

地震 ジャーナル

66

2018年 12月

エッセイ 警報の鉄則と宿命 ●西出則武

2018年6月18日大阪府北部の地震 ●岩田知孝/飯尾能久/
松島信一—— 1

2018年大阪府北部地震の周辺活断層と地震活動への影響 ●遠田晋次—— 9

北海道東部沖の巨大地震の可能性 ●佐竹健治——22

福島県で節目を迎えた自然災害—1888年磐梯山噴火と

1938年福島県東方沖地震— ●室谷智子——30

2015年5月30日小笠原諸島西方沖深発地震と異常震域の謎 ●古村孝志——40

フィリピン地震火山監視強化と防災情報の利活用推進

<平成22~26年度SATREPS課題の概要> ●井上 公——52

ハワイ島で起きる地震の原因と特徴 ●山田卓司——60

地震の揺れを伝えない技術への挑戦 ●梶原浩一——64

2018年北海道胆振東部地震（速報） ●岡田義光——70

●書評——74

●新刊紹介——77

●ADEP情報——77

囲み記事 地震波干渉法とは何か
福井地震から70年
韓国初の液状化被害

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

警報の鉄則と宿命 西出則武

気象庁では、地震に限らず、警報等を発表する業務に携わってきました。気象と地震・火山とでは、数値予報モデルの有無という点では差がありますが、警報を発表する考え方には共通点があります。警報を適切に受け止めていただくためにぜひ知っておいてほしいことなのですが、誤解されやすいので、退職するまで話す機会はありませんでした。

警報は科学的な予想である予報の中で人命に関わる重大なものです。出し遅れや見逃しは極力避けなければなりません。そのため、警報には二つの鉄則があると思います。

一つ目は、「満点の答案でも間に合わなければ零点」です。壁の後ろにいる象が鼻先だけを見せたときに体重を予想するのが緊急地震速報、頭まで見えるか見えないうちに予想するのが津波警報だとたとえて説明しています。限られた時間内に得られる限られたデータを限られた時間内に解析して現象を予測しなければならぬので、後から見れば不十分な答案だと批判される宿命にあります。

二つ目は、「合理的な予測幅の中で最悪の現象を想定」です。シンプルで理解しやすいと思い、津波警報で説明しています。紀伊半島沖を震源とするM8の地震が発生しても、それが東南海地震か南海地震かは2~3分ではわかりません。詳しい解析をしていたら津波がきてしまいます。そこで、可能性がある複数の地震断層から予想される津波をデータベースから取り出し、沿岸の地点ごとに比べて悪い（高い、早い）ほうを採用し、その結果から津波警報を発表します。M8を大きく上回る地震と判断できれば、全体が破壊したM9級の地震による津波を想定して津波警報を発表します。結果的に、一部の地域で予測どおりでも、大半の地域では過大となり、批判される宿命にあります。それでも、逃げてくれれば人命は救えると考えます。「狼少年」にならないためには、このことを理解してもらおう努力と、社会がこれを容認してくれるよう予測の幅を小さくする努力を続ける必要があります。

「合理的な」がキーワードだと思います。最新の地震学と周辺科学・技術をもってしても予測には幅があることを、ていねいにわかりやすく説明する努力が欠かせません。

一方、予測の幅を狭め、間に合う答案の成績を上げるためには、地震学と周辺の科学・技術の発展が不可欠です。

私が若い頃には日単位の時間を要したような高度な解析処理が今では分単位でできるようになってきていることを考えれば、未来は明るいと期待しています。



西出則武

〔にしてのりたけ〕

現職 株式会社富士通研究所シニアアドバイザー、東北大学特任教授

略歴 1954年石川県小松市生まれ。1979年東京大学大学院理学系研究科修士課程（地震学専攻）修了のち気象庁入庁。福岡管区気象台長、地震火山部長、予報部長等を経て2014年気象庁長官、2016年より現職

研究分野 地震学

その他 テレビ朝日防災アドバイザー、長野県防災総合アドバイザー、一般財団法人砂防・地すべり技術センター理事

2018年6月18日大阪府北部の地震

岩田知孝・飯尾能久・松島信一

1. はじめに

平成30年6月18日7時58分頃に大阪府北部の深さ約15kmで気象庁マグニチュード6.1の地震が発生した。この地震により、大阪府で最大震度6弱を観測し、被害を伴った。この地震の発震機構は西北西-東南東に圧力軸を持つ型であった(以上、地震調査研究推進本部¹⁾)。ここでは地震(以下、震源のことを指す)の概要とその発生場、強い揺れとなった理由、そして揺れによる被害の概要について報告する。

2. 余震分布と活断層

本節では、この地震の概要と周辺の地震活動や活断層の分布についてまとめる。大阪府北部の地震は有馬-高槻断層帯(ATL)の東端近くで発生した。図1には、この地震の震源メカニズムを表す初動解およびCMT(Centroid Moment Tensor)解を示す¹⁾。初動解は断層破壊がはじまった時点でのメカニズムを表していると考えることができ、ほぼ東西方向に圧力軸を持つ逆断層型を示している。一方、CMT解は断層破壊全体の特徴を表していると考えることができ、初動解とは異なり、ダブルカップル(二対の偶力)震源としては横ずれが卓越した解が求められているのと同時に、灰色の領域が帯のように広がっている。これは、単純な1つの断層面で破壊したようなダブルカップル震源で表現できていない複雑な断層破壊が起きたことを表している。

図2に、この地震の地震活動を周辺の活断層地図とともに示す¹⁾。気象庁による地震活動の震央分布はATLの地表トレースの周辺に「もわっと」分布していることがわかる。本震発生直後から、

地震活動域の直上において、京都大学防災研究所・九州大学・東京大学地震研究所合同地震観測班による臨時地震観測が行われ、約100点の高感度地震観測点が設置された。図3は、オンラインの4点と周辺の定常観測点((国研)防災科学技術研究所、気象庁、(国研)産業技術総合研究所、京都大学防災研究所による)を合わせて処理した予察的な地震活動分布である²⁾。下の2つのパネルはそれぞれの領域の断面図である。周辺の微小地震は深さ5~15kmくらいで発生していることが知られているが、今回の地震活動は深さ9~13km程度の地震発生域の深部のみで起こっていることがわかる。

図2では「もわっと」見えていた地震分布が、図3を見ると、北側の約45°で東に傾斜する分布と南側のほとんど垂直で南に少し傾斜している分布の2つで構成されていることが分かる。この付近では、東西の圧縮力による横ずれ型と逆断層型の微小地震が混在して発生することが知られており、この地震分布と合わせると、北側の断層は、断層の東側の岩盤が西側に対してせり上がる逆断層型、南側の断層は、断層の北西側が南東側に対して相対的に右へずれる横ずれ型であることが推定される。横ずれ型の断層は、北から時計回りに50°程度回転した走向をもっている。2つの異なる向きの断層が活動したと推定されることが、震央分布が「もわっと」見えていることや、図1で見えた初動およびCMTの震源メカニズム解の違いの理由といえる。

この2つの断層と活断層との関係はなかなか難しい。北側の逆断層型の断層がATLの地表トレースのほぼ真下に存在する一方、南側の横ずれ型の断層は2km程度南へ外れている。ATL付近を境に北側が山地で南側が平野であることから、ATLは基本的に主に横ずれで北側隆起であ

今回の地震の発震機構解

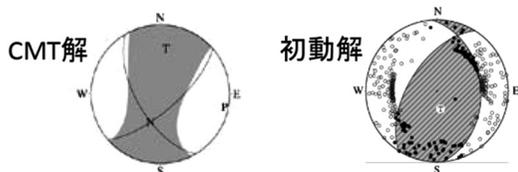


図1 大阪府北部の地震の(左) CMT解と(右) 初動解¹⁾

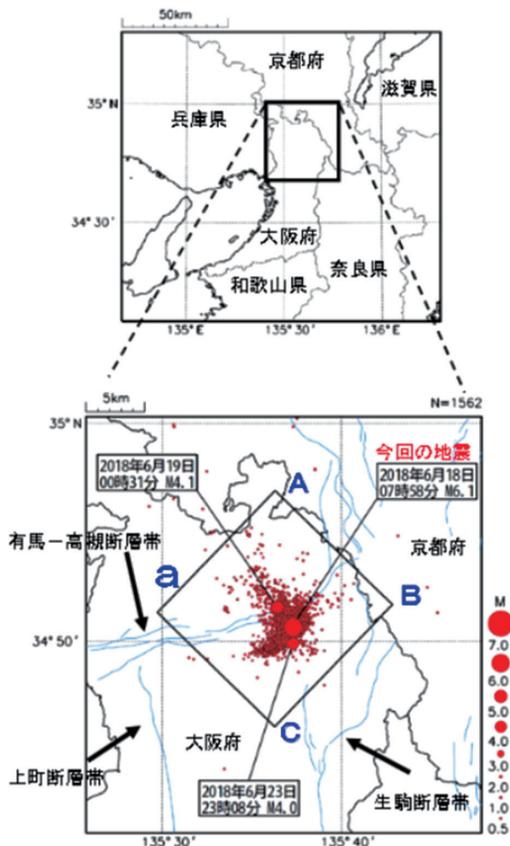


図2 大阪府北部の地震の地震活動分布(6月18日から30日まで、深さ0~20km, M0.5以上)と周辺の活断層の地表トレース¹⁾

ると推定されている。上記の東西の圧縮力を考慮すると、ATLは高角度で北へ傾斜している可能性が考えられ、今回の地震活動にみられる2つの断層面とは調和的ではない。

図2に示されているように、今回の地震の震源域周辺には、ATL以外にも上町断層帯や生駒断

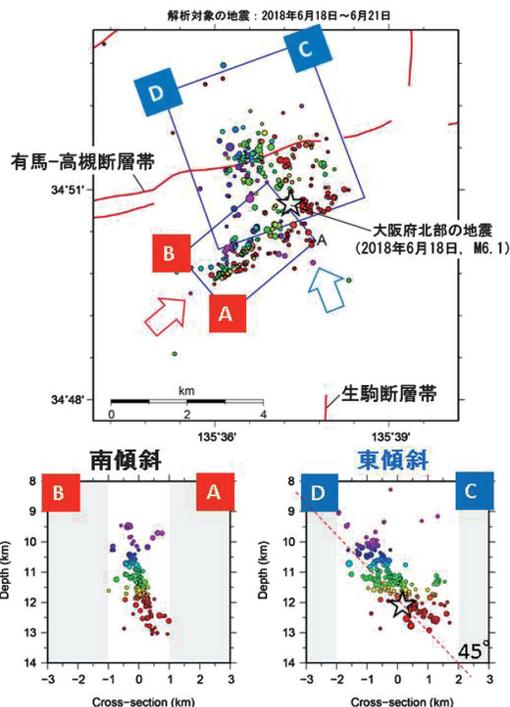


図3 京都大学・九州大学・東京大学地震研究所合同地震観測班による地震分布²⁾(6月18日から6月21日まで、深さ8~14km)。下左図は赤矢印の向きにみた地震の深さ分布、下右図は青矢印の向きにみた地震の深さ分布。星印は気象庁による本震の震源位置

層帯など、多くの活断層が存在することが知られている。余震域は大阪平野の北東端付近に位置するが、隣の京都盆地には宇治川断層、盆地の西側には京都西山断層帯も存在する。南部のほぼ垂直の断層走向を周辺の活断層の地表トレース等の走向と比較すると、宇治川断層とは約10°の差となっている。また、ATLの高槻-天王山間の部分の地表トレースの走向も、北から時計回りに50°程度の方位を持っている。これらは延長すると余震域付近に達する。ちなみに、ATLの主要部の走向は北から80°方向のほぼ東西で、方向は約30°異なっている。北側の逆断層型の断層に関しては、断層面傾斜角を45°で地表まで延長すると、上町断層の地表トレース付近に達するが、地震調査研究推進本部によると、上町断層の深部の傾斜はより高角度に推定されている³⁾。生駒断層帯につい

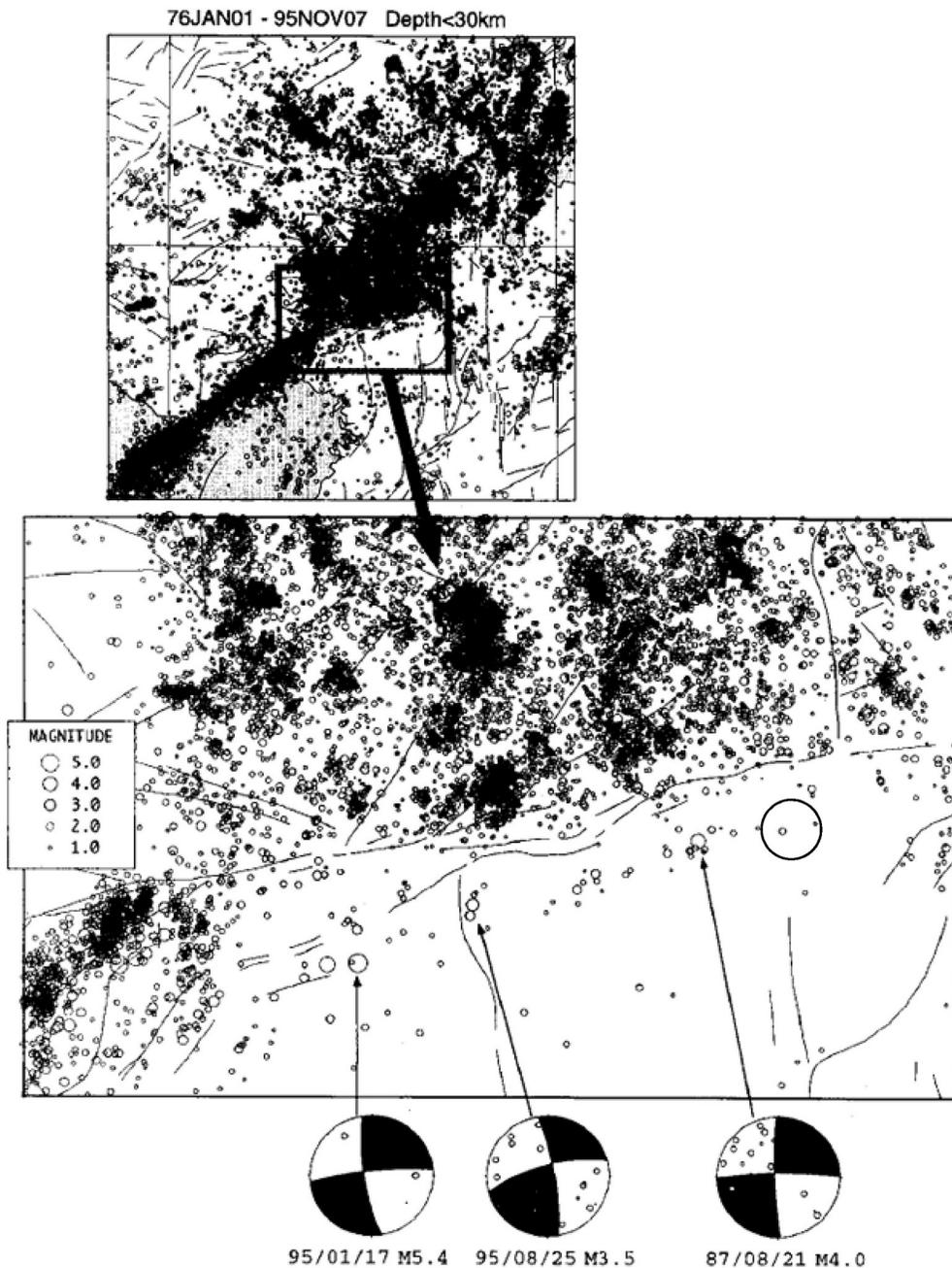


図 4 有馬-高槻断層帯の南側にみられる微小地震のリニアメント⁴⁾。阿武山微小地震観測網による近畿地方中北部における地震の震央分布 (1976~1995年, 深さ30km以浅)。有馬-高槻断層帯の南側に微小地震が直線状に発生しており, その中のいくつかの地震のメカニズム解を示した。黒の大きな○は大阪府北部の地震のおおよその震央位置

ては, 南北に近い地表トレースを北方に延長すると余震域に達するが, 生駒断層帯は東へ傾斜する逆断層であるので, 深部においても同じように延

長した場合, 余震域付近ではその位置は東へ外れることになる。

図4はこの地域における1976~1995年の約20

年間の地震活動を示している。近畿地方中北部では、北摂・丹波山地の直下に塊状の活発な地震活動域があるのに対して、ATL 付近を境に、その南側では微小地震の活動は非常に低くなる⁴⁾。ただし、ATL の地表トレースの数 km 南には、N70°E 方向に並ぶ地震の線状配列が知られていた⁴⁾。1995 年兵庫県南部地震の最大余震は、実はこの線状配列で起こった。今回の地震はその線状配列の東端付近で発生した。

今回の地震活動域付近は、北側の山地と南側の平野部と構造の不均質があり、地震の震源の絶対位置を詳しく検討する必要がある。地震活動域付近に、これまでは認定されていなかった活断層が存在する可能性もあり、地震の線状配列も含めて、活断層との位置関係の解明は今後の重要な課題である。

3. 強震動と震源過程

1995 年兵庫県南部地震が引き起こした阪神・

淡路大震災を受けて、体感および周囲の状況から推定していた震度を地面の揺れから震度値を算出する計測震度計が全国の市町村自治体に設置されることとなった。現在、大阪府には 88 点の計測震度観測点がある。図 5 には気象庁震度データベースから、震源周辺域（大阪府、京都府、兵庫県、奈良県の一部）の震度分布を示した⁵⁾。今回の地震では高槻市、枚方市、茨木市、箕面市、大阪市北区の 5 地点において最大震度 6 弱の揺れが観測された。また、大阪府と京都府の計 23 地点において震度 5 強を観測した。このような強い揺れのほとんどは、震央（震源（震源断層の破壊開始点）を地表に投影した位置：図 5 の×印）を中心に北東-南西の方向に分布していて、特に震度 6 弱の地点は、震央付近から南西方向にのみあった。この揺れが大きい領域は震源から近い距離にあることに加えて、大阪平野、京都盆地といった堆積平野上に位置していることが言える。

このような高密度の震度観測網を活かして、被害情報に関する情報提供が行われている。（国研）

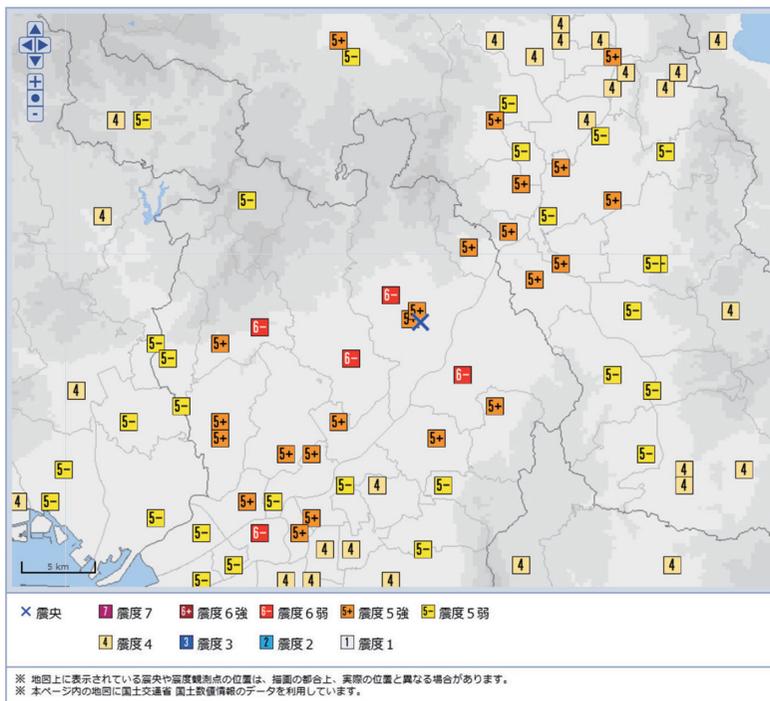


図 5 大阪府北部の地震の際の震度分布⁵⁾

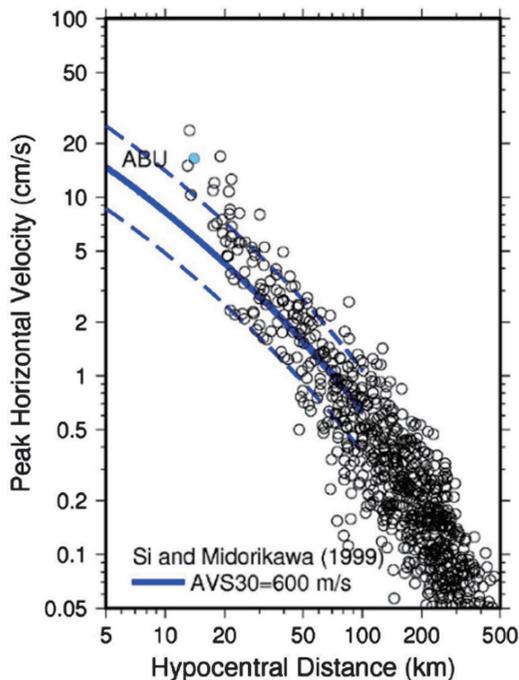
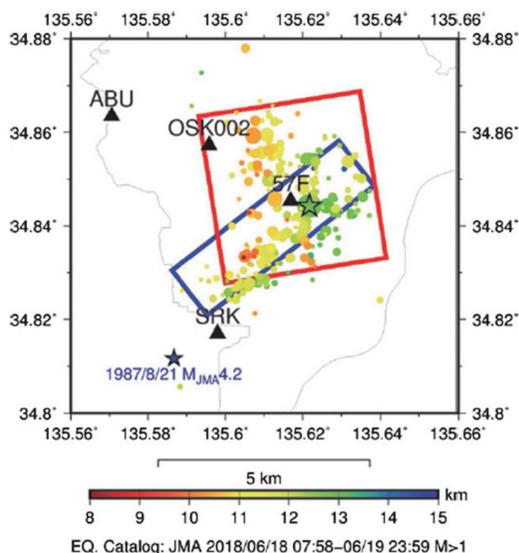


図 6 観測された最大速度値の距離分布. 観測値には V_s 30 に基づくサイト補正を行い, V_s 600 m/s 相当の値にしている. 実線と点線は地震動予測式⁷⁾の平均値と標準偏差

防災科学技術研究所の J-RISQ 地震速報⁶⁾では, 計測震度計の震度データと, 表層地盤による地震動(地震による揺れ)の増幅度(表層地盤増幅率データ)を組み合わせて面的な震度分布を推定し, 人口データと照らし合わせることによって, ある震度以上の揺れに見舞われた震度遭遇人口の推定値を発表している. 震度データ等の入電が更新されることによって評価結果も更新されていく. 今回の地震では, 震度 5 強以上の震度遭遇人口が 2 百万人, 6 弱以上は百万人と見積もられた(同日 8 時 10 分 35 秒の第 7 版(最終版)). これは, 地震規模が M6 程度であったことから, 強い揺れの範囲が限定的であったけれども, 多くの人が強い揺れに見舞われたことがわかる.

これまでに起きた地震の強震記録の最大速度, 最大加速度といった観測値を地震規模, 震源断層からの距離, 観測サイトの地盤増幅率等と組み合わせた式(距離減衰式, あるいは地震動予測式)



断層① 走向 351 度、傾斜 50 度
断層② 走向 52 度、傾斜 77 度

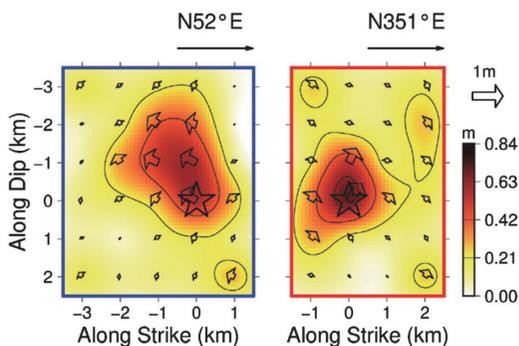


図 7 (上)地震発生後 6 月 19 日までの M>1 の地震活動(震央)分布と仮定した断層面. (下)推定された各断層面のずれ分布. ☆印は破壊開始点(震源位置)

を今回の観測データと比較することで, 今回の地震の揺れの特徴を見ることができる. 図 6 に最大速度(水平 2 成分の大きい値)の地震動予測式⁷⁾と観測値との比較を示す⁸⁾. 各観測記録は, 浅部地盤による経験的増幅度を補正し, 工学的基盤相当での地震動予測式と比較している. また震源断層面は大きくないことから, 断層最短距離の代わりに震源距離を使った. 震源距離約 30 km より遠い観測点は, 地震動予測式の標準偏差内にほとんど分布しているが, それより近い観測点では, 平均以上, さらには平均+標準偏差より大きい最

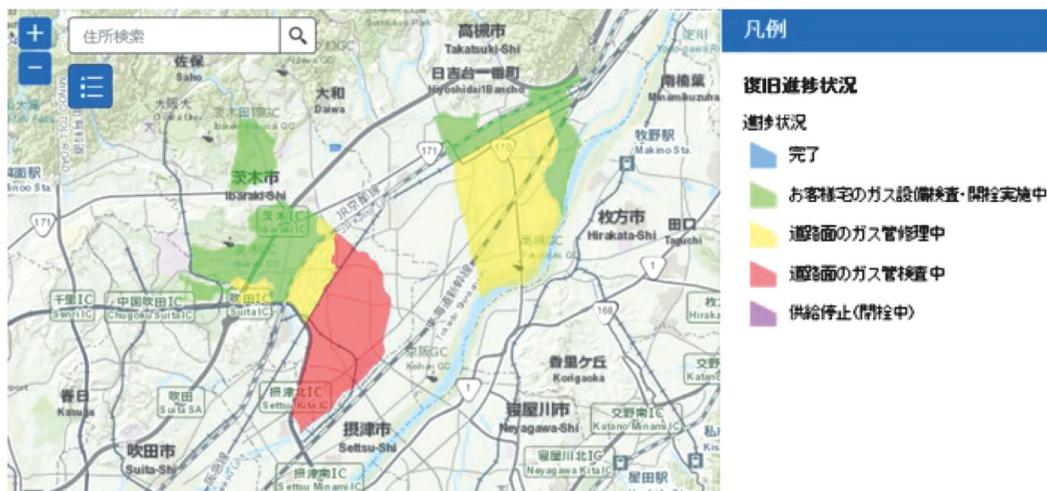


図 8 2018年6月21日現在での都市ガスの復旧進捗状況¹³⁾

大速度値を示す地点が多数存在したことがわかった。これらの観測点の多くは厚い堆積層を持つ大阪平野内の観測点で、浅部地盤のみならず、深部地盤による地震波増幅の影響があると考えられる。また、図面内にあるABU（阿武山観測点）は震源の北西方向にある高槻市の丘陵部にある観測点で、大阪堆積層の外にある基盤の観測点であるので、観測点の地盤増幅の影響はないと考えられるけれども、大きい最大速度値を示していることから、震源特性による影響もあったことがうかがえる。

地震の揺れは、震源断層面上でのずれ破壊の時間進展と震源断層から観測点への地震波の伝播特性によって式で表すことができるので、地震波の伝播特性を適切に仮定することによって観測された地震記録から震源断層面上でのずれ破壊の様子を推定することができる。上記で紹介した強震記録を用いた震源過程分析が行われた¹⁾。この推定では、あらかじめ震源断層の形状を仮定する。2章で紹介した地震活動分布や、CMT解の結果を考慮して、南北走向（351°）をもつ東傾斜50°の断層面（以下断層①）と北東-南西走向（52°）をもつ高角（傾斜角77°）の南傾斜断層面（断層②）を仮定し、破壊開始点である震源位置を含んで両断層面が交わるような2枚の震源断層面をお

いた。マルチタイムウインドウ波形インバージョン解析を行って得られたずれ分布を、仮定した震源断層面の地表投影図とともに図7に示す。ずれが起きた広がりはお互いの断層面も3~4km四方程度であった。断層①では主として逆断層的な動きを、断層②では右横ずれに加えて、逆断層的な動き、つまり南東側のブロックが北西側のブロックに対して持ち上がるような動きを含んでいることがわかった。この動きは、走向が似ているATLの長期的な上下運動とは逆であり、複雑な活構造を有していることに起因するのかもしれない。断層①のずれ分布は破壊開始点を中心に広がっているのに対して、断層②では破壊開始点がずれ分布の深いほうに位置している。ここでは掲載していないが、この断層②の破壊伝播は深いほうから浅いほうに向かったことがこの解析でわかっていて、西-南西方向へやや強い揺れが伝わったことと対応している。

4. 地震による被害

揺れによる被害は、2018年9月18日現在で死者5名、重傷者40名、軽傷者414名、全壊家屋16棟、半壊家屋472棟、一部損壊家屋53,751棟である⁹⁾。死者と全壊家屋については、大阪府で

生じている。死者のうち2名（高槻市と大阪市東淀川区）は倒壊したブロック塀の下敷きになり、2名（高槻市と茨木市）は家の中で「たんす」または本棚の下敷きになり、1名（箕面市）は持病の悪化が原因だった。つまり、建物の倒壊による死者はいない。ただし、いずれの被害も震央より南西方向に集まっている。

大阪府¹⁰⁾によると、2018年10月15日現在で高槻市と茨木市ではそれぞれ全壊住家が11棟と3棟、半壊住家が225棟と175棟、一部損壊住家が20,087棟と15,625棟だったが、茨木市の南の摂津市およびその西の吹田市ではその1/5~1/6の被害棟数にとどまっている。枚方市大垣内と箕面市粟生外院で震度6弱を観測した枚方市と箕面市では、それぞれ住家被害は約1万2千棟と約1.4千棟と差がある。これらの原因については、鋭意調査・研究が行われている。

ライフラインにも被害があり、特に都市ガスについては茨木市と高槻市の約6.4万戸と約4.6万戸に摂津市と吹田市を併せて111,951戸の供給が停止した。大阪府北部の地震の3日後の2018年6月21日までは導管網は9万戸分以上が復旧したが、茨木市の7割の導管網は停止したままだった^{11,12)}。都市ガスは、あらかじめ定められている地域（地震ブロック）において一定以上の大きな揺れが検知された場合に、圧力調整器（ガバナ）がガス供給を自動遮断することによって、ブロック単位で供給が停止される¹³⁾。大阪府北部の地震の際に、都市ガスの供給が停止されたブロックは図8で色が付けられた地域である。都市ガスの供給が停止した箇所は震央付近とそこから南西にやや離れた地域で、その間の地域は停止されていない。これは、震度分布が示すように、強い揺れとなった地域は震央からの距離だけではなく、他の震源特性や地盤特性に関係している可能性が高いと考えられる。

5. ま と め

大阪府北部の地震の概要、強震動の特徴とその成因、さらには地震被害について紹介した。2章

で紹介したように、地震発生直後から高感度地震観測を展開し、詳細な地震活動の分析が行われたほか、建物被害等と強震動、さらには強震動と地盤特性や震源特性との関係を調べるための余震観測や微動観測が多数の機関、研究者によって実施された。今後これらの成果によって、大阪府北部の地震の揺れと被害について詳細が明らかとなることが期待される。

本稿では紹介できなかったが、京阪神地域という日本第2の人口密集地の平日午前中に発生した地震により、大都市圏の交通機能は一時全停止し、500万人以上に影響があった。最大震度6弱の揺れに対し鉄道設備等はほとんど被害を受けなかったが、運転再開に向けた復旧作業の進め方にはさまざまな課題を残した。高震度を受けた地域を通るJR京都線や阪急電車、大阪メトロ等は当日の深夜まで全線運転再開ができなかったことから、2011年東日本大震災同様、多数の帰宅困難者による混乱が起きた。また、4章で記載したライフラインの復旧にも時間がかかり、「いつもの生活」になかなか戻らない、といった課題もみつかった。発生が迫ってきている南海トラフ沿いの巨大地震に限らず、京阪神、関西圏でも今後、同様もしくはさらに大規模な地震が発生し、より強い揺れに見舞われたときに、今回起きてしまったブロック塀による死者などをなくすための建物等の物的被害を軽減することはもとより、都市機能を損失しない、機能がいったん落ちてでも早急に平時に戻すことができるような対策と、それらを達成するための各種の研究を継続することが重要と考える。

参 考 文 献

- 1) 地震調査研究推進本部. 2018. 2018年6月18日大阪府北部の地震の評価. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismicity_monthly/
- 2) 東京大学地震研究所. 2018. 2018年6月18日大阪府北部の地震後の地震活動, 第319回地震調査委員会資料.
- 3) 地震調査研究推進本部・京都大学防災研究所. 2013. 上町断層帯における重点的な調査観測 平成

22~24 年度成果報告書。

- 4) 京都大学防災研究所. 1996. 兵庫県南部地震余震域周辺の地震活動, 地震予知連絡会会報, **55**, 508-515.
- 5) 気象庁:震度データベース検索. <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/Event.php?ID=9902228> (2018 年 10 月 16 日閲覧)
- 6) 防災科学技術研究所 J-RISQ 地震速報. <http://www.j-risq.bosai.go.jp/report/> (2018 年 10 月 16 日閲覧)
- 7) 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. https://doi.org/10.3130/aijs.64.63_2
- 8) 岩田知孝・浅野公之. 2018. 2018 年大阪府北部の地震の強震動, 第 55 回自然災害総合シンポジウム資料集.
- 9) 消防庁応急対策室. 2018. 大阪府北部を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況 (第 29 報). <http://www.fdma.go.jp/bn/2018/detail/1050.html>
- 10) 大阪府危機管理室災害対策課. 2018. 大阪府北部を震源とする地震に関する被害状況等について. http://www.pref.osaka.lg.jp/shobobosai/osaka_jishin/higai.html (2018 年 10 月 16 日閲覧)
- 11) 大阪ガス株式会社. 2018. 都市ガス供給の復旧状況などについて (第 10 報). http://www.osakagas.co.jp/company/press/emergency/1271523_38726.html
- 12) 大阪ガス株式会社. 2018. 都市ガス供給の復旧状況などについて (第九報). http://www.osakagas.co.jp/company/press/emergency/1271512_38726.html
- 13) 大阪ガス株式会社: 復旧作業の流れ. 2018. http://www.osakagas.co.jp/company/press/emergency/_icsFiles/afieldfile/2018/06/19/180619_1_1.pdf (2018 年 10 月 16 日閲覧)

岩田知孝

[いわた ともたか]

現職 京都大学防災研究所教授, 地震調査研究推進本部地震調査委員会委員, 強震動評価部会長, 理学博士

略歴 京都大学大学院理学研究科博士後



期課程修了, 日本学術振興会特別研究員, 京都大学防災研究所助手を経て現職

研究分野 強震動地震学

著書 地震の揺れを科学する (共著) (東大出版会), 東日本大震災合同調査報告 共通編 1 地震・地震動 (分担) (東日本大震災合同調査報告書編集委員会), 防災学ハンドブック (分担) (朝倉書店), 自然災害と防災の事典 (分担) (丸善出版), 他

飯尾能久

[いいお よしひさ]

現職 京都大学防災研究所地震予知研究センター教授, 地震調査研究推進本部地震調査委員会委員, 理学博士

略歴 京都大学理学研究科修士課程修了, 京都大学理学部助手, 防災科学技術研究所主任研究官, 同地球化学研究室長, 東京大学地震研究所助教授, 京都大学防災研究所助教授を経て現職

研究分野 地震学

著書 内陸地震はなぜ起こるのか (近未来社), 教育現場の防災読本 (分担) (京都大学出版会), 図説 固体地球の事典 (分担) (朝倉書店), 自然災害と防災の事典 (分担) (丸善出版), 他



松島信一

[まつしま しんいち]

現職 京都大学防災研究所地震災害研究部門・教授, 博士 (工学)

略歴 名古屋大学工学部卒, 同大学院工学研究科博士前期課程修了. 清水建設株式会社技術研究所研究員, 同副主任研究員 (在職中, 九州大学大学院人間環境学研究所単位取得退学, 文部科学省研究開発局地震・防災研究課調査員 (出向)), 京都大学防災研究所社会防災研究部門准教授を経て現職

著書 自然災害と防災の事典 (分担) (丸善出版), 地盤震動と強震動予測 (分担) (日本建築学会), Preliminary Reconnaissance Report of the 2011 Tohoku-Chiho-Taiheiyo-Oki Earthquake (分担) (Springer), Studies on the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (分担) (Springer) 他



2018年大阪府北部地震の周辺活断層と 地震活動への影響

遠田晋次

1. はじめに

平成30年6月18日大阪府北部の地震（以降、大阪府北部地震）は、マグニチュード（M）6.1という規模にもかかわらず、大阪府で観測史上初の震度6弱を記録した。ブロック塀の倒壊等によって5名の犠牲者を出す被害地震となった。

この地震にともなう地表地震断層は現地踏査だけではなく干涉SARからも確認されていない。活断層の固有地震（最大地震）よりも一回り小さな地震とみられ、「震源を特定できない地震」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2018a）の1つに分類される。人口集中域のために被害に直結したが、この規模の地震は日本列島内陸で1年に平均1~2回程度発生している。地震学的には特段驚くべきものではない。

