石川県小松市東部の観音下石切り場における下部中新統赤穂谷層「観音下石」の岩相

日本海域研究，第54号，1-31ページ，2023
JAPAN SEA RESEARCH, vol.54, p.1-31, 2023

石川県小松市東部の観音下石切り場における下部中新統赤穂谷層「観音下石」の岩相

平澤　聡[1*]・塚脇真二[2]・樫田　誠[3]・作本達也[4]・岡田隆司[5]

2022年9月30日受付，Received 30 September 2022
2023年1月18日受理，Accepted 18 January 2023

Lithofacies from the “Kanagaso-ishi” Tuff Corresponding to the Lower Miocene Akahotani Formation Observed in Eastern Komatsu City, Ishikawa Prefecture, Central Japan

Satoshi HIRASAWA[1*], Shinji TSUKAWAKI[2], Makoto KASHIDA[3], Tatsuya SAKUMOTO[4] and Takashi OKADA[5]

Abstract

Reports were provided for lithofacies and a depositional setting on the “Kanagaso-ishi” Tuff which were quarried from the Kanagaso Stone Quarry in Kanagaso Town in eastern Komatsu City (in Ishikawa Prefecture, northern central Japan). Stone from the “Kanagaso-ishi” Tuff was once a popular stone material which was widely used in the interior and exterior of buildings in Japan. The cultural value of the stone and its quarry are described in a tourism promotion website page entitled “The Story of Komatsu's Gems-A Stone Culture Polished in the Flow of Time”, which was approved by the Japanese government’s Agency for Cultural Affairs in 2016. The “Kanagaso-ishi” Tuff is regarded to be lithologically correlated to the Lower Miocene (Burdigalian) Akahotani Formation. This is one of the pyroclastic deposits left during the formation of the Sea of Japan in the time from the Oligocene epoch to the middle Miocene epoch. As such, by researching the “Kanagaso-ishi” Tuff, we can provide clearer details regarding the geological history of Japan during the Neogene period. The lithofacies of the “Kanagaso-ishi” Tuff are classified into the following four categories: Lithofacies 1 (massive, poorly sorted pumiceous lapilli tuff made up of the thick lower interval of the quarry); Lithofacies 2 (massive to laminated fine tuff which contains patch-like pumiceous lapilli tuff and polymictic gravel from volcanic rocks); Lithofacies 3 (an alternation of thinly and indistinctly bedded pumiceous lapilli tuff and fine tuff with plane horizontal and low-angle cross-stratification, predominantly in the upper interval of the quarry); and Lithofacies 4 (deformed pumiceous lapilli tuff-fine tuff alternations with slump folds, load casts and water escape structures, accompanied with Lithofacies 3). The above lithofacies are not very likely to be “hot-

[1] 中部地質株式会社金沢本店　〒921-8061 石川県金沢市森戸1-228（Chubu Civil Technology Service, Co. Ltd., Kanazawa Head Office, 1-228 Morito, Kanazawa, 921-8061 Japan）
[2] 金沢大学環日本海域環境研究センター　〒920-1192 石川県金沢市角間町（Department of Inter-institutional Collaboration, Institute of Nature and Environmental Technology, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa, 920-1192 Japan）
[3] 小松市埋蔵文化財センター　〒923-0075 石川県小松市原町ト77-8（Komatsu City Archaeological Research Center, To 77-8 Hara-machi, Komatsu, 923-0075 Japan）
[4] 金沢大学環日本海域環境研究センター 外来研究員　〒920-1192 石川県金沢市角間町（Visiting Researcher, Institute of Nature and Environmental Technology, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa, 920-1192 Japan）
[5] 中部地質株式会社富山支店　〒939-8261 富山市萩原549-2（Chubu Civil Technology Service, Co. Ltd., Toyama Branch, 549-2 Hagiwara, Toyama, 939-8261 Japan）
[*] 連絡著者（Author for correspondence）

state" pyroclastic flow nor fluvial to shallow-water deposits but rather are regarded to be primary or resedimented pyroclastic deposits that had accumulated on the middle to lower slope settings as slumped and "cold" volcaniclastic gravity flow deposits. Providing data on the lithofacies of the stone materials also contributes to a deeper understanding of the unique stone culture of Komatsu city. For example, the "striped" and "honeycomb" patterns that are recognized in the tuffs are identified as the Lithofacies 1, and Lithofacies 3 and/or 4, respectively. This geological approach to the study of the stone materials that include the "Kanagaso-ishi" Tuff, are expected to shed new light on the stone culture of the city.

Key Words: Akahotani Formation, depositional setting, Early Miocene epoch, "Kanagaso-ishi" Tuff, Komatsu city, lithofacies, pyroclasts

キーワード：赤穂谷層，堆積場，前期中新世，「観音下石」，小松市，岩相，火山砕屑物

Ⅰ．はじめに

石川県小松市の丘陵地および山地には，主として新第三紀の前期中新世に噴出した流紋岩質の溶岩とその火山砕屑岩類（凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩や細粒凝灰岩など）が分布する（北村，1989；紺野，1993；鹿野ほか，1999；鹿野，2018）。これらは日本海開裂イベント（漸新世～中新世中期）に関連した火成活動の産物であり，新生代中期における日本列島の形成過程を記録している（鹿野ほか編，1991；金子，2001；中嶋ほか，2019）。しかし，本地域に分布する中新世火山砕屑岩類の詳細な岩相記載や地層形成に関する研究例はきわめて限られており，2020年代初期においても5万分の1地質図幅（地質調査総合センター刊行）ですら刊行されていない状況にある（紺野編，1977；北村，1989；平澤・塚脇，2021；塚脇ほか，2021）。

他方でこれらの火山砕屑岩類，とくに火山礫凝灰岩などの凝灰岩類は，少なくとも古墳時代から石材として利用されてきた歴史をもち，2016年に文化庁から認定された日本遺産「『珠玉と歩む物語』小松～時の流れの中で磨き上げた石の文化～」の構成資産の一部に指定されたものもある（樫田，2016，2019；日本遺産プロジェクト編，2017）。小松市産の凝灰岩類は，岩相の変化に富んでいるため産地ごとに固有の石材名を冠されて流通し，石製生活用具のほか小松城（金沢城支城）や近代建築物などに用いられた（樫田，2016，2019）。そして近世～昭和初期にかけて，石材業が小松市の里山地域における主要産業となった（大西，1998；樫田，2016，2019）。

このような文化的・産業的背景を有するものの，日本遺産に認定された時点では，石材に利用された火山砕屑岩類の地質学的な背景については，前述の通りほとんど知られていなかった。そこで小松市は，特有の「石の文化」をもたらした市域の地質とその成り立ちを解明し内外へ情報発信するため，2018年から2020年にわたり現地調査を行った。そして小松市埋蔵文化財センターを中心に実施された，「こまつの石文化・地下資源の成り立ち調査」（2019年11月～2020年3月）によって，「滝ヶ原石」（小松市滝ヶ原町産）や「観音下石（かながそ）」（小松市観音下町（かながそ）産）など同市の「石の文化」を代表する石材の石切り場において，火山岩類および火山砕屑岩類からなる地層としての岩相層序が明らかにされた。「滝ヶ原石」に関しては，平澤・塚脇（2021）および塚脇ほか（2021）として上記調査の成果が公表されている。本稿では「観音下石」の岩相について詳述し，その起源と堆積場を考察する。

Ⅱ．地質概説

北陸地域には，前期～中期中新世のいわゆる「グリーンタフ変動」期の火山活動で噴出した安山岩類や流紋岩類およびそれらの火山砕屑岩類と，日本海盆形成に伴う海成の堆積岩類が広く分布する（鹿野ほか，1999；金子，2001；中嶋ほか，2019；図1）。火山岩類・火山砕屑岩類は，岩稲層（藤田・中川，1948）およびそれを整合に覆う医王山（いおうぜん）層（池邊，1949）という2つの下部中新統を主体とし，先中新統の手取層群などを不整合に被覆または断層で接する（紺野，1993；鹿野ほか，1999）。岩稲層と医王山層は，新生代中期における日本列島の構造発達史を論ずる際に様々な情報や制約を与える地層である

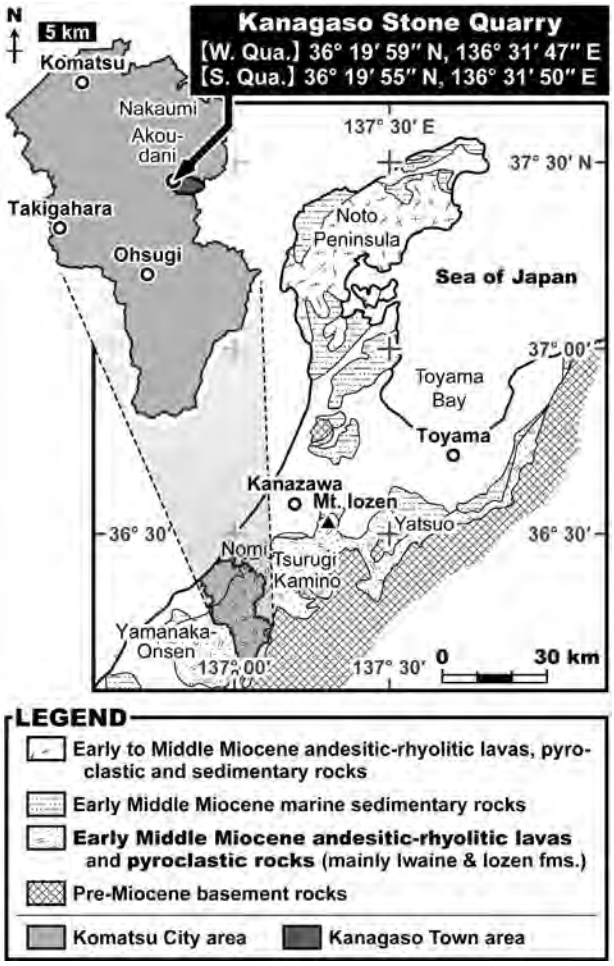


図1　北陸地域の北部における前期～中期中新世の溶岩類，火山砕屑岩類および堆積岩類の分布（金子，2001を編図）と観音下石切り場の位置図.

Fig. 1　Simplified geological map showing the Early-to-Middle Miocene lavas, pyroclastic and sedimentary rocks in the northern Hokuriku region with an index map indicating locality of Kanagaso Stone Quarry. The geological map is modified after Kaneko (2001).

ため，岩相層序および年代について詳しく研究されている。（鹿野ほか編，1991；早川・竹村，1987；金子，2001；中嶋ほか，2019；山田・高橋，2021）。

富山県中西部の八尾地域から石川県南西部の山中温泉にわたる地域には，医王山層と本層に対比される火山岩類や火山砕屑岩類が広域的かつ連続的に分布する（紺野，1993；鹿野ほか，1999；山田・高橋，2021；図1）。

医王山層は，石川・富山県境にまたがる医王山（ぜん）山塊（図1）を模式地とし，主に流紋岩質～デイサイト質の火山岩（溶岩）および凝灰角礫岩などの火山砕屑岩類から構成され，枕状の溶岩，大気中で高温酸化したとみられる溶結凝灰岩や火砕流に由来する火山砕屑岩，および凝灰質の堆積岩類といった多様な岩相で特徴づけられる（池邊，1949；井上ほか，1964；松尾・中西，1967；雁沢，1983；早川・竹村，1987；藤井ほか，1992；金子，2001；山田ほか，2019；山田・高橋，2021）。本層の流紋岩は，沈み込み帯におけるそれの化学組成に類似する（Ayalew and Ishiwatari, 2011; Yamada *et al.*, 2019; 山田ほか，2019）。このことから，医王山層はリフト堆積盆の急速な形成期（18–15.3 Ma）における陸弧から島弧への変遷過程を反映していると考えられる（山田ほか，2019；山田・高橋，2021）。また，模式地や石川県上野（かみの）地域（図1）では医王山層から台島型植物群に属する温暖帯の植物化石が産出する（松尾，1966；松尾・中西，1967；松浦，2009）。さらに上野地域の本層からは，門ノ沢動物群に比較されるきわめて温暖な浅海環境を示す貝化石群集も発見されている（中川・安野，2021）。

医王山層の岩相は分布域ごとに大きく異なるが，とくに火山砕屑岩類において顕著である。模式地とその周辺地域では，成層構造の発達した緑灰色～緑灰褐色の凝灰角礫岩・軽石凝灰岩（松尾・中西，1967；雁沢，1983），塊状で軽石を含む赤褐色火山礫凝灰岩（松尾・中西，1967），角礫に富んだ淡緑色の軽石質凝灰角礫岩や，厚さ50mに達する軽石層（井上ほか，1964）が知られている。富山県八尾地域には，塊状な灰白色～灰緑色軽石質凝灰岩や，葉理の発達した凝灰岩を挟む軽石質火山礫凝灰岩がみられる（坂本・野沢，1960）。石川県に分布する医王山層は，火山角礫岩（前田ほか，2000）や塊状の灰白色～緑灰色極細粒～細粒凝灰岩（陰地，2004；塚脇・陰地，2008）などからなる。また，本層はいずれの分布域でも火山砕屑物由来あるいは火山砕屑物と混合した泥岩，砂岩および礫岩を伴う（池邊，1949；坂本・野沢，1960；井上ほか，1964；松尾・中西，1967；早川・竹村，1987；前田ほか，2000；陰地，2004；塚脇・陰地，2008）。

医王山層の年代であるが，模式地とその周辺の流紋岩（貫入岩体や溶岩）に含まれるジルコンから約16.5 ～ 15.0MaのFTおよびU-Pb年代が報告されている（雁沢，1983；伊藤ほか，2000；山田ほか，2019）。ところが，観音下町近傍の石川県鶴来（つるぎ）地域（図1）では，本層の緑色凝灰岩および流紋岩質凝灰岩から，約21.0 ～ 17.0MaのジルコンU–Pb年代と16.0

～ 12.0MaのジルコンFT年代が得られている（上口・長谷部，2019）。また，貝化石群集の生層序，古地磁気層序および放射年代に基づけば，医王山層は前期中新世（17.5 ～ 17Ma）の地層と考えられる（中川・安野，2021）。

調査を行った観音下町は，医王山層を含む前期中新世の流紋岩質溶岩や火山砕屑岩の分布域内に位置する（鹿野ほか，1999；図1）。これらの下部中新統は分布域の大部分で未区分の状態にあり，観音下町域の溶岩や火山砕屑岩に対しても地層命名指針（サルヴァドール・日本地質学会訳編，2001）に準拠した固有の地層名は与えられていない。医王山山塊以南の石川県域に分布する溶岩と火山砕屑岩は医王山層の相当層とみなされており，これまで山中温泉地域の山中累層（紺野，1955），滝ヶ原地域の滝ヶ原凝灰岩類（北村，1989）や小松市中海地域の赤穂谷（あかほたに）層（冨井ほか, 2002）などと層序区分されてきた（塚脇ほか，2021）。しかし，これらの中で地層命名指針に準じた有効な層序単元は赤穂谷層のみである。

赤穂谷層は，石川県能美（図1）以東から小松市北部および西部にかけて分布し，医王山層と同様に岩相変化に富む（冨井ほか，2002；塚脇ほか，2021）。模式地の中海地域赤穂谷（あこうだに）における本層は，白色軽石や泥岩亜角礫の散在した緑灰色凝灰岩類を主相とするが，下部と上部にそれぞれ暗灰色凝灰角礫岩・緑灰～灰白色泥質凝灰岩および含亜円礫淡灰色細粒凝灰岩を挟むほか，流紋岩や安山岩をわずかに伴う（冨井ほか，2002）。滝ヶ原地域の赤穂谷層は，緑色凝灰岩類（流紋岩角礫を含む凝灰角礫岩，角礫凝灰岩と泥質凝灰岩）ならびにそれらに由来する弱変質凝灰岩に加えて，流紋岩溶岩や自破砕流紋岩溶岩といった流紋岩類から構成される（塚脇ほか，2021）。また，白色軽石や緑色凝灰岩礫などを含む火山礫凝灰岩や，火山豆石を包含した赤色細粒凝灰岩が挟在することもある（平澤・塚脇，2021）。本層から産出する化石はわずかであり，時代不詳の材化石や海性の生痕化石群集を一部の層準に認めるのみである（北村，1989；平澤・塚脇，2021）。赤穂谷層の時代は不明であるが，岩相の類似性から医王山層に対比されている（冨井ほか，2002；塚脇ほか，2021）。ゆえに医王山層のジルコン年代およびCohen *et al*. (2022) に基づけば，赤穂谷層の時代は前期中新世Burdigalian期となる。医王山層の複合層序学的検討（中川・安野，2021）からも，赤穂谷層はBurdigalian階とみなせる。しかし，上口・長谷部（2019）のジルコンFT年代に拠ると，赤穂谷層の堆積期間はBurdigalian期から後期中新世のTortonian期まで及ぶことになる。いずれにせよ，赤穂谷層には少なくとも下部中新統の区間が存在するといえる。

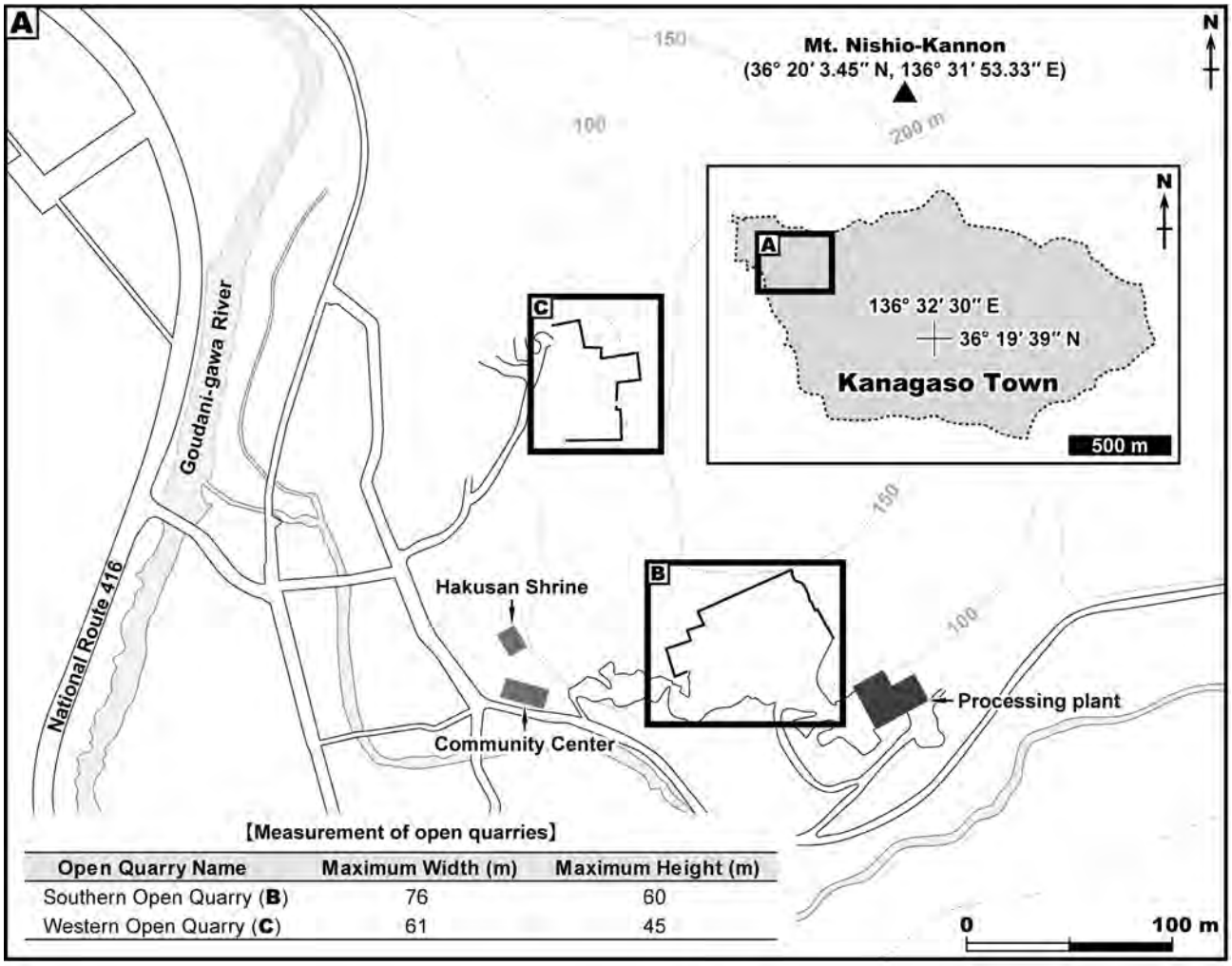
このように，医王山層および赤穂谷層の岩相は分布域ごとに著しく異なる。次章で述べるが，「観音下石」は淡黄褐色の多孔質な塊状軽石火山礫凝灰岩および細粒凝灰岩とそれらからなる互層を主体としており，医王山層や赤穂谷層を定義する岩相と大きく異なる。したがって，「観音下石」の帰属は現在までのところ不明であり，医王山層あるいは赤穂谷層の岩相変化の1例とみるか，新たな層序単元として独立させるべきか今後の検討を要する。ただし，塚脇ほか（2021）は分布域と研究史の観点から，小松市域の流紋岩類や凝灰岩類を赤穂谷層と呼称することを提唱している。そこで本論では，観音下町域で観察される火山砕屑岩類を暫定的に赤穂谷層として扱う。

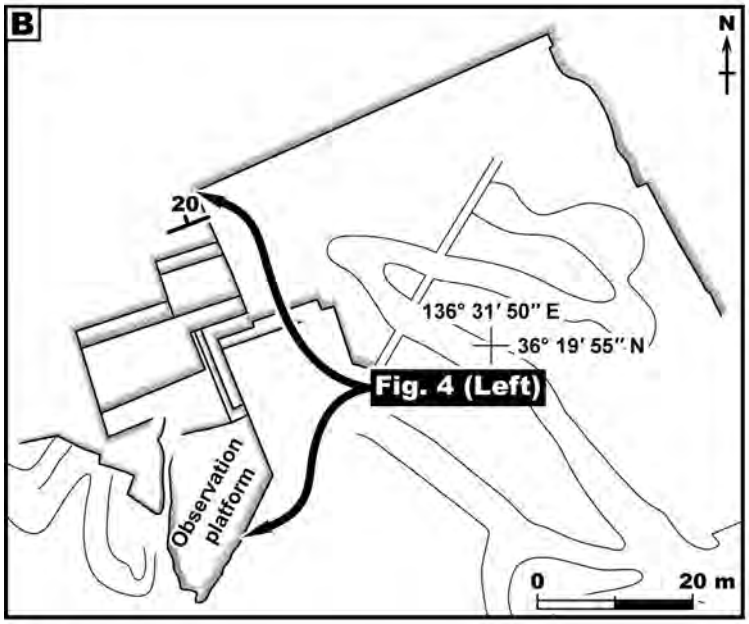
Ⅲ．観音下石切り場跡と「観音下石」

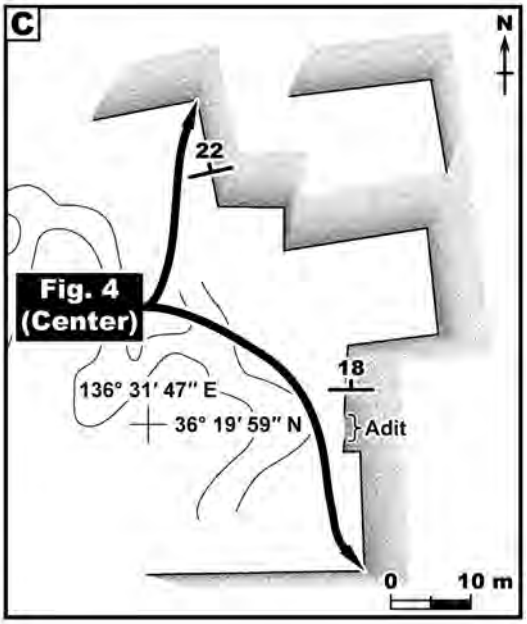
観音下石切り場は，観音下町西部に位置する西尾観音山（標高210m）の南へ伸びた尾根にあり，尾根の南側および西側斜面を掘削した2箇所の主要な露天坑から構成されている（図1, 図2A）。本稿では，便宜的にこれらの露天坑をそれぞれ「南側露天坑（南側坑）」および「西側露天坑（西側坑）」と呼称する

図2　（次頁）観音下石切り場（小松市東部観音下町，西尾観音山の南側尾根）の位置図および露天坑内の概略図．（A）石切り場を構成する南側および西側露天坑の位置図．各露天坑の規模は，左下の表に示す通りである．（B，C）各露天坑内の概略図と柱状図の作成区間（B，南側露天坑；C，西側露天坑）．

Fig. 2　(next page) Schematics showing the localities and outlines of Kanagaso Stone Quarry at a southern spur of Mt. Nishio-Kannon, Kanagaso Town (eastern Komatsu City). (A) Localities of the southern and western open quarries composed of Kanagaso Stone Quarry. Table at the lower left indicates measurements of maximum width and height of the quarries. (B, C) Outlines with indications of measured sections in the southern open quarry (B) and western open quarry (C).







LEGEND

- Akahotani Formation (mainly pumice lapilli tuff and felsic fine tuff)
- 40 Apparent strike and dip of bedding planes
- Excavation surface of the quarry
- Measured section for vertical profile (see Fig. 4)
- Contour line

（図2B, C, 図3A ～ D）。西側露天坑の採掘面南限は，南側露天坑の採掘面北限から北北西へ水平距離にして約90m離れている（図2A，図3A，B）。いずれも尾根の中腹部から採掘を始め，地山を徐々に掘り下げていくことで形成されたコの字状の石切り場である（図2B，C，図3B）。また西側坑では，横坑が1箇所掘削されている（図2C，図3D）。2つの露天坑はともに幅60 m以上であり，最も低い切羽面でも高さ数mを超える規模である（図3A ～ D）。

観音下石切り場における石材の切り出しは，チェーンソー式の採掘機で平場（床面）に格子状の切れ目を入れた後，割矢（楔）を下から打ち込んで地山から剥離させる方法で行われた（樫田，2016，2019；図3E）。このため露天坑の切羽面は，格子状の採掘痕を残すほぼ垂直な壁となっている（図3C，D，F）。機械掘りによる平滑な垂直面の連続する石切り場は，結果的に観察に適した好露頭となっており，南側坑では採掘面を利用した展望台も設けられている（図2B，図3C）。観音下産の石材は少なくとも中世から利用されていたと考えられているが，本石切り場では1910年代初期から採掘を開始し，1975年頃には年間生産量3,600tに達した（川編，1958；中江編，1978；樫田，2016，2019）。そして，2018年には採掘を終了し閉山となったが，その後は小松市の産業遺産として教育や観光のために再活用されている。

観音下石切り場から採掘される石材は「観音下石」と呼ばれる，淡黄～淡黄褐色の流紋岩質凝灰岩（澤崎ほか，1993）ないし黄色～浅黄色の軽石質凝灰岩（樫田，2016，2019）である。その分布はほぼ西尾観音山に限られており，小松市内の他の石切り場では類似した色調の凝灰岩石材は知られていない（樫田，2016，2019）。「観音下石」は耐火性や耐湿性に優れるとされ，独特の黄みがかった色合いと流紋状や蜂の巣状など変化に富んだ外見を示すことから「日華石」または「千歳石K号」という商品名で土台石，倉庫用の外装飾り石，内装材，石塀，門柱および石造彫刻物など様々な用途に利用されてきた（近藤，1926；樫田，2016，2019；日本遺産プロジェクト編，2017；図3G）。特記すべき例としては，国会議事堂，甲子園ホテル（現武庫川女子大学甲子園会館；国の近代化産業遺産および登録有形文化財）や旧加賀藩主前田侯爵邸（国の重要文化財）といった近代建築物のほか，平城京第二次大極殿の復原された基壇にも「観音下石」が用いられている（樫田，2016，2019）。

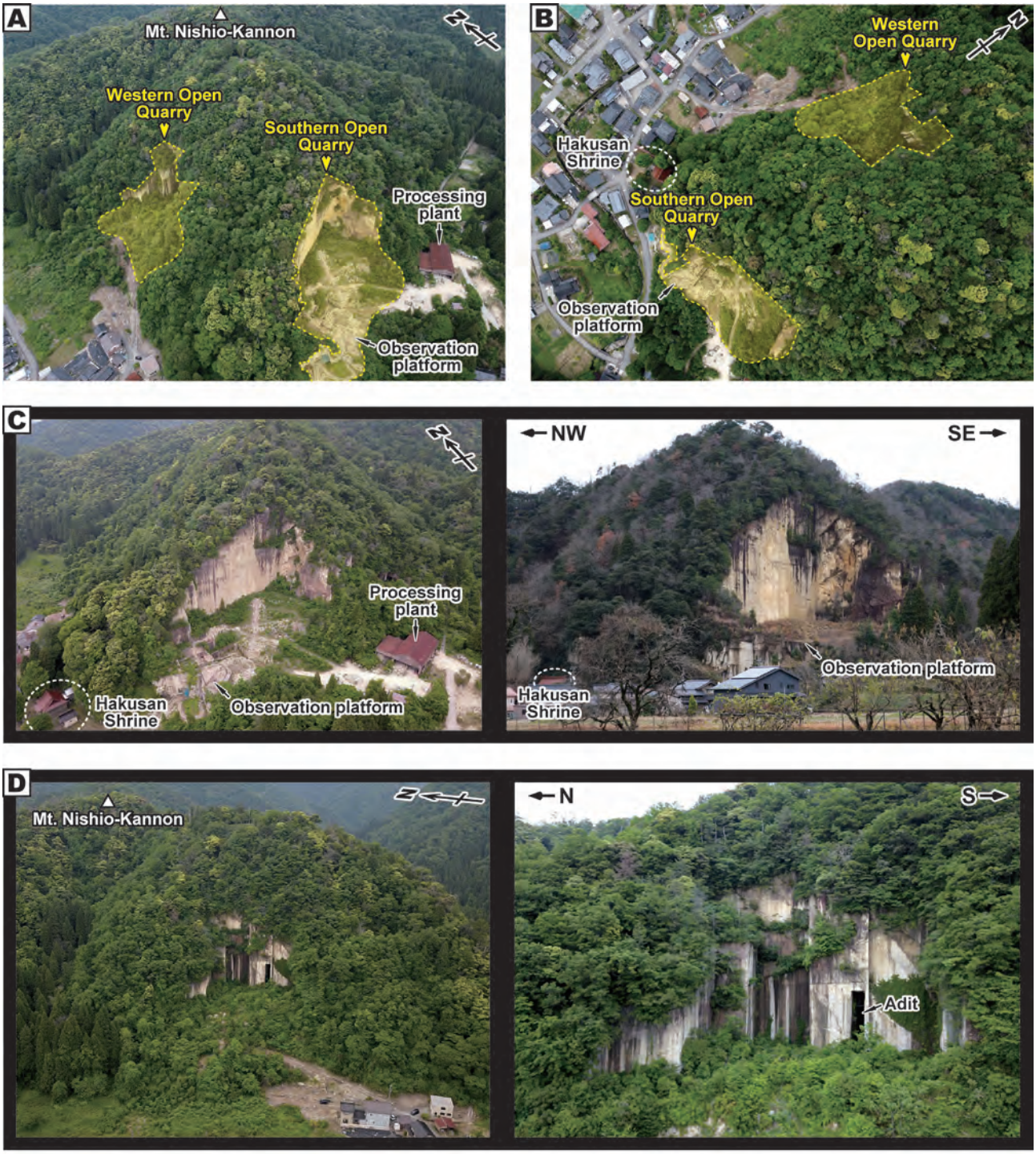
「観音下石」に関して公表された地質学的な情報は，これまでのところほとんど皆無に等しい。数少ない事例として，澤崎ほか（1993）が観音下石切り場から採掘された「日華石」（流紋岩質凝灰岩）の岩石組織と鉱物組成を報告している。澤崎ほか（1993，p. 154）によれば，「日華石」は斑状組織を呈し，石英（多くは破片状）および斜長石の斑晶と，軽石や軽石質繊維状のものを含む火山ガラス主体の石基からなる（原文で「斑状組織」，「斑晶」および「石基」が凝灰岩の記載に使用されている）。また熱水変質作用を示唆する，モルデン沸石および斜プチロル沸石も「日華石」中に確認されている（澤崎ほか，1993）。

Ⅳ．「観音下石」の岩相

「観音下石」は，南側・西側の露天坑とも主として珪長質の軽石火山礫凝灰岩および細粒凝灰岩からなる。それぞれの凝灰岩の岩石組織と構成する火砕粒子の組成，粒度，円磨度および細粒/粗粒粒子の

図3　（次頁）観音下石切り場の概況．南側と西側の2箇所の露天坑から構成されている．（A，B）南側および西側露天坑の位置関係．（C，D）南側露天坑（C）と西側露天坑（D）の全景．（E）露天坑の床面を掘削するチェーンソー式採掘機（南側坑）．地山をなす凝灰岩が格子状に切り出されている．（F）切羽面（垂直面）に刻まれた，チェーンソーによる格子状の切削痕．（G）外装材として用いられた「観音下石」の例（観音下白山神社境内の石倉）．（F）および（G）のスケールバーの長さは50cmである．

Fig. 3　(next page) Distant views of Kanagaso Stone Quarry. This Quarry is comprised of southern and western open quarries. (A, B) Photographs showing the locational relationship between the two mines. (C, D) Overall appearance of the southern (C) and western (D) open quarries. (E) Chainsaw-type quarrying machine cutting the flat ground of the southern open quarry. The machine processing results in regularly arranged cuboid-like blocks of tuff. (F) Grid-like patterned cutting marks by chain-saw excavation on a vertical quarry face. (G) An example of “Kanagaso-ishi” Tuff used as an exterior material (stone storehouse in precincts of Kanagaso-Hakusan shrine). Scale bars in (F) and (G) equal 50 cm.


A
Mt. Nishio-Kannon
Western Open Quarry
Southern Open Quarry
Processing plant
Observation platform
B
Western Open Quarry
Hakusan Shrine
Southern Open Quarry
Observation platform
C
Processing plant
Hakusan Shrine
Observation platform
NW
SE
Observation platform
Hakusan Shrine
D
Mt. Nishio-Kannon
N
S
Adit
E
Chain-saw
Ashlar
F
Cutting mark
G

割合は，石切り場内で著しく変化しない。しかし，堆積構造と累重様式は露天坑や層準によって異なり，これらに基づけば，「観音下石」の岩相を4種類に区分できる。すなわち，岩相1（塊状な軽石火山礫凝灰岩），岩相2（パッチ状の軽石火山礫凝灰岩と火山岩礫を含む細粒凝灰岩），岩相3（軽石火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩の互層）および岩相4（軟堆積物変形構造をもつ岩相3）が「観音下石」において識別される（図4）。本章では，まず「観音下石」にみられる一般的な特徴を述べ，次に各岩相について記載する。なお，岩相の写真に用いた略号を表1に示す。また，とくに岩石名の明記が必要な場合を除き，珪長質な軽石火山礫凝灰岩および細粒凝灰岩を，それぞれ“PLT”（Pumiceous Lapilli Tuff）と“FFT”（Felsic Fine Tuff）と略記する。

1）全体的な特徴

「観音下石」にみられる岩相は，南側および西側露天坑においてそれぞれ異なる（図4）。すなわち，南側坑（下部区間）では塊状なPLT（岩相1）を主相とする一方，西側坑（上部区間）ではPLTとFFTによる互層（岩相3および4）が卓越する（図4，図5A，B）。石切り場内では自然剥離した層理面を確認できないため，「観音下石」の走向傾斜は不明である。ただし，岩相3の層理面は見かけで，N70°E～EWおよび約20°Nを示す（図2B, C, 図5B）。また，層序を変化させる規模の変位や変形構造は認められないものの，ときに共役系をなす小断層あるいは節理が頻繁に形成されている（図5B，C）。

「観音下石」の細粒な部分は，変質の有無によってそれぞれ異なる色を呈する。非変質の凝灰岩は，淡灰青色～灰色を示すが，変質部では「観音下石」に特有の淡黄色や赤褐色を呈する（図5D ～ F）。風化した非変質部と変質部は，それぞれ淡灰白色および淡黄色である（図5A, B）。「観音下石」の大部分は，変質により黄色を帯びている（図3C，D）。非変質部は，南側坑の切羽最上部と西側坑区間の下部にわずかに認められるにすぎない。また西側坑の変質凝灰岩類は，南側坑よりも淡色傾向にある（図3C，D，図5A，B）。非変質部と変質部の境界は比較的明瞭であるが，ほぼ色の相違のみに起因しており構成粒子や組織の差異によるものではない（図5D，G）。

PLTは，粘土鉱物化した軽石を非変質部・変質部ともに包含する（図5D）。細粒な部分における変質の有無にかかわらず，軽石のほとんどは溶脱している。このため，PLTはきわめて多孔質である（図5E ～ H）。また，茶褐色～黄褐色の粘土状物質がPLTに生じた空隙（軽石の溶脱痕）に付着ないし充填している場合もみられる（図5E，F）。溶脱痕の外形はいずれも曲線的ないし曲面的で，亜円礫～円礫状を呈する（図5F ～ H）。溶脱痕の分布密度や大きさ（数mmから最大で4cmほど）は層準によってある程度変化する。したがって，PLTの岩相はかなり不均質である（図5E，F）。また，溶脱痕同士は一般にそれぞれ基質で隔てられており，互いに接触あるいは連結していない（図5G，H）。PLTに含まれる極粗粒砂大以上の粒子のほとんどは，変質した軽石またはその溶脱痕であり，異質岩片にきわめて乏しい（図5E ～ I）。

FFTは単層としてPLTと互層をなすほか，PLTの基質を構成している（図5G, H）。いずれの場合でも，FFTの粒度および構成粒子はほぼ同じである。このため，PLTとの境界はかなり不明瞭である（図5B, F，G）。FFTは淘汰不良であり，細粒砂大～細礫大の鉱物粒子や岩片を含むほか，軽石の繊維状組織の痕跡も認められる（図5G，H）。砂粒子大の鉱物粒子や岩片は，一般に高い円磨度を示し円形～楕円形（球状～楕円体状）をなすが，前者では破片状の自形結晶も認められる（図5G, H）。鉱物粒子の構成は，ほぼ無色鉱物のみからなり，有色鉱物をほとんど含

図4　（次頁）観音下石切り場における下部中新統赤穂谷層の柱状図．「観音下石」は，塊状なPLT（岩相1），パッチ状のPLTと火山岩礫を含むFFT（岩相2），PLT-FFT互層（岩相3）および軟堆積物変形構造をもつPLT-FFT互層（岩相4）からなる．南側露天坑（下部区間）では，岩相1が卓越する．一方，西側露天坑（上部区間）は，岩相3および岩相4を主体とする．両露天坑とも，見かけの傾斜から層厚を求めて柱状図を作成した．

Fig. 4　(next page)　Columnar sections of “Kanagaso-ishi” Tuff (Lower Miocene Akahotani Formation) measured in Kanagaso Stone Quarry. “Kanagaso-ishi” Tuff is characterized by four lithofacies, that is, massive pumiceous lapilli tuff (Lithofacies 1), fine tuff with patch-like pumiceous lapilli tuff and volcanic rock gravels (Lithofacies 2), pumiceous lapilli tuff-fine tuff alternations (Lithofacies 3) and the alternations suffered by soft-sediment deformations (Lithofacies 4). The southern open quarry (lower section) is dominated by Lithofacies 1, but the western one (upper section) mainly consists of Lithofacies 3 and 4. Thickness in the both sections is based on apparent dips of bedding planes.

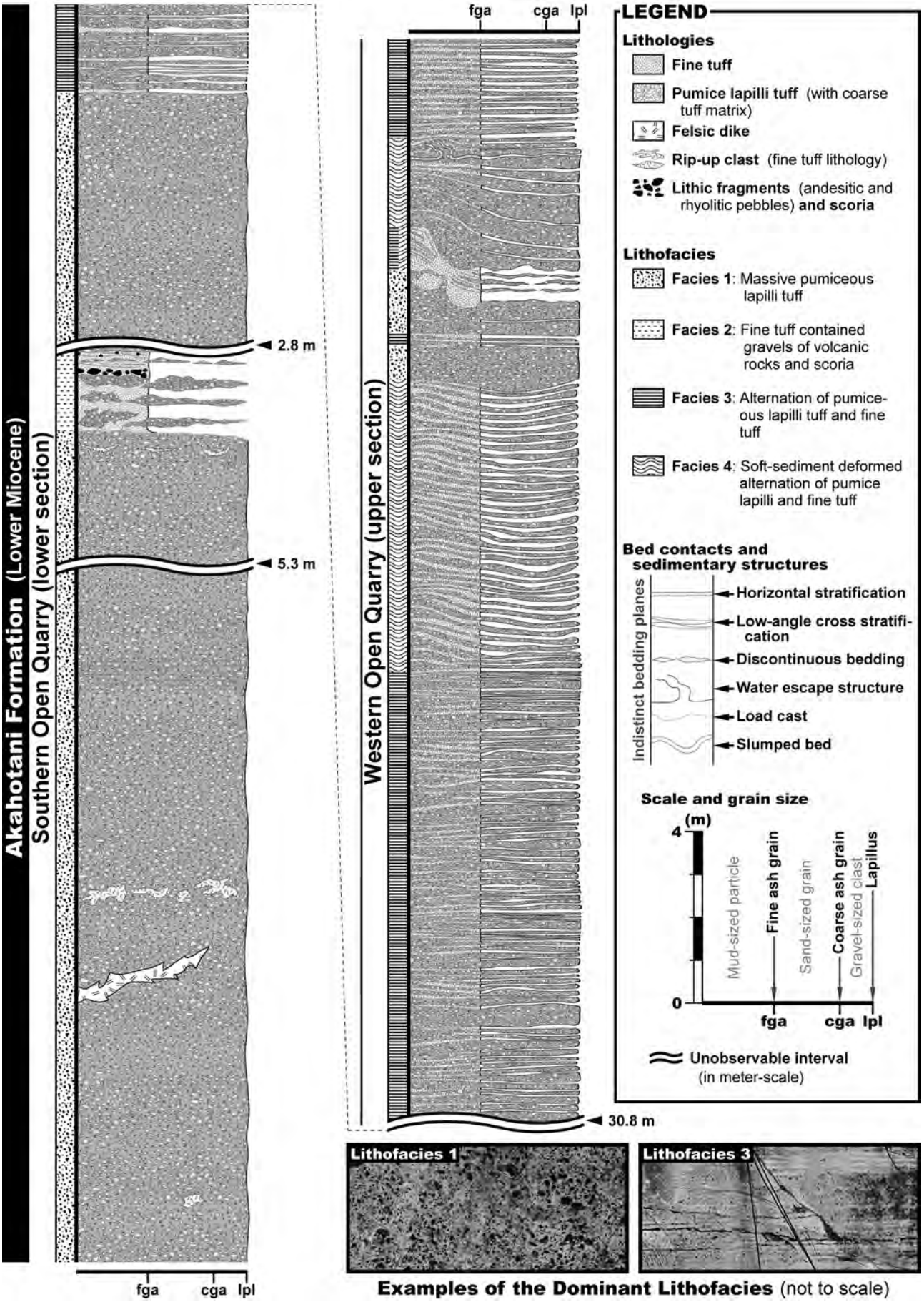

Akahotani Formation (Lower Miocene)
Southern Open Quarry (lower section)
2.8 m
5.3 m
fga
cga
lpl
Western Open Quarry (upper section)
30.8 m
LEGEND
Lithologies
Fine tuff
Pumice lapilli tuff (with coarse tuff matrix)
Felsic dike
Rip-up clast (fine tuff lithology)
Lithic fragments (andesitic and rhyolitic pebbles) and scoria
Lithofacies
Facies 1: Massive pumiceous lapilli tuff
Facies 2: Fine tuff contained gravels of volcanic rocks and scoria
Facies 3: Alternation of pumiceous lapilli tuff and fine tuff
Facies 4: Soft-sediment deformed alternation of pumice lapilli and fine tuff
Bed contacts and sedimentary structures
Indistinct bedding planes
Horizontal stratification
Low-angle cross stratification
Discontinuous bedding
Water escape structure
Load cast
Slumped bed
Scale and grain size
(m)
4
0
Mud-sized particle
Fine ash grain
Sand-sized grain
Coarse ash grain
Gravel-sized clast
Lapillus
Unobservable interval (in meter-scale)
Lithofacies 1
Lithofacies 3
Examples of the Dominant Lithofacies (not to scale)

表1　岩相を示す写真（図5〜8，10）に用いた略号.

Table 1　Abbreviations used in the outcrop photographs (Figs. 5-8, 10).

略号 (Abbrevs.)	説明	Explanation	使用した図 (Used Figures)
AFT	癒着した細粒凝灰岩層	amalgamated fine tuff beds	Fig. 7B
AGL	安山岩礫	andesite gravel	Fig. 6G
ALT	変質した火山礫凝灰岩	altered lapilli tuff	Fig. 5D
APF	軽石火山礫凝灰岩と珪長質細粒凝灰岩の互層	alternation of pumiceous lapilli tuff and fine tuff	Fig. 8E, F
BLT	2叉した細粒凝灰岩層（桃色の部分）	bifurcated layer of fine tuff (pink-hatched)	Fig. 7E
CDT	軽石火山礫凝灰岩の砕屑岩脈（紫色の塗色部）	clastic dike of pumiceous lapilli tuff (purple-hatched)	Fig. 8C, D
CLM	無色鉱物	colorless mineral	Fig. 5H
CRS	斜交層理	cross-stratification	Fig. 6F, H
CRX	カレントリップルに類似した斜交層理	current ripple-like cross-stratification	Fig. 7D
CTM	採掘に伴う切削痕	cutting mark resulting from excavation	Figs. 5A, C, J; 7B
DFS	変形した細粒凝灰岩層の成層構造	deformed FTF stratification	Fig. 8D,
DOS	側方不連続かつ不明瞭な成層構造	discontinuous and obscure stratification	Figs. 6A, H; 7D, E, H, I
FEC	自形結晶の破片	fragment of euhedral crystal	Fig. 5H
FFT	珪長質細粒凝灰岩	felsic fine tuff	Figs. 5B, F, G, I; 6B, F-H; 7A-E, H, I; 10C
FIR	珪長質な貫入岩	felsic intrusive rock	Fig. 5N
GBD	玄武岩質の貫入岩	gabbroic dike	Fig. 5L
GVR	火山岩礫（図6Fでは黄色の塗色部）	gravel of volcanic rock (in Fig. 6F, yellow-hatched)	Figs. 5I; 6F
HAJ	高角な節理	high-angle joint	Fig. 5A-C
IGT	逆級化した軽石火山礫凝灰岩	inversely graded pumice lapilli tuff	Fig. 7F, G
IPT	軽石の組織の印象	impression of pumice texture	Fig. 5G, H
LAJ	低角な節理	low-angle joint	Fig. 5B, C
LAX	低角な斜交層理	low-angle cross-stratification	Fig. 7C, D
LCT	荷重痕	load cast	Fig. 5J, K
LSR	溶脱したスコリア	leached scoria	Figs. 5I; 6G, H
LTB	レンズ状の層理（紫色の塗色部）	lenticular bedding (purple-hatched)	Fig. 7E
LTC	大型の細粒凝灰岩岩片	large fine tuff clast	Fig. 8E, F
MPT	塊状かつ淘汰不良な細粒凝灰岩	massive and poorly sorted fine tuff	Fig. 7F, G
OCM	黄褐色の粘土状物質	ocher clayey material	Fig. 5E, F
PDN	塑性変形	plastic deformation	Fig. 6C, D
PLP	軽石の溶脱による空隙（溶脱痕）	pore of leached pumice	Fig. 5D-H
PLT	軽石火山礫凝灰岩	pumiceous lapilli tuff	Figs. 5B, F, G, L, N; 6A, B, D, F, G; 7A-E, H, I; 10B, C
PPB	層理面に平行した楕円状の軽石	elliptical pumice clast parallel to bedding plane	Fig. 7F, G
PPL	軽石に乏しい区間	pumice poor layer	Fig. 6A
PPS	平行成層	plane parallel stratification	Fig. 7C-E
PUM	軽石	pumice	Figs. 5D; 7I
RGL	流紋岩礫	rhyolite gravel	Fig. 6G
RLF	円磨された岩片	rounded lithic fragment	Fig. 5G
RMG	円磨された鉱物粒子	rounded mineral grain	Fig. 5H
SDT	スランプあるいは塑性変形した細粒凝灰岩（淡桃色の部分）	slumped or plastically deformed fine tuff (pale pink-hatched)	Fig. 8C, D
SES	軽微な侵食面	slight erosional surface	Fig. 7C, D
SPA	互層の引張変形部	stretched part of the alternation	Fig. 8E
SSS	緩やかな向斜状のスランプ構造	shallow syncline-like slump structure	Fig. 8A, B
TMS	凝灰質泥岩	tuffaceous mudstone	Fig. 5J, K
TRC	細粒凝灰岩の偽礫	fine tuff rip-up clast	Fig. 6B, D
UDS	波状層理	undulated stratification	Fig. 6F
ULT	非変質の火山礫凝灰岩	unaltered lapilli tuff	Fig. 5D
UM2	岩相2の最上部	uppermost part of Lithofacies 2	Fig. 6F
UP2	岩相2の上部	upper part of Lithofacies 2	Fig. 6F
UWD	層序学的上位	stratigraphic upward	Figs. 5A-C, E-G, J, L, N; 6A, B, D, F-H; 7C-I; 8A-F
VRF	火山岩片	volcanic rock fragment	Fig. 6H
WPT	凝灰岩の風化部	weathered part of tuff	Fig. 5A
XLT	軽石火山礫凝灰岩の捕獲岩	xenolith of pumiceous lapilli tuff	Fig. 5N

まない（図5H）。異質岩片として灰色，灰白色あるいは淡灰緑色の火山岩類がFFTに少量含まれる（図5G）。

「観音下石」はほぼ珪長質凝灰岩類から構成されており，それ以外の火山岩類や堆積岩類をほとんど挟まない。ただし，南側坑と西側坑にそれぞれごく薄い含礫層準と凝灰質泥岩層が挟在する（図5I 〜 K）。南側坑の含礫層準には，最大粒径6cm程度の亜円礫や円礫が散在的に包含されている（図4, 図5I）。西側坑の凝灰質泥岩は緑灰色を呈し，層厚1 〜 2cmほどの薄層をなしている（図5J）。凝灰質泥岩層の基底面は比較的明瞭かつ荷重痕を伴う（図5J，K）。凝灰質泥岩層の上部は，被覆されるFFTに漸移する（図5K）。また，観音下石切り場において，肉眼で識別可能な動植物化石および生物源堆積構造は確認されない。

南側坑では，苦鉄質および珪長質の火山岩類が「観音下石」に貫入している（図5L 〜 O）。貫入岩は，層理面に対し高角に斜交したダイク状の形態をなす（図5L，N）。貫入岩には斑状組織が発達しているほか，岩体内にPLTの捕獲岩を含むこともある（図5M 〜 O）。また，「観音下石」に明瞭な接触変成は認められない。

２）各岩相の記載

２－１）岩相1：塊状な軽石火山礫凝灰岩

塊状な軽石火山礫凝灰岩（岩相1）は，南側坑の下部〜上部区間で卓越するほか，西側坑の上部区間の一部にも薄く挟在する（図4，図5A，E，図6A 〜 E）。FFTと頻互層するPLT（図5B，F）も一般に塊状であるが，本相には含めない。岩相1は塊状相を主体とするが，ごく不明瞭かつ側方連続性の悪い成

層構造を示す区間もある（図6A）。成層区間は，最大層厚数cm程度のPLTおよびやや基質に富んだPLTの不規則な互層からなる。PLTは淘汰不良なFFTを基質とし，きわめて淘汰不良な亜円礫～円礫状の軽石を粗粒な火砕粒子として含む（図5E，G，H）。ただし，ほとんどの軽石は溶脱して空隙となっている（図5D，E，図6A，B）。軽石（溶脱痕）の大きさは，粗粒砂大から最大で4cmほどである。軽石の淘汰度および軽石と基質の割合は一定せず，層準によって比較的頻繁に変化する（図5E，図6A）。基質に乏しい区間でも，溶脱痕同士の接触がほとんどみられないことから，溶脱痕を軽石とみなせば基質支持の火山礫凝灰岩といえる（図5E，G，H，図6A，B）。

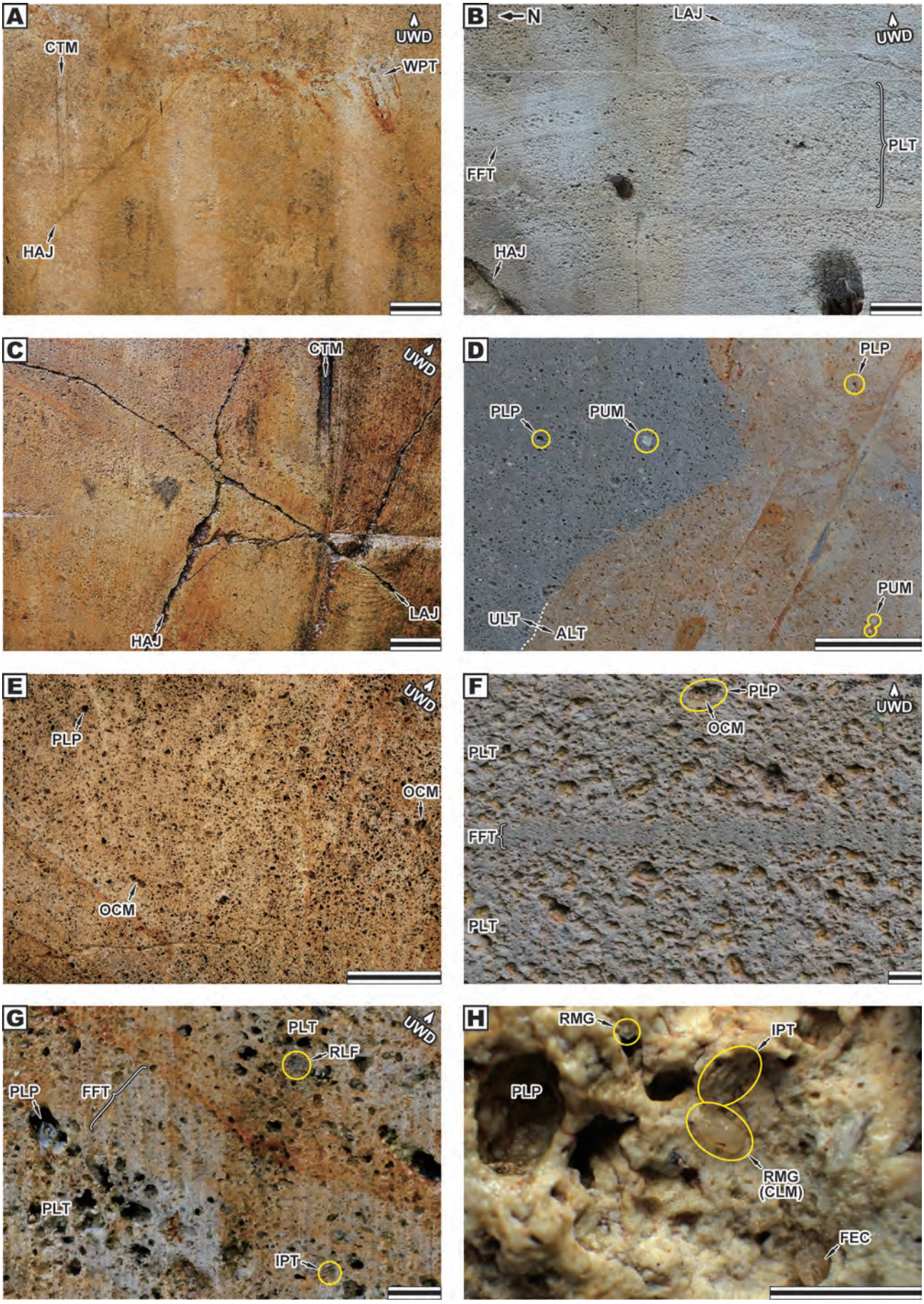
本相のPLTは，低頻度ながらFFTの偽礫を包含する（図4，図6B ～ E）。いずれもPLTの基質や岩相3（岩相4）の互層をなすFFTと同じ岩相の偽礫であり，泥質岩などFFT以外のものは認められない。偽礫の産状は，複数個の密集した状態または単体である（図6B，D）。密集状態でも，偽礫はPLTを基質として支持されており，互いに接触していない（図6B）。偽礫の形態および大きさは，平板状や角礫状で長さ数cm程度のものから，内部堆積構造の保存された単層の断片（長さ1m以上，最大層厚10cmほど）などと多様である（図6B，D，E）。塑性変形を示す屈曲した境界をもつ偽礫もみられる（図6C，D）。

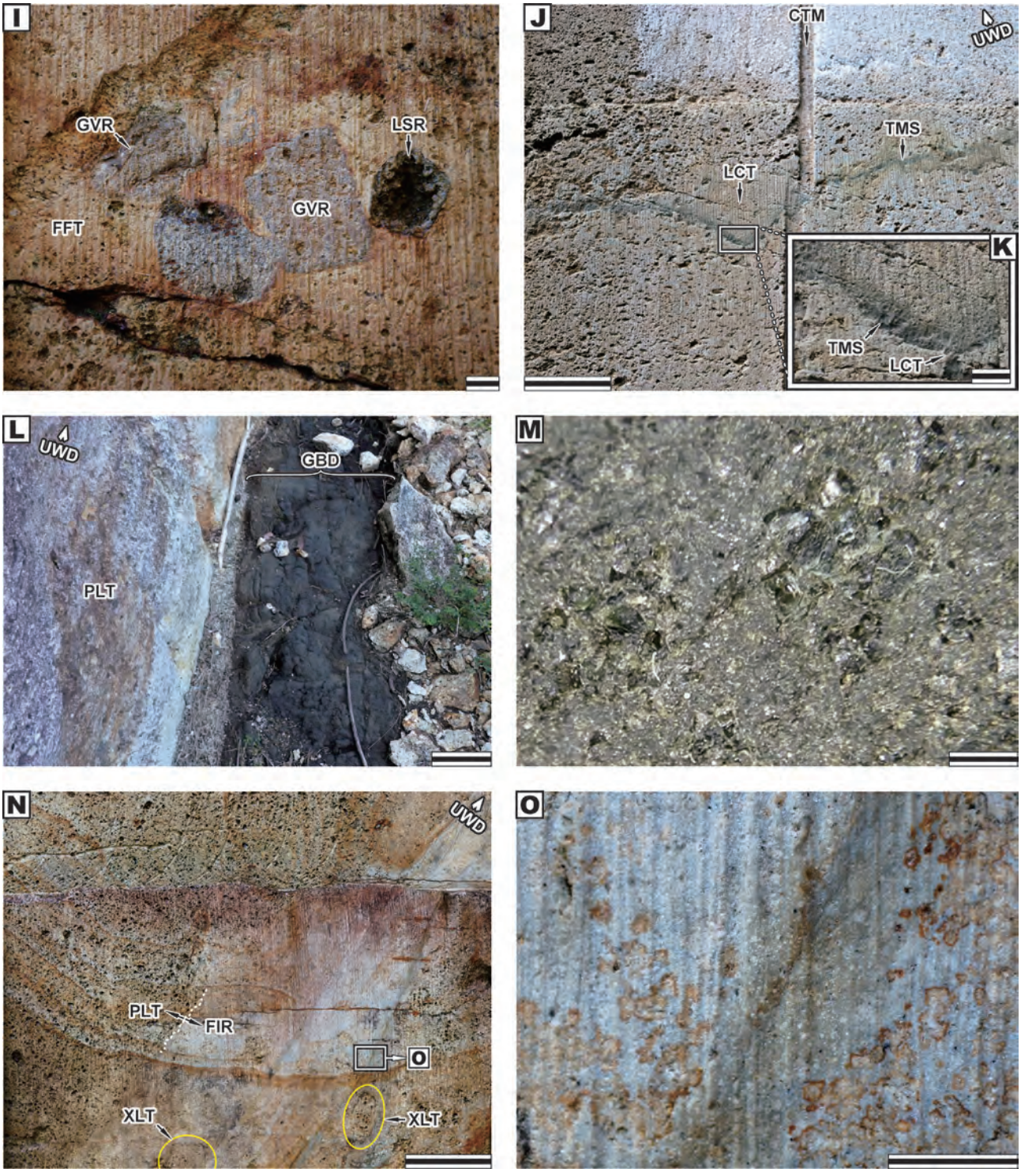
２－２）岩相2：パッチ状の軽石火山礫凝灰岩と火山岩礫を含む細粒凝灰岩

岩相2は，パッチ状の塊状PLTを数層準に挟む下部～上部と，火山岩礫をともなう最上部から構成されるFFTである（図4，図6F ～ H）。本相は南側坑上部の1区間のみに認められ，また「観音下石」を構成する岩相の中で最も低い割合を占める（図4）。ただし，細粒凝灰岩層としては観音下石切り場において最も厚い。本相区間は少なくとも厚さ1.9mである

図5　（次頁）「観音下石」の一般的な岩相．（A，B）「観音下石」の主体をなす軽石火山礫凝灰岩（PLT）およびPLTと細粒凝灰岩（FFT）との互層．（A）塊状なPLTの厚層．変質により「観音下石」に特有な黄色を示す．変質部は灰色である．（B）有律性の悪いPLT-FFT互層．層理面は見かけ上，約20°北へ傾斜している．低角～高角の節理も認められる．（C）PLTに形成された共役な節理．（D）灰色の非変質部および淡黄～赤褐色を呈する変質部のみられるPLT（研磨された切石の表面）．非変質部，変質部ともほとんどの軽石が溶脱しているため，多孔質な岩相となっている．（E，F）凝灰岩類の岩相．多孔質で塊状かつ淘汰不良である．（E）基質の変質したPLT．「観音下石」の典型的な外観を示す．（F）非変質の基質からなるPLTおよび変質していないFFT．茶褐色～黄褐色の粘土状物質が，軽石の溶脱痕に付着あるいは充填している．（G，H）「観音下石」の細粒部を構成する淘汰不良のFFT．（G）PLTの基質とFFTの岩相．ともに円磨された岩片や溶脱した軽石の印象のみられる凝灰岩であり，不明瞭な層理面を示す．（H）PLTの基質をなすFFTの拡大写真．無色鉱物の円磨された粒子や破片状の自形結晶を含むほか，溶脱した軽石組織の印象もみられる．（I）FFT中の火山岩の円～亜円礫およびスコリア．スコリアは変質しており，溶脱痕を形成している場合も多い．（J，K）荷重痕の形成された緑灰色凝灰質泥岩の薄層．上部は被覆層であるFFTに漸移する．（L-O）PLTに貫入した火山岩の岩脈．いずれも層理面に対し高角に斜交している．（L）苦鉄質の火山岩岩脈．著しく風化している．（M）苦鉄質貫入岩の斑状組織（新鮮部破断面の拡大写真）．（N）珪長質の火山岩岩脈．母岩であるPLTの捕獲岩を含む．（O）珪長質貫入岩の斑状組織（切羽面の拡大写真）．各写真は南側露天坑（A, C-E, G, I, L-O）および西側露天坑（B，F，H，J，K）で撮影．スケールバーはそれぞれ0.1cm（M），0.5cm（H），1cm（F，G，I，K，O）および10cm（A-E，J，L，N）である．

Fig. 5　(next pages) General lithofacies of the “Kanagaso-ishi” Tuff. (A, B) Pumiceous lapilli tuff (PLT) and PLT-fine tuff (FFT) alternations predominantly in "Kanagaso-ishi" Tuff. (A) Thick bed of massive PLT. The massive lapilli tuff displays its unique yellowish color due to alternation. Weathered parts of the tuff are pale gray. (B) Unrhythmical alternations of PLT and FFT. Apparent bedding dips to the north at roughly 20 degrees. Minor faults and low- to high-angle joints are also observed. (C) Conjugate joints formed in PLT. (D) Unaltered gray and altered light yellow-to-reddish brown parts of PLT. Note almost all pumice clasts leach out in the both parts to result in porous lithofacies. Polished surface of an ashlar stone. (E, F) Porous, massive and poorly sorted lithofacies of the tuffs. (E) PLT with altered matrix, typical appearance of the Tuff. (F) PLT with unaltered matrix and unaltered FFT. Leached pores of pumice clasts are filled or coated with yellowish-to-dark brown clayey material. (G, H) Poorly sorted FFT consisting of fine-grained portions of “Kanagaso-ishi” Tuff. (G) Lithofacies of FFT and PLT matrix. Rounded lithic fragments and impression of leached pumice clasts are contained in the fine tuff. Bedding plane between the tuffs is indistinct. (H) Close-up photo of the PLF matrix (FFT). FFT contains sand-sized, fairly rounded or fragmental euhedral crystals of colorless mineral. Impression of pumice texture is also preserved. (I) Rounded to subrounded gravels of volcanic rocks and a scoria clast sparsely contained in FFT. The scoria clast is generally fairly leached to result in leached pores. (J, K) Thin layer of greenish-gray tuffaceous mudstone suffered soft-sediment deformation (indicated by a load cast). Upper part of the layer gradually changes into the overlying FFT. (L-O) Volcanic dikes intruding into PLF at high angles to bedding. (L) Significantly weathered dike of mafic volcanic rock. (M) Porphyritic texture of the mafic dike, close-up photo of a fracture surface in a rather fresh part. (N) Felsic dike containing xenolith of PLT. (O) Porphyritic texture of the felsic dike, close-up photo of a wall of the quarry. The photographs are taken at the southern open quarry (A, C-E, G, I, L-O) and western open quarry (B, F, H, J, K). Scale bars equal 0.1 cm (M), 0.5 cm (H), 1 cm (F, G, I, K, O) and 10 cm (A-E, J, L, N).


A
CTM
UWD
WPT
HAJ
B
N
LAJ
UWD
PLT
FFT
HAJ
C
CTM
UWD
LAJ
HAJ
D
PLP
PLP
PUM
PUM
ULT
ALT
E
UWD
PLP
OCM
OCM
F
PLP
UWD
OCM
PLT
FFT
PLT
G
PLT
UWD
RLF
PLP
FFT
PLT
IPT
H
RMG
IPT
PLP
RMG
(CLM)
FEC



が，坑内の段差によりその上限を確認できない。

岩相2の下部から上部をなすPLTやFFTの構成粒子および堆積構造の特徴は，他の岩相と大きく相違しない。下部～上部にみられるPLTの薄層は側方連続性に乏しく，層厚の側方変化も著しい。このためPLT薄層は，FFTに包含されたパッチ状の堆積構造を示す。薄層の層理面は，上下とも不明瞭かつやや波状である。

岩相2の最上部区間（厚さ約30cm）のFFTは，ほぼ塊状で散在的に中礫を含む下部，側方に連続しない不明瞭な成層構造をなす中部，および細礫を散在的に含んだ側方連続性の悪い上部からなる（図6F～H）。いずれの区間も明瞭な境界を示さず，上部は中部から漸移する（図6H）。FFTの淘汰は区間全

体として悪く，とくに中粒砂大～極粗粒砂大の岩片に富む中～上部で顕著である（図6H）。

最上部区間の下部は，上位よりも比較的淘汰の良いほぼ塊状なFFTで支持された火山岩礫で特徴づけられる（図6F，G）。互いに接触した礫もみられるが，全体として礫の配列は不規則かつ非常に散在的であり，礫種や粒径に関わらずほぼ1区間に限定されている（図5I，図6F，G）。これらの多くは，安山岩質および流紋岩質の火山岩やスコリアを構成礫種とした，淘汰不良（粒径1 ～ 6cm）の亜角礫から円礫である（図5I, 図6G）。スコリアは変質しており，軽石と同様に溶脱して細礫～中礫大の空隙を形成したものも多い（図5I，図6G）。

最上部区間中部のFFTは，きわめて不明瞭な成層構造をなし，中礫をほとんど含まない（図6F，H）。成層構造は，細礫大の溶脱痕を主とする火山礫凝灰岩，粗粒砂大～細礫大の岩片や溶脱痕を多く含むFFT，および相対的に粗粒な粒子に乏しいFFTからなる層厚数mm ～ 3cm程度の薄層であるが，互層を形成していない（図6F, H）。成層構造は，やや波状（ないしごく低角に斜交）からほぼ平行層理であり，側方連続性に乏しい。

最上部区間の上部は，比較的明瞭な成層構造をみせるFFTであり，中部よりも砂粒子大の岩片や細礫に富む（図6H）。成層構造は中部と同じく火山礫凝灰岩や粗粒な火砕粒子を多く含んだFFTから構成されるが，斜交層理の卓越する点で下位と異なる（図6F，H）。斜交層理は平面状からごく緩やかな凹面状であり，観察された北西―南東走向の切羽面では北西に傾斜する傾向をもつ（図6F）。礫は安山岩質～流紋岩質火山岩の細礫および細礫大から最大粒径4cmほどの変質したスコリアを主体とし，亜角礫状～円礫状をなしている（図6H）。礫の分布は散在的であるが，楕円状の礫では斜交層理と調和的に配列した長軸を示す（図6H）。

