山形県庄内砂丘に挟まれる2層の古津波堆積物

Two tsunami deposits in the Shonai Sand Dunes, northeast Japan

Abstract

山野井 徹¹ 門叶冬樹² 加藤和浩²
山田 努³ 鎌田隆史³ 今野 進⁴

Tohru Yamanoi¹, Fuyuki Tokanai²,
Kazuhiro Kato², Tsutomu Yamada³,
Takafumi Kamata³ and Susumu Konno⁴

2016年7月23日受付.

2016年9月26日受理.

¹ 山形大学(名誉教授)

Yamagata University (Professor Emeritus),
Yamagata 990-0021, Japan

² 山形大学理学部

Faculty of Science, Yamagata University,
Yamagata 990-8560, Japan

³ 東北大学大学院理学研究科地学専攻

Institute of Geology and Paleontology, Graduate School of Science, Tohoku University,
Sendai 980-8578, Japan

⁴ 株式会社マリン・ワーク・ジャパン海洋地球科学部

Department of Marine & Earth Sciences,
Marine Works Japan Ltd., Yokosuka 237-0063, Japan

Corresponding author: T. Yamanoi
yamanoi@sings.jp

Event deposits were identified in the Shonai Sand Dunes, which are situated in northeastern Japan on the coast of the Sea of Japan. The deposits reach a maximum height of 37.9 m at the Old Dune. Using carbon-14 dating with the known volcanic ash “To-a” (AD 915) as a key bed, two distinct events were identified: a northern event that occurred between the late 700s and the 800s, and a southern event (including the Sakata-kita port event) that occurred between the 1000s and the first half of the 1100s. A number of structures peculiar to tsunami deposits are observed in these beds, indicating that they formed by tsunamis. The main muddy sections of the event deposits settled during the period of standing water after the run-up flow, while the sandy sections were deposited by the return flow. Historical records indicate that the northern event corresponds to the AD 850 “Dewa earthquake”. Although the southern event does not have a matching historical record, it may correspond to an earthquake that caused deformation shortly after AD 915 to some remains in the Shonai Plain. The event deposits were well protected by the New Dune, because a sudden environmental change after the events resulted in rapid deposition of eolian sands. The growth of the New Dune of the Shonai Sand Dunes began at the time of these events and continues today; it is now the country’s largest class of coastal sand dunes.

Key words: event deposit, black sand, Shonai Sand Dunes, tsunami, Yamagata Prefecture

はじめに

庄内砂丘は、冬の季節風が浜砂を陸側に飛ばして形成した我が国有数規模の海岸砂丘である。近年、植林や農地化・宅地化などによる人為的変貌が著しい。そうした砂丘地ではあったが、1990年代に砂丘を横断する赤川分水路の拡幅工事があり、全断面が出現した。筆者の一人山野井は、この機会の調査で砂丘構成層とは異質なイベント堆積物(志岐, 1988)を観察していたが、その成因は未解決のままであった。再調査の結果、このイベント堆積物は、11–12世紀の津波堆積物と考えられて、その概要が速報された(山野井ほか, 2014)。さらにこのイベント層は2層であることが判明し、両津波の発生原因や規模を主体に検討された(Minoura et al., 2015)。

古津波堆積物の研究は、1980年代に北米の西海岸でプレート沈み込みに関わるカスケード沈降帯での地震に起因する地層により始められ、その後の研究の進展で60地域余りの報告がある(Atwater et al., 1995; Peters et al., 2007 など)。

日本の古波堆積物の研究は、箕浦(1990)などによって始められたが、日本でもプレートの沈み込みと大地震との関わりから太平洋側の沿岸低地での調査が優先されてきた(後藤ほか, 2012)。以上の日米の研究例のように、古津波堆積物が調査される場所は沿岸の低地(湖沼や湿原など)にほぼ限られ(七山・重野, 2004)、そのような場所が適地とされている(藤原, 2015 など)。こうした低地でのイベント堆積物はそこに搬入された砂が泥炭や泥質堆積物にサンドイッチされたものが主体であったといえよう。

一方、砂丘斜面からの古津波堆積物は、太平洋側では青森県下北半島(Minoura et al., 2013)、日本海側では北海道の渡島半島(西村ほか, 2000)などの報告があるが、日本海側特有の大規模な海岸砂丘では庄内砂丘以外では知られていない。古津波堆積物が砂丘などに残されていれば、それは低地での津波堆積物からは得られない斜面に関わる高さなどの情報を記録しているはずである。下北半島の砂丘中に残される津波堆積物は、標高が20 m以上もあり、国内最高記録であった(Minoura et al., 2013)。ちなみに、これまでの海洋起源の津波の世界最高記録は、ストレッガ津波で北大西洋の

Fig. 1. Regional map of the Shonai Sand Dunes and surrounding area (left panel); black rectangles indicate the locations of each of the local maps of the event deposits (a–d). The lower right panel contains a cross-section of the dunes along the Akagawa River, redrawn after Yamanoi et al. (2012). Geographical maps adapted from the Digital Japan Web System of the Geospatial Information Authority of Japan.

シェトランド島の斜面に残された 20–25 m (約 8000 年前当時の海拔) である (Bondevik et al., 2003). 庄内砂丘でのイベント堆積物の最高分布高度は北部砂丘で 20 m, 南部砂丘で 30 m 以上にも達するものである (山野井ほか, 2014).

上記, 庄内砂丘のイベント堆積物の研究の主体は稼働中の採砂場で観察されたものであった。その後も採砂が進み, 新露頭が出現することにより, イベント堆積物の最高位の更新や北部砂丘のイベント堆積物の適切な年代値が得られた。さらに, 砂丘斜面に関わるイベント層の岩質や厚さなどの産状では, 低地の津波堆積物には見られない様相が観察できた。小論では, これまでの調査を一応の区切りとし, 上記研究後の新たな観察データを補充して, 総合的な検討を行うものである。すなわち, 庄内砂丘中のイベント堆積物 (志岐, 1988) に関し, その成因を現世津波堆積物との比較を通し, 古津波と考えられる諸属性をより詳しく検討した。とくに, イベント堆積物の「相」や粒度組成の変化などから庄内砂丘での古津波の特性に言及した。

庄内砂丘について

小論で扱うイベント層は, 大規模な海岸砂丘の中核部に挟まれるので, 庄内砂丘の構造や形成史などについてふれておきたい。

庄内砂丘は山形県庄内平野の沿岸部を縁取るように, 長さ約 35 km, 幅 1.5–3 km, 最高位 75 m と我が国有数の規模をもつ海岸砂丘である (Fig. 1, 左)。庄内砂丘の地形は, 数

列が海岸線に並行する「横列砂丘」であり, その特徴により, 最上川を境に, 北部と南部の砂丘に 2 分されていた (菅原, 1971; 角田, 1975)。しかし, 最上川河口周辺 (酒田市街地周辺) の砂丘は, それ以南, 以北の規則的な 2 列の配列とは異なる不規則な配列である。この状況を配慮し, 小論では, 明確に 2 列の発達が見られる「北部砂丘」 (Northern Dunes) と「南部砂丘」 (Southern Dunes), それらの間にあって 1 列から 3 列が不規則に発達する酒田市街地付近の「中部砂丘」 (Central Dunes) に再区分した (Fig. 1, 左)。

北部砂丘と南部砂丘の海側列は, 標高は 20 m を超える部分は少なく, 近年の飛砂防止による人為が影響した丘であるという (長井・高橋, 1932; 小笠原, 1946)。陸側列は, 陸側に徐々に高さを増し, 東縁近くで最高位 (40–60 m) の高まりを作り, すぐ東側に逆傾斜の急斜面をなして庄内平野と接する (Fig. 1, 右下)。

日本海側の海岸砂丘は, 形成時代別に列を造る「並列砂丘」と重なる「累重砂丘」に区分される (藤, 1975)。新潟砂丘では, 南部の「並列砂丘」が北部へ列間を狭め, 全列が重なって「累重砂丘」となる (田中ほか, 1996; 鴨井ほか, 2006)。秋田県の天王砂丘でも北部の並列が南部で 1 つに重なる (白石, 1993)。

庄内砂丘では, ボーリングデータによれば, 砂丘砂層の直下数 m までの完新統は, 南・北両砂丘では陸成シルト・粘土層, 中部砂丘 (酒田市街地周辺) では河成の砂礫層である (有賀, 1984)。また, 赤川放水路の開設時に, 砂丘砂層の下

に泥炭層などの低湿地堆積物が基盤となっていることが観察されている(安齋, 1937). こうした地質構造から, 庄内砂丘は, 低湿地堆積物(沈降域の完新統)の上に形成された累重砂丘である.

近年(1996年から5年間), 赤川放水路の拡幅工事で庄内砂丘のほぼ全断面(約1.7 km)が現れ, それはFig. 1(右下)のとおり要約される(山野井・伊藤, 2012). ここに示されるように, 複数の黒色砂層(茶-黒色の古土壌)の露出が認められていた(BS1-BS6). すでに小笠原(1946)は庄内砂丘砂の中に, 「黒色砂層」の介在を広く認め, これを砂丘の固定期(休止期)の産物とした. そしてこの黒色砂層を境に, 下方を「古砂丘」, 上方を「新砂丘」に分けた. その後, 菅原(1971)は同層を「腐植土層」, 角田(1975)は「クロスナII層」と呼び, いずれも庄内砂丘を新旧2分する境界層とした. こうした先例のように, 同層は庄内砂丘を2分するに妥当な位置にあるので, 小論も黒色砂層のうち, 最も顕著に発達するものを「黒砂層」とし, ここをもって「古砂丘」と「新砂丘」に区分した(Fig. 1, 右下).

日本海沿岸の海岸砂丘を作る風成砂には, 堆積速度が遅い風成層が挟まれているが, それは更新世ではレス(成瀬, 2006), 完新世ではクロスナ層(遠藤, 1969; 角田, 1975)である. クロスナ層は相対的に「寒い」時期の堆積物とされている. 庄内砂丘など現在の海岸砂丘の発達の主体は完新統であるから, 海岸砂丘は, そのほとんどの空間を占める砂丘砂層と薄くも長時間堆積物であるクロスナ層とから構成されている(遠藤, 1969; 角田, 1975). 完新統の長時間堆積物がなぜ黒色化するかは, 乾陸のクロボク土と類似した堆積環境にあったからである(山野井, 1996). すなわち, クロスナ層形成期の砂丘上では, 飛砂が極めて少なく, そこが植物に覆われ, 土壌が形成されて, そこに人為の微粒炭が関与して腐植を保持し, 着色して「黒砂層」が形成され続けていたと考えられる. イベント層はそうした「黒砂層」の直上に堆積したものである.

方 法

イベント層は, 砂丘砂中の黒砂層を目安に探す, 元来, この層は新砂丘砂に厚く覆われていて露出しない. そこで採砂場, あるいはその跡の法面を主体に, イベント堆積物とその周辺を可能な限り多く露出させて観察し, 写真やスケッチなどと共に記録した. イベント堆積物の分布高度の測量は, 各地点の最高位につき, トータルステーションにより最寄りの水準点などから, (株)ダイエツが実施した(SD-11地点は(株)寒河江測量設計事務所が同様に追加実施した). イベント層およびその周辺層準では, テフラ分析, ^{14}C 年代測定, 粒度分析および, 珪藻分析用の試料として, それぞれ上下部の混入がないように, 必要量を採取した.

テフラ分析は含有ガラスの化学組成分析と屈折率測定とを行った. 化学組成分析は弘前大学機器分析センター所属のJXA-8800RL(日本電子製)を用いたが, その方法は, Minoura et al.(2015)による. 屈折率測定は, (有)古澤地質調査事務所と(株)京都フィッシュントラックに依頼した. 試料

Fig. 2. Schematic structure of the Shonai Sand Dunes, constructed using a combination of two different cross-sections.

は, 前者は古澤・梅田(2000)の方法で, 後者は, 横山ほか(1986), Danhara et al.(1992)の方法により前処理され, それぞれ温度変化型屈折率測定器(MAIOT, RIMS)で測定された.

^{14}C 年代測定の試料はイベント堆積物中の炭化物であるが, 黒砂層最上部(Top of soil)も加えた. 炭化物の種類は草本植物の種子, 茎, 葉などの部位の採取に努めた. 測定は山形大学高感度加速器分析センターで, 試料を超音波洗浄(純水, アセトン), AAA処理後, グラファイト化したものを, AMS装置(YU-AMS: NEC製1.5SDH)で測定した. なお, 測定は試料の種類とその値の評価を繰り返しながら進めた. 得られた ^{14}C 濃度は同位体分別効果補正後, OxCal 4.2(IntCal 13)で較正して暦年代を得た.

粒度分析は試料を乾燥後, 過酸化水素水で有機物を除き, 東北大学所有のレーザー回折式粒度分析装置(島津製作所製のSALD-3100, SALD-7000)で測定した. この際の屈折率は1.60に設定した.

微化石(珪藻)分析はイベント層(その直下の地層も含む)もしくはそれを細分した試料を, 秋葉ほか(1982)の方法で処理し, 検鏡した.

結 果

1. イベント層直下の古砂丘

観察されたイベント層は北部砂丘で7地点(SD-01から07), 南部砂丘で4地点(SD-08から11)である(Fig. 1). 調査地の露頭の方法は, 採砂場の開切が海から陸方向へ切り込むブロック単位で進められるので, 海岸線方向かそれに直交する海陸方向である. そこに現れる黒砂層で区切られた新・古砂丘の境界は, 南・北砂丘共に, 海岸線方向では波形状, 海陸方向では緩やかなうねりの直線状である(Fig. 2). すなわち, 新砂丘列は海岸線に平行であるのに対し, 古砂丘列はそれに直交する配列である. したがって, 古砂丘の形状としては, 海陸方向断面(Longitudinal section)では列方向の, 海岸線方向断面(Transverse section)では横断方向の断面が現れる(Fig. 2). なお, 海陸方向の古砂丘の谷底傾斜は,

Fig. 3. Columnar sections of the event deposits identified within the Shonai Sand Dunes.

ほとんどが海側であるが陸側の場所も観察された (SD-06, 08)。

こうした古砂丘上にある各地点のイベント層を中心に付近の代表的な地質柱状、並びにイベント層が観察される標高の範囲を Fig. 3 に示す。なお、最高位は、北部砂丘で 20.5 m (SD-06)、南部砂丘で 37.9 m (SD-11) まで確認されている。

以下にイベント層の岩質を述べるが、南・北砂丘でその相違が認められるので、両区域に分けて扱う。さらに、中部砂丘でのイベント層は、酒田北港の海岸にあって、砂丘砂中とは異質であるので、これも別にする。これらのイベント層はその上面と下面が層理面で限られた単層であるので、その中に認められる岩質の異なる単位は「相」として区分する。なお、以下で記述される土色は湿土のマンセル色である。

2. 北部砂丘のイベント層

北部砂丘のイベント層は、下位の黒砂層とは全て凹凸のある明瞭な層理面をもって接する単層である。古砂丘の海岸線方向断面では谷部で厚く両岸の上方へ薄く、もしくは不連続となって見られなくなる (Fig. 4)。イベント層内の岩質は差異が認められ、それは最大 4 つの「相」として識別されるが、境界はいずれも漸移的である。北部砂丘の代表的なイベント層 (SD-01) を Fig. 4e, f に示し、その岩質を「相」別に記述する。

暗色ラミナ入り泥質砂 (ls) は、イベント層の最下部にあつ

Fig. 4. Event deposits of the Northern Dunes (SD-01). (a) Full-scale view of the site, indicating the locations of each of the close-up photographs (b-d), which illustrate different features of the event deposits on the lower, middle and upper parts of the slope. (e, f) Representative lithology of the event deposits in the Northern Dunes. X: locations of samples collected for grain size analysis (Fig. 10).

Fig. 5. Index map, cross-sections and photographs from the SD-06 site in the Northern Dunes. (a–d) Cross-sections illustrating the thickness of the event deposits in the longitudinal (a,b) and transverse (c,d) sections. (ap–dp2) Photographs illustrating the lithological facies of the event deposits; their positions are marked in the cross-sections (a–d). The symbols are explained in Fig. 4f. fl: flame structure. cc: material containing a high concentration of fine-grained charcoal. ×: locations of samples collected for grain size analysis (Fig. 14).

て、下位の黒砂層に類似するが、酸化鉄の色で識別されるラミナを伴う。厚さは0–4 cmと、不規則で薄い部分が多い。色はサビ色以外、灰色ないし茶色等が主体であるが、総じて暗色である。灰色砂質泥(gs)は、最も普通にみられ、全地点で認められる。連続が良いものほど厚い傾向があるが8 cmを超えることは稀である。上下は酸化鉄の沈着で赤褐色であることが多いが、中央部は灰色(5 BG 5/1)で、やや

青味を帯びることもある。ときに炭質物(燃烧炭)の濃集やラミナを形成する部分もある。黄灰色泥(ym)は、粘土質で、新鮮な部分は灰色であるが、ほとんどは白色もしくは淡黄色であり、ときに橙色の細かなラミナがはいる。暗褐色泥質砂(ds)は、黒砂層(Bs)の岩質に類似する。厚さは不規則(0–30 cm)で上位の新砂丘砂(Nd)との境界は判然としない。薄い泥層(tm)を挟むこともあるし(Fig. 4e, f), (ym)から突

Fig. 6. Event deposits of the Southern Dunes (SD-10). (a) Photograph of the entire site. (b) Location of the photograph (b) and accompanying lithological sketch (c). ▲: highest position of the event deposits at this site (33.5 m). (b,c): Representative lithology of event deposits in the Southern Dunes. ×: location of samples collected for grain size analysis (Fig. 10).

き出た火炎状構造(fl)も見られる(Fig. 5bp, cp).

