれば、再来間隔は千～数千年程度となる。なお最近、能登半島北部沿岸各地で低位段丘の掘削調査が行われるようになり、少しずつ年代データが得られつつある（穴倉ほか，2025）。今後、1 面 1 面の具体的な年代が解明されていくことが期待される。

4.2 海成段丘の高度分布が示す海底活断層の活動性

海成段丘の高度は、離水以降に生じた汎世界的な海水準変動と局所的な地殻変動の総和を示しており、特に後者の影響によって、活発に隆起しているところほど高く分布する。したがって高度分布から長期的な地殻変動の傾向とその地域的な差異を知ることができる。そこで低位段丘の中で最高位の L1 年の高度分布に注目してみると、最も高いのは半島北西部の輪島市門前町五十洲^{いぎす}周辺で、2024 年地震前の計測で標高 7.2m である（図 7b）。半島北東部でも珠洲市馬縹町周辺の標高 6.3m をピークに高度が周囲より高くなっている（図 7b）。この半島北東部での高まりは、低位段丘だけでなく、後期更新世の最終間氷期（12～13 万年前）に形成された中位段丘の高度分布も同じ傾向を示している（図 7a）。

珠洲市馬縹町周辺の高度のピークは、ちょうど輪島沖セグメントと珠洲沖セグメントの境界付近に位置する。一般的にセグメントの境界付近は断層の活動性が低く、隆起速度も小さくなることから、本来であれば海成段丘の高度も低くなるはずである。実際に輪島沖セグメントで起きたとされる 1729 年地震の推定変動（Hamada *et al.*, 2016）は、隆起のピークが同セグメントの中央からやや西側にあり、セグメント境界はほとんど隆起していない（図 7b）。この海成段丘の高度分布と海底

活断層のセグメント区分との矛盾について、穴倉ほか（2020）は、セグメント境界をつなぐ未知の海底活断層の存在の可能性などを考察していた。その後、珠洲沖セグメント周辺で発生した 2023 年地震においても、セグメント境界では地殻変動がほとんどなく、隆起のピークは東の珠洲市高屋町付近にあった（図 7b）。このことから穴倉ほか（2023）は、将来セグメント境界付近で矛盾を解消する隆起が起こりうることを改めて指摘した。そして実際に起きたのが 2024 年地震である。

5. 隆起痕跡からわかる地震履歴

2024 年地震の隆起量の分布と海成段丘の高度分布を比較してみると、両者は傾向がよく一致することがわかる（図 7a, b, c）。2024 年地震で最大隆起を記録した半島北西部では、L1 面の高度も最も高い。また半島北東部でも、中位段丘や L1 面の高度のピークが認められた珠洲市馬縹町周辺で、2024 年地震の隆起量も大きくなる傾向にある。すなわち、中位、低位の海成段丘の高度分布は、2024 年地震のようにセグメントが連動して大きく隆起する地震がくり返し起こり、その隆起が長期的に累積していることを示している。前述のとおり、穴倉ほか（2020, 2023）が指摘した半島北東部における段丘の高度とセグメント区分との矛盾は、2024 年地震が答え合わせとなり、この大きな隆起で L4 面とも呼ぶべき新たな段丘が各地で形成された（図 1 の写真）。したがって能登半島の地形形成は、基本的に連動型の地震による隆起が規定していると言える。

ここで海底活断層のセグメント区分と地震の起こり方について注目すると、能登半島北部では、セグメント単位で起こる M7 以下の地震と、セグメントが連動して起こる M7 後半の地震があり、階層性が認められる。隆起痕跡に基づけば、2007 年地震や 2023 年地震のような M7 以下の地震は、1 m 未満の隆起を伴って数百年程度の間隔で起きており、2024 年地震のような M7 後半の連動型地震は、海成段丘を形成するような数 m 規模の大きな隆起を伴って千～数千年間隔で起きている

と考えられる。

このように規模も頻度も異なる2つのタイプの地震だが、2007年地震や2023年地震のすぐ後に2024年地震が起こったように、両者が近接したタイミングで起こることもある。特に門前沖セグメントでは、2007年に活動した断層が、わずか17年でさらに大きく活動したことになり、1度活動した断層はしばらく大きな活動はないという一般的な考え方を覆す現象として注目される。

6. 今後に向けて

能登半島沿岸では、過去の隆起を示す海成段丘や生物遺骸などの痕跡が各所で観察され、それらの高度分布と年代から、隆起をもたらした地震の履歴を復元することができる。特に低位段丘の分布から、半島北部全域が大きく隆起する地震が、過去約6,000年以内に少なくとも3回起きていることがわかった。この地震履歴から、将来ふたたび同様の地震が起こりうることが指摘され、結果的にそれは2024年地震によって現実のものとなった。低位段丘の高度分布と2024年地震の隆起量分布がおおよそ一致したという事実は、海岸の隆起痕跡に基づく履歴調査の有用性を示すものと言える。逆に近年に起きた地震（2007年地震、2023年地震、2024年地震）で生じた隆起現象の特徴を、長期的な変動と対比させることで、震源となった海底活断層と隆起痕跡との関係がより明確になった。これが能登半島全体の隆起プロセスと地形形成との関係を理解する上で大きな助けとなっている。

能登半島沿岸におけるこれらの結果から、今後、沿岸域に影響を及ぼしうる地震の長期的な予測において、海岸の隆起痕跡に関する調査がますます重要になってくるだろう。日本列島の沿岸で海成段丘が分布している地域は多く、特に歴史上の地震で隆起が記録されている相模トラフ沿いや南海トラフ沿いでは、古くから研究が進められている。一方で、歴史上の地震による隆起の記録がない地域でも、海成段丘が存在するのであれば、将来、数百～数千年に1度の大きな隆起をもたら

す地震を起こすポテンシャルがあることを示していると言える。そのような地域では、低位段丘や生物遺骸について、高度と年代に関するデータを集積し、隆起履歴を復元することが、今後の地震の長期評価において不可欠であろう。

謝辞

本誌の加藤照之編集長には、本稿執筆の機会をいただきました。本稿で取り上げた能登半島の隆起痕跡に関するデータの多くは、株式会社環境地質の越後智雄氏、産業技術総合研究所の行谷佑一氏とともに取得しました。また2024年地震以降の調査においては、産業技術総合研究所のレグット佳氏、富山大学の立石 良氏、後藤玲奈氏、東京大学の安藤亮輔氏、赤井 東氏とともに現地で観察を行いました。記して謝意を表します。

参考文献

- 雨貝知美・和田弘人・藤原みどり・鈴木 啓・飛田幹男・矢来博司. 2007. 衛星合成開口レーダーを用いた平成19年（2007年）能登半島地震に伴う地殻・地盤変動の検出. *国土地理院時報*, **113**, 3-11.
- Awata, Y., Toda, S., Kaneda, H., Azuma, T., Horikawa, H., Shishikura, M. and Echigo, T. 2008. Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, estimated from uplifted and subsided intertidal organisms. *Earth Planets Space*, **60**, 1059-1062. DOI:10.1186/BF03352869
- 藤本 潔. 1993. 能登半島七尾西湾岸日川低地における完新世後期の海水準変動. *第四紀研究*, **32**, 1-12. DOI:10.4116/jaqua.32.1
- Hamada, M., Hiramatsu, Y., Oda, M. and Yamaguchi, H. 2016. Fossil tubeworms link coastal uplift of the northern Noto Peninsula to rupture of the Wajimaoki fault in AD 1729. *Tectonophysics*, **670**, 38-47. DOI:10.1016/j.tecto.2015.12.019
- 井上卓彦・岡村行信. 2010. 能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 地質調査総合センター. https://www.gsj.jp/data/coastal-geology/GSJ_DGM_S1_2010_01_b_sim.pdf (2025年3月31日閲覧)
- 石本正芳・服部晃久・三木原香乃・小門研亮・小林知

- 勝, 2024. だいち2号で捉えた令和6年能登半島地震に伴う地殻変動. *国土地理院時報*, **138**, 17-24.
- 地震調査研究推進本部, 2024. 2024年2月の地震活動の評価. 62 p. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/2024_02.pdf (2025年3月31日閲覧).
- 小池一之・町田 洋, 2001. 日本の海成段丘アトラス 東京大学出版会, 122 p.
- 国土地理院, 2023. 「だいち2号」観測データの干涉解析による石川県能登地方の地震(2023年5月5日)に伴う地殻変動(2023年5月8日発表). <https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20230505noto.html> (2025年3月31日閲覧)
- 岡村行信・大上隆史・井上卓彦・佐藤智之・有元 純, 2024. 2024年能登半島地震の緊急調査報告 第十報(令和6年(2024年)能登半島地震に伴う海底活断層の変位). <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2024/noto2024-10.html> (2025年3月31日閲覧)
- 太田陽子・平川一臣, 1979. 能登半島の海成段丘とその変形. *地理学評論*, **52**, 169-189. DOI:10.4157/grj.52.169
- Shishikura, M., Echigo, T. and Namegaya, Y. 2009. Evidence for coseismic and aseismic uplift in the last 1000 years in the focal area of a shallow thrust earthquake on the Noto Peninsula, west-central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L02307. DOI:10.1029/2008GL036252
- 穴倉正展・越後智雄・行谷佑一, 2020. 能登半島北部沿岸の低位段丘および離水生物遺骸群集の高度分布からみた海域活断層の活動性. *活断層研究*, **53**, 33-49. DOI:10.11462/afr.2020.53_33
- 穴倉正展・越後智雄・行谷佑一・前杵英明・立石 良・澤田 渚, 2023. 海岸の生物遺骸等からみた2023年能登半島北東部の地震(M6.5)に伴う地殻上下変動. *日本地震学会2023年秋季大会予稿集*, S22P-08.
- 穴倉正展・越後智雄・行谷佑一・立石 良・後藤玲奈・前杵英明, 2024. 令和6年(2024年)能登半島地震に伴う隆起で生じた海岸の離水と海成段丘. *第44紀研究*, **63**, 169-174. DOI:10.4116/jaqua.63.2408
- 穴倉正展・レグット佳・行谷佑一・立石 良・赤井東・後藤玲奈・佐藤諒弥・越後智雄・大野暁信, 2025. 能登半島北部沿岸における低位段丘の掘削調査. *日本地球惑星科学連合2025年大会*, SSS14-13.
- 立石 良, 2024. 令和6年能登半島地震に伴う海岸隆起と海底変状. *日本活断層学会2024年度秋季学術大会講演予稿集*, 97-98.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 2013. 日本被害地震総覧. 599-2012. 東京大学出版会, 694 p.

穴倉正展

[ししくら まさのぶ]

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活断層・火山研究部門総括研究主幹

略歴 千葉大学理学部地学科卒業. 同 大学大学院自然科学研究科(博士後期課程)修了. 2000年通商産業省工業技術院地質調査所入所. 2025年4月より現職

研究分野 古地震学, 変動地形学

千島海溝沿いの巨大地震と防災対策の現況

高橋浩晃

1. はじめに

北海道から千島列島に沿った太平洋側は千島海溝と呼ばれ、世界的にみて地震活動が活発な地域となっている。マグニチュード (M) 8 クラスの巨大地震が数多く発生し、地震動や津波による大きな被害を受けてきた。国の地震調査研究推進本部（以下、地震本部）は、千島海溝沿いの地震発生可能性長期評価の第3版を2017年に公表し、 $M8.8$ 程度以上の超巨大地震の発生が切迫しているとした（地震本部，2017）。国の中央防災会議は、モーメントマグニチュード (M_w) 9.3 の最大規模の地震と津波による被害想定を2021年に発表し、最悪の場合には10万人の死者が発生するとした（中央防災会議，2021）。

本論では、これまでの調査研究で明らかになった千島海溝沿いの地震発生履歴や、プレート間固着の状況、現在進められている防災対策について概観するとともに、残された課題について論じる。なお、千島海溝のうちウルップ島より西側の千島海溝南部に相当する領域を中心に扱う。

2. 歴史時代以降の巨大地震の記録

北海道東部（道東）の千島海溝で発生した地震津波について、文献で確認できる最も古いものは北海道南部松前藩「松前家譜」にある「慶長十六年十月、東部海嘯、民衆多ク死ス」との記録である。当時の「北海道東部」とは、北海道渡島半島より東側の太平洋岸全体を指すとされ、現在の道東とは異なることに注意が必要である。この津波の発生日とされる1611年（慶長16年）10月28日（和暦）は、東北地方太平洋側に大きな被害をもたらした慶長三陸津波と同日であることから、

複数の解釈が提案されている。たとえば、「松前家譜」の記事は慶長三陸津波による被害を指すとする考えや、日本海溝と千島海溝が連動する超巨大地震であったとする見方、日本海溝と千島海溝とで時間を置いて別々の地震が発生したとするアイデアなどが示されているが、現在まで結論には至っていない。ただし、道央から道東にかけての太平洋沿岸では広く17世紀前半の年代を示す津波堆積物が発見されており、この時期に巨大な津波が襲来していたことは事実である。

1804年（文化元年）に道東釧路管内の厚岸町に幕府直轄の官寺である国泰寺が設置され、住職の日誌「日鑑記」に千島海溝で発生した地震や津波の記録が残されるようになった。地震本部の長期評価では、古文書に記録が残る1839年の地震以降については、巨大地震の見落としはないとしている。北海道では、アイヌ語が特定の文字で表記する方法が定まっていなかったこともあり、古文書が現存する期間がほかの地域に比べ短い。特に、道東においては、19世紀初頭までの200年程度しか古文書を遡ることができない。一方、18世紀前半にはすでに太平洋に進出していたロシアにも千島・カムチャツカ海溝での地震津波や噴火に関する記録が存在する。たとえば、1780年に中千島で発生したウルップ島地震の記述などを追うことができるものの、そうした古文書による歴史地震の調査には限界がある。明治時代になると、日本最初の気象観測所である函館気候測量所で地震観測が1873年に開始されたのを端緒として、北海道でも気象官署等で組織的な地震観測が行われるようになった（林，2023；石垣，2007）。

3. 津波堆積物調査による古津波履歴

歴史時代以前の巨大地震の発生状況について

は、津波堆積物調査に拠ることになる。道東の太平洋沿岸部は、人工改変を免れて自然のまま残っている海岸や潟湖が比較的多く、津波堆積物調査が実施しやすい環境にある。このため、世界的に見ても最も充実した津波堆積物データが得られている地域の1つとなっている。

北海道太平洋沿岸では、1990年代から本格的な津波堆積物調査が始められた。北海道大学や産業技術総合研究所などの複数の研究者・機関による網羅的な調査により、縄文海進以降の約6,500年間に最大18回程度の巨大津波が発生していた可能性が明らかにされている。津波堆積物は海岸から数km入った内陸部でも発見されたほか、高さ15~20mの海岸段丘上でも確認されている。古津波の浸水範囲は歴史時代以降に発生した津波の浸水実績を大幅に上回っており、これまでに知られていない大規模な津波の存在が明らかになった。最新の巨大津波の発生時期は、17世紀に起こった北海道駒ヶ岳や樽前山の大規模噴火による広域降下火山灰層を指標とすることで、今から約400年前の1600年代前半に特定されている。一方で、巨大津波の発生間隔は100~800年程度とばらつきが見られることも示された(Nanayama *et al.*, 2003; Sawai *et al.*, 2009; 平川, 2012)。

17世紀前半の巨大津波については、津波堆積物の分布をシミュレーションで再現することで津波波源モデルの推定が行われ、十勝根室沖の海溝軸付近で25mの大きなすべりを伴うような M_w 8.8以上の超巨大地震であった可能性が示されている。なお、震源域がより東側の北方領土の沖合まで延びていた可能性もあるが、現在まで検討されていない。国の中央防災会議の日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震の被害想定作業では、津波堆積物分布や発生年代の網羅的な検討が行われ、道東で最大となる津波は、12~13世紀および17世紀前半に発生したイベントであるとされた。このように、千島海溝南部では、 $M9$ クラスの超巨大地震が繰り返し発生し、巨大津波が沿岸を襲っていた事実が明らかにされている(Ioki and Tanioka, 2016; 中央防災会議, 2022)。

千島海溝南部の超巨大地震の震源域やその多様

性を検討するためには、津波堆積物調査をより広範囲で実施する必要がある。北海道大学では、国の四島交流（ビザなし交流）の専門家枠を利用してロシア側と協力し北方領土での津波堆積物調査を実施してきた。これまで、色丹島と国後島で津波堆積物の存在を確認している。ロシア側の調査では、北方領土の択捉島・国後島・色丹島・歯舞群島すべてで津波堆積物が確認されており、たとえば国後島では過去7,000年間に17層の津波堆積物が報告されるなど、北海道本島東部と同様に多くの巨大津波の痕跡がみついている。今後、北海道本島東部の津波堆積物との対比が進めば、震源域の多様性や地震発生間隔に関する情報が得られることが期待される(高清水, 2017)。

4. 地震発生可能性の長期評価

千島海溝南部では、1950年代から60年代にかけて1952年十勝沖地震($M8.2$)・1963年択捉島南東沖地震($M8.1$)・1968年青森県東方沖地震($M7.9$, 地震の名称は十勝沖地震)・1969年北海道東方沖地震($M7.8$)と $M8$ クラスプレート間巨大地震が相次いで発生した。これらの地震の震源域は互いに重ならないように分布していたが、根室沖だけ地震が発生していない状態であった。宇津(1972)はこの特徴に注目し、根室沖が地震空白域であり地震の発生可能性があるとして発表した。が、はたして翌年の1973年に根室半島沖地震($M7.3$)が発生した。この予測は、巨大地震は震源域が重複することなく領域ごとに繰り返し発生するという固有地震モデルの事例として注目された。一方、地震の規模は予測された $M8$ 程度より一回り小さかった。

地震本部では、地震発生履歴などの情報を網羅的に整理し、一元的に長期的な地震発生可能性を評価している(長期評価)。千島海溝沿いの長期評価の第1版は2003年3月に公表された。プレート間地震については、評価領域を十勝沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖に区分けし、地震はそれぞれの領域で独立して発生するとして発生確率を示した。十勝沖の30年間地震発生確率は60%

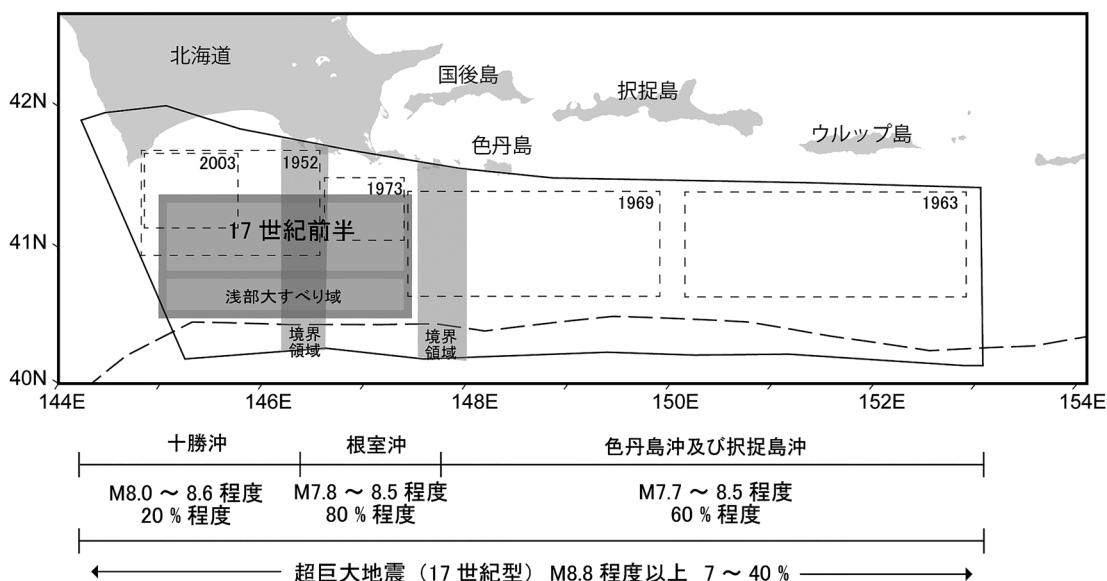


図1 地震本部の千島海溝沿いの長期評価第3版で用いられている地域区分と2025年1月1日現在の今後30年間の地震発生確率。図中の四角は20世紀以降に起こったM8クラスのプレート間巨大地震の震源域と17世紀前半に発生した M_w 8.8の超巨大地震の震源域を示す (Ioki and Tanioka, 2016; 地震本部, 2017)

程度と高い値であったが、その半年後の2003年9月に十勝沖地震 ($M8.0$) が発生し、固有地震モデルの有効性を示す事例となった。地震本部は、この地震の発生を受けて同年11月に第1版の変更を行った後、翌2004年12月には第2版への更新を行った。固有地震モデルでは、対象の地震が発生すると確率値がリセットされるため、十勝沖の30年間発生確率は最大0.5%となった。なお、第1版と第2版では十勝沖と根室沖が連動する可能性に言及されている (地震本部, 2003, 2004)。

国の中央防災会議は、2003年に相次いで発生した宮城県沖の地震 ($M7.1$) や十勝沖地震 ($M8.0$) などを受けて、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」を2004年に制定し、専門調査会を設置して被害想定を行った。検討結果は2006年に公表されたが、津波堆積物のデータに基づき十勝沖～根室沖が連動する「500年間隔地震」 ($M_w8.6$) を想定地震として設定した (中央防災会議, 2006)。また、前回の「500年間隔地震」からすでに400年が経過しており、ある程度の切

迫性を有している可能性があると評価した。釧路市などでは「500年間隔地震」に対応した津波浸水予測図やハザードマップが作成された。

2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、固有地震的な性質に加え、隣接領域との連動を含めた震源域の多様性の重要性が改めて強く認識されるようになった。地震本部は、千島海溝沿いの長期評価の第3版を2017年に公表したが、十勝沖・根室沖・色丹島沖および択捉島沖の領域分けに加え、それらの境界が空間的に幅を持つとする境界領域を新たに導入し、震源域の広がり の多様性を考慮した評価を行った (図1; 地震本部, 2017)。境界領域は十勝沖と根室沖の間と、根室沖と色丹島沖の間に設定され、複数領域に跨って地震が発生するパターンや、同じ領域内であっても異なる津波波源や強震動生成域を持つ事例、1952年十勝沖地震の震源域が2003年十勝沖地震に比べ東側に広がっていたとする考え、1843年根室沖地震の津波が1952年十勝沖地震とも1973年根室半島沖地震とも似ていること等の情報を網羅できるようになった。また、第3版では津波堆

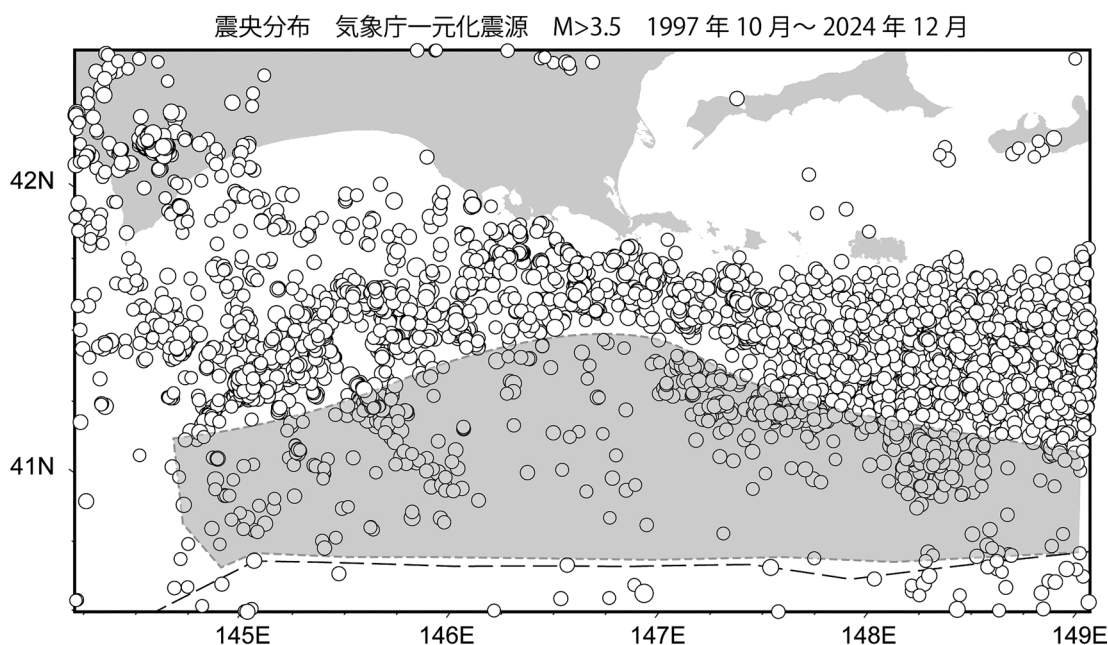


図 2 気象庁一元化震源による千島海溝南部の震央分布。期間は 1997 年 10 月から 2024 年 12 月までで $M3.5$ 以上深さ 60 km 以浅の地震を示した。灰色のハッチをかけた領域は海溝軸に近い普段から地震活動が低い領域を示す

積物調査データが最大限反映され、十勝沖から択捉島沖までの広い領域を震源域とする $M8.8$ 程度以上の超巨大地震の発生確率が新たに加えられた。津波堆積物の年代データを確率モデルに入力した結果、超巨大地震の平均発生間隔は 380 年程度で 30 年間発生確率は 7～40% と発生が切迫している可能性が高いと評価した。図 1 に長期評価第 3 版における千島海溝沿いの区域分けと 2025 年 1 月時点での今後 30 年間の地震発生確率、20 世紀以降に発生したプレート間巨大地震の震源域および 17 世紀前半の超巨大地震の断層モデルを示す (Ioki and Tanioka, 2016)。根室沖では、 $M8$ クラスの発生確率は 80% 程度ときわめて高い。この確率は、南海トラフの $M8\sim9$ クラスと同じ値である。

千島海溝南部の海溝軸近くでは、地震動から推定される M に比して津波の規模が大きい津波地震の発生も知られている。1963 年北海道東方沖地震の余震である択捉島沖の海溝寄りの地震 ($M6.7$, $Mt7.9$) や 1975 年色丹島沖の海溝寄りの地震 ($M7.0$, $Mt7.9$) などの事例がある。 Mt は津

波の高さに基づく津波マグニチュードである (Abe, 1979)。なお、津波地震もプレート間地震の一種である。長期評価では津波地震の発生確率も示されていて、 $Mt8$ 程度が今後 30 年間で 50% 程度と高い値となっている。

1952 年十勝沖地震以降に発生した地震は、地震計や地殻変動・津波等の観測データにより地震時に断層面が大きくすべった場所が推定されている。図 1 に示した 20 世紀以降に発生した地震の震源域にはそれを反映させているが、十勝根室沖で発生した巨大地震は、いずれも陸域に近いプレート境界の比較的深い場所が震源域となることが分かる。一方、17 世紀前半の超巨大地震は、大すべり域が沖合の海溝軸に近い部分にあることが特徴的である。つまり、少なくとも 20 世紀以降は、十勝根室沖の海溝軸付近が大きくすべる地震は発生していない。図 2 に気象庁による一元化震源の震央分布を示したが、海溝軸付近では普段から地震活動が低調であることが分かる。これらの観測事実は、海溝軸付近はもともと地震を起こす能力がないか、あるいは、次の超巨大地

震に向けて静かにエネルギーを溜め込んでいるかの2つの可能性を示している。17世紀前半の超巨大地震で海溝軸付近で大きなすべりが発生したことは、後者の可能性が高いことを示唆する。

海溝軸付近のプレート境界面は浅い場所に位置しているため、地震時に断層が大きくすべると海底面も大きく隆起し、結果として高い津波を発生させる。東日本大震災を引き起こした2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)でも、海溝軸に近い浅いプレート境界面が大きくすべったことで津波が巨大化したことが明らかになっている。津波防災上、地震時に海溝軸付近のプレート境界面が大きくすべるか否かは大きな問題である。

千島海溝南部ではプレート間地震以外の地震も発生する。沈み込んだプレートの内部で起こるプレート内地震(スラブ内地震ともいう)の活動も活発であり、1958年択捉島沖地震(M8.1)・1993年釧路沖地震(M7.8)・1994年北海道東方沖地震(M8.4)などのM8クラスの巨大地震が知られていて、地震動や津波による大きな被害を出してきた。また、海溝軸からプレートが沈み込みを始める前の海溝軸外側で起こる地震(アウターライズ地震ともいう)も、2012年に十勝沖に近い三陸沖で発生したM6.9の地震や、2019年の根室沖M6.2の地震、場所是中千島となるが2007年のシムシル島沖M8.2の巨大地震などが知られている。地震本部の長期評価では、これらのプレート内や海溝軸外側の地震についても確率評価が行われている。なお、1894年根室沖の地震(M8.3)について、地震本部の長期評価ではプレート間地震に分類されているが、1952年や2003年の十勝沖地震よりも広範囲に有感域が見られること、1994年北海道東方沖地震(M8.4)と震度分布が似ていることから、プレート内地震であった可能性を記しておく。

