

Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 69 No. 3 2018



論文

新潟県西頸城山地西部に分布する海成鮮新統の岩相層序と珪藻化石年代 長森英明・渡辺真人	141
K-Ar 年代に基づく吾妻火山の形成史 松本哲一・中野 俊・古川竜太・山元孝広	153
十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史 工藤 崇	165

資料・解説

Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing Toru Yamasaki	201
--	-----

表紙の写真

御鼻部山付近から望む十和田湖と 2～1.6 Ma の安山岩溶岩ドーム群

青森県・秋田県の県境に位置する十和田湖は、十和田火山の火山活動(0.22 Ma 以降)により形成されたカルデラ湖である。十和田湖周辺では、より古い火山活動(2.5～0.6 Ma)により形成された溶岩・火砕岩も分布しており、これらは十和田火山の噴出物に覆われる。十和田湖の東方には、2～1.6 Ma に形成された安山岩溶岩ドーム群が見られる。これらの溶岩ドームは、三ツ岳、十和田山、十和利山などのピークを構成し、それらの山麓部ではドーム崩落型のブロックアンドアッシュフロー堆積物を伴う。

(写真・文：工藤 崇)

Cover photograph

2–1.6 Ma andesite lava domes standing behind the Lake Towada (view from the Mt. Ohanabe)

The Lake Towada, lying on the boundary of Aomori and Akita prefectures, is a caldera lake formed by the volcanic activity of the Towada volcano after 0.22 Ma. On its periphery, lava and pyroclastic rocks formed by the older volcanic activity during 2.5–0.6 Ma underlie the eruptive products of the Towada volcano. There are several andesite lava domes (2–1.6 Ma) such as Mt. Mitsudake, Mt. Towada and Mt. Towari in the east of the lake. Dome collapse-derived block-and-ash flow deposits are distributed in their foot areas.

(Photograph and Caption by Takashi Kudo)

新潟県西頸城山地西部に分布する海成鮮新統の岩相層序と珪藻化石年代

長森英明^{1,*}・渡辺真人¹

Hideaki Nagamori and Mahito Watanabe (2018) Lithostratigraphy and diatom fossil ages of the marine Pliocene strata in the western area of the Nishikubiki Mountains, Niigata Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (3), p.141–151, 6 figs, 2 tables, 1 plate.

Abstract: Lithostratigraphy and diatom biostratigraphy are established for the Pliocene marine strata in the northwestern area of the Nishikubiki Mountains, Niigata Prefecture, central Japan. Pliocene to lower Pleistocene marine deposits are divided into the Nechi and Nadachi formations, in ascending order. The Nechi Formation is composed of massive sandy mudstone, and correlated to the diatom fossil subzone NPD7Bb. The Nadachi Formation is dominantly composed of massive sandy mudstone with thin sandstone beds and tuffaceous sandstone, and is assigned to the diatom fossil zones NPD8 and NPD9. The Nadachi Formation of this area conformably covers the Nechi Formation. The boundary between the Nechi and Nadachi formations is coincident with the boundary between diatom zones NPD7Bb and NPD8. The Nadachi Formation in this area is correlative with the Kawazume and Nadachi formations in the middle to eastern Nishikubiki Mountains. Our result indicates that the unconformity previously inferred at the base of the Nadachi Formation is absent.

Keywords: Northern Fossa Magna region, stratigraphy, Pliocene, diatom

要 旨

層序的な位置付けが定まっていない新潟県西頸城山地北西部に分布する海成層の岩相層序及び珪藻化石を検討した。本地域の海成層は、下位より鮮新統の根知層及び名立層、下部更新統の梶屋敷層に区分される。根知層は塊状砂質泥岩からなる。名立層は、主に塊状砂質泥岩からなり、砂岩の薄層及び凝灰質砂岩を伴う。根知層の上部は珪藻化石層序のNPD7Bb垂帯、名立層はNPD8帯から9帯に対比される。根知層と名立層の境界は、珪藻化石層序のNPD7Bb垂帯(5.6～3.9–3.5 Ma)とNPD8帯(3.9–3.5～2.7 Ma)の境界付近に位置し、不整合は存在しないことが明らかとなった。本地域に分布する名立層は、西頸城山地中-東部地域の川詰層及び名立層に対比される。

1. はじめに

西頸城山地は新潟県南西部の上越地方にあり、姫川と関川に挟まれた区域に位置する(第1図)。本報告では、西頸城山地を西部(姫川-早川間)、中部(早川-名立川間)、東部(名立川-関川間)と便宜的に区域分けする(第1図)。西縁の姫川に沿って糸魚川-静岡構造線に相当す

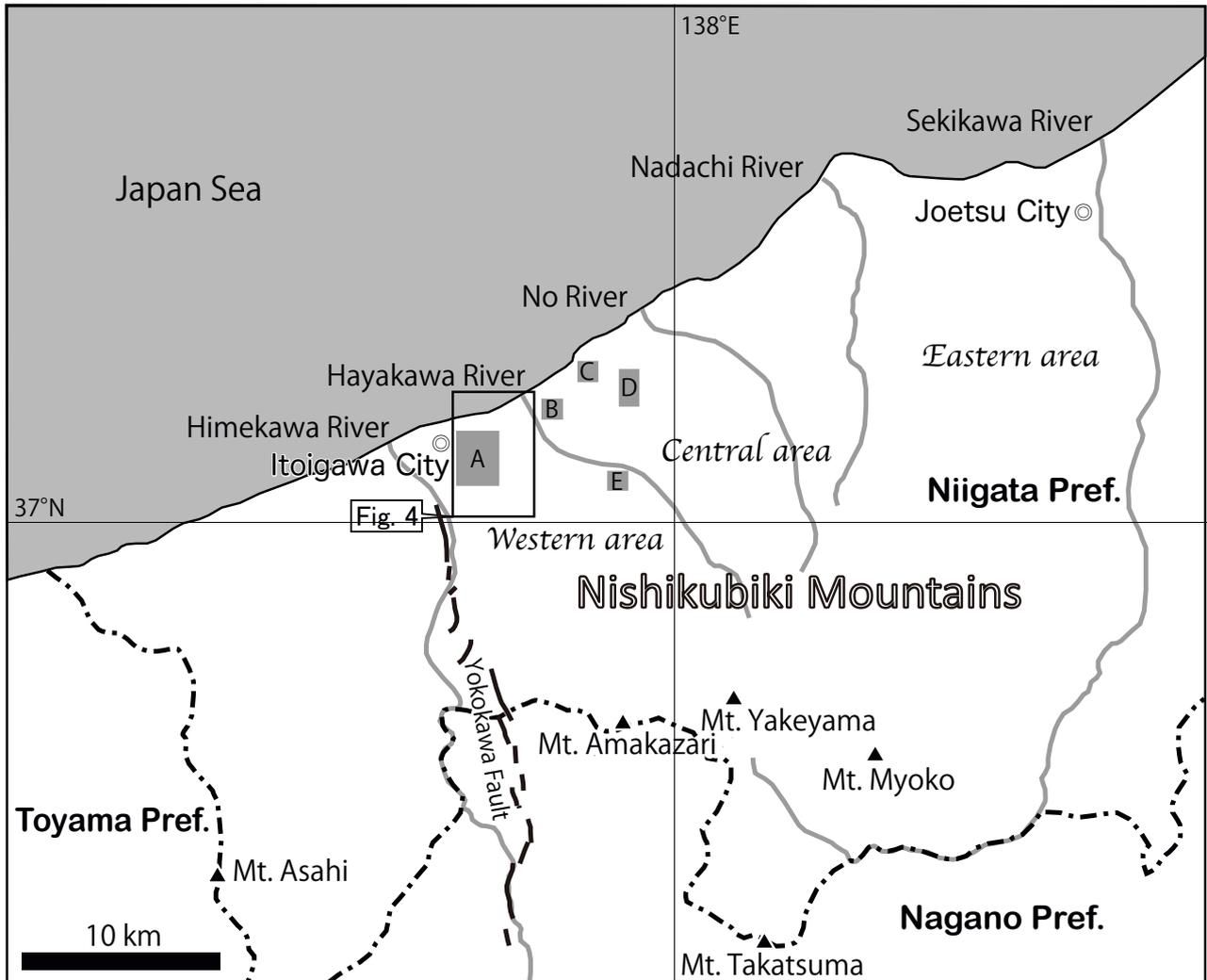
る横川断層(斎藤ほか, 1972; 長森ほか, 2010; 第1図)に区切られる西頸城山地は、北部フォッサ・マグナ地域の北西端に位置し、主に新第三系及び第四系が分布している。このため、西頸城山地は北部フォッサ・マグナ地域の北西域の地質構造発達史を検討する上で、重要な地域である。

西頸城山地に分布する新第三系は、模式的な層序が設定されている中-東部の名立川や能生川流域では、大村(1930)、兼子(1944)、藤本ほか(1951)、高橋(1953)、西田ほか(1966, 1974)、赤羽(1975)、赤羽・加藤(1989)などにより層序の枠組みが構築されてきた。また、大村(2000)、Takano(2002a, b)による堆積シーケンス、黒川・金子(1992)、黒川ほか(1994)、青木・黒川(1996)、黒川(1999)によるテフラを用いた広域対比、渡辺(1976)や柳沢・天野(2003)による微化石層序などの研究により、層序と年代の枠組みが明らかにされている。

しかし、西頸城山地のうち西部域を対象とした報告は、模式的な地域と比べて少なく、その内容も概略的な地質の記述にとどまっている(藤本ほか, 1951; 西田ほか, 1966, 1974; 赤羽, 1980)。詳細な研究は遠藤ほか(2005)と長森ほか(2010)の限られた報告しかなく、遠藤ほか(2005)は、糸魚川市海川流域に分布する

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: H. Nagamori, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan. E-mail: nagamori-h@aist.go.jp



第1図 調査位置図. 灰色四角は第5図における試料採取位置図を示す. 横川断層の位置は, 長森ほか(2010)及び中野ほか(2002)に基づく.

Fig. 1 Location map of the studied area. Gray squares indicate sampling map on Fig. 5. The Yokokawa Fault is based on Nagamori *et al.* (2010) and Nakano *et al.* (2002).

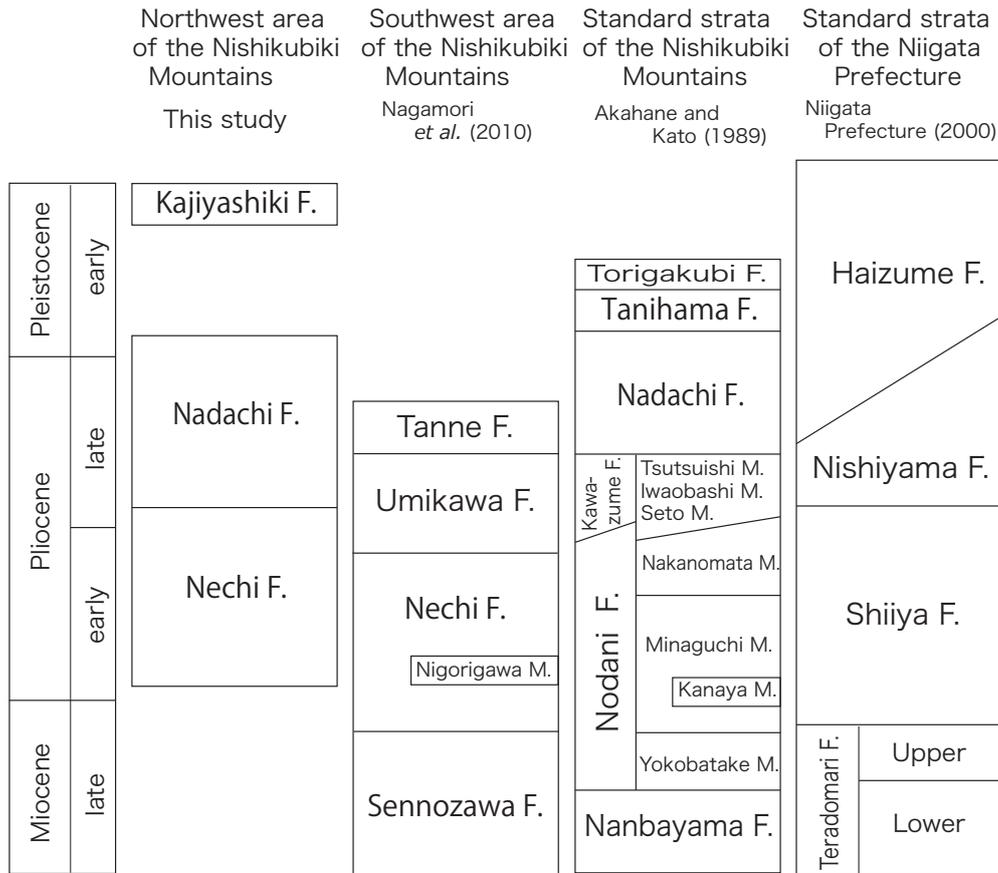
鮮新統を調査し, 軟体動物化石の群集解析により生息環境を復元すると共に, 珪藻化石分析によって堆積年代を明らかにした. 遠藤ほか(2005)は, 49地点を対象に珪藻化石分析を行い, 10試料より珪藻化石を検出した. それらのうち, 7試料から珪藻化石帯(Yanagisawa and Akiba, 1998)のNPD7Bb亜帯からNPD9帯に認定される珪藻化石群集を報告している. 長森ほか(2010)は, 西頸城山地の南西部にあたる5万分の1「小滝」図幅地域の層序を明らかにした.

本報告では, 地質情報の蓄積がほとんどなされていない西頸城山地の北西部の地質調査を行うとともに, 珪藻化石の分析を行った. その結果得られた岩相層序と年代について報告する. なお, 地質関連は長森が, 珪藻化石に関する事項は渡辺がそれぞれ担当した.

2. 西頸城山地の地質概説及び層序の問題点

西頸城山地に分布する新第三系及び下部更新統の分布は, 分布の西端を横川断層に区切られる(第1図). ただし, 一部の中新統は横川断層の西側にも分布し, 中・古生界を不整合で覆っている(吉村・石橋, 1979; 石橋・吉村, 1979; 長森ほか, 2010). 横川断層以東の新生界は, 主に下部中新統から下部更新統の, 厚い海成の堆積物から構成される(藤本ほか, 1951; 西田ほか, 1966, 1974; 赤羽, 1980). これらの海成層の分布域は, 新潟堆積盆の模式的な岩相とは異なることから特異性があるとして, 難波山堆積区と呼ばれる(茅原, 1986).

西頸城山地における新第三系及び下部更新統は, 主に西頸城山地中-東部の能生川と名立川流域を模式地と



第2図 西頸城山地西部域の上部中新統-下部更新統の層序と西頸城山地中-東部及び新潟堆積盆の標準的層序との対比。

Fig. 2 Stratigraphy of upper Miocene to lower Pleistocene in the western Nishikubiki Mountains compared with the standard stratigraphy of the central to eastern Nishikubiki Mountains and the Niigata sedimentary basin.

した層序が構築されており(藤本ほか, 1951; 西田ほか, 1966, 1974; 赤羽, 1975; 赤羽・加藤, 1989), 新潟県の標準的な層序(新潟県, 2000; 第2図)による区分はなされていない。その模式的な層序は、下位より難波山層、能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層、鳥ヶ首層に区分される(藤本ほか, 1951; 赤羽・加藤, 1989; 第2図)。これらの地層は、梶屋敷層、段丘堆積物、沖積層などの下部更新統から完新統の地層に不整合で覆われる。なお、難波山層は、紫雲谷層及び飛山層に区分されることもある(例えば、赤羽, 1980; 新潟県, 2000)。

西頸城山地西部域の層序を中-東部の模式的な層序に対比する上で、以下に示すように幾つかの問題点があるため、それらについて整理する。西頸城山地の中-東部では、海底扇状地に由来する粗粒堆積物が発達すること(遠藤・立石, 1985, 1990; 高野, 2011)から、地層の区分は砂岩層の出現頻度を基準として構築されている(例えば、赤羽, 1975; 赤羽・加藤, 1989)。しかし、西頸城山地の西部では中-東部に比べて、挟在する砂岩層が極めて少なく全体的に泥質

であること、能生谷層に挟まれる^{かなや}金谷凝灰岩部層(赤羽・加藤, 1989)などのテフラ鍵層が分布しないこと、微化石の産出報告が少ないことなどの要因から、同一時間面の認定が難しく、模式的な層序との対比が困難である。さらに、西部では露頭が極めて乏しい状況にある(例えば、中村, 1934; 菌部, 1936; 森下ほか, 1950, 藤本ほか, 1951)。これらのことを反映して、西頸城山地の北西部域における鮮新統及び下部更新統の層序は研究者によって大きく異なっている(第3図)。これまでに報告された西頸城山地北西部に分布する中新統及び鮮新統の層序を整理すると次の3つに分けることができる。1) 能生谷層が分布する見解(藤本ほか, 1951), 2) 能生谷層及び名立層が分布し、両層の間に川詰層は挟まれない見解(西田ほか, 1966, 1974; 赤羽, 1980), 3) 川詰層及び名立層が分布する見解(新潟県, 1982, 1989, 2000; 原山ほか, 1996, 遠藤ほか, 2005)。なお、長森ほか(2010)の報告した範囲は西頸城山地の南西部に位置し、分布する層準が異なるため比較対象から除外する。これらの層序に関する見解の相違は、岩相及び年代について不明な

Fujimoto <i>et al.</i> (1951)	Nishida <i>et al.</i> (1966,1974)	Akahane (1980)	Niigata Prefecture (1989)	Endo <i>et al.</i> (2005)	This study
Kajiyashiki F.	Tanihama F.	Kajiyashiki F.	Tanihama F.	Kajiyashiki F.	Kajiyashiki F.
Nodani F.	Nadachi F.	Manaita-yama F.	Nadachi F.	Nadachi F.	Nadachi F.
	Nodani F.	Nodani F.			Nechi F.
			Kawazume F.	Kawazume F.	

第3図 西頸城山地北西部域における鮮新統及び下部更新統の地層名の比較

Fig. 3 Strata name comparison of Pliocene and lower Pleistocene in the northwestern Nishikubiki Mountains.

点が多いことから、解消されていない状況である。

3. 地質各説及び地質構造

本報告では、第4図に示した範囲に分布する鮮新統の根知層及び名立層について記載する。

なお、中-東部に分布する能生谷層は砂岩層の出現頻度を基準とした岩相層序に基づいて区分されているが、調査地域では中-東部の名立川や能生川地域の砂岩層の出現頻度を基準とした岩相層序に基づく層序が適用できない。このため、能生谷層に相当する地層については、長森ほか(2010)によって定義された根知層の名称を用いる(第2図)。長森ほか(2010)の層序のうち、ニゴリ川凝灰岩部層、海川層、谷根層は第4図の範囲には分布しない。なお、本報告では、第4図に示した第四系の梶屋敷層、段丘堆積物、沖積層については研究対象外のため記載を行わない。

3.1 根知層

命名 鈴木ほか(1985)が、信州大学の未公表資料(卒論)に基づいて根知層の名称を初めて公表した。

模式地 根知川中流と北ノ沢合流付近の露頭(鈴木ほか, 1985)。

分布 糸魚川-静岡構造線に相当する横川断層の東側に分布する(長森ほか, 2010)。第4図では、根知層の最上部が分布する。

層序 本研究地域の南方にあたる5万分の1「小滝」図幅地域において、仙翁沢層を整合に覆う(長森ほか, 2010)。なお、遠藤ほか(2005)が川詰層とした砂岩層は、長森(2010)により根知層のニゴリ川凝灰岩部層(5.2±0.3 Ma:ジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代値)の下位層準に位置するとされ、根知層に含められた。本層は、西頸城山地中-東部の能生谷層に相当する。

層厚 第4図で示した範囲に分布する本層の層厚は500 m以上である。

岩相 本層は、主に塊状の無層理な砂質泥岩からなり、一部は泥質砂岩を伴う。不明瞭な小型の生痕化石が極めて多く、強度の生物擾乱により初成的な堆積構造はほとんど認められない。砂質泥岩は主に灰色であるが、希に暗灰色を呈する。灰色の明度は下位から上位に向かって明るくなる傾向がある。微細な植物化石片が低い頻度で混入する。極希に円磨された軽石礫が認められる。

化石 本層から *Acila nakazimai*, *Nuculana onoyamai*, *Yabepecten tokunagai*, *Turritella saishuensis motidukii*, *T. saishuensis saishuensis* などの大桑-万願寺動物群(Otuka, 1939)の特徴種を含む軟体動物化石が報告されている(遠藤ほか, 2005)。遠藤ほか(2005)は軟体動物化石群集から、上部漸深海帯から下部浅海帯の生息深度を推定した。このほか、海綿類の *Makiyama chitanii* の化石が希に産出する。微化石として、珪藻化石が産出する(遠藤ほか, 2005)。

3.2 名立層

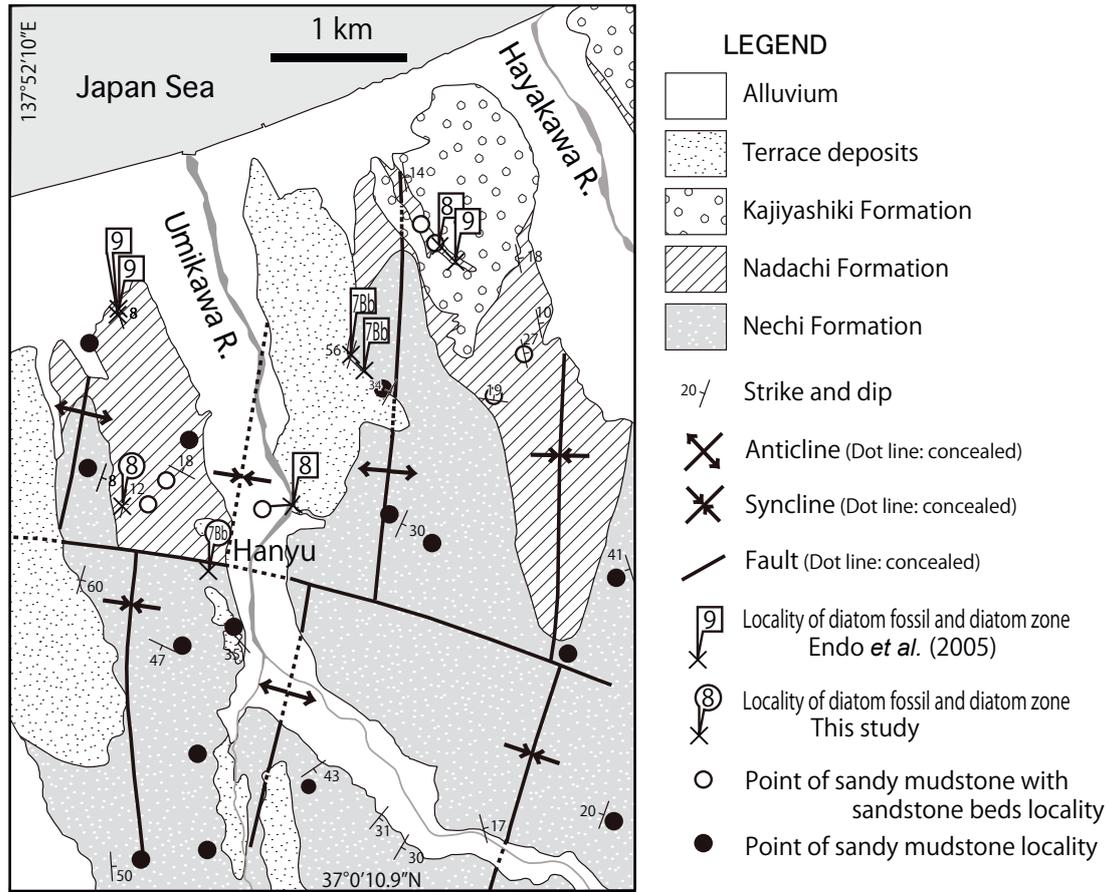
命名 藤本ほか(1951)。

模式地 糸魚川市仙納付近(藤本ほか, 1951)。

分布 本層は主に西頸城山地中-東部の名立向斜に分布する。本報告の範囲では、海川流域及び早川左岸域に分布する。

層序 名立層は、西頸城山地中-東部の名立向斜から藤崎背斜にかけて川詰層を整合で覆う。本地域において本層は根知層を整合で覆う。本地域に分布する名立層の下部は、西頸城山地中-東部に分布する川詰層と同時異相の関係にある。砂岩の薄層と凝灰質砂岩を伴うことで、下位の根知層と区別される。

層厚 名立向斜地域では300-500 mの層厚を示す(赤羽・加藤, 1989)。本地域では300 m以上。



第4図 西頸城山地北西部の地質図。根知層及び名立層は主に塊状砂質泥岩からなる。名立層は、薄い砂岩層を挟むことで根知層と区別される。

Fig. 4 Geologic map of the northwestern Nishikubiki Mountains. The Nechi and Nadachi formations are dominantly composed of massive sandy mudstone. However, the Nadachi Formation is distinguished from The Nechi Formation by containing thin sandstone beds.

岩相 主に塊状砂質泥岩からなり、砂岩の薄層及び凝灰質砂岩を伴う。色は一般的に灰色で、若干緑色を帯びることがあり、風化すると白色を呈する。微細な生痕化石が発達し、生物擾乱によって初生的な堆積構造はほとんど認められない。本層の塊状砂質泥岩は、下位の根知層の塊状砂質泥岩と特徴が同じであり、区別がほぼできない。しばしば円磨された軽石の粒子が散在する。砂岩層は、20 cm 程度の厚さで明灰色を呈し、その粒子は角が残り円磨の程度は軽微である。

化石 軟体動物化石群集として下部浅海帯に生息すると推定される *Ophiodermella-Turritella* 群集が報告されている(遠藤ほか, 2005)。その群集中には、大桑-万願寺動物群の特徴種として *Turritella saishuensis saishuensis* と *Ophiodermella ogurana* が含まれている。微化石として、珪藻化石が産出する(遠藤ほか, 2005)。

3. 3地質構造

第4図の範囲には、北北東-南南西方向の軸を持つ2

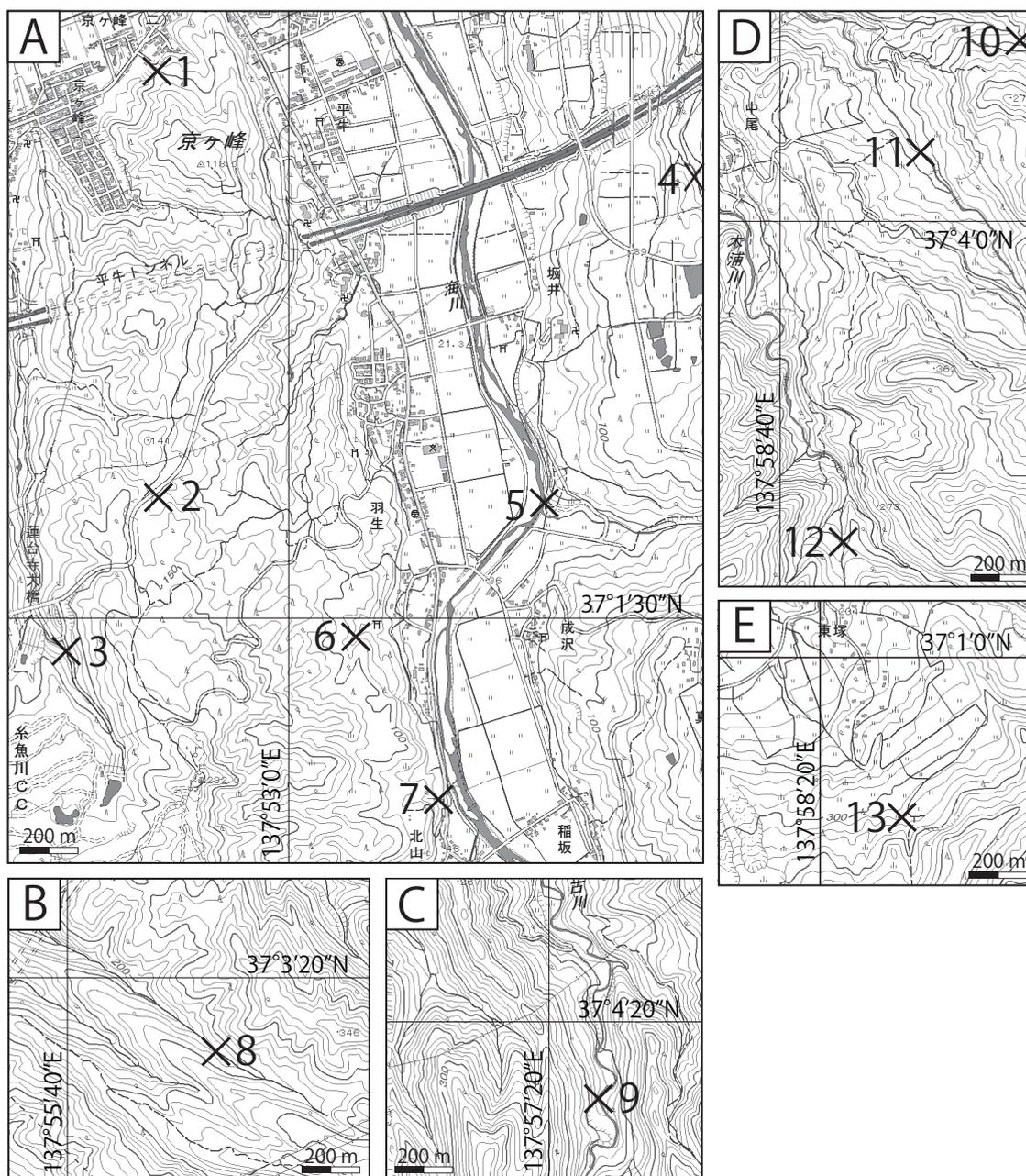
つの背斜と2つの向斜が配列している。これらの褶曲は、糸魚川市羽生付近を通る西北西-東南東方向の断層によって軸が切られる。この断層を境にして、根知層と名立層の岩相境界及び珪藻化石帯の分布は不連続となる。

4. 珪藻化石の試料及び分析方法

珪藻化石の分析試料を、西頸城山地の東-中部地域の13地点で採取した(第5図, 第1表)。

14地点の砂質泥岩試料を以下の様に処理した。約1gの試料を紙で包んでハンマーで碎き、ピーカーに入れて試料が浸る程度の純水に浸して泥化した。約100 mlの純水を加えて適当な濃さの懸濁液とし、その0.5 mlをピペットで18 mm 四方のカバーガラスに広げ、加熱・乾燥後にPleulaxを封入剤としてカバーガラスに貼付した。

化石珪藻殻の観察は生物顕微鏡600倍で行った。合計珪藻殻数が100に達するまで珪藻殻の同定と計数を行い、その後さらに約200個の珪藻殻を観察し、年代決定に有効な



第5図 試料採取位置図。基図に国土地理院の地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp/> 2018年2月20日参照) を使用した。地図の位置は第1図を参照。×：試料採取位置。

Fig. 5 Map showing the localities of samples. Base maps from GSI Maps of the Geospatial Information Authority Japan (<http://maps.gsi.go.jp/>, accessed Feb. 20, 2018). See Fig. 1 for the localities of the maps. Cross symbol: sampling locality.

種の有無を確認した。この追加観察で認められた種と破片としてのみ認められた種は第2表に“+”として示した。

珪藻化石帯区分はAkiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) の新第三紀北太平洋珪藻化石帯区分を適用した。その数値年代を Gradstein *et al.* (2004) の地磁気極性年代尺度に合わせて調整した。

5. 珪藻化石が示す年代

13の試料のうち、試料2, 4, 6から珪藻化石が認められた。珪藻化石の分析結果を第2表に示す。また、代表的な種の標本写真を図版1に示した。

試料2からは *Neodenticula kamschatica* と *N. koizumii* がともに産出するので、この試料は *N. koizumii* / *N. kamschatica*

第1表 試料リスト. NPD: 北太平洋珪藻化石帯区分のコード (Yanagisawa and Akiba, 1998).
Table 1 Sample list. NPD: Code of Neogene North Pacific diatom zones (Yanagisawa and Akiba, 1998).

Loc.no.	Formation	Lithofacies	Latitude (N)	Longitude (E)	NPD
1	Nadachi Formation	Sandy mudstone	37° 2'28.54"	137° 52'42.34"	×
2	Nadachi Formation	Sandy mudstone	37° 1'42.63"	137° 52'42.54"	8
3	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 1'26.94"	137° 52'29.67"	×
4	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 2'16.77"	137° 53'54.18"	7A - 8
5	Nadachi Formation	Sandy mudstone	37° 1'42.42"	137° 53'33.79"	×
6	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 1'28.05"	137° 53'8.92"	7Bb
7	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 1'10.60"	137° 53'19.96"	×
8	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 3'12.07"	137° 55'59.87"	×
9	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 4'11.74"	137° 57'26.85"	×
10	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 4'19.20"	137° 59'11.67"	×
11	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 4'7.37"	137° 58'58.54"	×
12	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 3'24.28"	137° 58'48.19"	×
13	Nechi Formation	Sandy mudstone	37° 1'2.89"	137° 58'31.43"	×
14	Tanne Formation	Sandy mudstone	36° 59'39.98"	137° 57'37.89"	×

帯(NPD8帯: 3.9–3.5 ~ 2.7 Ma)に位置づけられる。

試料4からは保存の悪い珪藻化石が産出した。汽水性の*Paralia sulcata*が産出した珪藻化石の半数以上を占め、*N. kamtschatica*がわずかに産出する。産出した珪藻化石の多様度が低く、汽水・沿岸性の珪藻化石種が多いため、*N. koizumii*や*Shionodiscus oestrupii*などの年代決定に重要な種の有無を確認できず、定義に基づく珪藻化石帯は認定できなかった。ただし、*N. kamtschatica*の産出は*Rouxia californica*帯上部から*N. koizumii* / *N. kamtschatica*帯(NPD7A帯(7.7 ~ 6.5Ma)からNPD8帯(3.9–3.5 ~ 2.7 Ma) : 後期中新世の後期から前期鮮新世)に限られるので、この試料の時代はその範囲内に限定される。遠藤ほか(2005)は本試料採取地点に近い試料から産出した珪藻化石群集をNPD7Bb亜帯に対比している。

試料6からは*N. kamtschatica*, *Shionodiscus oestrupii*が産出し、*N. koizumii*が産出しないので、この試料は*S. oestrupii*亜帯(Yanagisawa and Akiba (1998)の*Thalassiosira oestrupii*亜帯に相当; NPD7Bb亜帯: 5.6 ~ 3.9–3.5 Ma)に位置づけられる。

6. 考察

6.1 珪藻化石層序

これまでに西頸城山地西部地域において報告された微化石の報告は、遠藤ほか(2005)の珪藻化石のみであり、本研究が2例目となる。西頸城山地西部域では、本報告と遠藤ほか(2005)により、9地点において化石層序区分が可能な珪藻化石が確認された(第4図)。以下に、珪藻化石層序に基づく地層の年代について考察する。

本報告の根知層と名立層の境界は、珪藻化石層序の

NPD7Bb亜帯(5.6 ~ 3.9–3.5 Ma)とNPD8帯(3.9–3.5 ~ 2.7 Ma)の境界付近に位置する(遠藤ほか, 2005; 本報告; 第4図)。このことから、本報告地域における名立層の下底の堆積した時期は3.9 ~ 3.5 Ma頃と推定される。この本地域における名立層の下底の推定年代値は、西頸城山地東部に分布する川詰層下底の推定年代値3.9 ~ 3.6 Ma(柳沢・天野, 2003)と調和的である。

西頸城山地西部に分布する名立層は、珪藻化石層序のNPD8帯(3.9–3.5 ~ 2.7 Ma)とNPD9帯(2.7 ~ 2.0 Ma)に位置づけられる(遠藤ほか, 2005; 本報告; 第4図, 第6図)。よって、西頸城山地西部に分布する名立層は、中-東部地域の川詰層及び名立層に対比される(第6図)。東部地域では、NPD9帯に対比される珪藻化石群集は名立層上部から谷浜層にかけて認められている。しかし、谷浜層の基底に認められる大菅パミス質火山灰(Oop: 青木・黒川, 1996; 第6図)が認められていないので、本地域の名立層の一部が谷浜層に対比されるかどうかは、不明である。

6.2 岩相層序

次に、岩相層序及び珪藻化石によって得られた年代を元に、西頸城山地西部域の層序について考察する。

これまで西頸城山地西部における岩相層序の根拠となる岩相記載は十分になされていなかった。西頸城山地の北西部に分布する鮮新統の泥質岩は、いずれも暗灰色から灰色を呈する塊状砂質泥岩から主に構成される(長森ほか, 2010)。これらの塊状砂質泥岩の色調は、下位から上位にむかって高明度となる傾向にあり、若干の色相の変化もあるものの、明確に変化する層準を特定できないことから、層序区分の基準とはならない。本研究の結

第2表 珪藻化石産出表. NPD: 北太平洋珪藻化石帯区分のコード (Yanagisawa and Akiba, 1998).
Table 2 Occurrence chart of diatom fossils. NPD: Code of Neogene North Pacific diatom zone (Yanagisawa and Akiba, 1998).

Sample number	2	4	6
Diatom zones (NPD)	8	7A-8	7Bb
<i>Actinocyclus ochotensis</i> Jousé	1		1
<i>A. octonarius</i> Ehrenberg	5	1	
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	5	7	10
<i>Aulacoseira</i> spp.	7		
<i>Azpeitia nodulifera</i> (Schmidt) Fryxell et Sims	6	2	
<i>Cocconeis</i> spp.	+		3
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	3	+	+
<i>Delphineis angustata</i> (Pantocsek) Andrews			2
<i>D. surrirela</i> (Ehrenberg) Andrews	1		1
<i>Diploneis</i> spp.	5		1
<i>Grammatophora</i> spp.		2	2
<i>Koizumia tatsunokuchiensis</i> (Koizumi) Yanagisawa	1		4
<i>Navicula</i> spp.	2		
<i>Neodenticula kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa	4	+	8
<i>N. koizumii</i> Akiba et Yanagisawa	2		
<i>Nitzschia marina</i> Grunow	+		
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	5	53	16
<i>Pliocaenicus nipponicus</i> H. Tanaka et Nagumo	8		
<i>Shionodiscus oestrupii</i> (Ostenfeld) A. J. Alverson, S. H. Kang et E. C. Theriot			1
<i>Stephanopyxis</i> spp.		3	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	36	27	49
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grunow) Cleve-Euler	2	2	+
<i>T. convexa</i> Muchina	1		1
<i>T. eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve	+		
<i>T. nidulus</i> (Tempère et Brun) Jousé			1
<i>T. spp.</i>	6	3	
Total	100	100	100

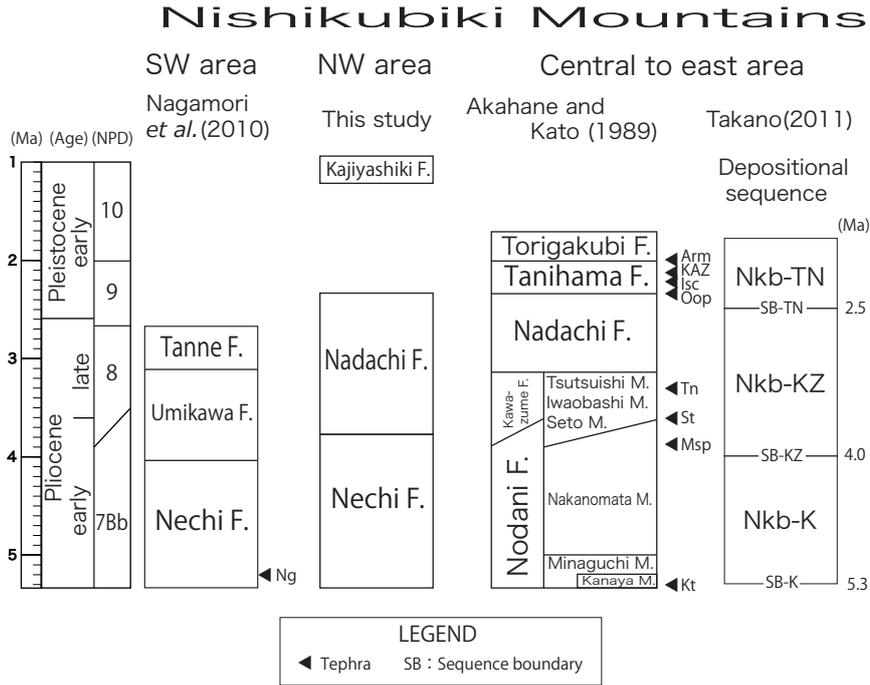
果、本地域の層序は、塊状砂質泥岩からなる根知層と、塊状砂質泥岩に砂岩の薄層及び凝灰質砂岩を伴う名立層に区分された。

前述したように珪藻化石層序の結果から、本地域の名立層は、東部地域の川詰及び名立層に対比される。中東部地域において、川詰層と名立層の泥岩は性質がよく似ている(遠藤・立石, 1985)とされ、泥岩の特徴に基づく層序区分はなされていない。遠藤・立石(1985)は、西頸城山地東部地域において泥岩を *Makiyama chitanii* の産出頻度で区別し、普通に産出する泥岩を川詰層とした。しかし、本地域では、*M. chitanii* の産出頻度は全層準において低いことから明確に区別できないため、東部地域における川詰層及び名立層に相当する層準を名立層としてまとめた。

本研究の岩相層序及び珪藻化石層序による年代論の結果は、西田ほか(1966, 1974)や赤羽(1980)による見解と

基本的には一致する。ただし、西田ほか(1966)は、西部地域では能生谷層と名立層の間に川詰層を欠くことから、名立層が能生谷層を不整合で覆うと考えた。しかし、本地域に分布する名立層の下部層準は川詰層と同層準であることが明らかになったことから、西田ほか(1966)の考えた不整合は存在しないと考えられる。

西頸城山地東部では、広域テフラの対比から約3.6 Maとされる(黒川・金子, 1992; 黒川, 1999)瀬戸凝灰岩部層(赤羽, 1975; 遠藤・立石, 1985; 赤羽・加藤, 1989)の直近の層準から川詰層の粗粒堆積物が堆積を開始する。川詰層の基底付近には、高野(2011)による堆積シーケンス境界のSB-KZが認定されている(第6図)。本地域では粗粒堆積物の発達は認められないものの、西頸城山地東部とはほぼ同じ時期から砂岩層の堆積が始まっており、その砂岩層の出現層準は、高野(2011)のSB-KZに対比される可能性が高い。



第6図 西頸城山地の層序対比。 Ng：ニゴリ川凝灰岩部層， Arm：有間川ガラス質結晶質火山灰， KAZ：桑取川含アラナイト火山灰層ゾーン， Isc：いさざ川ガラス質結晶質火山灰， Oop：大菅パミス質火山灰， Tn：綱子凝灰岩， St：瀬戸凝灰岩， Msp：虫生岩戸パミス。 テフラの名称は黒川(1999)及び長森ほか(2010)に基づく。 NPD：北太平洋珪藻化石帯区分のコード (Yanagisawa and Akiba, 1998)。

Fig. 6 Stratigraphic comparison of the Nishikubiki Mountains. Tephra names are based on Kurokawa (1999) and Nagamori et al. (2010). Ng: Nigorigawa Tuff Member, Arm: Arimagawa Ash, KAZ: Kuwatorigawa Ash Zone, Isc: Isazakawa Ash, Oop: Osuga Pumiceous Ash, Tn: Tsunako Tuff, St: Seto Tuff, Msp: Mushuiwato Pumice. NPD: Code of the Neogene North Pacific diatom zones (Yanagisawa and Akiba, 1998).

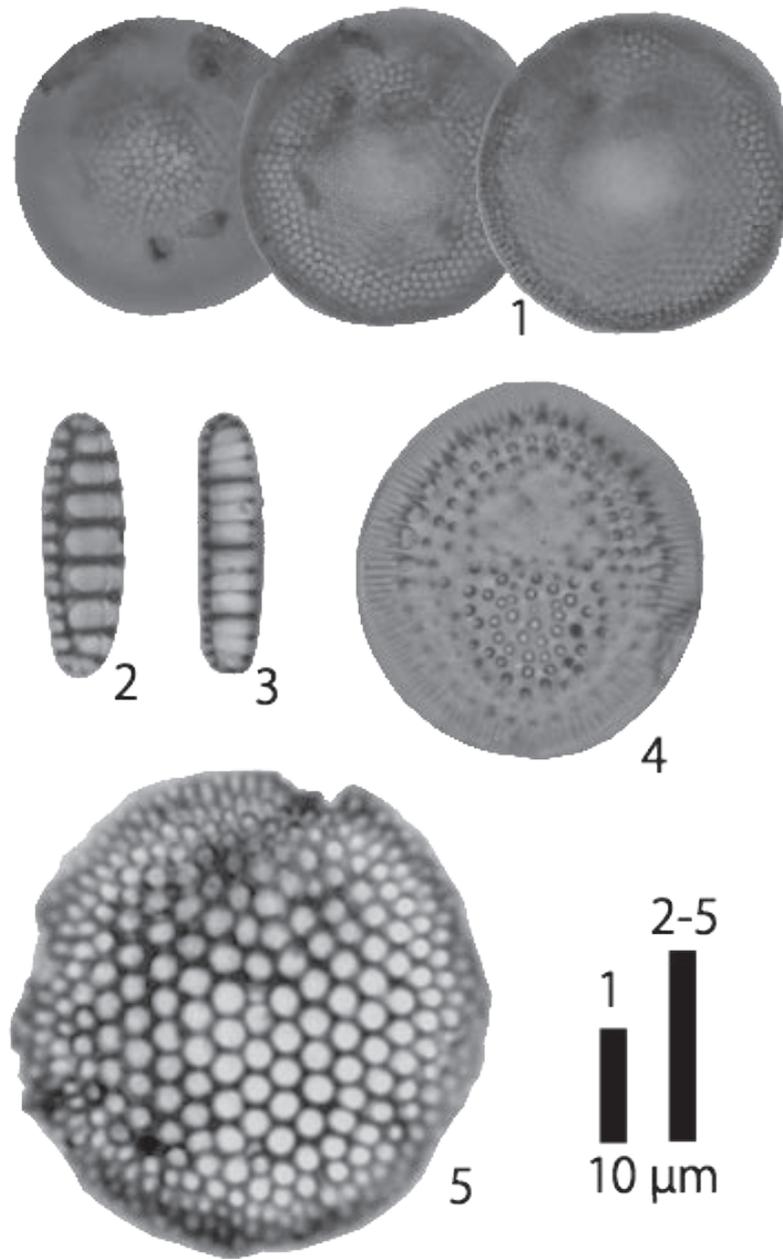
謝辞：本稿は、査読者の柳沢幸夫博士及び担当編集委員の内野隆之博士に有益なコメントをいただき、改善された。ここに感謝の意を表す。

文 献

- 赤羽貞幸(1975) 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造. 地質雑, **81**, 737-754.
- 赤羽貞幸(1980) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(IV). 信州大学教育学部志賀自然教育施設研究業績, no. 19, 1-17.
- 赤羽貞幸・加藤碩一(1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific, In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C., **87**, 393-480.
- 青木富樹・黒川勝己(1996) 新潟県西頸城地域の鮮新統～下部更新統の火山灰層とその対比. 地球科学, **50**, 341-361.
- 茅原一也(1986) 新潟積成盆地に関する最近の地質学的諸問題. 石油技術協会誌, **51**, 272-287.
- 遠藤満久・天野和孝・柳沢幸夫(2005) 新潟県糸魚川市海川周辺地域に分布する鮮新統産軟体動物化石群集と古環境. 地質調査研究報告, **56**, 411-424.
- 遠藤正孝・立石雅昭(1985) 西頸城北東部の新第三系上部層一特に綱子礫岩の堆積環境について一. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, 33-48.
- 遠藤正孝・立石雅昭(1990) 北部フォッサマグナ, 中新世の難波山海底扇状地の復元. 地質雑, **96**, 193-209.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男(1996) 1:200,000地質図「富山」. 地質調査所.
- 石橋英一・吉村尚久(1979) 新潟県糸魚川市姫川河口域の新第三系. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, 110.

- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., eds. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589p.
- 兼子 勝(1944) 新潟県郷津油田(大日本帝国油田第四十八区)地形及び地質図説明書. 26p.
- 黒川勝己(1999) 新潟地域における七谷層～魚沼層群の火山灰層序. 石油技術協会誌, **64**, 80-93.
- 黒川勝己・金子 顕(1992) 新潟地域における上岡凝灰岩および板山凝灰岩の対比について—上越地域から下越地域まで海底を流走した火山灰の検証—新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 7, 57-72.
- 黒川勝己・潤間新一・佐藤正隆・吉田裕介・島田律子・富田裕子(1994) 新潟地域における金谷凝灰岩の対比—西頸城地域から中越地域にわたる寺泊層最上部層準の指標—. 新潟大学教養部紀要, **35**, 155-178.
- 藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・澤井 清・隅田 實(1951) 新潟県西頸城郡下の新生代層について. 地学, no. 3, 23-30.
- 森下 晶・藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・澤田 清・隅田 實(1950) 新潟堆積盆地西縁の地質学的諸問題. 地質雑, **56**, 303.
- 長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊(2010) 小滝地域の地質. 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, 134p.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・菊谷愛彦・奥村晃史・田口雄作(2002) 白馬岳地域の地質. 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, 105p.
- 中村慶三郎(1934) 地沓りの調査(1). 地質雑, **41**, 1-8.
- 新潟県(1982) 土地分類基本調査[糸魚川]. 土地分類基本調査, 1:50000, 65p.
- 新潟県(1989) 新潟県地質図(1:200,000)及び同説明書. 新潟県商工労働部, 128p.
- 新潟県(2000) 新潟県地質図(1:200,000)及び同説明書(2000年版). 新潟県, 200p.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三(1966) フォッサマグナ最北部の新第三系—いわゆる難波山層に関する研究(その1)—. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 1, 1-14.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三(1974) フォッサマグナ最北部の新第三系(その1) —いわゆる難波山層に関する研究—. 地質調査所報告, no. 250-1, 155-168.
- 大村亜希子(2000) 新潟県西頸城地域に分布する鮮新統の第3オーダー堆積シーケンスと堆積有機物組成. 地質雑, **106**, 534-547.
- 大村一蔵(1930) 越後油田の地質及鉱床. 地質雑, **37**, 774-792.
- Otuka, Y. (1939) Mollusca from the Cainozoic system of eastern Aomori Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **44**, 23-31.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明(1972) 糸魚川—静岡構造線にそって姫川中流地域の地質概報. 岩井惇一教授記念論文集, 403-410.
- 蘭部龍一(1936) 7万5千分の1地質図幅[糸魚川]. 地質調査所, 31p.
- 鈴木雅彦・北脇裕士・周藤賢治・茅原一也(1985) フォッサマグナ西北部の海川火山岩類, 海川貫入岩類および雨飾山貫入岩類. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, 49-77.
- 高橋正五(1953) 高田平原西方山地の地質構造. 横浜国立大学理科報告, no. 2, 15-30.
- Takano, O. (2002a) Changes in depositional systems and sequences in response to basin evolution in a rifted and inverted basin : an example from the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan. *Sedimentary Geology*, **152**, 79-97.
- Takano, O. (2002b) Tectonostratigraphy and changes in depositional architecture through rifting and basin inversion in the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan : implications for tectonic history of the Japan Sea marginal regions. *Development of Tertiary Sedimentary Basins around Japan Sea (East Sea) —Proceedings of the Japan-Korea Joint Workshop in Niigata, Japan, August, 2001, Department of Geology, Fac. Sci., Niigata Univ.*, 157-181.
- 高野 修(2011) 北部フォッサマグナ新潟～信越堆積盆地頸城地域の上部新第三系難波山層～名立層層準のシーケンス層序とタービダイトシーケンス. 地質雑, **117**, 238-258.
- 渡辺其久男(1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大学地質鉱物学教室研究報告, no. 4, 33-48.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.
- 柳沢幸夫・天野和孝(2003) 新潟県上越地域西部に分布する鮮新統の珪藻化石層序と古海洋環境. 地質調査研究報告, **54**, 63-93.
- 吉村尚久・石橋英一(1979) 姫川河口地域の地質と糸静線—とくに島弧変動との関係について—. 総研「島弧変動」研究報告, no. 1, 21-23.

(受 付 : 2017年11月24日 ; 受 理 : 2018年6月20日)



図版1 西頸城山地の北西地域から産出した珪藻化石.

Plate 1 Diatom fossils found in the northwestern Nishikubiki Mountains.

1. *Thalassiosira convexa* Mukhina [sample no. 2]
2. *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa [sample no. 6]
3. *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa [sample no. 2]
4. *Pliocaenicus nipponicus* H. Tanaka et Nagumo [sample no. 2]
5. *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) A. J. Alverson, S. H. Kang et E. C. Theriot [sample no. 6]

K-Ar 年代に基づく吾妻火山の形成史

松本哲一^{1,*}・中野 俊¹・古川竜太¹・山元孝広¹

Akikazu Matsumoto, Shun Nakano, Ryuta Furukawa and Takahiro Yamamoto (2018) History of Azuma Volcano based on K-Ar age determinations. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (3), p.153-163, 3 figs, 2 tables.

Abstract: Azuma Volcano, located in Yamagata and Fukushima prefectures, is a large composite Quaternary volcano group. K-Ar ages by the isotope dilution method were determined for 38 lava samples. The volcano consists mainly of lava flows which have mostly similar petrographic characteristics. According to the determined age data, the volcanic edifice was divided into 12 units including Holocene Jododaira Volcano. The volcanic activity of Azuma Volcano began at ca. 1200 ka from the east and migrated to the west, and at ca. 700 ka, reversely migrated to the east. The latest activity is occurring at Jododaira Volcano. There is no long dormancy during the activity of Azuma Volcano from ca. 1200 ka to the present.

Keywords: Quaternary volcano, Azumayama, Azuma Volcano, K-Ar age, isotope dilution method

要 旨

山形・福島県境に位置する第四紀の大型複成火山である吾妻火山について、同位体希釈法による38溶岩試料のK-Ar年代測定を行い、火山活動の時間的空間的変遷を明らかにした。吾妻火山は安山岩の溶岩流が主体の火山であり、一部の火山体を除き、岩石学的にはほとんど区別できない。年代測定に基づき、完新世に形成された浄土平火山を含め、12の火山に区分した。最も古い活動は1200 ka頃に東側で開始し、徐々に西方へ移動し、700 ka頃に西端で活動、その後、再び東側に時間をおって活動中心が移動している。従来は、吾妻火山の活動は300 ka以降、完新世の活動までの長い休止期が存在するとされていたが、その期間にも活動は継続しており、現在まで長い休止期を挟まずにほぼ継続的に活動が続いていることが明らかになった。

1. はじめに

あづま
吾妻火山(あるいは吾妻火山群)は山形県と福島県にまたがり、福島盆地の西側に東西約22 km, 南北約13 kmの範囲に分布する大型の第四紀複成火山群である。この火山群には、ほぼ西から東へ主に標高1,800~2,000 m 超の西大巔、西吾妻山(最高峰: 標高2,035m)、中大巔、東大巔、中吾妻山、東吾妻山、一切経山、高山など

の底径1~数km, 比高200~500 mの緩斜面を持つ安山岩質の火山錐が重なり合っていてきている(藤縄・鴨志田, 1999)。このうち、現在も活動的であるのは、山体東部にある吾妻小富士火砕丘や五色沼や大穴などの火口群を形成した約7 ka以降の浄土平火山(山元, 2005)の活動である。浄土平火山についての活動史や岩石学についての研究は山元(2005)以外にもいくつかある(例えば、鴨志田, 1991; 岩瀬, 1995; 岩瀬・守屋, 1997; 尾崎・藤縄, 2013)が、いずれも詳細な公表には至っていない。また、1893年に発生した浄土平南方の燕沢火口列における水蒸気噴火の調査時には、地質調査所職員2名が殉職する事故が起こり(例えば、佐藤, 1985)。20世紀には4回の水蒸気噴火が、また、2008年からは噴気活動が活発化するなど、極めて活動的な火山である(気象庁編, 2013)。この浄土平火山の噴火史についてはすでに山元(2005)が詳細に報告しており、本報告では扱わない。

またこれらの火山体を形成する火山噴出物とは別に、東麓部から福島盆地南部に分布が確認されている吾妻福島テフラ(約140 ka)及び吾妻佐久間テフラ(約130 ka)が、吾妻火山起源のプリニー式噴火による降下テフラ層とされている(Yamamoto, 2005; 山元, 2012)。しかし、これらの給源が吾妻火山のどこであるかは明確にはなっていない。

吾妻火山全域に関する研究例は極めて少ない。岩石学的にはKawano *et al.* (1961)やTakahashi *et al.* (2013)が、

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

* Corresponding author: A. Matsumoto, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan. E-mail: aki.matsumoto@aist.go.jp

ほぼ全域を扱った地質学的研究としては、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991) (以下、NEDO (1991)) 及び安斎(1996)がある。NEDO (1991)は多数の放射年代測定(K-Ar及びフィッショソ・トラック法)や古地磁気測定を実施し、吾妻火山全体を16ユニットに分け、さらに古期、中期、新期火山に大別した。この地熱資源調査により、ようやくほぼ吾妻火山の全貌が明らかになった。そのほか、鴨志田(1991)による一切経山を頂点とした東に開いた爆裂カルデラ地形の想定(280 ~ 100 ka)、藤縄・鴨志田(1999)ではこのカルデラ形成は約150 kaと推定し、それ以前の活動は300 kaには終了していると考えた。なお、このカルデラが上述した2枚のプリニー式降下火砕物の有力な給源候補とも考えられている(山元, 2012)。吾妻火山に関する研究史の詳細については古川ほか(印刷中)に記載されている。

著者らのうち3名(中野・古川・山元)は、5万分の1地質図幅「吾妻山」(古川ほか, 印刷中)作成のための地表踏査を実施した。しかし、地形的特徴による山体の新旧関係の判断が困難であることが多く、また、一切経山の東壁を除き溶岩・火砕岩の累重などの顕著な成層構造は見られない。露頭単位では層厚10 m以上の厚い溶岩からなる単一のユニットのみであることが多く、噴出物の直接の被覆関係が確認できない場合がほとんどであった。また、岩質はごく一部を除き安山岩質でいずれも斑状組織が発達し、斜方輝石単斜輝石安山岩にかんらん石あるいは石英斑晶が含まれることがあるが全体として変化に乏しく、地形的に同一火山錐であっても斑晶組み合わせは均一ではなく、岩質のみで区分可能な山体はごく一部にとどまる。また、安斎(1996)も指摘しているが、多くの山体は火砕物に乏しく、溶岩流を主体とした火山錐である。これらの多くの火山錐は、露頭に乏しいならかな地表面を持ち、そこに深く切り込む溪谷沿いのみに厚い溶岩が露出することを特徴としている。完新世に形成された浄土平火山を除くと、不明瞭ながらも溶岩流に特徴的な表面地形あるいは火口らしき頂部の凹地形が認められるのは、高山、東吾妻山及び中吾妻山火山のみである。確認できた火砕流堆積物は、火山体北西部の強溶結した大平火砕流堆積物(新称)(西大巔・西吾妻火山)、火山体北東部の蟹ヶ沢に露出する溶結した火砕流堆積物(高倉山火山)、及び、山体中心部に形成された谷地平湖成堆積物(古川ほか, 印刷中)の最下部に露出する非溶結の火砕流堆積物のみである。

今回の地質図作成を目的とした野外調査のみでは噴出物の上下関係の把握が困難であったことから、完新世に形成された浄土平火山より古い火山体の噴出物について新たにK-Ar年代測定を行い、その結果を基に火山体区分を試み、吾妻火山全体の活動史を検討する。

2. 年代測定試料及び測定方法

吾妻火山から採取した38個のK-Ar年代測定試料は、いずれも溶岩試料である。それらの採取地点を第1図に、SiO₂含有量や斑晶組み合わせ等を第1表に示した。試料はいずれも斜長石と輝石を主とした斑状組織が発達している。まれに、かんらん石の一部がイディングサイト化していることがある程度で、いずれも新鮮である。

K-Ar年代測定用試料の調製は以下の手順で行った。溶岩試料を軟鉄製乳鉢で粉碎後、ふるいで0.25 ~ 0.50 mm径(32 ~ 60 mesh size)に揃え、その粒子中からアイソダイナミック・セパレーターで斑晶鉱物を可能な限り除去した石基濃集フラクション(濃集度99%以上)を年代測定に供した。

K-Ar年代測定におけるアルゴン同位体の測定は、VG Isotopes社製1200C型希ガス質量分析計を用いて、³⁸Ar濃縮スパイクによる同位体希釈法で行った。アルゴン同位体測定の手順及び年代誤差の算出方法は、宇都ほか(1995)及びMatsumoto and Kobayashi (1995)に従った。カリウムの定量は、アサヒ理化学製作所製FP-33D型炎光光度計を用い、内部標準試料としてリチウムを添加する炎光光度法(松本, 1989)で行った。K-Ar年代の計算に用いた定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$ 、 $\lambda_{\alpha}=0.581 \times 10^{-10}/y$ 、 $^{40}K/K=0.01167 \text{ atom \%}$ である(Steiger and Jäger, 1977)。

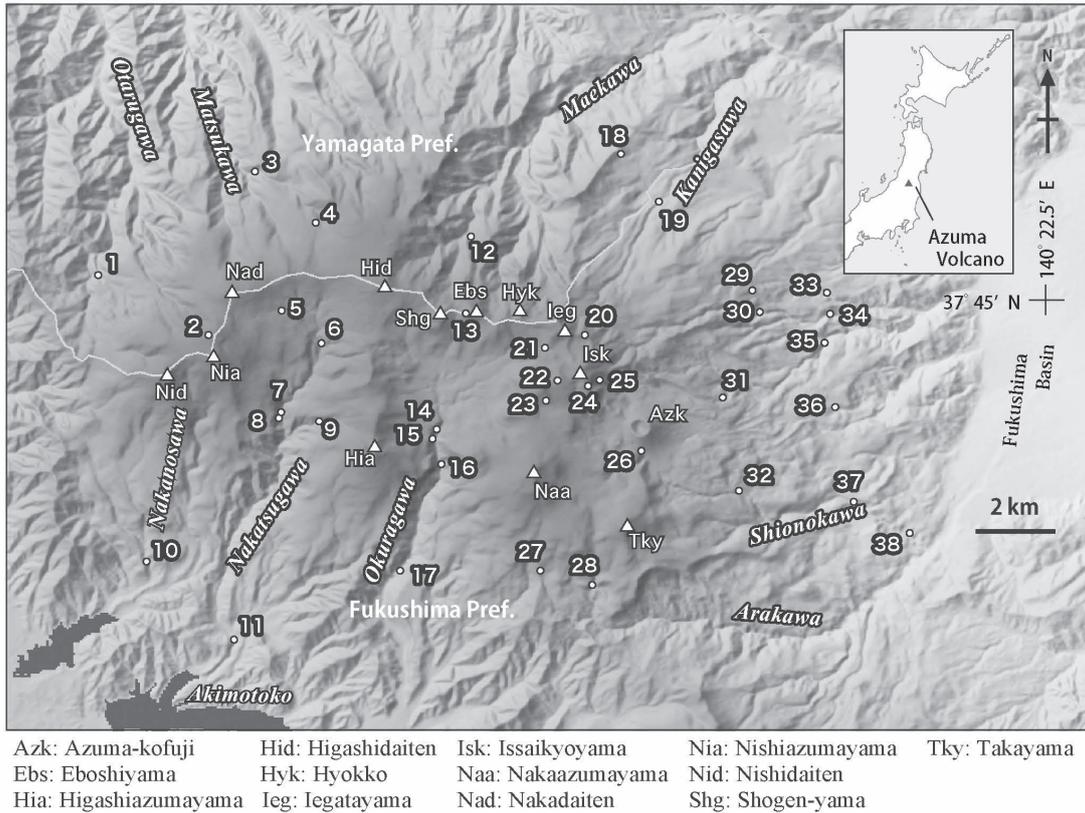
3. 測定結果とその評価

今回のK-Ar年代測定の結果を第2表に示した。全38試料のうち10試料については、2回の繰り返し測定を行っており、それらの重み付き平均値を表中に示し、以下の議論の際に用いた。今回得られたK-Ar年代のうち、最も古い測定値は1180 ± 30 ka (No. 37)、最も若い測定値は39 ± 5 ka (No. 26)であった。この結果は、吾妻火山の活動期が前期更新世後半(カラブリアン期)から後期更新世までの長期にわたることを示している。

なお、これらのうち7試料については、NEDO (1991)がすでに報告しているK-Ar年代(測定: 岡山理科大学)とほぼ同一地点から採取した試料である。各試料の年代値(括弧内がNEDO報告値)を古い順に列挙すると、413 ± 6 ka (410 ± 30 ka)、341 ± 17 ka (510 ± 30 ka)、326 ± 7 ka (480 ± 60 ka)、281 ± 7 ka (460 ± 300 ka)、267 ± 11 ka (360 ± 20 ka)、198 ± 7 ka (240 ± 30 ka)、188 ± 8 ka (280 ± 30 ka)であり、今回の測定値は多くの地点でNEDO報告値とは大きく異なる若い値を示す傾向が見られた。

すでに述べたように、踏査ルート上にて層位関係の明白な地点は極めて少ない。測定試料のうち、No. 3とNo. 4、No. 7とNo. 8、No. 14とNo. 15、No. 24とNo. 25のみが直接の上下関係が確実な試料である。

山体北西部のNo. 3とNo. 4では直接の重なりは確認



第1図 K-Ar年代測定試料の採取地点
 詳細な位置情報(緯度経度)は第1表に示す。白丸印は試料採取地点、数字は第1表の試料番号。地図の作製には国土地理院の50 m DEMデータを使用した。

Fig. 1 Localities of rock samples for K-Ar dating collected from Azuma Volcano.
 White circles with numbers are sampling localities and their numbers in Table 1. Accurate sites of localities are listed in the table. 50 m DEM data by Geospatial Information Authority of Japan are used for this map.

できていないが、大平火砕流堆積物の直上と直下の溶岩であり、上下関係は明らかである。火砕流直下の溶岩からは 636 ± 22 ka (No. 3), 直上の溶岩からは 663 ± 9 ka (No. 4) の値が得られ、誤差を考慮すると上位と下位の溶岩層との間に有意な時間間隙はなく、大平火砕流とその上下の溶岩の噴出年代は約 650 ka と推定される。

山体南西部のNo. 7とNo. 8(中津川流域)については、2枚の溶岩が重なる同一露頭から採取しており、下位(No. 8)から 660 ± 40 ka, 上位(No. 7)から 643 ± 11 ka の値が得られた。これらも誤差の範囲で一致しており、露頭では両者間に侵食間隙が認められず、クリンカーのみを介在して累重していたことと矛盾しない。

山体中央部のNo. 14とNo. 15(大倉川流域)については、渓谷沿いにはほぼ連続する露頭からの試料であり、下位(No. 14)から 320 ± 20 ka, 上位(No. 15)から 281 ± 7 ka の値が得られた。これらは測定誤差を考慮すると、層位関係とは矛盾しない。露頭ではこの2試料はやや離れた地点で採取しているが、クリンカーのみを介在して両者の

間にさらに1枚の溶岩が挟まることが確認されている。

一切経山東のNo. 24とNo. 25については、下位(No. 25)から 472 ± 16 ka, 上位(No. 24)から 259 ± 14 ka の値が得られた。これらには統計的に十分有意な差が認められるが、層位関係とは矛盾しない。両者はやや離れた地点で採取しているが、間に多数の成層したアグルチネート及び降下火砕物のほか二次堆積物が挟在しており、明確な傾斜不整合面は確認できていないが両者のK-Ar年代に大きな差異があることと矛盾しない。両者は時間間隙を挟んだ別個の活動期を持つ火山体に属すると考えるべきかもしれない。

4. K-Ar年代に基づく火山体区分

以下、今回得られたK-Ar年代に基づき、吾妻火山の新たな岩体区分を行った(第2図)。各火山あるいは堆積物の名称は新称あるいは改称・再定義である。各火山の詳細は古川ほか(印刷中)を参照されたい。

第1表 吾妻火山から採取したK-Ar年代測定試料
緯度経度のほか、採取試料(いずれも溶岩)の全岩SiO₂含有量、斑晶組み合わせ及び石基組織の特徴を合わせて示す。
GSJ R番号は地質標本館登録番号。採取位置概略は第1図に示した。

Table 1 List of lava samples for K-Ar dating collected from Azuma Volcano.
Latitudes/longitudes of samples dated are listed with their bulk SiO₂ contents, phenocryst assemblages and groundmass textures.
GSJ R Nos. are registered numbers at the Geological Museum, GSJ.

No.	GSJ R No.	Lat. (N)	Long. (E)	SiO ₂ (wt%)	Phenocryst						Groundmass texture
					Pl	Ol	Opx	Cpx	Qz	Opq	
1	R109280	37.75571	140.10951	59.6	◎	○	○	○		△	intersertal
2	R109316	37.74300	140.14006	56.8	◎	◎	○	○		△	intersertal
3	R109278	37.77993	140.15370	60.5	◎		○	○		△	intergranular
4	R109282	37.76850	140.17001	59.5	◎	○	○	○		△	intergranular
5	R109288	37.74834	140.16157	60.5	◎	◎	○	○	△	△	hyaloophitic
6	R109287	37.74139	140.17122	60.3	◎	△	○	○	△	△	intergranular
7	R109290	37.72470	140.16070	59.4	◎	△	○	○		△	intersertal
8	R109289	37.72437	140.16033	59.2	◎		○	○		△	intersertal
9	R109322	37.72331	140.17141	62.0	◎	(△)	○	○		△	hyaloophitic
10	R109315	37.69122	140.12268	61.9	◎		○	○	○	△	intersertal, Qz-patch
11	R109317	37.67427	140.14770	58.6	◎		○	○		△	intergranular
12	R109328	37.76458	140.21293	58.7	◎	○	○	○		△	intersertal
13	R109327	37.74796	140.21294	59.0	◎	◎	○	○		△	intersertal
14	R109320	37.72207	140.20381	60.1	◎		○	○		△	intergranular
15	R109321	37.71935	140.20221	63.9	◎		○	○		△	hyalopilitic, Qz-patch
16	R109318	37.71379	140.20507	63.6	◎		○	○		△	hyalopilitic, Qz-patch
17	R109329	37.68889	140.19441	60.7	◎	△	○	○		△	intersertal
18	R109276	37.78399	140.25473	58.5	◎	△	○	○		△	intergranular
19	R109275	37.77317	140.26666	59.4	◎		○	○		△	intergranular
20	R109293	37.74299	140.24473	56.3	◎	(△)	○	○		△	intergranular
21	R109296	37.73961	140.23391	58.8	◎	△	○	○		△	intergranular
22	R109303	37.73253	140.23730	58.3	◎		○	○		△	intergranular
23	R109324	37.72857	140.23495	52.0	◎	◎	○	○	△	△	intergranular
24	R109301	37.73082	140.24694	57.0	◎	◎	○	○		△	hyalopilitic
25	R109299	37.73131	140.25020	57.3	◎		○	○		△	hyalopilitic
26	R109334	37.71690	140.26050	58.6	◎	○	○	○		△	hyalopilitic
27	R109332	37.69046	140.23201	61.7	◎		○	○	△	△	intersertal
28	R109333	37.68678	140.24810	61.5	◎		○	○	△	△	hyalopilitic
29	R109308	37.75329	140.29153	60.6	◎	○	○	○	△	△	intergranular, Qz-patch
30	R109294	37.74725	140.29475	63.9	◎		○	○		△	hyaloophitic
31	R109295	37.72807	140.28436	61.7	◎		○	○		△	hyaloophitic, Qz-patch
32	R109304	37.70687	140.28818	59.9	◎		○	○		△	intersertal
33	R109307	37.75205	140.31298	58.4	◎		○	○		△	intergranular
34	R109306	37.74738	140.31352	58.1	◎	△	○	○		△	intergranular
35	R109305	37.74087	140.31273	62.6	◎		○	○		△	hyalopilitic, Qz-patch
36	R109309	37.72607	140.31571	59.8	◎	○	○	○	△	△	intergranular, Qz-patch
37	R109274	37.70478	140.31998	59.4	◎	△	○	○		△	intergranular
38	R109273	37.69673	140.33700	60.3	◎	△	○	○		△	intergranular

Pl: plagioclase, Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Qz: quartz, Opq: opaque minerals

◎: very common, ○: common, △: rare

第2表 吾妻火山のK-Ar年代測定結果
Table 2 Results of K-Ar age determinations of volcanic rocks for Azuma Volcano.

No.	GJSJ R No.	Sample No. (original)	Sample wt. (g)	K ₂ O (%)	Total ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ STP ml/g)	Rad. ⁴⁰ Ar (%)	Non rad. ⁴⁰ Ar (%)	Age (ka)	No.	GJSJ R No.	Sample No. (original)	Sample wt. (g)	K ₂ O (%)	Total ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ STP ml/g)	Rad. ⁴⁰ Ar (%)	Non rad. ⁴⁰ Ar (%)	Age (ka)
1	R109280	SRB218	0.35650	1.689	73.0	29.0	60.3	535±20	19	R109275	ITY705	0.35776	1.727	1010	45.0	95.6	800±100
2	R109316	AZM370	0.36964	1.415	179	18.0	89.9	390±20	20	R109293	AZM111	0.38402	1.522	43.5	10.9	75.0	221± 5
3	R109278	TGD153	0.49800	1.787	209	36.7	82.4	640±20	21	R109296	AZM263	0.35811	1.453	62.3	15.9	74.5	341±17
4	R109282	TGD235	0.49901 0.48250	1.589	101 129	34.2 33.7	66.2 73.9	667±12 657±14 Mean 663± 9	22	R109303	AZM406	0.43492	1.290	72.9	19.3	73.5	460±20
5	R109288	AZM462	0.37275	1.935	75.5	35.6	52.8	571±10	23	R109324	AZM401	0.35307	0.9425	93.9	8.1	91.4	270±50
6	R109287	AZM459	0.35325	1.789	85.4	20.3	76.2	354±13	24	R109301	TCY323	0.45610	1.647	81.8	13.8	83.2	259±14
7	R109290	AZM540-2	0.46574 0.43875	1.667	135 171	35.2 33.7	73.9 80.3	654±14 627±17 Mean 643±11	25	R109299	TCY321	0.47840	1.238	88.4	18.8	78.7	472±16
8	R109289	AZM540-1 (Lower unit of No.7)	0.48458 0.43261	1.554	612 502	29.9 34.6	95.1 93.1	600±70 700±60 Mean 660±40	26	R109334	TCY736-1	0.35345 0.41485	1.619 1.619	65.1 58.0	2.4 1.7	96.3 97.0	46± 7 33± 6 Mean 39± 5
9	R109322	AZM503	0.37480	2.410	128	26.6	79.2	342± 9	27	R109332	AZM633	0.36084	2.325	80.2	10.7	86.7	143± 9
10	R109315	AZM264	0.47094 0.48550	2.103	84.1 88.2	27.6 28.4	67.2 67.8	406±10 418± 8 Mean 413± 6	28	R109333	TCY637	0.35527 0.35265	2.413 2.413	266 200	4.1 5.3	98.5 97.3	53±20 68±15 Mean 63±12
11	R109317	AZM150	0.39995	1.458	54.7	12.6	77.0	267±11	29	R109308	ITY630	0.35350	1.952	74.7	20.4	72.6	326± 7
12	R109328	TGD422-2	0.40052 0.39166	1.825	51.9 59.7	7.9 8.1	84.8 86.5	135± 5 137± 6 Mean 136± 4	30	R109294	TCY132	0.35127	2.193	125	31.1	75.1	440±11
13	R109327	AZM466	0.40239	2.059	65.8	12.4	81.1	188± 8	31	R109295	TCY137	0.35445 0.41542	2.361 2.361	63.6 54.0	11.4 14.1	82.1 73.9	150±15 186± 5 Mean 182± 5
14	R109320	AZM245	0.35477	1.860	72.9	19.1	73.8	320±20	32	R109304	TCY610	0.35444	1.806	106	12.4	88.3	214±10
15	R109321	AZM247	0.35609	2.769	50.3	25.0	50.2	281± 7	33	R109307	TCY629	0.40817 0.40378	1.649 1.649	70.1 86.3	9.3 11.3	86.6 86.9	176±11 212± 9 Mean 198± 7
16	R109318	AZM240	0.49235	2.478	72.7	19.9	72.7	249± 9	34	R109306	TCY624	0.34920	1.446	142	23.5	83.4	504±16
17	R109329	AZM236	0.35659 0.40934	1.933	43.6 42.8	7.4 8.2	83.0 80.9	119± 7 131± 8 Mean 124± 5	35	R109305	TCY621	0.34952	2.286	113	33.5	70.3	454±10
18	R109276	ITY718	0.34891	1.485	110	36.2	67.1	756±18	36	R109309	TCY635	0.35571	1.945	76.8	16.1	79.1	257±17
									37	R109274	TCY555	0.35839	1.213	127	46.1	63.7	1180±30
									38	R109273	TCY550	0.37496	1.616	131	54.0	58.8	1040±30

The decay constants used in the present study are $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10}/y$ and $^{40}K/K=0.01167$ atom % (Steiger and Jäger, 1977). Errors are at the 1 σ uncertainty level.

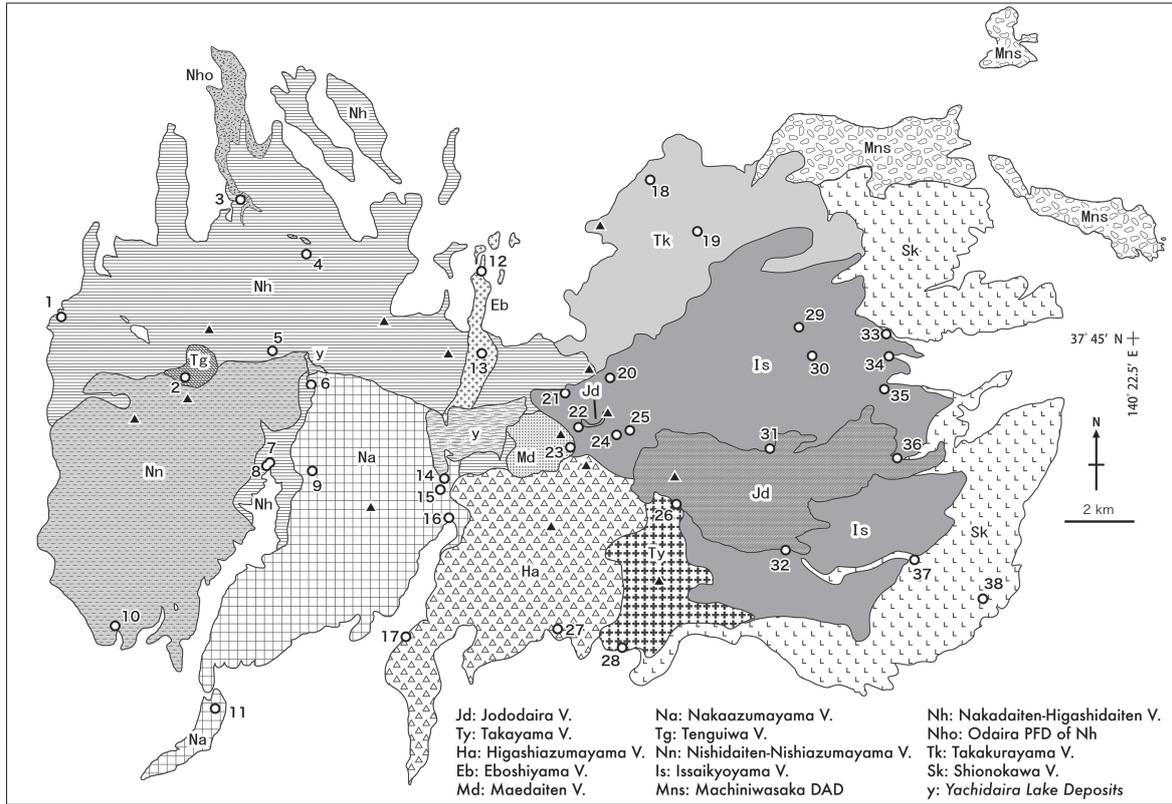
4. 1 塩ノ川火山(Sk)：新称

福島盆地に面する東麓に広く分布し、吾妻火山の最下位を構成する。NEDO (1991)の基底火山岩類の一部(NEDO (1991)の区分で古期、以下同様)に相当する。上位を町庭坂岩屑なだれ堆積物、高倉山火山、一切経山火山、浄土平火山及び高山火山の噴出物に覆われる。末端部は崩落崖や地すべり地形の発達が著しい。

塩ノ川では柱状節理あるいは板状節理の発達した溶岩が露出するが、そのほかの地域では緩斜面が多く極めて露出に乏しく、正確な分布は把握できていない。

今回の測定では、1180 ± 30 ka (No. 37) 及び 1040 ± 30 ka (No. 38) の値が得られ、約1200 ~ 1000 kaの活動期である。NEDO (1991)では1270 ± 90 ka, 1180 ± 50 ka, 1090 ± 80 ka及び1020 ± 40 kaが報告されており、ほぼ

同時代を示しており、今回の結果と矛盾しない。なお、NEDO (1991)の測定のうち、吾妻小富士北東から1550 ± 650 kaの誤差が大きい年代も報告されているが、今回の測定ではそのやや下流から440 ± 11 ka (No. 30)の値が得られており(後述する一切経山火山に属する)、その付近には塩ノ川火山が谷底にわずかに露出している可能性は否定できない。北東部の緩斜面からはNEDO (1991)によって910 ± 410 ka, 430 ± 20 kaが報告されているが、誤差が大きい、あるいは、明らかに若い年代である。この若い年代値は、試料採取地点から考えると、本火山体を覆うと推定される町庭坂岩屑なだれ堆積物に含まれる岩塊を測定した可能性が高い。



第2図 K-Ar年代測定に基づく吾妻火山の地質図

▲は主なピークの位置(第1図参照)。番号は第1図と共通。V:火山噴出物, PFD:火砕流堆積物, DAD:岩屑なだれ堆積物。

Fig. 2 Geological map of Azuma Volcano based on K-Ar age data.

Black triangles are main peaks and white circles with numbers are the same with Fig. 1. V: volcanic products, PFD: pyroclastic flow deposit, DAD: debris avalanche deposit.

4.2 高倉山火山(Tk)

一切経山の北方付近から東方に分布する。本火山は、NEDO (1991) の高倉山安山岩あるいは、基底火山岩類(古期)及び前一切経溶岩(古期)の一部に相当する。表層を岩屑が覆うことがしばしば確認されるが、その一部は町庭坂岩屑なだれ堆積物に相当すると判断する(第2図では省略)。

高倉山の南斜面には溶岩・火砕岩の成層構造が見られる。高倉山北東や蟹ヶ沢では最大層厚30 m以上の溶岩及び火山角礫岩であるが、一部を除き強変質していることが多い。蟹ヶ沢の標高700~750 m付近では新第三紀層を覆って層厚25 mの強溶結ないし中程度に溶結した火砕流堆積物が露出し、径10 cm以下のスコリア片に富むが、高倉山火山の噴出物に含める。

今回の測定では、800±100 ka (No. 19) 及び756±18 ka (No. 18) の値が得られ、誤差を考慮すると活動期は900~700 kaである。NEDO (1991) では670±30 ka, 630±30 ka, 600±30 ka, 570±40 kaの値が報告されており、今回得られたK-Ar年代はNEDO (1991) の報告値よりも若干古い傾向がある。

4.3 中大巔・東大巔火山(Nh): 新称

吾妻火山北西部を広く占める。NEDO (1991) の西吾妻溶岩(古期)の一部、東大巔溶岩、昭元山溶岩、家形山溶岩(以上、中期)及び兵子溶岩(新期)を含む。本火山を構成する火山噴出物は、高倉山火山の噴出物を覆い、烏帽子山火山、天狗岩火山、西大巔・西吾妻山火山及び中吾妻山火山の各火山噴出物に覆われる。火口地形はまったく残されていないがほとんどが溶岩流からなると推定される緩傾斜の表面地形が広がり、火山錐の地形からは、中大巔、東大巔、家形山などの山頂付近、合わせて5ヶ所以上に東西方向に並んだ噴出中心が存在したと推定される。噴出物は、この東西の稜線の南側に深く切れ込む中津川及び大倉川の源頭部にも分布することから、この火山体は東西稜線の複数の火口から南北斜面に大量の噴出物をもたらしたことになる。中大巔の北方には強溶結した大平火砕流堆積物(新称)が挟在する。

上述したとおり、本噴出物の噴出源は東西方向に並ぶいくつかの地形的高所付近と見なせるが、いずれもアグルチネートなどの火口近傍相と判断できるような産状を示す岩相はほとんど見当たらない。噴出物が観察できる

地点は少ないがいずれも層厚のある溶岩流であることが多い。中津川中流域ではクリンカーを挟んで2枚の溶岩が露出するが、このように複数枚の溶岩が1露頭で確認できることは極めてまれである。

大平火砕流堆積物は中大巔北方のみに分布し、最大層厚100 m以上の強溶結部からなり、弱溶結部はわずかである。一部で溶岩流を覆い、さらにその上流では溶岩に覆われる。分布と溶結の程度から、おそらく谷埋めの火砕流と推定される。

今回の測定では、663 ± 9 ka (No. 4)、660 ± 40 ka (No. 8)、643 ± 11 ka (No. 7)、640 ± 20 ka (No. 3)、571 ± 10 ka (No. 5)及び535 ± 20 ka (No. 1)が得られ、誤差を考慮すると活動期は700 ~ 500 kaであることを示す。NEDO (1991)では1040 ± 160 ka、580 ± 30 ka、560 ± 40 ka (転石?)、580 ± 20 ka、540 ± 50 ka及び540 ± 40 kaの値が報告されており、1040 ± 160 ka (東大巔北)を除けば矛盾のない年代が得られている。測定結果について前述したように、大平火砕流の噴出年代は約650 kaである。

4.4 町庭坂岩屑なだれ堆積物(Mns)：新称

福島盆地まで流下した山体崩壊に伴う堆積物である。最下流部の約3 kmに渡る範囲のみに流れ山地形が認められるが、表層には数m大の巨岩が認められることがあるのみで堆積物そのものを観察できる自然露頭は確認できていない。この山体崩壊の発生源は家形山付近と推定されるが、明瞭な崩落崖は存在しない。高倉山火山の上位を覆う。下位の塩ノ川火山が構成する緩斜面表層を覆う岩屑は、本堆積物の一部と推定される。地質概略図(第2図)では、これらの薄い部分は省略してある。高倉山火山の上位に位置づけ、700 ka以降にこの岩屑なだれ堆積物をもたらした山体崩壊があったと推定する。中大巔・東大巔火山の噴出物との層位関係は不明であり、年代の上限は制約できない。

4.5 一切経山火山(Is)

一切経山付近からその東側に広く分布している。NEDO (1991)の高山溶岩(中期)及び一切経溶岩(新期)の一部、東大巔溶岩、昭元山溶岩、家形山溶岩(以上、中期)を含む。塩ノ川火山及び高倉山火山の噴出物を覆い、前大巔火山、高山火山及び浄土平火山の噴出物に覆われる。

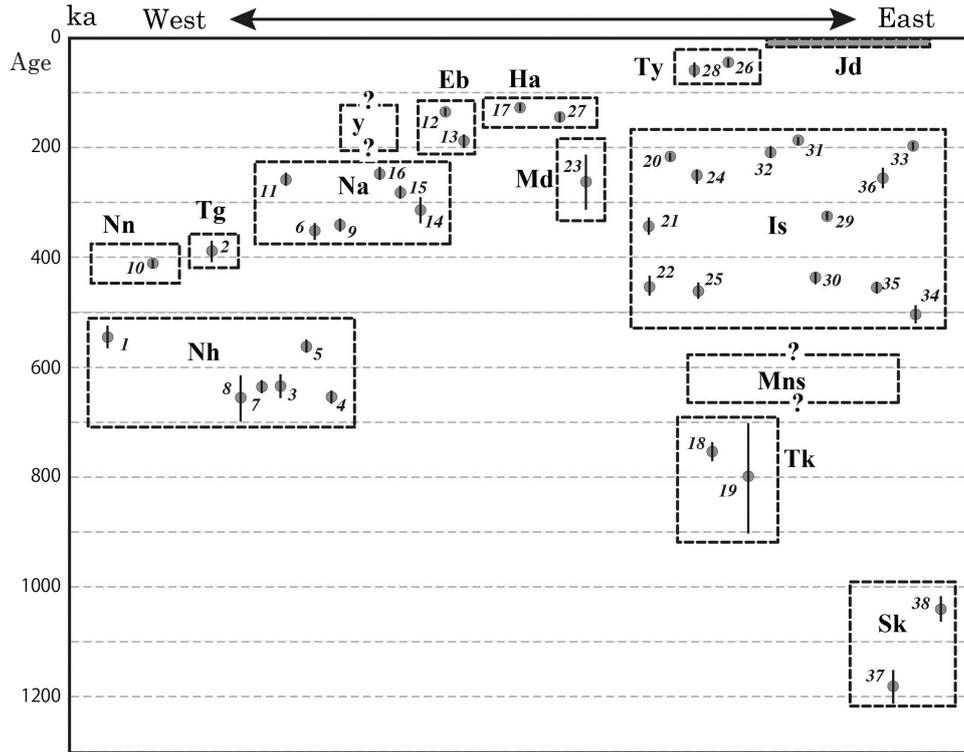
一切経山火山の活動の中心は一切経山付近であるが、一切経山北東約3 km地点にも火口近傍と思われる火砕物が分布しており、活動中心が複数存在した可能性も否定できない。一切経山の山頂東側の急崖には溶岩・溶結火砕岩と未固結火砕物の成層構造が顕著に発達している。一切経山と吾妻小富士に挟まれる平坦面(浄土平)から北にかけてを中心に白色化した強変質帯が見られる。それ以外の本火山の噴出物の分布域で確認できるのはほとんどが溶岩露頭である。

一切経山山頂付近の地表試料からは、472 ± 16 ka (No. 25)、460 ± 20 ka (No. 22)、341 ± 17 ka (No. 21)、259 ± 14 ka (No. 24)及び221 ± 5 ka (No. 20)の値を得た。一切経山頂東崖において新旧2つの活動期に分けられる可能性を3章「測定結果とその評価」にて前述したが、範囲を広げると中間的な値も得られた。また、中腹から山麓部では504 ± 16 ka (No. 34)、454 ± 10 ka (No. 35)、440 ± 11 ka (No. 30)、326 ± 7 ka (No. 29)、257 ± 17 ka (No. 36)、214 ± 10 ka (No. 32)、198 ± 7 ka (No. 33)及び182 ± 5 ka (No. 31)の値が得られ、山頂部付近における年代範囲とほぼ同様の結果となった。これらを1つの火山と見なすと誤差を考慮すると約520 ~ 170 kaの広い活動期を示す。特に、400 kaよりも古い測定値と300 kaよりも若い測定値が多いことから、山麓部での若い溶岩(概ね300 kaよりも若い)は古い山体(概ね400 kaよりも古い)を覆って流下したあるいは谷沿いに流下したはずであるが、現在の地形からはそれを読みとることができない。地形的には明瞭ではないが、一切経山の山頂付近以外にも活動中心の可能性のある地点は一切経山北東約3 km地点であり、酸化が著しい最大径1 mのパン皮状やリボン状の火山弾が多数散在する。ここを活動中心の1つとみなした場合にもこれらの年代差を説明するような地形的な区分を判断することができない。そこで、ここでは、上記のK-Ar年代を得た全域を一括して一切経山火山と定義する。なお、浄土平では100 m長のボーリング掘削調査が行われ(火山噴火予知連絡会コア解析グループ、2011)、一切経山の低位に層厚1 m強の土石流堆積物と変質火山灰を挟在して“古期火山噴出物”(深度80 m付近以下)が記載されている。しかし、掘削地点の位置・標高から判断すると、この境界が概ね400 kaと300 kaの境界である可能性は極めて低く、地表下の“古期火山噴出物”が何に相当するかは現時点では判断できない。地表踏査から新旧の地層境界が露出する可能性がある地点は、一切経山の東崖以外には確認できなかった。

NEDO (1991)では、山頂付近からは830 ± 230 ka、510 ± 30 ka及び280 ± 20 kaという値が、中腹から山麓では480 ± 60 ka、480 ± 60 ka、410 ± 30 ka、370 ± 120 ka、290 ± 30 ka、290 ± 20 ka、240 ± 50 ka及び240 ± 30 kaという値が報告されている。山頂付近のNEDO試料(510 ± 30 ka)は今回の試料(No. 21; 341 ± 17 ka)とほぼ同一地点、山腹の2つのNEDO試料(480 ± 60 kaと240 ± 30 ka)は今回の2試料(No. 29; 326 ± 7 kaとNo. 33; 198 ± 7 ka)とほぼ同一地点であり、NEDO (1991)の報告値の方が系統的に古い傾向を示すが、全体として矛盾はなく、やはり活動期間が長いことを示す。

4.6 西大巔・西吾妻山火山(Nn)：新称

吾妻山南西部、中津川の西側を占める山体を構成し、NEDO (1991)の西吾妻溶岩(古期)の一部に相当する。中



第3図 吾妻火山の活動の時空変遷

記号は第2図と、番号は第2表と同じ。縦軸が時間軸、横軸が東西方向のおおよその空間的広がりを示す。K-Ar年代の誤差(1σ)を縦線で表示。

Fig. 3 Temporal and special change of volcanic activity of Azuma Volcano.

Abbreviations are the same with Fig. 2 and Numbers are the same with Table 2. The vertical axis shows temporal change and horizontal axis shows spacial distribution from west to east. K-Ar ages are given with error bars at the 1σ uncertainty level.

大巔・東大巔火山の噴出物を覆う。西大巔の山頂部分は強溶結したアグルチネートから構成され、西大巔及び西吾妻山の2ヶ所の山頂部付近に噴出中心があったと推定される。全体になだらかな山容を示し、溶岩流に特徴的な地形は見られない。西大巔山頂の南東側には白色化した変質帯が広がっている。

今回の測定では、 413 ± 6 ka (No. 10) が得られ、420 ~ 400 kaの活動期であることを示す。NEDO (1991) では 1560 ± 280 ka, 460 ± 30 ka, 410 ± 30 kaの値が得られていた。このうちもっとも若い 410 ± 30 kaは今回の測定試料No. 10と同一露頭であり、ほぼ同様なK-Ar年代が得られていた。

4.7 天狗岩火山(Tg)：新称

本火山の噴出物は、天狗岩付近にのみ分布する。NEDO (1991)の西吾妻溶岩(古期)の一部に相当する。中大巔・東大巔火山を覆う。天狗岩付近の表層は巨大な岩塊の累重となっているが、5 m 厚以上の溶岩露頭が確認できる。

今回の測定では、 394 ± 22 ka (No. 2)の値が得られ、誤差を考慮すると420 ~ 370 kaの噴出であることを示す。先に述べた西大巔・西吾妻火山と活動期に近いが、岩質の明瞭な違い、また地形的に区分が可能なることから、これを独立の火山錐とした。

4.8 中吾妻山火山(Na)

吾妻火山南部の中津川と大倉川の2つの溪谷に挟まれた地帯に分布する火山体である。本火山の噴出物は、NEDO (1991)の中吾妻溶岩(古期)にほぼ相当する。火口地形はほとんど開析されている。大倉川では20ないし40 m層厚の複数枚の溶岩流が累重する。

今回の測定では、 354 ± 13 ka (No. 6), 342 ± 9 ka (No. 9), 320 ± 20 ka (No. 14), 281 ± 7 ka (No. 15), 267 ± 11 ka (No. 11)及び 249 ± 9 ka (No. 16)の値が得られ、誤差を考慮すると370 ~ 240 kaの活動期であることを示す。NEDO (1991)では 460 ± 300 ka, 360 ± 20 ka, 280 ± 30 kaが得られていた。このうちNEDO報告値の 460 ± 300 kaは今回の試料No. 15 (281 ± 7 ka)と、NEDO報告値

の 360 ± 20 kaは今回のNo. 11 (267 ± 11 ka) とほぼ同一露頭である。

4. 9 前大巔火山(Md)

吾妻火山東部、一切経山の西に位置する前大巔を構成する火山体で、本火山の噴出物はNEDO (1991)の前大巔溶岩(新期)にほぼ一致する。吾妻火山の中で唯一、玄武岩質火山の活動であり、この点で一切経山火山と区別できる。前大巔の山頂付近は強溶結した火砕岩が存在する。南西側には溶岩流として流下している。

今回の測定では 270 ± 50 ka (No. 23) が得られ、誤差が大きい $320 \sim 220$ kaの噴出であることを示す。隣接する一切経山火山の長い活動期に挟まれることになるが、地形的に接している400 kaより古い一切経山火山の噴出物(No. 22)を覆うことと整合的である。

4. 10 烏帽子山火山(Eb)：新称

烏帽子山を噴出中心とした小規模な火山体を構成し、北側及び南側に溶岩を流出している。NEDO (1991)の昭元山溶岩(中期)の一部に相当する。本火山の噴出物は中大巔・東大巔火山を覆う。谷地平湖成堆積物(古川ほか、印刷中)との被覆関係は確認できない。

今回の測定では、 188 ± 8 ka (No. 13) 及び 136 ± 4 ka (No. 12) が得られ、誤差を考慮すると $200 \sim 130$ kaの比較的若い活動であることを示す。NEDO (1991)では 280 ± 30 kaの値が得られている。このNEDO試料は今回の試料No. 13とほぼ同地点であるが、有意に古いK-Ar年代を示している。

4. 11 東吾妻山火山(Ha)

吾妻火山中南部に位置する。本火山の噴出物は、NEDO (1991)の東吾妻溶岩(古期)にほぼ一致する。大倉川上流で中吾妻山火山噴出物を覆う。東吾妻山の山頂部にはやや開析された火口跡らしき地形が存在するほか、その北西側にも不明瞭な火口らしき地形がある。東吾妻山の南西斜面では階段状に急崖(溶岩末端崖)を繰り返す複数の溶岩ロープからなる溶岩地形が認められ、比較的新しい時代であることを示唆する。

今回の測定では、 143 ± 9 ka (No. 27) 及び 124 ± 5 ka (No. 17)の値が得られ、 $150 \sim 120$ kaの若い活動期であることを示す。NEDO (1991)では 460 ± 140 kaが得られていた。

4. 12 高山火山(Ty)

本火山は高山に噴出中心を持つ火山体を構成する。NEDO (1991)の高山溶岩(中期)の一部(西約1/3)に相当する。塩ノ川火山及び一切経山火山を覆い、浄土平火山に覆われる。東吾妻山火山との被覆関係は不明確である。高山の山頂部には不明瞭な火口地形が認められる。

今回の測定では、 63 ± 12 ka (No. 28) 及び 39 ± 5 ka (No.

26) が得られ、 $75 \sim 30$ kaのごく若い活動期であることを示すが、東吾妻山火山の活動期と同様に、この時期はこれまで火山活動がない(NEDO, 1991; 藤縄・鴨志田, 1999)とされてきた後期更新世である。なお、NEDO (1991)では誤差の大きい 390 ± 230 kaの値が得られていた。

5. 火山活動の時間変遷

新たなK-Ar年代測定結果に基づき、吾妻火山噴出物を塩ノ川、高倉山、中大巔・東大巔、西大巔・西吾妻山、天狗岩、一切経山、前大巔、中吾妻山、烏帽子山、東吾妻山、高山及び浄土平の12火山に区分した。縦方向に時間軸、横方向に空間的位置を取り、これらを時間空間的に示した図が第3図である。この図には町庭坂岩屑なだれ堆積物と谷地平湖成堆積物も示してあるが、これらの堆積時期は未確定である。なお、谷地平湖成堆積物の最下部に火砕流堆積物が存在するが(古川ほか、印刷中)、給源は不明である。

最も古いK-Ar年代を示す山体はおおよそ $1200 \sim 1000$ kaの塩ノ川火山で吾妻火山の最下部を構成する。福島盆地に面した山麓部のみ分布する。火山体としての地形はまったく示さず、活動中心を推定することは不可能である。吾妻火山より南方に位置する安達太良火山の山麓には西鴉川安山岩(NEDO, 1991; 阪口, 1995)が分布しているが、 1510 ± 340 kaのK-Ar年代が報告されている(NEDO, 1991)。これは年代的にも塩ノ川火山に近く、両者は一体の火山岩として扱うのが妥当と思われるが、NEDO (1991)が別の地層名で扱っていることから(本論の塩ノ川火山の一部を“吾妻火山群基底火山岩類”と呼称)、ここでは両者は別の岩体としておく。

次に古い山体は後期更新世末期の $900 \sim 740$ kaの高倉山火山で、活動の中心はやや西に移動している。中期更新世になると、西側の中大巔・東大巔火山の活動が始まる($700 \sim 510$ ka)。山体の規模が大きく、約650 kaの大平火砕流を挟むものそれ以上の細分は不可能である。その後、西大巔・西吾妻山火山、天狗岩火山と続き($420 \sim 370$ ka)、中期更新世中頃にはさらにやや東に移って中吾妻山の活動となる($370 \sim 240$ ka)、さらに時代が新しくなると東に移動し、中期更新世末期から後期更新世にかけては烏帽子山火山、東吾妻山火山、高山火山と続いた($200 \sim 30$ ka)。この間に、一切経山火山の活動が $520 \sim 170$ kaの30万年間以上にわたって継続し、玄武岩質の前大巔火山も一切経山火山の活動中に形成された。最新の活動はさらに東に移動し、6.7 ka以降に活動した浄土平火山であり、現在も活動中である。上述したように、一切経山の実態は解明されていないが、全体として東から活動が始まり西に移動し、再び東に移動してきたという火山活動の時間空間的変遷が明らかになった。

これまで藤縄・鴨志田(1999)などにより指摘されていた、完新世の浄土平火山以前の30万年間の活動休止期は否定され、長い休止期を挟まずに活動中心を移動しながら吾妻火山は成長してきたといえる。

6. まとめ

吾妻火山噴出物を塩ノ川、高倉山、中大巔・東大巔、西大巔・西吾妻山、天狗岩、一切経山、前大巔、中吾妻山、烏帽子山、東吾妻山、高山及び浄土平の12火山に区分した。最も古いK-Ar年代を示す火山は東端に分布する1200～1000 kaの塩ノ川火山、そして北東の900～740 kaの高倉山火山で、その後、活動の中心は西に移動し、700～510 kaの中大巔・東大巔火山、420～370 kaの西大巔・西吾妻山火山、天狗岩火山と続き、その後は東に移動し、370～240 kaの中吾妻山、200～30 kaの烏帽子山火山、東吾妻山火山、高山火山と続いた、この間に、東部では一切経山火山の活動が520～170 kaの30万年間以上の間にわたって継続し、玄武岩質の前大巔火山もその活動中に形成された。最新の活動はさらに東に移動し、6.7 ka以降に活動した浄土平火山であり、現在も活動中である。このように、新たなK-Ar年代測定結果に基づいた火山体区分により、吾妻火山を構成する火山体の時間的空間的変遷が明らかになった。

謝辞：今回のK-Ar年代測定試料の調製及びアルゴン同位体測定では、大平洋金属株式会社(旧所属：地質情報研究部門)の太田 靖さんにお世話になった。岩石試料の薄片は地質標本館の野神貴嗣さん(当時)、大和田朗さん、佐藤卓見さん、福田和幸さんに作成いただいた。本原稿は、編集委員の田中明子さん及び査読者の星住英夫さんの指摘により改善されました。以上の方々に感謝します。

文 献

安斎昌幸(1996) 吾妻火山群の地質. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集1996, 449-449.

藤縄明彦・鴨志田毅(1999) 吾妻火山. 雄大な爆裂カルデラと中央火口丘を歩く. フィールドガイド日本の火山4 東北の火山, 築地書館, 89-104.

古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広(印刷中) 吾妻山地域の地質. 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, 74p.

岩瀬寛之(1995) 福島県吾妻火山の完新世に於ける噴火とその地形. 金沢大学文学部地理学報告, no.7, 79-79.

岩瀬寛之・守屋以智雄(1997) 吾妻火山最近6000年間の噴火史と噴火の長期予測. 日本地理学会発表要旨集, no.52, 202-20.

鴨志田毅(1991) 東吾妻火山の爆裂カルデラ, 吾妻小富士のテフラ層序による形成年代の推定. 地球惑星科学関連学会日本火山学会固有セッション講演予稿集1991, no.1, 15-15.

Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K. (1961) Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. ser. III*, 7, 1-46.

火山噴火予知連絡会コア解析グループ(2011) 気象庁火山観測点ボーリングコアの解析 ～成果報告書～, 吾妻山のボーリングコア. 気象庁, 151-158.

気象庁編(2013) 活火山総覧I, 34. 吾妻山. 北海道・東北編. 479-504.

松本哲一(1989) K-Ar年代測定におけるカリウム定量法の改良. 地調月報, 40, 65-70.

Matsumoto, A. and Kobayashi, T. (1995) K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, central Japan. *Chem. Geol.*, 125, 123-135.

尾崎 守・藤縄明彦(2013) 吾妻火山, 後カルデラ活動期の地質と岩石 —特に吾妻小富士由来の溶岩流について—. 日本地球惑星科学連合大会要旨2013, SVC53-P12.

佐藤博之(1985) 明治26年吾妻山殉難記 百年史の一こま(4). 地質ニュース, no.374, p.18-24.

阪口圭一(1995) 二本松地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991) 磐梯地域火山地質図及び地熱地質編図, 説明書, 80p.

Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.

Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Senda, R., Chang, Q., Kimura, J-I. and Tatsumi, Y. (2013) Primary magmas at the volcanic front of the NE Japan Arc: Coeval eruption of crustal Low-K tholeiitic and mantle-derived medium-K calc-alkaline basalts at Azuma Volcano. *Jour. Petrol.*, 54, 103-148.

宇都浩三・R. M. コンレー・平田岳史・内海 茂(1995) 地質調査所における同位体希釈法K-Ar年代測定システムの精度向上 —質量分析計自動計測制御及びピペット方式スパイク導入法の適用—. 地調月報, 36, 239-249.

Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. *Island Arc*, 14, 199-212.

K-Ar年代に基づく吾妻火山の形成史（松本ほか）

山元孝広(2005) 福島県, 吾妻火山の最近7千年間の噴
火史: 吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給
系. 地質雑, **111**, 94-111.

年間のテフラの再記載と定量化. 地質調査研究報
告, **63**, 35-91.

山元孝広(2012) 福島-栃木地域における過去約30万

(受 付 : 2017年10月11日 ; 受 理 : 2018年7月13日)

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史

工藤 崇^{1,*}

Takashi Kudo (2018) Early to Middle Pleistocene volcanic history in the area surrounding Lake Towada, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (3), p.165–200, 15 figs, 7 tables.

Abstract: Early to Middle Pleistocene volcanic history in the area surrounding Lake Towada was constructed based on stratigraphy, petrology and K–Ar and U–Pb age determinations. The volcanic activity in this area started at 2.5 Ma after the period of inactive volcanic activity during Pliocene. Andesite to dacite magma erupted from several eruptive centers and formed volcanic bodies during 2.5 to 1.6 Ma in the southeastern area. The eruptive style in this period was characterized by formation of lava domes and dome collapse-derived block-and-ash flows. Subsequently, volcanic activity occurred during 1.6 to 0.6 Ma in the northwestern area. In this period, basalt to andesite magma erupted and formed a stratovolcano. Simultaneous dacite magma erupted at the northern and northeastern foot of the stratovolcano and formed several lava domes. Furthermore, andesite magma erupted in the northeastern area and formed an isolated pyroclastic cone just before 0.76 Ma. There was a volcanic repose time of 0.4 million years between 0.6 Ma and 0.22 Ma. The volcanic activity of Towada volcano has started since 0.22 Ma. The long repose time shows that the volcanic activity before 0.6 Ma was different from that of Towada volcano.

Keywords: stratigraphy, K–Ar age, U–Pb age, eruptive history, Early to Middle Pleistocene, Lake Towada, Towada volcano, Northeast Japan

要 旨

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世の火山活動史を構築した。本地域の火山活動は、鮮新世の火山活動が不活発な時期を経て、2.5 Ma 頃に開始した。2.5～1.6 Maには南東部で複数の噴出中心から安山岩～デイサイトマグマが噴出した。その活動様式は、溶岩ドームの形成とドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローの発生で特徴づけられる。1.6～0.6 Maには北西部で火山活動が起こった。玄武岩～安山岩マグマが噴出し、成層火山が形成された。その周辺ではデイサイトマグマが噴出し、溶岩ドーム群が形成された。0.76 Maより少し前には、北東部において安山岩マグマの噴出が起こり、火砕丘が形成された。0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期までの間に、約40万年間の火山活動休止期が存在する。長期にわたる休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識される。

1. はじめに

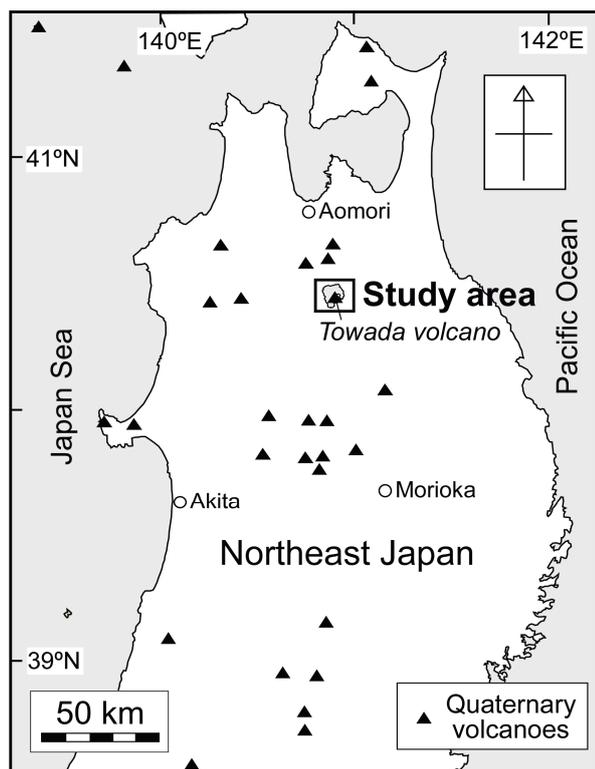
東北日本弧北部、青森・秋田県境に位置する十和田火

山(第1図)は、22万年前以降に活動を開始し、現在まで活動を継続している(Hayakawa, 1985; 工藤, 2016)。十和田火山については、活火山に指定されていることもあり(気象庁, 2013)、これまでに多くの研究がなされ、比較的詳細な噴火活動史が明らかにされてきた(Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986; 久利・栗田, 2003; 工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2008, 2010a, b, 2016, 2018; 工藤・小林, 2013; 広井ほか, 2015)。一方、十和田火山近傍では、十和田火山噴出物の下位にも年代未詳の第四紀火山岩類が存在することが知られていた(谷口, 1972; Hayakawa, 1985)。これらの古い第四紀火山岩類については、詳細な研究報告例が無いため、その地質学的実態はほとんど不明であった。さらに、研究報告によっては、これらの古い火山岩類も「十和田火山」として一括する例があり(例えば、村岡・高倉, 1988; Hunter and Blake, 1995)、十和田火山の定義には混乱が生じていた。

これまでの研究史を辿ってみると、上記の古い第四紀火山岩類の扱いについては、研究報告間で差異が認められる(第2図)。元々は、全てが十和田火山噴出物に一括されていた(井上・蜂谷, 1962)。その後、谷口(1972)は、十和田火山噴出物以前の火山岩類として、「先十和田火

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: T. Kudo, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan. E-mail: kudo-taka@aist.go.jp



第1図 十和田湖周辺地域の位置図。

Fig. 1 Location map of the area surrounding Lake Towada.

山群」を初めて分離・認識した(第2図)。しかし、その後の井上ほか(1973)では、それらは再び十和田火山噴出物に一括された。通商産業省資源エネルギー庁(1976)では、谷口(1972)による「先十和田火山群」の一部が十和田火山噴出物に一括され、一部が中新統の和田川層として区分された(第2図)。その後、Hayakawa (1985)は、再度、十和田火山噴出物以前の火山岩類として「前期更新世火山群」を分離・区分した。しかしながら、その後の村岡・高倉(1988)では、それらは再び十和田火山噴出物に一括された(第2図)。このように、分離・区別されては一括されるといふ複雑な経緯を辿っており、どの研究成果に基づくかで十和田火山の定義が異なる状況となっている。例えば、岩石学的研究のHunter and Blake(1995)、最近の総括的な報告である中野ほか(2013)や山元(2015)では、村岡・高倉(1988)に従い、上記の古い火山岩類は十和田火山に一括されている。その一方で、工藤(2016, 2018)は、Hayakawa (1985)の定義に基づいて十和田火山の活動史を考察している。この混乱の原因は、谷口(1972)、Hayakawa (1985)が古い火山岩類を分離・区別はしたものの、それらの詳細な地質学的データや区分の根拠を示していない点にある。その後の研究報告においても、詳細な地質学的データはほとんど示されていない。唯一、佐々木ほか(1998)の学会講演要旨により、Hayakawa

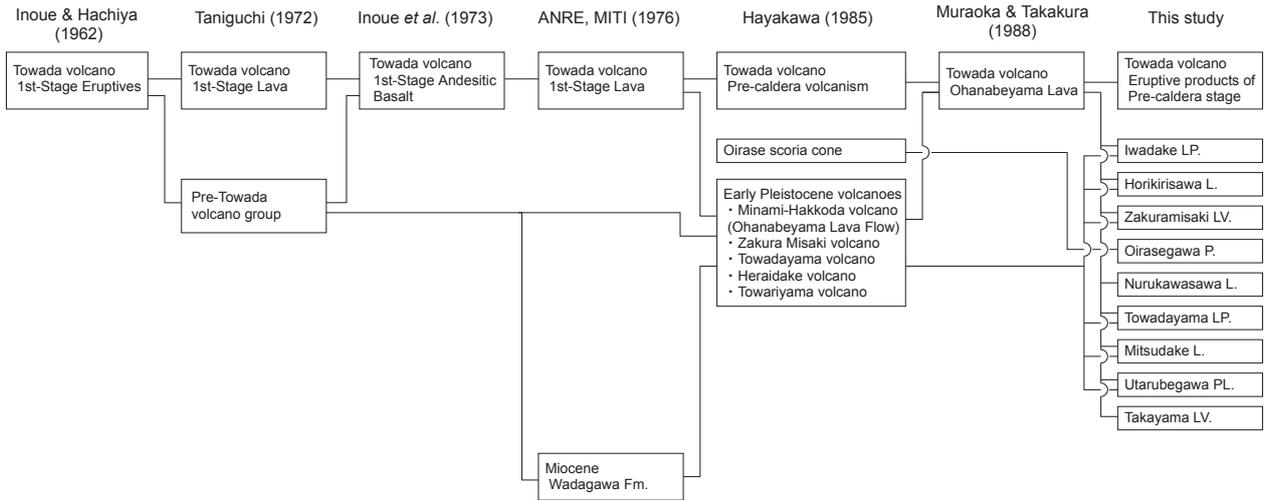
(1985)による「^{ざくらみさき}爺倉岬火山」の1試料から 0.45 ± 0.16 Ma, 0.62 ± 0.16 Maのやや誤差の大きなK-Ar年代が報告されているのみである。

十和田火山は、61 ~ 15.5 ka (Horiuchi *et al.*, 2007; Ito *et al.*, 2017)のカルデラ形成期において、複数回の大規模火砕流噴火を起こした(Hayakawa, 1985)。また、15.5 ka以降の後カルデラ期においても、比較的規模の大きな爆発的噴火を繰り返してきた(Hayakawa, 1985; 工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2010a)。このことから、十和田火山は長期的な噴火活動予測や防災的な観点から重要な火山と言える。十和田火山の発達過程、特にどのような過程を経てカルデラ噴火を起こすシステムが生じるに至ったのか、そして、今後もカルデラ噴火を起こすのかどうかについては、過去の噴火履歴を可能な限り詳細に把握した上で検討を行う必要がある。その基礎的情報として、まずは十和田火山の定義を明確にしておかなければならない。そのためには、十和田火山の活動以前に、どのような火山活動があり、それが十和田火山とどのような関係にあるのかを知る必要がある。

筆者は、十和田湖周辺地域における、十和田火山本体を含む詳細な火山活動史の構築を目指して、2013年度より地質学的調査・研究を進めてきた。これまでの一連の調査・研究の結果、十和田湖周辺地域における下部~中部更新統の詳細な層序を確立するとともに、多数の放射年代測定結果も合わせて、詳細な火山活動史を構築することができた。さらに、十和田火山とそれ以前の火山活動を明確に区分することができた。本論では、これらに関する内容について、各種データを記載・報告し、火山活動史について考察を行う。

2. 地質記載

十和田湖周辺地域(以下、「本地域」と呼ぶ)の地質図を第3図、地質断面図を第4図、第四系層序を示すブロックダイアグラムを第5図に示す。これらは野外地質調査で得られたデータに、岩石薄片の顕微鏡観察データ、全岩化学組成分析データ及び放射年代データを加えて総合的に解析し、構築したものである。火山岩の記載岩石学的特徴を第1表、主成分元素全岩化学組成分析結果を第2表と第6図に示す。全岩化学組成分析には、産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用し、1:10希釈のガラスビードを用いた。全岩化学組成については、無水100 wt.%に再計算した値を用いて記載を行なう。今回得られた放射年代データについては、各地質ユニットの項でもごく簡単に触れるが、詳細な試料の産状、分析手法及び分析結果は別章にてまとめて記述する。以下に、本地域の地質について、下位層より順に記載を行う。なお、本論で用いる「塊状溶岩」の用語は、block lavaを示すもの(例えば、下鶴ほか編, 1995)



第2図 本研究と既存研究における前～中期更新世火山噴出物の対応関係(火砕流堆積物を省く)。ANRE, MITI: 通商産業省資源エネルギー庁。

Fig. 2 Correlation of the Early to Middle Pleistocene volcanic products between this study and previous studies (excluding pyroclastic flow deposits). ANRE, MITI: Agency for Natural Resources and Energy, Ministry of International Trade and Industry. L.: Lava, LP.: Lava and Pyroclastic Rocks, PL.: Pyroclastic Rocks and Lava, LV.: Lava and Volcaniclastic Rocks, P.: Pyroclastic Rocks.

ではなく、溶岩のうち塊状の部分を目指すmassive lavaを示すもの(例えば、火山岩の産状編集委員会編, 2000; 吉田ほか, 2017)として用いる。

2.1 中新統

本地域では中新統が広く基盤を構成する(井上ほか, 1973; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。中新統は、火山砕屑岩及び溶岩・貫入岩を主体とし、一部で泥岩を伴う。火山岩・火山砕屑岩の多くは、強度の変質を被っており、淡緑灰色～緑灰色を呈する。本論では、中新統は主要な論点から外れることから、地質図では一括して表現し、概略を記載するに留める。本地域に分布する「中新統」は、通商産業省資源エネルギー庁(1976)の地質図では四沢層、和田川層として、井上ほか(1973)の地質図では瀬の沢層、大葛層(上田・井上, 1961)、大滝層(井上ほか, 1960)として区分・表現されたものに相当する。

2.2 未区分鮮新統～下部更新統

「未区分鮮新統～下部更新統」は、断片的・局所的分布のために地層区分が困難なものや、既存研究及び本論の地質区分体系のいずれにも当てはまらず、今後更なる検討を要する地層を一括したものである。温川沢溶岩の下位、宇樽部川火砕岩・溶岩の下位、カラ沢火砕流堆積物の下位などで見られ、中新統のように緑色変質を伴っていないことから、鮮新統～下部更新統と判断した。地質図においては、デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とする岩相(P1)と、礫岩・砂岩・泥岩・軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩などからなる岩相(P2)に区分して示した(第3図)。

本論では詳しい記載は省略する。

2.3 カラ沢火砕流堆積物(Karasawa Pyroclastic Flow Deposits)

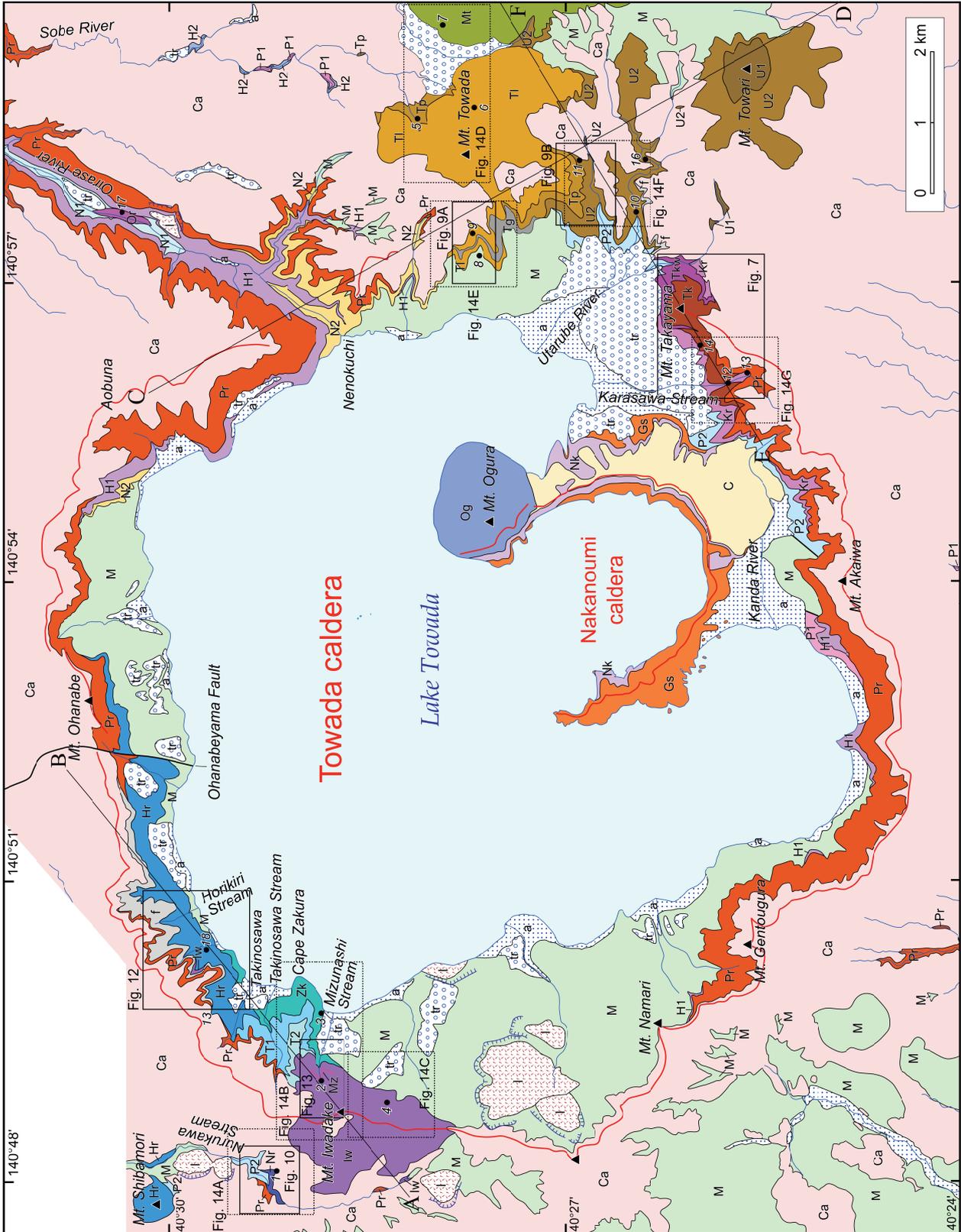
地層名: 新称。十和田湖南方のカラ沢沿いにおいて、高山溶岩・火山砕屑岩の下位層準にある火砕流堆積物を、カラ沢火砕流堆積物と命名する。

本堆積物は、井上・蜂谷(1962)では「先八甲田カルデラ軽石流」、井上ほか(1973)では「先八甲田カルデラ噴出物」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa (1985)では「石ヶ戸凝灰岩」、村岡・高倉(1988)では「八甲田第2期火砕流堆積物」の一部とされてきた。

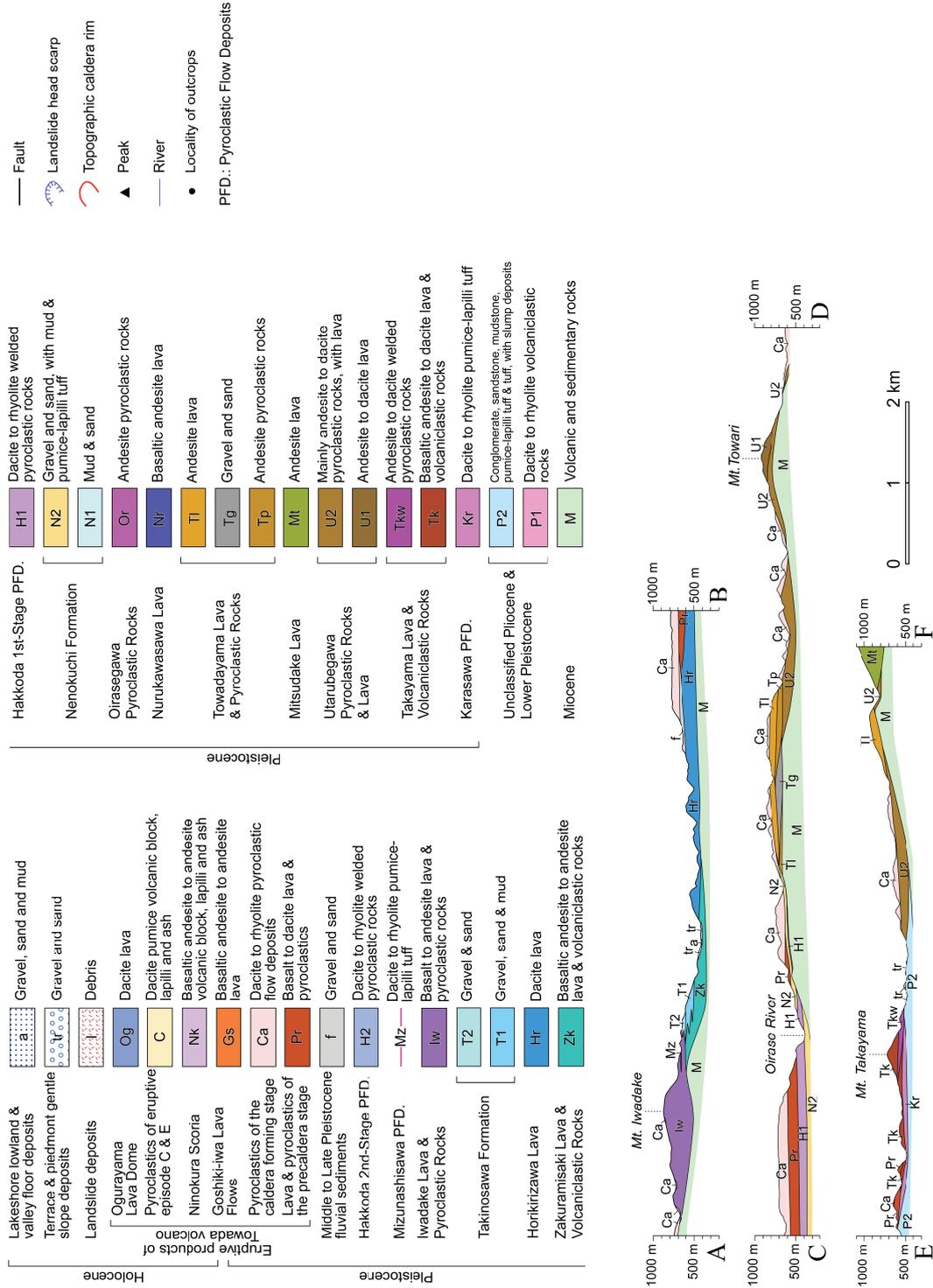
模式地: 青森県十和田市奥瀬、十和田湖南方のカラ沢沿いの地点13及びその付近(第7図)。

分布及び層厚: 十和田湖南方、赤岩山の北東から高山東方にかけて、十和田カルデラのカルデラ壁下部に断続的に分布する(第3図)。層厚は最大60 m程度である。

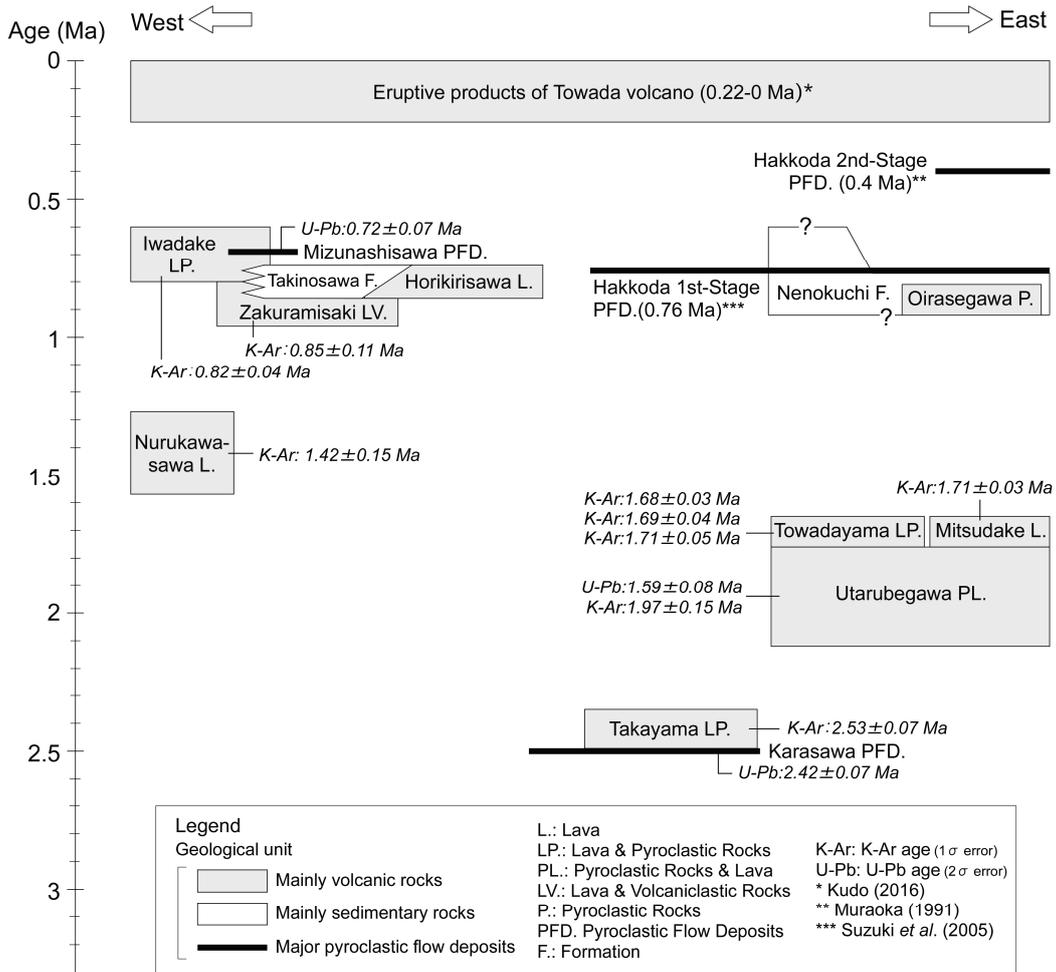
層序関係: 高山溶岩・火山砕屑岩に覆われる。模式地のカラ沢流域では、本堆積物が高山溶岩・火山砕屑岩の安山岩凝灰角礫岩に直接覆われる関係を確認できる(第7図)。両者の境界は起伏に富んでいる。露出状況から、本堆積物の堆積後、侵食を受けてガリー状の谷地形が形成され、その谷地形を埋めるように高山溶岩・火山砕屑岩が堆積したと考えられる(第7図)。地点13では、本堆積物は十和田火山先カルデラ期の溶岩に層厚2 mの礫砂泥互層を介して覆われる(第7図)。本堆積物と下位層の関係は露出が悪いため不明瞭であるが、分布状況から



第3図 十和田湖周辺地域の地質図。凡例を第4図に示す。
 Fig. 3 Geological map of the area surrounding Lake Towada. Legends are shown in Fig. 4.



第4図 十和田湖周辺地域の地質断面図。断面線(A-B, C-D及びE-F)の位置は第3図に示す。
Fig. 4 Geological cross sections of the area surrounding Lake Towada. Cross section lines (A-B, C-D and E-F) are shown in Fig. 3.



第5図 十和田湖周辺地域における第四系層序を示すブロックダイアグラム。

Fig. 5 Block diagram showing the Quaternary stratigraphy in the area surrounding Lake Towada.

見て「未区分鮮新統～下部更新統」とした軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩・砂岩互層を覆うと考えられる(第3図)。

岩相：非溶結・塊状の火砕流堆積物である。結晶に富み、長径5 mm程度の大型の石英結晶が目立つ特徴的な岩相を示す。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近では、長径5 cm以下の白色軽石、長径5 cm以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。また、長径15 cm以下の泥岩偽礫を含むことがある。

高山西方での本堆積物は、模式地付近とは若干岩相が異なる。この付近での本堆積物は、長径15 cm以下の白色軽石、長径6 cm以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近のものより石質岩片に富んでおり、基質の一部はより硬く固結している。硬く固結した部分では、しばしば軽石が風化して抜け落ち、その部分が空洞となっている。

本堆積物は、塊状無層理で陸上堆積の火砕流堆積物に典型的な岩相を示すことから、陸上環境で堆積したと考

えられる。ただし、一部で泥岩偽礫を含むことから、一部は水底堆積であった可能性もある。

岩質：全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。非常に結晶質で、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。一方、高山西方での本堆積物は、単斜輝石を全く含まない。上述の通り、高山西方の本堆積物は岩相が模式地付近と若干異なることから、別の火砕流堆積物として区分できる可能性がある。その検討は今後の課題である。

噴出源：不明である。本堆積物は、高山溶岩・火山碎屑岩と密接に産するが(第7図)、高山溶岩・火山碎屑岩には含まれない普通角閃石を多く含むことから、これらとは別の噴出源からもたらされたと考えられる。

年代：本堆積物より、 2.42 ± 0.07 MaのU-Pb年代が得

十和田湖周辺地域の前期～中期更新世火山活動史（工藤）

第1表 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山岩の記載岩石学的特徴。

Table 1 Petrographical features of the Early to Middle Pleistocene volcanic rocks in the area surrounding Lake Towada.

Sample no.	Unit name (1)	Symbol	Occurrence (2)	SiO ₂ *	Rock name (3)	Phenocryst (4)						
						Pl	Opx	Cpx	Hb	Ol	Opq	Qz
13060204	Iwadake LP.	Iw	L	51.40	B	⊙	+	+		○	+	
16052308B	Iwadake LP.	Iw	L	51.82	B	⊙		+		○	tr	
14060407	Iwadake LP.	Iw	L	53.10	BA	⊙	○			+		
15060805	Iwadake LP.	Iw	L	53.62	BA	⊙	+	+			+	
15061110	Iwadake LP.	Iw	L	54.32	BA	⊙	○	+		(tr)		
15060804	Iwadake LP.	Iw	L	60.22	A	⊙	+	+			+	
13060205A	Iwadake LP.	Iw	L	61.43	A	○	+	+			+	
16091705	Horikirisawa L.	Hr	L	64.03	D	⊙	○	○			○	
13060209	Horikirisawa L.	Hr	L	64.59	D	⊙	○	○			○	
15061107	Horikirisawa L.	Hr	L	64.69	D	⊙	○	○			○	
16091917	Horikirisawa L.	Hr	L	64.79	D	⊙	+	+			+	
13052717	Horikirisawa L.	Hr	L	64.89	D	⊙	○	○			+	
16091704	Horikirisawa L.	Hr	L	64.99	D	⊙	○	○			○	
13091805	Horikirisawa L.	Hr	L	65.46	D	⊙	○	○			○	
16091916	Horikirisawa L.	Hr	L	65.31	D	⊙	+	+			+	
13060203	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	52.42	BA	⊙	+	+				
13052716	Zakuramisaki LV.	Zk	RSAL	52.94	BA	⊙	+	+			+	
13052611	Zakuramisaki LV.	Zk	L	55.54	BA	⊙	○	+			+	
13052718	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	56.26	BA	⊙	○	+			+	
13052719	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL	58.25	A	⊙	○	○			○	
14060317	Nurukawasawa L.	Nr	L	52.77	BA	⊙	○	+		+		
14060412	Nurukawasawa L.	Nr	SAL	54.13	BA	⊙	○	+			+	
14060316	Nurukawasawa L.	Nr	L	54.66	BA	⊙	+	+			+	
13060502	Oirasegawa P.	Or	PF	60.12	A	○	+	+			+	
13060504	Oirasegawa P.	Or	PF	60.47	A	○	+	+			+	
14102907	Towadayama LP.	Ti	L	57.25	A	⊙	○	○		+	○	
14082912	Towadayama LP.	Tp	BAF	57.51	A	⊙	○	○			+	
14102909	Towadayama LP.	Ti	L	57.91	A	⊙	○	○			+	
14102910	Towadayama LP.	Ti	L	57.93	A	⊙	○	○			+	
14083017	Towadayama LP.	Ti	L	58.24	A	⊙	○	○		+	○	
16092122	Towadayama LP.	Tp	BAF	58.45	A	⊙	○	○			+	
16092111	Towadayama LP.	Tp	BAF	58.83	A	⊙	○	○		(+)?	+	
14090706	Towadayama LP.	Ti	L	58.97	A	⊙	○	○			+	
14102701	Towadayama LP.	Ti	LC	59.29	A	⊙	○	○			○	
16092119	Towadayama LP.	Ti	L	59.35	A	⊙	○	○			○	
14090401	Towadayama LP.	Tp	BAF	59.36	A	⊙	○	○			○	
14090402	Towadayama LP.	Tp	BAF	59.39	A	⊙	○	○			+	
14102702	Towadayama LP.	Ti	L	59.43	A	⊙	○	○			○	
14102211	Towadayama LP.	Ti	L	59.80	A	⊙	○	○			+	
14090403	Towadayama LP.	Ti	L	60.68	A	⊙	○	○			○	
16092120	Towadayama LP.	Ti	L	61.18	A	⊙	○	○			○	
14090314	Towadayama LP.	Tp	BAF	61.19	A	⊙	○	○			○	+
15061501	Mitsudake L.	Mt	L	60.00	A	⊙	○	○			○	
15061502	Mitsudake L.	Mt	L	60.09	A	⊙	○	○			○	
14090708	Mitsudake L.	Mt	L	60.30	A	⊙	○	○			○	
14090709	Mitsudake L.	Mt	L	60.48	A	⊙	○	○			○	
14060918A	Utarubegawa PL.	U2	LC (mafic inc.)	58.53	A	+	+	+			+	+
14092305	Utarubegawa PL.	U2	BAF	61.58	A	⊙	○	+	tr		+	+
14061004	Utarubegawa PL.	U2	BAF	61.93	A	⊙	○	○			○	tr
14102502	Utarubegawa PL.	U1	L	61.95	A	⊙	○	○			+	
14102505	Utarubegawa PL.	U1	L	61.98	A	⊙	○	○			+	+
14102303	Utarubegawa PL.	U2	BAF	64.16	D	⊙	○	○			○	+
14061001	Utarubegawa PL.	U2	BAF	64.97	D	⊙	○	○			○	+
13092508	Utarubegawa PL.	U2	BAF	67.43	D	⊙	+	+	?		+	+
14060918P	Utarubegawa PL.	U2	LC	67.65	D	⊙	+	+	?		+	○
13092504	Utarubegawa PL.	U2	SAL	70.26	D	⊙	+	+	+		+	○
14092302	Utarubegawa PL.	U2	BAF	70.44	D	⊙	+	+	+		+	○
15111306	Takayama LV.	Tk	SAL	56.83	BA	⊙	○	○			+	
13060105A	Takayama LV.	Tk	RSAL	58.67	A	⊙	+	+			+	
15111302	Takayama LV.	Tk	SAL	58.79	A	⊙	+	+			+	
15111301-2	Takayama LV.	Tk	RSAL	59.02	A	⊙	+	+			+	
15111308	Takayama LV.	Tk	LC	59.73	A	⊙	○	○		(tr)	+	
15111307	Takayama LV.	Tk	L?	61.30	A	⊙	○	+			+	
14102305	Takayama LV.	Tkw	WPF	62.37	A	⊙	○	+			+	+
15111309A	Takayama LV.	Tk	PF	63.23	D	⊙	○	+			+	
14103001	Takayama LV.	Tkw	WPF	63.67	D	⊙	○	+			+	+
14082906	Takayama LV.	Tkw	WPF	63.65	D	⊙	○	+			+	+

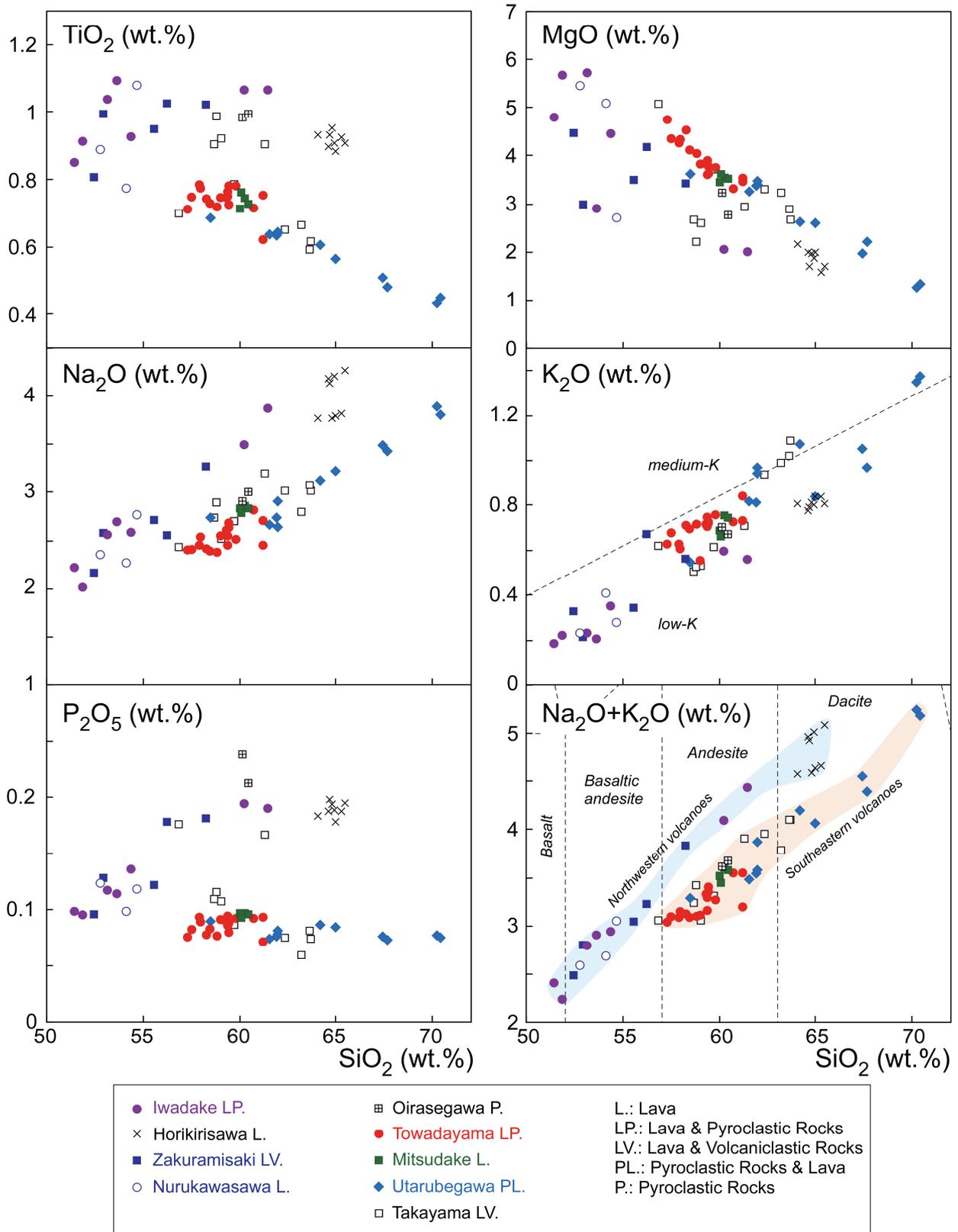
*Whole-rock SiO₂ content recalculated to 100% on an anhydrous basis. (1) L.: Lava, LP.: Lava and Pyroclastic Rocks, LV.: Lava and Volcaniclastic Rocks, PL.: Pyroclastic Rocks and Lava, P.: Pyroclastic Rocks. (2) L: lava, LC: lava clinker, SAL: subaqueous autobrecciated lava, RSAL: reworked subaqueous autobrecciated lava, BAF: block and ash flow deposits, PF: pyroclastic fall deposits, WPF: welded pyroclastic fall deposits, inc.: inclusion. (3) B: basalt, BA: basaltic andesite, A: andesite, D: dacite. (4) Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Hb: hornblende, Ol: olivine, Opq: opaque minerals, Qz: quartz. Relative amounts: ⊙ > ○ > + > tr. (): pseudomorph. ?: obscure by alteration.

第2表 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山岩の主成分全岩化学組成.

Table 2 Whole-rock major element chemistry of the Early to middle Pleistocene volcanic rocks in the area surrounding Lake Towada.

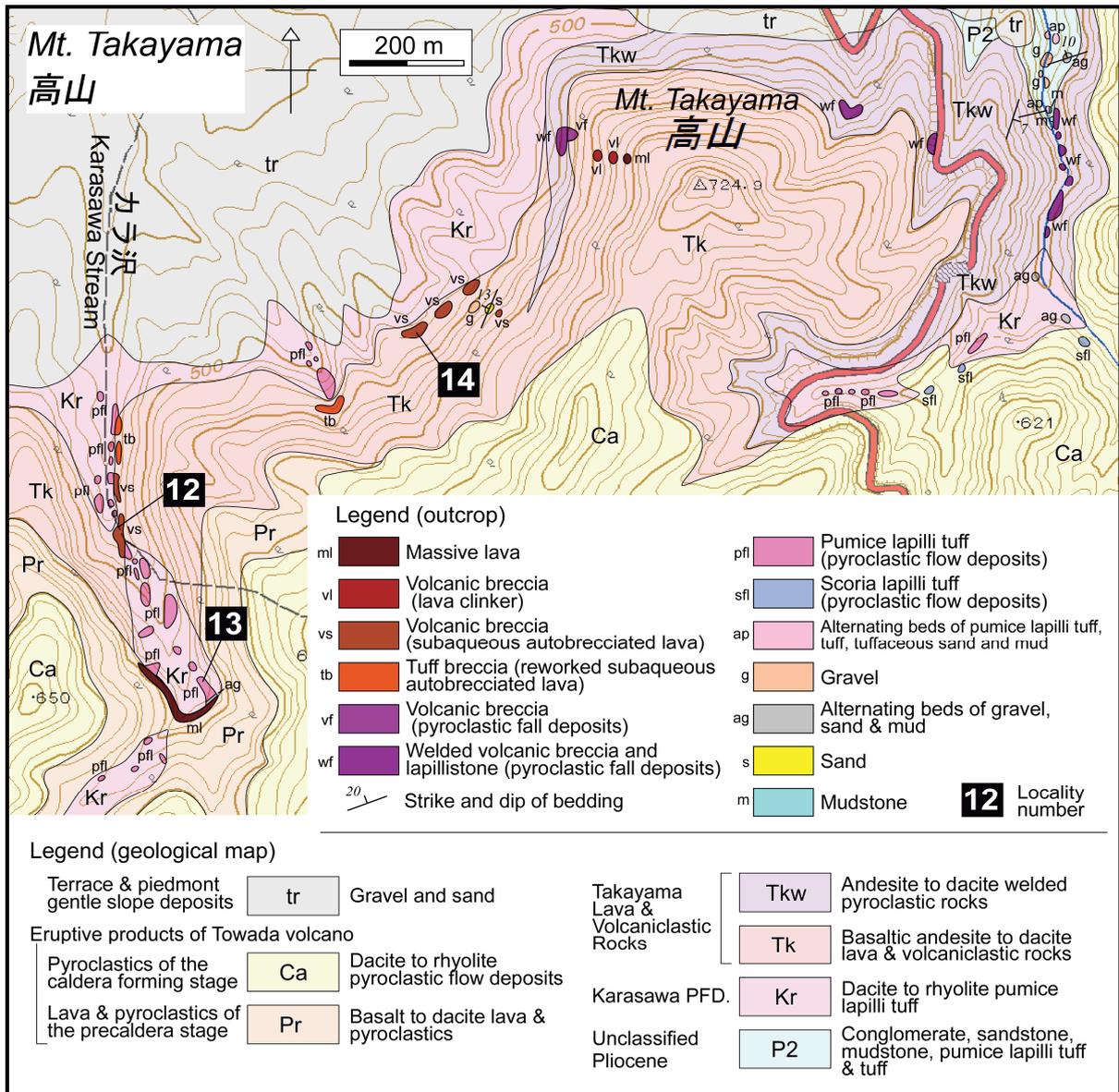
Sample no.	Unit name (1)	Symbol	Occurrence (2)	wt. %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI (3)	SiO ₂ **
13060204	Iwadake LP.	lw	L		51.43	0.85	19.87	10.25	0.16	4.82	11.19	2.23	0.19	0.10	101.09	0.1	51.40
13060205A	Iwadake LP.	lw	L		61.33	1.07	15.58	9.79	0.18	2.02	6.24	3.87	0.56	0.19	100.82	0.3	61.43
14060407	Iwadake LP.	lw	L		53.00	1.04	16.92	11.73	0.18	5.72	9.50	2.57	0.24	0.12	101.00	-0.2	53.10
15060804	Iwadake LP.	lw	L		59.24	1.05	16.50	8.90	0.17	2.03	7.16	3.45	0.59	0.19	99.26	0.5	60.22
15060805	Iwadake LP.	lw	L		52.37	1.07	18.63	11.04	0.18	2.84	9.68	2.64	0.20	0.11	98.78	0.4	53.62
15061110	Iwadake LP.	lw	L		53.67	0.92	17.71	10.25	0.17	4.41	9.66	2.56	0.35	0.14	99.83	0.0	54.32
16052308B	Iwadake LP.	lw	L		51.03	0.90	17.15	11.50	0.23	5.59	10.92	1.99	0.22	0.09	99.63	0.7	51.82
13052717	Horikirisawa L.	Hr	L		64.58	0.90	15.62	6.47	0.13	1.87	5.43	4.19	0.80	0.19	100.18	0.4	64.89
13060209	Horikirisawa L.	Hr	L		64.42	0.90	15.58	6.68	0.15	1.99	5.56	4.18	0.78	0.19	100.41	0.3	64.59
13091805	Horikirisawa L.	Hr	L		65.46	0.91	15.42	6.56	0.13	1.70	5.20	4.27	0.81	0.20	100.65	0.3	65.46
15061107	Horikirisawa L.	Hr	L		63.39	0.91	15.49	6.69	0.12	1.68	5.36	4.05	0.78	0.19	98.66	0.7	64.69
16091916	Horikirisawa L.	Hr	L		64.13	0.91	15.59	6.79	0.11	1.56	5.03	3.75	0.83	0.18	98.88	1.1	65.31
16091917	Horikirisawa L.	Hr	L		63.93	0.94	15.95	6.81	0.15	1.95	4.91	3.72	0.80	0.19	99.36	0.9	64.79
16091704	Horikirisawa L.	Hr	L		64.23	0.87	15.25	6.68	0.15	1.97	5.58	3.75	0.83	0.18	99.49	0.0	64.99
16091705	Horikirisawa L.	Hr	L		63.08	0.92	15.34	7.16	0.15	2.14	5.76	3.71	0.80	0.18	99.23	0.0	64.03
13052611	Zakuramisaki LV.	Zk	L		55.15	0.94	18.06	9.96	0.15	3.47	9.42	2.69	0.34	0.12	100.30	0.4	55.54
13052716	Zakuramisaki LV.	Zk	RSAL		52.77	0.99	20.37	9.61	0.15	2.98	10.84	2.58	0.21	0.13	100.63	0.4	52.94
13052718	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL		56.11	1.02	18.06	8.99	0.14	4.16	8.75	2.55	0.67	0.18	100.63	1.4	56.26
13052719	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL		57.94	1.02	16.57	9.28	0.16	3.40	8.04	3.26	0.56	0.18	100.41	0.3	58.25
13060203	Zakuramisaki LV.	Zk	SAL		52.17	0.80	19.13	9.93	0.16	4.45	11.30	2.15	0.33	0.10	100.51	0.5	52.42
14060316	Nurukawasawa L.	Nr	L		54.49	1.08	18.62	10.95	0.16	2.71	9.62	2.77	0.28	0.12	100.78	0.9	54.66
14060317	Nurukawasawa L.	Nr	L		52.30	0.88	17.92	10.76	0.17	5.43	10.03	2.34	0.23	0.12	100.18	0.3	52.77
14060412	Nurukawasawa L.	Nr	SAL		53.97	0.77	18.08	9.57	0.16	5.09	10.26	2.27	0.41	0.10	100.68	0.3	54.13
13060502	Oirasegawa P.	Or	PF		59.67	0.98	16.04	8.56	0.16	3.20	7.68	2.89	0.70	0.24	100.11	1.4	60.12
13060504	Oirasegawa P.	Or	PF		60.23	0.99	16.35	8.69	0.16	2.77	7.41	2.99	0.67	0.21	100.47	2.1	60.47
14083017	Towadayama LP.	Ti	L		57.12	0.73	16.46	9.23	0.15	4.45	7.70	2.37	0.70	0.08	98.99	0.8	58.24
14090403	Towadayama LP.	Ti	L		59.98	0.71	16.81	8.15	0.14	3.29	6.97	2.80	0.72	0.09	99.65	1.0	60.68
14090706	Towadayama LP.	Ti	L		58.03	0.74	17.06	8.88	0.15	3.79	7.51	2.52	0.55	0.09	99.30	1.2	58.97
14102211	Towadayama LP.	Ti	L		58.64	0.77	17.04	9.05	0.15	3.70	6.31	2.47	0.75	0.09	98.96	1.8	59.80
14102701	Towadayama LP.	Ti	LC		58.08	0.73	16.69	8.86	0.15	3.75	7.22	2.56	0.70	0.09	98.84	0.6	59.29
14102702	Towadayama LP.	Ti	L		58.05	0.76	16.78	9.05	0.15	3.70	6.73	2.58	0.71	0.09	98.58	1.0	59.43
14102907	Towadayama LP.	Ti	L		56.47	0.71	16.73	9.35	0.15	4.71	8.39	2.37	0.62	0.08	99.56	0.3	57.25
14102909	Towadayama LP.	Ti	L		56.83	0.77	17.04	9.29	0.15	4.21	7.65	2.42	0.62	0.09	99.06	0.8	57.91
14102910	Towadayama LP.	Ti	L		56.98	0.76	16.62	9.22	0.15	4.28	8.10	2.50	0.60	0.09	99.30	0.5	57.93
16092119	Towadayama LP.	Ti	L		58.33	0.74	16.97	8.54	0.13	3.56	7.68	2.61	0.70	0.09	99.34	1.2	59.35
16092120	Towadayama LP.	Ti	L		59.94	0.74	16.37	8.37	0.15	3.47	6.56	2.42	0.72	0.09	98.82	1.7	61.18
14082912	Towadayama LP.	Tp	BAF		56.50	0.73	16.63	9.48	0.16	4.29	8.30	2.37	0.66	0.08	98.99	0.3	57.51
14090314	Towadayama LP.	Tp	BAF		60.06	0.61	16.43	7.55	0.13	3.40	7.16	2.66	0.83	0.07	98.91	1.0	61.19
14090401	Towadayama LP.	Tp	BAF		58.12	0.75	16.95	8.98	0.15	3.83	6.71	2.50	0.73	0.09	98.81	1.5	59.36
14090402	Towadayama LP.	Tp	BAF		58.15	0.71	16.72	8.60	0.15	3.56	7.46	2.63	0.71	0.08	98.78	0.3	59.39
16092111	Towadayama LP.	Tp	BAF		58.14	0.71	16.69	8.53	0.14	4.02	8.31	2.36	0.71	0.08	99.68	0.3	58.83
16092122	Towadayama LP.	Tp	BAF		57.49	0.72	16.78	8.47	0.14	4.07	8.40	2.36	0.69	0.08	99.21	0.3	58.45
14090708	Mitsudake L.	Mt	L		59.44	0.74	16.46	8.39	0.15	3.50	7.09	2.82	0.74	0.10	99.41	0.5	60.30
14090709	Mitsudake L.	Mt	L		59.72	0.72	16.29	8.27	0.14	3.49	7.31	2.80	0.74	0.10	99.57	0.1	60.48
15061501	Mitsudake L.	Mt	L		59.23	0.70	16.91	8.13	0.14	3.41	7.43	2.79	0.68	0.10	99.52	0.1	60.00
15061502	Mitsudake L.	Mt	L		59.24	0.75	16.59	8.63	0.15	3.58	7.03	2.75	0.65	0.09	99.45	0.7	60.09
13092504	Utarubegawa PL.	U2	SAL		70.01	0.43	14.65	4.10	0.10	1.27	4.21	3.88	1.35	0.08	100.06	0.6	70.26
13092508	Utarubegawa PL.	U2	BAF		67.16	0.51	15.15	5.53	0.09	1.97	5.14	3.48	1.05	0.08	100.15	0.9	67.43
14060918A	Utarubegawa PL.	U2	LC (mafic inc.)		58.30	0.68	17.14	8.78	0.14	3.62	8.47	2.73	0.55	0.09	100.49	1.1	58.53
14060918P	Utarubegawa PL.	U2	LC		67.33	0.48	15.00	5.33	0.12	2.21	5.15	3.41	0.96	0.07	100.07	0.9	67.65
14061001	Utarubegawa PL.	U2	BAF		64.96	0.57	16.01	6.27	0.12	2.60	5.96	3.22	0.84	0.08	100.63	1.3	64.97
14061004	Utarubegawa PL.	U2	BAF		61.77	0.63	16.57	7.12	0.13	3.37	7.25	2.73	0.81	0.08	100.45	1.4	61.93
14092302	Utarubegawa PL.	U2	BAF		69.65	0.44	14.32	4.21	0.10	1.31	4.07	3.77	1.36	0.07	99.30	0.4	70.44
14092305	Utarubegawa PL.	U2	BAF		60.21	0.62	16.55	7.26	0.12	3.19	7.08	2.61	0.80	0.07	98.51	1.7	61.58
14102303	Utarubegawa PL.	U2	BAF		63.09	0.60	15.79	6.52	0.12	2.59	6.06	3.08	1.05	0.09	98.99	0.5	64.16
14102502	Utarubegawa PL.	U1	L		60.84	0.63	16.06	7.35	0.13	3.34	6.70	2.85	0.95	0.08	98.94	0.5	61.95
14102505	Utarubegawa PL.	U1	L		61.21	0.64	16.03	7.61	0.13	3.44	6.85	2.61	0.93	0.08	99.51	0.7	61.98
13060105A	Takayama LV.	Tk	RSAL		58.47	0.90	17.52	8.92	0.14	2.68	8.59	2.73	0.51	0.11	100.56	0.4	58.67
15111301-2	Takayama LV.	Tk	RSAL		58.31	0.91	17.25	8.84	0.14	2.56	8.55	2.49	0.53	0.11	99.68	0.7	59.02
15111302	Takayama LV.	Tk	SAL		57.76	0.97	16.67	9.84	0.15	2.16	8.20	2.85	0.52	0.11	99.24	0.3	58.79
15111306	Takayama LV.	Tk	SAL		55.73	0.69	16.57	8.44	0.15	4.98	9.19	2.39	0.61	0.17	98.91	0.7	56.83
15111307	Takayama LV.	Tk	L?		60.34	0.89	16.33	7.60	0.14	2.89	7.01	3.15	0.70	0.16	99.20	0.1	61.30
15111308	Takayama LV.	Tk	LC		58.84	0.78	16.52	8.56	0.15	3.67	7.50	2.66	0.61	0.09	99.36	0.6	59.73
15111309A	Takayama LV.	Tk	PF		61.66	0.65	16.24	7.52	0.11	3.14	5.20	2.72	0.96	0.06	98.26	2.0	63.23
14082906	Takayama LV.	Tkw	WPF		63.18	0.59	15.91	6.73	0.13	2.86	6.39	3.06	1.01	0.08	99.93	0.6	63.65
14102305	Takayama LV.	Tkw	WPF		61.19	0.64	15.68	7.50	0.14	3.24	6.52	2.96	0.92	0.07	98.87	0.5	62.37
14103001	Takayama LV.	Tkw	WPF		62.68	0.61	16.10	7.10	0.11	2.64	5.80	2.97	1.07	0.07	99.16	2.2	63.67

*Total Fe as Fe₂O₃. **recalculated to 100% on an anhydrous basis. (1) L.: Lava, LP.: Lava and Pyroclastic Rocks, LV.: Lava and Volcaniclastic Rocks, PL.: Pyroclastic Rocks and Lava, P.: Pyroclastic Rocks. (2) L: lava, LC: lava clinker, SAL: subaqueous autobrecciated lava, RSAL: reworked subaqueous autobrecciated lava, BAF: block and ash flow deposits, PF: pyroclastic fall deposits, WPF: welded pyroclastic fall deposits, inc.: inclusion. (3) loss on ignition.



第6図 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山岩の主成分全岩化学組成ハーカー図。 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 図における境界線はLe Maitre (1989), $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図における境界線はLe Bas *et al.* (1986)による。

Fig. 6 Harker diagrams for the whole-rock major element chemistry of the Early to Middle Pleistocene volcanic rocks in the area surrounding Lake Towada. Boundary lines in $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ and $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagrams are from Le Maitre (1989) and Le Bas *et al.* (1986), respectively.



第7図 高山付近のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 7 Route map of the areas surrounding Mt. Takayama. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

られた(第5図)。

2.4 高山溶岩・火山碎屑岩(Takayama Lava and Volcaniclastic Rocks)

地層名: 新称。本地域東部の高山付近に分布し、カラ沢火砕流堆積物を覆い、十和田火山噴出物に覆われる溶岩・火山碎屑岩を、高山溶岩・火山碎屑岩と命名する。

本溶岩・火山碎屑岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田

火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」の一部に区分されていた(第2図)。

模式地: 青森県十和田市宇樽部高山付近(第7図)。

分布及び層厚: 本地域東部の高山付近に分布する。層厚は高山山頂付近で最大200mである。

層序関係: 十和田火山噴出物に覆われる。前述のように、カラ沢火砕流堆積物を侵食面を介して覆う。高山東方では、「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩、砂岩、泥岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる地層(P2)を

覆う（第7図）。

岩相：玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩(Tk)，安山岩～デイサイト溶結火砕岩(Tkw)の2つの岩相からなる。Tkが本溶岩・火山碎屑岩の主体を成し、Tkwは高山近辺のみで認められる（第7図）。

(1) 玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩(Tk)

玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山碎屑岩を主体とし、礫層・砂層を伴う。溶岩は水中自破碎溶岩を主体とし、一部で塊状溶岩を伴う。水中自破碎溶岩は、火山角礫岩として産し（第8図A）、礫のサイズは長径1 m以下で、しばしばジグソー割目や放射状の冷却節理が認められる。水中自破碎溶岩の間には、弱く成層した大礫層や平行層理の顕著な凝灰質砂層の挟在が見られることがある。

カラ沢流域では複数岩種の安山岩～デイサイト礫で構成される凝灰角礫岩が産する。これらは側方に追うと水中自破碎溶岩へと移化するので、水中自破碎溶岩の再堆積物であると考えられる。

高山西方では降下火砕堆積物が認められる。長径80 cm以下のやや発泡した安山岩～デイサイト岩塊及び火山礫からなり、一部では座布団状の形態をした火山弾が含まれる。粒径が粗く、礫支持で淘汰が悪いことから、火口近傍相と考えられる。一連の露頭において溶結火砕岩(Tkw)へと移化する。

(2) 安山岩～デイサイト溶結火砕岩(Tkw)

強溶結した塊状の安山岩～デイサイト溶結火砕岩からなる。厚さは少なくとも100 mに達する。長径数cm～十数cmの暗灰色溶結レンズを多く含む。それらは引き伸ばされて暗灰色部分と明灰色部分が不規則な縞模様を成すことが多い。量は少ないが長径数cm程度の石質岩片を含むことがある。幅数mの不規則な粗い節理が発達する。本岩相は、Tkの降下火砕堆積物から移化することから、溶結した降下火砕堆積物であると考えられる。粒径が粗いこと、強溶結していることから給源近傍相と判断され、現在の高山山頂付近に給源が存在していたことを示す。

岩質：Tkは単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩からなり、一部ではかんらん石仮像が認められる（第1表）。Tkwは単斜輝石斜方輝石安山岩～デイサイトからなる。いずれも斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、Tkwではこれらに加えて石英斑晶が含まれる（第1表）。全岩SiO₂量はTkが56.8～63.2 wt.%、Tkwが62.4～63.7 wt.%である（第2表）。ハーカー図上では、組成領域はあまり集中せず、TiO₂、MgO、P₂O₅においてややばらつく（第6図）。Tkの珪長質側とTkwで顕著な全岩化学組成の差は認められない。

年代：本溶岩・火山碎屑岩より、2.53 ± 0.07 MaのK-Ar年代が得られた（第5図）。

2.5 宇樽部川火砕岩・溶岩(Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava)

地層名：新称。本地域東部の宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布し、十和田山溶岩・火砕岩の下位層準にあり、普遍的に石英斑晶を含む岩石で特徴づけられる火砕岩・溶岩を、宇樽部川火砕岩・溶岩と命名する。

本火砕岩・溶岩は、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」、Hayakawa(1985)では「十和田山、十和利山及び戸来岳火山」の一部に区分されていた（第2図）。

模式地：青森県十和田市宇樽部川上流域（第9図B）。

分布及び層厚：主に本地域東部の宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布する。惣辺川上流域にも小規模な分布が認められるが、これは岩質の類似から本火砕岩・溶岩に含めたものである。層厚は、宇樽部川上流域で最大130 m、十和利山山頂部付近で最大200 mである。

層序関係：十和田火山噴出物に覆われる。宇樽部川上流域での露出状況から、十和田山溶岩・火砕岩に覆われると判断される（第9図B）。宇樽部川流域では「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩、砂岩、泥岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる地層(P2)を覆う（第9図B）。

岩相：安山岩～デイサイト溶岩(U1)と、安山岩～デイサイト火砕岩が主体で一部溶岩を伴う岩相(U2)の2つに区分して地質図に表現した（第3図）。U2中の溶岩は、分布規模が小さく地質図規模で側方に追えないことから、火砕岩と一括して示している。本火砕岩・溶岩の主体を成すのはU2であり、U1は十和利山山頂部や宇樽部川上流域の一部のみで認められる（第3図）。

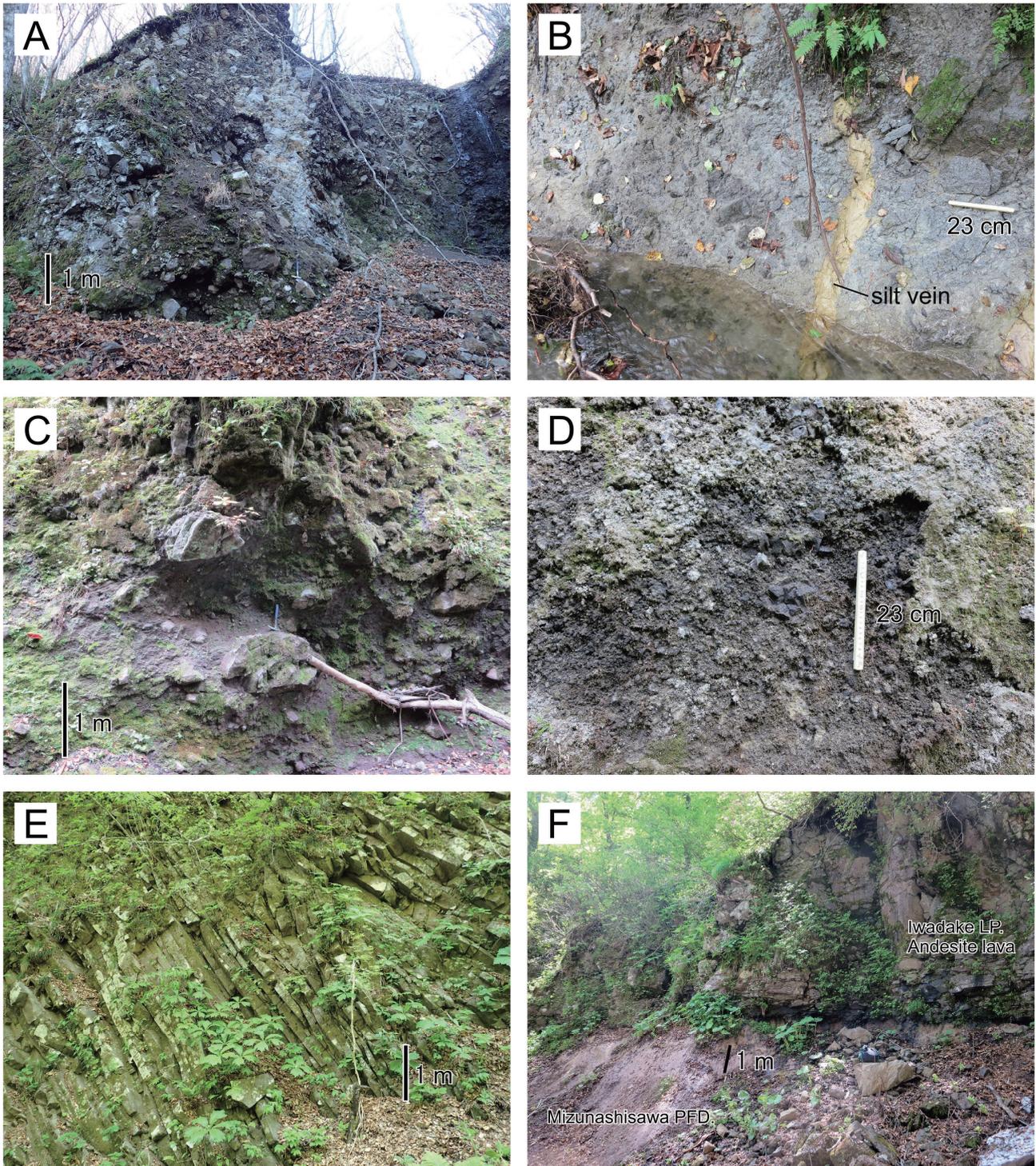
(1) 安山岩～デイサイト溶岩(U1)

安山岩～デイサイトの塊状溶岩からなる。十和利山山頂付近では、沢沿いの小規模な塊状岩体の露頭、山体斜面上での塊状岩体の露岩として認められる。十和利山山頂部では、地形から溶岩ドームを構成していると考えられる。その他、宇樽部川上流域の一部においても、塊状溶岩の露出が認められる。

(2) 主に安山岩～デイサイト火砕岩、溶岩を伴う(U2)

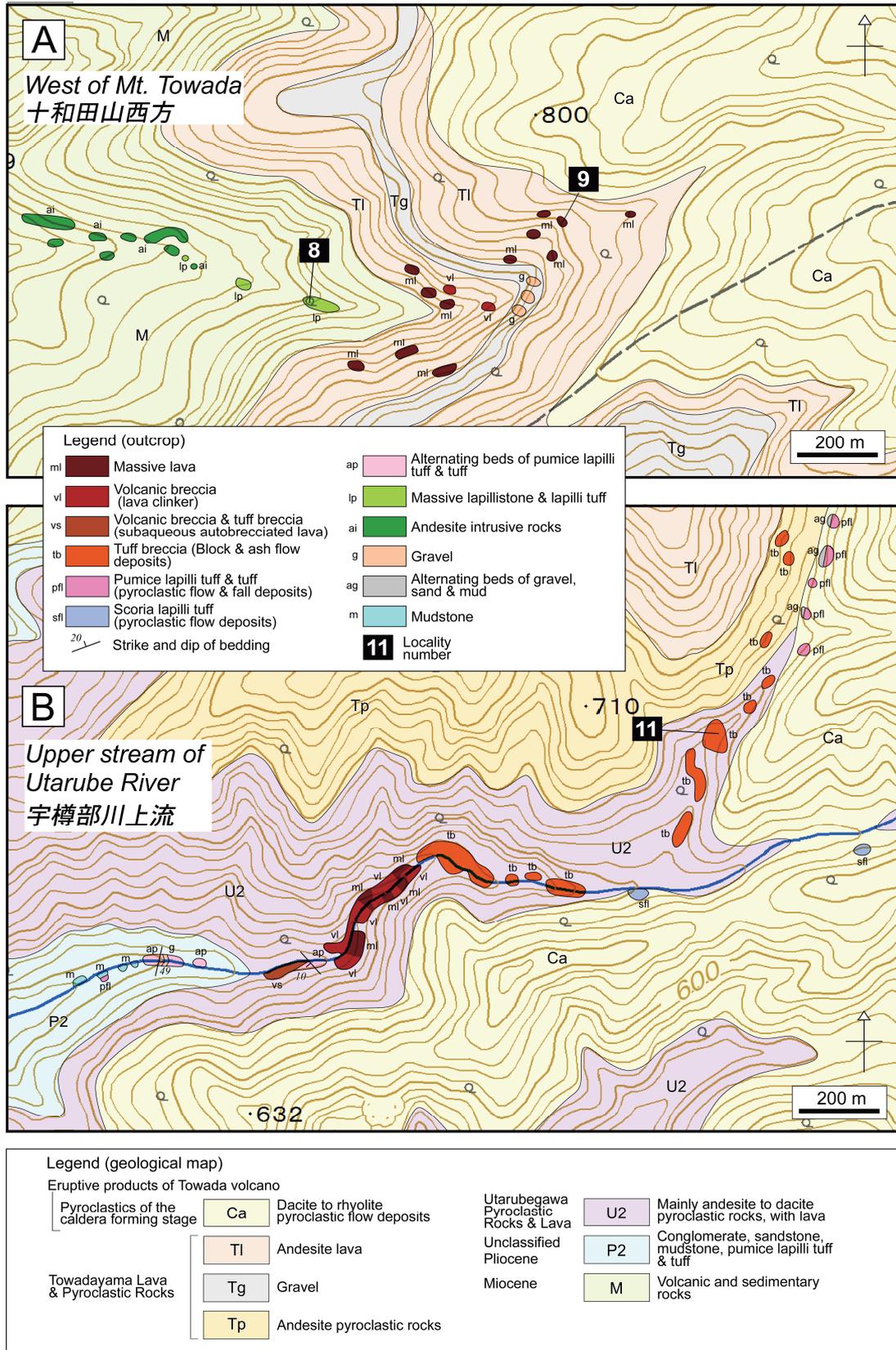
安山岩～デイサイト火砕岩を主体とし、一部で溶岩を伴う。火砕岩は、塊状で単一岩種の凝灰角礫岩からなる（第8図C）。礫は角～亜角礫からなり、そのサイズは最大長径5 mに及ぶ。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩～デイサイト礫の細粉からなる火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらの火砕岩はブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

溶岩は、水中自破碎溶岩及びクリンカーを伴う塊状溶岩からなる。水中自破碎溶岩は、本火砕岩・溶岩の基底部のみで産し、火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩からなる



第8図 露頭写真。(A)高山溶岩・火山砕屑岩の安山岩火山角礫岩(水中自破碎溶岩)。地点14(第3図及び第7図)。(B)宇樽部川火砕岩・溶岩のデイサイト火山角礫岩(水中自破碎溶岩)とシルト脈。地点10(第3図及び第14図)。(C)宇樽部川火砕岩・溶岩の安山岩～デイサイト凝灰角礫岩(ブロックアンドアッシュフロー堆積物)。地点16(第3図及び第14図)。(D)奥入瀬川火砕岩の安山岩降下スコリア堆積物。地点17(第3図)。(E)堀切沢溶岩のデイサイト塊状溶岩。地点18(第3図及び第12図)。(F)岩岳溶岩・火砕岩の安山岩塊状溶岩と水無沢火砕流堆積物。地点2(第3図, 第13図及び第14図)。

Fig. 8 Outcrop photographs. (A) Andesite volcanic breccia (subaqueous autobrecciated lava) of Takayama Lava and Volcaniclastic Rocks at the location 14 (Figs. 3 and 7). (B) Dacite volcanic breccia (subaqueous autobrecciated lava) and silt vein of Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava at the location 10 (Figs. 3 and 14). (C) Andesite to dacite tuff breccia (block and ash flow deposits) of Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava at the location 16 (Figs. 3 and 14). (D) Andesite scoria fall deposits of Oirasegawa Pyroclastic Rocks at the location 17 (Fig. 3). (E) Dacite massive lava of Horikirisawa Lava at the location 18 (Figs. 3 and 12). (F) Andesite massive lava of Iwadake Lava and Pyroclastic Rocks and Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits at the location 2 (Figs. 3, 13 and 14).



第9図 十和田山西方域(A)及び宇樽部川上流域(B)のルートマップ。それぞれの区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 9 Route maps of the west area of Mt. Towada (A) and the upper stream area of Utarube River (B). Location of each area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

(第8図B). 長径数十cm以下の安山岩～デイサイト角礫からなり、ジグソー割目や放射状の冷却節理が認められる。一部では黄白色シルトの脈が貫入している(第8図B)。これは脱水構造と考えられる。宇樽部川上流では、水中自破碎溶岩の上位を泥岩と凝灰岩の細互層が直接覆う関係が観察される(第9図B)。

宇樽部川上流では、クリンカーを伴う塊状溶岩が産する。沢沿いに塊状部とクリンカー部(火山角礫岩)が繰り返し移化する(第9図B)。クリンカー部の基質は高温酸化のため赤褐色を示す。

岩質: 斑状組織を示す安山岩～デイサイトからなる。斑晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、石英及び不透明鉱物を含むが、組合せには多様性が認められる(第1表)。普通角閃石斑晶は、より珪長質な岩石で多く含まれる傾向がある。石英斑晶は、ごく一部の試料を除き、普遍的に含まれる。

他の地質ユニットと比較すると、斑晶サイズが大きなものが多い。斜長石や石英斑晶は最大長径6 mmに達する。また、石英斑晶を普遍的に含むこと、一部で普通角閃石斑晶を含むことも、他の溶岩主体の地質ユニットでは見られない特徴である。これらの特徴は、本火砕岩・溶岩の良い判定基準となる(第1表)。

本火砕岩・溶岩を構成する岩石は、長径数十cm以下の楕円球状～不定形の苦鉄質包有物を含むことがある。一部では母岩と包有物が不規則に入り交じり、不均質な岩相を示す。苦鉄質包有物は、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、石英及び不透明鉱物を含むが、含有量は母岩より少ない。石基は母岩と較べて粗粒で、長柱状の斜長石・斜方輝石・単斜輝石と粒状の不透明鉱物が構成する網目状構造の隙間を、褐色ガラスや隠微晶質物質が充填する組織を示す。

全岩SiO₂量は61.6～70.4 wt.%である(第2表)。苦鉄質包有物の全岩SiO₂量は58.5 wt.%、それと共存する母岩の全岩SiO₂量は67.7 wt.%である(第2表)。SiO₂幅が比較的広く、ハーカー図において直線的な組成変化トレンドを示す(第6図)。

年代: 本火砕岩・溶岩より1.59 ± 0.08 MaのU-Pb年代、1.97 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られた。また、本火砕岩・溶岩を覆う十和田山溶岩・火砕岩からは、1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 MaのK-Ar年代が得られた。以上の放射年代より、本火砕岩・溶岩の年代は、前期更新世の2.1～1.7 Ma付近と判断される(第5図)。

2.6 三ツ岳溶岩(Mitsudake Lava)

地層名: 新称。本地域東端に位置する三ツ岳(山頂は本地域外にある)の山体を構成する溶岩を、三ツ岳溶岩と命名する。

本溶岩は、谷口(1972)では「先十和田火山群」に、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、

Hayakawa(1985)では「戸来岳火山」に、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地: 青森県十和田市惣辺川上流地域、三ツ岳北西山腹の地点7及びその付近(第3図及び第14図)。

分布及び層厚: 本地域の東端部に分布し、ドーム状の火山体を構成する。本溶岩の分布は調査地域のさらに東方へと延長するが、これらの延長部分についてはまだ十分な調査ができていないため、詳細は不明である。層厚は最大350 mである。

層序関係: 直接の層序関係は確認できていないが、露出・分布状況から、中新統及び宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと考えられる。

岩相: 塊状の安山岩溶岩からなる。やや乱れた方状の節理が発達する。地形を考慮すると、複数の溶岩ドームから構成されると考えられる。

岩質: 単斜輝石斜方輝石安山岩である(第1表)。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第1表)。全岩SiO₂量は60.0～60.5 wt.%である(第2表)。十和田山溶岩・火砕岩と良く似た全岩化学組成を示す(第6図)。

年代: 本溶岩より、1.71 ± 0.05 MaのK-Ar年代が得られた(第5図)。

2.7 十和田山溶岩・火砕岩(Towadayama Lava and Pyroclastic Rocks)

地層名: Hayakawa(1985)による「十和田山火山」に由来する。「十和田山火山」という名称は、地層名としては妥当ではないことから、「十和田山溶岩・火砕岩」と改称する。本地域東部に位置する十和田山の山体を構成する溶岩・火砕岩である。

本溶岩・火砕岩は、谷口(1972)では「先十和田火山群」に、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では中新統の和田川層に、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地: Hayakawa(1985)は模式地を設定していないので、本論にて設定する。模式地を青森県十和田市奥瀬、十和田山北東沢の地点5付近(第3図及び第14図)とする。

分布及び層厚: 本地域の東部、十和田山とそれに隣接するピーク付近に分布し、それら頂部とする火山体を構成する。層厚は十和田山山頂付近で最大400 mと推定される。

層序関係: 十和田山西方での露出状況から、中新統のラピリストーンを覆うと判断される(第9図A)。宇樽部川上流域での露出状況から、宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと判断される(第9図B)。また、各所にて十和田火山噴出物に覆われる。

岩相: 安山岩溶岩(Tl)、礫層(Tg)、安山岩火砕岩(Tp)の3つの岩相に区分される。本溶岩・火砕岩の主体を成すのはTlであり、Tpは縁辺部のみに認められる(第3図)。

TIは複数の溶岩単層からなるが、溶岩の間には最大層厚60 mの礫層を挟むことがある(第9図A)。この礫層をTgとした。

(1) 安山岩溶岩(TI)

青灰色～灰色を呈する塊状の安山岩溶岩からなる。方状～やや乱れた方状節理が発達することが多い。一部で安山岩角礫からなるクリンカーや崖錐堆積物を伴う。複数の溶岩単層から構成され、1枚の溶岩の厚さは少なくとも50 m以上である。TIの最上部は、地形から複数の溶岩ドームで構成されると考えられ、十和田山山頂部を構成する溶岩ドーム、十和田山東方の995 mピークを構成する溶岩ドーム、十和田山北方の標高889 mピークを構成する溶岩ドームの少なくとも3つが確認できる。

(2) 礫層(Tg)

多様な安山岩の角～亜角礫で構成される大～巨礫層からなる。塊状・基質支持で淘汰が悪いものが多い。層厚は最大で60 mである。TIに伴って産すること(第9図A)、TIに類似した安山岩礫から構成されることから、TIを母材とした再堆積物と考えられる。

(3) 安山岩火砕岩(Tp)

塊状の安山岩火山角礫岩～凝灰角礫岩からなる。安山岩礫は単一岩種であり、そのサイズは最大長径2 mに及ぶ。岩質はTIとほぼ同一である。安山岩礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩礫の細粉である火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらは主にTIを母材としたブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

岩質：単斜輝石斜方輝石安山岩を主体とし、一部でかんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う(第1表)。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、一部ではかんらん石や石英が認められるものもある(第1表)。全岩SiO₂量は57.3～61.2 wt.%である(第2表)。TIとTpで顕著な岩質・全岩化学組成の差は認められない。

年代：本溶岩・火砕岩より、1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 MaのK-Ar年代が得られた。以上の放射年代より、本火砕岩・溶岩は、1.7 Ma前後の比較的短期間に噴出したものと考えられる(第5図)。

2.8 温川沢溶岩(Nurukawasawa Lava)

地層名：新称。本地域の北西部、温川沢沿いに小規模に分布する溶岩を、温川沢溶岩と命名する。

本溶岩は、金属鉱業事業団(1985)では碓ヶ関層相当層の溶岩、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた。

模式地：青森県平川市、温川沢沿いの地点1及びその付近(第10図)。

分布及び層厚：模式地付近のみに分布する(第10図)。

層厚は50 m程度である。金属鉱業事業団(1985)による坑井データをコンパイルした断面図によれば、模式地付近から岩岳山頂直下にかけて、ほぼ同じ厚さで水平方向に延びる本溶岩の分布が認められる。

層序関係：「未区分鮮新統～下部更新統」とした礫岩主体の地層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる(第10図)。坑井データによれば、岩岳溶岩・火砕岩に覆われる(金属鉱業事業団, 1985)。

岩相：複数枚の玄武岩質安山岩溶岩からなる。溶岩は、塊状溶岩として産する場合と、水冷破碎を受けて火山角礫岩として産する場合がある。温川沢沿いでは両者は側方への漸移関係にあり、一部では層厚15 mの大礫層を挟む(第10図)。地点1付近では塊状溶岩が露出する。

岩質：かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩及び単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩からなる(第1表)。斑状組織を示す。斑晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含み、一部の試料でかんらん石を含む。全岩SiO₂量は52.8～54.7 wt.%である(第2表)。上位の岩岳溶岩・火砕岩とよく似た組成を示す(第6図)。

年代：本溶岩より、1.42 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られた(第5図)。

2.9 奥入瀬川火砕岩(Oirasegawa Pyroclastic Rocks)

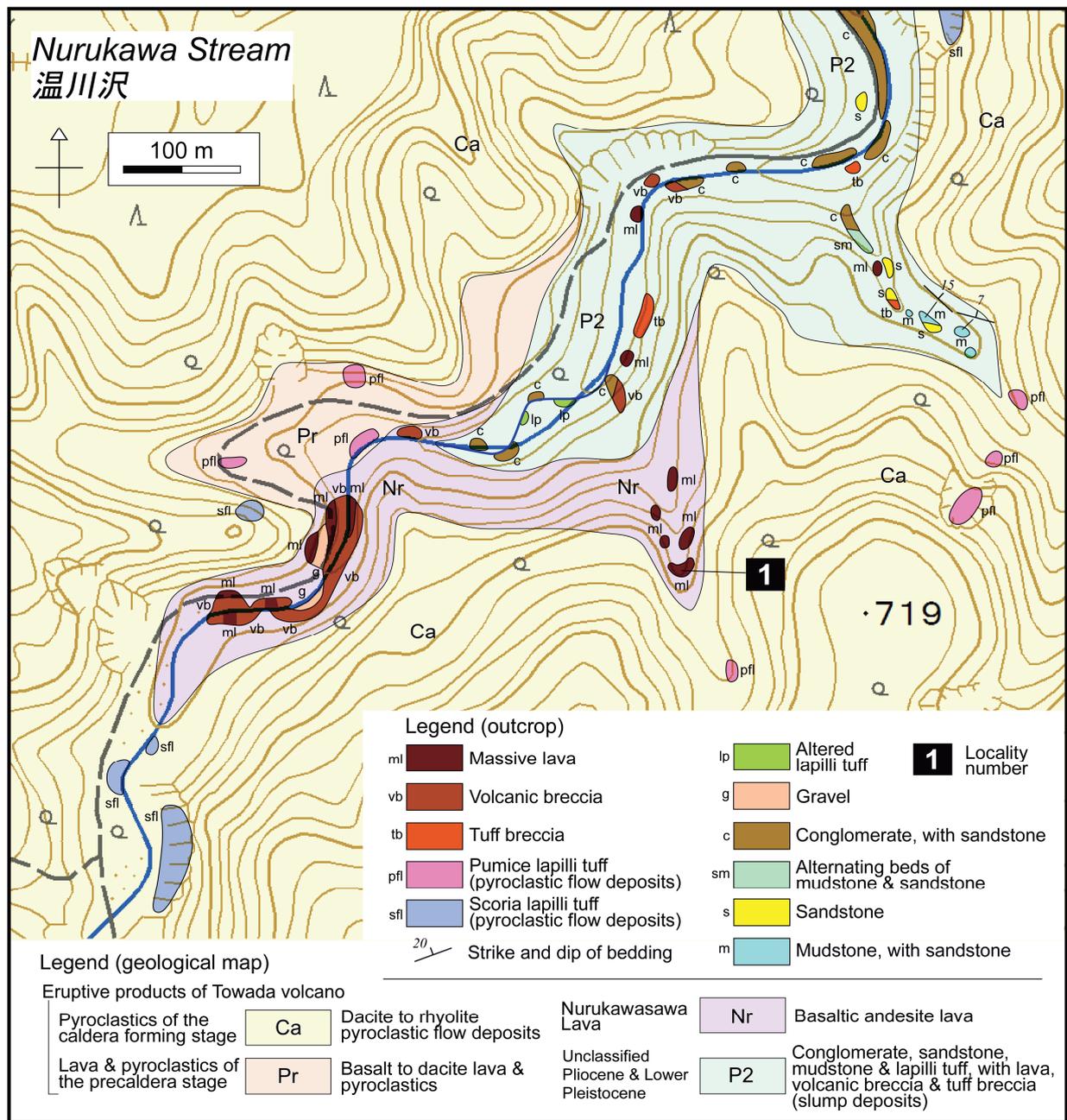
地層名：宝田・村岡(2004)による。本火砕岩は、Hayakawa(1985)、早川(1993)では「奥入瀬水底スコリア丘(Oirase scoria cone)」と呼ばれている。

模式地：青森県十和田市、奥入瀬溪流の雲井の流れ(地点17)付近(第3図；宝田・村岡, 2004)。

分布及び層厚：本地域の北東部、奥入瀬川に沿った直線距離で700 mの範囲のみに分布する(第3図)。地表で確認できる層厚は20 mである。本火砕岩の下限が地表に露出していないので、全体の層厚は不明である。

層序関係：子ノ口層に覆われる。本火砕岩は、上に凸状の地層形態をしている。露出状況から見て、最も層厚が厚い部分は八甲田第1期火砕流堆積物に直接覆われる可能性がある。下位層との関係は、本火砕岩の下限が見えていないため不明である。

岩相：塊状の安山岩火山角礫岩～ラピリスストーンからなる(第8図D)。火山岩塊～火山礫は、主に発泡の悪い黒色スコリアからなり、緻密な暗灰色安山岩岩片を伴う。スコリアは長径数mm以下の球形～楕円球形の気泡を含む。火山岩塊のサイズは最大で長径50 cmに及ぶ。火山岩塊には普遍的に放射状の冷却節理が見られ、火山礫は冷却面で囲まれた多角形状の形態を示す。火山岩塊には、堆積面に伸長した座布団状の形態を示すものや不定形の形態を示すものが見られ、これらは火山弾と考えられる。稀に子ノ口層起源と思われる淡褐色のシルト礫を含み、その長径は最大で1.2 mに及ぶ。本火砕岩は塊状・礫支持で火山灰サイズの粒子に乏しく、火山弾をたびたび含



第10図 温川沢流域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 10 Route map of the area along Nurukawa Stream. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

むことから、降下火砕堆積物であると判断される。

本火砕岩は、降下火砕堆積物から成り、粗粒な火山弾を含むこと、地層の形態が上に凸の形態を示すことから、火砕丘の一部であると考えられる。その堆積環境は、湖成層である子ノ口層に覆われること、火山岩塊～火山礫に冷却節理が普遍的に認められることから、湖底環境と考えられる。

岩質：斜方輝石単斜輝石安山岩である(第1表)。斑状

組織を示し、斑晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び不透明鉱物を含む(第1表)。全岩SiO₂量は60.1～60.5 wt.%である(第2表)。ハーカー図においては、Na₂OやMgOでは十和田山溶岩・火砕岩や三ツ岳溶岩と類似した組成を持つ一方で、TiO₂やP₂O₅では岩岳溶岩・火砕岩に類似した組成を持ち、他のユニットと識別可能な固有の組成を示す(第6図)。

年代：八甲田第1期火砕流堆積物に覆われることから、

0.76 Ma以前と判断される。

2. 10 子ノ口層 (Nenokuchi Formation)

地層名：井上・蜂谷(1962)による「子ノ口礫岩」に由来する。その後、村岡・高倉(1988)は「子ノ口層」、宝田・村岡(2004)は「子ノ口湖成層」とした。本論では、子ノ口層の構成物が礫岩だけではないこと、湖成層以外の堆積物も含むことから、「子ノ口層」の名称を使用する。

本層は、河野(1939)の「礫質湖水堆積物」に相当する。通商産業省資源エネルギー庁(1976)では、鮮新統の市ノ渡層(北村ほか, 1972)に一括されている。

模式地：井上・蜂谷(1962)は模式地を設定していない。宝田・村岡(2004)は、本層の模式地を青森県十和田市奥入瀬川五両の滝付近とした。

分布及び層厚：奥入瀬川流域～子ノ口付近及び青^{あおぶな}山西方に分布する(第3図)。層厚は子ノ口付近で50 m程度である。ただし、これは分布縁部での層厚であり、分布中心の北東へ向かってより厚くなると推定される。ただし、分布中心域での層厚は、下限が見えていないため不明である。

層序関係：中新統を不整合に覆う。奥入瀬川火砕岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。八甲田第1期火砕流堆積物を挟む。子ノ口付近では中新統が成す北西傾斜の急斜面を(第4図C-D断面)、青^{あおぶな}山西方では中新統が成す南西傾斜の斜面をアバット不整合で覆う。子ノ口～青^{あおぶな}山付近に存在した盆状地形を埋積するような形で堆積している(第3図)。

岩相：泥及び砂(N1)、礫及び砂(N2)の2つの岩相に区分される。N1は白絹の滝より下流の奥入瀬川沿いに、N2は銚子の滝よりも上流側の奥入瀬川沿い～子ノ口付近及び青^{あおぶな}山西方に分布する。N1とN2の主要な区分基準は礫層を主体とするか否かである。双方ともほぼ水平層を成す。N1、N2共に八甲田第1期火砕流堆積物に直接覆われることから、少なくとも八甲田第1期火砕流堆積物の直下層準では両者は同時異相の関係にある。一方、八甲田第1期火砕流堆積物の上位にはN2のみが認められる。N1は泥を主体とすることから、既存研究の解釈通り、湖成堆積物と考えられる。一方、N2については、礫層を主体としており、土石流堆積物や亜炭層も含むことから、水域であったとしてもごく浅いものであり、大半は河川成の堆積物であると考えられる。

(1) 泥及び砂(N1)

泥層及び砂泥互層を主体とし、一部で礫層、砂礫互層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。泥層は青灰色～淡青灰色～黄白色を呈し、しばしば平行葉理が発達する。砂層は褐色を呈する。砂泥互層は泥と極細粒砂からなり、数cm以下の厚さで互層することが多いが、一部では厚さ数mm以下の細互層を成し、平行葉理が発達することもある。多くの砂泥互層は、それぞれの単層の厚さが側方

に変化し、波打った層理を示す。一部ではレンズ状になっている場合もある。砂層の多くには斜交葉理が認められる。泥層及び砂泥互層には、火炎構造やコンポリュート層理などの脱水構造がしばしば認められる。礫層は、厚さ数m以下で泥層あるいは砂泥互層中に挟まれ、中礫以下のサイズで、砂と互層を成すことがある。まれに厚さ数m以下の軽石火山礫凝灰岩の挟在が見られることがある。

(2) 礫及び砂(N2)

礫層及び砂礫互層を主体とし、しばしば泥層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。礫層は垂角～垂円礫の巨礫～細礫からなり、塊状のもの、斜交層理が見られるもの、チャンネル状のもの、礫支持のもの、基質支持のものなど、様々な産状を示す。塊状・基質支持で、淘汰の悪い土石流堆積物の産状を示す礫層が多い。一部の礫層は、N1起源と思われる泥偽礫を含む。礫種は玄武岩質安山岩～流紋岩等の多様な火山岩及び軽石からなる。礫層はしばしば砂層と互層を成す。層厚10数cm以下の泥層・亜炭層や層厚数10cm以下の軽石火山礫凝灰岩も互層に加わることがある。一部で礫・砂・泥からなるスランプ堆積物を挟む。

年代：八甲田第1期火砕流堆積物を挟むことから、0.76 Ma前後の時期と判断されるが、その上限・下限年代は不明確である(第5図)。

2. 11 八甲田第1期火砕流堆積物(Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)による。

模式地：青森県十和田市黄^{おうせがわ}瀬川中流域(村岡・長谷, 1990)。

分布及び層厚：本地域では奥入瀬川流域、十和田湖北東岸及び南西岸付近に分布が認められる(第3図)。層厚は奥入瀬川流域で最大150 m程度である。

層序関係：中新統及び奥入瀬川火砕岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。また、上下を子ノ口層に挟まれる。

岩相：非溶結～強溶結岩相を示す塊状の火砕流堆積物である。本地域では主に弱～強溶結岩相として産し、板状節理や方状節理が見られることが多い。強溶結岩相では肉眼では本質物質や岩片がほとんど確認できない場合が多いが、場所によっては水平方向に伸びる長径数cm以下、幅数mm以下の溶結レンズが認められることがある。強溶結岩相の基質は灰色～暗灰色を呈し、溶結レンズは黒色～暗灰色を呈する。結晶サイズは長径2 mm以下のものが多い。弱溶結岩相の基質は淡青灰色～淡灰色を呈し、長径20 cm以下の扁平化した淡灰色軽石をまばらに含む。本堆積物の基底部には局所的に非溶結相が認められることがある。非溶結相は長径20 cm以下の白色軽石、石質岩片と基質の灰色火山灰で構成される。

岩質：デイサイト～流紋岩質である(工藤ほか, 2006)。

結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。ごく稀に普通角閃石を含むことがある。石英は両錐形を示すものが多い。

噴出源：本地域北方に位置する八甲田カルデラである(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

年代：Suzuki *et al.* (2005) は、八甲田第1期火砕流堆積物によるco-ignimbrite ash fallの層位年代を、酸素同位体ステージ19.1-18.4に位置することから約0.76 Maと推定した。本論ではこの年代を採用する。その他、本堆積物からは多くの放射年代データが得られているが、膨大な記載となるため省略する。

2.12 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩(Zakuramisaki Lava and Volcaniclastic Rocks)

地層名：Hayakawa (1985)による「爺倉岬火山」に由来する。「爺倉岬火山」という名称は、地層名としては妥当ではないことから、「爺倉岬溶岩・火山碎屑岩」と改称する。本溶岩・火山碎屑岩の岩質は、上位の岩岳溶岩・火砕岩と極めて良く類似するが、本溶岩・火山碎屑岩は水中自破砕溶岩とその再堆積物、岩岳溶岩・火砕岩は陸上堆積の溶岩・火砕岩からなる点で、産状により区別可能である。

本溶岩・火山碎屑岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区分されていた(第2図)。

模式地：Hayakawa (1985)は模式地を設定していないので、本論にて設定する。模式地を秋田県小坂町十和田湖北西岸の爺倉岬から滝ノ沢にかけての地域とする(第11図)。

分布及び層厚：十和田湖北西岸の水無沢みずなしさわ～爺倉岬～滝ノ沢付近に分布する。地層の下限は十和田湖の湖面より下に没している。層厚は最も厚いところで少なくとも150 m 以上はある。

層序関係：中新統を覆い、岩岳溶岩・火砕岩に覆われる。本溶岩・火山碎屑岩の下部は堀切沢溶岩に覆われる(第11図)。一方、上部は堀切沢溶岩及び滝ノ沢層下部と同時異相の関係にある(第11図)。本溶岩・火山碎屑岩と滝ノ沢層下部は、どちらも水底堆積と推定され(詳細は後述)、おそらく指交関係にあると考えられる(第11図)。

岩相：玄武岩質安山岩～安山岩の火山角礫岩、凝灰角礫岩及び塊状溶岩からなる(第11図)。主体を占めるのは塊状で単一岩種の火山角礫岩～凝灰角礫岩である。これらは長径数十cm 以下の角礫からなり、礫には放射状の冷却節理が頻繁に認められる。これらの火山角礫岩～凝

灰角礫岩は、しばしば部分的に塊状溶岩部を伴う。以上の産状より、これらは水中自破砕溶岩と判断され、水底の堆積環境を示す。これらは爺倉岬付近では東西走向で北方に10～15°程度で傾斜する。

滝ノ沢流域では、多様な玄武岩質安山岩～安山岩礫からなる塊状の凝灰角礫岩が見られる。玄武岩質安山岩～安山岩礫は、暗灰色～灰色～赤褐色と様々な色を呈し、やや発泡しているものから緻密なものまで多様性がある。礫は垂角礫～角礫からなり、その長径は最大1 m に達する。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。これらは水中自破砕溶岩の再堆積物と考えられる。ただし、高温酸化を示唆する赤褐色の礫を含むことから、一部は陸上堆積物を起源に持つ可能性がある。

岩質：単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩である。斑晶鉱物として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物が認められる(第1表)。全岩SiO₂量は52.4～58.3 wt.%である(第2表)。ハーカー図では、温川沢溶岩及び岩岳溶岩・火砕岩と類似した組成を示す(第6図)。

年代：本溶岩・火山碎屑岩より、0.85 ± 0.11 MaのK-Ar年代が得られた。また、本溶岩・火山碎屑岩を覆う岩岳溶岩・火砕岩からは、0.82 ± 0.04 MaのK-Ar年代が得られた。これらの年代より、本溶岩・火山碎屑岩の年代は前期更新世の1～0.8 Ma頃と判断される(第5図)。

2.13 堀切沢溶岩(Horikirisawa Lava)

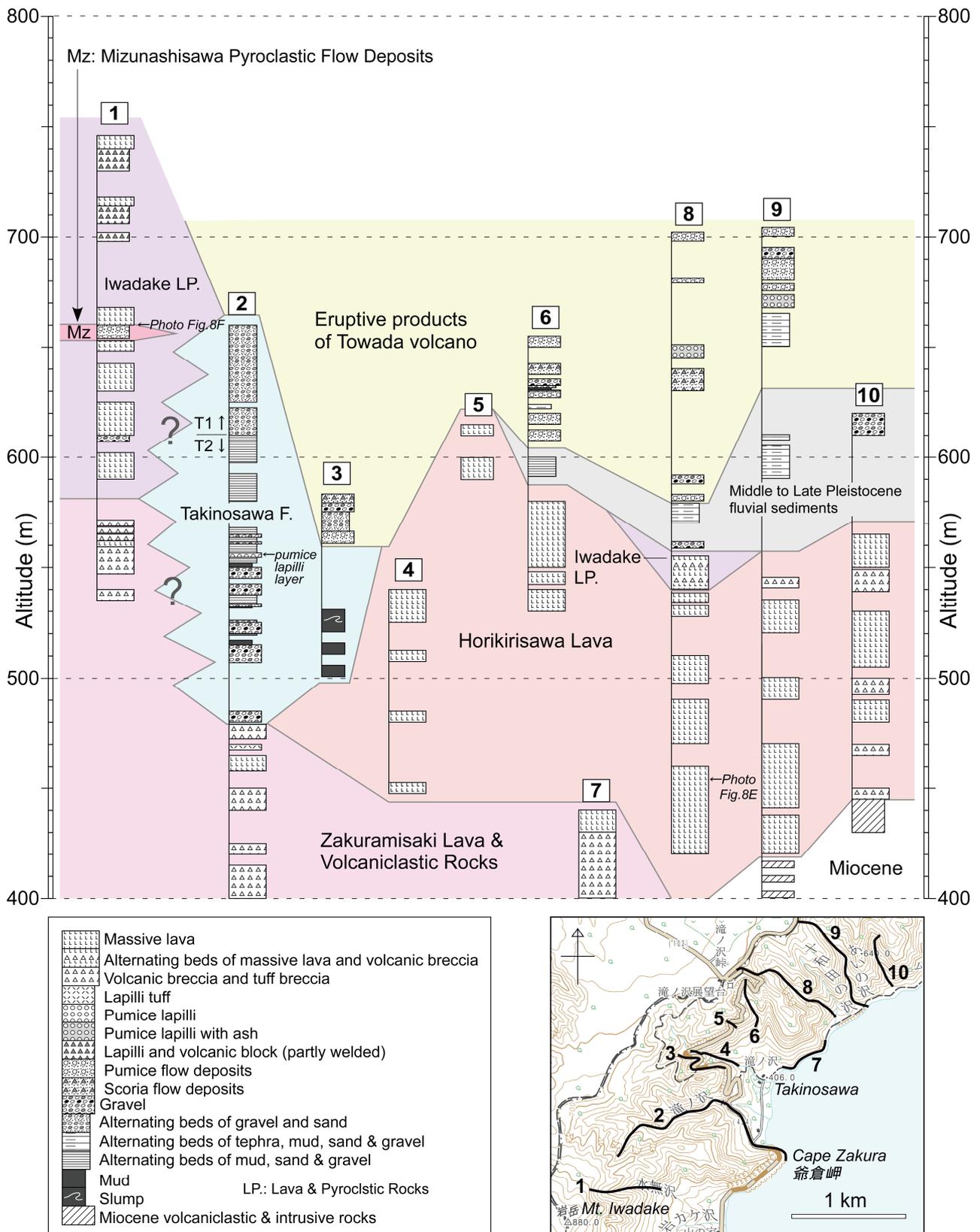
地層名：新称。本地域の北西部、十和田湖北西岸に沿って分布するデイサイト溶岩を堀切沢溶岩と命名する。本地域北西端の柴森を構成する溶岩についても、岩石学的特徴が同一であることから、堀切沢溶岩に含めた。

本溶岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では「十和田火山第I期溶岩」、村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩、宝田・村岡(2004)では中新統の板留層下部層及び鮮新統の藤沢森溶岩に区分されていた。

模式地：秋田県小坂町、十和田湖北西岸の堀切沢流域(第12図)。

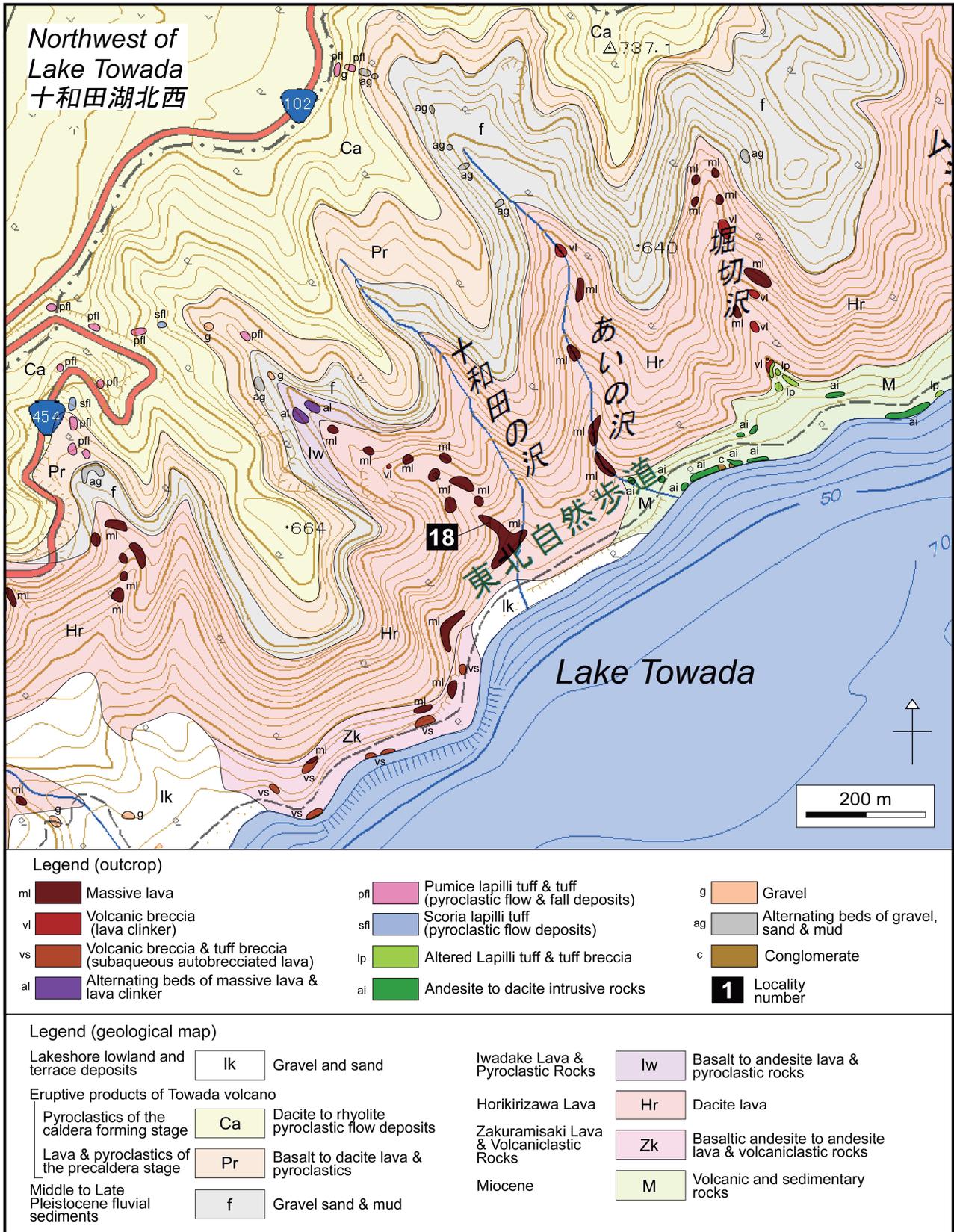
分布及び層厚：十和田湖北西岸～北岸にかけての地域と柴森付近に分布する。なお、御鼻部山断層(大池, 1976; 宝田・村岡, 2004)より東側の本溶岩の分布に関しては(第3図)、地形が険しく調査が困難なため、露頭では確認できておらず、推定で描いたものである。層厚は最大で150～200 m 程度である。

層序関係：中新統及び爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、滝ノ沢層、岩岳溶岩・火砕岩、中期～後期更新世河川堆積物及び十和田火山噴出物に覆われる(第11図)。分布状況から見て、本溶岩は滝ノ沢層にアバット



第11図 滝ノ沢付近の地質柱状図.

Fig. 11 Columnar sections of Takinosawa area.



第12図 十和田湖北西地域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 12 Route map of the northwest area of Lake Towada. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

されると考えられる(第11図)。模式地の堀切沢では、中新統のやや緑色変質した凝灰角礫岩を、本溶岩のクリンカー部(火山角礫岩)が直接覆う関係が観察される(第11図のルート10；第12図)。十和田湖北岸では御鼻部山断層によって切られると推定される(第3図)。

岩相：デイサイトの塊状溶岩からなり、一部でクリンカーを伴う(第11図)。塊状部には板状節理が発達することが多い(第8図E)。その他、やや乱れた方状節理が見られることもある。クリンカー部は、径数m以下の角礫で構成される火山角礫岩からなる。本溶岩は厚い塊状溶岩を主体としており、一部でクリンカー部を挟む以外は、他には何も挟まない(第11図；第12図)。十和田火山噴出物に厚く埋積されていることから、本溶岩の成す地形については不明な点が多いが、柴森付近では埋積を免れており、ドーム状の地形を示す。地形と産状から、本溶岩は溶岩ドームの集合体であると考えられる。

岩質：斑状組織を示す単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。全岩SiO₂量は64.0～65.3 wt.%である(第2表)。ハーカー図では、他のユニットとは識別可能な固有の組成を示す(第6図)。本溶岩は、分布域は比較的広いものの、岩石学的性質は非常に均質である。

年代：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の下部を覆い、上部とは同時異相と見られることから、本溶岩の年代は前期更新世の0.8 Ma前後と考えられる(第5図)。

2. 14 滝ノ沢層(Takinosawa Formation)

地層名：Hayakawa (1985)による。村岡・高倉(1988)では、「岩屑流堆積物」の一部とされている。

模式地：Hayakawa (1985)は模式地を定めていないので、本論にて模式地を定める。本層の模式地を秋田県小坂町、十和田湖北西方の滝ノ沢流域(第11図のルート2)とする。

分布及び層厚：十和田湖北西方の滝ノ沢付近に局所的に分布する(第3図及び第11図)。層厚は最大180 m程度である。

層序関係：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の下部を覆う一方、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の上部とは同時異相の関係にある(第11図)。本層の上部は、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にある(第11図)。また、本層は堀切沢溶岩をアバットすると推定される(第11図)。

岩相：礫、砂及び泥(T1)、礫及び砂(T2)の2つの岩相に区分される。T1が主要な岩相であり、T2は本層最上部のみを構成する(第11図)。T1とT2の違いは泥を主要な構成物に含むか否かである。T1はほぼ水平層を成し、T2は東西走向で、7°前後で北方に傾斜する。

(1) 礫、砂及び泥(T1)

礫、砂及び泥層で構成され、一部で軽石火山礫層を挟む。模式ルートの下流部では、厚さ1～8 m程度の礫層

からなる“粗粒部”と、厚さ2～4 m程度の泥主体の泥・砂・礫互層あるいは泥層からなる“細粒部”が互層する産状を示す(第11図)。

“粗粒部”を構成する礫層は、巨～大礫の亜角～角礫で構成され、塊状で淘汰が悪く、基質支持で、しばしば下層を削り込んでいる。インプリケーションは見られない。以上の特徴から、“粗粒部”は土石流堆積物からなると判断される。礫種は玄武岩質安山岩～安山岩を主体とする。

“細粒部”を構成する泥勝ち互層は、中礫サイズ以下の礫、砂及び泥から構成され、数十cm以下の単位で互層する。亜炭層の挟在も認められる。砂礫層卓越部には斜交層理が認められる場合がある。泥層は灰色を呈し細かく成層する。

T1の中位には、層厚2 mの灰白色を呈する軽石火山礫層を挟む(第11図)。長径3 cm以下の白色軽石で構成され、礫支持で弱く成層する。斑晶サイズの鉱物として、斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石及び不透明鉱物を含む。なお、この軽石火山礫層については、ジルコンのU-Pb年代測定を試みたものの、十分な量のジルコン粒子が得られず、実施できなかったことを記しておく。

ルート3(第11図)においては、平行葉理の発達した腐植質の灰色泥層が見られる。一部でスランプしており、その部分では葉理が変形し、泥層中の孤立した巨礫やレンズ状の変形した中礫層を伴う。

T1については、泥層を主体とする層準があり、スランプ堆積物を伴うことから、Hayakawa (1985)の見解と同様に、湖成層と考えられる。土石流堆積物が頻繁に流入する湖沼環境が想定される。

(2) 礫及び砂(T2)

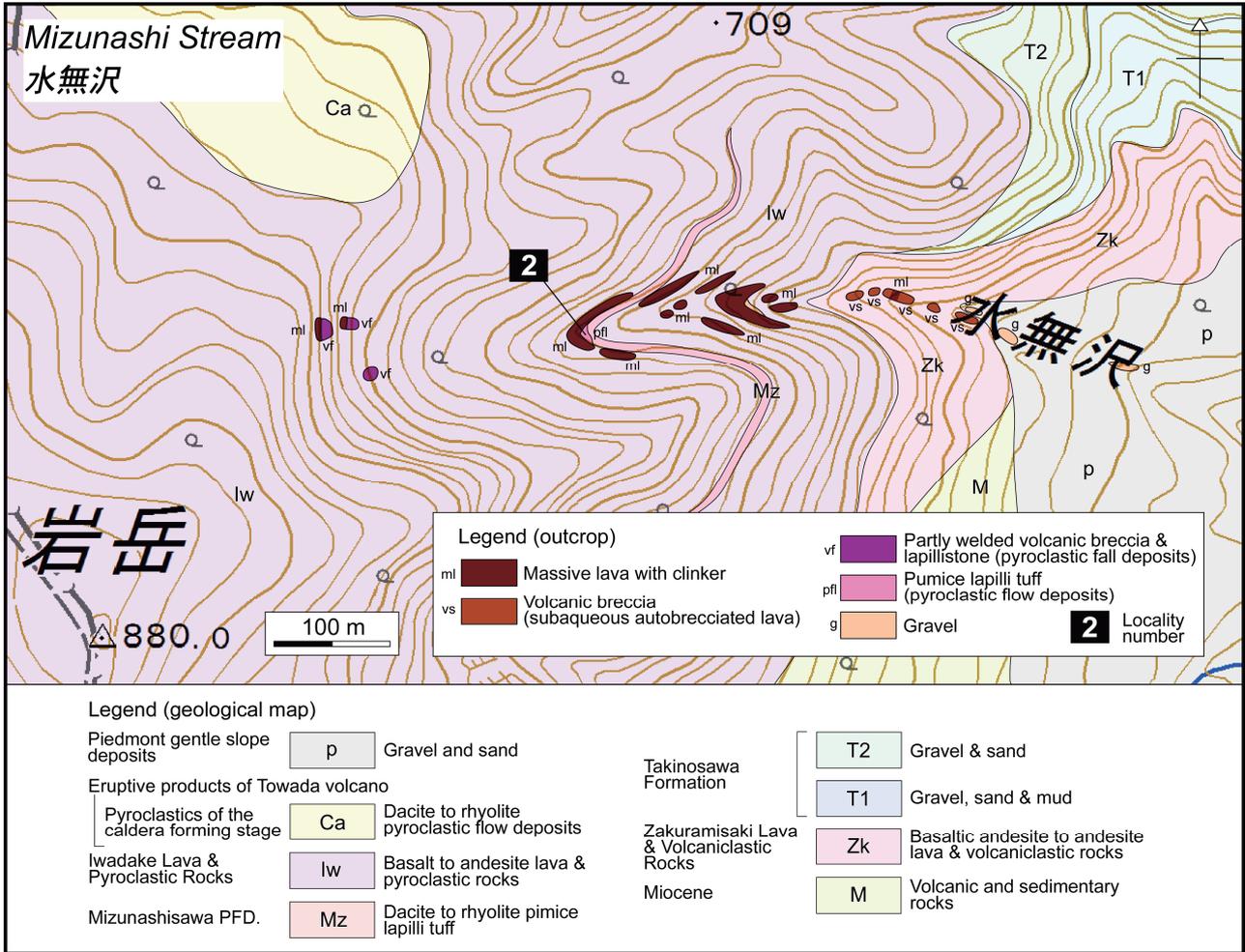
礫及び砂層を主体とし、テフラ及び泥層を伴う。これらは数十cm以下の単位で互層する。礫は細～中礫サイズのもの主体である。全体的に凝灰質であり、軽石礫が多く含まれる。泥層は含まれるもののT1よりは少なく、T1とT2の境界は泥の相対的割合で比較的明瞭に区分できる。T2は、礫及び砂を主体とし、泥主体の岩相を欠くことから、河川堆積物の可能性がある。

年代：爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の上部、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にあることから、本層の年代は前期～中期更新世の0.8～0.7 Ma頃と考えられる(第5図)。

2. 15 岩岳溶岩・火砕岩(Iwadake Lava and Pyroclastic Rocks)

地層名：新称。本地域の北西部、岩岳の山体を構成する溶岩及び火砕岩を、岩岳溶岩・火砕岩と命名する。十和田湖北西方、十和田の沢西方に小規模に分布する玄武岩溶岩(第11図；第12図)についても、岩石学的特徴が類似することから、岩岳溶岩・火砕岩に含めた。

本溶岩・火砕岩は、井上・蜂谷(1962)では「十和田火



第13図 水無沢流域のルートマップ。本区域の位置を第3図に示す。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 13 Route map of the area along Mizunashi Stream. Location of this area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

山第一期噴出物」, 井上ほか(1973)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」, 谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」, 村岡・高倉(1988)では十和田先カルデラ火山群の御鼻部山溶岩に区別されていた(第2図)。

模式地: 秋田県小坂町, 岩岳東斜面の水無沢流域(第13図)。

分布及び層厚: 岩岳山頂をピークとする山体を構成する他, 十和田の沢西方にも小規模に分布する(第12図)。層厚は岩岳山頂付近で最大280 mである。

層序関係: 中新統, 爺倉岬溶岩・火山砕屑岩及び堀切沢溶岩を覆い, 十和田火山噴出物に覆われる(第11図及び第13図)。滝ノ沢層の上部とは同時異相の関係にある(第11図)。本溶岩・火砕岩の中位に水無沢火砕流堆積物を挟む。

岩相: 玄武岩～安山岩溶岩(第8図F)を主体とし, 一部で降下火砕堆積物を伴う(第8図F; 第11図; 第13図)。溶岩は, 中心の塊状部と上下のクリンカー部からなる。

水冷破碎の証拠は認められないので, 陸上堆積と判断される。溶岩の塊状部は厚さ1～10 m程度, クリンカー部の厚さは1 m以下のことが多い。溶岩の間には礫層が挟まれることがある。塊状部には幅60 cm以上の粗い柱状節理や, 幅十数cm以下の板状節理が認められる。十和田の沢西方では, 厚さ1～2 mの塊状溶岩と厚さ1 m以下のクリンカー部の互層が認められる。ここでは少なくとも4枚の溶岩流が確認できる。

模式地の水無沢ルートでは, 本溶岩・火砕岩の上部に降下火砕堆積物と溶岩の互層が認められる(第11図)。降下火砕堆積物は, 長径20 cm以下のスコリアや軽石等からなる複数の降下ユニットの積み重なりからなり, その層厚は10 mを超える場合がある。一部では溶結した降下スコリア堆積物が見られ, 黒色の溶結レンズが認められる。粒径が粗く, 一部溶結していることから給源近傍相と判断され, 現在の岩岳山頂付近に給源が存在していたことを示す。

岩質：斑状組織を示す玄武岩～安山岩である。斑晶鉱物として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び不透明鉱物が認められるが、組合せには多様性がある（第1表）。かんらん石斑晶は、玄武岩～玄武岩質安山岩のみで認められる。全岩SiO₂量は51.4～61.4 wt.%である（第2表）。ハーカー図では、温川沢溶岩及び爺倉岬溶岩・火砕岩と類似した組成を示す（第6図）。

年代：本溶岩・火砕岩より、0.82 ± 0.04 MaのK-Ar年代が得られた（第5図）。

2. 16 水無沢火砕流堆積物 (Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：新称。岩岳東斜面の水無沢沿いにおいて、岩岳溶岩・火砕岩に挟まれる火砕流堆積物を、水無沢火砕流堆積物と命名する。これまで詳細な記載は報告されておらず、村岡・高倉(1988)の地質図において「虹貝凝灰岩」として示されていたのが唯一の報告例である。

模式地：秋田県小坂町、岩岳東斜面の水無沢沿いの地点2（第13図）。

分布及び層厚：今のところ、模式地でしか確認できていない（第13図）。露頭で確認できる層厚は6 m 以上であり、下位層の露出状況から見て10 m は超えないと考えられる。

層序関係：岩岳溶岩・火砕岩に挟まれる（第11図；第13図）。模式地の地点2では、層厚6 m 以上の本堆積物が、層厚7 m 以上の安山岩溶岩に直接覆われる関係が観察される（第8図F）。

岩相：非溶結・塊状の火砕流堆積物である。長径3 cm 以下の白色軽石及びやや発泡した黒色ガラス質岩片、長径5 cm 以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。基質は淡褐色火山灰からなる。本堆積物は、八甲田第1期火砕流堆積物の非溶結相とよく似た岩相を示すが、普通角閃石を普遍的に含むことから、両者は鉱物組合せにより明瞭に区別できる。

岩質：全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石及び不透明鉱物に加え、ごく微量の単斜輝石を含む。

噴出源：不明である。本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩と密接に産するが（第8図F）、岩岳溶岩・火砕岩は玄武岩～安山岩からなり石英・普通角閃石斑晶を含まないことから（第6図及び第1表）、両者では岩質・斑晶鉱物組合せに大きな違いが認められる。少なくとも、本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩とは別の噴出源からもたらされたと考えられる。

年代：本堆積物より、0.72 ± 0.07 MaのU-Pb年代が得られた（第5図）。

2. 17 八甲田第2期火砕流堆積物 (Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits)

地層名：村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)による。

模式地：青森県青森市荒川沿いの井線いぐりの滝付近（村岡・長谷, 1990）。

分布及び層厚：本地域では、北東部の惣辺川及びその支流に沿ってわずかに分布するのみである（第3図）。本地域での層厚は最大で数10 m 程度である。

層序関係：惣辺川支流沿いでは、「未区分鮮新統～下部更新統」とした軽石火山礫凝灰岩や溶結凝灰岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相：弱～中溶結岩相を示す塊状の火砕流堆積物である。弱溶結岩相が多く、節理の発達は貧弱で、のっぺりとした露岩を成す。基質は淡青灰色～淡灰色を示す。含まれる結晶は、最大で長径3 mm 程度であるが、2 mm 以下のものが大多数である。本質レンズ、軽石及び岩片はまれにしか認められず、サイズも長径1 cm 以下と小さいことが多い。しかし、一部では長径10 cm 以下の淡灰色～灰色を呈する本質レンズが認められることもある。本質レンズの形態は楕円球状～不規則形のものが多いが、短径数mm、長径数cm の引き伸ばされた形状のものも産する。

岩質：デイサイト～流紋岩質である（工藤ほか, 2006）。結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。ごく稀に普通角閃石を含むことがある。石英は両錐形を示すものが多い。

噴出源：本地域北方に位置する八甲田カルデラである（村岡・高倉, 1988；村岡・長谷, 1990）。

年代：村岡(1991)は、本堆積物の年代を複数の全岩K-Ar年代の平均値から0.40 Maとした。その他、本堆積物からは多くの放射年代データが得られているが、膨大な記載となるため省略する。

2. 18 中期～後期更新世河川堆積物

十和田火山噴出物と八甲田第2期火砕流堆積物以下の地層の間には、礫及び砂層を主体とする河川堆積物が認められる。これらは地質図スケールで分布を追跡することが可能であるため、「中期～後期更新世河川堆積物」として地質図に示した。十和田湖北西岸付近や宇樽部川中流域で分布を確認でき、これらは堀切沢溶岩や宇樽部川火砕岩・溶岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる（第11図）。本論では、詳しい記載は省略する。

2. 19 十和田火山噴出物

十和田火山起源の降下火砕物、火砕流堆積物及び溶岩からなる。本地域全域に広く分布し、八甲田第2期火砕流堆積物以下の地層を覆う。十和田火山は、22万年前以降に活動を開始したと考えられており（工藤, 2016）、最

新の噴火年代は西暦915年である(町田ほか, 1981;早川・小山, 1998). 十和田火山噴出物は非常に多数の地質ユニットで構成されるが(例えば, Hayakawa, 1985), 詳しい記載は省略する.

3. K-Ar 年代

3.1 測定試料

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史の構築のため, 高山溶岩・火山碎屑岩, 宇樽部川火砕岩・溶岩, 三ツ岳溶岩, 十和田山溶岩・火砕岩, 温川沢溶岩, 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩, 岩岳溶岩・火砕岩から採取した火山岩9試料について, K-Ar年代測定を行なった. 試料採取地点を第14図に示す. 以下に, 各試料の詳細を記載する.

3.1.1 試料15111302

地層名: 高山溶岩・火山碎屑岩(Tk).

採取地点: 青森県十和田市宇樽部南方, カラ沢流域の地点12(第7図;第14図G).

産状: 沢沿いに連続的に露出する水中自破碎溶岩(第7図). 長径1 m以下の安山岩角礫で構成され, 単一岩種で, 放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石斑晶はいずれも長径1 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物, それらの隙間を埋めるシリカ鉱物等で構成される. 石基にはぼんやりした石英パッチが散在する. 石基は完晶質で, ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.2 試料14061004

地層名: 宇樽部川火砕岩・溶岩(U2).

採取地点: 青森県十和田市宇樽部川上流の地点11(第9図B;第14図F).

産状: 厚さ30 m以上のブロックアンドアッシュフロー堆積物. 長径40 cm以下の安山岩角礫と同質の火山灰基質からなる.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物, ごく微量の石英を含む. 斜長石斑晶は長径3.8 mm以下で, 自形～他形を呈する. 融食を受けた不定形のものが見られる. 斜方輝石斑晶は長径2 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径1 mm以下で, 自形～半自形を呈す

る. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石英斑晶は長径0.8 mm以下で丸みを帯びた他形を呈する. 石基は, 隠微晶質物質を主体とし, 長柱状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物を伴う. ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.3 試料15061501

地層名: 三ツ岳溶岩(Mt).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 惣辺川上流枝沢の地点7(第14図D).

産状: 沢沿いに連続的に露出する安山岩塊状溶岩.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径4 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径4 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 長～針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物等で構成される. 石基は完晶質であるが, 一部で淡褐色ガラスが認められる. 石基部分に変質は認められない.

3.1.4 試料14102910

地層名: 十和田山溶岩・火砕岩(TI).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 十和田山西方沢の地点9(第9図A;第14図E).

産状: 厚さ3 m以上の安山岩塊状溶岩.

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩.

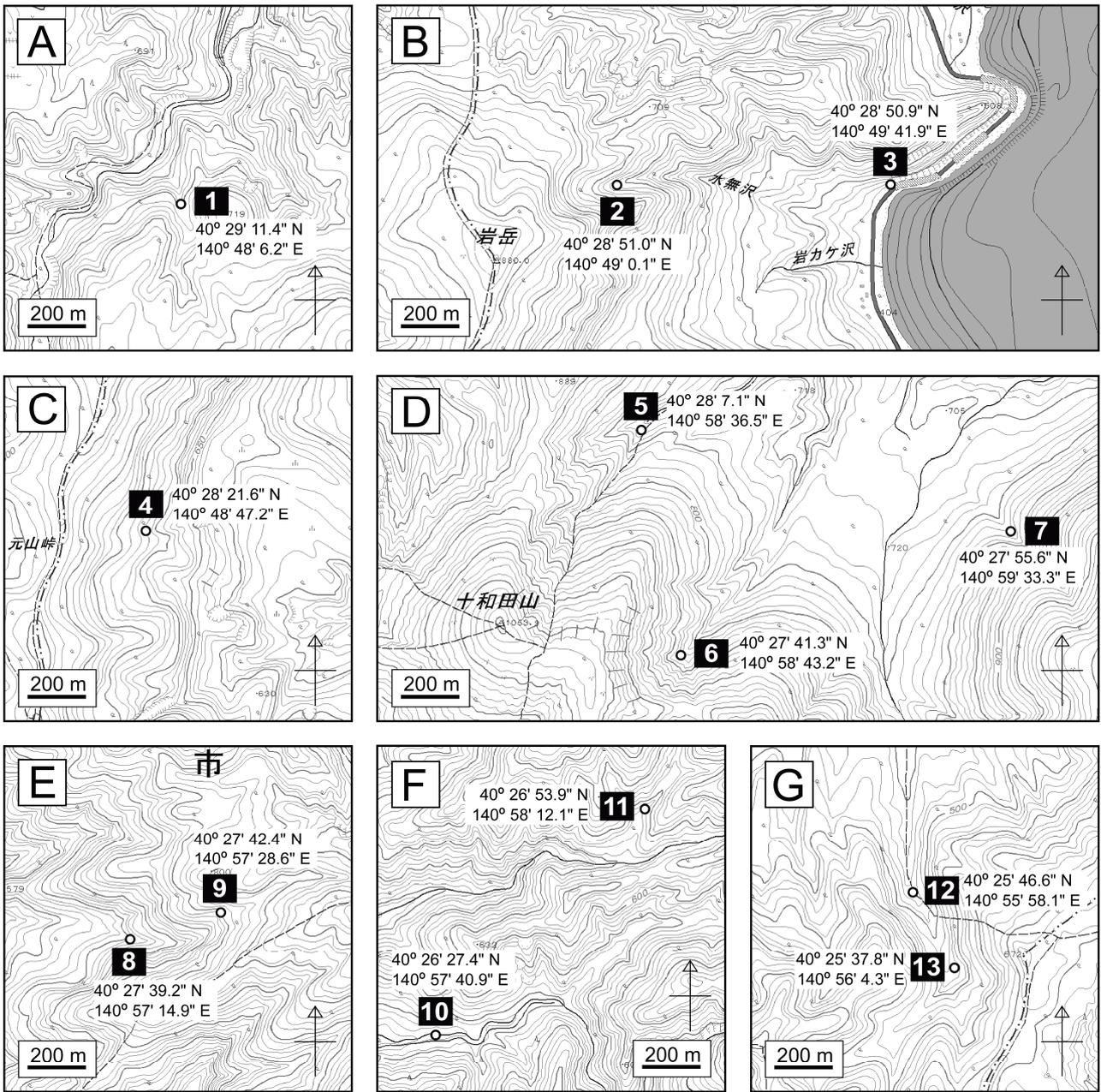
記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径1.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～他形を呈する. 石基は, 長～針状の斜長石, 長柱～粒状の単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物, 隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される. 石基は完晶質であり, ガラスはほとんど認められない. 石基部分に変質は認められない.

3.1.5 試料14102701

地層名: 十和田山溶岩・火砕岩(TI).

採取地点: 青森県十和田市奥瀬, 十和田山北東沢の地点6(第14図D).

産状: 沢沿いに露出する安山岩溶岩のクリンカー部. 下流側では同じ岩質の塊状溶岩へと岩相が変化する.



第14図 年代測定に供した試料の採取地点図。それぞれの区域の位置を第3図に示す。基図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

Fig. 14 Locality map showing the sampling sites for dating. Location of each area is shown in Fig. 3. Base maps are 1:25,000 topographic maps published by the Geospatial Information Authority of Japan.

岩石名：単斜輝石斜方輝石安山岩。

記載岩石学的特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径3.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5 mm 以下で自形～他形を呈す

る。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3. 1. 6 試料14090401

地層名：十和田山溶岩・火砕岩(Tp)。

採取地点：青森県十和田市奥瀬、十和田山北方沢の地

点5(第14図D).

産状: 沢沿いに露出するブロックアンドアッシュフロー堆積物。長径1.5 m以下の単一岩種の安山岩角礫からなり、角礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩礫と同質の火山灰からなり、淡赤紫灰色を呈する。

岩石名: 単斜輝石斜方輝石安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.7 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1.8 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.7 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.8 mm以下で自形～他形を呈する。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3.1.7 試料14060317

地層名: 温川沢溶岩(Nr)。

採取地点: 青森県平川市温川、温川沢枝沢の地点1(第10図; 第14図A)。

産状: 厚さ3 m以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

岩石名: かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石を含む。斜長石斑晶は長径3 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径5 mm以下で、自形～半自形を呈する。かんらん石斑晶は長径3.2 mm以下で半自形～他形を呈する。結晶外縁部がイデイングサイト化している。かんらん石斑晶は融食を受けてアメーバ状の形態を示すものや、斜方輝石の反応縁に取り囲まれているものが見られる。石基は、長～短柱状の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質で、ガラスは認められない。石基部分に変質は認められない。

3.1.8 試料13052611

地層名: 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩(Zk)。

採取地点: 秋田県小坂町爺倉岬東方の地点3(第14図B)。

産状: 厚さ2 mの玄武岩質安山岩塊状溶岩。上下を同質の火山角礫岩に挟まれており、側方にも火山角礫岩へと移化することから、水中自破碎溶岩の一部と考えられる。

岩石名: 単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径3 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜

方輝石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2.8 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は薄片中に1個のみ認められ、長径0.5 mm以下で他形を呈する。石基は、長～短柱状の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質であり、ガラスはほとんど認められない。石基は大部分が新鮮であるが、ごく一部褐色に変色している部分が認められる。

3.1.9 試料15060804

地層名: 岩岳溶岩・火砕岩(Iw)。

採取地点: 秋田県小坂町、岩岳南南東の地点4(第14図C)。

産状: 厚さ4 m以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

岩石名: 斜方輝石単斜輝石安山岩。

記載岩石学的特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1 mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.4 mm以下で自形～他形を呈する。石基は、針状の斜長石、長柱状～粒状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。石基は完晶質で、ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

3.2 測定手法

K-Ar年代測定は、株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。測定対象は石基とし、分離方法は八木(2006)に従った。年代測定方法は、長尾ほか(1984)、長尾・板谷(1988)、Itaya *et al.* (1991)に従った。Kの定量は炎光分光法により行った。Arの定量には³⁸Arをトレーサーとした同位体希釈法を用いた。Ar同位体の測定は2回行い、それぞれの測定値を用いて年代を計算した。年代値の計算にはSteiger and Jäger (1977)による壊変定数を用いた。

3.3 測定結果

K-Ar年代測定結果を第3表に示す。高山溶岩・火山碎屑岩からは2.53 ± 0.07 Ma(加重平均年代、誤差は1σ、以下同様)、宇樽部川火砕岩・溶岩からは1.97 ± 0.15 Ma、三ツ岳溶岩からは1.71 ± 0.03 Ma、十和田山溶岩・火砕岩からは1.71 ± 0.05 Ma、1.69 ± 0.04 Ma、1.68 ± 0.03 Ma、温川沢溶岩からは1.42 ± 0.15 Ma、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩からは0.85 ± 0.11 Ma、岩岳溶岩・火砕岩からは0.82 ± 0.04 Maの年代が得られた。得られたK-Ar年代値は、いずれの試料も分析対象とした石基が新鮮であること、層序と矛盾しないことから(第5図)、それぞれの地質ユニットの噴出年代を示すと判断される。

なお、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩については、佐々木ほ

第3表 K-Ar年代測定結果.

Table 3 Results of K-Ar age determination.

Sample name	Geological unit	Occurrence	Locality*	Latitude (N)	Longitude (E)	K (wt.%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	K-Ar age (Ma)	Non rad. ⁴⁰ Ar (%)
15060804	Iwadake Lava & Pyroclastic Rocks	Andesite massive lava	4	40° 28' 21.6"	140° 48' 47.2"	0.541 ± 0.011	1.74 ± 0.10	0.83 ± 0.05	74.3
							1.71 ± 0.09	0.81 ± 0.05	74.1
							weighted average:	0.82 ± 0.04	
13052611	Zakuramisaki Lava & Volcaniclastic Rocks	Basaltic andesite massive lava	3	40° 28' 50.9"	140° 49' 41.9"	0.323 ± 0.006	1.05 ± 0.22	0.84 ± 0.18	92.7
							1.07 ± 0.17	0.85 ± 0.13	90.6
							weighted average:	0.85 ± 0.11	
14060317	Nurukawasawa Lava	Basaltic andesite massive lava	1	40° 29' 11.4"	140° 48' 6.2"	0.270 ± 0.005	1.44 ± 0.23	1.37 ± 0.22	89.9
							1.55 ± 0.23	1.48 ± 0.22	89.2
							weighted average:	1.42 ± 0.15	
14090401	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (Tp)	Block & ash flow deposits	5	40° 28' 7.1"	140° 58' 36.5"	0.896 ± 0.018	5.82 ± 0.12	1.67 ± 0.05	43.3
							5.89 ± 0.13	1.69 ± 0.05	42.1
							weighted average:	1.68 ± 0.03	
14102701	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (TI)	Andesite massive lava	6	40° 27' 41.3"	140° 58' 43.2"	0.912 ± 0.018	6.01 ± 0.13	1.70 ± 0.05	45.0
							5.96 ± 0.13	1.68 ± 0.05	45.5
							weighted average:	1.69 ± 0.04	
14102910	Towadayama Lava & Pyroclastic Rocks (TI)	Andesite massive lava	9	40° 27' 42.4"	140° 57' 28.6"	0.756 ± 0.015	5.04 ± 0.20	1.72 ± 0.08	66.7
							4.99 ± 0.19	1.70 ± 0.07	65.9
							weighted average:	1.71 ± 0.05	
15061501	Mitsudake Lava	Andesite massive lava	7	40° 27' 55.6"	140° 59' 33.3"	0.847 ± 0.017	5.66 ± 0.12	1.72 ± 0.05	42.5
							5.58 ± 0.11	1.70 ± 0.05	42.1
							weighted average:	1.71 ± 0.03	
14061004	Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava (U2)	Block & ash flow deposits	11	40° 26' 53.9"	140° 58' 12.1"	0.895 ± 0.018	6.86 ± 0.74	1.97 ± 0.22	86.2
							6.84 ± 0.72	1.97 ± 0.21	86.2
							weighted average:	1.97 ± 0.15	
15111302	Takayama Lava & Volcaniclastic Rocks (Tk)	Subaqueous autobrecciated lava	12	40° 25' 46.6"	140° 55' 58.1"	0.437 ± 0.009	4.29 ± 0.14	2.53 ± 0.10	60.9
							4.30 ± 0.12	2.54 ± 0.09	57.0
							weighted average:	2.53 ± 0.07	

*See Fig. 14. The decay constants used in the present study are $\lambda_e(^{40}\text{K})=0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$, $\lambda_\beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$ and $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977). Errors are given at the 1 σ uncertainty level. Rad.: radiogenic.

か(1998)により1試料から0.45 ± 0.16 Ma, 0.62 ± 0.16 MaのK-Ar年代が報告されている。これらの年代は、本論で得られたK-Ar年代(0.85 ± 0.11 Ma)よりも有意に若い。さらに、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩が岩岳溶岩・火砕岩(0.82 ± 0.04 Ma)に覆われる層序関係とも矛盾する。これらの食い違いの要因については、佐々木ほか(1998)が学会講演要旨であり、試料採取地点や分析方法・条件等の詳しい記載がないため不明である。

4. U-Pb 年代

4.1 測定試料

十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史の構築のため、十和田山溶岩・火砕岩直下に産する中新統、カラ沢火砕流堆積物、宇樽部川火砕岩・溶岩、水無沢火砕流堆積物から採取した火山岩4試料について、U-Pb年代測定を行なった。試料採取地点を第14図に示す。以下に、各試料の詳細を記載する。

4.1.1 試料14102906

地層名: 中新統(M)。井上ほか(1973)では「未区分緑色凝灰岩」、通商産業省資源エネルギー庁(1976)では和川層とされていたものに相当する。

採取地点: 青森県十和田市奥瀬、十和田山西方沢の地点8(第9図A;第14図E)。

産状: 発泡の悪い無斑晶質の白色～淡灰色軽石からなる塊状ラピリストーン。厚さは10 m 以上ある。ほとんど変質を受けていないため、一見すると鮮新世以降の地層に見える。このラピリストーンの上位を厚さ8 m 以上の岩片質火山礫凝灰岩が覆う。

岩石名: デイサイト～流紋岩ラピリストーン。

記載岩石学的特徴: 無斑晶質であり、ほとんど結晶を含まない。長径1 mm 以下の斜長石を僅かに含むのみである。

4.1.2 試料13060114

地層名: カラ沢火砕流堆積物(Kr)。

採取地点: 青森県十和田市宇樽部南方、カラ沢流域の地点13(第7図;第14図G)。

産状: 厚さ10 m 以上の非溶結火砕流堆積物。本質軽石の分離が困難であったため、全岩試料を年代測定に供した。

岩石名: デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩。

記載岩石学的特徴: 非常に結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径2 mm 以下の斜長石、石英、普通角閃石、長径1 mm 以下の斜方輝石、単斜輝石及び長径0.5

第4表 LA-ICP-MS分析の機器と動作条件.

Table 4 Instrumentation and operational conditions for the LA-ICP-MS analysis.

Sample no.	13060205B	13060114, 14102906, 15082908
Laser ablation		
Model	New Wave Research NWR Femto	New Wave Research NWR-193
Laser type	Femtosecond	Excimer ArF (193 nm)
Energy density	2.0 J/cm ²	2.1 - 3.0 J/cm ²
Spot size	25 mm	25 - 35 mm
Repetition rate	5 Hz	5 - 10 Hz
Duration of laser ablation	20 s	20 s
Carrier gas (He)	0.60 L min ⁻¹	0.54 - 0.59 L min ⁻¹
ICP-MS		
Model	Nu Instruments AttoM	Thermo Fisher Scientific iCAP-Qc
ICP-MS type	Magnetic sector field	Quadrupole
Scanning (Operation) mode	Deflector jump	Standard mode (no collision gas was used)
Forward power	1300 W	1400 W
Make-up gas (Ar)	0.70 L min ⁻¹	0.85 - 0.92 L min ⁻¹
ThO ⁺ /Th (oxide ratio)	< 1%	< 1%
Data acquisition protocol	Batch analysis	Time-resolved analysis
Data acquisition	28 s (20 s gas blank, 8 s ablation)	50 s (15 s gas blank, 35 s ablation)
Monitor isotopes	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U	²⁹ Si, ²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, (²⁰⁸ Pb), ²³² Th, ²³⁸ U
Dwell time	0.1 s for each	0.2 - 0.3 s for ²⁰⁶ , ²⁰⁷ Pb, 0.1 s for others
Standards		
Primary standard	Nancy 91500 ^{*1}	Nancy 91500 ^{*1}
Secondary standard	OD-3 ^{*2,3,4}	OD-3 ^{*2,3,4}

^{*1}, Wiedenbeck *et al.* (1995); ^{*2}, Iwano *et al.* (2012); ^{*3}, Iwano *et al.* (2013); ^{*4}, Lukács *et al.* (2015).

mm 以下の不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。石英結晶は両錐形のを多く含む。

4. 1. 3 試料15082908

地層名：宇樽部川火砕岩・溶岩(U2)。

採取地点：青森県十和田市宇樽部川上流の地点11(第14図F)。

産状：デイサイト水中自破碎溶岩(第8図B)。長径40 cm以下のデイサイト角礫で構成され、単一岩種で、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む。

岩石名：単斜輝石普通角閃石斜方輝石デイサイト。

記載岩石学的特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径4 mm以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径3 mm以下で、半自形～他形を呈する。角が丸くなっているものが多い。斜方輝石斑晶は長径1.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径4 mm以下で、自形～他形を呈する。オパサイトリムを持つものが認められる。単斜輝石斑晶は長径0.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明

鉱物斑晶は長径0.7 mm以下で自形～他形を呈する。石基は微細な斜長石やシリカ鉱物等で構成される。ガラスはほとんど認められない。石基部分に変質は認められない。

4. 1. 4 試料13060205B

地層名：水無沢火砕流堆積物(Mz)。

採取地点：秋田県小坂町水無沢の地点2(第13図；第14図B)。

産状：厚さ6 m以上の淡褐灰色を呈する非溶結火砕流堆積物。本質軽石の分離が困難であったため、全岩試料を年代測定に供した。

岩石名：デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩。

記載岩石学的特徴：結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径2 mm以下の斜長石、石英、長径1 mm以下の斜方輝石、普通角閃石、長径0.5 mm以下の不透明鉱物とごく微量の単斜輝石を含む。

4. 2 測定手法

U-Pb年代測定には、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析(LA-ICP-MS)法を用いた。分析は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。U-

第5表 U-Pb年代測定結果.

Table 5 Results of U-Pb age determination.

Sample name	Geological unit	Occurrence	Locality*	Latitude (N)	Longitude (E)	U-Pb age (Ma)**
13060205B	Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits	Non-welded pumice flow deposits	2	40° 28' 51.0"	140° 49' 0.1"	0.72 ± 0.07
15082908	Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava (U2)	Subaqueous autobrecciated lava	10	40° 26' 27.4"	140° 57' 40.9"	1.59 ± 0.08
13060114	Karasawa Pyroclastic Flow Deposits	Non-welded pumice flow deposits	13	40° 25' 37.8"	140° 56' 4.3"	2.42 ± 0.07
14102906	Miocene	Pumice lapillistone	8	40° 27' 39.2"	140° 57' 14.9"	7.61 ± 0.14

*See Fig. 14. **For more details, see Table 6 and 7.

Pb分析に用いたICP-MS装置は、二重収束型ICP-MS (Nu Instruments社製AttoM) または四重極型ICP-MS (Thermo Fisher Scientific社製 iCAP-Qc) であり、レーザーアブレーションサンプリングにはフェムト秒レーザー (New Wave Research社製 NWR Femto) または ArFエキシマレーザー (New Wave Research社製NWR-193) システムを組み合わせている (Yokoyama *et al.*, 2011; Sakata *et al.*, 2014; Maruyama *et al.*, 2016). レーザー照射径は25 ~ 35µmである。レーザー照射及びICP-MSの条件を第4表に示す。測定した元素は²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸Uであり、²³⁸U-²⁰⁶Pb年代および²³⁵U-²⁰⁷Pb年代を求めた。測定前には、ジルコン表面の鉛汚染を避けるワンショットクリーニング (Iizuka and Hirata, 2004) を施した。分析は1粒子1スポットで、結晶内部のインクルージョンを避けて分析位置を決めた。なお、試料13060114は研磨したジルコン内部面、それ以外の3試料はジルコン外部面を分析した。分別補正の1次スタンダードとしてNancy 91500ジルコン (Weidenbeck *et al.*, 1995: ²⁰⁶Pb/²³⁸U=0.17917) を用いた。また、年代測定結果の正確性を評価するため、2次スタンダードとしてOD-3ジルコン (岩野ほか, 2012; Iwano *et al.*, 2013; Lukács *et al.*, 2015) も分析した。年代誤差には、試料の分析前後に測定した91500ジルコンの²⁰⁶Pb/²³⁸Uおよび²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb比の繰り返し再現性 (%2SD) を外部誤差として伝播させた。各同位体信号に由来する計数統計誤差も年代誤差に伝播させた。

4.3 測定結果

測定結果の概要を第5表、同位体データの詳細を第6表及び第7表に示す。誤差は2σで示す。U-Pb年代としては、誤差のより小さい²⁰⁶Pb/²³⁸U年代を採用した。各試料のジルコン粒子のコンコーディア図を第15図に示す。コンコーディア図は、京都フィッシュン・トラックによる測定値を基に、PythonスクリプトのUPbplot.py (Noda, 2016, 2017) を用いて作成した。コンコダントの判定については、²⁰⁶Pb/²³⁸U年代がA ± B Ma (A:年代値, B:2σの誤差), ²⁰⁷Pb/²³⁵U年代がC ± D Ma (C:年代値, D:2σ

の誤差) として、²⁰⁷Pb/²³⁵U年代が²⁰⁶Pb/²³⁸U年代よりも古く、式1 (下記) が成り立つ場合、そして²⁰⁷Pb/²³⁵U年代が²⁰⁶Pb/²³⁸U年代よりも若く、式2 (下記) が成り立つ場合をコンコダントとした。

$$\frac{(A+B)-(C-D)}{A} \times 100 > 0 \quad \text{式(1)}$$

$$\frac{(A-B)-(C+D)}{A} \times 100 < 0 \quad \text{式(2)}$$

4.3.1 試料14102906 (中新統)

測定した30粒子中、22粒子がコンコダントであった (第7表; 第15図)。コンコダント粒子のうち、2粒子が12 ~ 11 Maと古い年代を示すが、その他の20粒子は8.5 ~ 6.9 Ma間に集中し、最若粒子集団を構成する (第15図)。最若粒子集団の加重平均値から、7.61 ± 0.14 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第7表)。

4.3.2 試料13060114 (カラ沢火砕流堆積物)

30粒子を測定したが、若い試料のため2粒子で²⁰⁷Pbシグナルが0またはマイナスとなった (これらのデータは第6表及び第7表には掲載しない)。残りの28粒子中、24粒子がコンコダントであった (第7表; 第15図)。これらのコンコダント粒子は、単一年代集団を構成する (第15図)。この加重平均値から、2.42 ± 0.07 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第7表)。カラ沢火砕流堆積物の直上を覆う高山溶岩・火山碎屑岩からは、2.53 ± 0.07 MaのK-Ar年代が得られている (第3表)。得られたU-Pb年代とK-Ar年代は、層序と良く調和する。

4.3.3 試料15082908 (宇樽部川火砕岩・溶岩)

30粒子を測定したが、若い試料のため6粒子で²⁰⁷Pbシグナルが0またはマイナスとなった。残りの24粒子中、20粒子がコンコダントであった (第6表; 第15図)。これらのコンコダント粒子は、単一年代集団を構成する (第15図)。この加重平均値から、1.59 ± 0.08 MaのU-Pb年代値を得た (第5表; 第6表)。宇樽部川火砕岩・溶岩

第6表 ジルコン結晶のU-Pb同位体データ(試料13060205B及び15082908).

Table 6 U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample 13060205B and 15082908).

Grain no.	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)						
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	Concordance	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ
Sample name: 13060205B												
2	0.44	0.0356 ± 0.0513		0.00016 ± 0.000044		0.0008 ± 0.0011			1.03 ± 0.28		0.80 ± 1.13	
16	0.54	0.1841 ± 0.1800		0.00008 ± 0.000032		0.0021 ± 0.0019			0.53 ± 0.21		2.11 ± 1.90	
17	0.64	0.1055 ± 0.0909		0.00009 ± 0.000026		0.0014 ± 0.0011			0.61 ± 0.17		1.40 ± 1.15	
19	0.87	0.1228 ± 0.0873		0.00010 ± 0.000023		0.0017 ± 0.0011			0.63 ± 0.15		1.68 ± 1.13	
22	0.70	0.0634 ± 0.0438		0.00012 ± 0.000020		0.0010 ± 0.0007			0.76 ± 0.13		1.05 ± 0.71	
25	0.63	0.1445 ± 0.1268		0.00012 ± 0.000038		0.0024 ± 0.0020			0.78 ± 0.25		2.46 ± 2.02	
26	0.53	0.0702 ± 0.0652		0.00020 ± 0.000049		0.0020 ± 0.0018			1.30 ± 0.31		1.98 ± 1.78	
Weighted mean (n=7)									0.72 ± 0.07		1.34 ± 0.44	
(MSWD=4.29)												
Excluded grains												
4	0.21	0.0475 ± 0.0030		0.02127 ± 0.000910		0.1393 ± 0.0141			135.66 ± 5.87		132.41 ± 14.22	
Discordant grains												
3	0.52	0.3103 ± 0.2263		0.00008 ± 0.000028		0.0033 ± 0.0021	discordant		0.50 ± 0.18		3.39 ± 2.17	
9	0.70	0.6446 ± 0.2062		0.00010 ± 0.000020		0.0088 ± 0.0023	discordant		0.64 ± 0.13		8.92 ± 2.35	
11	0.43	0.6528 ± 0.3895		0.00010 ± 0.000039		0.0092 ± 0.0043	discordant		0.66 ± 0.25		9.31 ± 4.38	
24	0.52	0.9888 ± 0.4666		0.00012 ± 0.000039		0.0159 ± 0.0055	discordant		0.75 ± 0.25		16.05 ± 5.55	
27	0.85	0.1709 ± 0.1076		0.00019 ± 0.000047		0.0046 ± 0.0027	discordant		1.25 ± 0.30		4.63 ± 2.72	
28	0.78	0.2595 ± 0.1139		0.00011 ± 0.000022		0.0039 ± 0.0015	discordant		0.70 ± 0.14		3.95 ± 1.57	
30	0.42	3.1385 ± 2.1307		0.00005 ± 0.000029		0.0213 ± 0.0073	discordant		0.32 ± 0.19		21.41 ± 7.43	
Sample name: 15082908												
1	0.91	0.0995 ± 0.0495		0.00028 ± 0.000043		0.0039 ± 0.0018			1.81 ± 0.27		3.91 ± 1.86	
2	0.67	0.1000 ± 0.0709		0.00030 ± 0.000064		0.0041 ± 0.0028			1.92 ± 0.41		4.16 ± 2.82	
3	0.65	0.1214 ± 0.0851		0.00023 ± 0.000053		0.0038 ± 0.0025			1.47 ± 0.34		3.87 ± 2.57	
5	0.70	0.0908 ± 0.0906		0.00021 ± 0.000060		0.0026 ± 0.0025			1.33 ± 0.39		2.62 ± 2.51	
7	0.68	0.0731 ± 0.0741		0.00020 ± 0.000055		0.0021 ± 0.0020			1.32 ± 0.35		2.09 ± 2.05	
8	0.90	0.0549 ± 0.0386		0.00026 ± 0.000042		0.0020 ± 0.0014			1.69 ± 0.27		2.01 ± 1.37	
10	0.68	0.0230 ± 0.0369		0.00032 ± 0.000077		0.0010 ± 0.0016			2.03 ± 0.49		1.02 ± 1.61	
12	0.88	0.0463 ± 0.0375		0.00024 ± 0.000041		0.0015 ± 0.0012			1.54 ± 0.27		1.55 ± 1.23	
14	0.70	0.1324 ± 0.0964		0.00022 ± 0.000056		0.0041 ± 0.0028			1.44 ± 0.36		4.14 ± 2.84	
16	0.71	0.0796 ± 0.0677		0.00021 ± 0.000049		0.0023 ± 0.0019			1.35 ± 0.32		2.34 ± 1.91	
17	0.65	0.0704 ± 0.0730		0.00025 ± 0.000067		0.0024 ± 0.0024			1.62 ± 0.43		2.47 ± 2.48	
18	0.69	0.0626 ± 0.0602		0.00025 ± 0.000059		0.0022 ± 0.0020			1.61 ± 0.38		2.18 ± 2.04	
19	0.72	0.0488 ± 0.0597		0.00022 ± 0.000058		0.0015 ± 0.0017			1.39 ± 0.37		1.47 ± 1.77	
22	0.66	0.0874 ± 0.0817		0.00028 ± 0.000074		0.0034 ± 0.0030			1.79 ± 0.48		3.40 ± 3.05	
23	0.42	0.1087 ± 0.0969		0.00031 ± 0.000087		0.0046 ± 0.0039			1.99 ± 0.56		4.70 ± 3.99	
25	0.61	0.0180 ± 0.0407		0.00023 ± 0.000069		0.0006 ± 0.0013			1.46 ± 0.44		0.57 ± 1.28	
26	0.64	0.0749 ± 0.0682		0.00024 ± 0.000057		0.0024 ± 0.0021			1.52 ± 0.37		2.47 ± 2.17	
28	0.67	0.1231 ± 0.0926		0.00023 ± 0.000058		0.0039 ± 0.0028			1.48 ± 0.37		3.97 ± 2.82	
29	0.69	0.1060 ± 0.0738		0.00030 ± 0.000065		0.0044 ± 0.0029			1.92 ± 0.42		4.41 ± 2.93	
30	0.66	0.1266 ± 0.0852		0.00027 ± 0.000060		0.0046 ± 0.0029			1.71 ± 0.39		4.69 ± 2.98	
Weighted mean (n=20)									1.59 ± 0.08		2.25 ± 0.45	
(MSWD=1.27)												
Discordant grains												
4	0.76	0.1577 ± 0.1046		0.00023 ± 0.000057		0.0050 ± 0.0031	discordant		1.48 ± 0.37		5.05 ± 3.13	
9	0.69	0.1719 ± 0.1159		0.00021 ± 0.000055		0.0050 ± 0.0031	discordant		1.37 ± 0.36		5.09 ± 3.18	
21	0.70	0.1574 ± 0.1034		0.00026 ± 0.000062		0.0055 ± 0.0034	discordant		1.65 ± 0.40		5.62 ± 3.44	
24	0.68	0.2167 ± 0.1224		0.00024 ± 0.000057		0.0071 ± 0.0037	discordant		1.53 ± 0.37		7.19 ± 3.70	

からは、他の試料より 1.97 ± 0.15 MaのK-Ar年代が得られている(第3表)。これらの年代値は、 2σ の誤差範囲内で重複する。

4.3.4 試料13060205B(水無沢火砕流堆積物)

30粒子を測定したが、若い試料のため15粒子で ^{207}Pb シグナルがマイナスとなった。残りの15粒子中、8粒子がコンコダントであった(第6表;第15図)。コンコダント粒子のうち、1粒子が136 Maと古い年代を示すが、その他の7粒子は0.5 ~ 1.3 Ma間に分布し、最若粒子集団を構成する(第15図)。最若粒子集団の加重平均値から、 0.72 ± 0.07 MaのU-Pb年代値を得た(第5表;第6表)。水無沢火砕流堆積物を挟む岩岳溶岩・火砕岩からは、 0.82

± 0.04 MaのK-Ar年代が得られている(第3表)。これらの年代値は、 2σ の誤差範囲内で重複する。

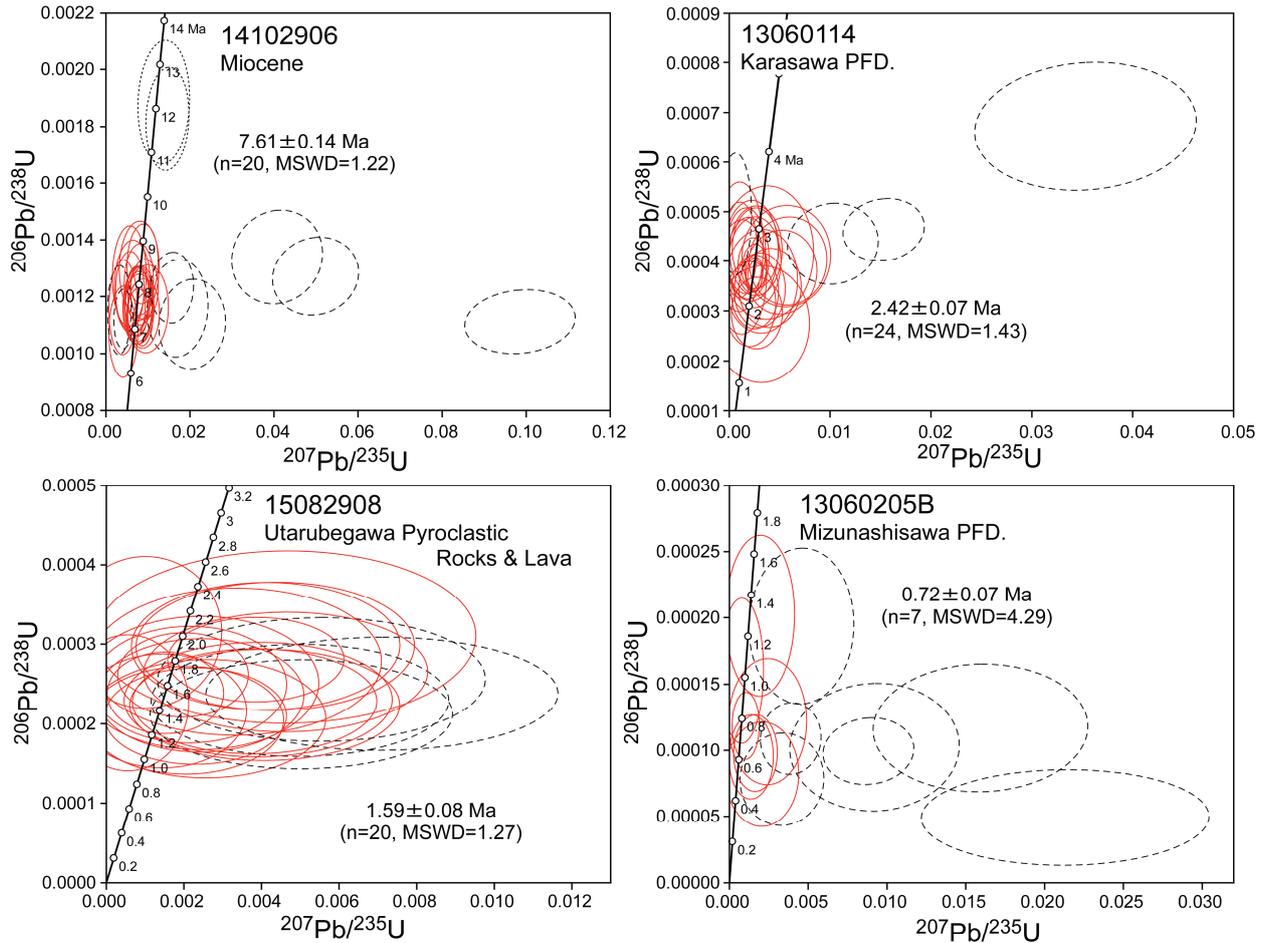
5. 火山活動史

今回、十和田湖周辺地域における下部~中部更新統について、詳細な地質学的・岩石学的データと放射年代(K-Ar・U-Pb年代)データが初めて得られた。得られた放射年代データは、いずれも層序と調和的であり、手法間で顕著な年代差も認められないことから、噴出年代を示す妥当なもの判断される。これらのデータを用いて、十和田湖周辺地域における前期~中期更新世の火山活動史を構築した(第5図)。以下に、本地域の火山活動史につ

第7表 ジルコン結晶のU-Pb同位体データ（試料13060114及び14102906）.

Table 7 U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample 13060205 and 14102906).

Grain no.	Th/U	Isotopic ratios				Age (Ma)						
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	Concordance	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ		
Sample name: 13060114												
3	0.74	0.0445	± 0.0322	0.00043	± 0.000066	0.0026	± 0.0019		2.75	± 0.42	2.65	± 1.88
4	0.69	0.0284	± 0.0275	0.00042	± 0.000070	0.0017	± 0.0016		2.71	± 0.45	1.67	± 1.60
5	0.67	0.0377	± 0.0375	0.00042	± 0.000082	0.0022	± 0.0021		2.72	± 0.53	2.22	± 2.18
6	0.89	0.0545	± 0.0413	0.00034	± 0.000060	0.0025	± 0.0019		2.18	± 0.38	2.58	± 1.91
7	0.64	0.0481	± 0.0481	0.00031	± 0.000069	0.0021	± 0.0020		2.02	± 0.44	2.11	± 2.07
8	0.77	0.0177	± 0.0240	0.00042	± 0.000078	0.0010	± 0.0014		2.73	± 0.50	1.05	± 1.41
9	0.69	0.1001	± 0.0653	0.00041	± 0.000082	0.0057	± 0.0035		2.65	± 0.53	5.74	± 3.59
10	0.63	0.0246	± 0.0394	0.00037	± 0.000093	0.0012	± 0.0020		2.38	± 0.60	1.27	± 2.01
11	0.56	0.0674	± 0.0513	0.00030	± 0.000058	0.0028	± 0.0020		1.91	± 0.37	2.79	± 2.06
12	0.55	0.0647	± 0.0668	0.00042	± 0.000108	0.0037	± 0.0037		2.69	± 0.70	3.77	± 3.79
13	0.64	0.0455	± 0.0368	0.00042	± 0.000073	0.0026	± 0.0021		2.71	± 0.47	2.68	± 2.13
14	0.83	0.0175	± 0.0322	0.00043	± 0.000105	0.0010	± 0.0019		2.76	± 0.68	1.05	± 1.92
15	0.75	0.0340	± 0.0298	0.00041	± 0.000066	0.0019	± 0.0016		2.62	± 0.43	1.93	± 1.67
17	0.47	0.0865	± 0.1042	0.00027	± 0.000094	0.0033	± 0.0038		1.76	± 0.61	3.31	± 3.83
18	0.78	0.1055	± 0.0587	0.00040	± 0.000072	0.0058	± 0.0031		2.58	± 0.46	5.90	± 3.15
20	0.73	0.0642	± 0.0443	0.00034	± 0.000060	0.0030	± 0.0020		2.20	± 0.39	3.07	± 2.06
21	1.08	0.0468	± 0.0190	0.00039	± 0.000038	0.0025	± 0.0010		2.50	± 0.25	2.54	± 1.01
22	0.58	0.0460	± 0.0391	0.00040	± 0.000074	0.0025	± 0.0021		2.57	± 0.48	2.56	± 2.14
23	0.83	0.0846	± 0.0538	0.00035	± 0.000064	0.0040	± 0.0025		2.23	± 0.41	4.10	± 2.52
26	0.75	0.0645	± 0.0596	0.00036	± 0.000084	0.0032	± 0.0029		2.32	± 0.54	3.25	± 2.92
27	0.82	0.0987	± 0.0572	0.00038	± 0.000068	0.0051	± 0.0029		2.44	± 0.44	5.21	± 2.90
28	1.15	0.0426	± 0.0217	0.00039	± 0.000045	0.0023	± 0.0012		2.53	± 0.29	2.33	± 1.17
29	1.87	0.0503	± 0.0116	0.00037	± 0.000025	0.0026	± 0.0006		2.38	± 0.16	2.60	± 0.60
30	1.37	0.0487	± 0.0131	0.00037	± 0.000028	0.0025	± 0.0007		2.41	± 0.18	2.54	± 0.68
Weighted mean (n=24)								2.42	± 0.07	2.49	± 0.30	
(MSWD=1.43)												
Discordant grains												
16	0.59	0.3812	± 0.1073	0.00067	± 0.000104	0.0353	± 0.0088	discordant	4.33	± 0.67	35.24	± 8.93
19	0.83	0.2396	± 0.0547	0.00046	± 0.000051	0.0153	± 0.0032	discordant	2.99	± 0.33	15.43	± 3.29
24	0.76	0.1712	± 0.0643	0.00044	± 0.000066	0.0103	± 0.0036	discordant	2.81	± 0.42	10.39	± 3.67
25	0.79	0.0092	± 0.0186	0.00050	± 0.000099	0.0006	± 0.0013	discordant	3.19	± 0.64	0.64	± 1.28
Sample name: 14102906												
1	0.36	0.0255	± 0.0171	0.00116	± 0.000134	0.0041	± 0.0027		7.49	± 0.86	4.15	± 2.76
2	0.24	0.0281	± 0.0189	0.00108	± 0.000129	0.0042	± 0.0028		6.94	± 0.83	4.24	± 2.81
3	0.19	0.0486	± 0.0165	0.00117	± 0.000099	0.0078	± 0.0026		7.51	± 0.64	7.90	± 2.64
4	0.22	0.0576	± 0.0122	0.00112	± 0.000073	0.0089	± 0.0018		7.20	± 0.47	8.98	± 1.87
8	0.27	0.0481	± 0.0167	0.00132	± 0.000114	0.0087	± 0.0030		8.47	± 0.73	8.83	± 3.03
9	0.26	0.0457	± 0.0107	0.00115	± 0.000075	0.0073	± 0.0017		7.43	± 0.48	7.36	± 1.70
10	0.19	0.0455	± 0.0166	0.00125	± 0.000109	0.0079	± 0.0028		8.05	± 0.71	7.94	± 2.85
11	0.17	0.0447	± 0.0141	0.00119	± 0.000093	0.0073	± 0.0023		7.67	± 0.60	7.42	± 2.32
12	0.20	0.0463	± 0.0150	0.00118	± 0.000096	0.0076	± 0.0024		7.63	± 0.62	7.64	± 2.44
14	0.32	0.0318	± 0.0186	0.00127	± 0.000142	0.0056	± 0.0032		8.20	± 0.92	5.65	± 3.27
15	0.26	0.0476	± 0.0184	0.00117	± 0.000109	0.0077	± 0.0029		7.53	± 0.71	7.76	± 2.97
18	0.23	0.0442	± 0.0215	0.00130	± 0.000134	0.0079	± 0.0038		8.38	± 0.86	8.02	± 3.86
20	0.25	0.0372	± 0.0205	0.00123	± 0.000132	0.0063	± 0.0034		7.96	± 0.85	6.41	± 3.49
21	0.17	0.0500	± 0.0151	0.00120	± 0.000083	0.0083	± 0.0025		7.75	± 0.54	8.40	± 2.49
23	0.20	0.0544	± 0.0159	0.00122	± 0.000085	0.0092	± 0.0026		7.89	± 0.55	9.29	± 2.68
24	0.23	0.0609	± 0.0266	0.00116	± 0.000124	0.0097	± 0.0042		7.45	± 0.80	9.82	± 4.21
26	0.19	0.0563	± 0.0202	0.00114	± 0.000098	0.0089	± 0.0031		7.35	± 0.63	8.96	± 3.16
27	0.16	0.0481	± 0.0124	0.00114	± 0.000067	0.0076	± 0.0019		7.37	± 0.43	7.68	± 1.96
28	0.24	0.0338	± 0.0164	0.00122	± 0.000110	0.0057	± 0.0027		7.87	± 0.71	5.76	± 2.76
30	0.21	0.0492	± 0.0186	0.00116	± 0.000098	0.0078	± 0.0029		7.45	± 0.63	7.94	± 2.96
Weighted mean (n=20)								7.61	± 0.14	7.54	± 0.58	
(MSWD=1.22)												
Excluded grains												
5	0.30	0.0581	± 0.0166	0.00183	± 0.000146	0.0146	± 0.0041		11.76	± 0.94	14.76	± 4.18
7	0.25	0.0530	± 0.0193	0.00188	± 0.000175	0.0138	± 0.0049		12.14	± 1.13	13.88	± 5.01
Discordant grains												
6	0.26	0.1066	± 0.0380	0.00116	± 0.000138	0.0170	± 0.0059	discordant	7.47	± 0.89	17.16	± 5.93
13	0.26	0.0202	± 0.0143	0.00115	± 0.000126	0.0032	± 0.0023	discordant	7.43	± 0.81	3.26	± 2.29
16	0.22	0.2205	± 0.0503	0.00134	± 0.000133	0.0408	± 0.0087	discordant	8.63	± 0.86	40.56	± 8.80
17	0.18	0.6425	± 0.0812	0.00111	± 0.000090	0.0985	± 0.0106	discordant	7.16	± 0.58	95.41	± 10.69
19	0.30	0.2844	± 0.0510	0.00127	± 0.000110	0.0499	± 0.0082	discordant	8.19	± 0.71	49.44	± 8.33
22	0.31	0.1350	± 0.0440	0.00110	± 0.000127	0.0206	± 0.0064	discordant	7.11	± 0.82	20.66	± 6.47
25	0.31	0.0269	± 0.0119	0.00112	± 0.000084	0.0042	± 0.0018	discordant	7.22	± 0.54	4.22	± 1.85
29	0.20	0.0928	± 0.0251	0.00123	± 0.000101	0.0158	± 0.0041	discordant	7.93	± 0.65	15.87	± 4.19



第15図 個々のジルコン粒子データをプロットしたコンコードディア図。誤差楕円を2 σ で示す。コンコードラント、ディスコードラント及び除外データをそれぞれ赤実線、黒破線及び黒点線で示す。図の作成にはUPbplot.py (Noda, 2016, 2017) を用いた。PFD.: 火砕流堆積物。

Fig. 15 Concordia diagram showing individual zircon data, with error ellipses representing 2 σ uncertainties. Concordant, discordant and excluded data are represented by red solid, black dashed and black dotted lines, respectively. The figure was made using UPbplot.py (Noda, 2016, 2017). PFD.: Pyroclastic Flow Deposits.

いて、2.5 Ma以前、2.5 ~ 1.6 Ma、1.6 ~ 0.6 Ma、0.6 Ma以降の4つの時代に区切って述べる。

5. 1 2.5 Ma以前

本地域における第四系の下位には、ごく一部において鮮新統と思われる地層が断片的に分布する以外は、広く中新統が分布する(第3図)。このうち、給源近傍相を示す溶岩などからなる地層は、高山溶岩・火山碎屑岩よりも下位では、中新統まで認められない。よって、本地域内での2.5 Ma以前の火山活動は、中新世まで遡る可能性がある。今回、十和田山溶岩・火砕岩直下の中新統より、 7.61 ± 0.14 MaのU-Pb年代値が得られた(第5表)。この中新統は、新鮮な軽石ラピリストーンからなり、未変質であることから、中新統の中でも比較的上部層準にあると推定される。今のところ2.5 Ma以前では、この上部

中新統が本地域において最も若い火山活動の証拠である。今後更なる検討が必要ではあるが、2.5 Ma以前には、火山活動が不活発な時期が数百万年間続いていた可能性がある。

5. 2 2.5 ~ 1.6 Ma

数百万年間の火山活動停滞期を経て、2.5 Ma頃から本地域南東部において火山活動が開始された(第5図)。この火山活動では、安山岩~デイサイトマグマが噴出し(第6図)、一連の活動は1.6 Ma頃まで続いた(第5図)。

最初の火山活動は、主に安山岩マグマの噴出により高山溶岩・火山碎屑岩を形成した活動である。前半の活動では、水底環境において水中自破砕溶岩とその再堆積物がもたらされた。後半の活動では、溶結した降下火砕堆積物が認められることから、陸上環境へと変化した可能

性がある。噴出中心の位置は、溶結した降下火砕堆積物の存在から高山付近と推定される。なお、高山溶岩・火山砕屑岩より前には、カラ沢火砕流堆積物が流下・堆積したが、その噴出源は不明であり、本地域外から到達した可能性がある。

2 Ma前後になると、噴出中心の位置はより東方へと移り、安山岩～デイサイトマグマの噴出により、宇樽部川火砕岩・溶岩が形成された。主要な噴出中心は、本火砕岩・溶岩の分布域で最も高いピークであり、溶岩から構成される十和利山付近にあったと考えられる。最初の活動では、水底環境において水中自破碎溶岩が形成された。その後、水域は埋め立てられ、陸上環境において溶岩とブロックアンドアッシュフロー堆積物が形成された。両者は同じ岩質で、主な給源と見られる十和利山は溶岩ドームで構成されることから、溶岩ドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローと考えられる。

その後、1.7 Ma頃には噴出中心が北方へと移動し、安山岩マグマの噴出により十和田山溶岩・火砕岩、三ツ岳溶岩が形成された。これらは溶岩ドーム群からなり、同質のブロックアンドアッシュフロー堆積物を伴う。これらも上記と同様に溶岩ドーム崩落型と考えられる。これら一連の火山活動は、1.6 Ma頃には終了したとみられる。

5.3 1.6～0.6 Ma

本地域南東部で火山活動が終了した1.6 Ma以後、今度は北西部において火山活動が開始された(第5図)。この火山活動では玄武岩～デイサイトマグマが噴出し(第6図)、一連の活動は0.6 Ma頃まで続いた(第5図)。

2.5～1.6 Maの南東部における火山活動と1.6～0.6 Maの北西部における火山活動は、噴出物の全岩化学組成において区別が可能である。例えば、同じ全岩SiO₂量で比較した時には、一部の例外を除き、北西部の火山岩は南東部の火山岩よりもTiO₂、Na₂O、P₂O₅、全アルカリ(Na₂O+K₂O)量に富み、MgO量に乏しい傾向がある(第6図)。両者の組成差は、火山活動の場と時代の違いを反映している可能性がある。

北西部の火山活動は、岩質から大きく2つのグループに分けられる。それは、玄武岩～玄武岩質安山岩を主体とする温川沢溶岩(Nr)、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩(Zk)及び岩岳溶岩・火砕岩(Iw)と、デイサイトからなる堀切沢溶岩(Hr)である。

最初の活動は1.4 Ma前後に起こった。玄武岩質安山岩マグマの噴出により、Nrが形成された。噴出物は水底環境において水中自破碎溶岩となった。

1～0.8 Ma頃には、玄武岩質安山岩～安山岩マグマの噴出によりZkが形成された。Zkは水底堆積した水中自破碎溶岩及びその再堆積物からなる。ただし、高温酸化した礫を含むことから、噴出源付近は陸上環境であった可能性がある。

0.8～0.6 Ma頃には、玄武岩～安山岩マグマの噴出によりIwが形成された。Iwは陸上環境において堆積した溶岩及び降下火砕堆積物からなる。これらは成層火山体を構成していたと考えられ、溶結した降下火砕物の存在から、噴出中心は岩岳山頂付近に存在したと推定される。

Nr, Zk, Iwの三者は、岩質・全岩化学組成が良く類似し、分布域も隣接する。これは、NrとZkの給源火口がIwと共通する可能性を示唆する。特に、ZkとIwはK-Ar年代値もほぼ同様である(第5図；第3表)。ZkとIwは、同じ成層火山体のそれぞれ水底堆積相と陸上堆積相に対応する可能性が高いと考える。

Iwは水無沢火砕流堆積物(Mz)を挟む。Mzは、Iwには含まれない普通角閃石・石英斑晶を含むことから、その噴出源はIwとは別であったと考えられる。この時代に普通角閃石・石英斑晶を噴出物中に含む火山としては、本地域の北西方に隣接する沖浦火山(カルデラ)がある(村岡・長谷, 1990；宝田・村岡, 2004)。Mzの噴出源については、今後、沖浦火山起源の可能性を検討する必要がある。

Iwの上限年代は、今のところMzのU-Pb年代：0.72 ± 0.07 Ma以降としか言えず、厳密には不明である(第5図)。しかしながら、Zk, Iw, Mzは、放射年代が0.85～0.72 Maの比較的狭い範囲に集中する(第5図)。Iw中には顕著な不整合や岩相変化が認められないことから、Iwを形成した火山活動が数十万年にも亘る長期なものであったとは考えにくい。本論では、放射年代データより、少なくとも0.6 Ma頃には主要な火山活動を終えていたと考える。

Zkを形成した火山活動の途中には、デイサイトマグマの噴出によりHrが形成された。Hrは溶岩ドーム群からなり、他のユニットとは識別可能な固有の全岩化学組成を示す(第6図)。Hrは、水底堆積のZk下部を覆うことから(第11図)、水底噴出・堆積の可能性がある。しかし、層相からは水冷破碎の特徴は認められないので、現時点では水底堆積と言い切ることは難しい。Hrは、分布域は比較的広いものの、岩石学的性質は非常に均質であり、地質構造的な差異も認められないので、比較的短期間の内に形成されたと考えられる。

滝ノ沢層は、Hrをアバットし、Zk及びIwと同時異相の関係にある(第11図)。分布状況から見ると、滝ノ沢層は火山活動で生じた火山体間の局所的な低地に堆積した湖沼・河川堆積物として位置付けられる(第11図)。

他方、北西部の火山活動と同時期に、北東部においても局所的な火山活動が起こった。この活動では、安山岩マグマの噴出により、奥入瀬川火砕岩が形成された。奥入瀬川火砕岩は、水底環境で形成された火砕丘からなる。火山活動の時期は、0.76 Maの少し前としかわからない(第5図)。地層の下限が見えていないため、この火砕丘が単成火山的なものなのか、それとも成層火山の山頂部のみが見えているのかの判断は困難である。奥入瀬川火

砕岩の全岩化学組成は、MgOやNa₂O量では2.5～1.6 Maの南東部の火山群と類似するが、TiO₂やP₂O₅量では1.6～0.6 Maの北西部の火山群と類似し、独自の組成を示す(第6図)。

5.4 0.6 Ma以降

0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期(工藤, 2016)までの間、本地域を給源とする顕著な火山噴出物は認められない(第5図)。十和田火山の活動開始までには、約40万年間の火山活動間隙(あるいは火山活動停滞期)が存在したと考えられる。

本論で前期～中期更新世の火山噴出物とした地質ユニットの多くは、従来の研究では十和田火山噴出物に一括されていた(第2図)。そのため、十和田火山活動開始以前の噴火史が不明確であり、どこからを十和田火山の活動とするのかについて、共通した見解が得られていなかった。今回、十和田火山の活動開始以前には、約40万年間の火山活動休止期が存在することが判明した(第5図)。1つの火山をどのように区分・定義するのかについては、明確な基準がある訳ではない。しかし、長期の火山活動休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識するのが妥当と考える。

6. まとめ

1. 十和田湖周辺地域における下部～中部更新統を15の地質ユニットに区分した(十和田火山噴出物を除く)。それらは下位から順に、カラ沢火砕流堆積物(新称)、高山溶岩・火山砕屑岩(新称)、宇樽部川火砕岩・溶岩(新称)、三ツ岳溶岩(新称)、十和田山溶岩・火砕岩、温川沢溶岩(新称)、奥入瀬川火砕岩、子ノ口層、八甲田第1期火砕流堆積物、爺倉岬溶岩・火山砕屑岩、堀切沢溶岩(新称)、滝ノ沢層、岩岳溶岩・火砕岩(新称)、水無沢火砕流堆積物(新称)、八甲田第2期火砕流堆積物からなる。
2. 本地域の火山活動は2.5 Ma頃に開始された。それ以前の顕著な火山活動は後期中新世まで遡ると考えられる。2.5 Ma以前には火山活動が不活発な時期が数百万年間続いていた可能性がある。
3. 2.5～1.6 Maには本地城南東部で火山活動が起こった。複数の噴出中心から安山岩～デイサイトマグマが噴出し火山体を形成した。堆積環境は、当初は水底であったが、次第に埋め立てられ、陸上へと変化した。陸上環境での火山活動様式は、溶岩ドームの形成とドーム崩落型のブロックアンドアッシュフローの発生で特徴づけられる。これらの火山活動は、1.7～1.6 Ma頃の十和田山や三ツ岳の溶岩ドーム群の形成によって終了した。

4. 1.6～0.6 Maには主に本地域北西部で火山活動が起こった。玄武岩質安山岩～安山岩マグマが噴出し、成層火山が形成された。この成層火山の活動中には、その周辺でデイサイトマグマが噴出し、溶岩ドーム群が形成された。堆積環境は、当初は水底であったが、次第に埋め立てられ、陸上へと変化した。これらの北西部での活動と同時期に、北東部では湖水底にて局所的な安山岩マグマの噴出により火砕丘が形成された。
5. 0.6 Ma以降は、0.22 Ma以降の十和田火山活動開始時期までの間に、約40万年間の火山活動休止期が存在する。長期の火山活動休止期の存在から、0.6 Ma以前の火山活動については、十和田火山とは別の火山によるものとして認識できる。

謝辞: 本研究で公表した地質データの大半は、5万分の1地質図幅「十和田湖」の調査で得られたものである。放射年代データの一部は、原子力規制庁からの受託研究において実施した「平成26～28年度 火山影響評価に係る技術的知見の整備」により得られたものである。本研究を行うにあたり、産総研の山元孝広氏には諸般にわたってお世話になった。株式会社京都フィッシュン・トラックの岩野英樹氏にはU-Pb年代測定手法の記述についてご意見をいただいた。産総研の野田 篤氏には、UPbplot.pyの使用に関して有益な助言をいただき、一部のU-Pb同位体データの解釈について助言を得た。弘前大学理工学部の佐々木 実氏、産総研(現所属:原子力規制庁)の西来邦章氏には、本論をまとめる上で参考となる資料をご提示いただいた。本研究で使用した薄片は、産総研地質標本館地質試料調製グループの大和田 朗氏、佐藤卓見氏、福田和幸氏、平林恵理氏の製作による。編集担当の高橋 浩氏、査読者の石塚吉浩氏には、本論を改善する上で有益なコメントをいただいた。関係各位に深く感謝申し上げる。

文 献

- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507–592.
- 早川由紀夫(1993) 火山の地質巡検案内2: 十和田湖. 群馬大学教育学部紀要 自然科学編, **41**, 53–78.
- 早川由紀夫・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.
- 広井良美・宮本 毅・田中倫久(2015) 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. *火山*, **60**, 187–209.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohya, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-

- cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123–1132.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. Petrol.*, **36**, 1579–605.
- Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochem. Jour.*, **38**, 229–241.
- 井上 武・蜂屋可典(1962) 十和田湖地形・地質調査報告. 青森県水産商工課, 12p.
- 井上 武・川尻茂三・上田良一(1960) 秋田県大館・花輪両盆地間山地の地質層序について. 秋田大学地研報告, no. 22, 10–26.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・白田雅朗(1973) 5万分の1総合地質図幅「十和田湖」及び同説明書. 秋田県, 40p.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203–221.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, **456**, 154–162.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継(2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッシュン・トラックとU-Pbダブル年代測定法の評価—島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて—. *地質雑*, **118**, 365–375.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, K., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J-I., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as secondary U-Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- 河野義礼(1939) 十和田火山噴出物の化学的研究. *岩鉱*, **22**, 224–239.
- 火山岩の産状編集委員会編(2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状Ver.1.0. 数値地質図G-4, 地質調査所.
- 金属鉱業事業団(1985) 昭和59年度精密調査報告書 北鹿北地域. 金属鉱業事業団, 59p.
- 気象庁(2013) 日本活火山総覧(第4版). 気象庁, 1498p.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦(1972) 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, 5–70.
- 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, 御門石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(2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩のK-Ar年代. *地質調査研究報告*, **67**, 209–215.
- 工藤 崇(2018) 十和田火山先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰. *地質調査研究報告*, **69**, 31–36.
- 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.
- 工藤 崇・小林 淳(2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. *地質調査研究報告*, **64**, 305–311.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木 寿・佐々木実(2006) 八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世火砕流堆積物の層序と給源カルデラ. *地学雑誌*, **115**, 1–25.
- 久利美和・栗田 敬(2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討. *火山*, **48**, 249–258.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**, 745–750.
- Le Maitre, R. W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski J., Soós, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**, 1–26.
- 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.
- Maruyama, S., Hattori, K., Hirata, T. and Danhara, T. (2016) A proposed methodology for analyses of wide-ranged elements in volcanic glass shards in the Quaternary widespread tephra. *Quaternary International*, **397**, 267–280.
- 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, no.4, 1–64.
- 村岡洋文(1991) 八甲田地熱地域の熱源系. *地質調査所報告*, no. 275, 113–134.
- 村岡洋文・高倉伸一(1988) 10万分の1 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 no.21-4, 地質調査所, 27p.

- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二(1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48p.
- 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行(2013) 200万分の1地質編集図 no.11日本の火山(第3版). 産総研地質調査総合センター.
- 長尾敬介・板谷徹丸(1988) K-Ar法による年代測定. 地質学論集, no. 29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一(1984) K-Ar法による年代測定. 岡山大学蒜山研究所研究報告, no. 9, 19-38.
- Noda, A. (2016) UPbplot.py: A python script for U-Pb age data analysis. Open-File Report, no. 634, Geol. Surv. Japan, AIST.
- Noda, A. (2017) A new tool for calculation and visualization of U-Pb age data: UPbplot.py. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **68**, 131-140.
- 大池昭二(1976) 十和田湖の湖底谷. 十和田科学博物館, no. 2, 65-73.
- Sakata, S., Hattori, K., Iwano H., Yokoyama, T. D., Danhara, T. and Hirata, T. (2014) Determination of U-Pb ages for young zircons using laser ablation-ICP-mass spectrometry coupled with an ion detection attenuator device. *Geostand. Geoanal. Res.*, **38**, 409-420.
- 佐々木 実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司(1998) 八甲田火山群および十和田火山溶岩類のK-Ar年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱物鉱床学会平成9年度学術講演会講演予稿集, 65.
- 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明編(1995) 火山の事典. 朝倉書店, 590p.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *Island Arc*, **14**, 666-678.
- 宝田晋治・村岡洋文(2004) 八甲田山地域の地質. 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, 86p.
- 谷口宏充(1972) 十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, **67**, 128-138.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1976) 昭和50年度広域調査報告書, 八甲田地域. 88p.
- 上田良一・井上 武(1961) 秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2, 3の新知見について. 秋田大学地研報告, no. 24, 1-11.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Geoanal. Res.*, **19**, 1-23.
- 八木公史(2006) K-Ar年代測定のための鉱物分離マニュアル. 地質技術, 創刊準備号(蒜山地質年代学研究所創立10周年記念特集), 19-25.
- 山元孝広(2015) 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. 地質調査総合センター研究資料集, no. 613, 産総研地質調査総合センター.
- Yokoyama, T. D., Suzuki, T., Kon, Y. and Hirata, T. (2011) Determinations of rare earth element abundance and U-Pb age of Zircons using multispot laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Chem.*, **83**, 8892-8899.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦(2017) 現代地球科学入門シリーズ7 火山学. 共立出版, 392p.

(受付: 2018年4月4日; 受理: 2018年6月27日)

Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing

Toru Yamasaki^{1,*}

Toru Yamasaki (2018) Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 69 (3), p. 201–210, 4 figs, 3 tables.

Abstract: Contamination of rock samples from laboratory equipment during crushing and pulverizing was investigated. Pulverization using iron and tungsten carbide mortars, and agate and tungsten carbide mills produced three suites of powders. Whole-rock data from the analyses of the three suites of samples enabled assessment of the degree of contamination of samples by coarse crushing and pulverization. The samples analyzed for major and trace elements compositionally represent basalt, basaltic andesite, dacite, and rhyolite. The results from the analyses of major elements exhibit insignificant contamination from the mortars and the mills. The heterogeneity of rock chips explains the compositional differences observed. The tungsten carbide mill contaminated samples with tungsten and cobalt. The significant scatter of other trace elements data is attributed to sample heterogeneity, with no systematic effect from contamination.

Keywords: contamination, pulverizing of rock samples, powdered rock samples, whole-rock major element, whole-rock trace element

1. Introduction

Whole-rock analysis of rock samples provides fundamental and important data for earth science studies. Advances in analytical methods and the expansion in the use of analytical instruments have facilitated the precise chemical compositional analysis of rock samples. The preparation of samples before analysis includes cutting, crushing, splitting, and pulverizing (e.g., Terashima *et al.*, 1990; Potts, 2003). Such processes generally include an iron jaw-crusher, iron mortar and tungsten carbide mortar for crushing, and an agate mill and tungsten carbide mill for pulverizing. In particular, equipment composed of tungsten carbide is commonly used for crushing and pulverizing because of its hardness; however, contact between samples and the equipment during preparation exposes the samples to contamination from different elements (e.g., Ando, 1986). Several authors (Myers and Barnett, 1953; Barnett *et al.*, 1955; Thompson and Bankston, 1970; Hickson and Juras, 1986; Roser *et al.*, 1998; Iwansson and Landström, 2000; Takamasa and Nakai, 2009) have documented the contamination of samples from preparation equipment. Analytical instruments currently determine trace element concentrations at sub-ppm (parts per million) levels in rock samples. Contamination by any element from pulverization poses the risk of geochemical data misinterpretation. Although contamination is inevitable, its impact on the data generated is dependent

on the content of contaminant elements in the samples. An appraisal of contamination is thus important for the interpretation and reliable discussion of whole-rock data.

This paper examines the contamination of rock samples by pulverization using laboratory crushing mortars and grinding mills. The data employed in this study included major elements and forty-five trace elements generated using X-ray fluorescence spectrometer (XRF) and a laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometer (LA-ICP-MS).

2. Materials and methods

2.1 Overview: combinations of crushing and grinding equipment

Three suites of pulverized samples provided data used for the evaluation of contamination by coarse crushing and milling (Fig. 1). Visibly homogeneous fine-grained rocks were split into two portions and coarsely crushed in an iron mortar and a tungsten carbide mortar, respectively. An agate ball mill was used to grind the samples crushed using the iron mortar. An agate ball mill and a tungsten carbide mill were used to grind a portion of each sample crushed in the tungsten carbide mortar. The prepared samples comprised basalt, basaltic andesite, dacite, and rhyolite, which amounted to twelve samples for comparison and evaluation. The sections below contain detailed descriptions of the procedures.

¹ AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation

* Corresponding author: T. Yamasaki, Central 7,1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email:t.yamasaki@aist.go.jp

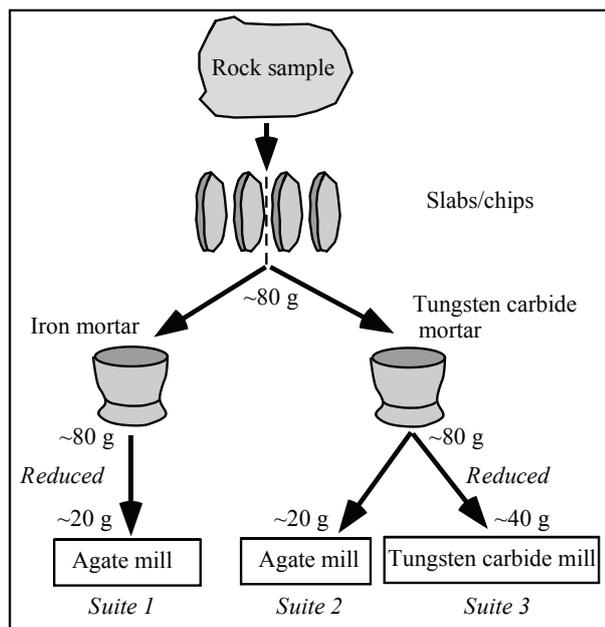


Fig. 1 Schematic illustration of the pulverizing process. The rock samples were split into two portions and crushed using iron or tungsten carbide mortars. Coarsely crushed sample from the iron mortar was ground using an agate mill (suite 1). Coarsely crushed sample from the tungsten carbide mortar was further split into two portions and ground using an agate mill (suite 2) and a tungsten carbide mill (suite 3).

2.2 Samples and sample pretreatment

The homogeneity of samples is important for the evaluation of contamination from equipment because pulverizing occurs after crushing. To evaluate the effect of contamination required samples of varying composition because the concentration of elements in igneous rocks is dependent on the degree of differentiation. Therefore, volcanic rocks of the Nikoro Group from the Tokoro Belt, in Hokkaido, with compositions ranging from primitive basalt to rhyolite were utilized (for details of the Nikoro Group, see Yamasaki and Nanayama, 2017, 2018 and references therein). The samples studied showed varying degrees of alteration; although a heterogeneous distribution of alteration veins is undesirable for any sample, a pervasive alteration had minimal impact on the comparison in this study. The scarcity of samples controlled the choice of samples and accounts for the collection of some altered samples.

The rock samples were cut into slabs (a few millimeters thick) or chips using a rock-cutting saw. Scraping of the surfaces of the chips with a diamond disk removed any contamination from the rock-cutting saw. Cleaning by ion-exchanged water was conducted for 30 min in an ultrasonic bath after the initial cleaning of the chip surfaces. The samples were then dried in an oven for over 24 h.

2.3 Crushing and milling

The slabs or chips of samples (~80 g) were crushed coarsely to <4 mm fragments using iron and tungsten carbide mortars (Fig. 2a). The sizes of the iron and tungsten carbide mortars were 14.5 cm in diameter and 12.5 cm high and 10.0 cm in diameter and 11.0 cm high, respectively. The coarsely crushed fragments were then reduced to ~40 g and ~20 g for pulverizing with tungsten carbide and agate mills, respectively. Contamination of the samples during coarse crushing in the tungsten carbide mortar was unexpected due to the durability of the mortar material. However, trace elements such as nickel, cobalt, and tungsten, which are important in petrogenetic interpretation, are sensitive to minor contamination. The higher (a few to several wt%) content of FeO/Fe₂O₃ in many igneous, metamorphic and sedimentary rocks minimizes the impact of contamination by iron from the iron mortar, even though the iron mortar is less durable than the tungsten carbide mortar.

An agate planetary ball mill (Fritsch – GmbH, MP-7; Fig. 2b, c) and a tungsten carbide automatic pulverizing mill (Herzog, HP-MA; Fig. 2d) in the laboratory of the Geological Survey of Japan (GSJ-Lab) served for pulverization of the samples. The agate planetary ball mill was used to pulverize approximately 20 g of samples at 800 rpm for 10 min, with the rotational direction switched every 2 min. The size of the vessel was 4 cm in diameter and 4 cm deep, and the balls were 1.5 cm in diameter. Six balls were used for pulverizing in each vessel. Cleaning of the agate vessel and balls was performed using quartz sand after each sample to avoid cross-contamination. Automatic features of the Herzog HP-MA pulverizing mill, such as emptying and cleaning with compressed air and ethanol, allowed sufficient removal of material after each sample. The mill consists of a 100 cm² vessel with an inner floating ring and cylinder set. The automatic pulverizing mill ground approximately 40 g of coarsely-crushed samples for 40 s. The final fineness of the powdered sample using both mills was 40–0.5 μm, which is comparable with the grain size distributions reported from another laboratory (Roser *et al.*, 1998).

2.4 Geochemical analyses

An XRF spectrometer (PANalytical Axios) in the GSJ-Lab was used to determine major element compositions following the procedure described by Yamasaki (2014). Glass beads were prepared by mixing 0.5 g of powdered rock sample and 5.0 g of a lithium tetraborate flux (Li₂B₄O₇; Merk Co. Ltd., Spectromelt A10, #10783; 10 times the amount of the standard powder sample). The glass beads were used for subsequent LA-ICP-MS analyses. An LA-ICP-MS system in the GSJ-Lab was used to measure the trace element compositions. The equipment consisted of an LA system (New Wave Research, NWR213) coupled to a quadrupole ICP-MS (Agilent, 7700x), and analysis employed procedures described by Yamasaki *et al.* (2015) and by Yamasaki and Yamashita (2016).

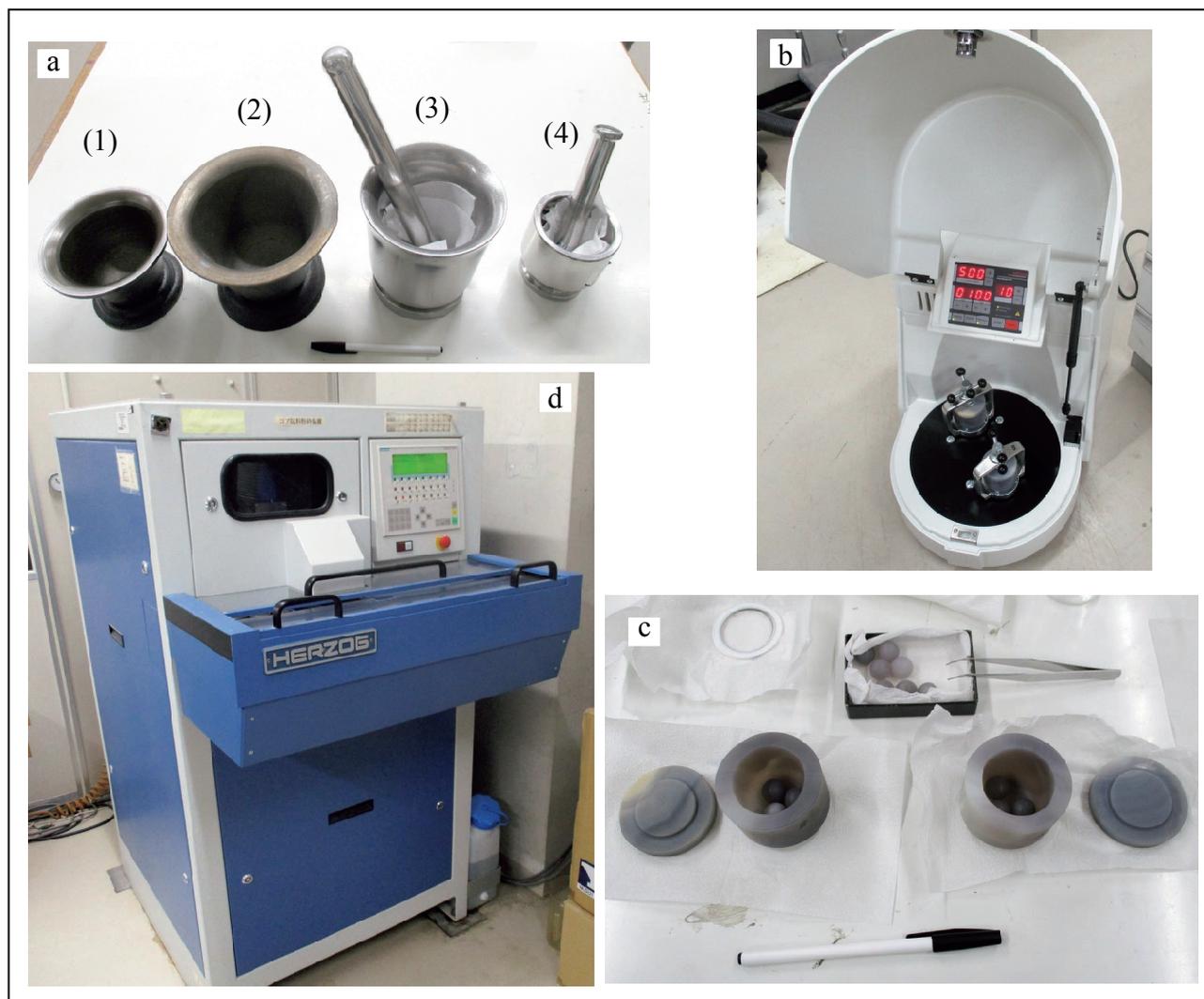


Fig. 2 Equipment for the crushing and pulverizing processes. a) Mortars: iron mortars (1 and 2), and tungsten carbide mortars (3 and 4). (1) and (4) were used for this study. b) Planetary mill (Planetary Micro Mill PULVERISETTE 7 classic line, Fritsch-GmbH). c) Agate grinding vessels and balls for the planetary mill, and d) Tungsten carbide mill (HP-MA: Automatic pulverizing mill, Herzog).

3. Results

The results for the geochemical analyses of the studied samples are listed in Table 1. The major elements data were normalized to 100% for the compensation of weighing errors, which enabled comparison of the various pulverizing suites (Table 2). Table 2 and Fig. 3 show the differences in the compositions of suites 2 and 3, relative to suite 1. The comparison shows significant differences between suite 1 and suites 2 or 3, but lower differences between suites 2 and 3 (Fig. 3). The differences observed exceed the precision of the XRF analysis (i.e., 0.04 wt%; Yamasaki, 2014). The smaller differences between the samples of suites 2 and 3 compared to samples of suite 1 (e.g., Fig. 3b and c) suggests slightly different compositions of the crushed rock chips. This difference is attributed to the heterogeneous distribution of alteration

veins in some samples.

Contamination of the samples from the crushing and milling equipment could result in iron enrichment from crushing in the iron mortar and silica enrichment from grinding in the agate mill. The Fe_2O_3^* (total Fe as Fe_2O_3) content of the various suites of samples was used to assess the impact of the iron mortar during preparation. Comparison of data for samples pulverized in the agate ball mill showed no enrichment in iron for suite 1 samples crushed in the iron mortar, and suite 3 samples had silica contents comparable to those of samples pulverized in the agate mill (Table 2 and Fig. 3). Contamination from the iron mortar should be prominent in rhyolite due to its low iron content. The basaltic andesite and the dacite samples from suites 2 and 3 were depleted in iron relative to suite 1 samples; however, this was not observed for the basalt and rhyolite samples. The samples for suites 2 and 3, except

Table 1 Whole-rock major (wt%) and trace (ppm) element geochemistry for the studied samples.

	Basalt			Basaltic andesite			Dacite			Rhyolite		
	Suite 1	Suite 2	Suite 3	Suite 1	Suite 2	Suite 3	Suite 1	Suite 2	Suite 3	Suite 1	Suite 2	Suite 3
SiO ₂	48.18	48.32	48.49	53.13	54.13	54.98	63.48	63.59	63.54	78.61	78.42	78.45
TiO ₂	2.60	2.69	2.58	2.63	2.53	2.49	0.43	0.42	0.42	0.43	0.46	0.44
Al ₂ O ₃	16.27	16.33	16.09	13.34	13.07	13.18	16.23	16.24	16.11	9.30	9.66	9.54
Fe ₂ O ₃ *	12.87	12.91	12.53	14.14	13.44	12.85	6.16	5.86	5.64	4.28	4.35	4.24
MnO	0.24	0.23	0.23	0.17	0.17	0.16	0.11	0.11	0.10	0.13	0.14	0.13
MgO	6.00	6.08	5.87	3.90	3.71	3.60	0.50	0.47	0.45	1.31	1.37	1.34
CaO	8.82	7.84	8.92	8.90	9.35	9.44	0.86	0.86	0.87	0.61	0.65	0.62
Na ₂ O	4.30	4.31	4.31	3.61	3.42	3.55	2.43	2.33	2.34	1.30	1.35	1.33
K ₂ O	0.88	0.95	0.89	0.55	0.38	0.31	9.97	10.19	10.19	3.10	3.23	3.20
P ₂ O ₅	0.35	0.36	0.35	0.35	0.34	0.34	0.06	0.06	0.05	0.16	0.17	0.17
Total	100.50	100.02	100.27	100.72	100.53	100.89	100.24	100.13	99.72	99.24	99.80	99.45
LOI	7.69	7.18	7.91	2.94	2.98	2.87	1.35	1.28	1.55	2.07	2.19	2.13
Sc	27.5	38.5	21.7	37.5	37.4	36.7	19.3	14.6	12.8	18.6	16.3	13.9
V	288	315	291	329	335	329	4	2	3	84	81	85
Cr	74.87	77.02	68.68	36.86	63.36	35.00	10.49	9.71	5.99	23.15	41.25	23.11
Co	42.5	42.4	43.4	40.8	39.1	47.6	1.4	0.4	69.4	11.9	10.6	16.5
Ni	108.94	108.61	119.39	55.41	56.00	55.02	162.23	167.53	55.36	25.04	26.87	37.89
Cu	98	103	92	103	103	103	5	7	4	86	85	72
Zn	133.1	134.3	134.1	134.3	136.8	134.4	292.1	290.8	286.4	77.9	73.3	76.6
Ga	24.5	25.0	23.4	25.4	22.8	24.5	45.1	38.6	33.6	17.3	15.3	12.4
Ge	2.56	0.13	0.58	n.d.	n.d.	n.d.	1.15	1.38	1.02	0.81	0.59	0.72
As	n.d.	n.d.	n.d.	3.95	0.44	1.55	1.77	1.68	1.39	1.45	1.80	1.53
Rb	13.0	13.0	11.2	12.1	11.8	11.5	190.0	198.2	190.3	102.1	87.3	87.4
Sr	176	177	170	102	102	104	55	60	55	81	78	80
Y	28.3	29.4	27.4	41.0	36.5	38.5	92.0	88.3	92.2	16.7	15.8	13.4
Zr	186.0	194.0	185.7	187.4	184.5	188.9	1869.8	1745.5	1771.2	75.9	75.4	77.0
Nb	12.97	16.11	12.82	15.18	13.87	14.64	160.62	150.86	146.66	4.09	3.31	2.97
Mo	0.60	0.51	0.31	1.17	3.39	1.70	3.14	2.77	4.72	0.83	0.19	0.28
Cd	n.d.	n.d.	n.d.	0.25	0.22	0.20	0.31	0.37	0.10	0.01	0.00	0.05
Sn	1.56	2.08	1.38	2.53	1.83	1.23	7.02	6.56	4.45	0.91	0.56	0.58
Sb	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.06	0.05	0.14	0.04	0.15	0.31	0.20	0.26
Cs	1.43	0.42	0.39	1.42	0.73	2.29	1.31	1.16	1.28	1.44	1.54	1.35
Ba	108	113	105	127	118	130	572	514	528	328	295	280
La	16.66	21.07	17.60	20.43	19.84	19.78	111.25	109.49	104.88	17.73	15.71	13.61
Ce	40.2	45.9	40.5	45.8	41.6	41.3	226.0	212.0	210.8	43.7	40.3	43.1
Pr	4.90	5.51	4.13	5.15	4.76	5.50	32.62	30.99	31.80	5.54	4.90	4.12
Nd	21.1	22.4	19.6	24.1	22.6	24.6	116.5	111.5	108.9	18.3	17.8	15.7
Sm	6.33	6.49	7.61	10.02	7.57	6.54	22.47	24.32	21.88	4.10	4.16	3.08
Eu	1.8	2.9	2.0	2.2	1.9	2.0	4.0	3.2	3.5	1.1	0.8	0.7
Gd	5.65	6.36	4.44	7.90	7.90	7.18	21.77	19.09	18.77	3.39	2.87	2.85
Tb	0.76	1.09	0.90	1.12	0.99	1.23	2.87	2.94	2.41	0.52	0.57	0.51
Dy	5.19	5.99	4.75	6.14	5.85	5.86	21.03	18.65	23.26	3.57	3.09	2.80
Ho	1.24	1.56	1.47	1.86	2.00	1.60	3.46	3.54	4.31	0.69	0.54	0.57
Er	2.89	2.93	2.93	3.22	3.82	3.32	9.86	8.97	11.10	1.84	1.61	1.39
Tm	0.32	0.60	0.46	0.58	0.54	0.46	1.57	1.63	1.68	0.31	0.29	0.20
Yb	2.05	3.63	1.85	2.88	3.58	3.18	9.65	9.00	8.82	1.56	1.58	1.38
Lu	0.54	0.35	0.41	0.55	0.72	0.71	1.52	1.55	1.50	0.27	0.25	0.22
Hf	3.63	4.20	3.10	3.89	3.87	3.73	34.18	34.17	33.59	2.01	1.86	1.59
Ta	1.83	2.13	1.80	2.41	2.16	2.08	15.72	16.37	14.69	0.49	0.48	0.36
W	0.30	0.97	25.37	1.15	1.33	119.63	1.46	1.13	163.55	0.39	0.81	43.62
Tl	0.05	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	0.76	1.29	1.18	1.42	1.21	1.24	5.50	5.45	6.90	9.26	9.12	7.34
Bi	0.032	0.030	0.032	0.030	0.031	0.027	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	1.49	1.85	1.51	1.99	1.65	1.73	12.56	11.61	12.99	4.33	3.82	3.47
U	0.45	0.47	0.30	0.55	0.54	1.50	3.48	3.31	3.80	0.80	0.75	0.58

Fe₂O₃* denotes total Fe as Fe₂O₃.

Table 2 Differences in major element compositions (wt%) for suite 2 and 3 samples relative to suite 1 samples.

		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
Basalt	Suite 1	47.94	2.59	16.19	12.81	0.24	5.97	8.78	4.27	0.88	0.35	100.00
	Suite 2	48.32	2.69	16.33	12.91	0.23	6.08	7.84	4.31	0.95	0.36	100.00
	Diff.	0.38	0.10	0.14	0.10	0.00	0.11	-0.94	0.03	0.07	0.01	–
	Suite 3	48.36	2.57	16.04	12.50	0.23	5.86	8.90	4.30	0.89	0.35	100.00
	Diff.	0.42	-0.02	-0.14	-0.31	0.00	-0.11	0.12	0.03	0.01	0.00	–
	Basaltic andesite	Suite 1	52.75	2.61	13.25	14.04	0.16	3.87	8.83	3.59	0.55	0.35
Suite 2		53.84	2.51	13.00	13.36	0.17	3.69	9.30	3.40	0.38	0.34	100.00
Diff.		1.09	-0.10	-0.24	-0.68	0.00	-0.18	0.47	-0.19	-0.17	-0.01	–
Suite 3		54.50	2.47	13.06	12.73	0.16	3.57	9.36	3.52	0.31	0.33	100.00
Diff.		1.74	-0.14	-0.18	-1.31	-0.01	-0.30	0.53	-0.07	-0.24	-0.02	–
Dacite		Suite 1	63.33	0.42	16.19	6.15	0.11	0.50	0.86	2.43	9.95	0.06
	Suite 2	63.51	0.42	16.21	5.85	0.11	0.47	0.85	2.33	10.18	0.06	100.00
	Diff.	0.18	0.00	0.02	-0.29	0.00	-0.03	0.00	-0.10	0.23	0.00	–
	Suite 3	63.72	0.42	16.15	5.66	0.10	0.45	0.87	2.34	10.22	0.05	100.00
	Diff.	0.39	0.00	-0.04	-0.49	-0.01	-0.04	0.02	-0.08	0.27	-0.01	–
	Rhyolite	Suite 1	79.22	0.43	9.37	4.31	0.13	1.32	0.62	1.31	3.13	0.16
Suite 2		78.58	0.46	9.68	4.36	0.14	1.37	0.65	1.35	3.23	0.17	100.00
Diff.		-0.64	0.03	0.31	0.05	0.01	0.05	0.04	0.04	0.10	0.01	–
Suite 3		78.88	0.44	9.59	4.27	0.13	1.35	0.62	1.33	3.22	0.17	100.00
Diff.		-0.33	0.01	0.22	-0.04	0.00	0.03	0.01	0.02	0.09	0.01	–

Fe₂O₃* denotes total Fe as Fe₂O₃. Diff. denotes the difference in the composition of suite 2 or 3 samples from those of suite 1 samples.

the rhyolite, indicated an apparent enrichment in silica. The agate mill can enrich even rhyolite because of its high silica content. The variations observed are attributed to compositional differences between the batches used for coarse crushing (i.e., compositional differences from the crushed samples). The contamination of samples from the pulverizing equipment was thus low for the major elements. However, an appraisal of the degree of heterogeneity within a single sample by repetitious crushing and pulverization as different batches would be required for precise evaluation of the contamination extent.

For trace element analyses, the averaged Ca content for the three suites of samples for each rock (i.e., basalt, basaltic andesite, dacite, and rhyolite) were used as standards to compensate for the propagation of analytical errors from the XRF analyses. The differences in the trace element compositions for the suite 2 and 3 samples relative to suite 1 samples are shown in Table 3 and Fig. 4. The standard deviations from five replicate analyses of reference materials (Yamasaki and Yamashita, 2016; JB-2 for basalt and basaltic andesite samples, JA-1 for dacite sample, and JR-1 for rhyolite sample) are included as references for the analytical errors (precision) at any given composition. Differences beyond analytical errors were observed for major elements for the three suites of samples, and samples from suite 2 displayed similar

compositions to samples from suite 3 for several elements (Fig. 4). Several studies indicate that tungsten carbide mills produce significant Nb and possibly Ta, as well as substantial W and Co contamination (e.g., Miyake and Musashino, 1991; Condie, 1993; Ujike and Tsuchiya, 1993; Rollinson, 1993 and references therein). The W contents for suite 3 samples were higher than those of the suite 1 and 2 samples for all rock types, which confirms contamination from the tungsten carbide mill (Fig. 4). The elevated Co contents for suite 3 samples relative to suite 1 and 2 samples lack a clear trend. According to Roser *et al.* (1998), the tungsten carbide of a mill head contains 90% of W and 9.5% of Co. If this composition is standard for a tungsten-carbide alloy, then the increase of the Co content in suite 3 samples relative to suite 1 samples falls between 6–13% of the W content (i.e., $[\text{CCo, Suite 3} - \text{CCo, Suite 1}]/[\text{CW, Suite 3} - \text{CW, Suite 1}] \times 100$, where C denotes the content of the elements). The increased ratio is consistent with the expected Co/W ratio for tungsten carbide, except for the dacite samples (Table 3). Therefore, Co contamination also results from use of the tungsten carbide mill. The cause of the high Co content for the dacite samples, reproduced by several re-analyses is unclear. If the high Co content originates from contamination due to the tungsten carbide mill, then the analytical data for W is expected to be ca. 658 ppm. The absence of such higher data for W suggests that the

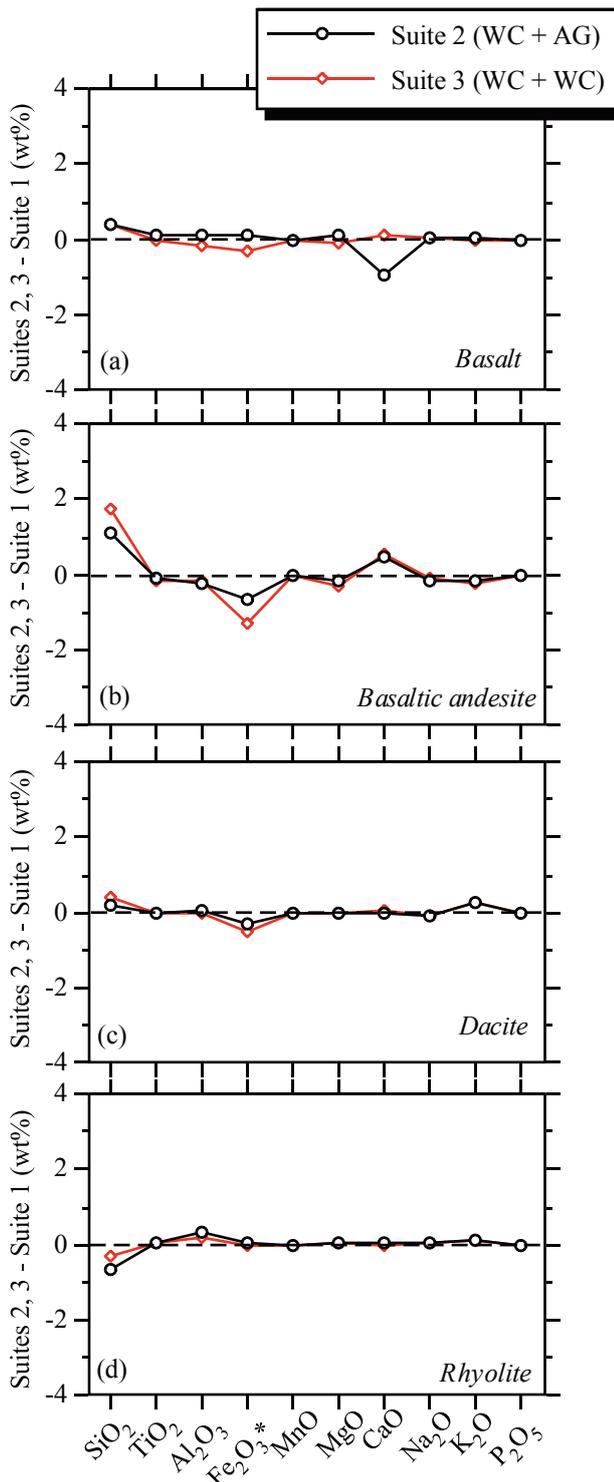


Fig. 3 Differences in major element compositions (wt%) for suite 2 and 3 samples relative to suite 1 samples. WC + AG and WC + WC denote the combination of a tungsten carbide mortar and agate mill, and a tungsten carbide mortar and tungsten carbide mill, respectively.

original sample contained Co-rich minerals.

The samples ground using the tungsten carbide mill exhibited no significant contamination by Nb and Ta, which is consistent with Roser *et al.* (1998, 2003). The V content for the basalt and Cr contents for the basaltic andesite and rhyolite of suite 2 samples were higher than those for suite 1 samples. The Ni content for the rhyolite is elevated for suite 3 relative to suite 1 samples. The differences observed for V, Cr, and Ni are not systematic for the various rock types. Therefore, contamination of the samples from sample preparation cannot account for the scatter of data for elements, including V, Cr, and Ni.

Depletion in some elements, particularly in the dacite and rhyolite samples is prominent, but such depletion is unrelated to contamination. Zn, Zr, Nb, Ba, and Ce have similar patterns in the suite 2 and 3 samples; therefore, the scatter in data is attributed to the heterogeneity of the slabs and the chips selected for crushing. Roser *et al.* (1998, 2003) reported the impact of the heterogeneity of subsamples on analytical data and that the minor effect of contamination from pulverizing equipment may be obscured by significant sample heterogeneity. The absence of a systematic increase in the sample concentrations of the expected contaminant elements, except for Co and W, suggests that contamination from pulverization does not significantly impact analytical data for other elements. The variations in the abundance of elements between the splits crushed using different mortars suggest that subsample heterogeneity is a major problem. The compositional differences due to sample heterogeneity are higher than those attributed to contamination from pulverizing, as suggested by Roser *et al.* (1998, 2003).

4. Summary and conclusions

Three suites of pulverized samples were prepared using combinations of iron and tungsten carbide mortars, and agate and tungsten carbide mills. The results of major element analyses show no evidence of sample contamination from the mortars and mills. The compositional differences observed are attributed to the heterogeneity of the original rock chips. Trace elements analyses was affected by contamination of tungsten and cobalt from the tungsten carbide mill. Although other trends are discernible, without confirmation of contamination as the cause, the heterogeneity of the original samples explains the scatter observed in the compositional data.

Acknowledgement

Fieldwork for this study was supported by a Kakenhi Grant-in-Aid for Scientific Research (C) (No. JP16K05585) from the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS). Installation of the planetary micromill was supported by the Council for Science, Technology, and Innovation (CSTI), Cross-ministerial Strategic Innovation Promotion Program (SIP), "Next-generation technology for ocean resources exploration". The author would like

Table 3 Differences in the trace element compositions (ppm) for suite 2 and 3 samples relative to suite 1 samples.

	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba		
Basalt	Suite 1	27.5	288	74.87	42.5	108.94	98	133.1	24.5	2.56	n.d.	13.0	176	28.3	186.0	12.97	0.60	1.56	n.d.	1.43	108		
	Suite 2	38.5	315	77.02	42.4	108.61	103	134.3	25.0	0.13	n.d.	13.0	177	29.4	194.0	16.11	0.51	2.08	n.d.	0.42	113		
	Diff.	11.0	27	2.16	-0.1	-0.33	5	1.2	0.5	-2.43	-	0.0	1	1.1	8.0	3.14	-0.10	-	0.52	-	-1.00	5	
	Suite 3	21.7	291	68.68	43.4	119.39	92	134.1	23.4	0.58	n.d.	11.2	170	27.4	185.7	12.82	0.31	1.38	n.d.	0.39	105		
	Diff.	-5.8	4	-6.19	0.9	10.45	-6	1.0	-1.1	-1.98	-	-1.9	-6	-0.9	-0.3	-0.15	-0.29	-	-0.17	-	-1.04	-3	
Basaltic andesite	Suite 1	37.5	329	36.86	40.8	55.41	103	134.3	25.4	n.d.	3.95	12.1	102	41.0	187.4	15.18	1.17	0.25	2.53	0.04	1.42	127	
	Suite 2	37.4	335	63.36	39.1	56.00	103	136.8	22.8	n.d.	0.44	11.8	102	36.5	184.5	13.87	3.39	0.22	1.83	0.06	0.73	118	
	Diff.	-0.1	6	26.50	-1.7	0.58	0	2.5	-2.5	-	-3.51	-0.3	0	-4.4	-2.9	-1.31	2.22	-0.03	-0.69	0.02	-0.69	-8	
	Suite 3	36.7	329	35.00	47.6	55.02	103	134.4	24.5	n.d.	1.55	11.5	104	38.5	188.9	14.64	1.70	0.20	1.23	0.05	2.29	130	
	Diff.	-0.7	0	-1.85	6.8	-0.39	0	0.1	-0.9	-	-2.40	-0.6	2	-2.5	1.5	-0.53	0.53	-0.06	-1.30	0.02	0.88	3	
Dacite	Suite 1	19.3	4	10.49	1.4	162.23	5	292.1	45.1	1.15	1.77	190.0	55	92.0	1869.8	160.62	3.14	0.31	7.02	0.14	1.31	572	
	Suite 2	14.6	2	9.71	0.4	167.53	7	290.8	38.6	1.38	1.68	198.2	60	88.3	1745.5	150.86	2.77	0.37	6.56	0.04	1.16	514	
	Diff.	-4.7	-2	-0.79	-1.0	5.30	2	-1.4	-6.5	0.23	-0.08	8.2	5	-3.8	-124.3	-9.76	-0.37	0.06	-0.46	-0.10	-0.15	-58	
	Suite 3	12.8	3	5.99	69.4	55.36	4	286.4	33.6	1.02	1.39	190.3	55	92.2	1771.2	146.66	4.72	0.10	4.45	0.15	1.28	528	
	Diff.	-6.5	-2	-4.50	68.0	-106.86	0	-5.8	-11.5	-0.13	-0.38	0.2	0	0.2	-98.7	-13.96	1.58	-0.20	-2.57	0.01	-0.03	-44	
Rhyolite	Suite 1	18.6	84	23.15	11.9	25.04	86	77.9	17.3	0.81	1.45	102.1	81	16.7	75.9	4.09	0.83	0.01	0.91	0.31	1.44	328	
	Suite 2	16.3	81	41.25	10.6	26.87	85	73.3	15.3	0.59	1.80	87.3	78	15.8	75.4	3.31	0.19	0.00	0.56	0.20	1.54	295	
	Diff.	-2.3	-3	18.11	-1.3	1.83	-1	-4.6	-2.0	-0.22	0.35	-14.9	-3	-1.0	-0.5	-0.79	-0.64	-0.01	-0.35	-0.11	0.10	-33	
	Suite 3	13.9	85	23.11	16.5	37.89	72	76.6	12.4	0.72	1.53	87.4	80	13.4	77.0	2.97	0.28	0.05	0.58	0.26	1.35	280	
	Diff.	-4.7	1	-0.04	4.6	12.84	-14	-1.3	-4.8	-0.09	0.08	-14.7	0	-3.3	1.1	-1.12	-0.55	0.04	-0.33	-0.06	-0.09	-48	
Basalt	Suite 1	16.66	40.2	4.90	21.1	6.33	1.8	5.65	0.76	5.19	1.24	2.89	0.32	2.05	0.54	3.63	1.83	0.30	0.05	0.76	0.032	1.49	0.45
	Suite 2	21.07	45.9	5.51	22.4	6.49	2.9	6.36	1.09	5.99	1.56	2.93	0.60	3.63	0.35	4.20	2.13	0.97	0.08	1.29	0.030	1.85	0.47
	Diff.	4.42	8.2	1.00	4.0	4.45	1.1	2.74	0.33	0.80	0.32	0.05	0.28	1.57	-0.19	0.56	0.30	0.67	0.02	0.53	-0.002	0.36	0.02
	Suite 3	17.60	40.5	4.13	19.6	7.61	2.0	4.44	0.90	4.75	1.47	2.93	0.46	1.85	0.41	3.10	1.80	25.37	0.09	1.18	0.032	1.51	0.30
	Diff.	0.94	0.3	-0.77	-1.4	1.28	0.2	-1.21	0.14	-0.44	0.23	0.04	0.13	-0.20	-0.13	-0.54	-0.04	25.07	0.03	0.42	0.000	0.02	-0.16
Basaltic andesite	Suite 1	20.43	45.8	5.15	24.1	10.02	2.2	7.90	1.12	6.14	1.86	3.22	0.58	2.88	0.55	3.89	2.41	1.15	0.08	1.42	0.030	1.99	0.55
	Suite 2	19.84	41.6	4.76	22.6	7.57	1.9	7.90	0.99	5.85	2.00	3.82	0.54	3.58	0.72	3.87	2.16	1.33	0.08	1.21	0.031	1.65	0.54
	Diff.	-0.59	-4.3	-0.39	-1.5	-2.45	-0.3	0.00	-0.13	-0.29	0.14	0.60	-0.05	0.70	0.17	-0.02	-0.25	0.18	0.00	-0.21	0.001	-0.34	-0.01
	Suite 3	19.78	41.3	5.50	24.6	6.54	2.0	7.18	1.23	5.86	1.60	3.32	0.46	3.18	0.71	3.73	2.08	119.63	0.07	1.24	0.027	1.73	1.50
	Diff.	-0.65	-4.5	0.34	1.2	-3.48	-0.2	-0.73	0.10	-0.28	-0.26	0.10	-0.12	0.31	0.16	-0.16	-0.33	118.48	-0.01	-0.18	-0.004	-0.26	0.95
Dacite	Suite 1	111.25	225.97	32.6	116.54	22.5	4.03	21.8	2.87	21.03	3.46	9.86	1.57	9.65	1.52	34.18	15.72	1.46	n.d.	5.50	n.d.	12.561	3.48
	Suite 2	109.49	212.0	30.99	111.5	24.32	3.2	19.09	2.94	18.65	3.54	8.97	1.63	9.00	1.55	34.17	16.37	1.13	n.d.	5.45	n.d.	11.61	3.31
	Diff.	-1.76	-14.0	-1.63	-5.1	1.85	-0.9	-2.68	0.08	-2.38	0.08	-0.88	0.06	-0.66	0.03	-0.01	0.65	-0.33	-	-0.05	-	-0.95	-0.17
	Suite 3	104.88	210.8	31.80	108.9	21.88	3.5	18.77	2.41	23.26	4.31	11.10	1.68	8.82	1.50	33.59	14.69	163.55	n.d.	6.90	n.d.	12.99	3.80
	Diff.	-6.37	-15.2	-7.48	-19.8	-0.59	-0.6	5.46	-0.45	2.23	0.85	1.25	0.11	-0.83	-0.02	-5.99	-1.03	162.09	-	1.40	-	0.43	0.32
Rhyolite	Suite 1	17.73	43.7	5.54	18.3	4.10	1.1	3.39	0.52	3.57	0.69	1.84	0.31	1.56	0.27	2.01	0.49	0.39	n.d.	9.26	n.d.	4.33	0.80
	Suite 2	15.71	40.3	4.90	17.8	4.16	0.8	2.87	0.57	3.09	0.54	1.61	0.29	1.58	0.25	1.86	0.48	0.81	n.d.	9.12	n.d.	3.82	0.75
	Diff.	-2.03	-3.4	-0.63	-0.5	0.06	-0.3	-0.52	0.04	-0.48	-0.15	-0.23	-0.02	0.02	-0.03	-0.15	-0.01	0.42	-	-0.14	-	-0.51	-0.05
	Suite 3	13.61	43.1	4.12	15.7	3.08	0.7	2.85	0.51	2.80	0.57	1.39	0.20	1.38	0.22	1.59	0.36	43.62	n.d.	7.34	n.d.	3.47	0.58
	Diff.	-4.13	-10.4	-1.42	-2.7	-1.02	-0.3	-0.54	-0.02	-0.77	-0.12	-0.45	-0.10	-0.18	-0.05	-0.42	-0.13	43.23	-	-1.91	-	-0.86	-0.22

Diff. denotes the difference in the composition of suite 2 or 3 samples from those of suite 1 samples.

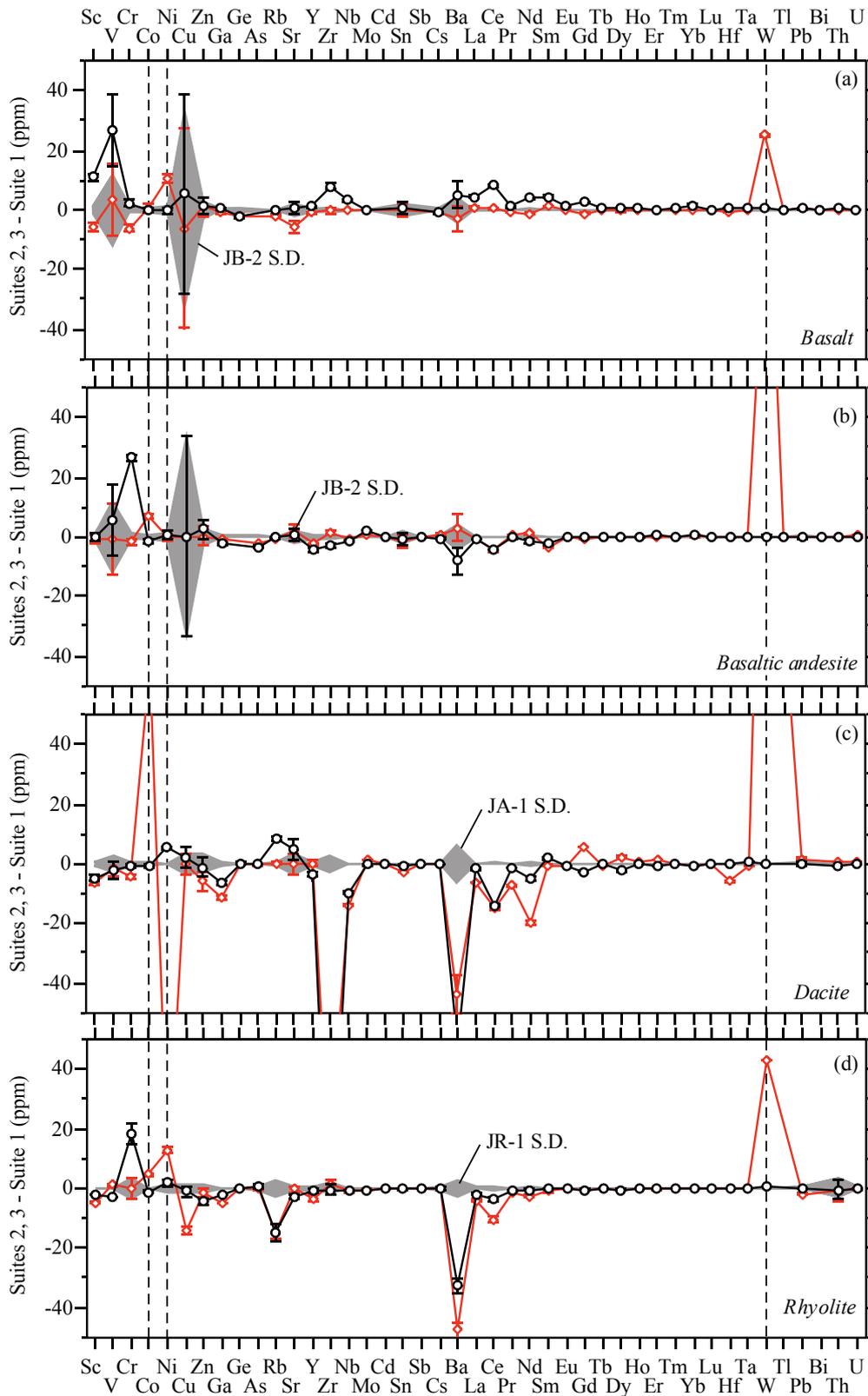


Fig. 4 Differences in trace element compositions (ppm) for suite 2 and 3 samples relative to suite 1 samples. The error bars and shaded areas showing the standard deviations (S.D.; $n=5$) were extrapolated from the analytical results for reference materials (Yamasaki and Yamashita, 2016) with similar compositional ranges; JB-2 for the basalt and the basaltic andesite samples; JA-1 for the dacite samples; and JR-1 for the rhyolite samples. The symbols and colors are the same as in Fig. 3.

to thank Takashi Okai for thoughtful comments on the earlier version of the manuscript.

References

- Ando, A. (1986) Preparation method of rock samples. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **37**, 347–348 (in Japanese).
- Barnett, P.R., Huleatt, W.P., Rader, L.F. and Myers, A.T. (1955) Spectrographic determination of contamination of rock samples after grinding with alumina ceramic. *Am. J. Sci.*, **253**, 121–124.
- Condie, K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1–37.
- Hickson, C.J. and Juras, S.J. (1986) Sample contamination by grinding. *Canad. Mineral.*, **24**, 585–589.
- Iwansson, J.K. and Landström, O. (2000) Contamination of rock samples by laboratory grinding mills. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **244**, 609–614.
- Miyake, Y. and Musashino, M. (1991) Evaluation of contamination effects during crushing powder samples for neutron activation analysis. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **10**, 31–34 (in Japanese with English abstract).
- Myers, A.T. and Barnett, P.R. (1953) Contamination of rock samples during grinding as determined spectrographically. *Am. J. Sci.*, **251**, 814–830.
- Potts, P.J. (2003) Concepts in analytical chemistry. *Handbook of Rock Analysis*, 1–46, Viridian Publishing.
- Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, Longman Group, 352 p.
- Roser, B., Sawada, Y. and Kabeto, K. (1998) Crushing performance and contamination trials of a tungsten carbide ring mill compared to agate grinding. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **17**, 1–9.
- Roser, B., Kimura, J.-I. and Sifeta, K. (2003) Tantalum and niobium contamination from tungsten carbide ring mills: much ado about nothing. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **22**, 107–110.
- Takamasa, A. and Nakai, S. (2009) Contamination introduced during rock sample powdering: Effects from different mill materials on trace element contamination. *Geochem. J.*, **43**, 389–394.
- Terashima, S., Okai, T., Ando, A. and Itoh, S. (1990) Homogeneity tests for twenty-four GSJ rock reference samples. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**, 129–138.
- Thompson, G. and Bankston, D.C. (1970) Sample contamination from grinding and sieving determined by emission spectrometry. *Appl. Spectrosc.*, **24**, 210–219.
- Ujike, O. and Tsuchiya, N. (1993) Geochemistry of Miocene basaltic rocks temporally straddling the rifting of lithosphere at the Akita-Yamagata area, northeast Japan. *Chem. Geol.*, **104**, 61–74.
- Yamasaki, T. (2014) XRF major element analyses of silicate rocks using 1:10 dilution ratio glass bead and a synthetically extended calibration curve method. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **65**, 97–103.
- Yamasaki, T. and Nanayama, F. (2017) Enriched mid-ocean ridge basalt-type chemistry of basalts and gabbros from the Nikoro Group, Tokoro belt, Hokkaido, Japan. *J. Min. Petrol. Sci.*, **112**, 311–323.
- Yamasaki, T. and Nanayama, F. (2018) Immature intra-oceanic arc-type volcanism on the Izanagi Plate revealed by the geochemistry of the Daimaruyama greenstones in the Hiroo Complex, southern Hidaka Belt, central Hokkaido, Japan. *Lithos*, **302–303**, 224–241.
- Yamasaki, T. and Yamashita, K. (2016) Whole rock multiple trace element analyses using fused glass bead by laser ablation-ICP-MS. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **67**, 27–40.
- Yamasaki, T., Yamashita, K., Ogasawara, M. and Saito, G. (2015) Multiple trace element analyses for silicate minerals and glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Bull. Geol. Surv. Japan*, **66**, 179–197.

Received March 30, 2018

Accepted June 12, 2018

岩石粉末試料作成過程における乳鉢及びミルからのコンタミネーション

山崎 徹

要 旨

全岩化学組成分析用の粉末岩石試料作成プロセスにおける、粉碎器具及び機器からのコンタミネーションの程度を検討した。鉄乳鉢とタンゲステンカーバイド乳鉢、めのうボールミルとタンゲステンカーバイドミルを用いて3通りの組みあわせて岩石粉末試料を作成し、粗粉碎及び微粉碎のそれぞれの過程でのコンタミネーションの程度を調べた。検討試料には玄武岩、玄武岩質安山岩、デイサイト及び流紋岩を用い、主成分組成と微量成分組成に対する影響を検討した。3通りの組合せの粉碎方法で作成した4つの組成の試料の分析結果は、粗粉碎に用いた試料の組成の違いに起因すると思われる差が認められたものの、主成分元素においてはコンタミネーションの影響は検出されなかった。微量元素組成においても、試料間の初生的な組成差と思われる分散が大きいものの、タンゲステンカーバイドミルを用いた粉末試料に対する明らかなタンゲステンと若干のコバルトのコンタミネーション以外は、系統的な組成差は認められなかった。

地質調査総合センター研究資料集

- 640 四万十累層群碎屑岩の化学組成 寺岡 易司・奥村 公男
- 641 知床半島及び能取半島の上部新第三系の珪藻化石層序資料 柳沢 幸夫・山口 昇一
- 642 世界の地質図リスト 一色 直記 (代理：奥村 公男)
- 644 日本列島の東西短縮地殻変動のメカニズムを再現したアナログ模型 高橋 雅紀
- 645 第 25 回・第 26 回地質調査総合センターシンポジウム 富士山 5,000m の科学 ―駿河湾北部の地質と自然を探る― 阪口 圭一
- 646 千葉県睦沢町の瑞沢川河床から湧出する天然ガス (動画) 佐脇 貴幸
- 647 日本列島下の海洋プレートの GIS データ作成 斎藤 英二
- 649 北海道東部網走地域の納取湖周辺に分布する新第三系の珪藻化石層序 渡辺 真人・川上 源太郎・広瀬 亘・林 圭一
- 650 北海道東部網走地域の納取湖周辺に分布する新第三系の渦鞭毛藻シスト化石層序 林 圭一・川上 源太郎・広瀬 亘・渡辺 真人
- 651 日本及び周辺地域の泥火山データベース (第 2 版) 高橋 正明・大丸 純・風早 康平・塚本 斉
- 652 日本の酸性泉の溶存成分濃度の文献収集 佐々木 宗建
- 653 深層地下水データベース (第 2 版) 高橋 正明・風早 康平・安原 正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川 徳敏・清水 徹・宮越 昭暢・戸崎 裕貴・東郷 洋子・稲村 明彦・半田 宙子・仲間 純子・中村 有理・竹内 久子・大丸 純・清水 日奈子・尾山 洋一・大和田 道子・切田 司
- 654 阿蘇火山地域における広帯域 MT 法データ 松島 喜雄・高倉 伸一・畑 真紀・宇津木 充

地質調査総合センターの最新出版物

5 万分の 1 地質図幅	鳥羽・一戸・網走
20 万分の 1 地質図幅	大分 (第 2 版)・松山 (第 2 版)・高知 (第 2 版)
200 万分の 1 地質編集図	No. 4 日本地質図 (第 5 版) No. 11 日本の火山 (第 3 版)
特殊地質図	No. 12 富士火山地質図 (第 2 版) No. 33 日本周辺海域鉱物資源分布図 (第 2 版) No. 41 栃木県シームレス地質図
海洋地質図	No. 89 響灘海底地質図 (1:20 万)
火山地質図	No. 20 八丈島火山地質図 (1:2.5 万)
水文環境図	No. 9 富士山
空中磁気図	No. 46 養老断層地域高分解能空中磁気異常図 No. 47 富士火山地域高分解能空中磁気異常図
重力図	No. 33 金沢地域重力図 (ブーゲー異常) S3 甲府地域重力構造図 (ブーゲー異常)
海外地球科学図	アジア鉱物資源図 (1:500 万) 東アジア地域地震火山災害情報図 (1:1000 万)
海陸シームレス地質図	S-5 海陸シームレス地質情報集「駿河湾北部沿岸域」
燃料資源図	FR-3 燃料資源地質図「関東地方」
土壌評価図	E-7 表層土壌評価基本図「高知県地域」
数値地質図	G-16 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版 G-17 九州地質ガイド V-3 口永良部島火山地質データベース G20-1 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道北部」第 2 版 G20-2 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道南部」第 2 版
その他	日本の熱水系アトラス 海と陸の地球化学図 関東の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長 鈴木 淳
副委員長 佐々木 宗建
委員 石塚 治
谷川 晃一朗
宮越 昭暢
川辺 能成
大谷 竜
長森 英明
内野 隆之
高橋 浩
工藤 崇
板木 拓也
森尻 理恵
加瀬 治

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Atsushi Suzuki
Deputy Chief Editor: Munetake Sasaki
Editors: Osamu Ishizuka
Koichiro Tanigawa
Akinobu Miyakoshi
Yoshishige Kawabe
Ryu Ohtani
Hideaki Nagamori
Takayuki Uchino
Yutaka Takahashi
Takashi Kudo
Takuya Itaki
Rie Morijiri
Osamu Kase

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
<https://www.gsj.jp/en/>

地質調査研究報告 第69巻 第3号
平成30年8月10日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567
茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol. 69 No. 3 Issue August 10, 2018

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 69 No. 3 2018

CONTENTS

- Lithostratigraphy and diatom fossil ages of the marine Pliocene strata in the western area of the Nishikubiki Mountains, Niigata Prefecture, central Japan
Hideaki Nagamori and Mahito Watanabe 141
- History of Azuma Volcano based on K–Ar age determinations
Akikazu Matsumoto, Shun Nakano, Ryuta Furukawa and Takahiro Yamamoto 153
- Early to Middle Pleistocene volcanic history in the area surrounding Lake Towada, Northeast Japan
Takashi Kudo 165
- Contamination from mortars and mills during laboratory crushing and pulverizing
Toru Yamasaki 201