北部砂丘で最も広い範囲でイベント層が現れたのは、採砂場(SD-06, Fig. 5)の低部の黒砂層の上面である。海陸方向断面では2か所、海岸線方向断面では隣接するSD-5地点を含めて、5か所の谷部で観察できた。海陸方向断面のa地点(海岸から約720 m)は採砂掘削底面(標高約12 m)から約3 m上を、b地点(海岸から約780 m)は掘削面の標高12 mをそれぞれの基準高度(0 m)とし、両地点での観察断面長(約17 m)を20 cm間隔に分割し、その平均の分布高とイベント層厚を縦方向に10倍強調して表した(Fig. 5a, b)。図のように、イベント層の厚さは15–0 cmと凹部で厚く凸部で薄い。他方、海岸線方向断面では、イベント層はいずれの谷底周辺部でも厚く、斜面の上方ほど薄くなる。このうち、同一の谷部で約20 m離れた2地点(陸側傾斜)の断面は、実測スケッチを元に縦方向を2倍に強調してFig. 5c, dに示した(谷底部標高はcで約17 m, dで約15 m)。古砂丘の分水

嶺を越えたこの谷底部では、海側(c)で厚く陸側(d)で薄いことが明瞭である。以上のaからdの各断面で見られる代表的なイベント層をapからdp₂に示す(Fig. 5)。これらにはイベント層が厚い部分ほど、多相な岩質であることなどが示されている。なお、イベント層の上位の新砂丘中には優白色のテフラの層(0–3 cm)(Fig. 5右上)が認められ、後述のテフラ分析に供された。

3. 南部砂丘のイベント層

南部砂丘のイベント層は、全てが明瞭な凹凸面をもって黒砂層と接する。岩質は北部砂丘より泥質で、より厚いことが多い。層厚変化は北部砂丘と同様に、海岸線方向断面では谷部で厚く上方斜面へ薄く不連続となって見られなくなる。イベント層はその内部に最大4つの「相」が識別されるが、いずれの境界も漸移する。SD-10で模式的に見られる南部イベント層内の岩質は、「相」区分としては以下のとおりである(Fig. 6b, c)。

青灰色(もしくは灰色)泥(bm)は、新鮮な部分は青灰色(2.5 PB 6/6)が主体で、ときに灰色(10 BG 6/1)に移化する。淡灰色泥(gm)は、淡灰色(10 GB 7/1)部は風化すると白味を増すが、炭質物の細片(pf)の濃集部は暗灰色もしくは灰紫色(5 RP 6/1)となり、ときに炭化木やその木片(wd)を交える。ラミナ入り砂質泥(lm)は、その多くは薄い平行ラミナが密に発達し(一部は二次的に変形)、酸化鉄の沈着によりその構造が強調される。暗褐色砂(ds)は、新砂丘の砂(Nd)よりやや暗色かほぼ同色で、より多くの細粒子を交える。(lm)の上部は火炎構造や偽礫として(ds)に取り込まれることもある。なお、イベント層の直下の(Bs)に優白色のテフラ(tp)小塊の散在が認められ、後述するテフラ分析に供された(Fig. 6b, c)。

南部砂丘で最も広い範囲でイベント層が現れたのは、採砂場(SD-11, 切端は海岸から約1620 m)である(Fig. 7)。ここでのイベント層の主な特徴は次のとおりである。(bm)はイベント層が比較的厚いc点やf点の最下部で見られるのみである。(gm)は、(lm)と共に発達する部分の厚さが薄くなると両者の同化があり、弱いラミナをもった淡灰色泥(lgm)に移化する(Fig. 7c, d, e)。(lgm)は上下に不規則な凹凸の多いレンズ状を呈し、上部斜面で断片的になって見られなくなる(Fig. 7a, b)。(ds)は不規則な厚さで、5 cm以下であることが多いが、低位のf地点では厚く(約20 cm)、その上部に泥質薄層(tm)を挟む(Fig. 7g)。e地点での(ds)は(lm)表層の穴を埋めている(Fig. 7e)。

4. 酒田北港のイベント層

1990年代の酒田北港の建設工事による港の堀込みにより、砂丘砂の下に泥質層が現れ、海岸の東壁として南北約500 mにわたって観察できた。SKT地点(Fig. 1, 現在は海底)では泥質層(青灰色のシルト質粘土)が約2 mの厚さ(海面の上下1 m)で発達し、水生植物花粉の存在などから砂丘間低地の淡水域の堆積物とされた(山野井・荒川, 1998)。その際、泥質層の上位に砂丘砂とは異質の砂があり、その中に脱水構造のあることを観察していた(Fig. 8a)。この異質砂層をイベント堆積物と考え、2013年に再調査を試みたところ

Fig. 7. Summary of the various facies of event deposits at the SD-11 site. The locality map (upper left panel) illustrates the positions of photographs (a–g) and the highest point of the event deposits (▲); the pictures were taken as a transverse section, and the symbols used in the photographs are explained in Fig. 6c. (a) Upper part of the event deposits. glm: Gray laminated mud. ×: Positions of samples collected for grain size analysis (Fig. 14). (b) Photograph illustrating the discontinuous and irregular form of the gray laminated mud. ds: Continuously covered upper position of (glm). (c) Example of facies changes from (gm) and (lm) to (glm) towards the top of the deposit. (d): Changes in thickness and facies type on both the concave and convex surfaces of the deposit. (e) Section containing a groove (see also sub-panel) that was created when (lm) was eroded and subsequently filled by (ds) during the final stage of formation of the event layers. (f) Photograph of a section near the top of the hill where the event deposit has been filled with woody fragments (wd) instead of laminated mud (lm). (g) Image showing the occurrence of a thin mud layer (tm) on the top of the thick sand layer (ds).

Fig. 8. Event deposits from the Sakata-kita Port (SKT) site (see Fig. 1). Pictures (a) and (b) were taken as a transverse section (after Yamanoi et al., 2014). (a) Dehydration structures between event deposits at the SKT site. (b) Occurrence of event deposits in lake sediments at the SKK site. (c) Rose diagram of the orientations of laid reed-stems in the lake sediments (after Yamanoi et al., 2014). bc: blue silty clay. ms: medium-grained sand. es1: lower-event sand. es2: upper-event sand. rc: rip-up clast. fl: flame structure.

ろ、護岸工事をまねがれた同層を見つけることができた (SKK 地点: 38.96°N, 139.83°E) (山野井ほか, 2014)。

この露頭の一部を Fig. 8b に示す。下位の泥質層は上記 SKT と同質の青灰色(10 B 5/8)のシルト質粘土(bc)であり、最上部は炭質物細片が交じり、不規則に上位の砂層に取り込まれている。その上のイベント堆積物とみられる砂層

は、さび色の淡い相(es1)と、濃い相(es2)に分けられる。両砂層には弱いラミナが見られ、(es1)には(bc)の偽礫(rc)や火炎状構造(fl)が見られる(Fig. 8b)。(es2)の上は、工事で切られて不明である。(bc)と(es1)の境界部には多くのアシ(*Phragmites* sp.)の茎片が一定の方向に挟まれていた。それらの方位測定(n=33)では、Fig. 8c のように、平均値

Table 1. Elemental compositions (as measured by EPMA) and index analyses of the tephra in and around the event deposits (in part after Yamanoi et al., 2014, and Minoura et al., 2015).

Locality	Major elements composition of glass										n	Index of glass			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total		Min. - Max.	Mean	Mode	n
SD-06-Nd	77.37	0.39	12.29	1.73	0.07	0.39	1.95	4.38	1.44	100.00	4	1.5061-1.5126	1.5087	1.5086	50
SD-07-Nd	76.89	0.40	12.42	1.78	0.10	0.44	2.07	4.41	1.50	100.00	11	1.5066-1.5094	1.5079	1.5085	30
SD-08-Bs												1.5052-1.5075	1.5066	1.5067	50
SD-10-Bs	78.42	0.21	12.64	1.81	0.09	0.44	0.91	4.53	0.96	100.00	6	1.5055-1.5043	1.5077	1.5080	61
SD-10-bm												1.5057-1.5091	1.5077	1.5080	60
SD-11-Bs	76.86	0.37	12.48	1.77	0.08	0.41	1.99	4.55	1.48	100.00	3				
To-a**	77.20	0.38	12.96	1.72	0.09	0.37	1.87	3.99	1.41	100.00	45	1.496-1.508			

* Total iron is calculated as FeO. ** Elements composition average from Aoki and Machida (2006); Index range from Machida and Arai (2003).

Fig. 9. ¹⁴C ages of a variety of materials from the event deposits (in part after Yamanoi et al., 2014). Calibrated ages are shown at the 2σ level.

がN85.4°E(偏角補正值), 標準偏差が8.7°で, ほぼ東西の強い方向性が認められた(山野井ほか, 2014).

5. テフラの分析

北部砂丘でのテフラの介在は, SD-06, 07で, イベント層の上位の新砂丘(Nd)中に認められた(Fig. 5). 他方, 南部砂丘ではSD-08の黒砂層(Bs), SD-10では黒砂層(Bs)(Fig. 6b, c)とイベント層の(bm)層に, さらにSD-11地点では黒砂層(Bs)にそれぞれ観察された. これらのテフラ中のガラスの化学組成と屈折率はTable 1に示す(一部は, 山野井ほか, 2014; Minoura et al., 2015による).

6. ¹⁴C年代測定

これまでに得られた年代値(2σ)は, 山野井ほか(2014)を含め, 一括してFig. 9に示す. なお, SD-04とSD-05地点間にあって採砂で消滅したイベント層(SD-4/5)の値も加えた. 測定試料の種類がわかるように表示したがそれに関しては後述する.

7. 粒度分析

南・北砂丘のイベント層で, それぞれの岩質が模式的に観察できたSD-01とSD-10地点での分析試料の採取位置はFigs. 4f, 6cに示す×印であり, 分析結果はイベント層の上下層を含めFig. 10のとおりである. 北部砂丘では(ls)と

(ds)は(Bs)由来と思われる砂粒子を交えるが, (ym)はシルトサイズが主体である. 南部砂丘では(bm)から(gm)はシルトを主体とした正級化が認められる. (lm)は細砂交じりのシルトと粗粒砂のバイモダル, (ds)は中粒砂に富む砂に少量ながら粘土粒子を交える, などの特徴がある.

