SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

伊豆半島南東部静岡県河津町の海岸低地における津波堆積物調査

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2018-08-06 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 北村, 晃寿, 三井, 雄太, 石橋, 秀巳, 森, 英樹 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025659

静岡大学地球科学研究報告 第45号（2018年7月）1頁～16頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., no. 45 (July, 2018), 1–16

伊豆半島南東部静岡県河津町の海岸低地における津波堆積物調査

北村晃寿[1,2]・三井雄太[1,2]・石橋秀巳[1,2]・森　英樹[3]

Tsunami deposits from the coastal lowland of Kawazu, Southeastern Izu Peninsula, Japan

Akihisa Kitamura[1,2], Yuta Mitsui[1,2], Hidemi Ishibashi[1,2] and Hideki Mori[3]

Abstract The coastal lowland area of Kawazu, Izu Peninsula, central Japan, have been inundated by 1923 Kanto earthquake with wave heights of 3 m, although there have been no investigations of the frequencies or magnitudes of tsunami occurrences over long-term geological timescales in this area. The present study therefore conducted stratigraphic and paleoenvironmental researches on Holocene deposits based on sediment cores (8 m long) from two sites in the coastal lowland. We also examined grain distribution and grain compositions of recent deposits collected from beach, mouth and floodplain of Kawazu River. These results show that no evidence of Level 2 tsunamis, which are considered to be caused by the largest conceivable earthquakes (Mw 9.1) along the Nankai Trough, was identified from the deposits.

Key words: Holocene, coastal lowland, Kawazu, Shizuoka, tsunami deposits

はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震とそれに伴う巨大津波は，沿岸各地に甚大な被害をもたらした．これを教訓に，国は南海トラフの海溝型地震の被害想定を，「想定外のない想定」という方針に変更し，これまで防災対策の対象としてきた「東海地震，東南海地震，南海地震とそれらが連動するマグニチュード8程度のクラスの地震・津波」を「レベル1の地震・津波」とし，「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震（マグニチュード9）・津波」を「レベル2の地震・津波」とした（内閣府，2012）．前者の発生間隔は約100～150年である（図1）．一方，後者は千年あるいはそれよりも発生頻度が低いが，発生すれば津波高10m以上の巨大な津波が13都県に襲来し，国難とも言える巨大災害になるとした（内閣府，2012）．そして，国はレベル2の津波のシナリオに11のケースを想定し，これらのうち，静岡県で最大被害の出るシナリオはケース1で，伊豆半島南部で最大被害の出るシナリオはケース8である（図2）（内閣府，2012）．

国の想定に基づき，静岡県は地震被害想定を見直し，2013年11月に発表した第四次地震被害想定の第二次報告（静岡県，2013）では，下田市などではレベル2の津波高が25mと想定された（図2）．その結果，従来に比べて，想定される被害規模は格段に大きくなり，地域住民に強い影響を与えている．一方，国は，想定は限られた科学的知見によるので，津波堆積物調査などの促進を図り，巨大地震の全容を解明するための努力が必要と述べ

2018年3月25日受付．2018年5月7日受理.
Received: 25 March 2018. Accepted: 7 May 2018.
[1]静岡大学理学部地球科学教室，422-8529 静岡市駿河区大谷836
[2]静岡大学防災総合センター，422-8529 静岡市駿河区大谷836
[3]静岡大学技術部教育支援系教育研究第二部門，422-8529 静岡市駿河区大谷836
[1]Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan
E-mail: kitamura.akihisa@shizuoka.ac.jp
[2]Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan
[3]Division of Technical Service, Research & Education Section II, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan

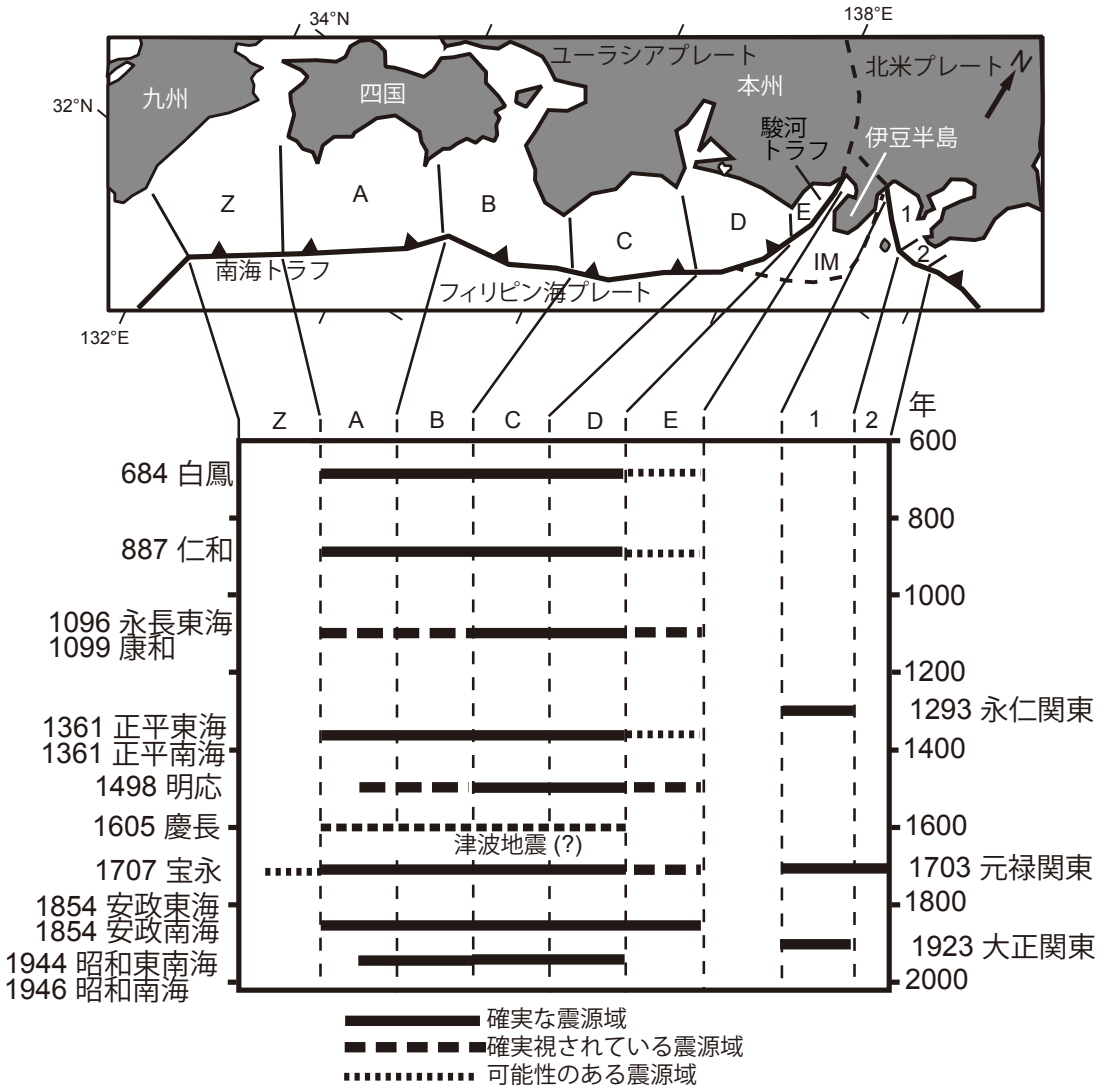


図1　過去の相模トラフ，駿河トラフ，南海トラフの巨大地震の震源域の分布（石橋，2014；Shishikura，2014）．A–EとZは地震の震源の領域．1は相模湾領域，2は南房総領域．伊豆マイクロプレート（IM）の境界はNishimura *et al.*（2007）に基づく．

Fig. 1　Spatio-temporal distribution of great earthquakes along the Nankai, Suruga and Sagami troughs (Ishibashi, 2014; Shishikura 2014). Individual fault segments are labeled A–E, and Z; 1 indicates the Sagami Bay segment and 2 denotes the South Boso segment. The boundary of the Izu microplate (IM) is after Nishimura *et al.* (2007).

ている（内閣府，2012）．この提言を受け，著者は共同研究者や自治体とともに，津波堆積物調査がほとんど行われていなかった静岡県中・東部の海岸低地の調査を始めた．具体的には，下田市・南伊豆町沿岸，清水平野，静岡平野，焼津平野を調査し，その結果をKitamura *et al.*（2013，2014），Kitamura & Kobayashi（2014），北村・川手（2015），北村・小林（2014），北村ほか（2011，2013，2014，2015，2016）で公表した．そして，これらの結果を，Kitamura（2016）は，先行研究（小松原ほか，2006；藤原ほか，2013など）と統括し，東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の分布と比較して，静岡県沿岸地域の過去4000年間におけるレベル2の津波の発生の有無を検討した．それによると，北村・小林（2014）が命名した六間川－大谷津波による津波堆積物が最も広い分布範囲を示すことが分かった（図2）．この津波堆積物は，浜名湖東岸の六間川低地から検出された津波堆積物（砂層A；藤原ほか，2013）と静岡平野から検出された推定津波堆積物T1（Kitamura *et al.*，2013）と清水平野から検出された推定津波堆積物T－IV（Kitamura & Kobayashi，2014）がともに同一の津波によるという解釈に基づく．その発生年代は，六間川低地の津波堆積物がカワゴ平軽石（1210-1187 cal BC；Tani *et al.*，2013）の直下にあるので，約3400年前と推定される（藤原ほか，2013）．一方，レベル2の津波の想定波高が，六間川低地，静岡平野，清水平野よりも10m余り高いにも関わらず，下田市・南伊豆町沿岸地域には，カワゴ平軽石の直下に津波堆積物は検出されていない．したがって，Kitamura（2016）は，六間川－大谷津波はレベル2津波に相当せず，静岡県では，過去4000年間に，レベル2の津波の発生を示す地質学的証拠はないと結論した．さらに北村（2016）は，

上記の知見をもとに，首都圏にもレベル2の津波が襲来していないとした．

上記の仮説は社会に少なからず影響を与えるので，その確度の向上は重要であり，そのためには調査地域の拡大が必要である．そこで，本研究では，津波堆積物の調査が行われていない静岡県河津町において2地点でボーリング掘削を行い，津波堆積物の有無を調査した．その結果，レベル2の津波の発生を示す地質学的証拠は検出されなかったことを報告する．

調査地域

伊豆半島南東部の河津町の海岸低地は河津川沿いに分布し，海岸には高さ8.6mの浜堤があり，その背後に低地が広がり，低地の南北は山稜に接する（図3）．このような浜堤のある沿岸低地は津波堆積物が形成されやすく，かつそれらが保存されやすい地形環境である（例えば，澤井，2012；藤原，2015）．しかし，著者の知る限り，河津町の海岸低地ではボーリングコア試料を用いた先行研究はない．また，海岸段丘や隆起貝層の報告もない．静岡県の第4次地震被害想定調査（第二次報告）によると，

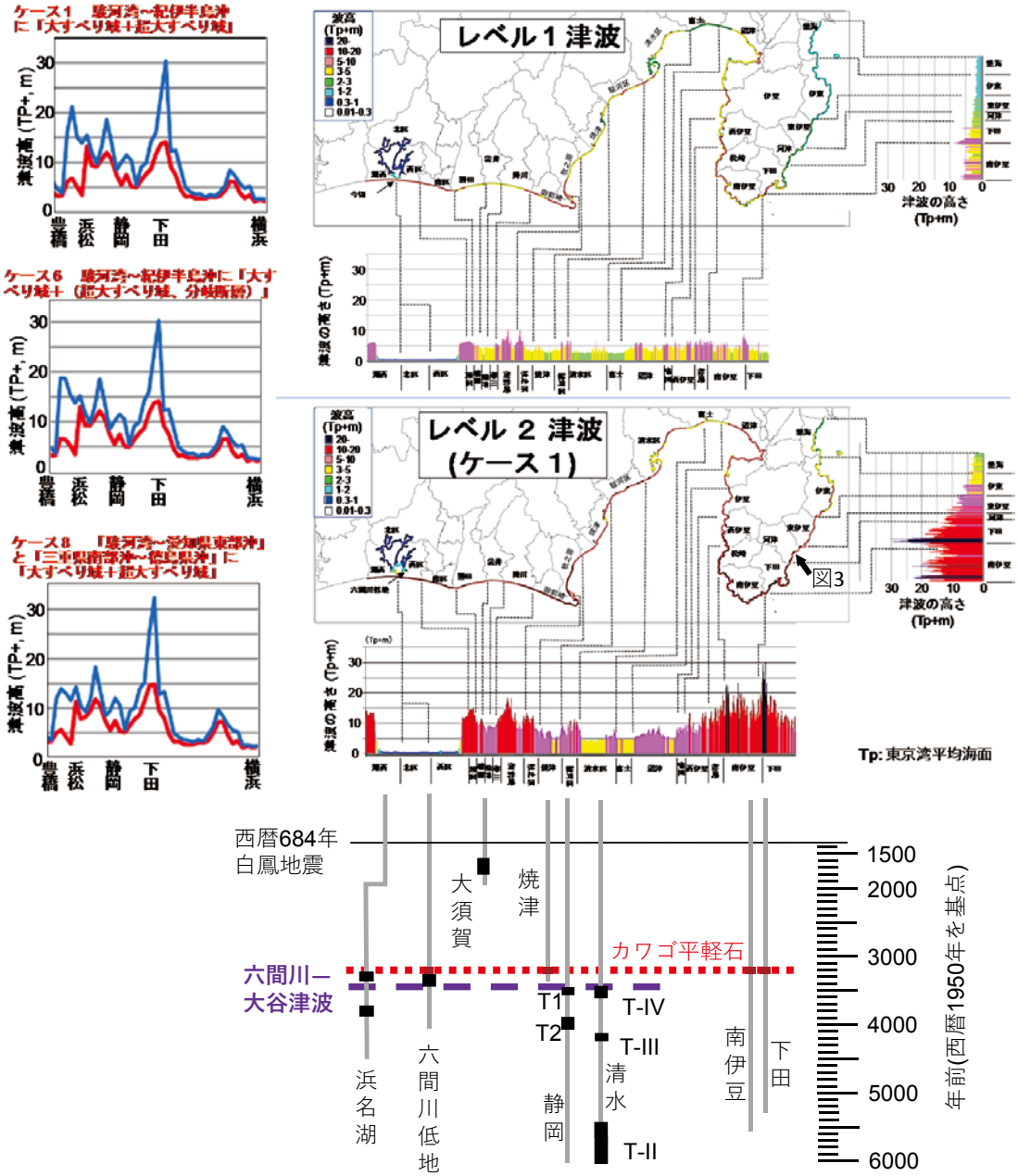


図2　静岡県におけるレベル1とレベル2の津波の想定津波高（m）と4000年間の津波堆積物の分布．Kitamura（2016）を改変．

Fig. 2　Prediction of the wave height (m) of Levels 1 and 2 tsunamis, and the distributions of prehistorical tsunami deposits and tsunami boulders during the past 4000 years in Shizuoka Prefecture. Modified from Kitamura (2016).

河津町においては，レベル2の津波に関してはケース8で最も高く13mと想定されている（図2）．

古文書記録に残された河津町を襲った津波としては，1923年の関東地震に伴う津波があり，床上浸水した家屋が7戸あった（千葉，1931）．1923年の関東地震に伴う津波については，田中館（1926）が，河津町の津波の高さを3mと記載している（図4）．一方，河津町には1854年の安政東海地震，1707年の宝永地震，1703年の元禄関東地震に伴う津波の古文書は確認されていない．河津町の南南西約9.3kmの下田市街地では，安政東海地震，宝永地震，元禄関東地震に伴う津波高は，それぞれ4.4～6.8m，5～6m，3～4mと推定されている（図4）（羽鳥，1977；相田，1993）．

国土地理院のGNSS観測網（GEONET）のF3解（楕

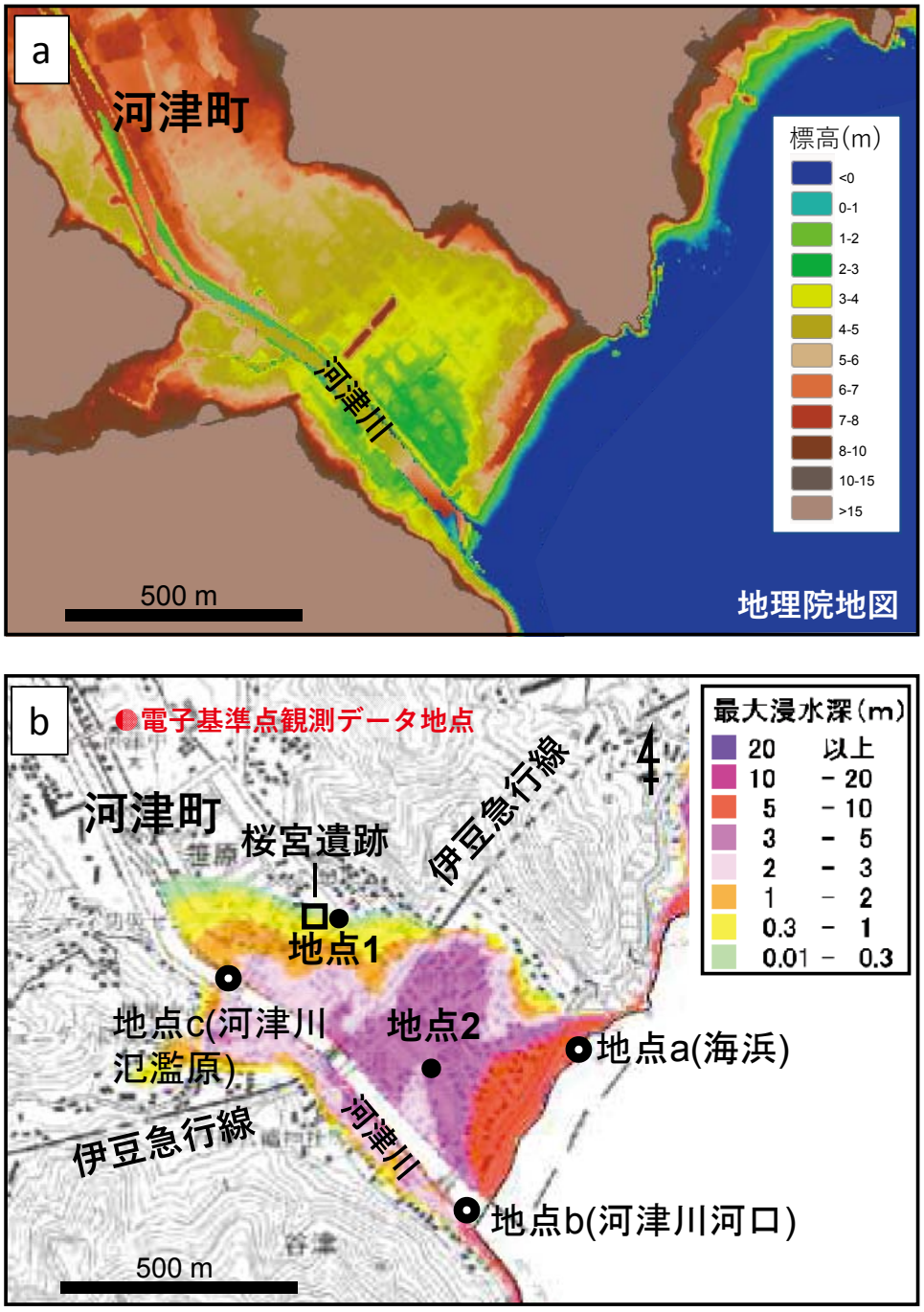


図3　調査地域．a．地形図．b．採取地点と河津町市街地におけるあらゆる可能性を考慮した最大クラス（ケース8）の最大浸水深図．静岡県第4次地震被害想定（静岡県，2013）に基づく．●はボーリング掘削地点．○は表層堆積物の採取地点．

Fig. 3　Location of the study area. a. Topographic map. b. Locations of sampling sites in Kawazu, Southwestern Izu Peninsula, central Japan, showing prediction of the height of Level 2 tsunami on the coastal lowland areas of Kawazu. After the Shizuoka Prefectural Government (2013). ●: locations of core sites. ○: locations of sampling points of surface sediments.

円体高データ．ただしアンテナ交換に伴うオフセットは，前後5日間の中間値同士の差を取る形で除去）に基づく，観測点河津（93053）の高さ変化は，東北地方太平洋沖地震の前までは約1.5mm/yrの速度で沈降していたが，東北地方太平洋沖地震から2013年12月までに約3cm隆起し，その後，再び約1.5mm/yrの速度で沈降している（図5）．

調査・分析方法

河津町の海岸低地のボーリングコアの掘削地点は，地点1（北緯34°44′5548″，東経138°59′3920″）は海岸から約0.64km内陸で，標高5.85mである．地点2（北緯34°44′4439″，東経138°59′4687″）は地点1より380m南東で，標高約4.20mの地点である（図3，6）．

