

屋久島北東部，小瀬田海岸の完新世波食ベンチ上に認められる 近世のイベント礫層の起源：予報

Origin of the Early Modern Event Gravel Beds on the Holocene Wave-cut Bench around Kosedata Coast, Northeastern Yakushima Island, South Kyushu: Preliminary Report

中川 正二郎¹ 七山 太²
佐々木 洋之¹ 面 将道³
下司 信夫² 渡辺 和明²
岸本 清行² 成尾 英仁⁴
前野 深⁵ 奥野 充^{6,7}
小林 哲夫^{7,8}

*Shojiro Nakagawa¹, Futoshi Nanayama²,
Hiroyuki Sasaki¹, Masamichi Omote³,
Nobuo Geshi², Kazuaki Watanabe²,
Kiyoyuki Kisimoto², Hideto Naruo⁴,
Fukashi Maeno⁵, Mitsuru Okuno^{6,7} and
Tetsuo Kobayashi^{7,8}*

平成28年11月30日受理

Abstract

Two event gravel beds, ECg1, ECg2 in the Holocene talus deposits on the wave-cut bench were described in the Kosedata coast, northeast Yakushima Island. These gravels were derived from modern beach and the beds are believed to be formed by the turbulent flow from seaward. In addition, the possibility of the run-up of large-scale tsunami is suggested because the 28 cm of boulders are carried up to an altitude at 6.5 m and the gravel beds are formed in substantially horizontal layers of 200 m or more on the outcrop. Moreover, its showing being matrix supported gravel bed and consisting of beach gravels, they were formed by the turbulent flow from the sea side. In this case, one of its causes is the possibility of a large-scale tsunami run-up. In addition, these tsunamis are considered to be historical events in the early modern era because of obtained AMS ages and the pottery fragments. If they were correlated with the historical tsunamis struck Kagoshima area, we can find two tsunamis such as the 1605 Keicho earthquake tsunami and the 1707 Hoi earthquake tsunami as possible candidates.

Key Words: Early modern event, historical tsunami, event gravel beds, Holocene wave-cut benches, Kosedata coast, Yakushima Island

はじめに

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震津波において、三陸海岸～房総半島東岸にかけて、大規模な津波被害に見舞われたことについての記憶は未だ新しい。最近では、日本の各地において、巨大津波の痕跡である津波堆積物の調査が行われている。南九州地域の日

向灘沿岸や琉球列島沿岸地域においても、津波堆積物調査が行われている (Araoka et al., 2013; Goto et al., 2013; 井村ほか, 2014)。琉球列島では、1771年4月24日八重山地震津波に襲われた石垣島などでサンゴ岩塊からなる津波石が沿岸に打ち上げられており、その分布と年代測定から過去にも同様な規模の津波が繰り返し発生したことが推定されている (Araoka et al.,

1 屋久島地学同好会

Yakushima Earth Science Club, 421-6 Miyanoura, Yakushima, Kagoshima 891-4205, Japan

2 産業技術総合研究所地質調査総合センター

Geological Survey of Japan, AIST, Site 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

3 屋久島町教育委員会

Educational Board, Yakushima Town Office, 187-1 Anbo, Yakushima, Kagoshima 891-4311, Japan

4 鹿児島県立甲南高校

Konan High School, Kagoshima Prefecture, 23-1 Uenosono-cho, Kagoshima 890-0052, Japan

5 東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

6 福岡大学理学部地球圏科学科 (地球科学分野)

Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka 814-0180, Japan

7 福岡大学産学官連携研究機関国際火山噴火史情報研究所

AIG Collaborative Research Institute for International Study on Eruptive History and Informatics (ACRIFIS-EHAI), Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka 814-0180, Japan

8 鹿児島大学名誉教授

Emeritus Professor, Kagoshima University, 1-21-24 Korimoto, Kagoshima, 890-8580, Japan

2013; Goto et al., 2013). 奄美諸島においては、井村ほか (2014) によって予察的な報告がなされているが、未だ十分とは言いがたい。その一方で、屋久島および種子島を含む熊毛地域においては、これまでに津波堆積物に関する調査報告が皆無である。

屋久島は種子島と共に琉球列島北東端の外縁隆起帯に位置しており、ここではフィリピン海プレートが北西方向に約 5.6 cm/年の速度で沈み込んでいる (Nakajima and Hasegawa, 2007; Fig. 1a)。屋久島の歴史は古く 7 世紀の『日本書紀』にまで遡ることが出来る。しかし江戸時代に薩摩藩に直轄されるまでの史料は少なく、これまでも大きな地震や津波被害が知られていないこともあり、“この地域では巨大な地震や津波は発生しない！”などと長らく住民の間では信じられてきた。しかし、21 世紀に入って立て続けに起こった 2004 年 12 月 26 日インド洋大津波、2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震津波発生以降は、我が国を取り巻く状況が一変した。筆者らが知る限り、日本列島周辺の高溝沿岸域においては、数千年に一度、地殻変動を伴うような超巨大地震が発生する可能性があることが多くの地震学者によって述べられ始めており、屋久島の属する琉球海溝沿岸地域も古本 (2007) や Nakamura (2009) によって、これに該当する地域であることが示されている。

屋久島の北～東部海岸沿いには隆起地域の地形学的特徴である海成段丘面が明瞭に発達する。特に、4, 5 段の更新世海成段丘が幅広く分布することが 1960 年代より報告されていた (町田, 1969; 小池・町田, 2001; Figs. 1b and 2)。さらに、完新世の海岸段丘は離水サンゴ化石を伴う波食ベンチ群から構成され

(mT1; Fig. 2)、これらは琉球海溝沿いで発生する地殻変動に伴われるものとの指摘が、1967～1980 年に行われた中田による一連の研究によってなされていた (中田, 1980)。このような完新世海岸段丘は、前空 (1988, 2001, 2006) などの研究によって南海トラフに面した四国南東端の室戸岬でよく調べられている。ここでは、南海地震や東南海地震などの 100～250 年程度の間隔で発生する M8 クラスの巨大地震よりも発生間隔が一桁長い 1000～2000 年程度で、より大きな地殻変動を伴う巨大地震によって形成されたと推定されている。同様の時間スケールの地殻変動は琉球列島中部の喜界島でも 1970 年代から既に知られていた (中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978)。最近の Sugihara et al. (2003) による離水サンゴ礁の検討によれば、この島の急激な海面低下は過去 7000 年間に 4 度発生しており、その発生間隔は 1000～2000 年程度、それぞれの隆起量は 1～5 m と見積もられており、琉球海溝において過去に発生した巨大な海溝型地震に起因すると考えられつつある。しかし、琉球列島中部と室戸岬の間に位置する屋久島・種子島地域においては、中田による一連の検討後、変動地形学的視点からの研究はほとんど進展していない。これは一部の離水サンゴ礁以外に、年代値が得られなかったことに起因していると推測される。これまで屋久島地域の古地震についての情報は、7250 cal BP の鬼界カルデラ噴火に関連して発生した 2 回の地震の存在の指摘 (成尾・小林, 2002) に留まったままである。

本稿では、屋久島北東の小瀬田海岸地域の離水ベンチ上に堆積したイベント礫層の産状を、地形学的・堆積学的手法を用いて詳細に解析し、これらが近世にこ

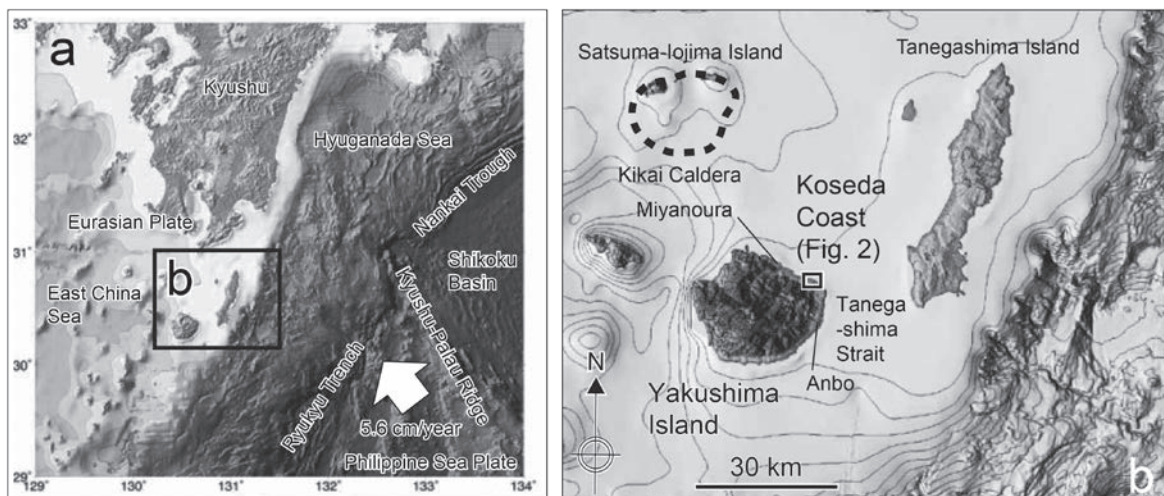


Fig. 1. Wide-area topographic map around the northeastern Ryukyu Trench, Kagoshima Prefecture, southern Kyushu (a) modified after Nakajima and Hasegawa (2007). And detail topographic map showing location of the Kosedata coast in the northeastern Yakushima Island (b).