8. 珪藻の分析

結果は, 山野井ほか(2014)で概報されているが, 産出は全般に稀である(Fig. 11). この図の環境指標種の区分は千葉ほか(2014)によるが, 100個体鑑定できた試料とそれ以下の稀な試料とに分けてある. 産出種は*Pinnularia borealis*や*Diademsia contenta*など, 淡水生が多く, *Nitzschia clausii*など淡水から汽水生種を交える. なお, 酒田北港のイベント層直下の3試料からは比較的多産し, 保存も良好である. とくに, SKK-msの20 μm以下のものは, ほぼ完個体で, 細かな胞紋まで残っている. 酒田北港以外の珪藻はほとんどが破片で, 保存不良であった. 珪藻のほか, 黄金藻類(淡水生)(SD-01gs)やカイメンの骨片が産出した(SD-01gs, SD-11bm).

考 察

今回の調査で, イベント層直下の黒砂層は, 南・北砂丘共

Fig. 10. Grain-size analyses for the main facies of representative event deposits from the Northern (SD-01) and Southern (SD-10) Dunes.

に幾筋かの谷を海側に向ける断面構造を示していることが明らかになった。このことは、庄内砂丘では「縦列砂丘」の古砂丘を新砂丘が「横列砂丘」として覆っていることになる。すなわち、イベント層は庄内砂丘の形成史上、縦列砂丘から横列砂丘に転ずるいわば、画期に当たる位置に挟まれていることが判明した。

こうした南・北砂丘のイベント層は、前記のようにその下底は明瞭な面をなし、主部は分級構造を示し、ラミナをもち、さらには木片や植物細片を含むことなどから、風成ではなく水成堆積物である。砂丘地では、水成堆積物は非定常の堆積物であることから「イベント堆積物」(志岐, 1988)であることが確認される。こうした砂丘中のイベント堆積物とは

別に、酒田北港では、湖沼堆積物を明確な境界をもって覆う砂質堆積物があった。これも当時の湖沼環境下での非定常堆積物であり、イベント堆積物である。

1. イベント層の時期

イベント層は、Minoura et al. (2015) も報告しているように、北部砂丘ではテフラの下に、南部砂丘ではテフラの上にそれぞれ堆積していた (Figs. 3, 5, 6)。テフラの化学組成分析の値 (Minoura et al. 2015) とガラスの屈折率とを Table 1 に一括する。既知のテフラとしてこれらの値に最も近いものは、同表最下位に示す十和田 a (To-a) (青木・町田, 2006; 町田・新井, 2003) であることから、分析した全てのテフラは To-a に同定される。なお、南部砂丘の SD-10 では、(Bs) 中のテフラがイベント堆積物 (bm) に取り込まれたと理解できる露頭 (山野井ほか, 2014) もあった。また、酒田北港のイベント層 (es1) 直下の (bc) 層中にはその屈折率から To-a 由来と思われるガラス粒子が含まれていた (山野井ほか, 2014)。

以上、降下年代が AD 915 年である To-a (町田・新井, 2003) を鍵層にすると、その前後 2 回の時期にイベント層が堆積したことになる。また、両イベント層を作った事件を小論では「北部イベント」と「南部イベント」と仮称する。

南・北両イベントは、前述のように AD 915 年の前後にあるが、このことは ^{14}C 年代 (Fig. 9) から大局的には是認できる。しかし、北部イベントの年代値は一定の範囲に定めがたい。イベント層の ^{14}C 年代値は種々の吟味が必要である (澤井, 2012 など)。南部イベントの値は AD 1000 年から AD 1100 年代までが多く、まとまりが良いが、さらに詳しく見ると、イベント層中の草本種子や茎の試料の値が一定の年代幅を示している (Fig. 9)。とくに草本種子 (複数個体) は異地点でもほぼ共通の年代幅を示すことから、南部イベントの試料としては最適種と考える。そうした種子による 3 地点 (SD-09, 10, 11) の年代値を重視すると、南部イベントの年代は AD 986–1154 年 (2 σ) の範囲となる。

他方、北部イベントの年代は、値の範囲を限定し難い (Fig. 9)。これはイベント堆積物中の炭質物の分解が進み、その直前に生育していた植物遺体が得難いため、燃焼炭や黒砂層最上部層を試料としたことに起因する。適切な試料の取得はイベント堆積物の大量処理で解決される可能性がある。SD-06 は採砂場であることから、約 50 kg のイベント堆積物が採取できた。その篩分・水洗の処理により見つけられた複数個体のイネ科 (草本) 種子から測定に必要な炭素量を得ることができた。この測定値は、AD 769–885 年 (2 σ) であり、To-a (AD 915 年) よりもやや古いことと調和的でもあることから、北部イベントの ^{14}C 年代の最適値としたい。

酒田北港 (SKK) ではイベント層最下位に挟まれるヨシの茎と双子葉種子 (同種複数) の測定をした。両者はほぼ、同範囲の年代値を示すが、種子の年代は AD 1032–1160 年 (2 σ) であった。この値は南部イベントと同期とみなせる。

以上、庄内砂丘では、北部イベントは AD 700 年代後半から AD 800 年代に、南部イベント (酒田北港イベントも含む) は AD 1000 年代から AD 1100 年代のほぼ前半に、そ

Fig. 11. Occurrence of diatoms in and around the event deposits (redrawn after Yamanoi et al., 2014).

れぞれ生じたと判断される。なお、以下の暦年代値は、BC 以外は AD であるが、その表記は略す。

2. 古砂丘上のイベント層

南・北両砂丘のイベント堆積物は前記のように水成堆積物であるが、砂丘上の堆積環境では起こりえない水成の成因をまずは除外しておきたい。

古砂丘の背後に山地がないことやイベント層の分布が古砂丘の尾根部にまであることから、豪雨時等の斜面流による土石流(小規模な流下水も含む)ではない。また、その高度が、北部砂丘で 20.5 m、南部砂丘で 37.9 m まで認められることから、河川の洪水、あるいは湖沼でもない。高潮(高波も含む)に関しては、日本の大規模なものは、台風時に南風の影響を受けることから、南に開く湾岸での発生が主体である(黒沼, 1970)。潮位差の少ない日本海にあって、海を北西側にもつ直線状の庄内海岸では、大規模な高潮が発生する可能性は極めて低い。高潮は、その到達高度が低く(4 m 以下)、その堆積物の厚さは平均的に厚い(30 cm 以上)という(Morton et al., 2007)。したがって、大規模な高潮の成因はほぼ否定される。さらに液状化に伴う噴出泥、あるいは人為的な盛土や客土なども、砂丘上にあって、広域に分布することから除かれる。こうして考え得る陸域の水成堆積物に関し、砂丘上で成立し得ない成因を消去すると両地域とも津波が残る。

津波成因が残るイベント堆積物が、さらに「海生の生物遺体を含む」ことや岩質が海浜一帯に分布する「砂質」であれば、その成因を津波とするに有力な証拠となろう。Minoura et al. (2015) は、南部砂丘以外のイベント層から海水生珪藻の産出を低率ではあるが報告している。しかし、小論の分析では、珪藻化石は、①陸水の影響が強い淡水～汽水生種を含む

ものであり、かつ両砂丘地のイベント層の岩質は②泥質堆積物が主体である。このような津波の証拠とするには一般的ではない事象を先ずは検討しておきたい。

①に関しては、仙台平野における 869 年の貞観津波堆積物は、海岸から約 2 km の多賀城や相馬での珪藻組成は、海生種が稀で、ほとんどが汽水～淡水生種である(Minoura et al., 2001)。また、仙台平野南部の熊の作遺跡(約 1.5 km 内陸部)での同津波堆積物では、半乾燥や陸域を好む珪藻が多産している(澤井ほか, 2016)。さらに、2011 年東北日本大津波では、仙台平野の津波堆積物中の珪藻群集もその組成は海生種が低率で、遡上過程にある水田土壌などに含まれる淡水種が卓越するという(Takashimizu et al., 2012)。こうした事例から、津波堆積物中の非海生の珪藻群集は、海から堆積地までの間に陸水を反映する地形があったためと理解される。

②に関しては、同じ津波の堆積物であっても、それが遡上する場所の地形が異なれば、堆積過程の差による多様な型が生じる(Minoura and Nakaya, 1991; Sugawara et al., 2008)。近年、大津波後の調査により津波堆積物の多様性が実証されてきた。例えば、2004 インド洋津波後では、津波堆積物は海岸付近ばかりではなく、津波が通過する様々な場所から供給されることが明らかになった(後藤・藤野, 2008)。2011 東北沖津波でも、仙台平野での津波堆積物の供給源としては噴砂や土壌など陸源物質が多いことが大きな特徴であった(後藤・箕浦, 2012)。実際、北海道では 17 世紀の古津波が海浜湖の底泥起源の泥層をその陸側に残している(七山ほか, 2006)。こうした事例から、古津波堆積物が泥質であることは、津波の通過部に泥質域があり、そこでの侵食物を背後に運んだという地形的特性の反映と考えられる。

Fig. 12. Reconstruction of the geographical characteristics of the Old Dunes beach at the time the events occurred.

以上, ①, ②はそれぞれ, 地域特性によるとしたが, そうであるなら, 当時の庄内砂丘には①, ②の特性を同時に満足する沿岸地形があったはずである。それには, 縦列する古砂丘の海側に湖沼(砂丘間湖沼)の存在が不可欠であり, さらに前砂丘, 海浜があって海へと続く地形が必要である(Fig. 12)。こうした地形, とりわけ砂丘間湖沼の存在とそこに津波が通過した証拠を見出しておくことは, 古砂丘上のイベント堆積物が津波堆積物か否かの議論の前提として必要であろう。

まず, 湖沼であるが, 酒田北港の掘削で海岸線方向に広く現れた泥質層は, 花粉組成から湖沼堆積物であり(山野井・荒川, 1998), その珪藻組成(Fig. 11)も淡水生群集であることから, 当時の砂丘間低地にあった湖沼堆積物の一端の出現と考える。そこに津波が侵入したかは湖沼堆積物を覆う2枚のイベント砂層が鍵となる。まず, 下位の砂層(es1)の最下部(湖成層の上面)にはアシ茎の海陸方向の挟在(Fig. 8c)があり, 砂中には湖底泥を取り込んだ火炎状構造や偽礫(Fig. 8b)が確認される。これらは1回目の海陸方向の強い水流の存在を示す。さらに上位砂層(es2)中には下層(es1)からの火炎状の脱水構造(Fig. 8a)が認められる。これは2回目の水流に伴う砂層(es2)の堆積が, 下層(es1)に急激な荷重を加えたことによる脱水痕と考える。以上, 2枚の砂層に見られる諸構造は津波による可能性が高い。

上記酒田北港と南部砂丘のイベント堆積物は ^{14}C 年代では同時期と考えられるので, 両者は津波が成因の同時異相として理解される。なお, 湖沼堆積物の最下部は 2340 ± 40 yBPである(山野井・荒川, 1998)ので, 北部イベントの時期も湖沼は存在していたが, その時期の層準は特定されていない。こうした課題は残るが, 南・北両砂丘のイベント堆積物とも, 砂丘間湖沼を通過した津波がその底質を削り, その泥質な堆積物を背後の古砂丘へ搬入したと考えることができる。

3. イベント層の成因

すでにMinoura et al. (2015)は古砂丘上のイベント層(泥質層)が海生珪藻を含むことや特有の構造(lenticular lamination)をもつことなどで海水流が泥質層を運搬したとしている。現世の津波堆積物においては, 様々に共通する特徴が見出されている(Peters and Jaffe, 2010; Szczuciński et al., 2012 など)。庄内砂丘のイベント層が津波に起因するならば, その中に津波堆積物としての多様な特徴をもつはずであるので, さらに多角的に現世津波堆積物との比較をしていきたい。

まず, イベント層の分布範囲については, 海岸線方向で北

部は約6 km, 南部は約19 kmの広い範囲で確認される。イベント層の下底は全地点で凹凸をもって画然と接している。下底が明確なことは, 二次変形のない限り, 現世津波堆積物に認められる最も共通な構造の一つである(Peters and Jaffe, 2010; Szczuciński et al., 2012 など)。

イベント層の厚さの変化は海陸方向と海岸線方向の断面から観察される。北部砂丘の海陸方向はFig. 5a, bで示されるように, イベント層の厚さは不規則であるが, 微地形の凹部で厚く, 凸部では薄いが見られない傾向がある。南部砂丘では海陸方向の連続断面は見られないが, 微地形の凹部で厚く凸部で薄い状況は認められる(Fig. 7, とくにdなど)。

1960チリ地震津波による懸濁沈殿物は凹地で厚い報告がある(今野ほか, 1961)。近年の2004インド洋津波や2011東北沖津波では, その浸水域での堆積物の厚さは大局的には「陸側薄化」であるものの, 一律ではなく, 局部的にはむしろ不規則で, 凹地で厚くなるなどの微地形の影響が強い(Jaffe et al., 2006; Goto et al., 2011; Szczuciński et al., 2012 など)。このことは北海道の歴史津波(西村ほか, 2000)や869貞観津波(Sugawara et al., 2012)などの古津波堆積物でも同様であることから, 微地形を反映した「凹厚凸薄」は津波堆積物として共通性の強い特徴の一つと理解される。庄内の古砂丘上では, 海陸方向のイベント層の追跡は限られた範囲ではあるが, 上記のように微地形を反映した「凹厚凸薄」が認められる(Fig. 5a, b)。

他方, 海岸線方向は庄内砂丘の断面として, イベント層が普通に見られる方向であるが, ここでの厚さの変化は谷底部で厚くその両岸の上方へ薄化して消滅する「上方薄化」が認められる(Figs. 4, 5)。とくにSD-01, 02, 05, 06地点では古砂丘の谷部にU字形(三日月状)に堆積するイベント層が一望できる(Fig. 5c, dなど)。地形的規模の大きい南部の古砂丘でも, SD-10, 11では複数の観察地点とその高度から「上方薄化」が認められる(Fig. 7a-c)。

次にイベント層の岩質は, 南・北部とも最大で4相が識別される(北部: is, gs, ym, ds, 南部: bm, gm, lm, ds)(Figs. 4-7)。4相のセットは, 比較的厚いイベント層中で見られるが, 前述のとおり, イベント層が薄くなると相数が減る(Figs. 4-7)。こうした「相数減少」は, 主に「上方薄化」に伴って観察されるので, Fig. 13のように模式化される。

2004インド洋津波(タイ)では1-4相認められているが, 厚いほど多相傾向にあるし, それらの粒度変化は正級化部が普通である(Szczuciński et al., 2012)。南・北両イベント層の4相の粒度組成はFig. 10のように, 岩質を反映した組成として理解される。さらに, 肉眼的な同一相(SD-10, Bm)でも, その上下では, 正級化関係にある(Fig. 10)。こうしたイベント層が厚い多相部では, その粒度組成から下位の主部である「正級化部」(北部のls, gs, ym; 南部のbm, gm)と上位の薄い「粗粒部」(北部のds; 南部のlm, ds)に大別される。他方, 上方薄化に伴い相数が減った上部の相としての, 北部の(ym)や南部の(lgm)でその粒度組成をみると, Fig. 14のように, 両相とも, 下位(L), 中位(M), 上位(U)へ, その平均粒径では, わずかな変化ながらも正級化が認め

られる。したがって、そうした上部のイベント層でも下位の「正級化部」と上部の「粗粒部」(ds)がペアをなしている。

以上から、南・北両イベント層は「上方薄化」や「相数減少」はあるものの、斜面の高度に関わらず、下位の「正級化部」と上位の「粗粒部」の2つのユニットに集約される。これらのペアは繰り返しが無いので1サイクルの水塊運動による堆積の結果と考えられる。

陸上斜面に遡上した津波堆積物の例では粗砂や礫(偽礫)あるいは倒木など、高エネルギーの水流に伴う堆積物が主体である(西村ほか, 2000; Bondevik et al., 2003; Minoura et al., 2013)。しかし、庄内砂丘の斜面に堆積する両イベント層は、その主体は正級化した泥質層である。正級化の堆積物は津波による懸濁水が低速もしくは静水化した際に生じる(今野ほか, 1961; Peters et al., 2007 など)。南・北両イベント堆積物が津波によるとすれば、古砂丘上への遡上流は低速で、徐々に水位を上げたはずである。やがて、その遡上流が滞留したとき、懸濁水から泥質物が沈澱したのが下位の「正級化部」と考えられる。そうであるなら、その上の「粗粒部」は「戻り流れ」が関与した堆積物であろう。戻り流れは堆積したばかりの未固結な泥質物の上を流れるので、水流が速く水圧が強い場所では、堆積泥を侵食や散乱させるほか、火炎状構造などの変形構造を作ることがある(Matsumoto et al., 2008)。そうした構造を北部であげると、Fig. 4bでは(y)の侵食や散乱が、Fig. 4c(中央部付近)では(y)が斜面下方へ曲げられた変形構造が見られる。また、Fig. 5bp, cpには海方向や斜面下方に軸を傾けた火炎状構造などがある。南部ではFig. 6の海方向に曲げられた(lm), Fig. 7b, c, gでは斜面下方に軸を倒す火炎状構造があげられる。また、Fig. 7eでは水流による侵食溝に上斜面からの(lm)の侵食物が埋めているので、戻り流れが斜面を流下したことが分かる。こうした泥質イベント堆積物の表層の二次的変形は、「粗粒部」である(ds)に包含されているので、(ds)は戻り流れに関わる相として位置付けられる。なお、南部の比較的海に近い谷底部では(ds)は厚く、その上部に簿泥層(tm)が挟まれている(Fig. 7g)。これは津波による1サイクルの

Fig. 14. Grain size analyses of event deposits in the Northern Dunes (sample SD-06-dp1; upper panel) and Southern Dunes (sample SD-11-a; lower panel).

最上部に堆積する Mud cap(Peters and Jaffe, 2010; Szczuciński et al., 2012)あるいは藤原(2015)などの「マッドレープ」に対比される。

以上、南・北砂丘のイベント堆積物は異なった時期のものではあるが、それぞれ津波堆積物としての特徴をもつものである。両イベントが津波によるとすると、それは、古砂丘の谷沿いに低速で侵入し、その水塊が滞留した時に泥質物を沈積させたことを示している。その泥質層の分布、とくにその最高位(南部での約 38 m)は、イベント時の標高が現在と大差がなければ、古津波としては下北半島の 20 m 以上(日本最高)(Minoura et al., 2013)やストレッガ津波によるシェトランド島での 20–25 m(世界最高)(Bondevik et al.,

Fig. 13. Schematic sections of the event deposits showing the different facies, and how they decrease in number towards the top of the Old Dunes (transverse section). The symbols are explained in Figs. 4f, 6c, and 7a.

2003)をも上回る。また、現世津波では、1993 北海道西南沖地震での奥尻島の津波で局所的に 31.7 m の打ち上げ高がある(首藤ほか, 1994)。1964 アラスカ地震では 67 m の記録があるが、これはフィヨルド沿岸部の山体崩壊に起因する津波である(Peter et al., 2014)。海洋起源の現世津波で、その堆積物を残す遡上高としては、庄内砂丘でのイベント堆積物の最高標高は、例を見ない高さである。

イベント層の背景

1. 古地震の記録と古津波

庄内砂丘に遡上した2回の津波の時期が To-a(915 年)前後の約 200 年間にあったとして、その時期の日本海側の歴史地震(宇佐美ほか, 2013)では、1 回目の津波は「850 年(嘉祥 3 年)出羽地震」が対応する。この地震は「日本三代実録」などに記述され、津波被害が及びそうになった当時の国府の位置に関して、吉田(1907)や今村(1939; 1945)などの異なる見解があった。この位置は近年の発掘により酒田市城輪(Fig. 1)でほぼ決着しているため、ここでの国府に北部イベントの津波を対応させることで、「日本三代実録」等の記述の解釈も適切に補完されよう。

次に、南部イベントに相当する地震であるが、その時期(915 年後の 200 年間)に対応する日本海側の歴史地震(宇佐美, 1987; 宇佐美ほか, 2013)では見当たらない。しかし、庄内地方の平安時代の遺跡では、10 世紀以後の大地震によると思われる痕跡が見出されている。庄内平野北部の下長橋遺跡(Fig. 1)や近隣遺跡では、To-a 降灰後に掘られた柱穴群が、西(海)側にそろって傾斜変形している。この変形は、To-a 降灰後の平安期の地震によるものとされている(阿子島ほか, 1989; 阿子島, 2001)。さらに、庄内平野南部(鶴岡市の山田遺跡: Fig. 1)と近隣遺跡では噴砂構造や平安期の多くの井戸枠の変形が見られる(阿子島・真壁, 1997; 澤・真壁, 2000)。この変形は、ほぼ東西方向の圧縮によるもので、変形枠内の平安期の地層とテフラ(To-a)との関係から、915 年以後の平安時代とされている(鶴岡市, 2002)。これらの遺跡に変形をもたらした地震は南部イベントの発生に関わる可能性がある。

両イベントが南・北砂丘にそれぞれローカルに大津波を起こしたとするならば、陸から近い沖合での事象に関わる可能性が高い。850 年出羽地震の震央は、Fig. 1 の○印地点に推定されている(宇佐美, 1987)。この付近には「酒田沖隆起帯」とされる顕著な複背斜構造が認められている(岡村ほか, 1996a; 岡村ほか, 1996b)。近年、堀川ほか(2011)はこの主背斜構造の東翼(Fig. 1 の二条の逆断層付近)には小背斜構造の撓曲帯があり、ここに新期の活構造帯があることを見出した。このことは上記宇佐美の震央位置の妥当性を支持している。この 850 年出羽地震により、酒田沖隆起帯の西側の斜面(最上トラフの東斜面)で、海底地すべりが起ったとして、それにより発生した津波をモデルにした数値計算では、北部砂丘に波高 25 m を超える津波の襲来があったことが再現されている(Minoura et al., 2015)。

他方、南部イベントであるが、その起震域は、北部イベン

トのその南にあるはずである。Minoura et al. (2015)は、酒田沖隆起帯の南の隣接域(Fig. 1 の外)の西側の斜面(最上トラフの東斜面)で発生した海底崩壊をモデルに、南部砂丘を襲った波高 30 m を超える津波を数値計算で再現している。

なお、両イベントは庄内沿岸部以外にも及んだはずであり、これらに関わりそうなこととして、酒田市飛島の西海岸では、津波堆積物と思われる2つの層とその層準付近の遺跡の報告がある(相原ほか, 2013)。ここの平安期の遺物などから推定される年代は、いずれも9世紀のものであり、上位のものは850 年出羽地震との対応が考えられている。また、秋田県沿岸では、ボーリングコアよりイベント堆積物と古津波との関係が言及され、8–9 世紀の古津波の可能性が指摘されている(鎌滝ほか, 2015)。これらに関しては、今後、より詳細に検討されることが期待される。

2. イベント堆積物の保存と環境変化

古砂丘の最上部にある黒砂層の年代であるが、最下位層準の ^{14}C 年代(cal age, 2σ)としては SD-01 で、1,178BC–550BC(IAA-1091)、SD-10 で、399BC–231BC(YU-1312)が得られている。また、赤川の黒砂層からは縄文時代中期の土器と平安時代(9 世紀後半から 10 世紀前半頃)の赤やき土器や須恵器が出土している(阿倍, 2002)。これらから黒砂層の堆積開始期を精度良くは決められないが、両イベントより前、少なくとも 1000 年間は黒砂の堆積(風成環境)を継続していたであろう。その上に、イベント層が堆積したが、その後も同じ風成環境であったなら、イベント堆積物は降雨等により、速やかに流失したはずである。すなわち、砂丘地は太平洋側の低地や北米のカスケード沈降帯などとは違い、古津波堆積物の保存には不適な乾陸の環境にある。それにもかかわらず堆積後のイベント層が極めて良好に保存されていることは、相応の地域特性をもった堆積環境の出現とその継続があったはずである。

日本の海岸砂丘における平安時代以降の黒砂層(新期クロスナ層)から新砂丘(新砂丘Ⅱ)への広域的な転換は、気候変化によるとされている(遠藤, 1969)。しかし、庄内砂丘では黒砂層の上にイベント堆積物があって、それを保護するように新砂丘砂層が覆っている。このことはイベント層の堆積後、それが侵食されないほど急激に飛砂環境に転じたことを意味している。気候変化のようなグローバルで緩やかな変化が飛砂環境へと向かう因子を助長していたかも知れないが、庄内砂丘に関してはそれが直接的原因ではない。南北両砂丘域のようなローカルな区域内での突然の変化、例えば①植生破壊などによる裸地域の拡大、②砂丘間の湖沼の消滅などの地形変化、③地殻変動(地盤沈下)による汀線の接近、等が急激な飛砂環境をもたらしたと考える。

当時の古砂丘は、高さが現在の半分程度の侵食が進んだ「縦列砂丘」であった。こうした低い砂丘が、平安時代の2回のイベントを契機に、飛砂の著しい新砂丘へと、南・北砂丘で別々に一変した事実は重視されよう。その後、南北の新砂丘は現在まで成長を続け、最高位が北部で 60 m、南部で 75 m に達する我が国有数の規模の「横列砂丘」へと発達して

いる。こうした庄内砂丘の形成史にイベント層を位置付けるなら、イベントの影響は庄内砂丘のみならず、その背後(周囲)の庄内平野の形成史にも関わるように思える。小論では2つのイベントがもたらした画期的環境変化の実態解明には至らないが、③は重視しつつ、今後の課題としたい。

要 約

1. 庄内砂丘の中には顕著な黒砂層があり、ここを境に古砂丘と新砂丘に区分される。この黒砂層直上にイベント層が見つかった。イベント層の分布は南北約30 kmに及び、最高位は北部砂丘で20.5 m、南部砂丘で37.9 mまで確認された。
2. イベント層は十和田火山灰(To-a, 915年)を鍵層として、北部砂丘ではその下位に、南部砂丘では上位に形成されていた。¹⁴C年代は、試料を吟味しつつ測定した結果、北部イベントは700年代後半から800年代、南部イベント(酒田北港イベントも含む)は1000年代から1100年代のほぼ前半と推定される。
3. 水成であるイベント堆積物の諸成因は、津波以外は消去される。津波ならばそれは、イベント堆積物の岩質から、砂丘間低地の湖沼に侵入し、底質を削り込み、その懸濁水を縦列砂丘(古砂丘)に遡上させた。
4. イベント堆積物は現世津波堆積物と比較して津波特有の構造をもつので、津波が成因と考えられる。さらにイベント層の諸相とその変化は、低速な「遡上流」の水塊が滞留したときに泥質物を沈積させ、その後の「戻り流れ」が粗粒物を上部に残したと考えられる。
5. 北部砂丘のイベント層は850年(嘉祥3年)出羽地震に対応する。南部イベントに当たる地震は文書記録には見当たらない。しかし、庄内平野の平安期の幾つかの遺跡で、To-a以後の限られた平安期の構造物に変形跡が認められることから、それを起こした地震が南部イベントの古津波に関わる可能性がある。
6. 両イベント層は古砂丘(縦列砂丘)の上に極めて良好に保存されている。これは両津波の直後にそれぞれの海浜環境が一変し、飛砂が復活して速やかにイベント堆積物を覆ったからである。以後、新砂丘として成長を続け、我が国有数の規模の海岸砂丘(横列砂丘)へと発達している。

謝 辞

現地調査等に当たっては、東北大学の箕浦幸治教授から種々のご教示をいただいた。調査地の立ち入りに際しては、国土交通省酒田港湾事務所、山形県港湾事務所、採砂場の秋田県にかほ市の岩山産業と酒田市の高橋建材、それに畑の所有者である酒田市中村 聡氏と鶴岡市の斎藤長生氏・伊藤節子氏にはご協力を得た。会津若松市の(株)ダイエツには全地点の測量を、(株)寒河江測量設計事務所には新たな地点の標高測量をしていただいた。また、現地討論のために開催した見学会では、山形大学の阿子島 功氏、川辺孝幸氏、大友幸子氏、鶴岡高専の澤 祥氏、さらに山形応用資質研究会の

諸氏からは有益な意見をいただいた。投稿後は、匿名査読者からは専門的な助言を伴う修正意見を受けたり、荒戸裕之氏(秋田大学)には編集の労をとっていただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 阿倍明彦(Abe, A.), 2002, 黒森遺跡(山形県遺跡番号2070). 山形県埋蔵文化財調査報告書第202集(*Rep. Buried Cultural Properties in Yamagata Pref. No. 202*)*, 山形県教育委員会(Board of education, Yamagata Pref.), 106–109.
- 相原淳一・駒木野智寛・大畑雅彦(Aihara, J., Komakino, T. and Ohata, M.), 2013, 山形県酒田市飛島西海岸製塩遺跡の調査—特に、遺跡と古津波堆積層の関係について—. 山形考古(*Archaeology of Yamagata*)*, no. 43, 414–441.
- 秋葉文雄・柳沢幸夫・石井武政(Akiba, F., Yanagisawa, Y. and Ishii, T.), 1982, 宮城県松島周辺に分布する新第三系の系層化石層序. 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **33**, 215–239.
- 阿子島 功(Akojima, I.), 2001, 山形県内に分布する広域火山灰. 山形応用地質(*Appl. Geol. Yamagata*), **21**, 24–28.
- 阿子島 功・真壁 健(Akojima, I. and Makabe, K.), 1997, 鶴岡市山田遺跡で見られた噴砂・地盤変形. 山形応用地質(*Appl. Geol. Yamagata*), **17**, 53–57.
- 阿子島 功・渋谷孝雄・名和達朗(Akojima, I., Shibuya, T. and Nawa, T.), 1989, 天変地異考古学—平安時代?の遊佐噴砂—. 地理(*Geography*), **34**, 93–101.
- 安齋 徹(Anzai, T.), 1937, 荘内地震震源に関する予備考察. 荘内博物学会研究録(*Rep. Natural History Soc. Shonai(Shonai Hakubutsugakkai Kenkyuroku)*)*, no. 2, 23–31.
- 青木かおり・町田 洋(Aoki, K. and Machida, H.), 2006, 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成—K₂O—TiO₂図によるテフラの識別. 地調研報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **57**(7/8), 239–258.
- 有賀友子(Aruga, T.), 1984, 庄内平野の地形発達—更新世末期以降の砂礫分布の変化—. 東北地理(*Ann. Tohoku Geogr. Assoc.*), **36**, 13–24.
- Atwater, B., Nelson, A., Clague, J., Carver, G., Yamaguchi, D., Bobrowsky, P., Bourgeois, J., Darienzo, M., Grant, W., Hemphill-Haley, E., Kelsey, H., Jacoby, G., Nishenko, S., Palmer, S., Peterson, C. and Reinhart, M., 1995, Summary of Coastal Geologic Evidence for Past Great Earthquakes at the Cascadia Subduction Zone. *Earthq. Spectra*, **11**, 1–18.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A. and Lohne, Ø., 2003, Record-breaking height for 8000-year-old Tsunami in the North Atlantic. *EOS*, **84**, 289–293.
- 千葉 崇・澤井祐紀(Cniba, T. and Sawai, Y.), 2014, 環境指標種の再検討と更新. *Diatom*, **30**, 17–30.
- Danbara, T., Yamashita, T., Iwano, H. and Kasuya M., 1992, An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method. *Quatern. Intern.*, **13/14**, 89–91.
- 遠藤邦彦(Endo, K.), 1969, 日本における沖積世の砂丘の形成について. 地理評(*Geogr. Rev. Japan*), **42**, 159–163.
- 藤 則雄(Fuji, N.), 1975, 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **14**, 195–220.
- 藤原 治(Fujiwara, O.), 2015, 津波堆積物の科学(*The Sciences of Tsunami Deposits*). 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 283p.
- 古澤 明・梅田浩司(Furusawa, A. and Umeda, K.), 2000, 別府湾コアにおける最近70年間の火山灰層序—ピストンコア中の火山灰と阿蘇, 九重火山のテフラとの対比—. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 31–49.
- Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D. R., Witter, R. C. and Yurianto, E., 2011, New insights of Tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geol.* **290**, 46–50.
- 後藤和久・藤野滋弘(Goto, K. and Fujino, S.), 2008, 2004年イン

- ト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.
- 後藤和久・箕浦幸治(Goto, K. and Minoura, K.), 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後のあり方. 堆積学研究(*Jour. Sediment. Soc. Japan*), **71**, 105–117.
- 後藤和久・西村裕一・菅原大助・藤野弘弘(Goto, K., Nishimura, Y., Sugawara, D. and Fujino, S.), 2012, 日本の津波堆積研究. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 431–436.
- 堀川晴史・岡村行信・村上文敏(Horikawa, H., Okamura, Y. and Murakami, F.), 2011, 酒田沖隆起帯における浅層音波探査. 活断層・古地震研究報告(*Ann. Rep. Active Fault and Paleoequake Res.*), no. 11, 83–96.
- 池辺 譲・大沢 穠・井上寛生(Ikebe, Y., Ozawa, A. and Inoue H.), 1979, 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅)(*Geology of the Sakata District, With Geological Sheet Map at 1: 50000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 42p.
- 今村明恒(Imamura, A.), 1939, 奥羽地方に於ける上古の地震活動に就いて. 地震(*Jour. Seismol. Soc. Japan*), **11**, 168–181.
- 今村明恒(Imamura, A.), 1945, 嘉祥地震論補遺. 地震(*Jour. Seismol. Soc. Japan*), **18**, 12–14.
- Jaffe, B., Borrero, J., Prasetya, G., Peters, R., McAdoo, B., Gelfenbaum, G., Morton, R., Ruggiero, P., Hignman, B., Dengler, L., Hidayat, R., Kingsley, E., Kongko, W., Lukijanto, Moore, A., Titov, V. and Yulianto, E., 2006, Northwest Sumatra and offshore islands field survey after the December 2004 Indian Ocean tsunami. *Earthq. Spectra*, **22**, 105–135.
- 鎌滝孝信・阿倍恒平・黒澤英樹・三輪敦志・今泉俊文(Kamataki, T., Abe, K., Kurosawa, H., Miwa, A. and Imaizumi, T.), 2015, 秋田県沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **54**, 129–138.
- 鴨井幸彦・田中里志・安井 賢(Kamoi, Y., Tanaka, S. and Yasui, S.), 2006, 越後平野における砂丘列の形成年代と発達史. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **45**, 67–80.
- 今野円蔵・岩井淳一・高柳洋吉・中川久夫・小貫義男・柴田豊吉・三位秀夫・北村 信・小高民夫・片岡 純(Konno, E., Iwai, J., Takayanagi, Y., Nakagawa, H., Onuki, Y., Shibata, T., Mii, H., Kitamura, N., Kotaka, T. and Kataoka, J.), 1961, チリ地震津波による三陸沿岸被災地の地理学的調査報告. 東北大理地質学古生物学教室研究邦文報告(*Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ.*), no. 52, 1–45.
- 黒沼新一(Kuronuma, S.), 1970, 高潮の実態. 和達清夫編, 津波・高潮・海岸災害(*Tsunami, Typhoon Surges and Coastal Disasters*)*. 共立出版(Kyoritsu syuppan), 245–269.
- 町田 洋・新井房夫(Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺(*Atlas of Tephra in and Around Japan*). 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 336p.
- Matsumoto, D., Naruse, H., Fujino, S., Surphawajruksakul, A., Jarupongsakul, T., Sakakura, N. and Murayama, M., 2008, Truncated flame structures within a deposit of the Indian Ocean Tsunami: evidence of syn-sedimentary deformation. *Sedimentology*, **55**, 1559–1570.
- 箕浦幸治(Minoura, K.), 1990, 日本海東北縁および南三陸における巨大津波の再来周期. 歴史地震(*Historical Earthquake (Rekishi Jishin)*)*, **6**, 61–76.
- Minoura, K., Hirano, S., and Yamada, T., 2013, Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan. *Natl. Hazards*, **68**, 631–643.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y. and Iwashita, T., 2001, The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of north-east Japan. *Jour. Natl. Disaster. Sci.*, **23**, 83–88.
- Minoura, K. and Nakaya, S., 1991, Trace of Tsunami preserved inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. *Jour. Geol.*, **99**, 265–287.
- Minoura, K., Sugawara, D., Yamanoi, T. and Yamada, T., 2015, Aftereffect of subduction-zone earthquakes: potential tsunami hazards along the Japan Sea coast. *Tohoku Jour. Exper. Med.*, **237**, 91–102.
- Morton, R., Gelfenbaum, G. and Jaffe, B., 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sediment. Geol.*, **200**, 184–207.
- 長井政太郎・高橋静夫(Nagai, S. and Takahashi, S.), 1932, 庄内海岸砂丘地帯の地理的景観. 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **44**, 562–569.
- 中野 俊・土谷信之(Nakano, S. and Tsuchiya, N.), 1992, 鳥海山及び吹浦地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅)(*Geology of the Chokai and Fukura District, With Geological Sheet Map at 1: 50000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 138p.
- 七山 太・重野聖之(Nanayama, F. and Shigeno, K.), 2004, 遼上津波堆積物概論ー沿岸低地の津波堆積物に関する研究レビューから得られた堆積学的認定基準ー. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 58, 19–33.
- 七山 太・重野聖之・添田雄二・石井正之(Nanayama, F., Shigeno, K., Soeta, Y. and Ishii, M.), 2006, 平成15年9月26日十勝沖地震津波によって生じた土砂移動現象ー被害直後の堆積学的記載的重要性ー. 地質ニュース(*Chisitsu News*), no. 620, 10–18.
- 成瀬敏郎(Naruse, T.), 2006, 風成塵とレス(*Eolian Dust and Loess*)*. 朝倉書店(Asakura Publishing), 197p.
- 西村裕一・鈴木正章・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔(Nishimura, Y., Suzuki, M., Miyaji, N., Yoshida, M. and Murata, T.), 2000, 北海道渡島半島, 熊石町鮎川海岸で発見した歴史津波堆積物. 月刊地球(*Chikyu Monthly, Extra Ed.*), 号外, no. 28, 147–153.
- 小笠原 義勝(Ogasawara, Y.), 1946, 庄内砂丘. 資源科学研究所彙報(*Rep. Res. Inst. Nat. Res.*), **10**, 59–67.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫(Okamura, Y., Morijiri, R., Tsuchiya, N. and Sato, M.), 1996a, 粟島周辺海底地質図及び同説明書. 海洋地質図(*Marine Geological Map*), no. 47, 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 34p.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫(Okamura, Y., Morijiri, R., Tsuchiya, N. and Sato, M.), 1996b, 秋田西方海底地質図及び同説明書. 海洋地質図(*Marine Geological Map*), no. 48, 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 48p.
- Peter, J., Parsons, T., Finlayson, F., Hart, P., Chaitor, J., Ryan, H., Lee, H., Labay, K., Peterson, A. and Liberty, L., 2014, New imaging of submarine landslides from the 1964 Earthquake near Whittier, Alaska, and a comparison to failures in other Alaskan fjords. In Krastel et al. eds., *Submarine Mass Movements and Their Consequence*. Springer International Pub. Switzerland, 361–370.
- Peters, R. and Jaffe, B., 2010, Identification of tsunami deposits in the geologic record; developing criteria using recent tsunami deposits. *U. S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 2010-1239, 39p.
- Peters, R., Jaffe, B. and Gelfenbaum, G., 2007, Distribution and sedimentary characteristics of tsunami deposits along the Cascadia margin of western North America. *Sediment. Geol.*, **200**, 372–386.
- 澤 祥・眞壁 健(Sawa, H. and Makabe, K.), 2000, 山形県鶴岡市・山田遺跡に現れた液状化の痕跡. 鶴岡高専研究紀要(*Rep. Natl. Inst. Techn. Tsuruoka College*), **35**, 87–90.
- 澤井祐紀(Sawai, Y.), 2012, 地層中に存在する古津波堆積物の調査. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 535–558.
- 澤井祐紀・谷川晃一郎・篠崎鉄哉・田村 亨・那須浩郎(Sawai, Y., Tanigawa, K., Shinozaki, T., Tamura, T. and Nasu, H.), 2016, 宮城県熊の作遺跡から発見された貞観地震による津波堆積物. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **55**, 59–66.
- 志岐常正(Shiki, T.), 1988, 序論: イベント堆積物と非イベント堆積物. 月刊地球(*Chikyu Monthly*), **7**, 438–440.
- 白石建雄(Shiraishi, T.), 1993, 海岸砂丘の形成ー秋田県の例ー. 土と基礎(*Soil Mech. Found. Eng.*), **41**(3), 25–30.
- 首藤伸夫・末富英夫・卯花政孝(Shuto, N., Suetomi, H. and Ubana, M.), 1994, 北海道西南沖地震津波の特徴と今後の問題. 海岸工学論集(*Coastal Eng. Jour.*), **41**, 236–240.

