

地震 ジャーナル

73

2022年 6月

- エッセイ 今後のわが国の巨大災害対策のあり方
—コストからバリューへ、そしてフェーズフリーへ— ●目黒公郎
房総半島東方沖で約1000年前に発生した
未知の巨大津波とその波源 ●澤井祐紀——1
地震活動および地震発生深度と岩相の関係
—和歌山地域を例にして— ●前田純伶——8
地震発生サイクルシミュレーション研究
—巨大地震発生機構の理解と予測可能性の
評価に向けて— ●大谷真紀子——16
IPF_x法（拡張IPF法）による緊急地震速報の高度化 ●山田真澄——30
観測地震学から地震防災学への橋渡し ●平田 直——39
地震発生の確率予測はどのように行われているか ●水野浩雄——46
●書評——52
●新刊紹介——55
●ADEP情報——56
- 囲み記事 振興会本部の地震観測網（AN-net, AS-net,
AK-net, AG-net, 宮城・福島観測網） 関根秀太郎——27

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

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

現在のわが国の少子高齢化および人口減少や財政的な制約を考えると、今後の巨大災害への取り組みは「貧乏になっていく中での総力戦」になる。しかも事後対応のみによる復旧・復興が難しいことから、脆弱な建物や施設の強化とともに、災害リスクの高い地域から低い地域への人口誘導など、発災までの時間を有効活用したリスク軽減対策が不可欠だ。また「自助・共助・公助」の中で、今後ますます減少する公助を補う自助と共助の確保とその継続がポイントになる。

これらの課題への対応は、研究的には理工学と人文社会学や生命科学を含む関連分野を融合した研究成果に基づくハードとソフトの組み合わせ、さらに産官学に、自助と共助への影響の大きい金融とマスコミを合わせた総合的災害マネジメントが重要になる。また社会環境としては、防災対策に対する意識を「コストからバリュー」へ、さらに「フェーズフリー」なものにしていくことが求められる。従来のコストと考える防災対策は、「一回やれば終わり、継続性がない、効果は災害が起らないとわからないもの」になるが、バリュー型の防災対策は「災害の有無にかかわらず、平時から組織や地域に価値やブランド力をもたらし、これが継続されるもの」になる。災害時と平時のフェーズを分けないフェーズフリーな防災対策は、平時の生活の質を向上させるとともに、それがそのまま災害時にも有効活用できる防災対策である。

今後は、上記のような認識に基づいた防災ビジネスの推進が重要になるが、その理由は公助の不足を補う自助や共助の担い手である個人や法人の「良心」に訴える従来の防災はもはや限界だからである。ゆえに、公助にも質的变化が求められる。従来の公金を使って行政が行う公助から、個人や法人が自発的に防災対策を進めやすくする環境整備としての公助への変化だ。そして、魅力的な防災ビジネス市場を国内外に創造し育成していくこと。高収入で社会的意義の高いビジネスには、若い優秀な才能が参入し、公助が目減りする中でも防災が維持できる。しかし、急にわが国のGDPが増えるわけではないので、新しい考え方が必要になる。それは、事業化検討の際の費用便益分析(B/C)において、Cの削減に注意を払ってきた従来の発想を変え、新たなBの掘り起こしに注力することだ。従来の限定的で直観的な防災効果に加え、平時利用を含めた新たな便益を考えれば、トータルとしてのB/Cは大きくなるし、GDPの増加がなくても防災ビジネス市場の拡大が可能となる。



目黒公郎

[めぐろ きみろう]

現職 東京大学教授・大学院情報学環総合防災情報研究センター長

略歴 1962年福島県出身。東京大学大学院工学系研究科博士課程修了、東京大学助手、助教授を経て、2004年より教授

研究分野 都市震災軽減工学、国際防災戦略論

著書 「間違いだらけの地震対策」(単著、旬報社)、「都市と防災」(共著、(財)放送大学教育振興会)、「巨大地震・巨大津波—東日本大震災の検証—」(共著、朝倉書店)、「都市と地域の防災」(共著、(財)放送大学教育振興会)ほか

房総半島東方沖で約 1000 年前に発生した 未知の巨大津波とその波源

澤井祐紀

1. はじめに

房総半島東方沖は、太平洋プレート、大陸プレート、フィリピン海プレートが1カ所で複雑に重なり合っている「プレートの三重点」と呼ばれる地域である (Nakajima and Hasegawa, 2006 ; Nakajima *et al.*, 2009) (図1)。この三重点に面した九十九里浜地域では、代表的な津波被害として1677年の延宝地震(延宝五年)と1703年の元禄地震(元禄十六年)が古文書等に記録されているが、それより古い時代の地震・津波の発生履歴はよくわかっていない。そこで、国立研究開発法人産業技術総合研究所を含む国際研究グループは、九十九里浜地域において津波堆積物に関する地質調査を実施し、1677年以前に発生した地震・津波の履歴を明らかにしようとした。得られた研究成果は2021年にNature Geoscience誌に掲載されており (Pilarczyk *et al.*, 2021)、本論ではその概要について解説する。

2. 津波堆積物

—過去の津波が残した地質学的痕跡—

巨大な津波が発生すると、押し寄せる波によって海岸付近の土砂が侵食・運搬される。運搬された土砂が陸上に堆積して残されたものを「津波堆積物」と呼び、過去の津波堆積物の分布から当時の浸水範囲を推定することができる(図2)。また、その堆積年代から過去の津波の繰り返しを復元することも可能となる。

津波堆積物に関する研究は、巨大地震・津波が発生し、その観察事例が増加するとともに発展し

てきた。世界で初めて津波堆積物が記載されたのは、1960年チリ地震による津波で残された三陸地方のものとされている(今野ほか, 1961)。その後、1980年代の国内外において、過去に発生した巨大津波の履歴を知るため、津波堆積物が利用されるようになる (Atwater, 1987 ; Bourgeois *et al.*, 1988 ; Dawson *et al.*, 1988 ; 箕浦ほか, 1987)。日本国内では、1990年代から2000年代前半にかけて、北海道東部における先史時代の津波堆積物が発見され、それらは過去に発生した連動型巨大地震の繰り返しによるものだと考えられた (Nanayama *et al.*, 2003 ; 佐竹, 2017, 2018)。また、2000年代から2010年頃には、日本海溝沿いの仙台平野から福島県沿岸において、西暦869年に発生した貞観地震による津波堆積物の研究が進められた (阿部ほか, 1990 ; 今泉ほか, 2010 ; Minoura and Nakaya, 1991 ; 菅原ほか, 2011 ; Sawai *et al.*, 2012)。さらに、2011年の震災以降は、東北地方太平洋沖地震の「割れ残り」とされる日本海溝の北部と南部において、研究事例が増えることとなった (高田ほか, 2016 ; Tanigawa *et al.*, 2014 ; Yanagisawa *et al.*, 2016)。九十九里浜地域における津波堆積物の研究は、巨大地震の履歴がよくわかっていないプレートの三重点というだけではなく、2011年の割れ残りを考える上でも重要な位置づけであった。

3. 九十九里浜地域で見つかった津波堆積物

房総半島東方沖に面した九十九里浜地域は、浜堤という海岸線と平行な高まりが連なっている平野である。隣り合う浜堤の間には「堤間湿地」と呼ばれる凹地が存在し、堤間湿地には水が溜まり

やすいため、普段は泥や泥炭などが堆積している。内陸に位置する堤間湿地は安定した環境のため、津波の浸水によって土砂が運ばれても比較的早く元に戻り、残された津波堆積物を保護するように泥や泥炭が再び堆積し始める。過去の津波堆積物が堤間湿地に埋没していると、泥や泥炭層と粗粒な津波堆積物との見た目の違いが明瞭なため、現場において津波堆積物を認識しやすいという利点もある。現在の九十九里浜地域は水田と住宅地が広がる平野だが、過去に描かれた地図や絵図を見ると、堤間湿地に相当する場所に大きな池が描かれている。こうした地図類と空中写真判読を組み合わせ、津波堆積物の調査に最適な場所を探した。

匝瑳市、山武市、一宮町の合計140余りの地点で掘削調査を行ったところ、泥炭層の中に明瞭な2層の砂層が見つかった(砂層A、B)(図3)。この地層の中に含まれる微小生物の化石(微化石)を観察したところ、泥炭層は淡水の湿地環境で堆積し、砂層は海から運搬されたものと推定された。地層の剥ぎ取り標本や医療用X線CT(computed tomography; コンピュータ断層撮影)

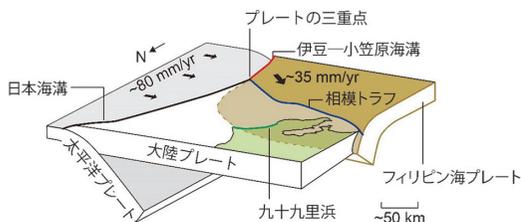


図1 房総半島東方沖におけるプレートの三重重点。太平洋プレート、フィリピン海プレート、大陸プレートが重なり合っている。Pilarczyk *et al.* (2021) に掲載された図を改変

で地層を詳細に観察したところ、砂層が堆積した際、強い流れによって当時の地表面が削られた痕跡も見られた。こうした特徴は、これまで報告されてきた津波堆積物の特徴と矛盾はなく、見つかった砂層は過去の津波によって運搬・堆積した津波堆積物であると推定された。

4. 津波堆積物の年代

津波堆積物が残された年代を推定するため、堆積物中に含まれる植物化石に対して放射性炭素年代測定を行った。自然界の炭素のほとんどは ^{12}C が占めているが、ごく少量の天然の放射性炭素(^{14}C)も存在する。大気中の ^{14}C は光合成によって植物に取り込まれるが、その植物が死んだ後は炭素の取り込みが止まるため、それまでに取り込まれた ^{14}C は放射性崩壊によって減少していく。この現象を利用し、植物化石に含まれる ^{14}C の濃度を調べることにより、その植物が死んでからの経過時間(炭素年代)を知ることができる。

九十九里浜地域で見つかった津波堆積物の年代測定のため、津波堆積物の直上と直下の泥炭層を篩で洗い、残渣から大型植物化石を拾い出した。ヒルムシロ、ヒシなどの水生植物の化石の年代測定を行い、得られた値を拘束条件として、ベイズ統計に基づいて津波堆積物の堆積年代を推定したところ、上位の砂層Aと下位の砂層Bはそれぞれ西暦900~1700年、西暦800~1300年に堆積したと考えられた。この堆積年代から、砂層Aは1677年の延宝地震あるいは1703年の元禄地震に対応する津波堆積物である可能性が高いと判断された。問題は砂層Bであった。砂層Bの起源を

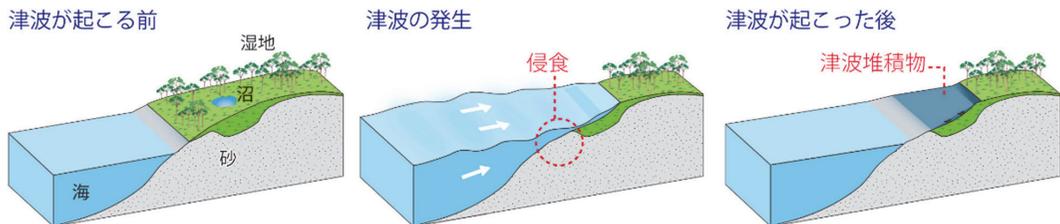


図2 津波堆積物の形成過程。津波の襲来とともに海岸や海底の泥・砂・礫が侵食され、内陸まで運搬される。運搬された堆積物は、津波堆積物として残される。Sawai (2015) を改変

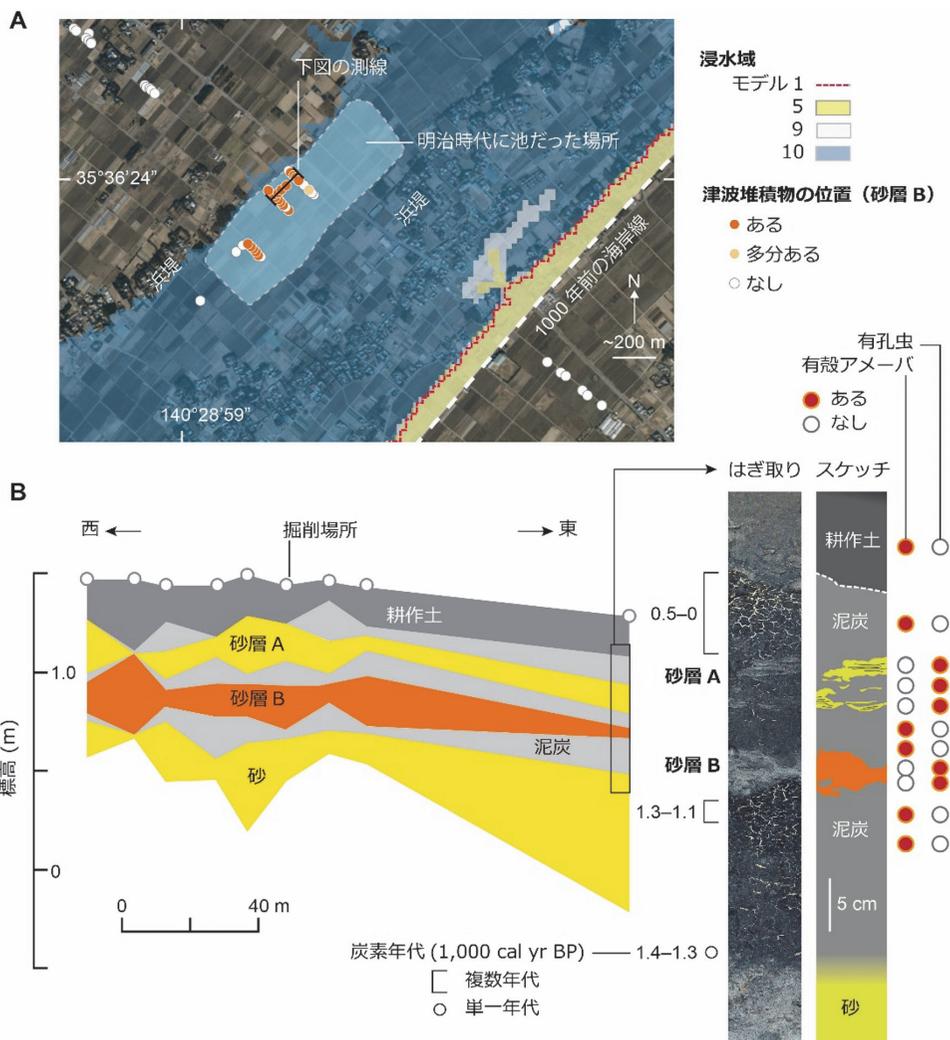


図 3 山武市で発見された津波堆積物. 地図 A で示した測線における津波堆積物の分布 (B 左). 泥炭層に挟まれるように、砂層 A、B が分布している。砂層 A、B には、海域で生息する微生物である有孔虫の化石が見られた (B 右)。A の地図は、地理院タイルに浸水域等を重ね合わせて作成した。Pilarczyk *et al.* (2021) に掲載された図を改変。A の基図は地理院タイルを用いている

考えるために、まずは相模トラフ沿いで発生した巨大地震について考えてみた。

5. 相模トラフ沿いで発生する巨大地震と隆起海岸

大きな平野である九十九里浜地域とは対照的に、房総半島の南部は岩石海岸からなる。こうした海岸では津波堆積物は残されにくい一方で、過去に発生した地震性地殻変動の履歴を海岸段丘と

して記録している。たとえば、1923 年大正関東地震では、千葉県館山市周辺が 1.5m 程度隆起したことによって海岸段丘が形成された。また、1703 年元禄地震の際にも隆起に伴った段丘が形成され、周辺地域では繰り返す関東地震によって階段状の地形が形成されている (Shishikura, 2014; 宍倉ほか, 2016)。

階段状に残された段丘群の年代は、岩礁に固着する生物群集の年代測定によって推定されている。それによれば、大正地震や元禄地震のような

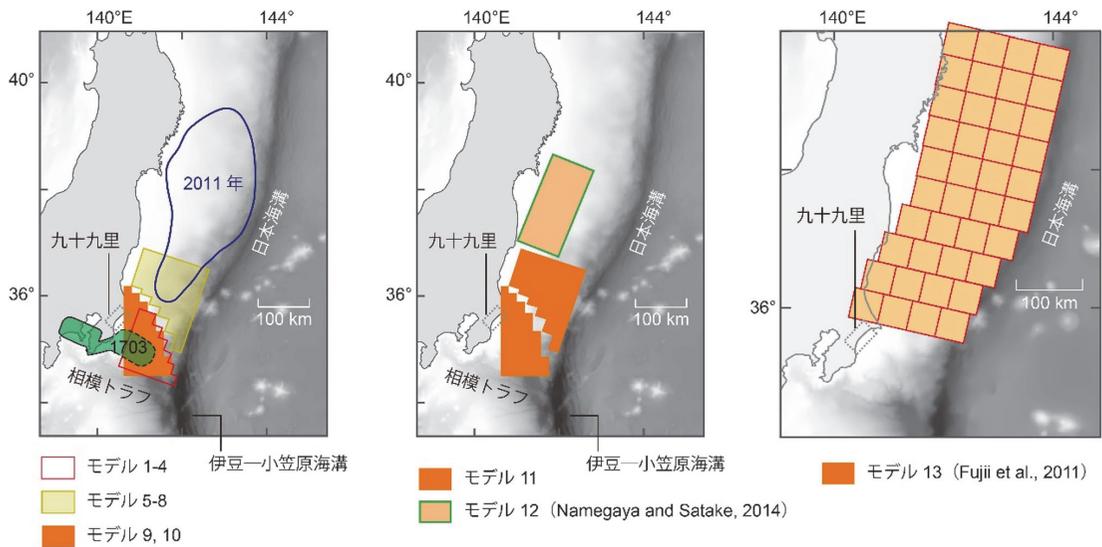


図 4 Pilarczyk *et al.* (2021) で検討された断層の位置. Pilarczyk *et al.* (2021) に掲載された図を改変

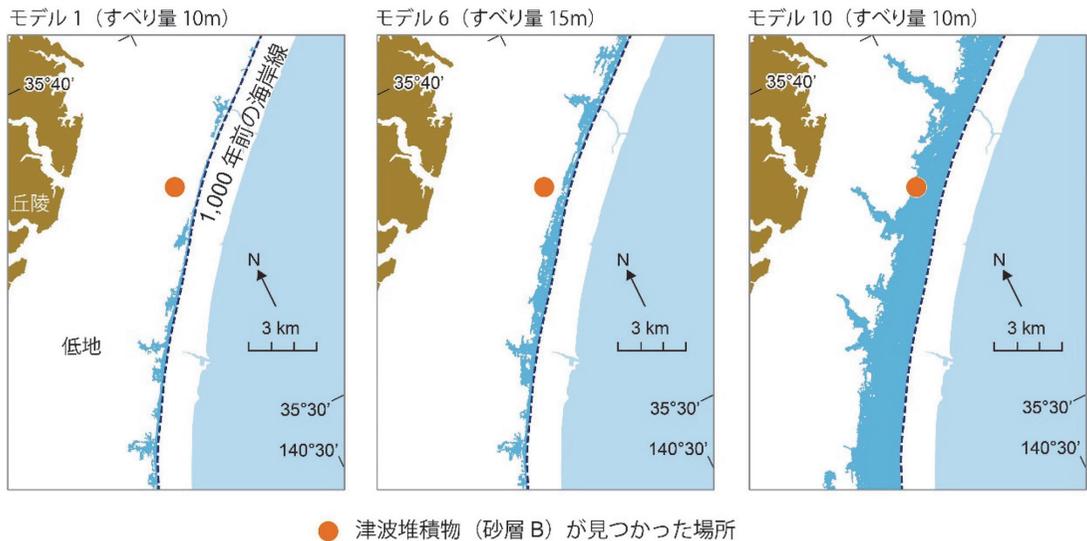


図 5 山武市周辺における浸水範囲 (モデル 1, 6, 10). モデル 1, 6 では津波堆積物が発見された場所まで浸水しない. Pilarczyk *et al.* (2021) に掲載された図を改変

関東地震は平均して 400 年間隔で発生していたと考えられている (宍倉, 2003). 段丘群の年代をひとつひとつ見ると, 九十九里浜地域で見つかった砂層 B に対比可能なものは見当たらない. これは, 砂層 B が, 相模トラフ沿いで明らかにされてきた関東地震のようなものではなく, それまで知られていなかった未知の津波によって運搬されたものであることを示している.

6. 浸水シミュレーションによる波源の推定

「未知の津波」による津波堆積物と考えられた砂層 B の分布を再現するため, さまざまなプレート間地震を仮定して津波の伝播・浸水に関する数値計算を行った (図 4, 5, 表 1). 計算を行う際には, 過去数千年間における海岸線の移動速度を

表 1 Pilarczyk *et al.* (2021) で検討したモデル

プレート境界	検討したモデル (上段はすべり量, 下段は M_w)			
	モデル 1	モデル 2	モデル 3	モデル 4
大陸プレートに対してフィリピン海プレートが沈み込む境界	モデル 1 10m M_w 8.4	モデル 2 15m M_w 8.5	モデル 3 20m M_w 8.6	モデル 4 25m M_w 8.6
大陸プレートに対して太平洋プレートが沈み込む境界	モデル 5 10m M_w 8.5	モデル 6 15m M_w 8.7	モデル 7 20m M_w 8.7	モデル 8 25m M_w 8.8
フィリピン海プレートに対して太平洋プレートが沈み込む境界	モデル 9 5m M_w 8.3	モデル 10 10m M_w 8.5	—	—
モデル 5 とモデル 10 が連動する地震	モデル 11 10m M_w 8.7	—	—	—
869 年の貞観地震 (Namegaya and Satake, 2014) の波源と考えられているモデル	モデル 12 12m M_w 8.6	—	—	—
2011 年の東北地方太平洋沖地震 (Fujii <i>et al.</i> , 2011) の波源モデル	モデル 13 非一様すべり M_w 9.0	—	—	—

灰色で示したモデルは、九十九里浜地域で発見された津波堆積物の位置まで浸水するもの。フィリピン海プレートに対して太平洋プレートが沈み込む境界で発生する地震が、少ないすべり量で大きな浸水を発生させることを示している。Pilarczyk *et al.* (2021) に掲載された表を改変

考慮し、砂層 B が堆積した当時の海岸線の位置を復元した。また、当時と現在の海岸砂丘の高さは同じと仮定し、地形モデルを作成した。仮定したプレート境界地震は、大陸プレートに対してフィリピン海プレートが沈み込む境界（相模トラフ）で 4 ケース（モデル 1~4）、大陸プレートに対して太平洋プレートが沈み込む境界（日本海溝）で 4 ケース（モデル 5~8）、フィリピン海プレートに対して太平洋プレートが沈み込む境界で 2 ケース（モデル 9, 10）、さらに、モデル 5 とモデル 10 が連動する地震で 1677 年の延宝津波の波源とされてきたものに近いモデル（モデル 11）、869 年の貞観地震の波源と考えられているモデル（モデル 12, Namegaya and Satake, 2014）、2011 年の東北地方太平洋沖地震の波源モデル（モデル 13, Fujii *et al.*, 2011）である（表 1）。

数値計算の結果、日本海溝中部に大きな滑りを持つモデル 12 やモデル 13 では、九十九里浜地域

に大きな浸水を起こさないことが分かった。この一方で、相模トラフと日本海溝を形成するプレート境界を 20m あるいは 25m 滑らせた場合（モデル 3, 4, 8）は、津波が大きく浸水して砂層 B の分布位置まで達することが明らかになった。また、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界を滑らせた場合でも砂層 B の分布位置まで浸水し（モデル 10, 11）、この場合の滑りは他のプレート境界よりも小さくても再現可能であった（表 1）。モデル 11 は、モデル 5 とモデル 10 を連動させたものだが、九十九里浜地域における浸水範囲だけみると両者には大きな違いは認められなかった。砂層 B の分布を再現できるモデルの地震規模は、マグニチュード (M_w) に換算して 8.5 以上だった。

現在得られている津波堆積物の情報と数値計算の検討結果では、砂層 B を残した津波の波源が、「割れ残り」に相当する日本海溝南部の比較的小

さな領域が大きく滑るようなものだったのか、あるいは房総半島東方沖におけるフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界が単独で滑るようなものであったのかははっきりさせることができない。しかし、少なくとも九十九里浜地域の正面である房総半島東方沖には波源が及んでいたと考えるのがよさそうである。

7. おわりに

房総半島東方沖に位置するプレートの三重点周辺では、主に相模トラフと日本海溝で発生する地震の繰り返しを検討されてきたが、モデル10のように房総半島東方沖におけるフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界が単独で滑る地震は検討されてこなかった。これは、過去数十年間における機器観測データでは、この領域において実際に大きな地震が観測されていないためであろう。しかしながら、東北地方太平洋沖地震が発生した日本海溝のように、近年に観測されていないことが、その場所で巨大地震・津波が発生しないことを意味しているわけではない。

砂層Bの発見と浸水計算の結果は、過去1,000年という地質学的な時間規模で見た場合、これまで想定されてきた相模トラフや日本海溝に加え、房総半島東方沖周辺におけるフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界もその波源として考えるべきであることを示している。また、「割れ残り」に相当する日本海溝南部とフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界が連動するタイプの地震が発生したという可能性も否定できない。今後は、より詳しい地質の情報を収集してモデルの信頼性を高めるとともに、砂層Bを残すような津波の再来間隔を知ることが重要である。

参考文献

阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章. 1990. 仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定. *地震2輯*, **43**, 513-525.
Atwater, B.F. 1987. Evidence for great Holocene earth-

quakes along the outer coast of Washington State. *Science*, **236**, 942-944.
Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. and Kauffman, E.G. 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science*, **241**, 567-570.
Dawson, A.G., Long, D. and Smith, D.E. 1988. The storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Mar. Geol.*, **82**, 271-276.
Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T. 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 815-820.
今泉俊文・石山達也・原口 強・宮内崇裕・後藤秀昭・島崎邦彦. 2010. 津波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究. 「宮城県沖地震における重点的な調査観測」平成17-21年度統括成果報告書. https://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/miyagi-juten/h17_21/index.htm
今野円蔵・岩井淳一・高柳洋吉・中川久夫・小貫義男・柴田豊吉・三位秀夫・北村 信・小高民夫・片岡 純. 1961. チリ地震津波による三陸沿岸被災地の地質学的調査報告. *東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告*, **52**, 1-45.
Minoura, K. and Nakaya, S. 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *J. Geol.*, **99**, 265-687.
箕浦幸治・中谷 周・佐藤 裕. 1987. 湖沼底質堆積物に記録された地震津波の痕跡—北津軽群市浦村十三付近の湖沼系の例—. *地震2輯*, **40**, 183-196.
Nakajima, J. and Hasegawa, A. 2006. Anomalous low-viscosity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: reactivation of subducted fracture zone ?. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16309.
Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. 2009. Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area: effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *J. Geophys. Res.*, **114**, B08309.
Namegaya, Y. and Satake, K. 2014. Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2297-2303.
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.

- Pilarczyk, J.E., Sawai, Y., Namegaya, Y., Tamura, T., Tanigawa, K., Matsumoto, D., Shinozaki, T., Fujiwara, O., Shishikura, M., Shimada, Y., Dura, T., Horton, B.P., Parnell, A.C. and Vane, C.H. 2021. A further source of Tokyo earthquakes and Pacific Ocean tsunamis. *Nat. Geosci.*, **14**, 796-800.
- 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.
- 佐竹健治. 2018. 北海道東部沖の巨大地震の可能性. *地震ジャーナル*, **66**, 22-29.
- Sawai, Y. 2015. Geological evidence of AD 869 Jogan tsunami—a brochure for peeled tsunami deposit—. *GSJ Openfile. Rep.* no. 612, Geological Survey of Japan, AIST.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y. and Satake, K. and Shishikura, M. 2012. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.* doi.org/10.1029/2012GL053692
- 宍倉正展. 2003. 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. *東京大学地震研究所彙報*, **78**, 245-254.
- Shishikura, M. 2014. History of the paleo-earthquakes along the Sagami Trough, central Japan: review of coastal paleo-seismological studies in the Kanto region. *Episodes*, **37**, 246-257.
- 宍倉正展・鎌滝孝信・藤原 治. 2016. 房総半島南部沿岸の海岸段丘と津波堆積物に記録された関東地震の履歴. *地質学雑誌*, **122**, 357-370.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治. 2011. 地質学データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について. *自然災害科学*, **29**, 501-516.
- 高田圭太・宍倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷 信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課. 2016. 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代. *活断層・古地震研究報告*, **16**, 1-52.
- Tanigawa, K., Sawai, Y., Shishikura, M., Namegaya, Y. and Matsumoto, D. 2014. Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, northern Japan. *J. Quat. Sci.*, **29**, 200-208.
- Yanagisawa, H., Goto, K., Sugawara, D., Kanamaru, K., Iwamoto, N. and Takamori, Y. 2016. Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami. *J. Geophys. Res.*, **121**, 3504-3516.

澤井祐紀

[さわい ゆうき]

現職 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門研究グループ長

略歴 九州大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士課程修了。日本学術振興会特別研究員、産業技術総合研究所特別研究員、同 研究員を経て2022年4月より現職、博士（理学）（九州大学）

受賞 2010年文部科学大臣表彰（若手科学者賞）、11年 The Sir Nicholas Shackleton Medal for outstanding young Quaternary scientists、つくば奨励賞（若手研究者部門）など

研究分野 古地震学、第四紀古環境学、生態学



地震活動および地震発生深度と岩相の関係

—和歌山地域を例にして—

前田純侖

1. はじめに

日本列島の震源分布を確認すると、それらは一様ではなく、特徴的な分布をしていることが分かる（防災科学技術研究所, Hi-net 高感度地震観測網 ウェブブラウザによる三次元震源分布表示, <https://www.hinet.bosai.go.jp/topics/ThreeJS/?LANG=ja>). これらの震源分布は、①東北日本弧の東から西に向かって深くなる数百 km スケールの震源分布、②西南日本弧から琉球弧にかけて南東から北西に向かって深くなる数百 km スケールの震源分布、③日本列島の内陸浅部において数十～数 km スケールの線状や塊状の震源分布、の大きく3つに分けることができるだろう。

①と②の大規模な特徴的震源分布は、大陸プレート（日本列島）とその下に沈み込む海洋プレートとの境界および海洋プレート内で発生している地震の震源分布である。日本列島の下に太平洋プレートやフィリピン海プレートが沈み込むことで大きな構造境界が存在し、その境界で地震（破壊）が起きることは想像しやすいだろう。それでは③の特徴的な震源分布はどのような場所でのどのような要因によって引き起こされているのだろうか？ それを考える上で日本列島の地質図（産業技術総合研究所, 地質図 Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/>）が1つの手がかりとなるだろう。

日本列島の地質図を確認すると、日本列島の地殻を構成する岩相は非常に多種多様なうえ、活断層や活火山も多数存在することから、日本列島の地殻が非常に不均質な構造を持っていることがわかる。ここで、日本列島の震源分布と地質図を比

較してみると、両者の分布パターンに類似性が確認できることがある。たとえば、2016年4月に発生した熊本地震の余震分布は北東-南西から東北東-西南西走向の大規模な線状配列をしている。この余震の震源分布は日奈久断層帯および布田川断層帯に沿っている（たとえば、岡田, 2016）。熊本地震およびその余震はこれらの主要断層帯および周辺域で発生した地震である。一方、活火山の下のモホ面付近では、通常の地震よりも低周波が卓越した「深部低周波地震」が見つかることが多く、これらは火山深部でのマグマ活動に関連していると考えられている（たとえば、行竹, 2020）。このように日本列島内陸部において発生する地震は地殻の不均質な構造の影響を強く受けていると考えられる。そのため、内陸地震活動と地殻の不均質構造の関係を明らかにすることは、内陸地震の発生機構を理解するための1つの重要な課題である。

しかし、日本国内において内陸地震活動と地殻の不均質構造（主に、岩相の不均質性）の関係を明らかにすることを主たる目的として行った研究はけっして多くはない。その理由として、震源の決定精度の問題や地下構造の推定が難しいことが原因としてあげられる。一方、1995年に発生した兵庫県南部地震を契機として、防災科学技術研究所によって高感度地震観測網（Hi-net）が整備されたことにより、日本国内の震源の決定精度は格段に向上した。また、地震波トモグラフィ、反射法地震探査、微動アレイ探査、重力探査、ボーリング調査およびトレンチ調査などのさまざまな手法、および、それらの調査から得られたデータを用いた研究が進んだことにより、日本列島の浅部から深部にかけての地下構造が次々に解明され

ている。そのため、近年、内陸地震活動と岩相の不均質性の関係を議論するために十分なデータが集まりつつあると言える。

以上の背景から、内陸地震活動と岩相の不均質性の関係に関する研究を進める好機であると考えられるが、このような研究を進めるためには、地震データや地質学的データなどが豊富に揃っている地域を研究対象とすることが望ましい。本稿では地殻浅部において活発な地震活動が観測されており、また、地質学的データも豊富にある紀伊半島北西部に位置する和歌山市周辺（以下、和歌山地域）を研究対象とし、本地域の地震活動と岩相の関係について詳細な議論を行った Maeda *et al.* (2021) を紹介するとともに、岩石の摩擦特性が地震発生層の上限と下限深度を規定する重要な要因であることについて言及したい。

2. 地震活動と震源分布

まず初めに、和歌山地域の地震活動および震源分布について解説する。和歌山地域では地震観測開始以降から継続的に非常に活動度が高い群発地震が観測されている。図1に和歌山地域の震源分布を示すが、1章で紹介した Hi-net による日本列島の震源分布と比較すると、日本列島の内陸浅部で発生する地震活動の中でも、和歌山地域の地震活動度が非常に高いことが分かる。

1章で述べたように、Hi-net が整備されたことによって、飛躍的に日本国内の震源決定精度は向上したが、震源と岩相の分布を比較する際には、位置精度のより高い震源分布が望ましい。そのため、Maeda *et al.* (2021) では、より精度の高い震源分布を得るために、気象庁一元化震源の手動検測値のデータに対して、Double-difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を用いた高精度相対震源決定を行った。Double-difference 法は隣接する2つの地震の震源間距離が非常に近いときに震源の相対的な位置精度を向上させる高精度相対震源決定法であり、和歌山地域で発生している群発地震や大きな地震が発生した後に起こる余震活動のように狭い領域で地震活動度が高いとき

に有効な手法とされている。

図1の青色の震源が気象庁のオリジナルの震源であり、赤色の震源が Double-difference 法によって再決定された震源である。高精度相対震源決定を行った結果、和歌山地域の群発地震の地震活動度および震源分布もまた領域内において一様ではなく、特徴的な線状配列や数 km スケールで地震活動度が異なることが確認できる。また、再決定震源の鉛直断面図から、和歌山地域の地震は深度方向に狭い領域（地震発生層）で発生していることが確認できる。和歌山地域の地震発生層の上限と下限の平均深度はそれぞれ 5.1 km と 7.2 km であると推定された。さらに、Maeda *et al.* (2021) は和歌山地域の地震発生層の上限と下限の水平方向の変化を明瞭にするために、再決定震源を用いて、小領域ごとに地震発生層の上限 (D10) と下限 (D90) をマッピングした (図2)。なお、Maeda *et al.* (2021) における D10 と D90 とは、各領域内において深さ 15 km までに発生した地震の数を地表から数え、その数が全体の 10% と 90% に達するときの深さを示す。この図から、和歌山地域の群発地震の地震発生層の上限と下限の深さが水平方向に明瞭に変化していることが確認できる。

3. 地質学的背景と地下構造

地震活動および震源分布と岩相の空間的な対比を行うためには、①表層地質の詳細と②表層地質の地下延長（地下構造）を知る必要がある。そのため、本章では初めに和歌山地域の地質学的背景を説明し、次に地下構造の推定に関して説明する。

3.1 地質学的背景

図3は和歌山地域を構成する地質帯を示したものである。本節では和歌山地域の地震活動と関係性の高い中央構造線以南の3つの地質帯に関して説明を行う。

和歌山地域には、白亜紀中頃の変成年代をもつ低温高压型変成岩類で構成されている三波川（さんばがわ）変成帯、三畳紀末-ジュラ紀後期の付加体からなり弱い変成作用を受けている秩父帯、

気象庁一元化震源カタログ (2015/01/01-2016/12/31), 深さ ≤ 15 km 再決定された震源分布
 135.0° 135.1° 135.2° 135.3° 135.4° 135.5° 135.0° 135.1° 135.2° 135.3° 135.4° 135.5°

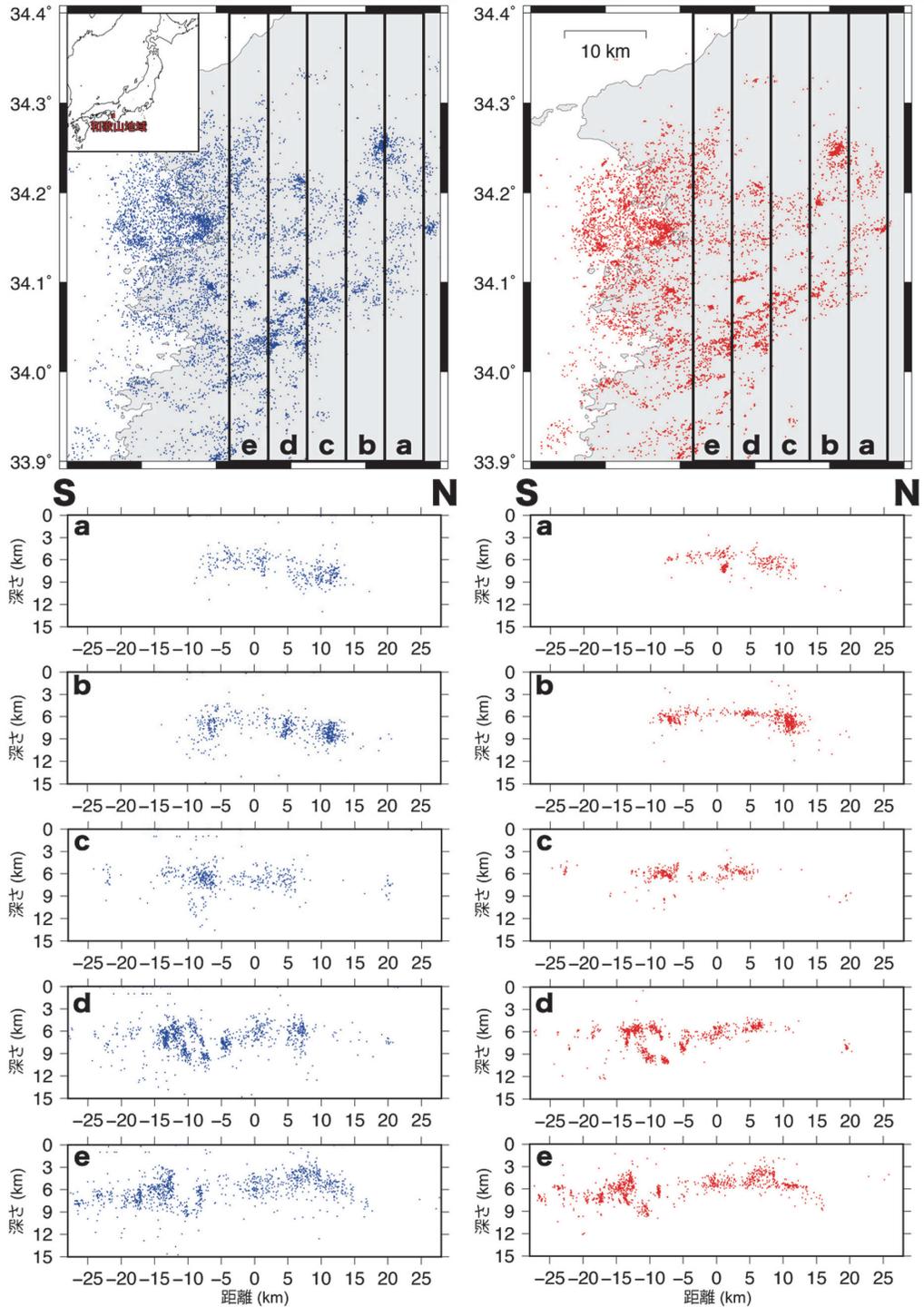


図 1 和歌山地域の震源分布 (Maeda *et al.*, 2021 を改変). 左側の青い震源分布が気象庁一元化震源カタログに基づく震源分布. 右側の赤い震源分布は左側の震源位置を再決定した震源分布

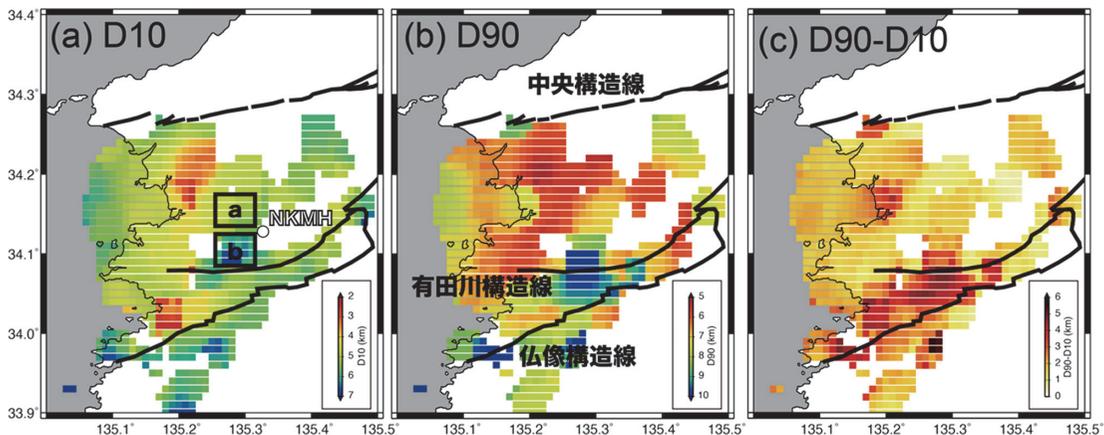
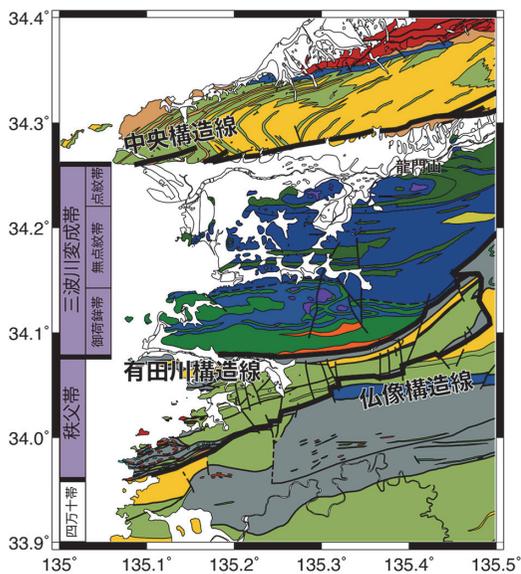


図 2 (a) 地震発生層の上限 (D10), (b) 下限 (D90), (c) 地震発生層の厚さ (D90-D10) (Maeda *et al.*, 2021 を改変). 黒い太線は北から順に中央構造線, 有田川構造線, 仏像構造線の位置を示す. 白丸は和歌山地域の地殻内温度を推定するのに使用した Hi-net の観測点 (NKMH) の位置を示す



凡例

- 構造線
- 断層
- - - 伏在断層, 推定断層
- 珪長質岩, 中性岩
- 礫岩
- 砂岩
- 泥岩砂岩互層
- 苦鉄質片岩
- 泥質片岩
- 蛇紋岩
- 砂質片岩
- 変成玄武岩
- 泥質千枚岩
- 混在岩
- 石灰岩
- チャート

図 3 和歌山地域の地質図 (Maeda *et al.*, 2021 を改変)

白亜紀後期の非変成付加体で構成されている四万十帯が分布している (磯崎ほか, 2010). 付加体とは海洋プレートが沈み込むときに海洋底に溜

まっていた堆積物をはぎ取られ, 陸側に付加してできた地質体のことであり, 主に泥岩, 砂岩, チャート, 苦鉄質岩である緑色岩類 (玄武岩や玄武岩質火砕岩が変成作用を受けたもの) などで構成されている.

三波川変成帯は付加体が低温高圧型の変成作用を受けた地質帯である. 三波川変成帯はその地質学的特徴から, 北から南に向かって点紋 (てんもん) 帯, 無点紋 (むてんもん) 帯, 御荷鉾 (みかぶ) 帯の 3 つのサブユニット (大規模な地質帯を構成する小規模な地質帯) に区別されている. 御荷鉾帯に関しては三波川変成帯を構成する 1 つのサブユニットと解釈する説 (たとえば, 磯崎ほか, 2010) 以外に, 三波川帯とは別の地質帯であると解釈する説 (たとえば, 栗本, 2013) もあるが, 本稿ではその点についての議論は行わない. 和歌山地域の三波川変成帯では苦鉄質岩類が点紋帯の東部 (龍門山付近) と御荷鉾帯の南部に集中して分布しており, その周辺部には泥質岩類が分布している. 秩父帯では泥質岩と砂質岩が多く分布しており, 秩父帯をほぼ南北走向に切るような地質断層が多く存在する. 四万十帯も秩父帯と同様に泥質岩や砂質岩が多く分布する. 地質図は基本的に岩石の形成年代と岩種によって色分けが行われるが, Maeda *et al.* (2021) では, 岩種を重要視しているため, 図 3 では岩種のみで色分けされて

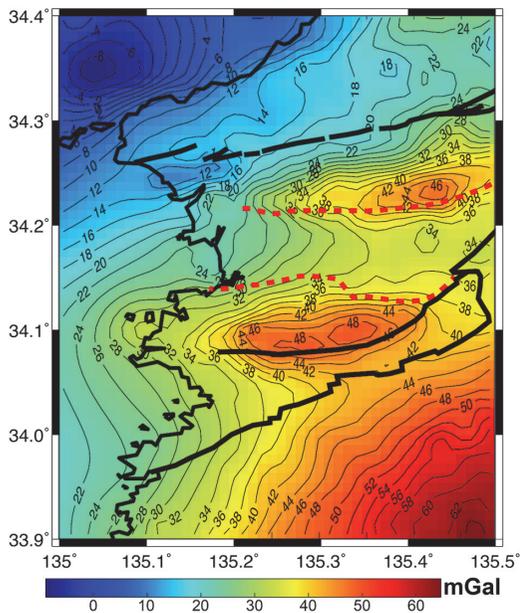


図4 和歌山地域の重力図(ブーゲー異常)(Maeda *et al.*, 2021 を改変)。黒い太線は北から順に中央構造線, 有田川構造線, 仏像構造線の位置を示す。赤い破線は点紋帯と無点紋帯, 無点紋帯と御荷鈴帯の境界を示す

いることにご留意いただきたい。

これら3つの地質帯は中央構造線, 有田川(ありだがわ)構造線, 仏像構造線といった大規模な断層帯によって区切られている。この3つの断層帯の中で中央構造線のみが活断層として認定されており, 有田川構造線, 仏像構造線は活断層ではない。また, 本地域には中央構造線以外の活断層は見つかっておらず, 活火山も存在しない。

3.2 地下構造の推定

震源分布と表層に出ている地質体を詳細に対比するためには, 表層地質が地震発生層の深さまで続いていることが前提となる。この検証を行うため, Maeda *et al.* (2021) では, 重力データと2次元 Talwani 法 (Talwani *et al.*, 1959; Cady, 1980) を用いて密度分布の推定を行った。

和歌山地域の重力図を図4に示す。和歌山地域には三波川変成帯に東西走向に並走する2列の高重力異常部と南部に大きな高重力異常部が確認できる。この南部の高重力は南から沈み込んでいるフィリピン海プレートの影響を表している。一

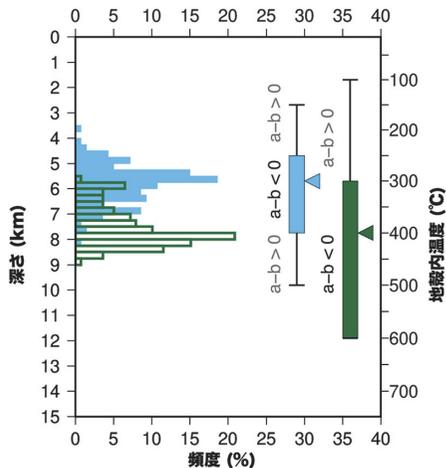


図5 泥質岩分布域(水色のヒストグラム; 図2(a)のa領域)と苦鉄質岩分布域(緑色のヒストグラム; 図2(a)のb領域)における震源の深度分布(Maeda *et al.*, 2021 を改変)。左軸は地震の発生深度, 右軸はHi-netの観測点(NKMH)で得られた地殻熱流量データから推測される地殻内温度, 横軸は深度に対する地震の発生頻度を示す。図中右側の水色と緑色のバーは岩石摩擦実験から推測される泥質岩と苦鉄質岩が速度弱化学挙動(地震性/不安定すべり)を示す温度範囲を示す。摩擦挙動に関するパラメータである $a-b$ が負となる領域が不安定すべり(地震)を起こす領域を表し, $a-b$ が正になる領域は安定すべり(非地震性すべり)を起こす領域を表す

方, 2列の高重力異常部は三波川変成帯の苦鉄質岩分布域に対応している。苦鉄質岩類は周囲の泥質岩類に比べて密度が高いために, このような高重力異常を示す。Maeda *et al.* (2021) は, この2列の高重力異常部の下では, 地表にある苦鉄質岩類が地下約7kmまで続いている可能性が高いことを明らかにした。前述のとおり, この付近の地震発生層の下限の平均は約7kmなので, この結果は, この高重力異常域では表層に存在している苦鉄質岩が, 地震発生層まで続いていることを示している。

4. 地震活動と岩相の対比

本章では, 2章で解説した地震活動および震源

分布と3章で紹介した地質帯の対比を行い、和歌山地域の地震活動度および地震発生深度と岩相の関係について述べる。

和歌山地域の震源分布(図1)と地質図(図3)を対比すると、三波川変成帯と秩父帯において地震活動度が高いことがわかる。これは、Maeda *et al.* (2018)において指摘されていることと一致する。さらに、和歌山地域の地震発生層の上限・下限(図2)と地質図(図3)を用いて対比を行うと、三波川変成帯および秩父帯の泥質岩分布域では地震活動度が高く、地震発生層の上限と下限が浅いのに対し、三波川変成帯の苦鉄質岩類が集中している点紋帯の東部(龍門山付近)と御荷鉢帯の南部周辺においては地震活動度が低く、地震発生層の上限と下限が深いことが確認できる。

これらの対比結果から、和歌山地域において、地質帯(岩相)の岩石学的特性が地震活動度および地震発生深度に何らかの影響を与えている可能性が高いことが予想される。

5. 地震発生深度と岩石学的特性の関係

地殻の強度分布と岩石の摩擦特性は地震の発生深度と密接な関係を持っている。特に、地震発生層の下限に関する議論の多くは地殻の強度分布を基にして行われる。地震観測および地殻温度構造の推定から、内陸地震の発生下限は300~450℃と推定されている。この地震発生層の下限(温度上限)は地殻を構成する主たる鉱物である石英や長石の脆性-塑性遷移領域に対応する温度であると考えられている(たとえば、Sibson, 1982; Scholz, 1988)。石英の変形機構は約300℃で、長石の変形機構は約450℃で脆性破壊から延性変形に移行するため、上記の温度よりも高温域になると地殻内では地震を発生させることが難しくなる。これらは、地殻に含まれる主たる鉱物の違いによって、地震発生層の下限(温度上限)が変化することも意味する。

