

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

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 71 No. 1 2020



 **産総研** 地質調査総合センター 

令和2年

論文

トレンチ調査に基づく日光白根火山 1400 年間の噴火履歴  
草野有紀・石塚吉浩 ..... 1

東京層の模式コアセクション(代々木公園コア)における層序の再検討  
中澤 努・納谷友規・坂田健太郎・本郷美佐緒・鈴木毅彦・中山俊雄 ..... 19

概報

LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of felsic tuffaceous beds in the Takikubo and Horita formations, Izumi Group, Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan  
NODA Atsushi, DANHARA Tohru, IWANO Hideki and HIRATA Takafumi ..... 33

資料・解説

クリティカルティーパーモデル - 土質力学の基礎からの導入  
高下裕章・野田 篤 ..... 49

---

表紙の写真

日光白根火山の山頂

日光白根火山は、群馬県と栃木県の県境に位置する活火山である。江戸時代(西暦1649年)にやや規模の大きな噴火をした記録をもつ。白根山山頂部に3つの峰をつくる溶岩ドームは、榛名二ツ岳伊香保テフラ(6世紀)以前に噴出した。中央と右側の峰の間の窪地付近に、1649年の噴火口があったと考えられている。本研究では、白根山山頂から1 km 範囲内の6地点においてトレンチ掘削を行い、火口近傍の降下火砕堆積物を調査した。噴出物の層序、層相、構成粒子のモード組成及び噴出物に覆われた土壌の放射性炭素年代値に基づいて、6世紀以降に起こった3回の噴火による堆積物を確認した。写真は西北西から見た山頂。2015年10月撮影。

(写真・文：草野有紀)

Cover Photograph

The summit of Nikko-Shirane Volcano

Nikko-Shirane Volcano is an active volcano on the border between Gunma and Tochigi prefectures. The largest eruption on historic record occurred in 1649 AD. A lava dome forms the three peaks of the summit, and consists of lavas erupted before the 6th century. In 1649 AD, explosions from the eruptive vent opened up a pit between the center and right peaks on the southeastern side (not visible from this view). We conducted trench surveys at six sites to clarify underlying pyroclastic fall deposits at less than 1 km from the summit, and revealed that Nikko-Shirane Volcano erupted at least three times since the 6th century. A view of the peak from WNW. Photo taken on October, 2015.

(Photograph and Caption by KUSANO Yuki)

## トレンチ調査に基づく日光白根火山 1400 年間の噴火履歴

草野 有紀<sup>1,\*</sup>・石塚 吉浩<sup>1</sup>

Kusano Yuki and Ishizuka Yoshihiro (2020) Eruptive history in the last 1400 years of Nikko-Shirane Volcano based on trench surveys. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 71 (1), p. 1–18, 12 figs, 2 tables.

**Abstract:** The eruptive history of Nikko-Shirane Volcano in the last 1400 years is revealed by observations from six trench survey sites and a drilling core sampled from Japan Meteorological Agency (JMA)'s borehole type volcano monitoring station located at less than 0.4 to 1.7 kilometers from the summit. We have detected three pyroclastic fall deposits derived from Nikko-Shirane Volcano in the last 1400 years based on the features of their stratigraphy, thickness, grain size, radiocarbon ages and modal compositions; A, B and C pyroclastic fall deposits of Nikko-Shirane Volcano in order from youngest to oldest. The A pyroclastic fall deposit can be correlated to the 1649 AD eruption. The B pyroclastic fall deposit directly overlies a foreign tephra derived from Asama Volcano (Asama-B tephra) of early 12th century age. The C pyroclastic fall deposit overlies thin soils and another foreign tephra derived from Haruna Volcano (Haruna-Futatsudake-Ikaho tephra) of middle 6th century age. The stratigraphic relations and four radiocarbon dates for soil layers show that the C pyroclastic fall deposit was derived from an eruption during the middle 7th to early 8th century. Based on the thickness, and grain size of ash, lapilli and volcanic blocks included in A, B and C pyroclastic fall deposits around the summit, the eruption magnitude of the middle 7th to early 8th century was larger than the 1649 AD eruption, which is the largest one of the historical eruption record of Nikko-Shirane Volcano.

**Keywords:** Nikko-Shirane Volcano, pyroclastic fall deposits, trench survey, radiocarbon age, eruptive history, 1649 AD, 12th century, 7th century

### 要 旨

日光白根火山山頂部で実施した6地点のトレンチ調査, 及び2016年度気象庁火山観測点ボーリングコア試料で認められた降下火砕堆積物の層序, 層厚, 粒径, 放射性炭素年代値及び細粒物の構成物組成に基づき, 日光白根火山の最近1400年間の噴火履歴を再検討した. 今回確認した日光白根火山を起源とする3枚の降下火砕堆積物を, 上位よりA, B, C降下火砕堆積物と呼ぶ. A降下火砕堆積物は地表下4–11 cmに位置する粘土質–砂質火山灰を主体とする火砕堆積物で, 日光白根火山の最大の歴史噴火である西暦1649年噴火に対比できる. B降下火砕堆積物は12世紀の外來火山灰(浅間Bテフラ)を直接覆う, 砂質火山灰を主体とする火砕堆積物で, 12世紀噴火によるものと考えられる. C降下火砕堆積物は, 6世紀中葉の外來火山灰(榛名二ツ岳伊香保テフラ)の上位に薄い土壌を挟んで覆い, 浅間Bテフラに覆われる. この層序関係と4点の土壌の放射性炭素年代値から, C降下火砕堆積物は7世紀中頃–8世紀初頭の噴火の噴出物と考えられる.

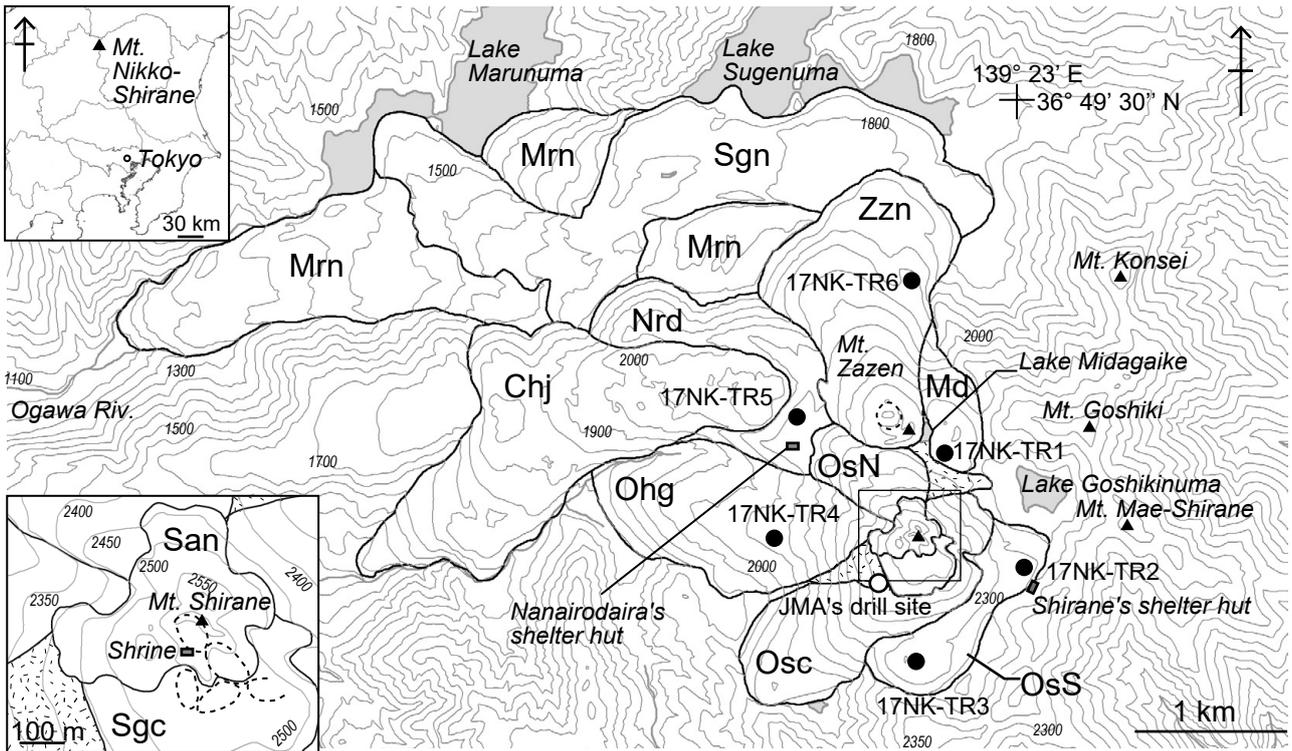
3枚の降下火砕堆積物のうちC降下火砕堆積物は, 最も日光白根火山山頂付近の層厚が厚く, 堆積物の粒径も大きい. したがって, 7世紀中頃–8世紀初頭の噴火は, 古記録上最大規模の西暦1649年噴火よりも噴火規模が大きかったと考えられる.

### 1. はじめに

群馬・栃木県境に位置する日光白根火山<sup>にっこうしらね</sup>は, 気象庁により24時間体制で観測及び監視されている活火山の一つである. 最近では, 2011年東北地方太平洋沖地震以降に地震活動が活発化した. 古記録によれば, 明治時代の西暦1872–73年と1889–90年に水蒸気噴火が発生したこと, 1625年及び1649年に噴火があったことがわかるが, それ以前の記録はない(村山, 1979; 気象庁, 2005, 2013; 及川, 2016). 地質学的には, 過去6000年間で, さらに5回の噴火が認められており, このうち6世紀以前の3回はマグマ噴火の可能性が指摘されている(奥野, 1993; 鈴木ほか, 1994; 筒井ほか, 2005). しかし, これらの噴火イベントと, 給源火口, マグマ噴火に伴った火口近傍堆

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

\* Corresponding author: KUSANO, Y., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: y.kusano@aist.go.jp



第1図 日光白根火山の地質とトレンチ掘削位置. 溶岩類の名称は佐々木ほか(1993)及び高橋ほか(1995)を一部改変. 等高線の間隔は50 m. 山頂周辺の拡大地図を左下に示す. 黒丸はトレンチ掘削位置, 白丸は気象庁火山観測点ボーリングコア採取位置, 三角は山頂, 破線は火口を示す. 白根山山頂の北東及び南西に位置する網掛けの部分, 崖錐堆積物. Chj: 血ノ池地獄溶岩; Md: 弥陀ヶ池溶岩; Nrd: 七色平溶岩; Mrn: 丸沼溶岩; Ohg: 大広河原溶岩; Osc: 奥白根中央溶岩; OsN: 奥白根北溶岩; OsS: 奥白根南溶岩; San: 山頂溶岩; Sgc: 白根権現火砕丘; Sgn: 菅沼溶岩; Zzn: 座禪溶岩.

Fig. 1 Geology of Nikko-Shirane Volcano and locality of trench survey sites. The distribution of lava flows is modified from Sasaki *et al.* (1993) and Takahashi *et al.* (1995). Contour interval is 50 m. Lower-left inset shows enlarged map around summit of Mt. Shirane. Locations are shown for trench sites (closed circles), Japan Meteorological Agency (JMA)'s drill site (open circle), and the mountain summit (triangle). Broken lines show craters. Fluff-hatched areas at the northeast and southwest of summit of Mt. Shirane are talus deposits. Chj: Chinoikejigoku Lava; Md: Midagaike Lava; Mrn: Marunuma Lava; Nrd: Nanairodaira Lava; Ohg: Ohirogawara Lava; Osc: Okushirane-central Lava; OsN: Okushirane-northern Lava; OsS: Okushirane-southern Lava; San: Sancho Lava; Sgc: Shirane-Gongen Pyroclastic Cone; Sgn: Sugenuma Lava; Zzn: Zazen Lava.

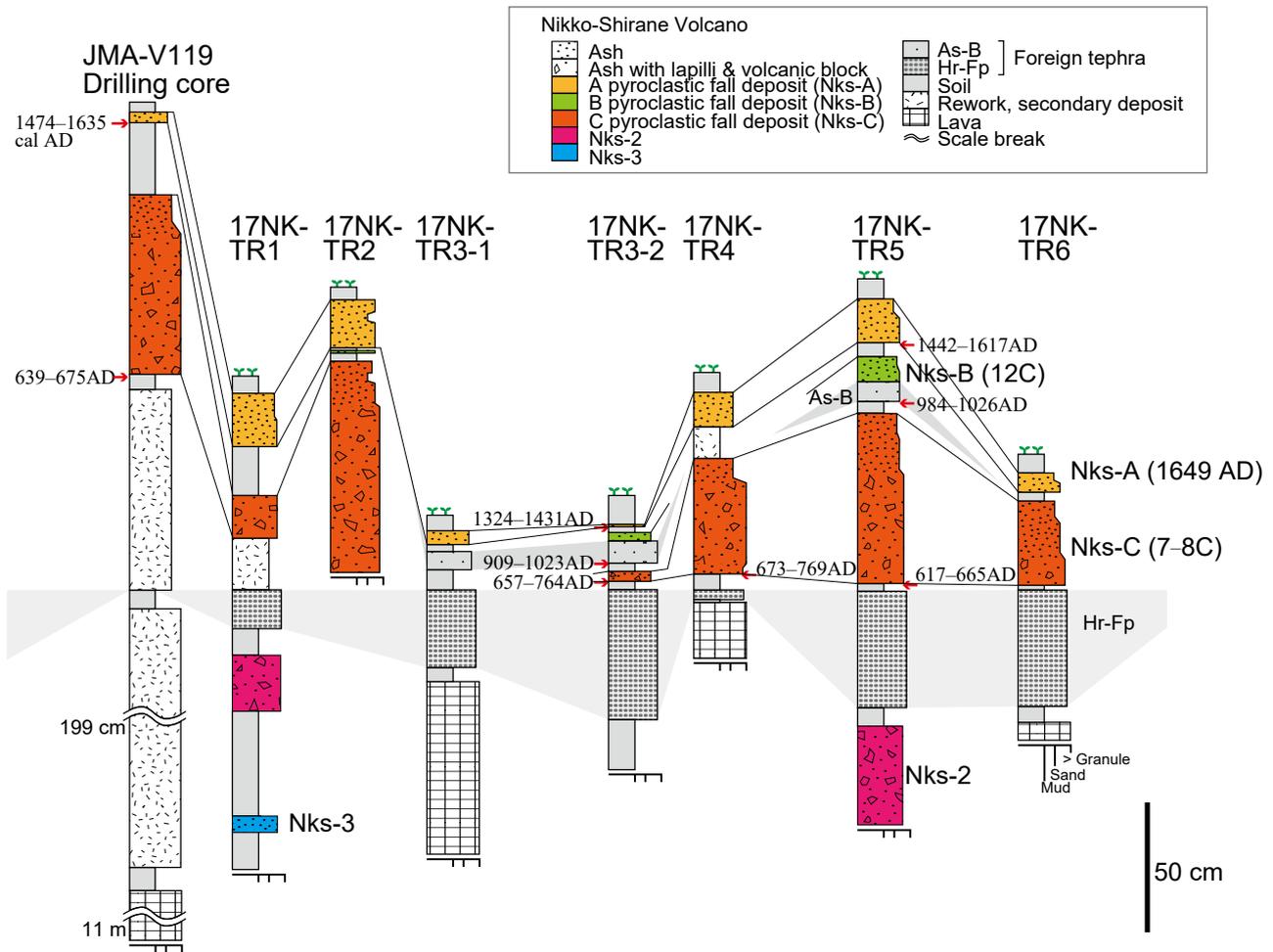
積物や溶岩流との関係は不明である. これは, 山頂部が急峻な高標高地域のため降下した火山噴出物が保存されにくいこと, 噴出物に埋積された火口近傍相の侵食が進んでおらず露頭が限られることにも原因がある.

我々は, 地表露頭がほとんど存在しない山頂部の6地点においてトレンチ掘削調査を行った. 本報告では, トレンチ壁面で確認された火砕堆積物を記載する. これらの火砕堆積物層直下の土壌の放射性炭素(<sup>14</sup>C)年代値及び火砕堆積物の細粒物の構成物組成を観察した結果を合わせて, 日光白根火山山頂部で実施された深度15 mのボーリングコアの記載(山元ほか, 2017)との対比を行う. また, 全7地点の降下火砕堆積物の対比結果から, 特に日光白根火山の6世紀以降の噴火について, その噴火年代を明らかにする. なお, 火山の岩体区分及び溶岩の記載は別途報告する予定である.

## 2. 地質概説

日光白根火山は, 日光火山群(山崎, 1958)の西部に位置する標高2578 mの安山岩質火山である(第1図). 溶岩流は主に白根山山頂の北側及び西側に分布し, 表面に明瞭な溶岩流地形が観察される. 最高峰の白根山は比高約400 mの溶岩ドームで, 山頂部に複数の火口とNW-SE方向の谷地形が発達する. 座禪山山頂には直径150 mの明瞭な火口が認められる. 日光白根火山の周辺は五色山や前白根山をなす約7.2 Maの鬼怒川流紋岩類(山口, 1991)があり, 日光白根火山の基盤となっている.

日光白根火山の地質学的・岩石学的研究は, 佐々木ほか(1993)によりまとめられた. 彼らによれば, 日光白根火山を構成する岩石は, 斜長石, 石英, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石を斑晶として含む安山岩



第2図 日光白根火山山頂周辺の火砕堆積物層序対比柱状図。各トレンチの柱状図はHr-Fpの上面にそろえた。外来火山灰の対比線を灰色で示す。“Ash with lapilli & volcanic block”は、火山灰基質に5-25 vol%の火山礫及び火山岩塊を含む産状。火山礫及び火山岩塊を5 vol%以下含む場合は“Ash”とした。なお、本報告の降下火砕堆積物はすべて基質支持で、火山礫及び火山岩塊の含有量は最大でも25 vol%以下である。したがって、柱状図の幅は基質物質の中心粒径にそろえた。<sup>14</sup>C年代値は第1表を参照。

Fig. 2 Stratigraphic sections of the trench sites and a drilling core at summit area of Nikko-Shirane Volcano. Each section aligns the top of Hr-Fp. Distributions of foreign tephra are hatched gray. “Ash with lapilli & volcanic block” means ash containing with 5-25 vol% lapillus and volcanic blocks. <5 vol% lapillus and volcanic blocks contained in ash are summarized in “ash”. Width of stratigraphic sections is based on the median grain size of matrix because all pyroclastic fall deposits in this study are matrix-supported and the maximum lapilli and volcanic block contents are less than 25 vol%. See Table 1 for <sup>14</sup>C age.

ーデイサイトである。また、奥野(1993)は、山頂南東部に層厚6 m以上の火山砂礫を認識し、高橋ほか(1995)がこれを白根権現火砕丘と名付けた。これらの火山噴出物はすべて、本火山から50 km以上南西の榛名火山を給源とする、6世紀中葉の榛名二ツ岳伊香保テフラ(Hr-Fp：町田・新井, 2003)に覆われている。本報告では、空中写真と赤色立体地図の判読及び現地調査の結果に基づいて、日光白根火山噴出物を第1図のように区分した。溶岩名称は、山頂部に分布するものについては佐々木ほか(1993)、山頂部より北側に分布するものについては高橋ほか(1995)に従った。

日光白根火山東方の基盤岩上に分布する火砕堆積物層のうち、最上位の堆積物は、「日光山志」に記述された西暦1649年噴火の噴出物に対比されている(鈴木ほか, 1994)。この堆積物は黄白色-灰白色粘土質火山灰で、白根山の山頂方向に層厚が増すことが報告されている(奥野, 1993；鈴木ほか, 1994；筒井ほか, 2005)。また、1649年の噴出物と下位のHr-Fpの間には、白根山山頂付近ほど厚くなる2枚の火砕堆積物層が記載されている(奥野・筒井, 1998；筒井ほか, 2005)。これらは山頂から東方に1.5 km以遠の基盤岩上で観察できるが、山頂から1 km以内では、谷沿いに1649年の噴出物が露出する

第1表 土壌の<sup>14</sup>C年代値.  
Table 1 Results of <sup>14</sup>C dating.

Locality	Sample No.	Material	Stratigraphy <sup>1)</sup>	δ <sup>13</sup> C (‰)	Conventional <sup>14</sup> C age (yr BP)	Calibrated range <sup>2)</sup> (2σ cal AD)	probability (%)	Lab. ID IAAA-
17NK-TR3-2	TR3-2-2	soil	a	-26.50 ± 0.36	540 ± 20	1324-1345 1393-1431	18.0 82.0	171391
17NK-TR3-2	TR3-2-5	soil	b	-25.87 ± 0.49	1050 ± 20	909-912 969-1023	0.6 99.6	171392
17NK-TR3-2	TR3-2-7	soil	c	-25.48 ± 0.30	1320 ± 20	657-712 745-764	83.6 16.4	171393
17NK-TR4	TR4-7	soil	c	-26.55 ± 0.49	1280 ± 20	673-730 736-769	60.4 39.6	171394
17NK-TR5	TR5-3	soil	a	-26.19 ± 0.49	400 ± 20	1442-1500 1504-1511 1601-1617	90.1 1.7 8.1	171395
17NK-TR5	TR5-7	soil	b	-26.75 ± 0.36	1030 ± 20	984-1026	100.0	171396
17NK-TR5	TR5-10	soil	c	-24.18 ± 0.41	1390 ± 20	617-665	100.0	171397
JMA-V119	C1	soil	a	-25.78 ± 0.33	340 ± 20	1474-1531 1538-1635	35.2 64.8	162592
JMA-V119	C2	soil	c	-25.70 ± 0.51	1370 ± 20	639-675	100.0	162593

All samples were prepared by acid-alkali-acid wash.

1) a = just below the A pyroclastic fall deposit, b = just below Asama-B tephra, c = just below the C pyroclastic fall deposit.

2) Based on the calibration program CALIB ver. 7.1 (Stuiver *et al.*, 2018; <http://calib.org/calib>) with standard data from IntCal 13 (Reimer *et al.*, 2013).

のみとされた。

白根山山頂から南西0.4 km地点では、2016年度に気象庁火山観測点設置に伴い深度15 mのボーリングコアが掘削され、産業技術総合研究所にて観察・試料採取が行われた(山元ほか, 2017)。ここでは、Hr-Fp由来の軽石を含む二次堆積物よりも上位に、層厚4 cmの降下火山灰層及び層厚69 cmの降下火砕物層が認められている(第2図)。

### 3. 調査と分析手法

白根山山頂部のトレンチ掘削及びボーリングコア採取位置を第1図に示す。トレンチ掘削地点は山頂から4方位を基準とし、火砕堆積物が再移動の影響を受けにくい、地形が周囲よりも平坦な場所で、かつラハール堆積物や火砕流堆積物が到達しにくい尾根筋の場所を選定した。6地点のうち5地点が日光国立公園の特別保護地区及び特別地域内に位置することから、環境保護と調査の安全に配慮した最小限の土地の改変とするため、掘削深度は最大で2.1 mもしくは溶岩流に到達するまでとした。トレンチ掘削は全て人力で行った。

トレンチ掘削地点では、およそ幅1 m × 深度2 mの壁面観察を行ったほか、火砕堆積物の噴出年代を決定するための土壌試料と、構成物解析を行うための噴出物試料を採取した。2016年度気象庁火山観測点ボーリングコア試料からも同様に、土壌及び噴出物試料を採取した。

噴火年代を決定するため、土壌試料について<sup>14</sup>C年代測定を行った。土壌試料は火砕堆積物の下位の層厚1-2 cm以内から採取した。全ての試料の前処理及び<sup>14</sup>C年代測定は、株式会社加速器分析研究所に依頼した。分析試

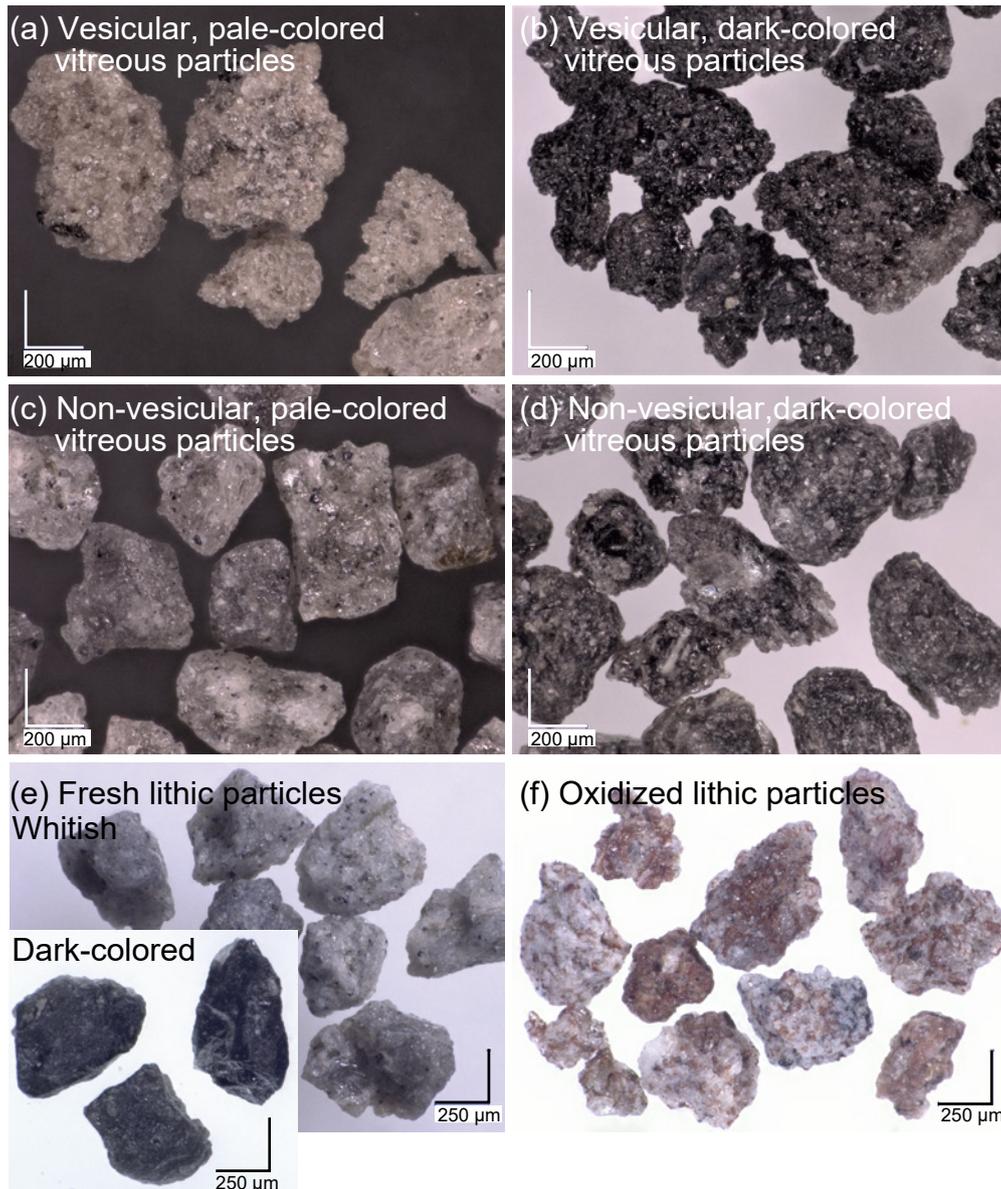
料はハンドピック・ふるいがけ後に酸・アルカリ・酸処理を行い、不純物を除いた。その後、試料を燃焼させて二酸化炭素を精製し、その二酸化炭素について鉄を触媒として水素で還元し、グラファイト化したものを測定試料とした。測定には加速器質量分析計を使用し、米国立標準局(NIST)のシュウ酸(HO<sub>x</sub> II)を標準試料とした。本報告に示す<sup>14</sup>C年代値は、<sup>14</sup>C半減期を5568年とし、δ<sup>13</sup>Cによる同位体分別効果を補正した値である。<sup>14</sup>C年代(1950 ADを0年とする)から暦年代への較正は、暦年校正プログラムCALIB ver. 7.1 (Stuiver *et al.*, 2018)を使用し、較正データにはIntCal 13 (Reimer *et al.*, 2013)を適用した。土壌試料の<sup>14</sup>C年代測定結果を第1表に示す。

採取した火砕堆積物は超音波洗浄を行った後、<250 μm, 250-500 μm, 500-1000 μm, >1000 μmにふるい分けて観察した。特に細粒な場合は<120 μm, 120-250 μmを含む5種類に分級した。ふるい分けた4または5種類の粒子を全て観察したところ、構成物の種類を全て網羅し、かつ最も観察に適したのが250-500 μmの粒子であった。そのため、250-500 μmの粒子が、採取した火砕堆積物の構成物の種類を代表すると考え、モード測定を行った(第2表)。モード測定は1試料につき500粒子以上を計測した。本研究で分類した、代表的な構成粒子の実体顕微鏡写真を第3図に示す。構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子(第3図a, b)、淡色・暗色のガラス質岩片(第3図c, d)、石質岩片(第3図e)、赤色を帯びた酸化岩片(第3図f)、黄白-黄褐色を帯びた変質岩片、鉱物片(斜長石・石英・輝石・普通角閃石・不透明鉱物)と主に白-桃色の流紋岩からなる異質岩片に分類した。ガラス質岩片と石質岩片は、表面のガラス光沢の有無に加えて、岩片中の

第2表 250-500 μmサイズの降下火砕堆積物のモード測定値。  
Table 2 Modal composition of pyroclastic fall deposits in 250-500 μm fraction.

Name	Sample No.	depth (m)	Vesicular vitreous particles (vol%)				Non-vesicular vitreous particles (vol%)				Lithic particles (vol%)				Crystals (vol%)				Accidental particles (vol%)
			Pale-colored	Dark-colored	Pale-colored	Dark-colored	Fresh	Oxidized	Altered	Pl+Qz	Px (Cpx & Opx)	Hbl	Opq	Px	Hbl	Opq			
Nks-A	17NK-TR1-3	0.27	2.4	0.2	0.2	0.5	4.1	30.3	3.0	8.5	1.3	0.2	0.3	49.0					
Nks-C	17NK-TR1-4	0.54	1.9	0.7	0.0	0.2	2.6	9.9	4.3	11.3	1.5	0.0	3.0	64.6					
Nks-2	17NK-TR1-5	1.20	0.0	0.2	1.4	0.5	3.5	2.8	7.7	14.2	2.3	0.0	1.4	66.0					
Nks-3	17NK-TR1-8	1.75	0.0	0.3	0.2	0.0	12.5	11.7	4.1	23.4	3.5	0.1	0.9	43.3					
Nks-A	17NK-TR2-3	0.18	0.3	0.0	0.0	0.0	8.9	19.3	3.9	9.5	0.6	0.0	0.0	57.5					
Nks-B	17NK-TR2-5	0.25	0.1	0.4	0.0	0.1	5.2	31.3	0.7	15.0	0.9	0.0	0.7	37.0					
Nks-C	17NK-TR2-9	0.90	0.4	0.0	0.0	0.5	9.0	30.4	4.8	5.4	0.9	0.4	0.0	48.2					
Nks-A	17NK-TR3-2-1	0.11	32.6	3.4	0.0	4.2	12.2	12.2	1.6	12.4	13.4	0.2	0.0	10.8					
Nks-B	17NK-TR3-2-3	0.16	11.3	1.5	0.0	0.0	8.1	34.7	8.6	7.1	5.5	0.0	0.0	23.2					
Nks-C	17NK-TR3-2-6	0.31	2.3	0.0	0.0	0.2	17.9	19.5	10.4	12.5	0.8	0.4	0.0	36.0					
Nks-A	17NK-TR4-2	0.16	12.9	0.6	0.0	0.0	13.3	55.5	1.9	9.4	0.4	0.0	0.0	6.0					
Nks-C	17NK-TR4-5	0.56	5.7	0.5	0.0	0.0	13.0	21.6	4.3	18.2	4.6	0.7	0.7	30.7					
Nks-C	17NK-TR4-6	0.76	47.8	3.8	8.6	0.0	4.2	7.8	1.0	12.7	7.6	0.2	0.4	5.9					
Nks-A	17NK-TR5-1	0.10	1.4	0.2	2.0	0.0	8.2	31.7	3.0	13.5	3.6	0.4	0.7	35.3					
Nks-A	17NK-TR5-2	0.20	0.2	0.0	0.0	0.0	10.2	30.1	6.5	14.3	1.6	0.4	0.5	36.2					
Nks-B	17NK-TR5-4	0.32	0.4	0.2	0.0	0.0	14.5	33.2	4.2	9.9	1.3	0.2	0.2	35.9					
Nks-B	17NK-TR5-5	0.36	4.4	0.7	0.0	0.0	11.8	34.5	1.1	6.9	2.7	0.0	1.2	36.7					
Nks-C	17NK-TR5-8	0.56	3.4	0.4	0.9	0.2	9.4	31.2	2.9	14.5	1.6	0.0	0.7	34.8					
Nks-C	17NK-TR5-9	0.90	0.7	0.0	0.0	0.0	20.0	40.2	4.5	10.8	1.6	0.7	1.8	19.7					
Nks-2	17NK-TR5-11	1.80	0.9	0.5	6.1	1.6	18.6	9.5	3.0	7.1	2.2	0.0	0.2	50.3					
Nks-A	17NK-TR6-2	0.12	2.1	0.2	0.2	0.2	5.9	24.4	5.4	13.1	1.7	0.2	1.3	45.3					
Nks-C	17NK-TR6-5	0.47	1.1	0.2	1.1	0.4	5.9	28.3	3.4	13.9	1.7	0.4	1.7	41.9					
Nks-A	JMA-V119.0.06-0.08	0.08	12.0	1.8	0.3	0.3	6.3	17.5	3.4	8.6	6.4	0.2	0.6	42.6					
Nks-C	JMA-V119.0.36-0.41	0.41	1.0	0.6	0.0	0.0	19.5	15.5	7.1	9.5	2.9	0.8	1.0	42.1					
Nks-C	JMA-V119.0.41-0.49	0.49	0.7	0.9	0.0	0.0	14.8	15.4	6.1	7.6	1.5	0.0	0.9	51.4					
Nks-C	JMA-V119.0.62-0.7	0.70	0.0	0.3	0.0	0.2	27.8	25.3	9.7	7.0	2.6	1.0	0.7	25.4					

Pl: Plagioclase; Qz: Quartz; Px: Pyroxene; Cpx: Clinopyroxene; Opx: Orthopyroxene; Hbl: Hornblende; Opq: Opaque mineral.



第3図 日光白根火山の降下火砕堆積物の構成粒子。(a) A降下火砕堆積物(17NK-TR5-1)中の発泡した淡色ガラス質粒子。(b) B降下火砕堆積物(17NK-TR3-2-3)中の発泡した暗色ガラス質粒子。Nks-2(17NK-TR5-11)に含まれる(c)淡色ガラス質岩片及び(d)暗色ガラス質岩片。A降下火砕堆積物(17NK-TR5-1)中の(e)石質岩片(白色・暗色)と(f)酸化岩片。(a)-(d)は500-1,000 μmサイズ、(e)と(f)は250-500 μmサイズの構成粒子。

Fig. 3 Sieved particles of the Nikko-Shirane pyroclastic fall deposit. Representative of (a) vesicular, pale-colored vitreous particles (collected from A pyroclastic fall deposit: 17NK-TR5-1), (b) vesicular, dark-colored vitreous particles (collected from B pyroclastic fall deposit: 17NK-TR3-2-3), (c) non-vesicular, pale-colored vitreous particles and (d) non-vesicular, dark-colored vitreous particles (collected from Nks-2: 17NK-TR5-11). (e) Whitish and dark-colored fresh lithic particles and (f) oxidized lithic particles (collected from A pyroclastic fall deposit: 17NK-TR5-1) are also shown. (a)-(d): 500-1,000 μm fraction; (e) and (f): 250-500 μm fraction.

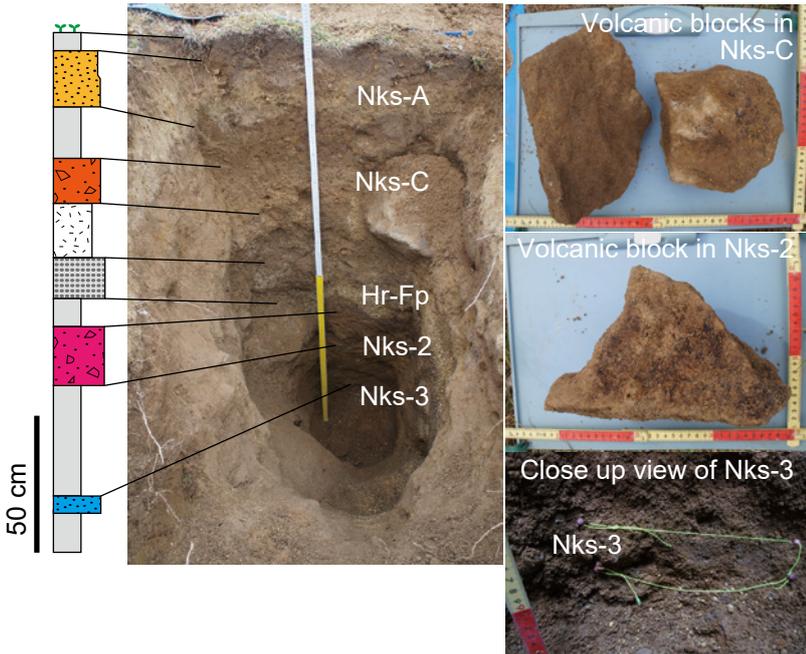
結晶量も考慮して可能な限り分けた。以下、本報告での細粒物の記載は、250-500 μmの粒子の観察結果による。

#### 4. トレンチ調査及びボーリングコアの記載

6地点のトレンチ壁面及びボーリングコア試料で、日

光白根火山の噴火による合計5枚の火砕堆積物及び2枚の外來火山灰、浅間Bテフラ(As-B; Aramaki, 1963)とHr-Fpを確認した。これらの合計7枚の火砕堆積物は、地形的に周囲より高い尾根筋に堆積し、層厚はほぼ一定で層相に側方変化がなく、堆積物層の下面にも明瞭な削り

17NK-TR1



第4図 17NK-TR1の露頭柱状図と露頭写真。C降下火砕堆積物とNks-2中に含まれる火山岩塊及びNks-3中の拡大写真を右に示す。Nks-3は緑の糸で囲った部分。凡例は第2図と同じ。

Fig. 4 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR1. Volcanic block in the C pyroclastic fall deposit and Nks-2, and a close-up photo of Nks-3 are also shown. Nks-3 is marked by green string. Symbols are same as Fig. 2.

