

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

北村晃寿^{1,2}・川手繁人¹

Tsunami deposits from the coastal lowland of Minami-Izu and Kisami, Shizuoka Prefecture, Japan

Akihisa KITAMURA^{1,2} and Shigeto KAWATE¹

Abstract The coastal lowland areas of Minami-Izu and Shimoda, Shizuoka Prefecture, Japan, have been inundated by at least two tsunamis with wave heights of 5-6m during the past 400 years. Previous studies have analyzed the stratigraphy and paleoenvironmental setting of Holocene terrestrial deposits in these areas based on one outcrop and sediment cores (8-11m long) from 13 sites, searching for evidence of tsunami deposits. These analyses yielded no evidence for pre-historical tsunami deposits. In the present study, we examined sediment cores from new three sites in the coastal lowland areas of Minami-Izu and southwest Shimoda. As with the previous studies, we found no evidence for pre-historical tsunami deposits in the terrestrial deposits.

Keywords: Holocene, coastal lowland, Minami-Izu, Shimoda, tsunami deposits

はじめに

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波による被害を教訓として、2012年に内閣府(2012)は、南海トラフ沿いの地域における地震・津波の防災対策を改めた。すなわち、これまで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(以下、レベル1の地震・津波)のほかに、最大クラスの巨大な地震・津波(以下、レベル2の地震・津波)の発生を想定したのである。そして発生間隔については、レベル1の地震・津波はおおむね100~150年であるのに対し、レベル2の地震・津波は千年あるいはそれよりも発生頻度が低いとした。これらに基づき、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第二次報告では、下田市や南伊豆町などではレベル2の津波高が25mと想定された。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。こうした状況を鑑みて、著者の一人、北村は静岡県と

ともに下田市や南伊豆町の海岸低地から掘削したコア試料や露頭について津波堆積物の調査を行ってきた(図1, 2)。これまでに13地点から地質記録を得たが(図3, 4)、下田市の地点5から検出された西暦1854年の安政東海地震あるいは1707年の宝永地震に伴う津波堆積物の可能性のあるイベント層を除き、津波堆積物と解釈されるイベント層は見出されていない(北村ほか, 2013; 北村・小林, 2014)。しかし、レベル2の地震・津波が発生すれば、西日本を中心に、東日本大震災を超える甚大な人的・物的被害が発生し、我が国全体の国民生活・経済活動に極めて深刻な影響が生じる。したがって、レベル2の地震・津波の発生の証拠となる津波堆積物の有無を徹底的に調べる必要がある。そこで、本研究では、北村ほか(2013)が南伊豆町の海岸低地でボーリングコアを掘削した地点よりも海側の2地点でボーリング掘削を行い、津波堆積物を調査した。また、下田市南西部の吉佐美の海岸低地の1地点でもボーリング掘削を行い、津波堆積物を調査した。その結果、これらの3地点のボーリングコアからも津波堆積物の特徴を持つイベント層は検出され

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

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

² 静岡大学防災総合センター, 422-8529 静岡市駿河区大谷836

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

なかったことを報告する。

調査地域

南伊豆町の海岸低地は青野川とその支流の鯉名川沿いに分布し、弓ヶ浜海岸には砂丘があり(図1, 2c), その背後には数列の湿地と高まりが繰り返す(太田ほか, 1986)。

北村ほか(2013)は南伊豆町の海岸低地の4地点(標高2.6~9.6m)で掘削したボーリングコア試料と河川拡幅工事で現れた露頭(標高3.0m)を調査した(図2dの1~5)。これらの完新統の下部は潮間帯から潮下帯の堆積物である。一方、上部は陸成層で、内陸側では河川・後背湿地堆積物で、海岸側では前浜や後背湿地堆積物からなる。北村ほか(2013)は、後背湿地堆積物(津波堆積物の保存性の高い堆積環境)からは、津波堆積物は見られないとした。

下田市吉佐美の海岸低地は大賀茂川沿いに分布し、海浜には浜堤がある。この海岸低地の南縁には海食洞があり(図2c), 洞内には隆起貝層が見られる。Kitamura *et al.* (2014)は、隆起貝層の分布、群集組成、 ^{14}C 年代から、同地域では過去3,000年間に少なくとも3.3~3.4mの隆起があったことを明らかにした。

