

海溝型地震履歴解明の研究

Study of subduction zone paleoearthquakes

宍倉正展^{1*}・藤原 治¹・澤井祐紀¹・行谷佑一¹・谷川晃一朗¹

Masanobu Shishikura^{1*}, Osamu Fujiwara¹, Yuki Sawai¹, Yuichi Namegaya¹
and Koichiro Tanigawa¹

Abstract: Importance of studying past earthquakes and tsunamis has been recognized since the 2011 Off-Tohoku Earthquake, because only paleoseismology can reveal recurrence of giant events. We study history and source of such subduction zone paleoearthquake in Japan Islands. Along the eastern coast of Shimokita Peninsula facing the Japan Trench, we conducted trenching and coring surveys at two sites of Odanosawa and Orikasa. Along the Sagami Trough, two historical earthquakes of the 1703 Genroku and the 1923 Taisho are well-known as the repeated Kanto earthquake. We re-evaluated the source fault model by using coseismic vertical movement and inundation area and height of tsunami. Along the coast of Nankai Trough, we conducted tsunami deposit survey in three sites of Numazu, Iwata and Hamamatsu to reveal history and rupture extent of past interplate earthquakes. In the Ishigaki Island facing the Ryukyu Trench, we surveyed for tsunami deposit at three sites and obtained 10 radiocarbon samples from geo-sliced cores and pit wall.

Keywords: subduction zone earthquake, tsunami deposit, Japan trench, Sagami trough, Nankai trough, Ryukyu trench

キーワード: 海溝型地震, 津波堆積物, 日本海溝, 相模トラフ, 南海トラフ, 琉球海溝

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震の発生以来, 過去の地震・津波に関する調査, 研究が注目を集めるようになった。2011年の地震のように海溝沿いのプレート境界で起こる超巨大地震は, 再来間隔が数百年以上と長く, そのような長い間隔の地震の履歴は歴史記録に残りにくいため, 地形, 地質に残された痕跡から解明する必要がある。また歴史上の地震・津波であっても具体的な震源・波源の断層は不明な点が多く, 地形, 地質の情報に基づいた検討が求められる。

本稿では日本海溝, 相模トラフ, 南海トラフ, 琉球海溝に面する沿岸でそれぞれ実施した古地震調査について報告する。日本海溝沿いでは青森県下北半島東岸において津波堆積物調査, 相模トラフ沿いでは1703年元禄と1923年大正の2つの関東地震について, 地殻上下変動と津波の浸水域と高さに基づいて断層モデルの再検討, 南海トラフ沿いでは静岡県沼津市, 磐田市, 浜松市において津波堆積物調査, 琉球海溝沿い

では石垣島において津波堆積物調査をそれぞれ行った(第1図)。

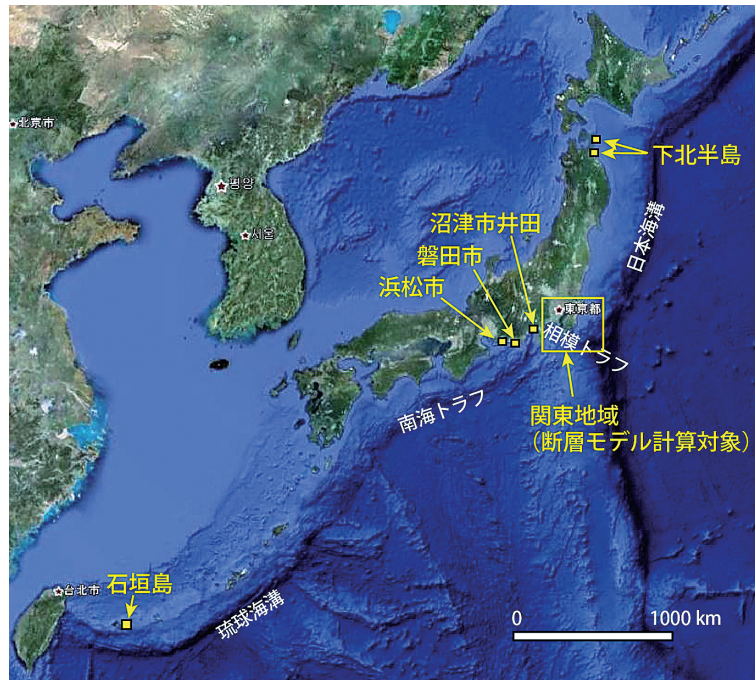
2. 【日本海溝】青森県太平洋沿岸における古津波堆積物調査

2.1 目的と背景

2011年東北地方太平洋沖地震の震源域は岩手県沖から茨城県沖にかけて約400km以上に及んだが, この地震により破壊領域の北側(三陸沖北部)と南側(房総沖)では地殻応力のバランスが変わり, 次の巨大地震の発生が懸念されている。このことから, 青森県太平洋沿岸や房総半島周辺において過去に起こった地震・津波の規模と履歴の解明が求められている。特に青森県太平洋沿岸については, 千島海溝と日本海溝との境界付近に面しており, これらの海溝沿いで知られている過去の巨大地震の破壊領域の評価においても重要な地域である。こうした背景から, 青森県東通村および三沢市において古津波堆積物調査を行った。

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Jpn, Active Fault and Earthquake Research Center)



第 1 図 調査地域. Google Earth を使用.
Fig.1 Survey areas.

2.2 調査内容と結果

・東通村小田野沢 (第 2 図)

現海岸線より約 700m 内陸の地点から東西方向に約 400m の測線を設定し、ハンドコアラーを用いて標高約 4～6m の 12 地点で掘削を行った。そのうち 3 地点ではハンディジオスライサーで掘削を行い、分析用試料を採取した。

その結果、調査地点の地質は深さ約 3m まで、泥層および泥炭層から構成されることが明らかになった。泥～泥炭層中には層厚 2cm 以上の砂層が 3 層見つかり、下位の 2 層は内陸に連続的に分布していた (第 3 図)。これらの砂層は中粒～粗粒砂からなり、石英を多く含む。また、下位の 2 層は直下の泥炭層に明瞭な地層境界をもって接し、上方細粒化がみられた (第 4 図)。最も東側の地点の試料の年代測定を行ったところ、最上位の砂層は 17 世紀以降に、2 層目の砂層は約 5000 年前に堆積したことが明らかになった (第 5 図)。砂層およびその上下層準の珪藻分析からは、最上位の砂層には汽水生珪藻が含まれていることが示された。2 層目、3 層目の砂層中には海生～汽水生珪藻はほとんど含まれていなかったが、海面骨針が見られた。これらの結果は、砂層が海浜から運ばれたことを示唆している。

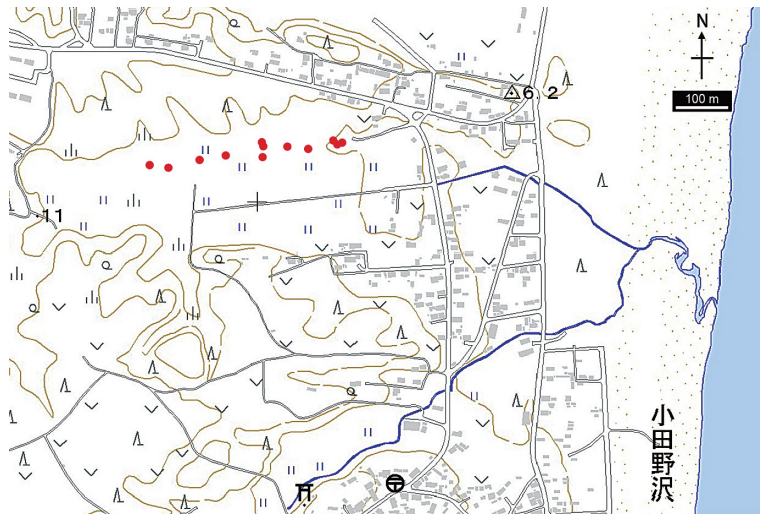
・三沢市織笠 (第 6 図)

現海岸線より約 800m 内陸の地点から東西方向に

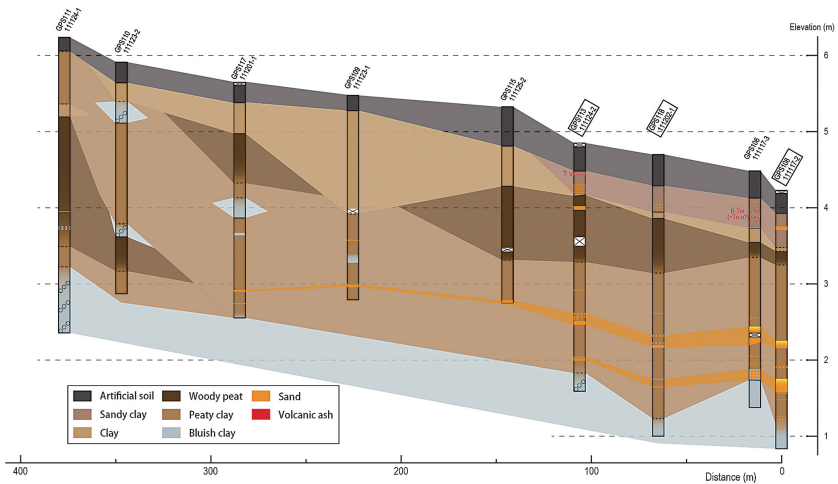
約 1100m の測線を設定し、ハンドコアラーを用いて標高約 7～10m の 29 地点で掘削を行った。そのうち 4 地点でピット掘削 (第 7 図) を行い、分析用試料を採取した。

その結果、調査地点の地質は深さ約 3m まで、シルト～粘土層および火山灰層から構成されることが明らかになった。シルト～粘土層中には砂層が 2 層見つかり、下位の砂層は約 1km にわたって連続的に分布していたが、上位の砂層は 5 地点でしか確認できなかった (第 8 図)。これらの砂層は中粒～粗粒砂からなる。上位の砂層はパッチ状に分布し、下位の砂層は上下とも地層境界が不明瞭であった。最も東側のピットで採取した試料で年代測定を行ったが、1 層目の砂層直下の種子は現世 (modern) の結果を示し、2 層目の砂層の上下層からは年代測定に適切な試料が得られなかったため年代が得られていない。採取した 2 層目の火山灰層はそれぞれ白頭山苦小牧火山灰 (B-Tm) と、十和田中せり火山灰 (To-Cu) および十和田八戸火山灰 (To-H) の混在と同定された (第 9 図)。砂層との位置関係から上位の砂層は 10 世紀以降、下位の砂層は約 6000～900 年前に堆積したと考えられる。

今後は、両地点で年代測定と珪藻分析を引き続き行い、さらに調査地点を増やして研究を行う予定である。



第2図 東通村小田野沢の調査地点。
Fig.2 Locations of core sites in Odanosawa, Higashidori Village.

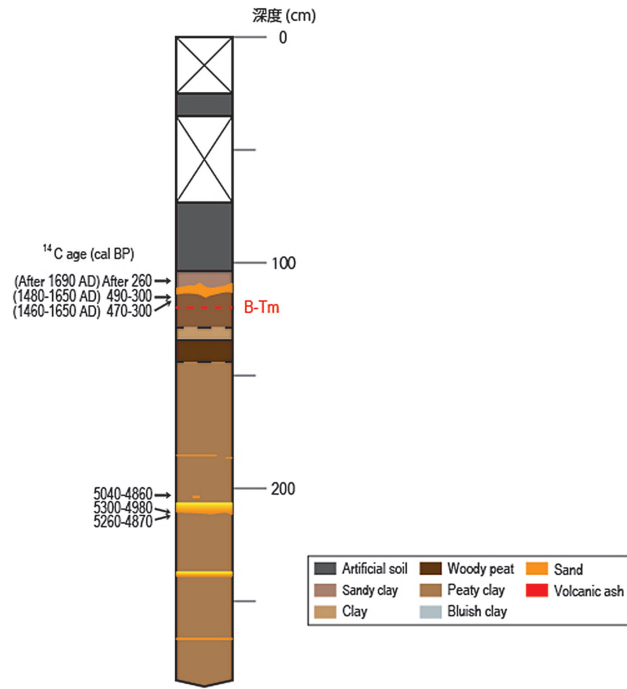


第3図 小田野沢の地質断面図。
Distance は最も海側の地点から内陸への距離を示す。
コア名を四角で囲った3地点においてハンディジオスライサーによる掘削を行った。

Fig.3 Cross section of the transect in Odanosawa.
Distance was measured from the easternmost core site.
Geoslices were obtained in three sites which core names are framed in by square.

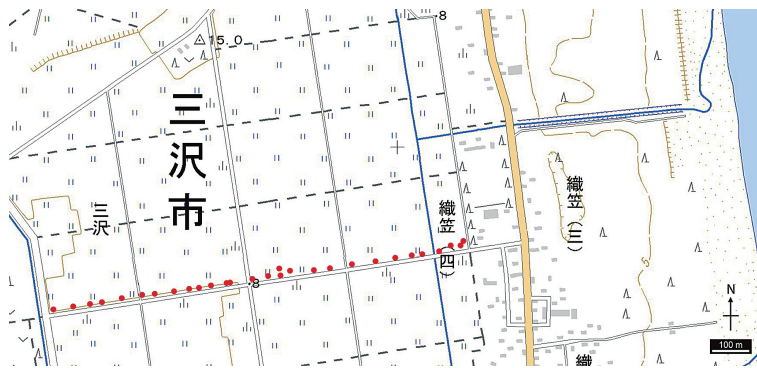


第4図 小田野沢で採取された泥炭層中に狭在する砂層。
Fig.4 Sand sheet intercalated with peat in Odanosawa.



第 5 図 小田野沢で採取された試料の柱状図.

Fig.5 Columnar section of the core in Odanosawa.



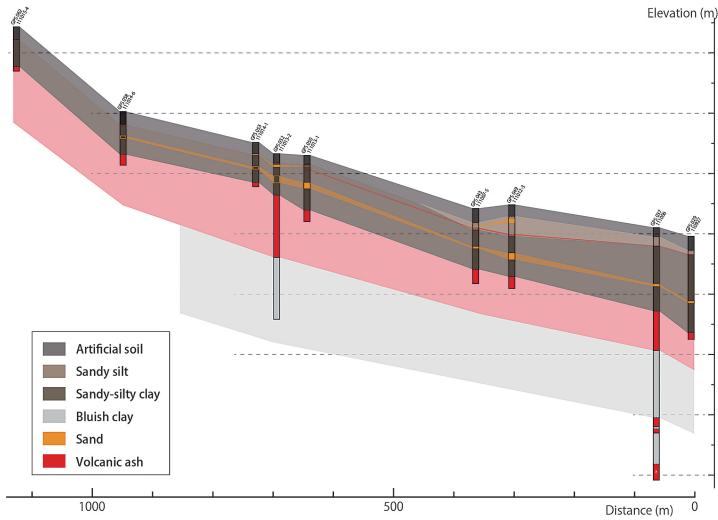
第 6 図 三沢市織笠の調査地点 (赤丸).

Fig.6 Locations of core sites in Oriksa, Misawa City.

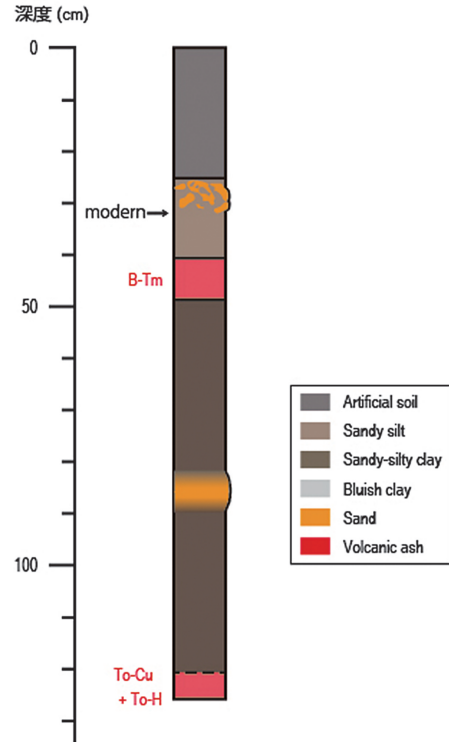


第 7 図 織笠で掘削したピット.

Fig.7 Pit in Oriksa.



第 8 図 織笠の地質断面図。
Distance は最も海側の地点から内陸への距離を示す。
Fig.8 Cross section of the transect in Orikasa.



第 9 図 織笠で採取された試料の柱状図。
Fig.9 Columnar section of the core in Orikasa.

3. 【相模トラフ】1703 年元禄関東地震の 断層モデル構築

3.1 目的と背景

元禄関東地震は元禄十六年十一月二十三日（西暦 1703 年 12 月 31 日）に南関東で発生した地震（以下、元禄地震）である。この地震による房総半島南部の地殻上下変動や津波の規模は、同じく南関東一帯に大きな被害をもたらした大正関東地震（以下、関東地震）に比べて大きかった（松田ほか，1974；羽鳥，1976 など）。一方，三浦半島だけに着目すると，地殻上下変動量や津波の高さは両地震とも似ている（宍倉，2003；羽鳥，1976 など）。これらの違いから，元禄地震の際には大正地震で活動した相模湾周辺の震源断層に加え，房総半島南端で大きな断層すべりがあったと考えられてきた。

元禄地震についてこれまで提案された断層モデルは，おおよそ次の 2 つのモデルに分けることができる。すなわち，笠原ほか（1973）に代表されるような震源域が相模湾から房総半島南部に及ぶモデルと，Matsuda et al.（1978）に代表されるようなさらに房総半島の南東沖合にまで震源域が延びるモデルであ

る。震源域が房総半島南東沖合にまで及ぶか否かは決着がついていない問題であった。

この問題に決着をつけるため，本研究ではまず沿岸部の地殻上下変動量を用いて元禄地震の陸域周辺のすべり量分布を推定した。そして，千葉県九十九里浜の元禄津波による浸水域に着目し，津波の計算浸水域と比較することで，元禄地震の震源域が房総半島南東沖合にまで達したか否かについて検討を行った。

3.2 解析内容と結果

元禄地震の断層モデルを構築するために，沈み込むフィリピン海プレートの上面の形状を既存研究（Sato et al., 2005; 武田ほか，2007; Tsumura et al., 2009）を基に統合した（第 10 図）。このプレート上面を 34 枚の小断層に区分した。基本的には 15km × 15km の小断層を設置したが，房総半島南方沖合ではプレート形状が屈曲しているので，5km × 5km の準小断層を配置して（たとえば小断層 7D は 6 枚の準小断層から構成される）できるだけ隙間が生じないようにした。小断層の傾斜角や上端深さは第 10 図のフィリピン海プレートの上端深さから読み取り，すべり角については Sagiya（2004）による房総半島のすべり欠損の方

向を参考に設定した。

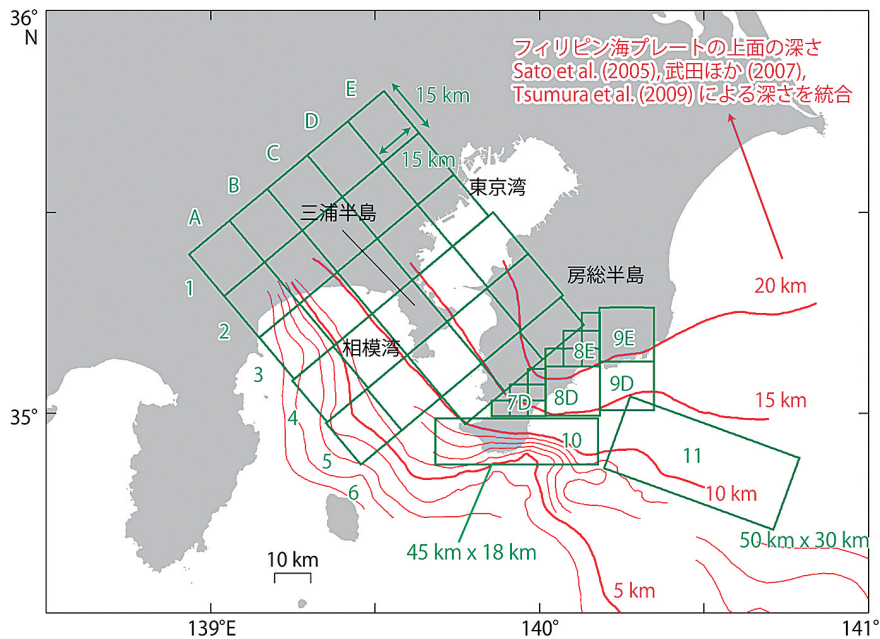
つぎに、測定された地殻上下変動量を入力データとして、各小断層のすべり量（食い違い量）をインバージョン手法により推定した。入力となる地殻上下変動量データは、穴倉（2000）や穴倉・越後（2001）の 46 地点のデータを用いた。

この結果、まず相模湾周辺に着目すると、大磯付近から三浦半島にかけて 8m を超えるすべり量が推定された（第 11 図）。一方で、房総半島に着目すると、南端部において 10m 程度のすべり量が推定された。すなわち、元禄地震では大きな破壊が房総半島南端まで及んだことが言える。なお、剛性率を $5 \times 10^{10} \text{Nm}$ とするとモーメントマグニチュード (Mw) は 8.1 と計算される。

ところで、千葉県九十九里浜には元禄津波による死者を弔う供養碑が点在してる（古山, 1996）。この供養碑の中には津波の波先を示しているものがあり、それによれば当時の海岸線から約 1.5km 以上内陸まで浸水したことがわかる（第 12 図）。

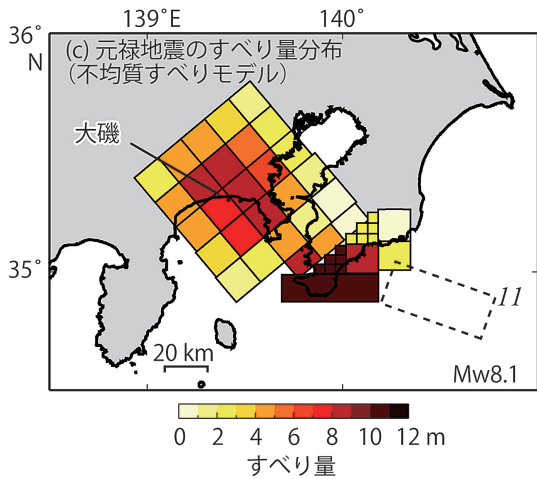
本研究で推定した元禄地震のすべり量分布で、供養碑から推定された津波浸水域を再現できるのか確認するために、元禄時の地形上で津波の浸水計算を行った。

この結果、第 13 図 (a) のように、地殻上下変動量から推定された元禄地震のすべり量分布により計算された津波の浸水域は津波供養碑の位置（赤丸印）まで浸水しないことがわかった。すなわち、元禄地震の断層モデルとしては地殻上下変動量から推定されたすべり量分布では不十分であることが示唆される。そこで、Matsuda et al. (1978) と同様に、第 10 図の小断層 11 にも破壊が及んだと考え、すべり量 10m を与えて津波の浸水計算を行った。この場合、地殻上下変動量のみから得られたモデルに比べより奥まで浸水し、津波供養碑などから推定された浸水域をおおむね再現することがわかった（第 13 図 b）。この結果は元禄地震の破壊域が房総半島南方沖にも及んだことを意味する。ただし、沖合の小断層 11 の形状などには任意性があり、断層の長さや幅あるいはすべり量については今のところ決定的な根拠はない。したがって、本研究の解析結果は、「元禄地震による地殻上下変動量は、房総半島南東沖合にまで達した」ことを示すとどまる。詳しくは、行谷ほか（2011）をご覧ください。なお小断層 11 の形状については、今後他の地点における津波高さのデータなどから検討したいと考えている。

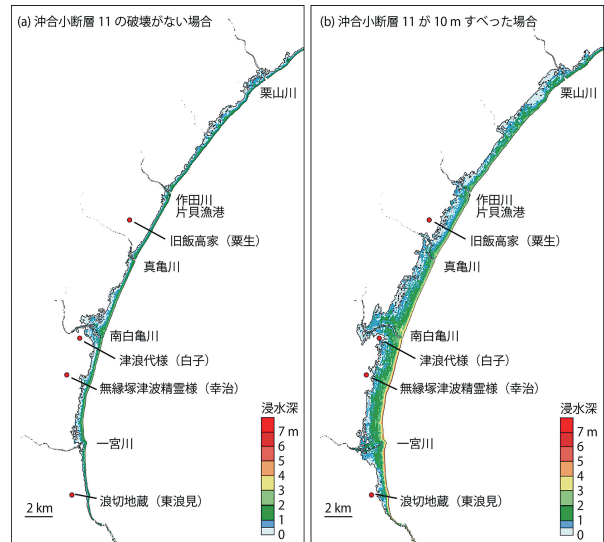


第 10 図 統合したフィリピン海プレートの上面の深さと設置した断層面。

Fig. 10 Compiled geometry of the upper plate of the Philippine Sea plate (red contours) and locations of the sub faults (green rectangular).



第 11 図 推定された元禄地震の断層すべり量分布。
Fig.11 Slip amounts on the subfaults estimated from inversion analyses of the vertical movements for 1703 Genroku earthquake.



第 13 図 (a) 沖合断層 11 の破壊がない場合の九十九里浜における計算浸水範囲。
(b) 沖合断層 11 が 10 m すべった場合の計算浸水範囲。
Fig.13 Calculated tsunami inundation along the Kujukuri coast from the estimated slip amounts of the 1703 earthquake (a) without and (b) with additional subfault located southeastern offshore of the Boso peninsula.



第 12 図 九十九里浜に点在する元禄津波の供養碑の位置。
Fig.12 Locations of tsunami memorial monuments (green circles) and locations where the 1703 tsunami arrived (red circles) along the Kujukuri coast.

4. 【南海トラフ】

4.1 西伊豆地域における古津波痕跡調査

4.1.1 目的と背景

南海トラフから駿河トラフにかけての海溝型巨大地震は概ね 100 年～150 年間隔で繰り返すとされているが、実際には多様な繰り返しパターンが見られる。例えば、東海地震（駿河トラフ）・東南海地震（紀伊半島中部から愛知県東部）・南海地震（高知から紀伊半島西部）はしばしば連動して発生し、巨大化することが知られている。1707 年宝永地震はそのような破壊領域が連動した例で、地震動や津波が大きかった。一方で、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震の際にはそれぞれの領域が単独で破壊したが、東海地震の領域は破壊しなかった。こうした多様性を歴史・先史時代を通して明らかにするため、活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームでは、駿河湾周辺の地殻変動履歴を解明しようとしてきた（藤原ほか 2007a など）。

海溝型地震履歴研究チームでは、過去の地殻変動と対応するような巨大津波のイベントを把握するため、昨年度から西伊豆地域の低地帯で地質調査に着手した。本年度も同様の地域で調査を行い、詳細なイベント堆積物の分布を調べた。



第 14 図 沼津市井田地区における調査地点。
Fig.14 Locations of cores and geoslices in Ita, Numadzu.

4.1.2 調査内容と結果

沼津市井田地区において、ハンディジオスライサーを用いて合計 7 地点で柱状堆積物試料の採取を行った（第 14 図）。この掘削調査結果と、昨年度までの調査結果をあわせ、井田地区における堆積物の分布を以下のように推定した。深さ 25-30cm 程度までは耕作土が分布する。この耕作土の下には、厚さ 30cm 程度の砂礫層（以下、上部砂礫層）が存在するが、これが盛り土によるものかどうか、現場では判別できない。耕作土と上部砂礫層の下位には有機質の泥層が深さ 200-250cm 程度まで分布する。この有機質泥層には、小礫サイズの軽石が多く見られる層準が存在する。さらに、この有機質泥層には、深さ 100cm 程度の層準に明瞭な砂層が見られる（第 15 図）。この砂層には、顕著な上方細粒化や、多重級化構造が認められる場合がある。この砂層の起源を知るため、珪藻化石と有孔虫化石の分析を行ったが、両分類群とも砂層からは全く検出されなかった。

今後は、深さ 100cm 程度に分布する砂層の起源を特定するための分析を継続するとともに、砂層の年代に関する資料を収集していく。

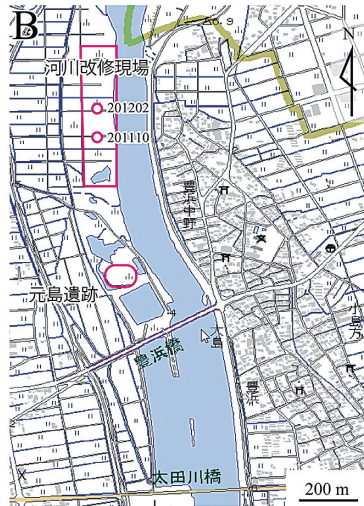
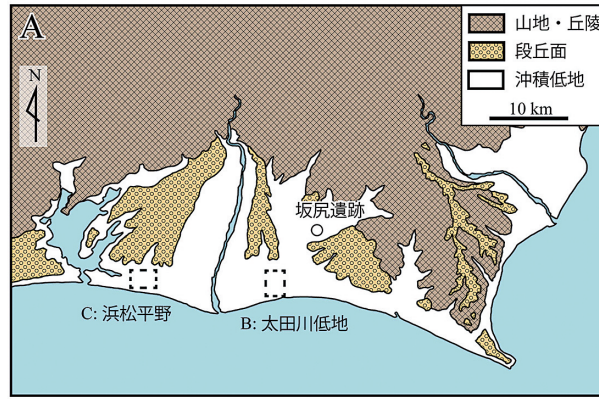
4.2 遠州灘沿岸における古津波堆積物の調査

4.2.1 目的と背景

歴史的に東海～南海でそれぞれくり返し地震が発生している南海トラフ沿いだが、古い時代については東海か南海の片方しか記録が残っていないこともある。古い時代の津波については遡上距離などが分かっ



第 15 図 地点 111213-3 で採取された試料の写真。
Fig.15 Photograph of geoslice at location 111213-3.



第 16 図 遠州灘沿岸の地形 (A) と主な調査地点 (B, C).
 Fig.16 Maps showing the geomorphological classification around the Enshu-nada coast (A) and study sites (B and C).

ていないことも多い。また、1707 年宝永地震のように東海側と南海側が同時に破壊する連動型地震であったが、その際には遠州灘沿岸で通常の東海地震とは異なる隆起現象の発生も指摘されている（藤原ほか，2007b など）。活断層・地震研究センターでは、東海地震の再来間隔のより正確な推定，連動性の評価，浸水範囲の推定，断層モデルの再検討を目的として，遠州灘沿岸で歴史記録と地学的手法を総合した古地震・津波のデータの蓄積と解析を進めてきた（藤原ほか，2007b，2010 など）。

その一環として平成 23 年度は，太田川低地（静岡県磐田市）の元島遺跡周辺と，浜松平野西部で津波堆積物の調査を行った（第 16 図）。元島遺跡は弥生時代から 16 世紀頃にかけての複合遺跡で，1990 年代から静岡県埋蔵文化財センターによって発掘調査が行われてきた。この遺跡では 1498 年明応地震によると考えられる液状化痕や，この地震と時を同じくして湊の衰退が生じたことなどが知られている。また，遺跡の約 500m 上流では太田川の洪水対策のために河道の拡幅工事が行われている。これらの遺跡発掘現場と

工事現場を対象に、静岡県や工事関係者などの協力の下に法面の観察などを行った。浜松平野西部では現在の海岸から約 2km 内陸にある堤間湿地（池の跡）において掘削調査を行った。

4.2.2 調査内容と結果

【太田川低地】

元島遺跡では、平成 22 年度と 23 年度に発掘された発掘ピットがあり、東西約 120m、南北（海—陸方向）約 70m にわたって高さ 2 m から 4 m 程度の法面が観察できた。弥生時代後期から古墳時代前期の遺構を覆ってシルト層からなる湿地堆積物が堆積しているが、そのシルト層中に強い流水の突入を示す砂層が何層か認められた。

その一つは層厚が 20～30cm 前後あり、発掘ピットの法面全周にわたって水平に広がっている（第 17 図 A）。この砂層は内部に級化する砂層が何枚も重なる構造を持っており、流れが何度も起こったことを記録している（第 17 図 B）。堆積年代は 14C 年代測定によって 11 世紀後半と推定される。この砂層は上流にある河川改修現場で見られる砂層③に対応するが、そこでは非常に細粒である（第 18 図）。こうした特徴は洪水ではなく、遡上した津波で形成されたことを示している。この砂層は年代考証から、南海トラフ東部で 1096 年に発生した永長地震による津波堆積物である可能性が高い。この地震では信頼できる史料によって、かつての駿河国と伊勢国が津波の被害を受けたことは知られていたが（矢田，2009）太田低地が位置する遠江国からの情報は初めてである。

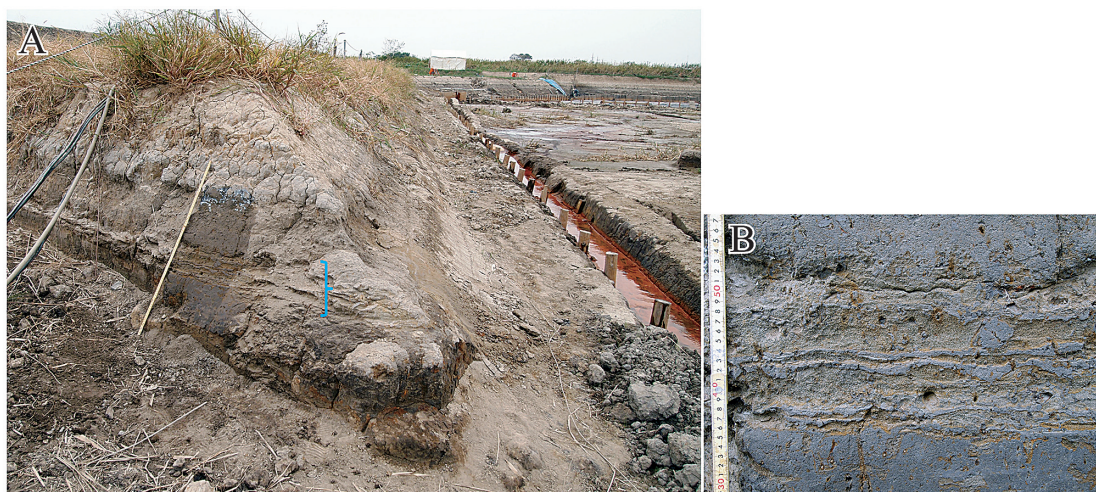
河川改修の工事現場では高さ 5m 程度の法面が東西

約 50m、南北（海—陸方向）約 500m にわたって連続的に観察できた（第 19 図）。ここで見られる地層は泥炭やシルト層を主体とするが、流水の突入を示す砂層が少なくとも 5 枚認められた（第 18 図の砂層①～⑤）。これらの砂層の大半は、陸側へ細粒化していたり、陸側へ向かう古流向を示す堆積構造が認められ、津波堆積物である可能性が高い。

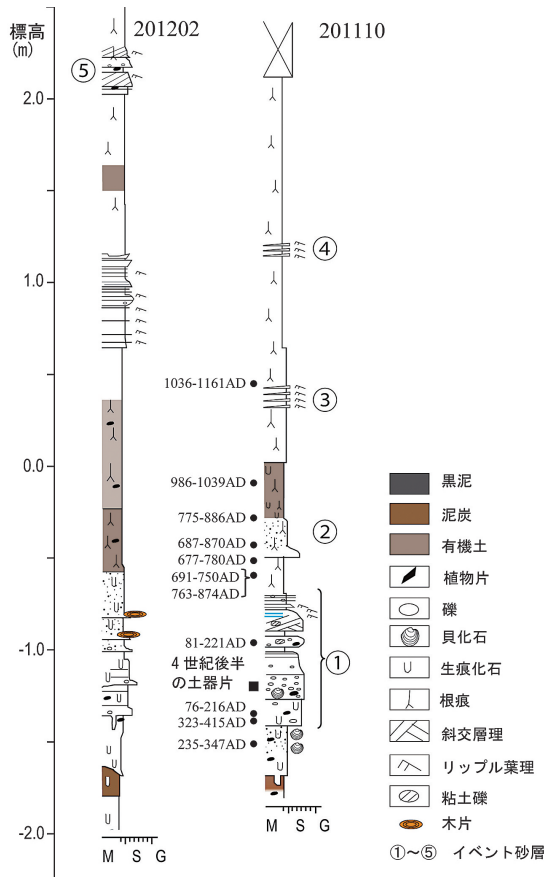
5 枚の砂層のうち古い方の 2 枚（第 18 図の砂層①と②）は、中に含まれていた土器や 14C 年代測定結果に基づいて、4 世紀後半と 7 世紀後半にそれぞれ形成されたと考えられる。4 世紀後半には袋井市の坂尻遺跡（第 16 図 A）で液状化痕が見つかっており、東海地域で強い地震が発生したことが推定されている（寒川，2001 など）。これは歴史上未知の東海地震であるが、砂層①は 4 世紀後半に東海地震が発生したことをより確実にすると考えられる。

7 世紀後半には歴史上最古の海溝型地震である白鳳地震（684 年）が起きているが、歴史記録があるのは南海側のみで、東海地震が起こったか否かは未確定である。袋井市坂尻遺跡などでは 7 世紀後半の液状化痕が見つかっており、白鳳地震とペアになる東海地震の存在が指摘されていた（寒川，2001 など）。砂層②が津波堆積物であれば、白鳳地震とペアとなる東海地震が起きていたことの確認となる。

今後は各砂層の運搬方向などの解析を進めて、津波堆積物であることを確定するとともに、年代推定の精度を上げる予定である。また、可能なものについては太田川低地内での平面的な分布を抑え、津波の浸水範囲の推定を試みる。



第 17 図 1096 年永長地震による津波堆積物と考えられる砂層。砂層とシルト層の細互層からなる。
Fig.17 Tsunami deposit attributed to the 1096 Eicho earthquake.
The tsunami deposit consists of an alternation bed of fine sand and silt.



第18図 河川改修現場の柱状図。
位置は第16図Bを参照。
Fig.18 Selected columnar sections along the river improvement site. Location of the columns is shown in Fig. 16B.



第19図 河川工事現場で見られる中世の津波堆積物。
葉理の発達した細粒～極細粒砂層からなり、陸側へ向かう古流向を示す。
スケールは1 m。図18の柱状図では④に相当する。

Fig.19 A medieval tsunami deposit observed in a river improvement site.
The tsunami deposit consists of laminated fine to very fine sand bed with current ripples showing a landward flow direction. Scale in 1 m in length.
This tsunami deposit is equivalent to the sand bed ④ in the fig. 18.

【浜松平野】

現在の JR 高塚駅南側から可美公園にかけて、かつて「高塚池」と呼ばれた沼地が広がっていたが、昭和40年までに埋立てられ、現在は水田、宅地、公園などになっている(第16図C)。この池の跡とその周辺で、休耕田などを借用してハンドコアラーによる掘

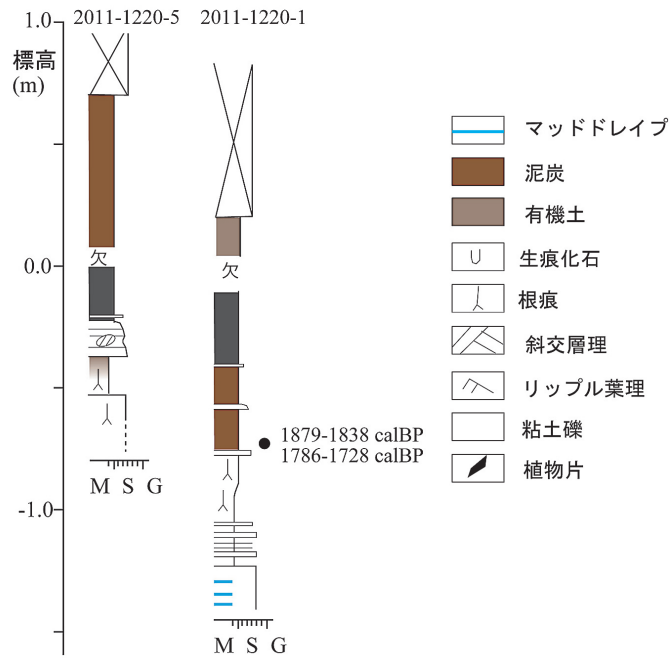
削調査を行った。この掘削調査の結果と周辺の工事ボーリングの柱状図(静岡県のデータベースなどから収集)を整理したところ、地表から1mないし2m(場所によってはそれ以上)は明治期以降の盛り土で、その下に高塚池の堆積物が分布することが分かった。池の堆積物は、上部の泥炭層と下部の粘土層からなり、

その下は良く締まった砂層（砂丘など）である（第 20 図）。

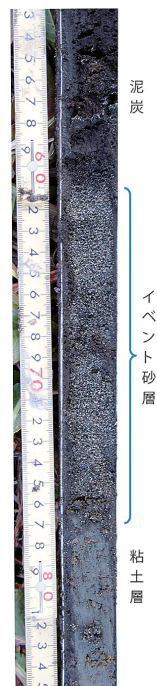
調査した多くの地点では、泥炭層と粘土層には厚さ 0.5cm から 10cm 程度の砂層が何枚か挟まる（第 21 図）。これらの砂層は級化や逆級化構造など強い流れから堆積した特徴がある。これらは津波堆積物の可能性もあるが、起源の特定には至っていない。予察的な年代測定の結果、粘土層から泥炭層への環境変化は

3800 年前頃と推定された。

今後は、砂層が海側から供給されたか（津波の可能性が高い）、それとも陸側の砂丘から供給されたか（降雨による可能性が高い）を特定するため、ジオスライサーなどによる掘削を追加し、砂層の流入方向を明らかにする。また、年代測定を追加して、砂層が堆積した時期の特定を進める。



第 20 図 高塚池の代表的な柱状図（コアの位置は第 16 図 C 参照）。
 Fig.20 Representative columnar sections from the Takatsuka-ike, western Hamamatsu City Location of the columns is shown in Fig. 16C.



第 21 図 高塚池の堆積物に見られる津波堆積物の可能性がある砂層（コア 2011-1220-5）。

Fig.21 Probable tsunami deposit (stratified sand bed) in the Core 2011-1220-5 from the Takatsuka-ike.

5. 【琉球海溝】石垣島における津波堆積物調査

5.1 目的と背景

琉球海溝沿いは、ほとんどが島しょ地域であるため、古津波に関する記録は本州などに比べると限定的であり、歴史的に明確なものは1771年（明和八年）八重山津波だけである。地形、地質学的には津波石に関する調査研究があり（河名・中田，2004など）、宮古島や石垣島では過去約6000年間に巨礫を動かすような津波が少なくとも6回あったと推定されている。しかし、細粒堆積物からなる津波堆積物の報告はほとんどない。そこで2011年11月に石垣島において陸域に遡上した過去の津波の実態把握と履歴解明のため、ジオスライサー掘削及びピット掘削調査が行われた。本報告はおもにそこで得られたコアの記載と試料の年代に関するものである。

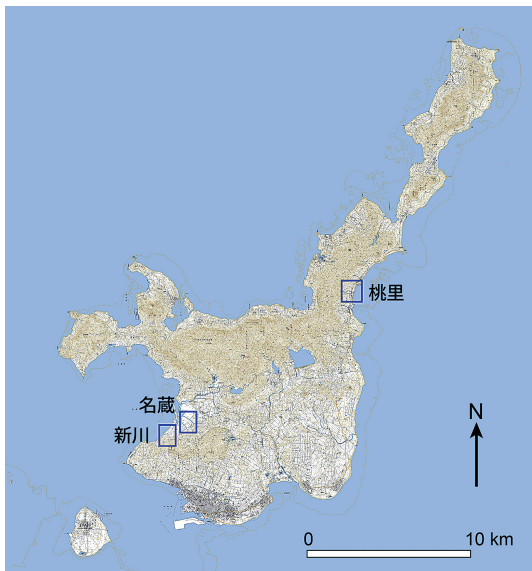
5.2 調査内容と結果

調査は石垣島南西部の新川（あらかわ）と名蔵（なぐら）、東部の桃里（とうざと）の合計3地点で行った（第22図）。

新川ではジオスライサー掘削により深度約3.5mまでのコアを採取し、5点の14C年代測定試料を得た。掘削地点は標高3.8mで、現在の海岸線から約500m内陸の位置である（第23図）。かつては湿地であり、現在は人工的に埋土によってサトウキビ栽培の農地となっている。得られたコアは下位に貝殻片を含むマ

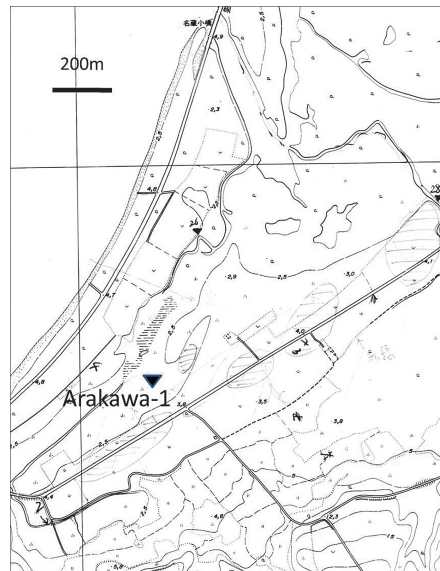
トリクスサポートのやや固結した泥質礫層があり、それを明瞭な境界をもって上方細粒化する貝殻片混じり砂層が分布する（第24図）。それを腐植土層が覆い、さらに人口埋土層が重なっている。これらのうち中位の砂層は一連のイベントで堆積したと考えられる。下位の泥質礫層中からは自生を示す合弁の二枚貝（アサリ；*Ruditapes philippinarum*）が得られ、AD810-1000の年代を得た。砂層は2層に細分され粗～中砂からなる下部の砂層から得た貝殻片（マルベニバトガイ；*Afrocardium thielei*）はAD1550-1800の年代を示した。中～細砂からなる上部の砂層からは貝殻片と木片の2つの試料がそれぞれAD1580-1810、AD1660-1950の年代を示した。さらに砂層を覆う腐植土層中に含まれる種子の年代はmodernであった。すなわちイベント層は最近300～400年以内に堆積したと考えられる。

名蔵ではジオスライサー掘削により深度約3mまでのコアを採取し、2点の14C年代測定試料を得た。掘削地点は標高4mで、現在の海岸線から約2km内陸の位置である（第25図）。得られたコアは下位に木片を含むやや固結した礫混じり泥層があり、それを明瞭な境界をもって上方細粒化する貝殻混じり砂～泥層が分布する（第26図）。それを腐植土層が覆い、さらに人口埋土層が重なっている。これらのうち下位の泥層中の木片からAD670-850の年代を得た。砂層はおもに中砂からなる下部の砂層とおもにシルトからなる上部の泥層に細分される。それを覆う腐植土層か



第22図 石垣島での調査地域。国土地理院発行 1/2.5万地形図使用。

Fig.22 Survey areas in the Ishigaki Island.



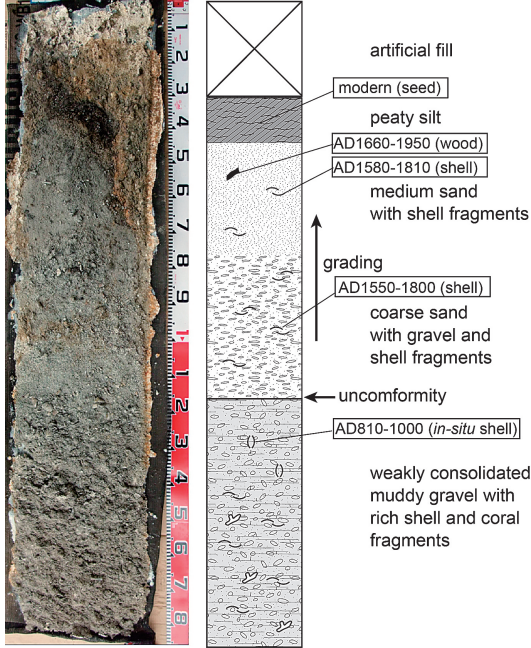
第23図 新川での掘削調査地点。石垣市発行 1/2500地形図使用。

Fig.23 Excavation survey site in Arakawa.

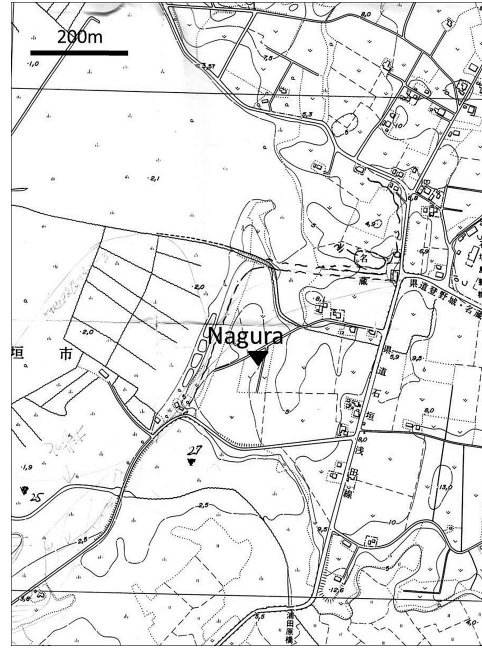
ら得た木片の年代は modern であった。

桃里では縦 1.5m × 横 1.0m × 深さ 1.5m のピット掘削を行い、3 点の 14C 年代測定試料を得た。掘削地点は標高 4.5m で、現在の海岸線から約 400m 内陸の位置である (第 27 図)。得られたコアは下位にやや固結した泥質砂礫層があり、それを明瞭な境界をも

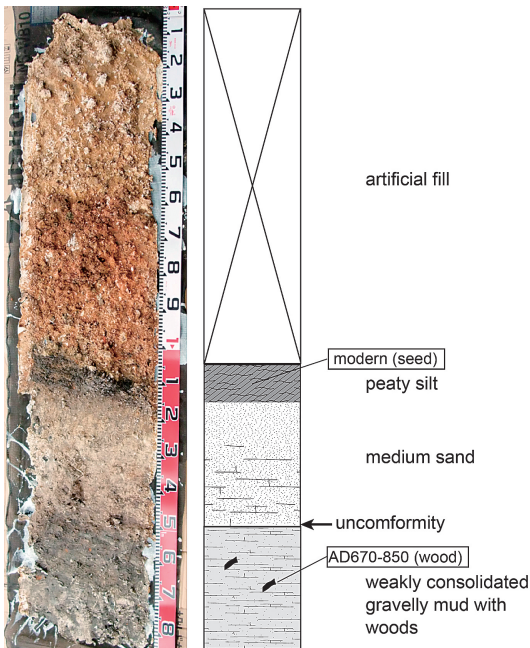
って上方細粒化するサンゴ片および貝殻片混じりのシルト質砂礫層および同時異相で泥質粗粒砂が分布する。それを腐植土層が覆い、さらに人口埋土層が重なっている (第 28 図)。これらのうちシルト質砂礫層および泥質粗砂がイベント層と考えられる。北壁面のイベント層下部から採取したサンゴ片から AD690-



第 24 図 新川で採取した地層はぎ取り写真と地質柱状図。
Fig.24 Photo and columnar section of the obtained core in Arakawa.



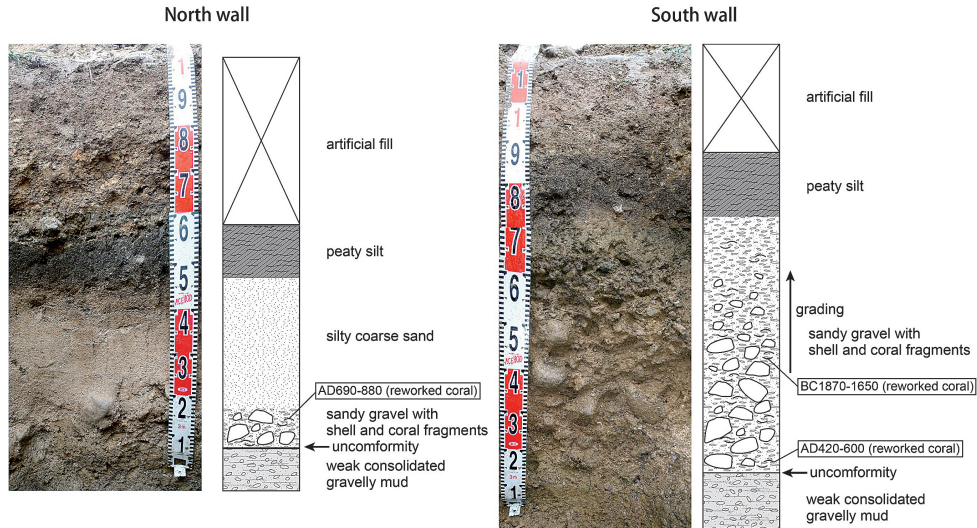
第 25 図 名蔵での掘削調査地点. 石垣市発行 1/2500 地形図使用。
Fig.25 Excavation survey site in Nagura.



第 26 図 名蔵で採取した地層はぎ取り写真と地質柱状図。
Fig.26 Photo and columnar section of the obtained core in Nagura.



第 27 図 桃里での掘削調査地点. 国土地理院発行 1/2.5 万地形図「伊野田」使用。
Fig.27 Excavation survey site in Tozato.



第 28 図 桃里でのピット壁面の写真と地質柱状図。
Fig.28 Photos and columnar sections of the pit walls in Tozato.

880 の年代を得た。また南壁面のイベント層中から得た 2 点のサンゴ片は BC1870-1650 と AD420-600 という年代を示した。14C 年代試料はすべて異地性のため、一連の層準から得た 3 つの年代はかなりばらつきがあった。これらのうち最も新しい年代(AD690-880) が最も堆積年代に近いと考えられるが、正確な年代決定のためには今後、現地性となるべくそれに近い産状の試料の採取を行う必要がある。

文献

- 藤原 治・澤井 祐紀・守田益宗・小松原 純子・阿部 恒平 (2007a) 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告, 7, 91-118.
- 藤原 治・小野映介・佐竹健治・澤井祐紀・海津正倫・矢田俊文・阿部恒平・池田哲哉・岡村行信・佐藤善輝・Than Tin Aung・内田淳一 (2007b) 静岡県掛川市南部の横須賀湊跡に見られる 1707 年宝永地震の痕跡. 活断層・古地震研究, 7, 157-171.
- 藤原 治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・佐藤善輝・Vanessa Heyvaert (2010) 1498 年明応地震による遠州灘沿岸浜名川流域の地形変化—掘削調査による地質学的検討—. 歴史地震, 25, 29-38.
- 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—. 東京大学地震研究所彙報, 51, 63-81.
- 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝 (1973) 南関東の地殻変動—展望と作業仮説—. 関東大地震 50 周年論文集, 103-116.
- 河名俊男・中田 高 (1994) サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期. 地学雑誌, 103, 352-376.
- 古山 豊 (1996) 千葉県における元禄地震の供養諸相と伝承—供養碑を中心に—. 千葉県編さん史料「千葉県地域民俗調査報告書」, 3, 82 pp.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974) 元禄関東地震 (1703 年) の地学的研究. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」. ラティス, 175-192.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M. and Yonekura, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data, Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1610-1618.
- 行谷佑一・佐竹健治・宍倉正展 (2011) 南関東沿岸の地殻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, 11, 107-120.
- Sagiya, T. (2004) Interplate Coupling in the Kanto district, Central Japan, and the Boso peninsula silent earthquake in May 1996, Pure Appl.

- Geophys., 161, 2327-2342.
- 寒川 旭 (2001) 遺跡で検出された地震痕跡による古地震研究の成果. 活断層・古地震研究報告, 1, 287-300.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. (2005) Earthquake source fault beneath Tokyo. Science, 309, 462-464.
- 宍倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた 1703 年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動. 歴史地震, 16, 113-122.
- 宍倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 東京大学地震研究所彙報, 78, 245-254.
- 宍倉正展・越後智雄 (2001) 1703 年元禄関東地震に伴う三浦半島南部の地殻上下変動—離水波食棚・生物遺骸の高度分布からみた検討—. 歴史地震, 17, 32-38.
- 武田哲也・笠原敬司・木村尚紀 (2007) 相模トラフ周辺域におけるフィリピン海プレート等深度曲線マップの作成—紙記録のマルチチャンネル反復法探査データのデジタル化復元—. 月刊地球号外, 57, 115-123.
- Tsumura, N., Komada, N., Sano, J., Kikuchi, S., Yamamoto, S., Ito, T., Sato, T., Miyauchi, T., Kawamura, T., Shishikura, M., Abe, S., Sato, H., Kawanaka, T., Suda, S., Higashinaka, M. and Ikawa, T. (2009) A bump on the upper surface of the Philippine Sea plate beneath the Boso peninsula, Japan inferred from seismic reflection surveys: A possible asperity of the 1703 Genroku earthquake. Tectonophysics, 472, 39-50.
- 矢田俊文 (2009) 中世の巨大地震. 吉川弘文館, 203p.