一方で、地震発生場という視点からは、古くから近畿トライアングル（Hujita, 1962）と称された活断層密集域で生じたことが重要である。震源のごく近傍には、有馬-高槻断層帯、生駒断層帯、上町断層帯、京都西山断層帯が位置する。本震直後にはこれらの断層帯の深部延長部での活動が疑われたが（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2018b）、いまのところ明確な結論はでない。いずれにしても、これらの活断層帯の近傍で生じたM6地震であるため、平成28年の一連の熊本地震（4月14日M6.5から4月16日M7.3）と同様、周辺活断層による連鎖的な活動が懸念されている。

以下、本稿では地震連鎖や余震活動の評価に用いられる静的クーロン応力変化を大阪府北部地震に適用する。さらに、本震後約3カ月の地震活動

の時空間変化との対応を検討し、同地震による周辺への影響を議論する。

2. 大阪府北部の地震による 静的クーロン応力変化

クーロン応力変化（Coulomb stress change）は、 ΔCFF もしくは ΔCFS と略して呼ばれることが多い（以下、本稿では ΔCFF とする）。 ΔCFF は剪断応力変化 $\Delta\tau$ 、法線応力変化 $\Delta\sigma$ 、見かけの摩擦係数 μ' を用いて下記の簡単な式で表される（King *et al.*, 1994）。

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu' \Delta\sigma$$

μ' は暗に間隙流体圧の変化なども含まれるが、断層の摩擦状態や流体に関しては不明なことが多いため、不確実性を最小にするために平均的な0.4を用いる場合が多い。なお、地震波通過による遠地誘発地震でも（動的） ΔCFF が計算されることもあるため、地殻変動にともなう場合は、静的クーロン応力変化（static Coulomb stress change）と明示されることが多くなった。

ΔCFF の正負は理論上、断層運動の促進と抑制に直結する。そのため、地震活動の活発化と静穏化が期待される地域を2分することができる。また、 ΔCFF の絶対値はおおむね震源断層からの距離とともに小さくなるが、震源断層パラメータや後述するレシーバ断層との位置関係によって変わる。

地震活動に影響を与える ΔCFF 下限値については、これまでのところ0.1 barが1つの目安になっている（たとえば、Reasenbergs and Simpson, 1992）。

ΔCFF は通常、食い違いの弾性論に基づく半無

表 1 大阪府北部地震の震源断層モデル (気象庁, 2018)

		経度 [°]	緯度 [°]	上端深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [°]	傾斜 [°]	レイク [°]	すべり量 [m]	Mw
気象庁 (2018)	断層面 1	135.593	34.831	9.5	5	5	50	70	150	0.29	5.6
	断層面 2	135.600	34.847	10	2	4	0	40	60	0.29	

断層面 1 は横ずれ断層, 断層面 2 は逆断層を示す。

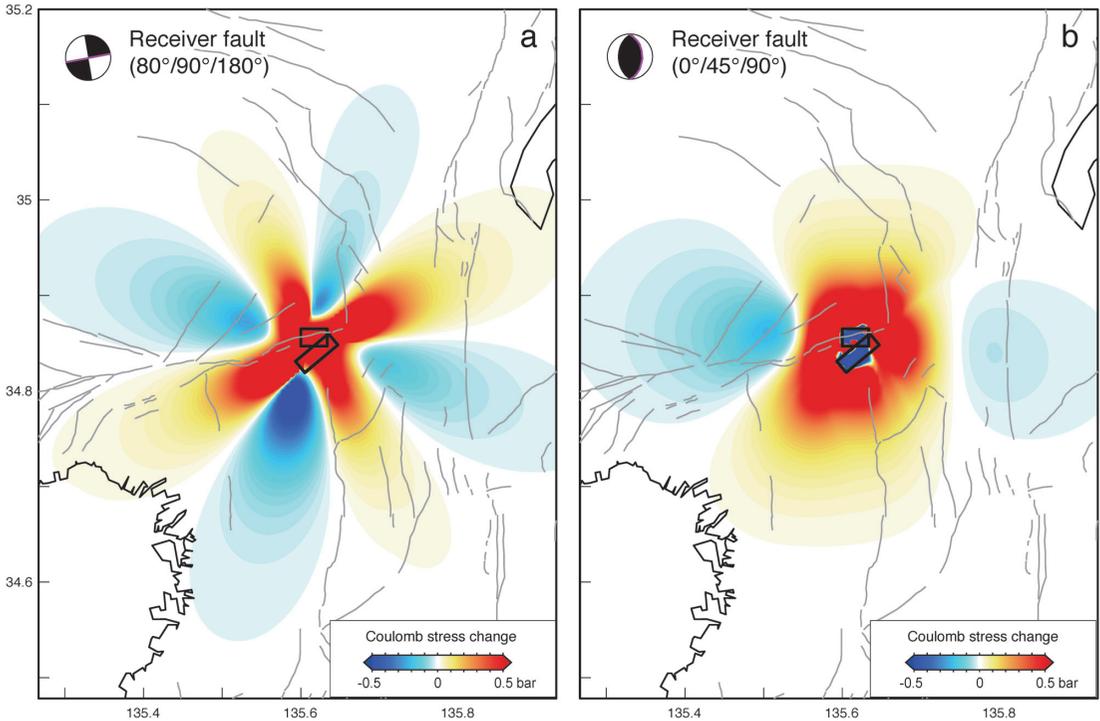


図 1 大阪府北部地震による東西走向右横ずれ断層 (a) と南北走向逆断層 (b) への Δ CF. 深さ 7~13 km での最大値を表示. ± 0.5 bar (50 kPa) で色飽和させていることに注意. レシーバ断層は左上にビーチボール上の橙色線で表示. 括弧内は走向, 傾斜, すべり角 (レイク). 灰色線は活断層分布 (活断層研究会, 1991)

限弾性体 (Okada, 1992) により計算される. 入力パラメータは, 弾性体の挙動をコントロールする弾性定数と震源断層モデル (位置, 走向・傾斜・すべり角, すべり量) である. 本稿では弾性定数については, ヤング率 80 GPa, ポアソン比 0.25 とした. 震源断層モデルは震源インバージョンや測地インバージョンから設定されることが多い. 今回は, 詳細余震分布と発震機構から推定された 2 つの断層からなる気象庁モデル (気象庁, 2018) を用いた (表 1). なお, 防災科学技術研究所 F-net メカニズム解とスケーリング則を適用

した断層モデル (東北大学, 2018) についても比較検討したが, 結果にほとんど相違がなかった.

一方, Δ CF 計算とその評価にあたって, 震源断層モデル以上にレシーバ断層 (receiver fault) の設定が重要となる. レシーバ断層とは, 震源断層による応力伝播によって影響を被る断層である. 評価対象断層と言ってもよい. このレシーバ断層の位置, 形状, 断層タイプ (横ずれ, 逆断層, 正断層) によって Δ CF が大きく異なる. 代表的なレシーバ断層の設定と Δ CF 表示方法には下記がある.

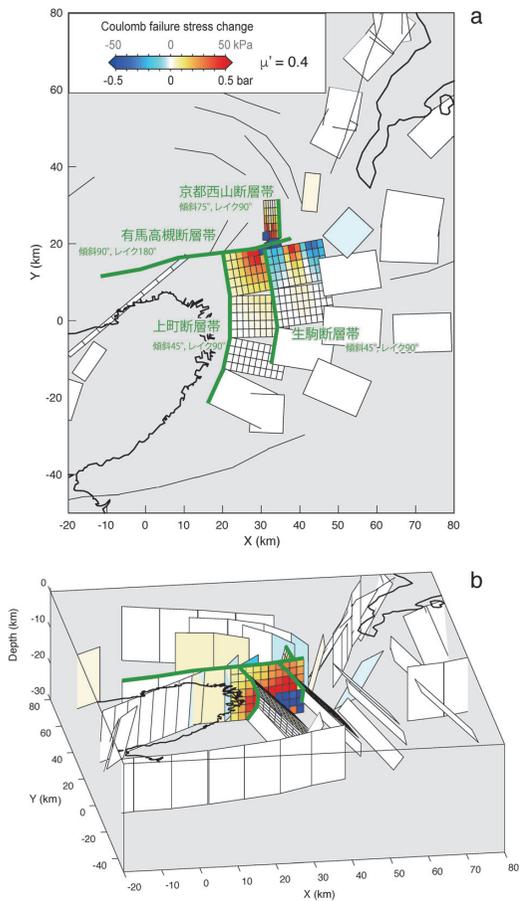


図2 大阪府北部地震による周辺活断層への ΔCFF 平面図(a)と南南西上空からの鳥瞰図(b)。仮定した傾斜とすべり角(レイク)を(a)に記す。震源から遠方の断層は約10kmで区分し、近傍の主要断層は約2×2kmに区分して応力を計算した。断層面下端はすべて15km

- (1) 同一の走向・傾斜・すべり角に対して ΔCFF を解き、評価地域全体をカラーコード化しマップ表示する方法。
- (2) 対象地域のテクトニック応力場を仮定し、本震による応力擾乱も含めて最適破壊面(optimally oriented fault)を選択し ΔCFF を解く方法。地殻内のあらゆる破壊面を想定するので、小地震の余震分布との対応を検討するのに適している。
- (3) 活断層の地下での推定断層面とすべり角に直接 ΔCFF を解き、断層面上にカラーコードやコンター表示をする方法。

(4) 中地震のメカニズム解節面をローカルな断層代表と仮定して ΔCFF を解き、震央やメカニズム解押し領域にカラー表示する方法。

今回は、(2)については応力場の仮定が容易ではないため計算を見送ったが、(1)、(3)、(4)については、それぞれ図1、図2、図3に示した。

大阪府北部地震の震源域周辺は、主として東西圧縮場にあるものの、活断層分布に表れているように、横ずれ断層と逆断層が混在するのが特徴である。実際、震源域周辺の中小地震のメカニズム解は多様である(たとえば、藤野・片尾, 2009)。そのことを考慮して、図1には有馬-高槻断層帯と同走向の右横ずれ断層(図1a)と上町断層帯と同様の南北走向東傾斜の逆断層(図1b)をレシーバ断層に設定した。なお、余震活動や地震活動度変化との比較の意味から、深さ7~13kmでの最大 ΔCFF を採用している。

右横ずれ断層に対しては、震源を中心に十字状に正の ΔCFF が広がる(図1a)。 $\Delta CFF > 0.5$ bar (50kPa)の範囲は震源から10km強、 $\Delta CFF > 0.1$ bar (10kPa)は20km以内に収まる。逆断層の場合は、 $\Delta CFF > 0.5$ barの範囲は震源から10km弱以内に同心円状に分布する(図1b)。負の ΔCFF 域は双方に共通して震源の西北西に広く分布する。

図2には主要活断層の3次元的断層面に解いた ΔCFF を示す。遠方の活断層については、それぞれの活断層の中央部で ΔCFF を計算し、震源近傍の有馬-高槻断層帯東部、上町断層帯、生駒断層帯、京都西山断層帯については約2km×約2kmの小断層に分割し ΔCFF を計算した。有馬-高槻断層帯東部と上町断層帯北部はおおむね正の ΔCFF 、生駒断層は震源の深さによって正負が入れ替わる。これらの ΔCFF は最大+8bar、最小-24barとなるが、具体的な数値自体は震源断層の位置と活断層の傾斜、計算格子間隔等でも変わりうる。ただし、いずれも0.1bar以上の変化は確実に、活断層沿いの地震活動に影響を与えるのに十分とみられる。

図3には、防災科学技術研究所F-netのメカニズム解に対して解いた ΔCFF を示す。これをみ

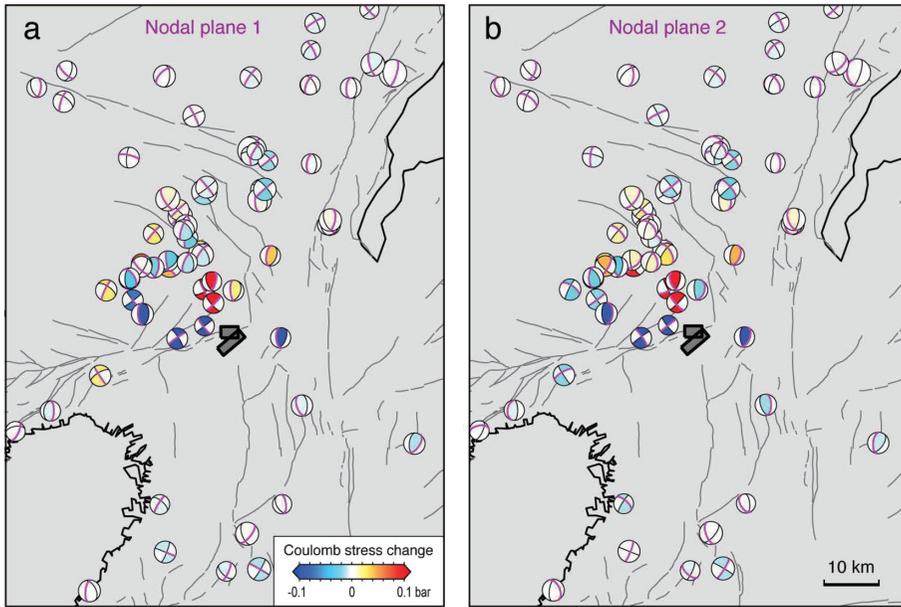


図3 1997年から本震前までの防災科学技術研究所 F-net メカニズム解両節面 (a, b) に解いた ΔCFF . 押し領域にカラー表示. 対象とした節面はビーチボール上の橙色線で示す

ると、図1にみられた傾向と同様に、常時地震活動の活発な北摂山地（丹波地域）が ΔCFF の正負で東西に2分される。箕面市から東側では正の CFF が目立つ一方で、川西市から西側では負の ΔCFF が卓越する。この両地域よりも北側の地域では、変化量は 0.1 bar 以下となり正負が混在する。

3. 大阪府北部地震前後の地震活動度変化

大阪府北部地震による ΔCFF に対して、どのように地震活動が応答したのだろうか。まず、本震から約3カ月後の平成30年9月20日までの気象庁一元化暫定カタログ（平成30年9月23日ダウンロード）を用いて、地震活動度変化をマッピングしてみた（図4）。ここでは、半径2kmの円形領域を1kmグリッドで移動させながら震源を収集し、本震後の地震発生率（ R_a ）を本震前の発生率（ R_b ）で除したものを表示した。活発化を暖色系、静穏化を寒色系で示す。カーネル内に入る地震数が少なく R_a , R_b どちらかを求めることができない場合は、検知不能として灰色とした。

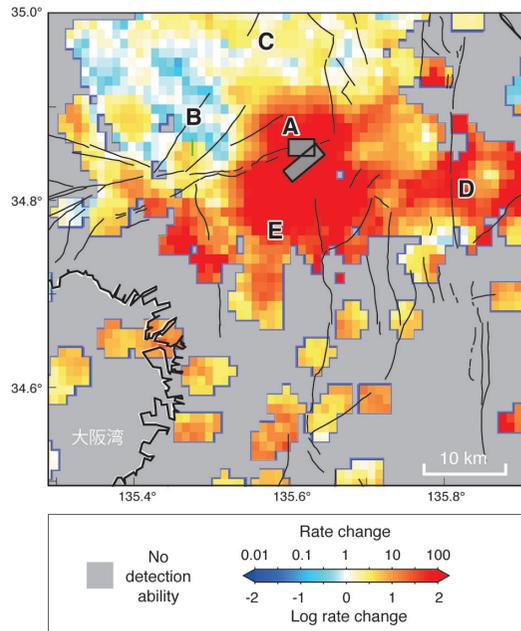


図4 大阪府北部地震前後の地震活動度の変化。本震後の発生率（ R_a ）/本震前の発生率（ R_b ）を表示。気象庁一元化および暫定カタログ（2000年1月1日～2018年9月20日）を使用。震源深さは20km以浅、すべてのMについて解析

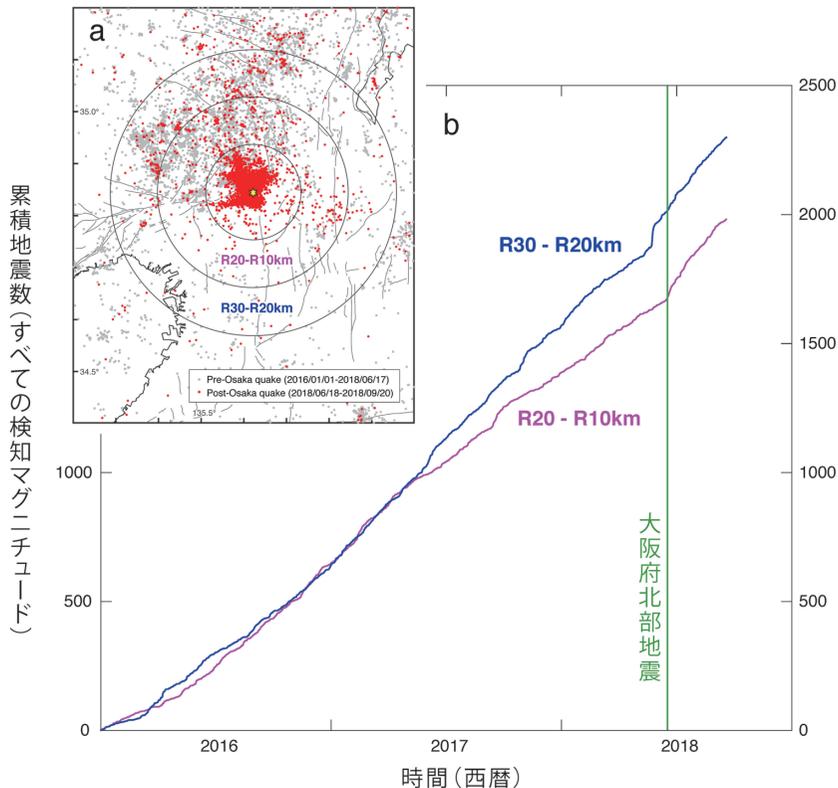


図 5 震央距離別の地震活動の時系列. a) 2016 年以降の震央分布. 灰色は大阪府北部地震前, 赤色は同地震後を示す. b) 2016 年以降の半径 20~10 km (マゼンタ) と半径 30~20 km (青) 内の地震数累積曲線

その結果, 図 1, 図 3 に示した正の ΔCFF に対応する丹波地域東部で著しい活発化が確認された (図 4 の領域 A). さらに, 本震震源より西側の有馬-高槻断層帯沿いや東側の生駒断層帯北部-京都府南部付近でも顕著な地震活動の活発化がみられる. 一方で, 地震後 3 カ月ながら ΔCFF 負にともなう有意な静穏化 (ストレスシャドウ, Harris and Simpson, 1998) が丹波地方 (北摂山地) 西方 (図 4 の領域 B) で認められた.

次に, 震源断層からやや遠方での地震活動応答を調べるために, 機械的に震央からの水平距離で範囲分けを行い, 2016 年以降の時系列を累積曲線として示した (図 5). 震源断層上の余震クラスターを排除するために, 大阪府北部地震の震央 (北緯 34.844°, 東経 135.622°) から 10 km の範囲を除外し, そこから半径 20 km のシリンダーの

範囲 (R20-R10 km), さらに半径 30 km から 20 km の範囲 (R30-R20 km) についての時系列を示している. これをみると, R20-R10 km については, 大阪府北部地震直後から 2 倍以上の地震活動の増加傾向が認められる. 一方で, R30-R20 km については北部地震に対応する応答は認められないが, 累積曲線の勾配はやや増加している.

さらに, 遠方で生じている地震活動の活発化を具体的に確認するために, 京都府南部 (図 4 の領域 D) と大阪府中央部 (図 4 の領域 E) の時系列を示した (図 6). (北緯 34.810°, 東経 135.800°) から半径 10 km, (北緯 34.720°, 東経 135.570°) から半径 10 km の範囲から震源を収集した. これをみると, 両地域とも本震震央の余震クラスターから分離されているにもかかわらず, 本震以降に発生レートが増加している.

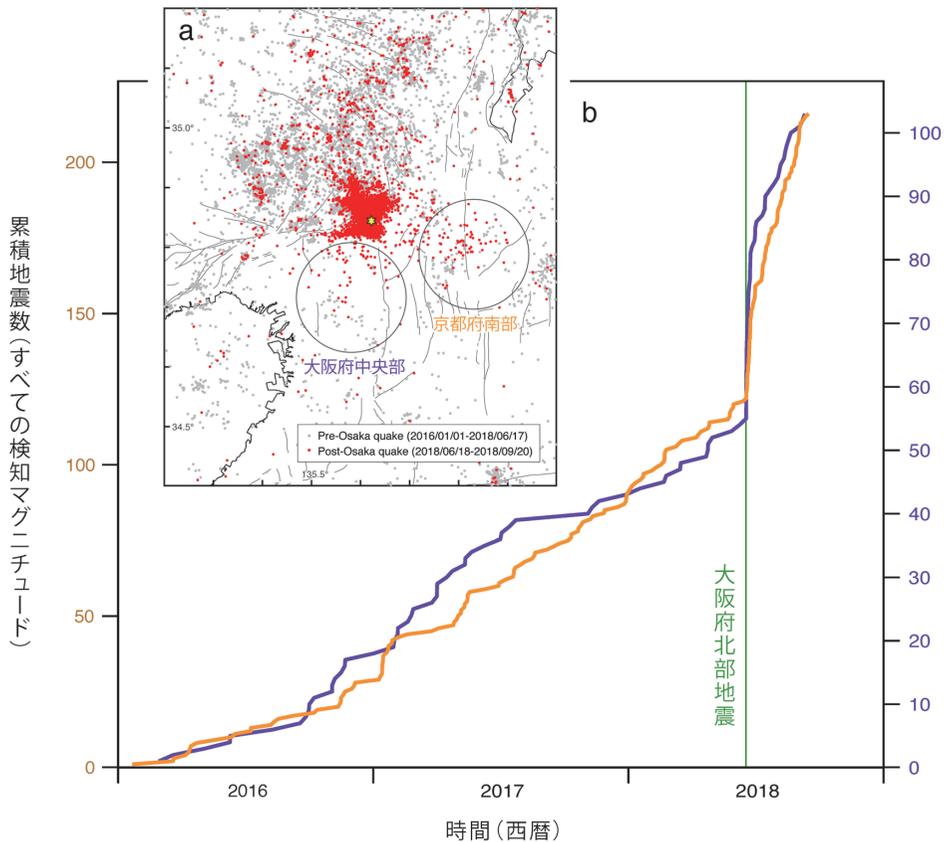


図 6 遠方で生じている地震活動の変化. a) 2016 年以降の震央分布. 灰色は大阪府北部地震前, 赤色は同地震後を示す. 円内の震源を収集. b) 2016 年以降の京都府南部 (橙) と大阪府中央部付近 (紫) での地震数累積曲線

4. 議 論

前節で示したように, 大阪府北部地震の震源断層ごく近傍以外にも明瞭な地震活動の変化が生じている. ΔCFF ですべてが説明できるわけではないが, 少なくとも, 図 4 の領域 A (北摂山地東部), 領域 B (北摂山地西部) における活発化と静穏化は図 1, 図 3 で示した ΔCFF の正負と対応している. 一般に, 本震直後には負の ΔCFF に対応した静穏化は顕在化しにくい (Toda *et al.*, 2013). おそらく北摂山地西部 (領域 B) では常時地震活動が高いために静穏化が検知されたものと思われる.

また, 京都府南部 (図 4 の領域 D, 図 6) も横

ずれ断層 (図 1a) であれば対応する可能性がある. その場合, 0.1~0.2 bar 程度の CFF 増加に対応していることになる. 大阪府中央部 (図 4 の領域 E, 図 6) も逆断層型の小地震が発生しているのかもしれない (図 1b). いずれにしても, 震央から 10~20 km の範囲でも地震活動度の増加が認められたことは特筆すべきである. 現在のところ極小~小地震に限られるが, 領域 D には京都盆地-奈良盆地断層帯, 領域 E には上町断層帯と生駒断層帯がそれぞれ存在する. これらの活断層を刺激する, もしくは震源核形成を促進する可能性が一時的に高くなったことが考えられる.

ΔCFF と地震活動, および大地震の連鎖性に関する最近の研究から, 大地震による周辺活断層の影響については, 活断層への直接的な ΔCFF で

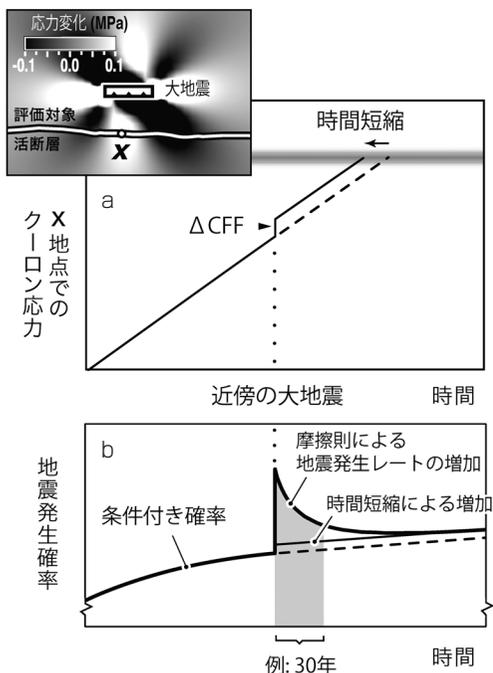


図7 Δ CFFによる活断層での大地震発生確率の変化(遠田, 2002に加筆)。a) 評価対象活断層における応力蓄積過程と近傍の大地震による直接的影響。b) 活断層近傍の地震活動の活発化(震源核形成促進)による地震発生確率の変化

はなく、周辺の地震応答による活断層深部への刺激や地震核形成の促進が重要とされる(Dieterich, 1994; Stein *et al.*, 1997; Parsons *et al.*, 2000; 遠田, 2002など)。図2の Δ CFF評価は依然重要であるものの、応力変化への地震応答が鍵となる。地震サイズ分布(Gutenberg-Richter則における傾き b 値)が一定の場合、小・中地震の発生率が上昇すれば、大地震の発生率も上昇する。大地震は小さな破壊(小地震)が雪崩を起こすようにしだいに大きくなったものと仮定すると、小地震が増えるほど大地震につながる確率が高くなる(図7)。また、 Δ CFFに反応した地震活動は大森-宇津則に沿って減衰するが、その継続時間は震源域周辺の歪速度に反比例することが理論(Dieterich, 1994)と観測(たとえば, Toda and Stein, 2018)から示されている。プレート境界に比べて歪速度の遅い日本列島内陸では、影響継続時間(余震継

続時間)は数年~数十年と推定されている。したがって、大阪府北部地震の震源から20km程度の範囲では今後少なくとも数年以上は地震発生確率の高い状態が続くと考えられる。

5. おわりに

大阪府北部地震は、地震規模の割に大都市直下で発生したために顕著な被害に結びついた。また、活断層密集域に発生したM6地震として、今後の地震活動も含めて影響を無視することはできず、本稿に示したように実際に震央から20km程度の範囲で地震活動に影響が出ている。

ところで、地震活動の連鎖性や断層間相互作用という視点から、今回の地震にはもう1つ興味深い側面がある。それは、気象庁断層モデルに示されるように、横ずれ断層と逆断層が連動したことである。断層長がそれぞれ5km, 2kmであるが、1桁大きくすると当該地域の横ずれ断層である有馬-高槻断層帯と上町断層帯、もしくは生駒断層帯に相当する。規模は違うものの、これらが連動する可能性をも暗示しているように思える。従来の評価においては、このような断層変位センスの異なる断層帯については、相互の影響や連動は考慮されていない。しかしながら、世界的にみると、同じ広域応力場のもと走向と変位センスの異なる活断層が1つの大地震として連動した例はある(たとえば, 1957年モンゴル, ゴビーアルタイ地震 Mw8.1 (Bayarsayhan *et al.*, 1996); 2016年ニュージーランド, カイコウラ地震 Mw7.8 (Hamling *et al.*, 2017))。今後、活断層密集域では、集団としての活断層評価の視点も重要となろう。

謝辞

本稿で実施した地震活動解析および応力計算では、気象庁一元化震源カタログ(一部暫定)、防災科学技術研究所のF-netメカニズム解を使用させていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Bayarsayhan, C., Bayasgalan, A., Enhtuvshin, B., Hudnut, K.W., Kurushin, R.A., Molnar, P. and Olziybat, M. 1996. 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake as prototype for southern California's most devastating earthquake. *Geology*, **23**, 579-582.
- Dieterich, J.H. 1994. Constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601-2618.
- 藤野宏興・片尾 浩. 2009. 琵琶湖西岸地域における微小地震のメカニズムと応力場. 京都大学防災研究所年報, **52B**, 275-284.
- Hamling, I.J. *et al.* 2007. Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand. *Science*, **356**. doi:10.1126/science.aam7194
- Harris, R.A. and Simpson, R.W. 1998. Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24,439-24,451.
- Hujita, K. 1962. Tectonic development of the median zone (Setouti) of southwest Japan, since Miocene. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **6**, 103-144.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2018a. 全国地震動予測地図2018年版. https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2018/
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2018b. 2018年6月18日大阪府北部の地震の評価. https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2018/20180618_osaka.pdf
- 活断層研究会. 1991. 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437 p.
- King, G.C.P., Stein, R.S. and Lin, J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 935-953.
- 気象庁. 2018. 大阪府北部の地震 (M6.1) による周辺の地震に対する Δ CFP, 大阪府北部の地震 (M6.1) の断層パラメータ. 第319回地震調査委員会気象庁資料, 66.
- Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R.S., Barka, A. and Dieterich, J.H. 2000. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: A interaction-based probability calculation. *Science*, **288**, 661-665.
- Reasenber, P.A. and Simpson, R.W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, **255**, 1687-1690.
- Stein, R.S., Barka, A.A. and Dieterich, J.H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, **128**, 594-604.
- 遠田晋次. 2002. 静的応力ステップ・応力速度変化を考慮した地震発生確率予測. 地学雑誌, **111**, 233-247.
- Toda, S., Stein, R.S., Beroza, G.C. and Marsan, D. 2013. Aftershocks halted by static stress shadows. *Nat. Geosci.*, **5**, 410-413. doi:10.1038/ngeo1465
- Toda, S. and Stein, R.S. 2018. Why aftershock duration matters for probabilistic seismic hazard assessment. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **108**, 1414-1426.
- 東北大学. 2018. 第319回地震調査委員会東北大学資料, 1-2.

遠田晋次

[とおだ しんじ]

現職 東北大学災害科学国際研究所教授

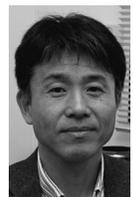
略歴 鹿児島大学理学部卒業, 東北大学

大学院理学研究科前期博士課程修了.

(財)電力中央研究所研究員, 東京大学地

震研究所助手, (独)産業技術総合研究所活断層研究センター研究員, 京都大学防災研究所准教授を経て2012年10月より現職

研究分野 地震地質学



地震波干渉法とは何か

地震波干渉法 (Seismic Interferometry) とは、2つの観測点で同時に観測した地面の振動のデータの相互相関関数 (2種類のデータの時間を少しずつずらしながら互いの類似性を求めたもの) を計算し、それをを用いて地下の地震波速度などの構造を調べる手法である。この手法のユニークな点は、地震に伴う地面の振動を用いるのではなく、地震が起きていないときの地面の振動、いわば地震波ノイズを用いるところである。地面は、地震が起きたときだけ揺れているわけではなく、実は小さいながらもつねに揺れ続けている。海洋波浪や風などの自然現象、そして車や電車の往来、工場の稼働などの人間活動が地面を振動させていると考えられている。

まず、地震波干渉法の原理を図1に基づき説明する。これは上から下を眺めた鳥瞰図で、▲印で示す2つの観測点が地面の上にある。これらの観測点の遠方で、これらの観測点をぐるりと取り囲むように複数のノイズ源が存在し、互いに無相関に (地震) 波を放射していると仮定する。遠方のノイズ源からやってくる波が、2

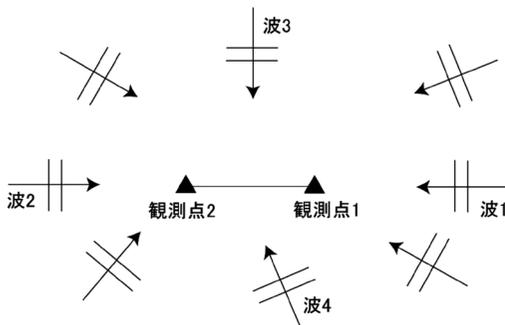


図1 地震波干渉法の原理。2つの観測点 (▲印) にさまざまな方向から波が入射する (矢印が進行方向)。そのうち波1、波2のように2つの観測点を結ぶ方向に平行な方向から入射する波が強められ、観測点1と観測点2の間を伝わる波の速度を正しく測定できる

つの観測点に到達する時刻差は、波の入射する角度に依存する。まず、2つの観測点を結んだ方向に平行な方向からやってくる波1あるいは波2の場合を考えよう。波1は、観測点1に先に到達し、その後観測点2に到達する。その時刻差は、2つの観測点間の距離を波の伝播速度で割った値になる。波2は、観測点2に先に到達し、その後観測点1に到達するが、到達時刻差 (の絶対値) は波1の場合と同じである。通常は観測点間の距離が測量などですでに分かっているため、2つの観測点間の波の到達時刻差を (相互相関関数を用いて) 測定すると、2つの観測点間を伝わる波の伝播速度を求めることができる。そして、その結果に基づき地下構造について解釈できる。しかしここで問題になるのは、ノイズ源はさまざまな方向にあるため、波がさまざまな方向からやってくる点にある。たとえば、2つの観測点を結ぶ方向に直交する方向からやってくる波3は、観測点1と2に同じ時刻に到達する。つまり到達時刻差は0となり、波の伝播速度は無限大というおかしなことになる。これでは地下構造を正しく解釈できない。斜め方向からやってくる波4の場合は、到達時刻差は0ではないが、波1や波2の場合よりは小さくなってしまい、この場合も波の伝播速度を正しく求められない。それでは、なぜ地震波干渉法は実際に問題なく適用できるのだろうか? 実は、波1や波2のように2つの観測点を結ぶ方向からやってくる波の場合は、入射する角度が違っていても2つの観測点への到達時刻差はわずかしき変化せず、強めあいやすいのである。そのため、いろんな方向から波がやってくる場合でも、波1や2の寄与が大きくなり、正しく地下構造を推定できるわけである。ただし、ノイズ源が偏って分布していて、2つの観測点を結ぶ方向からの波がまったく存在しない場合は、地下構造を正しく推定できないということ

が起きてしまうので、その場合は少し注意が必要である。

地震波干渉法と同様のアイデアは、著者の知る範囲では古くは1950年代ごろから提案されていたようであるが、近年の発展は1990年代の日震学（太陽のガスの振動を調べる分野）や物理探査（物理的な手法で地下を調べる）分野での研究が契機になっている。地震学の分野で初めて使われたのは2000年代に入ってからである。ダイナマイトや起震車などの人工震源を必要としないため安価であり、さらに場所を選ばないといった汎用性、地面の振動のデータの相互相関関数を計算するだけでよいというデータ解析上の簡便性、そしてそれなりに安定して結果が求められる頑健性、など多くの利点から、地震学で広く利用されるようになり、現在にいたっている。

地震波干渉法の適用例を見てみると、レイリー波やラブ波のような表面波を使った手法に基づいて地下構造が調べられることが多い。それは、ノイズ源は地表に多く存在するので、地震波ノイズは表面波が卓越するためである。具体的には、表面波は周期が長いと地下の深い部分の影響を受け、周期が短くなるとより浅い部分の影響を受けるという特徴を利用して、地面の振動の周期ごとに表面波の伝播速度を推定し、その結果を説明する地下の地震波速度の深さ構造を推定する。さらに、地震波ノイズはつねに利用できるため、常時地下構造の推定を行い、その時間変化を調べることも可能である。たとえば、火山噴火に先立って、火山下の地震

波速度構造が変化したという事例がこれまでに世界の数カ所の火山で報告されている。地震の場合、著者の知る限り、地震前の構造の時間変化についてはこれまでに報告されていないが、地震後に地下の地震波速度が低下したという報告は数多い。これは、大きな地震に伴う強い地震動により地下の特に浅い部分が損傷を受けたためであろう。また、火山噴火や地震以外の期間にも、地下構造が変化していることも報告されており、地下の応力や温度、含水量などの変化を反映しているものと考えられている。地震波速度の変化は、このようにいくつかの物理的要因を反映しているため、単純な解釈では説明できないことも多いが、複雑な要因を丁寧に切り分けて、特に地下の応力を反映した成分を抽出する必要がある。そうすれば、地下の応力の変化を監視できるようになり、それに基づいて、地震や火山噴火の切迫性を評価できるようになるかもしれないからである。

地震波干渉法には他にもさまざまな利用法が提案されている。近年では、地震波ノイズではなく地震による振動ではあるが、その時間的に後ろの部分（コーダと呼ばれ、地下の不均質によって散乱されてきた波）を用いると、P波やS波のような実体波を抽出しやすいことも指摘されている。そうすると表面波を利用するよりも、地下の深い部分をより効果的に調べることが可能になると考えられる。地震波干渉法はまだまだ発展の可能性がある手法であり、今後その進展に期待がもたれるところである。