5. プレート間固着の現況

千島海溝南部では太平洋プレートが年間約8cmの速度で北海道の下に沈み込んでいるが、プレートの境界面は普段は摩擦のため「すべれな

い」状態にあると考えられる。これを「プレート間固着」や、すべることができない状態を指す「すべり欠損」と呼ぶ。摩擦によるプレート間の固着が起これば、沈み込むプレートと陸側プレートの境界面の応力が徐々に高まっていくとともに、その結果として北海道が乗った陸側プレートは太平洋プレートが沈み込む方向である北北西方向に押されひずむ。摩擦力には上限となる強度がある。断層面の応力が摩擦強度を超えるか、あるいは何らかの理由で強度が低下する条件が整うと、断層面が一気にすべる現象である地震が発生し、それまでに高まっていた応力はリセットされる。これが単純化された地震発生のモデルである。

一般的に、プレート境界面の摩擦の特徴には、いくつかのパターンがあり得ると考えられている。たとえば、数百年以上の間隔で発生する巨大地震時以外は強く固着しているケースや、普段は固着しているが、ときどき(100年程度~数年)地震が起これば応力をこまめに解消するパターン、あるいは、普段からずるずるとすべっていて大きな地震を起こすことができないケース(非地震性すべり)などが想定されている。実際の断層面上では、さまざまな摩擦の特徴が強弱を持って空間的に不均質に分布していると考えられている。摩擦特性が時間的に変化する可能性も検討されているが、その実態はよく分かっていない。

固着が強い場所とは、次の地震を発生させる応力を貯め込んでいる領域と考えられる。千島海溝南部のプレート境界面が摩擦で固着すると、陸側の北海道は北北西方向へ圧縮される変位が発生する。図3aは国土地理院のGNSS観測網による北海道の地殻変動速度場であるが、道東の太平洋沿岸では年間4cm程度の北北西向きの変位が見られており、十勝根室沖のプレート境界面が強く固着していることを示している。一方、千島海溝の沈み込みが始まる海溝軸は海岸から約200kmも離れており、陸上のデータだけではプレート境界面の固着の状況を精度よく把握することは難しい。海域での地殻変動データを得るためには、海底に基準局を設け海底地殻変動観測を行うことが必要である。根室沖では、東北大・北海道大・海

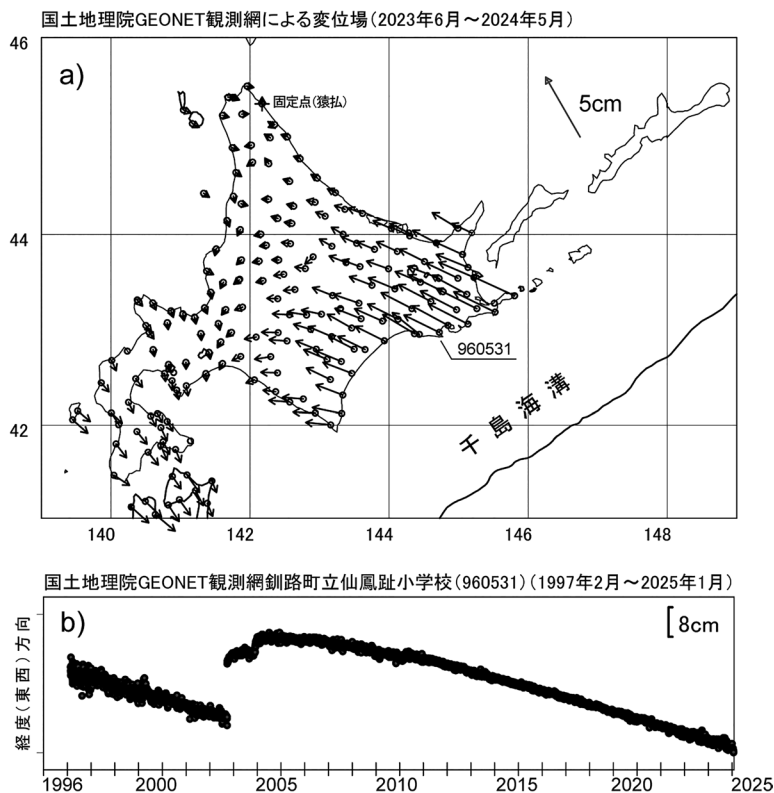


図 3 (a) 国土地理院 GEONET 観測網による北海道の地殻変動。期間は 2023 年 6 月から 2024 年 5 月までの 1 年間で固定点は道北の猿払観測点。(b) 釧路管内 960531 観測点での東西方向の座標時系列。期間は 1997 年 2 月から 2025 年 1 月まで。2003 年と 2004 年にみられる不連続は 2003 年十勝沖地震 ($M8.0$) および 2004 年釧路沖地震 ($M7.1$) によるもの

洋研究開発機構によって 2019 年に初めて海底基準局が 3 点設置され、GNSS 音響結合型の海底地殻変動観測が開始された。

陸上に設置された国土地理院の GNSS による地殻変動観測網と、根室沖の海底地殻変動観測により、十勝根室沖のプレート間固着の現況が明らかになりつつある。陸上の GNSS による地殻変動データからは、十勝根室沖のほぼ全域で強い固着状態にあり、高いレートで応力が蓄積されつつある可能性が示されている。海底地殻変動の観測データからも同様の結果が得られており、海溝軸に近いプレート境界浅部も強い固着状態にある可能性が高い。海溝軸付近の強い固着は、地震時に高い津波を励起する可能性を示しており、防災上重要な情報である。十勝根室沖より東側の色丹島から択捉島沖にかけても、ロシアが北方領土に設

置した GNSS 観測によるデータから、十勝根室沖と同様に強く固着している可能性が示唆されている (Lindsey *et al.*, 2021; Vasilenko and Prytkov, 2022; 富田・太田, 2024)。

これらの観測データは、千島海溝南部全域で次の巨大地震に向けた準備が着々と進行していることを示している。一方、地殻変動の観測データが得られているのは 1996 年以降であり、それ以前の固着状況については不明である。仮に、現在の地殻変動の状態が前回の超巨大地震が発生した 400 年前から継続しているとする、プレート境界面に累積したすべり欠損量は 20m を超え、すでに $M9$ クラスの地震を起こせる状態になっているとの試算もある。図 3b に 1997 年以降の国土地理院 GEONET 釧路町立仙鳳趾観測点 (960531) での東西方向の座標値時系列を示す。2003 年と

2004年にみられるギャップは十勝沖と釧路沖地震によるものであるが、それを除くとほぼ同じレートで変化が継続しており、少なくともこの30年間は地殻変動のトレンドに変化はみられないことが分かる。

6. 北海道・三陸沖後発地震注意情報と地殻活動モニタリングの現状

内閣府と気象庁は、三陸沖から根室沖にかけての領域で M_w 7.0以上の地震が発生した場合、続発する地震への注意を呼びかける「北海道・三陸沖後発地震注意情報（以下、後発地震注意情報）」の運用を2022年12月から始めている。 M_w は地震のマグニチュードの一種であるモーメントマグニチュードを示す。先発地震よりも後発地震のほうが大きかった事例として、2011年東北地方太平洋沖地震（ M_w 9.0）の2日前に発生した M_w 7.3の地震や、1963年択捉島南東沖地震（ M_w 8.5）の18時間前に発生した M_w 7.0の地震があげられている。世界的事例から、 M_w 7.0～8.0の地震発生後7日以内に M_w 7.8以上の後発地震が発生するのはおおむね百回に1回程度、 M_w 8.0以上の地震発生後7日以内に M_w 7.8以上の後発地震が発生するのはおおむね十回に1回程度と試算している。情報発信の頻度は、対象領域における過去の地震発生履歴からおおむね2年に1回程度を想定としたが、原稿執筆時の2025年3月現在まで発表基準に達する地震は発生していない。

千島海溝では南海トラフに比べ相対的に定常的な地震活動度が高く、その状況を統計的あるいは経験的にモニタリングすることは重要である。後発地震注意情報の対象である北海道から東北北部にかけては、気象庁・大学・防災科学技術研究所によるリアルタイムの地震や津波の海陸観測網が運用されている。また、地殻変動をリアルタイムで捕捉可能な国土地理院のGEONETも整備されている。国土地理院の地震予知連絡会では、不定期ながら千島海溝や三陸沖の地殻活動の報告が行われており、2008年から2015年の長期間に地震活動の静穏化が見られたこと、さらにその状況が

現在も継続している可能性などが報告されている（松浦ほか，2024；静岡県立大学，2024）。十勝沖で見られる超低周波地震活動については、防災科学技術研究所から定期的に報告が行われている（防災科学技術研究所，2025）。

三陸沖から千島海溝にかけては、先に述べた2つの先発地震の事例の他にも、前震や群発的な前震活動など、多様な地震活動が知られている。1978年北海道東方沖地震（ M 7.3）や1991年択捉島南東沖（ M 6.8）などに先行した群発的な前震活動や、三陸沖での1981年 M 7.0や1989年 M 7.1に先行する前震活動などの報告がある（気象庁，1978；北海道大学理学部，1992；Maeda, 1996；明田川・福満，2011）。

根室沖以東の地域においては、わが国の地震観測網の外側になってしまうため震源決定精度が低く、プレート間地震とプレート内地震の区別が難しいほか、震央位置も大きな誤差を有する場合がある。北方領土の国後島・択捉島・色丹島にはロシア側が運用する地震計が設置しており、モスクワ近郊の地球物理調査所（日本の気象庁地震火山部に相当）や、その支所があるユジノサハリンスクへはデータのリアルタイム伝送が行われている。日本とロシアの政府間には、隣接地域の地震・火山噴火・津波の防災に関するプログラムが存在し、地震活動モニタリングとデータ交換が合意事項として示されているが、いまだに実現していない（Ichianagi *et al.*, 2020）。

7. 調査研究の状況

国の科学技術・学術審議会の建議「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」では、2019年から始まった第2次計画から「千島海溝沿いの巨大地震」を総合的な研究に位置づけ、2024年からの第3次計画でも継続して研究が進められている。推進体制として6つの研究課題からなるグループが組織されており、北海道大学・東北大学・関西大学・海洋研究開発機構・北海道立総合研究機構が参加している。

このグループの全体目標は津波災害の軽減であ

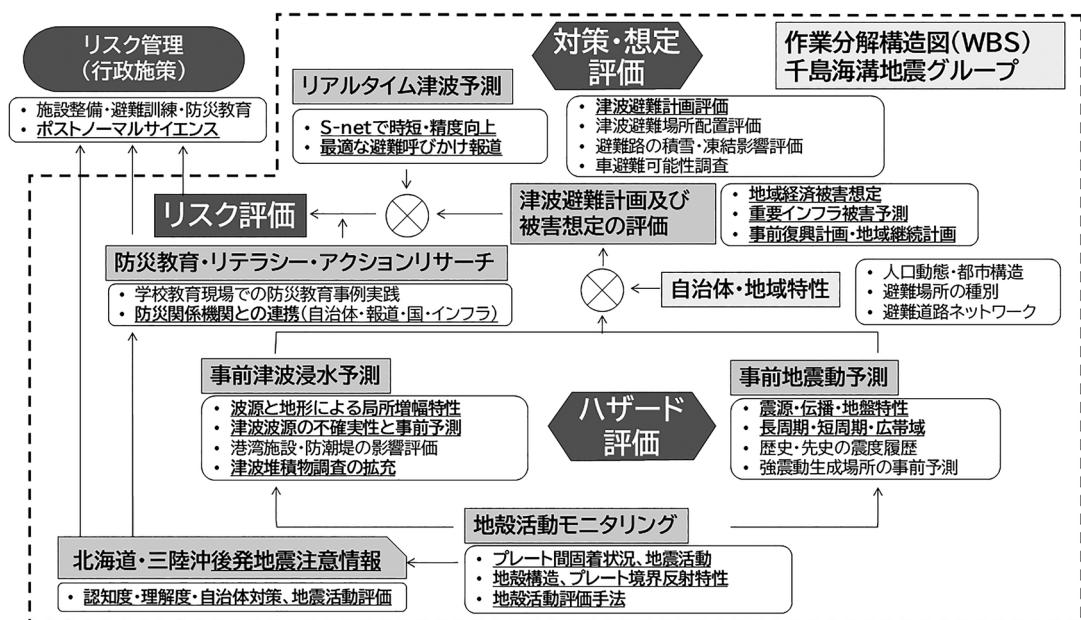


図 4 国の建議「災害に貢献するための地震火山観測研究計画」における千島海溝沿いの総合的研究グループの作業分解構造図。下線が引いてある項目は現在の第3次計画で実施中の課題

るが、防災対策は多様な要素で構成されるため、全体目標の中での各課題の役割を明確化することが運用上効果的である。図4に研究グループの作業分解構造図を示した。津波浸水域や地震動の事前予測などの自然現象（ハザード）の評価から避難行動や被害推計などの社会的な影響（リスク）の評価に至る幅広い範囲をカバーしており、参加者のバックグラウンドも社会科学から工学・理学などの多様な分野に跨る横断的な構成となっている。研究内容は、経済被害・防災情報・避難計画・事前復興・ハザード予測・地震活動や地殻構造調査等と広範にわたり、研究の性質も萌芽的研究から応用研究、出口に近い開発研究まで多様である。また、研究者が市町等自治体や学校教育・放送事業者と連携して課題を解決しようとするなど、多角的に地域防災力の向上をめざすアクションリサーチ的な取り組みも進められている。

建議「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」は、防災を支える基礎研究としての性格を有するため、その成果を直接的に防災施策に活用するのは難しい場合が多い。建議の基礎研究で得られた成果を実用的な形に成型し社会に

提供するためには、より応用的かつ実証的な研究開発や監視観測体制が必要となる。現在、千島海溝では国が主導する研究プロジェクトは実施されておらず、観測体制の面でも国による海底地殻変動は行われていない。実効的な防災対策の強化を図るためには、調査研究と観測体制の強化が必要である。

8. 被害想定と自治体の防災対策

国の中央防災会議は、2021年に日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震による被害想定を発表し、千島海溝モデルでの最大死者数を約10万人とした（中央防災会議，2021）。北海道庁は2022年に自治体ごとの被害想定を公表し、釧路市では最大死者数84,000人が推計された。釧路市の想定死者数は、南海トラフ地震の被害想定を含め、1つの自治体としては最大となっている。死者のほとんどは津波浸水が原因となり、地震動を原因とする死者数はさきわめて少ない。国は被害想定の結果を受け、2022年に日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震特別措置法を改正し、自治体が行う津波避



図 5 釧路管内釧路町に整備された津波避難タワー。外壁が取り付けられており冬季も室内が保温される構造となっている

難施設の整備に対する国庫負担割合を南海トラフ地域と同等の3分の2に引き上げた。北海道庁も独自の財政支援を行う補助金制度を創設した。これにより、津波避難タワー等の津波避難施設整備に係る自治体の負担は一定程度緩和された。ハード整備には大きな財政負担が伴うが、国による補助制度が拡充されたことで、財政状況の違いに起因する自治体間の防災対策の格差がある程度解消されることが期待される。

最大クラスの津波（L2）の被害想定は、2011年3月の東日本大震災を受けて同年12月に制定された「津波防災地域づくりに関する法律」（通称“津波法”）に基づき全国で行われるようになった。なお、L2は発生頻度がきわめて低いものの発生すれば甚大な被害をもたらす津波、L1は発生頻度が高く津波高は低いものの大きな被害をもたらす津波とされている。

千島海溝では、すでに2006年に国の専門調査会によって十勝根室沖が連動するM8.6の「500年間隔地震」が評価されており、東日本大震災の前からL2に相当する津波の検討が行われていた。また、北海道庁は、東日本大震災発生直後の2011年6月から、津波法の制定を待たずに全国に先駆けて独自の最大クラスの津波浸水想定を開始し、翌2012年6月に浸水予測図を公表した。これは、国の南海トラフの津波浸水想定を発表よりも早かった。その後、国が千島海溝の津波浸水

想定概要報告を公表したのは2020年になってからである。北海道庁が2012年にいち早く公表した最大クラス津波浸水予測は、2020年に国が想定を公表するまでの8年間に北海道太平洋側の防災対策を進める上で重要な役割を果たした。このように、千島海溝では津波防災に関する先駆的な取り組みが行われてきたことを記しておく。

津波の到達が早く避難が難しい道東の釧路管内や根室管内では、2022年に国庫負担割合が引き上げられる前から、緊急防災減災事業債や自治体単費を用いた地震津波対策が積極的に進められてきた。2006年の「500年間隔地震」想定や、2012年6月の北海道庁最大クラス津波浸水予測図に基づき、道内各所に見られる津波浸水区域や避難誘導看板の設置をはじめ、主なものだけでも釧路市役所の防災庁舎整備・浜中町役場の高台移転・白糠町の学校高台移転・厚岸町の消防署高台移転などが進められた。2022年の国庫負担割合引き上げ以降では、緊急事業計画に基づき防災・安全交付金を活用した津波避難施設の整備が急速に進展しつつある。釧路町では2025年中に4基の津波避難タワーが供用開始となるほか、釧路市・白糠町・浜中町・厚岸町でも津波避難施設の建設が進められている。なお、これらの津波避難タワーは、南海トラフ地域で見られるような吹きさらしの構造ではなく、冬季寒冷積雪対策として外壁が取り付けられていて保温性が確保されている（図5）。

表 1 北海道太平洋沿岸自治体の主な津波防災施設整備状況（事業計画中のもの、道庁整備分を含む）

根室管内	
別海町	津波避難タワー
根室市	市役所庁舎耐震建替・緊急避難場所・屋外備蓄コンテナ
釧路管内	
浜中町	役場庁舎高台移転・人工高台・津波避難タワー・津波救命艇・屋外備蓄コンテナ・陸間遠隔自動閉鎖システム
厚岸町	津波避難複合施設・避難階段・屋外備蓄庫・保育所高台移転
釧路町	津波避難タワー・役場支所高台移転
釧路市	市役所防災庁舎・公営住宅の高層化・公共施設への津波避難用屋外階段・津波避難タワー・津波避難複合施設・津波避難ビル指定
白糠町	津波避難タワー・津波避難路・津波救命艇・屋外備蓄コンテナ・義務教育学校高台移転・役場防災センター庁舎
十勝管内	
浦幌町	津波避難路・屋外備蓄コンテナ
豊頃町	津波避難路・津波救命艇
大樹町	津波避難タワー
広尾町	津波避難施設
日高管内	
えりも町	津波避難路・津波避難施設
様似町	津波救命艇備・屋外備蓄庫・消防庁舎高台移転
新ひだか町	津波避難施設
新冠町	津波避難タワー
胆振管内	
むかわ町	事前復興計画策定
厚真町	津波避難タワー
苫小牧市	津波避難ビル指定・津波避難施設へ改修
登別市	市役所高台移転・消防署高台移転・津波避難路
室蘭市	高台避難場所
渡島管内	
鹿部町	役場庁舎高台移転
函館市	津波避難ビル指定

高齢者が多く避難タワーの階段利用が難しい地域では、津波救命艇が整備された。民間企業でも津波救命艇を保有している事業所が見られる。また、車を利用した避難訓練を実施している地区が複数ある。表 1 に北海道太平洋沿岸自治体における津波防災施設の整備状況を示しておく。

胆振管内や渡島管内では、長編成の貨物列車の運行本数が多い JR 幹線が沿岸部に敷設されており、津波避難の支障となることが課題とされてきたが、JR 北海道と自治体の間で緊急時に限り線路横断を認める方向で調整が進んでいる。国は防

災対策推進基本計画や応急対策活動に関する計画を策定したほか、北海道庁は 2023 年に海溝型地震対策室を新たに設けて基礎自治体の防災対策を支援している。北海道は島であるため、津波で港湾が被災すると本州からプッシュ支援を受けられなくなる恐れがあったが、今般、国の災害用備蓄拠点が札幌市に整備される見込みとなったため、一定程度の改善が期待される。広域道路啓開計画も策定され、被災地への緊急輸送についても基本的な準備は整いつつある。以上のように、津波防災対策は着実な進展がみられている。

北海道太平洋沿岸は津波のリスクが高い状態にあるが、被災した場合は復興計画を策定し復興事業に着手することになる。被災後の応急復旧作業の中で復興計画を策定することはきわめて困難な作業であり、復旧フェーズごとに変化する住民ニーズを取り込んで合意形成を行うプロセスは平常時以上に多くの手数を必要とし、担当する自治体職員の負担は計りしれない。結果として復興に長い時間を要することになり、人口や産業の流出を招いて地域の衰退が加速する。

国や都道府県による詳細な被害想定が行われるようになった現在、事前に被災時の様相をある程度イメージすることが可能である。被災時の様相を想像し、フォアキャストを行って被災後の復興計画の大まかなコンセプトを検討しておくことや、バックキャストを行って被災前に災害に強いまちづくりを進める取り組みを行う「事前復興計画」が有効である。道央の胆振管内むかわ町は、町の中心部が大規模に津波浸水する想定となっているため、2025年3月に北海道で初となる事前復興計画を策定した。この計画は、津波浸水時に被害を軽減させるまちづくりを平時から目指す事前復興準備計画と、被災時に速やかな復興を目指す復興まちづくり計画からなる。応急仮設住宅や災害復興住宅等のインフラ整備計画に加え、保健福祉や子育てなどの被災者に対するソフト対策についても検討を行っているのが大きな特徴である。むかわ町は2018年北海道胆振東部地震の被災地であり、その復興過程で得た経験やノウハウを事前復興計画の中に取り込んでいて、具体的かつ実効性の高い計画となっている。

9. 残された課題

千島海溝では、地震津波の調査研究から歴史記録以前を含めた過去の超巨大地震や津波の実像と履歴が明らかにされてきた。また、そのデータに基づき被害想定が実施され、法改正が行われ防災対策が加速した。被害想定では最大規模の津波や地震動が設定され、それに基づき防災対策が進められているが、いくつかの残された課題がある。

1つは、国の中央防災会議の被害想定で設定された最大規模地震の断層モデルの妥当性検証である。国の断層モデルは、津波堆積物の分布を参考にスケーリング則なども考慮して設定されている。しかし、それは多くのモデルが考えられる中の1つのモデルにすぎない。地震は震源域の広がりやすべり分布などに多様性を持つことが知られており、1つのモデルに強く依存しすぎることは危険である。

被害想定では、日本海溝および千島海溝それぞれの領域における最大の津波によると考えられる津波堆積物を説明するモデルが検討され、これら2つのモデルのうち最大となる津波や地震動を選択することが妥当とされている。国の被害想定報告書では、日本海溝と千島海溝の地震が連動して発生する可能性について言及されているが、連動が被害想定に与える影響は検討されていない。地震本部の長期評価第3版でも、十勝沖と日本海溝北部が連動する可能性が触れられているものの、過去に発生した知見がない連動型の地震の確率を計算することは困難とされている。千島海溝南部と日本海溝北部の連動可能性や断層モデルの多様性の検討は未解決の課題である。

断層モデルの多様性は、被害想定へ影響を及ぼす可能性がある。たとえば、震源域が広がり、大すべり域が複数設定されると、複数の津波波源から生成された津波の位相が重なり共振することで局所的な津波増幅が発生する可能性がある（Yamanaka and Tanioka, 2022）。また、国の被害想定断層モデルで計算された津波高では、津波堆積物が見つかった場所の標高を下回っている場所が複数あることにも注意が必要である。地震動の観点からは、日本海溝と千島海溝が連動した場合、断層破壊時間が長くなり、結果として揺れの継続時間が延びて被害が拡大する可能性がある。そもそも、M9クラスの地震では揺れが数分以上長い時間継続するため、現状の震度による被害想定は過小評価である可能性が高い。また、国の被害想定で示された震度分布では、2003年十勝沖地震（M8.0）による震度実績を下回っている地域がある。強震動生成域の事前予測はきわめて難

しい問題であるが、少なくとも M8 クラスの既往地震よりも同じか、それ以上の震度となる震源モデルを検討する必要がある。強震動生成域の不確実性評価を含め、地震動の広帯域時刻歴情報に基づく被害想定を検討する必要がある。

後発地震注意情報の運用には地殻活動モニタリングの強化が欠かせない。日本海溝や千島海溝では、南海トラフのように地殻活動を定期的に評価検討する仕組みがないほか、国による海底地殻変動観測も実施されておらず、監視観測体制が十分ではない。また、より規模の大きな後発地震の発生頻度については、世界的な事例が示されているだけで、当該地域の特徴的な地震活動を反映させた検討は行われていない。前震や群発地震等の事例をどのように地殻活動評価に取り入れるのか、どのような情報を地震活動や地殻変動の観測データから生成して評価するのか、そもそも、現在の地震学的な知見で何をどこまで評価できるのかなど、地殻活動監視の技術的な検討が必要である。

加えて、地殻活動評価のような、あいまいな情報をどのように社会に伝えていくのか、自治体や住民をはじめ、地域経済への影響なども含めて慎重に検討する必要がある。その際、2024 年 8 月に出された南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）での社会反応や地殻活動モニタリング体制等を参考にすることが望ましい。後発地震注意情報という不確実性の大きな情報の伝え方・受け取り方は、科学的なアプローチだけでは解決できない課題であり、信頼と納得を促すようなリスクコミュニケーションを模索する必要がある。一方で、地震のほとんどは突発的に発生するという大前提をつねに忘れず、後発地震注意情報ありきの防災対策が行われないように注意していくことも重要である。

防災対策としては、津波避難タワーの整備が進みつつあるものの、依然として残る避難困難地域が大きな課題である。国の国庫負担割合が増えたとはいえ、津波避難タワー等のハード整備には自治体の自己財源が相当に必要となる。民間建物等の津波避難ビル指定が強力に進められているが、高い建物が限られる地域が多く、耐浪性基準の問

題もあり、抜本的な解決が難しい状態が続いている。また、積雪寒冷となる冬季の津波避難も大きな課題である。国の被害想定では、千島海溝地震では 2 万人を超える低体温症要対処者が発生するとされている。自治体では、屋外の避難場所でも暖が取れるよう備蓄コンテナなどの対策を進めている。M9 クラスの超巨大地震では広域災害となり、避難者は最大 50 万人近くになると想定されている。北海道は低人口密度広域分散の地域構造のため、市町村を跨ぐ道内全域への広域避難が必須となるが、その調整も残された課題となっている。

大津波警報時に避難を促し行動変容を誘導するうえで、テレビや防災行政無線での呼びかけが重要な役割を果たすことが知られている。特に迅速な対応が求められる大津波警報時には、誤解や勘違いを招かないよう、情報発信には細心の注意と十分な準備が必要である。東日本大震災以降、NHK などの放送事業者は、呼びかけ原稿の事前調整を自治体と行うなど、原稿やテロップの改善を継続的に行っているが、課題も残されている。その 1 例が、津波到達時刻に関する混乱である。警報時にテレビのテロップやアナウンスで伝えられる津波到達予想「時刻」は、海面がわずかにでも動き始める「時刻」を指している。一方で、国や都道府県の津波浸水想定で使われる津波到達「時間」は、津波高 20 cm の影響開始「時間」や、第一波到達「時間」などで用いられていて、定義が異なる。このような行政側の用語の不統一に起因するたいへんわかりづらい言葉の使い方は、緊急時の情報伝達において思わぬ混乱を招く可能性がある。たとえば、釧路市中心部では津波浸水が始まるまでに 20 分以上の猶予時間があるとされ、その想定に基づいて避難訓練も行われている。しかし、釧路沖で巨大地震が発生した場合、釧路沿岸も津波波源域となるため、津波到達「時刻」は地震発生と同時にとなる。テレビの画面には、地震発生直後の大津波警報発表と同時に「北海道太平洋沿岸東部（津波）到達か」と表示される。これは、実際には避難する時間があるにもかかわらず、ただちに津波浸水が始まるかのような誤解を

与える恐れがある。大津波警報の放送は一度きりのぶっつけ本番であり、伝え手、受け手とも初見であることに十分に留意する必要がある。その伝え方については、多義的な言葉の利用を控えるなど、曖昧さのない表現を用いる必要があり、放送事業者や専門家の見地だけでなく、実際に情報を受け取る住民の意見を取り入れた十分な検討が必要である。

10. おわりに

千島海溝では400年ぶりのM9クラスの超巨大地震発生が切迫している。地震は前触れなく突然発生するものであり、事前の防災対策を着実に進めることが被害軽減に最も重要である。地震動や津波ハザードの事前想定に隙間や抜けがないかをつねに点検し、調査研究で新たなデータが得られた場合には被害想定に与える影響を検討し、防災対策を強化していく取り組みが必要である。この観点で、津波堆積物調査や海底地殻変動観測などの基本的な調査研究をしっかりと継続していくことが大切である。

津波防災対策については、避難タワーの整備などで一定の進捗が見られているが、依然として避難困難地区の問題は残る。この課題の解決は一朝一夕では難しいが、事前復興準備計画などを通じて長期的なまちづくりの中で取り組んでいくことが考えられる。後発地震注意情報の創設により、前震などの事例を地殻活動監視や防災情報で取り扱う仕組みは整ったものの、その運用については技術的・社会的に検討すべき課題が山積している。防災対策は多様な研究や取り組みが支えており、千島海溝に関するさまざまな調査研究や社会活動が進められることを期待している。

謝辞

気象庁一元化震源および国土地理院 GEONET 日々の座標値を利用した。

参考文献

- Abe, K. 1979. Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561–1568. DOI: 10.1029/JB084iB04p01561
- 明田川保・福満修一郎. 2011. 震度5弱を観測するなど顕著な地震が前震であった事例について. *験震時報*, **74**, 17–28.
- 防災科学技術研究所. 2025. 日本周辺における浅部超低周波地震活動 (2024年5月～10月). *地震予知連絡会会報*, **113**, 5–9.
- 中央防災会議. 2006. 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告. https://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chishima_jishin/index.html
- 中央防災会議. 2021, 2022. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震対策検討ワーキンググループ. https://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/WG/index.html
- 林 豊. 2023. 1780年ウルフ島地震による日本への津波到達に関する真偽の検証. *歴史地震*, **38**, 1–14.
- 平川一臣. 2012. 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味; 仮説的検討. *科学*, **82**, 172–181.
- 北海道大学理学部. 1992. 北海道とその周辺の最近の地震活動 (1991年11月～1992年5月). *地震予知連絡会会報*, **48**, 1–6.
- Ichiyanagi, M., Mikhaylov, V., Kostylev, D., Levin, Y. and Takahashi, H. 2020. Evaluation for hypocenter estimation error in the southwestern Kuril trench using Japan and Russia joint seismic data. *Earth Planets Space*, **72**, 86. DOI: 10.1186/s40623-020-01215-0
- Ioki, K. and Tanioka, Y. 2016. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 133–138. DOI:10.1016/j.epsl.2015.10.009.
- 石垣祐三. 2007. 明治・大正時代の震度観測について—震度データベースの週及—, *験震時報*, **70**, 29–49. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol70p029.pdf>
- 地震本部. 2003. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima.pdf
- 地震本部. 2004. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第2版) について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima2.pdf

- 地震本部. 2017. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第3版). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima3.pdf
- 気象庁. 1978. 1978年3月の北海道東方沖の地震について. *地震予知連絡会会報*, **20**, 4-5.
- Lindsey, E.O., Mallick, R., Hubbard, J.A. *et al.* 2021. Slip rate deficit and earthquake potential on shallow megathrusts. *Nat. Geosci.*, **14**, 321-326. DOI:10.1038/s41561-021-00736-x
- Maeda, K. 1996. The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril trenches. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 242-254. DOI:10.1785/BSSA08601A0242
- 松浦律子・石辺岳男・橋間昭徳. 2024. 北海道東方沖の相対的地震活動度の静穏化のその後：有意検出から10年度の現状. *地震予知連絡会会報*, **111**, 537-545.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R. *et al.* 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663. DOI:10.1038/nature01864
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M. *et al.* 2009. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res.*, **114**, B01319. DOI:10.1029/2007JB005503
- 静岡県立大学. 2024. 北海道・東北沖の地震サイズ分布 (b 値) の時空間変化. *地震予知連絡会会報*, **111**, 549-553.
- 高清水康博. 2017. 北海道太平洋岸の津波堆積物研究：北方四島の津波堆積物と北海道西部太平洋側の断層モデルの検討. *地質学雑誌*, **123**, 805-817.
- 富田史章・太田雄策・木戸元之. 2024. 根室沖でのGNSS音響観測から示唆されるプレート境界浅部でのすべり欠損. *日本地球惑星科学連合大会*, SGD02-02.
- Yamanaka, Y. and Tanioka, Y. 2022. Short-wave run-ups of the 1611 Keicho tsunami along the Sanriku Coast. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **9**, 37. DOI:10.1186/s40645-022-00496-1
- 宇津徳治. 1972. 北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について. *地震予知連絡会会報*, **7**, 7-13.
- Vasilenko, N., Prytkov, N. and Frolov, D. 2022. Geodynamic GNSS observation on the Kuril Islands. *Geosys. Transit. Zones*, **6**, 287-302. DOI:10.30730/gtr.2022.6.4.287-294.295-302

高橋浩晃

[たかはし ひろあき]

現職 北海道大学大学院理学研究院地震火山研究観測センター教授

略歴 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士後期課程修了。北海道大学理学研究院助手、同 准教授を経て2017年より現職

研究分野 固体地球科学・自然災害科学

海底長期孔内観測システムの開発と南海トラフへの展開計画

日米欧が主導する統合国際掘削計画（IODP）が2006年から開始され、その一環で日本は地球深部探査船「ちきゅう」を建造、南海トラフ地震発生帯掘削を実施した。掘削研究では、沈み込む海洋プレートの境界域の構造を規定するサンプルの採取や構造研究、そして、そのプレート境界域のダイナミクスの観測が行われたが、その一環で海底孔内での長期孔内観測が行われた（図1）。2009年に熊野灘 C0010 孔での温度・圧力等の計測システム SmartPlug/GeniusPlug や C0002 孔へ設置した長期孔内観測システムによるオフラインでの孔内間隙水圧観測から始め（Hammerschmidt *et al.*, 2013）、2013年にはC0002孔の長期孔内観測システムを海底ケーブル地震・津波観測監視システムの DONET-1 に接続することで、リアルタイムの観測を開始した。2016年には、C0010 孔に設置した GeniusPlug を回収、同じ孔内に長期孔内観測システムを設置・DONET-1 に接続して、C0010 でもリアルタイム観測を開始している。この2カ所での長期間の孔内観測データが得られたことで、熊野灘東南海地震震源域の沖合で繰り返す「浅部ゆっくり滑り」の活動が初めて明らかとなった（Araki *et al.*, 2017）。2018年には、C0010 孔のさらに沖合の沈み込み先端部に C0006 孔を掘削、長期孔内観測システムの3基目を設置し、同年には DONET-1 に接続、C0002, C0010 孔と合わせて3孔でのリアルタイム観測を開始している。

このように IODP 南海トラフ地震発生帯掘削では、観測を継続的に行いながら少しずつ観測点を追加しながら比較的稠密な海底孔内観測アレイを展開した。このアレイ観測によって、東南海地震の震源域では、ゆっくり滑りの開始から滑りの拡がり把握できるようになっている。

一方、南海トラフ全域を考えると、熊野灘に

加え、紀伊水道沖においては、GNSS-A によって浅部ゆっくり滑りと考えられる地殻変動が観測されており、日向灘・室戸沖・紀伊水道沖などでは浅部超低周波地震（VLFE）や低周波微動が観測、これらの海域においても浅部でのゆっくり滑りが繰り返し発生している可能性が高いと考えられるが、リアルタイムの高感度な海底地殻変動観測は熊野灘の孔内観測以外にはなく、浅部ゆっくり滑りの発生状況は今も広い領域で不明である。そこで、海洋研究開発機構では、巨大地震を繰り返す南海トラフのプレート境界の固着状況の把握を目指し、広域で浅部ゆっくり滑りの発生をリアルタイムで観測・監視できる長期孔内観測システムの展開を企画した（図1）。また、新しい時代の観測に対応できるように、システムの開発も合わせて行った（図2）。

新しい海底掘削孔内での観測は、浅部ゆっくり滑りの高感度な検出に加え、スロー地震・微小地震～巨大地震まで、非常に広帯域かつダイナミックレンジの広い現象を長期間にわたって安定確実に観測が行えることを目指している。そのため、熊野灘での浅部ゆっくり滑りの観測の実績に基づいた掘削孔内の間隙水圧と海底水圧の観測に加え、新たに孔内光ファイバ歪センサによる観測システムを開発した（荒木ほか、2023）。

孔内光ファイバ歪センサはセメントで孔内に固定した細径ステンレス管内の光ファイバ巻き線の歪変化を観測するもので、2系統の200m長光ファイバ巻き線の全長変化をレーザー光マイケルソン干渉計によって高感度かつ線形に検出する光ファイバ歪計と、近年さまざまに活用されつつある DAS（分布型音響センシング）等の光ファイバセンシング（Zhan, 2020）が行える光ファイバ800mを組み込んだ。孔内光ファイバ歪センサは海底の光水中着脱コネク

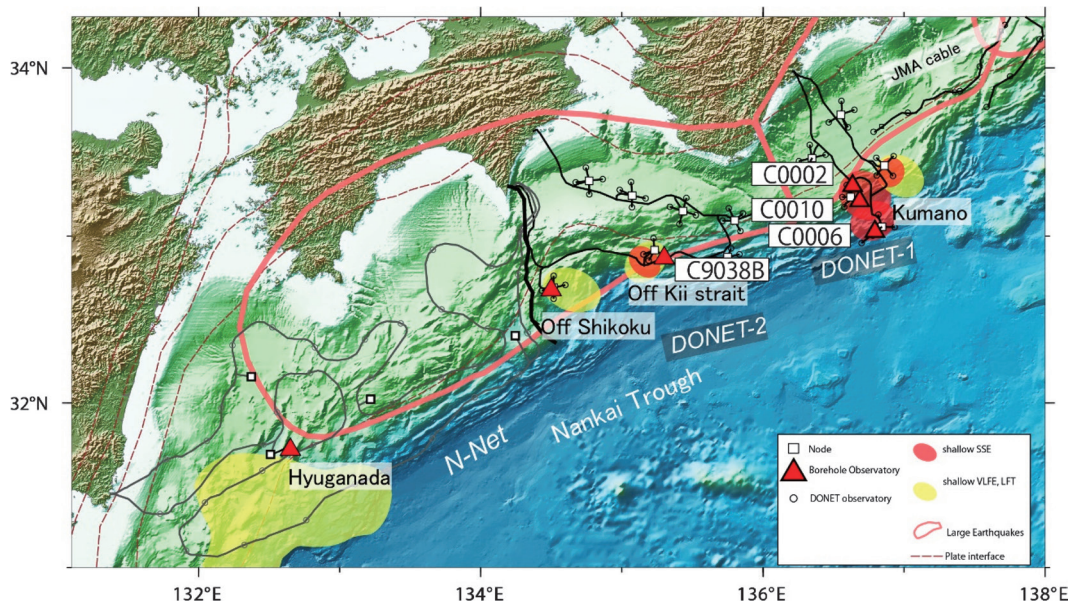


図 1 南海トラフに展開された地震・津波観測網（DONET-1, DONET-2, N-Net, 気象庁）、海底長期孔内観測システム設置点（C0002, C0006, C0010, C9038B, 赤▲、四国沖、日向灘は計画）、南海トラフ想定震源域、超低周波地震・低周波微動、ゆっくり滑り観測域とともに示す

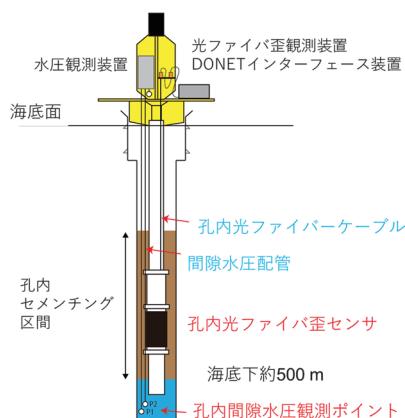


図 2 新開発の長期孔内観測システム模式断面図

ターまで光ファイバケーブルで接続され、これにより、孔内で故障の原因となる機械的・電気的要素を撤廃した。また、光ファイバセンシング用のファイバは孔内センサから海底までの光ファイバケーブルと合わせ、孔内の歪のアレイ観測が期待できるものとなっている。

これら孔内観測項目のうち、間隙水圧と海底水圧、孔内光ファイバ歪計については、DONET-2

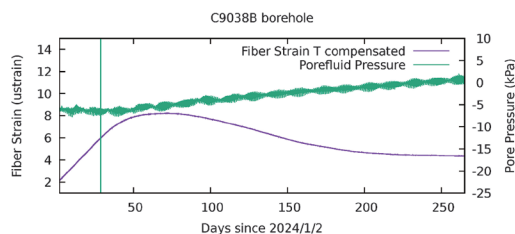


図 3 紀伊水道沖 C9038B 長期孔内観測システムから得られた光ファイバ歪および孔内間隙水圧記録。海洋潮汐の影響を除去

等に接続してオンラインリアルタイム観測ができるものとした。光ファイバセンシングについては、現在のところ DONET-2 と接続して海底でオンライン長期間稼働できる光ファイバセンシング観測装置が開発されていないので、間欠的に無人探査機で孔内の光ファイバ観測を行うこととしているが、将来的には陸上と接続してリアルタイムでの分布型光ファイバセンシングを行いたいと考えている。

最初の新しい長期孔内システムの設置は地球深部探査船「ちきゅう」を使って紀伊水道沖水

深 2,650 m の海底 (C9038B; 図 1) に 2023 年 11 月に行った、沈み込み浅部のプレート境界域に発達する付加体の間に形成された堆積盆地に海底下 500 m まで掘削、長期孔内観測システムを設置した。「ちきゅう」による設置に引き続き DONET-2 への接続を 2024 年 1 月に行い、それ以来連続的に観測データが得られている (図 3)。

海底孔内光ファイバ歪計については、新開発であることからその性能評価を行ってきたが、得られたデータから孔内固定に用いたセメントの固化に伴う歪変化も設置後 150 日を経て落ち着き、また、堆積層深部の掘削時の冷却の影響も 1 年間経過によりもとに戻りつつあることがわかった (荒木ほか, 2024)。記録された海洋潮汐に伴う設置した海底堆積盆の潮汐変形や長周期地震動の解析からは、海底孔内光ファイバ歪計は面積歪に高い感度を持つことが確認され (辻ほか, 2024)、気象庁南海トラフ地震評価検討会や地震調査委員会への観測報告を開始している。

2024 年 8 月 8 日には、日向灘で $M7.1$ の地震が発生したことに伴い、「南海トラフ地震臨時情報 (巨大地震注意)」の情報が発表されたが、その際、機構では、新しく設置した紀伊水道を含め 4 カ所の長期孔内観測リアルタイムデータの分析評価を行うことで、想定震源域沖合のプレート境界が通常と異なる滑りを起こしていないかどうか検討を行った。日向灘 $M7.1$ 地震をきっかけに孔内観測点が稼働している紀伊水道沖、熊野灘沖合でゆっくり滑りが始まっている。

いことを確認するとともに、熊野灘沖合では、日向灘地震より前の時期から小規模なゆっくり滑りが起こっていたが、その滑りに日向灘地震の影響はみられないことを確認した。引き続き孔内での観測解析を進め、南海トラフ巨大地震発生域の現状評価に貢献していきたいと考えている。

参考文献

- Araki, E. *et al.* 2017. Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust. *Science*, **356**, 1157–1160. DOI:10.1126/science.aan3120
- 荒木英一郎ほか. 2023. 海底深部長期孔内観測システムの開発と南海トラフへの設置計画. *日本地震学会 2023 年度秋季大会講演予稿*, S02-11.
- 荒木英一郎ほか. 2024. 南海トラフ地震発生帯での歪による広域・リアルタイム地殻活動把握の取り組み. *日本地震学会 2024 年度秋季大会講演予稿*, S02-06.
- Hammerschmidt, S. *et al.* 2013. Fluid pressure and temperature transients detected at the Nankai Trough Megasplay Fault: results from the Smart-Plug borehole observatory. *Tectonophysics*, **600**, 116–133. DOI:10.1016/j.tecto.2013.02.010
- 辻 修平ほか. 2024. 海底掘削孔内歪観測における測器構造や近傍の地殻構造の影響推定. *日本地震学会 2024 年度秋季大会講演予稿*, S02-08.
- Zhan, Z. 2020. Distributed acoustic sensing turns fiber-optic cables into sensitive seismic antennas. *Seismol. Res. Lett.*, **91**, 1–15. DOI:10.1785/0220190112
(荒木英一郎：海洋研究開発機構
海域地震火山部門上席研究員)

鳥島近海で繰り返す不思議な津波

—海底カルデラ火山における「トラップドア断層破壊」—

三反畑修

1. はじめに

本州南方沖には伊豆諸島、小笠原諸島に沿って、多数の活動的な火山島・海底火山が連なる(図1a)。そのうち伊豆諸島・鳥島近海の海底火山「スミスカルデラ」では、約10年に一度、マグニチュード(M)5級の中規模地震が繰り返し発生している。通常、 $M5$ 地震では津波が発生しないが、一連の繰り返し地震はいずれも最大波高が1mにも迫る不思議な津波を引き起こしてきた。

地震規模から推定されるよりも異常に大きな津波を引き起こす地震は「津波地震」と呼ばれ、それらの多くは沈み込み帯の海溝付近で発生する(首藤ほか, 2011)。一方、鳥島近海での津波地震は、海底火山の地下浅部で発生する点において、従来の津波地震とは明確に異なる。この種の津波地震が1984年に初めて認知されて以降、その発生メカニズムについては約40年にわたって議論が続いていたが、近年になって、この特異な津波地震の実態が明らかになってきた。

本稿では、スミスカルデラで発生する一連の津波地震の概要を紹介したのち、Sandarbata *et al.* (2022) が実施した津波・地震波データの解析によって提案した発生メカニズム、「トラップドア断層破壊」について解説する。ここでは、地球科学分野を専門としない読者を想定し、平易な記述を心がけた。過去の事例とその発生メカニズムを考慮すると、同種の津波地震が今後も繰り返される可能性が高い。多くの読者が本稿を手にとって、この不思議な津波の原因への理解を深める一助となり、ひいては将来の津波への備えについて

考えるきっかけとなれば幸いである。

なお、一連の地震および津波に対しては、「鳥島近海地震(津波)」の呼称がしばしば用いられてきた¹⁾。これは、地震の震央位置が気象庁の地名区分の「鳥島近海」区域内であることによる(気象庁 Web, 2025a)。しかし、実際の震源は鳥島から約110km北方に離れたスミスカルデラにある(後述)ことから、本稿では「スミスカルデラ地震」の呼称を用いる。

2. スミスカルデラにおける津波地震

2.1 津波地震の発生源：スミスカルデラ

スミスカルデラは、直径約8kmのカルデラ(火山性の窪み地形)を持つ海底火山である(図1b)。その南側の海面上にそびえ立つ、高さ約130mの突岩「須美寿島(すみすじま)」(図1c)は、国内に存在する111の活火山の1つとして認定されているが、その火山の本体はスミスカルデラである(海上保安庁海洋情報部 Web, 2025a)。この海底火山では、1912年に海底噴火が記録されて以降、その活動履歴はよくわかっていないが、海水変色が時折確認されていることから、活発なマグマ供給が続いているとみられる。

2.2 スミスカルデラ地震の特異性

スミスカルデラ周辺の地下浅部では、1984年6月のモーメントマグニチュード M_w 5.6の地震を皮切りに、1996年9月(M_w 5.7)、2006年1月(M_w 5.6)、2015年5月(M_w 5.7)、2018年5月(M_w 5.4)、2024年9月(M_w 5.7)と、過去に6度にわたって $M5$ 地震が繰り返し発生した(図1b、表1)。一連のスミスカルデラ地震の特異性は、次の三つの観測事実に集約される。

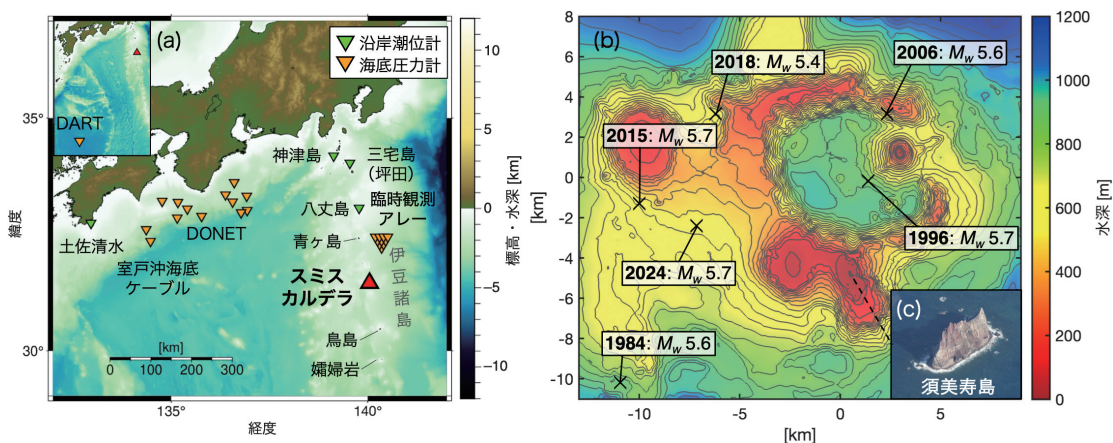


図 1 スミスカルデラと周辺海域の津波観測点. (a) 沿岸潮位計（緑色逆三角）と 2015 年スミスカルデラ地震の津波を記録した津波観測網（オレンジ色逆三角）. (b) スミスカルデラの海底地形と、周辺で発生した M_5 地震の推定震央位置（Global Centroid Moment Tensor Catalog Web, 2025）. なお、推定震央位置には数 km ～十 km 程度の誤差が含まれることがある. (c) 須美寿島の航空写真（海上保安庁 海洋情報部 Web, 2025a）

表 1 スミスカルデラ周辺において繰り返し観測された津波地震（Global Centroid Moment Tensor Catalog Web, 2025）.

地震発生日時（日本時間）				地震規模 (M_w)
年	月	日	時刻	
1984	6	13	11:29:28	5.6
1996	9	5	3:16:07	5.7
2006	1	1	16:12:07	5.6
2015	5	3	1:50:50	5.7
2018	5	6	15:04:06	5.4
2024	9	24	8:14:26	5.7

第一に、これらの中規模地震によって震度 1 以上の地震の揺れを観測した地点はなかったものの、津波を引き起こしてきた。図 2 に、地震後に沿岸潮位計で捉えられた津波波形を示す。たとえば 2015 年地震の後には、八丈島八重根港（震央からの距離が約 180 km）で最大波高が 70 cm に及んだ。また三宅島や神津島で波高 10～30 cm、さらには震央から遠い高知県の土佐清水でも波高約 10 cm の津波が記録されるなど、津波の観測範囲は伊豆諸島から南西諸島まで広範囲に及んだ。また、波の卓越周期はおおよそ 200～300 秒で、典型的な津波に比べて相対的に短周期成分を多く含む波形特性を有していた。検潮記録の比較から、

それ以外の地震もよく似た規模・波形を持つ津波を引き起こしたことが分かる。

Abe (1979) は、海底の地震で発生した津波の最大振幅に基づいて、いわゆる津波マグニチュード M_t を提唱した。通常地震であれば M_t は M_w に近い値をとるが、津波地震の場合は M_t が M_w よりもかなり大きな値となる。沿岸潮位計での津波最大振幅から 2015 年地震の津波マグニチュードを決めると、地震観測に基づく規模 (M_w 5.7) よりもはるかに大きい M_t 7.5 が算出される。つまり、この地震は M_w 7.5 の大地震²⁾に匹敵する振幅規模の津波を引き起こした津波地震であったと言える。

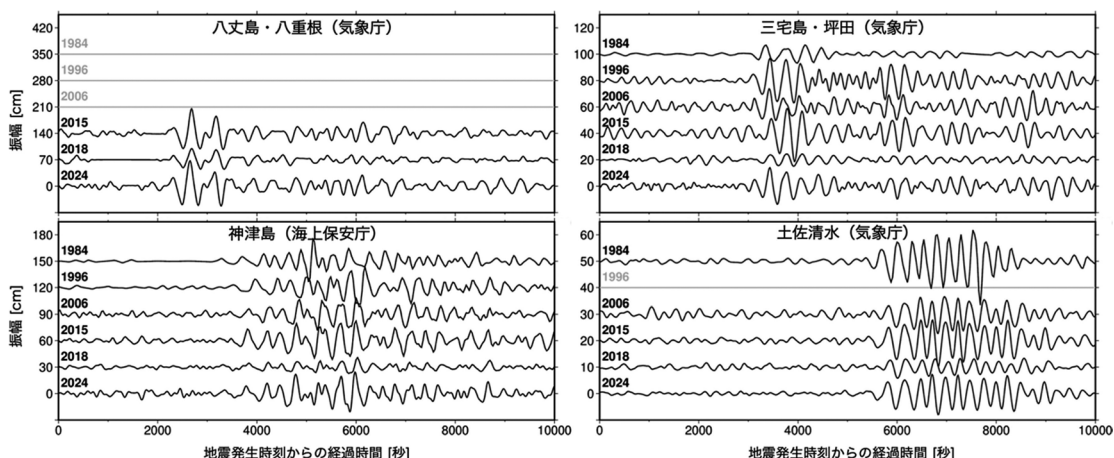
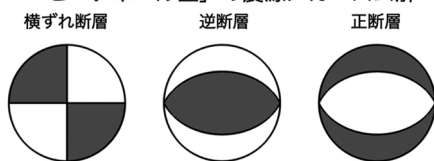


図 2 代表的な沿岸潮位計で記録されたスミスカルデラ地震の津波波形。元の検潮記録から潮汐成分および高周波成分を除去して津波成分を抽出した（グレー線は検潮記録がないことを示している）

(a) 典型的な構造性地震（平面断層すべり）
＝「ビーチボール型」の震源メカニズム解



(b) スミスカルデラ地震
＝「目玉型」の震源メカニズム解

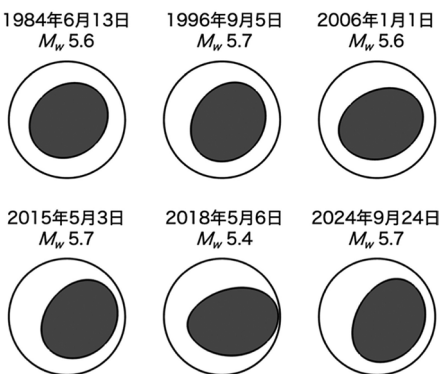


図 3 典型的な構造性地震とスミスカルデラ地震の震源メカニズム解の比較。(a) 平面断層すべりによる典型的な構造性地震は「ビーチボール型」, (b) スミスカルデラ地震は特異な「目玉型」の震源メカニズム解を示す

第二に、スミスカルデラ地震はいずれも特徴的な地震波放射パターンを示していた。地震の特徴を示す震源メカニズム解は、典型的な構造性地震

（平面断層でのすべり現象）の場合には、非等方的な地震波放射を特徴とする「ビーチボール型」（図 3a）となる（気象庁 Web, 2025b）。しかし、スミスカルデラ地震の震源メカニズム解は、いずれも丸みを帯びたいわば「目玉型³⁾」である（図 3b）。このことは、これら地震が典型的な平面断層すべりではなく、方位によらず等方的に地震波を放射するような特殊なメカニズムで発生したことを示唆する。

第三に、一連の地震は互いに高い相似性を示していた。他に比べて規模が小さい 2018 年地震を除けば、 M_w 5.6～5.7 のほぼ同規模の地震が約 10 年（9～12 年）の間隔で周期的に繰り返してきた。津波の規模・波形、地震の震源メカニズム解もよく似ており、一連の地震は同じメカニズムで発生したと考えられる。

2.3 先行研究とその課題

スミスカルデラ地震は、1984 年 6 月の M_w 5.6 地震をもって初めて認知された。同年の日本地震学会秋季大会において、岡田（1984）がこの地震に伴って観測された特異な津波について初めて報告したほか、羽鳥（1985）が検潮記録から津波マグニチュードを M_t 7.3 相当と算出し、その津波地震の特徴を示した。羽鳥（2012）は、1996 年と 2006 年の地震についても同様の特徴を報告した。

その後、津波や地震波データを用いた解析研究によって、発生メカニズムが調べられてきた。たとえば、火山のカルデラなど円形の地形構造に沿って環状に発達した、ほぼ鉛直に伸びる断層（環状断層）の運動（Ekström, 1994）や、マグマと地下水の熱水反応による体積膨張（Kanamori *et al.*, 1993; Satake and Kanamori, 1991）など、火山活動に関連するモデルが提案されてきた。また1996年地震に伴う水中音波記録の解析でも、海底火山活動との関連が示唆された（Sugioka *et al.*, 2000）。

しかし、これらの先行研究で提示された複数の仮説はいずれも定性的なもので、津波・地震波データの双方から十分に検証がなされたとは言いがたかった。特に、遠隔地で発生する地震に対しては、長周期地震波解析で震源メカニズム解を一意に決定することは難しい（川勝, 1991）。そのため、発生メカニズムについても複数の解釈が可能で、確定的な結論には至らなかった。

