砂丘を越えて沿岸低地を遡上した津波による堆積モデル：北海道胆振海岸東部に分布する 17 世紀津波堆積物の研究例

A tsunami depositional model in coastal lowland over sand dune: An example from the 17th century tsunami deposit in the eastern Iburi coast, central Hokkaido, northern Japan

Abstract

高清水康博^{*1} 永井 潤^{*2}
岡村 聡^{*3} 西村裕一^{*4}

Yasuhiro Takashimizu^{*1}, Jun Nagai^{*2},
Satoshi Okamura^{*3} and Yuichi Nishimura^{*4}

2011 年 8 月 12 日受付.

2012 年 8 月 24 日受理.

^{*1} 新潟大学人文社会・教育科学系自然情報講座
Mathematical and Natural Sciences Course,
Faculty of Education, Institute of Humanities,
Social Sciences and Education, Niigata
University, Niigata 950-2181, Japan

^{*2} 北海道大学医学系事務部会計課
Medical Administration Office Accounts Division,
Hokkaido University, Sapporo 060-0808, Japan

^{*3} 北海道教育大学札幌校
Sapporo Campus, Hokkaido University of
Education, Sapporo 002-8502, Japan

^{*4} 北海道大学大学院理学研究科付属地震火山研究
観測センター
Institute of Seismology and Volcanology,
Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan

Corresponding author: Y. Takashimizu,
takashimi@ed.niigata-u.ac.jp

A reconstruction of a paleo-tsunami flow recorded on the eastern Iburi coast of Hokkaido, northern Japan, has been undertaken using sedimentological analysis. Here, distance from the coastline positively correlates with average sediment grain sizes (mean and median grain sizes expressed in phi scale) but inversely correlates with the standard deviation of grain-size and thickness of the tsunami deposit layer. Grain-fabric and grain-size data in this area indicate at least three tsunami inundation events, with grain-fabric data for tsunami deposits at survey site 1 indicating that these deposits were formed by inflows with ENE paleo-flow directions. This evidence has enabled a depositional model of a tsunami flowing over coastal sand dunes to be formulated, with the first tsunami flow eroding surficial sediments and ripping up and carrying peat clasts. The majority of the tsunami-related water did not return to the sea; this return flow was prevented by a seaside beach ridge, leading to the formation of wide water bodies along the coast. In addition, repeated tsunami inflows did not cause intensive erosional effects at the bottom of these water bodies, with these bodies eventually disappearing due to underground seepage or evaporation.

Keywords: tsunami deposits, grain-size, fabric, Iburi coast, coastal sand dune

はじめに

陸上の沿岸低地を遡上した津波堆積物の特徴を考察した報告は多い(例えば, Minoura et al., 1996; 七山ほか, 2000; Sawai, 2002; Nanayama et al., 2003; 平川ほか, 2005; Moore et al., 2006; Hawkes et al., 2007; Hori et al., 2007; Moore et al., 2007; Paris et al., 2007; 高清水ほか, 2007; Choowong et al., 2008; Goto et al., 2008; Komatsubara et al., 2008; Nanayama, 2008; Nishimura, 2008; Morton et al., 2008; Fujino et al., 2010; Matsumoto et al., 2010; Chagué-Goff et al., 2011; Takashimizu et al., 2012). これらの報告が蓄積されるにつれ, 津波の浸水範囲, 遡上に伴う堆積物の粒径, 組成等の変化を地層から復元できるようになった. 特に, 津波堆積物の粒度特性と海岸線からの距離との関係, 津波堆積物の層厚と海岸線からの距離との関係については, 多くの報告があり(例えば, 西村・宮地, 1994; Nanayama and Shigeno, 2006; Hori et al., 2007; Paris et

al., 2007; Choowong et al., 2008; Fujino et al., 2008; Matsumoto et al., 2010; Takashimizu et al., 2012), 小規模な地形の起伏の影響を受けて変動しながらも, 基本的には内陸方向へ細粒化, 薄層化する傾向を示している. しかしながら, 過去の津波の流れを考察するうえで重要な要素である古流向を堆積学的手法によって復元したものはあまり多くない. それは, 初生的にこのタイプの津波堆積物は, 一部に斜交葉理を持つことがあるものの, 多くは塊状, 平行葉理または極低角斜交葉理を示す堆積物であることが多く(例えば, 添田ほか, 2004; Moore et al., 2006; 高清水ほか, 2007; Fujino et al., 2008; 後藤・藤野, 2008; Naruse et al., 2010; Takashimizu et al., 2012), 斜交葉理から多くの古流向を復元することが困難であるためと考えられる. もちろん, 沿岸低地の津波堆積物中の斜交葉理の報告例(例えば, 七山ほか, 2000; Choowong et al., 2008a, b; Goto et al., 2008; Nanayama et al., 2008; Takashimizu et al., 2012)もある. 特に, 七山ほか(2000)が, 北海道霧多布湿原の琵琶瀬湾側

の沿岸低地における調査測線において確認した津波堆積物から斜交葉理を認定し、およそ西方への古流向を記載したことや、Nanayama (2008) が、北海道せたな町大成区の白別川沿いの谷内から明瞭な津波の遡上流と戻り流れの正反対 2 方向の古流向を復元したことは、古津波研究における堆積学的解析の重要性を示す貴重な報告であった。また、これら以外にも、やはり明瞭な堆積構造を持たない津波堆積物に対して、帯磁率異方性の測定から粒子配列を推定し、古流向復元を議論した例 (Wassmer et al., 2010) や本論と同様の手法を用いて、津波堆積物から遡上流の特徴を明らかにした報告 (Takashimizu et al., 2012) もある。しかしながら、沿岸低地を遡上した津波堆積物からの古流向復元の試みは、あまり多いとはいえない。

高清水ほか (2007) は、北海道むかわ町～苫小牧市東部 (鶴川左岸から安平川左岸までの範囲) にかけての胆振海岸東部において 17 世紀津波堆積物を報告した。この津波堆積物は、現海岸線に沿って約 20 km、内陸側へ約 1～2 km、確認した最高標高で約 8 m にまで分布する。北海道太平洋岸からは、この巨大津波堆積物以外に 2 つの 17 世紀巨大津波堆積物の存在が明らかになっている。すなわち、1640 年の北海道駒ヶ岳火山噴火に伴う山体崩壊起源の火山性津波堆積物 (西村・清水, 1993) と、いわゆる“500 年間隔津波”と呼ばれる十勝沖および釧路・根室沖で同時発生する連動型巨大地震による地震性津波堆積物 (Nanayama et al., 2003; 平川ほか, 2005) である。本論で対象とした巨大津波による堆積物は、両者の中間地点に分布し、その波源は不明とされている (高清水ほか, 2007)。そして、その波源がこれら 2 つのうちのどちらなのか、あるいはそれ以外の未知のものであるのかが、北海道の古津波研究における重要な課題となっている (高清水, 2011)。また、塊状か弱い平行葉理で特徴付けられるこの津波堆積物からは、これまで古流向を復元できるような斜交葉理は確認されておらず (高清水ほか, 2007)、この津波堆積物がいったいどのような堆積作用によって形成されたのかということさえ、よく分かっていないのが現状である。

そこで、本論では苫小牧市東部の沿岸低地から見つかったこの波源不明 17 世紀津波堆積物の形成過程を復元するために堆積学的解析を試みる。この沿岸低地は、海岸線に沿う標高 3～5 m 程度の砂丘とその背後の後背湿地 (勇払原野) からなり、17 世紀の津波もこのような沿岸低地を内陸へ遡上したと考えられる。本研究では、津波堆積物の粒度特性値と層厚について詳細なデータを収集し、現海岸線からの距離との関係を考察する。このことは、津波堆積物を地層中で認定する際の指標となり、さらに過去の津波の波高や流速を見積もることにもつながる基礎資料を提供する。その上で、これまで一般的に困難であった未固結の津波堆積物の古流向復元について、粒子配列測定からの推測を試みる。このことによって、沿岸低地を遡上した津波堆積物のうち、明瞭な斜交葉理が認められない歴史時代の津波堆積物の古流向を粒子配列測定によって復元することの有効性を確かめることができる。以上の総合的な堆積学的検討から、本稿では、この津波の遡上形態を復元し、砂丘を越えて沿岸低地を遡上する津波から

Fig. 1. Study area and location of the source that triggered the 17th century tsunami (Takashimizu et al., 2007; ©JAJUA); plate boundary data derived from Wei and Seno (1998).

の堆積モデルを考察することを目的とする。

研究 方 法

本論の調査地域は、高清水ほか (2007) の調査地域の西部 (Figs. 1, 2) である。この報告では複数の研究手法を用い、津波堆積物の分析を行った。研究フローを Fig. 3 に示す。

1. 野外地質調査

安平川の左岸まで連続的な広がりを持って分布することが確認された (高清水ほか, 2007) この津波堆積物 (Fig. 2) の内陸方向への層厚の変化を把握するため、海岸線にほぼ直交する測線を設定し、約 30 m 毎にピートサンプラーを用いた掘削調査を行った。津波堆積物の調査地点の相対位置と高度はトータルステーション (Leica Geosystems 社製 TCR307) を用いて求めた。高度の基準面は、測量した日時 (2006 年 12 月 20 日、日本時間午前 11 時 00 分) における測線から最も近い海岸の平均潮位とし、験潮所「室蘭」の潮位 (東京湾中等位 -0.15 m) で補正して標高へ換算した。

その後、現在の海岸線から約 120 m 内陸の地点において、現在の海岸線にほぼ直交する走向 N15°E 方向の地層断面 (約 4.5 m × 0.4 m) の記載を行い、さらに七山・重野 (1998) の手法を用いて定方位不攪乱試料を採取した。調査地点の選定理由は、この場所が現砂丘のすぐ背後であり、砂丘を乗り越えて内陸へ流入した津波の変化を最もよく記録していると推定したこと、および海側の津波堆積物が粗粒な粒子から構成されるため、粒子配列測定に最適であると判断したためであ

Fig. 2. (a) Distribution and sources of 10th century B-Tm tephra. (b) Distribution and sources of 17th century tephra layers. (c) Distribution of 17th century tsunami deposits (Takashimizu et al., 2007; ©JAQUA); B-Tm and 17th century tephra isopachs maps are after Machida and Arai (2003), and isobathic lines are after the Japan Hydrographic Association (2009).

Fig. 3. Flowchart for this study.

る。

2. 火山灰同定

調査地域の層序を確立するために、苫小牧港東港付近の海食崖露頭の Loc. T (Fig. 2) から採取した未同定のテフラを、中村ほか (2002) の脱水火山ガラス屈折率測定法により、テフラに含まれている火山ガラスの屈折率を測定した。

3. 粒度分析

津波堆積物の粒度特性を把握するために行った粒度分析では、目的に合わせて2つの手法を用いた。すなわち、調査測線に沿ってピートサンプラーによって採取した計33地点

の試料 (現世堆積物9試料を含む) には沈降天秤法を用い、地層断面観察地点から採取した3つの定方位不攪乱試料からの計30試料と現世堆積物9試料にはレーザー回折散乱法を用いた。本論文では、研究進行の都合上、両方で異なる粒度分析法を用いているが、それぞれ結果と解釈を独立に導いており、本論文の結論に影響はない。また、以後の議論で用いる粒径値は、前者が沈降径 (ストークス径) であり、後者は光回折散乱相当径である。

沈降天秤法では、新潟大学の沈降式粒度分析装置 (正豊工学実験装置製作所製 M.T-S150) と沈降管天秤法粒度分析用アプリケーション “S-Tube” (成瀬, 2005) を用いた。分析対象は $-1 \sim 5 \phi$ までの粒子群、測定間隔は 0.2ϕ 、試料量は $1 \sim 2 \text{ g}$ 、そして沈降距離は 150 cm である。試料は、ピートサンプラーから現地では採取後直ちに試料袋に封入したものを用いた。測定の前処理として、植物根を取り除いた後、蒸発皿に $5 \sim 6 \text{ g}$ の試料を分取し、蒸留水に界面活性剤を混ぜた溶液中 (濃度 1% 以下) に浸し、指で十分に攪拌を行った。

レーザー回折散乱法においては、断面観察により記載した津波堆積物の下部から上部への粒度組成垂直変動をより詳しく把握するために、採取した定方位不攪乱試料について垂直方向に約 1 cm 毎に試料を採取し粒度分析を行った。分析には、北海道立地質研究所 (現・地方独立行政法人北海道立総合研究機構地質研究所) のレーザー回折散乱式粒度分布測定装置 (COLTER 社製 LS230) を用いた。分析対象は $-1 \sim$

14.47 ϕ までの粒子群, 測定間隔は 0.135 ϕ , 試料量は 5~6 g, そして光学回折散乱モデルはフランク・ホーファ (Fraunhofer) 回折理論と偏光散乱強度差計測 (PIDS: Polarization Intensity Differential Scattering) 理論を用い, 屈折率と吸収係数は 1.45 および 1 に設定した。試料は, 採取した定方位不攪乱試料から分析直前に室内で採取したものをを用いた。測定の前処理として, 植物根を取り除いた後, 蒸発皿に 5~6 g の試料を分取し, 少量の蒸留水中に浸し, 指で十分に攪拌した。さらに, 約 2 分間, 超音波洗浄機で分散させ, かつ, 測定中もバッセル容器内の試料の超音波洗浄を継続し, 時間経過とともに測定データに大きな変化がなく, 十分に粒子が分散されていることを確かめた。ただし, 比較のための泥炭層試料には, 以下の前処理を追加した。すなわち, 試料 0.2 g に 6% の過酸化水素を 5 ml 加え, 静置した後, 70 度の湯煎で 2 時間保持した。その後, 30% の過酸化水を 5 ml 加え, さらに 2 時間湯煎し, 一晚静置した。測定前に超音波洗浄機 (600 W) で 30 分間処理をした。

レーザー回折散乱法により測定した粒度分布垂直変動の解析には, 一般的に用いられることの多い粒径頻度分布図と, 正規化法による粒度分布図 (Endo and Masuda, 1996; Endo et al., 1996; 増田, 1997; 増田ほか, 2005) を用いて解析した。この正規化法は 1 つの地層の垂直方向に連続的に採取した試料の総和を 100% とした「全体の粒度分布」に対する各試料の粒度分布の比をプロットしたもので, 「全体の粒度分布」で「各試料の粒度分布」を正規化して粒径分布の特徴を考えるものである。例えば, この値が 1 より大きいほど「全体の粒度分布」に対してその試料のその粒径の粒子が取り込まれ易く, 1 より小さい場合には全体に対してそれが欠乏していることを示している (増田ほか, 2005)。ただし, 各測定間隔における体積百分率が 0.1% 以下の試料については, 誤差が大きく正規化値のグラフには示していない。

4. 粒子配列測定

断面観察地点から採取した定方位不攪乱試料を風乾後, エポキシ樹脂で固定し, 徐・久光 (1998) の方法に従い, 水平面 (a), 海岸線に平行方向断面 (b; N75°W), および垂直方向断面 (c; N15°E) の 3 面が現れるように切断した後, 砂粒子の長軸配列方向 (オリエンテーションおよびインプリケーション) を計測した。なお, 葉理面が数~10° 程度傾斜しており, インプリケーションは葉理を水平に補正した。また, 測定個数 (n) と算出した方位ベクトル平均値を図中に矢印で示した。

5. 相関分析

今回調査した津波堆積物の特徴が現海岸線から内陸方向へどのように変化するかを把握するために, 各調査地点の津波堆積物の平均粒径値, 中央粒径値, 淘汰度 (粒径の標準偏差値), および層厚と現海岸線から内陸方向への距離との相関関係を考察した。ここで検討する各集団について危険率 5% で正規性検定 (Swan and Sandilands, 1995) を行ったところ, 平均粒径値, 中央粒径値, 粒径の淘汰度, および津波堆積物の厚さについては, 正規性を認めることはできなかった (それぞれ, $P = 0.0011, 0.0091, 0.0091$, および

0.0128)。ただし, P 値は帰無仮説が生じる確率である。そこで, 本稿ではスピアマン順位相関係数検定 (Swan and Sandilands, 1995) によって, 危険率 5% で同順位補正相関係数 r_s を算出した。

地形および地質層序

苫小牧市東部の安平川以東地域は, 海岸線に沿って標高 2~4 m の 1 列の浜堤が存在し (Fig. 2c; Moriwaki, 1982; 池田ほか, 1995; 国土地理院, 2004), その内陸側には低湿地帯が広がる平坦な地形からなる。この浜堤上の砂丘は, 調査地点付近で標高約 1 m まで低下するものの, 西側へ約 500 m 連続して分布し, それ以西も同様な長さ数 100 m 程度の規模で分布する。一方, 調査地点付近の東方へも同様な砂丘が分布するが, 苫小牧港東港内防波堤内では, 海岸侵食のため, 砂丘の分布は不明瞭である (Fig. 2c)。また, 調査地域の海岸線自体も約 6,000 年前以降に後退していること (Moriwaki, 1982) や, 今回研究対象とした津波堆積物が現世の砂丘堆積物や降下軽石層の下位の泥炭層中に挟在することから, 当時の海岸線は現在より海側にあったと考えられる。ただし, 現地地形から当時の汀線位置を詳細に復元することは困難である。調査地域の地質層序は高清水ほか (2007) において既に記載されており, 基本的にそれに従うが, Loc. T の露頭上部の 2 層の未分析テフラのみ再検討を行った。

1. テフラの同定結果

Loc. T (Fig. 2) から採取した 2 層の未同定テフラ (上位より a 層, b 層とする) を, 中村ほか (2002) の脱水火山ガラス屈折率測定法により, テフラに含まれている火山ガラスの屈折率を測定した。a 層は深さ 24~26 cm, b 層は深さ 65~67 cm の部分を構成している。測定結果を Fig. 4 に示す。最上位の a 層は最大 1 cm ほどの茶褐色の軽石からなり, $n = 1.492\text{--}1.493$ にピークを持つ。中村ほか (2002) の測定データおよびテフラの分布を考慮すると, 1739 年の樽前火山噴火による樽前 a テフラ (Ta-a) に同定される。b 層は直径 0.2 cm 程度の黄褐色の軽石からなり, $n = 1.494\text{--}1.496$ にピークがある。ピークに若干ずれがあるものの, Ta-a および下位の Ta-b に挟まれる本層は, 1694 年の北海道駒ヶ岳火山噴火による駒ヶ岳 c2 テフラ (Ko-c2) と考えられる。

2. Loc. T の地質層序

調査地域の地質層序は, 高清水ほか (2007) によって報告済みである。特に, Loc. T は地表から深度約 2.5 m の層準が連続して観察することのできる良い露頭である。前述のテフラ同定結果と高清水ほか (2007) の層序をあわせて考えると, Loc. T の層序は Fig. 5 のようになる。すなわち, 地表より下位に向かって, 中~粗粒砂層 (砂丘堆積物; 厚さ 24 cm), 粗粒火山灰層 [樽前 a (Ta-a) テフラ; 厚さ 2 cm], 中~粗粒砂層 (砂丘堆積物; 厚さ 36.5 cm), 泥炭層 (湿原堆積物; 厚さ 2.5 cm), 粗粒軽石層 [駒ヶ岳 C2 (Ko-c2) テフラ; 2 cm], 泥炭層 (湿原堆積物; 厚さ 3 cm), 粗粒軽石層 [樽前 b (Ta-b) テフラ; 厚さ 68 cm], 泥炭層 (湿原堆積物; 厚さ 0.5 cm), 粗粒軽石層 [有珠 b (Us-b) テフラ; 厚さ

Fig. 4. (a) Dehydrated glass refractive indices measured during this study. (b) Refractive indices of standard Ta-a and Ko-c2 tephra samples, from Nakamura et al. (2002).

3 cm], 泥炭層(湿原堆積物; 厚さ 1 cm), シルト質極細粒砂層(津波堆積物; 厚さ 1 cm), 泥炭層(湿原堆積物; 厚さ 12 cm), 細粒火山灰層[白頭山-苦小牧(B-Tm)テフラ; 厚さ 1 cm], 泥炭層(湿原堆積物; 厚さ 48 cm), 細粒火山灰層[樽前 c2(Ta-c2)テフラ; 厚さ 7 cm], および泥炭層(湿原堆積物; 厚さ 40 cm)である。本論で対象となる津波堆積物は、この露頭では、有珠 b テフラの直下に 0.5~1 cm 程度の泥炭層を挟んで観察される厚さ数 cm 程度の青灰色シルト質細粒砂層であり、側方への層厚変化を示すレンズ状~パッチ状薄層で特徴づけられる。

ピートサンプラー調査

1. ピートサンプラー調査結果

調査地点および作成した柱状図の対比を Fig. 6a, 6b に示す(約 30 m 毎に調査地点を設定したが、地点 1-2 間および地点 8-9 間のみ、約 101 m, 約 60 m の距離がある)。また、沈降法による津波堆積物の代表粒径値と淘汰度を、Fig. 6c に示す。さらに比較試料として、調査地域の前浜、後浜、および砂丘の現世堆積物の代表粒径値と淘汰度も Fig. 6c に示してある。各調査地点における測量結果から津波堆積物の分布高度は、局所的な凹凸を持ちながらも内陸へ高度を上げる傾向を示した。この調査測線の津波堆積物の最高分布標高は標高 2.18 m (Fig. 6; 地点 23)であった。津波堆積物の厚さと現海岸線からの距離には、強い負の相関が有意に認められた($rs = -0.98$, $P = 0.0000003$)。津波堆積物は内陸側へ向かうに従い、層厚は局所的に厚くなる地点があるものの、海側の地点 1 で 13 cm あり、津波堆積物が確認できる最も末端部(地点 25)の 0.4 cm へ徐々に薄層化した。津波堆積物

Fig. 5. Stratigraphic column for location T (Fig. 2) compiled from Takashimizu et al. (2007); the age of the B-Tm tephra is derived from Kamite et al. (2010).

の代表径値(平均粒径値および中央粒径値; 単位は ϕ 。 ϕ 値は、粗粒なほど小さく、細粒なほど大きい)と現海岸線からの距離には、強い正の相関が有意に認められた(それぞれ, $rs = 0.96, 0.95$; $P = 0.000004, 0.00005$)。すなわち、平均粒径値は海側の地点 1 で最も粗粒な 1.71 ϕ を示し、次に陸側の地点 1' で 2.51 ϕ へ急激に細粒化した後、徐々に地点 24 の 3.10 ϕ へと細粒化した。また中央粒径値も同様に海側の地点 1 で最も粗粒な 1.60 ϕ を示し、次に陸側の地点 1' で 2.51 ϕ へ急激に細粒化した後、徐々に地点 24 の 2.96 ϕ へと粒径を減じた (Fig. 6c)。淘汰度と現海岸線からの距離には、強い負の相関が有意に認められた($rs = -0.95$, $P = 0.000005$)。すなわち、淘汰度は、海側の地点 1 で最も大きな 0.84 ϕ を示し、内陸へ徐々に小さくなり、最奥部の地点 24 で、最も小さな 0.26 ϕ となった。

比較試料の粒度分析の結果、前浜堆積物の代表粒径値は、平均粒径値が 0.43 ϕ , 0.50 ϕ , 0.94 ϕ , および 1.05 ϕ , 中央粒径値が 0.22 ϕ , 0.23 ϕ , 0.72 ϕ , および 1.10 ϕ であった。後浜堆積物は、前者が 0.76 ϕ , 1.25 ϕ , および 1.51 ϕ , 後者が 0.57 ϕ , 1.24 ϕ , および 1.49 ϕ であり、砂丘堆積物は、前者が 1.35 ϕ と 1.71 ϕ , 後者が 1.21 ϕ と 1.52 ϕ であ

Fig. 6. (a) Areas of subsurface strata studied with a peat sampler and sampling points of modern sediments. (b) Correlation between subsurface beds, including 17th century pumice and tsunami layers; location 1 is the trench shown in Fig. 7. (c) Lateral changes in grain-size characteristics (mean, median, and standard deviation) as determined by settling tube grain-size analysis and thickness of onshore tsunami deposits; numbers correspond to locations shown in Fig. 6.