込みがないことから、降下火砕堆積物と判断した。噴火年代が明らかな2枚の外来火山灰に基づいて、日光白根火山の噴火による火砕堆積物を識別すると、As-Bの上位に2枚、As-BとHr-Fpの間に1枚、Hr-Fpの下位に2枚の降下火砕堆積物が認められた(第2図)。この層序は、奥野・筒井(1998)のテフラ柱状図と整合的である。Hr-Fpより上位の降下火砕堆積物について、筒井ほか(2005)はこれらを上位からNks-1U, 1M, 1Lと名付けた。奥野(2011)のテフラ層命名法では、テフラ層に数字を使い、その後アルファベットを付けた場合、一連の噴火エピソードのサブユニットを表すことになる。しかし、本研究で識別した降下火砕堆積物は、間に土壌を挟んだ、年代の異なる噴火エピソードに由来する堆積物である。そこで、本報告では奥野(2011)に従い、Hr-Fpより上位の堆積物について、上位からA降下火砕堆積物(略称: Nks-A)、B降下火砕堆積物(Nks-B)、C降下火砕堆積物(Nks-C)と呼び記載する。Hr-Fpの下位に位置する火砕堆積物は、奥野ほか(1994)に従ってNks-2, Nks-3と呼ぶ。

4. 1 17NK-TR1

地点：緯度36° 48' 12.9" N, 経度139° 22' 40.3" E, 標高2,300 m

掘削深度：1.9 m

トレンチ位置は山頂から0.6 km北北東の平地をつくる弥陀ヶ池溶岩の上である(第1図)。弥陀ヶ池溶岩は、白根山山頂の北側に位置する弥陀ヶ池の東側の台地を構成する溶岩流である。トレンチ調査では、上位より日光白根火山起源のA降下火砕堆積物、C降下火砕堆積物、

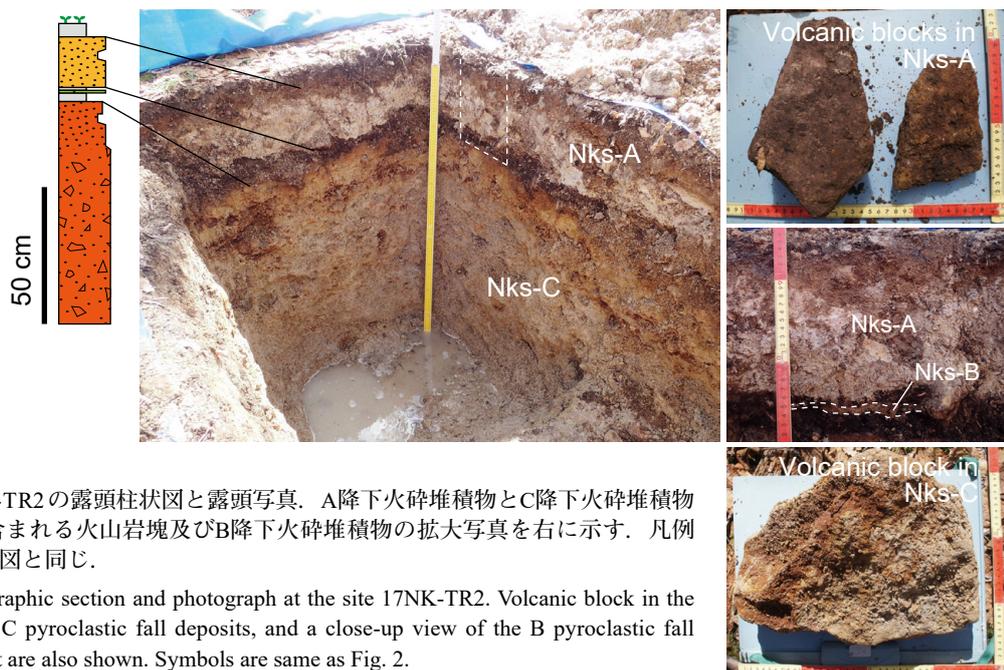
外来火山灰のHr-Fp、さらに日光白根火山起源のNks-2, Nks-3が認められた(第4図)。Nks-3の直下、トレンチの最下部は褐色土壌からなり、弥陀ヶ池溶岩には到達しなかった。

地表から層厚7 cmは表土である。その下位に層厚20 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの淡褐色火山灰を主体とする。最下部の層厚4 cmに粒径2 cm以下の安山岩火山礫を伴う。堆積物は全体に淘汰が悪い。火山礫は角礫状で、急冷縁は認められない。250-500 μmに粒径を揃えた粒子(以下、構成粒子)は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる(第2表)。異質岩片は主に、基盤岩由来の流紋岩片である。

その下位には層厚19 cmの褐色土壌を挟み、層厚16 cmのC降下火砕堆積物が認められる。C降下火砕堆積物は、細粒-粗粒砂サイズの黄褐色火山灰基質支持で、径3-50 cmの安山岩火山礫-火山岩塊が散在し、淘汰が悪い。これらの礫の平均最大粒径(礫4-8個の長径を平均して求めた値)は28 cmである。火山岩塊は多面体状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない(第4図)。C降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片である(第2表)。異質岩片には、基盤岩由来の流紋岩のほか、Hr-Fp由来の軽石と普通角閃石片が含まれる。

その下位は、層厚15-20 cmの再堆積物からなる。この

17NK-TR2



第5図 17NK-TR2の露頭柱状図と露頭写真。A降下火砕堆積物とC降下火砕堆積物中に含まれる火山岩塊及びB降下火砕堆積物の拡大写真を右に示す。凡例は第2図と同じ。

Fig. 5 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR2. Volcanic block in the A and C pyroclastic fall deposits, and a close-up view of the B pyroclastic fall deposit are also shown. Symbols are same as Fig. 2.

堆積物は、全体に淘汰が悪く、細-中粒砂サイズの黄褐色火山灰支持で、径5-10 cmの安山岩垂角礫やパッチ状ないし弱く成層したHr-Fp由来の軽石が混在する層相から、再堆積物と判断した。

その下位には、層厚15 cmのHr-Fpが認められる。日光白根火山周辺では、Hr-Fpは、極粗粒砂サイズ-粒径1 cm以下の白色-淡黄色軽石と普通角閃石片が特徴的に認められることから、野外で容易に識別できる。

Hr-Fpの下位には層厚10 cmの褐色土壌を挟み、黄褐色の降下火砕堆積物が認められる。層厚は20 cmである。細粒-粗粒砂サイズの比較的淘汰の良い火山灰基質支持で、径1-3 cmの火山礫や径20-30 cmの緻密で安山岩質の火山岩塊(平均最大粒径: 24 cm)を含む。全体的に淘汰が悪い。火山岩塊には平板状の角礫(第4図)と多面体状の角礫の両方が含まれる。火山岩塊の形状によらず、急冷縁や冷却節理は認められない。構成粒子は、発泡した暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片である。この降下火砕堆積物とHr-Fpに挟まれる土壌の厚さから、降下火砕堆積物は白根山山頂の東方2.7 kmで記載されたNks-2(奥野ほか, 1994)に対比できる。

Nks-2の下位には層厚40 cmの褐色土壌を挟み、層厚6 cmの降下火砕堆積物が認められる。この火砕堆積物は、細粒-粗粒砂サイズの、比較的淘汰の良い灰色火山灰である。構成粒子は、発泡した暗色ガラス質粒子、淡色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片である。

火砕堆積物の層序関係と土壌の厚さから、Nks-2と同様に、白根山山頂の東方2.7 kmで記載されたNks-3(奥野ほか, 1994)に対比される可能性が高い。

4.2 17NK-TR2

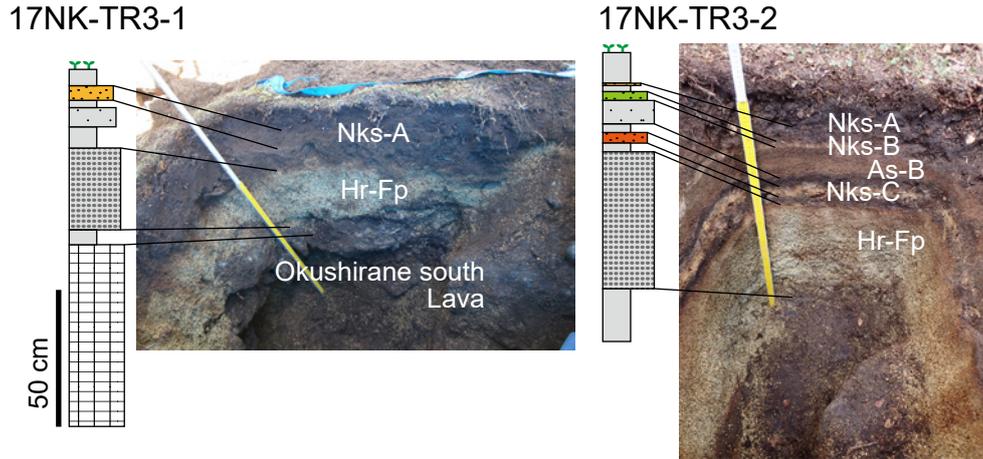
地点: 緯度36° 47' 48.3" N, 経度139° 23' 2.1" E, 標高2,280 m

掘削深度: 1.1 m

トレンチ位置は白根山山頂より0.7 km東南東の平地をつくる奥白根南溶岩の上、白根の避難小屋の北西側である。奥白根南溶岩は白根山山頂の南側から東側にかけて分布する溶岩流である。トレンチ調査では、上位よりA降下火砕堆積物、B降下火砕堆積物、C降下火砕堆積物が認められる(第5図)。このうちC降下火砕堆積物の掘削中に孔内から水が湧出したことから、掘削は深度1.1 mまでとした。

地表から層厚5 cmは表土である。その下位に層厚23 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、火山礫混じりのシルトサイズ以下-粗粒砂サイズの灰白色火山灰を主体とする。最下部に平均最大粒径20 cmの安山岩火山岩塊を伴う。全体に淘汰が悪い。火山岩塊は平板状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない(第5図)。A降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色ガラス質粒子、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片である(第2表)。

その下位には濃褐色土壌を挟み、層厚1 cmのB降下火砕堆積物がパッチ状に認められる(第5図)。B降下火砕



第6図 17NK-TR3-1及び17NK-TR3-2の露頭柱状図と露頭写真。凡例は第2図と同じ。

Fig. 6 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR3-1 and 17NK-TR3-2. Symbols are same as Fig. 2.

堆積物は、安山岩火山礫(平均最大粒径0.2 cm)がわずかに混じった、シルトサイズ以下-中粒砂サイズの淘汰の悪い黄白色火山灰を主体とする。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。B降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片からなる。

その下位には、層厚3 cmの濃褐色土壌を挟み、層厚86 cmのC降下火砕堆積物が認められる。C降下火砕堆積物の上部9 cmはシルトサイズ以下-細粒砂サイズの黄白色火山灰が、粒度の違いにより成層する。下部は極細粒砂-4 mmサイズの淡褐色火山灰及び安山岩火山礫を主体とする。火山灰と火山礫からなる基質支持で、平均最大粒径22 cmの安山岩火山岩塊が散在する。全体に淘汰が悪い。火山岩塊は多面体状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない(第5図)。C降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色ガラス質粒子、暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる。

#### 4.3 17NK-TR3

17NK-TR3では、2地点を掘削した。第1図には17NK-TR3-1地点を代表として示した。17NK-TR3-2は、17NK-TR3-1の約80 m東側に位置する。

##### 4.3.1 17NK-TR3-1

地点：緯度36° 47' 27.7" N, 経度139° 22' 29.6" E, 標高2,350 m

掘削深度：1.3 m

トレンチ位置は白根山山頂から0.8 km南方の台地をつくる奥白根南溶岩の上である。トレンチ調査では、上位よりA降下火砕堆積物、As-B、Hr-Fp、奥白根南溶岩が認められた(第6図)。

地表から層厚6 cmは表土である。その下位に、層厚5 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの、淘汰が悪い褐色火山灰からなる。

その下位は暗褐色土壌を挟み、層厚7 cmのAs-Bが認められる。As-Bは、中粒-粗粒砂サイズの黄褐色軽石質火山灰で、淘汰が良い。本地域のAs-Bは、日光白根火山周辺で、1) 層厚が7-10 cmと一定で、2) 布川・竹下(2010)が記載したAs-Bの層厚よりも厚いものの、奥野・筒井(1998)や筒井ほか(2005)が記載した層厚と調和的であり、3) 中粒-粗粒砂サイズの淘汰の良い軽石及び石質岩片からなること、4) 軽石の構成鉍物組み合わせ(斜長石・単斜輝石・斜方輝石)がAs-Bの鉍物組み合わせ(町田・新井, 2003)と一致することから、As-Bと判断した。

As-Bの下位には層厚8 cmの暗褐色土壌を挟み、層厚30 cmのHr-Fpが認められる。この地点のHr-Fpは、粒径0.8 mmの軽石と粒径1 mmの普通角閃石片が顕著に認められ、粗粒-極粗粒砂サイズの火山灰からなる。上位10 cmは弱く級化(上方細粒化)している。

Hr-Fpの下位には層厚5 cmの褐色土壌を挟み、層厚67 cm以上の、暗赤色で弱く発泡した安山岩火山岩塊層が認められる。火山岩塊は径15-80 cmの角礫状で、火山岩塊間を同質の火山灰や火山礫が埋めている。火山岩塊が奥白根南溶岩と同様の斑晶鉍物組み合わせを持つことから、奥白根南溶岩の上面を構成する岩塊と考えられる。

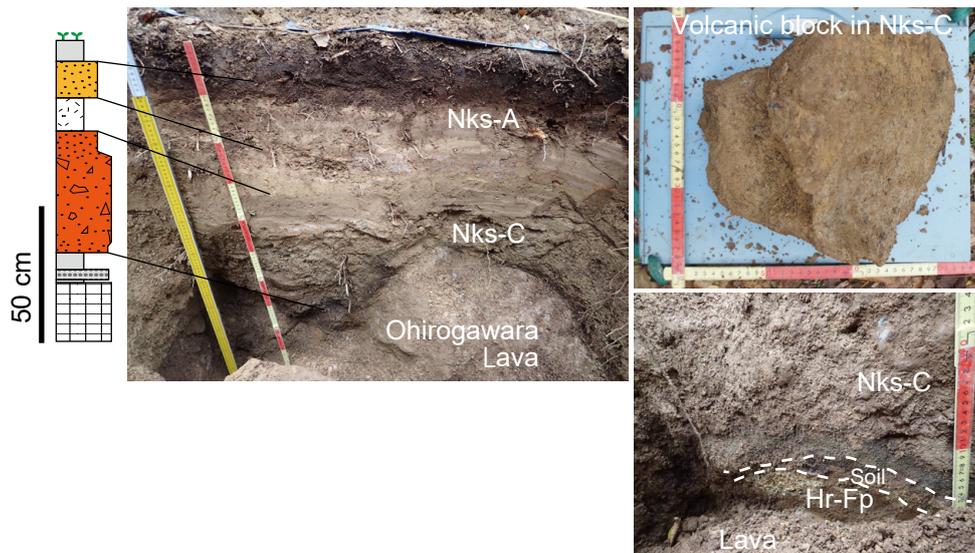
##### 4.3.2 17NK-TR3-2

地点：緯度36° 47' 27.7" N, 経度139° 22' 32.8" E, 標高2,340 m

掘削深度：1.05 m

Hr-Fpよりも上位の日光白根火山起源の火砕堆積物を確認することを目的として掘削した。トレンチ調査では、

17NK-TR4



第7図 17NK-TR4の露頭柱状図と露頭写真。C降下火砕堆積物中に含まれる火山岩塊及びC降下火砕堆積物の基底部の露頭写真を右に示す。凡例は第2図と同じ。

Fig. 7 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR4. Close-up view of the base of C pyroclastic fall deposit and volcanic block in the C pyroclastic fall deposit are shown on right. Symbols are same as Fig. 2.

上位よりA降下火砕堆積物，B降下火砕堆積物，As-B，C降下火砕堆積物，Hr-Fpが認められる(第6図)。

地表から層厚11 cmは表土である。その下位に層厚1 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-中粒砂サイズの灰白色火山灰を主体とする。平均最大粒径0.4 cmの安山岩火山礫をわずかに含む。全体に淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。これらの構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる(第2表)。

その下位は層厚2 cmの濃褐色土壌を挟み、層厚3 cmのB降下火砕堆積物が認められる。B降下火砕堆積物は、火山礫混じりの、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの淡褐色火山灰である。全体として淘汰が悪い。火山礫は多面体状の安山岩角礫(平均最大粒径0.4 cm)で、急冷縁は認められない。B降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片である。

B降下火砕堆積物の直下には、土壌を挟むことなくAs-Bが認められる。層厚9 cmのAs-Bは、中粒-粗粒砂サイズの軽石及び石質岩片を主体とする、淘汰の良い黄褐色火山灰である。

As-Bの下位には層厚3 cmの濃褐色土壌を挟み、層厚4 cmのC降下火砕堆積物が認められる。C降下火砕堆積物はシルトサイズ以下-粗粒砂サイズの火山灰を主体とし、上部は灰白色、下部は黄白色を呈する。粒径2 cm程度の

安山岩火山礫が散在し、淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。C降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色ガラス質粒子、暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片である。

C降下火砕堆積物の下位には層厚3 cmの濃褐色土壌を挟み、層厚50 cmのHr-Fpが認められる。この地点のHr-Fpには、極粗粒砂サイズ-2 mm以下の軽石と普通角閃石片が顕著に認められる。

この地点では、A降下火砕堆積物，As-B，C降下火砕堆積物の直下のそれぞれの土壌から3点の<sup>14</sup>C年代値を得た(第1表)。較正暦年代はそれぞれ、1324-1431，909-1023，657-764 cal ADであった。層序関係と得られた年代値に矛盾はなく、すべて6世紀以降の年代を示す。また、As-B下の土壌の年代は、As-Bの噴出年代(1108AD: 新井, 1979)よりも若干古い値が得られたが、As-Bの堆積以前に形成されていた土壌の年代としては矛盾しない。

#### 4. 4 17NK-TR4

地点：緯度36° 47' 54.1" N，経度139° 21' 54.5" E，標高2,090 m

掘削深度：1.1 m

トレンチ位置は白根山山頂から1 km西方で、<sup>おおひろがわら</sup>大広河原溶岩上の平坦地である。大広河原溶岩は山頂の西側に分布する溶岩流である。上位よりA降下火砕堆積物，C降下火砕堆積物，Hr-Fp，大広河原溶岩が認められる(第7図)。

地表から層厚 8 cm は、表土である。その下位に層厚 13 cm の A 降下火砕堆積物が認められる。A 降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-中粒砂サイズの淡褐色火山灰を主体とする。平均最大粒径 0.4 cm の安山岩火山礫及び流紋岩質の異質岩片を極少量含み、淘汰が悪い。A 降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片からなる(第 2 表)。

その下位には層厚 12 cm の灰白色シルト層を挟み、層厚 45 cm の C 降下火砕堆積物が認められる。シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの淡褐色火山灰基質支持で、安山岩火山礫及び火山岩塊(平均最大粒径 29 cm)が散在し、全体として淘汰が悪い。火山岩塊は多面体状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない。C 降下火砕堆積物層の上部 10 cm はやや細粒である。基底部 4 cm は中粒-粗粒砂サイズで、淘汰の良い灰色火山灰として認められる(第 7 図)。C 降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片である。C 降下火砕堆積物基底部の灰色火山灰は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子の含有量が 50 vol% 以上を占める(第 2 表)。

その下位は層厚 4 cm の濃褐色土壌を挟み、層厚 4 cm の Hr-Fp が大広河原溶岩を直接覆う。この地点の Hr-Fp には、粒径 1-2 mm の軽石と普通角閃石片が顕著に認められる。掘削地点は大広河原溶岩の溶岩堤防と考えられる地形的高まりに位置しており、トレンチ最下部に露出した層厚 21 cm 以上の安山岩は、大広河原溶岩と考えて差し支えない。

この地点の C 降下火砕堆積物直下の土壌から、較正暦年代として 673-769 cal AD が得られた(第 1 表)。

#### 4. 5 17NK-TR5

地点：緯度 36° 48' 20.5" N, 経度 139° 22' 0.5" E, 標高 2,130 m

掘削深度：2.1 m

トレンチ位置は白根山山頂から 1.1 km 北西の七色<sup>なないろだいら</sup>平溶岩の上、七色平の避難小屋の北側である。上位より A 降下火砕堆積物、B 降下火砕堆積物、As-B、C 降下火砕堆積物、Hr-Fp、Nks-2 が認められた(第 8 図)。

地表から層厚 8 cm は表土である。その下位に層厚 17 cm の A 降下火砕堆積物が認められる。A 降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの淡褐色火山灰を主体とする。下部はより粗粒で黄褐色を呈し、径 1.5-3 cm の安山岩火山礫が散在する。全体として淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。A 降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片からなる(第 2 表)。

る(第 2 表)。

その下位は層厚 6 cm の土壌を挟んで、層厚 10 cm の B 降下火砕堆積物が認められる。B 降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの淡褐色火山灰を主体とする。下部ほど粗粒で、平均最大粒径 1.8 cm の安山岩火山礫を少量含むため、全体として淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。B 降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石)と異質岩片である。

B 降下火砕堆積物の直下には土壌を挟まず、As-B が認められる。As-B は層厚 8 cm で、中粒-粗粒砂サイズの軽石と石質岩片からなる淘汰の良い黄褐色火山灰である。

As-B の下位には暗褐色土壌を挟み、層厚 65 cm の C 降下火砕堆積物が認められる。C 降下火砕堆積物の上部 10 cm は、細粒砂-粗粒砂サイズの赤褐色火山灰からなる。下部の 55 cm は極細粒砂-極粗粒砂サイズの黄褐色火山灰基質支持で、安山岩火山礫及び火山岩塊が散在し、全体として淘汰が悪い。火山岩塊の平均最大粒径は 26 cm で、直下の土壌に対してサグ構造が認められる(第 8 図)。火山岩塊は多面体状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない。C 降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる。

C 降下火砕堆積物の下位には層厚 2 cm の暗褐色土壌を挟み、層厚 45 cm の Hr-Fp が認められる。

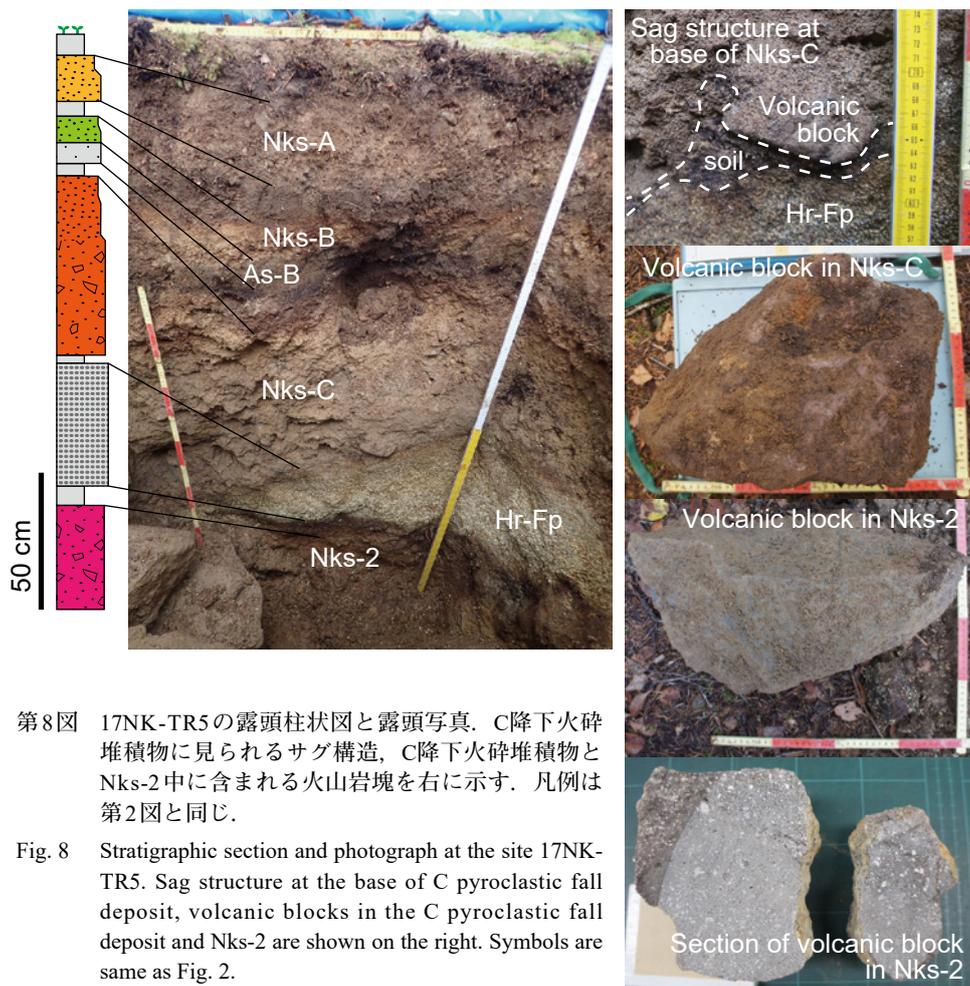
Hr-Fp の下位には層厚 7 cm の暗褐色土壌を挟み、層厚 40 cm 以上の Nks-2 が認められる。Nks-2 は、極細粒-粗粒砂サイズの黄褐色火山灰基質支持で、径 5-10 cm 程度の安山岩火山礫及び火山岩塊を伴い、淘汰が悪い。火山岩塊の平均最大粒径は 16 cm で、弱く発泡する(第 8 図)。火山岩塊はやや平板な角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない。Nks-2 の構成粒子には、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉍物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片が認められる(第 2 表)。

この地点では、A 降下火砕堆積物、As-B、C 降下火砕堆積物の直下のそれぞれの土壌から 3 点の <sup>14</sup>C 年代値を得た(第 1 表)。較正暦年代はそれぞれ、1442-1617, 984-1026, 617-665 cal AD であった。層序関係と得られた年代値に矛盾はなく、すべて 6 世紀以降の年代を示す。また、As-B 下の土壌の年代は、As-B の噴出年代(1108AD)よりも若干古い値が得られたが、As-B の堆積以前に形成されていた土壌の年代としては矛盾しない。

#### 4. 6 17NK-TR6

地点：緯度 36° 48' 50.3" N, 経度 139° 22' 31.4" E, 標高 1,960 m

17NK-TR5



第8図 17NK-TR5の露頭柱状図と露頭写真。C降下火砕堆積物に見られるサグ構造、C降下火砕堆積物とNks-2中に含まれる火山岩塊を右に示す。凡例は第2図と同じ。

Fig. 8 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR5. Sag structure at the base of C pyroclastic fall deposit, volcanic blocks in the C pyroclastic fall deposit and Nks-2 are shown on the right. Symbols are same as Fig. 2.

掘削深度：1.1 m

トレンチ位置は白根山山頂から1.7 km北方の平坦地で、座禪溶岩の上である。座禪溶岩は日光白根火山の北側の座禪山を中心として分布する溶岩流で、座禪山山頂に火口を持つ。上位よりA降下火砕堆積物、C降下火砕堆積物、Hr-Fp、座禪溶岩が認められた(第9図)。

地表から層厚7 cmは表土である。その下位に層厚7 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの黄褐色火山灰を主体とする。下部ほど粗粒で、基底部には径約3 cmの火山礫を含む。全体として淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。A降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉱物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる。

その下位には層厚4 cmの土壌を挟んで、層厚32 cmのC降下火砕堆積物が認められる。C降下火砕堆積物の上部8 cmはシルトサイズ以下-粗粒砂サイズの黄褐色火山灰、下部の24 cmは細粒砂-4 mm以下の淡褐-灰色火山灰

及び火山礫を主体とする。全体的に淘汰が悪い。基底部には平均最大粒径17 cmの安山岩火山岩塊が認められる。火山岩塊は多面体状の角礫で、急冷縁や冷却節理は認められない(第9図)。C降下火砕堆積物の構成粒子には、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉱物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片を含む。

C降下火砕堆積物の下位には層厚2 cmの暗褐色土壌を挟み、層厚45 cmのHr-Fpが認められる。

Hr-Fpの下位は暗褐色土壌を挟んで安山岩溶岩に到達した。掘削地点の50 m東方の登山道沿いに座禪溶岩が露出していることから、トレンチの基底に露出した安山岩溶岩は座禪溶岩と考えられる。

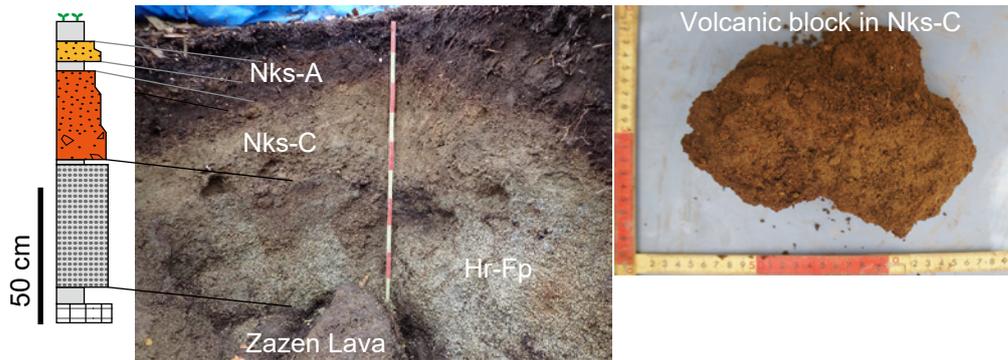
4.7 気象庁火山観測点ボーリングコア(JMA-V119)

地点：緯度36° 47' 44.9" N, 経度139° 22' 22.7" E, 標高2,413 m

掘削深度：15.23 m

ボーリング地点は山頂から0.4 km南西で、奥くしらね

## 17NK-TR6



第9図 17NK-TR6の露頭柱状図と露頭写真. C降下火砕堆積物中の火山岩塊を右に示す. 凡例は第2図と同じ.

Fig. 9 Stratigraphic section and photograph at the site 17NK-TR6. Volcanic block in the C pyroclastic fall deposit is shown on the right. Symbols are same as Fig. 2.

中央溶岩の上である。上位よりA降下火砕堆積物、C降下火砕堆積物、奥白根中央溶岩が露出する(第2図)。この地点は白根山の斜面に位置するため、C降下火砕堆積物の下位に位置する再堆積物中にHr-Fp由来の軽石が多量に認められた。この再堆積物の基底層をHr-Fpと同時期面と仮定し対比柱状図(第2図)を作成した。以下に山元ほか(2017)の一次記載を抜粋し、構成粒子の記載を加筆して示す。

地表から層厚4 cmは表土である。その下位に層厚4 cmのA降下火砕堆積物が認められる。A降下火砕堆積物は、シルトサイズ以下-粗粒砂サイズの黄白色火山灰を主体とする。平均最大粒径0.6 cmの安山岩火山礫をごく少量含む。全体に淘汰が悪い。火山礫は多面体状の角礫で、急冷縁は認められない。A降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉱物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片からなる(第2表)。

A降下火砕堆積物の下位には、層厚3 cmの黒色土壌が発達する。黒色土壌の下位には、層厚25 cmの茶褐色土壌を挟み、層厚69 cmのC降下火砕堆積物が認められる。C降下火砕堆積物の上部5 cmはシルトサイズ以下-粗粒砂サイズの黄褐色火山灰からなる。下部の64 cmは、極細粒砂-4 mm以下の火山灰及び火山礫を主体とし、径1-3 cmの安山岩火山礫及び径7 cm以上(コア径が7 cm)の安山岩火山岩塊が点在する。全体として淘汰が悪い。火山岩塊は角礫状で、急冷縁や冷却節理は認められない。C降下火砕堆積物の構成粒子は、発泡した淡色・暗色ガラス質粒子、淡色・暗色ガラス質岩片、石質岩片、酸化岩片、変質岩片、鉱物片(石英・斜長石・輝石・普通角閃石)と異質岩片である(第2表)。

C降下火砕堆積物の下位には層厚6 cmの茶褐色土壌を挟み、層厚77 cmの再堆積物層が認められる。再堆積物

層は、径1-2 mmの軽石濃集部と、これらの軽石、暗褐色土壌及び細礫サイズの安山岩片が弱く互層する部分からなる。軽石はHr-Fp由来と考えられる。

再堆積物層の下位には層厚7 cmの茶褐色土壌を挟み、層厚199 cmの安山岩火山礫及び火山岩塊を主体とする層が認められる。粒間はシルトサイズ以下-中粒砂サイズの火山灰が埋めている。これらの安山岩の斑晶鉱物は、下位の溶岩や山頂部の火砕丘を構成する火山岩塊と同じであることから、転動や土石流による再堆積物と考えられる。

安山岩火山礫及び火山岩塊からなる再堆積物層の下位には、層厚9 cmの黄白色土壌を挟み、深度15.23 mまで奥白根中央溶岩が連続して露出する。

この地点では、A降下火砕堆積物、C降下火砕堆積物直下のそれぞれの土壌から<sup>14</sup>C年代値を得た(第1表)。較正暦年代はそれぞれ、1474-1635、639-675 cal ADであった。層序関係と得られた年代値に矛盾はなく、すべて6世紀以降の年代を示す。

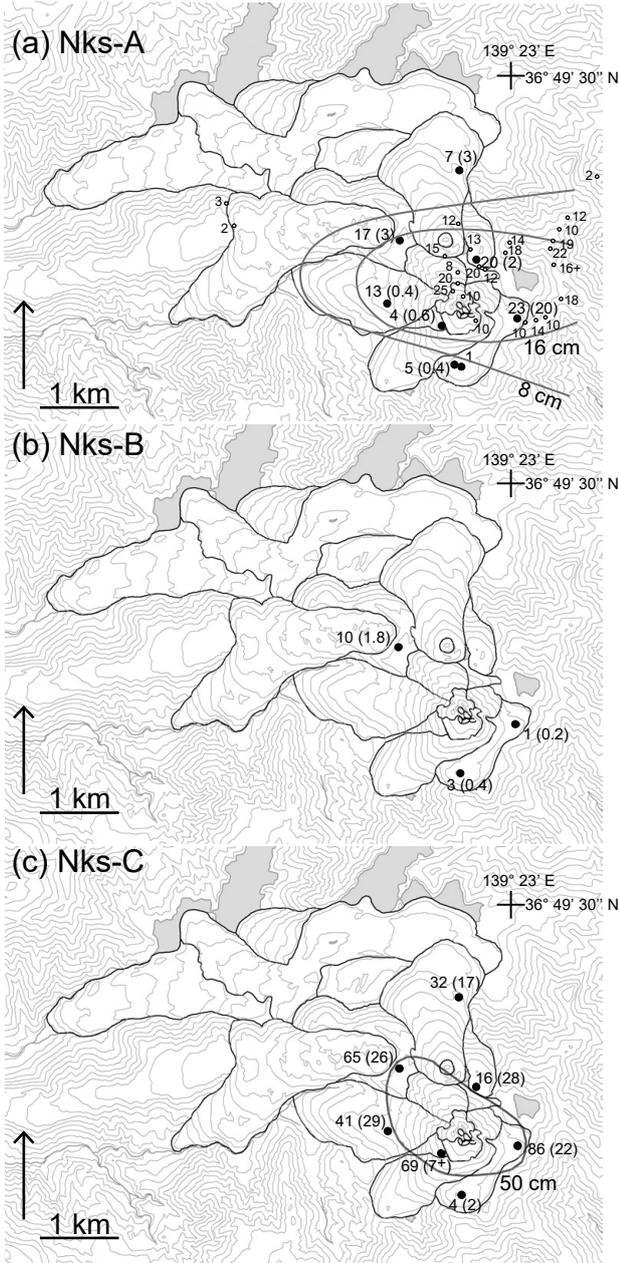
## 5. 噴火年代と噴火様式

本報告で記載した層序、層相、土壌の<sup>14</sup>C年代測定結果及び火砕堆積物の構成粒子組成に基づいて、各火砕堆積物の噴火年代と噴火様式について以下に考察する。

### 5.1 日光白根火山6世紀以降の噴火

#### 5.1.1 A降下火砕堆積物

日光白根火山起源のA降下火砕堆積物は、白根山山頂から0.4-1.7 km範囲内の全7地点で、表土より4-11 cm下に認められる粘土質-砂質の火砕堆積物である(第2図)。A降下火砕堆積物は、層序と層相及び後述する噴火年代から、奥野(1993)、奥野ほか(1994)や鈴木ほか(1994)により定義されたNks-1及び、筒井ほか(2005)が定義した



第10図 日光白根火山降下火砕堆積物の分布図。(a) A降下火砕堆積物の分布と等層厚線。(b) B降下火砕堆積物の分布。(c) C降下火砕堆積物の分布と等層厚線。黒丸は本報告のトレンチ掘削及びボーリングコア採取地点、白丸は鈴木ほか(1994)のNks-1確認地点を示す。数値は各地点の層厚、括弧内の数値は噴出物の平均最大粒径を示す。

Fig. 10 Distribution maps of pyroclastic fall deposits of the Nikko-Shirane Volcano. (a) Distribution of A pyroclastic fall deposit and the isopach, (b) distribution of B pyroclastic fall deposit and (c) distribution of C pyroclastic fall deposit and the isopach. Filled circles are trench and drill sites used in this report and open circles are Nks-1 outcrops in Suzuki *et al.* (1994). Thickness of pyroclastic fall deposits are shown with trench and drill sites. Maximum mean average of pyroclastic fall deposit is shown in brackets.

Nks-1Uに対比される。

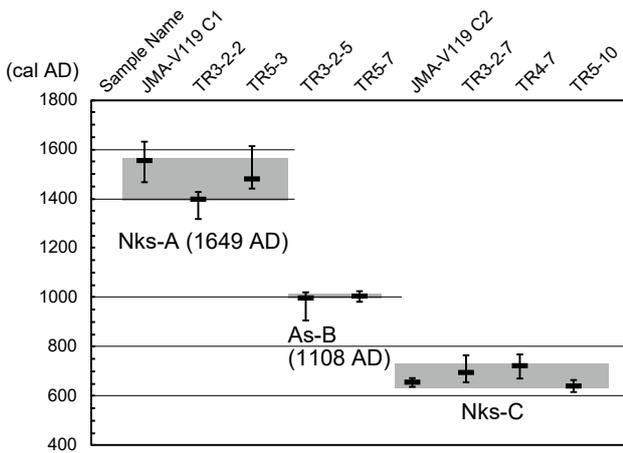
今回の調査により、山頂部のA降下火砕堆積物は、黄白色-黄褐色の、砂質あるいは粘土質火山灰を主体とし、噴出物中に安山岩火山礫及び火山岩塊を含むことが明らかとなった。本研究の噴出物層厚と粒径を、白根山の周囲約7 kmの噴出物層厚(鈴木ほか, 1994)と合わせて検討すると、山頂近傍ほど噴出物層厚が増すと見える(第10図a)。また、本研究の調査結果によれば、安山岩火山礫及び火山岩塊含有量は、山頂近傍ほど増加する。このことは、A降下火砕堆積物の噴出源が山頂部にあったことを示している。噴出物中の火山岩塊は、白根山山頂の東方0.75 kmで最も大きく、平均最大粒径は20 cmであった(第5図)。さらに、今回の調査結果と、白根山の周囲約7 km範囲内の結果(鈴木ほか, 1994; 草野・石塚, 2017)を合わせてA降下火砕堆積物の分布を検討すると、降下火砕堆積物の分布の主軸は、白根山山頂部を火口として東方へ延びる可能性が高い(第10図a)。なお、ボーリングコア試料にみられるA降下火砕堆積物の層厚4 cmは、降下火砕堆積物の等層厚線図から、傾斜地のため降灰後に火砕堆積物の大部分が移動し薄くなった結果と考えられる。

A降下火砕堆積物直下の土壌の較正暦年代は、1324-1431 cal AD (17NK-TR3-2), 1442-1617 cal AD (17NK-TR5), 1474-1635 cal AD (ボーリングコア)であった(第1表)。この年代値は、筒井ほか(2005)がHr-Fpとロームの厚さから推定したNks-1Uの噴火年代(約500年前)や、古記録「日光山志」の記述(西暦1649年、慶安2年; 鈴木ほか, 1994)と矛盾しない。したがって、A降下火砕堆積物は、日光白根火山の西暦1649年噴火による堆積物と考えられる(第11図)。

西暦1649年噴火については、古記録「日光山志」に、長径約200 m (二町)の火口が新たに形成され、石宮が火口へ落下したと記されている(鈴木ほか, 1994)。したがって、A降下火砕堆積物の噴出源は、現在の山頂祠周辺の火口を指すと推定される(第1図)。

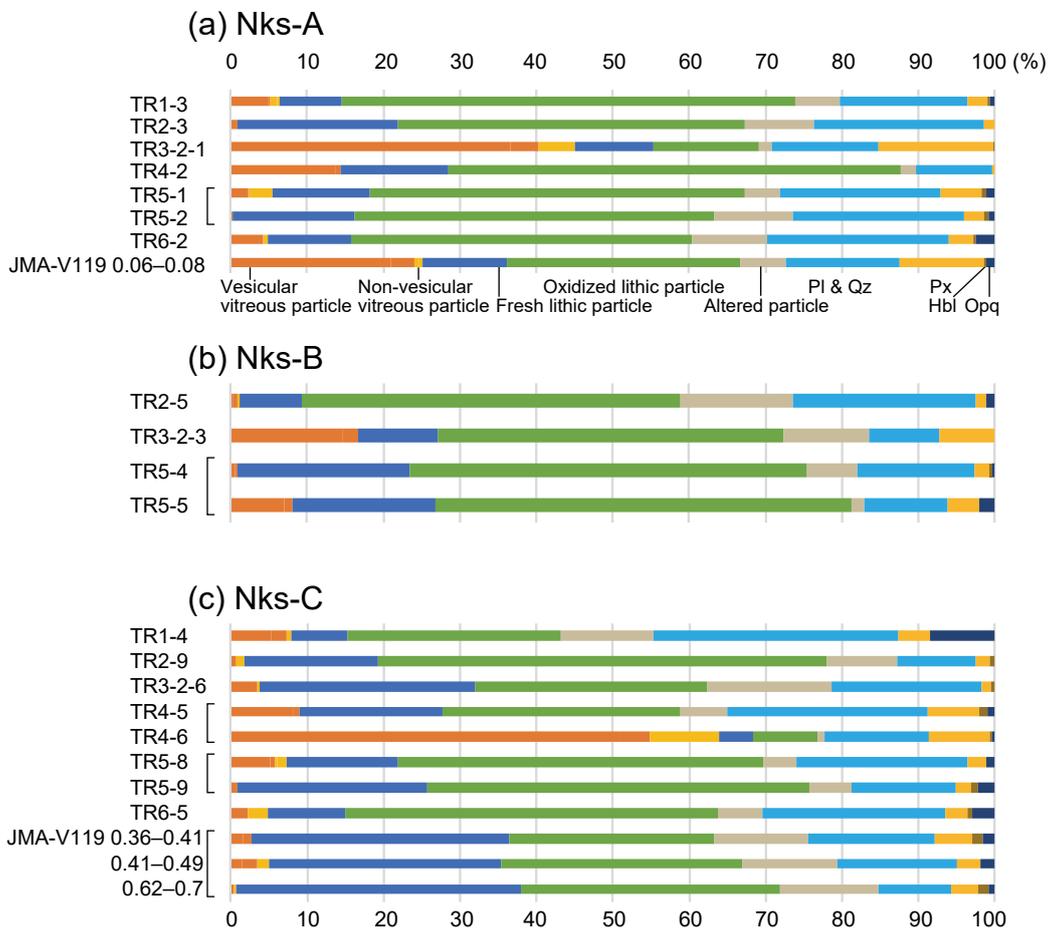
A降下火砕堆積物には、ボーリングコアを含む全7地点の細粒物の構成粒子に、発泡したガラス質粒子が認められる(第3図a; 第12図a)。発泡したガラス質粒子の含有量は最大30 vol%であった(第2表)。17NK-TR5地点の構成物の鉛直変化に着目すると、下位で発泡したガラス質粒子含有量が少なく(TR5-2)、上位ほど多い(TR5-1)。

草野・石塚(2017)では、1649年噴火の総噴出量を少なくとも $7.7 \times 10^6$ トン(VEI = 3)と見積もったが、今回確認された山頂付近及び山麓の降下火砕堆積物層厚を踏まえて再検討する必要がある。また、火砕堆積物に含まれる発泡したガラス質粒子の特徴について詳細に検討することにより、1649年噴火の規模や活動の推移、マグマ物質の関与について別途まとめる予定である。なお、1625年にあったとされる噴火(村山, 1979; 気象庁,



第 11 図  $^{14}\text{C}$ 年代値比較図. 各年代の中央値は、暦年代の $2\sigma$ 確率(%)とその年代範囲を加重平均して求めた. 垂線は $2\sigma$ 暦年代範囲, 太い水平線は各 $2\sigma$ 暦年代範囲の中央値をそれぞれ示す. 各暦年代の中央値を結んだ年代収束範囲を灰色で示した.  $^{14}\text{C}$ 年代値は第 1 表を参照.

Fig. 11 Comparison of  $^{14}\text{C}$  age. Median age is a weighted average of the ranges of calendar age (cal AD) and the  $2\sigma$  probability. Vertical line shows the ranges of cal AD and thick horizontal bar shows median age. Convergent age ranges which has tied median ages are hatched gray. See Table 1 for  $^{14}\text{C}$  age.



第 12 図 (a) A降下火砕堆積物, (b) B降下火砕堆積物, (c) C降下火砕堆積物のモード組成. 異質岩片を除いて 100%換算したものを示す. 角括弧は同一露頭における上下変化を示す. モード組成は第 2 表を参照. PI: plagioclase; Qz: quartz; Px: pyroxene; Hbl: hornblende; Opq: opaque mineral.

Fig. 12 Modal compositions of (a) A, (b) B and (c) C pyroclastic fall deposits. Bar chart shows recalculated composition excluding accidental particles. Vertical profile at the same locality put in square brackets. See Table 2 for modal compositions. PI: plagioclase; Qz: quartz; Px: pyroxene; Hbl: hornblende; Opq: opaque mineral.

2005)に対比される噴出物はいずれの地点でも確認されなかった。

### 5.1.2. B降下火砕堆積物

日光白根火山起源のB降下火砕堆積物は、17NK-TR2, 3, 5の全3地点で確認した。B降下火砕堆積物は、層序と層相から、筒井ほか(2005)が定義したNks-1Mに対比される。

B降下火砕堆積物は、As-Bを土壌を挟むことなく覆っている(17NK-TR3及びTR5地点)。厚さ数cmの腐植質土壌の発達には、本地域より約50 km南西の榛名火山周辺で、20-50年を要したと見積もられている(下司・大石, 2011)。本地域は榛名火山周辺よりも高標高で土壌の発達もよくないと考えられるものの、B降下火砕堆積物とAs-Bの間に土壌が認められないことは、As-Bの噴火から数十年を経ず日光白根火山が噴火したことを示唆している。As-Bは浅間山1108 AD噴火の噴出物であり(新井, 1979)、本調査地域から得られた土壌の較正暦年代の909-1023 cal AD (17NK-TR3-2), 984-1026 cal AD (17NK-TR5)は、若干古めに出ているものの、噴火年代と概ね調和的である(第11図)。したがって、B降下火砕堆積物は、日光白根火山の12世紀噴火でもたらされた噴出物と考えられる。筒井ほか(2005)は、ロームの厚さとNks-1MがAs-Bを直接覆うことから、Nks-1Mを800年前の噴出物と考えた。本研究の<sup>14</sup>C年代もこれを支持する。

B降下火砕堆積物の層厚は1-10 cmで、黄白色-淡褐色の粘土質-砂質火山灰を主体とする。17NK-TR5地点で最も厚く(層厚10 cm)、平均最大粒径1.8 cmの火山礫が混じる。火山礫はB降下火砕堆積物下部に認められ、上位へ級化する。B降下火砕堆積物は白根山山頂より西側でやや厚いが、観察地点が少なく、現段階で噴出物の分布範囲や噴出量、火口位置を見積もることは困難である(第10図b)。

B降下火砕堆積物の構成粒子には、全3地点で発泡したガラス質粒子が認められた(第2表)。これらの含有量は最大で10 vol%である。17NK-TR5地点の構成物の鉛直変化に着目すると、下位で発泡したガラス質粒子の含有量が多く(第12図b; TR5-5)、上位ほど少ない(TR5-4)。また、A及びC降下火砕堆積物と比べて、ガラス質岩片の含有量は少ない。

B降下火砕堆積物の粒径が下位から上位に向かって小さくなり、構成粒子として発泡したガラス質粒子を含む特徴は、A降下火砕堆積物や後述のC降下火砕堆積物と類似する(第2, 12図)。一方、山頂部にもかかわらず火砕堆積物層として観察される地点は少なく、A及びC降下火砕堆積物よりも層厚が薄く、噴出物も相対的に細粒である(第10図b)。以上のことから、日光白根火山12世紀噴火は、西暦1649年噴火よりもやや規模が小さかったと推定される。しかしながら、筒井ほか(2005)では、山

頂付近ほど火山礫や火山岩塊の数が増加すると報告しており、山麓での調査と合わせて検討する必要がある。

### 5.1.3. C降下火砕堆積物

C降下火砕堆積物は、6地点においてHr-FpとAs-Bの間に認められた。C降下火砕堆積物は、その層序と層相から、筒井ほか(2005)が日光白根火山東方で定義したNks-1Lに対比される。

C降下火砕堆積物は、層厚4-86 cmで、黄白色-黄褐色の粘土質-砂質火山灰を主体とし、火山礫及び火山岩塊を含む。本調査で確認した日光白根火山の噴出物のなかで最も厚く、白根山山頂周辺では層厚50 cmを超える(第10図c)。17NK-TR2, TR4, TR5, TR6地点では、下位から上位に向かって噴出物の粒径が小さくなる特徴を示す(第2図)。火砕堆積物中に含まれる火山礫及び火山岩塊の平均最大粒径は2-28 cmで、山頂よりも北側で粒径が大きい。火山岩塊は、多面体状の安山岩角礫である(第5図; 第7-9図)。

C降下火砕堆積物直下の土壌の較正暦年代は、657-764 cal AD (17NK-TR3-2), 673-769 cal AD (17NK-TR4), 617-665 cal AD (17NK-TR5), 639-675 cal AD (ボーリングコア)であった(第1表)。以上の4試料の<sup>14</sup>C年代値は、約640-720 cal ADの範囲に集中するため(第11図)、この時期に噴火があったことを示す。Hr-Fp(6世紀中葉の噴出物)を覆う点とも矛盾しない。したがってC降下火砕堆積物は、7世紀中頃-8世紀初頭の噴火でもたらされた噴出物といえる。筒井ほか(2005)は、挟在するロームの厚さからNks-1Lを1200年前の噴出物と考えたが、本研究の<sup>14</sup>C年代に基づけば、噴火年代は約1300-1400年前で、100年程度古いと判断される。また、C降下火砕堆積物の構成粒子には、異質岩片として下位のHr-Fp由来の軽石が混じることがある。このことは、6世紀中葉に日光周辺を広く覆ったHr-Fp(本調査範囲では層厚約40 cm)を吹き飛ばして7世紀頃に噴火が発生したことを示唆する。

上述のように、C降下火砕堆積物の層厚は、日光白根山山頂に向かって厚くなる傾向が認められた。また、山頂南方を除き、山頂から約1 km範囲内の17NK-TR1, TR2, TR4, TR5で確認された火山岩塊の粒径が20-30 cmと大きいため(第10図c)、山頂付近を噴出源とすると考えられる。しかしながら、具体的な火口位置は依然として明らかではない。

C降下火砕堆積物には、全6地点の構成粒子に発泡したガラス質粒子が認められた(第2表)。17NK-TR5地点及びボーリングコアのC降下火砕堆積物の細粒物の構成粒子の鉛直変化に着目すると、下部には発泡したガラス質粒子がほぼ含まれず(第12図c: TR5-9, JMA-V119 0.62-0.7)、やや細粒な上部では含有量が数vol%に増加することがわかる(TR5-8, Drilling core 0.36-0.41)。一方、17NK-TR4地点では基底部に、発泡したガラス質粒子

を 50 vol%以上含む灰色火山灰層がある(第2表; TR4-6). この灰色火山灰は淘汰が良く, C降下火砕堆積物上部や他地点のC降下火砕堆積物とは産状が異なるため, 噴火推移による構成物組成の違いを反映している可能性がある.

C降下火砕堆積物は, 上位のA及びB降下火砕堆積物と比べて, 白根山山頂から1 km範囲内の噴出物が厚く, 粒径も大きいことから(第10図), 日光白根火山の6世紀以降の噴火の中で最も規模が大きかった可能性が高い. そのため, C降下火砕堆積物をもたらした7世紀中頃-8世紀初頭の噴火について, 山麓の火砕堆積物分布や, A降下火砕堆積物及びB降下火砕堆積物中の発泡したガラス質粒子との検討など, 詳細な解析から噴火様式を推定する必要がある.

## 5.2 日光白根火山6世紀以前の噴火

6世紀以前の降下火砕堆積物は, 白根山山頂よりも北側の2地点(17NK-TR1及びTR5)で確認した. 日光白根火山で確認されている最も古い降下火砕堆積物(Nks-4; 奥野ほか, 1994)は, 本調査では確認できなかった.

Nks-2は17NK-TR1及びTR5地点で確認され, Hr-Fp下に土壌を約10 cm挟んで認められる. 層厚は20-40 cmをもち, 細粒-粗粒砂サイズの火山灰基質支持で, 粒径5-30 cmの安山岩火山岩塊が点在する. 火山岩塊はやや平板な角礫が多く, 弱く発泡したのも認められる(第4図; 第8図). どちらの地点もNks-2直下は土壌の発達が悪く,  $^{14}\text{C}$ 年代値は得られていない. 日光白根火山6世紀以降の噴出物と同様に, Nks-2にも細粒物の構成粒子として, 発泡した淡色・暗色ガラス質粒子及び淡色・暗色ガラス質岩片(第3図c)が含まれる(第2表). しかし, 発泡した淡色ガラス質粒子の発泡度や色調など, 今後の詳細な観察及び分析により, 日光白根火山6世紀以降の噴出物とは異なる特徴が明らかになる可能性がある.

本研究において最下位に位置するNks-3は, 17NK-TR1地点でのみ確認した(第4図). 層厚6 cmの淘汰の良い中粒砂サイズの灰色火山灰である. 構成粒子として, 発泡した暗色ガラス質粒子や淡色ガラス質岩片を含む(第2表). Nks-3の下位は土壌の発達が良く,  $^{14}\text{C}$ 年代値は得られていない. Nks-2とNks-3は, 奥野ほか(1994)や鈴木ほか(1994)によりマグマ噴火による火砕堆積物であったことが指摘されており, 日光白根火山全体の形成史を明らかにするために, 日光白根火山周辺で確認される火砕堆積物の層厚と層相の検討, 及び噴出年代や火口近傍堆積物の認定が今後の課題である.

## 6. まとめ

6地点のトレンチ断面及び2016年度の気象庁火山観測点ボーリングコアにおいて, 日光白根火山の噴火による合計5枚の降下火砕堆積物及び2枚の外来火山灰(浅間B

テフラ(As-B), 榛名二ツ岳伊香保テフラ(Hr-Fp))を確認した. これらの層序対比により, 6世紀中葉以降には, 日光白根火山の噴火が少なくとも3回あったことを白根山山頂付近で初めて確認した. 本研究では3枚の噴出物を上位からA, B, C降下火砕堆積物と名付けた. これらの噴火年代は, 火砕堆積物直下の土壌の $^{14}\text{C}$ 年代値に基づいて, 西暦1649年, 12世紀, 7世紀中頃-8世紀初頭と考えられる.

A降下火砕堆積物(略称: Nks-A)は, 粘土質-砂質火山灰を主体とし, 火山礫及び火山岩塊を含む. 日光白根火山周辺の表土直下に広域に認められ, 東方に分布軸を持つ. 山麓から山頂にかけて層厚が増し, 山頂より0.75 km東方では噴出物中に平均最大粒径20 cmの火山岩塊を含む. 層位, 層相, 直下の土壌の較正暦年代及び古記録の記述から, A降下火砕堆積物は西暦1649年噴火による降下火砕堆積物と考えられる. 細粒物の構成粒子として, 発泡したガラス質粒子が最大30 vol%認められる.

B降下火砕堆積物(略称: Nks-B)は, As-B(1108 AD)を直接覆うことから, 12世紀の噴火による降下火砕堆積物と考えられる. 白根山山頂近傍では, 層厚1-10 cmのB降下火砕堆積物が認められる. 粘土質-砂質火山灰を主体とし, 火山礫を少量含む. A及びC降下火砕堆積物と比較して細粒で層厚が薄く, 確認地点も限られる. したがって, B降下火砕堆積物をもたらした12世紀の噴火規模は, 西暦1649年の噴火よりもやや小さかった可能性がある.

C降下火砕堆積物(略称: Nks-C)は, As-BとHr-Fpの間に認められる. 粘土質-砂質火山灰を主体とし, 堆積物中に火山礫及び火山岩塊が散在する. 白根山山頂周辺で層厚50 cmを超え, 山頂の北側で噴出物の粒径が大きい特徴がある. 層位, 層相及び直下の土壌の較正暦年代から, 日光白根火山の7世紀中頃-8世紀初頭の噴火による降下火砕堆積物と考えられる. C降下火砕堆積物は, 6世紀以降の3枚の火砕堆積物のなかで山頂近傍での層厚が最も厚く, 噴出物の粒径も大きい. したがって, 7世紀中頃-8世紀初頭の噴火は, 日光白根火山の6世紀以降の噴火の中で最も噴火規模が大きかったと考えられる.

**注釈:** 本地域の地名である七色平の呼称は, 地元住民が使用している「なないろだいら」に統一した.

**謝辞:** 日本製紙総合開発株式会社, 環境省・林野庁・日光市・片品村の皆様には, 本研究に深いご理解とご協力を賜った. トレンチ調査では, 日光市山岳連盟のご協力を賜った. 産業技術総合研究所の石塚 治氏, 及川輝樹氏, 山元孝広氏には, 本研究をまとめるためにご議論いただいた. Christopher Conway氏には英文を添削していただいた. 星住英夫氏の査読により本稿は改善された. また, 編集担当の工藤 崇氏にもお世話になった. 記し

て感謝申し上げます。本研究では、気象庁の火山観測施設整備で採取され、産業技術総合研究所が保管するボーリングコア試料を利用した。本研究の一部は、文部科学省「次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト」の資金等の提供を受けたものである。

## 文 献

- 新井房夫(1979) 関東地方北西部の縄文時代以降の指標テフラ層. 考古学ジャーナル, **157**, 41–52.
- Aramaki, S. (1963) Geology of Asama Volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 2*, **14**, 229–443.
- 下司信夫・大石雅之(2011) 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代. 地質調査研究報告, **62**, 177–189.
- 気象庁編(2005) 日光白根山. 日本活火山総覧(第3版), 気象庁, 東京, 248–251.
- 気象庁編(2013) 日光白根山. 日本活火山総覧(第4版). 気象庁, 東京, 619–629.
- 草野有紀・石塚吉浩(2017) 日光白根火山1649年噴火の再検討. 日本火山学会2017年度秋季大会予稿集, 209.
- 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, 東京, 337p.
- 村山 磐(1979) 日本の火山(II). 大明堂, 東京, 276p.
- 布川嘉英・竹下欣宏(2010) 栃木県内の第四期火山灰露頭調査報告; テーマ展「栃木の火山灰から噴火を読む」の調査から. 栃木県立博物館研究紀要—自然—, **27**, 1–17.
- 及川輝樹(2016) 日光白根火山の歴史時代の噴火. 日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集, SVC48-09.
- 奥野 充(1993) 日光白根山の噴火史. 日本地理学会予稿集, **44**, 66–67.
- 奥野 充(2011) 地質調査による高分解能なテフラ層序学・年代学の構築. 地質雑, **117**, 654–662.
- 奥野 充・筒井正明(1998) 日光白根火山—新鮮な溶岩地形と高山植物の宝庫—. 関東甲信越の火山II—フィールドガイド日本の火山1, 築地書館, 東京, 42–51.
- 奥野 充・守屋以智雄・中村敏夫(1994) 那須茶臼岳, 高  
原山, 日光白根山の最近6000年間の噴火頻度. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **5**, 207–216.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., 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.
- 佐々木 実・橋野 剛・村上 浩(1993) 日光火山群, 日光白根火山および三ツ岳火山の地質と岩石. 弘前大学理科報告, **40**, 101–117.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. (2018) CALIB radiocarbon calibration program 7.1. <http://calib.org/calib> (Accessed:2018-06-07).
- 鈴木毅彦・奥野 充・早川由紀夫(1994) テフラからみた日光火山群の噴火史. 月刊地球, **16**, 215–221.
- 高橋正樹・小堀容子・矢島有紀子(1995) 日光白根火山下マグマ供給システムの岩石学的モデル. 月刊地球, **17**, 113–119.
- 筒井正明・菊井稔宏・栃木県日光土木事務所(2005) 日光白根山起源のテフラの噴火様式とその噴火年代. 地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集, V055P-011.
- 山口 靖(1991) 南会津地域の地熱系モデルと地熱資源量評価. 地質調査所報告, **275**, 199–227.
- 山元孝広・草野有紀・佐々木 実(2017) 日光白根山のボーリングコア. 気象庁火山観測点ボーリングコアの解析—2016 (平成28)年度成果報告書, 気象庁, 83–85.
- 山崎正男(1958) 日光火山群. 地球科学, no. 36, 27–35.

( 受 付 : 2018年3月30日 ; 受 理 : 2019年12月2日 )

## 東京層の模式コアセクション (代々木公園コア) における層序の再検討

中澤 努<sup>1,\*</sup>・納谷 友規<sup>1</sup>・坂田 健太郎<sup>1</sup>・本郷 美佐緒<sup>2</sup>・鈴木 毅彦<sup>3</sup>・中山 俊雄<sup>4</sup>

Nakazawa Tsutomu, Naya Tomonori, Sakata Kentaro, Hongo Misao, Suzuki Takehiko and Nakayama Toshio (2020) Re-examination of the stratigraphy of the Tokyo Formation at the type core section in the Yoyogi Park, Tokyo, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 71 (1), p. 19–32, 9 figs, 1 table.

**Abstract:** The stratigraphy of the Tokyo Formation at the type core section in the Yoyogi park, Tokyo, central Japan is reexamined based on the sedimentary facies and tephro- and palyno-stratigraphy. Sedimentological study of the type core section and geotechnical borehole data analysis reveal that the Tokyo Formation can be divided into the lower incised-valley fills and the upper flattened, widespread marine sand bed. These constitute a depositional cycle formed during a series of transgression and regression. The Tokyo Formation is covered with the Shimosueyoshi Loam intercalating a KIP tephra layer (late MIS 5e). Pollen assemblages in the lower part of the Tokyo Formation are comparable with those of early to middle MIS 5e in the off Kashima seafloor core. Therefore, the Tokyo Formation at the type core section is considered to have been mainly deposited during MIS 5e and can be correlated with the Kioroshi Formation in the northern Chiba area and the succession of the Setagaya and Tokyo formations in the Setagaya area. However, further stratigraphic examination of the Tokyo Formation is required because it is not necessary equivalent to the strata previously called the Tokyo Formation in other areas of Tokyo.

**Keywords:** Tokyo Formation, type section, last interglacial period, Pleistocene, Tokyo metropolitan area

### 要 旨

東京層の模式コアセクション (代々木公園コア) の層相、テフラ、花粉化石群集等に基づき東京層の層序を再検討した。コアの層相及び既存ボーリングデータの解析から、東京層は開析谷埋積層である下部とそれとは対照的に広範囲に比較的平坦に分布する上部に分けられる。これらは1回の海進・海退で形成された堆積サイクルである。東京層はKIPテフラ (MIS 5e後期) を挟む下末吉ローム層に覆われる。また東京層の下部から産出する花粉群集は鹿島沖海底コアのMIS 5e前期から中期の群集に比較可能である。よって模式コアセクションの東京層は主に最終間氷期であるMIS 5eに形成されたと考えられ、千葉県北部地域の下総層群木下層、世田谷地域の世田谷層及び東京層に相当する一連の堆積物に対比される。しかし東京都内の他地域で東京層と呼ばれている地層が同一の地層とは限らないため、東京層についてはさらなる検討が必

要である。

### 1. はじめに

東京の武蔵野台地東部を中心に分布する更新統東京層は、東京都心部の浅部地盤を構成することから、地質の専門家のみならず工学分野の専門家にもよく知られた地層である。東京層は東京都土木技術研究所 (1996) により、代々木公園層序試錐の深度 26 m 以浅に分布する、基底部の砂礫層からシルト層、細粒～中粒砂層の順に成層する地層と定義された。しかし東京層の詳細な形成年代及び形成プロセス、分布形態は明らかになっていない。最近、中澤ほか (2019) は東京都世田谷区において、東京層とほぼ同時期の地層とされる世田谷層 (東京都土木技術研究所, 1996) 及び東京層の層序を再検討した。その結果、世田谷地域では谷埋め堆積物である世田谷層の上位に下末吉面<sup>しもすえよし</sup>を構成する東京層が累重すること、そして世田谷層はMIS 6～5e中期、東京層はMIS 5e中期?～後期

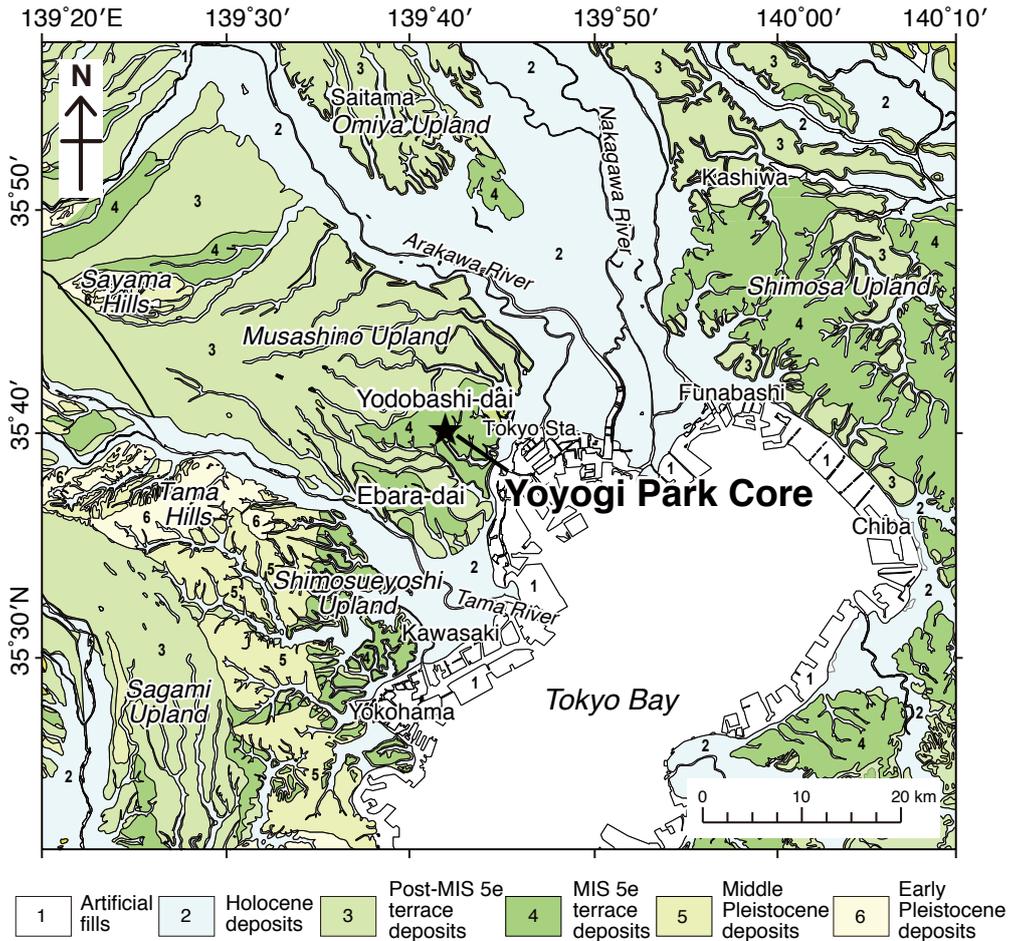
<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

<sup>2</sup> 有限会社アルプス調査所 (Alps Technical Research Laboratory Co. Ltd., 2287-27 Toyoshina-Takibe, Azumino, Nagano 399-8204, Japan)

<sup>3</sup> 首都大学東京 都市環境学部 地理環境学科 (Department of Geography, Faculty of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minami-osawa, Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan)

<sup>4</sup> 東京都土木技術支援・人材育成センター (Civil Engineering Support and Training Center, Bureau of Construction, Tokyo Metropolitan Government, 1-9-15 Shinsuna, Koto-ku, Tokyo 136-0075, Japan)

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



第1図 調査地域の位置。

基図は20万分の1日本シームレス地質図(産総研地質調査総合センター, 2018)を参照して作成。

Fig. 1 Index map showing the study area.

Base map modified from the Seamless Digital Geological Map of Japan, 1:200,000 (Geological Survey of Japan, AIST, 2018).

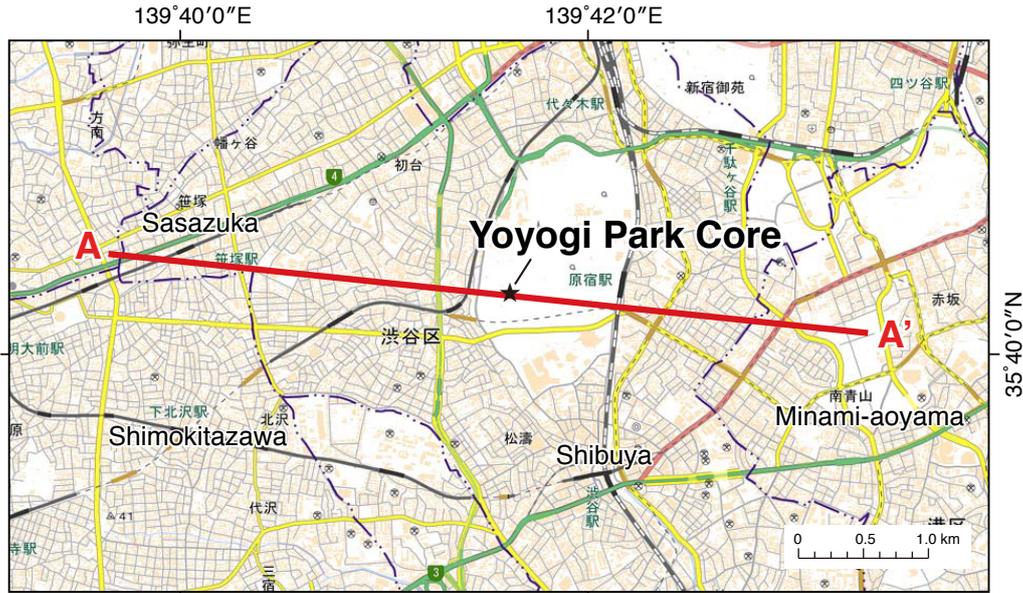
に形成され、それぞれ下総台地しもうさの下総層群木下層下部と木下層上部にほぼ対比されることを明らかにした。一方で、中澤ほか(2019)は、他地域で東京層と呼ばれている地層が同一の地層とは限らないため、今後、各地域の「東京層」を再検討して、世田谷層や東京層などの名称や定義についても将来的に整理が必要であることにも言及した。これらの地層名を整理するためには、まずは東京層の模式セクションにおける層序を再検討する必要がある。

そこで筆者らは東京都土木技術研究所(1996)が東京層の模式セクションとした代々木公園層序試錐のコア試料の層相・層序を再検討した。本稿では東京層及びそれを覆う関東ローム層の層相を再記載するとともに、テフラ及び花粉化石分析にもとづき東京層の形成年代の考察を行う。また既存の土質ボーリングデータも併用して代々木公園付近の東京層の分布形態について検討を行う。そのうえで模式セクションの東京層と関東地方の他地域の更新統との層序対比について考察を加える。

## 2. 地形・地質概説

調査地域付近の武蔵野台地の地形面は、下末吉面(S面)、成増面(M1面)、武蔵野面(M2面)、立川面(Tc面)に分けられる(例えば、杉原ほか, 1972; 岡ほか, 1984)。地形面の形成時期は、下末吉面がMIS 5e(約120 ka)、成増面がMIS 5c(約100 ka)、武蔵野面がMIS 5a(約70 ka)、立川面がMIS 3(約30 ka)とされる(町田, 2008)。このうち下末吉面は武蔵野台地の南東部に南北それぞれ2つの台地に分かれて分布し、それぞれ荏原台えぼら、淀橋台よどばしと呼ばれている(貝塚・戸谷, 1953; 貝塚, 1957; 第1図)。本研究で検討した代々木公園試錐のコア試料(掘進長105 m; 以下これを代々木公園コアと呼ぶ)は、淀橋台の中央部に位置する東京都渋谷区神園町の代々木公園内(第2図)で掘削採取された。

東京都土木技術研究所(1996)によれば、東京都区部の台地域の浅部には上総層群北多摩層、東久留米層、舎人



第2図 検討した代々木公園コアの掘削位置。  
A-A'は第6図の断面図の位置を示す。基図は地理院地図を使用。

Fig. 2 Map showing the drill site of the examined Yoyogi Park core.  
Line A-A' indicates the location of the geological profile in Fig. 6. Base map taken from GSI map.

層、江戸川層が分布し、これらを不整合で東京層が覆う(第3図)。なお東京都土木技術研究所(1996)は、東京層及びそれとほぼ同時期の地層とされる世田谷地域の世田谷層や東京低地の地下の高砂層、晴海層を合わせて東京層群と呼んだ。淀橋台では東京層は関東ローム層に覆われる(第3図)。このうち代々木公園コアにみられるのは、下位より上総層群北多摩層、東久留米層、東京層群東京層、そして関東ローム層である(東京都土木技術研究所, 1996)。

上総層群北多摩層は固結シルト層、東久留米層は砂層を主体とし、いずれも松山逆磁極期(約770 ka以前; Suganuma *et al.*, 2015)とされる(東京都土木技術研究所, 1996)。東京層はこれら上総層群を不整合に覆う地層からなる。東京層は基底部の砂礫層とその上位のシルト層、砂層からなり、このうち基底部の砂礫層は東京礫層と呼ばれている(東京都土木技術研究所, 1996)。

### 3. 調査手法

本研究で検討した代々木公園試錐のコア試料は、淀橋台(下末吉面)の中央部に位置する東京都渋谷区神園町の代々木公園内[35°40' 13.90" N, 139°41' 38.53" E, 孔口標高T. P.(東京湾平均海面)+33.143 m]で、平成元(1989)年に東京都土木技術研究所(現 東京都土木技術支援・人材育成センター)により掘削採取された。掘進長は105 mで、全深度にわたり比較的良好なコア試料が採取されている。現在コア試料は首都大学東京に保管されている。

このコア試料を用いて、東京層及びそれを覆う関東ローム層を対象に、層相の記載、粒度分析、テフラ分析、花粉化石分析及び珪藻化石分析を行った。

コア試料の観察に際しては、コア半割面に観察される堆積物の堆積構造や粒径、挟在するテフラ、含有化石等について柱状図を作成しながら記載した。また東京層については約1 mごとにコアから堆積物を分取し、粒度分析を行った。粒度分析は株式会社堀場製作所製レーザー回折/散乱式粒子径分布測定装置LA-960を用いた。ただし礫質堆積物については粒子径分布測定装置の測定可能範囲を外れるため粒度分析を行っていない。また代々木公園試錐では弾性波速度検層(PS検層)が実施されており(東京都土木技術研究所, 1996)、本研究では層相の観察とともに地層の物性値として弾性波速度を参照した。

テフラ試料については、コア半割面で色調、粒径、層厚を記載したのち、分取した試料を250メッシュの篩上で水洗し、重鉱物組成等を記載した。重鉱物については屈折率を測定した。屈折率の測定は、株式会社古澤地質製の温度変化型屈折率測定装置MAIOT(古澤, 1995)を使用して、1試料につき20点以上測定した。

コアの泥質な層準から採取した試料を用いて花粉化石分析及び珪藻化石分析を行った。花粉化石の分離及びプレパラートの作成法はHongo(2007)の手順Bに準じた。花粉化石の計数は同定された花粉・胞子化石のうち、完全形または破片の場合は半分以上残っていたものを対象とし、木本植物の花粉化石総数が1試料につき200個

Age		Stratigraphic division	
Pleistocene	Late	Kanto Loam	Tachikawa Loam Musashino Loam Shimosueyoshi Loam
		<b>Tokyo Formation</b> (Tokyo Gravel Bed: basal part of Tokyo Fm)	
	Middle		
		Early	Kazusa Group
Toneri Formation			
Higashikurume Formation			
Kitatama Formation			

第3図 東京都区部の台地の層序概要(東京都土木技術研究所, 1996).  
代々木公園コアでは舎人層, 江戸川層は欠如する.

Fig. 3 Stratigraphic summary in the upland area of central Tokyo. Based on Civil Engineering Laboratory of the Tokyo Metropolitan Government (1996).  
Yoyogi Park core lacks the Toneri and Edogawa formations.

を越えるまで計数した.

珪藻化石試料の処理は, 納谷ほか(2009)の手法B(スメアスライド法)に準じて行ったが, 同定に耐えうる個体を検出できなかった. そのため本稿では珪藻化石についての記載は行わない.

#### 4. 東京層の記載

以下に代々木公園コアにみられる東京層の層相及び物性の記載を行う. 第4図には東京層を中心とした代々木公園コアの深度30 m以浅の柱状図及び弾性波速度, 粒径, 含泥率を示す.

##### 東京層

**命名:** Yabe (1911)が命名した東京層をもとに, 東京都土木技術研究所(1996)が再定義. 東京都土木技術研究所(1996)は, 代々木公園において実施した層序試錐(代々木公園コア)を模式として, この層序試錐の深度26~9 mにみられる, 砂礫層から上位へシルト層, 細粒~中粒砂層の順に成層している地層を東京層とした. なお東京都土木技術研究所(1996)は東京層基底部の砂礫層を東京礫層と呼んでいる.

**模式地:** 東京都渋谷区代々木神園町(代々木公園コア)

**層厚:** 代々木公園コアにおける層厚は17.40 m(深度26.40~9.00 m; 括弧内深度は代々木公園コアでの分布深度, 以下同じ).

**層序関係:** 代々木公園コアでは下位の東久留米層を不整合で覆う. また上位の関東ローム層(下末吉ローム層)に整合に覆われる.

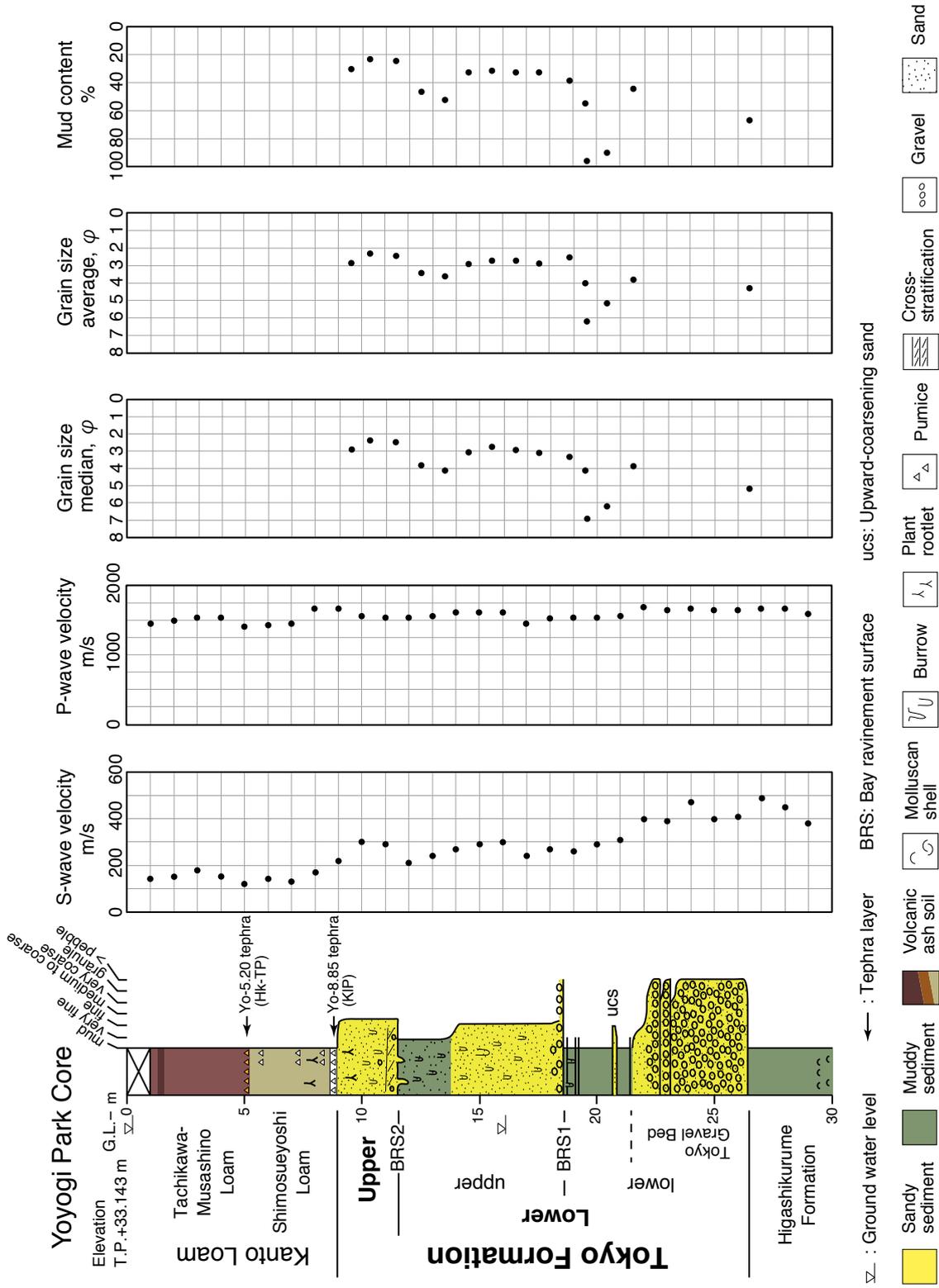
**層相:** 本層は下部(深度26.40~11.65 m)と上部(深度11.65~9.00 m)に分けられる(第4図). 下部は基底に砂礫層を伴う泥層・砂層からなり, 後述するように谷埋め状に局所的に分布する. 上部は主に砂層からなり, 下部とは対照的に広範囲に分布する. 下部は層厚約15 mで, 侵食面(第4図のBRS1)を挟んでさらに下半部と上半部分けられる.