- Sugawara, D., Goto, K., Imamura, F., Matsumoto, H. and Minoura, K., 2012, Assessing the magnitude of the 869 Jogan tsunami using sedimentary deposits: Prediction and consequence of the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Sediment. Geol.*, **282**, 14–26.
- Sugawara, D., Minoura, K. and Imamura, F., 2008, Tsunamis and Tsunami sedimentology. In Shiki, T., et al. eds., *Tsunamites: Features and Implications*. Elsevier, Oxford, 9–49.
- 菅原啓子(Sugawara, K.), 1971, 山形県庄内砂丘について. 地学研究(*Chigaku Kenkyu*)*, **22**, 377–384.
- 角田清美(Sumida, K.), 1975, 日本海および東シナ海沿岸の主な海岸砂丘地帯の形成期と固定期について. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **14**, 251–276.
- Szczuifski, W., Rachlewicz, G., Chaimanee, N., Saisuttichai, D., Tepsuwan, T. and Lorenc, S., 2012, December 2004 tsunami deposits left in areas of various tsunami runup in coastal zone of Thailand. *Earth Planets Space*, **64**, 843–858.
- 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.
- 田中久夫・長谷川 正・木村澄枝・岡本郁榮・酒井陽一(Tanaka, H., Hasegawa, T., Kimura, S., Okamoto, I. and Sakai, Y.), 1996, 新潟砂丘の形成史. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **35**, 207–218.
- 鶴岡市(Tsuruoka City), 2002, 山田遺跡調査報告書(A~H区). 山形県鶴岡市埋蔵文化財調査報告書第18集(*Rep. Buried Cultural Properties in Tsuruoka City, Yamagata Pref. No. 18*)*. 山形県鶴岡市教育委員会(Board of education, Tsuruoka City, Yamagata Pref.), 38p. +図版+付録.
- 宇佐美龍夫(Usami, T.), 1987, 新編 日本被害地震総覧(*Materials for Comprehensive List of Destructive Earthquakes in Japan*). 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 434p.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(Usami, T., Ishii, H., Imamura, T., Takemura, M. and Matsuura, R.), 2013, 日本被害地震総覧 599-2012 (*Materials for Comprehensive List of Destructive Earthquakes in Japan, 599-2012*). 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 694p.
- 山野井 徹(Yamanoi, T.), 1996, 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **102**, 526–544.
- 山野井 徹・荒川智恵(Yamanoi, T. and Arakawa, C.), 1998, 酒田北港付近に露出した泥質層の時代と環境. 山形応用地質(*Appl. Geol. Yamagata*), **18**, 44–47.
- 山野井 徹・伊藤 律(Yamanoi, T. and Ito, R.), 2012, 山形県酒田市赤川河口掘削で現れた庄内砂丘の構造と黒砂層. 山形応用地質(*Appl. Geol. Yamagata*), **32**, 26–32.
- 山野井 徹・門叶冬樹・加藤和浩・今野 進・箕浦幸治(Yamanoi, T., Tokanai, F., Kato, K., Konno, S. and Minoura, K.), 2014, 庄内砂丘中の津波堆積物(概報). 山形応用地質(*Appl. Geol. Yamagata*), **34**, 1–12.
- 横山卓雄・檀原 徹・山下 透(Yokoyama, T., Danhara, T. and Yamashita, T.), 1986, 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. 第四紀研究(*Quatern. Res. Japan*), **25**, 21–30.
- 吉田東伍(Yoshida, T.), 1907, 出羽國府遷廢考. 歴史地理(*Hist. Geogr.*)*, **10**, 261–276.

*English translations from the original written in Japanese.

以下の Appendix は、オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています。<<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Appendix 1. Radiocarbon ages obtained for dateable materials from the event deposits.

(要 旨)

山野井 徹・門叶冬樹・加藤和浩・山田 努・鎌田隆史・今野 進, 2016, 山形県庄内砂丘に挟まれる2層の古津波堆積物. 地質雑, **122**, 637–652. (Yamanoi, T., Tokanai, F., Kato, K., Yamada, T., Kamata, T. and Konno, S., 2016, Two tsunami deposits in the Shonai Sand Dunes, northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **122**, 637–652.)

庄内砂丘のイベント堆積物は古砂丘(縦列)と新砂丘(横列)の間に挟まれるが、その最高位は37.9 mに達する。イベント層は、北部砂丘ではTo-a(915年)の下、南部砂丘では上にあり、¹⁴C年代は、北部は700年代後半から800年代、南部は1000年代から1100年代前半にある。イベント層の成因は現世津波堆積物との比較などから津波と考えられる。この津波は遡上流の滞留で泥質、戻り流れで粗粒な堆積物を残した。対応する古地震は、北部では「850年出羽地震(嘉祥地震)」があるが、南部で相当する記録は見当たらない。ただし、周辺遺跡を変形させた地震が対応するであろう。イベント堆積物は新砂丘の下底に極めて良好に保存されているが、それは各イベントの直後に海浜環境が急変し、飛砂が堆積を再開したからである。すなわち、庄内砂丘の新砂丘は、両イベントを契機に堆積を始め、我が国有数の規模の海岸砂丘へと成長している。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意ください。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会