鳥海火山北麓に分布するラハール堆積物の運搬・ 堆積過程と構成物質の時間変化

南 裕介^{*}·大場 司^{**}·林 信太郎^{***}·片 岡 香子^{****}

(2014年6月3日受付, 2014年12月29日受理)

Depositional Processes and Temporal Component-change of Lahar Deposits at the Northern Foot of Chokai Volcano, NE Japan

Yusuke MINAMI^{*}, Tsukasa OHBA^{**}, Shintaro HAYASHI^{***} and Kyoko S. KATAOKA^{****}

Chokai volcano is an andesitic stratovolcano in northeast Japan. The collapse of parts of the volcano occurred about 2500 years ago, and formed the Kisakata debris avalanche deposits. The post-2.5 ka fan (partly volcaniclastic apron) deposits are largely distributed in north to northwestern foot of the volcano. The fan deposits consist of several lithological/sedimentological units, however, most of their geological, sedimentological, and geomorphic characteristics have not been examined in previous studies. This paper, therefore, aims at understanding of geomorphology and depositional processes of these lahar deposits and mineralogical component changes in relations with different sources.

Field survey in the upstream and observation of a trench in the downstream area revealed that the fan deposits consist of more than 16 units, which are composed of debris flow, hyperconcentrated flow and streamflow facies; most of them were deposited by lahar events. The lahar deposits have total thickness of 30 m, and overlie the Kisakata debris avalanche deposit. In proximal areas (with steep to moderate slopes), lahars flowed down as debris flows. Whereas in the distal area (with very gentle slopes), the lahars were transformed into hyperconcentrated flow and/or stream flows commonly, although some of them reached to the distal area with a debris flow nature.

Clasts of the lahar deposits comprise altered and fresh andesites, mudstones and sandstones. Proportions of altered andesite clasts to total clasts decrease upwards in stratigraphic sequences. Matrices of the lower eight units are composed of grayish-blue clay and are different from those of the upper eight units, which are composed of brownish yellow volcanic sand. The stratigraphic variation in the matrix component is consistent with the change in matrix mineral assemblage, possibly reflecting changes in the source materials from Chokai volcano. **Key words**: Chokai volcano, Lahar, Volcanic fan

1. はじめに

×

ラハールは火山周辺で発生する火山砕屑物と水の混合物の急速な流動現象の総称である (Smith and Fritz, 1989). ラハールはこれまでも世界中で多くの火山において発生 し、前世紀においてはおよそ 30,000 人の死者をもたら し、火山災害の中で火砕流に次ぐ最も危険な現象の一つ である (Schmincke, 2004 など). ラハールによる影響・ 被害は甚大で、例えば、フィリピン、ピナトゥボ火山で

 *〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1 秋田大学大学院工学資源学研究科 Graduate School of Engineering and Resource Science, Akita University, 1-1, Tegata Gakuenmachi, Akita 010- 8502, Japan. **〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1 秋田大学国際資源学部 	Faculty of Education and Human Studies, Akita Univer- sity, 1-1, Tegata Gakuenmachi, Akita, Japan, 010-8502 ***** 〒950-2181 新潟市西区五十嵐 2 の町 8050 番地 新潟大学災害・復興科学研究所 Research Institute for Natural Hazards and Disaster Re- covery, Niigata University, Ikarashi 2-cho 8050, Nishi- ku, Niigata 950-2181, Japan.
Faculty of International Resource Science, Akita Univer- sity, 1-1, Tegata Gakuenmachi, Akita 010-8502, Japan. *** 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1 秋田大学教育文化学部	Corresponding author: Yusuke Minami e-mail: d9514007@wm.akita-u.ac.jp

1991 年噴火に伴い発生したラハールでは 50,000 人が避 難した (Vallance, 2000). コロンビアのネバド・デル・ル イス火山で 1985 年に発生したラハールでは約 25,000 人 が死亡,家屋約 5000 戸が埋積された(勝井・他, 1986; Vallance, 2000). ラハール災害を軽減するためには,そ の規模や分布,流動様式,発生原因を熟知する必要があ る.そのため過去に発生したラハールを,詳細に研究す ることは,火山防災上も極めて重要である.

一般にラハール堆積物は火山麓扇状地 (volcanic fan) や火山麓扇状地に比べ傾斜の緩い火山麓緩傾斜扇状地 (volcaniclastic apron; Smith, 1991)の一部を構成する (Lavigne and Suwa, 2004; 守屋, 1974; Smith and Lowe, 1991; Suwa and Okuda, 1983).またその産状は塊状で淘汰の悪い礫 層や砂礫層であることが多い.このような岩相の違いは 火山砕屑物の運搬・堆積過程の違いを反映する.従って, その堆積物の岩相や層序を詳細に記載することにより, ラハールの運搬・堆積過程とその推移を理解できる.ま た,堆積物の構成物からはラハールを引き起こした火山 現象を,分布からは過去に発生したラハールの到達範囲 と今後の到達範囲をそれぞれ解明・予測できる.

鳥海火山の北麓,及び南西麓には火山麓扇状地が広が る.このうち北麓の火山麓扇状地は象潟岩屑なだれ堆積 物(BC466;光谷,2001)とそれを被覆する新期扇状地堆 積物からなることが大沢・他(1982)によって明らかに されている(Fig. 1).しかしながら,その運搬・堆積過程 について大沢・他(1982)は言及していない.一方,鳥海 火山では1974年の噴火に伴いラハールが発生しており (宇井・柴橋,1975),また砂防・地すべり技術センター (2006)による想定では,にかほ市平沢地区など人口密集 地域まで火山泥流(ラハール)が到達する可能性がある とされている.そこで本論文では,鳥海火山におけるラ ハールに着目し,地形観察と地質調査,及び XRD を用 いた鉱物種同定に基づき,鳥海火山北麓の火山麓扇状地 を構成する堆積物の分布,産状,層序,構成物を明らか にし,その運搬・堆積過程の検討を行った.

2. 手法

東鳥海馬蹄形カルデラ(林, 1984)から鳥海火山北西 部の平野部にかけての範囲について赤色立体地図(アジ ア航測株式会社製作,新庄河川事務所提供)(千葉・他, 2007)を用いて地形分類を行った(Fig. 2, 3).

検討を行った地域を地形面の特徴に基づき,溶岩地域, 火山麓扇状地地域,流れ山地域の3地域に分類した.ま た火山麓扇状地に関しては,表面の微地形と傾斜方向の 平均傾斜量に基づいてさらに,急傾斜地域,中傾斜地域, 緩傾斜地域,微傾斜地域の4地域に分類した.これらの 地形に関する詳細な特徴に関しては4.地形分類にて後述する.

火山麓扇状地に分布する良好な露頭7地点(Fig.3中 のLoc. 1-7)及び掘削1地点(Loc. 8)では、堆積物の調 査を行い、柱状図を作成した.露頭の少ない下流域での 掘削(Loc. 8)は深さ1mまで人力でトレンチを掘り、さ らにそこから手動ハンドコアラーを用いて1.5mのコア を採取し、観察を行った.観察では、新期扇状地堆積物 の岩相および堆積相に関する層厚、礫径、円磨度、礫種、 堆積構造、植物片の有無、礫の配向の有無、変質の程度、 固結度、色調などを記載した.この記載に基づき、新期 扇状地堆積物を複数のユニットに区分し、同様の特徴を 有するユニットを露頭間で対比した.また運搬・堆積機 構や過程を検討するために、主に堆積構造に基づき各ユ ニットを6つの堆積相に分類した.

新期扇状地堆積物及び象潟岩屑なだれ堆積物の基質に 含まれる鉱物組成を明らかにするため粉末 X 線回折測 定 (XRD) を行った.測定は秋田大学国際資源学部所有 の X 線回折装置 (リガク社製 Multiflex)を用いた.測定 には水簸法で作製した定方位試料を用いた(白水, 2012). Cu 管球を用い,加速電圧,電流をそれぞれ 30kV, 16mA とした.走査範囲は 20=2°から 40°とし, 0.25°/min の速 度で走査した. 12°-40°20の範囲のピークのパターン から,斜長石,石膏,パイロフィライト,蛇紋石,カオ リン鉱物を同定した.14-15Åにピークをもつ試料につ いては,エチレングリコール処理を行った.エチレング リコール処理後にピークが低角側に移動した試料にはス メクタイトの,移動しなかった試料には緑泥石の含有を 認めた.測定されたピークのうち各鉱物の最大ピークの 比から半定量的に量比を推定した.

3. 鳥海火山の地質概要

鳥海火山(北緯 39° 05′ 57″, 東経 140° 02′ 56″)は東北 日本弧背弧側に位置する成層火山であり(Fig. 1), 東鳥 海山と西鳥海山の二つの火山体からなる.最高点は東鳥 海山山頂の新山(標高 2236 m)である.東鳥海山には, 山頂付近から北東方向に開く東鳥海馬蹄形カルデラがあ る.

鳥海火山の活動は、古い方から順に、ステージ I・Ⅱ・ Ⅲの3期に分けられる(林, 1984). 東鳥海火山の山体は ステージⅢに形成されたと考えられている(林 1984,中 野・土谷 1992). ステージⅢには東鳥海馬蹄形カルデラ が形成され、それに伴い象潟岩屑なだれが発生した. そ の年代は年輪年代から BC466 と見積もられている(光 谷, 2001). 象潟岩屑なだれ堆積物は、鳥海火山北麓から 北西方向に広がる平野に広く分布する(林, 1984;林・宇



Fig. 1. Geological map of northern foot of Chokai volcano after Ohsawa et al. (1982).

井, 1993; 加藤, 1977; 加藤 1978; 大沢・他, 1982; 宇井・ 他, 1986) (Fig. 1). 本堆積物は, にかほ市の平野部の大 部分を占め平沢-象潟間の海岸まで達する. またその一 部は, 中島台の北方から冬節付近に向かって北へ枝状に 分布する.

象潟岩屑なだれ堆積物を被覆する堆積物は大沢・他

(1982)により記載され,新期扇状地堆積物と命名された. 新期扇状地堆積物は扇状地地形が顕著に認められる横森 付近に分布し,円礫を主体として,淘汰が悪い.

4. 地形分類

調査対象地域は地形的特徴により溶岩地域、火山麓扇



Fig. 2. Red relief image maps (produced by Asia Air Survey Co., Ltd. and courtesy by Shinjo Office of River, Tohoku Regional Bureau, MLIT) showing characteristics of landforms of lava flows, volcanic fan, and hummocky hills. (A) The boundary between the surface of the volcanic fan and the northern lava surface is not clear, whereas the western lava lobe exhibits a well-developed side cliff. (B) In steeply sloping area, gullies are well developed. (C) In moderately sloping area, lobe-like structures and gullies are present. (D) Lobe-like structures and side cliffs are not conspicuous in the gently sloping area. (E) Very gently sloping area.



Fig. 2. Continued.

状地地域, 流れ山地域の3地域に区分できる (Fig. 3). 以下それぞれの特徴について記述する.

4-1 溶岩地域

溶岩地域は、溶岩じわ、溶岩堤防、舌状末端崖などの

典型的な溶岩流形態によって占められた地域である.本 地域は新山から北方に南北約9km,東西に約3.5km,面 積22.7km²の範囲である.幅200m程度,平均長さ約 700m程度,比高20-50mの溶岩流のローブが認められ



Fig. 3. Geomorphological map of northern foot of Chokai volcano. Numbers (Loc. 1–7) indicate locations of the observed outcrops/trenches in this study. The geomorphological classification is based on the Red Relief Image Map of Chokai volcano. The topographic relief map is created with Kasimir3D (Sugimoto, 2012) from the 10 m-mesh DEM data provided by the Geospatial Information Authority of Japan.

る (Fig. 2).

中島台南部の標高 1000 m から 800 m 付近では溶岩 ローブとローブの間に平坦面が発達し、この面は北方の 火山麓扇状地の面と連続的である.獅子ヶ鼻湿原の東方 約1kmの地点では溶岩じわ,溶岩堤防の明瞭な溶岩流 ローブから火山麓扇状地面へ漸移的に変化する (Fig.



Fig. 4. Outcrop photo (above) and sketch (below) of section of a lobe in areas with moderate slope. The lobe consists of rounded andesitic clast with sandy matrix (facies Bs). This lobe is 1.6 m in height and 14.4 m in width. Outcrop location is shown in Fig. 2 (C).

2A).

4-2 火山麓扇状地地域

火山体の裾野に分布する半円錐形の形態を持つなだら かな地形面によって特徴づけられ、地形図上では同心円 状の等高線が特徴となる地域とした.火山麓扇状地地域 は中島台南部(標高 800 m)から平沢の海岸線までの白 雪川沿いに分布する(Fig. 3).地形的特徴から,1)急傾 斜地域(浸食崖やガリーが発達し,平均傾斜量が 5-7°), 2)中傾斜地域(明瞭なローブが発達し,平均傾斜量が 3-4°),3)緩傾斜地域(不明瞭なローブとガリーが発達し, 平均傾斜量が 2-3°の地域),4)微傾斜地域(ローブやガ リーなどの微地形が認められず,平均傾斜量が 2°以下), の4地域に区分できる.ここでの平均傾斜量とは,傾斜 方向1kmあたりの平均勾配である.

急傾斜地域は小出発電所を中心に中傾斜地域に挟まれ て分布する。白雪川発電所付近では横断方向の幅が約 50mと最も狭まり、白雪川上流から下流にかけて最大 1200mまで幅が広がる。地形面は起伏に富み、幅 10m 程度のガリーが傾斜方向に沿って北西-南東方向に発達 する (Fig. 2B).白雪川上流側では、幅 50-100m 程度、長 さ 500m 以下、比高約 10m の明瞭なローブ状地形が北 西-南東方向に発達する.

中傾斜地域は白雪川上流中島台周辺および中流横森周辺に分布する.幅 50-160m程度,長さ 500m以下,比高10m以下の小規模なローブ状地形とガリーが特徴的である (Fig. 2C, 4).

緩傾斜地域は中傾斜地域の外縁, 白雪川中流横森周辺 から下流小出周辺に分布する. 中傾斜地域から緩傾斜地 域への傾斜量の変化は漸移的である. ローブ状地形及び ガリーが発達するが、中傾斜地域に比べると不明瞭であ る (Fig. 2D). ローブ状地形は幅 10m 以下,比高 5m 以 下で,中傾斜地域のそれ(幅 50-160m)に比べ小規模であ る.長岡周辺では特にローブの末端崖が顕著に発達する.

微傾斜地域は白雪川下流小出から海岸までに分布す る.水田や宅地が広く分布しており,微地形のもとの特 徴は改変されている (Fig. 2E).微傾斜地域の分布は流れ 山の分布に大きく規制される.小出周辺と長岡周辺に本 地域が連続的に分布する.白雪川西方,長岡北方では複 数の連結する流れ山の間に比較的連続した帯状に微傾斜 地域が分布し,平沢周辺と金蒲周辺では流れ山により分 断され,流れ山の隙間を埋めて網目状に分布する.

4-3 流れ山地域

平坦面に囲まれた不規則な小丘(比高 100 m 以下)群 が認められる地域(Ui et al., 2000)を、本研究の流れ山地 域とした.流れ山は長岡-金浦地域及び平沢-小出地域に 分布する.金浦周辺では流れ山の周囲には平坦面が発達 し、流れ山は火山麓扇状地地域の平坦面中に散在する. 白雪川西方の長岡-金浦地域では平坦面の発達は限定的 で、複数の流れ山が連結し、その間には平坦面が認めら れない.

5. 火山麓扇状地を構成する堆積物

5-1 新期扇状地堆積物より下位の鳥海火山噴出物

火山麓扇状地は新期扇状地堆積物(大沢・他, 1982) からなり,下位より順に鮮新統の海成層である笹岡層(大 村, 1928)および更新統の湖成層である西首層(三土, 1938),鳥海火山のステージIの堆積物である白雪川火 砕流堆積物(林, 1984),および象潟岩屑なだれ堆積物





(BC466; 光谷, 2001) を基盤とする (Fig. 5).

白雪川火砕流堆積物(林, 1984)は主に安山岩質凝灰 角礫岩からなり、本地域では4m以上の層厚で、Loc.3、 5に露出する.堆積物は安山岩礫に充填され、細粒成分 を欠くパイプ構造を有し、基質は高温酸化により赤色を 示す.西目層に由来する淡黄色中粒砂岩礫を偽礫として 含む.白雪川火砕流堆積物は西目層を直接被覆する (Loc.3).

象潟岩屑なだれ堆積物(大沢・他, 1982)は岩塊相と 基質相からなる。岩塊相は主に安山岩質火山角礫岩から なり,流れ山を切断する露頭によく見られ(Loc. 1, 2), 基質相は主に安山岩質凝灰角礫岩からなる。象潟岩屑な だれ堆積物は鳥海火山北方の海岸線まで広く分布する。 西目層に由来する淡黄色中粒砂岩ブロックや笹岡層に由 来する青灰色細粒砂岩ブロックを含み、基盤岩類との境 界部では明瞭な侵食構造を示す。本堆積物は白雪川火砕 流堆積物の層位的上位に位置する(林, 1984)。

5-2 新期扇状地堆積物

5-2-1 新期扇状地堆積物の堆積相区分

火山麓扇状地を構成する堆積物を記載し、その結果に 基づいて複数のユニットに区分した (Table 1). その特徴 から6つの堆積相 A, B, C, D, E, VA に区分した (Table 2). 以下それぞれの記載と解釈について述べる.

5-2-1-1 堆積相 A

記載:堆積相 A は層厚 0.5 m から 2 m で塊状,不淘汰 な 礫支持礫層であり,明瞭な堆積構造が発達しないこと により特徴づけられる.円磨されたしばしば径 1 m を超 える安山岩質巨礫が卓越する.礫支持の特徴を示すもの の,礫どうしの隙間は基質で充たされており,コーステー ル級化/逆級化が一部で認められる.新鮮な安山岩礫の ほか,青灰色から灰白色の変質した安山岩礫,および泥 岩礫を含む.礫は円礫が卓越し,その長軸は層理面に平 行に配向する.また粒度及び基質の特徴により本堆積相 は,さらに Am(泥質)と As(砂質)とに分けられる. Am は粘土から巨礫まで様々な粒径の粒子から構成さ れ,基質部は中粒砂に富む.新鮮な安山岩礫が少なく, 変質した安山岩礫を多く含む.一方堆積相 As は Am に 比べ新鮮な安山岩礫を多く含み,細粒砂から巨礫からな る.基質部には粗粒砂が卓越する.

解釈: 不淘汰で,塊状,明瞭な堆積構造が発達しない という特徴は堆積物に運搬中での水流による分別作用が 働かず,物質が集合的 (en masse) に定置したことを示す. さらに堆積物には径 1 m を超える巨礫が多く含まれ,堆 積物を形成した流れが非常に高いエネルギーを有してい たことが示唆される.このような堆積物は陸域における 土石流により形成されたと考えられる (Shultz, 1984; Smith and Lowe, 1991; Sohn et al., 1999).

5-2-1-2 堆積相 B

記載: 堆積相 B は層厚 0.2 m から 8 m で塊状, 不淘汰 な基質支持礫層である. 直径 1 m を超える安山岩質巨礫 が多く含まれ, 礫間隙は基質に充填される. 新鮮な安山 岩礫ほかに, 青灰色から灰白色の変質した安山岩礫, お よび泥岩礫を含む. 礫は亜円礫が卓越し, 部分的に礫が 配向する特徴がある. 一部でコーステール級化構造を示 す. 基質の特徴により堆積相は Bm (泥質) と Bs (砂質) とに分けられる. 堆積相 Bm の基質は主に青灰色の粘土 からなり, 堆積相 Bs のそれは黄褐色の火山砂からなる (Fig. 4).

解釈: 堆積相 B は堆積相 A と同様に不淘汰で塊状,明 瞭な堆積構造が発達しないことにより特徴づけられ,土 石流により形成されたと考えられる (Shultz, 1984; Smith and Lowe, 1991; Sohn *et al.*, 1999). 特に堆積相 Bm に認め られる泥質基質支持の特徴は,流れの内部での基質強度 が主たる礫の支持要因であり (Lowe, 1982),かつ堆積物 が流れから急速に定置,堆積したことが示唆する.

5-2-1-3 堆積相 C

記載: 堆積相 C は層厚 0.23 m から 4.5 m で不明瞭な層 理を呈する不淘汰な基質支持礫層であり, 礫は円礫が卓 越する.新鮮な安山岩礫が卓越し, 青灰色の変質した安 山岩礫, および泥岩礫を伴う. 中礫〜細礫からなる粗粒 部と粗粒砂〜シルトからなる粗粒部が弱く水平に成層す る.一部で不明瞭な平行ないし低角の斜交葉理・層理を 示す.例外的に大きな巨礫(0.5-2m)が含まれることが ある.礫の長軸は層理面に平行に配向する.堆積相 C は主に堆積相 A, B の上位に現れる場合が多い. それぞ れの粗粒部と細粒部の厚さは 2-20 cm 程度であり,堆積 間隙や侵食を示唆する境界は確認できない. 基質の構成 物の特徴により堆積相 Cm(泥質)と Cs(砂質)とに分 けられる.堆積相 Cmの基質は主に青灰色の粘土からな り,一方,堆積相 Csのそれは黄褐色の火山砂からなる.

解釈:基質支持礫層の堆積相を示し,堆積相全体の分 級が悪く,不明瞭な平行葉理・層理が発達するという特 徴は集合的定置や各個運搬による堆積物とは異なり, Smith (1986), Smith and Lowe (1991)の記載したハイパー コンセントレイテッド流 (hyperconcentrated flow: HCF) 堆積物の特徴と一致する.平行成層する各セット内で明 瞭な級化構造が認められず,またこれらの境界部に侵食 的境界が存在しないこと,明瞭な高角度の斜交層理や平 行成層構造が認められないことは,各個運搬による粒子 選別を受けることなく,急速に運搬定置したことを示唆 する.堆積物には径 50 cm を超える巨礫が含まれ,流れ が強いエネルギーを有していたことを物語る.土石流堆

÷.	
Ĕ	
t,	
E	
B	
. <u>=</u>	
x	
Ë	
Ð	
n	
ze	
.12	
u.	
.a	
<u>6</u> 2	
Ξ	
E E	
Ξ.	
X	
μ	
τ.	
Ц.	
It	
μ	
f	
0	
n	
Ĕ	
.12	
a	
E	
õ	
Š,	
sts	
as	
$\overline{\mathbf{O}}$	
of	
>	
ğ	
Ĕ	
ЪС	
lit	
ad	
in	
pŋ	
CJ.	
Ē.	
s	
uc	
Ť.	
ip	
cr	
es	
р	
es	
. <u>5</u>	
Fa	
_	
_:	
-	
Ъ	
at	
F	

Layer	Facies code	Lithology of clasts	Composition of matrix	Facies	Maximum grain size (cm)	Maximum Thickness (cm)
NDI	Bm	Fresh andesite, blue-gray altered andesite, and	Blue-gray clay-granule. Clay is	Massive and very poorly sorted. Clasts are subround to subangular in shape. Including	230	800
		mudstone. Fresh andesite is dominant.	dominant.	some clast with jigsaw structure from Kisakata debris avalanche.		
ND2	Cm	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Blue-gray clay-mediumsand. Clay is	Massive and poorly sorted. Subangular clasts are dominant. Clasts are oriented. Matrix	20	80
		mudstone. Fresh andesite is dominant.	dominant.	accounts for about 70% of the deposit.		
ND3	Cm	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Blue-gray-grayish white clay-medium	Alternation of medium sand and pebble conglomerate layers. Clasts dominated by	8	450
		mudstone. Fresh andesite is dominant.	sand. Clay is dominant.	subrounded to rounded. Coarse-tail normal grading.		
ND4	Bm	Fresh andesite and blue-gray altered andesite.	Blue-gray clay with sand.	Poorly sorted. Clasts are subangular to subround in shape. Mainly massive but upward-	230	200
		Fresh andesite is dominant.		coarsening within the top 30cm		
ND5	Am	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Blue-gray mud-granule. Clay is	Poorly sorted, clear inverse grading. Rounded clasts are dominant. Clasts are orientated in	220	150
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	dominant.	parallel to bed.		
ND6	D	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Brownish yellow mediumsand-	Clast supported pebble and matrix supported pebble layers in alternation. Poorly sorted.	13	50
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	granule. Mediumsand is dominant.	Clast are subangular to rounded.		
ND7	Bm	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Blue-gray clay-granule. Sand is	Poorly sorted. Rounded clasts are dominant. Mostly massive but upward-coarsening	160	300
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	dominant.	within top 35cm		
ND8	Bm	Fresh andesite, blue-gray altered andesite, white	Blue-gray-yellowish-white clay.	Massive and poorly sorted. Subrounded clasts are dominant. Very loose and argillated with	50	300
		altered andesite and mudstone. Blue-gray altered		pyrite on the deposit surface.		
		andesite is dominant.				
ND9	\mathbf{As}	Fresh andesite, blue-gray altered andesite, white	Grayish white -yellowish-white clay-	Massive and poorly sorted. Rounded clast are dominant. Clasts are orientated in parallel to	40	50
		altered andesite and mudstone. Fresh andesite is	medium sand. Sand is dominant.	bed.		
		dominant.				
ND10	Bs	Fresh andesite, blue-gray altered andesite, white	Brownish yellow-yellowish-white	Massive and poorly sorted. Rounded clasts are dominant. Lens-like thin brownish yellow	200	400
		altered andesite and mudstone. Fresh andesite is	clay-medium sand. Medium sand is	fine to medium sand layers are included.		
		dominant.	dominant.			
IIUN	Cs	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Brownish yellow medium sand.	Inverse grading and poorly sorted. Rounded clasts are dominant. Mostly massive but	12	60
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.		parallel lamination within the top 30cm		
ND12	As	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Reddish clay-pebble. Mediumsand is	Massive and poorly sorted. Rounded clast are dominant. Matrix content is less than 15%	200	240
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	dominant.			
ND13	As	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Brownish clay-granule. Mediumsand	Poorly sorted. Rounded clasts are dominant and flattened, and orientated in parallel to bed.	50	70
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	is dominant.	Upward fining in the top 30cmand downward fining in the bottom20cm		
ND14	As	Fresh andesite, blue-gray altered andesite and	Brownish very fine sand-granule.	Massive and poor sorting. Rounded clasts are dominant and flattened, and orientated in	40	70
		white altered andesite. Fresh andesite is dominant.	Coarse sand is dominant.	parallel to bed.		
ND15	As	Fresh andesite and blue-gray altered andesite.	Brownish fine sand-granule. Medium	Inverse grading and poorly sorting. Rounded clasts are dominant. In boundary with S-	80	70
		Fresh andesite is dominant.	sand is dominant.	LHR8, lens-like brownish yellow fine sand layers (about 8cmin thickness) are included.		
ND16	Cs	Fresh andesite and mudstone. Fresh andesite is	Brownish fine sand-coarse sand.	Alternation of matrix supported pebble and clast supported pebble layers. Poorly sorted.	24.4	70
		dominant.	Mediumsand is dominant.	Rounded clasts are dominant. In matrix supported pebble layers, weakly parallel lamina are		
				partly developed.		

Continued
le 1.
Tab

Layer	Facies code	Lithology of clasts	Composition of matrix	Facies	Maximum grain size (cm)	Maximum Thickness (cm)
KDI	Q	Fresh andesite, lava fragment, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow fine sand.	vlassive, sorted and very loose.	no data	Ś
KD2	ш	no clast	blue-gray clay with sand.	vlassive, poorly sorted and very loose. Containing abundant plant materials.	no data	٢
KD3	D	Fresh andesite, lava fragment, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow fine sand.	varallel lamination, sorted and loose.	no data	15
KD4	ш	no clast	blue-gray clay with sand.	vlassive and poorly sorted. Contain blue-gray volcanic ash in patch and plant naterials.	no data	60
KD5	D	Fresh andesite, lava fragment, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is	brownish yellow fine sand.	Toss lamination, sorted and loose. Rarely containing rounded clasts (up to 3cm in liameter). Clasts orientated parallel to the lamina. Upward fining in the top 15cm.	б	40
KD6	ΝA	Volcanic ash, scoria and andesite rock fragment.	volcanic ash	vlassive, sorted and very loose.	no data	2
KD7	D	no clast	brownish yellow very fine-medium sand. Fine sand is dominant.	Parallel lamination and sorted. Containing plant materials.	no data	20
IMM	Bs	Fresh andesite, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow fine sand-granule.	vlassive, poorly sorted and loose.	20	20
MM2	Cs	Fresh andesite, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow silt-medium sand. Fine sand is dominant.	Weak parallel lamination, sorted and loose. Containing plant materials in the top 5cm.	no date	30
MM3	Cs	Fresh andesite, lava fragment, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow fine sand-granule. Fine sand is dominant.	Weak parallel lamination, poorly sorted, and loose. Upward fining in the bottom (0cm. Containing patch-like brownish yellow medium sand at 12 to 18cm from the oottom. Contain plant materials in top 5cm.	no data	23
MM4	ν	Volcanic ash, scoria and andesite rock fragment.	volcanic ash	very well sorted, upward fining, and show mantle bedding.	no data	2
MM5	S	Fresh andesite, lava fragment, blue-gray altered andesite. Fresh andesite is dominant.	brownish yellow silt-pebble. Very fine sand is dominant.	Weak lamination, poorly sorted, and containing rounded clasts (up to 2.7cm in liameter) and plant materials. Clasts and plant materials are oriented parallel to beds.	no data	23

12

Table 2. Sedimentary facies descriptions and interpretations for volcaniclastic sediments in the study area.

Facies code	Description	Interpretation
Diamictite		
Am	Massive, very poorly sorted, partly graded, and clast-supported with polymictic clasts	Debris flow
	dominated by subrounded to rounded volcanic clasts. Matrix is muddy. Preferred clast	
	orientations are present.	
As	Massive, very poorly sorted, partly graded, and clast-supported with polymictic clasts	Debris flow
	dominated by subrounded to rounded volcanic clasts. Matrix is sandy. Preferred clast	
	orientations are present.	
Bm	Massive, very poorly sorted, and matrix-supported with polymictic clasts dominated by	Debris flow
	subrounded to rounded volcanic clasts. Matrix is muddy. Some layers exhibit coarse-tail	
	normal/inverse grading. Most clasts are oriented.	
Bs	Massive, very poorly sorted, and matrix-supported with polymictic clasts dominated by	Debris flow
	subrounded to rounded volcanic clasts. Matrix is sandy. Some layers exhibit coarse-tail	
0	normal/inverse grading. Most clasts are oriented.	
Cm	Massive to diffusely laminated, poorly sorted and matrix-supported with	Hyperconcentrated flow
	The declarge dominated by subrounded to rounded volcanic rocks. Matrix is muddy.	
	lauticular layers. Clothe analler then law account for should 100% of the densities	
	Maximum elect size is about 2m	
Cs	Maximum clast size is about 2m. Massive to diffusely laminated poorly sorted and matrix supported with	Hyperconcentrated flow
03	polymictic clasts dominated by subrounded to rounded volcanic rocks. Matrix is sandy. The	Tryperconcentrated now
	clasts are randomly distributed in the sandy matrix excent for some clast-concentrated	
	lenticular layers. Clasts smaller than 1cm account for about 10% of the denosits	
	Maximum clast size is about 2m.	
Sand		
D	Parallel/cross laminated, sorted and partly graded. Containing volcanic clasts, which are	Streamflow
	smaller than 20cm and account for about 5% of the deposit. Preferred clast orientations	
	are present.	
Mud		
Е	Massive and poorly sorted dark brown clay-silt with abundant plant material.	Suspension
Volcanic Asl	1	
VA	Well sorted, showing normal grading and mantle bedding.	Pyroclastic fall

積相である A, B の上位に HCF が累重する関係は,両者 が Sohn *et al.* (1999) や Kataoka and Nakajo (2004) で報告 されている様に,土石流の後続流が HCF であった可能 性を示す.

5-2-1-4 堆積相 D

記載: 堆積相 D は層厚 5 cm から 50 cm で,明瞭な平 行・斜交葉理または層理や級化構造を示す砂層であり, 稀に径 10 cm 程度の礫を含む. 堆積相 A, B, C に比べ淘 汰は良い. 礫はよく円磨された安山岩礫である. 安山岩 礫は様々な程度に変質しているが,新鮮なものが卓越す る. 基質は細粒な安山岩質の岩片やスコリア,火山ガラ ス,および斜長石などの遊離結晶から構成される. 層理 のセット内で正級化構造が発達する. 塊状無層理な泥層 (堆積相 E) に狭在して産することが多く (Fig. 5; Loc. 7), 下位層とは明瞭な侵食性の境界を示す.

解釈:分級が良く,明瞭な平行・斜交葉理が発達する ことから,粒子は粒子濃度の低い流れから各個運搬に よって沈降,堆積したことが示唆される (Smith and Lowe, 1991).堆積相 D は後述の静穏堆積環境を示す堆積相 E に狭在して産することが多いことからも,堆積相 E を侵 食し被覆する堆積相 D は静穏環境下へのイベント的な 砂の流入を示す.各個運搬の特徴から、本堆積相は上流 側で発生したラハールが分化や希釈を経たのち、流路か ら溢流した河川流 (Dilute streamflow; Smith and Lowe, 1991; Vallance, 2000) に由来すると考えられる.

5-2-1-5 堆積相 E

記載: 堆積相 E は層厚 7 cm から 60 cm で塊状無層理 な泥層である. もみ殻や稲の茎など植物片が多く産出す るほか,最大 2 cm 程度の木片がまばらに含まれる. ま た砂がパッチ状に含まれる.

解釈:細粒で塊状無層理であり、植物片が多く産出す ることから、これらは懸濁浮遊からの粒子の沈積を示唆 し、比較的静穏な環境下で堆積したと解釈される.

5-2-1-6 堆積相 VA

記載: 堆積相 VA はシルト-細粒砂サイズの黄白色火 山灰層であり,層厚は約2cm である。明瞭な正級化が 認められ,分級は良い.構成物は変質した安山岩質細粒 砂,細粒砂サイズのスコリア,火山ガラスである。直下 の堆積物を直接覆うマントルベッディングを示し,また 下位とは明瞭な境界面を示す.なお,本堆積相は白雪川 下流域の微傾斜地域でのみ確認される (Loc. 7, 8).

解釈: 堆積相 VA の特徴は典型的な降下火砕物の特徴 (Cas & Wright, 1987; Walker, 1971) である.

5-2-2 各地点の堆積物の特徴

新期扇状地堆積物の堆積相は、地域によって異なる. 以下では各地域における堆積相の特徴について述べる.

急傾斜地域から緩傾斜地域(中島台-横森)では、Loc. 2-4,6に新期扇状地堆積物が露出する.急傾斜地域の一部(Loc.5)では本堆積物は確認できず、基盤岩が良く露出する.上流域での新期扇状地堆積物は堆積相Am,As, Bm,Bs,Cm,Csからなる16のユニット(下位より, ND1-16)で構成される.全体の層厚は約30mである. 下半部のユニットND1-8は堆積相Am,Bm,Cmが卓越 し、比較的粘土に富む特徴を共有する.

微傾斜地域(白雪川下流小出から海岸)では、Loc.7, 8 で新規扇状地堆積物が確認された、Loc.7では3つの 泥層(堆積相 E)を狭在する4枚の砂層(堆積相 D)が確 認された(下位より,KD1-7).先に述べた上流域とは異 なり、この地域には堆積相 A, B は卓越しない、また各 ユニットの層厚は上流より薄い(Fig.5).現在の白雪川 の流路から東に20m離れたLoc.8では5つのユニット が認められ(下位より,MM1-5),最下位は堆積相 Bsが 占め、その上位に堆積相 VA とそれを狭在する堆積相 Cs が確認された。

5-2-3 象潟岩屑なだれ堆積物及び新期扇状地堆積物 の基質の構成鉱物

新期扇状地堆積物の基質部分およびその下位にある象 潟岩屑なだれ堆積物の XRD 分析結果を示す (Table 3).

新期扇状地堆積物は ND8 を除き,全層で斜長石の含 有が認められる.斜長石と粘土鉱物(パイロフィライト, カオリン鉱物,緑泥石,スメクタイト)の量を比べると, ND1-8 では粘土鉱物が多く,ND9-16 では斜長石が多く 含まれる.ND1-8 では上位層ほど斜長石に対する粘土 鉱物の割合が高い.石膏は ND1,2,8,パイロフィライト は ND4,5,6,8, カオリン鉱物は ND2,3,4,6,8, スメクタ イトは ND2,3,5,8 にそれぞれ認められる.ND8 は石 膏,パイロフィライト,カオリン鉱物,スメクタイトを すべて含有し,それらの含有量も多い.

象潟岩屑なだれ堆積物は、斜長石とカオリン鉱物、ス メクタイトを含む、斜長石の量が最も多く、次いでカオ リン鉱物、スメクタイトを同程度に含む。

6.考察

6-1 新期扇状地堆積物の運搬・堆積過程

新期扇状地堆積物中の8つの堆積相は土石流およびハ イパーコンセントレイテッド流 (HCF) のような急速な Table 3. Identified mineral assemblages (using XRD) from the Kisakata debris avalanche deposit (KDAD) and Shirayukigawa lahar deposit. Abbreviations are: pl: plagioclase; gyp: gypsum; prl: pyrophyllite; kao: kaolin-group mineral; chl: chlorite; srp: serpentine. Symbols indicate X-ray peak intensities: ***: intense; **: moderate; *: weak; -: faint.

Layer	pl	gyp	prl	kao	srp	chl	smect
KDAD	***			**			**
ND1	*	**				**	-
ND2	*	**		*		**	*
ND3	**			**		**	**
ND4	-		*	**		**	
ND5	-		**			**	*
ND6	*		**	**		**	
ND7	-				*		
ND8		**	***	**			***
ND9	***						
ND10	**					**	*
ND11	**						
ND12	**			*	**		
ND13	***				**		
ND14	**						
ND15	***			**			
ND16	**					*	

運搬・定置を示す堆積相 (Am, As, Bm, Bs, Cm, Cs) と掃
 流に代表される比較的穏やかな運搬・定置を示す堆積相
 (D, E) に大別することができる.

堆積相 Am, As, Bm, Bs, Cm, Cs を含むユニットは、火 山砕屑物から構成され、鳥海火山近傍に分布することか らも、一般的な河川性の扇状地堆積物ではなく、ラハー ルによる堆積物と考えられる.また堆積相 D は通常の 河川堆積作用ではなく,堆積相 A, B, C を形成したラハー ルから分化、希釈化した流れから形成した可能性が示唆 される (Pierson and Scott, 1985; Sohn, 1999; Vallance, 2000). そのため本研究では堆積相 A, B, C, D を含む堆 積物をラハール堆積物と認定し、以後これらの堆積物を 便宜上、白雪川ラハール堆積物と呼称する.

6-2 白雪川ラハール堆積物の分布と地形との対応

火山麓扇状地の傾斜をもとに区分される4地域 (Fig. 3) に対応して特徴的な堆積物が認められる.つまり,急 傾斜地域から中傾斜地域では土石流堆積物が卓越し (ND4, ND5, ND8, ND12), 微傾斜地域は河川流堆積物が 卓越する (KD1, 3, 7).一般に土石流堆積物は土石流堆と 呼ばれるローブ状地形を形成する(今村, 1977; Suwa and Okuda, 1983 など).また本研究においても急傾斜地域と 中傾斜地域にみられるローブ状地形を切断する露頭では 土石流堆積物が確認された (Fig. 4).従って,急傾斜地 域と中傾斜地域にみられるローブ状地形は土石流の堆積 面を反映していると解釈できる。

土石流の流動のために はその降伏強度を上回るせん断応力が必要であり、これ は斜面の傾斜に関わる.一般には、斜面の傾斜が 3-5°よ り小さくなると流動を維持しにくくなり停止する傾向に ある (Mizuyama, 1981). 一方で本研究地域では 2°以下の 傾斜量を持つ微傾斜地域でも例外的に土石流堆積相が確 認された.稀に大規模な土石流は 1-2°でも流下しうる ことが報告されており (Lopez et al., 2003; Pierson, 1995). 微傾斜地域で認められる土石流堆積相はこのような大規 模で流走距離の長い土石流を示唆する. 微傾斜地域では 白雪川ラハール堆積物の末端相は河川流堆積相を示す. 河川流堆積相をもたらした掃流はニュートン流体的に振 舞うため (Lowe, 1979; Lowe, 1982; 八木下, 2011), 土石 流のような降伏強度を持つ流れに比べて、より下流に流 下し、その堆積物がより平坦な堆積面を形成したと考え られる.

このように鳥海火山北麓の扇状地を構成する堆積物は 火山からの距離や地形に応じて変化することが理解で き,それらはラハールイベントにおける流れの性質と密 接に関わる.このことは、今後鳥海火山北麓で BC466 以降に発生した最大規模のラハールが発生した場合、土 石流は最大で横森周辺に到達しうるが、HCF や河川流は 流れの希釈を伴いながら最大で平沢周辺の海岸より遠方 に到達する可能性があることを意味する.

6-3 給源物質の時間変化

白雪川ラハール堆積物のうち,下半部の8ユニット (ND1-8)の基質部は粘土に富み,上半部の8ユニット (ND9-16)の基質部は砂に富む.ND1-8の基質中には熱 水変質に由来する粘土鉱物(石膏,パイロフィライト, カオリン鉱物,スメクタイト)が多産し,ND9-16の基質 は火山岩に由来する斜長石の割合が高い(Table 3).この ことはND8からND9の間に,変質物から未変質の火山 砕屑物へと,給源物質が変化したことを示している.

また、白雪川ラハール堆積物と象潟岩屑なだれ堆積物 に含まれる熱水変質鉱物は多様な酸性度と温度条件を示 す.温度条件を示す鉱物に着目すると、スメクタイトは 低温を示し、パイロフィライト、緑泥石は高温を示す. 熱水流体の酸性度に着目すると、パイロフィライト、カ オリン鉱物は酸性流体を示し、対してスメクタイト、緑 泥石は弱酸から中性を示す.特に高温酸性を示す鉱物組 み合わせは成層火山内部に発達する (Silitoe, 1973).白 雪川流域でそのような条件を満たすのは鳥海火山の山体 内部のみであり、熱水変質鉱物は鳥海火山体内部の熱水 変質帯に由来すると判断できる.一般に山体内部には温 度分布、流体分布に応じた分帯を成すことが知られてい るため(例えば、金原、1983)、白雪川ラハール堆積物と 象渇岩屑なだれ堆積物中の熱水変質鉱物は山体内の多様 な場所に由来すると考えられる.山体内部の熱水変質帯 から白雪川ラハール堆積物へ熱水変質鉱物がもたらされ る機構として、1)山体崩壊により露出した変質帯に由来 する.もしくは2)水蒸気噴火により更に深部の変質帯 からもたらされる(大場・他、2012)ことが考えられる. しかし、本地域における両者起源の識別は現時点では困 難である.

自雪川ラハール堆積物の上半部 (ND9-16) では下半部 (ND1-8) と比べ未変質の火山砕屑物の割合が高い.この ことは、山体崩壊により露出した変質帯に由来すると考 えられる熱水変質鉱物の供給量が時間の経過とともに減 少し、新鮮な溶岩由来の物質が相対的に増加したと解釈 できる.一方、鳥海火山ではBC466(光谷、2001)の山 体崩壊以後、水蒸気噴火からマグマ噴火へと噴火様式が 移行している(大場・他,2012).熱水変質鉱物が水蒸気 噴火によりもたらされたとするのならば、白雪川ラハー ル堆積物中の変質鉱物の含有量変化は供給源となる鳥海 火山の熱水変質帯の深度の違いや、マグマ噴火の有無等 に対応するものと解釈できる.

7. 結 論

鳥海火山北麓では約2.5kaに発生した山体崩壊以後に 大規模なラハールが発生したことが明らかになった.こ のラハール堆積物は16層以上のユニットからなり,中 島台南部(標高800m付近)から平沢-芹田の海岸線まで 分布する火山麓扇状地の急傾斜地域,中傾斜地域,微傾 斜地域を構成する.ラハール堆積物の堆積相と微地形の 特徴には対応関係が認められ,急傾斜地域及び中傾斜地 域は土石流堆積相,微傾斜地域は河川流堆積相が卓越す る.火山麓扇状地の各地域の分布に基づき,ラハールの 最大到達距離を予想すると,土石流として横森周辺,よ り希釈した河川流の状態で平沢周辺の海岸まで到達する 可能性がある.

ラハール堆積物は堆積物の下半部と上半部で基質の構成物が変化する.下半部8層は熱水変質帯に由来する粘土に富み,上半部8層は火山岩に由来する砂に富む.この構成物の変化は以下の2つの解釈が成り立つ,1)山体崩壊により露出した変質帯に由来し,構成物の変化は給源周辺の環境変化に対応する.2)水蒸気噴火により更に深部の変質帯からもたらされ,構成物の変化は噴出物の変化に対応する.

8. 謝辞

本研究は第一著者の秋田大学工学資源学部における卒

業課題研究および博士課程教育リーディングプログラム における資源学課題研究の一環として行われた.国土交 通省湯沢河川国道事務所には赤色立体地図の使用を御許 可いただいた.本研究の掘削調査をするにあたり,小出 小学校,秋田河川国道事務所には調査の許可を頂いた. また執筆に当たり秋田大学の山元正継准教授には貴重な ご意見を頂いた.秋田大学今井亮教授には XRD 使用に 当たり便宜を図っていただいた.XRD 測定に関して石 原裕士氏,山内祥行氏に測定の補助をして頂いた.査読 者の伴雅雄博士,上澤真平博士及び編集委員の嶋野岳人 博士の有益なご助言により本稿は大きく改善された.以 上の方々に深く感謝いたします.また本研究に当たり, 秋田大学年度計画推進経費,科学研究費補助金 (21510186)の一部を使用した.

引用文献

- Cas R.A.F. and Wright J.V. (1987) Volcanic successions: modern and ancient. Allen & Unwin, London. 528 p.
- 千葉達郎・鈴木雄介・平松孝晋 (2007) 地形表現手法の諸 問題と赤色立体地図. 地図, **45**, 27-36.
- 林信太郎 (1984) 鳥海火山の地質. 岩鉱, 79, 249-265.
- 林信太郎・宇井忠英 (1993) 鳥海火山のハザードマップ. 文部省科学研究費自然災害特別研究,計画研究「火山 災害の規模と特性」(代表者 荒牧重雄)報告書, 251-262.

今村遼平 (1977) 静的地形,地質情報からの土木地質に 必要な動的地質情報の把握に関する研究 (II):沖積段 丘から読みかえられる現象,応用地質, 18, 89-106.

Kataoka, K. and Nakajo, T. (2004) Flow transformation and depositional organization of debris flow-hyperconcentrated flow- streamflow spectrum in volcanic fan-delta setting: The Pleistocene Lower and Middle Formations, Yachiho Group, central Japan. 堆積学研究, **59**, 17-26.

加藤万太郎 (1977) 鳥海山北西麓,象潟泥流の分布と形成年代について.秋田地学,26,10-14.

加藤万太郎 (1978) 秋田県の第四紀層の¹⁴C 年代と象潟泥 流について.秋田博研報, 3, 56-63.

- 勝井義雄·河内晋平·渡辺秀文·高橋 保·江頭進治(1986) 南米コロンビア国ネバド, デル, ルイス火山の1985 年 噴火と災害に関する調査研究. 文部省科学研究費 (No.60020050) 自然災害特別研究突発災害研究成果, No. B-60-7.
- 金原啓司 (1983) 八幡平東部地域における地熱変質帯と 熱水系. 岩鉱, **78**, 479-490.
- Lavigne, F. and Suwa, H. (2004) Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology*, **61**, 41–58.
- Lopez, J.L., Perez, D., and Garcia, R. (2003) Hydrologic and geomorphological evaluation of the 1999 debris flow event in Venezuela. In: Proceedings of the Third International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, Swizerland (Rickenmann,

D., Chen, C.-L. Eds.), 989-1000.

- Lowe, D.R. (1979) Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: *Geology of Continental Slopes* (Doyle, L.J. and Pilkey, O.H., Jr., eds.), SEPM Special Publication, no.27, 75–82.
- Lowe, D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity currents. J. Sediment. Petrol., 52, 279–297.
- 三土知芳 (1938) 秋田県仁賀保油田(大日本帝国油田第 三十三区)地形及地質図,同説明書.地質調査所,73 p.
- 光谷拓実 (2001) 年輪年代法と文化財.日本の美術, 421, 98 p.
- Mizuyama, T. (1981) An intermediate phenomenon between debris flow and bed load transport. Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands. *International Association of Hydrological Sciences, Christchurch, New Zealand*, 212–224.
- 守屋以智雄 (1974) 火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層. 北海道駒澤大學研究紀要, 8, 107-126.
- 中野 後・土谷信之 (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),地質調査所, 138 p.
- 大場 司・林信太郎・伴 雅雄・近藤 梓・葛巻貴大・ 鈴木真悟・古木久美子 (2012) 最近 4500 年間の鳥海火 山の噴火活動―湿原堆積物に保存された火山灰層の解 析一.火山, 57, 65-76.
- 大村一蔵 (1928) 石油地質学概要 (18).地球, 9, 303-310.
- 大沢 穠・池辺 穣・荒川洋一・土屋信之・佐藤博之・ 垣見俊弘 (1982) 象潟地域の地質(酒田地域の一部,飛 島を含む).地域地質研究報告(5万分の1図幅),地 質調査所,73 p.
- Pierson, T.C. (1995) Flow characteristics of large eruptiontriggered debris flow at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models. J. Volcanol. Geotherm. Res., 66, 283–294.
- Pierson, T.C. and Scott, K.M. (1985) Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resour. Res.*, 21, 1511–1524.
- 砂防・地すべり技術センター (2006) 活火山火山防災マッ プ鳥海山全域版.
- Schmincke H.-U. (2004) Volcanism, Springer, 324 p.
- Shultz, W. A. (1984) Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler formation, western Colorado. J. Sediment. Petrol., 54, 3, 759–772.
- Sillitoe, R.H. (1973) The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 68, 799–815.
- 白水春雄 (2012) 粘土鉱物学 (新装版) 一粘土科学の基礎 一. 朝倉書店, 185 p.
- Smith, G.A. (1986) Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1–10.
- Smith, G. A. (1991) Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. SEPM Spec. Publ., 45, 109–121.
- Smith, G.A. and Fritz, W.J. (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, **17**, 375-376.
- Smith, G. A. and Lowe, D. R. (1991) Lahars: volcano-

hydrologic events and deposition in the debris flowhyperconcentrated -flow continuum. *SEPM Spec. Publ.*, **45**, 59–70.

- Sohn, Y.K., Rhee, C. W. and Kim, B.C. (1999) Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Korea. J. Geol., 107, 111–132.
- Suwa, H. and Okuda, S. (1983) Deposition of debris flows on a fan surface, Mt. Yakedake, Japan. Zeitschrift für Geomorphologie NF Supplementband, 46, 79–101.
- 宇井忠英・柴橋敬一 (1975) 鳥海山 1974 年の火山活動. 火山, 20, 51-64.
- 宇井忠英・山本 浩・尾上秀司・只隈和博 (1986) 鳥海火

山の岩屑流. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計 画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特 性と災害」(代表者 荒牧重雄)報告書, 201-211.

- Ui, T., Takarada, S. and Yoshimoto, M. (2000) Debris avalanches. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson *et al.* Eds), Academic Press, 617–625.
- Vallance, W.J. (2000) Lahars. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson *et al.* Eds), Academic Press, 601–616.
- Walker, G.P.L. (1971) Grain size characteristics of pyroclastic deposits. J. Geol., 79, 696–714.
- 八木下晃司 (2011) 増補・改訂版岩相解析および堆積構 造. 古今書院, 283 p.

(編集担当 嶋野岳人)