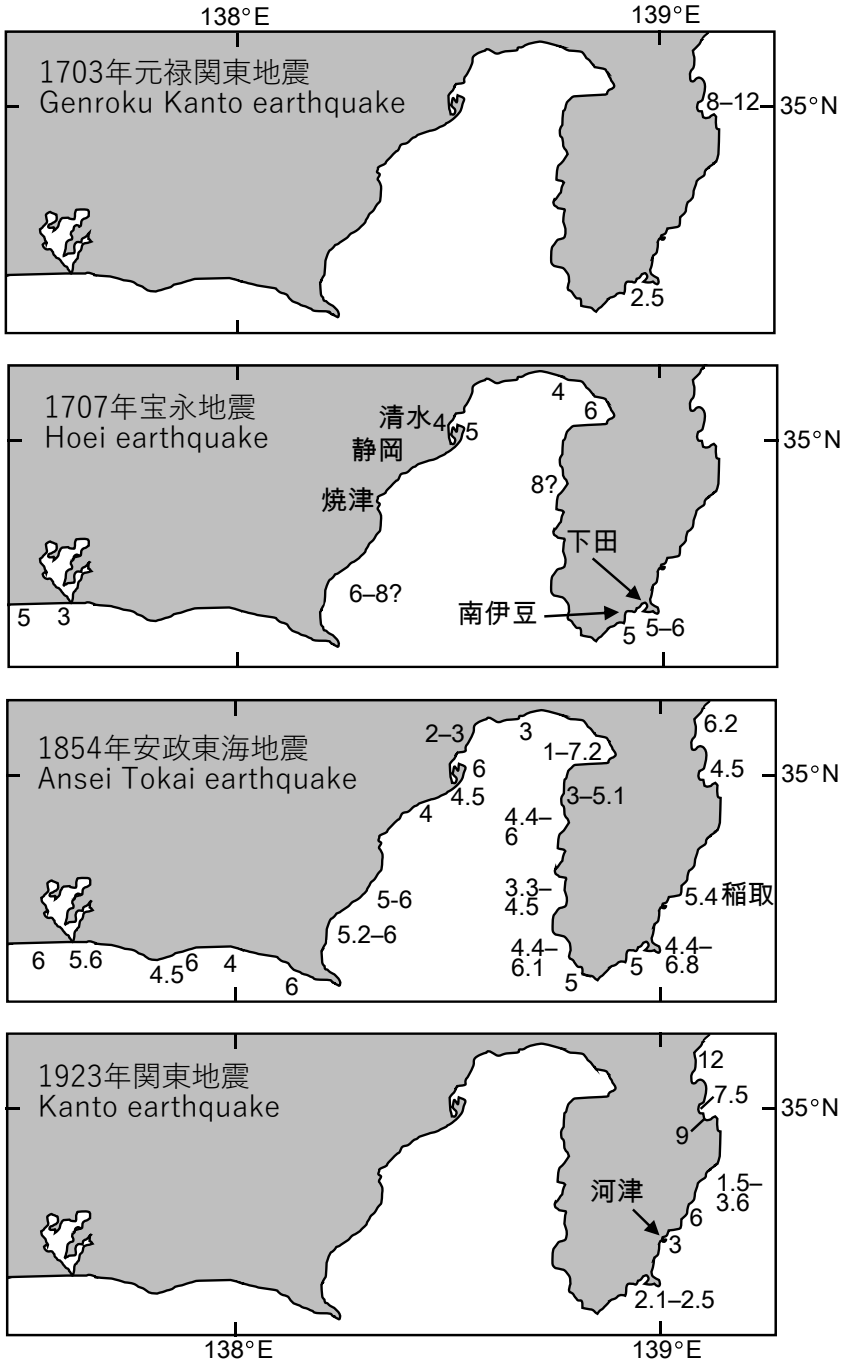


図4　静岡県沿岸地域における1703年元禄関東地震，1707年宝永地震，1854年安政東海地震，1923年関東地震の津波高（m）の分布．田中館（1926），羽鳥（1975，1977），相田（1993）に基づく．

Fig. 4　Distribution of inundation (height in m) resulting from tsunamis generated by the 1703 Genroku Kanto, 1707 Hoei, 1854 Ansei Tokai and 1923 Kanto earthquakes in the coastal areas of Shizuoka Prefecture. After Tanakadate (1926), Hatori (1975, 1977) and Aida (1993).

本研究で分析したボーリングコアの長さは8mで，コア径は70mmである．ボーリングコアは，研究室で半裁し，堆積物の粒径，色，含有化石などを記載し，断面を写真撮影した．地点2から産出した2つの植物片試料の^{14}C年代測定をBetaAnalytic社に依頼し，Intcal13（Reimer *et al.*，2013）で暦年較正した．

地点2の深度1.73m（標高2.47m）には層厚3cm以下の砂質シルト層が粘土層に挟まれる．このシルト層の堆積学的特徴を検討するため，シルト層の上部・下部から厚さ1cmの試料を抽出し，粒度組成と粒子組成を分析した．また，直下の粘土層から層厚1cmの試料を1個，粘土層の下位の礫・砂互層から層厚1cmの試料を4個を抽出し，粒度分析と粒子組成を検討した．粒度分析は，目開き2mm，1mm，0.5mm，0.25mm，0.125mm，0.063mm

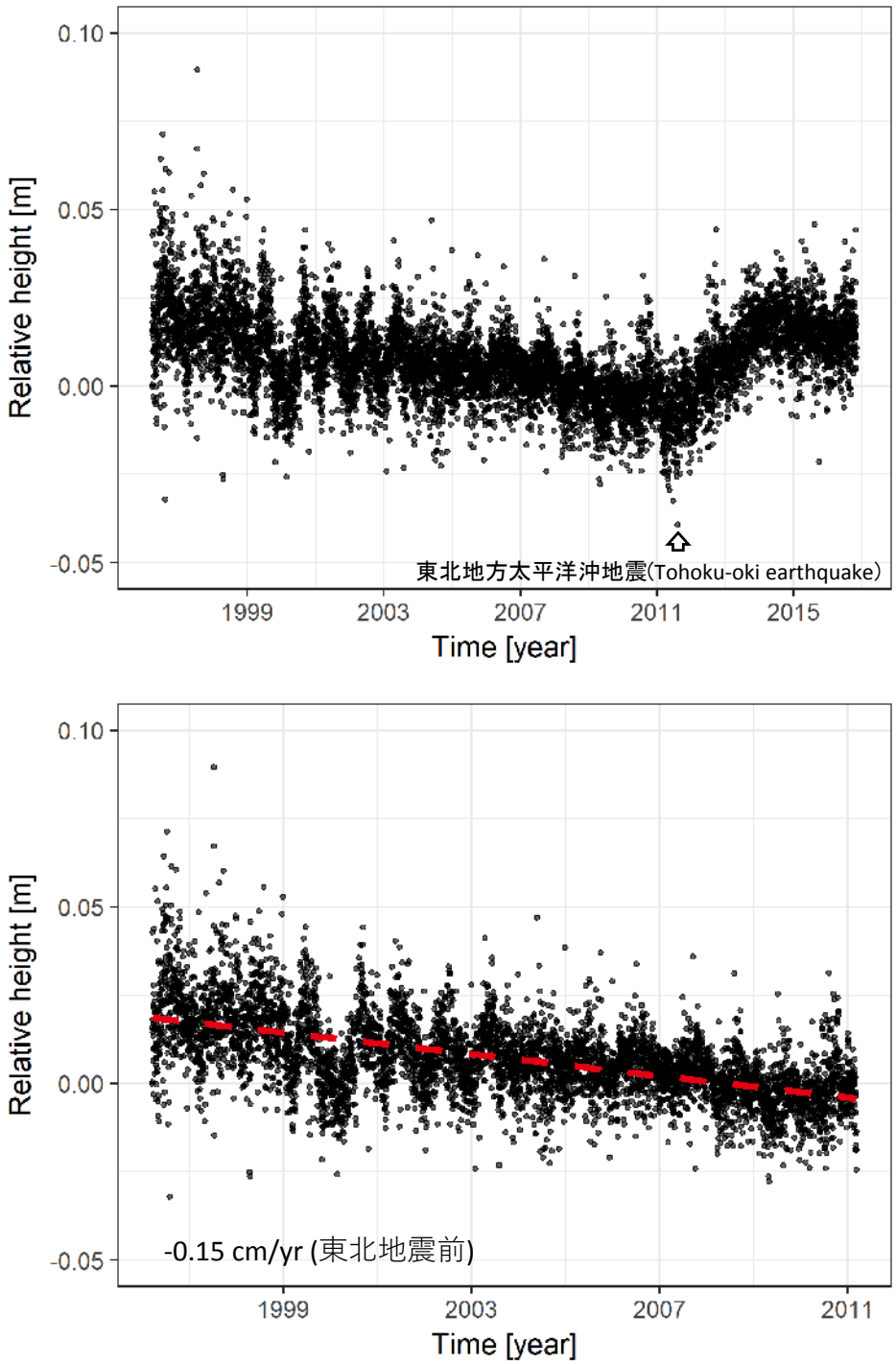


図5　1996年3月21日から2016年11月5日の河津町の相対的垂直地盤変動．国土地理院のGPSデータに基づく．

Fig. 5　Relative vertical displacement at GPS stations during the period 21 March 1996 and 5 November 2016 at Kawazu, using permanent Global Positioning System (GPS) by Geospatial Information Authority of Japan.

のふるいで水洗し，残渣を乾燥後に，各粒子の重量を測定した．また，0.25～0.50mmの堆積物粒子をペトロポキシ樹脂によって包埋硬化させ，薄片を作成し，顕微鏡観察から無作為に抽出した100個以上の堆積物粒子の組成を調べた．さらに，砂質シルト層の堆積構造を観察するために，半裁した試料の片方を整型してプラスチックケースに入れ，軟X線写真撮影（静岡大学保有SOFTEX M-60使用，5.8V，4.5A，23s）を行った．

上記の砂質シルト層の供給源を検討するために，地点a（海浜，北緯34°44′4584″，東経139°00′0056″），地点b（河津川河口，北緯34°44′3376″，東経139°59′5010″），地点c（河津川氾濫原，北緯34°44′5035″，東経139°59′2922″）において表層堆積物を採取し（図3），粒度組成と粒子組成を上記と同様の方法で分析した．



図6　掘削地点．
Fig. 6　Locations of core sites.

結果

堆積層

粒度組成，組織，色調，堆積構造などをもとに堆積相を区分した．各地点の堆積相を下位から順に記載する．

地点1（図7，8，図版1）

基底（標高－2.15m；深度8.00m）～標高2.57m（深度3.28m）は，礫支持礫層で，薄い泥層を挟在する．標高2.57～3.25m（深度3.28～2.60m）は黄褐色の塊状中粒～細粒砂層で上方細粒化傾向を示す．標高3.25～4.85m（深度2.60～1.00m）は塊状で不淘汰の黄褐色シルト層からなる．長径1cm以下の軽石粒子が散在する．標高4.85～5.85m（深度1.00～0m）は表土である．地点1に隣接する桜宮遺跡では，深度0.8～1.2mにある暗褐色土層から古墳時代の遺物（3世紀半ば過ぎから7世紀末）が出土している（図3，6河津町教育委員会より資料提供）．この暗褐色土層は，地点1のシルト層内にある（図8）．

地点2（図7，図版2）

基底（標高－3.80m；深度8.00m）～標高1.40m（深度2.80m）は，淘汰の良い砂層から礫支持礫層の互層であり，上方粗粒化傾向と上方厚層化傾向を示す．標高1.40～3.65m（深度2.80～0.55m）は黄褐色の塊状で不淘汰シルトからなる．長径1cm以下の軽石粒子が散在する．標高2.47m（深度1.73m）に層厚3cm以下の砂質シルト層が見られる．このシルト層の基底は比較的明瞭で，弱い級化を示し，上面は粘土に漸移し，不明瞭である（図

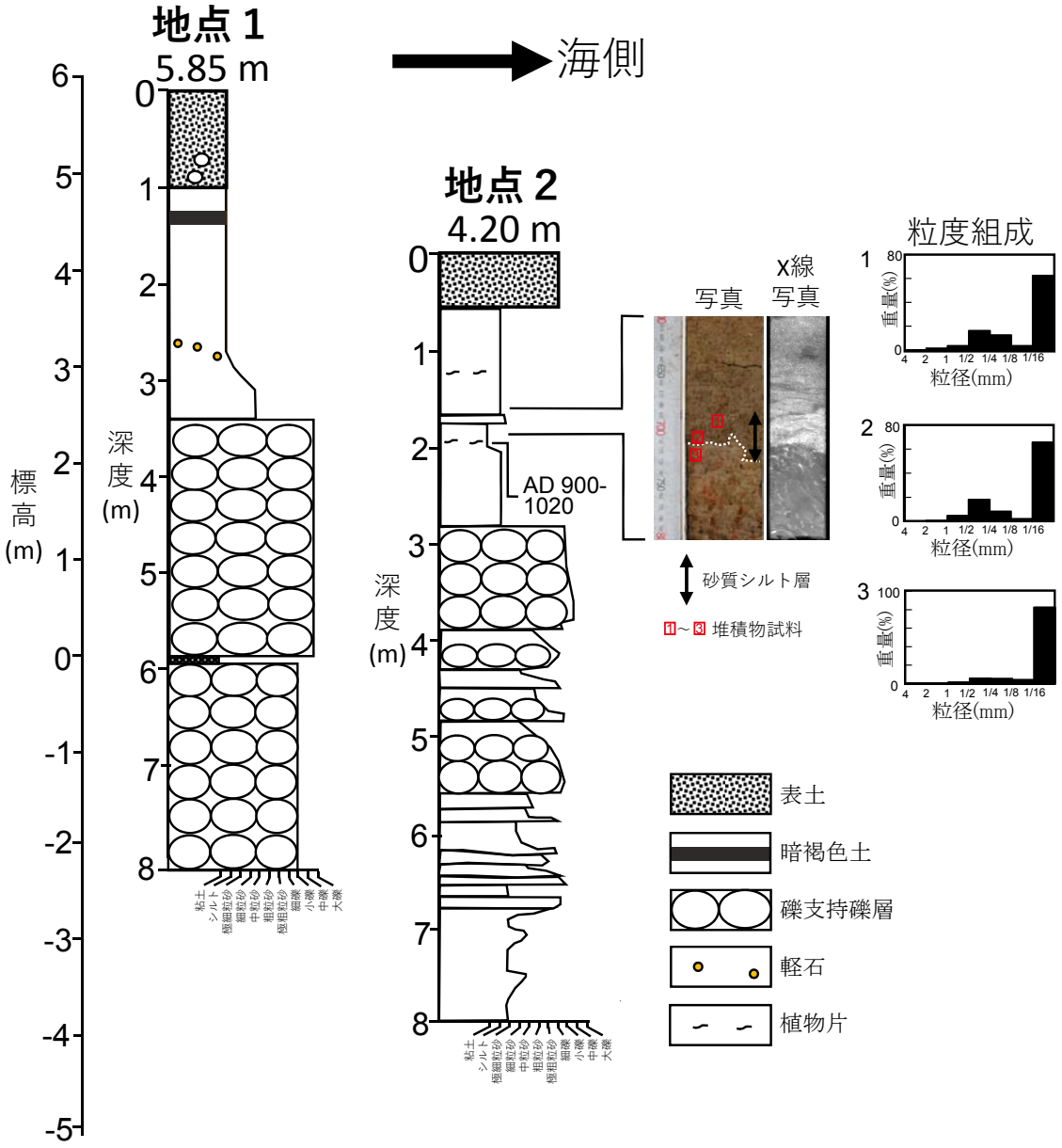


図7　柱状図と粒度組成．^{14}C年代の詳細は表2を参照．

Fig. 7　Columnar sections of the study sites and histograms of grain-size distribution. See Table 2 for radiocarbon date.

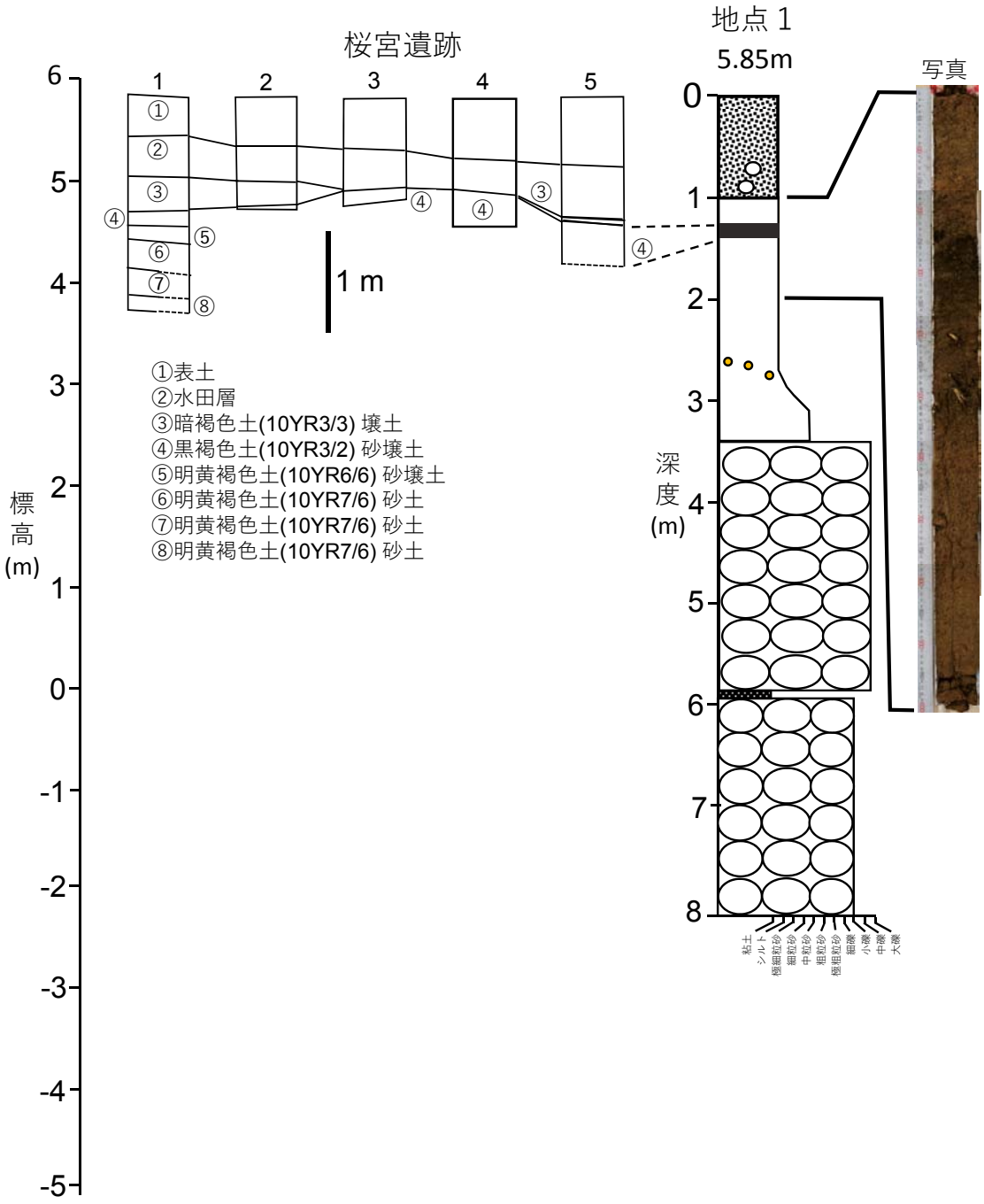


図８ 地点１の柱状図と桜宮遺跡の土層柱状図との比較．土層柱状図は河津町教育委員会より資料提供．凡例は図７を参照．

Fig. 8 Correlation of Columnar sections between site 1 and Sakuranomiya remain. Columnar section of Sakuranomiya remain is presented from The Kawazu Town Board of Education. See legend in Fig. 7.

7）．標高3.65～4.20m（深度0.55～0m）は表土である．

粒度組成（図7，9）

砂質シルト層は含泥率が62～65%で，砂粒子は中粒砂（0.5～0.25mm）が卓越する．粘土層の含泥率は82%で，砂粒子は主に中粒～極細粒砂（0.5～0.063mm）からなる．地点a（海浜）の試料は中粒～細粒砂（0.5～0.125mm），地点b（河津川河口）と地点c（河津川氾濫原）の試料は粗粒～中粒砂（1.0～0.25mm）からなる．

粒子組成（図10，11，表1）

試料2（砂質シルト層下部）と試料3（砂質シルト層直下の粘土層）の中粒砂は，輝石と岩片を主体とする．一方，現世堆積物の3試料の中粒砂は主に岩片からなる．

^{14}C年代（表2）

地点2の深度1.95mから採取された2個の木片は，ともに暦年代で，西暦900～925年あるいは945～1020年を示す．

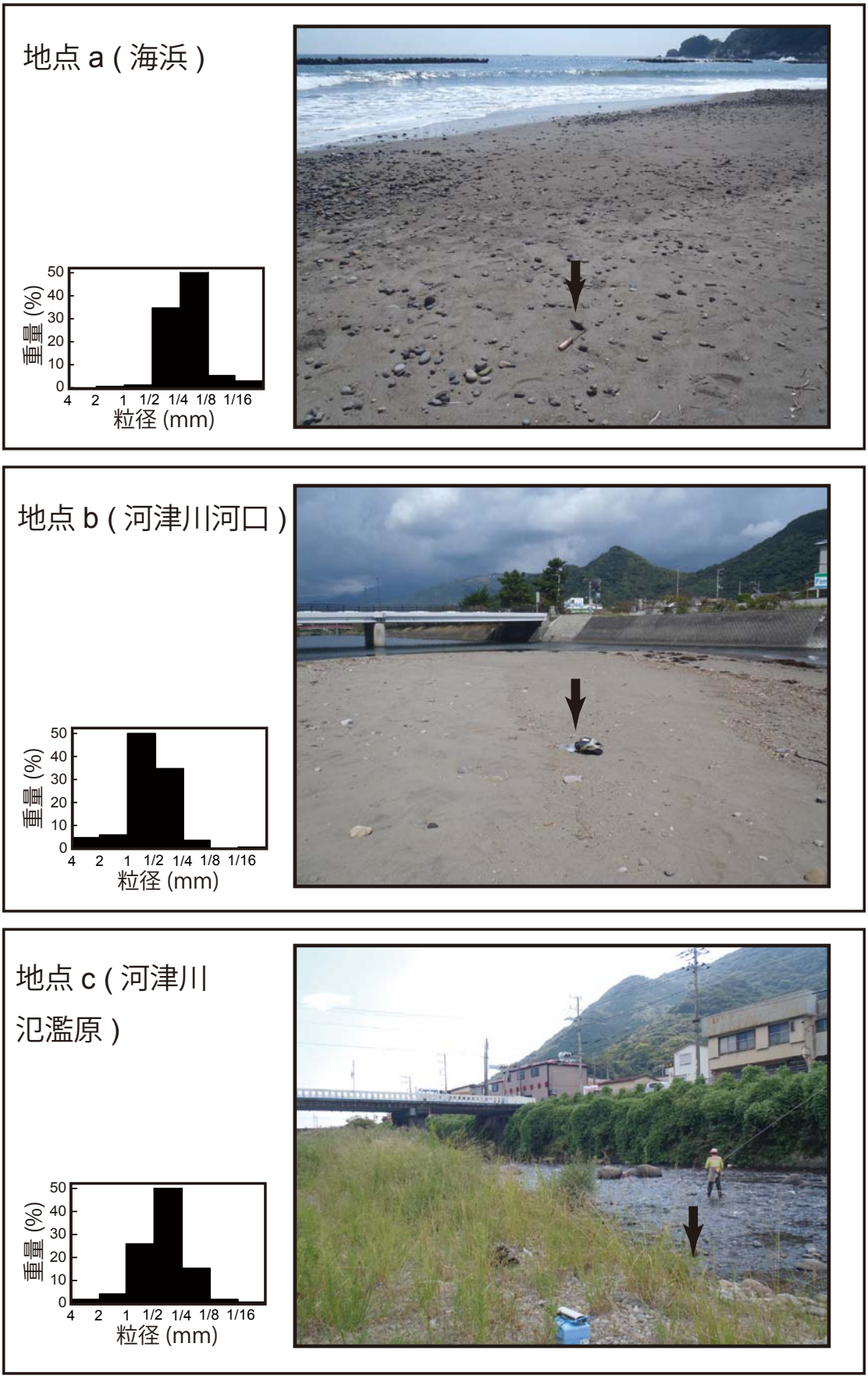


図9　表層堆積物の採取地点（矢印）と粒度組成.

Fig. 9　Locations of sampling points (arrows) of surface sediments and histograms of grain-size distribution.

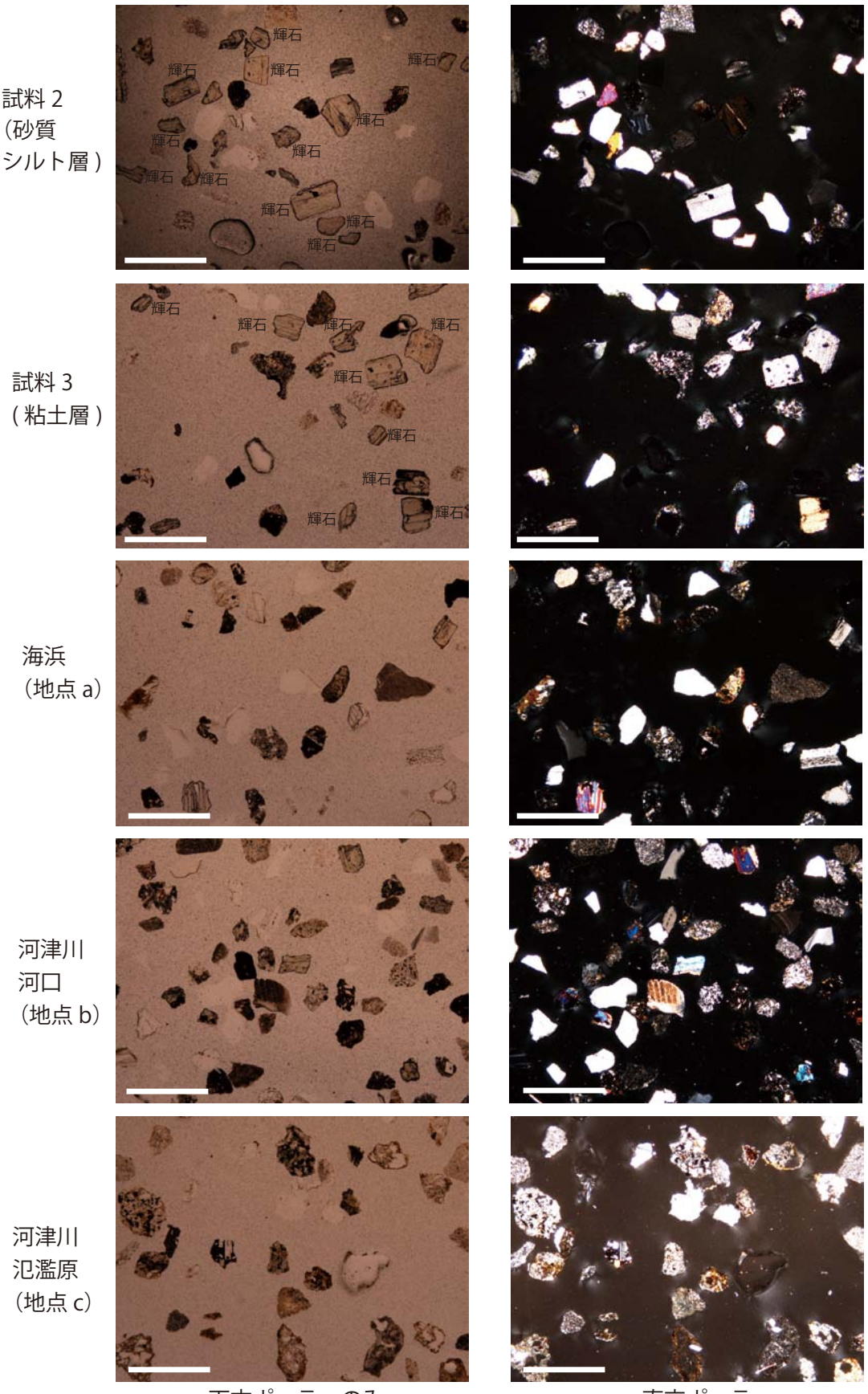


図10　各試料の中粒砂サイズ（粒径0.25～0.50mm）の粒子の薄片写真．スケールは1mm．

Fig. 10　Photographs of thin sections of medium-sand-sized grain (0.25–0.50 mm in diameter) of each sample.

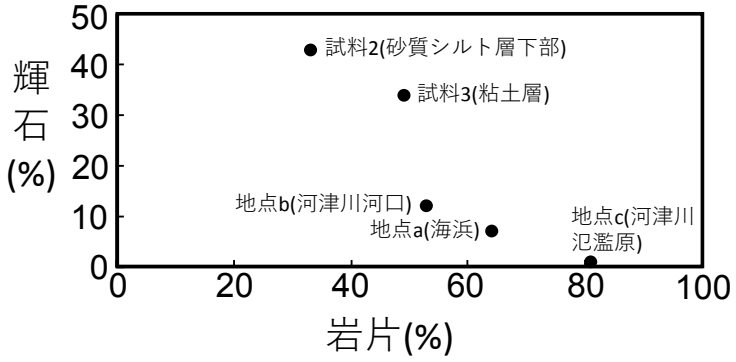


図11　各試料の粒径0.25～0.50mmの粒子における岩片と輝石の占有率
Fig. 11　Percentages of rock fragments and pyroxene grains for medium-sand-sized grain (0.25–0.50 mm in diameter) of each sample.

表1　各試料の粒径0.25～0.50mmの粒子の組成
Table 1　Compositions of medium-sand-sized grain (0.25–0.50 mm in diameter) of each sample.

試料	海浜 (地点a)	河口 (地点b)	河津川 (地点c)	砂質シルト層 試料2	砂質シルト層 試料3
石英	12	12	7	15	6
長石	6	8	6	4	7
輝石	7	12	1	43	34
岩片	64	53	81	33	49
生物骨格粒子	2	0	0	0	0
不透明鉱物	9	15	5	4	3
不明	0	0	0	1	1

表2　^{14}C年代測定の結果
Table 2　Results of ^{14}C dating.

Sample no.	Site	Depth (m)	Materials	δ^{13}C (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2σ) (cal yr BP)	Lab Number Beta
1	2	1.95	plant material	-28.3	1060 ± 30	Cal AD 900 to 925 (Cal BP 1050 to 1025) and Cal AD 945 to 1020 (Cal BP 1005 to 930)	473459
2	2	1.95	plant material	-24.8	1060 ± 30	Cal AD 900 to 925 (Cal BP 1050 to 1025) and Cal AD 945 to 1020 (Cal BP 1005 to 930)	473460

考察

堆積環境

地点1と2の下部に見られる砂礫層は，礫支持あるいは淘汰の良いことから，砂礫層は高エネルギー環境で堆積したと解釈される．地点1と2は河津川沿いの海岸低地であり，同様の堆積物は海浜や河口や河床で見られることから，海浜，河口，河床の堆積物と解釈するのが妥当である．一方，その上位の粘土層は，現在と同様な河川の堤防の後背地の堆積物と考えるのが合理的である．地点1の上方細粒化する砂層は自然堤防の堆積物と解釈される．

津波堆積物の検討

堆積作用の卓越する海岸では，海浜の陸側には浜堤などの高まりがあり，その背後にはラグーンや湿地などの低地がある．通常の波浪は浜堤を超えることは少ない．一方，津波や高潮は海浜や浜堤などを浸食し，堆積物をラグーンや湿地に運搬する．その後，堆積物は，土壌などで速やかに埋積されると，浸食や生物撹拌から免れて，イベント堆積物として保存される（Nanayama *et al.*, 2000；Naruse *et al.*, 2010, 2012；Goto *et al.*, 2011；澤井，2012；Takashimizu *et al.*, 2012；菅原，2014；藤原，2015）．

このようなイベント堆積物は，高い流水エネルギーで運搬されたものなので，下位層とは浸食面で接し，流水エネルギーの低下を反映して，層内には級化成層が見られる．今回の調査で，これらの堆積学的特徴を有する堆積層は，地点2の標高2.47m（深度1.73m）に見られる層厚3cm以下の砂質シルト層だけである．しかし，その堆積年代は西暦900年以降なので，レベル2の津波によるものではない．

上記の通り，砂質シルト層の砂粒子の主体を占める中粒砂は主に輝石と岩片からなる（図10，11）．同様に，直

下の粘土層に含まれる中粒砂も，輝石と岩片を主体とする．一方，現世堆積物の3試料の中粒砂は主に岩片からなる．河津町では浜堤は人工改変されており，露頭がなく，堆積物は採取できなかったが，浜堤の堆積物は海浜からの風や高い波で運搬されたものなので，海浜と同様の粒子組成を示すだろう．したがって，砂質シルト層の砂粒子の供給源は，海浜ではなく，浜堤の可能性も低く，河津川氾濫原でもなく，直下の粘土層から洗い出されたものと推定される．つまり，流水は中粒砂を運搬するほどの流速はなかったことになる．砕屑性堆積物の粒径と平均沈降速度の関係（Ferguson & Church，2004）によると，中粒砂の平均沈降速度は3–7cm/sであるから，砂質シルト層を形成した流水の流速はそれ以下となる．今回の調査では，砂質シルト層の形成要因を特定できなかったものの，津波，高潮，洪水のいずれであったとしても，流速は小さく，地点1までは及んでいない規模である．

地点1と2の粘土層の基底年代は，それぞれ古墳時代以前，西暦1020年以前であることは確実であるが，正確な年代は決定できなかった．2地点とも，カワゴ平火山灰層（紀元前1210～紀元前1187年，95.4%信頼区間；Tani *et al.*，2013）は検出されなかったので，同層の降下年代よりも粘土層の基底年代は新しいと思われる．以上のように粘土層の基底年代は未確定であるものの，今回の調査結果は，Kitamura（2016）の静岡県の過去4000年間の地層・地質記録にはレベル2の津波の発生の証拠がないことと矛盾は無い．

まとめ

南海トラフで起こる巨大地震に伴う最大クラスの津波の発生履歴を調べるために，これまで調査されていなかった静岡県河津町の海岸低地で津波堆積物を調査した．調査は，レベル2津波の想定浸水域内の2か所で掘削したボーリングコア試料について行い，その結果，古墳時代の遺物の包含層を中部に挟む粘土層からレベル2の津波の発生を示す地質学的証拠は検出されなかった．

謝辞

本研究の調査地の個人地主には掘削用地を貸していただいた．河津町には掘削用地の借用に便宜を図っていただいた．匿名の校閲者2名から建設的な意見をいただき著しく改善された．これらの方に厚く御礼申し上げる．本研究は静岡大学防災総合センターの経費と科学研究費助成事業（課題番号17H02972，南海トラフ東部におけるレベル1.5地震・津波の実態解明，研究代表者　北村晃寿）で行った．

引用文献

相田　勇（1993），相模湾北西部に起こった歴史津波とその波源数値モデル．地学雑誌，**102**，427–436.

千葉星定（1931），下河津郷土史．梅仙窟，下河津村，256p.

Ferguson R. I. & Church M. (2004), A simple universal equation for grain settling velocity. *Journal of Sedimentary Research,* **74**, 6, 933–937.

藤原　治（2015），津波堆積物の科学．東京大学出版会，東京，283p.

藤原　治・佐藤善輝・小野映介（2013），陸上掘削試料による津波堆積物の解析：―浜名湖東岸六間川低地にみられる3400年前の津波堆積物を例にして―．地学雑誌，**122**，308–322.

羽鳥徳太郎（1975），元禄・大正関東地震津波の各地の石碑・言い伝え．地震研究所彙報，**50**，385–395.

羽鳥徳太郎（1977），静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査．地震研究所彙報，**52**，407–439.

石橋克彦（2014），南海トラフ巨大地震―歴史・科学・社会．岩波書店，東京，205p.

Goto K., Chagué-Goff C., Fujino S., Goff J., Jaffe B., Nishimura Y., Richmond B., Sugawara D., Szczuciński W., Tappin D. R., Witter R. & Yulianto E. (2011), New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology,* **290**, 46–50.

Kitamura A. (2016), Examination of the largest-possible tsunamis (Level 2 tsunami) generated along the Nankai and Suruga troughs during the past 4000 years based on studies of tsunami deposits from the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Progress in Earth and Planetary Science,* 3:12 DOI: 10.1186/s40645-016-0092-7

北村晃寿（2016），津波堆積物からの知見．特集　防災学術連携体の設立と取組　東京圏の大地震にどう備えるか．学術の動向，**34**，日本学術会議.

北村晃寿・藤原　治・小林小夏・赤池史帆・玉置周子・増田拓朗・浦野雪峰・小倉一輝・北村賀子・増田俊明（2011），静岡県静岡平野東南部における完新統のボーリングコアによる遡上した津波堆積物の調査（速報）．静岡大学地球科学研究報告，**38**，3–20.

Kitamura A., Fujiwara O., Shinohara K., Akaike S., Masuda T., Ogura K., Urano Y., Kobayashi K., Tamaki C. & Mori H. (2013), Identifying possible tsunami deposits on the Shizuoka Plain, Japan and their correlation with earthquake activity over the past 4000 years. *The Holocene,* **23**, 1682–1696.

北村晃寿・板坂孝司・小倉一輝・大橋陽子・斉藤亜妃・内田絢也・奈良正和（2013），静岡県南伊豆の海岸低地における津波堆積物の調査（速報）．静岡大学地球科学研究報告，**40**，1–12.

北村晃寿・川手繁人（2015），静岡県南伊豆・吉佐美の海岸低地における津波堆積物の有無の調査．静岡大学地球科学研究報告，**42**，15–23.

Kitamura A. & Kobayashi K. (2014), Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the ad 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan. *The*

Holocene, **24**, 814–827.
北村晃寿・小林小夏（2014），静岡平野・伊豆半島南部の中・後期完新世の古津波と古地震の地質学的記録．地学雑誌，**123**，813–834.
Kitamura A., Koyama M., Itasaka K., Miyairi Y. & Mori H. (2014), Abrupt Late Holocene uplifts of the southern Izu Peninsula, central Japan: Evidence from emerged marine sessile assemblages. *Island Arc*, **23**, 51–61.
北村晃寿・三井雄太・滝川陽紀，（2016），静岡県焼津平野の完新統の解析に基づく安政型地震の平均発生間隔の推定．地質学雑誌，**122**，523–531.
北村晃寿・大橋陽子・宮入陽介・横山祐典・山口寿之，（2014），静岡県下田市海岸から発見された津波石．第四紀研究，**53**，259–264.
北村晃寿・鈴木孝和・小林小夏，（2015），静岡県焼津平野における津波堆積物の調査．静岡大学地球科学研究報告，**42**，1–14.
小松原純子・藤原　治・鎌滝孝信（2006），南海・駿河および相模トラフ沿岸域における津波堆積物．歴史地震，**21**，93–109.
内閣府（2012），南海トラフの巨大地震モデル検討会，第二次報告．津波断層モデル編―津波断層モデルと津波高・浸水域等について―．http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku/pdf/case1.pdf [Cited 2013/2/28]
Nanayama F., Shigeno K., Satake K., Shimokawa K., Koitabashi S., Miyasaka S. & Ishii M. (2000), Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei. Southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, **135**, 255–264.
Naruse H., Fujino S., Suphawajruksakul A. & Jarupongsakul T. (2010), Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand. *Island Arc*, **19**, 399–411.
Naruse H., Arai K., Matsumoto D., Takahashi H., Yamashita S., Tanaka G. & Murayama M. (2012), Sedimentary features observed in the tsunami deposits at Rikuzentakata City. *Sedimentary Geology*, **282**, 199–215.
Nishimura T., Sagiya T. & Stein R, S. (2007), Crustal block kinematics and seismic potential of the northernmost Philippine Sea plate and Izu microplate, central Japan, inferred from GPS and leveling data. *Journal Geophysical Research Solid Earth* 112(B5).
Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey, C., Buck C. E., Cheng H., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T. J., Hoffmann D. L., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., Manning S. W., Niu M., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Staff R. A., Turney C. S. M. & van der Plicht J. (2013), IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
澤井祐紀（2012），地層中に存在する古津波堆積物の調査．地質学雑誌，**118**，535–558.
Shishikura M. (2014), History of the paleo-earthquakes along the Sagami Trough, central Japan: Review of coastal paleoseismological studies in the Kanto region. *Episodes*, **37**, 246–257.
静岡県（2013），静岡県第４次地震被害想定．最大浸水深図（レベル２津波（第一次報告及び相模トラフ沿いの地震の地震動・津波浸水想定）の重ね合せ図）．http://www.pref.shizuoka.jp/bousai/4higaisoutei/ [Cited 2015/2/06]
菅原大助（2014），津波堆積物と津波の規模について．地学雑誌，**123**，797–812.
Takashimizu Y., Urabe A., Suzuki K. & Sato Y. (2012), Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 124–141.
田中館秀三（1926），関東大地震と海岸の昇降運動（其四）．地学雑誌，**38**，374－390.
Tani S., Kitagawa H., Hong W., Park J. H., Sung K. S. & Park G. (2013), Age determination of the Kawagodaira volcanic eruption in Japan by ^{14}C wiggle-matching. *Radiocarbon*, **55**, Nr 2–3, 748–752.



図版1　地点1のコアの写真
Plate 1　Photograph of core collected at site 1.



図版2　地点2のコアの写真
Plate 2　Photograph of core collected at site 2.