２．３　３Ｄモデル・履歴情報を用いた推移予測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　「３Ｄモデル・履歴情報を用いた推移予測」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人海洋研究開発機構 海域地震火山部門 地震津波予測研究開発センター	センター長 主任研究員 技術スタッフ 事務副主任 事務主事 ポストドクトラル 研究員	堀　高峰 今井　健太郎 大林　涼子 中野　祥房 村上　雅亮 楠本　聡
国立大学法人東京大学地震研究所 計算地球科学研究センター	教授 准教授	市村　強 藤田　航平
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	主任研究員	齊藤　竜彦
国立研究開発法人海洋研究開発機構 海域地震火山部門 地震発生帯研究センター	専門部長 主任研究員	金松　敏也 高橋　努
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質調査総合センター 連携推進室国内連携グループ	グループ長	宍倉　正展
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門	招聘研究員 （首席研究員）	池原　研
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門 海洋地質研究グループ	主任研究員	杉崎　彩子
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 海溝型地震履歴研究グループ	研究グループ長 主任研究員 主任研究員 主任研究員 主任研究員 研究員 研究部門長	澤井　祐紀 行谷　佑一 松本　弾 谷川　晃一朗 伊尾木　圭衣 嶋田　侑眞 藤原　治
法政大学　文学部	教授	前杢　英明
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤　亮輔

(c) 業務の目的

過去の地震履歴についての知見を拡充するとともに、地殻変動データと整合する３Ｄ粘弾性構造モデルを構築し、過去の地震履歴や固着・すべりの現状把握の結果が与えられたもとで、現在の応力蓄積状態を推定するとともに、擾乱（半割れ等）が与えられた際の推移を予測する手法を開発する。そのために、断層すべりによる地殻変動計算と断層面での応力評価を、３Ｄ不均質粘弾性構造を考慮して行うための大規模有限要素モデルを、南海トラフを対象として構築するとともに、前回の南海トラフ地震以降の地殻変動データと整合する物性パラメータを推定した上で、グリーン関数を計算する。また、断層構成則と組み合わせることで、与えられた固着・すべりの後の推移の計算を実現する。履歴については、海域及び陸域の地層の中から過去の地震・津波の痕跡を検出するとともに歴史地震について史料調査を実施する。陸域では掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴を、海域では海底堆積物調査から地震・津波の発生履歴を解明し、その年代や拡がりから南海トラフ沿いにおける津波の履歴を解明する。また、史料解析に基づいて歴史地震における諸現象をより正確に復元する。

(d) ５か年の年次実施計画

1) 令和２年度：

推移予測では３Ｄ不均質粘弾性構造を考慮した地殻変動計算と断層面での応力評価を行うための大規模有限要素モデル構築の基礎検討を行った。陸域では駿河湾奥から九州東部沿岸において掘削調査を行い地震・津波履歴を推定した。海域では御前崎沖海域において調査航海を実施し、地震・津波履歴の調査を実施した。史料調査では明応東海地震から昭和東南海・南海地震において現地調査に基づいた史料収集及びその精査を行った。

2) 令和３年度：

推移予測では、応力蓄積過程の計算に必要となる前回の南海トラフ地震からの地殻変動データの整備を引き続き行うとともに、南海トラフを対象として、３Ｄ不均質粘弾性構造の曖昧さを考慮した地殻変動計算と断層面での応力評価を行うための大規模有限要素モデルを構築した。陸域では紀伊～四国沿岸陸域における掘削調査と試料採取及び既存の掘削試料の解析を行った。海域では日向灘～南九州沖の海底堆積物試料の分析から日向灘～南九州における地震・津波履歴を推定した。史料調査ではこれまで得られた史料調査の結果を基に昭和東南海・南海地震の津波波源モデルの再評価を行った。

3) 令和４年度：

推移予測では、令和２・３年度で得られた成果を基に３Ｄ不均質粘弾性構造を考慮したグリーン関数を求めた。陸域では紀伊～四国沿岸陸域において掘削調査等から地震・津波の発生履歴を得た。海域では東海～四国沖における海底堆積物試料の分析から地震・津波の発生履歴を得た。史料調査ではこれまで得られた史料調査の結果を基に宝永地震及び安政南海地震の津波波源モデルの再評価を行った。

4）令和５年度：

推移予測では、南海トラフを対象として、本プロジェクトで構築した３Ｄ粘弾性不均質構造の大規模有限要素モデルにおいて粘弾性応答までを含んだ地殻変動のグリーン関数を計算した。履歴については、陸域では東海～九州沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では東海～九州沖海域の試料の分析等から地震・津波の発生履歴について検討を行った。史料調査では、1498 年明応東海地震から 1946 年昭和東南海地震までの津波痕跡高・地殻変動の史料収集とその精査を引き続き実施するとともに、史料や津波堆積物などに基づいた波源断層モデルの検討、昭和東南海地震および南海地震、1854 年安政東海および南海地震の波源モデルの比較から、津波生成域の違いについて検討を行った。さらに、過去の履歴等を考慮した地震シナリオの検討を行った。

5）令和６年度：

推移予測では、過去の履歴にもとづく現在の応力状態を推定するとともに、次に起こりうる南海トラフ地震のシナリオ評価を行った。また、地殻変動への粘弾性応答の影響を考慮した半割れ後の推移予測の試行計算結果をまとめた。陸域では東海～九州沿岸陸域ですでに得られた試料の解析と結果の取りまとめを実施し、海域ではこれまで採取した海底堆積物の分析及び評価を実施した。さらに陸域と海域の成果をまとめて地質試料による統合地震履歴情報を得た。史料調査では令和５年度までに得られた史料調査の結果を基に明応東海地震の津波波源モデルの検討を行うとともに、昭和・安政・宝永・明応の滑り分布の取りまとめを行った。

(e)令和６年度業務目的

推移予測では、過去の履歴にもとづく現在の応力状態を推定するとともに、次に起こりうる南海トラフ地震のシナリオ評価を行う。また、地殻変動への粘弾性応答の影響を考慮した、半割れ後から次の地震までの推移予測の数値実験を行う。また、３つの履歴研究の知見にもとづいて、各セグメントでのすべりの有無、すべりが特に大きいタイミング、同期するセグメントの組み合わせを整理して統一モデルとしてまとめる。海域地質では、御前崎掘削コアを優先して年代測定し、結果の取りまとめを行う。陸域地質では、すでに得られた試料の解析と結果の取りまとめを行う。史料調査では、昭和・安政・宝永・明応のすべり分布の取りまとめを行う。

（２）令和６年度の成果

①　３Ｄ不均質粘弾性構造モデルを考慮した推移予測手法の開発

(a) 業務の要約

南海トラフを対象として、粘弾性応答を含んだ地殻変動を考慮した半割れ後の次の M8 地震までの発生間隔を推定する推移予測の数値実験を実施した。また歴史地震・スロースリップ・浅部微動の発生域を考慮して６つの力学的パッチからなる南海トラフのプレート間固着域を設定し、GNSS データのインバージョン解析により各力学的パッチに対する応力蓄積速度を推定し、南海トラフの力学的固着モデルを構築した。得られたモデルを用いて、豊後水道スロースリップイベントや歴史地震を再現した。さらに 2026 年時点の応力蓄積を見積もり、全域破壊型を含む多様な地震破壊シナリオを提案した。

(b) 業務の成果

i) 地震破壊シナリオ

力学に基づき多様な大地震を想定する手法開発の研究に取り組んできた[1)、2)、3)、4)]。本研究では、歴史地震・スロースリップ・浅部微動の発生域を考慮することで、南海トラフプレート間固着の位置と空間の拡がりを設定した。具体的には歴史地震のセグメント構造から５つのパッチ(室戸沖(Mu)、紀伊半島沖(Ki)、熊野灘(Ku)、遠州灘(En)、東海 (To))を豊後水道スロースリップに対応するパッチ(Bu)を設定した(図２－３－①－１)。その後、GNSS データのインバージョン解析によってそれぞれのパッチの応力蓄積速度を推定し、プレート間の力学的固着モデルとした。

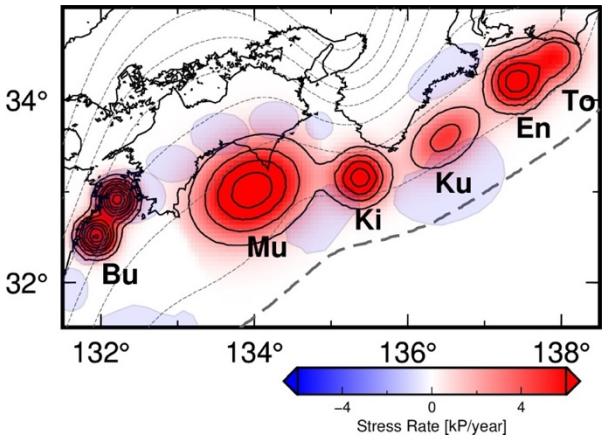

図２－３－①－１ 南海トラフにおけるプレート間の力学的固着モデル[4)]。プレート間の応力蓄積速度の分布と長期的スロースリップの位置（薄紫)。

得られた力学的固着モデルを使って、長期的スロースリップイベント、歴史地震、および、今後起こりうる大地震の破壊シナリオとしてすべり分布モデルを構築する。豊後水道のパッチ(Bu)へ蓄積される６年間ぶんの応力を解放することで、豊後水道スロースリップイベントの規模 Mw 7 を再現できる（図２－３－①－２)。また、パッチ（Mu, Ki, Ku, En, To）への応力蓄積を歴史地震の発生履歴から見積もり、５つの力学的パッチの連動パターンから多様な断層破壊を想定する。特に、パッチ Mu-Ki-Ku-En の連動破壊によって 1707 年宝永地震を、Ku-En-To により 1854 年安政東海地震を、Mu-Ki によって 1854 年安政南海地震を、Ku-En によって 1944 年昭和東南海地震 (Mw 8.02)を、Mu-Ki によって 1946 年昭和南海地震 (Mw 8.34)のすべり分布モデルを作成した（図２－３－①－２)。昭和東南海・南海地震のすべり分布およびモーメントマグニチュードをおおよそ再現することができる。加え、2026 年現在で蓄積されている応力を予測し、この応力解放によって起こりうる大地震を合成した。５つの力学パッチが全て破壊する場合 (Mu-Ki-Ku-En-To, Mw 8.4)、安政東南海地震型 (Ku-En-To, Mw 8.1)、南海地震型 (Mu-Ki, Mw 8.3) の大地震の破壊シナリオを含め様々な破壊シナリオを提案した。

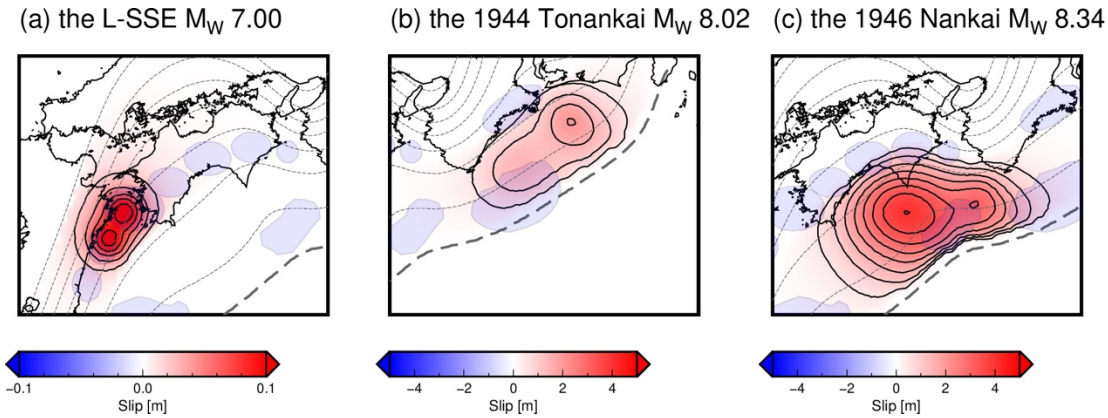

図２－３－①－２　力学的固着モデルをもとに作成した地震時すべり分布[4)]。(a)　豊後水道スロースリップ、(b) 1944 年東南海地震、(c) 1946 年南海地震。

ii) ３Ｄ不均質粘弾性構造モデル

前年度までに構築・高速化した粘弾性モデル[5)]を非線形化した粘弾性応答を考慮した半割れ後の推移予測の推移予測実験を実施した。まず、様々な発生間隔での半割れ地震（M8 クラスの地震）の数値シミュレーションの説明、次に粘弾性応答計算の説明、最後にこれらを用いた推移予測の数値実験について説明する。

半割れ後の推移予測を行うため、南海トラフでの巨大地震発生の繰り返しの数値シミュレーションをまず行った。ベースとなるシミュレーションのモデル 1)のうち、紀伊半島沖のセグメント境界（図２－３－①－３(c)の赤矢印）での摩擦パラメータの値を様々に変化させたシミュレーションを行なった。具体的には、摩擦パラメータのうちの特徴的滑り距離Ｌを変化させており、より大きな値ほど滑りにくくなるため、紀伊半島の東側で先に発生した半割れ地震（例：図２－３－①－３上）から、次の西側での半割れ地震（例：図２－３－①－３下）までの発生間隔が長くなると期待される。実際、シミュレーションの結果は、図２－３－①－３(d)に示すように、Ｌの値を大きくすると、発生間隔が指数関数的に大きくなることがわかる。真の場合を含む 68 ケースの数値シミュレーション結果を、このあとの粘弾性応答計算の入力とし、推移予測の数値実験に用いた。

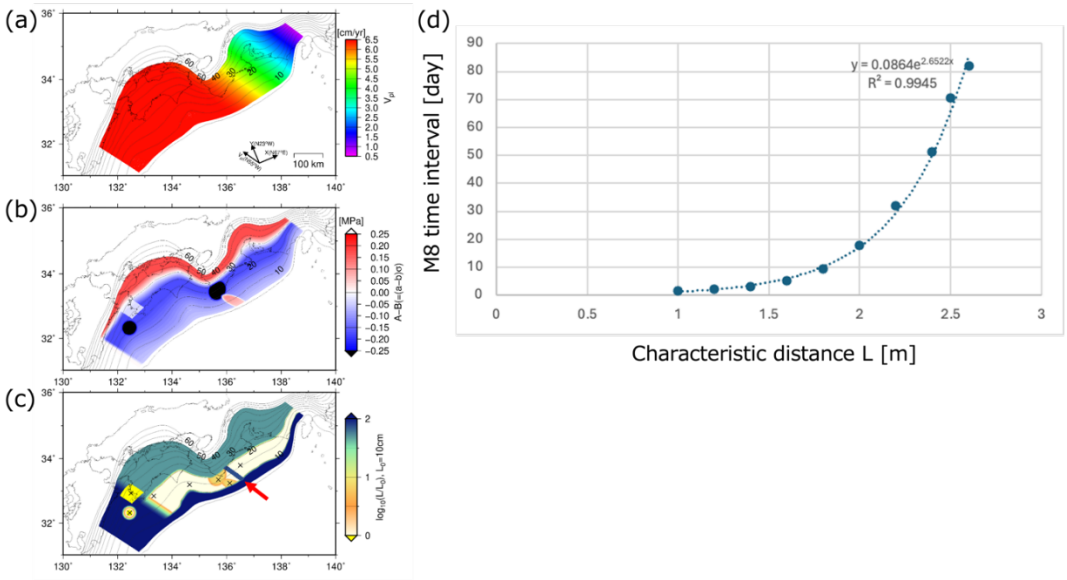

図２－３－①－３　(a)地震サイクルシミュレーションのパラメータのうち、プレート沈み込み速度の空間分布。　(b)摩擦パラメータ A-B の空間分布。(c)摩擦パラメータ特徴的滑り距離 L の空間分布。赤矢印で示した部分の L の値を変化させて複数のシミュレーションを実施。(d)L の値を変化させた場合の半割れ後の M8 発生までの時間間隔変化の例。

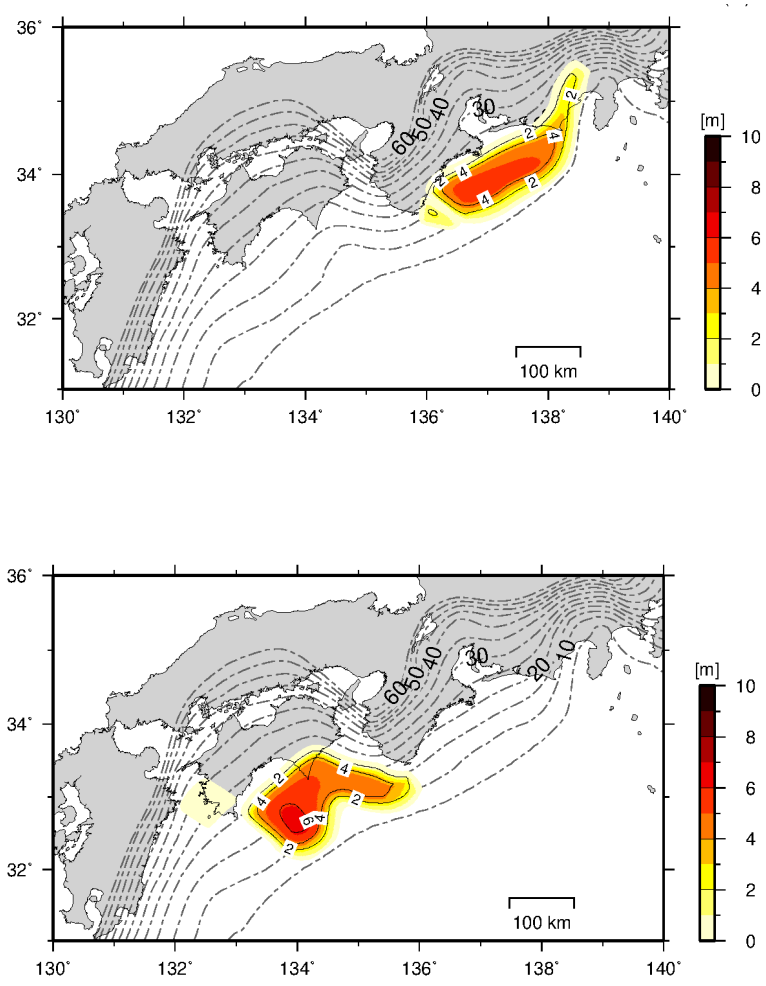

図２－３－①－４　半割れの際の最初と次の M8 地震の滑り分布の例。

次に、半割れ地震時の滑り分布並びに、次の半割れ地震までの間のプレート境界での滑り分布のスナップショットを入力とした、粘弾性応答のシミュレーションについて説明する。用いた粘弾性構造のモデルを図２－３－①－５の断面の模式図に示した[6)]。上盤プレートと沈み込むプレートは弾性、それ以外の層は粘弾性とした。LAB（Lithosphere Asthenosphere Boundary）は表２－３－①－１に示したように、非線形の場合も含む３つの異なる Model を比較した。ここで、表２－３－①－１の「指数」は次の応力-歪関係式に含まれる指数 n のことであり、n=1 の場合は線形粘弾性、それ以外では非線形粘弾性となる[7)]。

$$\dot{\sigma}_{ij} = \lambda\dot{\varepsilon}_{kk}\delta_{ij} + 2\mu\dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{\mu}{\eta}|s|^{n-1}s_{ij}$$

ここで、σ，ε，s は、それぞれ応力、歪、偏差応力であり、λ，μはラメの定数、ηは粘性係数である。Model 3 の場合は、マントルを構成する鉱物の粘弾性としてよく見られる n=3 を仮定している。各 Model での地震後の地殻変動の例を図２－３－①－６に示した。図からわかるように Model 3 の非線形粘弾性の場合は、応力変化が大きい地震直後は見かけの粘性率が低く、低粘性である Model 2 の場合に近い振る舞いをし、時間経過に伴って応力が低下していくと高粘性である Model 1 近い振る舞いをしている。

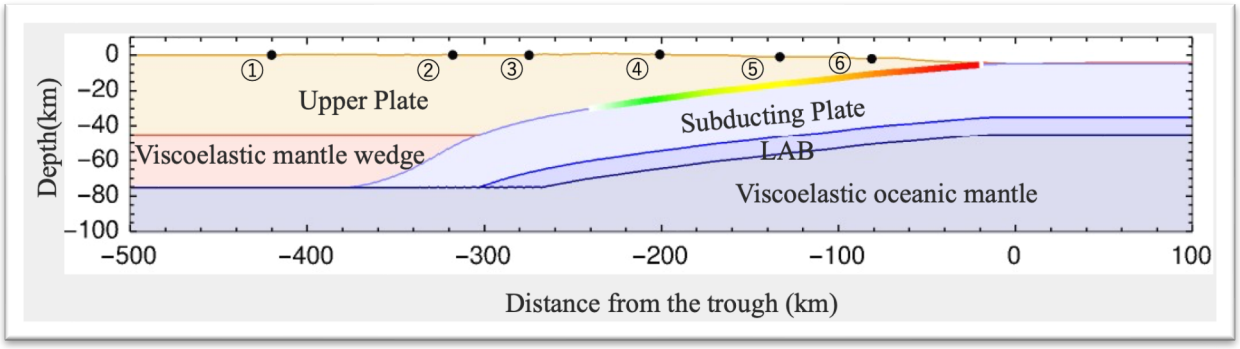

図２－３－①－５　粘弾性構造モデルの断面の模式図。Upper Plate と Subducting Plate は弾性、それ以外は粘弾性とした。LAB の粘性については表２－３－①－１で示したように３つの異なる Model を比較した。

表２－３－①－１ LAB の粘性についての３つのモデル。数値実験では Model 3 を真の場合した。LAB 以外の粘弾性層の粘性率は Model 1 と同じ。

Model	LAB の粘性率 [Pa·s]	指数
1	1.0×10^{19}	1
2	2.5×10^{17}	1
3	3.0×10^{28}	3

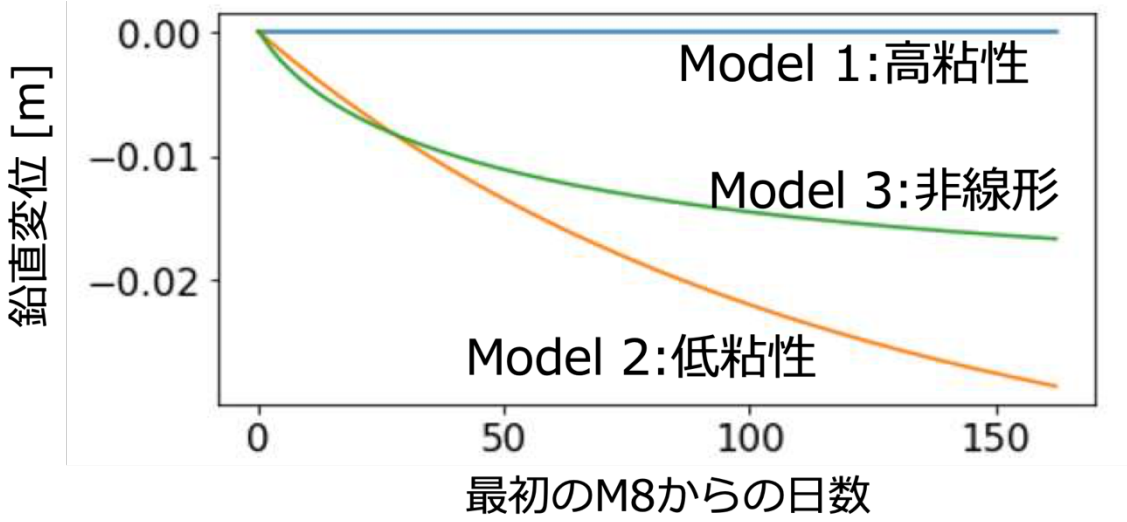

図２－３－①－６　LAB の粘性が異なる３つのモデルに対するある点での地殻変動の例。

Model 3 の粘弾性を仮定して、半割れ地震から次の半割れ地震までの様々な発生間隔に対して粘弾性地殻変動を計算した例を図２－３－①－７に示す。図の中の地図上の赤点の観測点位置での変動を示している。

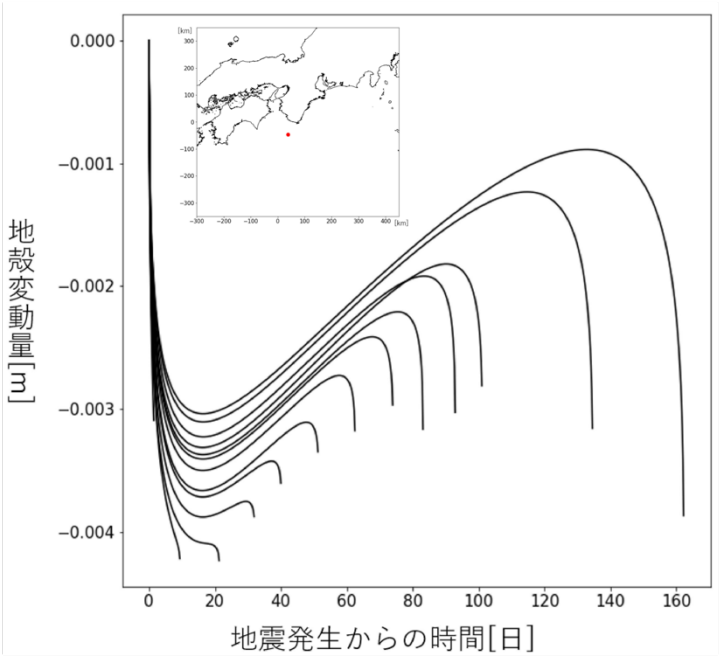

図２－３－①－７　半割れの際の最初の M8 地震からと次までの異なる発生間隔に対する粘弾性を含めた地殻変動の例。観測点位置を赤点で示した。

最後に、推移予測の数値実験結果を説明する。真の場合として、半割れから次の半割れまでの発生間隔が、３日後（1 週間以内）、10 日後（1 週間以上２週間以内）、82 日後（２ヶ月以上）の３つの場合について予測実験を行い、その結果を比較した。それぞれの真の場合の発生間隔となる地殻変動のシミュレーション結果に、0.03m のホワイトノイズを加えたものを模擬観測データとした。先に発生した M8 クラスの半割れ地震の後、模擬観測デ

ータが順次得られたとして、用意した様々な発生間隔のシミュレーション結果と比較し、真の場合の地殻変動量との差に応じた重みをつけて発生間隔を推定した[8)]。その推定結果の平均と標準偏差を、それぞれの真の場合を色別に示したのが図２－３－①－８である。真の場合が 82 日については、２週間以内と比べて数日以内で異なることが判別できる結果であり、一方、２週間以内の２ケース（３日後と 10 日後）の区別は誤差の範囲で重なっていて区別が難しいことがわかる。ただし、82 日のように発生まで時間がある場合についても、今回は真の粘弾性構造がわかっている状況での予測であり、また、摩擦パラメータもセグメント境界付近のみが異なる場合を比較しているため、区別がしやすい設定であることに注意する必要がある。

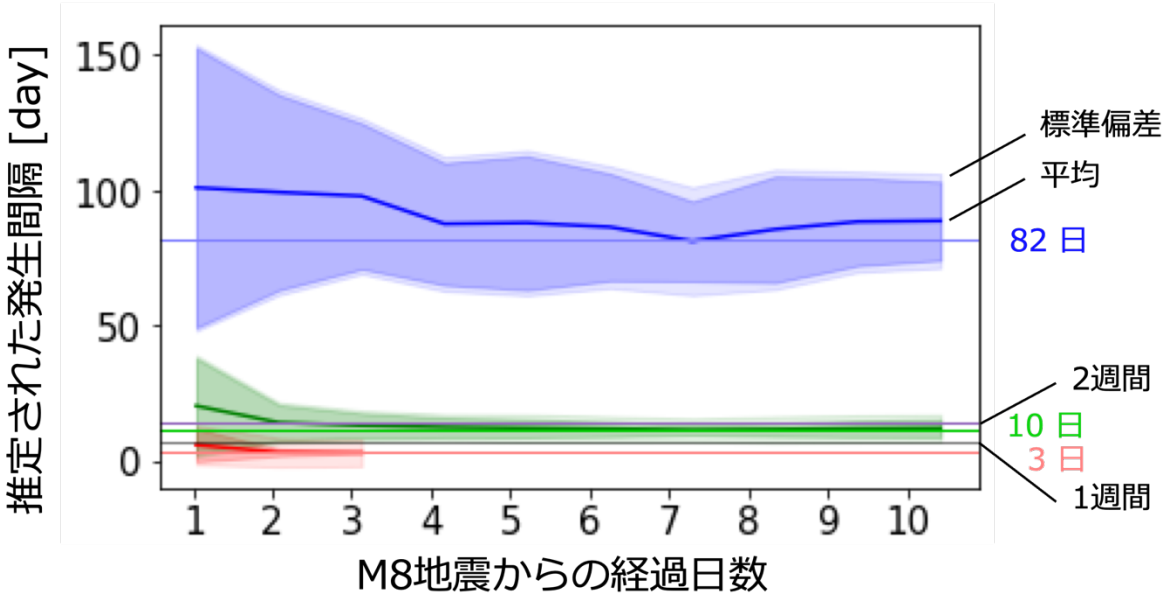

図２－３－①－８　M8 地震後にデータが増えるのに応じて、推定される次の M8 までの間隔の平均と標準偏差の結果。真の場合を３日、10 日、82 日とした結果を色別に示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

地震破壊シナリオについては、歴史地震・スロースリップ・浅部微動の発生域および GNSS データのインバージョン解析からプレート間力学的固着モデルを構築する手法を提案した。得られたモデルを用いて、スロースリップイベントや歴史地震を再現し、さらに現時点の応力蓄積に基づいて、将来起こりうる多様な破壊シナリオを提案することが可能である。今後、破壊シナリオの信頼度を向上させるためには、昭和・安政の南海地震の地震記録・津波記録等を利用し、力学的固着モデルの検証を行えるようにすることが重要である。また、将来的に海域 GNSS 観測点が増えれば、より直接的な検証と改良を期待できる。

推移予測実験については、粘弾性応答を考慮した半割れ後の推移予測の数値実験を実施することができた。最後に述べたように、今回は真の構造や摩擦パラメータ分布がほとんどわかっている状況での実験のため、今後の課題としては、構造やパラメータがより異なる場合を含んだ状況を比較する必要がある。また、半割れだけでなく、一部割れやゆっくり滑りが生じた際の推移予測実験も、同様な手法で可能であり、今後の課題である。より

将来的には、観測されたデータに逐次的に摩擦パラメータを合わせていく手法[9)]の導入をしていく必要がある。

(e) 引用文献

1) Noda, A., Saito, T., Fukuyama, E., Urata, Y.: Energy‐based scenarios for great thrust‐type earthquakes in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, using an interseismic slip‐deficit model, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(5), e2020JB020417, 2021. https://doi.org/10.1029/2020JB020417
2) Saito, T., Noda, A.: Mechanically coupled areas on the plate interface in the Nankai Trough, Japan and a possible seismic and aseismic rupture scenario for megathrust earthquakes, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(8), e2022JB023992, 2022. https://doi.org/10.1029/2022JB023992
3) Saito, T., Noda, A.: Mechanically coupled areas on the plate interface in the Kanto region, Central Japan, generating great earthquakes and slow‐slip events, Bulletin of the Seismological Society of America, 113(5), 1842-1855, 2023. https://doi.org/10.1785/0120230073
4) Saito, T. and Noda, A.: Long-term slow slip events and historical earthquakes modeled by mechanically coupled patches along the Nankai subduction zone,International Joint Workshop on Slow-to-Fast Earthquakes 2024, O24 (https://drive.google.com/file/d/1CHVY5gtL8puK8gzmZ4DN5rxNF_PHGA9Z/view?ts=6826d38d).
5) Hyodo, M., Hori, T., Kaneda, Y.: A possible scenario for earlier occurrence of the next Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuga-nada, off southwest Japan, Earth, Planets and Space, 68:6, 2016. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0384-6
6) Murakami, S., Hashima, A., Iinuma, T., Fujita, K., Ichimura, T., Hori, T.: Detectability of low-viscosity zone along lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Nankai Trough, Japan, based on high-fidelity viscoelastic simulation, Earth, Planets and Space, 76:89, 2024. https://doi.org/10.1186/s40623-024-02008-5.
7) Murakami, S., Fujita, K., Ichimura, T., Kaneko, R., Hori, T., Hori, M., Lalith, M., Ueda, N.: Large-scale nonlinear viscoelastic simulation for crustal deformation accelerated by data-driven method and multi-grid solver, ICCS 2025, submitted.
8) Hori, T., Hyodo, M., Miyazaki, S., Kaneda, Y.: Numerical forecasting of the time interval between successive M8 earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, using ocean bottom cable network data, Mar. Geophys. Res., 35, 285-294, 2014. https://doi.org/10.1007/s11001-014-9226-8
9) Kano, M., Tanaka, Y., Sato, D., Iinuma, T., Hori, T.: Data assimilation

for fault slip monitoring and short-term prediction of spatio-temporal evolution of slow slip events: application to the 2010 long-term slow slip event in the Bungo Channel, Japan, Earth, Planets and Space, 76:57, 2024. https://doi.org/10.1186/s40623-024-02004-9.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1）学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
3 次元不均質物性モデルによる 1944 年東南海・1946 年南海地震後の粘弾性緩和を考慮した西南日本への応力載荷計算（ポスター）	橋間 昭徳 堀 高峰 飯沼 卓史 村上 颯太 藤田 航平 市村 強	日本地球惑星科学連合 2024 年大会	2024.5	国内
データ駆動型手法により高速化された有限要素法を用いた南海トラフの高詳細粘弾性地殻変動解析（口頭）	村上 颯太 藤田 航平 市村 強 堀 高峰 堀 宗朗 Maddegedara Lalith 上田 修功	日本地球惑星科学連合 2024 年大会	2024.5	国内
Data Assimilation for Fault Slip Monitoring and Short-Term Prediction of Spatio-Temporal Evolution of Slips: Application to the 2010 Long-Term SSE in the Bungo Channel, Japan（ポスター）	加納 将行 田中 優介 佐藤 大祐 飯沼 卓史 堀 高峰	日本地球惑星科学連合 2024 年大会	2024.5	国内
Long-term slow slip events and historical earthquakes modeled by mechanically coupled patches along the Nankai subduction zone (oral)	Saito, T. Noda, A.	International Workshop on Slow-to-Fast Earthquakes 2024	2024.9	国内

南海トラフにおける力学的固着:歴史地震・長期的スロースリップイベント・将来起こりうる大地震（口頭）	齊藤竜彦 野田朱美	日本地震学会秋季大会	2024.10	国内

２）学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載した論文（発表題目）	発表者氏名	発表した場所（学会誌・雑誌等名）	発表した時期	国内・外の別
Detectability of low-viscosity zone along lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Nankai Trough, Japan, based on high-fidelity viscoelastic simulation（査読あり）	Murakami, S. Hashima, A. Iinuma, T. Fujita, K. Ichimura, T. Hori, T.	Earth Planets and Space	2024.6	国内

(g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

１）特許出願

なし

２）ソフトウエア開発

なし

３）仕様・標準等の策定

なし

② 海底堆積物を用いた地震・津波履歴情報の整備

(a) 業務の要約

南海トラフ沿いで発生する巨大地震・津波に伴って形成されるイベント堆積物を海底堆積物中から認定し、その堆積間隔から地震発生履歴を推定するために御前崎沖から掘削された海底堆積物コア C9035 Hole B と紀伊半島沖から採取されたピストンコアの分析を行った。C9035 Hole B コアでは、昨年度までの結果から浮遊性有孔虫の放射性炭素年代測定結果と挟在する３枚の火山灰層の年代から構築した深度－年代モデルに基づいてタービダイトの堆積年代が推定されていたが、年代値の数の制約からタービダイトの堆積年代を精度よく決められていなかった。今年度は追加の年代測定を行い、42 個の年代値を得た。追加された年代値は概ね昨年度までの結果を追認しており、最終氷期最盛期以降の 19000 年

前まではタービダイトの平均堆積間隔は 200 年程度であることが確認できた。古地磁気永年変化曲線を用いた深度－年代モデルの改善のためタービダイト層準のデータの削除を行うとともに、日本海溝での結果との比較を行った。その結果、両者で対比可能な層準が確認され、今回得られた結果は、今後日本周辺における海底堆積物の古地磁気永年変化曲線の標準曲線になると考えられた。また、紀伊半島沖のコアについては、一部のコアについて完新世のタービダイトが確認できたが、歴史地震との対応などさらに検討が必要と考えられた。

(b) 業務の実施方法

海底堆積物中の地震・津波イベント堆積物の認定とこれに基づく南海トラフ沿いの地震・津波履歴の情報整備のため、令和６年度は令和２～５年度に引き続き、海洋研究開発機構の地球深部探査船「ちきゅう」の Expedition 912 により御前崎沖で採取された掘削コアの分析と解析を実施した。「ちきゅう」により採取された掘削コア C9035 Hole B 中に挟在するタービダイトを用いた地震・津波履歴の解明にあたっては、詳細な深度－年代モデルの構築が必須である。C9035 Hole B コアの深度－年代モデルについては、令和４年度までに得られた 40 個の浮遊性有孔虫の放射性炭素年代値と３枚の火山灰の年代値を用いて構築が行われたが、タービダイトの数（約 200 枚）に比べて年代測定数（40 個）が少ないため、タービダイトの堆積年代を精度よく決められていなかった。そこで令和５年度と６年度に追加の年代測定を行い、42 個の年代測定値を加えた。また、古地磁気永年変動曲線を用いた年代モデルの改善に向けて、データの吟味と他海域の結果との比較を行った。「かいれい」の KR21-20 航海により紀伊半島沖から採取された海底堆積物コアについても年代測定を追加し、挟在するタービダイトの堆積年代を検討した。

(c) 業務の成果

海溝型巨大地震の震源の多くは海底下にある。このため、もっとも大きな地震動とそれに伴う変動は震源近傍の海底で起こると考えられる。海底での大きな震動は海底堆積物粒子の再配列を引き起こし、粒子間の間隙を埋める水（間隙水）の圧力を上昇させ、粒子を間隙水中に浮かせることで海底堆積物の強度を弱化させ、海底地すべりを発生しやすくする。また、地震の大きな震動や浅海に侵入した津波は、未固結の海底表層堆積物を巻き上げ、再移動させる[1)、2)]。このような地震や津波に伴う海底での土砂の再移動は、堆積物粒子を含んだ周囲の海水よりも密度の大きい水塊として、重力の効果により海底斜面を流れ下る堆積物重力流によると考えられ、斜面やその基部では水中土石流堆積物やタービダイトを堆積させる。これらの地震・津波起源で形成された堆積物（イベント堆積物と呼ばれる）は通常時に海底に堆積する泥とは異なる粒度組成や堆積構造を持つことが知られている[3)、4)]ので、海底堆積物中からイベント堆積物を認定し、その堆積年代を決めることで過去の地震や津波の発生時期を特定できる可能性がある[5)、6)、7)]。本課題では、南海トラフ沿いの海域を対象に、海底堆積物中の地震・津波起源のイベント堆積物からこの海域の地震・津波の発生履歴情報を得ることが目的となる。

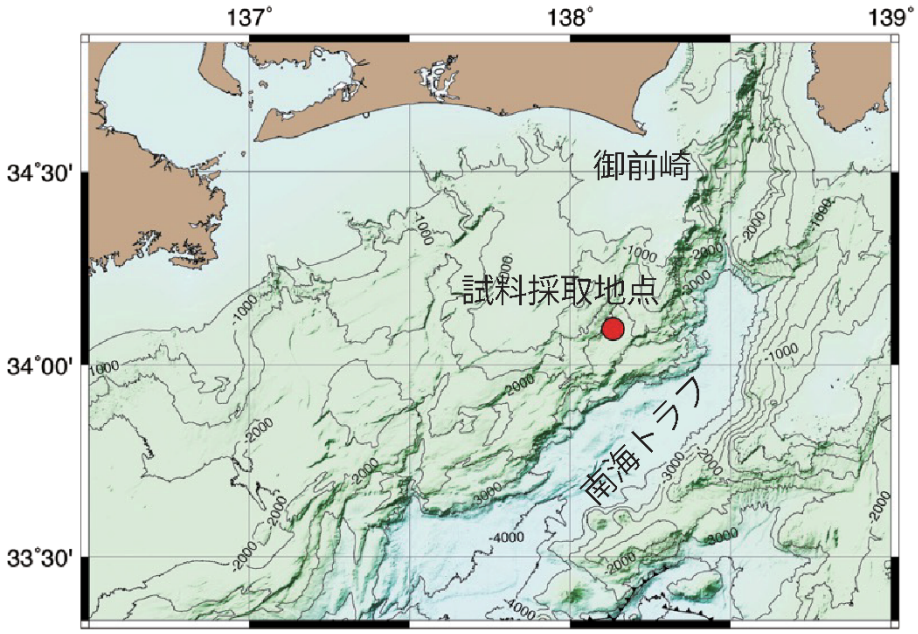

図２－３－②－１　「ちきゅう」による御前崎沖掘削コア C9035 Hole B 採取地点

掘削コア C9035 Hole B は、静岡県御前崎沖の金洲ノ瀬トラフの水深 2414m から「ちきゅう」により採取された試料である（図２－３－②－１）。本課題では C9035 Hole B コアの上部約 42m を用いて解析する（図２－３－②－２）。このコアには多数の砂質堆積物の挟在が確認され、下面が明瞭かつ侵食的で、上方へ細粒化する構造などから、堆積物重力流の一つである混濁流から形成されたタービダイトと解釈される。タービダイトの砂質部分の上位にはわずかに上方に細粒化する生物擾乱を持たない泥が存在し、タービダイト泥と判断される。この海盆は陸棚域につながる海底谷を欠き、浅海域での気象学的イベントによるイベント堆積物の供給がないあるいは少ないと考えられる場である上、海盆の陸側斜面には巨大地震の震源断層として動きうる活断層とされる東海スラスト[8)]が存在し、巨大地震発生時には地形変化や激しい地震動が期待できる場である[9)]。令和４年度の研究結果では、C9035 Hole B コアと同じ地点で採取された不擾乱表層堆積物コアの堆積構造及び過剰鉛 210 と放射性セシウムのプロファイルの比較から、C9035 Hole B コアでは海底堆積物の最表層が欠如していること、表層堆積物コアには 1944 年昭和東南海地震の記録は明瞭な砂層として残されていないことが明らかにされている。そして、この地点のタービダイトが示す地震は、御前崎沖より東方の東海セグメントまで破壊が及んだ地震により形成されたと考えられた。このような東海セグメントまで破壊が及んだ地震の長期間に渡る発生間隔を明らかにするため、C9035 Hole B コアについて令和５年度に構築された深度－年代モデルの改定を行った。

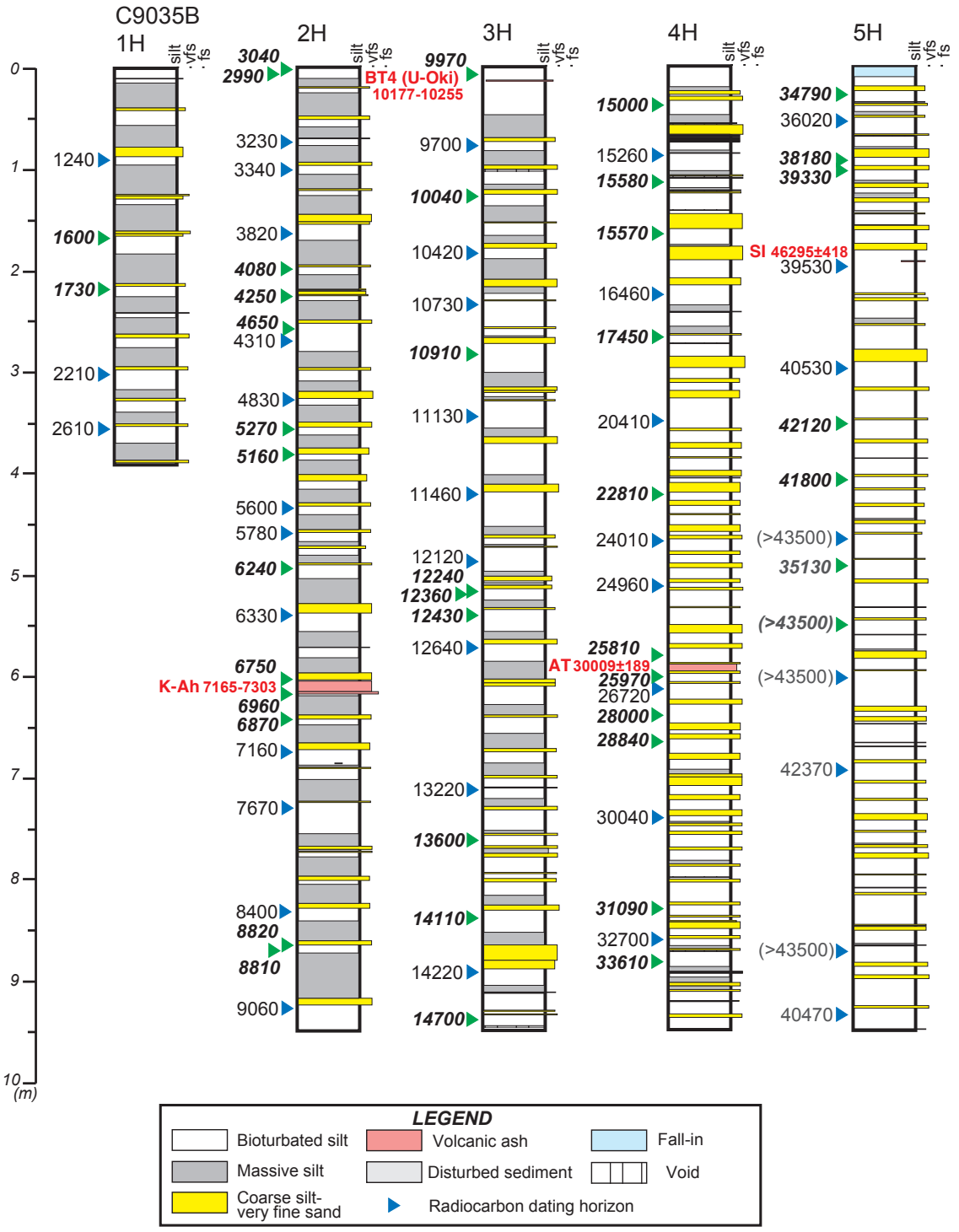

図２－３－②－２　御前崎沖掘削コア C9035 Hole B の柱状図と浮遊性有孔虫による年代測定結果（青三角：以前の測定結果、緑三角：新しい測定結果）、同定された火山灰の挟在層準と対比、水月湖コアで報告された暦年代値（柱状図のピンクの層準と赤字）

C9035 Hole B コアの深度－年代モデルの改定は、令和４年度までに行われたコア中の通常時の堆積物である半遠洋性泥に含まれる浮遊性有孔虫の放射性炭素年代測定に測定層準を追加することで行った。コアの 50 層準から新たに分析用試料を採取し、63μm の篩上で水洗し、残渣試料中から浮遊性有孔虫を拾い出した。結果として、41 試料から年代測定に

足る浮遊性有孔虫を得、令和４年度に年代測定されなかった１試料と合わせて、42 試料の年代測定を行った（図２－３－②－２の緑の三角で示された層準）。追加された年代値も合わせると、タービダイトの１～５枚程度に一つの年代値が得られており、より精度良くタービダイトの堆積年代を得ることができると考えられる。得られた年代値は、一部で年代値の逆転が起こっているが、コア深度 37m 付近以深の年代測定の限界値（43500 年）近くよりも古い年代を除けば、概ね深度方向に古くなる傾向を示しており、深度－年代モデルの構築に使えるデータと判断できる。また、暦年較正プログラム Calib 8.2[10] と関東の沿岸域で求められている海洋レザバー値 [11] を使って暦年較正を行うと、挟在する鬼界－アカホヤ火山灰（K-Ah）と鬱陵－隠岐火山灰（U-Oki）の層準の年代は水月湖で報告されている年代値 [12] にほぼ一致するので、年代モデルは妥当であると判断される。一方で、姶良丹沢火山灰（AT）と三瓶池田軽石（SI）の層準の暦年較正値は、水月湖で報告されている年代値 [12]、[13] と前者で約 1000 年、後者で数千年の差（C9035 コアの年代値の方が若い）が認められるので、海洋レザバー値が時間変動している可能性を示している。今後、ベイズ推定を用いた深度－年代モデルの構築を行うとともに、海洋レザバーの時間変動の考慮することで、タービダイトの堆積年代を求める予定である。

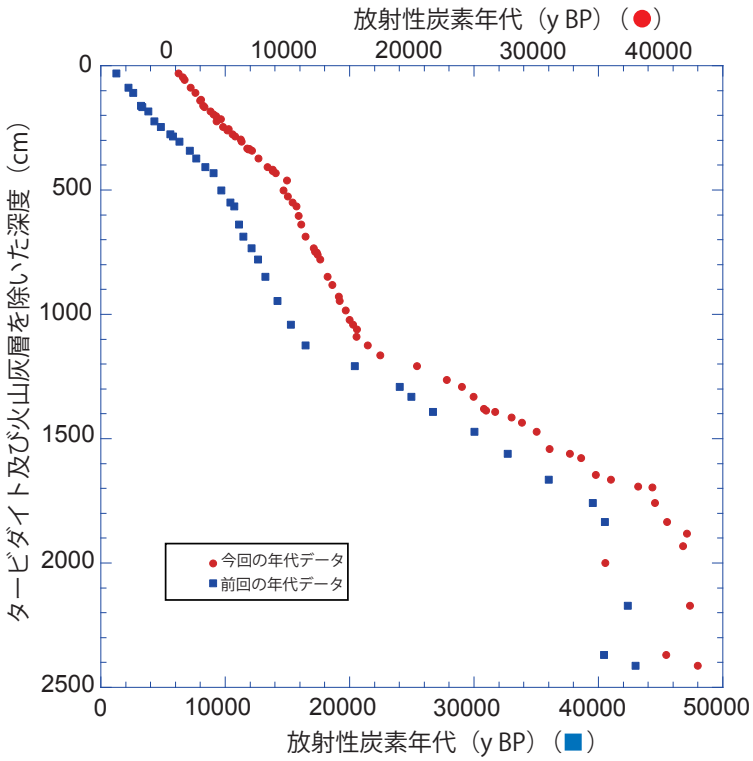

図２－３－②－３　前回（青四角）と今回（赤丸）の浮遊性有孔虫年代データセットの深度－年代プロットの比較。横軸は今回のデータセットについて 5000 年右にずらしている。縦軸はコア深度からタービダイトと火山灰の厚さを除去した深度。

今回改定された年代のデータセットと前回の作成したものは、年代測定層準のタービダイトを除去した深度と年代の関係の比較（図２－３－②－３）にみられるように、大きく変わるものではない。したがって、東海セグメントまで破壊が及んだ地震の平均的な発生

間隔が 200 年程度であるというこれまでの結果が変わることはないと考えられる。ただし、年代値が得られている層準が密になっていることから、個々のタービダイトの年代はより精度良く決定でき、それに基づくタービダイトの堆積間隔もより信頼性の高いものになると期待できる。また、今回明らかになった海洋レザバーの時間変動を考慮すれば、U-Oki 火山灰以深の層準については今後の検討が必要と言える。

次に、掘削コア Hole C9035 B の古地磁気永年変動曲線を使って堆積年代を評価するため、引き続きデータの解析を進めた。令和６年度には、より信頼が高い地磁気方位の記録を使用したプロファイルの策定を試みた。試料中に含まれるタービダイト層は半遠洋性泥層に比べ堆積速度が大きく、またタービダイト堆積時の流れの作用が地磁気方位の記録に影響を与える可能性がある[14]。そのためタービダイト層の区間を確認して、この層準のデータを排除し、半遠洋性泥層のみの古地磁気方位と年代でプロファイルを作成する作業を進めた。このプロファイルは昨年度までの年代モデルを使用しているが、それでもこれまでの日本周辺海域からの結果に比べて使用している年代データが多い。今後、現在構築中の新しい年代－深度モデルを適用することで、日本周辺の海洋堆積物の古地磁気永年変動曲線の標準曲線になると考えられる。この内、垂直成分である伏角のプロファイルを、国際深海科学掘削計画第 386 次航海により日本海溝の数カ所で取得された古地磁気データ[15]と試験的に対比を行った。特に 2,300 年前や 12,000 年前に伏角が極小になる層準が対比可能であるあることが確認でき（図２－３－②－４）、本研究の結果を古地磁気永年変動から年代を得るための標準曲線として使用できる見込みである。

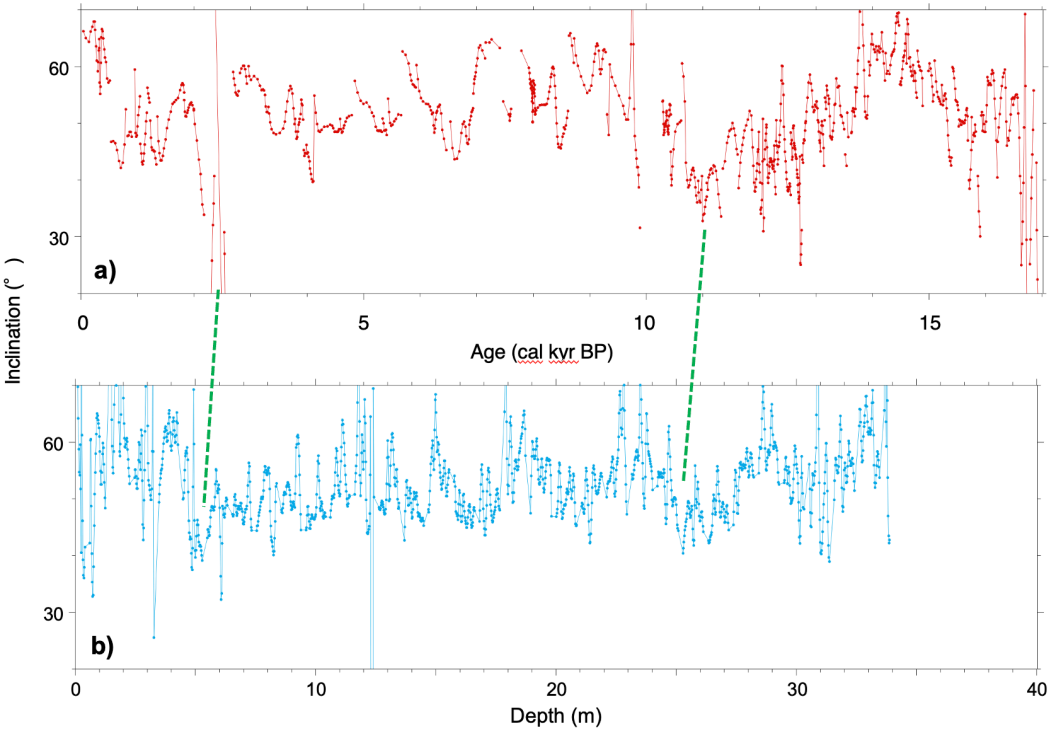

図２－３－②－４　本研究により得た古地磁気伏角変動と国際深海科学掘削計画 386 次航海 Hole M0090D の古地磁気伏角変動の比較。緑破線は対比可能な層準。a）本研究により得たタービダイト層を除外した古地磁気伏角変動。縦軸は伏角（° ）、横軸は年代で本研究の測定結果による。b）国際深海科学掘削計画第 386 次航海 Hole M0090D の堆積物から復元された古地磁気伏角データ[15]。縦軸は伏角（° ）、横軸はコアの深度（m）。

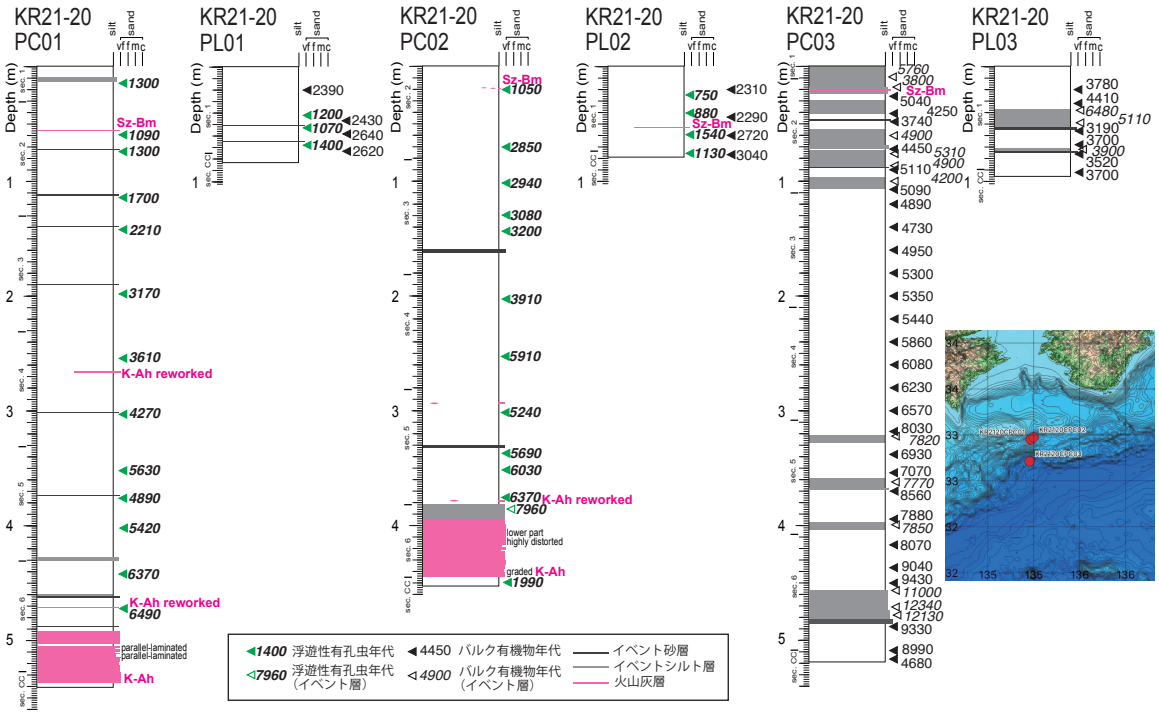

図２－３－②－５　紀伊半島沖から「かいれい」KR21-20 航海で採取されたコアの柱状図と火山灰分析及び年代測定結果。Sz-Bm：桜島文明火山灰、K-Ah：鬼界－アカホヤ火山灰。

地層記録からの地震・津波履歴の解読においては、その場に残されたイベント堆積物がどの程度の規模の地震・津波の記録であるかの理解が重要である。この理解のためには、その場における歴史地震に対応したイベント堆積物の検出が重要である。海洋研究開発機構の「かいれい」による KR21-20 航海で紀伊半島沖から採取されたコアの一部には 1471 年桜島文明火山灰とイベント堆積物の挟在が確認されており（図２－３－②－５）、歴史地震の記録が残されている可能性があったが、浮遊性有孔虫を用いた年代測定が行われていなかった。そこで令和６年度には、３本のコアのうち、採取水深が浅く、浮遊性有孔虫の保存の良い２本について、浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定を実施した。得られた結果（図２－３－②－５）のうち、桜島文明火山灰近傍の年代値に着目すると、下位の年代よりも古い結果となっている PL02 を除けば、PC01 で 1090 年前、PC02 で 1050 年前とほぼ一致した年代を示し、この年代を暦年較正プログラム Calib 8.2[10] と関東の沿岸域で求められている海洋レザバー値 [11] を使って暦年較正を行うと、暦年較正年代の中央値として西暦 1412 年と 1445 年が得られる。この年代値は、桜島文明噴火の年代とほぼ一致するので、この火山灰の対比が妥当であることを示す。また、PC01 の深度 59cm と 74cm での年代値から計算されるこの区間の堆積速度と桜島文明火山灰の深度及び年代を使って PC01 最上部近くのイベント層の堆積年代を計算すると、1934 年の値が求められる。この年代からは 1946 年昭和南海地震との対応が示唆されるが、一般にピストンコア試料の最上部付近は試料回収時の変形があったり、また、堆積物の圧密が堆積速度の算出に用いた層準よりも小さいことから、どの歴史地震に対応するかは今後の検討が必要である。また、桜島文明火山灰の下位のイベント砂層は、その直下から得られている暦年較正の中央値が西暦

1241 年であるので、南海地震によるものだとすると、1361 年正平地震に対応する可能性がある。PC01 にはより下位にも複数の薄いイベント砂層が認められるが、その挟在間隔は 500～1000 年程度であり、コア上部の方が間隔が短いように見える。堆積間隔やイベント層のコア間対比などについては、前述した古地磁気永年変化曲線などを含め、他の年代決定方法の結果も踏まえた今後の検討が必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、令和６年度の海底堆積物コアの分析結果から以下のことがわかった。

御前崎沖の「ちきゅう」による掘削コアでは、深度－年代モデルの改定が行われ、より精度良く地震イベント層（タービダイト）の堆積年代を求めることが可能となった。また、予察的な年代データの暦年較正結果によれば、完新世においては報告されている海洋レザバー値を用いることで較正が可能であるが、それ以前においては海洋レザバー値が変化している可能性が示唆され、今後の検討が必要であることがわかった。今後、ベイズ推定を用いた深度－年代モデルの構築において、海洋レザバーの変化の問題も考慮し、タービダイトの堆積年代を決め、地震発生間隔の解析に繋げていく予定である。一方、古地磁気永年変化曲線を用いた堆積年代推定法の開発においては、改定前の深度－年代モデルに基づくものではあるものの、御前崎沖コアで得られた結果が日本周辺海域での標準曲線になり得ることがわかった。これは、浮遊性有孔虫の放射性炭素年代測定を適用できない海域（例えば、日本海溝のような炭酸カルシウム補償深度以深の海域や、オホーツク海～親潮域のような高緯度で珪藻質堆積物からなる海域）での堆積物の年代決定において重要なものとなる。今後改定される深度－年代モデルを適用し、標準曲線としての価値を高めていく予定である。

紀伊半島沖の１本のコアでは、歴史地震に対応する可能性のあるイベント堆積物を確認したが、歴史地震との対比については、他の年代決定方法の結果も踏まえた検討が今後必要である。

(e) 引用文献

1) 池原 研, 宇佐見和子：海底の地震・津波堆積物－巨大地震・津波による海底の擾乱と擾乱記録を用いた巨大地震・津波履歴の解明－, シンセシオロジー, Vol.11, pp.12-22, 2018.
2) 池原 研:海底地すべりと混濁流の発生,地盤工学会誌,Vol.68,No.7,pp.52-57,2020.
3) Bouma, A.H.: Sedimentology of some flysch deposits, Elsevier, Amsterdam, 168p, 1962.
4) Stow, S.A.V. and Shanmugam, G.: Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, Sed. Geol., Vol.25, pp.23-42, 1980.
5) Adams, J.: Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, Tectonics, Vol.9, pp.569-583, 1990.
6) 池原　研：深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定, 地学雑, Vol.110, pp.471-478, 2001.

7) Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. and the Shipboard Scientific Party: Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Vol.46, pp.555-577, 2003.
8) 徳山英一,平　朝彦,倉本真一,山本富士夫:東海沖海底の変動地形,科学,Vol.68, pp.56-57, 1998.
9) Nakanishi, R. and Takemura, S.: Development of an offshore ground motion prediction equation for peak ground acceleration considering path effects based on S-net data, Earth, Planets, Space, Vol.76, article number 146, 2024.
10) Stuiver, M. and Reimer, P.J.: Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program, Radiocarbon, Vol.35, pp.215-230, 1993.
11) Shishikura, M., Echigo, T. and Kaneda, H.: Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes, Quat. Res., Vol.67, pp.286-291, 2007.
12) Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members: Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, Quat. Sci. Rev., Vol.67, pp.121-137, 2013.
13) Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E.L., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D.F., Moriwaki, H., SG06 Project Members and Nakagawa, T.: Geochemical characterization of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core), Quat. Geochron., Vol.52, pp.103-131, 2019.
14) Tanty, C., Valet,J.-P., Carlut, J., Bassinot, F. and Zaragosi, S.: Acquisition of detrital magnetization in four turbidites, Geochem. Geophys. Geosyst., Vol.17, pp.3207-3223, 2016.
15) Kanamatsu, T., Yamamoto, Y., Hsiung, K.-H., Wang, Y., Ikehara, K. and Strasser, M.: Application of paleomagnetic secular variation for high-resolution paleoseismology: IODP Expedition 386 Japan Trench Paleoseismology, Abstract 2024 JpGU, MGI31-P11.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1）学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
御前崎沖掘削コア中の地震性タービダイトの特徴へのバックグラウンド環境変動の影響（口頭）	池原　研 石澤　尭史 金松敏也	日本地球惑星科学連合2024年大会	2024.5	国内
Application of paleomagnetic secular variation for high-resolution paleoseismology: IODP Expedition 386 Japan Trench Paleoseismology（ポスター）	Kanamatsu, T. Yamamoto, Y. Hsiung, K.-H. Wang, Y. Ikehara, K. Strasser, M.	2024 JpGU meeting	2024.5	国内
北海道沖で起こった17世紀型巨大地震の海底堆積物の記録：千島海溝沿いの海底古地震記録（口頭）	金松 敏也 Hsiung, K.-H. 中西　諒 窪田　薫 池原　研 Chang, Y.-C. 富士原 敏也	日本地球惑星科学連合2024年大会	2024.5	国内
Paleoseismology from turbidites of piston cores in the Kuril Trench slope, eastern Hokkaido, Japan（ポスター）	Hsiung, K.-H. Kanamatsu, T. Nakanishi,R.	2024 JpGU meeting	2024.5	国内
Ocean current-induced sand accumulation and transport to deep-sea through submarine canyons during the Holocene at offshore of south Kyushu, Japan（口頭）	Ikehara, K. Kanamatsu, T.	International Meeting of Sedimentology 2024	2024.6	国外

地震性混濁流の発生におけるバックグラウンド環境変動の影響：御前崎沖と中部日本海溝の例から（口頭）	池原　研 石澤尭史 金松敏也 長橋良隆 里口保文 板木拓也	日本地質学会第 131 年大会	2024.9	国内
御前崎沖掘削コア中のタービダイトが示す地震と完新世におけるその堆積間隔（口頭）	池原　研 金松敏也 Hsiung, K.-H. 石澤尭史 里口保文 長橋良隆	日本地質学会第 131 年大会	2024.9	国内

２）学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載した論文（発表題目）	発表者氏名	発表した場所（学会誌･雑誌等名）	発表した時期	国内・外の別
Controlling factors of a submarine landslide on the Kumano-nada continental slope, West Japan（査読あり）	Kanamatsu, T. Ashi, J. Shiraishi, K.	Tectonophysics	2024.7	国外

(g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

１）特許出願

なし

２）ソフトウエア開発

なし

３）仕様・標準等の策定

なし

③　陸域における地震・津波履歴調査

(a) 業務の要約

陸域における地震・津波の履歴調査は、紀伊半島から四国にかけての沿岸の３地域において、掘削調査及び既存の堆積物コア試料の分析を実施した。

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町および太地町では、下里地区の沿岸低地において令和５年度に１地点で新たに採取したジオスライサー試料（最大掘削深度 2.90m）について、詳細な層相観察を行うとともに、７件の放射性炭素年代測定の依頼分析を実施した。その結果、約 5300 年～4900 年前に堆積した４枚の級化砂層は、津波などのイベントにより形成された可能性があることが明らかとなった。また八尺鏡野（やたがの）地区において、令和４年度までの掘削地点に加えて、同じ測線の延長線上および直交方向に設定した測線上でロシアンサンプラーによる掘削を４地点（YT-05, 06, 07, 08）で実施し、詳細な層相観察を行うとともに、放射性炭素年代測定の依頼分析を実施した。その結果、10 層のイベント砂層が確認され、年代測定結果は 5300～2200 cal BP を示した。河立（こたち）地区では、浜堤の背後から約 150 m の測線を設けて１箇所（KT-02）でハンドコアラーを用い、また４箇所で（KT-01, 02-1, 02-2, 03）で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置を用いてそれぞれ掘削を実施した。その結果、５層のイベント砂層（K-1～5）が識別され。また、KT-02-2 コアの深度 4.58m～5.00m で K-Ah テフラに対比される火山灰層を確認した。イベント砂層に関連する年代測定結果はおおよそ 5600～4600 cal BP を示す。浦神地区では、１箇所（UR-01）で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置を用いて掘削を実施した。その結果、浸水イベントを示す貝殻密集層が２層（U1, 2）確認でき、深度 2.92m～2.98m 地点には K-Ah テフラに対比される火山灰層を確認できた。イベント層の年代測定結果は再堆積を示すものであった。

徳島県海部郡牟岐町大戸の沿岸低地において柱状堆積物を採取した。ジオスライサーで採取した地表から深さ 334 cm までの堆積物について、詳細な層相観察を行うとともに、放射性炭素同位体年代測定の依頼分析を実施した。この堆積物中には砂質または礫質のイベント層が５枚（Event layer I－V）確認され、礫質イベント層 Event layer IV の堆積年代は 4214－3838 cal yr BP であった。

高知県須崎市では、文部科学省委託事業「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構、 2019）[1)]において産業技術総合研究所が採取したボーリングコア試料について，詳細な層相観察を行うとともに、放射性炭素同位体年代測定の依頼分析を実施した。柱状堆積物中には、21 枚の砂質または礫質のイベント層が確認され、うち上位の４枚については歴史時代に堆積したことが分かった。

(b) 業務の成果

1)　和歌山県那智勝浦町・太地町

a)　下里地区

那智勝浦町下里地区の沿岸低地（図２－３－③－１）では、令和４年度にジオスライサーによる地質試料（掘削深度 1.40～1.93m）を６地点（地点１～６；図２－３－

③－２）から計 13 本採取し、令和５年度に肉眼観察や粒度分析、年代測定などの各種室内分析を実施した。その結果、本地域における環境変遷や浸水履歴を精度よく復元するためには、より深い層準の層相観察や年代測定が必要であることがわかった。そのため、令和５年度末に１地点（地点７；図２－３－③－２）において３本の追加試料を採取し、令和６年度は追加試料の層相観察や年代測定などの室内分析を実施した。

堆積年代を精度よく復元するため、同一層準からより多くの年代測定試料を採取することを目的として、地点７（標高約 2.39m） から３本のジオスライサーによる地質試料（掘削深度 1.40～2.90m）を近接して掘削した。このうち、最も掘削長の長い試料（SS-16；掘削深度 2.90m）について肉眼観察や軟Ｘ線撮影画像による観察を行い、堆積相に基づいて５つのユニットに区分した（図２－３－③－３）。以下に観察結果を上位から下位に向かって記す。

深度 0.00～0.55mはコアが採取できず欠如している。深度 0.55～0.67m（ユニット１）は有機質な泥炭層である。深度 0.67～0.82m（ユニット２）は淘汰が悪く、植物片を多量に含む有機質な泥質極細粒砂層であり、上部には２～４ ㎜程度の礫が散在して含まれている。深度 0.82～1.40m（ユニット３）は淘汰のよい細粒砂層であり、植物片が散在する部分や、薄い層を形成しているところがある。またところどころで不明瞭な生痕がみられる。実体顕微鏡下では二枚貝や海綿骨針などが含まれていることが観察された。この層の最上部は泥質な極細粒砂であり、植物片を多く含む。深度 1.40～2.61m（ユニット４）は 4 枚の級化砂層からなる。級化砂層は約 15～40 cm の厚さで、下部は淘汰のよい中粒～細粒砂からなり、平行葉理が発達する。上部は植物片を多量に含む泥質の細粒～極細粒砂からなり、巣穴状の生痕が観察されるほか、強く生物擾乱を被っているところもある。下位の粘土層から級化砂層下部にかけての部分と、下部の粗粒な砂層から上部の泥質な砂層にかけての部分では、脱出構造（escape structure）を示す生痕がみられる（図２－３－③－３）。また、級化砂層の中にはカニの爪化石に加えて、二枚貝や有孔虫、貝形虫、海綿骨針などが含まれていることが実体顕微鏡下で観察された。深度 2.61～2.90m（ユニット５）は植物片を多く含む有機質な粘土層である。この層は生物擾乱により全体的に強く攪拌されており、堆積構造はみられなかった。文部科学省委託事業「防災対策に資する南海トラフ地震調査研究プロジェクト」令和５年度成果報告書（2024）では、地点１～６の試料（最大掘削深度 1.93m）を F1 相～F3 相という３つの堆積相に区分した。堆積相と深度の対比から、今回観察されたユニット１～５のうちユニット１は F1 相、ユニット２は F2 相、ユニット３とユニット４の一部が F3 相に相当すると考えられる。

次に、堆積物の形成年代を推定するために地点７のジオスライサー試料から葉や枝などの植物片を抽出し、７件の放射性炭素年代測定の依頼分析を実施した（図２－３－③－４）。その結果、他の結果と大きく年代値が異なる１件（約 280 年前以後）を除いて、矛盾となるような年代値の逆転がみられないことから、この１件を試料のコンタミネーションの可能性が高いとして採用せず、残りの６件の年代値と令和５年度成果報告書に示した年代値に基づいて考察した。4 枚の級化砂層からなるユニット４（層厚約 1.2m）は約 400 年、その上位のユニット３（層厚約 0.6m）は最大約 300 年の間に急速に堆積した一方で、ユニット３とユニット２（F3 相と F2 相）の間には 4000 年

程度の年代ギャップがある可能性が高いことが分かった。また、ユニット４にみられる級化構造や平行葉理、脱出構造を示す生痕は、ユニット４が１回もしくは複数回にわたる津波などのイベントにより比較的短時間のうちに形成された可能性を示唆しているものと考えられる。

図２－３－③－１　調査地の位置図。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

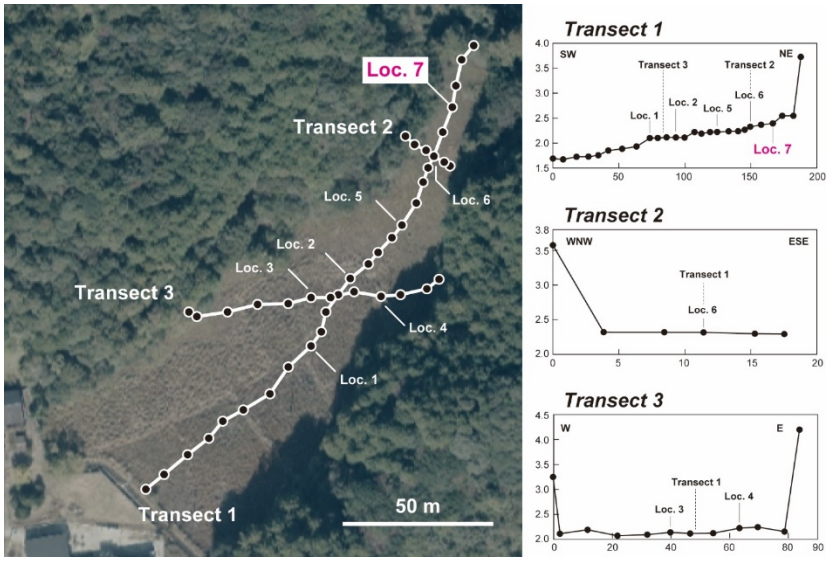

図２－３－③－２　下里地区の沿岸低地における追加掘削地点（Loc．7）と地形断面。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

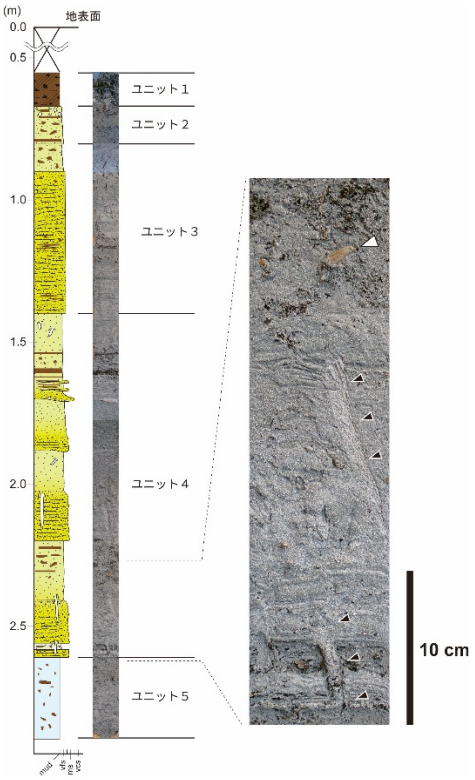

図２－３－③－３　（左）下里地区の追加コア（SS-16）の柱状図と５つのユニット区分。（右）ユニット４にみられる脱出構造を示す生痕（黒矢印）とカニの爪（白矢印）。

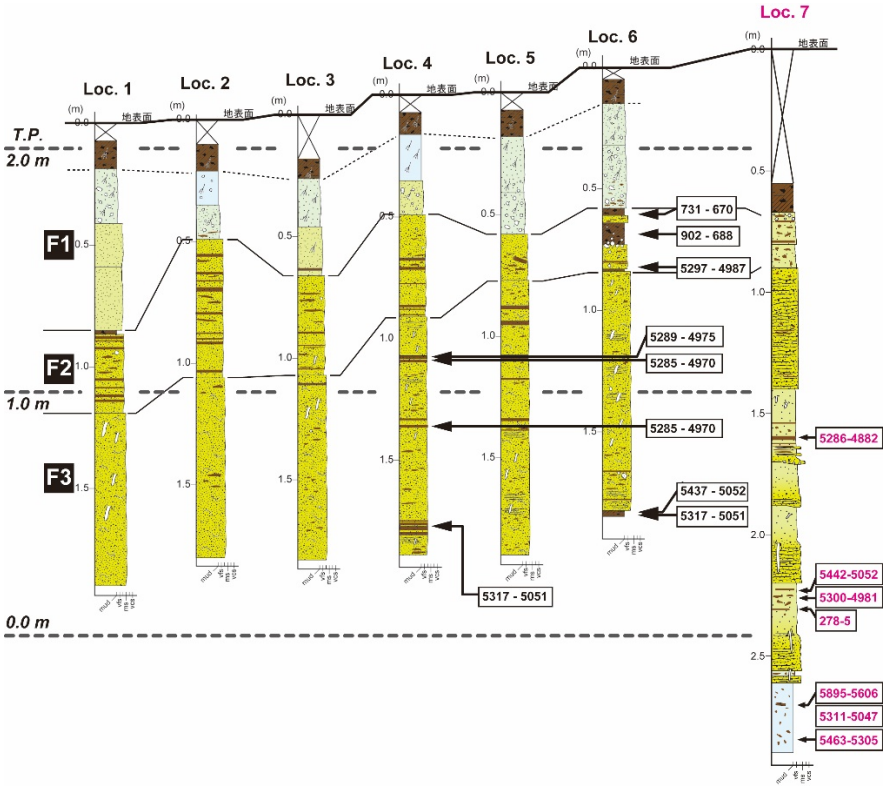

図２－３－③－４　ジオスライサー試料の柱状図と堆積相区分。矢印は放射性炭素年代測定用試料の採取位置、四角内の数値は年代測定値（cal BP）を示す。なお、黒文字は令和５年度までに得た年代値、赤文字は令和６年度に追加で得た年代値を示す。

b)　八尺鏡野地区

那智勝浦町八尺鏡野地区には、太田川河口から約 1.2km 遡った右岸側に幅 100m 以下、奥行き約 400m の溺れ谷状の湿地が分布する（図２－３－③－１、図２－３－③－５）。この湿地では、文部科学省委託事業「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構、 2020）[2)]において、産業技術総合研究所が令和元年に掘削を実施しているが、本プロジェクトで追加掘削調査を行った結果を令和５年度に報告した。令和６年度はさらに測線の谷奥側延長上で２箇所（YT-05, 06）、この測線に直交する方向に新たに測線を設けて２箇所で（YT-07, 08）でそれぞれロシアンサンプラーを用いて掘削を実施した（図２－３－③－５）。これらの地点で得られた試料について、層相観察を行うとともに年代測定試料を採取した。年代測定用試料は、実体顕微鏡による観察で堆積物からおもに植物化石（葉や果実）を拾い出し、放射性炭素同位体年代測定を実施した。

層相は既存のコア試料と同様に、下位から暗褐色有機質シルト、黒～暗褐色泥炭、黒～暗褐色有機質シルトおよび黄灰色シルト～粘土が分布する（図２－３－③－６、図２－３－③－７）。それらの間に浸水イベントを示す砂層が複数枚挟まっている。既存のコアと合わせて検討した結果、イベント砂層は 10 層（Y-1～10）が識別できる。年代測定結果はおおよそ 5300～2200 cal BP を示し、これまでの報告と調和的である。

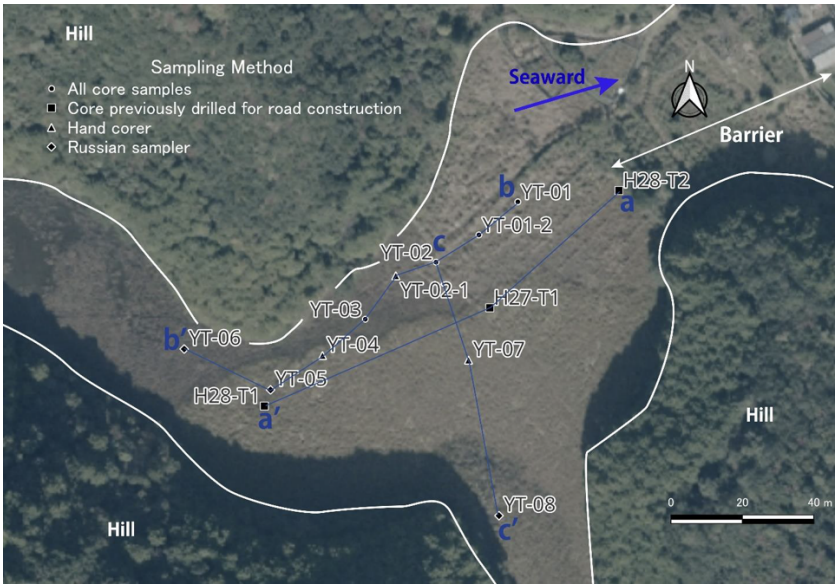

図２－３－③－５　八尺鏡野地区における掘削地点。基図は国土地理院の空中写真を使用。a-a’測線は国土交通省紀南河川国道事務所による。

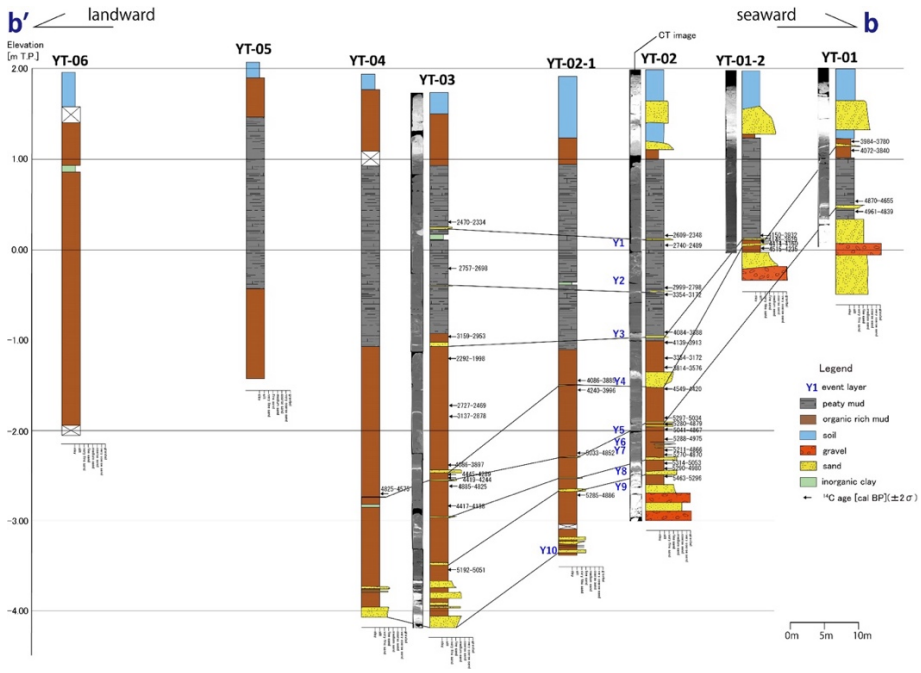

図２－３－③－６　八尺鏡野地区 b-b’測線の地質柱状図と CT スキャンイメージ。

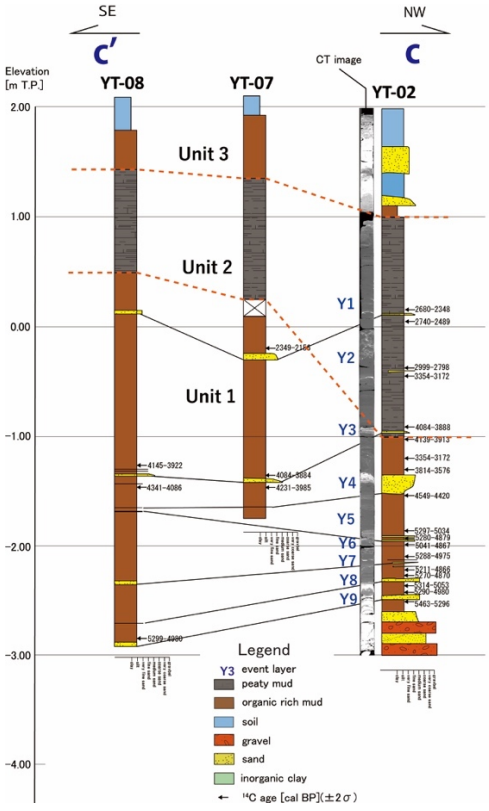

図２－３－③－７　八尺鏡野地区 c-c’測線の地質柱状図と CT スキャンイメージ。

c）河立地区

太地町河立地区は、太田川東方約 1 km 付近の海岸線から浜堤を挟んで北方に位置する標高５～10 m の湿地帯である（図２－３－③－１、図２－３－③－８）。湿地の周辺は海洋酸素同位体ステージ 5e の海成段丘で囲まれ、南部は最大で標高 13 m になる浜堤で閉塞されている。この湿地では、浜堤の背後から約 150 m の測線を設けて 1 箇所（KT-02）でハンドコアラーを用い、また４箇所で（KT-01, 02-1, 02-2, 03）で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置を用いてそれぞれ掘削を実施した（図２－３－③－８）。これらの地点で得られた試料について、層相観察を行うとともに年代測定試料を採取した。年代測定用試料は、実体顕微鏡による観察で堆積物からおもに植物化石（葉や果実）を拾い出し、放射性炭素同位体年代測定を実施した。

層相は下位に暗褐色～極褐色の均質な有機質泥層(Unit1)、上位に表層土壌(Unit2)が分布する（図２－３－③－９）。それらの間に浸水イベントを示す砂層が複数枚挟まっている。イベント砂層は５層（K-1～5）が識別できる。また、KT-02-2 コアの深度 4.58 m～5.00 m には K-Ah テフラに対比される火山灰層を確認できる。K-3 と K-4 のイベント砂層に関連する年代測定結果はおおよそ 5600～4600 cal BP を示し、八尺鏡野地区や下里地区のイベントと対比できる可能性がある。

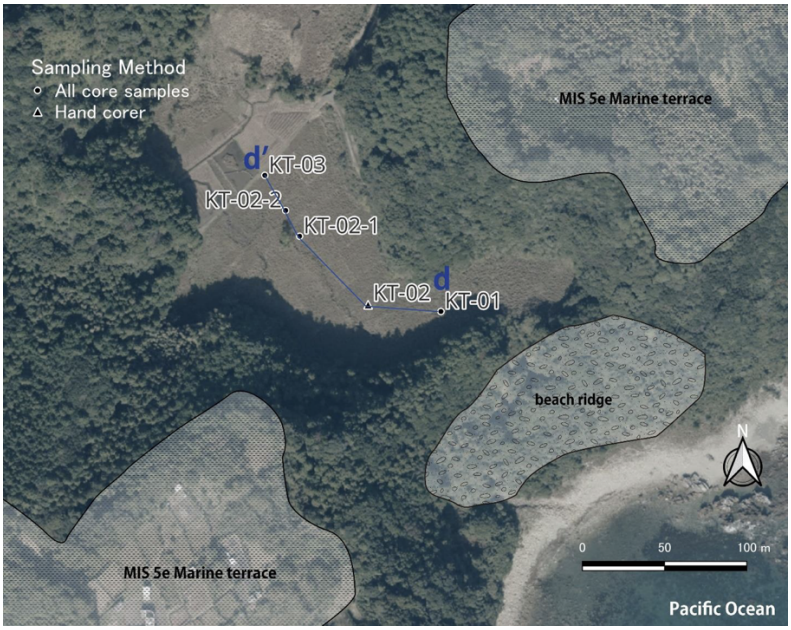

図２－３－③－８　河立地区における掘削地点。基図は国土地理院の空中写真を使用。

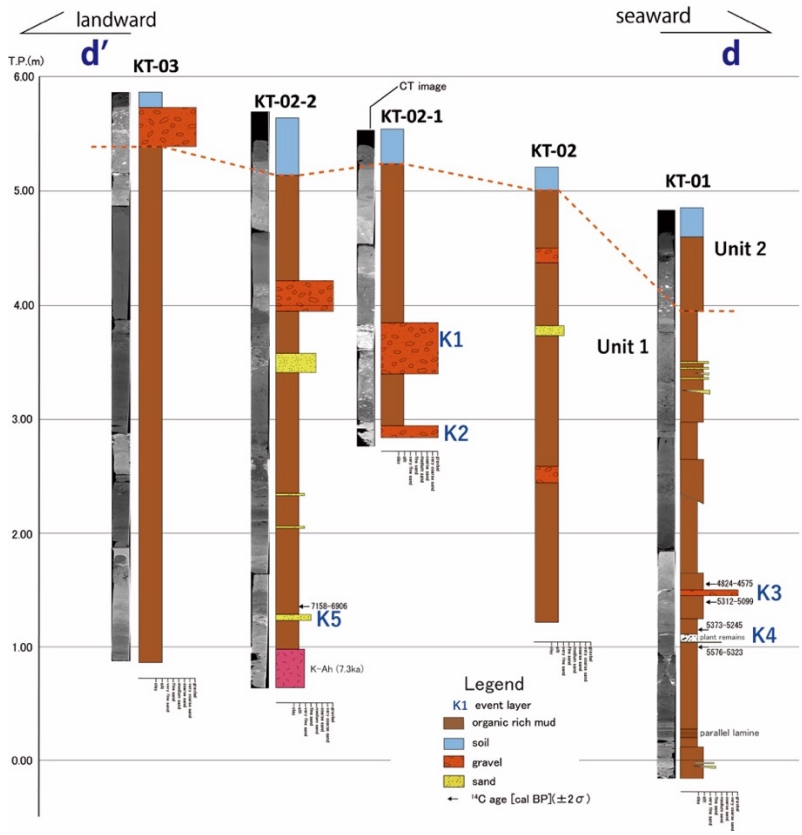

図２－３－③－９　河立地区の地質柱状図と CT スキャンイメージ。

d）浦神地区

那智勝浦町浦神地区は、浦神湾の湾奥に位置する標高２m 程度 の湿地帯である（図２－３－③－１、図２－３－③－10)。この湿地では、１箇所（UR-01）で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置を用いて掘削を実施した（図２－３－③－10)。これらの地点で得られた試料について、層相観察を行うとともに年代測定試料を採取した。年代測定用試料は、堆積物からおもに貝化石やサンゴ化石を拾い出し、放射性炭素同位体年代測定を実施した。

層相は基盤岩（Unit1）の上位に褐灰色のシルトもしくは砂層（Unit2）が分布し、所々に礫層を挟む。さらに上位に表層土壌（Unit3）が分布する（図２－３－③－11)。Unit2 には浸水イベントを示す貝殻密集層が２層(U1,2)確認できる。また、深度 2.92m～2.98m 地点には K-Ah テフラに対比される火山灰層を確認できる。イベント層に関連する年代測定結果は、イベント層下位の年代（430cal BP 以降）に対して、イベント層中の貝化石がおおよそ 3950～2740 cal BP、サンゴ化石が 1990～1690cal BP と有意に古く、再堆積した試料であることを示す。

図２－３－③－10　浦神地区における掘削地点。基図は国土地理院の空中写真を使用。

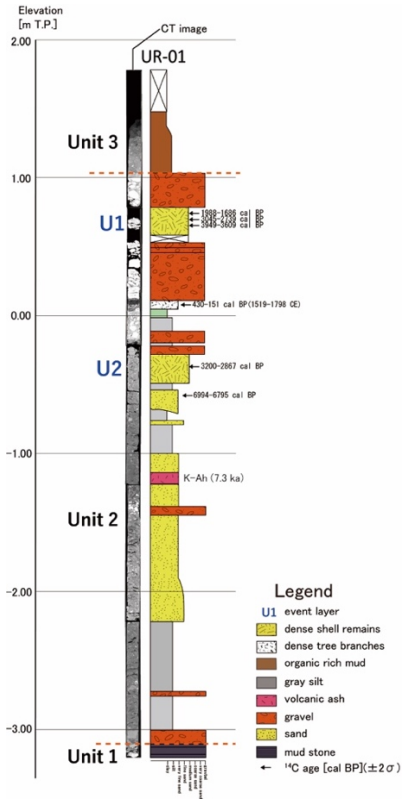

図２－３－③－11　浦神地区の地質柱状図と CT スキャンイメージ。

2)　徳島県海部郡牟岐町

徳島県海部郡牟岐町大戸の沿岸低地（図２－３－③－12）において、2024 年 11 月に人力による柱状堆積物の採取を実施した。この調査地では、Shimada et al. (2019) [3]により先史時代の津波堆積物が報告されている。しかしながら、各イベント層の上下において年代測定を実施することは出来ておらず、この地域における津波の再来間隔を高精度に復元するためには、イベント層の堆積年代の推定をより高精度に行う必要がある。また、Shimada et al. (2019) [3]では、粒度分析や環境変化の定量的復元は実施されていなかったため、これらの分析を行うことにより各津波イベントの特徴をより詳細に把握し、また、イベントごとに違いがあるのかを検討する余地が残されている。

本研究では、MG2024-1 地点（図２－３－③－13）の堆積物に対し、CT 画像を用いた層相観察と放射性炭素同位体年代測定をおこなった。上部の耕作土に対し、深さ約 50 cm の小規模なピットを掘り、それより深い層準についてジオスライサーを用いて堆積物を採取した。地表から深さ 80 cm までは耕作土で構成されていた（図２－３－③－14）。深さ 80－334 cm は主に有機質シルト層で構成されており、その中に５枚のイベント層（Event layer I－V）および１つのパッチ状の砂が認められた。Event layer I－III, V は砂質イベント層であり、Event layer IV は礫質イベント層であった。

Bchron[4) 5)]を用いて、イベント層の上下で年代測定結果が得られている Event layer IV（図２－３－③－14、図２－３－③－15）の堆積年代を推定した結果、4214－3838 cal yr BP に形成されたことが分かった。

図２－３－③－12　徳島県海部郡牟岐町大戸における調査地の位置図。基図は国土地理院の地理院地図を使用。赤枠部分を図２－３－③－13 に示す。

図２－３－③－13　掘削地点（MG2024-1）の位置と周辺の空中写真。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

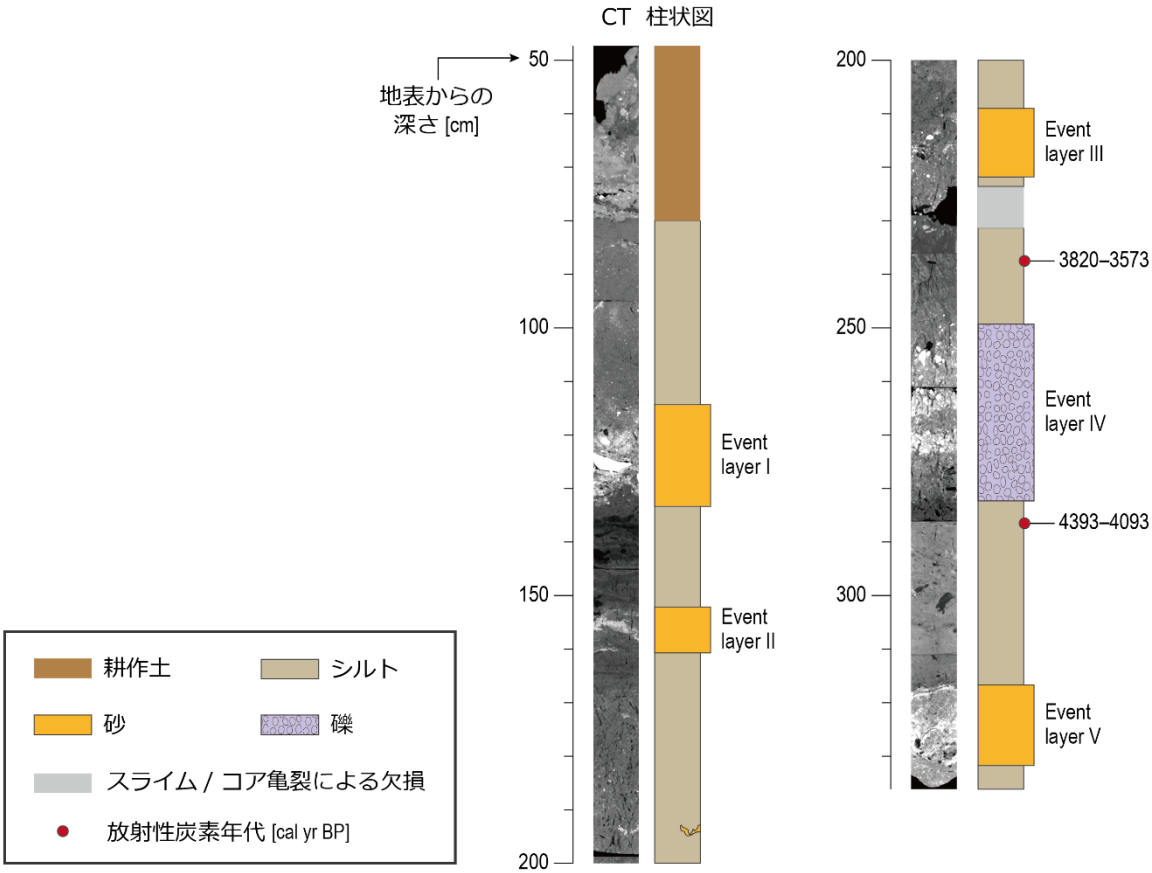

図２－３－③－14　地点 MG2024-1 における柱状図と CT 画像。

No.	Core location	Depth from the ground surface [m]	Conventional age (^{14}C yr BP)	Calibrated age 2σ range (cal yr BP)	Calibrated age 2σ range (cal yr CE / BCE)	Calibration curve	Material	ID
1	MG2024-1	2.37–2.38	3420 ± 30	3820–3573	1870–1623 BCE	Intcal20	Seeds of unidentified taxa	Beta-731968
2	MG2024-1	2.86–2.87	3820 ± 30	4393–4093	2443–2143 BCE	Intcal20	Leaves	Beta-731969

図２－３－③－15　地点 MG2024-1 における放射性炭素同位体年代測定の結果。

3)　高知県須崎市池ノ内

高知県須崎市池ノ内における沿岸低地（図２－３－③－16）では、文部科学省委託事業「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構、 2019）[1)]の一環として 2017 年度に SK2018-1、SK2018-2 の 2 地点（図２－３－③－17）において機械ボーリングによる柱状堆積物の採取を実施している。堆積物の基本的な記載については、文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構（2019）[1)]において報告済みである。

本研究では、SK2018-2 地点の堆積物に対し、放射性炭素同位体年代測定および部分的に珪藻化石群集分析を実施した。地点 SK2018-2 については、深さ 27 m までの堆積物が採取されている（図２－３－③－18)。深さ 0.00－2.73 m までは盛り土および耕作土で構成されていた（図２－３－③－19)。深さ 2.70－6.12 m は主にシルト～砂質シルトで構成されており、その中に６枚の砂質イベント層（E1～E6）が認められた。6.12－10.34 m は細礫～中礫で構成された礫層であり、7.60 m より上位には巻貝・二枚貝の化石が認められた。10.34 m 以深は、シルト層または砂質・礫質シルト層中にイベント層が 15 枚確認された。深さ 24.50 m 以深では明るい茶色を呈する風化した砂岩が認められ、基盤岩に岩着していると考えられる。

放射性炭素同位体年代(図２－３－③－20)について、Bchron[4) 5)]を用いて、イベント層の上下で年代測定結果が得られている E2－E6 の堆積年代を推定した。その結果、E2 は 1141－1415 CE、E3 は 909－1100 CE、E4 は 605－774 CE、E5 は 135 BCE－221 CE、E6 は 153 BCE－209 CE に堆積したことが分かった。

珪藻化石群集分析については、定性的ではあるが現時点で下記の分類群が産出することが明らかになった。淡水生浮遊性種 *Aulacoseira granulate*, *Lindavia praetermissa*, 淡水～汽水生浮遊性種 *Thalassiosira lacustris*, 淡水生 Tychoplankton *Staurosira construens*, *S. construens* var. *binodis*, *S. venter*, 淡水生底生種 *Encyonema* spp., *Epithemia adnata*, 汽水生底生種 *Navicula peregrina*, *Nitzschia scalaris*, *Pinnunavis yarrensis*, 汽水～海水生底生種 *Petroneis granulata*, *P. marina*。これらの分類群に加えて、科レベルでの分類にとどまっている Fragilariaceae 科の複数の分類群が観察された。

図２－３－③－16　調査地の位置図。基図は国土地理院の地理院地図を使用。赤枠部分を図２－３－③－17 に示す。

図２－３－③－17　掘削地点（SK2018-1 および SK2018-2）の位置と周辺の空中写真。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

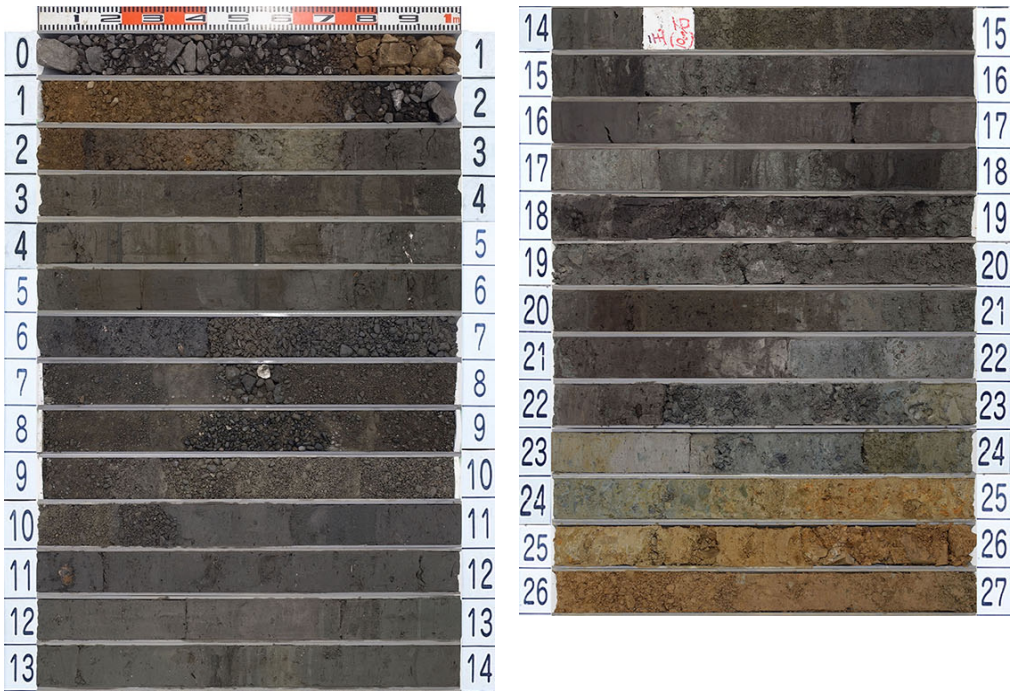

図２－３－③－18　地点 SK2018-2 におけるボーリングコア試料の写真。

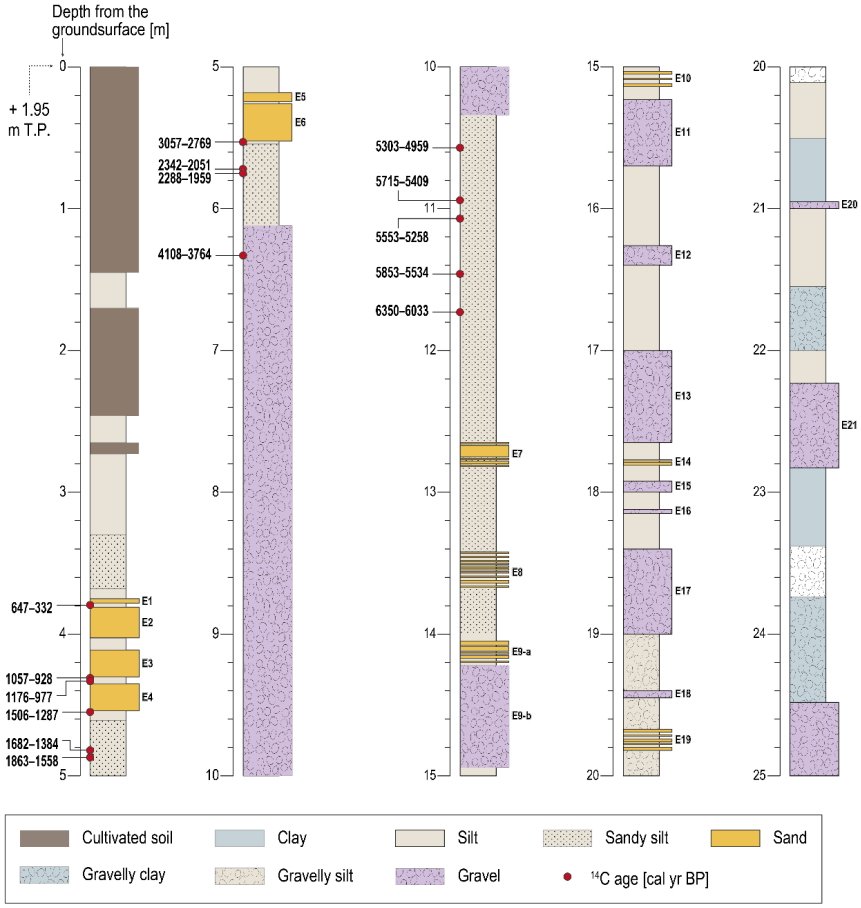

図２－３－③－19　地点 SK2018-2 におけるボーリングコア試料の柱状図。25 m 以深については、深さ 24.50－25.00 m の礫層として記載している基盤岩が連続しており、この図では省略している。

No.	Core location	Depth from the ground surface [m]	Conventional age (^{14}C yr BP)	Calibrated age 2σ range (cal yr BP)	Calibrated age 2σ range (cal yr CE / BCE)	Calibration curve	Material	ID
1	SK2018-2	3.78–3.80	495 ±62	647–332	1303–1618 CE	Intcal20	Pollen	TKA-29826
2	SK2018-2	4.30–4.31	1080 ± 30	1057–928	893–1022 CE	Intcal20	Leaves, Najas spp. Fruits of unidentified taxa	Beta-688305
3	SK2018-2	4.31–4.32	1180 ± 30	1176–977	774–973 CE	Intcal20	Fruits of *Ruppia maritima* and	Beta-688306
4	SK2018-2	4.55–4.57	1458 ±50	1506–1287	444–663 CE	Intcal20	Pollen	TKA-29827
5	SK2018-2	4.83	2120 ± 30	1682–1384	268–566 CE	Marine 20	shell	Beta-688307
6	SK2018-2	4.87	2280 ± 30	1863–1558	87–392 CE	Marine 20	shell	Beta-581019
7	SK2018-2	5.53–5.55	2794 ±54	3057–2769	1107–819 BCE	Intcal20	Pollen	TKA-29828
8	SK2018-2	5.72	2680 ± 30	2342–2051	392–101 BCE	Marine 20	shell	Beta-581020
9	SK2018-2	5.75	2600 ± 30	2288–1959	338–9 BCE	Marine 20	shell	Beta-581021
10	SK2018-2	6.33	4080 ± 30	4108–3764	2158–1814 BCE	Marine 20	shell	Beta-581022
11	SK2018-2	10.57	5010 ± 30	5503–4959	3553–3009 BCE	Marine 20	shell	Beta-581023
12	SK2018-2	1094	5380 ± 30	5715–5409	3765–3459 BCE	Marine 20	shell	Beta-688308
13	SK2018-2	11.07	5220 ± 30	5553–5258	3603–3308 BCE	Marine 20	shell	Beta-581024
14	SK2018-2	11.73	5980 ± 30	6350–6033	4400–4083 BCE	Marine 20	shell	Beta-581025
15	SK2018-2	1146	5490 ± 30	5853–5534	3903–3584 BCE	Marine 20	shell	Beta-688309

図２－３－③－20　地点 SK2018-2 における放射性炭素同位体年代測定の結果。

(c) 結論ならびに今後の課題

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町・太地町では、下里地区における追加のジオスライサー試料の解析を行った結果、ユニット１～５の５つの堆積ユニットからなる累重を確認することができた。このうち、ユニット４は１回もしくは複数回の津波などのイベントによって約 5300～4900 年前に形成された堆積物であることが明らかとなった。また、ユニット３は現時点でイベント堆積物であることを強く示唆する証拠はないものの、イベント堆積物である可能性も残る。さらに、ユニット２は海側の地点１～６においてイベント堆積物である可能性が高い砂層であるが、最も陸側にあたる地点７では淘汰の悪い泥質砂であり、イベント堆積物であると明確に判断できなかった。しかしながら、これはイベント堆積物の側方への堆積相変化をみている可能性がある。今後は、粒度分析や微化石分析などの室内分析により、得られたコア試料の解析をさらに進める必要がある。八尺鏡野地区では４箇所でロシアンサンプラーによる掘削を行い、5300～2200 cal BP

の年代を示す 10 層のイベント砂層を確認した。これらは同地区における従来の結果と調和的である。河立地区では１箇所でハンドコアラー、４箇所で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置で掘削を行い、５層のイベント砂層が識別され、このうち２層が 5600～4600 cal BP の年代を示した。これらは八尺鏡野地区の下部や下里地区のイベントと対比できる可能性がある。浦神地区では１箇所で打ち込み型の簡易機械ボーリング装置で掘削を行い、２層のイベント層（貝殻密集層）を識別したが、年代は再堆積を示した。このように紀伊半島南東部の那智勝浦町・太地町では、5600～4600 cal BP 頃に共通して複数のイベント層が見られた。また下里地区、八尺鏡野地区ではそれより新しいイベント層も確認できており、今後は紀伊半島沿岸の周辺地域で、より広域なイベントの対比を通じた津波履歴の復元が必要である。

徳島県海部郡牟岐町大戸の沿岸低地において柱状堆積物を行った。ジオスライサーで採取した地表から深さ 334 cm までの堆積物中には、５枚のイベント層が確認され、礫質イベント層 Event layer IV の堆積年代は 4214－3838 cal yr BP であると推定された。今後は、放射性炭素年代測定の件数を増やし、イベント層の堆積年代の拘束を行う。また、粒度分析や珪藻化石群集分析を実施することで、各イベント層の堆積学的・古生物学的特徴を明らかにする。珪藻化石群集分析については、四国沿岸地域を含む国内の干潟・砂浜に生育する現生珪藻のデータセットと比較することにより、南海トラフ地震に関連した海岸変動（隆起・沈降）に伴う塩分・標高の変化を定量的に復元する。

高知県須崎市池ノ内において採取されたボーリングコアの解析を行った結果、21 枚のイベント層が確認された。そのうち、上位の４枚のイベント層については、歴史時代に堆積したことが分かった。一方で、本研究における年代測定は貝化石を用いて測定したものもあり、これらについては一様に Marine 20[6)]を用いて較正している（図２－３－③－20)。今後は、周辺地域におけるローカル海洋リザーバー効果の推定を行い、その上でより精度よく Chronology を決定することが必要である。また、珪藻化石についてもより多くの層準で観察するとともに、定量的な分析を行い、環境復元とイベント層の形成要因の推定を行うことが必要である。

(d) 引用文献

1) 文部科学省：文部科学省委託事業「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」平成 30 年度成果報告書, 476 pp, 2019.
2) 文部科学省：文部科学省委託事業「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」令和元年度成果報告書, 655 pp, 2020.
3) Shimada, Y., Fujino, S., Sawai, Y., Tanigawa, K., Matsumoto, D., Momohara, A., Saito-Kato, M., Yamada, M., Hirayama, E., Suzuki, T., Chagué, C.: geological record of prehistoric tsunamis in Mugi town, facing the Nankai Trough, western Japan, Progress in Earth and Planetary Science, 6:33, 2019. https://doi.org/10.1186/s40645-019-0279-9
4) Haslett, J., Parnell, A.: A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies, Journal of the Royal Statistical

Society: Series C (Applied Statistics), 57, 399-418, 2008. https://doi.org/10.1111/j.1467-9876.2008.00623.x

5) Parnell, A.C., Haslett, J., Allen, J.R.M., Buck, C.E., Huntley, B.: A flexible approach to assessing synchroneity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history, Quaternary Science Reviews, 27, 1872-1885, 2008. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.07.009

6) Heaton, T.J, Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J., Skinner, L.C.: Marine20-The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55,000 cal BP). Radiocarbon, 62(4), 779-820, 2020. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

１）学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
Marine Inundation By Extreme Waves During The Last 3000 Years At A Coastal Lake On The Pacific Coast Of Central Japan（ポスター）	嶋田侑眞 澤井祐紀 松本弾 谷川晃一朗 伊藤一充 田村亨 行谷佑一 宍倉正展 藤野滋弘	9th Global Energy and Water EXchanges Open Science Conference	2024.08	国際
Paleotsunami history on the southeastern coast of the Kii Peninsula along the Nankai Trough, southwestern Japan, deduced from geological evidence (poster)	Takuto Sumi Masanobu Shishikura Hideaki Maemoku Takaharu Tawara	AGU 2024 Fall meeting	2024.12	国際

２）学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

(f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

④ 史料に基づく南海トラフ巨大地震の履歴

(a) 業務の要約

史料調査における地震・津波の履歴調査は、これまで実施した文献調査や津波痕跡調査で得られた過去の南海トラフ巨大地震の痕跡と最適化アルゴリズムから津波波源域の再評価を実施した。明応東海地震は駿河湾内の 15 m に達する津波痕跡高を再現するため、東海震源域に最大 18.5m の大滑り域を持つ Mw 8.4±0.1 の巨大地震だったと推定された。津波痕跡高分布をおおむね再現する一方で、三重県国崎市など一部の痕跡点は再現できず、副次的な要因で津波が局所的に高くなった可能性がある。宝永地震は静岡県清水の沈降や横須賀城の隆起を説明するため、東海震源域に平均 7 m のすべりを持つ Mw 8.8±0.1 の巨大地震だったと推定された。津波痕跡高分布をおおむね再現する一方で、宇佐青龍寺における最大津波高 25 m を再現できず、副次的な津波波源を検討する必要があるかも知れない。安政東海・南海地震はそれぞれ遠州灘沖に最大 16.7m のすべりを持つ Mw 8.49±0.10 の巨大地震、徳島県沖に最大 14.5m のすべりを持つ Mw 8.6±0.1 の巨大地震だったと推定された。昭和東南海・南海地震はそれぞれ熊野灘沖に 6.6 m のすべりを持つ Mw 8.1±0.1 の巨大地震、紀伊半島西方沖に 10.3m のすべりを持つ Mw 8.2±0.1 の巨大地震だったと推定された。昭和東南海地震に関しては、三重県熊野市新鹿町の 13.6 m に達する特異な津波痕跡は再現できず、海底地すべりなど副次的な津波波源を検討する必要があるかもしれない。これらの検証結果をまとめると、宝永地震や安政東海地震の大滑り域は相補的な関係にあるが、全体を通して南海トラフ巨大地震の破壊様態は多様性が大きい。また地震時の地殻変動だけでは説明できない局所的に高い津波がたびたび発生していて、海底地すべりなど副次的な津波波源についてさらなる検証が必要である。

(b) 業務の成果

歴史時代の史料に基づくと南海トラフ巨大地震は 684 年白鳳地震から 1946 年昭和南海地震までの９回発生していることがわかっている[1、2]（図２－３－④－１）。ただし、被害地域やその程度を詳細に特定することができるのは具体的な被害状況を記した史資料が残されるようになった 1498 年明応東海地震の事例からである。江戸期に入ると識字率の上昇に伴って、宝永地震の被害事象に関する史料数は爆発的に増え、安政東海・南海地震では 2000 点に及ぶ史料が確認されている。それ以前の地震についての史料は極端に少なくなり、地震や津波の発生に起因して形成される海域や陸域に残された堆積物を利用することになる。

1498 年明応東海地震、1707 年宝永地震、1854 年安政東海・南海地震、1944 年昭和東南海地震、1946 年昭和南海地震と一連の南海トラフ巨大地震の事例（図２－３－④－１）を見てもその地震

発生域は多様性を含んでいる。これらの波源評価に関連する情報を可能な限り入手して詳細な波源の検討を行うとともに、地震発生の多様性を定量的に評価することで地震発生推移予測の重要な拘束条件を示すことができると考えられる。そのような状況を鑑みて、これまで実施した文献調査や津波痕跡調査で得られた過去の南海トラフ巨大地震の痕跡を基に最適化アルゴリズムで津波波源域を再評価した。

波源断層モデルは南海トラフ沈み込み帯の３次元構造モデル[3)]を参照し、地殻変動や津波高の痕跡点数を考慮して東海震源域に６枚、東南海震源域は 10 枚、南海震源域は 14 枚、合計 30 枚の小断層で構成されるものと仮定した。津波痕跡高分布を説明する各小断層のすべり量は再現性指標 VRS[4)]が最適値（≒1）に近づくように疑似アニーリング法[5)]を用いて推定した。本解析では、この誤差を 10%程度と仮定して一様乱数により与え、1000 回試行のアンサンブル平均処理を行い各小断層のすべり量を評価した。地震のモーメントマグニチュードは断層面積・平均変位量・剛性率の積で算出し、剛性率は 3.3×10^{10} N/m^2 を仮定した。

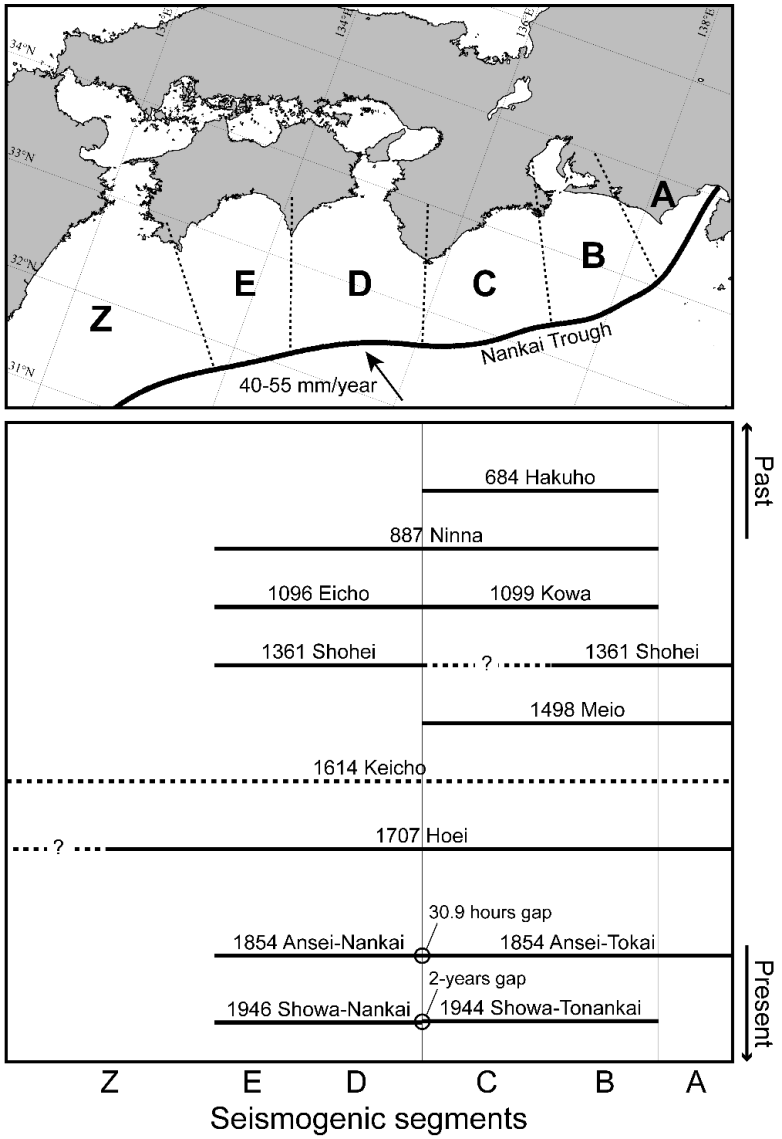

図２－３－④－１　史料に基づく南海トラフ巨大地震の再来間隔。Ando（1975）[1)]および Fujiwara et al.（2020）[2)]を改変。

1）1498 年明応東海地震の津波波源モデル

文献記録に基づく検証では、津波痕跡データベース[6)]から痕跡信頼度 B～D の 99 地点を抽出した。このうち同一の集落で計測されている点や周囲の痕跡点と比較して大きく突出した異常値を取り除き、平均と標準偏差を求めて、最終的に 18 点を利用した。また津波堆積物が浜提背後の低地で見つかっている場合、津波は少なくとも地震発生当時の浜提を乗り越えたと推測できる。したがって、本業務では、明応東海地震に相当する津波堆積物が確認されている三重県こがれ池[7)]と三重県志摩市志島低地[8)]の浜提高さを津波痕跡高の下限値として利用した。

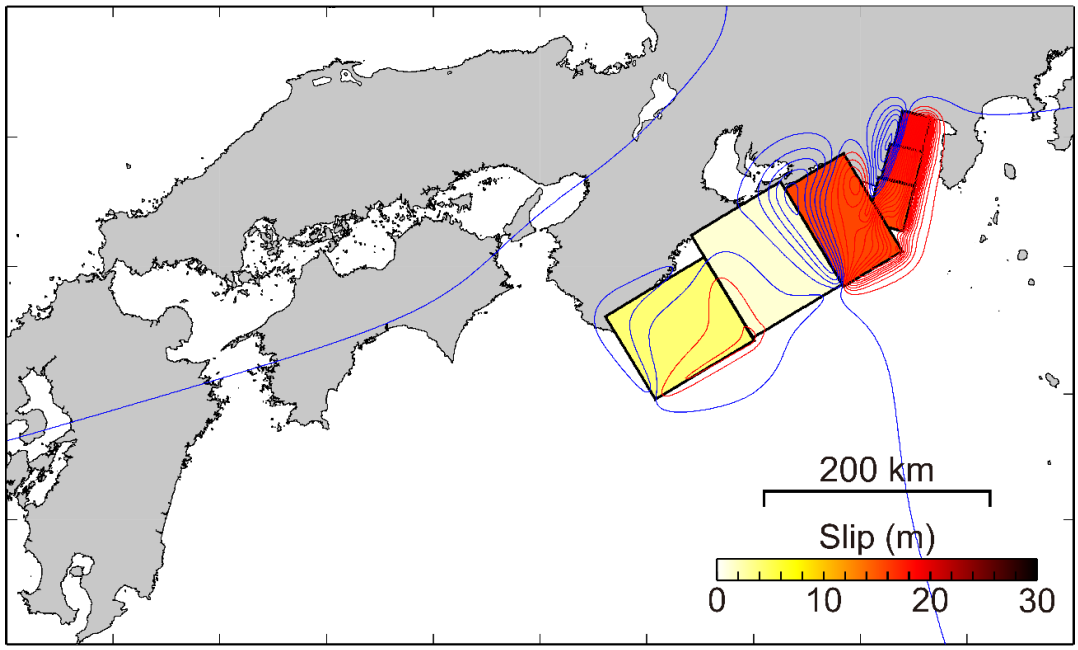

図２－３－④－２　1498 年明応東海地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

図２－３－④－２に本業務で推定した明応東海地震のすべり量分布を示す。先行研究[8)、9)]のすべり量は 5～8 m だったが、本モデルでは駿河湾内の 15 m に達する津波痕跡高を再現するために東海震源域に最大 18.5　m の大滑り域を持っている。本モデルの地震規模は Mw 8.47±0.03 で、先行研究（M8.2～8.4[8)、9)]）と同程度かやや大きく評価された。再現性指標 VRS は 0.77、津波痕跡高と計算津波高の整合性を示す幾何平均（K）と幾何標準偏差（κ）[10)]はそれぞれ K=0.95 と κ=1.38 だった。相田(1981)の波源モデル[8)]では K=1.82 と κ=2.21、安中ほか(2003)の波源モデル[9)]では K=2.02 と κ=1.61 で、先行研究より痕跡高分布を再現できた。しかしながら、三重県鳥羽市国崎における 15 m の津波痕跡高は再現できなかった。この原因は副次的な要因（例えば、津波の駆け上がり、海底地すべり、沿岸地形による津波増幅など）で津波が局所的に高くなった可能性がある。

2）1707 年宝永地震の津波波源モデル

宝永地震による津波痕跡値は津波痕跡データベース[6)]に格納されている既往研究による痕跡値に加えて、史料再精査によって見出した新たな津波痕跡値を用いた。地殻変動量においては地震史料集における記述から評価した[11)]。各小断層のすべりによる地殻変動量は[12)]の方法、津波のグリーン関数は線形長波理論（空間格子間隔 150 m、時間間隔 0.2s）に基づき計算した。地殻変動の痕跡点は 43 点を利用した。津波痕跡点については既往研究のデータを含め 298 点あるが、空間格子間隔の問題や精緻な地形復元作業を必要とする痕跡点、内海の痕跡点を除外し、さらに同一集落の痕跡を集約することにより合計 92 点を利用した。

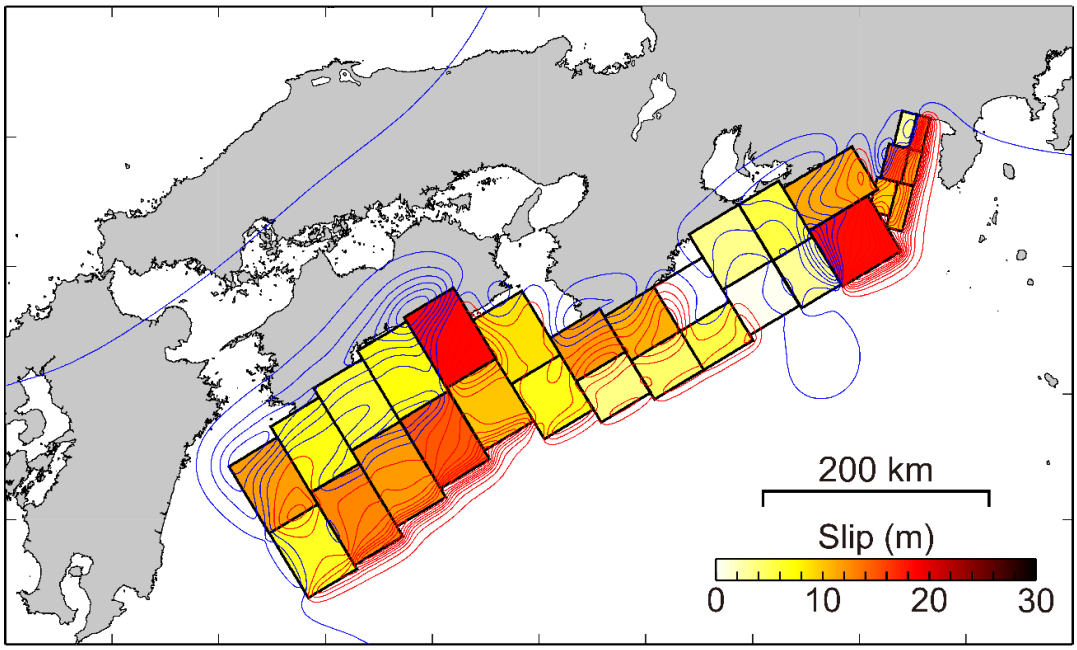

図２－３－④－３　1707 年宝永地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

求められた波源断層のすべり量分布を図２－３－④－３に示す。再現性指標 VRS[4)] は 0.76 となった。地殻変動はおおむね再現でき、津波についても一部を除き再現することができた。本モデルの地震規模は Mw 8.77±0.07 となり、従来と同程度かやや大きく評価された。本モデルでは静岡県清水の沈降や横須賀城の隆起を説明するために、東海震源域に平均７m のすべりが生じている。一方で、東南海震源域では安政東海地震[13)]と比べて大きなすべりは生じていないことや三重県熊野周辺の隆起を説明するために局所的に大きなすべりが生じていることがわかる。南海震源域においては、土佐湾内の津波を説明するために、沖合に 10 m を越えるすべりが必要になる。ただし、宇佐青龍寺における当該地震による最大津波高 25 m を再現できていない。副次的な津波波源を検討する必要があるかも知れない。

3）1854 年安政東海・南海地震の津波波源モデル

安政東海・南海地震による津波痕跡値は津波痕跡データベース[6)]に格納されている既往研究による痕跡値に加えて、史料再精査によって見出した新たな津波痕跡値を用いた。各小断層のすべりによる地殻変動量は[12)]の方法、津波のグリーン関数は線形長波理論（空間格子間隔 150 m、時間間隔 0.2s）に基づき計算した。安政東海・南海地震の津波痕跡点については既往研究のデータを含めてそれぞれ 283 点、280 点あるが、空間格子間隔の問題や精緻な地形復元作業を必要とする痕跡点、内海の痕跡点を除外してさらに同一集落の痕跡を集約することにより、安政東海地震は 45 点、安政南海地震は 69 点を利用した。また地殻変動の痕跡点は安政東海地震で 34 点、安政南海地震で 43 点を利用した。

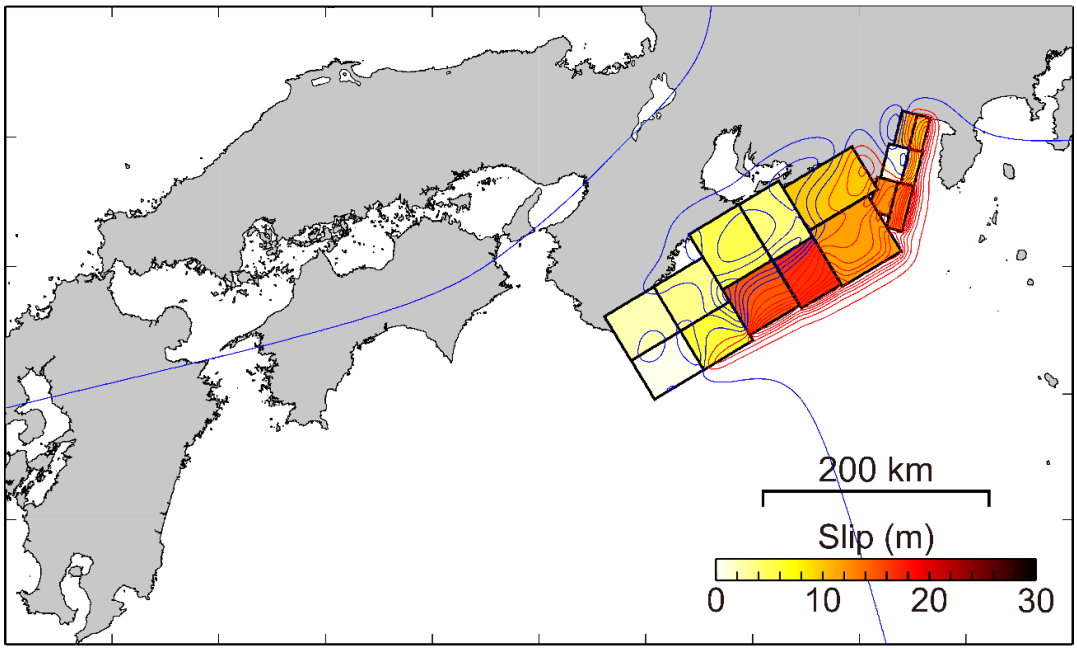

図２－３－④－４　1854 年安政東海地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

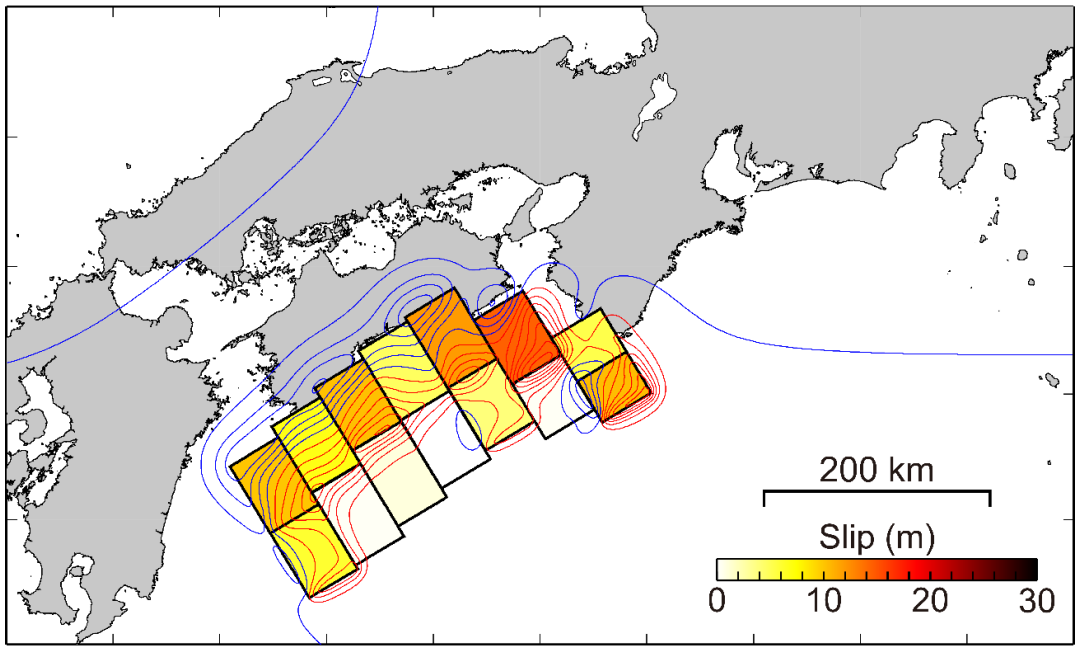

図２－３－④－５　1854 年安政南海地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

求められた安政東海・南海地震の波源断層のすべり量分布を図２－３－④－４、５に示す。安政東海・南海地震の地震規模はそれぞれ Mw 8.49±0.10 と Mw 8.57±0.03 で、従来モデル[9)]と同程度かやや大きく評価された。再現性指標 VRS は安政東海地震で 0.85、安政南海地震の 0.76 だった。津波痕跡高分布を説明するためには、御前崎沖・遠州灘沿岸および志摩半島のトラフ軸付近で大きな断層すべりが必要であり、これにより伊豆半島入間における 15 m の津波高を再現できる。しかしながら、国崎の 22 m の津波高は再現できていない。 昭和東南海地震の波源断層モデルには志摩半島沿岸直下で大きな断層すべりが生じていたことと照らし合わせると、瀬野（2012）が指摘した安政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成域の相補関係は津波励起領域においても存在が示唆される。

4）1944 年昭和東南海地震の津波波源モデル

昭和東南海地震も同様に、津波痕跡値は津波痕跡データベース[6)]に格納されている既往研究による痕跡値（197 点）に加えて、史料再精査によって見出した新たな津波痕跡値（19 点）を用いた。このうち同一の集落で計測されている点や周囲の痕跡点と比較して突出した値、三河湾や浜名湖などの内海に位置する痕跡点を取り除き、平均と標準偏差を求めて 50 点を利用した。また本地震に伴う西南日本の地殻変動が調査・計測されている[14、15)]。これには昭和東南海・南海地震の余効変動の影響が含まれるため、三重県沿岸で計測された 18 点を利用した。

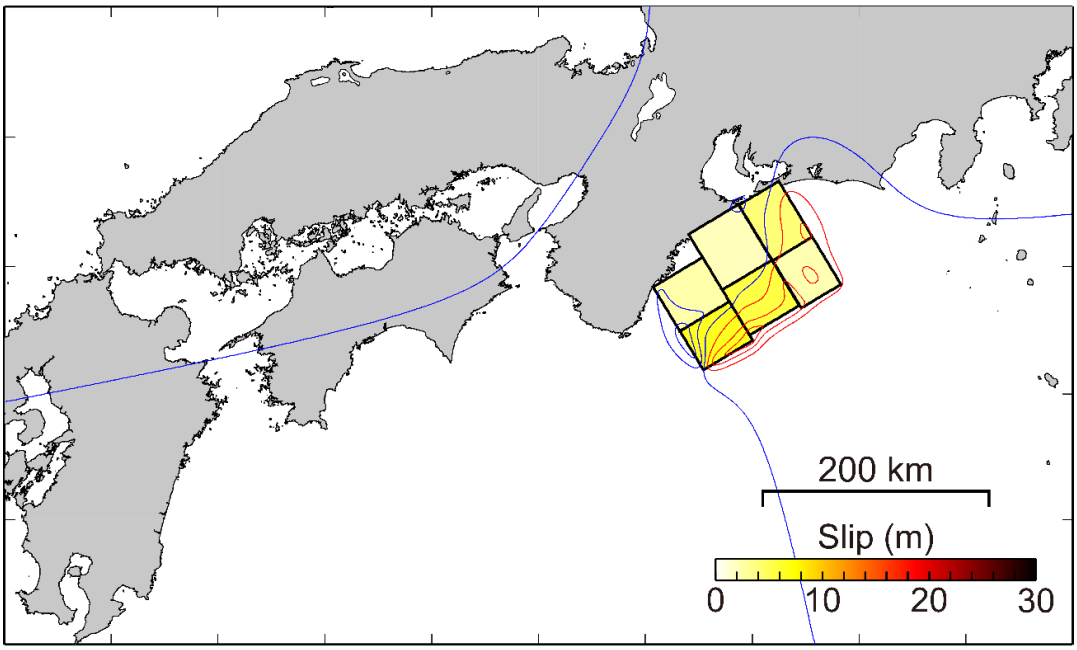

図２－３－④－６　1854 年昭和東南海地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

求められた波源断層のすべり量分布を図２－３－④－６に示す。再現性指標 VRS[4)] は 0.85 だった。地殻変動・津波ともにはおおむね再現することができた。本モデルの最大すべり量は熊野灘沖に 6.6 m で、地震規模は Mw 8.08±0.04 だった。しかしながら、三重県熊野市新鹿町の 13.6 m に達する特異な津波痕跡は再現できなかった。海底地すべりなど副次的な津波波源を検討する必要があるかもしれない。

5）1946 年昭和南海地震の津波波源モデル

文献記録に基づく検証では、津波痕跡データベース[6)] から痕跡信頼度 A の 334 地点を抽出した。このうち同一の集落で計測されている点や周囲の痕跡点と比較して大きく突出した異常値、数値再現の難しい沿岸地形を持つ痕跡値を取り除き、平均と標準偏差を求めた 39 点に加えて、史料再精査によって見出した新たな津波痕跡値８点を合わせた 62 点を用いた。また本地震に伴う西南日本の地殻変動が調査・計測されている[14、15)]。これには昭和東南海・南海地震の余効変動の影響が含まれるため、和歌山県白浜町より西側で計測された 37 点を利用した。

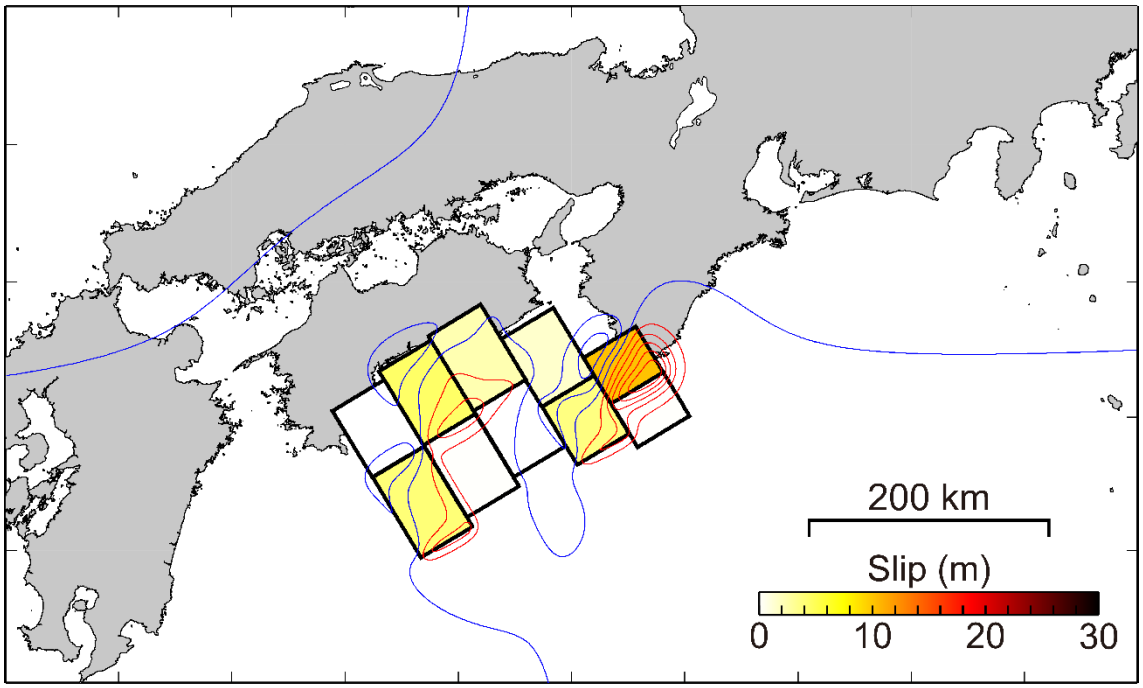

図２－３－④－７　1946 年昭和南海地震のすべり量分布。コンターは地殻変動（赤：隆起、青：沈降）を示し、0.5m 間隔である。

求められた波源断層のすべり量分布を図２－３－④－７に示す。先行研究[9、15、16)]では津波痕跡高や地殻変動痕跡、津波波形のジョイントインヴァージョンで津波波源モデルを推定し、昭和南海地震は紀伊半島沖に最大すべり量５～６ m の Mw 8.1～8.3 の巨大地震だったと結論付けている。本業務で推定した波源モデルは紀伊半島沖に最大すべり量 10.2 m の大滑り域を持ち、地震規模は Mw 8.21±0.04 で、先行研究と同程度もしくはやや大きかった。再現性指標 VRS は 0.81 で、津波痕跡高と計算津波高の整合性を示す幾何平均（K）と幾何標準偏差（κ）[10)]はそれぞれ K=1.19 および κ=1.42 で、Satake(1993)[15)]の波源モデル（K=3.14、κ=1.47）や Baba et al.（2005)[16)]の波源モデル（K=1.70、κ=1.64）より痕跡高分布・地殻変動分布ともに再現できた。

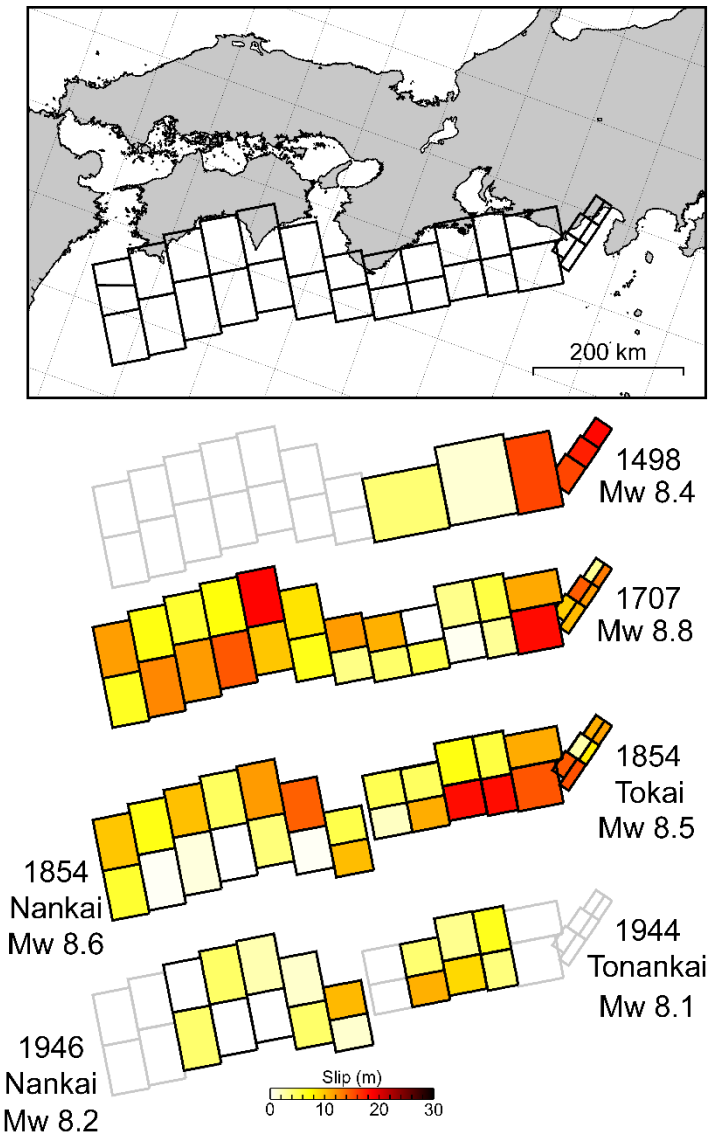

図２－３－④－８　過去６回の南海トラフ巨大地震のすべり量分布。

（c）　結論ならびに今後の課題

本業務では、南海トラフ巨大地震の波源推定に向けて史料の収集・整理を行い、地殻変動分布と津波痕跡高分布を取り纏めた（図２－３－④－８）。1498 年明応東海地震津地震や 1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震では駿河湾内で大きな滑りが推定された。また明応東海地震は従来の波源モデルと比較して地震規模が大きく、1707 年と 1854 年の東海震源域だけでなく南海震源域まで含めて大すべり域の位置が大きく異なり、相補的な可能性がある。瀬野(2012)[17] は、安政東海地震と昭和東南海地震、安政南海地震と昭和南海地震をはじめとする南海トラフ巨大地震の破壊様態は相補的な関係を持つ可能性を指摘している。宝永地震や安政東海地震の大滑り域は相補的な関係にあるが、全体を通して南海トラフ巨大地震の破壊様態は多様性が大きいことがわかった。また地震時の地殻変動では説明のできない局所的に高い津波がたびたび発生していて、海底地すべりなど副次的な津波波源についてさらなる検証が必要である。

(d)　引用文献

1) Ando, M.: Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonophysics, Vol. 27, 119-140, 1975. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90102-X
2) Fujiwara, O., Goto, K., Ando, R., Garrett, Ed: Paleotsunami research along the Nankai Trough and Ryukyu Trench subduction zones - Current achievements and future challenges, Earth Science Reviews, 210, 103333, 2020. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103333
3) Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S.O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y.: Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis. Geological Society of America Special Paper, 534, 1-18, 2018. https://doi.org/10.1130/2018.2534(04)
4) Imai, K., Okada, S., Takahashi, N., Ebina, Y., Tsuji, Y.: Fault Model of the 1804 Kisakata Earthquake (Akita, Japan). Seismological Research Letters, 91, 5, 2674-2684, 2020. https://doi.org/10.1785/0220200074
5) Kirkpatrick, S., Gelatt, Jr. C.D., Vecchi, M.P.: Optimization by Simulated Annealing, Science, 220, 4598, 671-680, 1983. https://doi.org/10.1126/science.220.4598.671
6) 東北大学，原子力安全基盤機構，津波痕跡データベース，https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/
7) Shimada, Y., Sawai, Y., Matsumoto, D., Tanigawa, K., Ito, K., Tamura, T., Namegaya, Y., Shishikura, M., Fujino, S.: Marine inundation history during the last 3000 years at Lake Kogare-ike, a coastal lake on the Pacific coast of central Japan, Progress in Earth and Planetary Science, 10:49, 2023. https://doi.org/10.1186/s40645-023-00577-9
8) 相田勇：東海道沖におこった歴史津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，56, 367-390, 1981.
9) 安中正，稲垣和男，田中寛好，柳沢賢：津波数値シミュレーションに基づく南海トラフ沿いの大地震の特徴、土木学会地震工学論文集（CD-ROM），2003.
10) Aida, I.: Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. Journal of Physics of the Earth 26(1) 57-73, 1978. https://doi.org/10.4294/jpe1952.26.57
11) 今井健太郎，都司嘉宣，楠本聡，堀高峰：宝永地震による地殻変動と津波痕跡の再整理，第 40 回歴史地震研究会小田原大会，O-13, 2023.
12) Okada, Y.: Surface displacement due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, 75 (4), 1135-1154, 1985. https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135
13) 今井健太郎，楠本聡，堀高峰，高橋成実，古村孝志：1854 年安政東海地震の波源断層モデル再評価，第 38 回歴史地震研究会（オンライン苫小牧大会），O-29, 2021.

14) Thatcher, W., Rundle, J.B.: A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones, Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 89, 7631-7640, 1984. https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07631
15) Satake, K.: Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, Journal of Geophysical Research, 98(B3), 4553-4565, 1993. https://doi.org/10.1029/92JB01553
16) Baba, T., Cummins, P.R.: Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophysical Research Letters, 32:1-4, 2005. https://doi.org/10.1029/2004GL022320
17) 瀬野徹三：南海トラフ巨大地震―その破壊の様態とシリーズについての新たな考え―, 地震第２輯, 64(2), 97-116, 2012. https://doi.org/10.4294/zisin.64.97

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果(発表題目、口頭・ポスター発表の別)	氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
津波痕跡高から推定された明応東海地震津波波源モデルを用いた津波堆積物の検証（ポスター）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰	日本地球惑星科学連合2024年大会	2024.5	国内
1707年宝永地震の波源断層モデル再考（口頭）	今井健太郎 楠本　聡 堀　高峰	第41回歴史地震研究会	2024.9	国内
小笠原諸島父島の1854年安政東海・南海地震津波（口頭）	楠本聡 今井健太郎 杉森玲子 堀高峰	日本地震学会2024年度秋季大会	2024.10	国内

2) 学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

(f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし