

地震 ジャーナル

80

2025年 12月

- エッセイ 新しい酒は新しい革袋に ● 鷺谷 威——1
- 2024 年能登半島地震 (M_w 7.5) の震源過程 ● 青木陽介——2
- 地下構造探査で観た地球内部変動現象 ● 小平秀一——9
- 注水誘発地震とそのメカニズムの考察 ● 伊藤高敏——28
- 地震発生過程の理解に向けた大型岩石
摩擦実験研究 ● 山下 太——42
- 震度のリアルタイム演算法 ● 刃刀 卓——49
- ソフトバンク独自基準点データを用いた
超高密度地殻変動観測 ● 太田雄策——57
- 強震動評価のさらなる活用を目指して
—地震本部の「応答スペクトルに関する地震動
ハザード評価」の活用を考える— ● 當麻純一/古村美津子——62
- 書評——77
- 新刊紹介——80
- 既刊総目録 [71号～80号] —81
- ADEP情報——84
- 囲み記事 グリーンランドで発生し 9 日間続いた
振動について ● 澤崎 郁——75

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

新しい酒は新しい革袋に

鷺谷 威

さる 2025 年 9 月 26 日、地震調査研究推進本部は南海トラフ地震の長期評価の一部改訂を公表した。従来使用されてきた時間予測モデルに代わり、データの不確かさを考慮したすべり量依存 BPT モデルが採用されるとともに、南海トラフ以外の地震に対して適用されている BPT モデルを用いた評価も併せて行われ、今後 30 年間の地震発生確率が、それぞれ 60～90% 以上および 20～50% と評価された。2つのモデルに基づく確率が大きく離れた値で提示されたが、両者の優劣は付け難いとされたことで、世間一般には難解と受け取られたようである。しかし、私は地震学の知見や限界をより正直に反映した結果であり、一步前進したと評価している。

学生だった 40 年前頃、時間予測モデル、地震空白域、沈み込み帯の進化で大地震発生を説明するモデルなど、複雑な観測事実を簡明に解釈するモデルに感銘を受けた。事の本質を見抜いて単純化する地球物理学のアプローチは魅力的であった。その後の観測技術の進歩により学生時代には想像できなかった大量かつ精密なデータが得られるようになったが、その結果分かったのは、地球の変動や地震が従来考えられていたよりもはるかに複雑で不均質な構造の影響を強く受けており、将来予測が非常に難しい、という現実であった。このように説明すると科学が後退したように聞こえるかもしれないが、研究対象の複雑さを知って古典的なモデルの限界を把握することもまた重要な科学的進歩であると強調しておきたい。一般には、科学の進歩によって将来の予測精度が年々高まるものと期待されるが、古い考えに基づいた一見すると高精度の予測は、その仮定に根本的な誤りを含む危険を孕んでいる。その現実を目の当たりにしたのが 2011 年の東日本大震災であった。

日本地震学会は、2012 年に「日本地震学会の改革へ向けて：行動計画 2012」を発表し、「社会に対して、“等身大”の地震学の現状を伝えていくべき」と提言した。今回の南海トラフ地震の長期評価見直しは、こうした提言がようやく 1つの形になったと言うこともできよう。時間予測モデルは、地震に対するわれわれの理解が進展する上での 1つの重要なステップであり、その学術的価値は今でも失われてはいない。しかし、「新しい酒は新しい革袋に」という言葉にあるように、古い考えに拘泥することなく、新しいデータに相応しい新しいモデルを構築し、地球や地震の真理を追求していくことが求められている。

〔さぎや たけし〕

現職 名古屋大学減災連携研究センター教授・センター長、日本測地学会会長、博士(理学)

略歴 東京大学理学部卒業。同 大学院理学研究科修士課程修了。同 博士課程中退。国土地理院、名古屋大学大学院環境学研究科助教授、同 准教授、同 教授を経て現職

著書 図説地球科学の事典(朝倉書店、分担執筆)など

2024 年能登半島地震 (M_w 7.5) の震源過程

青木陽介

1. はじめに

能登半島では、2007 年に西岸でモーメントマグニチュード (M_w) 6.7 の地震が発生したのち、2020 年 11 月より群発地震が発生していた。2023 年 5 月には M_w 6.2 の地震が発生した。地震活動や地殻変動観測から、一連の群発地震の発生には地下の流体の存在が大きな役割を発生していることが示唆される（たとえば Nishimura *et al.*, 2023; Kato, 2024）。岩森・中村（2024）は、中部日本での太平洋プレートとフィリピン海プレートの二重の沈み込みを考慮したマントル対流シミュレーションに基づき、沈み込んだ太平洋プレート由来の流体が能登半島直下で上昇している可能性を示した。このことから、能登半島で発生していた群発地震が地下の流体により駆動されているという仮説は蓋然性があると考えられる。

一般的に、群発地震の発生には地下のマグマや熱水の存在が関わっているとされるが、そのような地域では、地下構造の不均質性によって大地震が発生しにくい環境にあると考えられる。実際、2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震 (M_w 7.5: 以下単に能登半島地震と記されているのは 2024 年能登半島地震のことを指す) は、群発地震域で発生する地震としては例外的に大きい。そのため、この地震の震源過程を明らかにすることは、地震発生メカニズムに示唆を与えるものと考えられる。このような動機から、能登半島地震の震源過程についてはこれまでにさまざまな研究が行われてきた。本稿では著者が関わった研究 (Ma *et al.*, 2024; Xu *et al.*, 2024; Huang *et al.*, 2025) を中心に能登半島地震の震源過程について概観し、一般的に大地震が発生しにくい環境でこのような大地震が発生した原因について考察する。

2 章および 3 章では、震源過程を推定するのに用いた地殻変動および地震波データについて述べ、これらのデータから明らかにされたことについても述べる。4 章では求められた震源過程の解釈を与える。最後に 5 章で、能登半島地震の震源過程をより深く理解するための提案を行う。

2. 地殻変動観測

本稿では主に合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar; SAR) と全地球衛星測位システム (Global Navigation Satellite System; GNSS) を用いて地震による永久変位を観測し、断層すべりの空間分布を求めている。本章ではそれぞれの観測の詳細について述べて、これらのデータから求められる断層すべりの空間分布について議論する。

2.1 SAR

能登半島は植生が豊かな地域が多いため、Sentinel-1, TerraSAR-X, COSMO-SkyMed といった短波長のマイクロ波を照射する SAR 衛星を用いると、地殻変動を抽出できる範囲が限定される。そのため、Ma *et al.* (2024) は、より超波長なマイクロ波を照射する ALOS-2 衛星を主に用いて能登半島地震によって生じた地表変動を観測した。ALOS-2 衛星からは地震直後の 2024 年 1 月 1 日および 1 月 2 日に観測を行ったため、余効変動をほとんど含まない変動場を抽出することができた。

SAR 干渉解析ではある地点の視線方向の変位を、2 回の観測から得られる衛星と地上の反射地点間の距離の差をマイクロ波の位相差として計測する。このため、計測には半波長 (ALOS-2 衛星の場合約 118 mm) の整数倍の不確定性がある。視線方向変位の絶対値を求めるためには、変位の

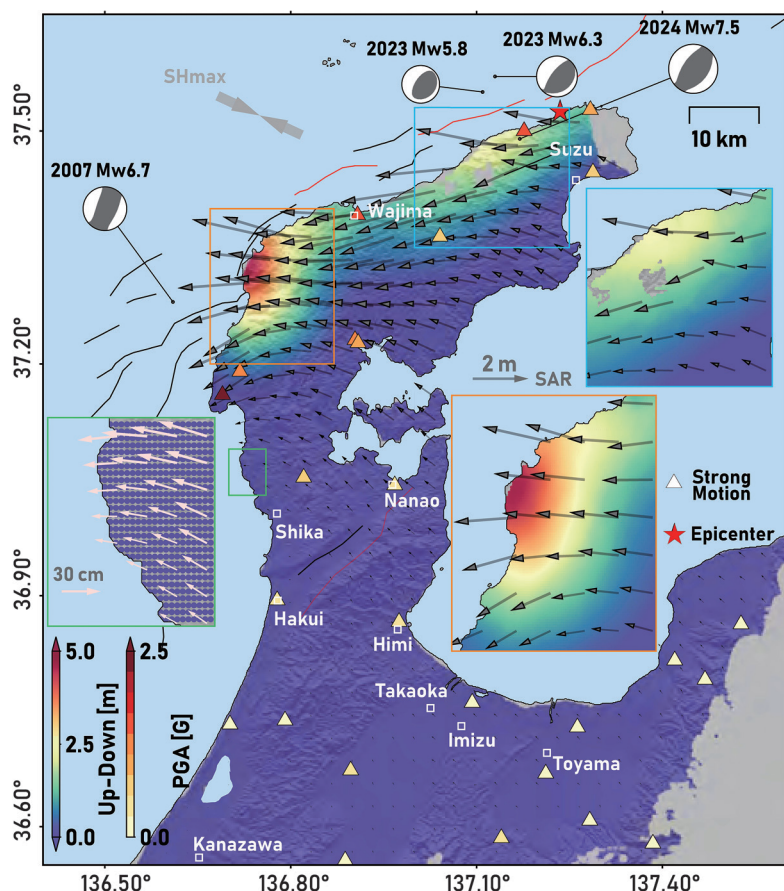


図 1 SAR 観測によって求められた能登半島地震にともなう 3 次元変位. 水平変位をベクトルで、鉛直変位を色で示す. 能登半島地震ですべった海底活断層を赤線で、そのほかの既知の海底活断層を黒線で示す. Ma *et al.* (2024) を改変

空間的な連続性を仮定してこの不確定性を解く必要があるが、変位、すなわち位相差の空間勾配が大きすぎると不確定性を解くことができない。能登半島地震による変位は能登半島北岸部において空間勾配が大きく、視線方向変位の絶対値を能登半島全域において求めることが困難であった。そこで Ma *et al.* (2024) は、ピクセルオフセット法という、SAR データの位相情報ではなく振幅情報を用いて地表変動を計測する手法を導入し、能登半島による変位を計測した。ピクセルオフセット法は衛星から地表への視線方向だけでなく衛星の進行方向（北北西もしくは南南西）の変位方向も計測できるため、昇交（北行）軌道と降交（南行）軌道からの計測を組み合わせることによって地表変位の東西・南北・上下すべての成分

を求めることができる。ただ、この手法によって求められる変位には 100mm から数 100mm の誤差があり、10~20mm 程度の精度で地表変位の視線方向成分を求められる SAR 干渉解析よりも精度が悪い（たとえば、小林ほか, 2010）。

図 1 に SAR 観測により求めた能登半島地震による 3 次元変位分布を示す。能登半島北部は全体的に西方に変位しており、その変位量は最大で 2m を超える。また、能登半島北部は全体的に隆起している。最大の隆起は震央付近ではなく能登半島北西部で、隆起量は最大 5m に達する。この隆起量は能登半島北西部の海岸での現地調査により得られた結果 (Fukushima *et al.*, 2024; 宍倉ほか, 2024; 宍倉, 2025) と調和的である。

SAR による観測は、能登半島地震にともない

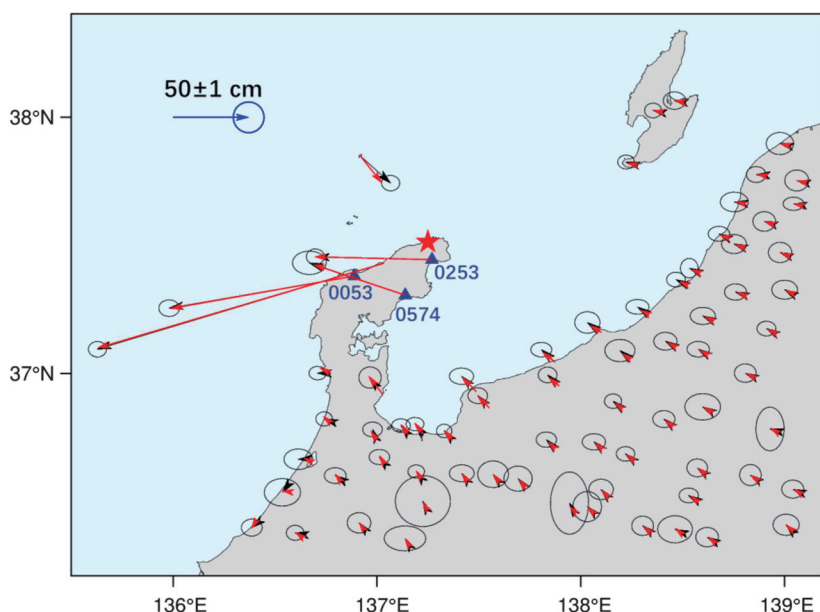


図 2 GEONET による GNSS により求められた能登半島地震にともなう水平変位。観測された変位を黒いベクトルで、断層モデル（図 3）により予測される変位を赤いベクトルで示す。赤い星は震央を示す。Huang *et al.* (2025) を改変

副次的な断層が生じたことも明らかにした。Fukushima *et al.* (2024) は SAR 干渉解析から、能登半島北東部と中部において地震時に変位の空間的な不連続が生じたことを明らかにした。この不連続は現地調査による結果とも整合的である。地震波による観測から、この変位の不連続はおそらく地震波を発生しない断層運動により生じたものと考えられる。このような、地震に誘発された非震性の地殻変動は他の地震でも発生しており、おそらく大地震により一般的に生じる現象であろうと考えられる。

2.2 GNSS

GNSS による観測は SAR によるものほど空間分解能が高くないが精度に優れているため、SAR による観測を検定する意味でも重要である。また、計測精度が高いため、震源から離れた地域の変位も精度よく計測することができる。このことは深部の断層すべりに強い拘束を与えることになる。

Ma *et al.* (2024) および Huang *et al.* (2025) は、国土地理院により運用されている GEONET (GNSS Earth Observation NETwork System:

GNSS 連続観測システム) による観測から地震による変位を抽出した (図 2)。観測された変位は、震源に近い能登半島北部では西向き成分が卓越するが、震源から離れるにしたがい北向き成分が卓越する。ノイズレベルを超えた変位は震源から 100 km 以上離れた点においても観測された。このような変位場は SAR によって求められた変位場と調和的である。

2.3 断層すべりの空間分布

Ma *et al.* (2024) および Huang *et al.* (2025) は、SAR および GNSS 観測によって求められた地表変位場を説明するような断層すべり分布を求めた (図 3)。まず、能登半島地震を引き起こした断層は、能登半島付近では東北東-西南西走向で、南南東方向に傾いている。すなわち、能登半島は断層の上盤側にあたる。それに対して、能登半島北東沖では断層は北東-南西走向に向きを変え、北西方向に傾いている。この部分の断層は能登半島から離れているため、SAR だけでなく断層から離れた GNSS データも断層すべりに拘束を与えている。

能登半島地震にともなう断層すべりは主に逆断

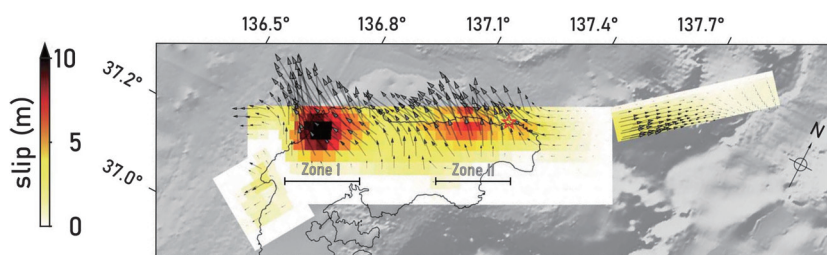


図 3 SAR および GNSS 観測による地殻変動観測から推定された能登半島地震の断層すべり分布。上盤のすべりをベクトルで示す。能登半島北縁部では逆断層と右横ずれ断層運動の混合である。また、すべり量の絶対値を色で示している。Ma *et al.* (2024) を改変

層と右横ずれの混合であり、震源付近では最大約 5m のすべりが生じたと推定された。しかし、最大すべりが生じたのは震源付近ではなく震源から西南西に約 50 km 離れた能登半島北西沖で、ここでは約 10 m のすべりが生じたと推定される。このことは能登半島北西岸で生じた大きな隆起がこのような大きな断層すべりで生じたことを示す。Ando *et al.* (2025) は、数値シミュレーションを通じてこの大きなすべり域が曲がった断層によるものであることを示した。なお、得られた断層すべりから推定される応力降下は震源付近で約 7 MPa、最大すべりが生じた能登半島北西沖では 10 MPa を超えており、一般的な地震の応力降下と同程度もしくはやや高い。

3. 地震観測

上記の SAR や GNSS による地殻変動観測は地震前後の変位を用いたもので、断層すべりの空間分布について情報を持っているが、断層すべりの時間発展に関する情報は持っていない。そこで、Ma *et al.* (2024) および Xu *et al.* (2024) は地震記録を用いて能登半島地震の断層すべりの時間発展を求めた。

断層すべりの時間発展は地震波の逆伝搬法を用いて求めた。逆伝搬法とは、震源から遠く離れた地域の複数の地震計（地震計アレイ）を用いて、地震計アレイ内の観測点間の地震波の到達時刻差から地震波の到来方向を求めることを基礎とする（たとえば Ishii *et al.*, 2005）。断層すべり域が移動すると地震計アレイからの方角も変化する。複

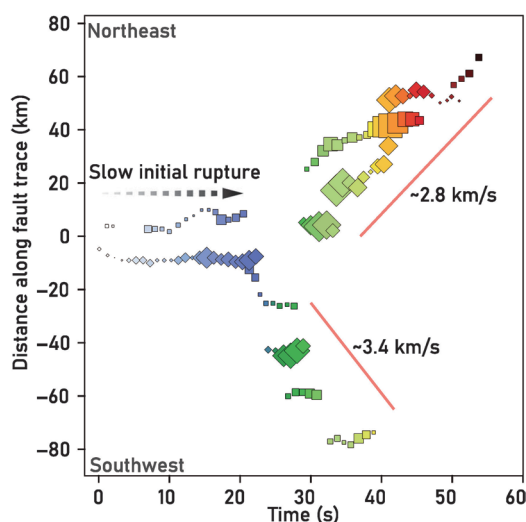


図 4 地震波逆伝搬法によって求められた能登半島地震の破壊伝搬の時間発展。横軸に地震開始からの時間、縦軸に断層に沿った震央からの距離（北東方向为正）を示す。四角は北米の地震計アレイによって、菱形はオーストラリアの地震計アレイによって検出されたエネルギー放出を示す。四角および菱形の大きさはエネルギー放出量を示し、大きくなるほどエネルギー放出量が大きくなることを示す。地震開始後 15~20 秒はすべり伝搬がきわめて低速であったことがわかる。Ma *et al.* (2024) を改変

数の地震計アレイを用いることによって、断層すべりの時間発展がより詳細に求められる。

図 4 に、逆伝搬法による断層すべりの時間発展を示す。能登半島地震の断層すべりの時間発展の最大の特徴は、最初の 15~20 秒のゆっくりとした断層すべり伝搬とその後の急加速である。最初の 15~20 秒の断層すべり伝搬速度は 1 km/s 以

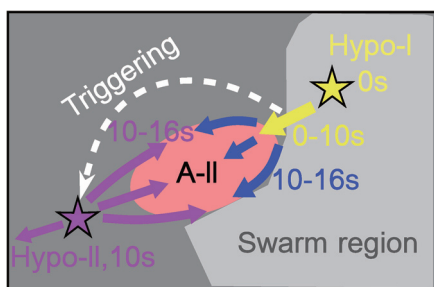


図5 能登半島地震の低速すべり伝搬から高速すべり伝搬に遷移する過程の模式図。断層すべりは薄い灰色で示す流体が豊富な領域で開始した（黄色い星印）。地震開始後10秒ほどで、この初期すべりが、流体が豊富に分布する領域の外の濃い灰色で示す領域（紫の星印）のすべりを誘発した。これらのすべりによる動的応力変化が岩石強度の強い部分（A-IIと示した領域）のすべりを誘発し、その後高速すべり伝搬に発展した。Xu *et al.* (2024) を改変

下で、一般的な地震のすべり伝搬速度よりも優位に遅い。その後すべりは北東・南西両方向に加速して伝搬する。Ma *et al.* (2024) が推定した伝搬速度は南西方向に3.4 km/sであり北東方向に2.8 km/sである。Xu *et al.* (2024) が推定した伝搬速度は南西方向に2.4 km/s、北東方向に2.1 km/sとやや遅いが、いずれにしても一般的な地震の伝搬速度と同程度である。Huang *et al.* (2025) も同様の解析を行い、同程度の伝搬速度を得ている。このような震源過程は、地震開始後20秒以上経過してから急に振幅が大きくなる震源近傍の強震計の記録とも調和的である。能登半島地震では震源から50 km程度離れた能登半島北西部にて強い揺れとそれに伴う激しい被害が生じたが、地震開始後15~20秒以上経過したのちの南西方向の断層すべり伝搬が強い揺れとそれともなう激しい被害に大きく寄与していると考えられる。

Xu *et al.* (2024) はさらに、震源近傍の強震計測の記録も用いて地震開始からすべり伝搬が加速するまでの最初の15~20秒の震源過程を詳しく考察した。その結果、2024年の地震は、まず2020年から発生していた群発地震の発生域で低速のすべりとして開始し、約10秒後に約10 km南西方向に離れた領域にすべり域が飛び、約16

秒後にこの2つの領域に挟まれた領域でのすべりが始まったことが分かった（図5）。その後南西・北東両方向にすべりが高速で伝搬した。Xu *et al.* (2024) は、約16秒後にすべり始めた領域が破壊強度の高い領域であると解釈し、震源付近のすべりと、それに誘発されて約10秒後にすべり始めた領域のすべりに誘発されて約16秒後に高速すべりが開始したとした。初期破壊が後続の破壊を誘発して大地震に至ったという解釈はHuang *et al.* (2025) も同様である。

4. 議 論

能登半島地震の最大の特徴は地震の最初の15~20秒の破壊伝搬速度がきわめて遅いことである。その原因は何であろうか？上に述べたように、能登半島地震の震源域には流体が豊富に分布しており、このことが群発地震を引き起こしていると考えられている。地下水のように粘性の低い流体は岩石中にシート状に分布すると考えられるが、このことは巨視的には岩石強度の不均質を引き起こす。そのような媒質に様にテクトニックな応力が加わると、岩石強度の低い部分から地震による断層すべりが開始する。しかし、その断層すべりは強度の高い部分で止まってしまう。そのため、流体が豊富な領域では群発地震が発生しても大地震に発生しにくいと考えられる。

2020年11月から能登半島北岸域で発生していた群発地震も、上記の理由で大地震が発生していなかったと考えられる。しかし、2024年能登半島地震の際には、地震の初期すべりによる静的もしくは動的な応力変化が、流体の分布している領域の外、すなわち岩石強度の不均質の小さな部分のすべりを誘発し、その部分での断層すべりが一気に進むことにより大地震が発生したと考えられる。

破壊伝搬速度がきわめて遅かった能登半島地震の最初の15~20秒に開放された地震モーメントは、 M_w 6.6~6.8に相当する。この大きさは、2020年11月に群発地震が開始してから能登半島地震が発生するまでの最大の地震（2023年5月

に発生した M_w 6.2 の地震) よりやや大きい, 能登半島地震全体の大きさ (M_w 7.5) よりもはるかに小さい. すなわち, 能登半島の地震モーメントの大半は流体が豊富な領域外で開放されたということになる. また, 能登半島地震の際には, 初期破壊の大きさが大きかったために流体分布域外部での断層すべりを誘発し, 大地震へと進展したと考えられる. 初期破壊の大きさが 2023 年 5 月の地震のように M_w 6.2 程度であったならば, 地震は流体分布域内部に限定され, 外部の断層すべりを誘発することもなく, 大地震にも進展しなかったのではないかと考えられる.

5. 将来の展望

能登半島地震以来現在までの 2 年弱 (執筆時) までの間に, さまざまな角度から能登半島地震の研究が進められ膨大な数の論文が出版された. しかし能登半島地震, とりわけその震源過程についての理解は完全であるとは言えない. 特に, すべりの伝搬速度が非常に遅かった最初の 15~20 秒, すなわち能登半島地震初期の震源過程についての理解に改善の余地があると考えられる. このことへの理解を進めることは, 群発地震の発生過程についての理解を進めるだけでなく, 地震発生と地下の不均質の関係についても一定の知見を与えられる.

地震の震源過程を研究するにあたっては地震計の記録を用いるのが一般的であるが, 能登半島地震の震源過程の研究にあたっては GNSS データも有用な情報をもたらすと考えられる. 特に能登半島地震の初期においては長周期成分の波動を多く発生させているであろうこと, 能登半島においては稠密な GNSS 観測網が存在すること (Nishimura *et al.*, 2023) から, GNSS キネマティック観測によるデータから震源過程の有益な情報が将来引き出されることを期待する.

筆者の関係した研究 (Ma *et al.*, 2024; Xu *et al.*, 2024; Huang *et al.*, 2025) をはじめとして, 多くの研究では能登半島地震の初期破壊が単一の断層上で発生したと仮定している. しかし, 2020 年

からの地震活動の震源分布の複雑さ (たとえば Kato, 2024) などを見ると, その仮定の正しさは必ずしも担保されない. 海が存在によりほとんどの観測点が震源域の南部にあるという不利な条件はあるものの, GNSS データからも, 能登半島地震の初期破壊の, 断層形状も含めた複雑性について知見を引き出せる可能性がある.

謝辞

本稿執筆の機会を与えてくださった加藤照之編集長に感謝いたします.

参考文献

- Ando, R., Fukushima, Y., Yoshida, K. and Imanishi, K. 2025. Nonplanar 3D fault geometry controls the spatiotemporal distributions of slip and uplift: evidence from the Mw 7.5 2024 Noto Peninsula, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, **77**, 53. doi:10.1186/s40623-025-02187-9
- Fukushima, Y., Ishimura, D., Takahashi, N., Iwasa, Y., Malatesta, L. C., Takahashi, T., Tan, C.-H., Yoshida, K. and Toda, S. 2024. Landscape changes caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake in Japan. *Sci. Adv.*, **10**, eadp9193. doi:10.1126/sciadv.adp9193
- Huang, C., Xu, W., Bürgmann, R., Xie, L., Feng, G., Shan, B., Li, Z., Aoki, Y., Zhang, Y. and Liu, X. 2025. Heterogeneous strong asperities and tectonic complexity control irregular cascading ruptures. *Sci. Adv.*, **11**, eadv6771. doi:10.1126/sciadv.adv6771
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H. and Vidale, J. E. 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by Hi-Net array. *Nature*, **435**, 933-936. doi:10.1038/nature03675
- 岩森 光・中村仁美. 2024. 冷たい沈み込み帯としての中部日本と能登半島下でのスラブ深部脱水. *地震ジャーナル*, **78**, 2-12. doi:10.60191/eqj.2024.78_2
- Kato, A. 2024. Implications of fault-valve behavior from immediate aftershocks following the 2023 Mj 6.5 earthquake beneath the Noto Peninsula, central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **51**, e2023GL106444. doi:10.1029/2023GL106444
- 小林知勝・飛田幹男・村上 亮. 2010. 局所的大変位を伴う地殻変動計測のためのピクセルオフセット解析. *測地学会誌*, **57**, 71-81. doi:10.11366/sokuchi.57.71

- Ma, Z., Zeng, H., Luo, H., Liu, Z., Jiang, Y., Aoki, Y., Wang, W., Itoh, Y., Lyu, M., Cui, Y., Yun, S.-H., Hill, E. M. and Wei, S. 2024. Slow rupture in a fluid-rich fault zone initiated the 2024 *Mw* 7.5 Noto earthquake. *Science*, **385**, 866–871. doi:10.1126/science.ado5143
- Nishimura, T., Hiramatsu, Y. and Ohta, Y. 2023. Episodic transient deformation revealed by the analysis of multiple GNSS networks in the Noto Peninsula, central Japan. *Sci. Rep.*, **13**, 8381. doi:10.1038/s41598-023-35459-z
- 宍倉正展. 2025. 能登半島北部沿岸における隆起痕跡からみた地震履歴. *地震ジャーナル*, **79**, 23–31. doi:10.60191/eqj.2025.79_23
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一・立石 良・後藤玲奈・前杢英明. 2024. 令和6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. *第四紀研究*, **63**, 169–174. doi:10.4116/jaqua.63.2408.
- Xu, L., Ji, C., Ampuero, J.-P., Yunjun, Z., Mohanna, S. and Aoki, Y. 2024. Dual-initiation ruptures in the 2024 Noto earthquake encircling a fault asperity at a swarm edge. *Science*, **385**, 871–876. doi:10.1126/science.adp0493

青木陽介

[あおき ようすけ]

現職 東京大学地震研究所准教授

略歴 1996年東京大学理学部卒業. 1998年東京大学大学院理学研究科修士課程修了. 2001年同博士課程修了. 東京大学地震研究所 COE 研究員, コロンビア大学ラモント・ドハティ地球研究所博士研究員, 東京大学地震研究所助手, 助教を経て2019年より現職

研究分野 測地学・火山学

地下構造探査で観た地球内部変動現象

小平秀一

して海洋性島弧構造の観点から概観する。

1. はじめに

海洋プレートは、その誕生から移動、沈み込みに至る過程で、多様な地球内部変動現象を伴いながら進化する。その痕跡は地殻・マントル構造として保存され、プレート運動と深部構造の相互作用を理解するうえで重要な手がかりを与える。また、内部構造の不均質性は変動現象の結果であると同時に、変動現象を引き起こす原因ともなり得る。

筆者は、海洋プレートの生成・移動・沈み込みに関連する地球内部変動現象の解明を目的として、地震学的手法による地下構造探査を中心に研究を進めてきた。具体的には、海嶺におけるプレート形成、大洋底における移動過程、沈み込み帯における衝突や新たな地殻形成を対象とし、地震波探査データの取得・解析に基づく地下構造の可視化を行ってきた。

地震学的探査で得られる地下構造情報は、地球内部変動の「スナップショット」として重要である。しかし変動過程の理解には、測地学・地質学・岩石学・地球化学など他分野の知見との統合が不可欠である。他分野においても地下構造情報は研究基盤として不可欠であり、学際的連携は地球内部変動の理解の推進において本質的に重要な取り組みである。

本総説では、筆者が海洋研究開発機構(JAMSTEC)の地下構造研究グループとともに取り組んできた、沈み込み帯および海洋底における地震学的構造研究の成果から海洋プレートのダイナミクスや地球内部変動現象の理解にどのように貢献してきたかを、沈み込み帯プレート境界構造、そこへのインプットとしての海洋プレート構造、海洋プレート沈み込み過程のアウトプットと

2. 南海トラフ：巨大地震時の断層すべりを規定する構造要因

1990年代までに南海トラフ地震発生帯の地下構造研究は、プレート沈み込みに伴う大局的構造像やトラフ軸周辺の浅部構造を明らかにしてきた。しかし、巨大地震時の断層すべり特性を規定する構造的要因に関する詳細な議論には至っていなかった。

1997年、深海調査研究船「かいれい」の就航により、大容量エアガン、長大ハイドロフォン・ストリーマークケーブル、100台規模の海底地震計(OBS)の大規模展開が可能となった。これにより、従来は浅部堆積層構造解析に用いられてきた反射法地震探査と、深部地殻構造を対象とする屈折法地震探査を統合した高分解能・広域地下構造探査が実現した。さらに、大容量エアガンの発振信号を陸域で記録することや、稠密に展開したOBSで陸域震源の波形を遠隔記録・同定することが可能となり、沖合のプレート境界から内陸に至る一体的な構造像の把握が進展した。

四国沖の南海地震震源域では海陸統合大規模探査が実施され、室戸岬沖に沈み込む海山(Kodaira *et al.*, 2000)や、沿岸域から内陸深部に連続するプレート境界の強反射面(Kodaira *et al.*, 2002)など、従来手法では把握困難であった特徴的構造が明らかになった。高分解能で得られたこれらの構造は、地震活動や断層すべり分布など他の観測データとの比較検討も可能にした。

たとえば、昭和南海地震の津波データから推定された断層すべり分布や地震波形によるサブイベントの時空間解析(Cummins *et al.*, 2002)と比較した結果、紀伊半島沖で始まった断層すべり

が、室戸沖に沈み込んだ海山の陸側縁を回り込むように四国沿岸西方へ伝播したことが示された(図1)。このことから、当該海山は破壊伝播を妨げる「バリア」として機能した可能性が高いと解釈された(Kodaira *et al.*, 2000)。

また、沈み込んだ海山の陸側から四国下に伸びるプレート境界の強反射面は、電磁気探査により示された低比抵抗帯と一致し、さらに当該領域では沈み込む海洋地殻の下に最上部マントルに微小地震活動が集中していることが明らかになった。これらを統合的に解釈すると、沈み込んだ海山周辺の上部マントルからの脱水とそれに伴う流体移動が、プレート境界の反射特性や断層帯の物性を

規定していると解釈された(図2)。

四国沖の成果を受け、東南海地震震源域でも海陸統合探査が実施された。探査測線は、東南海震源域沖の銭洲海嶺から東海地方を縦断して能登半島に至り、その中央部は東海スロースリップ域を横断していた。探査の結果、東海沖の沈み込み帯では沿岸域下で沈み込む地殻が繰り返し局所的に厚くなる構造が明らかとなった(図3)(Kodaira *et al.*, 2004)。この構造は、過去に海嶺が繰り返し沈み込んだ結果と解釈され、とくに沿岸域下の海嶺は、陸域の地殻変動データから推定されたすべり欠損分布(Sagiya, 1999)と一致した(図4)。このことから、海嶺の沈み込みがプレート境界の

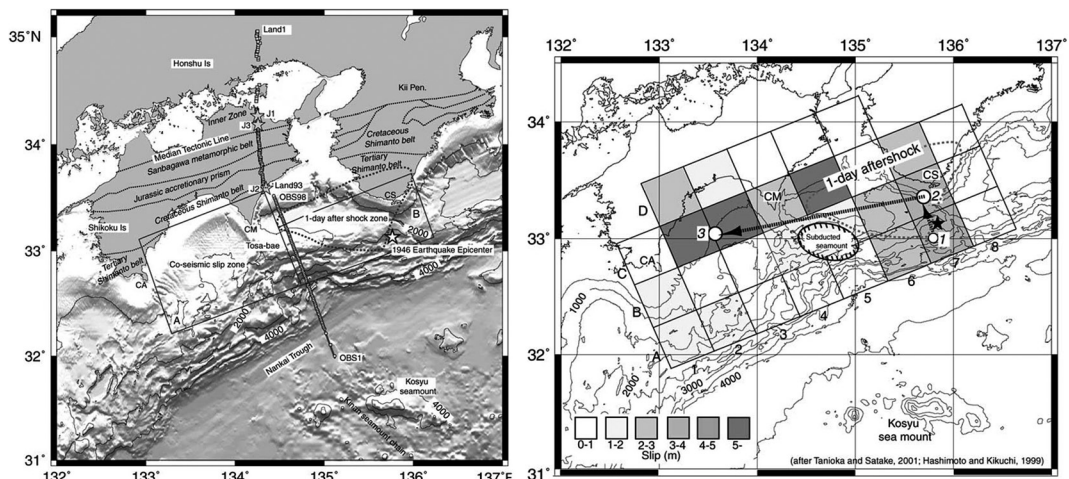


図1 (左図) 海陸統合探査測線図。(右図) 海陸統合探査によって明らかになった沈み込んだ海山の位置と1946年南海地震の余震分布(Mogi, 1969)、地震時断層すべり分布(Tanioka and Satake, 2001)、サブイベント解析結果(Hashimoto and Kikuchi, 1999)の比較(Kodaira *et al.*, 2002)

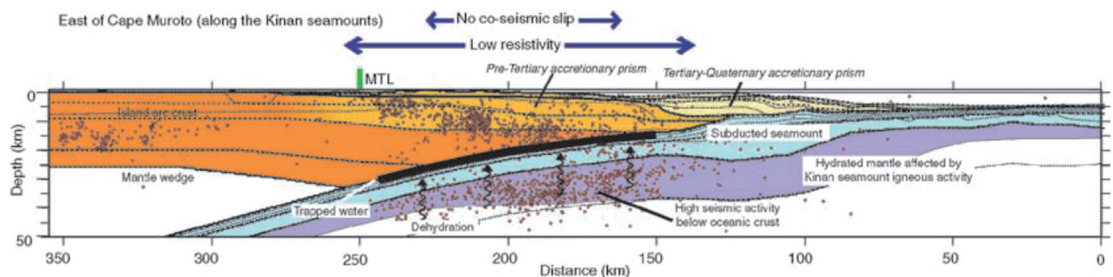


図2 海陸統合探査(図1)によって得られた地下構造の解釈図。地震活動は中村ほか(1997)による。図上の矢印はYamaguchi *et al.* (1999)による低比抵抗帯、1946年南海地震の際の局所的な断層すべり欠損の範囲を示す。両者は黒実線で表したプレート境界強反射面の範囲と良い一致を示す(Kodaira *et al.*, 2002)

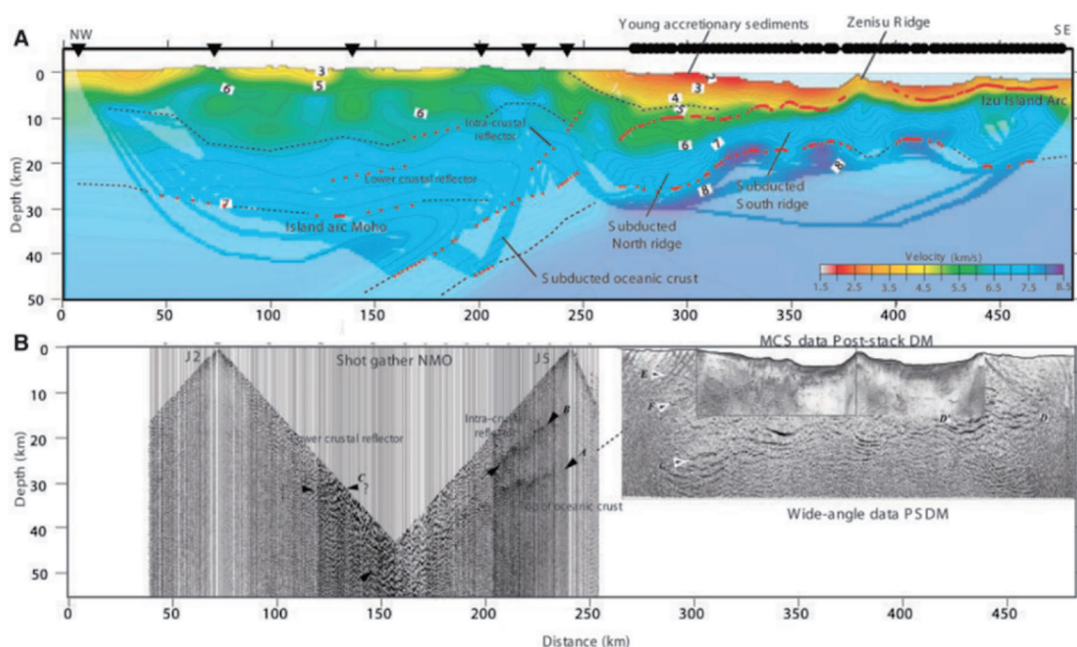


図 3 東海沖海陸統合探査の結果。測線の位置は図 4 を参照のこと。(上図) 地震波速度構造, (下図) 反射法探査結果。上図に沈み込む海洋地殻の上面および下面(モホ面)からの高角反射波の反射面を点線で示す(Kodaira *et al.*, 2004)。詳細は Kodaira *et al.* (2004), Fig. 2 を参照

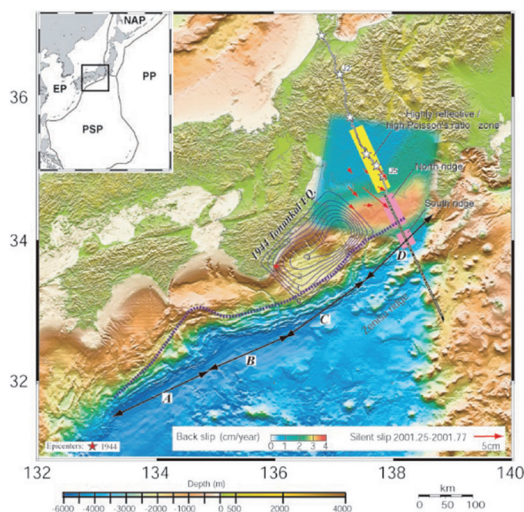


図 4 東海沖海陸統合探査測線と 1944 年東南海地震断層すべり分布(黒コンター), 地殻変動データから推定されたすべり欠損分布(オレンジ色), 東海スロースリップすべり量(赤矢印)の比較。ピンクは沈み込んだ海嶺, 黄色は強い反射面, 高 Poisson 比の領域を示す(Kodaira *et al.*, 2004)。詳細は Kodaira *et al.* (2004), Fig.1 を参照

強い固着をもたらし, 1944 年東南海地震で断層すべりが東海沖まで及ばなかった構造要因である可能性が指摘された(Kodaira *et al.*, 2004)。

さらに, 東海地方下に沈み込んだ海洋地殻上面から強い反射波が観測され, V_p/V_s 比構造との比較により, 陸側に傾斜する高 V_p/V_s 帯の上面と強反射面が一致することが判明した(図 5)。当該領域は東海スロースリップの震源域(Ozawa *et al.*, 2002)と対応し, 沈み込んだ海嶺からの脱水により形成された高間隙水圧帯がスロースリップ活動を規定する構造要因であると解釈された。本探査は, スロー地震活動と高間隙水圧構造の関連を初めて示した研究として位置づけられる。

2000 年代初頭の 2 つの海陸統合探査の結果により, 沈み込む海山・海嶺と昭和南海・東南海地震の破壊伝播を規定する地下構造要因が議論されるようになった。一方, 津波データの詳細解析は, 東南海地震と南海地震の破壊域が紀伊半島潮岬沖で明瞭なセグメント境界を形成していることを示した(Baba *et al.*, 2005)。このセグメント境界の形成要因の解明が次の課題となった。

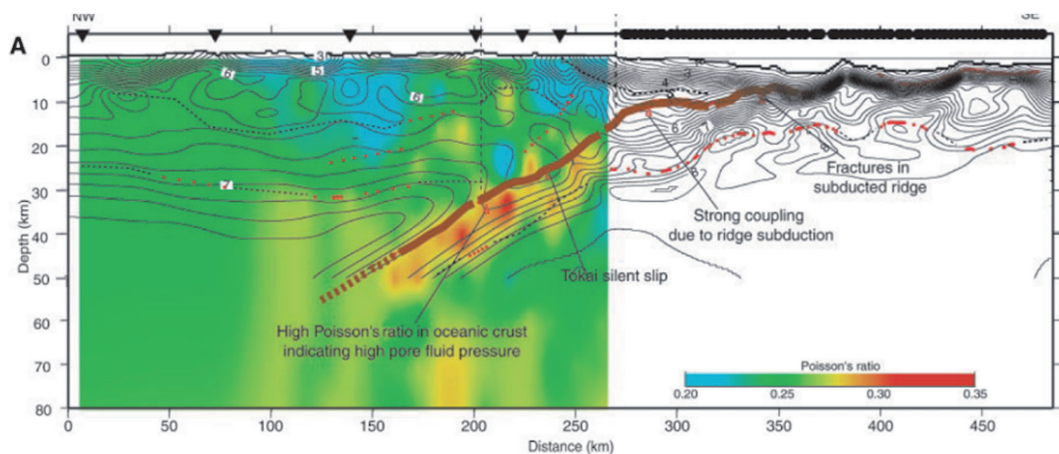


図 5 東海沖海陸統合探査結果と Poisson 比の比較 (Kodaira *et al.*, 2004). 詳細は Kodaira *et al.* (2004), Fig. 3 を参照

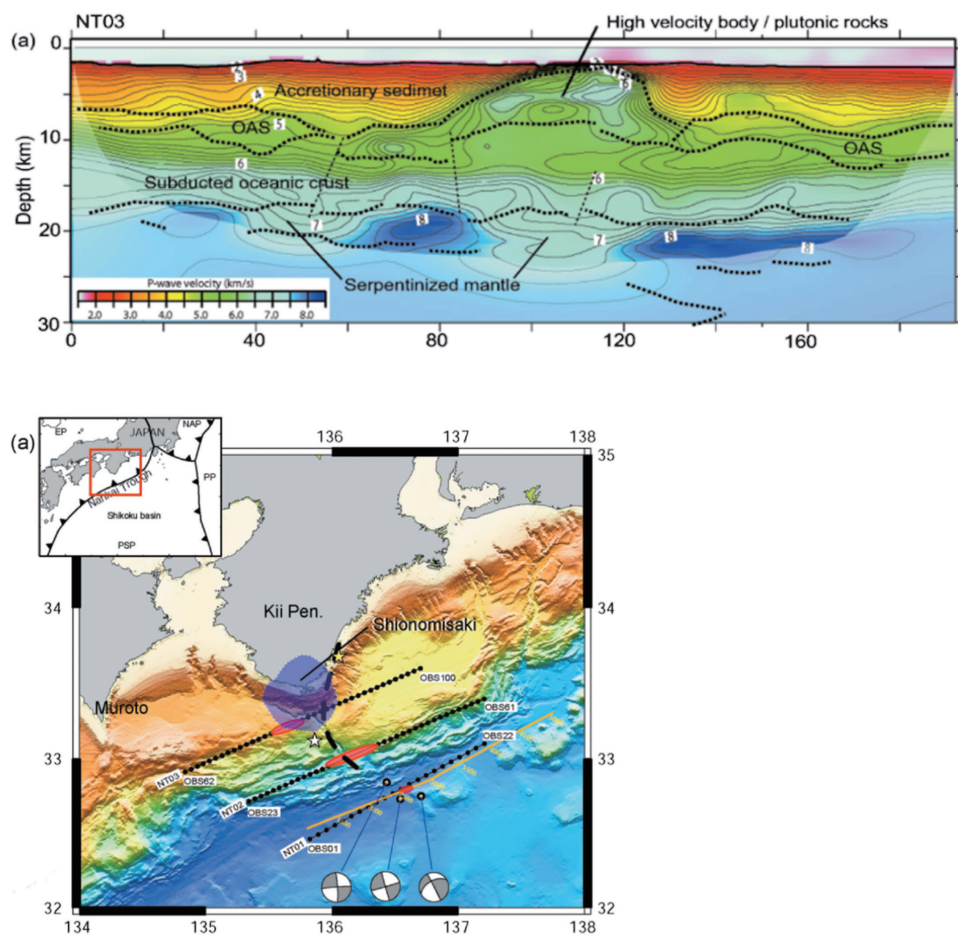


図 6 (下図) 1944 年東南海地震, 1946 年南海地震震源域セグメント境界を横断する地下構造探査測線, (上図) 1944 年東南海地震, 1946 年南海地震震源域セグメント境界を横断する地下構造探査 (NT03) によって得られた地下構造断面 (Kodaira *et al.*, 2006)

セグメント境界を横断する測線での探査 (Kodaira *et al.*, 2006) の結果、潮岬沖に沈み込んだ海洋地殻上に貫入岩体と解釈される高速度・高

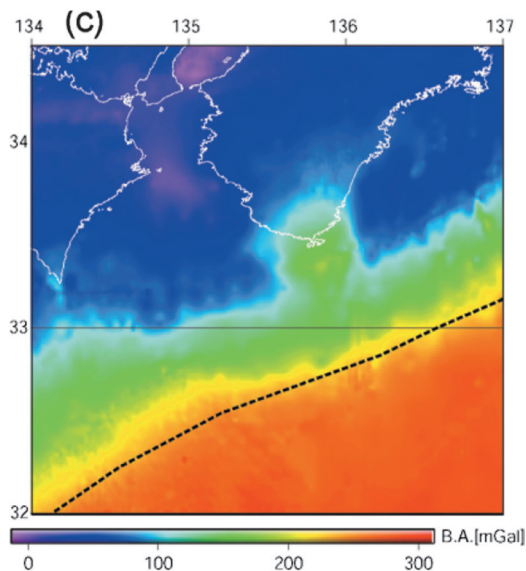


図 7 図 6 で示した観測領域周辺のブーゲー重力異常 (Honda and Kono, 2005)

密度のドーム状構造が存在し (図 6), 重力異常との整合も確認された (図 7). これにより, セグメント境界の上盤側に存在する高速度・高密度ドーム構造が破壊伝播の制御要因の可能性が示唆された. この仮説を検証するため, Hori (2006) は, 四国沖の海山, 東海沖の海嶺, 潮岬沖のドーム構造など, プレート境界断層に沿う構造的不均質を摩擦特性の空間変化としてモデル化し, 地震サイクルシミュレーションを実施した (図 8). その結果, セグメント境界の不均質構造を考慮しないモデルでは再現できなかった東西に分かれて発生する地震や, セグメントを越えて連動する地震の破壊様式が再現され, 構造不均質がプレート境界の摩擦特性に本質的に関与することが示された (図 9).

以上のように, 1990 年代後半から 2000 年代初頭にかけての南海トラフ沿いの大規模海陸統合探査は, 地下構造と巨大地震の断層すべり挙動の関係を議論するための重要な基盤を提供した.

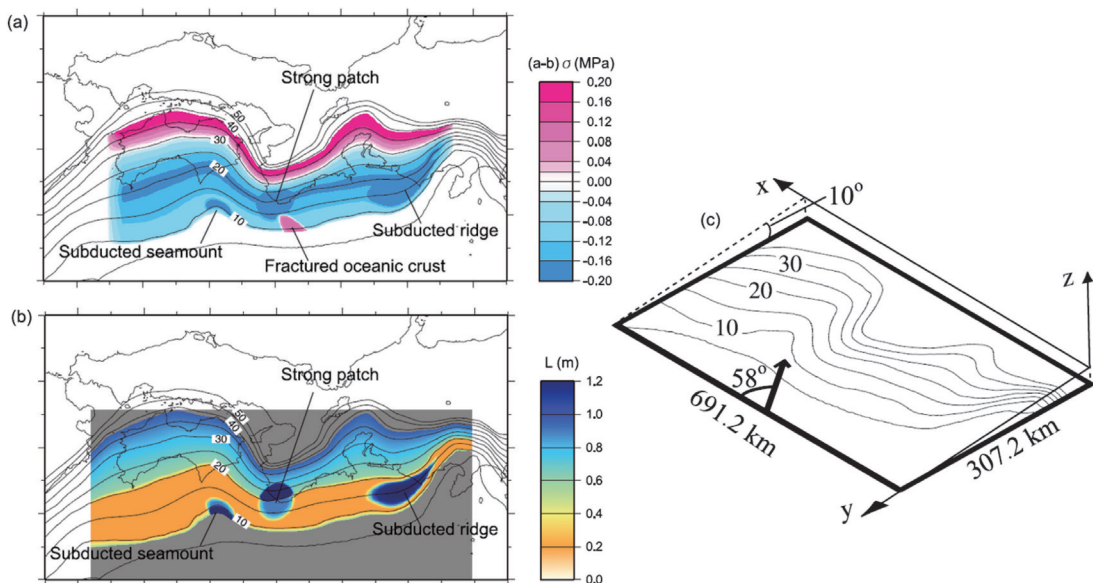


図 8 地震サイクルシミュレーションに用いた, 南海トラフ地下構造探査から得られた不均質構造を考慮したプレート境界断層の摩擦特性モデルの 1 例. (a) プレート境界面上の摩擦特性パラメータ (b-a) σ (a, b: 摩擦パラメータ; σ : 有効法線応力) の分布, (b) 特徴的すべり量 L の分布, (c) 仮定した断層面 (プレート境界) を表す面の形状. 矢印はプレート運動方向, コントアは 5 km ごとの等深度線を示す. 図は Kodaira *et al.* (2006) より. 詳細は Hori (2006) を参照

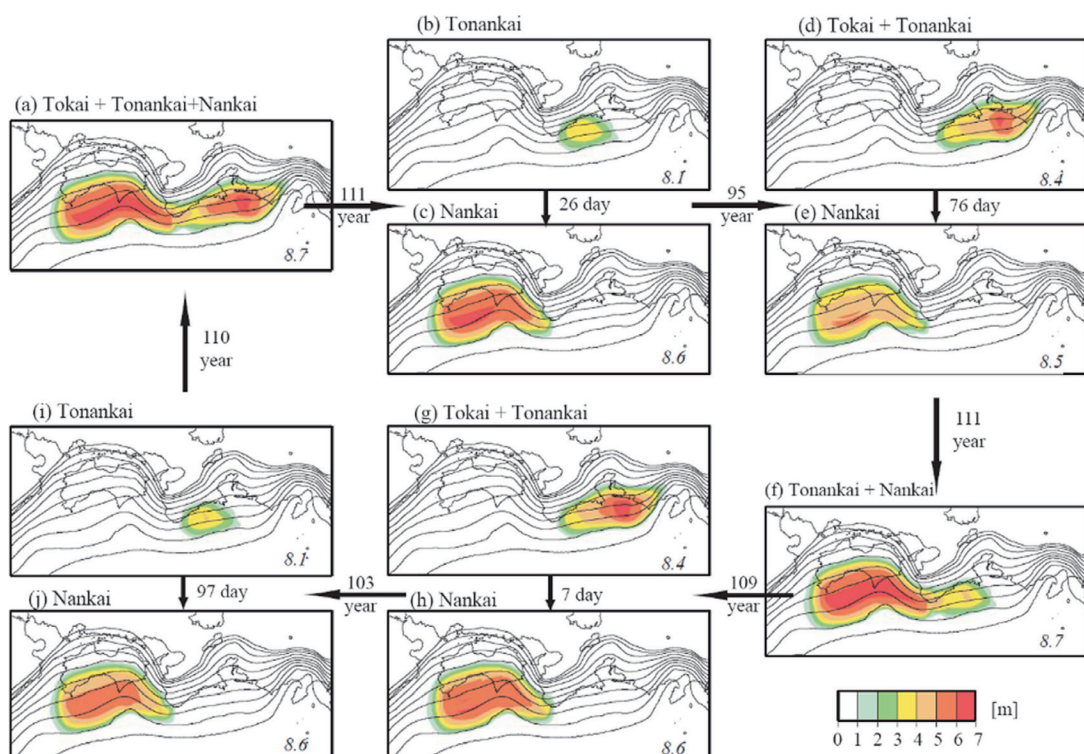


図9 図8で仮定した摩擦特性モデルを用いた地震サイクルシミュレーションの結果。プレート面上の1 cm/s以上のすべり量を示す領域を色付けている。(a)で宝永タイプの地震が発生し、以下、(b)東南海地震タイプ、(c)南海地震タイプ…が時間とともに発生していく様相を示す。図中の数値は M_w を表す。図はKodaira *et al.* (2006)より。詳細はHori (2006), Kodaira *et al.* (2006)を参照

3. 南海トラフの三次元構造・物性と地殻活動

前章は代表的地域の二次元構造に基づき、巨大地震時の断層すべりやスロー地震などすべり挙動との関係を議論し、構造不均質がすべり挙動の空間変化を規定することを示した。しかし、すべり挙動の空間変化を議論するには、三次元的な構造変化を明らかにする必要がある。

Nakanishi *et al.* (2018) は、2008～2015年に集中的に取得した高密度海底地震計網による二次元屈折法・高角反射法の観測成果と、それ以前の成果を統合し、南海トラフ地震発生帯の三次元モデルを構築した。さらに、Arnulf *et al.* (2022)はこのモデルを初期モデルとして用い、海域の発振信号を陸上観測点(Hi-net・F-net)で観測したデータや自然地震データを統合し、南海トラフか

ら西南日本内陸に至る広域三次元構造を明らかにした。その結果、プレート境界断層上盤側に存在する高速度ドーム状構造の三次元的広がり、さらにその下の最上部マントルに分布する低速度帯の存在が明らかとなり、これらの構造と南海トラフ地震のすべり域セグメント化の関係が議論された。

Nakamura *et al.* (2022) は、2018～2020年に潮岬沖から足摺岬沖で4～8 km 間隔で取得した反射法探査データを用い、トラフ軸から深度約10 km までのプレート境界形状を三次元的にマッピングした(図10)。Flores *et al.* (2024) は、この三次元形状に基づき、プレート境界のすべり面でありデコルマ面の凹凸(roughness)を定量化するとともに、トラフ軸近傍の楔形構造のテーパ角(taper angle)、P波速度構造から摩擦係数と間隙水圧比などを求め、スロー地震の空間分布との関係を定量的に検討した。その結果、四国

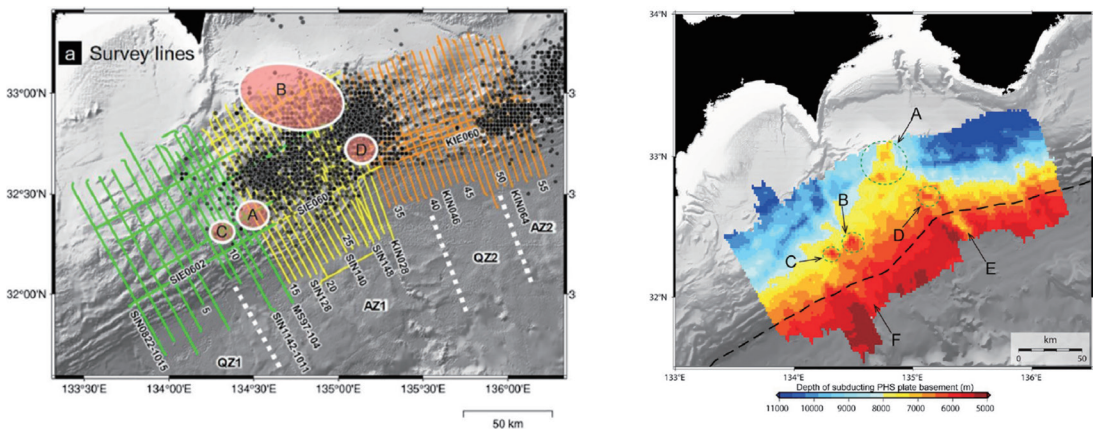


図 10 (左図) 潮岬沖から足摺岬沖で実施された稠密反射法地震探査測線 (Flores *et al.*, 2024). (右図) 沈み込むフィリピン海プレートの基盤形状 (Nakamura *et al.*, 2022). A (左図では B) は Kodaira *et al.* (2000), B (左図では A) は Park *et al.* (1999), C, D は Nakamura *et al.* (2022) によってそれぞれ提唱された海山位置. E, F はフィリピン海プレート上の NNW-SSE 走向の地溝帯の位置. 詳細は Nakamura *et al.* (2022), Flores *et al.* (2024) を参照

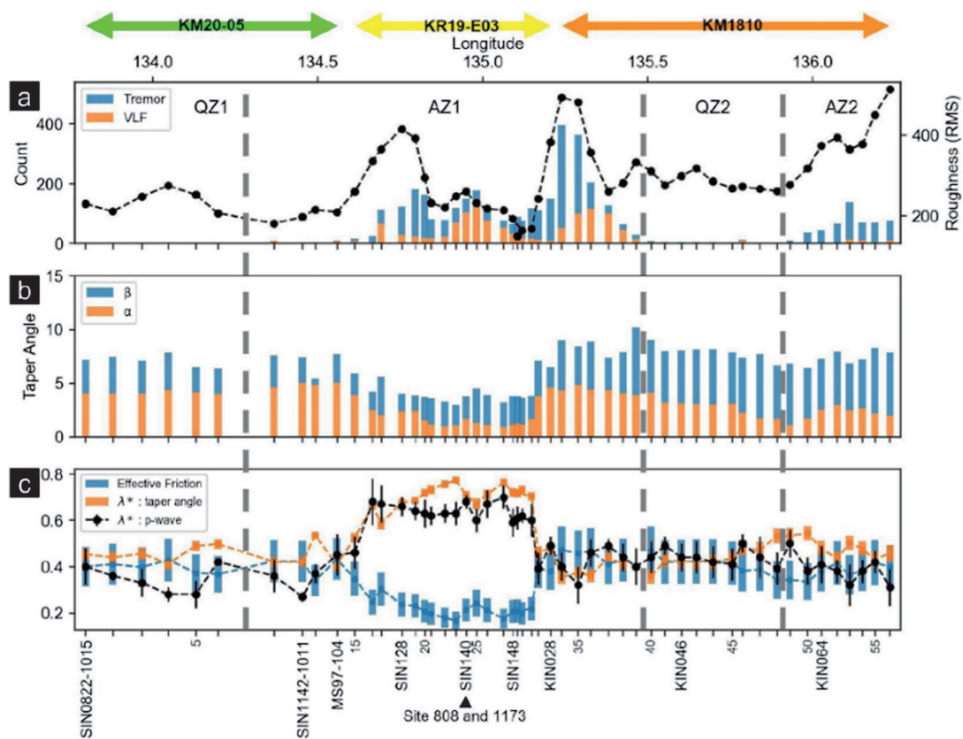


図 11 潮岬沖から足摺岬沖で実施された稠密反射法地震探査結果から求められた, (a) 黒破線はデコルマ面の凹凸 (roughness) (深さの基準線からの海底面の高さの RMS で示したもの. 数値が大きいほど凹凸が大きい). 青と橙の棒グラフはスロー地震 (低周波微動 (tremor) と超低周波地震 (VLF)) の数, (b) テーパー角 (海底の傾斜角 (α) とデコルマの傾斜角 (β) の和), (c) 摩擦係数と間隙水圧比. 図は Flores *et al.* (2024) より. 詳細は Flores *et al.* (2024) を参照

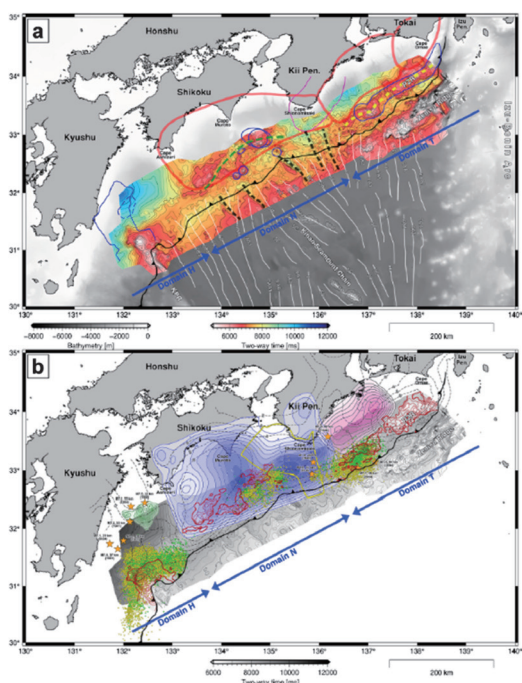


図 12 1997～2024 年に実施した反射法地震探査 247 測線を統合した、南海トラフ全域にわたる沈み込むフィリピン海プレートの基盤形状（上図）と地震活動（下図）（Shiraishi *et al.*, 2025）。領域は H, N, T の 3 つに分かれる。上図の南北走向の黒色破線は線状の低地、緑色破線は弓状の谷地、白色線は磁気の線状帯を示す。赤線で囲まれた領域は西から東へそれぞれ南海地震、東南海地震、東海地震の仮想震源域を示す。細い青線で囲った領域は沈み込んだ海山およびリッジを示す。紫色で囲った領域は推定された深成岩の領域を示す。下図の赤線で囲った領域は 250 ms ごとの往復走時で 7,000 ms より浅い領域。橙色の星印は $M \geq 7$ の地震、桃色、青色、緑色の半透明の領域はそれぞれ 1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1968 年日向灘地震の領域を示す。黄色の線で囲まれた領域は 2003～2007 年の観測期間の間に微小地震活動が活発だった領域、黄色と緑色の点はそれぞれ低周波微動（tremor）と超低周波地震（VLF）の震源を示す。黒破線はすべり遅れ速度（単位：cm/yr）。詳細は Shiraishi *et al.* (2025) 参照

沖でスロー地震活動が低い領域ではデコルマ面が滑らかで間隙水圧比が比較的低く、一方、室戸沖など活動的領域では海山の沈み込みに伴いデコルマ面が粗く、局所的な幾何学的不均質が卓越し、

かつ間隙水圧比が高いことが示された（図 11）。これはスロー地震の活動域ではプレート境界断層の形状の不均質構造による高間隙水圧環境にある可能性を示唆した。

しかしながら、Flores *et al.* (2024) は上記の関係が成立しない領域も存在することを指摘し、プレート境界断層の幾何学的不均質やそれに伴う間隙水圧の高さのみではスロー地震の発生を一義的に説明できないとした。すなわち、スロー地震の時空間分布は、プレート境界断層の幾何学的不均質、摩擦特性、間隙水圧の組み合わせによって複雑に制御されると考えられる。

さらに、Shiraishi *et al.* (2025) は、1997～2024 年に実施した反射法地震探査 247 測線を統合し、南海トラフ全域（沿トラフ方向約 730 km、幅約 150 km）にわたる沈み込むフィリピン海プレートの基盤形状を三次元的にマッピングした（図 12）。その結果、沈み込む海洋地殻の基盤形状はその特徴から、西部（日向灘域）・中部（南海域）・東部（東海域）の 3 つのドメインに区分され、九州パラオ海嶺の延長に伴う顕著な基盤の高まり、中部の四国海盆拡大に起因する正断層群と海山群、東部の古銭洲海嶺に対応する複雑な海嶺群が識別された。これらは、大局的には 1946 年南海地震、1944 年東南海地震、1968 年日向灘地震のすべり分布と整合した。

一方、顕著な基盤地形の高まりがあるにもかかわらずスロー地震活動が乏しい領域も複数認められ、Flores *et al.* (2024) 同様に、形状・物性・水理学的特性・岩相など地質学的・物理的要因が複合的にスロー地震活動を規定することが示唆された。

4. 2011 年東北地方太平洋沖地震：巨大断層すべりの実態を示す地下構造

2011 年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震）に伴う地震動・地殻変動・津波は、日本列島の稠密観測網に克明に記録された。これらの記録に基づく断層すべりの時空間分布の推定は多くの研究で行われ、総説論文にまとめられている

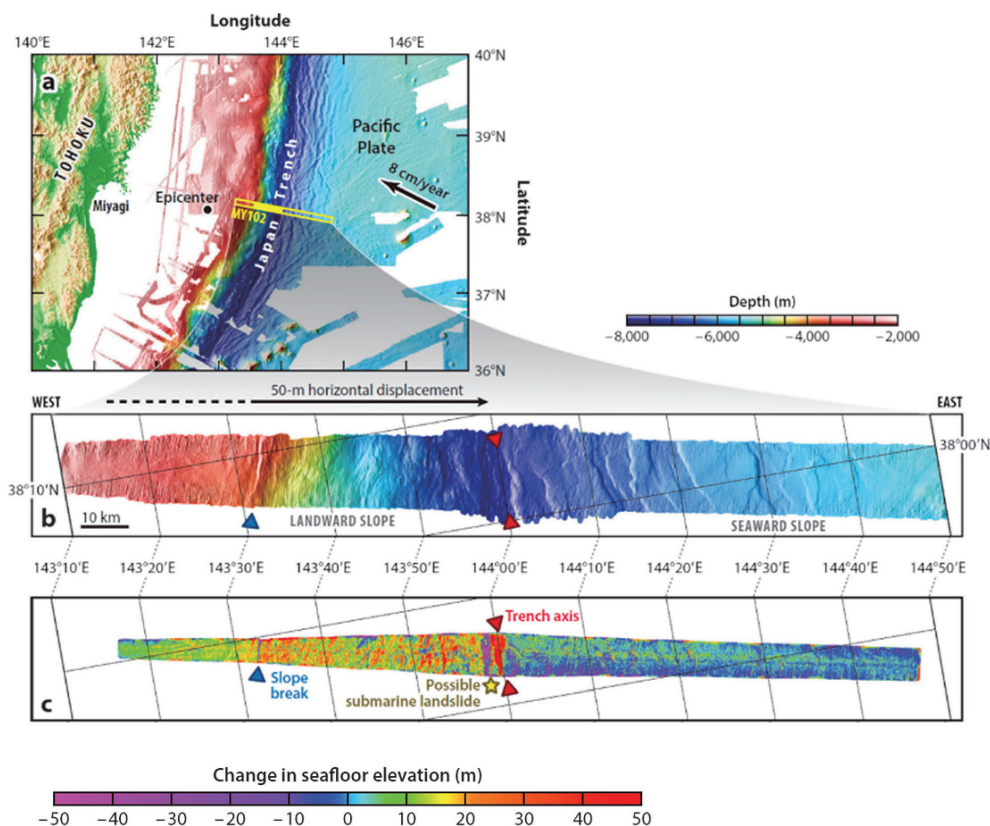


図 13 2011 年東北沖地震発生後に行われた地形調査の結果。(上図) 地下構造探査測線 (MY102) を黄色で示す。黒点は震央。(中図) 2011 年の調査で得られた海底地形。海溝位置を赤三角で示す。青三角は海溝斜面の割れた部分を示す。(下図) 1999 年と 2004 年の海底地形の差から推定された高度変化を色付けして示す。地震前後の地形偏差から水平約 50 m, 上下約 7~10 m の変位があったことが示された。詳細は Fujiwara *et al.* (2011) を参照。図は Kodaira *et al.* (2020) より

(たとえば, Lay, 2018; Wang *et al.*, 2018). 断層すべり分布の詳細は研究により異なるが, 日本海溝中部(宮城沖)で約 50 m 規模のすべりが海溝軸近傍に集中したという大局的特徴は共通である。地震発生前に想定されていた地震発生帯の概念モデルでは, 海溝軸周辺は安定すべり/非地震性すべり領域とみなされており(たとえば, Bilek and Lay, 2002), 東北沖地震の観測データに基づく地震時断層すべり分布の結果はこのモデルと矛盾した。

東北沖地震の地震時断層すべりの実態解明のため, 発生直後から多くの海域観測が実施されていた。Fujiwara *et al.* (2011) は 1999 年の海底地形と地震直後の地形との差分から海底変動を抽出し, 水平約 50 m, 上下約 7~10 m の変位が海溝

軸まで達したことを示した(図 13)。さらに, Kodaira *et al.* (2012) は同一測線で得られた地震前後の反射法地震探査記録を比較し, 海溝軸まで達する断層すべりに起因する構造変化—海溝軸の地溝内への上盤物質の落ち込みや, 堆積層内の褶曲・衝上構造の形成—を明瞭に示した(図 14)。これらの観測事実は, 地震時の断層すべりが海溝軸まで到達したことの決定的証拠となった。

日本海溝の海溝軸周辺構造は, 2000 年代初頭から JAMSTEC により精力的に調査され, たとえば Tsuru *et al.* (2002) は中部~北部で幅約 30 km の楔状低速度域の発達を示した。一方, 福島沖では楔状低速度域は見られず, プレート境界断層沿いに低速度帯が確認された。Nakamura *et al.* (2014), Kodaira *et al.* (2017) は, 東北沖地

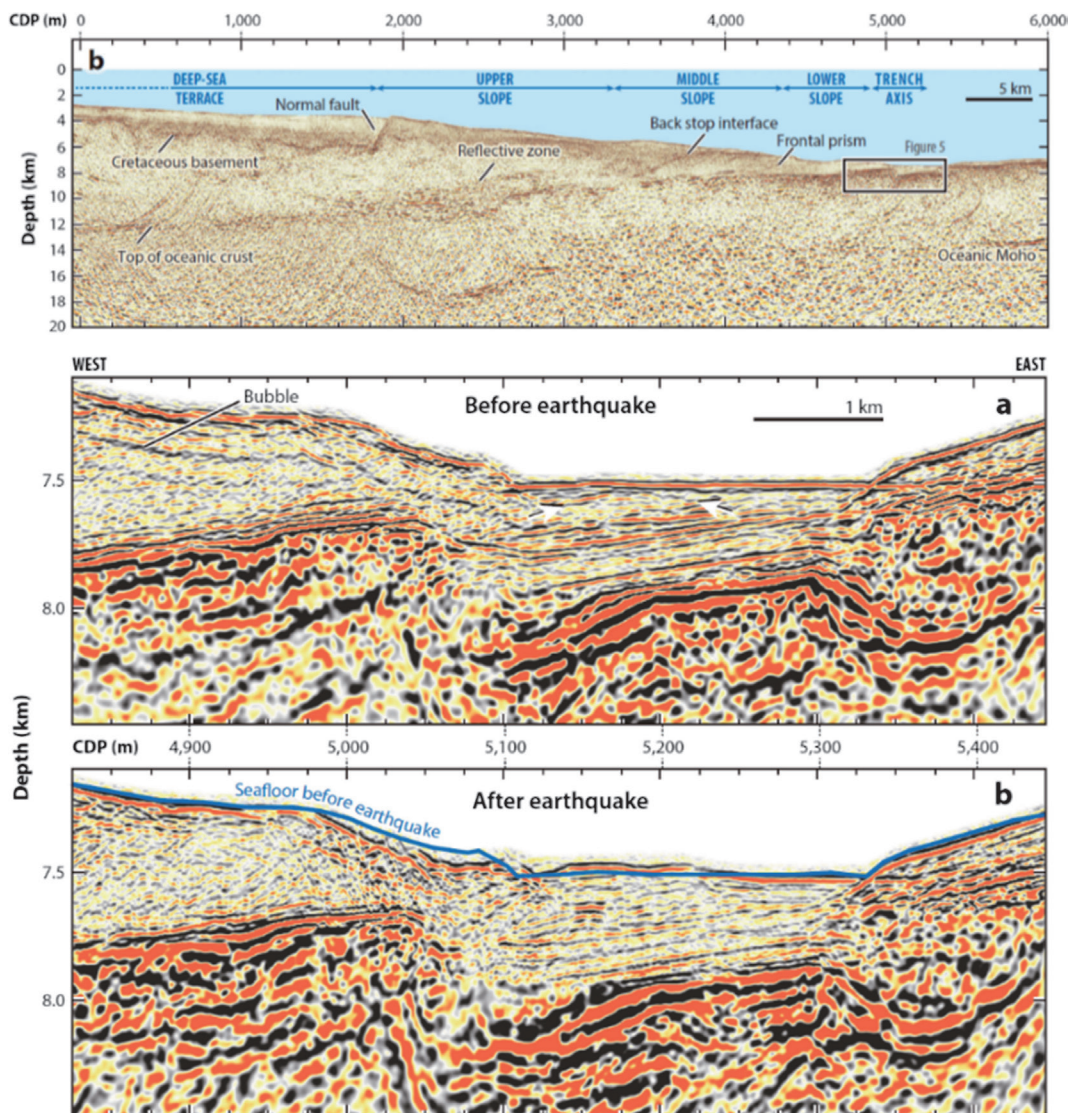


図 14 2011 年東北沖地震発生後に行われた反射法地震探査結果. 上図は図 13 の測線 MY102 の海溝付近の拡大図, さらに, 中図は上図の黒四角の領域の地震前, および下図は地震後の拡大図を示す. 地震前後の図の比較から海溝軸まで達する断層すべりに起因する構造変化, すなわち, 海溝軸の地溝内への上盤物質の落ち込みや, 堆積層内の褶曲・衝上構造の形成が見て取れる. 図は Kodaira *et al.* (2020) より. 詳細は Kodaira *et al.* (2012) を参照

震後のデータも含め, 海溝軸周辺の楔状低速度帯の形状・速度構造を詳細化し, 掘削試料の分析と統合して, 楔状低速度帯が主として海洋プレート上の堆積物の付加体であると解釈した (図 15).

震源域中央部での地震時変動は地形・地下構造の地震前後の比較から明らかにできたが, その分布の沿海溝方向変化や要因は未解明であった. Kodaira *et al.* (2020) は福島沖・三陸沖の差分地

形を解析し, 宮城沖から南北約 50 km 離れた海域では, 分解能の範囲で顕著な地形変化が認められないことを示した.

日本海溝中部, 宮城沖の海溝軸近傍で巨大すべりが局在化した要因は, 統合国際深海掘削計画日本海溝高速掘削計画 (IODP JFAST) で実施した深海掘削と地下構造の統合により理解が進んだ. JFAST では, 断層試料の回収と温度計測に

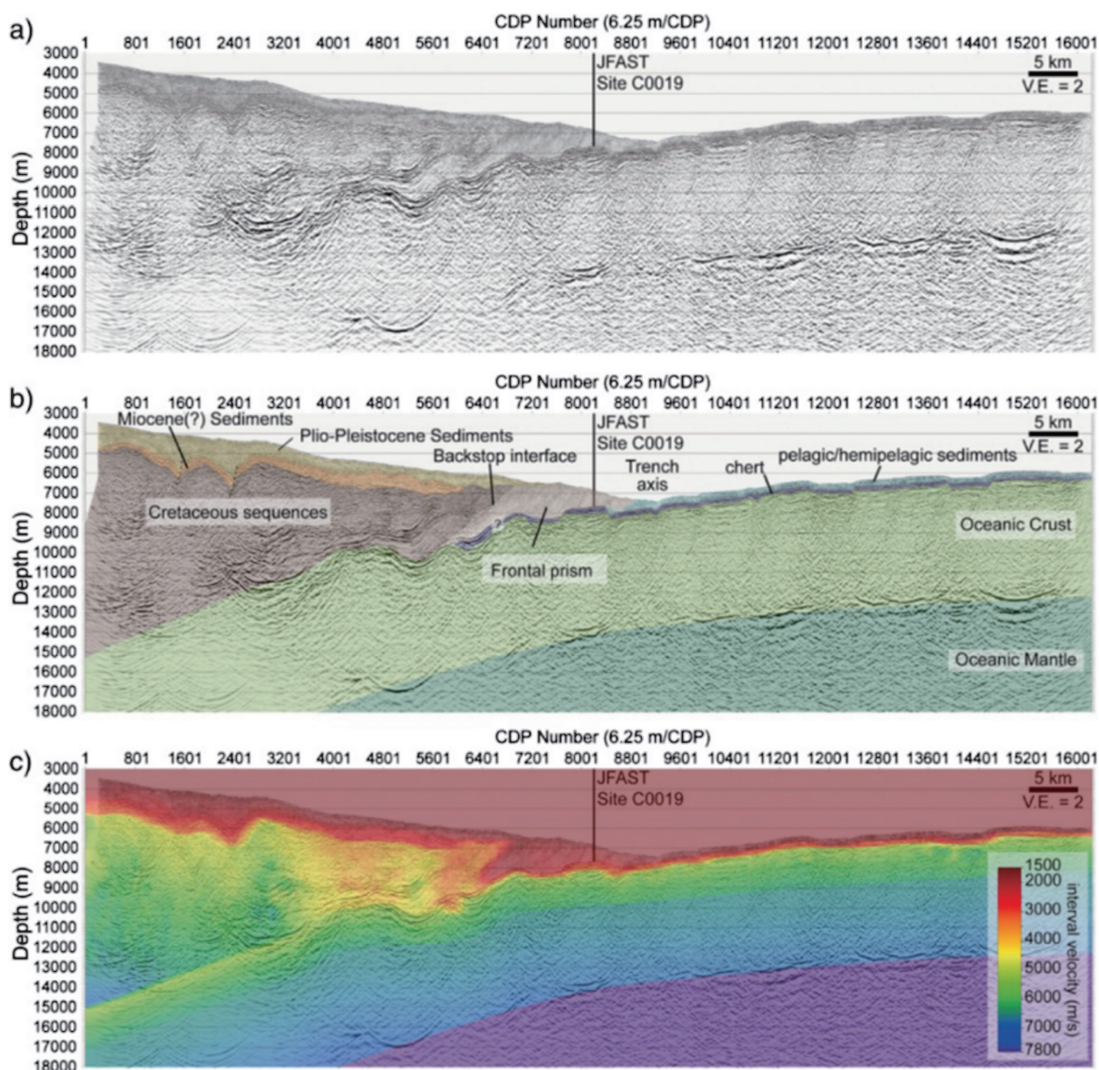


図 15 JFAST 掘削点（北緯 37°57′）付近を横断する反射法地震探査結果.（上図）重合前深度マイグレーション速度解析（PSDM; Pre-stack Depth Migration）の解釈前の図，（中図）PSDM の解釈を入れた図，（下図）推定された地震波速度構造（Nakamura *et al.*, 2014）. 中図の Frontal prism と記されているのが楔状低速度帯であり海洋プレート上の堆積物の付加体であると解釈される. JFAST Site C0019 が掘削地点. 詳細は Nakamura *et al.*（2014）を参照

よる摩擦発熱の残留温度異常の検出から、海溝軸近傍の地震時断層すべりは、摩擦係数の低いスメクタイトに富む遠洋性粘土層内の数 m 厚の層に限定されることが示された（Chester *et al.*, 2013；Ujiie *et al.*, 2013；Fulton *et al.*, 2013）. Moore *et al.*（2015）は、北西太平洋の広域的な堆積層構造の解析から、この遠洋性粘土層が北西太平洋に広く分布する一方、水深の浅い海山付近で不連続になることを示した。福島沖には海山が沈み込んで

おり、海溝軸近傍に地震時巨大すべりが及ばなかったことは、この遠洋性粘土層の不連続性と整合的である。

三陸沖で巨大地震時断層すべりが及ばなかった要因については未解決であったが、JAMSTEC の地下構造研究により、断層すべりの伝搬を制御した可能性がある構造要因が明らかになった。Fujie *et al.*（2020）は、千島海溝南部から日本海溝南部に沈み込む海洋地殻・堆積層構造を、500

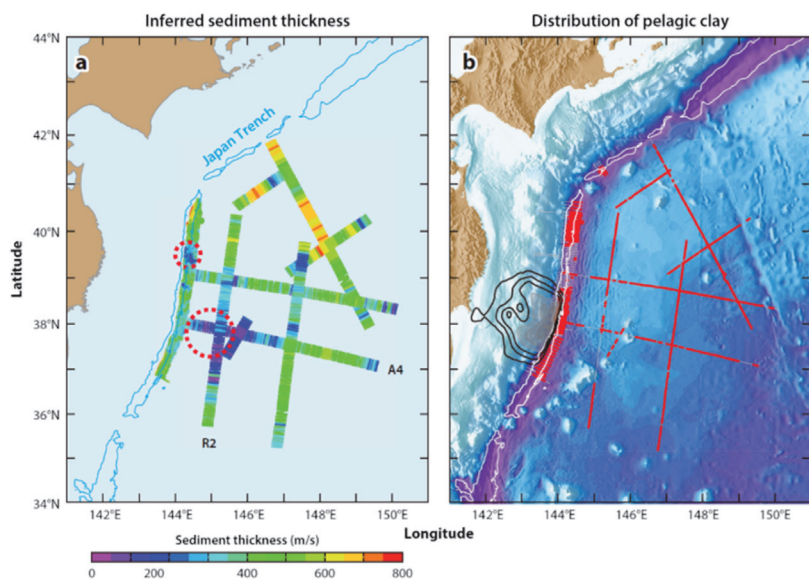


図 16 (左図) 日本海溝沖、南部千島海溝沖で実施された大規模構造探査、日本海溝の海溝軸での稠密反射法探査の結果から求められた堆積層厚。赤破線で囲った領域は「petit-spot」火山活動(Hirano *et al.*, 2006)が確認された領域をしめす。この領域で堆積層が薄いことがわかる。(右図) 黒線で示した領域は東北沖地震の地震時すべり域を示す(10m ごとのコンター。薄く影をつけた領域は 30m 以上の大すべり域 (Inuma *et al.*, 2012)。同探査の結果から求められた遠洋性粘土層が存在する領域を赤線で示す。堆積層の薄い箇所では遠洋性粘土層が存在しないことがわかる。詳細は Fujie *et al.* (2020) を参照。図は Kodaira *et al.* (2020) より

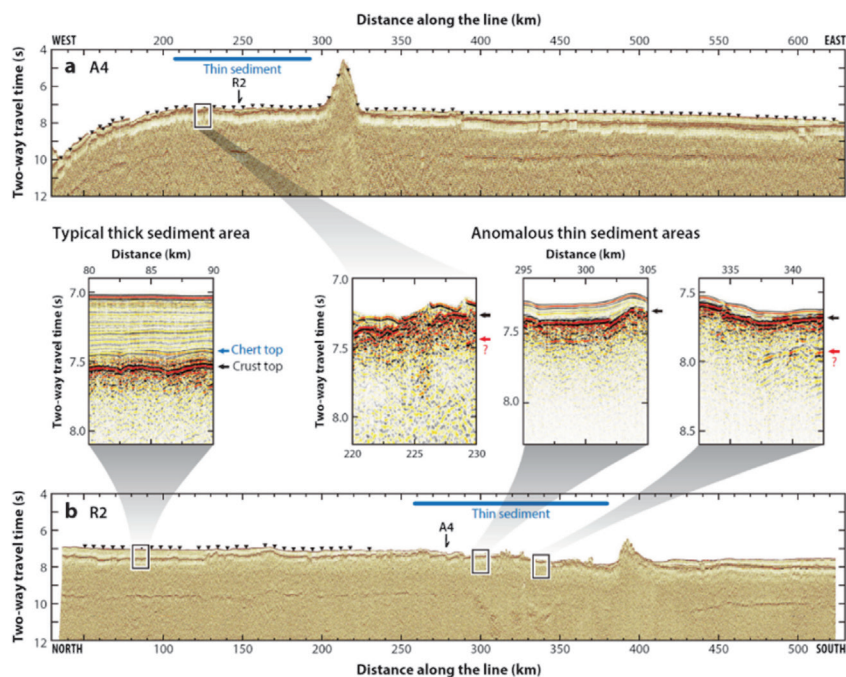


図 17 図 16 A4 (上図), R2 (下図) に沿った反射法地震探査結果と拡大図(中図)。中図左の図では堆積層(往復走時が 7.0~7.5s の層)が厚いのに対比右側の 3 カ所においては堆積層が薄いことが見て取れる。詳細は Fujie *et al.* (2020) を参照。図は Kodaira *et al.* (2020) より

km 超の長大測線や海溝軸付近の稠密探査測線によって得られたデータから面的にマッピングした(図 16)。その結果、日本海溝から千島海溝南部に沈み込む海洋プレートの大部分では堆積層は数百 m 厚であるが、極端に薄い領域が散在し、これらは「petit-spot」火山活動(Hirano *et al.*, 2006)の位置に一致した(図 16, 17)。その 1 つの領域は三陸沖の海溝軸近傍に確認された。この結果から、Petit-spot 活動によるマグマの貫入は堆積物中のスメクタイト層の連続性を破壊し熱変成する可能性があり、そのため 2011 年の巨大断層すべりは三陸沖の薄い堆積層域の直前で停止したと解釈された。この結果は、海洋プレート上の堆積物の構造・鉱物変化が地震時断層すべりの伝播に影響した可能性を示す結果であり、この仮説の検証のための新たな深海掘削計画が 2025 年 10~11 月に三陸沖で予定されている。

5. 海洋性島弧の生成過程

前章までは、海溝周辺のプレート境界構造や沈み込み帯インプットとしての海洋プレートの構造とプレート境界変動現象(地震現象)との関係を論じた。本章では、沈み込みに伴う物質循環の結果として新たに形成される島弧地殻、すなわち沈み込み帯のアウトプットと地下構造の関係を概観する。

岩石学的研究から沈み込み帯は海洋プレートの沈み込みに伴う物質循環により、現在の地球上で大陸的な地殻が生成される場であるという仮説が提唱されてきた(たとえば、巽, 2008; 図 1)。それによると、プレート沈み込みの開始に伴う、物

質循環・マグマ上昇により、玄武岩質(basaltic)の初期島弧が形成され(図 18 (1))、その後のマグマ活動によって安山岩質(andesitic)の中部地殻が形成され(図 18 (2))、海洋プレートの縁で徐々に大陸地殻(島弧地殻)が成長する(図 18 (3))、としている。その仮説の検証のため、1990 年代後半には日・米のグループが伊豆小笠原やアリューシャン列島で相次いで地下構造探査を実施した。その結果、伊豆・小笠原弧北部では大陸的性質をもつ $V_p \approx 6\text{ km/s}$ の安山岩質中部地殻が厚く存在するのに対し(Suyehiro *et al.*, 1996)、アリューシャン列島では同層の明瞭な発達を確認されず(Holbrook *et al.*, 1999)、統一の見解には至っていなかった。

2000 年代前半、JAMSTEC は伊豆・小笠原弧全体をカバーする広域・高分解能探査を実施し、海洋性島弧における大陸地殻成長過程を決定づける重要な証拠を提示した。代表例として、図 19 に示す 3 つの測線、すなわち (a) 海洋プレートの沈み込みから現在までの活動を記録している現在の火山フロント直下、(b) 島弧成長過程の半ばで成長を止めた背弧側約 150~200 km に位置するリアーク(西七島海嶺)直下、(c) 沈み込み開始直後の痕跡を残す小笠原海嶺直下、の結果を以下に示す。これらを統合することで、岩石学的モデルの地球物理学的検証が可能となった。

Kodaira *et al.* (2007) は、伊豆・小笠原弧の 1,000 km に及ぶ火山フロント直下の深部構造イメージングを行い、地殻の厚さが伊豆弧で最大約 32 km、小笠原弧で最小約 10 km と火山フロントに沿って変化すること、 $V_p=6.0\sim6.8\text{ km/s}$ の安

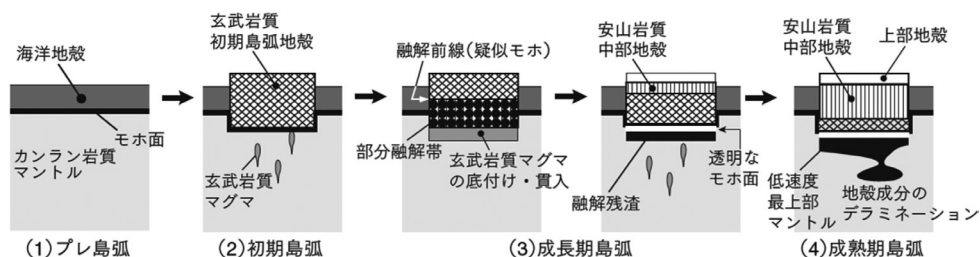


図 18 海洋性島弧成長モデル(巽, 2008)。詳細は巽(2008)を参照

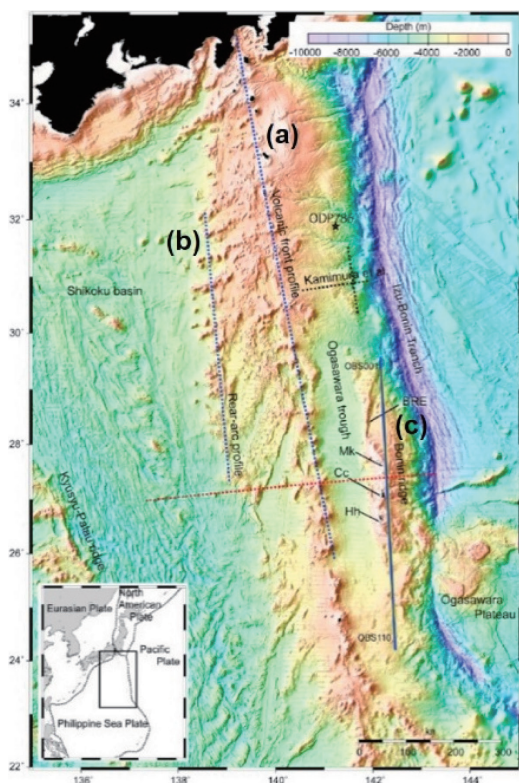


図 19 伊豆小笠原弧において実施した地下構造探査測線。(a) 火山フロント直下の測線, (b) 背弧側の測線, および, (c) 小笠原海嶺直下の測線を示す (Kodaira *et al.*, 2010)

山岩質中部地殻が火山フロントに沿って繰り返し厚化・薄化していることを明らかにした (図 20 中図)。さらに、火山岩の化学組成との比較により、中部地殻が厚い領域は玄武岩マグマの噴出する火山に、薄い領域は流紋岩 (Rhyolite) マグマを噴出する火山に対応するという強い相関を示した (図 20 下図)。すなわち、現在の玄武岩火山直下で中部地殻が生成されてきたことを示した。

一方、島弧地殻全体の平均 P 波速度 (約 6.8 km/s) は典型的な大陸地殻の平均 P 波速度 (約 6.4 km/s) より有意に速く、弧地殻全体が相対的に苦鉄質 (mafic) であることも示された。さらに、地殻最下部の高速度層を除くと島弧の平均 P 波速度は大陸地殻に近づくことから、島弧地殻が大陸地殻へ進化するには、苦鉄質に富む下部地殻が地殻からはがれてマントルへ沈んでゆく、いわゆる「デラミネーション」 (図 18 (4)) の過程が

必要であるという仮説が支持された。

Kodaira *et al.* (2008) は、約 5,000 万年に及ぶ伊豆・小笠原弧の地殻成長過程の時間変化を明らかにするため、背弧拡大によって島弧成長の半ばで成長を止めたと考えられる古い島弧が存在する火山フロントから西方約 150 km に位置する西七島海嶺に沿って、長さ約 500 km に地下構造探査を実施した (図 19 (b))。

その結果を図 21 (下) に示すが、背弧域の地殻には南北方向に沿って顕著な構造の不均質が存在し、特に中央部には約 80~100 km の間隔で 3 つの明瞭な厚い地殻セグメント (厚さ 20~25 km) が認められた。これらの厚いセグメントは、前出の火山フロント下の地殻と同様に、地震波速度 6.0~6.8 km/s を示す中部地殻によって特徴づけられた。一方、北部および南部では比較的薄い (10~17 km) 地殻が分布していた。こうした構造の変化は、海底地形や新第三紀以降に形成された島弧横断的な海山列との相関は乏しく、むしろ火山フロントに沿った構造と非常に類似していた。特に中部地殻の厚さ変化や全体の平均 P 波速度変化は火山フロントと背弧で強い相関が認められた。これにより、背弧域に存在する厚い地殻セグメントは、かつて現在の火山フロントと一体であった古い島弧構造、すなわち古島弧である可能性が高いことが示唆された。

ここまでの結果から火山フロントや背弧の地殻構造から、沈み込み開始から現在に至る島弧地殻形成過程を議論してきた。島弧成長に関する岩石学的モデルでは、沈み込み開始のごく初期段階では、海溝での海洋プレートの沈降による前弧海洋底拡大により島弧地殻とは異なった組成をもつ前弧の海洋地殻が生成されるとしていたが (たとえば, Ishizuka *et al.*, 2006), その地球物理学的証拠は乏しかった。そこで Kodaira *et al.* (2010) では伊豆小笠原弧形成のごく初期に形成されたと考えられている小笠原海嶺を対象に地下構造探査を実施した (図 19 (c))。

その結果、小笠原海嶺北部では地殻厚が 10 km 以下ときわめて薄く、一方で南方では約 20 km まで急激に厚くなることが明らかとなった (図

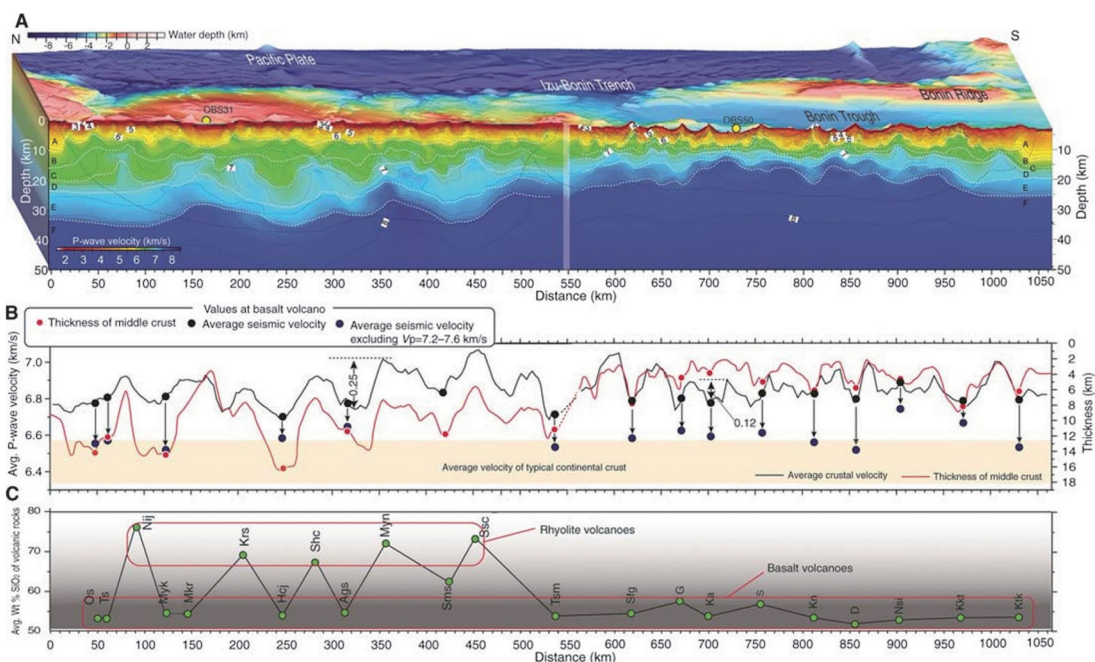


図 20 伊豆小笠原弧火山フロント（図 19 (a)）に沿った地下構造探査結果。（上図）地震波速度構造、（中図）測線に沿った中部地殻の厚さを赤線、地殻の地震波速度の平均値の変化を黒線で示す、（下図）火山岩の SO_2 平均重量比を示す。値の大きいところは流紋岩質、値の小さいところは玄武岩質の火山を示す（Kodaira *et al.*, 2007）。詳細は Kodaira *et al.* (2007) を参照

21 (上))。この薄い地殻を持つ北部の地殻構造は、典型的な海洋地殻と比較したところ、両者は地震学的にはほぼ同一であることを確認した。さらに、火山岩の年代測定によれば、北部の薄い海洋型地殻は、約 48~45 Ma の期間、すなわち伊豆・小笠原弧の沈み込み開始とほぼ同時期に形成されたことが示された (Ishizuka *et al.*, 2006)。一方で南部の厚い地殻は、約 44~40 Ma の島弧地殻形成過程の初期に形成されたと解釈された。

以上、一連の伊豆・小笠原の研究は沈み込み開始直後の前弧海洋底拡大、島弧地殻形成の中期、そして現在までの過程の積算、というすべての過程を網羅しており、その代表的な地殻構造を並べると図 22 のようになる。この図から、前弧海洋地殻形成から現在の島弧地殻への変遷が読み取ることができ、特に中部地殻の成長過程を明瞭に見ることができる。これは岩石学的に示された島弧成長モデルと非常に良い一致を示し、伊豆・小笠原弧における一連の地下構造探査により、地球物理学的データによって岩石学的に提案されてきた

島弧地殻成長モデルを検証することができた。このような、岩石学と地震学との統合研究は、地下構造探査の高精度化、大規模化によってはじめて可能になったものである。

6. おわりに

本総説では、沈み込み帯を中心に海洋プレートの形成・移動・沈み込みという一連のプレート運動過程に対して、地震学的地下構造探査がどのような新たな知見をもたらしてきたかを概観した。これら一連の研究によって、南海トラフや日本海溝では、巨大地震の断層すべりやスロー地震の空間分布が、プレート境界の幾何学的構造や物性の不均質性と密接に関連していることが示された。また、海洋プレート沈み込み前の構造が、沈み込み帯での流体分布や摩擦特性を支配する重要な要因であることも明らかにした。一方、伊豆・小笠原島弧における構造探査は、島弧地殻がどのように形成・進化し、大陸地殻へと成長していくのか

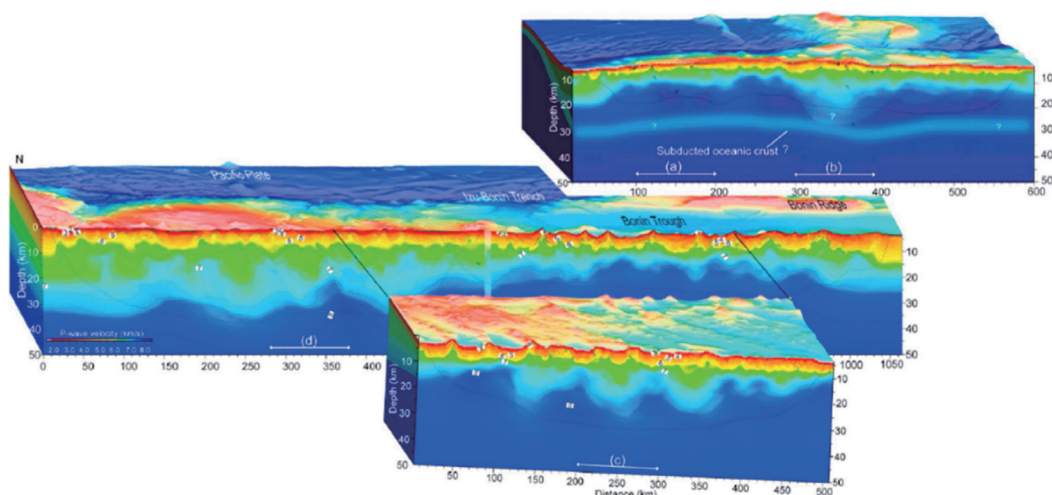


図 21 伊豆小笠原弧の火山フロント（中央）、背弧（下）、前弧（上）の地震波速度構造（Kodaira *et al.*, 2010）. 詳細は Kodaira *et al.* (2008), Kodaira *et al.* (2010) を参照

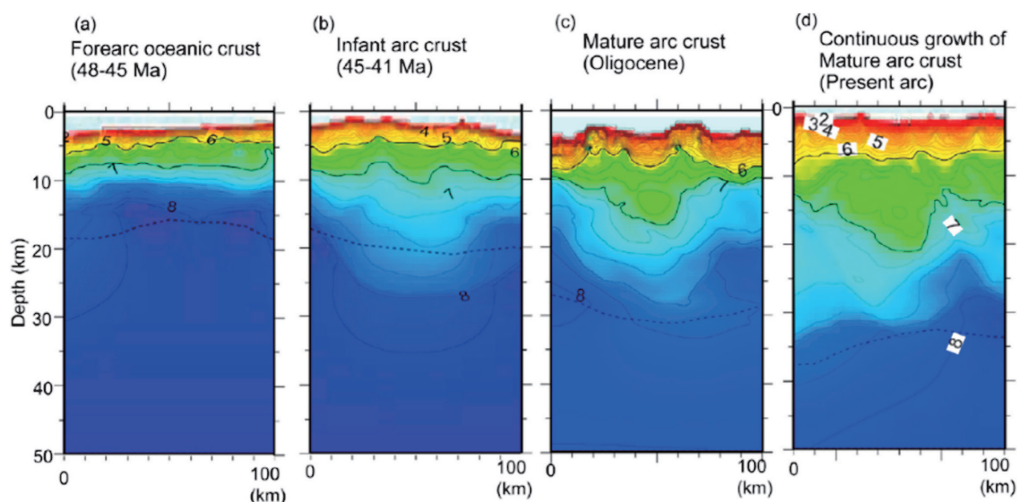


図 22 地下構造探査結果からみた海洋性島弧成長過程. 図 21 の (a)～(d) の領域を示す. (a) 前弧の海洋地殻, (b) 幼生期の島弧地殻, (b) 成熟した島弧地殻, および (d) 成熟した島弧地殻の継続的成長（Kodaira *et al.*, 2010）. 詳細は Kodaira *et al.* (2010) を参照

という根拠的な問題に対して、地球物理学的制約を与える成果が得られた。

紙面の制約から本総説では詳細は示すことはできないが、高分解能・広域地下構造探査はこれまでの地下構造探査研究では明らかにすることができなかった海洋プレートの深さ 50～100 km の深部構造（Ohira *et al.*, 2017, 2018）や、海洋プレート運動の原動力を示す詳細構造（Kodaira *et al.*, 2014）なども明らかにしてきた。

これらの研究は、地殻・マントル構造と多様な地球物理学・地質学・岩石学的データの統合によって、海洋プレートの生成・移動・沈み込みなど、海洋プレートダイナミクスに関する理解が飛躍的に進展しうること示している。

今後は、これまでの 2 次元測線に基づく地下構造の“profiling”から 3 次元探査による“mapping”に進展し、走時解析に代わって全波形解析が主流となり、海陸観測網との連携、他分野との統合的

解析を通じて、プレート境界の力学や物質移動のさらなる解明が期待される。

謝辞

本総説でまとめられた地下構造探査結果は海洋研究開発機構の地下構造探査関連プロジェクトによる成果である。データ取得、解析に関わられた海洋研究開発機構のすべての関係者の皆さんに深く感謝いたします。また、本総説をまとめる機会を与えていただいた地震ジャーナル編集部の方々に感謝いたします。

参考文献

- Arnulf, A.F., Bassett, D., Harding, A.J., Kodaira, S., Nakanishi, A. and Moore, G. 2022. Upper-plate controls on subduction zone geometry, hydration and earthquake behaviour. *Nat. Geosci.*, **15** (2), 143–148. DOI: 10.1038/s41561-021-00879-x
- Baba, T. and Cummins, P.R. 2005. Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **32** (8), L08305. DOI: 10.1029/2004GL022320
- Bilek, S.L. and Lay, T. 2002. Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (14), 1673. DOI: 10.1029/2002GL015215
- Chester, F.M., Rowe, C., Ujiie, K., Kirkpatrick, J., Regalla, C., Remitti, F. *et al.* and Expedition 343 and 343T Scientists. 2013. Structure and composition of the plate-boundary slip zone for the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, **342** (6163), 1208–1211. DOI: 10.1126/science.1243719
- Cummins, P.R., Baba, T., Kodaira, S. and Kaneda, Y. 2002. The 1946 Nankai earthquake and segmentation of the Nankai Trough. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132** (1–3), 75–87. DOI: 10.1016/S0031-9201(02)00045-6
- Flores, P.C.M., Kodaira, S., Kimura, G., Shiraishi, K., Nakamura, Y., Fujie, G. *et al.* 2024. Link between geometrical and physical property changes along Nankai Trough with slow earthquake activity revealed by dense reflection survey. *Geophys. Res. Lett.*, **51** (8), e2023GL106662. DOI: 10.1029/2023GL106662
- Fujie, G., Kodaira, S., Nakamura, Y., Morgan, J.P., Dannowski, A., Thorwart, M. *et al.* 2020. Spatial variations of incoming sediments at the northeastern Japan arc and their implications for megathrust earthquakes. *Geology*, **48** (6), 614–619. DOI: 10.1130/G46757.1
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N. and Kaneda, Y. 2011. The 2011 Tohoku-Oki earthquake: displacement reaching the trench axis. *Science*, **334** (6060), 1240–1240. DOI: 10.1126/science.1211554
- Fulton, P.M., Brodsky, E.E., Kano, Y., Mori, J., Chester, F., Ishikawa, T. *et al.* and Expedition 343, 343T, and KR13-08 Scientists. 2013. Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements. *Science*, **342** (6163), 1214–1217. DOI: 10.1126/science.1243641
- Hashimoto, M. and Kikuchi, M. 1999. Rupture process of the 1946 Nankaido earthquake revealed from seismograms. *Chikyū*, **24**, 16–20.
- Hirano, N., Takahashi, E., Yamamoto, J., Abe, N., Ingle, S.P., Kaneoka, I. *et al.* 2006. Volcanism in response to plate flexure. *Science*, **313** (5792), 1426–1428. DOI: 10.1126/science.1128235
- Holbrook S.W., Lizarralde, D., McGeary, S., Bangs, N. *et al.* 1999. Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth. *Geology*, **27** (1), 31–34. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)027<0031:SACOTA>2.3.CO;2
- Honda, R. and Kono, Y. 2005. Buried large block revealed by gravity anomalies in the Tonankai and Nankai earthquakes regions, southwestern Japan. *Earth Planets Space*, **57**, e1–e4. DOI: 10.1186/BF03351799
- Hori, T. 2006. Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan. *J. Earth Sim.*, **5**, 8–19.
- Inuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H. and Miura, S. 2012. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **117** (B7), B07409. DOI: 10.1029/2012JB009186
- Ishizuka, O., Kimura, J.I., Li, Y.B., Stern, R.J., Reagan, M.K., Taylor, R.N. and Haraguchi, S. 2006. Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism:

- New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250** (1-2), 385-401. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.08.007
- Kodaira, S., Fujie, G., Yamashita, M., Sato, T., Takahashi, T. and Takahashi, N. 2014. Seismological evidence of mantle flow driving plate motions at a palaeo-spreading centre. *Nat. Geosci.*, **7** (5), 371-375. DOI: 10.1038/ngeo2121
- Kodaira, S., Fujiwara, T., Fujie, G., Nakamura, Y. and Kanamatsu, T. 2020. Large coseismic slip to the trench during the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **48** (1), 321-343. DOI: 10.1146/annurev-earth-071719-055216
- Kodaira, S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J. O., Bara, T., Sakaguchi, H. and Kaneda, Y. 2006. A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, **111**, B09301. DOI: 10.1029/2005JB004030
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J.O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y. 2004. High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, **304** (5675), 1295-1299. DOI: 10.1126/science.1096535
- Kodaira, S., Kurashimo, E., Park, J.O., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. *et al.* 2002. Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone. *Geophys. J. Int.*, **149**, 815-835. DOI: 10.1046/j.1365-246X.2002.01691.x
- Kodaira, S., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Obana, K., Fujie, G., No, T. *et al.* 2017. Depth-varying structural characters in the rupture zone of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Geosphere*, **13** (5), 1408-1424. DOI: 10.1130/GES01489.1
- Kodaira, S., No, T., Nakamura, Y., Fujiwara, T., Kaiho, Y., Miura, S. *et al.* 2012. Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nat. Geosci.*, **5** (9), 646-650. DOI: 10.1038/ngeo1547
- Kodaira, S., Noguchi, N., Takahashi, N., Ishizuka, O. and Kaneda, Y. 2010. Evolution from fore-arc oceanic crust to island arc crust: a seismic study along the Izu-Bonin fore arc. *J. Geophys. Res.*, **115**, B09102. DOI: 10.1029/2009JB006968
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y. and Kameda, Y. 2007. New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc. *Geology*, **35** (11), 1031-1034. DOI: 10.1130/G23901A.1
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Yamashita, M., No, T. and Kaneda, Y. 2008. Seismic imaging of a possible paleoarc in the Izu-Bonin intraoceanic arc and its implications for arc evolution processes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q10X01. DOI: 10.1029/2008GC002073
- Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y. 2000. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake. *Science*, **289** (5476), 104-106. DOI: 10.1126/science.289.5476.104
- Lay, T. 2018. A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-oki Mw 9.1 earthquake. *Tectonophysics*, **733** (9), 4-36. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.09.022
- Mogi, K. 1968. Development of aftershock areas of great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **46**, 175-203. DOI: 10.15083/0000033448
- Moore, J.C., Plank, T.A., Chester, F.M., Polissar, P.J. and Savage, H.M. 2015. Sediment provenance and controls on slip propagation: lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate. *Geosphere*, **11** (3), 533-541. DOI: 10.1130/GES01099.1
- 中村正夫・渡辺 晃・許 斐直・木村昌三・三浦勝美. 1997. 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性. 京大防災研年報, **40** (B-1), 1-20.
- Nakamura, Y., Kodaira, S., Cook, B.J., Jeppson, T., Kasaya, T., Yamamoto, Y. *et al.* 2014. Seismic imaging and velocity structure around the JFAST drill site in the Japan Trench: low Vp, high Vp/Vs in the transparent frontal prism. *Earth Planets Space*, **66** (1), 121. DOI: 10.1186/1880-5981-66-121
- Nakamura, Y., Shiraishi, K., Fujie, G., Kodaira, S., Kimura, G., Kaiho, Y. *et al.* 2022. Structural anomaly at the boundary between strong and weak plate coupling in the central-western Nankai Trough. *Geophys. Res. Lett.*, **49** (10). DOI: 10.1029/2022GL098180
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S.O., Nakamura, T. *et al.* 2018. Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: implications for seismogenesis. In *Geology and Tectonics of Subduction Zones: a Tribute to Gaku Kimura*, ed. T. Byrne *et al.*, Geol. Soc. Am., **534**. DOI: 10.1130/2018.2534(04)

- Ohira, A., Kodaira, S., Moore, G.F., Yamashita, M., Fujiwara, T., Kaiho, Y. *et al.* 2018. Active-source seismic survey on the northeastern Hawaiian Arch: insights into crustal structure and mantle reflectors. *Earth Planets Space*, **70** (1), 121. DOI: 10.1186/s40623-018-0891-8
- Ohira, A., Kodaira, S., Nakamura, Y., Fujie, G., Arai, R. and Miura, S. 2017. Evidence for frozen melts in the mid-lithosphere detected from active-source seismic data. *Sci. Rep.*, **7** (1), 15770. DOI: 10.1038/s41598-017-16047-4
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y. *et al.* 2002. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298** (5595), 1009–1012. DOI: 10.1186/s40623-018-0891-8
- Sagiya, T. 1999. Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (15), 2315–2318. DOI: 10.1029/1999GL900511
- Shiraishi, K., Nakamura, Y., Arai, R., No, T., Kaiho, Y., Miura, R. *et al.* 2025. Topography of the subducting basement throughout the entire Nankai Trough. *Sci. Rep.*, **15** (1), 25530. DOI: 10.1038/s41598-025-08846-x
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M. *et al.* 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272** (5260), 390–392. DOI: 10.1126/science.272.5260.390
- Tanioka, Y. and Satake, K. 2001. Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth Planets Space*, **53**, 235–241. DOI: 10.1186/BF03352380
- 巽 好幸. 2008. 大陸とマントルの共進化. *科学*, **78**, 1305–1310.
- Tsuru, T., Park, J.O., Miura, S., Kodaira, S., Kido, Y. and Hayashi, T. 2002. Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: implication of interplate coupling. *J. Geophys. Res.*, **107** (B12), 2357. DOI: 10.1029/2001JB001664
- Ujiie, K., Tanaka, H., Saito, T., Tsutsumi, A., Mori, J. J., Kameda, J. *et al.* and Expedition 343 and 343T Scientists. 2013. Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, **342** (6163), 1211–1214. DOI: 10.1126/science.1243485
- Wang, K., Sun, T., Brown, L., Hino, R., Tomita, F., Kido, M. and Fujiwara, T. 2018. Learning from crustal deformation associated with the M9 2011 Tohoku-oki earthquake. *Geosphere*, **14** (2), 552–571. DOI: 10.1130/GES01531.1
- Yamaguchi, S., Kobayashi, Y., Oshiman, N., Tanimoto, K., Murakami, H., Shiozaki, I., Uyeshima, M., Utada, H. and Sumitomo, N., 1999. Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network MT investigation in the Shikoku district, southwestern Japan. *Earth Planets Space*, **51**, 193–203. DOI: 10.1186/BF03352223

小平秀一

[こだいら しゅういち]

現職 海洋研究開発機構理事 博士（理学）

略歴 北海道大学理学研究科地球物理学専攻修了。北海道大学理学部助手，海洋科学技術センター研究員，海洋研究開発機構上席研究員，海洋研究開発機構海域地震火山部門長などを経て2024年度より現職

研究分野 海域地球物理学。海域観測によりプレート境界での地震，火山活動などの変動現象とそれらに起因するハザードに関する研究を推進

注水誘発地震とそのメカニズムの考察

伊藤高敏

1. はじめに

大災害をもたらす自然地震は大きな脅威である。しかも地震は地下深部で起こる現象であり、火山のように直接見ることもできない。このために、大きなナマズが地下にいて、タガとなる要石（かなめいし）が何かのきっかけで外れて暴れることで地震が起ると、かの昔に語られていたことは有名である。根拠のない流言とはいえ、そのようないわば姿（メカニズム）がわかると、お祈りでナマズを穏やかにさせるといった対策が可能となり、少なくとも恐怖をやわらげる効果はあったと推察される。もちろん、真の姿がわからなければ、真の対策はできない。こうして科学的な取り組みが行われ、やがて“なまず”の正体が断層あるいはプレート境界の滑りであることが明らかとなった。しかし、“なまず”と人間のいる地表の間にある数十 km の隔たりはいぜんとして大きく、今もなお多くの人々がさまざまな視点で真の姿の探求に取り組んでいる。

一方、マグニチュードで M2.5 以上の地震が起ると、有感つまり地表の人間が体に揺れを感じるとされている（たとえば、UPSeis, 2025）。この有感地震が、日本では千回/年以上の割合で頻発している。これに対して、たとえば米国中部のオクラホマ州では、有感地震が通常は数回/年程度であり、日本よりはるかに少ない。ところが、同地域の有感地震の数が、2008 年からの十数年間に激増し、多いときでは日本と同等の千回/年近くに達した。また、それらの震源が深度数 km と浅く、通常の自然地震とは明らかに異なっていた。そこで、原因が調べられた結果、同年の 2008 年から同地域でシェールガスあるいは同オイルの開発が活発化しており、それに伴って実施

されたフラクチャリングが有感地震の原因と断定された。

問題のフラクチャリングとは、次のようなものである。まず天然ガス・オイルは、地下数 km の深度にあって、水平方向に少なくとも数 km 四方の広がりがあり、隙間の多い地層（貯留層）にたまっている。その貯留層と地表をボーリングした坑井でつなぎ、天然ガス・オイルを地表に取り出す。ただし、坑井の直径は 20 cm 程度にすぎないので貯留層と接する坑井壁面の面積は小さく、そのままでは天然ガス・オイルの貯留量に見合った大きな生産レートを確保できない。そこで、地表に置いた大流量・高圧ポンプ（数 m^3/min 、数十 MPa）から坑井の一部を密閉した区間に流体を注入して圧力を上昇させ、その圧力で坑井壁面を破壊してフラクチャー（割れ目）を形成する。その後も流体の注入を続けることで、フラクチャーが成長して坑井軸方向に大きくなるとともに、坑井から離れる方向におおむね直線的に伸びていく。フラクチャーの大きさは、流体注入のレートや量によって調整でき、百 m 以上の大きさにすることも可能である。その結果、坑井壁面に比べて何百倍も大きな、つまり坑井何百本分にも相当する、天然ガス・オイルの排出面積を形成できる（図 1）。これがフラクチャリングである。このとき、坑井を通して地下岩体に負荷された圧力が、流体の流れとともに何らかの経路をたどって断層に到達し、それが断層滑りを誘発させることで有感地震が発生したと判断された（図 2）。このように、地下岩体への人為的な流体注入によって発生した地震を注水誘発地震と呼ぶ。米国に比べると、日本におけるフラクチャリングの実施例は少ない。ただし、地球温暖化対策の一環として、日本でも排出源で回収した二酸化炭素を地層に圧入して貯留する技術を適用し、2030 年までに事業

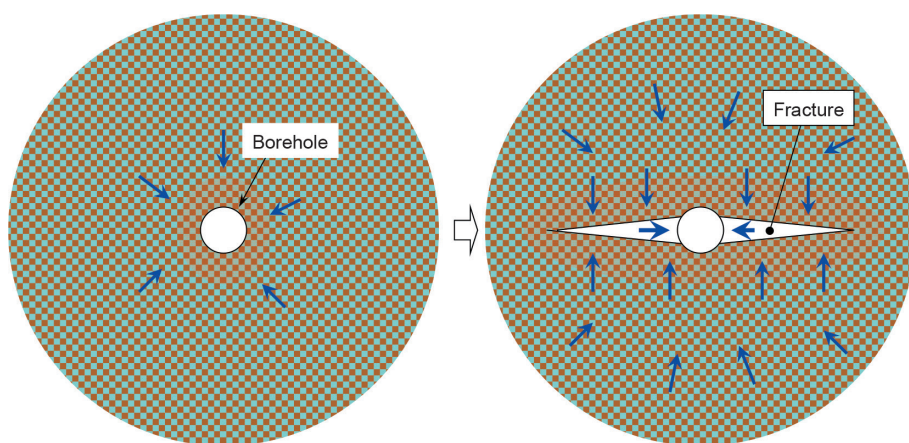


図 1 フラクチャリングによる生産性の改善

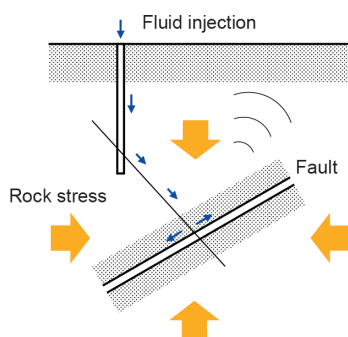


図 2 坑井による流体注入と注水誘発地震の関係

化する計画となっている。この技術では、通常のフラクチャリングよりもはるかに大量の流体（二酸化炭素）を高圧で圧入することになるので、無対策で実施すればやはり有感地震が発生する可能性がある。また、たとえば能登地震および松代地震のように、自然地震の中にも地下深部の流体移動に起因していることが明らかになっているものがあり、注水誘発地震と同様のメカニズムで発生した可能性がある（たとえば、Cappa *et al.*, 2009；Mukuhira *et al.*, 2022）。

脅威をもたらす地震が人為的に発生したとなれば、社会問題化するのは必須である。このため、少なくとも有感未満の規模にする対策が必要であり、それはフラクチャリングと地震の因果関係を踏まえたものでなければならない。地震自体の原因が断層の滑りであることは、注水誘発地震も自然地震と変わらない。ただし、震源の深度を比べ

ると、注水誘発地震のほうがはるかに地表に近く、ボーリングで到達できる程度である。事実として Guglielmi *et al.* (2015) は、研究を目的に深度数百 m にある断層に水を注入することで、地震を人為的に起こすことに成功している。これにより、断層周囲に配置した加速度計による近接距離での地震波測定、さらには注水坑井内に設置した独自の装置によって断層滑りの直接測定に成功している。また、自然地震の場合、先述の要石とナマズの関係のような、何をきっかけに地震が起こるのかがいまだにはっきりしていない。その結果として、いつ、どこで、どの程度の地震が発生するかという、対策に不可欠な要素の予測まで至っていない。これに対して、注水誘発地震では人為的な流体注入がきっかけになっていることが明らかである。このため、Guglielmi *et al.* (2015) のように事前に加速度計を配置して、時間・空間的に高密度に地震波を測定することも可能である。異なる目的ではあるが、地熱開発でもフラクチャリングが行われることがあり、そのときの地震波を観測して、既破断面に沿って生じる流体の流れを把握するために積極的に利用されている（たとえば、Mukuhira *et al.*, 2017）。以上のように、自然地震の情報を得るには、長遠距離の地震波観測や、露頭などに現れた過去の痕跡をたどるしかないのに対して、注水誘発地震ではより詳細な情報ははるかに容易に得ることができる。その情報によって注水誘発地震の詳しいメカニズムが明らかにな

り、ひいては自然地震の解明にもつながることが期待される。

未知の現象を理解する上で、詳細なデータを提供してくれる数値シミュレーションは重要である。しかし、モデルの簡略化あるいは実測することが難しいパラメータを含んでいることなどによって、結果に大なり小なりの曖昧さが含まれてしまうことは避けがたい。これを補うために、実験的に現象を再現して観察する試みは不可欠である。本稿は、注水誘発地震のメカニズムに関して著者が行った、大型試験片を用いた室内実験による取り組み (Ito *et al.*, 2024)、ならびに資源素材学会秋季講演会 (2020)、(公財) 深田地質研究所による第 202 回深田研談話会 (2024) および (独法) エネルギー・金属鉱物資源機構 (JOGMEC) による CCS ジオメカセミナー (2025) で行った招待講演の内容をまとめたものである。

2. 注水誘発地震の特徴

断層が滑る条件は、次式で表される (図 3)。

$$|\tau_F| = \mu(\sigma_F - P) \quad (1)$$

この関係は、左辺の断層面に作用するせん断応力が右辺の断層面間の摩擦力とつり合う状態を表しており、一般にクーロンの破壊基準と呼ばれる。 τ_F および σ_F はそれぞれ地殻応力によって断層面に生じるせん断応力および垂直応力、 P は断層内の流体圧であり、また μ は断層面の摩擦係数である。本報では垂直応力の圧縮を正とする。地震発生前は左辺より右辺が大きいが、地殻応力が変化して σ_F よりも相対的に τ_F が大きくなるか、あるいは地殻応力が不変でも P が大きくなって式 (1) が満足されると断層が滑る。

一方、理論と観測事実に基づく考察から、地震

のマグニチュードが、滑った部分の断層の長さ、滑り量および断層に作用するせん断応力の降下量と相関することが明らかになっている (たとえば, Stein and Wysession, 2003; Zoback and Gorelik, 2012)。これによれば、数百 m の長さの断層全体が高速で数 mm 滑ったときに、マグニチュードが M2.5 程度の有感地震となる。ただし、そのように大きな部分の断層の応力状態が完全に一樣であるはずはなく、全体が同時に滑ることは考えにくいので、一部で起こった断層滑りが急速に周囲に拡大し、最終的に全体が所定量だけ滑るものと考えられる。

この点において自然地震では、プレート運動のように大規模なメカニズムによって岩体の応力が一様に増加し、それに伴って岩体内にある断層面の応力つまり式 (1) の τ_F および σ_F も増加する。それがやがて式 (1) の条件に至って断層が滑る。この場合、断層全体の応力が一様に変化し、かつ断層は平面なので、全体で式 (1) の条件がほぼ満たされた臨界状態にあるはずである。このため、何らかのきっかけ (外乱) で始まった一部の滑りが、高速で周囲に拡大することは当然であろう (図 4a)。これに対して注水誘発地震では、先述のように坑井を通して地下岩体に負荷された流体圧が、何らかの経路をたどって断層に到達して断層面の流体圧 P が増加する。それによって式 (1) の条件が満たされれば、流体が到達した位置で断層が滑る (図 4b)。ここで、もし式 (1) の条件を満たす程度の P の増加が、断層に沿った広い範囲に伝播するまで滑りがまったく発生しないとすれば、上述の自然地震の場合と同様に、広い範囲の断層が式 (1) の条件を満たす臨界状態となる。よって、その部分が一気に滑って地震が発生するだろうし、滑った部分が十分に広ければ有感規模となるだろう。しかし、流体の流れに伴う圧力分布を考慮すれば、そのような現象は不自然で起こりそうにない。つまり、流体の圧力は上流から下流に向かって小さくなる。もちろん、圧力勾配は断層に沿った流体の広がり方や断層の開口幅などで変化するだろうが、圧力分布の傾向自体は変わらない。このことから、流体の流入点か

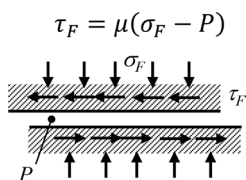


図 3 断層滑りの発生条件

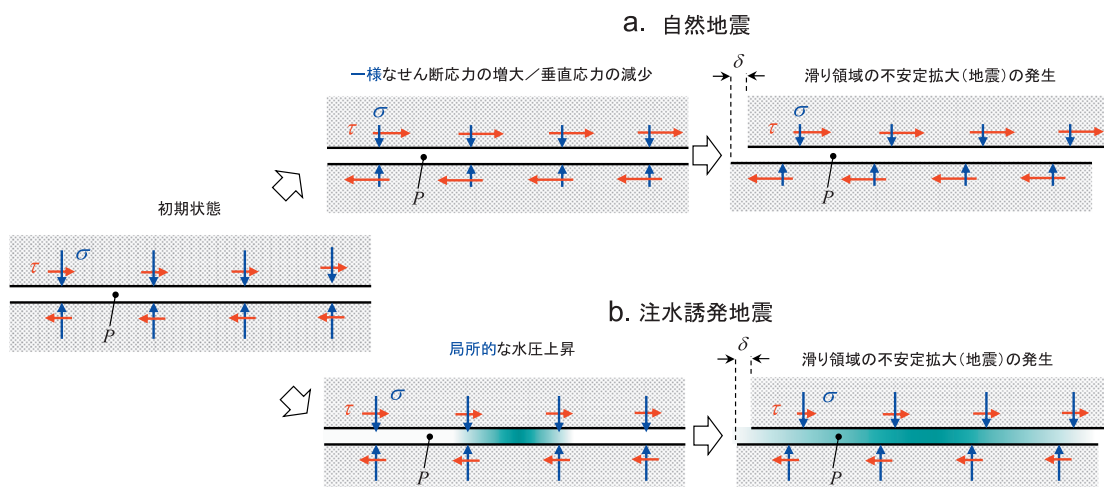


図 4 自然地震および注水誘発地震の発生過程

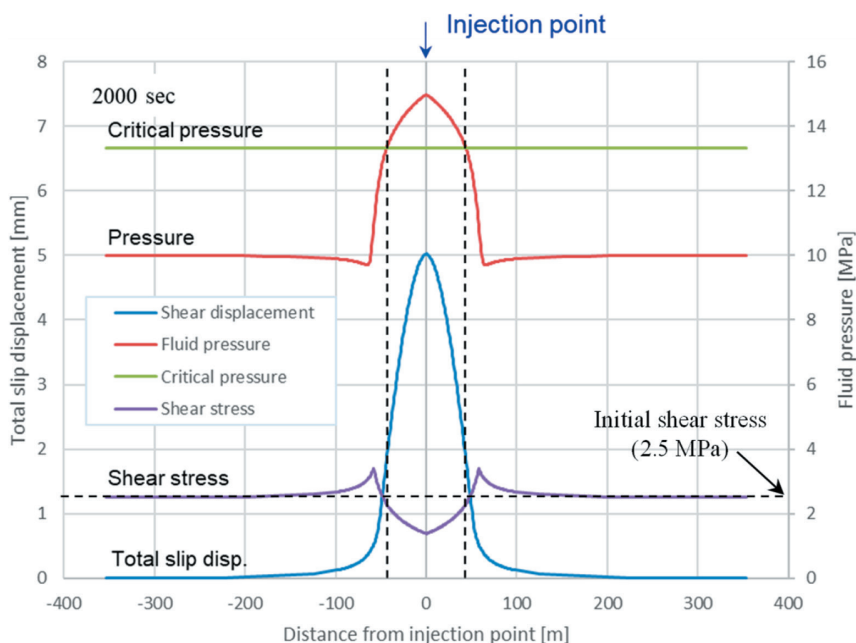


図 5 流体注入と断層滑りの関係（数値シミュレーション，横山（2020））

ら，たとえば数百 m の距離に及ぶ広い範囲の圧力が，一様に増加して式（1）の条件を満たす状態になることは考えにくい．実際には，流体の流れに沿って P の増加する範囲が徐々に周囲に拡大していくとともに，その先端でまず式（1）の条件に達して滑りが発生し，それが P の伝播とともに連続的ないしは断続的に繰り返されるはずである．その様子がわかる数値シミュレーション

の例を図 5 に示す（横山，2020）．これは，流入開始から多少時間がたった後での，断層に沿って分布する流体圧，せん断応力および滑り量を表している．ただし，断層面の摩擦係数が一定で流体流入点の圧力も一定の単純なケースを仮定した．横軸が流体流入点からの距離，縦軸が各変量の大きさ，また“Critical pressure”（臨界圧）は，断層面の初期応力状態において式（1）を満足する

圧力である。同図から、上述のとおりに流体圧が流入点から離れるにつれて減少し、流入点周りで流体圧が臨界圧を超えた部分で滑りが発生していることがわかる。さらに時間が経てば、大きな圧力が周囲に伝播し、その部分で新たな滑りが起こることになる。しかしながら、このままでは滑り領域がゆっくり広がるだけなので、地震が起きたとしても小さい規模にしかなり得ない。したがって、有感規模の注水誘発地震が起こるためには、圧力が伝播した範囲を超えて、滑り領域が高速に拡大するようなことが必要になる。

3. 室内実験による注水誘発地震の再現

3.1 室内実験の課題

先述のように自然地震は一般に十 km 以上の深度で起こる現象であり、ボーリングで到達もできず、直接観察することが不可能である。そこで、唯一観測可能な情報である地震波を解析して現象を解明することが広く行われている。このため、地震学といえば、地震波の解析手法を議論する学問を指すのが一般的である。他方、室内実験もまた、直接観察できない現象を理解するために重要なアプローチとなる。そこで、室内実験で断層の滑り現象を再現するためのさまざまな研究が行われ、それによって岩石の摩擦特性、あるいは滑り速度が低速から高速に遷移する現象などが明らかにされてきた。

一方、自然地震の場合に比べると、注水誘発地震を室内実験で調べた研究は多くない。その原因の1つは、試験片の形状と大きさにあると考えられる。つまり、自然地震の研究で用いられてきた試験片の多くは、直径が $\phi 100\text{mm}$ に満たない円柱形で、それに断層を模擬する斜めの切断面を設けたものである。これは、断層を除けば一般的な岩石の力学試験に用いられる試験片と同じ形状であり、試験装置も同じものを流用できて簡便であったためと考えられる。しかし、これを注水誘発地震の再現実験に適用することは難しい。なぜなら、外部から断層面に負荷された流体圧が断層面に沿って徐々に伝播するという、注水誘発地震

で重要な過程が再現できないためである。つまり、もし円柱形試験片を横切る模擬断層の中央に外部とつながる孔を設け、そこから断層面に流体を注入したとしても、その流体はただちに模擬断層の端、つまり試験片側面に達して漏れ出てしまう。その結果、断層内の流体圧分布がほぼ一様かつ定常状態となってしまうので、実際の断層で流体の流入点から周囲に向かって圧力が伝播していく状況を再現できないことになる。

注水誘発地震の室内実験による再現を難しくしている別の課題が、滑りの観測方法である。先述のように長さが数百 m の断層であれば数 mm の滑りが起こるが、その滑り量は断層の長さに比例して小さくなる。このため、かりに長さ 1 m 程度の模擬断層を用意して地震となるような滑りを起こすことができたとしても、滑り量は $10\mu\text{m}$ 程度ときわめて小さくなってしまう。一方、断層が滑ると、断層面に沿ったせん断ひずみが変化する。その変化量は、滑り量とは異なって断層の長さに依存せず、また、ひずみゲージという専用のセンサを用いることで容易に測定できる。したがって、滑り量ではなくせん断ひずみを利用すれば、実験室規模の断層であっても、滑り挙動を正しく測定できるはずである。これを自然地震の研究に応用したのが Ohnaka *et al.* (1986) である。これにより、断層面の一部がゆっくり滑り始め、やがて滑り領域が適度に広がったところで高速な滑りに遷移する現象を明らかにした。この実験で用いられた試験片は板状の直方体で、それに断層を模擬する斜めの切断面を設けたものである。直方体の端面に負荷した一軸の圧縮荷重によって断層を滑らせ、その挙動を断層に沿うように試験片側面に貼り付けた複数のひずみゲージで測定した。しかしながら、同じ要領を注水誘発地震の室内実験に適用することはできない。なぜなら、先述の円柱形試験片を用いた場合と同じく、断層面に注入した流体が容易に試験片側面に達して漏れ出てしまうためである。もちろん試験片を断層の幅方向に十分厚くすれば、漏れ出しを遅らせることができる。しかし、断層の中心付近で起こるはずの滑り初動を、そこから離れた試験片側面に貼り付けた

ひずみゲージでは、測定することが難しくなる。

そこでわれわれは、上記2つの課題を解決して注水誘発地震を再現できる実験方法を新たに構築した。すなわち、正方形に近い模擬断層を有する大型試験片を用い、断層面に2次元配列で埋め込んだセンサで、滑りに伴うせん断ひずみの変化と分布を測定しながら注水誘発地震を再現できる方法である。これを用い、条件を変えたいくつかの実験を行って、注水誘発地震のメカニズムを調べた。その方法と結果を以下にまとめた。

3.2 実験装置および試験片

開発した実験装置を図6に示す。同図aが実物の画像であり、bが構成図である。鋼製の四角いフレームの中に600×600×600mm³の大きさの試験片が入っており、2対のフラットジャッキを用いて、水平および上下方向に独立した2軸の圧縮応力 S_x および S_y ($S_x \geq S_y$)を負荷する。ここで、フラットジャッキとは2枚の板の端を溶接したものであり、それを試験片とフレームの隙間に挟み、板の間に加えた油圧で膨らませることで試験片を圧縮するものである。油圧は、主に電動ポンプで供給し、ハンドポンプで微調整する。構造的に、フラットジャッキに加えた油圧と同じ大きさの圧縮応力が、試験片に負荷される。

試験片は、山形県産の最上安山岩で作製した。そのヤング率 E およびポアソン比 ν はそれぞれ16.3GPaおよび0.2である。試験片は、図7のよ

うに側面に対して45°の角度で斜めに切断されており、その断面が模擬断層となる。そこで、断層の相対する面が一様に接触するように、細目の砥石を付けたグラインダーで研削した。断層は、傾斜方向に少し大きい長方形で708×600mm²の大きさである。実験では長いほうに断層が滑る。以下では、長いほうと短いほうをそれぞれ断層の縦と横とする。また、試験片の、断層より上と下の部分をそれぞれ上側 (upper) および下側 (lower) ブロックと呼ぶ。なお、 $S_x \geq S_y$ なので、試験片の下側に対して上側ブロックがせりあがる向きに断層が滑ることになる。

試験片に負荷した S_x および S_y によって、断層面に垂直応力 σ_F およびせん断応力 τ_F が生じる。圧縮応力を負荷する試験片側面と断層のなす角が45°なので、各応力の関係が次式で与えられる。

$$\sigma_F = \frac{S_x + S_y}{2}, \quad \tau_F = \frac{S_x - S_y}{2} \quad (2)$$

したがって、 S_x と S_y を同じ割合で増加させると、 τ_F が一定のままで σ_F のみが増加し、また S_x と S_y それぞれを同じ割合で増加および減少させると、逆に σ_F が一定のままで τ_F のみが増加することになる。なお、フラットジャッキに加えた油圧として S_x と S_y を測定でき、それらを式(2)に代入して計算すれば、断層面の σ_F および τ_F がわかることになる。ただし、断層面の応力は、局所的な材料特性のばらつきや微小な凹凸などに

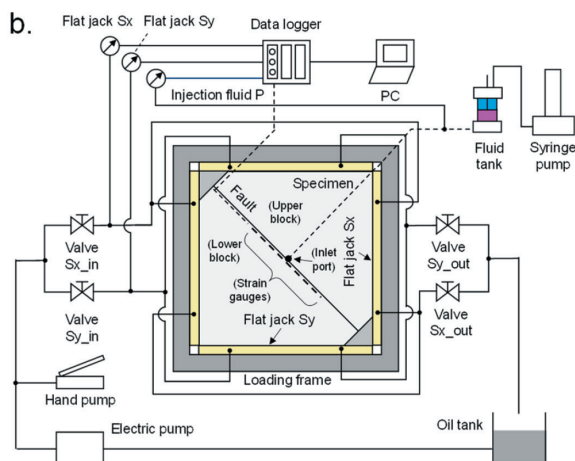
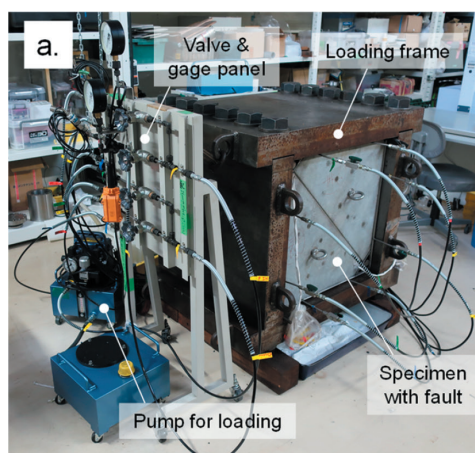


図6 断層滑り実験装置, a: 装置外観, b: 構成図

よって多少変化するはずであり、式 (2) で求められる σ_F および τ_F は、断層面全体の平均的な値となる。

注水誘発地震の要である外部流体は、上側ブロックの断層面の中央に設けた注入口 (inlet port) から断層面に流れ込む。その流体は、断層と直交する方向に上側ブロックを貫く孔に設置した配管を通して、試験片の外に置いたシリンジポンプから供給される。上側ブロックの断層面には、断層面を横断する向きで注入口と交差するように、幅と深さが5mmの溝が掘られている。溝の両端は、試験片側面から約80mmだけ離れている。この溝は、断層の滑り方をなるべく単純にして現象を理解しやすくするために導入した。つまり、注入口から流入した流体は、図7の上段左側にある上側ブロック正面図に青線で示したよう

に、溝に沿って流れ始め、その後に溝から出て断層面の縦方向に流れる。また溝に沿う流動抵抗は、断層のそれよりもはるかに小さい。その結果、断層面に沿った流体圧分布が、断層の横方向つまり溝と平行な方向に均一になるので、流体圧によって起こる断層滑りも同様に均一になって、二次元的な滑り方になることを想定した。

注入流体は、粘性を $130 \text{ mPa} \cdot \text{s}$ に調整したポリマー流体であり、水に少量のキサンタンガムを混ぜて作製したものである。この流体にしたのは、水よりも粘性の大きい流体にすることで流れに沿って生じる圧力勾配が大きくなり、それによって注入点の周囲と離れた部分の圧力差が断層滑りに及ぼす影響を観察しやすくするためである。

また、図7の下段右側にある下側ブロック正面図に示したように、F、C、Bを付した3本の線

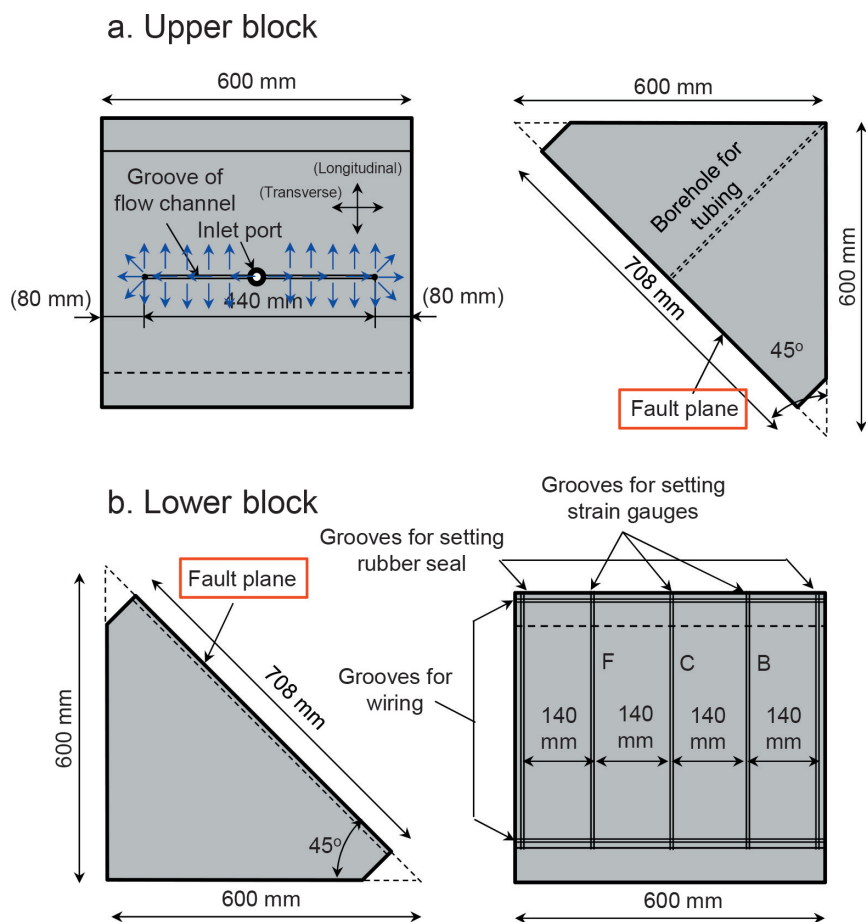


図7 試験片構造、a：上側ブロック、b：下側ブロック

に沿って、複数のひずみゲージを断層面の直下に埋め込んだ。ここで用いたひずみゲージは、せん断ひずみ測定用のものである。要領は図8のとおりであり、溝の側面にひずみゲージを貼り付けてからエポキシ接着剤で溝を充填した。固化したエポキシ接着剤のヤング率は約3GPaであり、試験片材料よりも十分軟らかく、断層面の変形に影響しない。各ひずみゲージは、図6bのように外に置いたデータロガーと接続される。また、データの記録時間に差が生じないように、フラットジャッキの圧力を測定するセンサも同じデータロガーに接続され、すべてのチャンネルを10Hzのサンプリング周波数で同時測定した。

3.3 実験結果

条件を変えて、Experiment I~IIIの3種類の実験を実施した。断層面の違いによる影響を避けるため、いずれの実験でも同じ試験片を用いた。これらの実験により、断層面の垂直応力 σ_F 、せん断応力 τ_F および流体圧 P の変化で生じる断層面の滑り挙動を観察した。実験中の各パラメータの変化を図9にまとめた。同図の上段、中段および下段が、それぞれExperiment I, IIおよびIIIの結果である。また、左列が全体であり、その一部を拡大したものが右列である。

断層面の摩擦強度を求めることを目的として、まず、 S_x と S_y を一緒に増加させる要領で σ_F を6.5MPaまで増加させた。次に、その状態から徐々に S_x を増加させながら、同じレートで S_y を減少させた。これにより、 σ_F を固定したまま、 τ_F を零から徐々に増加させた。その結果、 τ_F が2.4MPaに達した645sのときに、 τ_F が0.1MPaだけ急減した(図9b)。ただし、 τ_F の急減にかかわらず、 σ_F は不変であった。この状況から、 τ_F が急減したときに、断層全体が滑ったと判断した。その理由は次のとおりである。式(2)の関係から、 σ_F は不

初めに実施したExperiment I(図9a)では、断層面の摩擦強度を求めることを目的として、まず、 S_x と S_y を一緒に増加させる要領で σ_F を6.5MPaまで増加させた。次に、その状態から徐々に S_x を増加させながら、同じレートで S_y を減少させた。これにより、 σ_F を固定したまま、 τ_F を零から徐々に増加させた。その結果、 τ_F が2.4MPaに達した645sのときに、 τ_F が0.1MPaだけ急減した(図9b)。ただし、 τ_F の急減にかかわらず、 σ_F は不変であった。この状況から、 τ_F が急減したときに、断層全体が滑ったと判断した。その理由は次のとおりである。式(2)の関係から、 σ_F は不

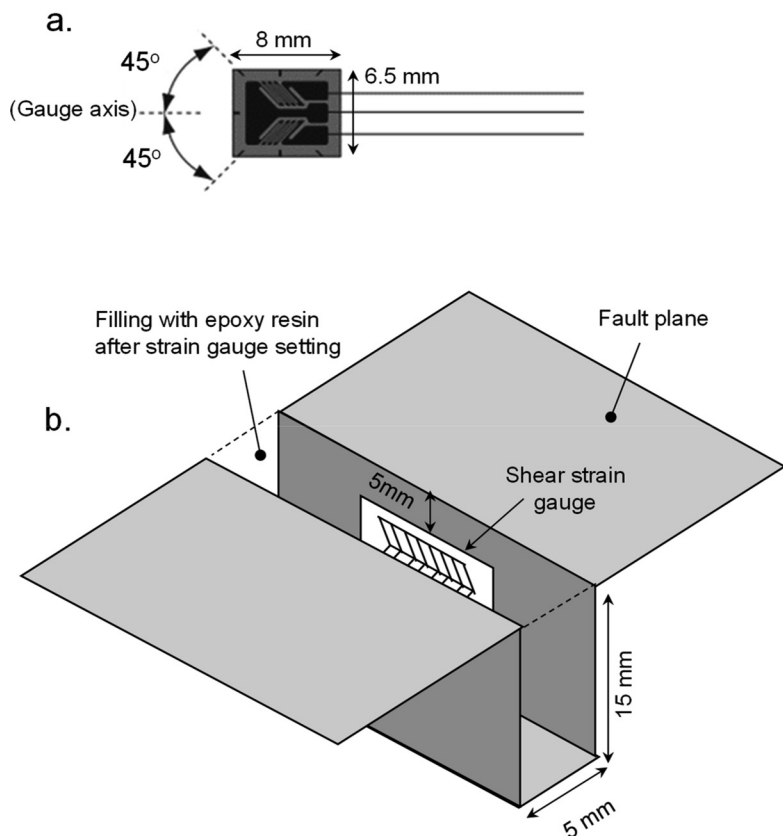


図8 断層面へのせん断ひずみゲージの埋め込み要領, a: ひずみゲージ構造, b: 溝と貼り付け要領

変で τ_F のみが 0.1 MPa だけ減少するためには、瞬間的に S_x が 0.1 MPa だけ減少し、それと同じ割合で S_y が増加しなければならない。しかし、外部から供給される油圧が瞬間的に変化することはない。よって、そのように S_x と S_y が変化するためには、瞬間的にフラットジャッキの S_x を負荷するほうの体積が増加し、それと同じ割合で S_y を負荷するほうの体積が減少しなければならない。さらに、フラットジャッキは硬いフレームと試験片に挟まれているので、その体積が増加あるいは減少するためには、フラットジャッキと接する方向に、それぞれ試験片が収縮あるいは膨張しなければならない。つまり、試験片が S_x の方

向に収縮し、同じ量だけ S_y の方向に膨張することになる。この現象を合理的に説明するには、上述のとおり断層が全体的に滑ったと考えるのが妥当である。そのとき、 $S_x \geq S_y$ の条件に応じて、試験片の下側に対して上側ブロックがせりあがる向きに滑れば、試験片の相対する側面が水平方向つまり S_x の方向に近づき、同じ量だけ鉛直方向つまり S_y の方向に離れることになる。なお、フラットジャッキを満たす油の圧縮率を考慮すれば、その圧力が 0.1 MPa だけ変化するためには厚さが数 μm だけ変化するはずであり、断層が滑った量も同程度と推定され、断層滑りのスケール則とも整合する。

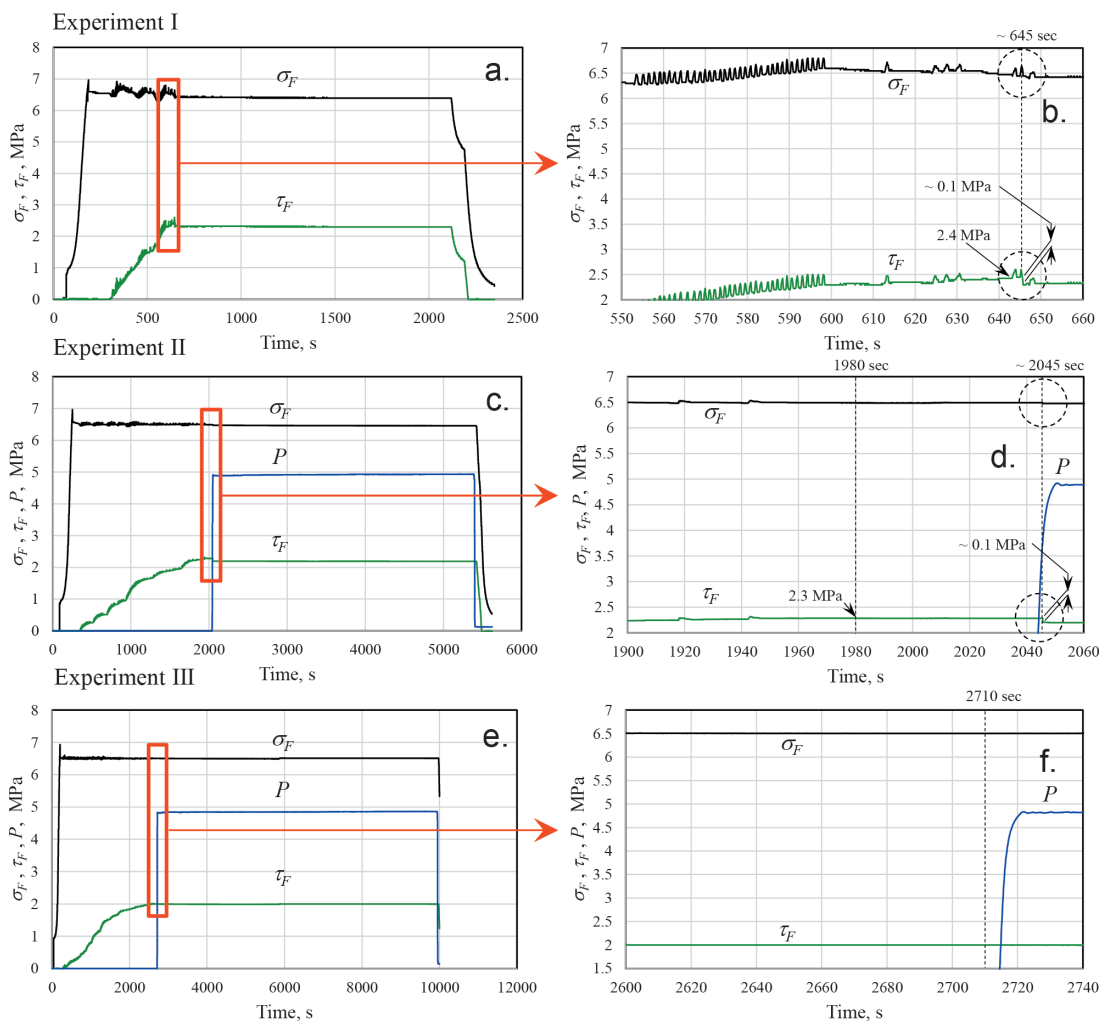


図 9 断層面の垂直応力 σ_F 、せん断応力 τ_F および流体圧 P の時間変化、左列 (a, c, e) 全体、右列 (b, d, f) 詳細

Experiment I の結果から、 σ_F が 6.5 MPa のときの断層の摩擦強度が 2.4 MPa であることがわかった。この実験が終わった後に、フレームを開けて試験片の上側ブロックを持ち上げ、断層面を清掃してから元に戻した。それから次の Experiment II (図 9c) にとりかかり、まず Experiment I と同じ要領で σ_F を 6.5 MPa にしてから、 τ_F を Experiment I で判明した摩擦強度よりもやや小さい 2.3 MPa にした。その状態を保持したまま、2,040 s から圧力が 5 MPa となるまで断層に流体を注入した。その結果、注入開始から 5 s が経過した 2,045 s に、 σ_F は不変のままで τ_F が 0.1 MPa だけ急減した (図 9d)。この挙動は Experiment I と同様であり、2,045 s に断層全体が滑ったことを示している。実験後にふたたびフレームを開けて試験片の上側ブロックを持ち上げ、下側ブロックの断層面を撮影した画像が図 10 である。注入流体が広がって濡れた部分が、濃い色になって表れている。上側ブロックに流体注入口を横切るように設けた溝の効果で、期待どおりに断層を横切る方向に一樣となるように、流体が断層に沿って

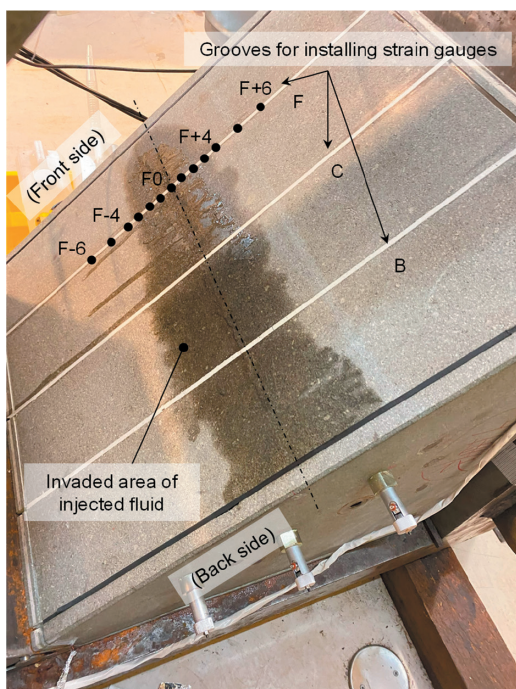


図 10 実験 (Experiment II) の後に断層面を露出した状況

流れたことがわかる。断層の縦方向に伸びる 3 本の白い線は、ひずみゲージを埋め込んだ溝である。黒丸は、“F” の溝に沿ったひずみゲージの位置を表しており、溝の中心にある “F0” から、“F+4” および “F-4” のひずみゲージの位置まで流体が広がっている。ここで、位置の呼称の数字は並びの順番である。この “F” の溝に沿って配置された、“F+6” から “F-6” までのひずみゲージによって、流体注入中に測定されたひずみの時間変化が図 11 である。ただし、それぞれの結果を比較しやすいように、2,040 s からの変化量で示している。また、 τ_F および流体注入圧力 P

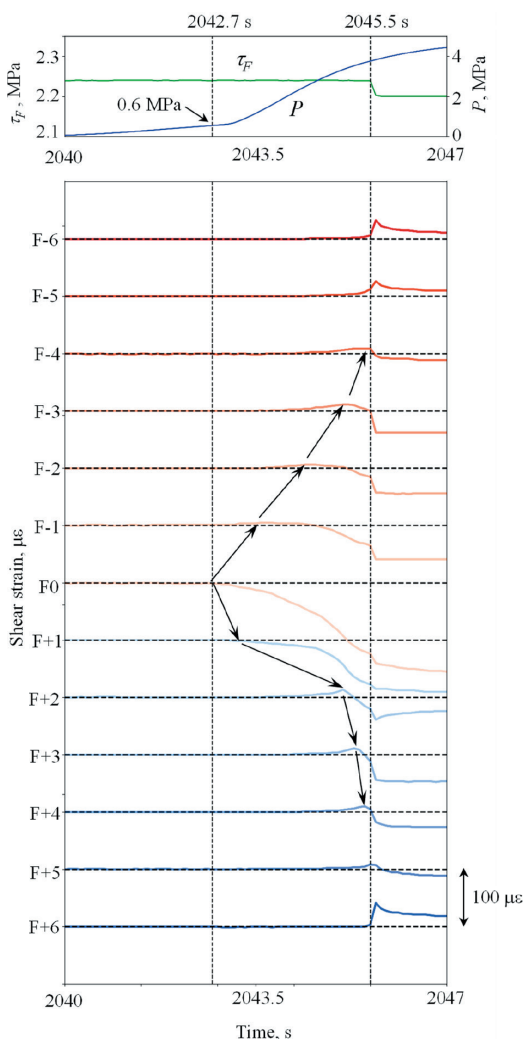


図 11 実験 (Experiment II) で測定されたせん断ひずみの時間変化

の時間変化を上段に併記した。これらの結果より、2,045.5sで τ_F が急減しており、同時にほぼすべての箇所のひずみが増加している。このことは、 τ_F が急減したときに断層面全体が瞬間的に滑ったという解釈と合致している。なお、ひずみの時間変化の詳細については、各曲線に添えた矢印の意味を含めて後述する。また、図11において2,045.5sからの τ_F の時間変化が、鉛直よりやや傾いた線として描かれている。しかし、傾きに応じた時間をかけて τ_F が変化しているわけではなく、データ記録間隔の事情で2,045.6sまで次のプロット点がないためであり、実際には0.1sに満たない時間で瞬間的に変化したはずである。

最後のExperiment III (図9e)では、Experiment IIと同様に断層面を清掃した後、 σ_F を65MPaとし、 τ_F をExperiment IIより小さい2.0MPaに設定した。その応力状態を保持した状態で2,710sから断層に流体を注入した。しかしながら、この実験では注入開始から10s以上経過しても σ_F と τ_F のいずれも一定のままで変化はみられなかった (図9f)。

4. 考 察

4.1 断層の滑り挙動

断層滑りを起こす駆動力は、断層面に作用するせん断応力である。このため、断層が滑ると、その位置のせん断応力が低下する。この原理に従って、先に示した図5の数値シミュレーション結果では、流体圧が最も大きくなる断層中心において、せん断応力が初期値から最も大きく減少している。ただし、断層周りの岩体が受け持たなければいけない力は変わらない。このため、滑った部分で減少した分のせん断応力が再配分されて、その周囲のまだ滑っていない部分が受け持つことになる。これが、図5において断層中心から左右に少し離れた位置のせん断応力が、初期値よりも大きくなって、上に凸の山型の分布になっている理由である。また、滑り領域の先端付近でせん断応力がピークになっている。流体圧の大きい領域がさらに広がれば、滑る領域も広がって先端が移動

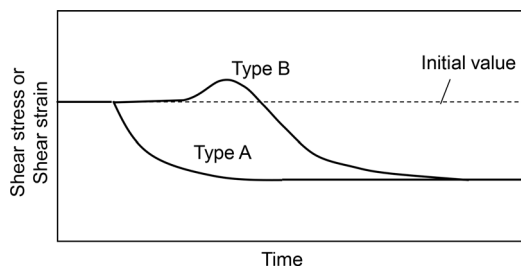


図12 断層に固定された位置から見たときのせん断ひずみの時間変化挙動

する。その結果、せん断応力が初期値より大きい山型分布が、断層中心からさらに離れることになる。これを踏まえれば、断層に固定した位置から見たときのせん断応力の時間変化は、図12に模式的に示した、AあるいはBのいずれかのパターンとなる。Aは流体注入点の付近の場合であり、時間とともに一方的に小さくなっていく。これに対してBは流体注入点から離れた位置の場合であり、滑り領域の先端が近づくにつれて初期値より大きくなっていき、先端と重なったところでピークに達し、それ以降は同先端が遠ざかるにつれて小さくなっていく。ここで、せん断応力を剛性率 $(E/2(1+\nu))$ で割ったものがせん断ひずみ（正しくは工学ひずみ）であり、両者は正比例の関係にある。したがって、せん断ひずみも図12と同様に変化することになる。一方、滑った領域のせん断応力には下限があり、式(1)に従って次のように与えられる。まず流体注入によって P は変化するが、 σ_F は変わらない。また、 P は断層に流体が流入した位置の圧力 P_i を超えることはない。よって、滑った領域のせん断応力の下限は、 $\mu(\sigma_F - P_i)$ となる。ただし、これは摩擦係数 μ が滑り運動と無関係の場合である。一般的には、停止と運動している状態では摩擦係数が異なり、前者よりも後者のほうが小さくなる。この場合、滑った領域のせん断応力の下限は、上記より小さくなって $\mu_d(\sigma_F - P_i)$ となる。ただし、運動状態の摩擦係数の下限を μ_d とした。

図12の関係を踏まえれば、Experiment IIで測定された図11のせん断ひずみ変化から、流体注入に伴って発生した断層の滑り挙動を理解する

ことができる。まず F0 は、流体注入口を通る溝と交差している場所なので、流体注入点に相当する位置にある。たしかに F0 のせん断ひずみは、2,042.7s からしだいに小さくなっており、図 12 の Type A のパターンで変化している。一方、F0 から離れた位置にある F+2~F+4 および F-1~F-4 のひずみ変化には、途中に上に凸の山型の分布が現れており、Type B のパターンとなっている。また、F0 から離れる位置ほど遅れてピークが現れており、F+4 と F-4 では断層面全体が瞬間的に滑った時間 (2,045.5s) とピークがほぼ重なっている。これらの観測事実および図 12 のひずみ変化とせん断滑りの関係を勘案すれば、断層面への流体注入によって 2,042.7s に F0 の位置から断層が滑り始め、時間とともに滑り領域が徐々に周囲に広がり、その先端が F+4 と F-4 に達した直後に、滑り領域が瞬間的に拡大して断層面全体が滑ったと考えられる。この解釈は、図 10 の画像で“F+4” および“F-4” の位置まで流体が広がっていることと合致する。ここで、流体が到達した広さは、断層面全体の約 20% である。よって上記の結果は、2,045.5s から 0.1s に満たない時間で、断層面の 20% から 100% まで、流体圧が伝播した範囲を超えて滑り領域が高速で拡大したことを示している。同様な現象が実フィールドのスケールで起これば、有感規模の地震になり得る。

4.2 高速滑りのメカニズム

流体を注入した Experiment II および III において、II では注入後半で断層面全体が滑ったが、III では起こらなかった。両者の実験条件の違いは τ_F の設定値だけであり、II では 2.3 MPa だったのに対して、III では 2.0 MPa であって II よりも 0.3 MPa だけ小さかった。また、Experiment I の実験から、本実験で用いた断層の摩擦強度が 2.4 MPa であること、つまり τ_F が 2.4 MPa になったときに、流体注入なしに断層全体が滑ることがわかっている。よって、 τ_F の設定値が II では摩擦強度よりも 0.1 MPa だけ小さく、III では 0.4 MPa だけ小さかったことになる。

一方、前節で説明したように、Experiment II

では断層面全体に及ぶ滑りが発生する前に、せん断ひずみ-時間曲線に上に凸となる山型の分布が現れ、そのピークの位置が時間とともに流体注入点から離れていく様子が観測されている。この現象は、断層が滑って解放されたせん断応力が再配分されて、滑り領域の先端に集まるために起こると考えられる。これが正しければ、滑り領域が拡大するにつれて、再配分されるせん断応力が増えるので、山型分布のピークが高くなっていくはずである。その傾向が実際に図 11 の結果に現れており、断層面全体が滑る直前にはピークの高さが、 $10 \mu\epsilon$ 程度まで大きくなっている。その値は応力に換算すると 0.1 MPa 程度になる。さらに、その大きさは、断層面の摩擦強度と Experiment II で設定した τ_F の差に等しい。したがって、せん断応力が増加して摩擦強度にほぼ等しい状態となるので、滑り領域がさらに広がるはずである。しかし、この場合はせん断応力と摩擦強度が釣り合ったまま滑ることになり、やがて滑りが止まってしまう。このため、それ以上の滑り領域の拡大には、やはり流体圧の伝播が必要になる。一方、前節でも述べたように、停止している状態と運動している状態で摩擦係数が異なれば、新たな滑りが起こっただけで高速すべりが発生する可能性がある。このことを示したのが図 13 である。つまり、流体の注入によって注入点付近の流体圧が上昇し、それに伴って静的摩擦強度が低下する (図 13a)。やがて静的摩擦強度がせん断応力まで低下すると、動的すべりが発生する。その結果、滑った部分のせん断応力が動的摩擦強度まで低下する (図 13b)。そして、その低下した分が進展した滑り領域の先端に再配分され、さらに滑りが拡大する (図 13c)。このせん断応力の再配分と滑り発生の正のフィードバックには、流体圧の伝播を必要としない。その結果、流体圧が伝播した領域を超えて、断層滑りが高速に広がっていくことになる (図 13d)。そして、その現象が実際に Experiment II で起こったと考えられる。これに対して Experiment III では、 τ_F の設定値と摩擦強度の差が 0.1 MPa よりも数倍大きかったため、同様な現象が起こらなかったと考えられる。

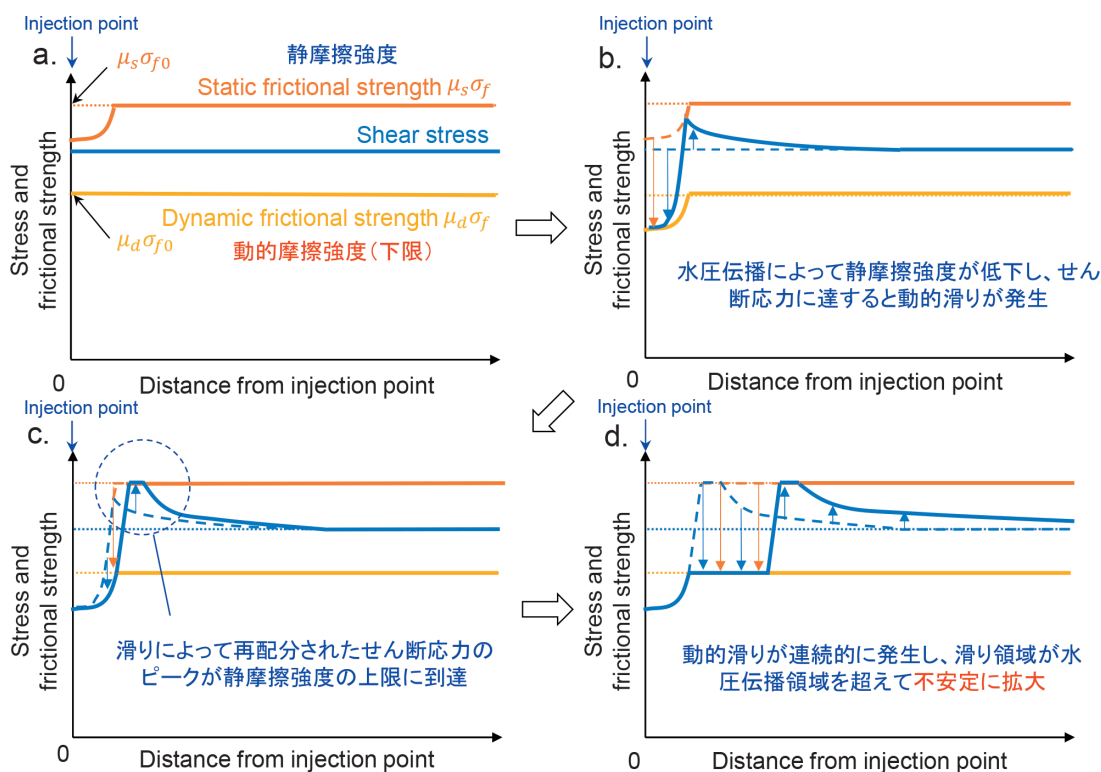


図 13 流体圧を要せずに断層滑りが拡大するメカニズム

5. ま と め

注水誘発地震は、天然ガス・オイル開発を目的として、掘削した坑井を通して地下岩体に流体圧を負荷する行為に伴って起こる地震である。これは、流体圧が何らかの経路をたどって断層に到達し、それが断層を滑らせるために発生すると理解されている。場合によって有感規模になることもあり、そのためには少なくとも数百 m の長さの断層全体が瞬間的に数 mm 滑らなければならない。ただし、自然の構造である断層が全体で一様な状態になることはあり得ないので、全体が同時にではなく、一部で起こった断層滑りが急速に周囲に拡大すると思われる。しかし、その速度に比べると、断層に沿った流体圧の広がり方ははるかに低速である。このため、有感規模の注水誘発地震が起こるためには、流体圧力が伝播した範囲を超えて、滑り領域が高速に拡大するようなメカ

ニズムが必要になる。それを明らかにするために、流体注入による断層滑りを再現する室内実験を行った。その結果、断層面に負荷したせん断応力が摩擦強度に近く、両者の差が 0.1 MPa 程度のとき、断層面の 20% から 100% まで、流体圧が伝播した範囲を超えて滑り領域が高速で拡大する現象が確認された。また、高速滑りが発生する前に、断層面のせん断ひずみ-時間曲線に上に凸となる山型の分布が現れ、そのピークの位置が時間とともに流体注入点から離れていく様子が観測された。この現象は、断層が滑って解放されたせん断応力が再配分されて、滑り領域の先端に集まるために起こると考えられる。さらに、断層面全体が滑る直前にはピークのせん断ひずみが、せん断応力に換算すると 0.1 MPa に相当する大きさであり、上記のせん断応力の設定値と摩擦強度の差に近かった。一方、停止している状態と運動している状態で摩擦係数が異なれば、新たな滑りが起こっただけで、その部分のせん断応力が低下す

る。そして、その低下した分が進展した滑り領域の先端に再配分され、さらに滑りが拡大する。このようなせん断応力の再配分と滑り発生の正のフィードバックには、流体圧の伝播を要しない。その結果、流体圧が伝播した領域を超えて、断層滑りが高速に広がっていくことになり、それが実際に実験に現れたと考えられる。本実験の結果は、流体注入による断層滑りが有感地震の規模で起こるためには、自然状態において断層面のせん断応力が摩擦強度にそうとう近い状態であることを示している。なお、実験の詳細はオリジナルの論文 (Ito *et al.*, 2024) を参照されたい。

謝辞

本稿執筆の機会をいただき、また内容の推敲に有益な助言をいただいた、地震ジャーナル編集長の加藤照之氏に感謝致します。

参考文献

- Cappa, F., Rutqvist, J. and Yamamoto, K. 2009. Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO₂-rich fluids during the 1965–1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, **114**, B10304. doi:10.1029/2009JB006398
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.P., Henry, P. and Elsworth, D. 2015. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science*, **348**, 1224–1226. doi:10.1126/science.aab0476
- Ito, T., Aoki, K., Mukuhira, Y. and Yabe, Y. 2024. Stable to dynamic expansion of fault slipping area through fluid injection observed in laboratory experiments using a sub-meter scale specimen. *Earth Planets Space*, **76**: 149. doi:10.1186/s40623-024-02092-7
- Mukuhira, Y., Uno, K. and Yoshida, K. 2022. Slab-derived fluid storage in the crust elucidated by earthquake swarm. *Commun. Earth Environ.*, **3**, 286. doi:10.1038/s43247-022-00610-7
- Mukuhira, Y., Dinske, C., Asanuma, H., Ito, T. and Haring, M.O. 2017. Pore pressure behavior at the shut-in phase and causality of large induced seismicity at Basel, Switzerland. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, **122**, 411–435. doi:10.1002/2016JB013338
- Ohnaka, M., Kuwahara, Y., Yamamoto, K. and Hirasawa, T. 1986. Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities. In : Das S., Boatwright J., Scholz, C.H. (eds.), *Earthquake Source Mechanics*. Am. Geophys. Un. Mono. doi:10.1029/GM037p0013
- Stein, W. and Wysession, M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell, Oxford.
- UPSeis, Michigan Tech. 2025. *Earthquake Magnitude Scale*. <https://www.mtu.edu/geo/community/seismology/learn/earthquake-measure/magnitude/>
- 横山佳祐. 2020. 水圧による断層すべり発生機構に関する研究. 東北大学環境科学研究科修士論文.
- Zoback, M.D. and Gorelick, S.M. 2012. Earthquake triggering and large-scale geologic storage of carbon dioxide. *PNAS*, **109**, 10164–10168. doi:10.1073/pnas.1202473109

伊藤高敏

[いとう たかとし]

現職 東北大学流体科学研究所統合流動科学国際研究教育センター教授

略歴 東北大学大学院工学研究科機械工学専攻修士課程修了後、論文博士（工学）取得。東北大学工学部機械工学科助手。同 高速力学研究所助手。同 流体科学研究所准教授。米国スタンフォード大学客員准教授を経て2010年1月より現職

研究分野 岩石力学・ジオメカニクス

地震発生過程の理解に向けた大型岩石摩擦実験研究

山下 太

1. はじめに

大多数の地震は、固着していた断層が破壊され、急激にすべる（食い違う）ことによって引き起こされるものである。その際に放出される地震波や生じる地殻変動・津波の観測、およびそれらから得られるデータの解析により、その地震がどのような特徴を持ち、どのような過程を経て発生に至ったのかも明らかにされつつある。

一方で、地震の本質である断層の破壊過程や岩石の摩擦特性については直接的に観察することがきわめて困難であることから、主に実験室内での岩石摩擦実験により理解が深められてきた。たとえば、固着している断層が破壊される際には、断層全面が同時に破壊されるのではなく、断層上の一部から始まった破壊の領域がある臨界サイズに達するまでは安定的に広がり、そのサイズを超えたところで破壊領域が加速度的に拡大する、いわゆる震源核形成過程を経て地震に至ることが実験によって確認され、その過程の詳細が調査された（*e.g.*, Ohnaka and Kuwahara, 1990）。また、一般には、摩擦の強さを示す摩擦係数には物体が静止した状態における静止摩擦係数と動いている状態での動摩擦係数の2種類があるとされているが、実際にはすべらせる速度や履歴に依存することが実験的に示され、その結果に基づいて構築された速度-状態依存摩擦則（*e.g.*, Dieterich, 1979; Ruina, 1983; Marone, 1998）が、地震をはじめとするさまざまな自然現象の再現や予測に役立てられている。

このように、岩石摩擦実験は地震発生過程の理解に向け大きく貢献してきたが、従来の実験では数センチメートル程度の小型試料が使用されることが多く、そのサイズで明らかとなった摩擦特性を数100キロメートルサイズの自然断層に直接適

用できるかどうかいまだ不明である。また、自然断層における複雑な地震発生過程を再現し調査することにも限界があった。そこで防災科学技術研究所（以下、防災科研）は、これらの課題を克服するため、大型の岩石試料を使用可能な岩石摩擦試験機を開発し、地震発生過程の本質的な理解に向けた実験研究を進めてきた。本稿では特に、断層面の不均質性が地震の初期過程とそれに付随する現象に与える影響について調査した実験研究を紹介する。

2. 大型岩石摩擦試験機

岩石摩擦実験では通常、岩石試料ペアの接触面（模擬断層面）へ垂直荷重（断層面を押さえつける力）を載荷した後、片側の岩石試料の側面に荷重を載荷し、断層面へせん断荷重（断層をすべらせるための力）を与える。すると、試験機や断層の剛性にもよるが、しばしば断層がすべっては止まるスティックスリップイベントが繰り返し発生する。スティックスリップは日常的にもよく見かけられる現象であるが、その力学メカニズムはある1つの自然断層で地震が繰り返し発生することと同等と考えられている（Brace and Byerlee, 1966）。防災科研が所有する大型岩石摩擦試験機を使った実験でも基本的にスティックスリップが発生し、模擬断層全体がすべった際を本震と見なしして解析を行っている。

実験ではインド産の変はんれい岩ブロック2本を岩石試料として使用し、上下に積み重ねて試験機フレーム内に収めている（図1）。模擬断層面の長さは1.5m、幅は0.1mである。世界には、数が少ないものの、このような大型岩石試料を使用可能な摩擦試験機が数台存在している。しかし防災科研の大型試験機は、つくば本所の大型振動

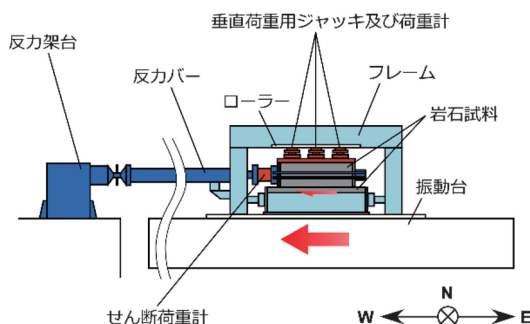


図 1 防災科研の大型振動台を利用した岩石摩擦試験機の模式図 (Yamashita *et al.* (2018) を改変)。紙面右方向が東、左方向が西。岩石試料ペア LB12 を用いた実験では、局所的な応力のモニターのため、下側試料の北側側面に 32 個のひずみゲージ (STT01～STT32) が設置されている

台を動力として用いている点で特徴的であり、それにより他の試験機と比較して大型岩石試料を大きく (最大 0.4m)、かつ速く (最大 1m/s) すべらせることが可能である。このことは、模擬断層面を粗く発達させ自然に不均質を作る点で特に有効である。断層面に加わっている巨視的な荷重は荷重計を使って測定されているが、局所的に発生している現象をモニターするため、ひずみゲージと弾性波センサーが岩石試料側面の断層沿いに多数設置されている。これらにより、局所的な応力 (力が働く面と力の方向の情報も含む単位面積あたりの力) や、断層面上で発生する極微小な地震活動がモニターされている。その他の試験機の詳細は Fukuyama *et al.* (2014) 等を参照されたい。

3. 断層面不均質の成長にともない複雑化する震源核形成過程

スティックスリップイベントを本震と見なす実験では、繰り返し発生するイベント同士が干渉しないよう互いに孤立させ、自発的に発生・発展する断層破壊過程を詳細に観察したいため、可能なかぎり低速でせん断荷重を載荷する。具体的には 0.01 mm/s の速度で大型振動台を図 1 の紙面左方向 (西方向) に移動させ、1 つの実験で約 7mm の相対変位量を与える。岩石試料ペア LB12 を用

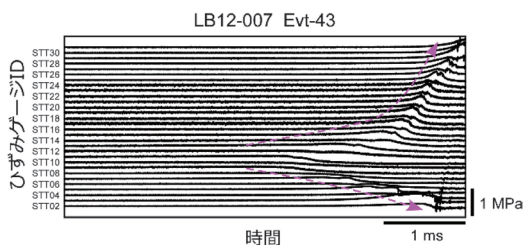


図 2 ひずみゲージを使った計測から得られた本震直前の局所せん断応力変化の例 (Yamashita *et al.* (2018) を改変)。準静的に拡大する破壊領域が臨界サイズに達した後に加速度的に拡大する震源核形成過程が確認できる

いた実験では下側の試料の北側側面に 32 個のひずみゲージ (STT01～STT32) を装着してせん断応力を計測した。図 2 に示しているのは、模擬断層全体が破壊する本震直前の、STT02 から STT31 までのひずみゲージによって求められた断層面上のせん断応力 (断層をすべらせようとする応力) の時空間発展である。せん断応力の一時的な増加は断層の破壊領域先端での応力集中によるものであり、それが破壊域の拡大にともなって双方向へ加速度的に伝播していく様子、すなわち冒頭で述べた震源核形成過程が示されている。

このような震源核形成過程は断層面の粗さが発達するにつれ複雑化する。ここでは、このことを明らかにするために行われた Yamashita *et al.* (2018) の研究例を紹介する。かれらの研究では、同一の岩石試料ペア LB12 を用いて LB12-001 から LB12-013 の 13 回の実験が行われた。多くの回では使用した岩石試料ペアおよび載荷条件を平均垂直応力 6.7 MPa、載荷速度 0.01 mm/s としたが、断層面の不均質化を加速させるために、5 回目 (LB12-005) と 10 回目 (LB12-010) の実験では 1 mm/s の載荷速度で 0.4m の変位量を与えた。そのような高速かつ大変位でせん断させると、図 3a～c に示すように断層面に条線が発生する。実際には条線とともに摩耗物 (ガウジ) も生成されるが、基本的に次の実験前にすべて回収している。それでも実験を重ねるごとに条線の数が増え、発達し、断層面の不均質性が増加していく。実験を繰り返したことにより断層面の粗さが発達

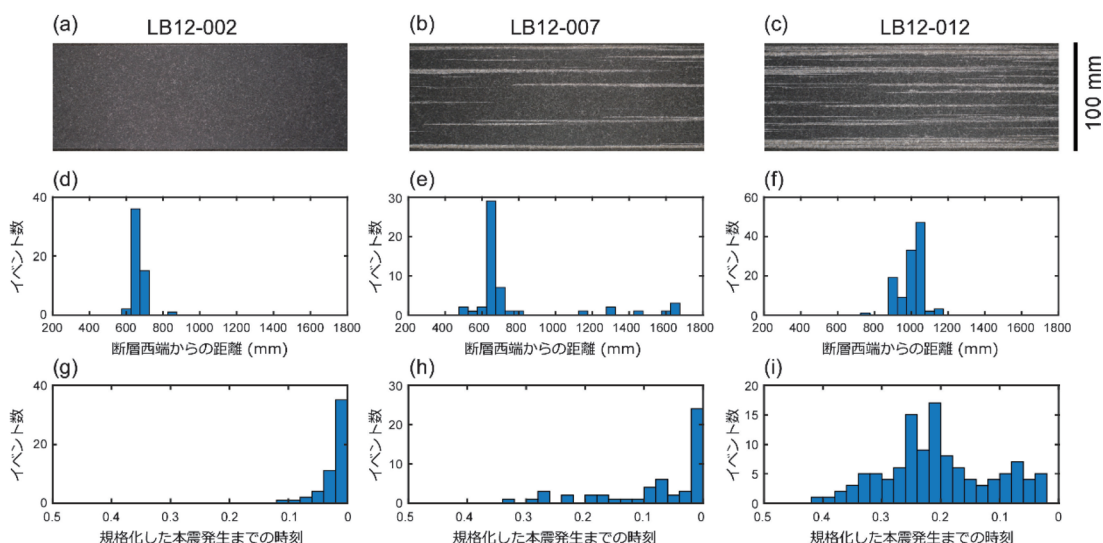


図 3 (a) LB12-002, (b) LB12-007, (c) LB12-012 の実験後、ガウジを取り除いた後の断層面の中央付近の同じ位置における代表的写真. (d) LB12-002, (e) LB12-007, (f) LB12-012 における断層破壊開始位置の頻度分布. (g) LB12-002, (h) LB12-007, (i) LB12-012 における断層破壊開始時刻の頻度分布. ただし本震発生までの時間をスティックスリップイベントの再来周期によって規格化している (Yamashita *et al.* (2018) を改変)

し不均質性が異なる状態で行われた 3 つの実験 (LB12-002 (滑らか), LB12-007 (やや不均質), LB12-012 (かなり不均質)) の震源核形成過程を比較した. 各実験とも, 载荷速度一定で変位を加えていくと多数のスティックスリップイベントが発生するが, 断層面の不均質の程度の違いによってこれらのイベントの発生場所や発生時期に, 以下に示すような違いが生じる.

断層面に明瞭な条線がまだ発生していない LB12-002 では, 断層破壊が開始し震源核が形成される場所が断層西端から 700 mm 付近にはほぼ固定されている上 (図 3d), 破壊開始の時刻も再来周期の 10% 以下の直前に集中しており (図 3g), 非常に再現性が高いことが分かる. 実際の実験の状況に合わせ, 岩石形状やその弾性的性質, 荷重を加える位置や固定部等の境界条件を設定した有限要素法モデリングを実施して断層の破壊が開始しやすい位置を確認したところ, 断層西端から 400~700 mm となり, LB12-002 の実験結果と調和的であることが分かった. このことは LB12-002 のような断層面が滑らかな場合は, 断層の破壊開始時刻と場所が予測可能であることを示して

いる. 実際の断層がこのような状況であれば, 地震発生予測の観点からは好ましいと言える. しかしながら, 断層面の不均質が増加するとともにこの状況は変わっていく.

断層面の不均質性がやや増した LB12-007 における震源核形成の位置と時刻は, 全体的な傾向としては LB12-002 と類似しているものの, 東側で震源核形成するイベント (図 3e) や, 断層破壊が始まって本震に至るまでの時間が長いイベント (図 3h) が発生し始めた. さらに不均質性の増した LB12-012 では, 巨視的な载荷条件により予測される地点から大きく外れた断層中央付近で断層破壊が始まり (図 3f), さらに破壊開始から本震に至るまでの時間も大きくばらついて再来周期の 40% に至るイベントもあった (図 3i). これらの結果は, 不均質性が増加すると巨視的な载荷条件よりも局所的な応力および摩擦条件のほうが支配的になり, どこから断層が破壊し始めるかの予測が困難な上, かりに破壊開始を検知できてもいつ本震に至るのかを知ることが難しいことを示している.

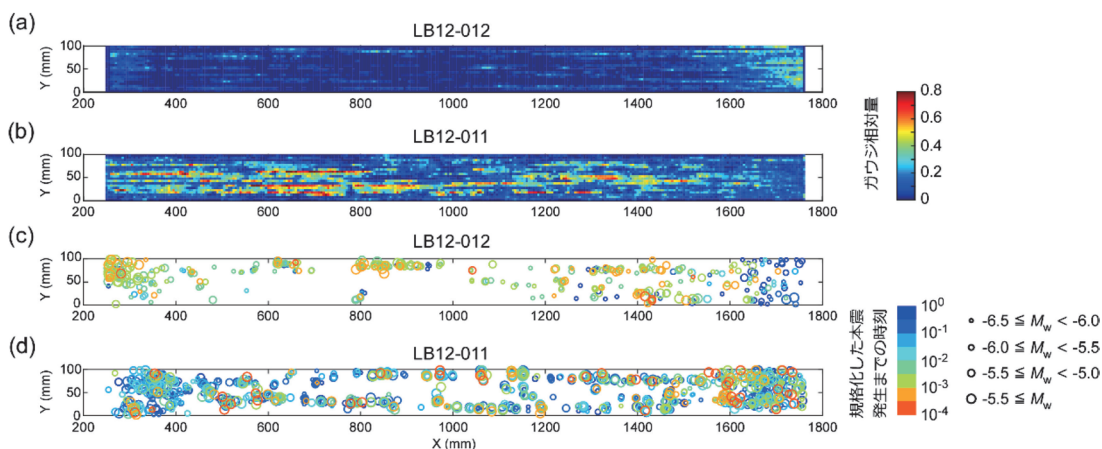


図 4 (a) LB12-012 および (b) LB12-011 における実験後のゲージ分布. (c) LB12-012 および (d) LB12-011 における前震の震源分布 (Yamashita *et al.* (2021) を改変)

4. 断層面不均質が制御する前震活動と地震の始まり

室内実験の利点の1つは、発生する現象をごく近傍で観察し、そこで得られたデータに基づいて現象の詳細を把握できることである。しかし自然環境ではそのような観測は容易ではないため、代わりに、断層やその周辺で発生している地震活動から、原位置の状況やそこで起きている現象の理解が進められている。たとえば、微小地震の規模別頻度分布を調べることで、その統計的特徴から b 値と呼ばれるパラメータを得ることができる。室内実験等の結果から、 b 値は断層周辺の平均的な応力と負の相関がある（応力が大きいと b 値が小さい）ことが知られている（*e.g.*, Scholz, 1968; Goebel *et al.*, 2013）。また、応力変化に伴い時間変化することも知られており、巨大地震前に将来の震源域で b 値が低下したという報告もなされている（*e.g.*, Nanjo *et al.*, 2012）。したがって、室内実験で発生する現象を稠密な測定で把握するとともに、極微小地震を自然地震と同様の手法で解析することで、地震観測を通した自然地震の発生過程の理解に貢献できると期待される。ここでは、地震の始まり方やそれに付随して発生した極微小地震、すなわち前震の様式が断層面上の不均質性

によって制御されることを示した Yamashita *et al.* (2021) を紹介する。

前章で紹介したとおり、防災科研の大型摩擦実験では回数を重ねるごとに模擬断層面上の条線が増え不均質性が増していき、震源核形成過程が複雑化していく。それではさらに不均質性が増した断層ではどのように地震が始まるのだろうか？。この疑問に答えるため、通常は実験によって生成されたゲージをすべて回収して次の実験を開始するところを、高速かつ大変位の実験で生成された大量なゲージを残した状態で実験（LB12-011）を実施した。この実験と、前章では最も不均質な断層として取り扱われたが、実験前に既存のゲージが存在しない比較的均質な状態で開始した実験、LB12-012 とを比較する。どちらも平均的垂直応力 6.7 MPa、载荷速度 0.01 mm/s で行われた実験である。

図 4a, b は、それぞれ LB12-012 および LB12-011 の前後に撮影した写真を画像解析し推定したゲージの分布であり、LB12-011 において大量なゲージが模擬断層面上に不均質に分布していることが明らかである。また、図 4c, d は、弾性波センサーを使った計測から推定された、LB12-012 および LB12-011 中に発生した前震の位置と規模を示している。図 4a および図 4b とそれぞれ比較すると、ゲージと前震の位置が調和的であるこ

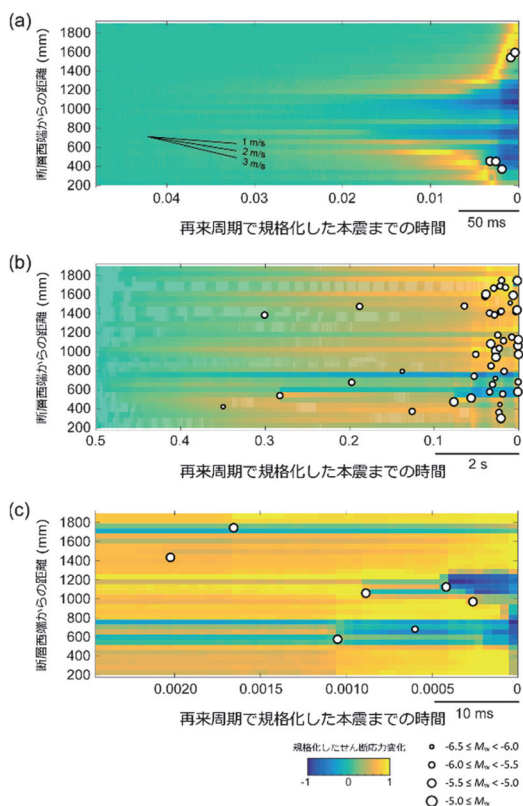


図 5 (a) 比較的均質な LB12-012, および (b) 比較的不均質な LB12-011 における本震直前の局所せん断応力変化 (カラーマップ) と前震の時空間分布 (白丸). (c) (b) の本震直前をさらに拡大した図 (Yamashita *et al.* (2021) を改変). LB12-012 では明瞭な震源核形成過程が確認でき, 前震は破壊領域の拡大に伴って発生していることが分かる. 一方, LB12-011 ではそのような過程は見られず, 前震の数と規模が加速度的に増加し本震に至っている

とが分かる. これは模擬断層面上のガウジの盛り上がりにより応力が集中し, それが部分的に破壊することで前震が発生したためと考えられる. これらの前震の規模はモーメントマグニチュード (M_w) で -7.0 から -4.5 と, 自然地震に比べるとはるかに小さい. それぞれの規模別頻度分布から b 値を求めると, LB12-012 では 0.46 ± 0.03 , LB12-011 では 0.33 ± 0.02 という結果になった. LB12-011 のほうで小さい b 値が得られたのは, 断層面上に応力が集中するガウジがより多く存在している状況を反映していると考えられる.

次に, それぞれの実験でどのように本震が始まったのかについて比較する. 図 5a は, 比較的均質な LB12-012 の, ある本震直前における断層面上のせん断応力の時空間発展である. 前章でも確認されたとおり, 震源核形成過程を経て本震が発生している. この過程に伴う断層すべりはプレスリップと呼ばれ, プレスリップモデルは地震の始まり方の有力なモデルの 1 つである. また, 図 5a 中の白丸は前震の時空間分布を示す. 局所せん断応力の時空間発展と比較すると, 破壊領域先端の通過に伴って発生しており, 前震がプレスリップの副産物であることが分かる.

一方, 比較的不均質な LB12-011 の本震直前 (図 5b) では, 図 5a に見られたような明瞭な震源核形成過程は確認できない反面, 前震の数と規模が本震の発生時刻に向かって加速度的に増加している様子が示されている. また, 前震の発生に伴ってせん断応力が局所的に解放され, それが周囲に再分配されていることも分かる (図 5c). この再分配され増加した応力により前震がドミノ倒しのように次々と引き起こされ, 本震に至ったと考えられる. したがって LB12-011 では, プレスリップモデルとは異なり, 前震が本震発生における主要な役割を果たしていると言える. このドミノ倒しのような応力再分配が要因となって本震に至るものはカスケードアップと呼ばれ, 地震の始まり方のもう 1 つの有力なモデルである.

LB12-011 の前震活動についてはもう 1 つ興味深い特徴が明らかとなっている. 図 6 は各スティックスリップのサイクルを再来周期で規格化し, 本震発生までの規格化時間を基準として, 発生した前震数が同数になるように 5 つの規格化時間帯 (P1-P5) に分けた上で, それぞれの時間帯で発生した前震カタログで b 値を計算し, 巨視的なせん断応力と比較したものである. 载荷速度は一定のため, せん断応力は時間に対しほぼ線形に上昇するが, 図 6 では時間軸を対数で示しているため, 歪んで表示されていることに注意が必要である. この結果によると b 値はサイクルを通じて減少し続けており, P3 までの減少は前述したとおり b 値と応力が負の相関を示す特徴で説明でき

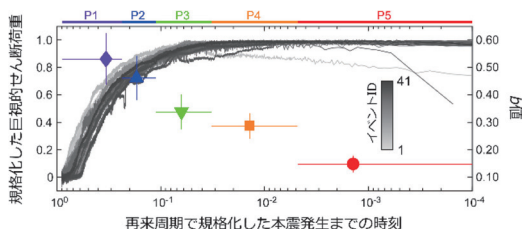


図6 LB12-011における前震活動の b 値の推移 (Yamashita *et al.* (2021) を改変). 各スティックスリップイベント1サイクルでの最大応力と残留応力で規格化した巨視的なせん断応力の時間変化を灰色線で、各時間帯で推定された b 値を色付きシンボルで示している

る。しかしながら、せん断応力が最大に達した後のP4-P5の時間帯においても b 値は減少し続けており、それほど単純ではないことが示唆される。おそらく、外部からの応力载荷が最大に達した後も、前述した自発的な応力再配分が加速度的に進んでおり、破壊されずに残っている断層部分の応力が上昇し続けている状況を反映して b 値が減少し続けているものと考えられる。

以上のように、载荷条件が同じであっても断層面の不均質性によって地震の始まり方が大きく異なりうることが示された上、地震活動を通してその状況を把握しうることを示された。

5. おわりに

本稿では、防災科研の大型岩石摩擦試験機を用いた実験から明らかとなった、断層面不均質が地震の初期過程やそれに付随する現象に与える影響を紹介した。Xu *et al.* (2023) はさらに、不均質が断層強度や破壊の伝播過程に与える影響についても明らかにしている。一般に、摩擦実験で模擬断層面へ適度な不均質を導入することは容易ではなく、さらに、その影響を評価するには、不均質と同程度の空間分解能での計測が求められる。こうした点を踏まえると、大型岩石試料を用いた摩擦実験の意義は大きいと言える。

なお、Yamashita *et al.* (2018) では最初は均質だった断層面が実験とともに粗く発展し、不均質性が増加する過程が示された。このような過程

は他の室内実験でも確認されているが (e.g., Brodsky *et al.*, 2020), 自然の断層では逆に成熟とともに均質化していくことが予想されるため、その点は注意が必要である。

本稿で紹介した試験機は、防災科研が最初に開発した大型岩石摩擦試験機であり、いわば第一世代の試験機である。その後、模擬断層面が長さ4.0m、幅0.1mとなる岩石試料ペアを使用可能な第二世代大型岩石摩擦試験機が開発され、震源核形成に伴う前震の特徴がさらに詳細に調査された (Yamashita *et al.*, 2022)。さらに2023年には、模擬断層面の長さが6.0m、幅が0.5mという、確認できる範囲では世界最大の実験が可能な第三世代大型岩石摩擦試験機が開発された。現在この第三世代試験機が主力となり、さまざまな実験研究が進められている。その特徴の1つとして、垂直荷重を与えるジャッキが6台に増えた上、それぞれ個別に制御可能なことがあげられる。この機能により、断層面上の垂直応力分布をある程度自由に設定できるようになり、断層の部分破壊等の複雑な現象が実現できている。今後、さらに現実的な断層破壊が再現され、そのメカニズムの理解が進むと期待される。

謝辞

本稿執筆の機会を与えてくださった本誌編集長の加藤照之氏に深く感謝します。本稿の改訂においても、加藤氏のコメントは非常に有益なものでした。本稿で紹介した一連の実験研究は、福山英一氏、徐世慶氏、溝口一生氏、川方裕則氏、滝沢茂氏と共同で実施しました。また、防災科学技術研究所の運営費交付金プロジェクトの一環として行われ、JSPS 科研費 JP16H06477, JP17H02954, JP21H05201, 22H01321, およびセコム科学技術振興財団の助成を受けました。

参考文献

- Brace, W.F. and Byerlee, J.D. 1966. Stick-Slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, **153**, 990-992. DOI: 10.1126/science.153.3739.990

- Brodsky, E.E., McLaskey, G.C. and Ke, C.-Y. 2020. Groove generation and coalescence on a large-scale laboratory fault. *AGU Adv.*, **1**, e2020AV000184. DOI: 10.1029/2020AV000184
- Dieterich, J.H. 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161–2168. DOI: 10.1007/BF00876539
- Fukuyama, E., Mizoguchi, K., Yamashita, F., Togo, T., Kawakata, H., Yoshimitsu, N., Shimamoto, T., Mikoshiba, T., Sato, M., Minowa, C., Kanazawa, T., Kurokawa, H. and Sato, T. 2014. Large-scale biaxial friction experiments using a NIED large-scale shaking table. *Rep. Natl. Res. Inst. Earth Sci. Disast. Prev.*, **81**, 15–35.
- Goebel, T.H.W., Schorlemmer, D., Becker, T.W., Dresen, G. and Sammis, C.G. 2013. Acoustic emissions document stress changes over many seismic cycles in stick-slip experiments. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2049–2054. DOI: 10.1002/grl.50507
- Marone, C. 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **26**, 643–696. DOI: 10.1146/annurev.earth.26.1.643
- Nanjo, K.Z., Hirata, N., Obara, K. and Kasahara, K. 2012. Decade-scale decrease in b value prior to the M9-class 2011 Tohoku and 2004 Sumatra quakes. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L20304. DOI: 10.1029/2012GL052997
- Ohnaka, M. and Kuwahara, Y. 1990. Characteristic features of local breakdown near a crack-tip in the transition zone from nucleation to unstable rupture during stick-slip shear failure. *Tectonophysics*, **175**, 197–220. DOI: 10.1016/0040-1951(90)90138-X
- Ruina, A. 1983. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **88**, 10359–10370. DOI: 10.1029/JB088iB12p10359
- Scholz, C.H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399–415.
- Xu, S., Fukuyama, E., Yamashita, F., Kawakata, H., Mizoguchi, K. and Takizawa, S. 2023. Fault strength and rupture process controlled by fault surface topography. *Nat. Geosci.*, **16**, 94–100. DOI: 10.1038/s41561-022-01093-z
- Yamashita, F., Fukuyama, E., Xu, S., Mizoguchi, K., Kawakata, H. and Takizawa, S. 2018. Rupture preparation process controlled by surface roughness on meter-scale laboratory fault. *Tectonophysics*, **733**, 193–208. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.01.034
- Yamashita, F., Fukuyama, E., Xu, S., Kawakata, H., Mizoguchi, K. and Takizawa, S. 2021. Two end-member earthquake preparations illuminated by foreshock activity on a meter-scale laboratory fault. *Nat. Commun.*, **12**: 4302. DOI: 10.1038/s41467-021-24625-4
- Yamashita, F., Fukuyama, E. and Xu, S. 2022. Foreshock activity promoted by locally elevated loading rate on a 4-m-long laboratory fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **127**, e2021JB023336. DOI: 10.1029/2021JB023336

山下 太

[やました ふとし]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地震
災害研究領域地震津波発生基礎研究部門主任研究員

略歴 九州大学理学部地球惑星科学科卒業。京都大学
大学院理学研究科修士課程修了。同 博士課程修了。
2003年4月防災科学技術研究所入所。2008年4月より
現職

研究分野 実験地震学、地殻物理学

震度のリアルタイム演算法

功刀 卓

1. はじめに

地震に伴う揺れや被害の大きさおよびその分布を、発災直後に把握することは、適切な初動対応を行う上できわめて重要である。この目的で用いられる地震動指標のうち、日本において最も広く普及しているのは震度（計測震度）である。震度は、多くの機関が初動対応の基準として用いているだけでなく、国民の多くが震度と揺れや被害の程度を結びつけて理解していることから、防災上きわめて大きな役割を果たしている。従来、震度は体感や被害状況に基づいて定められていたが、1996年に行われた震度の計測化により震度計が自動算出する計測震度に基づいて定められることになった。なお、震度計は計測された強震動から計測震度を算出する機能を持つもので、強震計の一種に分類できる。本稿でたんに強震計と言う場合は震度計も含むものと考えられたい。

震度の計測化は地震発生直後の初動対応の迅速化に大きな役割を果たした。しかしながら、計測震度は一定の時間幅（多くの場合1分間）の地震動記録を蓄積した後に算出されるため、速報性が求められる用途には必ずしも適していない。計測震度の算出方法は、平成8年気象庁告示第4号（気象庁、1996）において定められており、次のように演算される。まず震度計においてデジタル加速度記録3成分（水平動2成分、上下動1成分）のそれぞれのフーリエ変換を求める。次に地震波の周期による影響を補正するフィルタを掛けて逆フーリエ変換を行い、時刻歴の波形に戻す。得られたフィルタ済みの3成分の波形をベクトル

的に合成し、その波形の絶対値がある値 a 以上となる時間の合計を計算したときに、これがちょうど0.3秒となるような a を求める。この a を用いて式 $I=2\log(a)+0.94$ に代入する。計算された I の小数第3位を四捨五入し、小数第2位を切り捨てたものを計測震度とする（詳細は気象庁 Web を参照のこと）。この手法では、一定時間蓄積した地震記録を周波数領域でフィルタ処理することが必要となる。このため、逐次的に得られる地震記録に対して連続的に値を算出することはできない。この制約を補う手法として、解析区間を移動させながら、地震の有無にかかわらず計測震度を連続的に算出する方法も提案されている（石垣、2006）。しかし、この方法は多数のフーリエ変換を必要とするため、強震計において0.01秒ごとの高頻度で値を得ることは困難である。

一方で、正式な定義に基づく計測震度ではなくとも、迅速に得られる概算値が十分有用な場合もあり、この目的のためにいくつかの試みがなされてきた。たとえば、最大加速度など実時間で容易に計算可能な強震動指標から回帰式を用いて計測震度を概算する手法が提案されている（中村、2003; 鈴木・島村、2003; 石垣、2006、など）。石垣（2006）はさまざまなデータ間の相関関係に基づいて複数の回帰式を作成し、赤池の判断基準 Akaike's Information Criterion (AIC) (Akaike, 1974) を用いて比較した。その結果、計測震度を I 、最大加速度（3成分合成値）を A 、最大速度（3成分合成値）を V 、スペクトル振幅補正係数を θ として

$$I=1.0258+1.4578\log A \\ +0.45521\log V+1.6089\log \theta$$

が最良な回帰式であるとしている。しかし、これらの回帰式は計測震度の本来の算出過程を大幅に簡略化したものであるため、その計算精度や適用範囲には自ずと限界が存在する。

このように、計測震度の実時間概算に関しては、計算精度と迅速性を両立した演算法はいまだ存在しなかった。われわれは、この状況を改善することを目的として、時間領域の近似フィルタを用い、他の強震動指標を介することなく計測震度演算を直接リアルタイム化する方法（切刀ほか、2008）を考案した。さらに、切刀ほか（2013）において近似フィルタの精度改善を行い、その結果、高い計算精度と迅速性を兼ね備えた計測震度の実時間概算方法（震度のリアルタイム演算法）を確立した。強震動指標の多くは、強震記録に対してフィルタ処理（積分や応答計算等を含む）を施し、一定区間における最大値を算出する手法を採用している。計測震度の場合は、さらに継続時間の考慮が必要となる。計測震度を逐次的に計算する際の課題は、高速フーリエ変換による周波数領域でのフィルタ演算が不可欠である点にある。われわれが考案した演算法は、周波数領域のフィルタ処理の代わりに、複数段の再帰型フィルタを用いて時間領域で近似的なフィルタ処理を行うことを特徴とする。当然ながら、この方法により求められる計測震度は、本来の値とは異なる概算値である。本稿では、われわれが開発した震度のリアルタイム演算法（本演算法）の概要を示すとともに、いくつかの応用例について紹介する。

2. 演算法の概要

2.1 近似フィルタの作成

計測震度の算出方法は、前節で述べたように、平成8年気象庁告示第4号に定められており、その算出にはフーリエ変換を用いた地震記録のフィルタ処理が必要である。しかし、この処理には地震波形を一定時間蓄積する必要があるため、刻々と測定される地震記録に対して連続的に値を算出

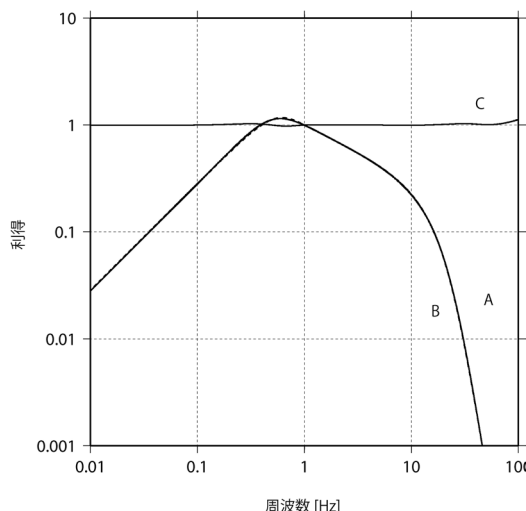


図1 フィルタの振幅周波数特性の比較。(A) 切刀ほか（2013）に基づく近似フィルタ。(B) 気象庁告示に基づくフィルタ。(C) AのBに対する相対特性。切刀ほか（2013）と同一のデータに基づき再作図

することはできない。すなわち、計測震度演算においては周波数領域のフィルタ処理が実時間処理を阻害している。一方、計測震度算出の手順を改めて検討すると、フィルタ波形を実時間で得ることができれば、それ以降のすべての手順は実時間で実行可能であることが分かる。フィルタ波形を実時間で得るためには、時間領域でのフィルタ演算が必要となる。しかし、気象庁告示で定められている周波数領域のフィルタは、振幅特性に周波数の指数関数や非整数次項を含むため、通常の実時間処理に適用可能な時間領域フィルタに変換することはできない。よって、計測震度演算に用いる周波数領域のフィルタ特性は、時間領域のフィルタでは厳密に再現することは不可能である。しかし、近似的な特性を持つフィルタを用い、十分な精度でフィルタ波形を得ることができれば、速報のための概算用途には問題がないと考えられる。

図1には、切刀ほか（2013）にて提案した近似フィルタの振幅特性と、気象庁告示で定められた本来のフィルタ振幅特性を併せて示している。近似フィルタ設計においては、振幅特性のみを目標

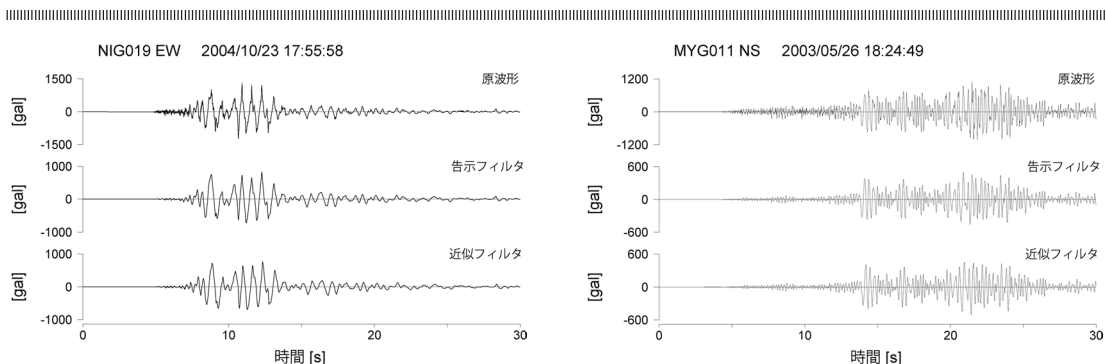


図 2 近似フィルタの適用例（2004 年中越地震時の K-NET 小千谷（NIG019）観測点の東西動）。上段から、原記録、気象庁告示に基づくフィルタの適用波形、近似フィルタの適用波形

図 3 近似フィルタの適用例（2003 年宮城県沖地震時の K-NET 牡鹿（MYG011）観測点の南北動）。上段から、原記録、気象庁告示に基づくフィルタの適用波形、近似フィルタの適用波形

とし位相特性の近似は行っていない。その理由は、対象とする元のフィルタが、零位相特性（線形位相特性の特別なケース）を持つためである。零位相特性を持つフィルタは、ある時刻の出力データを得るために未来時刻の入力データを必要とするため因果律を満たさない。リアルタイム処理に必要な因果律を満たした時間領域フィルタを設計する場合、FIR (Finite impulse response) フィルタおよび IIR (Infinite impulse response) フィルタのいずれであっても、零位相特性を再現することは不可能である。このため、本手法では振幅特性のみを近似対象とし、位相特性は考慮外とした。図 2 および図 3 は、作成した近似フィルタと計測震度演算本来のフィルタを実際の強震記録に適用した例である。図 2 には、比較的長周期成分が卓越する強震動の例として、2004 年中越地震（M6.8、深さ 13km）の K-NET 小千谷観測点（NIG019）の東西動を示している。一方、図 3 には、短周期成分が卓越する強震動の例として、2003 年宮城県沖地震（M7.0、深さ 71km）の K-NET 牡鹿観測点（MYG011）の南北動を示している。それぞれ、上段が加速度原記録、中段が FFT を用いて本来のフィルタを周波数領域で適用した波形、下段が近似フィルタを時間領域で適用した波形である。いずれの例においても、フィ

ルタ波形は大局的に一致しており、近似フィルタを用いた計測震度演算が実用的な精度を有することが期待される。

2.2 計測震度の即時概算

本来の計測震度の演算では、3 成分のフィルタ波形をベクトル合成して振幅時系列を得た後、この振幅時系列から継続時間の合計が 0.3 秒となる振幅値を求め（以下、継続時間判定処理という）、この値をもとに計測震度を算出している。告示に基づく計測震度算出において、現行で運用されている震度計での設定では、60 秒間のフィルタ波形が得られるごとに継続時間判定処理を行うため、60 秒ごとの値しか得られない。一方、時間領域フィルタを用いて実時間処理でフィルタ波形を得られれば、つねに最新の 60 秒間を対象として継続時間判定処理を行うことが可能となる。これにより、任意のタイミングで計測震度の概算値（近似フィルタを用いるため概算値と表現する）を得ることが可能となる。たとえば、サンプリング周期 0.01 秒で加速度記録が得られれば、最大で 0.01 秒ごとに計測震度の概算値を算出できる。

図 4 には、上記方法を 2004 年中越地震の K-NET 小千谷観測点（NIG019）の強震記録に適用して得られた計測震度の概算値を示す。この例では、加速度記録がサンプリング周期 0.01 秒で

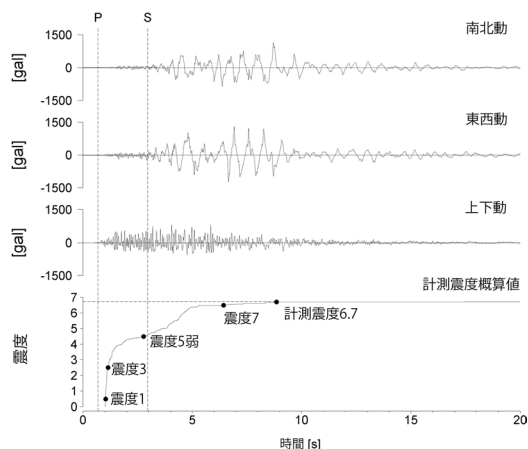


図4 加速度記録と計測震度概算値の時系列の例 (2004年中越地震時のK-NET小千谷(NIG019)観測点)。上段から、南北動、東西動、上下動、計測震度概算値の時系列

取得されているため、概算値は0.01秒ごとの時系列となっている。概算値の時系列は、最新60秒間を対象とする継続時間判定処理の効果により、最大値に達してからおよそ60秒間その値が維持される特徴を持つ。この時間的な最大値が、60秒間の地震記録を対象とした本来の計測震度 (I_{jma}) の概算値に相当する。以下、この値を計測震度概算値 (I_{apx}) と呼ぶ。図4の例では、計測震度概算値 (I_{apx}) は6.710である (計測震度は通常小数点以下1位まで表示されるが、本稿では手法の検討のため小数点以下3位まで表示している)。一方、本来の定義に基づく計測震度 (I_{jma}) は6.732であり、その差は0.022である。本データに限れば、計測震度概算値 (I_{apx}) は速報用途として十分な精度を有するといえるが、当然のことながら、この例のみでは手法の有効性は判断できない。多数の強震記録を用いた検証については次節にて述べる。

2.3 リアルタイム演算により得られる計測震度の精度

ここでは、切刀ほか (2013) により行われた、本来の定義に基づき算出した計測震度 (I_{jma}) と、前節で提案した方法により算出した計測震度概算

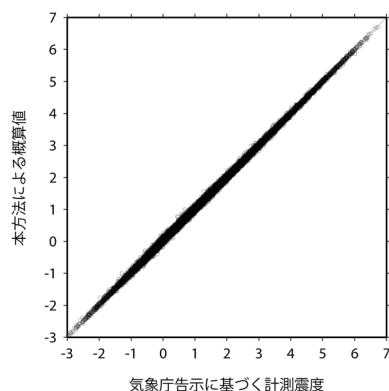
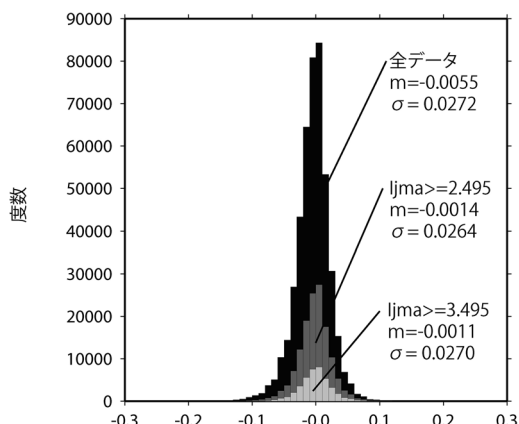


図5 告示に基づく計測震度と概算値の比較。切刀ほか (2013) と同一のデータに基づき再作図

値 (I_{apx}) の比較結果を再掲する。検証に用いた強震記録は、防災科学技術研究所のK-NET (1996年6月～2011年12月分, 230,017波) とKiK-net (1997年10月～2011年12月分, 213,695波)、気象庁の震度計・多機能型地震観測装置 (1996年10月～2011年4月分, 9,645波) で得られた計453,357波の3成分加速度記録である。

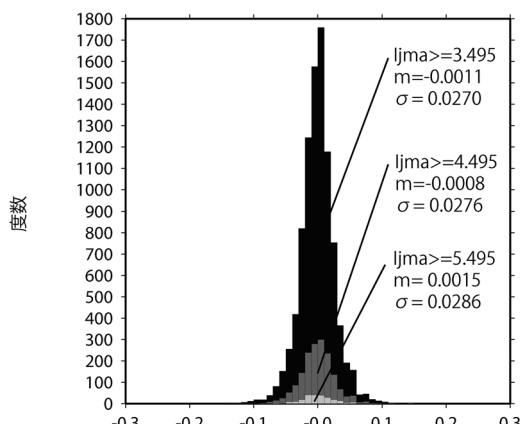
一般に、強震動指標と計測震度との比較では、マグニチュードの大きな地震による記録のみを対象とする場合が多い。これは、低震度の記録を多く含む小地震データの影響により、高震度の記録の相対的な重みが低下することを避けるためである。しかし、ここで行った比較は、小規模地震を含むすべてのデータを対象としている。これは、マグニチュードの大きな地震のみを選択すると、検証に用いる地震動の卓越周期に偏りが生じる可能性があるためである。

図5には、同一の強震記録に対して計算した計測震度概算値 (I_{apx}) と本来の計測震度 (I_{jma}) の比較を示す。全データ域において両者は良好に一致しており、本方法が無感から震度7までの広範な震度域に対して有効であることが示されている。図6および図7には、 I_{apx} と I_{jma} の差 (以下、 $\Delta I = I_{jma} - I_{apx}$ とする) の度数分布が示されている。計測震度 (I_{jma}) の高低に応じて ΔI の分布形状が変化しているが、おおむね相似形をしてお



告示に基づく計測震度と概算値の差, $\Delta I = I_{jma} - I_{apx}$

図 6 告示に基づく計測震度と概算値の差の度数分布 (全データ, 震度 3 以上および震度 4 以上). m は平均, σ は標準偏差を表す. 切刀ほか (2013) と同一のデータに基づき再作図



告示に基づく計測震度と概算値の差, $\Delta I = I_{jma} - I_{apx}$

図 7 告示に基づく計測震度と概算値の差の度数分布 (震度 4 以上, 震度 5 弱以上および震度 6 弱以上). m は平均, σ は標準偏差を表す. 切刀ほか (2013) と同一のデータに基づき再作図

り, 本方法の推定精度は震度の高低によって大きく変化しないことがわかる. 全データを対象とした ΔI の平均値は -0.0055 , 標準偏差 0.0272 である. これらの値は震度 4 以上 ($I_{jma} \geq 3.495$) のデータ (9,198 個) を対象にすると, ΔI の平均値は -0.0011 , 標準偏差は 0.0270 となる. ΔI の分布は 0 を中心とした正規分布から外れるため, 標準偏差は厳密な精度指標とはならない. そこで, ΔI が一定値以内に収まるデータ数およびその割合を震度域ごとに計算した次頁の表により, 本方法の総合的な精度を評価する. 表からは, 広い震度域において ΔI は 99% のデータで 0.1 以内に収まっていることが確認される. 計測震度 (I_{jma}) が通常 0.1 刻みで扱われることを考慮すると, 本方法の推定精度は多くの速報用途には十分なものであると判断できる.

既往研究における, 最大加速度, 最大速度, SI 値¹⁾ などの強震動指標から回帰式を用いて計測震度を推定する方法の標準偏差は, データ条件は異なるもののおおむね 0.09 から 0.13 と報告されている (たとえば, 中村, 2003; 鈴木・島村, 2003; 石垣, 2006). したがって, 本方法の推定精度はこ

れら従来手法と比較して, 格段に高いものである.

3. 提案方法の特徴

前節の精度検証により, 本方法の推定精度が, 最大加速度などの強震動指標から回帰式を用いて計測震度を推定する従来法 (以下, 回帰式法とする) よりも高いことが示された. 回帰式法は, あらかじめ求めた回帰式を用い, 実時間で得られた最大加速度などの時系列を計測震度相当の時系列に換算する手法である. その精度と適用範囲は, 従来の強震波形全体を対象とした計測震度の回帰式 (たとえば, 童・山崎, 1996; 翠川ほか, 1999; 切刀, 2000; 藤本・翠川, 2005) と同様の性質を有すると考えられる. 一般に, これらの方法では計算精度を向上させるため, 地震動の卓越周期に応じた補正が必要となる. 震度演算に用いるフィルタは周波数に対して $-1/2$ 乗の振幅特性を持ち, このフィルタ処理を受けた加速度波形は速度と加速度の中間的な性質を有する. そのため, 最大加速度や最大速度のみを単一の説明変数とした回帰式では十分な精度を得られないことが予想さ

表 計測震度の範囲ごとに分類した、告示に基づく計測震度と概算値の差が一定の範囲に収まる率

計測震度の範囲	計測震度と本方法による概算値との差 (ΔI)				全範囲
	$ \Delta I \leq 0.05$	$ \Delta I \leq 0.10$	$ \Delta I \leq 0.15$	$ \Delta I \leq 0.20$	
$I_{jma} \geq 5.495$ (震度 6 弱以上)	221 92.47%	237 99.16%	239 100%	239 100%	239
$I_{jma} \geq 4.495$ (震度 5 弱以上)	1,582 93.00%	1,691 99.41%	1,701 100%	1,701 100%	1,701
$I_{jma} \geq 3.495$ (震度 4 以上)	8,608 93.59%	9,153 99.51%	9,195 99.97%	9,198 100%	9,198
全範囲	4,222,145 93.12%	450,617 99.40%	453,064 99.94%	453,324 99.99%	453,357

れる。補正手法としては、速度加速度積の最大値を用いる方法、最大加速度と最大速度を併用する方法、さらに両者の比から卓越周期を推定し周期依存の補正項を加える方法が検討されている。また、速度と加速度の内積や SI 値の時系列から換算する方法もあるが、推定精度は通常の回帰式法とほぼ同等であり、標準偏差は 0.09 から 0.13 程度である。これに対し、本方法の推定精度（標準偏差約 0.027）は回帰式法を上回る。

回帰式法の誤差要因の 1 つとして、継続時間判定処理の効果が指摘されている（石垣, 2006）。計測震度演算フィルタの特性、すなわち周波数の $-1/2$ 乗の振幅特性は、計測震度の検討段階から注目され、速度加速度積と計測震度の高い相関が指摘されてきた（鉢嶺, 1989）。精度の高い回帰式法では、何らかの形でこの効果を考慮しているが、もう 1 つの特徴である継続時間判定処理の効果を直接反映させた例はない。これに対して、われわれが提案した時間領域フィルタを用いる方法は、計測震度演算フィルタと継続時間判定処理の双方の効果を考慮できるため、回帰式法よりも高い精度を実現できたと考えられる。

一方、解析区間を移動しながら本来の定義に従って計測震度を演算する方法は高精度であるものの、フーリエ変換の演算負荷が大きいため、強

震計内での処理は 1 秒ごと程度に限られる。加えて、フーリエ変換を適用するには解析区間の両端に 1 秒間程度のテーパー処理が必要となり、これは実質的な遅延時間として作用する。一方、図 4 に示す計測震度の時間変化は、P 波到達後 0.37 秒で震度 1、0.48 秒で震度 3、2.11 秒で震度 5 弱、5.77 秒で震度 7 に達する例であり、数秒内に震度が急激に変化する。この場合、震度値の成長を捉えるには 0.1 秒程度の時間分解能が必要である。時間領域フィルタを用いる方法は、フーリエ変換に比べて演算負荷が格段に少なく、加速度記録のサンプリング間隔まで時間分解能を向上できる。フィルタ演算の計算負荷は応答値計算（大崎, 1994）の数倍にすぎず、標準的な SI 値計算に必要な負荷よりも少ないため、強震計内での処理も十分可能である。

4. 応用事例

本演算法は、防災科研の強震観測網（K-NET・KiK-net）の強震計のほか、気象庁や一部の地方自治体の装置にも実装されている。緊急地震速報において震源要素を用いず震度を予測する PLUM（Propagation of Local Undamped Motion）法は、本手法の導入により実現されており、地震の見逃

し低減などに貢献している。

一般利用者が目にする場面としては、日本列島の現在の揺れを可視化する防災科研の「強震モニタ」や、民間企業によるウェブやスマートフォンアプリでの情報提供サービスなどがある（たとえば、LINE ヤフー株式会社やTBS・JNN NEWS DIG 合同会社によるもの）。また、大地震直後の意思決定支援を目的とした防災科研のリアルタイム地震被害推定システム（J-RISQ）でも迅速化のために本演算法が採用されている。

特徴のある活用事例として、制御用地震計 S401-PSC（明星電気株式会社製）での利用をあげる。製造元によれば、2016 年に発生した熊本地震の震災復旧現場において、余震を検知して警告灯等で作業員に迅速な避難を促す装置として利用されたという。また、伊勢崎市文化会館では、地震発生時に自動ドアを開放し、利用者の避難経路を確保する仕組みに活用されているとのことである。

応用事例の例示としては、ほとんどが、電子媒体での資料およびウェブサイト上のサービスであることから、図版の引用はせず文末にリンク先を示すこととしたので、そちらを参考にされたい。

5. ま と め

本稿では、時間領域の近似フィルタを用いることで、他の強震動指標を介さずに計測震度を直接リアルタイム演算する手法を紹介した。本手法では、計測震度の連続的な概算値を得ることができる。概算値は時間とともに成長し、その最大値は 60 秒間の地震記録を対象とした本来の計測震度 (I_{jma}) によく一致する。

防災科学技術研究所（K-NET・KiK-net）および気象庁の観測網から得られた計 453,357 波の強震記録を用いた比較では、99% 以上の記録において概算値と本来の計測震度の差が ± 0.1 以内に収まり、標準偏差は約 0.027 である。この精度は、最大加速度などから回帰式で推定する従来法よりも高いことが確認されている。

本手法により得られる概算値は迅速かつ高精度に演算でき、正式な計測震度が確定するまでの速報値としての利用が可能である。また、逐次的に演算される概算値を用いれば震度値の時間的成長を逐次追跡できるため、閾値設定による警報・制御への応用も可能である。さらに、フーリエ変換を用いる従来法に比べて演算負荷が小さいため、強震計内部でのリアルタイム処理にも十分適している。今日では、われわれが提案した演算法で計算される概算値はリアルタイム震度と通称されることも多い。

謝辞

本演算法の開発および活用に携わった関係者各位に謝意を表します。また、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。記して感謝いたします。

参考文献

- Akaike, H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Autom. Control*, **19**, 716–723. DOI: 10.1109/TAC.1974.1100705
- 藤本一雄・翠川三郎. 2005. 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法. *地域安全学会論文集*, **7**, 214–246.
- 鉢嶺 猛. 1989. 震度の計測化について. *験震時報*, **52**, 43–68.
- 石垣祐三. 2006. リアルタイム震度算出のための時系列解析. *験震時報*, **69**, 155–169.
- 気象庁. 1996. 平成八年二月十五日気象庁告示第四号.
- 切刀 卓. 2000. K-NET 強震記録に基づく気象庁計測震度と計測改正メルカリ震度の関係. *地震* **2**, **53**, 89–93. DOI: 10.4294/zisin1948.53.1_89
- 切刀 卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・森川信之. 2008. 震度のリアルタイム演算法. *地震* **2**, **60**, 243–252. DOI: 10.4294/zisin.60.243
- 切刀 卓・青井 真・中村洋光・鈴木 亘・藤原広行・森川信之. 2013. 震度のリアルタイム演算に用いられる近似フィルタの改良. *地震* **2**, **65**, 223–230. DOI: 10.4294/zisin.65.223

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄. 1999. 計測震度と旧
気象庁震度および地震動強さの指標との関係. *地域
安全学会論文集*, **1**, 51-56.

中村 豊. 2003. 合理的な地震動強度指標値の検討.
土木学会地震工学論文集, **27**, 1-4.

大崎順彦. 1994. 新・地震動スペクトル解析入門. 鹿
島出版会, 299 pp.

鈴木博人・島村 誠. 2003. 地震時運転規制方法の研究.
JR EAST Technical Rev., **3**, 53-60.

童 華南・山崎文雄. 1996. 地震動強さ指標と新しい
気象庁震度との対応関係. *生産研究*, **48**, 547-550.

参考 Web

・強震モニタ
防災科学技術研究所 Web. 2025a. <http://www.kmoni.bosai.go.jp/> (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

・J-RISQ
防災科学技術研究所 Web. 2025b. <https://www.j-risq.bosai.go.jp/> (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

・PLUM 法
気象庁 Web. 2018. https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/08c/EEW_kaizen_201803.pdf (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

・計測震度の算出方法
気象庁 Web. 2025. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/jishin/kyoshin/kaisetsu/calc_sindo.html (最終参照日：2025 年 9 月 30 日)

・Yahoo! JAPAN 天気・災害
LINE ヤフー株式会社 Web. 2025. <https://typhoon.yahoo.co.jp/weather/jp/earthquake/kyoshin/> (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

・制御用地震計 S401-PSC
明星電気株式会社 Web. 2023. https://www.meisei.co.jp/products/earthq/earthq_earthq/p1338/ (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

・TBS NEWS DIG
TBS・JNN NEWS DIG 合同会社 Web. 2024. <https://newsdig.tbs.co.jp/articles/-/864025/> (最終参照日：2025 年 9 月 22 日)

注

- 1) スペクトルインテンシティ (Spectrum Intensity; SI) 値：構造物の周期帯 (0.1~2.5 秒) の応答スペクトルの面積にあたり,

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_v(h, T) dT$$

で表される (大崎, 1994, より). ここで, $S_v(h, T)$ は減衰 h , 固有周期 T の最大速度応答である. 地震動の破壊力を表す指標の 1 つとして用いられ, 地震警報向けの用途としては $h=0.2$ で使われることが多い.

切刀 卓

[くぬぎ たかし]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所上席研究員

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了. 独立行政法人防災科学技術研究所特別研究員, 同 主任研究員, 国立研究開発法人防災科学技術研究所総括主任研究員を経て現職

研究分野 強震動地震学

ソフトバンク独自基準点データを用いた 超高密度地殻変動観測

太田雄策

1. はじめに

地震や火山活動にともなって発生する地殻変動を高い精度で把握することは、それら現象を理解する上での基盤的な情報となる。地殻変動を把握する上で、現在主として用いられているセンサーがGNSS（Global Navigation Satellite System：全地球測位システム）である。日本では国土地理院によって、観測点間隔20～30 kmで1,300点を超えるGNSS観測点から構成されるGEONET（GNSS Earth Observation Network System：GNSS連続観測システム）が1996年以降25年を超えて運用され、さまざまな地殻変動現象の解明に貢献してきた。近年では、GEONET観測点で得られるデータをリアルタイム解析し、震源断層を即時的に推定するシステム（REGARD）が開発され、内閣府における総合防災情報システムの一機能としての津波浸水被害推計システムにおける初期波源として活用されるなど、その利活用が拡大している（e.g., Kawamoto *et al.*, 2017; Ohno *et al.*, 2024）。

一方、近年、自動運転やドローンなどの技術発展にともなう位置情報サービスがその重要性を増している。位置情報サービスは、人や物の現在位置を正確かつ即時的に把握することで、防災・安全確保、物流・交通の効率化、都市・環境の高度な管理を可能にする基盤技術であり、社会のあらゆる活動を支えている。そして、これら技術の根幹となる技術としてGNSSは位置付けられてい

る。近年では民生用向けの従来のメートル精度の測位に加え、より高精度な搬送波位相を用いたセンチメートル精度のリアルタイムでの位置情報を取得できるGNSSモジュールの低廉化が進み、普遍的に高精度位置情報サービスを享受できる状況が整いつつある。

このような背景の中、日本では通信事業者等による独自の位置情報サービスの提供が進みつつある。特にソフトバンク株式会社（以下、ソフトバンク）は日本全国に3,300点を超える独自基準点（GNSS）観測点の展開を2019年11月に完了し、ichimill（イチミル）と呼ばれるリアルタイム・高精度測位サービスを運用している。同サービスでは展開された独自基準点に対する相対測位をリアルタイムで行う（Real-Time Kinematic, RTK）ことで、ユーザーがセンチメートル精度の位置情報を得られる。東北大学は、これらソフトバンクによる3,300点を超える独自GNSS観測網をGEONETと併用することで、地殻変動把握能力の空間分解能を劇的に向上させることと、それら観測網が地殻変動の把握に十分使える精度を持つことを初めて示した（Ohta and Ohzono, 2022）。さらに2022年にはソフトバンク独自基準点データを地球科学の幅広い分野で活用するための産学連携コンソーシアムの構築を主導し、それらデータの利活用を加速させた。本稿ではソフトバンク独自基準点データを活用した地殻変動監視についてこれまでの成果を概観するとともに、今後の展望と課題について議論する。

2. ソフトバンク独自基準点の概要とその地殻変動モニタリングにおける重要性

図1にGEONETおよびソフトバンク独自基準点の観測点配置を示す。同図から、ソフトバンク独自基準点の観測点分布が全国的におおむね均一であることがわかる。これはichimill自体が位置情報サービスを全国を対象に展開しており、その観点から全国に均一に基準点を配置することが望ましいことに起因する。地殻変動の把握能力という観点からも、全国に均一に観測点が存在することのメリットは大きい。これらソフトバンク独自基準点およびGEONETを併用することで、日本全国に4,600点を超えるGNSS観測点が存在することになる。日本の国土面積を約378,000km²とし、ソフトバンク独自基準点およびGEONETを併用した4,600点が使用できる現状を考えると、観測点間距離は半径5kmの範囲に1観測点がある計算となる。これはGEONETのみを用いた場合の約半分となる。

このような超稠密観測網は、地殻変動モニタリングの観点からきわめて重要である。内陸の活断

層の断層運動は一般に地殻上部の深さ10km程度以内で発生すると考えられており、さらに地殻下部で生じると考えられるゆっくりすべりや流体移動などを考慮しても、変動源が浅い場合には、断層から離れた地点に設置されたGNSS観測点では地殻変動を十分に捉えることができない。この点で、平均観測点間隔が約20kmであるGEONETのみでは観測密度が不十分である。ソフトバンク独自基準点を併用することにより、平均間隔を10km程度まで縮小できることは、浅部の変動源に伴う地殻変動を高精度に把握するうえで大きな利点となる。次節では、これらの背景を受けて構築されたソフトバンク独自基準点データを地球科学用途に活用する産学連携コンソーシアムについてその詳細を示す。

3. ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム

これらソフトバンク独自基準点を活用するべく、東北大学では、より幅広い地球科学分野へのソフトバンク独自基準点の利活用を目的としたコンソーシアム（Consortium to utilize the SoftBank

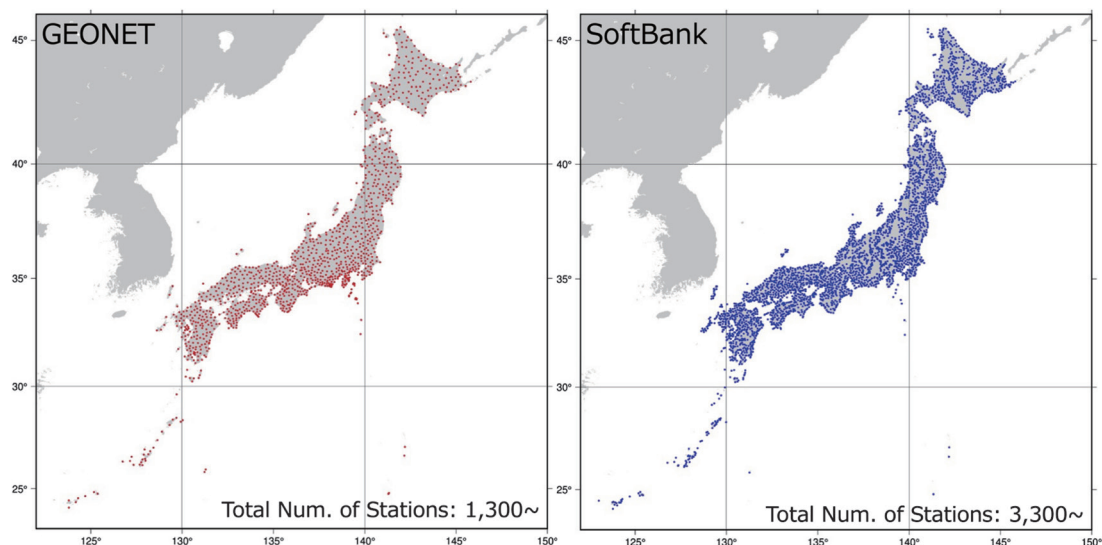


図1 GEONETおよびソフトバンク独自基準点の観測点配置

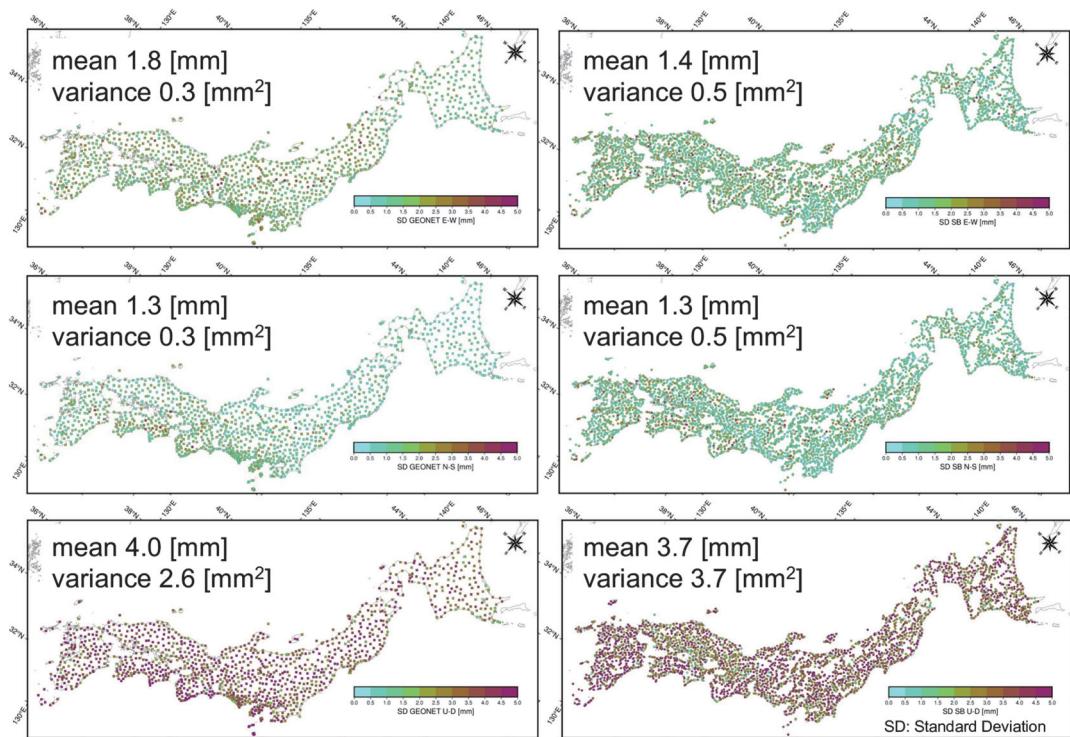


図 2 2024 年 4 月 11 日から 20 日の日座標値から計算された観測点ごとの標準偏差。左列が GEONET、右列がソフトバンク独自基準点であり、上から東西、南北、上下成分を示す。図中の数値は全観測点の標準偏差の平均値と分散を示す

original reference sites for Earth and Space Science, 略称：CSESS, <https://csess.jp>) を 2022 年 8 月にソフトバンク株式会社および ALES 株式会社の協力を得て設立した。参画機関は 2025 年 10 月現在、東北大学大学院理学研究科を代表機関として、国内の大学・国立研究開発法人など 28 機関 35 部局に及ぶ。現在、CSESS の枠組みを通じ、ソフトバンク独自基準点の全観測点の観測データが専用線経由で東北大学に送信・蓄積され、コンソーシアム加盟機関が各研究テーマに沿ってデータを活用できる状況となっている。さらに、それら観測データのルーチ的な日座標値推定が行われ、コンソーシアム加盟機関であれば、GNSS データ解析を自身で行わずとも、超稠密 GNSS 観測網の成果を活用できる環境の整備が完了している。

図 2 に CSESS で定常的に実施されている日座標値推定結果のうち、2024 年 4 月 11 日から 20 日の間の時系列の観測点ごとの標準偏差を GEONET とソフトバンク独自基準点それぞれに示す。同図より、この期間の座標値のばらつきという観点では、ソフトバンク独自基準点データが GEONET と遜色ない精度を持つことが明らかである。次節では、CSESS の枠組みでこれまでに実施された研究成果について概観する。

4. ソフトバンク独自基準点を活用した地殻変動研究

本節では、CSESS が設立されて以降にコンソーシアムから提供されたデータを用いて行われた研究のうち、主要なものの概要を紹介する。

能登半島先端部では2020年11月以降、群発地震活動と同期して非定常な地殻変動がGNSS観測で検出された。Nishimura *et al.* (2023) は、2020年11月から2022年12月までの期間に、最大で約7cmの隆起と、群発地震の震源域を中心とする膨張を示すような水平変動があったことを明らかにした。観測された地殻変動に基づき、この地域のテクトニクスや地震活動も考慮して変動源を推定すると、2020年11月末からの3カ月間に大量(約1,400万m³)の流体が深さ16kmまで上昇し、能登半島の地下にある透水性の高い逆断層帯内で拡散することにより、この断層の深さ14~16kmで非地震性逆断層すべり(スロースリップ)が発生したことが明らかになった(Nishimura *et al.*, 2023)。この非地震性すべりにより、応力の蓄積されていた能登半島北岸の活断層のすべりが促進されたことが2024年1月1日能登半島地震(マグニチュード7.6)の発生に繋がった可能性がある。

ソフトバンク独自基準点は、2024年1月1日能登半島地震の現象理解に対しても大きな貢献をした。Yamada *et al.* (2025) は、GEONET、ソフトバンク独自基準点、大学の臨時観測点、さらにSARデータも活用した複合測地観測データから、同イベントの地震時すべり分布を高い確度で推定した。また、Ohtate *et al.* (2025) は佐渡島における地震後の余効変動をソフトバンク独自基準点データも活用することで明らかにし、佐渡島西沖で地震後に非地震性すべりである余効すべりが発生したことを示した。

地震活動のみならず、火山活動にともなう地殻変動の把握の観点でもソフトバンク独自基準点は重要な役割を果たしている。Ohzono *et al.* (2025) は北海道の屈斜路カルデラにおいて2021年から2023年に発生した遷移的な地殻変動をソフトバンク独自基準点データおよびGEONET、大学による観測点の統合解析により捉え、それらのモデルとして球状圧力源をアトサヌプリ火山群の噴気活動域の西側に置くことでデータをよく説明でき

ることを示した。

これらの結果は、GEONETのみではその把握が難しかった地殻変動現象がソフトバンク独自基準点を併用することで、高い解像度で把握できるようになった事例であり、改めて稠密観測網の重要性を示す結果と言える。一方、ソフトバンク独自基準点が活用できなければ、進行する現象の把握自体がきわめて難しかった事例も存在する。2025年6月末に活発化したトカラ列島における群発地震発生時、震源域に近い宝島にはGEONET観測点が設置されていたが、その東側の小宝島、悪石島には存在しない一方、ソフトバンク独自基準点は2019年11月から両島に観測点が存在し、今次の群発地震活動にともなう非定常地殻変動を明瞭に捉えることに成功するとともに、群発地震活動に同期した同様の地殻変動が過去に繰り返して発生していたことを明らかにした(地震調査研究推進本部, 2025)。これらは、基盤観測網であるGEONETが必ずしも十分にカバーできていない島嶼部の観測空白域での検知能力をソフトバンク独自基準点が補完した事例である。

5. 今後の展望

ここまで述べたように、3,300点を超えるソフトバンク独自基準点の展開とそれらとGEONETとの統合利用により、これまでにない空間分解能で地殻変動をモニタリングできる体制が整いつつある。ここで強調すべきは、長期にわたって基盤となる地殻変動場を提供し続ける役割は国土地理院GEONETが担っており、ソフトバンク独自基準点はそれを補完するものであるという点である。この前提に立てば、ソフトバンク独自基準点は、GEONETのみでは検出が難しい局所的かつ詳細な地殻変動の検出において重要な役割を果たすことが期待される。たとえば、全国4,600点超(GEONET 1,300点+ソフトバンク 3,300点~)を活用した地震間の全国ひずみ速度の推定は、内陸断層に対するひずみ蓄積の理解を高度化する上

での基盤的情報となりうる。また、ソフトバンク独自基準点はその出自が位置情報サービスの高度化にあることから、リアルタイムでのデータ配信が可能な状況にある。これらを活用した地震時の地殻変動の実時間監視の高度化等の試みは、発生が危惧される南海トラフ地震等のモニタリングの観点からも重要である。一方、合わせて4,600点超という観測点のデータ量は膨大であり、人間が目視で地殻変動シグナルを抽出することは容易ではない。今後は、機械学習等のデータ駆動型手法を駆使して、監視の高度化を図ることも検討が必要である。

謝辞

本誌編集長の加藤照之博士には、本稿執筆の機会をいただきました。深く感謝致します。本研究で使用したソフトバンクの独自基準点の後処理解析用データは、「ソフトバンク独自基準点データの宇宙地球科学用途利活用コンソーシアム」の枠組みを通じて、ソフトバンク株式会社およびALES株式会社より提供を受けたものを使用しました。記して感謝申し上げます。

参考文献

- 地震調査研究推進本部. 2025. トカラ列島近海の地震活動の評価 (令和7年7月9日公表). https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2025/20250703_tokara_2.pdf (最終参照日: 2025年8月11日)
- Kawamoto, S., Ohta, Y., Hiyama, Y., Todoroki, M., Nishimura, T., Furuya, T., Sato, Y., Yahagi, T. and Miyagawa, K. 2017. REGARD: a new GNSS based real-time finite fault modeling system on GEONET. *J. Geophys. Res.*, **122**, 1324-1329. DOI: 10.1002/2016JB013485
- Nishimura, T., Hiramatsu, Y. and Ohta, Y. 2023. Episodic transient deformation in the Noto Peninsula, central Japan, revealed by the analysis of multiple GNSS

- networks. *Sci. Rep.*, **13**: 8381. DOI: 10.1038/s41598-023-35459-z
- Ohno, K., Ohta, Y., Takamatsu, N., Munekane, H. and Iguchi, M. 2024. Real-time modeling of transient crustal deformation through the quantification of uncertainty deduced from GNSS data. *Earth Planets Space*, **76**: 140. DOI: 10.1186/s40623-024-02068-7
- Ohta, Y. and Ohzono, M. 2022. Potential for crustal deformation monitoring using a dense cell phone carrier global navigation satellite system network. *Earth Planets Space*, **74**: 25, 1-9. DOI: 10.1186/s40623-022-01585-7
- Ohtate, M., Ohta, Y. and Mitsui, Y. 2025. Significant afterslip contribution to postseismic deformation on Sado Island following the 2024 Noto Peninsula Earthquake: insights from two dense GNSS observation networks. *Earth Planets Space*, **77**: 74. DOI: 10.1186/s40623-025-02203-y
- Ohzono, M., Takahashi, H., Ohta, Y. and Ohno, K. 2025. Transient inflation event at Kussharo caldera, eastern Hokkaido, Japan in 2021-2023 captured by multiple GNSS observation networks. *Earth Planets Space*, **77**: 41. DOI: 10.1186/s40623-025-02173-1
- Yamada, T., Ohta, Y., Nishimura, T., Yoshida, K., Hiramatsu, Y. and Kinoshita, Y. 2025. Coseismic slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake deduced from dense global navigation satellite system network and interferometric synthetic aperture radar data: effect of assumed dip angle. *Earth Planets Space*, **77**: 19. DOI: 10.1186/s40623-025-02154-4

太田雄策

[おおた ゆうさく]

現職 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター教授

略歴 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻 博士後期課程修了 (博士 (理学))。東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター助教, 同准教授, 2024年7月より現職

研究分野 測地学

強震動評価のさらなる活用を目指して —地震本部の「応答スペクトルに関する地震動 ハザード評価」の活用を考える—

當麻純一・古村美津子

1. はじめに

強震動評価研究の進展は著しく、それを受けて社会は地震防災性を高めていくことが望まれている。ここでは、政府の地震調査研究推進本部（以下、地震本部という）から公表される強震動評価結果、特に応答スペクトルに関する地震動ハザード評価が社会でさらに広く活用されるための方策について、有識者の意見を踏まえて検討した結果を紹介する。なお、応答スペクトルとは地震動指標の1つで、地震動がさまざまな建築物や構造物に与える影響を、固有周期ごとに最大応答値（変位、速度、加速度）として表したものである。

2. 背景・経緯

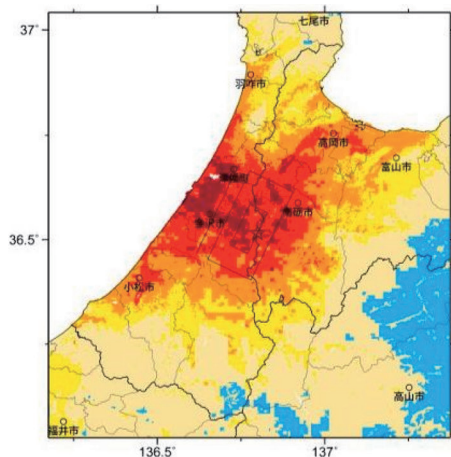
今年（2024年）は1995年兵庫県南部地震から30年、この間の強震動研究の進展の概要は本誌78号でも紹介されている（岩田，2024）。すなわち、全国規模の活断層調査、地下構造調査、強震観測網の整備がなされ、強震動の解明と予測に必要なデータが蓄積されてきた。それらを糧として、震源モデル、地下構造モデル、地震動予測式、地震動シミュレーション手法の改良が進んだ。

地震本部からは、その成果に基づいた全国地震動予測地図が公表され、更新されてきている（地震調査委員会，2021）。全国地震動予測地図は、

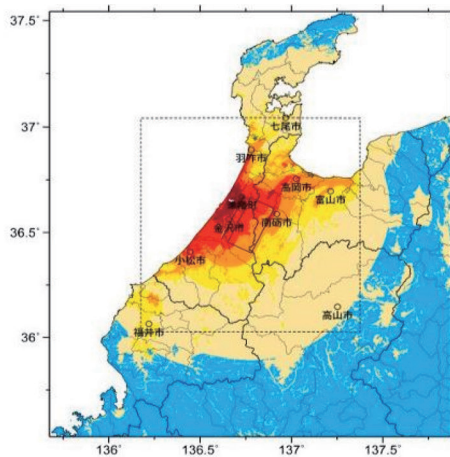
確率論的地震動予測地図と震源断層を特定した地震動予測地図（シナリオ地震動予測地図）との2種類からなる。

確率論的地震動予測地図は、地震発生可能性の長期評価に基づいて、ある地点に影響するすべての地震の地震動予測結果を発生確率に応じて重ね合わせたものである（地震動指標は地表震度）。ここに、長期評価とは、「活断層で発生する地震」「海溝型地震」を対象に、震源の位置、規模、一定期間内に地震が発生する確率を予測したものである。地震動の予測には、震源からの距離やマグニチュードの関数として経験的に求めた地震動予測式が用いられる。代表的な式として、表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤¹⁾上面の最大速度を求める地震動予測式（司・翠川，1999）があげられる。地表震度はこの最大速度に基づいて算定している。地震動予測式は、後述の地震動シミュレーションに比べて計算負荷が少ないため、地震本部の地震動予測では簡便法ともいわれる。初期の頃にはマグニチュードと震源距離から地点の最大加速度や最大速度を求めるものであったが、その後、震源特性、伝播特性、地点特性をできるだけ評価に入れて、最大加速度、最大速度、応答スペクトル等を求める式が多く提案されている。

シナリオ地震動予測地図は、このうち特定の地震が発生するとした場合の問題を扱う。震源が限定されることから、ある地点の地震動予測には、簡便法のほか、震源の破壊シナリオや震源から予

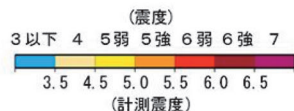


詳細法ケース 1



※図中の矩形は詳細法による解析範囲

簡便法



地表震度分布

図 1 震源断層を特定した地震動予測地図（シナリオ地震動予測地図）。森本・富樫断層帯（地震本部 全国地震動予測地図 2020 年版地図編 p. 541 より）。「森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について」（地震調査委員会，2003）に当時の知見に基づく詳細が示されている。2003 年の強震動評価は「レシピ」に従い，当該断層帯の長期評価（地震調査委員会，2001）に基づいて行われたが，その時点では断層傾斜角が明らかではなく 3 とおりの仮定による。その後，長期評価が 2013 年に改訂されており，断層傾斜角が評価されたほか，断層帯の位置なども再評価されている（地震調査委員会，2013）。図 1 の結果はこの改訂された長期評価に基づいている。さらに，2022 年から文部科学省の研究プロジェクト「森本・富樫断層帯における重点的な調査観測」が実施されている。ハザード評価はこのような調査研究の進展を取り入れて更新される性格のものである。

測地点までの地下構造を加味した物理に基づく詳細かつ決定論的な地震動シミュレーション手法（波形合成法，簡便法に対して詳細法ともいわれる）が用いられる。その標準的な方法論は震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（地震調査委員会，2020）として公表され広く利用されている。図 1 に例として，全国地震動予測地図 2020 年版（地震調査委員会，2021）から，森本・富樫断層帯²⁾を震源とする場合の中部地域（震度 5 弱となる地域を含む領域）の簡便法と詳細法の震度マップを示す。両手法の仮定条件や計算方法の違いが予測結果の違いに現れている。震

源破壊過程の不均質性を考慮する必要がある場合，海溝型の巨大地震のように震源モデルの多様性を考慮する必要がある場合，また長周期表面波の増幅などをもたらす地下構造の不整形性を考慮する必要がある場合，詳細法は特に有効である。また，簡便法と異なり，詳細法では地点の工学的基盤上面での地震動波形が得られる優位性もある。図 1 の詳細法の結果は工学的基盤上面での地震動波形の最大速度から経験式により計算された地表面での震度を示すが，工学的基盤上面と地表面の間の複雑な地下構造のモデルを作成することができれば，数値シミュレーションにより地表面

=====

での地震動波形も計算することができる。

全国地震動予測地図の工学的利用の可能性と展望については、地図公開の初期の頃に詳細な検討とそれに基づく提案がなされている（防災科研，2004；亀田，2005）。当初から全国地震動予測地図での地震動指標は地表面の震度で示されてきているが、耐震設計をはじめとした工学的利用のためには最大加速度や加速度応答スペクトルの情報も望まれていた。地盤・構造物の時刻歴応答解析（時間とともに変化する地震動に対して建物など構造物がどのように応答するかを解析する方法）を行う場合には地震動波形も必要になる。そこで、近年、確率論的地震動予測地図の応答スペクトル版ともいふべき「応答スペクトルに関する地震動ハザード評価」が地震本部で進められている（強震動評価部会，2022；土肥ほか，2024）。ここに、評価結果はハザードカーブ³⁾、一様ハザードスペクトル⁴⁾、再分解による影響度⁵⁾である。これらはすべて工学的基盤上での結果である。今までのところ地表面では評価されていない。

応答スペクトルに関する地震動ハザード評価は、諸外国ではすでに広く普及しており（たとえば，Petersen, 2023），わが国でも個々には研究者や事業者によって評価が行われてきていて（たとえば，早川，2025），それ自体は特別なものではないが、全国を対象とした政府機関での取り組み

はわが国では初めてである。今後の普及と高度化が望まれている。

3. 主な想定ユーザー

応答スペクトルを用いることにより、いろいろな固有周期をもつ構造物の地震応答評価や被害予測が可能になることの利点がある。応答スペクトルに関する地震動ハザードのユーザーとして、

- ・研究者
- ・設計基準作成者
- ・設計実務者
- ・行政の建築・土木担当者
- ・企業の防災担当者
- ・保険、不動産のリスク解析担当者
- ・地域防災計画の委託事業者

などが想定できる。

以下には、こうした専門家間での利用を念頭に、普及に向けてのニーズと課題をとりまとめた。

4. 建築分野での利用と課題

1995 年阪神・淡路大震災以後、建築基準法に限界耐力計算が導入されている（石山，2018）。限界耐力とは建築物を外力に対してどの程度までの被害に留めるのかの指標である。限界耐力計算

表 荷重指針で目安値として示される地震荷重の設計用再現期間（日本建築学会，2024）

分類	使用性に対する設計荷重の 再現期間の目安値	安全性に対する設計荷重の 再現期間の目安値
使用性および/または安全性が 喪失した際の影響が 特に大きい建築物	500 年 (年 0.2%, 50 年 10%)	2,000 年 (年 0.05%, 50 年 2.5%)
使用性および/または安全性が 喪失した際の影響が 大きい建築物	100 年 (年 1%, 50 年 40%)	1,000 年 (年 0.1%, 50 年 5%)
一般的な建築物	20 年 (年 5%, 50 年 92%)	500 年 (年 0.2%, 50 年 10%)

官庁施設の総合耐震・対津波計画基準の荷重を地震本部のハザード評価の結果などを踏まえて解釈されている。カッコ内は再現期間に相当する超過確率（年超過確率，50 年超過確率）

=====

では、

- ・稀に発生する地震動（中地震に相当）に対しては損傷限界状態を超えない。すなわち、建築物の被害はほとんど生じず、生じたとしても軽微なもの程度にする。
- ・きわめて稀に発生する地震動（大地震に相当）に対しては安全限界を超えない。すなわち、ある程度の被害は許容しても、崩壊はくい止め、たとえ負傷しても命にかかわることのないようにする。

を検証する。これら2段階の地震力は工学的基盤の加速度応答スペクトルで規定されている。なお、これに加えて、超高層ビルや免震ビルの設計用地震動では積極的にシナリオ型の地震動予測が広く利用されている。

日本建築学会では、建築物荷重指針・同解説（日本建築学会，2015）の改定が進められている。建築基準法が安全の最低基準を満たすように求めているのに対し、建築物荷重指針・同解説は社会・建築物所有者・設計者の立場から見た「適正な設計用荷重値」を提示するものである。応答スペクトルに関する地震動ハザード評価を地震荷重算定に利用する方法が書かれていることから、地震本部の最近の評価結果が直接に役立つ。改定中の2025年版では、目安値として示される地震荷重の再現期間⁶⁾は、建築物の重要度に応じて前頁の表のように表される（日本建築学会，2024）。応答スペクトルに関する地震動ハザード評価の典型的な利用を表すものといえる。シナリオに基づく荷重算定においても、算定した荷重に対応する再現期間を基に荷重の妥当性を確認するよう要求される予定と聞く。

なお、切迫性が高いと指摘されている南海トラフや千島海溝での巨大地震ではもちろんのこと、地震の発生確率が非常に小さくても断層近傍で強烈な地震動が予想される場合がある。利用する側には、確率論的な検討と並行して、当該地点において想定される地震に対するシナリオ型の地震動評価を併せて行うことで、地震荷重の余裕をどの

程度まで設計で考慮するかについて慎重に決定することが求められる。

5. 土木分野での利用と課題

土木学会では、土木構造物共通示方書（性能・作用編）が2016年に制定されている（土木学会，2016）。ここでの耐震性能評価においては、

- ・使用性照査用地震動：設計供用期間（一般には数十年から百年程度）内に発生する可能性の高い地震動（従前のレベル1地震動）
- ・安全性照査用地震動：当該地点で考えられる最大級の強さをもつ地震動（従前のレベル2地震動）

の2段階の地震作用を設定することを原則としている。ここに、安全性照査用地震動はシナリオ型地震動評価、使用性照査用地震動は確率論的ハザード評価解析によって評価することを原則としている。安全性照査用地震動は構造物全体の崩壊を防止するなど、人的損失の防災にかかわる要求性能に対応する。それを担保したうえで、使用性照査用地震動は構造物の健全性を損なわないか、あるいは限定された損傷に留めることによって、地震時および地震後に機能を維持することにかかわる要求性能に対応する。

この体系は、1995年阪神・淡路大震災を受けての学会提言（土木学会，2000）以後に改定が進められてきている土木構造物の各種耐震基準改定（たとえば、鉄道総合技術研究所，2012；日本港湾協会，2018）に通じるものである。地震本部の全国地震動予測地図との対比で見ると、使用性照査用地震動は確率論的地震動予測地図の手法との対応がよく、安全性照査用地震動はシナリオ地震動予測地図の手法との対応がよい。

安全性照査用地震動の設定では確率を明示的には扱わないものの、想定地震の選定段階で地震本部の長期評価が参照される。ここで当然発生確率も参照される。地点近傍に大地震を起こす活断層が存在しないと考えられる場合でも、工学的な措

置として一定規模の直下型地震を考慮する。決定論的に設定された安全性照査用地震動の超過確率がどの程度のレベルであるかを明示しておくことも重要とされている。この場合、設計スペクトルと一様ハザードスペクトルとが比較参照される。地震本部の応答スペクトルに関する地震動ハザード評価がそれに大いに役立つ。

建築、土木の共通の課題として、「応答スペクトルに関する地震動ハザード評価（試作版）」（強震動評価部会，2022）では評価が不十分な、予測地点の表層地盤の影響の予測、震源近傍での強震動の予測、盆地構造での長周期地震動の予測がある。

また、土木構造物は、設計してから50年、100年と長く使っていく。この間、地震動ハザードの結果が更新されることによって、その時点の耐震基準を満足しなくなる可能性もある。このため、地震動ハザード解析の結果を設計にどう落とし込むかには整理が必要になっている。

6. 機械・電気分野での利用と課題

機械・電気分野には必ずしも地震・地震動の専門家が揃っているわけではなく、耐震基準の策定には必要に応じて地震・地盤・土木・建築分野からの参画がある。そのようにして近年改定された基準を例にあげる。

最末端の配電用変電所を除いた66kV以上の高圧配電を行う変電所だけでも全国に1,000カ所あまりあり、個々の変電所内には複数の機器がある。これらは工場製品であって一定の地震荷重によって標準設計されている。機器の標準化や経済性のため、地盤種別、地域区分を設けず、全国一律の地表面における設計地震力が設定されている。それには確率論的地震動予測地図で50年超過確率39%震度分布図⁷⁾を参照し、全国の94%の変電所が震度6弱あるいはそれ以下の地点にあるので、震度6弱を設計荷重としている（ハザードのより高い地点については、必要に応じて個別

の対策をする）。震度から設計用加速度応答スペクトルへの変換に基準作成者の工夫が見られる（佐藤ほか，2019）。

100年以上前から建設が開始された送電用鉄塔は現在全国に約25万基あり、上部構造物は標準設計された工場製品により現場施工される。風荷重に対する設計によって地震荷重はカバーされるとの考えで、長年、耐震に係わる規定はなかった。近年、規程の改正にあたり他分野の動向や国際基準との整合性も踏まえ、新たに地震荷重が導入された。そこでは、設計用加速度応答スペクトルの算定法が提案され、標準設計に用いられるようになっていく。地震活動モデルと地震動予測式から $V_{s30}=292\text{ m/s}^{(8)}$ 相当の基準地盤における再現期間50年の最大加速度を算定し、これから想定地震を網羅的に設定し、改めて地震動予測式による標準加速度応答スペクトルを定義しているところに基準作成者の工夫がみられる（佐藤ほか，2022）。地震活動モデルに関しては、地震本部の確率論的地震動予測地図でのモデルが参照されている。

課題としては、設計には地表面の応答スペクトルが必要なことである。機械・電気分野の技術者が表層地盤の地震動増幅を評価するのは容易ではないので、ユーザー視点では地震動ハザードは工学的基盤上面のみならず地表面での情報が用意されることが望まれている。また、設備の材料や構造は多種多様であり、設備や部位ごとに固有周期や減衰定数の違いに幅がある。地震本部の現在の地震動ハザードは水平動に対する評価を示したものであるが、上下動に対する応答にも注意が必要な機器がある。それらに対応した設計用地震力（応答スペクトル）の設定が課題になっている。

7. 保険・リスクマネジメント分野での利用と課題

地震動の確率情報はこの分野で最も活用されている。全国地震動予測地図が公表されて以

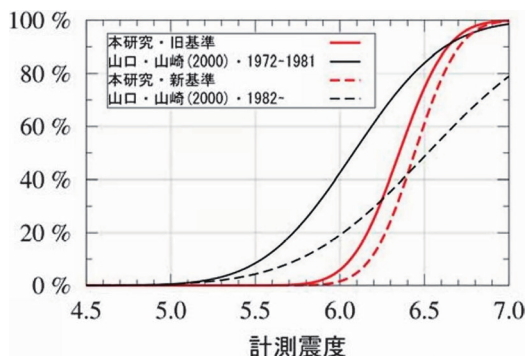


図2 計測震度に対する木造建物の全半壊率の被害曲線の比較（翠川ほか，2011）。通常，被害関数の横軸は震度または地表最大速度がとられる。経験的に被害実績との対応がよいとされている。加速度応答スペクトルの活用として，建物の固有周期に応じたスペクトル応答値を横軸とすれば説明性が向上すると期待される

降，不動産・インフラ投融资，保険，リスクマネジメントなどの分野の企業で地震リスク情報の活用が浸透している。保険プログラム最適化，自家保険検討，防災投資意思決定，対策基準策定などでのリスク情報活用が増えつつある。

たとえば，不動産投資・取引では，エンジニアリングレポートに対象不動産の地震による経済的損失予測として，50年間超過確率10%（再現期間約500年に相当）の地震動に対する被害損失予測額を算定することが慣例となっている（日本不動産鑑定士協会連合会，2014）。この損失額が一定のしきい値を超えると不動産を原資とした証券の格付け低下につながる。

企業向けの地震保険は巨大地震による支払保険金が資本を上回ると倒産する可能性もあることから地震リスク評価が不可欠である。地震リスク評価では，地震本部の地震モデルの発生確率・想定マグニチュード等に基づいて地震動予測・建物被害予測を行い，保険金支払いの確率分布を予測している。同一地点でも評価対象の固有周期が異なる集合体であることが多く，応答スペクトルベースのハザードが有用である。

住宅向け地震保険のリスク評価や地域防災計画での建物被害想定に用いる被害関数⁹⁾では，震度や地表最大速度が説明変数とされてきている（たとえば，翠川ほか，2011；損害保険料率算出機構，2023）。図2に被害関数の例を示す。一般に建物被害は建物の固有周期と地震動の周期成分に依存することから，被害関数の横軸を震度や最大速度から応答スペクトルに変更することで説明性の向上が期待される。ただし，それは計算量の増大との兼ね合いになる。保険分野のある専門家からは，応答スペクトルの使用により震度や最大速度を上回る予測精度が得られるかの確認が必要であり，その有効性が示されれば，周期ポイントを選定して計算環境の要件や手順などを検討していくとの見解が示された。

被害予測は地震動予測式を使って評価されることが多いが，地震動予測式で予測される値は過去の観測値の平均的な値であり，被害を過小評価する可能性があることへの懸念が指摘された。また，地震動予測式は特に外挿範囲で不確実さが大きく，複数の予測式を使うほうが良いという意見がある。複数の予測式を使う場合には，そのぶん計算量が増加するため，全国を対象にする場合は，計算量の低減や周期ポイントの絞り込みを行う必要がでてくる。

また，機械・電気分野の例と同様に，地震ハザードは工学的基盤上面のみならず，地表面での地震動評価結果が提供されることが期待されている。

8. 地震動ハザード評価の高度化と表示の工夫

以上概観したように，応答スペクトルに関する地震動ハザード評価は実社会で広く利用されていくものと期待されるが，それぞれのユーザー側で目的に応じて工夫すべき点がかなりある。また，これらユーザーが利用しやすいように，評価手法の高精度化や評価結果の表示の工夫も必要と思われる。また期待されるがゆえに，地震活動モデル

等の計算条件、提供するハザード情報の正確さもしくは信頼性に関する情報を合わせて提供することも必要であろう。共通の課題として以下があげられる。

8.1 地震動、地盤の基礎データの継続的な収集・蓄積・整理

地震動ハザード解析による予測結果の高精度化は、地震活動とそのモデル化についての調査研究の進展に負うところが大きい。そして、それを受けての地震動予測・検証には、基本データである強震動記録の整備と、地下構造の調査が今後とも重要である。全国に展開された強震観測網を今後も維持するとともに、さまざまな分野の研究者・実務者が利用可能なナショナルデータベースを構築し、プラットフォーム上で公開されていくことが基本である。構造物の耐震設計の上でも、地域防災の上でも、地表面の地震動ハザードが要求されることを考えると、地震基盤（地殻最上部のS波速度3km/s程度の地層）から地表面までの地下構造をシームレスにモデル化する浅部・深部統合地盤構造モデルの構築は重要である。

8.2 不確定性の考慮

地震活動モデルについて、長期評価で示される地震発生確率の予測にはばらつきがある。そして、その震源から地点の地震動予測結果にもばらつきがある。結果として、確率論的な地震動ハザードにはこれらが相乗して影響していることにユーザーは注意しなくてはならない。このばらつきは一般に「認識論的不確定性（知識や情報が不完全または不明確なために生じる不確かさ）」と「偶発的不確定性（データの本質的なばらつきや、予測不可能な現象によって生じる不確かさ）」に分けて取り扱われる。地点を特定した重要な構造物では不確定性の扱いについての体系的な取り組みがなされている（隈元ほか、2022；藤原ほか、2022）。この手順は、重要な構造物へのハザード評価において、不確定性を考慮する際の参考になる。

一般には不確定性を実務で取り入れるのがなか

なか難しい。実務面では当面、シナリオ型の評価と確率論的な評価との両方を使って物事を決めていくことになるだろう。一様ハザードスペクトルの中央値に幅を持たせて（たとえば中央値＋標準偏差）設計スペクトルの大きさを調整することで、この不確定性を余裕をもってカバーする方法があるが、そうするとスペクトルが全周期帯にわたって非現実的に過大になってしまう。これは一様ハザードスペクトルの成り立ちからくる宿命である。これを回避するため、一様ハザードスペクトル上の特定周期（対象構造物の固有周期）に関連付けて、不確定性を織り込んだ設計スペクトルを設定する方法が提案されている（Baker, 2010）。

8.3 地震動予測式の高精度化

震源を特定した詳細な地震動シミュレーションが実用化してきたとはいえ、震源断層を特定できないものも含め、すべての地震を考慮した全国版の応答スペクトルハザード評価に用いるには計算負荷が大きい。このため、簡便法ともいわれる地震動予測式の利用価値は高い。

「応答スペクトルに関する地震動ハザード評価（試作版）」では、まず日本全国を対象とした地震動ハザード評価を行う上で使用する地震動予測式の候補に10個の式が選定され、東北地方太平洋沖地震の観測記録の使用の有無などの条件で2個の式に絞り、最終的に最適と判断された1つの式に絞り込まれている。2個の式に絞った時点で、用いる式によってハザードカーブがどのように異なるかが示されている。

ここで「認識論的不確定性」の問題が顕在化する。ここでの「認識論的不確定性」は地震動予測式の違いに起因するものであり、さらに、地震動予測式の違いは式構築時のデータの使用条件や仮定する式形によって生じる。ユーザーは地震動予測式の違いによるハザードの差異について十分に留意する必要がある。地震動予測式の開発・改良は個々の研究者の努力に負うところが大きい。わが国では高密度な観測網による膨大な記録の蓄積が続いており、非エルゴード的¹⁰⁾な地震動予測

モデルの構築により、地震規模、震源距離、振幅、周期などがばらつきに及ぼす影響が明らかになることが期待されている。一方では、機械学習による地震動推定法（たとえば、小穴ほか、2022）などの研究も進んでいる。これらを総合して、わが国に適した地震動予測式の高精度化に向けての体系的な取り組みが望まれる。

地震動予測の多くは地表面での観測記録を用いて構築された式である。「応答スペクトルに関する地震動ハザード評価（試作版）」で指摘されているように、工学的基盤上面での地震動予測式の高精度化には表層地盤による増幅効果を取り除いた基盤波を用いる必要があり、次にあげる表層地盤による増幅の正確な見積りも地震動予測式の高精度化につながる。

8.4 表層地盤による増幅の考慮

地震の被害には表層地盤の地震動増幅や液状化・沈下などの地盤変状が決定的な影響をもたらす。現在、地震本部から提供される応答スペクトルは工学的基盤上面での評価結果であり、表層地盤の影響評価はユーザーに委ねられている。

土木・建築の専門家が関わる重要な構造物の設計では、地点の地盤調査や地震動観測が詳細に行われ表層地盤での地震動の増幅や地盤変状の有無が事業主体によって検討される。一方で、専門家以外にも広く一般に応答スペクトルに関する地震動ハザード情報が認知されるには、地表面のハザードとして提供されることが有効である。

表層地盤による増幅の見積りにも大きな不確定性がある。先にあげた浅部・深部統合地盤構造モデルの構築とも関係するが、地表面の地震動ハザードを必要とする幅広いユーザーニーズも考慮して、全国を対象に、応答スペクトル評価に表層地盤での増幅を取り入れるための研究の進展が望まれる。

8.5 地震地域係数への適用

地震地域係数は、土木・建築構造物の耐震設計において、全国一律の標準応答スペクトルを地域の地震ハザードに応じて調整する場合の係数（全

国を3~4区分）として長く広く使われてきている。また、地震保険基準料率における建物所在地による区分の較差（全国を3区分）にも同様の考え方が使われている。震度に代わり応答スペクトルに関する地震ハザードが全国レベルで整備されれば、地震地域係数の見直しにも貢献できる可能性がある。極端な場合、ある再現期間での地点ごとの一様ハザードスペクトルを設計スペクトルと読み替えれば、地震地域係数自体が不要になる。

課題として、これまで地震地域係数の低い地域で大きな地震被害が生じていることから、地震地域係数の見直しには科学的視点だけでなく政策的な観点からも慎重な検討が必要である。わが国は全国的に地震ハザードが高く、ハザード評価の地域差はそこでの強弱であるということを前提にしなければならない。

地震被害は表層地盤の硬軟が大きく影響することから、地震地域係数の議論においても、工学的基盤上面でのハザード情報だけでなく、地表面のハザード情報が必要である。ここでも前述した表層地盤の増幅に関する調査研究の進展が望まれる。

8.6 ハザードの再分解の利用

ハザードカーブや一様ハザードスペクトルは地点に影響するすべての地震動の重ね合わせなので、特定の地震・地震動との対応がつかない。地盤・構造物の地震応答解析で、ハザードに適合した入力地震動波形を必要とする場合にはこれが難点となる。これを克服するには、地震動ハザードの再分解（地震動ハザードをその発生源ごとに分析する）が有用である。

全国地震動予測地図2020年版（地震調査委員会、2021）では、確率論的地震動予測地図を理解し活用することを目的として、地震を「活断層などの浅い地震」と「海溝型地震」に分類し、分類別の確率論的地震動予測地図が提示されている。付属資料である作成条件・計算結果編には、具体的に、これら「活断層などの浅い地震」や「海溝型地震」という「地震分類」中のどの地震の影響が大きいのかを把握するためとして、さらにいく

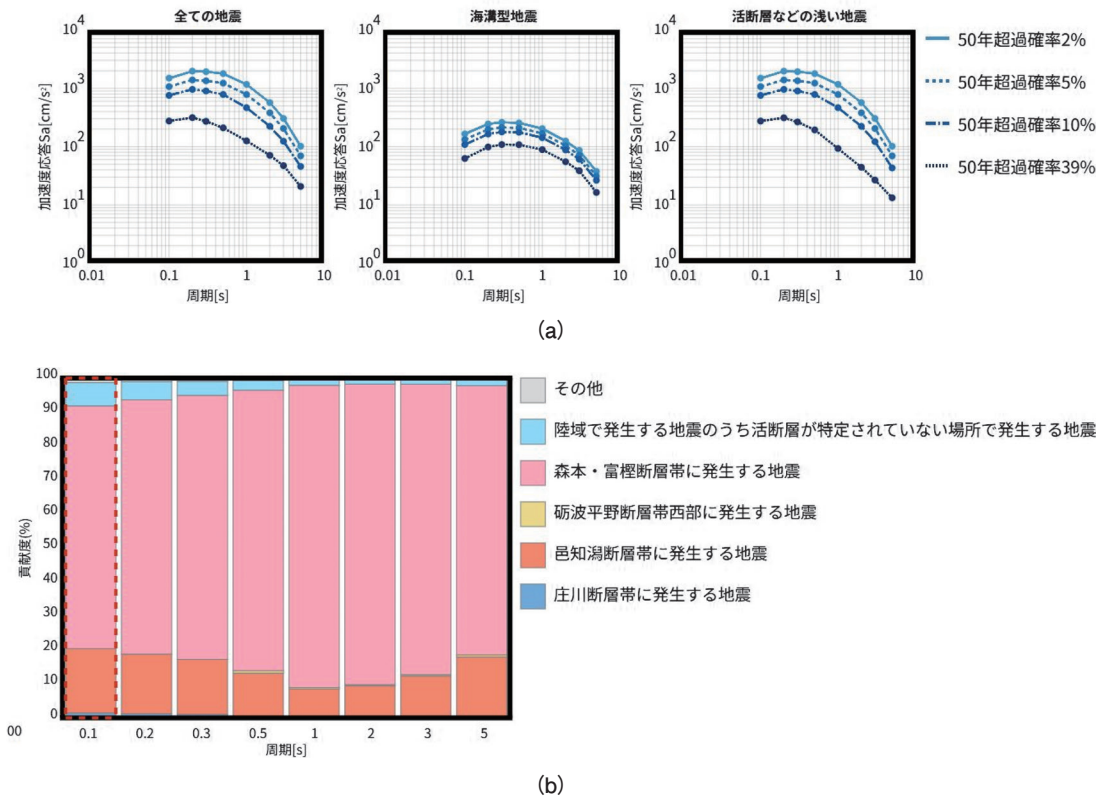


図 3 (a) 応答スペクトルの地震動ハザードの例（一様ハザードスペクトル）。地点：石川県金沢市役所（藤原ほか，2023）。すべての地震によるハザード（左の図）を，海溝型地震グループによるハザード（中央の図）と活断層などの浅い地震のグループによるハザード（右の図）に分けて示されている。この地点には発生確率の低い活断層による影響が全周期帯にわたって影響が大きいことが分かる。

(b) 応答スペクトルの地震動ハザード再分解の例。地点：石川県金沢市役所（藤原ほか，2023）。さらに，地震ごとに再分解して，地震動強度に及ぼす影響度が示されている。森本・富樫断層帯の影響が卓越していること，特に建物被害へのインパクトのある周期 1 秒付近で影響が支配的であることが分かる。

つかの「地震グループ」ごとに分解した結果も提示されている。再分解に係わる評価方法や評価結果の提示方法については，震源断層をあらかじめ特定しにくい想定地震の設定方法を含め，今後の課題が残されている。

再分解の結果，地点に影響の大きな地震が選定されれば，たとえその震源と地点での地震動記録が不十分でも，強震動データベースから同じような地震規模・震源距離での観測記録を選び，ハ

ザードに適合した地震動を設定する手法がある。米国ではそれに適した半自動のフリーウェア（Sigma Spectra）が流通している。あるいは，特定された地震からの地震動シミュレーション（震源パラメータに確率論的な設定を課すモンテカルロ法によるシミュレーション）によって地点の地震動波形が計算できる（Nishida, 2015）。このようにハザードに適合した地震動波形が得られれば，構造物の時刻歴非線形解析や損傷評価へ利用

可能性が広がる。

また、地域防災計画や建物の被害予測では確率ベースよりシナリオベースのほうが分かりやすいが、なぜそのシナリオなのか、だれが決めたのか、起きる可能性はどのくらいか、などのステークホルダーからの疑問に対して説明性を向上させるためにもハザードの再分解は有用である。

8.7 ハザード提供ツールの充実と利用

ユーザー視点では、地図上の任意の位置、再現期間を入力すると、周期ごとのハザードカーブ、一様ハザードスペクトル、ハザードの再分解結果、そして可能であればハザードに適合した地震動波形が出力されると格段に利用しやすいという意見がある。

地震本部の評価結果に合わせ、防災科研のJ-SHISでは全国のさまざまな地震動ハザード情報がオンラインで提供されてきている。応答スペクトルについても、地震本部の試作版の評価を基に国内代表地点での工学的基盤上面でのハザードカーブ、一様ハザードスペクトル、地震の影響度の検討結果が公開されている（藤原ほか、2023；防災科研、J-SHIS Labs, 2025）。1例として金沢市役所位置での一様ハザードスペクトル（図3a）と、周期ごとのハザード再分解結果（図3b）を示す。これによれば、この地点には森本・富樫断層帯に発生する地震の影響が全周期帯にわたって最大であり、想定地震として考えなければならない。この例は、都市直下型地震であるので、ハザードの再分解をするまでもなく想定地震の筆頭（石川県、2025）として自明であるが、全国を対象に、図1（シナリオ地震動予測）、図3（確率論的地震動予測）のようなハザード情報がデータベース上で関連付けられれば、任意の地点での想定地震や地震動の抽出に役立つところ大きい。

USGS（米国地質調査所）による地震ハザード研究成果のWebサービスは広く利用されている（USGS Unified Hazard Tool）。地図上の任意の地点とその地盤条件を指定すれば、ハザードカーブ、再現期間ごとの一様ハザードスペクトル、ハ

ザードの再分解結果が出力される。さらに、工学的利用のためには、ASCE（米国土木学会）から、このハザード評価に基づく全米統一的な設計基準のドキュメント（ASCE, 2022）と、それに適合した設計用応答スペクトルを得る実用的な対話型ツール（ASCE Hazard Tool）が提供されている。これによれば、米国内の任意の地点において、建物のリスクカテゴリー（損傷したときの人命や社会活動への影響の深刻度）、地盤条件を指定してハザードに適した設計用応答スペクトルが得られる。一般の設計コンサルタントをはじめとして、多くのユーザーは、複雑な地震動ハザード解析を特段意識しないで、ハザードに適合した設計の実務を行うことができる。このような取り組みも強震動評価のさらなる活用に向けての参考になる。

時刻歴地震応答解析を行う場合には、ハザードに適合する地震動波形を得るニーズが生じる。それには、ハザードの再分解結果に基づいて、地震動データベースから抽出し振幅を調整する方法、模擬地震動を作成する方法などがある。応答スペクトルハザードのさらなる普及には、設計での地震応答解析への橋渡しとして、この領域での研究の取り組みとツールの整備も望まれる。

9. おわりに

応答スペクトルに関する地震動ハザード評価は利用価値が高い。しかし、地震活動モデルなどの計算条件は幅を持った値として与えられていることが多いため、また、地震動予測式の断層近傍や巨大地震への適用などの検証が不十分であるため、評価された応答スペクトルを社会で直接利用する仕組みにはまだなっていない。全国レベルのハザード評価が進むなかで、検証を行いつつ、活用に向けてサイエンスからエンジニアリングへの工程全体を関係者で考えていく必要がある。ハザード評価がさまざまなユーザーに活用されることによって、ユーザーからのフィードバックが全国地震動予測地図や応答スペクトルに関する地震

動ハザード評価の高度化につながる事が期待される。行政機関，学協会，大学・研究機関，民間技術者の横断的な取り組みを通じて利用が促進されることを願う。

謝辞

本誌編集長の加藤照之博士には執筆の機会と有益なコメントをいただきました。ユーザーニーズの事前調査においては，日本建築学会地震荷重小委員会，土木学会耐震基準小委員会，篠塚研究所，小堀鐸二研究所にご協力をいただきました。また，地震予知総合研究振興会に設置した下記検討会での議論のエッセンスを反映しました。この一連の検討は，地震予知総合研究振興会が文部科学省から受託した事業「地震調査研究推進本部の評価等支援事業」の一部として実施しました。関係各位に厚くお礼を申し上げます。

「応答スペクトルに関する地震動ハザードの利用拡大検討会」名簿（2025年3月31日現在）

委員

加藤 研一 小堀鐸二研究所
高田 毅士 日本原子力研究開発機構
中村 孝明 篠塚研究所
藤原 広行 防災科学技術研究所
森川 信之 防災科学技術研究所

招聘専門家

糸井 達哉 東京大学
坂井 公俊 鉄道総合技術研究所
佐藤 浩章 電力中央研究所
佐藤 一郎 東京海上ディーアール
吉村 昌宏 損害保険料率算出機構

オブザーバー

文部科学省研究開発局地震火山防災研究課

参考文献・参考 Web

ASCE. 2022. Minimum design loads and associated criteria for buildings and other structures. ASCE/

SEI 7/22.

ASCE Hazard Tool. <https://ascehazardtool.org/>（2025年7月24日閲覧）

Baker, J. W. 2010. Conditional mean spectrum: tool for ground motion selection. *J. Struct. Eng.*, **137** (3), 322–331. DOI: 10.1061/(ASCE)ST.1943-541X.0000215

防災科学技術研究所. 2004. 地震動予測地図の工学利用—地震ハザードの共通情報基盤を目指して—＜地震動予測地図工学利用検討委員会報告書＞. *防災科学技術研究所研究資料*, **258**, 166.

防災科学技術研究所. 2025. J-SHIS Labs, 応答スペクトルの地震動ハザード（試作版）. <https://www.j-shis.bosai.go.jp/labs/resp/>（2025年7月24日閲覧）

土木学会. 2000. 土木構造物の耐震基準等に関する提言「第三次提言」解説. <https://www.jsce.or.jp/committee/earth/propo3/>（2025年7月24日閲覧）

土木学会. 2016. 土木構造物共通示方書，性能・作用編. 丸善出版，484 pp.

土肥裕史ほか. 2024. 応答スペクトルに関する地震動ハザード評価の検討—地震動の応答スペクトルに関する地震動予測地図に向けて—, *日本地震工学会論文集*, **24** (1), 124–147. DOI: 10.5610/jaee.24.1_124

藤原広行ほか. 2022. SSHAC レベル3 ガイドラインに基づく伊方サイトでの地震動特性モデルの構築, *日本地震工学会論文集*, **22** (2), 61–87. DOI: 10.5610/jaee.22.2_61

藤原広行ほか. 2023. 東日本大震災を踏まえた地震動ハザード評価の改良（その2）, *防災科学技術研究所研究資料*, **489**, 446. DOI: 10.24732/NIED.00003933

早川 崇. 2025. 首都圏における再現期間に応じた応答スペクトルの事例の評価, *日本地震工学会論文集*, **25** (4)（特集号）, 196–205. DOI: 10.5610/jaee.25.4_196

石川県. 2025. 石川県地震被害想定調査結果（令和7年5月公表）. <https://www.prefishikawa.lg.jp/bousai/jisjinhigaisoutei/higaisoutei.html>（2025年7月24日閲覧）

石山祐二. 2018. 建築構造を知るための基礎知識 耐震規定と構造力学＜新版＞. 三和書籍，394 pp.

岩田知孝. 2024. 強震動研究30年. *地震ジャーナル*, **78**, 81–92. DOI: 10.60191/ej.2024.78_81

地震調査委員会. 2001. 森本・富樫断層帯の評価. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/57_morimoto_togashi.pdf（2025年7月24日閲覧）

地震調査委員会. 2003. 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について. <https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20030312morimoto.pdf> (2025年7月24日閲覧)

地震調査委員会. 2013. 森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/57_morimoto_togashi_2.pdf (2025年7月24日閲覧)

地震調査委員会. 2020. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf (2025年7月24日閲覧)

地震調査委員会. 2021. 全国地震動予測地図 2020年版. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/ (2025年7月24日閲覧)

亀田弘行. 2005. 地震動予測地図の工学利用—地震ハザードの共通情報基盤を目指して—. *地震ジャーナル*, **39**, 12-22.

隈元 崇ほか. 2022. SSHAC レベル3 ガイドラインに基づく伊方サイトでの震源特性モデルの構築. *日本地震工学会論文集*, **22** (2), 37-60. DOI: 10.5610/jae.22.2_37

強震動評価部会. 2022. 応答スペクトルに関する地震動ハザード評価(試作版). https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/sh_response_spectrum/ (2025年7月24日閲覧)

翠川三郎ほか. 2011. 兵庫県南部地震以降の被害地震データに基づく建物被害関数の検討. *日本地震工学会論文集*, **11** (4), 34-47. DOI: 10.5610/jae.11.4_34

日本不動産鑑定士協会連合会. 2014. 証券化対象不動産の鑑定評価に関する実務指針. 75 pp.

日本建築学会. 2015. 建築物荷重指針・同解説. 丸善出版, 657 pp.

日本建築学会 荷重運営委員会. 2024. 確率論的地震ハザード評価を活用した地震荷重評価の高度化の展望と利用に向けた課題. 2024年度日本建築学会大会(関東)構造部門(荷重)パネルディスカッション資料.

日本港湾協会. 2018. 港湾の施設の技術上の基準・同解説.

Nishida, A. *et al.* 2015. Hazard-consistent ground motions generated with a stochastic fault-rupture model. *Nucl. Eng. Des.*, **295**, 875-886. DOI: 10.1016/j.nucengdes.2015.07.033

小穴温子ほか. 2022. 強震動データベースに基づく機械学習による地震動評価モデルの構築. *日本地震工学会論文集*, **22** (4), 23-38. DOI: 10.5610/jae.22.4_23

Petersen, M.D. *et al.* 2023. The 2023 US 50-State national seismic hazard model: overview and implications. *Earthq. Spectra*, **40** (1), 5-88. DOI: 10.1177/87552930231215428

佐藤浩章ほか. 2019. 変電所の耐震設計技術に関する研究(その2). *電力中央研究所研究報告*, **N19003**, 114.

佐藤雄亮ほか. 2022. 送電鉄塔の耐震設計に用いる加速度応答スペクトル算定手法の提案. *電力中央研究所研究報告*, SS21008, 26.

司 宏俊・翠川三郎. 1999. 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式. *日本建築学会構造系論文集*, **64** (523), 63-70. DOI: 10.3130/aajs.64.63_2

Sigma Spectra. <https://www.geoengineer.org/software/sigma-spectra> (2025年7月24日閲覧)

損害保険料率算出機構. 2023. 地震応答解析を用いた被害関数の作成に係る各要素の検討. 地震災害予測研究会 2021/2022年度報告書. *地震保険研究*, **38**, 113.

鉄道総合技術研究所. 2012. 鉄道構造物等設計標準・同解説 耐震設計. 丸善出版, 444 pp.

USGS Unified Hazard Tool. <https://earthquake.usgs.gov/hazards/interactive/> (2025年7月24日閲覧)

注

- 1) 工学的基盤: 建築や土木等の工学分野での構造物設計の際に地震動設定の基礎とする堅固な地盤. 構造物の種類や地盤の状況によって目安とするS波速度は異なるが, 多くの場合300~700m/sとされている.
- 2) 森本・富樫断層帯: 森本・富樫断層帯は, 金沢平野の南東縁に発達する活断層帯である. 長期評価の結果からは, 発生確率には幅があるが, その最大値をとると, 本断層帯は, 今後30年の間に地震が発生する可能性が, わが国の主な活断層の中では高いグループに属する.
- 3) ハザードカーブ: 横軸に揺れの大きさ, 縦軸に超過確率をとり, その関係を曲線で表したもの.
- 4) 一様ハザードスペクトル: 周期ごとの応答スペクトルに関するハザードカーブに基づき, 同一の超

過確率となる応答スペクトルの値を、周期を横軸としてつないだもの（図 3a）。全周期において同じ超過確率となる地震動を表現したものであり、種々の地震の影響が周期ごとに異なる度合いで統合されている。たとえば、ある地点の一樣ハザードスペクトルが、周期 1 秒で応答加速度 500 cm/s^2 、周期 2 秒で応答加速度 200 cm/s^2 となる場合、この地点では周期 1 秒の揺れで応答が 500 cm/s^2 になる確率と、周期 2 秒の揺れで応答が 200 cm/s^2 になる確率が同じであることを意味する。一樣ハザードスペクトルは、建物の耐震設計や地震対策を検討する上で重要な指標となる。50 年超過確率 10% の一樣ハザードカーブを目標スペクトルとして建物を設計すれば、どんな地震が発生するか、それによってどんな地震動が発生するかを考えなくても「50 年間に 10% の確率で超える地震動（再現期間約 500 年）」で構造物が倒壊しないようにできるという考え方がベースに存在する。

- 5) 再分解による影響度：特定の地震によるハザードが全ハザードに占める割合。
- 6) 地震荷重（地震動）の再現期間：ある地点の地震荷重（地震動）がある特定の値を超える確率（超過確率）の逆数。たとえば、再現期間 500 年の地震動とは、平均的に 500 年に一度はその値を超えるような地震動をいう。年超過確率では $1/500$ (0.02%) に相当する。一定規模の地震「動」の発生間隔であり、地震発生再来周期とは異なる。
- 7) 50 年超過確率 39% 震度分布図：今後 50 年以内に 39% の確率で「その震度以上」の地震の発生が見込まれるとき、その震度を分布図として地図上に示した図。この超過確率は、再現期間 100 年に相当する。つまり、ここでは 100 年に 1 回程度

の割合で発生する地震動ハザードを設計用に想定したことになる。

- 8) V_{s30} ：地表面から深さ 30m までの平均 S 波速度。
- 9) 被害関数：地震動指標と被害率との関係式。建物等の地震被害予測を簡便に行えるよう、過去の被害実績から、横軸に地震動指標、縦軸に建物等の被害率を表したグラフ。
- 10) エルゴード性：地震動予測においては、同一地点の複数地震の地震動の確率分布特性と、同一地震の複数地点における地震動の確率分布特性が等しいとする仮定。

當麻純一

[とうま じゅんいち]

現職 （公財）地震予知総合研究会 地震調査研究センター所長、博士（工学）

略歴 早稲田大学理工学部卒業、早稲田大学大学院工学研究科博士課程前期修了、（財）電力中央研究所地球工学研究所所長、（株）電力計算センター代表取締役社長

研究分野 土木耐震工学

古村美津子

[ふるむら みつこ]

現職 （公財）地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター解析部長、博士（理学）

略歴 北海道大学理学部卒業、北海道大学大学院理学研究科博士後期課程修了

研究分野 強震動地震学

グリーンランドで発生し9日間続いた振動について

2023年9月16日12時35分(UTC)頃から、およそ9日間にわたり、世界中の地震計で周期約92秒の地震波が観測された。防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-net(防災科研F-net, 2019; Aoi *et al.*, 2020)の記録によれば、地震波はほぼ真北から到来し、非常に緩やかな減衰を示している(図参照)。デンマーク・グリーンランド地質調査所(GEUS)のKristian Svennevigらの研究グループは、地震波形の解析により、大きな地滑りがグリーンランド東部ディクソン・フィヨルド湾付近で発生し、引き続き単色な振動が引き起こされたと推定した(Svennevig *et al.*, 2024)。振動源付近の人工衛星画像と現地調査から、振動が発生した日に大規模な氷河地滑りが発生していたことも確認された。

しかし、地滑りそのものだけでは、通常これほど長時間の振動は発生しない。たとえばマグニチュード8クラス以上の大地震が起これば、励起された表面波は地球を周回しながら何日もかけて減衰することが知られている(たとえば、東京大学地震研究所 Web, 2025)。しかし、今回地滑りが発生した時間帯には大地震は発生していない。また、観測された92秒の周期を持つ振動について、減衰の「しにくさ」を表す Q 値を求めると、 $Q=3,000$ にも達していた。通常、周期90秒前後の表面波の Q 値は最大でも数100程度であり、今回のように減衰しにくく長時間継続する振動は説明できない(図b参照)。

このような異常に減衰しにくい振動の発生メカニズムとして、著者らは「地滑りによって湾内に氷塊・岩塊が落下し、その衝撃が湾内で水の振動(セイシュ)を励起し、それが長時間にわたって持続した」という仮説を提案した。これは、バスタブやコップなどの容器中の液体が、その大きさや形状に固有の周期で揺れ続け

るのと似た現象が、非常に大規模なスケールで起こったものである。フィヨルドは氷河による浸食作用により形成されるため、細長く深い水深を持つ地形が特徴的である。そのような形状の「容器」内の水は、湾の長軸に直交する方向に振動し、力を周期的に加え続ける。ディクソン・フィヨルド湾の長軸方向は東北東-西南西だが、実際に、それに直交する方向の観測点で振動が強いことも明らかになった。

さらに、フィヨルドの地形に基づくセイシュのシミュレーションを実施したところ、その固有周期が87秒と求められ、観測された振動の周期に近い値を示した。また、振動源に比較的近い地点で観測された地震波の解析からは、地滑りによって 5×10^{11} Nの力が約90秒かけて湾内に加わったことが明らかとなり、地滑りの継続時間と湾の固有周期が近接していたことで、振動が強く励起されたと考えられる。セイシュの数値シミュレーションに基づく Q 値は、最初の数時間が $Q=500$ 、その後は $Q=3,000$ と推定され、観測された地震波の減衰とよく一致した(図b参照)。このように、地震波の方位依存性、振幅、周期、減衰といった特徴すべてが、フィヨルド湾で励起されたセイシュが振動源であることを強く示唆するものとなった。後に、SWOT(Surface Water and Ocean Topography)衛星による海面高度計測により、セイシュに起因する湾内水位の空間変動が直接観測されたという報告がなされた(Monahan *et al.*, 2025)。

この研究は、観測が困難な極域での表層現象が地震学的な手法で明らかとなった好例といえる。気候変動により極域での氷河や氷床の変動は加速し(文部科学省および気象庁, IPCC AR6 WG1 報告書 概要暫定訳, 2022)、その状態を常時監視することが喫緊の課題となっている。この目的のために、地震学的な手法が大い

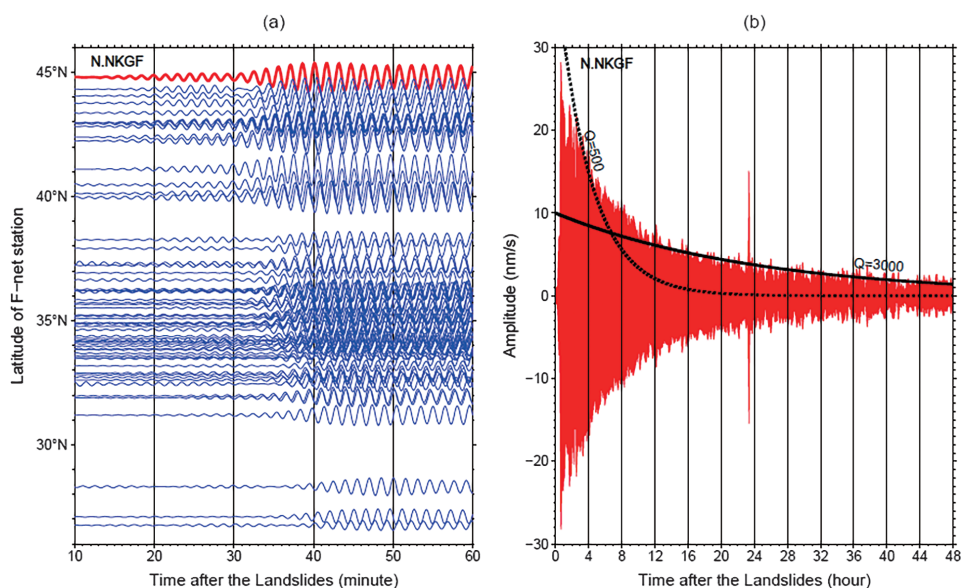


図 F-net で観測された上下動地震波形 (10~12mHz のバンドパスフィルタを適用). (a) 観測点緯度に対するトレース, (b) N.NKGF 観測点での 2 日間の波形. $Q=3,000$ (実線) と $Q=500$ (破線) の場合の減衰傾向も示す

に貢献できることが期待される.

最後に, 著者らは, 極域における現象の詳細な姿を描き出すためには, 遠隔からの観測だけではなく, 極域での稠密な観測体制の構築が不可欠であると指摘している. たとえば, 今回は湾内にリアルタイムで測定できる潮位計が 1 カ所しかなく, それもサンプリング間隔が 15 分おきで時間の解像度が不十分であったため, 当初はセイシュのシミュレーション結果をデータから直接検証することができなかった. 将来, より高密度・高分解能の水位計や地震計の観測網が極域で整備されれば, こうした現象をリアルタイムでモニタリングし, その長期的変化や空間変化も含めた詳細なメカニズムの解明につなげることが可能となるであろう. スケールは異なるが, 日本国内でも, 山間部などアクセスしにくい地域での観測について, 同じことが言えるかもしれない.

謝辞

本原稿の執筆にあたり, 西田 究氏のご助言をいただきました.

参考文献・参考 Web

- Aoi, S. *et al.* 2020. MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano. *Earth Planets Space*, **72** (1): 126. Doi:10.1186/s40623-020-01250-x
- 防災科研 F-net. 2019. <https://nied-repo.bosai.go.jp/records/6021> Doi:10.17598/NIED.0005
- Monahan, T. *et al.* 2025. Observations of the seiche that shook the world. *Nat. Commun.*, **16** (1): 4777. Doi:10.1038/s41467-025-59851-7
- 文部科学省・気象庁. 2022. IPCC 第 6 次評価報告書 第 1 作業部会報告書. 概要暫定訳. https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/IPCC_AR6_WGI_ES_JP.pdf
- Svennevig, K. *et al.* 2024. A rockslide-generated tsunami in a Greenland fjord rang Earth for 9 days. *Science*, **385** (6714), 1196–1205. Doi:10.1126/science.adm9247
- 東京大学地震研究所 Web. 2025. <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/knishida/Seismology/Mode.html> (最終参照日: 2025 年 10 月 23 日)
- (澤崎 郁: 防災科学技術研究所主任専門研究員)

● 震源物理学の基礎から 最新研究まで

井出 哲 著
地震学

評者 内出崇彦

地震学はその扱う内容とアプローチが多岐にわたる総合科学であることが、魅力であるとともに、取っ掛かりを難しくしている面もある。本格的に地震研究に取り組む学生向けの教科書は、それぞれに視点や内容が異なっており、読者の興味に合わせて選ぶ必要がある。

本書は、世界的な地震学者の一人である著者が執筆した教科書として注目を集めている。書名については、「まえがき」にも書かれているように、英語名の“Earthquake Science”（あるいは“Earthquake Physics”）のほうの内容を的確に表現している。すなわち、震源における現象に特に着目して、それに対する（地震波に基づく学問としての）地震学的な観点と摩擦・破壊の力学の観点から論じられていることが、本書の特徴であると言える。

評者は20年ほど前、著者の最初の大学院生として研究を始めた。本書は、まだ小さかった当時の研究室で論じられていたことが、多くの方々による近年の研究成果とともに体系化されている。

本書は4部構成の計15章からなる。

第I部「イントロダクション」では、第1章で地震に対する基本的な捉え方を概観し、第2章で応力や歪、地震波伝播に関わる弾性体力学に触れている。

第II部「破壊すべりと震源波動場」では、震源過程のモデル化と観測される地震波との関連についてまとめられている。第3章と第4章では震源の表現とそれに伴う地震波伝播に関する基礎的な内容について、随所に理解を助ける図を示しつつ書かれている。第5章、第6章、第7章ではそれぞれ点震源、面的モデル、複雑な震源について論じられている。実際の震源過程は当然複雑であるが、その複雑性を考慮する度合いによってモデルが異なる。

第III部「震源近傍の物理学」はこれまでと大きく雰囲気を変えて、摩擦と破壊の物理について、主に室内実験の成果を基礎に論じている。第8章で摩擦と破壊を含む断層レオロジーの基礎を紹介し、第9章で単純なクラックにおける応力集中、破壊規準の問題を取り扱っている。第10章では断層の動的破壊伝播について、エネルギー収支や数値シミュレーションを含めて論じている。これらを基礎にして、第11章では、すべり速度・状態依存摩擦則を導入して、地震サイクルや破壊核形成過程を説明している。

第IV部「地震現象の総合的理解」では、これまでの内容に立脚して、まさに総合科学としての地震学を展開している。第12章では前震活動、動的誘発地震、群発活動といった地震活動について、統計や確率の観点も含めて論じている。第13章は地震の固有性や規則性と階層性とその成因についてまとめている。第14章はここ20年余りで大きく発展したスロー地震の研究について、観測されている現象とその物理・数理モデルがまとめてある。第15章では地震予知の歴史を振り返った後、強震動予測と緊急地震速報について紹介している。

本書は、地震学に興味ある学部生・大学院生が基礎を身につけるとともに、研究分野を俯瞰することで自らの研究の位置づけを知るのに役立つものと期待される。さらに、本書に密接に関わる分野の研究者の方々が改めて全体像を確認するのにも有用であろう。また、研究者やデータ処理等の実務に携わる方々にとっても、本書は、応力降下量や地震エネルギー、摩擦則といった震源物理に関わるパラメータや法則をその前提から振り返るきっかけになるのではないだろうか。

教科書の宿命ではあるが、現時点での最先端を記した本書も、研究の進展に伴って、いずれは改訂が求められることになるだろう。その進展には、本書で学んだ読者が貢献していくことを期待したい。

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

〔うちで たかひこ 産業技術総合研究所地質調査総合センター
研究グループ長〕

● 東京大学による 「歴史の継承」の試み

目黒公郎 編・東京大学大学院情報学 環境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

評者 武村雅之

本書は、その題名が示すごとく、関東大震災から100年の節目に、当時の東京帝国大学の教員、学生、卒業生がどのような活動をしたかを振り返ったものである。東京帝国大学の社会的影響力を考えれば、それはいうまでもなく、関東大震災の全体像を語ることであり、また、現在の東京大学の立場を考えれば、首都直下地震発生の危険性が叫ばれる中で、防災上の課題を明らかにし、今後の指針とする試みでもある。

そのような意味からか、本書は2部構成となっている。第一部は、「関東大震災の全体像」と題し、地震の震源や揺れの解明、建物の耐震設計、地盤災害、都市火災、社会的・心理的影響などの分野ごとに、関東大震災で起こったこと、さらにはその後行われた研究から現在に至るまでの過程が1～7章にわけて解説されている。一方、第二部は、「関東大震災と東京大学の貢献」と題し、大学に残る資料の発掘などを通じて明らかとなった、当時の教員、学生、卒業生の具体的活動が8～14章にわたり記載されている。

第一部はたいへん読みやすく、現在の地震防災上の課題を理解するには良い反面、なにか物足りなさを感じる。関東大震災は、耐震設計基準はもとより、地震学や都市火災の研究の大きな転換点となり、現代における研究の出発点となっている。このため欲を言えば、当時のいきさつやそれらを担った人々の思いや努力について、もう少し丁寧な説明がほしいと思った。

一方、第二部については、非常に興味深く読ませていただいた。評者は長く関東大震災を研究してきたが、東京大学というような、研究教育機関を切り口にそれらを眺めたことがなかったからである。第二外科の当直日誌や医療日誌にみられる関東大震災での医療活動の様子、学生が組織した救護団の活動、帝都復興事業の中核と

なった土木工学科卒業生である太田圓三や田中豊などの活躍、さらには、東大キャンパスの復興に携わった内田祥三（よしかず）の業績などが詳しく解説されている。

ただ、ここに取り上げられた内容だけで東大の活動とするには不十分のように思われる。評者が思いつくだけでも、この他に、今日われわれが関東大震災を理解するのに不可欠な「震災予防調査会報告」第100号に携わった人々の多くは東大関係者であり、何よりそれらを苦勞の末にまとめ上げた今村明恒の功績は計りしれない。今村と言えば、すぐに地震予知をめぐる大森・今村論争としてあげられることが多く、本書の第一部でもその域を出ない記載があるが、今村明恒の業績はそんなものに留まるものではない。それだけではなく、震災後の耐震基準の作成や東京市の建築局長まで兼任して帝都復興事業を推進し、耐震工学の基礎を築いた佐野利器（としかた）や、震災後の火災調査をした中村清二とそれに協力した36名の学生たち。さらに卓越した洞察力で震災を研究調査した寺田寅彦も東大教授であり、地震研究所の設立にも深く関わった。これらの人々は第一部で断片的には取り上げられてはいるが、第二部で本格的に取り上げてほしかった。

これらのことを取り上げようとするれば、それぞれの分野で、歴史に興味を持ち自分たちの研究のルーツを大切にする研究者が必要である。第二章で内田祥三を取り上げた中で筆者の加藤耕一教授が、東大キャンパスの震災復興が現在のキャンパスの礎になっている要因の1つとして「歴史の継承」をあげ、「大災害を契機にキャンパスの歴史と伝統をリセットしてしまうのではなく、デザイン的にも物質的にも継承していく努力と工夫をしたことが、東京大学の強いアイデンティティを残してくれたと言えるだろう」と述べている。

本書は関東大震災を通じて、たんなる防災上の課題を世間に知らしめるというだけでなく、「歴史の継承」の重要性を全国の研究者に知らしめる試みでもあるように思う。多くの研究者が自らの足下の歴史に興味を持たれるきっかけになればと思う。本書はそのよき道標でもある。

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

[たけむら まさゆき 名古屋大学減災連携研究センター
招聘教員・元教授]

● 学生に薦めたい 現代測地学の入門書

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

評者 風間卓仁

私は学部教育課程における演習系授業や、高校生向けの体験講座を複数担当している。その中ではGNSS（Global Navigation Satellite System; 全地球衛星測位システム）や重力といった測地学的な観測を行っており、その際には測地学関連の入門書を大学生・高校生たちに紹介することにしている。これまで紹介していた測地学の入門書は、日本測地学会監修、大久保修平編著の「地球が丸いってほんとうですか？ 測地学者に50の質問」であった。しかし、この本の発行は20年以上前の2004年5月であり、スマトラ島沖地震（2004年12月）や東北地方太平洋沖地震（2011年3月）については当然記載されていない。また、近年の測地学的研究における諸成果が十分に反映されていないため、最近ではこの本を参考書として学生たちに薦めることに躊躇する部分があった。

そのような折に発行されたのが、青木陽介著の「地球の測り方—宇宙から見る『水の惑星』のすがた」である。タイトルに「地球の測り方」というフレーズが含まれていることや、まえがきの1文目に測地学という単語が出てくることから、本書は測地学をテーマとした書籍であると言える。そもそも、測地学とは地球形状・地球回転・地球重力場の観測を通して地球基準座標系を決定する学問とされてきた。また、近年では測地データの連続観測や衛星測地観測技術の高度化によって、地球形状・地球回転・地球重力場の時間変化を把握できるようになり、地球物理学の諸分野（地震学や火山学など）との結びつきも強くなっている。つまり、現代の測地学は地球を観察するための強力なツールとして活用されており、その意味において本書の著者も現代測地学を「ホットな学問分野」と表現している。

本書の前半では、地球の形や内部構造について概観した上で、さまざまな測地観測技術について解説している。たとえば、地殻変動観測として最も代表的な観測技術にGNSS、地殻変動を面的かつ高分解能で捉える観測技術にSAR（Synthetic Aperture Radar; 合成開口レーダー）があるが、本書ではこれらの観測技術について丁寧な解説がなされている。これは著者が地殻変動観測を通して火山内部変動に関する研究を長らく続けており、GNSSやSARの取り扱いに長けていることも関係していると思われる。しかしこれだけではなく、本書は水準・傾斜・ひずみ・重力観測などについても触れており、新旧の多様な測地観測技術を学ぶことができる。特に、最近では光格子時計という高精度な時計を高さ変化の観測に利用する研究が注目されているが、本書ではこの光格子時計についても言及されており、本書の守備範囲の広さに驚かされる。

本書の後半では、測地観測によって明らかになった地球変動現象について豊富に解説されている。たとえば地震に関しては、地震時断層すべりに伴う地表変位の理論計算結果を例示した上で、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地震時地殻変動や、この地殻変動から推定された断層すべり分布について解説している。また火山活動に関しても、球状圧力源の膨張やダイク貫入に伴う典型的な地殻変動パターンを提示した上で、1997年伊豆半島東方沖群発地震や2011年霧島新燃岳噴火など、実際に顕著な地殻変動が観測された火山活動について詳細に解説している。このほか、プレート運動・地震余効変動・陸水荷重変形・後氷期地殻均衡など、測地学的観測が得意とする長い時間スケールの変動現象についても触れており、その中では地球内部の粘弾性構造を考慮することの重要性が指摘されている。

このように、本書は現代の測地観測技術や測地学的研究成果を広く丁寧に解説しており、現代測地学の入門書として最適であると言える。地球科学に興味を持つ高校生や一般の読者、測地学や地球物理学の分野に進学を検討している大学学部生、また今後の研究テーマを検討している大学院生など、多くの人たちに本書を薦めたい。

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

[かざま たかひと 京都大学大学院理学研究科助教]

●新刊紹介

今村文彦 著

津波一脅威，メカニズム，防災と備え—

成山堂書店，紙版，2025 年 4 月，A5 判，184 頁，2,400 円＋税

平田 直・森田裕一・岩崎貴哉・古村孝志・石山達也・
佐藤比呂志・小原一成・西山昭仁・佐竹健治 編

地震の大事典

朝倉書店，紙版，2025 年 6 月，B5 判，576 頁，25,000 円＋税

地震工学委員会 地震防災技術の伝承・教育に関する検討小委員会 編

続・地盤は悪夢を知っていた—地盤に残る地震痕跡—

土木学会，紙版，2025 年 7 月，新書判，288 頁，1,200 円＋税

ジョン・グロツィンガー/トム・ジョーダン 著，横山祐典 監修，小松佳代子 訳

カラー図解 アメリカ版 大学地球科学の教科書 固体地球編

（上）プレートテクトニクス・鉱物と岩石・火成岩・火山

（下）堆積・変成・変形・放射年代測定・地震・地球の内部構造

講談社，紙版・電子版，2025 年 8 月，新書判，（上）296 頁，（下）320 頁，各 2,100 円＋税

地震工学委員会 地震被害調査小委員会 編

地震被害調査シリーズ No. 4 2023 年トルコ・シリア地震 被害調査報告書

土木学会，紙版，2025 年 8 月，B5 判，154 頁，7,000 円＋税

地震ジャーナル・既刊総目録

[71号～80号]

71号・2021年6月

エッセイ 大災害・コロナ・戦争 五百旗頭真
東北地方太平洋沖地震から学んだこと—理学的視点から— 松澤 暢
東日本大震災から得た工学的な知見と今後の防災—津波工学的な視点から紹介— 今村文彦
南海トラフ地震発生帯掘削計画が明らかにしたこと 倉本真一

津波ハザードステーション (J-THIS) の開発 土肥裕史/中村洋光/藤原広行
コロンビアにおける地震・津波・火山災害の軽減に向けた日本の貢献 熊谷博之
寄書・飛騨山脈の地震活動 大見士朗
・機械学習と物理モデルのハイブリッドで地震の揺れを予測する 久保久彦
・津波は地球を揺らす—遠地津波波形解析技術の向上— 綿田辰吾

囲み記事・2021年2月13日福島県沖の地震 (M7.3) 岡田義光
・ジオパークと地震 尾池和夫
・地震記者の回想—3— 川端信正
書評・藤岡換太郎著 見えない絶景 深海底巨大地形 木戸ゆかり
・額綱一起著 地震：どのように起きるのか 川崎一朗

・岡田篤正著 中央構造線断層帯—最長活断層帯 (四国) の諸性質— 伊藤谷生
・吉田 望著 液状化現象—メカニズムから数値解析まで— 國生剛治

新刊紹介
ADEP 情報 編集部

72号・2021年12月

エッセイ 近年の巨大地震と、これに伴った諸現象 三雲 健
江戸・東京における有感地震回数の変遷—歴史時代の地震活動解析へ向けて— 石辺岳男/佐竹健治
上部地殻でも発生する低周波地震—それが地震発生メカニズムの理解を助ける?— 長谷川昭/中島淳一
M9 地震の可能性に気付かなかった意外な要因—1894 年庄内地震により生じた三角測量のスケール誤差— 鷲谷 威

日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) による震源データへの影響 石川有三
インドおよびネパール SATREPS 課題の 12 年 額綱一起

南海トラフ地震に備える—防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクトの目的と計画— 小平秀一/藤原広行/高橋成実

寄書・無人海上観測機を用いた海底地殻変動観測 飯沼卓史

囲み記事・震災復興計画の宿題 青山 侑
・地震記者の回想—4— 川端信正

書評・平 朝彦著 カラー図解 地球科学入門 地球の観察 地質・地形・地球史を読み解く 芦寿一郎

・加納靖之・杉森玲子・榎原雅治・佐竹健治著 歴史のなかの地震・噴火 過去がしめす未来 小山真人

・北原糸子著 震災と死者 東日本大震災・関東大震災・濃尾地震 矢島道子

新刊紹介
ADEP 情報 編集部

73号・2022年6月

エッセイ 今後のわが国の巨大災害対策のあり方—コストからバリューへ、そしてフェーズフリーへ— 目黒公郎

房総半島東方沖で約 1000 年前に発生した未知の巨大津波とその波源 澤井祐紀
地震活動および地震発生深度と岩相の関係—和歌山地域を例にして— 前田純伶
地震発生サイクルシミュレーション研究—巨大地震発生機構の理解と予測可能性の評価に向けて— 大谷真紀子

IPFx 法 (拡張 IPF 法) による緊急地震速報の高度化 山田真澄

寄書・観測地震学から地震防災学への橋渡し 平田 直
・地震発生の確率予測はどのように行われているか 水野浩雄

囲み記事・振興会本部の地震観測網 (AN-net, AS-net, AK-net, AG-net, 宮城・福島観測網) 関根秀太郎

書評・土木学会地震工学委員会地盤と地形に刻まれた地震・災害痕跡データの公開促進小委員会編 地盤は悪夢を知っていた—地盤に残る地震痕跡— 大保直人

・今井健太郎編 二百年前に象徴で起きたこと 堀川晴央

・伊藤和明著 平成の地震・火山災害 清水 洋

新刊紹介
ADEP 情報 編集部

74号・2022年12月

エッセイ 募集中! 災害教訓を地図で伝える「自然災害伝承碑」 飛田幹男

2020 年 12 月頃から続く能登半島の群発地震と地殻変動 西村卓也/平松良浩/太田雄策

稠密地震観測網で捉えられた長野県北部の地震の前駆過程 Enescu Bogdan/下條賢悟/八木勇治/武田哲也

東濃地震科学研究所の設立・終了と研究活動および将来の地震予知研究に関する私見 石井 紘
全球統合測地観測システム (GGOS) 社会と科学を支える位置の基盤 宮原伐折羅

寄書・歴史は繰り返す—伊東沖群発地震 川端信正
・宇宙線ミュオンで探る跡津川断層浅部の構造 池田大輔

囲み記事・2021 年トカラ列島近海の地震活動 中尾 茂/八木原寛/仲谷幸浩/平野舟一郎

・2022 年 3 月 16 日福島県沖の地震 (M7.4) 加藤愛太郎

書評・原口 強・今村文彦・菅原大助・岩松 暉著 津波詳細地図にみる東日本大震災の 10 年 林 豊

・廣瀬 敬著 地球の中身 何があるのか、何が起きているのか 岩森 光

・公益社団法人物理探査学会著 見えない地下を診る 驚異の物理探査 岩崎貴哉

新刊紹介
ADEP 情報 編集部

75号・2023年6月

エッセイ 地域の防災力 保家 力

「関東地震 100 周年特集号」について 加藤照之

関東大震災の遺産：30 年間の研究を支えたもの 武村雅之

地球科学の発展と関東地震発生メカニズムの解明

松浦充宏
1923 年関東地震の東京・本郷での地震動 翠川三郎
関東地震の火災被害に関する教訓とそれから 100 年後
の現代都市に与える示唆 廣井 悠
震災復興と旧都市計画一池田 宏の足跡を追って—
北原糸子
寄書・震度観測などから見た 1923 年関東地震前後の地
震活動 浜田信生/津村建四朗
・1923 年関東地震の測地データが地震学にもたら
したもの 鷺谷 威
・令和 4 年（2022 年）東京都地震被害想定 平田 直
囲み記事・今村明恒著「地震の征服」（南郊社、1926）
について 津村建四朗
書評・大中康譽・松浦充宏著 地震発生の物理学 改訂
版 加瀬祐子
・鈴木康弘・竹内裕希子・奈良由美子編著 熊本
地震の真実 語られない「8つの誤解」 宮内崇裕
・国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研
究教育センター 減災型社会システム部門編
熊本地震の痕跡からの学び 石山達也
新刊紹介 編集部
ADEP 情報

76号・2023年12月

エッセイ 地震情報と SNS 古村孝志
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 久保田達矢
海底津波計による津波の観測監視と将来の展望 松本浩幸
光ファイバセンシングによる新しい海底地震観測 篠原雅尚
強震動データベースの構築に向けた取り組み 森川信之
アンケート調査から考える災害ならびに災害情報に関
する若者の意識と評価 中森広道
寄書・人工知能と自然知能の対話・協働による地震研
究の新展開 長尾大道
・津波予報 100 年—津波予報は難しい— 山本雅博
囲み記事・2023 年 2 月 6 日トルコ南部の地震について 楠 浩一
・2023 年 9 月 8 日モロッコの地震（Mw6.8） 加藤照之
・大きな長周期地震動から身を守っていただ
くために 鎌谷紀子
書評・吉田晶樹著 大陸はどのように動くのか 過去
と将来の大陸移動 木下正高
・酒井治孝著 ヒマラヤ山脈形成史 高木秀雄
・北原糸子著 震災復興はどう引き継がれたか
関東大震災・昭和三陸津波・東日本大震災 地引泰人
訂正・今村明恒著「地震の征服」（南郊社、1926）に
ついて 津村建四朗
新刊紹介 編集部
ADEP 情報

77号・2024年6月

エッセイ 地震と放送—100 年間の進歩と課題 入江さやか
比抵抗構造研究の内陸地震発生科学への貢献と今後の
展望 上嶋 誠
沈み込み帯で発生するスロー地震と温度構造・脱水分
布 吉岡祥一

2023 年 2 月 6 日、トルココフラマンマラシュ地震から
考える連動型地震の起こり方 遠田晋次
1662 年日向灘地震（外所地震）の新たな断層モデル構
築 山下裕亮/伊尾木圭衣/加瀬善洋
南海トラフ地震の連続発生確率 福島 洋
寄書・衛星重力観測で捉えられた巨大地震数カ月前の
重力変化（解説） 田中愛幸
・簡単な余震回数公式の提案～萩原幸男先生の遺
稿 岡田義光
・関東大震災—町のオーラルヒストリー 森まゆみ
囲み記事・「令和 6 年能登半島地震」（M7.6） 加藤照之
・地震計に記録された人間活動 矢部 優
・上田誠也先生とプレートテクトニクス 深尾良夫
書評・武村雅之著 関東大震災がつくった東京首都直
下地震へどう備えるか 工藤一嘉
・森まゆみ著 聞き書き・関東大震災 伊藤谷生
・藤井敏嗣著 火山 地球の脈動と人との関わり 石橋秀巳
新刊紹介 編集部
ADEP 情報

78号・2024年12月

エッセイ 南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）
平田 直
冷たい沈み込み帯としての中部日本と能登半島下での
スラブ深部脱水 岩森 光/中村仁美
地震波トモグラフィーから見た地震火山活動と地球内
部ダイナミクス 趙 大鵬
高自由度な震源過程モデルによって明らかになった階
層的な破壊成長 八木勇治/奥脇 亮
ディーブルーニング地震学—現状と今後の展開への期
待— 平原和朗
三次元広域応力場から将来発生する大地震のすべり方
向（すべり角）を予測可能か？
石辺岳男/寺川寿子/橋間昭徳/望月将志/松浦律子
2024 年マグニチュード 7.2 花蓮地震と台湾の地震 石川有三
寄書・M9 級超巨大地震 佐竹健治
・強震動研究 30 年 岩田知孝
囲み記事・地震資料を残し学ぶためのデジタルコンテ
ンツ 室谷智子
書評・濱田政則著 地震災害軽減への歩み 當麻純一
・ニコラス・シュラディ著・山田和子訳 リスボ
ン大地震：世界を変えた巨大災害 矢島道子
・大邑潤三著 地震被害のマルチスケール要因分
析 林 能成
新刊紹介 編集部
ADEP 情報

79号・2025年6月

エッセイ 兵庫県南部地震から 30 年 久家慶子
高感度地震観測研究の 30 年 大見士朗
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
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
千島海溝沿いの巨大地震と防災対策の現況 高橋浩晃
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
寄書・オープン津波ソフトウェア（JAGURS）の開発 馬場俊孝
・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
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

- ・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
- ・2025 年 3 月 28 日ミャンマーの地震 (Mw7.7)
加藤照之

書評・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— 當麻純一
訂正・ディープラーニング地震学—現状と今後の展開
への期待— 平原和朗

新刊紹介 編集部
ADEP 情報

80 号・2025 年 12 月

エッセイ 新しい酒は新しい革袋に 鷺谷 威
2024 年能登半島地震 ($Mw7.5$) の震源過程 青木陽介
地下構造探査で観た地球内部変動現象 小平秀一
注水誘発地震とそのメカニズムの考察 伊藤高敏
地震発生過程の理解に向けた大型岩石摩擦実験研究 山下 太

- 寄書・震度のリアルタイム演算法 功刀 卓
- ・ソフトバンク独自基準点データを用いた超高密
度地殻変動観測 太田雄策
- ・強震動評価のさらなる活用を目指して—地震本
部の「応答スペクトルに関する地震動ハザード
評価」の活用を考える— 當麻純一/古村美津子
- 囲み記事・グリーンランドで発生し 9 日間続いた振動
について 澤崎 郁

書評・井出 哲著 地震学 内出崇彦
・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 武村雅之
・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 風間卓仁

新刊紹介 編集部
地震ジャーナル・既刊総目録 [71 号～80 号]
ADEP 情報

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

退職

水野 嶺 本部地震防災調査研究部 副主任研究員

25.10.31

編集後記

記事の執筆をお願いしていると、時折、期せずしてタイムリーな記事をご執筆いただけることがある。今号の巻頭エッセイは日本測地学会会長に二期目として選任された鷺谷 威さんをお願いしていた。すると、たまたま9月26日に地震調査研究推進本部から南海トラフ地震に関する新たな長期評価が公表されたとのニュースがあり、早速その件を題材としたエッセイをご執筆くださった。地震に関する政府からの報告や、最近発生した地震に関する速報などは、時期を逸すると新鮮さがなくなってしまう。年2回しか発行していない当ジャーナルでは記事の執筆をお願いするタイミングがなかなか難しいので、こうした、時宜を得た記事をご執筆いただけるとたいへん嬉しく感じる。

また、今号ではないが、別の事例を紹介したい。筆者は10月に行われた日本地震学会の講演会に出席してきたのであるが、その場での話である。会場で佐竹健治さんにお会いした際、本年7月30日にカムチャッカ半島近海で発生した地震の

あと、「地震ジャーナル」78号に寄稿した「M9級超巨大地震」の記事を読んだ」と言ってメディアの方からインタビューを受けた、と言われた。「地震ジャーナル」にこういう使われ方もあるのか、と感心したがたいへん嬉しくもあった。このカムチャッカ地震というのはMw8.8のプレート境界型地震であるが、73年前の1952年にもほぼ同じ場所で同等の規模の地震が発生した。佐竹さんによる記事では再来周期として“130～1,300年？”としていたため、これよりかなり早い、ということが問題になったのであろう。たまたまではあるが、たいへんタイムリーな記事であったわけである。

ところで、同程度の巨大地震が想定よりもかなり早く発生する可能性がある、という事実は、たんに“記事がタイムリー”といって喜んでいる場合ではなく、地震発生予測の推定にはかなり深刻な影響を与える可能性があるように思われる。地震発生予測における基礎的な概念として、地殻にはプレート運動などの定常的な荷重があつて応力が増大し、断層の破壊に必要な応力の値に達し

たところで地震が発生する。そのため、地震はある程度の周期性をもって発生する、という考え方が主流であろう。この考え方では、大きな地震が発生した直後からしばらくは断層面に蓄積された応力は大きくないため、“しばらくは安心できる”という考え方にも通じるであろう。あるいは、もし早く発生したとしても規模が小さくなると考えるのが妥当なように思われる。もちろん、地殻は不均質であり、地震発生の繰り返し周期は相当程度ゆらぐ、ということは南海トラフの例を持ち出すまでもなく、考えておかななくてはならない。ただ、それも程度問題であり、カムチャッカのように想定の半分の期間でも再度同程度の地震が発生するというのは、どのように考えればよいのだろうか。これ以上のことは日本地震学会などでの議論にゆずりたいが、ぜひ大いに議論していただければと思う。今後このような話題に関する記事も本誌の中でできるだけ“タイムリーに”執筆をお願いしていきたいと考えている。

(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80号

2025年12月20日 発行

発行所 ☎101-0064

東京都千代田区神田猿樂町 1-5-18

公益財団法人

地震予知総合研究振興会

<https://www.adep.jp>

TEL : 03-3295-1966

FAX : 03-3295-3136

発行人 金沢敏彦

編集人 加藤照之

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

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター