



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

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 74 No. 3 2023



 **産総研** 地質調査総合センター 

令和5年

論文

富士火山東山麓, 御殿場・馬伏川岩屑なだれ堆積物の¹⁴C年代
山元孝広・小林 淳 107

富山県中-東部の東別所層, 天狗山層及び音川層の層序対比
長森英明・渡辺真人 119

概報

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図
工藤 崇 133

Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U-Pb dating
OSAKA Masashi, AOKI Shogo, UCHINO Takayuki and FUKUYAMA Mayuko 155

表紙の写真

富山平野から望む飛騨山脈北縁

飛騨山脈は主に飛騨帯などの中-古生界からなり、剣岳(標高2,999 m)や大日岳(標高2,501 m)などの高い山々が連なる。飛騨山脈と平野の間に広がる丘陵地は、日本海が形成された後に堆積した海成層が分布している。富山平野は隆起した飛騨山脈の削剥によって大量の粗粒堆積物が供給され、扇状地性三角州が発達する。(撮影場所 36°43'53.6"N, 137°20'15.7"E)

(写真・文: 長森英明)

Cover Photograph

North edge of the Hida Mountain Range seen from the Toyama Plain, Toyama Prefecture

The Hida Mountain Range consist of Paleozoic and Mesozoic formations such as the Hida Belt, and contain high summits. The left summit in the photograph is Mt. Tsurugi (alt. 2,999 m) and the right summit is Mt. Dainichi (alt. 2,501 m). A series of hills is distributed between the Hida Mountain Range and the Toyama Plain. These hills are composed of marine sediments from the time when the Sea of Japan was formed in the Early Miocene. The Toyama Plaine has been supplied with an enormous amount of coarse-grained sediments originating from erosion of the uplifted Hida Mountain Range, leading to the development of a fan delta. (Photographing location: 36° 43' 53.6" N, 137°20'15.7"E)

(Photograph and Caption by NAGAMORI Hideaki)

富士火山東山麓, 御殿場・馬伏川岩屑なだれ堆積物の¹⁴C年代

山元 孝広^{1,*}・小林 淳²

YAMAMOTO Takahiro and KOBAYASHI Makoto (2023) ¹⁴C ages for the Gotenba and Mabusegawa Debris Avalanche Deposits in the eastern foot of Fuji Volcano, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 74 (3), p. 107–118, 8 figs, 2 tables.

Abstract: We examined ¹⁴C dating and correlation of exotic tephra for newly obtained samples in the eastern foot of Fuji Volcano. Wood samples in the Gotenba Debris Avalanche Deposit (OYM201 and OYM201b) yielded ages of 2,490 ± 20 BP and 2,510 ± 20 BP, respectively, black soil immediately below the S-13 Pyroclastic Deposit (OYM202) were 2,860 ± 30 BP, black soil at the base of the Fuji Black Soil Layer (OYM203) yielded 8,520 ± 30 BP, and a wood chip in Mabusegawa Debris Avalanche Deposit (OYM205) were dated as 16,270 ± 50 BP. Felsic glass shards in the soil layer above the Mabusegawa Debris Avalanche Deposit were correlated with the Tachikawa Upper Glassy Ash. Based on the results, the Gotenba Debris Avalanche occurred around 800 cal BC, and the Mabusegawa Debris Avalanche took place around 18,000 cal BC.

Keywords: Fuji Volcano, Gotenba Debris Avalanche, Mabusegawa Debris Avalanche, ¹⁴C dating

要 旨

富士火山東山麓で新たに採取された試料の¹⁴C年代測定と外来テフラの対比を行った。御殿場岩屑なだれ堆積物中の木片(OYM201, OYM201b)からは2,490 ± 20 BPと2,510 ± 20 BP, S-13降下火砕物直下の黒色土壌(OYM202)からは2,860 ± 30 BP, 富士黒土層基底部の黒色土壌(OYM203)からは8,520 ± 30 BP, 馬伏川岩屑なだれ堆積物中の木片(OYM205)からは16,270 ± 50 BPの¹⁴C年代が得られた。また, 馬伏川岩屑なだれ堆積物の上位の土壌層からは, 立川ローム上部ガラス質火山灰に対比される外来テフラが検出された。得られた結果から, 御殿場岩屑なだれの発生年代は800 cal BC頃, 馬伏川岩屑なだれの発生時期は18,000 cal BC頃と考えられる。

1. はじめに

富士火山(第1図)の様な急峻な成層火山体では, 重力的な安定限界に近い構造であるが故に, 山体崩壊のリスクが避けられない(例えばRomero *et al.*, 2021)。実際に富士火山では過去に繰り返し山体崩壊が発生しており, 火山災害評価では無視することができない事象である(山元ほか, 2002; Yamamoto and Nakada, 2015)。2021年3月に改定された富士山ハザードマップでも, 山体崩壊で生じた岩屑なだれ堆積物の分布範囲が示され, その危険

性に注意が促されている(山梨県, 2021)。これまでの野外調査で各岩屑なだれ堆積物のテフラ層序学的な位置や分布はほぼ確立し(町田, 1964; 宮地, 1988; 宮地ほか, 2004; 山元ほか, 2007; 高田ほか, 2016), 複数の¹⁴C年代測定結果も合わせて各山体崩壊発生時期もおおよそ絞り込まれていた(関東ローム研究グループ, 1964; 山元ほか, 2005; 宮地ほか, 2004)。

本報告では, 東山麓(第2図)に分布する御殿場岩屑なだれ堆積物, 馬伏川岩屑なだれ堆積物及び関連する堆積物のテフラ層序と新たに得られた¹⁴C年代値について報告する。近年, 東山麓では新東名高速道路の建設工事や国道246号線改修工事に伴い大規模な法面として富士火山噴出物の好露頭が出現した(山元, 2022)。そのなかから, 大御神岩屑なだれ堆積物のように, これまで知られていなかったユニットも見つかっている(山元ほか, 2020a)。本報告の測年試料は概ねこれらの新露頭から採取したものであり, その結果は従来の年代観に対して若干の修正を加えるものとなった。

2. 岩屑なだれ堆積物

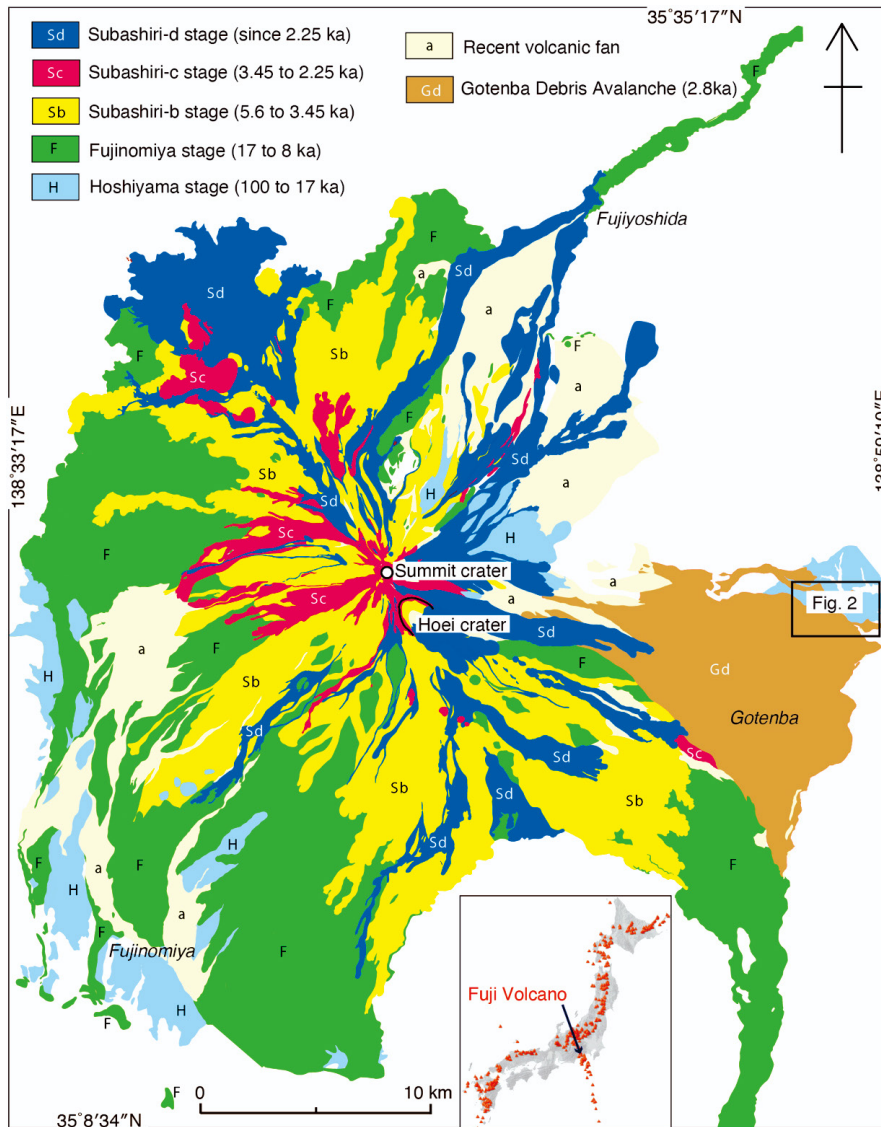
2.1 一般的特徴

岩屑なだれは, 高速の長距離移動地すべりである。岩盤中のすべり面を境に上盤が滑動するだけの地すべりとは異なり, 移動体が流量の極端に大きなgranular flow

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)

² 静岡県富士山世界遺産センター (Mt. Fuji World Heritage Centre, Shizuoka)

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



第1図 富士火山噴出物の分布
 富士火山地質図第2版(高田ほか, 2016)を簡略化した。

Fig. 1 Distribution of products from Fuji Volcano
 Geologic Map of Fuji Volcano, 2nd edition (Takada *et al.*, 2016), simplified.

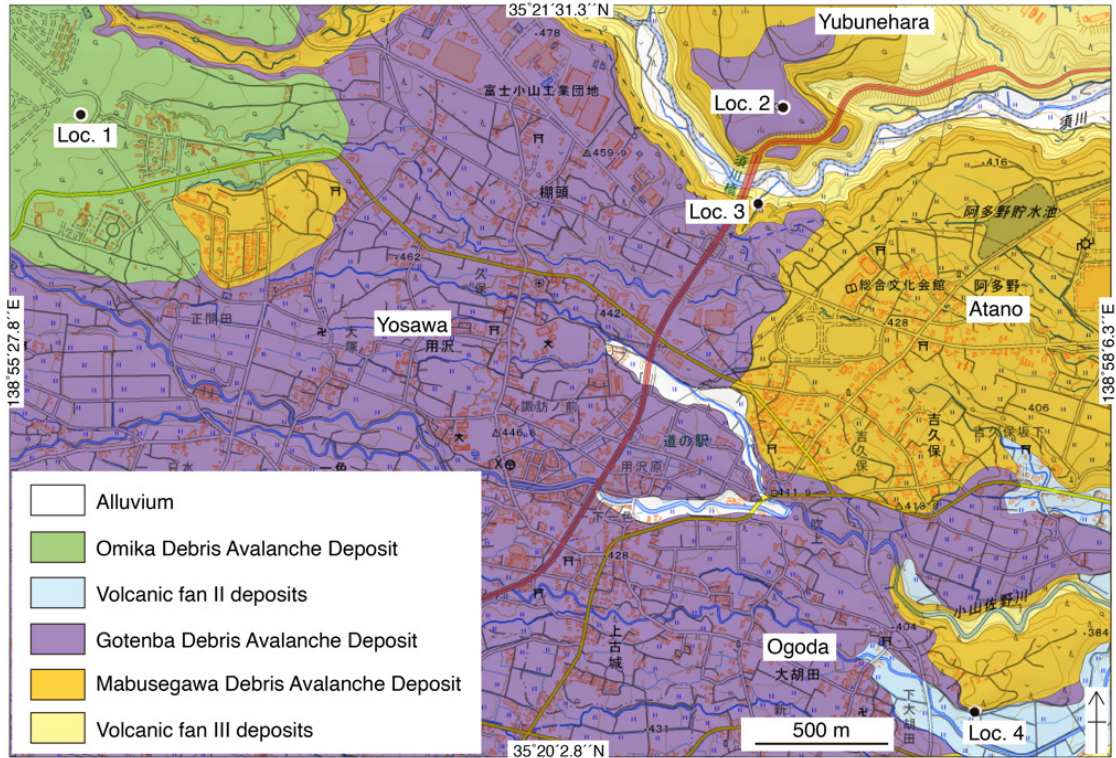
として振る舞うことでその高い流動性がもたらされる (Campbell *et al.*, 1995)。

岩屑なだれ堆積物の主要部分は、破碎された山体構造物の塊からなる。すなわち、火山灰から火山岩塊サイズの角礫の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い破碎・変形を被りながらも元の地質境界や構造がたどれる産状を示すものが多い。このような部分は岩塊相 (block facies) と呼ばれ (Glicken, 1996)、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。また、堆積物主要部分の表面では、しばしば岩塊相が表面に突出し、顕著な流れ山地形が形成されている。一方、縁辺部では、ほとんど

無淘汰で基質支持、多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、基質相 (matrix facies) と呼ばれている (Glicken, 1996)。ただし、基質相も均質ではなく、剪断変形で引き伸ばされた破碎物の薄層がしばしば認められる。また、流走中に取り込まれた土壌の破片や木片も含まれていることが多い。

2.2 御殿場岩屑なだれ

東山麓の御殿場周辺に分布する岩屑なだれ堆積物で、S-14とS-15降下火砕物の間に位置している (高田ほか, 2016)。模式地はこれまで設定されていなかったが、自然露頭で、かつ下位の降下火砕物との層序関係が明ら



第2図 測年試料採取地点周辺の地質図

Fig. 2 Geological map of the area around the sampling point for dating.

かな御殿場市和田の鮎沢川枝沢沿い[山元ほか(2020b)の Loc. 133]を指定する。本堆積物は町田(1964)により御殿場泥流堆積物と呼ばれていたもので、町田(1964)はこの堆積物を一種の火砕流及び泥流と考えていた。すなわち、「種々の玄武岩角礫が主体となった乱雑な堆積物で、色は赤～紫～黒と多彩でかなり高温の状態で見られるが、流下距離が増すにつれ、やや角が取れて水流の影響のみられる堆積相を示すようになる」としていた。その後、町田(1977)ではこの堆積物が山体崩壊で形成され可能性が指摘されている。宮地(1988)、宮地ほか(2004)は、町田(1964)の御殿場泥流堆積物のうち、破碎された溶岩や火砕岩の破片を岩塊として含む山体崩壊に直接由来した堆積物を、御殿場岩屑なだれ(岩屑流)堆積物とよび、山体崩壊後に発生した泥流堆積物と区別した。さらに宮地ほか(2004)は、泥流堆積物を、火山灰基質を持ち角～垂角礫を含む破碎岩塊のない泥流相と、細粒物に乏しく砂礫質で層理が発達する河成相に区分している。しかし、宮地ほか(2004)の泥流相であっても、例えば新東名高速道路建設現場のLoc. 1(第2図)や分布南東縁部の模式地では基質に包有されて破碎された岩塊相が確認できるので、その大半は御殿場岩屑なだれ堆積物の碎屑物混合が進んだ縁辺相と判断される。また、宮地ほか(2004)の河成相は、高田ほか(2016)の火山麓扇状地II堆積物に相当するものである。

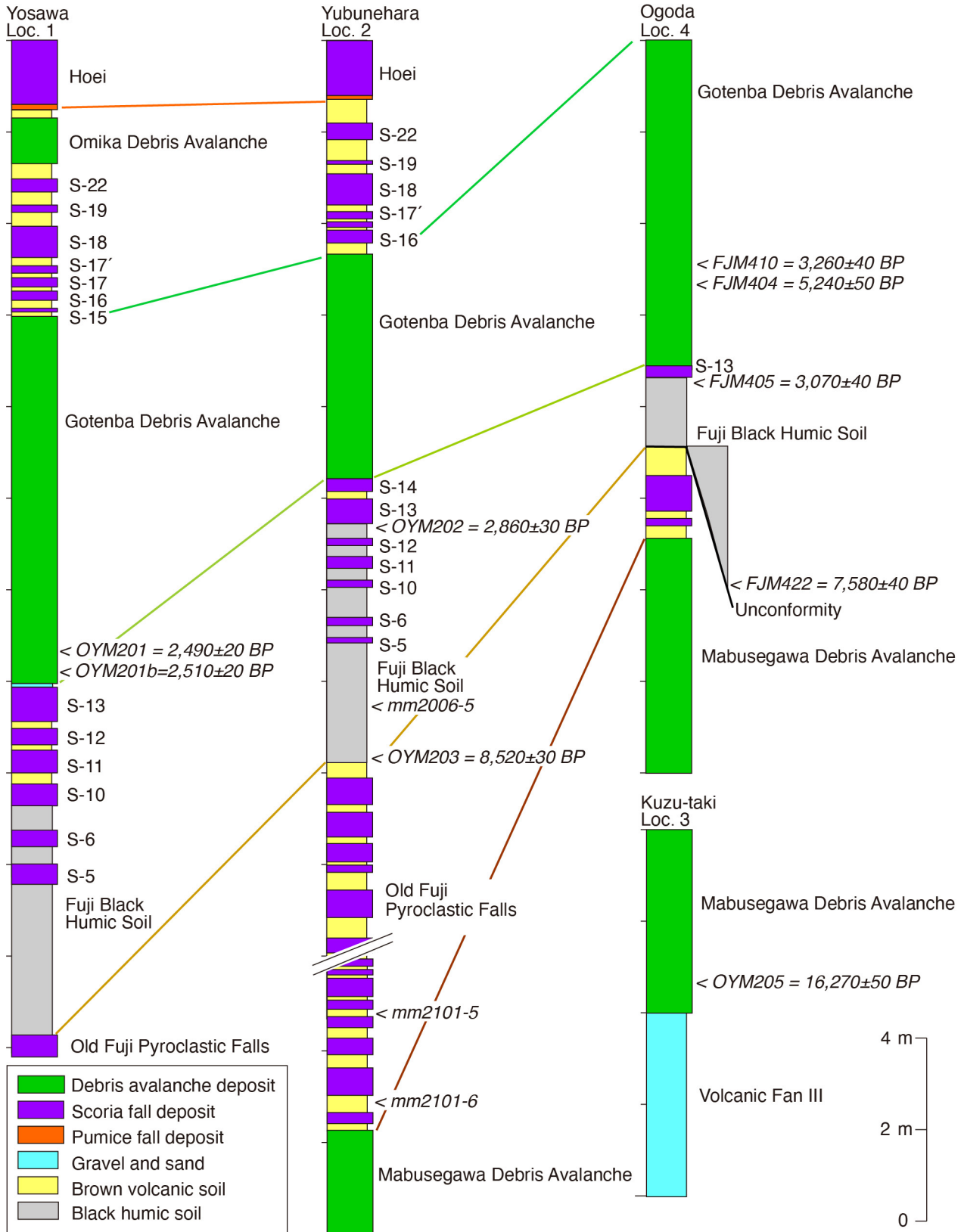
2.3 馬伏川岩屑なだれ堆積物

東山麓の小山町阿多野周辺(第2図)の台地や御殿場市深沢周辺の台地を構成する岩屑なだれ堆積物で、町田(1964)の古期富士テフラ層には含まれる(高田ほか, 2016)。町田(1964)のMf.2火山角礫層に相当し、御殿場岩屑なだれ堆積物の堆積面よりも1段標高の高い地形面をなす。山元ほか(2005)は、この堆積物を、馬伏川岩屑なだれ堆積物と命名している(ただし、読みを「うまふせがわ」としたのは間違いである)。模式地は、御殿場市深沢の県道151号下の馬伏川河床である。関東ローム研究グループ(1964)は、同じ深沢で“御殿場泥流堆積物”直上にある泥炭層中の木片から $16,500 \pm 400$ BP ($\delta^{13}\text{C}$ 未補正)の ^{14}C 年代値を報告しているが、町田(1964)はこの“堆積物”を御殿場泥流ではなくMf.2火山角礫層に対比し直している。また、町田(1964)は、Mf.2火山角礫層について「種々の角礫や炭化していない木片を含むので、いわゆる泥流堆積物」としていたが、淘汰の悪い基質に破碎された溶岩や火砕岩の破片を岩塊相として含むので、岩屑なだれ堆積物と判断される。

3. 測年試料採取地点の露頭記載

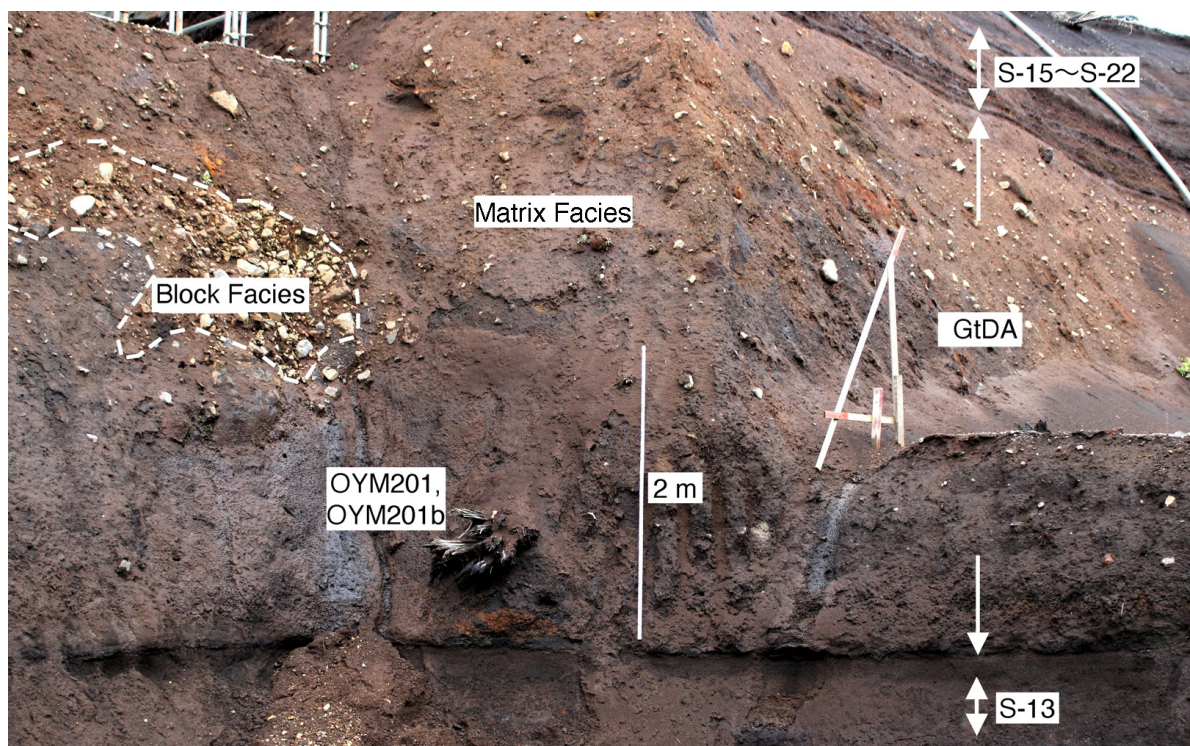
3.1 Loc. 1

本地点は小山町用沢の新東名高速道路工事現場で、層序の詳細は山元(2022)の地点190329-1に記載している。



第3図 測年試料採取地点の柱状図
 Loc. 1 ~ 3の柱状図は本研究. Loc. 4の柱状図は山元ほか(2005)による.

Fig. 3 Columnar sections of sampling points for dating.
 The sections in Locs. 1 to 3 are this study; the section in Loc. 4 is taken from Yamamoto *et al.* (2005).



第4図 Loc.1 (小山町用沢)の御殿場岩屑なだれ堆積物(GtDA).
OYM201とOYM201bは測年試料.

Fig. 4 The Gotenba Debris Avalanche Deposit (GtDA) in Loc. 1 (Yosawa, Oyama Town).
OYM201 and OYM201b are dated sample.

地表から3 m下位に層厚4 mの御殿場岩屑なだれ堆積物が存在し、直上にS-15降下火砕物、直下にS-13降下火砕物がある(第3図)。御殿場岩屑なだれ堆積物の上面・下面ともほぼ平坦で、S-13降下火砕物上の砂層をほぼ水平に覆っている(第4図)。堆積物の下部厚さ約1.5 mは、砂礫混じりの灰色泥質基質にスコリア降下火砕物の固まりや木片が含まれている。その上部厚さ約2.5 mは、褐色～灰色で色調がまだらな淘汰の悪い粗粒火山灰基質に、破碎された溶岩片からなる岩塊相や火山角礫・火山礫が含まれている。泥流様に見える下部と典型的な岩屑なだれ堆積物である上部の境界はほぼ水平であるものの、境界は漸移している。測年試料OYM201とOYM201bは、下部に含まれる直径30～35 cmの同じ未炭化樹幹の最も外側部分(年輪5～10年部分)から採取した(第4図)。樹幹は、樹皮がはぎ取られた状態で泥質基質に包まれていた。

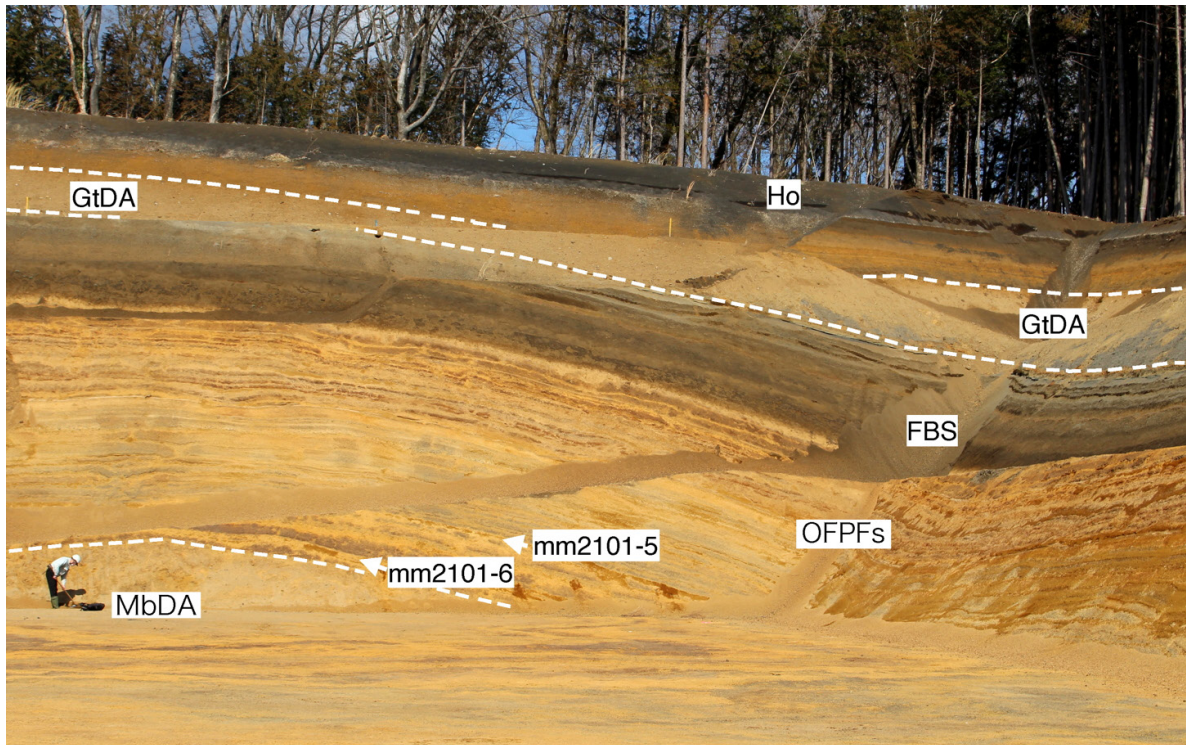
3.2 Loc. 2

本地点は小山町湯舟原の国道246号線須川橋東拡幅工事現場で、層序の詳細は山元(2022)の地点201005-1に記載している。地表から2.3 m下位に層厚2.4 mの御殿場岩屑なだれ堆積物が存在し、直上にS-16降下火砕物、直下にS-14降下火砕物がある(第3図)。堆積物は塊状で基

質支持の淘汰の悪い火山岩塊混じりの凝灰火山礫岩からなり、溶岩片からなる岩塊相を僅かに含んでいる。また、本堆積物は、下位の降下火砕物を挟んだ風成層がつくる緩い起伏面をほぼ並行にマントル被覆している(第5図)。このような堆積形態は、高速地すべりである岩屑なだれ堆積物に特徴的なものであり、泥流堆積物とは異なっている。

測年試料OYM202は、御殿場岩屑なだれ堆積物の下位にあるS-13降下火砕物直下の厚さ1 cm部分の黒色土壌から採取した(第3図)。また、測年試料OYM203は、更に下位の、富士黒土層最下部厚さ3 cm部分から採取した(第3図)。直下の火山礫混じりの褐色火山灰土との境界は漸移的で、試料は土壌の見かけが明らかに黒い部分から採取している。

富士黒土層の下位には約25層の古期富士テフラを挟んだ風成層があり、更にその下位に最大層厚約4 m(下限不明)の馬伏川岩屑なだれ堆積物がある(第3・6図)。この堆積物は塊状で基質支持の淘汰の悪い火山岩塊混じりの凝灰火山礫岩からなり、木片をまばらに含んでいる。ただし、木片の多くは溶脱しており、基質中の空洞となっている。僅かに残った木材様の物質も酸処理で消失し、測年可能な試料は採取できなかった。



第5図 Loc. 2 (小山町湯舟原)の宝永降下火砕物(Ho), 御殿場岩屑なだれ堆積物(GtDA), 富士黒土層(FBS), 古期富士テフラ(OFPFs), 馬伏川岩屑なだれ堆積物(MbDA). 白矢印mm2101-5と-6は外来テフラを含む土壌試料の採取位置。

Fig. 5 The Hoei Pyroclastic Fall Deposit (Ho), Gotenba Debris Avalanche Deposit (GtDA), Fuji Black Humic Soil (FBS), Old-stage Fuji Pyroclastic Falls (OFPFs) and Mabusegawa Debris Avalanche Deposit (MbDA) in Loc. 2 (Yubunehara, Oyama Town).

White arrows (mm2101-5 and -6) indicate soil sample locations containing exotic tephra.

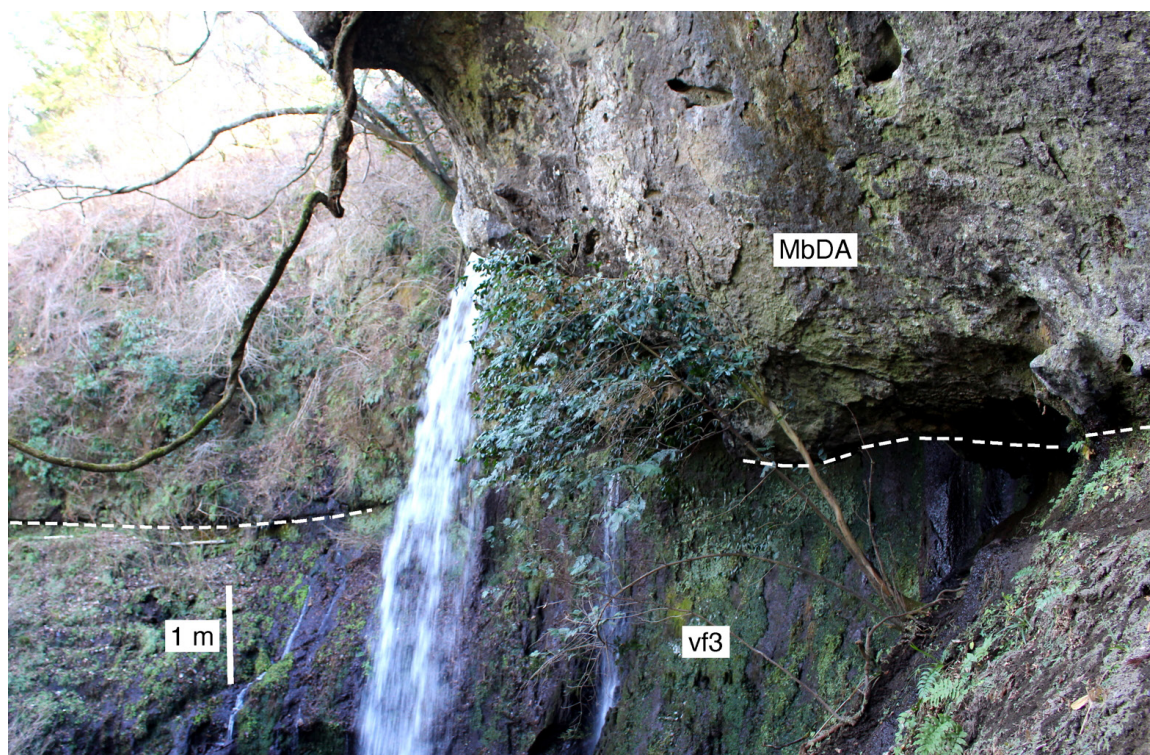
3.3 Loc. 3

本地点は、小山町棚頭の葛滝で、国道246号線須川橋御殿場側橋脚の東脇に位置している(第2図)。葛滝は阿多野台地上の小川が須川左岸壁を流れ落ちるもので、標高390 m前後にある滝の落ち口に層厚4 m以上(上限不明)の馬伏川岩屑なだれ堆積物が露出している(第6図)。この堆積物は塊状で基質支持の淘汰の悪い火山岩塊混じりの凝灰火山礫岩からなり、須川を挟んで対岸のLoc. 2に露出するものと岩相が類似している。基質には未炭化の木片が含まれ、そのうちの一つを測年試料OYM205として採取した。馬伏川岩屑なだれ堆積物の基底は平坦で、塊状で固結度の低い礫混じりの粗粒砂(火山麓扇状地Ⅲ堆積物)を覆っている。また、葛滝の上流の須川沿い(標高380 m前後)には、町田(1964)のMf.1火山角礫層に相当する湖成堆積物とみられる成層したシルトの未固結礫を多く含む塊状の砂礫が露出している。

3.4 Loc. 4

本地点は小山町大胡田の圃場整備現場で、山元ほか(2005)のLoc. 46-47と同じ地点である。富士黒土層を挟

んで御殿場岩屑なだれ堆積物と馬伏川岩屑なだれ堆積物が連続して露出していたが(第3図)、現在は全て植生で被覆されている。御殿場岩屑なだれ堆積物の層厚は5 m以上(上限不明)で、淘汰の悪い塊状の火砕物基質に、灰色や赤色の玄武岩角礫からなる岩塊相が包有されている。山元ほか(2005)は、この堆積物の基質に含まれる黒色土壌片(FJM404, FJM410)から $5,240 \pm 50$ BP, $3,260 \pm 40$ BPの ^{14}C 年代値を報告しているが、これはS-13降下火砕物直下の黒色土壌(FJM405)の ^{14}C 年代値($3,070 \pm 40$ BP)よりも古く、下位から取り込まれたものと解釈されている(第3図)。また、馬伏川岩屑なだれ堆積物の層厚は3.5 m以上(下限不明)で、淘汰の悪い塊状の火砕物基質に、灰色の玄武岩角礫や成層した降下火砕物の塊からなる岩塊相が包有されている。山元ほか(2005)は、同地点の馬伏川岩屑なだれ堆積物中の黒色土壌ブロックとした試料(FJM422)から $7,580 \pm 40$ BPの ^{14}C 年代値を報告したが、その年代は本堆積物の層序学的位置とは一致せず、測年試料は本堆積物を著しい傾斜不整合で覆っていた富士黒土層に由来したとみられる。



第6図 Loc. 3 (小山町葛滝)に露出する馬伏川岩屑なだれ堆積物(MbDA)と火山麓扇状地3堆積物(vf3)。

Fig. 6 The Mabusegawa Debris Avalanche Deposit (MbDA) and volcanic fan 3 deposits (vf3) in Loc. 3 (Kuzu-taki, Oyama Town).