（中原 恒：東北大学大学院理学研究科）

福井地震から70年

福井地震は1948年（昭和23年）6月28日午後4時13分29秒に福井県坂井郡丸岡町（現坂井市丸岡町）付近を震源として発生したマグニチュード7.1の地震で、福井市の震度は6とされたが、後に、その被害程度の大きさから、気象庁は新たに震度7（激震、全壊率30%以上）を設け、1995年兵庫県南部地震で最初に適用されたことは記憶に新しい。

この地震による死者は3,769人で、都市直下型地震の犠牲者としては、阪神淡路大震災（関連死を含む約6,434人）に次ぐ2番目の多さであるが、被害が大きかった当時の福井市、現在の坂井市およびあわら市の人口は合わせて15万人前後と言われており、被害率は最も大きい坂井市では5%に達するという未曾有の出来事であった。また、住宅被害は堆積平野に集中しており、全壊率は福井市で80%を超えた。

当時、筆者は5歳になったばかりであった。地震発生ときは、市内を東西に流れる足羽川を渡る重要な幸橋（当時も郊外から路面電車が市内に乗り入れており、今も走っている）の北詰の靴屋に母と姉とともにいた。突然、靴という靴がまるで雨のように降ってきた。外に飛び出すと、目の前の電車のレールが1mくらい凸字のように浮き上がるのを見た。筆者の家は幸橋の南側の佐内町（福井藩の幕末の志士・橋本佐内の墓がある佐内公園の近く）にあった。地震時22歳だった兄によると、「ブーンという、電線がうなる音が聞こえ、下から突き上げるような揺れにおそわれた。軒並み家が倒壊し、足羽山近くから幸橋やその向こうの福井駅もきれいに見渡せた。当時私は幸橋の南側で姉婿と木工所を営んでいた。屋根も壁も吹き飛び屋外にさらけ出され、近くの空井戸から泥水が吹き出していた。各地から火の手が上がり、家財道具を背負った住民がこちらに逃げてきた。みんなボロボロで、着の身着のままだった」という。

靴屋から自宅に帰る（400mくらいの距離）途中、両側の家屋が潰れて道を塞いでいたため、大回りをして帰った記憶が、微かではあるが残っている。

地震直後の状況はどうだったのか、筆者の記憶にはないが、中学3年生（15歳）だった姉によると、余震が頻繁に起きる中、潰れた家屋の庭に板を敷き、蚊帳を釣って過ごした。そのうち（たぶん1週間程度）、廃材で簡単な6畳ほどの小屋を建てて雨露を凌いだそうである。なお、今とは違って、避難所はもちろん、水、食料等、外部からの援助はいっさいなかったとのこと。それもそのはずで、夕方の炊飯の準備中（このとき、わが国はサマータイムを実施しており、時刻は17時過ぎ）であったため、地震とともに市内で多くの火事が起き、佐内町に隣接する毛矢町もほとんど焼失し、誰もが他人のことにまかすはいらなかったと思われる。

こうした生活がいつまで続いたか興味がある。次の年の4月から姉は高校に入学したが、学校には新しく建てた家から通ったと言っている。この家については、その後筆者も中学生頃まで住んでいたもので、少なくとも震災から9カ月以内に普通の住家を建てるまでになっていたことになる。一家族の情報とはいえ、その回復の速さには改めて驚かされる。

ご承知の方も多いと思うが、福井市は終戦間際の1945年7月19日に米軍の空襲を受け、市の85%を焼失し、1,600人近い死者を出している。その傷も癒えない3年後に福井地震で再び壊滅的な打撃を受け、さらにその1カ月後の7月25日に、地震により被害を受けた九頭竜川堤防の決壊により、市内のかなりの部分が冠水し、浸水家屋7,000戸、被災人口約28,000人に及んだ。その後も、台風による暴風、洪水のほか、1962年度および1980年度の冬には市内で2mに達する豪雪被害を被っており、県庁所在

地としては比較的多くの災害に見舞われた市ではないだろうか。

さて、福井地震から70年。この間にわが国では多くの被害地震が発生している。筆者の独断により主なものをあげると、以下のようである。カッコ内は被害の特徴。

- 1) 今市地震：M6.2, 64, 1949/12/26, 死者10, 最大震度6(山崩れ)
- 2) 十勝沖地震：M8.2, 1952/3/4, 死者28, 不明5(1), 最大震度6(泥炭地被害)
- 3) 新潟地震：M7.5, 1964/6/16, 死者26, 最大震度6(地盤液状化, 石油タンク火災)
- 4) 十勝沖地震：M7.9, 1968/5/16, 死者52, 最大震度5(鉄筋コンクリート造せん断破壊)
- 5) 伊豆半島沖地震：M6.9, 1974/5/9, 死者27, 最大震度5(土木構造物被害, 断層出現)
- 6) 伊豆大島近海地震：M7.0, 1978/1/14, 死者25, 最大震度5(前震活動, 鉾澤流出)
- 7) 宮城県沖地震：M7.4, 1978/6/12, 死者28, 最大震度5(ブロック塀, 宅地造成地域被害)
- 8) 日本海中部地震：M7.7, 1983/5/26, 死者104, 最大震度5(津波被害)
- 9) 長野県西部地震：M6.8, 1984/11/14, 死者29, 最大震度4(山崩れ)
- 10) 釧路沖地震：M7.5, 1993/1/15, 死者2, 最大震度6(震源深さ100km, 土木被害)
- 11) 北海道南西沖地震：M7.8, 1993/7/12, 死者202, 不明28, 最大震度5(津波被害)
- 12) 兵庫県南部地震：M7.3, 1995/1/17, 死者6,434, 不明3, 最大震度7(震災の帯, キラーパルス, 断層出現, 中間層破壊, ボランティア活動)
- 13) 鳥取県西部地震, 2000/10/6, M7.3, 死者0, 最大震度6強(高加速度記録)
- 14) 芸予地震, M6.7, 2001/3/24, 死者2, 最大震度6弱(石積, ブロック擁壁破壊)
- 15) 十勝沖地震, M8.0, 2003/9/26, 死者1, 不明1, 最大震度6弱(港湾施設被害, 土木被害, 石油タンク火災)
- 16) 新潟県中越地震, M6.8, 2004/10/23, 死者68, 最大震度7(震度7, 山崩れ, 土砂崩れ, ライフライン被害, 上越新幹線脱線)
- 17) 福岡県西方沖地震：M7.0, 2005/3/20, 死者1, 最大震度6弱(離島被害)
- 18) 能登半島地震：M6.9, 2007/3/25, 死者1, 最大震度6強(キラーパルス)
- 19) 新潟県中越沖地震：M6.8, 2007/7/16, 死者15, 最大震度6強(キラーパルス, 地盤液状化, 地震動の焦点効果)
- 20) 岩手・宮城内陸地震：M7.2, 2008/6/14, 死者17, 不明6, 最大震度6強(トランポリン効果, 山体崩れ, 土砂崩れ, 土石流)
- 21) 東北地方太平洋沖地震：M9.0, 2011/3/11, 死者19,630, 不明2,569, 最大震度7(日本観測史上最大規模の地震, 大規模津波被害, 原発事故, 地盤液状化, 前震, 各地で誘発地震)
- 22) 熊本地震：M7.3, 2016/4/14～, 死者269, 最大震度7(前震, 本震, 余震パターンの見直し, キラーパルス, 山崩れ, 土砂災害, 液状化, インフラ被害等)
- 23) 大阪府北部地震：M6.1, 2018/6/18, 死者5, 最大震度6弱(ブロック塀崩落)
- 24) 北海道胆振東部地震：M6.7, 2018/9/6, 死者41, 最大震度7(広域地滑り, 全道ブラックアウト)

上記の各被害地震では、それまで知られていなかった新しい現象や被害例などが生じている。たとえば、3)の新潟地震における砂地盤の液状化現象、スロッシングによる石油タンク火災、4)十勝沖地震では、コンクリート構造物のせん断破壊(後に建築基準法の見直しがなされた)、12)兵庫県南部地震では、盆地端部生成表面波に起因する震災の帯、中低層ビルや

木造家屋の被害に繋がる周期 1~2 秒のキラーパルス地震動、鉄筋の段落としなどに伴うビルの中間層破壊や橋脚の座屈現象が発生した。キラーパルスは、その後 18) 能登半島地震、19) 中越沖地震でも発生している。20) 岩手・宮城内陸地震では、地表の上下動が約 4,000 ガルという高加速度記録が観測され、いわゆるトランポリン効果として注目を集めたが、その後の研究によると、この現象は表層地盤の「盤膨れ現象」と解釈されている。21) 東北地方太平洋沖地震から 7 年半が経過した (2018 年 9 月末時点)。いうまでもなくこの地震の最大の特徴は、わが国の観測史上最大の規模であった。死者、行方不明者合わせて 22,000 余という大規模な津波被害をもたらし、メルトダウンという原子力施設の深刻な事故を招き、さらに各地で被害地震クラスの誘発地震も発生させた。

福井地震から北海道胆振東部地震までの約 70 年間に 24 の被害地震が発生しており、その平均発生間隔は 3 年弱である。自然災害は地震・津波のみではない。台風や高潮、集中豪雨、河川の氾濫等の被害もある。まことに、わが国は災害の国というほかはない。

フランスの通信社の特派員として日本に長く滞在し、最もアジア通と言われたロベール・ギラン氏 (1908~1998) のインタビュー記事を紹介して、この小稿を終えたい。インタビューは

兵庫県南部地震後にパリ郊外の老人ホームにおいて行われたものである。その主な内容を箇条書きにまとめると次のようである。

- ・日本を理解する重要なカギの 1 つが地震だと思ふ。日本人の性格や、社会そのものが地震の影響を受けている。
- ・日本人はある日突然、地震ですべてがゼロになると知っている。仏教で大事な「無常観」という言葉は、フランス語にすれば「アンペルマナンス」(恒久普遍にあらず) だろうが、フランスの辞書には見当たらない。
- ・日本人は地震も無常観で、普通に与えられたものと受け止める。それはしかし、諦観ではなく、次の行動へのステップである。
- ・東京大空襲のとき、私は五反田に住んでいた。人々はただちに立ち上がり、働きだした。地面に穴を掘り、トタン板や木片を集めて仮住まいを造った。金属片や材木類、紙などに仕分けた置き場ができた。警察や役所からの指導もないのに大衆が自主的に働いている。その復興の速さに驚いた。
- ・考えてみれば、地震の危険にさらされた、世界で最も壊れやすい大地に、世界で最も発達した産業、経済基盤が打ち立てられているというのは実に驚くべきことではないか。

(澤田義博：(公財)地震予知総合研究振興会、名古屋大学名誉教授)

北海道東部沖の巨大地震の可能性

佐竹健治

1. はじめに

北海道東部の太平洋岸の沖合では、太平洋プレート沈み込みに伴って多くの地震が発生している。カムチャツカ半島沖から北海道南東沖まで続く全長約 2,000km の千島海溝は世界中でも地震活動が高い地域であり、北部のカムチャツカ半島付近では 1952 年 11 月に M 9.0 の超巨大地震が発生した。千島海溝南部の北海道周辺でも M8 クラスの巨大地震が繰り返し発生し (図 1)、これに基づいて、地震空白域とそれに基づく長期予測の概念が 1960 年代に提唱された。これは、プレート境界の各領域では、同規模の巨大地震がほぼ一定 (数十～数百年) の間隔で繰り返し発生し (固有地震モデル)、それらの巨大地震は比較的短期間 (地震活動期) に発生するというもので、地震活動期にまだ地震が発生していない (短期間のうちに発生が予測される) 場所が地震空白域と呼ばれた。

地震調査委員会では、2003 年 3 月に「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」を公表し、各領域における今後 30 年間の発生確率を推定した。同年の 9 月に発生した 2003 年十勝沖地震 (M8.0) を受け、2004 年 12 月には第二版を公表した。その後、2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) が発生したこと、北海道東部において津波堆積物に基づく古地震調査が数多く行われたことを受け、2017 年 12 月に第三版を公表した。13 年ぶりに改訂された第三版では、従来の M8 クラスの巨大地震に加えて、M9 クラスの超巨大地震についても、評価が行われた。

本稿では、まず千島海溝における巨大地震の長期評価の歴史を振り返ったうえで、地震調査委員会の長期評価について述べる。特に津波堆積物調

査に基づく超巨大地震の履歴の調査と、それに基づく長期評価についてやや詳しく紹介する。なお本稿では、関連する研究について、その詳細や文献の引用は省略するので、興味を持たれた読者は、地震調査委員会の長期評価 (2003, 2004, 2017) や佐竹 (2017)、清水 (2013) などを参照されたい。

2. 千島海溝における大地震の繰り返しと長期予測

1950 年代から 1970 年代にかけて、千島海溝南部から青森県東方沖で巨大地震が引き続いて発生した (図 1)。それらは、西から、1968 年青森県東方沖 (十勝沖地震と呼ばれる、M7.9)、1952 年十勝沖地震 (M8.2)、1969 年北海道東方沖地震 (M7.8)、1958 年択捉島沖地震 (M8.1)、1963 年択捉島沖地震 (M8.1) である。

これらの巨大地震の震源域はほぼ重なっておらず、またそれぞれの領域では 19 世紀にもやはり巨大地震が発生していること (図 1) から、宇津 (1972) は、日本海溝北部 (八戸沖) から千島海溝南部を A~G の領域に区分した。そして、C 領域 (根室沖) では 20 世紀に巨大地震が発生していないことから、ここが (第 1 種) 地震空白域であると指摘した。さらに、巨大地震の繰り返し間隔を 90~109 年とすると、根室沖において 1972 年以降の 30 年間に巨大地震が発生する確率は 40~57% と推定した。この発表の翌年に、1973 年根室半島沖地震 (M7.4) が発生した。

その後の研究によって、1958 年の地震はプレート間地震ではなく、沈み込むプレート内で発生した地震であったこと、1963 年と 1969 年の巨大地震の余震分布はほぼ隣接していたことが明らかになった。すなわち、図 1 の E 領域は存在せず、D

領域の隣はF領域であることがわかった。そこで、地震調査委員会（2003）は、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」において、北海道太平洋岸の千島海溝を西から十勝沖、根室沖、色丹島沖、択捉島沖に分けた。十勝沖では1843年（M8.0）および1952年（M8.2）に、根室沖では1894年（M7.9）および1973年（M7.4）に同様な巨大地震が発生したとみなし、両地域における30年間のM8クラスの地震の発生確率を、十勝沖60%

程度、根室沖20~30%（2003年1月1日時点）と推定した。地震の発生確率の計算には、固有地震モデルに基づいて、BPT（Brownian Passage Time）と呼ばれるモデルが使われた。このモデルでは地震がほぼ一定の間隔で繰り返し発生すると仮定しているため、ある時点から一定の期間内に次の地震が発生する確率は、地震の発生直後は低く、次の地震に向けて毎年上昇してゆく。

この長期予測が公表された半年後の2003年9月26日に、十勝沖地震（M8.0）が発生したが、この震源域は、ほぼ釧路海底谷の西側に限られており、1952年の津波波源域よりも小さかった。そこで、地震調査委員会（2004）では「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」において、「十勝沖」の範囲を2003年十勝沖地震の震源域のみに限定し、1952年地震の津波波源域の一部である厚岸沖は「根室沖」と考え、両地域における30年間のM8クラスの地震の発生確率をそれぞれ0.02~0.5%、30~40%（2005年1月1日時点）と推定した。

2003年十勝沖地震の直後に、1952年十勝沖地震の余震分布や地震波の解析が見直され、1952年の震源域は2003年地震と同様に、釧路海底谷よりも西側の十勝沖だけであったと指摘された。

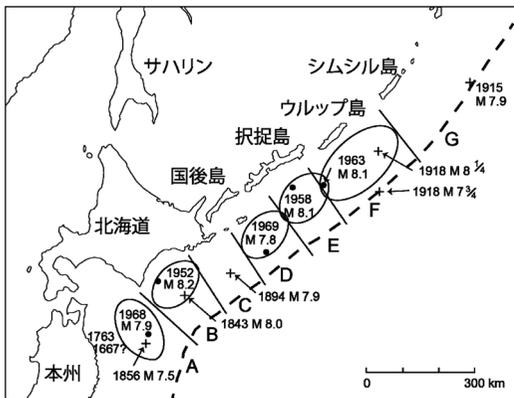


図1 千島海溝沿いの巨大地震の震源域と発生年。宇津（1972）は根室沖（領域C）が（第1種）地震空白域であると指摘した。Mはその後改訂されているものもある（図2参照）

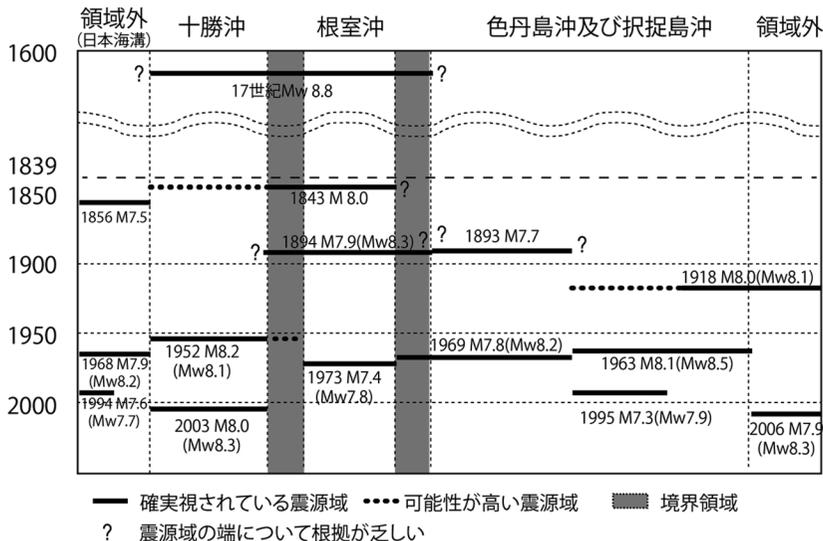


図2 千島海溝沿いで17世紀以降に発生したプレート間巨大地震の時空間分布。実線・破線・?の順で信頼性が低下する。地震調査委員会（2017）

ところが、津波高の比較や津波波形解析、さらには最近の地震波解析によると、1952年の震源域や津波波源域は、釧路海底谷東側の厚岸沖まで伸びていたようであることが分かってきた。

1894年（明治29年）の根室沖地震は、津波高分布がよく似ていることから1973年根室半島沖地震と同様な地震であるとされていたが、鮎川で記録された津波波形の比較およびシミュレーションに基づく、1973年の地震よりも西の厚岸沖まで伸びていたと推定されている。

1843年（旧暦天保十四年）の地震については、厚岸湾を中心とする津波高分布が1952年十勝沖地震とよく似ていることから、十勝沖の地震とされてきたが、さらに東側では1973年根室半島沖地震の津波高分布とも似ており、波源域は根室沖にまで伸びていたようである。

これらの津波高分布や波形の解析から、千島海溝沿いを十勝沖（釧路海底谷以西）、厚岸沖、根室沖と分けると、19世紀以降の津波波源域は以下のように整理される。2003年十勝沖地震の波源域は十勝沖のみ、1973年根室半島沖地震は根室沖、1952年十勝沖地震は十勝沖および厚岸沖、1894年地震は根室沖および厚岸沖、1843年地震は、厚岸沖を中心に、東は根室沖、西は十勝沖ま

で伸びていたと考えられる。

このように、厚岸沖は、あるときは十勝沖とともに、あるときは根室沖とともに破壊したようである。したがって、厚岸沖は、十勝沖と根室沖の境界領域とすることができる。従来は、沈み込み帯は十勝沖・根室沖と明確なセグメントに分かれ、そこで一定の間隔で同様な規模の地震（固有地震）が繰り返すと考えられていたが、繰り返す地震には多様性があることが明らかとなってきた。

そこで、地震調査委員会が2017年12月に公表した第三版では、過去の地震の震源域は同じでなく多様性があるとして、従来の十勝沖・根室沖に加えて、根室沖の両側に境界領域を設定した。また、色丹島沖・択捉島沖については統合して評価した。この他、これまで考慮されていなかった、海溝軸付近の津波地震や、海溝軸外側の正断層地震についても評価した。これらの領域についての長期評価（規模と今後30年間の発生確率）を表1にまとめる。

3. 北海道東部における古地震調査

海岸付近の地質調査から、過去の地震による地殻変動や津波によって運ばれ堆積した砂層（津波

表1 千島海溝の地震の長期評価

評価対象地震	発生領域	規模	確率
超巨大地震（17世紀型）	十勝沖から択捉島沖 （根室沖を含む）	M8.8程度以上	7~40%*
プレート間巨大地震	十勝沖 根室沖 色丹島沖および択捉島沖	M8.0~8.6程度 M7.8~8.5程度 M7.7~8.5前後	8%* 80%程度* 60%程度
ひとまわり小さいプレート間地震	十勝沖および根室沖 色丹島沖および択捉島沖	M7.0~7.5程度 M7.5程度	80%程度 90%程度
海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）	十勝沖から択捉島沖の 海溝寄り	Mt8.0程度	50%程度
沈み込んだプレート内の地震	やや浅い領域 やや深い領域	M8.4前後 M7.8程度	30%程度 50%程度
海溝軸外側の地震	千島海溝の海溝軸外側	M8.2前後	不明

地震調査委員会（2017）に基づく。確率値は2018年1月1日現在。*BPT過程（固有地震モデル）を仮定しているため、確率値は毎年更新される

堆積物)を調べ、巨大地震の発生履歴を明らかにする研究は、1980年代後半に北米の太平洋岸(カスケード沈み込み帯)で始められた。ここでは、海洋プレートが沈み込んでいるにもかかわらず、巨大地震の発生がしられていなかったが、文献資料は1850年代からの150年程度に限られていたため、それ以前(先史時代)の地震の履歴を調べるために地質学的手法がとられた。

このような古地震研究はその後全世界に広がり、1990年代後半からは北海道でも津波堆積物の調査がさかんに行われるようになった。北海道東部の太平洋岸は、沿岸部に湿原や湖沼があり人工改変も進んでいないことから、津波堆積物の調査には適しており、主に北海道大学・北海道地質研究所のグループ、産業技術総合研究所(産総研)のグループによって調査が行われてきた。その結果、17世紀に東北地方太平洋沖地震と同じようなM9クラスの地震が発生していたことが明らかになった。

北海道浜中町の霧多布湿原(図3)では、1952年十勝沖地震津波や1960年チリ地震津波の際には、津波が海岸から1~2km程度まで遡上し、

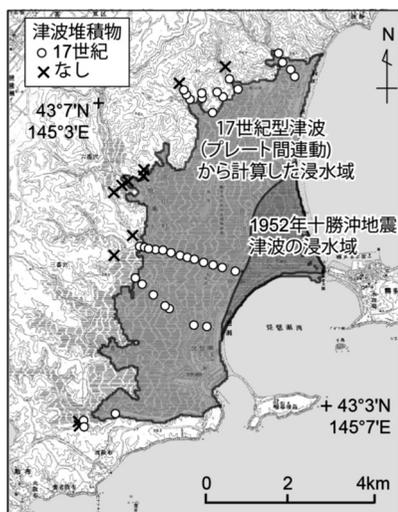


図3 霧多布湿原における17世紀の津波堆積物の分布(○)。1952年十勝沖地震による実際の浸水域および17世紀型の超巨大地震(プレート間運動型)から計算された津波の浸水域も示す。Nanayama *et al.* (2003)に基づく

大きな被害をもたらした。地質調査の結果、湿原の泥炭層の中に火山灰層とともに何枚もの砂層が挟まっているのが発見され、これらの多くは1952年や1960年の津波浸水域よりもずっと内陸の、湿原の縁まで達していた(図3)。これらの砂層は、微生物(ケイ藻)化石の分析から、海から運ばれてきた砂であることが確認された。このうち最上位の砂層(K2)は、17世紀に噴火した北海道南部の駒ヶ岳や樽前山からの火山灰層の直下に位置していることから、17世紀中ごろに堆積したと考えられる。すなわち17世紀に、海岸から数kmまで砂を運ぶような巨大な地震が発生したことが明らかになった(Nanayama *et al.*, 2003)。

17世紀の砂層の下位には10世紀頃の火山灰層との間にもう1枚の砂層(K3)が、10世紀頃と約2500年前の火山灰層との間には4枚の砂層(K4~K7)が、さらに下位にも砂層(K8, K9)が発見された(図4)。10世紀以降に2枚、過去2500年間に6枚の津波堆積物層が発見されたことから、これらの津波の発生間隔はおよそ500年とされてきた。火山灰層に加えて、泥炭層中の炭化物(図4aの黒丸)の放射性炭素年代を測定し、それぞれの砂層の堆積年代を推定(図4b)したところ、再来間隔は100~800年とばらつき、その平均は約400年であることが明らかとなった(Sawai *et al.*, 2009)。

霧多布以外の北海道太平洋沿岸の湿原や湖沼においても、17世紀およびそれ以前の津波砂層が発見され、海岸から数kmまで追跡された。また、同様な津波堆積物は海岸段丘上や段丘崖でも発見されており、それらの標高から、17世紀の津波の沿岸での高さは、十勝から根室の海岸で15~20mと推定されている(平川, 2012)。

さらに、釧路市春採湖底の柱状試料からも、過去7,000年間に15枚程度の津波堆積物が見出された。この柱状試料については、17世紀の津波堆積物と1667年樽前山噴火の火山灰の間に31枚の縞模様が見られ、この縞模様が毎年の変動を表す年縞であるとすると、津波堆積物は1637年以前に堆積した、という報告がある(石川ほか, 2012)。

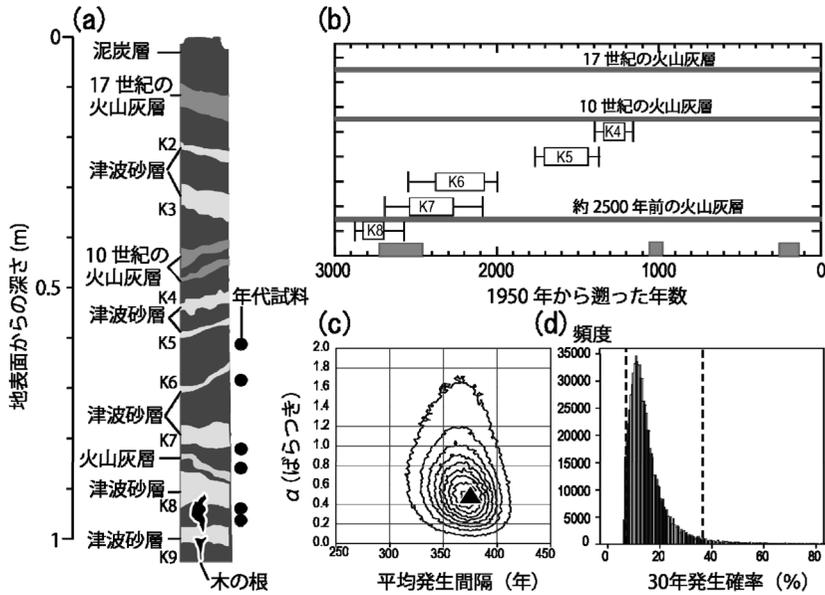


図 4 (a) 霧多布湿原における地表から地下1mまでの地層断面。泥炭層の中に津波の砂層、火山灰層が挟まっている。黒丸は年代測定試料の採取位置。(b) 年代測定による津波砂層の発生年代の推定値。四角形は標準偏差の幅、その外に伸びる線分は標準偏差の2倍を示す。(c) (b) のデータに基づき5個の地震をランダムに多数発生させた際の、平均発生間隔(横軸)とばらつきのパラメータ α (縦軸) の分布。コンターの中心(▲)が最頻値を示す。(d) ランダムに発生させた時系列から計算される今後30年間の発生確率の分布。点線は95%の信頼区間(7~37%)を示す。(a), (b) は Sawai *et al.* (2009) を、(c), (d) は地震調査委員会(2017)を簡略化

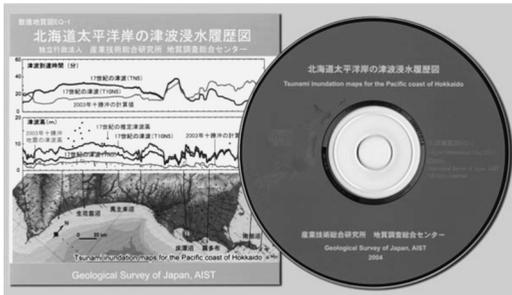


図 5 北海道太平洋岸の津波浸水履歴図。産総研地質調査総合センターから2004年に出版された。CD-ROMには、霧多布湿原の他、5カ所における津波堆積物の分布、津波数値シミュレーションによる浸水域の図面の他、産総研による津波堆積物調査の報告書や津波浸水のアニメーションなどが含まれている

これらの津波堆積物の分布およびそれから推定される津波の浸水域については、産総研の津波堆積物調査結果の報告書とともに「北海道太平洋岸

の津波浸水履歴図」としてまとめられ、2004年に数値地質図シリーズとして刊行された(図5)。

さらに、中央防災会議の「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」(平成15~18年)においては、17世紀に発生したような巨大津波は、「500年間隔地震」として取り上げられ、被害想定や被害軽減対策がとられた。たとえば、釧路市では、500年間隔地震を想定した津波ハザードマップが東日本大震災の前に作成されていた。

4. 17世紀型超巨大地震の規模とモデル

古地震調査の結果、17世紀には、根室~十勝の約200kmの沿岸で、20世紀の地震よりも大きな津波が発生し、沿岸で10m以上の高さ、海岸から数kmまで浸水したことが明らかになった。また、同様な調査から、ほぼ同時期に、沿岸での隆起(0.5~1m)が発生したことも分かった。

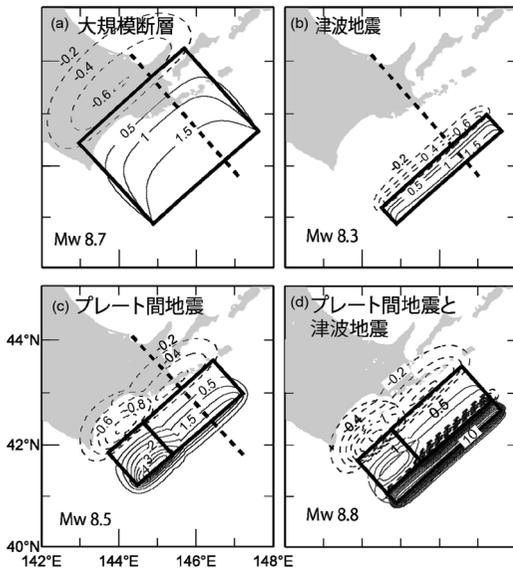


図 6 断層モデルによる海底地殻変動(上下成分)。黒枠は断層面の地表投影。実線と破線のコンターはそれぞれ隆起と沈降を示す。単位は m。(a) 大規模断層地震。(b) 津波地震。(c) プレート間地震の連動。(d) プレート間連動地震と津波地震との同時発生。Satake *et al.* (2008) および Ioki and Tanioka (2016) に基づく

これらの観測事実を説明するために、17 世紀の地震の断層モデルとして、いくつかのタイプの地震が検討された(図 6)。(a) 大規模断層地震は、17 世紀に発生した海岸の隆起を説明するために、海溝付近からプレート境界の深さ 85 km まで延びる大規模断層(幅 250 km)である。(b) 津波地震は、海溝軸付近の比較的狭い断層面上(深さ 0 から 15 km 程度)のすべりである。(c) 十勝沖・根室沖のプレート間地震の連動は、1952 年十勝沖地震と 1973 年根室沖地震の震源域を合わせた領域を震源とするものであり、断層面のすべり量は十勝沖で 10 m、根室沖で 5 m、深さは 15~50 km 程度である。通常のプレート間地震と津波地震が同時に発生した例はしられていなかったが、2011 年東北地方太平洋沖地震はこれらの両方が同時に発生したと考えられることから、(d) プレート間地震と津波地震の同時発生モデルが提案された(Ioki and Tanioka, 2016)。このモデルでの海溝軸付近のすべりは 25 m と非常に大きい。

これらの断層モデルによる、地表における上下変位を図 6 に示す。大規模断層モデルでは、隆起域が内陸まで延び、霧多布などの太平洋沿岸で約 1 m の隆起となる。津波地震の上下変動は、海溝付近のみに限定される。プレート間地震が連動した場合には、太平洋沿岸は 0.6 m 程度沈降する。プレート間連動地震と津波地震との同時発生モデルは、2011 年東北地方太平洋沖地震と同様に、海溝付近で大きく(10 m 以上)隆起する。

これらを初期値として津波の発生・伝播を計算し、北海道沿岸での津波高さと沿岸での浸水域を、津波堆積物の分布と比較した。霧多布湿原(図 3)では、プレート間の連動地震から計算した浸水域が、観察された津波堆積物の分布をよく再現できている。大規模断層モデルの場合、海岸線も隆起するため、津波が内陸まで浸水しにくい。津波地震モデルは、波源の波長が短いため、沿岸に到達する津波の周期が短く、やはり内陸まで浸水しない。

北海道沿岸での津波の高さを図 7 に示す。北海道沿岸では、プレート間連動地震と津波地震の同時発生モデルによる沿岸の津波高が 10~25 m と最も高く、プレート間連動地震(6~10 m)、大規模断層(~4 m)の順に小さくなる。大規模断層地震の場合、海岸も隆起するため(図 6)、実質的な水位上昇量は小さい。津波地震については、釧路付近では 2 m 程度だが、厚岸付近では 10 m を超えるなど、局所的な変動が大きい。図には、段丘上の津波堆積物の高さの最大値も示した。これらを再現できるのは、プレート間連動地震と津波地震の同時発生モデルだけであることから、このモデルが 17 世紀型超巨大地震のモデルとして採用された。地震の規模は Mw 8.8 以上とされた。

5. 超巨大地震の発生確率

17 世紀型の超巨大地震は平均約 400 年間隔で繰り返して発生し、最新の発生時期(1637 年頃)からすでに 400 年近くが経過していることから、切迫性は高いと考えられる。一方で、津波堆積物に基づく、過去の津波の堆積時期については、大

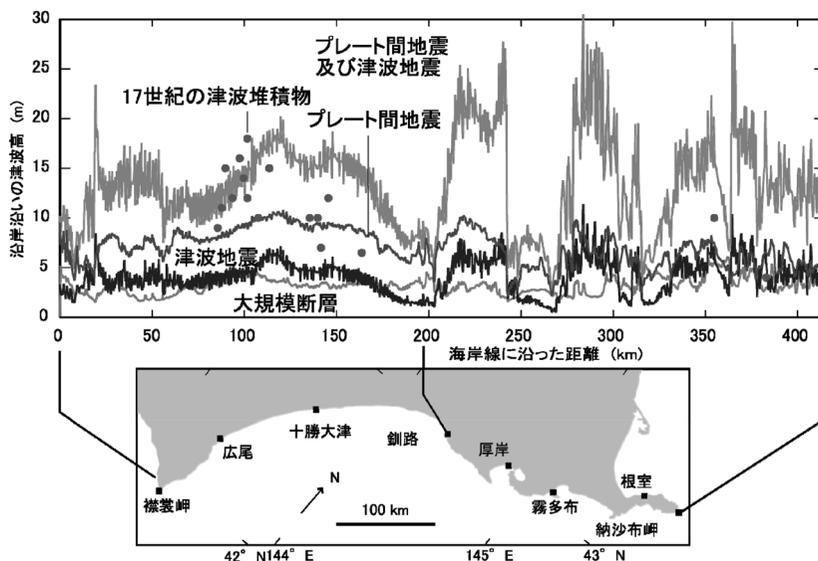


図7 断層モデルから計算された北海道東部太平洋岸における津波高。Satake *et al.* (2008), Ioki and Tanioka (2016) に基づく。段丘上で発見された17世紀の津波堆積物の高さ(平川, 2012)も示す

きな不確定性がある(図4)。そこで、地震調査委員会(2017)では以下のようにして、将来の発生確率を計算した。

霧多布および藻散布で記録された津波堆積物のうち、17世紀型巨大地震であると考えられるもの(霧多布の場合は図4のK4~K8の5つ)を選び、発生確率の計算に用いた。これらの地震については、その発生時期が誤差とともに推定されている(図4b)ことから、その標準偏差に基づいて、確率密度関数を仮定した。その確率密度関数に基づいて乱数を発生させ、それぞれの地震の発生年を選び、5個の地震の発生履歴を作成した。この履歴から、平均発生間隔およびBPT分布のばらつきのパラメータ(α)を最尤法で決定した。これを数十万回繰り返し、平均発生間隔およびばらつきの分布、さらにはそれらから計算される今後30年間に発生する確率の密度分布を計算した。霧多布の場合、平均発生間隔は375年、 α の最頻値は0.49であった(図4c)。平均発生間隔は500年より短く、ばらつきの α は十勝沖や根室沖の巨大地震の確率計算(表1)で使われた値(十勝沖は0.38、根室沖は0.22)よりも大きい。今後30年間に発生する確率(図4d)については、最頻

値は10%程度であるが、ばらつきが大きく、95%の信頼区間は7~37%となった。藻散布での結果と合わせて、17世紀型超巨大地震が今後30年間に発生する確率は7~40%とされた。

6. まとめ

地震調査委員会は2017年12月に「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)」を発表した。2003年3月に第一版を公表後、2003年9月に発生した十勝沖地震(M8.0)を受けて、2004年12月に第二版を公表して以来、13年ぶりの改訂であった。この間、北海道東部において進展した津波堆積物に基づく古地震調査ならびに2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)が発生したことを考慮した。

M8程度を超えるプレート間巨大地震については、過去の地震の震源域は同じでなく多様性があることから、十勝沖・根室沖の他に境界領域を設定した。また、色丹島沖・択捉島沖については統合した。今後30年間に地震が発生する確率は、十勝沖では8%、根室沖では80%程度、色丹島および択捉島沖では60%程度と推定された。十勝

沖に比べて根室沖の確率が高いのは、前回の地震がそれぞれ2003年、1973年であったことによる。

また、ひとまわり小さいプレート間地震や、沈み込んだプレート内の地震の他、これまで考慮されていなかった、海溝軸付近の津波地震や、海溝軸外側の正断層地震についても評価した。海溝軸外側の正断層地震については、過去の事例がないことから、確率値は推定できなかったが、それ以外のタイプの地震については、今後30年間に発生する確率は30~90%と高い値となった。

超巨大地震（17世紀型）については、霧多布湿原、藻散布沼における津波堆積物調査に基づき、今後30年以内に発生する確率を7~40%と算定した。その規模は、東北地方太平洋沖地震のような海溝軸付近に大きなすべりを想定したモデルに基づき、M8.8程度以上と推定した。

参考文献

- 平川一臣. 2012. 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味：仮説的検討。科学, **82**, 172-181.
- Ioki, K. and Tanioka, Y. 2016. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 133-138.
- 石川 智・鹿島 薫・七山 太・重野聖之. 2012. 北海道釧路市春採湖の湖底コアから推定される17世紀前半の津波堆積物の年代。日本地球惑星科学連合2012年大会予稿集, MIS25-P16.
- 地震調査委員会. 2003. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima.pdf
- 地震調査委員会. 2004. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）について。http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima2.pdf
- 地震調査委員会. 2017. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）。https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima3.pdf
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S. 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663.
- Satake, K., Nanayama, F. and Yamaki, S. 2008. Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth Planets Space*, **60**, 925-935.
- 佐竹健治. 2017. 17世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震。東京大学地震研究所彙報, **92**, 31-47.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K.H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. and Aung, T.T. 2009. Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res.*, **114**, B01319. doi. 10.1029/2007JB005503
- 高清水康博. 2013. 北海道の津波堆積物研究の現状と課題：17世紀巨大大津波による堆積物の研究を中心に。地質学雑誌, **119**, 599-612.
- 宇津徳治. 1972. 北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について。地震予知連絡会会報, **7**, 7-13.