た。淘汰度は、前浜堆積物と後浜堆積物は1 ϕ 前後で、砂丘堆積物は約0.5 ϕ であった。すなわち、前浜堆積物から砂丘堆積物へ向かって細粒化し、淘汰が良くなる傾向を示した。

2. 津波堆積物の対比と内陸方向への特性値変化の考察

津波堆積物の最高分布高度(標高2.18 m)は、この測線において、少なくともこの高さまで津波が遡上したことを示す値である。比較試料の粒度分析の結果から、この津波堆積物の粒度特性値は、前浜、後浜、および砂丘堆積物よりも細粒で、良淘汰であることを示している。代表粒径値が内陸側へ細粒化することは、遡上する津波の内部に取り込まれていたと推定される主に前浜、後浜、および砂丘堆積物が起源と考えられる0~2 ϕ の粒子集団が、津波の遡上に伴い選択的に堆積した結果、砂粒子の中では最も浮流によって運搬されやすい2~3 ϕ 程度の粒径の卓越する粒子集団から構成されるようになったためと考えられる。ただし、より深い外浜や沖浜の生物遺骸が沿岸低地を遡上した津波による堆積物中から認められることも指摘されており(例えば、Nanayama and Shigeno, 2006)、より深海の堆積物に取り込まれている可能性も今後検討される必要があるだろう。いずれにしろ、このような代表粒径値の変化の特徴は、これまでに報告されている沿岸低地を遡上する津波堆積物の特徴(例えば、Minoura et al., 1996; Nishimura et al., 1999; Gelfenbaum and Jaffe, 2003; Moore et al., 2006; 清水ほか, 2007; Takashimizu et al., 2012)ともよく一致する。

地層断面観察

1. 断面観察結果

地点1(Fig. 6)において観察した地質断面の海-陸方向の地層断面の写真、スケッチ、および津波堆積物の層厚の棒グラフを、それぞれFig. 7a, 7b, 7cに示した。また、Fig. 7aには、6つの不攪乱方位試料の写真を示した。この断面で観察された津波堆積物の最大層厚は16 cm、最薄部では3 cmであり、海-陸方向で層厚がよく変化した(Fig. 6c)。津波堆積物の下部は、侵食的な基底面を持ち、厚さ1~3 cmの泥炭偽礫の見られる部分で特徴づけられる(Fig. 7b)。一方、上部は塊状または平行葉理を主体とするが、部分的にコンポレート層理も見られた。

2. 津波堆積物の粒度組成垂直変動

レーザー回折散乱法による粒度分析から、津波堆積物の粒度組成垂直変動を求めた。分析を行ったA, C, およびEの各試料(Fig. 7a)の試料採取位置をFig. 7aに示す。粒度分析から求めた粒度組成垂直変動をFig. 8aに示す。これらの粒度組成垂直変動と堆積構造の違いから地点1の津波堆積物を4つのユニットに分けた。すなわち、下部より、ユニット1, 2, 3, および4であり、さらにユニット2と3はそれぞれ上部と下部に細分した(Fig. 8a)。また、津波堆積物の粒度組成の比較試料として、調査地周辺で採取した現世の前浜、後浜、および砂丘堆積物の各試料(Fig. 6a)と津波堆積物直下の泥炭層試料についてレーザー回折散乱法による粒度組成の分析を行った(Fig. 8b, 8c)。

1) 比較試料

最初に比較のための現世堆積物(前浜、後浜、砂丘、および泥炭堆積物)の粒径頻度分布の特徴を示す(Fig. 8b)。前浜堆積物は、最も粗粒な最も粗粒な粒度組成を示し、中粒砂にピークをもち、さらにこれとは別のより粗粒な集団(極粗粒砂か、それ以上粗粒なもの)のピークをよく示す。後浜堆積物は、細粒~中粒砂成分にピークをもちより粗粒な集団を含むこともある。砂丘堆積物は、中粒砂にピークをもつ明瞭な単峰性の粒径頻度分布で特徴付けられる。泥炭層は、シルト成分にピーク(4~5 ϕ)を持ち、分布の裾はおおよそ12~4 ϕ まで幅広い粒径頻度分布で特徴付けられる。

2) ユニット1

結果: 最下部の比較的粗粒な砂からなるこのユニットは、不規則な形状の侵食基底面を持ち、内部に泥炭偽礫を多く取り込んでいることで特徴付けられる(Fig. 7a, 7b)。また、上位のユニット2に比べて、シルト成分を含む割合が高い(A1, C1-C3, E1 試料)。特に、A1 試料ではシルト成分で正規化値が1を越える高い値を示した。

解釈: 基底面の形状や泥炭偽礫を多く取り込むことは、堆積物を運搬してきた津波が、地表面をよく侵食する強い流れであったことを示している。以降に示すユニット2, 3, および4内にはほとんど泥炭偽礫が含まれず、ユニット1にのみ見られることは、これだけが地表を侵食することができた流れからの堆積であったことを示している。粒度分析から明らかになったシルト成分の高い含有率は、比較分析した現世堆積物の内、泥炭層のみに含まれること(Fig. 8c)、そもそもこの津波堆積物の下位層が泥炭層であることから、最初に津波が遡上する際に地表面を侵食した泥炭由来であると考えられる。また、不淘汰な粒径から構成され、かつ内部堆積構造は塊状であるため、高濃度混濁流堆積物や陸上での洪水時におけるハイパーコンセントレイティッド流堆積物中に見られるような強い営力もつ流れによってもたらされた堆積物(例えば、Pierson and Costa, 1987; Mulder and Alexander, 2001)と推定される。

3) ユニット2

結果: このユニットは、下部の粗粒~中粒砂成分から上部の極細粒砂~シルト成分からなる粒子集団へと上方細粒化を示す。すなわち、A2, C4, C5, およびE2-E7 試料は、粗粒~中粒砂で構成され、これらの上位、すなわち、A3, C6, およびE8-E11 試料は、細~極細粒砂へと細粒化する(Fig. 8a)。これらの粒径変化は粒径が砂の範囲の正規化グラフにおいて右肩上がりのパターン(粗粒成分の寄与率が高い)が左肩上がり(細粒成分の寄与率が高い)へと変化することによく現れている。

解釈: これらの粒径の変化は、流体の流速や濃度変化などを反映したものと考えられる。塊状~弱い平行葉理が見られることをあわせて考えると、高流れ領域の強い流れ営力を持つ津波によって生じた堆積物と、その後の減衰に伴う堆積物であると推定される。下部が、比較分析した現世の海浜堆積物の示す中粒砂のピークよりも粗い粗粒~中粒砂にピークを持つことは、このユニットを形成した流れの営力が強く、より

Fig. 7. (a) Photograph, (b) sketch, and (c) thickness of the 17th century tsunami layers at locality 1 shown in Fig. 6a; open circle on the photograph indicates sample name and sampling point.

Fig. 8. Grain-size distributions obtained by laser diffraction particle size analysis. (a) Grain-size distribution within samples A, C, and E (left), and normalized to grain-size distribution of samples A, C, and E (right); samples A, C, and E are divided into four units (center), with sampling locations for samples A, C, and E shown in Fig. 7. (b) Grain-size distribution of modern sediments. (c) Grain-size distribution of peat underlying the tsunami deposit at location 1.

粗粒な粒子集団のみを選択的に堆積させたことを示している。

4) ユニット 3

結果：このユニットもユニット 2 と同様に、下部の粗粒～中粒砂から上部の極細粒砂～シルト成分からなる粒子集団へと上方細粒化を示す。すなわち、A4–A8, C7, C8, および E12 試料は、粗粒～中粒砂で構成され、これらの上位、すなわち、A9, A10, C9, C10, および E13 試料は、細～極細粒砂へと細粒化する (Fig. 8a)。正規化グラフのパターンもユニット 2 と同様に、下部より上部へ右肩上がりから左肩上がりへと変化している。

解釈：これらの粒径の変化も、ユニット 2 と同様の特徴を示し、高流れ領域の強い流れの営力を持つ津波によって生じた堆積物と、その後の減衰に伴う堆積物であると推定される。

5) ユニット 4

結果：このユニットは、主に中粒砂～細粒砂成分をピークに持ち、シルト成分をよく含む粒度幅の広い粒子集団で特徴付けられる。すなわち、A11, A12, C11–C13, および E11 試料である。正規化グラフからは、シルト以下の細粒成分で正規化値が 1 を越える高い値をよく示している。

解釈：シルト成分が増加することや、ユニット 3 の最上部の試料に比べてより粗粒粒子成分を含むことは、再度、津波が流入し強い流れが発生したことを示している。しかし、ユニット 2 やユニット 3 に比べて細粒成分を多く含むことは、下位に比べて流入した流れの営力が弱かったことを反映した可能性がある。

3. 津波堆積物の粒子配列

これまでのところ、胆振海岸東部地域の津波堆積物から古流向を示す斜交葉理は確認されていない (高清水ほか, 2007)。野外調査における露頭観察や掘削試料から認定できた堆積構造は、塊状から弱い平行葉理のみである。そこで、ここでは津波の古流向復元のため、この津波堆積物の粒子配列を測定した。計測に用いたのは、試料 A (Fig. 7a) の内、粒度分析により区分された 6 試料 (ユニット 1, ユニット 2 下部, ユニット 2 上部, ユニット 3 下部, ユニット 3 上部, およびユニット 4) である。測定結果を Fig. 9 に示す。

1) 測定結果

オリエンテーション：最下部のユニット 1 のオリエンテーション (Fig. 9 中の各ユニットの a) は、北西–南東方向および北東–南西方向の 2 方向が卓越し、かつ、ばらつきが大きい。ユニット 2 と 3 は、共に似たような傾向が見られた。すなわち、各ユニットの下部・上部共に、北北西–南南東方向に配列する傾向が強いが、上部では北東–南西方向の成分も見られる。ユニット 4 では、北北東–南南西方向をよく示した。

インブリケーション：現在の海岸線に平行する断面のインブリケーション (Fig. 9 中の各ユニットの b) は、ユニット 2 上部では値がばらつくものの、他の測定試料は、概ね西へ傾く傾向を示した。一方で、海岸線に直交する断面のインブリケーション (Fig. 9 中の各ユニットの c) は、ユニット 1 では

値がばらつくものの、他の測定試料は、概ね海側へ傾く傾向を示した。

2) 解釈

碎屑粒子が水中を流れる際、粒子の粗いものは底面を転動や滑動しながら堆積 (掃流からの堆積) し、細かいものは水中を浮遊して運ばれて堆積 (浮流からの堆積) することが知られている。特に、粒径がシルト以下の碎屑物はほとんどの場合、浮流によって運搬される (Fritz and Moore, 1988)。粒子の長軸は、流れによって特徴的な配列を示す傾向がある。例えば、転動によって運ばれる粗粒碎屑物は、粒子の長軸が流れの向きに対して直交する傾向があり、滑動や浮流のそれは、長軸が流れに平行に配列しやすいことが知られている (八木下, 2001; 増田, 2004)。

ユニット 1：このユニットは、泥炭偽礫を多く含む地層であり、津波堆積物の基底部を構成する。海–陸方向の断面 (c) のインブリケーション測定結果がばらついたことから、粒子配列のみで流れ方向を決定し遡上流か戻り流れかを判別することは困難である。しかしながら、このユニットが (1) 津波堆積物の基底部を構成し、下位の泥炭層の偽礫を含むことから最初の遡上時の堆積物と考えられること、(2) オリエンテーションが北東–南西方向と北西–南東方向の 2 方向を示すことをあわせて考えると、このユニットは北東へ遡上する流れから堆積したものであると推定できる。2 方向が卓越するこのオリエンテーションは、流れと直交および平行の 2 成分を示していると考えられ、このことは、最初に内陸へ遡上した津波が、当時の地表面を侵食し、粗粒碎屑物、泥炭偽礫や植物片などを多く取り込んだ流れの中で転動から沈積した粒子 (長軸が流れに直交) と、一度、水底面上に堆積した粗粒物質が滑動の結果、流れに平行方向へ再配列したためと考えられる。ユニット 1 は津波遡上時の強い営力による流れからの堆積物であるが、オリエンテーションが 2 軸の卓越する方向を示したことは、土石流のような高濃度の流体が形成するような層流からの堆積物ではなく、もう少し粘性が低く乱流による粒子の支持機構も作用するような流れからの堆積物と考えられる。

ユニット 2：この試料は海–陸方向の断面 (c) のインブリケーション測定結果から下部、上部共に遡上流によるものと考えられる。a 軸、b 軸、および c 軸の粒子配列から推定される古流向は、東北東への流れを示した。下部、上部共に流れに直交する北北西–南南東方向のオリエンテーションが卓越するが、より細粒な上部では北東–南西方向の成分も増える。このことは、津波の営力の低下に伴って、それまでの転動からの堆積作用が卓越した流れから滑動や浮遊からの沈積によるものも見られるようになったことを示唆している。

ユニット 3：この試料は、海–陸方向の断面 (c) のインブリケーション測定結果から下部、上部共に遡上流によるものと考えられる。a 軸、b 軸、および c 軸の粒子配列から推定される古流向は、東北東へ流れを示した。下部、上部共に流れに直交する北北西–南南東方向のオリエンテーションが卓越するが、より細粒な上部では北東–南西方向の成分も増える。下位のユニット 1 や 2 に比べてよく集中したインブリケー

Fig. 9. Rose diagrams showing the grain-fabric of the 17th century tsunami layers at location 1 in Fig. 6a. (a) Horizontal orientation of long axis of grains. (b) Imbrications of long axis of grains along a shore-parallel cross-section, and (c) along a shore-normal cross-section.

Fig. 10. Idealized model of deposition of tsunamogenic sediments in a lowland coastal area formed by inflow over a coastal sand dune.

ションを示すことは、このユニットを形成した津波は、下位ユニットのそれに比べると弱い営力による流体になったと考えられる。すなわち、上部へかけて営力を減じながらも安定した平滑床を形成し掃流や浮流からの堆積によって地層が形成されたと考えられる。

ユニット4：この試料は、海-陸方向の断面(c)のインブリケーション測定結果から遡上流によるものと考えられる。a軸、b軸、およびc軸の粒子配列から推定される古流向は、東北東への流れを示した。流れに直交する北北西-南南東方向のオリエンテーションが卓越し、流れに平行な東北東-西南西方向のオリエンテーションも若干認められる。このことから主に転動による運搬からの堆積作用によるものと推定されるが、滑動や浮遊からの沈積の影響もあったと判断される。

以上のことをまとめると、地点1から採取したこの津波堆積物の粒子配列は、東北東方向への遡上流のみであり、ユニット1では、ある程度濃度の高い流体からの堆積を、ユニット2, 3, および4では、主に転動の卓越した運搬からの堆積を示した。

考 察

胆振海岸東部地域に分布する17世紀津波堆積物の分布、

層厚、粒度組成や粒子配列の特徴から、この津波堆積物の堆積過程について以下に考察する。

17世紀に発生したこの津波が地点1に来襲した時の正確な、海岸線の復元は困難であるが、地点1が最も厚い津波堆積物であり、この堆積物が泥炭層を覆うこと、地点1が現砂丘内側部で、かつ本研究で設定した調査測線の高側部であることは、地点1が当時の砂丘から数100m程度(Moriwaki, 1982)の湿原環境であったことを示している(Fig. 10a)。すなわち、地点1の津波堆積物は、津波が砂丘を乗り越えた直後に形成された堆積物であり、津波の流れの変化をよく記録しているだろう。

沖からやってきた津波(Fig. 10b)が、最初に砂丘を乗り越えると(Fig. 10c)、沿岸海岸域で取り込んだ堆積物に加えて、さらに急激に地表面の堆積物を流れの中に取り込みながら遡上し、ユニット1の泥炭偽礫を多く含むやや泥質な地層を形成した。堆積物の分布は、この津波が、最終的には最短でもおよそ現海岸線から950m程度内陸まで遡上したことを示した(Fig. 10d)。

一般に、狭い谷地形からなる陸上を遡上した津波は、遡上限界まで達すると、停滞した後に強い戻り流れが発生する場合が多い。しかしながら、今回の粒子配列測定からは、強い戻り流れの存在を示唆するものは認められなかった。粒子配

列測定結果と同様に、堆積構造においても戻り流れからの堆積を支持するような明瞭な斜交葉理は認められなかった。全く戻り流れが発生しなかったということは無いであろうが、少なくとも今回検討した地点では、堆積物を再運搬させるほど強い戻り流れは発生しなかった可能性がある。すなわち、もともと低地であった場所に浸入した津波が水域を形成したことに加え、さらに海側の砂丘の地形的な高まり存在によって、遡上流によって形成された水塊が海へ流出するのをある程度、防ぐ効果をもたらしたためと考えられる。そのため、砂丘の内陸側の低地は、津波浸入後に海水が氾濫した水域へと変化したと推定される (Fig. 10e)。

もちろん、2004 年のインド洋津波によって海浜がほとんど失われるような地形変化が起こった例 (Paris et al., 2009) や、津波の強い遡上流や戻り流れが浜堤列を侵食し、浜堤列を開析する流路を形成した例 (Fagherazzi and Du, 2008) もある。その一方で、同津波に襲われた、スリランカの Kirinda 港において、砂丘の侵食量は砂丘全体の一部であり、砂丘地形が完全に失われてはいないことを示した例 (Goto et al., 2011) や平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う津波が、仙台平野若林区の標高 4~6 m 程度の砂丘を乗り越えて内陸へ浸入したものの、津波収束後も砂丘は完全に失われなかったこと (国土地理院, 2011; PASCO CORPORATION Co., Ltd., 2011 など)、この沿岸低地上に沈積した津波堆積物が主に遡上流の堆積物からなり、戻り流れの堆積物は極稀なものであったという報告 (Takashimizu et al., 2012) もあり、どのような場合に、砂丘が完全に失われずに、地形的な高まりとして残ることができるのかは今後の課題と言えるだろう。

今回の解析結果は、少なくとも調査地点付近では、津波が砂丘を乗り越えたとしても、砂丘の地形的な高まりが維持されていた可能性を示している。粒度組成の垂直変動からは、少なくとも 2 回の営力の増大 (ユニット 2/3 境界とユニット 3/4 境界) が認められ、さらに粒子配列の測定結果も合わせて考えると、地点 1 では東北東へ遡上する最低でも 3 回の強い津波の内陸への浸入を復元することができる。ただし、今回報告した地点 1 のみの測定結果から、この 17 世紀巨大津波全体の遡上方向が東北東方向であると断定することは難しく、今後より多くの古流向復元データの提出を行っていきたい。

第 2 波以降の津波が砂丘を乗り越えて来襲した時は、最初の津波の遡上時とは違い、すでに内陸側は水域であったと考えられる。その結果、遡上流は、水域に流入した後、流速低下や遡上流自体の密度低下が生じるはずであり、最初の遡上流と比べ流れの営力は弱かったと推定される。このことは、津波により運搬された泥炭偽礫が基底部のみに卓越することや、ユニット 2, 3, および 4 からは、水底面下の泥炭をはぎ取るような強い侵食力のある流れの特徴が見出されていないことから、よく支持される。すなわち、第 2 波以降の津波からは、主に浅海や浜堤起源の砂質堆積物が運搬、堆積したと考えられる (Fig. 10f-10i の繰り返し)。

最終的に、津波によって形成された水域の海水は、徐々に

地下浸透、または蒸発し、再度、湿原に戻ったと考えられる (Fig. 10j)。

上述の堆積学的特徴は、海岸砂丘を乗り越え、広く低平な沿岸低地内へと浸入した津波からの堆積物の特徴をよく示していると考えられる。特に、ほとんどが遡上流の残した堆積物のみからなることは興味深い。

例えば、Naruse et al., (2010) の報告したようなタイの Ban Nam Kam 地域に分布する 2004 年インド洋大津波の堆積物は、ほとんどが遡上流からの堆積物からなるという点で、本報告の津波堆積物と特徴が類似している。ただし、この津波堆積物中には分布が限られるとしながらも、斜交葉理を用いた古流向測定から、低地へ向かって流れる 2 回の戻り流れからの堆積物も報告されている。しかしながら、主要な部分が遡上流のみから構成されることは、津波が乗り越えられる程度の規模の砂丘の背後に広域に低地が分布する堆積場における津波堆積物の特徴といえるだろう。

逆に Komatsubara et al. (2008) が示したような砂丘背後の沿岸低地の直ぐ内陸側 (海岸線から約 300 m) に海食崖があるような沿岸低地に浸水した津波からの堆積モデルのような振動流の痕跡 (遡上流と戻り流れの堆積物の組み合わせ) は見出せない。

すなわち、津波が海岸砂丘を越流して内陸へ広く浸入可能な地形条件を伴う沿岸低地上に堆積した津波堆積物の同定には、開析谷底、内湾底や海食崖を伴う沿岸低地に堆積した津波堆積物によく見られるような振動流の痕跡 (例えば, Takashimizu and Masuda, 2000, Fujiwara and Kamataki, 2008; Komatsubara et al., 2008) は必須とは言えないだろう。このことは、このような沿岸低地での津波堆積物の認定には、これまでに報告されているような (例えば, Minoura et al., 1996; Nishimura et al., 1999; 清水ほか, 2007) 海側から陸側への粒度特性値や層厚の変化、沿岸低地を広く覆う分布状況、および含有化石等の特徴に加えて、本論で記載したような堆積学的な特徴を複合的に組み合わせることが重要であることを示唆している。特に、これまであまり用いられていなかった砂を対象とした粒子配列の測定から古津波の流れ復元を試みた本論文の意義は大きく、今後、津波堆積物から津波の水理量復元を試みる際の有効な手段の 1 つとなる可能性を秘めている。

一方で、一般に現代の沿岸低地上には大小多様な自然の地形起伏、人工改変による地形起伏、および人工構造物があり、これらに支配された津波の戻り流れからの堆積物や、海岸線や旧浜堤列に平行する流れからの堆積物、また河川沿いに発生する強い津波の戻り流れからの堆積物の存在も十分に予想される。

しかしながら、平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う津波は、仙台平野中央部において、苫小牧市東部の沿岸低地と同じような標高 4~6 m 程度の砂丘を乗り越えて内陸へ浸入し、津波収束後、浸入した海水が低地上に水域を維持し続けていた (例えば, 国土地理院, 2011; PASCO CORPORATION Co., Ltd., 2011; 筆者も仙台市若林区で 2011 年 4 月 20 日に現地を確認)。すなわち、仙台平野のこ

の地域の沿岸低地では、強い戻り流れが発生しなかった可能性が考えられる。実際、本報告と同様の手法で測定された津波砂層の粒子配列も、ほとんどが遡上流からの堆積を示唆していた (Takashimizu et al., 2012)。

このような特徴は、本論の津波堆積物形成モデルと共通点が多く、太平洋側の沿岸低地に良く発達する高さ数 m 程度の砂丘を乗り越えて内陸へ遡上するような津波からの堆積物の特徴の一つを示していると考えられるだろう。

ま と め

胆振海岸東部の沿岸低地に分布する波源不明 17 世紀津波堆積物を形成した津波の実態を明らかにするために、詳細な堆積学的解析を試みた。その結果、以下のことが分かった。

1. 津波による堆積物は海岸から内陸方向へ、薄層化、細粒化し、さらに淘汰が良くなる傾向を持つことを追認した。
2. 海側の地点 1 の津波堆積物は、地層の記載と粒度分析結果から、4 つのユニットに区分された。この場所では、少なくとも 3 回の強い津波の内陸へ侵入があったことを推定した。
3. 粒子配列解析結果から、当時の海岸砂丘の背後と考えられる地点 1 の津波堆積物は、遡上流からの堆積物のみで構成され、東北東への古流向を示していた。
4. 砂丘を乗り越えた津波は、遡上後、堆積物に記録されるような顕著な戻り流れを発生させず、砂丘内陸側低地に静水域を形成した。そのため、引き続き津波はこの静水域へ流入することになり、流れ基底面での顕著な侵食は稀であったと考えられる。最終的に、遡上した海水は蒸発および地下浸透により流出したと推定された。

謝 辞

査読者である千葉工業大学の後藤和久博士、筑波大学の藤野滋弘博士、および本論文の担当編集委員である七山 太博士からいただいたご指摘のおかげで本論は著しく改善された。堆積物の固定には、北海道立地質研究所 (現・地方独立行政法人北海道立総合研究機構地質研究所) の戸間替修一氏に、レーザー回折散乱式粒度分析装置の使用と粒度特性値の算出にあたっては、同所の仁科健二主査にご協力をいただいた。株式会社パスコ基幹業務部の加藤 敦氏には東日本大震災後の航空写真に係るウェブページの引用を許可して頂いた。第四紀学会の遠藤邦彦会長には図の転載許可を頂いた。以上の皆様に対して、深くお礼申し上げます。

文 献

Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J. R., Dominey-Howes, D. and 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-Sci. Rev.*, **107**, 107–122.

Choowong, M., Murakoshi, N., Hisada, K., Charoentitirat, T., Phantuwongraj, S., Wongkok, P., Choowong, A., Suphasaijan, R., Chutakositkanon, V., Jankaew, K., Kanjanapayont, P. and Charusiri, P., 2008a, Sedimentary structures of the 2004 Indian Ocean tsunami from Phuket, Phang-nga

and Ranong, the Andaman coast of Thailand. *Terra Nova*, **20**, 141–149.

Choowong, M., Murakoshi, N., Hisada, K., Charusiri, P., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Jankaew, K., Kanjanapayont, P. and Phantuwongraj, S., 2008b, 2004 Indian Ocean tsunami inflow and outflow at Phuket, Thailand. *Marine Geol.*, **248**, 179–192.

Endo, N. and Masuda, F., 1996, Grain size distribution of single transport: microdelta experiment and diffusion model. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 105–115.

Endo, N., Masuda, F. and Yokokawa, M., 1996, Grain size distributions of sediment carried by single transportation modes in an experimental microdelta system. *Sediment. Geol.*, **102**, 297–304.

Fagherazzia, S. and Du, X., 2008, Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. *Geomorphology*, **99**, 120–129.

Fritz, W. J. and Moore, J. N., 1988, *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. John Wiley & Sons, 371p.

Fujino, S., Naruse, H., Suphawajraksakul, A., Jarupongsakul, T., Murayama, M. and Ichihara, T., 2008, Thickness and grain-size distribution of Indian ocean tsunami deposits at Khao Lak and Phra Thong island, south western Thailand. In Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K., eds., *Tsunamiites*, Elsevier, 123–132.

Fujino, F., Naruse, H., Matsumoto, D., Sakakura, N., Suphawajraksakul, A. and Jarupongsakul, T., 2010, Detailed measurements of thickness and grain size of a widespread onshore tsunami deposit in Phang-nga Province, southwestern Thailand. *Island Arc*, **19**, 389–398.

Fujiwara, O. and Kamataki, T., 2008, Tsunami depositional processes reflecting the waveform in a small bay: interpretation from the grain-size distribution and sedimentary structures. In Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K., eds., *Tsunamiites*, Elsevier, 133–152.

Gelfenbaum, G. and Jaffe, B., 2003, Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea Tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 1969–1999.

後藤和久・藤野滋弘 (Goto, K. and Fujino, S.), 2008, 2004 年インド洋大津波後の津波堆積物研究の課題と展望。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **114**, 599–617.

Goto, K., Imamura, F., Keerhi, N., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Ruangrassamee, A., Sugawara, D. and Supharatid, S., 2008, Distribution and significance of the 2004 Indian ocean tsunami deposits: Initial results from Thailand and Sri Lanka. In Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K., eds., *Tsunamiites*, Elsevier, 105–122.

Goto, K., Takahashi, J., Oie, T. and Imamura, F., 2011, Remarkable bathymetric change in the nearshore zone by the 2004 Indian Ocean tsunami: Kirinda Harbor, Sri Lanka. *Geomorphology*, **127**, 107–116.

Hawkes, A. D., Bird, M., Cowie, S., Grundy-Warr, C., Horton, B. P., Hwai, A. T. S., Law, L., Macgregor, C., Nott, J., Ong, J. E., Rigg, J., Robinson, R., Tan-Mullins, M., Sa, T. T., Yasin, Z. and Aik, L. W., 2007, Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami along the Malaysia–Thailand Peninsula. *Marine Geol.*, **242**, 169–190.

平川一臣・中村有吾・西村裕一 (Hirakawa, K., Nakamura, Y. and Nishimura, Y.), 2005, 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波：2003 十勝沖地震津波との比較を含めて。月刊地球号外 (*Chikyū Monthly, Extra ed.*), no. 49, 173–180.

Hori, K., Kuzumoto, R., Hirouchi, D., Umitsu, M., Janjirawuttikul, N. and Patanakanog, B., 2007, Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: An example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geol.*, **239**, 163–172.

池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正 (Ikeda, K., Hasaka, S. and Murase,

- T.), 1995, 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達. 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **46**, 283–300.
- 上手真基・山田和芳・齋藤めぐみ・奥野 充・安田善憲 (Kamite, M., Yamada, K., Saito, M., Okuno, M. and Yasuda, Y.), 男鹿半島, 二ノ目潟, 三ノ目潟湖底堆積物の年縞構造と白頭山–苦小牧火山灰 (B-Tm) の降灰年代. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 349–359.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 2004, 勇払平野: 湖沼湿原調査報告書 (The Report of Lake and Wetland Survey of “Yufutsu Area” in Hokkaido). 国土地理院技術資料 (*Techn. Materials of the Geographical Survey Institute*), D1, no. 419, 61p.
- 国土地理院 (Geospatial Information Authority of Japan), 2011, 電子国土ポータル. <http://portal.cyberjapan.jp/index.html>
- Komatsubara, J., Fujiwara, O., Takada, K., Sawai, Y., Aung, T. T. and Kamataki, T., 2008, Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan. *Sedimentology*, **55**, 1703–1716.
- 町田 洋・新井房夫 (Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編 火山灰アトラス: 日本列島とその周辺 (*Atlas of Tephra in and around Japan: Revised ed.*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 336p.
- 増田富士雄 (Masuda, F.), 1997, 地層の粒度組成から水理条件を推定するための実験的研究. 平成7年度～平成8年度科学研究費補助金 (基盤研究 B) 研究成果報告書: 課題番号 07454127 (*Rep. Res. Proj., Grant-in Aid Sci. Res.*, no. 07454127), 98p.
- 増田富士雄 (Masuda, F.), 2004, 堆積物と堆積システム. 堆積ショートコース・テキスト, 日本堆積学会 2004 年京都大会 (*Text of 2004 Ann. Meet., Sediment. Soc. Japan, Kyoto*), 512p.
- 増田富士雄・田村 亨・富井 真 (Masuda, F., Tamura, T. and Tomii, M.), 2005, 砂質土石流堆積物の粒度特性: 京都大学理学部校内の弥生時代の砂層 (黄色砂). 京都大学構内遺跡調査研究年報 2000 年度 (*Ann. Rep. Center for Archaeological Operations 2000*), 京都大学埋蔵文化財研究センター (Center for Archaeological Operations, Kyoto Univ.), 263–276.
- Matsumoto, D., Shimamoto, T., Hirose, T., Gunatilake, J., Wickramasooriya, A., DeLile, J., Young, S., Rathnayake, C., Ranasooriya, C. and Murayama, M., 2010, Thickness and grain-size distribution of the 2004 Indian Ocean tsunami deposits in Periya Kalapuwa Lagoon, eastern Sri Lanka. *Sediment. Geol.*, **230**, 95–104.
- Minoura, K., Gausiakov, V. G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, J. I., Bondevik, S. and Oda, T., 1996, Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sediment. Geol.*, **106**, 145–154.
- Moore, A. L., McAdoo, B. G. and Ruffman, A., 2007, Landward fining from multiple sources in a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami, Newfoundland. *Sediment. Geol.*, **200**, 336–346.
- Moore, A., Nishimura, Y., Gelfenbaum, G., Kamataki, T. and Triyono, R., 2006, Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Indonesia. *Earth Planets Space*, **58**, 253–258.
- Morton, R. A., Goff, J. R. and Nichol, S. L., 2008, Hydrodynamic implications of textural trends in sand deposits of the 2004 tsunami in Sri Lanka. *Sediment. Geol.*, **207**, 56–64.
- Moriwaki, H., 1982, Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geograph. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **17**, 1–42.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269–299.
- 中村有吾・片山美紀・平川一臣 (Nakamura, Y., Katayama, M. and Hirakawa, K.), 2002, 水和の影響を除去した北海道の完新世テフラガラス屈折率. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **41**, 11–22.
- Nanayama, F., 2008, Sedimentary characteristics and depositional processes of onshore tsunami deposits: an example of sedimentation associated with the 12 July 1993 Hokkaido–Nansei-oki earthquake tsunami. In Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K., eds., *Tsunamiites*, Elsevier, 63–80.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K. and Yamaki, S., 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660–663.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・古川竜太・廣野 勲・牧野 彰人・野島順二・小坂橋重一・石井雅之 (Nanayama, F., Satake, K., Shimokawa, K., Shigeno, K., Furukawa, R., Hirono, I., Makino, A., Nojima, J., Koitabashi, S. and Ishii, M.), 2000, 千島海溝沿岸域, 霧多布湿原において確認された巨大地震津波イベント. 月刊地球号外 (*Chikyu Monthly Extra ed.*), no. 28, 139–146.
- 七山 太・重野聖之 (Nanayama, F. and Shigeno, K.), 1998, Lunch Box と速乾性ボンドを用いた未固結砂礫の定方位試料作成法. 地質ニュース (*Chishitsu News*), no. 523, 52–56.
- Nanayama, F. and Shigeno, K., 2006, Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sediment. Geol.*, **187**, 139–158.
- 成瀬 元 (Naruse, H.), 2005, 沈降管天秤法粒度分析用アプリケーション “STube” の特色と利用法. 堆積学研究 (*Jour. Sediment. Soc. Japan*), **62**, 55–61.
- Naruse, H., Fujino, S., Suphawajraksakul, 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.
- 日本水路協会 (Japan Hydrographic Association), 2009, M7006 Ver.2.1 津軽海峡東部 (M7006 Ver.2.1 East Part of Tsugaru kaikyo). 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ (シェープファイル) (M7000 Digital Bathymetric Chart (Shapefile)), D7006S-2, CD-ROM.
- Nishimura, Y., 2008, Volcanism-induced tsunamis and tsunamiites. In Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K., eds., *Tsunamiites*, Elsevier, 163–181.
- 西村裕一・宮地直道 (Nishimura, Y. and Miyaji, N.), 1994, 北海道南西沖地震に伴う津波堆積物の分布および粒度特性, 月刊海洋号外 (*Kaiyo Monthly Extra ed.*), no. 7, 139–147.
- Nishimura, Y., Miyaji, N. and Suzuki, M., 1999, Behavior of Historic Tsunamis of Volcanic Origin as Revealed by Onshore Tsunami Deposits. *Phys. Chem. Earth (A)*, **24**, 985–988.
- 西村裕一・清水 洋 (Nishimura, Y. and Shimizu, H.), 1993, 火山性津波の災害予測 – 1640 年北海道駒ヶ岳噴火と津波 –. 北海道地区自然災害科学資料センター報告 (*Bull. Nat. Disaster Sci. Data Center, Hokkaido*), **8**, 17–28.
- Paris, P., Lavigne, F., Wassmer, P. and Sartohadi, J., 2007, Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geol.*, **238**, 93–106.
- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D. and Gomez, C., 2009, Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, **104**, 59–72.
- PASCO CORPORATION Co., Ltd., 2011, 2011 年 3 月 平成 23 年 (2011 年) 東日本大震災に関する情報. http://www.pasco.co.jp/disaster_info/110311/
- Pierson, T. C. and Costa, J. E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In Costa, J. E., Wicczorek, G. F., eds., *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*. *Rev. Engin. Geol.*, **7**, 1–12.
- Sawai, Y., 2002, Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kuril–Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, **20**, 903–911.
- 添田雄二・七山 太・重野聖之・古川竜太・熊崎農夫博・石井正之

- (Soeda, Y., Nanayama, F., Shigeno, K., Furukawa, R., Kumasaki, N. and Ishii, M.), 2004, 北海道太平洋沿岸域、史跡国泰寺跡および汐見川低地において認定された先史時代の巨大津波イベント：津波堆積物認定の際の堆積学的解析と珪藻遺骸分析併用の重要性。地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 58, 63–75.
- 徐 亘・久光敏夫(Soh, W. and Hisamitsu, T.), 1998, 砂・砂岩。公文富士夫・立石雅昭編, 新版碎屑物の研究法, 地学双書(*Chigaku-Sosho*), 29, 地学団体研究会(Assoc. Geol. Collabo. Japan), 147–273.
- Swan, A. R. H. and Sandilands, M., 1995, Introduction to Geological Data Analysis. *Blackwell Sci. Ltd.*, Oxford, 446p.
- 高清水康博(Takashimizu, Y.), 2011, 北海道を襲った巨大津波：研究レビュー, 現状, そして将来のために。地質研究所ニュース(*GSH News*), 27, no. 2, 2–5.
- Takashimizu, Y. and Masuda, F., 2000, Depositional facies and sedimentary successions of Earthquake-induced Tsunami Deposits in Upper Pleistocene Incised Valley Fills, central Japan. *Sediment. Geol.*, 135, 231–239.
- 高清水康博・嵯峨山 積・仁科健二・岡 孝雄・中村有吾・西村裕一(Takashimizu, Y., Sagayama, T., Nishina, K., Oka, T., Nakamura, Y. and Nishimura, Y.), 2007, 北海道胆振海岸東部から確認された17世紀の津波堆積物。第四紀研究(*Quatern. Res.*), 47, 119–130.
- Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K. and Sato, Y., 2012, Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan. *Sediment. Geol.*, 282, 124–141.
- 八木下晃司(Yagishita, K.), 2001, 岩相解析および堆積構造(*Facies Analysis and Sedimentary Structures*)。古今書院(Kokon-shoin), 75–94.
- Wassmer, P., Schneider, J.-L., Fonfrère, A.-V., Lavigne, F., Paris, R. and Gomez, C., 2010, Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: Application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra. *Marine Geol.*, 275, 255–272.
- Wei, D. and Seno, T., 1998, Determination of the Amurian plate motion. In Flower, M. F. J., Chung, S.-L., Lo, C.-H. and Lee, T.-Y., eds., *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, Amer. Geophys. Union, 337–346.

* English translation from the original written in Japanese

<地名対照表>

Abira	安平
Atsuma	厚真
Iburi	胆振
Irishikabetsu	入鹿別
Uchiura Bay	内浦湾

(要 旨)

高清水康博・永井 潤・岡村 聡・西村裕一, 2013, 砂丘を越えて沿岸低地を遡上した津波による堆積モデル：北海道胆振海岸東部に分布する17世紀津波堆積物の研究例。地質雑, 119, 1–16. (Takashimizu, Y., Nagai, J., Okamura, S. and Nishimura, Y., 2013, A tsunami depositional model in coastal lowland over sand dune: An example from the 17th century tsunami deposit in the eastern Iburi coast, central Hokkaido, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 119, 1–16.)

北海道太平洋沿岸の胆振海岸東部に分布する古津波の復元を、堆積学的解析によって試みた。この津波堆積物は、現海岸線からの距離に対して、層厚と代表粒径が減少し、淘汰は良くなる強い相関関係を持つことが認められた。この津波堆積物の不攪乱定方位試料の粒度組成と粒子配列の解析からは、少なくとも3回の強い津波の浸入が認められる。特に、今回解析した地点1の津波堆積物の粒子配列のデータは、地点1では東北東への流れを示す遡上流のみからなる可能性を示した。これらの証拠から、砂丘の背後に広がる湿原に侵入した津波堆積物の堆積モデルを呈示した。最初に砂丘を乗り越えた津波は、地表面を侵食し、泥炭偽礫を取り込む。津波によって流入した海水のほとんどは、海側にある標高の高い砂丘のために海へ戻らずに、沿岸低地に静水域を形成する。引き続き津波は、この静水域の水底の堆積物を侵食する強い力は持たない。最終的に、海水は地下浸透と蒸発によって消滅する。