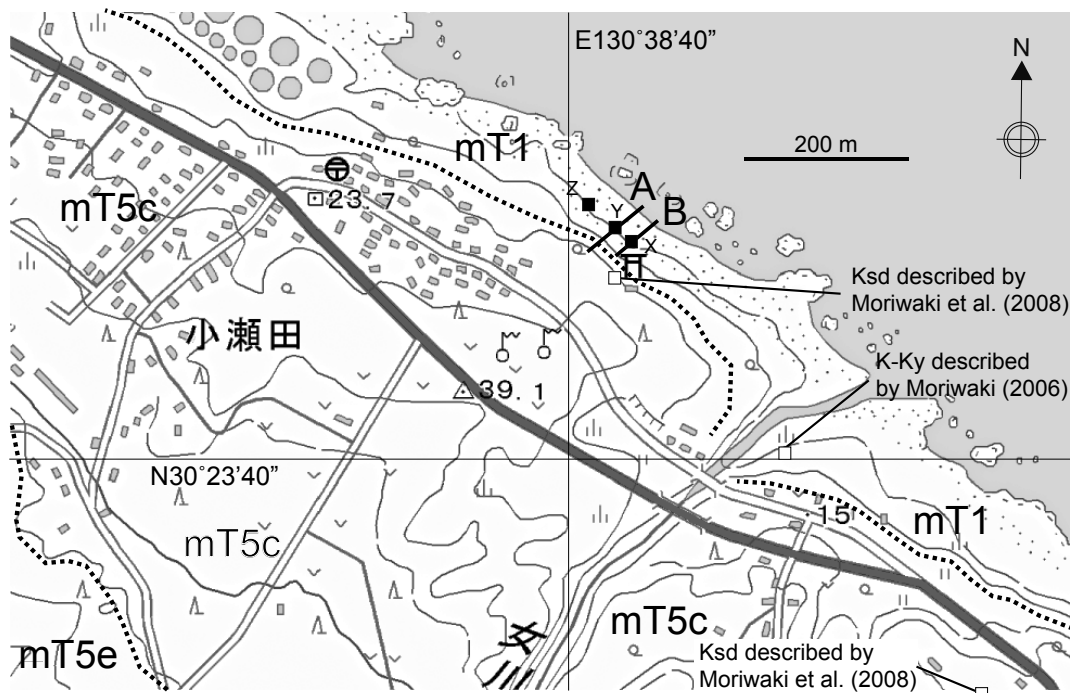


Fig. 2. Division map of marine terraces around Koseda coast. Modified from a digital topographic map (scale 1:25 000) published by the Geospatial Information Authority of Japan. Classification of marine terraces refer from Koike and Machida (2001). mT1 : Holocene marine terrace, mT5c : The marine terrace during MIS5c, mT5e : The marine terrace during MIS5e. Showing locations of sedimentary column of X, Y and Z in Fig. 7.

の地を襲った津波によってもたらされた可能性について予察的に検討する。

研究方法

小瀬田海岸は古第三系日向(熊毛)層群(斎藤ほか, 2007a, b)が露出する岩礁海岸であり, ステップ状の波食ベンチ群とそれを覆う海浜礫から構成される。現地観測によれば, 小瀬田海岸の海浜礫は以下の過程を経て生成されていると考えられる。(1)まず, 地域の岩礁の崩壊やローカルな河川の出水時に沿岸にもたらされる。(2)その後, 沿岸流によって現成波食棚(WB-0)上に移動し, ここで波浪の作用によって波食棚上を礫が移動することによって円磨され, これと同時に波食棚が削られる。

屋久島に最も近い気象庁の潮汐表は, 鹿児島県熊毛郡中種子町坂井で示されている[URL1]。坂井港は太平洋に面し, 小瀬田海岸からの水平距離は31.7 kmである。このデータによれば, 大潮時の平均潮差(大潮差)は約2.4 mと見積もられる。

筆者らは, 小瀬田海岸において, 以下に示す6つの手法を用いて解析を行った。

(1) 2014年5~7月に地形測量を行った。まず海岸に直交する2測線(Lines A and B)を設定した(Figs.

2 and 3)。産業技術総合研究所(産総研)・地質調査総合センターの所有するGPSファストスタティック(Lica SR530)を用いてcmオーダーで標高を決定し, 測定した6点を基準点としてレベル測量を行った。その地形断面図に基づいて礫浜と完新世段丘の記載を行った。

- (2) 離水ベンチ上の崖錐堆積物と3層準の礫層(下位からBCg, ECg2, ECg1)の記載を行った。
- (3) 角(1967), 立石・徐(1998)を参照し, 各礫層から目視で中礫以上の大きなサイズ100個を抽出して, Krumbein(1941)の円形度指標による円形度を参照し, 3軸長(a軸, b軸, c軸)を計測し, b/a軸比, c/b軸比に基づいて, 礫の形状をZingg(1935)のカテゴリーに従って分類した。礫サイズ区分は, Friedman et al.(1992)を参照し, 256 mm以上を巨礫(boulders), 256~64 mmを大礫(Cobbles), 64~4 mmを中礫(Pebbles)と記載する。なお, 細礫(Granule)以下の碎屑粒子は本稿ではとり扱わない。
- (4) 礫の供給方向を検討する目的で, 礫のオリエンテーション(a軸の方位)を計測した。さらに, 目視で大きな礫を各100個選定し, その長軸方位を計測した。方位の偏差(西偏6°)補正を行った上でローズダイアグラムに表わし, その方位と特性を分析した。また礫のオリエンテーションの獲得メカニズム

解明のため、現世バーム (berm; 汀段) の礫についても同様に計測して比較した。ローズダイアグラムの作成には、成瀬 元博士の作成したフリーソフトウェア Rose [URL2] を使用した。

- (5) 台風通過直後に、礫浜の形状変化ならびに礫やデブリの遡上痕跡の現地観測を行った。
- (6) 年代決定に有効な資試料として陶磁器片と木片を採取した。木片は、加速器質量分析 (AMS: Accelerator Mass Spectrometry) 法により ^{14}C 年代測定を行った。測定は (株) 加速器分析研究所に依頼した。得られた AMS ^{14}C 年代値は、IntCal13 データベース (Reimer et al., 2013) に基づき、コンピュータプログラム Calib 7.10 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年較正を行った。

研究結果

1. 小瀬田海岸の完新世離水ベンチ群

筆者らの調査によれば、完新世に離水した波食ベンチは4段確認され、下位から WB-1, WB-2, WB-3, WB-4 と命名した (Fig. 3)。このうち、最上位の WB-4 は、森脇 (2006) によって記載された幸屋火砕流堆積物 (K-Ky) によって被覆されている離水ベンチに相当する (Fig. 2)。

この事実は、WB-4 が幸屋火砕流堆積物の堆積した 7250 cal BP には既に離水して、火砕流堆積物が定置できる波浪の影響を受けない陸域環境になっていたことを示す。GPS スタティックによる現地観測の結果、WB-4 の現在の面の標高は 8.5 m であり、正確な離水時期は不確定ながら、縄文海進時に近いこの時期の海面高度が現在よりも 2~3 m 高かったと仮定した場合、5.5~6.5 m の累積隆起量が見積もられる。よってその間の平均隆起速度は 0.86 mm/yr と概算される。町田 (1977) および小池・町田 (2001) は、最終間氷期 (MIS (海洋酸素同位体ステージ) 5e) に生じた海成段丘面 (mT5e; Fig. 2) や高位段丘面の標高に基づいて屋久島北東部の隆起速度を 0.7~0.8 mm/yr と見積もっており、筆者らのデータと整合する (Fig. 2)。一方、WB-3 の現在の標高は 6.0 m 前後であり、WB-4 との比高差は約 2.5 m である。しかし現時点では、上記以外の年代情報に乏しく、隆起速度や地震イベントに関する詳細な議論は難しい。

なお、干潮時の現地観測では、小瀬田海岸の現世波食棚 (WB-0) は潮間帯 (大潮時の潮差約 2.4 m) ~ 水深 2 m の碎波帯で形成されており、また地元の漁師やダイバーの話によれば、さらに沖に向かって低勾配の斜面が続いているとされる。

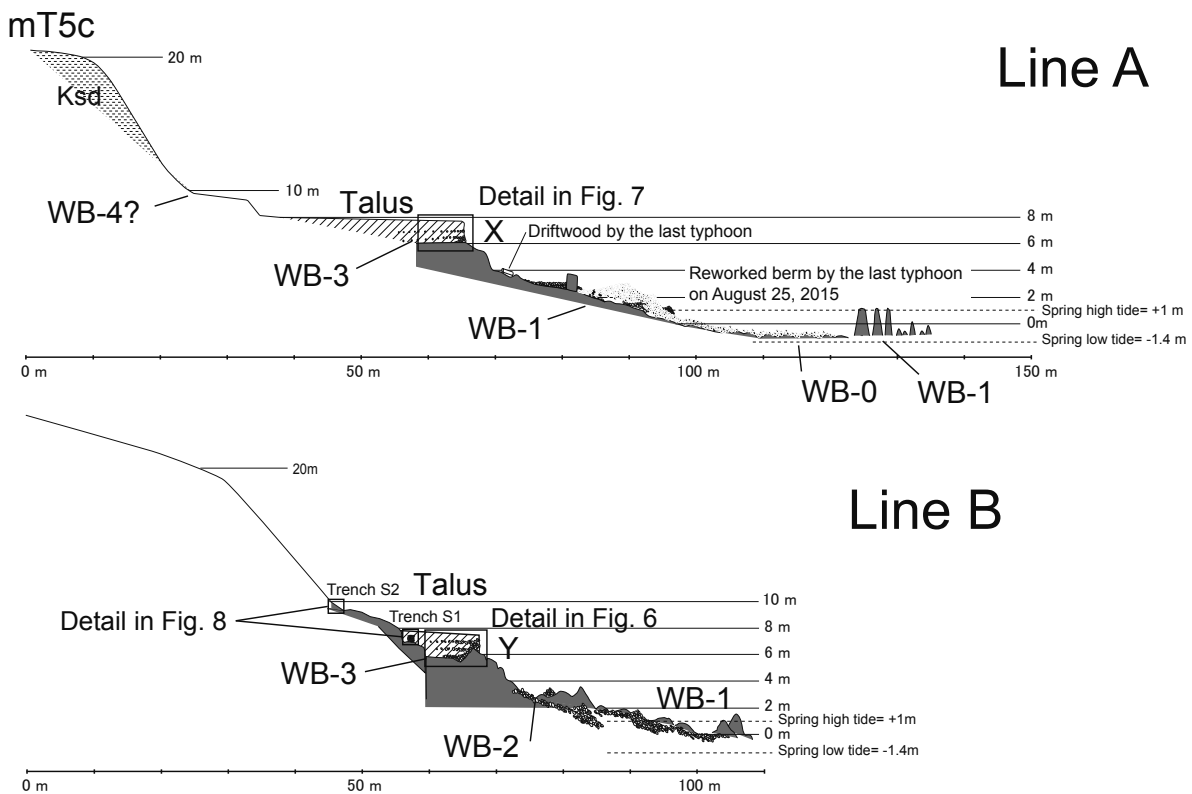


Fig. 3. Two cross-sections taken along two survey lines (Lines A and B) around the Kosedata coast.

2. 現世の礫浜の産状と台風による影響

小瀬田海岸は厳密には種子島海峡に面するが (Fig. 1b), 波浪は太平洋からの直接の影響を受けていると考えられる. 現世の礫浜の礫の大きさは中～大礫を主体とし, 汀線から 5～10 m ほど内陸側に標高 2～4 m ほどのバームを形成している (Figs. 3 and 4). 現世バームは中～大礫からなり, 最大径 60 cm を超える巨礫も点在する. これらは平穏時の波では移動せず, 暴浪時においてのみ前浜で転動して移動することを示唆している. ここには流木や浮遊ゴミ等が多数認められ, 最近起こった暴浪時の遡上痕跡とも言える.

礫浜を構成する礫は主に島の基盤岩である古第三系日向層群の砂岩, 泥岩起源であり, ホルンフェルスが 20%, 花崗岩, 石英斑岩, 花崗閃緑岩といった火成岩が 4% 程度含まれる (Fig. 5). このうち, 小瀬田海岸に岩礁として露出するのは日向層群のみであることから, ホルンフェルスと火成岩の礫は, 沿岸流によって他の地域から現地にもたらされたと解釈される.

Pettijohn et al. (1972) が提案した円磨のクラス分け印象図に基づく解析の結果, 礫のほとんどは超円礫 (5～6) からなる. Zingg (1935) の形状指標に従って分類すると, 円盤状 (oblate) の礫が 31% とやや多いものの, 小判状 (bladed) の礫 24%, 棒状 (prolate) の礫 28%, 球状 (equiant) の礫 17% で, 4 つのタイプが近い比率で含まれていた. 円盤状及び小判状の扁平な礫が全体の 55% を占めることは, 海浜礫の特徴 (例えば, 中山, 1965) を明確に示している (Fig. 5).

現成波食棚 (WB-0) を直接覆う礫層の層厚は場所によって大きく異なるが, 1 m 以上の厚さを持つ地点も確認できる. その陸側に生じた現世バームは暴浪の度に移動してその形や高さを変化させている. 概して頂部の標高は 2～4 m で, 内陸部へ向かってなだらかに連続し, WB-3 の海食崖の基部 (標高約 4 m) まで達している (Fig. 3).

筆者らがこれまで行った現地観測によれば, 2014 年 7 月 9 日台風 8 号, 8 月 9 日台風 11 号, 10 月 5 日

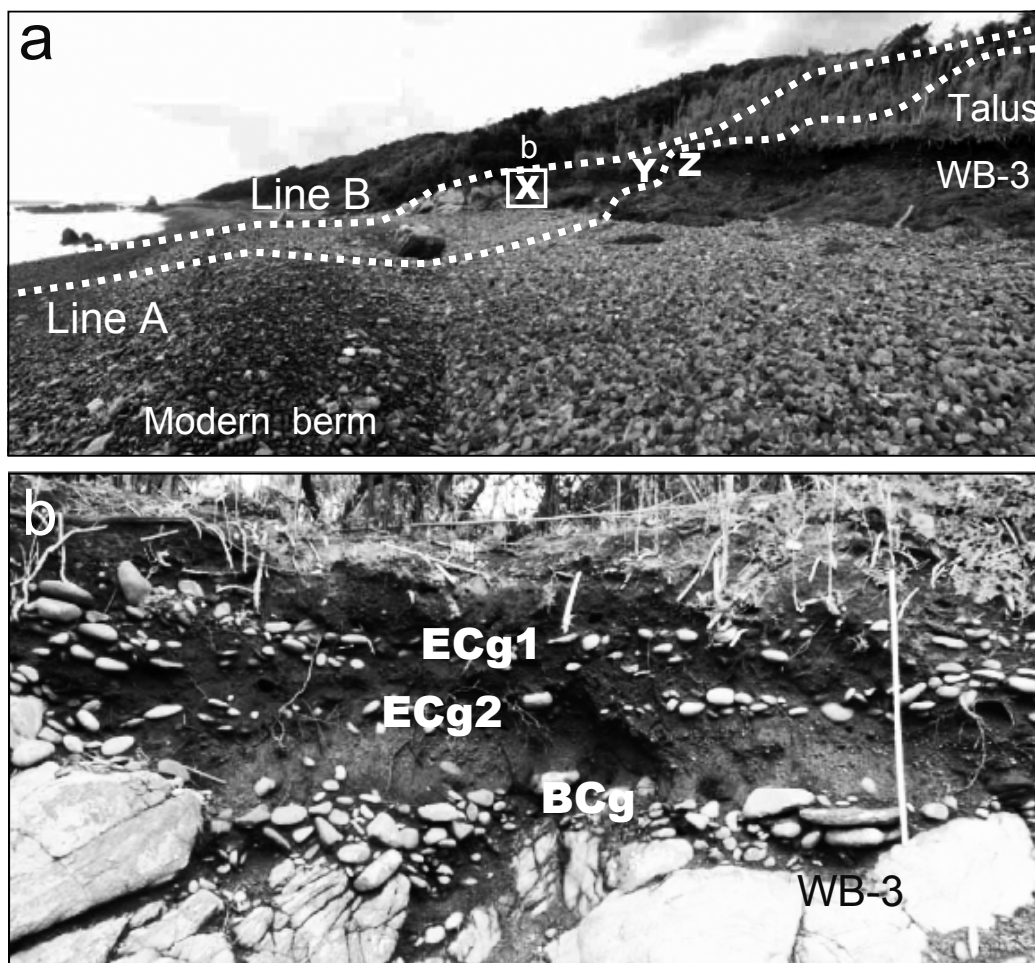


Fig. 4. Occurrence of the gravel beach and wave cut bench around the two survey lines (Lines A and B) (a) and outcrop photograph of X (b) in the Koseda coast.

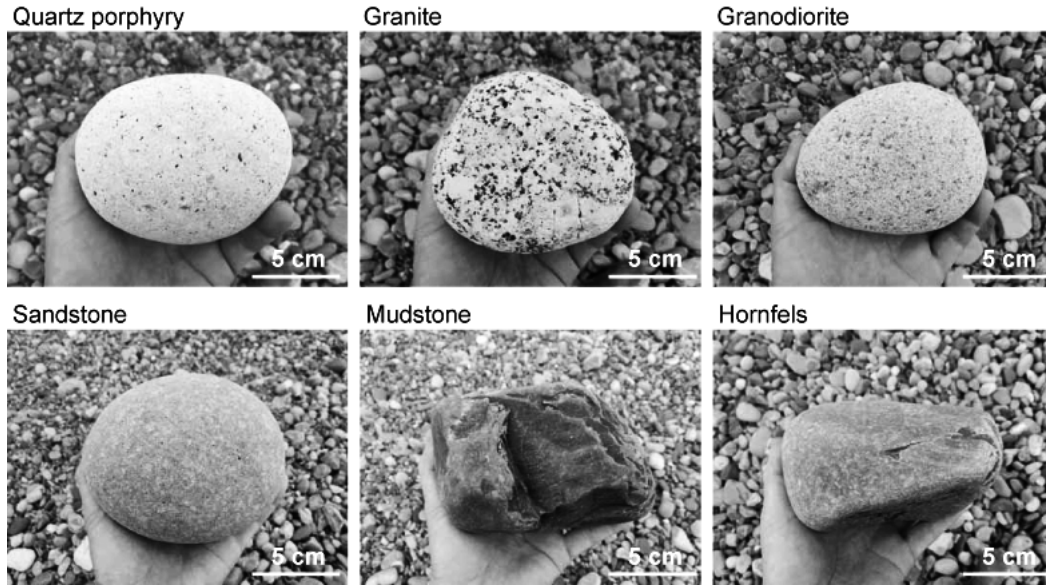


Fig. 5. Shape and rock species of the modern berm gravel in the Koseda coast.

台風 18 号, 10 月 12 日台風 19 号, 2015 年 8 月 25 日台風 15 号などの通過後, 現世バームの移動が認められた。また WB-3 直下の海食崖の基部には流木や浮遊ゴミなどの新たなデブリが観察されただけでなく, 礫の若干の移動も確認されたことから, 標高 4 m 付近までは暴浪が到達していることは確実である (Fig. 3)。しかし, WB-3 などの高い離水ベンチ上に海浜礫が散在する産状は認められなかった。

3. 小瀬田海岸の海食崖露頭の記載

今回筆者らが検討した海食崖の露頭は 200 m ほど連続して分布する。その背後には, 小瀬田火砕流堆積物からなる標高 20 m ほどの段丘地形が認められ, 円磨された海成段丘礫はこの地域では全く観察できない。WB-3 は明瞭な離水ベンチであり, その上面の標高は 5.7 ~ 6.0 m である (Figs. 6 and 7)。

WB-3 を直接覆う BCg は礫支持の扁平な中~大礫からなる礫層であり, 層厚 30 cm 前後, 最大礫径は 37 cm である。この海食崖において, 約 200 m にわたり側方に連続的に観察できる。礫支持礫は転動や滑動によって礫が移動する河川や海浜の礫層に観察されることから, BCg は, 離水前後に波食棚 (WB-3) を覆っていた海浜礫と考えられる。WB-3 が離水した時期および BCg の堆積時期を直接示すデータはないが, 上述した隆起速度 0.86 mm/yr から外挿すると, 6500 cal BP 頃に離水した波食ベンチとそれを覆う海浜礫層のセットと考えるのが妥当であろう。

BCg の上面には有機質な崖錐堆積物 (talus deposit) がおよそ 1.7 m の厚さを持って覆い, 平坦な地形面を

作る頂部の標高は 7.80 m である (Figs 6 and 7)。本層は全体に有機質な黒色を呈しており, 透明度の高い長石や高温石英の結晶粒, および径 1 ~ 2 cm の軽石片を多量に含む。これらは斜面上方の小瀬田神社付近に露出する中期更新世の小瀬田火砕流堆積物 (Ksd: 0.58 ± 0.08 Ma; Moriwaki et al., 2008) に含まれるものであり, これらのリワーク堆積物であることを明確に示している。また, 炭質片や植物片を豊富に含む有機質であることから, 斜面崩壊は突発的なものではなく, 斜面が度々植生に覆われつつ徐々に崩壊しながら, 長い年月をかけて層厚 1.7 m に達する現在まで堆積し続けていると考えられる。

今回の調査で, この崖錐堆積物中に 2 層の礫層, ECg1, ECg2 を認定した (Figs. 6 and 7)。上位の ECg1 は最大礫径 25 cm であり, 一列ないし二列に連なる基質支持の中~大礫層からなる。礫同士が直接接触し覆瓦構造をなすものも一部に見られるが, ほとんどの場合礫同士の直接の接触は認められない。ECg1 の約 30 cm 下位, BCg の上位 30 cm に位置する ECg2 は, 最大礫径 28 cm であり, 一列に連なる基質支持の中~大礫からなる。ここでも礫同士が直接接触し覆瓦構造をなすものや, 塊状を呈する個所も一部に見られるが, ほとんどの場合礫同士は直接接触しない。これらの礫層は陸上に堆積しながらも, ほぼ水平に分布していることから, その下面は侵食面と推測され, 堆積前の崖錐の微地形は一度消去されたと考えるのが妥当であろう。一方, 基質支持礫は, 礫と基質をなす砂と泥とが乱流状態で運ばれた堆積物重力流によって生じた礫層に見られる (青野, 2009)。故に ECg1, ECg2 は, 通

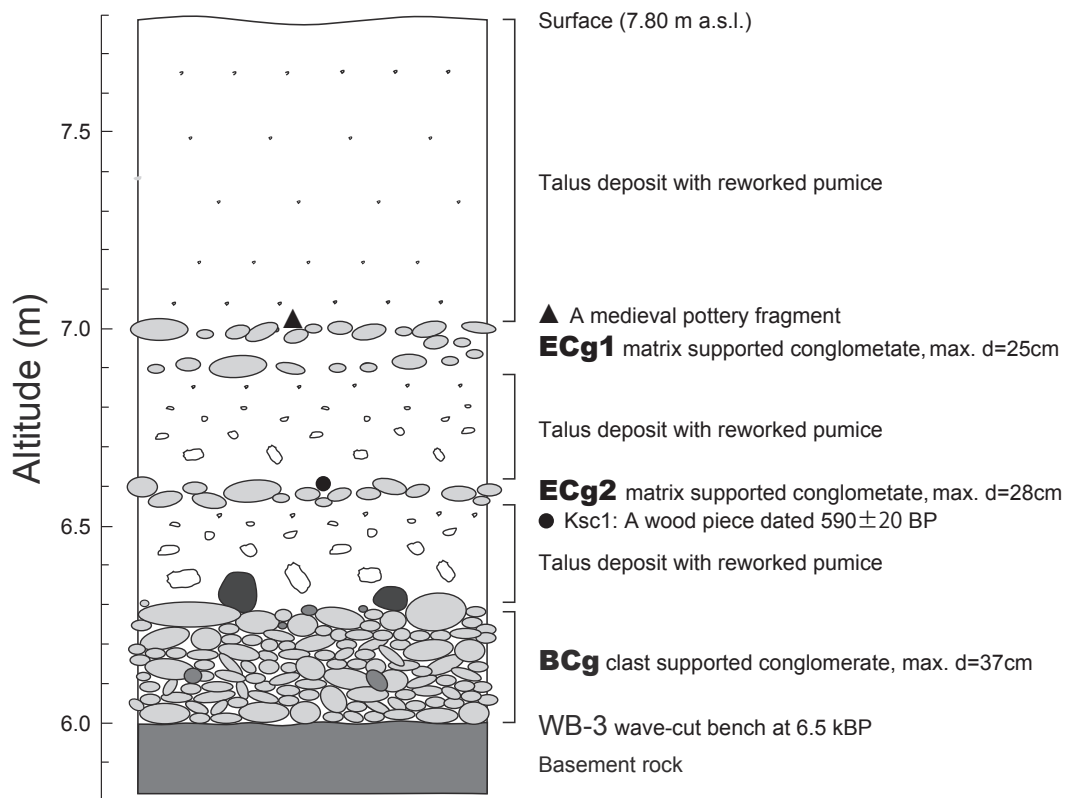


Fig. 6. A general stratigraphy of Holocene talus deposit with three gravel beds on WCB-3 around X, Y and Z in Fig. 2.

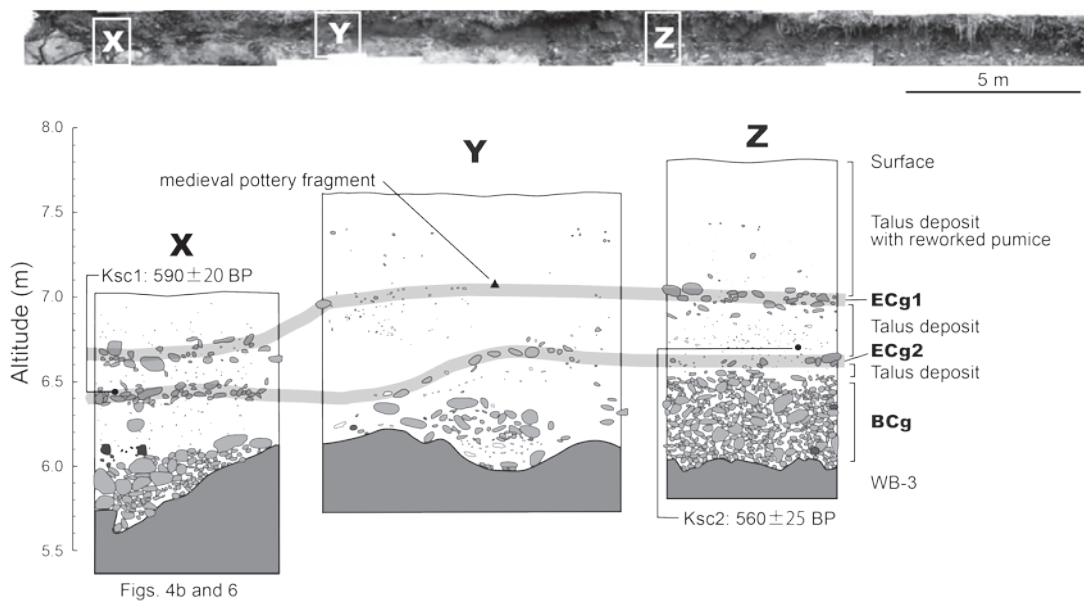


Fig. 7. A broad correlation of the sedimentary columns between X, Y and Z in Fig. 2.

常時よりも高い波浪エネルギーによって乱流状態で運搬され、現在の層位に定置したことが予想される。よって、この2層の礫層を以下にイベント礫層と呼ぶことにする。

イベント礫層 ECg1, ECg2 は、ほぼ同じ層厚をもって水平に約 40 m 連続する。さらに北西 50 m 地点、及び 150 m 地点にも数 m 幅の露頭があり、これらを合わせると、総計 200 m に渡って層位と空間的分布を確認できる (Fig. 7)。また、斜面上で掘った2つの小トレンチ (Trench S1, S2) でもその分布を標高 9.5 m 付近まで追うことが出来た (Fig. 8)。以上の事実から、ECg1 と ECg2 は独立したイベントであったと理解される。

4. イベント礫の礫径、岩種と形状

礫径について、ECg1, ECg2, BCg と現世バームとの比較によれば、ECg1, ECg2 は 7 ~ 15 cm の径の中礫が卓越し、最大径は 28 cm である。これらの値は現世バームや BCg よりも有意に小さい上、礫径は集中する (Fig. 9)。

礫形状に関して、ECg1, ECg2, BCg では、いずれも円盤状礫が最も多く、ECg1 : 54%, ECg2 : 48%, BCg : 54% で、ほぼ半数を占めていた。次いで小判状礫が ECg1 : 24%, ECg2 : 31%, BCg : 19% と多く、

円盤状と小判状の扁平な礫が 60% 以上を占めた。棒状の礫は ECg1 : 16%, ECg2 : 15%, BCg : 17%, 球状の礫は ECg1 : 6%, ECg2 : 6%, BCg : 10% であった (Fig. 10)。

これに対して現世バーム礫は円盤状の礫が 31% とやや多いものの、小判状の礫 24%, 棒状の礫 28%, 球状の礫 17% で、4つのタイプが近い比率で含まれていた。また、集中度を見ると、ECg1, ECg2 のイベント礫では、円盤状や小判状の扁平な礫が半数以上を占めていることが特筆される (Fig. 10)。

各礫層の礫種とその構成比率は、砂岩が ECg1 : 56%, ECg2 : 76%, BCg : 58%, 現世バーム : 68% で、いずれも高比率であった。次いでホルンフェルスが ECg1 : 29%, ECg2 : 10%, BCg : 31%, 現世バーム : 20%, 泥岩が ECg1 : 14%, ECg2 : 14%, BCg : 10%, 現世バーム : 8% で、以上の3種でほぼ全体を占めていた。火成岩は何れの地点でも極わずかであり、ECg1 : 1%, ECg2 : 0%, BCg : 1%, 現世バーム : 4% であった (Fig. 10)。

既述のように、円盤状と小判状の扁平な礫は礫浜でしか生成されないことは従来の多数の研究によって知られており (中山, 1965; 立石・徐, 1998), 2層のイベント礫層, ECg1, ECg2 は海浜礫起源であることを示している。イベント礫の礫種に関しては、現世バーム

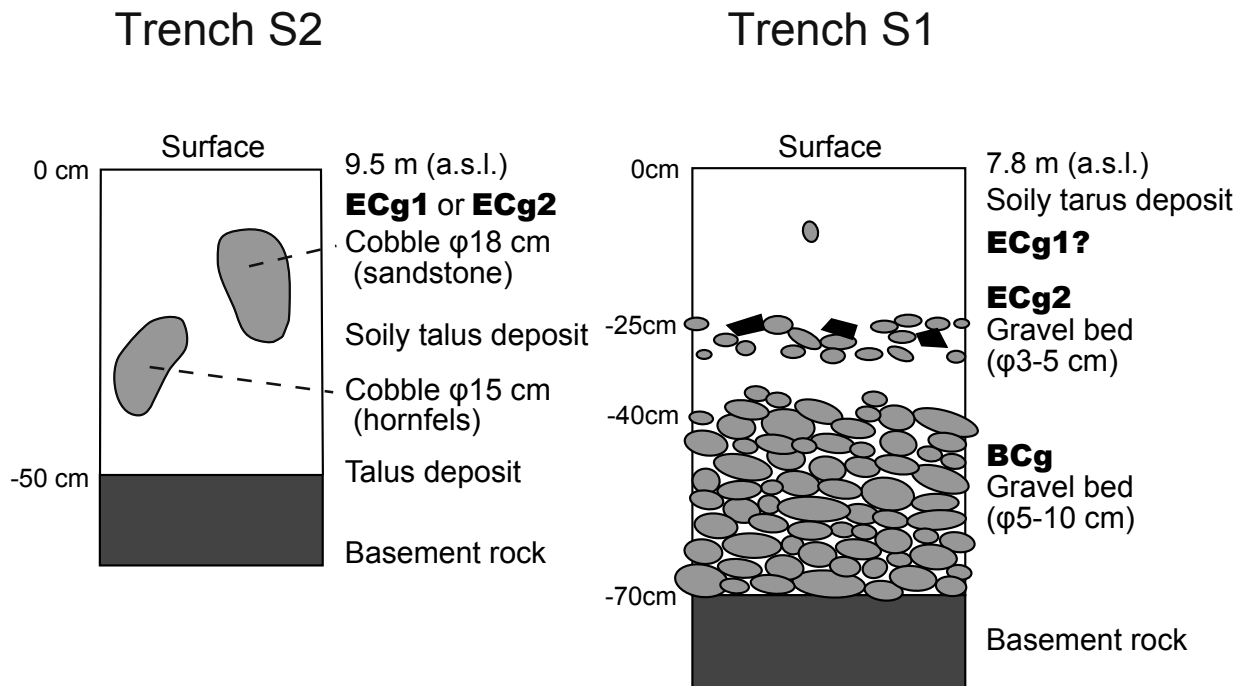


Fig. 8. Description of two small trench walls along the Line B.

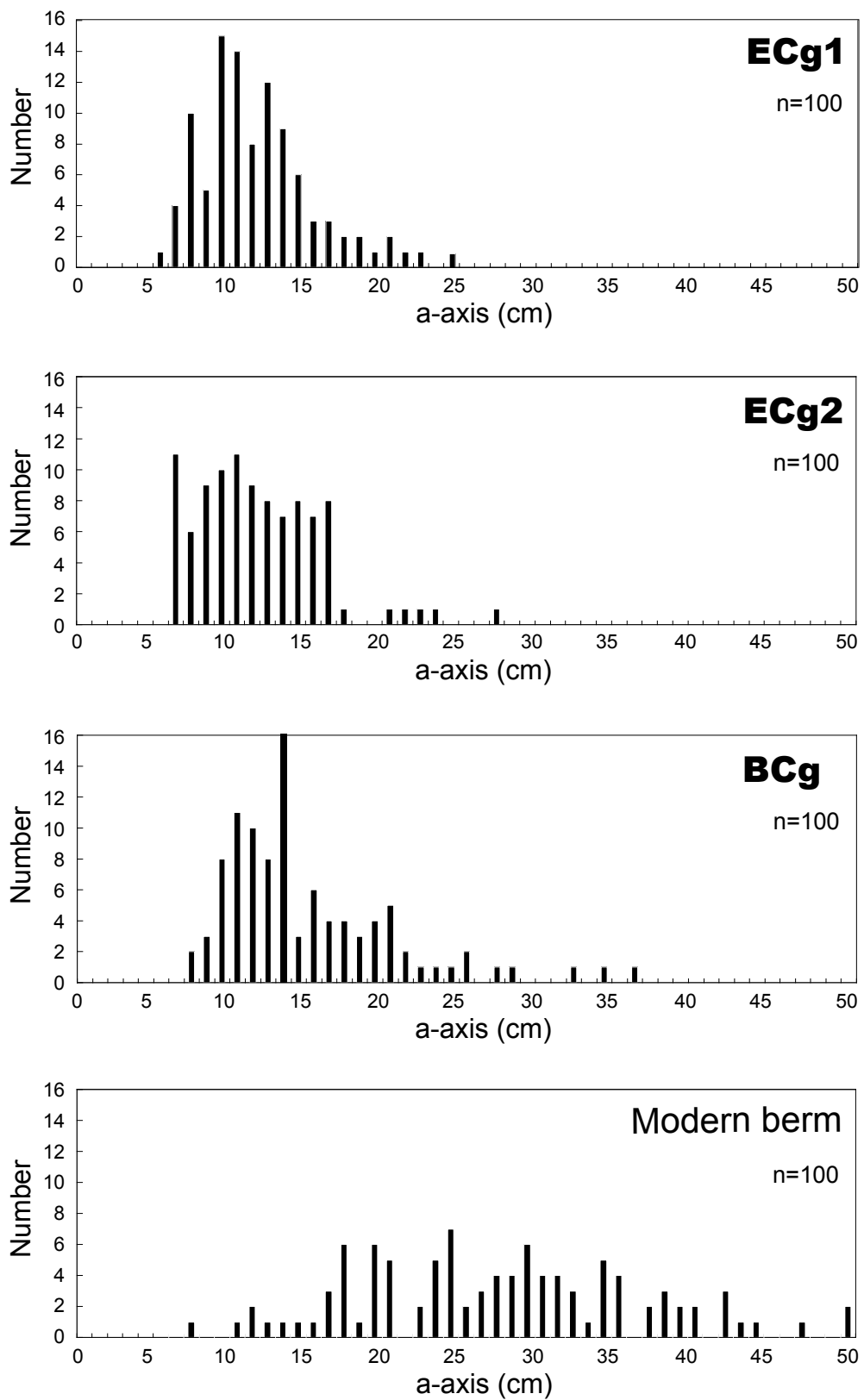


Fig. 9. A-axis distribution of each gravel.

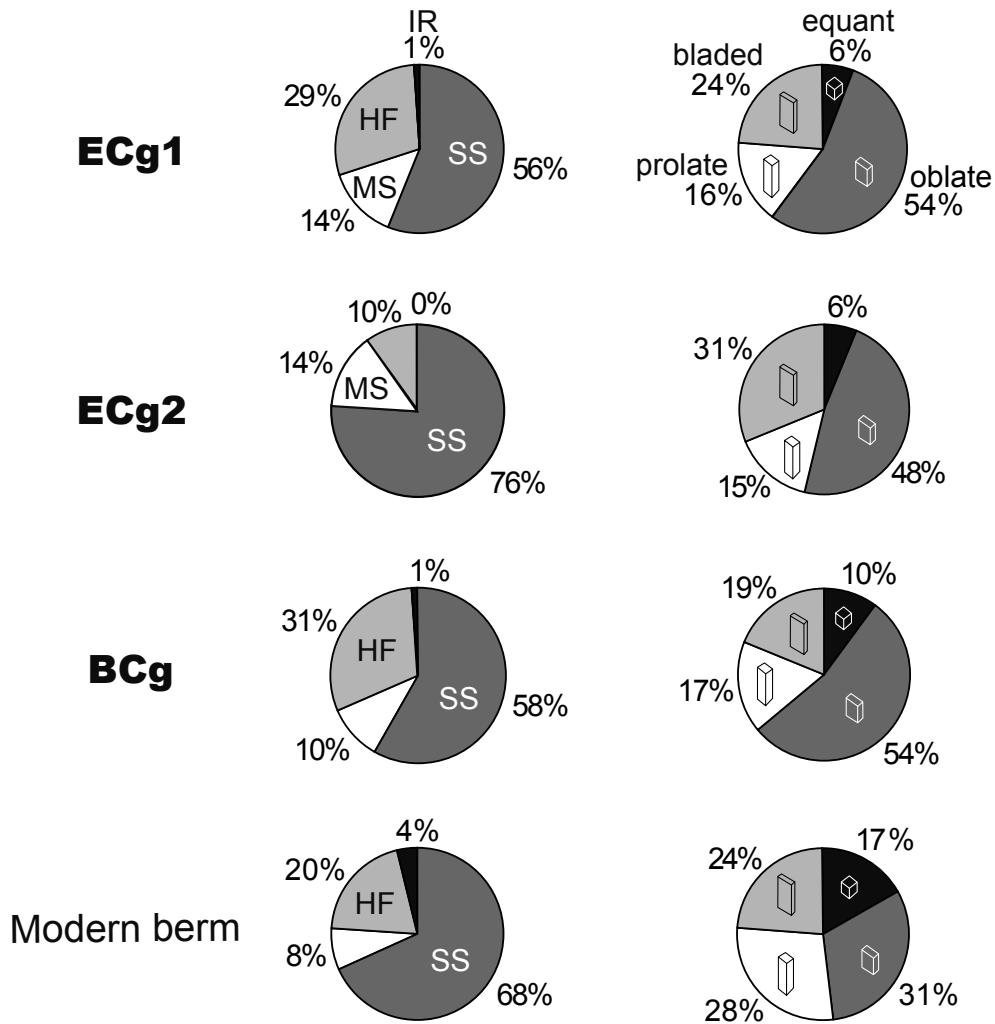


Fig. 10. Rock species and shape analysis results of the gravel beds. SS: sandstone, MS: mudstone, HF: hornfels, IR: igneous rocks.

ムに含まれるもの以外は存在しない。その構成比率のバランスも現世バームのものに酷似しており、イベント礫が海浜礫起源であることを強く支持する (Fig. 10)。

5. イベント礫の保持するオリエンテーション

イベント礫層である ECg1 の礫の a 軸方位は、北北西-南南東と、それに直交する東北東-西南西の 2 方向が卓越し、前者の方が優勢であった (Fig. 11)。ECg2 の礫の長軸方位は、北西-南東と、それに直交する北東-南西の 2 方向が卓越し、前者の方が優勢であった。一方、BCg においては卓越する方位がなく、ほぼ全方位にばらついている。

礫のオリエンテーションは、礫の a 軸が流れに対し直行する場合と平行な場合とがあることがよく知られている。前者は転動により、後者は乱流状態の運搬によるものとされる (青野、

2009)。イベント礫における直交する 2 方向性は、(1) a 軸を軸に巨礫を転動させる動きと、(2) 乱流状態の礫衝突による流れの方向への a 軸の伸張、の両方が表れていると考えられる。またその流向は、2 方向の中で優勢だった方位に裏づけされていると考えられ、北北西-南南東及び北西-南東に直行する方位で、しかも礫の起源が海側であることから、東北東及び北東からと推定される (Fig. 11)。一方、旧海浜礫である BCg での偏りのない全方向性は、初生的なオリエンテーションを保存していないためと考えられる。

礫のオリエンテーションの検証のために、現世バームにおいても同様の計測を行った。この結果、西北西~東南東と北西~南東に強い集中が見られた。これは波食棚上の礫に比べて遥かに大きい数十 cm クラスの巨礫を多く測定したことによるものに起因し、おそらく調査直前に襲来した台風の暴浪によって転動した巨礫の方位が強調されている可能性がある (Fig. 11)。

また，明確な一方向の成分は認められるが，イベント礫のようなこれに直交する成分が認められないことは重要である。

6. イベント礫層の発生年代

この露頭の崖錐堆積物中から，複数の年代を示す資試料が得られた。まず，ECg1 ~ ECg2 間の崖錐堆積物から採取した木片からは AMS¹⁴C 年代測定結果が得られた。2 試料（Ksc 1, Ksc 2）の較正暦年（2σ）

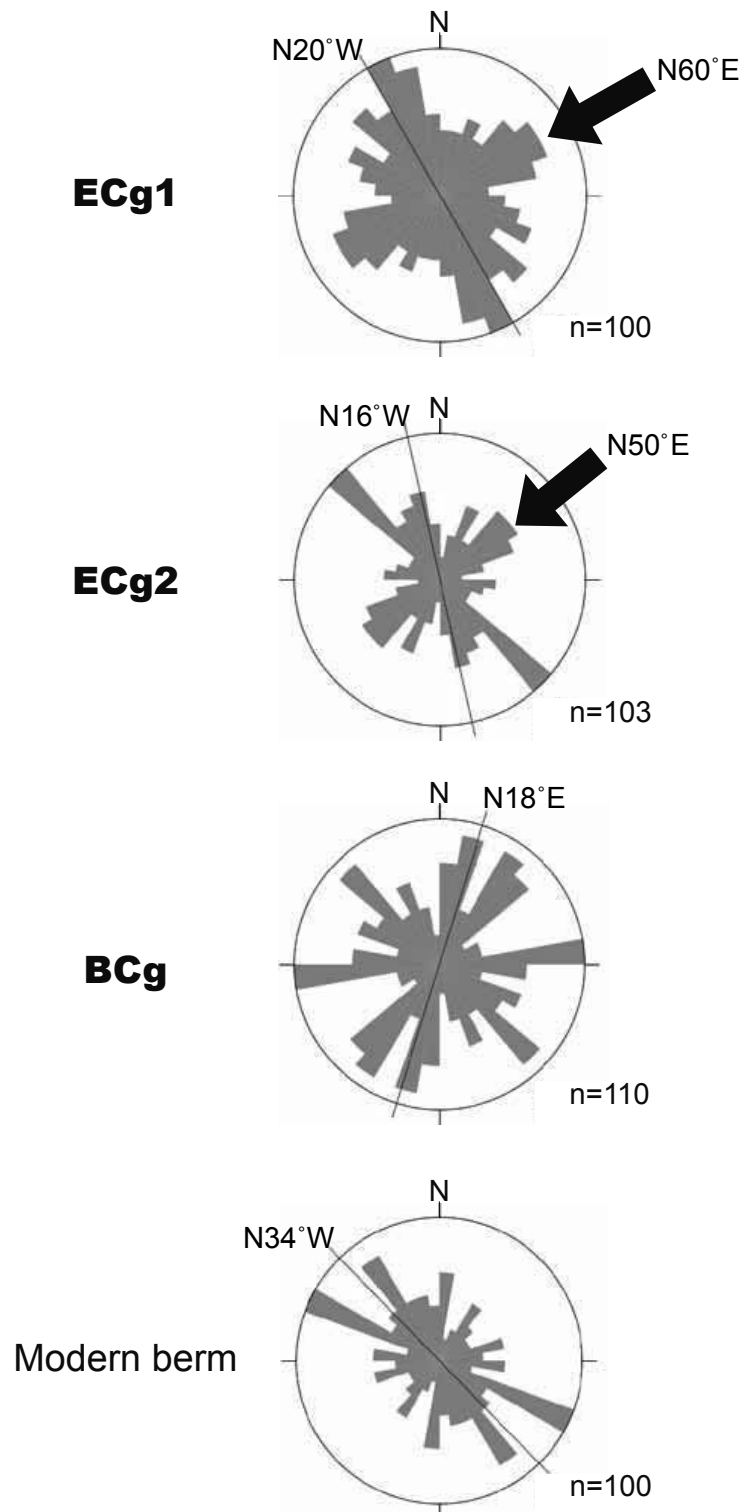


Fig. 11. Diagrams showing gravel orientation and estimated flow directions for ECg1 and ECg2.

は、1304 ~ 1422 cal AD の範囲でほぼ重複している (Table 1). しかも、その試料の一つの層位は ECg2 の層準であった。よって ECg2 は 14 世紀もしくはそれ以降に発生したと考えるのが妥当であろう。

一方、ECg1 の層準からは崖錐堆積物中に陶磁器片が発見された (Fig. 12). 佐賀県立九州陶磁文化館特別顧問の大橋康二氏に鑑定を依頼したところ、これらは中国の明時代 (16 世紀中葉 ~ 17 世紀前葉、1550 年 ~ 1630 年) に作られた青花 (染付) の磁器皿と同定された。よって、ECg1 の形成年代は 16 ~ 17 世紀もしくはそれ以降となる。屋久島において小瀬田神社や小瀬田集落は江戸時代後期にはすでに存在していたことが、1843 年に描かれた『三国名勝図会』から確認できる。今回記載された陶磁器片は、小

瀬田集落で使われていた陶磁器が小瀬田神社脇に放棄され、その後、崖錐堆積物に混在したと考えられる。

これら年代を示す資試料はあくまでも斜面崩壊物質を主体とする崖錐堆積物中のものであって、その場の正確な年代を示すとは考えにくい。ただし、そのような誤差を含んでいても、崖錐堆積物中に年代層序が成立することから、ECg1、ECg2 とともに 14 ~ 16 世紀もしくはそれ以降に発生した歴史イベントととらえることには大きな支障はないであろう。さらに、江戸時代以降の屋久島は薩摩藩が治めており、江戸時代以降、この地に大きな地震津波被害が知られていないことは、薩摩藩の古文書である『三国名勝図会』50 巻の記述 (五代・橋口, 1843; 原口 1982) から明確である。

Table 1. Results of AMS ^{14}C dating on wood fragments from talus deposits in Kosedata coast.

Sample no.*	Depth from surface (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (BP)	Calibrated age (2 σ) (cal AD)	Lab code
Ksc 1	45	-23.83	590 \pm 20	1304 - 1365 (73.6%), 1383 - 1409 (26.4%)	IAAA-140279
Ksc 2	110	-23.79	560 \pm 25	1314 - 1357 (50.7%), 1388 - 1422 (49.3%)	IAAA-140280

*: Sample locations showing in Fig. 7.

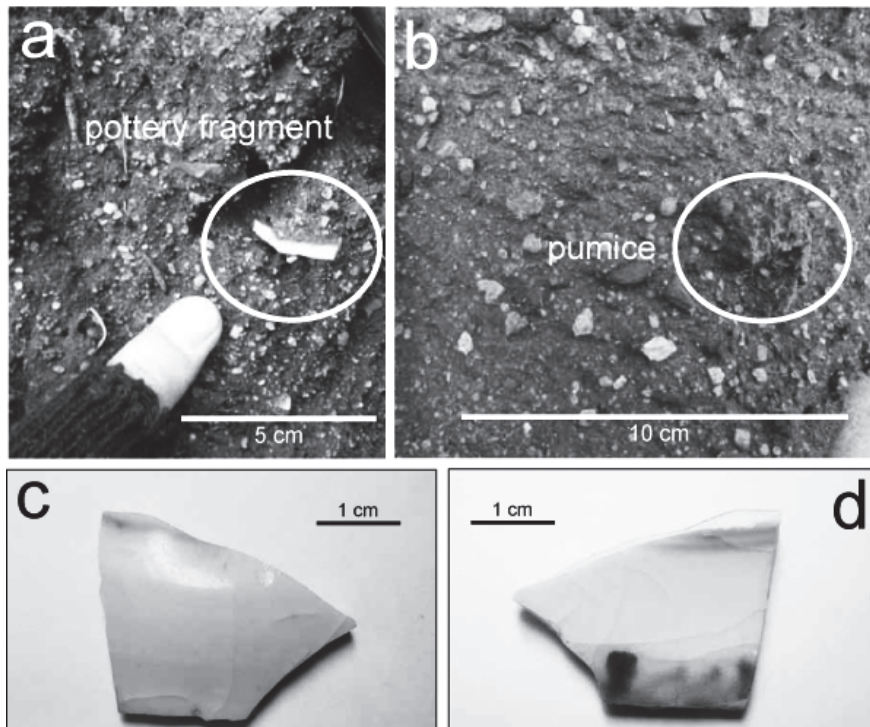


Fig. 12. Occurrence of typical outcrop (a, b) and discovered the early modern pottery fragments and reworked pumices (c, d).

考 察

1. イベント礫層をもたらしたのは台風か巨大津波か?

筆者らが記載したイベント礫層は, (1) 円盤状や小判状の扁平な海浜性の礫が半数を占めること, (2) 礫種も現在の浜に存在する礫種以外のものは存在しないこと, (3) 後背地の小瀬田神社付近には海成段丘礫層が存在しないことから, 海側から運搬されたと考えられる。そして2層のイベント礫層の形成時期が14~17世紀と仮定した場合, 当時の海面高度や海岸地形は, 現在とほぼ同じと見てほぼ差し支えは無い。ただし, WB-1の離水時期がこのイベント礫層と同時期と判明した場合には, 抜本的な見直しが必要となる。

水理学的に見て, 大礫サイズの礫は転動と跳躍でしか挙動できない(青野, 2009)。しかもイベント礫層には明瞭なオリエンテーションが認められることは重要である。これらは海浜礫が攪乱されて乱流状態となり, 離水ベンチを覆っていた崖錐堆積物を侵食し, これらを舞い上げながら瞬時に定置したと考えるのが妥当であろう。

屋久島では, 筆頭筆者の中川が堤防のない標高3m程の海岸沿いに子供の頃から60年ほど住んでいた87歳の住民に聞き取りをしたところ, これまでも大きな台風の来襲時には波しぶきがデブリや砂を伴って打ち上げて来ることはあったが, 拳大の礫が上がって来たことはなかったとのことであった。中川自身の記憶でも, 過去40年間以上に渡る台風来襲時において, 小瀬田海岸およびこれに面した道路に礫が打ち上げられる現象はまったく記憶にない。ゆえに, 最大径28cmの巨礫を標高6.5m地点まで運搬し, 広範囲に一樣な堆積をなす乱流状の流れは, 過去100年間にこの島に襲来した台風以上の規模のもの, もしくは巨大津波が最も説明しやすい。

津波によって礫質な津波堆積物が形成されたという報告は, これまでも多数知られている(Moore, 2000; Nanayama et al., 2000; 八木下, 2000, 2001; 七山ほか, 2003; 後藤, 2009, 2012)。例えば, 海岸段丘上での打ち上げ礫の産状例としては, 仁科ほか(2013)および天野ほか(2014)があげられる。前者は, 2011年東北地方太平洋沖地震による津波が襲来した三陸沿岸において岩礁や礫浜の背後を調査し, 海浜由来の細礫を最大で標高18.2mの崖錐斜面上で確認したことをはじめ, 従来記載のなかった場所で礫質津波堆積物を認めた。後者も, 2011年津波の打ち上げ礫の産状を, 斜面, 平坦面および谷地形に分けて記載し, 過去の礫質津波堆積物の認定について議論している。仁科ほか(2013)を参照するならば, 小瀬田海岸のイベント礫層は, 分類された3タイプのうちの段丘タイ

プに相当する。段丘タイプでは大礫(64~256mm)の分布上限標高が9.0mであったのに対し, その地点の津波浸水深(その地点での津波水深)は最小値7.5m, 最大値15.4mであったと報告されている。また巨礫(256mm<)は1例のみとデータは少ないものの, 分布上限標高3.1mに対し, 津波浸水深は7.1mであったと報告されている。仁科ほか(2013)のまとめた判別図を見ると, Aのグラフでは礫径と津波の遡上高に弱い相関が認められるが, Bのグラフでは礫径と津波浸水深との相関関係はそれ程明瞭ではない(Fig. 13)。この判別図作成に用いた現地観測データは限られており, 岩種ごとの比重の考察もなされていないが, 他に礫径から津波浸水深を推定できる手法は確立されていないことも事実である。

本稿では以下に, この判別図に我々が得た小瀬田海岸のイベント礫のデータを投影して議論する(Fig. 13)。大礫を含むECg1の標高7.0mに津波浸水深の最小値7.5m及び最大値15.4mを加算すると, 津波波高は最小14.5m, 最大22.4mと概算される。大礫及び巨礫を含むECg2に適用するならば, ECg2の標高6.5mに大礫における津波浸水深の最小値7.5m及び最大値15.4mを加算すると, 津波波高は最小14.0m, 最大21.9mとなる。巨礫における津波浸水深7.1mを加算すると津波波高は13.6mとなる(Fig. 13)。よって, ECg1を生じさせるためには14.5~22.4mの津波高が, ECg2を生じさせるためには13.6~21.9mの津波高が必要となる。

但し, この値も地域ごとの海底地形に大きく支配される筈であるし, 上述したWB-1の離水時期も現時点では全く不明なので, 本稿で示す14~22mの推定津波高は, 条件付きでの参考値に過ぎないことを明記しておく。

2. イベント礫層をもたらした歴史津波の候補

これら2層のイベント礫層が巨大津波によってもたらされたと仮定した場合, その起源としては琉球海溝や南海トラフで発生する海溝型巨大地震津波, もしくは鬼界カルデラ噴火に伴う火山性津波がその候補としてあげられる。後者については, 歴史時代に鬼界カルデラの噴火は知られていないことから排除される。

屋久島には歴史資料となる古文書や碑文等がほとんどなく, また津波に関する口伝も知られていない。現時点における屋久島での被害記録は, 1960年チリ地震(Mw 9.5)津波によって, 屋久島北東部にある楠川集落において軽微な被害があったことが知られているのみである(楠川集落の住民, 私信)。しかし, 薩摩藩は鎌倉時代から既に薩摩地域を治めており, その歴史はたいへん古い。そこで宇佐美ほか(2013)を参

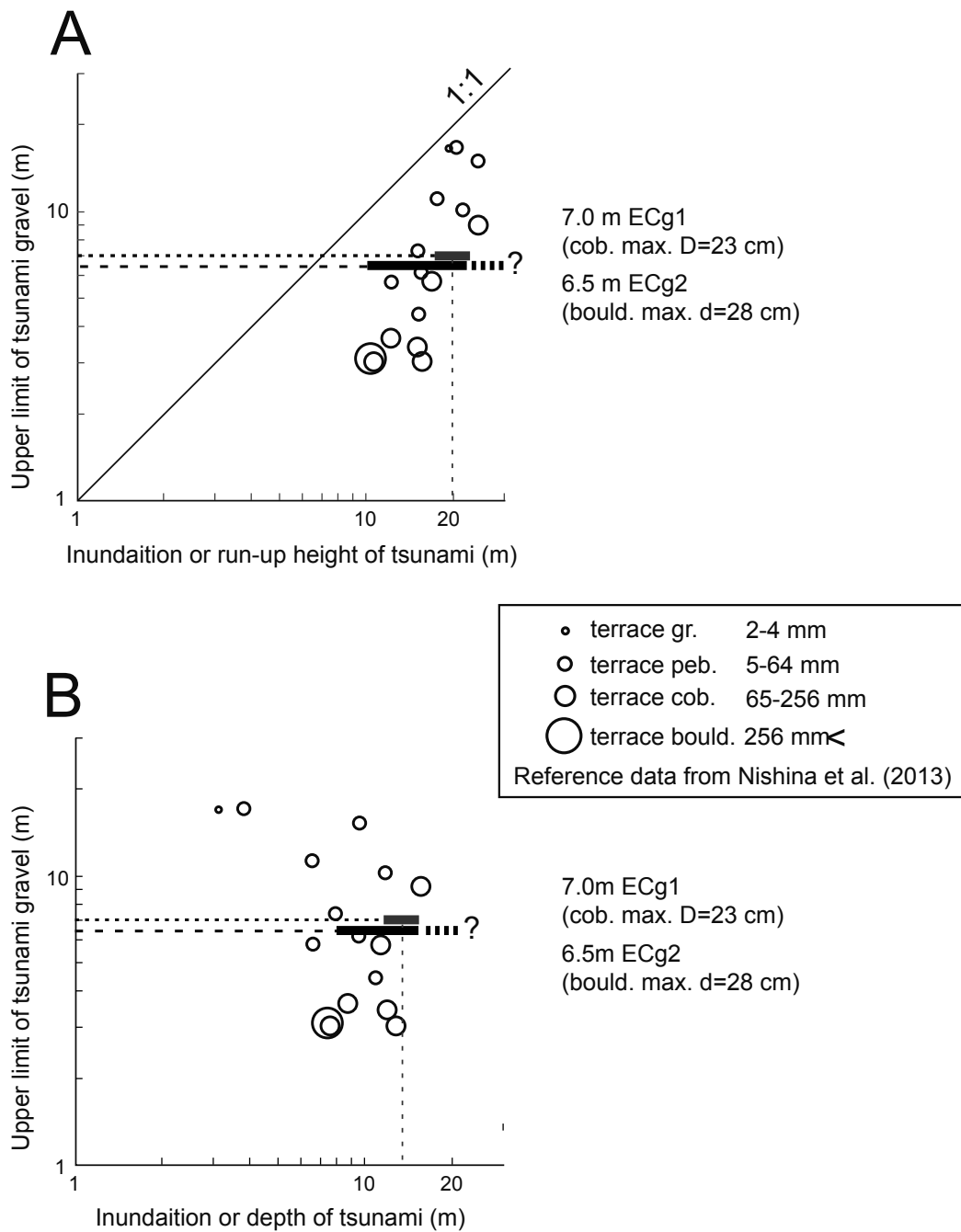


Fig. 13. Relationships between upper limit of well-rounded gravel transported by the 2011 tsunami and tsunami run-up or inundation heights (A), and between the upper limit and inundation depth (B) in each size and classification modified after Nishina et al. (2013). Dotted line and dashed line indicate the altitude of the gravel tossed up by storm events.

照するならば、14～17世紀に発生した歴史津波で屋久島に影響を及ぼしたと推測されるのは、以下5つの津波が候補としてあげられる。

- 1361年7月26日正平地震 (M8.0～8.5)：津波を伴う南海トラフ巨大地震と考えられている。
- 1498年9月11日明応地震 (M8.3～8.6)：津波

を伴う南海トラフ巨大地震と考えられている。

- 1605年2月3日慶長地震 (M7.9)：地震規模に反して大きな津波を伴う、津波地震とする説もある。最近、南海トラフの地震ではないとする見解も出されている (松浦, 2014)。
- 1662年10月31日日向灘 (外所) 地震津波 (M7.6)：

日向灘で発生した地震とされ, 小規模な津波を伴った。

- ・1707年10月28日宝永地震 (M8.4 ~ 8.7, Mw9?): 南海トラフで発生した連動型超巨大地震と考えられており, 発生した津波は伊豆半島から九州までの太平洋沿岸から瀬戸内海にまで, さらに長崎や清国まで及んだとされる。
- ・1771年4月24日八重山地震 (M7.4): 八重山列島から宮古列島にかけて最大30m弱の遡上高の津波が押し寄せた。津波地震や海底地すべりを起源とする説もある。

1662年日向灘地震 (M7.6) は, 日向灘で発生した有史以来最大規模の地震とされる。津波は南九州の延岡から大隅半島沿岸を襲い, 津波高は宮崎市付近で4~5 m, 延岡市付近で3~4 m, 志布志湾付近で2~3 mと推定されている (羽鳥, 1985)。1771年4月24日八重山地震津波は石垣島近海で発生し, 石垣島では多くの津波石が認められるものの, 屋久島や種子島での被害は知られていない。これらの中で, 薩摩藩において具体的な津波の被害記述があるのは, 1605年慶長地震津波と1707年宝永地震津波の2つのみである。前者について, 薩摩旧記雑録には, 「去十六日, 東目より西目之海濱大浪, 屋之事者不及申, 人も多々うち取候, 誠不思議之災難ニ候」との記載があることから, 大隅半島から薩摩半島にかけて津波に襲われたと解釈される (羽鳥, 1976)。後者については, 種子島家譜南種子町郷土誌に「地震潮水大ニ溢現和庄司浦人家十余流出」との記述があり, 種子島において5~6 mの津波高があったと推定されている (羽鳥, 1985)。

内閣府に設置された「南海トラフの巨大地震モデル検討会」が2013年3月18日に発表した南海トラフにおける四連動型超巨大地震 (Mw 9.1) を震源と仮定した津波予測によると, 鹿児島県内での最大波高は屋久島東岸であり, 津波高は13 m, 宮崎県では串間市が最高波高であり, 17 mとされている [URL3]。この値は, 筆者らがイベント礫層から見積もった津波高の最小値であることに特段の注意が必要である。ただし, 南海トラフで発生した巨大津波が何時でも屋久島に大きな被害をもたらしてきたとは言い切れない。この場合, 小瀬田海岸に残された崖錐堆積物は脆弱で侵食されやすいことからみても, この中の2層のイベント礫層は, その2回分の巨大津波イベントを示す可能性もあり, その場合, 1605年慶長地震津波と1707年の宝永地震津波がその候補にあげられよう。

まとめ

屋久島北東部, 小瀬田海岸の完新世離水ベンチを覆う崖錐堆積物中に見つかった2層のイベント礫層, ECg1, ECg2 は, その構造が基質支持で海浜礫からなることから, 海側からの乱流的な流れにより形成されたと考えられる。さらに長径28 cmもの巨礫を標高6.5 m地点まで運搬し, さらに礫層全体が200 mに渡ってほぼ水平な層をなすことから, 大規模な津波の遡上の可能性も示唆されうる。また, 今回得られたAMS¹⁴C年代および陶磁器片から近世のイベントであると示唆され, 鹿児島を襲った同時代の津波と対比するならば, 1605年慶長地震津波と1707年の宝永地震津波がその候補としてあげられよう。

現状では小瀬田海岸の4段の完新世波食ベンチの離水時期, 特にWB-1の詳細は不明のままであり, 本稿以上の議論は難しい状況にある。また, これに関わる露頭も限られている。今後, これら2層のイベント礫層が津波起源である可能性, その遡上範囲と遡上高をより正確に掌握するためには, 種子島や屋久島での広域に渡る掘削調査が必要と考えている。屋久島は内閣府が想定している南海トラフ地震による津波被害予測地域の西端に位置することからも, 正確な波高のシミュレーションを行うためにも今後の検討が必須と言える。著者らは, 本稿がその突破口となれば嬉しく思う。また, 屋久島地学同好会としても, 今後津波防災教育に取り組むと共に, 屋久島周辺の津波災害に関する歴史資料の調査や口伝の掘り起こしなどに積極的に取り組みたいと考えている。

謝辞

本稿は屋久島の地震津波に対する防災意識を高めることを主目的として, 屋久島地学同好会のメンバーが実施した調査結果に基づいている。鹿児島大学大学院理工学研究科海洋土木工学専攻の浅野敏之教授には, 屋久島及び島嶼での津波波高についてのメカニズムについてご教示を頂いた。鹿児島大学の森脇 広名誉教授ならびに鹿児島大学大学院理工学研究科の井村隆介准教授には調査や研究方法についてのアドバイスを頂いた。産総研の藤原 治博士ならびに福岡大学の石原 与四郎博士には, 粗稿の段階で有益なコメントを多数頂いた。南九州市立ミュージアム知覧の上田 耕氏は, 陶磁器片の鑑定についてアドバイスを頂いた。奈良大学の鎌田道隆名誉教授には屋久島の歴史や文化についてご教示を頂いた。本調査を行うに当たり, 林野庁屋久島森林管理署, 鹿児島県熊毛支庁林務水産課には, 当地での調査許可を頂いた。(有)神田土木には, レベ

ル測量機器一式を貸与して頂いた。溝口栄作氏、梅本章雅氏、佐野祐二郎氏ならびに井口寛彬氏には、現地調査を献身的に補助して頂いた。以上の皆様に対し、筆者一同、心から感謝する次第である。

文 献

- 天野 格・香西 篤・原口 強, 2014, 礫質津波堆積物の認定法. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **70**, I_266-I_270.
- 青野宏美, 2009, 河床礫と海浜礫の長軸方向の定向配列. 岐阜聖徳学園大学紀要, 教育学部編, no. 48, 1-15.
- Araoka, D., Yokoyama, Y., Suzuki, A., Goto, K., Miyagi, K., Miyazawa, K., Matsuzaki, H. and Kawahata, H., 2013, Tsunami recurrence revealed by Porites coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan. *Geology*, **41**, 919-922. doi:10.1130/G34415.1.
- 五代秀堯・橋口兼柄, 1843, 三国名勝図会. 原口虎雄 (1982) 復刻版, 第4巻, 新潮社, 209-299, 熊本.
- Goto, K., Miyagi, K. and Imamura, F., 2013, Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders on Ryukyu Islands, Japan. *Geology*, **41**, 1139-1142. doi:10.1130/G34823.1
- 後藤和久, 2009, 津波石研究の課題と展望—防災に活用できるレベルにまで研究を進展させるために—。堆積学研究, **68**, 3-11.
- 後藤和久, 2012, 津波石研究の課題と展望II—2009年以降の研究を中心に津波石研究の意義を再考する—。堆積学研究, **71**, 129-139.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. and Kopaska-Merkel, D.C., 1992, Principles of sedimentary deposits. New York, Macmillan Publishing Co., 717p.
- 古本宗充, 2007, 東海から琉球にかけての超巨大地震の可能性. 地震予知連絡会会報, **78**, 602-605.
- 羽鳥徳太郎, 1976, 明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源. 東大震研彙報, **50**, 171-185.
- 羽鳥徳太郎, 1985, 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査 1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波. 東大震研彙報, **60**, 439-459.
- 井村隆介・後藤和彦・岩本健吾・林由佳里・緒方康弘・原田研一, 2014, 鹿児島県奄美群島における津波堆積物調査 (予報). 日本地質学会第121年学術大会, R19-P-6.
- 小池一之・町田 洋, 2001, 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105p.
- Krumbein, W.C., 1941, Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Jour. Geol.*, **47**, 673-706.
- 町田 洋, 1969, 薩南諸島の地形: 海成段丘を中心にして. 平山輝男 (編) 薩南諸島の総合的研究, 明治書院, 20-52.
- 町田 洋, 1977, 関東以西諸地域の指標テフラ層のカタログ. 日本第四紀学会 (編) 日本の第四紀研究, 東京大学出版会, 378-391.
- 前杵英明, 1988, 室戸半島の完新世地殻変動. 地理評, **61**, 747-769.
- 前杵英明, 2001, 隆起付着生物の AMS¹⁴C 年代からみた室戸岬の地震性隆起に関する再検討. 地学雑, **110**, 479-490.
- 前杵英明, 2006, 室戸半島の第四紀地殻変動と地震隆起. 地質雑, **112**, S17-S26.
- 松浦律子, 2014, 1605年慶長地震は南海トラフの地震か?, 歴史地震研究会第29回秋田大会講演予稿, 歴史地震, no. 29, 263.
- Moore, A.L., 2000, Landward fining in onshore gravel as evidence for a late Pleistocene tsunami on Molokai, Hawaii. *Geology*, **28**, 247-250.
- 森脇 広, 2006, 鬼界アコホヤ火山灰に基づく完新世海成段丘の編年—種子島と屋久島の事例から—。南太平洋海域調査研究報告, no. 46, 58-64.
- Moriwaki, H., Westgate, J.A., Sandhu, A.S., Preece, S.J. and Arai, F., 2008, New glass fission-track ages of Middle Pleistocene tephra on Yakushima Island, southern Japan. *Quaternary International*, **178**, 128-137.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2007, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- Nakamura, M., 2009, Aseismic crustal movement in southern Ryukyu Trench, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L20312. doi:10.1029/2009GL040357, 2009
- 中田 高, 1980, 種子島・屋久島の段丘変位からみた琉球弧北部の第四紀後半の地殻変動. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 古今書院, 105-110.
- 中田 高・高橋達郎・木庭元晴, 1978, 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動. 地理評, **51**, 87-108.
- 中山正民, 1965, 礫浜における堆積物の諸性質について. 地理評, **38**, 103-120.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S. and Ishii, M., 2000, Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon

- at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sediment. Geol.*, **135**, 255-264.
- 七山 太・重野聖之・添田雄二・古川竜太・岡橋久世・齋藤健一・横山芳春・佐竹健治・中川 充, 2003, 北海道東部, 十勝海岸南部地域における 17 世の津波痕跡とその遡上規模の評価. 活断層・古地震研究報告, no. 3, 297-314.
- 成尾英仁・小林哲夫, 2002, 鬼界カルデラ, 6.5 ka BP 噴火に誘発された 2 度の巨大地震. 第四紀研究, **41**, 287-299.
- 仁科健二・川上源太郎・田近 淳, 2013, 2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって形成された三陸海岸の礫質津波堆積物. 北海道地質研究所報告, no. 85, 27-44.
- 太田陽子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大村明雄, 1978, 琉球列島喜界島の完新世海成段丘: 完新世海面変化研究へのアプローチ. 地理評, **51**, 109-130.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1972, *Sand and sandstone*. Berlin/Heidelberg/New York: Springer-Verlag, 553p.
- 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. and van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 齋藤 眞・川上俊介・小笠原正継, 2007a, 放散虫化石の発見に基づく屋久島の四万十体付加体の帰属. 地質雑, **113**, 266-269.
- 齋藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫, 2007b, 20 万分の 1 地質図幅「屋久島」. 産総研地質調査総合センター.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993, Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Sugihara, K., Nakamori, T., Iryu, Y., Sasaki, K., and Blanchon, P., 2003, Late Holocene sea-level changes and tectonic uplift deduced from raised reef terraces, Kikaijima, Ryukyu Island, Japan. *Sediment. Geol.*, **159**, 5-25.
- 角 靖夫, 1967, 礫岩・礫層のしらべ方. 地質ニュース, no. 151, 26-35.
- 立石雅昭・徐 垣, 1998, 第三章 礫・礫岩. 公文富士夫・立石雅昭 (編) 新版碎屑物の研究法. 地学団体研究会, 101-146.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 2013, 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 724p.
- 八木下晃司, 2000, 津波による礫層の形成過程. 地学雑, **109**, 770-773.
- 八木下晃司, 2001, 津波による礫堆積物の運搬および堆積—岩手県合足海岸の例—. 地学雑, **110**, 689-697.
- Zingg, T., 1935, Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **15**, 38-140.
- [URL1] 気象庁, 潮汐・海面水位のデータ潮汐表 (九州地方南部) *<http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/suisan.php?stn=TJ>
- [URL2] Hajime NARUSE's Web Page *<http://turbidite.secret.jp/?Java%20for%20Sedimentology>
- [URL3] 内閣府, 南海トラフの巨大地震による津波高・浸水域等 (第二次報告) 及び被害想定 (第一次報告) について. *http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/shiryo.pdf

(要 旨)

中川正二郎・七山 太・佐々木洋之・面 将道・下司信夫・渡辺和明・岸本清行・成尾英仁・前野 深・奥野 充・小林哲夫, 2017, 屋久島北東部, 小瀬田海岸の完新世波食ベンチ上に認められる近世のイベント礫層の起源: 予報. 福岡大学理学集報, 47(1), 15-32. (Nakagawa, S., Nanayama, F., Sasaki, Y., Omote, M., Geshi, N., Watanabe, K., Kisimoto, K., Naruo, H., Maeno, F., Okuno, M. and Kobayashi, T., 2017, Origin of the early modern event gravel beds on the Holocene wave-cut bench around Kosedo coast, northeastern Yakushima Island, south Kyushu: Preliminary report. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, 47(1), 15-32.)

屋久島北東部, 小瀬田海岸の完新世離水ベンチを覆う崖錐堆積物中に見つかった2層のイベント礫層 (ECg1, ECg2) は, その構造が基質支持で海浜礫からなることから, 海側からの乱流的な流れにより形成されたと考えられる. さらに28 cmもの巨礫を標高6.5 m地点まで運搬し, さらに200 mに渡ってほぼ水平な層をなすことから, その成因として大規模な津波の遡上の可能性が示唆される. また, 今回得られたAMS¹⁴C年代および陶磁器片から近世イベントであると考えられ, 鹿児島を襲った歴史津波と対比すると, 1605年慶長地震津波や1707年の宝永地震津波がその候補としてあげられる.