2000年代までの津波解析にも技術的な限界があった。2006年以前の事例で記録された津波データは、沿岸地形の影響を強く受ける検潮記録がほとんどであった。また、当時の津波シミュレーションでは短周期帯域で予測精度が低い長波理論が用いられ、スミスカルデラ地震の津波のように短周期成分を多く含んだ津波波形の精密な解析には限界があった。そのため、津波発生地点や変動域の広がりを高精度に推定することは難しく、羽鳥（1985, 2012）や Satake and Kanamori（1991）では津波とスミスカルデラの火山性構造との直接的な関連性は議論されなかった。

3. 海底圧力計による津波観測と 津波計算技術の発展

そうしたなか、2015年5月に発生した M_w 5.7地震を契機として、スミスカルデラ地震の研究が大きく進展することになった。鍵となったのが、高品質な海底水圧計データと津波計算技術の向上である。

近年、沖合での津波検知・観測に海底圧力計が

広く用いられるようになった（松本, 2023）。海底水圧計を用いた津波観測には、沖合で津波を早期検知できるという防災上の利点があるとともに、沿岸地形の影響を受けずに津波発生源をより直接的に調べるための高品質な津波データを提供する。2015年地震による津波は、青ヶ島沖臨時観測アレー⁴⁾、DONET（Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis）、室戸沖海底ケーブル、DART（Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis）などの津波観測網の海底水圧計で記録され、発生源の解析に用いることができた（図1a）。

さらに、2000年代以降、津波計算技術は急速に高度化した。特に、それまで主に津波伝播シミュレーションに用いられていた長波理論を、ブシネスク近似に基づく分散性津波理論に置き換えることで、短周期成分を多く含む津波波形の精密な解析が可能となった（馬場ほか, 2025; 嶋原・藤間, 2007）（馬場（2025）による本号記事も参照されたい）。

Sandanbata *et al.*（2022）に先立ち、Fukao *et al.*（2018）および Sandanbata *et al.*（2018）は青ヶ島沖の津波データを解析し、この地震がスミスカルデラのリム（外縁地形）の内側に、カルデラと同程度の広がりを持つメートル級の海水面隆起を引き起こしたことを示した。これにより、一連の津波地震とスミスカルデラとの関連が明確となった。

4. 2015年地震の津波・地震波解析

Sandanbata *et al.*（2022）は、スミスカルデラ地震の発生メカニズムを特定するには、震源の運動を記述する、具体的かつサイズを持った震源モデルを構築し、津波・地震波データの双方を定量的に説明することが不可欠であると考えた。解析には、上述の多数の海底圧力計の津波波形データに加え、広帯域地震観測網 F-net や Global Seismograph Network（GSN）など、国内外の広帯域地震波計に記録された長周期の地震波波形データを用いた。そして以下の三段階の解析によって

研究を進めた。

4.1 津波データを用いた津波波源モデルの推定

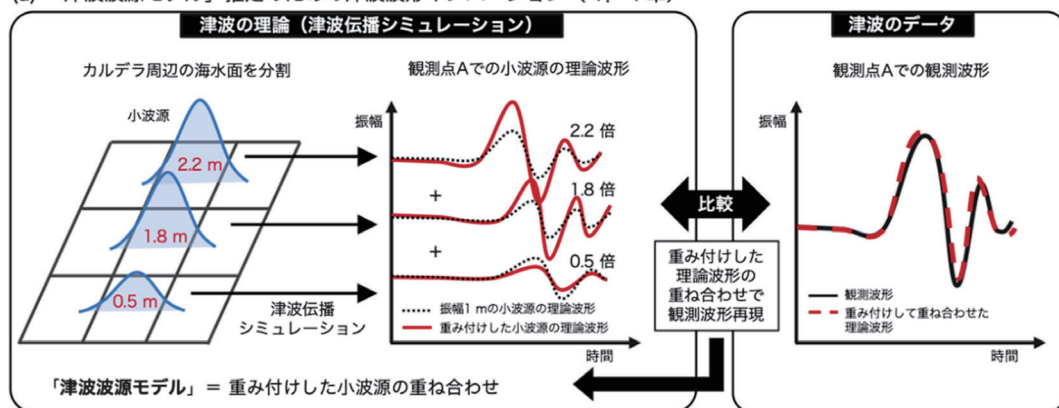
はじめに、2015年地震が引き起こした海底地殻変動の特徴を調べるため、海底水圧計の津波データを解析して初期的な海水面変動の空間分布、すなわち津波波源モデルを推定した。

ここでは、津波波形インバージョン手法を用いて、津波データ（観測波形）を再現する津波波源モデルを推定した（図4a）。まず、スミスカルデラ周辺を多数の小領域に分割する。次に、各小領域で最大振幅1mの海水面隆起を仮定し、分散波理論に基づく津波伝播シミュレーションで各観測点の理論波形を計算する。観測波形を最もよく再現するように、理論波形の重ね合わせを最小二乗法で最適化し、各小波源に適切な重みを付与する。

こうして得られた重み付けを適用し、小波源を統合することで最終的な津波波源モデルを決定する。

その結果、図5に示す津波波源モデルが得られた。スミスカルデラ直上で最大約80cmの海水面隆起が推定され、その隆起域はカルデラリム内部に収まった。一方、地震時にはカルデラリム沿いで海水面の沈降も合わせて推定された。沈降量や位置の制約には限界があるが、青ヶ島沖の海底圧力計は微小ながら引き波から始まる津波波形を記録しており（Fukao *et al.*, 2018）、単純なカルデラ隆起だけでは初動や波形を説明できないことが追加解析で確認された。つまり、カルデラ内の隆起と同時に、少なくとも北東側では海底面が沈降していたと考えられる。

(a) 「津波波源モデル」推定のための津波波形インバージョン（4.1章）



(b) 「震源モデル」推定のための津波波形インバージョン（4.2章）

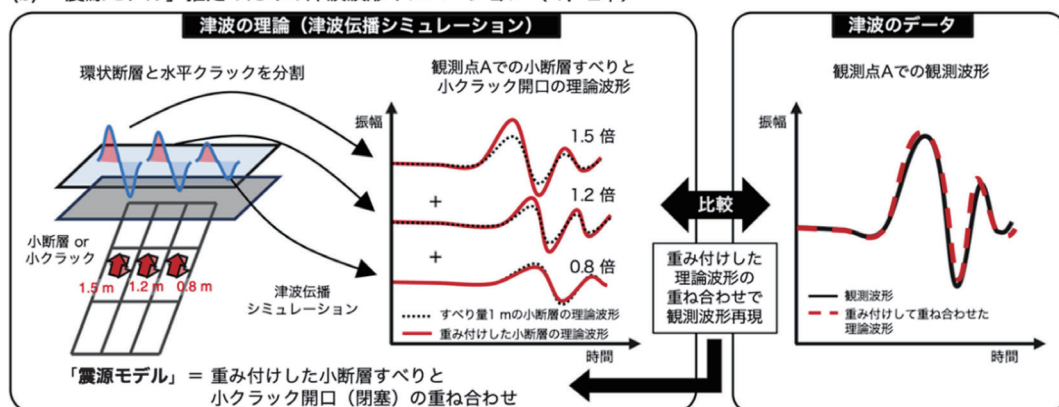


図4 本研究で用いた二種類の津波波形インバージョン手法。(a) 津波波源モデル推定 (4.1章)。(b) 震源モデル推定 (4.2章)。なお、重み付けの値は1例である

4.2 津波データを用いた震源モデルの推定

次に、推定された地殻変動の特徴をもとに震源構造を仮定し、その運動特性を海底水圧計の津波データ解析で定量化し、2015年地震の震源モデルを推定した。

まず、図6に示すように、内向きに傾斜した楕円形の環状断層と、水平クラック型のマグマ溜まりを組み合わせ、スミスカルデラ直下に震源構造を設定した。運動特性として、環状断層には逆断層すべり（カルデラ内部の持ち上がり）を、水平クラックには開口または閉塞を仮定した⁵⁾。

この震源構造および運動特性の仮定は、カルデラ

ラに関する火山学的知見に基づく。カルデラ形成過程においては、マグマ溜まりの減圧によって崩壊が起こり、落下した岩盤（カルデラブロック）を囲うように、円形や楕円形の環状断層が発達する（下司, 2018）。カルデラ形成後は、マグマ溜まり内の圧力変化に応じて、環状断層がずれ、カルデラブロックが鉛直方向に動き、地殻変動が発生することがある（Acocella *et al.*, 2001）。特に、ガラパゴス諸島のSierra Negra火山では、数メートル規模のカルデラ隆起がM5地震に伴って観測されており、ここで仮定した震源構造と運動特性の根拠の1つとなっている（詳細は5.1章で後述）。

2.1章と同様に津波波形インバージョン手法を用いるが、ここでは環状断層のすべり量と水平クラックの開口（閉塞）量の空間分布を推定する（図4b）。まず、環状断層を小断層に細分化し、1mの逆断層すべりを仮定して海水面変動を計算する。この変動をもとに津波伝播シミュレーションを行い、観測点での理論波形を得る。同様に、水平クラックについても小クラックに分割し、1mの開口による理論波形を計算する。その後、観測波形を再現するように、各小断層と小クラックのすべり量および開口（閉塞）量に重みを付け、最適化する。最終的に、重み付けした環状断層すべりとクラック開口・閉塞の空間分布が震源モデルとして求まる。

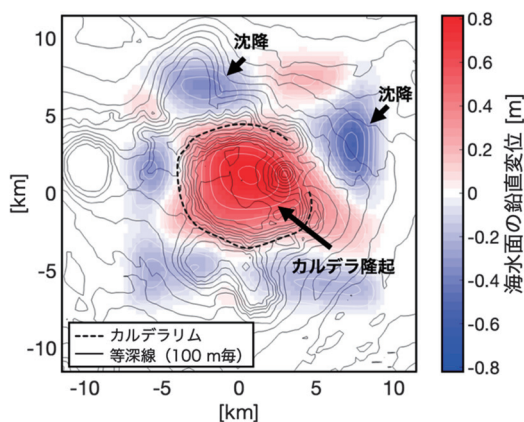


図5 推定された津波波源モデル。赤色と青色はそれぞれ、推定された海水面の隆起と沈降を示す。白線で海水面の鉛直変位を0.1m間隔で示す。Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

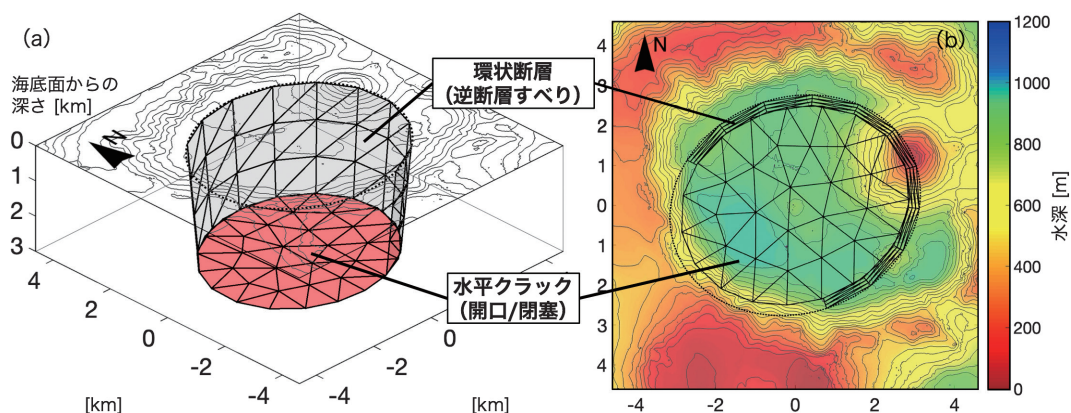
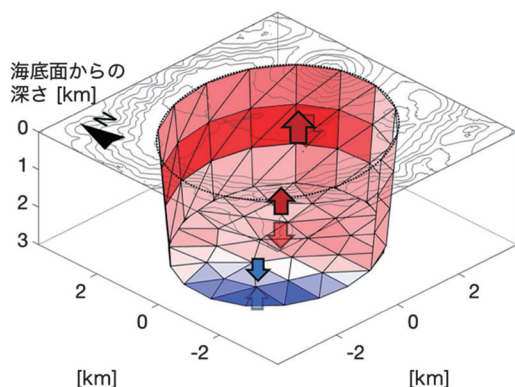
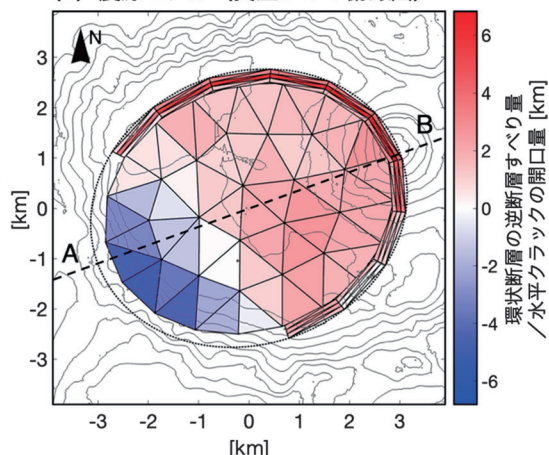


図6 震源モデル推定のために仮定した、内向き傾斜の楕円形環状断層と水平クラックからなる震源構造。(a) 南西からの透視図と、(b) 真上からの俯瞰図。三角形で小断層と小クラックに細分化し、それぞれ逆断層すべりと、開口あるいは閉塞の震源運動を仮定する。Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

(a) 震源モデル（南西方向からの透視図）



(b) 震源モデル（真上からの俯瞰図）



(c) 震源モデルに基づく地殻の変位

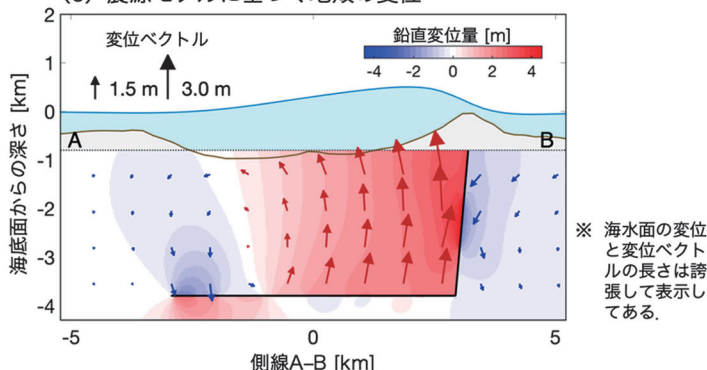


図 7 2015 年スミスカルデラ地震の震源モデル。(a, b) 推定された震源モデルの震源運動。環状断層には逆断層すべり（赤色）、水平クラックの大部分は開口（赤色）し、南西部分のみ閉塞（青色）したことを示す。(c) 図 7b 内に示した側線 A-B に沿った、地殻変位の断面図。カルデラ北東側の環状断層に集中した大きな変位により、非対称的なカルデラブロックの隆起運動が再現される。Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

その結果、図 7a, b で示す震源モデルが推定された。カルデラ北東側を中心に、北西～南に広がる環状断層において最大 6.8m の逆断層すべりが推定された。また、環状断層に沿った北東部分の水平クラックは鉛直に開口し（最大開口量：2.7 m）、南西部分では閉塞した（最大閉塞量：5.0 m）と推定された。

カルデラを横切る北東-南西方向の地殻変位断面（図 7c）を震源モデルから計算すると、環状断層すべりと水平クラック変形によりカルデラブロックが非対称に隆起し、特に北東側が大きく持ち上がったことがわかる。環状断層内側での海底面隆起は最大約 4m、外側では約 30 cm の沈降が

予測される。

カルデラ上に広がる海面変動（図 8a）は、北東側に集中する最大 2m 超の隆起と、その外側の最大約 30 cm の沈降からなる。これを津波波源としてシミュレーションを行うと、図 8b～e のように観測波形が高精度に再現される。

4.3 地震波データを用いた震源モデルの検証

最後に、地震波データを用いて震源モデルの検証を行った。地震波データには、F-net と GSN の広帯域地震計に記録された長周期成分波形を用いた。長周期地震波波形を用いることで、震源を点震源（モーメントテンソル）としての近似が可能になるとともに、地形や地下の速度構造の細か

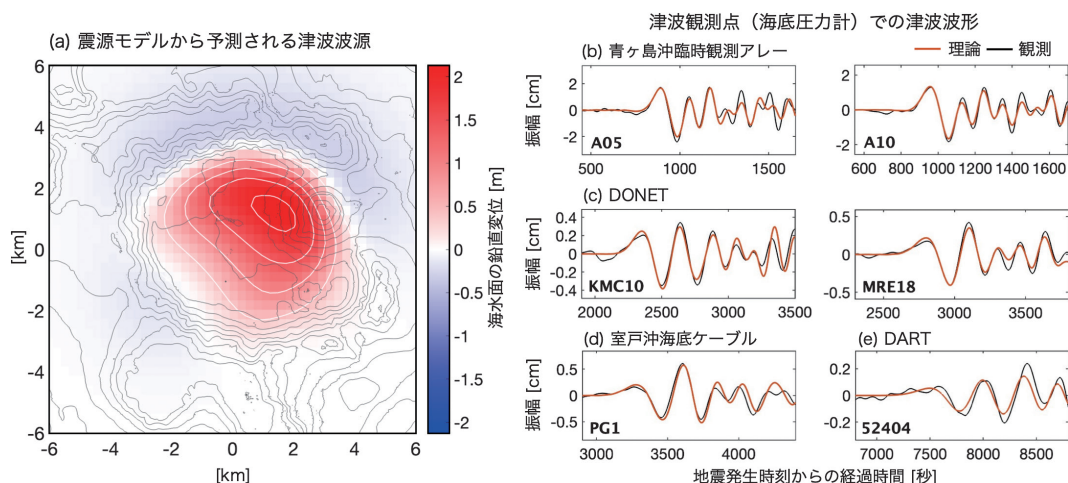


図 8 震源モデルに基づく津波発生. (a) 震源モデルから計算される津波波源 (海水面変動). 赤色と青色はそれぞれ、海水面の隆起と沈降を示す. 白線で海水面の鉛直変位を 0.5m 間隔で示す. (b~e) 海底圧力計を用いた津波観測点 (代表点) における、震源モデルから予測される理論波形 (赤線) と観測波形 (黒線) との比較. Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

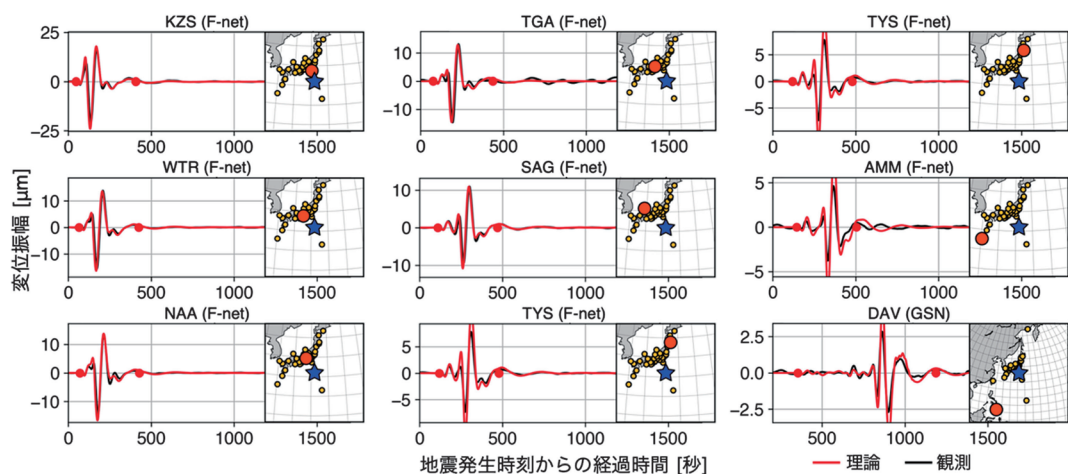


図 9 地震波記録に基づく震源モデルの検証. 代表的な観測点における広帯域地震計鉛直成分記録から抽出した長周期 (60~250 秒) 地震波の観測波形 (黒線) と、震源モデルに基づく理論波形との比較 (赤線). 挿入図には、震央位置 (青星), 観測点位置 (赤丸) および検証に用いた全観測点位置 (黄丸) で示す. Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

い不均質性の影響を無視できる.

有限サイズの震源モデル (図 7a, b) を点震源に変換し、各観測点における長周期地震波の理論波形を地震波伝播シミュレーションで計算し、観測波形と比較した. その結果, 図 9 に示すように、さまざまな方位に設置された多くの点で観測波形がよく再現され、モデルの妥当性が確認された.

また、詳細は Sandanbata *et al.* (2022) に譲る

が、図 7 に示すように、北東側に断層が偏った非対称的な内向き急傾斜の環状断層構造を制約できたのは、長周期地震波データの解析によるところが大きい. つまり、津波解析による運動特性の定量化と、地震波解析による構造の解像が相補的に機能し、最終的に高解像度な震源モデルの獲得に繋がった.

5. スミスカルデラ地震の発生メカニズム

5.1 海底トラップドア断層破壊

図10に、震源モデルに基づくスミスカルデラ地震の発生メカニズムの解釈の概念図を、(a)地震発生までの準備過程と、(b)地震・津波発生過程に分けて示す。ここでは、環状断層で囲われたカルデラブロックが、平たいマグマ溜まりの上に蓋のように載っている。

まず、地震準備過程（図10a）においては、地球内部から上昇してきたマグマが、年単位の時間スケールで、徐々にマグマ溜まりへと供給される。すると、マグマ溜まりは内部圧の上昇に合わせてだいに膨張し、環状断層にせん断応力が蓄積される。この段階では、環状断層は摩擦によって固着しているため大きく動かない。

そしてマグマ圧が高まり、環状断層にかかるせ

ん断応力が臨界値を超えると、片側を中心として断層が破壊して急激にすべり、地震が発生する（図10b）。これによって、カルデラブロックの片側が環状断層に沿って大きく隆起し、断層の外側の岩盤は沈降する。その動きに引きずられて、断層直下のマグマ溜まりも強制的に鉛直方向に膨張する。このとき、圧縮されていたマグマの圧力が緩和され、断層運動の影響を直接受けない領域ではマグマ溜まりが部分的に収縮する。

推定された震源モデル（図7）は、このような環状断層とマグマ溜まりの複合的な運動を詳細に捉えている。その実像は、マグマの高い圧力を動力源として環状断層が一気にすべり、マグマ溜まりを蓋のように覆っていたカルデラブロックの片側が一気に持ち上がる、非対称的なカルデラ隆起現象と考えられる。この過程で、急激な海底地形の変形が海水を押し上げて津波を引き起こす。一方で、主に環状断層すべりによって地震波が放射

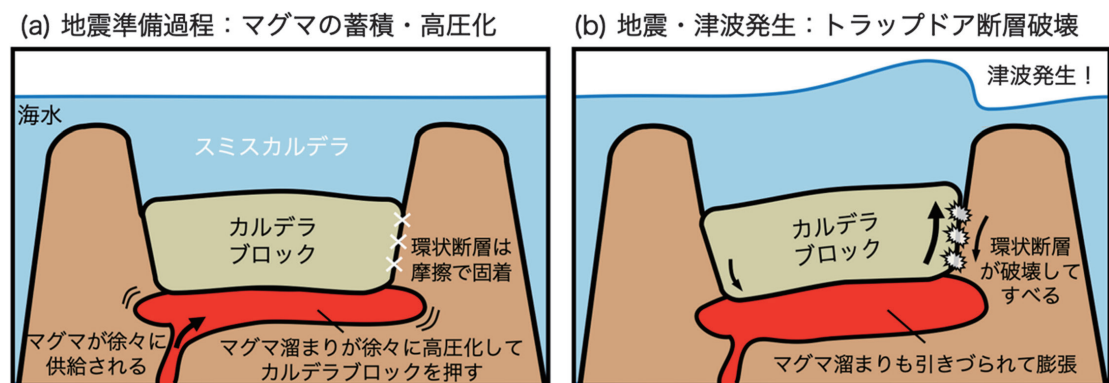


図10 スミスカルデラ地震の発生メカニズム、「海底トラップドア断層破壊」の概念図。(a)地震準備過程（年スケール）。(b)海底トラップドア断層破壊による地震発生過程（秒スケール）

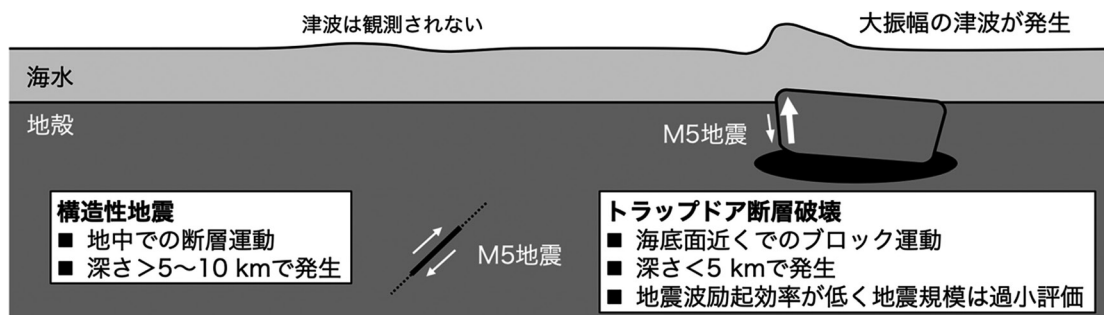


図11 震源の特徴と津波励起効率における、構造性地震と海底トラップドア断層破壊の比較の概念図

される。環状断層とマグマ溜まりからなる震源を考えると、カルデラ中心を軸として対称性が高いため、その地震波放射は方位に対して等方的な特徴を持ち、図 3b で示したような「目玉型」の震源メカニズム解が得られることとなる（環状断層すべりの地震波励起特性は、Sandarbata *et al.* (2021) で詳しく議論されている）。

このような急激に発生する非対称的なカルデラ隆起現象は「トラップドア断層破壊 (trapdoor faulting)」⁶⁾ と呼ばれ、それまでの観測例としては Sierra Negra 火山の山頂カルデラのみが知られていた (Amelung *et al.*, 2000; Jónsson, 2009)。この陸上カルデラでは、浅いマグマ溜まりに接続する環状断層の存在が地形や地震活動、測地観測から明らかとなっており、この環状断層を介して発生したトラップドア断層破壊が、10 秒以内という短時間で数メートル規模の隆起を引き起こしたことが、明確に捉えられてきた。さらに、この現象は M5 地震として観測され、その震源メカニズム解が「目玉型」を示すことに加え、類似現象が年スケールの間隔で繰り返してきた。これらの特徴はスミスカルデラ地震とも共通しており、陸上・海底の両カルデラにおいて同様のカルデラ隆起が発生してきたことを強く示唆する。

5.2 津波地震の特徴の原因

トラップドア断層破壊が海底で発生すると、同規模の M_w を持つ構造性地震に比べて、より大きな振幅の津波が発生しやすく、津波地震の特徴を示す。ここではその主要な要因について考察する (図 11)。

第一に、トラップドア断層破壊におけるブロック状の震源運動が重要な役割を果たす。一般的な構造性地震では、断層面の端部が周囲の地殻に拘束されているため、その運動は内力によって抑制される。一方、トラップドア断層破壊では、カルデラブロックが海底面に達する環状断層と下部のマグマ溜まりによって周囲の地殻と大部分が隔てられおり、ほぼ独立した状態で運動することができ、

このような構造的な特異性により、トラップドア断層破壊では、構造性地震と比べて単位断層面

積あたりのすべり量が大きくなる傾向がある⁷⁾。そのため、同程度のモーメントマグニチュード (M_w) であっても、トラップドア断層破壊においては、より短波長かつ大振幅の津波が励起されやすい⁸⁾。この特徴は、スミスカルデラ地震において、地震規模から経験的に推測されるよりも大きな津波が観測され、同地震が津波地震に分類される要因の 1 つとなる。

さらに津波地震としての特徴を強める要因として、異常に浅い震源による地震波の低効率な励起特性があげられる。一般的な構造性地震が深さ 5~10 km 以深で発生するのに対し、トラップドア断層破壊は、マグマ溜まりの上部にあたる浅部 (おおそ 5 km 以浅) で発生する。この浅い震源が、地震波の励起効率を低下させる原因となり、見かけの地震規模がさらに小さくなる。

地球内部には応力が存在するが、大気や海水と接する地表や海底 (「力学的自由表面」と呼ばれる) では、外力の影響がほぼ無視できる (川勝, 1991)。このため、自由表面近くで発生するほぼ鉛直な断層の傾斜すべりや、水平クラックの開口 (閉塞) 現象では、長周期地震波の励起効率がきわめて低くなる (Fukao *et al.*, 2018; Sandarbata *et al.*, 2021)。トラップドア断層破壊はこれらの現象を伴うため、結果として長周期地震波の励起効率が低下する。

