

## 静岡県焼津平野における津波堆積物の調査

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2015-09-01 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 北村, 晃寿, 鈴木, 孝和, 小林, 小夏 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00009096">https://doi.org/10.14945/00009096</a>

# 静岡県焼津平野における津波堆積物の調査

北村晃寿<sup>1,2</sup>・鈴木孝和<sup>1</sup>・小林小夏<sup>1,2</sup>

## Study on tsunami deposits in the Yaizu Plain, Shizuoka Prefecture, Japan

Akihisa KITAMURA<sup>1,2</sup>, Takakazu SUZUKI<sup>1</sup>, Konatsu KOBAYASHI<sup>1,2</sup>

**Abstract** The Yaizu Plain in Shizuoka Prefecture, Japan, is located onshore of the Suruga Trough, which marks the convergent boundary between the Eurasian and Philippine Sea plates. The plain was inundated by tsunamis associated with the AD 1498 Meio earthquake (M 8.4) and the AD 1854 Ansei-Tokai earthquake (M 8.4); however, no previous study has investigated tsunami deposits in this area. Therefore, this study examined the distribution of possible tsunami deposits on late Holocene deposits, as observed in sediment cores (8-9 m long and 7 cm in diameter) collected at nine sites (elevations, 1.8-4.5 m) in the coastal area of the Yaizu Plain. At the northern area of the plain, the sediments in the cores are mainly back-marsh clayey deposits with thin gravelly channel-fill deposits. In the downtown area of Yaizu City, the sediments in the cores are mainly gravelly channel-fill deposits with thin back-marsh clayey deposits. The Kawagodaira pumice, which was erupted between 1,210 and 1,187 cal BC, was identified in the back-marsh clayey deposits at two sites. Possible tsunami deposits were not detected from all cores, over the past 3,200 years.

**Keywords:** Yaizu Plain, tsunami deposits, Kawagodaira pumice, late Holocene

### はじめに

2011年3月11日に起きた東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波は、仙台平野などの海岸低地を襲い、甚大な被害をもたらした。この津波は日本観測史上最大だが、西暦869年に同規模の津波（貞観津波）が宮城県や福島県の海岸平野に襲来していたことが、古文書記録と津波堆積物の調査から報告されていた（Minoura & Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 2001; 宍倉ほか, 2010）。その上、過去3000年間の津波堆積物の堆積年代から大規模な津波の再来が近いことも指摘されていた（Minoura *et al.*, 2001）。だが、これらの研究成果は十分に防災に活用されなかった。これを教訓に、国は2012年に「南海トラフにおけるあらゆる可能性を考慮した最大クラスの地震と津波」を提示するとともに、古文書調査や津波堆積物調査等の一層の促進を図り、巨大地震の全容を解明するための継続的な努力が必要と述べた。

静岡県沿岸は、南海トラフで発生した海溝型地震に起因する大津波の被害をたびたび受けてきたことが古文書記録から知られている（例えば、渡邊, 1998）。また、同県の海岸低地の各地で津波堆積物の調査が行われている（浅井ほか, 1998; 熊谷, 1999; 西仲ほか, 1996; 高田ほか, 2002; 藤原ほか, 2005; 小松原ほか, 2006; 北村ほか, 2013, 2014; Kitamura *et al.*, 2013; Kitamura & Kobayashi, 2014; 北村・小林, 2014など）。

焼津市の海岸低地は、西暦1498年の明応地震、1854年の安政東海地震による津波被害の古文書記録があり、前者は現在の海岸線から2km内陸まで遡上したと推定されている（図1）（都司ほか, 2013）。また、2013年に静岡県が発表した最大の津波高は、焼津平野の沿岸地域では10mと想定されている。しかし、同地域の完新統に関しては、津波堆積物の調査が行われていない。そこで、本研究では焼津市の海岸低地の9箇所ボーリング掘削を行い、津波堆積物の調査を実施した。

<sup>1</sup> 静岡大学理学部地球科学教室, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

<sup>1</sup> Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan  
E-mail: seakita@ipc.shizuoka.ac.jp

<sup>2</sup> 静岡大学防災総合センター, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

<sup>2</sup> Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan

## 津波堆積物

津波堆積物とは、津波により移動し、波が引いた後に地表や湖沼底、浅海底に残された泥、砂、礫などの堆積物の総称である(首藤ほか, 2007)。一般的な津波堆積物研究では主に砂層を対象とし、津波が海岸の砂丘などを乗り越えて内陸の低地へ広がった跡や、津波で運ばれた土砂などが海底や海岸の地層に覆われて長く残ることで形成された層を示す(藤原ほか, 2004)。ただし、地層中に見られるこのような砂層は、高潮によっても形成されることがあるため、地震による津波の再来周期の予測等に用いるには津波堆積物と高潮堆積物を区別する必要がある、その基準について議論されてきた(例えば、Nanayama *et al.*, 2000; Goff *et al.*, 2004; Tuttle *et al.*, 2004; 藤原, 2007; Chagué-Goff *et al.*, 2011)。これらの研究をもとに、遡上した津波堆積物の一般的な特徴を以下に挙

げる。

(1)津波の波長は数十kmから100 km、周期が10分から1時間であり、高潮の波と比べて非常に長く(Shiki *et al.*, 2008)、押し波と引き波の間で波が停滞して運搬した土砂などを堆積させる。よって、海の堆積物だけでなく陸の堆積物(土壌、植物片、瓦礫等)も多く含まれるため、一般的に泥から巨礫までさまざまな粒径の粒子が混在し淘汰が悪くなる。

(2)津波のエネルギーが減衰する過程を反映して、大局的には海岸から内陸へ薄く細粒になる傾向を示す。ただし、その変化のパターンは、地形の凹凸や植生密度などの影響を受けて多様である(例えば、Gelfenbaum & Jaffe, 2003; Paris *et al.*, 2007)。層厚は数cmから数十cm以上までさまざまで、スマトラ島沖地震津波では80 cmに達した例もある(Moore *et al.*, 2006)。

(3)大きなエネルギーを持つ津波によって地表面が浸食

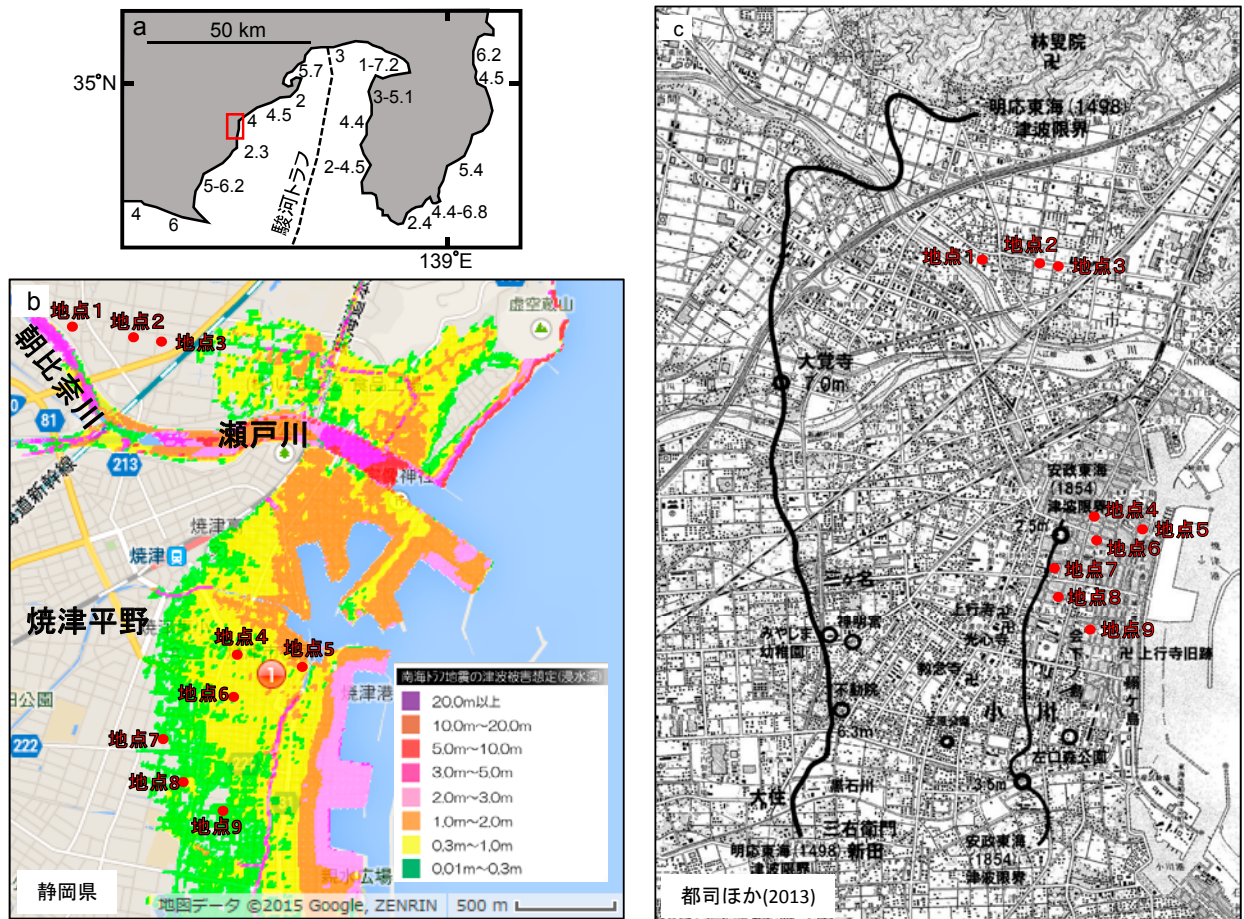


図1 焼津平野と調査地点の位置。(a) 駿河湾周辺の沿岸地域の安政地震の津波高(m)、渡邊(1998)による。(b) 焼津平野北部における南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)の公表したあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測の津波高(静岡県, 統合基盤地理情報システム。静岡県第4次地震被害想定津波浸水(レベル2重ね合せ図) <http://www.gis.pref.shizuoka.jp/?mc=19&mp=1801&z=14&ll=35.006523,138.523262>, 2015年3月2日ダウンロード)。(c) 焼津市域での明応東海地震(1498)と安政東海地震(1854)の各津波の推定限界線(都司ほか, 2013)。

Fig. 1 Locality map of the Yaizu Plain, Shizuoka Prefecture, showing the locations of sediment cores analyzed in this study. (a) Coastal areas around Suruga Bay, showing the inundation extent (heights in m) of the tsunami generated by the Ansei-Tokai earthquake (from Watanabe, 1998). (b) Prediction of the height of the largest-possible tsunami of Yaizu Plain (after the Shizuoka Prefectural Government, (<http://www.gis.pref.shizuoka.jp/?mc=19&mp=1801&z=14&ll=35.006523,138.523262>, download on 2 March 2015). (c) Maximum extent of inundation of the AD 1498 Meio tsunami and the 1854 Ansei-Tokai tsunami in the downtown area of Yaizu (Tsuji *et al.*, 2013).

されるため、津波堆積物の基底は浸食面であることが多い。また、浸食を受けた泥層や土壌から由来する泥・土壌の塊からなるリップアップクラストを含むことがある（例えば、Kortekaas & Dawson, 2007; Peters *et al.*, 2007; Switzer & Jones, 2008; Clark *et al.*, 2011; Goff *et al.*, 2012; Phantuwongraj & Choowong, 2012）。リップアップクラストは、東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波による津波堆積物にも見られる（Goto *et al.*, 2011; 北村・若山, 2011; Takashimizu *et al.*, 2012）。

(4)津波は高い運搬能力を持ち、より内陸まで浸入するため、堆積物が高潮よりも広範囲に分布することが多い。Goff *et al.* (2004) によると、ニュージーランド北島南東部における調査で、高潮による堆積物が40m内陸までしか分布していないのに対し、津波堆積物は200m内陸まで分布していた。また、Goto *et al.* (2009) の報告によると、琉球列島において台風の高波で打ち上げられた巨礫は礁縁から300mより内陸には分布しないのに対し、1771年の明和津波起源と考えられる巨礫群は礁縁から最大1300mも内陸に存在する。

(5)津波は波長が長いことで、押し波と引き波がそれぞれ運搬してきたものを堆積させるため、堆積構造を見ると流向の反転が繰り返されている場合がある。例えば、陸側への流れを示す斜交層理を持つユニットと海側への流れを示す斜交層理を持つユニットが交互に重なっており、それぞれマッドドレイプで区切られている津波堆積物が見られることがある（例えば、Nanayama *et al.*, 2000; Naruse *et al.*, 2010）。マッドドレイプは、押し波と引き波が入れ替わる間に浮遊物が沈降して形成されるもので、前後の流れに時間間隔があることを示す。

(6)直上・直下には見られない海生・汽水生の珪藻、海生貝類、有孔虫を含むことがあり、通常高潮ではもたらされないような、水深数十mに生息する生物が浅海や陸に運ばれることもある（例えば、Nanayama *et al.*, 2000）。エスチュアリー内の津波堆積物中では貝殻が密集層として見られる場合が多く、生きたまま運ばれたと推定される保存状態の非常に良い貝殻も含まれる（Morales *et al.*, 2008）。

(7)津波を発生させた地震で隆起や沈降が起きた場合には、堆積環境の変化を反映して、津波堆積物の上下で生物の種組成の変化が見られることもある（Sawai *et al.*, 2004）。

## 調査地域の概要

大井川下流から河口にかけて広がる扇状地性平野は、大井川下流平野あるいは島田・焼津平野という（例えば、土・高橋, 1972）（図1）。大井川の影響の及ばない焼津付近では三角洲性低地に移り変わる。扇状地の平均勾配は4%で、島田市南部では表層から50mまでは砂礫層である（土・高橋, 1972）。砂礫層は、扇状地の北縁や海岸に向かって次第に薄くなり、瀬戸川付近では3~5mの厚さとなり、瀬戸川の現流路がほぼ分布の北限となっている。そして、瀬戸川以北では砂層やシルト層が卓越する（土・高橋, 1972）。同平野北部を流下する瀬戸川と朝比奈川は蛇行河川で、海岸近くで合流し、河川の背後には水田が広がる。本論では、焼津市の行政区域内の大井川下流平野を、焼津平野と言うこととする（図1）。

著者らの知る限り、焼津平野の完新統の層序を詳細に検討した研究事例はない。国土地理院（2013）によると、1977年から2012年の35年間の焼津市の平均沈降速度は年間約6mmである（図2）。

焼津平野の歴史地震・津波については、明応地震と安政東海地震に関する古文書が残されている。

明応地震は1498年9月20日、朝8時ころ発生した。焼津平野における明応地震に伴う津波高について、羽鳥（1975）は、地震史料1巻（文部省震災予防評議会, 1943）に編纂された古文書をもとに、6~8mと推定した。飯田（1980）は、都司（1979）の編纂した東海地方地震津波史料をもとに、被害の程度や波高記録などから津波高を推定し、焼津市会下島付近で7~8m、小川で6~7mとした。また、明応地震が起こる前に大暴風雨などがあり、明応地震のあった当時は大雨洪水などによって潮位が普通よりも高く、さらに地震による地盤沈下があり、津波災害が大きくなったとしている。都司ほか（2013）は、古文書記録と伝承をもとに津波高を6.3~6.5mと推定している。

安政東海地震は1854年12月23日午前9時頃に発生した。古文書・伝承をもとに、飯田（1980）は津波高を約4mと推定し、一方、都司・斉藤（1985）は2.3mと推定している。安政東海地震で駿河湾西岸地域は隆起し、石橋（1984）は隆起量を静岡平野西部の石部（羽鳥（1976）では長田）で約1.8m、島田・焼津平野の南西部の榛原で約0.9mと推定した。現在の焼津市田尻北では、安政東海地震で海岸が隆起したという伝承が残されている（柴田,

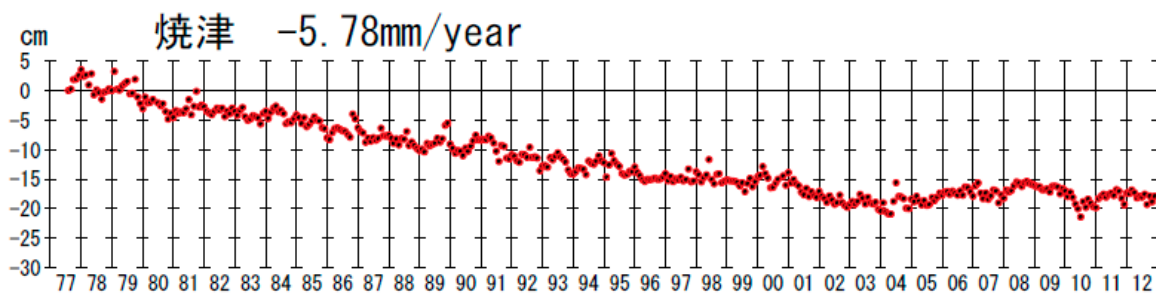


図2 焼津の験潮所の垂直変動（国土地理院, 2013）。

Fig. 2 Vertical movements of the tide station at Yaizu (Geospatial Information Authority of Japan, 2013).

2014). なお、焼津市の貞善院(北緯34°51'54", 東経138°19'03", 本研究の地点7), 普門寺(北緯34°51'60", 東経138°19'05"), 長久寺(北緯34°50'04", 東経138°19'40")は、西暦1699年8月15日に高潮による建物被害があったという記録が残されている(柴田, 2014).

## 調査・分析方法

本研究では9地点(図1)で、掘削したボーリングコアの解析を行った。コアの内径70mmで、長さは8mまたは9mである。全掘削地点が明応地震に伴う津波の推定浸水域にあたり、また、地点4~9は、安政東海地震に伴う津波の推定浸水域にあたる(都司ほか, 2013)。

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するとともに、断面を写真撮影した。コア試料に短縮・伸張が見られた場合には、柱状図作成の際に補正した。これらの作業時に、<sup>14</sup>C年代測定用の試料として被子植物の葉を採取した。また、地点1の標高-2.92~-2.78m(深度7.48~7.34m)と地点8の標高-6.68m(深度8.56m)に軽石粒子が見られたので、それらを採取した。

<sup>14</sup>C年代測定は、地球科学研究所を通じて、Beta Analytic社に依頼し、加速器質量分析法により行った。また、軽石粒子については、火山ガラス屈折率の測定を株式会社京都フィッシュン・トラックに委託した。

## 結果

### 堆積相

#### 地点1

本地点は若宮神社正面空地(標高4.56m, 北緯34°52'58", 東経138°18'43", 瀬戸川河口から約2110m)である(図1)。基底(標高-4.44m, 深度9.00m)から標高4.06m(深度0.50m)は主に塊状粘土層からなり、標高4.06~4.56m(深度0.50~0m)は表土である(図3, 図版1)。標高-2.78~-2.92m(深度7.48~7.34m)に数mmサイズの白色軽石粒子が散在する。

#### 地点2

本地点は中里会館南空地(標高3.40m, 北緯34°52'56", 東経138°18'57", 瀬戸川河口から約1770m)である(図1)。基底(標高-5.60m, 深度9.00m)から標高-3.85m(深度7.25m)は主に塊状粘土~塊状黒褐色シルト層からなる(図3, 図版2)。標高-3.85~-2.25m(深度7.25~5.65m)は礫支持礫層である。-2.25~-1.50m(深度5.65~4.90m)は2層の級化を示す単層の累重からなり、単層内では上位に向かって礫から細粒砂に漸移する。礫質堆積物の組織は礫支持である。標高-1.50~0.40m(深度4.90~3.00m)は主に塊状粘土~塊状黒褐色シルト層からなる。標高0.40~1.20m(深度3.00~2.20m)は1層の級化を示す単層で、上位に向かって礫からシルトに漸移する。礫質堆積物の組織は礫支持である。標高1.20~2.40m(深度2.20~1.00m)は塊状粘土層からなる。標高2.40~3.40m(深度1.00~0m)は表土である。

#### 地点3

本地点は水田(標高2.81m, 北緯34°52'56", 東経138°19'03", 瀬戸川河口から約1670m)である(図1)。基底(標高-6.19m, 深度9.00m)から標高1.81m(深度1.00m)は塊状粘土と塊状シルトからなる(図3, 図版3)。標高-2.51~-2.34m(深度5.32~5.15m)は礫支持礫層を挟み、礫層の下部は逆級化を示し、上部は級化を示す。標高1.81~2.81m(深度1.00~0m)は表土である。

#### 地点4

本地点は阿弥陀寺(標高1.87m, 北緯34°52'02", 東経138°19'15", 海岸から約520m)である(図1)。基底(標高-7.13m, 深度9.00m)から標高-5.89m(深度7.76m)は淘汰の悪い基質支持礫層からなる(図3, 図版4)。標高-5.89~-4.13m(深度7.76~6.00m)は主に塊状黒褐色粘土~塊状黒褐色シルト層からなり、標高-5.28~-4.83m(深度7.15~6.70m)に礫支持礫層を挟む。標高-4.13~0.67m(深度6.00~1.20m)は礫支持礫層と淘汰の良い粗粒砂の累重からなる。標高0.67~1.87m(深度1.20~0m)は表土である。

#### 地点5

本地点は新屋公園(標高1.89m, 北緯34°52'00", 東経138°19'28", 海岸から約300m)である(図1)。基底(標高-7.11m, 深度9.00m)から標高-7.01m(深度8.90m)までは塊状黒褐色シルト層からなる(図3, 図版5)。標高-7.01~0.09m(深度8.90~1.80m)は主に礫支持礫層からなる。標高0.09~0.19m(深度1.80~1.70m)は粘土層からなる。標高0.19~0.55m(深度1.70~1.34m)は1枚の級化を示す単層からなり、単層内では上位に向かって中粒砂層からシルトに漸移する。標高0.55~1.89m(深度1.34~0m)は表土である。

#### 地点6

本地点は本町三丁目空地(標高2.11m, 北緯34°51'56", 東経138°19'16", 海岸から約570m)である(図1)。基底(標高-6.89m, 深度9.00m)から標高-5.34m(深度7.45m)は主に塊状粘土~極細粒砂層からなる(図3, 図版6)。標高-5.34~-0.54m(深度7.45~2.65m)は主に礫支持礫層からなる。標高-0.54~0.86m(深度2.65~1.25m)は主に塊状粘土~中粒砂層からなる。標高0.86~1.66m(深度1.25~0.45m)は礫支持礫層からなる。標高1.66~2.11m(深度0.45~0m)は表土である。

#### 地点7

本地点は貞善院駐車場(標高2.34m, 北緯34°51'51", 東経138°19'04", 海岸から約890m)である(図1)。基底(標高-6.66m, 深度9.00m)から標高-6.16m(深度8.50m)は主に塊状粘土~塊状シルト層からなり、標高-6.50~-6.28m(深度8.84~8.62m)に泥炭層を挟む(図3, 図版7)。標高-6.16~1.84m(深度8.50~0.50m)は主に礫支持礫層からなる。標高1.84~2.34m(深度0.50~0m)は表土である。

#### 地点8

本地点は天王の杜公園(標高1.82m, 北緯34°51'44", 東経138°19'07", 海岸から約910m)である(図1)。基底(標高-7.18m, 深度9.00m)から標高-6.32m(深度8.14m)は主に塊状粘土層からなり、標高-6.78~-6.48m(深度8.60~8.30m)に泥炭層を挟む(図3, 図版

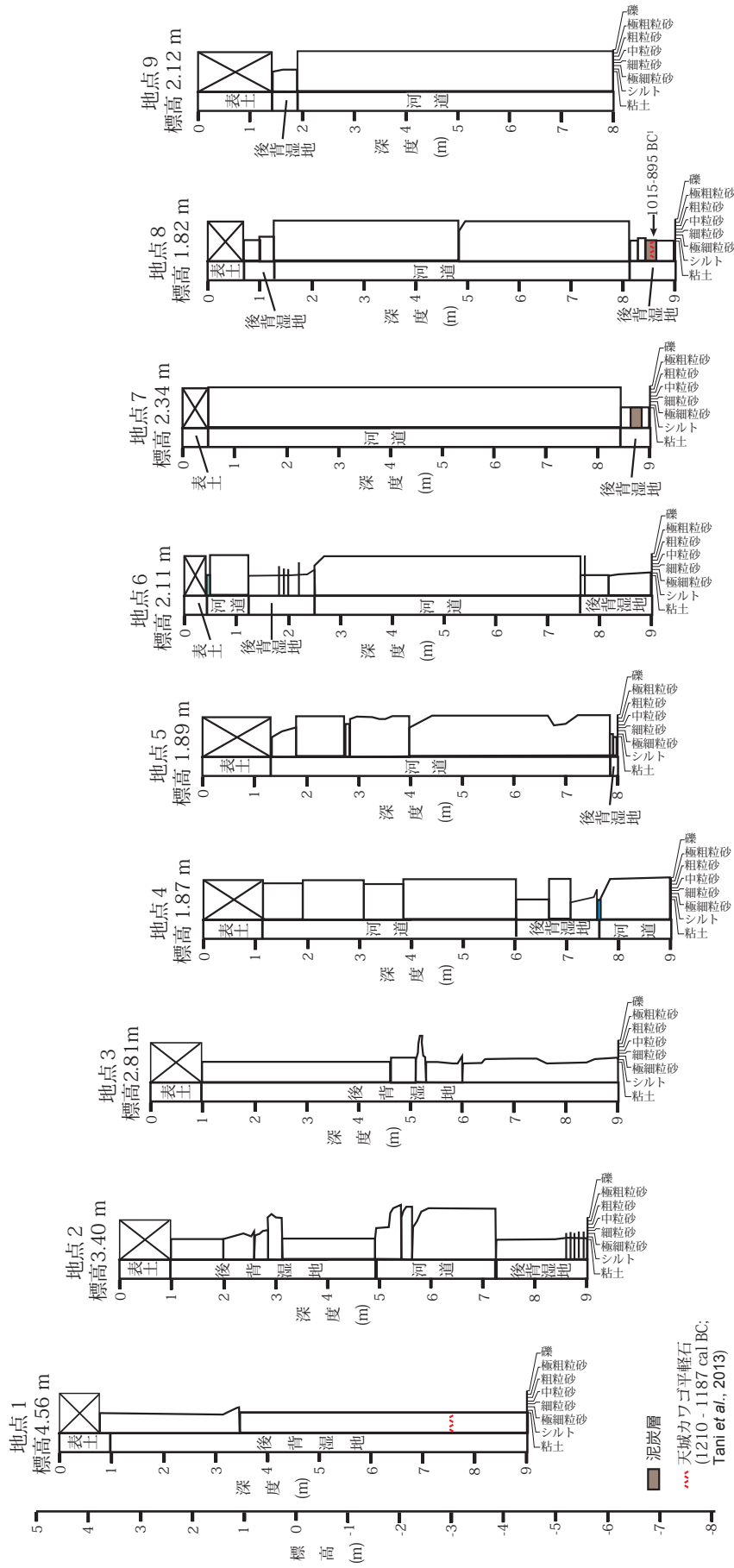


図3 調査地点の柱状図。<sup>14</sup>C年代の詳細は表1を参照せよ。  
 Fig. 3 Columnar sections of the study sites. Details of radiocarbon dates are presented in Table 1.

8). 標高-6.48~0.57m (深度8.30~1.25m) は礫支持礫層からなる. 標高0.57~0.62m (深度1.25~1.20m) に塊状黒褐色シルト~極細粒砂層を挟み, 標高0.62~1.82m (深度1.20~0m) は表土である. 標高-6.74m (深度8.56m) に数mmサイズの白色軽石粒子が散在する.

#### 地点9

本地点は, 本町南公園 (標高2.12m, 北緯34°51'39", 東経138°19'14", 海岸から約620m) である (図1). 基底 (標高-5.88m, 深度8.00m) から標高0.22m (深度1.90m) まで主に礫支持礫層からなる (図3, 図版9). 標高0.22~0.67m (深度1.90~1.45m) は塊状黒褐色~茶褐色シルト層からなる. 標高0.67~2.12m (深度1.45~0m) は表土である.

#### <sup>14</sup>C年代測定

地点8の標高-6.62m (深度8.44m) から採取した被子植物の葉は, 暦年較正で1,015-895 BC (2 $\sigma$ ) が得られた (表1)

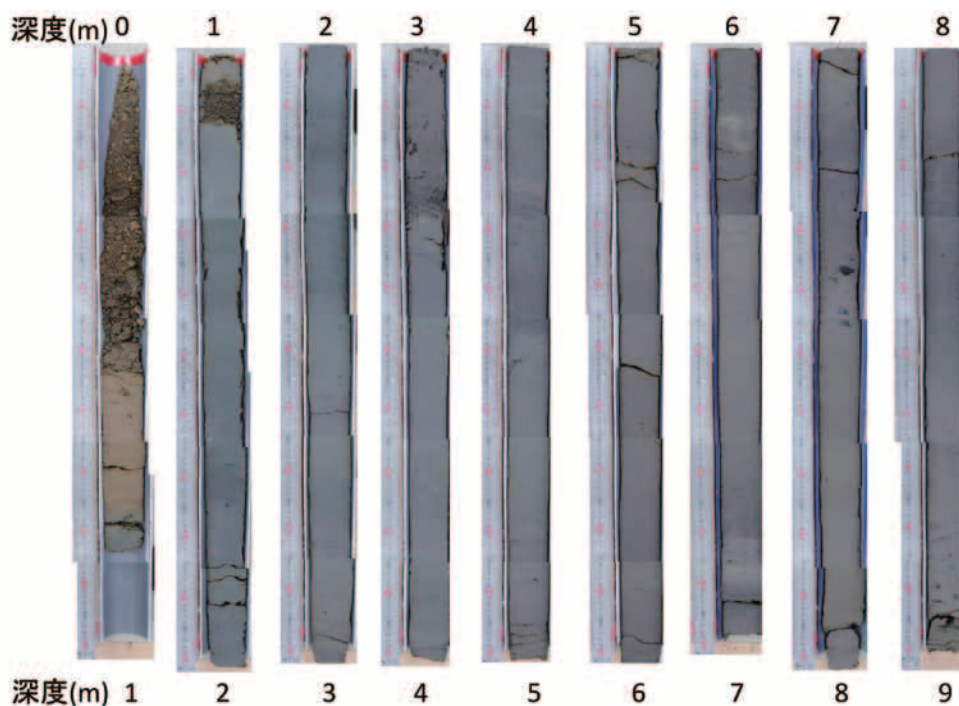
#### 火山ガラス屈折率

地点1の軽石の火山ガラス屈折率は, 1.4966-1.5032の範囲をとり, 最頻値は1.502である (図4). 一方, 地点8の軽石の火山ガラス屈折率は, 1.4983-1.5029の範囲をとり, 最頻値は1.501-1.502である. カワゴ平火山の噴出物の火山ガラス屈折率は, 町田・新井 (1992) によると1.493-1.503で, 嶋田 (2000) によると1.498-1.506である. 今回発見した火山ガラスの屈折率の範囲は, カワゴ平火山の噴出物の火山ガラス屈折率の範囲と一致する. また, 地点8の軽石散在層の直上から産した葉の年代値1,015-895 BC (2 $\sigma$ ) とカワゴ平火山の噴出物の降下年代 (Tani *et al.* (2013)によると暦年較正で1,210-1,187 BC (2 $\sigma$ )) とは層序学的に調和する. 以上のことから, 地点1と8の軽石はカワゴ平火山の噴出物であると結論し, 以下ではカワゴ平軽石と呼ぶ.

表1 <sup>14</sup>C年代測定の結果

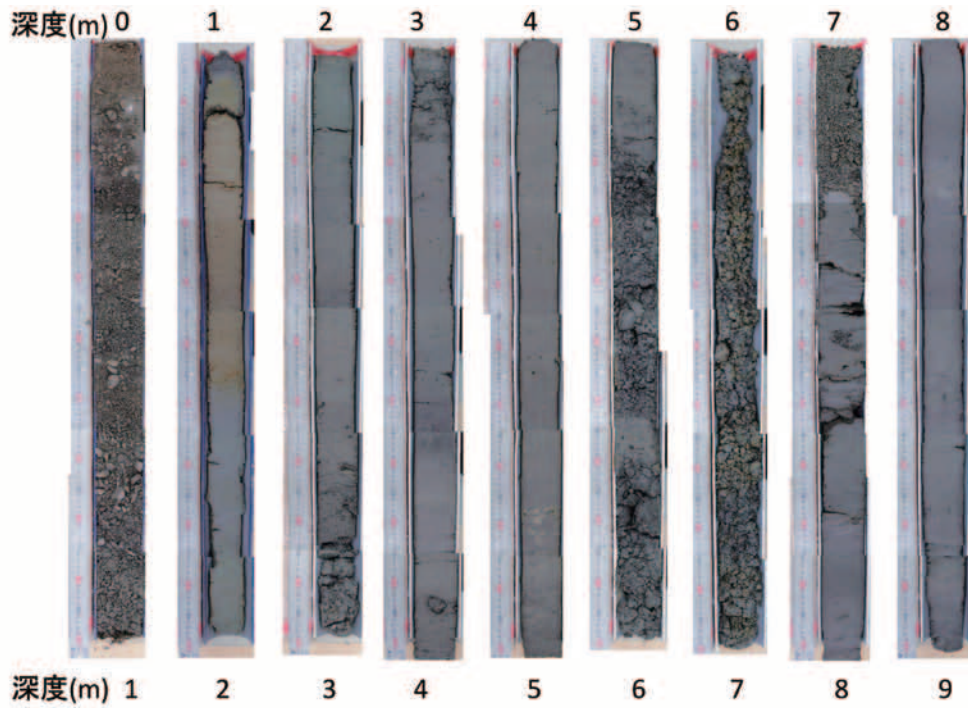
Table 1 Results of <sup>14</sup>C dating

Sample no.	Site	Depth (m)	Altitude (m above msl)	Materials	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional <sup>14</sup> C age (yr BP)	Calibrated age (1 $\sigma$ ) (cal yr) (68.2%)	Calibrated age (1 $\sigma$ ) (cal yr BP) (68.2%)	Calibrated age (2 $\sigma$ ) (cal yr) (95.4%)	Calibrated age (2 $\sigma$ ) (cal yr BP) (95.4%)	Lab Number Beta
1	8	8.44	-6.62	leaf	-27.4	2800±30	1000 BC-910 BC	2950-2860	1015 BC-895 BC	2965-2845	399103

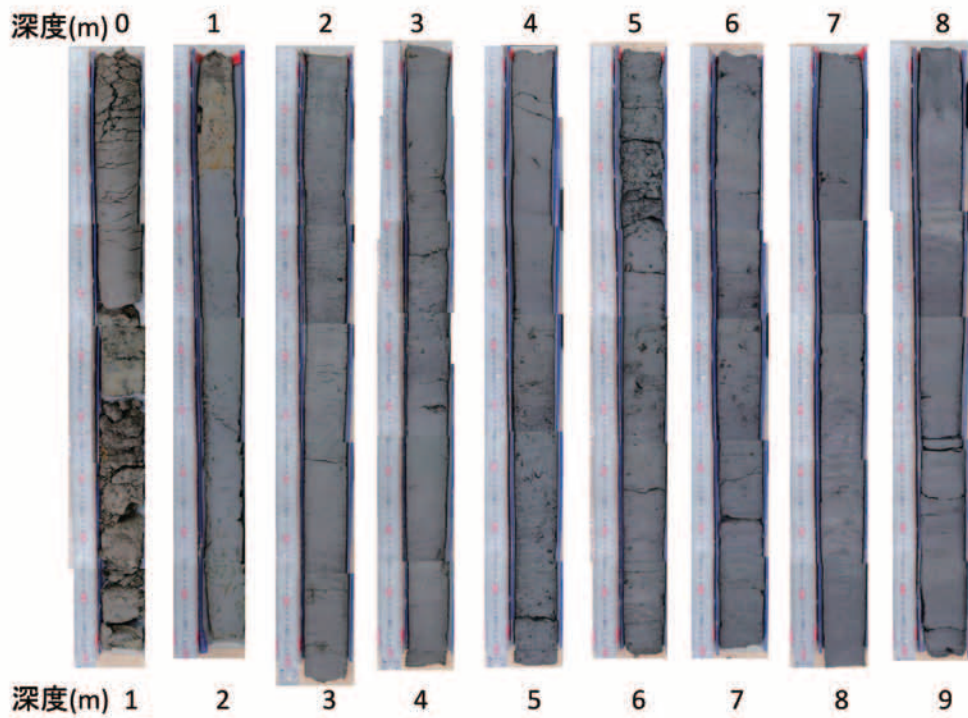


図版1 地点1のコアの写真

Plate 1 Photograph of core collected at site 1.

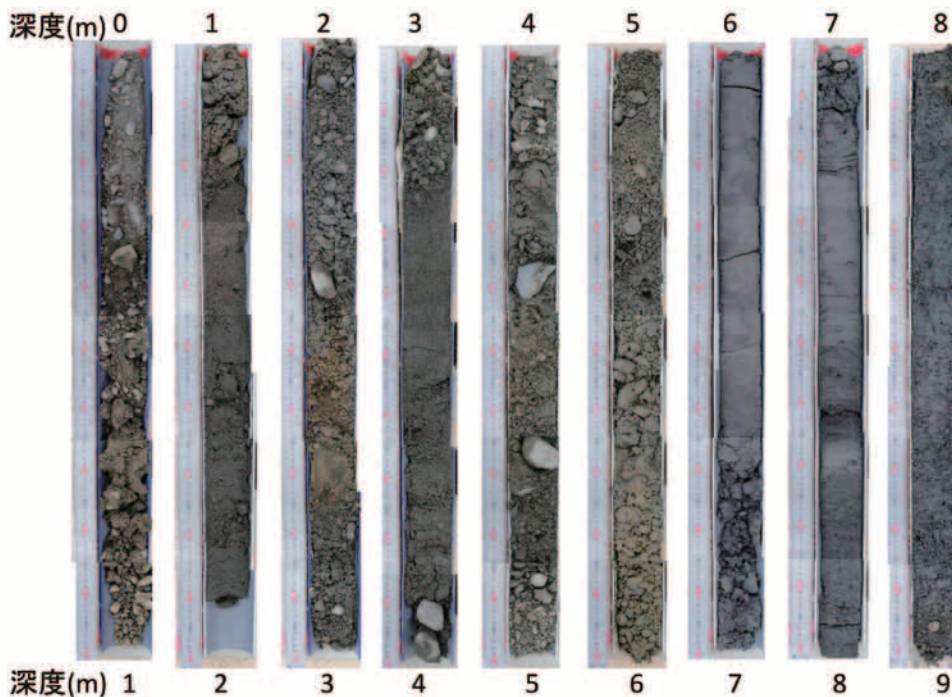


図版2 地点2のコアの写真  
Plate 2 Photograph of core collected at site 2.

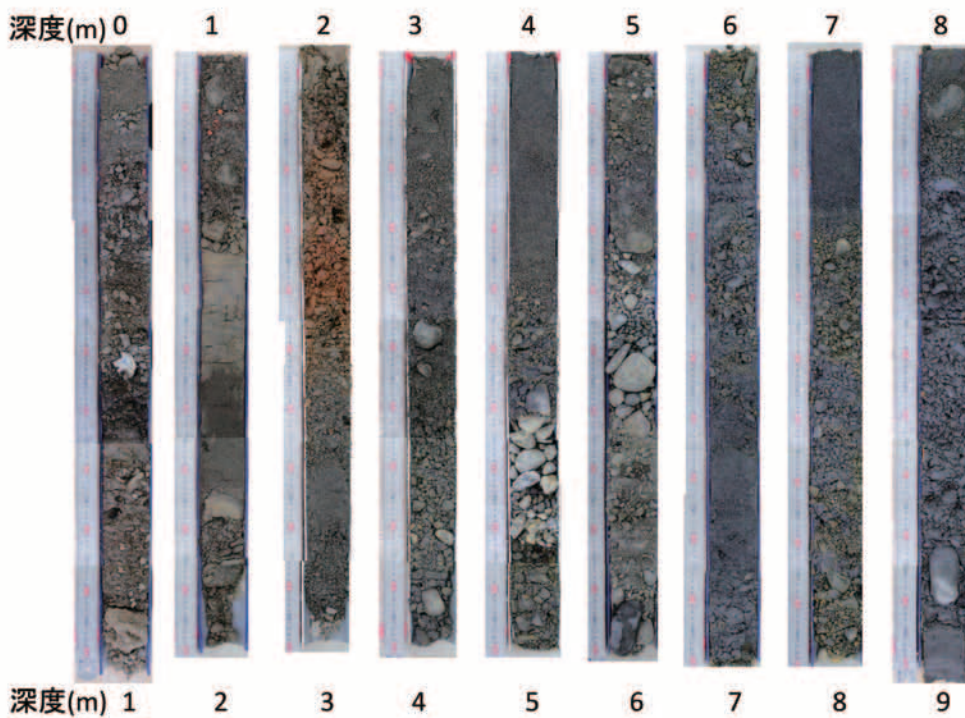


図版3 地点3のコアの写真  
Plate 3 Photograph of core collected at site 3.

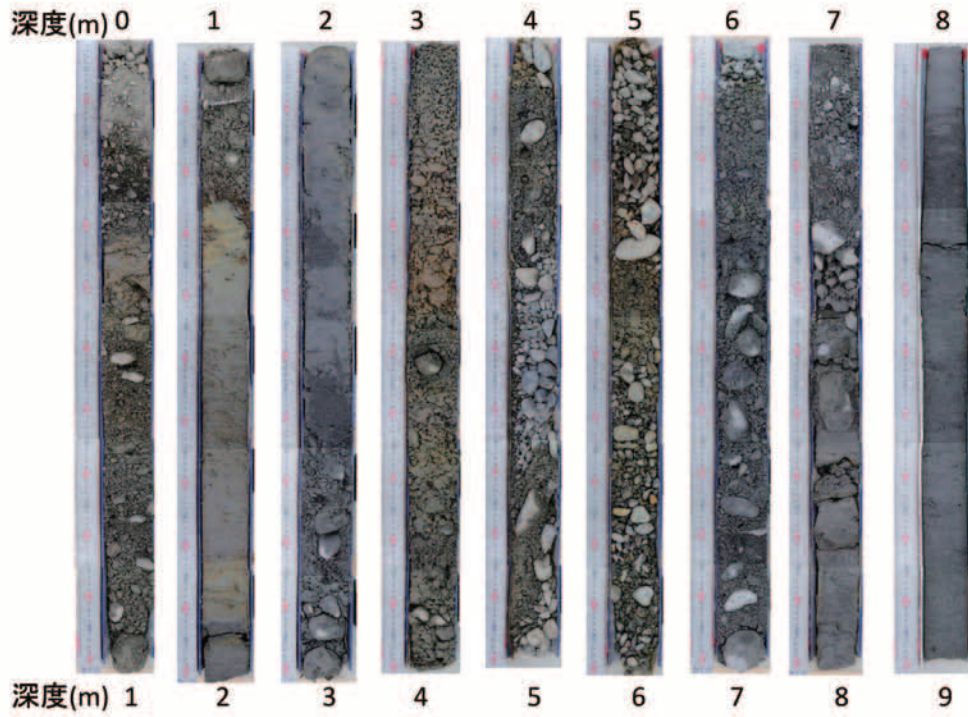




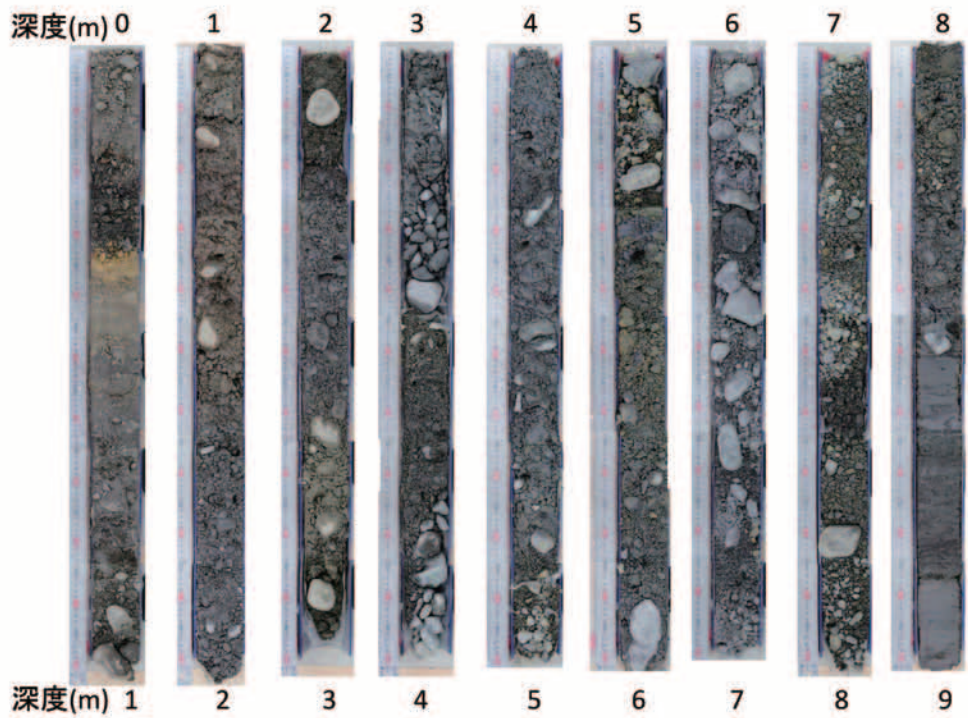
図版4 地点4のコアの写真  
Plate 4 Photograph of core collected at site 4.



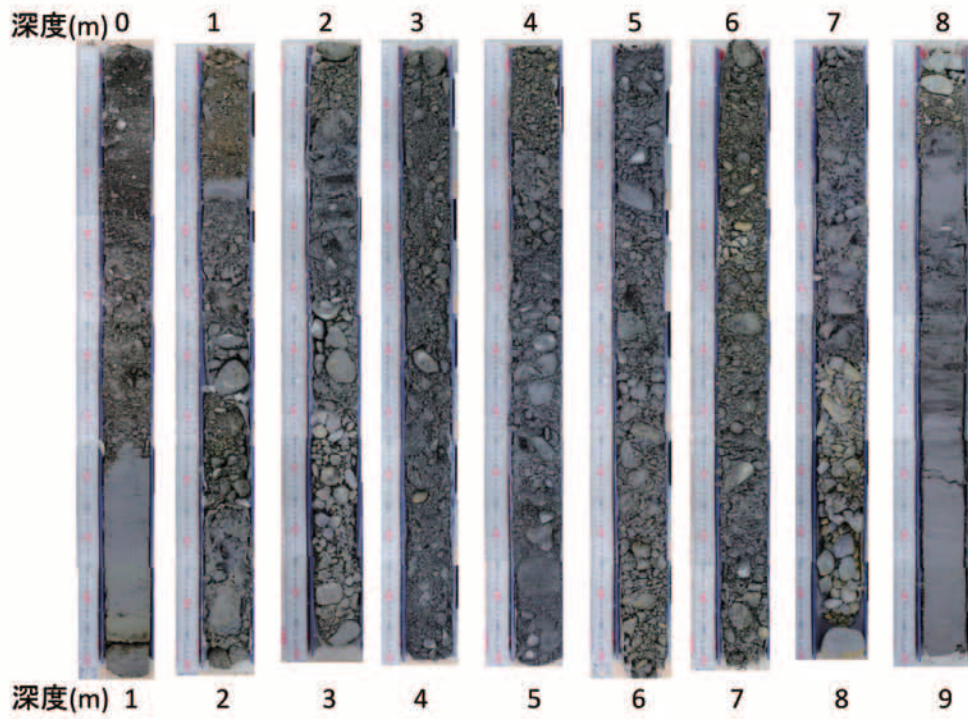
図版5 地点5のコアの写真  
Plate 5 Photograph of core collected at site 5.



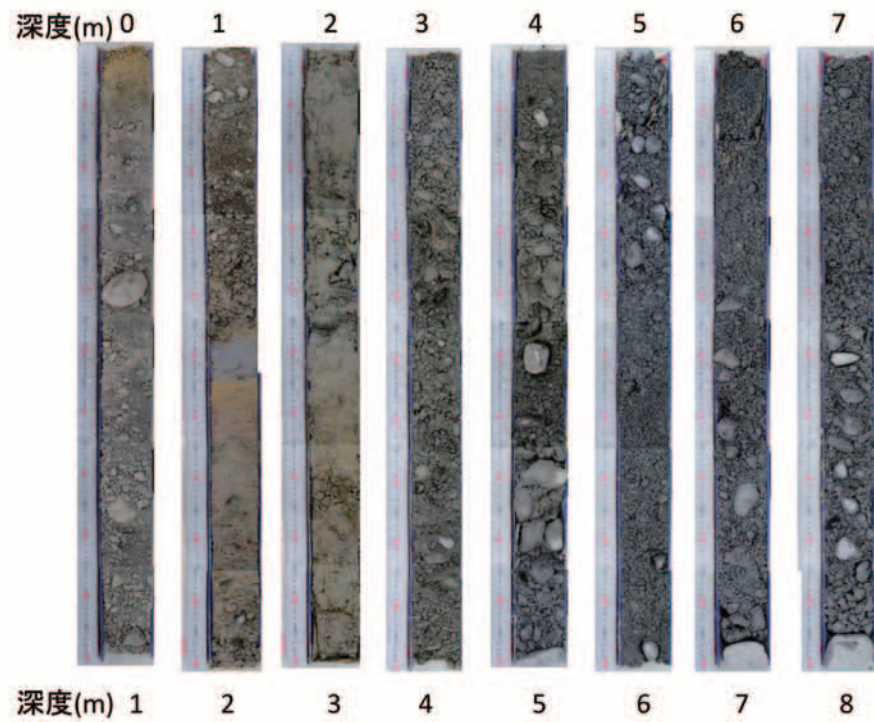
図版6 地点6のコアの写真  
Plate 6 Photograph of core collected at site 6.



図版7 地点7のコアの写真  
Plate 7 Photograph of core collected at site 7.



図版8 地点8のコアの写真  
Plate 8 Photograph of core collected at site 8.



図版9 地点9のコアの写真  
Plate 9 Photograph of core collected at site 9.

考察

堆積環境の推定

前述したように、焼津平野の瀬戸川以南の堆積環境は大井川の形成した扇状地で、砂礫層が卓越する。一方、それ以北の堆積環境は蛇行河川の堆積システムである。したがって、地点1～3の堆積物のうち、主体をなす泥層は、蛇行河川の後背湿地堆積物であり、地点2の標高-3.85～-2.25m（深度7.25～5.65m）の礫支持礫層は流路堆積物と解釈される。また、地点2と3に見られる層厚20-30cmの礫層および級化を示す砂層は、基底面が浸食面であることから、イベント堆積物である。このイベント堆積物の成因については、後で津波堆積物に関する

章で考察する。

一方、地点4～9の堆積物の主体をなす礫支持礫層は網状河川の流路堆積物であり、挟在する粘土層は後背湿地堆積物と解釈される。

以上のことから、本調査地点の堆積物はすべて陸成層であり、その多くは現在の海水準よりも下にある。例えば、地点8では、カワゴ平軽石を含む後背湿地堆積物が現海水準よりも7m下に位置するのである。

日本列島を含む大陸氷床から離れた地域における中期完新世の海水準高位期（7,000-6,000年前）以降の海水準変動については、二つの考えがある。一つは、1mかそれ以上の海水準の上下変動があったというものである（Baker & Haworth, 2000 ; Woodroffe & Horton, 2005 ; Angulo *et al.*, 2006 ; Lewis *et al.*, 2008）。日本でも、田辺・石原（2013）が東京低地では、3,000-2,000年前の海水準は現在よりも最大で2m低かったと推定している。もう一つの考えは、海水準は比較的安定しており、変動があったとしても現海水準に対して0.25m以内であったというものである（Woodroffe *et al.*, 2012）。これらの考えのどちらを採用しても、カワゴ平軽石の降下した1,210-1,187 BC (2 $\sigma$ )の後背湿地堆積物の現在の標高（地点1では標高-2.78～-2.92m、地点8では標高-6.74m）は、地盤が沈降したことを示唆する。要するに、焼津平野は、約3,200年間という時間スケールでは、安政東海型の地震に伴う隆起の累積量を、地震間の緩慢な沈降の累積量が上回ったこととなる。ただし、陸成層の堆積当時の標高は不明なので、現時点では長期的な沈降速度を算出できない。

イベント堆積物について

焼津平野に隣接する静岡平野・清水平野の津波堆積物の調査は、Kitamura *et al.* (2013)とKitamura & Kobayashi (2014)が行っている。Kitamura *et al.* (2013)は、静岡平野の大谷低地で掘削した7地点のボーリングコアの解析によって、3層の推定津波堆積物（T0, T1, T2）を見出し、それらの堆積年代をそれぞれ、西暦1000年頃、3,565-3,486 cal BP、4,000 cal BP頃と推定した。推定津波堆積物T1に関しては、珪藻群集の変化から堆積時に隆起現象があったことが判明したので、駿河湾あるいは南海トラフ東部の海溝型地震に伴う津波による可能性を指摘した。また、推定津波堆積物T1は、藤原ほか（2013）が浜名湖東岸六間川低地から報告した約3,400年前の推定津波堆積物に対応し、推定津波堆積物T0は西暦1096年の永長地震に伴う津波に対応する可能性があるとした。清水平野においては、Kitamura & Kobayashi (2014)が14地点のボーリングコアと1地点のトレンチの調査によって、内湾堆積物から4つの先史時代の津波堆積物を確認した。それらの堆積年代（2 $\sigma$ ）は暦年較正で、6,180-6,010～5,700-5,580 cal BP、5,700-5,580～5,520-5,320 cal BP、4,335-4,125～4,250-4,067 cal BP、3,670-3,540～3,500-3,360 cal BPである。また、西暦1498年の明応地震もしくは西暦1707年の宝永地震により形成された可能性のあるイベント堆積物も確認した。

一方、今回の調査では、地点1と8はカワゴ平軽石が

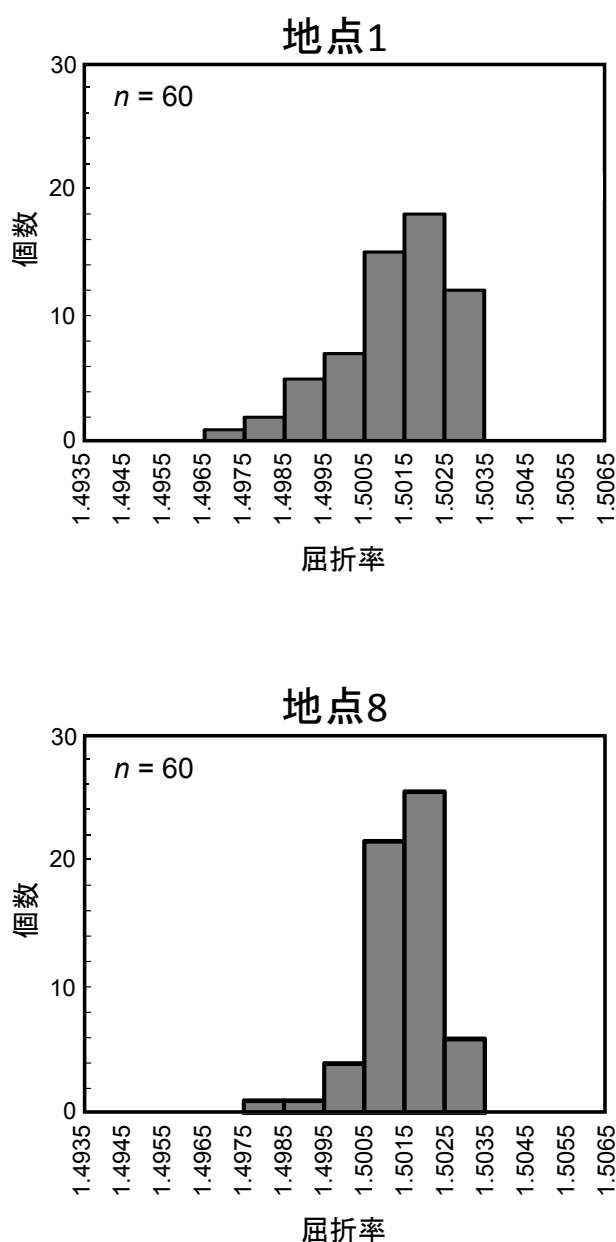


図4 地点1と8のボーリングコアに挟在する軽石の屈折率。  
Fig. 4 Refractive indices of pumice from sites 1 and 8.

検出されたので、約3,200年間の地質記録が残されている。そして、地点1および地点2と3の堆積環境は後背湿地の静水域であり、津波堆積物の保存に適した場所である。地点2には3層のイベント層があり、地点3には1層のイベント層（標高-2.51~-2.34m、深度5.32~5.15m）がある。後背湿地の地形勾配は小さいので、地点間の地層の地形勾配はほぼ水平と考えてよい。この考えに従うと、地点3のイベント層は、地点2の標高-2.25~-1.50m（深度5.65~4.90m）に位置する2層のイベント層のどちらに対比される可能性が高い。そうすると、イベント層の層厚は、海側の地点3のほうが薄く、流水エネルギーが海側のほうが小さい可能性を示唆する。そして、地点2のイベント層の直下には流路堆積物があり、地点1の同レベルにはイベント層は見られないことを考え合わせると、地点2と3のイベント層は、地点2付近にあった流路からあふれ出した堤防決壊堆積物と解釈するのが妥当である。

今回の調査地点は、すべて明応地震の津波浸水域内にある（図1）。Abe *et al.* (2012)は、仙台平野において、東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波の運搬した砂質堆積物の分布を調査した。その結果、津波浸水域が内陸2.5kmを越えた場所では、層厚0.5cm以上の砂質津波堆積物の分布は、浸水域の57-76%に及んでいることが分かった。明応地震時の海岸線の正確な位置は不明だが、500年前の事象なので、現在よりも1kmも沖合いにあったとは考えにくい。したがって、調査地点には、津波が前浜や浜堤から運搬した砂が堆積した可能性は高い。明応地震の津波堆積物が保存されていないのは、災害復興や耕起などによって表土の部分が攪拌されたためだろう。

## 謝辞

調査地の個人地主の方々には調査掘削用地を貸していただいた。焼津市には掘削用地の借用について便宜を図っていただいた。静岡大学大学院理学研究科・防災総合センターの池田昌之博士には議論していただいた。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26234567、研究代表者 北村晃寿）で行った。

## 引用文献

- Abe T., Goto K. & Sugawara D., (2012), Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 142-150.
- Angulo R. J., Lessa G. C. & de Souza M. C. (2006), A critical of mid- to late-Holocene sea-level fluctuation on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 486-506.
- 浅井大輔・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸（1998），伊豆半島入間における安政東海地震津波の波高と土砂移動. 海岸工学論文集, **45**, 371-375.
- Baker R. G. V. & Haworth R. J. (2000), Smooth or oscillating Holocene sea-level curve? Evidence from the palaeo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology*, **163**, 367-386.
- Chagué-Goff C., Schneider J. L., Goff J., Dominey-Howes D. & Strotz L. (2011), Expanding the proxy toolkit to help identify past events: Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth Science Reviews*, **107**, 107-122.
- Clark K., Cochran U. & Mazengarb C. (2011), Holocene coastal evolution and evidence for paleotsunami from a tectonically stable region, Tasmania, Australia. *The Holocene*, **21**, 883-895.
- 藤原 治（2007），地震津波堆積物：最近20年間のおもな発展と残された課題. 第四紀研究, **46**, 451-462.
- 藤原 治・池原 研・七山 太（2004），地震イベント堆積物—深海底から陸上までのコネクション—, 地質学論集, **58**, 169p.
- 藤原 治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生・高田圭太（2005），静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波(?)イベント堆積物. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 35, 32-33.
- Gelfenbaum G. & Jaffe B. (2003), Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, **160**, 1969-1999.
- Goff J., McFadgen B. G. & Chagué-Goff C. (2004), Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, **204**, 235-250.
- Goff J., Chagué-Goff C., Nichol S., Jaffe B. & Dominey-Howes D. (2012), Progress in palaeo-tsunami research. *Sedimentary Geology*, **243-244**, 70-88.
- Goto K., Chagué-Goff C., Fujino S., Goff J., Jaffe B., Nishimura Y., Richmond B., Suguwara 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.
- Goto K., Okada K. & Imamura F. (2009), Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, **262**, 14-24.
- 羽鳥徳太郎（1975），明応7年・慶長9年の房総及び東南海道大津波の波源. 地震研究所彙報, **50**, 171-185.
- 羽鳥徳太郎（1976），2. 安政地震（1854年12月23日）における東海地方の津波・地殻変動の記録. 地震研究所彙報, **51**, 13-28.
- 飯田波事（1980），歴史地震の研究(3)明応7年8月25日〈1498年9月20日〉の地震及び津波災害について. 愛知工業大学研究報告, **15**, 171-177.

- 石橋克彦 (1984), 駿河湾地域の地震時地殻上下変動. 第四紀研究, **23**, 105-110.
- 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.
- 北村晃寿・若山典央 (2011), 宮城県仙台平野大沼周辺における遡上した津波堆積物の調査. 静岡大学地球科学研究報告, **38**, 1-2.
- 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.
- 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.
- 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.
- 国土地理院 (2013), 1-3 日本全国の地殻変動. 地震予知連絡会会報90巻.
- 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.
- Kortekaas S. & Dawson A. G. (2007), Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, **200**, 208-221.
- 熊谷博之 (1999), 浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査. 地学雑誌, **108**, 424-432.
- Lewis S. E., Wust R. A. J., Webster J. M. & Shields G. A. (2008), Mid-late Holocene sea-level variability in eastern Australia. *Terra Nova*, **20**, 74-81.
- 町田 洋・新井房夫 (1992), 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会. 東京, 276p.
- Minoura K. & Nakaya S. (1991), Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan. *Journal of Geology*, **99**, 265-287.
- Minoura, K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y. & Iwashita T. (2001), The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science*, **23**, 83-88.
- 文部省震災予防評議会 (1943), 大日本地震史料, 1巻, 446-459, 669-678.
- Moore A., Nishimura Y., Gelfenbaum G., Kamataki T. & Triyono R. (2006), Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Indonesia. *Earth Planets and Space*, **58**, 253-258.
- Morales J. A., Borrego J., San Miguel E.G., López-González N. & Carro B. (2008), Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews*, **27**, 734-746.
- 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. and 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.
- 西仲秀人・熊谷博之・奥田 隆・鳥居龍晴・高野雅夫・中村俊夫 (1996), 浜名湖周辺の津波堆積物から探る過去の東海沖地震. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **7**, 193-212.
- Paris R., Lavigne F., Wassmer P. & Sartohadi J. (2007), Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology*, **238**, 93-106.
- Peters R., Jaffe B. & Gelfenbaum G. (2007), Distribution and sedimentary characteristics of tsunami deposits along the Cascadia margin of western North America. *Sedimentary Geology*, **200**, 372-386.
- Phantuwoongraj S. & Choowong M. (2012), Tsunamis versus storm deposits from Thailand. *Natural Hazards*, **63**, 31-50.
- Sawai Y., Satake K., Kamataki T., Nasu H., Shishikura M., Atwater B. F., Horton B. P., Kelsey H. M., Nagumo T. & Yamaguchi M. (2004), Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. *Science*, **306**, 1918-1920.
- 柴田芳憲 (2014), 焼津市の寺院. 焼津市仏教会, 303 p.
- Shiki T., Tsuji Y., Yamazaki T. & Minoura K. (2008), Tsunamiites: features and implications (Developments in Sedimentology). Elsevier Science, 411p. Chapter 4: Bedforms and Sedimentary Structures Characterizing Tsunami Deposits. p. 51-62.
- 嶋田 繁 (2000), 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究, **39**, 151-164.
- 穴倉正展・澤井祐紀・行谷佑一 (2010), 平安の人々が

- 見た巨大地震を再現する—西暦896年貞観地震津波—。 *AFREC News*, **16**, 1-10.
- 静岡県 (2013), 静岡県第4次地震被害想定調査 (第一次報告).  
(<http://www.pref.shizuoka.jp/bousai/4higaisoutei/shiryu.html>) [2015年3月2日ダウンロード]
- 静岡県 (2015), 統合基盤地理情報システム. 静岡県第4次地震被害想定津波浸水 (レベル2重ね合せ図) <http://www.gis.pref.shizuoka.jp/?mc=19&mp=1801&z=14&ll=35.006523,138.523262> [2015年3月2日ダウンロード]
- 首藤伸夫・佐竹健治・松富英夫・今村文彦・越村俊一 (2007), 津波の辞典. 朝倉書店, 368p.
- Switzer A. D. & Jones B. G. (2008), Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: Sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene*, **18**, 787-803.
- 高田圭太・佐竹健治・寒川 旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口 強 (2002), 静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査 (速報). 活断層・古地震研究報告, **2**, 235-243.
- 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.
- 田辺 晋・石原与四郎 (2013), 東京低地と中川低地における沖積層最上部陸成層の発達様式: “弥生の小海退” への応答. 地質学雑誌, **119**, 350-367.
- 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  $^{14}\text{C}$  wiggle-matching. *Radiocarbon*, **55**, Nr 2-3, 748-752.
- 土 隆一・高橋 豊 (1972), 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程. 地質学論集, **7**, 27-37
- 都司嘉宣 (1979), 東海地方地震津波史料 (1), 科学技術庁国立防災科学技術センター, 第35号, 25-70.
- 都司嘉宣・斉藤 晃 (1985), 安政東海津波 (1854年) の静岡県内の津波高追加測定. 第614回地震研究所談話会 (口答発表).
- 都司嘉宣・矢沼 隆・細川和弘・岡部隆宏・堀池泰三・小網汪世 (2013), 明応東海地震 (1498) による静岡県沿岸の津波被害, および浸水標高について. 津波工学研究報告, **30**, 123-141.
- Tuttle M. P., Ruffman A., Anderson T. & Jeter H. (2004), Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: The 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters*, **75**, 117-131.
- 渡邊偉夫 (1998), 日本被害津波総覧【第2版】, 東京大学出版会. 206 p.
- Woodroffe C. D., McGregor H. V., Lambeck K., Smithers S. G. & Fink D. (2012), Mid-Pacific microatolls record sea-level stability over the past 5000 yr. *Geology*, **40**, 951-954.
- Woodroffe S. A. & Horton B. P. (2005), Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, **25**, 29-43.