

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 副主任研究員 技術スタッフ 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 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	市村 強
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	金松 敏也
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	穴倉 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 海洋地質研究グループ	招聘研究員 (首席研究員) 上級主任研究員 主任研究員	池原 研 片山 肇 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 副研究部門長	澤井 祐紀 行谷 佑一 松本 弾 谷川 晃一朗 伊尾木 圭衣 嶋田 侑真 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、履歴研究に基づいた過去の地震履歴と1(b)の成果にもとづくすべり欠損をもとに、初期条件の計算とすべり後の推移予測の試行計算を行う。陸域では東海～紀伊沿岸陸域において掘削調査から地震・津波の発生履歴を得る。海域では令和4年度に引き続き、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る。史料調査では明応東海地震津波に関わる津波痕跡、地殻変動の陸上調査を実施する。

5) 令和6年度：

推移予測では、履歴研究と1(b)の成果にもとづいて更新したプレート間の固着及びすべり状態を与えたその後の推移予測の試行計算結果をまとめる。陸域では東海～九州沿岸陸域において補完的な掘削調査を実施し、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する。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る。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。

(e) 令和4年度業務目的

前回の南海トラフ地震からの応力蓄積過程計算準備と過去の地震履歴の拡充を進める。このため、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、R3 年度に構築した3D粘弾性不均質構造の大規模有限要素モデルで地殻変動計算を実施し、観測データと比較する。また履歴については、陸域では紀伊～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う。史料調査では、1498 年明応東海地震から 1946 年昭和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、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う。

(2) 令和4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

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完了した。南海トラフを対象として、R3 年度に構築した3D粘弾性不均質構造の大規模有限要素モデルで複数の粘弾性での地殻変動計算を実施し、観測データとして期待される違いを明らかにした。履歴情報を活用した地震シナリオ検討のための研究協力を開始した。

(b) 業務の成果

地殻変動データについては、昨年度入手したデジタルデータ^{1,2)}に問題がないことを可視化等を行なって確認した。この地殻変動データと比較するための粘弾性モデルについて、3次元弾性地下構造のDEMデータを改善するとともに、想定し得る複数の粘弾性構造を導入し、観測データとして期待される違いを検討した。以下では、プレート境界浅部に沿って大きなすべりが生じるような巨大地震シナリオでの地震時すべり（図2-3-①-1a）を入力として、複数の粘弾性構造での応答を調べた結果を報告する。

すべりの向きはN125°Eに設定している。R3年度に構築した3D粘弾性不均質構造を用いる。図2-3-①-1bにA-B断面での粘弾性構造を示した。上盤プレートと沈み込むプレートは弾性体で、それらの厚さは同じデータにもとづいて2.5次元の粘弾性モデルで検討をした研究³⁾の結果を参照して設定した。沈み込むプレートの下の粘弾性構造は不明な点が多いので、表2-3-①-1に示した通り5つの場合を用意した。粘性率については、一様な場合、海と陸で粘性率が異なる場合、さらに沈み込むプレートの下部に低粘性層（LAB）がある場合を考慮した。図2-3-①-1cは生成された有限要素モデルであり、拡大図にあるように断層付近は1kmの中に2要素が入る細かい離散化をしていることで、全体で 1.0×10^9 個の要素の四面体要素で構成されている。

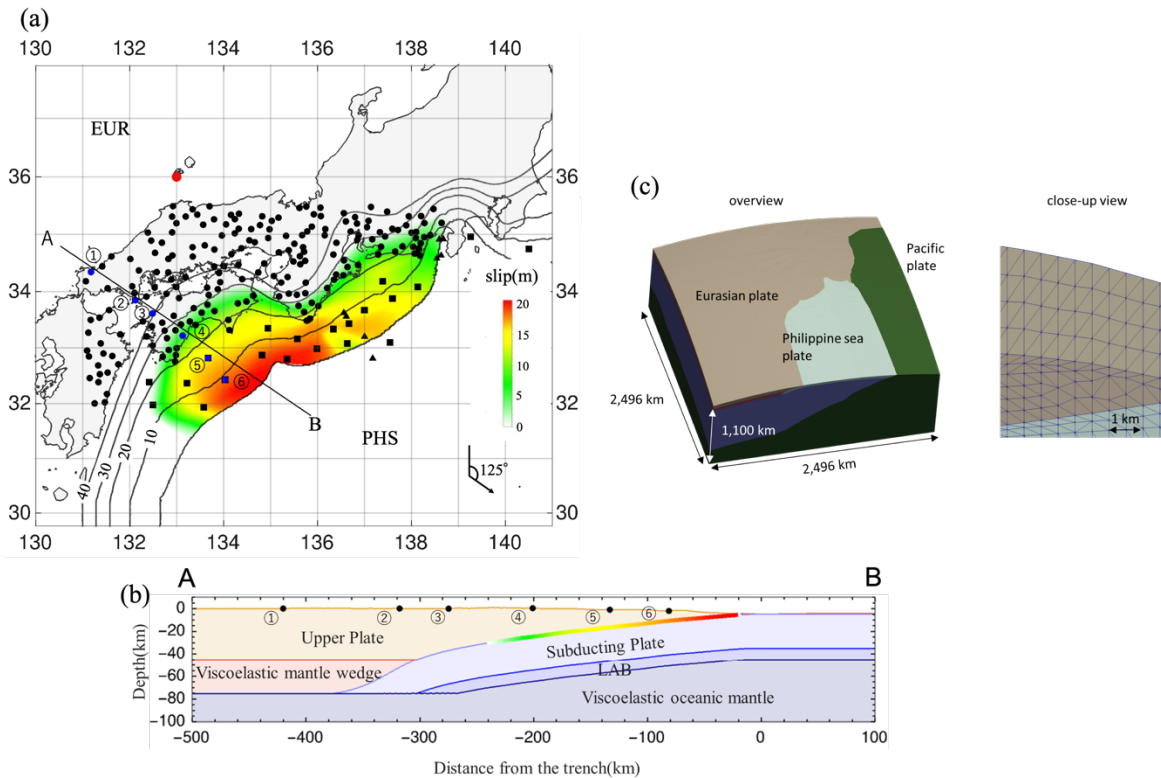


図 2-3-①-1 (a)観測点分布 (●陸域 GNSS、■海域 GNSS-A) と与えた地震時すべり分布 (コンタ)。A-B 断面に沿った観測点 (①～⑥) の時間変化等を後で示す。(b)A-B の位置の断面図。Upper Plate と Subducting plate は弾性、それ以外の層は粘弾性。ケース毎に異なる粘性率を与える。(c)用いたモデル全体と離散化メッシュの拡大図。

表 2-3-①-1 各ケースで仮定した粘性率の値。

	case 1	case 2	case 3	case 4	case 5
mantle wedge viscosity	1.0×10^{19}	2.0×10^{18}	2.0×10^{18}	2.0×10^{18}	2.0×10^{18}
oceanic mantle viscosity	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}	2.0×10^{18}
LAB layer viscosity	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}	2.5×10^{18}	2.5×10^{17}	2.0×10^{18}

地震時の水平方向の変位は、地震時すべりと向きと大きさがおよそ一致し、海溝軸近傍で大きな変位が生じている (図 2-3-①-2 a)。すべり領域の下端で沈降し、上端で隆起するという典型的な地震時の逆断層の変形が起こっている (図 2-3-①-2 b)。

図 2-3-①-3 は図 2-3-①-1 a で示した観測点における水平方向の地表面変位速度の時間変化を示している。空間分布としては陸上の観測点①、②、③で海向き (正) の変位、海側の観測点④、⑤、⑥で陸向き (負) の変位速度になっている。粘性率の低い層によって、地震直後の変位速度の大きな変化が生じるが、いずれの場合も変位速度は減衰していく。特に LAB の粘性率が低い case4 では、観測点④、⑤、⑥において地震直後には 50cm/year 以上の非常に大きな変位速度が生じるが、case2 と case3 は 10cm/year 程度である。case4 の LAB におけるこの急速な粘性緩和は、地震発生から 0.5 年程度経過

後には変位速度が 30cm/year にまで大きく減衰する。これらのことから、海側に非常に近い陸上の観測点④及び海底の観測点⑤、⑥では、LAB の粘性率に対して強い示唆を与えらる。また、海洋プレート全体の粘性率が低い case5 においては、特に陸上の観測点①、②、③において海向きの大きな変位速度がみられる。全体の粘性率が高い case1 の場合は変位速度の時間の経過による変化がほとんど見られない。

図 2-3-①-4 は前述と同じ観測点における鉛直方向の地表面変位速度変化を示している。空間分布としては陸に近い海側の観測点④のみで沈降（負）、それ以外ではほぼ隆起（正）の変位速度になっている。水平方向の場合と同じように LAB の粘性率が低い case4 では、地震直後において大きな変位速度を示し、急速に減衰していく傾向が表れている。ただし、鉛直方向の変位速度は最大でも 30cm/year 程度であり、水平方向と比較して変位速度が小さい傾向にある。一方で、水平方向成分では時間による減衰やケースごとの差異がほとんど同じ傾向を示していた観測点②と③や観測点⑤と⑥においても大きく異なる挙動をみせている。LAB の粘性率の低い case4 においては、観測点③、⑤、⑥では変位速度が時間によって大きく変化し LAB の低粘性の検知につながることを期待される。

case ごとになぜこのような違いが生じるかは、鉛直断面での変位場をみることである程度理解ができる。図 2-3-①-5 は、測線 AB における鉛直断面での変位場を示している。いずれのケースにおいても、 $d=-200\text{km}$ 付近（観測点④近傍）で大きな下向きの変位が生じているが、case4 に関しては、陸向き方向に傾いている。case2 では case1 と比較して大陸マントルの粘性率が低く設定されていることから、マントルウェッジでの粘性緩和がより早く進行するため、陸上（ $d \leq -200\text{km}$ 、観測点①、②、③）において海側への変位が大きくなっている。case3 で LAB が存在することによって、case2 と比較して海側（ $d \geq -200\text{km}$ 、観測点④、⑤、⑥）における変位が大きくなっており、特に水平成分が大きくなっている。case4 においては、LAB 上方の弾性スラブにおける変位がさらに大きくなり、相対的に他での変位が小さくなる。case5 も海洋プレート全体の粘性率の低下により変位は非常に大きい、そのパターンについては case1 に近い。

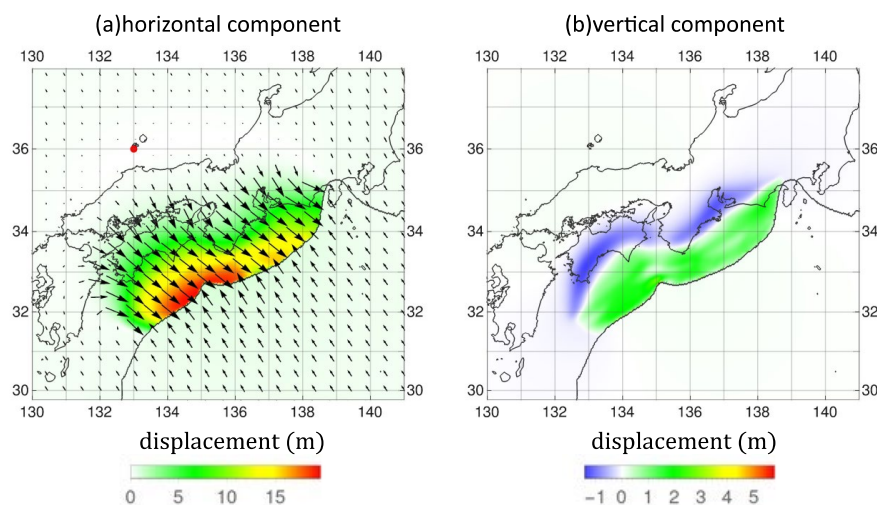


図 2-3-①-2 (a)地殻変動の水平成分（色が大きさを定量的に示し、矢印で向きと相対的な大きさの分布を示す）。(b)地殻変動の鉛直成分。

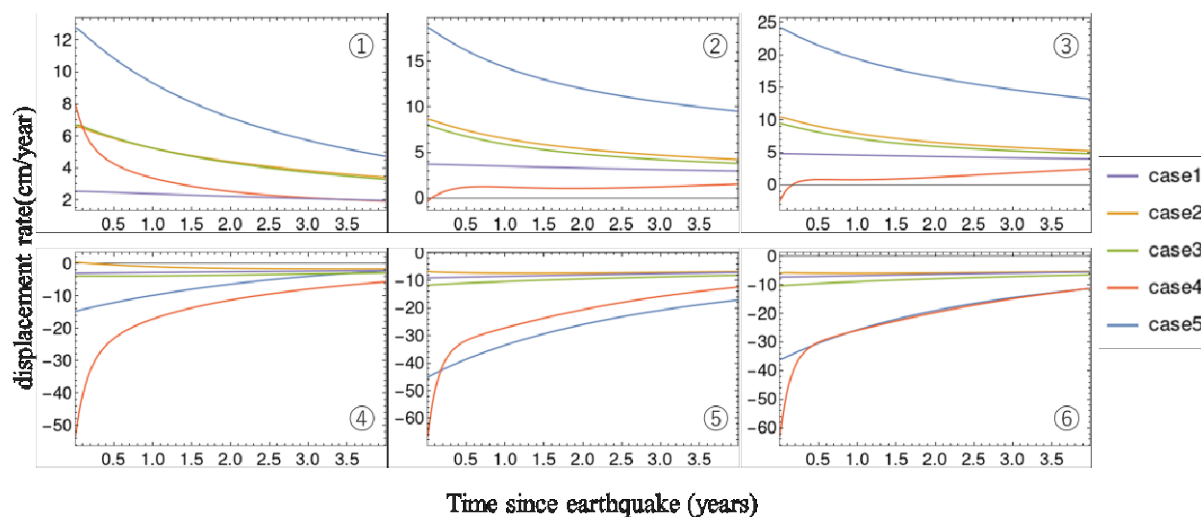


図 2-3-①-3 図 2-3-①-1 で示した①～⑥の観測点における地震後の水平変位速度の時間変化。

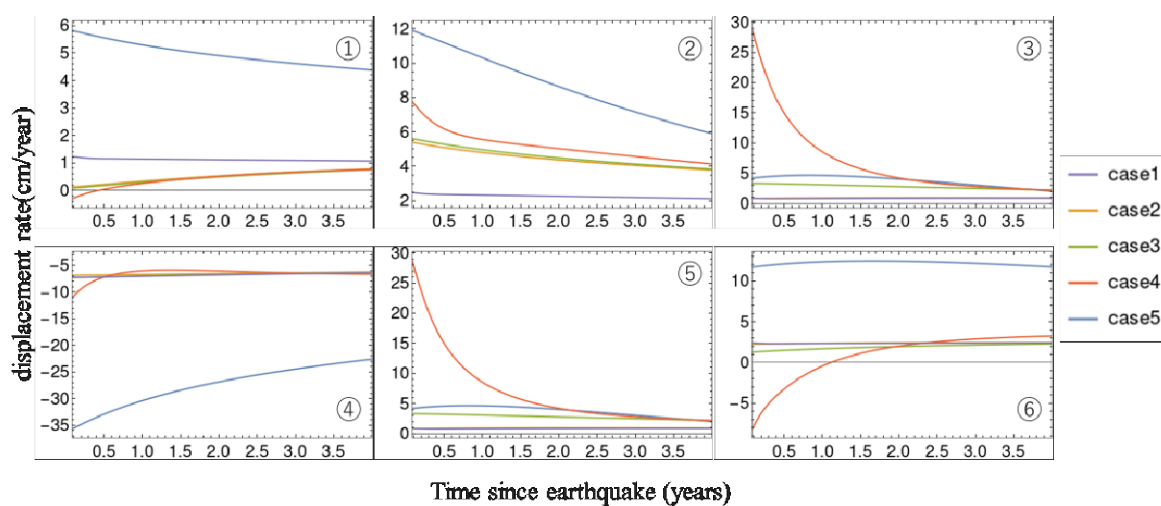


図 2-3-①-4 図 2-3-①-1 で示した①～⑥の観測点における地震後の鉛直変位速度の時間変化。

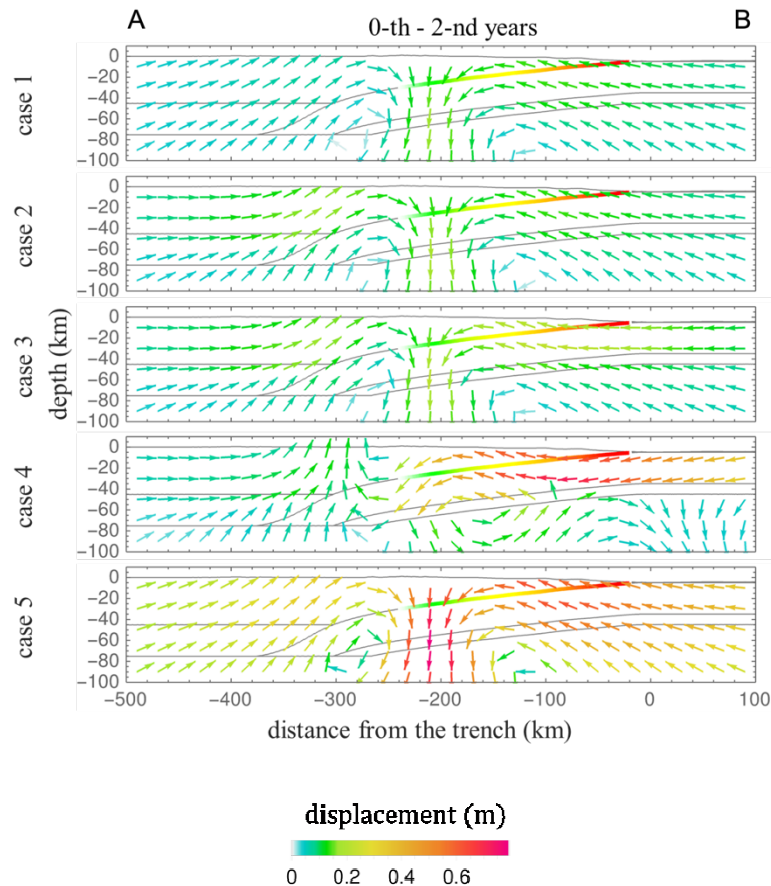


図 2 - 3 - ① - 5 図 2 - 3 - ① - 1 a の測線 AB における鉛直断面での地震直後から二年後までの変位場。

(c) 結論ならびに今後の課題

以上のことから、海底地殻変動観測によって粘性の違いを区別することが十分可能であると期待できることがわかった。

今後の課題として、上記の詳細な地形等を含む粘弾性構造モデルでの地殻変動の応答計算で精度確認をした結果、断層周辺では 0.5km の最小要素サイズが必要となる等、当初の想定以上に計算時間が必要であることが判明した。前回地震からの地殻変動観測データは陸域に限られるため、観測データとの比較で妥当な粘弾性構造を推定する部分は、地殻変動データの提供先のグループが進めている、よりシンプルな構造モデルでの検討に加わり、その結果を生かすこととした。R5 年度前半には、その結果を詳細な構造モデルに取り入れる計画である。また、履歴情報を活用した地震シナリオ検討のための研究協力を開始した。

さらに、推移予測のための南海トラフの地震履歴の統一モデルに向けた現状を図 2 - 3 - ① - 6 のように整理した。

南海トラフの地震履歴の統一モデルに向けた現状

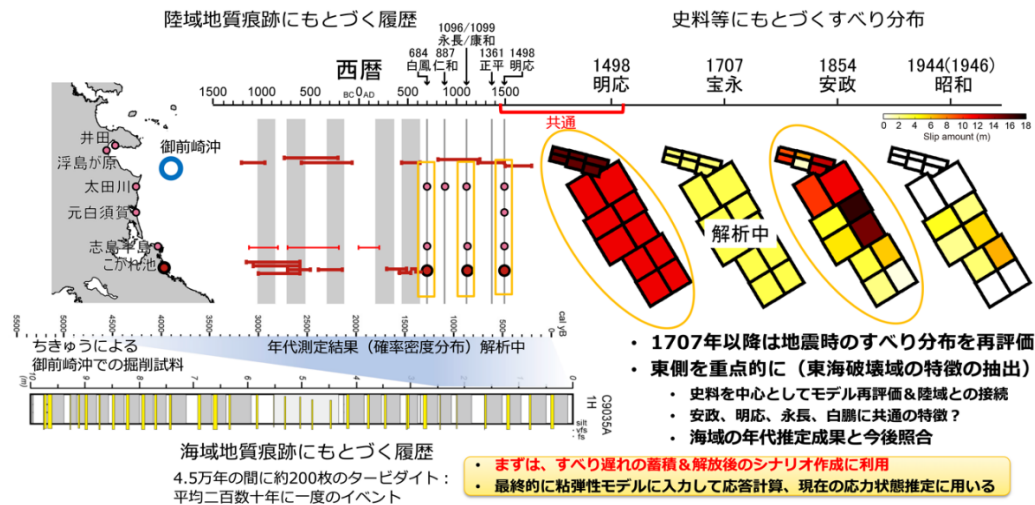


図 2-3-①-6 南海トラフの地震履歴の統一モデルに向けた現状。紀伊半島より東側を対象にした、海域・陸域の地質痕跡ならびに史料にもとづく地震履歴をどのように統一するかのイメージ。

(d) 引用文献

- 1) Sagiya T, Thatcher W (1999) Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1), pp.1111-1129.
<https://doi.org/10.1029/98jb02644>.
- 2) Johnson KM, Tebo D (2018) Capturing 50 years of postseismic mantle flow at Nankai subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(11), pp.10091-10106.
<https://doi.org/10.1029/2018jb016345>.
- 3) Sherrill EM, Johnson KM (2021) New insights into the slip budget at Nankai: An iterative approach to estimate coseismic slip and afterslip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB020833. <https://doi.org/10.1029/2020JB020833>.

(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
1944年東南海・1946年南海地震による西日本の内陸断層への応力载荷（ポスター）	橋間昭徳 堀高峰 飯沼卓史 村上颯太 市村強 藤田航平	日本地球惑星科学連合2022年大会	2022.5	国内
南海トラフの巨大地震による粘弾性変形に対するリソスフェア-アセノスフェア境界の低粘性領域の影響（口頭）	村上颯太 橋間昭徳 飯沼卓史 藤田航平 市村強 堀高峰	2022年日本地震学会秋季大会	2022.10	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
Impact of Ambiguity of Physical Properties of Three-Dimensional Crustal Structure Model on Coseismic Slip and Interseismic Slip Deficit in the Nankai Trough Region	Murakami Tsuyoshi Ichimura Kohei Fujita Takane Hori Yusaku Ohta	GeoHazards	2022.4	国外

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

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、紀伊半島沖及び日向灘から採取された海底堆積物コアの分析を行った。御前崎沖のコアでは、堆積年代決定のため相対地球磁場強度記録の検討を行い、コア中に磁性鉱物の粒径や形状の変

化する層準を確認した。その結果、相対地球磁場強度記録の利用においては、磁性鉱物の特徴が異なる区間毎に区分して行う必要がある事が分かった。また、この地点でのタービダイトがどのような地震を記録しているかを検討するため、同じ地点から新たに採取された不擾乱表層堆積物の年代測定を行った。その結果、1944 年昭和東南海地震に対応する明確なタービダイトは確認できず、掘削コア中に多数認められる明確なタービダイトは東海沖まで破壊が及んだ地震を記録している可能性が示唆された。日向灘の表層コアの解析では、火山灰の対比から 1662 年寛文日向灘地震によると考えられるタービダイトの挟在が示唆されたが、最表層のタービダイトについては歴史地震との対応を確認できていない。紀伊半島沖のコアでは、火山灰の対比から歴史地震に対応する可能性のあるイベント堆積物が認められたが、今後年代測定を追加する必要がある。

(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 4 年度は令和 2 年度・3 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 Expedition912 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 A と 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、詳細な堆積年代モデルの構築とイベント堆積物の堆積プロセスの推定が重要である。そこで年代モデルの構築について、高感度パススルー型超電導磁力計による残留磁化測定の詳細解析を実施した。また、タービダイトがどのような地震の記録であるのかは、地点毎に異なる可能性があるため、御前崎沖、日向灘及び紀伊半島沖から採取された堆積物コアの火山灰分析と年代測定を行い、コアに挟在するタービダイトと歴史地震との対応を検討した。

(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）は平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。

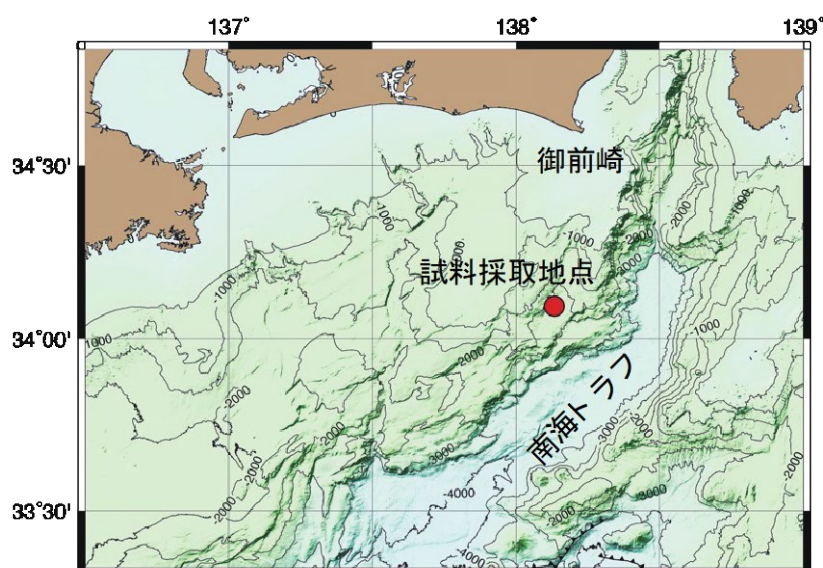


図 2-3-②-1 「ちきゅう」及び「かいいい」による御前崎沖試料採取地点

掘削コア C9035 Hole A と C9035 Hole B は、静岡県御前崎沖の金洲ノ瀬トラフから「ちきゅう」により採取された試料である（図 2-3-②-1）。今回は C9035 Hole A コアの全体（長さ 10m）と C9035 Hole B コアの上部 42m を用いた。いずれのコアにも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。コア記載と令和 2 年度と 3 年度に実施した年代測定結果に基づけば、C9035 Hole B コアのタービダイトの枚数は約 200 枚、コア基底の年代は 4～4.5 万年であるので、タービダイトの平均堆積間隔は、200 年強となる。また、このコアの平均堆積速度は 1m/千年程度と見積もることができる。

このような早い堆積速度の場合では、古地磁気永年変動曲線がコア間対比や堆積年代の推定に有効である⁸⁾。このため、令和 2 年度と 3 年度に引き続き、古地磁気測定とその結果の解析を進めた。令和 4 年度には地磁気方位が安定である成分のみを抽出するため主成分解析を実施し、この作業は継続中である。さらに相対地球磁場強度記録を使った堆積年代決定も有効である可能性があるため、これについて検討を行なった。相対地球磁場強度記録を堆積物から復元するには、磁化強度を規格化する堆積物中の磁性鉱物の粒径や形状といったパラメータが一定である事が条件である。この確認のため、非履歴性残留磁化（ARM）と等温残留磁化（IRM）といった人工磁化を使って磁性鉱物の特性の深度方向への変化を検討した。ARM/IRM のプロファイル（図 2-3-②-2）は、コア深度 16m 付近で大きな振幅から小さな振幅に変化し、深度 39m 以下で振幅が再び大きくなる。これらの変化は磁性鉱物の粒径や形状など変化に起因していると考えられ、相対地球磁場強度記録を検討する際には、特徴が異なる区間毎に区分して行う必要がある事が分かった。

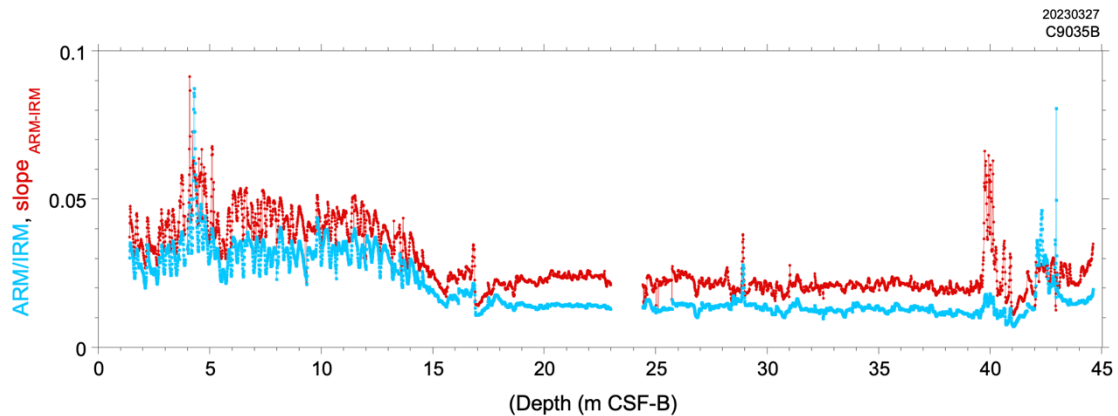


図 2-3-②-2 非履歴性残留磁化 (ARM) と等温残留磁化 (IRM) の比を使った磁気特性パラメータ。青線 (ARM/IRM) は消磁データを含まない値、赤線 (Slope ARM-IRM) は消磁データも使って計算したパラメータで、どちらも振幅の変化する深度は同じである。Depth (m CSF-B) はコアの深度 (m) を表す。

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。この目的のため、令和 2 年度に C9035 Hole A 及び C9035 Hole B コアの表層部分についての放射性セシウムと過剰鉛-210 の測定を実施したが、測定試料から放射性セシウムは検出できず、過剰鉛-210 のアクティビティも低く、年代の特定に至らなかった (図 2-3-②-3)。この原因として、この場所には最近の海底堆積物の堆積がないか、これらのコアでは最表層の海底堆積物が回収されていない可能性が考えられた。そこで、海洋研究開発機構の「かいいい」による KR21-20 航海において、掘削地点で不擾乱表層堆積物試料 KR21-20 MC01 が採取された。この試料の X 線 CT 装置による画像と肉眼観察結果によれば、深度 8~10cm 付近にやや粗粒なシルトのパッチが散在するが、明瞭な砂層は確認されなかった。放射性セシウムと過剰鉛-210 の測定結果は、図 2-3-②-4 にまとめられる。放射性セシウムは深度 4~5 cm の層準以外では検出できなかったが、過剰鉛-210 のアクティビティは「ちきゅう」掘削試料のそれら (図 2-3-②-3) よりも大きく、検出限界 (約 2 dpm/g) が深度約 16cm に位置することがわかった (図 2-3-②-4)。過剰鉛-210 の検出限界はおおよそ 100 年前に相当し⁹⁾、放射性セシウムの検出はこの層準が大気核実験起源の放射性セシウムが日本で最初に検出された 1955 年以降^{10)、11)}であることを示唆する。また、KR21-20 MC01 と C9035 Hole B コアの過剰鉛-210 アクティビティの数値から、C9035 Hole B コアでは、最上部の 10cm 程度が回収されていない可能性がある。以上の結果を踏まえると、この地点では 1944 年昭和東南海地震は、明瞭なタービダイトとしては残されていないことが判明した。深度 8~10cm 付近に散在するやや粗粒なシルトのパッチは、放射性セシウムの検出層準より下位 (1955 年よりも前) にあり、過剰鉛-210 の検出限界の上位 (およそ 100 年前よりも後) にあることから、1944 年昭和東南海地震によるものである可能性はあるが、厚さ数 cm 程度の砂層を基底とし、その上位の厚さ 20~30cm の塊状の泥とセットを構成する C9035 Hole A や C9035 Hole B コアに挟在するタービダイト (図 2-3-②-3) とは厚さや構造が異なり、同じ規模の地震記録とは考えにくい。したがって、御前崎沖の掘削地点では、

1944 年昭和東南海地震では C9035 Hole A や C9035 Hole B コアで認められるようなタービダイトを形成したとは言えず、C9035 Hole A や C9035 Hole B コアに挟在するタービダイトを形成した地震は、より規模の大きな混濁流を掘削地点の上部の斜面域で発生し得る大きな揺れを伴う地震であったと考えられる。1944 年昭和東南海地震の破壊域は、御前崎沖よりも西方で止まったと考えられている¹²⁾ ので、タービダイトは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る。この結果は、令和 3 年度までで得られた C9035 Hole B コアに見られる過去 4～4.5 万年間に約 200 枚（約 200 年に一枚）というタービダイトの堆積間隔が、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である可能性を示唆する。

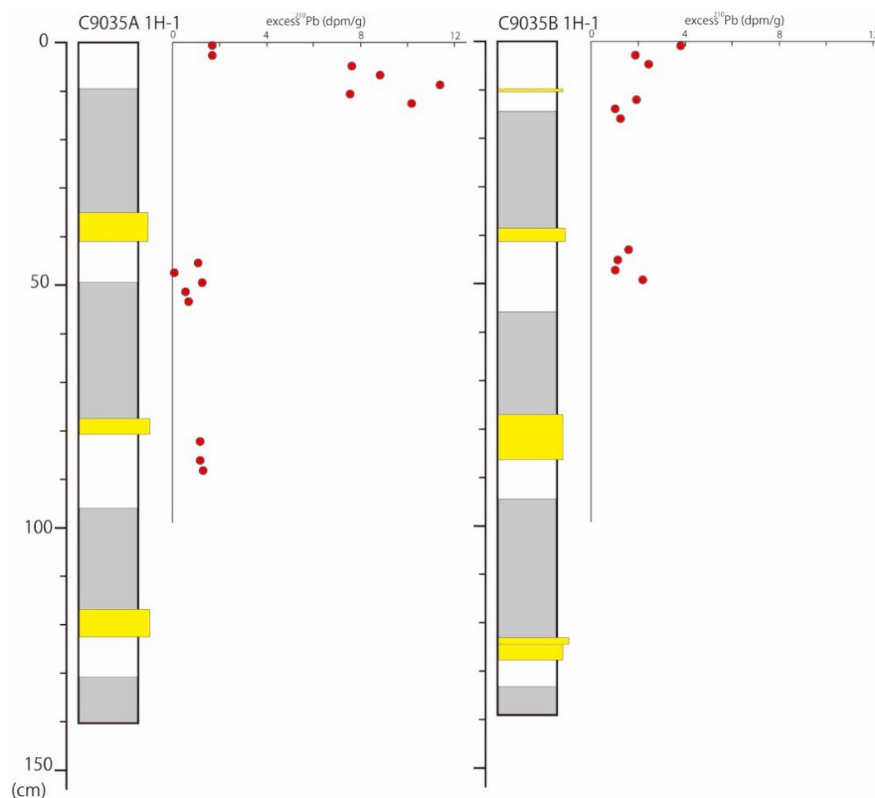


図 2-3-②-3 御前崎沖から採取された C9035 Hole A 及び C9035 Hole B コア最上部の過剰鉛-210 の測定結果（令和 2 年度報告書より引用）。黄色はタービダイト砂層、灰色はタービダイト泥層、白は半遠洋性泥を示す。

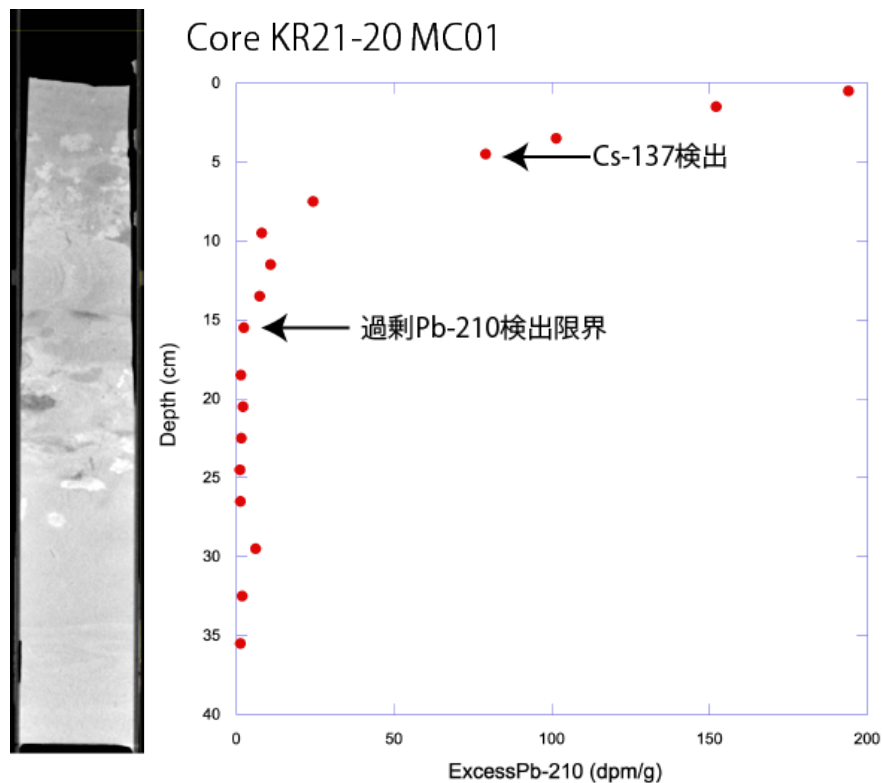


図 2-3-②-4 御前崎沖から採取された「かいいい」 KR21-20 MC01 コアの X 線 CT 画像と放射性セシウム及び過剰鉛-210 測定結果。放射性セシウムは深度 4～5 cm のサンプルからのみ検出された。

同様な歴史地震との対比を日向灘と紀伊半島沖から採取されたコアについても検討した。「かいいい」の KR18-12C 航海で日向灘から採取された KR18-12C PL05 コアには 1 枚の薄い火山灰層とその上位に 2 枚のタービダイトが確認される（図 2-3-②-5）。この火山灰層は、火山ガラスや構成鉱物の組成から、1471 年桜島文明噴火の火山灰であることが判明した。現時点では、放射性セシウムや過剰鉛-210 の測定結果はないが、宮崎平野では 1471 年桜島文明火山灰の上位に 1662 年寛文日向灘地震による津波堆積物が知られており¹³⁾、タービダイトはこれに対比される可能性がある。一方、KR18-12C PL05 コアの表層部に認められるタービダイトも日向灘地震により形成された可能性があるが、最近のどの日向灘地震に対比されるかはわからない。今後、放射性セシウムと過剰鉛-210 の測定によって 2 つのタービダイトの歴史地震との対応関係が明らかになると期待される。

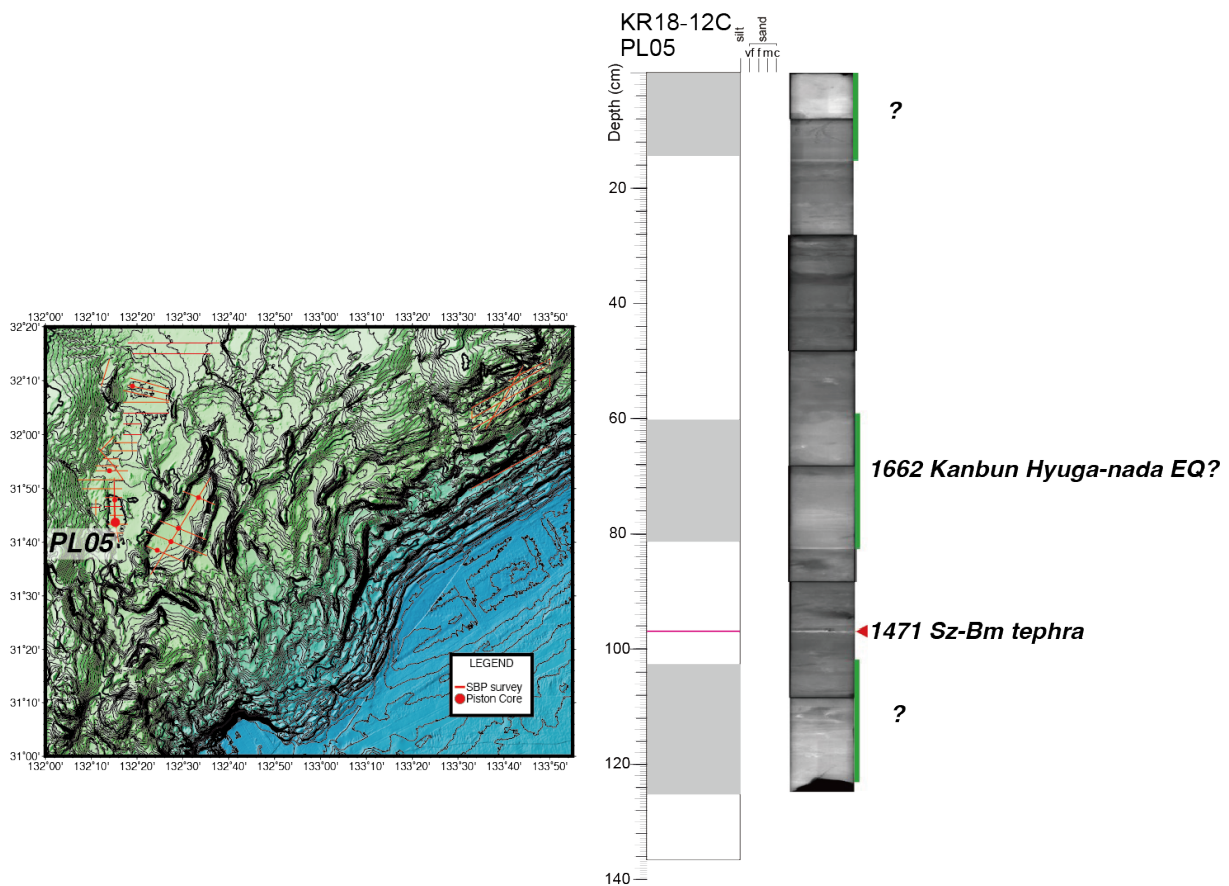


図 2-3-②-5 日向灘から採取された「かわいい」KR18-12C PL05 コアの採取位置、柱状図（灰色のハッチがタービダイト）、軟 X 線写真と火山灰分析結果。Sz-Bm；桜島文明火山灰。

紀伊半島沖から「かわいい」の KR21-20 航海で採取されたコア中にも、1471 年桜島文明火山灰の挟在が確認された（図 2-3-②-6）。KR21-20 PC01 や PC03 コアでは、この火山灰の下位と上位にイベント堆積物と考えられる粗粒層が位置し、歴史地震に対応する可能性がある。採取地点の水深が浅い PC01 コアでは、堆積物中に浮遊性有孔虫が含まれているので、今後これを用いた放射性炭素年代測定により、イベント堆積物の堆積年代や堆積間隔を明らかにできると期待される。一方、水深の深い PC03 コアでは炭酸塩粒子が溶解してしまっているため、浮遊性有孔虫での年代測定は困難である。桜島文明火山灰直下で行われた、通常時の堆積物である半遠洋性泥中のバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定値（5040 年前）は、バルク有機物の年代値の持つ古い年代へのオフセット（KR21-20 PL01 や PL02 コアのコアトップ及び桜島文明火山灰上下の年代値から見積もると 2300 年程度）を考慮しても、古い年代を示し、堆積年代の推定に使用するのとは難しく、PC03 コアのこの火山灰層直下のタービダイト層と歴史地震との対比は現状では困難である。

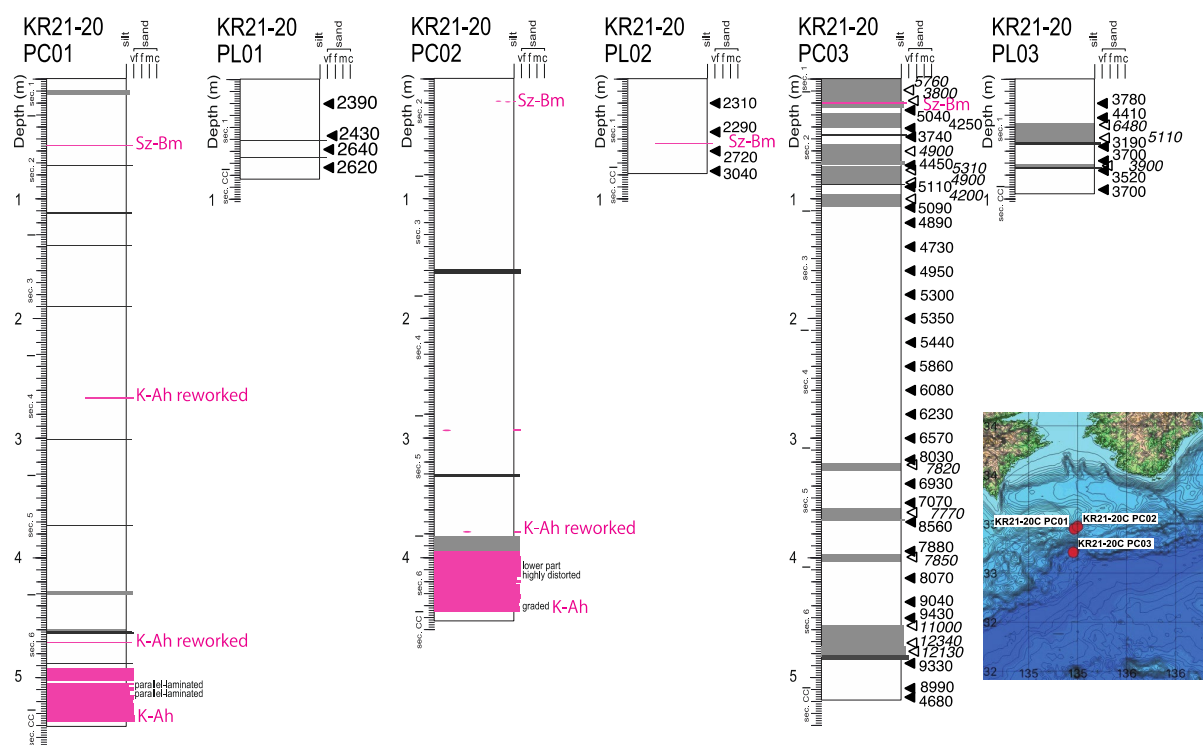


図 2-3-②-6 紀伊半島沖から「かいいい」 KR21-20 航海で採取されたコアの柱状図と火山灰分析及び年代測定結果。灰色はタービダイト、ピンクは火山灰を示す。Ss-Bm；桜島文明火山灰、K-Ah；鬼界アカホヤ火山灰。三角はバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定実施層準を示し、白抜き三角はタービダイト泥の層準であることを示す。数字はバルク有機物の放射性炭素年代値、斜字体はタービダイト泥の年代値であることを示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、令和 4 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。

昨年度までの御前崎沖の「ちきゅう」による掘削コアの分析により、4～4.5 万年間に約 200 枚のタービダイトが連続的に堆積していることが明らかとなっていたが、表層堆積物コアの分析結果から、この場所では 1944 年昭和東南海地震の明瞭なタービダイト記録がないことが判明した。掘削コアに挟在する明瞭なタービダイトは、より東方まで破壊が及んだ地震を記録している可能性が示唆された。掘削コアのより確実な年代モデルの構築のため、古地磁気記録の詳細解析を実施したところ、磁性鉱物の粒径や形状の変化によると考えられるシグナルが見つかった。令和 3 年度にはタービダイトの給源の変化が底生有孔虫の分析結果から判明しており、地震時に堆積物を供給する斜面域の環境変化の影響が示唆されている。このような地震時の堆積物供給の背景となる環境変化が地層中の地震記録に影響を与えるか否かの検討は十分でなく、今後さらに検討が必要である。

日向灘と紀伊半島沖の海底表層堆積物コア中には、九州桜島の歴史噴火の火山灰の挟在が認定された。これらのコア中のタービダイトは歴史地震に対応する可能性が高く、今後より詳細な年代測定を行うことで、歴史地震との対応を確認することが重要である。観測などから断層パラメータが決定あるいは推定されている歴史地震が特定され

ば、コア試料採取地点近傍の斜面域における地震動が推定でき⁹⁾、それぞれの地点でタービダイトを形成する地震の特徴を特定できる可能性がある。これらとより長いコアでの履歴情報を統合することが、海底堆積物からの地震履歴の解読においては重要である。

(e) 引用文献

- 1) 池原研・宇佐見和子 (2018) 海底の地震・津波堆積物ー巨大地震・津波による海底の擾乱と擾乱記録を用いた巨大地震・津波履歴の解明ー, シンセシオロジー, 11, 12-22.
- 2) 池原研 (2020) 海底地すべりと混濁流の発生, 地盤工学会誌, 68(7), 52-57.
- 3) Bouma AH (1962) *Sedimentology of some flysch deposits*, Elsevier, Amsterdam, 168.
- 4) Stow SAV, Shanmugam G (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, *Sedimentary Geology*, 25, 23-42.
- 5) Adams J (1990) Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, 9, 569-583.
- 6) 池原研 (2001) 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, 110, 471-478.
- 7) Goldfinger C, Nelson CH, Johnson JE, the Shipboard Scientific Party (2003) Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites, *Annual Review Earth Planetary Science*, 46, 555-577.
- 8) Kanamatsu T, Ikehara K, Hsiung KH (2021) Stratigraphy of deep-sea marine sediment using paleomagnetic secular variation: Refined dating of turbidite relating to giant earthquake in Japan Trench, *Marine Geology*, 443, 106669, doi:10.1016/j.margeo.2021.106669, 2021.
- 9) Ikehara K, Usami K, Kanamatsu T (2023) How large peak ground acceleration by large earthquakes could generate turbidity currents along the slope of northern Japan Trench, *Progress in Earth Planetary Science*, 10(8), doi:10.1186/s40645-023-00540-8.
- 10) Hirose K, Igarashi Y, Aoyama M (2008) Analysis of the 50-year records of the atmospheric deposition of long-lived radionuclides in Japan, *Applied Radiation and Isotopes*, 66, 1675-1678.
- 11) Igarashi Y, Otsuji-Hatori M, Hirose K (1996) Recent deposition of ⁹⁰Sr and ¹³⁷Cs observed in Tsukuba, *Journal of Environmental Radioactivity*, 31, 157-169.

- 12) Ando M (1975) Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140.
- 13) Watanabe T, Kagami S, Niwa M (2022) Geochemical and heavy mineral signatures of marine incursions by a paleotsunami on the Miyazaki plain along the Nankai-Suruga trough, the Pacific coast of southwest Japan, Marine Geology, 444, 106704, doi:10.1016/j.margei.2021.106704.

(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
Use of XRF core scanning for submarine paleoseismology (oral)	Ikehara, K.	2022 JpGU meeting	2022. 5	国外
Turbidite records based on marine sediments from the Ryukyu Trench end and floor (poster)	Hsiung, K.-H. Kanamatsu, T. Ikehara, K. Murayama, M.	2022 JpGU meeting	2022. 5	国外
Can turbidite paleoseismological study and paleoceanographic study co-exist in a core? A consideration from SCORE C9035 core preliminary results (oral)	Ikehara, K. Kanamatsu, T. Hsiung, K.-H. Okutsu, N. SCORE C9035 science members	Western Pacific Drilling Meeting 2022	2022. 10	国外
繰り返されるサンゴ礁域から深海への土砂輸送（口頭）	池原 研	第38回地質調査総合センターシンポジウム	2022. 12	国内
巨大地震時に海底で起こること、そしてその地層記録と新たなチャレンジ（口頭）	池原 研	2022年日本第四紀学会学会賞・学術賞記念講演会	2023. 2	国内
Historical earthquakes recorded in surface sediments around the Japanese islands and future challenges (oral)	Ikehara, K.	EAGER 2023 Workshop	2023. 3	国外

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
Possible tsunami-induced sediment transport from coral reef to deep sea through submarine canyons on the southern Ryukyu forearc, Japan	Ikehara, K. Kanamatsu, T. Usami, K.	Frontiers in Earth Science	2022.5	国外
How large peak ground acceleration by large earthquakes could generate turbidity currents along the slope of northern Japan Trench	Ikehara, K. Usami, K. Kanamatsu, T.	Progress in Earth and Planetary Science	2023.2	国外

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

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。

三重県南伊勢町では既存試料の年代分析から過去の巨大津波による浸水履歴の復元を行った。調査地である「こがれ池」の湖底堆積物の採取、年代測定、珪藻分析については昨年度までに完了しており、今年度は浸水年代を推定するためのベイズ統計を用いた Age-Depth モデルの見直しを行った。こがれ池には、過去約 3000 年間に形成された 19 枚のイベント堆積物が保存されていた。昨年度までの各種分析の結果、19 枚のうち 14 枚は、津波または低頻度の非常に大きなストームによって堆積したと考えられた。今年度行った Age-Depth モデルの構築に基づき、14 枚のうち 6 枚が南海トラフで発生した歴史地震による津波堆積物の可能性がある」と結論付けられた。

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町下里地区の沿岸低地では、巨大津波による浸水履歴解明のため、6 地点 13 孔でジオスライサーによる掘削調査を実施した。また、沿岸低地か

ら南へ約 500m 離れた天満地区の池では、19 地点においてハンドコアラによる掘削調査を実施した。その結果、表層下約 1.9m までの地層の中に、泥炭層と互層をなす複数の薄い砂層や、層厚数十 cm の厚い砂層が認められた。これらの砂層には貝殻片や有孔虫など海棲生物遺骸が含まれていることから、この地域に津波が浸水したことを示すイベント堆積物である可能性がある。

高知県南国市の物部川西岸に分布する浜堤の発達過程を明らかにすることを目的として、令和 3 年度に浜堤上で行った掘削調査により採取した堆積物試料の光ルミネッセンス (OSL) 年代測定や放射性炭素年代測定などを実施した。年代測定結果から、浜堤は過去約 6000 年間を通じて成長し、約 3000 年前までは上方へ成長、それ以降は側方（主に海側）へ成長したと考えられる。浜堤が側方へ成長し幅が広くなる年代は、浜堤背後の低地でイベント堆積物が確認されていない年代とほぼ同時期である。また、浜堤背後の海岸低地において津波の浸水履歴を明らかにすることを目的として、令和 3 年度に採取したボーリングコアの層相観察や放射性炭素年代測定などを実施した。浜堤背後の低地では約 6000～2000 年前にかけてシルト～粘土層や泥炭層が継続して堆積し、挟在するイベント砂層が約 5700～5300 年前に堆積したことが明らかになった。

(b) 業務の成果

1) 三重県南伊勢町・こがれ池

こがれ池(図 2-3-③-1)で採取した堆積物からは、19 枚のイベント堆積物(上位から順に、E1-E19 と定義)が見つかった。昨年度までに、肉眼及び CT 画像による堆積構造の観察、年代測定等の各種分析を実施済みであり、19 枚のイベント層のうち 14 枚のイベント層(E1-E9 及び E12-E16)が、「津波」または「低頻度の非常に大きなストーム」により形成されたことが示唆された。こうした海水の侵入がいつ発生したのかを推定するために、堆積曲線(Age-Depth モデル)の推定を行った。堆積曲線の作成には、ベイズ統計を用いた年代統計学のパッケージである Bchron^{1), 2)} を利用した。

構築された Age-Depth モデルと各イベント層の堆積年代は、それぞれ図 2-3-③-2 と表 2-3-③-1 の通りである。モデル構築においては、イベント堆積物は瞬時に堆積したとみなしているため、各イベント堆積物の層厚はコアログから差し引いている。図 2-3-③-2 及び表 2-3-③-1 における各イベント堆積物の深さ(Depth)は、この補正を行った後の値である。これまでに同様のプログラムを用いて Age-Depth モデルの構築を行っている研究でも、この補正は取り入れられている^{3), 4)}。また、モデルの構築は 3 回行っており、堆積年代は 3 回の結果の平均値により算出した。

「津波」または「低頻度の非常に大きなストーム」で形成されたと考えられた、E1-E9 及び E12-E16 のうち、E1 から E9 については、南海トラフにおける地震・津波の歴史記録が残存している期間(歴史時代)に形成されたイベント堆積物であることが分かった。このうち、E2 の堆積年代(1616-1793 CE)が 1707 年宝永地震と重複していた。また、E3 の堆積年代(1567-1701 CE)及び E4 の堆積年代(1523-1616 CE)が 1606 年慶長地震を含んでいた。同様に、E5 の堆積年代(1461-1564 CE)、

E7 の堆積年代 (1088-1249 CE)、E8 の堆積年代 (710-898 CE)、E9 の堆積年代 (682-809 CE) が、それぞれ 1498 年明応地震、1096 年永長地震、887 年仁和地震、684 年白鳳地震と重複していた。このことから、E2、E3 または E4、E5、E7、E8、E9 の 6 枚は南海トラフで発生した地震による津波堆積物の可能性がある。

先史時代に形成されたイベント堆積物 E12-E16 については、先行研究によって明らかにされている地震・津波の地質痕跡と対比を行った。E12 (1493-1364 cal yr BP)、E13 (1545-1395 cal yr BP)、E14 (1557-1400 cal yr BP) は、志島低地で見つかった津波堆積物 Sand D (1400-1300 cal yr BP) と年代が重なっていた⁵⁾。また、E15 (2243-1948 cal yr BP) と E16 (2604-2363 cal yr BP) は同研究で報告されている Sand F (2660-2190 cal yr BP) と同時期に形成されたと考えられた。E15 については、紀伊半島南岸で報告されている約 2200 cal yr BP の海岸隆起痕跡とも年代が一致していた⁶⁾。



図 2-3-③-1 分析を行った湖底堆積物が採取されたこがれ池の位置。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

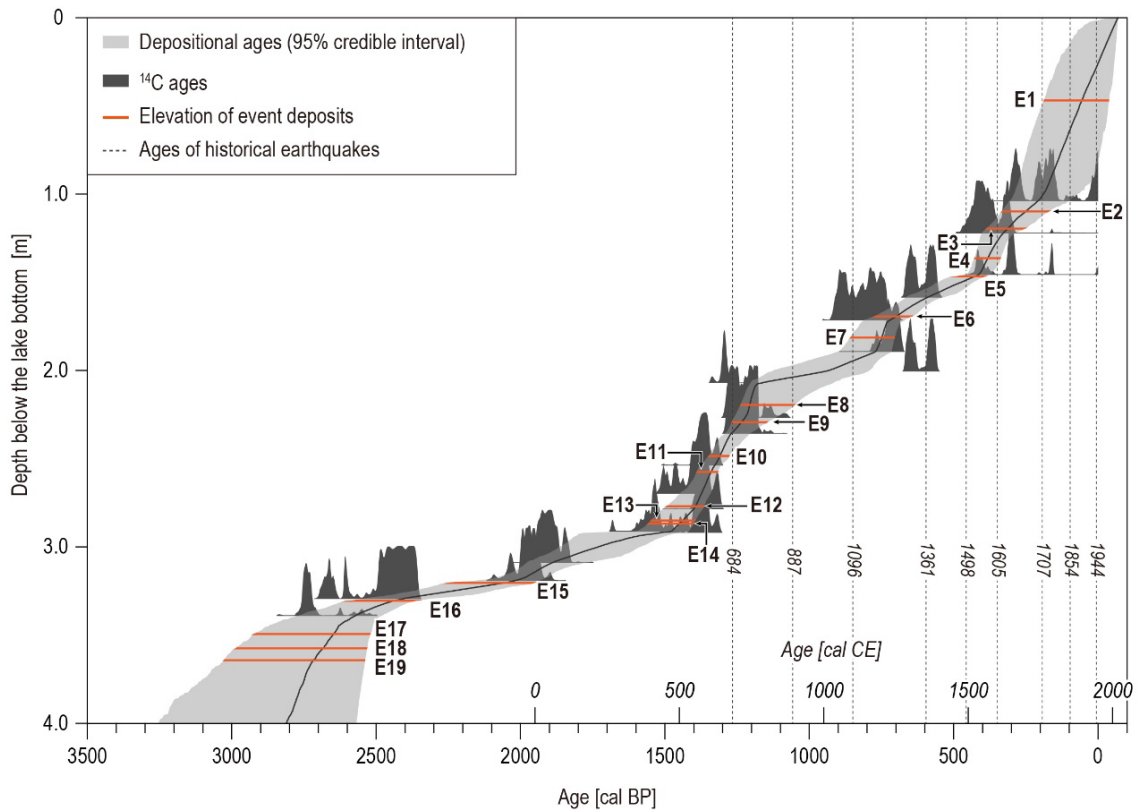


図 2-3-③-2 Bchron によるこがれ池の湖底堆積物についての Age-Depth モデル。モデル構築においては、イベント堆積物は瞬時に堆積したとみなしているため、各イベント堆積物の層厚はコアログから差し引いている。

表 2-3-③-1 Age-Depth モデルによって推定された E1-E19 の堆積年代。

Core location	Name of event deposits	Depth [cm]	Calibrated depositional age (95 % credible interval, cal yr BP)	Calibrated depositional age (95 % credible interval, cal yr CE / BCE)
K-4	E1	46.9	193--38	1757-1988 CE
K-4	E2	109.8	334-157	1616-1793 CE
K-4	E3	119.6	383-249	1567-1701 CE
K-4	E4	136.3	427-334	1523-1616 CE
K-4	E5	146.5	489-386	1461-1564 CE
K-4	E6	168.8	775-636	1175-1314 CE
K-4	E7	181.3	862-701	1088-1249 CE
K-4	E8	219.5	1240-1052	710-898 CE
K-4	E9	229.3	1268-1141	682-809 CE
K-4	E10	248.4	1345-1275	605-675 CE
K-4	E11	257.5	1387-1317	563-633 CE
K-4	E12	276.9	1493-1364	457-586 CE

K-4	E13	285	1545-1395	405-555 CE
K-4	E14	286.7	1557-1400	393-550 CE
K-4	E15	320.3	2243-1948	293 BCE - 2 CE
K-4	E16	330.5	2604-2363	654-413 BCE
K-4	E17	349.3	2926-2520	976-570 BCE
K-4	E18	357.4	2990-2530	1040-580 BCE
K-4	E19	364.2	3037-2537	1087-587 BCE

2) 和歌山県那智勝浦町

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町下里地区の沿岸低地では、6 地点 13 孔においてジオスライサーにより最大深度 1.9m までの連続柱状堆積物の地質試料採取を実施し、さらに掘削地点周辺の地形を VRS とトータルステーションを用いて測量した（図 2-3-③-3、2-3-③-4）。この沿岸低地は奥行 200m、最大幅 50m 程度の北東-南西方向に延びる谷底に位置し、標高（T.P.）は約 1.6-2.5m である（図 2-3-③-4）。この沿岸低地のうち標高約 2.1-2.3m の範囲に 6 か所の掘削地点を設定し、長さ 2.1m のハンディジオスライサーを用いて各地点 2-3 本の連続柱状試料を得た（図 2-3-③-5、表 2-3-③-2）。その結果、谷底の沿岸低地のほぼ中央に位置する Loc. 3 で採取されたジオスライサー試料 SS-05 では、以下のような層序が観察された。表層位置から深度 6 cm までは試料がみられないが、掘削時に堆積物が短縮した影響の可能性がある。深度 6-20cm までは多数の根茎が含まれている含水率の高い粘土層であり、深度 20-44cm は若干の根茎がみられるややしまった泥層である。深度 44-60cm はしまりの良いシルト質極細粒砂層であり、部分的に有機質である。深度 60-113cm は明灰色から暗灰色の淘汰の良い細粒砂層であり、貝殻片が含まれている。また厚さ 1 cm 程度の泥炭層を 5 枚挟むほか、厚さ数 mm の泥炭層を葉理状に多数挟んでいる。深度 113-190cm は淘汰の良い白色細粒砂層であり、巻貝・二枚貝の貝殻片や有孔虫を多数含んでいる。SS-05 以外のジオスライサー試料においても、深度の違いや層相に若干の違いはあるものの、ほぼ同様の層序が確認された。

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町天満地区の池では、19 地点においてハンドコアラを使用し、表層下約 1 m までの層序を確認するとともに、VRS を用いて掘削地点周辺の地形を測量した（図 2-3-③-3、2-3-③-6）。この池は、北北東-南南西に延びる奥行 600m、最大幅 200m 程度の北北東-南南西方向に延びる谷の内陸側に位置する。池の底面は標高約 1.4-1.9m とおおよそ平坦であり、標高約 5.2m の高まりによって太平洋（2021 年 12 月 21 日 14 時頃の近傍の海面は標高約 0.7m）と境されている（図 2-3-③-6）。この池の中に、およそ南-北方向と東-西方向に延びる 2 本の測線を設定し、測線上でそれぞれ 12 か所及び 8 か所（うち、交点 1 か所；計 19 地点）においてハンドコアラを用いた掘削調査を行った（図 2-3-③-7）。池の底の地形の影響により深度の違いはあるものの、ほとんどの地点において下位から巻貝・二枚貝の貝殻片や有孔虫を多数含んだ淘汰の良い白色細粒砂層、層

厚数mm—数 cm 程度の泥炭層・葉理を互層状に挟む淘汰の良い細粒砂層、やや泥質な細粒—極細粒砂層、粘土やシルトなどの泥質堆積物が累重する層序が確認できた。

那智勝浦町における調査では、下里地区と天満地区の2地域において深度は異なるものの、ほぼ同様の層序を確認することができた。特に各地点の下部にみられる海棲生物遺骸を含んだ砂層や、泥炭層と互層をなす砂層は、この地域に津波が浸水したことを示すイベント堆積物である可能性がある。



図2-3-③-3 調査地の位置図。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

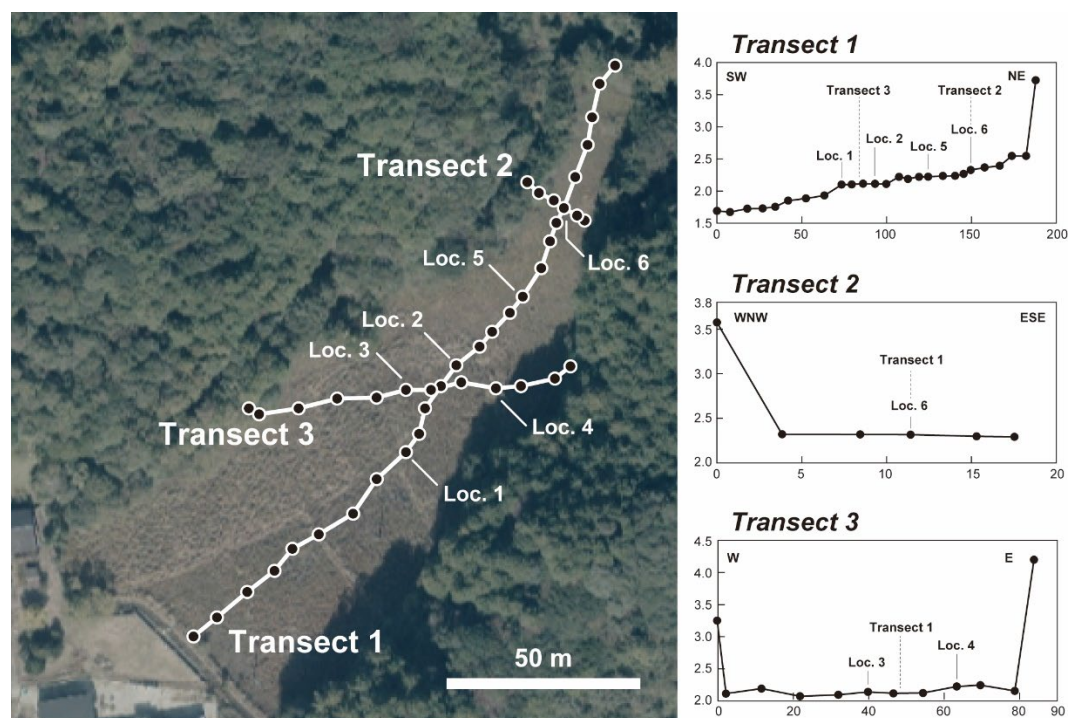


図2-3-③-4 下里地区の沿岸低地における掘削地点と測量結果。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

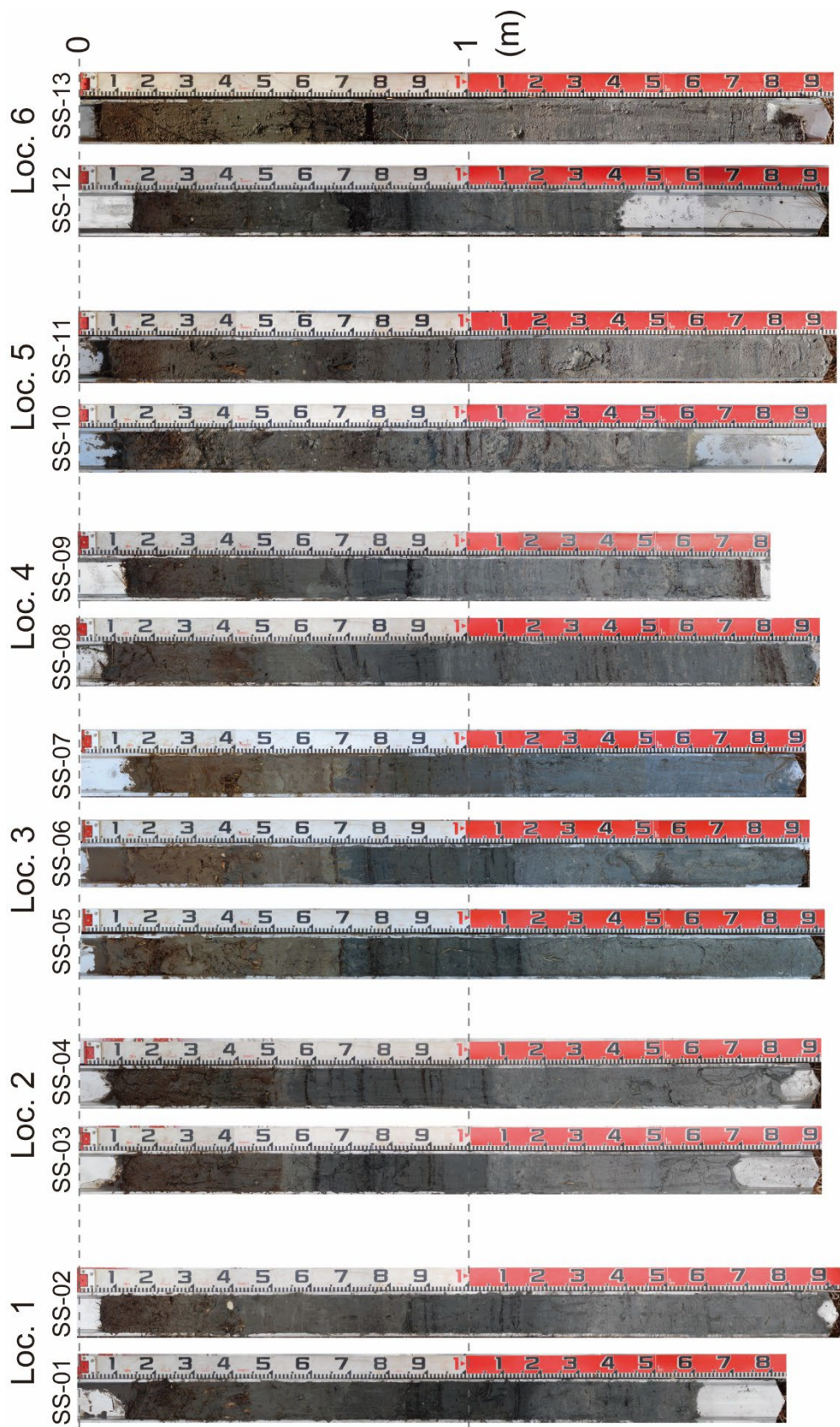


図 2-3-③-5 下里地区の沿岸低地で採取されたジオスライサー試料。

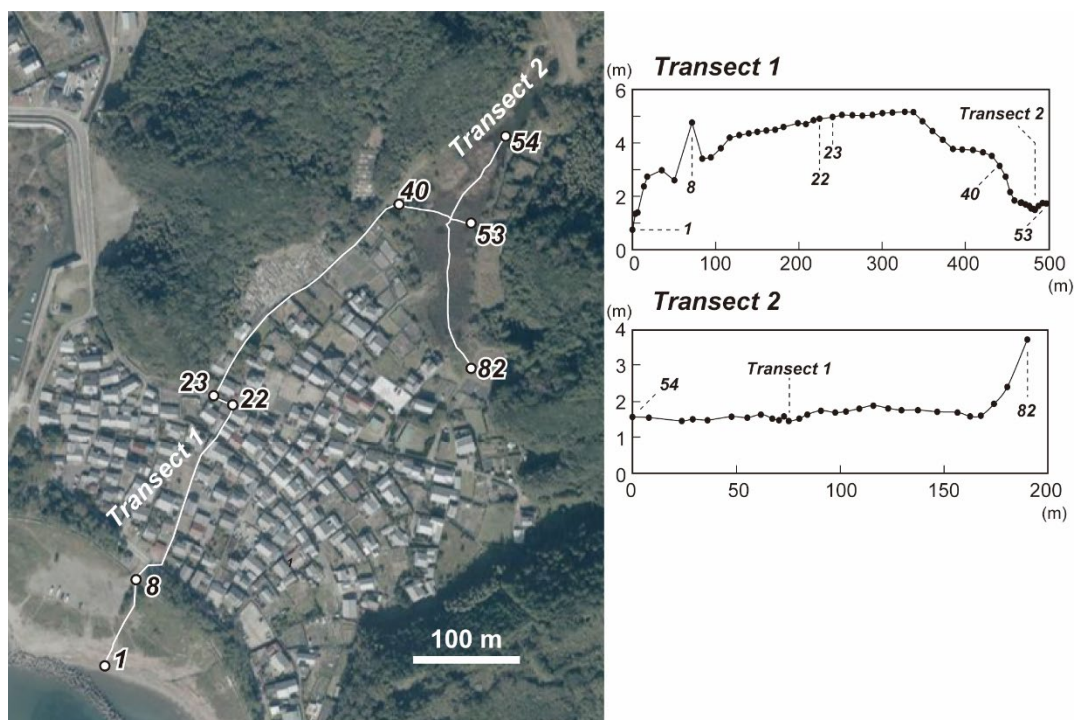


図 2 - 3 - ③ - 6 天満地区の池周辺の測量結果。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

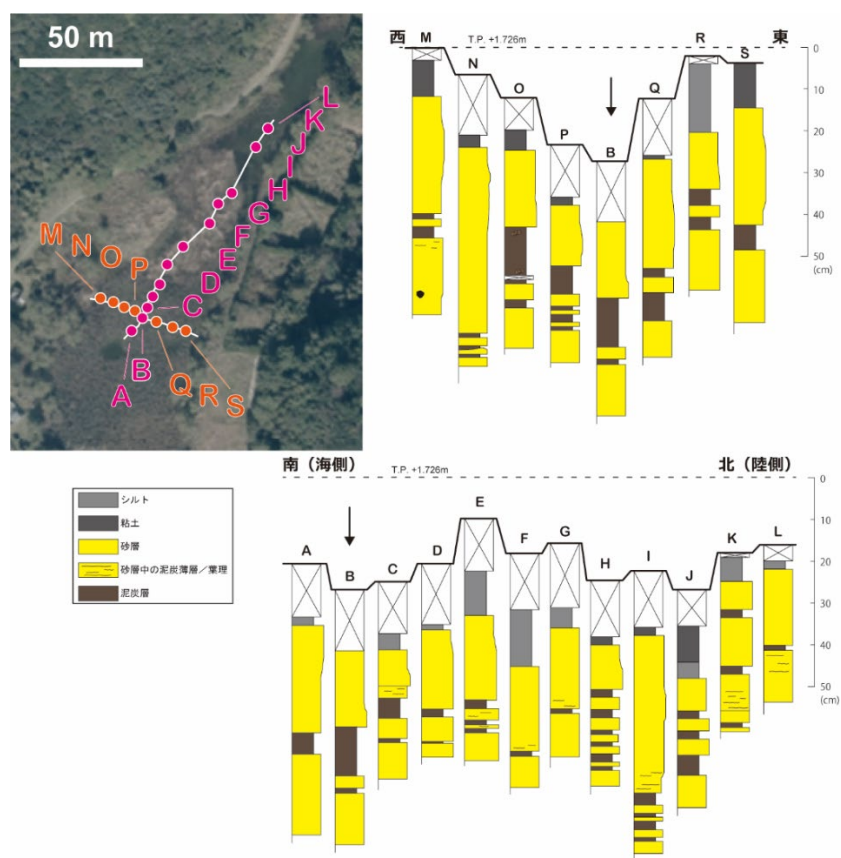


図 2 - 3 - ③ - 7 天満地区の池においてハンドコーラーで確認された層序。矢印は 2 つの測線の交点を示す。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

表 2-3-③-2 ジオスライサー掘削地点と試料名

地点名	標高 T. P. (m)	試料名	試料長 (m)
Loc. 1	2.100	SS-01	1.60
		SS-02	1.90
Loc. 2	2.110	SS-03	1.70
		SS-04	1.80
Loc. 3	2.131	SS-05	1.90
		SS-06	1.90
		SS-07	1.86
Loc. 4	2.216	SS-08	1.90
		SS-09	1.78
Loc. 5	2.222	SS-10	1.58
		SS-11	1.93
Loc. 6	2.327	SS-12	1.40
		SS-13	1.85

3) 高知県南国市

調査地域は高知県南国市の十市及び浜改田地区の海岸沿いに東西方向に分布する浜堤と、その背後（北側）の海岸低地である（図 2-3-③-8）。この浜堤は、物部川河口の西岸から高知市の浦戸湾東岸まで約 12km にわたって分布し、調査地域の浜堤頂部の標高は約 12m、海岸線と直交方向の幅は 400～500m 程度である。浜堤背後の低地は、物部川下流域の扇状地性の平野から丘陵によって隔てられ、洪水など河川による影響を受けにくい環境である。

本年度は、浜堤及び背後の低地において採取した堆積物試料の層相観察や放射性炭素年代測定、浜堤を構成する砂層の OSL 年代測定などを実施した。堆積物試料はいずれも昨年度実施した掘削調査で採取したもので、OSL 年代測定に用いた砂質堆積物は、浜堤上に南北方向に設定した地中レーダ（GPR）探査測線に沿って、ハンドオーガーを用いて採取した（15 地点、深さ最大 6m）。測定には堆積物中から抽出した長石粒子を用い、IRSL（赤外光励起ルミネッセンス）信号を 2 種類の方法（IR50 及び pIRIR150）で測定した。本報告では、層位の上下関係とも矛盾が少なく、年代の誤差が比較的小さい IR50 によって得られた年代値を基に議論を行った。

a) 浜堤の地形発達調査

Y-Y” 測線沿いの浜堤頂部にあたる地点 B1（2-3-③-8、標高 11.28m）におけるボーリング柱状図を図 2-3-③-9 に示す。B1 地点の地質は、地表から標高約-1.6m まで中～粗粒砂を主体とし細礫の混じる砂層である。標高約 6m には下限に明瞭な地層境界を持ち上方細粒化する層厚約 15cm の細礫質層が見られる。また、標高約-0.3m には層厚約 10cm の砂質シルト層を挟在する。標高約 0.5m の炭化物からは 5740-5600 cal yr BP の年代が得られた。標高約-1.6～-4.6m は砂礫層で最大 50mm の礫を含み、標高約-3.7～3.9m にはシルト質砂層を挟む。標高約-4.6～-6.2m までは礫を含む中粒～粗粒砂主体の砂層で、標高約-4.8m の果実は 7560-7420 cal yr BP の年代を示す。標高約-6.2～-12.1m は亜角～亜円礫主

体とする砂礫層、標高約-12.1～-14.6m はシルト～粘土層、標高約-14.6～-18.8m は垂角～垂円礫主体とする砂礫層となる。この砂礫層には長径 120mm 以上の大礫も含まれる。標高約-18.8～-23.9m はシルト～粘土層が主体となり、一部には砂礫層を挟在する。標高約-21～-22.3m のシルト～シルト質砂層には木片などの有機物が多く含まれる。標高約-23.9～-24.2m は砂礫層、標高約-24.2～-25.7m は風化した基盤岩となる。標高約-19.8m、-22m、-22.3m の木片や炭化木片から得られた年代値は、いずれも放射性炭素年代測定の適用範囲より古い>43500 yr BP を示した。

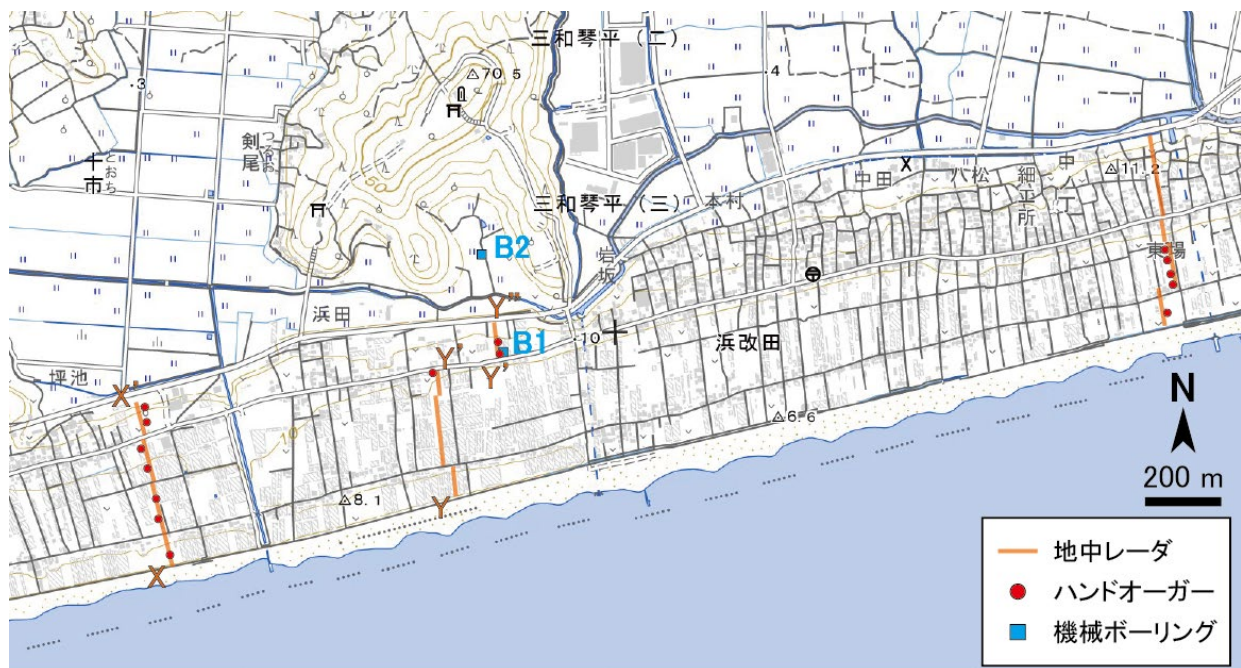


図 2-3-③-8 高知市南国市の調査地域。地中レーダ探査の測線と掘削地点を示す。基図には地理院地図を使用。

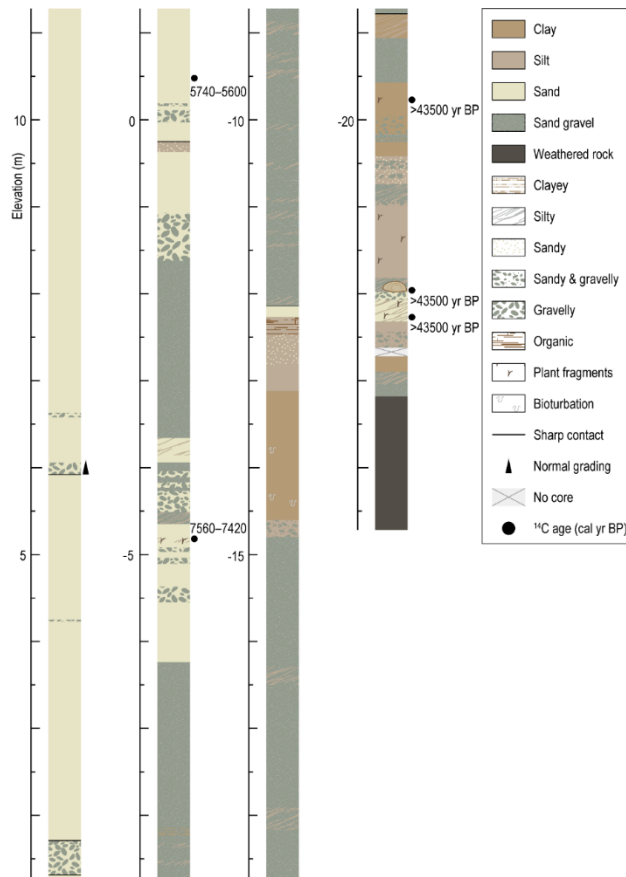


図 2-3-③-9 地点 B1 におけるボーリング柱状図。

地中レーダ探査によって得られた、X-X'、Y-Y" 測線（図 2-3-③-6）の反射断面のトレース図と OSL 年代測定結果を図 2-3-③-10 及び図 2-3-③-11 に示す。X-X' 測線では浜堤の海側～陸側の地点で広く年代測定を行い、Y-Y" 測線では浜堤頂部（Y'）付近で重点的に実施した。

Y-Y" 測線の Y' 地点付近の約 400m の区間の 3 地点からは約 4500～1000 年前の OSL 年代（本報告では IR50 による年代値を使用）が得られた（図 2-3-③-10）。得られた年代値はそれぞれの掘削地点で下位から上位へ若くなる傾向を示し、反射面のトレースから解釈される砂層の壘重関係と一致する。ハンドオーガーで得られた最も下位の標高 4～5m（地表面から約 6m）の試料は約 4500～4000 年前の年代を示した。機械ボーリングによって得られたさらに下位の標高約 0.5m の炭化物は 5740-5600 cal yr BP を示しており、OSL 年代とも矛盾しない。浜堤頂部に最も近い地点（Y-Y" 測線上の海岸沿いから約 310m）では深度約 1m から約 3000～2600 年前の年代が得られた。一方、浜堤頂部の海側（海岸沿いから約 300m）の深度約 2m 及び陸側（海岸沿いから約 340m）の深度約 3m から得られた年代は、それぞれ 1300～1100 年前と 2800～2400 年前と、両者ともに浜堤頂部より新しい年代を示した。浜堤内部の反射面は、浜堤頂部より海側（南側）では海側に、陸側（北側）では陸側にそれぞれ傾いており、反射面は南北両方向に付加していくように解釈される。上述の年代はこの解釈と合致する。

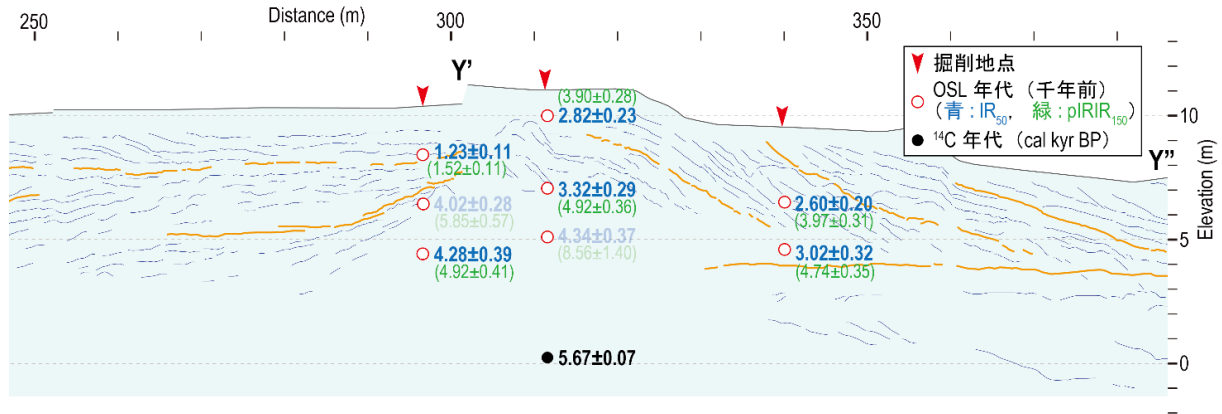


図 2-3-3-10 Y-Y' 測線北部の反射断面のトレース図と年代測定結果。測線位置は図 2-3-3-8 を参照。

X-X' 測線では、浜堤頂部からは年代が得られなかったが、浜堤の海側から陸側を縦断する 7 地点で年代を得た (図 2-3-3-11)。明らかになった年代は約 2700~200 年前で、Y-Y' 測線と同様にほとんどの掘削地点で上位ほど若い年代が得られたが、Y-Y' 測線の浜堤頂部付近より若い年代が多数を占めた。浜堤頂部の陸側 (X-X' 測線上の海岸沿いから約 320~350m) の 2 地点からは約 2700~1100 年前、浜堤頂部の海側 (X-X' 測線上の海岸沿いから約 20~220m) の 5 地点からは約 2400~200 年前の年代値が得られ、特に海岸沿いから約 20~150m の 3 地点の試料 (深度 4m 以浅) は全て、陸側の 2 地点より新しい年代を示した。浜堤頂部より南北両側の地において新しい年代が得られる傾向は Y-Y' 測線と同様で、浜堤構成層の付加する方向と一致している。

これらの X-X' 及び Y-Y' 測線から現状得られている年代値を基にすると、本地域の浜堤は以下のような過程で成長したと考えられる。①約 6000~3000 年：現在の浜堤頂部付近で砂層が上方へ標高 10m 程度まで成長し浜堤の基部が形成される。②約 3000~2000 年前：砂層が陸側 (北側) へ付加する。③約 2000 年前以降：砂層が海側 (南側) へ付加する。以上のように、浜堤は約 3000 年前頃まで上方へ成長し、その後は側方へ成長したと推定される。浜堤背後の低地で行われた津波堆積物調査では、約 6000~2400 年前には見られたイベント堆積物が約 2400~900 年前に確認されていない (Tanigawa et al., 2018)。このイベント堆積物が確認されていない期間は浜堤が側方へ成長する期間と概ね一致しており、浜堤の南北方向への成長が、津波などの内陸への浸水に影響を及ぼした可能性も考えられる。

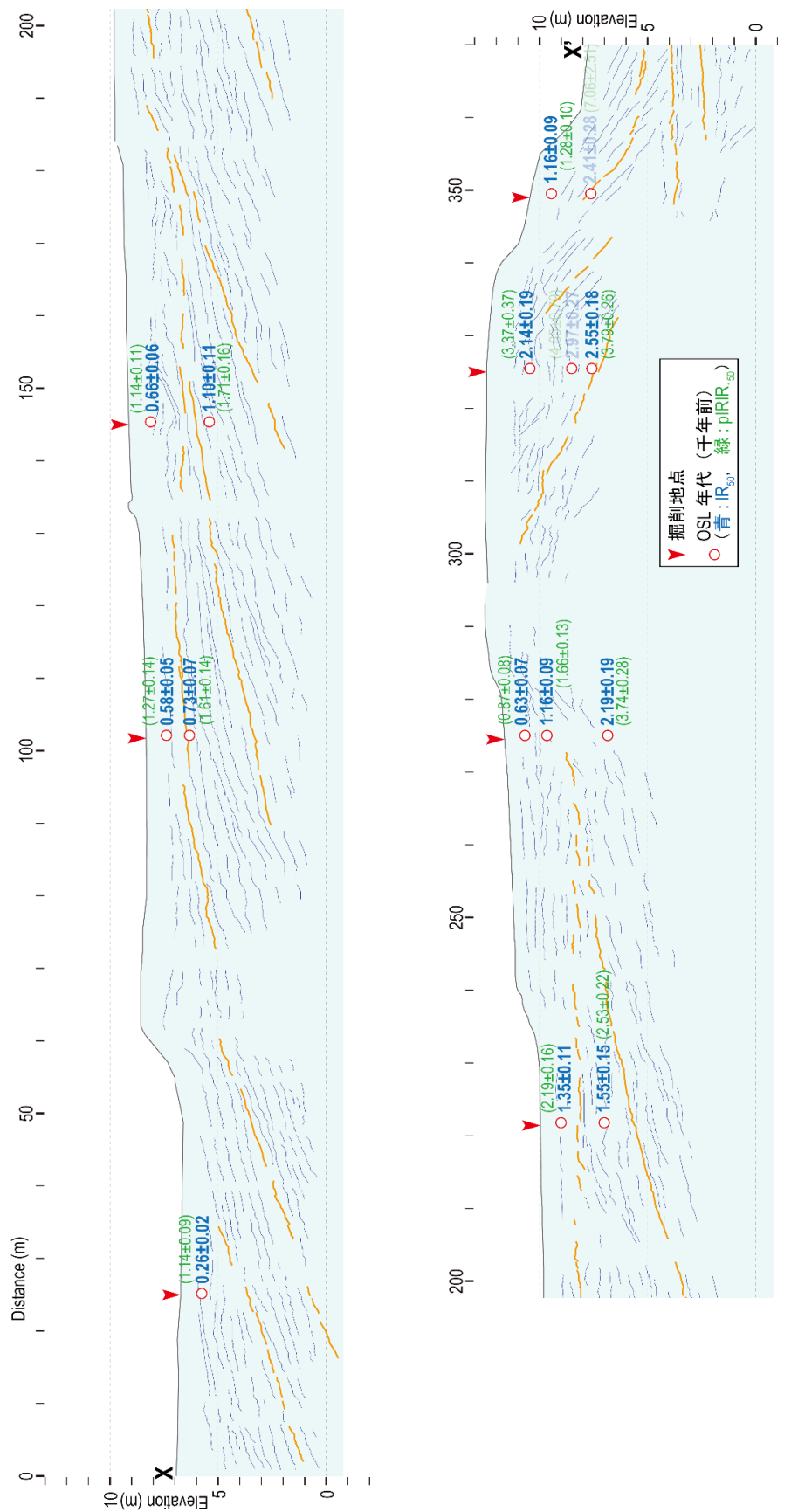


図 2-3-3-③-11 X-X' 測線の反射断面のトレース図と年代測定結果。測線位置は図 2-3-3-③-8 を参照。

b) 浜堤背後の低地における掘削調査

地点B2（図2-3-③-8、標高3m）におけるボーリング柱状図を図2-3-③-12に示す。B2地点の地質は、地表から標高約2.3mまでは耕作土及び盛土、標高約2.3～2mは砂礫質シルト層、標高約2～1mは有機質シルト層である。標高約1～-0.1mは泥炭層で間に6つのシルト層を挟む。泥炭層の下位は標高約-0.5mまで有機質シルト層となり、この間にも3つのシルト層が挟在する。これらのシルト層の層厚は数センチ程度のものが多く上下の地層と異なり有機物が少ない。また、泥炭層と有機質シルト層の間には、上下に明瞭な地層境界をもつ層厚3cmの細粒砂層が挟在する。有機質シルト層以下は標高約-0.5～-1.35mがシルト層、標高約-1.35～-2mが粘土層となり、標高約-1mには層厚約5cmの有機質シルト層が挟在する。得られた放射性炭素年代から、標高約-1～2mの地層は約6300～2000 cal yr BPに形成されたとみられる。泥炭及び有機質シルト層の挟在する複数のシルト層（標高約-0.3～0.6m）は約5700～4800 cal yr BPに、標高約-0.1mの砂層は約5700～5300 cal yr BPに堆積したと推定される。B2地点の西隣の低地（南国市十市、図2-3-③-8）でも、B2地点と同様に上位に有機質粘土層～泥炭層、下位にシルト～粘土層が分布し、地層境界も標高0～-1mに存在する⁷⁾。このことは、過去約6000年間にわたってこれらの低地表層の堆積物が同様の環境下で堆積し、特に最近約5千年間は湿地のような環境が継続したことを示す。一方で、Tanigawa et al. (2018)で有機質層中に複数報告されたイベント砂層はB2地点では1層しか確認されず、B2地点の有機質層中には複数のシルト層が見られた。有機質層中に有機物に乏しいシルト層が挟在する要因としては、もともと湿地環境であった場所が沈降により湛水し有機物の供給が減少した可能性が挙げられるが、今後の珪藻化石分析などから成因を検証したい。

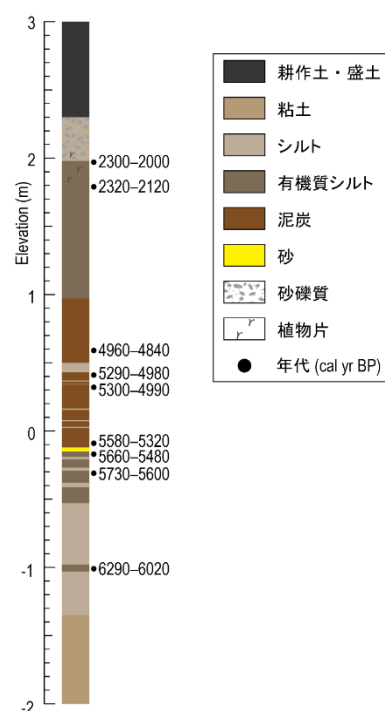


図2-3-③-12 地点B2におけるボーリング柱状図。

(c) 結論ならびに今後の課題

三重県南伊勢町「こがれ池」の湖底堆積物から、過去 3000 年間における「津波」または「低頻度の非常に大きなストーム」による海水侵入の履歴を明らかにした。特に、歴史時代に形成されたイベント堆積物については、南海トラフの歴史地震と対応する可能性のあるものが 6 枚見つかった。今後も別の地域における調査・分析を行って数千年間の津波浸水履歴を復元するとともに、その結果を地域間で対比することで南海トラフにおける地震発生履歴を詳細に解明できる可能性がある。

和歌山県東牟婁郡那智勝浦町において、ジオスライサー掘削による連続柱状試料の採取とハンドコアラによる表層付近の層序の確認を実施した。その結果、津波による堆積物の可能性がある海棲生物遺骸を含んだ砂層や、泥炭層と互層をなす砂層が広範囲に分布していることを確認できた。今後は、採取した試料について微化石などの分析を行い、これらの砂層が津波由来であることの検証を行うとともに、年代測定を行うことで各層の堆積年代を推定することが必要である。

高知県南国市の十市・浜改田地区に分布する浜堤の発達過程を明らかにすることを目的に、ハンドオーガーと機械ボーリングによって採取した堆積物の層相観察や、OSL 年代測定、放射性炭素年代測定などを実施した。その結果、当地域の浜堤は約 6000～3000 年前頃に現在の浜堤頂部付近で上方へ成長して形成され、それ以降は主に側方（南北方向）へ成長して浜堤の幅が拡大したと推定された。本年度は浜堤の表層 6 m 以内で採取した試料の OSL 年代測定を実施したが、今後はより深い層準から採取した試料の年代測定を実施して詳細に浜堤の発達史を明らかにしたい。また、浜堤背後の低地のボーリングから、地点 B2 では約 5700～2000 年前に継続して有機質シルト層～泥炭層が堆積し、砂層や有機物に乏しいシルト層を挟在すること明らかになった。今後は珪藻化石分析などを実施し、これらの砂層やシルト層の成因を明らかにしたい。

(d) 引用文献

- 1) Haslett J, Parnell A (2008) A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 57, 399-418.
- 2) Parnell AC, Haslett J, Allen JRM, Buck CE, Huntley B (2008) A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1872-1885.
- 3) Sabatier S, Wilhelm B, Ficetola GF, Moiroux F, Poulenard J, Develle A, Bichet A, Chen W, Pignol C, Reyss J, Gielly L, Bajard M, Perrette Y, Malet E, Taberlet P, Arnaud F (2017) 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps - Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews* 170:121-135.
- 4) Kempf P, Moernaut J, Van Daele M, Pino M, Urrutia R, De Batist M (2020) Paleotsunami record of the past 4300 years in the complex

coastal lake system of Lake Cucao, Chiloé Island, south central Chile. Sedimentary Geology, 401, 105644.

- 5) Fujino S, Kimura H, Komatsubara J, Matsumoto D, Namegaya Y, Sawai Y, Shishikura M (2018) Stratigraphic evidence of historical and prehistoric tsunamis on the Pacific coast of Central Japan: implications for the variable recurrence of tsunamis in the Nankai trough. Quaternary Science Reviews, 201:147-161.
- 6) 穴倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也（2008）紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代－南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元－. 活断層・古地震研究報告, 8, 267-280.
- 7) Tanigawa K, Shishikura M, Fujiwara O, Namegaya Y, Matsumoto D (2018) Mid-to late-Holocene marine inundations inferred from coastal deposits facing the Nankai Trough in Nankoku, Kochi Prefecture, southern Japan, The Holocene, 28, 867-878.