実際、2015 年スミスカルデラ地震の震源モデルを点震源として計算した理論的な地震規模は M_w 6.2 であり、観測された地震波データから推定された見かけの地震規模 M_w 5.7 よりも大きい。この差は、実際の震源運動規模に比べて観測される地震波の振幅が小さくなることを示している。

加えて、環状断層の異なる部分で励起された地震波が互いに干渉し、打ち消し合う効果 (Ekström, 1994) や、火山環境における地殻の剛性率が低い (岩石が軟らかい) ことも、地震波励起効率低下に寄与していると考えられる。

5.3 繰り返し地震の要因

スミスカルデラで繰り返される津波地震は、トラップドア断層破壊の周期的な発生によるものと考えられる。上述の発生メカニズムの解釈では、

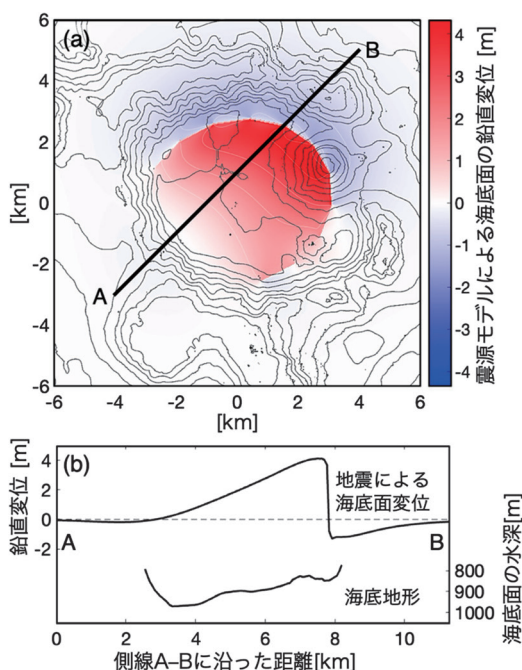


図 12 スミスカルデラにおけるトラップド断層破壊による地殻変動と海底地形の比較。(a) 震源モデルから計算される理論的な地震時の海底面鉛直変位。(b) a内の側線A-Bに沿った、理論的な地震時の海底面鉛直変位とスミスカルデラの海底地形の比較。Sandanbata *et al.* (2022) の図を改変

年単位の時間スケールでマグマ溜まり内に圧力が蓄積され、断層破壊をきっかけにカルデラブロックが大きく運動する。この震源過程は、マグマの内部エネルギーと、周囲の岩盤に蓄積されたひずみエネルギーの解放として理解することができる(このことは、*M5*地震発生後に際立った余震活動が観測されていないことと整合的である)。地震発生後に、エネルギー的に安定化したカルデラのマグマ供給系は、ふたたびマグマ蓄積を開始し、いずれトラップド断層破壊が再び発生する。このサイクルが約10年のスケールで繰り返されていると考えられる。また、2018年のやや小規模な地震は、環状断層の割れ残り部分が小規模に破壊した結果であると推察される。

図12aでは、震源モデルに基づいて計算した2015年の海底トラップド断層破壊による地殻変動と、カルデラの海底地形を比較している。モ

デルの予測によると、カルデラの北東部が顕著に隆起した一方、南西部ではほとんど変形が生じていない。北東-南西の側線に沿って、地殻変動と海底地形を比較すると、その傾斜パターンは高い相関を示す(図12b)。このことは、スミスカルデラでは同様の海底トラップド断層破壊が過去に繰り返し発生し、その結果としてカルデラ床の北東部が高く、南西部が低い傾斜地形が形成された可能性を示唆する。

6. おわりに

本稿で紹介したSandanbata *et al.* (2022) は、津波と地震波の波形データを同時に説明する、具体的かつ定量的な震源モデルの提示によって、約40年にわたって議論が続いていたスミスカルデラ地震の発生メカニズムに、説得力のある結論をもたらした。

その後の研究(Sandanbata *et al.*, 2023; Sandanbata and Saito, 2024a, b) では、世界各地での類似現象の調査が進められ、小笠原諸島の北硫黄島やニュージーランドのCurtis島周辺の海底カルデラにおいても、特徴的な津波地震がほぼ周期的に繰り返し発生していることが明らかとなり、これらの津波・地震波データが海底トラップド断層破壊で説明できることが示された。一連の研究によって、それまで1つの陸上カルデラでしか観測事例がなかったトラップド断層破壊が、世界各地の海底カルデラで発生し、津波を引き起こしている実態が明らかとなってきた。

一般に火山活動に起因する津波(火山性津波)の発生メカニズムとしては、海底爆発、火砕流、山体崩壊、カルデラ崩壊、火山における断層すべり現象(火山性地震)、および火山爆発が励起する大気波と海水面の相互作用が提案されていた(Paris, 2015)。本研究で特定された海底トラップド断層破壊は、火山性地震の一形態に分類することもできるが、特徴的な震源メカニズム解、地震規模に比べて大きな津波励起、ほぼ規則的な繰り返し特性といった共通の特徴を持つことから、より普遍的な津波発生要因と考えられる。した

がって、海底カルデラに起因する津波リスクを評価する際には、特に考慮すべき重要な要素である。

スミスカルデラ地震に対しては、気象庁の従来の津波予測システムでは対応が難しく、2015年の事例までは、八丈島八重根港に津波が到達した後に「後追い」で津波注意報が発令されていた。しかし、気象庁は過去の観測データをもとに対策を進め、2024年9月の M_w 5.7地震の際には、過去の事例との地震の類似性をもとに、地震発生から6分後に津波注意報を発令した。実際に、その約20分後には八重根港に最大波高約70cmの津波が到達したほか、各地で予測値に近い津波が観測された。このように、スミスカルデラ地震に対して初めて「先出し」での津波注意報発令が実現したことは、地震・津波観測の蓄積が防災・減災対策の進展に寄与した重要な成功事例を示している（この背景については、朝日新聞（2024）を参照されたい）。

一方、日本周辺には多くの海域火山が存在するが、その活動状況の多くは十分に解明されていない（海上保安庁 海洋情報部 Web, 2025b）。たとえば、2023年10月には、伊豆諸島を中心に突如として津波が観測されたが、その原因は、これまで顕著な活動が知られていなかった嬬婦（そうふ）岩周辺の海底火山の噴火活動であったことが分かってきている（三反畑, 2024; 海上保安庁 Web, 2025）。スミスカルデラにおいても、長年にわたりマグマ供給が続いており、将来的にカルデラ崩壊を伴う大規模海底噴火など、異なる火山活動フェーズに移行する可能性もあり、過去の事例が適用できない規模の津波発生も想定すべきであろう。

国外の近年の事例に目を向けると、2018年のAnak Krakatau 火山島（インドネシア）の山体崩壊（前野, 2019）や、2022年のHunga Tonga-Hunga Ha'apai 海底火山（トンガ王国）の爆発的噴火（久保田, 2023）による火山性津波が、甚大な人的・経済的被害を引き起こした。これらの事例は、海底火山活動による津波のリスクを強く示すとともに、その影響の広範さを浮き彫りにした。こうした火山性津波のリスクに備えるために

は、海底火山噴火に伴う津波発生プロセスの詳細な解明、海底火山活動のモニタリング体制の強化、さらには伊豆・小笠原諸島のような海底火山集中帯における津波観測体制の拡充が求められる。これらは、今後の地球科学および防災・減災における重要な課題の1つとなるであろう。

謝辞

本稿の執筆機会を提供してくださった加藤照之編集長、および関連研究における共同研究者の皆様に深く感謝申し上げます。本研究は、JSPS 科研費 24K17141 の助成を受けて実施されました。津波データには、海洋開発研究機構の青ヶ島沖臨時観測アレー、DONET（当時、現在は防災科学技術研究所が運用）、室戸沖海底ケーブル、および米国海洋大気庁（NOAA）の DART で取得された海底水圧計記録を使用しました。地震波データには、防災科学技術研究所の F-net および Albuquerque Seismological Laboratory/USGS の Global Seismograph Network の広帯域地震計記録を用いました。青ヶ島沖臨時観測アレーの記録は、深尾良夫博士らよりご提供いただきました。海底地形データには、日本水路協会の JTOPO30 および M7000 シリーズを使用しました。また本稿には、気象庁と海上保安庁の検潮記録、Global Centroid Moment Tensor Catalog の地震情報を使用しました。1984 年地震の気象庁、および 1984 年・1996 年地震の海上保安庁の検潮記録については、Aditya Gusman 博士が元のアナログ記録をデジタル化したデータを用いました。

参考文献

- Abe, K. 1979. Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *J. Geophys. Res.*, **84** (B4), 1561–1568. DOI:10.1029/JB084iB04p01561
- Acocella, V., Cifelli, F. and Funicello, R. 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **111** (1–4), 137–153. DOI:10.1016/s0377-0273(01)00224-4
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H. *et al.* 2000. Wide-

- spread uplift and 'trapdoor' faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, **407** (6807), 993–996. DOI:10.1038/35039604
- 朝日新聞. 2024. 「謎の津波」に備えた気象庁 注意報の決め手, AIではなく人の機転 (2024年11月6日記事). <https://www.asahi.com/articles/ASSC52JXPSC5UTIL00DM.html>
- 馬場俊孝. 2025. オープン津波ソフトウェア (JAGURS) の開発. *地震ジャーナル*, **79**, 63–69.
- 馬場俊孝・佐竹健治・Cummins, P.R.ほか. 2025. 高性能・多機能津波計算コード JAGURS の開発. *地震 第2輯*, **77**, 137–152. DOI:10.4294/zisin.2024-16
- Ekström, G. 1994. Anomalous earthquakes on volcano ring-fault structures. *Earth Planet Sci. Lett.*, **128** (3–4), 707–712. DOI:10.1016/0012-821x(94)90184-8
- Fukao, Y., Sandanbata, O., Sugioka, H. *et al.* 2018. Mechanism of the 2015 volcanic tsunami earthquake near Torishima, Japan. *Sci. Adv.*, **4** (4), eaao0219. DOI:10.1126/sciadv.aao0219
- 下司信夫. 2018. 陥没カルデラの構造とその形成メカニズム. *地学雑誌*, **127** (2), 175–189. DOI:10.5026/jgeography.127.175
- 羽鳥徳太郎. 1985. 1984年6月13日鳥島近海地震による特異な津波. *東京大学地震研究所彙報*, **60**, 87–95. DOI:10.15083/0000032905
- 羽鳥徳太郎. 2012. 1996年, 2006年鳥島近海地震津波の規模と波源. *津波工学研究報告*, **29**, 71–73.
- Jónsson, S. 2009. Stress interaction between magma accumulation and trapdoor faulting on Sierra Negra volcano, Galápagos. *Tectonophysics*, **471** (1), 36–44. DOI:10.1016/j.tecto.2008.08.005
- Kanamori, H., Ekström, G., Dziewonski, A. *et al.* 1993. Seismic radiation by magma injection: an anomalous seismic event near Tori Shima, Japan. *J. Geophys. Res.*, **98** (B4), 6511–6522. DOI:10.1029/92jb02867
- 川勝 均. 1991. 地震の大きさと多様性—Moment tensor inversionを中心として—. *地震 第2輯*, **44** (Suppl.), 265–277. DOI:10.4294/zisin1948.44.supplement_265
- 久保田達矢. 2023. 2022年のトンガ火山による大気ラム波が励起した全球規模の津波の発生と成長と伝播. *地震ジャーナル*, **76**, 2–14. DOI:10.60191/eqj.2023.76_2
- 前野 深. 2019. アナク・クラカタウ島でおきた山体崩壊と津波. *地理*, **64** (7), 14–21.
- 松本浩幸. 2023. 海底津波計による津波の観測監視と将来の展望. *地震ジャーナル*, **76**, 15–29. DOI:10.60191/eqj.2023.76_15
- 岡田正実. 1984. 1984年6月13日の鳥島近海地震津波. *地震学会講演予稿集*, 昭和59年秋季大会, **2**, 166.
- Paris, R. 2015. Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.*, **373** (2053). DOI:10.1098/rsta.2014.0380
- 三反畑修. 2024. 鳥島近海から突然押し寄せた「謎の津波」の正体は. *日本地震学会広報誌「なるふる」*, **137**, 2–3.
- Sandanbata, O., Kanamori, H., Rivera, L. *et al.* 2021. Moment tensors of ring-faulting at active volcanoes: insights into vertical-CLVD earthquakes at the Sierra Negra caldera, Galápagos islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **126** (6), e2021JB021693. DOI:10.1029/2021jb021693
- Sandanbata, O. and Saito, T. 2024a. Quantifying magma overpressure beneath a submarine caldera: a mechanical modeling approach to tsunamigenic trapdoor faulting near Kita-Ioto Island, Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **129** (1), e2023JB027917. DOI:10.1029/2023jb027917
- Sandanbata, O. and Saito, T. 2024b. Segmented trapdoor fault in Kita-Ioto Caldera, Japan: insights from millimeter tsunami waves captured by an array network of ocean bottom pressure gauges. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **129** (12), e2024JB029755. DOI:10.1029/2024JB029755
- Sandanbata, O., Watada, S., Satake, K. *et al.* 2018. Ray tracing for dispersive tsunamis and source amplitude estimation based on green's law: application to the 2015 volcanic tsunami earthquake near Torishima, south of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **175** (4), 1371–1385. DOI:10.1007/s00024-017-1746-0
- Sandanbata, O., Watada, S., Satake, K. *et al.* 2022. Sub-decadal volcanic tsunamis due to submarine trapdoor faulting at Sumisu caldera in the Izu-Bonin arc. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **127** (9), e2022JB024213. DOI:10.1029/2022jb024213
- Sandanbata, O., Watada, S., Satake, K. *et al.* 2023. Two volcanic tsunami events caused by trapdoor faulting at a submerged caldera near Curtis and Cheeseman Islands in the Kermadec arc. *Geophys. Res. Lett.*, **50** (7), e2022GL101086. DOI:10.1029/2022gl101086
- Satake, K. and Kanamori, H. 1991. Abnormal tsunamis caused by the June 13, 1984, Torishima, Japan, earthquake. *J. Geophys. Res.*, **96** (B12), 19933–19939. DOI:10.1029/91jb01903
- 鳴原良典・藤間功司. 2007. 津波数値解析における分散

波理論モデルの適用性と新しい数値計算法の提案. 土木学会論文集 B, **63** (1), 51-66. DOI:10.2208/jscejb.63.51

首藤伸夫・今村文彦・越村俊一ほか. 2011. 津波の事典 (縮刷版). 朝倉書店, 102-104.

Sugioka, H., Fukao, Y., Kanazawa, T. *et al.* 2000. Volcanic events associated with an enigmatic submarine earthquake. *Geophys. J. Int.*, **142** (2), 361-370. DOI:10.1046/j.1365-246x.2000.00153.x

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84** (4), 974-1002. DOI: 10.1785/BSSA0840040974

参考 Web

Global Centroid Moment Tensor Catalog Web. 2025. <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (最終参照日 2024 年 3 月 31 日)

海上保安庁海洋情報部 Web. 2025a. <https://www1.kaiho.mlit.go.jp/kaiikiDB/kaiyo15-2.htm> (最終参照日 2024 年 3 月 31 日)

海上保安庁海洋情報部 Web. 2025b. <https://www1.kaiho.mlit.go.jp/kaiikiDB/list-2.htm> (最終参照日 2024 年 3 月 31 日)

海上保安庁 Web. 2025. <https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/510.html> (最終参照日 2025 年 3 月 31 日)

気象庁 Web. 2025a. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/jishin/joho/region/index.html> (最終参照日 2024 年 3 月 31 日)

気象庁 Web. 2025b. https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/mech/kaisetu/model_gyaku.html (最終参照日 2024 年 3 月 31 日)

註

1) 2023 年 10 月には, スミスカルデラから約 190 km 南方に位置する火山島・孀婦岩周辺で発生した連続地震に伴って津波が観測された (6 章で後述). この震源域も同じく「鳥島近海」に区分されるため, この地震および津波も「鳥島近海地震 (津波)」と呼ばれることがあるが, 一連のスミスカルデラ地震とは発生場所がまったく異なる.

2) $M7$ 以上の地震を大地震, $M7.8$ 以上の地震を巨大地震と呼ぶ. $M9$ 以上の地震を超巨大地震と呼ぶ

こともある.

- 3) 「目玉型」の震源メカニズム解は, 鉛直方向に圧縮軸あるいは伸長軸を持つ compensated linear vector dipole (CLVD) 成分が卓越していることを意味し, この特長を持つ地震は鉛直 CLVD 型地震 (vertical-CLVD earthquakes) などと呼ばれ, 火山や熱水帯でしばしば観測される.
- 4) 青ヶ島沖の臨時観測アレーの設置期間は, 2014 年 5 月から 2015 年 5 月のわずか 1 年間で, その期間内にスミスカルデラ地震が発生し, 震源から 100 km という近距離で津波が観測されたことは幸運であった.
- 5) Sandanbata *et al.* (2022) では, 環状断層の長さ (広がり) や傾斜角, 水平クラックの深度などを変化させながら解析を行った. 本稿では, その解析の結果に基づき, 津波および地震波の観測データの両方を最も整合的に再現した震源構造を示している.
- 6) 「トラップドア (trapdoor)」は床に隠し扉や地下室への入り口として設置される「跳ね上げ戸」のことで, 蝶番を軸に戸が上下に開閉する構造を持つ. この構造とのアナロジーで, カルデラの構造や隆起・沈降の変動現象の特徴を表す用語として使われる.
- 7) トラップドア断層破壊における環状断層のすべり量は, 同規模の構造性地震と比較して, 10~20 倍もの大きさを持つことが, 測地および津波観測に基づく研究で示されている (Sandanbata *et al.*, 2023).
- 8) モーメントマグニチュード M_w は, 地震モーメント M_0 と $M_w = 2/3 (\log_{10} M_0 - 9.10)$ によって関係付けられる. ここで, M_0 は $M_0 = \mu u A$ (ただし, μ : 地殻の剛性率 [Pa], u : すべり量 [m], A : 断層面積 [m^2]) で表される. この関係において, トラップドア断層破壊では, すべり量 u と断層面積 A の量的な配分が構造性地震とは異なるため, 同じ M_w でも津波の振幅が大きく, 波長は短くなる傾向がある.

三反畑修

[さんだんばた おさむ]

現職 東京大学地震研究所地球計測系研究部門助教

略歴 東京大学理学部地球惑星物理学科卒業. 同 大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士課程修了. 同 博士課程修了. 日本学術振興会特別研究員 (PD) (国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部門), 東京大学地震研究所特任研究員を経て, 2023 年 5 月より現職

オープン津波ソフトウェア（JAGURS）の開発

馬場俊孝

1. はじめに

自然現象である地震の発生は止められない。海域で大きな地震が発生すると津波の危険性もある。これまでわれわれは地震と津波の被害を受けてきたし、人類はいまだ地震と津波を克服しきれていないから、残念ながら今後も被害は発生するだろう。本稿の目標である津波の被害軽減のためには、複数の要素に多角的に取り組まなければならない。

第一の要素は高度な津波予測の実現である。これには、リアルタイム観測網の整備、津波予測技術の高度化、さらに予測結果を社会に迅速に伝える警報システムの整備などが必要である。襲来しそうな津波をあらかじめ想定しておくことも必須で、これは主に津波ハザードマップとして示される。一言に津波ハザードマップと言っても、これには地震モデルの構築、地形的特徴を考慮した高分解能な津波計算、避難施設の位置や経路を色使いも含めてわかりやすく地図化することなど、複数分野の知見が必要である。また、過去の津波災害の記録を調査し、リスクの傾向を把握しておくことも求められる。

2011年東北地方太平洋沖地震の津波で目の当たりにしたように、最大規模の地震による津波を防潮堤などのハード設備で完全に止めることは不可能で、どうしても津波が陸上に浸水してしまう。津波防災における現在の目標は、津波による被害をゼロにすることではなく、津波による死者をゼロにすることである。津波死者ゼロだってきわめて困難な挑戦である。この鍵を握るのは、精

緻な予測とともに迅速で適切な津波避難である。

このためには、個人の差や混雑を反映できる避難行動シミュレーターの開発、地域特性を考慮した避難場所や経路の最適化、高齢者や観光客を含むすべての人が即座に避難できる環境整備などが必要である。たとえこれらが整備されたとしても、住民ひとり一人が実際に避難してくれないと目標は達成できないので、住民参加型のワークショップを企画するなどして、地域防災力の向上の取り組みも忘れてはいけない。

このような問題意識のもと、われわれは津波予測技術の高度化、具体的には津波シミュレーションソフトウェア（JAGURS）の開発に取り組んでいる。JAGURSは日本の津波研究者を中心として、一部海外の研究者も参加して開発しているオープンソースである（Baba *et al.*, 2015, 2017）。JAGURSという名前は開発に携わった機関、あるいは研究者名の頭文字をつなげて名付けられた。具体的には、著者の前所属機関であるJAMSTEC（海洋研究開発機構）のJ、Australian National University（オーストラリア国立大学）のA、オーストラリアの政府系研究機関であるGeoscience Australia（ジオサイエンスオーストラリア）のG、民間建設コンサルタントのURS corporationのUR、最後に基本カーネルを作成した佐竹健治東京大学名誉教授のSを並べている。現在も各研究者が開発した計算モジュールを集約させる形で開発を続けている。だれでも利用でき、ユーザー独自の改良を加えることも、改良したものを再配布することも可能である。本稿では、JAGURSの主な機能、計算例を紹介する。

2. JAGURS の主な機能

2.1 津波計算の流れ

JAGURS を用いた津波のシミュレーションの手順は次のとおりである。はじめに津波計算の対象地域と計算範囲を決定する。このときに計算範囲は津波規模に対して十分広くとらなければならない。津波の伝播は地形に依存するため、この計算範囲全体の地形データを取得する。地震発生後の初期水位を海面に与えて、準備した地形データを境界条件として津波の運動を記述する支配方程式に従って津波の時間発展を解いていく。

2.2 初期水位の推定

多くの津波は海域の地震による海底地殻変動によって発生する。地下の断層運動による変形場は半無限均質弾性体を仮定して理論的に計算することができ (Mansinha and Smylie, 1971; Okada, 1985), 従来それらを津波計算に用いてきた。プレート境界地震など複雑な地殻構造場で発生する地震に対しては、均質弾性体ではなくて有限要素法などを用いた不均質弾性体解析 (Ichimura *et al.*, 2016; Hori *et al.*, 2021) が理想だが、扱いやすさから半無限均質弾性体モデルが使われるのが一般的である。Okada (1985) の計算プログラムは公開されており、それを JAGURS に埋め込んであるので、矩形断層のパラメタを入力すれば JAGURS 内部で地殻変動が計算できるようになっている。なお、地殻変動を外部ファイルで直接 JAGURS に与えることもできる。

津波励起のモデル化において海底変位の鉛直成分が大切だが、海底が急傾斜で、海底地殻変動の水平成分が大きい場合は、海底斜面の水平変位による海面変動を考慮する必要がある (Tanioka and Satake, 1996)。この場合は、海底変位の鉛直成分に海底斜面の水平変位による寄与分を加算したものを海底地殻変動として扱う。

一般にプレート境界型地震の断層運動に伴う海底地殻変動は空間波長が長いので、津波の初期水

位分布は海底地殻変動と同じと仮定しても差し支えないが、高角な断層の地震や小地震による津波では海底地殻変動の波長が短くなり、その形と初期水位の形が一致しない。これを解決するために、一般に Kajiura のフィルタ (Kajiura, 1963) と呼ばれる空間ローパスフィルタを施すことがある。Kajiura のフィルタも JAGURS に組み込まれており、オプションひとつで利用できる。

2.3 非線形長波モデルを利用した津波計算

流体運動を厳密に記述するナビエ・ストークス方程式は三次元の偏微分方程式である。局所津波のより詳細な解析には、ナビエ・ストークス方程式を直接解く手法が用いられることもあるが、これは計算負荷が高いため、一般的な津波解析では非粘性、非圧縮流体の仮定と津波の波長は水深に対して十分に長いという近似 (長波近似) をナビエ・ストークス方程式に導入する。このようにして得られたモデルを非線形長波モデルといい、JAGURS も非線形長波モデルを採用している。数値計算には有限差分法を用いている。プログラムは並列処理を簡単に導入できる仕組みである Open MP (Open Multi-Processing) と、効率的に並列計算が可能な領域分割法を使った MPI (Message Passing Interface) 並列で動作するため、スーパーコンピュータによる大規模な津波計算に向いているが、パーソナルコンピュータでも問題なく動作する。

長波式ではすべての波長の波が同じ速度で進行するため分散しない。津波は一般に水深に対して波長が長く、非分散性の波として取り扱うことができる。しかし、これはあくまで単純化した場合の話である。津波を発生させる断層の動きは複雑であり、長波長成分に交じって、短波長成分の津波も励起するため、分散性がみられないわけではない。水面波の位相速度からわかるように、波長の短い波は長い波に比べて伝播速度が遅くなる。その結果、津波の長波長成分は先に到着し、短波長成分は遅れて到着する。これを波数分散性と言う。津波の波数分散性を考慮しなければならない

のは、高角断層の地盤変動により初期波形に短波長成分が卓越するような場合、あるいは太平洋を横断するような長距離を伝わる津波（遠地津波）である。津波の分散性は非線形長波式に補正項を加えることによって近似的に考慮できる。

ある地域に襲来する津波を評価するには、海底や陸上の地形起伏を忠実に再現することが必要で、経験的には10mかそれ以下の解像度の計算が望ましい。M9クラスの津波の波源は数百キロメートルに及ぶし、津波は大洋を数千キロメートル以上伝播し襲来することもある。計算領域全体を計算格子間隔10mで離散化するのはとても非効率であり、実質的にも計算は不可能である。JAGURSでは地形ネスティングによりこれを解決している。地形ネスティングとは、異なる解像度の計算格子を重ねて用いる技術のことで、計算負荷を抑えながら高解像度の計算ができる。

2.4 高精度遠地津波計算

2010年チリ津波や2011年東北地方太平洋沖地震による津波は、太平洋に展開するDeep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) (Bernard and Meinig, 2011) で多く観測された。DARTによる高精度な観測津波波形と計算波形を比較すると系統的なずれが認められた (Watada *et al.*, 2014)。計算された津波はその到着が観測よりも10~30分程度早く、観測で確認された第一波の前の微弱な引き波を再現できていなかった。Watada *et al.* (2014) は従来の津波計算に用いられる非圧縮流体と変形しない剛体の海底の仮定を見直し、海水の圧縮性と海底の荷重変形の影響を考慮すると津波の位相速度は1.5%低下すると指摘した。さらに、津波に伴う海洋底の弾性変形や海水移動による地球重力場の変化が津波伝播速度に及ぼす影響を含めると、長周期側では津波の位相速度は合計で2%程度低下することを示した。

Allgeyer and Cummins (2014) は、Watada *et al.* (2014) が発見した効果をうまく数値モデルに組み込み、重力弾性結合した海洋-固体地球系の

津波シミュレーションを実現した。彼らの方法では、重力場の変化も考慮して求められた単位荷重による地球の弾性変形のグリーン関数を水位分布に従って畳み込んで津波による地球の変形を求めて、それを使って水位分布を補正している。海水の圧縮性は海水密度の鉛直方向の変化として数値モデルに取り入れられている。JAGURSはAllgeyer and Cummins (2014) の方法で、海水の圧縮性、地球の弾性、重力場の変化を考慮しており、これと波数分散性を同時に扱うことで、遠地津波の予測精度が格段に向上した。

2.5 リスタートおよびマルチシナリオ機能

並列化されたコードにより大規模な計算が可能になり、広域かつ高分解能な津波計算が共用の大型計算機で実施されるようになると、共用計算機の運用上のルールに対応する必要が出てきた。たとえば、一般に共用計算機ではジョブの実行時間には制限がある。複数のCPUを用いたとしても、太平洋全体の高分解能津波計算には数日必要で、ジョブ実行の制限時間内に終わらないこともある。これに対応するためリスタート機能を追加した。方法はとてもシンプルで、計算中断時のすべての変数データをファイル出力し、リスタートではそれを読み込んでジョブを再開するという方法である。

大規模津波計算に特化した別の機能として、マルチシナリオ機能がある。これは多数の計算を1つのジョブにまとめて実行できる機能で、これにより効率的に大規模津波計算を実施できるようになった。この機能を利用して作成した津波データベースは、確率論的津波評価や機械学習を用いた津波予測などで利用されている。