佐竹健治

[さたけ けんじ]

現職 東京大学地震研究所教授、東京大学地震火山史料連携研究機構長

略歴 1984年北海道大学大学院理学研究科修士課程修了、1985年東京大学大学院理学系研究科博士課程中退、東京工業大学理学部教務職員、米カリフォルニア工科大学客員研究員、ミシガン大学助教、地質調査所主任研究官、産業技術総合研究所主任研究員を経て、2008年より現職

研究分野 巨大地震・津波に関する地球物理学的・古地震学的・歴史地震学的研究



福島県で節目を迎えた自然災害

—1888年磐梯山噴火と1938年福島県東方沖地震—

室谷智子

1. はじめに

今年2018年は、1月から3月にかけての豪雪、6月18日の大阪府北部の地震、6月28日から7月8日にかけての「平成30年7月豪雨」、9月6日の「平成30年北海道胆振東部地震」など、甚大な被害を生じた災害が続いた。また、1948年福井地震から70年、1968年十勝沖地震から50年、1978年宮城沖地震から40年、2008年岩手・宮城内陸地震から10年、と多くの地震の節目の年でもある。本稿では、発生から130年を迎えた1888年磐梯山噴火、80年を迎えた1938年福島県東方沖地震と、福島県を襲った2つの災害について紹介する。

2. 1888年磐梯山噴火

福島県には、吾妻山、安達太良山、磐梯山、燧ヶ岳（ひうちがたけ）、沼沢の5つの活火山がある（図1）。このうち吾妻山、安達太良山、磐梯山は、気象庁が火山活動を24時間体制で監視する常時観測火山に選定されている。その中の1つである磐梯山が1888年（明治21年）7月15日7時45分ころ、凄まじい轟音とともに水蒸気爆発による噴火を起こした。噴火直前の7時頃から鳴動が続き、7時半頃からは数回強いゆれを伴う地震も続いた（関谷、1888）。1週間ほど前から鳴動や地震があったようだが、誰もそれが噴火の前兆とはとらえていなかったようである。噴火は一度では収まらず、繰り返した噴火によって崩壊した山体（小磐梯）は、岩屑（がんせつ）なだれとなって集落を襲い、5村11集落が完全に埋没するなど、

死者460名を超えるという被害を生じた（中央防災会議、2005）。この噴火は日本が近代国家になって初めて遭遇した大規模災害であり、本格的に政府や大学研究者によって災害直後に被害調査が行われた最初の災害ということになる。また、明治以降の日本で最も被害が大きい火山噴火でもある。

当時はまだ火山学が確立しておらず、帝国大学理科大学の地震学教授であった関谷清景が、同じく理科大学の菊池安や、工科大学の戸谷玄名蔵とともに現地調査を行った。工科大学のお雇い外国人技師として来日し、写真家でもあったイギリス人のウィリアム・バートン（William Kinninmond Burton）も同行して現地調査に赴き、村の被害の様子や火口周辺の噴煙や噴石などの写真を撮影している。関谷やバートンによって書かれた報告（たとえば、関谷、1888；Sekiya and Kikuchi, 1889）に掲載されたスケッチは、調査時の写真から描かれたものと思われ、海外での火山研究にも影響を与えている（中央防災会議、2005）。スケッチのもとになった写真が含まれる幻灯写真が国立科学博物館に残っており（写真1）、関谷が調査後に一般向けの講演を行った際に使われたものと思われる。国立科学博物館所蔵の磐梯山噴火の写真については、大迫ほか（2003）に詳しく述べられている。日本国内に広く写真が普及し始めた頃に発生した1888年磐梯山噴火の写真は、日本で最初の火山噴火写真であり、多くの人が撮影したようである。各所に残されている写真や出版物については、中央防災会議（2005）に詳しくまとめられている。この報告書には掲載されていない「福島県下耶麻郡磐梯山噴火之圖」（届人 佐藤重兵衛、岩代国信夫郡福島町）、「磐梯山噴火略圖」（印刷著作兼発行者 並川善六、下谷区元黒門町）の2



写真 1 左：国立科学博物館に残る幻灯写真。中：噴口内岩石。W. Burton 撮影。Sekiya and Kikuchi (1889) にスケッチが掲載されている。右：蒸気噴吐，土石流出，遠望。関谷 (1888) にスケッチが掲載されている。大迫ほか (2003) には，左右反転して写真が掲載されているが，ここではスケッチに合わせている

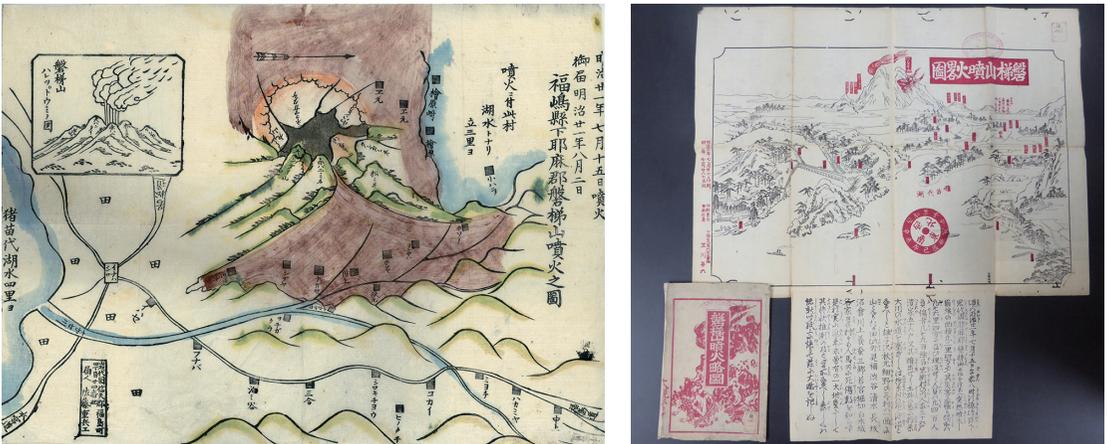


写真 2 噴火被害の様子を描いた絵図。左：「福嶋縣下耶麻郡磐梯山噴火之圖」(届人 佐藤重兵衛)。右：「磐梯山噴火略圖」(印刷著作兼発行者 並川善六)。ともに国立科学博物館蔵

枚の絵図を最近入手したので紹介しておく (写真 2)。前者には噴火による山崩れで檜原村が湖になってしまった様子が描かれており，後者には東京で出版したためか，被害の程度を知らせる文章も書かれている。

この大規模な噴火によって甚大な被害が生じた一方で，山体崩壊により磐梯山の北側に五色沼が形成されるなど，現在では福島県内でも有数の観光地となっている。しかし，北から磐梯山を望むと (裏磐梯)，今でも生々しい噴火の傷跡を見ることができる。磐梯山は 2011 年に日本ジオパー

クに認定されている。

3. 1938 年福島県東方沖地震

福島県沖で，1938 年 (昭和 13 年) 11 月 5 日 17 時 43 分 (M_{jma} 7.5)，19 時 50 分 (M_{jma} 7.3)，6 日 17 時 53 分 (M_{jma} 7.4)，7 日 6 時 38 分 (M_{jma} 6.9) と 3 日間で立て続けに 4 つのマグニチュード (M) 7 クラスの地震が発生した。半年前の 5 月 23 日 16 時 18 分には，これらの震源域の南に接するように，茨城県沖で M_{jma} 7.0 の地震も発生し

ている。本稿では、この茨城県沖の地震も含めて一連の福島県東方沖地震（イベント1～イベント5）とする（表1, 図1, 2）。

5月の地震により、茨城県や福島県で煙突が折れるなどの軽微な被害があり（竹花・副田, 1938), 11月の地震により、福島県内で死者1名, 負傷者9名, 建物全壊20棟, 半壊71棟, 宮城県や茨城県でも微小な被害があった（中央気象台地震掛, 1940）。最大震度5を観測したのは、5月23日のイベント1では茨城県と福島県, 11月5日のイベント2では宮城県, 福島県, 茨城県の広範囲, イベント3では宮城県と福島県, 11月6日のイベント4では福島県であった。11月7日のイベント5では、宮城県から茨城県にかけて震度3の領域が広がった。震源が陸から離れているためか、津波による被害はなかった。岩手県沿岸から茨城県沿岸において、全振幅（peak to peak）で数十cmの津波が観測され（Iida, 1956）、イベント2の花淵、鮎川、小名浜、イベント4とイベ

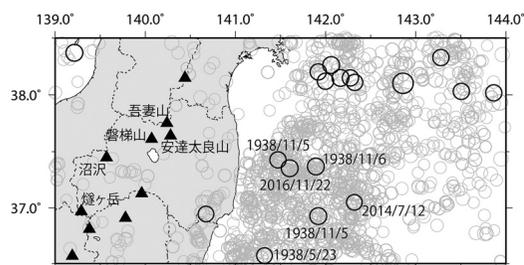


図1 福島県周辺の地震（灰丸は1923年から2017年のマグニチュード5以上の地震, 黒丸はマグニチュード7以上の地震）と火山（黒三角）

ント5の鮎川だけが、全振幅で1mを超えた（表2）。

M7クラスの地震が複数発生したということで、余震の数も多かったようである。11月と12月だけで1,600回もの余震が発生し、そのうち有感地震は323回観測されている（中央気象台地震掛, 1940）。1938年5月23日から1年間で、14

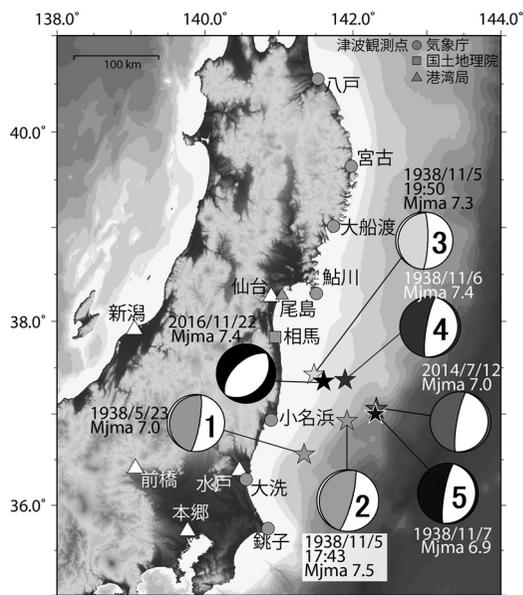


図2 本稿で紹介している地震と観測点分布。星は1938年と2014年, 2016年の地震の震央。1938年の5つの地震のメカニズム解はAbe (1977), 2014年のメカニズム解は気象庁CMT解, 2016年のメカニズム解はMurotani and Stake (2017) の遠地実体波インバージョン解析による。白三角は、地震観測点。灰色の丸, 三角, 四角は津波観測点

表1 福島県沖で発生したM7クラスの地震

	発生日時*	震源*	深さ*	M _{jma} *	M _w (USGS)	メカニズム
イベント1	1938/05/23 16:18	141.3°E, 36.6°N	0.0 km	7.0	7.7	逆断層 [‡]
イベント2	1938/11/05 17:43	141.9°E, 36.9°N	43.0 km	7.5	7.8	逆断層 [‡]
イベント3	1938/11/05 19:50	141.5°E, 37.4°N	30.0 km	7.3	7.7	逆断層 [‡]
イベント4	1938/11/06 17:53	141.9°E, 37.4°N	10.0 km	7.4	7.7	正断層 [‡]
イベント5	1938/11/07 06:38	142.3°E, 37.0°N	5.0 km	6.9	7.6	正断層 [‡]
	2014/07/12 04:22	142.3°E, 37.1°N	33.0 km	7.0	6.5	正断層*
	2016/11/22 05:59	141.6°E, 37.4°N	24.5 km	7.4	6.9	正断層*

*気象庁カタログによる値。‡Abe (1977) による値

表 2 主な検潮所での津波の最大全振幅（1938年は Iida (1956) から抜粋）

	イベント 1	イベント 2	イベント 4	イベント 5	2014 年 [#]	2016 年
八戸	22 cm	24 cm	15 cm	33 cm	—	—
石巻	9 cm	35 cm	10 cm	6 cm	—	—
花淵	45 cm	113 cm	85 cm	118 cm	—	—
鮎川	—	105 cm	126 cm	125 cm	42 cm	127 cm
宮古	—	42 cm	21 cm	—	—	53 cm
小名浜	83 cm	107 cm	40 cm	50 cm	—	101 cm
銚子	18 cm	28 cm	14 cm	15 cm	—	19 cm

* イベント 3 はイベント 2 の 2 時間後に発生した地震のため、津波の分離が難しい。# 気象庁報道発表資料（平成 26 年 7 月 12 日）より読み取り

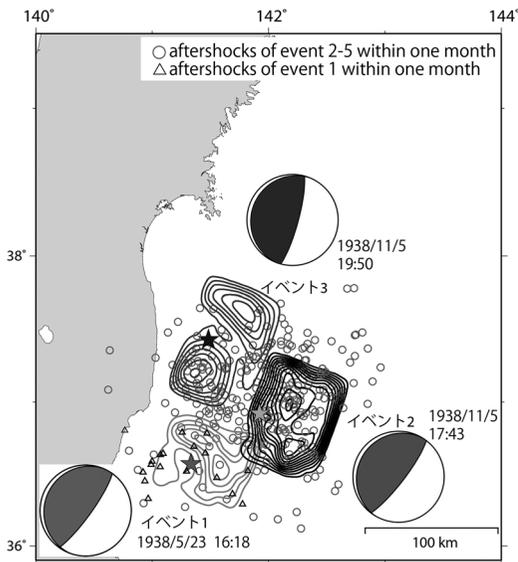


図 3 近地震波形を用いたインバージョン解析から得られたイベント 1, 2, 3 の低角逆断層地震のすべり分布（室谷ほか, 2004）。コンター間隔は 1 m。三角と丸は、それぞれ 5 月 23 日と 11 月 5 日の地震後 1 カ月間の余震

個の M6.5 以上の地震が発生しているが、そのうち M6.9 以上の地震は 7 個にものぼり、すべてで津波が観測された。

1938 年の地震に関しては、いくつか既往研究がある。羽鳥 (1976) は津波波源域を求め、5 月 23 日のイベント 1、11 月 5 日のイベント 2、イベント 3 の地震は津波の初動がすべて押し波、11 月 6 日のイベント 4 と 11 月 7 日のイベント 5 は引き波の初動が観測されたことから、メカニズム

の違いを示唆した。Abe (1977) はメカニズム解や断層パラメータを推定し、イベント 1、イベント 2、イベント 3 の地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した逆断層地震、イベント 4 とイベント 5 の地震は正断層地震と結論付けた。池田ほか (2008) は、3 つのプレート境界地震について、波形インバージョンによって得られたすべり分布に基づいて特性化震源モデルを作成している。

この地域では M7 クラスの地震は、2011 年頃までこれら 1938 年の一連の地震しか知られていなかった。ところが、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域には、これら 1938 年の地震群の領域が含まれており、また、2005 年から始まった文部科学省による「宮城県沖地震における重点的調査観測」や多くの研究者による 2011 年東北地方太平洋沖地震後の調査によって、宮城県～福島県沿岸では過去 2500 年間に、4 回の巨大地震による津波の痕跡があることが分かった。それらのうち 869 年貞観地震 (M_w 8.4 程度もしくはそれ以上) も福島県沖を含む領域で発生した 2011 年東北地方太平洋沖型の地震と評価されている (地震調査委員会, 2011)。福島県沖は、隣接する領域との連動によって M8~9 クラスの巨大地震が発生するか、M7~8 クラスの群発地震として発生するか、両方の可能性が考えられる。そのため、メカニズムが異なる地震が群発して発生した 1938 年の地震について詳細を明らかにすることは重要である。

本稿では 1938 年を中心に福島県沖で発生した

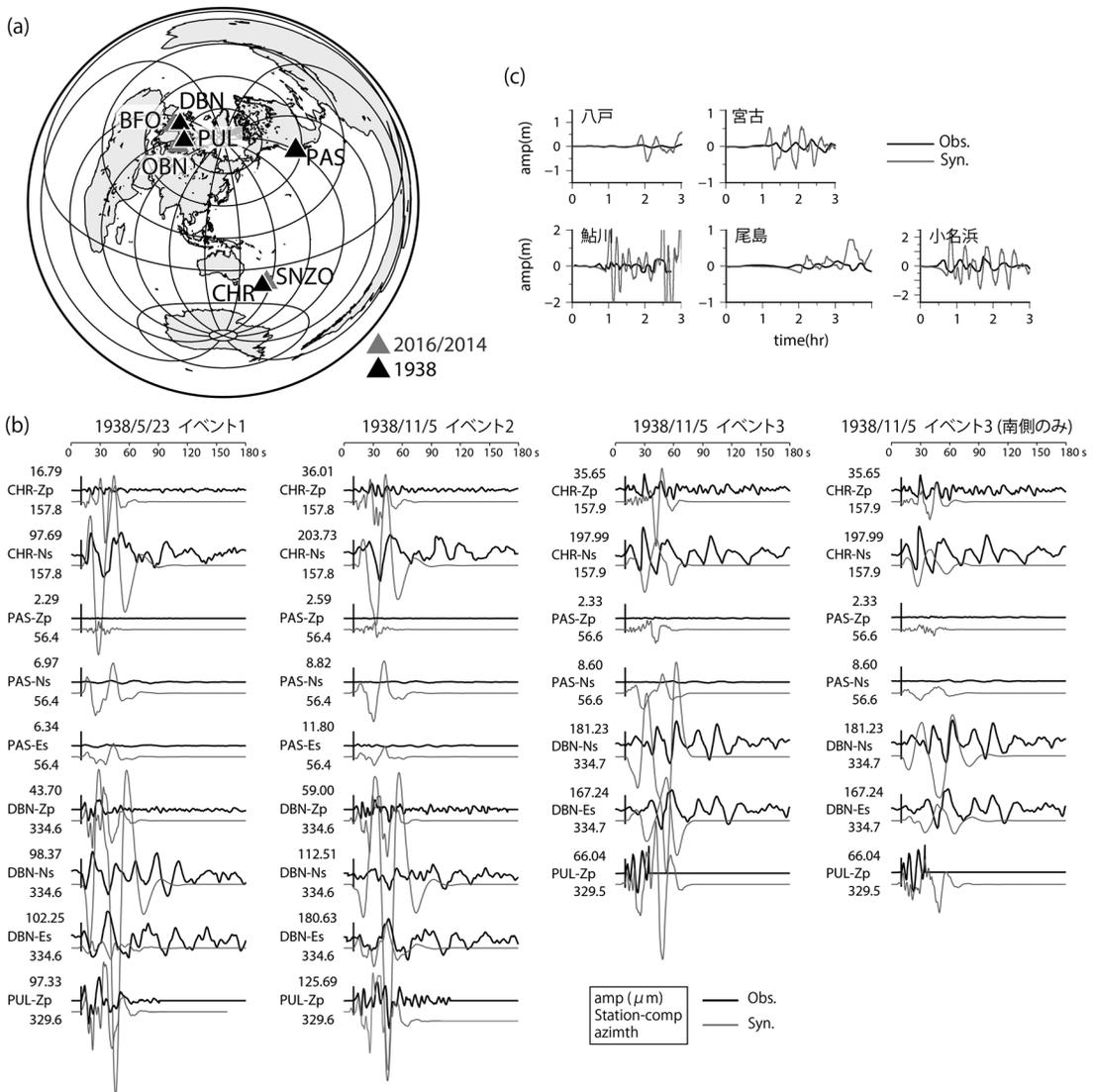


図 4 (a) 遠地波形記録の比較に用いた観測点分布. (b) イベント 1, 2, 3 のすべり分布から計算した遠地地震波形と観測波形の比較. (c) イベント 2 のすべり分布から計算した津波波形と観測波形の比較

M7クラスの地震像について紹介するが、地震波形や津波波形を用いた1938年の逆断層地震の解析や、1938年と2014年、2016年の正断層地震の比較を行った Murotani and Satake (2016, 2017) などをまとめたものである。

3.1 1938年の逆断層地震のすべり分布の検討

室谷ほか(2004)は、仙台、新潟、前橋、水戸、本郷(図2)の近地地震波形を用いたインバージョンによって逆断層地震の不均質すべり分布を

推定した(図3)。これらのすべり分布を用いて Christchurch (CHR, ニューゼーランド), De Bilt (DBN, オランダ), Pasadena (PAS, アメリカ), Pulkovo (PUL, ロシア)(図4a)での地震波形を計算し、観測波形との比較を行うと、すべてのイベントにおいて観測波形の位相は比較的再現できているものの、計算波形の振幅が観測波形の振幅よりも数倍から十数倍大きくなる結果となった(図4b)。近地地震波形インバージョンか

ら得られたすべり量と M_w は、比較的よく近地観測波形を再現できていたが、過大評価だったと考えられる。また、イベント3では2つの大きなすべり領域（アスぺリティ）が推定されているが、室谷ほか（2004）は津波波源域の再検討から、近地波形は南側のみのすべり領域だけでも説明は可能としている。そのため、南側のすべり領域のみから遠地地震波形を計算したところ、計算波形の振幅は観測波形とほぼ同じとなった（図4b右端）。全体に過大評価だったか、アスぺリティが1つの地震である可能性がある。

イベント2で発生した津波について、八戸、鮎川、宮古、尾島、小名浜（図2）での津波観測記録と、すべり分布から計算した津波波形とを比較した結果（図4c）、遠地地震波形比較の結果と同様、計算波形の振幅が観測波形よりもかなり大きかった。やはり、すべり量や M_w が過大であったと考えられる。さらに、いくつかの観測点では初動の押し引きが一致しなかったため、陸域側の海底の沈降量が大きすぎたと考えられる。イベント3に関しては、イベント2の2時間後に発生したために津波波形の分離が困難で、検討を行うのは難しい。

以上のことから、不均質すべり分布は、過大評価となっていると考えられるため、観測記録の追加や速度構造の見直し、近地・遠地地震波形、津波波形を同時に用いるジョイントインバージョンを行う等、再検討が必要である。

3.2 1938年と2014年、2016年の正断層型地震の検討

2011年東北地方太平洋沖地震の発生後には、福島県沖でM6~7クラスの正断層型や横ずれ型の余震が多発したが、1938年の一連の地震を除いて2011年までは正断層型の大地震の発生は知られておらず、1938年にM7クラスの正断層型の地震がほんとうに起きたのかという議論は長く残っていた。一方で、2014年7月12日に、イベント5の震央付近で M_{jma} 7.0の正断層型地震が、2016年11月22日には、イベント4の震央付近で1938年と同規模の M_{jma} 7.4の正断層型地震が発生した（表1、図2）。福島県沖を震源とする

M7を超える地震が発生したのは、1938年以降、これらの2014年と2016年の地震と、アウトラーズで2013年に発生した M_{jma} 7.1の正断層地震のみである。

福島県沖で発生した正断層型地震の検討を行うため、震央の近い1938年のイベント4と2016年の遠地地震波形の比較を行った。イベント4のChristchurch, De Bilt, Pasadena, Pulkovoでの波形と、それらに近い2016年のSouth Karori (SNZO, ニュージーランド), Black Forest Observatory (BFO, ドイツ), Pasadena, Obninsk (OBN, ロシア)での波形を比較すると、振幅はイベント4のほうが大きい。波形の位相や立ち上がりは非常によく似ていることから（図5）、1938年の地震は正断層であると考えてよさそうである。しかしながら、2016年の地震の気象庁（走向65°、傾斜55°；走向212°、傾斜40°）やUSGS（走向42°、傾斜49°；走向238°、傾斜42°）によるメカニズム解と、イベント4のAbe (1977)によるメカニズム解（走向10°、傾斜10°；走向190°、傾斜80°）は走向、傾斜が異なっている。一方で、2014年の地震は1938年のイベント5の震央と非常に近いが、観測波形はどちらかというイベント5よりはイベント4や2016年の波形に近い（図5）。Abe (1977)はイベント4とイベント5を同じメカニズムと仮定していたが、遠地地震波形を比較するといくつかの観測点で初動が異なるため（図6）、イベント5のメカニズムはイベント4や2016年、2014年の地震とは異なると考えられるが、今後の検討課題である。

次に、1938年と2016年の津波波形に関して、両者を比較できる観測点は宮古、鮎川、小名浜の3点であり、2014年は津波が小さく、1938年と比較できる観測点は鮎川1点のみであった。宮古ではイベント4は約10cm、2016年は約30cmの津波が観測されたのに対し、鮎川ではイベント4では約60cm、2016年では約30cmと、観測点によって波形の振幅比の大小が異なるうえに波形の位相の相関もよいとは言えず、津波波形の比較からこれらの地震の比較は難しい（図7b）。また、各検潮所での津波到達時刻による逆伝播図から推

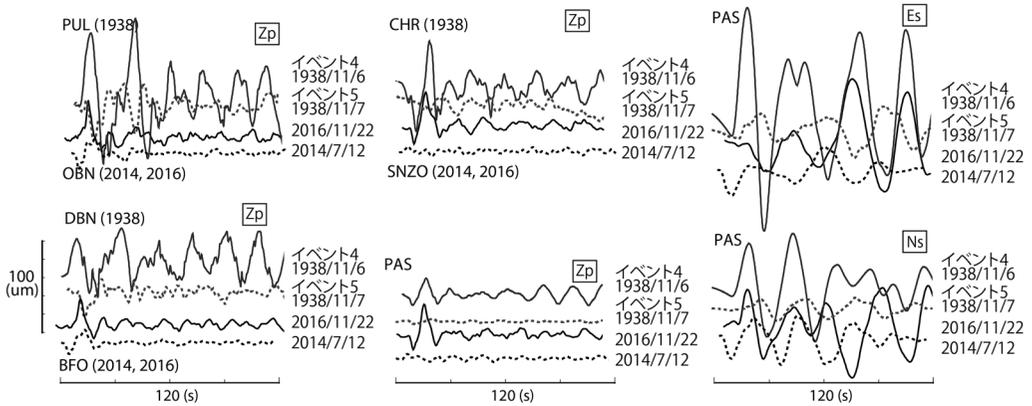


図 5 1938年のイベント4, 5と2014年, 2016年の遠地地震波形記録の比較. ZpはP波上下動, EsとNsはそれぞれEW, NS成分のS波を示す

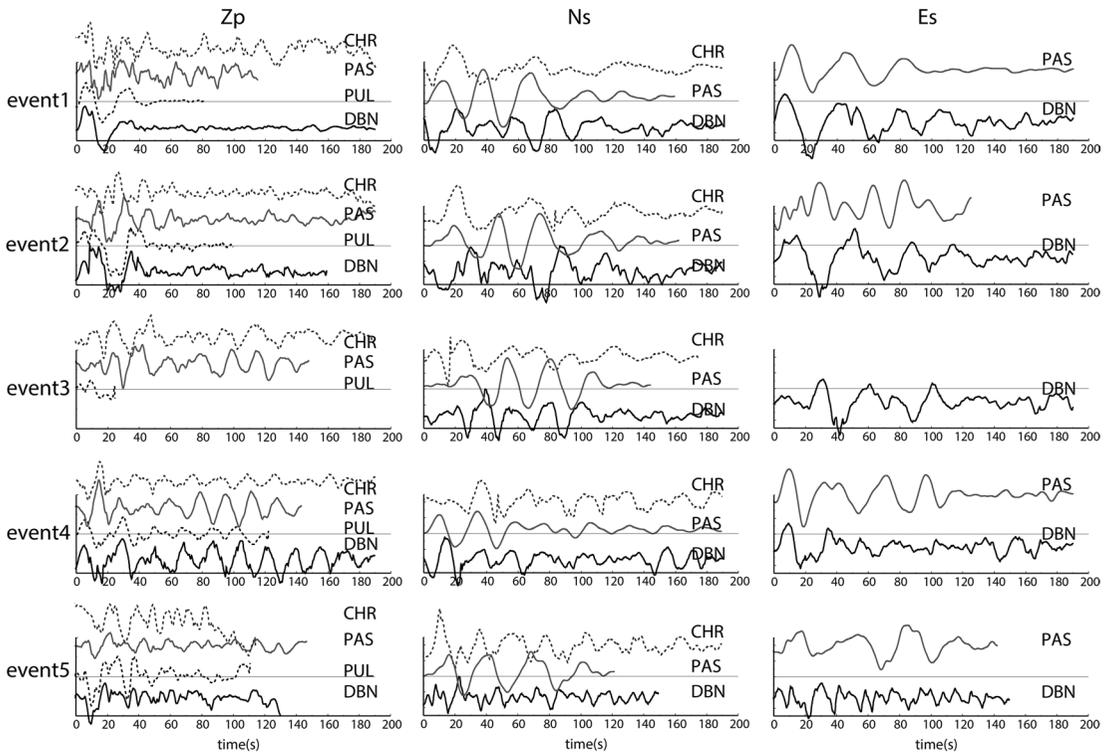


図 6 1938年の地震のCHR, DBN, PAS, PULの地震波形の比較. ZpはP波上下動, Ns, EsはそれぞれS波のNS成分, EW成分を示す

定される津波波源域は, 1938年のイベント4に比べて2016年の波源域はかなり小さい(図7a). イベント4と2016年の地震は, M_{jma} はともに7.4と同じであるが, M_w (USGS)がそれぞれ7.7, 6.9と異なる. この M_w の差や波源域の大きさ, すべ

り分布の違い, 地形の影響など, さまざまな要因が重なって津波波形の比較が困難になっている.

2016年の地震について, 震央距離 $30^\circ \sim 100^\circ$ のIRIS-DMCの広帯域地震計記録のP波上下動77点を用いて遠地実体波インバージョン解析を行う

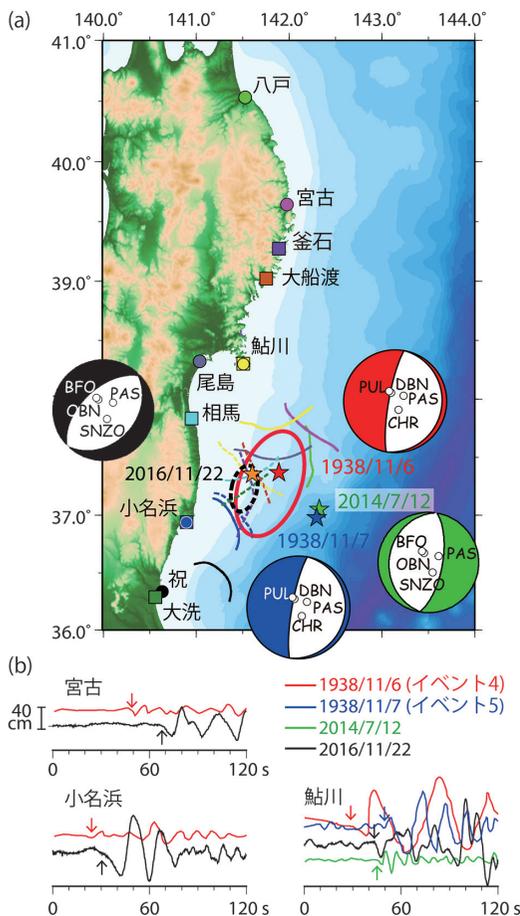


図 7 (a) 1938 年のイベント 4, 5 と 2014 年, 2016 年の震央, メカニズム解と, イベント 4, 2016 年の津波波源域. 津波波源域は, 各観測点での津波到達時刻による逆伝播図から推定したもの. 実線はイベント 4, 破線は 2016 年を表す. (b) 1938 年, 2014 年, 2016 年の津波波形の比較. 矢印は初動を示す

と, 断層長さ 70 km, 断層幅 40 km, (走向, 傾斜, すべり角) = (50°, 35°, -89°), $M_0 = 3.1 \times 10^{19}$ Nm, $M_w = 6.9$, 最大すべり量 = 1.4 m, 平均すべり量 = 0.4 m (剛性率は $\mu = 30$ GPa を仮定), 震源の深さ 10.5 km となった. 気象庁カタログの震源の深さは 24.5 km であるが, 気象庁 CMT 解の深さや, 防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 (F-net) や高感度地震観測網 (Hi-net) の震源の深さも 10 km 前後に推定されていることから, 2016 年の地震やその余震群は, 太平洋プレート上盤側のプレート内の浅い場所で発生した正断層地震と思わ

れる (図 8). それに対し, 2004 年, 1938 年のイベント 4 やイベント 5 が, どのプレート内で起きた地震なのかを明らかにすることが課題である.

4. まとめと課題

1938 年福島県東方沖地震の一連の地震について, 2014 年, 2016 年に福島県沖で発生した M7 クラスの地震との比較をしながら検討を行っている.

1938 年 5 月 23 日, 11 月 5 日 17 時 43 分 と 19 時 50 分に発生した地震 (イベント 1, 2, 3) について, 近地震波形記録を用いて得られたすべり量分布から遠地震波形や津波波形を計算すると, かなりの過大評価となった. これらの地震は, 太平洋プレートが沈み込む境界で発生した逆断層と考えられており, このプレートの沈み込みを考慮した断層面や観測データの追加, 三次元速度構造を用いるなど, 断層パラメータやすべり量の再検討が必要である.

11 月 6 日と 11 月 7 日に発生した地震 (イベント 4, 5) の震央近くでは, それぞれ 2016 年 11 月 22 日, 2014 年 7 月 12 日に正断層地震が発生しており, 遠地震波形の比較からイベント 4 は正断層と考えられる. イベント 5 は, おそらく他の正断層と異なるメカニズムと思われるが, まだ検討が必要である. 2016 年は太平洋プレート上盤側の陸のプレート内で発生した地震であるが, イベント 4 やイベント 5 の地震がどのプレート内で発生したのかが気になるところであり, 引き続き検討していく必要がある.

2014 年や 2016 年の地震は 2011 年東北地方太平洋沖地震から数年が経過して発生しているが, 福島県沖のプレート境界において M7~9 クラスの逆断層地震が発生した後は, 正断層型の地震が起こるものと思われる.

長く一連の 1938 年福島県東方沖地震に取り組んでいるが, なかなか成果をだせていないことを申し訳なく思っている. 2011 年東北地方太平洋沖地震や 869 年貞観地震の震源域になっているだろう 1938 年の地震の地震像を明らかにすること

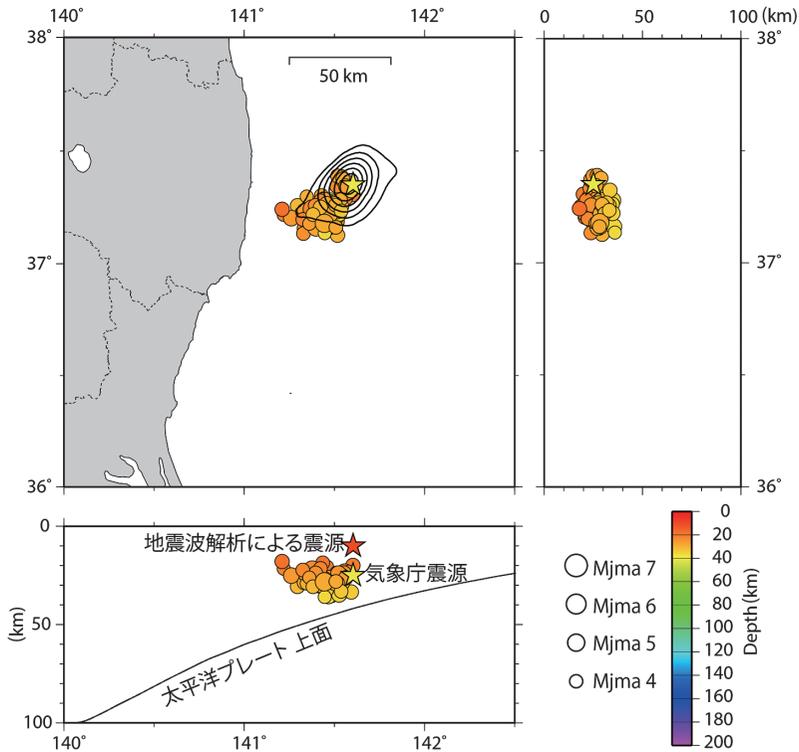


図 8 気象庁カタログによる 2016 年 11 月 22 日の本震と M_{jma} 4 以上の余震分布. コンターは遠地実体波インバージョン解析から得られたすべり分布を表す. コンター間隔は 20 cm

は、福島県沖での $M7\sim M9$ クラスの地震の発生メカニズムや防災を考えるうえで重要であり、引き続き検討を行いたい。

謝辞

以上の解析には、気象庁の地震・津波波形記録と震源カタログ、国土地理院・港湾局の津波波形記録、世界各地の地震波形記録を使わせていただきました。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

Abe, K. 1977. Tectonic implications of the large Shioyaki earthquakes of 1938. *Tectonophysics*, **41**, 269–289.
 中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会. 2005. 1888 磐梯山噴火報告書, 平成 17 年 3 月公表. <http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunokeishou/index.html>
 中央気象台地震掛. 1940. 昭和 13 年 11 月 5 日福島県東方沖地震及び同余震調査報告. 験震時報, **10**,

528–545.

羽鳥徳太郎. 1976. 1938 年福島沖群発地震による津波の発生機構. 地震, **29**, 179–190.
 Iida, K. 1956. Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the Islands of Japan. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **4**, 1–43.
 池田 孝・加藤研一・植竹富一・敦賀隆史. 2008. 1938 年塩屋崎沖地震群の震源モデルの特性化と地震動評価. 日本建築学会構造系論文集, **73**, 1951–1958.
 地震調査委員会. 2011. 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版). 平成 23 年 11 月 25 日. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sanriku_boso_4.pdf
 Murotani, S. and Satake, K. 2016. Seismic waveform analyses for the 1938 Off Fukushima earthquake sequence. AGU Fall Meeting, S21B–2721.
 Murotani, S. and Satake, K. 2017. Normal fault type earthquakes Off Fukushima region—comparison of the 1938 events and recent earthquakes—. AGU Fall Meeting, S31C–0832.
 室谷智子・菊地正幸・山中佳子・島崎邦彦. 2004. 1938

年に起きた複数の福島県東方沖地震の震源過程 (2).

日本地震学会 2004 年秋季大会, P029.

大迫正弘・佐藤 公・細馬宏通. 2003. 磐梯山噴火の
幻灯写真. 国立科学博物館研究報告 E 類, **26**, 1-9.

関谷清景. 1888. 磐梯山破裂ノ話. 東洋学芸雑誌, **5**,
493-499, 529-537.

Sekiya S. and Kikuchi, Y. 1889. The eruption of Bandai-
san. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Jpn.*, **3**, 91-172.

竹花峰夫・副田勝利. 1938. 昭和 13 年 5 月 23 日福島
県塩屋崎沖地震踏査報告. 験震時報, **10**, 303-309.

室谷智子

[むろたに さとこ]

現職 国立科学博物館理工学研究部理化学
グループ研究主幹

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, 文部科学省
研究開発局地震・防災研究課非常勤職員, 東京大学地
震研究所特任研究員, 国立科学博物館理工学研究部理
化学グループ研究員を経て現職

研究分野 地震学



2015年5月30日小笠原諸島西方沖深発地震と異常震域の謎

古村孝志

1. はじめに

2015年5月30日に小笠原諸島西方沖の深さ682kmで発生したM8.1の深発地震は、規模も深さも観測史上最大級のものであった。この地震により東京都小笠原村と神奈川県二宮町で最大震度5強を観測。強い揺れは関東から東北の太平洋岸を中心に広がり、全国47都道府県すべてが有感となった。首都圏では怪我人が発生し、停電やエレベータ閉じ込めなどの被害が起きた。

この深発地震には謎が多い。なぜ、M8規模の深発地震が沈み込むプレート最深部の、上部マントル/下部マントル境界を越えて起きたのだろうか。そして、日本全域を揺らした強い揺れはどのようなものだったのか。強震波形記録を調べると、この謎の地震特有の揺れの特徴が見えてきた。

2. 2015年小笠原諸島深発地震

2015年5月30日(土)の20時23分、小笠原諸島西方沖を震源とする、M8.1(気象庁マグニチュードによる。モーメントマグニチュードはMw7.9)の地震が発生した。震源の深さは682km。この地震により、東京都小笠原村母島と神奈川県二宮町で最大震度5強を観測、震度1以上の揺れが47都道府県全域に広がった(図1)。全国が有感となったのは、震度観測が始まって以来初めてのことだという。

この地震により、東京では火災が1件発生、東京、神奈川、埼玉では13人のけが人が発生、そして600世帯が停電した。首都圏の1万9千台のエレベータは緊急停止し高層ビルに人が取り残さ

れる事態となり、14台では人の閉じ込めが発生した。

近年、世界で起きたM8級の深発地震には、1870年コロンビアの地震(M8.0;645km)、1994年ボリビアの地震(M8.3;647km)、2013年オホーツク海の地震(Mw8.3;596km)があげられる。小笠原諸島西方沖地震は、これらの地震と比べても規模も深さも世界最大級のものであった。

小笠原諸島西方沖地震の震源域周辺には、大きな地震の記録はないが、少し離れた場所ではM7クラスの深発地震が多発しており、近年には2010年(M7.1)、2000年(M7.2)、1998年(M7.1)、1984年(M7.6)、1970年(M7.1)、1968年(M7.3)、1951年(M7.2)に地震があった。これらの地震は、450~490kmの深さで起きており、発震機構はおおむね太平洋プレートが沈み込む方向に圧力軸を持つ型(down-dip compression)であった。

深発地震は、上部マントルを構成するかんらん岩の結晶構造がスピネル型構造に相転移して密度が増大し、その上部の沈み込んだプレート(スラブ)に浮力が働くことで発生すると考えられている。そして、660km付近でもスピネル構造からペロブスカイト構造へと相転移することで同様のメカニズムの地震が起きると考えられている。

しかしながら、2015年の小笠原諸島西方沖地震は、通常の地震活動より100~200kmも深く(図1)、沈み込んだプレート(スラブ)の内部ではなく下面付近で起きたことになる。しかも、発震機構は通常の深発地震とは異なる東西方向に張力軸を持つ型であり、沈み込んだスラブの最深部を引きちぎるような力が働いたことが考えられる。

伊豆・小笠原海溝から約50度の急角度で沈み込む太平洋スラブは、深さ660km付近の上部マ

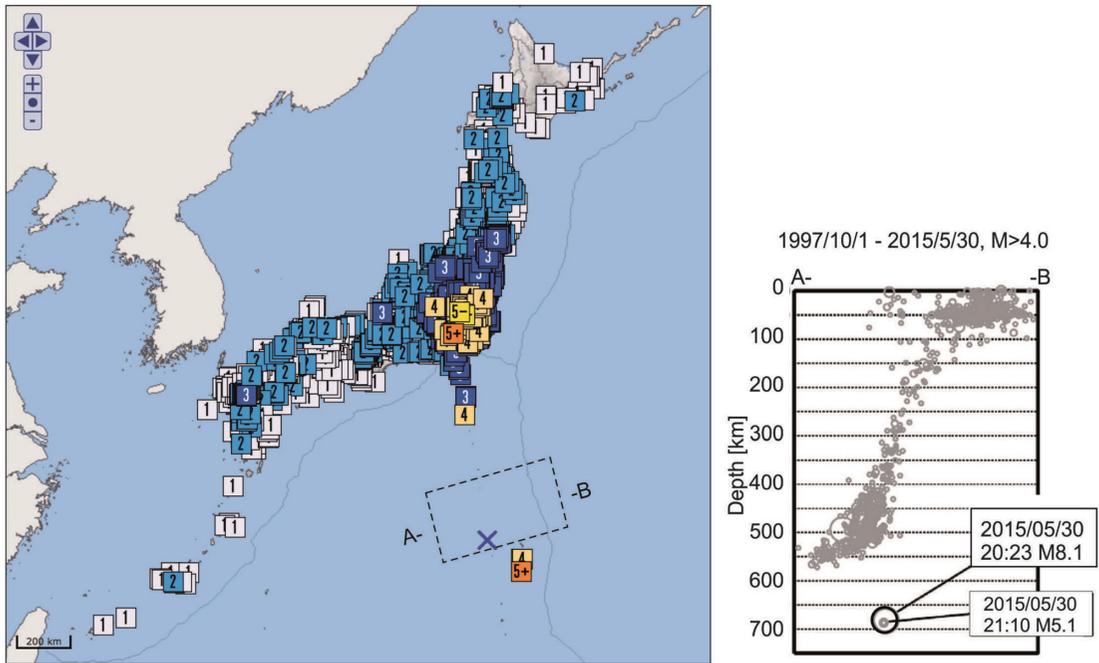


図 1 2015 年 5 月 30 日小笠原諸島西方沖地震 (M8.1 ; 深さ 682 km) による震度分布 (気象庁震度データベースによる作図に加筆) と、震源域周辺 (点線の範囲) での地震活動と震源の位置関係 (気象庁, 2015 に加筆)

ントル/下部マントル境界付近に到達すると、高密度のマントルに沈み込めなくなる。結果、スラブは 660 km 境界面に横たわった状態 (スタグナントスラブ) になっていることが、地震波トモグラフィの研究から示されている (たとえば, Obayashi *et al.*, 2017 ; Zhao *et al.*, 2017)。スラブの先端が折れ重なるように積み重なり 660 km 境界の下に沈み込んでいるという説明 (Porrirt and Yoshioka, 2016 ; 図 2a) や、スラブの先端が南北で逆方向に折れ曲がり裂けているという解釈 (Zhao *et al.*, 2017 ; 図 2b) もある。

スタグナントスラブは、後から沈み込んでくるスラブに押されて密度を増し、やがて 660 km 境界を突き抜けて下部マントルへと落ちる。今回の地震は、その前兆現象であるとの解釈もある (Obayashi *et al.*, 2017)。

小笠原諸島西方沖地震の発生には、こうした太平洋スラブ深部と 660 km 境界の力学的な作用が関係していると考えられる。

3. 深発地震と異常震域

3.1 異常震域の生成

太平洋プレートで深発地震が起きると、震源から遠く離れた北海道～東北～関東周辺の太平洋岸で震度が大きくなる「異常震域」が現れる。広域に広がる異常震域は、軟弱な表層地盤により局地的に震度が大きくなるサイト増幅とは別の、マントル構造の不均質性がもたらす影響である。

異常震域は、日本海溝から斜めに沈み込む太平洋プレートが、太平洋側 (東北日本弧の前弧側) に揺れを良く伝えるのに対し、減衰の大きなマントルを通った地震波が日本海側 (背弧側) へと伝わることで、火山フロントを境に震度に大きな違いが生まれることが原因である。

日本海の深さ 300~400 km の深発地震や、中国北東部～ウラジオストックの深さ 500~600 km の深発地震が示す異常震域は強烈であり、震源直上では無感であっても、1,000 km 以上遠く離れた

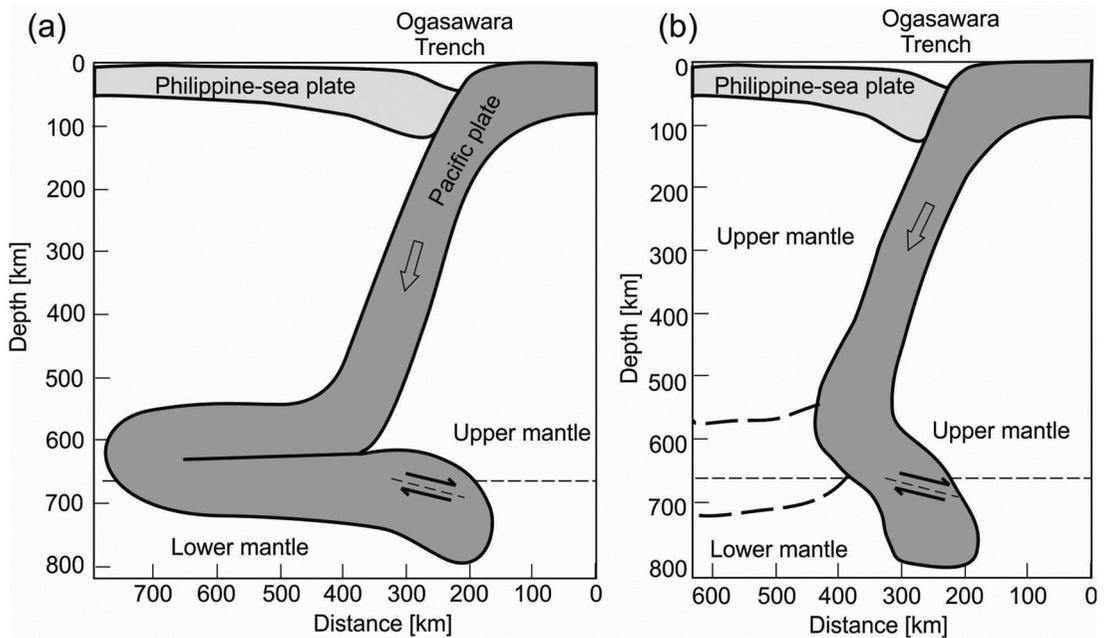
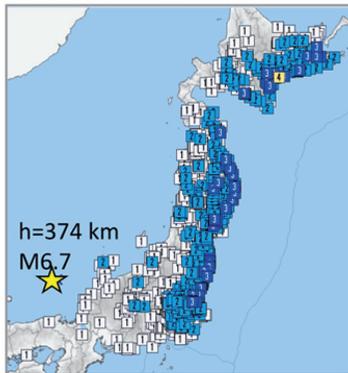
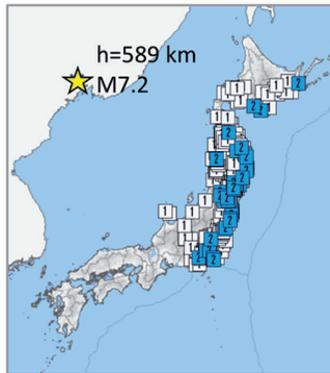


図2 小笠原海溝下の深部に沈み込んだ太平洋プレート（スラブ）の深部での状態と2015年小笠原諸島西方沖地震の位置関係。(a) 上部マントル/下部マントル境界付近で積み重なったモデル、(b) スラブが南北方向で逆方向に折れ曲がり裂けたモデル。Ye *et al.* (2016) をもとに作成

(a) 2007年7月16日
京都府沖の地震



(b) 2002年6月29日
ウラジオストックの地震



(c) 2006年6月12日
大分県西部の地震

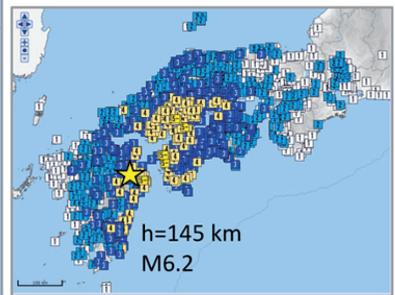


図3 太平洋プレートの深発地震による異常震域の例。(a) 2007年京都府沖の地震 (M6.7, 374 km)。(b) 2002年ウラジオストックの地震 (M7.2, 589 km)。(c) フィリピン海プレートのやや深発地震の例：2006年大分県西部の地震 (M6.2, 145 km)。気象庁震度データベースによる作図に加筆

場所で大きな震度を記録する (図3)。2007年7月16日の京都府沖 (若狭湾) の深発地震 (M6.7; 374 km) では、北海道浦幌町で最大震度4を観測した (図3a)。深発地震ほど顕著ではないが、プレート境界の地震でも異常震域が起きる。

異常震域は、世界中の沈み込み帯で見られるはずだが、台湾、イタリア、ニュージーランドを除き明瞭な観測報告はない。おそらく、島弧と火山フロントの位置関係や震度・強震観測網の配置条件によるのだろう。フィリピン海プレートのやや

深発地震でも九州や中国地方に異常震域が見られるが、太平洋プレートの地震ほど明瞭ではない(図3c)。フィリピン海プレートの厚さ(30~40 km程度)は太平洋プレート(100~120 km程度)より薄く、地震波を伝える効果が弱いためだろう。

3.2 異常震域の発見

日本で異常震域の存在が認知されたのは、震度観測が開始された1900年代初頭のことである。大日本気象学会の学術誌『気象集誌』に掲載された大正7年の論文(長谷川, 1918)には、震源は三陸はるか沖と発表した地震が、後の精査により日本海の地震と判明したことが記されている。その後、気象集誌と中央気象台の学術誌『験震時報』に発表された昭和元年の2編の論文(石川, 1926a, b)には異常震域の用語が使われ、特異な震度分布を示す観測例とともに異常震域の成因が議論されている。論文中には、揺れやすい地質構造の影響や、双子地震の可能性とともに、寺田寅彦博士の仮説として、揺れが日本海から太平洋側の地殻ブロックにドミノ倒しのように増幅されるモデルも紹介されている。だが、著者の釈然としない思いが論文の結言「…自分も尚研究する考えなれども又何かに気の付いた事あらば教えを垂れん事を希ふ。」から覗える。まだ深発地震の存在が知られておらず、プレートテクトニクス論も生まれていない時代のことである。

それから数十年を経て、和達(1927)が深発地震面を発見、そしてUtsu(1966)により日本海溝から日本海下に傾斜した地震帯の存在と、その周囲の高減衰(Low-Q)マンツルの存在が示された。そして、地震波の走時解析(Utsu, 1967)とスペクトル解析(Utsu and Okada, 1968)から地震帯は地震波の伝わる速度が速く(High-V)減衰が小さい(High-Q)「宇津モデル」が完成、異常震域の原因が明らかになった。Dietzの海洋底拡大説を経て、Wilsonによるプレートテクトニクス論がまもなく完成しようとする時期のことである。

3.3 異常震域を作るもう1つのメカニズム

だが、High-V, High-Qのプレートだけでは異常震域の成因を十分に説明することはできない。

減衰が小さいプレートは地震波を速くまで伝えるのに有効だが、高速度のプレートは地震波を低速度のマンツルに向けて逃がしてしまうためだ(図4)。そして折れ曲がったプレートに地震波を閉じ込め、速くまで導波(ガイド)するためには、High-V, High-Q以外に何か別のメカニズムが必要である。

異常震域で記録される地震波には、高周波数(>1~2 Hz)の成分が強く含まれ、そして揺れの継続時間が長い紡錘形の波形を示す特徴がある(図4b; KMUF観測点)。そしてガタガタとした小刻みな揺れが長く続くことで、建物の天井や壁などの施設被害が発生したり、エレベータを緊急停止させる加速度センサーが過敏に反応したりする。その一方で、木造家屋の被害に影響する、周波数0.5~1 Hz程度のやや低周波数の成分は弱い。大きな震度のわりには、家屋の全半壊の報告がほとんどないのはこうした地震動特性によるものだろう。

プレートガイド波における強い周波数依存性は、プレートを伝わった前弧側観測点(図4; KMUF)の加速度波形と、プレートを伝わらない背弧側観測点(HSSF)の波形のスペクトル比をとることで確認できる(図4c)。ウラジオストックの深発地震(図3b)の際に、異常震域の中のKMUF観測点で記録されたプレートガイド波には、異常震域の外のHSSF観測点と比較して1 Hzで2倍、5 Hzで40倍の強さを持つ高周波数地震動が含まれていた。逆に、0.5 Hz前後の地震動成分は1/5程度の強さだった。すなわち、太平洋スラブは、高周波数地震動を導波(waveguide)し、そして0.5~1 Hz程度のやや低周波数地震動を反導波(anti-waveguide)する働きを持つ。

3.4 高周波数地震動のみを伝えるプレート内部ラミナ構造

近年、不均質媒質中での地震波散乱現象の理解が大きく進んだことで(Sato *et al.*, 2012)、高周波数で長時間続く揺れとプレート内部の不均質構造による散乱現象とが結びつけられた(Furumura and Kennett, 2005)。

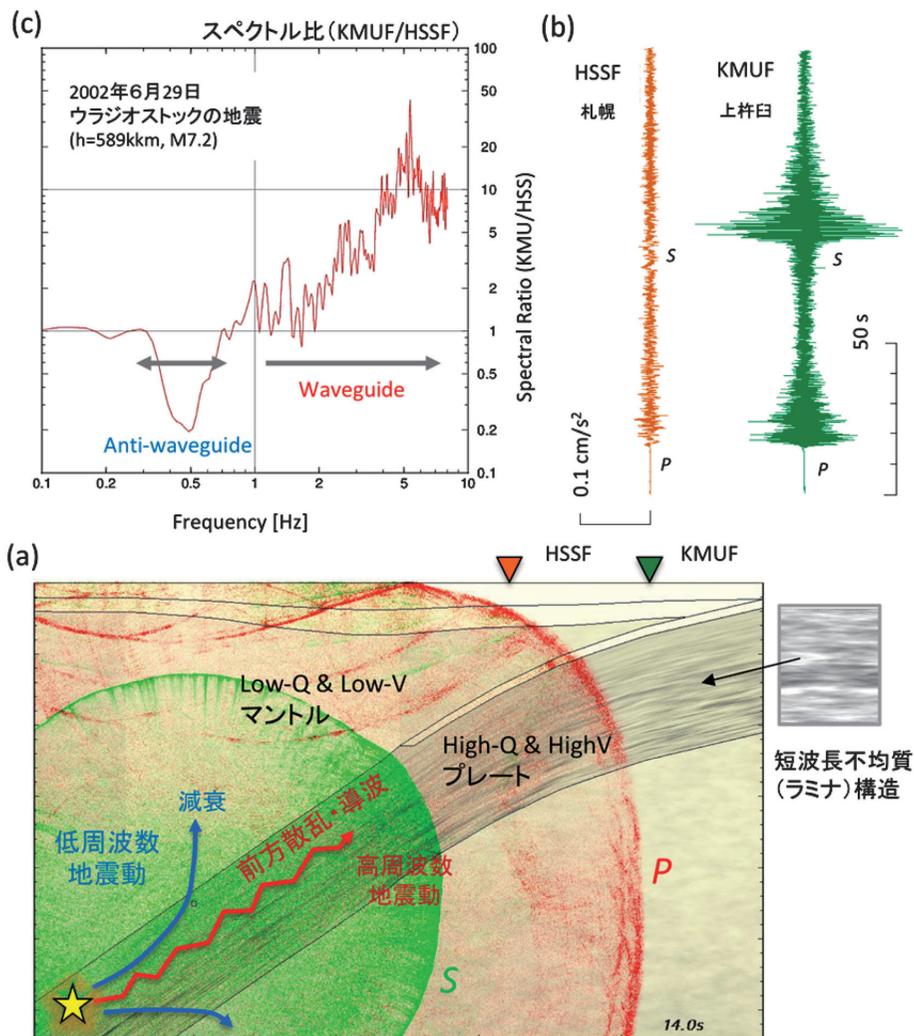


図 4 沈み込む太平洋プレートによる地震波の導波・反導波特性の模式図. (a) スラブ内部不均質構造 (ラミナ) による高周波数地震動の強い前方散乱・導波と、高速度スラブから低速度マントルへの低周波数地震動の抜け出し・減衰の様子. (b) 2002年ウラジオストックの地震における、背弧側観測点 (HSSF) と前弧側観測点 (KMUF) での加速度波形記録の比較. (c) スペクトル比 (KMUF/HSSF) から見た太平洋スラブの導波・反導波特性

東太平洋海嶺で上昇したマグマから生まれた若い太平洋プレートの薄い地殻は、冷やされる過程で下部にマントルが付着してしだいに厚さを増す。長い時間をかけて北太平洋上を移動する間にはアセノスフェアの付着も起きる。こうして厚みを増した太平洋プレートの内部は、堅い/柔らかい地層が積み重なった互層 (ラミナ) 構造になっていることが考えられる (図 4a)。プレート内部の部分熔融層や亀裂に閉じ込められた流体の存在

もまた、ラミナ構造の生成に寄与する。

そして、プレート内部のラミナ構造において、波長の短い高周波数地震波が強い散乱を起こし、広角反射を繰り返しながら前方に進む (前方散乱) ことで、高周波数地震動を内部に閉じ込め遠くまで伝えることが可能となる。

観測された地震波の周波数特性から、ラミナ構造のスケール (地震波速度の空間変動を表す相関距離) はプレートの厚み方向に 0.5km 程度、そ

してプレートの走行方向に 10 km 程度の大きさを持つと推定されている。このスケールより波長が長い低周波数地震動は散乱せずに、高速度のプレートからマントルに抜け出し減衰する。なお、紡錘形の地震波形の特徴から、不均質性の強度（物性値の平均からの揺らぎ）の標準偏差は 2~4% 程度と見積もられている（Furumura and Kennett, 2008）。

4. 小笠原諸島西方沖地震の異常震域と強震動の謎

話を 2015 年小笠原諸島西方沖地震に戻し、この地震で見られた異常震域は地震の規模（M8.1）から考えて弱かったことを説明しよう。

4.1 弱かった、小笠原諸島西方沖地震の異常震域

最大加速度分布と強震波形（図 5）を、2010 年 11 月 30 日の小笠原諸島西方沖の深発地震（図 6；M7.1；460 km）と比較する。最大加速度分布は、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 強震記録の水平最大値を、強震波形は F-net 強震計記録の Radial 成分を示している。なお、2 地震の規模が大きく異なることから、最大加速度のカラースケールは変えてある。

最大加速度分布を比べると、2010 年の深発地震の加速度コンターが 2015 年の地震より北まで延びていることがわかる。2010 年の地震の加速度波形は、2015 年のものより、高周波数成分に富む揺れが長く続いている様子もわかる。Furumura and Kennett (2017) では、各地の最大加速度値を地震動予測式（距離減衰式）と比較し、また地震波のスペクトル解析から、2015 年の地震ではスラブガイド波が通常の深発地震より弱く、異常震域の形成が弱かったことを述べている。Takemura *et al.* (2016) はスラブガイド波の特徴である紡錘形の波形を示していないことを指摘し、その原因として地震がプレート下面付近で起きたことを地震波伝播シミュレーションに基づき説明している。

4.2 深発地震による SP 変換波、SPmP 波、S-PL 波

では、2015 年小笠原諸島東方沖地震で日本列島全域を有感にした揺れは、どのようなものだったのか。

図 5 に示した加速度波形のレコードセクションを見ると、震央距離 1,000 km 以遠（東北地方以北）の地点では、高周波数（ $>1\sim 2$ Hz）のプレートガイド波よりずっと先に到着した、やや低周波数（0.5~1 Hz）の波群が最大加速度を作っていたことがわかる。その波は大振幅のパルスからなり、低周波数（ <0.1 Hz）の相が後続している。

これらの波群の見かけ速度は約 6.5 km/s であり、地殻を伝わる P 波に関係した波と考えられる。深さ 682 km の深発地震から放射された S 波は、震央距離 1,000 km 付近において臨界面に近い角度で地表へと入射し、入射 S 波の 4 倍近い振幅の SP 変換波を生み出す（たとえば、Aki and Richards, 2002, 第 5.3 章）。こうした現象は 1,500 km 以遠まで続き、大振幅の SP 変換波は地殻内を広角反射を繰り返しながらさらに遠地まで伝わる（SPmP 波；図 7）。こうして、やや低周波数の SP 変換波と SPmP 反射波が有感の範囲を拡大したものと考えられる。

後続するやや長周期（4~8 s）の地震波形を調べると、弱い正分散性を示すとともに、震動軌跡は Radial-Vertical 面内で時計回りに回転（Prograde；すなわちレイリー波の基本モードの Retrograde 回転と反対）していた。これは、地殻内を伝わる SPmP 波と入射 S 波が干渉（カップリング）を起こして生まれた S-PL 波（Shear-coupled PL wave）と解釈された。

深発地震では表面波の励起が弱く、一般に長周期地震動は発生しにくいのが、小笠原諸島西方沖地震では関東と長野県で長周期地震動震度階級 2 を、そし東北、北陸、大阪、九州の広い範囲で階級 1 を観測した。地震の規模が大きかったことが最大の理由だが、SPmP 波や S-PL 波の伝播が関係している可能性もある。

なお、2010 年の深発地震（460 km）のレコードセクション（図 6）には、SP 変換波や S-PL は

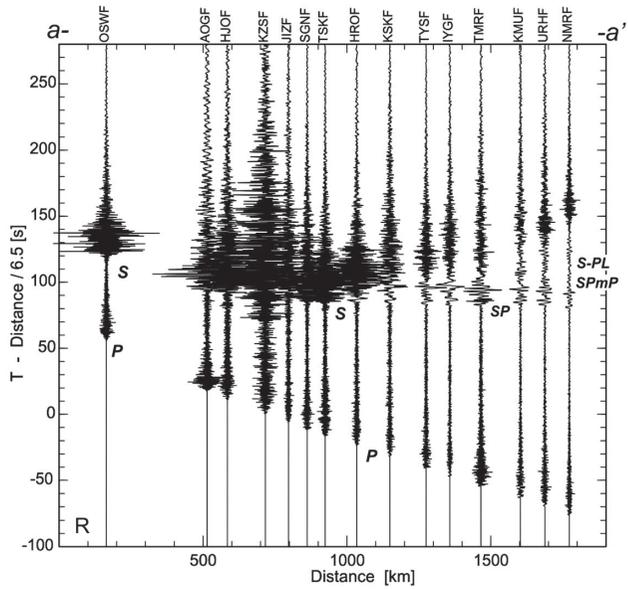
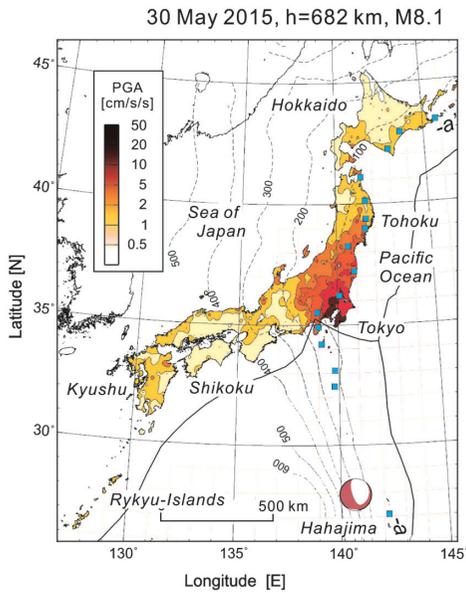


図 5 2015 年小笠原諸島西方沖の地震 (M8.1, 682km) における、日本列島の最大加速度分布と、伊豆諸島～関東～東北～北海道にかけての前弧側観測点での加速度波形記録 (Radial 成分)

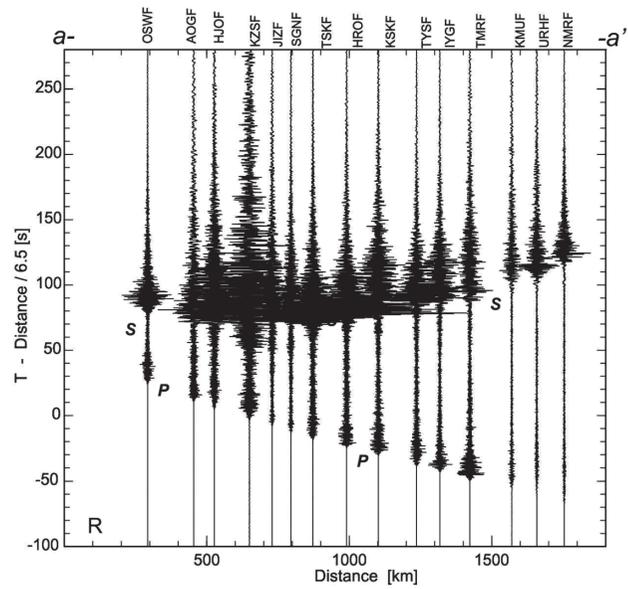
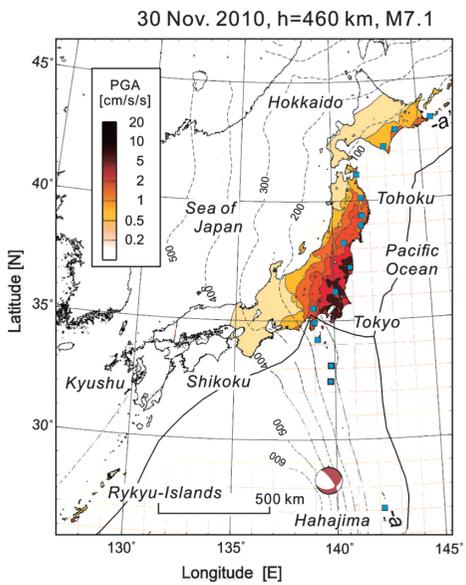


図 6 2010 年の小笠原諸島西方沖の地震 (Mw7.1, 460km) における、日本列島の最大加速度分布と、伊豆諸島～関東～東北～北海道にかけての前弧側観測点での加速度波形記録 (Radial 成分)

みられない。スラブ内で起きた地震のために、マントルに放射される S 波が弱かったことや、大振幅のスラブガイド波に覆い隠され見えづらくなっていることも原因であろう。

4.3 太平洋プレート内部で M8 級の深発地震が起きたら？

では、2015 年小笠原諸島西方沖地震が通常の深発地震のように、太平洋スラブ内部で起きてい

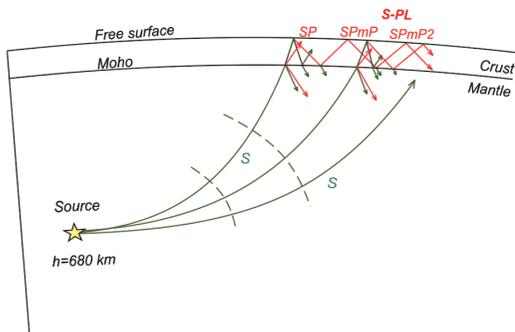


図 7 深さ 680 km の深発地震からの S 波入射と地表での強い SP 変換波の生成、地殻内の広角 P 反射 (SPmP) の伝播、および入射 S 波とのカップリングによる S-PL 波の生成の模式図

たとしたら、日本列島の揺れはどうなっていたら
ろうか。

スラブ内の仮想 M8 地震による強震動を評価するために、3 次元差分法による強震動シミュレーションを行った。計算範囲は、水平 2,000 km × 1,500 km、鉛直 1,000 km とし、250 m の格子間隔で離散化して、Crust 1.0 モデル (Laske *et al.*, 2013) より地殻構造を、全国一次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu *et al.*, 2012) より太平洋プレート・フィリピン海プレート構造を設定した。

スラブ内部の不均質構造 (ラミナ構造) は、Furumura and Kennett (2005) に基づき、スラブの地震波速度に揺らぎを与える形でモデル化した。揺らぎの分布は Von Karman 型に従い、プレートの走行方向の相関距離を 10 km、厚み方向を 0.5 km、ゆらぎの標準偏差を 4% とした。

本計算モデルでは地殻の最小 S 波速度を 3.4 km/s (異常震域に直接結びつかない表層地盤は考慮しない) とし、最大周波数 3 Hz までの高周波数地震動を評価した。

地震波伝播計算は、海洋研究開発機構のスパコン (地球シミュレータ) で行った。1,564 CPU を用いた並列計算において 750 秒間の地震波伝播計算に要した時間は 4 時間であった。

計算結果を図 8a に示す。2015 年小笠原諸島西方沖地震の発生から 147 秒、258 秒、330 秒後の揺れの広がりを P 波を赤色で、S 波を緑色で可視化している。図の下には、震央～北海道を横切る