たとえば、Albaric *et al.* (2009)は東アフリカ大地溝帯の中部と南部を対象として、地殻のレオロジーと地震の発生深度の関係を調査した。その

結果、地震の発生深度と脆性-塑性遷移領域までの深さが岩石組成に関係していることを示した。

また、彼らの結果は苦鉄質鉱物の含有量の多い苦鉄質岩ほど強度が高く、脆性-塑性遷移領域までの深さが石英を多く含む地殻よりも深い傾向にあることを示している。これを基に和歌山地域について検討してみると、点紋帯と御荷鉢帯は泥質岩類を主体とする周囲の地質帯に比べて苦鉄質鉱物の含有量が多い。そのため、点紋帯と御荷鉢帯では、周囲の泥質岩に比べて相対的に地震を起こしにくく、さらに、周囲の泥質岩に比べて相対的に深い領域まで地震を発生させるポテンシャルを持っていると考えられる。

しかし、苦鉄質岩分布域における地震発生層の上限が泥質岩分布域よりも深い理由については、地殻を構成する鉱物の脆性-塑性遷移領域だけでは説明できない。そこで、Maeda *et al.* (2021)では近年研究が大きく進んでいる岩石の摩擦実験から得られた泥質岩類および苦鉄質岩類の摩擦特性と和歌山地域の泥質岩類および苦鉄質岩類分布域の地震発生層の上限および下限深度を比較し、地殻を構成する岩石の摩擦特性が地震発生層の深度に及ぼす影響について検討した。

Den Hartog *et al.* (2012)は泥質変成岩を想定したイライト-石英断層ガウジの剪断摩擦実験を行い、泥質変成岩は有効法線応力170 MPa、間隙水圧100 MPa、温度250~400℃の条件下において速度弱化学動(地震性/不安定すべり)を示すことを明らかにした。さらに、その温度範囲の中でも300℃で最も顕著な速度弱化学動を示すことを明らかにした。一方、Zhang *et al.* (2017)は玄武岩試料を用いた剪断摩擦実験を行い、玄武岩は有効法線応力50 MPa、間隙水圧100 MPa、温度300~600℃の条件下において速度弱化学動を示すことを明らかにした。さらに、その温度範囲の中でも400℃で最も顕著な速度弱化学動を示すことを明らかにした。これらの結果は泥質岩と苦鉄質岩では、速度弱化学動を示すための温度条件が異なることを示している。

上記の剪断摩擦実験の結果を踏まえ、Maeda *et al.* (2021)は和歌山地域の泥質岩類および苦

鉄質岩類が速度弱化を起こすことが予想される地殻内温度範囲（250~400℃と300~600℃）に対応する深度範囲をそれぞれ4.7~7.7kmと5.7~11.9kmであると推定した。これらの地殻内温度に対応する深度範囲と泥質岩類および苦鉄質岩類分布域で発生している地震発生深度を比較するために、図2(a)に示した領域（(a)は泥質岩、(b)は苦鉄質岩分布域に対応）を泥質岩類および苦鉄質岩類分布域の代表的な震源分布と仮定し、各領域内で発生している地震の深度分布を図5に示した。その結果、和歌山地域の泥質岩類および苦鉄質岩類分布域における地震の発生深度はDen Hartog *et al.* (2012)とZhang *et al.* (2017)の剪断摩擦実験の結果から得られた泥質変成岩と玄武岩の速度弱化領域との対応が非常によいことが判明した。さらに、地震活動度が最も高い領域が泥質岩分布域では300℃付近、苦鉄質岩分布域では400℃付近であり、これもまた岩石の剪断摩擦実験から明らかにされた結果と非常に対応がよいことが判明した。したがって、和歌山地域の地震発生層の上限および下限の深度が岩相によって異なるのは、温度に依存する岩石の摩擦特性によって説明できることが示された。

数十kmスケールにおける地震発生深度の違いを議論する場合、地殻の温度構造が異なることが大きな要因としてあげられる（地殻の温度構造が異なれば、それに伴い石英や長石の脆性-塑性遷移領域の深度も変化するため）。しかし、Maeda *et al.* (2021)では図2で示されているように地殻熱流量の測定が行われていたHi-netの観測点が異なる2つの岩相が分布する地域の近傍に存在しているために、両地域の地震発生層の上限および下限の深度が異なる要因は地殻の温度構造の違いではなく、岩相の違いによるものであると推定することができた。

6. おわりに

Maeda *et al.* (2021)は付加体で構成されている和歌山地域を対象として、地震活動度および地震発生深度が岩相によって異なることを明らかに

し、その差異は温度に依存する岩石の摩擦特性によって説明できることを示した。この結果はいまだによく理解されていない地震発生層の上限を規定する要因の1つとして岩石の摩擦特性を調べることに有効であることを示唆している。

近年、岩石の摩擦特性を明らかにする研究がさかに行われており、さまざまな岩種の摩擦特性が明らかにされている。そのため、和歌山地域以外の地域においても、Maeda *et al.* (2021)と同様の検討を行うことができると考える。さらに、これまで、内陸地震の地震発生層の上限についての詳細な議論はされてこなかったが、温度に依存する岩石の摩擦挙動が地震発生層の深度を規定する1つの要因であるのならば、多くの種類の岩石の摩擦特性を明らかにし、地殻温度構造と比較することで地震発生層の上限を定量的に評価することが可能となるかもしれない。

しかし、Maeda *et al.* (2021)にはいくつかの課題が存在する。今回、自然地震のデータと岩石摩擦実験から得られたデータを比較しているが、これは大前提として実験に使用された岩石試料と和歌山地域の地震発生層に存在する岩石が同様の特性を持っていると仮定している。この研究をさらに正確かつ発展させるためには、理想を言えば、調査対象地域で岩石試料を採取し、それを用いて地震時に匹敵する高速度および地震発生場に対応する高温高圧下での剪断摩擦実験を行うべきである。しかし、上記のような条件の剪断摩擦実験を行うことは现阶段では非常に難しいため、将来的な課題とした。

謝辞

本稿執筆の機会を与えていただいた本誌編集委員長の岡田義光氏、本原稿に関して有益なご助言をいただいた齊藤彦彦氏、山下 太氏、Maeda *et al.* (2021)の共著者である遠田晋次氏、松澤暢氏、大坪 誠氏、松本拓己氏に心より感謝いたします。

参考文献

- Albaric, J. *et al.* 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics*, **468**: 28-41.
- 防災科学技術研究所. 2022. Hi-net 高感度地震観測網. <https://www.hinet.bosai.go.jp/topics/ThreeJS/?LANG=ja> (2022年3月1日閲覧)
- Cady, JW. 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, **45**: 1507-1512.
- Den Hartog, SAM. *et al.* 2012. New constraints on megathrust slip stability under subduction zone P-T conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353-354**, 240-252.
- 磯崎行雄ほか. 2010. 日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義—. *地学雑誌*, **119**, 999-1053.
- 栗本史雄. 2013. 和歌山県北西部, 御荷鉾緑色岩類の K-Ar 年代. *地質調査研究報告*, **64**, 113-119.
- Maeda, S. *et al.* 2018. Complex microseismic activity and depth-dependent stress field changes in Wakayama, southwestern Japan. *Earth Planet Space*, **70**, 21.
- Maeda, S. *et al.* 2021. Influence of crustal lithology and the thermal state on microseismicity in the Wakayama region, southern Honshu, Japan. *Earth Planet Space*, **73**, 173.
- 岡田義光. 2016. 2016年熊本地震(速報). *地震ジャーナル*, **61**, 1-10.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 2022. 地質図 Navi. <https://gbank.gsj.jp/geonavi/> (2022年3

月1日閲覧)

- Scholz, CH. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rund.*, **77**: 319-328.
- Sibson, R.H. 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the united states. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**: 151-163.
- Talwani, M. *et al.* 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, **64**: 49-59.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, WL. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**: 1353-1368.
- 行竹洋平. 2020. 箱根火山の深部低周波地震. *地震ジャーナル*, **69**, 31-41.
- Zhang, L. *et al.* 2017. Frictional properties of the South China Sea oceanic basalt and implications for strength of the Manila subduction seismogenic zone. *Mar. Geol.*, **394**, 16-29.

前田純伶

[まえだ すみれ]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部門特別研究員

略歴 大阪市立大学理学部卒業. 京都大学大学院理学研究科修士課程修了. 東北大学大学院理学研究科博士課程修了. (国研)産業技術総合研究所活断層・火山研究部門産総研特別研究員を経て2020年10月より現職

研究分野 地震学, 構造地質学



地震発生サイクルシミュレーション研究 —巨大地震発生機構の理解と予測可能性の評価に向けて—

大谷真紀子

1. はじめに

近年地震・地殻変動観測網の拡充により、巨大地震だけでなく、さまざまなサイズの地震やスロースリップ (SSE) 等のすべり現象がプレート境界で密に分布する様子が明らかになってきた。これらさまざまなすべり現象は巨大地震を誘発しうるのか？ 巨大地震とどのような関係にあるのか？ というのはわれわれの大きな関心事である。

たとえばメキシコの Guerrero では3~4年周期で SSE が繰り返し発生するが、2014年には SSE の進行中に、その隣接地域で地震が発生し (Papanao 地震)、SSE が地震を誘発した可能性がある (Radiguet *et al.*, 2016)。直接誘発には至らずとも、巨大地震発生領域内外近隣のすべり現象は巨大地震発生領域の状態 (プレート境界の固着状態) を反映しているはずであり、それらの活動から巨大地震発生に関する手がかりが得られるのではと期待される。

しかしながらこれをデータから調べるには、近代的観測データは巨大地震の繰り返し間隔に対して遥かに短い期間しかないという大きな問題がある。そこで有効になると考えられるのが、地震発生の繰り返しを模擬する地震発生サイクルシミュレーション (ECS; Earthquake Cycle Simulation) である。計算機上でプレート境界断層を設定し、プレート運動を駆動力として断層すべりの時間発展を模擬する。応力蓄積過程から地震発生時までの全期間を模擬するため、巨大地震と周囲の他のすべり現象との相互作用を考慮することができる。ECS は観測データの穴を埋め、また観測されるすべり現象に物理的な解釈を与えることが期待さ

れる。

本稿では、まず ECS について簡単に説明し、その後、巨大地震発生機構の理解および予測可能性の検討を目指して著者が行ってきた ECS 研究を紹介する。

2. 準動的地震発生サイクルシミュレーション (ECS)

2.1 計算手法

ECS の実施では計算量の大きさが問題となることが多く、実際の巨大地震発生領域を対象に三次元モデルで ECS を実施するには工夫が必要である。ECS では精度がよく計算量の比較的小さな境界要素法 (BIEM) が通常よく用いられ、また慣性の項を近似した準動的 ECS が行われる。

沈み込むプレート境界断層面を N 個のセルに離散化し、各セル内で一様なすべりを仮定する。各セルで運動方程式は、慣性の項を近似した準動的フォームにおいて以下で表される。

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij}(V_{pl}t - u_j(t)) - \frac{G}{2V_s} V_i(t) \quad (1)$$

ここで $\tau_i(t)$ 、 $u_i(t)$ 、 $V_i(t)$ は時刻 t における i 番目のセルの剪断応力、すべり量およびすべり速度であり、 V_{pl} 、 G 、 V_s はそれぞれプレートの長期的沈み込み速度、剛性率、S 波速度である。 K_{ij} は静的すべり応答関数 (j 番目のセルでのすべりに対する i 番目セルの静的な応力変化) である。右辺第一項はプレートの定常的な沈み込みに対するすべり遅れへの応答、第二項は慣性の項の近似である放射減衰 (Rice, 1993) を表す。

断層面にはたらく摩擦として、岩石の摩擦実験から得られた経験則である速度状態依存摩擦則

(RSF 則 : Dieterich, 1979) が広く用いられる。

(1) 式の断層の運動方程式と RSF 則を連立させ、時間ステップ幅可変の Runge-Kutta 法で解くことで、断層面のすべり速度・応力の時間発展が得られる。

ECS 計算において、断層セルは断層の摩擦特性から決まるサイズより十分小さくとる必要がある。大小さまざまなスケールの地震の発生を扱うには小さなセルサイズが必要となる。また実際の沈み込み帯を対象に ECS を行うには、断層のテクニクな幾何的状況を反映させる必要がある。これら断層面の応力評価に関する問題に対して著者が行った ECS 計算手法の高度化研究を 3 章で紹介する。

2.2 速度状態依存摩擦則 (RSF)

地震や SSE、断層深部の定常すべりのような断層すべりの性質の違いは主に断層面上の摩擦不均質として説明される。ここで、RSF において摩擦特性を決める摩擦パラメータと断層すべりの性質について簡単に説明しておく。

RSF 則は構成則と、断層の接触面の状態を表す状態変数または剪断強度の発展則の 2 つからなる。構成則は断層の摩擦強度 $\Phi(t)$ を用いて式 (2) で表される (Nakatani, 2001) :

$$V(t) = V_* \exp\left(\frac{\tau(t) - \tau_* - \Phi(t)}{A}\right) \quad (2)$$

ここで τ_* は、基準となる速度 V_* における剪断応力である。断層の剪断強度の実態は真実接触部における原子間結合の量と解釈される。接触時間の増加に伴い結合が増加することで強度は増加し、断層面のすべりによる結合の切断により強度は低下する。岩石の摩擦実験の結果を説明するための発展則がいくつか提案されており、下に示す aging law (Nakatani, 2001) はその代表例である。

$$\frac{d\Phi(t)}{dt} = \frac{B}{L/V_*} \exp\left(-\frac{\Phi(t)}{B}\right) - \frac{B}{L/V} \quad (3)$$

断層の摩擦特性はパラメータ A, B, L によってコントロールされる。 $A-B$ が正のとき、速度の増加に対して、定常状態における摩擦 τ_{SS} は増加し (速度強化) 摩擦面は安定的にすべる。一方 $A-B$ が負のとき、速度の増加に対して τ_{SS} は低下

し (速度弱化)、摩擦面は不安定なすべりを起こす。発生した不安定すべりはまず準静的なすべりとして広がり、そのすべり領域が摩擦特性から決まる臨界核形成サイズ L_{cr} を超えると急速に発達し地震に至ることが知られている。

4 章では、断層面上の摩擦特性不均質によって生じる断層すべり不均質、また巨大地震発生とその他のすべりの現象の関係を調べた事例研究を紹介する。

3. ECS 計算手法の高度化

3.1 H 行列法の導入による計算高速化

ECS 計算の律速部は (1) 式の右辺第一項、 K_{ij} からなる $N \times N$ のすべり応答行列 \mathbf{K} と長さ N のすべり欠損ベクトルとの行列ベクトル積であり、 $O(N^2)$ の計算量を要する。この種の問題の高速解法として高速フーリエ変換法 (FFT) や高速多重極法 (FMM) が広く知られている。ECS ではこれまでに FFT が用いられ、計算量の $O(N \log N)$ への削減が実現されているが、断層の三次元構造や地表面の影響を考慮するには、周期的境界条件を必要としない、FFT とは異なる手法が必要である。

Ohtani *et al.* (2011) は ECS の計算高速化を目的とし、密行列圧縮手法である H 行列法 (Hackbusch, 1999) を適用した。H 行列法は対角部分に高い値をもち、そこから離れるに従っておおよそ小さな値をとるような行列に適用できる。圧縮した形式のまま行列ベクトル演算を行うことができ、計算が高速化される。すべり応答関数 K_{ij} は距離減衰し、 K_{ij} からなる応答行列 \mathbf{K} は H 行列法の適用条件を満たす。H 行列法では行列の圧縮は機械的な手順で行われ、各要素の値を決める式の形を問わない。一度枠組みを作れば K_{ij} の値が変わろうとも圧縮行列作成部には変更が要らないのは大きな利点である。HLib (<http://www.hlib.org>) や Hcapk (<http://ppopenhpc.cc.u-tokyo.ac.jp/ppopenhpc/2017/01/31/ppopen-applbember-0-5-0/>) の C もしくは Fortran ライブラリが利用可能である。

半無限均質弾性体中に設定した平らな断層について、すべり応答行列 \mathbf{K} に H 行列法を適用した例を図 1 に示す。図 1 (a) は断層を $N=32,000$ で離散化したときの行列 \mathbf{K} を圧縮 (H 行列化) した概念図である。対角部は小さな小行列に、対角部から離れるに従って大きな小行列となるように階層的に分割され、また各小行列内で LU 分解に基づいた低ランク近似が行われることで、全体として効率的な圧縮が実現される。圧縮行列の精度をコントロールするパラメータ ϵ が小さいほど計算精度はよくなるが、ECS の計算量・メモリ量は増加する。ここに示した断層を用いた ECS では、 $\epsilon=10^{-4}$ で十分地震サイクルを再現できた。このとき一回の行列ベクトル演算にかかる時間は圧縮前の約 15% にまで削減されており、H 行列法は大きな効果を発揮している。

断層の離散数を変化させることで ECS の行列ベクトル演算にかかる計算量の N 依存性を調べる (図 1 (b))。ECS 中の行列ベクトル演算にかかる計算速度は、小行列内の最大ランク数 k_{ACA} を適切な値に設定することで圧縮前の $O(N^2)$ から $O(N \log N)$ 程度に削減され、FFT と同程度の計算コストの N 依存性が実現された。この効率化の効果は大きく、それまで京コンピュータ等の特殊な計算機で行われていた規模の計算を大学の大型汎用機で実施することができるようになった。4 章に示す東北地方太平洋沖地震の ECS は本手法を使って実施したものである。

3.2 任意の地表面形状を考慮した ECS

BIEM による ECS では全無限または半無限均質弾性体を仮定した計算が行われることが多い。静的すべり応答関数 K_{ij} が解析的に得られるのはほとんどこれらの場合に限られるからである。しかしながら海溝型プレート境界断層では地表面は一般的に海溝軸から上に凸な形状を持ち、地表面形状を考慮した ECS を実現し地震発生に及ぼす効果を評価する必要がある。有限要素法 (FEM) によって地下構造を反映した K_{ij} を作成し ECS で利用することもできるが、FEM で ECS 計算に必要な精度の K_{ij} を作成することは一般に困難である。

Ohtani and Hirahara (2015) は、動的破壊モデルにおいて地表面の効果を導入する Ando and Okuyama (2010) のアイデアを適用し、任意の地表面形状を考慮した均質弾性体中の静的すべり応答行列を数値的に求める手法を開発した。

全無限均質弾性体中に、断層に加え、地表面の位置に陽にクラック (地表クラック) を離散化して設定する。断層、地表クラックの変位をそれぞれ \mathbf{u}^f , \mathbf{u}^s (各断層セルもしくは地表セルのすべり量からなるベクトル) とすると、媒質中の任意の点で、応力 $\boldsymbol{\tau}$ は \mathbf{u}^f に対するすべり応答行列 \mathbf{K} および、 \mathbf{u}^s に対するすべり応答行列 \mathbf{K}' を用いて

$$\boldsymbol{\tau} = \mathbf{K}\mathbf{u}^f + \mathbf{K}'\mathbf{u}^s \quad (4)$$

と表される。 \mathbf{K} および \mathbf{K}' は全無限均質媒質における解として解析的に得られるすべり応答関数行列である。

(4) 式の応力評価点を地表面にとり、左辺 (応力) をゼロとすれば地表面は自由境界条件を満たし、 \mathbf{u}^s が $\mathbf{K}''\mathbf{u}^f$ の形で求まる。さらに (4) 式の応力評価点を断層面にとり、上で求めた \mathbf{u}^s を代入すれば、地表面の存在を考慮した断層面上の応力が、 $\boldsymbol{\tau} = (\mathbf{K} + \mathbf{K}'\mathbf{K}'')\mathbf{u}^f = \mathbf{K}^{New}\mathbf{u}^f$ の形で得られる。 \mathbf{K}^{New} が地表面形状を考慮した均質弾性体中の新たな静的すべり応答行列であり、全無限均質媒質中の解析解を用いて計算できる。また設定する地表面に特に制約はなく、任意の形状を設定することができる。

ECS においては、これまで解析解を用いてきたすべり応答行列 \mathbf{K} を \mathbf{K}^{New} に取り替えることで、任意の形状の地表面を考慮することができる。 \mathbf{K}^{New} を事前に求めておけば、ECS 計算本体の計算量は解析解を用いる場合と同じであり、また高速計算手法である H 行列法はそのまま適用が可能である。ただし地表変位は断層の位置が浅いほど局所化し大きな値をとるため、効率的に精度よく \mathbf{K}^{New} を求めるには各断層セルに対してそれぞれ地表セルの取り方を変える等の工夫が必要である。

たとえば 2011 年東北地方太平洋沖地震が発生した宮城沖では、震源域上の海底面が海溝軸位置から最大で 7km ほど高い位置にある (図 2 (a))。

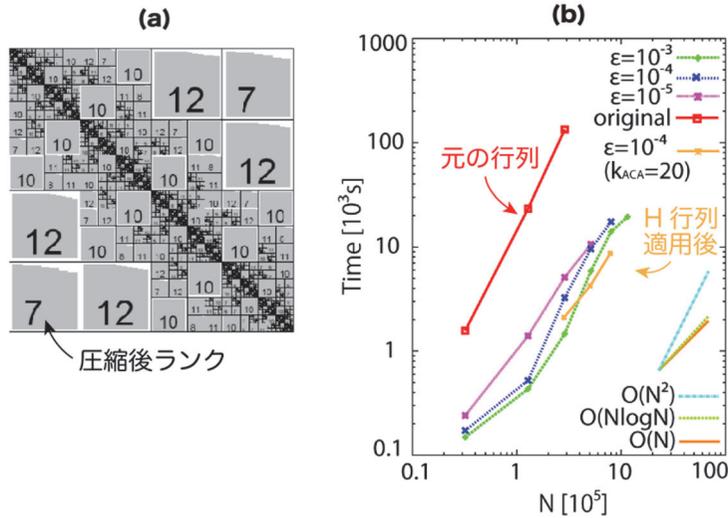


図 1 (a) H 行列化したすべり応答行列の概念図. (b) 64CPU で並列計算時の 10,000 回の行列ベクトル演算にかかる時間

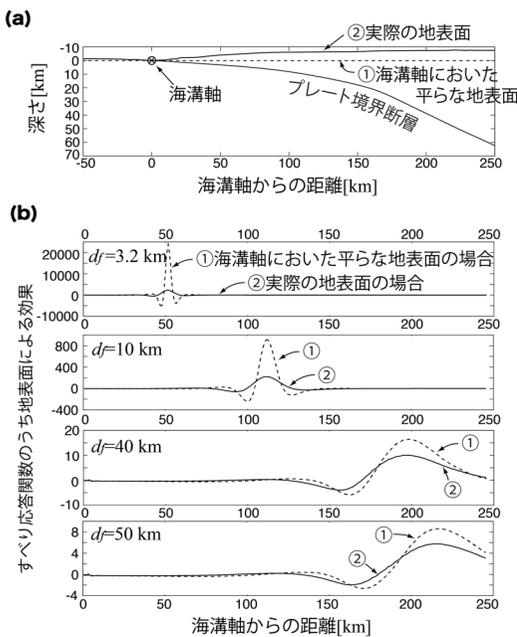


図 2 (a) 宮城沖における地表面およびプレート境界の海溝軸に垂直な断面. (b) 地表面を考慮したときのすべり応答関数

ECS 実施の際に、すべり応答関数として海溝軸に平らな地表面を仮定した半無限弾性体中の解析解を使えば、特に浅い断層において地表の効果(全無限均質媒質を仮定したときの値を引いたもの)を過大評価してしまうことがわかる(図 2

(b)). 実際の地表面形状を導入すると、海溝軸の平らな地表面を仮定した場合よりも断層ステイフネスが浅い断層で大きくなり、これは摩擦すべりを安定化させる効果をもつ。

本手法の地表面を導入する方法と同様の考え方は地下の媒質境界に対しても適用できる。実際に不均質媒質中の動的破壊を扱う XBIEM として実現されており (Kame and Kusakabe, 2012), 不均質媒質を考慮した ECS 等今後の展開が期待される。

4. ECS 事例研究

4.1 東北地方太平洋沖地震発生サイクルモデル

H 行列法を適用して実施した大規模準動的 ECS の例として、2011 年東北地方太平洋沖地震の三次元地震発生サイクルモデル (Ohtani *et al.*, 2014) を紹介する。

2011 年に宮城沖を震源として発生した東北地方太平洋沖地震は、500 km×200 km に及ぶ破壊領域をもつ M9 の巨大地震であり、450~800 年の再来間隔で発生すると言われている。地震時すべりはこの巨大な震源域のうち、宮城沖浅部の海溝付近で特に大きく、50m を超えるすべりが観測された。

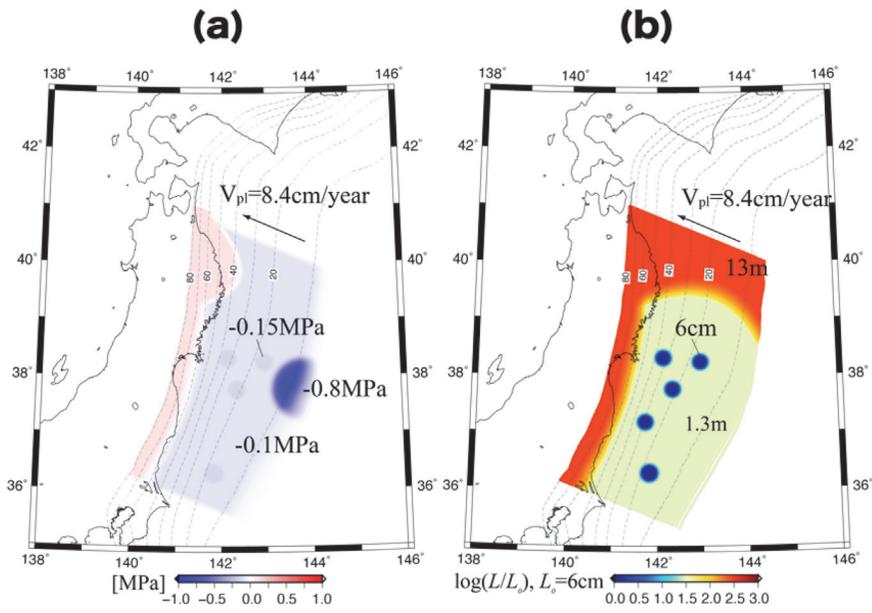


図 3 (a) A-B, (b) $\log(L/L_0)$ のプレート境界断層上の分布. ただし $L_0 = 6 \text{ cm}$ である

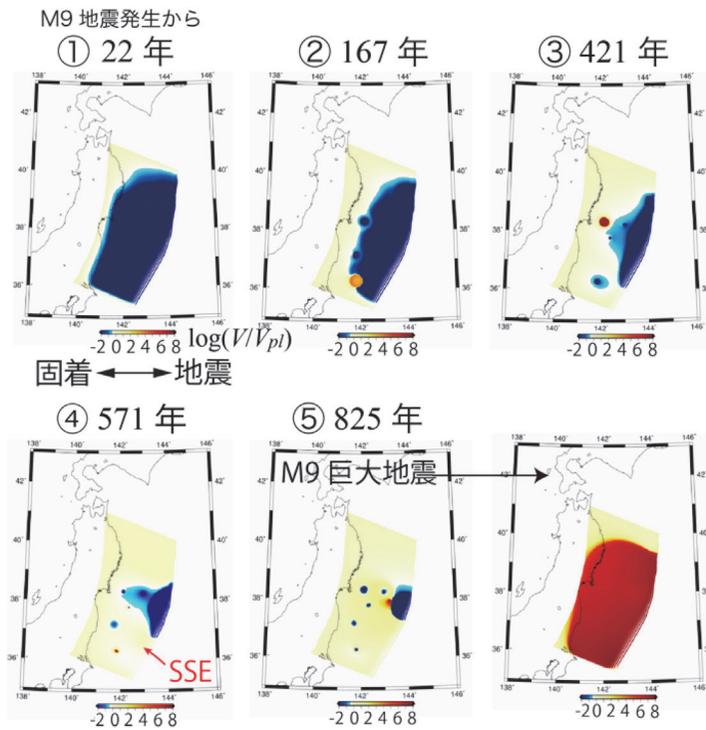


図 4 M9 地震発生直後から次の M9 地震発生までの各時刻における断層すべり速度 V の分布: $\log(V/V_{pl})$

M9 地震の震源域には過去の M7 級地震の震源域が含まれ、少なくとも東北地方太平洋沖地震の発生前 100 年間には、宮城沖・茨城沖のプレート境界深部で 20~40 年の間隔で M7 級地震が繰り返し発生している。また、東北地方太平洋沖地震発生前の 2000~2010 年頃には、福島沖付近で通常の地震によるものではないプレート間固着のものが観測されている。

プレート境界の形状を考慮した三次元断層モデルを設定し、長期沈み込み速度を $V_{pl}=8.4\text{cm}/\text{年}$ とする。この断層において、図 3 に示した摩擦パラメータ $A-B$, L の分布によって、上で示した M9 地震の特徴を定性的に再現することができた。M9 地震震源域内の M7 震源域を破壊エネルギーの不均質として設定し、また地震地すべりの宮城沖浅部への局所化を再現するために、地震間に強く固着する領域を設定した。

一回の M9 地震サイクルにおける断層すべりの経過を図 4 に示す。M9 地震の発生直後を時刻 0 とし、そこから次の M9 地震 (825 年) までの各時刻の断層すべり速度である。青色はプレート間の固着を、赤色は地震性すべりを表す。巨大地震後、M9 震源域全体がプレート間固着し (図 4 ①)、時間の経過とともに深い側からプレート間固着がしだいに剥がれていく (②)。剥がれが M7 震源域に到達すると M7 地震が発生し、そこから約 30 年間隔で繰り返し発生するようになる (③)。宮城沖浅部の強固着域は長い期間固着し、その間福島沖の M7 地震が存在しない領域では、SSE が自発的または M7 地震に誘発されて繰り返し生じる (④)。強固着域で十分歪みが蓄積された後、強固着域の破壊から M9 震源域全体の破壊へと発展する (⑤)。

④の SSE は福島沖で観測された地震前のプレート間固着の剥がれである可能性がある。シミュレーションでは M9 地震サイクルの後半に 3 回同じような SSE が発生した。固着の剥がれが観測されたのは M9 地震直前のみだが観測データのない時期にも発生していた可能性があり、地震発生直前だけの現象とは限らない。著者のこの ECS モデルは後に Nakata *et al.* (2016) によって

観測された地殻変動データにより合うよう修正されているが、そこでも M9 地震サイクル後半に発生する SSE が観察されている。

4.2 南海トラフ巨大地震の前駆すべり

多くの巨大地震は大規模な前駆すべりを伴うことなく発生するが、南海トラフ沿い西南日本の巨大地震は前駆すべりを伴う稀なケースかもしれない。1946 年昭和南海地震は、地震発生の数日~半日前に潮位や井戸水位が変化したとの記録や目撃証言が多く存在し、この変化は地震発生域より深部で起きた非地震性すべりによって説明される可能性がある (Linde and Sacks, 2002)。南海トラフ沿い地震発生域深部では、豊後水道や浜名湖直下で長期的 SSE が繰り返し観測されているが、上記前駆的非地震性すべりはこれら長期的 SSE よりも大きくて速いすべり現象である。しかしながらどちらも地震発生域深部の脆性延性遷移域で起こることから、ここではこの前駆のすべりも SSE の一種であると解釈して、巨大 SSE と呼ぶ。

この前駆的巨大地震は Kato (2003) によってすでにその発生モデルが構築されている。断層が深くなるにつれて脆性域から脆性延性遷移域、延性域へと摩擦の性質が移り変わるのを、RSF 則に導入したカットオフ速度の深さ依存で表現することで、巨大な前駆的 SSE を伴う地震サイクルの生成に成功した。では、巨大 SSE が発生したとき、その浅部で地震は必ず誘発されるのだろうか? Ohtani *et al.* (2019a) は Kato (2003) に基づいた ECS を実施し、巨大 SSE と巨大地震の力学的作用に注目しながら巨大 SSE の地震誘発可能性を調べた。

半無限均質弾性体中に長期的に一定速度 $V_{pl}=4.5\text{cm}/\text{年}$ で沈み込む平らな二次元断層を設定する (図 5 (a))。断層では RSF 摩擦がはたらくとし、発展則として Yoshida *et al.* (2013) の式を用いる。Yoshida *et al.* (2013) の式において、断層の接触面積には弾性変形による最低値があるという考えから自然にカットオフ速度 V_{cr} が導かれ、不安定すべりの速度が V_{cr} を超えると摩擦が速度弱体化から速度強化に変化する。深さが増加し温度が高くなるにつれて脆性から延性へと変形メ

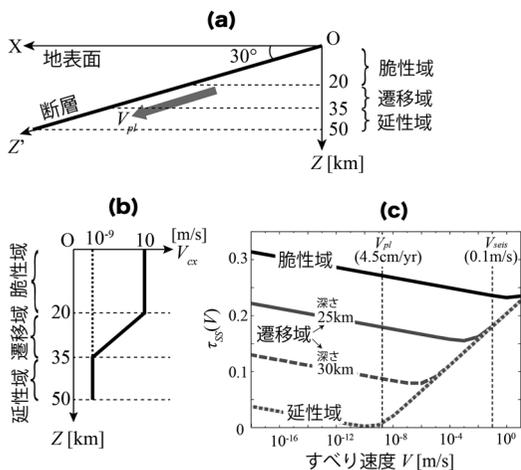


図 5 (a) 二次元断層モデル. (b) V_{cx} の深さ分布. (c) 各深さでの定常剪断応力 τ_{ss}

カニズムが変化すると、摩擦はより小さな V_{cx} を持つメカニズムが優位になると考えられる。そこで簡単のため V_{cx} 以外の摩擦パラメータは断層上で一様であるとし、遷移域で低下する V_{cx} を仮定する (V_{cx} 低下モデル：図 5 (b))。

脆性域ではすべり速度が地震時すべり速度 ($V_{seis}=0.1\text{ m/s}$ 以上) になっても定常摩擦 τ_{ss} (図 5 (c)) がつねにすべり速度増加に対して減少し速度弱化を示す。遷移域では、速度が小さい間は速度弱化を示し不安定にすべっても、地震に至るまでのある時点で速度強化に変わりすべりが安定化するため速度の「頭打ち」が起こる。延性域では速度 V_{pl} 以上で τ_{ss} がつねに速度強化を示し安定領域になっている。

Ohtani *et al.* (2019a) では摩擦パラメータのひとつである特徴的すべり距離 L を 6~11 mm に変化させ、断層すべりの変化を調べた。南海トラフで起きる巨大地震を想定して地震発生間隔が 100~150 年周期になるよう他の摩擦パラメータの値を調節している。

まず地震核形成過程 (EN；地震発生に至るまでの一連の前駆的非地震性すべり) を見ると、 L の大小によって三つのパターン (P1, P2, P3) に分類されることが見出された。ひとつ目は L が小さいときにみられ、(P1) 遷移域で始まった SSE が成長し、脆性域に達した後連続的に巨大

地震に発展するパターンである。 L が大きくなると、(P2) 遷移域ではじまった SSE が成長し脆性域に達し、その後いったん減速するものの SSE が収束しきる前に脆性域で巨大地震が誘発されるパターン、そして (P3) 巨大 SSE を伴わず、脆性域で巨大地震が単独で発生するパターンが現れる。P3 は地震発生予測の観点からは、事前に予兆が掴めない「見逃し」にあたるケースである。 L の値によっては 1 つのシミュレーションで複数のパターンの EN が出現する場合もあった。

P1 でも P2 でも、EN の大きさは V_{cx} による制限なしの場合の臨界核形成サイズ L_{cr} よりも大きく (図 6)、遷移域で低下する V_{cx} が安定化メカニズムとして働いている。P1 では L_{cr} が遷移域の領域サイズよりも小さいが、遷移域内で V_{cx} によるすべり速度頭打ちによって直接的に地震に至るのが妨げられる。一方 P2 では、SSE の遷移域の領域サイズ、そして L_{cr} を超えて成長しても地震には至らず、いったん減速し収束に向かう。このとき亀裂先端はすでに脆性域に侵入し V_{cx} による速度頭打ちの効果を受けないが、亀裂後方の遷移域内のすべりが抑制されることにより亀裂先端で十分な応力集中が得られず、 L_{cr} よりも大きな EN が必要になるのだと解釈される。 V_{cx} 低下モデルは、これら直接的・間接的な二つのすべり安定化メカニズムを有する。

巨大な SSE が発生しても、巨大地震には至らず SSE として収束する場合も見られた。いわゆる「空振り」のケースである。たとえば巨大地震発生時には P1 を示す $L=6\text{ mm}$ の場合では巨大地震間に巨大 SSE が 2 回発生している。遷移域で 1 m を越える巨大 SSE が起きたとしても必ずしも地震が発生するわけではなく、地震発生に至るかどうかは脆性域の歪みが十分蓄積されているかという準備状況しだいである。

以上のように巨大 SSE の地震発生への関与の仕方はさまざまであった。そこで直近の巨大 SSE から地震発生までの時間の統計をとってみると、巨大 SSE 発生後 3 日間は 30% 以上の高い確率で地震が発生するが、その後地震発生確率は急速に低下する結果となった。ただしこの 3 日という数

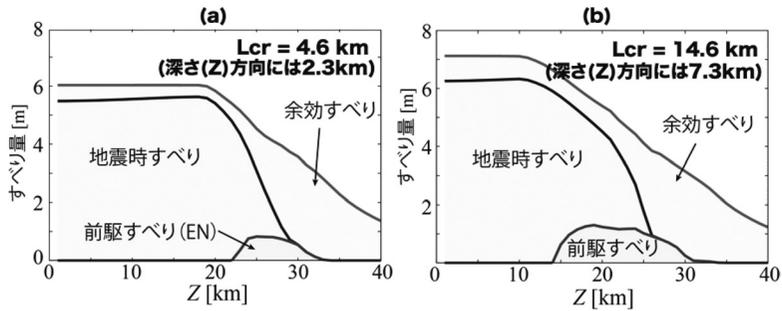


図 6 (a) P1 ($L=6\text{mm}$), (b) P2 ($L=9\text{mm}$) の巨大地震前後のすべりの種類とその深さ分布

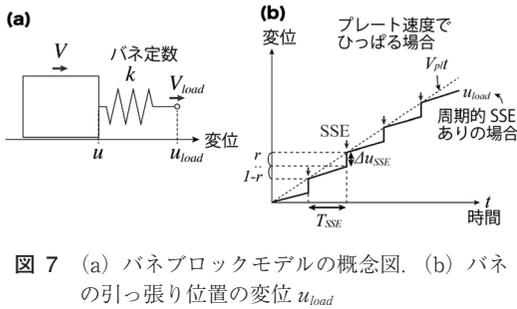


図 7 (a) バネブロックモデルの概念図. (b) バネの引っ張り位置の変位 u_{load}

字はさまざまな仮定を置いたモデルの結果を反映したものであり、直接現実に当てはめることはできないことを強調しておく。今後、より現実に即した物理モデルが利用可能になれば、本研究で示したように物理モデルに依拠した統計的な地震発生予測ができるかもしれない。

4.3 周期的 SSE と地震の同期

南海トラフ沿い巨大地震発生域の深部では SSE が繰り返し発生し、四国西部の豊後水道では SSE が比較的定常的に、約 7 年周期で発生している。周期性は断層すべり現象に見られる特徴の 1 つである。Ohtani *et al.* (2019b) は SSE の「周期性」に注目したシンプルな一自由度モデル研究において、断層への応力荷が周期的 SSE による影響を受ける場合に、地震の発生周期が周期的な SSE の繰り返しのリズムに同期する現象を報告した。これは壁にかけた 2 つの振り子時計の同期や蛍の集団発光などで知られる同期現象と呼ばれる現象である。

プレート境界で発生する巨大地震の模擬として、摩擦床に置かれたブロックを、バネを介して

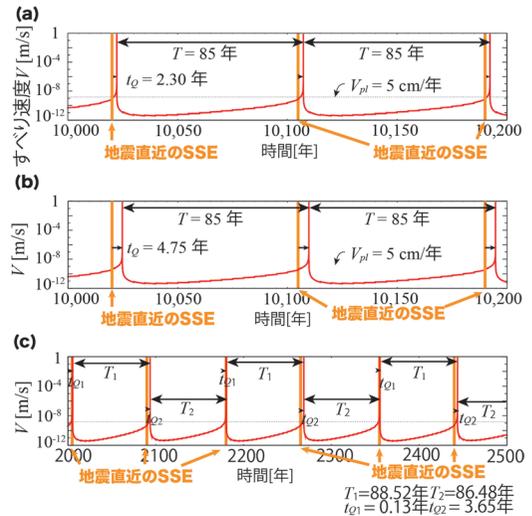


図 8 (a) $L=0.0626\text{m}$, (b) 0.0636m , (c) 0.0642m . それぞれの場合のブロックのすべり速度

速度 V_{load} で引っ張る系を考える (図 7 (a)). 地震断層の深部延長部で繰り返し発生する SSE を、バネの引っ張り速度の変化としてモデル化し (図 7 (b)), 繰り返す SSE の影響を変位ステップとして载荷の履歴に含めた。SSE の起き方は SSE の周期 T_{SSE} 、断層への全载荷のうち SSE 期载荷の割合 r の値によってコントロールされるが、長期的引っ張り速度はつねに一定速度 $V_{pl}=5\text{cm}/\text{年}$ に保たれる。

断層面の摩擦として RSF 則の特徴的すべり距離 L のバリエーションを考え、断層のタフネスが L に比例する状況を考える。このとき SSE の影響がなくブロックが一定速度で载荷される場合には、その発生周期 T_0 は L に比例して増加す

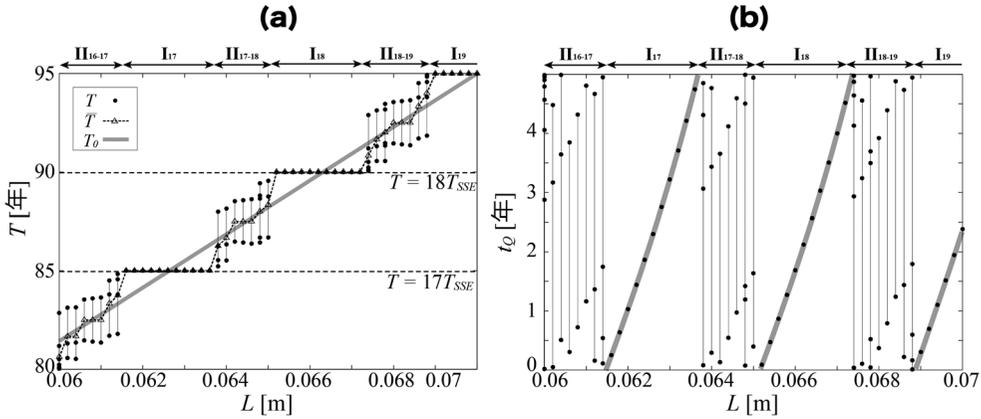


図 9 (a) 地震発生間隔 T . (b) 地震直近の SSE から地震発生までの時間 t_Q

る。これに対して、SSE をコントロールするパラメータ (T_{SSE}, r) をいろいろに変えた数値実験を行ったところ、地震の発生の仕方は L の増加に対して非線形に変化した。以下では、代表して $T_{SSE}=5$ 年、 $r=0.5$ の場合の結果を示す。

まず $L=0.0626$ m、 0.0636 m の場合のブロックのすべり速度を図 8 (a), (b) に示す。これらの場合に地震はつねに一定間隔で発生し、断層タフネスの変化にもかかわらず地震の発生周期 T は 85 年に固定されたままであった。興味深いことに T は SSE 発生周期のちょうど整数倍 (85 年 = $17T_{SSE}$) であり、地震の周期が SSE 周期に引き込まれる同期現象が起きていることが分かる。また直近の SSE から地震発生までの時間 t_Q はそれぞれ 2.30 年、4.75 年と一定値をとる。地震が SSE とは異なるタイミングで発生し、一見すると SSE と同期しているとは見えなくとも、その周期は SSE に影響を受けているのである。

さらに L が大きくなり $L=0.0642$ m になると (図 8 (c)), 2 種類の地震発生間隔 $T_1=88.53$ 年、 $T_2=86.48$ 年が交互に現れるようになる。 t_Q も 2 種類の値 $t_{Q1}=0.13$ 年、 $t_{Q2}=3.65$ 年が交互に現れ、2 種類の地震を交互に繰り返す。このとき地震の発生パターンは $T_1+T_2=35T_{SSE}$ (SSE 周期の整数倍) の周期で繰り返しており、この場合も地震は SSE に同期していると言える。

より広い範囲の L について調べると (図 9 (a)), 発生周期 $T=17T_{SSE}$ は先に示した $L=$

0.0626 m、 0.0636 m を含むある区間の L で現れ、 $T=18T_{SSE}$ 、 $19T_{SSE}$ と地震が SSE 周期の整数倍の一定周期で発生する区間 (レジーム I) が順々に現れる。またレジーム I 以外では $L=0.0642$ m のように複数の地震発生間隔を持ちながらも一定の地震発生パターンを繰り返す (レジーム II)。図 9 に示したすべての L で、レジーム I もしくは II のどちらかとして、つねに地震は SSE に同期している。この周期同期は SSE の制御パラメータの広い範囲において観察され、 $T_{SSE}=1$ 年、 $r=0.1$ という一回の SSE サイズが小さい場合であっても確認できた。

SSE なしの一定速度載荷では発生周期 T_0 が L に比例して増加するのに対して、SSE 載荷下で各 L における平均地震発生間隔 \bar{T} は L の増加に対して非線形に振る舞い、レジーム I と II を交互に繰り返しながら階段状に増加する。われわれは断層が強いと地震の再来間隔が長くなると思っているが、この結果は SSE の周期性という外部要因によってそこから少し外れることを意味し、興味深い結果である。

最後に SSE に対する地震の発生タイミングの予測性について考えてみる。周期は同期しても地震の発生タイミングは必ずしも SSE と一致しない。直近の SSE からの地震発生の時間遅れは 0 から T_{SSE} のとりうる全範囲に広く分布し (図 9 (b)), 地震が SSE 直後に多い (t_Q 小) という傾向もみられない。単一の SSE を考えるときには、

SSEによる応力荷重が地震の発生時刻を早める効果によってSSE直後の地震発生確率の増加が期待されるが、周期的SSEを考えるとその効果が消えてしまう。

今のところ、本稿の冒頭で述べたGuerreroの事例のように明確な時空間的関連性が認められないかぎりSSEと地震の同期を論じるのは困難である。今後データの蓄積が進めば、SSEや地震活動から実際に同期現象が見つけれられるかもしれない。

5. おわりに

プレート境界で発生する巨大地震震源域の周りでは、さまざまなサイズの地震やSSE等のすべり現象が観測される。これらの相互作用によって、巨大地震の誘発や巨大地震震源域のプレート間固着状態の変化が起こる可能性がある。また巨大地震近くのすべりイベントの活動状況は固着状況を反映していると思われる。これらを調べることで巨大地震発生機構の解明そして巨大地震発生予測につながる可能性がある。

ECSは、観測されるすべり現象を再現し、そのシミュレーション結果を解析することで、現象の背景にあるメカニズムを紐解くことを試みる。ECSによる事例研究を重ねることで、すべり相互作用の結果起こる、巨大地震を含む断層上のすべりの挙動を明らかにすることが期待される。

本稿で紹介した東北地方太平洋沖地震や南海トラフ前駆的すべりのECSモデルでは、巨大地震の発生を促進するようなイベントが近くで起きても地震発生領域における歪み蓄積状態が十分でなければ地震は発生しなかった。この場合のように決定論的に巨大地震の発生を捉えることができないとしても、多数のECS計算の実施によって統計的に取り扱うことで、地震発生確率を考えることができる可能性がある。

以上のような物理モデルに依拠した地震発生予測を実現するには、現行のECSモデルをよりもっともらしいものに更新していくことが重要である。現在ECSではさまざまに単純化されたモ

デルが用いられているが、現在モデルに組み込まれていない効果でも重要な効果は存在する可能性があり、ECSで扱える効果を増やしていく必要がある。本稿3章のECS計算手法の高度化研究はこの観点から行われたものである。また根本的には、地下の断層の摩擦パラメータが未知であるという大きな問題がある。これに対してデータ同化手法によりデータから摩擦パラメータを求める取り組みが始まっており、今後の発展が期待される。

参考文献

- Ando, R. and Okuyama, S. 2010. Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L10308.
- Dieterich, J.H. 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **84** (B5), 2161-2168.
- Hackbusch, W. 1999. A sparse matrix arithmetic based on H-Matrices. Part I: Introduction to H-matrices. *Computing*, **62**, 89-108.
- Kame, N. and Kusakabe, T. 2012. Proposal of extended boundary integral equation method for rupture dynamics interacting with medium interfaces. *J. Appl. Mech.*, **79**, 03107.
- Kato, N. 2003. A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 17-25.
- Linde, A.T. and Sacks, I.S. 2002. Slow earthquakes and great earthquakes along the Nankai trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 265-275.
- Nakata, R., Hori, T., Hyodo, M. and Ariyoshi, K. 2016. Possible scenarios for occurrence of M-7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation. *Sci. Rep.*, **6**, 1-10.
- Nakatani, M. 2001. Conceptual and physical clarification of rate and state friction: frictional sliding as a thermally activated rheology. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **106** (B7), 13347-13380.
- Ohtani, M. and Hirahara, K. 2015. Effect of the Earth's surface topography on quasi-dynamic earthquake cycles. *Geophys. J. Int.*, **203**, 384-398.
- Ohtani, M., Hirahara, K., Hori, T. and Hyodo, M. 2014.

- Observed change in plate coupling close to the rupture initiation area before the occurrence of the 2011 Tohoku earthquake: implications from an earthquake cycle model. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1899–1906.
- Ohtani, M., Hirahara, K., Takahashi, Y., Hori, T., Hyodo, M., Nakashima, H. and Iwashita, T. 2011. Fast computation of quasi-dynamic earthquake cycle simulation with hierarchical matrices. *Proc. Comp. Sci.*, **4**, 1456–1465.
- Ohtani, M., Kame, N. and Nakatani, M. 2019a. Nucleation of characteristic earthquakes in simulated cycles involving deep huge slow slip events. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **124**, 1822–1837.
- Ohtani, M., Kame, N. and Nakatani, M. 2019b. Synchronization of megathrust earthquakes to periodic slow slip events in a single-degree-of-freedom spring-slider model. *Sci. Rep.*, **9**, 1–9.
- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V. and Campillo, M. 2016. Triggering of the 2014 Mw 7.3 Papanaoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nat. Geosci.*, **9**, 829–833.
- Rice, J.R. 1993. Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *J. Geophys. Res.*, **98** (B6), 9885–9907.
- Yoshida, S., Nakatani, M. and Kato, N. 2013. Recovery of plate coupling at a ruptured asperity. *J. Geophys. Res.*, **118**, 2154–2163.

大谷真紀子

[おおたに まきこ]

現職 東京大学地震研究所助教. 博士 (理学)

略歴 京都大学理学部卒業. 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻地球物理学分野博士課程修了. 産業技術総合研究所 (研究員) を経て 2019 年より現職

研究分野 地震学, 震源物理



振興会本部の地震観測網 (AN-net, AS-net, AK-net, AG-net, 宮城・福島観測網)

公益財団法人地震予知総合研究振興会本部では、以前から東北大学や鹿児島大学との共同研究で大学の観測点として地震観測点を持ち、長期にわたり観測を行ってきたが、新規に2009年度から宮城・福島地区に6観測点、長岡地区に40観測点(AN-net)¹⁾を整備し、振興会本部で運用を始めた。2011年の東北地方太平洋沖地震で福島県大熊町の観測点が帰宅困難地域内に入り休止観測点となったが、2013年から2014年度にかけて青森北部から函館地区に36観測点(AS-net)²⁾、2018年度に薩摩川内地区に15観測点(AK-net)³⁾、2019年度に九州北部地区に23観測点(AG-net)⁴⁾が展開され、2022年4月現在、全部で119点の観測網を運用している。これらの観測網は周辺域の微小地震の観測を行うために地中の速度計を中心に構成され、既存の他機関の観測点を補完するよう

に配置されている。観測点の分布を図1に示す。得られた観測データは、2014年9月に締結された「地震に関する観測データの流通、保存及び公開についての協定」(以下協定書)に従って関係機関に送られている。観測点の一部は2017年12月から気象庁の一元化処理震源の観測点として使われており、2022年4月現在、図1の赤丸に示す46観測点の速度計の読み取り値が気象庁のカタログに載っている。

2022年4月現在の各地区の観測点の状況、設置されている機器の仕様および公開開始日等を表1に示す。それぞれの観測網内ごとの設置機器は統一されているが、構築された時期および調査対象の差異により、観測網間では仕様が違う機器が入っている。なお、全観測網において速度計および加速度計はすべて100Hzで収録されているが、九州の2観測網に入っている

表 1 公益財団法人地震予知総合研究振興会本部観測網の機器仕様

観測網	宮城・福島 観測網	長岡観測網 (AN-net)	下北観測網 (AS-net)	川内観測網 (AK-net)	玄海観測網 (AG-net)
観測点数	5観測点	40観測点	36観測点	15観測点	23観測点
一元化点	5観測点	4観測点	20観測点	5観測点	12観測点
光回線	5観測点	40観測点	32観測点	5観測点	12観測点
加速度 センサー	地中	地中および地表	地中	地表	地表
	航空電子 JA-40GA (MAX 4G)	航空電子 JA-40GA (MAX 4G)	航空電子 JA-40GA (MAX 2G)	Nanometrics Titan	Nanometrics Titan
計測 ロガー	計測技研 HKS-9200	計測技研 HKS-9200	白山工業 LS-7000XT	計測技研 HKS-9300	計測技研 HKS-9300
その他 センサー	Lennarts LE-3Dlite MkII	Lennarts LE-3Dlite MkII	Lennarts LE-3Dlite MkII	Lennarts LE-3Dlite MkIII	Lennarts LE-3Dlite MkIII
		Trimble NetR5 (20点)		Nanometrics Trillium Compact 120s	Nanometrics Trillium Compact 120s
公開開始	2010/11/01	2010/11/01	2014/09/30	2018/04/01	2019/04/01

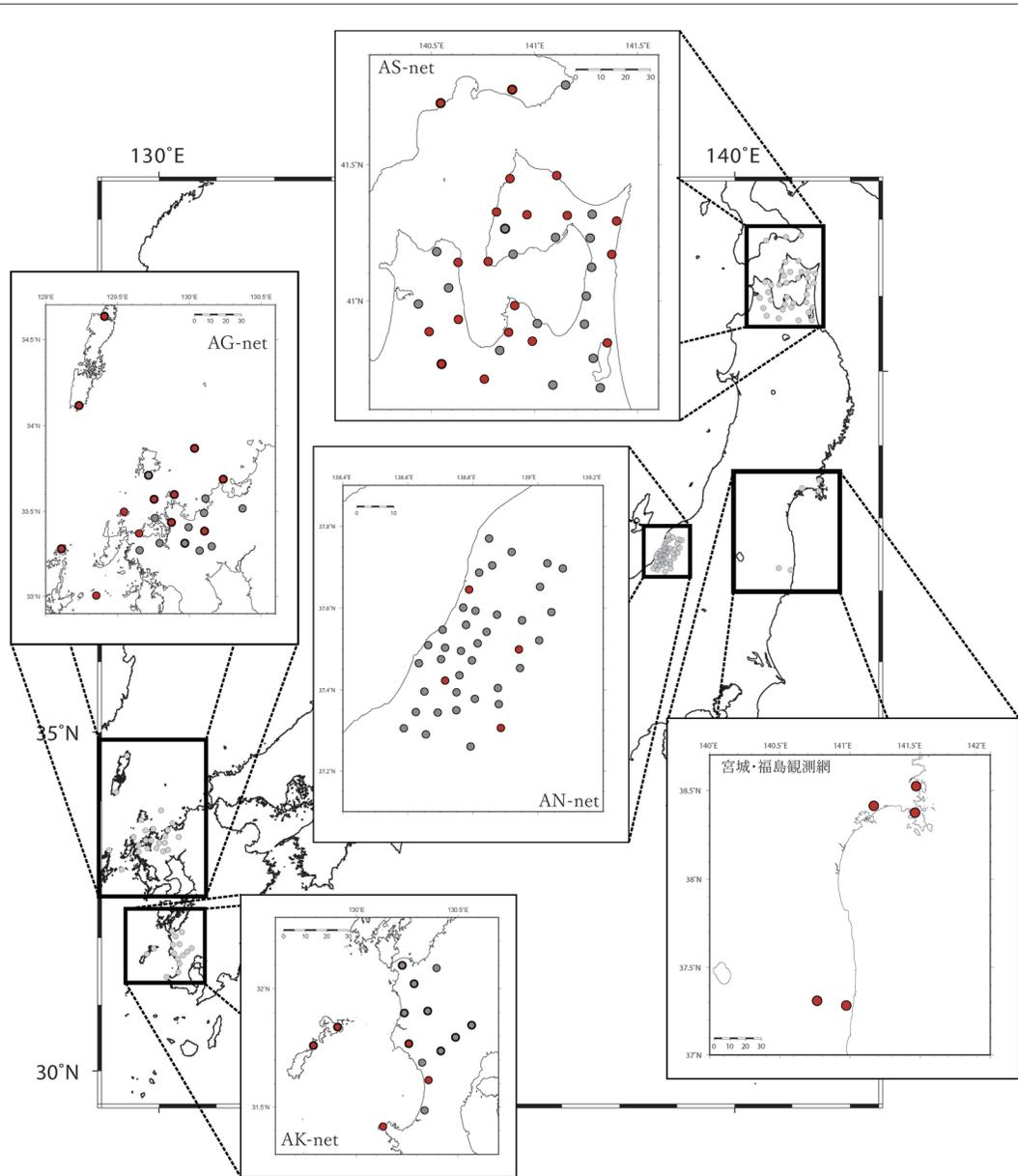


図 1 2022 年 4 月現在，協定書でデータが流通している（公財）地震予知総合研究振興会本部の観測点分布。赤丸は一元化処理震源の読み取りに使用されている観測点

広帯域地震計は 20 Hz で収録されている。各観測点への通信は光回線を基本としているが，光回線が引けない場合は携帯回線経由でデータを送信している。各観測点のデータはいったん振興会本部に集約された後に速度計のデータおよび一部の加速度計のデータは東大地震研経由で

全国に流通されている。全国流通しているデータに関しては防災科研の Web ページからデータをダウンロードできるようになっているが，全国流通していない観測点のデータについても振興会本部まで連絡していただければ使用することができるので，有効に活用していただきたい。

参考文献

- 1) 関根秀太郎・澤田義博・佐々木俊二・阿部信太郎・田澤芳博・土方勝一郎・西村 功・植竹富一, 2010, 長岡平野西縁断層帯における微小地震観測網の構築, *日本地震学会秋季大会講演予稿集*, D11-08.
- 2) 関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島 浩, 2014, 下北半島周辺における微小地震観測網の構築, 「*日本地球惑星科学連合 2014 年大会講演予稿集*」, STT57-P09.
- 3) 中元真美・澤田義博・笠原敬司・パナヨトブロス ヤニス・関根秀太郎, 2018, 南九州川内地域周辺における高密度地震観測網 (AK-net) の構築, *日本地震学会秋季大会講演予稿集*, S02P-01.
- 4) 中元真美・澤田義博・笠原敬司・パナヨトブロス ヤニス・関根秀太郎・阿部信太郎, 2019, 九州北西部陸域から玄界灘周辺における高密度地震観測網 (AG-net) の構築, *日本地震学会秋季大会講演予稿集*, S02P-06.
関根秀太郎 (地震予知総合研究振興会)

IPFx 法 (拡張 IPF 法) による緊急地震速報の高度化

山田真澄

1. はじめに

緊急地震速報は、地震波形データを迅速に解析し、強い揺れが届く前に地震の発生を知らせる警報システムである。気象庁は、2016年に新しい震源解析手法を緊急地震速報に導入した。この手法はIPF (Integrated Particle Filter) 法と呼ばれ、同時に複数の地震が発生したときにP相を分離する機能を備えている (溜渕ほか, 2014; Liu and Yamada, 2014; Wu *et al.*, 2015)。この手法の導入により、複数の地震が同時に発生したときにうまく分離することができるようになり、2011年東北地方太平洋沖地震以降問題となっていた地震多発時の震源決定精度が大きく向上した。

現在のIPF法は、各観測点で計算されたトリガ情報を入力として使用するため、トリガ情報をサイトで計算できる気象庁の地震観測網のみを使用している。しかしながら、リアルタイムのデータを利用できる防災科学技術研究所のHi-net観測網は使用されていない。観測網を統合して利用することができれば、より早く地震を検知し、震源決定の精度を向上させることができると考えられる (山田ほか, 2014)。本稿では、IPF法を他の地震観測網にも適用できるように拡張したIPFx法 (拡張IPF法) を紹介する。

IPFx (Extended Integrated Particle Filter) 法は、地震波形を2段階で処理する。第1段階 (単点プロセス) では、連続波形からP波到達時刻と振幅の情報を抽出する。第2段階 (ネットワークプロセス) では、複数の観測点からの情報を蓄積し、ベイズ推定に基づいて進行中の地震の場所と大きさを推定する。IPFx法は、連続波形を入力とするので、多くの地震観測網に適用可能であり、日本国内だけでなく海外の地震観測網に

も展開できる可能性がある。

なお、3章と4章はきわめてテクニカルな内容のため、専門外の読者はこの2章は飛ばしてください。

2. IPFx法 (拡張IPF法) とIPF法の違い

IPFx法は、IPF法を改良し、さまざまな地震観測網にも容易に適用できるように拡張した手法である。IPFx法は単点プロセスとネットワークプロセスの2つのステップに分かれている (図1)。単点プロセスではトリガ検知のほか、振幅情報やリアルタイム震度といった観測点ごとの特徴量を計算する。ネットワークプロセスでは単点プロセスの情報を利用して震源推定を行う。

IPF法とIPFx法の主な違いは、単点プロセスを観測点で行うか、中枢サーバで行うかという点である (図1)。IPF法は既存の気象庁観測網を利用しているため、観測点ごとにトリガ情報を計算し、圧縮された情報を中枢サーバへ送っている。これに対し、IPFx法は連続波形から中枢サーバでトリガ情報を計算する。中枢サーバで計算するメリットは、入力が連続波形となるので、他の多くの観測網に適用可能なことである。また、トリガ方法を容易に変更できるので、観測網ごとに最適化されたトリガ情報を計算することができる。

現行のIPF法は、誤トリガを減らすため、やや高めの閾値でトリガ検知を行い、一点検知したらずぐにイベント検出として震源推定を開始する (溜渕ほか, 2014)。一方、IPFx法はP波をなるべく見逃さないためにトリガレベルを下げて信号への感度を高くしている。その代わりに、近傍の観測点で形成されるトリガグループを導入し、グループ内で複数観測点が同時にトリガした場合のみイベント検出を行い、ノイズでイベント検出

されるのを防いでいる。

IPF_x法はネットワークプロセスにも改良を加えている。震源決定の計算コストを減らすため、最初にトリガされた観測点の周辺の観測点で形成される震源推定グループを定義しておき、グループ内の観測点のみを震源決定に使用する。また、イベントを保留地震、進行中地震、収束地震の3つのカテゴリに分け、新しいトリガが検出されたときには、震源推定グループに従って、どのカテゴリの地震に属するかチェックし、震源を更新する。

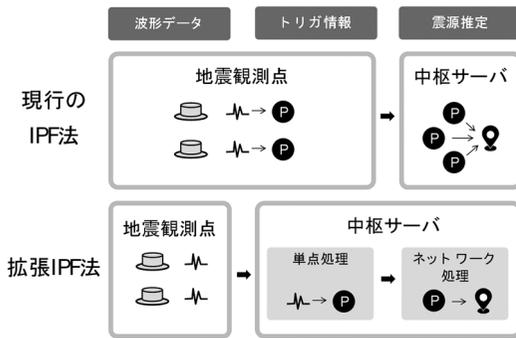


図1 現在のIPF法とIPF_x法の違いを表した模式図。現在のIPF法では地震観測点で波形データからトリガ情報を計算するのに対し、IPF_x法では中枢サーバでトリガ情報を計算する

3. IPF_x法-STEP 1: 単点プロセス

本節では観測点ごとに処理を行う単点プロセスの処理方法を詳細に説明する。

3.1 データ入力

単点プロセスの入力データには、日本で一般的に使われているWINデータを標準出力するプログラムshmdumpの出力と同じフォーマットを利用している。他の形式で伝送されるデータやアーカイブされたデータも、同じ1秒ごとの出力フォーマットで出力すれば単点プロセスのプログラムで処理することができる。

3.2 P相の検出

P波の検出には、 T^{pd} 法を利用する(Hildyard *et al.*, 2008; Hildyard and Rietbrock, 2010)。この手法は、STA/LTA法と同様に地震波形の短周期成分と長周期成分の比を用いる。この手法の特徴は、比を安定化させるために分母にある定数を足すことにある。この比は、地震波形が到達したときに大きく変化する性質を持っており、閾値を設定してP波を検出する。 T^{pd} 法はSTA/LTA法よりも、ノイズレベルと地震波形を区別するのに優れており、同じデータセットでテストした場合、ターゲットとする地震のP波をより多く検

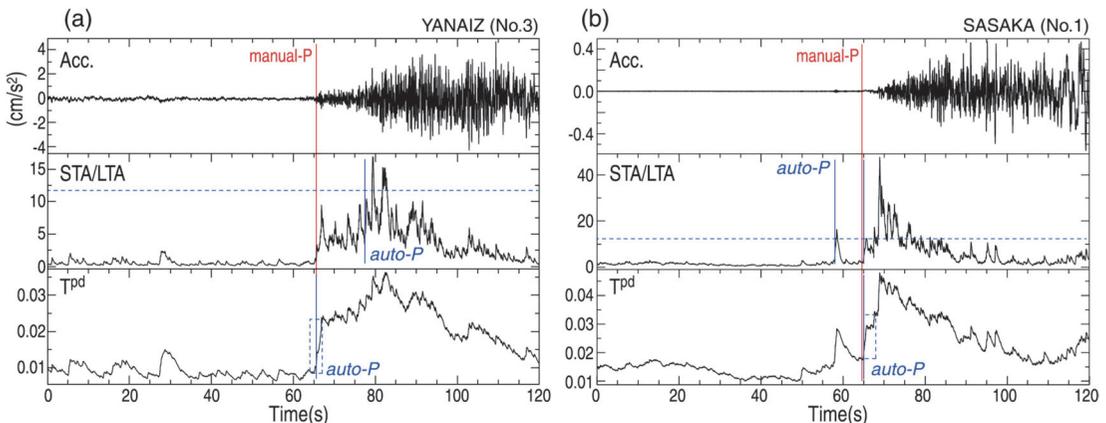


図2 ノイズレベルの高い観測点の加速度波形と、STA/LTAおよび T^{pd} 波形。手動検出と自動検出のP波到達時刻を縦線で示している。閾値を一定にするとSTA/LTAは(b)の波形でノイズを拾ってしまう。(a) 東北地方太平洋沖地震のYANAIZ観測点、(b) 東北地方太平洋沖地震の最大前震(2011年3月9日)のSASAKA観測点

出し、誤トリガは少ない特徴があった（図2, Yamada and Mori, 2021). また、P波到着後比較的少ないサンプルでトリガをかけることが可能であり、P波到達後0.15秒（中央値）で検出することができた。これは、機械学習や赤池情報量基準（AIC）など、P波到着前と到着後のデータを両方必要とする手法よりも、より早くP相を検出できるというメリットがある。また、 T^{bd} 法は1サンプルごとに帰納的に計算できるので、計算コストが軽いという利点もある。 T^{bd} 法を適用する前に、5~10Hzのバンドパスフィルタをかけて、大地震直後のノイズを取り除いている。

3.3 振幅計算

トリガ情報のほかに、1秒ごとの3成分ベクトル和最大加速度、3成分ベクトル和最大速度、上下動最大速度、3成分ベクトル和変位（6秒フィルタ済）、上下動変位（6秒フィルタ済）、リアルタイム震度（功刀ほか, 2013）を計算している。このうち、上下動最大速度は震源決定に、それ以外の振幅値は主にマグニチュードの計算に利用している。

3.4 遠地フラグ

遠地地震は震源に対して観測点分布が極端に一方に偏っているので震源決定することがむずかしく、誤報を生み出す原因となりやすい。そこで、遠地地震と近地地震を区別するため、遠地フラグを利用する（Kuyuk *et al.*, 2014 ; Chung *et al.*, 2019）。毎秒ごとに0.375~0.75 Hzの上下動最大速度と6~12 Hzの上下動最大速度を計算し、長周期成分が大きければ当該観測点の遠地フラグをONにする。

3.5 データ出力

上で計算されたP相、振幅情報、遠地フラグの他に、観測点の死活情報、パケットロス、観測点でのデータ記録時刻（タイムスタンプ）、サーバでのデータ受信時刻を1秒ごとにTCP（Transmission Control Protocol）で次のプロセスへ送信する。

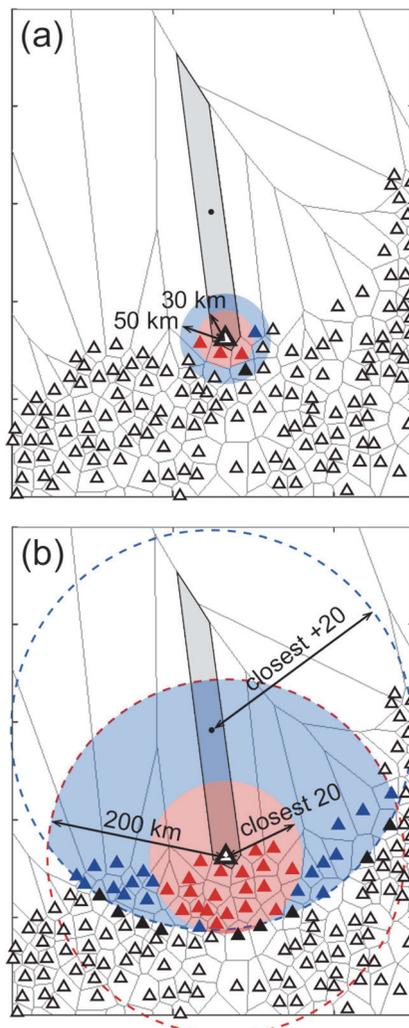


図3 観測点グループの概念図。三角は観測点で、多角形はボロノイセルを示す。(a) トリガグループ、(b) 震源推定グループ

4. IPFx法-STEP 2: ネットワークプロセス

本節では地震イベント検出から収束あるいは削除までの流れを詳細に説明する。

4.1 データ入力

STEP 1の単点プロセスで計算されたトリガ情報をTCPで受信する。1秒ごとに複数の観測点のトリガ情報をまとめて処理する。トリガ情報は、事前に定義された震源推定グループに従って、どの地震に属するかチェックし、震源推定に

参加する。

4.2 地震イベント検出

ノイズによる誤った地震イベント検出を防ぐため、イベント検出には近接した観測点グループ内で複数のトリガを必要とする。この観測点グループをトリガグループ (TrigGroup) と呼ぶ。IPFx法では、既存のいずれの地震イベントにも属さない新しいトリガは保留地震に分類される。

「保留地震 (Pending EQ : EQp)」は、地震の可能性があるが、まだ地震とは確定していないイベントを指す。1つ目のトリガが観測された後、そのトリガグループの中で合計3個 (観測点密度が低い場合は2個) のトリガが観測された場合には、保留地震は進行中地震となり、震源推定が開始される。保留地震はいつまでも新規トリガを待つわけではない。最初のトリガが観測された後、トリガグループ内のすべての観測点のP波通過時刻を経過しても新規トリガがない場合には、保留地震はノイズとみなされ削除される。

トリガグループには、半径30km以内のすべての観測点と、半径50km以内でボロノイセル (平面をどの点に最も近いかという関係で分割した領域) が隣接する観測点を含んでいる (図3(a))。トリガグループ内の観測点の数は、観測点密度によって異なる。観測網のノイズレベルが高い場合には、トリガグループ内の観測点の数を減らすとイベント検出の条件が厳しくなる。

4.3 地震イベントの震源推定

トリガグループの中で複数のトリガが検知された場合には、保留地震は進行中地震となる。計算負荷を減らすため、震源推定には最初にトリガされた観測点の震源推定グループ内の観測点のみ利用する。

「進行中地震 (Ongoing EQ : EQ)」とは、震源推定を行う地震イベントである。震源推定は、地震イベントが収束するか、キャンセル条件を満たして削除されるまで毎秒行われる。震源推定には、P波到達時刻とP波到達後5秒間の上下動最大速度が用いられる。震源推定の方法はIPF法と同様なのでここでは割愛する (溜瀧ほか, 2014; Wu *et al.*, 2015)。進行中地震の最大予測震度が緊

急地震速報発表の基準となる。

震源推定グループ (EstGroup) は、震源推定に利用する観測点のグループである。震源推定グループには、近傍の50観測点を選択した。観測点の選択方法は、第一トリガ観測点から近い順に20点、次に、第一トリガ観測点のボロノイセルの中心から近い順に20点、残りの10点は観測点分布の方位角が広くカバーされるように選んでいる (図3(b))。震源推定グループをあまりにも広く取りすぎると、ノイズや複数地震が混入したときに震源位置を誤ってしまう。一方で、方位角のカバレッジが悪いと、震源に対して観測点が一方向に偏ってしまい、震源推定の精度が悪くなる。このトレードオフを解決するために試行錯誤を繰り返し、最適なパラメータを調整した。

4.4 地震イベントの収束

進行中地震の震源推定が収束して変化がなくなったときには、震源推定を終了し収束地震となる。収束地震は、震源推定は行わないが、新しいトリガ情報がきたときに、収束地震で説明できるかどうかのチェックに利用される。

「収束地震 (Converged EQ : EQc)」は、震源推定は収束したが、まだ新しいトリガを生み出す可能性のある地震イベントである。進行中地震の推定震源が5秒間変化しなかったとき、かつ破壊が終了するのに十分な時間経過したとき (たとえば、M5以下の地震では30秒間) に進行中地震は収束地震となる。進行中地震が収束地震になったときには、もう震源推定は行われないので、現在のシステムではカタログとしてファイルに出力している。さらに時間が経過して地震波が全国に到達し新しいトリガを生み出す可能性がなくなったとき (たとえば、M3以下の地震では5分間) には、収束地震は削除される。

4.5 地震イベントのキャンセル

地震イベントの作成には複数のトリガを必要としているが、まれに複数のノイズが同時に発生したり、非常に小さな地震で数点しかトリガしなかったりする場合がある。進行中地震の精度を確認するための観測点グループをキャンセルグループとよび、第一トリガ観測点から近い順に20点

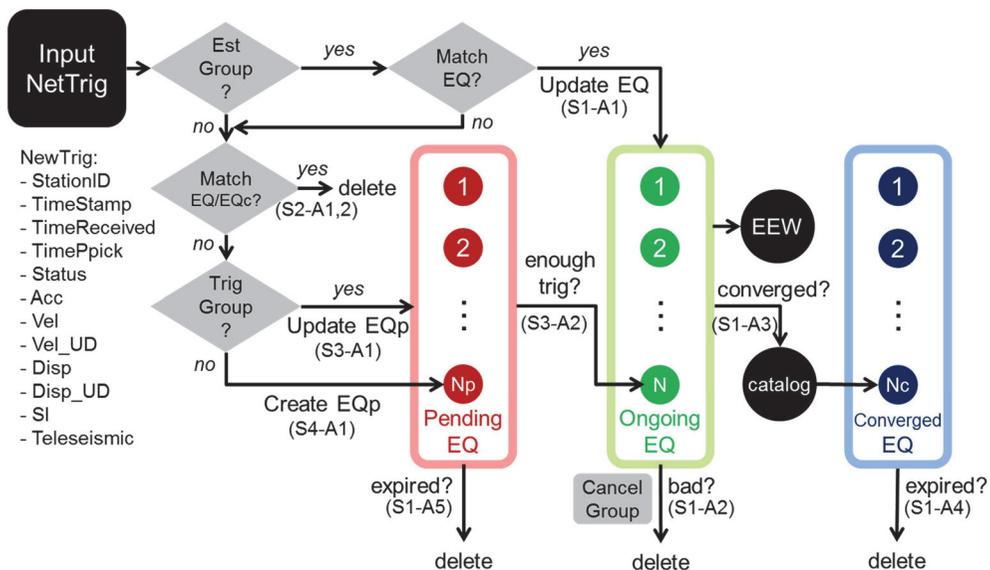


図 4 IPFx 法のネットワークプロセスで新しいトリガ情報 (NetTrig) を処理する流れ. S1-A1 などの記号は図 5 の疑似プログラムの Stage と Action の番号に対応する. 丸角枠内の丸印の数字はイベント番号を示す

とする.

キャンセルグループ内のトリガが 10 点未満だった場合, あるいは P 波到達時刻の RMS が 4σ 以上だった場合には, この進行中地震は不適切であるとみなして地震イベントを削除する. 削除されたイベントはカタログからは取り除かれるが, 削除する前に緊急地震速報の閾値を超えてしまった場合には, 警報は発表される. 地震イベントをキャンセルする目的は, 主に地震カタログを整理するためである.

4.6 遠地地震対応

遠地地震は時に内陸部の観測点をトリガすることがある. 遠地地震の地震波はほぼ鉛直に入射するので, 正確に震源決定を行うことはむずかしい. 遠地地震による誤った警報発表を防ぐため, 遠地フラグがキャンセルグループ内の観測点の半分以上上っているとき, かつ最大観測震度が 0 以下の場合にはこの地震を遠地地震とみなして緊急地震速報の対象としない.

4.7 データ出力

進行中地震が収束地震になったときには, 震源情報の更新はこれ以上行われないので, カタログ

としてファイルに出力している. ファイルには, 毎秒ごとの観測点のトリガ情報や振幅, 震源推定の情報などを詳細に出力している. これらの情報は主にバグチェックとプログラムの改良に使用されている.

4.8 ネットワークプロセスの流れ

ネットワークプロセスのフローチャートを図 4 に, 疑似プログラムを図 5 に示す.

新しいトリガが検知された場合には, P 相が既存の進行中地震で説明できるかどうかチェックする. 説明できる場合 (P 波振幅と P 波到達時刻が理論値の 3.5σ 以内) には, 震源推定グループ (EstGroup) に含まれているかどうか確認する. 含まれているときには, 震源推定に参加し (S1-A1, 図 5 の Stage と Action の番号), 含まれていないときには削除される (S2-A1).

新規トリガが進行中地震で説明できない場合には, P 相が収束地震で説明できるかどうかチェックする. 説明できる場合には, 削除される (S2-A2).

新規トリガが進行中地震でも収束地震でも説明できない場合には, 既存の保留地震のトリガ

Stage	Action	Input in EstGroup	Input not in EstGroup	EQp		EQ		EQc	Output
				existing	new	existing	new		
1) Update of EQp, EQ, and EQc with NewTrig in the EstGroup	1) Update EQ + resampling	trig				update			
	2) EQ bad?					delete	→	→	Deleted EQ
	3) EQ converged?					remove	→	create	EQ catalog
	4) EQc expire?							delete	
	5) EQp expire?			delete					
2) Check NewTrig not in the EstGroup	1) NewTrig match EQ?		trig			check			
	2) NewTrig match EQc?		trig					check	
3) Create a new EQ	1) NewTrig in TrigGroup?		trig	check					
	2) EQp has enough Trig?			remove	→	→	create		
	3) Update new EQ	trig					update		
	4) NewTrig Match new EQ?		trig				check		
4) Create a new EQp	1) NewTrig create EQp		trig	→	create				
	1) NewTrig in TrigGroup?		trig		check				
5) Create a new EQ	2) New EQp has enough Trig?				remove	→	create		
	3) Update new EQ	trig					update		
	4) NewTrig match new EQ?		trig				check		

図 5 IPFx 法のネットワークプロセスの疑似プログラム

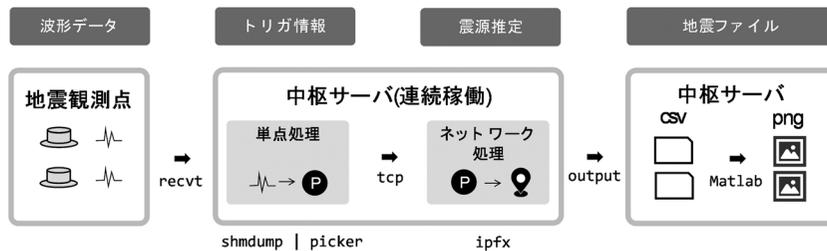


図 6 IPFx 法のプログラムの構造

ループに含まれているかチェックする (S3-A1)。トリガグループに含まれている場合には、保留地震に吸収され、地震イベント作成条件を満たしたときには保留地震は進行中地震となる (S3-A2)。イベント作成条件を満たさない場合には、さらに新しいトリガが発生するのを待つ。新規トリガが既存の保留地震のトリガグループに含まれていないときには、新しい保留地震を作成する (S4-A1)。

以上のように、新規トリガは進行中地震や収束地震に吸収・削除されるか、保留地震として近傍観測点のトリガが到着するのを待つ。このように、新規トリガは保留地震、進行中地震、収束地震の3つのカテゴリのどれかに所属することにな

る。このP相のグルーピング (Phase association) が複数地震を分離する鍵となる。

5. プログラムの構造

IPFx 法のプログラムの入出力構造を図 6 に示す。IPFx 法は、単点プロセスのプログラムと、ネットワークプロセスのプログラムの2つから成り立っている。

単点プロセスの入力には、日本で一般的に使われている WIN データを標準出力するプログラム shmdump の出力と同じフォーマットを利用して

データを WIN system に入っている recvt というプログラムで受け、共有メモリに書きこむ。共有メモリから shmdump を利用してデータを読み出し、パイプラインを使って単点プロセスに受け渡す。単点プロセスとネットワークプロセスの間は TCP を利用してデータ通信を行う。ネットワークプロセスの出力（地震カタログ）は CSV ファイルに書き込まれ、Matlab を使って図化を行っている。

6. IPFx 法の精度評価

Yamada *et al.* (2021) では、2020 年の 10 カ月間にオンライン試験を行い、IPFx 法の精度検証を行った。図 7 は、気象庁の緊急地震速報と、IPFx 法の震源誤差、マグニチュードの誤差、最大予測震度の誤差を示している。震度 3 以上を観測した中規模の地震に関しては、気象庁の緊急地震速報の震源推定とほぼ同等の結果を得ることができた。

IPFx 法によって大きく改善した点は、より規模の小さい地震を精度よく検知できるようになったことである。IPFx 法では、気象庁の一元化震源カタログと比較して、マグニチュード 3 以上のほぼすべての地震を検知することができた。このようなやや小さい地震は一見緊急地震速報とは関係がなさそうに見えるが、実は緊急地震速報の精度向上に大きく関わっている。現在の緊急地震速報では、警報発表基準を超える大きな地震はほぼ見逃しなく検知することができる。ところが、警

報基準を超えないやや小さめの地震で震源決定がうまくいかず、結果的に過大な予測をして不適切な緊急地震速報を発表する事例があった（たとえば、2020 年 7 月 30 日の鳥島沖の地震など）。図 8 には、この鳥島沖の地震の IPFx 法の解析結果を示している。気象庁の緊急地震速報では震源を 400 km ほど誤って推定し過大なマグニチュードとなったが、IPFx 法では精度よく規模と場所を推定することができた。したがって、緊急地震速報の不適切な発表を回避するためには、やや小さめの地震も精度よく決定することが大切である。

また、IPFx 法によって地震検知までの時間も大幅に改善された。IPFx 法は、複数の観測網を統合して処理しているため、結果的に観測点密度があがり、地震検知までの時間が早くなるのは当然の結果である。図 9 に示すように、第一報発表までの時間は平均 5 秒早くなった。

7. IPFx 法の課題と今後

IPFx 法は、日本のように高密度に観測点があり、ノイズレベルが非常に低く高品質なデータを観測できる場合に特に有効な手法である。IPFx 法にかぎらず他の多くの震源決定手法に当てはまることであるが、ノイズが多い地震観測網では震源決定の精度が低下する。特に、第一トリガ観測点がノイズによってトリガされ、周辺で実際に小地震が発生した場合には、P 波とノイズの組み合わせによって震源決定が行われてしまう。また、第一トリガ観測点在实际には震源の最近傍ではな

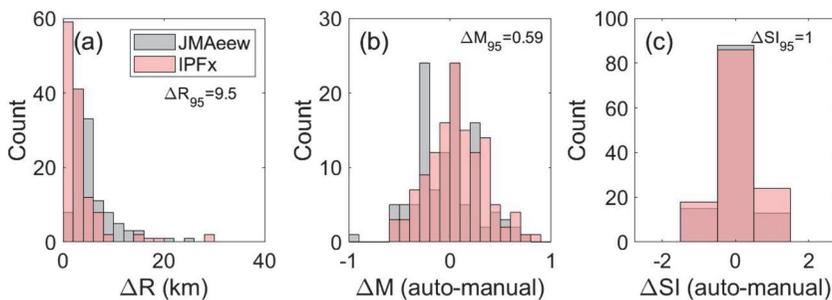


図 7 気象庁の緊急地震速報 (JMAeew) と IPFx 法の (a) 震源誤差, (b) マグニチュードの誤差, (c) 最大予測震度の誤差

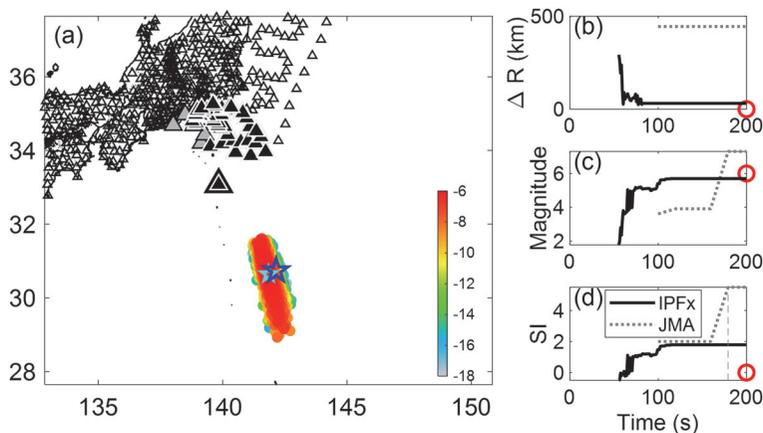


図 8 2020 年 7 月の鳥島沖の地震の震源推定. (a) 水色の星印が推定された震源の位置を示し、青色の星印が実際の震源の位置を示しており、うまく推定できていることが分かる. 丸印の色は震源の確からしさを示し、三角は観測点の位置を示す (黒色と灰色は震源推定に参加した観測点、黒色はトリガあり、灰色は未トリガ、白色はそれ以外の全観測点). (b) 最終的な震源と推定された震源の距離, (c) 推定されたマグニチュード, (d) 推定された最大震度. 赤丸はカタログの値

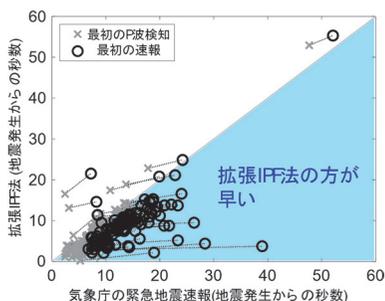


図 9 2020 年 1~10 月に発生した震度 3 以上の地震について、気象庁の緊急地震速報と IPFx 法の速報発表時刻の比較. ほとんどの地震で IPFx 法のほうが早く速報を発表できている

かった場合にも震源決定の精度は低下する. 特に、遠地地震や深発地震などで震源近傍の観測点がトリガせず内陸の観測点がトリガした場合、正確な震源決定は非常に困難である. 遠地地震や深発地震ではほとんど緊急地震速報を発表しないので、これらのイベントは遠地フラグで区別している.

IPFx 法は連続波形記録を入力として使用するので、他の地震観測網にも利用することができる. 現在、海外の地震観測網に IPFx 法を適用して試験を行っている. これらのデータは日本の地震観測網よりもノイズが含まれていることが多い. そのため、いくつかの工夫を行っている. 具

体的には、トリガの閾値をあげたり地震イベントを作る条件を厳しくするなどして、ノイズによって地震イベントが作られにくいように調整している. また、震源推定グループに属する観測点数を減らして、遠方の観測点のノイズが加わるリスクを減らしている. また、複数観測点で処理することが前提なので、鳥島部などの完全に独立した観測点は震源推定から取り除いたりしている. このように、他の観測網に適用する際には、データの品質に合わせてパラメータを調整している.

今後の課題として、ノイズが混入したときに識別できるような仕組みを導入したいと考えている. 波動伝播と比較して整合的でないデータを検知できれば、震源決定の精度を向上できると考えている.

8. まとめ

本稿では、新しく開発した震源決定手法、IPFx 法 (拡張 IPF 法) について詳細に解説を行った. IPFx 法は、IPF 法を改良してさまざまな地震観測網に容易に適用できるように拡張した手法であり、IPF 法のユニバーサル版である. 特に、複数の地震が同時に発生したときに P 相を分離して震源を決めるのに優れている. また、イ

ベント検出に複数トリガを導入したりトリガ閾値を調整することにより、ノイズに強く、より小さい地震まで精度よく震源決定ができるようになった。この手法は、計算負荷を軽くするように工夫されており、一般的な計算機でも3,000チャンネル以上のデータをデータ長より短い時間（1秒のデータを処理するのに1秒以下）で処理できる。

新しく開発したIPF_x法は、さまざまな地震観測網のデータに適用することができるので、日本の地震観測網だけでなく海外の地震観測網にも利用することができる。緊急地震速報は世界の地震大国で注目が高まっており、日本のシステムを海外へ展開させる可能性を秘めている。

謝辞

IPF_x法の開発には、気象研究所の溜瀡功史博士および統計数理研究所のStephen Wu博士に多大なご協力をいただきました。また気象庁および防災科学技術研究所の地震波形データを利用させていただきました。記して謝意を表します。

参考文献

- Chung, A. I., Henson, I. and Allen, R.M. 2019. Optimizing earthquake early warning performance: Elarms-3. *Seismol. Res. Lett.*, **90**, 727-743.
- Hildyard, M.W., Nippres, S.E. and Rietbrock, A. 2008. Event detection and phase picking using a time-domain estimate of predominate period T^{pd} . *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 3025-3032.
- Hildyard, M.W. and Rietbrock, A. 2010. T^{pd} , a damped predominant period function with improvements for magnitude estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 684-698.
- 切刀 卓・青井 真・中村洋光・鈴木 亘・森川信之・藤原広行. 2013. 震度のリアルタイム演算に用いられる近似フィルタの改良. *地震第2輯*, **65**, 223-230.
- Kuyuk, H.S., Allen, R.M., Brown, H., Hellweg, M., Henson, I. and Neuhauser, D. 2014. Designing a network-based earthquake early warning algorithm for California: Elarms-2. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104**, 162-173.
- Liu, A. and Yamada, M. 2014. Bayesian approach for identification 451 of multiple events in an early warning system. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104**, 1111-1121.
- 溜瀡功史・山田真澄・Wu, S. 2014. 緊急地震速報のための同時多発地震を識別する震源推定手法. *地震第2輯*, **67**, 41-55.
- Wu, S., Yamada, M., Tamaribuchi, K. and Beck, J. 2015. Multi-events earthquake early warning algorithm using a Bayesian approach. *Geophys. J. Intern.*, **200**, 791-808.
- Yamada, M. and Mori, J. 2021. P-wave picking for earthquake early warning: refinement of a T^{pd} method. *Geophys. J. Intern.*, **228**, 387-395.
- 山田真澄・溜瀡功史・Wu, S. 2014. 高精度・高速の緊急地震速報を目指して—気象庁観測網とHi-netの統合処理—. *日本地震工学会論文集*, **14**, 21-34.
- Yamada, M., Tamaribuchi, K. and Wu, S. 2021. IPF_x: extended integrated particle filter method for achieving high-performance earthquake early warning system. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **111**, 1263-1272.

山田真澄

[やまだ ますみ]

現職 京都大学防災研究所 助教

略歴 2007年米国カリフォルニア工科大学 Ph.D. 課程修了。京都大学次世代開拓研究ユニット助教を経て2011年より現職

研究分野 地震学, 地震工学



観測地震学から地震防災学への橋渡し

平田 直

1. はじめに

日本は、これまで繰り返し、地震、火山噴火、台風などによる大きな災害にみまわれ、そのたびに、法的な体系やそれに基づく行政的な制度などが整えられてきた。筆者が大学院に進学した1978年は、当時は気が付いていなかったが、今から考えると大きな節目を迎えた年であった。

この1978年に、東海地震の予知を前提とした大規模地震対策特別措置法（以下、大震法）とそれに関連する諸制度が制定された。まだ発生していない災害に対応するための枠組みとして、他に例を見ないものであった。この制度は、2017年9月26日に中央防災会議の専門調査会「防災対策実行会議」の「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ」が新しい防災対応のあり方についての報告書¹⁾をまとめ、それを受けて当面の国の方針が示され、大きく変更された²⁾。筆者は、このワーキンググループの主査として、内閣府特命担当大臣（防災）に報告書を手交した。

小論では、個人的な経験に基づいて、観測地震学から研究を始めた地震研究者が地震防災に関わった経緯と意義について考えてみる。

2. 観測地震学：地震の研究手法

自然科学の研究には、大きく分けて理論的な研究と実験的な研究がある。地震学では、さらに、観測に基づく研究が重要である。

筆者は、大学院で浅田 敏先生、佐藤良輔先生

に師事し、修士課程では複素関数論と数値計算に基づいて理論地震記象を計算する研究を行った。当時の研究室には、理論的な研究を行う研究者と、陸上や海底で観測を行う研究者とが、理論、観測、実験の手法の違いを超えて活発に議論する気風があふれていた。筆者は、博士課程に進学した後は、海底地震観測による研究を行った。

2.1 観測点のない場所での観測：海域での観測

当時の研究室では、浅田 敏先生、金沢敏彦先生、北海道大学の島村英紀先生が精力的に海底での観測を進め、海底地震観測の黎明期ともいえる状況であった。海底地震観測は、当時、ロープ係留式海底地震計（Tethered Type Ocean Bottom Seismograph、以下 T-OBS）から、自由落下・自己浮上式海底地震計（Pop-up Type OBS、以下 P-OBS）へと転換する時期であった。言うまでもなく日本は、多くの地震が日本海溝付近などの海域で発生していたが、海域での地震観測は非常に限られていた。当時、浅田 敏先生はよく、「だれも人のいない山の中で高感度の地震観測を3カ月頑張れば、立派な論文が書ける」と学生に話されていたが、だれも観測をしたことのない場所で観測して新しいデータをとることで新発見のできる時代であった。海底での地震観測は、まさにこの「だれも観測したことのない場所」であった。

初代の T-OBS は、地震計と記録装置を入れた耐圧容器を錨（アンカー）で海底に引っ掛けて海面の浮き（ブイ）とロープでつなぐ（ロープ係留システム）方式であったために、たとえば水深6,000mの深海底に地震計を設置するためには9,000mの係留ロープが必要で、ロープは観測船の甲板にうずたかく積まれていた。このロープを

全部海底に沈めるには、夜半に始めて朝までかかる。また、荒天時にはブイが流されて、走錨したり、ロープが破断したりすることで、地震計が喪失してしまう危険性もあった。その後、P-OBSが開発されて、観測時には装置がすべて海底にあるため観測期間中は天候に左右されることがなくなった。さらに、P-OBSは時限（タイマー）式の浮上装置がついていて、あらかじめ設定した日時・時刻になると、装置が海面に浮上する。設置は、船から海面に静かにおろして海底へ自由落下させ、回収時には浮上した装置（ガラスや金属の耐圧容器）を船上に回収するので、T-OBSに比べて遥かに短時間で効率的に観測できるようになった。これらの観測方法の革新は主として金沢敏彦先生たちが行ったわけで、筆者は、その装置を観測に使わせていただく恩恵を受けた。ただし、当時のP-OBSの最大の弱点は、あらかじめ設定された回収時刻に荒天となると、船でP-OBSを回収することができなくなることであった。現在では、タイマー式ではなく、船上からの音響呼び出し式のP-OBSが開発されて、観測機器を失うことがほとんどなくなった。筆者が学生のころは10台から20台のOBSを使った研究であったが、現在では100台を用いた観測が行われるようになってきた。

このような困難な観測によって得られたデータから有用な情報をできるだけ多く得る必要があった。当時は、日本海溝付近で微小地震が発生することは知られていたが、陸上の観測データからは、その分布、特に地震の深さを精度よく求めることがむずかしかった。海底地震計を用いて海溝付近で観測すれば、震源の深さも精度よく求めることができる。当時はあまり地震学では用いられていなかったベイズ法を用いた震源決定のアルゴリズム³⁾を開発して精度を上げた。筆者の博士研究では、このような発想で日本海溝付近の微小地震活動を調べ、日本海溝付近の微小地震は従来陸上の観測網データから考えられていたよりずっと浅いことが分かった。その後、研究対象の海域は

日本海や南シナ海などと変わり、地震活動だけではなく、地殻構造の研究によってテクトニクスの研究を進めた。日本海の西側にある日本海盆は「海」、真ん中の大和堆は「陸」、東側の大和海盆は「厚くなった海」というのが、筆者たちの解釈であった。

2.2 より広い範囲での観測

その後、1993年に東京大学地震研究所（以下、地震研）に移ってからは、陸上での観測研究を行うこととなった。最初の大きな出来事は1995年兵庫県南部地震（M7.3）の発生である。筆者たちは、全国の多くの地震研究者とともに、この地震の余震観測を行った⁴⁾。余震は、本震の震源断層の形状（長さ、幅、傾斜）を推定するために基本的な情報であったので、本震発生後なるべく早い時期に観測する必要があった。さらに、余震の時空間分布を精度よく求めることは、震源域で進行する応力の再配分を理解するために必要であった。さらに、余震活動をモニターすることで、大余震の発生を予測できれば防災上も役に立つ。

当時は、ちょうどインターネット技術（IP）が地震学に応用され始めた時期で、地震研の卜部卓さんの先進的な技術によって、全国の大学の地震観測データをリアルタイムで交換する仕組みができつつあった。筆者たちは、この技術を使って、京都大学防災研の観測網、地震研和歌山観測網、それに、震源域に展開された臨時観測点のデータを統合して、データを東京の地震研と宇治の防災研で解析できる体制を作った（図1）。この定常観測網と臨時観測網をIP接続して1つの観測網とするという手法は、その後の余震観測や、合同観測の標準的な手法となった。1996年には、衛星通信による地震観測テレメータシステムが開発され、全国約700観測点分のデータが衛星経由で集配信された⁵⁾。この仕組みにより、大学の地震観測網が固定電話回線から解放され、柔軟かつ経済的にデータを集配信できるようになった。現在では、光ケーブルを用いた地上インターネット網が整備されたため、衛星通信は一部の遠隔観測点

当時の最新技術: Internet Protocol 結合

→ 地域観測網と臨時観測網の結合

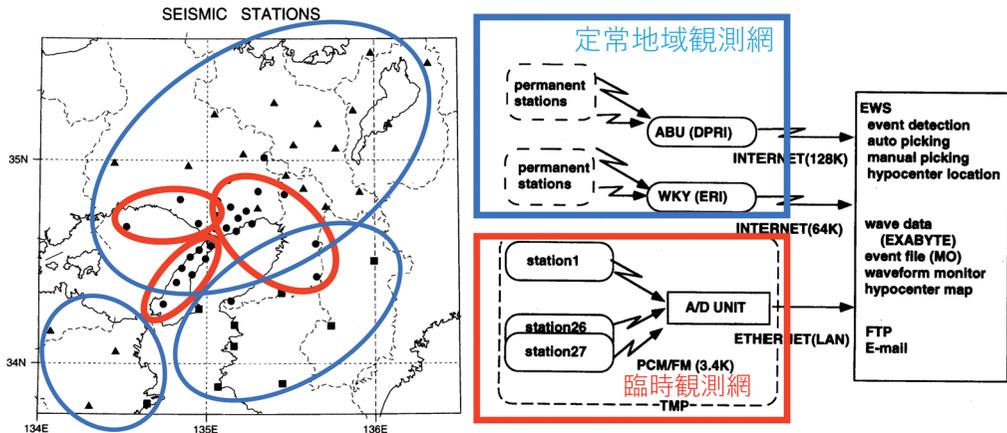


図 1 1995 年兵庫県南部地震の余震観測の概要

や臨時観測点で用いられるだけになった。

筆者は、IP 技術や新しいテレメータ装置を開発することには直接貢献できなかったが、周辺にそのような能力を持った研究者がいたことがたいへん幸いした。阪神・淡路大震災後に、国立研究開発法人防災科学技術研究所（防災科研）によって整備された高感度地震観測網（Hi-net）と、大学の観測網、気象庁の観測網は、基本的には、この余震観測で用いられたデータ統合の仕組みを発展させた形態でデータを流通させている。この仕組みで重要な win システムは、タイムスタンプ（時刻情報）付きのパケットデータの送信という、今では当然の考え方をト部さんが独自に開発して実装した点に先進性がある。Win フォーマットは、日本の地震連続データフォーマットの標準となっている。この、日本全国の研究者がどこからでも日本中の観測データをリアルタイムで利用できるシステムは、世界的にも日本独自の優れた観測・データ流通システムである（図 2）。

2.3 新しい空間密度：たくさんのセンサー

微小地震の研究から始めた筆者にとって、震源分布の推定（震源決定）と、地震波伝播の速さ分布（いわゆる、地震波速度構造）の研究を進める

統合された地震観測網

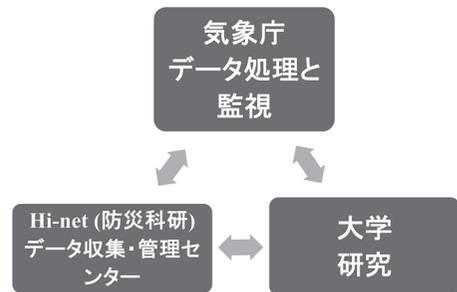


図 2 大学、防災科研、気象庁の役割

ために、観測点密度を上げることが本質的に重要であった。大学院で研究を始めたころには、観測点の数は数台から数 10 台であった。しかし、物理探査などで用いられている探鉱器では数百から数千チャンネルの観測機器が用いられて、高い空間分解能で地下のイメージングを行っている。当時から、地震研究の観測でもそのような多大チャンネルでの観測が行われるべきであると考えていた。そのためにも、現場で研究者が手作業で「組み立て」ていた観測装置を、筆者のような電気・機械工作の苦手な研究者でも簡単に使えるように改良する必要があった。当時は、観測現場で半田ごて

に配線する作業を厭わない研究者が多かったが、筆者はドライバーでネジを閉める作業もしないで観測ができないものかと思案していた。当時、すでに海底地震計はデジタル化され、波形がDAT (Digital Audio Tape) に記録されていた。この海底地震計の記録システムをお借りして、陸上用の観測装置を作ることにした。陸上用の観測装置では、すでにGPSの信号を時計として利用する技術は開発されていた⁶⁾ので、その考えを採用して記録の時刻精度の向上を目指した⁷⁾。それ以前は、記録装置の時計は、NHKの時報やJJY (長波の刻時信号) を波形記録と同時に記録して校正していたが、これがかなりの手間であった。新しく開発されたGPS時計付き地震観測大容量デジタルレコーダは、1995年兵庫県南部地震の余震観測やその後の構造探査実験で活躍した。当時は、GPS衛星の数が少ないのと、GPS受信機の性能がよくないので、衛星の電波を捕捉して正常に時計の同期がとれるのに、場合によっては数10分かかることがあり、たいへん苦勞した。1999年台湾集集地震の直後には、20台のDAT地震計を旅行用トランクと一緒に航空機に積み込んで台湾に持ち込み、余震観測を行った⁸⁾。その後、衛星の数が増え、GPS受信器の性能がよくなり、さらに、DAT自体も別の記録媒体に進化した。DATをData Acquisition Terminalと読み替えて使ってきた。さらに、デジタルデータの分解能を上げ、記録量を大きくして、全体を小型軽量化した装置を開発した⁹⁾。この装置は、2004年新潟県中越地震の余震観測のときに、ヘリコプターで運んで設置することができ、研究に貢献した。新潟県中越地震では非常に活発な余震活動が発生したが、これは、複数の震源断層が引き続き活動したことが、震源分布、地下構造の研究から分かった¹⁰⁾。

2.4 情報科学との連携：iSeisBayes

当初は、データの量が不足していたので観測点を増やすにはどうしたらよいかということが重要だった。多くの人たちの努力によって、現在では、

大学、防災科研、気象庁などが全国に2,000を超える定常観測点を運用し、さらに大きな地震の後には臨時観測点を設置して観測データを取得できるようになった。そうすると、今度は数10テラバイトからペタバイト規模の大規模データ (ビッグデータ) からいかに効率的に有用な情報を収集できるかという課題が生まれた。地震研の長尾大道さん、東京大学大学院情報理工学研究所の駒木文保さん、東北大学大学院工学研究科の野々村拓さんたちとJSTの戦略的創造研究推進事業 (CREST) 「計測技術と高度情報処理の融合によるインテリジェント計測・解析手法の開発と応用」研究領域の課題として、「次世代地震計測と最先端ベイズ統計学との融合によるインテリジェント地震波動解析 (2017年~2022年度)」を始めた。この研究では、最先端の情報科学と地震学を融合させる試みを行っている。たとえば、連続波形記録からノイズに埋もれた地震を自動的に検出する技術を機械学習の手法を取りいれて新しく開発した¹¹⁾。地震の自動検出以外にも、地震学の解析手法に新しい情報科学の成果を活用できる分野はたくさんあり、今後ますます力を入れていくべき分野である。

3. 防災地震学

筆者の専門分野は観測地震学であるが、この研究は結局社会のために役に立つのであろうか？。1960年代から始められていた「地震予知研究」については、1995年の阪神・淡路大震災、2011年東日本大震災の後、改めて、科学と社会との関係が議論された。地震予知研究は元来地震災害を軽減するために始められたが、地震発生機構の理解が進むにつれて、かえって地震予知の実現が困難であることが認識されてきた。そのため、地震予知のための研究は続けつつも、もっと基礎的な地震発生過程や地震発生場の研究に力が移っていった。筆者の研究はその典型かもしれない。しかし、改めて2度の大震災を経験して、地震予知

の研究は本来の「社会のための研究」あるいは「社会の中の研究」との位置づけを鮮明にする必要があった。これを端的に表現するならば、「災害科学の一環としての地震防災学」の必要性である。筆者の研究生活の後半では、多くの部分がそうした防災地震学として進められてきた。

3.1 地震予知のための研究

1965年から始められた「地震予知研究計画」は、その後「地震予知計画」に変更されて、5カ年ごとに計画が改定され、第7次計画まで進められてきた。1995年阪神・淡路大震災を経て、1999年からは「地震予知のための新たな観測研究計画」に変更された。地震予知計画では「長期予知」と「短期予知」の戦略で進めてきたものを、新たな計画では、「地震発生に至る準備過程」の理解、地震発生サイクルの全過程の理解を進めることで、地震予知を実現させるという戦略に変更された。さらに、東日本大震災後、計画の名称が「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」となり、地震予知計画当初に目指した災害軽減という旗をもう一度高く掲げた。筆者は、これらの研究計画の策定に関係してきた。特に、現在行われている観測研究計画の策定時には、科学技術学術審議会および同審議会測地学分科会の委員として参画した。現行の観測研究計画では、(1)地震・火山現象の解明のための研究によって現象の根本的な理解を進め、(2)地震火山噴火の予測のための研究を行い、(3)災害誘因予測と、(4)地震・火山噴火に対する防災リテラシー向上のための研究を進めている。

ここで、災害誘因とは英語ではHazardで、地震災害については、強震動、沿岸の高い津波、火山噴火による火砕流や火山灰など、「社会に災害をもたらす可能性のある自然現象」である。地下で発生する地震そのものではないことに注意していただきたい。地震予知計画では、主として(1)と(2)を行ってきたが、(3)と(4)を計画の柱に据えた点が、地震・火山観測研究を社会の中の研究と意識した表れである。

3.2 地震調査研究推進本部

1995年に兵庫県南部地震が発生し、阪神・淡路大震災がもたらされた。この震災を受け、地震防災対策特別措置法が制定された。地震防災の観点からは、全国どこでも起こりうる地震に対応するための防災対策を計画的に進めるための法律である。これに基づいて、地震調査研究推進本部(地震本部)とその下の地震調査委員会等が設置された。地震調査委員会は定例の委員会を開いて日本の地震活動の現状を評価し、地震発生の長期評価、全国地震動予測を公表する。さらに、大地震後には臨時の委員会を開催して、その地震の評価と推移の見通しなどを発表する。

筆者は、この委員会に参画して、地震学の知見の社会への発信に努めてきた。地震現象と災害誘因の科学的な理解とその防災的な意味を区別して議論し、その結果を発信することが重要である。

3.3 南海トラフの地震防災対策

一方、東海地域を含めて南海トラフ巨大地震への防災対応は、大震法の下に作られていた「地震防災対策強化地域判定会」(略称、判定会)から、「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」(略称、評価検討会)に移った。この経緯については、文献2)で報告しているので、参照されたい。筆者は、最終時期の判定会時代から、評価検討会に至る現在まで、会長を務めて、地震防災行政に関わってきた。

3.4 「大大特」から、「首都レジ」プロジェクト

3.2と3.4については研究というよりは、防災行政への関わりである。その前提となった研究について一言述べる。

この研究は、①大都市大震災軽減化特別プロジェクト(略称、2002-2006)の中で、「地震動(強い揺れ)の予測:大都市圏における地殻構造の調査研究」、②首都直下地震防災・減災特別プロジェクト(略称、首都直下プロジェクト、2007-2011)、③都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト(略称、都市災害プロジェクト、2012-2016)、④首都圏を中心としたレジリ



図3 産官学民の連携を目指した「データ活用協議会（デ活）」の考え方

エンス総合力向上プロジェクト（略称、首都レジプロジェクト、2017-2021）である。①の「大大特」プロジェクトでは、首都圏と近畿圏で大規模な構造探査を行い、特に首都圏下のプレート構造の形状が明らかになり¹²⁾、首都圏の地震被害想定の見直しに貢献したと考えている。②「首都直下プロジェクト」と③都市災害プロジェクトで整備した首都圏地震観測網（MeSO-net）によって得られた首都圏の地殻・マントル構造と①の成果を合わせて、首都圏で発生する大地震の地震像の解明に寄与した。フィリピン海プレートの上面深度が、東京湾の北部で従来考えられていたより約10km浅く、地表の揺れが大きい可能性を指摘した。④首都レジプロジェクトでは、従来は独立に進めてきた、理学（地震学）、工学（耐震工学）、社会科学（災害対応学）を統合した学際的な研究を行い、さらに、産業界、行政、NGOなどの民間との連携を進めた。このプロジェクトでは、「データ活用協議会（略称、デ活）」の運営を行い、災害時と平時での産官学民のデータの利活用の方法を議論するなど、「社会の中の科学」を実践した¹³⁾（図3）。

4. おわりに

筆者の私的な研究の足跡を追いながら、基礎研究としての観測地震学から、「社会の中の科学」としての防災地震学への橋渡しの試みについて論じた。最後に、「社会の中の科学」を進めるにあたって、基礎研究と応用・開発研究のバランス

をとって研究を進める必要性を切に訴えたい。

謝辞

小論の公表の機会を与えていただいた「地震ジャーナル」編集部に感謝いたします。筆者の研究が可能となったのは、本文で名前をあげられなかった大勢の方々のお世話になった結果である。文中、学生時代に直接指導を受けた先生方は「先生」として、その他は「さん」と記した。失礼をご容赦いただきたい。

参考文献

- 1) 中央防災会議 防災対策実行会議 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ. 2017. 南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応のあり方について（報告）. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taio_wg/pdf/h290926honbun.pdf（最終閲覧：2022年4月26日）
- 2) 平田 直. 2018. 東海地震予知から南海トラフ巨大地震対策へ. *地震ジャーナル*, **65**, 1-9.
- 3) Hirata, N. and Matsu'ura, M. 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61.
- 4) Hirata, N., Ohmi, S., Sakai, S., Katsumata, K., Matsumoto, S., Takanami, T., Yamamoto, A., Nishimura, T., Iidaka, T., Urabe, T., Sekine, M., Ooida, T., Yamazaki, F., Katao, H., Umeda, Y., Nakamura, M., Seto, N., Matsushima, T., Shimizu, H. and Japanese University Group of the Urgent Joint Observation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu

- Earthquake. 1996. Japanese University Group of the Urgent Joint Observation of Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 317-328.
- 5) 衛星通信テレメタリンググループ (発表者: 卜部卓). 1996. 衛星通信による地震観測テレメタリングシステムの基本設計. *日本地震学会講演予稿集*, **2**, 22.
- 6) 森田裕一・浜口博之. 1996. 火山体構造探査のための高精度小型データロガーの開発. *火山*, **41**, 127-139.
- 7) 篠原雅尚・平田直・松田滋夫. 1997. GPS時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ. *地震第2輯*, **50**, 119-124.
- 8) Hirata, N., Sakai, S., Liaw, Z. S., Tsai, Y. B. and Yu, S. B. 2000. Aftershock observation of the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **75**, 33-46.
- 9) 蔵下英司・平田直・森田裕一・結城昇. 2006. 高機能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム. *地震第2輯*, **59**, 107-116.
- 10) Hirata, N., Sato, H., Sakai, S., Kato, A. and Kurashimo, E. 2005. Fault system of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks. *Landslides*, **2**, 153-157. doi:10.1007/s10346-005-0050-8
- 11) Yano, K., Shiina, T., Kurata, S., Kato, A., Komaki, F., Sakai, S. and Hirata, N. 2021. Graph-partitioning based convolutional neural network for earthquake detection using a seismic array. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **126**. <https://doi.org/10.1029/2020JB020269>
- 12) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R. and Harder, S. 2005. Earthquake source fault beneath the Tokyo. *Science*, **309** (5737), 462-464.
- 13) Furuya, T. and Hirata, N. 2021. Interdisciplinary and Industry-Academia Collaboration Research for enhancing social resilience to natural disasters in the Tokyo metropolitan area—DEKATSU Activity—. *J. Disas Res.*, **16**, 676-683.

平田直

[ひらた なおし]

現職 東京大学名誉教授, 中央防災会議専門委員, 地震調査研究推進本部地震調査委員会委員長, 南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会会長, 東京都防災会議専門委員地震部会長, 理学博士

略歴 東京大学理学部卒業, 同大学院博士課程退学, 東京大学理学部助手, 千葉大学理学部助教授, 東京大学地震研究所助教授, 同教授, 同所長, 国立研究開発法人防災科学技術研究所参与 (兼) 首都圏レジリエンス研究推進センター長を経て現職

研究分野 観測地震学, 地殻構造論, 地震防災

著書 首都直下地震 (岩波書店), 巨大地震・巨大津波—東日本大震災の検証— (分担) (朝倉書店) など



地震発生の確率予測はどのように行われているか

水野浩雄

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震（2011年3月11日）とそれが誘起した津波により福島第一原発が損傷し、周囲の地域が放射能に汚染され、多くの住民が全国各地に避難を余儀なくされた。避難先の県別に原告団を組織して、東電と国に責任の謝罪と損害賠償を要求して訴訟を起こしている。それは約30の法廷にのぼる。その多数ですでに地裁の判決がでており、その多くは判決を不服として高裁に上告している。高裁段階で判決がでたものも4法廷あり、いずれも最高裁に上告している。

注目すべきは、「津波の発生が予測されていたか否か」に関して裁判所が覚えるところによって、国に責任のあるなしが正反対の判決にほぼ二分されていることである（表1参照）。

国の責任をめぐる争点は、2002年7月に公表された地震調査研究推進本部（推本）による当該地域における巨大地震発生の長期評価をどうみるかにある。推本の文書では、30年確率で地震発生の可能性を示したことになっている。

裁判所によっては「推本は専門家を集めた国の機関であり、その報告書だから信頼すべきもの」として、「それを考慮しなかった東電に対して、国は指導責任を果たすべきであった」との論旨である。

一方、裁判所によっては「この報告書は確定的なものではなく、専門家の間でも論議がある」として、「国や東電の責任は問えない」としている。

なお、この件に関しては、表1の公判の他に、東電の当時の幹部3人の個人責任を問う強制起訴

の裁判が行われている。これは幹部3人が被告で、「彼らに責任あり」とする弁護士らが検事役になって成立している法廷である。現行法規にはこのような制度がある。すでに東京地裁では、幹部3人に責任はない旨の判決があり、問題は東京高裁に持ちこまれている。争点は推本の報告書の信頼性にある。

また、福島第一原発事故をめぐる、津波対策を怠ったために東電に損害をもたらしたとして、東電の株主39人が旧経営陣5人に対して東電に22兆円を支払うよう求めた株主代表訴訟が進行中である。東京地裁で2021年11月30日に結審した。ここでも推本の報告書の信頼性で対立している。

これらのことについては、すでに多少の考察は印刷物にもなっていると思われるが、判決に現れた鮮明な対立はなお未解明であろう。

2. 地震調査研究推進本部

地震調査研究推進本部は、その前身ともいえるべき地震予知推進本部に代わって、1995年7月に設置された。その年の1月に兵庫県南部地震が起きて、大地震の前兆をとらえてその発生を予知することの難しさを改めて知らせた。それで推本も、予知推進から調査研究推進に変わったとみて差支えはなからう。

新しい推本は地震に関連するさまざまな主題について調査を進め、多くの報告書を発表した。しかしその柱は、将来起こるべき地震の長期評価であり、確率論的予測である。

表 1 国の責任をめぐる原発避難者訴訟の判決

	国に責任ありと する判決	なしとする 判決	計
地裁判決	9	8	17
高裁判決	3	1	4
計	12	9	21

3. 確率と正規分布

確率といえば、まずは測定値の誤差を扱う際にあらわれる正規分布である。

ここに棒がある。その長さを物差しで測る。繰り返し測ると得られる測定値は同じではない。横軸に測定値、縦軸に得られた回数を目盛ったグラフにしてみる。測定回数が十分に多ければ、ある測定値で峯となり、その他はそれよりも大きいほうの側、および小さいほうの側にすそ野を引くであろう。峰の近くに真値があり、それからの隔たりは誤差であると解釈する。棒の長さの測定に現れるこの分布は、数学的には正規分布で扱うのが適切である。横軸に測定値 (x)、縦軸には x に対応する確率密度 ($f(x)$) をとれば、

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (1)$$

が正規分布の「確率密度関数」である。 μ は全測定値の平均値、 σ はその分散である。 $f(x)$ を $-\infty$ から $+\infty$ まで積分すれば 1 になる。

μ と σ は、測定値の全体を用いて決める。式 (1) は十分に多数回の測定値 (事実上、無限大回の) によりそれらを決めた場合には、個々の測定値の誤差の頻度の「正規母集団」を表現するものである。この母集団から十分大きな標本を取り出せば、誤差とその頻度は正規分布を成すと認められるであろう。これらの事柄 (母集団や標本) は、棒や物差しというありふれた品物で実現できる、即物的な概念である。

一般に、測定値の集まりを確率論的に扱おうとするときには、採用する分布を決めて、その分布

式に含まれる定数を測定値により決めるという筋書きになる。

4. 地震発生の確率的予測の手がかり

地震は断層を境にする両側の地層が互いに食い違い運動をすることにより起きる。日本には多くの活断層が分布している。1つの活断層が何回かの食い違い運動をしたことを跡づけられれば、今後の地震活動について何らかの評価が得られるであろう。しかし、活断層の活動の繰り返し時間間隔は長い。現在の発達した観測技術で断層運動が記録された例は少ない。それで古文書に残された地震の記録を掘り起こし、また地形や地質の調査を手掛かりにすることになる。推本は多くの活断層の調査を実施し、その資料に基づいて地震発生の長期評価を行った。

調査の目標は、過去の地震の発生年をたどることである。その成果として、ある活断層が t_1 年、 t_2 年、 \dots 、 t_{m+1} 年に活動し地震が起きたことが分かったとする。次にそれらによって、隣り合う地震の時間間隔を求める。

$$S_1 = t_2 - t_1, S_2 = t_3 - t_2, S_3 = t_4 - t_3, \dots,$$

$$S_m = t_{m+1} - t_m$$

発生した地震が $m+1$ 回ならば、隣り合う地震の m 個の時間間隔が得られる。この「 m 個の時間間隔」こそは、将来の地震の発生を占う唯一の手掛かりである。その手法は確率論的予測である。

ここで重要なことは、われわれが手にしたこの唯一の手掛かりには母集団というものはない。個々の活断層でわれわれが知る最初の地震が起きた t_1 年に事は始まるのであって、それ以前のことには知るよしもない。こうしたデータを確率論的に扱う手法はさまざまに研究されている。それは込み入った数式に頼ることになる。

5. 丹那断層の活動時期と活動間隔

特定の活断層について判明している活動間隔の

表 2 丹那断層の活動時期と活動間隔 (2006 年時点)

活動年代	推定幅	活動時期 (t_n) $t_1 \sim t_{m+1}$	活動間隔 (S_m) $S_1 \sim S_m$
76 年前 (1930 年)		76 年前	861 年
706 年前～1168 年前	462 年	937 年前	1296 年
1506 年前～2800 年前	1294 年	2153 年前	2197 年
3100 年前～5600 年前	2500 年	4350 年前	1550 年
5600 年前～6200 年前	600 年	5900 年前	

数, m , はたいへん少ない。それはたかだか 4 個か 5 個である (石関隆幸・隈元 崇, 2007)。

ここでは丹那断層のデータを例示する (石関隆幸・隈元 崇, 2007)。

これが丹那断層の調査や測定から得られた観測値の総まとめである。

ここで注目すべきは, 1930 年の北伊豆地震を別にして, 他は活動年代の推定幅が非常に大きいことである。したがって, 次回の地震発生の予測の唯一の手掛かりが, そもそも大きな不確定を免れないのである。

さらに言うならば, このようにして求めた隣り合う活動間隔は, 互いに独立ではない。確率論的予測を行うのであれば, それらは独立でなければならない。

1930 年 11 月 26 日, 北伊豆地震が起きた。伊豆半島北部を南北に走る丹那断層の活動による。建設中の東海道線のトンネルが断層を貫通した後だった。トンネルは断層にほぼ直交する。真っ直ぐに掘ったトンネルには食い違いを生じた。レールを敷けるように拡幅した。

現在は東海道線に並んで東海道新幹線が通過している。さらに断層の北側には, 東名高速自動車道, 第二東名高速自動車道などが並び, 東海道ベルト地帯の動脈を成している。だがここで約 100 年前に, マグニチュード 7.0 の大地震が起きたことを思い起こす者はいない。平均活動間隔からみ

て, まだまだ先の話だと思っているのであろうか。

6. 分布と確率密度関数

表 2 のような観測結果を, 将来の地震発生の予測に繋ぐにはどうするか。先にも述べたように, 観測結果をよく表現すると思われる分布を選び, それを採用することに決める。これが第一着手である。地震の確率予測の研究では多くの場合, BPT 分布が採用される。

その確率密度関数は

$$f(t; \mu, \alpha) = \{\mu / (2\pi\alpha^2 t^3)\}^{1/2} \exp\{- (t - \mu)^2 / (2\mu\alpha^2 t)\} \quad (2)$$

である。BPT 分布を今扱っているデータに当てはめるには, パラメータが二つ必要である。それは「活動間隔の平均, μ 」と「活動間隔のばらつき, α 」である。

2つのパラメータを決めるには, 少なくとも 3 回の地震のデータが必要である。丹那断層については, 表 2 のデータによりそれらを求めることができる。

こうして 2つのパラメータがきまると, 確率密度関数 $f(t)$ がきまる。ここによりやく, 断層で起きた地震と確率とが結びつくのである。図 1 は BPT 分布の確率密度関数の一般的な形状を示す。横軸は直近の地震が起きた年月日を原点とし

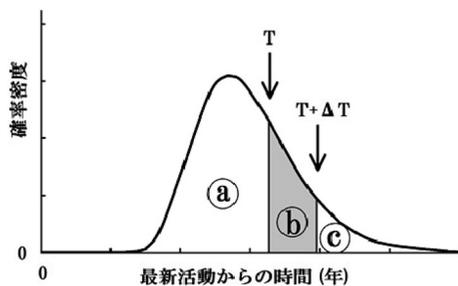


図 1 確率密度関数

て、その地震発生からの時間経過である。縦軸は確率密度であって、確率それ自体ではない。しかし両者のそれぞれの意味は、図1を用いた地震発生の確率を算定する手順の以下の説明により、理解できるであろう。

図1は、時間の経過に対応する確率密度の変化を表わしている。原点においては、次の地震が起きる確率は0である。地震が起きたばかりの時に次の地震は起きない。しばらくの間それには見るべき増加はないが、ほどなくして増加に転じ、それは加速する。やがてそれは極大を迎え、下降線をたどったのち、時間の経過とともに限りなく時間軸に接近するに至る。それは接近するのであって、時間軸に一致することはない。次の地震が起きるのは、無限の時間の彼方である場合を内包しているのである。 $f(t)$ を $t=0$ から無限大まで積分すれば1になる。

現在、直近の地震から T 年を経過しており、なお地震は起きていないとする。しかしこの T 年間に地震は起きていたかもしれないのである。 $t=0$ の時点でその後 T 年間に地震が起きる確率はどれだけであったか。それは確率密度関数 $f(t)$ を $t=0$ から $t=T$ まで積分して得られる。図1には①で示されている。しかし実際には、この間に地震は起きなかったのであるから、こうして得られた確率はすでに「お役御免」なのである。残されている確率は、図1の②+③である。②は $t=T$ から $t=T+\Delta T$ までの間に地震が起きる確率、③はそこから $t=\infty$ に至る間に地震が起きる

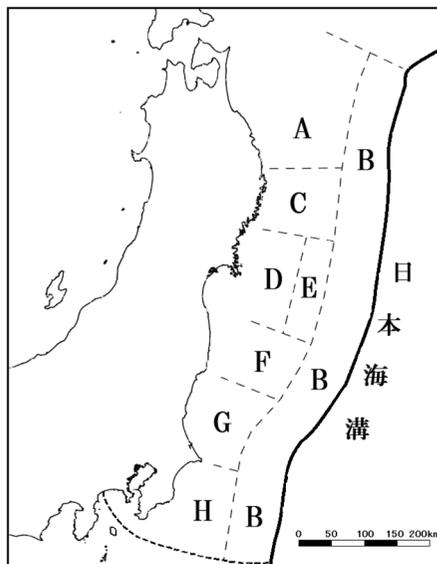


図 2 三陸沖北部から房総沖の評価対象領域

確率である。これらはそれぞれ $f(t)$ を積分して求められる。

われわれが知りたいのは、 $t=T$ 年から $T+30$ 年以内に地震が起きる確率である。それは、残されている確率の中で、30年以内に地震が起きる事象にはどれだけの分け前があるかできまる。すなわち、 $\Delta T=30$ 年として

$$30 \text{ 年確率} = \frac{\text{②の面積}}{\text{②の面積} + \text{③の面積}} \quad (3)$$

で与えられる。

7. 東北地方太平洋沖地震は予測されていたか

東北地方太平洋沖地震(2011,3,11)はどんな断層の活動で起きたのであろうか。

図2には日本海溝と、三陸海岸から房総海岸にいたる海岸線の間にはAからHまでの区分(領域)が示されている。これらはそれぞれ、その内部で起きた地震に共通性が認められ、“領域”としてまとめて扱われてきたものである。こうした構造はいわゆる太平洋プレートの沈み込みにもとって形成されてきたと考えられてきた。

東北地方太平洋沖地震はマグニチュード9~9.1の超巨大地震である。その震源（破壊開始点）は図2の領域D、Eの境付近にあり、その後C、D、E、F、GおよびBの一部にまで拡大し、広大な領域の断層面を形成した。それまで宮城県沖では領域D、Eを震源とするマグニチュード8級の地震が想定されており、これほど大規模な断層の活動は視野にはなかった。

そもそも、プレートの沈み込みに伴う超巨大地震は、若い海洋プレートが大陸側のプレートの下に潜り込む時に起きる。古いプレートは冷えて密度が高く、沈み込みやすい。発生する地震は小さい。東北・関東の沖合にある日本海溝からわれわれの足元に潜り込む太平洋プレートは古い。それでここでは、たかだかマグニチュードが8クラスの巨大地震は起きるが、M9にとどく超巨大地震は起こり得ないと考えられてきた（Monastersky, 2011）。

マグニチュード9の地震の発生という現実直面した地震学者の当惑と、それに続く研究の進展については、水野（2019）を参照されたい。

ここで問題はまた、東北地方太平洋沖地震でもっとも大きな津波を出したとされる日本海溝に沿った領域Bの役割である。超巨大地震の発生に際して形成された広大な領域の断層面の一端に領域Bの一部が含まれ、津波の発生に役割を發揮しているとすれば、本稿の主題、地震の確率予測との関係はどうなのかを問わなければならないところであろう。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）（以下、推本, 2002）は、東北地方太平洋沖地震（2011.3.11）以前の旧来の見方に基づいている。歴史的に巨大な津波を巻き起こした地震は図2の領域Bの活動によるものであり、その再来を予測するのであれば、過去にこの領域で起きた少なくとも3回の地震の発生年を知っている必要がある。それがあれば、発生年間隔とそのばらつきが得られ、BPT分布を適用して、この先30年の間に地震が起きる確率を求めることができるであろう

う。これが先に縷々述べてきたところである。

領域Bで起きたマグニチュード8級の地震は3回知られている。1611年三陸沖地震、1677年11月房総沖地震、1896年三陸沖地震（明治三陸地震）である。これらはいずれも津波などにより大きな被害をもたらした。

しかし推本は、これら3回の地震にBPT分布を採用して将来予測をしなかった。それはすなわち、BPT分布を採用するには、“粒の揃った”3回以上の地震でなければならないからである。領域Bでは3回の地震が確認できるが、2回は領域の北端に近く、他の1回は800kmも遠方の南端に起きたのである。これではいわば粒が揃っておらず、それをひとまとめにしてBPT分布で扱うことはできない（推本, 2002）。

そこで登場したのがポアソン過程である。それはさらにいっそう分かりにくく、まか不思議にさえ思える（筆者の頭には）。それは決めるべきパラメータを1個含む。それゆえにある断層について、2回の地震の記録があれば適用できる。だがそれは、多少の条件が満たされていれば1回でも、将来起きる地震について何らかのことは言える。もちろん3回以上の地震の発生の記録があれば適用できる。

領域Bでマグニチュード8クラスの地震が起きる30年確率は、世上20%ということになっていたが、それはこのポアソン過程による計算値である（推本（2002）、表4-2、次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震（津波地震）発生の確率等）。

東北地方太平洋沖地震（2011.3.11）以前に、推本（2002）が与えていたのはこれに尽きる。その9年後には、三陸と房総の海岸線と日本海溝の間の広大な海域を震源とする超巨大地震に襲われるなどということは夢想だにしていなかった。

東北地方太平洋沖地震の広大な震源のごく一部が領域Bにも食い込み、東北地方太平洋沖地震で最も大きな津波を出したとされることをもって、推本（2002）がこの超巨大地震を予測してい

たとするわけにはいかない。推本（2002）において領域Bは、いわば閉じた系であって、その内部での確率密度関数の推移を計算しているものである。外部との物質のやり取りがあるわけではなく、外力によって激しく揺さぶられることもない、推本（2002）が享受したこのような穏やかな日々のいく手に、東北地方太平洋沖地震（2011, 3.11）という経験したこともない、考えてみたこともない荒っぽい環境がおしよせるという計算結果に到達することはありえなかった。

8. おわりに

これだけ材料がそろえば、冒頭に述べた問題に答えるには十分であろう。

数々の原則の軽視や便法への依存の上に求められた30年確率なる数字を地震発生の確率論的評価と受け取ってよろしいものなのか。

地震発生の確率論的予測なるものは、ある断層で確認されるごく少数の地震発生の記録の延長線上に、将来起こるであろう地震の活動時期を確率によって算出しようとするものである。そのためには、この断層で起こる地震の活動間隔が、未来にわたって、これから採用しようとする分布に従うことの保証がなければならない。それは「ない」と言い切ってよい（と、筆者は考える）。

そのような数学的取扱いをも、研究者が自分の研究テーマにするのは自由である。だがそれを「社会のお役に立ちたい」との名分を掲げて、一般社会に持ちこむことは控えるべきである。

このような研究を、「推本は専門家を集めた国の機関であり、その報告書だから信頼すべきもの」として、裁判で被告側を追及し、また判決の

根拠とするようなことがあってはならない。

類似の事象は他にもあることに思いをいたし、一般社会も研究者も真に心に留め置くべきであると考える。

参考文献

- 石関隆幸・隈元 崇. 2007. 地震調査委員会の活断層評価の結果を基にした地震発生間隔のばらつきの解析. 活断層研究, **27**, 63-73.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 2002. 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について, 2002年7月31日.
- 水野浩雄. 2019. 東北地方太平洋沖地震津波は予測されていたか. *IL SAGGIATORE*, **46**, 10-24.
- Monastersky, R. 2011. Giant shock rattles ideas about quake behavior. *Nature*, **471**, 274 (published on line 15 Mar. 2011).

水野浩雄

[みずの ひろお]

- 略歴** 1931年東京都に生まれる。1954年3月東京大学理学部地球物理学科卒業。1956年3月東京大学数物系大学院地球物理コース修士修了。同4月建設省地理調査所（現 国土地理院）、1982年4月国土地理院地殻調査部地殻活動調査官、1987年4月香川大学教育学部教授、1995年3月停年退官
- 役職** 1982年4月～1987年3月地震予知連絡会委員、火山噴火予知連絡会委員
- 学位** 1984年理学博士（東京大学）；論文「一等磁気測量による地磁気永年変化の場の急速な変動」
- 著書** 天災予知は可能か（1998年、勁草書房）



■ 書 評 ■

● 地震災害の痕跡の謎を解く

土木学会地震工学委員会地盤と地形に刻まれた地震・災害痕跡データの公開促進小委員会 編

地盤は悪夢を知っていた—地盤に残る地震痕跡—

評者 大保直人

代表執筆者の小長井一男氏は、将来起りうる災害のリスク評価のために地盤、地形に残る地震痕跡のデータを公開し、防災に役立ててもらうことを目的として、公益社団法人土木学会地震工学委員会に「地形に残された地震痕跡データの集約と活用に関する研究小委員会」（委員長：小長井一男）を立ち上げた。その活動を「地盤と地形に刻まれた地震・災害痕跡データの公開促進小委員会」（委員長：池田隆明）が引継ぎ、その成果を公開するために「地盤は悪夢を知っていた」の書籍編集を企画し、本書が発刊された。

具体的には、地震の起こった年代を過去にさかのぼり、百人一首、古文書および地域に残っている歴史的な事実の収集・分析とともに、リモートセンシング技術で得られた情報等、幅広いデータを収集・分析し、地震痕跡にまつわるエピソードの科学的な謎解きを試みている。

本書は10章で構成され、第1章「地震災害痕跡は多くを語る」では、古文書の読み解き、被害写真・映像の分析および最新技術で得られた情報に基づく地震災害の痕跡の謎解きが紹介されている。

この章の「貞観地震・津波の記録」では、小倉百人一首で清原元輔の句「契りきな かたみに袖をしばりつつ末の松山 波越さじとは」は、多賀城にいた友人の気持ちを詠んだものと言われ、末の松山が多賀城の南東2kmのところにある小丘で、貞観11年5月26日の地震で水没したが、末の松山は越えなかった様子を古文書から読み解き、2011年の東日本大震災では、多賀城市で同じ津波被害が発生したことを紹介している。

次に「災禍は伝承できない」では、被害調査で得た映像には地震被害の生々しい痕跡が残されているが、その情報もしだいに消滅していくので、その痕跡を伝承する

必要性があり、情報の保存の例として東日本大震災での多くの被害情報を Web 上で紹介した事例を述べ、被害痕跡を保存する活動が重要であると語っている。

最後に「地震の爪痕は地盤に残る」では、最新の探査技術を駆使した地震被害調査は、地盤に潜む地震痕跡をあぶり出し、それらが語る過去の災禍と将来への教訓を読み解く機会をわれわれに与えるとして、科学的な謎解きの必要性を記述している。

この章の末尾では、過去の地震の痕跡が物語っていることを読みきれないまま過ごしていたのではないかと思ったり、反省させられることが多かった編集作業であったと述べている。

以下の章では、1章で述べられている手法で北海道胆振東部地震（2章）、熊本地震（3章）、東日本大震災（4章、5章）、中越沖地震（6章）、中越地震（7章）、鳥取県西部地震（8章）、福井地震（9章）、および善光寺地震・関東大震災（10章）の各地震で地震痕跡にまつわるエピソードを紹介し、その科学的な謎解きが紹介されている。

鳥取県西部地震で発生した液状化被害は、古文書「出雲風土記（和銅6年）」から、弓ヶ浜の埋め立て地形の変化だけでは被害を説明できないとしている。

また、福井地震で発生した液状化被害は、「鬼刃輪中絵図（江戸時代）」に記述されている九頭竜川の蛇行の歴史的成り立ちに大きく関係していると説明している。

善光寺地震では、「日本三大実録」に被害状況が記載され、さらに松代藩には地震でできた土砂ダムの様子を監視した絵図が残されており、この情報を使って土石流の速度が時速20~40kmの速さで人家や田畑を飲み込んだと予測している。

また、関東地震では当時10歳だった内田一正氏の土石流痕跡を記述した和紙の記録を分析し、土石流の流れの状況を推定し、その速度を予測しており、過去の地震痕跡に貴重な情報があることを述べている。

北海道胆振東部地震では、清田区（震源から約50km）で発生した被害地域に住居を構えていた執筆者の体験として、地震で発生した亀裂が徐々に広がる様子、陥没帯およびその周辺の地盤変形が進み、地震から1~2カ月後に壁が壊れたと紹介している。この地域は1970年後半から段階的に整備された地域で、1919年発行の地形図と比較すると谷部を埋め立てて住宅に開発された地域

で被害が発生し、2003年十勝沖地震でも同じような住宅地での被害が発生したことが紹介されている。

本書作成に当たって収集した未整理の写真・資料をさらに読み解くことで、本書に記載できなかった貴重な伝承、新たな知見が得られることが期待できそうであると筆者は述べている。

非常に貴重な地震痕跡についてまとめた本書であるが、冊子に掲載されている図・絵をカラーにしB5判の本で発行してもらったら、より内容が理解できたと思うところである。

<土木学会、2021年8月、新書判、210頁、850円+税>

[おおほ なおと 地震予知総合研究振興会]

● 文理融合研究で迫る象潟地震

今井健太郎 編

二百年前に象潟で起きたこと

評者 堀川晴央

本書は、江戸時代後期の文化元年(1804年)に発生した象潟地震を題材に秋田市とにかほ市で開催されたリレー式講演の演者であった6人により執筆された。5章からなり、絵図の解説という歴史学的な研究から、文書史料にもとづいた歴史地震学的な研究、地形・地質学的な研究を経て、震源断層モデル構築という現代的な地震学に関する話題に至る。あとがきによると、本書は一般市民の方々を読者と想定して企画されたとのことで、比較的馴染みややすい絵図の解説を導入に置き、最終的に震源モデルに至る構成により、読者の興味を失わせないように工夫されている。本書の判型では図や写真が小さくなりがちなのが惜しいが、図や写真自体はカラーが豊富に使われており見やすい。

以下、各章の内容を紹介する。

第1章の主題は、絵図を中心とした史料から読み取れる象潟地震前後の景観である。象潟の北部では地震前から水田開発が進められた箇所があった一方で、南部には地震後も水が残っていた地域があったが、象潟全域で水田化が進められたことが明らかにされる。水をたたえた潟湖である象潟の全域が地震により一気に干上がったと漫然と思っていた評者にとって、本章の指摘は新鮮であった。

つづく第2章では、現地調査と古文書の解説を織り交ぜた歴史地震学的な研究が3つのパートにわかれて記されている。最初のパートでは、にかほ市象潟町関(象潟地震発生前後は由利郡関村)にて本パートの執筆者が新たに発見した史料を用いて、当時の関村の町並の復元と

象潟地震による被害分布の分析を行った結果が記されている。本研究前にわかっていたこと、本研究の内容、本研究でわかったことと、論文では普通に盛り込まれる内容が整理されてたいへんわかりやすく記されている。一方、2番めのパートでは、古文書に記された記載をもとに各地の震度を推定して広域の震度分布が記されており、古文書に書かれた内容からどのように震度を考えていくのかを追体験できる。3番めのパートでは、象潟地震による津波が古文書記録から復元された結果が、検討した地域の図入りでわかりやすく書かれている。

第3章では、象潟地震に伴う隆起量を明らかにすることを目的とした地形・地質学的な調査の結果が述べられている。第1章の内容が印象深い評者には、予備知識の説明をもう少し簡略化し、第1章で述べられた象潟の光景と本調査の結果との関係に言及してほしいと感じられた。

第4章の話題は、海域での反射法地震探査による断層の調査である。探査断面からどのようにして断層を見出すかが丁寧に記述されている。議論の性質上、探査断面の細かいところに着目せざるを得ないにもかかわらず、断面の図が小さく、せっかくの丁寧な記述を十分に活かすできていないのが惜しい。

第5章では、これまでの章で述べてきた知見を総合し象潟地震の断層モデルに関する話が展開される。予備知識として津波の基本的な事項を先に説明した上で、象潟地震の解析結果について触れられている。象潟地震の検討結果の説明はやや駆け足に思われる。

本書の巻末には象潟地震の文献リストが掲載されており、象潟地震について調べてみたい読者には有益であろう。なお、本書でも引用されている『新収日本地震史料』シリーズの翻刻文は、東京大学地震火山史料連携研究機構が公開している「地震史料テキストデータベース」(<https://materials.utkozisins.org/>)上で閲覧できる。

以上の本書に関する評価の一部は若干辛いかもしれないが、本書は、最近の歴史地震研究の進歩を端的に示す書籍に仕上がっている。象潟地震に関心を持つ方のみならず、歴史地震研究がどのように進められるのかを知りたい方にもお薦めしたい。

附記：本書の56頁で、現在の気象庁の震度が木造家屋の全壊率で分類されるように記されているのは誤りである。気象庁の震度は、震度計でとられた地動記録に対して所定の数値的な演算を施して算出されている。詳しくは気象庁のサイト(<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/shindo/index.html>)を参照いただきたい。

<秋田文化出版、2021年3月、四六判、210頁、1,500円+税>

[ほりかわ はるお 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門]

● 平成に発生した地震・火山災害の教訓を活かす

伊藤和明 著

平成の地震・火山災害

評者 清水 洋

「平成」は、その意味と込められた願い「国の内外、天地とも平和が達成される」にもかかわらず、少なくとも災害から見ると必ずしも穏やかな時代ではなく、東日本大震災に代表される激甚災害が発生した時代であった。本書は、平成の約30年間にわが国で発生した地震・火山災害を取り上げて、それぞれの災害の特徴と得られた教訓を簡潔かつ平易に解説した地震・火山災害の啓発書である。

本書は19章からなり、地震・火山噴火イベントごとに1つの章を割り当て、平成元年（1989年）の伊東沖海底噴火・手石海丘の誕生から始まり、雲仙・普賢岳噴火、釧路沖地震、北海道南西沖地震、三陸はるか沖地震、兵庫県南部地震、有珠山の2000年噴火、三宅島の2000年噴火、十勝沖地震、新潟県中越地震、福岡県西方沖の地震、能登半島地震、新潟県中越沖地震、岩手・宮城内陸地震、東北地方太平洋沖地震、御嶽山噴火、熊本地震、大阪府北部の地震、そして平成30年（2018年）の北海道胆振東部地震まで、イベントの発生順に全部で19の地震・火山災害を記載している。

本書により、改めて平成時代を振り返ると、ほとんど毎年のように地震・火山災害が発生していたことに気づかされる。雲仙・普賢岳や三宅島の火山噴火災害はそれぞれ数年間継続したこと、また、複数の地震災害でも復旧・復興には数年以上を要したことなどを考慮すると、平成の30年間、私たちはつねに国内のどこかの地域で地震・火山噴火災害と向き合っていたことになる。

また、本書は、新たな災害が発生するたびに新たな課題が明らかになったことも指摘している。たとえば、地震災害のケースでは、兵庫県南部地震の「都市型複合災

害」、新潟県中越地震時の「中山間地の孤立」、北海道南西沖地震の際の「間に合わなかった大津波警報（短時間での津波の到達）」や「津波火災」、東北地方太平洋沖地震による「想定を超える巨大津波」、北海道胆振東部地震時には「全道でブラックアウト」などの問題がクローズアップされた。また、火山噴火災害では、雲仙・普賢岳における「火砕流」や三宅島2000年噴火の「長期にわたる火山ガス大量放出」、御嶽山では「水蒸気噴火の監視体制や情報伝達」が新たな問題となった。

一方で、盛り土をした造成地や火山噴出物で構成された斜面での土砂災害、埋立地などでの液状化、安全基準を満たしていないブロック塀の倒壊などは、複数の地震で繰り返し発生していることが述べられており、読者は過去の教訓が活かされていない現実を再認識し、得られた教訓を将来の防災に活かすにはどうしたらよいかという課題を考えさせられる。

本書は章ごとに独立した内容になっているため、1つの章（特定の地震・火山噴火）だけを読んでも、また、各章を順不同で読んでもまったく支障なく理解できる。しかし、発生順に第1章から通して読むと、平成時代に発生した地震・火山噴火のたびに新たな防災上の課題が見出されていくさまを追体験でき、さらに、得られた教訓を活かすことの重要性をより強く意識できるように思う。

著者は、地学研究者からNHK解説委員（自然災害担当）に転じた経歴を持つため、本書は極力正確性を損なわずに分かりやすく書かれており、新書判で150頁程度と分量も多くなく手軽に読めるので、防災に関わる行政や企業などの担当者はもちろん、防災に関心のある一般の方々にも一読をお勧めする。高校や大学の教養課程での自然災害科学関連の副読本としても適切であると思う。欲を言えば、さらに詳しく知りたいという読者のために、それぞれの地震・火山災害についての文献リストがあるとよいと思った。

<近代消防社、2021年9月、新書判、156頁、900円+税>

[しみず ひろし 九州大学名誉教授]

●新刊紹介

復興庁 編

東日本大震災 復興の教訓・ノウハウ集

ぎょうせい, 2021年10月, A4判, 534頁, 6,050円

藤嶋 昭 監

自然災害 そのメカニズムに学ぶ

学研プラス, 2021年10月, 四六判, 128頁, 1,000円+税

小白井亮一 著

楽しい地層図鑑

草思社, 2021年11月, A4変判, 240頁, 3,800円+税

イアン・スチュアート 著, 徳田 功 訳

不確実性を飼いながら 予測不能な世界を読み解く科学

白揚社, 2021年11月, 四六判, 424頁, 3,000円+税

川崎一朗 著

立山の賦—地球科学から—

桂書房, 2021年11月, B5判, 347頁, 3,000円+税

村上建治郎 著

AI防災革命 災害列島・日本から生まれたAIベンチャーの軌跡

幻冬舎, 2021年12月, 四六判, 176頁, 1,500円+税

平井 敬 著, 石川 寛 監

すごろくで学ぶ安政の大地震

風媒社, 2021年12月, A5判, 131頁, 1,500円+税

橋本 純 著

教養としての「日本列島の地形と地質」

PHP研究所, 2021年12月, A5判, 280頁, 1,850円+税

齊藤兆古 著

1/f揺らぎは地震を予知するか?

NextPublishing Authors Press, 2021年12月, B5判, 122頁, 1,000円+税

鎌田浩毅 監

地震による大地の変化 (日本の大地 つくりと変化 ④)

岩崎書店, 2021年12月, A4変判, 122頁, 3,000円+税

廣瀬 敬 著

地球の中身 何があるのか, 何が起きているのか

講談社, 2022年1月, 新書判, 320頁, 1,200円+税

公益社団法人物理探査学会 著

見えない地下を診る 驚異の物理探査

幻冬舎, 2022年1月, 新書判, 194頁, 900円+税

日本自然災害学会 編

自然災害科学・防災の百科事典

丸善出版, 2022年1月, A5判, 800頁, 24,000円+税

昭文社地図編集部 編

帰宅支援マップ首都圏版

昭文社, 2022年2月, A5変判, 144頁, 1,000円+税

川口 穰 著

防災アプリ特務機関 NERV 最強の災害情報インフラをつくったホワイトハッカーの10年

平凡社, 2022年2月, 四六判, 288頁, 1,600円+税

ニュートンプレス 編

学びなおし 中学・高校の地学 (ニュートン別冊)

ニュートンプレス, 2022年3月, A4変判, 144頁, 1,780円

室崎益輝・矢守克也・西澤雅道・金 思穎 編

地区防災計画学の基礎と実践

弘文堂, 2022年3月, A5判, 240頁, 2,200円+税

原口 強・今村文彦・菅原大助・岩松 暉 著

津波詳細地図にみる東日本大震災の10年

古今書院, 2022年3月, A4判, 192頁, 4,800円+税

楠城一嘉 著

地震と火山と防災のはなし

成山堂書店, 2022年3月, A5判, 120頁, 2,000円+税

鈴木猛康・上石 勲・橋本隆雄・山本吉道 著

改訂 防災工学

理工図書, 2022年3月, B5判, 325頁, 3,500円+税

ADEP情報

東濃地震科学研究所の廃止について

2022年3月31日をもって東濃地震科学研究所を廃止しました。

つくば観測技術センターの構成の変更について

2022年6月9日からつくば観測技術センターの内部組織構成を変更しました。

変更後：観測プロダクトグループ、観測エンジニアリンググループ、
事務グループ

変更前：企画推進グループ、技術グループ、事務グループ

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

採用

清水	洋	本部地震防災調査研究部 副首席主任研究員	22. 4. 1
高橋	吉美	つくば観測技術センター 事務グループ長	22. 4. 1
大野	創介	つくば観測技術センター 副主任研究員	22. 4. 1

辞職

石井	紘	理事・業務執行理事 東濃地震科学研究所 所長	22. 3. 31
----	---	------------------------	-----------

退職

佐々木	俊二	本部地震防災調査研究部 主任研究員	22. 3. 31
矢島	浩	本部地震防災調査研究部 主任研究員	22. 3. 31
増井	由春	本部地震防災調査研究部 参事	22. 3. 31
木股	文昭	東濃地震科学研究所 副首席主任研究員	22. 3. 31
浅井	康広	東濃地震科学研究所 主任研究員	22. 3. 31
田中	俊行	東濃地震科学研究所 主任研究員	22. 3. 31
可知	勝宏	東濃地震科学研究所 参事	22. 3. 31
菊池	昌江	つくば観測技術センター 参事	22. 3. 31

配置換等

山口	日出男	本部事務局 次長（昇任）	22. 4. 1
----	-----	--------------	----------

編集後記

1,000年ほど前の平安〜鎌倉時代、房総半島の沖合で未知の巨大地震が発生し、九十九里浜一帯が大津波に襲われた可能性のあることが、産総研などの調査によって明らかにされた。

本号冒頭では、関東大震災100周年を来年9月に控えて注目を集めているこの調査研究の概要について、産総研の澤井先生より解説していただいた。

次に、紀伊半島北西部の和歌山市周辺に話を移す。この地域は内陸浅部で発生する中小地震の活動度が非常に高いことで知られているが、ここに発生する地震の細密な震源分布と地質構造との関係、そして地震発生層の上限・下限と岩相との関係などが、近年徐々に明らかにされつつある。

精密な地震観測結果を地質学および岩石学的な知見と組み合わせ、内陸地震がなぜここで発生するのかという根本的な謎の解明に取り組んでおられる防災科研の前田先生に、その詳細を説明していただいた。

一方、巨大地震については、その繰り返し間隔が非常に長いため、近代的な観測データの蓄積は十分になされていない実情がある。そこで有効になるのは、計算機を用いた地震発生サイクルシミュレーションである。

東大地震研の大谷先生には、近年長足の進歩を遂げているこの分野のシミュレーション手法に関する詳しい解説をお願いすると同時に、巨大地震発生機構の理解とその予測可能性について検討をされた結果について、ご報告をいただいた。

つづいて、今ではすっかりお馴染みになった緊急地震速報に話題を移す。これを運用する気象庁では、同

時発生した複数の地震を分離するため、2016年にIPF法と呼ばれる新しい震源解析手法を導入することにより、地震多発時の震源決定精度の向上に成功している。

ただ、IPF法は各観測点で計算されたトリガ情報を入力としているため、この情報をサイトで計算できる気象庁の地震観測網にしか適用できない。そこで、リアルタイムの地震波形を集める一般の地震観測網にも応用できるようにしたIPFx法(拡張IPF法)が考案された。この技術の詳細について、京大防災研の山田先生より詳しく紹介していただいた。

以上のほか、本号では2編の寄書と1編の囲み記事を掲載している。

ひとつ目の寄書は、東京大学名誉教授の平田先生による「観測地震学から地震防災学への橋渡し」である。その内容は、昨年3月にオンラインで開催された東京大学退職教員の最終講義で先生がご披露されたものであるが、大変に評判が高かったとお聞きし、今回特別に寄稿をお願いした。

ご自身の研究生生活の足跡に重ねながら、ここ最近における地震観測体制の進歩を示すと同時に、地震防災学の大切さを説かれている。

ふたつ目の寄書は、元国土地理院の水野先生による「地震発生の確率予測はどのように行われているか」である。2011年東北地方太平洋沖地震の発生前に地震調査研究推進本部が行っていた、日本海溝に沿った領域での地震発生確率の評価について、自説を述べていただいた。

さて、本号でただひとつの囲み記事となったのは、A-NETに関する話題である。本誌では、これまでさまざまな地震観測網の紹介を行ってきたが、A-NETは当財団が大学と

の共同研究として運用する5つの観測網の総称であり、データ公開を通じてわが国の地震観測の一翼を担っている。

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

ところで最後になるが、本号を限りとして、私と工藤一嘉元日本大学教授は編集委員を退くこととなった。次号からは、加藤照之東京大学名誉教授(現在、大正大学地域構想研究所特命教授)を新委員長として、新たな編集委員会が活動を始める。今後も引き続きのご声援をお願いしたい。

毎回の編集会議には、財団側から金澤会長、関根事務局長、澤田専務理事、阿部地震防災調査研究部長が出席されたほか、萩原幸男前委員長もオブザーバとして参加され、貴重なご意見を賜った。また三澤貴美子氏は編集業務全般を担当され、本誌の刊行に尽力していただいた。これらの方々には心よりお礼を申し上げたい。

(Y.O.)

地震ジャーナル 第73号

令和4年6月20日 発行

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

地震予知総合研究振興会

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

発行人 金沢敏彦

編集人 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。