下部の下半部は層厚7.85 m(深度26.40~18.55 m)で, 砂礫層から砂層を経て泥層へと至る上方細粒化層からなる. 基底の砂礫層は層厚4.40 m(深度26.40~22.00 m)で, 最大径60~70 mm, 平均径10~30 mmの垂円礫からなる(第5図の1). 礫種は砂岩, 泥岩, チャートなど, 主に関東山地の付加体起源の礫を主体とする. 礫間は観察される限りでは泥質砂が埋めているが, 掘削の過程で少なからず流失しており詳細は不明である. 砂礫層は上方に細粒化し, 層厚約50 cmの細粒~極細粒砂層を経て, 上方に泥層に漸移する. この泥層(第5図の3)は層厚約3 mで, 植物片が含まれる. また層厚5~25 cm程度の極細粒~細粒砂層が複数層準に挟在する. この挟在する砂層の基底部は上方に粗粒化する特徴を有する(第5図の2). 下半部の最上部の泥層には生物擾乱が認められる.

下部の上半部は層厚約6.90 m(深度18.55~11.65 m)で, 侵食面(第4図のBRS1; 第5図の4)を介して下位の泥層を覆う. 基底部の層厚約40 cmは細粒~中粒砂層からなり, 基底には4 cm以下のチャートや泥岩などの礫を含む. この礫混じり砂層の上位には層厚約6.5 mの生物擾乱の著しい泥質砂層が累重する(第5図の5). 泥質砂層には巣穴化石が多数見受けられ, 深度15 m付近には生痕化石の*Rosselia* isp.が認められた(第5図の5). この泥質砂層は上位に泥の含有量が大きくなり, 砂質泥層(第5図の6)へと漸移する.

本層上部は砂層からなる. 基底は侵食面(第4図のBRS2; 第5図の7)で, 下位の砂質泥層に明瞭な層相境界を介して累重する. 基底面から下位に巣穴化石が貫入するのが観察される. 基底部の層厚約30 cmは斜交層理の発達した細礫混じりの中粒砂からなる. その上位の約2.5 mはやや泥質の細粒砂層からなる(第5図の8). ほぼ塊状で一部層準では著しい生物擾乱がみられる. 最上部は泥の含有量がやや多くなり, 上位層準から発達したと考えられる植物根痕が認められるようになる. まれに10 mm以下の礫が散在する.

なお代々木公園コアの東京層には, 観察した限りではテフラは確認されなかった.

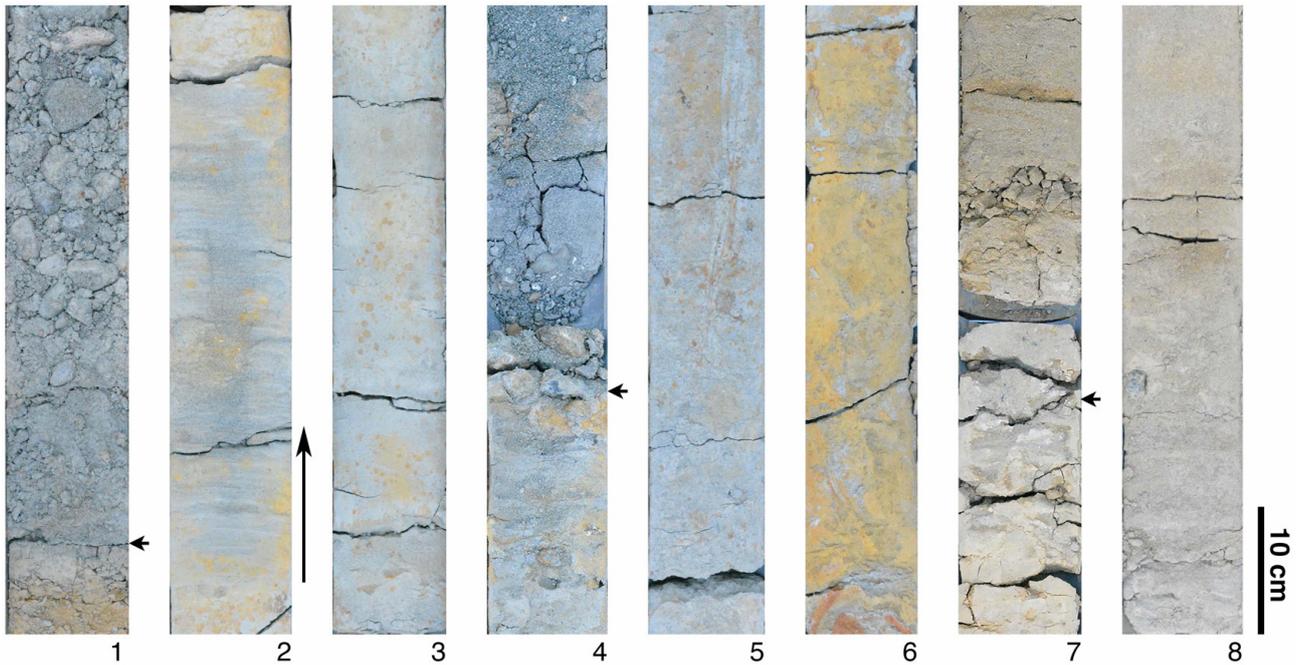


第4図 代々木公園コアの柱状図と各種分析結果。

S波速度及びP波速度は東京都土木技術研究所(1996)に基づく。

Fig. 4 Logs of the Yoyogi Park Borehole.

S-wave and P-wave velocities taken from Civil Engineering Laboratory of the Tokyo Metropolitan Government (1996).



第5図 東京層の模式セクション(代々木公園コア)のコア写真。

1. 東京層基底の侵食面(矢印)とその上位の河川成砂礫層からなる東京礫層。侵食面下位の泥層は上総層群東久留米層。深度26.05～26.45 m。
2. 東京礫層の上位の湿地成泥層に挟まれる砂層。砂層の下部には河川洪水堆積物の特徴である上方粗粒化ユニット(矢印の部分)が認められる。東京層下部。深度21.10～21.50 m。
3. 東京礫層の上位の湿地成泥層。東京層下部。深度20.50～20.90 m。
4. ベイラビメント面(BRS1；矢印)とその上位の内湾成の礫混じり砂層。ベイラビメント面の下部には塩性湿地と考えられる弱く生物擾乱を受けた砂泥細互層がみられる。東京層下部。深度18.30～18.70 m。
5. 内湾環境で形成された生物擾乱を受けた泥質砂層。写真のコア上半部に生痕化石*Rosselia isp.*が認められる。東京層下部。深度15.10～15.50 m。
6. 内湾で形成された生物擾乱を受けた砂質泥層。東京層下部。深度12.55～12.95 m。
7. 東京層下-上部境界のベイラビメント面(BRS2；矢印)と基底の斜交層理礫混じり砂層。深度11.30～11.70 m。
8. 内湾堆積物である生物擾乱を受けた砂層。東京層上部。深度10.60～11.00 m。

Fig. 5 Core photographs of the type section of the Tokyo Formation, Yoyogi Park, Tokyo.

1. Tokyo Gravel Bed comprising fluvial sandy gravels above the basal erosion surface (arrow) of the Tokyo Formation. Underlying mud bed corresponds to the Higashikurume Formation, Kazusa Group. Depth 26.05–26.45 m.
2. Sand bed intercalated in marsh mud above the Tokyo Gravel Bed. Note that the lowermost part of the sand bed exhibits upward coarsening property (arrow) indicating river flooding deposits. Lower part of the Tokyo Formation. Depth 21.10–21.50 m.
3. Massive mud of marsh deposits overlying the Tokyo Gravel Bed. Lower part of the Tokyo Formation. Depth 20.50–20.90 m.
4. Bay ravinement surface (BRS1; arrow) with basal gravelly sand of inner bay deposits. Slightly bioturbated, thinly alternating beds of sand and mud below the bay ravinement surface interpreted as salt marsh deposits. Lower part of the Tokyo Formation. Depth 18.30–18.70 m.
5. Bioturbated muddy sand formed in an inner bay environment. Ichnofossil *Rosselia isp.* observed in the upper half of the core. Lower part of the Tokyo Formation. Depth 15.10–15.50 m.
6. Bioturbated sandy mud formed in an inner bay environment. Yellowish brown stained. Lower part of the Tokyo Formation. Depth 12.55–12.95 m.
7. Bay ravinement surface (BRS2; arrow) at the boundary between the lower and upper parts of the Tokyo Formation with basal cross-stratified gravelly sand of inner bay deposits. Depth 11.30–11.70 m.
8. Bioturbated sand of inner bay deposits. Upper part of the Tokyo Formation. Depth 10.60–11.00 m.

**S波速度**：最下部の礫層は400 m/s前後、下部の泥層や砂質泥層・泥質砂層は概ね210～300 m/sを示し、このうち下部の上半部の海成泥層では210 m/s程度とやや低い値を示す(第4図；東京都土木技術研究所, 1996)。上部の砂層は220～300 m/sを示す(第4図；東京都土木技術

研究所, 1996)。

## 5. 東京層の花粉化石分析結果

東京層下部の泥粒子を比較的多く含む層準について、花粉化石分析を行った。東京層上部は砂層であるため、

花粉化石分析を実施していない。

本研究では産出する花粉化石に基づき、東京層下部を花粉帯Yo-I ~ Yo-IIIに区分した(第6図)。以下にそれぞれの花粉帯の花粉化石群集について特徴を記述するとともに、現在の日本の垂直的森林帯との比較などから推定される古植生・古気候について述べる。なお本稿の森林帯区分は山中(1979)及び堀田(1980)に従った。

#### Yo-I帯

**地層区分との対応:** 東京層下部、東京礫層の直上の泥層の下半部に相当する。

**記載:** *Tsuga* (ツガ属)が優勢で、*Pinus* (マツ属)、*Picea* (トウヒ属)及び*Sciadopitys* (コウヤマキ属)がこれに次ぐ。*Hemiptelea* (ハリゲヤキ属)、*Quercus* (*Lepidobalanus*) (コナラ属コナラ亜属)及び*Carpinus / Ostrya* (クマシデ属/アサダ属)は上位の花粉帯と比較して低率である。*Cryptomeria* (スギ属)はほとんど産出しない。このほかシダ・コケ植物の孢子化石を多産することを特徴とする。

**古植生・古気候:** 温帯針葉樹の*Tsuga*が優勢で、温帯落葉広葉樹の産出は低率であることから、森林古植生は温帯針葉樹林(中間温帯林)であったと考えられる。シダ・コケ植物の孢子化石が高率に産出することから、堆積地周辺にはシダ植物の繁茂する氾濫原が存在したと推定される。古気候はやや温暖であったと推定され、*Cryptomeria*はほとんど産出せず、*Tsuga*及び*Sciadopitys*が高率に産出することから、夏期には連続的な降水があったが冬期の降水量は少なかったと考えられる。

#### Yo-II帯

**地層区分との対応:** 東京層下部、東京礫層の直上の泥層の上半部に相当する。

**記載:** *Hemiptelea*が優勢で、*Quercus* (*Lepidobalanus*)、*Carpinus / Ostrya*及び*Juglans / Pterocarya* (クルミ属/サワグルミ属)がこれに次ぐ。*Pinaceae* (マツ科)の分類群及び*Cryptomeria*を低率に伴う。このほか草本植物を多産することを特徴とする。

**古植生・古気候:** 温帯落葉広葉樹の*Hemiptelea*をはじめとする温帯落葉広葉樹が優勢で、*Pinaceae*や*Cryptomeria*などと温帯針葉樹は低率であることから、森林古植生は中間温帯林であったと考えられる。*Hemiptelea*の多産のほか、草本植物が高率に産出することから、堆積地周辺には氾濫原及び*Hemiptelea*を主体とする湿地林や河辺林が存在したと推定される。古気候は温暖であったと推定され、下位の花粉帯と比較して*Cryptomeria*が増加し、*Tsuga*及び*Sciadopitys*の産出は低率となることから、降水量は一年を通じてやや多くなったと考えられる。

#### Yo-III帯

**地層区分との対応:** 東京層下部の上半部の泥質砂層・砂

質泥層に相当する。

**記載:** *Hemiptelea*が優勢で、*Carpinus/Ostrya*及び*Juglans/Pterocarya*がこれに次ぐ。下位の花粉帯と同様に*Pinaceae*の分類群及び*Cryptomeria*は低率である。また*Lagerstroemia* (サルスベリ属)や*Sapium* (シラキ属)、*Camellia* (ツバキ属)を低率ながらも産出することを特徴とする。

**古植生・古気候:** 温帯落葉広葉樹の*Hemiptelea*が優勢で、そのほかの温帯落葉広葉樹を伴い、*Pinaceae*や*Cryptomeria*などの温帯針葉樹は低率であることから、森林古植生は中間温帯林であったと考えられる。堆積地周辺には*Hemiptelea*を主体とする湿地林や河辺林が存在したと推定される。暖温帯落葉広葉樹の*Lagerstroemia*や、*Sapium*、*Camellia*などの暖温帯要素を伴うことから、古気候は下位の花粉帯と比較して幾分温暖で、やや湿潤であったと推定される。

## 6. 関東ローム層の記載

**層相:** 岡ほか(1984)に基づけば、掘削地点を含む淀橋台(下末吉面)の関東ローム層は下部の下末吉ローム層と上部の武蔵野ローム層・立川ローム層(新期ローム層)に分けられる。代々木公園コアでは下部の下末吉ローム層は層厚約4 mで、灰褐色~灰白色の凝灰質粘土からなる。下半部を中心に植物根痕が多く認められる。また基底付近には、KIPテフラ群のいずれかに対比される層厚10 cmの軽石質テフラ(後述するYo-8.85テフラ)が認められるほか、凝灰質粘土中の複数の層準で軽石が多く散在する(第4図)。

一方、上部の武蔵野・立川ローム層(新期ローム層)は層厚約4 mで、褐色~暗褐色を呈する軟質の火山灰質土壌からなる。下半部はやや粘土質が強い傾向がある。最下部付近には、箱根東京テフラに対比される層厚約25 cmの軽石質テフラ(後述するYo-5.20テフラ)が挟在する(第4図)。

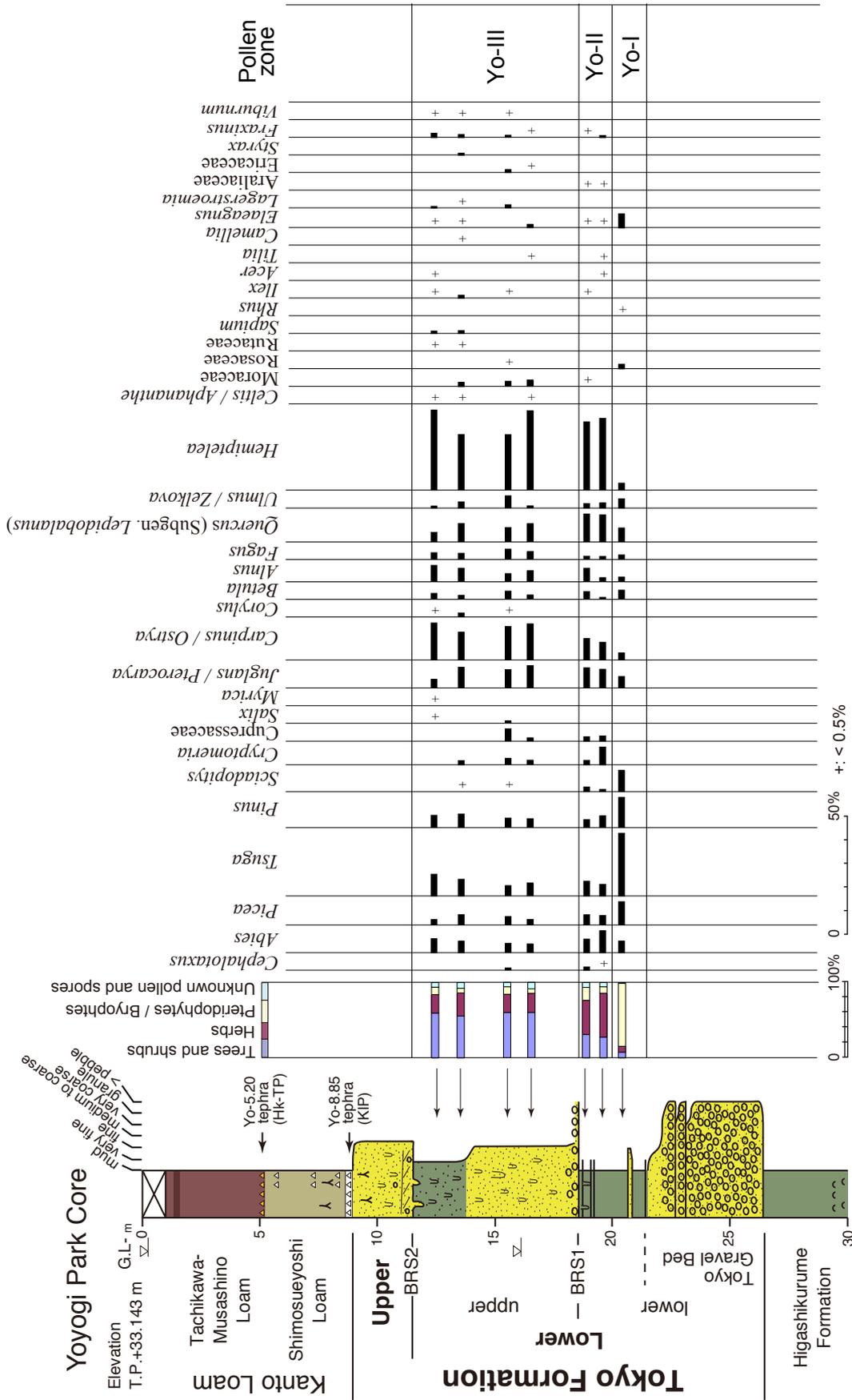
**S波速度:** 層準により多少のばらつきがあるが、全体に低く、120 ~ 180 m/sの範囲にある(第4図; 東京都土木技術研究所, 1996)。

## 7. 関東ローム層に挟在するテフラ

代々木公園コアの関東ローム層には深度8.85 m及び深度5.20 mにテフラが認められた。本稿ではこれらのテフラをそれぞれYo-8.85テフラ及びYo-5.20テフラと呼ぶ。以下にこれらのテフラの記載と対比を行う。

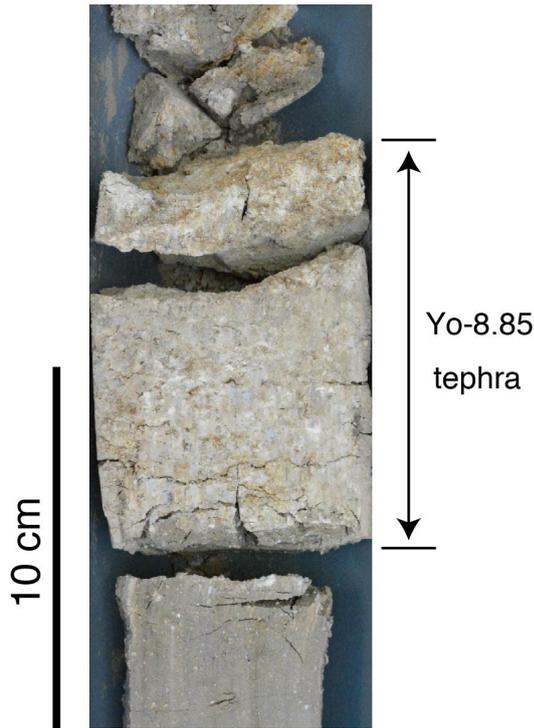
#### Yo-8.85テフラ

**記載:** 凝灰質粘土からなる下末吉ローム層の基底付近(深度8.85 m)に挟在する、層厚約10 cmの黄白色~灰白色の軽石質テフラ(第4, 7図)。径1 ~ 3 mmの粘土化がすすんだ軽石からなる。重鉱物は直方輝石(斜方輝石)、単斜輝石、磁鉄鉱を含む。直方輝石の屈折率( $\gamma$ )は1.708 ~



第6図 代々木公園コアの東京層の花粉ダイアグラム。  
 柱状図の凡例は第4図を参照。

Fig. 6 Pollen diagram for the Tokyo Formation in the Yoyogi Park core.  
 See Fig. 4 for the legend of the columnar section.



第7図 代々木公園コアにみられるYo-8.85 (KIP)テフラ。深度8.70–8.90 m。

Fig. 7 Yo-8.85 (KIP) tephra layer in the Yoyogi Park core. Depth 8.70–8.90 m.

1.712 (1.709 ~ 1.710; 括弧内はモード値を示す, 以下同じ)を示す(第1表)。

**対比:** 荏原台や淀橋台など下末吉面に対比される地域には, 従来からローム層の最下部に三色アイス軽石と呼ばれる軽石層が知られる(例えば, 杉原ほか, 1972)。三色アイス軽石は大磯丘陵のKIPテフラ群のうちのKIP7やKIP13などを主体としたテフラからなると考えられている(町田, 1971)。大磯丘陵のKIPテフラ群は下末吉ローム層に挟在する主に両輝石型の軽石層からなり, 直方輝石の屈折率は概ね1.705 ~ 1.712程度を示す(町田・新井, 2003)。東京都世田谷区の荏原台(下末吉面相当)ではロー

ム層の最下部から両輝石型の軽石層が報告され, 直方輝石の屈折率及び火山ガラスの屈折率・化学組成から大磯丘陵のHk-KIP7に対比された(中澤ほか, 2019)。代々木公園コアのYo-8.85テフラも, 両輝石型の軽石層であり, 直方輝石の屈折率は1.708 ~ 1.712を示すことから, KIPテフラ群のいずれかのテフラに対比される。しかしながら, 火山ガラスの風化が著しく化学組成の検討ができないため, KIPテフラ群のうちのどのテフラかの特定は難しい。

横浜地域においてはKIPテフラ群の降灰期は下末吉海進の後の海退期とされる(町田, 1971; 当間, 1974)。また坂田ほか(2018)は花粉化石群集の比較からKIPテフラ群の層位をMIS 5e後期とした。

#### Yo-5.20テフラ

**記載:** 褐色火山灰土からなる武蔵野ローム層の下部(深度5.20 m)に挟在する, 層厚約25 cmの黄白色~灰白色の軽石質テフラ(第4図)。粗粒砂~極粗粒砂サイズの粘土化がすすんだ軽石からなる。重鉱物は直方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱を含む。直方輝石の屈折率( $\gamma$ )は1.702 ~ 1.712 (1.704 ~ 1.705)である(第1表)。

**対比:** 武蔵野台地の武蔵野ローム層の下部には, 従来から武蔵野ローム層の下部に箱根東京テフラ(Hk-TP; 原田, 1943; 新井, 1972; 町田・新井, 2003)が挟在することが知られる(岡ほか, 1984など)。箱根東京テフラは, 両輝石型の軽石質テフラで, 直方輝石の屈折率は概ね1.703 ~ 1.713の広いレンジを示すものの, 全体としてレンジ・モード値ともに上部のユニットほど低い値にシフトすることを特徴とし, 最上部付近ではモード値が1.705付近を示すとされる(新井, 1972)。また千葉県の野田地域などやや遠方では1.705付近にモードを示すユニットが主体となることが知られる(中澤・田辺, 2011)。Yo-5.20テフラも直方輝石の屈折率のモード値は1.704 ~ 1.705であり, 挟在する層位からも箱根東京テフラに対比されるものと考えられる。なお箱根東京テフラの降灰年代は鹿島沖海底コアでの挟在層位からMIS 4に相当する約66 kaと考えられている(青木ほか, 2008)。

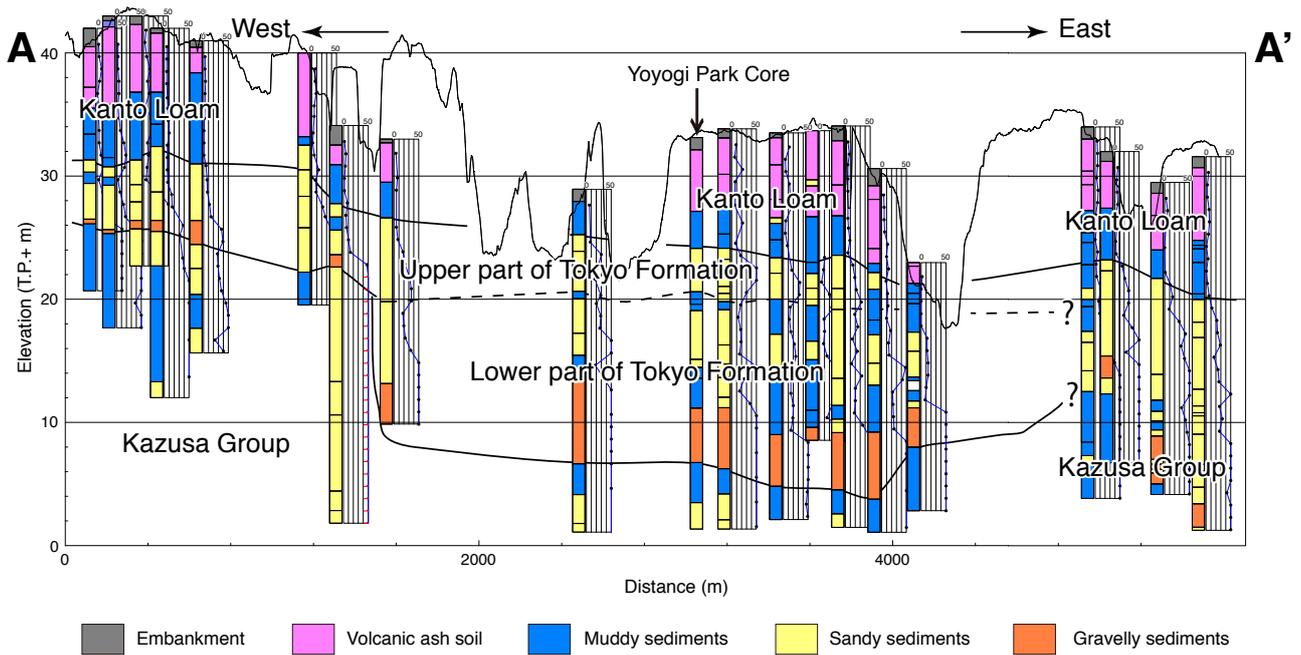
第1表 テフラの記載岩石学的特徴。

Table 1 Petrographic properties of tephra layers in the Yoyogi Park core.

Tephra name	Depth	Grains	Sample depth	Heavy mineral composition	Refractive index, opx ( $\gamma$ )	Identification
Yo-5.20	4.95–5.20 m	yw-wh/wh-gy, c-vc pm	4.95–5.00 m	opx, cpx, mt	1.704–1.711 (1.704)	Hk-TP
			5.16 m	opx, cpx, mt	1.702–1.712 (1.705)	
Yo-8.85	8.75–8.85 m	yw-wh/wh-gy, c-gr pm	8.78 m	opx, mt > cpx	1.708–1.712 (1.709–1.710)	KIP series

**Color** wh: white/whitish, gy: gray/grayish, yw: yellow/yellowish, ol: olive **Grain size** c: coarse, vc: very coarse, gr: granule

**Heavy mineral** opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, mt: magnetite



第8図 代々木公園を通る東西断面に沿ったボーリング柱状図

第2図に示したA-A'線の両脇100 m以内に位置するボーリング柱状図を断面図に投影。ボーリング柱状図は東京都のデータベースに収録のデータ[一部は東京の地盤(GIS版)(東京都土木技術支援・人材育成センター, 2019)で公開]を使用。柱状図の脇のグラフは標準貫入試験のN値を示す。

Fig. 8 Geotechnical borehole data along the E-W cross-section including the borehole of the Yoyogi Park.

Borehole logs within 100 m on either of both sides of Line A-A' in Fig. 2 projected to the cross section. Borehole logs taken from the database of the Tokyo Metropolitan Government partially described in the web site (Civil Engineering Support and Training Center of Tokyo Metropolitan Government, 2019). Graphs beside the columnar sections show N-values of standard penetration tests.

そのほかのテフラ

下末吉ローム層に相当する凝灰質粘土には複数層準で軽石が多く含まれるのが観察される(第4図)。しかし火山ガラスは粘土化がすすんでいること、重鉱物も風化が進んでおり屈折率を測定するのも困難なことが多く、対比の検討は難しい。

8. 東京層の分布形態

本研究の層序区分を既存の土木建築工事ボーリングデータに対比・追跡することで東京層の分布形態を知ることができる。東京層の空間分布の把握は途上であるが、ここでは一例として代々木公園の掘削地点を通る東西断面を示し(第8図)、東京層の分布形態の概要を解説する。なお、本断面図には主に東京都の地盤(GIS版)(東京都土木技術支援・人材育成センター, 2019)で公開されているボーリングデータのほか、東京都から別途提供を受けたボーリングデータを使用した。

前述のように東京層は下部と上部に分けられる。このうち下部は、断面図で示されるように幅3 km程度の開析谷の埋積層として分布する。谷の開析を受けた上総層群

はN値が40~50以上を示す泥層あるいは泥質砂層からなるのに対し、谷埋め堆積物である東京層下部は基底部の礫層を除くと概ねN値30以下の泥層・砂層からなるため、両者は比較的明瞭に区別される。また東京層下部基底部の礫層は開析谷の範囲にのみ分布することが断面図から見て取れる。

一方、東京層上部は砂層を主体とし、開析谷の分布域だけでなく、西側まで広く分布することがわかる(第8図)。この西側の地域では基底に礫層がみられる。ここで東京層上部とした地層はさらに西側に、中澤ほか(2019)が報告した世田谷地域の東京層に続くものとみられる。中澤ほか(2019)によれば世田谷地域の東京層は上総層群を比較的平坦な侵食面を介して覆い、基底には礫が混じるとしており、第8図の断面図西端の柱状図に示された層相と矛盾しない。一方の断面図東端部は、既存ボーリングデータではどの部分が東京層上部に相当するのか判断が難しいが、標高15 mより下位はN値が30以上の泥層や砂層からなるため、この付近に東京層下部に相当する谷埋め堆積物は連続しないことがわかる。

## 9. 東京層の堆積環境

ここでは層相などに基づき東京層の堆積環境について考察する。

前述のように東京層下部は開析谷の埋積層として分布することから（第8図）、開析谷システム（Zaitlin *et al.*, 1994）で形成されたと考えられる。東京層下部の下半部は、砂礫層から泥層に至る上方細粒化層からなる。この泥層には植物片が含まれる一方、最上部を除けば生物擾乱はほとんどみられない。よって、泥層は陸成であると推測され、砂礫層から泥層まで上方細粒化する一連の地層は、河川チャネルから氾濫原に至る河川システムによって形成されたと考えられる。泥層に挟在する薄い砂層は基底部に上方粗粒化ユニットを伴うが、これは河川の氾濫原にみられる洪水堆積物を示唆する特徴である。また泥層からは前述したようにシダ・コケ植物の孢子化石や草本植物の花粉化石が多産することから堆積地付近に氾濫原が発達していたことが推測されており、これも層相から推測される堆積環境と整合的である。なお泥層の最上部には生物擾乱がみられるようになることから、最上部では塩性湿地または干潟環境へ移行した可能性がある。

一方、東京層下部の上半部は全体に生物擾乱の著しい泥質砂層・砂質泥層からなり、静穏な内湾環境での堆積が推定される。この内湾成の地層の基底部には礫混じり砂層がみられ、基底面は下位の泥層に対して比較的明瞭な層相境界を成している。そのためこの基底面は海岸線が陸側へ移動することに伴い形成された侵食面、すなわちベイラビンメント面と考えられる。なお、後述するようにベイラビンメント面は上位層準にも認められるため、第4図の柱状図では、本層準のベイラビンメント面をBRS1として図示した。このベイラビンメント面（BRS1）より上位の内湾成の地層は泥質砂層から砂質泥層へと上方に細粒化していることから、上方に水深が増加したことが推測される。

東京層上部は主に生物擾乱を受けた砂層からなり、谷埋め堆積物である下部とは対照的に比較的平坦に広く分布する。基底面は、下位の砂質泥層に対して明瞭な層相境界となっていることから、下部の泥層を堆積した静穏な環境から砂層が堆積するエネルギーレベルのやや高い環境へ移行した際の侵食面であると考えられる。しかしながら侵食面の上位も主に生物擾乱を受けた細粒砂層からなり、波浪卓越型の堆積相の累重はみられないため、この侵食面も内湾環境で形成されたベイラビンメント面であると考えられる。第4図の柱状図ではこのベイラビンメント面をBRS2として図示した。それまで開析谷内にものみ内湾環境が形成されていたが、この時期に海進により開析谷以外のところまで海域が広がったものと考え

られる。東京層上部基底に相当するこのベイラビンメント面（BRS2）はその際に形成された海進による侵食面である。ベイラビンメント面の上位の砂層は層厚3 m程度で、砂層の最上部には植物根痕がみられ、さらには下末吉ローム層に相当する凝灰質粘土に覆われることから、海域が広域に広がった後には比較的速やかに海退に転じて陸化に至ったことが推測される。

以上のように、東京層は開析谷埋積層である下部とそれとは対照的に比較的平坦に広く分布する上部からなるが、これらは谷底の河川環境から、海水準の上昇に伴って谷に海域が侵入し内湾環境に至り、内湾域の拡大、そしてその後の離水に至る、一回の海進・海退で形成された一連の堆積サイクルであると考えられる。

## 10. 東京層の形成年代と他地域の更新統との対比

代々木公園コアの東京層からはテフラは確認されなかったが、東京層を覆う下末吉ローム層の基底付近には、大磯丘陵のKIPテフラ群に対比されるテフラが認められた。KIPテフラ群の降灰はMIS 5e後期とされる（坂田ほか, 2018）。つまり一連の海進・海退サイクルである代々木公園コアの東京層は主にMIS 5eに形成されたものであり、東京層基底の侵食面及び礫層はMIS 5eに先立つ低海面期であるMIS 6に形成された可能性が高い。次に東京層がMIS 5eのどの時期に相当する地層であるかを知るために、東京層の花粉化石群集について考察する。

東京層の上部は砂層からなるため花粉分析は実施していないが、下部の泥質堆積物については花粉分析を実施し、産出する花粉化石群集に基づき下位からYo-I～III帯に区分した（第6図）。このうちYo-II帯やYo-III帯は、*Hemiptelea*をはじめとする温帯落葉広葉樹が優占し、*Pinaceae*や*Cryptomeria*などの温帯針葉樹の産出は低率であることを特徴とする。またYo-III帯では低率ながらも*Lagerstroemia*などの暖温帯要素を伴う。このような花粉化石群集は鹿島沖海底コアから報告されたMIS 5e中期頃の花粉化石群集（Igarashi and Oba, 2006；五十嵐, 2009；第9図）に極めてよく似る。同様の花粉化石群集は、MIS 5e前期～中期の堆積物であり、同様の谷埋め堆積物である千葉県北部や埼玉県、茨城県南部の木下層下部（中澤ほか, 2006；Nakazawa *et al.*, 2017；坂田ほか, 2018）、東京都世田谷地域の世田谷層（中澤ほか, 2019）からも知られる。東京層下部の泥質堆積物の最下部に相当するYo-I帯は*Tsuga*が優勢で、*Pinus*、*Picea*及び*Sciadopitys*も多い一方、*Hemiptelea*や*Quercus* (*Lepidobalanus*)はYo-II帯やYo-III帯に比べて低率である。このことからYo-I帯はYo-II帯やYo-III帯と比較して温暖化がすすんでいないことが示唆されるので、温暖のピークよりも少し前のMIS 5e前期に相当する可能性がある。一方、鹿島沖海底コアのMIS 5e後期層準、及びMIS 5e後期の堆積物である木下

Type core section Yoyogi Park (This study)		Setagaya area (Nakazawa <i>et al.</i> , 2019)	Northern Chiba area (Nakazawa <i>et al.</i> , 2017)	Seafloor core off Kashima (Igarashi, 2009)	MIS
Tephra		Tephra	Tephra	Representative genera of pollen grains	
Shimosueyoshi Loam KIP		Shimosueyoshi Loam HK-KIP7	Joso Clay KIP		
Tokyo Formation	upper	Tokyo Formation	Kioroshi Formation	upper	late
	lower	Tu-31 Setagaya Formation		lower	middle MIS 5e
	Tokyo Gravel Bed				early
					MIS 6

第9図 代々木公園コアの東京層と他地域との対比。

Fig. 9 Correlation of the Tokyo Formation in the Yoyogi Park core with the Pleistocene strata in other areas of the Kanto Plain and the off Kashima seafloor core.

層の上部や世田谷地域の世田谷層の上位に重なる東京層、大磯丘陵の吉沢層(辻, 1980)からは*Cryptomeria*が優占する花粉化石群集が報告されている。代々木公園コアの東京層上部は砂層であるため花粉化石分析を実施していないが、代々木公園コアでは東京層下部が主にMIS 5e前期～中期に形成されたと考えられ、また東京層を覆う下末吉ローム層にMIS 5e後期のKIPテフラが挟在することから、それらに上下を挟まれる東京層上部がMIS 5e後期の木下層上部や世田谷地域の東京層に相当する可能性が高い(第9図)。

以上のように、代々木公園コアにみられる東京層は主にMIS 5eに形成された堆積物であると結論づけられる。また東京都土木技術研究所(1996)が東京礫層と呼んだ基底の砂礫層はMIS 5eに先立つ低海面期であるMIS 6に形成された可能性が高い。よって代々木公園コアの東京層は、世田谷地域の世田谷層と東京層に相当する一連の堆積物、及び千葉県北部地域の木下層に相当するものと考えられる(第9図)。しかしながら東京都心部で従来東京層と呼ばれていた地層がすべてMIS 5eの堆積物とは限らない。例えば最近、納谷ほか(2019a, b)は、東京都北区の石神井川沿いや千代田区紀尾井町で、これまで東京層と呼ばれていた地層からMIS 7eやMIS 9のテフラが挟在することを報告した。これは従来東京層と呼ばれていた地層が、MIS 5eだけでなく、場所によってさまざまな時代の地層が混在している可能性を示唆している。各地の東京層についてさらなる検討が必要である。

## 11. まとめ

東京層の模式コアセクションである代々木公園コアの層相、テフラ、花粉化石分析に基づき、東京層の層序の再検討を行った。

層相に基づけば、代々木公園コアの東京層は、1回の海進・海退に伴い形成された、河川から内湾環境、そして離水に至る一連の地層であると考えられる。東京層はMIS 5e後期を示唆するKIPテフラ群を含む下末吉ローム層に覆われる。また東京層から産出する花粉化石群集は*Hemiptelea*が優勢で、*Lagerstroemia*などの暖温帯要素を伴うなど、鹿島沖海底コアのMIS 5e層準の花粉化石群集に極めてよく似る。これらのことから代々木公園コアの東京層はMIS 5eを中心とした地層であり、東京層基底の侵食面及び砂礫層はMIS 5eに先立つ低海面期であるMIS 6に形成されたと考えられる。よって東京層は、千葉県北部地域の下総層群木下層や東京都世田谷地域の世田谷層及び東京層に相当する一連の地層に対比される。しかし東京都心部の他地域で東京層と呼ばれている地層が同一の地層とは限らないため、東京層についてはさらなる検討が必要である。

謝辞：本研究の粒度分析は七山 太氏にご教示いただきました。また担当編集委員の長森英明氏及び査読者の小松原 琢氏からは査読に際してたいへん有益なコメントを頂き、本稿は改善されました。深く感謝いたします。

## 文 献

- 青木かおり・入野智久・大場忠道(2008) 鹿島沖海底コアMD01-2421の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **47**, 391–407.
- 新井房夫(1972) 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定 —テフロクロロジーの基礎的研究—. 第四紀研究, **11**, 254–269.
- 古澤 明(1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質雑, **101**, 123–133.
- 原田正夫(1943) 関東ロームの生成に就いて. 東京帝大土壤肥料学教室報告, **3**, 1–138.
- Hongo, M. (2007) Stratigraphic distribution of *Hemiptelea* (Ulmaceae) pollen from Pleistocene sediments in the Osaka sedimentary basin, southwest Japan. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **144**, 287–299.
- 堀田 満(1980) 日本列島及び近接東アジア地域の植生図について. ウルム氷期以降の生物地理に関する総合研究 昭和54年度報告書, 39–54.
- 五十嵐八枝子(2009) 北西太平洋・鹿島沖コアMD01-2421のMIS 6以降の花粉記録: 陸域資料との対比. 地質雑, **115**, 357–366.
- Igarashi, Y. and Oba, T. (2006) Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144 ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 1447–1459.
- 貝塚爽平(1957) 武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義. 第四紀研究, **1**, 22–30.
- 貝塚爽平・戸谷 洋(1953) 武蔵野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology. 地学雑誌, **62**, 59–68.
- 町田 洋(1971) 南関東のテフロクロロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について. 第四紀研究, **10**, 1–20.
- 町田 洋(2008) 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3, 関東地方, 朝倉書店, 東京, 299–315.
- 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, 東京, 336p.
- 中澤 努・田辺 晋(2011) 野田地域の地質. 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, 72p.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠一(2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質雑, **112**, 349–368.
- Nakazawa, T., Sakata, K., Hongo, M. and Nakazato, H. (2017) Transition from incised valley to barrier island systems during MIS 5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quat. Int.*, **456**, 85–101.
- 中澤 努・長 郁夫・坂田健太郎・中里裕臣・本郷美佐緒・納谷友規・野々垣 進・中山俊雄(2019) 東京都世田谷区, 武蔵野台地の地下に分布する世田谷層及び東京層の層序, 分布形態と地盤震動特性. 地質雑, **125**, 367–385.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀(2009) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された350 mボーリングコア(GS-SB-1)の珪藻化石産出層準と淡水成層準及び海成層準の識別. 地質調査研究報告, **60**, 245–256.
- 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努・鈴木毅彦・中山俊雄(2019a) 東京層の層序の再検討: 北区中央公園コアの再解析. 日本地球惑星科学連合2019年大会講演要旨, HQR05-10.
- 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努・中里裕臣・中山俊雄(2019b) 東京都千代田区紀尾井町地下の更新統東京層に認められる堆積サイクルとテフラ層序. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, 72.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂(1984) 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- 坂田健太郎・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努(2018) 茨城県筑波台地に分布する中-上部更新統下総層群の層序の再検討. 地質雑, **124**, 331–346.
- 産総研地質調査総合センター(2018) 20万分の1日本シーレス地質図V2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2019年1月10日).
- Suganuma, Y., Okada, M., Horie, K., Kaiden, H., Takehara, M., Senda, R., Kimura, J., Kawamura, K., Haneda Y., Kazaoka, O. and Head, M. J. (2015) Age of Matuyama-Brunhes boundary constrained by U-Pb zircon dating of a widespread tephra. *Geology*, **43**, 491–494.
- 杉原重夫・高原勇夫・細野 衛(1972) 武蔵野台地における関東ローム層と地形面区分についての諸問題. 第四紀研究, **11**, 29–39.
- 東京都土木技術支援・人材育成センター(2019) 東京の地盤(GIS版). <http://www.kensetsu.metro.tokyo.jp/jigyoo/tech/start/03-jyuhou/geo-web/00-index.html> (閲覧日: 2019年7月16日)
- 東京都土木技術研究所(1996) 東京都(区部)大深度地下地盤図—東京都地質図集6—. 東京都土木技術研究所.
- 当間唯弘(1974) 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, **13**, 199–215.
- 辻 誠一郎(1980) 大磯丘陵の更新世吉沢層の植物化石群集(I). 第四紀研究, **19**, 107–115.
- Yabe, H. (1911) IV.—A New Pleistocene Fauna from Tokyo, with a General Statement on the Pleistocene Deposits of

Tokyo, Japan. *Geol. Mag.*, **8**, 210–217.

山中二男(1979) 日本の森林植生. 築地書館, 東京, 223p.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R. (1994) The stratigraphic organization of incised-valley systems

associated with relative sea-level change. *SEPM Spec.*

*Publ.*, **51**, 45–60.

( 受付 : 2019年7月16日 ; 受理 : 2019年11月8日 )

# LA–ICP–MS zircon U–Pb ages of felsic tuffaceous beds in the Takikubo and Horita formations, Izumi Group, Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan

NODA Atsushi<sup>1,\*</sup>, DANHARA Tohru<sup>2</sup>, IWANO Hideki<sup>2</sup> and HIRATA Takafumi<sup>3</sup>

Noda Atsushi, Danhara Tohru, Iwano Hideki and Hirata Takafumi (2020) LA-ICP-MS U-Pb ages of felsic tuffaceous beds in the Takikubo and Horita formations, Izumi Group, Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 71 (1), p. 33–48, 7 figs, 5 tables.

**Abstract:** Laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry zircon U–Pb ages were acquired for three felsic tuffaceous beds, one from the upper Takikubo Formation (sample IT01) and two from the lower Horita Formation (IT02 and IT03), to determine depositional ages of the Izumi Group in the Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan. The weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages and 2σ errors are 78.3 ± 1.3 Ma (IT01), 80.8 ± 1.2 Ma (IT02), and 79.3 ± 1.1 Ma (IT03). Two of the three ages (78.3 ± 1.3 Ma and 79.3 ± 1.1 Ma) passed the  $\chi^2_{\text{red}}$  (reduced) statistical test, but the other (80.8 ± 1.2 Ma) failed. These U–Pb ages indicate that the maximum depositional age of the Izumi Group in this district is middle Campanian (magnetostratigraphic chron C33n). These ages are similar to those reported from the lower Takikubo Formation in the Kan-onji district (80.8–78.3 Ma). Although an apparent stratigraphic thickness from the lower Takikubo Formation to the lower Horita Formation reaches 12 km, there is no younging trend of the zircon U–Pb ages through these formations. This suggests that either the sedimentation rate of the Izumi Group was high or there was a lack of volcanic activity that could produce new zircon crystals in the hinterland during deposition of the succession.

**Keywords:** Campanian, Cretaceous, Felsic tuff, Izumi Group, Shikoku, Takikubo Formation, Horita Formation, U–Pb age, Zircon

## 1. Introduction

The Izumi Group (Matsumoto, 1954) consists of shallow-to deep-marine deposits that are distributed in a 10–20-km-wide and 300-km-long zone along the northern side of the Median Tectonic Line, from western Shikoku to the Kii Peninsula, southwestern Japan (Fig. 1). Paleontological evidence, including macro-fossils (ammonoids and inoceramids) and micro-fossils (radiolarian assemblages), indicates that the depositional age of the Izumi Group is Campanian–Maastrichtian (Late Cretaceous) and that it youngs toward the east (Suyari, 1973; Bando and Hashimoto, 1984; Yamasaki, 1987; Hashimoto *et al.*, 2015). Although a few studies have reported occurrences of macrofossils from the Izumi Group in the Ikeda district, eastern Shikoku, their age resolution is inadequate to discuss details of the depositional ages of the Izumi Group. In addition, radiometric age data from the Izumi Group in eastern Shikoku are sparse; until now, only two ages have been reported from eastern Shikoku (Noda

*et al.*, 2017b). Therefore, further radiometric age data were required to constrain detailed depositional ages and the sedimentation rate of the strata. This paper reports new laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA–ICP–MS) U–Pb ages of detrital zircons in felsic tuff beds, including one sample from the Takikubo Formation and two samples from the Horita Formation of the Izumi Group, in the Ikeda district, eastern Shikoku.

## 2. Geological background

The Izumi Group in eastern Shikoku is composed of a main facies and a northern marginal facies (Matsuura *et al.*, 2002). The main facies comprises alternating beds of sandstone and mudstone and is divided into four formations: the Takikubo, Horita, Higaidani, and Bandodani formations, from the lowermost (west) to uppermost (east) (Yamasaki, 1986). The northern marginal facies consists of two formations: the Shiroyama Formation (conglomerate and sandstone) and the Hiketa Formation (massive mudstone).

<sup>1</sup> AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation

<sup>2</sup> Kyoto Fission-Track Co., Ltd., 44-4 Minamitajin-cho, Omiya, Kita-ku, Kyoto 603-8832, Japan

<sup>3</sup> Geochemical Research Center, Graduate School of Science, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan

\* Corresponding author: NODA, A., Central 7,1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email:a.noda@aist.go.jp

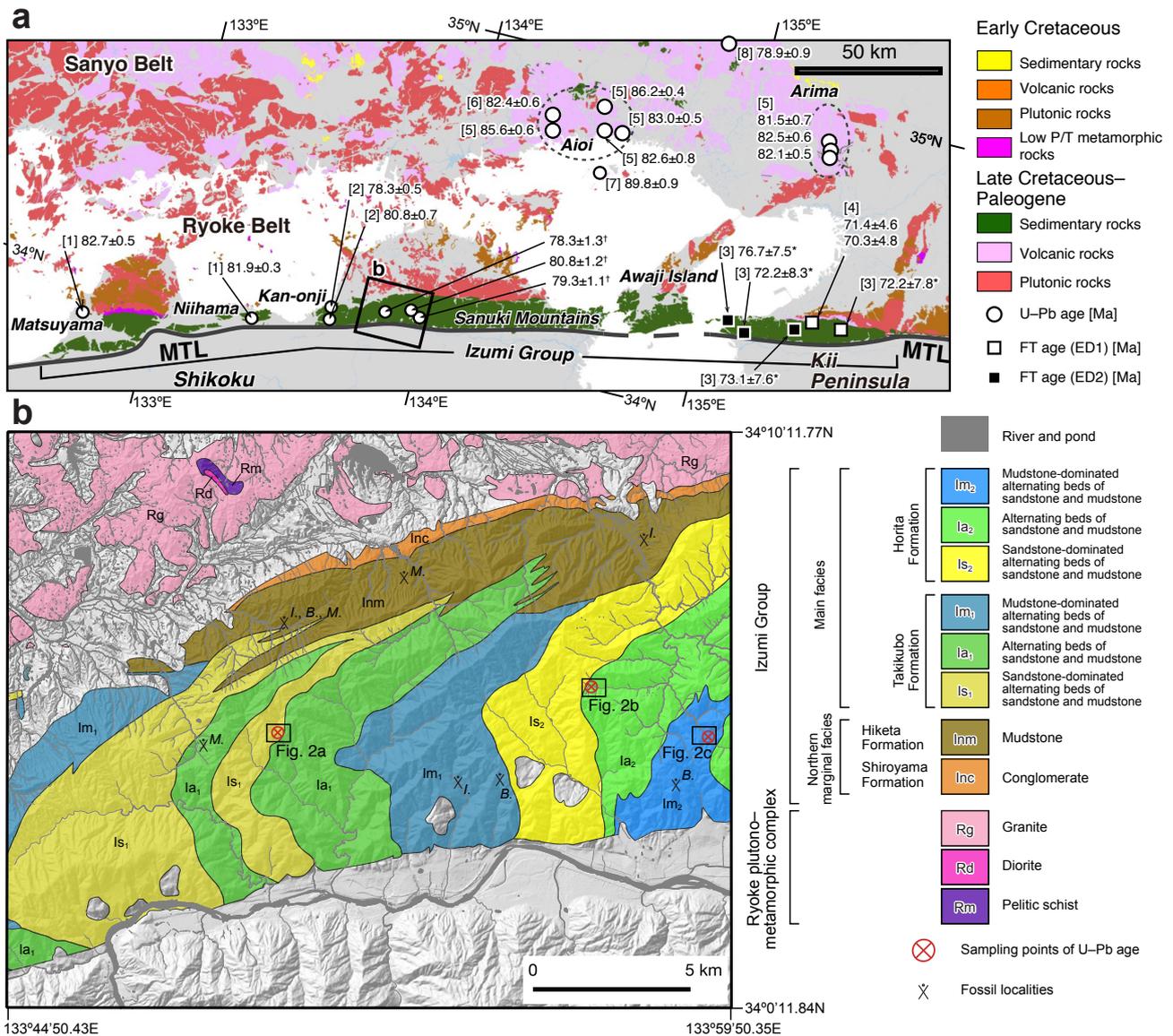


Fig. 1 (a) Overview map showing the locations of previously reported U–Pb and fission-track (FT) ages ( $2\sigma$ ). FT ages include data obtained using the external-detector method using internal surfaces (ED1) and external surfaces (ED2). The geological map is reproduced from the Seamless Digital Geological Map of Japan (Geological Survey of Japan, AIST, 2015). The inclined square shows the Ikeda district. MTL = Median Tectonic Line. References: [1] Noda and Sato (2018), [2] Noda *et al.* (2017b), [3] Miyata (2004), [4] Seike *et al.* (2013), [5] Sato *et al.* (2016b), [6] Sato *et al.* (2016a), [7] Sato (2016), and [8] Sato (2015). Asterisks (\*) denote FT ages recalculated from the original data using a decay constant of  $D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$  instead of  $1.480 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ . Daggers (†) indicate U–Pb ages from this study. Modified from Noda and Sato (2018). (b) Locations of felsic tuff samples collected for U–Pb age determinations. The geological map is from the Geological Survey of Japan, AIST (2015). The shaded topography is based on GSI Maps (<http://maps.gsi.go.jp/>). Abbreviations of fossil localities: *M.*, *Metaplacenticeras subtilistriatum*; *B.*, *Baculites* sp.; *I.*, *Inoceramus balticus*.

A series of studies in the 1960s and 1970s identified the following features of the Izumi Group: (1) the strata young from west to east; (2) the paleocurrent directions in the main facies are largely from east to west, opposite to the younging direction; and (3) the northern marginal facies interfingers the main facies (Suyari, 1966; Suyari *et al.*, 1968; Suyari, 1973).

The Ikeda district contains the lower two formations

of the main facies, the Takikubo and Horita formations, and the northern marginal facies, the Shiroyama and Hiketa formations (Fig. 1). Both the Takikubo and the Horita formations are dominated by alternating beds of sandstone and mudstone, but the proportion of sandstone to mudstone changes within the formation. The lower part of the Takikubo Formation in the Kan-onji district, which is situated at the west of the Ikeda district, is subdivided

Table 1 A list of analyzed samples. Longitude and latitude are given in the WGS84 datum.

Sample no.	ID	Longitude	Latitude	Date	Loc no.	Lithology	GSJ reg. no.
IT01	2469	133°50'26.9"E	34°4'58.8"N	2016-11-11	01	Felsic tuffaceous sandstone	R109880
IT02	6326	133°56'56.4"E	34°5'46.3"N	2017-12-09	02	Felsic tuff	R109881
IT03	2368	133°59'21.8"E	34°4'54.1"N	2016-11-10	03	Felsic tuffaceous sandstone	R109882

into the Minoura Sandstone and Mudstone Member, Tanono Sandstone Member, Ebisukui Mudstone Member, and Umpenji Sandstone Member as the stratigraphic order based on the dominant lithology (Noda *et al.*, 2017a). However, upper part of the Takikubo and the Horita formations have not yet been subdivided into members.

The depositional environments for the Izumi Group are thought to have been a line-sourced slope or fan delta in the marginal facies and a point-sourced submarine fan in the main facies (Nishiura *et al.*, 1993; Tanaka, 1993; Tanaka and Maejima, 1995; Noda and Toshimitsu, 2009). Sandstone in the Izumi Group is mostly lithic, although some is quartzo-feldspathic (Nishimura, 1976). The chemical compositions of heavy minerals (garnet and spinel) in the sandstone indicate that their source was the granitic and metamorphic rocks exposed in the Ryoke and Sanyo belts (Yokoyama and Goto, 2000).

Yamasaki (1987) and Hashimoto *et al.* (2015) identified several radiolarian fossil zones in the Izumi Group, and the upper Takikubo Formation together with the Horita Formation correspond to the *Archaeodictyomitra lamellicostata* Zone. Several macro-fossils have been reported in this district (Fig. 1), and ammonite fossils characterized by *Metaplacenticeras subtilistriatum* have been found in the adjacent Hiketa Formation (Bando and Hashimoto, 1984). A few occurrences of *Baculites* sp. have been recognized in the upper Takikubo Formation (Ishida *et al.*, 1993) and the lower Horita Formation (Hashimoto *et al.*, 2003). Some occurrences of *Inoceramus balticus* are also reported in the Hiketa Formation and the upper Takikubo Formation (Nakano, 1953; Bando and Hashimoto, 1984). These fossils indicate that the Izumi Group in this district is the lower part of the upper Campanian.

### 3. Samples and methods

#### 3.1 Samples

One sample (IT01) from the upper Takikubo Formation and two samples (IT02 and IT03) from the lower Horita Formation were collected from the Ikeda district, in the central Sanuki Mountains, eastern Shikoku (Fig. 1 and Table 1).

The sampling locality of IT01 is situated within the sandstone-dominated sequence of the Umpenji Sandstone Member (Noda *et al.*, 2017a) of the Takikubo Formation (Fig. 2a). IT01 was collected from a medium-bedded fine- to medium-grained light-gray felsic tuffaceous sandstone (Fig. 3a). The tuffaceous sandstone constitutes

a 3-m-thick tuffaceous unit. The sandstone shows weak parallel laminations, and flattened pumice clasts (<6 mm in length) and plagioclase crystals (<1 mm in length) are common. Under the microscope, it is classified as a vitric-crystal tuff containing flattened glass shards (pumice) and quartz and plagioclase crystals (Fig. 3b). The matrix has a felsitic texture.

IT02 was collected from a felsic tuff bed in the basal sandstone-dominated succession of the Horita Formation (Fig. 2b). The total thickness of the felsic tuff bed is <20 m, and it is composed of medium- to thickly bedded felsic tuff (Fig. 3c). The sample is a light-gray fine-grained medium-bedded vitric tuff with parallel laminations. Bubble-wall glass shards dominate, with a few crystals and lithic fragments being observed under the microscope (Fig. 3d).

IT03 was collected from a fine-grained, thick-bedded tuffaceous sandstone which was intercalated within the mudstone-dominated facies of the Horita Formation (Fig. 2c). The tuffaceous sandstones constitute more than 30-m-thick tuffaceous unit with thinly to medium-bedded dark-gray mudstone (Fig. 3e). The sample is a vitric-crystal-lithic tuff containing embayed quartz and felsic volcanic rock fragments with bubble-wall glass shards (Fig. 3f).

#### 3.2 Methods

Zircon grains were separated from the samples by crushing, sieving, panning, magnetic, and heavy liquid (sodium polytungstate) techniques, and then mounted on a PFA Teflon sheet. U-Pb dating was performed using the LA-ICP-MS system installed in the Geochemical Research Center, Graduate School of Science, The University of Tokyo, Japan. The LA-ICP-MS system consisted of an ICP-MS instrument (iCAP Qc, Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) and a femtosecond LA instrument (IFRIT Type-C, Cyber Laser Inc., Tokyo, Japan). The operating conditions for the LA and ICP-MS instruments are summarized in Table 2. The laser had a wavelength of 260 nm, an energy of 2–3 J/cm<sup>2</sup>, a spot size of 15 μm (IT01 and IT03) or 10 μm (IT02), and a repetition rate of 15 Hz (IT01 and IT03) or 10 Hz (IT02). Helium was used as the carrier gas inside the ablation cell and was mixed with argon before entering the ICP-MS. Signal intensities for <sup>202</sup>Hg, <sup>204</sup>(Pb + Hg), <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, and <sup>238</sup>U were obtained from 30 zircon crystals in each sample.

The contribution of common Pb was monitored using the <sup>204</sup>Pb signal with <sup>204</sup>Hg as an isobaric interference. The

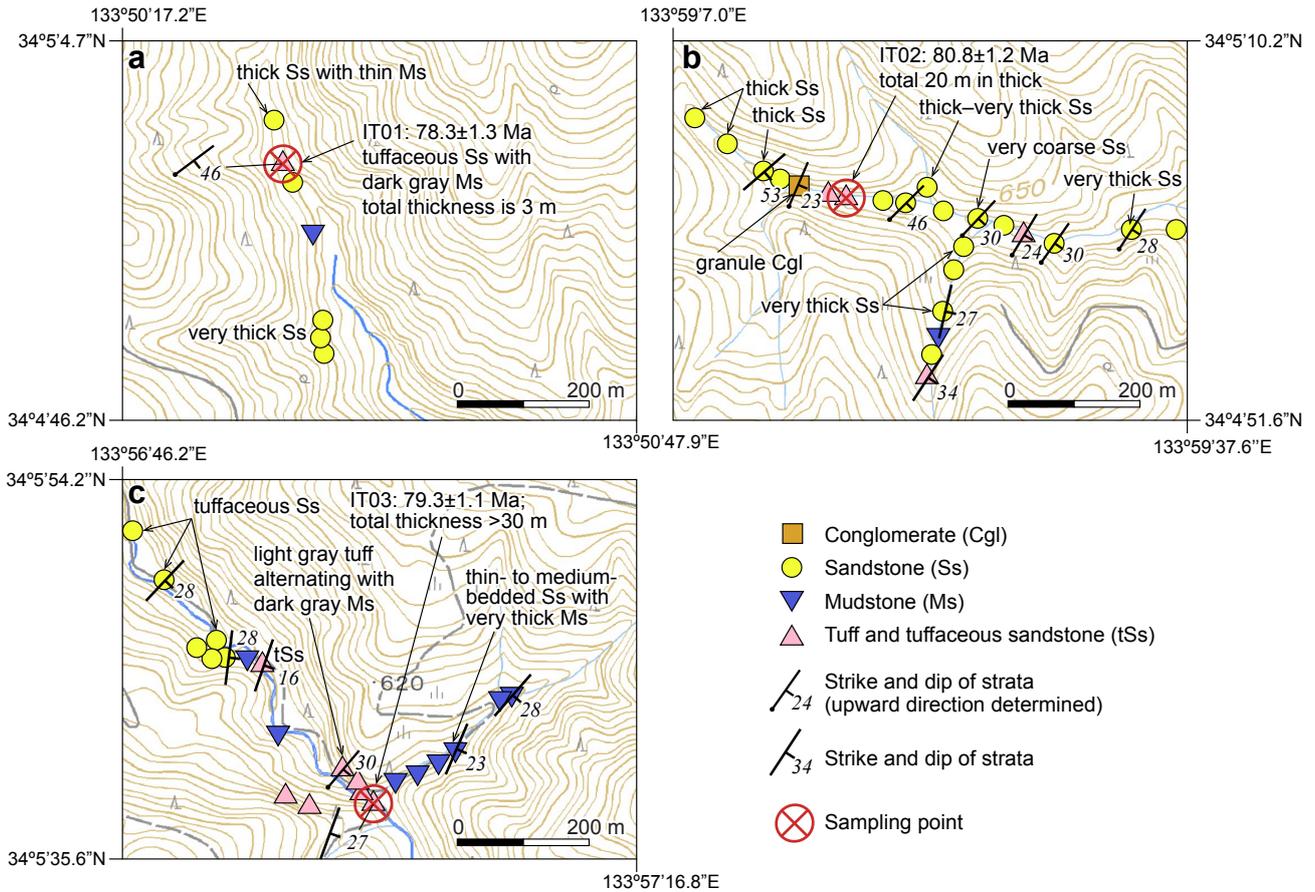


Fig. 2 Locations of sampling points of (a) IT01, (b) IT02, and (c) IT03. The topographic maps are based on GSI Maps (<http://maps.gsi.go.jp/>).

abundance of  $^{204}\text{Hg}$  was calculated from blank-corrected  $^{202}\text{Hg}$  on the basis of the natural  $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$  ratio, which in turn was subtracted from the total 204 signal to yield  $^{204}\text{Pb}$ . We applied one-shot cleaning on the sample surfaces before the analysis to reduce the risk of common-Pb contamination. Instrumental bias in the  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  ratio (asterisk denotes radiogenic) was corrected using 91500 zircon (Wiedenbeck *et al.*, 1995) as a primary standard, and OD-3 (Iwano *et al.*, 2012, 2013), GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004), and Plešovice (Sláma *et al.*, 2008) zircons as secondary standards (Tables 3–5).

The resultant U-Pb isotopic ratios and errors were used to plot concordia diagrams and histograms using UPbplot.py version 0.0.9 (Noda, 2017). The latest version of this software can be downloaded from the website (<https://github.com/anoda/UPbplot.py>). Discordance was calculated using the following equation:

$$\text{Discordance} = \left( 1 - \frac{^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U age}}{^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U age}} \right) \times 100$$

We excluded data whose discordance exceeded 20 % from the age calculations. We then applied the generalized ESD (extreme Studentized deviate) test to

exclude outliers (Rosner, 1983). Details of this test are described in the Appendix. We also calculated reduced chi-squared statistics ( $\chi^2_{\text{red}}$ ; Spencer *et al.*, 2016). If  $\chi^2_{\text{red}}$  for the uncertainties and weighted mean of the observed data do not fall inside of the range of  $1 \pm 2\sqrt{2/f}$ , where  $f$  is the degrees of freedom ( $n - 1$ ), the hypothesis that the weighted mean represents the depositional age of the observed data set is rejected with a probability of >95 %.  $\chi^2_{\text{red}}$  is equivalent to the mean square weighted deviation (MSWD; Wendt and Carl, 1991). For the case of  $\chi^2_{\text{red}} > 1 + 2\sqrt{2/f}$ , the assumed analytical errors of the measurement are too small, or the data are not sampled from a single statistical population, that is, there is a mixing of multiple populations. In contrast,  $\chi^2_{\text{red}} < 1 - 2\sqrt{2/f}$  indicates that the grains could be derived from a single population but the analytical uncertainties are overestimated.

#### 4. Results

We analyzed 30 zircon grains in each sample. The  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of zircons were calculated using the measured isotopic ratios and decay constants.

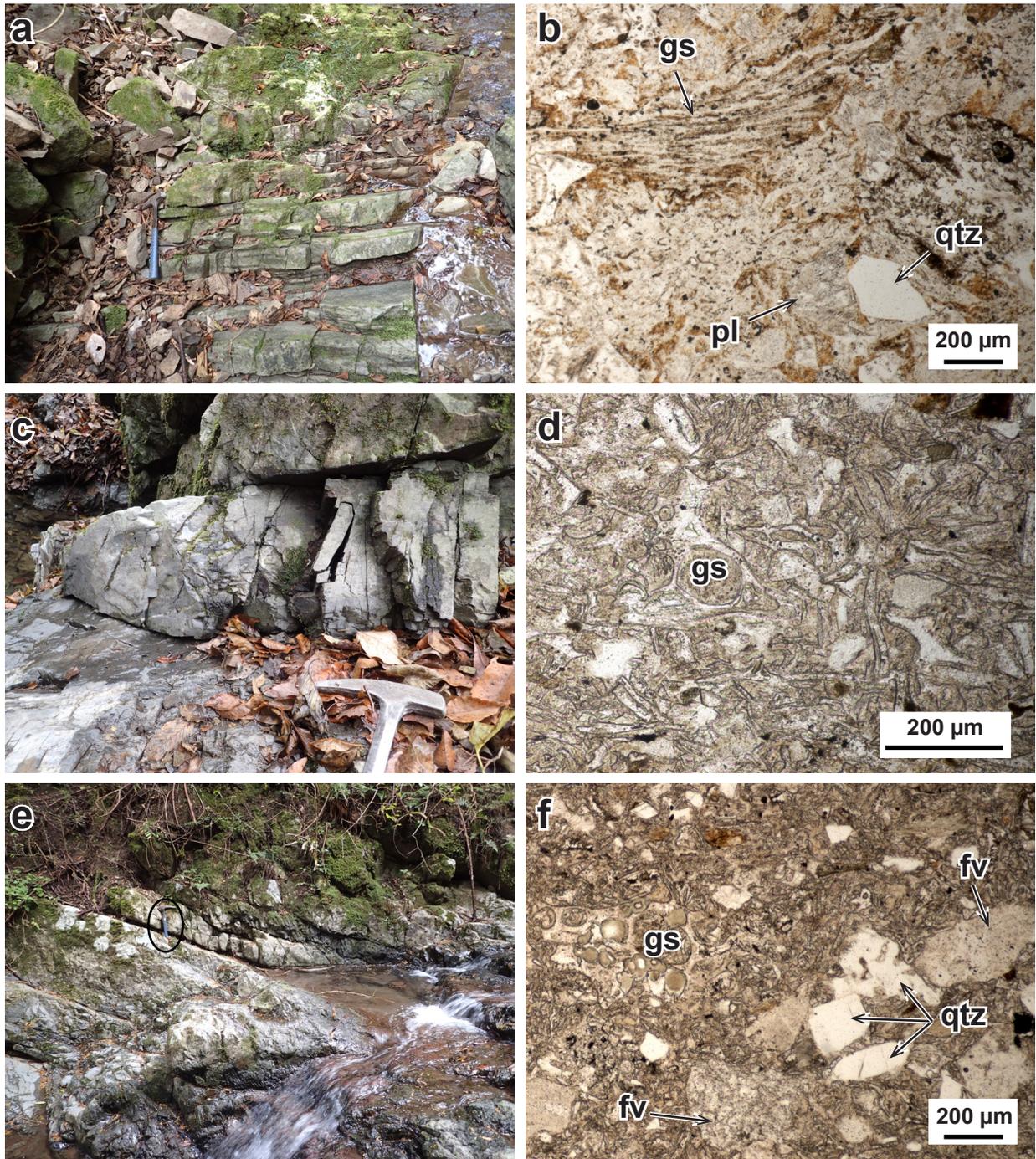


Fig. 3 (a) Photograph of an outcrop of the felsic tuff bed from which sample IT01 was obtained, showing a 3-m-thick tuff bed containing repetitions of thin- to medium-bedded tuff. The hammer is 33 cm in length. Munegi, Higashiyama, Higashimiyoshi Town, Miyoshi County, Tokushima Prefecture. (b) Photomicrograph of IT01 (plane-polarized light). (c) Photograph of the outcrop from which sample IT02 was obtained. The hammer head is 18 cm long. Shimobuke, Katsuura, Manno Town, Nakatado County, Kagawa Prefecture. (d) Photomicrograph of IT02 (plane-polarized light). Fragments of glass shards dominate. (e) Photograph of the outcrop from which sample IT03 was obtained. A circle indicates location of a hammer as a scale, whose length is 33 cm. Hachimine, Katsuura, Manno Town, Nakatado County, Kagawa Prefecture. (f) Photomicrograph of IT03 (plane-polarized light). Abbreviations: gs, glass shards; qtz, quartz; pl, plagioclase; fv, felsic volcanic rock fragments.

Table 2 ICP–MS and laser operating conditions and data acquisition parameters.

Parameters	Value/Description
<b>Laser ablation</b>	
Model	IFRIT (Cyber Laser Inc., Tokyo, Japan)
Laser type	Type-C Ti:S femtosecond laser
Laser wave length	260 nm (THG)
Laser energy	2–3 J/cm <sup>2</sup>
Pulse width	230 fs
Ablation crater size	10 μm (IT02) 15 μm (IT01 & IT03)
Repetition rate	10 Hz (IT02) 20 Hz (IT01 & IT03)
Carrier gas (flow rate)	He (0.60–0.83 L/min)
<b>ICP-MS</b>	
Model	iCAP-Qc (Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA)
ICP-MS type	Quadrupole
Forward power	1400 W
Carrier gas (flow rate)	Ar (0.90–1.10 L/min)
Scanning mode	Standard mode
Data acquisition protocol	50 s (15 s gas blank, 35 s ablation)
Analysis mode	Time-resolved analysis
Monitor isotopes	<sup>202</sup> Hg, <sup>204</sup> (Hg + Pb), <sup>206</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U
Dwell time	0.2 s for <sup>206</sup> , <sup>207</sup> , <sup>208</sup> Pb, 0.1 s for others
<b>Standard materials</b>	
91500	Wiedenbeck <i>et al.</i> (1995)
OD-3	Iwano <i>et al.</i> (2012), Iwano <i>et al.</i> (2013), Lukács <i>et al.</i> (2015)
GJ-1	Jackson <i>et al.</i> (2004)
Plěšovice	Sláma <i>et al.</i> (2008)

#### 4.1 Sample IT01

This sample contained abundant fine- to medium-sized euhedral zircon grains. Approximately 1,000 grains were extracted from 300 g of the sample. A total of 26 concordant analyses form a nearly unimodal distribution clustered between 82 and 73 Ma (Fig. 4; Table 3), with three older ages around 96–90 Ma. The generalized ESD test eliminated these older ages as outliers, and 23 grains were therefore accepted for age calculation. The conventional concordia (<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U–<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U), Tera–Wasserburg concordia (<sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb–<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb), and weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages and 2σ errors are 78.3 ± 1.3 Ma, 78.5 ± 1.3 Ma, and 78.3 ± 1.3 Ma, respectively (Fig. 4). The weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age and uncertainties passed the reduced chi-squared test ( $\chi^2_{\text{red}} = 0.5$ ). High Th/U ratios (0.35–1.00) indicate that the zircon grains are igneous in origin (e.g., Hoskin and Schaltegger, 2003).

#### 4.2 Sample IT02

Zircon grains in this sample are mostly fine grained and euhedral to subhedral. About 200 zircons were separated from 300 g of this sample, fewer than from the other samples. Owing to the relatively large analytical errors, 10 of the 30 analyses were discordant (Fig. 5; Table 4). The single-grain ages from IT02 are widely spread, ranging from 73 to 90 Ma. The generalized ESD test did not exclude any of the 20 concordant analyses. The accepted data ( $n = 20$ ) yield a conventional concordia age of 80.6 ± 1.1 Ma (2σ), a Tera–Wasserburg concordia age of 81.2 ± 1.1 Ma, and a weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age of 80.8 ± 1.2 Ma (Fig. 5c). The  $\chi^2_{\text{red}}$  test for the weighted mean of <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages failed ( $\chi^2_{\text{red}} > 1 \pm 2\sqrt{2/f}$ ). The Th/U ratios (0.37–0.85) are similar to those of IT01 and similarly indicate an igneous origin.

#### 4.3 Sample IT03

IT03 contains abundant zircons, and about 10,000 grains were obtained from 300 g of the sample. The zircon crystals are mainly fine to medium grained and show euhedral prismatic shapes. A total of 28 concordant analyses form a single peak around 78 Ma, with several older analyses from 240 to 80 Ma (Fig. 6; Table 5). We removed six data points from the age calculations based on the generalized ESD test, leaving 22 analyses. The resultant conventional concordia, Tera–Wasserburg concordia, and weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages are 79.3 ± 1.0 Ma, 79.6 ± 1.0 Ma, and 79.3 ± 1.1 Ma, respectively. The weighted mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age passed the  $\chi^2_{\text{red}}$  test ( $\chi^2_{\text{red}} = 1.3$ ;  $n = 22$ ). The range of Th/U ratios (0.42–0.90) is similar to those of the other samples.

## 5. Discussion

Samples IT01 and IT03 show unimodal age distributions and pass the  $\chi^2_{\text{red}}$  test, indicating that their <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ages form single statistical populations. These ages (78.3 ± 1.3 Ma for IT01 and 79.3 ± 1.1 Ma for IT03) can be considered to be the maximum depositional ages of the tuff beds from which the samples were taken, and they correspond to the middle Campanian and polarity chron C33n (Ogg *et al.*, 2012). However, the U–Pb ages of sample IT02 are widely spread on a histogram and fail the  $\chi^2_{\text{red}}$  test. This suggests that the IT02 data could be a mixture of multiple populations or that the analytical uncertainties were underestimated.

One reason that IT02 contains more discordant data ( $n = 10$ ) is likely to be the relatively low analytical precision, especially that of <sup>207</sup>Pb, possibly because of the smaller size of the zircon crystals and the ablation crater size compared with the other samples (Table 2). Lead loss caused by post-depositional regional metamorphism is considered unlikely, as the concordia plots do not indicate stoichiometric loss of <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, and only sample IT02 contains a substantial number of discordant analyses. However, zircon grains might have lost Pb during pre-

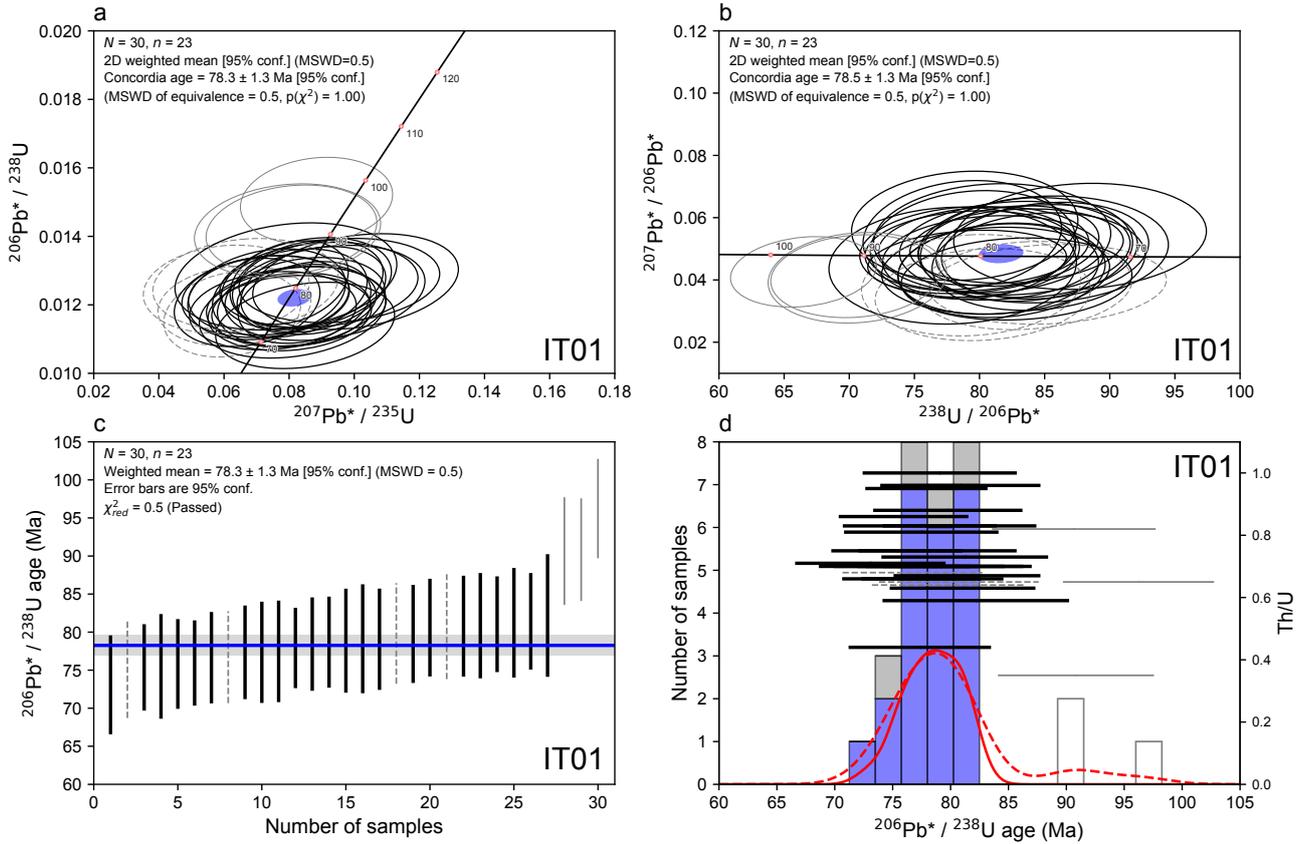


Fig.4 U-Pb dating results for IT01. (a)  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  concordia diagram (Wetherill, 1956). Asterisks (\*) of  $^{206}\text{Pb}^*$  and  $^{207}\text{Pb}^*$  denote radiogenic. Solid black, solid gray, and dashed gray ellipses represent  $2\sigma$  errors of accepted, excluded, and discordant data points, respectively. The blue ellipse is the 95 % confidence region of the two-dimensional weighted mean.  $N$  and  $n$  are numbers of total and accepted grains, respectively. Data exclusion was based on the generalized ESD test (Rosner, 1983) for the weighted mean  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  age and  $2\sigma$  uncertainties. (b) Tera-Wasserburg concordia diagram (Tera and Wasserburg, 1972). The description is the same as for (a). (c) One-dimensional weighted mean  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  age (blue line) and its  $2\sigma$  error (gray band). Solid black, solid gray, and dashed gray lines represent accepted, excluded, and discordant data ( $2\sigma$ ), respectively. (d) Th/U ratios (right-hand axis with horizontal black and gray lines) and stacked  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  age histograms (left-hand vertical axis), with accepted (blue bars), excluded (white bars), and discordant (gray bars) data. Solid red and dashed red lines represent (kernel density estimation) for accepted ( $n = 23$ ) and all ( $n = 30$ ) data.

depositional metasomatism in the source area. Local fluid alteration in glassy tuff beds is also a possible cause of Pb loss, although there is no evidence of intrusive rocks or hydrothermal alteration around the sampling site.

The ages obtained during this study are similar to previously reported ages from the lower Takikubo Formation ( $78.3 \pm 0.5$  Ma for KT01 and  $80.8 \pm 0.7$  Ma for KT02, Noda *et al.*, 2017b). The age of KT02 may not be reliable, as the data show multiple peaks on a histogram, and the  $\chi^2_{\text{red}}$  statistic (3.9;  $n = 7$ ) shows that the data are widely dispersed. Therefore, the maximum depositional ages of the Takikubo and Horita formations range between  $79.3 \pm 1.1$  and  $78.3 \pm 1.3$  Ma, based on three accepted samples (KT01, IT01, and IT03; Fig. 7). The U-Pb ages obtained from the Takikubo and the Horita formations show no younging trend according to the stratigraphic position (Fig. 7).

There are three possible interpretations can be regarded for the similar zircon U-Pb ages obtained from the different stratigraphic positions, which include (1) a repetition of the same stratigraphic unit by faults, (2) a rapid sedimentation, and (3) an intermittent volcanic activity. As for the first interpretation, an interfingering relationship between the northern marginal facies and the main facies (Fig. 1) indicates that stratigraphically upper sequences progressively deposited eastward, and no large-scale faults can be recognized to stack the same stratigraphic units repeatedly (Matsuura *et al.*, 2002; Noda *et al.*, 2017a). In addition, there is a difference in occurrences of tuff beds in each formation; for example, the upper part of the Takikubo Formation (the Umpenji Sandstone Member) contains fewer tuff beds than the lower part of the Horita Formation (Matsuura *et al.*, 2002; Noda *et al.*, 2017a). This suggests that both formations

Table 3 U–Pb data from IT01. Daggers (†) and double daggers (‡) denote discordant data and data excluded from the calculation of concordia and weighted mean ages, respectively. Asterisks (\*) of <sup>206</sup>Pb\* and <sup>207</sup>Pb\* denote radiogenic.

Sample IT01 Grain#	Total count					Th/U	Isotopic ratio					Disc. [%]	Age [Ma]				
	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>235</sup> U	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2σ	2σ			
1 ‡	1970	86	28227	808	111388	0.35	0.0412	0.0107	0.01419	0.001053	0.0807	0.0211	concordant	90.8	6.8	78.8	21.2
2	1546	89	46818	707	97548	0.67	0.0544	0.0141	0.01271	0.000990	0.0954	0.0248	concordant	81.4	6.4	92.5	24.9
3	1513	69	46897	719	99172	0.66	0.0431	0.0122	0.01224	0.000958	0.0728	0.0207	concordant	78.4	6.2	71.4	20.8
4 ‡	1535	66	50699	631	86960	0.82	0.0407	0.0117	0.01416	0.001105	0.0795	0.0230	concordant	90.6	7.1	77.6	23.1
5 †	1182	44	34532	552	76095	0.64	0.0353	0.0119	0.01246	0.001033	0.0607	0.0205	-33.4	79.8	6.7	59.8	20.7
6 †	1057	43	31155	488	67265	0.65	0.0383	0.0131	0.01260	0.001076	0.0666	0.0229	-23.3	80.7	6.9	65.5	23.0
7 ‡	3506	159	86832	1356	186959	0.65	0.0426	0.0091	0.01504	0.001020	0.0884	0.0188	concordant	96.3	6.6	86.0	18.9
8	1822	96	66703	902	124306	0.75	0.0494	0.0125	0.01176	0.000885	0.0802	0.0202	concordant	75.4	5.7	78.3	20.3
9	1504	80	47822	732	100890	0.66	0.0498	0.0134	0.01196	0.000937	0.0822	0.0222	concordant	76.6	6.0	80.3	22.3
10 †	1476	60	48146	718	98945	0.68	0.0382	0.0114	0.01197	0.000942	0.0632	0.0189	-23.3	76.7	6.1	62.2	19.0
11	3518	190	156966	1684	232128	0.95	0.0509	0.0104	0.01216	0.000824	0.0854	0.0172	concordant	77.9	5.3	83.2	17.3
12	2024	106	83932	994	137002	0.86	0.0493	0.0120	0.01185	0.000874	0.0806	0.0196	concordant	75.9	5.6	78.7	19.7
13	1399	76	44565	647	89215	0.70	0.0513	0.0140	0.01258	0.001002	0.0891	0.0245	concordant	80.6	6.5	86.7	24.6
14	1731	80	56229	821	113137	0.70	0.0435	0.0117	0.01228	0.000934	0.0737	0.0198	concordant	78.7	6.0	72.2	19.9
15	1556	76	52929	765	105511	0.70	0.0459	0.0126	0.01183	0.000920	0.0750	0.0206	concordant	75.8	5.9	73.5	20.7
16	2380	119	87218	1094	150779	0.83	0.0493	0.0104	0.01261	0.001035	0.0857	0.0186	concordant	80.8	6.7	83.5	18.8
17	4045	188	112874	1853	255476	0.63	0.0458	0.0082	0.01265	0.000982	0.0800	0.0146	concordant	81.0	6.3	78.2	14.7
18	885	40	22924	400	55148	0.59	0.0446	0.0151	0.01283	0.001258	0.0790	0.0274	concordant	82.2	8.1	77.2	27.4
19	1769	88	75386	812	112008	0.96	0.0490	0.0117	0.01262	0.001080	0.0853	0.0210	concordant	80.8	7.0	83.1	21.1
20	1290	70	40934	605	83440	0.70	0.0534	0.0141	0.01235	0.001117	0.0910	0.0247	concordant	79.1	7.2	88.4	24.8
21	1243	63	41442	611	84261	0.70	0.0498	0.0138	0.01178	0.001073	0.0810	0.0230	concordant	75.5	6.9	79.1	23.0
22	3121	161	63536	1499	206646	0.44	0.0509	0.0096	0.01207	0.000960	0.0847	0.0164	concordant	77.3	6.2	82.5	16.5
23	1707	87	63602	818	112745	0.81	0.0524	0.0121	0.01209	0.001041	0.0837	0.0207	concordant	77.5	6.7	81.7	20.8
24	1435	83	46138	656	90444	0.73	0.0574	0.0141	0.01268	0.001124	0.1004	0.0254	concordant	81.2	7.2	97.1	25.5
25	1631	71	55562	768	105858	0.75	0.0430	0.0112	0.01231	0.001067	0.0731	0.0195	concordant	78.9	6.9	71.6	19.6
26	1409	77	49153	716	98748	0.71	0.0540	0.0137	0.01140	0.001014	0.0849	0.0221	concordant	73.1	6.5	82.8	22.2
27 †	1740	68	57962	859	118478	0.70	0.0386	0.0103	0.01173	0.001007	0.0625	0.0169	-22.1	75.2	6.5	61.6	17.1
28	1717	70	66166	824	113667	0.83	0.0403	0.0106	0.01207	0.001038	0.0671	0.0180	concordant	77.3	6.7	65.9	18.1
29	1973	94	89660	926	127742	1.00	0.0471	0.0109	0.01234	0.001039	0.0802	0.0191	concordant	79.1	6.7	78.3	19.2
30	2700	139	106287	1257	173290	0.88	0.0509	0.0101	0.01245	0.001006	0.0874	0.0179	concordant	79.8	6.5	85.1	18.0
Standards																	
GJI 3-1	20591	1305	6866	1299	179139	0.05	0.0596	0.0090	0.09222	0.005575	0.75898	0.11593	concordant	568.6	35.8	573.4	111.4
GJI 3-2	20428	1263	6478	1212	167096	0.05	0.0582	0.0088	0.09808	0.005932	0.78750	0.12111	concordant	603.1	38.1	589.8	116.1
PSV 3-1	17905	1093	23033	1966	271013	0.12	0.0574	0.0088	0.05300	0.003214	0.42021	0.06356	concordant	332.9	20.7	356.2	62.6
PSV 3-2	19801	1122	20139	2245	309550	0.09	0.0533	0.0081	0.05132	0.003102	0.37765	0.05669	concordant	322.6	20.0	325.3	56.0
PSV 3-3	20251	1143	20163	2194	302460	0.09	0.0531	0.0081	0.05371	0.003245	0.39374	0.05907	concordant	337.3	20.9	337.1	58.3
OD3 3-1	616	25	67219	670	92327	1.04	0.04010	0.01682	0.00533	0.00057	0.02950	0.01237	concordant	34.3	3.7	29.5	12.5
OD3 3-2	1870	88	265878	2091	288247	1.32	0.04650	0.01110	0.00518	0.00044	0.03326	0.00796	concordant	33.3	2.8	33.2	8.0
OD3 3-3	2363	103	378078	2714	374154	1.44	0.04307	0.00962	0.00505	0.00041	0.02999	0.00672	concordant	32.4	2.7	30.0	6.8
OD3 3-4	2186	115	354104	2636	363416	1.39	0.05198	0.01115	0.00481	0.00040	0.03447	0.00741	concordant	30.9	2.6	34.4	7.5

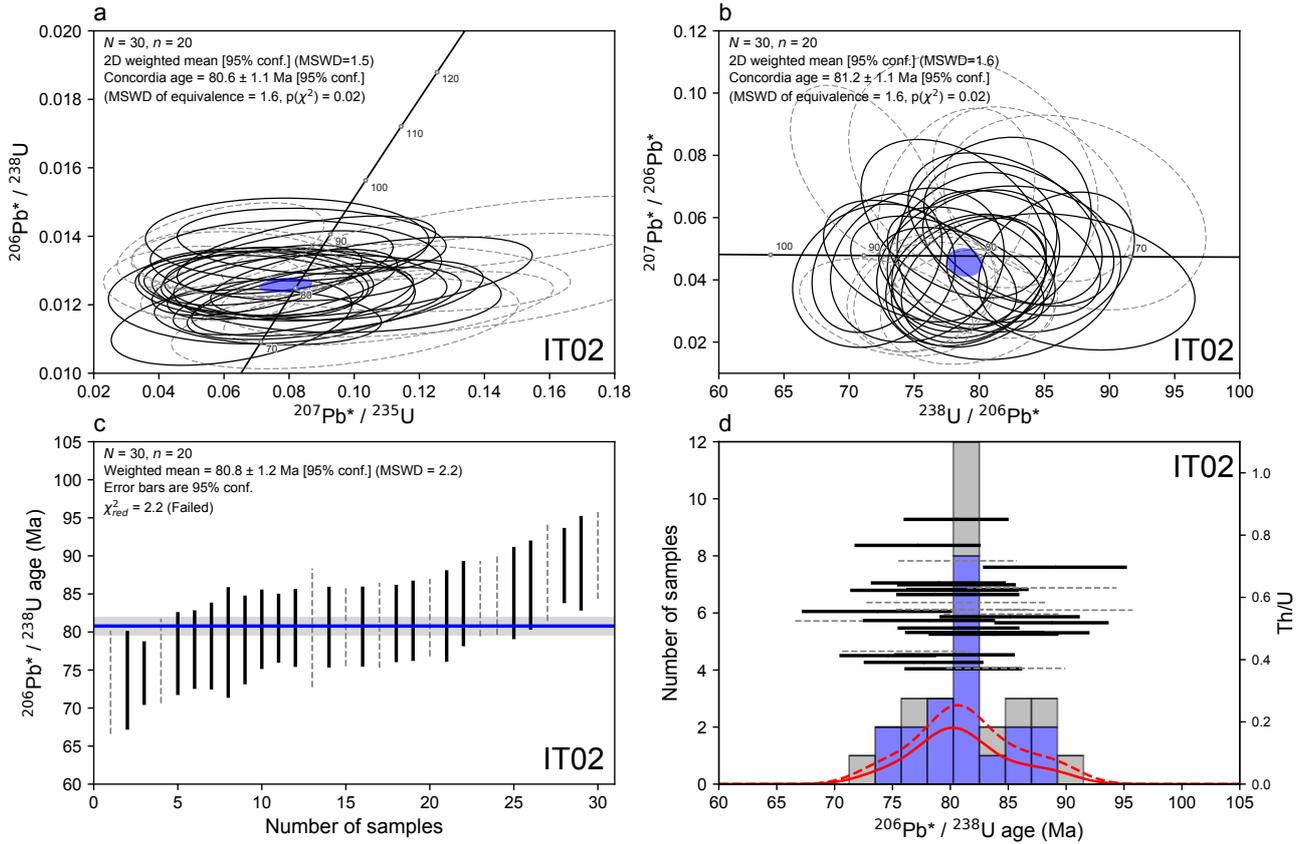


Fig.5 Results of U-Pb dating of IT02. The description is the same as for Fig. 4.

are not identical each other. Therefore, we consider that the tuff beds we analyzed in this study had been obtained from the different sedimentary unit.

Regarding the second interpretation, the Izumi Group in the Ikeda district (the upper Takikubo Formation and the lower Horita Formation) belongs to a single fossil zone, namely, the *Metaplacenticeras subtilistriatum* Ammonite Zone (Bando and Hashimoto, 1984) or the *Archaeodictyomitra lamellicostata* Radiolarian Zone (Hashimoto *et al.*, 2015). The fossil and U-Pb data therefore imply that the period of deposition was so short that the fossil assemblage did not change and the deposition rapidly occurred within the range of uncertainties of the U-Pb ages. An apparent total sediment thickness of 12 km from the lower Takikubo Formation to the lower Horita Formation yields a deposition rate of  $3.5 \text{ m kyr}^{-1}$ , if this succession had been deposited between  $79.3 + 1.1$  and  $78.3 - 1.3 \text{ Ma}$  (Fig. 7). This rate is higher than the depositional rate in the Kazusa Group ( $2.0\text{--}3.0 \text{ m kyr}^{-1}$ ; Kazaoka *et al.*, 2015) and three times higher than that in the Kumano Basin ( $1.0\text{--}1.3 \text{ m kyr}^{-1}$ ; Moore *et al.*, 2015). However, this would be possible if intensive igneous flare-up events around ca. 80 Ma (Sato *et al.*, 2016b) provided huge amounts of detritus to the basin of the Izumi Group in a short time period.

The third interpretation is that volcanoes in the hinterland that could have produced new zircon crystals were

quiescent during the deposition of this succession. Zircon grains in the tuff beds were sourced from the volcanic rocks that were generated before the deposition of the Takikubo Formation. Most of the reported U-Pb ages from volcanic rocks in the Sanyo Belt in the Chugoku district are older than 80 Ma (Fig. 1); the youngest is 78.9 Ma, from the Ikuno Formation (Sato, 2015). There are no ages younger than 78.9 Ma reported from volcanic rocks except for the Koto Group in the Kinki district (73.5–74.0 Ma; Sato *et al.*, 2016b). Because there is no known volcanic activity between 78 and 74 Ma, it is possible that volcanic activity was intermittent and therefore that supply of new zircon crystals was restricted after 78 Ma. If so, it would be difficult to determine precise depositional ages and sedimentation rates during this period.

## 6. Conclusions

Zircon U-Pb ages were measured in felsic tuffaceous samples of IT01 (upper Takikubo Formation) and IT02 and IT03 (lower Horita Formation) from the Izumi Group in the Ikeda district, eastern Shikoku. The  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages are  $78.3 \pm 1.3 \text{ Ma}$  (IT01),  $80.8 \pm 1.2 \text{ Ma}$  (IT02), and  $79.3 \pm 1.1 \text{ Ma}$  (IT03). The ages of IT01 and IT03 pass the  $\chi^2_{\text{red}}$  statistical test and therefore indicate the maximum depositional ages of the tuff beds. The ages of IT01 and IT03 overlap the age previously reported from the lower

Table 4 U-Pb data from IT02. Daggers (†) and double daggers (‡) denote discordant data and data excluded from the calculation of concordia and weighted mean ages, respectively. Asterisks (\*) of <sup>206</sup>Pb\* and <sup>207</sup>Pb\* denote radiogenic.

Sample IT02 Grain#	Total count				Th/U	Isotopic ratio				Disc. [%]	Age [Ma]					
	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>235</sup> U		<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	2σ	2σ			
1	532	24	14759	204	28181	0.62	0.0423	0.0224	0.0123	0.0011	0.0716	0.0379	78.6	7.3	70.2	37.8
2 †	1383	96	33154	510	70294	0.56	0.0639	0.0251	0.0128	0.0008	0.1129	0.0431	81.9	5.1	108.6	42.8
3 †	1469	57	22569	523	72109	0.37	0.0361	0.0154	0.0132	0.0008	0.0659	0.0275	84.8	5.2	64.8	27.5
4	1184	63	31307	443	61125	0.61	0.0489	0.0206	0.0126	0.0008	0.0850	0.0349	80.6	5.3	82.9	34.9
5	1228	60	22244	462	63654	0.42	0.0451	0.0191	0.0125	0.0008	0.0782	0.0324	80.4	5.3	76.4	32.3
6	1794	77	66382	673	92788	0.85	0.0398	0.0161	0.0126	0.0007	0.0691	0.0271	80.5	4.6	67.9	27.2
7	1819	90	35283	737	101574	0.41	0.0457	0.0181	0.0116	0.0007	0.0735	0.0281	74.6	4.2	72.0	28.1
8 †	1058	36	25717	395	54483	0.56	0.0314	0.0149	0.0126	0.0009	0.0548	0.0255	80.9	5.6	54.2	25.6
9 ‡	1028	46	28159	348	48045	0.70	0.0413	0.0185	0.0139	0.0010	0.0794	0.0350	89.0	6.3	77.6	35.0
10	1349	58	21580	502	69247	0.37	0.0400	0.0170	0.0127	0.0008	0.0699	0.0290	81.1	5.1	68.6	29.1
11	1294	55	36058	485	66925	0.64	0.0395	0.0170	0.0126	0.0008	0.0686	0.0288	80.5	5.2	67.3	28.8
12	895	54	25665	342	47205	0.65	0.0557	0.0242	0.0123	0.0009	0.0949	0.0405	79.0	5.9	92.0	40.3
13	978	47	21627	347	47810	0.54	0.0447	0.0199	0.0133	0.0009	0.0821	0.0360	85.1	6.1	80.1	35.9
14 ‡	1858	91	38009	632	87148	0.52	0.0454	0.0179	0.0139	0.0008	0.0869	0.0332	88.7	5.0	84.6	33.2
15 †	1605	61	36384	574	79192	0.55	0.0353	0.0149	0.0132	0.0008	0.0642	0.0263	84.4	5.0	63.2	26.4
16 †	1265	43	31731	433	59656	0.63	0.0312	0.0126	0.0137	0.0010	0.0589	0.0256	87.9	6.5	58.2	25.6
17	1660	83	32785	580	79908	0.49	0.0460	0.0157	0.0135	0.0009	0.0853	0.0319	86.2	5.9	83.1	31.9
18	1948	95	42369	726	100155	0.50	0.0449	0.0149	0.0126	0.0009	0.0779	0.0284	80.7	5.3	76.2	28.4
19	1282	78	30186	494	68065	0.53	0.0565	0.0196	0.0122	0.0009	0.0948	0.0360	78.2	5.7	92.0	35.9
20 †	2220	179	48193	741	102186	0.56	0.0747	0.0224	0.0141	0.0009	0.1446	0.0486	90.1	5.7	137.2	48.2
21	1441	85	50144	562	77490	0.77	0.0547	0.0186	0.0120	0.0009	0.0908	0.0338	77.2	5.5	88.2	33.8
22 †	2168	86	67508	809	111559	0.72	0.0367	0.0124	0.0126	0.0008	0.0635	0.0235	80.6	5.2	62.5	23.6
23	2001	87	53768	739	101884	0.63	0.0400	0.0135	0.0127	0.0008	0.0701	0.0259	81.5	5.3	68.8	26.0
24	1759	81	35407	632	87131	0.48	0.0424	0.0145	0.0131	0.0009	0.0763	0.0287	83.7	5.6	74.7	28.7
25 †	635	42	15874	260	35898	0.52	0.0616	0.0252	0.0114	0.0011	0.0972	0.0429	73.4	6.8	94.2	42.7
26	727	31	19187	297	40989	0.55	0.0394	0.0176	0.0115	0.0010	0.0623	0.0297	73.7	6.5	61.4	29.8
27	1270	82	26392	466	64184	0.49	0.0597	0.0205	0.0128	0.0009	0.1053	0.0397	82.1	6.1	101.6	39.6
28 †	1282	94	25138	506	69812	0.43	0.0675	0.0226	0.0119	0.0009	0.1106	0.0407	76.2	5.6	106.5	40.5
29	1798	95	31698	697	96042	0.39	0.0487	0.0162	0.0121	0.0008	0.0812	0.0296	77.7	5.2	79.3	29.7
30 †	565	46	14333	211	29120	0.58	0.0747	0.0299	0.0126	0.0012	0.1292	0.0566	80.5	7.8	123.4	55.9
Standards																
OD3 13-1	856	44	77016	774	106740	0.86	0.0475	0.0191	0.00519	0.00043	0.03397	0.0144608	33.4	2.8	33.9	14.6

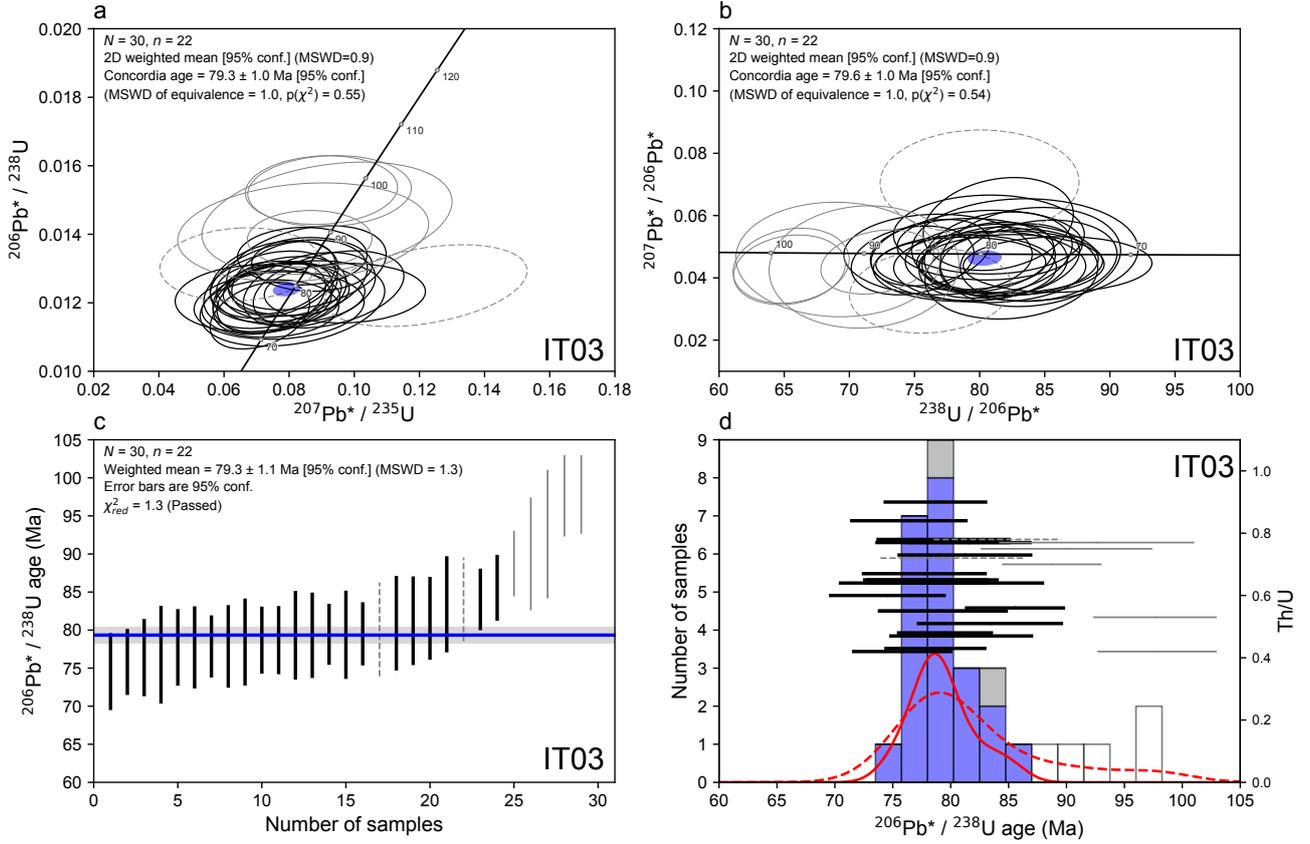


Fig. 6 Results of U-Pb dating of IT03. The description is the same as for Fig. 4. One data point (240.6 Ma) is outside of the plotted region.

Takikubo Formation in the Kan-onji district (KT01:  $78.3 \pm 0.5$  Ma). This suggests that either the deposition occurred over a short period or volcanic activity that produced new zircon crystals in the hinterland (Sanyo Belt) was minimal after 78 Ma.

### Acknowledgement

Thin-sections were prepared by Sato Takumi, Owada Akira, Fukuda Kazuyuki and Hirabayashi Eri of the Geoinformation Service Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST). This manuscript benefited from thoughtful reviews by Uchino Takayuki. This work is part of study of the quadrangle series, 1:50,000 ‘‘Geology of the Ikeda district’’ conducted by the Geological Survey of Japan, AIST.

### Appendix

The generalized ESD (extreme Studentized deviate) test is a common procedure for detecting outliers in data that follow an approximately normal distribution (Rosner, 1983). This test is essentially an iterative application of the Grubbs rejection test (Grubbs, 1950, 1969; Grubbs and Beck, 1972) for eliminating the maximum or minimum outlier. The test statistic for the  $i$ th data point is defined as

$$R_i = \frac{\max_i |x_i - \bar{x}|}{\sigma} \quad (\text{A1})$$

where  $\bar{x}$  is the sample mean and  $\sigma$  is the standard deviation. If the maximum  $R_i$  of the  $i$ th element is greater than the critical value at a significance level  $\alpha$ , then the element is considered to be an outlier. The critical value corresponding to the  $i$ th test can be calculated by

$$\lambda_i = \frac{(n-i)t_{p,v}}{\sqrt{(n-i+1)(n-i-1+t_{p,v}^2)}} \quad i = 1, 2, \dots, r$$

where  $t_{p,v}$  is the  $100p$  percentage point from the Student’s  $t$  distribution with  $v$  degrees of freedom ( $n-i-1$ ) and  $p = 1 - \alpha / 2(n-i+1)$ . The test repeats by increasing  $i$  while  $R_i > \lambda_i$ , and then the number of outliers,  $r$ , is determined by finding the largest  $i$  from this procedure.

To consider the  $2\sigma$  uncertainties and the weighted mean, we modify Eq. (A1) to get

$$R_i = \begin{cases} \frac{|(x_i - 2\sigma_i) - \mu|}{2\sigma_w} & \text{maximum value, when } (x_i - 2\sigma_i) > \mu \\ \frac{|(x_i + 2\sigma_i) - \mu|}{2\sigma_w} & \text{minimum value, when } (x_i + 2\sigma_i) < \mu \end{cases}$$

where  $\mu$  and  $\sigma_w$  are the weighted sample mean and

Table 5 U-Pb data from IT03. Daggers (†) and double daggers (‡) denote discordant data and data excluded from the calculation of concordia and weighted mean ages, respectively. Asterisks (\*) of <sup>206</sup>Pb\* and <sup>207</sup>Pb\* denote radiogenic.

Sample IT03 Gran#	Total count				Th/U	Isotopic ratio				Disc. [%]	Age [Ma]				
	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U		2σ	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	2σ		
1	1973	103	39879	951	131132	0.43	0.0105	0.01228	0.000688	0.0815	0.0175	78.7	4.4	79.5	17.7
2	2461	120	55818	1174	161884	0.48	0.0449	0.0092	0.000648	0.0769	0.0154	79.5	4.2	75.2	15.5
3	1842	91	37882	922	127150	0.42	0.0455	0.0105	0.000677	0.0742	0.0169	75.8	4.4	72.7	17.0
4	2760	140	60792	1317	181646	0.47	0.0467	0.0090	0.000626	0.0799	0.0149	79.5	4.0	78.1	15.1
5 ‡	2398	111	37983	929	128028	0.42	0.0426	0.0090	0.000806	0.0899	0.0188	97.8	5.2	87.4	18.9
6	1881	117	79852	907	125023	0.90	0.0573	0.0120	0.000699	0.0971	0.0199	78.7	4.5	94.1	20.0
7 †	1260	49	43700	569	78410	0.78	0.0358	0.0109	0.000860	0.0648	0.0197	84.0	5.5	63.8	19.8
8 ‡	713	34	22274	300	41400	0.75	0.0435	0.0158	0.001158	0.0843	0.0310	90.0	7.5	82.2	31.0
9 ‡	3212	157	94930	1371	189101	0.70	0.0451	0.0083	0.000671	0.0863	0.0154	88.7	4.3	84.0	15.5
10	2425	120	63913	1182	162941	0.55	0.0457	0.0094	0.000637	0.0766	0.0153	77.8	4.1	74.9	15.4
11	1216	62	49805	604	83224	0.84	0.0467	0.0128	0.000792	0.0769	0.0210	76.4	5.1	75.2	21.1
12	3276	171	93579	1478	203838	0.64	0.0481	0.0086	0.000631	0.0870	0.0149	84.0	4.1	84.7	15.1
13 ‡	2748	136	66475	1217	167868	0.56	0.0456	0.0089	0.000676	0.0840	0.0160	85.6	4.4	81.9	16.1
14 ‡	2120	101	42447	823	113416	0.53	0.0439	0.0097	0.000835	0.0924	0.0202	97.6	5.4	89.7	20.3
15	1304	58	39790	636	87732	0.64	0.0412	0.0116	0.000785	0.0690	0.0193	77.7	5.1	67.7	19.4
16	1179	61	37834	575	79317	0.64	0.0490	0.0132	0.001003	0.0810	0.0228	76.8	6.5	79.1	22.8
17	3218	150	106848	1551	213803	0.67	0.0442	0.0078	0.000843	0.0739	0.0139	77.7	5.4	72.4	14.1
18	1876	94	44702	842	116147	0.51	0.0475	0.0104	0.000986	0.0853	0.0197	83.4	6.4	83.1	19.9
19	2303	111	74161	1100	151677	0.65	0.0457	0.0093	0.000893	0.0771	0.0165	78.4	5.8	75.4	16.7
20 ‡	4594	225	41928	706	97402	0.57	0.0464	0.0069	0.002544	0.2434	0.0420	240.6	16.4	221.2	41.8
21 ‡	860	42	27670	348	47924	0.77	0.0459	0.0148	0.001318	0.0916	0.0309	92.6	8.5	89.0	30.9
22	1741	84	38989	806	111135	0.47	0.0459	0.0106	0.000970	0.0799	0.0194	80.9	6.2	78.1	19.5
23	3136	149	102226	1509	208094	0.65	0.0451	0.0080	0.000847	0.0756	0.0143	77.8	5.5	74.0	14.4
24	2229	102	83888	1053	145119	0.77	0.0435	0.0092	0.000909	0.0743	0.0165	79.3	5.9	72.8	16.6
25 †	1746	130	60917	816	112558	0.72	0.0707	0.0135	0.000960	0.1220	0.0250	80.1	6.2	116.9	25.0
26	2822	150	76465	1332	183696	0.55	0.0505	0.0090	0.000876	0.0862	0.0163	79.3	5.6	84.0	16.5
27	2578	117	89491	1189	163893	0.73	0.0431	0.0086	0.000909	0.0754	0.0158	81.2	5.9	73.8	15.9
28	4554	214	167417	2091	288323	0.77	0.0446	0.0068	0.000850	0.0783	0.0128	81.6	5.5	76.6	13.0
29	2290	130	87690	1081	149005	0.78	0.0539	0.0102	0.000905	0.0921	0.0186	79.4	5.8	89.5	18.7
30	3968	185	123685	1995	275050	0.60	0.0443	0.0072	0.000788	0.0710	0.0123	74.5	5.1	69.6	12.4
Standards															
GJI 4-1	21663	1354	7164	1386	191092	0.05	0.05756	0.00586	0.00331	0.73496	0.070470	570.5	21.3	559.5	69.1
GJI 4-2	21694	1364	7320	1365	188230	0.05	0.05791	0.00589	0.00337	0.75164	0.072157	579.6	21.7	569.2	70.7
PSV 4-1	37419	2087	61260	4030	555686	0.15	0.05137	0.00494	0.00190	0.38957	0.030829	344.9	12.2	334.1	30.8
PSV 4-2	41840	2286	67773	4506	621326	0.15	0.05032	0.00479	0.00189	0.38164	0.029539	344.9	12.2	328.2	29.6
OD3 5-1	1489	80	195963	1826	251768	1.04	0.05113	0.01211	0.00038	0.03361	0.008117	30.7	2.4	33.6	8.2
OD3 5-2	963	36	105586	1099	151575	0.93	0.03508	0.01215	0.00045	0.02479	0.008663	32.9	2.9	24.9	8.8

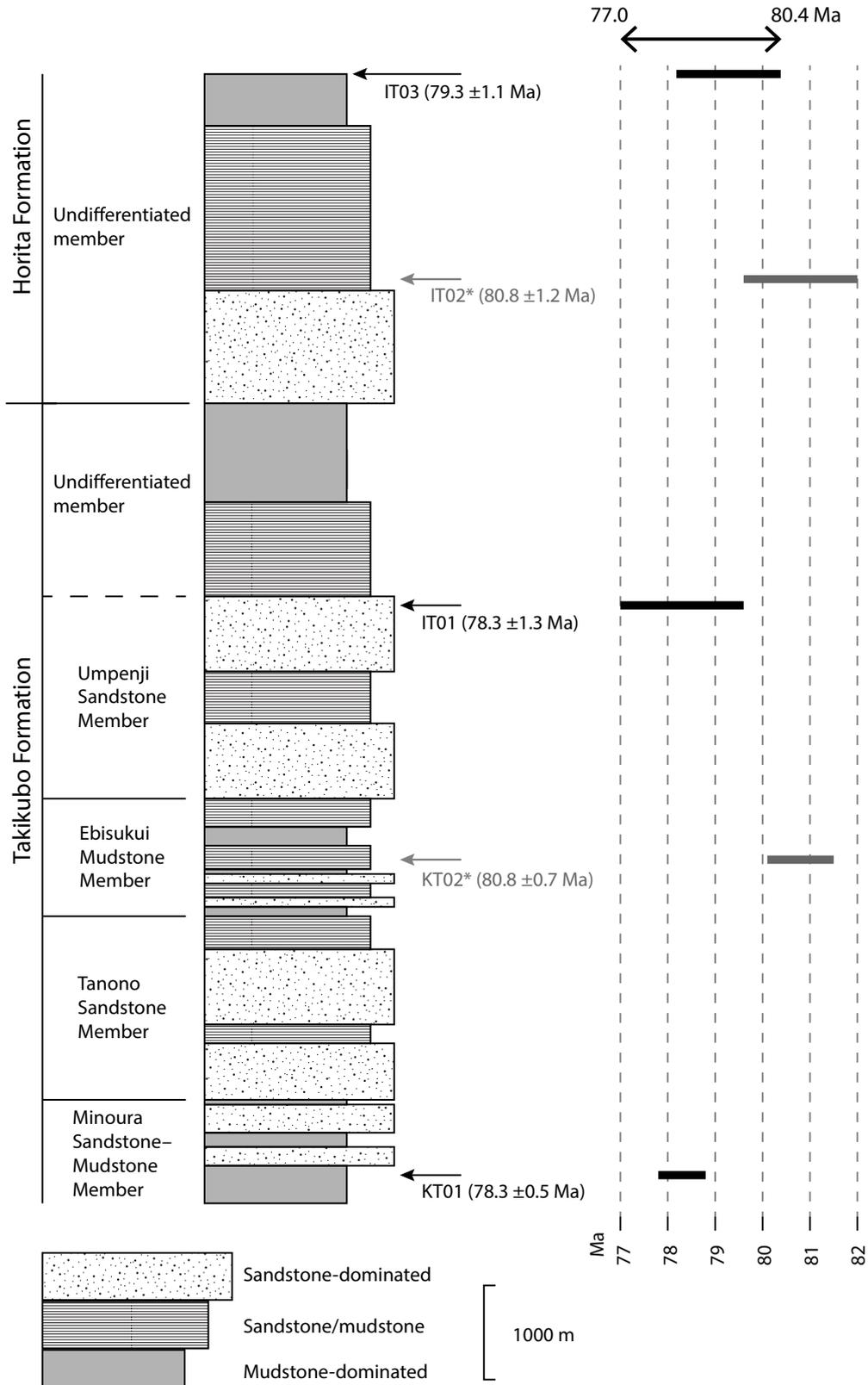


Fig. 7 A generalized stratigraphic column of the main facies from the Kan-onji to Ikeda districts, with the stratigraphic positions of the samples with U-Pb ages. The lithological data are based on Noda *et al.* (2017a) and Matsuura *et al.* (2002). U-Pb ages of KT01 and KT02 come from Noda *et al.* (2017b). Ages with asterisks (\*) are rejected data by the  $\chi^2_{\text{red}}$  statistical test (Spencer *et al.*, 2016). Horizontal bars depict  $2\sigma$  age uncertainties, with black bars and gray bars representing data accepted and rejected by the  $\chi^2_{\text{red}}$  statistical test, respectively.

the standard error, respectively. We used 0.05 for the significance level,  $\alpha$ .

## References

- Bando, Y. and Hashimoto, H. (1984) Biostratigraphy and ammonite fauna of the Izumi Group (Late Cretaceous) in the Asan Mountains. *Mem. Fac. Educ., Kagawa Univ.*, **II**, **34**, 1–16 (in Japanese with English abstract).
- Geological Survey of Japan, AIST ed., (2015) Seamless digital geological map of Japan 1:200,000, May 29, 2015 version, Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology. Available from: [https://gbank.gsj.jp/seamless/index\\_en.html](https://gbank.gsj.jp/seamless/index_en.html) [Accessed: 2019-07-29].
- Grubbs, F. E. (1950) Sample criteria for testing outlying observations. *Ann. Math. Stat.*, **21**, 27–58.
- Grubbs, F. E. (1969) Procedures for detecting outlying observations in samples. *Technometrics*, **11**, 1–21.
- Grubbs, F. E. and Beck, G. (1972) Extension of sample sizes and percentage points for significance tests of outlying observations. *Technometrics*, **14**, 847–854.
- Hashimoto, H., Motoyama, S., Ishida, K., Terado, T., Morinaga, H., Nakao, K., Morie, T., Kozai, T., Taisei, O., Fukushima, K. and Kawamura, N. (2003) Geology of the Izumi Group and the Median Tectonic Line in the western Tokushima: Mino-cho district. *Comprehensive Research Report of Mino-cho*, Proceedings of Awa Gakkai, no. 49, 1–12 (in Japanese).
- Hashimoto, H., Ishida, K., Yamasaki, T., Tsujino, Y. and Kozai, T. (2015) Revised radiolarian zonation of the Upper Cretaceous Izumi inter-arc basin (SW Japan). *Rev. Micropaléontol.*, **58**, 29–50.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27–62.
- Ishida, K., Terado, T., Hashimoto, T., Murata, A., Morinaga, H., Nakao, K. and Morimoto, S. (1993) The Izumi Group and the Median Tectonic Line in the western Asan Mountains: Geology and geomorphology in the Miyoshi-cho district, Tokushima Prefecture. *Comprehensive Research Report of Miyoshi-cho*, Proceedings of the Local Workshop, no. 39, Awa Gakkai, 1–20 (in Japanese).
- Iwano, H., Orihashi, Y., Danhara, T., Hirata, T. and Ogasawara, M. (2012) Evaluation of fission-track and U–Pb double dating method for identical zircon grains: Using homogeneous zircon grains in Kawamoto Granodiorite in Shimane prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **118**, 365–375 (in Japanese with English abstract).
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J.-I., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47–69.
- Kazaoka, O., Suganuma, Y., Okada, M., Kameo, K., Head, M. J., Yoshida, T., Sugaya, M., Kameyama, S., Ogitsu, I., Nirei, H., Aida, N. and Kumai, H. (2015) Stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula: An expanded and highly-resolved marine sedimentary record from the Lower and Middle Pleistocene of central Japan. *Quat. Int.*, **383**, 116–135.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**, 52, doi: 10.1007/s00410-015-1206-8.
- Matsumoto, T. (1954) The Izumi Belt along the southern border of the Inner Zone of Southwest Japan. In The Cretaceous Research Committee ed., *The Cretaceous System in the Japanese Island*, Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Ch. IV, 125–137.
- Matsuura, H., Kurimoto, C., Yoshida, F., Saito, Y., Makimoto, H., Toshimitsu, S., Iwaya, T., Komazawa, M. and Hiroshima, T. (2002) *Geological Map of Japan 1:200,000, Okayama and Marugame*. Geological Survey of Japan, AIST.
- Miyata, T. (2004) *Geology of the Kokawa district*, Ch. 5, The Upper Cretaceous Izumi Group. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 28–40 (in Japanese).
- Moore, G. F., Boston, B. B., Strasser, M., Underwood, M. B. and Ratliff, R. A. (2015) Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc. *Mar. Petrol. Geol.*, **67**, 604–616.
- Nakano, M. (1953) On the Izumi Group of the Central part of the Sanuki Mountain-Range, Japan. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, **3**, 1–13 (in Japanese with English abstract).
- Nishimura, T. (1976) Petrography of the Izumi sandstone in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 231–240.
- Nishiura, M., Yamasaki, T. and Okumura, K. (1993) Sedimentary structure of the Izumi Group developed in the western part of the Asan Range, Shikoku, Japan. *Jour. Sediment. Soc. Japan*, **38**, 33–44 (in Japanese with English abstract).
- Noda, A. (2017) A new tool for calculation and visualization of U–Pb age data: UPbplot.py. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **68**, 131–140.
- Noda, A. and Sato, D. (2018) Submarine slope–fan

- sedimentation in an ancient forearc related to contemporaneous magmatism: The Upper Cretaceous Izumi Group, southwestern Japan. *Island Arc*, **27**, e12240.
- Noda, A. and Toshimitsu, S. (2009) Backward stacking of submarine channel-fan successions controlled by strike-slip faulting: The Izumi Group (Cretaceous), southwest Japan. *Lithosphere*, **1**, 41–59.
- Noda, A., Ueki, T., Kawabata, H., Matsuura, H. and Aoya, M. (2017a) *Geology of Kan-onji district*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 96p. (in Japanese with English abstract).
- Noda, A., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2017b) LA-ICP-MS U-Pb and fission-track ages of felsic tuff beds of the Takikubo Formation, Izumi Group in the Kan-onji district, eastern Shikoku, southwestern Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **68**, 119–130.
- Ogg, J. G., Hinnov, L. A. and Huang, C. (2012) Ch. 27, Cretaceous. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M. eds., *The Geologic Time Scale*, Elsevier, 793–853.
- Rosner, B. (1983) Percentage points for a generalized ESD many-outlier procedure. *Technometrics*, **25**, 165–172.
- Sato, D. (2015) U-Pb zircon dating of the Late Cretaceous volcanic rocks from the Ikuno and Mitsuishi mines area, southwest Japan. *Abstract of the Japan Geoscience Union Meeting*, SCG58-P09.
- Sato, D. (2016) Zircon U-Pb and fission-track ages of Late Cretaceous volcanic rocks of the Ieshima Islands, southwest Japan. *Japan. Mag. Mineral. Petrol. Sci.*, **45**, 53–61 (in Japanese with English abstract).
- Sato, D., Yamamoto, T. and Takagi, T. (2016a) *Geology of the Banshu-Ako district*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST (in Japanese with English abstract).
- Sato, D., Matsuura, H. and Yamamoto, T. (2016b) Timing of the Late Cretaceous ignimbrite flare-up at the eastern margin of the Eurasian Plate: New zircon U-Pb ages from the Aioi–Arima–Koto region of SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **310**, 89–97.
- Seike, K., Iwano, H., Danhara, T. and Hirano, H. (2013) Tectonics of the Ryoke–Izumi belt of the Izumi Mountains, Southwest Japan from thermochronological data. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 759–775 (in Japanese with English abstract).
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hancher, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, 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. *Chem. Geol.*, **249**, 1–35.
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L. and Taylor, R. J. M. (2016) Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geosci. Frontiers*, **7**, 581–589.
- Suyari, K. (1966) Studies of the Izumi Group in the Eastern Asan Mountain Range, Shikoku (I). *Jour. Sci., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokushima*, **1**, 9–14 (in Japanese with English abstract).
- Suyari, K. (1973) On the lithofacies and the correlation of the Izumi Group of the Asan Mountain Range, Shikoku. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Series, (Geology), Special Volume*, **6**, 489–495 (in Japanese with English abstract).
- Suyari, K., Odoi, Y., Kume, Y., Kondo, K., Toake, S., Sobue, K., Terado, T. and Bando, H. (1968) Studies of the Izumi Group in the Eastern Asan Mountain Range, Shikoku (II). *Jour. Sci., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokushima*, **2**, 7–16 (in Japanese with English abstract).
- Tanaka, J. (1993) Sedimentation and tectonics in the Cretaceous, strike-slip Izumi basin, Izumi mountains, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **36**, 85–107.
- Tanaka, J. and Maejima, W. (1995) Fan-delta sedimentation on the basin margin slope of the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, southwestern Japan. *Sediment. Geol.*, **98**, 205–213.
- Tera, F. and Wasserburg, G. J. (1972) U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 281–304.
- Wendt, I. and Carl, C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sec.*, **86**, 275–285.
- Wetherill, G. W. (1956) Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 320–326.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. V., 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.
- Yamasaki, T. (1986) Sedimentological study of the Izumi Group in the northern part of Shikoku, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Series, Geology*, **56**, 43–70.
- Yamasaki, T. (1987) Radiolarian assemblages of the Izumi Group in Shikoku and western Awaji Island, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 403–417 (in Japanese with English abstract).
- Yokoyama, K. and Goto, A. (2000) Petrological study of the Upper Cretaceous sandstones in the Izumi Group, Southwest Japan. *Mem. Natl. Sci. Mus., Tokyo*, **32**, 7–17.

Received August 5, 2019

Accepted November 8, 2019

## 四国東部の池田地域における和泉層群滝久保層と堀田層の 珪長質凝灰岩の LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代

野田 篤・檀原 徹・岩野 英樹・平田 岳史

### 要 旨

四国東部の池田地域に分布する和泉層群の滝久保層と堀田層の堆積年代を制約するために、挟在する珪長質凝灰質岩に含まれるジルコン粒子のLA-ICP-MS U-Pb年代を測定した。測定にあたり、滝久保層の上部から1試料 (IT01)、堀田層の下部から2試料 (IT02とIT03) を採取した。測定によって求められた $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代とその誤差 ( $2\sigma$ ) は、IT01が78.3 ± 1.3 Ma, IT02が80.8 ± 1.2 Ma, IT03が79.3 ± 1.1 Maであったが、このうちの2試料 (IT01とIT03) が $\chi^2_{\text{red}}$ 検定に合格した。検定に合格した2試料が示すU-Pb年代は、採取した凝灰岩の堆積年代の下限を規制し、それは中期カンパニアン期 (古地磁気年代層序区分のchron C33n) に相当する。これらの年代値は、西隣の観音寺地域から報告されている滝久保層下部の年代値 (80.8–78.3 Ma) とほぼ同じであり、滝久保層下部から堀田層下部にかけての見かけの層厚が12 kmに及ぶにもかかわらず、ジルコンのU-Pb年代値は層序の下位から上位にかけて若くなっていく傾向を見せていない。この理由として、和泉層群の当時の堆積速度が非常に大きかったこと、または若いジルコン結晶を生成・供給する火成活動が後背地において一時的に不活発となっていたことが考えられる。

## クリティカルテーパーモデル - 土質力学の基礎からの導入

高下 裕章<sup>1</sup>・野田 篤<sup>1</sup>

Koge Hiroaki and Noda Atsushi (2020) Critical taper model - Introduction from soil mechanics. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 71 (1), p. 49–61, 13 figs.

**Abstract:** Critical taper model was based on soil mechanics and devised to explain the relationship among the prism form of the fold-and-thrust belt or the accretionary wedge and the friction of the décollement. With this mechanical model, regarding the friction of the décollement, we can discuss (1) the comparison of each subduction zones, (2) the spatial distribution within a single subduction zone, or (3) the time change of single cross-section. However, this critical taper model has few users in the geological research in Japan. This might be because that critical taper is needed to learn soil mechanics, which is mainly used in the field of civil engineering in Japan, or there is almost no detailed review written in Japanese. In this paper, in order to help for the understanding of critical taper model, first, we introduce critical taper model from the basics of Mohr-Coulomb failure criteria in soil mechanics and show how it was used and calculated in three cases.

**Keywords:** Subduction zone, critical taper model, soil mechanics, structural geology

### 要 旨

クリティカルテーパーモデルはプレート収束域に向かって先細る楔形を示すfold-and-thrust beltや付加体の断面形状と断層強度の関係を理解するためのモデルとして土質力学を基礎に考案された。この理論モデルを用いることで、地形パラメータから(1)沈み込み帯同士の比較、(2)単一沈み込み帯内での空間分布の比較、(3)単一沈み込み帯内での時間変化の比較が可能となる。ただし、本理論は日本における地質分野では利用者が少ない。これは日本語による解説がほとんどないこと、土質力学を基礎とすることによると考えられる。本解説では、クリティカルテーパーモデルについての読者の理解の助けとなることを目的として、まず土質力学におけるモール・クーロンの破壊基準から一般的なクリティカルテーパーモデルを導入し、さらに最新の論文でどのように活用されているか、その計算方法までを紹介する。

### 1. はじめに

クリティカルテーパーモデル (Critical taper model, Critical taper theoryや臨界尖形理論などと称されるが、ここでは最も一般的な名称を用い、かつ日本語のものを使用して上述のように呼称する)は、プレート収束域に向かって先細る楔形(以下、ウェッジと呼ぶ)を示すfold-and-thrust

belt (褶曲・衝上断層帯)や付加体の断面形状と断層強度の関係を理解するためのモデルとして土質力学と地盤力学を基礎に考案された(Chapple, 1978; Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984)。クリティカルテーパーモデルは、その上面(付加体の海溝陸側斜面に相当)の傾斜 $\alpha$ とその底面(デコルマ面)の傾斜 $\beta$ が力学的に安定・不安定の境界となる臨界値を持ち、同一の力学条件下(主にデコルマとウェッジ内部の摩擦条件)ではウェッジが臨界状態(せん断破壊の局面)の形状を保って成長することを前提条件としている。つまり、ウェッジ形状から力学的なバランスを把握することができるため、このモデルを用いることで、(1)沈み込み帯同士の比較、(2)単一沈み込み帯内での空間分布の比較、(3)単一沈み込み帯内での時間変化の比較が可能となる。

このようにクリティカルテーパーモデルを用いることでウェッジ形状から力学条件を説明することができるが、斎藤ほか(2009)や小川(2010)を除いて日本語による解説がほとんどないこともあり、国内の地質分野では利用者が少ない。本解説は、クリティカルテーパーモデルの導入から活用までを詳しく紹介することで、クリティカルテーパーモデルについての読者の理解の助けとなることを目的としている。ここでは、まずモール・クーロンの破壊条件にはじまる土質力学の基礎部分を紹介した後に、クリティカルテーパーモデルを導入する。さらに、モー

<sup>1</sup>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: KOGE, H., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: koge.h@aist.go.jp

ル・クーロンの破壊条件から拡張された土圧理論(例えば, Lehner, 1986)を導入することで, クリティカルテーパーモデルをより定性的に理解する. クリティカルテーパーモデルを土質力学から導入するに当たり本稿は式を多く含むので, 煩雑に感じた場合, 定性的な理解のために3.3節から読むのも良いと思われる. 最後に, 本研究に深く関連した先行研究例を用いて, 実際どのように計算を進めて議論するかを解説する.

## 2. 土質力学の導入

土及び岩石は, 圧縮とせん断に強く, 引張に弱い物質である. その強度を決定しているのは, 粒子の形, 圧密と続成の進行具合, 粒径分布である. それらの3つ要素は内部摩擦力と粘着力という2つの力に反映される. 内部摩擦力は土の噛み合いと摩擦による力であり, 粘着力は土を構成する粒子同士のファンデルワールス力によるものを指している(Jumkis, 1967). 土質力学は, このような内部摩擦力と粘着力で強度が決定する物質を対象にする.

低速度な堆積物で構成されているウェッジは内部摩擦力と粘着力で強度が決まるとみなすことが可能であるため, 土質力学の対象と近い条件と仮定することができる. このため, 土質力学を基礎とするクリティカルテーパーモデルの適用が十分可能と考えられる. 本節ではまずモール円を導入して, ブロックの任意面上の応力をブロック全体が受けている応力で記述する方法を導入する. 次に, 破壊条件におけるすべり面上の応力をブロック全体が受けている応力で記述することで, モール・クーロンの破壊条件を導く.

### 2.1 モール円

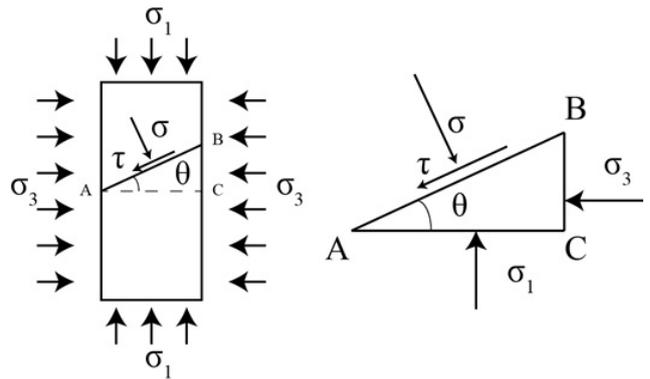
側方に無限に連続する土や岩石のブロックを仮定したとき, その任意の面ACから傾き $\theta$ を持つ面で受ける力 $\sigma$ と $\tau$ をブロックの外からの応力 $\sigma_1, \sigma_3$ で記述するためのモール円を導入する(第1図). ここで,  $\sigma$ は垂直応力,  $\tau$ はせん断応力,  $\sigma_1$ と $\sigma_3$ はそれぞれ最大主応力と最小主応力である. また, ここでは圧縮を正とする.  $\theta$ という面について考えるとき,  $AB=1$ とすると $AC=\cos\theta$ ,  $BC=\sin\theta$ が成立する.

ここで $\sigma_1, \sigma_3$ を第2図のように分解し,  $\sigma$ 方向と $\tau$ 方向でそれぞれつりあい式を使って整理する. まず $\sigma$ 方向について

$$\begin{aligned} \sigma \cdot AB &= \sigma_1 \cos\theta \cdot AC + \sigma_3 \sin\theta \cdot BC & (1) \\ \sigma &= \sigma_1 \cos^2\theta + \sigma_3 \sin^2\theta & (2) \end{aligned}$$

ここで半角の公式を確認すると

$$\sin^2 \frac{\alpha}{2} = \frac{1 - \cos\alpha}{2}$$



第1図 初期条件の模式図. 最大主応力と最小主応力 $\sigma_1, \sigma_3$ を受けるブロックの中で,  $\theta$ 傾いた面で受ける垂直応力 $\sigma$ , せん断応力 $\tau$ を考察する.

Fig. 1 Schematic diagram of initial conditions. The vertical stress  $\sigma$  and the shear stress  $\tau$  received on the  $\theta$  inclined surface can be described with the maximum and minimum principal forces  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ .

$$\cos^2 \frac{\alpha}{2} = \frac{1 + \cos\alpha}{2}$$

式(2)は

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_1 \frac{1 + \cos 2\theta}{2} + \sigma_3 \frac{1 - \cos 2\theta}{2} \\ &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta \end{aligned} \quad (3)$$

となる. 同様に $\tau$ 方向についても計算する.

$$\begin{aligned} \tau \cdot AB &= \sigma_1 \sin\theta \cdot AC - \sigma_3 \cos\theta \cdot BC & (4) \\ \tau &= \sigma_1 \sin\theta \cos\theta - \sigma_3 \cos\theta \sin\theta & (5) \\ &= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta \end{aligned}$$

(3), (5)より

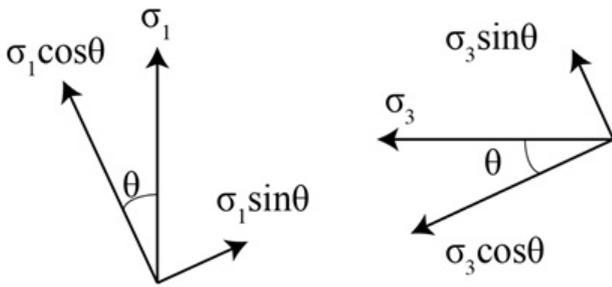
$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right) \cos 2\theta = \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \sigma\right) \quad (6)$$

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right) \sin 2\theta = \tau \quad (7)$$

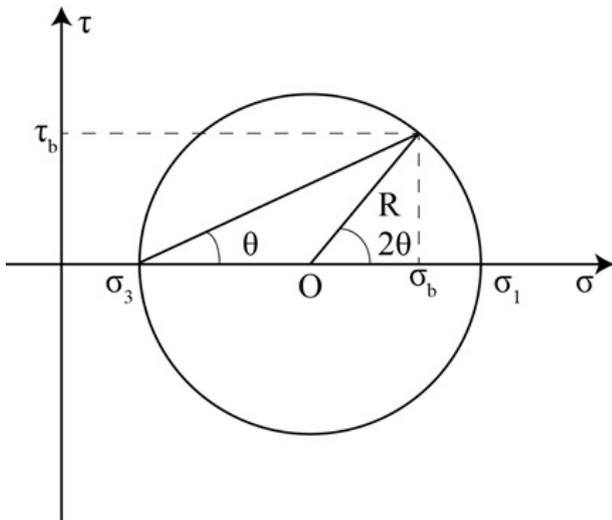
(6), (7)より

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)^2 = \tau^2 + \left(\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}\right)^2 \quad (8)$$

この式は軸が $\sigma$ と $\tau$ なる関数とすれば, 半径 $R=(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ , 中心 $O((\sigma_1 + \sigma_3)/2, 0)$ である円の方程式に他ならない. これがモール円である. この円は,  $(\sigma_1, \sigma_3)$ という応力が働いているとき, ブロックの任意の断面における $(\sigma, \tau)$ を



第2図 ベクトルの分解  
Fig. 2 Decomposition of the vector.



第3図 モール円.  
Fig. 3 Mohr's circle.

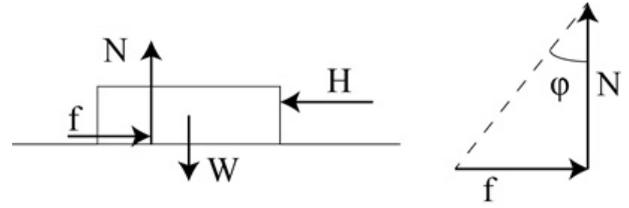
すべてプロットしたという意味を持つ。

たとえば、最初の例に使った $(\sigma_1, \sigma_3)$ なる力をブロックが受けていて、すべり面が水平から $\theta$ という角度をなすという条件のとき、その円は第3図のようになり、すべり面での垂直応力とせん断応力は具体的に $(\sigma_b, \tau_b)$ で示される。

## 2.2 クーロンの破壊基準(クーロン式)

電磁気学で非常に有名なクーロンは18世紀に土の圧縮試験を通じて、破壊時に観測された $\sigma, \tau$ をプロットすると直線になることを発見した(例えば、山口・西松, 1967)。これを定式化したのがクーロン式であり、式(9)のようになる。さらに約100年後、モールが材料にかかる応力の記述方法を幾何学的手法から提案した。これが先に述べたモール円である。これら2式を組み合わせることで、材質にかかる応力と強度の議論が可能になる。これをモール・クーロンの破壊条件という。

$$\tau = \sigma \cdot \tan\phi + C \quad (9)$$



第4図 内部摩擦の概略図. W: 重さ, H: 水平に押される力, N: 垂直応力, f: 摩擦力,  $\phi$ : 内部摩擦角

Fig. 4 Schematic diagram of internal friction. W: Weight, H: Force pressed horizontally, N: Normal stress, f: Friction force,  $\phi$ : Internal friction angle.

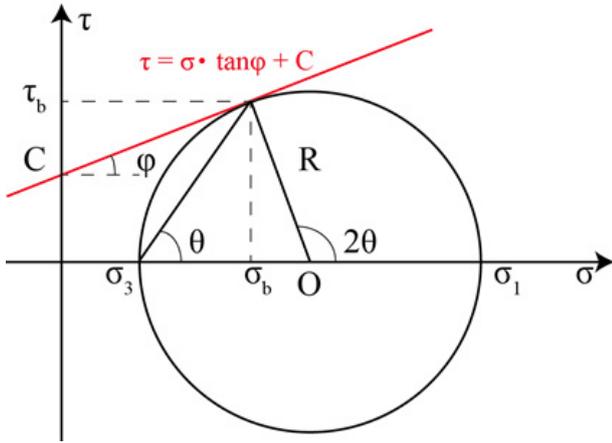
ここで、 $\tau$ : せん断応力,  $\sigma$ : 垂直応力,  $\phi$ : 内部摩擦角,  $\tan\phi$ : 内部摩擦係数( $\mu$ とも書く), C: 粘着力である。土・岩石はこの直線を超える応力状態では破壊する。内部摩擦角は粒子間の摩擦を表すパラメータだが、第4図のような一般的な摩擦における垂直応力と摩擦力のなす角と近似して考えることができる。

式(9)からわかることは、破壊に対する土のせん断応力は内部摩擦と粘着力によって記述されるということ、内部摩擦力は垂直応力に比例すること、粘着力は垂直応力に対して独立ということである。一般的に巨大な地質構造を対象とする場合、 $\sigma$ のオーダーが大きいため粘着力Cを無視することができる。逆に粘土のような内部摩擦角 $\phi$ がほぼ0という物質を扱う場合には、 $\tau$ はCのみに依存するとして考えてよい。

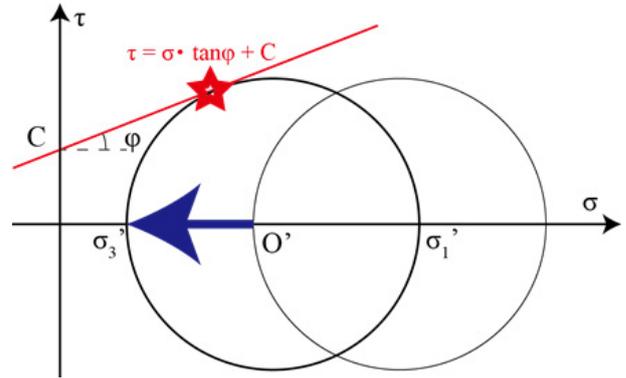
## 2.3 モール・クーロンの破壊条件

ここまでで、モール円(8)とクーロン式(9)の2つの式を説明してきた。モール円は $(\sigma_1, \sigma_3)$ という応力を受けた状態での任意の面における応力状態を示しており、クーロン式は、せん断すべりが発生するときの応力状態を示している。どちらも横軸が $\sigma$ 、縦軸が $\tau$ というすでに統一しているデカルト座標系で表示されているため、この2つの式は、同じ平面上に図示することができる(第5図)。

2つの式で示された直線と円は状況によって、交点を2つ持つ、接点を持つ、交点を1つも持たない、という3つの場合分けが存在する。クーロン式がものの破壊を支配する方程式であり、モール円はものが受けている応力を示している。つまり、この円が直線と共有点をもっている場合は、その応力状態は破壊条件を満たしているということになる。逆に、円が直線と共有点をもっていない場合は、応力が破壊条件を満たしておらず、破壊が起こらない(安定状態)。土や岩石の外から作用するせん断応力がある直線で与えられた時、破壊が始まる最小の応力は円とこの直線が接するところになる。よって、外から受ける応力 $(\sigma_1, \sigma_3)$ から破壊が起きる際のすべり面にかかる応力を次の式で表すことができる(例えば、



第5図 モール・クーロンの破壊条件  
Fig. 5 The Mohr-Coulomb failure criterion.



第6図 間隙水圧の効果. 間隙水圧 $p_f$ (青矢印)が大きければ、有効応力 $\sigma_1$ と $\sigma_3$ は小さくなり( $\sigma'_1$ と $\sigma'_3$ )、モール円が直線と接する。

Fig. 6 Effect of pore fluid pressure on the failure criterion. If the pore fluid pressure (blue arrow) is large, the effective stresses  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  will be small ( $\sigma'_1$  and  $\sigma'_3$ ), and the Mohr's circle will be in contact with the straight Coulomb line.

岡, 2003).

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \sin\phi + C \cdot \cos\phi \quad (10)$$

本式は接点をモール円の幾何から算出すると( $\sigma_b$ ,  $\tau_b$ ) =  $(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin\phi, \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos\phi)$ であり、これをクーロン式(9)に代入することで得られる。

## 2. 4 破壊における間隙水圧の効果

自然界の摩擦について議論する際、間隙水圧の影響は無視できない(Terzaghi, 1951)。そもそも土・岩石の強度は、排水条件に大きく左右されることが三軸圧縮せん断試験等から一般に知られている。排水条件とは、その地盤・岩石が水を透過する能力がどれくらいあるかということである。地盤・岩石は、その透水性が高ければ内部に水が存在したとしても強度への影響は小さいが、透水性が低ければ強度は弱くなり、低い外力でも破壊しやすくなる。

この間隙水圧の効果を断層に適用した場合、ハイドロプレーニング現象(車が高速走行中に水たまりの上を走ると、タイヤと道路の水が十分に排水されず、摩擦を弱めてスリップしてしまう現象)などと同様に、間隙水圧が有効応力を低下させることで、断層の摩擦は小さくなる。例えば、アルプスのような巨大な造山帯においても、この間隙水圧の影響を受けて造山運動が進行していることが知られている(Hubbert and Rubey, 1959)。アルプスと同じfold-and-thrust beltの1つである沈み込み帯も例外ではなく、間隙水圧を考慮することは地震・断層の特徴を考える際に不可欠である。

間隙水圧が応力に与える影響を式で書くと、

$$\sigma'_i = \sigma_i - p_f \quad (i = 1, 3) \quad (11)$$

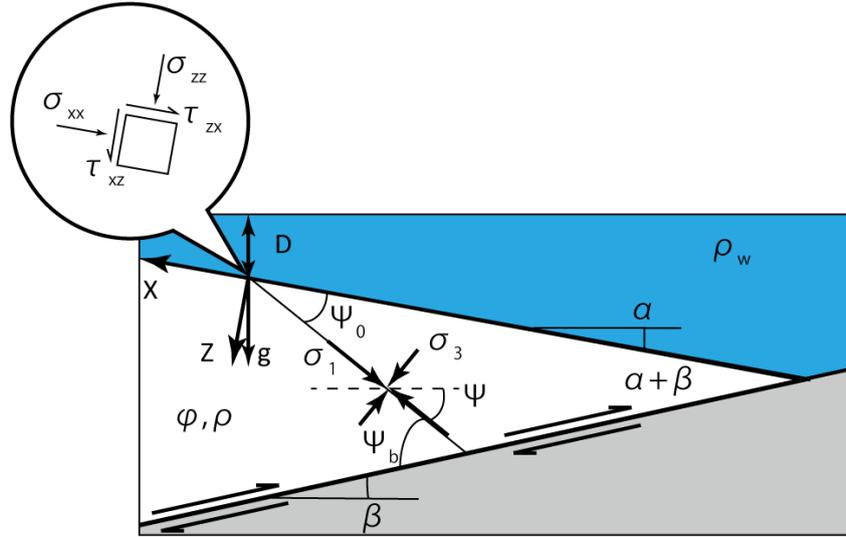
ここで  $\sigma'_i$ : 有効応力,  $\sigma_i$ : 全応力,  $p_f$ : 間隙水圧である。地盤全体が反作用として出す力が全応力、有効応力はその中で土や岩石などのフレームにかかっている力、間隙水圧は水が負担している力である。水が負担する力が増えるとフレームの負担が少なくなり、モール円が左に移動し、破壊条件に到達しやすくなる(第6図)。

## 3. クリティカルテイパーモデル

クリティカルテイパーモデル(例えば, Davis *et al.*, 1983, Dahlen *et al.*, 1984, Dahlen, 1990)は付加体ウェッジの重要な特徴をシンプルに示すことができるモデルとして提案されたものであり、基本的に今まで説明してきたモール・クーロンの破壊条件をもとに考えられた(Lehner, 1986)。当初はブルドーザーで堆積物が押されるような圧縮状態のみを仮定していた(Davis *et al.*, 1983)が、Lehner (1986)と Dahlen (1984)で圧縮状態のみならず、伸長状態における臨界状態も考慮できるように拡張された。

これらの研究では「付加する堆積物は非粘性で、また必ず先細った楔形を達成しており、その内部応力は臨界状態(せん断破壊の局面)である(Critical taper)」という仮定が置かれる。

3.1節においてDahlen (1990)とLehner (1986)に基づいて計算のアウトラインを導入する。3.2節で各パラメータと式のエッセンスをまとめる。さらに3.3節ではクリティカルテイパーモデルの基となった土質力学における土圧理論を導入し、クリティカルテイパーモデルはどういう力のつり合いを仮定して成立しているかを理解していただければと思う。式の理解が難しい場合は先に3.2節と3.3節を読んでいただければと思う。



第7図 クリティカルテイパーモデルの模式図.  $\alpha$ : 斜面傾斜角,  $\beta$ : デコルマ傾斜角,  $\psi$ : 最大主応力軸とX軸のなす角,  $\psi_0$ : 主応力方向と斜面のなす角,  $\psi_b$ : 主応力方向とデコルマのなす角,  $\psi_b$ : 水深,  $\sigma_1$ : 最大主応力,  $\sigma_3$ : 最小主応力,  $\rho$ : ウェッジを構成する物質のバルクの密度,  $\rho_w$ : 水の密度.  $\sigma_{xx}$ : X軸方向の応力,  $\sigma_{zz}$ : Z軸方向の応力,  $\tau_{xz}$ : X軸方向のせん断力

Fig. 7 Cross-sectional sketch of the submarine non-cohesive Critical Taper theory.  $\alpha$ : Slope angle,  $\beta$ : Décollement dip,  $\psi$ : the angle between principal stress direction and the X-axis at any point in the wedge,  $\psi_0$ : the angle between principal stress direction and slope,  $\psi_b$ : the angle between principal stress direction and basement,  $\psi_b$ : Water depth,  $\sigma_1$ : Maximum principal stress,  $\sigma_3$ : Minimum principal stress,  $\rho$ : Bulk density of the material constituting the wedge,  $\rho_w$ : Water density.  $\sigma_{xx}$ : stress in the X-axis direction,  $\sigma_{zz}$ : stress in the Z-axis direction,  $\tau_{xz}$ : shear force in the X-axis direction.

### 3.1 クリティカルテイパーモデルの導入

以下では、非粘性を仮定した場合のクリティカルテイパーモデル (Dahlen, 1990) の計算方法を簡潔にまとめる。モール・クーロンの破壊基準の式 (9) において、力学的なかみ合いを意味する  $\sigma \cdot \tan \phi$  は  $\sigma$  が存在することによりそのスケール依存性が認められる。一方、粘着力を表す項  $C$  はスケール依存性が存在しない。そのため、クリティカルテイパーモデルで扱うような km オーダーの大地形を対象とする時、粘着力の項は式全体の中で微小項となり、非粘性を仮定することが可能となる。

側方に無限遠に連続するウェッジ (上盤) と沈み込む海洋プレート (下盤) があるとき、デカルト座標系における X-Z 座標で上盤の応力状態を整理すると第7図のようになる。

ウェッジに作用する力は重力と摩擦力なので、ウェッジ内の任意の点における X 軸方向と Z 軸方向の応力のつり合い式は  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{zz}$ ,  $\tau_{xz}$  を、それぞれ X 軸方向の応力, Z 軸方向の応力, X 軸方向のせん断力とすると、第7図より、

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - (\rho - \rho_w)gz \sin \alpha = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + (\rho - \rho_w)gz \cos \alpha = 0 \quad (13)$$

となる。ここで  $\rho_w gz$  が上2式で引かれているのは、間隙

水圧の効果を示している。ここで後のために Hubbert-Rubey (1959) の間隙水圧比  $\lambda$  を導入する。

$$\lambda = \frac{p_f - \rho_w g D}{|\sigma_{zz}| - \rho_w g D} \quad (14)$$

ウェッジ内の任意の点における最大主応力軸  $\sigma_1$  と X 軸のなす角を  $\psi$  と定義すると、粘性がない状態でモール・クーロンの破壊条件に従う場合、ウェッジ内の応力状態は第8図を満たさなければならない。

モール円に注目する。モール円における中心点を  $C(k, 0)$ 、半径を  $R$  おくと  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{zz}$ ,  $\tau_{xz}$  は図より以下の式を満たす。

$$\sigma_{xx} = k + R \cos 2\psi \quad (15)$$

$$\sigma_{zz} = k - R \cos 2\psi \quad (16)$$

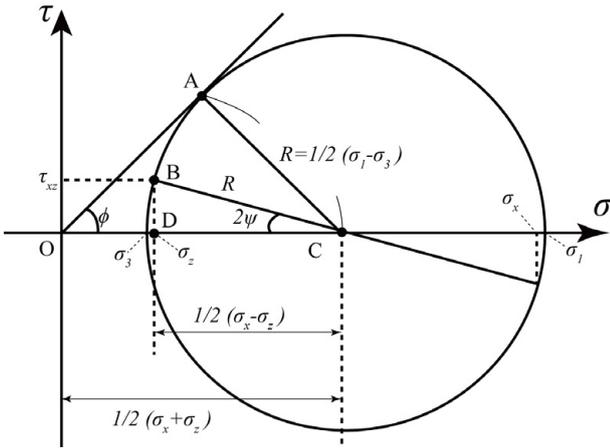
$$\tau_{xz} = R \sin 2\psi \quad (17)$$

ここですべり面の角度が  $\psi$  にも関わらず  $2\psi$  が使われていることで混乱されることがある。2.1 節におけるモール円の導入で、 $\theta$  傾いた面に対する各応力で  $2\theta$  が使われていることを確認していただくと混乱が解けると思う。

これと同様に  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  も以下の式を満たす。

$$\sigma_1 = k + R \quad (18)$$

$$\sigma_3 = k - R \quad (19)$$



第8図 XZ軸に注目したモール・クーロンの破壊条件  
Fig. 8 The Mohr-Coulomb failure criterion focused on the XZ axis.

(15), (16)よりkとRは以下ようになる。

$$k = \frac{1}{2}(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}) \quad (20)$$

$$R = \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) / \cos 2\psi = \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) \sec 2\psi \quad (21)$$

式(20), (21)を式(18), (19)に代入することで,  $\sigma_1, \sigma_3$ はそれぞれ $\sigma_{xx}, \sigma_{zz}$ に置き換えることができる。

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \frac{1}{2}(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}) + \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) \sec 2\psi \\ &= \sigma_{zz} + \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) + \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) \sec 2\psi \quad (22) \end{aligned}$$

$$\therefore \sigma_1 = \sigma_{zz} + \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz})(1 + \sec 2\psi)$$

$$\sigma_3 = \sigma_{zz} + \frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{zz})(1 - \sec 2\psi) \quad (23)$$

クーロンの破壊条件の直線に注目すると, 三角形AOCにより以下が成立する。

$$\sin \phi = R/k \quad (24)$$

破壊時において, モール円で考えられる応力状態は同時にクーロンの破壊条件も成立するため, ここで考える有効応力 $\sigma', \tau'$ は同時に両条件式を満たす。そのため, 式(24)に改めてモール円から得られた式を代入し, 整理していく。

$$\sin \phi = \frac{R}{\sigma'_{zz} + R \cos 2\psi}$$

$$\sin \phi = \frac{1}{\sigma'_{zz}/R + \cos 2\psi}$$

$$\frac{\sigma'_{zz}}{R} + \cos 2\psi = \frac{1}{\sin \phi}$$

$$\frac{\sigma'_{zz}}{R} = \csc \phi - \cos 2\psi$$

$$\frac{R}{\sigma'_{zz}} = \frac{1}{\csc \phi - \cos 2\psi}$$

$$\therefore R = \frac{\sigma'_{zz}}{\csc \phi - \cos 2\psi}$$

$$\frac{1}{2}(\sigma'_{xx} - \sigma'_{zz}) \sec 2\psi = \frac{\sigma'_{zz}}{\csc \phi - \cos 2\psi}$$

$$\frac{1}{2}(\sigma'_{xx} - \sigma'_{zz}) = \frac{\sigma'_{zz}}{\csc \phi \cdot \sec 2\psi - 1} \quad (25)$$

またクーロンの破壊条件より $\tau'_{xz} = \sigma' \tan 2\psi$ が成り立つことから

$$\tau'_{xz} = \frac{1}{2}(\sigma'_{xx} - \sigma'_{zz}) \tan 2\psi$$

$$\therefore \tau'_{xz} = \frac{\tan 2\psi \cdot \sigma'_{zz}}{\csc \phi \cdot \sec 2\psi - 1} \quad (26)$$

が成立する。これより主応力差を求めることができた。改めてこの2式をまとめると以下ようになる。

$$\frac{1}{2}(\sigma'_{xx} - \sigma'_{zz}) = \frac{\sigma'_{zz}}{\csc \phi \cdot \sec 2\psi - 1} \quad (25)$$

$$\tau'_{xz} = \frac{\tan 2\psi \cdot \sigma'_{zz}}{\csc \phi \cdot \sec 2\psi - 1} \quad (26)$$

### 3.1.1 境界条件：ウェッジ表面

一般的に主応力方向というのはウェッジの中で, 場所によって変化することが予想される。しかしながら, ウェッジが均質かつ非粘着であるとき, ウェッジ内部に一律の強度条件を仮定することができる。そのため, ウェッジ内の任意の位置における主応力方向は常に一定の定数 $\psi = \psi_0$ となる。ここで,  $\psi_0$ は斜面傾斜角 $\alpha$ と最大主応力 $\sigma_1$ のなす角である。 $\sigma'_{zz}$ は有効応力であり, 以下のように記述することができる。

$$\sigma'_{zz} = \sigma_{zz} - p_f \quad (27)$$

ここで $p_f$ は間隙水圧であり,  $u(z)$ を静水圧から外れる過剰間隙水圧(excess pore fluid pressure または overpressure)とすると,  $p_f = \rho_w g D + \rho_w g z \cos \alpha + u(z)$ と表される。上盤斜面表面における応力のつり合いは以下ようになる(式(12), (13)より)。

$$\frac{\partial \tau'_{xz}}{\partial z} = (\rho - \rho_w) g z \sin \alpha \quad (28)$$

$$\frac{\partial \sigma'_{zz}}{\partial z} = (\rho - \rho_w) g z \cos \alpha \quad (29)$$

$p_f = \rho_w g D$ が $z = 0$ で成り立つので, 式(28)と(29)は次の条件を満たす。

$$\tau'_{xz} = \sigma'_{zz} = 0 \quad (30)$$

式(29)より,

$$\sigma'_{zz} = -\rho_w g D - \rho g z \cos \alpha \quad (31)$$

であるため, 式(31)と(14)から, Z軸方向の有効応力は,

$$\sigma'_{zz} = -(1-\lambda)\rho g z \cos \alpha \quad (32)$$

と表される. また, せん断応力は以下の式で満たすことができる.

$$\tau_{xz} = (\rho - \rho_w) g z \sin \alpha \quad (33)$$

ここで式(26)と式(31), (32)を比べると,

$$\frac{\tau_{xz}}{\sigma'_{zz}} = \frac{\tan 2\psi_0}{\csc \phi \sec 2\psi_0 - 1} = \left( \frac{1 - \rho_w/\rho}{1 - \lambda} \right) \tan \alpha \quad (34)$$

式(34)は応力方向 $\psi_0$ を $\alpha$ から与えるので, これを書き直すと,

$$\psi_0 = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{\sin \alpha'}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \alpha' \quad (35)$$

ここで $\alpha'$ は斜面傾斜を以下の式から定義したものである.

$$\alpha' = \tan^{-1} \left[ \left( \frac{1 - \rho_w/\rho}{1 - \lambda} \right) \tan \alpha \right] \quad (36)$$

ウェッジが水面より上にある場合, 乾燥していると仮定できるため $\lambda = 0$ であり,  $\rho_w = 0$ でもあるから, この時 $\alpha' = \alpha$ となる.  $\psi = \psi_0$ で特徴づけられたストレスの状態が破壊基準の境界条件と一致している.

### 3.1.2 境界条件: ウェッジ底面

次は底面における応力条件を検討する. 底面のすべり面と平行に作用するせん断応力 $\tau_b$ は, 底面摩擦係数 $\mu_b = \tan \phi_b$ 及び底面間隙水圧 $p_f^b$ によって決まる.

$$\tau_b = -\mu_b(\sigma_n + p_f^b) \quad (37)$$

ここで $\sigma_n$ は底面垂直応力である. 底面摩擦係数 $\mu_b = \tan \phi_b$ 及び底面間隙水圧比は以下によって定義される.

$$\lambda_b = \frac{p_f^b - \rho_w g D}{|\sigma_z| - \rho_w g D} \quad (38)$$

有効底面摩擦係数 $\mu'_b = \tan \phi'_b$ を以下のように定義する.

$$\mu'_b = \mu_b \left( \frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda} \right) \quad (39)$$

上式を用いて底面の境界条件(37)は以下のように書き直すことができる.

$$\tau_b = -\mu'_b \sigma'_n \quad (40)$$

ここで $\sigma'_n = \sigma_n + p_f^b$ は, デコルマ直上の有効底面垂直応力を示す. 一般的に, ウェッジの存在には, 少なくとも

$$0 \leq \mu'_b \leq \mu \quad (41)$$

が成立する. これを満たさない条件( $\mu < \mu'_b$ )の場合では, 底面強度がウェッジより強くなるため, ウェッジが底面に削り取られていくような構造侵食が卓越する条件となる. ここで, 底面のデコルマの傾斜を $\beta$ と定義したとき, X-Z座標で表した応力にモールの応力円を用いて座標変換することで有効底面せん断応力を書き下すことができる.

以下ではモール円を用いた変形と同義であるが, 回転行列による応力の座標変換を簡単な理解のために書き下した.

まず, 底面に沿う方向とそれに直交する方向の応力成分を抽出する.

$$\Omega = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xz} \\ \tau_{zx} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}, \quad \Omega' = \begin{bmatrix} \sigma'_{xx} & \tau_b \\ \tau_b & \sigma'_{zz} \end{bmatrix} \quad (42)$$

$$\Omega' = A^T \Omega A$$

これより,

$$\begin{bmatrix} \sigma'_{xx} & \tau_b \\ \tau_b & \sigma'_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & \sin(\alpha + \beta) \\ -\sin(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xz} \\ \tau_{zx} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & -\sin(\alpha + \beta) \\ \sin(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix} \quad (43)$$

これから,

$$\tau_b = \frac{1}{2} (\sigma_{zz} - \sigma_{xx}) \sin 2(\alpha + \beta) + \tau_{xz} \cos 2(\alpha + \beta) \quad (44)$$

$$\sigma'_n = \sigma'_z - \tau_{xz} \sin 2(\alpha + \beta) - \frac{1}{2} (\sigma_{zz} - \sigma_{xx}) [1 - \cos 2(\alpha + \beta)] \quad (45)$$

これら2式は境界条件を考慮すると,

$$\alpha + \beta = \psi_b - \psi_0 \quad (46)$$

と書ける.  $\beta$ は第7図を見ると簡単な幾何学的条件によるものであり, 式(46)は三角形の2つの内角( $\alpha + \beta$ ,  $\psi_0$ )の和は反対側の外角( $\psi_b$ )と等しいことを示しているに過ぎないことが改めて理解できる.  $\psi_b$ の値は $\sigma_1$ と $\beta$ のなす角を表す.

この式(44)と(45)を境界条件の式(46)に代入し, 式(25)と式(26)を用いて整理する.

$$\frac{\tan 2\psi_b}{\csc \phi \sec 2\psi_b - 1} = \mu'_b \quad (47)$$

ただし, 本論ではモールの応力円を日本では一般的な右側の第一・四象限に描いているので, 式(26)の正負がDahlen (1984)の式と逆になっており, これを考慮した式

変形を行っている。この $\psi_b$ という角度は式(46, 47)によって定義されるが、共役な破壊角を持つために2つ得られる。ここでは、一般的な内部摩擦の定義と $\phi = \tan^{-1}\mu$ と共役断層の関係 $2\theta + \phi = \pi/2$ を用いた。この2つの $\psi_b$ に応じた底面の有効摩擦係数が得られることになる。

$$\psi_{b1} = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{\sin \phi'_b}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \phi'_b \quad (48)$$

$$\psi_{b2} = \frac{\pi}{2} - \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{\sin \phi'_b}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \phi'_b \quad (49)$$

ここから式(25, 26)より、

$$\frac{1}{2}(\sigma_{zz} - \sigma_{xx}) = \tau_{xz} \cdot \frac{1}{\tan 2\psi_0} \quad (50)$$

これを式(44)に代入し式(46)を適用すると(途中、加法定理を用いた)、底面せん断応力の単純な式が得られる。

$$\begin{aligned} \tau_b &= \tau_{xz} \left( \frac{\sin 2(\alpha + \beta)}{\tan 2\psi_0} + \cos 2(\alpha + \beta) \right) \\ &= \tau_{xz} \frac{\sin 2(\alpha + \beta) \cdot \cos 2\psi_0 + \cos 2(\alpha + \beta) \cdot \sin 2\psi_0}{\sin 2\psi_0} \\ &= \tau_{xz} \frac{\sin 2(\alpha + \beta + \psi_0)}{\sin 2\psi_0} \\ &= \tau_{xz} \frac{\sin 2\psi_b}{\sin 2\psi_0} \\ &= (\rho - \rho_w)gz \sin \alpha \left( \frac{\sin 2\psi_b}{\sin 2\psi_0} \right) \end{aligned} \quad (51)$$

$\alpha$ ,  $\beta$ はウェッジ形状によって定義されるために一定の値を持つ。また $\psi_0$ も式(35)のように一定値から導くことができるパラメータであるため、それぞれ一定の値であることから、クリティカルテイパーモデルによって導かれる底面破壊の条件 $\psi_b$ はウェッジの大きさに依存せず、自己相似的になる。

ここで $\rho_w = 0$ であるとき、 $\tau_b = (\rho - \rho_w)gz \sin \alpha$ は、Elliott (1976)がスラストシートの底面のせん断応力に使用した式と同様になる。

### 3.2 図学的な理解

モール・クーロンの破壊基準から導入する非常に図学的なアプローチも存在する(Lehner, 1986)。今回は3.1節で導出した式を使い、一部を説明するにとどめる。

非粘性クリティカルテイパーモデルの式(44)は、実は第7図において、 $\alpha + \beta$ と $\psi_0$ の2角を含む三角形に外角の定理を適用すると $\alpha + \beta + \psi_0 = \psi_b$ となり、すぐに導くことができる。式(35)から $\psi_0$ は $\alpha$ ,  $\phi$ ,  $\lambda$ ,  $\rho$ など既知または一定としたパラメータによって成立しているため、 $\psi_b$ は式(21)によってすぐに求まることがわかる。さらに $\psi_b$ は式(46)から底面の摩擦に対応するパラメータであるので、ウェッジの形状と底面の摩擦係数との力学関係を表している。

### 3.3 土圧理論によるクリティカルテイパーモデルの定性的な理解

土圧理論はモール・クーロンの破壊基準を発達させたものである。崖や盛り土の側面が崩れ落ちるのを防ぐために、通常の工事では擁壁を設置する。擁壁を押し込みすぎると(第9図Aの $Pa$ が大きくなる場合)と圧縮の力を受けた地盤が破壊されてしまう。このような圧縮の破壊が起きるような極限平衡状態では、第9図Bのような力関係が成り立つ。 $W$ は破壊によって形成される楔型のブロックの重さ、 $Pa$ は受働土圧合力(擁壁を押し込む際の力をこう呼ぶ)、 $F$ は内部摩擦から得られる抵抗の力である。破壊時にはこの3つの力が静的に釣り合うために力のベクトルは閉じることから三角形を描くことになる。楔の形状・密度・内部摩擦角から $W$ と $F$ が求められるので、最終的には $Pa$ が得られることになる。この3つの力のつり合いに関してはDahlen (1990)における式(10)などで触れられている。この $Pa$ を擁壁とすべり面の境界に対して垂直・平行成分に分離する。この2つの力のベクトルを改めて垂直応力と摩擦力と再解釈する(第9図C)と、内部摩擦角の定義と同様に角度 $\delta$ が摩擦を示すパラメータとして解釈できる。

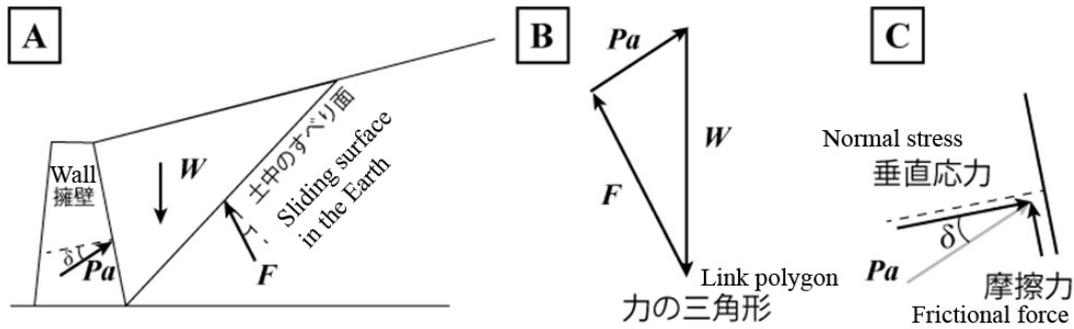
この第9図Aを上下につぶしたアスペクトの図を想像していただくと、擁壁＝下盤として解釈できる。下盤が沈み込むことで上盤が圧縮されて破壊するという条件を考えると、土圧理論と同様に形状( $\alpha + \beta$ )と密度( $\rho$ )と内部摩擦角( $\phi$ )から下盤に作用する摩擦力(せん断応力 $\tau$ )が得られることになる。要するに、クリティカルテイパーモデルは非常に単純な3つの力のつり合いから得られることを、この土圧理論との関連で理解していただけたらと思う。

## 4. 研究事例

以下ではこれまで公表されている論文で用いられている具体的な計算方法を紹介する。

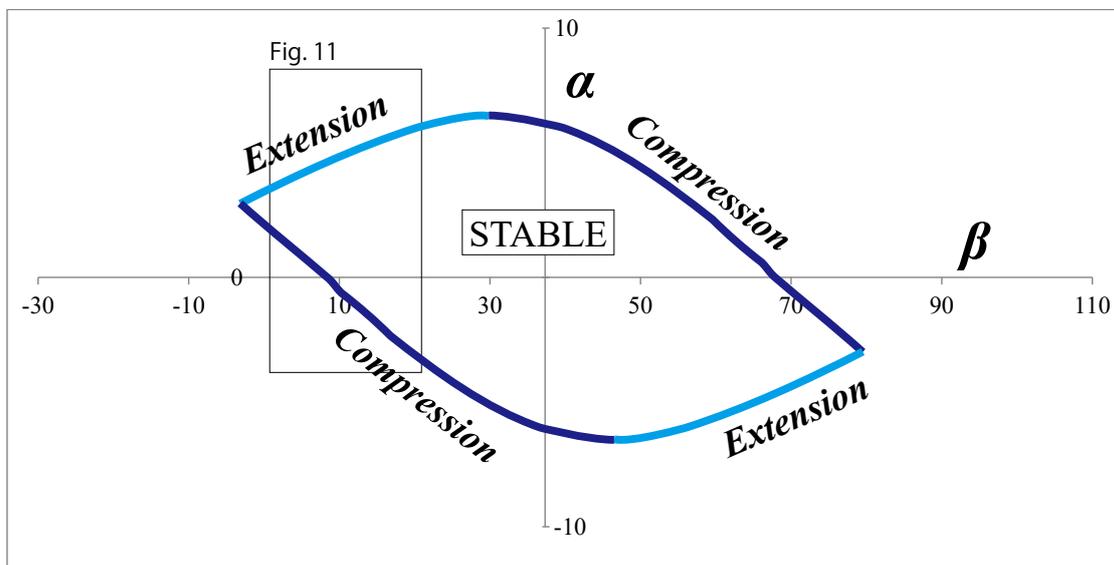
### 4.1 研究事例1：沈み込み帯の比較

沈み込み帯間におけるウェッジの形状比較はDahlen (1984)でも行われているが、ここではより新しいLallemant *et al.* (1994)における沈み込み帯間の比較について述べた研究例を紹介する。沈み込み帯におけるウェッジは、上盤の堆積物が不足しているか過剰にあるか、ということを判断基準に、付加型(Accretionary wedge)と侵食型(Non-accretionary wedge)と、その中間にあたる中間型(Intermediate accretionary wedge)の3つに分類される。世界の海溝域で精力的に調査が進められた結果、現在では世界の半分以上の海溝域で構造侵食作用が卓越していることが判明し、沈み込み帯では付加体形成ではなく構造侵食こそが一般的な現象であると認識されるに至っている(例えば、Kukowski and Oncken, 2006)。



第9図 土圧理論(受働土圧時)の模式図

Fig. 9 The Sketch of earth pressure theory (at the passive condition).



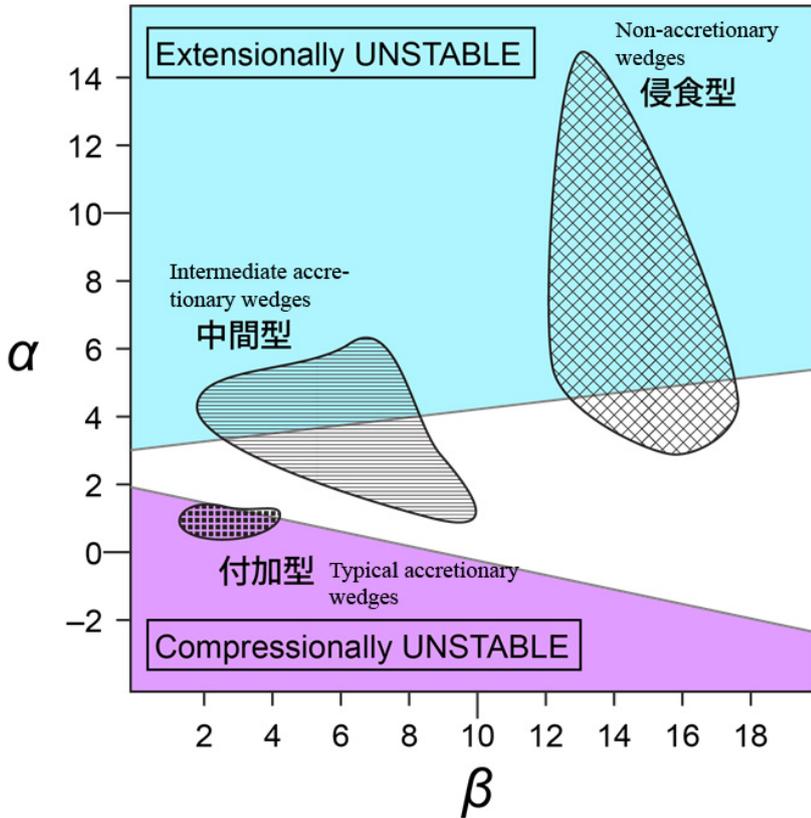
第10図 Critical Envelope. Lallemand *et al.* (1994)を参考に計算し, 作成 ( $\rho = 2,300 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_w = 1,030 \text{ kg/m}^3$ ,  $\mu = 0.52$ ,  $\mu_b = 0.24$ ,  $\lambda = \lambda_b = 0.88$ ). クリティカルテーパーモデルを用いて描く  $\alpha$  と  $\beta$  のグラフであり, 土質力学に基づきウェッジ形状が安定・不安定かを論じるに適している. 境界となる臨界状態には圧縮性と伸張性の2種類があり, それぞれ紫と水色で線を色分けした.

Fig. 10 Critical Envelope calculated with following parameters;  $\rho = 2,300 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_w = 1,030 \text{ kg/m}^3$ ,  $\mu = 0.52$ ,  $\mu_b = 0.24$ ,  $\lambda = \lambda_b = 0.88$  (in Lallemand *et al.* 1994). This graph is focused on  $\alpha$  and  $\beta$  for Critical taper model, and it is suitable for discussing whether the wedge shape is a stable or unstable condition. There are two types of critical states, compressibility (purple line) and extensibility (light blue).

Lallemand *et al.* (1994)ではウェッジの特徴を捉えるために沈み込み帯ウェッジの形状(斜面傾斜角 $\alpha$ とプレート境界断層傾斜角 $\beta$ )を整理し, 内部摩擦係数 $\mu = 0.52$ , 底面有効摩擦係数 $\mu'_b = 0.24$ , 間隙水圧比 $\lambda = 0.88$ の条件からCritical envelopeを計算した. 本節では同じ計算条件を用いて作成したグラフを示す(第10, 11図). Critical envelopeとは, クリティカルテーパーモデルにおいて沈み込み帯のウェッジ形状が力学的に安定・不安定状態にあるかどうかを論じる際に用いられるダイアグラムである. 第10図では, ウェッジの形状を決める $\alpha$ と $\beta$ がSTABLEと表示されている内側の領域にプロットされて

いれば, そのウェッジは力学的に安定であるとみなせる. 一方, ウェッジの形状が外側の領域にプロットされる時は, 力学的に不安定な状態, つまり圧縮されすぎている状態(図中ではCompression)または伸長しすぎている状態(図中ではExtension)を指す. 付加型・中間型・侵食型の3種類の沈み込み帯を, それぞれウェッジ形状( $\alpha$ ,  $\beta$ )に基づきプロットすると, 第11図のように分類される.

具体的な計算方法としては以下の通りとなる.  $\psi_b$ は前述した通り $\psi_{b1}$ と $\psi_{b2}$ の2つのパラメータを持ち,  $\psi_0$ は圧縮と伸長で2種類あるため,  $\psi_b$ と $\psi_0$ の組み合わせが4通りになる. 代表例として $\psi_{b1}$ と圧縮条件の $\psi_{0\text{comp}}$ で説明す



第11図 第10図の拡大図(Lallemand *et al.*, 1994を基に作成). 各沈み込み帯の形状が安定かどうか, 不安定であるならば圧縮性(紫部分)か伸張性(水色部分)のどちらかを調べている.

Fig. 11 Enlarged view of Fig. 10 (created based on Lallemand *et al.*, 1994). This figure shows whether the wedge shape of each subduction zone is stable or not. There are two types of critical states, compressibility (purple line) and extensibility (light blue).

る。まず $\mu$ ,  $\mu_b$ ,  $\lambda$ ,  $\lambda_b$ が得られているとすると, 式(46)から $\psi_{b1}$ はパラメータから一意的に得られる。

$$\psi_{b1} = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{\sin \phi'_b}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \phi'_b \quad (52)$$

ここで次に $\psi_0$ は式(35)のように $\alpha$ の関数であることから,  $\alpha$ を $-90^\circ$ から $90^\circ$ まで変化させた時は, それに対応した $\psi_{0comp}$ が得られる。

$$\psi_{0comp} = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left( \frac{\sin \alpha'}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \alpha' \quad (53)$$

次に式(44)を変形すると,

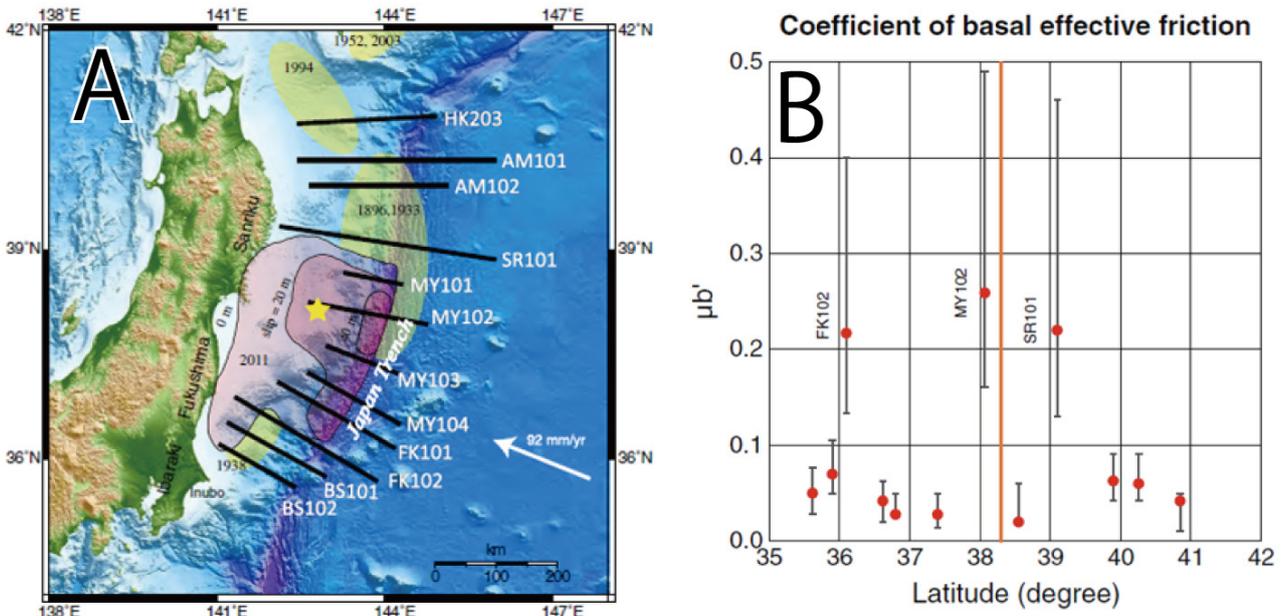
$$\beta = \psi_{b1} - \psi_{0comp} - \alpha \quad (54)$$

となり, 既に $\alpha$ から $\psi_{b1}$ ,  $\psi_{0comp}$ が得られているため, これらパラメータから式(51)を用いて $\beta$ も求めることができる。以上からプロットするべき $\alpha$ と $\beta$ の算出がなされたので, 第10図における圧縮条件における曲線が1つ描けたことになる。 $\psi_{b2}$ についても同様に計算することで2つ目の曲線が描け, 更に伸長条件 $\psi_{0ext}$ についても同様に2つの $\psi_b$ で計算し, 合計4つの曲線に囲まれた安定領域を得ることができる(第10図)。

#### 4.2 研究事例2: 単一の沈み込み帯内におけるプレート境界断層の強度空間分布

こちらでは単一の沈み込み帯の中での比較例を紹介する。Fagereng (2011)はニュージーランド北島沖のヒ克蘭ギ沈み込み帯における3つの反射法地震探査断面で得られたウェッジ形状の比較を行い, 南北におけるプレート境界断層の強度の違いを論じた。ヒ克蘭ギでは, 反射法地震探査断面から沈み込み帯のウェッジ形状を比較すると南北にバリエーションがあることが知られており, Fagereng (2011)では海溝軸に沿った北側・南側その間で得られた3つの断面にクリティカルテーパーモデルを適用し, ウェッジの強度とプレート境界断層の強度分布を論じた。ヒ克蘭ギ沈み込み帯の南側ではテーパー角が小さく, 底面摩擦が弱いことが示唆される。一方で北側ではウェッジが太く, 南側より断層強度が強いことが示唆された。

Koge *et al.* (2014)は日本海溝を対象に単一沈み込み帯内での摩擦係数の空間分布を議論している。過去に取られた日本海溝の反射法地震探査断面を用いて, 沈み込むプレートで海山やホルストグラベンなどの地形的な凹凸が顕著なエリアでは, 海溝付近のプレート境界断層の摩擦が高いこと, さらに2011年の地震時の海溝付近の滑り分布と地形に関連があることが示された(第12図)。



第12図 (A) 日本海溝の地形図と(B)クリティカルテーパーモデルを用いた12測線の有効摩擦係数の緯度分布. 左図は2011年東北地方太平洋沖地震(星印が震央)におけるプレート境界断層の変位量を赤色の濃淡で表す. また, 過去の地震の発生領域を黄色の楕円で示す. 右図はプレート境界断層の有効摩擦係数の南北バリエーションを示す(Koge *et al.*, 2014).

Fig. 12 (A) Location map of the Japan Trench and the index of 12 profiles from seismic surveys across the trench axis before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. The star represents the epicenter of the earthquake. The yellow ellipses represent the slip areas of past major earthquakes and the estimated ages are given. A simple contour represents the slip area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (B) North-south variation of the effective coefficient of basal friction (Koge *et al.*, 2014).

#### 4.3 研究事例3: 動的な解釈及び間隙水圧の導入

Wang and Hu (2006) 及び Wang *et al.* (2010) ではクリティカルテーパーモデルをA: 地震直後の伸長状態, B: 定常状態, C: 地震直前の圧縮状態, D: 構造侵食状態と段階を分けて, 沈み込み帯のプレート境界断層の強度変化を議論した. 特に計算上の工夫として, Wang and Hu (2006) はプレート境界断層の強度を算出するために,  $\lambda$ ,  $\mu_b'$  をクロスプロットすることで, プレート境界断層の摩擦の算出を行う手法を提案し, その変化を議論している(第13図). ただし, この計算では構造侵食が起きるときの条件として, プレート境界断層の摩擦係数  $\mu_b'$  がウェッジ内の有効摩擦係数と等しいと仮定する.

$$\mu_b' = \mu(1 - \lambda) \quad (55)$$

構造侵食は, 沈み込みに伴い上盤プレートの底面を下盤プレートが削り取ることを指す. 結果的に, 海底面の沈降と海溝軸の陸側への移動をもたらす. 先行研究からチリ, コスタリカ, ペルー, 日本海溝でその存在が推定されている. このような構造侵食は, 下盤の強度が上盤の強度よりも大きいときに発生する.

本手法の簡単な計算手順を記述する. まず  $\lambda$  を0から

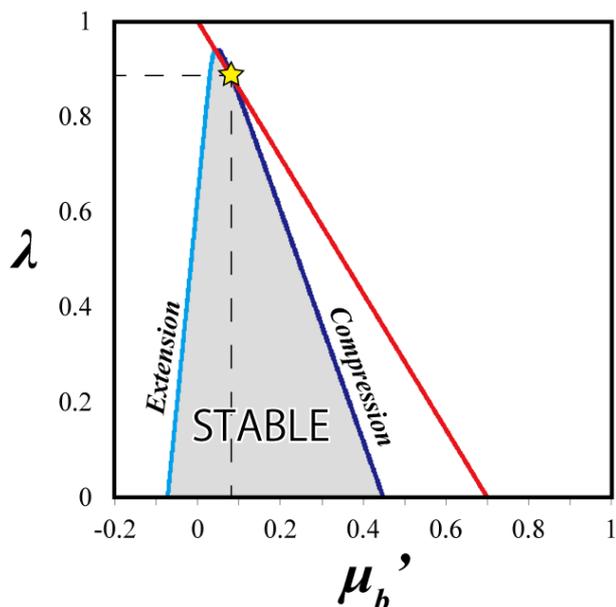
1まで変化させ, 先述の式から  $\alpha' \rightarrow \psi_0 \rightarrow \psi_{b1,2} \rightarrow \mu_{b1,2}'$  という順番で処理し,  $\lambda$ ,  $\mu_b'$  を軸にクロスプロットすると, 第13図のようなグラフが得られる. ここでは Kimura *et al.* (2012) と同じパラメータである  $\phi = 35^\circ$ ,  $\rho = 1,600 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_w = 1,000 \text{ kg/m}^3$  を例として計算した.

曲線左側(水色)が伸長状態であり, 曲線右側(紫)が圧縮状態を指す. 赤線は構造侵食の臨界条件(底面境界断層の強度とウェッジの強度が同じになる条件)  $\mu_b' = \mu(1 - \lambda)$  を示し, この線に交わった部分が両条件を満たす破壊条件となる. 例えば, 今回であれば, 底面有効摩擦係数  $\mu_b' = 0.03 - 0.07$  が直線より上にあるので破壊状態であり, 間隙水圧比  $\lambda = 0.87 - 0.95$  である. 直線と曲線の交差する範囲が狭いほど, 構造侵食が起こりにくい安定しているウェッジと判断できる.

#### 5. むすび

本解説では日本ではユーザーが少ないクリティカルテーパーモデルの普及を目指し, 土質力学から解説を行い, 沈み込み帯を対象とした最新研究での使われ方と実際の計算方法を示した. 特に式変形に関してはもととなった論文よりも丁寧に式変形を示した.

本解説に当たって作図した4節での計算結果は



第13図 Wang *et al.* (2010)に基づいた計算例。青と紫の曲線がクリティカルテーパーモデルから得られる臨界状態を表す曲線であり、赤線は式(52)を示す。クリティカルテーパーモデルは圧縮性(紫部分)と伸張性(水色部分)という2つの臨界状態に対応し、曲線の内部が安定状態を示す。クリティカルテーパーモデルの曲線が赤線と交差する点(星印)から有効摩擦係数と間隙水圧比を求めることができる。

Fig. 13 The mechanically critical value of the wedge shape in the purple and light-blue diagrams based on Wang *et al.* (2010). All extensionally critical states form the light-blue limb of the curve, and all compressively critical states form the purple limb. Stable field coincides with the critical-state curve. The intersects to the critical-state curve ideal the assumed pore fluid pressure ratio.

Microsoft社の表計算ソフトExcelで計算・グラフの作図を行い、別のソフトで見やすく加工したものである。また、LibreOfficeのような無料配布されているOfficeソフトに含まれる表計算機能でも同様の計算が可能であることを確認した。つまり、一般的な表計算ソフトであれば計算を行うことができる。そのため、本手法の利点として「ウェッジ形状から力学的な安定・不安定を考察することができる」という本質的な特徴に加え「高度な演算言語の習得や特別なソフトの使用が必要ない」という実利的に有用という点も本手法の利点として挙げられるだろう。

本手法はヨーロッパの研究者が行っている造山運動分野においても進展がみられているが、ここではクリティカルテーパーモデルの導入が目的であり、日本で馴染みやすい付加体の話題にとどめることにして割愛した。

本手法に関する今後の課題として、計算に使用している地形パラメータに関する議論が今後必要であると考え

られる。反射法地震探査データを用いた深度断面処理において、プレート境界断層の深度が速度モデルに大きく依存することから、地形パラメータ $\beta$ の値に影響を与える。そのため数kmのオーダーであればPSDM (Pre-stack depth migration, 重合前深度マイグレーション)のような深度方向への処理が高精度に行われた反射法地震探査断面や、またより広範囲を対象とする場合は屈折法を組み合わせた正確な速度構造を得た反射断面で比較されなければ、研究事例1, 2ともに比較という点に関して信頼性が低くなってしまふ。これまでのコンパイルでは深度方向に対する精度が十分に議論されていなかった。また、断面のどの部分を用いて具体的な角度を取得しているかという記載も論文の中ではほとんどなされていない。そのため著者自身が現在取り組んでいる課題の一つとして、地形パラメータ $\alpha$ ,  $\beta$ の値を正確かつ高い再現性で取得するための手法の改善を図ることを考えている。

謝辞：本解説をまとめるに当たり、木村 学東京海洋大学特任教授、芦寿一郎東京大学准教授の各氏には多くの指導をいただきました。また、査読者である大坪 誠主任研究員の有益なコメントにより、本稿は大幅に改善されました。皆様に篤く謝意を表します。

## 文 献

- Adam, J. and Reuther, C. D. (2000) Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics*, **321**, 297–325.
- Chapple, W. M. (1978) Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1189–1198.
- Dahlen, F. A. (1984) Noncohesive critical coulomb wedges: An exact solution. *Jour. Geophys. Res.: Solid Earth*, **89**, 10125–10133.
- Dahlen, F. A. (1990) Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 55–99.
- Dahlen, F. A., Suppe, J. and Davis, D. (1984) Mechanics of fold - and - thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **89**, 10087–10101.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A. (1983) Mechanics of fold - and - thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **88**, 1153–1172.
- Elliott, D (1976) A Discussion on natural strain and geological structure-The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **283**, 289–312.
- Fagereng, Å. (2011) Wedge geometry, mechanical strength,

- and interseismic coupling of the Hikurangi subduction thrust, New Zealand. *Tectonophysics*, **507**, 26–30.
- Hubbert, M. and Rubey, W. W. (1959) Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 115–166.
- Jumikis, A. R. (1967) *Introduction to Soil Mechanics*, Affiliated East, New York, 436p.
- Kimura, G., Hina, S., Hamada, Y., Kameda, J., Tsuji, T., Kinoshita, M. and Yamaguchi, A. (2012) Runaway slip to the trench due to rupture of highly pressurized megathrust beneath the middle trench slope: the tsunamigenesis of the 2011 Tohoku earthquake off the east coast of northern Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **339**, 32–45.
- Koge, H., Fujiwara, T., Kodaira, S., Sasaki, T., Kameda, J., Kitamura, Y., Hamahashi, M., Fukuchi, R., Yamaguchi, A., Hamada, Y., Ashi, J. and Kimura, G. (2014) Friction properties of the plate boundary megathrust beneath the frontal wedge near the Japan Trench: an inference from topographic variation. *Earth, Planets Space*, **66**, 153.
- Kukowski, N. and Oncken, O. (2006) Subduction Erosion—the “Normal” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin? In Oncken O. *et al.* eds., *The Andes*, Springer, Berlin, Heidelberg, 217–236.
- Lallemand, S. E., Schnürle, P. and Malavieille, J. (1994) Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **99**, 12033–12055.
- Lehner, F. K. (1986) Comments on “Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution” by F. A. Dahlen. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **91**, 793–796.
- 小川勇二郎 (2010) 付加体形成をめぐる諸問題. 地学雑誌, **119**, 153–172.
- 斎藤実篤・木村 学・堀 高峰 (2009) 付加体の理論と地震発生. 木村 学・木下正高 (編), 付加体と巨大地震発生帯: 南海地震の解明に向けて. 東京大学大出版会, 東京, 186–213.
- Suppe, J. (1985) *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 537p.
- Terzaghi, K. (1951) *Theoretical Soil Mechanics*. Chapman and Hall, Limited, London, 526p.
- Wang, K. and Hu, Y. (2006) Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**, B06410, doi: 10.1029/2005JB004094.
- Wang, K., Hu, Y., Von Huene, R. and Kukowski, N. (2010) Interplate earthquakes as a driver of shallow subduction erosion. *Geology*, **38**, 431–434.
- 山口梅太郎・西松裕一 (1973) 岩石力学入門. 東京大学大出版会, 東京, 331p.
- ( 受 付 : 2019年7月24日 ; 受 理 : 2019年11月8日 )



## 地質調査総合センター研究資料集

- 680 始良・鬼界・阿多・屈斜路・十和田・摩周・池田火山の大規模噴火の前駆活動と噴火推移 西野 佑紀・宝田 晋治・下司 信夫
- 681 関東地域の地殻内応力マップデータ 今西 和俊・内出 崇彦・大谷 真紀子・松下 レイケン・中井 未里
- 682 地質情報研究部門主催研究会「浅層地盤・地質の詳細構造解明に資する精密物理探査の現状と課題」要旨集 地質情報研究部門編
- 683 東・東南アジア地域の大規模火砕流堆積物の分布 - G-EVER アジア太平洋地域地震火山ハザード情報システムデータ 3/7 - 宝田 晋治
- 684 東・東南アジア地域の大規模降下テフラの分布 - G-EVER アジア太平洋地域地震火山ハザード情報システムデータ 4/7 - 宝田 晋治
- 685 東・東南アジア地域のカルデラの形状 - G-EVER アジア太平洋地域地震火山ハザード情報システムデータ 5/7 - 宝田 晋治
- 686 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事（愛知県西尾市地区）報告書 北川 有一・高橋 誠・小泉 尚嗣・堀 信雄・伊藤 勉
- 687 高シリカ岩、高アルミナ岩を対象とした蛍光 X 線分析 高木 哲一・宮腰 久美子
- 688 岐阜県東濃地方、窯業原料資源調査試錐柱状図集 須藤 定久・高木 哲一
- 689 神奈川の地質と災害（第 32 回地質調査総合センターシンポジウム） 納谷 友規・野々垣 進・中島 礼編
- 690 早池峰超苦鉄質岩体の磁氣的性質 森尻 理恵・中川 充

地質調査総合センターの最新出版物

---

5 万分の 1 地質図幅	本山・十和田湖・上総大原
20 万分の 1 地質図幅	松山 (第 2 版)・高知 (第 2 版)・輪島 (第 2 版)
200 万分の 1 地質編集図	No. 4 日本地質図 (第 5 版)
	No. 11 日本の火山 (第 3 版)
特殊地質図	No. 12 富士火山地質図 (第 2 版)
	No. 33 日本周辺海域鉱物資源分布図 (第 2 版)
	No. 41 栃木県シームレス地質図
海洋地質図	No. 90 沖縄島南部周辺海域海洋地質図 (1:20 万)
火山地質図	No. 20 八丈島火山地質図 (1:2.5 万)
水文環境図	No. 5 筑紫平野 (第 2 版)
	No. 10 勇払平野
	No. 11 大阪平野
空中磁気図	No. 47 富士火山地域高分解能空中磁気異常図
	No. 48 仙台平野南部沿岸地域高分解能空中磁気異常図
重力図	No. 33 金沢地域重力図 (ブーゲー異常)
	S3 甲府地域重力構造図 (ブーゲー異常)
海外地球科学図	アジア鉱物資源図 (1:500 万)
	東アジア地域地震火山災害情報図 (1:1000 万)
海陸シームレス地質図	S-6 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」
燃料資源図	FR-3 燃料資源地質図「関東地方」
土壌評価図	E-7 表層土壌評価基本図「高知県地域」
数値地質図	G-16 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版
	G-17 九州地質ガイド
	V-3 口永良部島火山地質データベース
	G20-1 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道北部」第 2 版
	G20-2 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道南部」第 2 版
その他	中部地方の地球化学図
	海と陸の地球化学図
	関東の地球化学図
	日本列島及びその周辺の熱データベース

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 鈴木 淳  
副委員長 佐々木 宗建  
委員 石塚 治  
松本 弾  
宮越 昭暢  
高木 哲一  
川辺 能成  
大谷 竜  
長森 英明  
内野 隆之  
工藤 崇  
板木 拓也  
森 尻 理恵

事務局

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

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi  
Deputy Chief Editor: SASAKI Munetake  
Editors: ISHIZUKA Osamu  
MATSUMOTO Dan  
MIYAKOSHI Akinobu  
TAKAGI Tetsuichi  
KAWABE Yoshishige  
OHTANI Ryu  
NAGAMORI Hideaki  
UCHINO Takayuki  
KUDO Takashi  
ITAKI Takuya  
MORIJI Rie

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71巻 第1号  
令和2年2月28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. 71 No. 1 Issue February 28, 2020

**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. 71 No. 1 2020

## CONTENTS

- Eruptive history in the last 1400 years of Nikko-Shirane Volcano based on trench surveys  
KUSANO Yuki and ISHIZUKA Yoshihiro ..... 1
- Re-examination of the stratigraphy of the Tokyo Formation at the type core section in the Yoyogi Park,  
Tokyo, central Japan  
NAKAZAWA Tsutomu, NAYA Tomonori, SAKATA Kentaro, HONGO Misao, SUZUKI Takehiko and  
NAKAYAMA Toshio ..... 19
- LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of felsic tuffaceous beds in the Takikubo and Horita formations, Izumi  
Group, Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan  
NODA Atsushi, DANHARA Thoru, IWANO Hideki and HIRATA Takafumi ..... 33
- Critical taper model - Introduction from soil mechanics  
KOGI Hiroaki and NODA Atsushi ..... 49