断面 (A-A') の波動場を示している。太平洋スラブの下面付近の震源 (☆印) から放射された S 波がマンテルを通過して地殻に入射し (147 秒)、地表で強い SP 変換波を生成するとともに (258 秒)、地殻内で広角反射 (SPmP) を繰り返しながら伝わる過程で、入射 S 波とカップリングを起こして S-PL 波が生成されるまでの過程が確認できる (330 秒)。

地震波伝播シミュレーションにより再現された小笠原諸島西方沖地震の最大加速度分布と加速度波形を図 9a に示す。シミュレーションの制約により、周波数 3 Hz 以上の高周波数地震動は評価できていないが、観測記録 (図 5) と比較して、最大加速度分布の形状と、大振幅の SP 変換波と SPmP 波、そして後続する S-PL 波、さらに遅れて到達する弱いプレートガイド波の特徴をよく再現できていることがわかる。

次に、2015 年小笠原諸島沖地震の震源を西に 100 km 動かし、ちょうど太平洋スラブ内部を震源とする仮想スラブ内地震の地震波伝播シミュレーションを行った (図 8b, 9b)。求められた最大加速度分布と加速度波形を比べると、強いスラブガイド波により関東～東北での最大加速度が 2~4 倍程度大きくなるほか、強い揺れが日本全域に拡大することが確認できた。地下断面の地震波動場のスナップショットを見ると、スラブ内部に放射された S 波が強い散乱を起こして大きく長時間続く波群を作り、これがスラブ内部を伝わって地表に強い揺れを起こす様子がわかる。一方、マンテルに向けて放射される S 波は弱く、これが作り出す SP 変換波と SPmP、そして S-PL 波は弱まり、そして大振幅のスラブガイド波に覆い隠され見えづらくなっている。

5. おわりに

2015 年小笠原諸島西方沖地震は、規模 (M8.1) も深さ (680 km) も観測史上最大級のものであった。しかしながら、この地震が沈み込む太平洋スラブの下面付近で起きたものであるために、通常のスラブ内部で起きる深発地震に比べて、スラブ

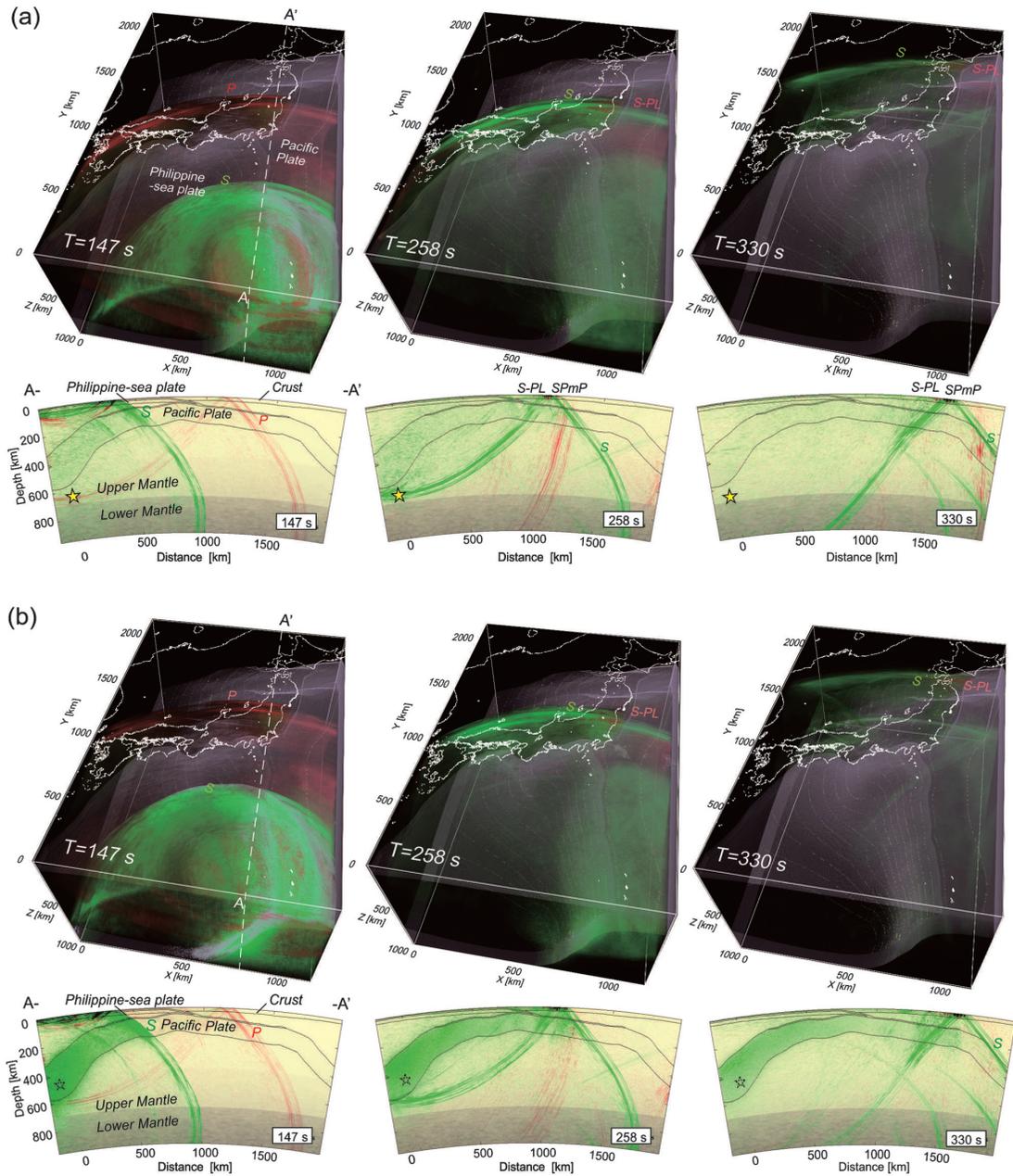


図 8 (a) 2015 年小笠原諸島西方沖地震の地震波伝播シミュレーション. 地震発生から 147 秒, 258 秒, 330 秒後の 3 次元波動場と鉛直 2 次元断面 (A-A') での地震波伝播の様子. P 波を赤, S 波を緑で表示, (b) 震源の位置を 100 km 西にずらし, スラブ内に置いた仮想深発地震でのシミュレーション結果

ガイド波の生成は弱く, 観測された高周波数 (>1~2Hz) 地震動のレベルは地震の規模から考えて相対的に弱かった. 逆に, 通常の深発地震では見られない, やや長周期 (1~2Hz) の SP 変換

波と SPmP 反射波, そして長周期 (4~8 秒) の S-PL 波が明瞭に観測され, これが遠地 (>1,000 km) での最大加速度と震度を作り出した.

かりに, 同規模の深発地震がプレート内部で起

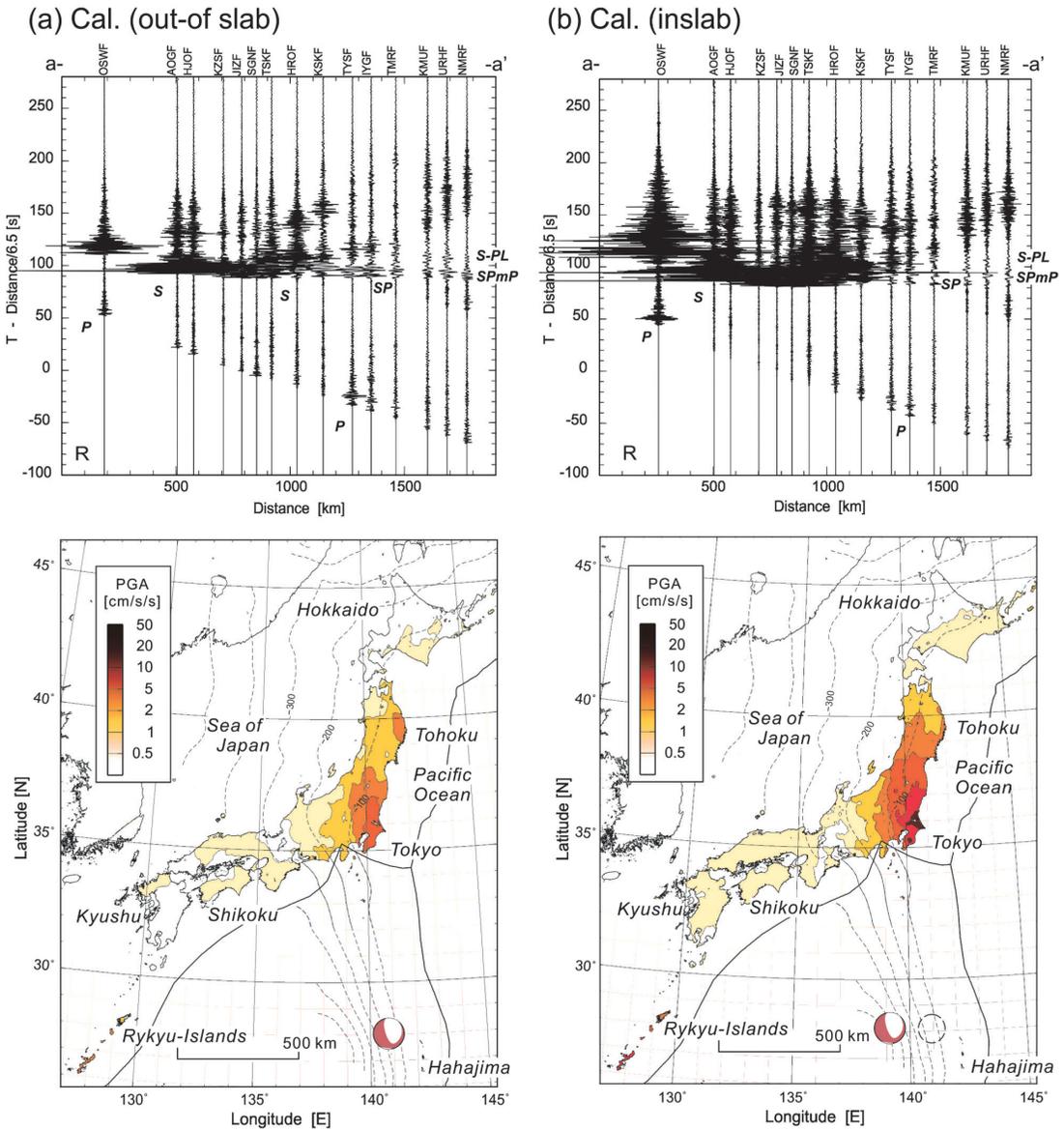


図 9 地震波伝播シミュレーションから求められた、(a) 2015 年小笠原諸島西方沖地震の最大加速度分布と加速度波形 (Radial 成分の再現結果)。 (b) 太平洋スラブ内部の仮想地震のシミュレーション結果

きた場合には、小笠原諸島西方沖地震の 2~4 倍程度の加速度と長い継続時間を持つ強震動が発生、関東~東北~北海道の太平洋沿岸には強い異常震域が形成される可能性があった。

謝辞

図面の作画には、気象庁震度データベース

(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>) を使用しました。防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net, F-net 強震波形記録を使用しました。地震波伝播計算には、海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。記して感謝申し上げます。

参考文献

- Aki, K. and Richards, P.G. 2002. *Quantitative Seismology*. 2nd ed., University Science Books, Sausalito, California.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N. 2005. Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate : Intensity anomalies in northern Japan. *J. Geophys. Res.*, **110**, B10302.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N. 2008. A scattering waveguide in the heterogeneous subducting plate, in *Earth Heterogeneity and Scattering Effects on Seismic Waves, Adv. Geophys.*, ed. by Dmowska, R., Vol. 50, 195-217, Elsevier, Amsterdam.
- Furumura, T. and Kennett, B.L.N. 2017. Unusual strong ground motion across Japan from the 680 km deep 30 May 2015 Ogasawara Islands earthquake. *J. Geophys. Res.*, **122**, 8143-8162.
- 長谷川謙. 1918. 日本海の地震. 気象集誌, **37**, 203-207.
- 石川高見. 1926a. 異常震域に就いて. 気象集誌 **2**, **4**, 137-146.
- 石川高見. 1926b. 異常震域を表せる地震記象に就いて. 験震時報, **2**, 7-15.
- 気象庁. 2015. 5月30日小笠原諸島西方沖の地震. 平成27年5月地震・火山月報(防災編), 24-25.
- Koketsu, K., Miyake, H. and Suzuki, H. 2012. Japan integrated velocity structure model version 1, in *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper no. 1773.
- Laske G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M. 2013. Update on CRUST1.0—A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophys. Res.*, Abstracts, 15, Abstract EGU2013-2658.
- Obayashi, M., Fukao, Y. and Yoshimoto, J. 2017. Unusually deep Bonin earthquake of 30 May 2015 : A precursory signal to slab penetration. *Earth Planet Sci. Lett.*, **459**, 221-226.
- Porritt, R.W. and Yoshioka, S. 2016. Slab pileup in the mantle transition zone and the 30 May 2015 Chichijima earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 4905-4912. doi:10.1002/2016GL068168
- Sato, H., Fehler, M.C. and Maeda, T. 2012. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. 2nd ed., Springer, Hidelberg.
- Takemura, S., Maeda, T., Furumura, T. and Obara, K. 2016. Constraining the source location of the 30 May 2015 (Mw 7.9) Bonin deep-focus earthquake using seismogram envelopes of high-frequency P waveforms : Occurrence of deep-focus earthquake at the bottom of a subducting slab. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 4297-4302.
- Utsu, T. 1966. Regional difference in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distribution of seismic intensities. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **2**, 359-374.
- Utsu, T. 1967. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone (I). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3**, 1-25.
- Utsu, T. and Okada, H. 1968. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone (II). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3**, 65-84.
- 和達清夫. 1927. 深層地震の存在と其の研究. 気象集誌 **2**, **5**, 119-145.
- Ye, L.L., Lay, T., Zhan, Z.W., Kanamori, H. and Hao, J.L. 2016. The isolated similar to 680 km deep 30 May 2015 Mw 7.9 Ogasawara (Bonin) Islands earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 169-179.
- Zhao, D., Fujisawa, M. and Toyokuni, G. 2017. Tomography of the subducting Pacific slab and the 2015 Bonin deepest earthquake (Mw7.9). *Sci. Rep.*, **7**, 44487.

古村孝志

[ふるむら たかし]

現職 東京大学地震研究所教授. 博士(理学)

略歴 1992年北海道大学理学研究科地球物理学専攻博士課程修了. 北海道教育大学講師・助教授, 東京大学地震研究所助教授・教授, 東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター教授を経て, 2015年より現職

研究分野 地震波・強震動解析, 地震波伝播シミュレーション



韓国初の液状化被害

韓国浦項（ポハン）市で2017年11月15日に地震規模M=5.4、震源深さ3~4kmの地震が発生した（図1参照）。1905年から韓国の気象庁が地震観測を開始して2番目に大きく、浦項観測所で最大加速度0.282G、MMI震度階で震度V、韓国で初めて液状化被害が発生した。さらに大学修学能力試験を1週間遅らせたことで知られている。

韓国行政府は、被害を受けた住民の不安を解消するために「液状化被害の原因」、「応急措置」および「液状化危険度評価」を地震発生後から2017年12月末までに実施した¹⁾。

この評価に関する諮問委員会が開催され、早稲田大学濱田政則名誉教授に同行し出席、さらに濱田教授が「日本における液状化被害の現状と住宅での液状化対策について」の特別講演を行った一般市民向けの説明会に参加した。

浦項市訪問中に浦項地震で発生した液状化発生地点2カ所、建物被害1カ所ならびに韓国気象庁の地震観測点を訪問した。

諮問委員会では、液状化発生原因を調べるためボーリング調査を実施し、日本で液状化指標として用いられているFL、PL値とほぼ同じ指標を使って液状化発生を評価した結果、さらに、被害が発生した地域でGPR探査（空洞調査）を行い、空洞が確認された場所は埋めるなどの措置を実施したことが説明された。

この地震では浦項市内の22カ所で液状化が発生した。液状化は、1960年代末に兄山江の

下流を埋め立てた地域の沖積地盤に集中した。

図2は、噴砂が発生したマンチョリン田の地震発生2カ月後の状況を示す。その周辺での建物の被害はなかった¹⁾。

図3は、地震時に約1.2mの噴砂が発生したソンド洞のマンションが沈下した建屋基礎周辺の状況を示す。この一帯で発生した液状化地点で空洞が確認された場所は、空洞を埋める措置がとられた。

図4は、周辺には液状化の痕跡は確認できなかったが、建物に発生したせん断クラック被害状況を示す。なお、この左の建物は無被害であった。

初めて液状化被害を経験した韓国行政府は、液状化対策法を策定し、今後の対策として液状化に関する研究開発の推進、液状化ハザードマップの作成、設計基準の改善、既存建物の補修・補強方法の優先順位フローの作成が計画されている。



図1 震源位置

参考文献

- 1) <https://search.yahoo.co.jp/image/search?rkf=2&ei=UTF-8&gdr=1&p=%E6%B5%A6%E9%A0%85%E5%9C%B0%E9%9C%87+%>

(大保直人：公益財団法人地震予知総合研究振興会)



図2 農地で発生した液状化の痕跡



図3 約1.2m噴砂が発生した建物基礎



図4 建屋に発生したせん断クラック

フィリピン地震火山監視強化と防災情報の利活用推進 ＜平成 22～26 年度 SATREPS 課題の概要＞

井上 公

1. はじめに

JST と JICA による国際共同研究支援制度である「SATREPS」(Science And Technology REsearch Partnership for Sustainable development) に関しては、発足時の防災分野担当研究主幹で現在国際事業総括担当の本蔵義守先生が地震ジャーナル 65 号に紹介されている。われわれ防災科学技術研究所は、名古屋大学、京都大学、東海大学をはじめ、気象庁、高知大学、国土地理院、富山大学、北海道大学、建築研究所、他の研究者の協力を得て、フィリピンの地震・火山の監視能力強化を主な目的とする標記の研究課題を実施した。ここではその概要と成果を紹介する。

2. 課題の提案と採択

フィリピンはわが国やインドネシアと同様に西太平洋の沈み込み帯に位置し、地震・火山活動が活発で、過去に多くの地震・火山災害に見舞われてきた。フィリピンで地震・火山監視を担当する国の機関は科学技術省 (DOST) に所属するフィリピン火山地震研究所 (PHIVOLCS, Philippine Institute of Volcanology and Seismology) である。PHIVOLCS の組織は、地震観測予知部、火山監視噴火予知部、地質地球物理研究開発部のほかに、広報と自治体や住民の防災教育とを専門に担当する地質防災教育部門がある。観測・研究の各部門も防災教育活動に深く関わっており、わが国の地震・火山に関する観測・研究機関と比べて、より社会とのつながりが強いと言える。

フィリピンの地震・火山観測システムは、2000

年代前半までに JICA の無償資金協力と技術協力によって近代化がなされた。技術協力には日本の気象庁が協力している。インドネシア、タイ、マレーシア等の周辺国は 2004 年のインド洋大津波のあと地震観測体制が大幅に強化されたが、フィリピンは幸いにして津波の影響を受けなかったこともあり、その後の強化は進んでいなかった。

そこでわれわれは、過去にフィリピンで地震・地殻変動・火山研究をしてきた国内の研究者に呼びかけて、フィリピンの地震・火山の観測・監視体制をより強化し、研究を促進することを目的とした研究課題を提案した。平成 20 年度課題として応募した最初の提案は監視能力強化と地震火山研究のみであったが、2 年目の提案で情報の防災への利活用推進のために情報ポータルサイトの構築を加えた。また地震災害の主因でもある脆弱な組積造住宅の簡易耐震診断も研究項目に加えたことで、平成 21 年度に実施課題として採択された。

SATREPS は通常の研究助成制度とは異なり、採択後半年から 1 年をかけて事前の調査研究を行い、JICA と相手国代表機関との間の合意文書 (Record of Discussion, R/D) を締結し、2 年目から本格的な実施が始まる。われわれの 5 年間の研究課題は、こうして平成 22 年度に本格的に開始した (図 1)。

3. 研究の概要

本課題で、われわれは図 2 に示すように 4 つの研究実施項目からなるマスタープランを基に研究を行った。研究の詳しい成果については総合報告書および各研究者による論文を参照していただくとして、ここではその概要を研究項目ごとに述



図 1 2010年2月のキックオフワークショップ



図 3 広帯域地震計と強震計の設置



図 2 研究のマスタープラン。津波は後から加えられた。
べる。

3.1 リアルタイム地震・津波監視

防災科研が中心となって、PHIVOLCSの既存の衛星テレメータ観測点のうちの10カ所に、それまで設置されていなかった広帯域地震計と強震計を設置した(図3, 4)。同時に、震源の位置・規模・メカニズム解・震源時間関数を広帯域地震波形から自動的に解析するプログラム(SWIFT)を導入した。これにより短周期地震計のみではわからなかった中規模以上の地震の震源に関する情報が迅速に正しく把握できるようになった(図4)。

また、IT強震計を使った安価な震度計を開発した。震源決定用の観測網とは異なり、震度観測は密度が本質的に重要なため安価でなければならない。センサーは震度ゼロと1を区別できることが必要十分で、時計はかりに10秒の誤差があってもかまわない。この「IT震度計」を100台導入し、フィリピンで初の準リアルタイム計測震度

観測網を構築した。集められたデータの表示と管理のシステムはPHIVOLCSが開発した(図5)。

津波は計画段階では研究対象に含まれていなかったが、2011年3月11日に東日本大震災が発生したことを受けて、急きょ新たに津波観測の項目を加えた。フィリピンも過去に津波災害が発生しているが、津波監視体制は、広帯域地震計も強震計も潮位計もオフライン観測のみで、量的警報システムの整備はこれからという状況であった。そこで、超低電力遠距離無線テレメトリシステムを用いた簡易潮位観測システムを開発し、国内の5カ所で実験観測を実施した。また、量的津波警報の構築に向けて、気象庁と建築研究所の研究者が中心となって指導して津波シミュレーションデータベースを構築した(図6)。

3.2 地震発生ポテンシャル評価

フィリピンでは、長大な横ずれ断層のフィリピン断層が国を北から南まで縦断している。この断層は1990年7月に死者約2,000人をだしたルソン島地震M7.8をはじめ過去に多くの被害地震を発生している。現在最も大きな災害が懸念されているのは、フィリピン断層の副断層ともいえる、マニラ首都圏を通る西バレー断層(旧称マリキナ断層)であるが、われわれはフィリピン断層全体の運動と活動履歴を明らかにするための研究が空白となっている中部レイテ島からミンダナオ島までのフィリピン断層を対象に選んだ。

名古屋大学、京都大学、高知大学がミンダナオ

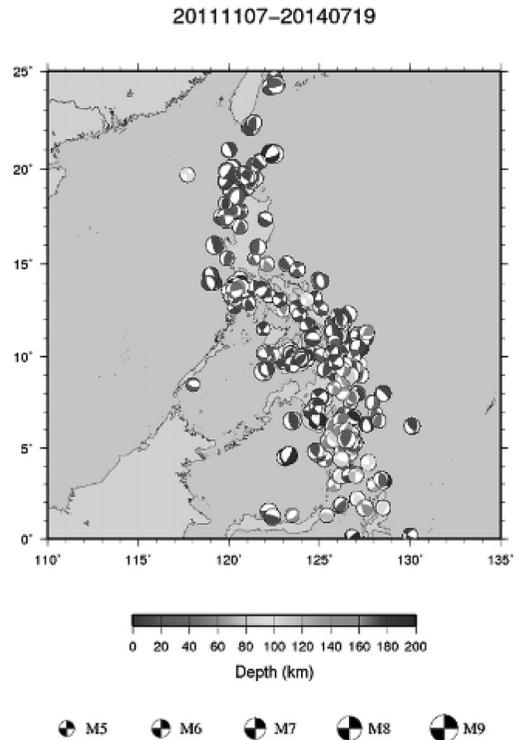
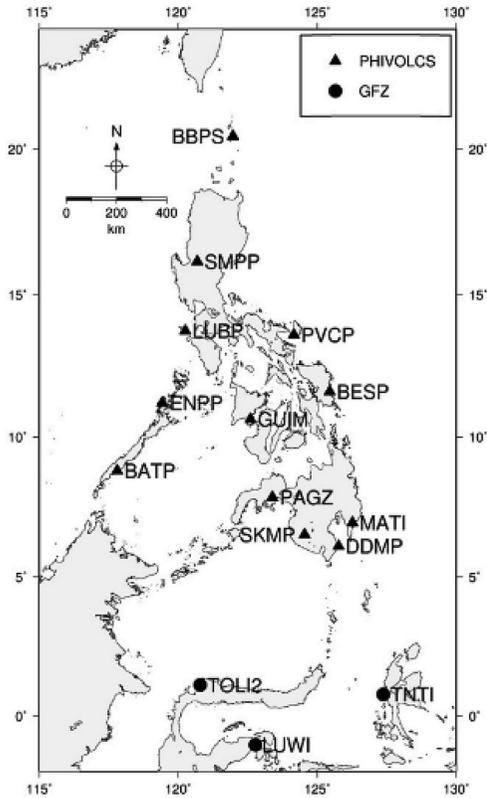


図 4 広帯域地震観測点と震源メカニズム解

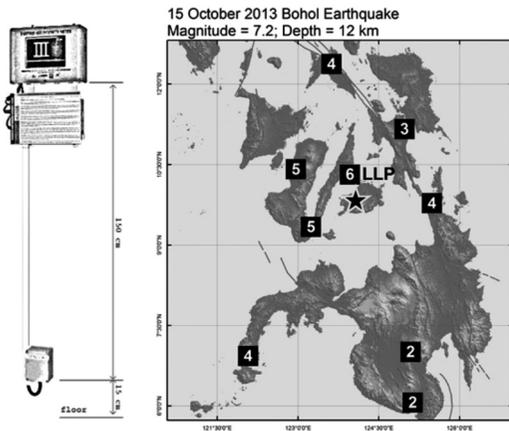


図 5 フィリピン向け震度計と震度マップの例

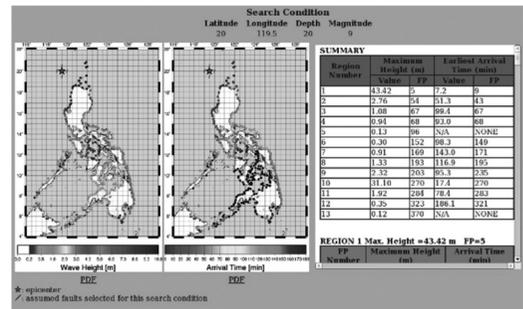


図 6 津波シミュレーションデータベース

島全域で4年間、年に1回のGPSキャンペーン観測を行った。得られた相対変位ベクトルの観測データを解析し、プレート境界がフルにカップリングしていたとしても説明しきれない変位場が示

されたことから、剛体的なブロック運動のモデルを提唱した。国土地理院のチームはGPS連続観測を実施し、断層のクリープや大地震に伴った変位を観測するとともに、プレート間地震の検出能力が向上されることを示した(図7)。

京都大学および広島大学の活断層研究グループは、ミンダナオ島のフィリピン断層沿いの地形の

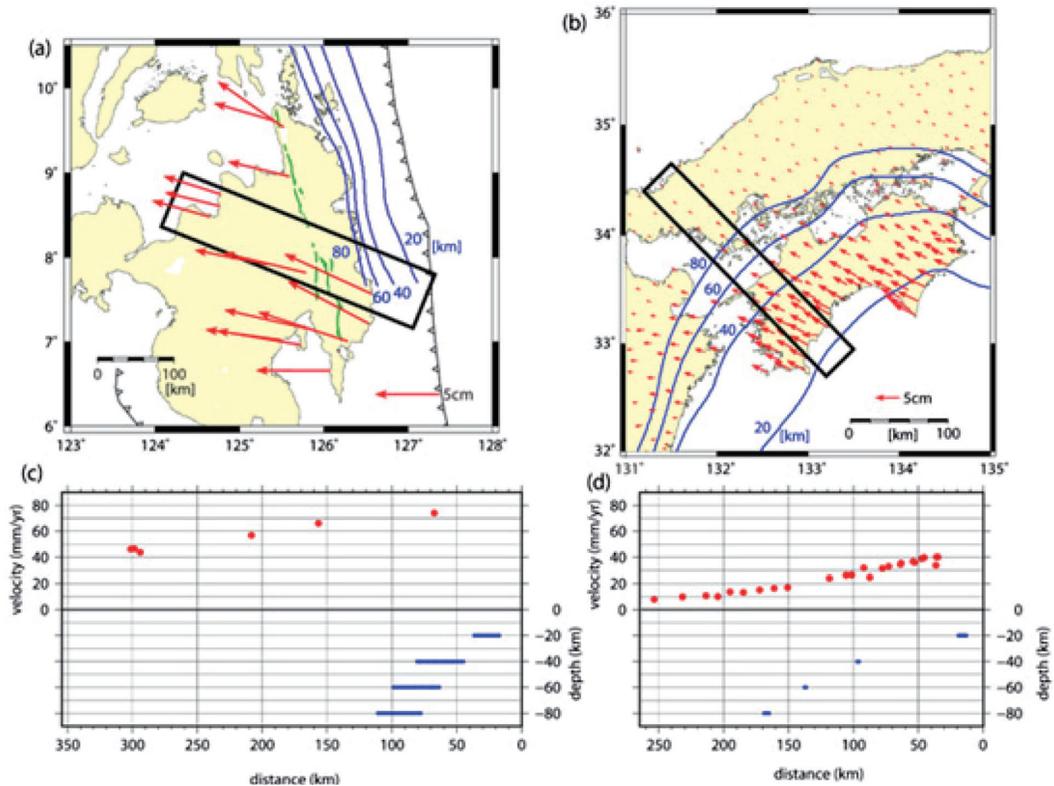


図 7 ミンダナオ島の GPS 観測と西南日本との比較

空中写真判読とトレンチ調査によって、断層のセグメンテーションと活動履歴を調査し、複数に分かれるセグメントのそれぞれの再来周期と最大地震規模を推定した (図 8)。

その他、レイテ島とマスバテ島におけるクリープ速度の検出や、フィリピン断層以外の断層の空中写真判読を行い、海域の断層変位を明らかにするための音響探査も実施した。研究期間中に発生した 2012 年 2 月のネグロス地震 (M6.9) では海底探査を実施し、津波の発生原因が海底地すべりであることを発見した。2013 年 10 月のボホール地震 (M7.2) では、地表断層の UAV (ドローン) による空撮調査を行った。

3.3 リアルタイム総合火山観測

PHIVOLCS はピナツボ、タール、マヨン、ブルサン、カンラオン、ヒボックヒボックの 6 つの火山で火山観測を実施してきたが、広帯域地震計や GPS 連続観測といった最新の観測はしておら

ず、また、データはマニラでは監視することができなかった。名古屋大学、東海大学、京都大学、気象庁等が中心となって、近い将来大きな災害が懸念されるタール火山と、頻繁に小噴火を繰り返しているマヨン火山に、広帯域地震計、空振計、監視カメラ、GPS、電磁気計からなる最新の観測機材を設置して、データをマニラまで衛星通信回線を用いて伝送し、PHIVOLCS 本部で監視・解析ができるシステムを整備した。

防災科研と名古屋大学のチームは広帯域地震計と空振計を設置した。それまでに開発していた震源モデルの推定手法に加えて、地形や湖を考慮したグリーン関数の計算手法の開発によって、地下のマグマによる圧力源の動的な状況がより詳しく推定できるようになった。また高周波地震波形の振幅のみを用いた自動震源決定法を開発し、人間の手を介さないより信頼度の高い一次震源情報を提供できるようになった (図 9)。

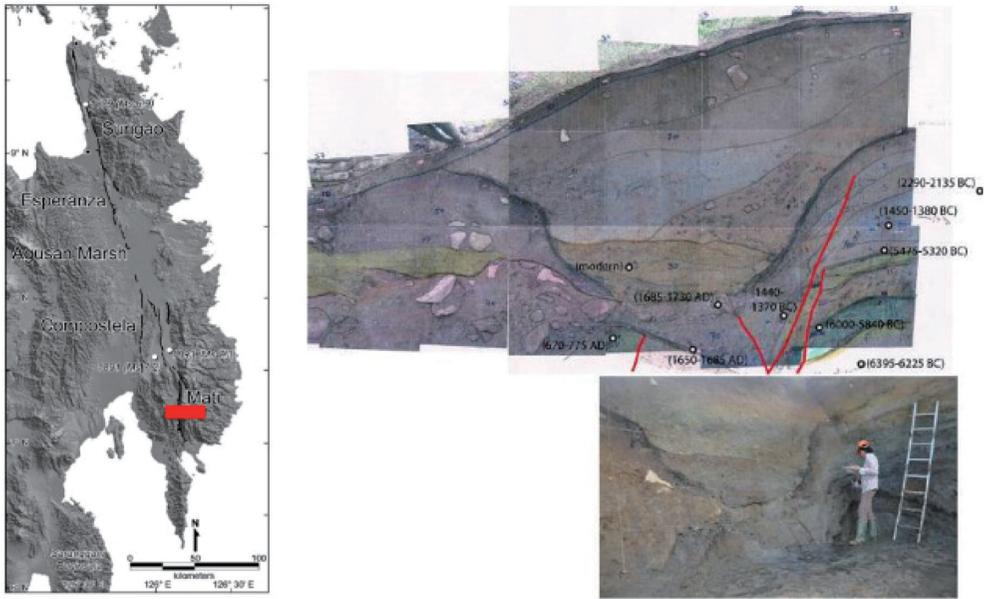


図 8 ミンダナオ島における断層トレンチ調査

東海大学のチームはタール火山に全磁力および ULF 帯 3 成分磁力計および 2 成分電場観測装置を設置し、連続観測を行った (図 10)。これによりタール火山の電磁気学的な 3 次元構造を明らかにして、噴火サイクルを説明する熱水溜まりのモデルを提唱した。

また名古屋大学・京都大学・気象庁のチームはタール火山とマヨン火山に GPS を設置して、マニラの PHIVOLCS 本部でリアルタイム解析を行うシステムを構築した。これにより、地下の圧力源をより迅速に正確に推定できるようになった。過去および研究期間中に発生したマヨン火山の噴火で、圧力源や山体収縮量の推定を行った。

3.4 防災情報の発信と利活用推進

開発途上国の地震災害のほとんどは、脆弱な建物の倒壊によって引き起こされる。脆弱な建物をなくすか補強する以外に地震災害を減らす方策はいまのところない。地震発生ポテンシャル評価で断層の動きと履歴が分かったとして、住民がそれに対してなしうことは、家が地震に対して弱ければ補強することである。そこで防災科研は民間の建築設計事務所、政策研究大学院大学、横浜国立大学等の研究者の協力を得て、まずフィリピン

型コンクリートブロック住宅の振動台実験を実施した。この実験のビデオは防災教材として公開されている (図 11)。

実験で明らかになった建物の脆弱性を基に、アンケート方式の住民向け簡易診断システム (図 12)、およびパソコンを用いた建築技術者向けの簡易耐震診断システムを開発し、普及活動を行った。また期間中に発生したボホール地震の建物被害で、診断法の正しさを検証した。

2011 年 3 月の東日本大震災の発生を受け、その 4 カ月後に、在日フィリピン人の津波被災者に対するタガログ語によるビデオインタビューと津波体験談のマンガの製作・出版を行った。PHIVOLCS スタッフが入れ替わりで来日して、防災科研のチームとともに、北は岩手県久慈市から南は福島県いわき市までに住むフィリピン人被災者を探し出してインタビューを行い、合計 50 名から証言を得た。その中から、命からがらで津波から逃げおおせた 4 人の体験談をマンガにして出版した (図 13)。マンガは英語にも翻訳され、ユネスコの津波防災教材ともなった。

地震津波監視能力強化と、地震発生ポテンシャル評価、リアルタイム総合火山観測の 3 つの研究

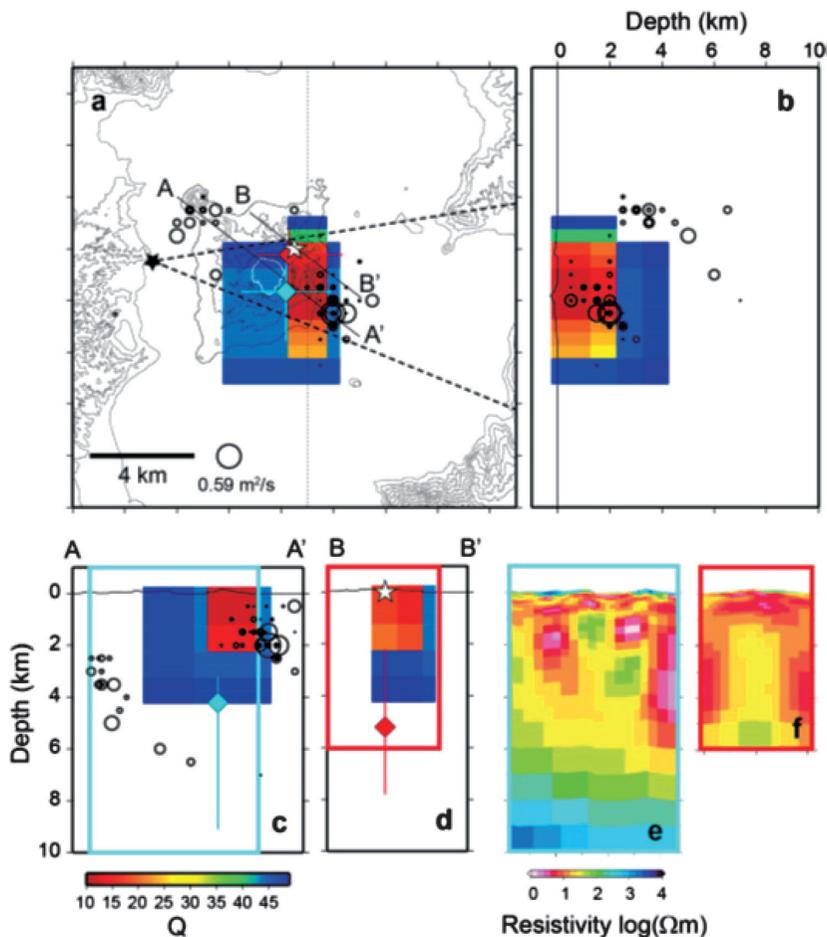


図9 タール火山の震源と減衰構造モデル

項目によって得られた観測・監視情報、それらのデータを解析して得られた研究成果、ならびに簡易耐震診断と津波被災者インタビューからなる本SATREPS課題のすべての成果を、PHIVOLCSのホームページの一部に「地震津波火山防災情報ポータルサイト」として構築し、発信した。このポータルサイトは、プロジェクト実施中に共同研究者およびPHIVOLCS内部向けの情報共有にもたいへん有用であった(図14)。

4. 社会実装, 人材育成, その後の展開

SATREPSはJSTによる国際共同研究助成制度であると同時にJICAの技術協力でもあり、相

手国である開発途上国に対する研究成果の社会実装が強く求められている。われわれの研究課題は社会実装と言う意味では比較的うまくいっていると自己評価している。その大きな理由の1つは、PHIVOLCSが地震・火山観測の研究機関であると同時に現業機関だからである。われわれが実装した観測・解析システムは、短い試験期間を経て、そのまま定常業務に活用されているため、観測システムに関しては研究期間の早期段階から社会実装されたと言える。観測データとその解釈も恒常的にメディア等を通じて発信されている。

社会実装が早期に実現できたもう1つの理由は、冒頭にも述べたように、PHIVOLCSが観測・研究の部門とともに、自治体や住民の防災教育を



図 10 タール火山での磁力計の設置

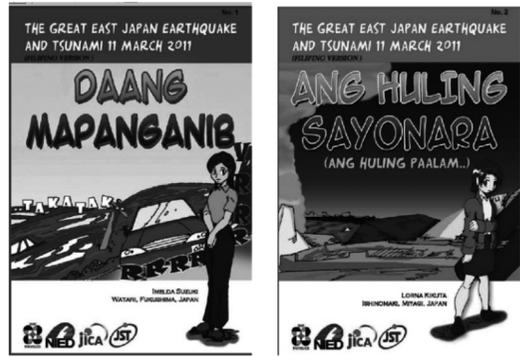


図 13 東日本大震災フィリピン人被災者体験マンガ



図 11 フィリピン型庶民住宅の振動台実験

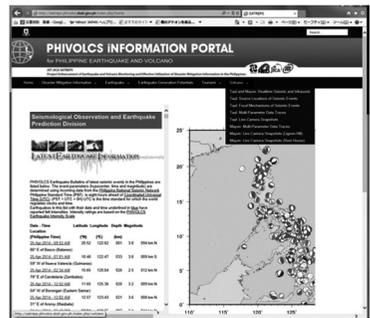


図 14 地震火山防災情報ポータルサイト



図 12 フィリピン住宅の簡易耐震診断

専門とする地質防災教育部門を有していることである。われわれが作った簡易耐震診断や津波体験マンガは、いち早く自治体・住民の防災教育プログラムに導入された。

PHIVOLCS の観測・研究の 3 部門の職員も、防災教育活動には常日頃から深く関わっている。PHIVOLCS 全体が、国レベルだけでなく、自治体・住民レベルの防災対策に近い場所で活動しているといえる。わが国の研究者と比べて、社会とのつながりがより強く、われわれのほうが PHIVOLCS から学ぶことも非常に多かった。

また、SATREPS は研究を実施するだけでなく、研究活動を通じて相手国機関の人材育成を促進することも求められている。日本側代表機関の防災科研は大学と違って留学生の受け入れ制度がないため、現地での OJT（現場研修）が中心となったが、東海大学が学生を受け入れて博士の学位を

与えることができた。

2018年10月現在、プロジェクト終了後3年半が経過している。地震観測データは定常業務に活用されるとともに防災科研にも分岐され、ひき続き地震・津波監視技術の向上の研究に活用されている。名古屋大学もひき続き広帯域地震計による地震および火山の共同研究を継続している。IT震度計はフィリピン全国の90カ所（予備10台）に展開されて稼働すると同時に、別のSATREPS課題でブータンにも同様のシステムが導入された。フィリピンでは本SATREPS課題とは別のJICA無償資金協力事業で地震・津波監視機材がその後供与され、SATREPSの研究成果がさらに有効利用されている。

一方、活断層研究グループはその後も科研費等でフィリピンでの研究と人材育成を継続している。東海大学も科研費でタール・マヨン火山の共同研究を継続している。断層と地震被害調査に導入したUAVの技術は、防災科研がJSTのe-ASIA課題でひき続き発展させ、火山火口監視やハザードリスク評価に活用されている。

5. おわりに

SATREPSは、科学技術外交という、それまでにはなかった目的で創設された国際共同研究および国際協力であり、われわれのように開発途上国をフィールドとし、研究とともに災害軽減技術の実装と人材育成による開発途上国への貢献を目指す者にとっては非常に利用価値が高く、有用な制度である。

災害は、それを引き起こす極端な自然現象が低

頻度で発生することにその本質がある。自然現象を解明するにも、防災技術を開発するにも、多くの経験を蓄積することが不可欠であるが、低頻度であることはその最大の障害である。しかし日本だけで研究しては百年かかる経験の蓄積も、もし世界の10カ所で同時に研究すれば10年ですむ。防災研究における国際共同研究の最大の利点はそこにあると言える。

開発途上国での活動にはいろいろな苦勞も多い。しかし日本の防災研究に関わる研究者が、SATREPSのような制度を活用していろいろな国の研究者との交流を深め、一過性のプロジェクトではなく、長期にわたって共同研究を継続することが、自然災害軽減のためには、遠回りのようにみえて早道であると信じるものである。

参考文献

Inoue, H. and Solidum, R.U. (ed.). 2015. Special issue on enhancement of earthquake and volcano monitoring and effective utilization of disaster mitigation information in the Philippines. *J. Disas. Res.*, **10**, 5-149.

井上 公

[いのうえ ひろし]

現職 防災科学技術研究所，社会防災システム研究部門主幹研究員

略歴 名古屋大学理学部地球科学科卒業，建設省建築研究所国際地震工学部，

防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部，地震研究部，2017年より現職。理学博士（地震学）

研究分野 防災技術



ハワイ島で起きる地震の原因と特徴

山田卓司

1. 火山と地震の島、ハワイ島

太平洋のほぼ中央に位置するハワイ諸島は、ホットスポットにて上昇したマントル物質の部分溶融により生じたマグマによる火山活動で形成された。ハワイ諸島のうち、最も南東にある最大の島がハワイ島である。現在も活発な火山活動が見られる島であり、東を向いたエンゼルフィッシュのような形をしている（図1）。

ハワイ島では地震活動も活発であり、過去には大地震も複数回発生している。ハワイ島はまさに「火山と地震の島」である。火山活動によって作られた島であるがゆえに、ハワイ島で起きる地震もほとんどが火山活動に関連するであろうと思われるかもしれないが、実はハワイ島で起きる大地震の多くは、火山活動に直接関連した地震ではない。

本稿では、まずハワイ島における最近の火山活動の推移を概観する。次に、ハワイ島で起きる地震の原因と特徴について整理することで、ハワイ島で起きる大地震の原因は、ハワイ島の重みによって島自体が横に広がることであることを説明する。本稿の最後では、日本の地震との類似点や相違点を考察しながら、地震発生予測について考えたい。

2. ハワイ島での最近の火山活動の推移

先に述べたとおり、ハワイ島はホットスポットでの火山活動によって形成された島の1つである。移動しないホットスポットで形成された過去の島々は、太平洋プレートが年間約10cmの速さ

（ヒトの爪が伸びる速さ）で北西方向へ移動していることに伴って移動しており、天皇海山列にまで時代をさかのぼることが可能である。ただし、ホットスポットがどの程度の時間・空間精度で移動しないと言えるのかについては、最近の研究課題となっている（Konrad *et al.*, 2018）。

ハワイ島は四国の半分ほどの大きさであり、5つの火山から形成されている（図1）。すなわち、北から順にコハラ、フアラライ、マウナケア、マウナロア、キラウエアである。このうち現在最も活発な火山活動を行っているのがキラウエアであり、マウナロアも活火山である。世界各国の天文台があるマウナケアと、ハワイ島の約半分の面積を占めるマウナロアはともに標高4,000mを超える山であり、海底からの高さは実に9,000m近くに達する。また、ハワイ島南東沖にはロイヒ海底火山があり、海底からの高さは約3,000m、山頂は海面下約1,000mにある。現在の活動がこのまま継続すれば、あと1~10万年で山頂が海上に顔を出し、新しい「島」になると考えられている。

キラウエアの火山活動は、1983年に始まったプウオオ火口からの噴火に特徴づけられるイーストリフトゾーン（East Rift Zone：東部噴火帯。以後、ERZと表記する）中部での活動が長らく続いていた。その後、2008年3月に山頂のハレマウマウクレーターに新たな火口が出現し、2009年、2011年、2015年にはハレマウマウクレーターとプウオオ火口との中央部付近で小規模な割れ目噴火を起こしており、新たな段階に進んだのかもしれない。ついに2018年5月にはハレマウマウクレーターで大規模な水蒸気爆発を起こすとともに、ERZ東部で活発な割れ目噴火活動が始まっ

Earthquakes in the Island of Hawai'i from 1868 to 2017

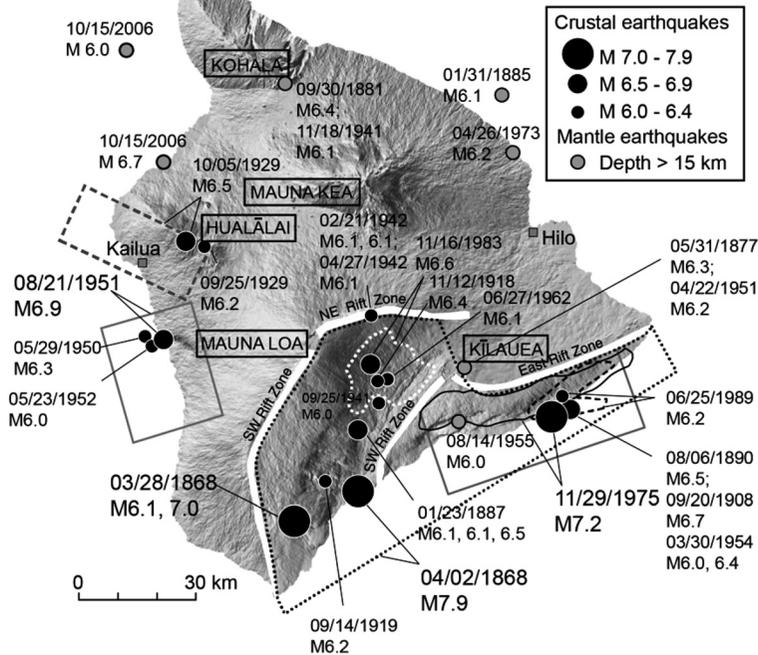


図 1 1868 年から 2017 年までにハワイ島で起きたマグニチュード 6 以上の地震の震央分布およびハワイ島の 5 火山の位置。震央とは、震源を地表に投影した位置のことである

た。2018 年 8 月下旬の段階では、ERZ 東部での割れ目噴火活動もかなり収まってきているが、このまま収束に向かうのか、予断を許さない状況である。

3. ハワイ島で起きる 2 タイプの地震

現在進行中の火山活動に関連すると思われる活発な地震活動も観測されている。また、過去にはハワイ島でも大地震が複数回発生している。本章では、ハワイ島で起きる地震を 2 タイプに分類し、それぞれの原因と特徴について整理する。必ずしも、マグマの移動や噴火そのものが大地震を引き起こしているわけではないことに注意が必要である。

3.1 火山活動に直接関係する地震

このタイプの地震は、マグマの移動やマグマだ

まりの膨張・収縮によるマグマ活動と直接の関係性のある地震と言える。地下において、通り道ができていない場所にマグマが移動するには、無理やり通り道を作りながら移動しなければならない。その際、地下の岩石に無理な力がかかり、地震が発生することがある。また、マグマだまりの膨張・収縮に伴って、地下浅部の力のバランスが崩れることにより、地震が発生することもある。

ハワイ島で発生する地震のうち、キラウエア山頂のハレマウマウクレーター直下および ERZ 浅部で起きる地震は、このタイプである。2018 年 5 月からの ERZ 東部の割れ目噴火に伴い、ハレマウマウクレーター直下でも地震活動が活発になっている。これは、ハレマウマウクレーター直下にあるマグマだまりから ERZ へのマグマ供給量が増加したことに伴い、マグマだまりが収縮してハレマウマウクレーターが陥没し、無理な力がか

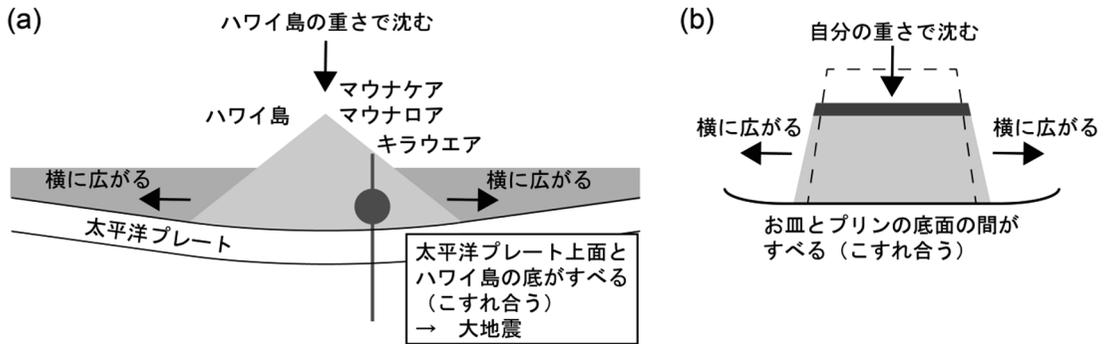


図2 (a) ホットスポットにより太平洋プレート上につくられたハワイ島の模式図。(b) プラスチックカップに入ったプリンをお皿に出した際の模式図

かっているためである。このタイプの地震はマグマ活動を直接反映しているため、火山活動の推移を予測するために重要な地震であるが、実は、ハワイ島で起きる大地震の多くはこのタイプではない。

3.2 ハワイ島の重さによる地震

ハワイ島は海底からの高さが9,000m近くある巨大な「溶岩のかたまり」である。最近の火山噴火によってできた新しい島なので、地質学的に柔らかい。これがまさにハワイ島で起きる大地震の原因である。火山活動で島が大きくなると、自分の重さのため、太平洋プレートに乗っているハワイ島は少し沈みながら横に広がる。太平洋プレート表面はツルツルではないので、太平洋プレートとハワイ島の底に摩擦が生じ、すべろうとする力が摩擦力の大きさに達すると、ずるっと間欠的にすべる。プレートが動いているのか、上の陸地が動いているのかの違いはあるが、日本列島に沈み込む太平洋プレートとの境界で、2011年の東北地方太平洋沖地震のような大地震が起きると同じしくみである。

たとえば、お皿の上に乗せられたプリンのようなものである。プリンはハワイ島に、お皿は太平洋プレートに相当する。プラスチックカップに入っているプリンをお皿の上に逆さにして、カップ底の爪を折ると、プリンがお皿の上に出てくる。静かにカップをのけて、プリンの横に置いてみよう。すると、プリンの高さはカップ内の元の

高さより低く、プリンの底の面積(円の半径)は、カップ内にあったときよりも大きくなっている(図2)。これは、やわらかいプリンが自分の重さで変形し、高さが低くなると同時に横に広がったからである。プリンが横に広がる際に、プリンの底とお皿の間にすべりが生じている。

なお、もう少し踏み込んだ説明をすると、太平洋プレートはハワイ島の重みでやや下に凸となるので、ハワイ島で起きるこのタイプの大地震は、低角逆断層型となる。1868年や1975年にハワイ島南部で起きた大地震は、まさにこのタイプだと考えられている(図1)。2018年5月のERZ東部の地震も、このタイプである。

また、ハワイ島の重みにより、太平洋プレート(リソスフェア)よりも下のマントル浅部(アセノスフェア)にも無理な力がかかる(McGovern, 2007)。このため、ハワイ島では深さ50km程度のやや深い地震も発生する。最近の例として、ハワイ島北西部で2006年に起きたキホロ湾地震(マグニチュード6.7)があげられる(Yamada *et al.*, 2010)。この地震も、火山活動に直接関連した地震ではない。

4. ハワイ島における大地震発生予測は日本より容易か？

ハワイ島が自重により横に広がることが大地震

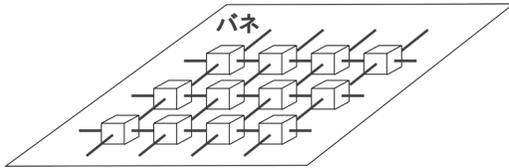


図3 バネで相互につながったブロックの模式図

の原因であるならば、地震発生予測は比較的容易であるように感じるかもしれない。なぜなら、噴出するマグマの重さからハワイ島の現在の重さが計算できるので、横に広がろうとする際に太平洋プレートとの境界にかかる力の大きさが計算できるからである。この力が静止摩擦力の大きさに達すれば地震が発生するのだが、地震発生予測は日本同様、容易ではない。その理由を考察しよう。

床に置かれたブロックにバネが繋がれており、このバネをゆっくり引っ張る状況を考えよう。バネの伸びに比例して、ブロックと床の間には「すべろうとする力」（剪断応力）がかかり、剪断応力が最大静止摩擦力（強度）と等しくなればすべりが生じる。地震の発生は、多数のバネとブロックが繋がれた系に継続的に力をかけた場合、いつ、何個のブロックがすべるのかを求めることに相当する（図3）。問題は、これらのバネの強さも強度も、場所ごとに異なることである（Yamada *et al.*, 2010, 2017）。さらに、微小地震も大地震と似た性質を持っている可能性が高いため（Yamada *et al.*, 2005, 2007）、地震発生予測は、非常に小さな膨大な量のブロックが強さの異なる多数のバネで繋がれた系において、ブロックがいつ、何個すべるのかを予測せよ、ただし、バネの強さやブロックの最大静止摩擦力の空間分布の詳細は不明である、という難題に近い。誤解を恐れずにたとえれば、10年後の何月何日何時にどの程度の強さの台風がどこに上陸するか予測せよ、という状況に近いかもしれない。つまり、ハワイ島での地震発生予測も日本におけるそれと同様で、現状では精度の高い予測は非常に困難であると考えられている。現在、観測可能なデータを用

いてどこまで地震発生予測が可能であるのか、精力的な研究が行われている。

参考文献

- Konrad, K. *et al.* 2018. On the relative motions of long-lived Pacific mantle plumes. *Nat. Commun.*, **9**, 854. doi: 10.1038/s41467-018-03277-x
- McGovern, P.J. 2007. Flexural stresses beneath Hawaii: Implications for the October 15, 2006, earthquakes and magma ascent. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23305. doi:10.1029/2007GL031305
- Yamada, T. *et al.* 2005. Radiation efficiency and apparent stress of small earthquakes in a South African gold mine. *J. Geophys. Res.*, **110**, B01305. doi:10.1029/2004JB003221
- Yamada, T. *et al.* 2007. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *J. Geophys. Res.*, **112**, B03305. doi: 10.1029/2006JB004553
- Yamada, T. *et al.* 2010. Kiholo Bay, Hawaii, earthquake sequence of 2006: Relationship of the main shock slip with locations and source parameters of aftershocks. *J. Geophys. Res.*, **115**, B08304. doi:10.1029/2009JB006657
- Yamada, T. *et al.* 2017. Spatial pattern in stress drops of moderate-sized earthquakes on the Pacific Plate off the south-east of Hokkaido, Japan: implications for the heterogeneity of frictional properties. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **4**: 38. doi:10.1186/s40645-017-0152-7

山田卓司

[やまだ たくじ]

現職 茨城大学大学院理工学研究科准教授

略歴 京都大学理学部卒、京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了、東京大学大学院理学系研究科研究員、ボストン大学教養学部地球科学科客員研究員、米国内務省地質調査所ハワイ火山観測所客員研究員、北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター助教を経て現職

研究分野 地震学・火山物理学・海底測地学



地震の揺れを伝えない技術への挑戦

梶原浩一

1. はじめに

「日本人は、未来永劫、地震の揺れから解放されないのだろうか？」

2015年より、防災科学技術研究所は、民間企業と大学の有識者らと、地震の揺れを伝えない広範囲な空間の実現をイメージした装置の技術検討を始めた。ここでは、地震から解放される都市（フロート・シティー）を最終的な目標とした、3次元浮揚技術の研究について概要を紹介する。研究着手での基本的な方針は、1) 構造物を含む街区（図1）全体の地震対策へ適用、2) 未来を見据えた新しい技術を志向、3) 浮揚（浮上）技術への挑戦の3つである。

2. 背景

防災科学技術研究所地震減災実験研究部門では、実大三次元震動破壊実験施設^{1,2)}（E-ディフェンス）等による実証実験を有効な手段として、地震防災・減災に関わる科学技術の高度化を進めている。おもな課題は、構造物における耐震、免震・制振、センシング技術と地震防災・減災に係わる新しい技術である。

ここで紹介する研究の端緒は、2011年東北地方太平洋沖地震である。それまでの地震の概念を覆すほど大規模で長時間の揺れが生じ、その地震動には、短周期に加えて、東京と大阪の高層ビルを大きく揺する長周期の波も含まれていた。また、2016年熊本地震の特徴も研究推進の重要な要因である。直下型でありながら、強力な長周期

の成分を含む地震であり、しかも波状的に発生して地域住民に多くの不安と苦しみを与えた。

現実的な地震対策は、構造物・ライフラインが地震に揺すられても耐え、人々が危険な場所から避難し、地震後は、速やかに復旧・復興に着手することである。それをもってしても、地震が発生した地域では、住民の生活と経済活動に長期間にわたる多大なダメージが生じる。このような震災のサイクルを軽減・回避、あるいはなくすために、普段の生活を営む街の広い空間で、短周期成分から長周期成分を含むさまざまな地震の揺れを、劇的に低減する技術開発が必要ではないかと考えた。

3. 推進体制

熊本地震の前年である2015年に、所管省庁の指導担当より、「民間企業などによる社会実装を想定し、リスクがあっても革新的でインパクトのある研究を進めるべき」との指導があり、外部資金獲得のための研究公募の提案もあった。そこで、兵庫耐震工学研究センター内で検討会議を数回実施し、地震から解放される都市（フロート・シティー）を目標として、浮上による3次元地震動低減技術（ここでは3次元浮揚技術）の研究を実施することにした。このテーマによる外部資金の応募については、残念ながら落選であったが、当初の技術検討から賛同いただいた（株）日立製作所と浮揚技術に知見を持つ摂南大学の有識者らとともに研究を継続している。また、研究の推進に興味や賛同をいただいている大学、社団法人、建設会社、設計事務所などの有識者の方々と情報

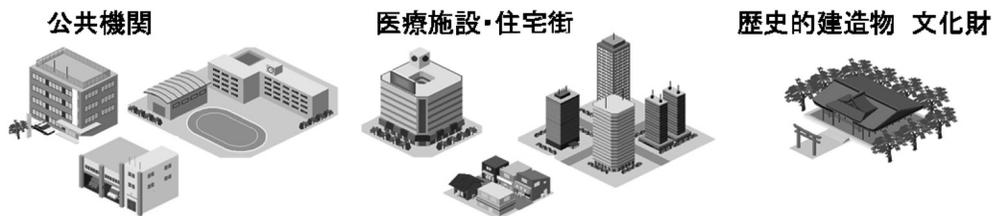


図 1 街区内の建造物のイメージ

や意見交換により今後の計画立案と公募への計画も進めている。

4. 研究の概要

地震の揺れは、水平 2 方向、鉛直方向と軸周りの回転の成分に分けられる。この揺れを低減する免震技術は、一般に積層ゴムの上に建造物を積載し、水平方向の地震による揺れを低減するものである。2016 年末までの免震建物の棟数は、ビルで約 4,300 棟、戸建住宅で約 4,700 棟、両者を併せると約 9,000 棟である³⁾。鉛直方向の地震の揺れについては、構造体への損壊の影響が少ないとされ、建物の免震では、水平方向の揺れの対策が目的とされている。世界初の 3 次元免震を実現した集合住宅（知粋館⁴⁾の事例を除けば、鉛直方向の免震が具備された建物は存在しない。本研究では、普段の生活空間や、居室内の二次部材（非構造部材）等の安全対策も見込んだ鉛直免震技術とともに、浮上させて水平方向の揺れを劇的に低減する浮揚装置の研究開発を進めている。

4.1 フロート・シティーと浮揚装置の構成

フロート・シティーについては、現時点では複数の建造物を含む 200m×200m 程度の街区で構成されるものに加え、50m×50m 程度の区画で連結される街区もイメージしている。この街区の基部を免震構造と同じように多点支持するための浮揚装置の検討を進めている。

空気浮揚をイメージすると、浮揚により水平 2 方向と縦方向の地震動を同時に低減する装置を連想するかもしれないが、ここでの装置構成は以下

である。

- 1) 微小な浮揚により水平方向の地震入力を回避
- 2) 縦方向は周期 4 秒以上の鉛直免震機構を具備し対応

図 2 に街区と装置のイメージを示す。研究過程では、数百 km から数 t を支持する装置を段階的に作製し、その動作を強震動の加振により検証することにした。最終的には 1 つの装置で 1,000 t 以上の支持荷重を目指している。

4.2 浮揚技術について^{5~7)}

浮揚は、面で荷重を支持するため、比較的安価な装置構成が見込めるうえ、極低摩擦が実現できる。この浮揚技術は、一般産業における重量物運搬向けパレットや台車、札幌ドームの可動式の天然芝サッカーフィールド「ホヴァリングステージ」でしられている^{8,9)}。これらの装置では、袋に溜まった空気を用いているために、鉛直方向に地震動と共振するばねの特性が発現する場合が想定される。そこで本研究では、ゲームセンターのエアホッケーのように非常に薄く浮揚させる方法を用いることにした。装置の構造としては、鋼製の円盤内（図 3）に複数の貫通孔を開け、圧縮空気を吐出するようにした簡易なものである。また、浮揚高さを 50 μ m 程度とすることで、この微小な空気層が固いバネ周期を持つため、地震動の周期特性では浮上面と支持面が接触しにくい特性を持つ。これにより、積載物の空気層によるロッキングの問題も回避できる。

4.3 鉛直免震技術について^{5~7)}

鉛直方向についても、地震に含まれる長周期成

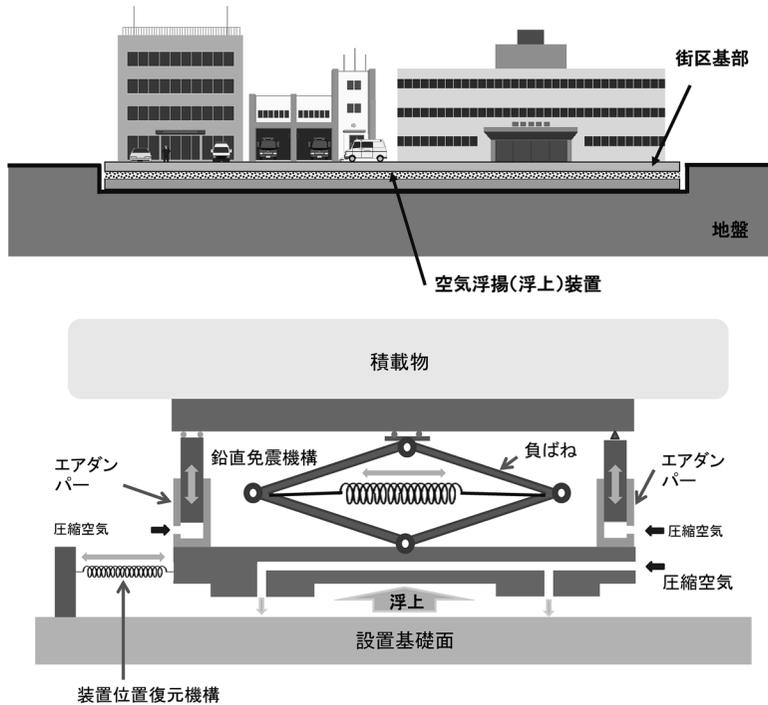


図 2 街区 (上) と浮揚装置 (下) のイメージ



図 3 装置下面の圧縮空気を吹出す円盤

分への対応を考慮した装置構成を検討した。本装置では、負剛性リンク機構 (以後、負ばねと称す) による鉛直免震機構を用いている。負ばねとは、通常のばねが変位に対して反力を増すのに対し、変位に対して反力を減じるばねのことである。単体での負ばねは存在しないため、そのような特性を持つようにリンク機構を用いて構成される。図

4に簡単な例を示す。これは四節リンク機構に引張ばねを掛けたものである。角度 θ が小さくなると、ばねの引張力は増大するが鉛直方向の反力は減少する。図5のように、正ばね (図中では圧縮ばね) と組み合わせて使い、目標とする支持荷重に対し適切にばね、およびリンク長さを設計すれば、非常に柔らかいばねとして重量物を支持することができる。これにより、従来にない低床で柔らかい固有周期を持つ鉛直免震が可能となる。

4.4 試験装置と実験について

これまで3台の試験装置を作製し実験を行った。試験装置の1号機は、装置の構成原理を確認するためのものであり、支持荷重 250 kg、水平を空気浮揚、鉛直をリンク機構による正ばね+負ばねで構成し、空気を吹き付けるベースには平滑な強化ガラス板を用いた (図6, 7)。E-ディフェンスの実験で、阪神・淡路大震災と東日本大震災で観測された地震波を入力したところ、激しく揺れ

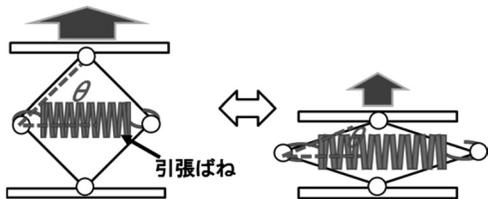


図 4 四節リンク機構による負ばね

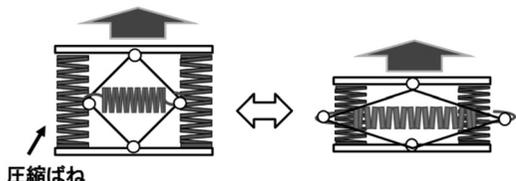


図 5 正ばね（圧縮ばね）と負ばねの組合せ

る震動台の上で、白い天板がほぼ静止したように見える状況となった。目的とする動作の確認ができたが、鉛直方向の装置稼働におけるストローク不足と、浮揚時にわずかな傾斜で水平方向に移動することが課題となった。

課題の対策を検討するために作製した2号機では支持荷重拡大を意識し、1号機の装置構成に加えて、重量物を持ち上げるアクチュエータ機能を持つエアダンパを設置した。これにより支持荷重を1tに高めた。試験装置2号機を図8に示す。

1号機で課題となった鉛直ストロークは±15cmに伸ばし、水平の移動対策には、地震後に中央に押し戻す復元機構を設けた。水平で13秒程度の固有周期を持つため、さらに検討していく。2017年に実施したE-ディデンスでの実験では、1995年兵庫県南部地震、2011年東北地方太平洋沖地震、2016年熊本地震の前震と本震の震度7を含む記録地震波で加振試験を実施した。実験結果を図9に示す。複数の加振の1例であるが、熊本地震のKiK-net 益城波（前震・本震）の入力で、水平2方向、鉛直方向の台上加速度と装置上の加速度を比較したところ（最大加速度での比較）、水平方向を1/16から1/30に、鉛直方向を1/8から1/15とする結果を得た。さらにデータを精査し



図 6 試験装置1号機の外観

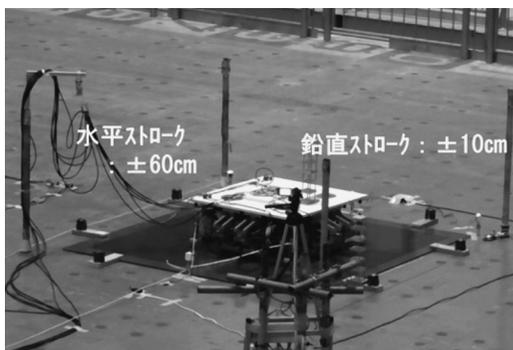


図 7 試験装置1号機の実験状況

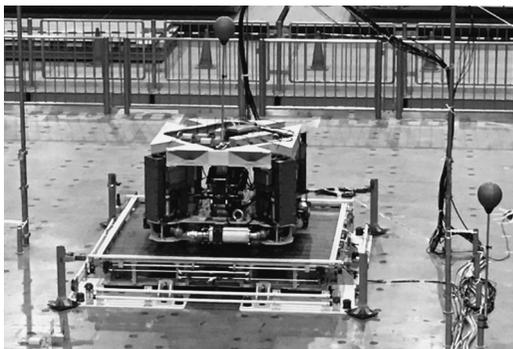


図 8 試験装置 2号機

ている。

3号機は1号機と同じ装置構成であるが、改良したリンク機構による正ばね+負ばねを用いた場合の3次元地震入力の高減効果を確認した。さら

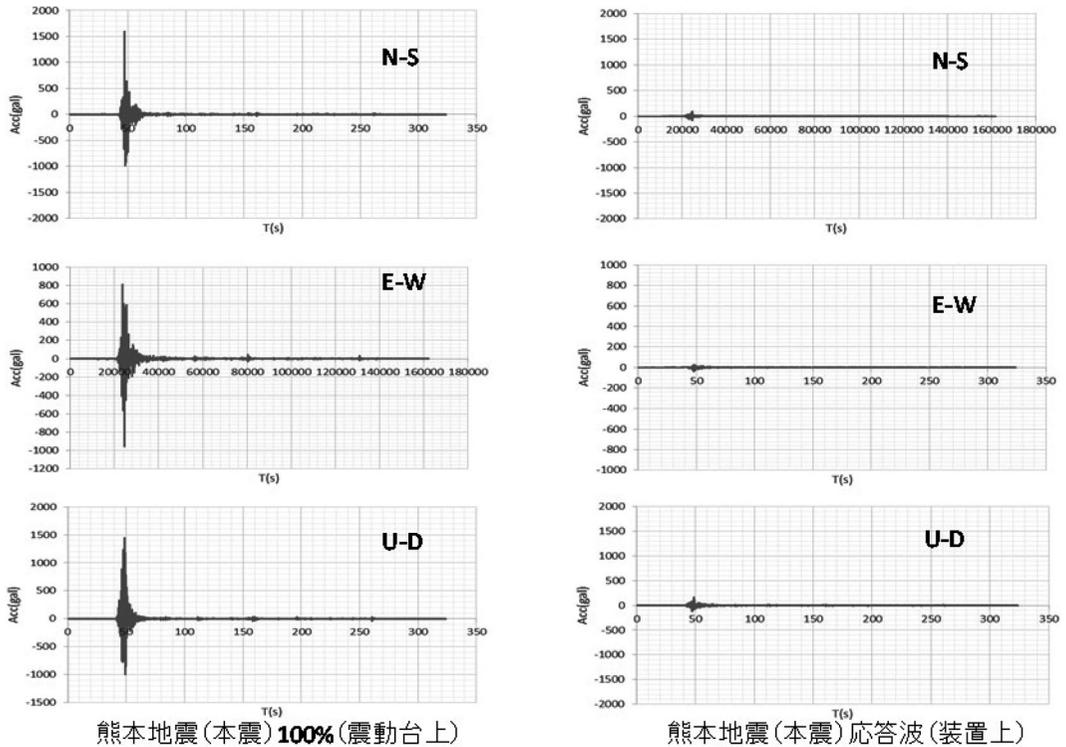


図 9 熊本本震 (KiK-net 益城町 本震) での振動台上と装置上の加速度

に高い鉛直方向の性能を得られており、これについては別の機会に結果を紹介する。

5. 今後の取組み

さらに検討すべき技術的なハードルは、積載能力の高荷重化と鉛直方向の振動低減の高性能化である。長期の研究期間が必要となる場合も考えられるため、その過程では、建物や装置などの軽量物への実用化、E-ディフェンスでの大規模実験を見据え、最終的な目標の開発に到達したい。

ここで紹介したフロート・シティーのための研究は、支持機構の装置開発に係るものである。フロート・シティーの実現には、計画・設計・建設・運用を支援するソフトシステムも必要となる。さらには、既存の耐震技術も含め社会の変化に応じた技術開発の推進、さまざまな対策技術の社会実

装のための資源投下、そして、これらの必要性和有効性を示し、強靱な都市の構築を進めるためのシステムが必要と考える。

研究グループは、多機関と有識者の賛同を得て、「事前復興」と「コミュニティデザイン」の視点に立脚し、社会・経済活動の不断・永続を担保するためのレジリエントな都市に向けた、計画・設計・建設・運用を支援するシステム（仮称：IPSR：Integrated Pre-construction System for Resilient city）も目指している。膨大な合意形成と資源を導くファンド形成にも有用ではないだろうか。

6. おわりに

近い将来に発生するとされる首都直下地震、南海トラフ地震では、人的被害、構造物、交通網な

どの物理的被害や工場・オフィスでの生産活動の低迷に加えて、国際的なマーケットの反応による株価の乱高下や風評による経済的損失も国難を招く要因として懸念される。高度な耐震技術を含むハードとソフト両面の技術力による質の高さを含み、都市の安全対策水準が高いことを示すため、国として防災への取組みなどの姿勢を国際的にアピールすることが必要である¹⁰⁾。

さらに地震に関する研究が進み、対応するべき地震の規模と特徴が明らかになれば、地震防災・減災のためのさまざまな技術の質の向上に向けた目標が明確になると期待している。

謝辞

これまでのE-ディフェンス実験とそれに関わる研究は、関係省庁、国内外の研究機関、大学、地方自治体、民間企業の参画者と関係者、防災科学技術研究所の諸先輩方と関係各位からの多大なご尽力により推進されており、本研究に係わる実験の推進においても、多くの貴重なご指導ご鞭撻をいただいている。ここに記して感謝の意を表すものである。

参考文献

- 1) 大谷圭一・小川信行・箕輪親宏・御子柴正・田村修次・中村いずみ. 1998. 実大三次元震動破壊実験施設の開発 (I)—建設計画と要素技術開発の概要—。防災科学技術研究所研究報告, 58.
- 2) 防災科学技術研究所. 2018. 国立研究開発法人防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター ホームページ. <http://www.bosai.go.jp/hyogo/movie.html> (2018年4月1日閲覧)
- 3) 日本免震構造協会. 免震制振データ集積結果. http://www.jssi.or.jp/menshin/doc/ms_ss_data.pdf (2018年9月29日閲覧)
- 4) Takahashi, O., Aida, H., Tsuyuki, Y. and Fujita,

T. 2008. Constructicon of civil building using three dimensional seismic isolation system. The 14th WCEE.

- 5) 安田正志・佐藤栄児・山田 学・梶原浩一・早津昌樹. 2017. 負剛性リンク機構と空気浮揚機構を直列に用いた3次元免震装置の開発 (試験実験装置の概要とE-Defense加震装置による実大3次元地震波加震実験の報告). 日本機械学会論文集, 83, 17-00057
- 6) 安田正志・佐藤栄児・山田 学・梶原浩一・早津昌樹. 2017. 負剛性リンク機構と空気浮揚機構を直列に用いた3次元免震装置. 日本機械学会, Dynamics and Design Conference 2017 講演論文集.
- 7) 山田 学・安田正志・梶原浩一・佐藤栄児・早津昌樹. 2018. 空気浮揚による水平無周期3次元免震装置の実大地震波加振実験. 日本機械学会, 関西支部第93期定時総会講演会講演論文集.
- 8) 鋼鉄工業株式会社. 重量物搬送「エアベアリング」. <http://www.i-koko.jp/product/ab/index.html> (2018年9月28日閲覧)
- 9) 札幌ドームホヴァリングサッカースタージ. <https://www.sapporo-dome.co.jp/dome/hovering.html>
- 10) 首都直下地震対策専門調査会. 2005. (第18回) 事務局説明資料3 平成17年6月15日. http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokka_jishinsenmon/18/index.html (2018年9月28日閲覧)

梶原浩一

[かじわら こういち]

略歴 東北大学大学院工学研究科建築学専攻修了. 1997年博士(工学)東京大学. 2000年科学技術庁防災科学技術研究所主任研究官. 2011年4月より防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター長

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所地震減災実験研究部門長, 兵庫耐震工学研究センター長

専門 振動制御, 振動実験



2018年北海道胆振東部地震（速報）

岡田義光

1. はじめに

2018年9月6日、北海道胆振地方中東部を震源とするM6.7の地震が発生し、北海道で初となる震度7が厚真町で記録された。11月30日現在の被害状況は、死者41人、重傷19人、中等傷8人、軽傷723人、住家全壊450棟、半壊1,489棟、一部損壊10,529棟などと報告されている（北海道総務部危機対策課，2018）。

震源地の周辺では広域にわたって土砂崩れが発生したほか、50km以上離れた札幌市清田区でも大規模な液状化による被害が生じた。また、震源に近かった苫東厚真火力発電所の被災を契機として電力の需給バランスが崩れ、北海道全体がブラックアウトになるという異常事態を生じた。

内陸の大地震は通常10~20kmの深さで発生することが多いが、今回の震源となった北海道日高地方は、例外的に深さ30~40kmで規模の大きな地震が発生する地域である。ここでは、この特異な地震について、その概略を速報する。

2. 本震

北海道胆振東部地震（M6.7）は、2018年9月6日03時07分59.3秒、厚真町・むかわ町の境界付近の深さ37kmを震源として発生した。この地震により、厚真町鹿沼で震度7、安平町・むかわ町で震度6強、千歳市・日高町・平取町・札幌市東区で震度6弱が観測されたほか、北海道から中部地方の一部にかけて震度5強~1が観測された（図1）。

今回の地震では、震源付近の広い範囲で大規模な土砂崩れを生じたことが、1つの特徴である。

図2左は防災科研（2018）により推定された面的震度分布、右は国土地理院（2018）により判読された斜面崩壊・堆積分布を示す。震度7や6強が推定された地域と斜面崩壊の多かった地域は必ずしも一致していない。これは、前者が主として表層地盤の分布に依存するのに対し、後者は地形や地質の分布に左右されるためであろう。

土砂崩れの原因としては、震源地の付近に広く分布する降下軽石層がすべり面となって、強震動により表層崩壊が引き起こされたものと考えられている。また、前日に台風21号による大雨が降っていたことや、この6~8月は例年になく降水量が多かったことなども影響したと言われている。

なお、この地震で、安平町のK-NET追分観測点では1,796gal（三成分合成）の最大加速度が観測されている。

本震の発震機構は東北東-西南西方向に圧力軸を有する逆断層型であった（図1）。震源の深さは37kmとやや深かったが、胆振地方東部・日高地方から浦河沖の周辺は、陸域で通常発生する地殻内の地震よりも深い場所で地震が多発する特徴がある。今回の震源から南東約85kmの地点で1982年3月21日に発生した浦河沖地震（M7.1）も、震源の深さは40km、発震機構は北東-南西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。

3. 余震活動

この地震の発生後35日間における本震周辺の地震活動の様子を図3に示す。余震域はほぼ南北

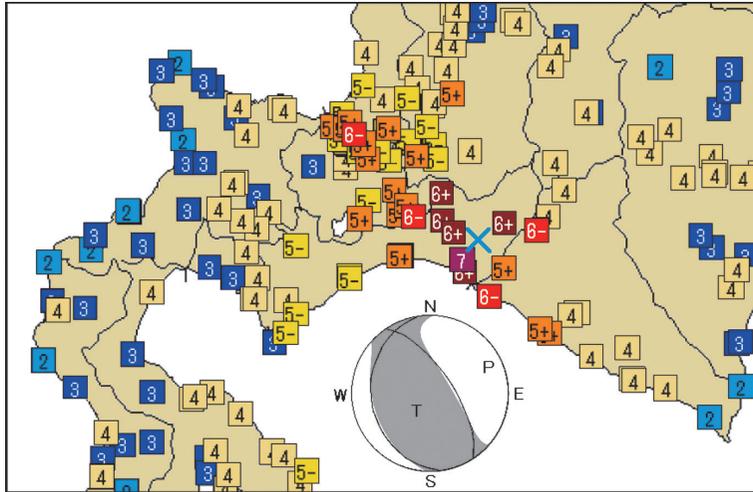


図 1 2018 年北海道胆振東部地震による震央付近の震度分布と発震機構解（気象庁，2018ab に加筆）

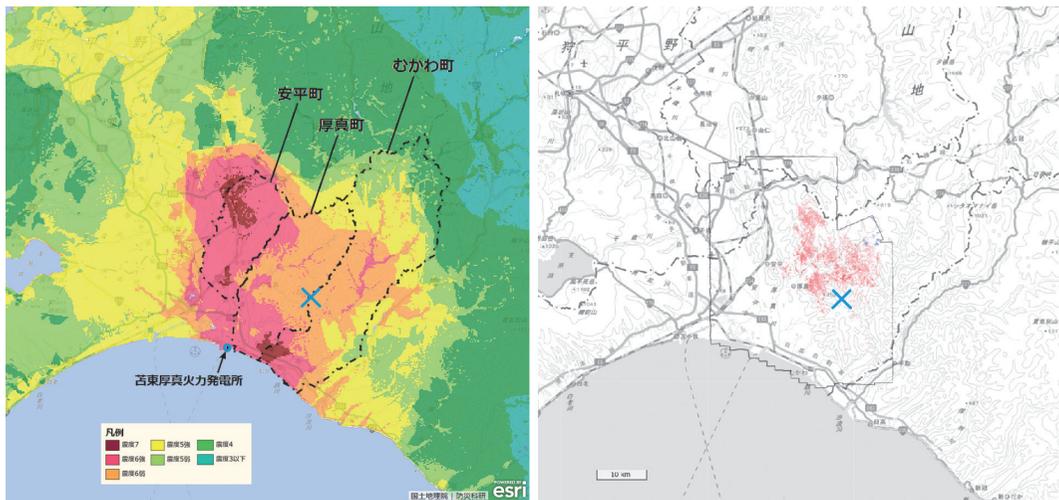


図 2 面的推定震度分布（防災科研，2018 に加筆）と斜面崩壊・堆積分布（国土地理院，2018 に加筆）

に約 30km の領域に広がっており、余震は東に傾斜する面上に分布し、その深さは 15km から 45km にわたっている。

この間に発生した最大規模の余震は、本震 12 分後の 9 月 6 日 03 時 20 分に発生した M5.5 の地震であり、その深さは 36km であった。

また、今回の地震に伴ったマグニチュード 3.5 以上の余震の積算回数を、わが国の内陸および沿

岸で近年発生した主な地震の積算回数と比較して、図 4 に示す。今回の地震の余震活動度は、1995 年兵庫県南部地震や 2005 年福岡県西方沖の地震と同程度であったことがわかる。

4. 地殻変動と震源モデル

今回の地震に伴って、日高町の門別観測点が南

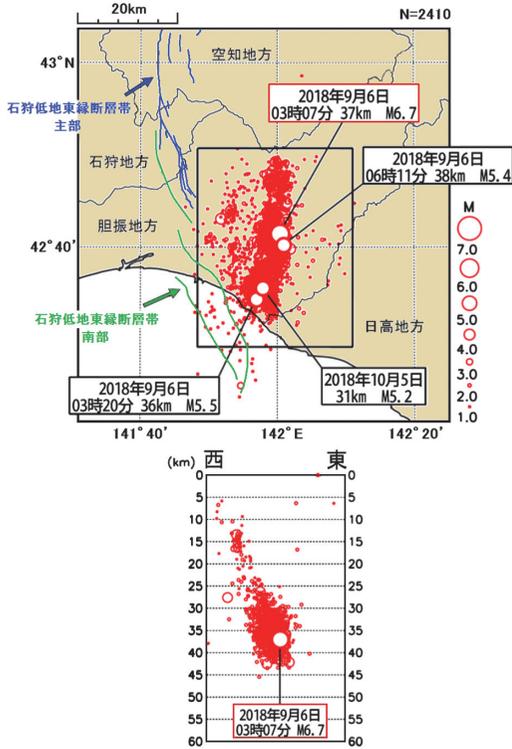


図 3 本震後 35 日間 (9/6~10/11) の震央分布 ($M \geq 1.0$) と東西断面図 ($M \geq 1.7$) (気象庁, 2018c に加筆)

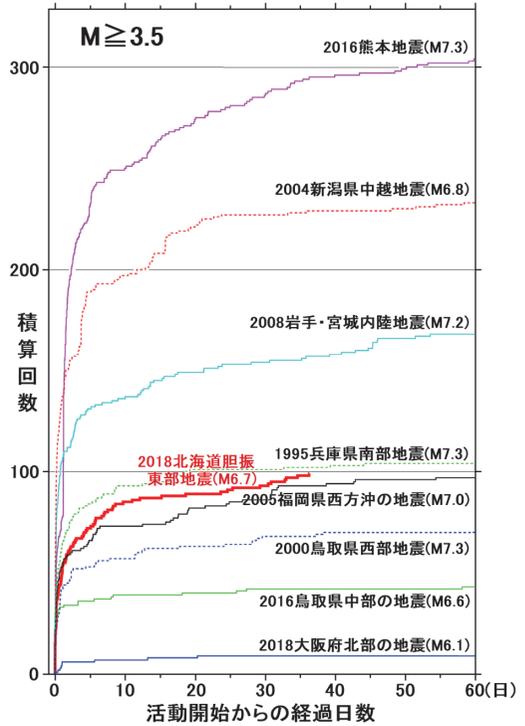


図 4 北海道胆振東部地震発生後 35 日間の $M3.5$ 以上の余震の積算回数と、過去に内陸および沿岸で発生した地震との比較 (気象庁, 2018c に加筆)

表 1 石狩低地東縁断層帯の長期評価 (地震調査研究推進本部, 2010)

長さ	断層の型	予想 マグニチュード	平均 活動間隔	最新 活動時期	発生確率		
					30 年以内	50 年以内	100 年以内
石狩低地東縁断層帯							
主部 約 66 km	東側隆起 逆断層	7.9 程度	1000 年~ 2000 年程度	1739 年~ 1885 年	ほぼ 0%	ほぼ 0%	ほぼ 0% ~0.001%
南部 54 km 以上		7.7 程度以上	1700 年程度 以上	不明	0.2% 以下	0.3% 以下	0.6% 以下

に約 5cm, 苫小牧市の苫小牧観測点が東に約 4cm 移動するなどの地殻変動が GNSS により観測された。また, 陸域観測技術衛星「だいち 2 号」の合成開口レーダー干渉解析の画像から, 震央周辺で最大約 7cm の隆起, および隆起域の東側で最大約 4cm の東向きの地殻変動が検出された。

これらの地殻変動データに基づいて, 国土地理院 (2018) は矩形断層 1 枚からなる逆断層性の震源断層モデルを提出している。長さ 14.0km, 幅 15.9km の断層面はほぼ南北走向 ($N2^{\circ}W$) で東に高角 (74°) で傾き, すべり量は 1.3m としている。ただ, 断層面上端の深さは約 16km, 下端

の深さは約 31 km となっており、余震の深さ分布とは必ずしも調和していない。

5. 地学的背景

今回の震源の西側には南北方向に延びる石狩低地東縁断層帯の地表トレースが存在している。今回の地震とこの活断層との関連は不明であるが、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）は石狩低地東縁断層帯について表 1 のような長期評価結果を公表している。同断層帯は主部と南部とに分かれ、今後 30 年以内の地震発生確率は、主部がほぼ 0%、南部が 0.2% 以下だが、南部は「わが国の主な活断層のなかでは、発生確率がやや高いグループに属する」との評価がなされている。

より広域を俯瞰すると、太平洋プレートの千島海溝からの斜め沈み込みを原因として、「千島前弧スリバー」と呼ばれる千島海溝に沿った陸側プレート内の巨大地質構造ブロックが西進し、中央北海道で東北日本弧と衝突することにより、日高山脈は現在も西に湾曲すると同時に隆起を続けていると言われている（多田・木村，1987）。

このような地学的背景によって、日高地方の深部は強い東西圧縮の場となっており、今回の地震はこのような広域応力場の中で発生したものと考えることができよう。

参考文献

防災科学技術研究所. 2018. 平成 30 年北海道胆振東部地震クライシスレスポンスサイト. <http://crs.bosai.go.jp/DynamicCRS/index.html?appid=5a555e4a581c4>

e2885b59a658535fd3e

北海道総務部危機対策課. 2018. 平成 30 年北海道胆振東部地震による被害状況等（第 111 報）.

気象庁. 2018a. 平成 30 年 9 月 6 日 03 時 08 分頃の胆振地方中東部の地震について（平成 30 年 9 月 6 日報道発表）.

気象庁. 2018b. 地震調査研究推進本部地震調査委員会（平成 30 年 9 月 11 日）提出資料.

気象庁. 2018c. 地震調査研究推進本部地震調査委員会（平成 30 年 10 月 12 日）提出資料.

国土地理院. 2018. 平成 30 年（2018 年）北海道胆振東部地震に関する情報. <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30-hokkaidoiburi-east-earthquake-index.html#8>

地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2010. 石狩低地東縁断層帯の長期評価の一部改訂について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou.pdf/06.ishikarai-teichi_2.pdf

多田 堯・木村 学. 1987. 千島弧南西端における衝突現象と地殻変動. 地震, 40, 197-204.

岡田義光

[おかだ よしみつ]

現職 地震予知総合研究振興会非常勤理事, 理学博士

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

研究分野 地震学, 地殻変動論

著書 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック（共著, 鹿島出版会）, 現代測地学（共著, 日本測地学会）, 自然災害の事典（共著, 朝倉書店）, 日本の地震地図 南海トラフ・首都直下地震対応版（東京書籍）他



■ 書 評 ■

● 大震災の教訓と古都の香り

NAMAZUの会 編 新編 鎌倉震災誌

評者 石橋克彦

いきなり私事で恐縮だが、私の母は1923年9月1日、1歳半のときに鎌倉の扇ガ谷で大正12年関東地震に襲われ、倒壊家屋に埋もれたそうである。揺り返しで隙間ができて弟・母親ともども助け出されたという。そのとき父親は横須賀に出掛けており、使えなくなった帰路の横須賀線「横須賀→鎌倉」の切符が今も私の手許にある。母がそのまま落命していれば私は存在しないわけで、以前から鎌倉の震災は他人事とは思えなかった。鎌倉は激甚被災地の1つで、約500人が亡くなっている。

仕事のうへでも関東地震は研究テーマの1つであり、昨年の歴史地震研究会で1257年と1293年の鎌倉地震について発表した際には、昭和5年(1930)に当時の鎌倉町が発行した『鎌倉震災誌』を参考にした。しかし、古い文章であるうえに行政資料的で読みにくかった。ところが、これを現代的な文章に直した本がでたことを研究会場で知り、早速購入した。それが本書である。

この本は、鎌倉市役所の自主研修グループNAMAZUの会が製作した。文章を読みやすくしただけではなく、今後の減災に資するように内容も工夫されている。市の職員が、市民の応援を得てこのような本を作り上げたというのは喜ばしいことである。

「第一章 新編 鎌倉震災誌」で、『鎌倉震災誌』の内容が現代表記でコンパクトに紹介されている。地区別や、公共施設・社寺ごとの被害が手軽にわかるほか、避難・救護・復興事業・震災碑などの記事も含んでいる(ただし、詳しく知ろうとすると『鎌倉震災誌』に戻る必要がある)。写真も原本よりは見やすいものが多数掲載されている。救援金寄附者一覧と名士の被災状況一覧も収録されているが、その内容は、居住者や別荘滞在者に皇族・華族・政財軍の要人、文化人が多かった鎌倉の土地柄と時代状況を偲ばせる。

「第二章 関東大震災体験者の手記から」が本書の目玉の1つだろう。海と山に囲まれた狭い平地で日本の歴史を牽引した鎌倉は、大正震災では、被災地中で最激烈な

地震動、火災、津波、山崩れ、液状化によるすべての災害に見舞われた。これらを市内各地で経験した多彩な人々の体験談が、さまざまな文献から抄出され、地震の瞬間、津波、避難、助け合い、予兆などに分けて70頁近く掲載されている。生々しい内容は、鎌倉市民の今後の防災・減災に役立つだけでなく、地震列島のどこに住む人にも参考になるだろう。文壇や政財界の有名人の手記も多くて興味深い。石橋湛山が、震災前は町のことには無関心で町民からも「別荘の人」と異邦人扱いにされていたが、震災で一変して助け合うようになったと書いているのが印象深い。本書巻頭に掲載された原本の序文にも、事前事後の不用意が震災を加重したことは後世への教訓だが、震災が人心の私利の念を取り去り、一致協力して復興に精進したことは後代に伝えて範となすに足ると述べられている。なお、1つ1つの手記に「雪ノ下」とか「由比ガ浜」とか地名が注記されているのに地図がなくて、残念に思った。そもそも本書には地図が1枚もなく、画竜点睛を欠いた感がある。

「第三章 江戸時代の関東地震—鎌倉方面の被害記録から」は、やや不正確な記述もあるが、地震専門家にとっても興味深い。幕末までの地震について鎌倉地方の寺社や民衆の被害と復興に焦点を当てており、元禄十年と十六年の震災および宝永四年の富士山噴火災害を、一連のものとしてとらえるべきという指摘は重要である。

巻末に「鎌倉方面地震略年表」が掲げられているほか、書中に、社寺建築物の被害の特徴、鎌倉同人会と鎌倉国宝館、鎌倉の地盤災害、明応四年の津波などのコラムがある。評者はどれも面白く読んだが、在住する有力者らの尽力によって東京・京都・奈良の帝室・恩賜博物館と並びうる鎌倉国宝館が建設され、震災復興と並行して寺社・美術品等が保存されていく話には感銘を受けた。

本書は、将来の震災軽減に有益だけでなく、古都鎌倉の香りを味わい、世界的文化都市の歴史の一端を知るうえでも貴重でユニークな書物といえる。日本列島全域で地震が多発する今日、「全国区」の地震資料として、多くの公共図書館が架蔵してほしいと思う。

<冬花社、2017年7月、A5判、294ページ、1,800円+税>

[いしばし かつひこ 神戸大学名誉教授]

● 歴史地震研究の今を知るために

矢田俊文 著 近世の巨大地震

評者 堀川晴央

本書では、近世（安土桃山時代から江戸時代まで）に発生した地震の実態を、古文書や絵図を読み解くことで明らかにしている。「巨大地震」と書かれると、南海トラフや千島海溝から日本海溝沿いのプレート間で起こる大規模な地震だけが本書の対象にみえるが、内陸地震も多数取り上げている。プロローグの章で著者が記すとおり、南海トラフ沿いの地震が発生する前後には内陸の地震活動が活発化し、かつ、内陸地震は大きな被害を発生させる以上、内陸地震も取り上げることは、今後発生が予想される南海トラフ沿いの巨大地震前後の地震活動を考える上で必要であろう。

対象とした地震は、1586年に発生した天正地震から1855年の安政江戸地震までで、以下に示す章立てのように、発生年順に並べられている。

- ・史料から歴史地震を復元する—プロローグ
- ・天正地震、文禄・慶長の地震—十六世紀末～十七世紀前半の地震—
- ・元禄関東地震、宝永地震—十七世紀末～十八世紀前半の地震—
- ・越後三条地震、出羽庄内地震—十九世紀前半の地震—
- ・弘化善光寺地震、嘉永の東海地震、安政江戸地震—十九世紀前半の地震—
- ・過去の災害を知る—エピローグ

いくつかの章では、章のタイトルとしては掲げられない形でとりあげられている地震がある。そうした地震を含め、本書が対象とした地震の総数は20を超える。だからと言って、個別の地震に関する記述はけっして薄くはなく、さまざまな文書史料や絵図を用いて、それぞれの地震による地変や被害を記している。

このようにさまざまな地震を見てきたうえで、津波と土砂災害により死者が多くなるという知見を最終章で示してはいるが、個々の地震に関する記述は基本的には独立しており、最初から順番に読んでいなくてもよいと思う。とりあげられている地震は、目次に掲載されている節のタイトルからわかるので、目次を見て自分の興味を引いた地震から読んでいくこともできるだろう。

本書では、実に多くの史料や文献が用いられており、著者の熱意には頭が下がる思いである。歴史地震研究上の新たな試みとして俳人の史料が用いられた結果、当時の社会の人的ネットワークの一端を垣間見ることでもでき

てたいへん興味深い。加えて、用いた史料に関して、史料名や関連する文献あるいは原史料の所蔵先が本文中に記されている点は（記されているのが当然なのかもしれないが）興味を持った地震に関する資料に立ち帰れる点で便利である。

理系の評者からすると、歴史系の著書は図が少なく、文字だけで説明する傾向が強いように思われるが、本書は絵図からおこしたものや被害が大きいところを示した図が豊富に含まれ、本文を理解する助けとなる。ただ、本の大きさの制約から、図を大きく掲載することが難しく、図中の字がいささか読みにくいことがある点や、せっかく図が入っているが、図と本文との対応が明瞭に記されておらず、せっかくの図が活かしきれていないことがある点は惜まれる。なお、本文中に出ている地名がすべて図に掲載されているわけではないので、地形図を片手に（実際には、国土地理院がインターネット上で公開している地理院地図で地名を検索するのが効率がよいと思う）読んでいただくと、内容の理解が深まると思う。

東日本大震災以後、歴史地震研究に関心を寄せる方が多くなったように感じられる。その中には、歴史地震研究でわかったことをいろいろ総説的に知りたい人と、実際にどのように研究が進められているかを知りたい人がいるだろう。本書は、後者の要求に応える本としてお薦めしたい。本書を読んでいただければ、さまざまな歴史資料から何をどのように明らかにしていくかをおわかりいただけると思う。安政江戸地震の章からエピローグの章にかけて述べられているように、文書の記載から被害率を推定する際の問題点や、被害の程度を示す半潰や大破といった言葉の意味するところなど、議論のある点にも触れられており、歴史地震が学問としてまだまだやるべきことがあることをも知っていただけるであろう。

<吉川弘文館、2018年3月、四六判、256ページ、1,800円+税>

[ほりかわ はるお 国立研究開発法人産業技術総合研究所]

● 測地学へ易しくいざなう

河野宣之・日置幸介 著 動く地球の測りかた

評者 加藤照之

この著書には副題として「宇宙測地技術が明らかにした動的地球像」が与えられている。こちらのほうが内容をよく表しているが、想定されている読者は中高生あるいは文系の人を対象としているようで、手に取りやすい題名が表に出ている。数式などはいっさい出てこない。

地球やプレートテクトニクス・地震などに興味をもって
いる人が入門として本著をひも解くことを想定してい
る。地球ってなんだろう？大きさはどのくらい？地面は
どうして動くんだろう？など誰も一度は抱く疑問に答
えようとする試みは古来より行われてきたが、この学術
分野である測地学は中高生や一般の方々にはとつきに
くい分野であるように思われる。このような誰でも気軽
に読めて地球の理解を深めてもらえるような本を上梓し
てくださった著者に敬意を表したい。

本書は8章から構成されており、まず第一章で地震と
プレートテクトニクスについて簡潔にその基本的な概念
が提示される。4ページ程度であり、必要最小限の基礎
がコンパクトにまとめられている。つづいて第二章では
距離を測ることの原理とその手法について詳しく解説さ
れる。普段の定規などで長さを測ることからはじめて、
宇宙技術を使っての長さ測定まで、手際よく述べられて
いる。いわば測地学の基礎の基礎と言ってよいだろう。
同時に宇宙測地技術への入口にもなっている。つづく第
三章はあとの第五章とともに、本書の最も重要な宇宙測
地技術（VLBI、SLRとGNSS）が詳しく解説されている。
VLBIやSLRは原理が比較的単純なので、初学者にも
理解は可能であろう。とはいえ、数式を使わずに原理を
述べているので、かえって難しくなってしまうところ
もある。たとえばVLBIの項では、求めたい2点間
距離 D が $D = c\tau_g / \cos \theta$ であることを最初に説明して
おけば（たぶんこのくらいは中学生でも理解可能であ
ろう）、あとの文章ははるかにわかりやすくなったと思
われる。また、周波数変換やバンド幅合成の項はいささ
か難しいので（まえがきには“読み飛ばしてよい”と書
かれているものの）、たとえばコラムのような囲み扱い
にしてみてもよかったのではないだろうか。第四章は
VLBIやSLRによって証明されたプレート運動につ
いて述べられる。ここはプレートテクトニクスが“作業
仮説”から“パラダイム”に転換した、いわば地球科学
上の科学革命とも言われる部分であるが、記載は比較的落

ち着いたトーンで書かれている。むしろ、大陸間の距離
を cm 精度で計測できる技術の完成に目を見張るもの
と感してもらえればと思うのである。第五章はGNSSの
解説であるが、同時にその応用である海底地殻変動観測
への応用も併せて記述されている。測位の原理は単独測
位から相対測位へと続き、オーソドックスな説明が過不
足なくされている。ただ、二重位相差の説明で衛星のペア
も地上局のペアも数字（1と2）を使っていることから
整数不確定性の記述 $N_{1-2,1-2}$ というようになり、いさ
さわかりにくい。観測点ペアを数字とするなら衛星ペア
をアルファベットにするなどして $N_{\alpha-\beta,1-2}$ 、あるいは
もっとわかりやすく $N_{\alpha-\beta}^{\gamma-\delta}$ などと記載すれば読者には理
解が容易になったのではないだろうか。第六章はGNSS
によるプレート運動や地震に伴う地殻変動さらには著者
らの業績でもある“ゆっくり地震”の発見など、日本が
誇る成果が記述されている。初学者にはわくわくするよ
うな章ではないだろうか。海底地殻変動については最近
の成果まで示されている。第七章は基準座標系と地球回
転という測地学のコアな部分への宇宙測地技術の展開
が、また第八章は宇宙測地技術の未来について述べられ
ている。ここではマルチGNSSや合成開口レーダとの
協働などについて触れられている。いずれも記載は簡潔
でわかりやすいが、もう少し宇宙測地技術によってどん
な未来への展望が開けるのか、世界をリードする著者ら
であるだけに、ぜひとも著者なりの見解を示してもらえ
るとよかつた、残念に思った。評者も宇宙測地技術には
多少の思い入れもあるので、少し辛口の批評になっ
てしまったが、そもそも難しい学術的な内容をこれだけ
かみ砕いてわかりやすく、なおかつ不案内な読者を適切
に測地学の世界へといざなう内容になっており、ぜひとも
測地学に触れたことのない多くの、特に若者に、手に
取って読んでほしい、そして一人でも多く測地学を志す
若手研究者が出てほしい、と思ったしだいである。

<東海大学出版部、2017年12月、A5判、124ページ、1,800円+税>

[かとう てるゆき 神奈川県温泉地学研究所所長]

●新刊紹介

土木学会地震工学委員会 編

2016年熊本地震被害調査報告書

土木学会, 2017年12月, B5判, 490頁, 7,236円

後藤忠徳 著

日本列島大変動—巨大地震, 噴火がなぜ相次ぐのか

ポプラ社, 2018年4月, 新書判, 278頁, 886円

静岡新聞社 編

沈黙の駿河湾 東海地震説40年

静岡新聞社, 2018年4月, B6判, 416頁, 1,944円

山崎 登 著

地震予知大転換—最近の地震災害の現場から

近代消防社, 2018年4月, 四六判, 168頁, 1,512円

日本建築学会 編

2016年熊本地震災害調査報告

日本建築学会, 2018年6月, A4判, 405頁, 7,236円

「防災読本」出版委員会 著, 中井 仁 監修

教育現場の防災読本

京都大学学術出版会, 2018年6月, 菊判, 586頁, 4,104円

上山明博 著

地震学をつくった男・大森房吉

青土社, 2018年6月, 四六判, 272頁, 2,052円

鳥村 誠 著

気象・地震と鉄道防災

成山堂書店, 2018年7月, A5判, 168頁, 2,160円

井田喜明 著

シミュレーションで探る災害と人間

近代科学社, 2018年7月, A5判, 176頁, 2,808円

鎌田浩毅 著

地球とは何か 人類の未来を切り開く地球科学

SBクリエイティブ, 2018年8月, 新書判, 224頁, 1,080円

藤岡換太郎 著

フォッサマグナ 日本列島を分断する巨大地溝の正体

講談社, 2018年8月, 新書判, 240頁, 1,080円

栗山泰史・五十嵐朗 著

地震保険の理論と実務：必ず来る震災に備えて

保険毎日新聞社, 2018年8月, A5判, 287頁, 3,240円

木村 学・宮坂省吾・亀田 純 著

揺れ動く大地—プレートと北海道

北海道新聞社, 2018年8月, A5判, 185頁, 1,944円

ロバート・マイヤー・ハワード・クンルーザー 著, 中谷内一也 訳

ダチョウのパラドックス 災害リスクの心理学

丸善出版, 2018年8月, 四六判, 200頁, 3,024円

武村雅之 著

減災と復興 明治村が語る関東大震災

風媒社, 2018年9月, 四六判, 213頁, 2,376円

東大社会研・玄田有史・有田 伸 編

危機対応学—明日の災害に備えるために

勁草書房, 2018年9月, 四六判, 292頁, 2,592円

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

任務解除

磯部 誠 本部 事務局 参事

任務解除 地震調査研究センター 事業推進管理部長

30. 9. 1

編集後記

今号の冒頭エッセイは、西出 元気象庁長官に執筆をお願いした。ひと時も気が休まることのない警報業務に携わられた長官時代のご苦労が、行間より偲ばれる。

前号が発行される直前の6月18日、大阪府北部でM6.1の浅発地震が発生し、高槻、枚方、茨木などの各市で震度6弱が記録された。高槻といえば、地震関係者にはよく知られた京大防災研阿武山地震観測所のおひざ元である。中規模の地震ながら、ブロック塀倒壊により女児が犠牲になるなど死者は6名を数え、負傷者も443名に達した(11月6日現在)。人口の密集する都市が襲われ大きな被害を出したこの地震について、京大防災研の岩田・飯尾・松島の3先生に解説をお願いした。

今回の震源付近は活断層の密集地域である。この地震が周辺の活断層や地震活動に及ぼす影響について、東北大学の遠田先生より見解をご寄稿いただいた。これらの活断層での地震誘発に至らないことを祈りたい。また、西日本の内陸部における地震活動の活発化は南海トラフ地震の前触れであるとの説がある。このような連鎖も願ひ下げにしてほしい。

ところで、巨大地震というと南海トラフ地震ばかりがクローズアップされるが、わが国にはもう1つ、北海道沖にも巨大地震の巣があり、その発生確率は年々高まっていることが、近年の津波堆積物調査などから明らかになってきた。そのあたりの事情について、東大地震研の佐竹先生より詳しい解説記事を頂戴した。

今年、福島県沖の日本海溝付近

でM7級地震が連発した1938年から80年、また小磐梯が山体崩壊を起こした1888年から130年の節目にあたっている。福島県を襲ったこの2つの自然災害について、国立科学博物館の室谷先生よりご寄稿をいただいた。

さて、千島海溝、日本海溝の先には、伊豆・小笠原海溝が連なっている。本年は小笠原諸島が日本に返還されてから50年の節目ともなっているが、小笠原諸島周辺は規模の大きな深発地震が多発することで知られている。その中でも、2015年5月に発生した深発地震は、規模も深さもこれまでで最大級であり、初めて日本全国が有感となった。この異常な深発地震について、東大地震研の古村先生より、興味深い謎解きの論文を寄稿していただいた。

一方、海外では、ハワイ島のキラウエア火山が本年5月3日に噴火して以来、70軒におよぶ住宅が破壊される事態となっている。5月4日に発生したM6.9の地震は逆断層型であったが、沈み込み帯のような圧縮場ではないハワイでなぜこのようなメカニズムの地震が起きるのか、素朴な疑問が湧く。この謎について、茨城大学の山田先生より明快な解説記事をいただいた。

前号(65号)では、国際プロジェクトSATREPSの全体概要について本蔵先生よりご紹介いただいたが、今号からは、その個別プロジェクトについて順次紹介する。今回は、フィリピンプロジェクトの解説を、防災科研の井上先生にお願いした。

このほか、工学的な話題として

は、地震に襲われた際にただちに浮上して地震動を遮断する三次元浮揚技術の開発について、防災科研の梶原先生よりたいへんに夢のある解説記事をいただいた。

また、囲み記事としては、近年さまざまに利用されている地震波干渉法について東北大学の中原先生より解説記事をいただいたほか、発生から70周年を迎えた1948年福井地震と、韓国で初めて確認された液状化被害について、当振興会の澤田専務理事および大保副主席主任研究員より、それぞれ話題を提供していただいた。

なお、本号の最終記事としては、本年9月6日に北海道で初めての震度7を記録し、41名もの死者を生じた北海道胆振東部地震(M6.7)について、その速報を掲載した。

今号もバラエティー豊かな内容となったが、読者諸氏の忌憚ないご意見やご批評をお願いしたい。

(Y.O.)

地震ジャーナル 第66号

平成30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

http://www.adep.or.jp
TEL: 03-3295-1966
FAX: 03-3295-3136

発行人 金沢敏彦

編集人 岡田義光

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

☆ 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。