

大正関東地震（1923）における相模湾海底地すべりと 津波の発生について

村田 一城*1・戎崎 俊一*2・佐々 真志*3・高川 智博*4・
増田 光一*5・宮本 卓次郎*6・大野 正人*6・丸山 茂徳*7

要 旨

本年度で百年を迎える大正関東地震は、1923（大正十二）年9月1日に発生し関東地方を中心に深刻な被害を与えた。この地震によって伊豆半島東岸から房総半島東岸までの沿岸各地において、津波が襲来し甚大な被害をおよぼした。特に熱海の被害は壊滅的であった。震災後、陸域地盤の変動量の記録に基づきKanamori（1971）やAndo（1971）をはじめとする数多くの断層モデルが提案された。しかし、各断層モデルを用いたとしても、当時の沿岸地点で観測された津波規模とその初動等は十分に説明できず、当該津波の成因は未だ理解できていない点が多い。本研究は、当時の津波の主因が、相模湾および東京湾口海底で発生した大規模な海底地すべりであった可能性が高いことを、大正関東地震前後の水路部（1924）の記録に基づき検証した。本論では、第一に、既存の断層モデルに基づく津波の再現性が記録と不一致であることを数値計算によって詳細検討し、当時の各沿岸地点で観測された津波規模やその初動等は十分に説明できないことを明示した。第二に、水深変化記録と地震時海底地盤の詳細動態の関係性を理解するため、地震前後の水深記録と現在の水深データとの差分をそれぞれ取り、確率密度分布による統計分析を実施し、本水深変化記録が大規模な海底地すべり流動現象であることを明らかにするとともに、約40 kmに渡る海底地すべりの流出距離の海底地盤勾配がわずか0.4°以下であることを見出した。第三に、前述による結果を踏まえ、各沿岸地点の津波高さ記録や横須賀験潮儀で観測された津波の時刻歴波形などを用いた津波逆伝播解析と海底地形判読分析を実施し、相模湾海域における海底地すべり津波の発生源の位置を同定するとともに、その位置が真鶴海丘南部斜面域に分布していることを明示した。最後に、高密度液状化重力流による海底地すべり津波波源モデルに基づき、断層モデルとの二重波源を考慮した津波数値計算を実施し、最大津波高12 m以上の観測記録と最大津波高2～5 mで再現された断層モデル間の誤差を定量的に説明するとともに、横須賀験潮儀の時刻歴津波波形を殆ど誤差なく再現できることを示した。

キーワード：大正関東地震，1923年9月1日，津波，海底地すべり，液状化，水深変化記録

*1 地盤研究領域 動土質研究グループ 研究官

*2 理化学研究所 主任研究員

*3 地盤研究領域 動土質研究グループ長

*4 沿岸水工研究領域 津波高潮研究グループ長

*5 日本大学理工学部 名誉教授

*6 日本大学理工学部 海洋建築工学科 客員教授

*7 東京工業大学 名誉教授

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5054 Fax：046-844-4577 E-mail：murata-ka@p.mpat.go.jp, ebisu@riken.jp

Submarine Landslides and Tsunami Genesis in Sagami Bay, Japan, caused by the 1923 Great Kanto Earthquake

**Kazuki MURATA*¹, Toshikazu EBISUZAKI*², Shinji SASSA*³, Tomohiro TAKAGAWA*⁴,
Koichi MASUDA*⁵, Takujiro MIYAMOTO*⁶, Masato OHNO*⁶, Shigenori MARUYAMA*⁷**

Synopsis

The 1923 Great Kanto earthquake occurred on September 1, in Japan and caused severe damage mainly in the Kanto region. Tsunamis were observed over wide regions from the east coast of the Izu Peninsula to the east coast of the Boso Peninsula, and particularly the damage in Atami was devastating. Many earthquake fault models including those of Kanamori (1971) and Ando (1971) were proposed based on the records of land deformation. However, such fault models cannot sufficiently explain the tsunami elevation and its initial sea-level motion on the coasts. Hence, the detailed mechanisms remain elusive. This study examines the possibility that a leading mechanism of the tsunami in the 1923 Great Kanto earthquake was a large-scale submarine landslide that occurred at Sagami Bay and at the mouth of Tokyo Bay based on the records of depth data measured by the Imperial Japanese Navy (1924) before and after the earthquake. We first show that the tsunami calculated by each fault model was inconsistent with the waveform at Yokosuka, the coastal tsunami elevations and initial sea-level motion. Then, based on statistical analysis of the depth changes at the 1923 Great Kanto earthquake, we found that the seafloor bathymetric changes represented large-scale submarine landslides that may correspond to long-runout submarine liquefied sediment flows. The seafloor gradient over a 40 km flow-out distance was equal to or less than 0.4° . Through the identification of the submarine landslide source by tsunami back-propagation analysis and utilizing an analytical solution of a high-density gravity flow and a sensitivity analysis, we conducted a range of numerical simulations of the 1923 Great Kanto earthquake tsunamis using a fault model and a submarine landslide tsunami source model due to a high-density liquefied gravity flow. The results quantitatively accounted for the discrepancy between the observed tsunami records with the maximum tsunami elevations over 12 m and the fault-model-based simulations with the maximum tsunami elevations of 2 to 5 m, and explained consistently the maximum tsunami elevation distributions as well as the time-series tsunami waveforms.

Key Words: 1923 Great Kanto earthquake, tsunamis, submarine landslides, liquefaction, depth changes

*¹ Researcher, Soil Dynamics Group, Geotechnical Engineering Department

*² Chief Scientist, Institute of Physical and Chemical Research (RIKEN)

*³ Head of Soil Dynamics Group, Geotechnical Engineering Department

*⁴ Head of Tsunami and Storm Surge Group, Coastal Hydraulic Engineering Department

*⁵ Emeritus Professor, College of Science and Technology (CST), Nihon University

*⁶ Visiting Professor, CST, Department of Oceanic Architecture and engineering, Nihon University

*⁷ Emeritus Professor, Tokyo Institute of Technology

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone: +81-46-844-5054 Fax : +81-46-844-4577 E-mail : murata-ka@p.mpat.go.jp, ebisu@riken.jp

目 次

要 旨	40
1. はじめに	43
2. 既存研究と各断層モデルの津波記録の再現性	45
2.1 1923年大正関東地震の断層モデルの概要	45
2.2 津波の再現性	46
3. 1923年大正関東地震時の海底水深の変化とそれに伴う海底地すべり特性	49
4. 1923年大正関東地震で発生した津波波源モデル	54
4.1 津波逆伝播解析による海底地すべり津波波源位置の同定	54
4.2 真鶴海丘南部斜面における高密度液状化重力流の終端速度の解析解	56
5. 断層モデルと海底地すべり津波波源モデルを用いた1923年大正関東地震津波の再現	57
5.1 海底地すべり津波シミュレーション手法	57
5.2 結果および考察	58
6. おわりに	62
7. あとがき	62
謝 辞	63
参考文献	63
付録A 数値計算モデルに関する各種パラメータ	66
A.1 既存断層モデルの詳細パラメータ	66
A.2 既存断層モデルによる津波計算結果の補足	68
付録B 1923年大正関東地震時の海底地盤の動態分析に関する補足	69
B.1 水深変化記録のデータ化	69
B.2 平面直交座標系への面的なデータ補間と地盤動態分析結果の補足	75
付録C 真鶴海丘斜面域で発生した海底地すべりの流動方向に関する感度分析	76
C.1 流動方向のパラメトリックスタディ	76
C.2 結果および考察	76

1. はじめに

1923（大正十二）年9月1日に発生した関東地震は、東京・神奈川・千葉・静岡などを中心に深刻な被害を与えた。この激震は関東圏一帯と相模湾海域を襲い、地震の規模はマグニチュード $M_w = 7.9 \sim 8.1$ と推定されている（Kanamori, 1971；行谷ら, 2011）（図-1.1）。大正関東大震災としては特に火災被害が顕著であり、死傷者数は10万人に達したとされ（諸井・武村, 2004）、2011年東北大地震の死傷者数2万人と比べてその被害規模は非常に大きいことが分かる。地震による津波は伊豆半島東岸から房総半島東岸までの沿岸各地にかけて襲来し、広い範囲に被害をおよぼした。熱海沿岸の被害は特に甚大であり、津波高さは約12 mを記録した（例えば、水路部, 1924）。観測された地盤変動は、房総、三浦半島南端および相模湾沿岸で約1.8~3 mの顕著な隆起が、伊豆半島東部から南端にかけて約0.3~0.75 mの沈降が生じたと報告された（陸地測量部, 1930）。

Kanamori (1971) およびAndo (1971) は、地震波形記録や測地記録に基づき、1923年大正関東地震の断層運動のメカニズムについて定量的な解析を実施するとともに、走向、傾斜やすべり量などの面的な拡がりに関する詳細

断層パラメータを提示した。その後、いくつかの既存研究（Ando, 1974；Matsu'ura et al., 1980；Matsu'ura and Iwasaki 1983；石橋, 1980；Ishibashi, 1985；Wald and Somerville, 1995；Kobayashi and Koketsu, 2005；行谷ら, 2011）が、上記の観測記録に加え、断層面上における詳細区域のすべり量やすべり方向特性を考慮した詳細分析モデルを提案した。これらは、陸地測量部（1930）が報告する陸域の隆起と沈降を精度よく再現していることから、今日に渡って本地震と津波発生の主因は、前記した断層モデルに基づくものと認識されている（例えば、行谷ら, 2011）。しかし、断層モデルを用いた当時の津波記録の再現性は、Nakadai et al. (2023) が、東京湾内および伊豆半島東岸の限られた領域の津波記録との一致を見出しているものの、伊豆・三浦・房総半島および相模湾・太平洋沿岸にかけて、定量的な津波高さとその初動に基づいた議論はなされておらず、その妥当性は不透明なままである。

内閣府中央防災会議（2013a）では、今後起こり得る首都直下地震対策として大正関東地震型の「津波断層モデル」を提案している。当該モデルは、既存の断層モデルで説明することができない各沿岸地点の津波高さ記録を便宜的に整合するように、小分化した断層域のすべり量な

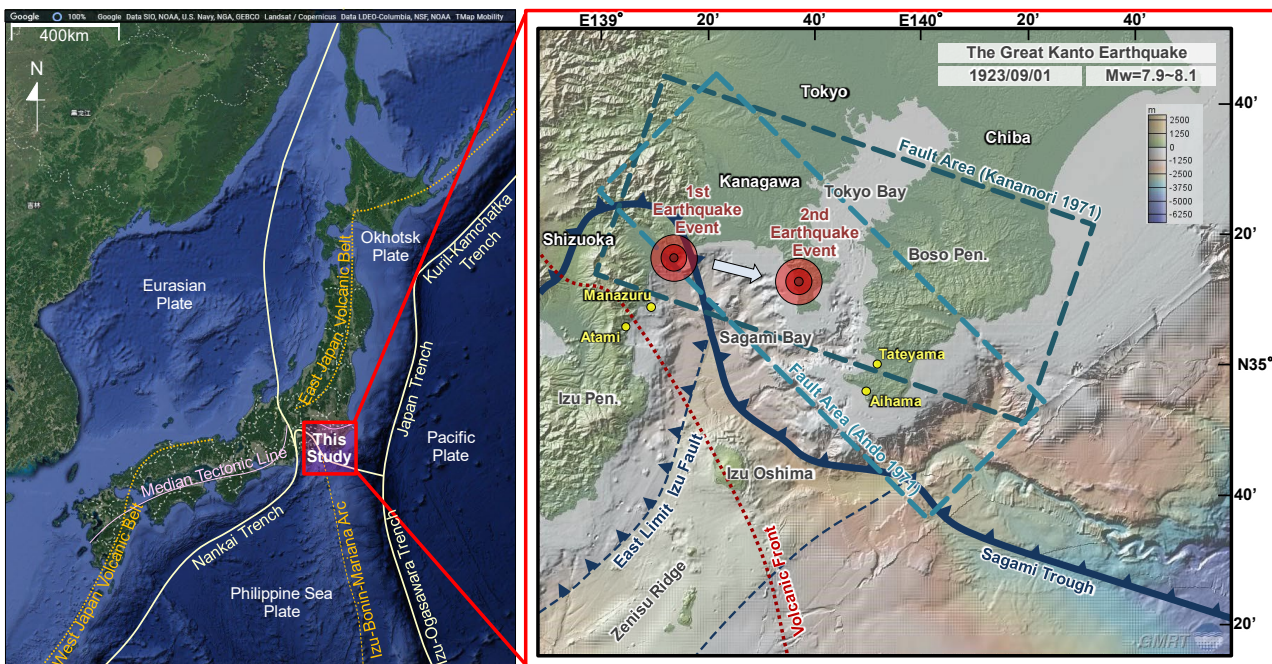


図-1.1 左図：日本列島の地帯構造（黄色線：プレート境界、橙色破線：火山前線）と本研究の対象領域（赤枠）：太平洋プレート、フィリピン海プレート、オホーツクプレートおよびユーラシアプレートに隣接する複雑な海域であり、当該地震は相模トラフ域における断層運動によって発生したとされる（例えば、Kanamori, 1971；Ando, 1971）。右図：相模トラフの分布域と当該地震時の震源地詳細図（武村・池浦 1994）、1923年大正関東地震では相模湾奥・小田原付近に一回目の地震が生じ、三浦半島南部付近で二回目の地震が生じた双子地震であると推定された（赤○印）。地震断層域（青破線：Kanamori 1971, Ando 1971 を代表例として記載）は東京・神奈川・千葉にまたがる領域とされる。

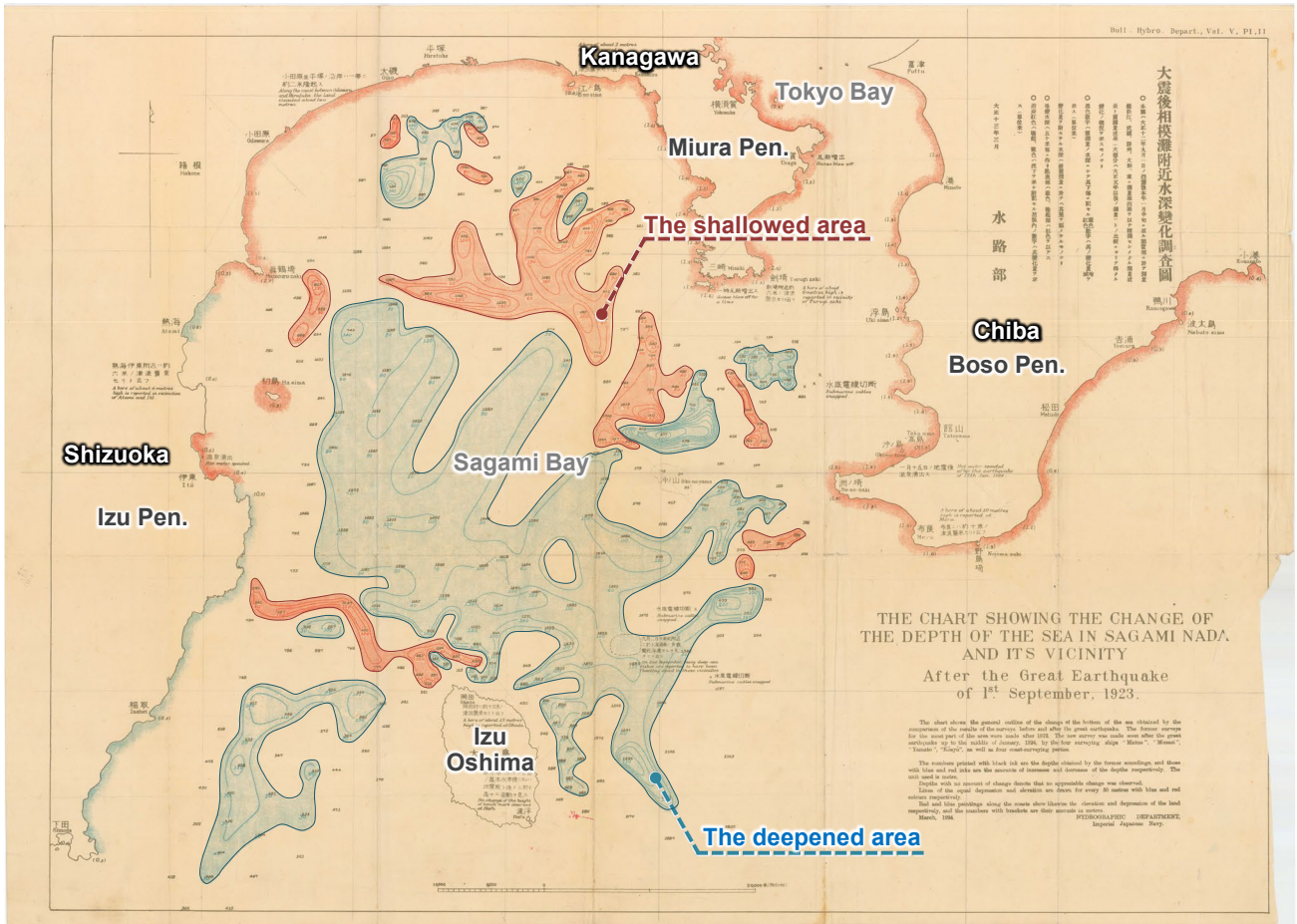


図-1.2 大正関東地震前後の相模湾および東京湾口部の水深変化記録（青色：深化，赤色：浅化）（水路部，1924 に一部加筆）。

どのパラメータ修正を行ったモデルとして表現している。しかし、津波の局所的な記録の再現性は十分でない点が多く存在している（内閣府中央防災会議，2013a）。なお、既存の断層モデルの詳細と津波記録に関する再現性については、次章（第2章）にて改めて触れる。

1923年大正関東地震における震源断層域の力学機構の理解における最大の謎は、地震後、相模湾から東京湾口部海底にわたって確認された大規模な水深の変動にある（図-1.2：水路部，1924）。水深測量は1923年9月1日の地震直後から翌年1月にかけて調査され、水深が深化した箇所は青色で、逆に浅化した箇所は赤色で示されている（図-1.2）。地形の深化と浅化の傾向は両者約200 mまで達し、陸域のそれと比較しても相当量の地形変化であることが分かる。本図は、旧日本測地系に基づいて作成されたものであり、測点においては三角点測量に用いられる陸域の基準点から、地震前後での海域中の位置を算出している（水路部，1924）。茂木（1959）は、相模湾における1949年～1955年の測量資料（音測）と1913年（震災前）の測量資料（錘測）から、水路部と同様の水深変化図を作成し、錘測法によって生じる誤差について詳細分析した。それ

によると、当時の錘測による特有のずれ（ワイヤーが潮の流れで流される等）は多少認められるが、相模湾南西部の大深化域は、無視することができず相模湾一帯は平均して50 m深化したと結論付けている。

小川（1924）は、水深変化記録における相模湾内の海底地形の大規模な陥没と隆起が地震によって連鎖的に発生した海底地すべりによる可能性を指摘した。また、本事例がスイスのチューリッヒ湖畔（1875）、ツーク湖畔（1435年，1887年，1894年）の事例と共通していることを見出すとともに、津波の増大は、海底地すべりからもたらされたと指摘した。寺田（1924）もまた本記録について触れ、「信じがたいほど大きい」として注意し、調査の再確認を依頼した。これ以降、海洋調査研究（大河内，1990；楠ら，1991；渡辺，1993；加藤ら，1993；Kasaya et al., 2006）を通じ、相模湾海底域における海底地すべり痕跡はいくつか言及されているものの、大正関東地震前後に観測された水深変化記録について定量分析した研究はこれまでにない。

一般に、津波や地すべりといった自然現象は、社会インフラへの重大な損害や人命の損失を引き起こし得る連鎖的な地盤総合災害の一つとされている（Locat and Lee,

2002 ; Sassa and Sekiguchi, 2012 ; Sassa, 2023 ; Heidarzadeh et al., 2023), 津波を生起する地すべりの発生源は, 地震動, 火山噴火, 降雨および水位上昇などが挙げられ, 近年では2018年インドネシア・スラウェシ島地震津波がその顕著な例である. この事例は, 横ずれ断層帯における強い地震動に伴う地盤の液状化, 沿岸海洋域の海底地すべりおよび津波現象といった連鎖的な複合災害が生じ, 死者は2000人以上にのぼった (Sassa and Takagawa, 2019). 大正関東地震時における伊豆半島東岸域の熱海や真鶴 (図-1.1) の津波到達時間記録を概観すると, 地震後5~6 minにして引き波の後, 押し波が東北方向から来襲したのに対し (水路部, 1924), 房総半島南部域の相浜や館山では, 地震直後から15 min程度の内に退潮と満潮を繰り返し, 津波の第一波は北西方向から来襲したとされる (池田, 1925). 相模湾内を東西に分けた各沿岸で, 局所的な津波の到達時間や入射方向が顕著に異なっており, これらのような津波の振る舞いは, 地震によって励起される津波に比べて, 短周期成分が卓越する性質や局所的な地域で生じる強い指向性など, 海底地すべり津波の特徴をよく説明している (例えば, Tappin et al., 2014 ; Sassa and Takagawa, 2019).

以上の背景を踏まえ, これまでに著者らは, 大正関東地震時における津波のメカニズムに関する予備調査として, 錘測法によって観測されたアナログの水深記録のデジタル化手法を提案し, その有効性について評価するとともに (Murata et al., 2020, 2021), 大正関東地震を含めた過去の津波地震事例を対象に, 所謂「津波地震」の支配的メカニズムは, 地震によって励起される大規模な液状化と海底地すべり現象である作業仮説について提示してきた (Ebisuzaki, 2021). 本論では, 上述の予備調査によって得た知見を内包する形として, 以下について報告する: すなわち, 水路部 (1924) によって報告された水深変化記録が地震動によって励起した大規模海底地すべりである可能性について, これまでに得られた数多くの調査記録に基づき, 海底地盤の動態メカニズムについて再評価すると共に, 地震と海底地すべりとの組み合わせによって発生する「二重波源」津波モデルが, 断層モデルでは説明できない津波記録を精度よく定量的に再現できるかを明らかにする.

本研究は以下のように進められる.

第一に, 既存断層モデルの震源断層域の破壊過程の概要を整理するとともに, 各断層モデルの津波の再現性が記録と不一致であることを数値シミュレーションに基づき検討する. なお, 各沿岸地点の津波記録は, 既存の現地調査結果 (第2章にて詳述) などに基づき整理する.

第二に, 水深変化記録が海底地すべりによって流動した可能性について明らかにするため, 地震前後の水深記録と現在の水深データとの差分をそれぞれ取り, 海底の傾斜角毎にデータを整理し, 確率密度分布などの統計的な傾向を分析することで, 当時の測量誤差や海底地盤の動態について検証する.

第三に, 各沿岸地点の津波高さ記録や横須賀験潮儀で観測された津波の時刻歴波形などを用いて, 津波逆伝播解析を実施し, 断層モデルでは説明できない非地震性津波の発生源の位置を同定する. さらに, 水深変化記録と地形判読の情報に加え, 流動速度および海底地盤角に基づく高密度液状化重力流の終端速度理論モデルから, 海底地すべりの詳細規模をパラメータ化する.

最後に, 海底地すべり津波波源モデルに基づき, 断層モデルとの二重波源を使用した詳細な津波シミュレーションを実施する. ここで, 海底地すべり津波波源モデルは, Watts et al. (2005) が提案するモデルを使用する. 第2章, 第4章および第5章で用いる津波伝播シミュレーション手法は, Porousモデル適用した3次元の連続方程式とReynolds方程式を基礎方程式とし, 鉛直方向を数層に分割し各層に静水圧近似を適用したSTOC-MLを用いる (富田ら, 2005).

以上の結果を踏まえ, 各沿岸地点の津波高さおよび横須賀験潮儀の時刻歴津波波形と数値シミュレーションの結果を比較し, 大正関東地震時における津波成因についてその詳細を検証する.

2. 既存研究と各断層モデルの津波記録の再現性

2.1 1923年大正関東地震の断層モデルの概要

既存の断層モデルの震源断層域は, 概して神奈川県西部から房総半島を超えた海域 (西北西—東南東) にかけて走向を有し, 北北東方向に傾斜した面で分布する. また, 断層下部ではすべり方向は横すべりの的であったが, 断層上端に近いところでは傾斜方向に沿う逆断層的なすべりが生じたとされる. 強震動をもたらした震源断層面のアスペリティは, 断層西部の震源地周辺と三浦半島直下付近であることが指摘されており (Wald and Somerville, 1995 ; Kobayashi and Koketsu, 2005), 武村・池浦 (1994) の短周期データに基づく地震象の解釈によると, 震源は神奈川県西部小田原域付近で始まり, 三浦半島直下付近へ遷移したとされる (図-1.1 右図).

Matsu'ura et al. (1980) や Nyst et al. (2006) では, すべり方向特性を考慮して断層面を分割したモデルを提案しているが, いずれにしても既存モデルの破壊過程の

ベースには、神奈川県西部小田原域付近の深さ約 15 km のところで始まり、房総半島東部沿岸域の長さ 130 km、幅 70 km の領域に広がっていく特徴を共有している (吉田ら, 2012a)。また、既存断層モデルは、三角測量や水準測量記録から求めた関東地震時の地殻水平変動や上下変動を良く説明できる (例えば、行谷ら, 2011; Nakadai et al., 2023)。

2.2 津波の再現性

前節の通り、既存断層モデルの妥当性は陸域の地盤変動記録を用いて評価されている。しかし、津波記録への再現性は限定的で (Nakadai et al., 2023)、詳しく整理されていない。本節では、既存断層モデルを用いた1923大正関東地震の津波の数値シミュレーションを実施し、各沿岸地点記録と比較し、それらの再現精度について考察する。

表-2.1は、本検討に用いる各断層モデルを示す。表-2.2に数値計算諸元を示す。なお本検討は、数値計算領域を均一な270 mの格子幅で構成した直交座標系に基づき実施する。図-2.1に数値計算領域、図-2.2に各断層モデルによって算出された津波の初期波源の可視化結果を示す。なお、

数値計算に用いる各断層モデルの詳細パラメータは、付録Aに詳しくまとめているのでそちらを参照されたい。

本検討では、これまでに提案されてきたモデルにおける代表的なケース (Fault:F1~F8) を選定するとともに、内閣府中央防災会議 (2013a) が提示する津波断層モデル (F9) を検討ケースとして考慮した。津波伝播シミュレーションに用いる地形データは、内閣府中央防災会議 (2013b) で公開されている現在地形を用い、100年前の沿岸地形の復元は行わないこととした。この理由は、第一に、相模湾の沿岸域には大きな国際拠点港湾や重要港湾などは配備されておらず、港湾整備などによる構造物の増加に伴う沿岸地形の変化が殆どないこと、第二に、100年を超える前の古地図 (例えば、KTGIS.net:http://ktgis.net/kjmapw/index.html) を基に、相模湾全域の沿岸地形データを手作業で復元・作成することによるデータ編集上の影響を抑えたいなどである。一方、東京湾内の富津岬以北における沿岸地形は活発に整備されている。そのため、本検討では、津波の波形記録が残る沿岸地点 (芝浦・深川・千葉・横須賀) の中でも湾内の反射影響が少ない横須賀を活用することとし、津波の再現性は、潮位記録から抽出さ

表-2.1 本検討に用いる 1923 年大正関東地震における各断層モデル.

Case	Authors	Model
F1	Kanamori, 1971	Fault model
F2	Ando, 1971	Fault model
F3	Ando, 1974	Fault model
F4	Matsu'ura et al., 1980	Fault model
F5	Matsu'ura et al., 1980	Fault model
F6	Matsu'ura and Iwasaki., 1983	Fault model
F7	Ishibashi, 1985	Fault model
F8	Namegaya et al., 2011	Fault model
F9	Cabinet Office, Japan, 2013	Tsunami fault model

表-2.2 津波伝播計算に関する数値計算条件詳細.

Simulation time [s]	10800.0
Simulation delta time [s]	0.1
Output simulation delta time [s]	30.0
Total mesh number	697,500
Simulation delta mesh [m]	270.0
Surface drag coefficient	0.0
Subsea friction coefficient	0.0
Coriolis coefficient	8.26×10^{-5}
Free surface calculation	ON
Turbulence model	OFF

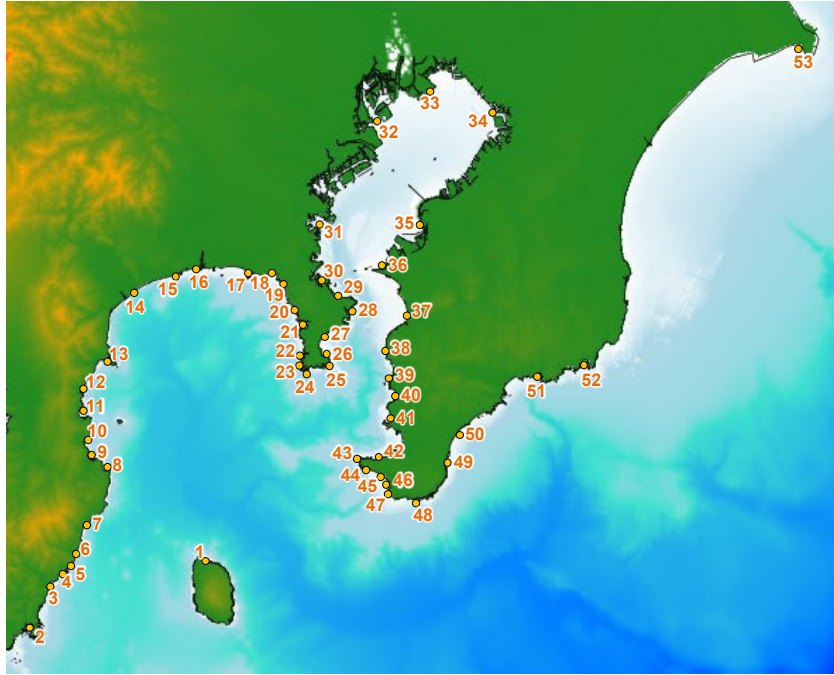


図-2.1 本検討における数値計算領域と各解析地点（No. 1～No. 53）。

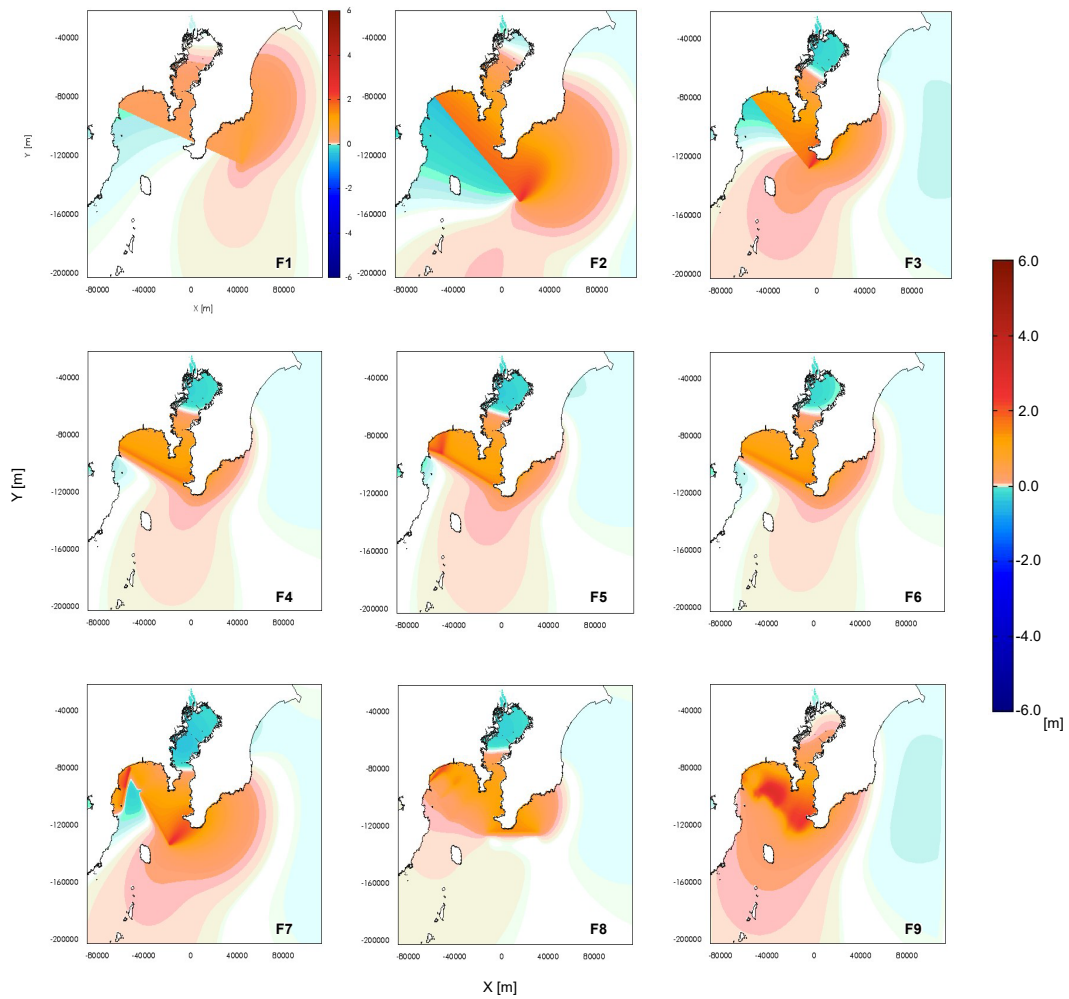


図-2.2 各断層モデルによる初期波源の可視化結果。

れる津波成分 (相田, 1970) を用いた。

沿岸地点の津波の観測記録は、海岸近くで観測された痕跡高 (津波がない場合の潮位からの標高) であることから、本論では海岸前面で観測する水面変動量と同義として扱い、海域セルで解析した数値シミュレーション結果 (水面変動量) と比較する。また、観測記録座標は局所的な地域や沿岸地の被害記述のみで座標が明記されていないことが多く、詳しい位置情報の決定が難しい。そのため、本検討では各沿岸地点前面海域の計算格子の隣接9セルの複数座標から得られた時刻歴波形における50パーセント値 (以降, %ileと表記) (中央値) の他、25%ileおよび75%ileなどを評価することで観測点のばらつきを考慮した。なお、各沿岸地点の最大津波高さは、解析領域の50%ileの時刻歴波形の最大値を使用する。各沿岸地点の解析地点 (No. 1~No. 53) の詳細は、図-2.1に示す。なお、各沿岸地点の津波記録は震災調査報告 (水路部, 1924 ; 中央気

象台, 1924 ; 池田, 1925 ; 田中, 1926), 現地調査結果 (羽鳥, 1973, 1976 ; 高山ら, 1983 ; 相田, 1993 ; 吉田ら, 2012b) および津波痕跡データベース (東北大学, <https://tsunami-db.irids.tohoku.ac.jp/tsunami/mainframe.php>) に基づき整理する。

結果を以下に示す。図-2.3は、各沿岸地点 (No. 1~No. 53) における最大津波高さであり、図-2.4は、横須賀地点 (No. 30) における時刻歴波形 (Record : 黒実線) と各断層モデル (F1~F9) の比較結果を示している。なお、本図は、50%ile波形に基づく結果である。なお、断層モデルによって算出される各地点の地盤変動量の影響は、津波解析時において差し引くことで考慮した。図-2.5は、横須賀 (No. 30) の津波波形記録との一致度を評価するため、残差平方和 (以降, RSS : Residual Sum of Squaresと表記) を時刻歴区間で分析した結果を示している。

図-2.3から、東京湾口以北の沿岸地点 (No. 27~No. 37)

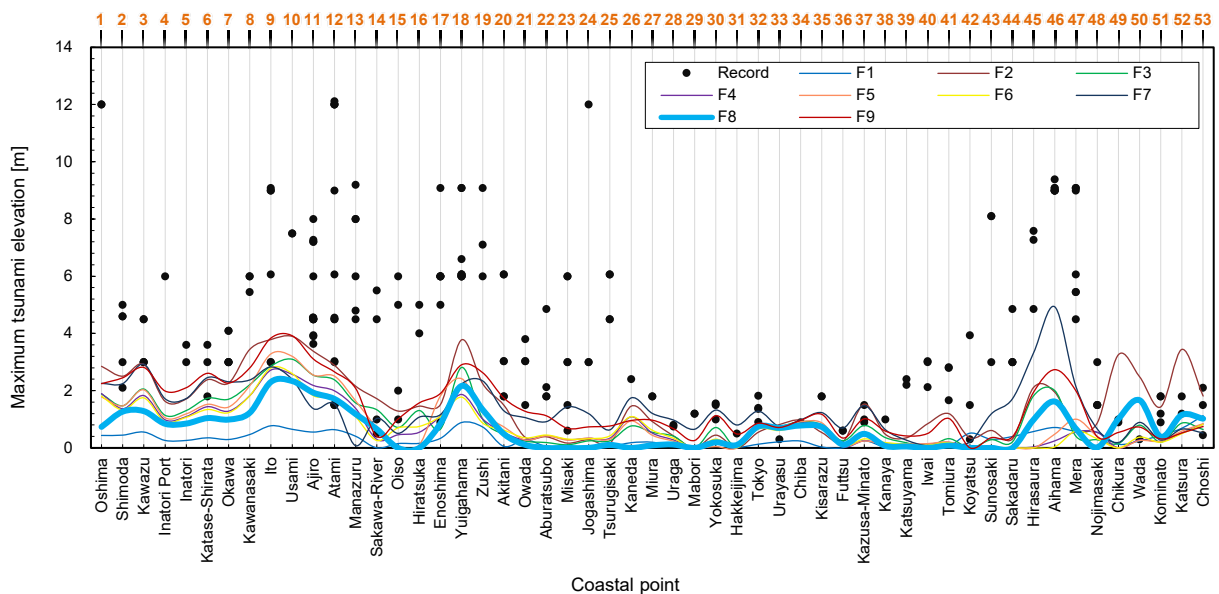


図-2.3 各沿岸地点 (No. 1~No. 53) における各断層モデル (F1~F9) と観測記録の最大津波高の比較 (黒○印 : 観測記録) (各地点番号は図-2.1を参照)。

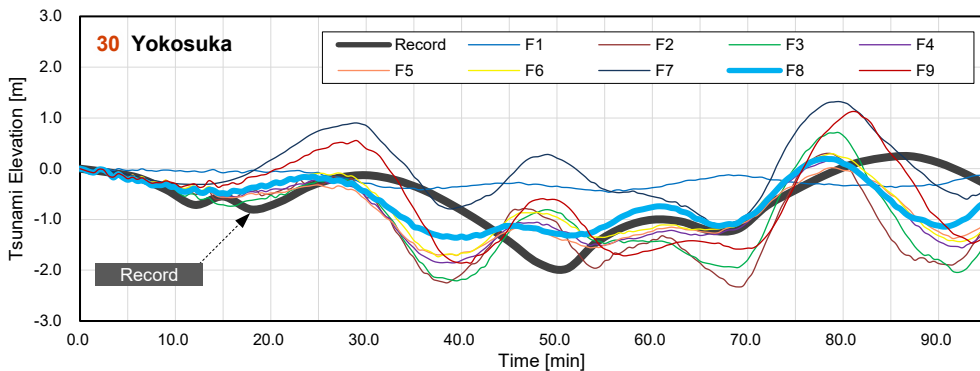


図-2.4 横須賀 (No. 30) の時刻歴波形 (黒実線 : 観測記録は相田, 1970より抽出) と各断層モデル (F1~F9) との比較。

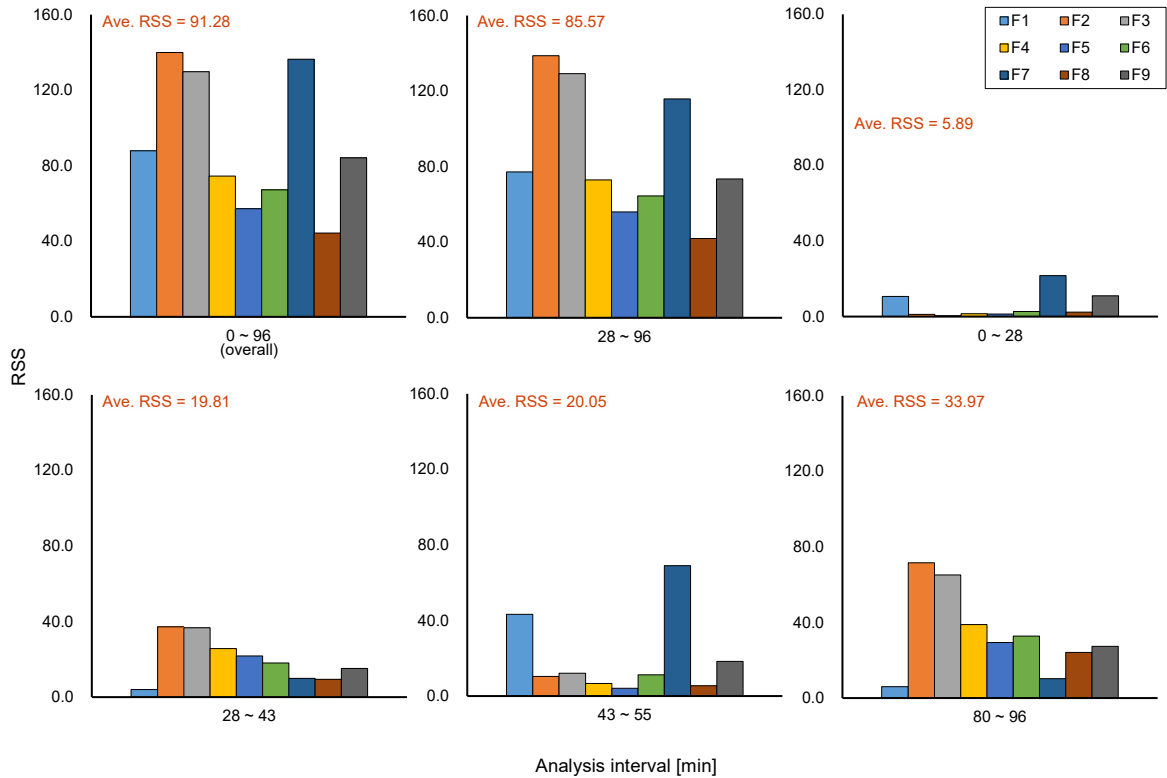


図-2.5 横須賀 (No. 30) における各断層モデル (F1~F9) の残差平方和 (RSS) の結果。

の最大津波高さは、概ね一致していることが分かる。一方、東京湾口部に位置する三浦半島南部 (No. 23) 付近や相模湾東部沿岸 (No. 19) から伊豆半島東部沿岸 (No. 4) にかけては、津波記録との顕著な乖離が認められる。また、房総半島南端に位置する布良 (No. 47) 周辺域についても記録との差異が見て取れる。観測された津波初動や到達記録によると、熱海 (No. 12) 周辺は、地震後5~6 minにして引き波が、由比ヶ浜 (No. 18) 周辺は地震後10~13 minに津波が到達したとされる (水路部, 1924)。しかし、各断層モデルによる結果は、熱海沿岸の引き波を再現することができないことが分かった。また、由比ヶ浜での津波記録とも大きく異なることが分かった (詳細は付録Aを参照)。

横須賀 (No. 30) の時刻歴波形記録との一致度 (図-2.5) を見ると、津波が来襲し始めた0~28 minまでの各断層モデルの平均RSS₀₋₂₈は、5.89を示し、記録と一致傾向を見出せる。しかし、28~43 min, 43~55 minおよび80~96 minにおいては顕著な差異が認められ、それらの残差平方和は、RSS₂₈₋₄₃ = 19.81, RSS₄₃₋₅₅ = 20.05, RSS₈₀₋₉₆ = 33.97と増加傾向を示し、RSS₀₋₂₈に比べて津波計算波形は記録波形と整合的でない。また全区間のRSS₀₋₉₆の平均は、91.28を示し、これらを概すると、F1~F9によって提示される各断層モデルは横須賀の波形を明瞭に説明することができていないことを確認した。

以上の結果から、1923年関東地震の津波発生メカニズムの解釈には、地震断層モデルとは異なる主要な津波の成分を考慮する必要があるといえる。その評価・解明の手掛かりには、第1章に述べた相模湾一帯の大規模な水深変化記録が密接に関係していると推察できる。

3. 1923年大正関東地震時の海底水深の変化とそれに伴う海底地すべり特性

地震前後に測量された水深は、錘測法によるもので、その計測精度は現在に比べ十分でない可能性が高い。そこで、本検討は、詳細データが揃っている2000年代以降の水深 (90 m格子間隔) を活用し、地震前後の水深との差分を取り、海底の傾斜角毎 (格子点に隣接するその他の格子点との傾きを海底の傾斜角とし0~50°, 5°刻み) に集計することで水深変化の分析を行う。具体的には、測点の属性としてデータ化した座標情報に加え、地形・地質学的な属性を定義し、地震前後の錘測値と現在の音響測深データ地形との各差分データを被説明変数、地盤傾斜角グリッドを説明変数、属性を共変量として層別に統計処理することで、確率密度の分布等から当時の測量誤差や海底地盤の動態について分析する。

測量点および海岸線の地図情報等を基に、現在の沿岸

地形と照合させ、測点の位置情報の抽出とデータ化を行う。図-3.1は、水深変化記録(図-1.2)を現在地形および地質的特徴に基づいてグループ(A~C)分けを行い、測点の記録数についてまとめた結果である。本図によると、水深変化の全記録数は359個であることが分かった。中でも、Group Aは他Groupに比べ測点数が最も多く、その数は162個であり、その内、水深変化の観測地点数は110個であった(各Groupの測点数の概要は図-3.1に記述)。またGroup Aは、相模湾海底を南北に縦断する水深1000 mを超える深海域上(相模トラフ底部域)において多く分布することが分かった。なお、付録Bでは、現在地形および地質的特徴に基づいた各Group(A~C)の区分方法、地理情報システムを用いた測点の位置情報の抽出、相模湾海域のメッシュデータと測量点の水深記録の逆距離加重法に基づく補間結果などに関してまとめている。

図-3.2にGroup AおよびB-1の確率密度分布を、図-3.3

にGroup B-2およびGroup Cの結果を示す。横軸(現在地形と地震前後地形のそれぞれの水深差) $\Delta h = 0.0$ を示す場合、その傾斜角において、海底面の水深変化が殆どないことを意味し、負の方向への遷移は深化、その逆(正方向)は浅化を示す。水深の深化と浅化が共存する場合は分散を意味する。

結果から、図-3.2下段に示される地震後と現在地形との水深差の比較において、その分布傾向は $\Delta h = 0.0$ 近傍を示しており、地震後の測量以降、大きな水深変化は生じていないことが分かった。一方、地震前との水深差(図-3.2上段)は相模トラフ沿いのGroup Aにおいて、高い割合で増大(深化)しており、その規模は0~5°の海底斜面において68.34 m (50%ile)の深化を示した。なお、本領域は相模トラフ一帯の広範囲に分布していた。その他、10~15°および25~30°においても深化傾向を確認した(図-3.2上段Group A)。Group B-1では、15~20°および25~40°にお

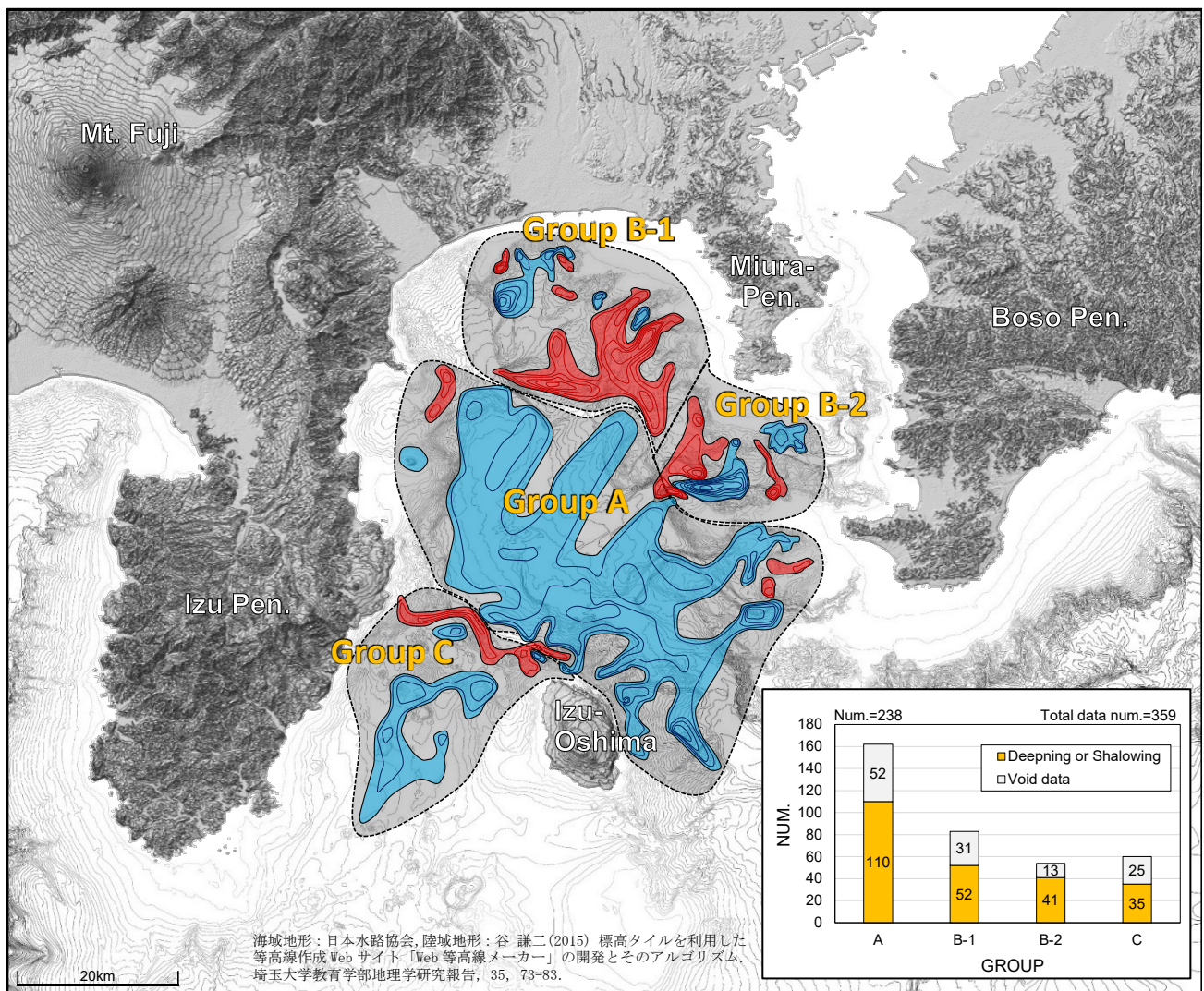


図-3.1 水深変化記録(水路部, 1924)に対して現在の地形や地質的な特徴に基づきグループ分けした結果図。

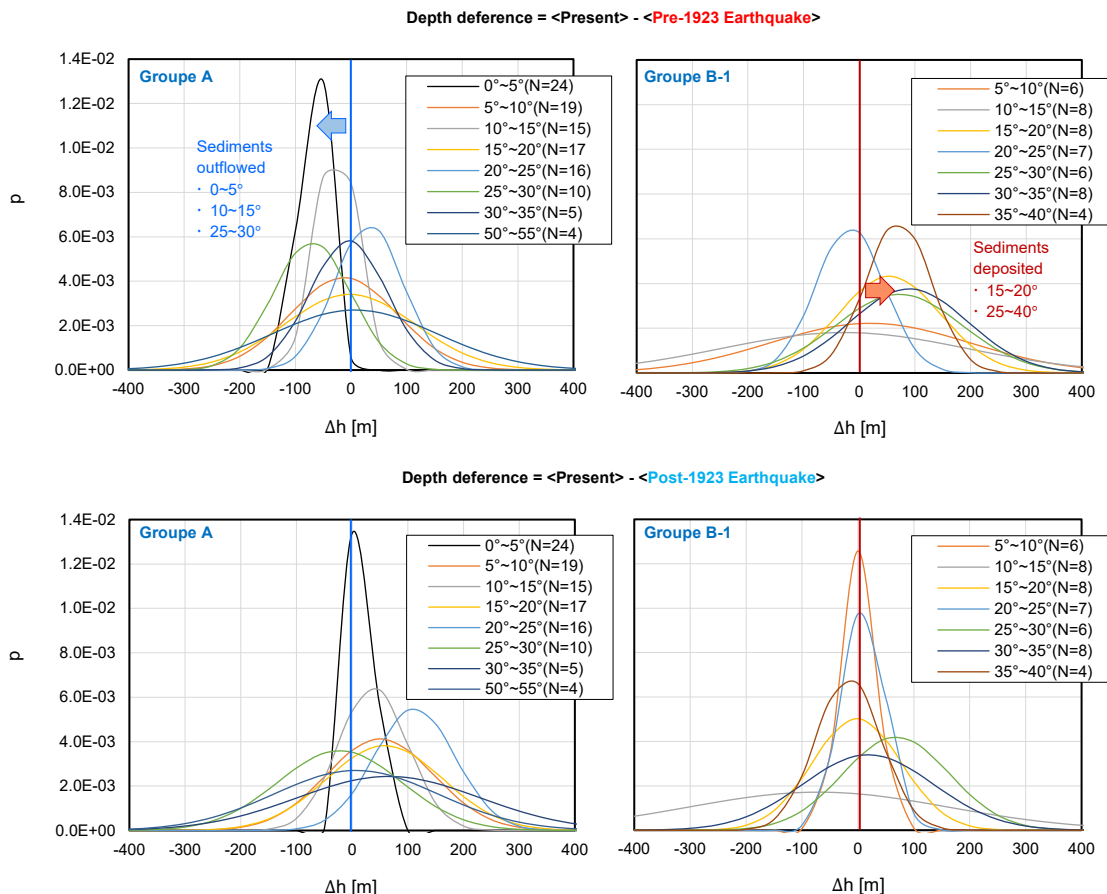


図-3.2 1923年大正関東地震前後の水深変化の確率密度分布. 上段：地震前と現在海底地形との水深差の比較結果，下段：地震後との水深差の比較結果を示す. 左図：グループAの分析結果，右図：グループB-1の分析結果.

いて高い割合で水深差が減少（浅化）傾向を示した. 特に35～40°においては63.79 m (50%ile)の浅化を示す結果となった. 図-3.3は，グループB-2およびGroup Cの分析結果を示している（左図：Group B-2，右図：Group C），Group B-2では，大正関東地震時に顕著な深化と浅化が生じたことが確認できる（深化：30～35°の急崖域，浅化：5～10°の緩斜面域）. Group Cにおいては，10～20°および30～35°の傾斜において浅化傾向が見受けられる結果となった. また，地震後からの地形変動には優位な傾向は確認されなかった.

以上によって得られた結果から，相模湾および東京湾口部にかけて観測された水深変化記録は，海底地形の変化を明瞭に捉えていたことが分かった. 大正関東地震に伴う陸域地盤の変動量は，房総，三浦半島南端・相模湾沿岸において約1.8～3 mの隆起，伊豆半島東部から南端にかけて約0.3～0.75 mの沈降（陸地測量部，1930）であるのに対し，図-3.2および図-3.3による結果は，陸地と同様の地殻変動による昇降成分が含まれているにせよ，その規模ははるかに大きいことが分かる. これらの結果は，地震に伴う地殻変動とは異なる営力に伴って変化したもの

であると考えられ，地震によって励起した海底地盤の流動および堆積現象であることを強く示唆している.

そこで，詳細な海底地盤の動態分析を行うため，水深変化記録の測点を現在の詳細海底地形と照合した（図-3.4a）. 図中，水路部（1924）の測点の位置を○印（青：深化，赤：浅化）で示す. 青点線は，水路部（1924）によって報告された当時の海底電線位置であり，線上の×印は切断箇所を意味する. 図-3.4(b)には，デジタル化された水深記録データ（付録B）を用いて描画した地震前後の水深変化域における代表領域（Line 1, Line 2およびLine 3）の水深断面に基づく海底地盤の流動分析図を示す.

図-3.4(a)から，相模トラフに位置する水深の深化記録は海底谷に沿って分布し，また，浅化記録は急崖部・海底斜面・海底谷に分布していることが分かる. 詳細地盤流動分析図（図-3.4b）によると，Line 1においては，全域にかけて流動厚さ約140 mにのぼる土砂流出傾向を示し，Line 2では堆積傾向，Line 3においては，流出と堆積を交互に繰り返す傾向を示した. Group Aは，相模トラフ一帯に分布する緩傾斜地盤を有しており，Line 1からおよそ

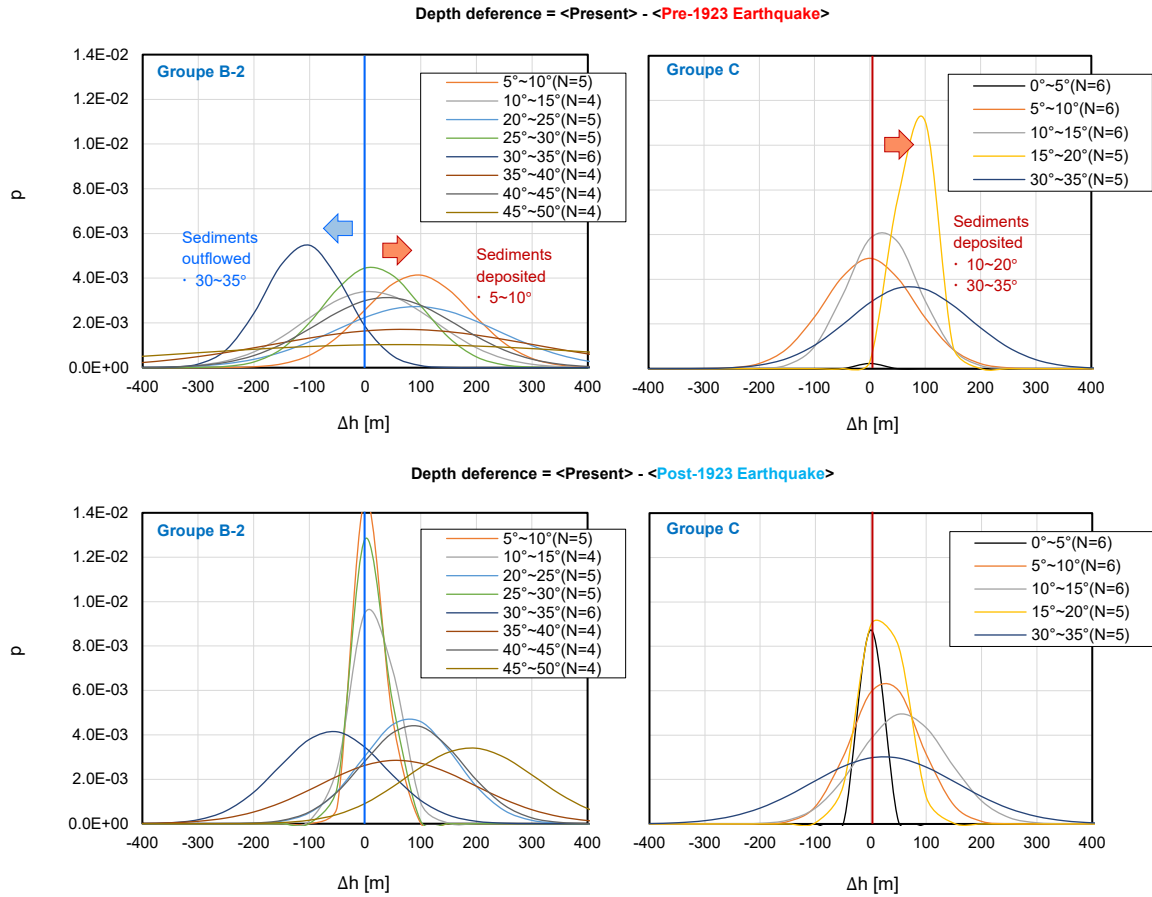
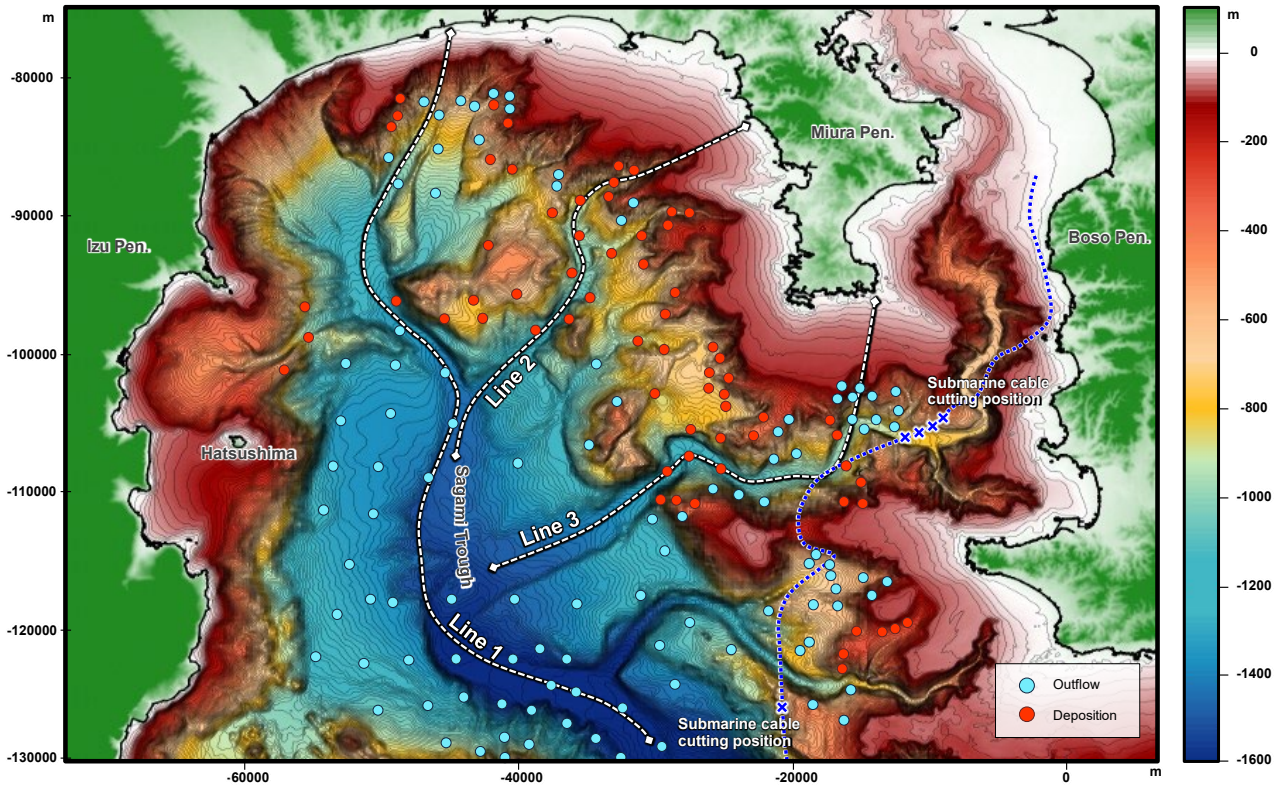


図-3.3 1923年大正関東地震前後の水深変化の確率密度分布(続き)。左図：グループB-2の分析結果，右図：グループCの分析結果。

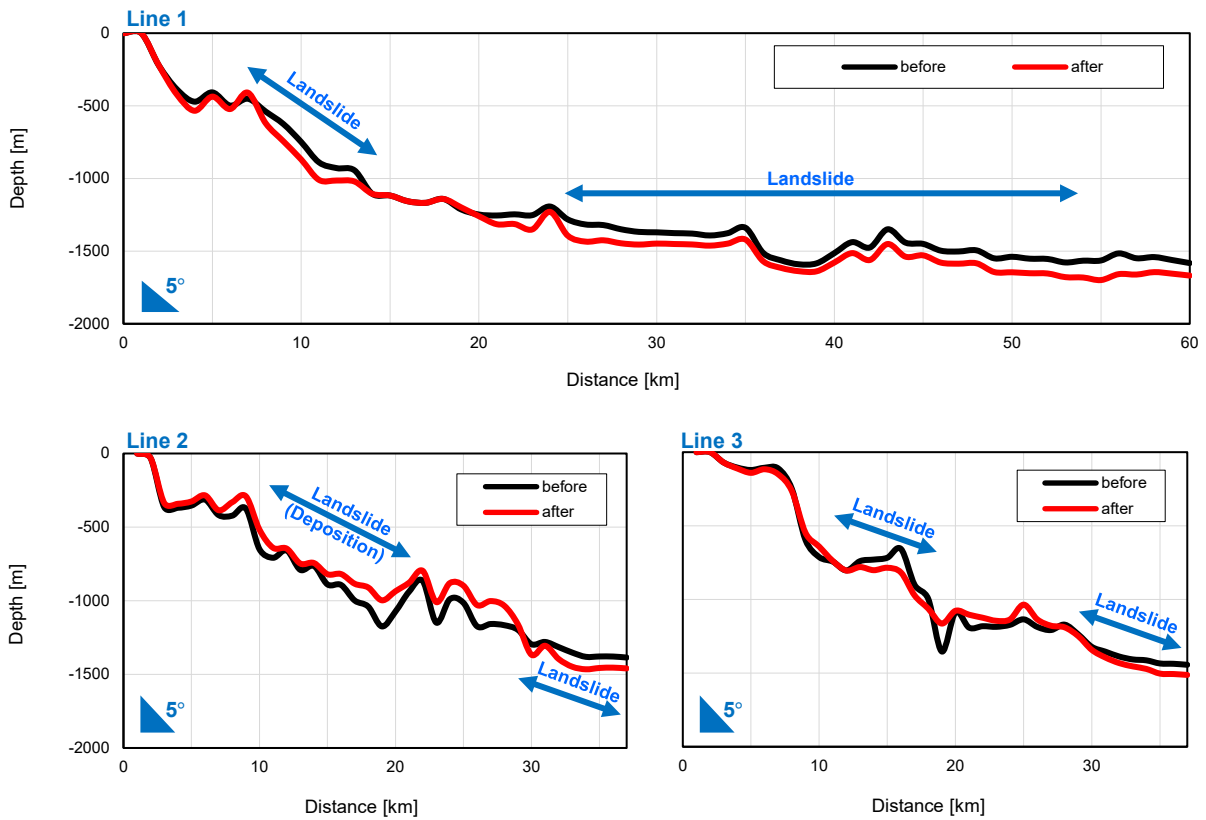
20~60 km付近にかけて0.4°以下であった。一般に海底地盤の液状化重力流は、海底勾配1度未満の非常に緩やかな斜面上においても発達することが知られており(Field et al., 1982; Sassa and Takagawa, 2019)、海底下で発生する液状化重力流の物理的振る舞いは、液状化した堆積物が重力駆動の流れ過程において、地盤中における過剰間隙水圧応答と地盤剛性の経時的变化に伴い凝固および圧密過程を経る特徴を持つ(例えば, Sassa and Sekiguchi, 2010, 2012)。しかし、高密度液状化重力流は、一時的に液状化した土砂と同等の地盤密度からなる流動体となす特徴を有する(Sassa and Sekiguchi, 2010, 2012)。本結果(Line 1)で示す緩傾斜面上で生じる海底地盤の流出傾向は、広域緩斜面上で発生する液状化流動現象を良く説明している。Line 2が縦断するGroup B-1では、急崖ともいえる30°以上でも浅化傾向を確認した。これは、該当する測点近傍の海底地盤角と図-3.4(a)の地形判読に基づく、急崖の麓に位置したことが原因であることがわかった。すなわちGroup B-1の浅化は、急な斜面直下の緩傾斜部に集中し、斜面上部から流下してきたものが傾斜の

減少と共に停止し、堆積したものと考えられる。また、東京湾口部の海底谷沿いに位置するLine 3では、Group B-2の解析域に該当し、水深の深化から浅化への対応が確認でき、これは地震時において海底地盤が液状化・地すべり流動によって流出し、下方に堆積した顕著な領域であると理解できる。さらに当該側線近海では、当時の地震によって海底電線が6箇所もの位置で切断していたと報告している(図-3.4a:切断報告箇所の一部は×印として記載)(水路部, 1924)。このことは当時の液状化地盤の大規模な地盤流動現象により海底電線が切断されたことを強く示唆している。なお、本検討で得た相模湾南西部の大深化域(Group A)に該当は、平均して50 m変化した茂木(1959)の指摘とよく整合する。

以上の結果から、相模湾海底で観測された水深変化現象は、錘測法の持つ特有の測量誤差によらず高確率で発生しており、これらは広域かつ同時多発的に発生した海底地盤の液状化に伴う地すべり流動現象であることが明らかとなった。



(a) 抽出した測量点と詳細地形図との照合による地盤動態分析結果



(b) 水深断面図に基づく地盤流動分析図 (Line 1~Line 3, 詳細は(a)を参照)

図-3.4 地震前後の相模湾内における海底地盤動態の分析結果。

4. 1923年大正関東地震で発生した津波波源モデル

4.1 津波逆伝播解析による海底地すべり津波波源位置の同定

津波記録（例えば、水路部，1924）によると，沿岸各地における津波到達時間は，熱海では地震後5～6 minにして引き波の後，押し波が来襲し，由比ヶ浜周辺域では地震後10～13 minに津波が来襲したとされる．また，これらの沿岸地点の津波初動は，既存断層モデルでは説明できない（付録A）．表-4.1は，津波の到達時間に関する情報（水路部，1924；中央气象台，1924；池田，1925）を整理したもので，相模湾西部に位置する熱海（No. 12）と真鶴（No. 13）では，比較的早く津波初動が観測している．

ここで，津波波源位置から観測距離までの双方に要する伝播時間が等価である仮定に基づき，津波の逆伝播解析を行った．具体的には，津波の観測地点の位置において仮想的な津波波源を定義し，その観測点から外洋までの逆方向に伝播する津波伝播線を描画することで実行した．本解析は，津波波源を同定する手法として特に効果的であり，既存研究においてもその優位性は報告されている（例えば，Hayashi et al.，2011；Heidarzadeh et al.，2023）．図-4.1(a)は，表-4.1中の熱海（No. 12）と横須賀（No. 30）の情報を用いた逆伝播解析結果である．図中青線が熱海（No. 12）および横須賀（No. 30）から抽出された逆伝播図（熱海：5 min，横須賀：29 min）を示している．両者の交わる領域（以降，ETS：Extracted Tsunami Sourceと表記）は，真鶴岬沖南東域に位置することが分かった．換言すると，本領域が，既存断層モデルで説明できない二次的な津波波源域である可能性が高い．なお，ETS領域は，前章（第3章）における水路部（1924）の水深変化記録で得た海底地すべりの広範囲流出域と対応することが見て取れる（図-4.1a左図）．

図-4.1(b)は，ETS領域と水深変化記録が重合する領域を詳細に可視化したものである．図中，水路部（1924）の測点の位置を◎印（青：深化，赤：浅化，白：変化なし）で示し，黄色および緑色の網掛け域はこれまでに観測さ

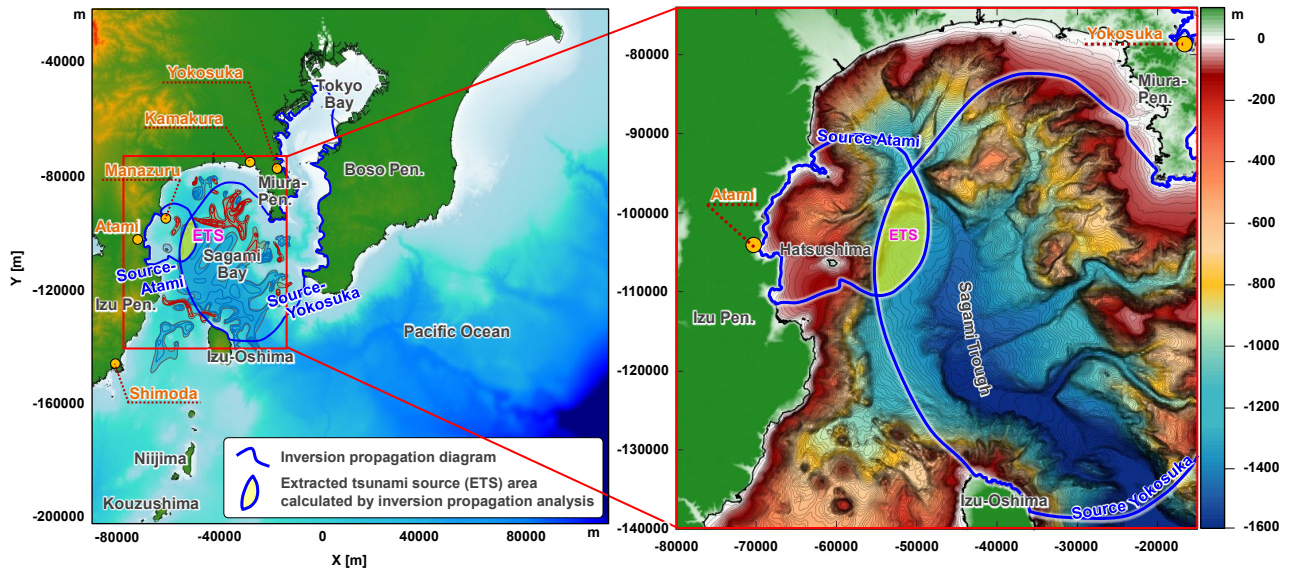
れた海底地すべりの痕跡位置をまとめた（渡辺，1993；海上保安庁水路部，2000）．図から，相模トラフは南北に渡って相模湾を縦断しており，その西北端には，熱海湾から下刻する海底谷に沿って真鶴海丘および相模海丘が分布していることがよく分かる．海底地すべり痕跡記録（黄色網掛け域）によると，相模湾の海底斜面では恒常的に海底地すべりが多発していることが良く分かる．ETS領域は，海底地すべり痕跡との重なりを共有する領域が幾つか確認でき，ETS南西部では初島沖から続く陸棚斜面域でその重なりが確認できるが，本領域においては水深変化の記録は無い（白◎印）ため，海底地すべりが発生した時間的整合性は低いと考えられる．他方，真鶴海丘南部斜面において，水深変化記録（青◎印）と海底地すべりの痕跡（黄色網掛け域）との重なりが確認することができる（橙色網掛け域）．本重合領域は，大正関東地震時によって発生した海底地すべり現象であることが推察される．一般に，海底地すべりによる津波の発生には，急勾配および浅い水深であるほどその影響は強く（Grilli and Watts，2005；Watts et al.，2005），真鶴海丘南部斜面域（橙色網掛け域）においては，ETS領域において特に局所的に海底地すべり津波が発生した海域であることを強く示唆している．図-4.1(c)は，真鶴海丘南部斜面（橙色網掛け域）のA-A'断面図であり，地盤角度を分析したところ， $\theta = 8.45^\circ$ であることがわかった．

以上を踏まえると，第3章で示したGroup Aに示される海底地盤の流出域は，真鶴海丘および相模トラフ一帯に長年堆積していた軟弱な堆積層が，地震の衝撃で液状化して乱泥流（海底地すべり）を形成し，相模トラフの緩斜面上の液状化流動地盤も共に輸送しながら，最も水深の深い海溝三重点に向かって流下したものと考えられる．その結果，相模湾西部海域に位置する真鶴海丘直上の海面において，二次的な津波波源を励起させた．伊豆半島東岸の近海では，地震後深海魚の死体が多数発見されたこと（水路部，1924）も真鶴海丘南部斜面域を起因とした大規模な海底地すべりの発生を強く示唆している．また，海溝三重点に向かって流下した大規模な海底地すべ

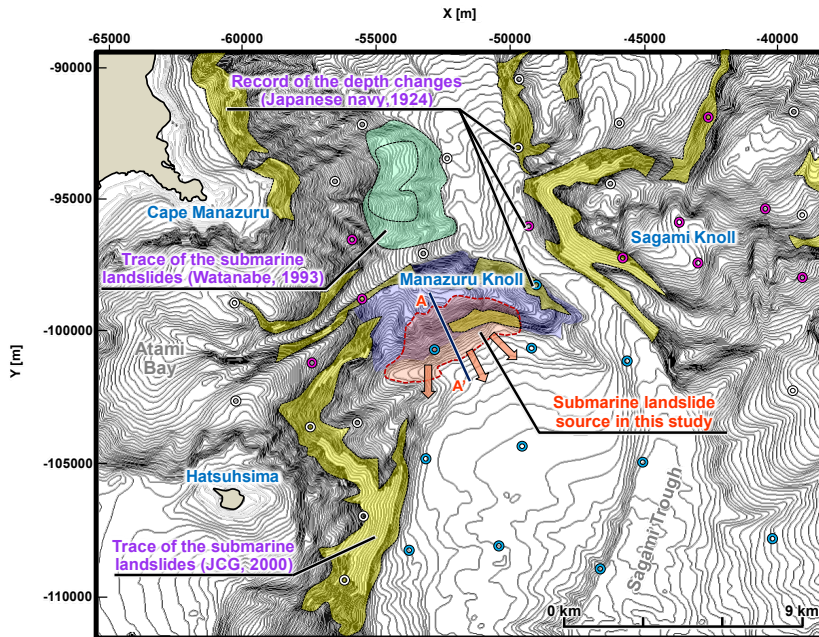
表-4.1 津波到達時間情報に関する詳細

Coastal number ^{※1}	Area	Tsunami arrival times ^{※2}
12	Atami	5～6 min
13	Manazuru	5～6 min
18	Yuigahama	10～13 min
30	Yokosuka	28～30 min

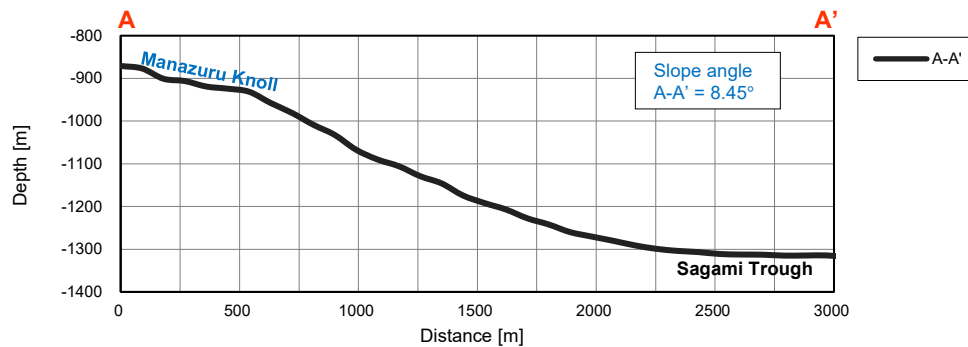
※1：各沿岸地点の番号（詳細は図-2.1を参照），※2：津波初動（引き波・押し波）および非地震性の影響によって津波波形の記録から顕著に乖離する時刻歴情報，横須賀はRSS分析（第2章を参照）による結果を示す．



(a) 熱海 (No. 12) と横須賀 (No. 30) の津波情報を用いた津波逆伝播解析結果と ETS 領域詳細



(b) ETS 領域の詳細海底地形および過去の海底地すべり痕跡（水路部，1924；渡辺，1993；海上保安庁水路部，2000）との関係



(c) 真鶴海丘斜面の A-A' 断面図

図-4.1 津波逆伝播解析結果と詳細海底地形判読に関する分析結果.

りは、相模トラフの活発な流動チャネルの一つである房総海底谷に沿って下刻した。加藤ら(1987)によれば、房総半島南方沖に位置する勝浦海盆上には相模湾海底から供給されるタービダイト層が厚く堆積しており、その地形生成は新鮮で現在も運搬と浸食が繰り返されている。

4.2 真鶴海丘南部斜面における高密度液状化重力流の終端速度の解析解

第3章で示した通り、海底地すべり現象の特性においては、液状化地盤と同等の密度を有する高密度重力流の特徴を捉えることが重要となってくる。ここで、幾何学的形状に基づく終端速度の解析解(Ross, 2000)と、海底谷を下刻する高密度液状化土の地盤密度特性(Sassa et al., 2001)を考慮するとき、海底地すべりの終端速度は(1)式および(2)式により与えられる。

$$u_f = F_r (2g' V \tan \theta)^{1/4} \quad (1)$$

$$g' = \frac{\rho - \rho_0}{\rho} g \quad (2)$$

ここで、 u_f : 海底重力流の終端速度[m/s], F_r : フルード数, g : 重力加速度[m/s²], V : 海底重力流の体積, θ : 海底地盤角度[°], ρ : 液状化土の体密度, ρ_0 : 外部流体密度である。海底重力流体積は、海底地すべりの単位幅あたりの長さ l [m], 海底地すべり幅 w [m], 厚さ h [m]により求められる。

真鶴海丘南部斜面の崩落規模(橙色網掛け域)は、図-4.1(b)の地形判読によると、地すべり長さ $l=3$ km, 幅 $w=5$ kmと推定することができる。地すべりの厚さは水深変化記録(図-1.2)の同座標位置から $z=140$ mを得た。海底地盤角度は図-4.1(c)から $\theta=8.45^\circ$ とした。表-4.2に真鶴海丘南部斜面の崩落による海底地すべりの詳細規模をまとめた。なお、海底地すべり比重(=1.85)は、液状化地盤密度と流体密度の比を意味している。これは、進行性液状化地盤密度パラメータから得られた既存値を参考にした(Sassa et al., 2001; Sassa and Sekiguchi, 2012)。図-4.2は、式(1)により得られた海底地すべり規模(横軸)に対する終端速度 u_f (縦軸)の関係を、表-4.1中の海底地すべりの各寸法($l \times h/2 = 3000 \times 140/2 = 210,000$ m²)を用いて算出したものである。それぞれの海底地すべりの

表-4.2 海底地すべりパラメータの詳細。

	Parameter	Notice
Length [m]	3000.0	Estimated from 図-4.1(b)
Width [m]	5000.0	Estimated from 図-4.1(b)
Thickness [m]	140.0	Referenced from 図-1.2
Slope angle [°]	8.45	Calculated from 図-4.1(c)
Froude number	1.2	Refer to Ross (2000)

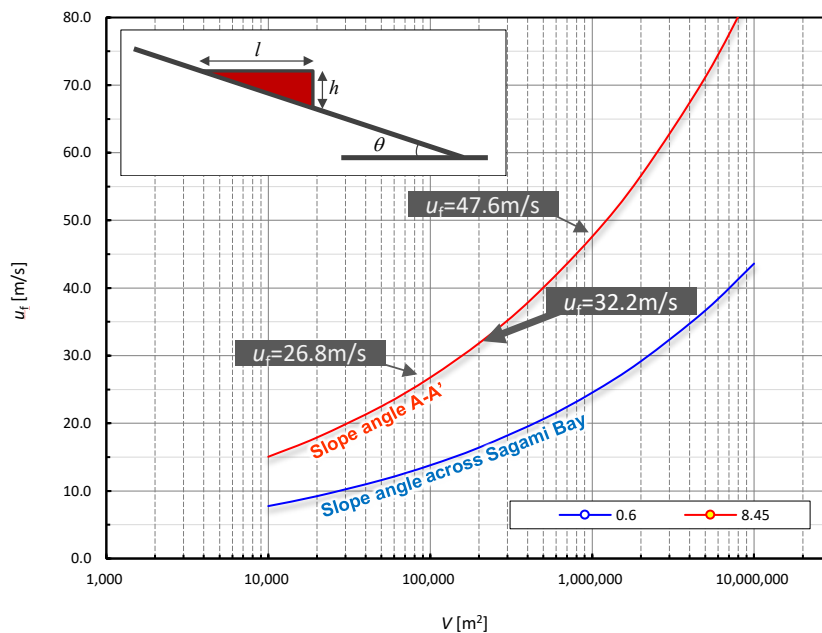


図-4.2 海底重力流理論(Ross, 2000)および高密度液状化土の特性(Sassa et al., 2001)により規定される真鶴海丘南部斜面域の海底地すべりの終端速度。

終端速度は海底地盤角度によって規定され、表-4.2中、 $\theta = 0.6^\circ$ （青線、白抜き）は、相模湾全体の水深断面図から得た平均海底地盤角度を示している。真鶴海丘南部斜面上（ $\theta = 8.45^\circ$ ）の崩落における海底地すべりの終端速度は、規模（210,000m²）を考慮すると、 $u_f = 32.2$ m/sの速度で流動することがわかった（赤線）。

5. 断層モデルと海底地すべり津波波源モデルを用いた1923年大正関東地震津波の再現

5.1 海底地すべり津波シミュレーション手法

ETS領域と重合する真鶴海丘南部斜面域で生じた海底地すべり性津波の影響について検討する。津波の数値伝播シミュレーションのパラメトリックスタディを実施し、各沿岸津波記録と比較する。地すべりの規模および比重、流動地盤角度の各パラメータなどは前節の重力流終端速度理論と同様の値を用い、Watts et al. (2005) によって提案される海底地すべりによって励起する津波波源モデル（ここではSlumpモデル）を用いて評価した（Watts et al., 2005）。本モデルは、海底地すべり津波の初期波源を二重ガウス分布によって近似された初期波形として考慮することが可能であり、津波波形の初期形状に対する地すべり流の影響を評価することができる。これまでに発生した過去の海底地すべり津波の再現研究においても用

いられ、その有用性は評価されている（例えば、Tappin et al., 2008）。なお、Watts et al. (2005) およびGrilli and Watts (2005) は、水理実験及び完全非線形ポテンシャル流（FNPF: Fully Nonlinear Potential Flow）モデルを用いた数値実験に基づき、地すべりによる津波の初期水位振幅のモデルの妥当性について詳しく述べている。

表-5.1は、本計算における詳細パラメータを示す。海底地すべりの発生位置の水深は、水深変化記録（図-1.2）によって報告された同座標位置の観測値（740 m）を採用している。なお、本検討の津波シミュレーション手法とその条件においては、2.2節で述べる通り、断層モデルに基づく津波伝播シミュレーションと同様である。各沿岸地点の最大津波高さの解析方法も前記と同様に、各沿岸地点前面海域格子の隣接9セルの複数座標から得られた50, 25, 75%ileから算出している（詳しくは、2.2節を参照）。本計算で用いる断層モデルは、図-2.5に示す各断層モデル（F1～F8）と津波断層モデル（F9）の中で最も低いRSS値を示した行谷ら（2011）（F8:表-2.1）を用いることとする（以降、最適断層モデルと表記）。

海底地すべりの流動規模は、津波励起への最も顕著な影響を評価するため、真鶴海丘南部斜面域の流動区間を緩傾斜の相模トラフまでとし、地形判読に基づきその流動距離を3300 mと仮定した。また海底地すべりの流動方向は、北南方向を軸として75°とし、相模トラフ直下への

表-5.1 海底地すべりパラメータの詳細.

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5	Notice
Length [m]	3000.0	3000.0	3000.0	3000.0	3000.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Width [m]	5000.0	5000.0	5000.0	5000.0	5000.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Thickness [m]	140.0	140.0	140.0	140.0	140.0	Referenced from 図-1.2
Slope angle [°]	8.45	8.45	8.45	8.45	8.45	Calculated from 図-4.1 (c)
Water depth [m]	740.0	740.0	740.0	740.0	740.0	Referenced from 図-1.2
Flow distance [m]	3300.0	3300.0	3300.0	3300.0	3300.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Shape parameter	1.2	1.4	1.6	1.7	1.8	Refer to Watts et al. (2005)
Hydrodynamic drag coefficient	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	Refer to Watts et al. (2005)
Hydrodynamic added mass coefficient	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	Refer to Watts et al. (2005)
Specific gravity of submarine landslides	1.85	1.85	1.85	1.85	1.85	Refer to Sassa et al. (2001)
Landslide type	Slump	Slump	Slump	Slump	Slump	Refer to Watts et al. (2005)
Velocity [m/s]	31.48	31.48	31.48	31.48	31.48	Consistent with the terminal velocity of a high-density liquefied gravity flow shown in 図-4.2

流動の特性などを考慮するため、Case 1～Case 5において形状パラメータ k を設定した。なお、流動方向による津波生起への影響の感度分析を付録Cに示している。海底地すべり津波モデルに必要な C_d および C_m は、Watts et al.

(2005)によるStoregga Slideの津波の数値シミュレーション条件を参照している。

表-5.1にWatts et al. (2005) モデルによって算出した地すべりの終端速度を示す。終端速度は $u_f = 31.48$ m/sであり、前節の高密度海底液状化重力流の終端速度理論に基づく結果 ($u_f = 32.2$ m/s) をよく説明している。これらの結果を踏まえると、大正関東地震時において相模湾海域の真鶴海丘南部斜面上で発生した高密度海底液状化重力流は、地震発生直後に終端速度に達したと考えられる。

5.2 結果および考察

図-5.1は、図-2.1に示す各地点番号における最大津波高さを示している。図-5.2は、横須賀 (No. 30) における時刻歴波形を示している。図-5.1および図-5.2における観測記録 (黒○印, 黒実線) は、図-2.3および図-2.4と同様である。図-5.1中、青実線 (F8) は、既往断層モデルの中で、地震後の陸域地盤変動量を精緻に再現可能 (且つRSSが最も低値) な断層モデル (行谷ら, 2011) による計算結果を示す (FLT: Fault)。凡例中、Case 1～Case 5は、断層モデル (FLT) に対して海底地すべり津波 (SL: Submarine Landslide) の影響を考慮した結果である (FLT+SL)。Case 1'～Case 5' は、海底地すべり津波成分のみ (SL) を示している。

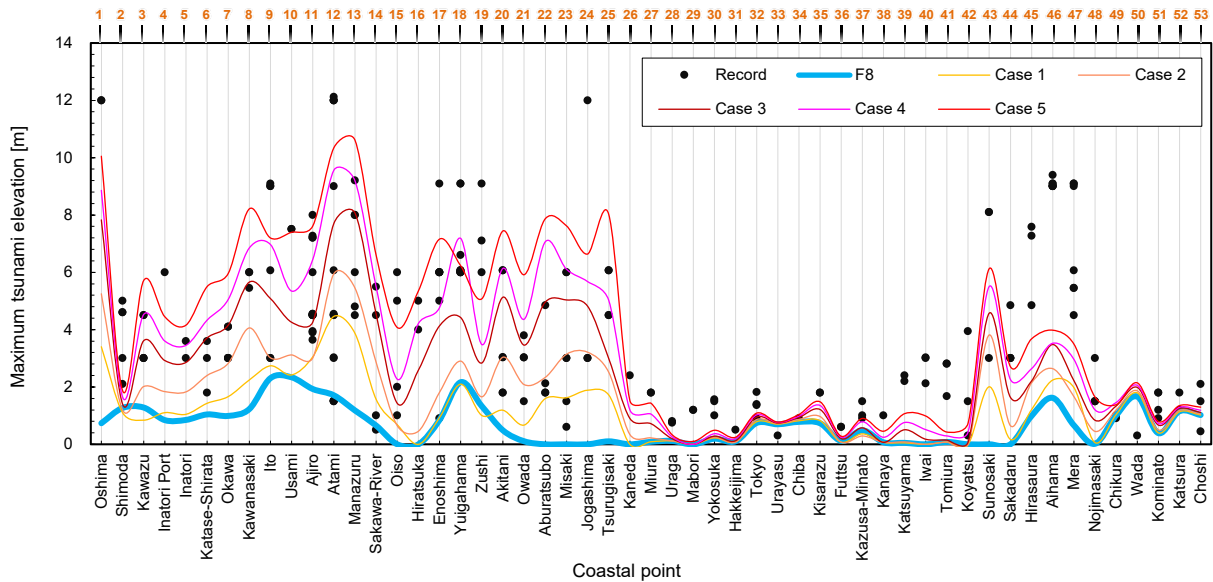


図-5.1 Case 1～Case 5の検討結果 (最大津波高さ) (各地点番号は図-2.1を参照)。

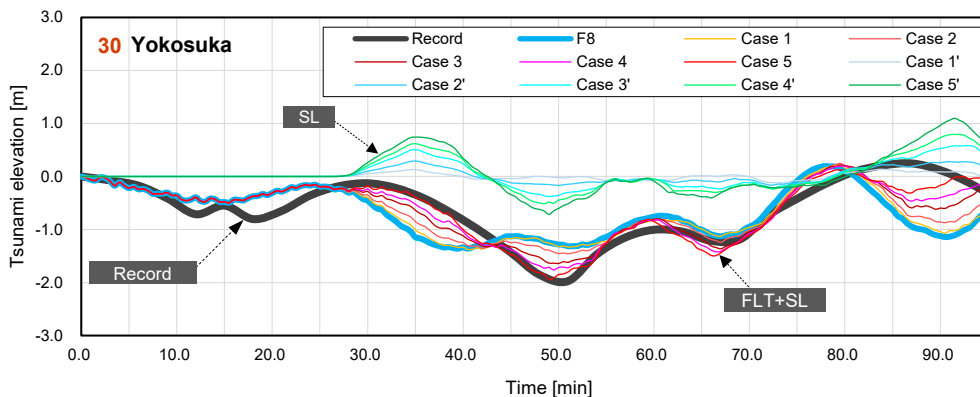


図-5.2 Case 1～Case 5の横須賀地点 (No. 30) における時刻歴波形の比較結果。

注釈：図-5.1および図-5.2は、各解析地点域の50%ile (中央値) 波形から算出される。黒実線 (Record) : 横須賀験潮儀の記録, 青実線 (F8) : 最適断層モデル (行谷ら, 2011) による結果 (FLT: Fault), FLT+SL: 海底地すべり (SL: Submarine Landslide) 津波の影響を考慮した結果 (Case 1～Case 5), SL: 海底地すべり津波成分のみ (Case 1'～Case 5')。

断層モデル（FLT）による最大津波高さ（図-5.1，青実線）は，熱海（No. 12）から由比ヶ浜（No. 19）の領域と布良（No. 47）周辺域で記録との顕著な乖離が認められる．海底地すべり成分を考慮した結果（FLT+SL：Case 1～Case 5）は，津波成分が増幅する傾向を各ケースから確認し，それらは熱海（No. 12），大磯（No. 15）および由比ヶ浜（No. 18）の領域と，洲崎（No. 43）および布良（No. 47）の房総南端部周辺域において確認できる．熱海（No. 12）の津波記録は最大で12 m程度と報告されている（例えば，水路部，1924）．これに対して，各ケースの解析面域の50%ileの波形による最大値は，Case 1で4.46 m，Case 2で5.95 m，Case 5では10.35 mと上昇傾向を示し，津波高さ記録と概ね対応している．

東京湾内の各沿岸地点（馬堀：No. 29～金谷：No. 38）では，海底地すべりを考慮したモデル（FLT+SL）と断層モデル（FLT）による結果はほとんど変わらない傾向を示した（図-5.1）．これは，海底地すべりによって励起された

津波の波長が，地震性によるそれと比較して短い成分が卓越した影響によるものであり（Brink et al., 2014），東京湾口部，特に富津岬以北（No. 36）の局所的な反射および屈折現象などに伴って津波の輸送エネルギーが低減したものと見える．

富津岬の南部に位置する横須賀（No. 30）の時刻歴波形の比較結果から（図-5.2），海底地すべり津波の成分は押し波から伝播していることが確認できる（SL：Case 1'～Case 5'）．これは真鶴海丘南部斜面の海底地すべりにより沖合方向に発生した海底地すべり津波の押し波成分である．地すべり流下方向では，第一波が押し波成分として卓越するSL津波の特徴をよく説明している（例えば，Haugen et al., 2005）．断層モデルと津波記録が顕著に乖離している時間（ $t = 28 \sim 30$ min頃）でよく発達している．Case 1～Case 5にかけて海底地すべり津波成分を考慮すると（FLT+SL），その影響度は増大し，最適断層モデル（FLT）の再現性を飛躍的に向上させていることが分かる．これ

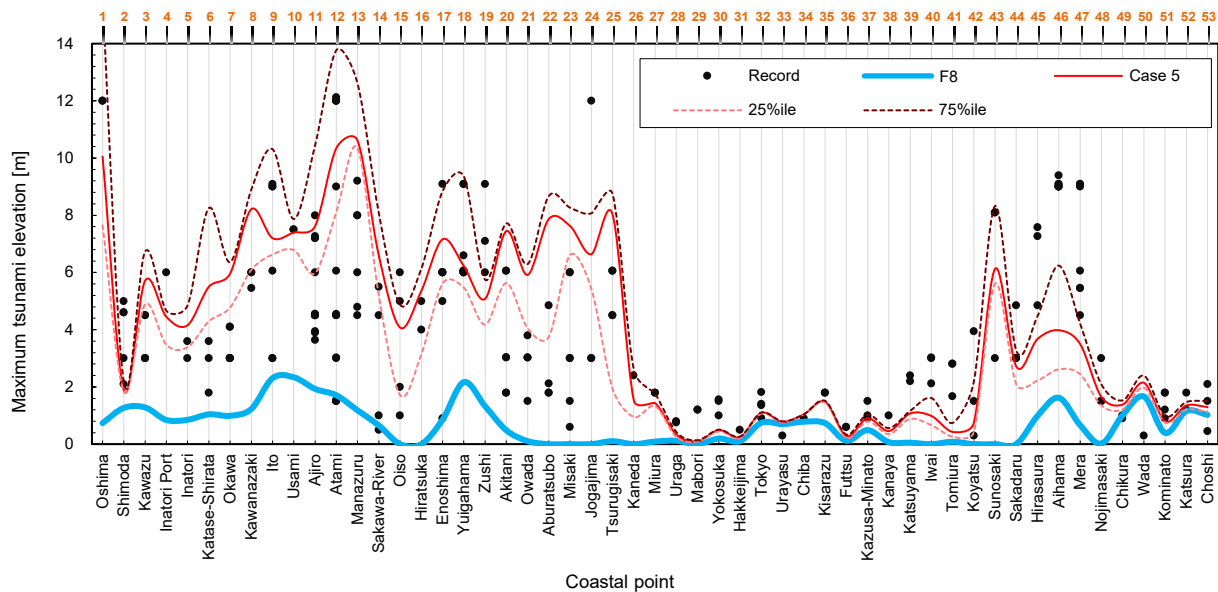


図-5.3 Case 5に関する抜粋結果．青実線：FLT（50%ile），赤色系線：FLT+SL（25%ile, 50%ile, 75%ile）．

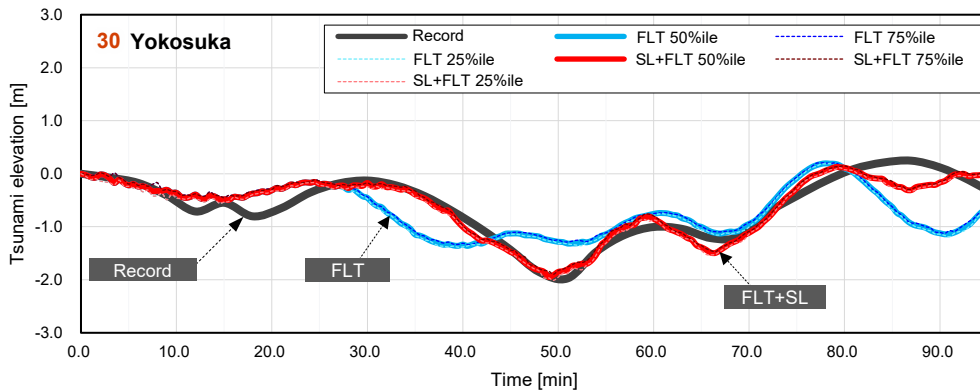


図-5.4 Case 1～Case 5の横須賀地点（No. 30）における時刻歴波形の比較結果．黒実線（Record）：横須賀験潮儀の記録，青色系線：FLT（25%ile, 50%ile, 75%ile），赤色系線：FLT+SL（25%ile, 50%ile, 75%ile）．

らは、最適断層モデル (FLT) と横須賀 (No. 30) の波形記録の間で、周期的に乖離が認められた区間だけに作用している。また、最適断層モデル (FLT) による時刻歴波形では、80~96 minにかけて逆位相の水面変動分布が示されているものの、本結果 (FLT+SL) は、それを打ち消すような形で記録と整合する傾向を示している。

ここで、各沿岸地点と横須賀 (No. 30) の時刻歴波形を、精度よく再現できるCase 5について抽出し、各結果を整理した (図-5.3, 図-5.4)。図-5.3は各沿岸地点の結果を、図-5.4は横須賀 (No. 30) の時刻歴波形を示し、すべての結果においては、50%ile (中央値) の他、解析面域における25%ileおよび75%ileの詳細結果を示す。

図-5.3から、各沿岸の津波高さの記録は、伊豆半島南端の下田 (No. 2) から熱海 (No. 12) にかけて上昇傾向を示す。これに対して、解析面域のばらつきを考慮した結果

は良い対応を示す。また、江の島 (No. 17) から逗子 (No. 19) にかけての相模湾東岸一帯の局所的な最大津波高さの上昇傾向も再現することができている。房総半島南部に位置する香 (No. 42) から野島崎 (No. 48) での最大津波高さの高まりもよく表現できており、計算結果は沿岸全体を通してよく整合しているといえる。

一方、城ヶ島 (No. 24) や房総半島先端部 (No. 46~No. 47) においては、津波記録と整合しない沿岸地点も確認できる。これは、真鶴海丘南部斜面域とは異なる海底地すべり津波波源の存在に起因する可能性が高い。第3章でも指摘した通り、当時相模湾一帯では、広範囲にかけて同時多発かつ複雑に海底地すべりが発生し、それに伴って相模湾および東京湾口部では津波が生起したと考えられる。

図-3.4 (b)-Line 3の水深断面に基づく海底地盤動態分析図によると、地震に伴う海底地盤の流動現象は東京湾口

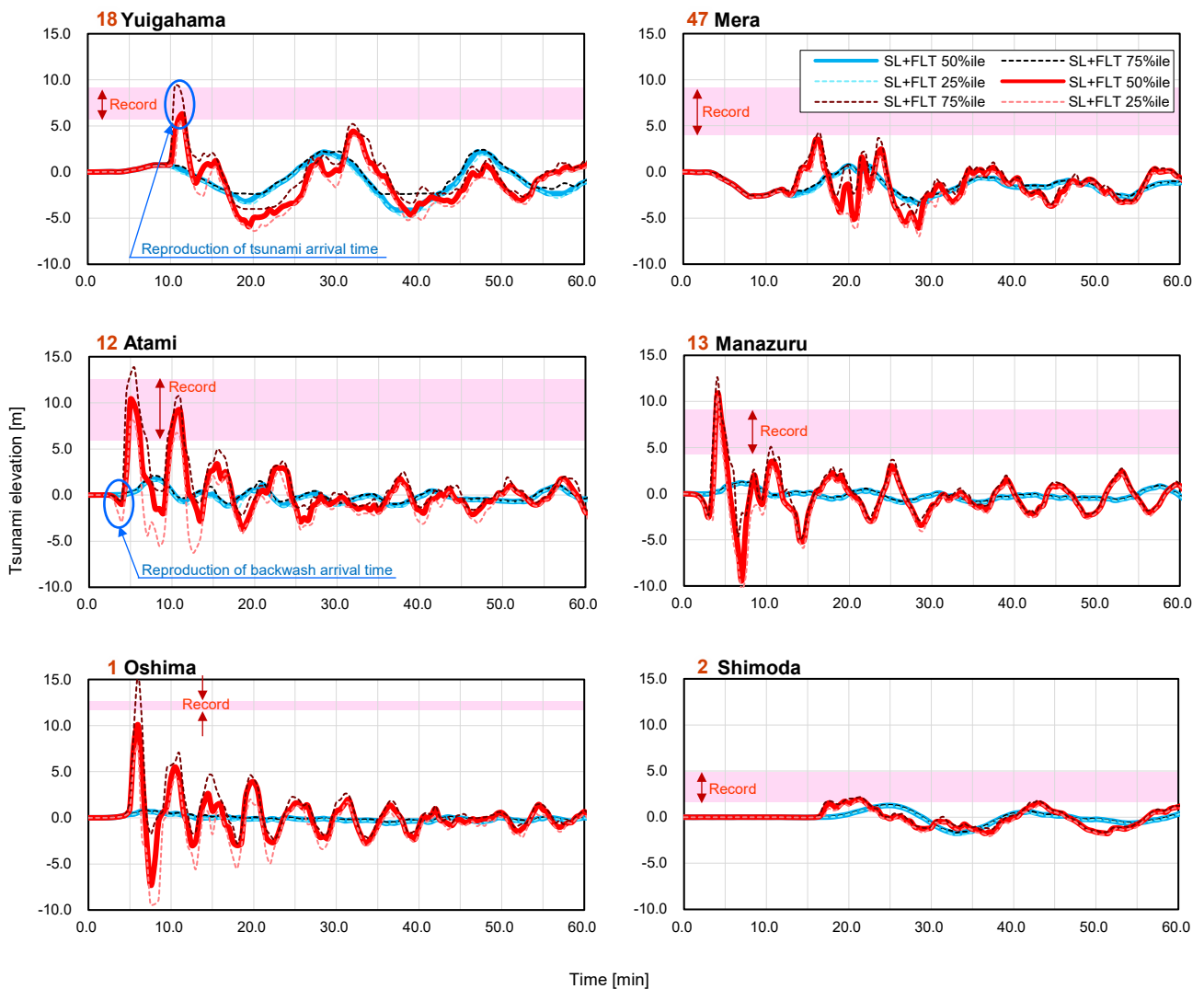


図-5.5 Case 5 の由比ヶ浜 (No. 18), 布良 (No. 47), 熱海 (No. 12), 真鶴 (No. 13), 伊豆大島 (No. 1) および下田 (No. 2) の津波の時刻歴波形 (各線の表記は図-5.4 と同様)。グラフ中、薄赤色の網掛け部は各地点の津波の記録の上限~下限値を示す。

部においても顕著に生じたと示唆されており、また、大正関東地震の震源位置の遷移過程（図-1.1：相模湾西部域の第一震源地から三浦半島南部域の第二震源地への遷移）（武村・池浦，1994）を鑑みても、三浦半島南部および房総半島先端部沖においては、海底地すべりが真鶴海丘南部斜面域の地すべりに追従して連発した可能性を示唆している。

図-5.5は、津波初動の時間情報や津波高さがまとめられる代表的な地点の時刻歴波形を描画した（横須賀：No. 30，由比ヶ浜：No. 18，布良：No. 47，熱海：No. 12，真鶴：No. 13，大島：No. 1，下田：No. 2）。図中、薄赤色の網掛け部は各沿岸地点の津波高さの記録を示す。

図-5.4を踏まえた結果より、横須賀（No. 30）の時刻歴波形では、海底地すべり津波成分が作用する28 min頃から時刻歴波形記録と整合している。他方、由比ヶ浜（No. 18）と熱海（No. 12）では、順に、地震後およそ10～13 minののち9 mの津波高さ、地震後5～6 minにして引き波ののち、最大12 mの津波が来襲したと報告されている（水路部，1924）。図-5.5による本モデル（FLT+SL）の結果では、由比ヶ浜（No. 18）において、11～12 minにかけて4.12 m（50%ile）および9.33 m（75%ile）を示し、熱海（No. 12）において、地震後4.5 minでの引き波（ $h_{50\%ile} = -1.3$ m， $h_{75\%ile} = -2.8$ m）お

よび、局所的な押し波（ $h_{50\%ile} = 9.83$ m， $h_{75\%ile} = 13.77$ m）を示し、各地点における津波初動およびその規模について精度よく再現できている。また、真鶴（No. 13），伊豆大島（No. 1）および下田（No. 2）の津波記録についてもその規模をよく表現することができている。特に、伊豆大島（No. 1）においては13 mの津波が来襲したとされ、断層モデルではその規模をほとんど再現することができていないのに対し（FLT），本モデル（FLT+SL）においては、局所的な波高の高まりによりその規模を再現することができている。

ここで、時刻歴波形記録との一致度を評価するため、横須賀（No. 30）の記録に対する各断層モデル（F1～F9およびFLT+SL）のRSSを取ると、図-5.6および表-5.2を得る。各断層モデルに対し顕著なRSSの低減ができていることが確認できる（図-5.6）。なお、FLT（F8）のRSSは、全区間では $RSS_{0-96} = 44.3$ を示し、特に顕著な乖離が生じていた抽出区間（28～43 min，43～55 min）では、 $RSS_{28-43} = 9.5$ ， $RSS_{43-55} = 5.6$ であった。それらに対し、本検討モデル（FLT+SL）によるRSSは、全区間において $RSS_{0-96} = 7.2$ を示し、上記の抽出区間では $RSS_{28-43} = 0.3$ ， $RSS_{43-55} = 0.1$ を示し、沿岸地点の全体的な津波規模の精度向上のみならず、時刻歴波形記録との乖離が生じた区間においても高精度に再現できることを確認した（図-5.6，表-5.2）。

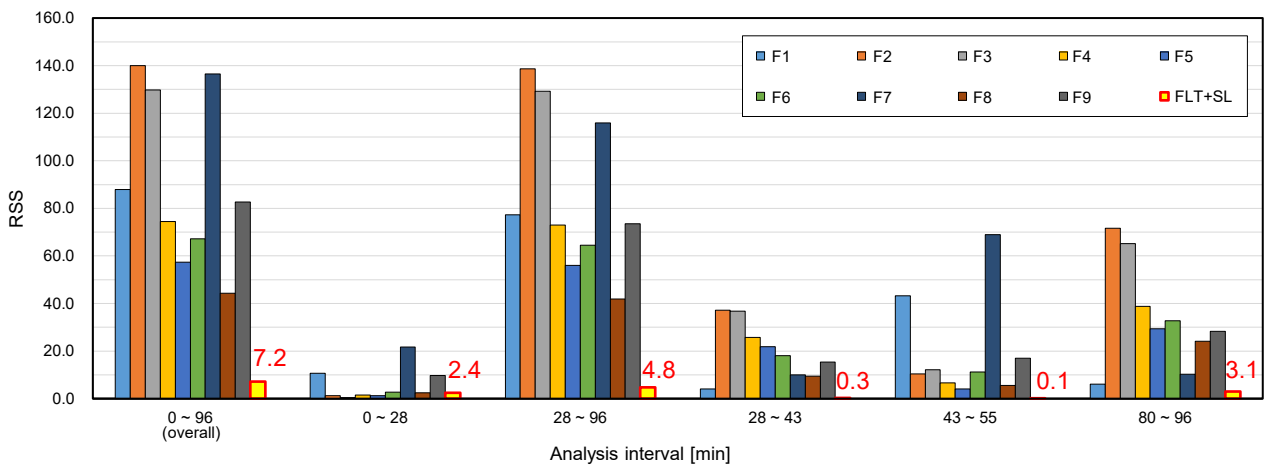


図-5.6 横須賀（No. 30）における各断層モデル（F1～F9）とFLT+SL（本モデル）の残差平方和（RSS）の結果。

表-5.2 横須賀（No. 30）におけるFLT（F8）とFLT+SLのRSSの分析結果。

Interval	RSS (FLT : F8)	RSS (FLT+SL)
0～96 min	44.3	7.2
0～28 min	2.4	2.4
28～96 min	41.9	4.8
28～43 min	9.5	0.3
43～55 min	5.6	0.1
80～96 min	24.2	3.1

以上の結果から、各沿岸地点で記録された津波高さおよび横須賀験潮儀の津波の時刻歴波形と数値シミュレーションの結果を比較し、海底地すべり津波波源を考慮した二重波源モデルの優位性を評価できたとともに、大正関東地震時における津波成因において、海底地すべり津波の影響が大きいことを本結果から明らかにすることが出来た。

6. おわりに

本研究は、1923（大正十二）年9月1日関東地震時における断層モデルの再現性の問題と水深変化記録に対する小川（1924）の指摘を踏まえ、当該イベントによる津波の発生メカニズムの詳細を理解するため、海底地殻の変動に由来される海面昇降の他、二次的な津波の発生源の影響因子を別途考慮して再評価した。得られた知見は以下の通りである。

第一に、既存の地震断層モデルに基づく津波の再現性が記録と不一致であることを数値シミュレーションによって詳細検討し、当時の各沿岸地点で観測された津波規模やその初動等は十分に説明できないことを明示した。

第二に、水深変化記録と地震時海底地盤の詳細動態の関係性を理解するため、地震前後の水深記録と現在の水深データとの差分をそれぞれ取り確率密度分布による統計分析を実施し、本水深変化記録が大規模な海底地すべり流動現象であることを明らかにするとともに、40 kmに渡る海底地すべりの流出距離の海底地盤勾配がわずか0.4°以下であることを見出した。

第三に、各沿岸地点の津波高さ記録や横須賀験潮儀で観測された津波の時刻歴波形などを用いた津波の逆伝播解析と詳細海底地形の分析を実施し、相模湾海域における海底地すべり津波の発生源の位置を同定するとともに、その位置が真鶴海丘南部斜面域であることを明らかにした。なお、本結果は、既存海洋調査で報告された大規模な海底地すべりの痕跡位置（渡辺，1993）と良く整合しており、当該海底地すべり痕跡は、大正関東地震によって励起した土砂崩壊であった可能性が高い。このことは、これまでに整理された相模湾海底の地形調査研究の理解に対する有益な知見を提供している。

最後に、高密度液状化重力流による海底地すべり津波波源モデルに基づき、断層モデルとの二重波源を考慮した津波数値計算を実施し、最大津波高12 m以上の観測記録と最大津波高2~5 mで再現された断層モデル間の誤差を定量的に説明するとともに、横須賀験潮儀の時刻歴津波波形を整合的に表現できることを可能にした。

7. あとがき

本研究によって、高密度液状化重力流に代表される海底地すべり現象が、伊豆・三浦・房総半島および相模湾・太平洋沿岸にかけて来襲した大正関東地震津波の被害において、各沿岸の津波初動、最大津波高および時刻歴波形を一貫して説明するために極めて重要な役割を果たしていることが分かった。

断層運動によると長く理解されてきた1923年大正関東地震の津波発生の主因において、大規模な海底地すべりの影響を明示した本研究の結果は、津波発生が断層運動に伴う流体運動のみならず、地震・液状化・地すべり・津波のような連鎖的に発生する総合地盤災害問題として理解する重要性を提示したとともに、これまで一元的な立場で解釈されてきた地震断層破壊を主軸とした津波成因評価に対し、その評価体系の認識（例えば、Joseph, 2011；首藤ら，2007）を見直す必要性を浮き彫りにしたといえる。

過去の海溝堆積地層（オリストストローム）の露頭が日本の太平洋沿岸に広がっている（勘米良，1977；酒井，1988a, 1988b）。その詳細な地質調査は、海溝斜面における大規模な地すべりの発生を示唆している。そこには、断層運動、地盤の液状化、地すべりというこれまで独立に捉えられてきた3つの現象が複雑に絡み合いながら発達している様子が記録されている（酒井，1988a, 1988b）。これらの絡み合いを解きほぐし、三次元的な広がりを系統的に明らかにして統合することが、津波の真の原因とその予防的な対策にとって重要である（戎崎，2023）。

本論は、Murata et al. (2024) によって公表したものについて、和訳されたものである。なお本論は、和訳にあたり、当該論文（Murata et al., 2024）に収録されるSupplementary Informationにおける複数の資料と全体構成を鑑みて、適宜図の再配置と付録としての再編集、各図の可視性を向上するための軽微な修正を施すとともに、本章において若干の記述を加えた。

本研究（Murata et al., 2024）は、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震における甚大な地震・津波被害をきっかけに著者を含め、戎崎（理化学研究所）および丸山（東京工業大学）らとともに2014年より詳細な調査・研究が開始された。本論における著者らの役割は、以下に示す通りである：村田 一城（総合的な研究の実施，研究取りまとめ，筆頭著者，責任著者），戎崎 俊一（作業仮説の提示，理論体系の評価，総合的な内容の確認，責任著者），佐々 真志（地すべりおよび高密度液状化重力流に関する物理モデルの妥当性評価），高川 智博（津波数値シミュレーションおよび解析に関する妥当性評価），増田 光一（津

波数値シミュレーションおよび解析に関する妥当性評価), 宮本 卓次郎 (海底地盤データ調査・現地ヒアリング), 大野 正人 (海底地盤データ調査・現地ヒアリング), 丸山 茂徳 (作業仮説の提示, 総合的な内容の確認, 最終著者).

(2024年1月31日受付)

謝 辞

旧水路部水深変化記録に関する詳細な測量原図や調査情報などにおいては, (一財) 日本水路協会 理事長 (元海上保安庁海洋情報部) 加藤 茂 博士を主として, 海上保安庁海洋情報部の皆さま, (一財) 日本水路協会の皆さまから貴重な文献の提供および有益なご助言をいただいた。また, 相模湾海底の地質分析においては, 筑波大学 名誉教授 小川 勇二郎 博士から有益なご助言をいただいた。両博士および関係諸氏には, 厚く御礼申し上げますとともに, 本研究に関わったすべての関係者に対し, 深甚の謝意を表したい。

参考文献

- 相田勇 (1970) : 1923年関東地震津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 第48巻, 第1号, pp. 73-86.
- 相田勇 (1993) : 相模湾北西部におこった歴史津波とその波源数値モデル, 地学雑誌, 102巻, 4号, pp. 427-436.
- 池田徹郎 (1925) : 伊豆安房方面津浪並ニ初島地變調査報告, 震災予防調査報告, 第100巻, 2号, pp. 97-112.
- 石橋克彦 (1980) : 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス, 月刊地球, 第2巻, pp. 110-119.
- 戎崎俊一 (2023) : 科学はひとつ, 学而図書, p. 304.
- 大河内直彦 (1990) : 相模湾の活構造とテクトニクス, 地学雑誌, 第99巻, pp. 458-47.
- 小川琢治 (1924) : 相模湾の所謂隆起と陥没の意義如何, 地球, 第1巻, pp. 405-446.
- 海上保安庁水路部 (2000) : 相模湾の変動地形, 4 - 7, 地震予知連絡会会報, 第64巻, pp. 209-215 (<https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/index64.html>) (参照2023-8-15) .
- 加藤茂, 岩淵洋, 浅田昭, 加藤幸弘, 菊池真一, 穀田昇一, 楠勝浩, 渡辺一樹 (1993) : 相模湾の地殻構造と変動地形, 地学雑誌, 第102巻, 第4号, pp. 399-406.
- 加藤茂, 高安義昭, 土岐嘉孝, (1987) : 相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 第22号, pp. 95-111.
- 楠勝浩, 菊地真一, 穀困昇一, 深江邦一 (1991) : 相模湾北西海域における変動地形調査, 水路部研究報告, 第27号, pp. 113-131.
- 粟米良亀齡 (1977) : 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定, 地団研専報, 第20巻, pp. 145-159.
- 酒井治孝 (1988a) : 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム, 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程II, 地質学雑誌, 第94巻, pp. 837-853.
- 酒井治孝 (1988b) : 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討, 地質学雑誌, 第94巻, pp. 945-961.
- 首藤伸夫, 今村文彦, 越村俊一, 佐竹健治, 松富英夫 (2007) : 津波の辞典, 朝倉書店, p. 350.
- 水路部 (1924) : 大震後相模灘付近水深変化調査図水路要報, 第3年, 16号.
- 武村雅之, 池浦友則 (1994) : 短周期データから見た1923年関東地震の多重震源性一体験談と地震記象の解釈一, 地震, 第47巻, pp. 351-364.
- 高山知司, 永井紀彦, 平石哲也 (1983) : 東京湾の津波計算, 港湾技研資料, No. 454, pp. 102.
- 田中館秀三 (1926) : 関東大地震と海岸の昇降運動, 1 ~ 4, 地学雑誌, 38, pp. 130-135, pp. 188-201, pp. 324-329, pp. 374-390.
- 谷謙二 (2015) : 標高タイルを利用した等高線作成Webサイト「Web等高線メーカー」の開発とそのアルゴリズム, 埼玉大学教育学部地理学研究報告, 35号, pp. 73-83.
- 中央气象台 (1924) : 関東大震災調査報告, 地震編1.
- 寺田寅彦 (1924) 大正十二年九月一日の地震に就て, 地理学雑誌, 第36巻, 第7号, pp. 395-410.
- 津波痕跡データベース (津波痕跡高情報) システム : <https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/mainframe.php> (参照2023-08-15) .
- 富田孝史, 柿沼太郎 (2005) : 海水流動の3次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレータSTOCの開発と津波解析への適用, 港湾空港技術研究所報告, Vol. 45, No. 2, pp. 83-98.
- 内閣府中央防災会議 (2013a) : 首都直下地震モデル検討会津波断層パラメータ, <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1308> (参照2023-8-15)
- 内閣府中央防災会議 (2013b) : 首都直下地震モデル検討会地形データ第09系, <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1302> (参照2023-8-15)
- 行谷祐一, 佐竹健治, 宍倉正展 (2011) : 南関東沿岸の近く上下変動から推定した1703年元禄関東地震と1923年大正関東地震の断層モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 11, pp. 107-120.
- 日本水路協会 : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7001 (関東南部) .

- 羽鳥徳太郎 (1976) : 南房総における元禄16年 (1703年) 津波の供養碑-元禄津波の推定波高と大正地震津波との比較-, 地震研究所彙報, 第51巻, 第2号, pp.63-81.
- 羽鳥徳太郎, 相田勇, 梶浦欣二郎 (1973) : 6. 南関東周辺における地震津波, 関東大地震50周年論文集, pp.57-66.
- 茂木昭夫 (1959) : 関東大地震における相模湾の海底変動について-新精密測量試料による再検討-, 水路要報, 第60巻, pp.52-60.
- 諸井孝文, 武村雅之 (2004) : 関東地震 (1923年9月1日) による被害要因別死者数の推定, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, pp.21-45.
- 吉田明夫, 原田昌武, 小田原啓, 宮岡一樹, 小林昭夫, 野口伸一 (2012a) : 関東地震は 'characteristic earthquake' か?, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第44巻, pp.1-7.
- 吉田明夫, 原田昌武, 小田原啓 (2012b) : 大正関東地震の際の海底地殻変動, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第44巻, pp.17-28.
- 陸地測量部 (1930) : 大正12年関東震災地垂直変動要図, 国土地理院地殻調査部複製版 (1976).
- 渡辺一樹 (1993) : 相模湾西部の海底微地形, 水路部研究報告, 第29巻, pp.33-50.
- Ando, M. (1971) : A Fault-Origin Model of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Deduced from Geodetic Data, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 49, pp.19-32.
- Ando, M. (1974) : Seismo-Tectonics of the 1923 Kanto Earthquake, Journal of Physics of the Earth, Vol. 22, pp.263-277.
- Brink, US., Chaytor, JD., Geist, EL., Brothers, DS. and Andrews, BD. (2014) : Assessment of tsunami hazard to the U.S. Atlantic margin, Marine Geology, Vol. 353, pp.31-54.
- Ebisuzaki, T. (2021) : What is Tsunami Earthquake?, Proceedings of the 40th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, OMAE2021-63104.
- Field, ME., Gardner, JV., Jennings, AE. and Edwards, BD. (1982) : Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California, Geology, Vol. 10, No. 10, pp.542-546.
- Grilli, ST. and Watts, P. (2005) : Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol. 131, No. 6, pp.283-297.
- Haugen, KB., Løvholt, F. and Harbitz, CB. (2005) : Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine mass flows in idealized geometrics, Marine and Petroleum Geology, Vol. 22, pp.209-217.
- Hayashi, Y., Tsushima, H., Hirata, K., Kimura, K. and Maeda, K. (2011) : Tsunami source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake determined from tsunami arrival times at offshore observation stations, Earth Planets Space, Vol. 63, pp.809-813.
- Heidarzadeh, M., Gusman, AR. and Mulia, IE. (2023) : The landslide source of the eastern Mediterranean tsunami on 6 February 2023 following the Mw 7.8 Kahramanmaraş (Türkiye) inland earthquake, Geoscience Letters, Vol. 10, No. 50.
- Isibashi, K. (1985) : Possibility of Large Earthquake near Odawara, Central Japan, Preceding the Tokai Earthquake, Practical Approaches to Earthquake Prediction and Warning, Vol. 3 pp.319-344.
- Joseph, A. (2011) : Tsunamis, Detection, Monitoring, and Early-Warning Technologies, Academic Press, pp.436.
- Kanamori, H. (1971) : Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 49, pp.13-18.
- Kasaya, T., Mitsuzawa, K., Goto, T., Iwase, R., Sayanagi, K., Araki, E., Asakawa, K., Mikada, H., Watanabe, T., Takahashi, I. and Nagao, T. (2006) : Trial of Multidisciplinary Observation at an Expandable Sub-Marine Cabled Station "Off-Hatsushima Island Observatory" in Sagami Bay, Japan, Sensors, Vol. 9, No. 11, pp.9241-9254.
- Kobayashi, R. and Koketsu, K. (2005) : Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, Earth, Planets and Space, Vol. 57, pp.261-270.
- Locat, J. and Lee, HJ. (2002) : Submarine landslides: advances and challenges, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 39, No. 1, pp.193-212.

- Matsu'ura, M. and Iwasaki, T. (1983): Study on coseismic and post seismic crustal movements associated with the 1923 Kanto earthquake, *Tectonophysics*, Vol.97, pp.201-215.
- Matsu'ura, M., Iwasaki, T., Suzuki, Y. and Sato, R. (1980): Statical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.28, No.2, pp.119-143.
- Murata, K., Sassa, S. and Takagawa, T. (2020): Tsunami Disaster caused by the 1923 Great Kanto Earthquake and the Importance of Submarine Landslides, *Proceedings of the 5th World Landslide Forum*, pp.280-285.
- Murata, K., Sassa, S., Takagawa, T., Ebisuzaki, T. and Maruyama, S. (2021): Pre- and Post-Tsunami Depth Changes of Submarine Topography for the Analysis of Submarine Landslide-Induced Tsunami: Proposal of Digitization Method and Application to the Case of the 1923 Great Kanto Earthquake Tsunamis, *Proceedings of the 40th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering*, OMAE2021-63096.
- Murata, K., Ebisuzaki, T. Sassa, S., Takagawa, T., Masuda, K., Miyamoto, T., Ohno, M. and Maruyama, S. (2024): Submarine landslides and tsunami genesis in Sagami Bay, Japan, caused by the 1923 Great Kanto earthquake, *Landslides*, <https://doi.org/10.1007/s10346-024-02231-x>, in press.
- Nakadai, Y., Tanioka, Y., Yamanaka, Y. and Nakagaki, T. (2023): Re-Estimating a Source Model for the 1923 Kanto Earthquake by Joint Inversion of Tsunami Waveforms and Coseismic Deformation Data, *Bulletin of the Seismological Society of America* Jul.20 2023.
- Nyst, M., Nishimura, T., Pollitz, FF. and Thatcher, W. (2006): The 1923 Kanto earthquake reevaluated using a newly augmented geodetic data set, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, Vol.111, B11306.
- Ross, AN. (2000): Gravity Currents on Slopes, A dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy in the University of Cambridge, p.191.
- Sassa, S. (2023): Landslides and Tsunamis: Multi-Geohazards, *Landslides*, Vol. 20, No. 7, pp. 1335-1341.
- Sassa, S. and Sekiguchi, H. (2010): LIQSEDFLOW: Role of Two-Phase Physics in Subaqueous Sediment Gravity Flows, *Soils and Foundations*, Vol.50, No.4, pp.495-504.
- Sassa, S. and Sekiguchi, H. (2012): Dynamics of Submarine Liquefied Sediment Flows: Theory, Experiments and Analysis of Field Behavior, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol.31, pp.405-416.
- Sassa, S. and Takagawa, T. (2019): Liquefied gravity flow-induced tsunami: first evidence and comparison from the 2018 Indonesia Sulawesi earthquake and tsunami disasters, *Landslides*, Vol.16, No.1, pp.195-200.
- Sassa, S., Sekiguchi, H. and Miyamoto, J. (2001): Analysis of Progressive Liquefaction as a Moving-boundary Problem., *Géotechnique*, Vol.51, No.10, pp.847-857.
- Tappin, DR., Grilli, ST., Harris, JC., Geller, RJ., Masterlark, T., Kirby, JT., Shi, F., Ma, G., Thingbaijam, KKS. and Mai, PM. (2014): Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami? *Marine Geology*, Vol.357, No.1, pp.344-361.
- Tappin, DR., Watts, P. and Grilli, ST. (2008): The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.8, No.2, pp.243-266.
- Wald, DJ. and Somerville, PG. (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body waveform analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, pp.159-177.
- Watts, P., Grilli, ST., Tappin, DR. and Fryer, GJ. (2005): Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Vol.131, No.6, pp.298-310.

付録A 数値計算モデルに関する各種パラメータ

<https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1308> (参照 2023-8-15)) に詳しく示される。初期波源の可視化結果は、[図-2.2](#)に示している。

A.1 既存断層モデルの詳細パラメータ

本検討で用いた既存断層モデルの詳細パラメータを表-A.1.1～表-A.1.8に示す。なお本論中、F9に示す津波断層パラメータにおいては、内閣府中央防災会議 (2013a) (首都直下地震モデル検討会 津波断層パラメータ、

表-A.1.1 断層パラメータ F1 (Kanamori, 1971) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
140.310	34.860	0.0	290.0	34.0	162.0	130.0	70.0	2.1

表-A.1.2 断層パラメータ F2 (Ando, 1971) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
140.000	34.630	0.0	315.0	45.0	153.0	130.0	65.0	6.7

表-A.1.3 断層パラメータ F3 (Ando, 1974) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
139.760	34.840	0.0	315.0	30.0	153.0	85.0	55.0	6.7

表-A.1.4 断層パラメータ F4 (Matsu'ura et al., 1980) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
139.890	34.920	1.9	294.0	25.0	140.0	95.0	54.0	4.8

表-A.1.5 断層パラメータ F5 (Matsu'ura et al. 1980) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
139.270	35.160	1.5	285.0	26.0	147.0	22.0	45.0	7.4
139.890	34.911	1.5	296.0	23.0	138.0	63.0	55.0	4.7

表-A.1.6 断層パラメータ F6 (Matsu'ura and Iwasaki 1983) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
139.890	34.920	3.0	293.0	26.0	142.0	93.0	53.0	4.6

表-A.1.7 断層パラメータ F7 (Ishibashi 1985) .

E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
139.365	34.135	3.0	325.0	45.0	160.0	40.0	40.0	7.0
139.630	34.790	1.0	325.0	35.0	160.0	45.0	60.0	7.0
139.260	35.280	1.0	195.0	30.0	60.0	15.0	30.0	6.0
139.218	35.150	1.0	195.0	30.0	60.0	15.0	15.0	4.0

表-A.1.8 断層パラメータ F8（行谷ら，2011）.

ID	E [°]	N [°]	d [km]	θ [°]	δ [°]	λ [°]	L [km]	W [km]	U [m]
1E	139.523	35.623	18	320	30	155	15	15	5.8
1D	139.401	35.539	14.1	320	15	155	15	15	3.3
1C	139.279	35.455	10	320	16	155	15	15	2
1B	139.164	35.377	3.7	320	25	155	15	15	5
1A	139.041	35.293	0	320	14	155	15	15	4.5
2E	139.629	35.519	18	320	30	155	15	15	5
2D	139.507	35.435	14.1	320	15	155	15	15	4.1
2C	139.385	35.352	10	320	16	155	15	15	5.1
2B	139.27	35.273	3.7	320	25	155	15	15	8.7
2A	139.147	35.189	0	320	14	155	15	15	8.1
3E	139.735	35.416	18	320	30	155	15	15	4.1
3D	139.613	35.332	14.1	320	15	155	15	15	4.8
3C	139.491	35.249	10	320	16	155	15	15	5
3B	139.377	35.17	3.7	320	25	155	15	15	4.8
3A	139.254	35.086	0	320	14	155	15	15	2.3
4E	139.843	35.313	17.3	320	15	155	15	15	5
4D	139.719	35.229	14.1	320	12	155	15	15	6.6
4C	139.597	35.145	10	320	16	155	15	15	4.9
4B	139.479	35.064	4.9	320	20	155	15	15	2.1
4A	139.354	34.978	2.3	320	10	155	15	15	0.5
5E	139.946	35.208	18.5	320	6	155	15	15	3
5D	139.824	35.125	14.4	320	16	155	15	15	5.3
5C	139.703	35.042	10	320	17	155	15	15	3.4
5B	139.581	34.958	6.4	320	14	155	15	15	0.4
5A	139.457	34.872	3.8	320	10	155	15	15	0
6E	140.009	35.135	20.7	320	6	155	10	15	1.3
6D	139.894	35.055	14.6	320	24	155	10	15	2.9
6C	139.774	34.973	10	320	18	155	10	15	2.5
7D	140.019	34.993	13.2	270	29	105	15	15	2.7
8E	140.183	35.117	21.3	270	6	105	15	15	0.7
8D	140.183	34.995	15	270	25	105	15	15	1.5
9E	140.348	35.13	19.3	270	6	105	15	15	0.1
9D	140.348	35.007	13	270	25	105	15	15	0
10	140.183	34.874	1.3	270	45	105	45	18	2.1
11	140.716	34.711	1.3	290	45	125	50	30	-

A.2 既存断層モデルによる津波計算結果の補足

熱海 (No. 12), 由比ヶ浜 (No. 18) および大島 (No. 1) に対する津波規模とその初動に関して記録との比較結果を示す。津波到達記録は, 熱海 (No. 12) が8 min後, 由比ヶ浜 (No. 18) が10~13 min後であるが, シミュレーション

による津波初動はこれらの記録と大きく異なる。また, 伊豆大島 (No. 1) においては13 mの津波が来襲したとされ, 地震断層モデルではその規模をほとんど再現することができていないことが見て取れる。

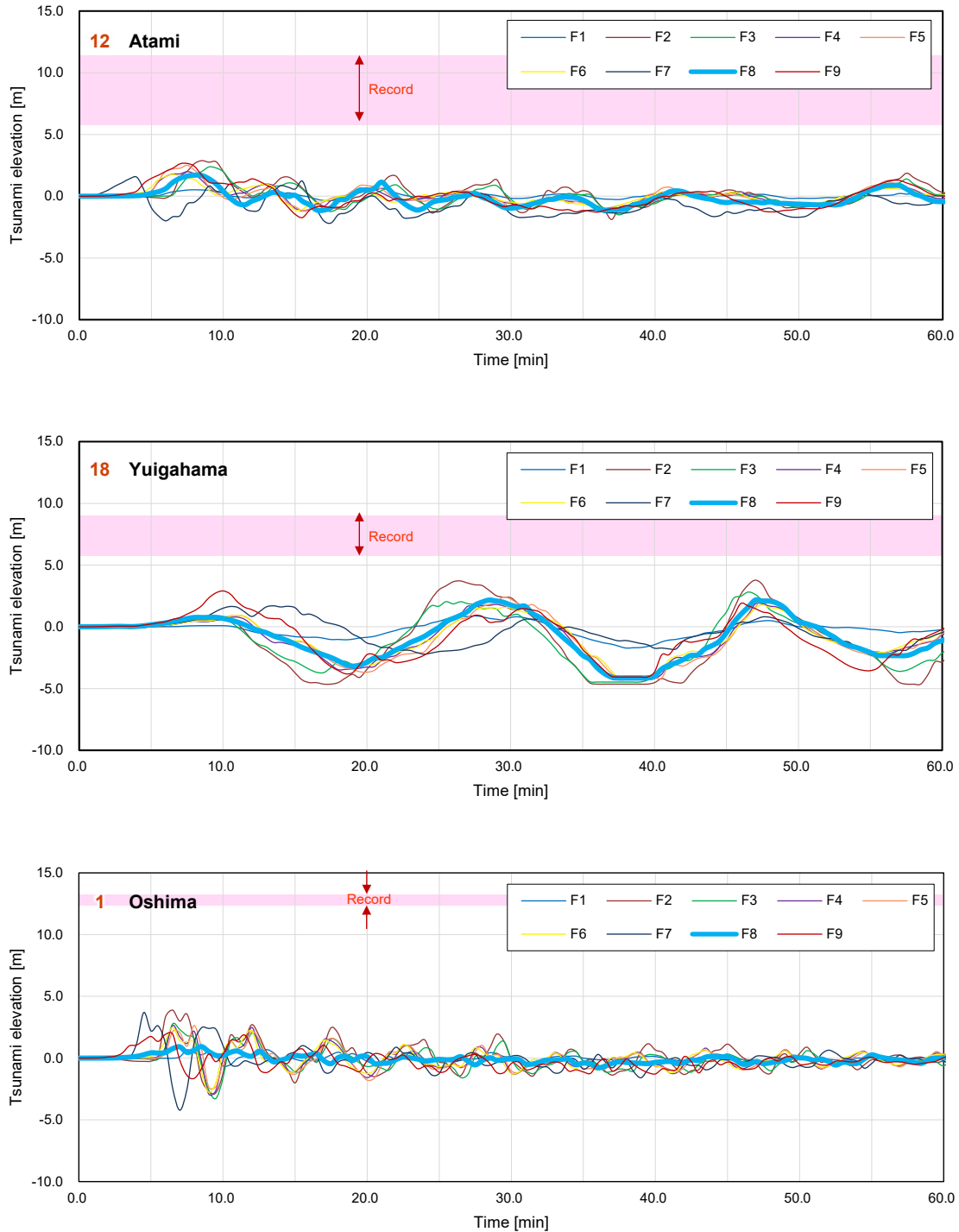


図-A.2.1 各断層モデル (F1~F9) による熱海 (No. 12), 由比ヶ浜 (No. 18) および大島 (No. 1) の時刻歴津波計算結果と記録との比較.

付録B 1923年大正関東地震時の海底地盤の動態分析に関する補足

B.1 水深変化記録のデータ化

測量点および海岸線の地図情報等を基に、現在の沿岸地形と照合させ、錘測点記録の位置情報の抽出とデータ化を行う。本検討では、QGISによる3次精度の幾何学補正による方法と、GIS (Geographic Information System) ソフトの地図データ (例えば、Google Earth) から長期にわたって変動のない陸上地形の代表的な地点を照合させる方法の2種類を用いた。上記の方法に基づき、現地形との比較を行い補正による歪等を評価し、有効であった方法を用いて位置情報のデータリスト化を行う。

図-B.1.1は、QGISによる3次精度幾何補正による方法 (上図) と、Google Earthの地図情報から長期にわたって変動のない陸上地形の代表的な地点を照合させる方法 (下図) によって現在の沿岸地形との照合を行った結果である。各沿岸地点に沿うように補正を行ったことによってその歪が顕著に表れた結果となった。これは、照合に用いた元の地図情報が世界測地系であり、旧日本測地系を幾何学的に補正したことによるものである。海岸線近くは補正の結果によって良好な一致が示されるものの、海域測量点付近や画像端については補正による歪の影響が顕著である。

一方で、図-B.1.1下図は、Google Earthの地図情報との照合によって得られた為、現沿岸線とのずれが確認される (黄線)。しかし、全体的な補正による歪等はなく、測量点の位置情報を大まかに捉えられているといえる。以上の結果を鑑みると、古い測地系で作成された測量点の位置情報の抽出は、幾何補正等は行わず、GISマップデータを用いて、陸上地形の代表的な地点を全体として整合させた方が補正の歪を少なくさせ、位置情報を得られる事が分かった。

ここで、上記の結果を踏まえ、相模湾の現在地形および地質的特徴に基づいてグループ分けを行うと図-3.1となる。それぞれのグループ分けの特徴として; Group Aは、相模湾トラフ底の緩傾斜域を示している。Group Bは相模湾北部から東京湾口部にかけて覆い、沖の山の堆列に準じて分布する海底地形域とした。その中でも、三浦西部沖系をGroup B-1とし、東京湾口部系をGroup B-2と定義した。最後に、伊豆半島東方沖と伊豆大島西方沖に卓越する単性火山群領域に記録される分布域をGroup Cと定義した。それぞれの座標および水深変化記録データをまとめると、表-B.1.1～表-B.1.5に示す抽出結果が得られた。

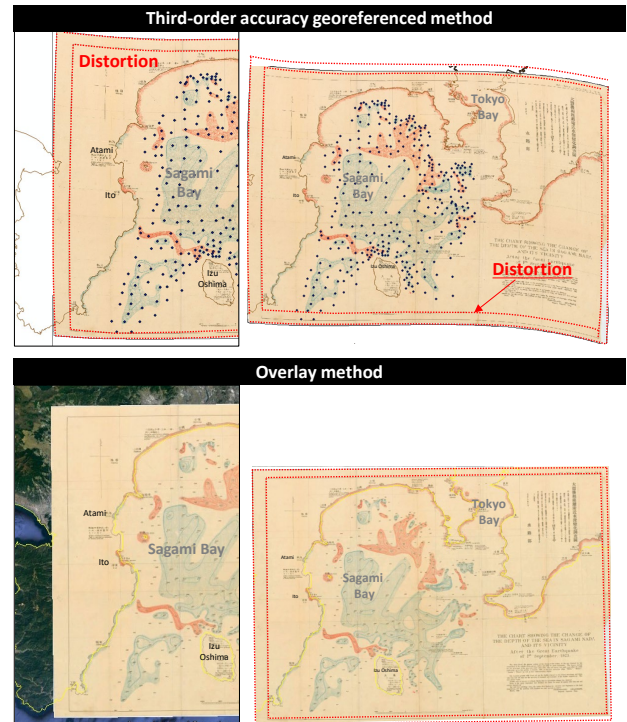


図-B.1.1 上図: QGISによる幾何補正結果. 下図: Google Earthの地図情報から照合させた結果.

表-B.1.1 Group A のデータ化の結果 (その1) .

No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-
1	A	34.860	139.280	1024	1124	42	A	34.702	139.495	565	615
2	A	34.800	139.382	118	138	43	A	34.712	139.514	985	985
3	A	34.800	139.393	103	123	44	A	34.698	139.583	1231	1331
4	A	34.799	139.403	256	306	45	A	34.921	139.197	792	792
5	A	34.811	139.401	104	154	46	A	34.924	139.246	1229	1279
6	A	34.819	139.406	396	496	47	A	34.934	139.273	1262	1352
7	A	34.838	139.338	905	1045	48	A	34.932	139.297	1302	1402
8	A	34.832	139.366	786	896	49	A	34.934	139.341	1466	1576
9	A	34.827	139.386	891	991	50	A	34.894	139.347	1556	1626
10	A	34.809	139.437	949	949	51	A	34.864	139.380	1510	1640
11	A	34.794	139.435	658	778	52	A	34.860	139.408	1514	1694
12	A	34.777	139.434	420	420	53	A	34.875	139.425	1580	1680
13	A	34.752	139.456	245	245	54	A	34.871	139.446	1567	1727
14	A	34.722	139.463	296	296	55	A	34.860	139.484	1585	1695
15	A	34.696	139.471	109	109	56	A	34.837	139.516	1635	1735
16	A	34.686	139.499	580	580	57	A	34.811	139.501	1571	1691
17	A	34.681	139.545	1170	1170	58	A	34.769	139.500	1058	1158
18	A	34.663	139.586	1557	1557	59	A	34.759	139.486	859	929
19	A	34.673	139.649	1810	1810	60	A	34.748	139.512	1272	1272
20	A	34.890	139.195	733	733	61	A	34.730	139.542	1295	1505
21	A	34.895	139.228	1125	1155	62	A	34.736	139.586	2105	2105
22	A	34.890	139.269	1181	1231	63	A	34.732	139.648	2143	2143
23	A	34.893	139.306	1250	1300	64	A	34.755	139.540	1541	1601
24	A	34.863	139.322	1143	1183	65	A	34.775	139.530	1302	1302
25	A	34.868	139.352	1298	1398	66	A	34.778	139.577	1664	1694
26	A	34.842	139.384	1033	1153	67	A	34.790	139.638	1197	1197
27	A	34.837	139.405	914	1014	68	A	34.811	139.550	1689	1809
28	A	34.851	139.437	1331	1471	69	A	34.821	139.603	1362	1402
29	A	34.841	139.461	1459	1509	70	A	34.834	139.639	503	503
30	A	34.828	139.481	1530	1560	71	A	34.835	139.677	204	204
31	A	34.798	139.450	822	942	72	A	34.854	139.668	301	451
32	A	34.807	139.472	1210	1310	73	A	34.865	139.689	365	365
33	A	34.780	139.458	908	988	74	A	34.864	139.641	439	639
34	A	34.776	139.474	896	996	75	A	34.874	139.672	561	661
35	A	34.761	139.468	587	747	76	A	34.885	139.693	479	479
36	A	34.749	139.477	738	798	77	A	34.904	139.726	106	106
37	A	34.729	139.474	526	586	78	A	34.920	139.719	296	236
38	A	34.739	139.483	810	890	79	A	34.912	139.701	309	219
39	A	34.730	139.494	925	995	80	A	34.914	139.687	314	294
40	A	34.714	139.482	563	613	81	A	34.913	139.671	492	452
41	A	34.706	139.481	409	489	82	A	34.907	139.660	375	375

表-B.1.2 Group A のデータ化の結果（その2）。

No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	Group
83	A	34.897	139.662	310	210	A	34.989	139.509	1111	1151	A
84	A	34.887	139.663	698	548	A	34.983	139.461	1344	1344	A
85	A	34.930	139.728	186	186	A	34.981	139.393	1420	1500	A
86	A	34.946	139.703	254	294	A	34.972	139.320	1838	1858	A
87	A	34.938	139.687	167	197	A	34.957	139.257	1272	1342	A
88	A	34.931	139.662	570	610	A	34.938	139.206	1066	1066	A
89	A	34.904	139.638	647	747	A	34.962	139.213	1097	1097	A
90	A	34.900	139.631	724	774	A	34.979	139.207	795	795	A
91	A	34.871	139.604	870	870	A	34.993	139.236	1201	1281	A
92	A	34.851	139.559	1475	1475	A	34.991	139.277	1283	1373	A
93	A	34.961	139.700	129	129	A	35.016	139.323	1420	1480	A
94	A	34.949	139.683	502	572	A	35.026	139.397	1283	1363	A
95	A	34.942	139.660	581	661	A	35.039	139.456	905	935	A
96	A	34.929	139.642	587	697	A	35.067	139.479	545	575	A
97	A	34.951	139.656	631	671	A	35.093	139.462	974	1004	A
98	A	34.957	139.655	581	661	A	35.077	139.406	1193	1193	A
99	A	34.965	139.643	532	562	A	35.053	139.342	1386	1466	A
100	A	34.960	139.640	700	740	A	35.024	139.281	1292	1392	A
101	A	34.945	139.623	700	780	A	35.023	139.242	1352	1392	A
102	A	34.925	139.605	795	855	A	35.013	139.215	552	552	A
103	A	34.901	139.575	879	999	A	35.035	139.223	541	541	A
104	A	34.876	139.528	1335	1395	A	35.076	139.169	381	381	A
105	A	34.904	139.514	1214	1304	A	35.066	139.201	606	606	A
106	A	34.918	139.540	1064	1174	A	35.068	139.221	1033	1033	A
107	A	34.929	139.579	1051	1051	A	35.055	139.250	1276	1366	A
108	A	34.947	139.588	413	413	A	35.059	139.291	1287	1377	A
109	A	34.959	139.604	95	95	A	35.088	139.336	1322	1452	A
110	A	34.971	139.598	87	87	A	35.115	139.298	1249	1339	A
111	A	34.974	139.579	75	75	A	35.093	139.296	1199	1279	A
112	A	34.980	139.639	190	190	A	35.093	139.254	740	880	A
113	A	34.979	139.676	104	104	A	35.089	139.219	694	694	A
114	A	34.976	139.553	179	179	A	35.089	139.202	666	616	A
115	A	34.946	139.551	976	976	A	35.110	139.169	416	416	A
116	A	34.936	139.501	1179	1279	A	35.120	139.198	456	456	A
117	A	34.894	139.436	1534	1594	A	35.111	139.223	832	802	A
118	A	34.901	139.414	1518	1618	A	35.131	139.220	813	693	A
119	A	34.894	139.392	1558	1658	A	35.126	139.250	1132	1132	A
120	A	34.932	139.444	1395	1445	A	35.152	139.212	694	694	A
121	A	34.933	139.394	1446	1466	A	35.171	139.225	1042	1042	A
122	A	34.967	139.518	1125	1205	Notice: Total data number : 162, Depth change number : 110, Pre, Post: Water depth before or after earthquake [m]					
123	A	34.990	139.533	347	387						

表-B.1.3 Group B のデータ化の結果 (その1) .

No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-
1	B1	35.074	139.510	770	670	42	B1	35.216	139.476	459	319
2	B1	35.108	139.496	389	229	43	B1	35.206	139.472	888	708
3	B1	35.102	139.517	855	795	44	B1	35.179	139.448	1053	923
4	B1	35.126	139.520	643	593	45	B1	35.174	139.409	676	676
5	B1	35.140	139.527	680	590	46	B1	35.172	139.372	905	805
6	B1	35.141	139.551	161	161	47	B1	35.171	139.334	1063	1063
7	B1	35.140	139.500	770	770	48	B1	35.187	139.292	1051	1051
8	B1	35.137	139.457	1161	1001	49	B1	35.220	139.266	987	987
9	B1	35.123	139.439	1132	1072	50	B1	35.214	139.297	704	1004
10	B1	35.116	139.411	1238	1058	51	B1	35.207	139.328	920	970
11	B1	35.122	139.367	1068	818	52	B1	35.208	139.369	821	821
12	B1	35.124	139.335	985	835	53	B1	35.211	139.407	863	863
13	B1	35.135	139.295	1307	1267	54	B1	35.194	139.426	827	777
14	B1	35.159	139.261	1198	1198	55	B1	35.204	139.448	860	810
15	B1	35.163	139.291	1024	1024	56	B1	35.218	139.450	404	404
16	B1	35.150	139.330	960	960	57	B1	35.213	139.429	558	618
17	B1	35.136	139.359	731	711	58	B1	35.221	139.430	492	592
18	B1	35.140	139.396	604	574	59	B1	35.230	139.432	509	509
19	B1	35.138	139.411	704	704	60	B1	35.239	139.406	419	419
20	B1	35.155	139.441	1201	1011	61	B1	35.223	139.393	730	660
21	B1	35.167	139.475	1002	952	62	B1	35.231	139.374	741	681
22	B1	35.160	139.501	784	684	63	B1	35.238	139.330	804	854
23	B1	35.158	139.519	473	473	64	B1	35.232	139.289	494	564
24	B1	35.168	139.558	352	352	65	B1	35.257	139.278	97	97
25	B1	35.181	139.555	221	221	66	B1	35.254	139.293	467	367
26	B1	35.173	139.524	266	266	67	B1	35.260	139.297	393	323
27	B1	35.185	139.523	439	399	68	B1	35.272	139.299	123	63
28	B1	35.195	139.524	616	566	69	B1	35.274	139.310	313	313
29	B1	35.195	139.540	395	305	70	B1	35.269	139.318	476	576
30	B1	35.202	139.543	91	91	71	B1	35.260	139.331	635	685
31	B1	35.200	139.518	195	195	72	B1	35.270	139.350	487	517
32	B1	35.213	139.504	484	484	73	B1	35.278	139.342	359	359
33	B1	35.195	139.503	588	588	74	B1	35.278	139.363	373	373
34	B1	35.179	139.499	903	653	75	B1	35.267	139.362	434	574
35	B1	35.189	139.482	548	668	76	B1	35.243	139.364	598	638
36	B1	35.202	139.492	387	537	77	B1	35.273	139.377	349	449
37	B1	35.223	139.494	490	400	78	B1	35.267	139.377	563	503
38	B1	35.231	139.499	159	159	79	B1	35.255	139.389	419	379
39	B1	35.233	139.483	129	129	80	B1	35.281	139.392	287	287
40	B1	35.226	139.480	267	217	81	B1	35.273	139.390	342	402
41	B1	35.222	139.470	305	305	82	B1	35.264	139.389	450	500

表-B.1.4 Group B のデータ化の結果（その2）。

No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-
83	B1	35.265	139.405	874	874	124	B2	35.020	139.521	1309	1269
84	B2	35.000	139.516	1144	1004	125	B2	35.043	139.567	801	751
85	B2	35.001	139.529	797	637	126	B2	35.048	139.540	885	855
86	B2	34.999	139.544	523	423	127	B2	35.049	139.521	880	880
87	B2	35.009	139.558	605	905	128	B2	35.080	139.593	159	159
88	B2	35.005	139.580	577	977	129	B2	35.063	139.566	850	800
89	B2	34.999	139.603	638	798	130	B2	35.072	139.567	704	674
90	B2	35.003	139.652	636	636	131	B2	35.076	139.556	744	704
91	B2	34.999	139.669	365	195	132	B2	35.081	139.569	583	453
92	B2	34.999	139.684	373	343	133	B2	35.086	139.556	711	681
93	B2	35.009	139.694	208	208	134	B2	35.096	139.564	545	525
94	B2	35.014	139.681	616	586	135	B2	35.103	139.558	684	644
95	B2	35.025	139.668	994	894	136	B2	35.109	139.554	682	682
96	B2	35.032	139.683	753	753	137	B2	35.094	139.539	727	727
97	B2	35.037	139.724	691	691	Notice: [B-1] Total data number : 83, Depth change number : 52, [B-2] Total data number : 54, Depth change number : 41, Pre, Post: Water depth before or after earthquake [m]					
98	B2	35.051	139.708	705	855						
99	B2	35.055	139.694	720	800						
100	B2	35.049	139.684	850	900						
101	B2	35.055	139.673	813	913						
102	B2	35.062	139.712	561	591						
103	B2	35.074	139.710	448	518						
104	B2	35.071	139.691	314	404						
105	B2	35.077	139.681	170	220						
106	B2	35.070	139.674	285	405						
107	B2	35.070	139.662	120	210						
108	B2	35.078	139.666	106	126						
109	B2	35.083	139.717	298	298						
110	B2	35.087	139.690	104	104						
111	B2	35.083	139.656	104	104						
112	B2	35.046	139.661	863	763						
113	B2	35.057	139.650	459	389						
114	B2	35.070	139.640	192	192						
115	B2	35.043	139.639	676	676						
116	B2	35.033	139.628	795	865						
117	B2	35.030	139.610	711	741						
118	B2	35.047	139.613	422	452						
119	B2	35.055	139.620	259	359						
120	B2	35.058	139.600	460	420						
121	B2	35.045	139.592	484	444						
122	B2	35.021	139.567	1411	1181						
123	B2	35.030	139.540	1219	1149						

表-B.1.5 Group C のデータ化の結果.

No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-	No	Group	Lat.	Lon.	Pre-	Post-
1	C	34.604	139.082	365	365	42	C	34.847	139.149	724	724
2	C	34.630	139.067	418	418	43	C	34.822	139.189	786	786
3	C	34.675	139.094	398	398	44	C	34.822	139.221	887	887
4	C	34.706	139.100	430	430	45	C	34.824	139.255	795	795
5	C	34.728	139.107	475	475	46	C	34.842	139.209	938	968
6	C	34.755	139.119	616	616	47	C	34.842	139.234	857	957
7	C	34.799	139.141	758	758	48	C	34.839	139.269	426	326
8	C	34.604	139.128	415	415	49	C	34.862	139.158	541	481
9	C	34.631	139.107	400	430	50	C	34.875	139.156	391	341
10	C	34.631	139.153	497	497	51	C	34.854	139.182	997	897
11	C	34.651	139.119	404	444	52	C	34.862	139.250	1097	997
12	C	34.666	139.161	494	514	53	C	34.817	139.326	663	563
13	C	34.648	139.201	503	503	54	C	34.815	139.342	284	384
14	C	34.678	139.127	430	460	55	C	34.810	139.354	250	300
15	C	34.683	139.207	534	564	56	C	34.805	139.367	113	113
16	C	34.687	139.239	471	471	57	C	34.806	139.381	268	298
17	C	34.701	139.129	470	500	58	C	34.824	139.347	654	604
18	C	34.701	139.172	521	551	59	C	34.817	139.364	592	492
19	C	34.713	139.284	170	170	60	C	34.813	139.385	433	353
20	C	34.725	139.140	428	548	Notice: Total data number : 60, Depth change number : 35, Pre, Post: Water depth before or after earthquake [m]					
21	C	34.720	139.217	510	570						
22	C	34.721	139.239	444	444						
23	C	34.733	139.179	547	547						
24	C	34.747	139.148	532	582						
25	C	34.737	139.269	250	250						
26	C	34.754	139.226	572	572						
27	C	34.750	139.251	354	384						
28	C	34.758	139.291	426	426						
29	C	34.768	139.189	466	576						
30	C	34.766	139.267	300	400						
31	C	34.777	139.153	512	612						
32	C	34.789	139.234	620	660						
33	C	34.786	139.264	504	604						
34	C	34.777	139.287	559	659						
35	C	34.778	139.310	581	581						
36	C	34.787	139.330	221	221						
37	C	34.794	139.334	318	218						
38	C	34.802	139.326	446	396						
39	C	34.801	139.341	237	187						
40	C	34.808	139.281	777	737						
41	C	34.808	139.306	466	466						

B.2 平面直交座標系への面的なデータ補間と地盤動態分析結果の補足

図-B.2.1は、平面直交座標系に変換した水深変化記録の抽出情報（赤印）と相模湾・東京湾口海域の格子座標点（青印）を照合した図である．ここでは、海域内に設定した270 mメッシュデータとして空間分割した格子座標（青印）に対して、抽出された測量点の水深データを逆距離加重法により補間し、離散的な水深データを一様平面として整理した．

次に、等間隔に分割された格子点の水深 μ [m]に対して、それぞれの抽出データが持つ水深値 u_i [m]を補間する．図-B.2.2に示す様に、空間補間は逆距離加重法（[B.1]式）によって格子点データと抽出データについて重み付け補間した．

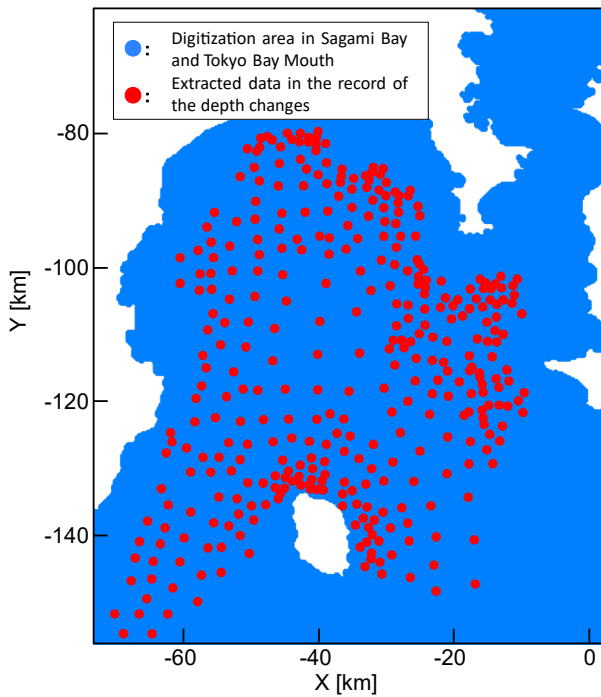


図-B.2.1 平面直交座標系に変換した水深変化記録の抽出情報（赤印）と相模湾・東京湾口海域の格子座標点（青印）の照合図．

$$\mu = \frac{\sum_{i=1}^j u_i \frac{1}{r_i}}{\sum_{i=1}^j \frac{1}{r_i}} \quad (\text{B.1})$$

ここで、 μ ：格子点データに補間される水深値[m]， r ：格子点および測量点との距離[m]， u ：水深[m]， i, j ：格子点に隣接する抽出数[num.]である．

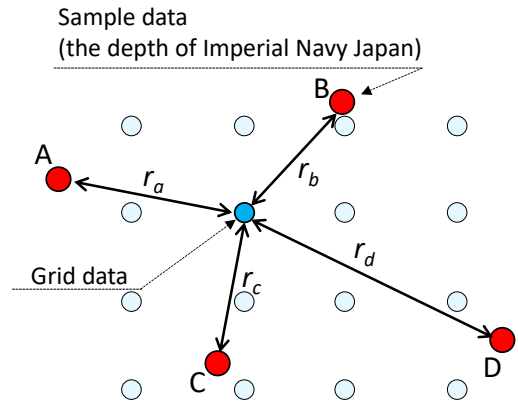


図-B.2.2 逆距離加重法による重み付け補間．

図-B.2.3に結果を示す．本図は逆距離加重法により空間補間した水深変化記録図の可視化結果である．図-B.2.3上図は平面2元の可視化、右図は3次元の可視化結果である．水路部（1924）の水深変化記録と同様に、図中水深が深化した箇所は青色で、逆に浅化した箇所は赤色で示した．

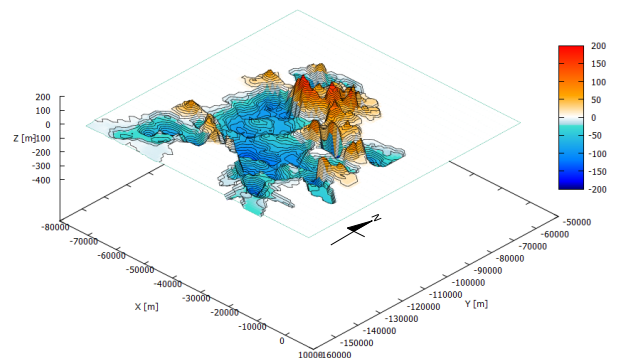
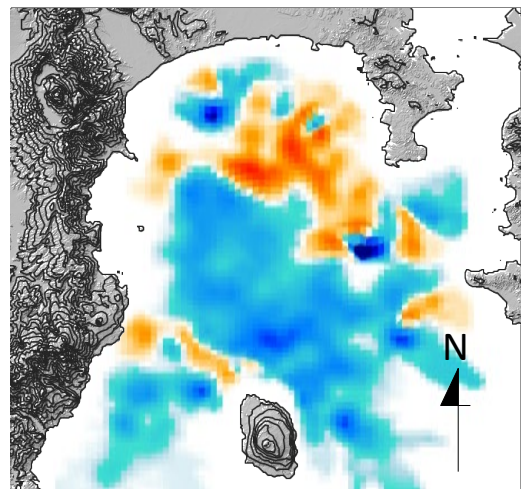


図-B.2.3 逆距離加重法により空間補間した海底地形変化量図（上図：平面2次元，下図：3次元）．

付録C 真鶴海丘斜面域で発生した海底地すべりの流動方向に関する感度分析

C.1 流動方向のパラメトリックスタディ

真鶴海丘南部斜面の崩落の主方向について、熱海 (No. 12) や真鶴 (No. 13) の引き波初動および代表される各沿岸地点 (ここでは、由比ヶ浜, No. 18および布良, No. 47) の記録と比較し、記録と整合する条件について定量的な感度分析を実施する。表-C.1.1は流動方向角度であり、真鶴海丘斜面の南北方向線を軸として反時計回りからの角度を示す。また、図-C.1.1は、本検討における海底地すべり流動方向を変化させた際の初期波源の可視化結果である。なお、本検討は、本論で示されるCase 5の計算条件に基づいて評価する。Case 5に関する計算条件を抜粋し、以下に再掲する (表-C.1.2)。

C.2 結果および考察

図-C.1.2に結果を示す。由比ヶ浜 (No. 18)、布良 (No. 47)、熱海 (No. 12) および真鶴 (No. 13) の計算結果を

示している (解析地点の詳細は、図-2.1を参照)。横軸は時間 [min]、縦軸は水面変動量 [m] を示している。グラフ中、黒実線は地震断層モデル (FLT) のみの計算結果であり、その他の分布は海底地すべりを考慮した結果 (FLT+SL) を示している。なお、全ての時刻歴波形は、各沿岸地点の解析領域における50%ile (中央値) の結果を示している。

結果から、流動方向による影響は、由比ヶ浜 (No. 18) および布良 (No. 47) にはほとんど影響がないが、熱海 (No. 12) および真鶴 (No. 13) においては津波の初動への影響が生じることが確認できた。熱海 (No. 12) および真鶴 (No. 13) の時刻歴挙動を各流動方向別で詳しく見ると、引き波初動を説明できる流動方向は、南北方向を軸として反時計回りに30~90°であることがわかった。ここで、地形的な流動方向は、南北方向線を軸として反時計回りに0~80°程度まで流下することが考えられる (図-4.1b)。以上を踏まえると、真鶴海丘南部斜面域の主要な海底地すべり成分は30~80°までを主方向として有した流動現象であったと考えられる。

表-C.1.1 海底地すべり流動方向のケース詳細。

Case	Direction [°]	Case	Direction [°]
1	0	6	50
2	10	7	60
3	20	8	70
4	30	9	80
5	40	10	90

表-C.1.2 海底地すべりパラメータの詳細 (Case 5 について再掲)。

	Case 5	Notice
Length [m]	3000.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Width [m]	5000.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Thickness [m]	140.0	Referenced from 図-1.2
Slope angle [°]	8.45	Calculated from 図-4.1 (c)
Water depth [m]	740.0	Referenced from 図-1.2
Flow distance [m]	3300.0	Estimated from 図-4.1 (b)
Shape parameter	1.8	Refer to Watts et al. (2005)
Hydrodynamic drag coefficient	0.0	Refer to Watts et al. (2005)
Hydrodynamic added mass coefficient	1.0	Refer to Watts et al. (2005)
Specific gravity of submarine landslides	1.85	Refer to Sassa et al. (2001)
Landslide type	Slump	Refer to Watts et al. (2005)
Velocity [m/s]	31.48	Consistent with the terminal velocity of a high-density liquefied gravity flow shown in 図-4.2

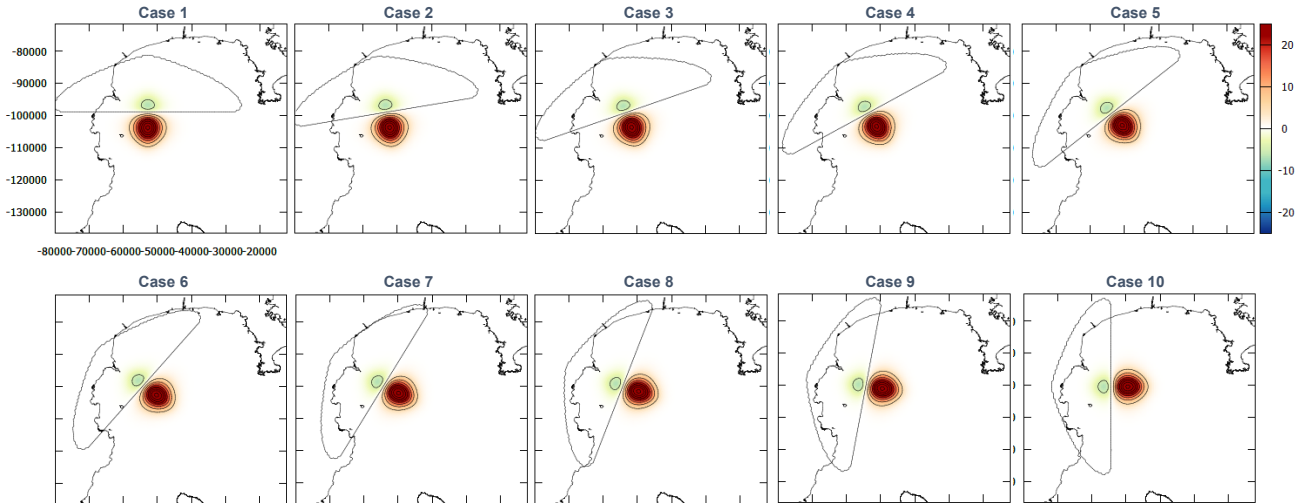


図-C. 1.1 流動方向の感度分析に関する各条件の海底地すべりの初期波源 ($t = 0.0$ s) の可視化結果.

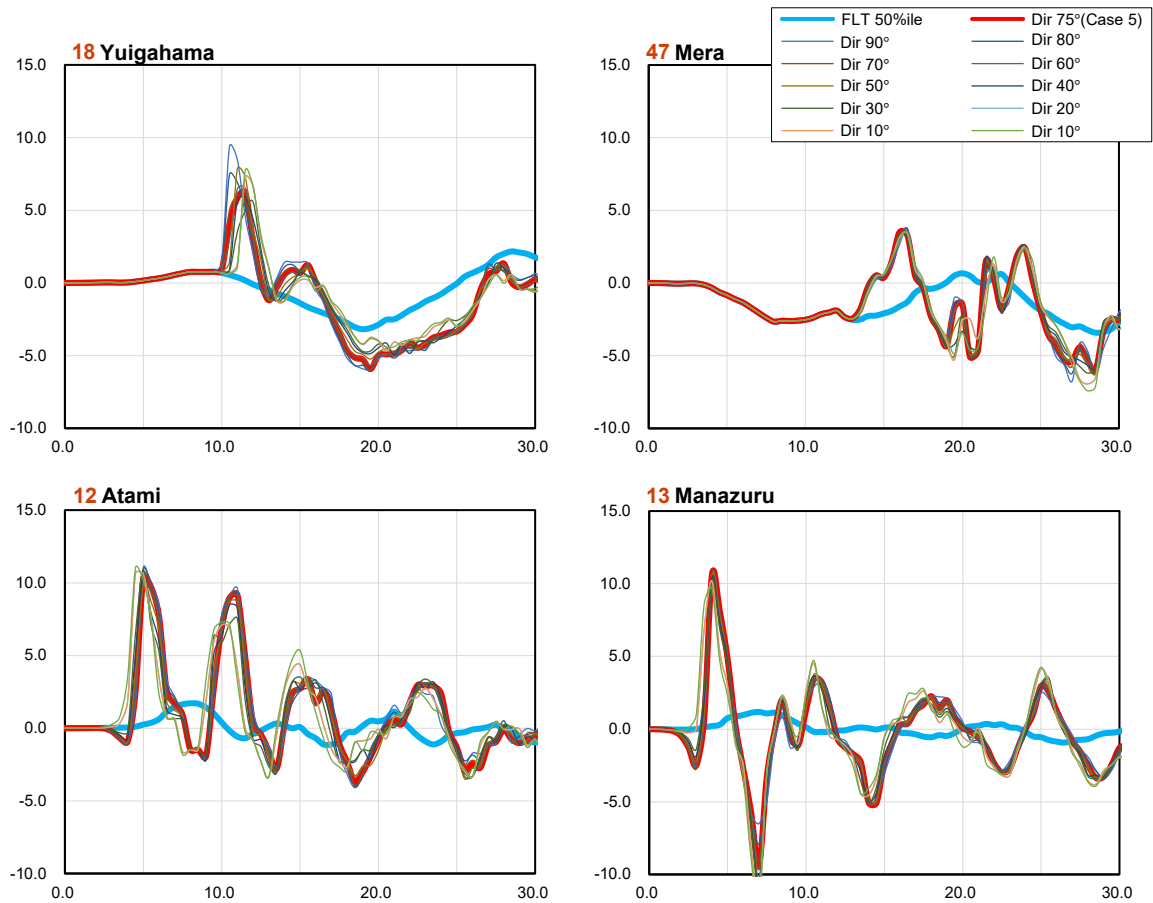


図-C. 1.2 流動方向による各沿岸地点の時刻歴波形の変化の比較結果（由比ヶ浜, No. 18；布良, No. 47；熱海, No. 12；真鶴, No. 13）（青実線：地震断層モデル（FLT），その他：海底地すべりを考慮した結果（FLT+SL））。なお、全ての時刻歴波形は、各沿岸地点の解析領域における 50%ile（中央値）の結果を示している。