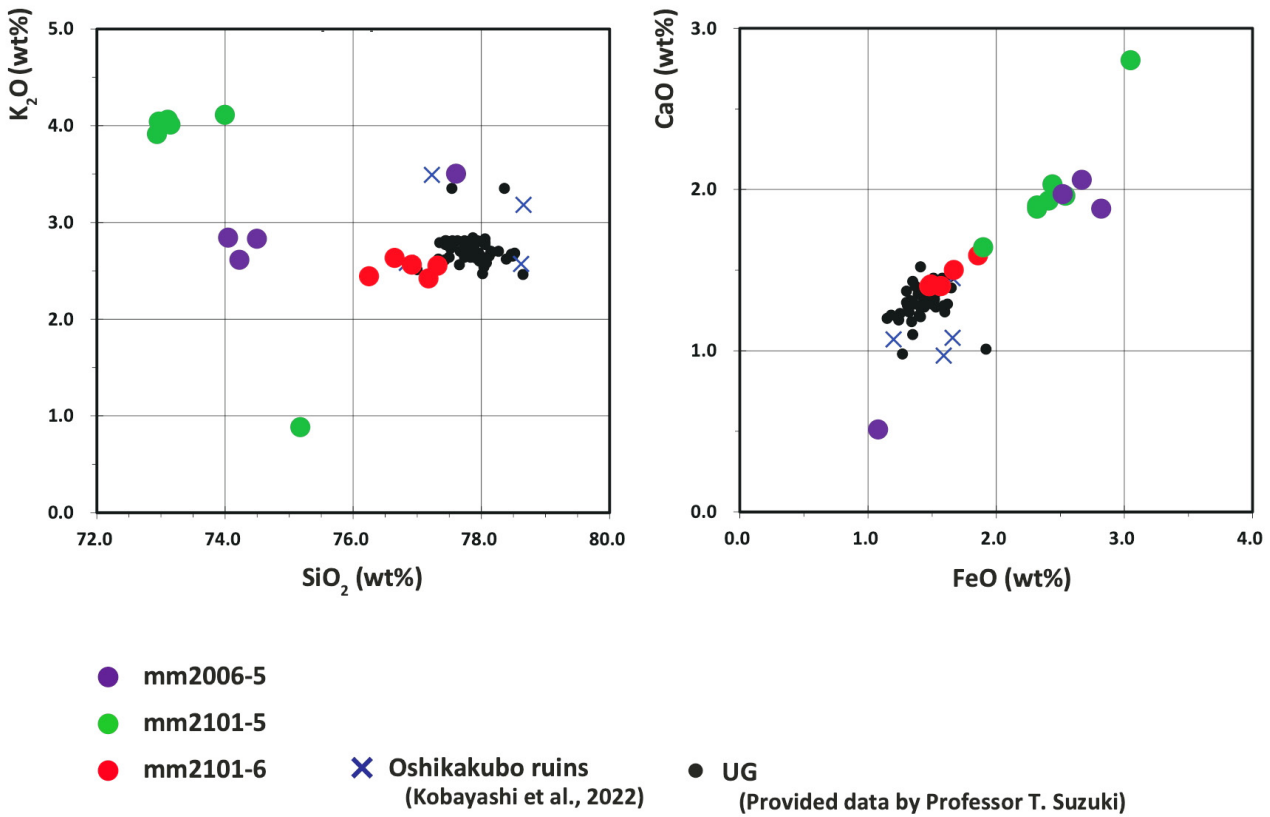
4. 土壌化風成層中の外来火山ガラスの 主成分化学分析結果

Loc. 2において，富士黒土層の下限から70cm付近でやや光沢を有する土壌試料，並びに，古期富士テフラの間に挟まる褐色火山灰土層から比較的明るい色調を呈する土壌試料を採取した。これらに対して，1)超音波洗浄機を用いた粘土成分除去，2)残渣の自然乾燥と篩分け(250 μm ，125 μm ，63 μm)，3)実体顕微鏡及び偏光顕微鏡を用いて火山ガラスの有無，形態などの観察を行った。これらの結果，3層準(mm2006-5，mm2101-5，mm2101-6)から外来テフラとみられる火山ガラスを確認でき，これらを対象にして主成分化学分析を実施した(第3図)。

火山ガラスの主成分化学組成分析には，東京都立大学都市環境学部地理環境学科所有のエネルギー分散型X線分析装置(アメテック製：EDAX-Genesis APEX2: EDS)及び走査型電子顕微鏡(日本電子製：JSM-6390)を用い，分析条件はSuzuki *et al.* (2014)に従い，63 μm ～125 μm サイズの火山ガラスを対象とした。測定前後にワーキングスタンダードとなる始良Tnテフラ(AT；町田・新井，2003)の火山ガラスを分析し，系統誤差がないことを確認した。なお，本報告で示した主成分化学組成は，無水で100%換算した値である。

mm2006-5に含まれる火山ガラスは，バブルウォール型の形状を有し，SiO₂含有量が74.1～74.5wt%，K₂O含有量が2.6～2.8wt%を示す。これらの特徴から，鬼界アカホヤテフラ(町田・新井，2003)起源の火山ガラスに対比される。mm2101-5に含まれる火山ガラスは，主に軽石型の形状を有し，SiO₂含有量が少ない(72.9～73.2 wt%)のに対して，K₂O含有量が特に多い(K₂O：3.9～4.1 wt%)ことで特徴付けられる。しかし，現時点对比可能な広域テフラを富士山周辺では確認できていない。mm2101-6に含まれる火山ガラスは，主に軽石型の形状を有し，SiO₂含有量が76.3～77.3 wt%，K₂O含有量が2.4～2.6 wt%，FeO*含有量が1.5～1.9 wt%を有することで特徴付けられる。

mm2101-6で検出された火山ガラスの起源について，群馬県高崎市中室田町荒神(北緯36.3957°，東経138.8558°)で採取した浅間板鼻黄色テフラ(As-YP；新井，1962)の軽石層を直接覆う火山灰層中の火山ガラスと比較した。分析試料は東京都立大学都市環境学部の鈴木毅彦教授が採取したものである。主成分化学分析の結果，化学組成のばらつき範囲内でmm2101-6と重なることから(第7図)，関東地方南部に分布し，この火山灰層に対比される立川ローム上部ガラス質火山灰(UG；山崎，1978)と考えられる。この根拠として，本論文と同じ富



第7図 火山ガラスのSiO₂-K₂O図とFeO-CaO図
UGは立川ローム上部ガラス質火山灰

Fig. 7 Diagrams of SiO₂-K₂O and FeO-CaO for the volcanic glass shards.
UG is the Tachikawa Upper Glassy Ash

士山麓に位置する大鹿窪遺跡(静岡県富士宮市)の発掘調査においても、同様に、富士黒土層下位の古期富士テフラが挟在する火山灰土から、Loc.2で検出された火山ガラスに類似し、UGに対比される火山ガラスが検出されていることがあげられる(小林ほか, 2022)。

5. 放射性炭素年代測定結果

御殿場岩屑なだれ堆積物中の木片(OYM201, OYM201b), S-13降下火砕物直下の黒色土壌(OYM202), 富士黒土層基底部の黒色土壌(OYM203), 馬伏川岩屑なだれ堆積物中の木片(OYM205)を対象に放射性炭素年代測定を実施した。木片は蒸留水で洗浄後、乾燥したものを測年試料としている。土壌試料は乾燥・粉碎後、スコリア粒子をなるべく含まない有機物を含む土を手選別し、測年試料とした。年代測定は、(株)加速器分析研究所に依頼した。依頼先では、木片試料に対して酸-アルカリ-酸処理(AAA: Acid Alkali Acid; Table 1)を行ったのち、超純水で中性になるまで希釈され、乾燥された。土壌試料に対しては、試料をすりつぶした後、酸処理(HCl; 第1表)を行ったのち、超純水で中性になるまで希釈され、乾燥された。前処理

された試料はどちらも燃焼され、発生した二酸化炭素からグラファイトが生成され、これが分析された。年代測定では、加速器をベースとした¹⁴C-AMS専用装置(NEC社製)が使用されている。また、測定では米国国立標準局(NIST)から提供されたシュウ酸(HOx II)を標準試料に用いており、この標準試料とバックグラウンド試料の測定も同時に実施されている。

OYM201からは2,490 ± 20 BP, OYM201bからは2,510 ± 20 BP, OYM202からは2,860 ± 30 BP, OYM203からは8,520 ± 30 BP, OYM205からは16,270 ± 50 BPの¹⁴C年代が得られた(第1表)。測定結果を暦年代に較正するとOYM201は772 cal BC ~ 539 cal BC (2σ), OYM201bは779 ~ 726 cal BC, 701 ~ 662 cal BC, 651 ~ 544 cal BC (2σ), OYM202は1,113 cal BC ~ 931 cal BC (2σ), OYM203は7,593 cal BC ~ 7,531 cal BC (2σ), OYM205は17,889 cal BC ~ 17,559 cal BC (2σ)となる(第2表)。なお、暦年較正年代の計算には、IntCal13データベース(Reimer *et al.*, 2013)を用い、OxCalv4.2較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)が使用されている。

OYM201とOYM201bは同じ樹幹の外側部分であり、両者のほぼ同じ¹⁴C年代は測年結果の妥当性を示してい

第1表 ¹⁴C年代測定の結果

IAAA IDは(株)加速器研究所での測定番号。pMCは，標準現代炭素に対する¹⁴C濃度の割合。

Table 1 Results of ¹⁴C dating. IAAA ID = Measurement number for the Institute of Accelerator Analysis Ltd.; pMC = percentage of ¹⁴C for the standard modern carbon.

Sample	IAAA ID	Loc.	Material	Chemical pretreatment	δ ¹³ C (permil)	Converted ¹⁴ C age (BP)	Converted pMC (%)
OYM201	200783	1	Wood	AAA	-27.21 ± 0.21	2,490 ± 20	73.35 ± 0.22
OYM201b	211871	1	Wood	AAA	-29.25 ± 0.26	2,510 ± 20	73.45 ± 0.22
OYM202	200784	2	Soil	HCl	-14.52 ± 0.22	2,860 ± 30	70.07 ± 0.22
OYM203	200785	2	Soil	HCl	-15.56 ± 0.22	8,520 ± 30	34.61 ± 0.14
OYM205	211872	3	Wood	AAA	-27.54 ± 0.22	16,270 ± 50	13.19 ± 0.09

IAAA ID = Measurement number for the Institute of Accelerator Analysis Ltd.

AAA = Acid Alkali Acid pretreatment; HCl = Acid pretreatment; pMC = percent Modern Carbon

第2表 ¹⁴C年代値の暦年較正結果

較正にはIntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) とOxCalv4.2 プログラム (Bronk Ramsey, 2009) が用いられた。

Table 2 Calendar ages for the ¹⁴C dating. The ages are calibrated by IntCal13 database (Reimer *et al.*, 2013) and OxCalv4.2 program (Bronk Ramsey, 2009).

Sample	IAAA ID	Radiocarbon determination	Calendar age (1σ)	Calendar age (2σ)
OYM201	200783	2,489 ± 24 BP	757 cal BC—736 cal BC (9.9 %) 695 cal BC—679 cal BC (7.5 %) 671 cal BC—664 cal BC (3.3 %) 649 cal BC—604 cal BC (21.9 %) 598 cal BC—547 cal BC (25.6 %)	772 cal BC—539 cal BC (95.4 %)
OYM201b	211871	2,512 ± 24 BP	771 cal BC—749 cal BC (14.3 %) 686 cal BC—666 cal BC (13.1 %) 640 cal BC—570 cal BC (40.9 %)	779 cal BC—726 cal BC (22.0 %) 701 cal BC—662 cal BC (18.4 %) 651 cal BC—544 cal BC (55.0 %)
OYM202	200784	2,856 ± 25 BP	1,055 cal BC—978 cal BC (60.8 %) 951 cal BC—939 cal BC (7.4 %)	1,113 cal BC—931 cal BC (95.4 %)
OYM203	200785	8,522 ± 32 BP	7,588 cal BC—7,574 cal BC (28.8 %) 7,563 cal BC—7,542 cal BC (39.4 %)	7,593 cal BC—7,531 cal BC (95.4 %)
OYM205	211872	16,271 ± 52 BP	1,7853 cal BC—1,7770 cal BC (24.8 %) 1,7984 cal BC—1,7583 cal BC (43.5 %)	1,7889 cal BC—1,7559 cal BC (95.4 %)

る。また，今回の5つの¹⁴C年代は，いずれも第3図の層序関係と矛盾していない。東山麓の富士黒土層基底部からはこれまでに8,600～8,780 BPの¹⁴C年代(FJM330, FJM431; 山元ほか, 2005)を得ており，今回のOYM203測年結果と概ね重なっている。また，この基底部の年代は，その上位から鬼界アカホヤテフラ(mm2006-5)が検出されたこととも矛盾しない。

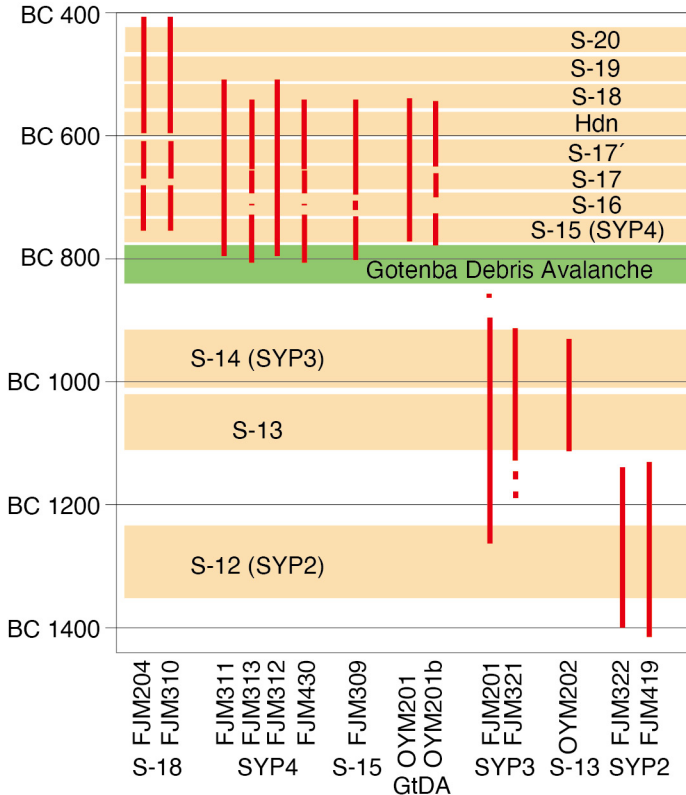
6. 考察

6.1 御殿場岩屑なだれの発生年代

宮地ほか(2004)は，Loc. 1近くの御殿場岩屑なだれ堆積物中の未炭化木片から2,775 ± 45 BPの¹⁴C年代を報告し，その暦年較正結果から堆積物の形成年代を900 cal BC頃と結論付けていた。また，Loc. 2とほぼ同じ国道246号線沿いの本堆積物を泥流堆積物と考え，含まれる未炭化木片の¹⁴C年代として2,580 ± 65 BP (δ¹³C未補正)を示し，岩屑なだれと泥流の発生に200～300年の時間

差があるものとした。しかし，第4図に示したようにLoc. 1で泥流的な岩相と典型的な岩屑なだれ堆積物は漸移することから，時期の異なる2つのイベントがあったとは考えがたい。Loc. 2の本堆積物も，堆積形態から泥流ではなく，岩屑なだれと判断される。山元ほか(2005)が第4図で示したように，岩屑なだれ堆積物は地表にあった土壌等の様々な物質を流走途中で取り込んでいる。宮地ほか(2004)の2,775 ± 45 BPは，御殿場岩屑なだれ堆積物のOYM201a・OYM201bの2,500 BP頃の¹⁴C年代よりも有意に古く，下位層からの取り込み物の年代を示している可能性が強い。

山元ほか(2020b)は，スコリアの化学組成からS-14降下火砕物を西山腹のSYP3火砕流堆積物(Yamamoto *et al.*, 2005)，S-15降下火砕物を北西山腹の八軒溶岩流(高田ほか, 2016)に対比している。SYP3火砕流堆積物からは2,860 ± 40 BP (FJM321)と2,880 ± 70 BP (FJM202)，八軒溶岩流からは2,540 ± 40 BP (FJM309)，八軒溶岩流



第8図 富士火山噴出物¹⁴C年代値の暦年分布
赤太線は測定値の2σ暦年範囲を示す。OYM試料は本報告、FJM試料は山元ほか(2005)、高田ほか(2016)。ページ色の横棒は富士火山火砕物の相対的な年代層序的位置を示している。横棒の幅は目安であり、特に意味はない。御殿場岩屑なだれ(緑色横棒)とS-18降下火砕物の暦年代は重複範囲が大きい、両者の間には5層の独立した火砕物が確認されている(山元ほか, 2020b)。

Fig. 8 Distribution of the calendar ages for the ¹⁴C dating from the products of Fuji Volcano.
Red solid lines show the range of 2σ ages for the dated samples. OYM samples = this study, FJM samples = Yamamoto *et al.* (2005); Takada *et al.* (2016). The beige horizontal bars indicate the relative chronostratigraphic position of the pyroclastic deposits of Fuji Volcano. The width of the horizontal bar is for reference only and has no particular meaning. The Gotenba Debris Avalanche (the green bar) and S-18 Pyroclastic Fall Deposit have a large overlap in chronology, but five independent pyroclastic units have been identified between them (Yamamoto *et al.*, 2020b).

とほぼ同じ層準のSYP4火砕流堆積物からは $2,510 \pm 40$ BP (FJM311)・ $2,510 \pm 40$ BP (FJM312)・ $2,550 \pm 40$ BP (FJM313)・ $2,550 \pm 40$ BP (FJM430)の¹⁴C年代が得られており (Fig. 8; 山元ほか, 2005), これらが御殿場岩屑なだれの発生時期を拘束しよう。下位にあるS-14火砕物は、上記の¹⁴C年代の暦年較正值からほぼ1,000 cal BCとされていたが(山元ほか, 2020b), 本報のS-13火砕物直下の土壌OYM202の年代測定結果もこれと矛盾しない(第8図)。一方で、暦年較正で注意しなければならないのは2,500 BP頃を示す¹⁴C年代で、この時期は暦年較正グラフの傾きが水平に近くなり、較正された暦年範囲が800～500 cal BCとかなり広がる(Reimer *et al.*, 2013)。しかしながら、宮地(1988)は、相対的な層序関係から、御殿場岩屑なだれ発生は「S-14の噴出後、短時間(恐らく100年以内)」としており、その発生暦年が800 cal BCよりも大きく若くなることはないであろう。また、上位にあるS-18降下火砕物はFJM204, FJM310, FJM332の¹⁴C年代暦年較正值や層序関係から550 cal BCと判断されている(山元ほか, 2005; 高田ほか, 2016)。御殿場岩屑なだれ堆積物との間には下位からS-15・S-16・S-17・S-17'・白山岳西(Hdn)降下火砕物があり、各火砕物は休止を示す明瞭な土壌層で隔てられている(山元ほか, 2020b)。御殿場岩屑なだれ堆積物の暦年をOYM201a・OYM201b下限一杯の800 cal BC頃としてほぼ等間隔で割り振ると、各降下火砕物の相対的な層序年代はそれぞれ760, 720, 680,

630, 590 cal BC頃となる(第8図)。これらの年代観は、山元ほか(2020b)が宮地ほか(2004)に従い御殿場岩屑なだれ堆積物を900 cal BC頃として示したものよりも若干若くなる。

6.2 馬伏川岩屑なだれの発生年代

本堆積物の木片から得られたOYM205の $16,270 \pm 50$ BPは、関東ローム研究グループ(1964)が直上にある泥炭層中の木片から得た $16,500 \pm 400$ BP ($\delta^{13}\text{C}$ 未補正)の¹⁴C年代と良く一致している。また、その暦年較正年代は、ほぼ18,000 cal BCで(第2表)、これが馬伏川岩屑なだれの発生時期を示すと考えられる。一方、本堆積物を覆う火山灰土中から検出したUGについては、約12 kaの年代観が考えられていた(山崎, 1978)。ただし、これはUGの下位にあるATの年代を21.5 kaと仮定して層序学的に求められたものであり、当然ながら見直しが必要である。水月湖コア中のATの降下年代は、ほぼ30 kaである(Smith *et al.*, 2013)。栃木県から茨城県で厚さ数cmの土壌化風成層を挟んでUGに対比されるAs-YP上位の日光今市テフラ(Nt-I; 阿久津, 1995; 山元, 2013; 2021)直下の泥炭からは $14,935 \sim 14,770$ cal BCの14C暦年較正年代が報告されており(中村ほか, 2011), UGの噴火年代は山崎の年代観よりも古く、馬伏川岩屑なだれの発生時期に近いものと判断されよう。

山元ほか(2007)、高田ほか(2016)は、15,000 cal BC頃

から始まる山麓部の大規模な溶岩流出を境に下位を星山期，上位を富士宮期と定義している。今回のOYM205の年代測定結果は，馬伏川岩屑なだれが星山期の末期に発生したとする高田ほか(2016)の層序を，再確認するものとなった。また，OYM205の年代は，南西山麓の田貫湖岩屑なだれの発生時期(18,000 cal BC頃)にかなり近い。この年代は直下の土流堆積物中の木片から推定されているもので，東と南西に離れた両岩屑なだれの時期関係を決めるためには，田貫湖岩屑なだれ堆積物そのものから測年試料を今後発見する必要がある。

7. まとめ

富士火山東山麓で新たに採取された試料の¹⁴C年代測定結果や外来テフラの対比結果から，御殿場岩屑なだれの発生年代は800 cal BC頃，馬伏川岩屑なだれの発生時期は18,000 cal BC頃となった。

謝辞：新東名高速道路工事現場の調査時には，中日本高速道路株式会社沼津工事事務所の丸山大輔工事に便宜を図って頂いた。国道246号線改修工事現場の調査時には，国土交通省中部地方整備局沼津河川国道事務所御殿場国道維持出張所の，丸山保昭出張所長，高岡紗恵管理第二係長に便宜を図って頂いた。火山ガラスの主成分分析は，東京都立大学火山島嶼火山・都市災害研究センター(当時)の村田昌則博士が行った。厚く御礼申し上げます。

文 献

阿久津 純(1955)宇都宮周辺の関東火山灰層と河岸段丘。宇都宮大学学芸学部研究論集，no.4，33-46。
 新井房夫(1962)関東盆地北西部地域の第四紀編年。群馬大学紀要自然科学編，no.10，1-79。
 Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360。
 Campbell, C.S., Cleary, P.W. and Hopkins, M. (1995) Large-scale landslide simulations: global deformation, velocities and basal friction. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **100** (B5), 8267-8283. doi:10.1029/94jb00937
 Glicken, H. (1996) Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washinton. *USGS Open-file Report 96-677*, 90p。
 関東ローマ研究グループ(1964)御殿場市蓮花寺付近の泥流および礫層の絶対年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代 V—。地球科学，no.71，36-37。
 小林 淳・村田昌則・鈴木毅彦(2022)第6節 大鹿窪遺跡で確認した富士火山起源のスコリア層と広域テフラ層序，第4章 自然科学的分析。史跡大鹿窪遺跡報告書—史跡整備事業に伴う再発掘調査—，富士宮市，83-88。
 町田 洋(1964) Tephrochronologyによる富士火山とそ

の周辺地域の発達史：第四紀末期について(その1)。地学雑誌，**73**，293-308，337-350。
 町田 洋(1977)火山灰は語る。蒼樹書房，東京，342p。
 町田 洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会，336p。
 宮地直道(1988)新富士火山の活動史。地質学雑誌，**94**，433-452。
 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗(2004)富士火山東斜面で2900年前に発生した山体崩壊。火山，**49**，237-248。
 中村洋一・松居誠一郎・布川嘉英(2011)男体今市(Nt-I)および男体七本桜(Nt-S)の噴出年代。日本火山学会講演予稿集2011年秋季大会，73-73。
 Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887。
 Romero, J. E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Tormey, D., Sielfeld, G., Arzilli, F., La Spina, G., Franco, L., Burton, M. and Polanco, E. (2021) Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: a review of their driving processes, types and consequences. *Frontiers in Earth Science*, **9**. doi:10.3389/feart.2021.639825
 Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K. and Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Review*, **67**, 121-137。
 Suzuki, T., Kasahara, A., Nishizawa, F. and Saito, H. (2014) Chemical characterization of volcanic glass shards by energy dispersive X-Ray spectrometry with EDAX Genesis APEX2 and JEOL JSM-6390. *Geographical Report, Tokyo Metropolitan University*, **49**, 1-12。
 高田 亮・山元孝広・石塚吉浩・中野 俊(2016)富士火山地質図(第2版)。産総研地質調査総合センター。
 山元孝広(2013)栃木-茨城地域における過去約30万年間のテフラの再記載と定量化。地質調査研究報告，**64**，251-304。
 山元孝広(2021)那須火山群・高原火山・日光火山群周辺の中期～後期更新世テフラ層序と火山ガラスの主成分化学組成。地質調査総合センター研究資料集，no.712。産総研地質調査総合センター。

- 山元孝広(2022)富士火山の完新世テフラ層序.地質調査総合センター研究資料集, no.732. 産総研地質調査総合センター.
- 山元孝広・高田 亮・下川浩一(2002)富士火山の岩屑なだれ. 月刊地球, **24**, 640–644.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊(2005)放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, **50**, 53–70.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bulletin of Volcanology*, **67**, 622–633. doi:10.1007/s00445-004-0398-y
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮(2007)富士火山南西山麓の地表及び地下地質：噴出物の新層序と化学組成変化. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道(編), 富士火山. 山梨県環境科学研究所, 97–118.
- Yamamoto, T. and Nakada, S. (2015) Extreme Volcanic Risks 2: Mount Fuji. In P. Papale (Ed.), *Volcanic Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, Amsterdam, 355–376. doi:10.1016/B978-0-12-396453-3.00014-9
- 山元孝広・石塚吉浩・下司信夫(2020a)富士山東方で1.1kaに発生した大規模火山性斜面崩壊. 地質学雑誌, **126**, 127–136.
- 山元孝広・中野 俊・石塚吉浩・高田 亮(2020b)新期富士火山降下火砕物の再記載と噴出量の見積もり. 地質調査研究報告, **71**, 517–580.
- 山梨県[防災局危機管理課](2021)富士山ハザードマップ. <https://www.pref.yamanashi.jp/kazan/hazardmap.html> (閲覧日：2022年12月12日)
- 山崎晴雄(1978)立川断層とその第四紀後期の運動. 第四紀研究, **16**, 231–246.
- (受 付：2022年5月10日； 受 理：2023年4月18日)

富山県中 - 東部の東別所層, 天狗山層及び音川層の層序対比

長森 英明^{1,*}・渡辺 真人¹

NAGAMORI Hideaki and WATANABE Mahito (2023) Stratigraphic correlation of the Higashibessho, Tenguyama and Otokawa formations in the central to eastern area of Toyama Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 74 (3), p. 119-131, 6 figs, 2 tables.

Abstract: The Cenozoic strata, excluding terrace deposits and alluvium, in the eastern area of the Hokuriku sedimentary basin, central Japan, consists of the Nirehara, Iwaine, Kurosedani, Higashibessho, Tenguyama, lower Otokawa, upper Otokawa, Mita and Kurehayama formations in ascending order. In this study, the stratigraphic correlations among the Higashibessho, Tenguyama and Otokawa formations in the Yatsuo area are examined in terms of the type area and the strata present in east of Yatsuo area. Nineteen samples for diatom fossil analysis were collected from the Kushida, Kitayama, Kurokawa and Hieda areas. The Shakusenji Formation in the Kurokawa and Kiyayama areas is correlated with the *Denticulopsis lauta* Zone (NPD4A). On the other hand, diatom fossils are not found in the Otokawa Formation. The following conclusions are obtained in this study. The Higashibessho Formation is correlated with the Shakusenji, Sasagawa and lower Sazen formations. The Tenguyama Formation is contemporaneous with the upper Sazen Formation, but heterotopic facies. The Lower Otokawa Formation is correlated with the Takabatake Formation but is not distributed east of Yatsuo area to the Kurokawa area. The Upper Otokawa Formation extends to the Hayatsuki River, but not further north.

Keywords: Toyama Prefecture, Neogene stratigraphy, Higashibessho Formation, Tenguyama Formation, Otokawa Formation, Diatom fossil, Unconformity

要 旨

北陸堆積盆東部の段丘堆積物と沖積層を除く新生界層序は下位より楡原層, 岩稲層, 黒瀬谷層, 東別所層, 天狗山層, 音川層下部, 音川層上部, 三田層, 呉羽山層に区分される。このうち中-上部中新統の東別所層から音川層上部について, 模式地の八尾地域と東方の相当層について対比を行った。本報告では, 串田, 北山, 黒川及び稗島地域における19試料について珪藻化石分析を試みた。東別所層相当層の釈泉寺層から*Denticulopsis lauta*帯(NPD4A)に対比される珪藻化石が得られたが, 音川層及びその相当層から珪藻化石を得ることができなかった。検討の結果, 各層は次のように対比される。東別所層は, 釈泉寺層, 笹川層, 最禪層下部に, 天狗山層は, 最禪層上部に, 音川層下部は, 高島層にそれぞれ対比される。高島層は八尾地域東域から黒川地域では分布しない。音川層上部は早月川まで分布し, 早月川以北では分布しない。

1. はじめに

北陸堆積盆東部(第1図)に分布する段丘堆積物と沖積層を除く新生界は, 横山(1930)を始めとする多くの研究がなされ, 富山県央に位置する八尾地域(富山市八尾町一帯)において模式的な層序が構築されている(坂本ほか, 1959; 紺野ほか, 1961; 坂本, 1966; 相馬, 1982, 早川(1983), 早川・竹村, 1987; 富山県, 1992, 中嶋ほか, 2019など)。中嶋ほか(2019)による層序は, 下位より楡原層, 岩稲層, 黒瀬谷層, 東別所層, 天狗山層, 音川層, 三田層, 呉羽山層に区分され, さらに音川層は音川層下部と上部に細分される(第2図)。これら新生界の年代論は, 珪藻や浮遊性有孔虫などの微化石層序(Ikebe *et al.*, 1972; 千地・池辺, 1973; 谷村, 1979; Hasegawa and Takahashi, 1992; 渡辺, 1990, 2002a, b; 佐藤ほか, 1991; 柳沢, 1999; 佐藤ほか, 2010など), 古磁気層序(Itoh, 1986, 1988; 伊藤・早川, 1988, 1989; 伊藤・渡辺, 1988, 2000; 岩城・伊藤, 2000など), テフラ層序(田村・山崎, 2004; 田村ほか, 2005など), K-Ar年代(柴田, 1973; 石油公団, 1985; 金子, 2001など), フィッシュ

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 Geoinformatio)

* Corresponding author: NAGAMORI, H., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nagamori-h@aist.go.jp



第1図 北陸堆積盆地及び調査位置図。
基図に国土地理院地図を使用した。中新統-下部更新統の分布は山田ほか(1974)に基づく。

Fig. 1 Hokuriku Sedimentary Basin and study area.
Base maps from GSI Maps of the Geospatial Information Authority Japan. Distribution of the Miocene to Lower Pleistocene strata followed Yamada *et al.* (1974).

ン・トラック年代(早川, 1983, 早川・壇原, 1986; 角井, 1986など)やU-Pb年代(Itoh, 2016; 長森・古川, 2017; 中嶋ほか, 2019)などの年代や層序に関する多くの報告によって年代論の精度が向上している。

これまでに富山県下に分布する新生界の層序対比は、坂本ほか(1959), 粕野ほか(1961), 坂本(1966), 藤井ほか(1992), 原山ほか(1996)などによって総括がなされてきた。しかし、八尾地域の東方域では、市村(1935), 藤井(1959), 野沢・坂本(1960), 富山県・工業技術院地質調査所名古屋出張所編(1967), 角・野沢(1973), 伊藤(1985), 岩城・伊藤(2000), 金子(2001), Itoh *et al.* (2016)などの報告があるものの、模式地の八尾地域における研究報告に比べると情報量が圧倒的に少なく、詳細な層序対比はほとんどなされていない。本報告では、東方域の中でも特に年代に関する情報の少ない東別所層相当層と音川層を対象として珪藻化石の検出を試み、既存資料を用いて年代論に基づく層序対比の整理及び考察を行う。本報告において記述する地名及び河川名は第3図に示す。なお、長森は試料の採取及び地質に関する執筆、渡辺は珪藻化石に関する分析及び執筆を担当した。

2. 東別所層, 天狗山層, 音川層及びその相当層の概略

東別所層, 天狗山層及び音川層に相当する地層の分布図を第3図に示す。これらの地層は八尾地域の東方では、北東-南西方向に帯状に分布する。なお、第3図における地質の分布は、基本的に坂本・野沢(1960), 野沢・坂本(1960), 角・野沢(1973), 竹内ほか(2017)の層序及び地質図に従ったが、八尾地域については、早川・竹村(1987), 天野ほか(2008), 中嶋ほか(2019)を参照して修正を加えた。

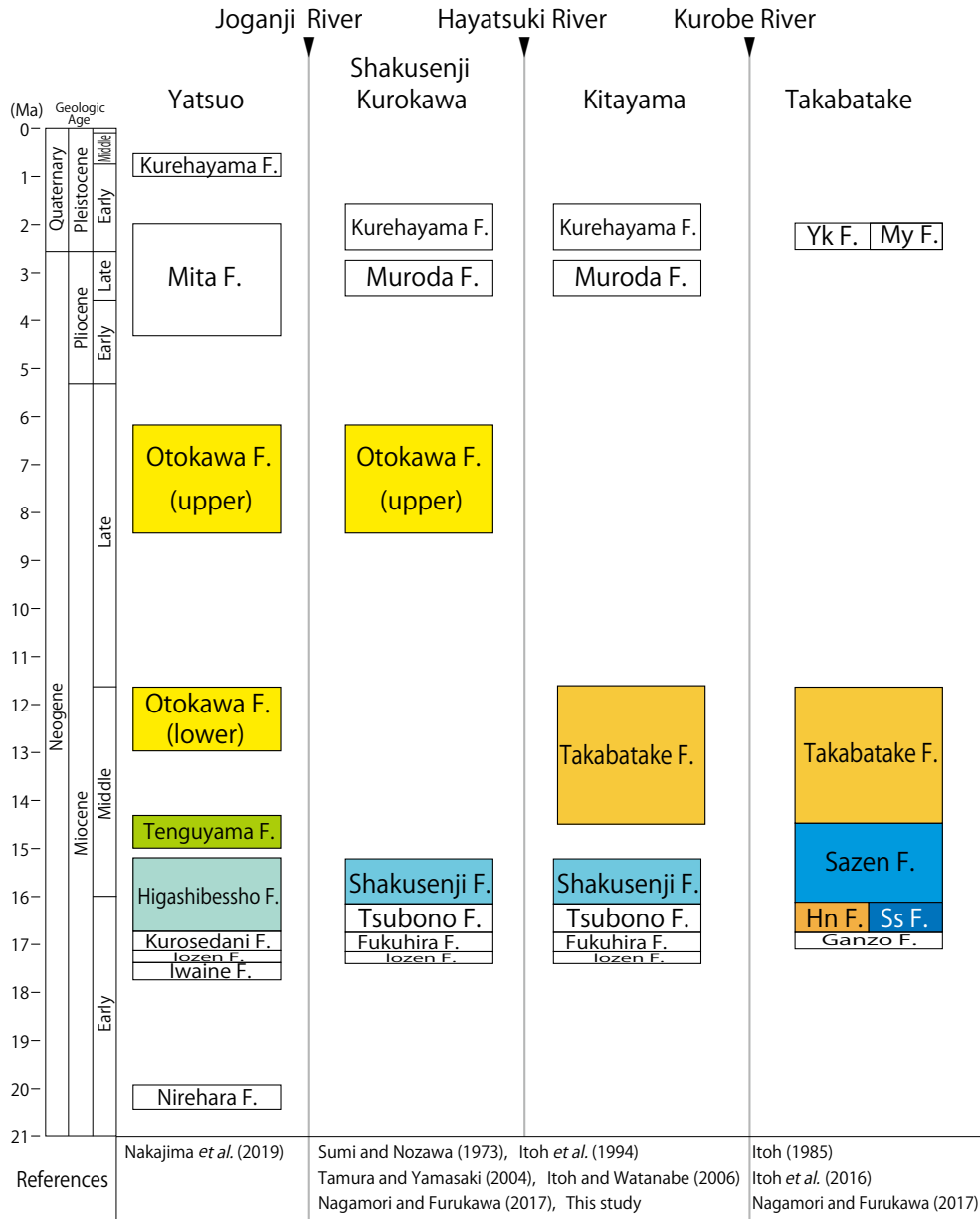
2.1 東別所層及び相当層

東別所層は藤田・中川(1948)によって命名された。砺波市東別所を模式地とし、庄川と常願寺川の間に分布する。主に塊状の泥岩からなる。八尾地域では下位より栃上泥岩部層, 塩谷砂岩部層, 三谷泥岩部層, 浅谷シルト岩部層の4部層に細分される(早川・竹村, 1987)。八尾地域の東方における東別所層の相当層として釈泉寺層, 笹川層, 羽入層及び最禪層が分布する(第2図)。釈泉寺層は主に灰色の塊状砂質泥岩からなり、常願寺川と黒部川の間に分布する(角・野沢, 1973; 長森・古川, 2017)。主に灰色-暗灰色の塊状泥岩からなる笹川層(市村, 1935)の南西端は小川沿いに存在する小川断層によって分布を切られ、断層の南西側に同時異相の凝灰質砂岩からなる羽入層(伊藤, 1985)が分布する(長森・古川, 2017)。最禪層(藤井, 1959)は灰色-明灰色の砂質泥岩からなり、黒部川の北東側に分布する(長森・古川, 2017)。

2.2 天狗山層, 音川層及び相当層

音川層の定義は早川・竹村(1987)によって大きく変更された。そこで本論では早川・竹村(1987)の定義より前の音川層については、「音川層」として表記する。

「音川層」は藤田・中川(1948)によって命名された。模式地は富山市婦中町外輪野付近(旧音川村)の南方である(早川・竹村, 1987)。なお、音川村が1959年に消滅した後、「音川」は地名として残存していない。「音川」の読みは地名としては「おとがわ」であるが、地層名としては「おとかわ」(池邊, 1949; 今村ほか, 1951; 中世古, 1953, 1954; 伊藤, 1985; 長谷川・小林, 1986; Ogasawara *et al.*, 1989; 小笠原ほか, 1989; 原山ほか, 1996; 竹内ほか, 2017など)と「おとがわ」(坂本・野沢, 1960; 野沢・坂本, 1960; 坂本, 1963; 坂本, 1966; 坂本ほか, 1967; 角・野沢, 1973; 早川・竹村, 1987; 藤井ほか, 1992; 中嶋ほか, 2019など)の両方の事例があり、混乱している。読み方を示した文献は池邊(1949)が最も古く、先取権を尊重し、「おとかわ」を採択する。当初「音川層」は、年代的な根拠が不詳なものの後期中新世から前期鮮新世の堆積物とされていた(早川, 1983)。しかしその後、早川・



第2図 北陸堆積盆東部の中新統～中部更新統の層序対比。
略号(Yk:横尾, My:宮崎, Hn:羽入, Ss:笹川, F.:層).

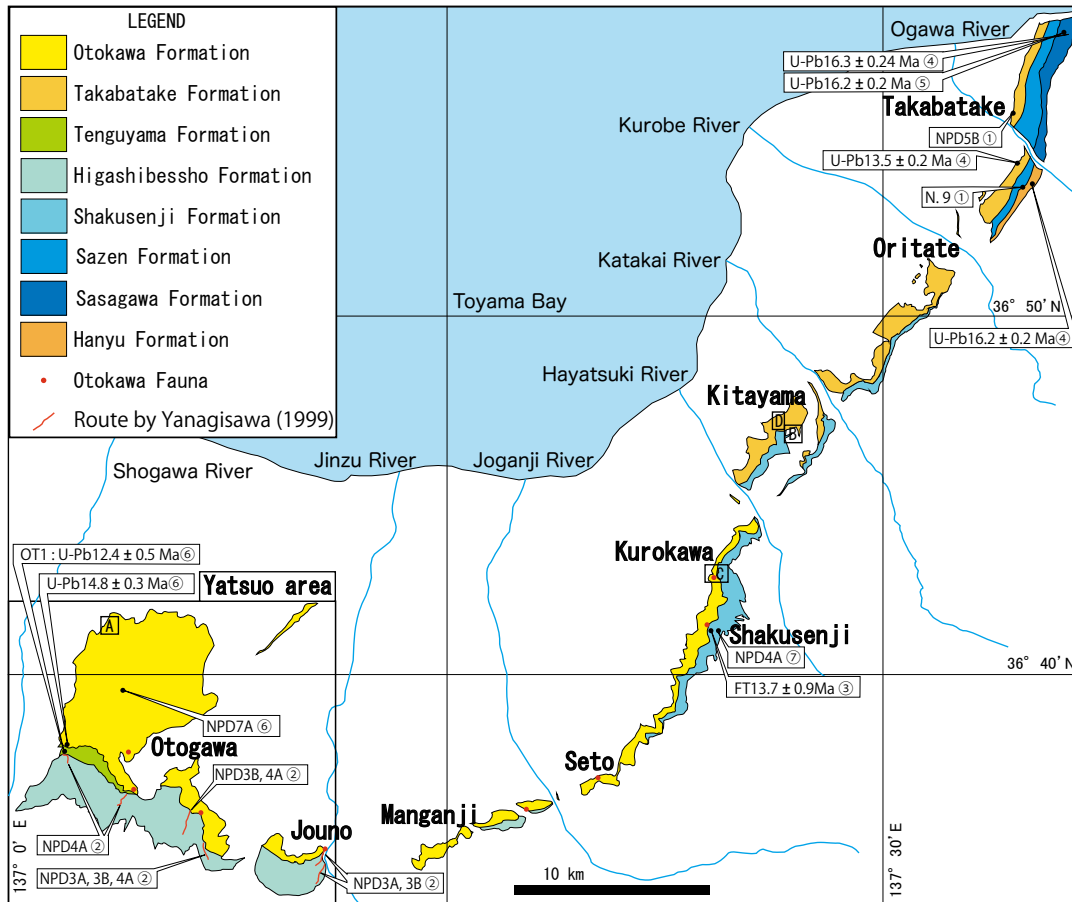
Fig. 2 Stratigraphic correlation of the Miocene to Middle Pleistocene in the eastern part of the Hokuriku Sedimentary Basin.
Abbreviations (Yk: Yokoo, My: Miyazaki, Hn: Hanyu, Ss: Sasagawa, F.: Formation).

竹村(1987)が“音川層”中に不整合の存在を明らかにし、従来“音川層”とされていた地層を下位より天狗山(累)層、音川(累)層、三田(累)層に細分して再定義した。さらに、中嶋ほか(2019)は音川層の最下部層準に 12.4 ± 0.5 MaのU-Pb年代値を持つOT1凝灰岩層が挟まれること、中部層準から珪藻化石帯のNPD7A帯(7.7-6.5 Ma)の珪藻化石が産出することから、境界は不明なものの中中部中新統の音川層下部と上部中新統の音川層上部に区分している(第2

図)。本報告の天狗山層と音川層の層序的な位置づけは、早川・竹村(1987)と中嶋ほか(2019)に基づく。

天狗山層は砺波市頼成の森県民公園の天狗山周辺を模式地として、早川・竹村(1987)によって命名された。天狗山層は八尾地域西部のみに分布し、東方に厚さを減じて消滅する。下位の東別所層を不整合で覆う。この不整合は伊香浜不整合(早川・竹村, 1987)と呼ばれる。

砂礫岩からなる和田川橋礫岩部層(坂本・野沢, 1960),



第3図 東別所層・天狗山層・音川層及びその相当層の分布概略図。

本図は坂本・野沢(1960), 坂本(1963), 角・野沢(1973), 早川・竹村(1987), 竹内ほか(2017)に基づく。四角は第4図における試料採取位置を示す。A: 串田地域, B: 北山地域, C: 黒川地域, D: 稗畠地域。赤線: 柳沢(1999)の層序セクション。音川動物群の軟体動物化石産地は小笠原(1988), 清水・藤井(1995)に基づく。①: 伊藤(1985), ②: 柳沢(1999), ③: 伊藤・渡辺(2006), ④: Itoh *et al.* (2016), ⑤: 長森・古川(2017), ⑥: 中嶋ほか(2019), ⑦: 伊藤ほか(1994)。NPD: 北太平洋珪藻化石帯区分コード(Yanagisawa and Akiba, 1998)。N.: 浮遊性有孔虫化石帯(Blow, 1969)。

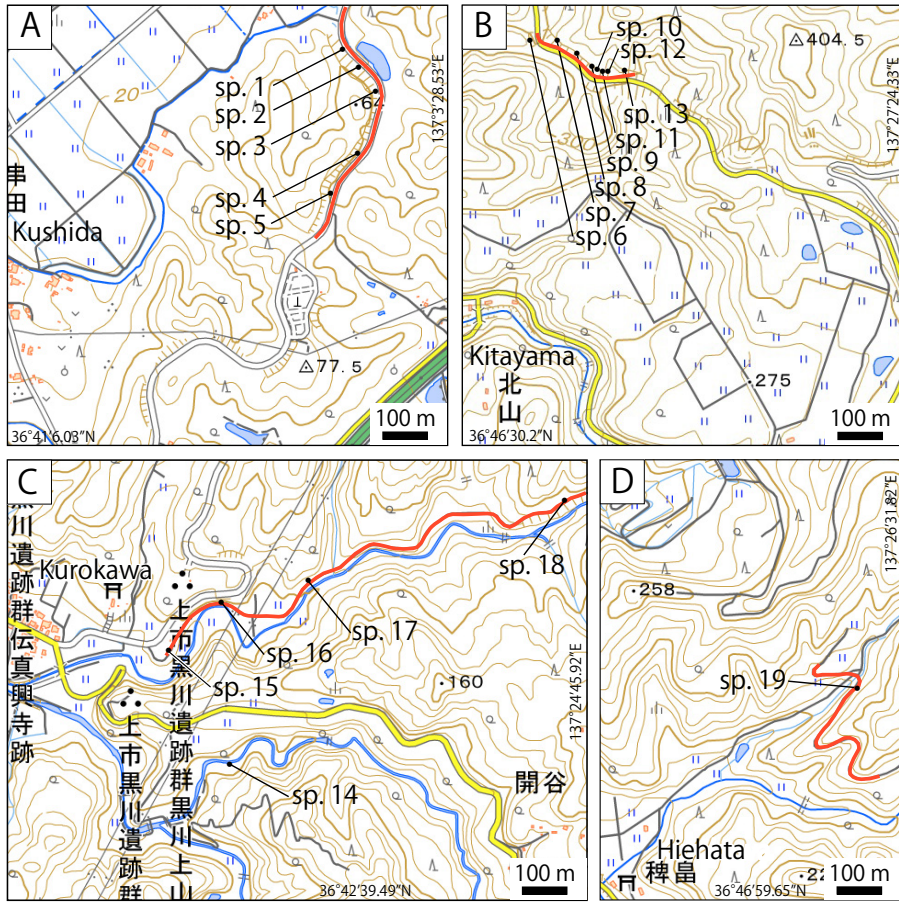
Fig. 3 Outline of the Higashibessho, Tenguyama, Otokawa formations and comparable formations.

This map modified after Sakamoto and Nozawa (1960), Sakamoto (1963), Sumi and Nozawa (1973), Hayakawa and Takemura (1987), Takeuchi *et al.* (2017). Squares indicate sampling map on Fig. 4. A: Kushida area, B: Kitayama area, C: Kurokawa area, D: Hiehata area. Red line: Stratigraphic section of Yanagisawa (1999). Mollucan fossil locality of the Otokawa Fauna is based on Ogasawara (1988) and Shimizu and Fujii (1995). ①: Itoh, 1985, ②: Yanagisawa (1999), ③: Itoh and Watanabe (2006), ④: Itoh *et al.* (2016), ⑤: Nagamori and Furukawa (2017), ⑥: Nakajima *et al.* (2019), ⑦: Itoh *et al.* (1994). NPD: Code of Neogene North Pacific diatom zones (Yanagisawa and Akiba, 1998). N.: Code of planktonic foraminiferal zones (Blow, 1969).

塊状砂岩からなる千光寺砂岩部層(藤田・中川, 1948)に区分される(早川・竹村, 1987)。塩原動物群の構成種を含む軟体動物化石が産出する(Ogasawara *et al.*, 1989)。

模式地における音川層は主に砂岩層から構成され、模式地の北西域では、側方に岩相変化して泥質となる(早川・竹村, 1987)。八尾地域の音川層の部層区分は、研究者により層序が異なるが、早川・竹村(1987)によれば、頼成の森礫岩部層(早川, 1983), 坪野シルト岩層部層

(早川・竹村, 1987), 新山砂岩部層(池邊, 1949), 吉谷砂岩部層(早川・竹村, 1987)に区分され、八尾地域の西部域においては下位の天狗山層を、東部域においては東別所層を不整合で覆う。この不整合は新山不整合(早川・竹村, 1987)と呼ばれ、八尾地域では東方ほど削剥量が多い(Hasegawa and Takahashi, 1992)。八尾地域から黒川付近に分布する音川層の基底には基底礫層が認められる(今村ほか, 1951; 早川・竹村, 1987; 野沢・坂本,



第4図 試料採取位置図。
基図に地理院地図を使用した。各地図の位置は第3図を参照。A：串田地区，B：北山地区，C：黒川地区，D：稗島地区。赤線は第5図の柱状図作成ルートを示す。

Fig. 4 Sample locality map.

Map showing the localities of samples. Base maps from GSI Maps of the Geospatial Information Authority Japan. See Fig. 3 for the localities of the maps. A: Kushida area, B: Kitayama area, C: Kurokawa area, D: Hiehata area. Red line: route that made columnar section in Fig. 5.

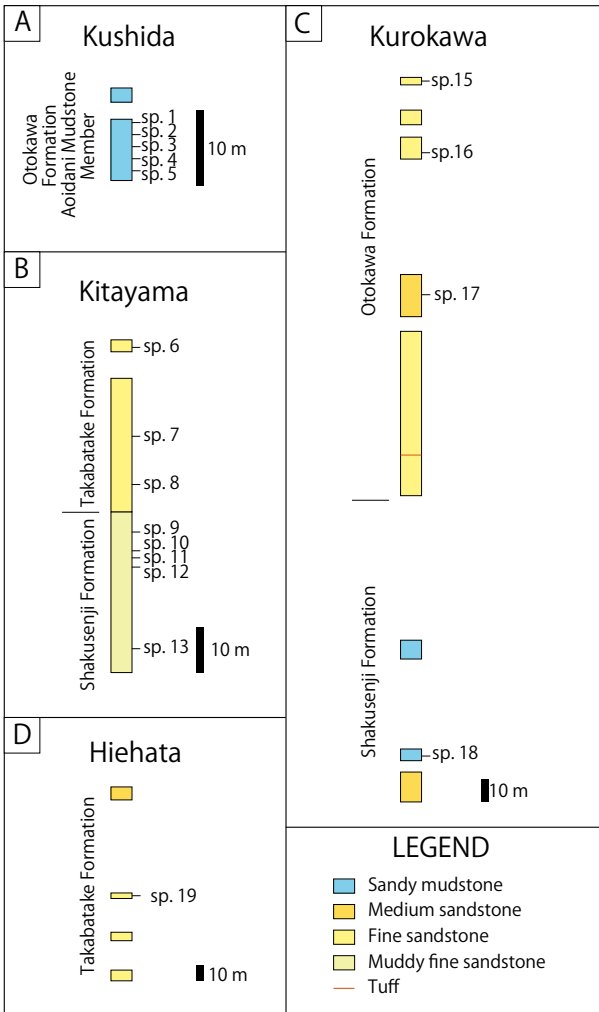
1960；角・野沢，1973）。

早月川以北に分布する音川層の相当層は高島層^{たかぼたけ}（藤井，1959）である（第2図）。高島層は下立付近において塊状の細-粗粒砂岩からなり，高島付近では塊状の細粒砂岩からなる（長森・古川，2017）。早月川右岸と片貝川両岸に分布する角・野沢（1973）が“音川層”とした地層は，塊状の細-粗粒砂岩から構成され，下立付近の岩相（長森・古川，2017）と類似することから高島層に含める（第3図）。なお，同地域では厚さが70 m以下の泥岩層を挟む（角・野沢，1973）。高島層は，黒部川以北では基底礫層を伴わず下位層と整合的に重なる（長森・古川，2017）が，黒部川から早月川の間では下立地域において下位の積泉寺層が欠損すること（長森・古川，2017）と，稗島付近で基底礫が認められること（角・野沢，1973）から基底に不整合が推定される。

3. 珪藻化石分析試料

珪藻化石の分析試料として，射水市串田の5点（第4図A，第5図A），魚津市北山の8点（第4図B，第5図B），上市町黒川の5点（第4図C，第5図C），魚津市稗島^{ひえはた}の1点（第4図D，第5図D），合計19点の試料を採取した（第1表）。

串田の試料（sp. 1-5）はいずれも音川層の青井谷泥岩部層の生物擾乱を伴う塊状の砂質シルト岩である。北山の試料はsp. 6-8は高島層の砂岩（角・野沢（1973）の音川層「砂岩層（Os）」に相当），sp. 9-13は積泉寺層の泥質細粒砂岩（角・野沢（1973）の音川層「泥岩層（Om）」に相当）より採取した。黒川の試料sp. 14-17は音川層，試料sp. 18は積泉寺層の層準から採取した。sp. 14は音川層の泥質砂岩に挟まれる貝化石層中の貝化石の内側から採取した。試料sp. 15-16は細粒砂岩，試料sp. 18は砂質泥岩である。



第5図 試料採取地点の柱状図
各地点の位置を第4図に示す。

Fig. 5 Columnar sections of sampling points shown in Fig. 4.

稗島の試料sp. 19は高島層の砂岩層に挟まれる泥岩の薄層から採取した。

4. 珪藻化石分析試料の処理と分析方法

約1gの試料を乾燥して紙に包んでハンマーで粉碎し、100mlの純水を注いで懸濁液とする。0.5mlをピペットで18×18mmのカバーガラスに広げて40℃のホットプレートで乾燥し、Pleulaxを封入剤としてスライドガラスに貼り付け観察用プレパラートとした。

珪藻化石の算定は、600倍の光学顕微鏡で1000倍を併用して行った。Chaetoceros属の休眠胞子を除いて観察された珪藻殻が100個になるまで同定し、Chaetoceros属の休眠胞子は同定対象となる100個とは別に数えて産出リストに数を示した。時代決定に有効な種の有無を確認するため、100個の珪藻殻を観察するのに要したカバーガラス上の面積の約2倍の範囲を観察し、その際新たに見

つかった種については産出リストに“+”で示した。

Yanagisawa and Akiba (1998)の珪藻化石帯区分(NPD1-12)と生層準(D10-120)を用い、それらの数値年代についてはGradenstein *et al.* (2020)の地磁気極性年代尺度でWatanabe and Yanagisawa (2005)による年代を補正した柳沢・渡辺(2017)の年代値を用いた。

5. 珪藻化石の分析結果

19試料を処理し、試料番号sp. 13と、sp. 18の2試料から同定可能な珪藻化石が産出した(第1表、第2表)。産出した珪藻化石は第2表に示すとおりである。

北山地域のsp. 13からはやや保存の悪い珪藻化石が産出した。本試料の珪藻化石群集は、*Denticulopsis lauta*を含み、*Denticulopsis hyalina*を含まないことから、NPD4A帯(15.9-14.5 Ma)に相当する。*Actinocyclus ingens f. nodus*, *Cavitatus exiguus*の産出もこれと調和的である。NPD4A帯内に初産出層準と終産出層準がある*Cavitatus lanceolatus*が産出しないことから、本試料はNPD4A帯中にある同種の初産出層準D41.5より下位か終産出層準D43.2より上位にあると判断される(15.9-15.6 Maないし15.2-14.5 Ma)。本試料の珪藻化石の保存が良くないため、NPD4A帯中の細分に有効な*Denticulopsis*属及び*Crucidenticula*属の珪藻化石がほとんど産出しないため、これ以上詳細な時代決定は行えない。

黒川地域のsp. 18の珪藻化石群集は、*D. lauta*, *Denticulopsis okunoi*を含むことから、NPD4A帯中の*D. okunoi*の初産出層準D42と終産出層準D43の間の層準にあたる(15.5-15.4 Ma)。*A. ingens f. nodus*, *C. lanceolatus*の産出もこれと調和的である。八尾地域の東別所層浅谷シルト岩部層が本試料と同層準にあたる(柳沢, 1999)。

6. 東別所層の対比

東別所層は八尾地域において珪藻化石帯のNPD3A帯からNPD4A帯が確認されており、中期中新世の16.6-15.2 Maの堆積物とされる(第3図; 柳沢, 1999; 中嶋ほか, 2019)。東別所層及びその相当層の対比を第6図に示す。

常願寺川から黒部川にかけて分布する東別所層相当層は、積泉寺層(野沢・坂本, 1960)である。これまでに積泉寺層の模式地からNPD4A帯に対比される珪藻化石が産出している(第3図; 伊藤ほか, 1994)。なお、模式地近隣の最上部に挟在する凝灰岩のジルコンのフィッシュ・トラック年代として 13.7 ± 0.9 Maの値が報告されている(第3図; 伊藤・渡辺, 2006)が、この値は珪藻化石の生層序年代よりも新しい年代を示している。本研究により、黒川地域(第4図C)及び北山地域(第4図B)に分布する積泉寺層から珪藻化石を検出し、NPD4A帯に対比されることが明らかとなった(第2表)。なお、北山地域の試料sp. 13を採取した泥質細粒砂岩(第5図)の層序的な位置付けは、角・野沢(1973)によって“音川層”の「泥岩

富山県東別所層, 天狗山層, 音川層の対比 (長森・渡辺)

第1表 試料リスト.

NPD: 北太平洋珪藻化石帯区分コード (Yanagisawa and Akiba, 1998).

Table 1 Sample list.

NPD: Code of Neogene North Pacific diatom zones (Yanagisawa and Akiba, 1998).

Sample No.	Field No.	Lithology	Area	Formation	NPD
1	0190529-01-A	light gray sandy siltstone	Kushida	Otokawa Formation	—
2	0190529-01-B	light gray sandy siltstone	Kushida	Otokawa Formation	—
3	0190529-01-C	light gray sandy siltstone	Kushida	Otokawa Formation	—
4	0190529-01-D	light gray sandy siltstone	Kushida	Otokawa Formation	—
5	0190529-01-E	light gray sandy siltstone	Kushida	Otokawa Formation	—
6	20201218-03	sandstone	Kitayama	Otokawa Formation	—
7	20201218-02	sandstone	Kitayama	Otokawa Formation	—
8	20201218-01	sandstone	Kitayama	Otokawa Formation	—
9	20201218-04	muddy sandstone	Kitayama	Higashibessho Formation	—
10	20201218-05	muddy sandstone	Kitayama	Higashibessho Formation	—
11	20201218-06	muddy sandstone	Kitayama	Higashibessho Formation	—
12	20201218-07	muddy sandstone	Kitayama	Higashibessho Formation	—
13	20190525-02	muddy sandstone	Kitayama	Higashibessho Formation	NPD4A
14	20180525-01	sandy mudstone in molluscan shell	Kurokawa	Otokawa Formation	—
15	20201219-01	muddy fine sandstone	Kurokawa	Otokawa Formation	—
16	20201219-02	fine sandstone	Kurokawa	Otokawa Formation	—
17	20201219-03	mudstone (thin bed)	Kurokawa	Otokawa Formation	—
18	20201219-04	sandy mudstone	Kurokawa	Higashibessho Formation	NPD4A
19	20190525-01	mudstone (thin bed)	Hiehata	Otokawa Formation	—

第2表 珪藻化石産出リスト.

“+”は100個の算定後に見つかった種.

Table 2 Occurrence chart of diatom species.

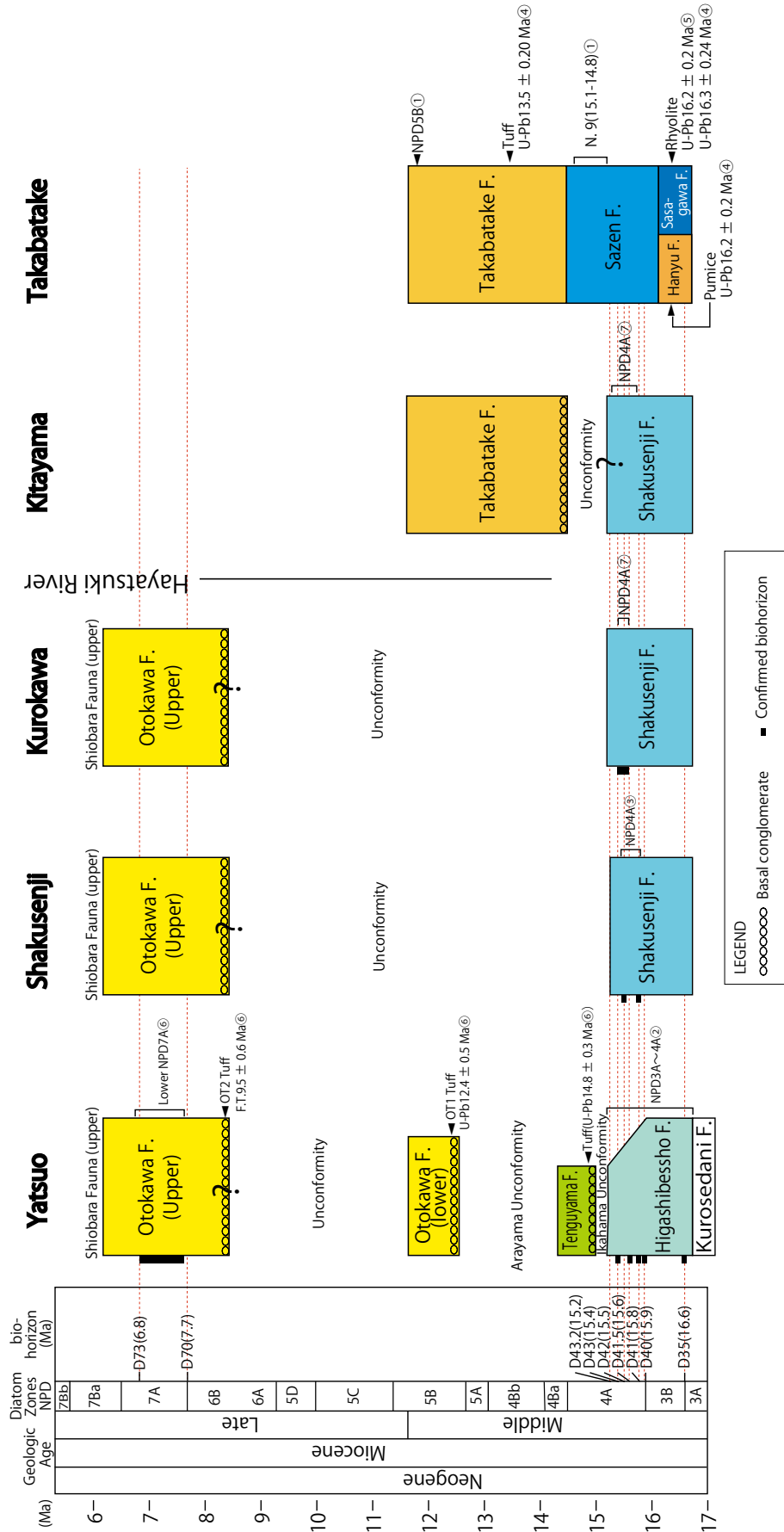
“+” indicates the taxa which is found after counting of one hundred diatom valves.

Diatom Zones (NPD)	4A	4A
Sample number	20190525-02	20201219-04
<i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting & Schrader	16	6
<i>A. ingens</i> f. <i>nodus</i> (Rattray) Whiting & Schrader	4	+
<i>A. ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting & Schrader	4	17
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	7	3
<i>Azpeitia endoi</i> (Kanaya) Sims & Fryxell	1	
<i>Azpeitia nodulifera</i> (Schmit) Fryxell & Sims		+
<i>Cavitatus exiguus</i> Yanagisawa & Akiba	5	7
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	5	5
<i>Cavitatus lanceolatus</i> Akiba & Hiramatsu		15
<i>Cavitatus linearis</i> (Sheshukova) Akiba & Yanagisawa	+	+
<i>Cestdiscus</i> sp.	+	
<i>Coscinodiscus lewisianus</i> Greville		+
<i>C. marginatus</i> Ehrenberg	1	+
<i>Delphineis miocenica</i> (Schrader) Andrews	1	
<i>Denticulopsis ichikawae</i> Yanagisawa & Akiba		2
<i>D. lauta</i> (Baily) Simonsen	+	6
<i>D. okunoi</i> Yanagisawa & Akiba		7
<i>D. lauta</i> Group girdle view		1
<i>Nitzschia challengeri</i> Schrader		1
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	8	3
<i>Stellarima microstrius</i> (Ehrenberg) Hasle & Sims		+
<i>Stephanopyxis</i> spp.	1	2
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) Mereschkowsky	46	25
<i>Thalassiosira</i> spp.	1	+
Total number of valve counted	100	100
Resting spore of <i>Chaetoceros</i>	36	34

層(Om)」とされていたが, NPD4A帯に対比される珪藻化石が産出したことにより下位の釈泉寺層となる. 釈泉寺層は, 珪藻化石が確認された地点ではいずれもNPD4A帯が認められている(第6図).

珪藻化石層序による生層序は, 伊藤ほか(1994)により釈泉寺地域ではD41 (15.8 Ma), D42 (15.5 Ma)が, 本報告により黒川地域でD42とD43の間の層準(15.5–15.4 Ma)及び北山地域でNPD4A帯のうちD41.5より下位ないしD43.2より上位の層準(15.9–15.5 Maないし15.2–14.5 Ma)があることが確認されている. これらの珪藻化石の生層序によれば, 釈泉寺層は東別所層に対比される(第6図). なお, 八尾地域の東別所層下部ではNPD3A帯及びNPD3B帯が確認されている(柳沢, 1999)が, 釈泉寺層では未確認である.

黒部川の北東側に分布する東別所層相当層は, 笹川層, 羽入層及び最禪層である. 笹川層中部に挟まれる流紋岩中のジルコンのU–Pb年代として16.3 ± 0.24 Ma, フィッション・トラック年代として14.0 ± 0.9 Maの値(Itoh *et al.*, 2016)が得られている. ほぼ同位置の流紋岩軽石質火山礫凝灰岩のジルコンのU–Pb年代として16.2 ± 0.2 Ma, フィッション・トラック年代として18.2 ± 1.1 Maの値が報告されている(長森・古川, 2017). 両データのU–Pb年代値はほぼ一致する. また, 羽入層からは16.2 ± 0.2 MaのジルコンのU–Pb年代値が報告されている(Itoh *et al.*, 2016). 年代値による対比では笹川層中–上部及び羽入層



第6図 東別所層・天狗山層・音川層及びその相当層の層序対比。
 F.: 層. ①: 伊藤(1985), ②: 柳沢(1999), ③: 伊藤・渡辺(2006), ④: Itoh *et al.* (2016), ⑤: 長森・古川(2017) ⑥: 中嶋ほか(2019), ⑦: 本報告. NPD: 北太平洋珪藻化石帯区分コード (Yanagisawa and Akiba, 1998).
 Fig. 6 Stratigraphic correlation of the Higashibesho, Tenguyama, Otokawa formations and comparable formations.
 F.: Formation. ①: Itoh (1985), ②: Yanagisawa (1999), ③: Itoh and Watanabe (2006), ④: Itoh *et al.* (2016), ⑤: Nagamori and Furukawa (2017), ⑥: Nakajima *et al.* (2019), ⑦: This study. NPD: Code of Neogene North Pacific diatom zones (Yanagisawa and Akiba, 1998).

は東別所層に相当する。

高島地域に分布する最禪層最上部はBlow (1969)の浮遊性有孔虫化石帯のN. 9帯 (15.1–14.8 Ma)が確認され, N. 10帯が存在する可能性が示唆されている(伊藤, 1985)。しかし, 本層からはN. 9帯及びN. 10帯の基底を定義する化石帯指標種が産出しておらず, 化石帯の認定は確かとは言えない。化石帯の再検討が必要なものの, 最禪層の下部は八尾地域の東別所層の上部に対比される可能性が高い。

7. 天狗山層の対比

天狗山層の年代は, 下部に挟まれるTG1凝灰岩層のジルコンのフィッシュン・トラック年代 12.3 ± 1.9 Ma (早川, 1983)に基づき中期中新世後期に対比する案(早川・竹村, 1987)と, 木村・辻(1990)による15.1 Maのフィッシュン・トラック年代に基づき中期中新世前期に対比する案(Ogasawara *et al.*, 1989など)があった。その後, 中嶋ほか(2019)によって中部に挟まれる凝灰岩層のジルコンのU–Pb年代 14.8 ± 0.3 Ma及びフィッシュン・トラック年代 14.8 ± 0.7 Maの信頼性の高い値が報告された。天狗山層から産出する軟体動物化石には*Nanaochlamys notoensis*, *Kotorapekten kagamianus*などの中期中新世前半の古期塩原動物群(Ogasawara, 1994)のみに見られる特徴種が含まれている(Ogasawara *et al.*, 1989)。これらのことから, 天狗山層は中期中新世の前期に堆積したと判断される。

天狗山層は東に向かって下位の東別所層にオンラップし, 堆積時にテクトニックな傾動隆起が想定されている(早川・竹村, 1987; 中嶋ほか, 2019)。新山不整合による削剥は東方ほど多いため, 八尾地域東部以東では天狗山層は浸食によって欠損する(早川・竹村, 1987)。しかし, 北陸堆積盆の東端の高島地域では笹川層, 最禪層, 高島層の各層に不整合は確認されていない(長森・古川, 2017)。これらの一連の地層の中で天狗山層に相当する層準は, 笹川層に挟まれる約16 MaのU–Pb年代値を示す流紋岩と, 高島層に挟まれる約13.5 MaのU–Pb年代値を示す凝灰岩の間に位置する(第6図)。浮遊性有孔虫化石帯のN. 9帯 (15.1–14.8 Ma)が確認される(伊藤, 1985)最禪層最上部が天狗山層相当層準の候補となるが, 前述のように化石帯の再検討が必要となる。

8. 音川層の対比

八尾地域における音川層は中嶋ほか(2019)によって不整合関係にある中部中新統の音川層下部(約13.0–11.6 Ma)と上部中新統(約8.4–6.2 Ma)の音川層上部に区分される(第2図)。ただし, 両者の境界は確認されていない。八尾地域では音川層下部の最下部にOT1凝灰岩層, 音川層上部にOT2凝灰岩層が挟まれ, 鍵層として追跡されている(早川・竹村, 1987)。しかしながら, これらの凝灰岩層は神通川より東側の地域ではこれまでに確認されて

いない。本報告では, 串田地域の5地点, 北山地域の8地点, 黒川地域の5地点, 稗島地域の1地点の合計19地点(第4図)において音川層の珪藻化石の分析を試みたが, 化石は検出されなかった。これまでに, 音川層の珪藻化石処理は, 谷村(1979), 早川・竹村(1987), 小笠原(1988), 柳沢(1999), 中嶋ほか(2019)によって多くの地点において実施されているが, 珪藻化石層序の決定に有効な化石はほとんど産出していない。音川層中部層準から産出した例は, NPD6B帯, NPD7 A帯に対比される谷村(1979), 早川・竹村(1987)及び中嶋ほか(2019)による3試料の報告のみである。

八尾地域に分布する音川層からは軟体動物化石の*Mizuhopecten matumoriensis*, *Dosinia kaneharai*, *Anadara cf. hataii*などの化石が産出している(小笠原, 1988; 小笠原ほか, 1989; 清水・藤井, 1995)。同様の種構成を示す産地が神通川から黒川地域にかけて分布する音川層に認められる(第3図, 小笠原, 1988; 小笠原ほか, 1989)。また, それらの化石は同地域の音川層の下部層準により多く認められる(角・野沢, 1973)。これらの種は約11–5 Maの日本に繁栄した新期の塩原動物群(Ogasawara, 1994)に認められる種である。一方, 八尾地域における音川層下部の堆積時期に生息していた, およそ14–11 Maの古期塩原動物群(Ogasawara, 1994)の特徴種である*Nanaochlamys notoensis*, *Kotorapekten kagamianus*などの種は, 神通川から黒川地域にかけて分布する音川層からは産出していない。このことから, 神通川から黒川地域に分布する積泉寺層の上位の軟体動物化石を含む砂岩層は, 中嶋ほか(2019)の八尾地域における音川層上部に相当する可能性が高い。

下立付近とその北東域では東別所相当層の積泉寺層及び最禪層を覆う高島層が分布する(長森・古川, 2017)。これまでに高島層から得られた年代に関するデータは, 中部層準に挟在する凝灰岩薄層のジルコンU–Pb年代値として 13.5 ± 0.20 Ma (Itoh *et al.*, 2016)が, 最上部の海緑石を含む砂岩層からNPD5B帯 (12.7–11.4 Ma)に対比される珪藻化石(伊藤, 1985)が報告されている。

長森・古川(2017)は, 天狗山層に挟在するTG1凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代値の 12.3 ± 1.9 Ma (早川, 1983)そして音川層のOT1凝灰岩層のジルコンのフィッシュン・トラック年代値の 9.5 ± 0.6 Ma (角井, 1986)に基づいて, 高島層を天狗山層に対比した。しかしその後, 中嶋ほか(2019)によって天狗山層から 14.8 ± 0.3 Ma, 音川層のOT1凝灰岩層から 12.4 ± 0.5 MaのジルコンU–Pb年代値が報告された。早川(1983)と角井(1986)の値はHurford (1990)によるフィッシュン・トラック年代測定の標準化の勧告前の測定であるため参考値として扱い, 中嶋ほか(2019)の値に基づいて対比すると, 高島層上部の年代は音川層下部の堆積時期と調和的である(第6図)。なお, 下立地域より北東側に分布する

高島層は基底に基底礫岩が認められておらず、下位の最禪層を整合に覆うと考えられ(長森・古川, 2017), かつ挟在する凝灰岩の 13.5 ± 0.20 MaのU-Pb年代値(Itoh *et al.*, 2016)が報告されていることから, 八尾地域で不整合により欠損している天狗山層上面から音川層下部の下底までの層準が, 高島層では存在すると推定される。

下立地域から早月川にかけて分布する高島層の年代に関する報告はこれまでになかったため, 角・野沢(1973)が音川層(本論の高島層)の「泥岩層(0m)」とした地層からsp. 13を採取した(第4図, 第1表)が, その試料から積泉寺層に相当するNPD4A帯に対比される珪藻化石が得られた(第2表)。このことは, この地域は断層で地層の分布が寸断されて地層の分布が複雑である(角・野沢, 1973)こともあり, 層序の再検討が必要であることを示す。

9. 不整合

“音川層”の基底不整合は今村ほか(1951), 中世古(1953), 坂本ほか(1959), 坂本(1966), 粕野ほか(1961)などによって古くからその存在が指摘されてきた。現在では, 東別所層から音川層の層準に存在する不整合は, 天狗山層, 音川層下部, 音川層上部の各基底において確認されている(中嶋ほか, 2019)。天狗山層基底の不整合は伊香浜不整合, 音川層下部基底の不整合は新山不整合と命名されている(早川・竹村, 1987; 第6図)。音川層上部の基底不整合は中嶋ほか(2019)によって推定されたもので, 命名はされていない。これらの不整合はおおよそ15–13 Maの時期に形成されている(第6図)。不整合が形成された要因として, 飛騨山地の隆起による傾動が想定されていた(坂本ほか, 1959; 坂本, 1966)。しかし, 小笠原ほか(1989)は不整合による間隙が北方に小さくなることから傾斜不整合であると, 海水準の低下に伴って形成されたと考えた。中嶋(2018), 中嶋ほか(2019)は広域テクトニクスの枠組みの中で検証し, 背弧海盆の拡大に伴う引張応力場におけるリフティングが15 Ma頃に終息し, その後圧縮場に転じたことによって局所的に発生した隆起や傾動によって不整合が形成されたと考えた。

各不整合について記述する前に, 上記3つの不整合によって削剥された東別所層及び相当層の削剥について整理する。東別所層及び相当層は, 八尾から下立地域にかけて不整合に伴う削剥を受けている。八尾から城生地域では東別所層の削剥量は東ほど多いことが確認されている(Hasegawa and Takahashi, 1992; 柳沢, 1999)。具体的にみると, 同地域における天狗山層と音川層直下の東別所層で確認されている珪藻生層序は, 西端ではNPD4A帯のD43より古いもの, 東端ではNPD3A帯のD35より古いものが確認されることから, 東別所層の削剥量は東ほど多くなっている(柳沢, 1999)。さらに東方の万願寺から瀬戸にかけての地域では東別所層は削剥によって欠損な

いし層厚を減じている。常願寺川と黒部川の間分布する東別所相当層の積泉寺層は, 積泉寺地域において最大層厚を示し, 西端と東端で削剥により尖滅する。八尾地域の東域において侵食によって欠如しているNPD4A帯の層準が, さらに東方の積泉寺, 黒川, 北山地域において認められる(伊藤・渡辺, 2006; 本報告)。黒部川以東では, 東別所層から音川層下部にわたる層準において, 不整合は認められていない。以上のように不整合による東別所層の削剥は均一ではなく, 地域による顕著な差が認められる。なお, 削剥量が最も多かった地域は, 積泉寺層が欠損している万願寺, 瀬戸及び下立地域である(第3図)。

以上をふまえ, これまでに報告されている情報に基づき, 富山地域の中部～上部中新統に認められる3つの不整合, すなわち伊香浜不整合, 新山不整合及び音川層上部基底の不整合について整理する。

9.1 伊香浜不整合

八尾地域の東別所層と天狗山層の間に存在する伊香浜不整合は15.4–15.2 Maに形成されたと推定されている(中嶋ほか, 2019)。

八尾地域より東の地域で天狗山層(15.2–14.3 Ma: 中嶋ほか, 2019)に相当する可能性のある地層は, 浮遊性有孔虫化石帯のN. 9(15–14.8 Ma: 伊藤, 1985)に対比される高島地域の最禪層上部(伊藤, 1985)のみである(第6図)。しかし, 最禪層中には伊香浜不整合に相当する不整合は認められていない(長森・古川, 2017)。これに対して南西に位置する北山地域付近には積泉寺層と高島層の間に不整合が認められる(今村ほか, 1951; 角・野沢, 1973; 第6図)。北山地域に分布する積泉寺層の最上部は, 珪藻化石帯のNPD4A帯に対比され, 保存不良のため珪藻生層序は特定できないものの, NPD4A帯中の15.9–15.5 Maないし15.2–14.5 Maのいずれかの層準に対比される。上位の高島層の下限は, 高島地域において下位の最禪層最上部の浮遊性有孔虫化石帯がN. 9帯(15.1–14.8 Ma)に対比され, N. 10帯(14.8–13.8 Ma)の層準が存在する可能性があること(伊藤, 1985)と, 高島層に挟在する凝灰岩層の 13.5 ± 0.20 MaのU-Pb年代値(Itoh *et al.*, 2016)から判断すると14 Ma前後となる。年代論の精度が悪いため, 北山地域の積泉寺層と高島層間の不整合と伊香浜不整合との対比については今後の課題となる。

八尾地域と北山地域では不整合が認められるが, 高島地域では不整合は存在しないことから, 地域によって隆起量が異なっていたと推定される。古流向の変化を見ると, 北山地域付近において積泉寺層の古流向が北北西, 北, 北北東方向であったが, “音川層”(本報告の高島層)の古流向は北東方向に変化をしている(角・野沢, 1973)。この東方向への古流向の変化は, 高島層堆積時に西側地域が隆起したことを反映していると考えられる。

9.2 新山不整合

八尾地域における天狗山層と音川層下部の間に形成された新山不整合は、14–13 Ma付近の200万年間程度の間隙があると推定されている(中嶋ほか, 2019)。OT1凝灰岩層を挟在する音川層下部は下位層に低角にアバットしており、オンラップ不整合で東別所層を覆っている(早川・竹村, 1987)。このため、音川層下部は天狗山層と同様に八尾地域のみに分布している可能性が高い。音川層下部に対比される高島層は、新山不整合が形成された時期のU–Pbの年代として 13.5 ± 0.20 Ma (Itoh *et al.*, 2016)の値を示す凝灰岩が認められるので、新山不整合に対比される不整合は形成されていないと考えられる(第6図)。音川層下部は八尾地域のみに分布することから、新山不整合は八尾地域のみで認識される。

9.3 八尾地域の音川層上部基底の不整合の対比

従来の研究によると音川層の不整合に伴う基底礫が八尾地域から黒川地域付近まで認められている(今村ほか, 1951; 早川・竹村, 1987; 野沢・坂本, 1960; 角・野沢, 1973)。これまでの見解では、音川層下部基底の新山不整合によって東別所層と天狗山層が浸食されたと考えられている。しかし、中嶋ほか(2019)によって八尾地域の音川層中に11.5–8.5 Maの期間にわたり形成された不整合が存在することが推定された。また、八尾地域と早月川の間に天狗山層と音川層下部相当層が認められないこと、新山不整合と比較して音川層下部と上部の間の不整合は形成時期が長いことから、音川層上部基底と下位層との不整合は伊香浜不整合や新山不整合より規模が大きい可能性がある。

高島層上面には海緑石が認められている(伊藤, 1985)ことから時間間隙の存在が想定されるが、上位には下部更新統の横尾層が被覆しており、音川層上部に相当する地層は欠損している(第2図)。

9.4 不整合に関する問題点

八尾地域から高島地域にかけて分布する東別所層から音川層の層準には、前述のように3つの時期の不整合の存在が推定されている。東別所層は珪藻化石が産出することから珪藻化石帯が認定されている一方、天狗山層、音川層からは珪藻化石がほとんど産出してない。八尾地域において音川層は不整合関係にある中部中新統の下部層と上部中新統の下部層に区分されている(中嶋ほか, 2019)。しかしながら、この区分は珪藻化石とテフラの年代値によって推定された区分で、実際の露頭における不整合は確認されていない。さらに、八尾地域の天狗山層、音川層に狭在するテフラ層は東地域では確認されていない。本論では、層序対比、珪藻化石及びテフラの年代値から不整合について整理したが、諸要因によって詳細な不整合の形成時期や不整合を誘発した隆起の時期、範囲などは不明な点が残されている。特に、神通川から

早月川の範囲では天狗山層と音川層下部が欠損していることから、東別所層から音川層上部基底までの時期についての情報は不詳である。今後の課題として、音川層の珪藻化石等の微化石とテフラの検出が望まれる。

謝辞: 査読者の柳沢幸夫博士、編集委員の細井 淳博士には原稿改善のための有益なご助言をいただいた。ここに感謝の意を表す。

文 献

- 天野和孝・葉室麻吹・佐藤時幸(2008) 鮮新世における日本海への暖流の流入—富山市八尾町の三田層産軟体動物群の検討を通じて—。地質学雑誌, **114**, 516–531.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, 199–422.
- 千地万造・池辺展生(1973) いわゆる *Lepidocyclina–Miogypsina* Zoneと *Miogypsina–Operculina* Zoneの時代についての2・3の問題。地質学論集, no. 8, 77–84.
- 藤井昭二(1959) 富山県朝日町東部の新生代層。富山県の地理学的研究, **3**, 121–126.
- 藤井昭二・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝(1992) 10万分の1富山県地質図説明書。富山県, 201p.
- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄(1992) 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理。地質学論集, no. 37, 85–95.
- 藤田和夫・中川衷三(1948) 富山県砺波地方の第三紀層。地質学雑誌, **54**, 125.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (2020) *The Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 1300p.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久(1996) 20万分の1地質図幅「富山」。地質調査所。
- 長谷川四郎・小林博明(1986) 能登半島南部上部新生界の地質, その1. 富山県氷見市付近の岩相層序区分と層模式(Stratotypes)。北村 信教授退官記念地質学論文集, 91–111.
- Hasegawa, S. and Takahashi, T. (1992) Faunal succession of benthic foraminifera in the upper Yatsuo Group of the Hokuriku district central Japan – A temporal faunal trend during an Early-Middle Miocene transgression in Japan –. In Ishizaki, K. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo*, 51–66.

- 早川秀樹(1983)富山県八尾地域西部の新第三系の層序と年代. 大阪微化石研究会誌, no. 10, 1-13.
- 早川秀樹・壇原 徹(1986)八尾地域黒瀬谷累層中の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定. NOM(大阪微化石研究会機関誌), no. 14, 63-69.
- 早川秀樹・竹村厚司(1987)富山県八尾地域の新第三系. 地質学雑誌, **93**, 717-732.
- Hurford, A. J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the fission track working group the I.U.G.S. subcommission on geochronology. *Chemical Geology*, **80**, 171-178.
- 市村賢一(1935)富山県下新川郡三日市東南方第三紀層産出化石. 地質学雑誌, **42**, 59-73.
- 池邊展生(1949)富山県西部及石川県東部の第三紀層(富山県及石川県の地質学的研究1). 地学, 14-26.
- Ikebe, N., Takayanagi, Y., Chiji, M. and Chinzei, K. (1972) Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan - and attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, **4**, 39-78.
- 今村外治・長谷 晃・村田茂雄・吉田博直・多井義郎・中島 拓(1951)富山県東部魚津町・上市町付近の第三系. 広島大学地質学報告, no. 1, 15-36.
- 伊藤康人(1985)富山県泊地域の第三系の層序と年代. 大阪微化石研究会機関誌, no. 13, 1-12.
- Itoh, Y. (1986) Differential rotation of northeastern part of Southwest Japan: Paleomagnetism of Early to Late Miocene rocks from Yatsuo area in Chubu district. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **38**, 325-334.
- Itoh, Y. (1988) Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous to Neogene rocks. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 3401-3411.
- 伊藤康人・早川秀樹(1988)富山県八尾地域に分布する新第三系の古磁気層序. 地質学雑誌, **94**, 515-525.
- 伊藤康人・早川秀樹(1989)富山県八尾地域の新第三系における磁極期 C5B / C5C 境界について. 地質学雑誌, **95**, 133-136.
- 伊藤康人・渡辺真人(1988)古地磁気から推定した富山県東端部泊地域の回転運動. 地質学雑誌, **94**, 457-460.
- 伊藤康人・渡辺真人(2000)八尾地域の前期中新世地磁気層序の精密化. 地調月報, **51**, 37-45.
- 伊藤康人・渡辺真人(2006)魚津地域下部-中部中新統のフィッシュン・トラック年代測定. 地質調査研究報告, **57**, 57-59.
- 伊藤康人・山下 透・壇原 徹・長崎康彦・渡辺真人・荒戸裕之(1994)基礎試錐「金沢沖」の中新世火山岩類について—背弧海盆拡大期の火成活動—. 石油技術協会誌, **59**, 809-518.
- Itoh, Y., Kusumoto, S. and Uda, T. (2016) Tanayama Terrace, A multidisciplinary study of an arc-arc collision front. *LAP LAMBERT Academic Publishing, Saarbrücken*, 103p.
- 岩城啓美・伊藤康人(2000)富山県東部魚津地域に分布する新第三系の古磁気学的研究. 地質調査所月報, **51**, 229-236.
- 金子一夫(2001)富山県東部における中新世火山岩-火山砕屑岩の層序と構造史. 地質学雑誌, **107**, 729-748.
- 粕野義夫・坂本 亨・石田志朗(1961)北陸東部の新第三紀地史に関する一試論. 横山次郎教授記念論文集, 83-95.
- 木村勝弘・辻 喜弘(1990)堆積盆の生成発展過程の研究. 平成元年度石油公団石油開発技術センター年報, 10-14.
- 横山次郎(1930)日本地方地質誌中部地方. 朝倉書店, 233p.
- 中世古幸次郎(1953)富山県南部の上部新第三紀層の層序. 大阪大学南校・北校理科報告, no. 2, 87-100.
- 中世古幸次郎(1954)富山県南部の上部新第三紀層の層序の修正. 大阪大学南校・北校理科報告, no. 3, 97-105.
- 長森英明・古川竜太(2017)泊地域の地質, 第12章, 新第三系中新統-下部更新統. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 68-87.
- 中嶋 健(2018)日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス. 地質学雑誌, **124**, 693-722.
- 中嶋 健・岩野英樹・壇原 徹・山下 透・柳沢幸夫・谷村好洋・渡辺真人・佐脇貴幸・中西 敏・三石裕之・山科起行・今堀誠一(2019)富山県八尾地域の新第三系年代層序の再検討とテクトニクス. 地質学雑誌, **125**, 483-516.
- 野沢 保・坂本 亨(1960)5万分の1地質図幅「五百石」および同説明書. 地質調査所, 69p.
- 小笠原憲四郎(1988)北陸地方新第三系の貝類化石群の層序と古生態. 昭和62年度科学研究費補助金(一般C)研究成果報告書, 31p.
- Ogasawara, K. (1994) Neogene paleogeography and marine climate of the Japanese Islands based on shallow-marine molluscs. *Papaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 335-351.
- Ogasawara, K., Ijima, S. and Kaseno, Y. (1989) Miocene molluscs from the Tenguyama Formation, Toyama Prefecture, Hokuriku District, Japan. *Science Report of Kanazawa University*, **34**, 67-93.
- 小笠原憲四郎・佐々木 理・根本 潤(1989)北陸新第三系の音川動物群とその地史的意義. 松尾秀邦教授退

- 官記念論文集, 65–74.
- 坂本 亨(1963) 5万分の1地質図幅「富山」および同説明書. 地質調査所, 45p.
- 坂本 亨(1966) 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地質調査所報告, no. 213, 1–28.
- 坂本 亨・野沢 保(1960) 5万分の1地質図幅「八尾」および同説明書. 地質調査所, 69p.
- 坂本 亨・今井 功・水野篤行・角 靖夫・井上正昭(1959) 富山積成盆地南縁部の新生界. 地質調査所月報, **10**, 75–82.
- 坂本 亨・今井 功・角 靖夫・野沢 保・盛谷智之(1967) 20万分の1地質図幅「七尾・富山」. 地質調査所.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭(1991) 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期—西黒沢期における環境変動. 石油技術協会誌, **56**, 263–279.
- 佐藤時幸・神崎 裕・奥山貴男・千代延俊(2010) 北陸～北日本に分布する中新統石灰質ナンノ化石層序. 秋田大学大学院工学資源研究科研究報告, no. 31, 37–45.
- 石油公団(1985) 基礎試錐「富山」調査報告書, 60p.
- 柴田 賢(1973) 北陸層群中の火山岩のK–Ar年代. 地質学論集, no. 8, 143–149.
- 清水正之・藤井昭二(1995) 後期中新世音川動物群—音川動物群から大桑動物群への遷移—. 地球科学, **49**, 419–432.
- 相馬惇一(1982) E. 富山・金沢地域. 日本の石油・天然ガス資源<<新版>>技術報告書. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 225–238.
- 角 靖夫・野沢 保(1973) 魚津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 角井朝昭(1986) 富山県八尾地域新第三系凝灰岩のFISSION TRACK年代測定. 大阪微化石研究会誌(NOM), no. 14, 51–61.
- 竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹(2017) 泊地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 121p.
- 田村糸子・山崎晴雄(2004) 北陸層群のテフロクロノロジー—テフラ層序および広域テフラ層との対比に基づく北陸層群の堆積年代—. 地質学雑誌, **110**, 417–436.
- 田村糸子・山崎晴雄・水野清秀(2005) 前期鮮新世 4.1 Ma 頃の広域テフラ, 境火山灰層とその相当層. 地質学雑誌, **111**, 727–736.
- 谷村好洋(1979) 富山県八尾地域(2). 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料, 83–84.
- 富山県(1992) 富山県地質図(10万分の1)及び説明書. 富山県, 201p.
- 富山県・工業技術院地質調査所名古屋出張所編(1967) 富山県黒東地域の天然ガス. 富山県, 31p.
- 渡辺真人(1990) 富山県氷見・灘浦地域の第三系層序—とくに姿累層とその上位層の間の時間間隙について—. 地質学雑誌, **96**, 915–936.
- 渡辺真人(2002a) 富山県氷見・灘浦地域の鮮新統の珪藻化石層序と年代層所の再検討—とくに広域火山灰層とNo. 3 *Globorotalia inflata* (浮遊性有孔虫) bedの年代について—. 地質学雑誌, **108**, 499–509.
- 渡辺真人(2002b) 富山県灘浦地域の中新統姿累層の珪藻化石層序の再検討. 地質調査研究報告, **53**, 645–655.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined early to middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *The Island Arc*, **14**, 91–101.
- 山田直利・坂本 亨・野沢 保・遠田朝子(1974) 50万分の1地質図幅「金沢」. 地質調査所.
- 柳沢幸夫(1999) 富山県八尾地域の下部-中部中新統の珪藻化石層序. 地質調査所月報, **50**, 139–165.
- 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. *Journal of Geological Society of Japan*, **104**, 395–414.
- 柳沢幸夫・渡辺真人(2017) 大佐渡地域南部に分布する新第三系の海生珪藻化石層序. 地質調査研究報告, **68**, 287–339.

(受付 : 2022年4月4日 ; 受理 : 2023年6月19日)

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図

工藤 崇^{1,*}

KUDO Takashi (2023) Cumulative volume step-diagram for eruptive magmas of Towada Volcano. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 74 (3), p. 133-153, 10 figs, 3 tables.

Abstract: The cumulative volume step-diagram for eruptive magmas of Towada Volcano was prepared. The eruptive volume and age data were compiled from previous studies, and the deficiencies were supplemented in this report. Specifically, each eruptive volume and age of the distal tephra from the pre-caldera to the early caldera-forming stage was estimated using the author's original stratigraphic data and the isopach maps by previous research. This report shows the dataset for the cumulative volume step-diagram for eruptive magmas of Towada Volcano and describes the precautions to be paid when using this dataset and the future tasks for improving this diagram.

Keywords: Towada Volcano, cumulative volume step-diagram for eruptive magmas, eruptive history, eruptive volume, eruptive age

要旨

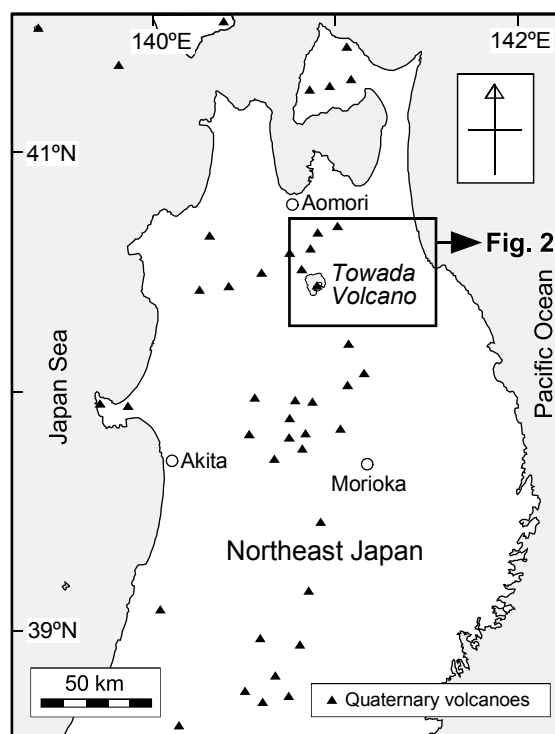
十和田火山の積算マグマ噴出量階段図を作成した。噴出量及び年代データについては、先行研究をコンパイルするとともに、不足する部分は本報告により補った。具体的には、先カルデラ期～カルデラ形成期初期の給源遠方テフラについて、筆者による層序データと先行研究による等層厚線図を用いて年代と噴出量を見積もった。本報告では、十和田火山の階段図とその根拠となるデータを提示し、この階段図を利用する際の注意事項と今後の課題について述べる。

1. はじめに

積算マグマ噴出量階段図(以下では「階段図」と略する)は、噴火の発生頻度と規模の関係、それらの時代変遷を示した図であり、火山活動の特徴や履歴を評価する際の有用なツールである。そのため、階段図は国内外の様々な火山において作成され、火山活動史や火山活動モデルの議論に活用されている(例えば、Wadge, 1982; Hayakawa, 1985; 小山・吉田, 1994; Hildreth *et al.*, 2003; Bacon and Lanphere, 2006; 岸本ほか, 2009; 山元, 2015; Uesawa *et al.*, 2016; Yamamoto *et al.*, 2018, 2021)。また、階段図は長期的な噴火活動予測のための基礎資料としても利用されることもあり、原子力発電所の火山影響評価ガイド(原子力規制委員会, 2013)においても、発電所に影響を及ぼすような噴火が発生する可能性につい

て、階段図を用いて評価することが推奨されている。

十和田火山は、東北日本弧北部に位置し(第1図)、直



第1図 十和田火山と調査地域の位置図。

Fig. 1 Location map of Towada Volcano. The study area is marked by the black rectangle.

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: KUDO, T., Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: kudo-taka@aist.go.jp

径約11 kmのカルデラを有する活火山である。十和田火山は、日本列島において近年火山活動が活発な桜島火山、阿蘇火山、浅間火山などと比較すると、最近1万年間の噴火頻度が数百年～数千年に1回と低頻度である。しかしながら、一旦噴火を起こすとその規模がVEI (Volcanic Explosivity Index) (Newhall and Self, 1982) = 4～5と比較的大きい傾向があることから、将来起こり得る噴火が警戒されており、気象庁により常時観測火山に指定され、ハザードマップも作成されている(十和田火山防災協議会, 2018)。また、より古く遡ると36 kaと15.7 kaにVEI = 6、噴出量18～20 km³ (DRE: dense rock equivalent)の大規模カルデラ形成噴火が発生しており、これらの噴火では青森県の大半～秋田県北部～岩手県北部の広大な地域に火砕流が流下・堆積している(例えば、Hayakawa, 1985)。

十和田火山の階段図はHayakawa (1985)によって初めて示された。Hayakawa (1985)は、十和田火山噴出物の詳細な層序を構築し、本火山のカルデラ形成期以降の階段図を示した。その後、この階段図の改訂版が小山・吉田(1994)の論文中において示された。これは早川由紀夫氏の未公表データを用いて改訂されたもので、特にカルデラ形成期前半の噴火年代が大きく変更されている。しかし、小山・吉田(1994)ではその根拠は示されていない。その後、本報告筆者の工藤が十和田火山の研究を開始し、徐々に新たな知見が蓄積されてきた(例えば、工藤, 2005, 2008, 2010a, b; 工藤・佐々木, 2007)。その過程で工藤ほか(2011)は、先カルデラ期も加えた十和田火山全期の階段図を示した。しかし、工藤ほか(2011)は学会講演要旨であったため、階段図のデータセット及び採用されたデータの詳細な根拠は示されていない。その後、山元(2015)は、既存研究報告のコンパイルデータに基づき、日本の主要第四紀火山の階段図を作成し、その中で十和田火山の階段図を示した。しかし、そこで示されたデータの大半は、「工藤ほか(2011)の階段図から読み取ったデータ」とされている。その後、さらに改訂された階段図がYamamoto *et al.* (2018)の論文中で示されたものの、筆者の未公表データが多く用いられており、詳細なデータは未提示のままとなっている。

このような状況のため、筆者の元には様々な研究者、民間企業、官公庁などから、最新版の階段図とその根拠となるデータの公表を希望する声が寄せられている。さらに、十和田火山については工藤ほか(2011)以降にも長期に渡って筆者による調査・研究が継続中であり、さらに新たな知見が得られつつある(例えば、工藤・小林, 2013; 工藤, 2016, 2018a, b, 2022; 工藤ほか, 2019)。そこで、これらの研究成果を現時点で一旦総括し、現段階での十和田火山の階段図とその根拠となるデータセットを公表しておくことは、今後の十和田火山の更なる学術的調査・研究のためにも、他の研究者が使えるように

しておくためにも意義があると考えられる。本報告では、十和田火山の階段図とその根拠となるデータを提示し、階段図を利用する際の注意事項と今後の課題について述べる。

2. 十和田火山の活動史概要

十和田火山の活動史は、Hayakawa (1985)、中川ほか(1986)、松山・大池(1986)、工藤ほか(2019)などによりまとめられている。以下では、主にHayakawa (1985)と工藤ほか(2019)に基づき、十和田火山の活動史概要を示す。

十和田火山の活動は0.22 Ma以降に開始されたと考えられている(工藤, 2016; 工藤ほか, 2019)。十和田火山の活動以前の0.6～0.22 Maには、約40万年間の火山活動休止期が存在したと推定されており、この火山活動休止期以降の活動が十和田火山の活動と定義される(工藤, 2018b)。十和田火山の活動は、先カルデラ期(220～61 ka)、カルデラ形成期(61～15.7 ka)、後カルデラ期(15.7 ka～現在)の3つの活動期に区分される(Hayakawa, 1985; 工藤ほか, 2019)。各活動期の年代は、Horiuchi *et al.* (2007) (較正プログラムCALIB 8.2 (Stuiver *et al.*, 2022)で暦年較正し直した値)、工藤(2016)、Ito *et al.* (2017)による。この活動期区分は、比較的規模の大きな火砕流噴火が複数回発生してカルデラを形成した時期を「カルデラ形成期」として、それ以前の時期を「先カルデラ期」、それ以降の時期を「後カルデラ期」として位置付けた考え方によるものである。十和田火山の個々の噴火イベントについては、噴火休止期を示す土壤層を境として、「噴火エピソード」毎に区分され、上位からA, B, Cの順にアルファベットを用いて命名・整理されている(Hayakawa, 1985)。ただし、このアルファベットを用いた区分は、溶岩のみの噴火や一部の火砕噴火(特に先カルデラ期の噴火)においてエピソード名が未設定であり、アルファベットが付与されていない噴火も多数存在するため注意が必要である。

先カルデラ期は、十和田カルデラ内に噴出中心が存在したと推定され、度重なる噴火により多数の溶岩・火砕物がもたらされ、成層火山体を形成した時期である(Hayakawa, 1985; 工藤ほか, 2019)。先カルデラ期噴出物は、玄武岩質安山岩～流紋岩の多数の溶岩、降下火砕堆積物、火砕流堆積物、火砕サージ堆積物からなり、貫入岩を伴う(工藤ほか, 2019)。

カルデラ形成期は、先カルデラ期に比較して、より規模の大きな火砕流噴火が複数回発生し、直径約11 kmの十和田カルデラを形成した時期である(Hayakawa, 1985)。カルデラ形成期の噴出物は、安山岩～流紋岩の火砕流堆積物、火砕サージ堆積物及び降下火砕堆積物からなる(工藤ほか, 2019)。カルデラ形成期に発生した噴火のうち、噴火エピソードN(主に大不動火砕流堆積物を形成)と噴

火エピソードL（主に八戸火砕流堆積物を形成）が特に大規模であり、それぞれの噴火エピソードによる噴出量は見かけで40 km³を超える（Hayakawa, 1985）。カルデラ形成期においては、大規模な火砕流噴火が繰り返し起こることによって、カルデラの陥没が段階的に進み、八戸降下テフラ及び八戸火砕流堆積物の噴火（噴火エピソードL）によって、現在の十和田カルデラの原形が形成されたと考えられている（Hayakawa, 1985）。

後カルデラ期は、十和田カルデラ形成以後の時期として位置付けられる（Hayakawa, 1985）。後カルデラ期の噴出物は、玄武岩質安山岩～流紋岩の降下火砕堆積物、火砕サージ堆積物、火砕流堆積物及び溶岩からなる（Hayakawa, 1985；工藤ほか, 2019）。これらは、十和田カルデラ内で活動を開始した小規模な成層火山（五色岩火山）の活動とその山腹での側噴火による噴出物からなる（Hayakawa, 1985；工藤ほか, 2019）。五色岩火山の頂部は直径2.8 kmの中湖カルデラの陥没により失われている。中湖カルデラの形成時期は、噴火エピソードCあるいはAの可能性が高いが、確定していない（工藤ほか, 2019）。最新の噴火は西暦915年に発生した噴火エピソードAである（Hayakawa, 1985；早川・小山, 1998；広井ほか, 2015）。この時の噴火では、爆発的噴火により降下火砕堆積物と火砕サージ堆積物が堆積した後、十和田湖の周囲に火砕流が流れ下り、毛馬内火砕流堆積物を形成した（広井ほか, 2015）。

3. 階段図の作成方法と反映した噴出物の範囲

3.1 作成方法

階段図の作成には、既存研究報告をコンパイルしたデータ及び本報告によるオリジナルデータを用いた。階段図を作成するためには、噴出物毎に年代と噴出量のデータが揃っている必要がある。また、より良い階段図とするためには、詳細な地質調査により過去の火山噴出物の分布・層序を可能な限り詳細に把握し、なるべく取りこぼしなく過去の噴火イベントを網羅的に把握する必要がある。しかしながら、十和田火山の先カルデラ期～カルデラ形成期初期のテフラに関しては、既存研究報告による火山噴出物の層序・層厚・分布・年代等に関するデータが不十分であり、全ての噴出物について年代・噴出量データが揃っている状況にはない。そこで、これらに関しては本報告にて見積もりを実施した。見積もり方法の詳細については、次章以降にて説明を行う。

データのコンパイルにあたっては、論文及び報告書に掲載されたものを採用し、学会講演要旨に掲載されたものは根拠が十分に示されていないため不採用とした。そのため、筆者による最近の学会講演要旨で示されたデータ（例えば、工藤, 2017, 2018c）は採用していない。これらに関しては、現在、論文として公表する準備を進めており、公表された後にデータを追加し、改めて階段図

の改訂を行う予定である。

年代データの採用にあたっては、優先度を「¹⁴C年代＞海洋コアの酸素同位体層序年代＞OSL年代と古土壌層の厚さにより求めた年代＞古土壌層の厚さにより求めた層序年代」とした。一部のテフラではフィッシュントラック年代が報告されているが（桑原, 2007；工藤・小林, 2013）、これらは誤差が数万年を越えるため不採用とした。「OSL年代と古土壌層の厚さにより求めた年代」は、Ito *et al.* (2017)により報告されたものであるが、本報告では誤差が5千年以下であり、かつ広域テフラ（次章以降で示す「年代基準テフラ」）の酸素同位体層序年代と矛盾しないものを採用した。複数の¹⁴C年代が報告されている場合には、基本的には最新の研究成果によるものを採用したが、年代の比較・評価が行われ、妥当な年代値が提示されている場合（例えば、工藤・佐々木, 2007；工藤, 2008；工藤ほか, 2019）はそれらを採用した。また、後カルデラ期の噴火エピソードCについては、最新の研究成果による¹⁴C年代ではなく、高精度な解析が進められている水月湖（福井県）の湖底コア層序で示された年代データ（McLean *et al.*, 2018）を採用した。¹⁴C年代に関しては暦年較正を行った年代値を用いた。測定結果の暦年較正には、IntCal20 データセット（Reimer *et al.*, 2020）、較正プログラムCALIB 8.2（Stuiver *et al.*, 2020）を用いた。

降下テフラの噴出量については、結晶法（Walker, 1980）あるいは結晶法による結果から導かれたHayakawa (1985)の経験式 $V = 12.2TS$ （ V : 降下テフラの体積, T : 層厚, S : 等層厚線が囲む面積）により見積もられたものを採用した。噴出量のDRE換算体積については、岩石密度を2.5 g/cm³とし、それぞれの文献で示されている堆積物密度を用いて求めた。

3.2 階段図に反映した噴出物

現段階では一部でデータが不足しているため、十和田火山の全噴出物を反映した階段図を作成することは不可能である。以下では、階段図に反映した噴出物の範囲について、活動期毎に説明を行う。

後カルデラ期の噴出物については、これまでの研究報告によって、ほぼ全ての噴出物が把握されており、噴出物毎の年代と噴出量のデータがほぼ網羅されている（町田ほか, 1981；Hayakawa, 1985；早川・小山, 1998；久利・栗田, 2003；工藤・佐々木, 2007；工藤, 2008, 2010a；McLean *et al.*, 2018）。唯一の例外は御門石溶岩（谷口, 1972；工藤ほか, 2019）である。御門石溶岩については、噴出量が0.013 km³と見積もられているものの、年代は全岩化学組成の特徴から11.7～2.7 kaの間のいずれかの時期と推定されているに過ぎない（工藤, 2010b）。そのため、後カルデラ期に関しては御門石溶岩抜きで階段図を作成した。なお、後カルデラ期の噴出物層序に関しては、Hayakawa (1985)と工藤(2010a)で御倉山溶岩（河

野, 1939; 井上・蜂屋, 1962)の層位に見解の相違があるが, 本報告では工藤(2010a)の見解に従った。

既報による後カルデラ期の噴出量(Hayakawa, 1985; 久利・栗田, 2003; 工藤, 2010a)は, いずれも一部を除いて噴火当時の初生的な噴出量として見積もられたものである。そのため, 各々の噴出量に対して, 中湖カルデラ陥没による欠損量を逐一復元して追加する必要はない。ただし, 御倉山溶岩(溶岩ドーム)については, 現存する部分から求められた体積値(0.23 km^3 ; Hayakawa, 1985)となっている。本溶岩は中湖カルデラの陥没によって一部が欠損しているため(工藤, 2010a), その量を評価する必要がある。御倉山溶岩の体積については, 工藤ほか(2019)の地質図を用い, 崩壊した部分の溶岩ドームの形状が円弧上の外形を成していたと仮定して欠損部分も含めて見積もると, 見かけの体積で 0.26 km^3 となる(欠損部分は 0.01 km^3)。御倉山溶岩の岩石密度は 2.1 g/cm^3 (Hayakawa, 1985)なので, 岩石密度を 2.5 g/cm^3 と仮定すると, 御倉山溶岩の噴出量は 0.22 km^3 DREと算出される。この値はHayakawa (1985)による見積もり値: 0.19 km^3 DREとさほど変わらないが, 本報告では 0.22 km^3 を御倉山溶岩の噴出量として採用する。

カルデラ形成期の噴出物は, 少なくともカルデラ縁より外側で見ついている噴出物については, Hayakawa (1985), Horiuchi *et al.* (2005), 小岩ほか(2007), Ito *et al.* (2017), 工藤(2022)を基にしたコンパイルデータと本報告のオリジナルデータ(次章以降で示す)により, 噴出物毎の年代と噴出量データを完備することが可能である。本報告ではこれらを階段図に反映した。なお最近, カルデラ形成期において, 少なくとも3回の小規模ブルカノ式噴火が発生したことが報告されているが(工藤, 2018c), 学会講演要旨によるデータのため, 今回の階段図には反映しない。これらの噴出量はそれぞれ 0.09 km^3 (DRE)以下であることから(工藤, 2018c), 階段図の形状には大きな影響を与えないと判断される。

先カルデラ期の噴出物は, 給源近傍相と遠方相で噴出物層序の精度やデータの完備度合いの状況が異なる。給源遠方相については, 十和田火山の東山麓に分布するテフラ層序がほぼ確立しており(例えば, 大池・中川, 1979; Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986), 噴出物の大部分は既に把握されている。ただし, 東方以外に飛散したテフラがあるとすれば, 把握できていないものがある可能性は否定できない。ただし, そのようなテフラは偏西風が卓越する気象的条件から考えると少数と考えられる。一方, 先カルデラ期の給源近傍相としては, 溶岩及び火砕岩が認められており, それらの分布の外形や大まかな層序は明らかにされている(工藤ほか, 2019)。しかし, 膨大な枚数の噴出物が存在するため, 噴出物1枚毎の詳細な層序・対比については不明な点が多く, 遠方相との対比も十分には明らかになって

いない(例えば, 工藤, 2018a)。年代・噴出量のデータも不足しており, 現段階ではこれらを階段図に反映することは困難である。そこで本報告では, 先カルデラ期の階段図については, 給源遠方相のテフラのみで作成した。十和田火山東山麓に分布する遠方テフラについては, 既存研究報告では層序がほぼ確立しているものの, 年代・噴出量データがほとんど示されていない。しかし, 大部分のテフラについては, 等層厚線図が既に示されており(中川ほか, 1986), これを利用することによって噴出量の見積もりが可能である。また, 年代決定された広域テフラとの層序関係も明確なため, 不整合のない連続層序を露頭で確認することにより, 間に挟まれる古土壌層の厚さから年代を見積もることが可能である。

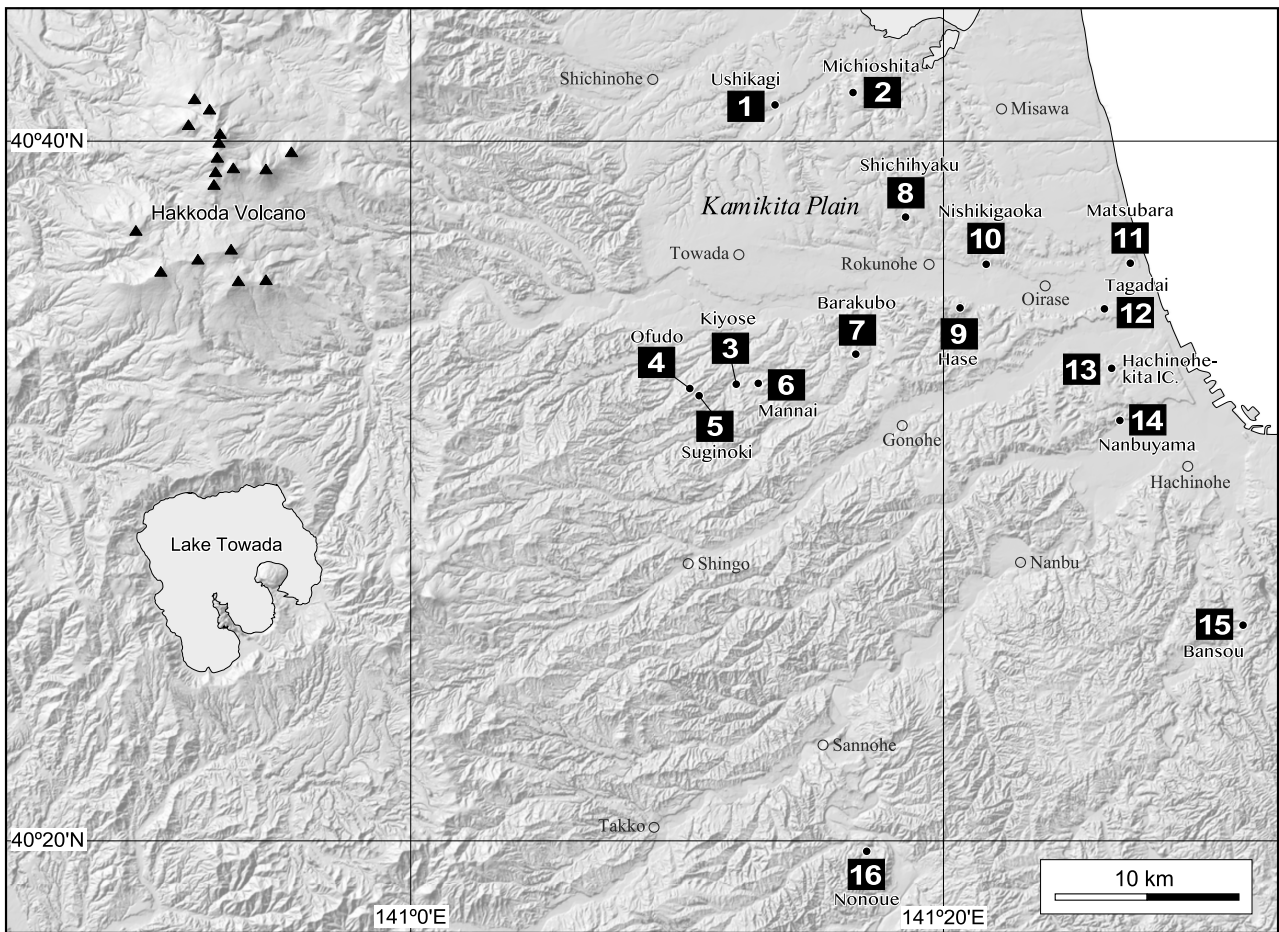
4. 十和田火山東方における 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラ

前章で述べたように, 給源遠方相の先カルデラ期～カルデラ形成期初期のテフラについては, 一部を除いて年代と噴出量のデータが完備できていない。そこで本報告では, 筆者のオリジナルな層序データと中川ほか(1986)の等層厚線図を用いて, 各テフラの年代と噴出量を見積もった。以下では, これらのテフラ層序の概要と一部のテフラの取り扱い方針について説明を行う。

十和田火山の先カルデラ期～カルデラ形成期のテフラは, 十和田火山東方の上北平野(第2図)を中心に広く分布する。上北平野周辺で認められるテフラについて, 第2図に柱状図作成地点を, 第3図及び第4図に柱状図を, 第1表にテフラの名称・記号・命名定義文献・給源火山の情報一覧を示す。柱状図の作成地点には位置的にやや偏りがあるが(第2図), これは青森県五戸町より南方において露出が顕著に悪くなることに起因している。ただ, 位置的な偏りはあるものの, 大部分の既知テフラについては, 露頭で確認することができている(第3図; 第4図)。上北平野周辺に分布するテフラは, 大池・中川(1979), 岩崎(1983), Hayakawa (1985), 松山・大池(1986), 中川ほか(1986), 大和(2005)により層序がほぼ確立しており, それらの層相及び含まれる鉱物の種類から, 比較的容易に対比することが可能である(第3図; 第4図)。

十和田火山を起源とするテフラは, 八甲田火山起源とされるWPより上位の層準で出現することが知られている(岩崎, 1983; 松山・大池, 1986; 工藤, 2005)。これまで知られている限りでは十和田火山の最古のテフラはNPであり, NP以上の大半のテフラが十和田火山起源とされている(松山・大池, 1986; 工藤, 2005)。しかし, 一部で給源が不明なものがあるため, どこまでを十和田火山のテフラとして扱うか検討が必要である。以下では, WPよりも上位のテフラのうち, 既存研究報告により給源火山が示されていないもの, 給源火山に再検討が必要なもの, 複数の給源火山が想定されるもの, また,

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図（工藤）



第2図 露頭の位置図. 本区域の位置を第1図に示す. 基図に地理院地図を使用.

Fig. 2 Locality of outcrops. The location of this area is shown in Fig. 1. Base map is from GSI Map.

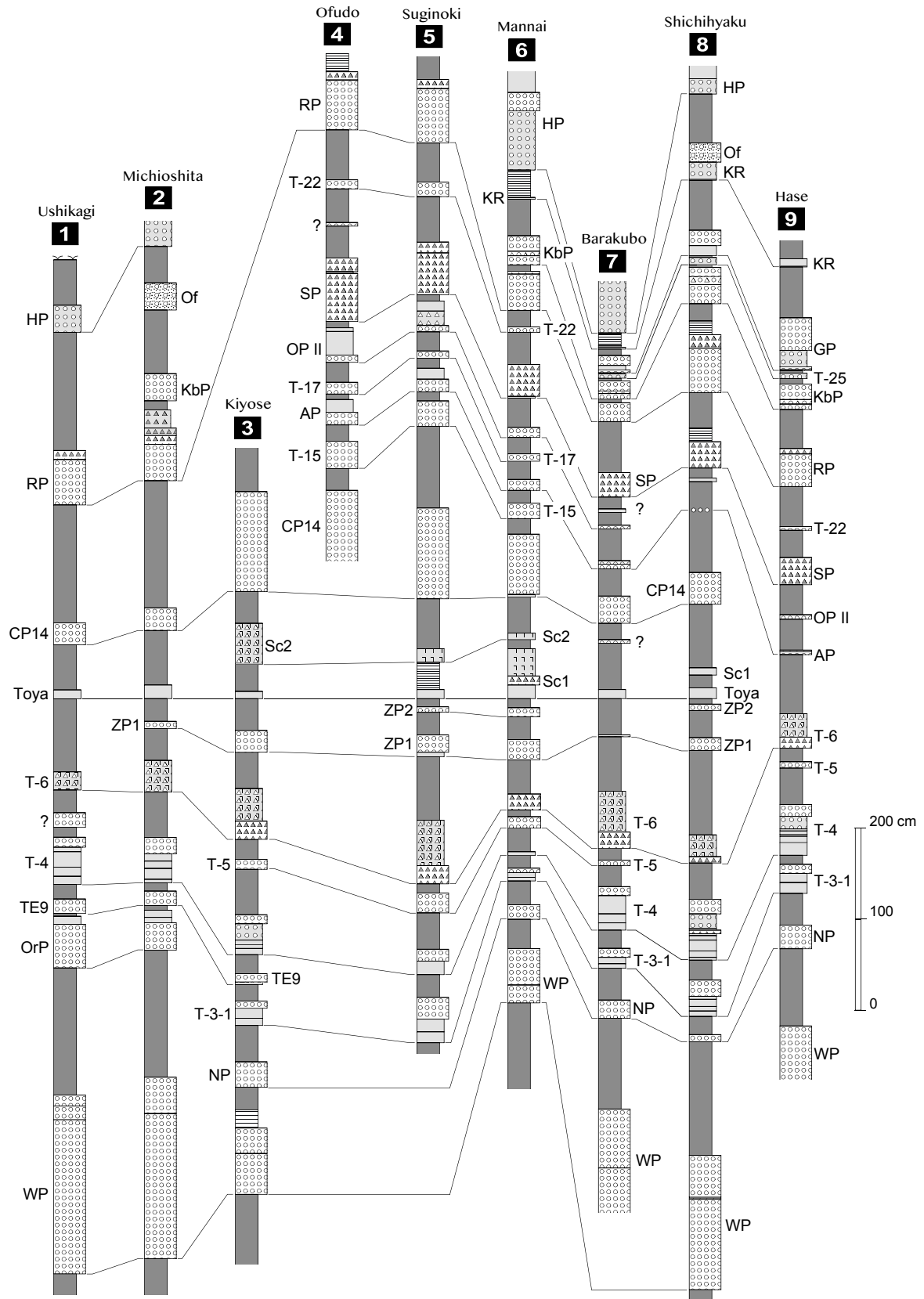
テフラの存在自体が確認できなかったものを対象に、下位から順に本報告での取り扱いについて説明を行う。

TE7：岩崎(1983)により命名されたテフラである。既存研究報告では給源火山は示されていない。岩崎(1983)は、TE7が五戸町付近に分布し、大池・中川(1979)のT-3に相当するとしている。筆者による調査では、五戸町の南東、青森県八戸市伴蔵(地点15)においてTE7を確認している(第4図)。T-3の項でも詳述するが、T-3は等層厚線図で分布軸が3本認められ(第5図)、少なくとも3枚のテフラを一括したものである可能性が高い(工藤ほか, 2004)。T-3のうち、五戸町付近に分布するのは最も南側に分布軸を持つものであることから、これがTE7に相当すると思われる(第5図)。この等層厚線図の分布軸が十和田火山を向いていることから(第5図)、TE7を十和田火山起源のテフラとして扱う。

T-3：大池・中川(1979)により命名されたテフラである。T-3の等層厚線図(中川ほか, 1986)によれば、T-3には北東、東北東、東方の少なくとも3本の分布軸が認められ

る(第5図)。したがって、T-3は少なくとも3枚のテフラを一括したものである可能性が高い(工藤ほか, 2004)。前述のように、東方に向く最も南側の分布軸は、岩崎(1983)のTE7に相当すると思われる(第5図)。残りの北東、東北東の分布軸を示すテフラを、本報告では仮にT-3-2(北東分布軸)、T-3-1(東北東分布軸)と呼ぶことにする(第5図)。このうちT-3-1については、青森県十和田市～六戸町の地点3、5、6、7、8、9で確認している(第3図)。T-3-1はその分布軸の向きから十和田火山起源と判断される(第5図)。一方、T-3-2については、筆者のこれまでの調査では露頭で存在を確認できていない。T-3-2は分布軸が八甲田火山の方向を向いていることから(第5図)、八甲田火山起源の可能性が指摘されている(工藤ほか, 2004)。したがって、T-3-2については今回の階段図では不採用とする。

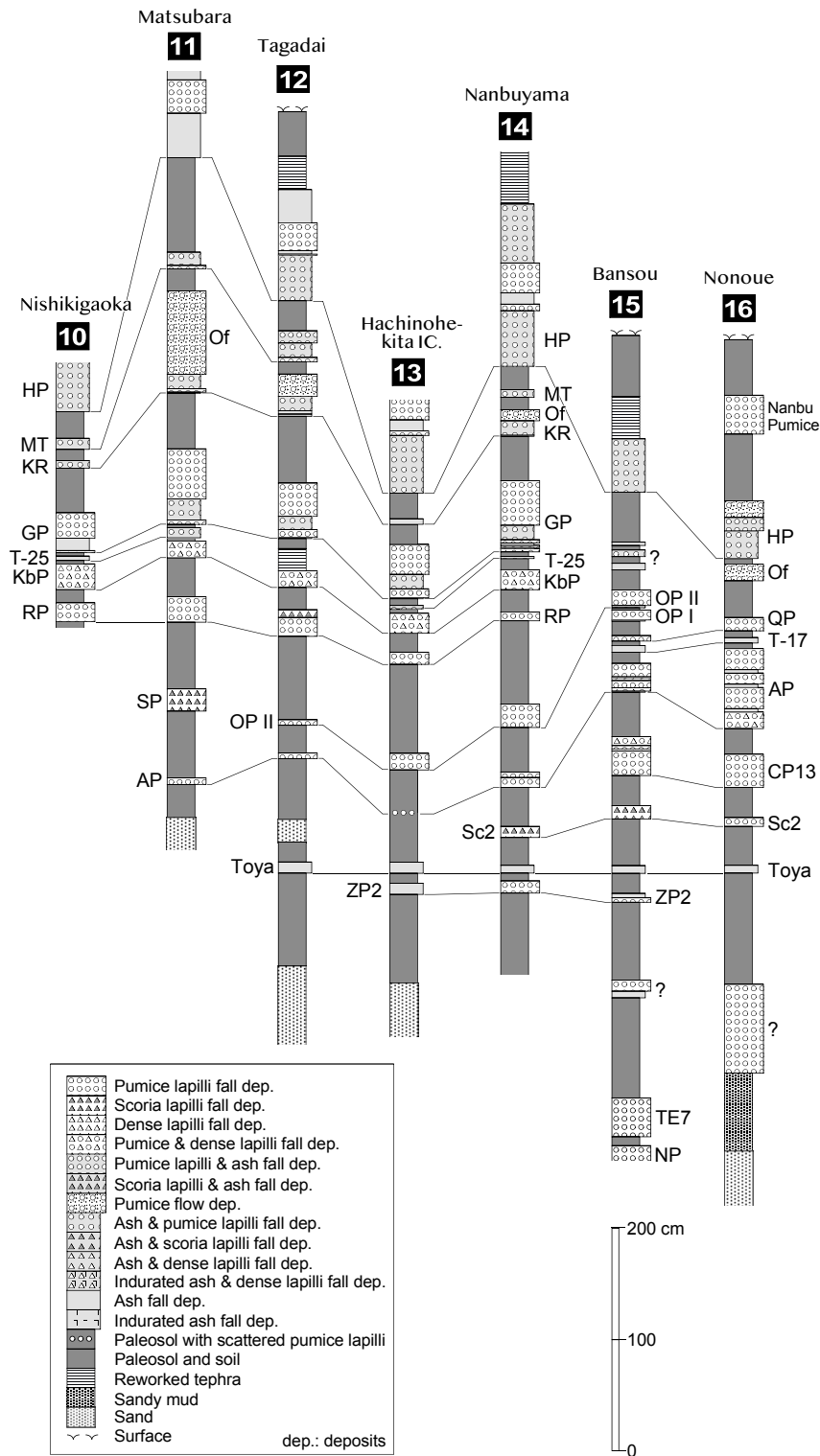
OrP：東北地方第四紀研究グループ(1969)により命名されたテフラである。筆者による調査では、青森県十和田市～東北町の地点1、2で確認しているほか(第4図)、



第3図 十和田火山東麓における先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの地質柱状図(その1)。各露頭の位置を第2図に示す。

Fig. 3 Stratigraphic columnar sections of the tephra from pre-caldera and caldera-forming stages at the eastern foot of Towada Volcano (part 1). Locality of each section is shown in Fig. 2.

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)



第4図 十和田火山東麓における先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの地質柱状図(その2). 各露頭の位置を第2図に示す.

Fig. 4 Stratigraphic columnar sections of the tephra from pre-caldera and caldera-forming stages at the eastern foot of Towada Volcano (part 2). Locality of each section is shown in Fig. 2.

第1表 テフラの名称・記号・命名文献・給源火山の情報一覧

Table 1 List of tephra names, tephra symbols, reference for tephra name and definition, and information on source volcanoes

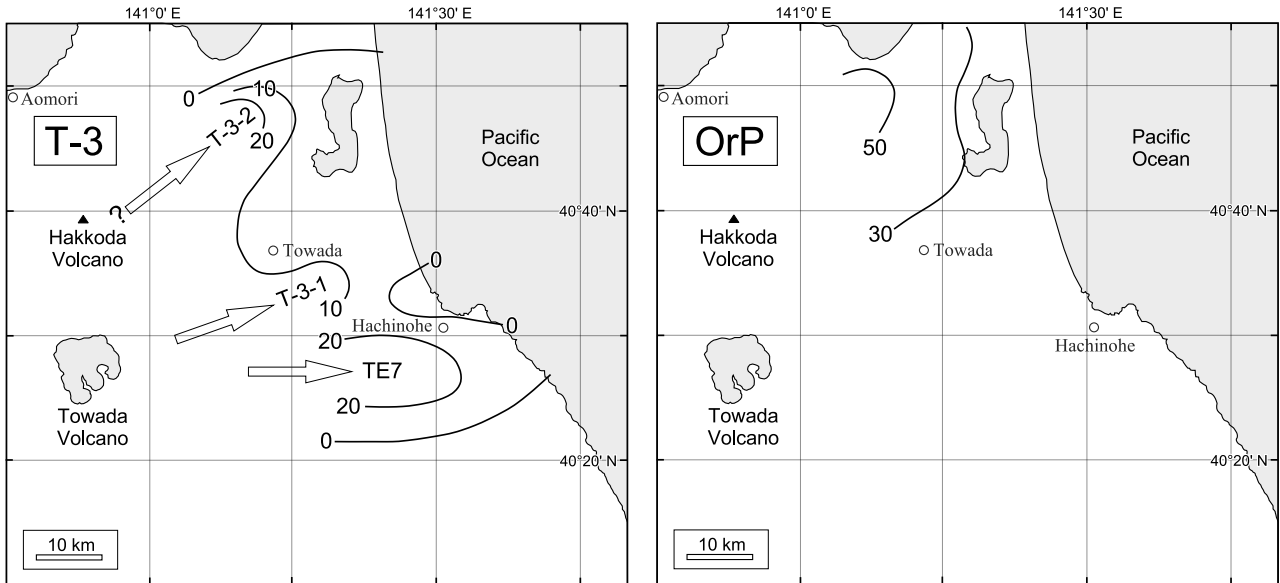
Symbol	Tephra name (in English)	Tephra name (in Japanese)	Reference for tephra name and definition	Source volcano	Reference for source volcano
HP	Hachinohe Fallout Tephra	八戸降下テフラ	Oike <i>et al.</i> (1959); Tuzino <i>et al.</i> (2018)	Towada	Oike <i>et al.</i> (1966)
MT	Maita Tephra	米田テフラ	Hayakawa (1985)	Towada	Hayakawa (1985)
Of	Ofudo Pyroclastic Flow Deposits	大不動火砕流堆積物	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969); Hayakawa (1993)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1972)
KR	Kirida Tephra	切田テフラ	Hayakawa (1985)	Towada	Hayakawa (1985)
GP	Goudou Tephra	合同テフラ	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969)	Towada	Hayakawa (1985) Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
T-25	T-25 Tephra	T-25テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
KbP	Kibidango Tephra	キビダンゴテフラ	Oike <i>et al.</i> (1970); Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Hayakawa (1985) Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
RP	Red Pumice Tephra	レッドバミス (赤色) テフラ	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969); Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Hayakawa (1985) Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
T-22	T-22 Tephra	T-22テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
SP	SP Tephra	SPテフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
OP II	Okoshi II Tephra	オコシIIテフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
OP I	Okoshi I Tephra	オコシIテフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
QP	QP Tephra	QPテフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
T-17	T-17 Tephra	T-17テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
AP	Aosuji Tephra	青スジテフラ	Oike <i>et al.</i> (1970); Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
T-15	T-15 Tephra	T-15テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
CP14	Castella 14 Tephra	カステラ14テフラ	Oike <i>et al.</i> (1970); Oike and Nakagawa (1979); Yamato (2005)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
CP13	Castella 13 Tephra	カステラ13テフラ	Oike <i>et al.</i> (1970); Oike and Nakagawa (1979); Yamato (2005)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
Sc2	Sc2 Tephra	Sc2テフラ	Oike <i>et al.</i> (1970)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
Sc1	Sc1 Tephra	Sc1テフラ	Oike <i>et al.</i> (1970)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
Toya	Toya Ash	洞爺火山灰	Machida <i>et al.</i> (1987)	Toya	Machida <i>et al.</i> (1987)
ZP2	Zarame 2 Tephra	ザラメ2テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
ZP1	Zarame 1 Tephra	ザラメ1テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
T-6	T-6 Tephra	T-6テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Kudo (2005)
T-5	T-5 Tephra	T-5テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Kudo (2005)
T-4	T-4 Tephra	T-4テフラ	Oike and Nakagawa (1979)	Towada	Kudo (2005)
TE9	TE9 Tephra	TE9テフラ	Iwasaki (1983)	Towada	This study
OrP	Orange Tephra	オレンジテフラ	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969)	Towada	Kudo <i>et al.</i> (2004)
T-3-1	T-3-1 Tephra	T-3-1テフラ	Oike and Nakagawa (1979); This study	Towada	This study
TE7	TE7 Tephra	TE7テフラ	Iwasaki (1983)	Towada	This study
NP	Nukamiso Tephra	ヌカミソテフラ	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969)	Towada	Matsuyama and Oike (1986); Nakagawa <i>et al.</i> (1986)
WP	Shirobeta (Katchi) Tephra	白ベタ (甲地) テフラ	Tohoku Region Quaternary Research Group (1969)	Hakkoda	Matsuyama and Oike (1986); Nakagawa <i>et al.</i> (1986)

第2図のより北方の地域数地点でも存在を確認している。中川ほか(1986)と松山・大池(1986)は、OrPが上北平野北部に分布し、北東方向に分布軸を持つことから(第5図)、OrPの給源を八甲田火山と考えた。しかし、改めて等厚線図を見直すと、分布軸の延長上には八甲田火山と十和田火山があり、給源位置はどちらでも説明可能である(第5図)。OrPは普通角閃石を非常に多く含むことで特徴づけられる(東北地方第四紀研究グループ, 1969;

岩崎, 1983)。工藤ほか(2004)は、八甲田火山の山体構成物が普通角閃石斑晶を含まないこと、近接する時代の十和田火山起源のテフラが普通角閃石斑晶を多く含む傾向があることから、OrPが十和田火山起源である可能性を指摘した。本報告では同様の理由により、OrPを十和田火山起源のテフラとして扱う。

TE9: 岩崎(1983)により命名されたテフラである。既存研究報告では給源火山は示されていない。岩崎(1983)

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)



第5図 中川ほか(1986)によるT-3及びOrPの等層厚線図。数字はテフラの層厚(cm)。八甲田火山の位置は最高峰の大岳の位置で代表させた。

Fig. 5 Isopach maps for the T-3 and OrP by Nakagawa *et al.* (1986). Numerals show the thickness of tephra in centimeters. The location of Hakkoda Volcano is represented by the location of its highest peak, Mt. Odake.

は、TE9が青森県東北町乙供～七戸町～十和田市付近に分布すると記載している。筆者による調査では十和田市～東北町の地点1, 2, 3で確認した(第4図)。等層厚線図が示されていないため、分布軸から給源火山を判断することはできない。本報告ではTE9が普通角閃石を含むことから、OrPと同様の理由により、TE9を十和田火山起源として扱う。

T-7：大池・中川(1979)により命名されたテフラである。松山・大池(1986)によれば「青灰色ラピリ・発泡状態の良くない黄色・濃橙褐色浮石の混合した固いレンガ様火山灰」とされ、中川ほか(1986)では等層厚線図も示されている。しかし、筆者のこれまでの調査では、本テフラの分布範囲とされている地域において複数の露頭を観察しているものの、その存在をまだ確認できていない。等層厚線図(中川ほか, 1986)からは、八甲田火山起源とも十和田火山起源とも取れる分布を示す。いずれにしろ、情報が不足しているため今回の階段図には不採用とする。

T-13：大池・中川(1979)により命名されたテフラである。松山・大池(1986)によれば「粘土質中粒浮石」とされ、中川ほか(1986)では等層厚線図も示されている。しかし、筆者のこれまでの調査では、本テフラの分布範囲とされている地域において複数の露頭を観察しているものの、その存在をまだ確認できていない。等層厚線図からは十和田火山起源と判断される。T-13については不明な点が多く、大和(1989)により「T-13?」と示されたテフラが大和(2005)ではCP13と示されていることから、T-13とCP13は同一のテフラである可能性もあるが、説明が

なく詳細を確認できない。いずれにしろ、T-13が露頭で確認できていないこと、今回の階段図ではCP13を露頭で確認しこれを採用していることから、T-13については不採用とする。

高館a火山灰流凝灰岩：中川ほか(1972)により命名された火砕流堆積物である。松山・大池(1986)によれば、SP直上層準にある「火山灰流凝灰岩」であり、青森県十和田市～七戸町の砂土路川や七戸川下流域に分布するとされている。しかし、筆者はこれまでにこれらの場所を対象に何度か探索を行っているものの、噴火エピソードQの奥瀬火砕流堆積物(大池・中川, 1979)の構成物質を母材とした土石流あるいは河川成堆積物の存在は確認しているが、相当する火砕流堆積物の存在を確認するには至っていない。本テフラについては不明な点が多いことから、今回は不採用とする。

5. 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの年代見積もり

先カルデラ期～カルデラ形成期初期のテフラの年代を、年代基準とするテフラとテフラ間に挟まれる古土壌層の厚さから見積もった。この手法は、「レスクロノメトリー」とも呼ばれ(早川, 1991, 1995)、古土壌層の堆積速度を一定と仮定して年代が求められる。そのため、年代基準とするテフラの年代確度とそれらの挿入密度が高いほど、より確度の高い年代が求められる。年代基準としたテフラは以下の通りである。

5.1 年代基準テフラ

WP：東北地方第四紀研究グループ(1969)により命名されたテフラであり、八甲田火山を給源とする(松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986)。多くの露頭で確認され(第3図), 層厚も厚く層相も特徴的なため, 良好な鍵テフラである。十和田火山起源のテフラはWPよりも上位層準で出現する(岩崎, 1983; 松山・大池, 1986; 工藤, 2005)。WPの年代は, 八戸沖の海洋コアC90001Cでの酸素同位体層序から210~205 kaと見積もられている(Matsu'ura *et al.*, 2017)。本報告ではこれを採用し, WPの年代を210 kaとした。

Toya：北海道の洞爺火山を給源とする広域テフラである(町田ほか, 1987)。多くの露頭で出現する良好な鍵テフラである(第3図; 第4図)。Toyaの年代は, 酸素同位体層序より約106 ka, あるいは $109 \pm ca.3$ kaが妥当と考えられている(東宮・宮城, 2020)。本報告ではこの主張も踏まえた上で, 先述したWPの年代として海洋コアC90001Cでの酸素同位体層序年代を採用していること, 同じくC90001Cの酸素同位体層序においてToyaの年代が106 kaと見積もられていること(Matsu'ura *et al.*, 2014)から, Toyaの年代を106 kaとした。

AP：大池ほか(1970)により命名されたテフラであり, 十和田火山を給源とする(中川ほか, 1986)。多くの露頭で出現する良好な鍵テフラである(第3図; 第4図)。本テフラ自体は既存研究報告により年代決定されていない。町田ほか(1985)は, 上北平野においてAPの直上, T-17の直下に阿蘇4火山灰(Aso-4)が存在することを示した。筆者による調査ではAso-4は確認できなかったが(第3図; 第4図), T-17とAPの間の厚さ5~20 cmの土壤層中にクリプトテフラとして存在する可能性がある。Aso-4の年代は, 海洋コアの酸素同位体層序より約87 kaと見積もられている(Aoki, 2008)。本報告では, APがAso-4下位の近い層準に存在すること(町田ほか, 1985)から, APの年代を88 kaとし, これを年代基準テフラとして用いる。

RP：東北地方第四紀研究グループ(1969)により命名されたテフラであり, 十和田火山を給源とする(Hayakawa, 1985; 中川ほか, 1986)。多くの露頭で出現する良好な鍵テフラである(第3図; 第4図)。Ito *et al.* (2017)は, RP上下層準の古土壤層中の石英粒子についてOSL年代測定を行い, 年代値と古土壤層の厚さから, RPの年代として 61 ± 4 kaを示した。この年代はRPの最も妥当な年代とされていることから(工藤ほか, 2019), 本報告ではRPの年代を61 kaとした。

KbP：大池ほか(1970)により命名されたテフラであり, 十和田火山を給源とする(Hayakawa, 1985; 中川ほか, 1986)。多くの露頭で出現する良好な鍵テフラである(第3図; 第4図)。Ito *et al.* (2017)は, KbP上下層準の古土壤層中の石英粒子についてOSL年代測定を行い, 年代値と古土壤層の厚さから, KbPの年代として 58 ± 4 kaを示し

た。この年代値を採用し, 本報告ではKbPの年代を58 kaとした。

KR及びOf：KR(切田テフラ: Hayakawa, 1985)とOf(大不動火砕流堆積物: 東北地方第四紀研究グループ, 1969; 早川, 1993)は, 十和田火山の噴火エピソードN(Hayakawa, 1985)による噴出物である。十和田火山の周囲に広く分布し, 多くの露頭で出現する良好な鍵テフラである(第3図; 第4図)。噴火エピソードNの噴出物については多数の ^{14}C 年代が報告されているが(例えば, 工藤ほか, 2019), 本報告では本噴出物の年代として, 最新の ^{14}C 年代値である小岩ほか(2007)による $31,930 \pm 210$ BPを採用する。この年代値について暦年較正すると $36,069 \sim 36,482$ cal BP (1σ)となる。このことから, KR及びOfの年代を36 kaとする。

5.2 年代の算出

各テフラの年代を, 直近の年代基準テフラに上下を挟まれ, その間に不整合のない連続層準が確認できる露頭を対象として算出した。複数の露頭で年代を算出できる場合は, それらの平均値をもって各テフラの年代とした。露頭毎の層厚データ, 露頭毎に算出された年代, 年代の平均値を第2表に示す。ただし, 一部のテフラ(TE-7, QP, OP1)については, 直近の年代基準テフラに上下を挟まれる関係を露頭単位で確認できなかったため, この方法では年代を求めることができない。また, 平均年代値を求めたものの, 上下のテフラと年代が逆転するテフラ(OrP, CP13)が一部で認められる。以下では, これらのテフラについての対処を示す。

TE-7：本テフラについては, 地点15の1地点で確認している。地点15では下位の年代基準テフラが認められないため(第4図), 年代を算出できない。そこで本テフラの年代を, NPの平均年代値(184 ka: 第2表)を基準とし, 地点15でのNPと本テフラ間の古土壤層の厚さ(9 cm: 第4図)とWP-Toya間の平均堆積速度(2.5 cm/1000年: 第2表)を用いて算出した。算出された年代は180 kaである。

OrP：本テフラの平均年代値は155 kaと算出される(第2表)。しかしこの年代は上位のTE9(161 ka), T-4(158 ka)の年代と矛盾する。そこで, 本テフラの年代を, T-4の平均年代値(158 ka: 第2表)を基準とし, 地点1でのT-4と本テフラ間の古土壤層の厚さ(19 cm: 第3図)とWP-Toya間の平均堆積速度(2.5 cm/1000年: 第2表)を用いて算出した。算出された年代は166 kaである。

CP13：本テフラの平均年代値は94 kaと算出される(第2表)。しかしこの年代は上位のCP14(95 ka)の年代と矛盾する。CP13はCP14の下位層準にあるが(大和, 2005), 筆者による調査では両者を同じ露頭で確認できていないため, これが年代に矛盾が生じた原因と考えられる。そこで, 本テフラの年代を, CP14の平均年代値(95 ka: 第2表)を基準とし, CP14とCP13の間の古土壤層の厚さ(5

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)

第2表 露頭毎のテフラと古土壌の層厚及び算出された年代
Table 2 Thickness of tephra and paleosol for each outcrop and calculated age

Outcrop number Locality name Latitude (N) Longitude (E)	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		Age standard tephra Other tephra Paleosol				
	Fixed age of key tephra (ka)	soil T. age (ka)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	soil T. age (cm)	est. T. age (ka)	Tephra symbol age (ka)		average of estimated age (ka)	standard n deviation (σ)		
																																				soil T. age (cm)	est. T. age (ka)
KR 36																																		KR	(36)		
GP																																		GP	54	8	2.4
T-25																																		T-25	55	7	1.8
KbP																																		KbP	(58)		
RP																																		RP	(61)		
T-22																																		T-22	69	4	2.1
SP																																		SP	77	7	3.1
OP II																																		OP II	80	9	1.5
OP I																																		OP I			
OP																																		OP			
T-17																																		T-17	86	3	1.4
AP																																		AP	(88)		
T-15																																		T-15	91	1	0.0
OP14																																		OP14	95	3	1.1
OP13																																		OP13	94*	3	0.5
Sc2																																		Sc2	99	4	0.6
Sc1																																		Sc1	105	2	0.8
Toyra																																		Toyra	(106)		
ZP2																																		ZP2	110	2	2.2
ZP1																																		ZP1	120	5	4.0
T-6																																		T-6	140	6	6.4
T-5																																		T-5	149	3	3.5
T-4																																		T-4	158	6	8.1
TE9																																		TE9	161	3	10.5
OPP																																		OPP	155*	2	0.0
T-3																																		T-3	172	4	8.6
TE7																																		TE7			
NP																																		NP	184	4	11.8
WP																																		WP	(210)		
(I) fixed age, ** rejected age																																					
Average																																					
Average																																					
Average																																					

cm程度：大和，2005）とToya-AP間の平均堆積速度（5.5 cm/1000年：第2表）を用いて算出した。算出された年代は96 kaである。

QP：本テフラについては、地点15及び16の2地点で確認しているが、上位側で直近する年代基準テフラ（RP）との関係を把握できないため（第4図）、年代を算出できない。そこで、本テフラの年代を、APの年代値（88 ka）を基準とし、地点15でのAPと本テフラの間の古土壌層の厚さ（14 cm：第4図）とAP-RP間の平均堆積速度（4.5 cm/1000年：第2表）を用いて算出した。算出された年代は85 kaである。

OP1：本テフラについては、地点15の1地点で確認しているが、上位側で直近する年代基準テフラ（RP）との関係を把握できないため（第5図）、年代を算出できない。そこで、本テフラの年代を、APの年代値（88 ka）を基準とし、地点15でのAPと本テフラの間の古土壌層の厚さ（27 cm：第4図）とAP-RP間の平均堆積速度（4.5 cm/1000年：第2表）を用いて算出した。算出された年代は82 kaである。

6. 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの噴出量見積もり

先カルデラ期～カルデラ形成期初期のテフラについて、中川ほか（1986）の等層厚線図を用いて噴出量を見積もった。見積もりにはHayakawa（1985）の経験式（前述）を用いた。この方法を用いた理由は、既存研究報告が主にこの方法により噴出量を見積もっていること（Hayakawa, 1985；久利・栗田，2003；工藤，2010a）、等層厚線が1本でも噴出量を求めることが可能であることによる。ただし、噴出量を求める際には等層厚線図が閉じている必要がある。しかし、中川ほか（1986）の等層厚線図は給源側で閉じていない。そこで、十和田湖付近を給源と仮定して等層厚線図を補間し、これを用いて噴出量を求めた。また、中川ほか（1986）の等層厚線図には、各露頭の層厚データが記されていない。そのため本報告では、筆者によるフィールド調査の状況から見て、最も精度良く描けていると推定される等層厚線を選んで噴出量の見積もりに用いた。噴出量のDRE換算体積については、岩石密度を2.5 g/cm³とし、堆積物密度を1.0 g/cm³として求めた。補間した等層厚線図を第6図、第7図、第8図及び第9図に示す。等層厚線の情報及び見積もった噴出量、その他の噴出物のコンパイルデータと合わせて第3表に示す。なお、KbPとRPについては、Hayakawa（1985）も等層厚線図を描いており、噴出量を見積もっている。しかし、層厚を確認した地点が少ないことから、より確認地点が多いと推定される中川ほか（1986）の等層厚線図を用いて噴出量を見積もった。また、TE9については等層厚線図が示されておらず、筆者による確認地点も3ヶ所しかないため（第3図）、現時点では噴出量の見積もりが

不可能である。以下に、特殊な事例としてCP（CP14及びCP13）に関する補足説明を行う。

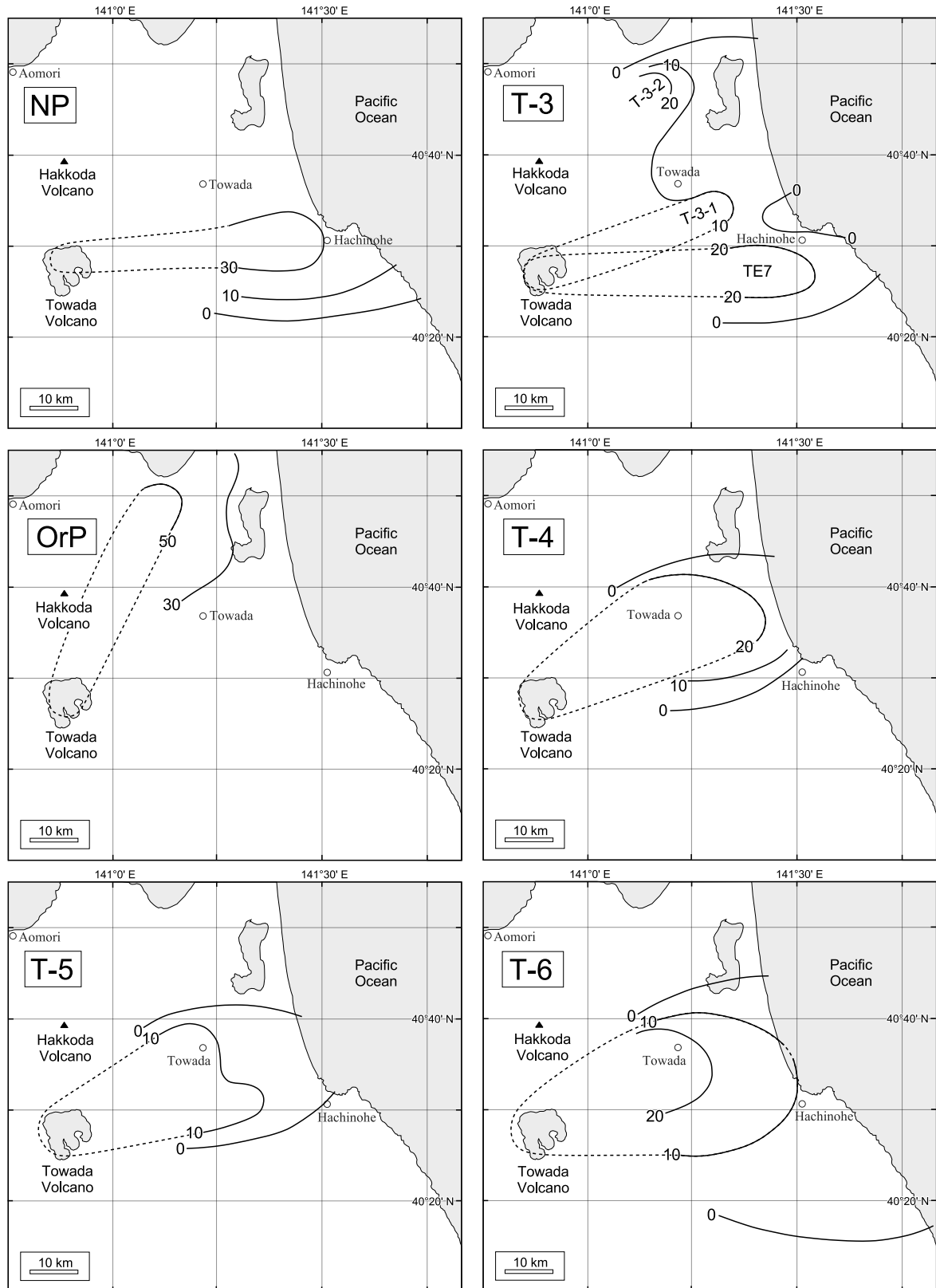
CP：本テフラは、大池ほか（1970）により命名され、中川ほか（1986）により等層厚線図が示された。その後、大和（2005）は、CPが古土壌層を境として2枚に細分されることを示し、上位側をCP14、下位側をCP13と命名した。CP14は上北平野の北部、CP13は上北平野の南部に分布し、筆者による調査でも多くの露頭で確認されている（第3図；第4図）。中川ほか（1986）によるCPの等層厚線図によれば、不明瞭ながら分布軸を2本確認することができ（第7図）、それぞれがCP14とCP13に相当する可能性がある。しかし、両者が重なっている部分も多いと推定され、分布軸の違いもやや不明瞭である。そこで、CP14とCP13の噴出量は、単純計算によりそれぞれCPの等層厚線から求めた噴出量の半量とした。

7. 十和田火山の積算マグマ噴出量階段図

十和田火山の階段図を第10図に、階段図のデータセットを第3表に示す。本報告では階段図の作成方法、データセット及び作成結果のみを示すこととし、階段図から読み取れる特徴の記載や階段図を用いた考察については別稿に譲る。なお第10図において、後カルデラ期初期の二ノ倉スコリア及び中山崎溶岩の噴出時期（15.7～11.7 ka）は、階段ではなくスロープとして表現してある。その理由は、この時期が断続的かつ頻繁に噴火が発生していた時期であり（例えば、Hayakawa, 1985）、個々の噴火の年代と噴出量を詳細に把握することが困難なことによる。以下では、この階段図を利用する際の注意事項と今後の課題について述べる。

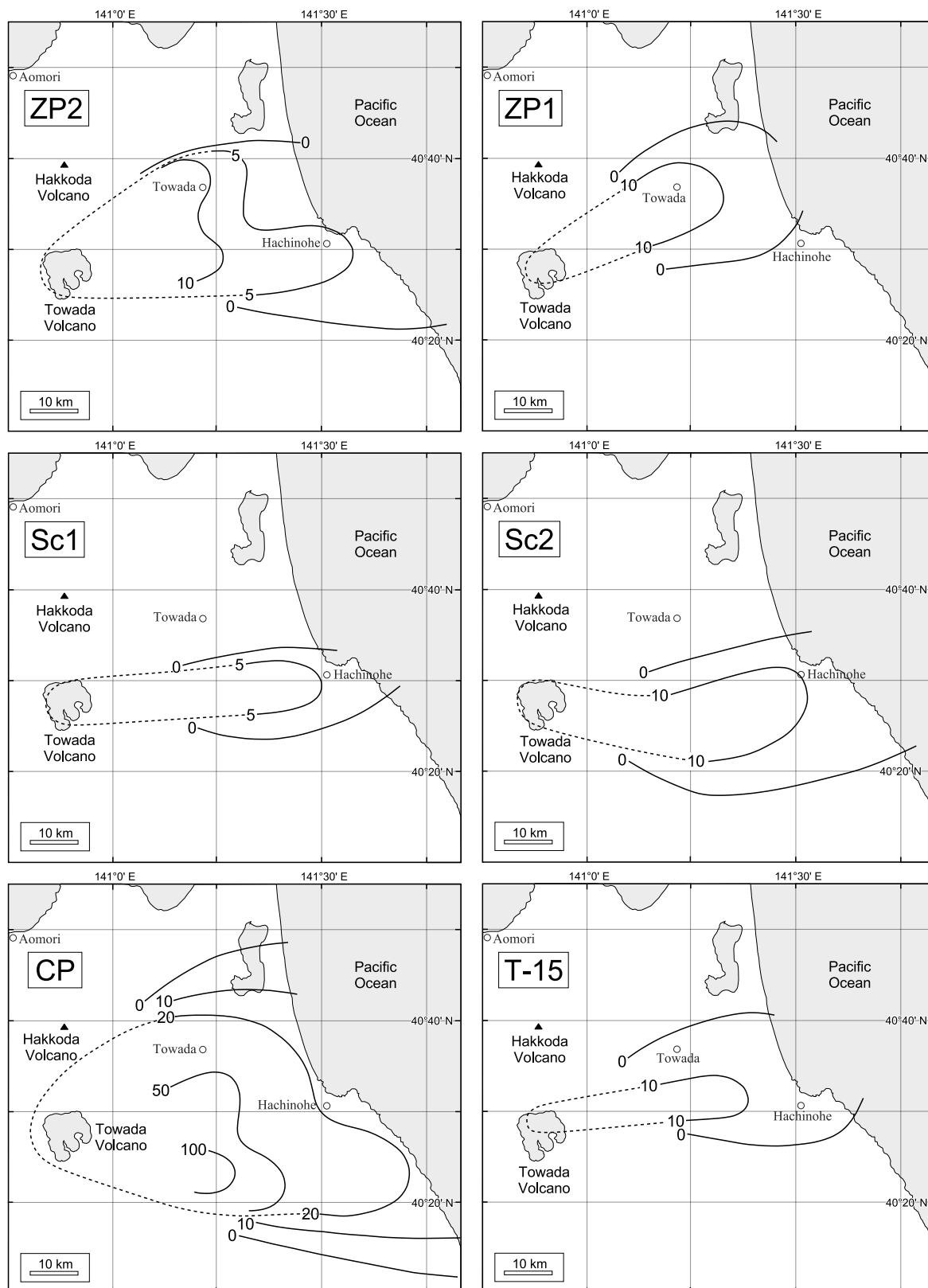
注意事項としてまず挙げるべき点は、階段図の基となる年代と噴出量データは、それ相応の誤差を伴うことである。古文書に記録された歴史時代の噴火であれば、その古文書の記録が真正であるならば、その年代の誤差は考慮しなくても良い。一方、地質記録のみで確認される噴火の場合、その年代は見積もり手法によって相応の誤差を伴うことになる。例えば放射年代の場合は、¹⁴C年代では数十年～数百年、OSL年代では数千年以上の測定誤差を伴う。さらに、実際には野外調査においても不確実性（例えば、年代測定試料としての妥当性や採取時のコンタミ等）が生じうる。そのため噴火年代の真の誤差を評価することは難しい。本報告では、十和田火山の先カルデラ期～カルデラ形成期初期のテフラについて、年代基準テフラとテフラ間に挟まれる古土壌層の厚さから年代を見積もった（第2表）。これらの年代は、年代基準テフラ自体の年代誤差、露頭毎の古土壌層の層厚のばらつき、また、古土壌層の堆積速度が一定である保証がないことを考慮に入れると、絶対値としては数百年～数千年、場合によってはそれ以上の誤差が想定される。噴出量の誤差についても厳密な評価は難しい。野外調査での層厚

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)



第6図 十和田火山起源テフラの等層厚線図(その1). 実線の等層厚線は中川ほか(1986)による. 破線の等層厚線は本研究により補間したもの. 数字はテフラの層厚(cm). 八甲田火山の位置は最高峰の大岳の位置で代表させた.

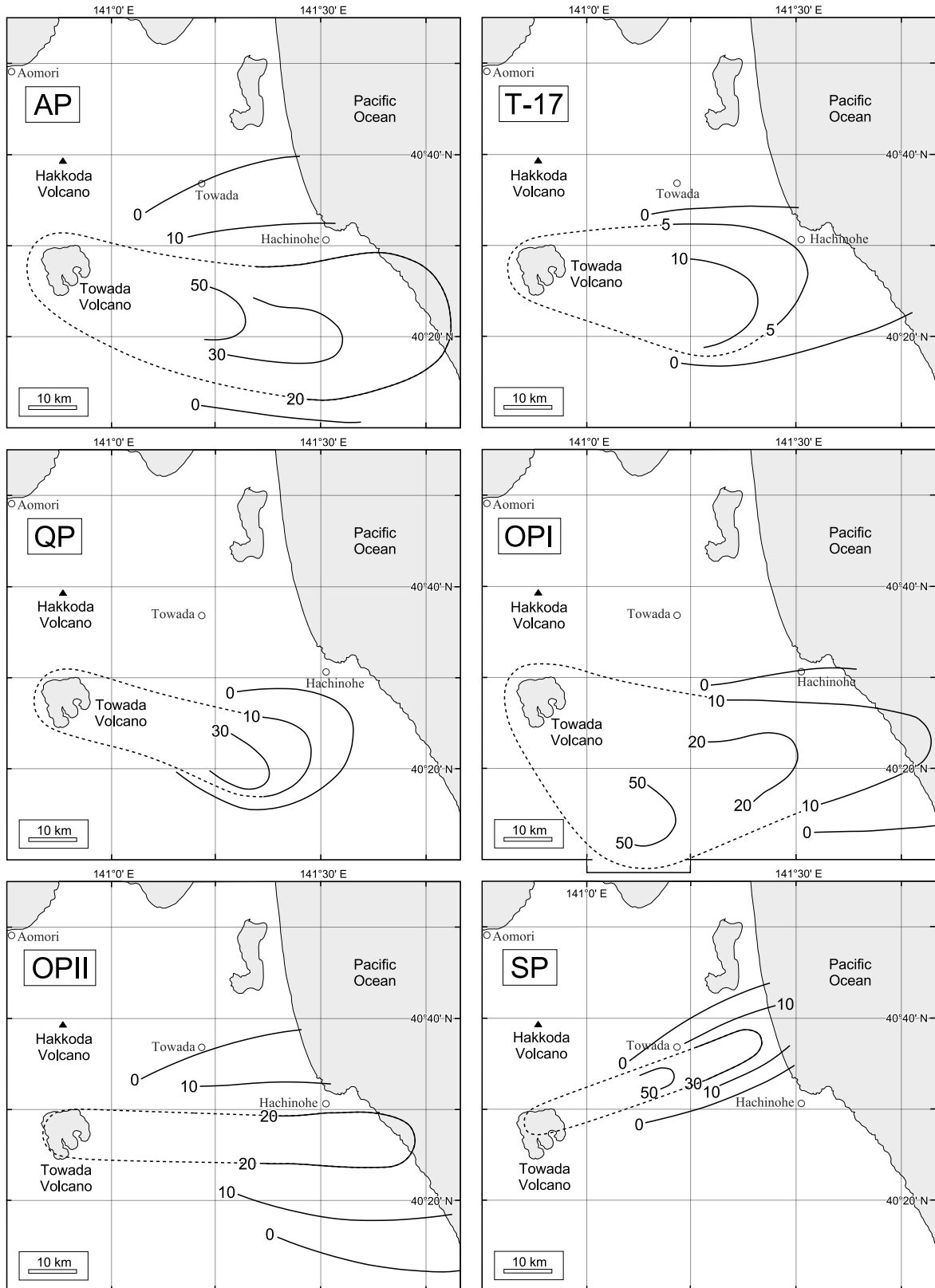
Fig. 6 Isopach maps for tephra from Towada Volcano (part 1). The solid isopach lines are from Nakagawa *et al.* (1986). The dashed isopach lines are interpolated by this study. Numerals show the thickness of tephra in centimeters. The location of Hakkoda Volcano is represented by the location of its highest peak, Mt. Otake.



第7図 十和田火山起源テフラの等層厚線図(その2). 実線の等層厚線は中川ほか(1986)による. 破線の等層厚線は本研究により補間したもの. 数字はテフラの層厚(cm). 八甲田火山の位置は最高峰の大岳の位置で代表させた.

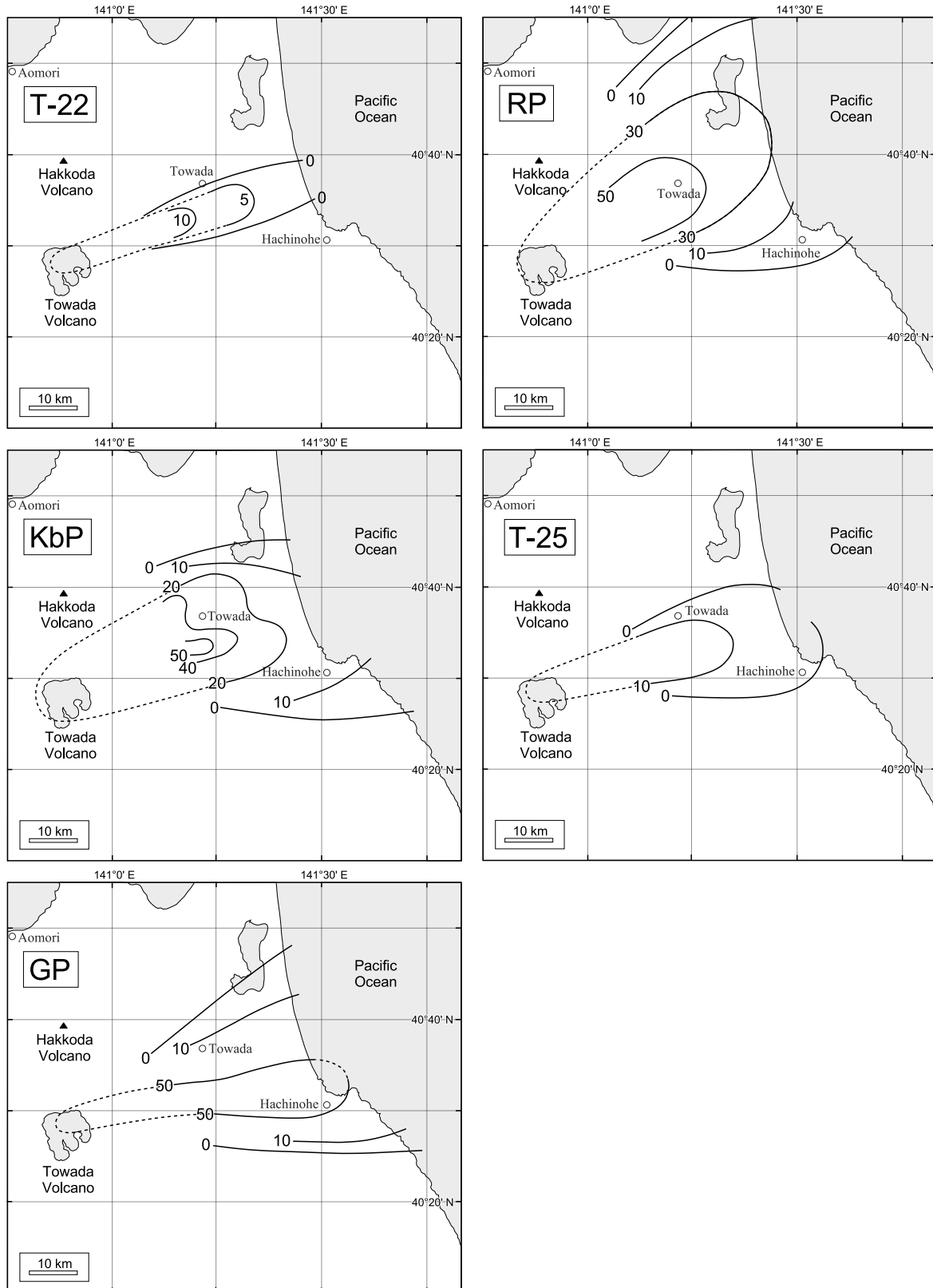
Fig. 7 Isopach maps for tephra from Towada Volcano (part 2). The solid isopach lines are from Nakagawa *et al.* (1986). The dashed isopach lines are interpolated by this study. Numerals show the thickness of tephra in centimeters. The location of Hakkoda Volcano is represented by the location of its highest peak, Mt. Odake.

十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)



第8図 十和田火山起源テフラの等層厚線図(その3). 実線の等層厚線は中川ほか(1986)による. 破線の等層厚線は本研究により補間したもの. 数字はテフラの層厚(cm). 八甲田火山の位置は最高峰の大岳の位置で代表させた.

Fig. 8 Isopach maps for tephra from Towada Volcano (part 3). The solid isopach lines are from Nakagawa *et al.* (1986). The dashed isopach lines are interpolated by this study. Numerals show the thickness of tephra in centimeters. The location of Hakkoda Volcano is represented by the location of its highest peak, Mt. Odake.



第9図 十和田火山起源テフラの等層厚線図(その4). 実線の等層厚線は中川ほか(1986)による. 破線の等層厚線は本研究により補間したもの. 数字はテフラの層厚 (cm). 八甲田火山の位置は最高峰の大岳の位置で代表させた.

Fig. 9 Isopach maps for tephras from Towada Volcano (part 4). The solid isopach lines are from Nakagawa *et al.* (1986). The dashed isopach lines are interpolated by this study. Numerals show the thickness of tephra in centimeters. The location of Hakkoda Volcano is represented by the location of its highest peak, Mt. Odake.

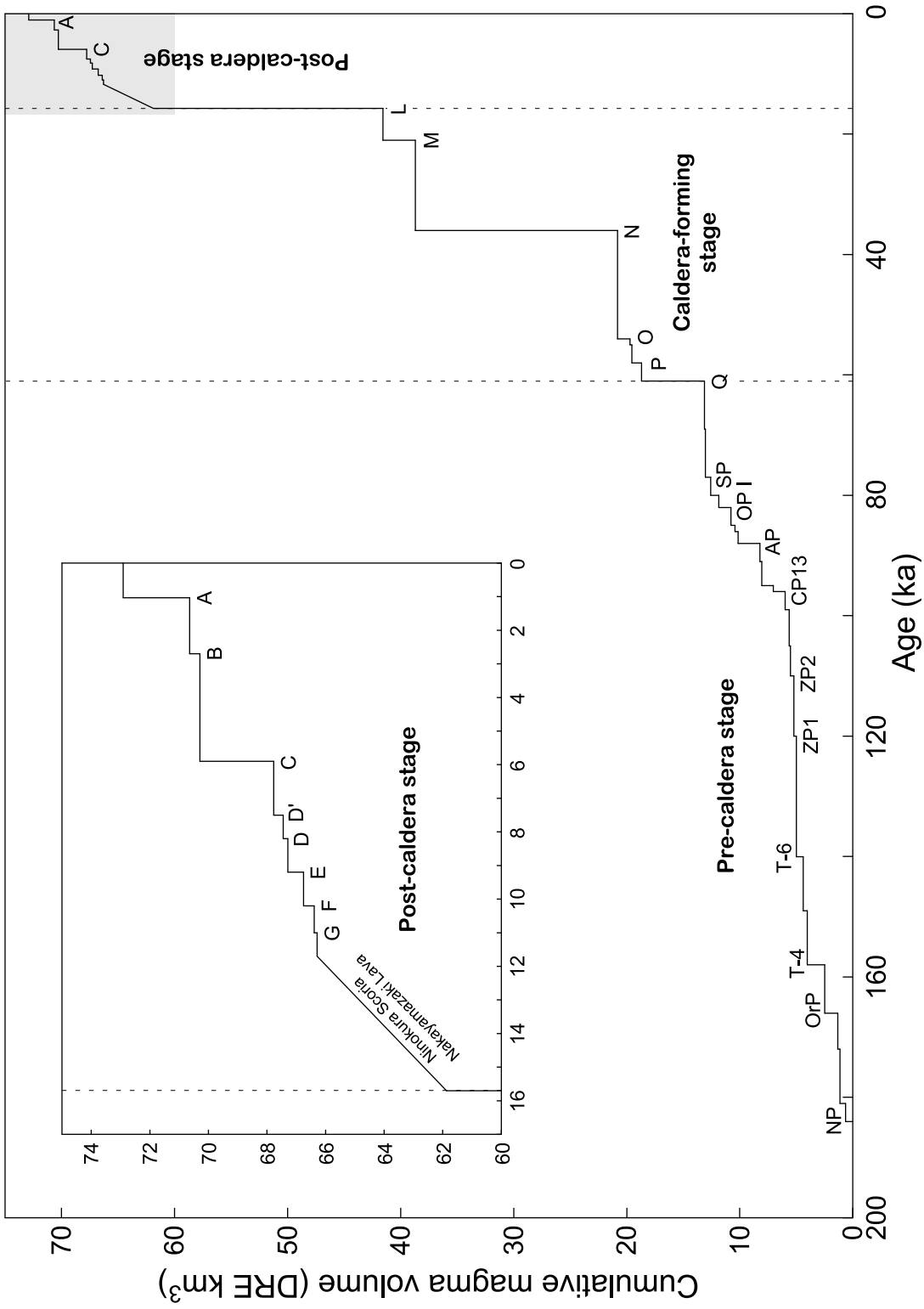
十和田火山の積算マグマ噴出量階段図 (工藤)

第3表 十和田火山噴出物の噴出量と年代の一覧表

Table 3 List of eruptive volume and age of the eruptive products from Towada Volcano

Stage	Eruptive episode	Tephra name (or tephra symbol**)	Volume (km ³ , DRE)	Total volume (km ³ , DRE)	Reference	Used isopach (cm)	Area (km ²)	remark	Age (ka)	Method	Reference	Used radiometric age	Source volcano
Post-caldera stage	A	Kemanai PFD.	1.8	2.27	Hayakawa (1985)				1.035	AD	Machida <i>et al.</i> (1981)		Towada
		Oyu3 P.	0.04		Hayakawa (1985)						Hayakawa & Koyama (1998)		
		Oyu2 A.	0.21		Hayakawa (1985)								
		Oyu1 P.	0.21		Hayakawa (1985)								
	B	Sobe A.	0.32	0.35	Hayakawa (1985)				2.7	14C	Kudo & Sasaki (2007)	2,550 ± 20 BP	Towada
		Mayogatai P.	0.04		Hayakawa (1985)								
	C	Utarube A.	0.59	2.52	Hayakawa (1985)				5.9	14C	McLean <i>et al.</i> (2018)	5986-5899 cal BP	Towada
		Kanegasawa P.	0.32		Hayakawa (1985)								
		Chuseri P.	1.60		Hayakawa (1985)								
	D'	Ogurayama L.	0.22	0.32	This study				7.5	14C	Kudo & Sasaki (2007)	6,670 ± 25 BP	Towada
		Herai A.	0.10		Kudo (2010a)								
	D	Nakanosawa A.	0.08	0.16	Kudo (2010a)				8.2	14C	Kudo & Sasaki (2007)	7,420 ± 25 BP	Towada
		Oguni P.	0.08		Hayakawa (1985)								
	E	Kaimori A.	0.15	0.54	Hayakawa (1985)				9.2	14C	Kudo (2008)	8,110 ± 30 BP	Towada
	Nambu P.	0.39		Hayakawa (1985)						Hayakawa (1985)	8,370 ± 170 BP		
F	Kabayama A.	0.14	0.36	Hayakawa (1985)				10.2	ST	Kudo (2008)		Towada	
	Natsuzaka S.	0.23		Hayakawa (1985)									
G	Shingo P.	0.10	0.10	Hayakawa (1985)				11	14C	Kudo (2008)	9,970 ± 35 BP 9,330 ± 35 BP	Towada	
H-K	Ninokura S.	1.82	4.42	Kuri & Kurita (2003)				15.7-11.7	ST	Kudo (2008)		Towada	
	Nakayamazaki L.	2.60		Hayakawa (1985)				15.7-11.7	ST	Kudo (2008)		Towada	
Caldera-forming stage	L	Hachinohe PFD.	16.0	20.3	Hayakawa (1985)				15.7	14C	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)	13,133 ± 33 BP	Towada
		HP6	0.65		Hayakawa (1985)								
		HP5	0.93		Hayakawa (1985)								
		HP4	0.34		Hayakawa (1985)								
		HP3	0.16		Hayakawa (1985)								
		HP2	0.08		Hayakawa (1985)								
		HP1	2.18		Hayakawa (1985)								
	M	Kumoi PFD.	0.3	2.82	Kudo (2022)				21	14C	Kudo (2022)	17,390 ± 60 BP	Towada
		Karatamazawa P.	0.3		Kudo (2022)								
		Maiba 2 A.	2.2		Hayakawa (1985)								
		Maiba 1 P.	0.02		Hayakawa (1985)								
	N	Ofudo PFD.	16.0	17.9	Hayakawa (1985)				36	14C	Koiva <i>et al.</i> (2007)	31,930 ± 210 BP	Towada
		Kirida 4 A.	1.66		Hayakawa (1985)								
		Kirida 3 P.	0.17		Hayakawa (1985)								
		Kirida 2 A.	0.02		Hayakawa (1985)								
		Kirida 1 A.	0.02		Hayakawa (1985)								
	O	GP	1.10	1.10	This study*	50	449		54	ST	This study		Towada
		T-25	0.18	0.18	This study*	10	369		55	ST	This study		Towada
	P	KbP	0.84	0.84	This study*	20	857		58	OSL	Ito <i>et al.</i> (2017)	58 ± 4 ka	Towada
	Q	Okuse PFD.	4.0	5.58	Hayakawa (1985)				61	OSL	Ito <i>et al.</i> (2017)	61 ± 4 ka	Towada
	RP	1.58		This study*	30	1079							
T-22		0.06	0.06	This study*	5	264		69	ST	This study		Towada	
R	SP	0.48	0.48	This study*	30	329		77	ST	This study		Towada	
S	QP II	0.72	0.72	This study*	20	740		80	ST	This study		Towada	
	QP I	1.06	1.06	This study*	10	2176		82	ST	This study		Towada	
	QP	0.37	0.37	This study*	10	766		85	ST	This study		Towada	
T	T-17	0.29	0.29	This study*	5	1193		86	ST	This study		Towada	
	Aso-4							87	OIS	Aoki (2008)		Aso	
U	AP	1.92	1.92	This study*	20	1968		88	ST	This study		Towada	
	T-15	0.15	0.15	This study*	10	312		91	ST	This study		Towada	
V	CP14	1.04	1.04	This study*	20	2130	(1)	95	ST	This study		Towada	
	CP13	1.04	1.04	This study*	20	2130	(1)	96	ST	This study		Towada	
	Sc2	0.35	0.35	This study*	10	723		99	ST	This study		Towada	
	Sc1	0.13	0.13	This study*	5	521		105	ST	This study		Towada	
Pre-caldera stage		Toya							106	OIS	Matsu'ura <i>et al.</i> (2014) Tomiya & Miyagi (2020)		Toya
		ZP2	0.29	0.29	This study*	5	1177		110	ST	This study		Towada
	X	ZP1	0.23	0.23	This study*	10	473		120	ST	This study		Towada
		T-6	0.61	0.61	This study*	10	1254		140	ST	This study		Towada
		T-5	0.34	0.34	This study*	10	701		149	ST	This study		Towada
		T-4	1.56	1.56	This study*	40	798		158	ST	This study		Towada
		TE9							161	ST	This study		Towada
		OrP	1.16	1.16	This study*	50	474		166	ST	This study		Towada
		T-3-1	0.17	0.17	This study*	10	343		172	ST	This study		Towada
		TE7	0.50	0.50	This study*	20	513		180	ST	This study		Towada
		NP	0.64	0.64	This study*	30	439		184	ST	This study		Towada
		WP							210	OIS	Matsu'ura <i>et al.</i> (2017)		Hakkoda

*Volume estimated by the method of Hayakawa (1985) using isopachs by Nakagawa *et al.* (1986). **See Table 1. (1) Half of the volume of CP tephra. Abbreviations: A., Ash; P., Pumice; S., Scoria; L., Lava; PFD., Pyroclastic Flow Deposits; AD, ancient documents; 14C, radiocarbon dating; ST, stratigraphy; OIS, oxygen isotope stratigraphy; OSL, optically stimulated luminescence age and stratigraphy.



第10図 十和田火山の積算マグマ噴出量階段図. 各噴火イベントの噴出量と年代を第3表に示す.
 Fig. 10 Cumulative volume step-diagram for eruptive magmas of Towada Volcano. The eruptive volume and age of each eruption event is listed in Table 3.

データ取得時に生じる不確実性(例えば、堆積物が堆積当初の層厚を保持しているか等)に加え、見積もり手法によっても噴出量に差が生じる。降下テフラについては、手法によって噴出量が桁で変わってくる場合も報告されている(例えば、Bonadonna and Houghton, 2005)。そのため、噴出量を絶対値として扱う場合には特に注意が必要である。本報告の場合、同じ手法で統一していることから、手法による差は考慮しなくて良いものの、Hayakawa (1985)の手法では用いる等層厚線によって噴出量変動するという不確実性が生じる。また、既報による火砕流堆積物の体積が概算的な算出値であることも念頭に置くべきである。以上のことから、少なくとも十和田火山の階段図の場合、年代と噴出量にはそれ相応の誤差が想定される。そのため、小山・吉田(1994)のような詳細な議論は慎重に行うべきであろう。一方、詳細な層序により噴火の順番が明確であること、降下テフラの噴出量見積もり手法が統一されていることから、1つの火山の中で活動様式の長期的な時代変遷を評価する材料として利用することは問題ないと考えられる。

また、本報告で示した階段図は、十和田火山の全噴出物が反映されたものではない点でも注意を要する。後カルデラ期については、御門石溶岩(噴出量0.013 km³)を除いて全ての噴出物が反映されており、ほぼ全ての噴出物が反映されたものとして扱って差し支えない。カルデラ形成期に関しては、現在の十和田カルデラ縁より外側に分布する噴出物はほぼ網羅されている。しかし、カルデラ(直径約11 km)の陥没により給源付近の噴出物が失われているため、この中に限定して存在した火山体やカルデラ縁より内側に分布が限られるような小規模テフラについては、存在そのものが確認できないため階段図に反映することが不可能である。先カルデラ期については、遠方に分布するテフラのみが反映されており、給源近傍で産する溶岩と火砕物は反映されていない。そのため、相当量の噴出物が未反映な状況である。実際に、先カルデラ期の給源近傍相と遠方相を同じ層準で比較すると、近傍相の方でテフラの枚数が増えることが示されており(工藤, 2018a)、相当数のテフラが階段図に未反映な状況になっていると考えられる。かつて、工藤ほか(2011)は、階段図のデータを利用して噴火発生頻度とその時間変化に関する議論を行ったが、ある程度以下の規模の噴火については把握できていない公算が高いことから、このような議論は慎重に行う必要がある。

目下の課題としては、先カルデラ期の給源近傍相を今後どの程度階段図に反映できるかが挙げられる。概算的な値ではあるが、梅田ほか(1999)によると、先カルデラ期の給源近傍相に相当する部分は10.3 km³ (DRE)と見積もられている。現段階の階段図では合計72.9 km³ (DRE)の噴出物が反映されており(第8図)、これにさらに10 km³程度の噴出物が加算されることになる。この加

算される部分が、先カルデラ期に満遍なく加算されるのか、それとも特定の時期に偏って加算されるのか、それ次第によって階段図の形状が大きく変わる可能性がある。今後、先カルデラ期の給源近傍相について、詳細な層序を構築するとともに、遠方テフラとの対比を行い、なるべく多くの年代指標を把握した上で、噴出物の年代と量を見積もり、階段図に反映させる作業が必要である。また、一部の噴出物では噴出量の再検討自体も必要である。一例として、噴火エピソードQの奥瀬火砕流堆積物(大池・中川, 1979)が挙げられる。奥瀬火砕流堆積物の噴出量はHayakawa (1985)により見積もられた。しかし最近、工藤ほか(2019)により奥瀬火砕流堆積物の分布が大幅に改訂され、より広域に厚く分布することが判明した。そのため、本堆積物の噴出量については再見積もりが必須の課題となっている。いずれにしろ、本報告で示した階段図は、調査研究途上の段階のものであり、以上のような注意事項を踏まえた上で利用されるべきである。

謝辞: 編集担当の宮城磯治氏には本報告の査読修正対応においてお世話になった。査読者の及川輝樹氏には、本報告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

- Aoki, K. (2008) Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quaternary International*, **178**, 100–118.
- Bacon, C. R. and Lanphere, M. A. (2006) Eruptive history and geochronology of Mount Mazama and the Crater Lake region, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 1331–1359.
- Bonadonna, C. and Houghton, B. F. (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, **67**, 441–465.
- 原子力規制委員会(2013) 原子力発電所の火山影響評価ガイド。原子力規制委員会。 <https://www.nsr.go.jp/data/000069143.pdf> (閲覧日: 2022年1月14日)
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **60**, 507–592.
- 早川由紀夫(1991) テフラとレスからみた火山の噴火と噴火史。第四紀研究, **30**, 391–398.
- 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(1995) 日本に広く分布するローム層とその成因。火山, **40**, 177–190.
- 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.

- Hildreth, W., Lanphere, M. A. and Fierstein, J. (2003) Geochronology and eruptive history of the Katmai volcanic cluster, Alaska Peninsula. *Volcanology and Geothermal Research*, **214**, 63–114.
- 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 Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123–1132.
- 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.
- 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.
- 岩崎孝明(1983)青森県東部の火山灰. 駒沢大学大学院地理学研究, **13**, 33–39.
- 岸本博志・長谷川 健・中川光弘・和田恵治(2009)最近1万4千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式. *火山*, **54**, 15–36.
- 河野義礼(1939)十和田火山噴出物の化学的研究. *岩鉱*, **22**, 224–239.
- 小岩直人・柴 正敏・葛西優貴(2007)青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラのAMS¹⁴C年代. *第四紀研究*, **46**, 437–441.
- 小山真人・吉田 浩(1994)噴出量の累積変化からみた火山の噴火史と地殻応力場. *火山*, **39**, 177–190
- 工藤 崇(2005)十和田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 79p.
- 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(2017)十和田火山, 先カルデラ期後期の火砕流堆積物. 日本地質学会第124年学術大会講演要旨, 56.
- 工藤 崇(2018a)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(2018b)十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史. *地質調査研究報告*, **69**, 165–200.
- 工藤 崇(2018c)十和田火山カルデラ形成期に発生した小規模ブルカノ式噴火. 日本火山学会講演予稿集2018年度秋季大会, 21.
- 工藤 崇(2022)十和田火山, 噴火エピソードMの噴出物層序と噴火推移. *地質学雑誌*, **128**, 109–127.
- 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・宝田晋治・佐々木 実(2004)東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史. *地質学雑誌*, **110**, 271–289
- 工藤 崇・小林 淳・山元孝広・岡島靖司・水上啓治(2011)十和田火山における噴火活動様式の時代変遷と長期的予測. 日本第四紀学会講演要旨集, **41**, 82–83.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志(2019)十和田湖地域の地質. 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, 192p.
- 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.
- 桑原拓一郎(2007)青森県上北平野に分布する白ベタテフラ(WP)のジルコン・フィッシュン・トラック年代. *第四紀研究*, **46**, 433–436.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢(1985)阿蘇4火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. *火山*, **30**, 49–70.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987)北日本を広く覆う洞爺火山灰. *第四紀研究*, **26**, 129–145.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, **23**, 63–79.
- Matsu'ura, T., Kimura, J-I., Chang, Q. and Komatsubara, J. (2017) Using tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy to re-evaluate and improve the Middle Pleistocene age model for marine sequences in northeast Japan. *Quaternary Geochronology*, **40**, 129–145.
- 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.
- McLean, D., Albert, P. G., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R. A., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi, T., Kitagawa, J., SG14 Project Members and Smith, V. C. (2018) Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia

- using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quaternary Science Reviews*, **183**, 36–58.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・井出慶司・大池昭二・高橋 一(1972)十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, 7–18.
- 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.
- Newhall, C. G. and Self, S. (1982) The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 1231–1238.
- 大池昭二・中川久夫(1979)三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」. 東北農政局計画部. 103p.
- 大池昭二・七崎 修・松山 力・松山 洋(1959)青森ロームの問題点. 青森地学, no. 1, 3–9.
- 大池昭二・松山 力・七崎 修(1970)八戸平原地区地質調査報告書. 東北農政局計画部, 1–50.
- 谷口宏充(1972)十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, **67**, 128–138.
- 東北地方第四紀研究グループ(1969)東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, 37–83.
- 辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪(2018)一戸地域の地質. 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, 161p.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, 725–757.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. (2022) CALIB 8.2 [WWW program]. <http://calib.org/calib/> (閲覧日: 2022年1月14日).
- 東宮昭彦・宮城磯治(2020)洞爺噴火の年代値. 火山, **65**, 13–18.
- 十和田火山防災協議会(2018)十和田火山災害想定影響範囲図. https://www.pref.aomori.lg.jp/soshiki/kikikanri/bosaikikikanri/files/towada_HM.H30.1.pdf
- Uesawa, S., Nakagawa, M. and Umetsu, A. (2016) Explosive eruptive activity and temporal magmatic changes at Yotei Volcano during the last 50,000 years, southwest Hokkaido Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **325**, 27–44.
- 梅田浩司・林 信太郎・伴 雅雄・佐々木 実・大場 司・赤石和幸(1999)東北日本, 火山フロント付近の2.0 Ma以降の火山活動とテクトニクスの推移. 火山, **44**, 233–249.
- Wadge, G. (1982) Steady state volcanism: Evidence from eruption histories of polygenetic volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 4035–4049.
- Walker, G. P. L. (1980) The Taupo Pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **8**, 69–494.
- 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.
- Yamamoto, T., Kudo, T. and Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, 70:65. doi:10.1186/s40623-018-0849-x
- Yamamoto, T., Nakano, S. and Ishizuka, Y. (2021) Temporal variations of magma composition, eruption style and rate at Fuji Volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 73:169, doi:10.1186/s40623-021-01505-1
- 大和伸友(1989)五戸川流域の地形面. 駒沢大学大学院地理学研究, no. 19, 1–18.
- 大和伸友(2005)第1章第2節 第四紀の地質と地形. 新編八戸市史 別編 自然編. 八戸市, 48–66.

(受付: 2022年6月1日; 受理: 2023年4月14日)

Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U–Pb dating

OSAKA Masashi¹, AOKI Shogo^{2,3,*}, UCHINO Takayuki⁴ and FUKUYAMA Mayuko⁵

OSAKA Masashi, AOKI Shogo, UCHINO Takayuki and FUKUYAMA Mayuko (2023) Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U–Pb dating. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 74 (3), p. 155–166, 6 figs, 3 tables.

Abstract: Previous detrital zircon U–Pb and fossil studies of the terrigenous rocks in the southwestern unit (Nakatsugawa Complex) of the North Kitakami Belt have suggested that the unit was formed during the Early to Middle Jurassic. In this study, we additionally performed detrital zircon U–Pb dating of two sandstones in the southwest part of the Nakatsugawa Complex (sample OM-07 and OM-06) for constraining the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units of the complex. As a result, those two samples showed youngest cluster ages of the middle and late Early Jurassic (183.3 ± 1.0 Ma in OM-07 and 176.7 ± 1.6 Ma in OM-06), respectively. Combining data from this and previous studies, we conclude that the unit from the southwestern margin to the location of OM-06 in the complex was formed during the Early Jurassic, while its northeastern part was formed during the Middle Jurassic. Moreover, it seems that the Nakatsugawa Complex has been formed without a significant age gap.

Keywords: North Kitakami Belt, accretionary age, detrital zircon, U–Pb dating, LA-ICP-MS

1. Introduction

The Kitakami Mountains, located on the Pacific side of the Tohoku Region, contain geological units formed in the Asian continental margin during the early Paleozoic to the late Mesozoic (Fig. 1). The southern half consists of the South Kitakami Belt composed of pre-Silurian basement rocks and Silurian–Early Cretaceous shallow marine deposits, while the northern half consists of the North Kitakami Belt composed mainly of Jurassic accretionary complexes. Between the two geologic belts, there is the Nedamo Belt composed of early Carboniferous and Early Triassic accretionary complexes (Uchino, 2021a).

In the North Kitakami Belt of the mountains, age-diagnostic fossils have been reported from pelagic sedimentary rocks of chert and limestone at several sites since the 1950s (e.g., Onuki, 1956). Those data suggest that the age of oceanic rocks within the southwest part of the belt is older than that of the northeast part (e.g., Ehiro *et al.*, 2008).

On the other hand, the accretionary ages of the belt indicated by fossils and detrital zircon U–Pb ages from the terrigenous clastic rocks show a geochronological younging polarity from the southwest to the northeast (Suzuki *et al.*, 2007; Ehiro *et al.*, 2008), and vary from the Late Triassic to the Early Cretaceous (e.g., Matsuoka, 1988; Uchino, 2017, 2019, 2021b; Ueda *et al.*, 2018; Uchino and Suzuki, 2020). In addition, Nakae and Kurihara (2011) indicated the presence of a late Permian accretionary complex in the western margin of the North Kitakami Belt in the Kamaishi area.

In the Nakatsugawa Complex of the Sotoyama district, the southwestern margin of the North Kitakami Belt, detrital zircon U–Pb and radiolarian fossil studies of the terrigenous rocks also show a younger accretionary age within this unit toward the northeast, from the Early to the Middle Jurassic (Fig. 2; Uchino, 2019, 2021b; Uchino and Suzuki, 2021).

For this study, we collected additional sandstone samples in this complex, and conducted detrital zircon

¹ Faculty of International Resource Sciences, Akita University, Akita 010-8502, Japan

² Graduate School of International Resource Sciences, Akita University, Akita 010-8502, Japan

³ AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geo-Resources and Environment

⁴ AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation

⁵ Graduate School of Engineering Science, Akita University, Akita 010-8502, Japan

* Corresponding author: AOKI, S., Email: s-aoki@gipc.akita-u.ac.jp

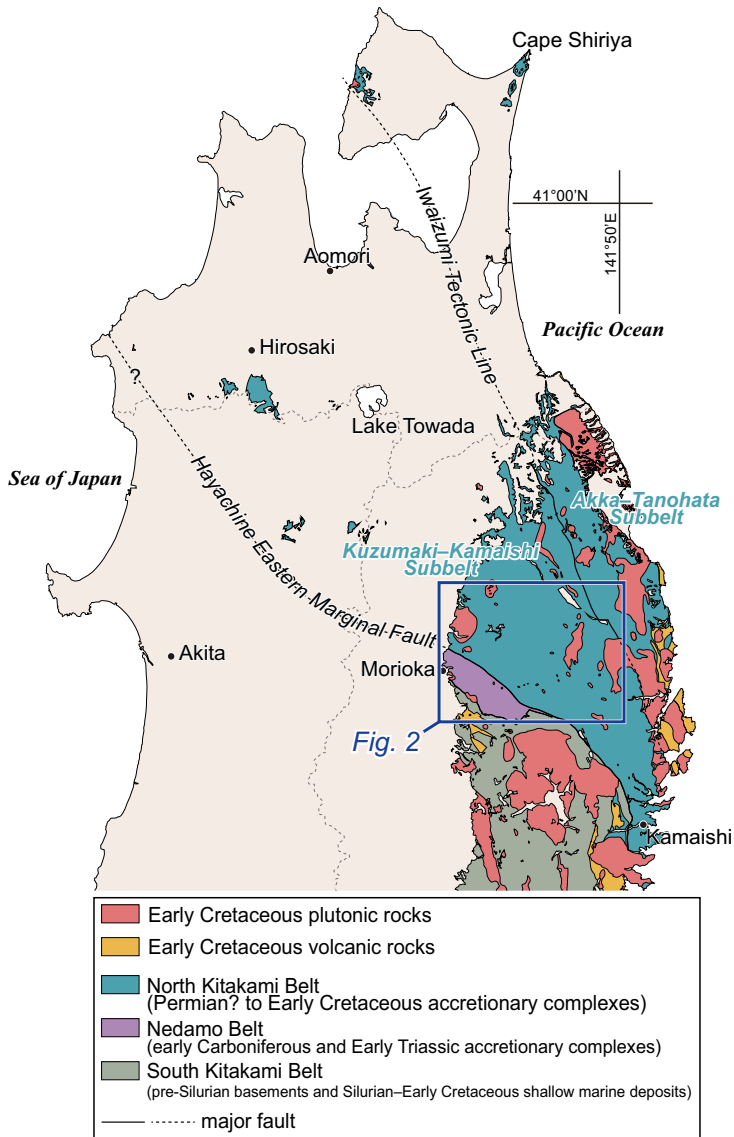


Fig. 1 Geological map showing the distribution of the North Kitakami Belt, the South Kitakami Belt and the Nedamo Belt with the intruding Early Cretaceous igneous rocks in Northeast Japan. This map was modified from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) V2 of the Geological Survey of Japan, AIST (2022). Colorless and pale beige areas show water areas and Cenozoic geologic bodies, respectively. Gray dashed line is a prefectural border.

U–Pb datings. The result of the U–Pb datings constrains the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic accretionary complexes within the Nakatsugawa Complex.

2. Geological Outline

The North Kitakami Belt is composed mainly of the Jurassic accretionary complexes that occupy the northernmost part of Honshu in the Japanese Islands, and is most exposed in the northern part of the Kitakami Mountains (Fig. 1). In the Kitakami Mountains, the belt in contact with the Nedamo Belt on the southwestern side and the South Kitakami Belt on the southeastern side by the Hayachine Eastern Marginal Fault. It is further divided into the Kuzumaki–Kamaishi Subbelt on the west and the Akka–Tanohata Subbelt on the east by the Iwaizumi Tectonic Line based on differences of lithofacies and presence or absence of Paleozoic fossils from pelagic sediments (e.g., Okami and Ehiro, 1988; Ehiro *et al.*,

2008).

The Sotoyama district in Iwate Prefecture is located in the southwestern part of the Kuzumaki–Kamaishi Subbelt (Figs. 1, 2). In this area, an accretionary complex called the Nakatsugawa Complex is distributed (Uchino *et al.*, 2008). The southern limit of the complex is the boundary with the Nedamo Belt, while its northern and eastern limits are not defined. The Nakatsugawa Complex is composed mainly of laminated mudstone, sandstone, mudstone, thin alternation of sandstone and mudstone, and chert, with small amounts of basalt and limestone (Uchino, 2019). They have experienced significant shear deformation, and the clastic rocks in particular show well-developed bedding-parallel cleavages. The formations generally strike northwest-southeast and dip steeply to the southwest. On the other hand, small-scale synforms and antiforms with closed limbs of 100–200 m half-wavelength are locally developed around the southwestern margin of this area.

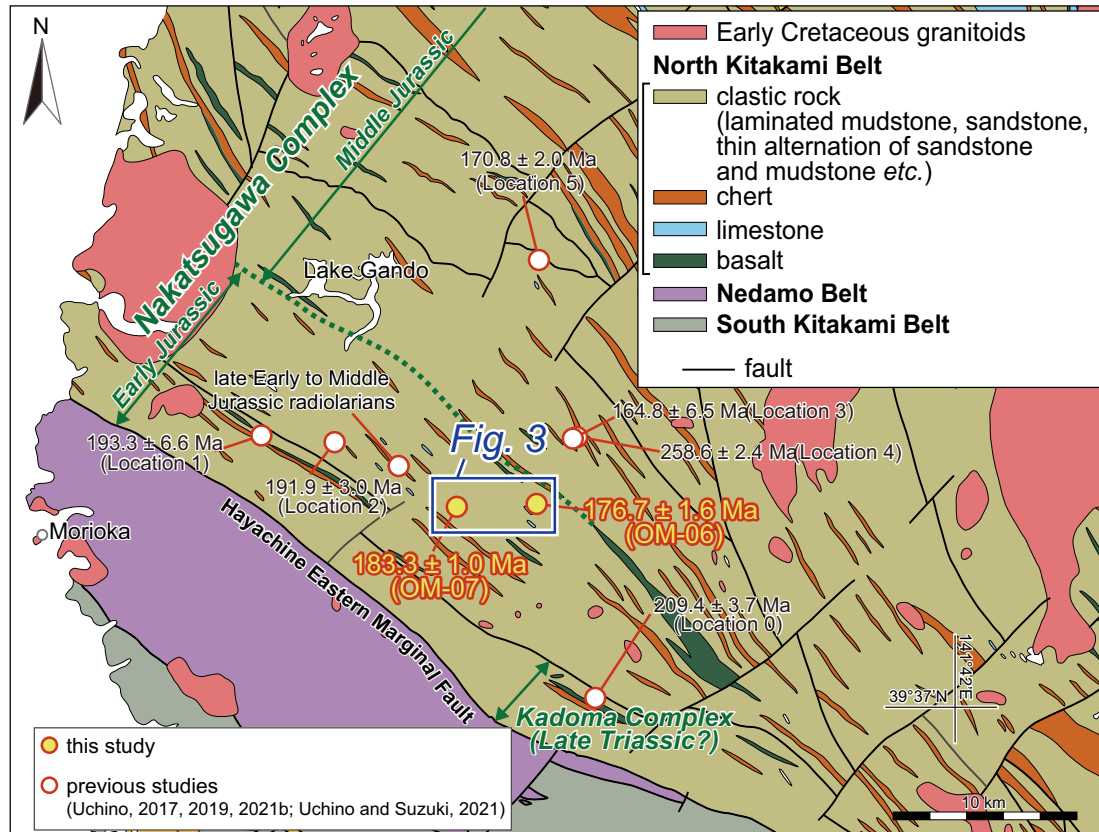


Fig. 2 Geological map of the southwestern margin of the North Kitakami Belt modified from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) V2 of the Geological Survey of Japan, AIST (2022). The locations of the sandstone samples in this and previous studies are shown with the youngest cluster ages of the zircons based on the YC2 σ method of Dickinson and Gehrels (2009). Green dotted line is the boundary between the Early and Middle Jurassic systems.

Uchino (2019, 2021b) performed LA-ICP-MS U–Pb dating of detrital zircons from five sandstones in this complex. The youngest cluster ages based on the YC2 σ method of Dickinson and Gehrels (2009) are 193.3 ± 6.6 Ma (Location 1 in Fig. 2), 191.9 ± 3.0 Ma (Location 2), 164.8 ± 6.5 Ma (Location 3), 258.6 ± 2.4 Ma (Location 4), and 170.8 ± 2.0 Ma (Location 5), respectively. Moreover, in the Kadoma Complex located southeast of the Nakatsugawa Complex, tuffaceous mudstone (Location 0) shows the youngest cluster age of 209.4 ± 3.7 Ma (Uchino, 2017). Those data, except for the U–Pb data of the sandstone in Location 4, suggest that the accretionary ages of the Nakatsugawa and Kadoma complexes vary from the Late Triassic, the Early Jurassic to the Middle Jurassic in a northeast direction (Fig. 2). It is also supported by the paleontological research of the mudstone located between the sandstone outcrops in Locations 2 and 3 yielding radiolarian fossils of the late Early to Middle Jurassic (Uchino and Suzuki, 2021).

3. Sample Description

For this study, two sandstone samples, OM-07 and

OM-06, were collected in the Sotoyama district. They are located between the sandstone outcrops of Locations 2 and 3 studied by Uchino (2019, 2021b) in terms of geologic structure (Figs. 2, 3). Sample OM-07 was collected from a tributary (Todomatsu Stream) of the Hiegara Stream (Location: $39^{\circ}43'03.60''$ N, $141^{\circ}24'40.35''$ E). Sample OM-06 was collected from a tributary (Sannomata Stream) of the Okawa River in the southwesternmost area of Iwaizumi Town, ca. 3 km east of the location of OM-07 (Location: $39^{\circ}43'11.13''$ N, $141^{\circ}27'17.51''$ E).

They are medium sandstones showing slaty cleavage structures (Fig. 4a, b). They consist of quartz and plagioclase with subordinate amounts of K-feldspar and lithic fragments. Some of the quartz grains show wavy extinction, and most of the plagioclase are saussuritized. In OM-06, most of those grains are deformed into elliptical shapes or elongated, defining the foliation of the rocks (Fig. 4b). Moreover, in the sample, pressure solution cleavages are observed between the grains. Rock types of the many lithic fragments are difficult to identify due to deformation and alteration, but the few recognizable ones are chert and mudstone. Sericite, titanite, epidote, muscovite and zircon were also recognized as accessory minerals. Sericite

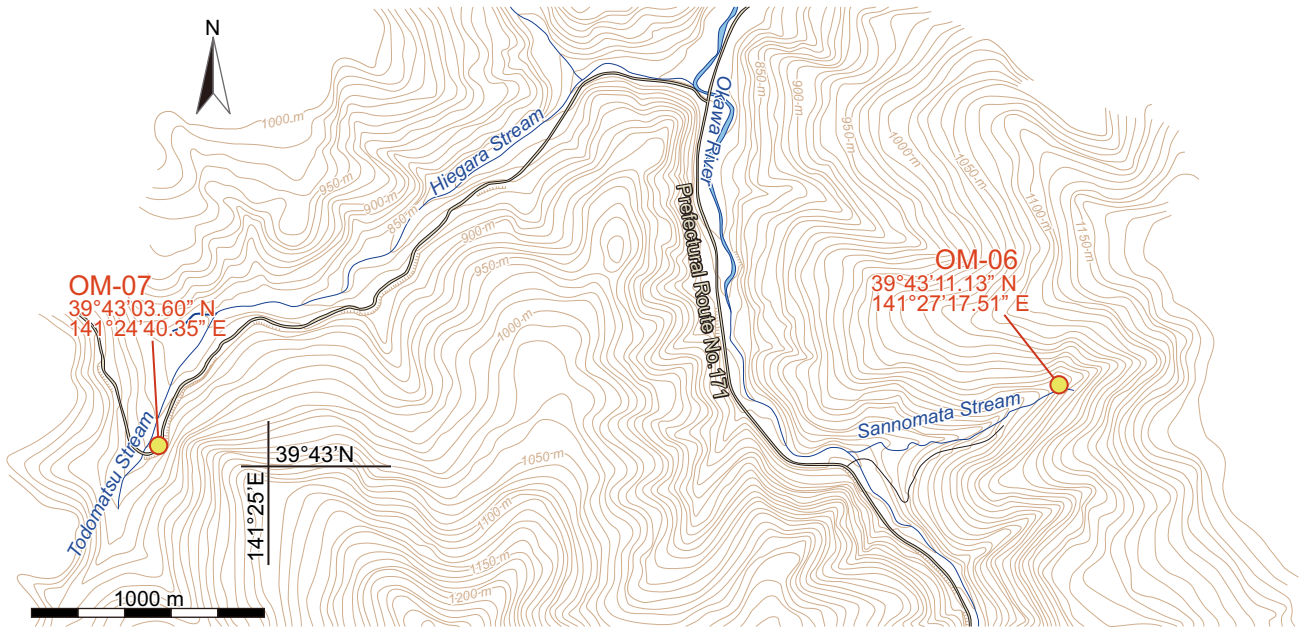


Fig. 3 Locations of the sandstone samples of OM-07 and OM-06 for zircon U–Pb dating. The topographic map is modified from the GSI map (<https://maps.gsi.go.jp/>, Accessed: 2022-8-10) of the Geospatial Information Authority of Japan.

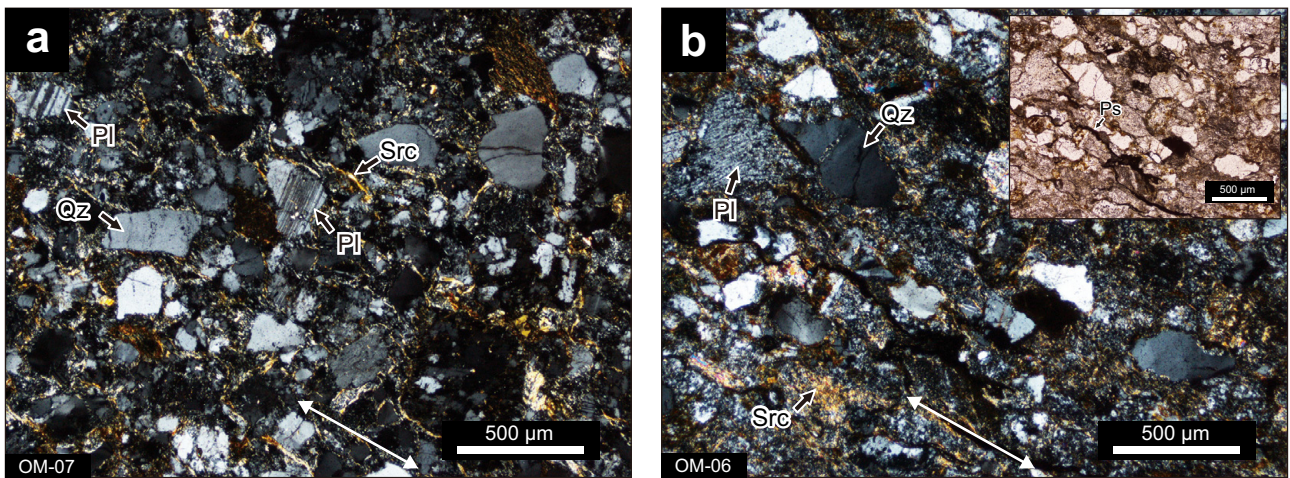


Fig. 4 Thin-section photomicrographs of the sandstones from (a) OM-07 and (b) OM-06. White arrows indicate the direction of the cleavage plane. Mineral abbreviations: Qz, quartz; Pl, Plagioclase; Src, sericite; Ps, Pressure solution cleavage

occurs along the cleavage plane.

4. Analytical methods

Approximately 5 kg of each sample was crushed into fragments in a stainless-steel mortar, which were subsequently passed through a sieve with a 250- μm opening. Subsequently, zircons were concentrated by conventional panning and magnetic separation. Finally, the separated zircon grains were mounted on a 5-mm

acrylic disc, and polished.

The cathodoluminescence (CL) imaging of the zircons was performed at Akita University, using a JSM-6610LV scanning electron microscope (JEOL, Ltd., Tokyo, Japan) combined with a Mini-CL detector (Gatan, Inc., California, United States). The analytical conditions were an acceleration voltage of 20 kV and a beam current of 2–5 nA. Most zircons exhibit oscillatory zonings from core to rim in CL images, suggesting that they were crystallized from magma (Fig. 5; e.g., Corfu *et al.*, 2003).

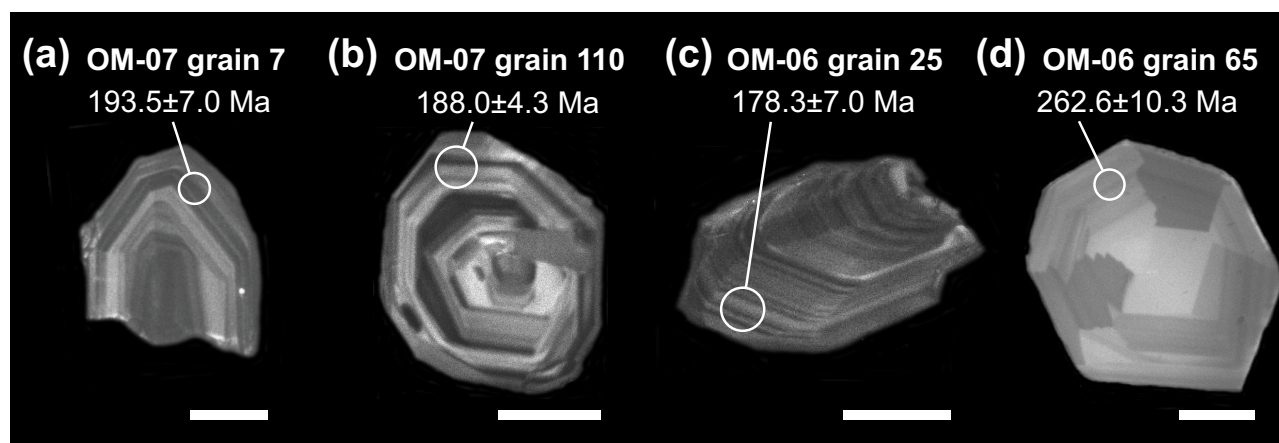


Fig. 5 Cathodoluminescence (CL) images of the representative detrital zircons from (a, b) OM-07 and (c, d) OM-06. Scale bars are 50 μm .

In situ zircon U–Pb dating was carried out at Akita University using an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS (Agilent Technologies, Inc., California, United States) coupled to an NWR-193UC laser ablation (LA) system that utilizes a 193 nm ArF excimer laser (ESI, Inc., Oregon, United States). The detailed analytical methods are shown in Table 1.

The discs of zircons were set in the two-volume sample cell of the LA system. The areas in zircons showing oscillatory zonings with no fractures or inclusions were selected for the analysis referring to the LA camera and the CL images of the zircons. The selected ones were ablated for 30 seconds by the laser with fluence of 7.20 J/cm², repetition rate of 5 Hz, and laser spot size diameter of 20 μm . The ablated materials were carried to the ICP-MS with He gas, which was introduced into the two-volume sample chamber and cup. On the ICP-MS, six nuclides (²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, and ²³⁸U) were analyzed.

Data were acquired for groups of 20 spot analyses of unknown zircon grains including a secondary standard bracketed by three spot analyses of the 91500 zircon reference material (Wiedenbeck *et al.*, 1995), which was measured for corrections of Pb/U and Pb isotopic ratios. All uncertainties are quoted at a 2-sigma level. As measured counts of ²⁰⁴Pb after the correction of ²⁰⁴Hg by ²⁰²Hg are small, no common Pb correction is applied.

Concordance is defined as values of $100\% \times [(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age}) - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age})] / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age})$, and age data with the concordance range from -10% to $+10\%$ are adopted as concordant data.

Throughout all the analyses, the Plešovice zircon (337.13 Ma \pm 0.37 Ma; Sláma *et al.*, 2008) was also analyzed as a secondary standard for quality control. The 28 analyses yielded a weighted mean ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of 341.7 Ma \pm 1.8 Ma (95 % conf., MSWD = 0.55) and ²⁰⁷Pb/²³⁵U age of 337.5 Ma \pm 2.3 Ma (95 % conf., MSWD = 0.42).

Table 1 Analytical condition of LA-ICP-MS for zircon U–Pb dating.

Laser ablation system	
Model	NWR-193UC (made by New Wave Research, Inc.)
Cell type	TruLine cell
Laser type	Excimer ArF
Wave length	193 nm
Energy density (Fluence)	7.20 J/cm ²
Spot diameter	20 μm
Repetition rate	5 Hz
Duration of laser ablation	30 sec
Sampling mode/pattern	Static spot ablation
Carrier He gas flow	
Cell cup gas	0.10–0.15 l/min
Cell base gas	0.52–0.55 l/min
Smoother	ESI signal smoother
ICP-MS system	
Model	Agilent 7700 (made by Agilent Technologies, Inc.)
ICP-MS type	Quadrupole
RF power	1600 W
Ar gas flow rate	
Nebulizer gas	0.66–0.68 l/min
Dilution gas	0.68 l/min
Auxiliary gas	0.90 l/min
Plasma gas	15.0 l/min
Masses measured	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th and ²³⁸ U
Integration time per peak	0.02 sec for ²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²³² Th and ²³⁸ U; 0.04 sec for ²⁰⁶ Pb and ²⁰⁸ Pb; 0.08 sec for ²⁰⁷ Pb
Total time of one mass scan cycle	0.2520 sec
Oxide production rate (²³⁸ U ¹⁶ O ⁺ / ²³⁸ U ⁺)	<1 %
Doubly-charged ion production rate (⁴⁴ Ca ²⁺ / ⁴⁴ Ca ⁺)	<1 %
Standards	
Primary standard	Nancy 91500 (Wiedenbeck <i>et al.</i> , 1995)
Secondary standard	Prešovice (Sláma <i>et al.</i> , 2008)

Table 2 Zircon U–Pb isotopic data for OM-07.

Grain number	Isotopic ratios										Age (Ma)			Th/U	Remarks
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$					
grain1	0.0578	0.1016	0.3399	0.0897	276.1	14.6	297.1	46.2	0.67						
grain2	0.0479	0.0555	0.2652	0.0512	256.9	12.6	238.9	21.8	0.55						
grain3	0.0503	0.0535	0.2198	0.0510	203.1	8.6	201.7	18.7	0.57						
grain4	0.0431	0.1584	0.2719	0.1485	288.9	21.8	244.2	64.6	0.34	d/s.					
grain5	0.0544	0.0331	0.2251	0.0392	191.0	4.8	206.1	14.6	0.53						
grain6	0.0572	0.0716	0.2215	0.0695	179.9	9.3	203.1	25.6	0.53	d/s.					
grain7	0.0492	0.0253	0.2052	0.0235	193.5	7.0	189.5	8.1	0.62						
grain8	0.0483	0.0285	0.1962	0.0250	188.3	4.1	181.9	8.3	0.41						
grain11	0.0485	0.0531	0.2607	0.0565	247.4	8.6	235.2	23.7	0.62						
grain14	0.0463	0.0514	0.1781	0.0486	183.5	9.2	166.4	14.9	0.70	*					
grain15	0.0536	0.0379	0.3047	0.0230	264.4	13.4	270.0	10.9	0.76						
grain16	0.0476	0.0537	0.2618	0.0552	253.2	10.4	236.1	23.3	0.41						
grain17	0.0546	0.1080	0.2260	0.0919	197.5	14.5	206.9	34.4	0.52	*					
grain18	0.0488	0.0357	0.1975	0.0342	187.7	5.2	183.0	11.5	0.58	*					
grain19	0.0644	0.0535	0.3990	0.0508	286.4	15.9	340.9	29.4	0.46	d/s.					
grain20	0.0461	0.1222	0.2641	0.1204	289.2	22.5	237.9	51.1	0.58	d/s.					
grain22	0.1138	0.0092	5.1055	0.0127	1823.3	35.5	1837.0	21.7	0.58		33.3				
grain23	0.0539	0.0521	0.3098	0.0507	265.3	9.1	274.0	24.4	0.42						
grain24	0.0485	0.0303	0.1885	0.0322	180.2	6.0	175.4	10.4	0.54	*					
grain25	0.0495	0.0478	0.1891	0.0471	177.2	6.4	175.8	15.2	0.64	*					
grain27	0.0488	0.0561	0.2805	0.0485	267.0	10.7	251.1	21.6	0.74						
grain28	0.0498	0.0234	0.2056	0.0309	190.8	6.9	189.8	10.7	0.99						
grain29	0.0622	0.1503	0.3779	0.1223	291.3	22.3	325.5	68.2	0.61	d/s.					
grain31	0.0470	0.0468	0.2353	0.0429	231.4	6.0	214.6	16.6	0.62						
grain33	0.0512	0.0603	0.2472	0.0595	223.7	9.9	224.3	23.9	0.60						
grain34	0.0509	0.0778	0.2870	0.0724	261.3	10.7	256.2	32.8	0.76						
grain35	0.1157	0.0142	5.2229	0.2020	1833.2	54.4	1856.4	34.4	0.23		51.0				
grain36	0.0531	0.0809	0.3093	0.0843	268.2	14.0	273.7	40.5	0.99						
grain37	0.0513	0.0473	0.2889	0.0431	260.6	11.2	257.7	19.6	0.70						
grain39	0.0532	0.0488	0.2275	0.0505	198.7	8.5	208.1	43.0	0.52						
grain40	0.1126	0.0277	5.1253	0.0253	1848.1	32.1	1840.3	19.0	0.29		100.4				
grain41	0.0474	0.0464	0.2137	0.0480	208.7	6.6	196.6	17.2	0.57						
grain43	0.1108	0.0181	5.1822	0.0176	1890.8	33.1	1849.7	30.0	1.44		65.6				
grain44	0.0532	0.0675	0.2943	0.0617	256.8	14.5	262.0	28.5	0.44						
grain50	0.1151	0.0146	5.4840	0.0195	1921.5	51.7	1898.1	33.5	0.27		52.7				
grain51	0.0413	0.0497	0.1857	0.0517	208.1	9.1	172.9	16.4	0.72	d/s.					
grain52	0.0573	0.0536	0.3226	0.0537	259.4	9.3	283.9	26.6	1.30						
grain53	0.0532	0.0586	0.2135	0.0512	187.2	7.6	196.5	18.3	0.46	*					
grain56	0.1139	0.0124	5.1771	0.0167	1842.9	42.5	1848.9	28.5	0.44		44.8				
grain57	0.0551	0.0900	0.2117	0.0732	183.5	14.3	195.0	26.0	0.54	*					
grain60	0.0459	0.1413	0.2563	0.1350	263.3	19.8	231.6	56.0	0.96	d/s.					
grain61	0.0497	0.0466	0.1882	0.0436	176.4	7.2	175.1	14.0	0.36	*					
grain62	0.0447	0.0737	0.2472	0.0655	257.2	9.7	224.3	26.4	0.76	d/s.					
grain63	0.0583	0.1174	0.2536	0.1117	202.9	8.5	229.5	45.9	0.58	d/s.					

Detrital zircon U–Pb dating in the Nakatsugawa Complex (Osaka et al.)

grain67	0.0524	0.0455	0.0295	0.0208	0.2109	0.0370	187.5	7.7	194.3	13.1	0.39	*
grain69	0.0511	0.0599	0.0329	0.0224	0.2273	0.0459	208.4	9.2	208.0	17.3	0.38	
grain71	0.0471	0.0643	0.0423	0.0159	0.2707	0.0515	266.9	8.3	243.3	22.3	0.82	
grain72	0.0533	0.0778	0.0460	0.0229	0.3316	0.0710	289.6	13.0	290.8	35.9	0.29	
grain73	0.0498	0.0642	0.0313	0.0190	0.2129	0.0605	198.5	7.4	196.0	21.6	0.69	
grain75	0.0479	0.0565	0.0431	0.0223	0.2814	0.0513	271.9	11.9	251.8	22.9	0.42	
grain76	0.0458	0.0367	0.0437	0.0251	0.2744	0.0416	275.7	13.5	246.2	18.2	0.71	dis.
grain77	0.1156	0.0152	0.3313	0.0113	5.2542	0.0130	1844.6	36.2	1861.5	22.2	54.5	0.54
grain78	0.0507	0.0724	0.0317	0.0252	0.2185	0.0653	201.4	10.0	200.7	23.8	0.59	
grain80	0.0514	0.0556	0.0325	0.0284	0.2284	0.0562	206.3	11.5	208.9	21.2	0.55	
grain82	0.0551	0.0595	0.0327	0.0161	0.2459	0.0500	207.7	6.6	223.3	20.1	0.50	
grain85	0.1104	0.0139	0.3529	0.0132	5.3446	0.0127	1948.3	44.4	1876.0	21.7	0.21	
grain87	0.0523	0.0309	0.0419	0.0121	0.3007	0.0327	264.7	6.3	266.9	15.4	0.23	
grain88	0.0476	0.0360	0.0283	0.0164	0.1850	0.0393	180.0	5.8	172.4	12.5	0.39	*
grain91	0.0529	0.0523	0.0408	0.0307	0.2938	0.0523	257.9	15.5	261.5	24.1	0.42	
grain92	0.0458	0.0627	0.0301	0.0205	0.1883	0.0643	190.9	7.7	175.2	20.7	0.50	*
grain93	0.0517	0.0324	0.0408	0.0204	0.2885	0.0308	257.6	10.3	257.4	14.0	0.94	
grain102	0.0501	0.0474	0.0318	0.0153	0.2192	0.0511	202.1	6.1	201.3	18.7	0.53	
grain103	0.0512	0.0270	0.0282	0.0150	0.1981	0.0272	179.3	5.3	183.5	9.1	0.40	*
grain104	0.0501	0.0502	0.0331	0.0274	0.2249	0.0406	210.0	11.3	206.0	15.1	0.49	
grain106	0.0542	0.0480	0.0416	0.0233	0.3083	0.0459	262.8	12.0	272.9	22.0	0.81	
grain109	0.0493	0.0273	0.0460	0.0111	0.3113	0.0286	290.0	6.3	275.2	13.8	0.49	
grain110	0.0491	0.0340	0.0296	0.0117	0.1992	0.0334	188.0	4.3	184.4	11.3	0.68	
grain113	0.1090	0.0320	0.3417	0.0173	5.0975	0.0312	1895.0	56.8	1835.7	53.0	1795.5	1.59
grain114	0.1130	0.0161	0.3416	0.0134	5.3002	0.0184	1894.5	43.8	1868.9	31.5	1862.2	0.09
grain115	0.0547	0.0243	0.0411	0.0211	0.3077	0.0262	259.4	10.7	272.4	12.5	0.77	
grain118	0.0479	0.0363	0.0336	0.0138	0.2216	0.0414	213.3	5.8	203.2	15.2	0.79	
grain120	0.0526	0.0392	0.0299	0.0145	0.2155	0.0382	189.9	5.4	196.2	13.8	0.48	
grain121	0.1144	0.0121	0.3397	0.0114	5.3338	0.0113	1885.3	37.3	1874.3	19.3	1884.3	0.14
grain122	0.0485	0.0479	0.0299	0.0200	0.1975	0.0447	189.6	7.5	183.0	15.0	0.47	*

Asterisk "*" indicates the data used for calculation of youngest cluster age. "dis." indicates discordant data.

Table 3 Zircon U–Pb isotopic data for OM-06.

Grain number	Isotopic ratios										Age (Ma)				Th/U	Remarks
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{error } 2\sigma$		
grain2	0.0457	0.0280	0.0323	0.0201	0.2024	0.0330	204.9	8.1	187.2	11.3				0.45		
grain3	0.0499	0.0413	0.0430	0.0214	0.2931	0.0420	271.3	11.4	261.0	19.3				0.61		
grain4	0.0468	0.0649	0.0316	0.0168	0.2031	0.0672	200.5	6.6	187.8	23.1				0.61		
grain5	0.0509	0.0455	0.0428	0.0189	0.2984	0.0465	270.1	10.0	265.1	21.7				0.93		
grain6	0.0468	0.0226	0.0320	0.0180	0.2052	0.0237	202.9	7.2	189.5	8.2				0.71		
grain7	0.0509	0.0408	0.0403	0.0143	0.2804	0.0370	254.6	7.1	251.0	16.5				0.65		
grain10	0.0548	0.0276	0.0413	0.0117	0.3098	0.0263	260.7	6.0	274.1	12.6				0.46		
grain11	0.0505	0.0230	0.0380	0.0113	0.2635	0.0250	240.4	5.3	237.5	10.6				0.21		
grain12	0.0485	0.0226	0.0424	0.0218	0.2811	0.0162	267.7	11.4	251.5	7.2				0.54		
grain13	0.0555	0.0266	0.0744	0.0171	0.5663	0.0289	462.6	15.2	455.6	21.2				0.68		
grain14	0.0496	0.0405	0.0295	0.0128	0.2006	0.0384	187.4	4.7	185.6	13.0				0.48		
grain16	0.0499	0.0302	0.0298	0.0146	0.2046	0.0348	189.6	5.5	189.0	12.0				0.48		
grain18	0.0510	0.0593	0.0430	0.0314	0.2999	0.0628	271.2	16.7	266.3	29.4				0.93		
grain25	0.0520	0.0223	0.0281	0.0199	0.1998	0.0217	178.3	7.0	185.0	7.3				0.26	*	
grain26	0.0511	0.0161	0.0425	0.0103	0.2980	0.0168	268.2	5.4	264.8	7.8				0.42		
grain31	0.0450	0.0438	0.0316	0.0176	0.1957	0.0515	200.6	7.0	181.5	17.1				1.08		
grain32	0.0502	0.0282	0.0283	0.0131	0.1953	0.0310	179.9	4.6	181.2	10.3				0.58	*	
grain35	0.0483	0.0480	0.0317	0.0201	0.2087	0.0409	201.2	8.0	192.5	14.4				0.59		
grain37	0.0550	0.0386	0.0405	0.0131	0.3040	0.0311	255.7	6.6	269.6	14.7				0.30		
grain38	0.0555	0.0364	0.0430	0.0161	0.3276	0.0362	271.5	8.6	287.7	18.1				0.71		
grain39	0.0507	0.0243	0.0316	0.0160	0.2199	0.0289	200.5	6.3	201.8	10.6				0.77		
grain40	0.0474	0.0656	0.0441	0.0246	0.2843	0.0646	277.9	13.4	254.1	29.0				0.63		
grain45	0.0442	0.0662	0.0311	0.0172	0.1879	0.0667	197.4	6.7	174.8	21.4				0.70	dis.	
grain49	0.0598	0.0425	0.0410	0.0131	0.3372	0.0494	258.7	6.6	295.1	25.3				0.60	dis.	
grain56	0.0530	0.0398	0.0466	0.0197	0.3392	0.0447	293.4	11.3	296.6	23.0				0.65		
grain61	0.0573	0.1324	0.0440	0.0402	0.3490	0.1429	277.3	21.8	304.0	75.2				0.44		
grain62	0.0490	0.0592	0.0338	0.0253	0.2249	0.0547	214.0	10.7	206.0	20.4				1.29		
grain64	0.0518	0.0385	0.0305	0.0221	0.2172	0.0444	193.7	8.5	199.6	16.1				0.50		
grain65	0.0519	0.0617	0.0416	0.0200	0.2955	0.0602	262.6	10.3	262.9	27.9				0.82		
grain66	0.0472	0.0335	0.0314	0.0155	0.2034	0.0352	199.3	6.1	188.0	12.1				0.52		
grain67	0.0486	0.0447	0.0353	0.0178	0.2361	0.0492	223.6	7.8	215.2	19.1				0.72		
grain69	0.1120	0.0153	0.3325	0.0119	5.1138	0.0184	1850.7	38.4	1838.4	31.2	1845.3	55.4		0.46		
grain70	0.0515	0.0383	0.0414	0.0117	0.2922	0.0345	261.8	6.0	260.3	15.8				0.65		
grain72	0.0523	0.0231	0.0406	0.0143	0.2914	0.0230	256.5	7.2	259.7	10.5				0.80		
grain73	0.0476	0.0593	0.0305	0.0172	0.2009	0.0679	193.8	6.6	185.9	23.1				0.57		
grain74	0.0564	0.0391	0.0417	0.0186	0.3222	0.0408	263.4	9.6	283.6	20.2				0.60		
grain75	0.0535	0.0261	0.0303	0.0167	0.2226	0.0282	192.5	6.3	204.0	10.4				0.37		
grain76	0.0498	0.0450	0.0309	0.0221	0.2112	0.0467	196.4	8.5	194.6	16.6				0.59		
grain79	0.0460	0.0490	0.0309	0.0163	0.1943	0.0443	195.9	6.3	180.3	14.6				0.52		
grain81	0.0515	0.0395	0.0421	0.0226	0.2975	0.0476	265.7	11.7	264.5	22.2				0.58		
grain85	0.1115	0.0078	0.3308	0.0144	5.0660	0.0168	1842.3	46.0	1830.4	28.5	1837.0	28.2		0.06		
grain86	0.0498	0.0410	0.0313	0.0160	0.2141	0.0436	198.7	6.3	197.0	15.6				0.62		
grain88	0.0540	0.0686	0.0417	0.0298	0.3072	0.0689	263.2	15.4	272.0	32.9				0.71		
grain89	0.1134	0.0094	0.3353	0.0120	5.2229	0.0135	1864.1	38.9	1856.4	23.1	1868.6	33.8		0.23		

5. Result of U–Pb dating

The isotopic data of samples OM-07 and OM-06 are summarized in Tables 2 and 3, respectively.

For OM-07, 64 grains of the 74 zircon grains show concordant values. Of these, more than 80 % are dated to the Phanerozoic, and 11 grains are dated to the Proterozoic (2000 to 1800 Ma) (Fig. 6a). All of their Th/U ratios are over 0.1, which is characteristic of zircons crystallized from melts (e.g., Rubatto, 2002). The age histogram of the Phanerozoic zircons also shows a bimodal distribution with peaks around the middle Permian (270 to 260 Ma) and early Jurassic (200 to 180 Ma). The youngest age is 176.4 ± 7.2 Ma (grain 61). The youngest cluster age based on the YC2 σ method is 183.3 ± 1.0 Ma (grain n = 13, MSWD = 2.3).

Of the 67 zircons measured in OM-06, 64 grains are concordant in age, with more than 90 % of the zircons dated to the Phanerozoic and only four to the Proterozoic (1900 to 1800 Ma). Except for the grain 85, their Th/U ratios exceed 0.1, which are characteristics of zircons crystallized from melts (e.g., Rubatto, 2002). Focusing on the Phanerozoic zircons, their $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age histogram shows a bimodal distribution with peaks around the middle Permian (270 to 260 Ma) and Early Jurassic (200 to 190 Ma) (Fig. 6b), and only one grain (grain 13) shows the Ordovician age (462.6 ± 15.2 Ma). The youngest age is 169.5 ± 6.3 Ma (grain 112). The youngest cluster age based on the YC2 σ method of Dickinson and Gehrels (2009) is 176.7 ± 1.6 Ma (grain n = 3, MSWD = 3.7).

6. Discussion about the depositional age of OM-07 and OM-06

The youngest age of detrital zircons could constrain the maximum depositional age of the clastic rocks (e.g., Brown and Gehrels, 2007). In particular, if there has been active zircon-forming felsic magmatism with eruptions in the backland, the youngest cluster age is considered to be approximately the same as the true depositional age of the clastic rocks, because detrital zircons from newly-formed felsic volcanic rocks could be supplied to the trench in a short time (Sharman and Malkowski, 2020).

Geochronological studies of the felsic rocks in the Korean Peninsula indicate that the granitic formation was active in the Asian continental margin during the Early to Middle Jurassic (e.g., Sagong *et al.*, 2005; Kiminami and Imaoka, 2013; Kim *et al.*, 2015) while the Nakatsugawa Complex was formed. In addition, the contemporaneous felsic volcanics associated with the granitic activities must have also been formed in large quantities, even though most of them may have been lost probably due to surface erosion (e.g., Han *et al.*, 2006).

Both OM-07 and OM-06 show the youngest cluster ages of the Early Jurassic. Considering above the felsic magmatic history in the Asian continental margin, their youngest cluster ages could represent their depositional

grain90	0.0489	0.0353	0.0309	0.0149	0.2072	0.0324	196.4	5.8	191.2	11.3	0.61
grain91	0.0483	0.0526	0.0293	0.0232	0.1943	0.0573	186.4	8.5	180.3	18.9	0.49
grain93	0.0518	0.0369	0.0403	0.0162	0.2860	0.0321	254.9	8.1	255.4	14.5	0.43
grain94	0.0525	0.0328	0.0396	0.0199	0.2847	0.0312	250.5	9.8	254.4	14.0	0.46
grain95	0.0476	0.0364	0.0289	0.0147	0.1885	0.0377	183.4	5.3	175.4	12.1	0.49
grain96	0.0479	0.0270	0.0351	0.0197	0.2306	0.0288	222.4	8.6	210.7	10.9	0.49
grain97	0.0458	0.0628	0.0314	0.0229	0.1966	0.0623	199.3	9.0	182.3	20.8	0.97
grain98	0.0500	0.0479	0.0388	0.0172	0.2665	0.0529	245.6	8.3	239.9	22.6	0.56
grain100	0.0509	0.0270	0.0403	0.0136	0.2807	0.0218	254.5	6.8	251.2	9.7	0.64
grain101	0.0513	0.0388	0.0410	0.0289	0.2873	0.0407	259.0	14.7	256.4	18.5	0.60
grain102	0.0466	0.0575	0.0314	0.0283	0.1997	0.0558	199.3	11.1	184.9	18.9	0.70
grain103	0.0522	0.0276	0.0410	0.0141	0.2930	0.0222	259.3	7.2	260.9	10.2	0.19
grain106	0.0516	0.0162	0.0288	0.0124	0.2041	0.0209	183.0	4.5	188.6	7.2	0.66
grain107	0.0502	0.0454	0.0418	0.0165	0.2867	0.0421	263.8	8.6	255.9	19.0	0.58
grain108	0.0471	0.0309	0.0414	0.0160	0.2677	0.0336	261.6	8.2	240.9	14.4	0.83
grain109	0.0555	0.0550	0.0415	0.0211	0.3153	0.0552	262.0	10.8	278.3	26.9	0.68
grain110	0.1115	0.0108	0.3314	0.0103	5.0738	0.0123	1845.2	33.0	1831.7	20.9	0.45
grain112	0.0527	0.0630	0.0286	0.0189	0.1927	0.0644	169.5	6.3	178.9	21.1	0.68 *
grain113	0.0536	0.0448	0.0308	0.0164	0.2255	0.0410	195.5	6.3	206.5	15.3	0.86
grain116	0.0451	0.0498	0.0345	0.0183	0.2130	0.0468	218.7	7.9	196.1	16.7	0.81 dis.
grain117	0.0504	0.0295	0.0389	0.0145	0.2688	0.0283	245.8	7.0	241.7	12.2	0.11
grain119	0.0518	0.0222	0.0454	0.0122	0.3226	0.0198	286.2	6.8	283.9	9.8	0.82
grain122	0.0467	0.0700	0.0419	0.0245	0.2667	0.0664	264.6	12.7	240.0	28.4	0.49

Asterisk "*" indicates the data used for calculation of youngest cluster age. "dis." indicates discordant data.

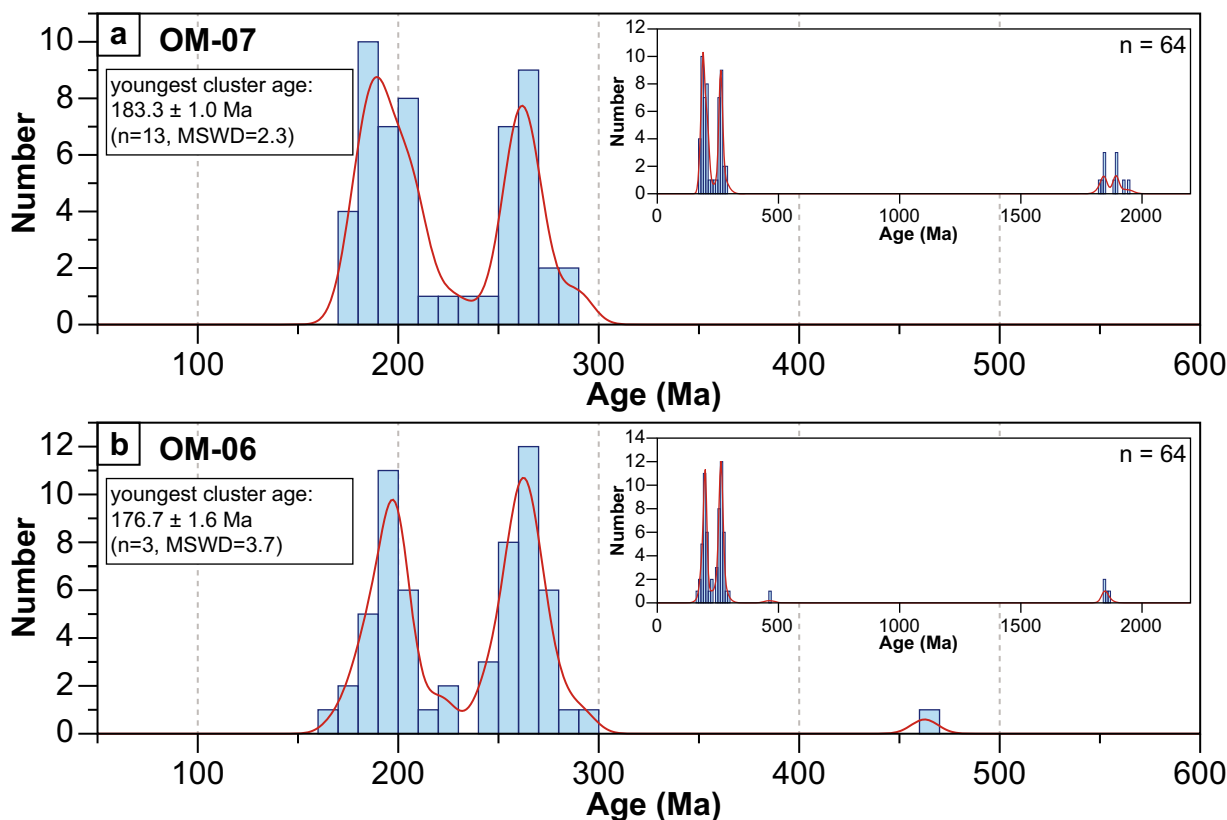


Fig. 6 Age histograms of the concordant data with Kernel Density Estimation (KDE) plots for (a) OM-07 and (b) OM-06 made with Isoplot R (Vermeesch, 2018). The horizontal axis indicates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age. n: number of data

ages, i.e., the sandstones of OM-07 and OM-06 were deposited in the Early Jurassic.

Moreover, they show the same bimodal age distributions with peaks around the middle Permian and the Early Jurassic as the sandstones in Locations 1 and 2 of the Nakatsugawa Complex which were deposited in the Early Jurassic (Uchino, 2019). Those bimodal distributions are also seen in the contemporaneous clastic rocks of other forearc or trench-fill sedimentary units in the Northeast and Southwest Japan (e.g., Tokiwa *et al.*, 2019; Pastor-Galán *et al.*, 2021). This suggests that not only Jurassic but also Permian felsic igneous rocks were extensively distributed around the Asian continental margin during the deposition of these sandstones although they are not exposed in the Kitakami Mountains at present.

In the perspective of the geological structure, OM-07 and OM-06 are located between the sandstones from Locations 2 and 3 in Fig. 2, and the youngest cluster ages of OM-07 and OM-06 (183.3 ± 1.2 Ma and 176.7 ± 1.6 Ma, respectively) are also between them (191.9 ± 3.0 Ma of the sandstone in Location 2 and 164.8 ± 6.5 Ma in Location 3). Thus, the depositional ages of OM-07 and OM-06 are consistent with the geochronological trend of the Nakatsugawa Complex, where the ages become younger in a northeast direction (Uchino, 2019, 2021b).

The present study suggests that, in the Nakatsugawa Complex, the unit from the southwest margin to the location of OM-06 is an Early Jurassic accretionary complex, and its northeast part is a Middle Jurassic one (Fig. 2). However, it seems that the Nakatsugawa Complex were continuously formed during the Early to Middle Jurassic periods because there are no significant geochronological gap and lithological differences between the Early and Middle Jurassic parts.

7. Conclusion

Two sandstones (samples OM-07 and OM-06) were collected in the southwesternmost area of Iwaizumi Town, Iwate Prefecture, located on the southwestern margin of the North Kitakami Belt (Nakatsugawa Complex) for detrital zircon U–Pb dating. Both OM-07 and OM-06 show the youngest cluster ages of 183.3 ± 1.0 Ma and 176.7 ± 1.6 Ma, respectively, suggesting that they belong to the Early Jurassic accretionary complex.

The detrital zircon U–Pb data by this and previous studies clarified that the Nakatsugawa Complex appears to have been formed without the significant depositional-age gap.

Acknowledgements

We are grateful to Dr. Ogasawara, M. for his support during the LA-ICP-MS analysis. We would like to thank Drs. Watanabe, Y., Echigo, T., Muto, S. and Naya, T. for their careful and useful reviews.

This study was financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) KAKENHI Grant Number 21K14005, 21H01174 and 19KK0091 (to S.A.) and JSPS KAKENHI Grant Number 19K04008 (to M.F.).

References

- Brown, E. H. and Gehrels, G. E. (2007) Detrital zircon constraints on terrane ages and affinities and timing of orogenic events in the San Juan Islands and North Cascades, Washington. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **44**, 1375–1396.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) An atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 469–500.
- Dickinson, W. R. and Gehrels, G. E. (2009) Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer to maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**, 115–125.
- Ehiro, M., Yamakita, S., Takahashi, S. and Suzuki, N. (2008) Jurassic accretionary complexes of the North Kitakami Belt in the Akka–Kuji area, Northeast Japan. *The Journal of Geological Society of Japan*, **114**, Supplement, 121–139 (in Japanese with English abstract).
- Geological Survey of Japan, AIST (2022) Seamless digital geological map of Japan V2 1:200,000. <https://gbank.gsj.jp/seamless> (Accessed: 2022-7-20).
- Han, R., Ree, J.-H., Cho, D.-L., Kwon, S.-T. and Armstrong, R. (2006) SHRIMP U–Pb zircon ages of pyroclastic rocks in the Bansong Group, Taebaeksan Basin, South Korea and their implication for the Mesozoic tectonics. *Gondwana Research*, **9**, 106–117.
- Kim, S. W., Kwon, S., Ko, K., Yi, K., Cho, D., Kee, W. and Kim, B. C. (2015) Geochronological and geochemical implications of Early to Middle Jurassic continental adakitic arc magmatism in the Korean Peninsula. *Lithos*, **227**, 225–240.
- Kiminami, K. and Imaoka, T. (2013) Spatiotemporal variations of Jurassic–Cretaceous magmatism in eastern Asia (Tan-Lu Fault to SW Japan): evidence for flat-slab subduction and slab rollback. *Terra Nova*, **25**, 414–422.
- Matsuoka, A. (1988) Discovery of Early Jurassic radiolarians from the North Kitakami Belt (s. s.), northeast Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **42**, 104–106 (in Japanese with English abstract).
- Nakae, S. and Kurihara, T. (2011) Direct age determination for an Upper Permian accretionary complex (Kirinai Formation), Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Palaeoworld*, **20**, 146–157.
- Okami, K. and Ehiro, M. (1988) Reviews and recent progress of studies on the Pre-Miyakoan sedimentary rocks of the Northern Kitakami Massif, Northeast Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **42**, 187–201 (in Japanese with English abstract).
- Onuki, Y. (1956) Geology of the Kitakami Mountains. In Iwate Prefecture eds., *Explanatory Notes on the Geology of Iwate Prefecture, Part II*. p. 1–189. Iwate Prefecture, Morioka (in Japanese. title translated).
- Pastor-Galán, D., Spencer, C. J., Furukawa, T. and Tsujimori T. (2021) Evidence for crustal removal, tectonic erosion and flare-ups from the Japanese evolving forearc sediment provenance. *Earth and Planetary Science Letters*, **564**, 116893.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**, 123–138.
- Sagong, H., Kwon, S. and Ree, J. (2005) Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. *Tectonics*, **24**, TC5002.
- Sharman, G. R. and Malkowski, M. A. (2020) Needles in a haystack: Detrital zircon U–Pb ages and the maximum depositional age of modern global sediment. *Earth-Science Reviews*, 103109.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, J. D., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdata, L., Norberg, N., Shaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. and Whitehouse, M. J. (2008) Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1–35.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki–Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai–Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of the Tohoku University Museum*, no. 6, 103–174.
- Tokiwa, T., Shimura, Y., Takeuchi, M., Shimosato, S., Yamamoto, K. and Mori, H. (2019) Provenance of trench-fill deposits of the Jurassic Chichibu accretionary complex, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **184**, 103970.
- Uchino, T. (2017) Late Triassic U–Pb–zircon age from tuffaceous mudstone in the Kadoma Complex, North Kitakami Belt, Northeast Japan. *The Journal of Geological Society of Japan*, **123**, 977–982 (in Japanese with English abstract).
- Uchino, T. (2019) Detrital zircon U–Pb ages of sandstone within the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt of the Sotoyama District, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **70**, 357–372 (in Japanese with English abstract).
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2020) Late Jurassic radiolarians

- from mudstone near U–Pb-dated sandstone of the North Kitakami Belt in the northeastern Shimokita Peninsula, Tohoku, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 313–330.
- Uchino, T. (2021a) Recognition of an Early Triassic accretionary complex in the Nedamo Belt of the Kitakami Massif, NE Japan: New evidence of correlation with SW Japan. *Island Arc*, **30**, e12397. doi:10.1111/iar.12397
- Uchino, T. (2021b) Middle Jurassic zircon age from sandstone within the accretionary complex in the North Kitakami Belt, Kamatsuda area in Iwaizumi Town, Iwate Prefecture, Northeast Japan: Verifying the age of the accretionary complex containing the Okawa Sample. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **72**, 99–107 (in Japanese with English abstract).
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2021) Mesozoic radiolarian fossils from mudstone within the accretionary complex in the southwestern margin of the North Kitakami Belt, eastern Morioka, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **72**, 119–127 (in Japanese with English abstract).
- Uchino, T., Kawamura, M. and Kawamura, T. (2008) Lithology of the Nedamo Terrane, an Early Carboniferous accretionary complex, and its southern boundary with the South Kitakami Terrane. *The Journal of Geological Society of Japan*, **114**, Supplement, 141–157 (in Japanese with English abstract).
- Ueda, H., Kimura, S., Saito, T., Takano, Y., Iizuka, N. and Orihashi, Y. (2018) Material recycling in a sediment-starved trench recorded in the Early Cretaceous Shiriya accretionary complex, Northeast Japan. *Island Arc*, **27**, e12272. doi:10.1111/iar.12272
- Vermeesch, P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1479–1493.
- 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. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.

Received September 29, 2022

Accepted April 27, 2023

砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定による北部北上帯中津川コンプレックスにおける 前期及び中期ジュラ紀ユニット分布の制約

逢坂 将志・青木 翔吾・内野 隆之・福山 繭子

要 旨

北部北上帯南西縁に分布する中津川コンプレックスは、先行研究で報告された陸源性砕屑岩に含まれるジルコンの U–Pb 年代値や示準化石から、前期ジュラ紀と中期ジュラ紀の 2 つの付加体ユニットから構成されることが示唆されている。本研究では、両ユニットの分布をより詳細に制約するために、これまでに砕屑性ジルコン U–Pb 年代値が報告された地点の中で、地質構造的中間に位置する大川支流域の砂岩 2 試料 (OM-07 及び OM-06) について、砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行った。その結果、前期ジュラ紀 (それぞれ 183.3 ± 1.0 Ma と 176.7 ± 1.6 Ma) の最若クラスター年代が得られた。本研究と先行研究から、本コンプレックスは南西縁部から OM-06 の分布域までが前期ジュラ紀、OM-06 よりも北東部が中期ジュラ紀に形成され、両者の間に有意な年代ギャップがないことが明らかにされた。

難読・重要地名

Sotoyama : 外山, Nakatsugawa : 中津川, Kuzumaki : 葛巻, Kamaishi : 釜石, Akka : 安家, Tanohata : 田野畑, Iwaizumi : 岩泉, Kadoma : 門馬, Todomatsu : 楸松, Hiegara : ヒエガラ (稗穀), Sannomata : 三ノ又, Okawa : 大川

地質調査総合センター研究資料集

- 732 富士火山の完新世テフラ層序 山元 孝広
- 733 富士火山の火口位置情報 石塚 吉浩・山元 孝広・中野 俊・宝田 晋治
- 734 第36回地質調査総合センターシンポジウム「3次元で解き明かす東京都区部の地下地質」講演要旨集 中澤 努・野々垣 進・小松原 純子・宮地 良典(編)
- 735 葛根田花崗岩の石英の岩石学的組織 佐々木 宗建・佐脇 貴幸・藤本 光一郎・笹田 政克
- 736 20万分の1日高変成帯地質図 高橋 浩
- 737 遺跡発掘調査において記載された桜島テフラ その1 西原 歩・下司 信夫・成尾 英仁
- 738 日本全国内陸部の地殻内応力マップと微小地震の発震機構解のデジタルデータ 内出 崇彦・椎名 高裕・今西 和俊
- 739 熊本, 阿蘇およびくじゅう地域の地下水および河川水の化学・同位体組成 高橋 正明・稲村 明彦・高橋 浩・森川 徳敏・東郷 洋子・風早 康平・佐藤 努・半田 宙子・仲間 純子・中村 有理・大和田 道子・宮越 昭暢・戸崎 裕貴・富島 康夫・大丸 純・清水 日奈子・大沢 信二・網田 和宏・堀口 桂香・柴田 智郎・小泉 尚嗣・川端 訓代・安原 正也
- 740 第2白嶺丸重力異常データ 石原 丈実・小田 啓邦
- 741 津波堆積物の研究手法 澤井 祐紀・田村 明子
- 742 産総研日高川和佐観測点における物理検層の概要と解析結果 木口 努・北川 有一・松本 則夫

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	川越 磐梯山
20 万分の 1 地質図幅	宮津 (第 2 版)
海洋地質図	No. 93 野間岬沖海底地質図
火山地質図	No. 22 日光白根及び三岳火山地質図
海陸シームレス地質図	S-7 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」
大規模火砕流分布図	No. 3 阿蘇カルデラ阿蘇 4 火砕流堆積物分布図
水文環境図	No.13 静清地域
重力図 (ブーゲー異常)	No.35 伊勢地域重力図
土壌評価図	E-9 表層土壌評価基本図 ~九州・沖縄地方~
その他	東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版) 中部地方の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長	鈴木	淳
副委員長	宮城	磯治
委員	東郷	洋子
	白濱	吉起
	藤井	孝志
	持丸	華子
	斎藤	健志
	大谷	竜明
	長森	英規
	納谷	友敦
	天野	敦子
	細井	淳恵
	森尻	理恵

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi
Deputy Chief Editor: MIYAGI Isoji
Editors: TOGO Yoko
SHIRAHAMA Yoshiki
FUJII Takashi
MOCHIMARU Hanako
SAITO Takeshi
OHTANI Ryu
NAGAMORI Hideaki
NAYA Tomonori
AMANO Atsuko
HOSOI Jun
MORIJIRI Rie

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>

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74巻 第3号
令和5年7月20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. 74 No. 3 Issue July 20, 2023

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. 74 No. 3 2023

CONTENTS

- ¹⁴C ages for the Gotenba and Mabusegawa Debris Avalanche Deposits in the eastern foot of Fuji Volcano, Japan
YAMAMOTO Takahiro and KOBAYASHI Makoto 107
- Stratigraphic correlation of the Higashibessho, Tenguyama and Otokawa formations in the central to eastern area of Toyama Prefecture, central Japan
NAGAMORI Hideaki and WATANABE Mahito 119
- Cumulative volume step-diagram for eruptive magmas of Towada Volcano
KUDO Takashi 133
- Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U–Pb dating
OSAKA Masashi, AOKI Shogo, UCHINO Takayuki and FUKUYAMA Mayuko 155