調査・分析方法

南伊豆町の海岸低地のボーリングコアの掘削地点は、地点6(北緯34°38'15", 東経138°53'15")が海岸から約0.4km内陸で、標高約1.62mである。地点7(北緯34°38'11", 東経138°53'15")は地点6より約100m南で、標高約1.32mの地点である。下田市吉佐美の海岸低地のボーリングコアの掘削地点K1(北緯34°39'32", 東経138°55'6")は、大賀茂川河口から約0.5km内陸で標高2.11mである。

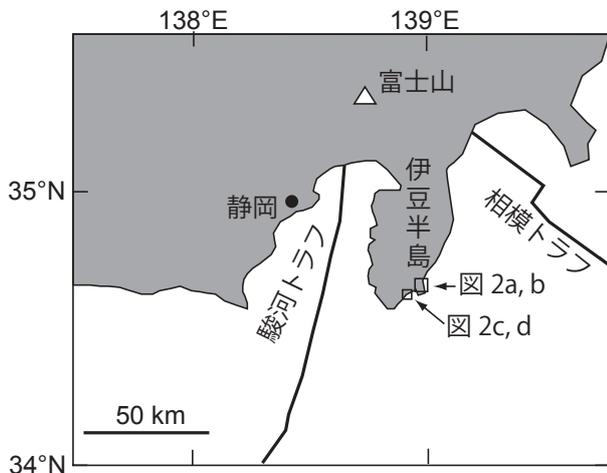


図1 伊豆半島と調査地域の位置

Fig. 1 Locality map of Izu Peninsular and the location of the study area.

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。貝化石は、同定して層位分布図を作成した。二枚貝化石に関しては、片殻を1個体と数えた。保存状態の良い貝類化石と被子植物の葉の ^{14}C 年代測定をBeta Analytic社に依頼し、年代値は補正曲線にMarine 13(Reimer *et al.*, 2013), ローカルリザーバー補正にYoneda *et al.* (2000)が下田の海生貝類から得た $\Delta R = 109 \pm 60$ を使用し、OxCal v4.2.4で暦年較正した。

結果

南伊豆・地点6

基底(標高-6.38m; 深度8.00m)~標高-4.58m(深度6.20m)は、級化を呈する青黒灰色中粒砂層と青黒灰色シルト層の互層からなる(図4)。砂層は*Umbonium moniliferum*(イボキサゴ), *Batillaria cumingii*(ホソウミナ)などを産する(図5)。標高-4.58~-1.97m(深度6.20~3.59m)は暗灰色細粒砂~中粒砂からなり、部分的に平行葉理が発達している。*U. moniliferum*, *Batillaria* spなどを産する(図5)。標高-1.97~-1.32m(深度3.59~0.30m)は、3層の級化を呈する淘汰の良い褐色砂礫層が累重する。標高1.32~標高1.62m(深度0.30~0m)は表土である。本地点においては3層準の貝化石から ^{14}C 年代を得た(図4, 表1)。

南伊豆・地点7

基底(標高-6.68m; 深度8.00m)~標高-3.90m(深度5.22m)は、上方に向かって青黒灰色シルトから細粒砂に粗粒化し、部分的に平行葉理が発達する。細粒砂層は、*U. moniliferum*, *Scapharca kagoshimensis*(サルボウガイ), *Maetra chinensis*(バカガイ)などを産する(図5)。標高-3.90~-2.30m(深度5.22~3.62m)は淘汰の良い塊状粗粒砂からなり、部分的に平行葉理が発達する。*B. cumingii*, *Crassostrea* sp. cf. *C. ariakensis*(スミノエガキ近似種)などを産する(図5)。標高-2.30~-0.5m(深度3.62~0.82m)は上方に向かって、淘汰の良い褐色細礫から淘汰の良い細粒砂へ漸移し、部分的に平行葉理が発達する。標高0.5~1.32m(深度0.82~0m)までは表土である。本地点においては3層準の貝化石と1層準の葉から ^{14}C 年代を得た(図4, 表1)。

吉佐美・地点K1

基底(標高-5.89m; 深度8.00m)~標高-4.89m(深度7.00m)は基質支持礫層で、基質はシルトからなり貝殻片を含む(図4)。礫径は5cmに及ぶ。標高-4.89~-0.80m(深度7.00~2.91m)は全体的に見ると細粒砂から極細粒砂へ変わり、層厚10cmの極粗粒砂層を挟む。この区間の下部は、*U. moniliferum*などを産し、上部は*U. costatum*(キサゴ)を多産し*Turbo (Lunella) cornatus coreensis*(スガイ)などを産する(図5)。標高-0.80~-1.71m(深度2.91~0.40m)は、淘汰の良い塊状細粒砂層から褐色シルト層と有機質黒色粘土層の互層が累重す

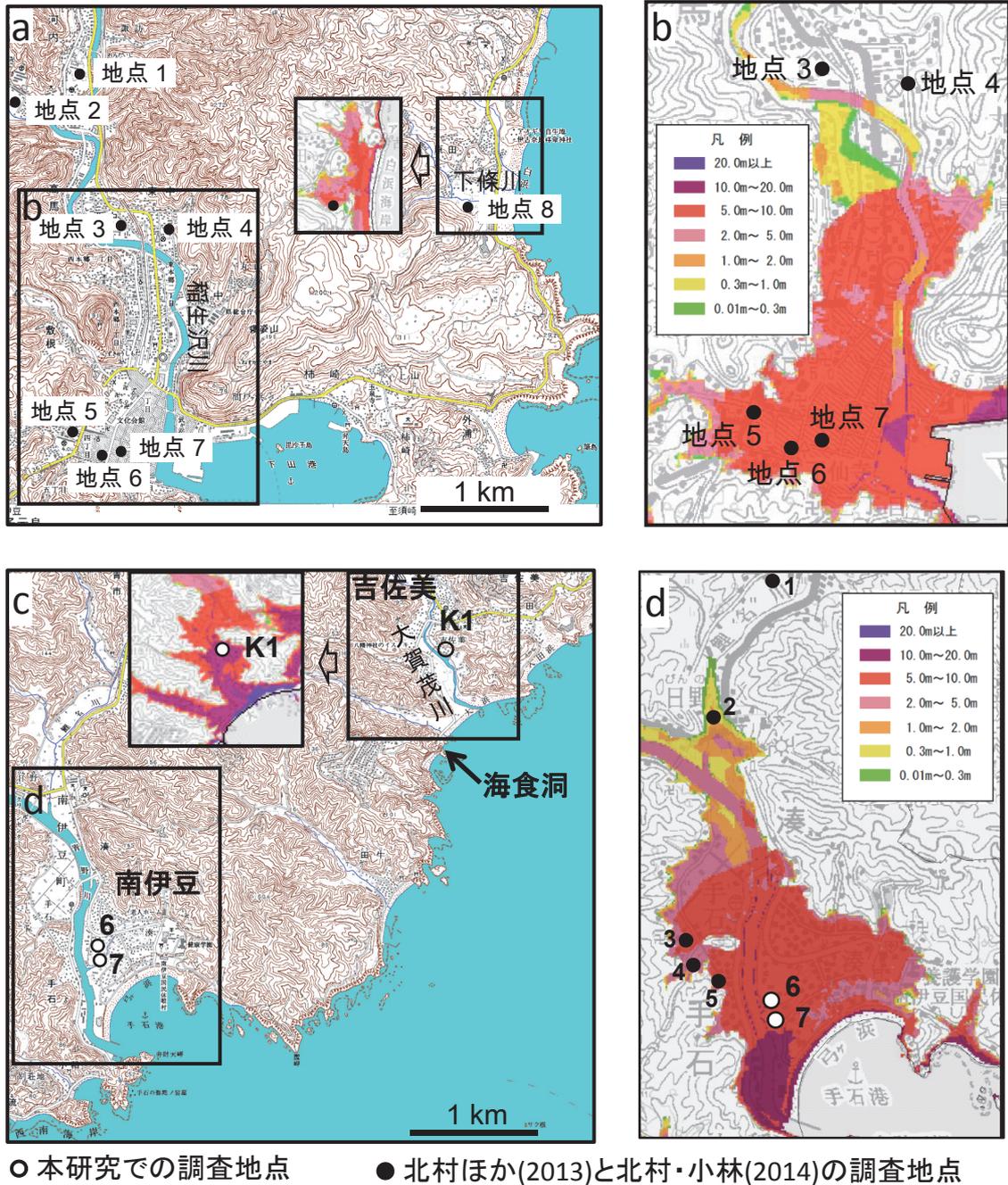


図2 下田市と南伊豆町の調査地点の位置。(a) 地形図。国土地理院の数値地図25,000 (地図画像)「下田」を使用。(b) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)の公表した下田市市街地におけるあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測。(c) 地形図。国土地理院の数値地図25,000 (地図画像)「神子元島」を使用。(d) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)の公表した南伊豆・吉佐美におけるあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の高さの予測。

Fig. 2 Location of the sediment cores analyzed in this study. ○ : sediment cores analyzed in this study. ● : sediment cores analyzed by Kitamura et al. (2013) and Kitamura and Kobayashi (2014). (a) Topographic map of central and eastern Shimoda. Base map is 1:25,000-scale topographic map "Shimoda". (b) Prediction of the wave height of the largest possible tsunami that might strike the coastal lowland areas of Shimoda (after the second report of Central Disaster Management Council, Government of Japan). (c) Topographic map of Minami-Izu and Kisami. Base map is 1:25,000-scale topographic map "Mikomojima". (d) Prediction of the wave height of the largest possible tsunami that might strike the coastal lowland areas of Minami-Izu and Kisami (after the second report of Central Disaster Management Council, Government of Japan).

る。標高1.71~2.11m(深度0.40~0m)は表土である。 を得た(図4, 表1)。
 本地点においては3層準, 計5試料の貝化石から¹⁴C年代

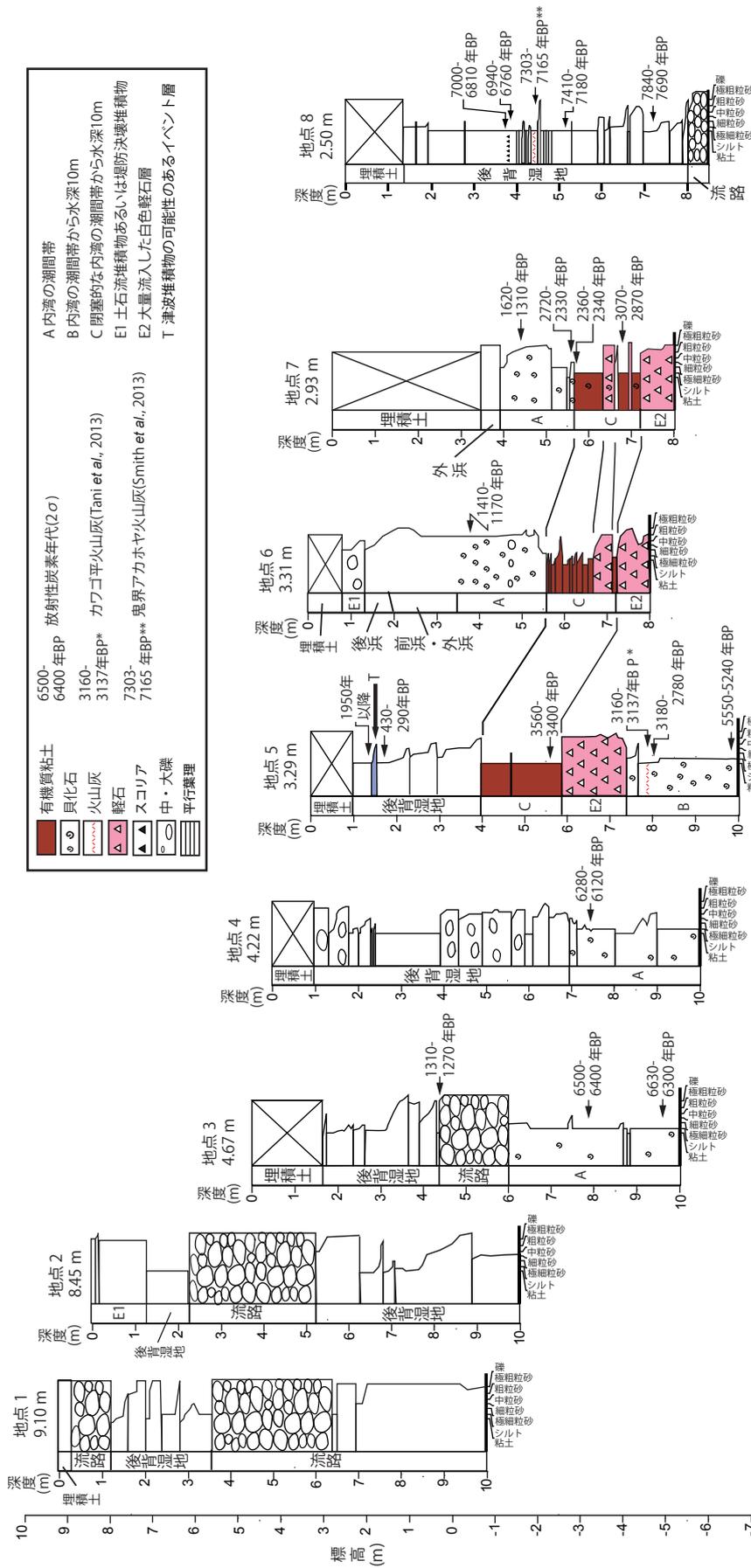


図3 北村・小林 (2014) による下田市中心部・東部調査地点の柱状図。
 Fig. 3 Columnar sections of the study sites in central and eastern Shimoda (after Kitamura & Kobayashi 2014).

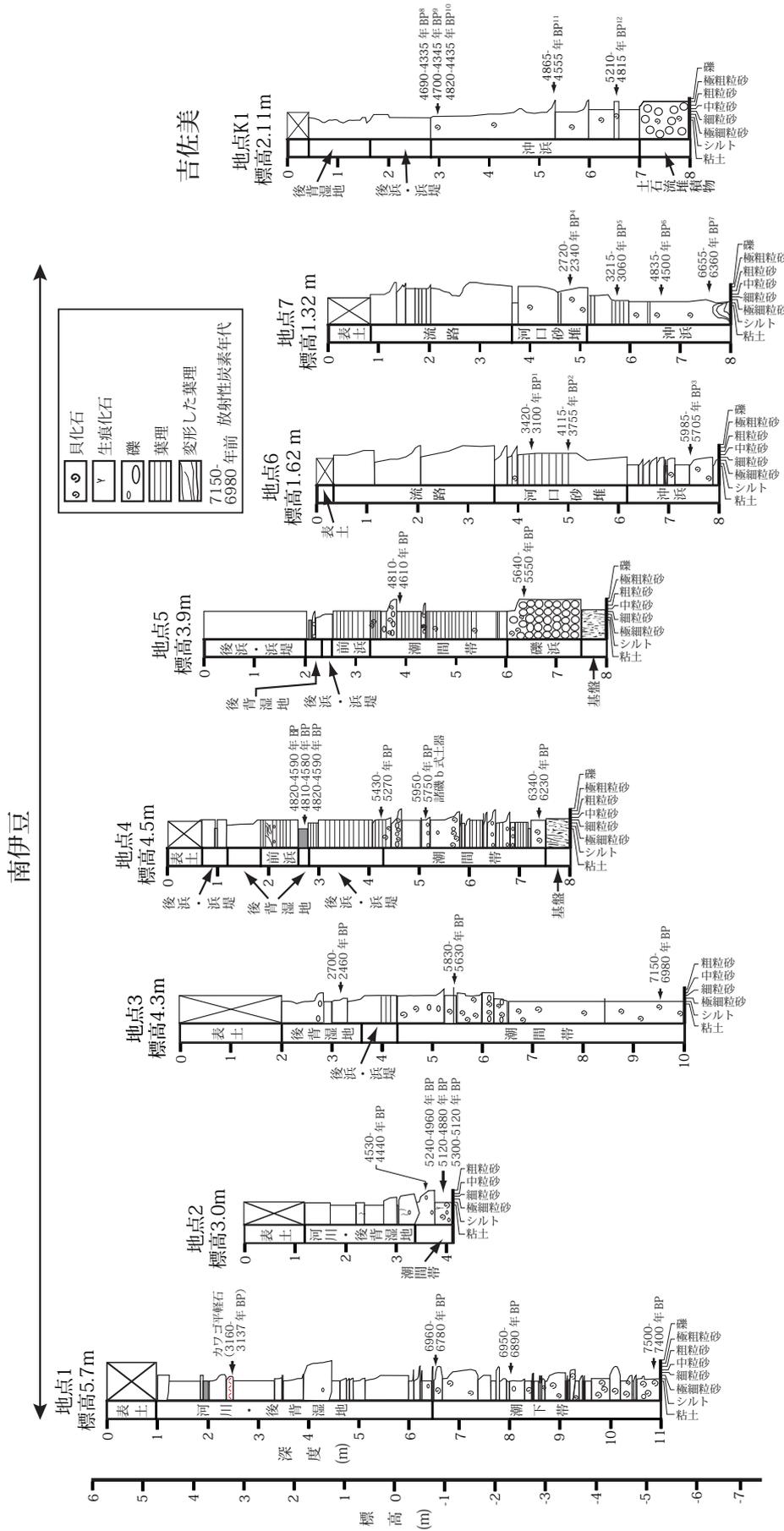


図4 北村ほか (2013) と本研究による南伊豆・吉佐美の調査地点の柱状図。¹⁴C年代の詳細は表1を参照 (上付きの数字はサンプル番号)。Fig. 4 Columnar sections of the study sites at Minami-Izu and Kizumi (after Kitamura *et al.* 2013 and this study). Radiocarbon age data and sample numbers are presented in Table 1.

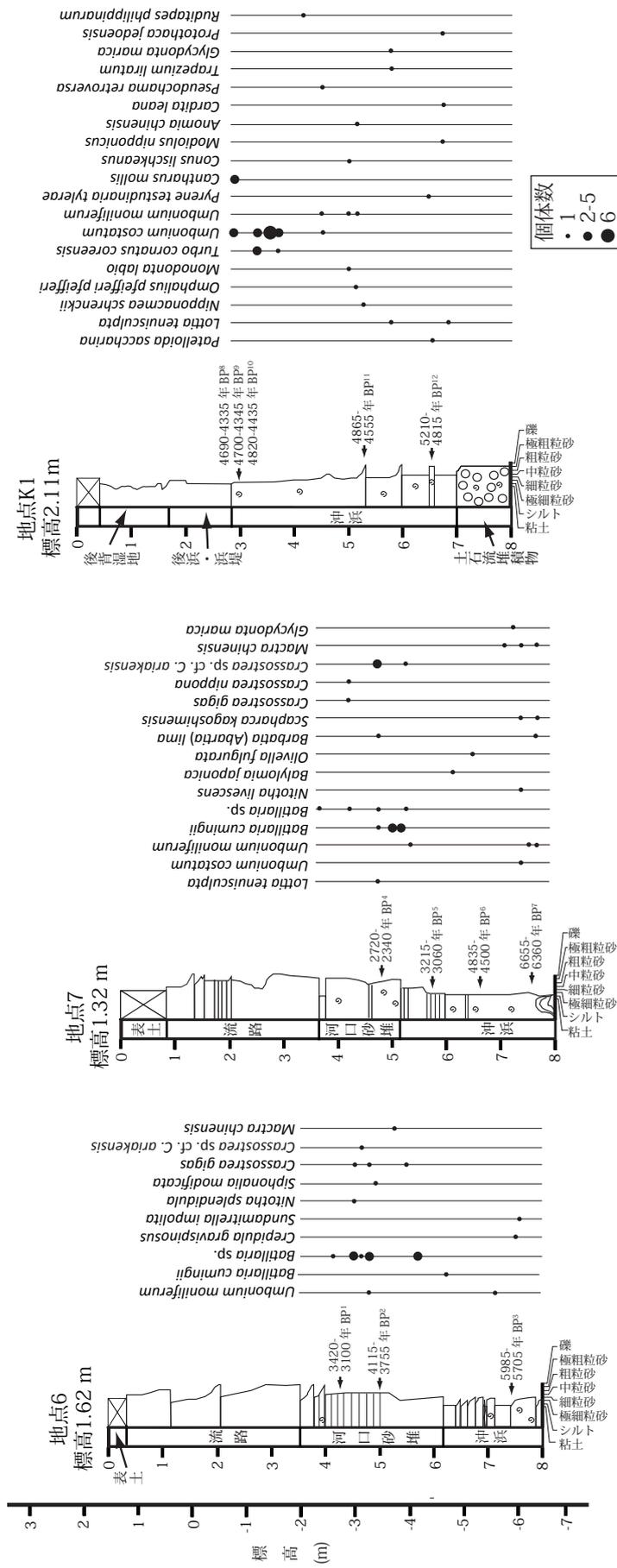


図5 調査地点の貝化石の層位分布。凡例は図4を参照。

Fig. 5 Stratigraphic distribution of molluscan fossils of the study sites. See legend in Fig. 4.

Sample no.	Site	Depth (m)	Altitude (m above msl)	Materials	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (2σ) (cal yr) (95.4%)	Calibrated age (2σ) (cal yr BP) (95.4%)	Lab Number Beta
1	6	4.13	-2.51	<i>Batillaria multiformis</i>	0.5	3510 ± 30	BC 1470-1150	3420-3100	377971
2	6	4.79	-3.17	<i>Batillaria multiformis</i>	0.0	4050 ± 30	BC 2165-1805	4115-3755	377972
3	6	7.52	-5.90	<i>Mactra chinensis</i>	-3.0	5590 ± 30	BC 4035-3755	5985-5705	377973
4	7	4.75	-3.43	<i>Umbonium costatum</i>	2.0	2910 ± 30	BC 770-390	2720-2340	377974
5	7	6.40	-5.08	<i>Umbonium costatum</i>	1.5	4600 ± 30	BC 2885-2550	4835-4500	377975
6	7	5.70	-4.38	leaf	-	2970 ± 30	BC 1265-1110	3215-3060	377976
7	7	7.69	-6.37	<i>Umbonium costatum</i>	3.0	6190 ± 30	BC 4705-4410	6655-6360	377977
8	K1	2.94	-0.83	<i>Umbonium costatum</i>	2.5	4460 ± 30	BC 2740-2385	4690-4335	400509
9	K1	2.94	-0.83	<i>Umbonium costatum</i>	2.9	4470 ± 30	BC 2750-2395	4700-4345	377978
10	K1	2.94	-0.83	<i>Umbonium costatum</i>	2.8	4570 ± 30	BC 2870-2485	4820-4435	400508
11	K1	5.25	-3.14	<i>Niotha livescens</i>	1.0	4650 ± 30	BC 2915-2605	4865-4555	377980
12	K1	6.50	-4.39	<i>Protothaca euglypta</i>	0.5	4830 ± 30	BC 3260-2865	5210-4815	377979

表1 ^{14}C 年代測定の結果Table 1 Results of ^{14}C dating

考察

堆積環境

南伊豆町の海岸低地の地点6と7は青野川の後背地に位置する。両地点の上部の淘汰の良い褐色砂礫層は、粒径と淘汰の良いことから高い流水エネルギー下で堆積したことを示唆する。これらのことから、砂礫層の堆積環境は青野川の流路および自然堤防と解釈するのが合理的である。一方、両地点の下部を占める堆積物は海生貝類を産し、細粒砂あるいはシルトからなり、塊状である。これらの特徴は、沖浜（静穏時の波浪限界以深）の堆積物の特徴と一致するので、沖浜で堆積したと解釈される。沖浜と流路の間には河口砂堆があるので、貝化石を含む塊状で淘汰の良い中粒～粗粒砂は河口砂堆の堆積物と解釈される（図4）。なお、この粗粒砂に含まれる*B. cumingii*の生息環境は主に河口干潟の砂泥地である（奥谷, 2000）。したがって、これらの遺骸は保存状態は良いものの、主な生息場所とは異なる堆積物から産するので、死後運搬されたものと解釈される。

下田市吉佐美の地点K1の標高-0.80mより下位の堆積物は海生貝化石を産するので、海成層である。最下部の礫層の特徴（層厚が1m以上で、基質支持であり、基質はシルトである）は、土石流堆積物の特徴に一致する。さらに本調査地点は丘陵に隣接している。これらのことから、礫層は溺れ谷に流下した土石流堆積物と解釈される。その上位の細粒砂と極細粒砂は内湾の浅海砂底に生息する*U. costatum*などを産し（奥谷, 2000）、塊状であることから、その堆積環境は沖浜と解釈される。一方、標高-0.80～-1.71mの下部の淘汰の良い塊状細粒砂層の特徴は、後浜から浜堤の堆積物の特徴に一致する。そして最上部の褐色シルト層と有機質黒色粘土層の互層は後背湿地の堆積物である。

後浜・浜堤の堆積物の基底（標高-0.80m）は平均海面と一致する。調査地域の平均低潮線は標高-0.80mに位置する（気象庁, 2014）。後浜・浜堤の堆積物の基底の年代は不明だが、同地域では過去3,000年間に3.3～

3.4m隆起したことが判明している（Kitamura *et al.*, 2014）。よって、後浜・浜堤の堆積物の基底の標高は、浜堤の発達で内湾が閉塞され、浜堤の背後に海面より低い低地が形成されたことを示唆する。同様の堆積環境の変遷は、下田市の他の地域の海岸低地からも報告されている（北村・小林, 2014）。

津波堆積物の分布

海側から陸側に泥、砂、礫をもたらず営力としては、津波と高潮がある。そのため、津波堆積物と高潮堆積物の識別について盛んに議論されている（例えば, Nanayama *et al.*, 2000; Goff *et al.*, 2004; Tuttle *et al.*, 2004; 藤原, 2007; Chagué-Goff *et al.*, 2011; 澤井, 2012）。これらによって、津波堆積物の認定に以下の基準が挙げられている。

(1)津波は、地表面を浸食できる流水エネルギーを有する。その結果、津波堆積物は、浸食された土壤の塊などからなるリップアップクラストを含むが、高潮堆積物ではリップアップクラストを含むケースはほとんど知られていない（Kortekaas and Dawson, 2007; Peters *et al.*, 2007; Switzer and Jones, 2008; Clark *et al.*, 2011; Goff *et al.*, 2012; Phantuwongraj and Choowong, 2012）。東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波のもたらした津波堆積物からもリップアップクラストは報告されている（Goto *et al.*, 2011; 北村・若山, 2011; Takashimizu *et al.*, 2012）

(2)津波は、波長が数10kmから100km、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、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、陸側への流れを示す斜交層理や粒子ファブリックを持つユニットと海側への流れを示す斜交層理や粒子ファブリックを持つユニットの累重、あるいは級化ユニットの累重が見られる場合がある（例えば, Nanayama *et al.*, 2000; Naruse *et al.*, 2010）。こうしたユニットの累重は、東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波のもたらした津波堆積物にも見られる（藤原ほか, 2012; Naruse *et al.*, 2012; Takashimizu *et al.*, 2012）。

今回、調査した3地点の陸成層においては、上記の津

波堆積物の特徴はもとよりイベント層も検出できなかった。

謝辞

本研究の調査地の個人地主の方々には掘削用地を貸していただいた。下田市には掘削用地の借用に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。静岡大学大学院理学研究科の佐藤慎一博士による査読コメントにより本稿は改善された。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26234567，研究代表者 北村晃寿）で行った。

引用文献

- 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・澤井祐紀・宍倉正展・行谷祐一 (2012), 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波により九十九里海岸中部に形成された堆積物. 第四紀研究, **51**, 117-126.
- Goff J., Chagué-Goff C., Nichol S., Jaffe B. & Dominey-Howes D. (2012), Progress in palaeo-tsunami research. *Sedimentary Geology*, **243-244**, 70-88.
- 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.
- 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.
- 気象庁 (2014) 潮位表 下田. <http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/suisan.php?stn=D6>, 2015年3月3日引用.
- 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・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・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.
- Kortekaas S. & Dawson A. G. (2007), Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, **200**, 208-221.
- 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.
- 奥谷喬司 (2000), 日本近海産海水図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- 太田陽子・石橋克彦・松島義章・松田時彦・三好眞澄・鹿島 薫・松原彰子 (1986), 掘削調査にもとづく伊豆半島南部における完新世相対的海水準変化. 第四紀研究, **25**, 203-223.
- 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.
- Phantuwongraj S. & Choowong M. (2012), Tsunamis versus storm deposits from Thailand. *Natural Hazards*, **63**, 31-50.
- 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., Hafllidason 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. 地学雑誌, **118**, 535-558.
- 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]
- Smith V. C., Staff R. A., Blockley S. P. E., Ramsey C. B., Nakagawa T., Mark D. F., Takemura K. & Danhara T. (2013), Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- Switzer A. D. & Jones B. G. (2008), Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the south-east Australian coast: Sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene*, **18**, 787-803.
- 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.
- 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 ¹⁴C wiggle-matching. *Radiocarbon*, **55**, Nr 2-3, 748-752.
- 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.
- Yoneda M., Kitagawa H., van der Plicht J., Ushida M., Tanaka A., Uehiro T., Shibata Y., Morita M. & Ohno, T. (2000), Pre-bomb marine reservoir ages in the western north Pacific: Preliminary result on Kyoto University collection. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **172**, 377-381.