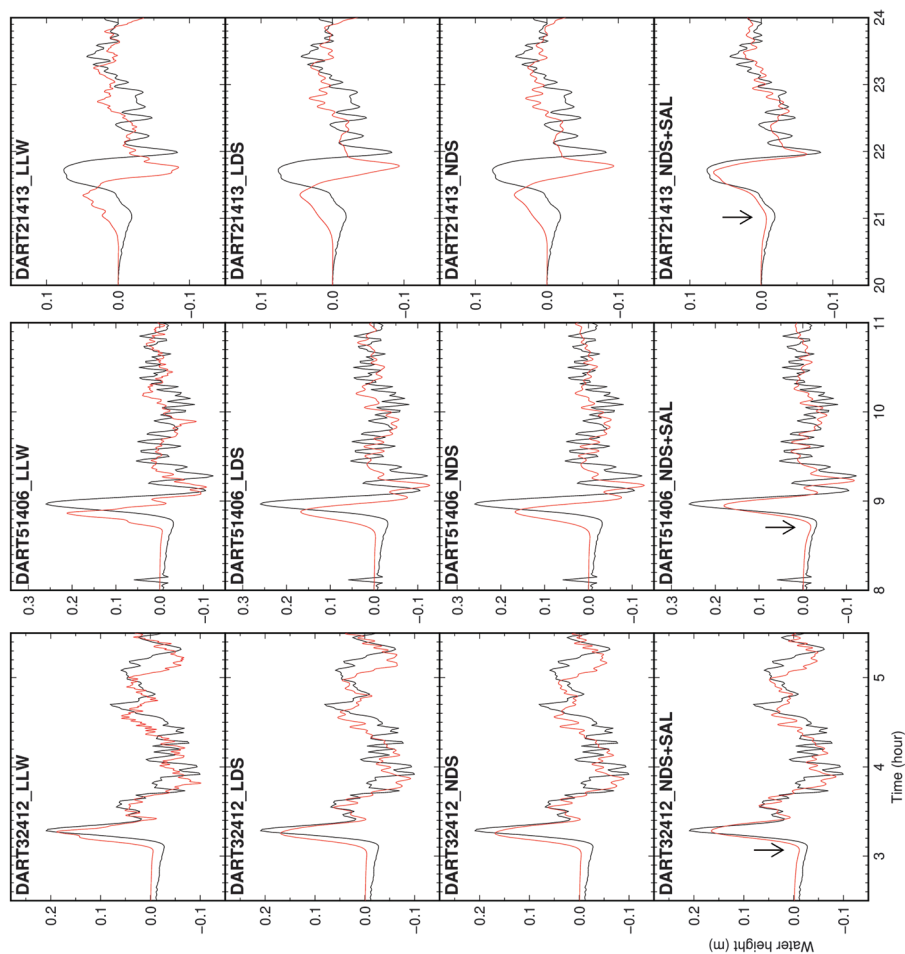
3. 津波計算の例

3.1 2010年チリ地震津波シミュレーション

2010年チリ地震はM8.8のプレート境界型巨大地震で、それに伴って発生した津波はチリ沿岸で被害を発生させただけでなく、太平洋を広く伝播



(b)



(a)

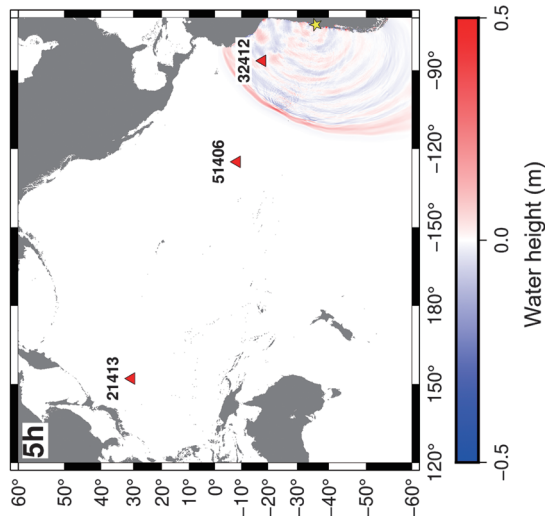


図 1 2010 年チリ地震津波のシミュレーション. (a) 地震発生 5 時間後の海面変動. 三角は津波波形の比較に用いた DART 観測点. (b) 観測津波波形 (黒) と計算津波波形 (赤) の比較. LLW は線形分散波モデル, LDS は線形分散波モデル, NDS は非線形分散波モデル, NDS+SAL は非線形分散波モデルに海水の圧縮性, 海底の荷重変形, 重力ポテンシャルの変化を考慮したモデルを意味する

し広く観測された。ここでは JAGURS を用いて 2010 年チリ地震による津波を計算し、採用する計算モデルの違いによる予測波形の変化を確認する。

津波計算の初期水位分布に必要な断層モデルは Yoshimoto *et al.* (2016) のものを用いた。Yoshimoto *et al.* (2016) では 44 個の小断層の組み合わせで断層を表現しており、論文中にそのパラメタも示されている。計算された地殻変動の鉛直変位に、海底地殻変動の水平成分による海底斜面の平行移動による鉛直変位分を加えて、さらに Kajiura のフィルタを施して、初期水位分布とした。計算に必要な海底地形データは GEBCO を 81 秒角にリサンプリングして利用した。計算範囲は東経 100 度～西経 60 度、北緯 61 度～南緯 61 度である。初期水位分布をライズタイム 30 秒で海面に与えて、時間ステップ幅 1 秒で太平洋を伝播する津波を 28 時間分計算した。計算は、線形長波モデル (LLW)、線形分散波モデル (LDS)、非線形分散波モデル (NDS)、非線形分散波モデルと海水の圧縮性、海底の荷重変形、重力ポテンシャルの変化を考慮したモデル (NDS+SAL) の 4 パターンを実施した。計算には東京大学の Wisteria/BDEC-01 システム (FUJITSU Processor A64FX) を利用し、NDS+SAL のケースを 16 ノードで 5.5 時間かかった。

図 1 に DART システムで観測された 2010 年チリ地震津波の観測波形と JAGURS による予測津波波形の比較を示す。震源からおよそ 2,500 km にある DART32412 の LLW と LDS の予測波形を比較すると、LDS に明瞭な分散波はないが、LLW にみられた短波長成分が少し減少しており分散性の効果は確認できる。今回のケースでは、LDS と NDS の予測波形にはほぼ違いがない。しかし、Baba *et al.* (2017) で示されたように後続波に海岸からの反射波が含まれる場合は、LDS と NDS の予測波形に違いが現れることがある。NDS+SAL による予測では津波の到着が NDS よりもほんの少しだけ遅れて、観測津波の第一波のピークと予測津波の第一波のピークの時刻がほぼ

一致した。また、第一波の前の弱い引き波 (図 1 中矢印) が予測波形にも確認できる。

震源からおよそ 6,000 km にある DART51406 でも同様に予測津波波形が変化していくが、NDS と NDS+SAL の津波到着時刻の違いは約 4 分で、DART32412 の場合よりも大きかった。NDS+SAL では、第一波の前の弱い引き波 (図 1 中矢印) がより明確になり、観測波形に近づいた。ただし、振幅は観測のほうがやや小さい。これは震源モデルによるものと考えられる。

震源からおよそ 16,000 km にある DART21413 においても各効果の影響は同じように現れた。距離が遠い分だけ NDS と NDS+SAL の津波の到着時刻の違いが大きく、20 分程度であった。太平洋の反対側のおよそ 10 cm の津波波形をこのような高精度で再現できるのは驚きである。

3.2 多シナリオ津波計算

特定の地震シナリオに対して津波のリスクを評価することを決定論的津波評価と呼ぶ。津波の浸水想定では最大の地震シナリオを想定することが一般的である。津波は不確実性が大きい自然現象であるため、住民の命を守るという意味においては最大の地震シナリオを使った決定論的津波評価は妥当である。一方、コストを無視できない津波防御施設の建設や災害に強いまちづくりにおいては、何からの形で費用便益分析を行わなければならない。この目的で利用されるといって考えられるのが、確率論的な津波評価である。確率論的な津波評価とはさまざまな津波発生シナリオを確率的に組み合わせ、ある期間内に、ある高さの津波が発生する確率を推定することである。確率論的津波評価ではマグニチュードや起こり方を変えた多数の津波を計算する必要があるが、このときに JAGURS の多シナリオ計算機能は効果的であった。Baba *et al.* (2022) は、藤原ほか (2020) で提示された 3,480 ケースの南海トラフ地震の断層モデルのすべてに対して、最小格子間隔 10 m の高分解能津波計算を JAGURS の多シナリオ計算機能を使って実施し、津波データベースを構築し

た。この津波データベースと南海トラフ地域のグーテンベルク・リヒター式から、四国東部の確率論的津波ハザード評価を実施した。今後、このような確率論的な津波評価は広がっていくものと思われる。

近年、機械学習や AI を用いた津波予測が注目を集めており、その中でも多シナリオ計算機能は有効である。津波は低頻度現象であるため、機械学習に必要な十分な観測データを収集することは難しい。そこで、Kamiya *et al.* (2022) は JAGURS の多シナリオ計算機能を活用し、大量なシミュレーションデータを生成した。それを機械学習の訓練データとして使用した。具体的には、津波シミュレーションで生成した疑似海底水圧データを説明変数とし、複数の中間層を持つニューラルネットワークを用いた多層パーセプトロン（たとえば、Gardner and Dorling, 1998）によって特定地域の最大浸水深分布を予測した。津波即時予測には、高性能計算機を用いてリアルタイムに高速シミュレーションを行う方法もある。しかし、災害時に電源消失など不測の事態にも備える必要がある。機械学習による津波即時予測は、学習データの生成には計算コストと時間を要するものの、一度予測モデルを構築すれば、小型 PC でも十分処理可能である。多重化しやすいフェイルセーフな方法である。

4. ま と め

本稿で説明してきたように、JAGURS では高精度な津波計算が可能である。特に遠地津波の再現性は、著者の知るかぎりでは、世界で最も優れている数値津波モデルである。別の観点では、JAGURS はプラットフォームとして大切な役割も果たしている。津波は社会と深くつながりのある自然現象で、研究成果を社会で活かしてもらう必要がある。JAGURS は地震調査研究推進本部津波評価部会の資料作成に利用されていたり、建設コンサルタントなど民間企業での利用も進んで

いる。JAGURS というプラットフォームを通じて津波研究の成果が社会に還元されていると言える。

ユーザーマニュアルを日本語、英語の二言語で整備しており、津波計算に必要な精度の良い地形データや断層モデルデータも JAGURS の入力フォーマットで整備、公開を進めている (Chikasada, 2020; 近貞, 2021)。これらの努力が津波シミュレーションの敷居を下げ、大学院生などの初学者の利用を促進した。JAGURS を利用して研究を開始した学生が、JAGURS を基礎としてより高度なモデルを自ら開発し、秀でた研究成果を上げている例もいくつもある。このように津波研究者の育成という役割も果たしている。

謝辞

地震ジャーナル編集長の加藤照之氏（東京大学名誉教授）には、本稿執筆の貴重な機会をいただきました。JAGURS の開発に携わってくれる多くの共同研究者に感謝致します。開発には、文部科学省プロジェクトや科学研究費補助金をはじめとする外部資金および共同研究者の所属機関の運営費交付金を利用されています。また、本稿で示した 2010 年チリ津波の計算には、東京大学地震研究所共同利用 (2024-S-B101) の援助を受け、東京大学の Wisteria/BDEC-01 システム (FUJITSU Processor A64FX) を利用させていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Allgeyer, S. and Cummins, P.R. 2014. Numerical tsunami simulation including elastic loading and seawater density stratification. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2368–2375. doi:10.1002/2014GL059348
- Baba, T., Takahashi, N., Kaneda, Y., Ando, K., Matsuoka, D. and Kato, T. 2015. Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, **172**, 3455–3472. doi:10.1007/s00024-015-1049-2

- Baba, T., Allgeyer, S., Hossen, J., Cummins, P.R., Tsushima, H., Imai, K., Yamashita, K. and Kato, T. 2017. Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change. *Ocean Modelling*, **111**, 46–54. doi:10.1016/j.ocemod.2017.01.002
- Baba, T., Kamiya, M., Tanaka, N., Sumida, Y., Yamanaka, R., Watanabe, K. and Fujiwara, H. 2022. Probabilistic tsunami hazard assessment based on the Gutenberg–Richter law in eastern Shikoku, Nankai subduction zone, Japan. *Earth Planets Space*, **74**, 156. doi:10.1186/s40623-022-01715-1
- Bernard, E.N. and Meinig, C. 2011. History and future of deep-ocean tsunami measurements. *OCEANS’11 MTS/IEEE KONA*, Waikoloa, HI, USA, 1–7. doi:10.23919/OCEANS.2011.6106894
- Chikasada, N. 2020. Global tsunami Terrain Model. doi:10.17598/NIED.0021
- 近貞直孝. 2021. 津波波形データベース. doi:10.17598/NIED.0024
- 藤原広行・平田賢治・中村洋光ほか. 2020. 南海トラフ沿いの地震に対する確率論的ハザード評価—第一部本編—. *防災科学技術研究所研究資料*, **439**, 71.
- Gardner, M.W. and Dorling, S.R. 1998. Artificial neural networks (the multilayer perceptron)—a review of applications in the atmospheric sciences. *Atmos. Environ.*, **32**, 2627–2636. doi:10.1016/S1352-2310(97)00447-0
- Hori, T., Agata, R., Ichimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, T. and Iinuma, T. 2021. High-fidelity elastic green’s functions for subduction zone models consistent with the global standard geodetic reference system. *Earth Planets Space*, **73**, 41. doi:10.1186/s40623-021-01370-y
- Ichimura, T., Agata, R., Hori, T., Hirahara, K., Hashimoto, C., Hori, M. and Fukahata, Y. 2016. An elastic/visco-elastic finite element analysis method for crustal deformation using a 3-D island-scale high-fidelity model. *Geophys. J. Int.*, **206** (1), 114–129. doi:10.1093/gji/ggw123
- Kajiura, K. 1963. The leading wave of a tsunami. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 535–571.
- Kamiya, M., Igarashi, Y., Okada, M. and Baba, T. 2022. Numerical experiments on tsunami flow depth prediction for clustered areas using regression and machine learning models. *Earth Planets Space*, **74** (1), 127. doi:10.1186/s40623-022-01680-9
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 1433–1440.
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a halfspace. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154. doi:10.1785/BSSA0750041135
- Tanioka, Y. and Satake, K. 1996. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys. Res. Lett.*, **23** (8), 861–864. doi:10.1029/96GL00736
- Watada, S., Kusumoto, S. and Satake, K. 2014. Travel-time delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 4287–4310. doi:10.1002/2013JB010841
- Yoshimoto, M., Watada, S., Fujii, Y. and Satake, K. 2016. Source estimate and tsunami forecast from far-field deep-ocean tsunami waveforms—the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 659–665. doi:10.1002/2015GL067181

馬場俊孝

[ばば としたか]

現職 徳島大学大学院社会産業理工学研究部教授

略歴 1998 年金沢大学理学部地学科卒業。2003 年 9 月に金沢大学より博士（理学）の学位を取得（論文博士）。海洋研究開発機構での勤務を経て、2015 年 1 月から現職

研究分野 津波予測，津波防災

2024 年 8 月 8 日南海トラフ地震臨時情報の 社会的影響

関谷直也

1. はじめに

南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）が 2024 年 8 月 8 日にはじめて発信された。

この情報をどう防災として捉えるべきかに関しては、「確率情報」であることが理解されていないこと、エリートパニック¹⁾によりあいまいなメッセージとなってしまったこと、行動変容が限定的であったこと、「注意」という言葉の問題、「1 週間」という呼びかけ期間の問題、社会的に最悪のケースを考えてこなかったことなどの課題がある。これらの課題については拙稿『災害情報はいのちを救える—南海トラフ地震臨時情報から考える』（関谷、2024）ですでに論じたので、繰り返さない。

ここでは、南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）の背景と経済的、社会的にどのような影響があったのか、もしくは影響がなかったのかについて考えることとしたい。

2. 「3 月 9 日の地震」の社会的意味

2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震が発生した。この $M9$ という巨大地震は予知できなかった。またその二日前、3 月 9 日 11 時 45 分頃、三陸沖を震源とする $M7.3$ の地震が発生したが、これを前兆と捉えることもできなかった。

このことは 2 つの意味をもった。

まず、1 つは、この東北地方太平洋沖において

869 年の貞観地震は既知であったものの、東海地域ではないものの、 $M9$ 規模の地震を想定できなかったことである。これらのことを踏まえつつ 2017 年「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」は、「地震の発生時期や場所・規模を確度高く予測する科学的に確立した手法はなく」「確度の高い地震の予測はできないのが実情である」、すなわち短期的な地震予知はできないと結論づけ、それまでの方針を転換し、「地震予知はできない」との方向性を確認することとなった（内閣府、2017a）。

今 1 つは「3 月 9 日の地震」をどう意味づけるかということである。

2011 年 3 月 9 日午前 11 時 45 分、牡鹿半島沖を震源とする $M7.3$ の地震が発生し、最大震度 5 弱、東北地方太平洋岸に津波注意報が出され、石巻市鮎川では 50 cm の津波を観測した。東海地震に関する地震予知の枠組みを見直し、予知はできないとしたものの、その一方で、2 日前の地震とその後発生した巨大地震の関係については何らかの情報が出せないかという検討が行われた（内閣府、2017b）。

被害規模が大きくなければ、統計的・確率的に低い情報はあまり意味を持たないが、西側の南海トラフでは、1944 年昭和東南海地震・1946 年昭和南海地震、その約 90 年前の 1854 年の安政東海地震・安政南海地震、その 147 年前の 1707 年宝永地震、その 102 年前の 1605 年慶長地震と繰り返し連動し、大きな犠牲を出した大規模な地震が発生している。被害規模が大きいであろうことは

ある意味自明であると考えてよい。

これを鑑みつつ、2日前の地震とその後発生した巨大地震の関係について確率的な情報は統計的にはわかるので、それを伝えようという情報発信の仕方に方針を転換したのである。

その上で重要なことはこの直前の小規模な地震の与える心理的な意味である。3月9日 $M7.3$ の地震を経験した東北地方の人は主に2つの方向性でこの地震を認識した。

1つは「大きな地震がくるかもしれない」と判断し、この小規模な地震を契機として地震または津波避難についての対応を確認する行動を実施したパターンである。たとえば山元町・中浜小、仙台市・荒浜小では教員らが避難方法を改めて確かめるなどしたことが、2日後の大震災での適切な行動につながったという（朝日新聞、2021、2023）。

今1つは「2日前に被害がほとんどなかったのだから、今度の津波も大したことはない」と判断した人も少なからずいたことである（内閣府（防災担当）、2014）。9日の地震で津波が来なかったから11日に逃げなかったという事例は多くある。

もちろん、確率的に言えば、ある程度の規模の地震がおこった後に大きな地震が来るという可能性はきわめて低い（まさにこの臨時情報である）。なので、上記の行動は客観的にみれば両方とも間違っているわけではない。

ただし、これは確率の問題ではない。「防災対応」としては、主観的にみれば後者であってはならず、前者でなければならない。

すなわち、この「小規模の地震がおきた」という事実を活かすべき方向は防災という立場から考えれば「大きな地震がくるかもしれない」と考えるという選択肢1つしかない。

改めて、地震が来た際の備えを再確認し、津波避難のありようを再度、確認すること、この一択である。

ある意味、そのことを具現化したものが「南海トラフ地震臨時情報」である。また東北地域では「北海道・三陸沖後発地震注意情報」なのである。

3. 経済的影響

この臨時情報の発出後に、事後で問題になったことの1つが経済的影響である。

この情報が8月8日から15日というお盆のシーズンという観光のことを考えれば社会的に最悪の時期に発出された情報であったこともあって、これは1つの論点になった。

たとえば和歌山県白浜町の大江康弘町長は、この経済被害を5億円と見積もっているし、野村総研の木内登英氏は「2011年に旅行・観光消費は前年比で3.4%下落した。南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）による個人消費の顕著な抑制傾向が3か月程度続き、その際の落ち込みが東日本大震災の前年比-3.4%になると仮定してみよう。2023年の実績から、旅行・観光消費は3か月間で1,862億円減少する計算となる」と予測している（木内、2024）。

だが、2024年8月の国内旅行消費額は、観光庁の「旅行・観光消費動向調査」によれば、調査開始以来の過去最高3兆2,106億円であった（観光庁、2024）。

また、インバウンドに関しては先述の木内氏は「さらに、外国人入国者の国内での旅行関連消費、インバウンド需要も同じ程度減少する（2024年4～6月期まで1年間で6兆9,700億円）と仮定すれば、それは592億円となる」としている（木内、2024）。

ところが観光庁が行っている2024年の訪日外国人調査によれば、臨時情報が発表された期間、8～12月期の訪日外国人旅行消費額は1兆9,186億円（2023年同期比39.0%増、2019年同期比62.3%増）であり、減少したという傾向はみられない。なお8月、9月は若干減少しているが、日本政府観光局の発表によれば、例年7月をピークとして、8～9月は訪日外客数は減少する傾向があり、例年のトレンドに沿った減少であるという（訪日ラボ、2024）。

沿岸部で影響があったことは間違いがないものの、日本全体としては大きな影響があったという証拠をみいだすことはできない。例年、この時期、台風来襲による訪日観光客の影響はあるのだが、それらを超える規模の経済的影響はなかったといえよう。

4. 社会的影響

次にアンケート調査から南海トラフ地震臨時情報の影響をみていきたい。総合防災情報研究センターでは、この臨時情報が出てから2つの調査を行った。概要を表1に示す。

もともと、「8月8日に南海トラフ地震臨時情報が発表される前に、この情報について知っていましたか」という問いに対して、防災対策推進地域²⁾では9.8%、防災対策推進地域以外では7.7%であり、ほとんど知られていない情報であった(図1)。

「8月8日(木)19時15ごろ、気象庁から『南海トラフ地震臨時情報(巨大地震注意)』が発表されました。あなたはこの情報を見聞きましたか」という問いについて「見聞きました」という人は防災対策推進地域では83.1%、防災対策推進地

域以外では79.9%であった。ほとんど知られていない情報だった南海トラフ地震臨時情報に関して、認知度の上昇ということに関しては効果があったといえる(図2)。

その情報源はほぼテレビであった。防災対策推進地域では84.8%、防災対策推進地域以外では86.1%であった。なお「ホームページなどインターネットから得た」という人は、防災対策推進地域では25.3%、防災対策推進地域以外では24.6%である。「FacebookやX(旧Twitter)から得た」という人は、防災対策推進地域では6.4%、防災対策推進地域以外では6.2%と少ない。

表 1 調査概要

第1回調査
調査対象：NTT コムリサーチに登録している47都道府県のアンケートモニター
調査手法：WEB 調査
調査期間：2024年8月9日～11日
有効回答：9,400票(47都道府県から200票ずつ)
第2回調査
調査対象：NTT コムリサーチに登録している47都道府県のアンケートモニター
調査手法：WEB 調査
調査期間：2024年11月14日～12月2日
有効回答：9,400票(47都道府県から200票ずつ)

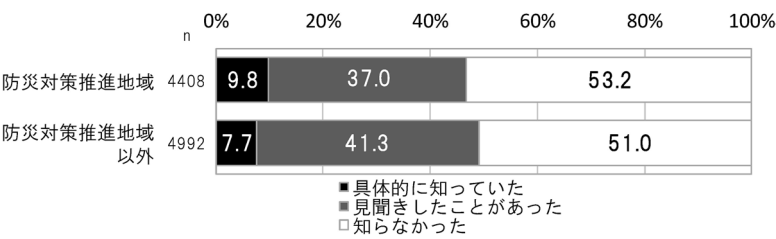


図 1 8月8日以前の南海トラフ地震臨時情報の認知度(第1回調査)

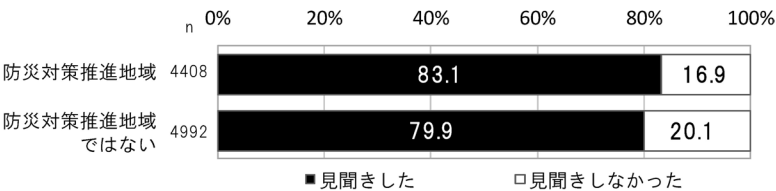


図 2 8月8日の南海トラフ地震臨時情報の認知度(第1回調査)

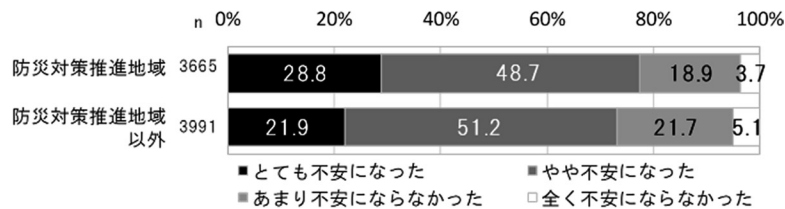


図 3 南海トラフ地震臨時情報を見聞きして不安になったかどうか
(第 1 回調査, 情報を認知している人のみ $n=7,656$)

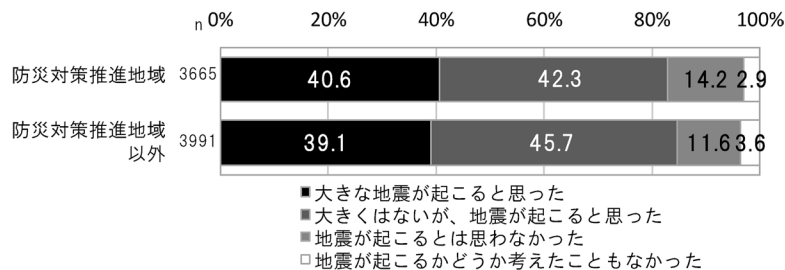


図 4 地震が起こるとおもったか
(第 1 回調査, 情報を認知している人のみ $n=7,656$)

また、21 時には 8 割の人が認知している。伝播力はきわめて強かったといえる（図は省略）。

また結果として、「とても不安になった」「やや不安になった」という回答を合わせて、防災対策推進地域では 77.5%，防災対策推進地域以外では 73.1%と多くの人に不安をあたえた情報であることがわかる（図 3）。

その原因としては、たんに「多くの人が地震が起こる」と思ったからである。図 4 に示すように、南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）を見聞きした 81.5%の人に対し「地震が起こると思ったか」と問うたところ、「大きな地震が起こると思った」「大きくはないが、地震が起こると思った」という回答を合わせると、防災対策推進地域では 82.9%，防災対策推進地域以外では 84.8%と多くの人が地震が起こる情報であると思っていた。

また、確率についてきちんと理解されているかについても問うた。南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）は、 $M_w7.0$ 以上の地震が発生した一四三七回の事例のうち六回の事例で「七日以内」に、 $M_w8.0$ クラス以上の巨大な地震が発生

したという統計に基づいて、平時は 1,000 回に 1 回程度の確率が、1,000 回に 4 回程度の確率になったと算出された確率を伝えようという情報である。このことについて「大規模地震が起こる可能性がふだんより、数倍高まっている」と伝えられていました。あなたは、何パーセントの確率で大規模地震が起こると思いましたか」と問うたところ、計算上は 0.4%が統計上での正解ではあるものの、0%か 1%と答えた人は 7.9%しかおらず、多くの人がそれ以上の数値を回答した。いずれにしろ、過剰な割合で理解されている（図 5）。

そもそも、統計的、確率的な情報にすぎず、地震予知や天気予報のように観測結果に基づく予想などではないのだから「当り」「外れ」や「空振り（予想した現象が起きなかった）」「見逃し（予想しなかった現象が起きた）」などの問題とは異なる。

だが、このロジックは、類例もなく非常にわかりにくい。情報を発信する政府、伝えるメディアも引き続き丁寧に説明し、情報を受けとる社会の側としてもこの統計的、確率的な情報をどう活用

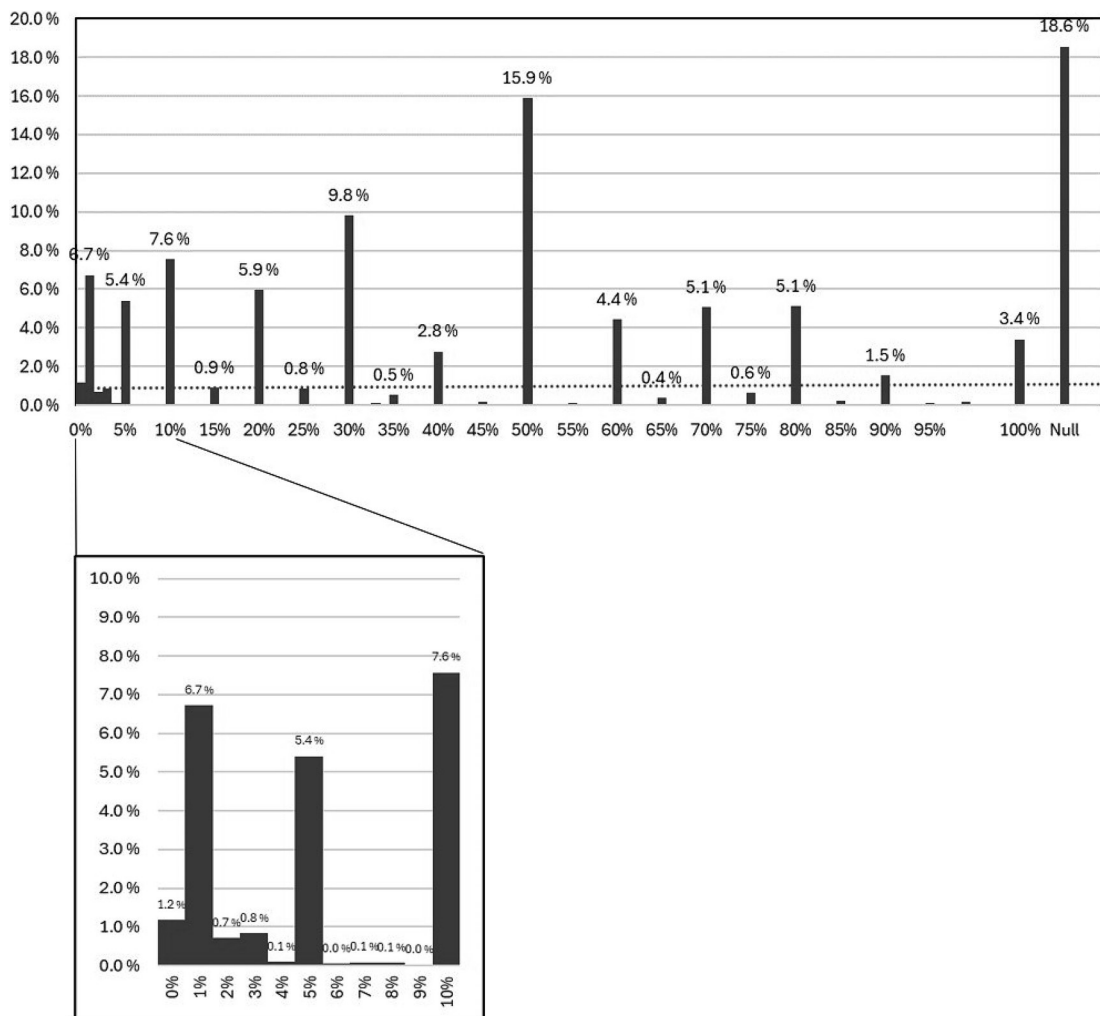


図 5 何パーセントの確率で大規模地震が起ころうと思われましたか（第1回調査）

すべきか、互いにリテラシーを上げていく必要が
あろう。

南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）は、
地震が発生する確率は非常に低いことから、特別
の行動を呼びかけるものではない。ただし、これ
を機会に「日頃からの地震への備えを再確認す
る」ことが求められる。

先に示したように、多くの人が地震の発生確率
を高めに見積もっていたが、それにもかかわらず
情報発信直後に、家具の転倒防止の確認、避難場
所や避難経路の確認、避難所の確認、家族との連

絡方法や待ち合わせ場所の確認、備蓄を確認した
人はきわめて少ない。「日頃からの地震への備え
を再確認」するようにと呼びかけられていたが、
実際には「確認」した人はきわめて少ないのであ
る。水や食料などを新たに購入したという人も少
なかった（図6）。

防災対策推進地域とそれ以外の地域を比べても
あまり差がなく、この情報は、そもそも南海トラ
フに備えるべき推進地域の人々の「日ごろからの
地震への備えを再確認する」行動につながらな
かったことがわかる。

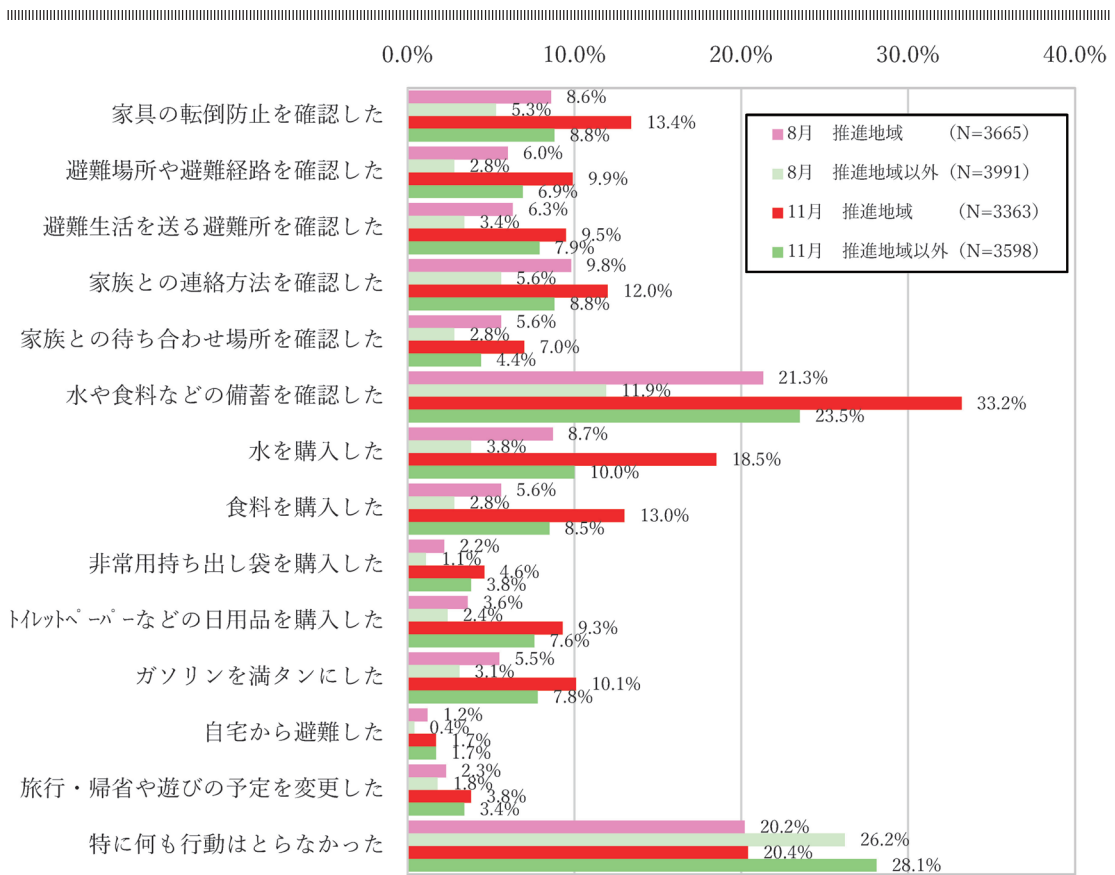


図6 この情報入手してから、以下のような行動をとりましたか
(第1回調査、第2回調査、情報を認知している人のみ)

また、われわれは情報が発出されて3カ月後に第2回の調査を行った。水や食料などに関しては、「水や食料などの備蓄を確認した」21.3%から33.2%、「水を購入した」8.7%から18.5%、「食料を購入した」5.6%から13.0%へと若干、上昇した。

「家具の転倒防止を確認した」は8.6%から13.4%、「避難場所や避難経路を確認した」は6.0%から9.9%、「避難生活を送る避難所を確認した」は6.3%から9.5%、「家族との連絡方法を確認した」は9.8%から12.0%とやや上昇したが、そこまで大きな変化はみられたとはいえない(図6)。

残念ながら、南海トラフ地震臨時情報に関して、防災面での効果はきわめて小さかったといえよう。

5. おわりに

人によって(特に地震研究者において)、この「南海トラフ地震臨時情報」が妥当だったとするか否か、この情報が影響が大きかったか小さかったかに関して、認識は異なるように思う。「人は見たいものを見る」という確証バイアスは、Julius Caesar(ユリウス・カエサル)の時代からの真理である。南海トラフ地震臨時情報は問題があると思う人はそのように認識し、有効であると思う人は有効であると認識しているように思う。

だが、ここまで統計データや調査結果をみかぎり、南海トラフ地震臨時情報は、経済的に大きな影響を与えたということはなく、社会的にも大

きな影響を与えてもいない。悲しいことに、対個人としてはそこまで大きな防災上の効果ももたらしてはいなかった。多くの人が地震が発生すると誤解し、たんに多くの人が不安になったということである。

ただし、本論ではあまり議論しなかったが、多くの自治体や企業はこの8月8日の南海トラフ地震臨時情報を契機として、南海トラフ地震そのものを考え直す機会とした組織は多かったはずである。

南海トラフ地震臨時情報は、一定の条件において、南海トラフ地震防災対策推進地域に対して、二週間ないし一週間、巨大地震警戒か巨大地震注意が出されるというものである。ある程度想定が可能で、事前に協議も可能である。台風や豪雨などの緊急的に出される防災気象情報のように、その場で各自が主体性をもって判断する、という類の情報ではない。

住民や自治体、企業はあらかじめ、臨時情報が出た場合の対応を決めておくことができる。対応方針を統一する必要はないが、それぞれの地域や自治体、それぞれの業種、関連企業でどう対応するかを互いに周知、共有し、事前協議しておくことが可能である。また政府として求める対応があるならば明確に示すべきである。ガイドラインとして各主体の対応をまとめ、情報共有を密にする必要があろう。

なお、これまで南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）の発出における社会的影響について議論してきたが、「巨大地震警戒」についても再度議論しておくべきである。一部地域では大規模な被害がすでに出ている状態で発出され、連動する地震が発生する確率は平時の約10倍となる。津波避難のみならず、土砂災害警戒区域や延焼火災の恐れがある地域にどのような呼びかけをするか、改めて事前に議論しておくべきだろう。

類似のスキームで出される北海道・三陸沖後発地震注意情報も、北海道や東北地方太平洋沖において認知度は低かった。これもきちんと周知をし

ておく必要がある。

なお、いうまでもなく、次の南海トラフ地震臨時情報への対応が重要なのではない。重要なことは南海トラフ地震そのものに備えることである。今回の情報発出を契機に、南海トラフ地震への対策、耐震化、避難や防災体制の点検を確認し、啓発を進める契機としたい。

その上で、「大きな地震がくるかもしれない」方向へと認識させる効果のある情報として、南海トラフ地震臨時情報（また北海道・三陸沖後発地震注意情報）を活用していくことが重要であるように思う。

参考文献

- 朝日新聞. 2021. 3月9日, 「またか」と思った小津波教訓は2日後に. https://digital.asahi.com/articles/ASP3856HRP36UNHB015.html?utm_source=chatgpt.com
- 朝日新聞. 2023. 忘れるな3月9日の教訓, 2日後に大震災「後発地震情報」に注意を. https://digital.asahi.com/articles/ASR386SKMR36UNHB01D.html?utm_source=chatgpt.com
- 訪日ラボ. 2024. 8-9月訪日客 前月より減少でも『インバウンド需要は衰えていない』といえるワケ. JNTO 取材. <https://honichi.com/news/2024/10/23/jnto-mediabriefing202410/>
- 観光庁. 2024. 旅行・観光消費動向調査 2024年7-9月期(確報). 集計事項一覧. <https://www.mlit.go.jp/kankochu/content/001858884.xlsx>
- 木内登英. 2024. 南海トラフ地震への警戒が経済に悪影響: 旅行関連消費は1,964億円程度減少も. <https://www.nri.com/jp/media/column/kiuchi/20240813.html> (2024年8月13日閲覧)
- 内閣府(防災担当). 2014. 2日前には逃げたのに…。『もし、1日前に戻れたら 私たち(被災者)からみなさんに伝えたいことー『1日前プロジェクト』エピソード集ー』, 9. https://www.bousai.go.jp/kyoiku/keigen/ichinitimae/pdf/Ichinichi_Web2014_Select.pdf
- 内閣府. 2017a. 南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性について(報告). https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/tyosabukai_wg/pdf/h290825honbun

pdf

内閣府. 2017b. 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応のあり方について（報告）. https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/pdf/h290926honbun.pdf

関谷直也. 2024. 災害情報はいのちを救えるか—南海トラフ地震臨時情報から考える. *世界* **987**, 155–162, 2024.

Solnit, R. 2010. A paradise built in hell : the extraordinary communities that arise in disaster, Penguin USA (邦訳：レベッカ・ソルニット・高月園子訳). 2010. 災害ユートピア：なぜそのとき特別な共同体が立ち上がるのか. 亜紀書房.

註

- 1) 「エリートパニック」とは、人々がパニックになるとして、権力層にあるエリートたちがパニック

状態に陥ることを指す (Solnit, R., 2010).

- 2) 防災対策推進地域とは「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」によって指定された. 南海トラフ地震が発生した場合に著しい地震災害が生ずるおそれがあるため、地震防災対策を推進する必要がある地域のことで、全国で29都府県、707市町村が指定されている.

関谷直也

[せきや なおや]

現職 東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター長・教授

略歴 慶應義塾大学総合政策学部卒業、東京大学大学院人文社会系研究科満期退学（博士（社会情報学））。日本学術振興会特別研究員、東京大学助手、東洋大学講師・准教授、東京大学准教授・教授

研究分野 災害情報論・社会心理学

国土地理院における衛星 SAR を用いた地殻・地盤変動の監視

国土地理院は、宇宙航空研究開発機構（JAXA）の衛星「だいち2号」（ALOS-2）とその後継機である「だいち4号」（ALOS-4）に搭載されたSAR（Synthetic Aperture Radar; 合成開口レーダー）による観測データを用いて、全国の地殻・地盤変動の監視を行っている。本稿では、SARの概要、国土地理院における衛星SARの活用と今後の取組みについて紹介する。

SARは衛星等の移動体から地表に向かって電波を照射し、地表で反射してきた電波を受信することで、地表までの距離や地形を観測するためのセンサで、レーダーの一種である。一般に、レーダーの空間分解能は、アンテナが大きいほど向上するが、衛星に巨大なアンテナを搭載することはできない。SARでは、移動しながら電波の送受信を繰り返し行い、その信号を合成することで、あたかも巨大なアンテナで観測したのと同等の高い空間分解能を実現している。この技術が合成開口である。「だいち2号」の場合、アンテナの大きさから計算される空間分解能は十数kmであるが、合成開口技術によりおよそ3mの空間分解能で地表を観測することが可能である。

SARでは、地上から反射してきた電波の強度を画像化した、いわゆる強度画像を使って地物の判読を行う、という使い方が一般的であるが、地表の変動を把握するためには、通常、干渉SARという手法を用いる（図1）。干渉SARは、同じ場所を異なる2時期に観測したデータを精密に比較し、地表の変動によって生じる衛星と地表間の距離の変化を計測する手法である。距離変化は、1回目と2回目に観測された電波の位相差で表われ、位相差の大きさに応じて色を割り当てるため、図1のような虹色の画像（干渉画像）で表現される。干渉画像の色変化の仕方により地表が衛星に近づいた

（青→黄→赤→青）のか、衛星から遠ざかった（青→赤→黄→青）のかがわかる。また、変動の大きさは、どのくらい色が変化したのかでわかる（青→青に変化すると、「だいち2号」の場合、約12cmの変動量）。この手法により、数cm程度の地表の変動を検出することが可能である。

干渉SARによって得られた干渉画像を見る際には、いくつか注意すべきことがある。まず、干渉画像から知ることができるのは、衛星と地表間の距離変化だけで、GNSS観測のように東西、南北、上下方向の変動はわからない。特に、SARが搭載された衛星は、南から北あるいは北から南に進行し、進行方向に直交した方向（通常、右方向）、つまりほぼ東西方向に電波を照射しながら観測するので、南北方向の変動にはほとんど感度がない。また、衛星の進行方向と電波の照射方向によって、西側上空から観測する場合と東側上空から観測する場合があることにも注意が必要である。仮に地表が西向きに動いたとすると、西側上空から観測した場合は衛星に近づく変動、東側上空から観測した場合は衛星から遠ざかる変動が観測される。西向きの変動に加え隆起もしていたとすると、西側上

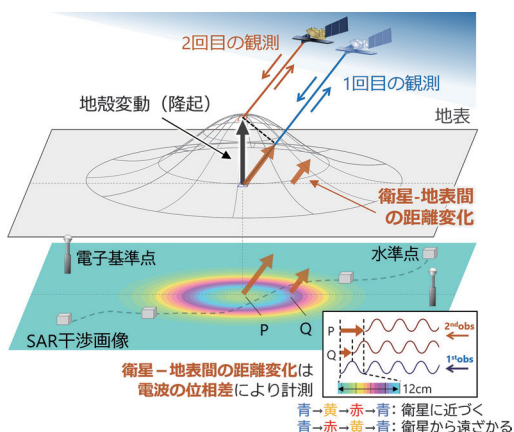


図1 干渉SARの概要

表 1 GNSS と干渉 SAR の比較

	GNSS (電子基準点)	干渉 SAR (だいち 2 号)
空間分解能	平均 20 km 間隔 (観測点数：約 1,300 点)	約 12 m [*] (面的に観測)
地上観測機器	必要	不要
観測間隔 (時間分解能)	1 秒, 1 日～	3～4 回程度/年 緊急時：数日～2 週間
変動検出成分	東西・南北・上下 (3 次元)	衛星-地表間の方向 (1 次元または 2.5 次元)
変動検出精度	<1 cm	>3 cm

^{*} 国土地理院が公表している標準的な干渉画像の分解能

空からの観測では、西向きの変動も隆起も衛星に近づく方向なので変動が捉えやすいのに対し、東側上空から観測すると衛星と地表の距離の変化が小さく、ほとんど変動が捉えられない。このように、干渉画像は観測方向によって変動の見え方が異なることに注意が必要である。

干渉画像には、いくつか注意すべき点があるが、最大の利点は GNSS 等の観測技術と異なり、地上に観測点を必要とせず数十 km から数百 km という広い範囲の地表の変動を一度にかつ面的に把握することができる点にある。GNSS と干渉 SAR の比較を表 1 に示す。この表からわかるとおり、GNSS は時間分解能や検出精度が高いのに対し、干渉 SAR は空間分解能が高いなど、観測技術には一長一短がある。このことから、国土地理院では、全国の定常的な地殻変動や地震・火山活動に伴う地殻変動を詳細に把握するため、GNSS や干渉 SAR、水準測量などの複数の観測技術を活用している。

国土地理院における衛星 SAR の活用は、「ふよう 1 号」(JERS-1) (1992～1998 年) の SAR データを用いた、1994 年のノースリッジ地震や 1995 年の兵庫県南部地震に伴う地殻変動の検出 (Murakami *et al.*, 1996; 村上ほか, 1995) の成功から始まる。当初は、研究として衛星 SAR の解析技術の開発、地震や火山活動に伴う地殻変動の検出を行っていたが、「だいち」(ALOS) (2006～2011 年) の打上げとともに、

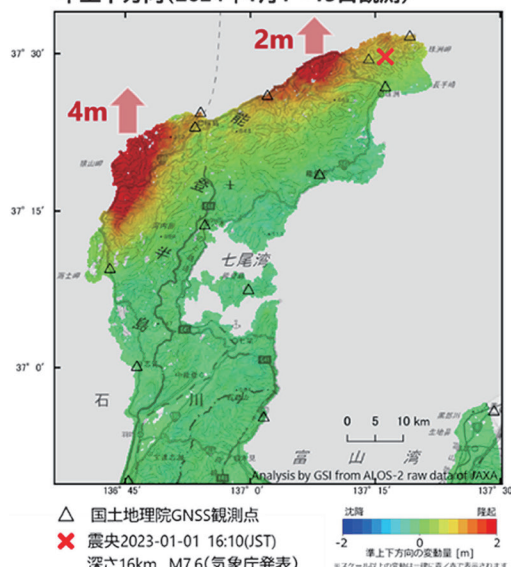
事業の 1 つとして全国の地殻・地盤変動の監視を開始した。「だいち」は、2011 年の東北地方太平洋沖地震に伴う東日本全域に広がる地殻変動を観測中、運用を停止したが、その後、「だいち 2 号」(2014 年～) に引き継がれ、さらに 2024 年 7 月には「だいち 4 号」(2024 年～) が打ち上げられ現在に至る。

JAXA が開発・運用する国産 SAR 衛星には、日本国内の地殻変動の把握に重要な特徴がある。それは、いずれの衛星も L バンドという、海外の SAR 衛星と比べ波長の長い電波を用いている点である。一般に、波長が短いほど、より小さな変動が検出可能となるが、波長が短いと樹木の表面で電波が反射され地表に届かないため、樹木に覆われた場所の変動を捉えることができない。これに対し、L バンドの電波は樹木の葉等を透過するため、樹木に覆われた場所でも変動を捉えることが可能である。日本は国土の約 7 割を森林が占めることから、日本の地殻・地盤変動の把握には L バンド SAR が適している。そのため、国土地理院では国産 SAR 衛星を用いた地殻・地盤変動の監視を行っている。

国産 SAR 衛星により、国内外を問わず多くの地震や火山活動に伴う地殻変動が検出されているが、「だいち 2 号」の結果が重要な役割を担った最近の例を 2 つ紹介する。

最初の例として、地震に伴う地殻変動の検出

準上下方向(2024年1月1~15日観測)



準東西方向(2024年1月1~15日観測)

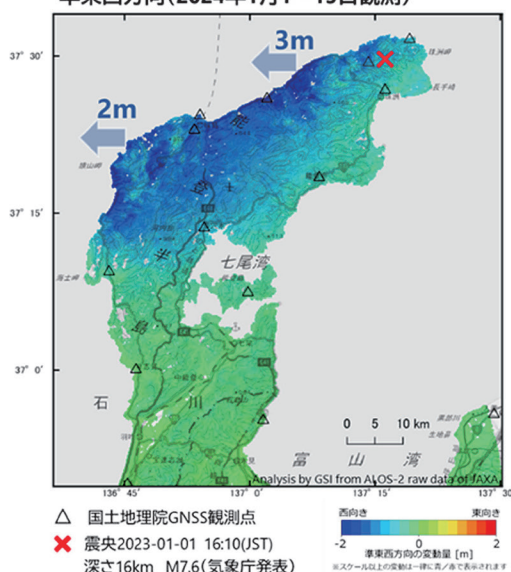


図2 「だいち2号」の観測データを用いた解析による能登半島全域の地殻変動。上段、準上下方向、下段、準東西方向の変動量

について紹介する。2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震では、地震発生から約7時間後に「だいち2号」による緊急観測が実施され、翌2日の12時頃に2回目の緊急観測が実施された。国土地理院で、これらのデータを用いて解析を行った結果、輪島市付近で最大

約4mの隆起など、能登半島の広い範囲で大きな地殻変動が明らかになった(図2)。大きな地殻変動が検出された地域には電子基準点等の観測点がなく、すぐに現地調査もできなかったことから、「だいち2号」の観測がなければ、このような変動があったことを地震直後に知ることは不可能であった。さらに、「だいち2号」の地震前後の強度画像を比較することにより、能登半島北部沿岸のほぼ全域で、陸地が海側に広がる陸化が起っていたことが明らかになった(国土地理院 Web, 2024a; 石本ほか, 2024a)。これらの結果は、関係機関に提供され、地震活動の評価のみならず、被災地域の河川管理や港湾管理等の復旧・復興に活用された。

もう1つの例は、火山活動に伴う地殻変動の検出についてである。2024年5月頃から火山性の地震活動が活発化していた岩手山において、「だいち2号」の緊急観測が9月26日に行われた。この観測データを解析した結果、大地獄谷周辺において衛星に近づく変動が検出された(図3)。この結果は関係機関に共有され、気象庁において噴火警戒レベルの引上げの判断に活用された(気象庁, 2024)。大地獄谷の変動については、「だいち4号」の試験観測データを用いた解析でも同様の変動が検出された。これは「だいち4号」により初めて検出された地殻変動である(国土地理院 Web, 2024b; JAXA Web, 2024)。その後も「だいち2号」による緊急観測が継続的に実施され、大地獄谷周辺だけでなく、岩手山西部の広い範囲にも衛星に近づく変動が検出された。このように、衛星SARは火山活動推移の監視や火山活動評価に役立てられている。

最後に、国土地理院における最近の取組みと今後の予定について紹介する。これまで述べてきたとおり、地震や火山活動に伴う地殻変動においては、衛星SARは不可欠な観測技術となっている。一方で、国土地理院の主となる業務である国家座標の維持管理や公共測量には、直接的に使用されていない。その理由として、

2023年11月9日(ALOS-2)～2024年9月26日(ALOS-2)

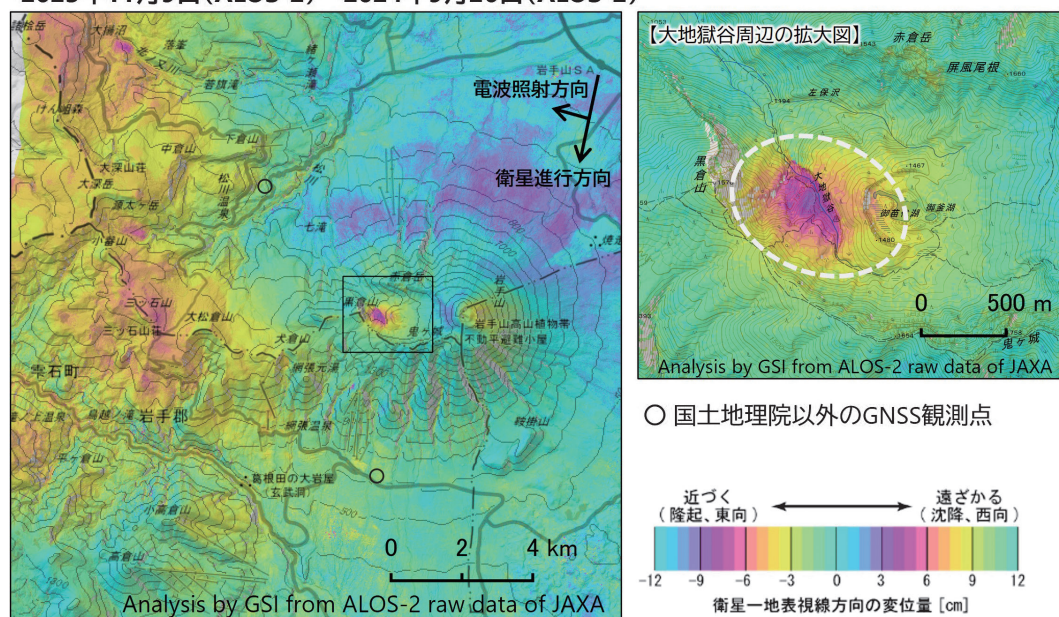


図 3 「だいち 2 号」の観測データを用いた解析による岩手山周辺の地殻変動

干渉 SAR にはさまざまな誤差が含まれ、実際の変動か誤差による見かけの変動かが判別できない場合があること、前述のとおり、水平、上下方向の変動を捉えることができないことがあげられる。これに対し、「だいち 2 号」の観測データが蓄積されたことで、多くの干渉画像を統計的に処理することにより、変動の検出精度を向上させる干渉 SAR 時系列解析（以下「時系列解析」という。）が実施可能な環境が整ってきた。また、この時系列解析を南行、北行でそれぞれ行った結果を用いて、2.5 次元解析 (Fujiwara *et al.*, 2000) という手法により準東西方向、準上下方向の変動を得ることができる。“準”とは、この手法で得られる変動の方向が東西・上下方向と正確には一致しないことを示している。これらにより、国家座標の維持管理や地盤沈下調査等の公共測量への衛星 SAR の活用が期待される。そこで、国土地理院では「だいち 2 号」の観測データを用いて、日本全国を対象とした時系列解析を行った。その結果、火山活動に伴う地殻変動や地盤沈下、

斜面変動など、全国各地で生じている局所的な変動が多く捉えられた (石本ほか, 2024b)。この結果は、2023 年から地理院地図で公開しているほか、数値データも「衛星 SAR 地盤変動測量成果ダウンロードサービス」 (<https://sarprod.gsi.go.jp/>) からだれでも取得することができる。現在は、この解析結果を地盤沈下調査等の公共測量に活用するための取組みを進めている。

国土地理院では、現在、2024 年 7 月に打ち上げられた「だいち 4 号」の観測データを用いた火山や全国を対象とした定常的な干渉解析、時系列解析を進めている。「だいち 4 号」は、観測頻度が「だいち 2 号」の約 5 倍になることから、時系列解析の精度向上やより詳細な変動の時間推移把握が可能になると期待されている。また、南北方向の変動は捉えられないと前述したが、「だいち 2 号」と「だいち 4 号」の観測を多方向から行うことで、東西、南北、上下方向の変動を得る三次元解析が可能である。今後は、時系列解析や三次元解析により、地

震・火山活動に伴う地殻変動の把握を通じた防災・減災への貢献，国家座標の維持管理や公共測量への衛星 SAR の活用がますます進むものと期待している。

参考文献

- Fujiwara, S., Nishimura, T., Murakami, M., Nakagawa, H., Tobita, M. and Rosen, P.A. 2000. 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2049–2052. doi:10.1029/1999GL011291
- 石本正芳・服部晃久・三木原香乃・小門研亮・小林知勝. 2024a. だいち 2 号で捉えた令和 6 年能登半島地震に伴う地殻変動. *国土地理院時報*, **138**, 17–24. doi:10.57499/JOURNAL_138_03
- 石本正芳・三木原香乃・市村美沙・古居晴菜・服部晃久・雨貝知美・佐藤雄大・小門研亮・小林知勝. 2024b. 干渉 SAR 時系列解析による全国変動分布図の公開とその活用. *国土地理院時報*, **137**, 13–20. doi:10.57499/JOURNAL_137_03
- 気象庁. 2024. 岩手山の噴火警戒レベルを 2 へ引上

げ. 報道発表 (令和 6 年 10 月 2 日 15 時 00 分).