(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
静岡県浮島ヶ原において復元された過去5000年間の沈水イベント（口頭）	澤井祐紀 百原新 伊藤一充 松本弾 嶋田侑真	日本第四紀学会 2022年大会	2022.8	国内
三重県南部の沿岸湖沼における過去3000年間の海水侵入の履歴（口頭）	嶋田侑真 澤井祐紀 松本弾 谷川晃一朗 伊藤一充 田村亨 行谷佑一 穴倉正展 藤野滋弘	日本第四紀学会 2022年大会	2022.8	国内
宮崎県青島における津波被害の考察（口頭）	伊尾木圭衣 山下裕亮	第12回 巨大津波災害に関する合同研究集会	2022.12	国内

2) 学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

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

歴史時代の史料に基づく南海トラフ巨大地震の履歴は 684 年白鳳地震まで遡ることができ、昭和東南海・南海地震を含めて 9 回発生していることがわかっている。昭和から安政、宝永、明応と一連の南海トラフ巨大地震の事例を見てもその地震発生域には多様性を含んでいるため、これらの波源評価に関連する情報を可能な限り入手し、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示すとともに、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。そこで本業務では、最新の津波痕跡高分布、南海トラフのプレート構造や昭和東南海地震・南海地震の最新の研究成果を踏まえて、地殻変動と津波痕跡高分布に基づく 1944 年昭和東南海地震の波源域再評価を行った。また文献記録・堆積物記録から 1498 年明応東海地震の津波波源モデルの推定も行った。

(b) 業務の成果

1) 地殻変動と津波痕跡高分布に基づいた昭和東南海地震の津波波源域の再評価

南海トラフ巨大地震の再来周期とその規模を推定することは、巨大地震の長期評価を行う上では極めて重要である。昭和東南海地震の波源断層モデルは津波波形逆解析に基づく検討 (Satake, 1993¹⁾; Tanioka & Satake, 2001²⁾; Baba & Cummins, 2005³⁾) が行われている。一方、当該地震の津波痕跡高分布を説明するための波源断層モデル (相田, 1979⁴⁾; 安中ほか, 2003⁵⁾) は矩形断層モデルによる検討にとどまっている。このような矩形断層モデルでは、沿岸における地殻変動や津波高分布を十分に説明することは難しい。また、瀬野 (2012)⁶⁾ は、一連の南海トラフ巨大地震は単なる固有地震としての再来を繰り返しているのではなく、強震動や津波の生成域が各地震で相補的な関係にあることを主張している。このことを明らかにするために、波源推定に利用可能な情報が比較的豊富な宝永地震、安政地震、昭和地震について、断層構造やすべり量を推定するための痕跡情報を統一して解析を行うことが必要と考えられる。最新の津波痕跡高分布、南海トラフのプレート構造や昭和東南海地震・南海地震の最新の研究成果を踏まえて、地殻変動と津波痕跡高分布に基づく昭和東南海地震の波源域再評価を行った。

1944 年昭和東南海地震による津波は、伊豆半島から和歌山県までの沿岸に影響を及ぼした。当該地震の津波は三重県太平洋沿岸で激甚被害を及ぼしたことから、三重県太平洋沿岸を中心に津波痕跡高の再調査を実施した (図 2-3-④-1)。再調査の結果については報告済みであるため、ここでは三重県沿岸において 10m を越える新鹿の津波について紹介していく。昭和東南海地震における熊野市新鹿の津波については、新鹿津波調査会 (1985)⁷⁾ によって詳しく纏められている。それによれば新鹿沿岸の徳司神社では、繰り返し発生してきた南海トラフ巨大地震の津波履歴が残されており、昭和東南海地震では、石段下から 11 段目まで潮が上がった (浸水高 8.5m)。また、中心市街を流れる里川沿いで遡上高 13.6m に及んでいた (図 2-3-④-2)。

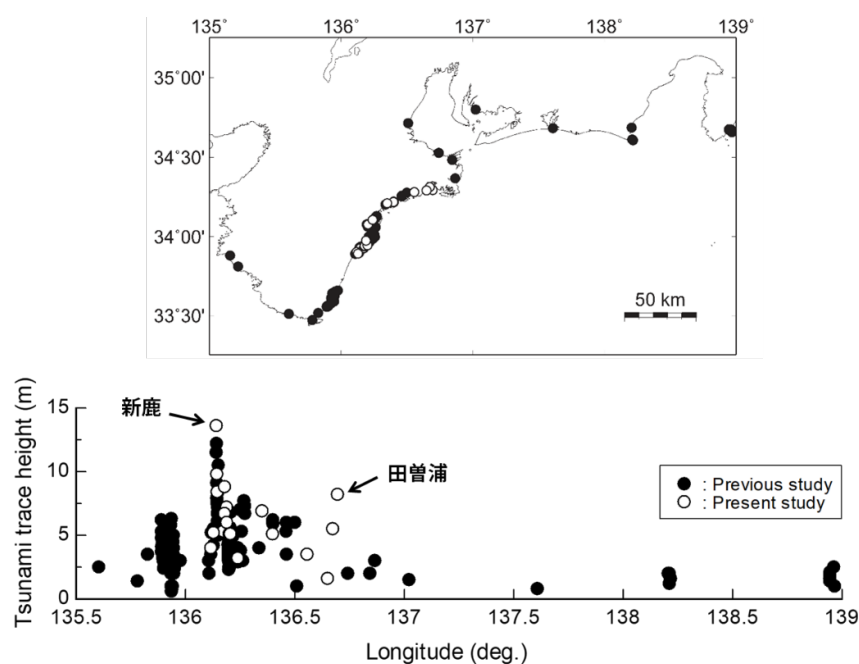


図 2－3－④－1 昭和東南海地震による三重県太平洋沿岸の津波痕跡調査全体図。図中の黒丸・白丸は津波痕跡地点を示す。

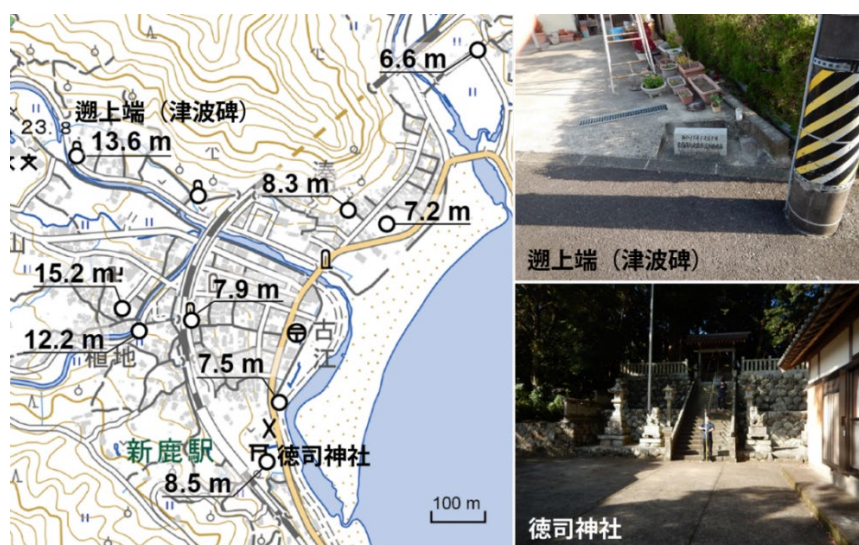


図 2－3－④－2 新鹿の津波痕跡分布。左図が新鹿市街地における津波痕跡。右上図は遡上端に設置された津波碑、右下図は徳司神社。基図は国土地理院の地理院地図を使用。

これに加え新鹿津波調査会(1985)⁷⁾では新鹿町内の家屋について、全壊、半壊、床上浸水、床下浸水のいずれの被害であったかが、居住者ごとに表形式でまとめられている。床上浸水の被害家屋については床上から何 cm 浸水したかが記されている例が多くある。また、居住者名が記された住宅地図も掲載されている。表にある居住者名からその居住者の住宅の位置を住宅地図により同定し、236 軒の住宅についてどこでどのような被害であったのかを現在の地図上でおおむね明らかにした(図 2－3－④－3a)。この結果、海岸

や河川に近い家屋はほとんどが流失しており、床上浸水した家屋は流失家屋分布のすぐ外側（山側）に集中していることがわかった。現地調査の結果、町内の家屋の床面の高さは地盤面から約 60cm 上にあると観察されたので、新鹿津波調査会(1985)⁷⁾にある床上浸水の高さに 60cm を加えてそこでの浸水深とした。この結果、床上浸水した家屋は浸水深が 1.5-2m 程度に集中することがわかった。さらに床上浸水した家屋の浸水深に対し、推定された家屋の位置での地盤面の標高を加えることで津波の浸水高を推定した。標高値については現地調査により測量した結果を利用したが一部国土地理院による基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）による値も利用した。この結果、床上浸水、すなわち流失を免れた家屋については、浸水高が標高 6~8m 程度に集中し（図 2-3-④-3b）、それ以上の高さの家屋も存在することがわかった。流失を免れた家屋の浸水高が 6~8m 程度に集中することと、それよりも海側の家屋はほとんどが流失しことから、流失した地域ではさらに高い浸水高であったことが推定される。

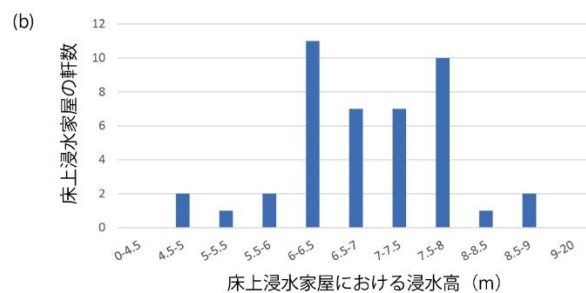
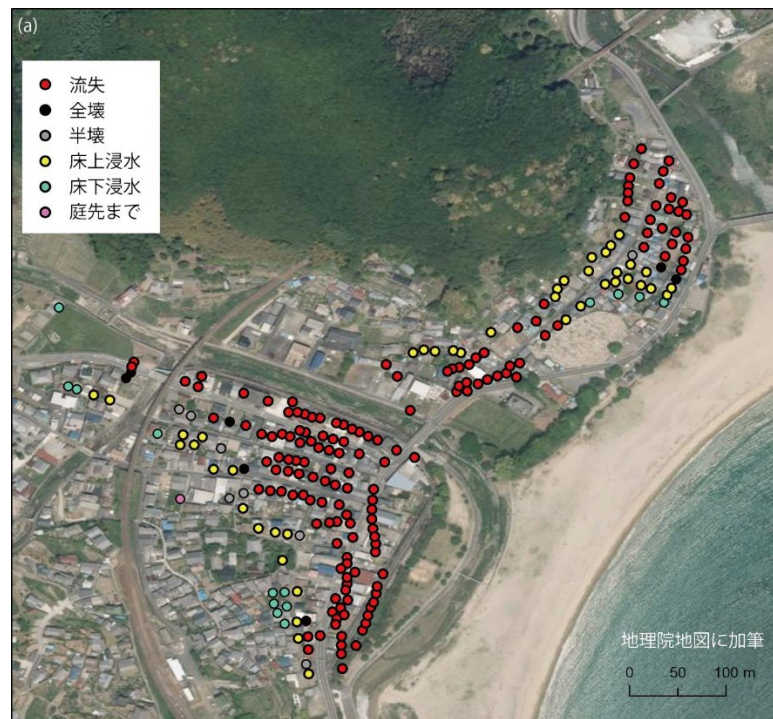


図 2-3-④-3 (a)新鹿津波調査会(1985)⁷⁾から読み取れる新鹿町内の家屋被害分布、
(b)浸水高ごとの床上浸水家屋数の度数分布。

また、既往研究（中央气象台、1945⁸⁾；表、1948⁹⁾；羽鳥、1974¹⁰⁾；飯田、1981¹¹⁾；三重県、1995¹²⁾）や三重県沿岸の当該地震津波に関する石碑情報（新田、

2014¹³⁾) において、津波痕跡信頼度（岩淵ほか、2012¹⁴⁾) が C 以上となる津波痕跡は 197 点、三重県の再調査によって 19 点を追加で評価することができ、当該地震による津波痕跡点は合計 216 点となった。津波痕跡高分布（図 2-3-④-4）の特徴としては、静岡県沿岸の伊豆半島や遠州灘では 2m 程度、三重県や和歌山県の太平洋沿岸では平均的に 5m 程度であるが、三重県の尾鷲で 5~7m、新鹿では 10m 以上に及んでいたことがわかる。

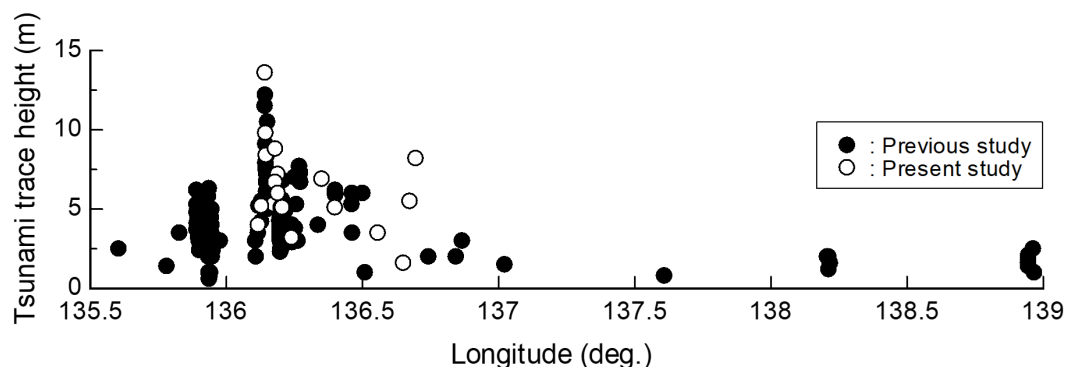


図 2-3-④-4 1944 年昭和東南海地震による津波痕跡高分布。

波源推定を実施するにあたり、波源断層モデルは、三次元地下構造モデルから解釈されたプレート境界モデル（Nakanishi et al., 2018¹⁵⁾）を利用した。このモデルの特徴はフィリピン海プレートの沈み込み形状を詳細な速度構造から解釈されていることにある。想定する参考に設定し、すべり面は深さ 8~24km の範囲、地殻変動及び津波痕跡分布を踏まえ 8 枚の小断層を設定した（図 2-3-④-5）。

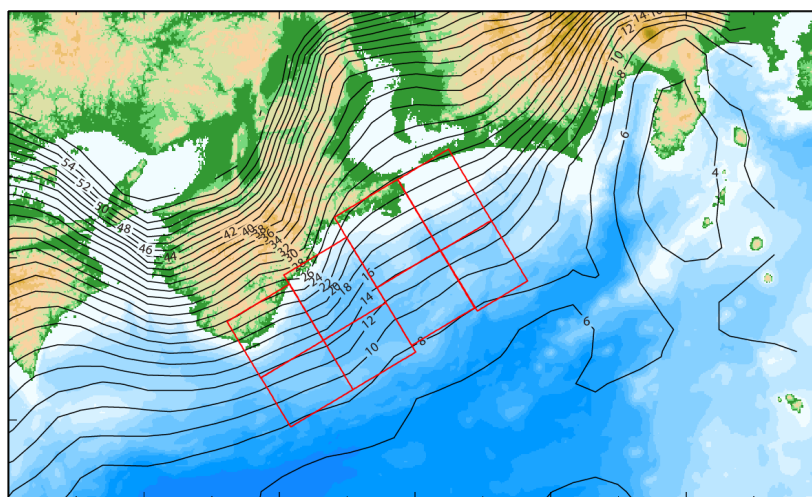


図 2-3-④-5 3 次元構造モデルに沿って設定した小断層。

各小断層に対応する地殻変動については Okada (1985)¹⁶⁾ の方法で計算を行った。地殻変動の観測値については、Satake (1993)¹⁾ で利用されている国土地理院観測点

の値を用いた。また、波源域を踏まえて紀伊半島東沿岸における 18 点を利用した。津波のグリーン関数については線形長波理論に基づき、計算格子間隔 150m で実施した。線形長波理論では遡上計算を実施することはできない。そのため沿岸に痕跡評価点を設け、おおよそ 1km 範囲内の沿岸津波高の平均値と標準偏差で代表させ、痕跡点が少ない場合には遡上高も採用した。また、三河湾や浜名湖など、再現に詳細な地形が必要な地域については除外し、波源推定に用いた痕跡点は 50 点とした（図 2－3－④－6）。

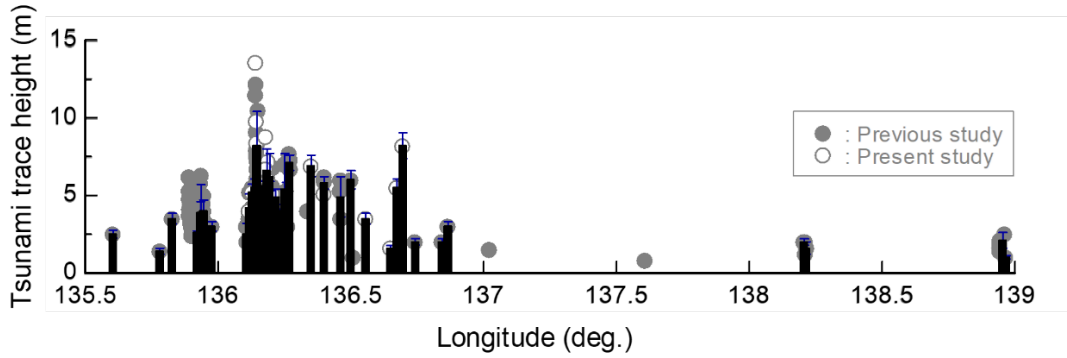


図 2－3－④－6 集落毎に平均化した津波痕跡高分布。

$$H_{syn, j} = \max \left(\sum_{k=1}^m a_k \eta_{j, k} \right)$$

ここで、 a_k は小断層 k のすべり量、 $\eta_{j, k}$ は小断層 k による j 地点の津波グリーン関数である。波源推定には、津波高の痕跡値と計算値の誤差ノルムが最小となる各断層すべり a_k を SA (Kirkpatrick et al., 1983¹⁷⁾) によって求めた。この方法では沿岸津波高を津波痕跡高と等価と仮定している。津波の非線形性を考慮しないと過大評価となる地点も存在するため、非線形長波理論と線形長波理論による痕跡評価点の関係を 8 次の多項式で近似した。

$$H_{nlw, j} = \sum_{i=0}^n c_i (H_{syn, j})^i$$

ここで、 $H_{nlw, j}$ は j 地点における非線形長波における最大津波高、 $H_{syn, j}$ は j 地点における線形長波の重ね合わせによって得られる最大津波高、 c_i は i 次の係数であり、これらの係数や定数はあらかじめ設定した複数の波源断層シナリオによる非線形長波による津波高との関係を利用して最小自乗法により決定した。なお、痕跡値は平均値と標準偏差で代表させているため、標準偏差か相対誤差±10%のうち大きい方と一様乱数を用いて付与し、地殻変動と津波高の痕跡分布を 1,000 試行作成し、そのアンサンブル平均を代表値とした。

図 2-3-④-7 に地殻変動と津波高分布を説明するための波源断層モデルを示す。剛性率を 30GPa として M_w を評価すると 8.1 ± 0.1 となる。図から、熊野灘沖の海溝軸側に 5~6m 程度のすべりが生じていることがわかる。Yokota et al. (2016)¹⁸⁾ によるすべり欠損の年レートから推定されるすべり量は、1854 年安政東海地震から 1944 年昭和東南海地震までの 90 年間におおよそ 3~4m 程度であるため深部の断層すべりについては調和的といえるが、海溝軸付近では 5~6m を越える小断層のすべりとなっているため、ややすべり過ぎている傾向にある。

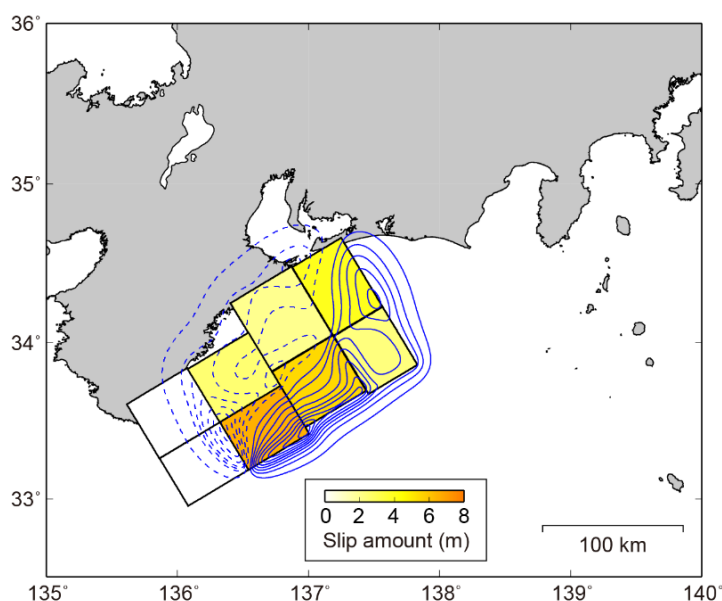


図 2-3-④-7 地殻変動と津波痕跡高に基づく 1944 年昭和東南海地震の波源断層モデル。

図 2-3-④-8 に地殻変動量と津波痕跡高分布の観測値と計算値の比較を示す。ここでの計算値は非線形長波理論を用いて計算している。図から、地殻変動について、観測値は、潮岬より東側では隆起、西側では沈降となり正負が逆転している。小断層のサイズや配置が起因して、潮岬を境にした隆起沈降のパターンを本モデルでは表現できていないが、潮岬より東側では良好に再現していることがわかる。本業務で用いた地殻変動の観測値は、地震前は 1930~1940 年代、地震後は 1947 年から 1952 年の間に実施された測量データの差分に基づいているため、当該地震以外の影響、特に 1946 年昭和南海地震による地殻変動も含まれている。そのため、潮岬西側の観測値は昭和南海地震による可能性がある。

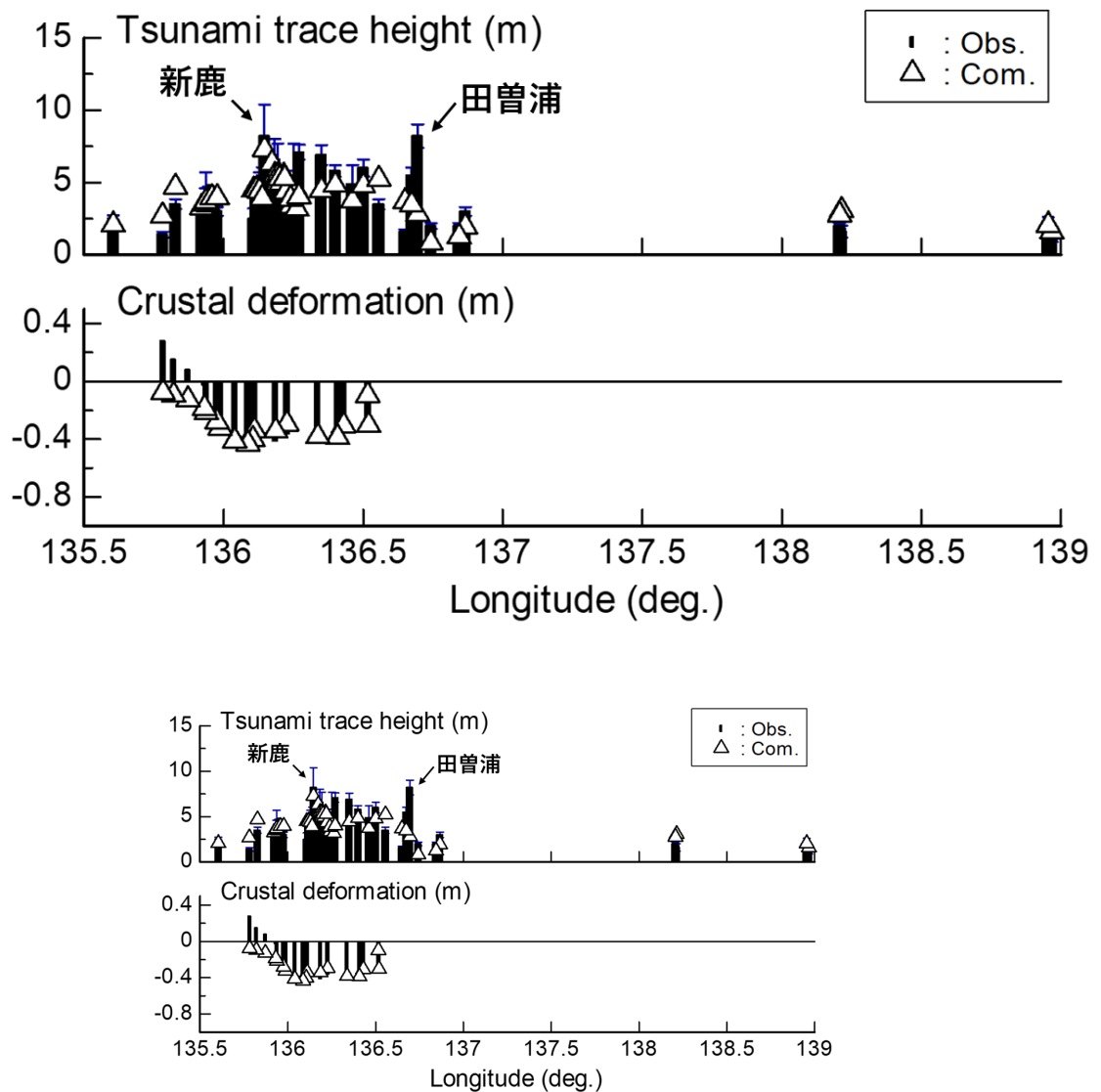


図 2 - 3 - ④ - 8 提案モデルによる地殻変動と津波の再現性。

津波痕跡についてもその分布の概形を概ね良好に再現できていることがわかる。一方で、田曾浦や新鹿では過小評価となっていることも確認できる。田曾浦については、津波遡上であり、150m メッシュの地形データでは再現できないこと。詳細地形を用いて検証する必要がある。新鹿については、痕跡高としては、15m を越えているため、地形データの影響だけでは説明が難しく、また、当該地域周辺の津波高に比べて局所的に津波が高まっていることから、断層運動以外による要因について検討する必要がある。

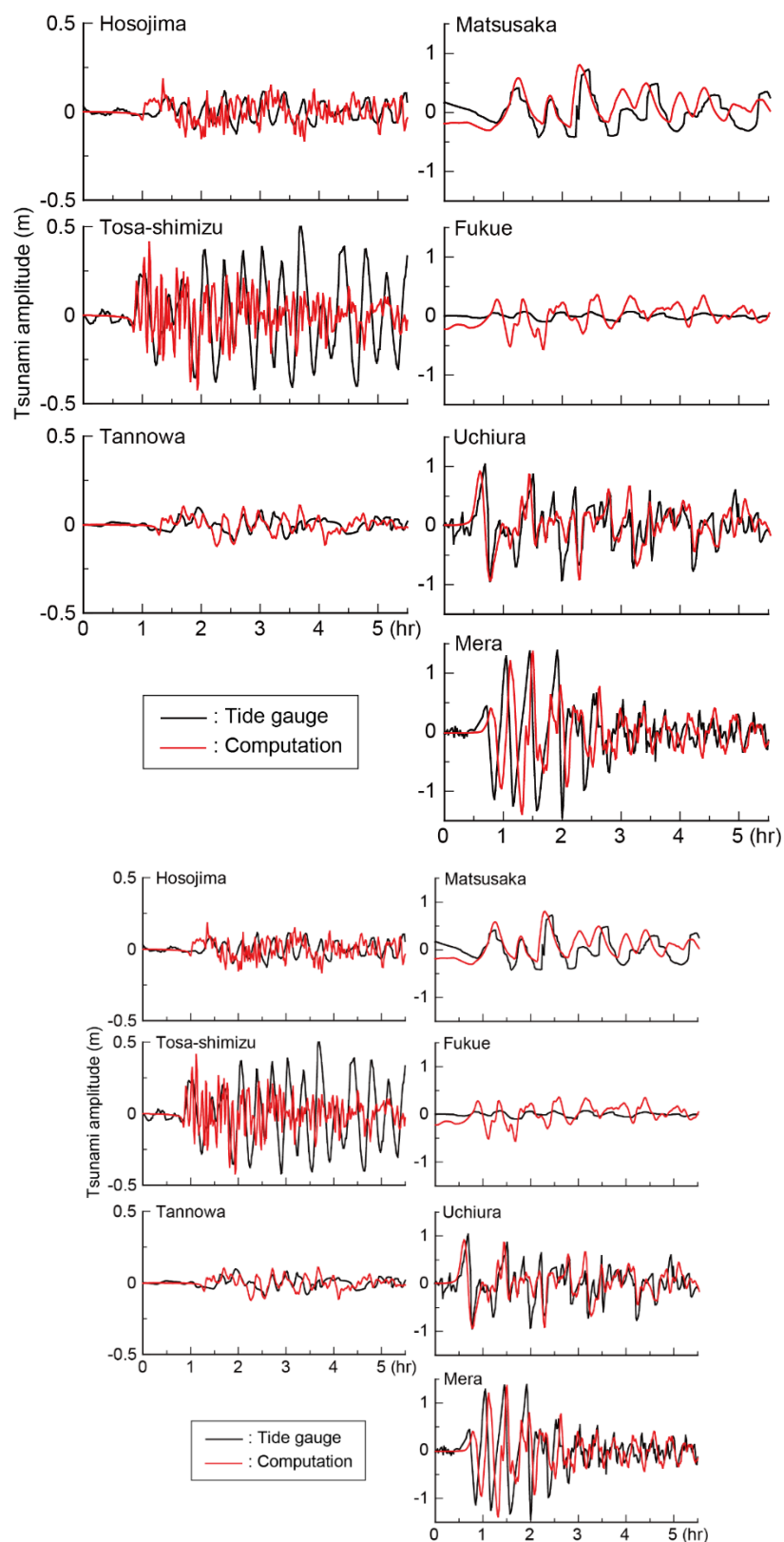
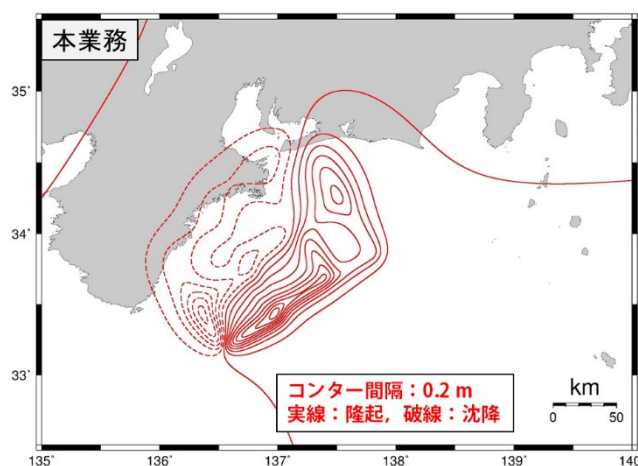


図 2-3-④-9 提案モデルによる各観測点の津波波形.

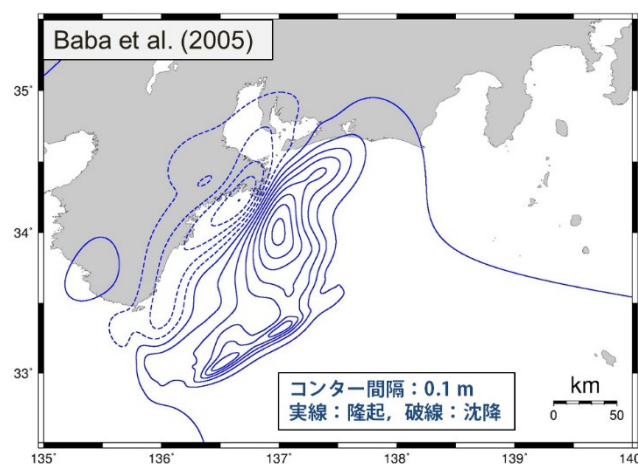
験潮記録の比較を図 2-3-④-9 に示す。比較を行った観測点は細島、土佐清水、淡輪、松坂、福江、内浦、布良の 7 点である。観測波形における地震発生時刻は波形に記録されている地震動による擾乱成分を初動としている。図から、地殻変動と津波

痕跡高分布から断層すべりを求めているが、土佐清水と細島以外ではおおむね再現できていることがわかる。土佐清水や細島では非常に多くの短波長成分が卓越している。これは解析に用いたやや粗い空間分解能では、これらの港内での津波を再現が難しいことが影響していると考えられる。また、験潮記録における長周期成分の卓越は、地震当時の験潮所の構造（導水管による水理フィルター）の影響もあるかも知れない。このような影響を精緻に評価するためには、地震当時の験潮所の導水管構造や生物付着状況を踏まえた潮位応答特性を検証する必要（例えば、Satake et al., 1998¹⁹⁾）がある。しかし、現在ではその検証は困難である。

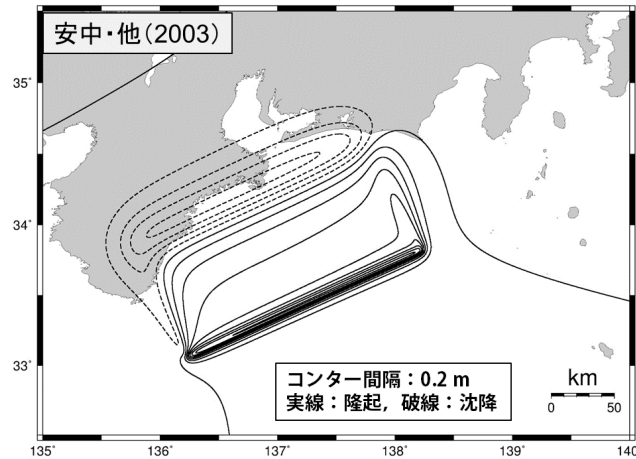
本業務で推定した波源断層モデルと既往モデルの比較を行う。比較したモデルとしては、津波波形から推定されたモデル1（Baba et al., 2005³⁾）と津波痕跡高から推定したモデル2（安中ほか、2003⁵⁾）とした。本モデルを含めそれぞれでは仮定した断層形状は異なるため、断層すべりの分布ではなく地殻変動量分布、すなわち初期波源分布で比較を行った。図2-3-④-10にその比較を示す。いずれのモデルでも熊野灘沖から伊勢沖に隆起域のピークが生じているが、モデル2は遠州灘沖まで広がっている。



(a) 提案モデル



(b) 津波波形に基づくモデル (Baba et al., 2005)



(c) 津波痕跡高分布に基づく波源断層モデル（安中・他，2003）

図 2-3-④-11 各波源断層モデルによる初期波源の比較。(a) 提案モデル、(b) 津波波形に基づくモデル（モデル 1）（Baba et al., 2005）、(c) 津波痕跡高分布に基づくモデル（モデル 2）（安中・他，2003）。

本モデルとモデル 1 との比較から、熊野灘沖の隆起域は両モデルとも同様の傾向となり概ね調和している。一方、伊勢沖では本モデルの方がやや東側に隆起域が広がっていることがわかる。本モデルでは小断層の断層サイズが 50km^2 程度としているが、モデル 1 ではより細かい 10km^2 程度である。伊勢湾沖の小断層付近には津波痕跡点が疎であるため小断層のサイズや配置が原因の一つと考えられる。

図 2-3-④-11 に同条件で評価された 1854 年安政東海地震の波源断層モデルとの比較を示す。2 つの地震ともに熊野灘沖の小断層で相対的に大きくすべる傾向にあることから、瀬野（2012）が主張している相補関係というよりも、むしろアスペリティモデルとして解釈できることが示唆される。

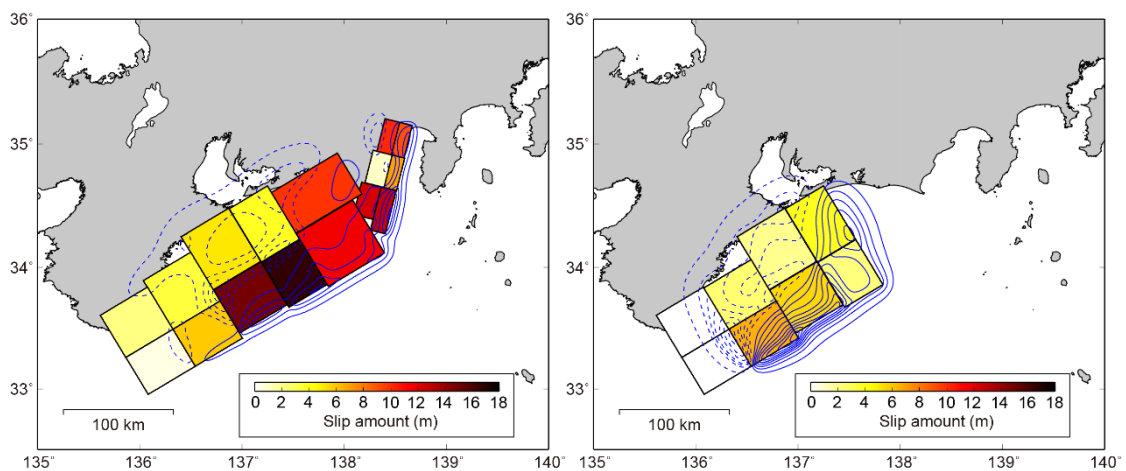


図 2-3-④-11 1854 年安政東海地震と 1944 年昭和東南海地震の波源域の比較。左図が 1854 年安政東海地震、右図が 1944 年昭和東南海地震の波源断層モデル。

1944 年昭和東南海地震の波源断層モデルを再検討するために、当該地震による津波痕跡の再整理と三重県を中心とした津波痕跡高の再調査を行った。さらに国土地理院による 1940～1960 年の地殻変動量と再評価した津波痕跡高の分布を説明するための波源断層モデルを推定した。推定した波源断層モデルの地震規模は $M_w 8.1 \pm 0.1$ 程度となった。このモデルは熊野灘沖に大きいすべり域をもち、地殻変動と津波痕跡高の分布だけでなく観測波形についても土佐清水と細島以外での観測波形をおおむね再現し得ることがわかった。一方で、新鹿の津波高の特異性については、津波高分布を踏まえると断すべりによる津波励起では説明が難しく、海底地すべりなどの巨大地震にともなう副次的な要因を検討する必要がある。

同じ断層モデルを用いた安政東海地震の波源断層モデルとの比較からは、熊野灘沖の小断層で相対的に大きくすべる傾向にあることから、瀬野（2012）が主張している相補関係というよりも、むしろアスペリティモデルとして解釈できることが示唆される。ただし、2 地震での判断は早計であり、史料が豊富な宝永地震の波源断層モデルについて、同条件での評価とそれを踏まえた検証が必要と考えられる。

1) 文献記録・堆積物記録から推定される明応東海地震の津波波源モデル

海溝型巨大地震の推移予測には過去にどこまで断層破壊が及んだかもしくはどの程度のひずみエネルギーが解消されたかが重要であり、観測記録と同様に文献記録や堆積物記録もまた貴重な情報源である。しかしながら、計器観測記録のない歴史時代、特に中世以前の古文書記録は、津波来襲時における遡上限界や津波到達点を計測することができないことも多いため津波規模の推定が困難な場合も多い。堆積物記録（津波堆積物）は地震発生当時の地形復元や供給源となった場所の平均粒径の推定など多くの課題があるものの、計器観測記録のない歴史時代に発生した津波規模の推定に利用できる。本業務では、1498 年明応東海地震の津波痕跡が静岡県沿岸の広い範囲にわたって確認されていることに着目して、安中モデル（安中ほか、2003¹⁾）を初期津波波源とする津波伝播と津波土砂移動の数値シミュレーションを実行し、明応東海地震の初期津波波源の推定を試みた。

まず文献記録に基づく検証では、津波痕跡データベース²⁾から痕跡信頼度 B～D のものを選び、このうち外海に面した計 60 地点を抽出した。日本近海の全域 50m メッシュの海底地形データ（Chikasada, 2020²¹⁾）と安中ほか(2003)⁵⁾によって提案された津波波源モデルを基に高性能津波計算コード（JAGURS ; Baba et al., 2017²²⁾）を使って津波伝播の数値シミュレーションを実行した。その結果、計算津波高は痕跡高より全体的に低く、安中モデルは明応東海地震の初期津波波源として過小評価であることが明らかとなった（図 2-3-④-12a）。そこで安中モデルを基に平均すべり量を変えて痕跡高との比較を行ったところ、平均すべり量を 2.2 倍したとき津波痕跡高を概ね説明できることがわかった（図 2-3-④-12b）。

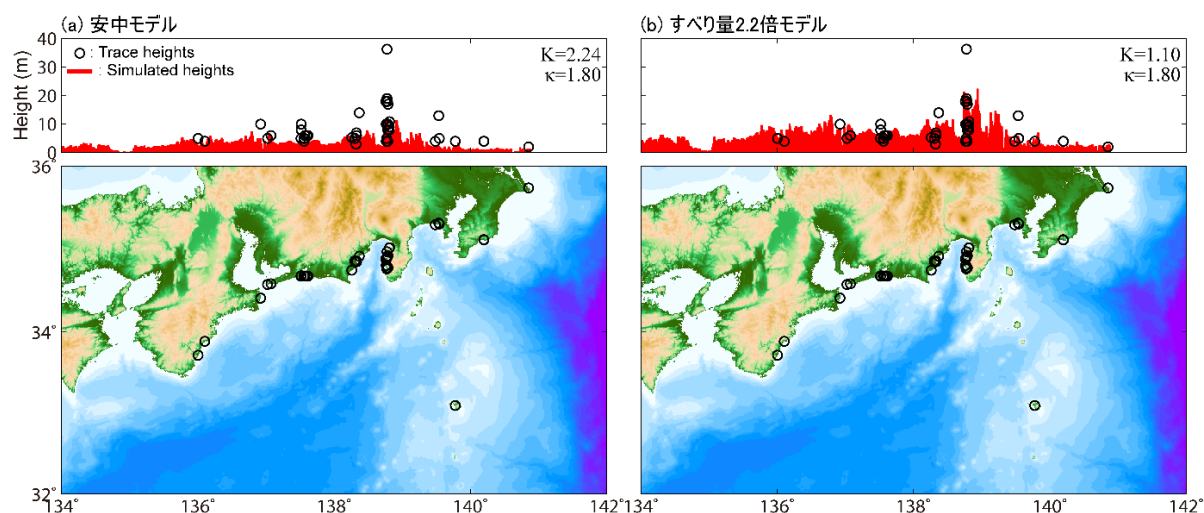


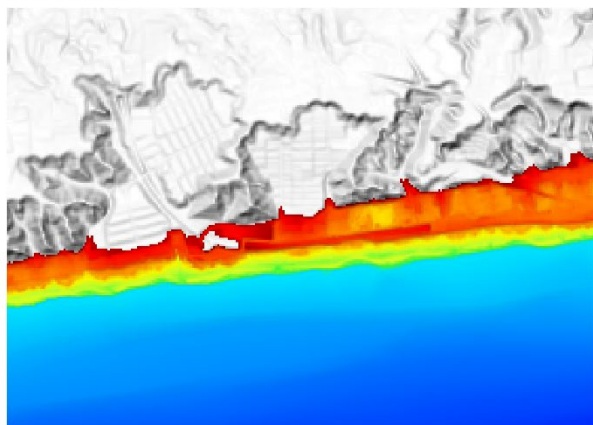
図 2-3-④-12 安中モデルと平均すべり量を 2.2 倍したモデルで求めた津波浸水高と痕跡高の比較。

次に堆積物記録に基づく検証では、明応東海地震の津波堆積物が確認されている静岡県湖西市白須賀（堆積層厚 8-50cm; Komatsubara et al., 2008²³⁾）、静岡県焼津市浜当目（堆積層厚 10cm 程度; Kitamura et al., 2020²⁴⁾）を対象に、安中モデルを基にした五つのシナリオ（安中モデルの平均すべり量をそれぞれ 1 倍、1.5 倍、2 倍、2.5 倍、3 倍したもの）に対して津波土砂移動計算（高橋ほか, 1999²⁵⁾；高橋ほか, 2011²⁶⁾；Sugawara et al., 2019²⁷⁾）を実施した（表 2-3-④-1）。地形標高は内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会の地形データを使用した。地震発生当時の地形標高及び海岸線は内閣府の地形データを基に大日本帝國陸地測量部 2 万 5 千分の 1 地形図²⁸⁾及び江戸後期の伊能図²⁹⁾から復元した（図 2-3-④-13、14）。

表 2-3-④-1 津波土砂移動計算のための検討モデル

Models	Mw	Slip amounts	
		Tokai segment	Tonankai segment
1	8.4	7.0 m	5.3 m
2	8.5	10.5 m	7.9 m
3	8.6	14.0 m	10.6 m
4	8.6	17.5 m	13.3 m
5	8.7	21.0 m	15.9 m

(a) 現在の地形



(b) 地震発生当時の復元地形

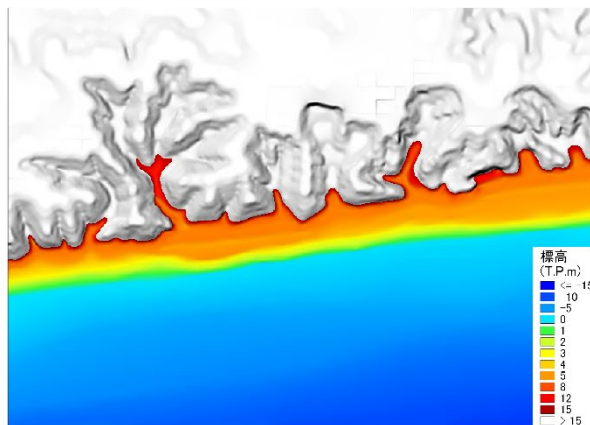
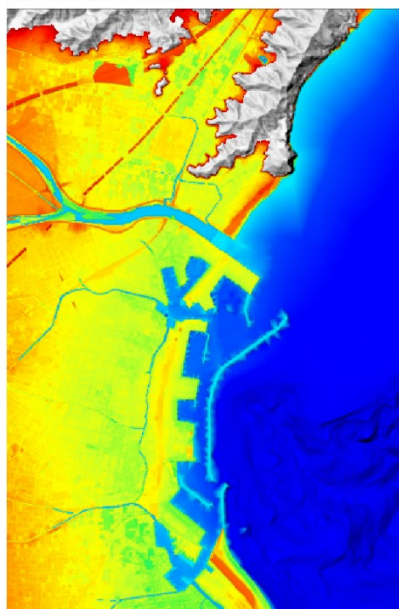


図 2 - 3 - ④ - 13 湖西市白須賀の (a) 現在地形と (b) 地震発生時の復元地形。標高データは国土地理院の基盤地図情報を利用した。

(a) 現在の地形



(b) 地震発生当時の復元地形

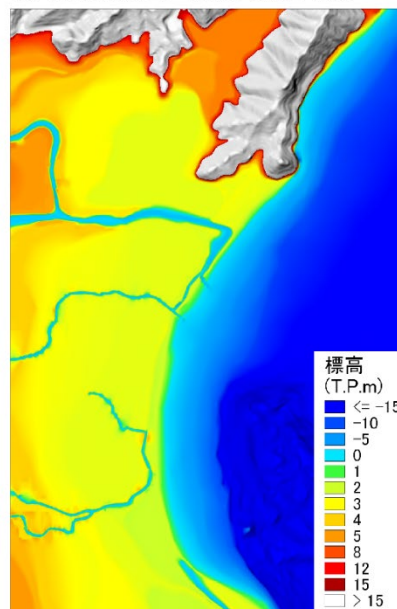


図 2 - 3 - ④ - 14 焼津市浜当目の (a) 現在地形と (b) 地震発生時の復元地形。標高データは国土地理院の基盤地図情報を利用した。

図 2-3-④-15、16 にそれぞれのモデルで求めた土砂の堆積量分布を示す。ここで土砂の堆積量は基盤変化量から最大浸食量を差し引いてもとめたものである。白須賀では、モデル 1・2 を初期津波波源とした場合の津波は最も内陸で津波堆積物が確認された地点まで到達しない。したがって、これらのモデルは過小であると判断できる。モデル 3・4・5 は内陸に土砂を運搬・堆積させており、堆積する土砂量はそれぞれ約 2 cm、約 6 cm、約 18 cm である。観測が 8-50 cm であることを踏まえると、モデル 4・5 が観測値に近いことが分かる。浜当目では、どのモデルでも津波堆積物が確認された地点まで津波が到達する。堆積層厚は平均すべり量が大いほど厚く、モデル 1・2 で 3-6 cm、モデル 3・4 で 10-20 cm、モデル 5 で 30 cm 以上の土砂が堆積する。観測が 10 cm 程度であることを踏まえると、モデル 3・4 のどちらかが観測と整合すると考えられる。

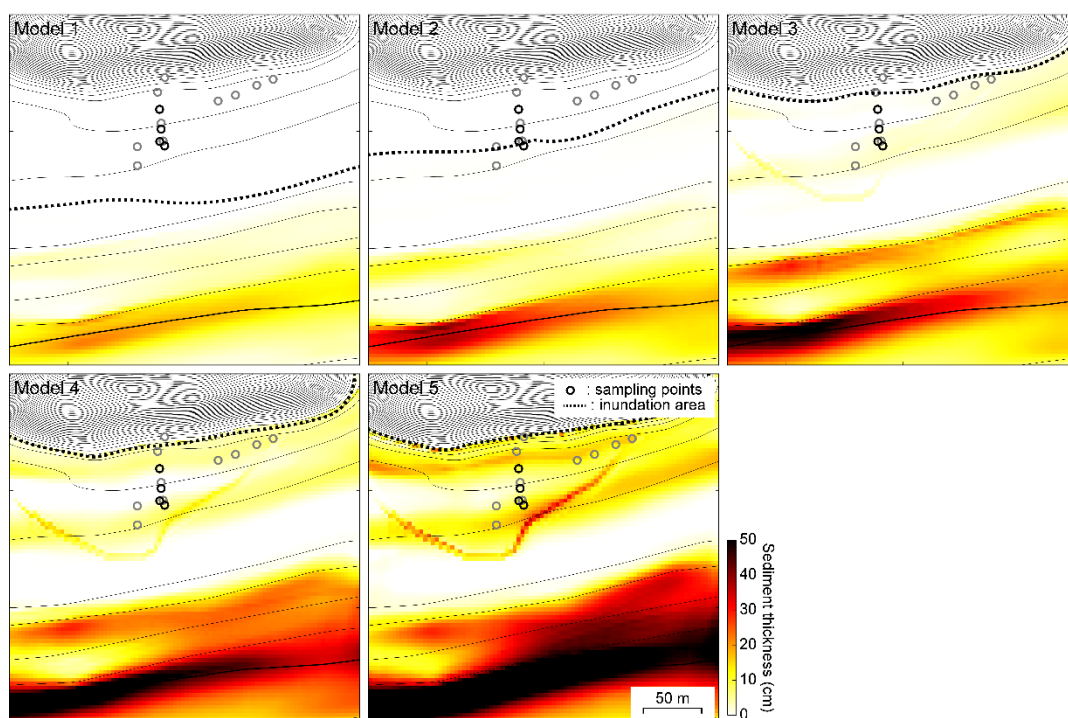


図 2-3-④-15 湖西市白須賀の土砂の堆積量分布。黒丸・灰丸はそれぞれ明応東海地震に相当する津波堆積物を確認した地点、確認できていない地点を示す。破線は最大浸水範囲である。

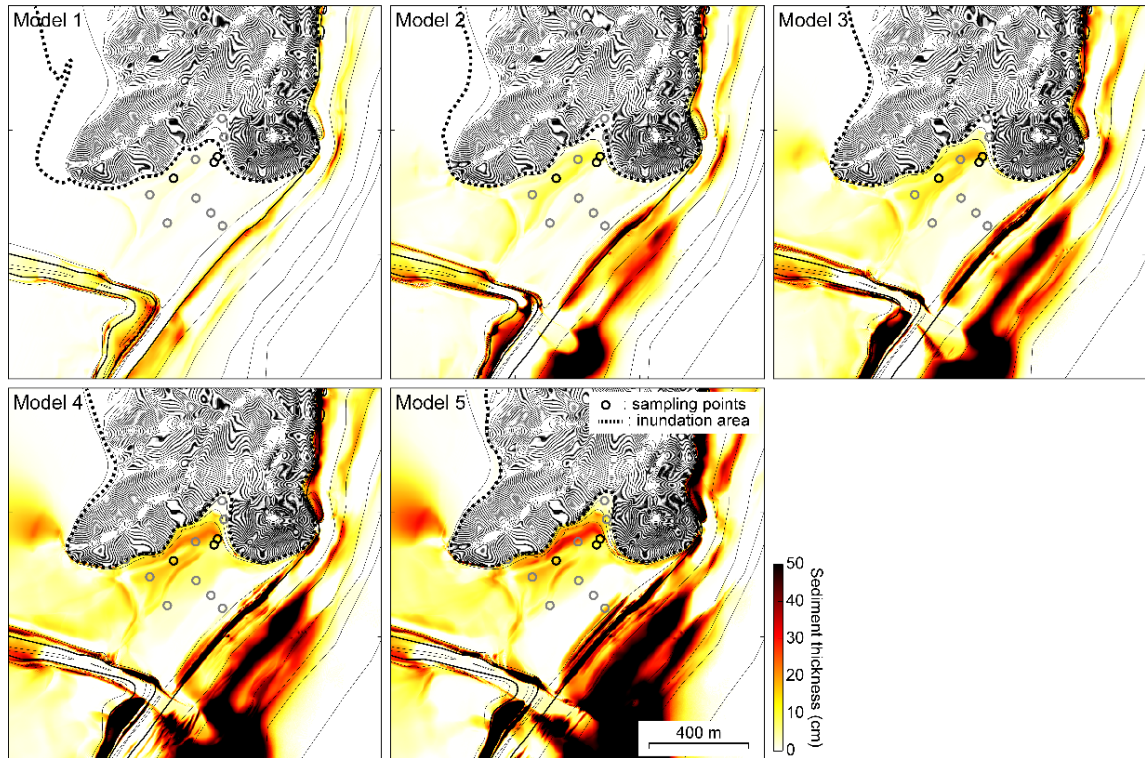


図 2 - 3 - ④ - 16 焼津市浜当目の土砂の堆積量分布。黒丸・灰丸はそれぞれ明応東海地震に相当する津波堆積物を確認した地点、確認できていない地点を示す。破線は最大浸水範囲である。

以上の研究成果をまとめると、安中ほか(2003)¹⁾で提案された初期津波波源モデルでは文献記録も堆積物記録も説明できない。初期津波波源をモデル 4 とすれば白須賀と浜当目の両方の堆積物記録を説明できる。また、このモデルは安中モデルのすべり量を 2.5 倍したもので、痕跡高で検討したすべり量の増加量 (2.2 倍) と概ね整合する。そのモーメントマグニチュードは 8.6 であり、これは安政東海地震とほぼ同程度である。ただし堆積物記録による拘束にはばらつきがあり、津波土砂移動解析の不確実性 (地形復元・粒度など) が今後の課題となるだろう。

(d) 結論ならびに今後の課題

本業務では、地殻変動と津波痕跡高分布に基づいた 1944 年昭和東南海地震の波源域の再評価と文献記録と堆積物記録から 1498 年明応東海地震の初期津波波源の推定を行った。その結果、昭和東南海地震の地震規模は $M_w 8.1 \pm 0.1$ 程度であり、熊野灘沖に大きいすべり域をもち、地殻変動と津波痕跡高の分布だけでなく観測波形についても土佐清水と細島以外での観測波形をおおむね再現し得ることがわかった。また明応東海地震は安中ほか(2003)⁵⁾で提案された既存モデル ($M_w 8.4$) では全く観測を説明できず、すべり量を 2-2.5 倍したモデル ($M_w 8.6$) で文献記録と堆積物記録の両方を説明できると明らかとなった。

(e) 引用文献

- 1) Satake K. (1993) Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 4553-4565.
- 2) Tanioka Y, Satake K. (2001) Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophysical Research Letters*, 28, 1075-1078.
- 3) Baba T, Cummins PR (2004) Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, *Geophysical Research Letters*, 32, L08305.
- 4) 相田勇 (1979) 1944 年東南海地震津波の波源モデル, *地震研彙報*, 54, 329-341.
- 5) 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢 (2003) 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.
- 6) 瀬野徹三 (2012) 南海トラフ巨大地震ーその破壊の様態とシリーズについての新たな考えー, *地震* 2, 64(2), 97-116.
- 7) 新鹿津波調査会 (1985) 三重県新鹿の津波, *熊野市教育委員会*, 25-39.
- 8) 中央气象台 (1945) 昭和 19 年 12 月 7 日 13 時 36 分頃の遠州灘地震被害踏査報告 (兵庫縣, 大阪府, 和歌山縣, 三重縣南部), 68-83.
- 9) 表俊一郎 (1948) 昭和 19 年 12 月 7 日東南海大地震に伴った津浪, *東京大学地震研究所彙報*, 24, 1-4, 31-57.
- 10) 羽鳥徳太郎 (1974) 東海・南海道沖における大津波の波源: 1944 年東南海, 1946 年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定, *地震* 2, 27, 10-24.
- 11) 飯田汲事 (1981) 愛知県被害津波史, *愛知県防災会議地震部会*, 1-119.
- 12) 三重県 (1995) 津波調査報告書, 16-29.
- 13) 新田康二・いのちの碑 (2016) 地震碑・津波碑・遺戒碑・供養碑・墓碑等: 三重県(100 基), 20.
- 14) 岩淵洋子・杉野英治・今村文彦・都司嘉宣・松岡祐也・今井健太郎・首藤伸夫 (2012) 信頼度を考慮した津波痕跡データベースの構築, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 68-2, 1326-1330.
- 15) Nakanishi A, Takahashi N, Yamamoto Y, Takahashi T, Citak SO, Nakamura T, Obana K, Kodaira S, Kaneda Y. (2018) 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, doi: 10.1130/2018.2534(04)

- 16) Okada Y. (1985) Surface displacement due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75 (4), 1135-1154.
- 17) Kirkpatrick S, Gelatt Jr CD, Vecchi MP. (1983) Optimization by Simulated Annealing, *Science*, 220, 4598, 671-680. doi: 10.1126/science.220.4598.671
- 18) Yokota Y, Ishikawa T, Watanabe S, Tashiro T, Asada A. (2016) Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone. *Nature* 534, 374-377, 2016. <https://doi.org/10.1038/nature17632>
- 19) Satake, K., Okada, M. Abe, K. (1998) Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan, *Journal of Marine Research*, 46, 557-571.
- 20) 東北大学・原子力安全基盤機構 (2023) 津波痕跡データベース、<https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/>
- 21) Chikasada N (2020) Global digital elevation model for tsunami inundation calculation with one arc-second nesting grid. <https://kiyuu.bosai.go.jp/GtTM/>
- 22) Baba T, Allgeyer S, Hossen J, Cummins PR, Tsushima H, Imai K, Ymashita K, Kato T (2017) Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change. *Ocean Model* 111 46-54, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.01.002>
- 23) Komatsubara J, Fujiwara O, Takada K, Sawai Y, Aung TT, Kamataki T (2008) Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka prefecture, along the Pacific Coast of Japan. *Sedimentology* 55, 1703-1716.
- 24) Kitamura K, Yamada K, Sugawara D, Yokoyama Y, Miyairi Y, Hamatome team (2020) Tsunamis and submarine landslides in Suruga Bay, central Japan, caused by Nankai-Suruga Trough megathrust earthquakes during the last 5000 years. *Quaternary Science Reviews* 245 106527.
- 25) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔 (1999) 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発. *海岸工学論文集* 46 606-610
- 26) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭 (2011) 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)* 67 231-235
- 27) Sugawara D, Yu NT, Yen JY (2019) Estimating a tsunami source by sediment transport modeling: A primary attempt on a historical/1867 normal-faulting tsunami in northern Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124 1675-1700.

28) 国土地理院(2013)『地図・空中写真閲覧サービス』

<https://mapps.gsi.go.jp/history.html>

29) 村山祐司(2015)『デジタル伊能図プロフェッショナル版』河出書房新社.

(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
津波痕跡高分布に基づく1944年昭和東南海地震の波源断層モデル（口頭）	今井健太郎 楠本聡 行谷佑一 中野祥房 新田康二 堀高峰	歴史地震研究会	2022.9	国内
静岡県沿岸における1498年明応東海地震の津波痕跡（口頭）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰 菅原大助	歴史地震研究会	2022.9	国内
昭和東南海地震における新鹿の津波痕跡高の励起源について（口頭）	今井健太郎 大林涼子 中村恭之 谷岡勇市郎	日本地震学会	2022.10	国内
静岡県沿岸を対象とした1498年明応東海地震の波源モデルに関する課題（口頭）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰 菅原大助	日本地震学会	2022.10	国内
1498年明応東海地震の津波波源モデルに関する検討と課題（口頭）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰 菅原大助	津波堆積物研究会	2022.12	国内
1498年明応東海地震の津波波源モデルに関する課題（口頭）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰 菅原大助	巨大津波災害に関する合同研究集会	2022.12	国内
津波堆積物と津波土砂移動数値計算-静岡県沿岸を対象とした明応東海地震の波源モデルに関する課題-（口頭）	楠本聡 今井健太郎 堀高峰 菅原大助	地球表層における重力流のダイナミクス	2022.12	国内

- 2) 学会誌・雑誌等における論文掲載
なし

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし
- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし