

十和田火山平安噴火 (噴火エピソード A) の噴出物層序
及び噴火推移の再検討

広井良美*・宮本 毅**・田中倫久***

(2014年9月25日受付, 2015年4月16日受理)

Re-examination of Ejecta Stratigraphy and Eruptive Sequence of the Heian
Eruption (Eruptive episode A) in Towada Volcano, Northeast Japan

Yoshimi HIROI*, Tsuyoshi MIYAMOTO** and Michihisa TANAKA***

The Heian eruption (Eruptive episode A) is the latest activity of Towada Volcano, Northeast Japan that occurred in the 10th century A.D. The activity comprised both magmatic and phreatomagmatic eruptions, that produced deposits of corresponding faces. It is proved that the Heian eruption started with a magmatic eruption and was followed by a phreatomagmatic eruption, then the magmatic-phreatomagmatic cycle repeated once, and finalized by effusion of a large pyroclastic flow. This eruption sequence is constructed on the basis of our new recognition of the second phreatomagmatic deposits in the proximal area (OYU-4), and correlation of the proximal base surge deposits (OYU-S) with the distal phreatomagmatic deposits (OYU-2). The Towada caldera including the vent of the Heian eruption (Nakanoumi caldera) is known to be abundant water in the Heian Period. The Heian eruption indicates that the magmatic eruption does occur in the existence of abundant water in the early stage of eruption and it migrates into the phreatomagmatic explosion as time passes. This eruption sequence provides evidence that the silicic magma does not necessarily cause phreatomagmatic eruption even in the presence of enough water.

Key words: Towada volcano, Heian eruption, eruptive sequence, magmatic eruption, phreatomagmatic eruption

1. はじめに

十和田火山は青森県と秋田県の県境に位置する第四紀カルデラ火山である (Fig. 1a)。山頂部には約 55,000 年前以降の 3 回の大規模噴火によって形成された十和田カルデラが存在し、直径約 9 km、水深 100 m 前後の平たい盆地型の十和田湖を成している。十和田カルデラ内の南側には直径約 3 km、最大水深 327 m の鋭い頂角をもつ楕円錐台型の中湖カルデラが存在し、十和田火山は 2 重式のカルデラ火山となっている (Fig. 1b)。中湖カルデラの北縁は深い湖底谷で十和田湖と繋がっており、ここを通じて十和田湖の湖水が中湖カルデラ内に流入したとされている (及川・他, 2014; 大池, 1976)。中湖は十和田カル

デラ内で唯一明瞭な火口地形を示し、十和田火山最新の噴火活動である平安噴火の噴出火口であると推定されている (工藤, 2010a; 町田・他, 1981)。十和田火山ではカルデラ形成期から幾度もマグマ水蒸気噴火を生じているとされ (早川, 1983; Hayakawa, 1985)、今後の活動においてもマグマ水蒸気噴火の発生が懸念される。

マグマ水蒸気噴火は通常のマグマ噴火に比べ、地表付近での激しい爆発現象を伴うため、噴火の強度が飛躍的に増大する。またマグマ水蒸気噴火の噴出物として代表的なベースサージは、噴出源から全方位に高速で拡散するため、タール火山の 1965 年噴火 (Moore *et al.*, 1966) などに見られるような大被害をもたらすことがある。従っ

*〒980-8578 宮城県仙台市青葉区青葉 6 番 3 号
東北大学大学院理学研究科地学専攻
Department of Earth Sciences, Tohoku University, 6-3
Aza-Aoba, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan.

**〒980-8576 宮城県仙台市青葉区川内 41 番地
東北大学東北アジア研究センター
Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University,
41 Kawauchi, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8576, Japan.

***〒980-0811 宮城県仙台市青葉区一番町 1-4-28
アジア航測株式会社
Asia Air Survey Co., Ltd., 1-4-28 Ichiban-cho, Aoba-
ku, Sendai, Miyagi 980-0811, Japan.

Corresponding author: Yoshimi Hiroi
e-mail: hiroxi27@cneas.tohoku.ac.jp

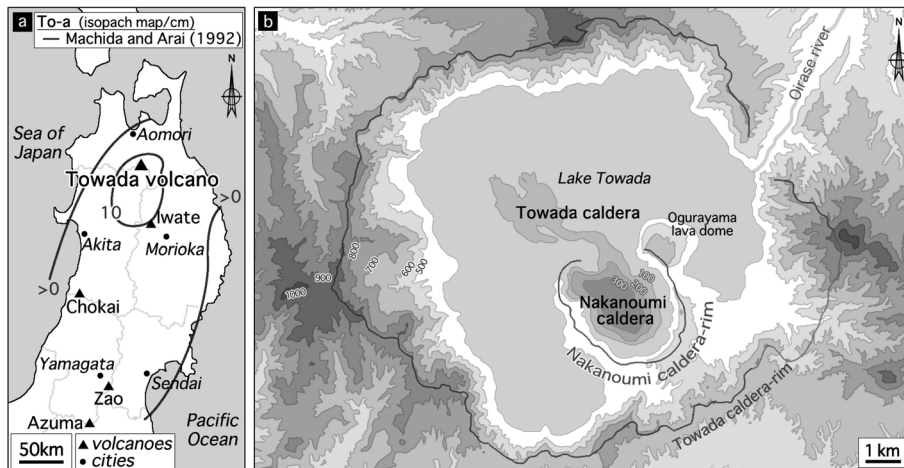


Fig. 1. (a) Location map of Towada Volcano and isopach map for To-a (Machida and Arai, 1992).
(b) Topographical map of Towada caldera and Nakanoumi caldera.

て、マグマ水蒸気噴火の発生のタイミングをそれぞれの噴火の推移から読み取ることは、防災の観点においても非常に重要である。

今回対象とする十和田火山平安噴火は、有史日本における最大級の噴火で（早川，1984；早川・小山，1998）、プリニー式降下軽石の発生から大規模な火砕流の流出に至る一般的なカルデラ噴火と同様の推移を辿ったとされる（Hayakawa, 1985）。一方で、平安噴火においても過去の噴火活動と同様にマグマ水蒸気噴火を生じていたことは、多くの研究により明らかにされている（町田・白尾，1998；松浦・他，2007等）。また、平安噴火ではマグマ噴火とマグマ水蒸気噴火の両方が起きていることは間違いないが、マグマ水蒸気噴火による噴出物の層位が先行研究の間で一致しないなど、平安噴火の噴火推移は必ずしも明らかになっていない。その原因としてはマグマ水蒸気噴火による噴出物は側方変化が著しいことが挙げられる。また十和田カルデラの外輪山の比高が湖面から約300m以上あり、カルデラ壁を越えて山麓にまで噴出物が達するには地形的な制約が大きく、給源近傍と遠方に分布する噴出物の対比が困難なことも、層序の不一致の一因と考えられる。本論では、給源火口である中湖カルデラの近傍から遠方まで詳細な地質調査を行い、平安噴火の噴出物を解析した。特にマグマ水蒸気噴火による噴出物の対比に焦点を当て、噴出物の分布・規模、及び層序関係を明らかにすることで噴火層序の再検討を行い、平安噴火の推移を明らかにすることを目的とする。

2. 十和田火山の地質と平安噴火の研究史及び概略

2-1 十和田火山の活動史

十和田火山の噴火活動史は Hayakawa (1985) によってまとめられ、それぞれの噴火イベントは最新のものからアルファベット順に A, B, C... と区分されている。55,000 BP の奥瀬火砕流（噴火エピソード Q）、25,000 BP の大不動火砕流（同 N）、13,000 BP の八戸火砕流（同 L）によって直径 11 km に達する十和田カルデラの現在の外形が形成されたとされている。八戸火砕流に先行する降下軽石層はマグマ水蒸気噴火噴出物と互層しており（早川，1983）、このときすでにカルデラ内に湖水が存在したと推定されている。これらカルデラを形成した活動では主にデイサイト～流紋岩質のマグマが噴出した（Hunter and Blake, 1995）。十和田カルデラ形成直後からカルデラ内南部において、中湖カルデラの母体となった五色岩成層火山の形成（噴火エピソード K～H）が開始し（Hayakawa, 1985）、約 3,800 年かけて主に玄武岩質安山岩質マグマによるスコリアの噴出及び溶岩流の流出を繰り返した。（Hayakawa, 1985；工藤，2008；久利・栗田，1999）。

五色岩成層火山でのマグマ組成は、形成期の玄武岩質から、デイサイト質（約 9,200 年前の噴火エピソード E）を経て、流紋岩質（約 1,100 年前の噴火エピソード A：平安噴火）まで噴火毎に徐々に珪長質に変化する傾向を示す（久利・栗田，1999；柴・他，2001）。五色岩成層火山の中央火口を給源とする噴火エピソード E～A は、いずれもマグマ噴火から活動を開始し、その後マグマ水蒸気噴火へ移行するというよく似た推移を辿る（Hayakawa, 1985）。このように噴火エピソード E 以降の活動におい

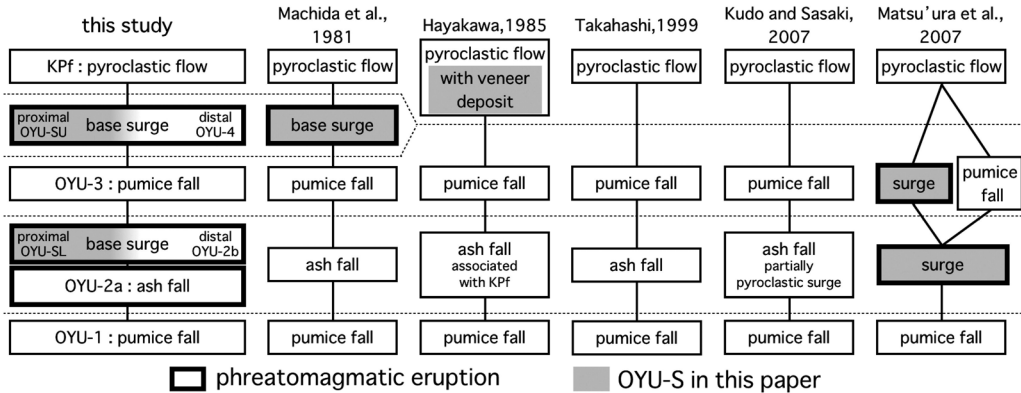


Fig. 2. Correlative stratigraphic columns of the Heian eruption deposits proposed by previous studies and this study. Thick-frame unit is phreatomagmatic eruption, and shaded unit is OYU-S in this paper.

て積極的な水の関与が生じるようになったことから、五色岩成層火山のカルデラ湖である中湖の形成が論じられてきたが（Hayakawa, 1985; 大池, 1976 等）、その時期に関して共通の見解は得られていない。

五色岩成層火山における一連の活動のうち、中湖カルデラを給源としない活動として約 7,500 年前の噴火エピソード D'がある。この噴火は五色岩成層火山北東縁においてマグマ水蒸気噴火から活動を開始し、その後溶岩ドーム（御倉山）を形成している（工藤, 2010a）。また、十和田カルデラ中央部北東寄りの位置には噴出年代の明らかになっていない活動（11.7-2.7 cal kyrBP と推定）として御門石溶岩ドームがある（工藤, 2010b）。

2-2 平安噴火の研究史

先行研究において、平安噴火噴出物は^{おおゆ}大湯浮石層（藤岡・佐藤, 1952 等）と、^{けまなひ}毛馬内浮石流凝灰岩（中馬・他, 1969; 中川・他, 1972 等）、御倉山溶岩ドーム（Hayakawa, 1985; 大池, 1976 等）の 3 ユニットから成るとされてきた。詳細な層序の研究は 1980 年代から、主に南西山麓での調査結果に基づいて行われてきた。Fig. 2 にまとめたように、町田・他 (1981) は大湯浮石層を 3 つの降下火砕物ユニットに区別し、Hayakawa (1985) はそれぞれ下位より Oyu-1, Oyu-2, Oyu-3 と命名した。それ以降、平安噴火噴出物は下位の 3 つのサブユニットからなる大湯降下火砕堆積物 (OY) と上位の毛馬内火砕流堆積物 (KPF: Kemanai Pyroclastic flow) の 2 つのユニットから成るとされてきた（高橋, 1999）。Hayakawa (1985) は Oyu-2 が毛馬内火砕流の co-ignimbrite ash (Sparks and Walker, 1977) に相当すると考え、プリニー式噴煙柱を形成した Oyu-1 に次いで毛馬内火砕流が噴出する、一般的なカルデラ噴火と同様の層序を示した。一方、町田・他 (1981) は、OY と KPF の間に分布が給源付近のみに限られるベース

サージ堆積物の存在を報告し、マグマ水蒸気噴火の発生を示唆した。町田・白尾 (1998) でもマグマ水蒸気噴火の発生が論じられたが、その層位は示されていない。工藤・佐々木 (2007) は Oyu-2 に 3 枚のユニットを認め、そのうち一部が降下火砕物ではなく火砕サージに由来するとした。松浦・他 (2007) はこのサージ堆積物を、火山ガラス組成の対比によってその遠方層に相当する Oyu-2 と Oyu-3 の同時異相の噴出物であると結論づけた。なお、Hayakawa (1985) はこのサージ堆積物を KPF の一部である veneer 堆積物 (Walker *et al.*, 1981) と判断している。

先行研究では、平安噴火が降下軽石から開始し、火砕流の流出によってクライマックスを迎えるという点で見解が一致している (Fig. 2)。本論では Hayakawa (1985) らの区分にない、大湯降下火砕堆積物に分類される平安噴火最初の軽石層を大湯火砕堆積物-1 (OYU-1)、その上位に堆積する火山灰層を大湯火砕堆積物-2 (OYU-2)、軽石層を大湯火砕堆積物-3 (OYU-3)、火砕流堆積物を毛馬内火砕流堆積物 (KPF) とし、これに町田・他 (1981) のベースサージ堆積物及び松浦・他 (2007) のサージ堆積物を大湯火砕堆積物-S (OYU-S) と表記する。大湯火砕堆積物は高橋 (1999) によって大湯降下火砕堆積物の名称が与えられているが、本論では流れ堆積物も含むことから、大湯火砕堆積物に改称することとする。これまでの研究では OYU-S がベースサージか否か、それがマグマ水蒸気噴火の発生に起因しているか、発生のタイミングがいつであるか、といった見解の相違が噴火層序の不一致の要因となっていることがわかる (Fig. 2)。

多くの研究において、御倉山溶岩ドームは平安噴火の火口を閉塞した最後の噴出物であると考えられてきた (Hayakawa, 1985; 大池, 1976; 高橋, 1999 等)。しかし工

藤 (2010a) により御倉山溶岩ドームの形成時期が平安噴火以前であることが明らかにされると同時に、平安噴火の給源が中湖カルデラであることが示された。

また広域テフラである十和田 a 降下火山灰 (To-a: 町田・他, 1981) は平安噴火噴出物由来とされているが、その起源は大湯火砕堆積物か毛馬内火砕流堆積物かで見解が分かれている (例えば、松浦・他, 2007; 山田・井上, 1990)。

これまで平安噴火は十和田 a 噴火、噴火エピソード A、915 年噴火など、いくつかの名称が与えられてきた (早川, 1984; Hayakawa, 1985; 高橋, 1999)。一方で、広域テフラ To-a は東北地方における 10 世紀前葉の重要な年代指標として、考古学をはじめ多くの分野において重宝されてきた。その噴火年代は古文書記録の解釈から西暦 915 年であるとされてきたが (町田・他, 1981 等)、直接的な自然科学的根拠が示されていないなど、年代解釈に検討の余地がある (例えば、小口, 2012; 奥野・他, 2010)。本論では、この噴火イベントが考古や歴史事象との関連が深いことを考慮し、時代観が明らかである名称として、松浦・他 (2007) が使用した「平安噴火」を用いる。

3. 研究手法

十和田カルデラ周辺及び十和田火山南麓～西麓のおよそ東西 60 km、南北 55 km の地域において地質調査を行った。特に給源近傍にのみ堆積する噴出物と遠方のみ観察される噴出物の対比を行うため、各噴出物の分布と層相変化を追うことに主眼を置いた。また調査結果を補助するために以下の室内分析を行った。

3-1 粒度分析

平安噴火噴出物 68 試料について粒度分析を行った。多量に採取した試料は四分割法 (宮本・他, 1983) により 300 g 以下まで縮分を行った。使用した標準ふるいの目の開きは 5ϕ ～ 4ϕ まで 0.5ϕ きざみの 18 段階で、振とう機でふるい分け、各粒径の乾燥重量を測定した。OYU-2 等の火山灰層では振とう機でふるい分けた後も礫に細粒粒子がまとわりついていたり、粒子の凝集がみられたが、指で軽く押すと崩れる程度の弱い固結であったため、可能な限りほぐして分析を行った。

3-2 軽石 / 石質岩片質量比

平安噴火噴出物 43 試料について、実体顕微鏡下において組織の違いから軽石 (本質物質) と石質岩片 (類質～異質物質) との分離を行い、それぞれの乾燥重量を測定した。試料には 0.5ϕ ($710\mu\text{m}$) 以上の粒子のみを用いた。なお平安噴火噴出物中に 0.5ϕ 以上の粒径を持つ遊離結晶は多くないため、石質岩片と遊離結晶は区別しない。

3-3 石質岩片の種類別構成比

軽石を除去した平安噴火噴出物 29 試料について、粒径 -1ϕ の粒子の礫種を実体顕微鏡下で分類し、その個数を測定した。

3-4 火山ガラスの組成分析

平安噴火噴出物の各ユニットについて、Oxford 社製エネルギー分散型 X 線検出器を装着した FE-SEM (日本電子製 JSM-7001F) を用いて火山ガラスの化学組成分析を行った。試料は軽石を鉄針で軽く砕き、粒径 90 – $125\mu\text{m}$ のガラスのみを取り出して樹脂に包埋し研磨片を作製した。分析条件は加速電圧 15 kV、電流値 1.41 nA、作動距離 10 mm、測定時間 50 s とした。なお分析に伴う軽元素の揮散を考慮し、倍率 10,000 倍の面分析 (約 $40\mu\text{m}^2$) で測定した。また、分析データの確度を評価するため、予め同様の手法で始良-丹沢火山灰 (AT テフラ) を分析し、町田・新井 (1992) のデータと相違ないことを確認した。

3-5 全岩化学組成分析

後述の黒曜石片の起源を明らかにするため、黒曜石片 2 試料、黒曜石～軽石漸移途中の岩片 1 試料、白色軽石 3 試料について全岩化学組成分析を行った。分析には東北大学地学専攻所有の蛍光 X 線分析装置 (Rigaku RIX-2100) を使用し、1:5 希釈のガラスビードを用いた。分析条件は Erdenesaihan *et al.* (2013) と同様に行った。

4. 調査結果

主要な調査地点を Fig. 3、各地点において得られた平安噴火噴出物の柱状図を Fig. 4 に示す。以後、露頭番号は Fig. 3 に準ずる。代表的な露頭の写真を Fig. 5a, c-i、各ユニットの等層厚線図ないし分布図を Fig. 6a, c-f、OYU-1 の軽石の等粒度線図を Fig. 6b に示す。従来認識されてきた OYU-1、OYU-2、OYU-3、Kpf の層序に加えて、給源近傍の十和田カルデラ壁上から山腹にかけて OYU-S、また、今回、OYU-3 と Kpf の間に挟む火山灰層 (大湯火砕堆積物-4: OYU-4 と称する) が新たに確認された。また、南側山麓の OYU-2 と給源近傍の OYU-S については、構成物の粒度や単層の層厚の違いにより 2 層のサブユニット (それぞれ下位より、OYU-2a と OYU-2b、OYU-SL と OYU-SU) に細分した。To-a はいずれのユニットとも共在せず、層位関係は不明であった。

今回の調査では、十和田カルデラ内の平安噴火噴出物はカルデラ北西部に Kpf のみ認められ、これ以外には分布を確認することができなかった。これは十和田カルデラ壁が非常に急峻でかつ湖まで直結しており、平坦な安定面が得られないために噴出物が保存されにくい環境である可能性が考えられる。また南東部には平地があるが、こちらも噴火エピソード B までの噴出物がごく限ら

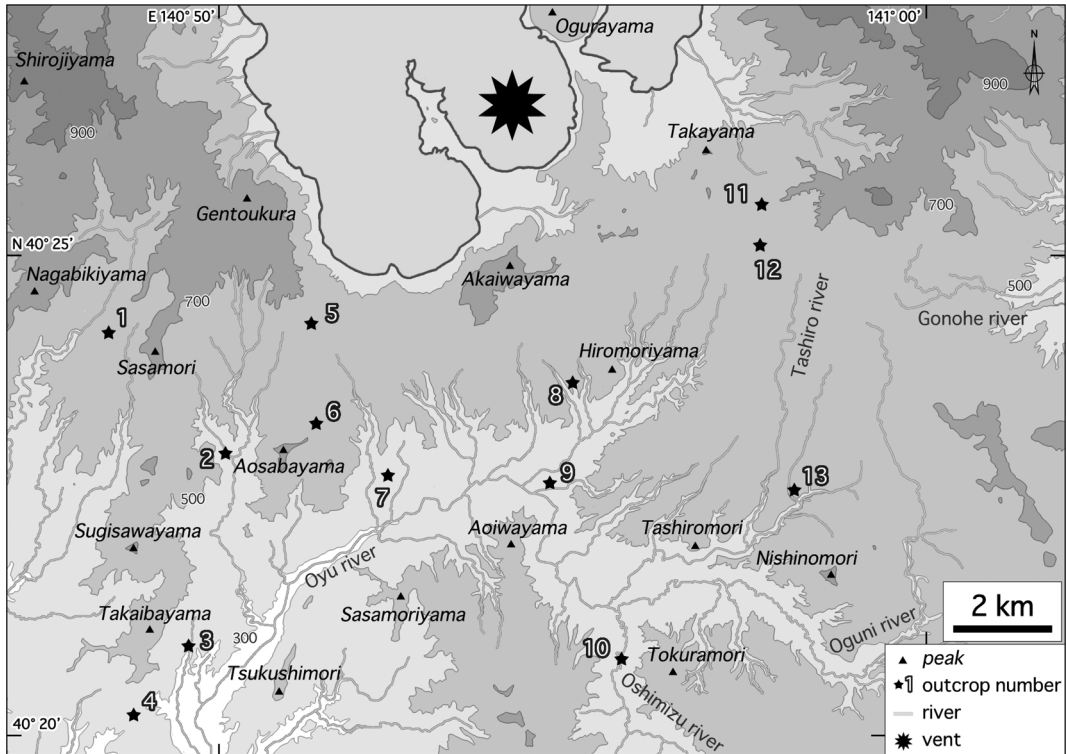


Fig. 3. Topographical map of the studied region with the numbered localities of important outcrops.

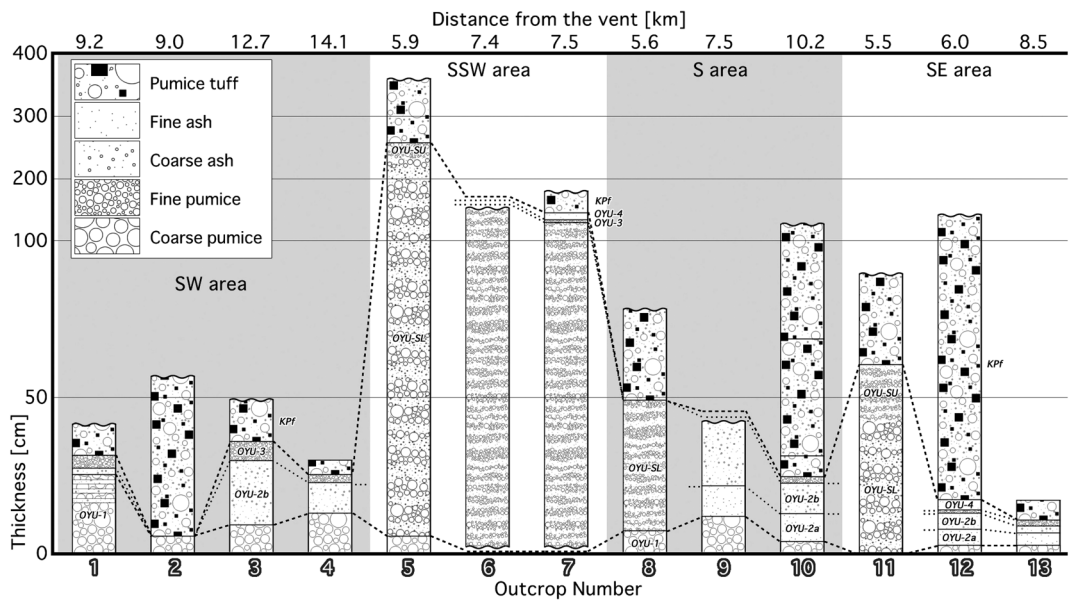


Fig. 4. Correlative stratigraphic columns of the Heian eruption deposits in important outcrops. The outcrop numbers correspond to those in Fig. 3.

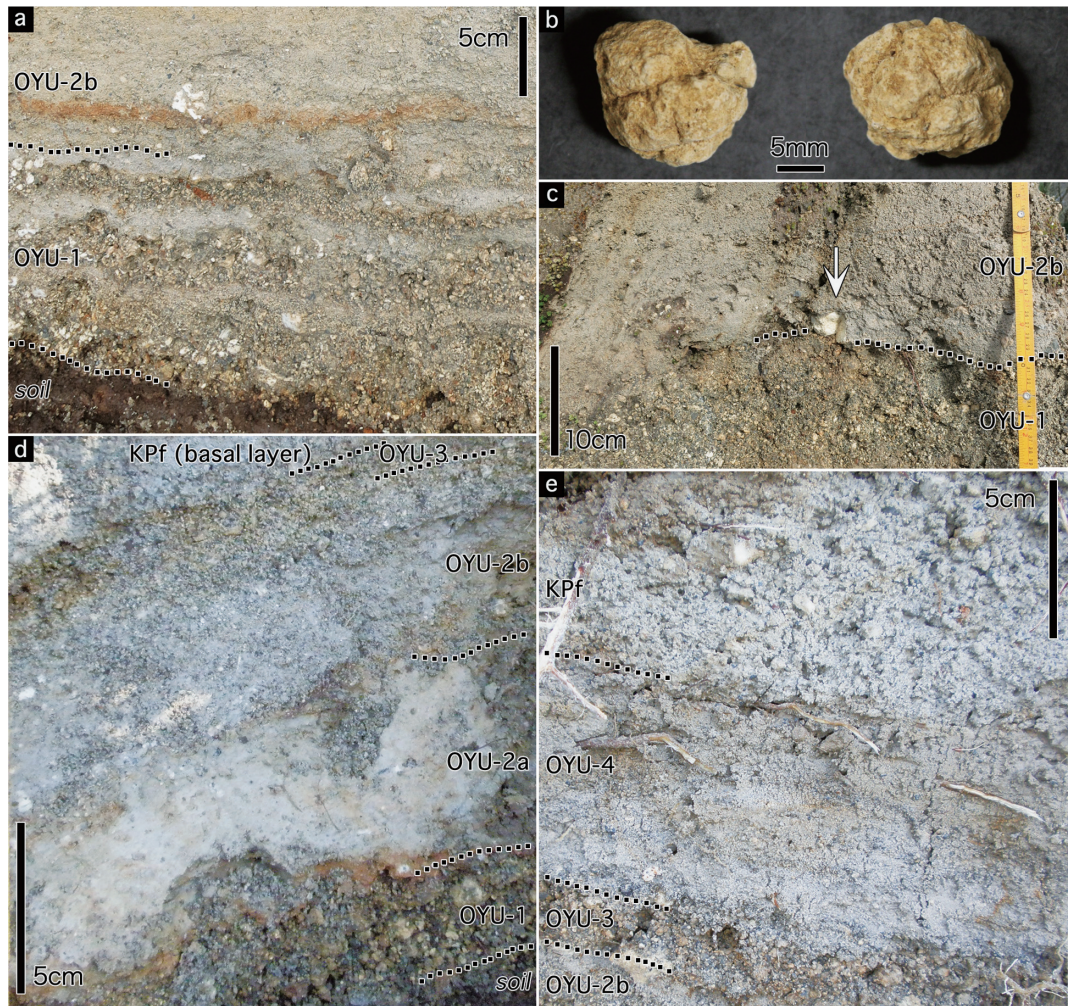


Fig. 5. Outcrop photographs: (a) OYU-1 and OYU-2b, 0.7km SSE from Loc. 7. These ash layers from intra-plinian flow are intercalated in OYU-1 pumice fall. (b) Cauliflower pumices within OYU-1. (c) OYU-1 and OYU-2b, 0.4 km SSE from Loc. 7. There is an outside pumice (white arrow) at border of OYU-1 and OYU-2b. (d) All units but OYU-S and OYU-4 at Loc. 10. OYU-2a and OYU-2b are separated clearly. (e) OYU-2b, OYU-3, OYU-4, and KPf, 0.5 km East from Loc. 12. OYU-4 shows faintly bedding.

れた地点に残されているのみで、いずれも保存状態は良くなかった。平野部においても平安噴火噴出物が保存されていない要因については不明であるが、現状カルデラ内で平安噴火噴出物を観察することは困難である。

以上の観察された層序関係を、近傍と遠方に分けて Fig. 7 に示す。その層位関係については後述するが、以下に個々のユニットを下位より記載する。本論中の噴出物粒径区分は Fisher (1961; 1966) に基づく。

4-1 大湯火砕堆積物-1 (OYU-1: 改称)

OYU-1 は従来認識されてきた通り、噴火開始時の地表面である黒色土壌を直接覆う軽石層である (Fig. 5a)。黒

色土壌の起伏に沿ってマントルベディングし、主に山頂部から山腹にかけては OYU-S に、山麓では OYU-2 に直接覆われる。火山灰基質はほとんど含まれず、淘汰の良い礫支持層である。石質岩片を多く含み、ゴマシオ状の層相を示す。層を構成する軽石は直角礫で給源からの距離に応じて細粒火山岩塊～粗粒火山灰までの粒度をとり、黄褐色を呈し、よく発泡している。また OYU-1 中に含まれる軽石火山礫は層位に関係なく 1～3 割程度がカリフラワー状軽石 (Fig. 5b; Heiken, 2006) である。

給源近傍では複数枚の火山灰層を挟在する (Fig. 5a)。模式露頭の地点 1 (N 40° 24' 11.8", E 140° 48' 28.8") では

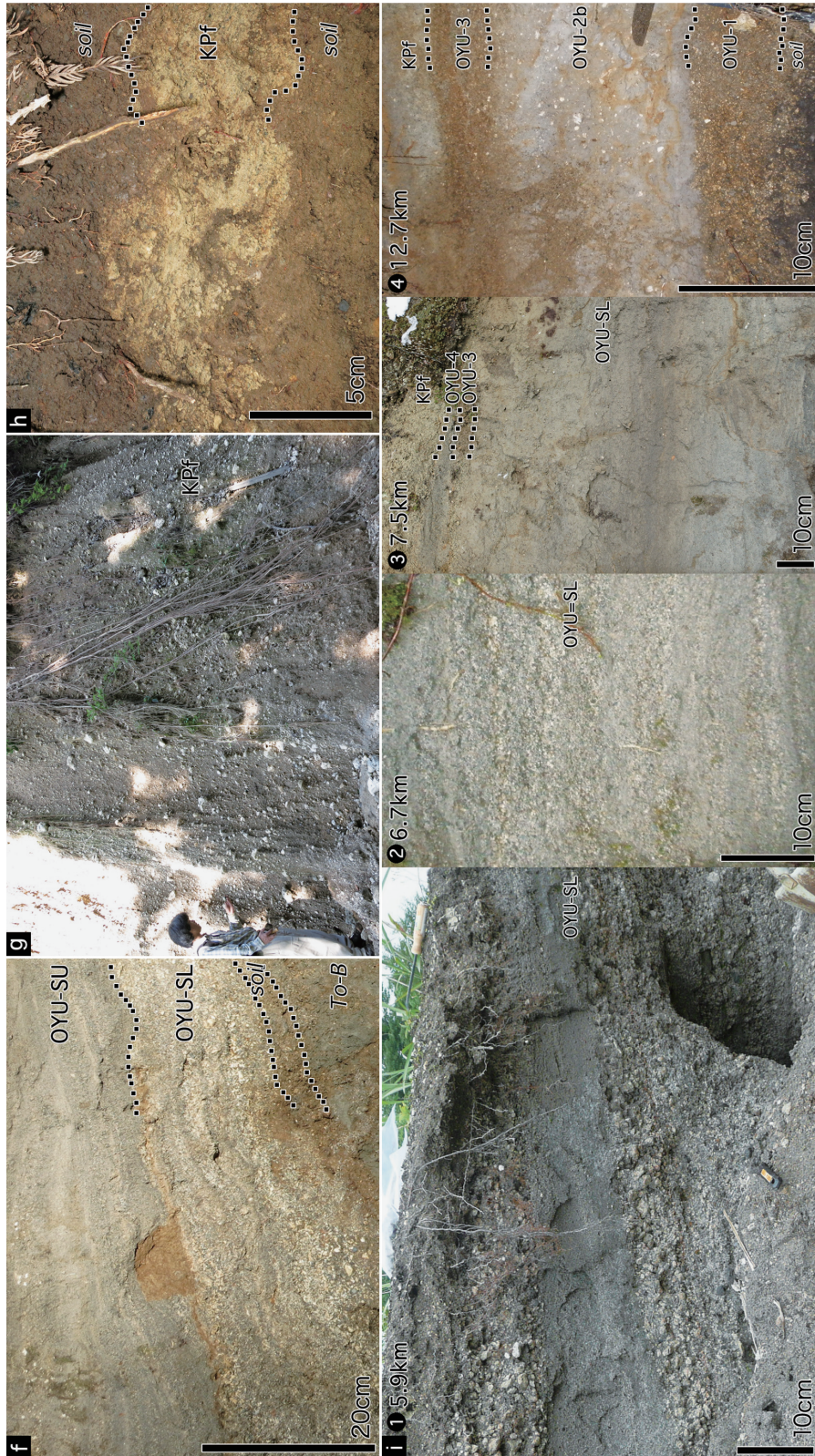


Fig. 5. Continued from the previous page. (f) OYU-S at Loc. 11. Coarser OYU-SL is covered by finer OYU-SU. Under the OYU-S, there are soil and To-B (Sobe ash). (g) KPF, 26 km SSW from vent. There is close to Yoneshiro river, and KPF is very thick. (h) KPF, 8.8 km NNE from vent over the Towada caldera rim. This deposits are very thin, and it is poor to lapilli. (i) The lithoface change to OYU-2b from OYU-SL in SW foot of mountain. The numbers in the each up left-hand corner give the distance from vent. *i-1*: OYU-SL at Loc. 5. The bedding of grain supported layer and matrix supported layer is clear. *i-2*: OYU-SL, 1 km SE from Loc. 5. Each grain/matrix supported layers are very thin. *i-3*: OYU-SL at Loc. 7. It shows bedding, but grain supported layers are almost diminished. *i-4*: OYU-2b at Loc. 3. Bedding is very faintly.

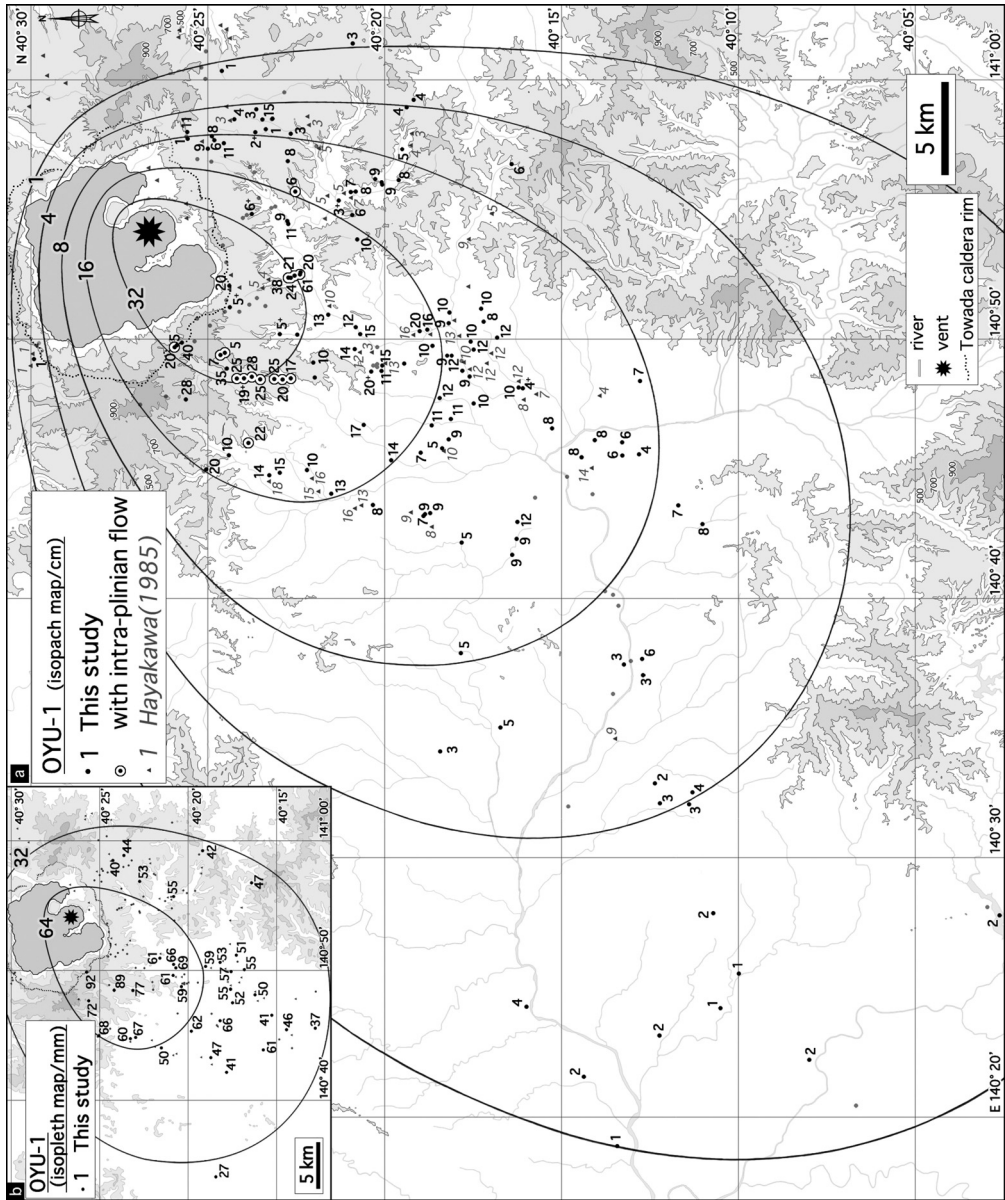


Fig. 6. Isopach (a, e), isopleth (b), and distribution (c, d, f) maps for all units of the Heian eruption deposits. Numerals show the thickness of tephra in centimeter. A part of thickness data for OYU-1 and OYU-3 is quoted from Hayakawa (1985) for reference. (a) OYU-1. Double circle points are outcrops that intra-plinian flow ash layers within OYU-1 are observed. (b) isopleth map of OYU-1. (c) OYU-2a, 4, and S. (d) OYU-2b. (e) OYU-3. (f) KPf.

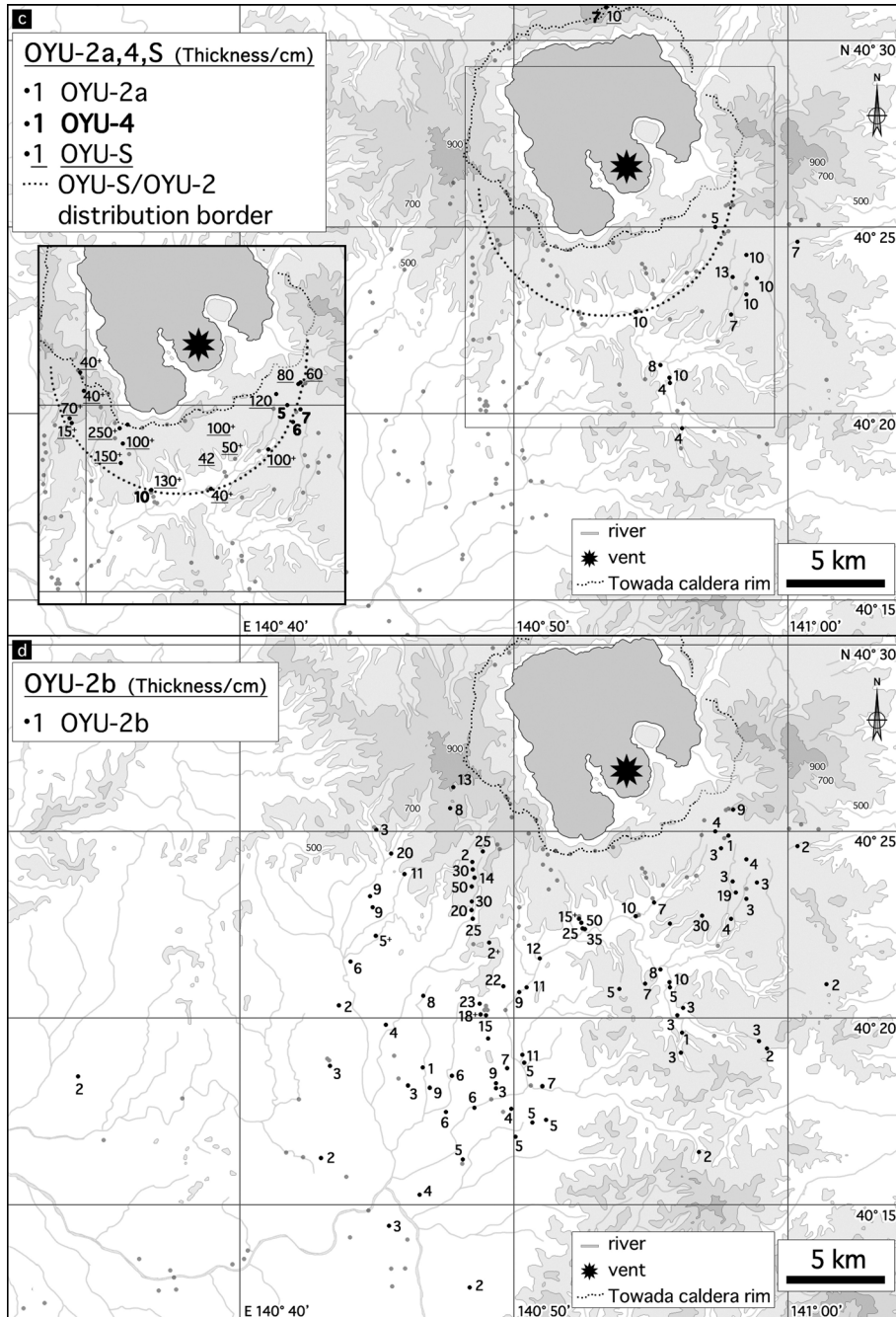


Fig. 6. Continued.

最下面から 2 cm 程度の位置に層厚 1 cm 程度の 1 枚の茶白色火山灰層，上部に厚さ 0.5 cm 程度の最大 5 枚の灰色火山灰薄層を挟在し，本体の軽石と互層を成している。これらの火山灰層はまれに軽石火山礫を含み，淘汰が悪い。いずれの火山灰層も OYU-1 本体の軽石層とは混合

せず，明瞭な境界をもって整合的に堆積している。火山灰層を除いた軽石礫主体の部分は層内を通じて構成粒子の粒度変化は認められず，均質な層相を示す。いずれの火山灰層も局所的な分布を示し，給源から離れるに従いゆるやかに層厚を減じる。おおむね給源から南西方向に

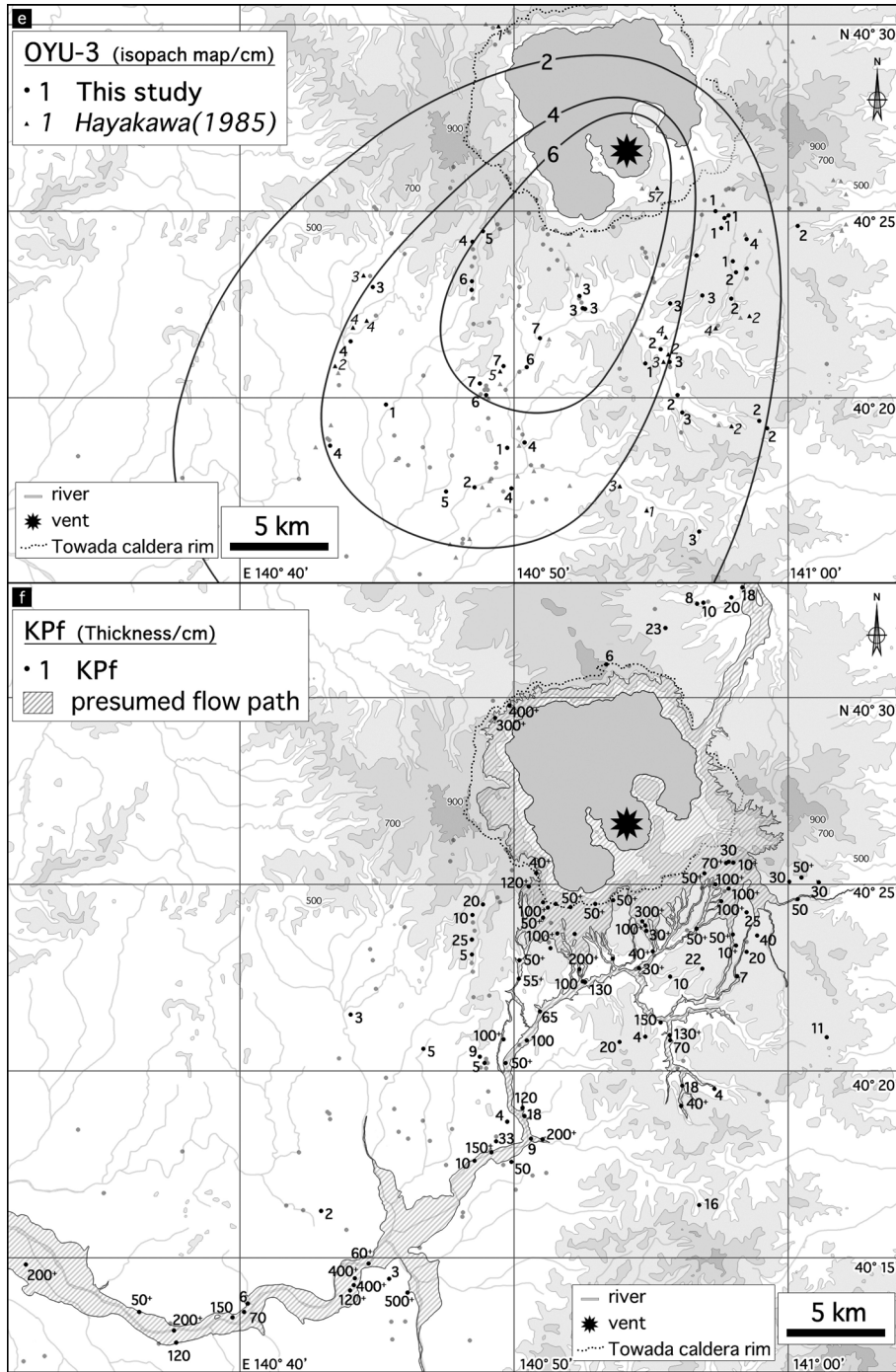


Fig. 6. Continued.

分布し、確認できる最も遠い露頭は給源から 12.5 km である。遠方地域の OYU-1 は火山灰層を挟み、軽石火山礫の級化等の層内の粒度変化も伴わない均質な層相

を示す。

OYU-1 は上位層との境界部に中央粒径の数倍の大きさ（最大 10 cm）に達する火山礫～細粒火山岩塊の軽石

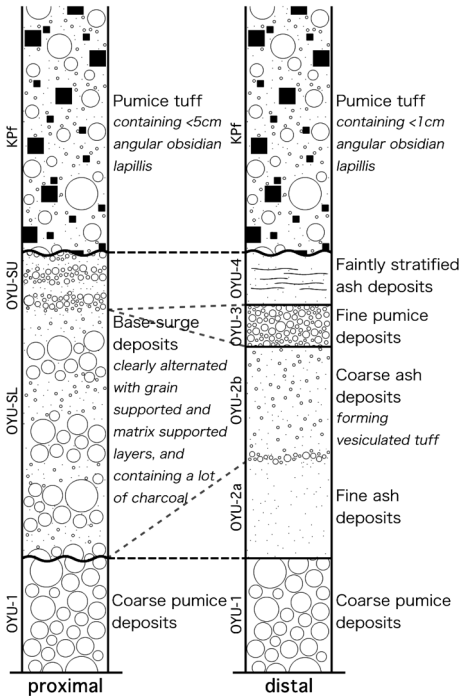


Fig. 7. Schematic stratigraphic column showing correlation between the proximal and distal faces of the Heian eruption deposits.

が点在するケースが多く (Fig. 5c), この軽石は給源から 20 km 以上離れた地点や湖を挟んだ十和田カルデラ北縁においても観察される。

OYU-1 は距離に応じた層厚の減少が明瞭であり、南西方向に分布主軸をもつ (Fig. 6a)。給源より 80 km 遠方まで堆積物を確認できる。給源近傍の OYU-1 は層厚のばらつきが顕著であり、上位層による削剥を受けた結果であると考えられる。噴出量は等層厚線図 (Fig. 6a) より、Pyle (1989) の手法を用いて約 $2.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ と求められる。

OYU-1 の軽石を大きい物から 5 つ測定した平均値の最大粒径線図を Fig. 6b に示す。等層厚線図と同様南西方向の分布傾向を示すが、分布主軸と直交方向にやや広がりをもつ。

4-2 大湯火砕堆積物-2 (OYU-2: Hayakawa, 1985 を再定義)

OYU-2 は主に南麓の遠方域において、OYU-1 を直接覆い OYU-3 に覆われる火山灰層である (Fig. 5d)。先行研究では単層と認識されることが多いが、層中央部に薄い軽石層を挟み、その上下で特徴が異なるため、本論では下位層を OYU-2a、上位層を OYU-2b として区別する。

4-2-1 大湯火砕堆積物-2a (OYU-2a: 新称)

OYU-2a は平安噴火噴出物中で最も細粒な灰白色火山

灰層であり、下位層 OYU-1 の上面を乱すことなく堆積し、観察された全ての地点において OYU-2b に覆われている。塊状無層理で固く締まっており、細粒火山灰が主体であるが最大 1 cm の大小様々な軽石火山礫を含み、淘汰はよくない。軽石火山礫は白色に近い薄茶色で、表面に極細粒粒子が固着した armored lapilli (Waters and Fisher, 1971) が多い。OYU-2 の模式露頭とした地点 10 (N $40^\circ 20' 49.9''$, E $140^\circ 55' 33.4''$) では最大層厚 10 cm である。

OYU-2a はいずれの露頭でも一律な層相を示し、給源からの距離による変化は小さいが、観察されたうち給源に近い地点 9 及びその周辺では多量の炭化木片を含む。

OYU-2a は明瞭な分布主軸をもたないが、南東方向に露出が偏る。分布は 7.5 km 以遠 15 km 圏内に限られる (Fig. 6c)。観察された露頭が少なく正確な噴出量を求めることはできないが、各地点の層厚及び分布面積から、おおよそ $1.2 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積もられる。

4-2-2 大湯火砕堆積物-2b (OYU-2b: 新称)

OYU-2b も 2a と同様火山灰層であるが、下位層を削剥していることから流れ堆積物であると判断できる。OYU-2a と比較すると、淘汰が良く粗粒な灰白色火山灰層で、armored lapilli はやや少ない。OYU-2a と同様に固く締まった火山灰層で、大小様々な軽石火山礫を含む。火山灰で構成される基質部分には滑らかな孔壁をもつ直径 3 mm 以下の卵形～伸長ないし屈曲した気孔を多数含み、vesiculated tuff (Lorentz, 1974) を形成していることが最大の特徴である。わずかな粒度の違いによる弱い層構造を示し、層構造の粗粒部ほど気孔が顕著である。模式露頭とした地点 10 では下位の OYU-2a を大きく削剥し、上面が平坦になるように最大層厚 10 cm で堆積する。

地点 10 より給源に近い地点 9 では他地点と層相が大きく異なり、vesiculated tuff を形成していないほか、層内に粗粒火山灰～火山礫の薄い軽石層を複数枚挟在する。

OYU-2b も OYU-2a と同様に明瞭な分布主軸はもたず、ほとんどが南麓の 7.5 km 以遠に広く分布する (Fig. 6d)。その分布は地形的高所が続く南東方向よりも低平な南西方向に顕著である。OYU-2a と比較して分布範囲が広く、給源から 15 km 以遠では OYU-2b のみが堆積する。噴出量は各地点の層厚及び分布面積から、おおよそ $4.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ と算出される。

4-3 大湯火砕堆積物-3 (OYU-3: 改称)

OYU-3 は従来認識されて来た通り、OYU-1 とよく似た軽石層で、よく発泡した黄褐色の軽石からなる淘汰の良い礫支持層である。下位層の上面に沿ってマントルベディングし、給源からの距離に応じて火山礫～粗粒火山灰までの粒度をとる。山腹において OYU-S を、山

麓では OYU-2b を直接覆い、山頂部から山腹において OYU-4 に、山麓において KPf に直接覆われる。層相は OYU-1 と類似するが、両ユニットが観察される模式露頭地点 4 (N 40° 20' 10.1", E 140° 48' 54.1") では OYU-1 よりも明らかに粒度が細かく、かつ層厚が薄い。また石質岩片に乏しく、OYU-1 のようなゴマシオ状の様相を示さないなど、OYU-1 とは明瞭に区別される。

給源近傍及び谷部では OYU-3 を確認することはできないが、南南西方向に分布軸を持つことがわかる (Fig. 6e)。明瞭な層として確認できるのは 25 km 圏内に留まり、OYU-1 と比して分布範囲は狭い。多くの地点で OYU-2b を直接覆うが、今回、給源から約 7.5 km の地点 7 において OYU-SL を直接覆い、OYU-4 に直接覆われているのを確認できた (Fig. 5i-3)。Pyle (1989) の手法により見積もられた噴出量は約 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ である。

4-4 大湯火砕堆積物-4 (OYU-4: 新称)

今回新たに認識された OYU-4 は、OYU-3 を直接覆い KPf に直接覆われる火山灰層である (Fig. 5e)。層位は町田・他 (1981) が示したサージ堆積物に相当するが、詳細な堆積物記載がないため、詳しい対比は行えない。灰白色の火山灰基質を主とし、1 cm 未満の軽石火山礫をごく微量含むなど、全体として淘汰は悪く、まれに下位層を削剥している。模式露頭とした地点 12 (N 40° 24' 55.6", E 140° 57' 23.1") では層厚 5 cm で、層の下部に石質岩片の濃集が見られる場合もある。OYU-2a 同様に細粒火山灰に富み、OYU-2b と酷似した弱い層構造を示すが、OYU-2 とは間に OYU-3 を挟んで上位に観察されることから区別される (Fig. 5e)。また OYU-2 と比較して層厚は薄く、最大で 10 cm 程度である。確認された全ての露頭において KPf に直接覆われ、火砕流堆積物の basal layer (Sparks *et al.*, 1973) と似た層相を示すが、KPf に特徴的に含まれる黒曜石片をほとんど含まないことから KPf とは区別される。

OYU-4 は給源より南東方向の十和田カルデラリムから伸びる尾根部 6~7 km 圏内、及び給源より南南西方向の 7.5 km 地点、北側の十和田カルデラリム上でのみ堆積が確認され (Fig. 6c)、平安噴火噴出物中で最も分布範囲が狭い。噴出量は各地点の層厚及び分布面積からおおよそ $1.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積もられ、OYU-2a と同程度である。

4-5 大湯火砕堆積物-S (OYU-S: 新称)

OYU-S は、町田・他 (1981) のベースサージ堆積物、Hayakawa (1985) の KPf の veneer 堆積物の一部、及び松浦・植木 (2008) の火砕サージ堆積物に相当する。OYU-2 と共在せず、多くの地点において OYU-1 を直接覆い、KPf に覆われる。OYU-S の模式露頭とした地点 5 (N 40° 24' 23.4", E 140° 51' 12.1") は給源より南西約 6 km の地

点であり、十和田湖唯一の流出河川である奥入瀬川を除いて十和田カルデラリムが最も低くなる南西縁上 (標高 670 m) に位置する。ここでの総層厚は約 250 cm で、Fig. 5i-1 に示すように明瞭な層理を示す軽石火山礫を主体とする礫支持層と軽石質の火山灰を主体とする基質支持層とが累重した互層を成す。各単層は下位の単層に対しておむね一定の層厚を保ち平行に堆積しているが、一部では斜交層理を示し、下位層を削剥する流れ堆積物であることがわかる。単層の平均層厚は 10 cm 程度、最大で 50 cm であるが、KPf との境界付近の上部 30 cm は、単層の厚さが 2 cm 以下の薄層が累重する。OYU-S の上部に薄層が累重する特徴は、カルデラ壁上の近傍域でのみ見ることができる。このように OYU-S の上部と下部において、構成する単層の厚さが明瞭に異なり (Fig. 5f)、また OYU-S 下部の層理を切って上部が堆積しているのが観察される地点もあることから、本論では OYU-S を下部 (OYU-SL) と上部 (OYU-SU) の 2 つに区分する。OYU-SL と OYU-SU の各地点における層厚の比は、カルデラ南西部の地点 5 では 7:1 (総層厚 250 cm)、南東部の地点 11 では 7:3 (総層厚 60 cm) と、カルデラ南東側において OYU-SU の占める割合が大きい。

OYU-SL の礫支持層は白色軽石火山礫を主とし、石質岩片をまばらに含むが火山灰に乏しく、淘汰が良い。まれに直径 20 cm 程度の軽石も含む。一方で基質支持層は灰色の火山灰層で、直径 2 cm 程度の白色軽石火山礫をまばらに含む場合もあるが、礫支持層と同様に淘汰は良い。OYU-SL は底部で OYU-1 を削剥している様子も確認できる。OYU-1 の軽石は黄褐色で発泡が良いのに対し、OYU-SL 中の軽石は白色で発泡が悪い。

OYU-SL 中には多量の炭化木片が含まれ、最大で直径 20 cm に及ぶ炭化樹幹もある。地点 5 における大部分の炭化木は、層理に沿ってほぼ水平で、おむね樹幹の伸びの方向が N 40° W に配向しており、これは給源である中湖の方向に対して直交する向きに対応する。また配向した太い炭化樹幹の周囲では、樹幹の給源側に粗粒粒子が密集し、樹幹の存在しない部分に比べ細粒粒子に乏しい。

地点 5 より約 1.5 km 南方に位置する地点 6 では OYU-SU が存在せず、また OYU-SL の層相も大きく変化する。礫支持層と基質支持層とが互層を成す点は地点 5 と同様であるが、各層厚が 1 cm 前後と薄く、かつ基質支持層の割合が増加し、礫支持層が尖滅している様子も観察できる。また礫支持層・基質支持層ともに細粒になり、OYU-SU の層相にやや類似する (Fig. 5i-2)。同様の層相変化は地点 5-6 のほかにさらに給源から離れた地点 8 周辺などにおいても観察される。

Fig. 5f に示すように、OYU-SU も同様に礫支持層と基質支持層に分かれるが、OYU-SL と比べて明らかに粒度が細かく、かつ基質支持層の比率が高い。そのため層構造をもつ 1 枚の火山灰層のように見える場合がある。

OYU-S は給源から 7.5 km 圏内のみで観察されるが (Fig. 6c)、主な分布は十和田カルデラリムが低くなる南西縁、南縁、南東縁とそこから始まる谷地形中に限られ、赤岩山や広森山といったカルデラリム上の高地やその背域（南側斜面）では分布が確認できない。また OYU-SL はこれらのカルデラリム低所に満遍なく分布しているが、OYU-SU は南西縁及び南東縁方向の 6.5 km 圏内のみ分布する。噴出量は各地点の層厚及び分布面積からおおよそ $2.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ と見積もられる。

4-6 毛馬内火砕流堆積物 (KPf: Hayakawa, 1985)

KPf は従来認識されてきた通り、平安噴火噴出物の最上位層をなす軽石流堆積物である。主に十和田カルデラ壁上から南西の鹿角盆地^{かつの}に至る約 20 km の沢沿いと、鹿角盆地から西方の米代川下流域^{よれしろ}に分布する (Fig. 6f)。塊状無層理で多くの地点において下位層を削剥しており、観察されたいずれの地点においても溶結はしていない (Fig. 5g)。

KPf は流走距離や地形に応じて多様な層相を示す。給源火口に最も近く、カルデラ壁上の鞍部に相当する地点 5 では、OYU-S を覆って層厚 100 cm 以上で堆積する。ここでは基質の灰白色火山灰に富み、無層理で淘汰の悪い層相を示す。含まれる軽石及び石質岩片の最大粒径は 5 cm で、石質岩片も含め級化構造は認められない。軽石火山礫は白色で発泡が良い。また、armored lapilli も多く含まれる。地点 5 をはじめとした近傍地域では火山礫石質岩片に富み、特に黒曜石片が目立つ。黒曜石片は軽石と漸移している岩片も多く含まれ、顕微鏡下では流理構造も観察される。後述の全岩化学組成分析結果からも、火砕性黒曜石 (中村, 2009) であることがわかる。

十和田火山の南側山麓、大湯川の下流域においては炭化木を含む。山麓での KPf の層相はカルデラリム上に分布するものと類似するが、近傍と比較して軽石火山礫を多く含む。また南東から東南東方向の一部地点 (地点 13、他) においては OYU-2b 同様の vesiculated tuff を形成している場合がある。

さらに下流にあたる鹿角盆地では、大湯川から米代川に沿って分布し、給源から 20 km 以上離れているがいずれも塊状無層理な特徴を示す。上流部と比較して最大 20 cm に達する粗粒な軽石に富み、石質岩片が減少し、火山灰にやや乏しい。このことは大湯の狭い谷部を抜けて鹿角盆地で流れが急速に広がる過程において、表面積の増大に伴いサーマルによる火山灰の分離が進んだ可能

性がある。米代川沿いの KPf は最大層厚 500 cm に達する。ここでは現在の河床よりも 10 m 以上高い段丘面上でも観察され、その上面は現在の川面から 12-21 m の高さには達する。現在の KPf が堆積している段丘面及び河床面は平安噴火以前に形成されていたと推定されていることから (平山・市川, 1966; 内藤, 1970)、KPf は流下当時にこの高さまで米代川を埋め立てたと判断される。堆積後の浸食による上面の欠損を考慮しても、KPf 流下当時は最大層厚 1,000 cm 以上の厚さで河床を埋めたと推定される。

KPf は基本的に十和田火山周辺の河川沿いに堆積しているが、一部十和田火山に水源をもたない河川沿い (大清水川とその支流) にも堆積しており、そこではいずれも上流に向かって KPf の層厚が薄くなるのが確認される (Fig. 6f)。また地点 10 周辺では石質岩片に富む下位層と軽石に富む上位層の 2 つのフローユニット、及び円磨された軽石を主体とする二次堆積物が確認される。最下部には黒曜石岩片を伴った火山灰層がみられ、これは火砕流の basal layer (Sparks *et al.*, 1973) に対応する。

カルデラリム上の微高地及び河川周囲の地形的高所や十和田カルデラの北部 (地点 1, 4 等, Fig. 6f における presumed flow path に含まれない地点) には、きわめて軽石火山礫に乏しく火山灰を主体とする層厚 2-40 cm の火砕物層が、OYU-4 上の KPf の層位に堆積している (Fig. 5h)。この薄層は黒曜石片を含み、KPf 本体よりもやや淘汰がよく、弱い層理が認められる場合もあることから、KPf の灰雲サージに由来すると考えられる。

KPf は鹿角盆地以西の米代川に沿った流域において最終的に泥流へと漸移する (平山・市川, 1966)。今回火砕流としてどこまで達したかを決定することはできなかったが、火砕流堆積物として認められる Fig. 6f の presumed flow path 領域内の KPf について、カルデラ内から山腹、山麓、河川流域まで地域毎に平均層厚及び分布面積を求め、噴出量を算出すると約 $2.5 \times 10^9 \text{ m}^3$ と見積もられる。なお、Fig. 6f の範囲外及び灰雲サージ由来と判断した KPf の量は含まれていないため、この噴出量は最小値である。

4-7 十和田 a 火山灰 (To-a: 町田・他, 1981)

To-a は広域テフラとして東北地方全域に分布する火山灰層を指す場合と、平安噴火噴出物全てを指す場合とがあるが、本論では前者の用途で用いる。To-a は距離に応じてやや層相が変化する。給源から約 18 km 北北東の青森県葛沼^{つたぬま}では 2 層構造を示す薄茶色の火山灰層で、下部は層厚 0.5 cm で細粒火山灰を主体とし、上部は層厚 3 cm で同様に細粒火山灰が主体であるが下部との境界付近に 1 mm 以下の石質岩片を多く含み、これが正級化構

造を示している。上部には微量の黒曜石片と、低発泡の暗褐色ガラスが含まれる。約 60 km 北東の青森県内沿では層構造をもたない層厚 1 cm の茶白色の火山灰層で、細粒火山灰が主体であるが黒曜石片等の 1 mm 以下の石質岩片を多く含む (広井, 2014)。約 200 km 南方の宮城県内では層厚 2-10 cm の白色無層理のガラス質火山灰層で、低発泡の暗褐色ガラスと、ごくまれに黒曜石片を含む。

To-a は主に南向きの分布主軸をもち、東北地方を縦断して宮城県南部まで広域に分布する (町田・新井, 1992; 町田・他, 1981)。これに加え東北東側にやや張り出した分布を示しており (Fig. 1a), この方位にも選択的に拡散したことが分かる。噴出量は Fig. 1a の等層厚線図より、Pyle (1989) の手法を用いて約 $2.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ と求められる。

5. 各ユニット構成物の分析結果

5-1 粒度分析結果

中央粒径: 淘汰度のグラフを Fig. 8a に示す。火山礫を主体とする OYU-1, 3 と火山灰を主体とする OYU-2, 4, KPf とでは粒度分布の特徴が明瞭に異なり、それぞれ Walker (1983) が示す降下堆積物と火砕流堆積物の領域にプロットされる。OYU-S は両者の中間的な特徴を示すが、これはサージ堆積物の特徴と一致する。

複数の地点において OYU-1 を鉛直方向に等分し、それぞれの粒度分析を行ったが、露頭での観察結果と同様に、中央粒径の鉛直方向の変化はほとんど見られなかった。同様に地点 5 における OYU-SL 基質支持層も、下部から上部まで中央粒径の変化がほとんどみられなかった。地点 5 よりも遠方の地点 6 での基質支持層では、地点 5 と比較して中央粒径が減少しかつ淘汰がやや悪くなり、OYU-2 の粒度分布と類似した領域にプロットされる (Fig. 8a: 矢印の変化)。KPf はいずれも淘汰が悪いが、産状から灰雲サージと判断されるものはいずれも塊状無層理な本体と比較して淘汰が良い。

F1 (粒径 1 mm 以下の粒子重量%) : F2 (粒径 1/16 mm 以下の粒子重量%) のグラフを Fig. 8b に示す。火山礫を主体とする噴出物 (OYU-1, 3, SL 礫支持層) はほとんどが $F2 < 10 \text{ wt}\%$ と細粒火山灰に乏しい。一方で、基質支持の堆積物 (OYU-2, 4, SL 基質支持層, KPf) は、火山礫を多く含む KPf を除き $F1 > 70\%$ と細粒粒子に富み、特に OYU-2 は $F2 > 20\%$ と細粒火山灰に富む。OYU-4 と OYU-SL 基質支持層は距離に応じた F2 量の変化が顕著であり、遠方ほど F2 量が増加する (Fig. 8b: 矢印の変化)。そのため、Fig. 8a と同様に OYU-SL 基質支持層は給源からの距離に応じて OYU-2 と類似していく傾向がある。

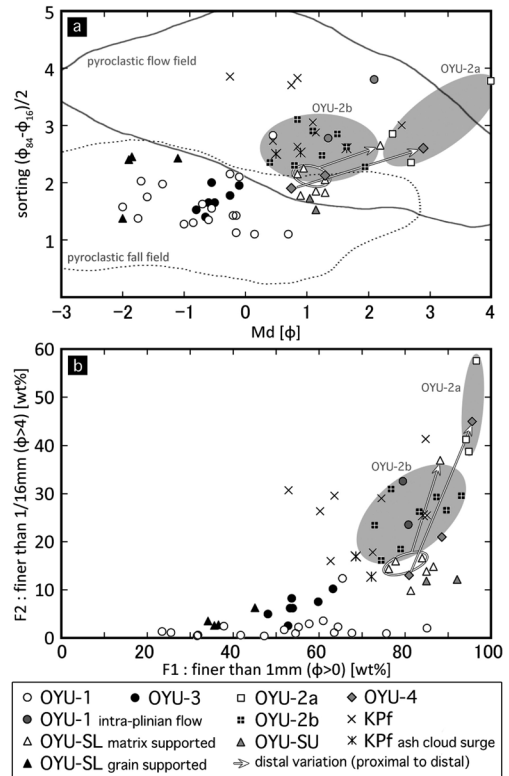


Fig. 8. (a) Median grain size versus sorting plot ($Md(\phi)/\sigma$) for the all of Heian eruptive units. The solid line indicates the field that pyroclastic flow deposits seems to be plotted, and the dotted line indicates the field that pyroclastic fall deposits seems to be plotted by Walker (1983). Shaded areas show the field that OYU-2a and OYU-2b are plotted. White arrows indicate the variations against the distance away from the vent in the same unit. (b) Fines depletion diagram F1 (=wt% finer than 1/16 mm) versus F2 (=wt% finer than 1 mm) plot for the all of Heian eruptive units. Shaded areas show the field that OYU-2a and OYU-2b are plotted. White arrows indicate as same as Fig. 8a.

5-2 軽石 / 石質岩片質量比

各ユニットの軽石と石質岩片の質量比のうち、代表的な地点の結果を Fig. 9a に示す。OYU-1 は同一地点において下部から上部まで一定の質量比である。また、給源からの距離変化では緩やかに石質岩片が減少する (軽石重量約 50-40%)。OYU-2 はいずれの地点でも分析範囲に含まれない 0.5ϕ 未満の細粒粒子が 50% 以上を占めるため分析精度が劣るが、OYU-2a は軽石量が約 40%, OYU-2b は約 40-70% で、給源に近いほど石質岩片量が多い。OYU-3 はいずれの地点でも OYU-1 と対照的に軽石量が

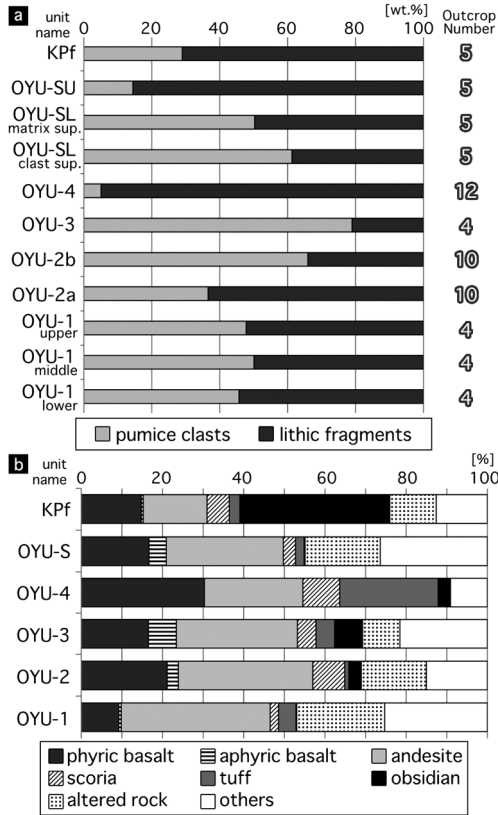


Fig. 9. (a) Percentage of pumice and lithic components observed among the Heian eruptive units. (b) Average percentage of types of lithic components observed among the Heian eruptive units.

多い（約 80%）。OYU-4 は平安噴火噴出物中で最も軽石量が少ない（約 20%）。OYU-S は礫支持層に対して基質支持層の方がより石質岩片に富む。KPf は石質岩片に富むが、遠方ほど軽石に富む傾向が認められる。

5-3 石質岩片の種類別構成比

石質岩片種の分類結果を Fig. 9b に示す。値は各ユニットの全分析地点の平均値である。分類には噴出物が噴出から設置までの間に噴火に関与していない岩片を新たに獲得していないことが前提条件となるが、今回用いた試料は降下火砕物と、その直上に堆積した流れ堆積物のみであることから、この条件は満たされていると判断できる。平安噴火噴出物のいずれのユニットも五色岩成層火山や、先カルデラ期の苦鉄質溶岩に由来した斑晶に富む玄武岩と安山岩が半数以上を占めており、火口付近を構成する岩片を多く含むことがわかる。OYU-1, 2, 3, 及び OYU-S は類似した岩片種構成を示すが、OYU-4 は凝灰岩が卓越し、KPf にのみ黒曜石片が顕著に含まれる。

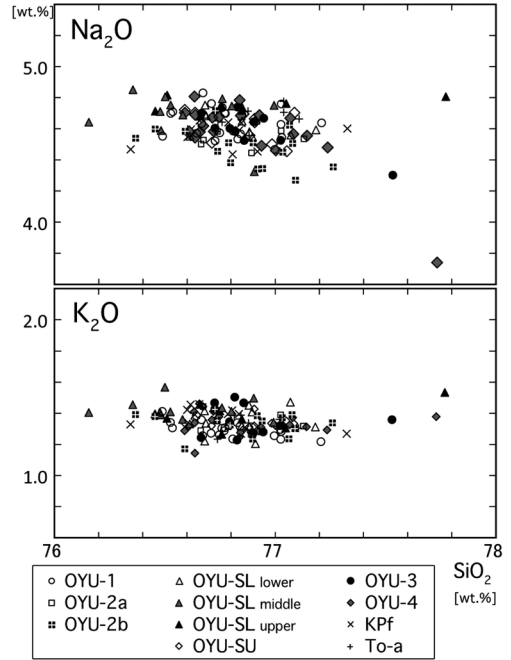


Fig. 10. Na₂O-SiO₂ and K₂O-SiO₂ variation diagrams showing glass shards compositions among the Heian eruptive units.

Table 1. Whole-rock major element compositions for eruptive rocks from the KPf.

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total
obsidian	68.76	0.49	13.95	3.43	0.12	0.74	3.22	4.59	1.12	0.08	96.50
transition	69.37	0.54	14.06	3.62	0.13	0.89	3.27	4.42	1.20	0.09	97.58
pumice	69.43	0.53	14.16	3.08	0.12	0.77	3.10	4.42	1.14	0.09	96.84

5-4 火山ガラスの組成分析

分析結果を Fig. 10 に示す。平安噴火噴出物はいずれの層位においても均一な化学組成を示し、有意な差は認められない。松浦・他 (2007) は OYU-2 と OYU-3 を境界としてその上下の噴出物の Na₂O 含有量が異なり、それにより噴出物の対比が可能であるとした。しかしながら、今回の分析結果からはそのような差異は認められなかった。

5-5 全岩化学組成分析

KPf 中に含まれる黒曜石片、黒曜石～軽石漸移途中の岩片、白色軽石片の主要全岩化学組成の分析結果を、代表的な試料について Table 1 に示す。全ての岩片が酷似した組成を示すことから、黒曜石片は平安噴火における本質～類質物質であることがわかる。

6. 考 察

6-1 各ユニットの噴火形態及び噴火様式の推定

6-1-1 OYU-1

OYU-1 は降下軽石堆積物の特徴をよく示しており、Walker (1973) の分類からもプリニー式降下軽石堆積物であると判断できる。

OYU-1 は遠方の露頭において一様な層相を示し、上位層との境界部に見られる非調和な粒径の軽石を除いて、噴火の進行に伴う鉛直方向での粒径の変化は認められない。粒径は噴煙柱の高度、すなわち噴出率に依存することから (Carey and Sparks, 1986)、分布範囲全域において粒径の変化を伴わない OYU-1 は、一定の噴出率を保ちながら噴出を続けたと判断される。

一方で、OYU-1 は地点 1 周辺で複数枚の火山灰薄層を挟在する。この火山灰層が確認できる地域は OYU-1 の分布主軸方向に卓越し、かつ給源から 12 km 以内に限られる。この火山灰薄層は OYU-1 本体の軽石層と明瞭な境界を持ち、また上下を挟む軽石層に粒度変化が認められないことから、プリニー式噴煙柱の形成中に極めて短時間の間にそれぞれが堆積したことがわかる。

プリニー式降下軽石層中に挟在する火山灰層の成因はいくつか考えられるが (Walker, 1981)、OYU-1 の噴煙柱は一定の噴出率で維持されており、また火山灰層の分布はきわめて局所的で急速に堆積した噴出物であることを示す。加えて、この火山灰層は淘汰が悪く (Fig. 8a) 流れ堆積物の特徴と一致することから、プリニー式噴煙柱の一部が崩壊することによって発生した intra-plinian flow (福島・小林, 2000) であると判断できる。分布域が OYU-1 の分布主軸上であることは、噴煙柱内での固体粒子の偏りによる部分崩壊モデル (Carey *et al.*, 1988) によって説明可能である。

軽石の最大粒径の等粒径線図 (Fig. 6b) から、Carey and Sparks (1986) の方法を用い、噴煙柱高度約 20.5 km、風速 22 m/s が得られる。この噴煙柱高度に Sparks (1986) のモデルを当てはめると、噴出率は $6.0 \times 10^3 - 1.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ と求められる。総噴出量は前述の通り約 $2.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ であることから、噴煙柱の最低継続時間はおおよそ 3.8-9.5 h となり、セントヘレンズ火山の 1980 年噴火において発生したプリニー式噴煙柱 (Carey and Sigurdsson, 1985) とほぼ同規模の噴煙柱であったことがわかる。

6-1-2 OYU-2

OYU-2 はマグマ水蒸気噴火である可能性が指摘されている (町田・白尾, 1998)。armoured lapilli を含み、vesiculated tuff の層相を示していること、火山灰を主体とすること等、OYU-2 の特徴はマグマ水蒸気噴火噴出物の特徴とよく一致する (Cas and Wright, 1987)。特に、F2 に分

類される細粒火山灰はマグマ水蒸気爆発による破砕作用によって多量に生産されるとされる (Zimanowski *et al.*, 1997)。よって、本論においても OYU-2 はマグマ水蒸気噴火による堆積物であると結論づける。

マグマ水蒸気噴火における噴出物には主にベースサージと降下火山灰が挙げられるが (Cas and Wright, 1987)、OYU-2b は流れ堆積物の特徴を示し、vesiculated tuff を形成することから低温湿潤なベースサージ堆積物と考えられる。一方の OYU-2a は明瞭なベースサージ堆積物の特徴をもたず、淘汰の悪い塊状の堆積物である。水蒸気プリニー式噴火における降下火山灰は、湿潤な噴煙柱内で細粒粒子が凝集物を作ることが考えられるなど淘汰が悪くなることが知られており (Cas and Wright, 1987; Hayakawa, 1985)、armoured lapilli などで示唆されるように OYU-2a はこれに当てはまる可能性がある。

4-1 で述べたように、下位層の OYU-1 との境界部では、その地点における OYU-1 の軽石のサイズとは非調和に大きい火山礫～細粒火山岩塊の軽石が点在する (Fig. 5c)。この軽石は明瞭な層を形成していないことから、瞬時の放出によってもたらされたことが示唆され、マグマ水蒸気噴火である OYU-2a への噴火形態の移行時に弾道放出物として放出された可能性がある。この非調和なサイズの軽石の存在は、OYU-2 の活動が顕著な爆発現象を伴っていたことを示唆する。

6-1-3 OYU-3

OYU-3 は OYU-1 と堆積物の特徴がよく類似する。また Walker (1973) の分類からも、OYU-3 は OYU-1 同様プリニー式噴火による降下火砕堆積物であることを支持する。

6-1-4 OYU-4

OYU-4 は分布範囲が給源から 6 km 以遠 7.5 km 以内に限られ、確認できた露頭も少なく、今回得られた露頭情報から直接噴火形態を決定することは難しい。しかしながら、その細粒火山灰に富む粒度の特徴や弱い層構造を示す点は OYU-2b と酷似する。よって、OYU-4 は OYU-2b と同様のマグマ水蒸気噴火による低温湿潤なベースサージ堆積物としてもたらされた噴出物であると考えられる。

6-1-5 OYU-S

OYU-S は先行研究において Kpf の veneer 堆積物 (Walker *et al.*, 1981) と判断されることがあった (Hayakawa, 1985)。しかし OYU-S は Kpf に直接覆われ、Kpf に特徴的な黒曜石片をほとんど含まない。黒曜石を含まない Kpf は確認されないことから、OYU-S は Kpf とは独立したユニットであると判断される。

OYU-S は町田・他 (1981) ではベースサージであると

考えられており、観察された層構造や斜交層理はベースサージ堆積物を代表する特徴である。ベースサージ堆積物は一般的に 100°C 以下の低温湿潤な堆積物であるが (Cas and Wright, 1987), OYU-SL は多量の炭化木を含み、定置温度が常温～600°C と見積もられているほか (松浦・植木, 2008), 基質は凝集性を示さないなど低温湿潤の特徴を備えていない。マグマ水蒸気噴火ではマグマに対する外来水の量が少量である際に乾燥した高温ベースサージが発生するとされることから (Wohletz and Heiken, 1992), OYU-SL はマグマ水蒸気噴火による高温ベースサージであると考えられる。

また、6-1-2 で述べたようにマグマ水蒸気噴火噴出物は F2 の細粒火山灰に富むという特徴がある。しかし OYU-SL はマグマ水蒸気噴火の産物とした OYU-2 と比較して F2 に乏しく、特に近傍における礫支持層は OYU-1, 3 と同程度しか火山灰を含まない。しかし野外での観察結果において、OYU-SL 中に取り込まれた炭化樹幹によって軽石火山礫が塞ぎ止められた箇所は火山灰に乏しく、細粒で運搬されやすい火山灰のみが運び去られたことを示している。よって、OYU-SL は非常に急速な流れであったといえ、層全体としても火山灰の多くがより遠方へと運び去られた結果、火山灰に乏しい堆積物となった可能性が示唆される。

OYU-SU は OYU-SL と比較して細粒である点以外は OYU-SL ときわめて酷似した層相を示すことから、OYU-SL 同様のベースサージ堆積物であると推察される。

6-1-6 KPf

KPf は OYU-S と同様に、十和田カルデラリム高所 (西方及び北方、南方の赤岩山) とその背後では確認できず、地形的高所には灰雲サージ由来の薄層のみが分布する。特に赤岩山は給源からわずかに南に 3 km の十和田カルデラリム上に位置し (Fig. 3), 標高も最高点で 785 m しかなく、KPf が厚く堆積している地点 5, 11 と大きな標高差はないにも関わらず KPf が堆積していない。一方で唯一のカルデラ内からの流出河川である東方の奥入瀬川沿いで分布が確認され (Hayakawa, 1985), 明らかに地形的低所に選択的に分布する。このような給源近傍での KPf の分布に基づき、カルデラリムからの流下経路を推測すると、十和田カルデラリム外への KPf の流出は奥入瀬川と、カルデラリムの低所にあたる南西縁、及び南縁の谷と南東縁に限られる (Fig. 6f)。カルデラリム外での KPf は河川 (主に大湯川～米代川, 奥入瀬川) に沿って最大層厚 500 cm で堆積するなど、その分布は谷埋めの火砕流の特徴に一致する (Fig. 6f)。特に十和田カルデラ北側ではカルデラ内部には数百 cm で厚く堆積しているのに対し、カルデラ縁上には数 cm の薄層しか分布せず、給

源から数 km の範囲においても地形障壁を越え得る営力を保持していなかったことがわかる。宝田・村岡 (2004) は十和田カルデラ北側には KPf が広く普遍的に分布すると推定したが、ここでの KPf は最大層厚 20 cm 程度で多くがパッチ状に存在し、薄く地表面を覆うのみであった。この産状は十和田カルデラ南側に分布する明瞭な谷埋め火砕流の様相を示す KPf と大きく異なっており、火砕流本体の特徴を示していない。また 4-6 で述べた通りこれらの薄層はきわめて軽石火山礫に乏しく、かつ 5-1 で述べた通り塊状無層理な KPf よりもやや淘汰が良く (Fig. 8a), 火砕流の本体ではなく灰雲サージ起源であると判断される。よって、KPf は高高度での噴煙柱崩壊によって発生したものではなく、カルデラ壁を越えない程度の低高度の噴煙柱崩壊、あるいは火口から直接生じ、カルデラリムの低所から溢流し流下したと考えられる。これは、KPf 発生直前の噴火形態が従来考えられていた高い噴煙柱を形成するプリニー式噴火の OYU-3 ではなく、マグマ水蒸気噴火の OYU-4 であったこととも整合的である。

Hayakawa (1985) は、KPf を谷埋め火砕流と、vencer 堆積物の 2 つの特徴をもつ火砕流であるとしたが、カルデラ南部でみられる vencer 堆積物としたものの多くは高温ベースサージの OYU-S である。一方でカルデラ北部では北八甲田地域の高所においても KPf を確認できることから、宝田・村岡 (2004) は KPf を流動性の高い低アスペクト比の火砕流であると判断した。しかし、前述のように北側に分布する KPf は灰雲サージであり、北縁よりも高度の低い北西縁でもカルデラ外への流出が認められないことから、火砕流本体は地形的高所に達していないと判断され、流動性の高い火砕流であったとは考えにくい。

地点 10 周辺の十和田湖に水系を求めない大清水川とその支流において、KPf は約 4 km にわたって上流に行くほど層厚が薄くなる傾向を示しており、河川を遡上したことを示唆している (Fig. 6f)。カルデラリムから南方向へ溢流した KPf は複数のルートを経由して山麓へと流下するが、最終的にはすべて大湯川に集結する。大湯川は狭い谷沿いを流れており、特に青岩山の東側は狭隘で、カルデラリムを直接流下した火砕流 (地点 8-9 を經由) と田代川を流下した火砕流 (地点 11-12-13 を經由) が合流した際に滞留すると考えられる。滞留によって火砕流は厚さを増し、滞留した火砕流が上流側から合流した火砕流よりも高くなった際に支流へと逆流して遡上を開始した可能性が高い。地点 10 とその周辺の 2 つのフローユニットは下位層が石質岩片に富み、上位層が軽石に富むことから、下位層は田代川を経由し直接この地点

に到達したフローユニットであるのに対し、上位層はカルデラリムを直接流下したフローユニットが滞留する間に重い石質岩片を落とし、軽石に卓越した軽いフローユニットとなって逆流してきたものであると考えられる。

KPfの噴出量はHayakawa (1985) により約 $5.0 \times 10^9 \text{ m}^3$ と見積もられ、かつ米代川流域にはKPf起源のシラス洪水堆積物が約 $5.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 分布するとされたが(平山・市川, 1966), 本研究では半量の約 $2.5 \times 10^9 \text{ m}^3$ と求められた。この相違は, Hayakawa (1985) では尾根部も埋めて堆積したと仮定したことによる可能性が高い。

6-1-7 To-a

平安噴火噴出物の大部分は南方向の分布主軸を持つが, To-aは一部東北東方向への伸長が見られる(Fig. 1a)。平安噴火噴出物と同様に東北東方向に分布を持つものには, 奥入瀬川に沿って流下したKPfが挙げられる。

給源から約50km南方の岩手山山麓(土井, 2000)をはじめとした遠方地域のTo-aにはいずれも黒曜石片が含まれる。平安噴火噴出物中で黒曜石を含むユニットはほぼKPfに限られ, 非常に限定的な特徴である。

このように, To-aは分布及び構成物質の観点においてKPfとよく似た特徴を有することから, 遠方まで到達したTo-aの主体はKPfのco-ignimbrite ashであると判断する。KPfは山麓から鹿角盆地へ至る過程で火山灰に乏しくなり, 細粒粒子の分離が生じているとみられることから, 分離した火山灰がTo-aとして拡散したとすると整合的である。またKPfは十和田湖全体を高温の火砕流堆積物で覆ったことから, 大量の蒸気を生産し火山灰を巻き上げた可能性も考えられる。

一方で, 青森県葛沼におけるTo-aは2層構造を示し, 下位層には黒曜石片が認められないなど, KPf以外のユニットを起源とする火山灰も含まれていると判断できる。これには, KPfの次に分布範囲が広くTo-aと分布方向が一致するOYU-1が候補として挙げられる。このような2層構造は他地点において確認できていないが, 葛沼は湖沼であり, 陸上と比べて細粒火山灰が保存されやすい環境であることから, 他地域では失われてしまう微細な堆積構造が残されたものと考えられる。

6-2 噴火層序の再検討

今回の調査においても, 先行研究と同様に平安噴火がOYU-1から開始し, OYU-2, 3, Sを噴出し, KPfで終止することを野外調査によって確認できた。また新たにOYU-3とKPfの間にOYU-4の存在を認識することができた。しかし, 給源近傍にのみ分布するOYU-SLと遠方にのみ分布するOYU-2との関係, 同様にOYU-SUとOYU-2, 3, 4との関係を直接観察することはできなかった。OYU-Sは町田・他(1981)ではOYU-3の上位層であ

るとされ, 松浦・他(2007)ではOYU-2, 3の同時異相にあたる近傍層であるとされた(Fig. 2)。今回, 地点7においてOYU-SLの直上にOYU-3, 4が観察されたことから(Fig. 5i-3), OYU-SLはOYU-3の上位層あるいはOYU-3の同時異相ではないと言える。一方で, OYU-Sが給源近傍にのみ分布するのに対し, OYU-2がそれより遠方に分布する点は, 松浦・他(2007)が指摘したようにOYU-SとOYU-2が同時異相であるとする考えと整合的である。

これを踏まえ, まずOYU-SLとOYU-2の関係を検討する。OYU-SLとOYU-2bはベースサージ堆積物であるが, OYU-2aは降下火山灰堆積物であり, 噴出形態が異なることから, OYU-SLとOYU-2aが同時異相ではあっても同一層であるとは考えにくい。一方, OYU-SLとOYU-2bはどちらもベースサージであり, 層構造を示すなど, 共通点が多い。また, より遠方のOYU-SL(地点6)は礫支持層が尖滅し基質支持層が卓越するのに対し, より近傍のOYU-2b(地点9)は層構造が顕著になり礫支持の薄い軽石層を複数枚狭在する等, 両者の分布の境界となる給源から7.5km付近においては両者の層相が酷似する。加えて, 中央粒径, 淘汰度, 細粒粒子比のいずれもOYU-SLからOYU-2へと連続的に変化しているように捉えられる(Fig. 8)。以上の点から, 給源近傍に堆積するOYU-SLと, 遠方に堆積するOYU-2bは同一ユニットであり, 給源から流下するに従い異なる層相へ変化したと考えられる(Fig. 5i)。OYU-SLとOYU-2bはそれぞれ高温ベースサージと低温ベースサージとで異なるが, ベースサージは給源からの距離に応じて高温ベースサージから低温ベースサージへ遷移することが言われている(Wohletz and Heiken, 1992)。加えて, OYU-2bが観察された最も給源に近い地点9では明瞭なvesiculated tuffを形成しておらず, 水分の凝集が起こるほど低温ではなかったことが示唆され, 高温と低温の中間的な特徴を示している。以上のことから, OYU-SLとOYU-2bは同一のユニットであると判断できる。

松浦・他(2007)は地点5において, OYU-S最上部(本論のOYU-SU)をOYU-3噴出中に継続して近傍にのみ堆積したサージであると示した。しかし今回OYU-3の上位にベースサージであるOYU-4が発見されたことから, OYU-SUとOYU-4との対比が考えられる。地点5から南1.5kmの範囲でのOYU-SUは, 遠方ほど単層の層厚が薄くなり, 基質支持層が卓越するため, 層構造をもつ単一の火山灰層のような層相を示す。一方, OYU-4はOYU-2bと酷似した弱い層構造をもつベースサージ堆積物で, 地点12周辺の南北1.5kmの範囲でのOYU-4は, 給源に近いほどOYU-SUと類似した粒度分布を示す。

このように、先に論じた OYU-SL から OYU-2b への漸移と同様の変化が OYU-SU から OYU-4 についても認められる。また OYU-SU と OYU-4 は主な分布範囲がともにカルデラリムの南西縁と南東縁に限られ、構成物質も OYU-SU と OYU-4 はともに石質岩片比率が突出して高く (Fig. 9a), よく似た特徴を示す。以上の点から、OYU-SU は OYU-4 に対比されると判断される。

以上をまとめると、OYU-S はその粒度の違いと層位から OYU-SL が OYU-2b に、OYU-SU が OYU-4 に対比され、OYU-S は OYU-2b の近傍層と OYU-4 の近傍層の複合層であると判断される。噴火の規模を考慮しても、OYU-SL と OYU-SU の規模の違いは OYU-2b と OYU-4 の関係と調和的である。

以上より、十和田火山平安噴火の噴火層序は下位より、プリニー式降下軽石 OYU-1、マグマ水蒸気噴火による降下火山灰 OYU-2a、ベースサージ OYU-2b (OYU-SL)、プリニー式降下軽石 OYU-3、ベースサージ OYU-4 (OYU-SU)、そして溢流型火砕流 KPF (及び広域テフラ To-a) の6つのユニットから成る (Fig. 11)。従来の研究に対して、本研究では新ユニット OYU-4 を区別することができ、また給源近傍にのみ分布する OYU-S を遠方層 OYU-2b 及び OYU-4 に対比させることができた。今回得られた噴火層序は、マグマ水蒸気噴火噴出物の対比の困難さから生じていた従来の研究における層序の不一致を矛盾なく説明し得るものである。

6-3 噴火推移の再検討

平安噴火噴出物の降下堆積物 (OYU-1, 3, 及び KPF の co-ignimbrite ash である To-a) はいずれも南西～南南西に分布主軸を持つ。日本のような中緯度地域においては偏西風の影響により噴出物は東向きに分布することが多いことから、平安噴火噴出物の分布は特異的である (早川・小山, 1998)。そのため、このような分布は台風や低気圧の通過など、1日単位で影響を及ぼす事象に由来した可能性がある。従って、OYU-1 から To-a まで分布軸が一貫し、かつ各噴出物の間に時間間隙を示す証拠は認められない点と、得られた OYU-1 の噴煙柱継続時間を考慮すると、平安噴火は風向きの変化を伴わない1日程度の短時間のうちに終止したと判断できる。

OYU-2 から OYU-3 への推移は規模の大きなマグマ水蒸気噴火から規模の小さなマグマ噴火への推移である。このとき、一般に噴火形態の変化はマグマと水の量比に依存すると考えられていることから (Wohletz and McQueen, 1984)、マグマに関与する外来水の量が大幅に減る要因が生じていると考えられる。噴火によって外来水が枯渇した可能性も考えられるが、平安噴火は短時間で終止したと判断され、新たに外来水が供給されるだけの時間的

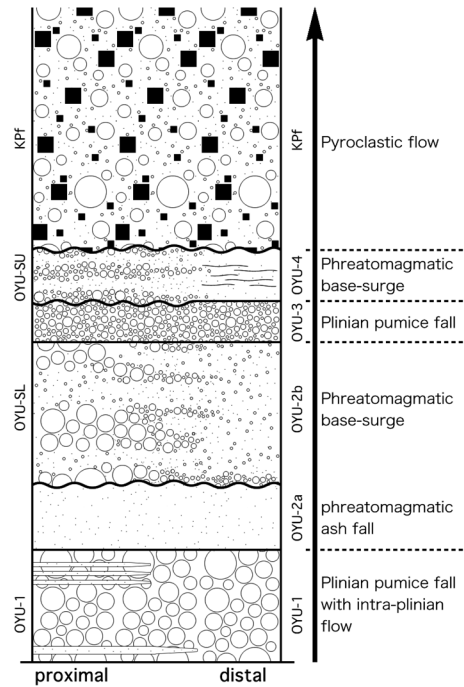


Fig. 11. Synthetic stratigraphic columns by this studies to Heian eruption.

猶予がないと考えられることから、続く OYU-4 のマグマ水蒸気噴火を生じるだけの十分な水量が残されている必要がある。海洋火山島の活動においてはマグマ水蒸気噴火からマグマ噴火への推移が生じるが、これは多くの場合火口周囲にタフコーンが形成され、外来水の浸入が遮断されることによる (例えば、青木・小坂, 1974)。平安噴火においても OYU-2b のベースサージによってタフコーンが形成され、一時的に外来水が遮断されたことで OYU-3 のマグマ噴火が発生した可能性が考えられる。

従来の層序学的研究において平安噴火はマグマ噴火が主であり、1度のマグマ水蒸気噴火を生じたとする考えもあった (町田・白尾, 1998; 松浦・他, 2007 等)。しかし今回 OYU-3 を挟んでベースサージ堆積物が上下に存在することが判明したことから、平安噴火はマグマ噴火とマグマ水蒸気噴火を交互に繰り返す、より複雑な噴火であったことが明らかになった。また、噴煙柱崩壊により発生したと考えられていた KPF は、その分布から溢流型火砕流であったと判断される。以上を踏まえ、平安噴火の噴火推移を復元する (Fig. 12)。

平安噴火は中湖カルデラにおいてプリニー式噴煙柱を形成するマグマ噴火から開始した。噴煙柱は給源から南西方向に降下軽石堆積物 OYU-1 を堆積させ (Fig. 12i),

一定の噴出率を保ちながら数時間～半日程度継続し、複数回の部分崩壊を生じた後、噴火形態がマグマ水蒸気噴火へと推移した。最初のマグマ水蒸気爆発によって弾道放出物として軽石を飛散させたのち、灰雲が発生し、火山灰堆積物 OYU-2a が堆積した。その後もマグマ水蒸気爆発を繰り返して高温のベースサージが発生し、給源近傍 7.5 km 圏内に高温ベースサージ堆積物 OYU-SL、それ以遠には温度の低下により低温ベースサージ堆積物 OYU-2b が形成された (Fig. 12ii)。その後噴火は再びマグマ噴火へと推移し、OYU-1 と比して小規模なプリニー式噴煙柱の形成に伴い給源から南南西方向に降下軽石堆積物 OYU-3 を堆積させた (Fig. 12iii)。噴煙柱の形成は長くは続かず、噴火形態は再びマグマ水蒸気噴火へと推移した。これにより OYU-2b と比して小規模なベースサージが発生し、OYU-SU と OYU-4 が堆積した (Fig. 12iv)。噴火のクライマックスは十和田カルデラリムから溢流した火砕流の噴出に至り、多量の火砕物が谷を埋め KPF を堆積させた (Fig. 12v)。このときの co-ignimbrite ash は南南西方向へ流れ、東北地方のほぼ全域を覆う広域テフラ To-a となった。毛馬内火砕流の発生後、噴火活動は終息し、総噴出量は 5.3 km^3 に及んだ。

平安噴火の火口位置は、OYU-1 から OYU-4 にかけては石質岩片の種類が不変であることから大きく変動していないと推定される。KPF では黒曜石片を含むなど変化が認められることから、火道の拡大を伴う火口位置の変化があった可能性がある。

6-4 外来水の存在と噴火形態の関係

日本のような地下水が豊富な地域では、雲仙普賢岳 1990 年噴火 (Kagiyama *et al.*, 1999) や有珠山 1944 年噴火 (Minakami *et al.*, 1951) のように、噴火の最初期に外来水がマグマの熱によって急熱される水蒸気噴火を生じ、その後マグマと外来水が直接接触するマグマ水蒸気噴火へと転じ、最終的にマグマ噴火へと至ることが多い。それに対し、平安噴火はカルデラ湖という豊富な外来水が存在するにも関わらず、マグマ噴火から開始している。マグマが外来水と接触しても必ずしもマグマ水蒸気爆発を生じるわけではないことが指摘されていることから (Wohletz and McQueen, 1984)、平安噴火においてマグマ噴火から噴火が開始した意義について考察する。

給源火口である中湖が噴火開始時にどのような状態にあったかは重要な問題であるが、中湖カルデラの形成時期は現在まで明らかになっていない。平安噴火の給源火口が中湖であることを示した工藤 (2010a) は、平安噴火がマグマ噴火から開始していることから、中湖カルデラがもともと陸域 (あるいはごく浅い水域) であり、平安噴火によって中湖カルデラが形成された可能性を示し

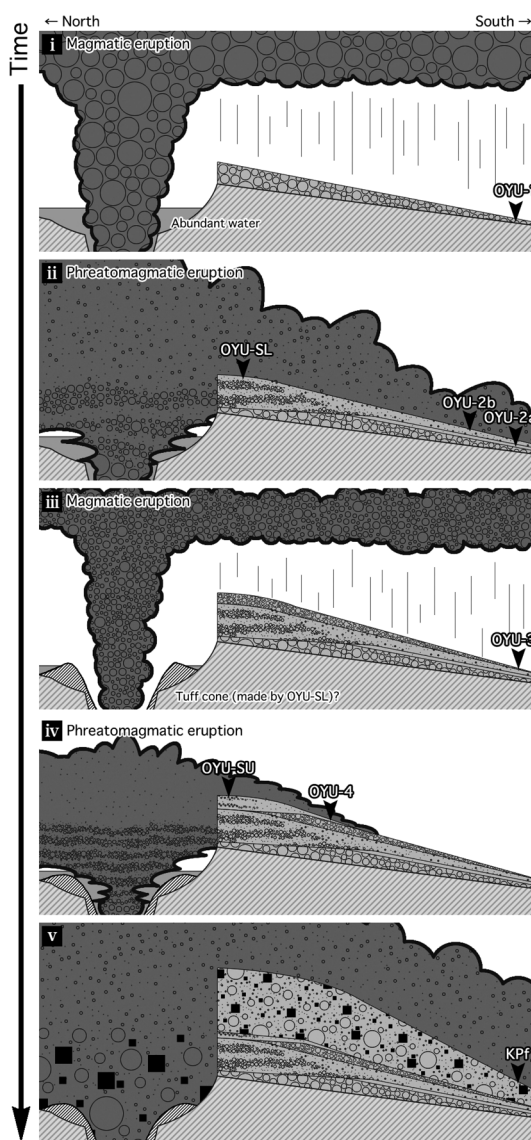


Fig. 12. Schematic cartoons showing the eruptive sequence of the Heian eruption. (i) Initiation of plinian magmatic eruption in the abundant water and sedimentation of OYU-1. (ii) Initial phreatomagmatic eruption of OYU-2a, and OYU-2b (proximal part is OYU-SL). (iii) The second magmatic eruption of OYU-3. (iv) The second phreatomagmatic eruption and sedimentation of OYU-4 (proximal part is OYU-SU). (v) The climax of the eruption with effusion of a voluminous pyroclastic flow (KPF).

た。一方で平安噴火以前の 4 回の活動でも同様にマグマ噴火から開始しマグマ水蒸気噴火へ推移していることから、そのうち比較的規模の大きい噴火エピソード E ない

し C で中湖カルデラが形成されたとする見解がある (Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986 等)。

噴火エピソード E 以降の中湖カルデラを給源とする活動はいずれもマグマ水蒸気噴火による爆発的な噴火で終息しており (Hayakawa, 1985), 明瞭な火口地形を形成した状態で活動を停止したと考えられる。さらに, 平安噴火噴出物中には噴火エピソード E~B に相当するデイサイト~流紋岩質の溶岩片はほとんど含まれていない (Fig. 9b)。すなわち, 噴火エピソード E 以降のマグマに相当する溶岩は火口内にほとんど存在しておらず, これらの爆発的な噴火の後に中湖カルデラ内を溶岩等によって埋め立てるといった活動はなかったと考えられる。以上の点から, 平安噴火開始時の中湖カルデラには火口地形が存在していたと判断できる。

明瞭な外来水との接触の証拠とされるカリフラワー状軽石 (Heiken, 2006) が, 平安噴火では最初のプリニー式噴火噴出物である OYU-1 中の下部から上部まで 1~3 割程度と普遍的に含まれている。このことから, OYU-1 が噴出する際には, 給源において噴出物と外来水との接触が生じる状態にあったと判断される。一方, 同様に中湖を給源とし, OYU-1 と同様のプリニー式噴火噴出物である噴火エピソード C の中振降下軽石層 (Hayakawa, 1985) では, 層内を通じてカリフラワー状軽石は認められない。中湖は十和田カルデラ内に形成された五色岩火山の山頂火口に相当し, 十和田カルデラでは前述の通りカルデラ形成期の噴火エピソード L の当時からマグマ水蒸気噴火を生じるだけの十分な量の外来水が存在していたと推定される。また, 噴火エピソード C の開始時は十和田湖の湖水面が現在よりも 60-80m 上昇していたと推定されており (大池, 1976), 平安噴火当時以上に周囲に外来水が豊富にある状態にあったことを考慮すると, 噴火エピソード C においても十分にカリフラワー状軽石が生成される環境が整っていたと考えられる。しかしながら同じ給源を有する噴火においてカリフラワー状軽石の有無が異なることから, これは噴火時の給源における外来水の存在量の違いを反映していると判断される。加えて, 十和田湖から中湖へ延びる湖底の浸食谷は平安噴火以前に形成されていたとされ (及川・他, 2014; 大池, 1976), 十和田カルデラ内の外来水は中湖へ集水される状態にあったと考えられることから, 平安噴火開始時の中湖は外来水が存在しやすい場所であったと言え, カリフラワー状軽石が存在することとも整合的である。

以上のことから, 平安噴火開始時の中湖には豊富な外来水を有する火口地形が既に存在しており, 平安噴火はこの豊富な外来水との接触を伴うなかでマグマ噴火から開始した可能性が高いと判断される。

従来, 噴火形態の変化はマグマと水の量比に依存すると考えられており (Wohletz and McQueen, 1984), 噴火形態の推移に際してマグマに作用する外来水の量の増減を説明するために, しばしば火口の拡大等による外来水の流入量の変化が提起される (例えば, Bond and Sparks, 1976; 早川, 1983 等)。しかし OYU-1 は噴火初期から豊富な外来水と接触していたと考えられ, かつ継続中に噴出率の変化がなく, 石質岩片の増加や種類の変化も見られず, OYU-2 への推移に際して火口の拡大やそれに伴う外来水流入量の増加は示唆されない。よって OYU-1 の開始時には既に OYU-2 のマグマ水蒸気噴火が起こり得るだけの十分量の外来水が存在した可能性が高く, マグマと水の量比の変化以外の要因の関与によって噴火の推移が生じていると推察される。この要因については外来水と接触する直前のマグマの状態の違いなどが考えられるが, 重要な問題であることから, 詳細は別稿にて報告する。

平安噴火における噴火形態の推移の要因については現状で様々な可能性が考えられるが, 平安噴火の開始時には潤沢な外来水が存在するなかをマグマが通過して噴出した可能性が高く, またそこではマグマ水蒸気噴火を発生しなかった。これまで有史以前の噴火について, 水との相互作用の有無の指標として噴火形態が利用され, 外来水の存在とマグマ水蒸気噴火への移行を直結させて噴火前の山体復元等の議論がなされる事が多くあった (例えば, Druitt, 2014)。しかし, 平安噴火の例のように, 特に発泡破碎したマグマが水と接触するような場合には, マグマ水蒸気噴火を生じないことが必ずしも外来水の存在を否定するものではないことを示している。

7. ま と め

本研究により以下の結論が得られた。

1. 十和田火山平安噴火の噴出物層序は下位よりプリニー式降下軽石堆積物 OYU-1, マグマ水蒸気噴火による堆積物 OYU-2 (降下火山灰堆積物 OYU-2a, ベースサージ堆積物 OYU-2b), プリニー式降下軽石堆積物 OYU-3, ベースサージ堆積物 OYU-4, 毛馬内火砕流堆積物 KPf の 6 つのユニットから成り, 本研究によって新たに OYU-4 の存在を確認することができた。
2. 給源近傍にのみ分布する高温ベースサージ堆積物 (OYU-S) は, 下部の粗粒層 OYU-SL が低温ベースサージ堆積物 OYU-2b の近傍層, 上部の細粒層 OYU-SU が OYU-4 の近傍層として対比される。
3. 平安噴火は潤沢な外来水の存在する中湖カルデラにおいて, 噴出物と外来水との接触を伴うなかでマグマ噴火から開始し, マグマ噴火とマグマ水蒸気噴火のサイ

クルを2度繰り返した後、火砕流を噴出して終息した。これら一連の活動は時間間隙を伴わない1日程度の短時間のうちに終始したと判断される。

4. 平安噴火がマグマ噴火から始まったことは、発泡破碎した珪長質マグマが十分量の水と接触しても必ずしもマグマ水蒸気噴火を発生しないことを示し、マグマ噴火の発生は外来水の存在を否定するものではないことを示唆する。

謝 辞

本稿の執筆にあたり、東北大学東北アジア研究センターの石渡明教授、後藤章夫博士に貴重なご意見をいただいた。本研究の一部には、公益財団法人深田地質研究所の平成25年度深田地質研究助成金を使用させていただいた。編集担当の長谷川健准教授、査読者の工藤崇博士、及川輝樹博士には本論文の改善に際し有益な助言を多数いただいた。この場を借りて深く感謝の意を表する。

引用文献

- 青木 斌・小坂丈予 (1974) 海底火山の謎。東海大学出版会, 250 p.
- Bond, A. and Sparks, R. S. J. (1976) The Minoan eruption of Santorini, Greece. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 1-16.
- Carey, S. N. and Sigurdsson, H. (1985) The May 18 eruption of Mount St. Helens 2. Modelling of dynamics of the plinian phase. *J. Geophys. Res.*, **90**, 2948-2958.
- Carey, S. N. and Sparks, R. S. J. (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 109-125.
- Carey, S. N., Sigurdsson, H. and Sparks, R. S. J. (1988) Experimental studies of particle-laden plumes. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15314-15328.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V. (1987) **Volcanic Successions**. Chapman & Hall, 528 p.
- 中馬教允・高橋 一・中川久夫・大池昭二・石田琢二 (1969) 秋田県米代川沿いの火山灰と段丘に関する2・3の問題点。第四紀研究, **8**, 65-66.
- 土井宣夫 (2000) 岩手山の地質—火山灰が語る噴火史—。滝沢村文化財調査報告書, **32**, 234 p.
- Druitt, T. H. (2014) New insights into the initiation and venting of the Bronze-Age eruption of Santorini (Greece), from component analysis. *Bull. Volcanol.*, **76**: 794 DOI 10.1007/S00445-014-0794-4.
- Erdenesaihan, G., Ishiwatari, A., Orolmaa, D., Arai, S. and Tamura, A. (2013) Middle Paleozoic greenstones of the Hangay region, central Mongolia: Remnants of an accreted oceanic plateau and forearc magmatism. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **108**, 303-325.
- Fisher, R. V. (1961) Proposed classification of volcanic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments

- and their classification. *Earth-Sci. Rev.*, **1**, 287-298.
- 藤岡一男・佐藤 久 (1952) 地学より見たる大湯環状列石。埋蔵文化財発掘報告, **2**, 23-40.
- 福島大輔・小林哲夫 (2000) 大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式。火山, **45**, 225-240.
- 早川由起夫 (1983) 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰。火山, **28**, 25-40.
- 早川由起夫 (1984) 平安時代に起こった十和田火山最新の噴火。日本地質学会学術大会講演要旨, **91**, 341.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic Geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507-592.
- 早川由起夫・小山真人 (1998) 日本海をはさんで10世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田湖と白頭山—。火山, **43**, 403-407.
- Heiken, G. (2006) **Tuffs: their properties, use, hydrology, and resources**. Geological Society of America, Special Publication, 408 p.
- 平山次郎・市川賢一 (1966) 1,000年前のシラス洪水(発掘された十和田湖)。地質ニュース, **140**, 10-28.
- 広井良美 (2014) 津波堆積物を用いた年縞編年法による十和田aテフラの噴出年代測定。平成25年度深田地質研究助成報告, 55-66.
- Hunter, A. G., and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calk-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 1579-1605.
- Kagiyama, T., Utada, H., and Yamamoto, T. (1999) Magmatic ascent beneath Unzen Volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **89**, 35-42.
- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソードE及びG噴出物の放射性炭素年代。火山, **53**, 193-199.
- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移。火山, **55**, 89-107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山, 御門山溶岩ドームの形成時期に関する考察。地質調査研究報告, **61**, 477-484.
- 工藤 崇・佐々木 寿 (2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年。地学雑誌, **116**, 653-663.
- 久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期の降下火砕物の推移。地質調査所月報, **50**, 699-710.
- Lorentz, V. (1974) Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, **21**, 273-291.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス。東京大学出版会, 276 p.
- 町田 洋・白尾元理 (1998) 写真でみる火山の自然史。東京大学出版会, 204 p.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ。科学, **51**, 562-569.
- 松浦旅人・植木岳雪 (2008) 十和田平安噴火で生じた火砕流の定置温度および冷却過程。地学雑誌, **117**, 889-893.
- 松浦旅人・古澤 明・澤井祐紀・宮城磯治 (2007) 十和田aテフラの噴出過程と広域対比。日本地球惑星科学連合2007年大会発表要旨集, V157-P024.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動。十和田科学博物館, **4**, 1-62.
- Minakami, T., Ishikawa, T., and Yagi, K. (1951) The 1944 Eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.*,

- 11, 45-157.
- 宮本隆実・鈴木一久・志岐常正 (1983) 粒度組成, 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩— (碎屑性堆積物研究会編). 164-211, 地学団体研究会.
- Moore, J. G., Nakamura, K., and Alcaraz, A. (1966) The 1965 Eruption of Taal Volcano. *Science*, **151**, 955-960.
- 内藤博夫 (1970) 秋田県花輪盆地および大館盆地の地形発達史. *地理学評論*, **43**, 594-606.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. *東北大地質古生物研報*, **73**, 7-18.
- 中村美千彦 (2009) マグマからの脱ガス. 火山爆発に迫る (井田善明・谷口宏充 編), 77-87, 東京大学出版会.
- 小口雅史 (2012) 火山灰と古代東北史—十和田aと白頭山を中心に—. 北から生まれた中世日本 (安齋正人・入間田宣夫 監修), 7-26, 高志書院.
- 及川輝樹・工藤 崇・石塚 治・杉本祐介・松本義徳・勝田俊輔・吉岡勇哉 (2014) 十和田湖の湖底地形判読—高解像度湖底地形データを基に—. *日本火山学会講演予稿集*, P1-20.
- 大池昭二 (1976) 十和田湖の湖底谷. *十和田科学博物館*, **2**, 65-73.
- 奥野 充・八塚楨也・中村俊夫・木村勝彦・山田和芳・齋藤めぐみ・谷口宏充 (2010) 白頭山の10世紀噴火についての最近の年代研究 (レビュー). *東北アジア研究センター叢書*, **41**, 103-111.
- Pyle, D. M. (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, **51**, 1-15.
- 柴 正敏・中道 哲・佐々木 実 (2001) 十和田火山, 降下軽石の化学組成変化: 宇樽部の一露頭を例として. *弘前大学理工学部研究報告*, **4**, 11-17.
- Sparks, R. S. J. (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, **48**, 3-15.
- Sparks, R. S. J. and Walker, G. P. L. (1977) The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 329-341.
- Sparks, R. S. J., Self, S. and Walker, G. P. L. (1973) Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, **1**, 115-118.
- 高橋正樹 (1999) 十和田火山. 東北の火山 (高橋正樹・小林哲夫編), 7-22, 築地書館.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 66p.
- Walker, G. P. L. (1973) Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, **62**, 431-446.
- Walker, G. P. L. (1981) Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.*, **44**, 223-240.
- Walker, G. P. L. (1983) Ignimbrite types and ignimbrite problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 65-88.
- Walker, G. P. L., Wilson, C. J. N. and Frogatt, P. C. (1981) An ignimbrite veneer deposit. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 409-421.
- Waters, A. C. and Fisher, R. V. (1971) Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes. *J. Geol. Res.*, **76**, 5596-5614.
- Wohletz, K. H. and Heiken, G. (1992) **Volcanology and Geothermal energy**. University of California Press, 432p.
- Wohletz, K. H. and McQueen, R. G. (1984) Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In **Explosive volcanism: inception, evolution, and hazards** (Geophysics Committee ed). 158-169, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington.
- 山田一郎・井上克弘 (1990) 東北地方を覆う古代の珪長質テフラ “十和田一大湯浮石” の同定. *第四紀研究*, **29**, 121-130.
- Zimanowski, B., Buttner, R., Lorenz, V. and Hafele, H. G. (1997) Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J. Geophys. Res.*, **102**, 803-814.

(編集担当 長谷川健)