- 村上 亮・藤原 智・斎藤 隆. 1995. 干渉合成開口レーダーを使用した平成 7 年兵庫県南部地震による地殻変動の検出. *国土地理院時報*, **83**, 24–27.
- Murakami, M., Tobita, M., Fujiwara, S., Saito, T. and Masaharu, H. 1996. Coseismic crustal deformations of 1994 Northridge, California, earthquake detected by interferometric JERS 1 synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.*, **101**, B4, 8605–8614. doi:10.1029/95JB02912

参考 Web

- 国土地理院 Web. 2024a. <https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto.html> (2025 年 3 月 14 日閲覧)
- 国土地理院 Web. 2024b. <https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/uchusokuchi20241015.html> (2025 年 3 月 14 日閲覧)
- JAXA Web. 2024. <https://www.satnavi.jaxa.jp/ja/news/2024/10/16/9967/> (2025 年 3 月 14 日閲覧)
- (石本正芳：国土地理院地理地殻活動研究センター宇宙測地研究室主任研究官)

2025 年 3 月 28 日ミャンマーの地震 (Mw7.7)

2025 年 3 月 28 日 6 時 20 分 52 秒 (UTC) にミャンマーの中部、同国第二の都市マンダレーの近傍において Mw7.7 の地震が発生した。この地震の約 12 分後の同日 6 時 32 分 4 秒 (UTC) には Mw6.4 の地震がほぼ本震と同じ領域で発生した。米国地質調査所 (USGS; U.S. Geological Survey) による地震後約 1 カ月間の震源付近の地震活動を google earth 上にプ

ロットしたものを図 1a に示す (USGS Web, 2025)。本震のメカニズム (図 1b) と震度分布図 (図 1c) からは、本地震がほぼ南北走向の右横ずれ断層であったと推定される。また、深さは 10km であった。震央付近の震度は MM 階級で XIII~IX が記録されている。直接の換算はできないが、気象庁の震度階では震度 6 弱~6 強程度だったのではないかと考えられる。メ

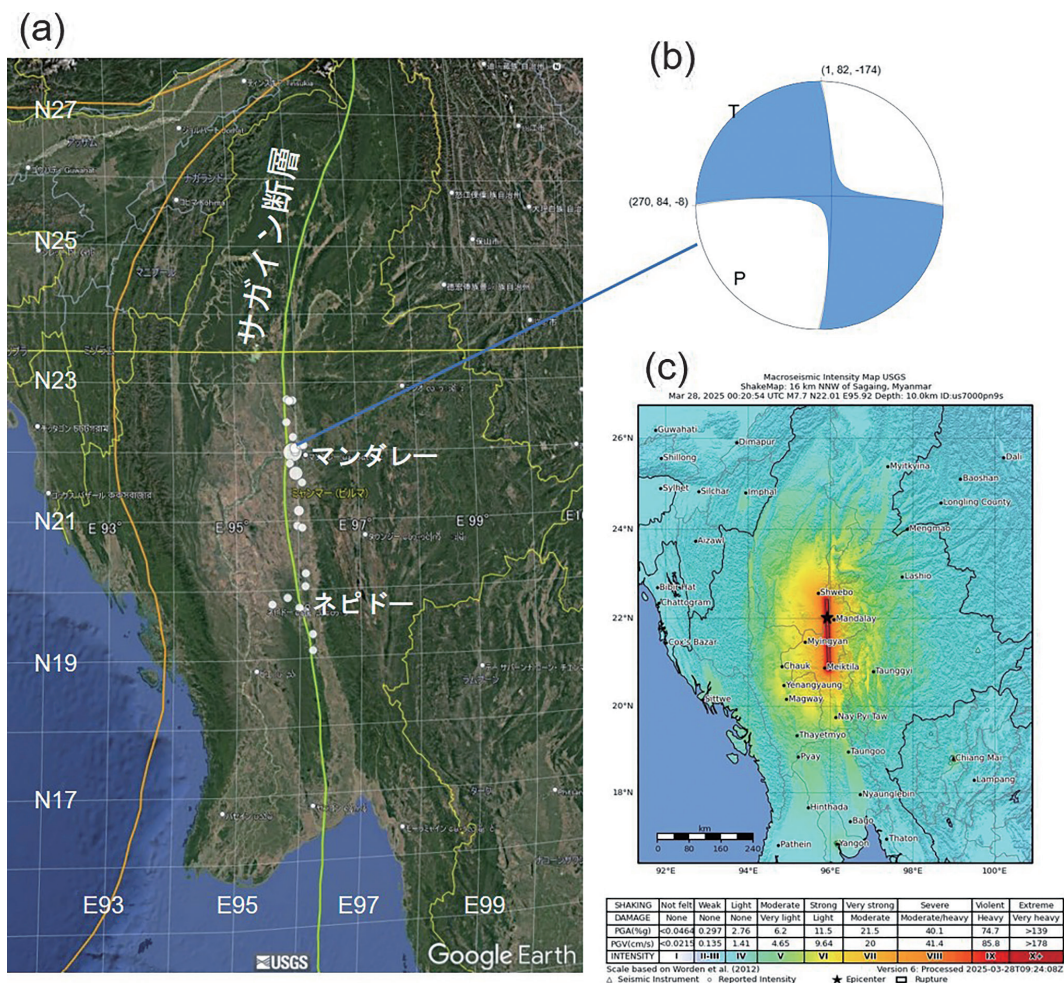


図 1 (a) ミャンマーのマップと断層帯にミャンマーの地震を重ねたもの。プレート境界は大阪教育大 Web (2025) による (橙は収束する境界、黄緑は横ずれする境界)。また地震は 2025 年 3 月 28 日の本震と本震から 1 カ月後までの断層近傍 (N18~24; E95~98) の後発地震 ($\geq$ Mw4.5) を示す。(b) 本震のメカニズム解、および (c) 震度分布図 (いずれも、USGS Web, 2025)

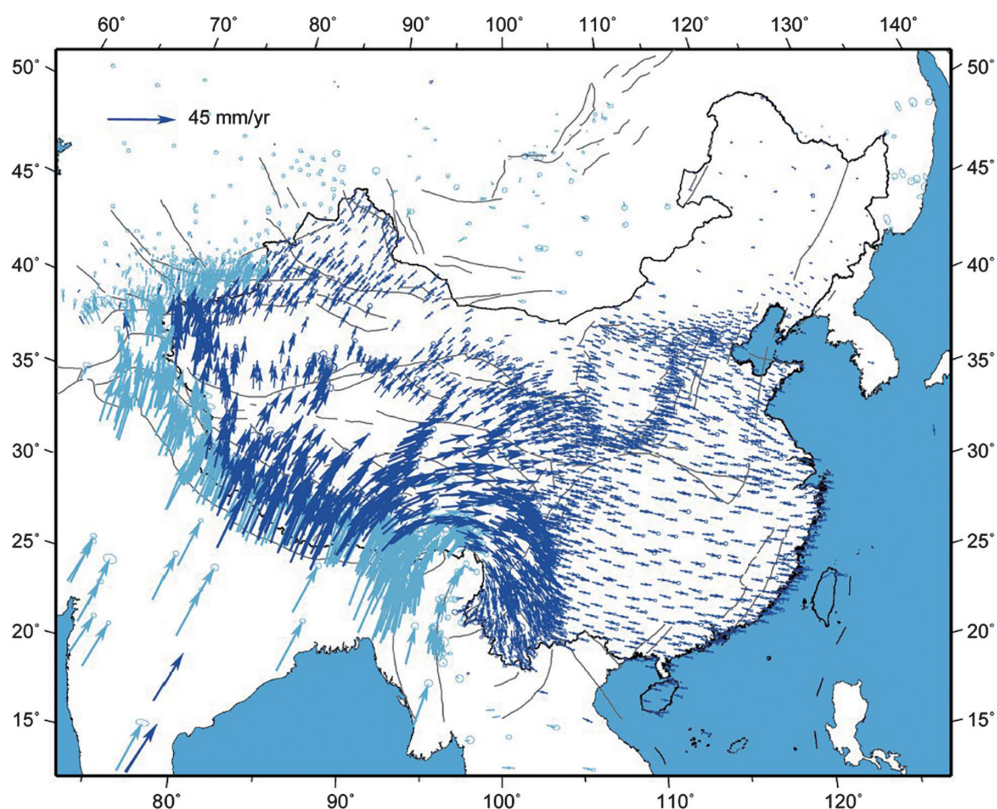


図 2 アジアの GNSS 変位速度場 (ユーラシアプレート固定). 青色矢印と水色矢印はそれぞれ先行研究および Wang and Shen (2020) による (Wang and Shen, 2020)

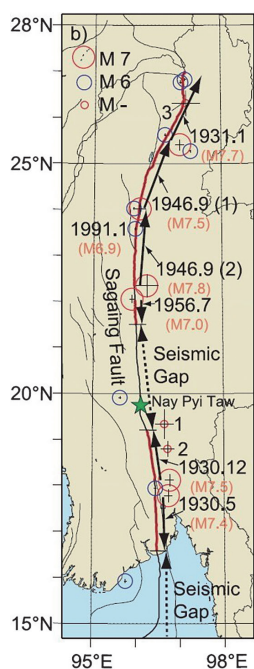


図 3 サガイン断層上で発生した地震の震央位置と M7 クラスの断層の破壊領域. 矢印は推定された断層の破壊伝播方向と断層長さを示す. 点線で示された矢印は空白域を示す (Hurukawa and Maung, 2011). 今回の地震の震央は 1956 年 7 月の地震の震央とほぼ同じ位置である

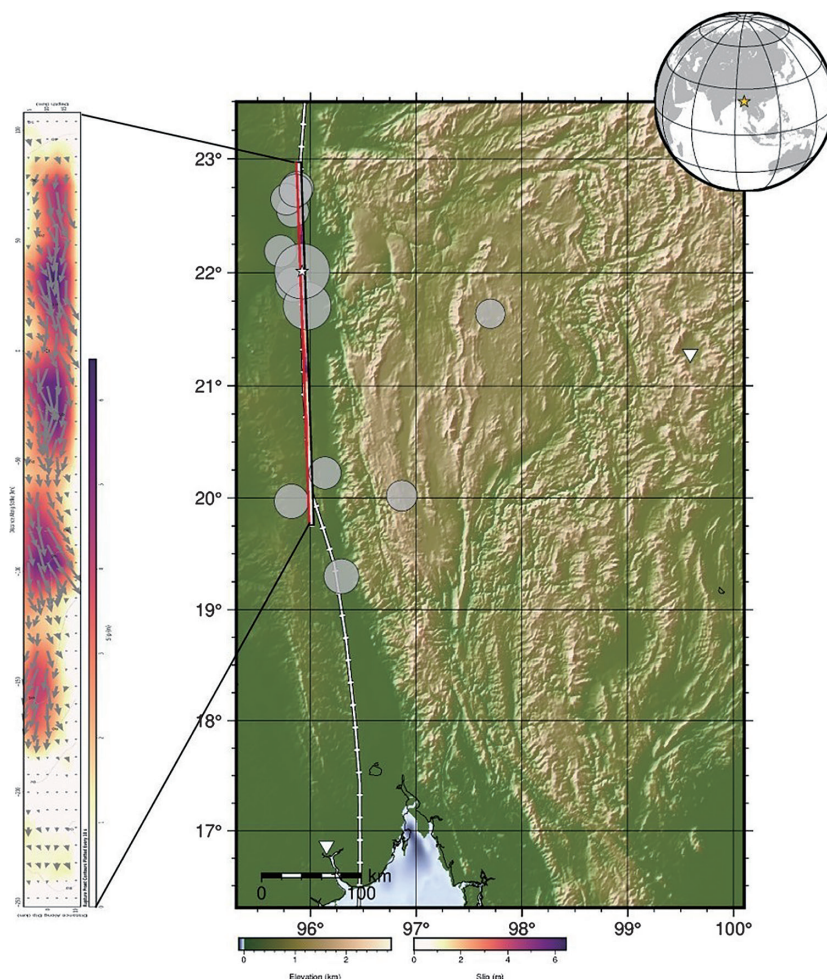


図 4 2025 年 3 月 28 日ミャンマー地震の推定断層位置（赤線）と推定された断層面上のすべり分布を示す（USGS Web, 2025, を改変）

ディアのニュース等からはミャンマーだけでなく、インドシナ半島全体で大きな揺れが観測され、震源から 1,000 km 以上離れたタイのバンコクでは建設中の高層ビルが倒壊して多くの死傷者が出たことなどが報じられている（たとえば、アジア防災センター Web, 2025）。

ミャンマーには南北走向のサガイン（またはザガイン）断層（Sagaing fault）と呼ばれる大断層帯があって地震活動も活発であるが、今回の地震はこの断層帯上で発生したものと推定される（図 1）。サガイン断層帯はインドプレートとスダブプレートの境界になっており、テク

トニックにもきわめて興味深い場所である。図 2 にはアジアの GNSS 変位速度場を示す。図に示すようにインド大陸の衝突によりユーラシアプレートが大きく変形し、特に東側に押し出された地塊が時計回りに回転してインドシナ半島を南側に押し出すように変位していることがわかる。そのため、インドプレートとユーラシアプレートの境界が大きく右横ずれに変位しているのである。2004 年 12 月にインドネシアのアチェ付近で発生したスマトラ地震（Mw9.1）では、断層が北方に延びてミャンマーのすぐ南側に位置するアンダマン諸島にまで地震活動が達

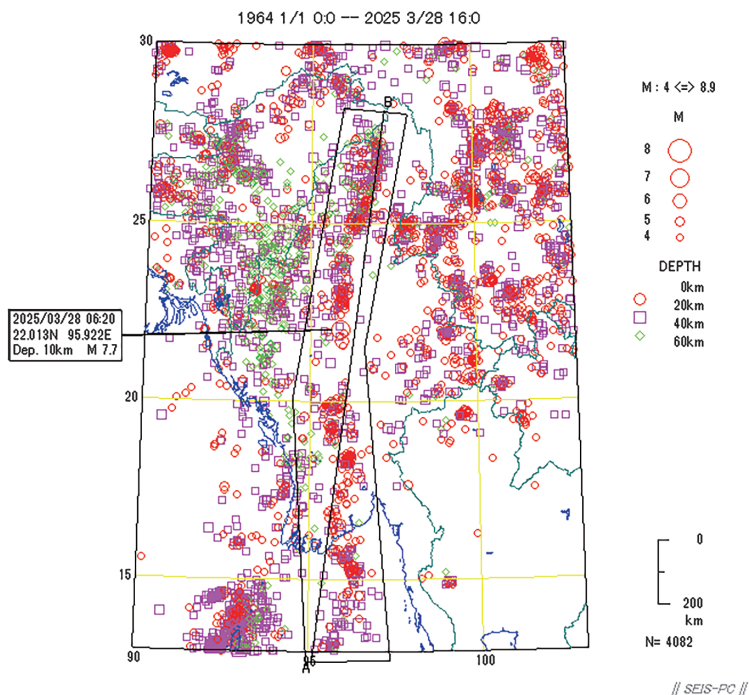


図 5 USGS の震源データによる 1964 年から 2025 年 3 月 28 日 16:00 (UTC) まで、深さ 60km まで M4.0 以上の震源分布図。引き出し線で示したのが今回の地震の震央 (石川有三 Web, 2025)

したため、その延長上にあるミャンマーへの影響も懸念されていた。

Hurukawa and Maung (2011) は、20 世紀にミャンマーのサガイン断層近傍で発生した 6 個の M7 クラスの地震の震源の再解析を行い、これらの地震がサガイン断層上で発生したこと、これらの断層破壊領域から、同断層上の 2 カ所に空白域のあることを指摘した (図 3)。1 つはミャンマー南方の領域、もう 1 つは今回発生した地震の領域を含む地域であり、想定マグニチュードを M7.9 としている。今回発生した地震の震央は、この空白域のやや北側の 1956 年 7 月に発生した M7.0 の地震の震央のすぐ近くであるようにみえる。USGS によれば、破壊はここから南側の空白域全域を含むネピドーまでの約 170km、北側に約 80km の総延長 250 km に近い断層がすべったものと推定されている (図 4; USGS Web, 2025)。なお、最大すべり量は 6.5m と推定されている。図 5 は石川に

よる 1964 年から今回の地震までの期間の地震活動の図である (石川有三 Web, 2025)。この図を見ても、今回の地震の震央の南側はこの期間地震活動が低調であったことがわかる。国土地理院は地球観測衛星「だいち 2 号」で取得された合成開口レーダーのデータ解析によりサガイン断層に沿ってマンダレーの北方からネピドーの南方の 400 km 以上にわたって最大 6m 程度の右横ずれの地殻変動が見られると発表した (国土地理院 Web, 2025)。

参考文献

- Hurukawa, N. and Maung, P.M. 2011. Two seismic gaps on the Sagaing Fault, Myanmar, derived from relocation of historical earthquakes since 1918. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01310. doi:10.1029/2010GL046099
- Wang, M. and Shen, Z.-K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from

GPS and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **125**, e2019JB018774. doi: 10.1029/2019JB018774

参考 Web

アジア防災センター Web. 2025. https://www.adrc.asia/view_disaster_jp.php?NationCode=104&Lang=jp&Key=2742 (最終参照日: 2025 年 4 月 28 日)

石川有三 Web. 2025. ミャンマーの M7.7 地震 (2025 年 3 月 28 日). <https://catfish.the-ninja.jp/event/20250328myanmar.html> (最終参照日: 2025 年 4 月 28 日)

国土地理院 Web. 2025. 2025 年 3 月 28 日ミャンマーの地震に伴う地殻変動. https://www.gsi.go.jp/cais/topic20250328_Myanmar.html (最終参照日: 2025 年 4 月 28 日)

大阪教育大 Web. 2025. https://www.osaka-kyoiku.ac.jp/~syamada/map_syamada/GE_Maps/Q_Landform_GoogleEarthMaps.html (最終参照日: 2025 年 4 月 28 日)

USGS Web. 2025. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000pn9s/executive> (最終参照日: 2025 年 4 月 28 日)

(加藤照之: 大正大学地域構想研究所客員教授)

● 防災リテラシーを高める 実用書

鈴木猛康 著

地域防災の実践

—自然災害から国民や外国人旅行者 を守るための実学—

評者 當麻純一

著者は多くの自然災害の現場を調査し、地域防災活動の実際に関わってこられた一人である。その経験をもとに、わが国の防災対策の現状と歴史を踏まえ、地域で整えるべき市町村の防災体制、地区防災計画、そして日本人だけでなく観光や在留の外国人を含めた防災対策を記している。

本書で扱っている自然災害は、豪雨、洪水、豪雪、地震、土砂、火山と幅広い。第1章「現代の防災対策の現状と課題」では、平成16年新潟・福島豪雨災害で水害の直撃を受けた新潟県見附市の対応と、そこを実証フィールドとした著者による災害対応管理システムの開発がその後の災害対策に活用されていることが紹介されており、本書執筆の起点が自治体の水害対策にあることがうかがえる。

第2章「防災の法制度の歴史とエピソード」では、中世から近世における治水事業が紹介され、つづいて、災害に対する法制度が明治期の備荒儲蓄法の制定に始まり、昭和期の災害救助法の制定、さらには防災対策の骨格である災害対策基本法の成立までの流れで振り返られている。被災地域の自治体や住民にとってきわめて大切な情報である「避難指示」の発令の根拠がここにあることも読者は知る。著者の視点は災害予防だけでなく、被災者の支援に関わる諸制度にもあって、被災者生活再建支援法の成立の背景と内容、災害弔慰金制度、地震保険制度の概要もまとめられている。特に、政府の再保険に基づいたわが国の公的な地震保険制度は、世界的に先進であることを示し、自助としての地震保険への加入を啓発している。

第3章「防災気象情報で氾濫状態の日本」は、章タイトルからうかがえるように、わが国における防災気象情報の種類があまりに多くて住民に理解しがたいために、住民にとってもっとも大切な避難情報が埋もれてしまっていることが大雨を例に指摘される。この文脈で評者が思い起こすのは、緊急地震速報への長周期地震動階級の追加（2023年2月）や、南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意 2024年8月8日発表）である。こうした多様な防災情報が社会に発信されるようになったのは科学の進歩であるが、受け手の側の理解や適切な行動につな

がっているか、の検証と改善が必要であろう。

第4章「地区防災計画」ではその概要が記されている。地域防災計画とは別に地区レベルでのこのような自主取り組みがなされはじめていることに評者は疎かった。本書によると、これは東日本大震災で公助が行き届かなかったことから、共助の大切さが改めて認識され、平成26年に創設された制度という。地域コミュニティにおける共助による防災活動の推進の観点から、市町村内外の一定の地区の居住者および事業者が行う自発的な防災活動に関する制度であり、自助・共助を促すことの大切さが強調されている。第5章「リスク・コミュニケーション」、第6章「広域避難と地区防災計画」、第7章「土砂災害警戒区域における地区防災の実践」もこれに関連した主題である。自主防災組織の活動に関わる方々には、この第4章から第7章までが特に有用であろう。

第8章から第10章までは、外国人が国内で災害に遭った場合への備えとして、著者の取り組みが紹介されている。そもそも避難の概念の違い（外国人にとっては国外避難を意識することもある）の認識や、AIの利用による言語の問題の克服の試みが述べられている。さらに、富士山を対象に噴火警戒レベル3が発表されることを想定しての観光ホテル滞在外国人の避難誘導、遊園地滞在の外国人の避難誘導の社会実験の実践例が紹介されている。多くの外国人が国内各地に見られる現今では非常に重要な取り組みと思われ、水平展開を期待したい。

最後に、第11章「これからの防災まちづくり」ではこれからの防災まちづくりとして、「増災とならないことを検証する視点の大切さ」は読者の注意を引くであろう。増災は著者の造語であり、「人為的行為、施策によって、災害発生の素因を大幅に悪化させ、大規模災害の発生リスクを高める行為あるいは施策のこと」と定義している。人災とは似て非なるものという。著者は、現代の増災の一例として、再生可能エネルギーの行き過ぎた開発をあげている。能登半島地震を機に、洋上風力発電施設の開発については少し立ち止まり、施設の耐震設計、耐津波設計法を確立させると述べられている。この視点は、土木工学を専門とする評者も共感するところである。導入が進む陸上の風力発電施設、太陽光発電施設に関しても、これらに伴う土地の改変が土砂災害の誘因とならないように設計・施工・維持管理される必要がある。はたして現状はどうだろうか。

著者によれば本書は読者として、中央省庁や地方自治体の職員、防災担当者、地域の防災リーダー、観光・防災を生業とする各種団体を主な対象としていて、さらに一般の読者にも理解できるよう平易な表現に努められている。地域社会の防災リテラシーを高めるのに役立つ一書である。

<理工図書, 2024年4月23日, A5判, 232頁, 2,200円+税>

[とうま じゅんいち 地震予知総合研究振興会専務理事]

.....

【訂 正】

「地震ジャーナル」78号（2024年12月20日発行）に掲載された「ディープラーニング地震学—現状と今後の展開への期待—」（42～53ページ）に不備がありましたので、以下のように訂正いたします（平原和朗）.

訂正箇所：47ページの式（19）

訂正前： $d\theta(t)/dt=1-\theta(t)v(t)/d_c$

訂正後： $d\theta(t)/dt=1-\theta(t)v(t)/d_c$

.....

●新刊紹介

矢守克也 著

避難学 「逃げる」ための人間科学

東京大学出版会，紙版・電子版，2024 年 10 月，A5 判，288 頁，3,900 円＋税

神沼克伊 著

地震学の歴史からみる地震防災

丸善出版，紙版・電子版，2024 年 10 月，A5 判，186 頁，3,500 円＋税

井出 哲 著

地震学

講談社，紙版・電子版，2024 年 11 月，A5 判，416 頁，5,900 円＋税

目黒公郎 編，東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター 監修

関東大震災と東京大学 教訓を首都直下地震対策に活かす

東京大学出版会，紙版・電子版，2024 年 12 月，A5 判，264 頁，3,500 円＋税

三浦房紀 著

これから首都直下，南海トラフ巨大地震を経験する人たちへ

KADOKAWA，紙版・電子版，2025 年 1 月，B6 判，192 頁，1,400 円＋税

鎌田浩毅 著

「地震」と「火山」の国に暮らすあなたに贈る 大人のための地学の教室

ダイヤモンド社，紙版・電子版，2025 年 2 月，四六判，448 頁，1,800 円＋税

青木陽介 著

地球の測り方 宇宙から見る「水の惑星」のすがた

講談社，紙版・電子版，2025 年 2 月，A5 判，240 頁，2,600 円＋税

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

採用

中澤 理恵 本部事務局兼地震調査研究センター事業推進管理部 課長代理
25. 4. 1

東野 陽子 地震調査研究センター事業推進管理部 課長代理/主任研究員
25. 4. 1

退職

関根 正夫 本部事務局 参事
25. 3. 31

今村 和清 本部地震防災調査研究部 参事
25. 3. 31

編集後記

今年 は 1995
年（平成 7 年）

1 月 17 日に発生した兵庫県南部地震・阪神淡路大震災から 30 年ということで、巻頭エッセイには日本地震学会会長の久家慶子さんにご執筆いただいた。また、京大防災研の大見士朗さんに高感度地震観測に関するこの地震以来の発展についてレビュー記事をご執筆いただいた。ある一定の年齢以上の地震研究・地震防災の関係者には特に大きな出来事としてさまざまな思いのある地震であることは間違いないだろう。私事で恐縮だが、この地震に関する私自身の体験を少し書かせていただきたい。地震が起こってすぐ、私自身も地殻変動の観測のため機材を準備して、東京を車で出発した。京大防災研や和歌山地震観測所を経て大渋滞の中を深夜神戸に向かって車を走らせた。1 月 19 日の夜遅く、ようやく神戸近くの小学校に到着した。学校は避難所になっており、学校の先

生も緊急時の当直らしく、職員室においてになった。事情を説明して学校の屋上に観測機器を設置させていただく許可をいただいた。深夜のことだったので周囲が見えなかったが、機材を設置することができた。車中で仮眠をとり、明け方少し明るくなったので屋上に上がり、周囲を見渡したところすぐ近くのいくつかの住宅がぺしゃんこにつぶれているのに仰天した。しかし、同時に、この情景はどこかで見たような気がする、という既視感を覚えた。はて、どこでこのような情景を見たのだろう、としばらく考えて、思い出した。地震学を学び始めたころ、読んでいた教科書の中にあった福井地震で倒壊した家屋の写真にそっくりだったのである。福井地震は 1948 年に起こった地震で、よく知られているように、この地震を契機に震度 7 が設定された。そのときと同じことが目の前で起こっていたのである。福井地震から 50 年近くが経過して地震

学は長足の進歩を遂げたはずなのに、“何も変わっていないじゃないか”と絶望的な気持ちになったのを思い出す。ところが、後になってわかったのであるが、学術的な調査を行ったところ、1981 年以降に建てられたいわゆる“新耐震基準”の建物は、それ以前に建てられた建物に比べ被害は格段に少なく、耐震基準の改正は防災力の向上に役立ったということなのである。大きな地震が発生すると、必ず被害の大きなところに注目が集まる。しかし、それは必ずしも“全体としていつも地震の規模に見合う同じ規模の被害”ではなく、防災対策が着実に施されていれば少しずつでも被害は小さくなっているのである。大きな地震が起こったときにその進歩を実感することは難しいのだろうが、少しずつでも防災力の向上を感じられるよう着実にあゆみをすすめていきたいものである。（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	金沢	敏彦	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	後藤	和彦	公益財団法人地震予知総合研究振興会
委員	酒井	慎一	国立大学法人東京大学大学院
委員	當麻	純一	公益財団法人地震予知総合研究振興会

地震ジャーナル 第79号

2025年6月20日 発行

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

地震予知総合研究振興会

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

発行人 金沢敏彦

編集人 加藤照之

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

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター