

大雪山御鉢平カルデラ起源の2種類の火砕流堆積物の噴出間隙：
古地磁気方位に基づく推定

安田裕紀*・佐藤鋭一**・和田恵治***・鈴木桂子*

(2015年1月8日受付, 2015年10月12日受理)

Eruption Interval between the Two Pyroclastic-flows from the Ohachidaira
Caldera of Taisetsu Volcano, Central Hokkaido, Japan:
Estimation from the Paleomagnetic Directions

Yuki YASUDA*, Eiichi SATO**, Keiji WADA*** and Keiko SUZUKI-KAMATA*

Eruption interval between Hb- and Px-types pyroclastic-flows from the Ohachidaira caldera of Taisetsu volcano, central Hokkaido, Japan, was estimated from the paleomagnetic directions. Px-type pyroclastic-flow deposit rests on Hb-type one, and gravel beds are intercalated between them. Oriented 138 samples were collected from 13 sites for paleomagnetic analysis. The paleomagnetic direction of Hb-type pyroclastic-flow deposit shows a normal polarity with a westerly declination (overall mean is $N=7$, $D=-27.1^\circ$, $I=66.3^\circ$, $\alpha_{95}=2.7^\circ$, $k=511.2$), while that of Px-type pyroclastic-flow deposit shows a normal polarity with an easterly declination (overall mean is $N=6$, $D=19.8^\circ$, $I=67.5^\circ$, $\alpha_{95}=4.6^\circ$, $k=213.8$). The two paleomagnetic directions are significantly different, and the time interval between the two pyroclastic eruptions is estimated to be more than about 100 ± 40 years based on the geomagnetic secular variation in China, Russia, Europe, North America, and Japan.

Key words: Ohachidaira caldera, pyroclastic flow, eruption interval, paleomagnetic direction, geomagnetic secular variation

1. はじめに

北海道中央部に位置する大雪山山頂域の御鉢平カルデラ (Fig. 1) は、従来、一連の火砕流の噴火によって形成されたと考えられてきた (勝井・伊藤, 1975; 勝井・他, 1979)。しかし最近の研究では、御鉢平カルデラから噴出した火砕流堆積物は岩石学的に異なる2種類 (Hb-type 火砕流堆積物と Px-type 火砕流堆積物: 佐藤・和田, 2012) に分類でき、それらは噴出時期も異なるとされている (佐藤・和田, 2011)。佐藤・和田 (2011) は、大雪山南西麓の露頭で Px-type 火砕流堆積物の下位の堆積物に

Hb-type 火砕流堆積物からなる溶結凝灰岩片が含まれることに注目し、Hb-type 火砕流の噴出後、Px-type 火砕流が噴出したと指摘し、両噴火の間に Hb-type 火砕流堆積物が溶結するだけの時間があったと結論づけている。この結論は、2種類の火砕流の噴火が一連ではない可能性を示している。

岩石学的に異なる2種類の火砕流の噴火時期がどの程度異なるのかは、噴火時の地下のマグマシステムについて議論する上で重要な問題である。しかし、Hb-type と Px-type 火砕流堆積物の間の時間間隙を推定できるよう

*〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1
神戸大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate
School of Science Faculty, Kobe University, Rokkodai-
cho 1-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan.

**〒657-8501 神戸市灘区鶴甲1-2-1
神戸大学大学教育推進機構
Institute for Promotion of Higher Education, Kobe Uni-
versity, Tsurukabuto 1-2-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan.

***〒070-8621 旭川市北門町9
北海道教育大学旭川校地学教室
Earth Science Laboratory, Hokkaido University of Educa-
tion at Asahikawa, Hokumon-cho 9, Asahikawa 070-8621,
Japan.

Corresponding author: Yuki Yasuda
e-mail: 111s420s@stu.kobe-u.ac.jp

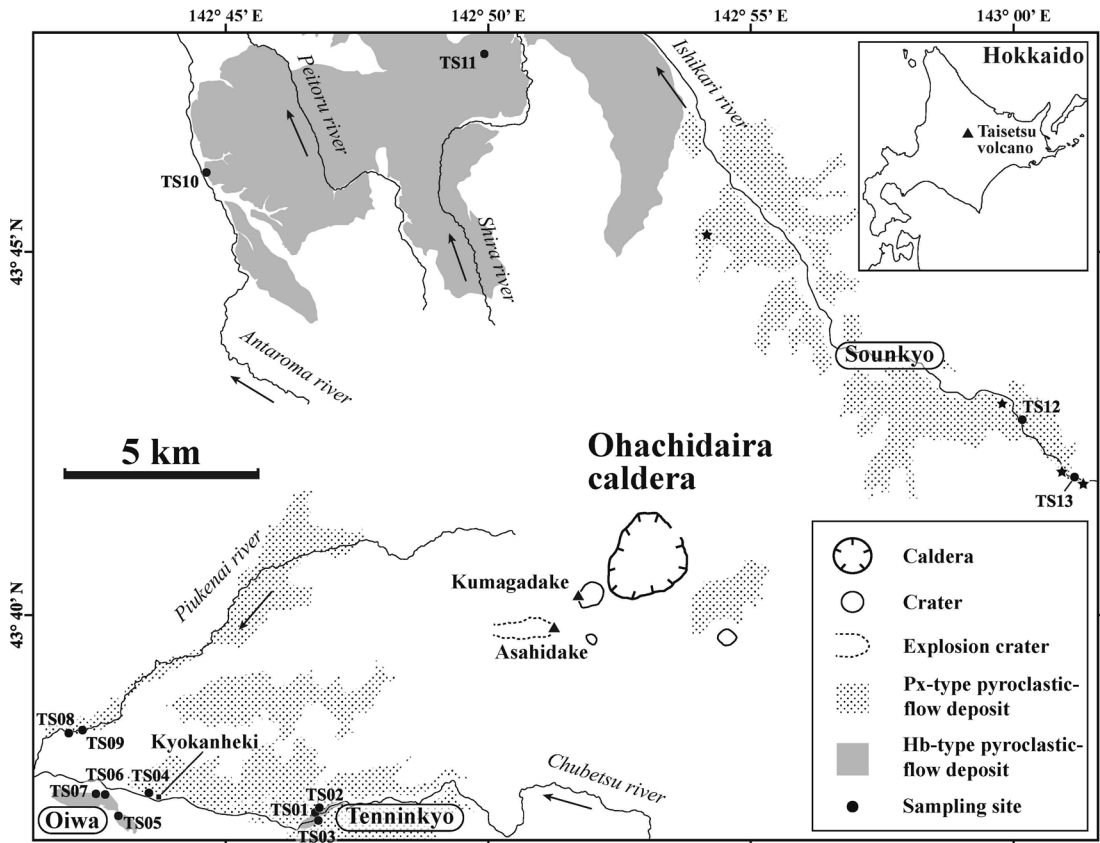


Fig. 1. Distribution of Hb- and Px-types pyroclastic-flow deposits. Arrows show river-flow directions. Stars show locations where the samples for ^{14}C datings have been collected by Katsui *et al.* (1979, 1988) and Nakamura and Hirakawa (2000), see text for details. Inset shows index map of Taisetsu volcano.

な地質学的情報はなく、Hb-type 火砕流堆積物については絶対年代が得られていない。このような場合、噴出物間で古地磁気方位を比較することが有効である。なぜなら火砕流堆積物はその形成時に、数10年から数1,000年の周期で永年変化する地磁気方位を古地磁気方位として記録しており、形成時期が異なれば記録された古地磁気方位は高い確率で異なるからである。

そこで本研究では、大雪山山麓に分布する2種類の火砕流堆積物の地質調査をあらためて行うとともに、古地磁気方位測定を行って両者の間にどのくらいの時間間隙があるのかを見積もった。

2. 大雪山の噴火活動史

大雪山の噴火活動は約1 Maに開始した(新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO), 1990, p. 232-233)。複数の火口から溶岩流や溶岩ドームが噴出して現存する山体の大部分が形成された後、山頂域の中央部で溶岩流、

ベースサージ、降下軽石・スコリアが噴出し、最終的に火砕流が噴出して直径約2 kmの御鉢平カルデラが形成された(勝井・他, 1979; 目次, 1987)(Fig. 1)。御鉢平カルデラの南西側に旭岳や熊ヶ岳といった成層火山が形成されたのは御鉢平カルデラ形成後のことである(勝井・他, 1979)(Fig. 1)。最も若い火山体である旭岳の噴火活動は約1-2万年前に開始したと考えられている(大沼・和田, 1991)。最新の噴火は、250年前以降に旭岳で生じた水蒸気爆発である(和田・他, 2003)。

3. 御鉢平カルデラ起源の火砕流堆積物

御鉢平カルデラから噴出した火砕流堆積物は、本質軽石・スコリアの岩石学的特徴から2種類に分類される(佐藤・和田, 2012, 2015; 和田・他, 2007; 若佐・他, 2006)。両者の岩石学的な相違点は3つあり、軽石中のhornblende斑晶とpyroxene斑晶の量比(佐藤・和田, 2012; 若佐・他, 2006)、軽石ガラスの化学組成(佐藤・和田,

2015; 和田・他, 2007), スコリアの全岩化学組成(佐藤・和田, 2012)である。本論では佐藤・和田(2012)と同様に, 2種類の火砕流堆積物について, 軽石中に hornblende 斑晶を多く含むものを Hb-type 火砕流堆積物, pyroxene 斑晶を多く含むものを Px-type 火砕流堆積物とする。

大雪山北東麓(43°45′15″N, 142°54′10″E)に露出する火砕流堆積物中の炭化木片からは 33,640 ± 3380 yBP (勝井・他, 1979) の, 東麓(43°41′48″N, 143°1′20″E と 43°42′54″N, 142°59′47″E)に露出する火砕流堆積物直下の降下軽石堆積物中の炭化木片からは 28,980 ± 1,600 yBP (勝井・他, 1979) と 28,750 ± 900 yBP (勝井・他, 1988) の¹⁴C年代測定値が報告された。中村・平川(2000)は, 大雪山東麓(43°41′50″N, 143°1′9″E)に露出する火砕流堆積物直下の降下軽石堆積物の下位に認められる泥炭から, 加速器質量分析(AMS)法によって 30,070 ± 340 yBP の¹⁴C年代測定値を得た。従来これらの結果から, この火砕流堆積物の形成年代は約 30 ka であるとされてきた。勝井・他(1979, 1988)と中村・平川(2000)が対象とした火砕流堆積物の地点は, Px-type 火砕流堆積物の分布上にある(Fig. 1)ことから, 彼らが示した年代値は Px-type 火砕流堆積物のものであると判断できる。ただし, これらの年代値は暦年較正前のものであるため, 実際の形成年代は 30 ka より古くなると予想される。

山元・他(2010)は, 御鉢平カルデラから東に約 137 km の斜里清里町江南に露出する, 御鉢平カルデラ起源の降下火山灰層直下の土壌に含まれる炭化物から, AMS 法によって 32,640 ± 820 yBP の¹⁴C年代測定値を得た。暦年較正後の暦年代は 38,028 ± 836 cal yBP である(山元・他, 2010)。この降下火山灰は, Px-type 火砕流堆積物の co-ignimbrite ash である可能性が高い(長谷川・他, 2009; 和田・他, 2007)。

4. 山麓での火砕流堆積物の産状および試料採取

Hb-type 火砕流堆積物は大雪山北麓から北西麓にかけてと南西麓に, Px-type 火砕流堆積物は東麓から北東麓にかけてと南西麓に地形的低所を埋めて堆積し, 平坦面を形成している(Fig. 1)。両者をともに観察できるのは天人峡のみである(Fig. 1)。2種類の火砕流堆積物は, いずれも灰色火山灰の基質支持で, 本質岩片(軽石・スコリア・縞状軽石)と少量の石質岩片を含み, 淘汰が悪く塊状である。Px-type 火砕流堆積物の溶結度が強いところでは, 軽石が扁平につぶれて暗色本質レンズとなる。Hb-type 火砕流堆積物について, 本調査では本質レンズは観察されなかった。

古地磁気方位測定用の試料は, Hb-type 火砕流堆積物について7地点, Px-type 火砕流堆積物について6地点

で採取した(Fig. 1)。磁気コンパスを用いて方位付けした直径 5 cm 以上の新鮮なブロック試料を各地点で 7-20 個, 合計 138 個採取した。試料の岩種は, 火砕流堆積物が溶結している地点では主に溶結部の基質部分, 溶結していない地点では本質岩片と石質岩片である(Table 1)。

以下に, 試料採取地点周辺の地質を記載する。

4-1 天人峡

天人峡は東西に 10 km 弱続く峡谷である(Fig. 1)。天人橋から天人峡温泉にかけての忠別川河岸(Fig. 2a)では2種類の火砕流堆積物がともに露出し, 上位には溶結し鉛直方向に柱状節理の発達した Px-type 火砕流堆積物, 下位には非溶結の Hb-type 火砕流堆積物が観察される。Px-type 火砕流堆積物は水平に配列した暗色本質レンズを含む(Fig. 3a)。試料は Px-type 火砕流堆積物から1地点(TS02), Hb-type 火砕流堆積物から2地点(TS01, TS03)で採取した(Fig. 2a)。

天人橋付近の忠別川左岸では, Px-type 火砕流堆積物は, 成層した堆積物を整合に被覆する(Figs. 2c and 2d)。成層した堆積物は未固結で, 淘汰の悪い, 中礫から巨礫を主体とした基質支持の礫層(A層)と淘汰の良いシルト～砂層(B層)との互層からなる(Fig. 2b)。A層には新鮮な溶結凝灰岩の亜角礫から亜円礫を主に含む A-1 層と, 緻密で変質した火山岩の亜円礫から円礫を主に含む A-2 層(Fig. 2e)とがあり(Fig. 2b)。礫の最大粒径はそれぞれ約 50 cm と約 1 m である。A-1 層は Hb-type 火砕流堆積物の溶結部に酷似する溶結凝灰岩片を含む(佐藤・和田, 2011)。また, A-1 層は径 1-3 cm の軽石とスコリアをわずかに含むが A-2 層では確認されなかった。B層は層厚が数 cm-60 cm であり, 多くの場合, 黄褐色から褐色のシルト質砂層～シルト層と暗褐色の砂層とが重なり合って低角斜交葉理をなす(Fig. 2f)。A層とB層との境界は明瞭であり, 両者は合計約 14 m の厚さで露出しているが, 下限は現河床に一致しており確認できない。露頭を東へ追っていくと, 植生によって一旦覆われるものの, 10 数 m 東で再び Px-type 火砕流堆積物が露出する(Figs. 2c and 2d)。この地点では, Px-type 火砕流堆積物の下位に Hb-type 火砕流堆積物が認められる。

A-1 層が Hb-type 火砕流堆積物起源の溶結凝灰岩片を含む(佐藤・和田, 2011)ことから, A-1 層の形成以前に Hb-type 火砕流が堆積を完了していたと解釈できる。

4-2 大岩周辺

大岩は, 長径約 1.7 km, 短径約 0.4 km, 最大比高約 50 m の岩体露頭の呼称である(Figs. 1 and 3b)。この岩体は Hb-type 火砕流堆積物からなる。上部 20-30 m は溶結し, 全体として鉛直方向に柱状節理が発達しており(Fig. 3b), 下部 10-20 m は非溶結である。非溶結部の下限は

Table 1. Summary of paleomagnetic results for Hb- and Px-types pyroclastic-flow deposits.

Site	Lithofacies	N	N_M	N_E	N_L	$D(^{\circ})$	$I(^{\circ})$	$\alpha_{95}(^{\circ})$	k
<i>Px-type</i>									
TS02	densely welded	7	7			30.1	71.3	3.6	279
TS04	non-welded	10		10		24.7	68.8	6.3	60.6
TS08	weakly welded	10	10			24.5	59	9.9	24.9
TS09	non-welded	9		9		10.3	70.6	5.8	78.5
TS12	densely welded	7	7			19.3	65.4	3.9	238.3
TS13	moderately welded	10	8	2		8.5	68.7	7	48.4
<i>Hb-type</i>									
TS01	non-welded	12		12		-15.1	66	2.5	314.7
TS03	non-welded	7		7		-25.7	65	2.4	612.1
TS05	non-welded	11		7	4	-36.9	66.7	9	26.9
TS06	weakly welded	9	8	1		-24.6	66.3	4.5	132.8
TS07	non-welded	20		8	12	-37	65.1	3.8	74.8
TS10	weakly welded	9	9			-18.7	66.1	3.5	220.4
TS11	weakly welded	6	6			-31.8	67.8	7.7	76.6

N , number of samples from which ChRM is obtained; N_M , number of matrix part samples; N_E , number of essential clast samples; N_L , number of lithic clast samples; D , mean declination (in situ); I , mean inclination (in situ); α_{95} , radius of 95% confidence circle; k , precision parameter.

地中に埋もれており確認できない。大岩の南東に分布する Hb-type 火砕流堆積物 (TS05 周辺) は全体が非溶結である。試料は弱溶結部 (TS06) と非溶結部 (TS05, TS07) から採取した。大岩とその南東に分布する Hb-type 火砕流堆積物は、石質岩片として新鮮な溶結凝灰岩を大量に含む。地点 TS05 と TS07 で採取した石質岩片は全て、この溶結凝灰岩である (Table 1)。

4-3 北麓から北西麓

大雪山北麓から北西麓に分布する Hb-type 火砕流堆積物 (Fig. 1) は、最大層厚 130m 以上の火砕流台地を形成している。安曇川、ペイトル川、白川流域では溶結し鉛直方向に柱状節理の発達した Hb-type 火砕流堆積物が所々露出している。いずれの地点でも Hb-type 火砕流堆積物の下底は崖錐堆積物や植生に覆われているため露出しないが、河床付近に先第三紀の粘板岩 (国府谷・他, 1966) が観察される場合がある。試料採取を行った 2 地点 (TS10, TS11) は道路の切割りの露頭で、弱溶結した Hb-type 火砕流堆積物が数 m 露出するが下限は地中に埋もれており確認できない。両地点ともに露頭が悪いため、柱状節理の有無は不明である。

4-4 峽関壁

峽関壁では、忠別川沿いに露出する Px-type 火砕流堆積物の

末端部を観察できる (Fig. 1)。峽関壁を構成する Px-type 火砕流堆積物は 2 つのクーリングユニット (Smith, 1960a) からなる (Fig. 3c)。火砕流堆積物全体の層厚は約 55m で、上から順に溶結部 (約 20m)、非溶結部 (約 24m)、溶結部 (約 6m)、非溶結部 (約 5m) となる。溶結部では鉛直方向に柱状節理が発達している (Fig. 3c)。それぞれのクーリングユニットには、軽石の逆級化構造が発達するフローユニットが複数枚認められる。フローユニット最上部には、粗粒な軽石からなる軽石濃集部がレンズ状に発達する。下位のクーリングユニットの溶結部には、水平に配列した暗色本質レンズが認められる。峽関壁から地点 TS04 へ向かって堆積物全体は非溶結となる。試料は最下位のフローユニット (TS04) から採取した。

4-5 層雲峽

層雲峽は、北西-南東に伸びる総延長 10km 以上の峽谷である (Fig. 1)。ここでは、溶結し鉛直方向に柱状節理の発達した Px-type 火砕流堆積物が、石狩川沿いの河岸にほぼ連続して露出する (Fig. 3d)。火砕流堆積物の層厚は、地点 TS12 周辺で最大約 200m に達する (Fig. 3d)。地点 TS12, TS13 周辺では、火砕流堆積物は水平に配列した暗色本質レンズを含む (Fig. 3e)。

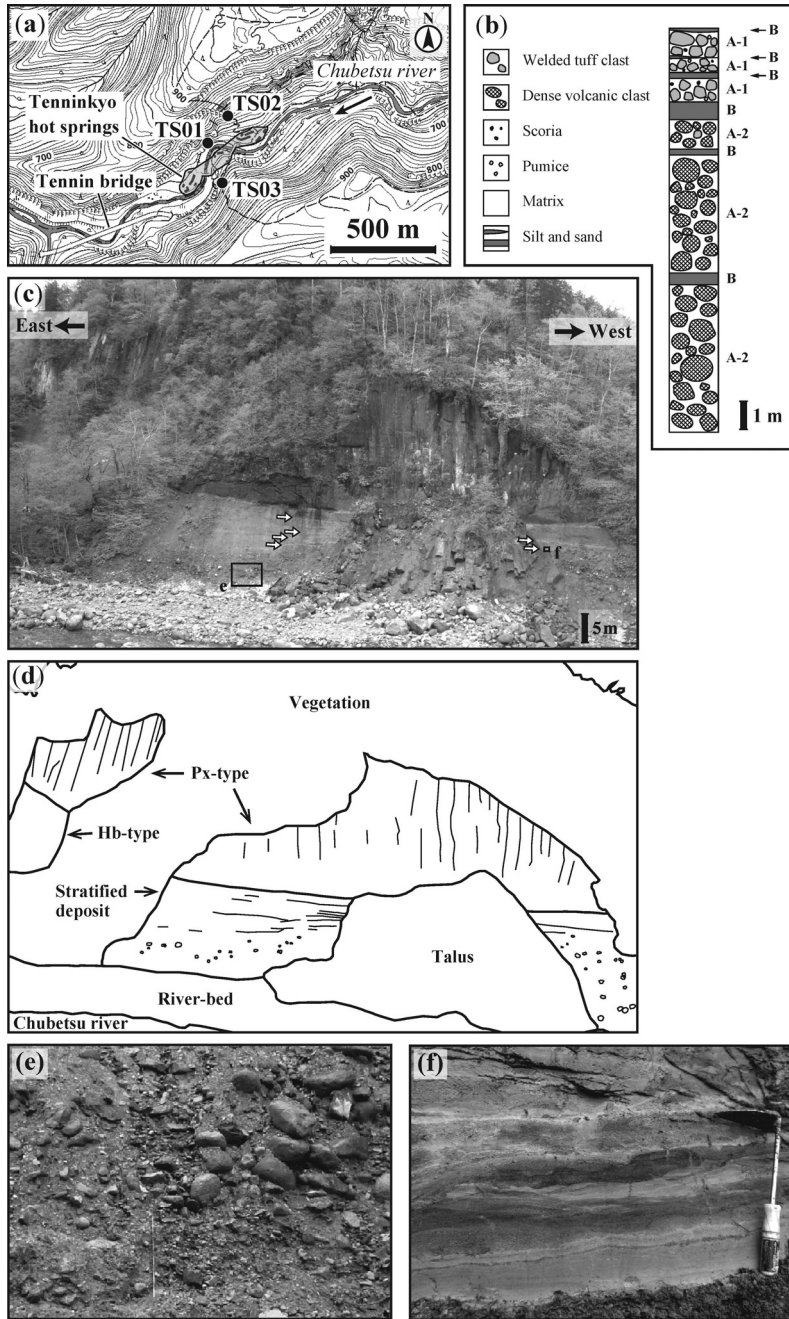


Fig. 2. (a) Location map at Tenninkyo. Black circles show sampling sites. Arrow shows the flow direction of the Chubetsu river. We use 1:25,000 topographic map of Asahidake published by Geospatial Information Authority of Japan. The contour interval is 10 m. (b) Detailed columnar section of the stratified deposit in Fig. 2c. (c) View of the left bank of the Chubetsu river around Tennin bridge. Well-developed columnar jointed Px-type pyroclastic-flow deposit rests directly on the stratified deposit, while Px-type pyroclastic-flow deposit overlies Hb-type one in the easternmost part of the outcrop. White arrows mark layer B. (d) Sketch of Fig. 2c. (e) Close-up view of layer A-2 representing the highlighted area in Fig. 2c. The layer is mainly composed of altered dense volcanic rocks which are well rounded. The ruler is 1 m long. (f) Close-up view of layer B representing the highlighted area in Fig. 2c. Note the low-angle cross-lamination in the layer. The sickle is 25 cm long.

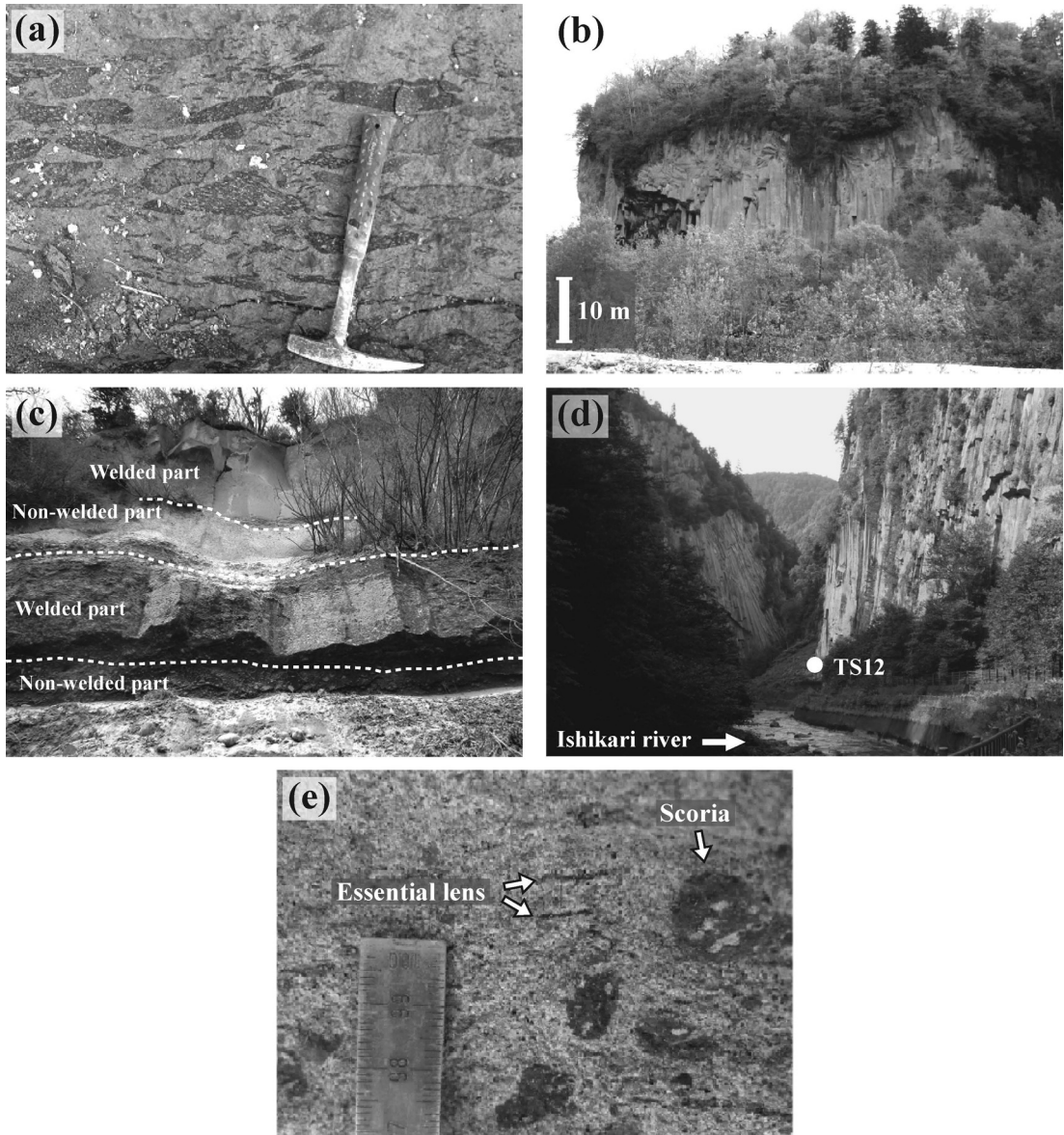


Fig. 3. (a) Close-up view of densely welded Px-type pyroclastic-flow deposit at Tenninkyo. The fiamme are essential lenses. The hammer is 33 cm long. (b) The north-east part of Oiwa. The outcrop consists of Hb-type pyroclastic-flow deposit. Columnar joints are developed vertically. (c) View from underneath Kyokanheki. The outcrop consists of Px-type pyroclastic-flow deposit. Two cooling units occur at the outcrop. (d) Valley of Sounkyo near site TS12. Well-developed columnar jointed Px-type pyroclastic-flow deposit is exposed on both banks of the Ishikari river. White circle shows a sampling site. (e) Close-up view of densely welded Px-type pyroclastic-flow deposit at site TS12. The fiamme are essential lenses. The black clasts are scorias. Centimeters shown on meter rule.

4-6 ピウケナイ川流域

ピウケナイ川沿いに露出する Px-type 火砕流堆積物 (Fig. 1) は、最大層厚 50 m 以上で、上部は溶結し鉛直方

向に柱状節理を発達させており、下部は弱から非溶結である。試料は弱溶結部 (TS08) と非溶結部 (TS09) から採取した。本調査では火砕流堆積物上部を接近して観察す

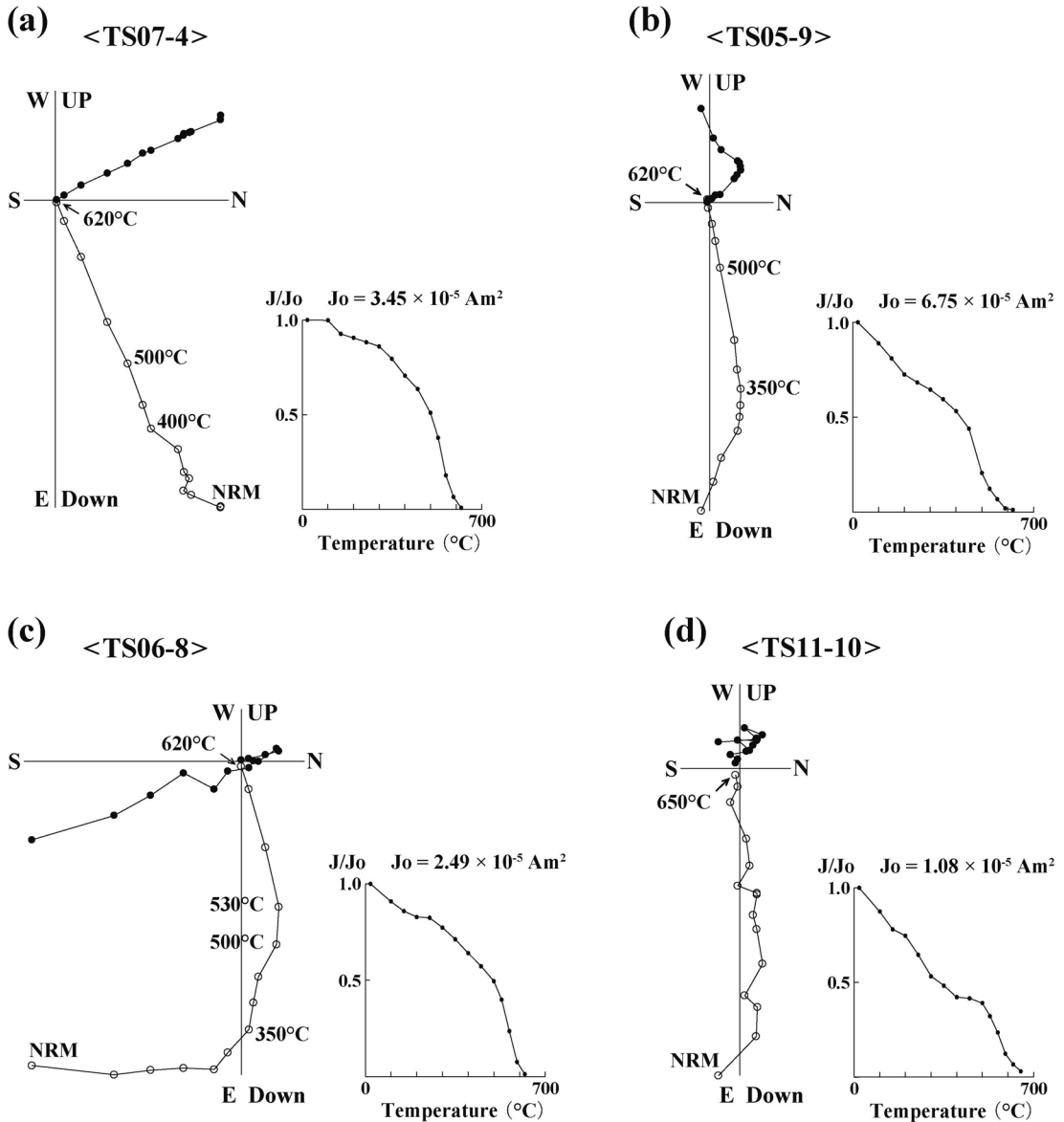


Fig. 4. Representative behavior of thermal demagnetization experiments for Hb-type pyroclastic-flow deposit. (a) Sample shows one-component magnetization. (b) Sample shows two-component magnetization. (c) Sample shows three-component magnetization. (d) Sample shows no stable magnetic component. In (a)-(d), the left figures are orthogonal vector diagrams. Solid and open circles are the projection on the horizontal and vertical planes, respectively. The right figures are normalized intensity decay curves.

ることができなかつたため、本質レンズの有無は不明である。

5. 古地磁気方位測定

5-1 測定方法

採取した各ブロック試料から高さ約 24 mm, 直径約 24

mm の円柱形試料を 1 個ずつ切り出して測定試料とし、測定は神戸大学研究基盤センター極低温部門の古地磁気実験室で行った。残留磁化成分を分離するために、試料の自然残留磁化 (NRM) を測定後に段階熱消磁実験を行った。残留磁化の測定にはスピナー磁力計 (夏原技研製 SMD-88) を、熱消磁には熱消磁装置 (夏原技研製

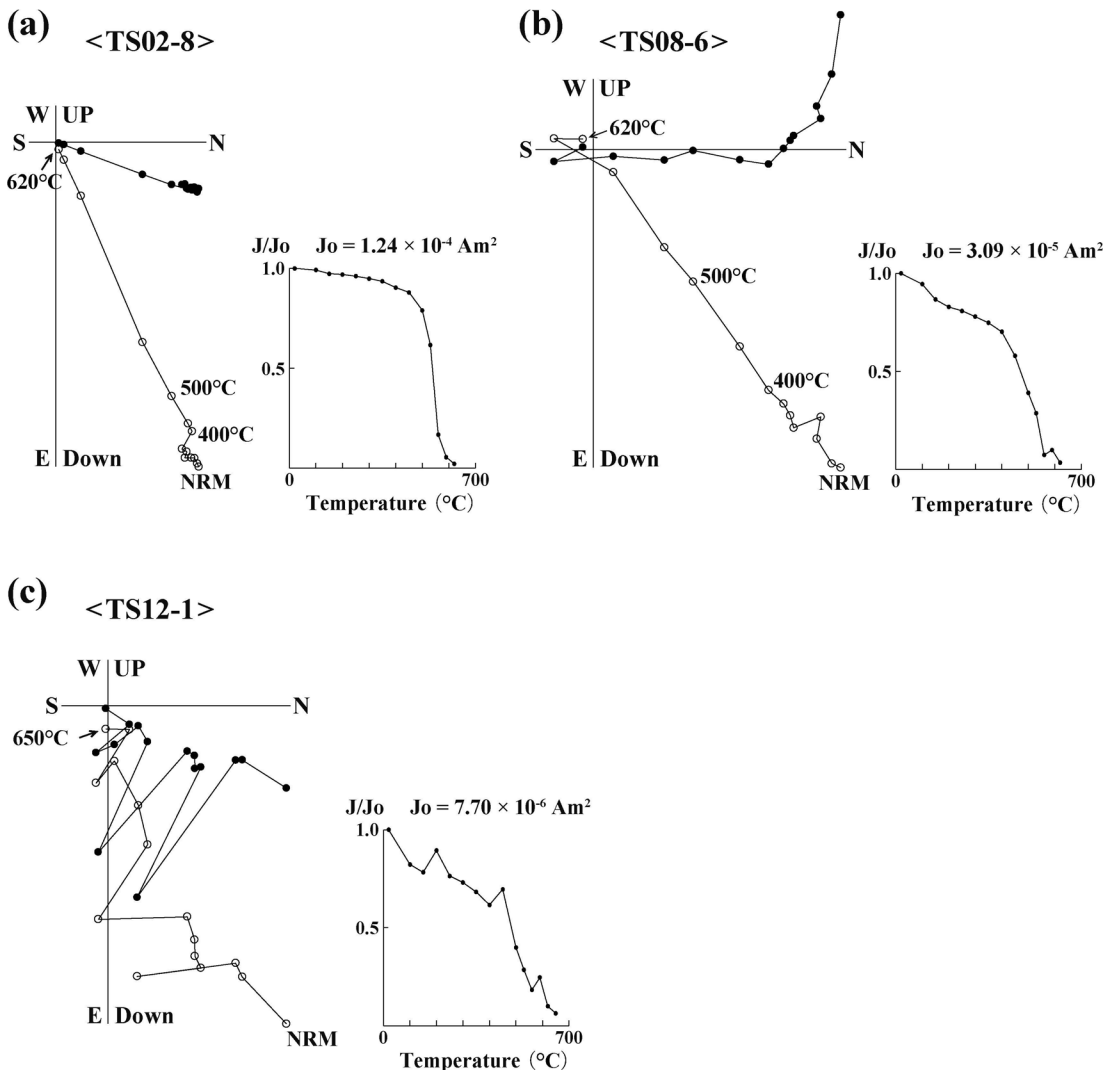


Fig. 5. Representative behavior of thermal demagnetization experiments for Px-type pyroclastic-flow deposit. (a) Sample shows one-component magnetization. (b) Sample shows two-component magnetization. (c) Sample shows no stable magnetic component. In (a)–(c), the left figures are orthogonal vector diagrams. Solid and open circles are the projection on the horizontal and vertical planes, respectively. The right figures are normalized intensity decay curves.

TDS-1) を使用した。試料の加熱は 100°C から 500°C の範囲では 50°C 刻み、500°C 以上では 30°C 刻みで最高 590°C、620°C、もしくは 650°C まで行った。熱消磁装置炉内の試料定位置での磁場強度は 10 nT 以下である。実験後、主成分解析 (Kirschvink, 1980) により特徴的な残留磁化成分 (ChRM) を分離し、その方位を求めた。その後、求められた ChRM の方位を地点ごとに平均し、さらにそれを火砕流堆積物の種類ごとに平均した。ChRM の決定の際は、MAD (Maximum Angular Deviation) が 10°未満のも

のを安定な磁化成分として採用した。平均方位の算出に伴う統計量 (95% 信頼角 α_{95} と集中度パラメータ k) は Fisher (1953) の方法に従って求めた。

5-2 結果

典型的な段階熱消磁結果を Hb-type 火砕流堆積物について Fig. 4 に、Px-type 火砕流堆積物について Fig. 5 に示す。全体の約 8 割の試料では、多くの場合 400°C 前後までの熱消磁で不安定な磁化が除去され、それ以上の温度で原点に向かって直線的に減衰する単一の磁化成分が現

Table 2. Number of samples showing each demagnetization behavior.

Site	N_{al}	N_{on}	N_{tw}	N_{th}	N_{no}
<i>Px-type</i>					
TS02	8	7			1
TS04	10	9	1		
TS08	10	9	1		
TS09	10	8	1		1
TS12	11	7			4
TS13	10	6	4		
<i>Hb-type</i>					
TS01	15	12			3
TS03	7	6	1		
TS05	12	6	5		1
TS06	9	8		1	
TS07	20	18	1	1	
TS10	9	9			
TS11	7	6			1
<i>Total</i>					
	138	111	14	2	11

N_{al} , number of samples oriented in the field; N_{on} , number of samples showing one-component magnetization; N_{tw} , number of samples showing two-component magnetization; N_{th} , number of samples showing three-component magnetization; N_{no} , number of samples showing no stable magnetic component.

れた (Figs. 4a and 5a). 残りのうちの大半の試料では、450°C以下の低温成分とそれ以上の温度で原点に向かって直線的に減衰する高温成分の2成分が識別された (Figs. 4b and 5b). さらに他の2試料では、400°C以下の低温成分以外に、350°-450°C (試料 TS06-8) もしくは 400°-500°C (試料 TS07-L7) の範囲で認められる中温成分とそれ以上の温度で原点に向かって直線的に減衰する高温成分の3成分が識別された (Fig. 4c). 本論では、原点に向かって直線的に減衰する高温成分を試料の ChRM とする。なお、合計 11 個の試料では、同じ地点の他の試料が示す ChRM の方位と大局的には似た磁化方位をもっているように見えるが、MAD が 10°未満の安定な磁化成分が得られなかったため、ChRM を求めなかった (Figs. 4d and 5c). 熱消磁に対する残留磁化ベクトルの振舞いは、地点内で試料ごとにばらつきがあった (Table 2).

ChRM は多くの場合 590°C までの消磁で大きく減少し、アンプロッキング温度が 620°-650°C であることから (Figs. 4 and 5), ChRM を担う主な磁性鉱物はマグネタイトであり、それ以外にヘマタイトも含まれると考えられる。なお、ChRM の多くは、マグネタイトのキュリー点 (578°C) を超えてヘマタイトが磁化を担っていると考えられる領域でもその磁化方位に変化がない (Figs. 4 and 5).

各地点で 6-20 個の試料から ChRM を分離し、その方位を地点ごとに平均した (Table 1, Fig. 6). α_{95} は最大で 9.9° となり、ChRM の方位は地点内でよく集中する。また、2つの磁化成分を示す試料が複数得られた地点では、高温成分である ChRM のほうが低温成分よりも方位の集中度がよく、地点 TS05 では ChRM の k が 56.4 であるのに対し低温成分の k が 5.7. 地点 TS13 では ChRM の k が 63.4 であるのに対し低温成分の k が 1.5 であった。ChRM の地点平均方位はいずれも正帯磁で、Hb-type 火砕流堆積物のものは北西方向に、Px-type 火砕流堆積物のものは北東方向にそれぞれ集中し、それらは全て本調査地域での現在の地球磁場方位 (IGRF, D =約 -9.2°, I =約 57.9°) と一致しない (Fig. 6). ChRM の地点平均方位を火砕流堆積物ごとに平均すると、Hb-type 火砕流堆積物について $N=7$, $D=-27.1^\circ$, $I=66.3^\circ$, $\alpha_{95}=2.7^\circ$, $k=511.2$. Px-type 火砕流堆積物について $N=6$, $D=19.8^\circ$, $I=67.5^\circ$, $\alpha_{95}=4.6^\circ$, $k=213.8$ となり、火砕流堆積物ごとに一致を示す (Table 3, Fig. 7). これら 2 方向は 95% 信頼限界円が互いに重ならず有意な差がみられ (Fig. 7), 角距離にして $18.0^\circ \pm 7.3^\circ$ ($46.9^\circ \pm 18.7^\circ$ の偏差差, $1.2^\circ \pm 7.3^\circ$ の伏角差) 離れている (Table 3).

5-3 古地磁気方位データの評価

地質調査と段階熱消磁実験の結果をまとめると以下のようになる。(1) 試料が基質部分、本質岩片、石質岩片のいずれであるかにかかわらず ChRM の方位は地点内でよく一致し (Table 1), これは ChRM が堆積物の定置後に獲得されたことを示している。(2) ChRM の地点平均方位は現在の地球磁場方位に一致しないので、ChRM は最近の粘性残留磁化ではない。(3) ChRM の地点平均方位は、採取地点が異なっても、溶結の程度が異なっても、同じ火砕流堆積物であればよい一致を示す (Fig. 7). これは 2 種類の火砕流堆積物それぞれが、溶結している地点、溶結していない地点にかかわらず、同時期に同起源の ChRM を獲得したことを示唆する。(4) 火砕流堆積物の溶結部では、Hb-type, Px-type とともに明瞭な柱状節理を発達させており、Px-type については扁平につぶれた本質レンズが認められる。このような節理の発達や溶結現象は、堆積物が高温で定置したことを示す証拠である

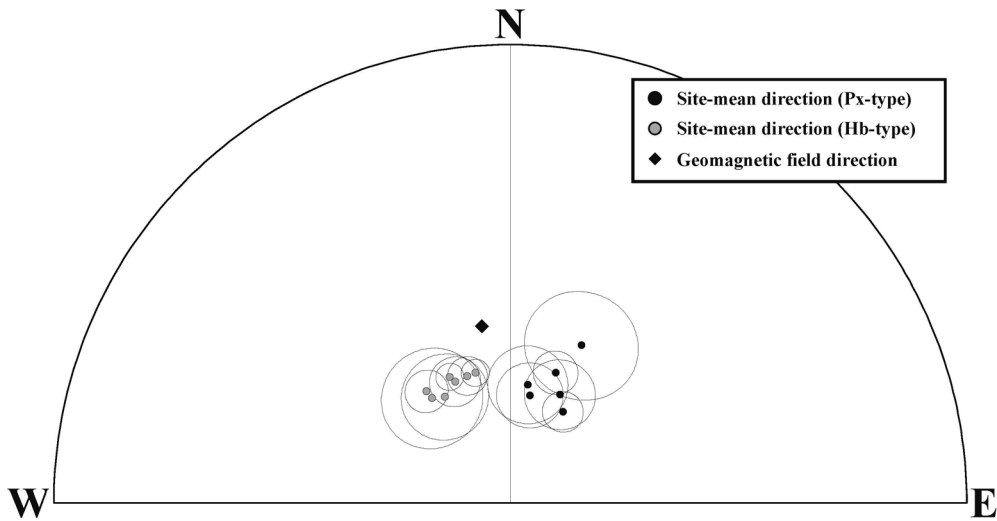


Fig. 6. Equal-area lower hemisphere projection of site-mean ChRM directions and 95% confidence circles for 13 sites (in situ). The present geomagnetic field direction is estimated based on the 2010 International Geomagnetic Reference Field (IGRF).

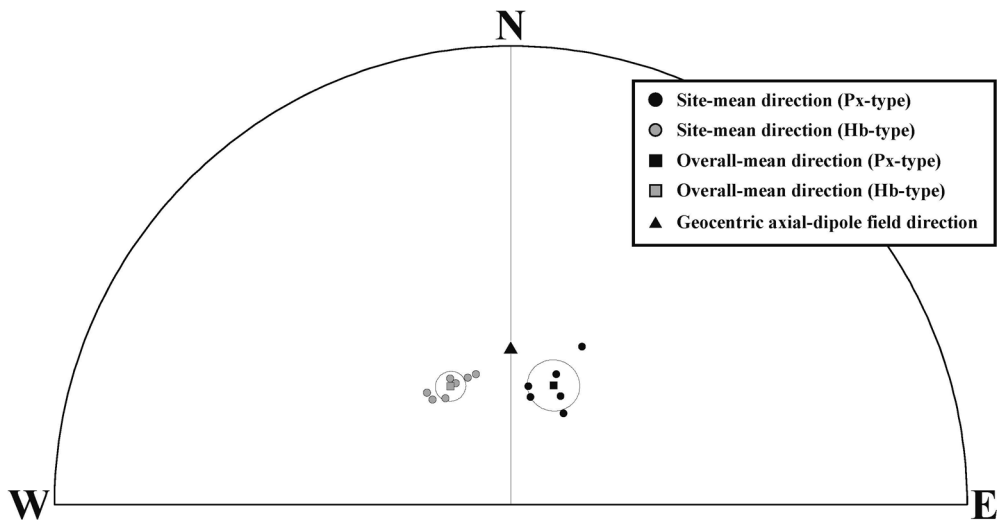


Fig. 7. Equal-area lower hemisphere projection of overall-mean directions and 95% confidence circles for Hb- and Px-types pyroclastic-flow deposits.

(Cas and Wright, 1991; Smith, 1960 b). 以上全ての観察事実、ChRM は火砕流堆積物形成時に獲得された初生的な熱残留磁化であると考え、最も合理的に説明される。なお、2 または 3 成分の磁化が見られた試料の低温成分と中温成分に関して、本研究の結果からはこれらの起源を特定できない。

溶結した火砕流堆積物に発達する柱状節理の方向および本質レンズの配列をもとに、堆積物の傾動について考

える。一般的に、火成岩体に発達する柱状節理の方向は、岩体の冷却面に対して直交する。また、本火砕流堆積物のような谷埋型の火砕流堆積物は、地形的低所に堆積する際、ほぼ水平な堆積上面を形成する（例えば Walker *et al.*, 1981）。このため、柱状節理は鉛直方向に支配的に発達すると予想される。Hb-type と Px-type 火砕流堆積物溶結部の柱状節理は、ともに鉛直方向に伸びていることから、Hb-type と Px-type 火砕流堆積物の堆積後、古地磁

Table 3. Overall-mean directions of Hb- and Px-types pyroclastic-flow deposits.

Site	Type	<i>N</i>	<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	α_{95} (°)	<i>k</i>
TS02, TS04, TS08, TS09, TS12, TS13	Px-type	6	19.8	67.5	4.6	213.8
TS01, TS03, TS05, TS06, TS07, TS10, TS11	Hb-type	7	-27.1	66.3	2.7	511.2

N, number of sites; *D*, declination; *I*, inclination; α_{95} , radius of 95% confidence circle; *k*, precision parameter.

気方位に影響を及ぼすような傾動は生じていないと判断できる。このため、ChRMの方位に傾動補正を行っていない。このことは、Px-type火砕流堆積物については、本質レンズが水平に配列していることから支持される。

ChRMの火砕流堆積物ごとの平均方位が有意に異なる (Fig. 7) 原因は、Hb-type火砕流の噴火以降Px-type火砕流の噴火以前に起きた地磁気の変動もしくは調査地域全体の回転である。後者の場合、調査地域全体が反時計回りに $46.9^\circ \pm 18.7^\circ$ 回転する必要があるが、中新世以降北海道中央部の回転運動が活発ではない (Jolivet *et al.*, 1994; Kodama *et al.*, 1993) ことから、原因が回転にあるとは考えにくい。地磁気の変動には永年変化、エクスカージョン、逆転などがある。ChRMの火砕流堆積物ごとの平均方位は角距離にして $18.0^\circ \pm 7.3^\circ$ しか差はなく、本調査地域での現在の地心双極子磁場方位 ($D=0^\circ$, I = 約 62.4°) と近い (Fig. 7) ことから、この差を生じさせた原因は永年変化と考えてよい。

以上の議論から本論では、ChRMの地点平均方位を火砕流堆積物ごとに平均したもの (Table 3, Fig. 7) を、火砕流堆積物形成時の古地磁気方位 (Hb-type について $D=-27.1^\circ$, $I=66.3^\circ$, $\alpha_{95}=2.7^\circ$; Px-type について $D=19.8^\circ$, $I=67.5^\circ$, $\alpha_{95}=4.6^\circ$) とする。

6. 議 論

6-1 Hb-type と Px-type 火砕流の噴火は一連であったか

天人峡では2種類の火砕流堆積物の間に礫層 (A-1 層) が挟在している。佐藤・和田 (2011, 2015) はA-1層 (佐藤・和田, 2015のLayer 2 上部) にHb-type火砕流堆積物起源の溶結凝灰岩片が含まれていることから、Hb-type火砕流の噴火後、Hb-type火砕流堆積物が溶結し、A-1層が形成され、その後Px-type火砕流の噴火が起きたとした。さらに本研究の結果、2種類の火砕流堆積物の古地磁気方位には有意な差があり、これは両噴火の間に地磁気方位が角距離にして $18.0^\circ \pm 7.3^\circ$ 変化するだけの時間があったことを示している。したがって、2種類の火砕

流は一連の噴火で噴出されたのではなく、その噴出時期には明らかな差があった。

6-2 噴出間隙の程度

では、噴出時期の差はどのくらいの長さだろうか? 現状では、噴出間隙を見積もれるだけの地質学的証拠は乏しい。また、本調査地域周辺で30ka以前の永年変化記録が報告されていないので、得られた古地磁気方位と既存の永年変化記録との対比によって火砕流堆積物の形成年代を推定することは難しい。そこで本論では、最も変化が速いときの永年変化の速度を既存の永年変化記録から見積もり、それを用いて最短の噴出間隙を推定することを試みる。なお、永年変化による地磁気の変動は周期的で、同じ地磁気方位を示す年代が複数あるため、同じ方法で最長の噴出間隙を見積もることはできない。

得られた2つの古地磁気方位は偏角方向の差 ($46.9^\circ \pm 18.7^\circ$) が卓越していることから、本論では地磁気偏角の永年変化の速度に着目する。一般的に、永年変化によって生じる偏角の変化は、地球上では極に近い場所 (高緯度) ほど大きくなり、赤道に近い場所 (低緯度) ほど小さくなる (Merrill and McElhinny, 1983)。このため、偏角変化速度は高緯度ほど大きくなり、低緯度ほど小さくなると予想される。偏角変化速度が過剰に大きく、もしくは小さく見積もられるのを避けるために、偏角変化速度の見積もりは本調査地域 (約 44° N) から緯度にして南北 20° 以内の範囲 (24° – 64° N) の永年変化記録から行う。永年変化速度を見積もる際は、既存の永年変化記録から偏角が 47° 以上変化している箇所を抽出し、さらにその中から最も短い期間で偏角が 47° 変化する部分を取り出し、その部分の偏角の平均変化速度を求める。本論で参考とするのは、中国、ロシア、ヨーロッパ、北アメリカ、日本のものである。

これらの地域で報告された過去数万年間の永年変化記録によると、偏角が 47° 変化するのに必要な期間の最短は、中国東端の東シナ海 (約 28° N, 約 122° E) で 8,800 yBP 前後の約 350 年 (Zheng *et al.*, 2014 の Fig. 6 参照)、ロシア西部のカレリア (約 62° N, 約 34° E) で 11,800 yBP

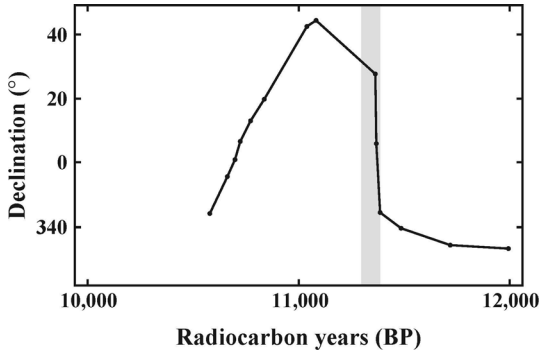


Fig. 8. Paleosecular variation declination record derived from volcanic rocks in western North America (see Hagstrum and Champion, 2002, for details). The shaded region indicates the minimum time period for 47° declination change. Modified after Hagstrum and Champion (2002).

前後の約 200 年 (Bakhmutov and Zagniy, 1990 の Fig. 9 参照), ヨーロッパ北部のスウェーデン (約 64° N, 約 19° E) で 2,400 yBP 前後の約 250 年 (Snowball and Sandgren, 2002 の Fig. 8 B 参照), 北アメリカ西部のオレゴン州 (約 43° N, 約 119° W) で 11,350 yBP 前後の約 100 年 (Hagstrum and Champion, 2002 の Fig. 5 参照), 日本南西部で 4,600 yBP 前後の約 350 年 (Hyodo *et al.*, 1993 の Fig. 11 参照) である。したがって、偏角の変化が最も速いのは北アメリカ西部のオレゴン州の永年変化 (Fig. 8) で、その平均変化速度はおよそ 0.47°/yr と見積もられる。この変化速度を用いると、得られた 2 つの古地磁気方位の偏角差である 46.9° ± 18.7° を生じさせるのに必要な時間は約 100 ± 40 年となる。以上の議論から本論では、Hb-type と Px-type 火砕流の噴出時期に最短で約 100 ± 40 年の差があると推定する。

佐藤・和田 (2012) は御鉢平カルデラ形成期の珪長質マグマ溜りについて、2 種類の火砕流の噴火に関与した珪長質マグマの深度が Hb-type について約 6–9 km, Px-type について約 6–8 km となり、ほぼ同じであることから、両者はそれぞれ独立したものではなく 1 つであったと想定した。この際彼らは、Px-type 珪長質マグマの温度 (800°–810°C) が Hb-type のそれ (750°–770°C) より高い理由は、Hb-type 火砕流噴出時のマグマ混合によって珪長質マグマの温度が上昇したためであると解釈し、噴火と噴火の間に時間間隙が存在すれば、温度上昇したマグマ内で新たな結晶が晶出するなどして、Hb-type 珪長質マグマから Px-type 珪長質マグマへ変化できると主張した。本研究の結果、2 種類の火砕流の噴火の間に最短で約 100 ± 40 年の時間間隙があることが明らかになり、

これは珪長質マグマ溜りに関する佐藤・和田 (2012) のモデルと調和的である。

7. おわりに

大雪山御鉢平カルデラ形成期には、Hb-type 火砕流の噴火後、少なくとも約 100 ± 40 年の時間間隙を挟み、Px-type 火砕流の噴火が起きた。このことは、カルデラ形成期の地下のマグマシステムについて議論する際、制約条件を与える。今後、精度よく議論するために、Hb-type 火砕流堆積物の絶対年代を測定し、具体的な時間間隙を求める必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、神戸大学の佐藤博明名誉教授およびマグマ学研究室の大学院生の皆様には、セミナーで有益な議論をしていただいた。神戸大学の兵頭政幸教授、乙藤洋一郎名誉教授、三木雅子博士およびダイナミクス研究室の大学院生の皆様からは、残留磁化についてのご指摘・助言を数多くいただいた。特に、兵頭政幸教授と三木雅子博士には論文原稿を読んでいただき、たくさんの有益なご指摘をしていただいた。地質調査では、関西学院大学の中岡礼奈博士に試料採取のお手伝いをしていただいた。査読者である鹿野和彦氏、味喜大介氏、および編集を担当して下さった後藤芳彦氏、長谷川健氏の建設的なコメントによって、原稿は大きく改善された。本研究を行うにあたり、公益財団法人日本科学協会の笹川科学研究助成による研究費の一部を使用した。大雪山国立公園内の岩石採取については、環境省と文化庁の許可を得た。これらの方々に深く感謝致します。

引用文献

- Bakhmutov, V. G. and Zagniy, G. F. (1990) Secular variation of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia. *Phys. Earth Planet. Int.*, **63**, 121–134.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V. (1991) Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bull. Volcanol.*, **53**, 357–380.
- Fisher, R. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, **217**, 295–305.
- Hagstrum, J. T. and Champion, D. E. (2002) A Holocene paleosecular variation record from ¹⁴C-dated volcanic rocks in western North America. *J. Geophys. Res.*, **107** (B1), EPM-8.
- 長谷川健・岸本博志・中川光弘・伊藤順一・山元孝広 (2009) 北海道東部、根釧原野および斜里平野における約 3 万 5 千～1 万 2 千年前のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史. *地質雑*, **115**, 369–390.
- Hyodo, M., Itota, C., and Yaskawa, K. (1993) Geomagnetic Secular Variation Reconstructed from Magnetizations of

- Wide-Diameter Cores of Holocene Sediments in Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 669-696.
- Jolivet, L., Tamaki, K., and Fournier, M. (1994) Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22237-22259.
- 勝井義雄・伊藤太一 (1975) 大雪山お鉢平カルデラ. 日本火山学会 1975 年度春季大会講演予稿集, p. 113.
- 勝井義雄・横山 泉・伊藤太一 (1979) 旭岳 火山地質・活動の現況および防災対策. 北海道における火山に関する研究報告書, **7**, 北海道防災会議, 42 p.
- 勝井義雄・加藤 誠・河内晋平・和田恵治 (1988) 層雲峡天城岩付近の地質. 1987 年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究, 9-16.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **62**, 699-718.
- Kodama, K., Takeuchi, T., and Ozawa, T. (1993) Clockwise tectonic rotation of Tertiary sedimentary basins in central Hokkaido, northern Japan. *Geology*, **21**, 431-434.
- 国府谷盛明・松井公平・河内晋平・小林武彦 (1966) 5 万分の 1 地質図幅および説明書「大雪山」. 北海道開発庁, 47 p.
- Merrill, R. T. and McElhinny, M. W. (1983) *The Earth's Magnetic Field: Its History, Origin and Planetary Perspective*. Academic Press, London, 401 p.
- 目次英哉 (1987) 御鉢平カルデラの火山活動史. 層雲峡博物館研究報告, **7**, 1-8.
- 中村有吾・平川一臣 (2000) 大雪御鉢平テフラの岩石記載学的特徴. 火山, **45**, 281-288.
- 大沼靖治・和田恵治 (1991) 大雪山, 旭岳の地質と岩石. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, **26**, 45-53.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2011) 大雪火山噴出物の露頭紹介 2—天人峡の御鉢平カルデラ噴出物—御鉢平カルデラから流出した 2 種類の火砕流の噴出順序. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, **45**, 1-8.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2012) 大雪火山群, 御鉢平カルデラ形成期における珪長質マグマ溜まりの進化過程. 火山, **57**, 177-197.
- 佐藤鋭一・和田恵治 (2015) 大雪火山, 御鉢平カルデラ形成期の噴出物と噴火活動. 火山, **60**, 159-166.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) (1990) 平成元年度 全国地熱資源総合調査 (第 3 次) 広域熱水流動系調査 十勝地域 火山岩分布・年代調査 報告書. 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 490 p.
- Smith, R. L. (1960 a) Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **71**, 795-841.
- Smith, R. L. (1960 b) Zones and Zonal Variations in Welded Ash Flows. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354-F.
- Snowball, I. and Sandgren, P. (2002) Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates. *The Holocene*, **12**, 517-530.
- 和田恵治・中村瑞恵・奥野 充・佐藤鋭一 (2003) 大雪山, 旭岳における最新の噴火年代について. 日本火山学会 2003 年度秋季大会講演予稿集, p. 158.
- 和田恵治・石崎直人・佐藤鋭一 (2007) 根釧台地, 別海町中春別露頭で同定された大雪山・御鉢平カルデラ起源の広域火山灰. 北海道教育大学大雪山自然教育研究施設研究報告, **41**, 55-65.
- 若佐寛子・中川光弘・斎藤 聡 (2006) 大雪火山, 御鉢平カルデラ形成時のマグマ供給系の構造と噴火プロセス. 月刊地球, **28**, 296-301.
- Walker, G. P. L., Wilson, C. J. N., and Froggatt, P. C. (1981) An ignimbrite veneer deposit: The trail-marker of a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 409-421.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. 地質調査研究報告, **61**, 161-170.
- Zheng, Y., Zheng, H., Deng, C., and Liu, Q. (2014) Holocene paleomagnetic secular variation from East China Sea and a PSV stack of East Asia. *Phys. Earth Planet. Int.*, **236**, 69-78.

(編集担当 後藤芳彦・長谷川 健)