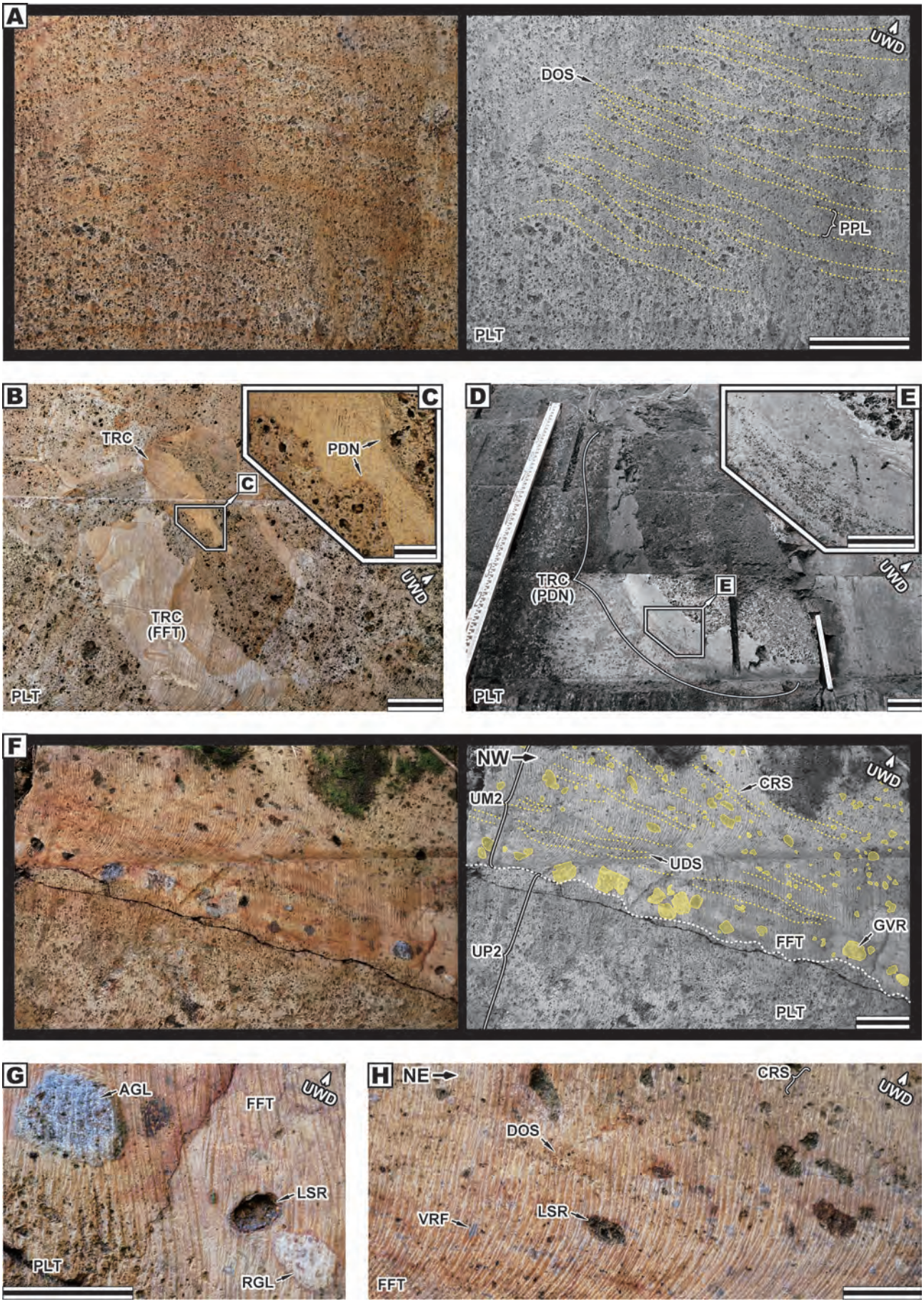
２－３）岩相3：軽石火山礫凝灰岩細粒凝灰岩互層

軽石火山礫凝灰岩細粒凝灰岩互層（岩相3）は，南側坑の区間上部から西側坑の区間下部，上部および最上部を占める（図4）。後述する岩相4（軟堆積物変形構造をもつ互層）は初生的に本相であるため，岩相1とともに観音下石切り場を代表する岩相といえる（図4）。

互層をなす凝灰岩類の層厚は一定せず，層準によって頻繁に変化する（PLT層, 0.9 ～ 15.5cm；FFT層, 0.2 ～ 9.4cmだが多くの層準で1.0 ～ 5.0cm）。このため互層の有律性は低く，等量互層もわずかにみられ

図6　（次頁）塊状な軽石火山礫凝灰岩（岩相1, A-E）およびパッチ状のPLTと火山岩礫を含む細粒凝灰岩（岩相2, E-H）．（A）PLTの塊状相（左下）と側方連続性の悪い不明瞭な成層構造（中央から右上）．成層区間では，それぞれ軽石あるいは基質に富む区間が不規則に互層している．（B-E）FFTの偽礫．きわめて不淘汰なPLTに包含されている．（B）様々な形態および大きさを示す偽礫．PLTに支持されるが，やや密集した産状である．（C）偽礫にみられる塑性変形．写真（B）の一部分を拡大したもの．（D）凹状に湾曲したFFT層の断片．単体でPLTに包含されている．（E）FFT層由来の偽礫に保存された内部堆積構造．写真（D）の一部分を拡大したもの．（F）岩相2の上部～最上部．塊状なPLT（岩相2上部）に，成層構造をなした含礫FFT（岩相2の最上部）が不明瞭な層理面を介して累重する．最上部は，概ね同一層準に散在的に包含される火山岩礫（下部区間）と不明瞭な波状層理（中部）～斜交層理（上部区間）で特徴づけられる．（G）岩相2最上部の下部区間．ほぼ塊状なFFTに，淘汰不良であるが比較的円磨度の高い安山岩質～流紋岩質の中礫のほか，溶脱の進行したスコリアが包含されている．（H）岩相2最上部の中部～上部区間．側方に不連続で粗粒な粒子に富んだ薄層が，不明瞭な斜交層理を形成している．また，楕円状の礫は斜交層理と調和的に配列している．写真はいずれも南側露天坑で撮影．スケールバーはそれぞれ2cm（C），5cm（E，G，H）および10cm（A，B，D，F）である．

Fig. 6　(next page) Massive pumiceous lapilli tuff (Lithofacies 1, A-E) and fine tuff with patch-like pumiceous lapilli tuff and gravels of volcanic rocks (Lithofacies 2, E-H). (A) PLT exhibiting massive (lower-left) and discontinuous, obscurely stratified (central-to-upper right) lithology. Unrhythmically alternated pumice-rich and pumice-poor thin intervals constitute the stratified interval. (B-E) Rip-up clasts of FFT contained in very poorly sorted PLT. (B) Rip-up clasts showing various sizes and shapes. Although they are relatively densely included in PLT, each clast displays matrix-supported textures. (C) Plastically deformed surface of the rip-up clast shown in (B). (D) Concavely bent fragment of a FFT bed contained isolatedly in PLT. (E) Internal sedimentary structure preserved within a stratified FFT clast, close-up of Photo D. (F) Upper to uppermost parts of Lithofacies 2. Indistinctly stratified FFT with gravels (uppermost part of Lithofacies 2) overlies on massive FFT (upper part of Lithofacies 2) by an indistinct bedding plane. The uppermost part is characterized by sparsely arranged volcanic rock gravels (lower interval), and overlying obscurely undulated middle and cross-bedded upper intervals. (G) Lower interval of the uppermost part of Lithofacies 2. Poorly sorted, rounded to subrounded pebbles of andesitic and rhyolitic rocks are contained in massive FFT. Leached scoria clast is also recognized. (H) Middle to upper intervals of the uppermost part of Lithofacies 2. Discontinuous, relatively sand-sized lithic fragments- and granule-rich layers consist of indistinct cross-stratification. Long axis of the gravels paralleling to the bedding plane. All photographs are taken at the southern open quarry. Scale bars equal 2 cm (C), 5 cm (E, G, H) and 10 cm (A, B, D, F).


A
UWD
DOS
PPL
PLT
B
C
TRC
PDN
C
UWD
TRC
(FFT)
PLT
D
E
TRC
(PDN)
E
UWD
PLT
F
NW
UWD
CRS
UM2
UDS
GVR
FFT
UP2
PLT
G
AGL
FFT
UWD
LSR
PLT
RGL
H
NE
CRS
UWD
DOS
VRF
LSR
FFT

る程度である（図5B，7A ～ E）。PLF/FFT層厚比は平均すると2：1から3：1ほどであり，前者の優勢な互層である（図5B，図7A ～ E）。ただし西側坑の区間上部には，特異的にFFT優勢互層が認められる（図4，図7B）。FFT優勢互層は，顕著に発達した癒着構造を特徴とし，レンズ状ないし側方不連続性の悪いPLTの薄層を多数挟んだFFTの厚層に見える（図7B）。PLTの基質もFFTで構成されていることから，一般に互層の層理面はきわめて不明瞭である（図5F，G，図7C ～ G）。

岩相3で卓越する堆積構造は，平行層理および低角な小型斜交層理である（図7C，D）。観察可能な範囲では，両者のセットが厚さ数cm ～ 10数cm単位で繰り返し累重することで互層を形成する。斜交層理は，一般にごく緩やかに下に凸ないし平面的な形態をみせるが，稀にカレントリップル層理に類似した構造も認められる（図7D）。斜交層理は特定の傾斜方向を示さず，カレントリップル状の構造を除けば1つのセット内で互いに異なる方向に傾斜する傾向にある（図7C，D）。したがって，少なくとも平板型斜交層理と判断される堆積構造は認められない。この他に，レンズ状や二叉分岐した層理面を示す堆積構造も確認される（図7E）。また，PLTはしばしば下位のFFTをやや侵食している（図7C，D）。PLTによる侵食と斜交層理により，相対的に薄いFFTは尖滅する場合も多い（図7D，E）。

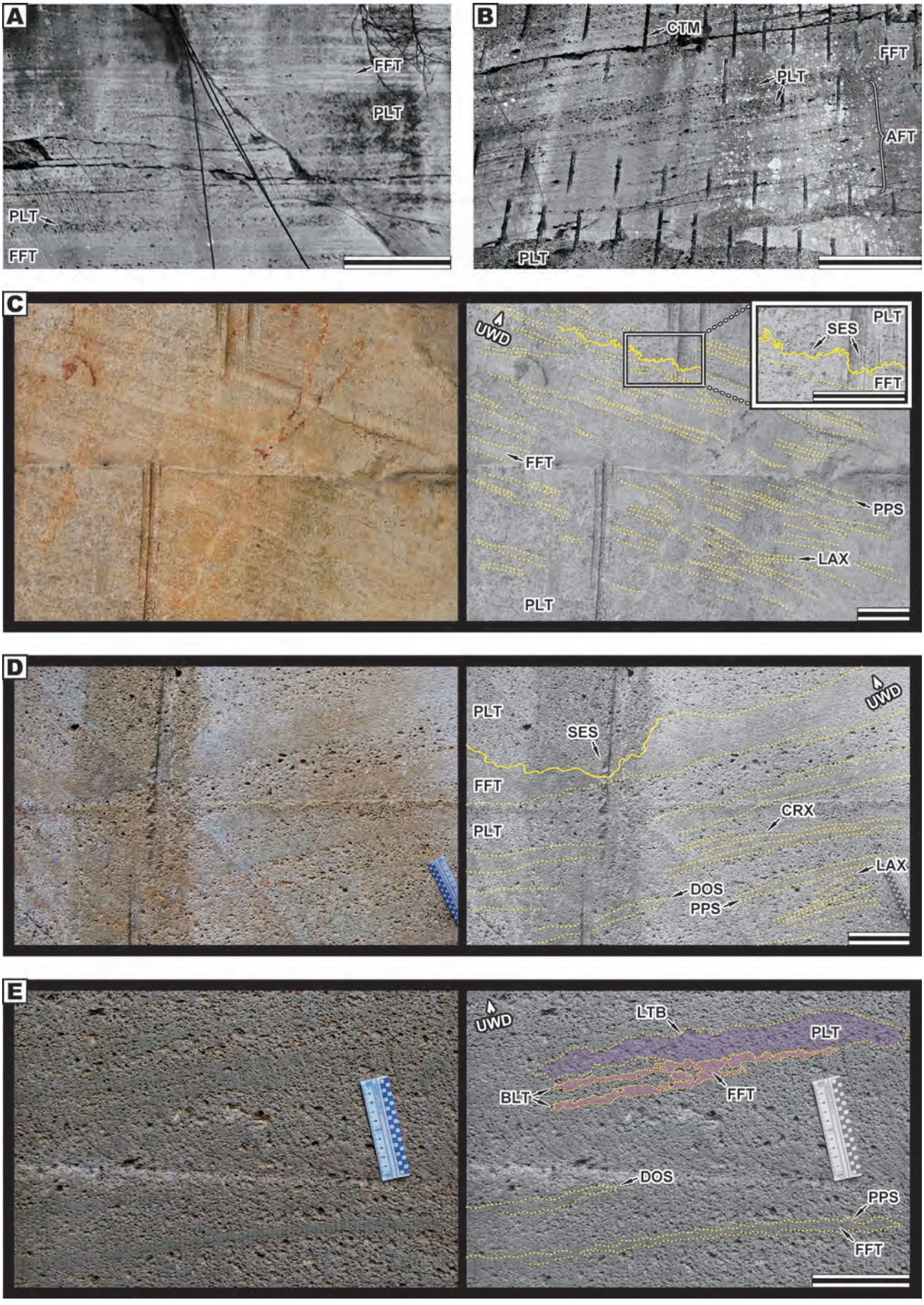
本相のPLTおよびFFTは，ともに淘汰不良かつ一般に内部堆積構造を欠く（図7D ～ G）。岩相1と同様にPLTでは，軽石（溶脱痕）の大きさおよび基質との割合が1つの単層内においても水平・垂直方向に一定せず，非常に不均一である（図5F，図7E，G）。FFTには，中粒砂大～細礫大の軽石（溶脱痕）が無秩序かつ概ね均一に散在しており，同一単層内においてPLTほど著しく岩相変化しない（図7F，G）。ただし，稀ではあるが内部堆積構造の形成された凝灰岩層が認められる（図7F ～ I）。PLTでは，側方連続性の悪い逆級化構造や，層理面とほぼ平行するように定向配列した軽石が観察される層準もある（図7F，G）。しかし，岩相1のような不明瞭な成層構造（図6A）は本相のPLTにはみられない。FFTの薄層（層厚1 ～ 3cm程度）は内部堆積構造を示さない（図7D ～ G）。しかし，層厚5cmを超えるFFT層では，粗粒砂大～細礫大の淘汰不良な軽石（溶脱痕）からなる，不明瞭かつ側方連続性の悪い平行葉理が形成されている（図7H，I）。なお，図5Jの凝灰質泥岩薄層は岩相3に挟在する。

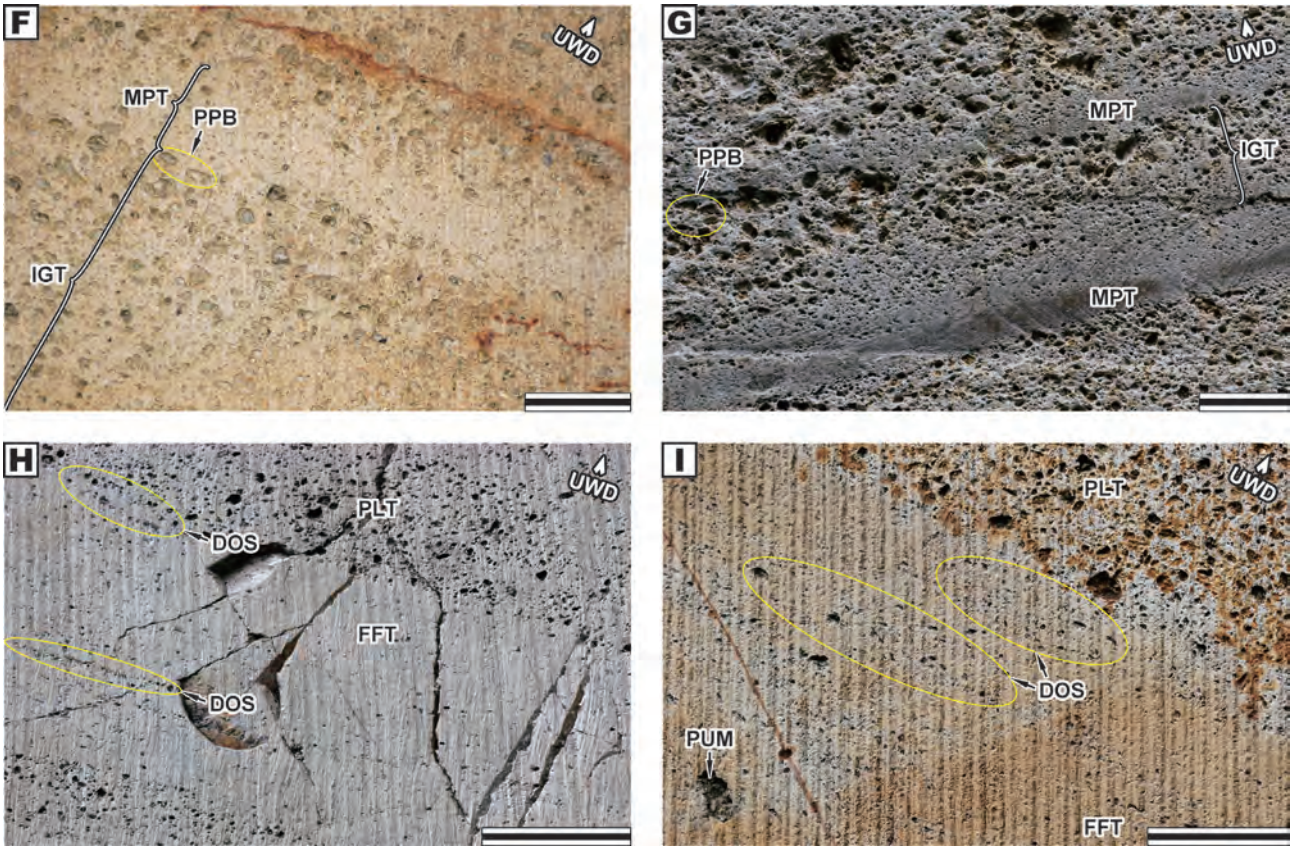
２－４）岩相4：軟堆積物変形構造をもつ軽石火山礫凝灰岩細粒凝灰岩互層

軟堆積物変形構造の形成された軽石火山礫凝灰岩と細粒凝灰岩の互層（岩相4）は西側坑の中部およ

図7　（次頁）軽石火山礫凝灰岩珪長質細粒凝灰岩互層（岩相3）．（A）岩相3の典型例．PLT優勢かつ有律性の悪い互層であり，非常に不明瞭な層理面を示す．（B）FFTの卓越した互層区間．FFTの癒着により，PLTは側方連続性の悪い薄層となっている．（C-E）互層のなす成層構造．PLTとFFTはともに層厚不定かつ側方連続性に乏しい．（C，D）平行層理および低角な斜交層理．両者のセットが不規則に繰り返すことで互層を形成する．また，PLTが下位のFFTを侵食する層準もある．（E）レンズ状の層理および二叉（あるいは斜交）した凝灰岩類の薄層．本区間では側方連続性がとくに悪い．（F-I）凝灰岩類の単層にみられる内部堆積構造．（F，G）逆級化を示すPLTおよび塊状なFFTの薄層．一般にPLTは塊状だが，側方連続性の悪い逆級化構造をなすこともある．またPLTには，層理面とほぼ平行に配列した楕円状の軽石も認められる．一方，FFTの薄層は内部堆積構造を示さない．写真Gにおける下位のFFTの暗色部は，機械油の浸潤による．（H，I）FFTの厚層に形成された不明瞭で側方連続性の悪い平行葉理．葉理は砂粒子大～細礫大の軽石からなる．各写真は南側露天坑（C，F）および西側露天坑（A，B，D，E，G-I）で撮影．スケールバーはそれぞれ2cm（I，F），5cm（G，H），10cm（C-E）および50cm（A，B）である．

Fig. 7　(next pages) PLT-FFT alternation (Lithofacies 3). (A) Typical successional pattern of the alternated beds which tend to be predominantly in PLT, generally unrhythmic and fairly indistinct bedding planes. (B) FFT-dominant alternating beds of PLT and FFT. Significant amalgamation of FFT results in thin and laterally discontinuous intervals of PLT. (C-E) Stratificational patterns showing in Lithofacies 3. PLT and FFT layers show irregular thickness and discontinuous bedding planes. (C, D) Plane-parallel and low-angle cross-stratification. Sets of the each stratification irregularly alternate one another. PLT sometimes slightly or deeply erodes underlying FFT layers. (E) Lenticular-like bedding and bifurcated (or cross-laminated) tuffs layers. Discontinuity of bedding is significant in this interval. (F-I) Internal sedimentary structures of the facies elements. (F, G) Inversely graded PLT and massive FFT layers. PLT beds are generally shown massive lithofacies but sometimes forms discontinuous inverse grading. Several elliptical pumice clasts (leached pores) within PPL parallel to bedding planes. Any internal structures are not recognized in thin layers of FFT. Dark gray portions of the lower FFT layer in the Photo G are machine oil stains. (H, I) Obscure, discontinuous parallel lamination within a relatively thick FFT bed. The lamination is formed by horizontally arranged sand-to-granule-sized grains. The photographs are taken at the southern open quarry (C, F) and western open quarry (A, B, D, E, G-I). Scale bars equal 2 cm (I, F), 5 cm (G, H), 10 cm (C-E) and 50 cm (A, B).


A
FFT
PLT
PLT
FFT
B
CTM
FFT
PLT
AFT
PLT
C
UWD
PLT
SES
FFT
FFT
PPS
LAX
PLT
D
PLT
SES
UWD
FFT
CRX
PLT
LAX
DOS
PPS
E
UWD
LTB
PLT
BLT
FFT
DOS
PPS
FFT

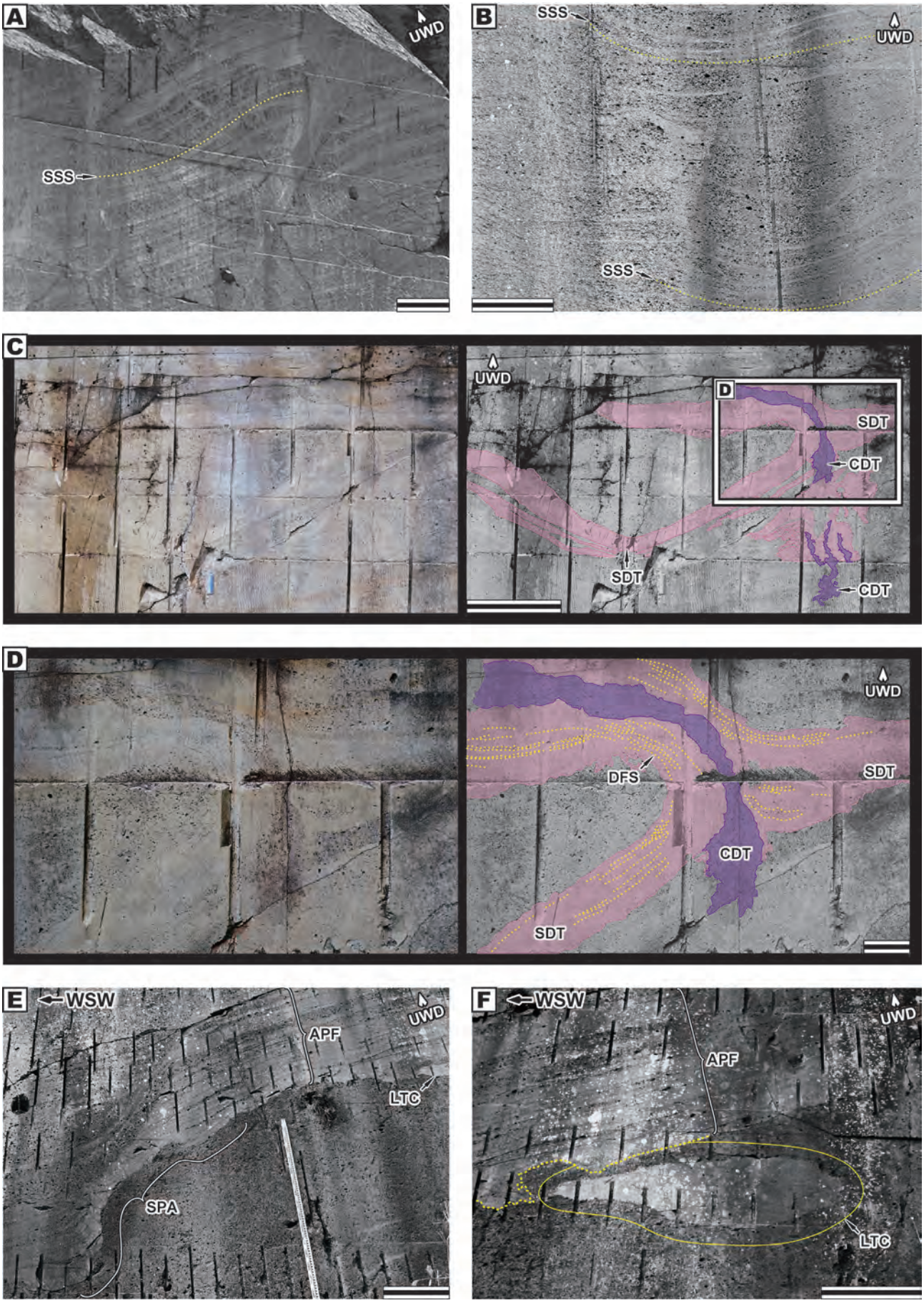


び上部にみられ，岩相3の上部あるいは下部に伴われる（図4）。本相は初生的に岩相3をなすPLT-FFT互層であり，二次的に未固結状態で変形したことを示す（図4，図8）。そのため，岩相4をなす凝灰岩類の構成粒子，組織および初生堆積構造は岩相3と共通する。

岩相4は，主にスランプからなる塑性変形構造で特徴づけられる（図8）。層準によって変形度や形態に多少の差異を生ずるものの，スランプ構造は本相の区間全体にわたって観察される（図4）。スランプ

図8　（次頁）軟堆積物変形構造をもつ軽石火山礫凝灰岩と珪長質細粒凝灰岩の互層（岩相4）．（A，B）岩相4で卓越するスランプ変形様式．（A）緩やかな単斜状のスランプ構造．（B）開いた向斜状のスランプ褶曲．（C，D）向斜状のスランプ褶曲をなすFFT層およびPLTの砕屑岩脈．スランプ層は図7H，IのFFT層と同一である．（C）スランプ褶曲したFFT層と，それを貫くPLTの砕屑岩脈．スランプ層の下位にも，FFTの成層構造を著しく乱したPLTの砕屑岩脈が複数認められる．（D）砕屑岩脈と捲れ上がるようにして塑性変形した貫入面を示すFFT層．FFT層の内部堆積構造も貫入面と平行するように変形している．（E）FFT優勢互層にみられる単斜状の引張変形構造．引張部分の互層は著しく薄化しており，変形箇所より西南西側の区間がずり下がっている．著しく薄化した引張部では，成層構造が不明瞭となっている．写真は図7Bの互層と同一である．（F）FFTの扁平な巨礫．写真（E）の引張変形部よりやや東側のFFT優勢互層直下にみられる．巨礫西側の突出部直上の互層基底面は，不規則な凹凸をなしている（黄色の破線）．各写真は南側露天坑（A）および西側露天坑（B-F）で撮影．スケールバーはそれぞれ10cm（D）および50cm（A-C，E，F）である．

Fig. 8　(next page) PLT-FFT alternation suffered soft-sediment deformation (Lithofacies 4). (A, B) Dominant deformation patterns of slump structures observed in Lithofacies 4. (A) Gently dipping, monocline-like slump deformation. (B) Broad, open syncline-like slump fold. (C, D) FFT bed with syncline-like slump fold and a clastic dike of PLT. The deformed bed is the same shown in Fig. 7H and I. (C) Syncline-like deformed FTF bed intruded by a clastic dike of PLT. Highly disturbed FFT bed due to intrusion of other PLT clastic dikes is also below the deformed bed. (D) Clastic dike and intruded the FFT bed showing plastic deformation as curving up from the original bedding. Stratification within the bed is also bent as along the deformed bedding plane. (E) Monocline-like, stretched deformation in the FFT-dominated alternation. The alternated interval is extremely thinning at the stretched part, and slides down toward the west. Very obscure bedding structure is also observed at the deformed interval. The same alternated bed shown in Fig. 7B. (F) Large, flat-shaped FFT clast just below the alternation shown in Photo E. The clast occurs at non-sliding down side near the stretched part. Basal bedding plane of the alternation just above the protruded side of the boulder exhibits irregular surface (yellow-dashed line). The photographs are taken at the southern open quarry (A) and western open quarry (B-F). Scale bars equal 10 cm (D) and 50 cm (A-C, E, F).


A
UWD
SSS
B
SSS
UWD
SSS
C
UWD
D
SDT
CDT
SDT
CDT
D
UWD
DFS
SDT
CDT
SDT
E
WSW
UWD
APF
LTC
SPA
F
WSW
UWD
APF
LTC

互層は下方へ緩やかに湾曲しており，非対称な単斜状あるいは対称的な開いた向斜状の変形構造を形成している（図8A ～ C）。ただし変形度は低く，同一層準を容易に追跡できる。向斜状のスランプ構造は正立した対称褶曲に比較され，130° ～ 140° 程度の「翼間角」を示す（図8B, C）。なお, 背斜状や転倒（横臥）したスランプ褶曲は観察可能な範囲に認められない。

その他の変形構造として，荷重痕（図5J，K）や脱水構造（図8C, D）が認められる。図8Dの構造は，西側坑区間の最上部にみられるPLTの砕屑岩脈と，それに貫かれたFFTのスランプ褶曲層である。砕屑岩脈は，FFT層の下部から高角で貫入するが，FFTを貫くにつれて屈曲して弓状となり，その上端部では水平に近い姿勢となっている（図8C，D）。また，貫入されたFFT層は側方連続性を断たれるだけでなく，下方より捲れ上げられるように変形している。すなわち，FFT層の層理面および内部堆積構造は，屈曲した砕屑岩脈の貫入面と調和的な塑性変形構造を示す（図8C，D）。なお，屈曲した砕屑岩脈の下位にもPLTの不定形な砕屑岩脈と，貫入されて著しく断片化したFFTが確認できる（図8C）。

顕著な非対称変形構造として，西側坑区間上部のFFT優勢互層に形成された単斜状の引張変形構造が挙げられる（図8E；図7Bと同一の区間だが，変形部分が1箇所のみであるためFFT優勢互層を岩相3として記載した）。単斜状構造の観察される西南西―東北東走向の切羽面において，引張部より西側の互層はそれよりも東側の同層準に対して約60cmずり下がっている。引張部の互層は著しく薄化しており，内部堆積構造もほとんど確認できない（図8E）。また，引張部の下位に正断層は確認されない。

引張部より東側において，FFT優勢互層直下のPLT（岩相1）には，巨礫が1個包含されている（図8F）。巨礫はFFTからなる長軸長150cm，短軸長40cmの扁平な亜角礫であり，長軸を互層基底面に対してやや斜交させた産状を示す。巨礫に内部堆積構造はみられず，FFTの卓越した互層基底部に類似する（図8F）。巨礫本体直上の互層基底面は平坦であるが，巨礫の突出した西端部よりやや西側では不規則な凹凸のある層理面となっている（図8E，F）。

Ⅴ．「観音下石」の堆積場と形成過程について

観音下石切り場で観察される火山砕屑物は，全体として軽石火山礫凝灰岩および細粒凝灰岩からなり，主として下部の塊状な軽石火山礫凝灰岩（岩相1）と上部の軽石火山礫凝灰岩細粒凝灰岩互層（岩相3および4）からなる単調な岩相を呈する（図4）。また，これらの凝灰岩類には動植物化石や生痕化石が認められない。このため，「観音下石」となった火山砕屑物の堆積環境を推定することは難しい。一般に，火山砕屑物の堆積相解析は非常に困難である（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993；鹿野, 2005）。たとえば，均質かつ塊状な凝灰岩の薄層の由来について，初生的に堆積した降下火山灰かその再堆積物であるか識別することはほとんど不可能である（Cas and Wright, 1987）。また，海底に定置した火砕流堆積物と考えられていた凝灰岩層が，火山砕屑性のタービダイトであると再解釈された事例もある（Mutti, 1965；Wright and Mutti, 1981）。ただし「観音下石」の場合，石切り場跡内において一連整合である上に，走向に斜交する垂直かつ平滑な切羽面を連続的に観察できる好条件を備えている（図2B, C, 図3C，D）。したがって，単調な岩相でありながら大まかにその起源と堆積場を推定できる。

「観音下石」は，珪長質（澤崎ほか，1993では流紋岩質）の火山礫凝灰岩や細粒凝灰岩を主体（図4, 図5E ～ H）とすることから，明らかに珪長質火山活動の噴出物に由来した火山砕屑岩である。揮発性成分に富む珪長質（流紋岩質）マグマによる火山活動は，爆発的な噴火を引き起こして軽石や火山灰を大量に放出するほか，火砕流も発生させる（Lajoie and Stix, 1992；山元，2001；吉田ほか，2017）。そして放出された大量の火山噴出物は，陸上や水底に初生的あるいは二次的に堆積することで厚い軽石層や火山灰層を形成する（Lajoie and Stix, 1992; Manville *et al*., 2009）。珪長質凝灰岩類の厚層からなる「観音下石」において，噴出直後に堆積した初生的な火山砕屑物であったか否かということ，および陸域または水域のいずれに堆積したかということは，その起源と堆積場を考察する上で重要な論点である。次節では，陸上定置の火砕流堆積物から水底に堆積した重力流堆積物まで様々な成因や堆積環境で形成された火山砕屑物を取り上げ，「観音下石」

の岩相と比較検討する。

１）陸上に定置した火砕流堆積物との比較

陸上に定置した火砕流堆積物は，岩相の異なった複数の流動堆積単位から構成される（Sparks *et al*., 1973）。Sparks *et al*. (1973) をより一般化したFisher (1979, Fig. 8B) の流動堆積単位モデルは，下部の塊状区間（Layer b1-b3）と上部の成層区間（Layer c-d）からなり，それぞれ「観音下石」の岩相1および岩相3に類似する（図4）。しかし，Fisher (1979) の流動堆積単位は，逆級化する下部と正級化構造を示す上部を特徴とするほか，上部にデューン構造を伴う。「観音下石」の岩相1は塊状であるが，逆級化構造をなさない（図5A，E，図6A）。また岩相3では，一部の層準でカレントリップル状の斜交層理を認めるもののデューン構造は形成されておらず，正級化も確認されない（図7C ～ E）。つまり，「観音下石」は，陸上に定置した火砕流堆積物と異なった火山砕屑物サクセッションをなしている。

高温状態で陸上に定置した火砕流堆積物は，一般に溶結組織（ユータキシック組織），柱状ないし垂直な節理，ガス抜けパイプ，赤色酸化した火山砕屑物および炭化した直立樹幹を包含するといった特徴を示す（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993; Jutzeler *et al*., 2014）。非溶結の火砕流堆積物では，基質のガラス化や軽石の扁平化を伴わないが，ガス抜けパイプや柱状節理は形成される（Walker, 1971; Vatin-Perignon *et al*., 1996; Wright *et al*., 2011）。しかし，これらの岩相はいずれも「観音下石」には認められない。火砕流堆積物を構成する鉱物粒子や火山岩礫の形状は，一般に自形，破片状および角礫状であるが，粒径の大きな火砕粒子では流動中に円磨されることで，亜角礫状から円礫状になることもある（McPhie *et al*., 1993）。「観音下石」に含まれる軽石，スコリアおよび火山岩礫は，いずれも亜角礫状から円礫状（図5E ～ G，I，図6G，H）であることから，火砕流内部で円磨されたと考えることもできる。しかし，円磨された鉱物粒子が「観音下石」に含まれる点（図5H）は，一般的な火砕流堆積物の特徴と異なる。

以上の検討より，「観音下石」が少なくとも高温状態で陸上に定置した火砕流堆積物であったとは考えにくい。

２）水底火砕流堆積物との比較

陸上から水中に流入，あるいは水底噴火で発生した火砕流，すなわち水底火砕流（松田・中村，1970）が定置すると，水底に初生的な火山砕屑物層を形成する（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993；吉田ほか，2017）。水底火砕流堆積物は，陸上に定置した火砕流堆積物と同様に塊状な下部と成層した上部からなり，全体として級化構造を示すほか，高温状態で定置した場合には溶結構造や柱状節理，あるいはガス抜けパイプも形成される（Fiske and Matsuda, 1964; Yamagishi, 1979; Fisher, 1984; Yamada, 1984; Dimroth and Yamagishi, 1987; Stix, 1991; Lajoie and Stix, 1992; White, 2000）。しかし，すでに述べたように「観音下石」には高温状態であった特徴が認められない。

溶結していない水底火砕流堆積物の場合，下部区間は逆級化～正級化構造をなした塊状で淘汰不良な粗粒火山砕屑物を主体とし，異質岩片や偽礫，装甲泥球を伴うこともある（Fisher, 1984; Yamada, 1984; Dimroth and Yamagishi, 1987）。また，非溶結の水底火砕流堆積物の上部区間は，平行ないし斜交成層した細粒～粗粒凝灰岩や火山礫凝灰岩の薄層からなる（Fisher, 1984; Yamada, 1984; Dimroth and Yamagishi, 1987）。さらに上部区間では，単層単位で正級化するとともに，区間全体としても上方細粒化する “doubly-graded bed”（二重級化層）が形成される（Fiske and Matsuda, 1964; 松田･中村, 1970）。「観音下石」は，全体として下部の塊状区間（南側坑の岩相1）および上部の成層区間（西側坑の岩相3と4）から構成され，火山砕屑物の特徴も装甲泥球を除いて非溶結の水底火砕流堆積物に類似する（図4, 5）。しかし「観音下石」には，上下部とも水底火砕流堆積物を特徴づける級化構造が認められない（図4，図5A，B，E，F，図6A，図7A ～ G）。また水底火砕流堆積物は，枕状溶岩やハイアロクラスタイトを挟在することもある（Fisher, 1984; Stix, 1991）が，これも観音下石の岩相と合致しない。

水底火砕流堆積物は単源性の火山砕屑物から構成され，自形の鉱物粒子や角礫状～亜角礫状の岩片を主体とする（Stix, 1991; White, 2000）。一方，「観音下石」の火砕粒子の多くは，粒径に関わらず亜円礫～円礫状である（図5G ～ I）。

このように「観音下石」は水底火砕流堆積物に一

般に認められる特徴をいずれも欠いている。

３）降下火山砕屑物との比較

陸上に降下堆積した火山砕屑物はマントルベッディング，すなわち地形の凹凸に調和的な層理面をなす層厚のほぼ一定な成層構造を形成する（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993）。「観音下石」の岩相4は，向斜状あるいは単斜状に変形した成層構造を示す（図8A ～ C，E）。しかし，本相は比較的平坦な層理面をもつ岩相1や3に累重すること，および脱水構造を伴う（図4，図8D，E）ことから，陸上に降下した火山砕屑物によるマントルベッディングとは判断されない。

水域に降下した後，水面に浮遊あるいは水柱内で懸濁した状態から堆積した火山砕屑物は，一般に淘汰の良好な角礫状の粒子からなり，塊状または平行成層や級化構造を示す（Fisher, 1984; Dimroth and Yamagishi, 1987; Lajoie and Stix, 1992; McPhie *et al*., 1993）。「観音下石」は，平行層理のある岩相3の区間を有するものの，全体として塊状かつ淘汰不良で円磨度の高い火山砕屑物（図5A，G ～ I，図6G，H）で構成されるため，水域に降下・沈積したそれの特徴と異なる。

しかし水面を浮遊する軽石の場合，波による粒子同士の衝突で短期間のうちに円磨されることもある（Richards, 1964; Niem, 1977）。また，噴出時に空中で軽石が衝突し合うことでも円磨されうる（Knopf, 1966）。

先述したように，凝灰岩層の起源について初生的（降下火山砕屑物）であるか否かの識別は容易でない（Cas and Wright, 1987）。したがって，偽礫や多源性の火山岩礫，斜交層理および侵食面のみられる「観音下石」（図6B，D，F，G，図7C，D）の全区間が浮遊・懸濁状態から沈積した軽石や火山灰に由来するとは考えられないが，降下火山砕屑物を挟む可能性（たとえば図7H，Iに示した平行葉理をもつ凝灰岩層など）も否定できない。

４）河川成堆積物との比較

大規模な火山活動で大量に放出された直後，陸上に堆積した初生的な火山砕屑物はラハールや洪水流によって運搬され，河川やその周辺の氾濫原に再堆積する（Major *et al*., 2000; Newhall and Punongbayan eds., 1996）。とくに谷地形を埋積する場合，再堆積性の火山砕屑物からなる厚い河川成層が形成される（たとえばManville *et al*., 2009）。

一般に河川堆積物は，流路内堆積物および氾濫原堆積物から構成される（Miall, 1996）。「観音下石」は火山砕屑物の厚層であるが，河川堆積物の特徴を見出せない。すなわち，低角な斜交層理が岩相3にみられる（図7C，D）ものの，流路内における掃流の作用や側方付加を示唆する平板状，トラフ型およびイプシロン型の斜交層理（Reineck and Singh, 1980; Miall, 1985; Manville *et al*., 2009）を確認できない。火砕粒子は覆瓦構造やオープンワーク構造をなしておらず，単向流や水簸の作用を受けた証拠を欠いている。また，氾濫原における運搬・堆積作用を示す平行葉理，リップル斜交葉理，クライミングリップルや逆級化構造をなす細粒堆積物の有律細互層のほか，化学的作用・生物活動による古土壌，石灰質団塊，炭層，根痕や生物撹拌（Reineck and Singh, 1980; 伊勢屋，1982; Miall, 1996; Manville *et al*., 2009）のいずれも「観音下石」には認められない。さらに，河川堆積物に特徴的な厚さ1 ～ 5m程度の上方細粒化サイクル（Miall, 1977, 1996）も「観音下石」には確認できない。

したがって「観音下石」が河川系の再堆積性火山砕屑物とは考えにくい。

５）浅水域の堆積物との比較

浅水域，すなわち波浪限界以浅の水域に堆積した火山砕屑物は，波浪営力による作用にさらされる（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993）。その結果，堆積した火山砕屑物にはリップル斜交葉理，ウェーブリップル，メガリップル（デューン構造）やハンモック状斜交層理が形成される（Cas and Wright, 1987; Fritz *et al*., 1990; McPhie *et al*., 1993）。

「観音下石」では，明らかに波浪の作用（振動流や複合流）を示唆する堆積構造は形成されておらず，稀にカレントリップル状の斜交層理を認めるのみである（図7D）。

浅水域に堆積した火砕粒子，とくに軽石は掃流による粒子同士の衝突で著しく円磨される（Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993）。「観音下石」を構成する鉱物粒子，軽石，スコリアおよび火山岩礫の大部分はいずれも円磨されている（図5F ～ I，図

6G，H）。軽石やスコリアよりも硬堅な無色鉱物粒子および安山岩質・流紋岩質火山岩礫の円磨度も高く（図5H，I，図6G），粒子同士の衝突が長期間継続したことを強く示唆する。

以上のように，「観音下石」の火山砕屑物は円磨度の高い火砕粒子からなるものの，浅水域に堆積した可能性を積極的に支持する堆積構造を欠いている。

６）火山砕屑重力流堆積物との比較

水底斜面に堆積していた火山砕屑物が，重力により水と混合しながら水底火山砕屑物重力流（鹿野，2005）となって流下・定置すると，火山砕屑重力流堆積物（吉田ほか，2017）を形成する。火山砕屑重力流堆積物は，溶結構造など高温状態であった特徴を欠き，平行層理，斜交層理，覆瓦構造および基質支持組織など，非火山性砕屑物からなる重力流堆積物（岩屑流堆積物，粒子流堆積物やタービダイトなど）と同様な堆積構造を示す（Dimroth and Yamagishi, 1987; Stix, 1991; McPhie *et al*., 1993; White, 2000；吉田ほか，2017）。再堆積した火山砕屑物に由来する重力流堆積物の場合，円磨された火砕粒子からなり多源性の礫を含むことがある（Yamagishi, 1979; Dimroth and Yamagishi, 1987; Stix, 1991; Jutzeler *et al*., 2014）。「観音下石」を構成する火砕粒子は，粒径や岩相の違いに関わらず円磨度の高い傾向をもち（図5F ～ I，図6G，H），軽石以外にも安山岩質や流紋岩質の火山岩礫およびスコリアを含む多源的な礫種構成を示す（図5I，図6F）ことから再堆積性の火山砕屑物の特徴と一致する。

岩相1は，塊状かつ基質に支持された淘汰不良な粒子からなり，厚層を形成する（図4，図5A，E，図6A）。このような岩相は，高密度かつ層流状態であった重力流からの急速な堆積現象を反映しており，火山砕屑性の岩屑流堆積物や高密度タービダイトと解釈されている（Fisher, 1984; Houghton and Landis, 1989; Chough and Sohn, 1990; Mueller, 1991; Mueller and White, 1992; Karátson and Németh, 2001; Otake, 2007; Gihm and Hwang, 2014）。岩相1は全体として塊状であるが，きわめて不明瞭な成層構造も形成されている（図6A）。不明瞭な成層構造を一部に伴う塊状相は，岩屑流とそれから変換した混濁流からの堆積によって形成されると考えられている（Busby-Spera, 1986; Cisterna and Coira, 2014）。また，岩相1には巨礫大の偽礫を包含する層準がみられる（図6B，D）。類似の岩相として，粒径50cm以上の偽礫を含む岩屑流堆積物が海底扇状地相から知られている（Talling *et al*., 2010）。

岩相2の区間最上部を特徴づける，散在的に礫を含む淘汰不良の塊状凝灰岩（図6F，G）は，陸棚斜面相の礫質砂岩からなるデブライトに比較される（Strzeboński *et al*., 2017, Fig. 4B）。この含礫区間の上位には斜交層理が形成されており（図6F，H），掃流状態から堆積したことを示す。すなわち本相の区間最上部は，岩屑流と（高密度）混濁流によって形成されたと考えられる（Cisterna and Coira, 2014）。また，含礫区間には安山岩質および流紋岩質の火山岩やスコリアといった礫種の異なる亜円礫が同一層準にみられ（図6G），明らかに再堆積した火山砕屑物であると判断される。

岩相3は，粗粒な火砕粒子（軽石）に富む区間（PLT）および細粒な火砕粒子の卓越する区間（FFT）との互層からなり，平行層理や低角斜交層理，侵食面，不明瞭な層理面，側方に連続しない逆級化構造，および層理面と調和的に配列した長軸をもつ軽石を特徴とする（図7）。

このような岩相は，堆積物重力流および懸濁状態から堆積した火山砕屑物に多く認められる（Niem, 1977; Busby-Spera, 1986; Cas *et al*., 1990; Chough and Sohn, 1990; Mueller and White, 1992; Kano, 1996; Jutzeler *et al*., 2014）。卓越する粒径の異なった火山砕屑物からなる互層は，重力流における営力と粒子濃度の頻繁な変動を反映しており，掃流および懸濁状態からの堆積により形成される（Chough and Sohn, 1990; Mueller, 1991）。Busby-Spera (1986) やMueller (1991) によれば，重力流の流下する過程において，掃流状態から定置した粗粒な火山砕屑物（重力流堆積物の本体）に，水と混合して流れの頭部から巻き上げられた懸濁火砕粒子の沈積する堆積現象が繰り返されることにより，細粒－粗粒火山砕屑物の互層となる。平行層理，低角斜交層理および侵食面は掃流状態からの堆積を示唆し，火山砕屑性タービダイトでは一般的にみられる堆積構造である（Cas *et al*., 1990; Mueller and White, 1992; McPhie *et al*., 1993）。以上より岩相3の特徴である細粒－粗粒火山砕屑物互層および層理面の形態（図7A ～ E）

は，主として堆積物重力流とそれに伴う懸濁状態からの沈積によるものと解釈される。

単源的で卓越粒径集団の異なる火山砕屑物から構成される互層は，不明瞭あるいは漸移的な層理面を示す（たとえばNiem, 1977）。これは，密度差の僅少な単源性火砕粒子による級化，あるいは懸濁火砕粒子の急速な沈積によるものである（Niem, 1977; Cas *et al*., 1990; Chough and Sohn, 1990）。「観音下石」では，PLTの基質とFFTがほぼ同じ火山砕屑物からなる。また上述のように，岩相3には堆積物重力流にともなう懸濁粒子の沈積が想定される。したがって，岩相3の不明瞭な層理面（図7A ～ G）も既存研究で指摘された成因によるものと考えられる。

側方連続性に乏しい逆級化構造は，不安定な流れの内部において，局所的に形成されたトラクションカーペットによるものと考えられている（Chough and Sohn, 1990）。トラクションカーペットは，減衰過程にある高密度混濁流の下部に形成される領域である（Lowe, 1982）。岩相3では，PLTの単層内に局所的に形成された逆級化構造が認められる（図7F, G）。したがって，このような区間は高密度タービダイトであると推定される。

火山砕屑重力流堆積物では，火砕粒子の長軸が層理面とほぼ平行することも多い（Cas *et al*., 1990; Mueller and White, 1992; Kano, 1996)。岩相3のPLTに含まれる楕円状の軽石も層理面と調和的に配列する層準がみられ（図7F，G），やはり重力流から堆積した可能性を示唆する。

岩相4は岩相3の変形相であり，スランプ構造や脱水構造など未固結堆積物に形成された変形構造を特徴とする（図4，図8）。このような変形は，陸棚斜面相の火山砕屑重力流堆積物に一般的にみられる（たとえばZakaria *et al*., 2013）。

スランプ構造や軟堆積物変形構造は，急速な堆積により間隙水を多量に保持したままの状態にある未固結堆積物に，種々の内的・外的要因の作用することで形成される（Allen, 1982; Owen, 2003）。変形構造の成因について様々な観点から議論されているが，Moretti *et al*. (2001) によれば堆積面の勾配が変形の主因である。

Moretti *et al*. (2001) に基づけば，岩相4は短い周期で断続的に重力流堆積物（岩相3）の供給される古斜面上，すなわち堆積速度の高い傾斜した堆積場で生じたスランピングや含水未固結堆積物の変形を反映していると考えられる。西側坑（上部区間）で顕著にみられる向斜状のスランプ褶曲（図8B, C）は，活動的大陸縁の斜面相から知られており，地震による陸棚斜面の滑動で形成されたと考えられている（Lakshmi, 2021, Fig. 3）。弓状に屈曲した砕屑岩脈と貫入された堆積物に形成された塑性変形構造（図8D）は，緩勾配の堆積盆底を埋積した細粒な砕屑岩類（Berra and Felletti, 2011，Fig. 8B）などから知られている。上部区間にみられるFFTの巨礫は扁平で引張変形部の方向に突出しており，また突出部の直上にあるFFT優勢互層の基底面には凹凸が形成されている（図8F）。これは山内（1977）の「破片型」スランプ構造と比較でき，滑動時に引きちぎられるように破断した互層基底の一部と解釈される。

7）「観音下石」の起源と堆積場

「観音下石」は，主として火山砕屑重力流堆積物およびスランプ堆積物であると解釈できることから，その起源と堆積場について考察する。これらを考える上で鍵となるのは，重力流およびスランプ堆積物を示す特徴に加え，ほぼ珪長質火山砕屑物のみで構成された厚層（見かけの層厚にして55m以上）であること，荷重痕や脱水構造（砕屑岩脈）を伴うこと，および生物源堆積構造を欠くことである（図4, 図5A ～ H，図7A ～ G，図8D）。まず，珪長質火山砕屑物の卓越した厚層（図4）であるため，「観音下石」の堆積場は珪長質の火山噴出物に広範かつ厚く覆われた後背地を有していたといえる。次に「観音下石」が重力流堆積物（図6，図7）およびスランプ堆積物（図8）を主体とした厚層であることから，十分な堆積空間をもつ傾斜した堆積面を想定できる。そして，荷重痕（図4，図5J，K）や脱水構造（図8C，D）を伴う一方で生物源堆積構造を欠くことにより，火山砕屑物の供給速度が粒子間における脱水と底生生物の定着を阻害するほど高かったと考えられる。このような条件の堆積場としては，広大かつ大水深の湖沼域あるいは海域を形成した堆積盆の陸棚斜面中部から下部を想定できる（図9）。

したがって，「観音下石」の形成過程は以下のように推定される。1）日本海開裂に伴う大規模な珪長質火山活動によって大量に放出された軽石および火山灰（PLTとFFTの起源砕屑物）が，様々な運搬

過程を経て陸棚から陸棚斜面上部にかけて堆積した。2）地震などを起因として陸棚斜面上部の火山砕屑物が崩落し，水底火山砕屑物重力流として流下し陸棚斜面中部から下部に再堆積した（岩相1 ～ 3）ほか，斜面上部で生じた滑動によってこの堆積場の重力流堆積物を変形させた（岩相4）。3）重力流は短い周期で発生し，斜面中部から下部での定置を繰り返した（脱水構造や荷重痕のみられる一方で生物源堆積構造を欠くことから）。また，単斜状のスランプ構造（図8E）から「観音下石」の堆積場は現在の西方，すなわち日本海盆側へ傾斜していたと推定される。

「観音下石」の起源は再堆積性の火山砕屑物を主体とする水底重力流堆積物およびスランプ堆積物と解釈される（図9）。しかし，「観音下石」の全区間が水底重力流堆積物やスランプ堆積物で構成されているとは限らない。すでに論じたように，「観音下石」には水柱を介して堆積した降下火山砕屑物を挟む可能性が高い。また，岩相1 ～ 3を形成したと想

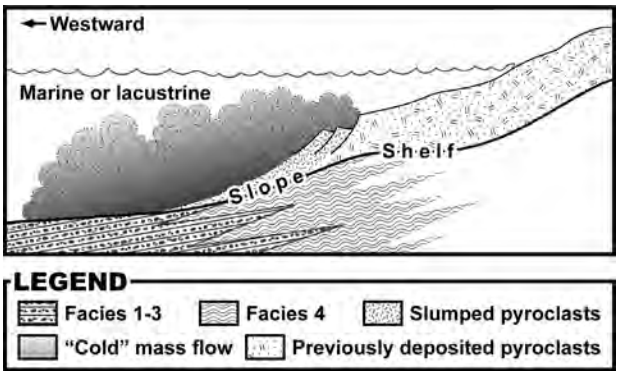


図9 「観音下石」起源火山砕屑物の堆積場（Cas and Wright, 1987を編図）．4種類の岩相から，「観音下石」となる軽石や珪長質火山灰は，西側に傾斜した陸棚斜面中部から下部に堆積したと考えられる．すなわち，陸棚斜面上部に堆積していた火山砕屑物が頻繁に崩落と滑動を繰り返すことで，陸棚斜面中部～下部に火山砕屑物重力流堆積物（岩相1 ～ 3）とそのスランプ堆積物（岩相4）を形成したと推定される．

Fig. 9 Possible depositional settings of "Kanagaso-ishi" Tuff pyroclasts (modified after Cas and Wright, 1987). The pyroclasts are suggested to have deposited on middle to lower parts of a slope probably dipped westward in the light of the characteristic four lithofacies. Namely, lithofacies 1-3 (pumice and felsic tuff transported by "cold" volcaniclastic sediment gravity-flow), and its lithofacies 4 (slumped gravity-flow deposits) within "Kanagaso-ishi" Tuff, reflect their material had been accumulated from middle to lower slope settings due to collapse and slumping of previously deposited pyroclasts at an upper slope.

定される重力流が，火砕流に由来する可能性も検討すべき課題である。陸上から水中に突入，あるいは水底噴火で発生した火砕流は，斜面を流下するにつれて水と混合していき，水底火山砕屑物重力流に変換する（Fisher, 1984; Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993; 鹿野，2005）。このため，高温状態であった特徴のみられない水底火砕流堆積物と，火山砕屑物からなる水底重力流堆積物，とくに高濃度の粒子流や岩屑流に由来する火山砕屑物層を明確に識別することはきわめて難しい（Fisher, 1984; Cas and Wright, 1987; Dimroth and Yamagishi, 1987; McPhie *et al*., 1993; White, 2000）。McPhie *et al*. (1993) によれば，「観音下石」のPLTのように淘汰不良で級化構造のない単源的な火山砕屑物は，非溶結の水底火砕流堆積物とほとんど区別できない。また，PLTをなす円磨度の高い軽石は，再堆積物であるためと解釈した。しかし火砕流の内部において，軽石は粒子同士の接触や衝突により容易に円磨される（Dufek and Manga, 2008; Manga *et al*., 2011）。さらに，澤崎ほか（1993）でも指摘されているように，「観音下石」には破片状の自形鉱物粒子が含まれていることも無視できない（図5H）。破片状や自形の鉱物粒子を包含する点は，火砕流堆積物にみられる特徴と一致する（たとえばMcPhie *et al*., 1993）。したがって，「観音下石」（とくに淘汰不良な塊状相である岩相1の区間）に火砕流堆積物が挟在する可能性も十分に考えられる。

Ⅵ．石材の岩相記載と小松市の「石の文化」

石材となった岩石の特徴を岩相として記載することは，地域地質の解明のみならず，小松市における「石の文化」のより深い理解にも寄与すると思われる。本研究では，「観音下石」が石切り場跡内において下部および上部に岩相区分され，それぞれ特徴的な岩相組合せからなることを示した（図4）。そこで石材として使用されている「観音下石」の岩相に注目すれば，その採掘箇所をおおよそ推定できると見込まれる。たとえば，樫田（2016，2019）の記述にある「蜂の巣状」や「流紋状」の模様をもつ「観音下石」の石材は，それぞれ本論の岩相1および岩相3ないし4に同定される（図10A ～ C）。したがって，「蜂の巣状」と「流紋状」の「観音下石」は，おの

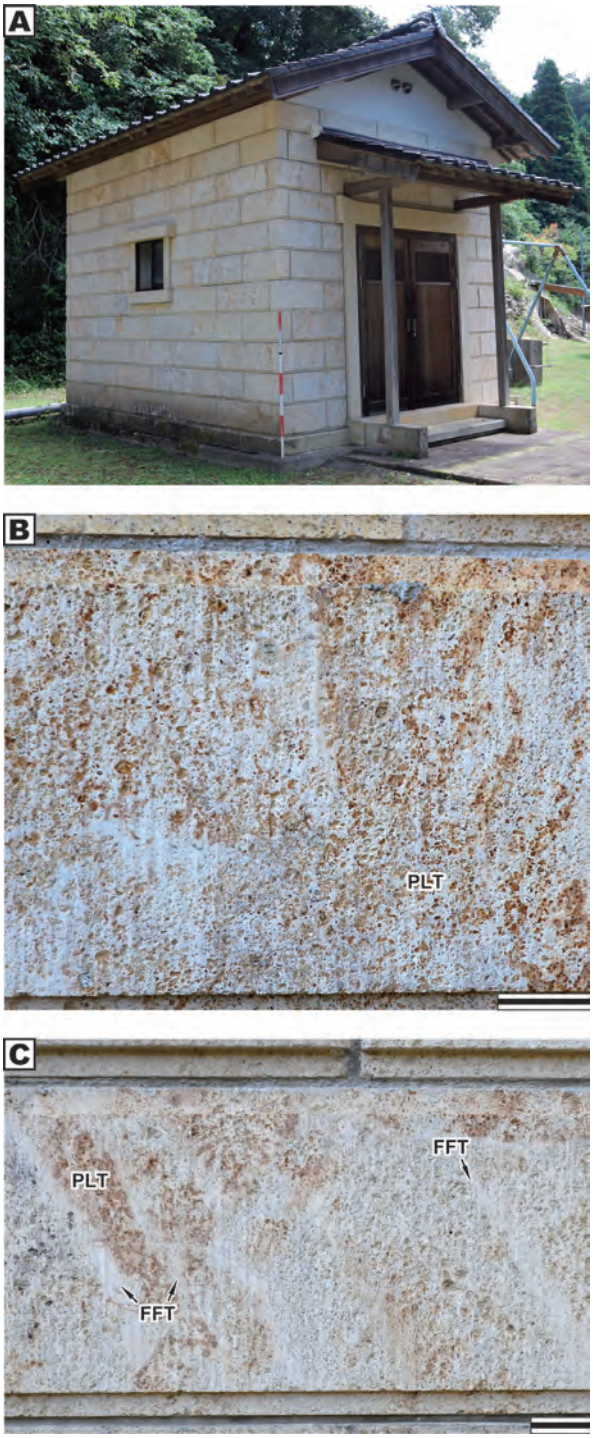


図10　建材として使用された「観音下石」にみられる模様と岩相との関係（観音下白山神社境内にある石倉の例）．(A)「観音下石」の用いられた石倉．(B)「流紋」状の模様（岩相1）．(C)「蜂の巣」状の模様（岩相3ないし4）．スケールバー（C, D）の長さは5cmである．

Fig. 10　Relationship between the textural patterns of “Kanagaso-ishi” Tuff used as building stone and their lithofacies types. Examples of the stone storage in Kanagaso-Hakusan shrine. (A) Stone storage used “Kanagaso-ishi” Tuff as building stone. (B) “Striped” pattern texture (Lithofacies 1). (C) “Honeycomb” pattern texture (Lithofacies 3 and/or 4). Scale bars in (C) and (D) equal 5 cm.

おの南側坑および西側坑（または南側坑の北側）から採掘された可能性の高い石材と考えられる。これは「観音下石」に限定されることではなく，「滝ヶ原石」といった他の小松市産石材についても当てはまる。すなわち，石材の特徴と採掘地の岩相層序との関係を明らかにすることによって，採掘箇所さらには採掘時期をより高精度で推定できるようになると思われる。

さらに，小松市産石材の岩相上の特徴を把握することで，他地域産の石材と比較できるようになり，成因などの議論が進展することも期待される。一例として，「観音下石」の溶脱痕に存在する茶褐色〜黄褐色の粘土状物質（図5E，F）が挙げられる。これは，「大谷石（おおやいし）」として知られる栃木県産の塊状な流紋岩質軽石火山礫凝灰岩（中部中新統大谷（おおや）層；太田，1949；吉川ほか，2010再定義）の「みそ」（太田，1949）に類似する。「みそ」は変質して粘土鉱物化した軽石と一般にみなされており（中村ほか，1981；木村・松倉，2003；吉川ほか，2010；大村，2018），「観音下石」に含まれる軽石も「大谷石」のそれと同様な変質作用を被ったと想定される。

小松市産の石材において，岩石としての地質学的側面を詳らかにすることで石材としての文化的・産業的側面と併せた重層的な評価が可能となり，「石の文化」の複眼的理解につながると期待される。

Ⅶ．まとめ

石川県小松市観音下町でかつて石材として採掘されていた，「観音下石」（下部中新統の赤穂谷層相当とみなされる珪長質凝灰岩類）の岩相を記載し，その堆積場について考察した。

「観音下石」は，特有の黄色を呈する特徴などから文化財に指定された近代日本建築などに用いられた。また，その石切り場跡とともに小松市で認定された日本遺産を構成する要素でもある。しかし，その文化的・産業的な重要性にも関わらず，これまで「観音下石」の地質学的実体はほとんど不明であった。

そこで本研究では，連続露頭として観察可能な観音下町の石切り場において詳細な調査を行い，「観音下石」の岩相およびサクセッションに関して以下の特徴を明らかにした。

(1)「観音下石」は，円磨度の高い火砕粒子に富む軽石火山礫凝灰岩（PLT）および珪長質細粒凝灰岩（FFT）を主体とする。
(2)「観音下石」には，PLTやFFT以外の火山性および非火山性砕屑物をほとんど含まず，また大型の動植物化石や生物源堆積構造も認められない。
(3)「観音下石」において4種類の岩相，すなわち岩相1（塊状なPLT），岩相2（パッチ状のPLTと多源的な火山岩礫を含むFFT），岩相3（PLTとFFTの互層），および岩相4（軟堆積物変形構造の形成されたPLT－FFT互層）が識別される。
(4)「観音下石」は岩相1の卓越した下部と，岩相3および岩相4を主体とする上部からなる厚層を形成している。

これらの特徴から推定される「観音下石」の起源と堆積場については，次の4点に要約される。

(I)「観音下石」が，陸上ないし水底に高温状態で定置した火砕流堆積物や，掃流の卓越する河川域から浅水域に堆積した火山砕屑物に起源するとは考えにくく，また降下火砕物主体の凝灰岩類である可能性も低い。
(II)「観音下石」は，火山砕屑重力流堆積物（岩相1～3）およびスランプ堆積物（岩相4）を主体とした再堆積性の軽石や珪長質火山灰起源と考えられるが，初生的な降下火山砕屑物や非溶結の火砕流堆積物，あるいは水底火砕流から変化した重力流に由来する初生的な火砕堆積物を挟む可能性も否定できない。
(III)「観音下石」の岩相は，現在の日本海盆側に傾斜した陸棚斜面の中部から下部において，頻繁に定置した水底火山砕屑物重力流による急速な堆積現象と，それによって形成された火山砕屑重力流堆積物の滑動を反映する。
(IV)「観音下石」の後背地は，珪長質火山砕屑物によって広域的かつ厚く覆われていた。

一方，「観音下石」などの石材を地質学的な観点から評価することにより，採掘場所の特定や成因についての議論，そして他地域産の石材との比較が可能となる。したがって，小松市における「石の文化」の多角的理解にも貢献できるといえる。

謝　辞：本研究を行うにあたり，観音下切り場を所有されている小松市観音下町の橋本康容氏には現地調査のご許可をいただいた。また，匿名の査読者のご指摘によって，本稿の内容が大きく改善された。以上の方々に深謝申し上げる。

文　献

Allen, J. R. L., 1982: *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology*, **30B**, Elsevier, Amsterdam, 661p.

Ayalew, D. and Ishiwatari, A., 2011: Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation. *Island Arc*, **20**, 78-93.

Berra, F. and Felletti, F., 2011: Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sedimentary Geology*, **235**, 249-263.

Busby-Spera, C. J., 1986: Depositional features of rhyolitic and andesitic volcaniclastic rocks of the Mineral King submarine caldera complex, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27**, 43-76.

Cas, R. A. F., Allen, R. L., Bull, S. W., Clifford, B. A. and Wright, J. V., 1990: Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: A model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. *Bulletin of Volcanology*, **52**, 159-174.

Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1987: *Volcanic Successions, Modern and Ancient : A Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Allen and Unwin, London, 528p.

Chough, S. K. and Sohn, Y. K., 1990: Depositional mechanics and sequences of base surges. Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, **37**, 1115-1135.

Cisterna, C. E. and Coira, B., 2014: Subaqueous eruption-fed mass-flow deposits: Records of the Ordovician arc volcanism in the Northern Famatina Belt; Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **49**, 73-84.

Cohen, K. M., Harper, D. A. T. and Gibbard, P. L., 2022: *ICS International Chronostratigraphic Chart 2022/02*. International Commission on Stratigraphy, IUGS. www.stratigraphy. org.

Dimroth, E. and Yamagishi, H., 1987: Criteria for recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, **58**, 55-88.

Dufek, J. and Manga, M., 2008: In situ production of ash in pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B09207, 1-17.

Fisher, R., 1979: Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **6**, 305-318.

Fisher, R., 1984: Submarine volcanic rocks. *In* Kokelaar, B. P. and Howells, M. F., eds., *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins. Geological Society, London, Special Publications*, **16**, 5-27.

Fiske, R. S. and Matsuda, T., 1964: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science*, **262**, 76-106.

Fritz, W. J., Howells, M. F., Reedman, A. J. and Campbell, S. D. G., 1990: Volcaniclastic sedimentation in and around an Ordovician subaqueous caldera, Lower Rhyolitic Tuff Formation, North Wales. *Geological Society of American Bulletin*, **102**, 1246-1256.

藤井昭二・相馬恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・邑本順亮, 1992：10 万分の1 富山県地質図説明書．内外地図株式会社，東京，201p.

藤田和夫･中川衷三, 1948：富山県砺波地方の第三紀層（演旨）．地質学雑誌，**54**，125.

雁沢好博，1983：フィッション・トラック法によるグリーン･タフ変動の年代区分　その2―富山県太美山地域―．地質学雑誌，**89**，271-286.

Gihm, Y. S. and Hwang, I. G., 2014: Syneruptive and intereruptive lithofacies in lacustrine environments: The Cretaceous Beolkeum Member, Wido Island, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **273**, 15-32.

Houghton, B. F. and Landis, C. A., 1989: Sedimentation and volcanism in a Permian arc-related basin, southern New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, **51**, 433-450.

早川秀樹・竹村厚司，1987：富山県八尾地域の新第三系．地質学雑誌，**93**，717-732.

平澤　聡･塚脇真二，2021：石川県小松市西部「滝ヶ原石」石切り場跡の下部中新統赤穂谷層から産出した生痕化石群集（予報）．日本海域研究，**52**，81-92.

池邊展生，1949：富山縣西部及石川縣東部の第三紀層（富山縣及石川縣の地質學的研究1）．地學，**1**，14-26.

井上正昭･水野篤行･野沢　保, 1964：5万分の1地質図幅「城端」および同説明書．地質調査所，32p.

伊勢屋ふじこ，1982：茨城県，桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因．地理学評論，**55**，597-613.

伊藤康人・山本朗子・岩野英樹・檀原　徹・渡辺真人，2000：金沢・医王山地域に分布する中新統の古地磁気とフィッション・トラック年代．地質調査所月報，**51**，495-504.

Jutzeler, M., McPhie, J. and Allen, S. R., 2014: Facies architecture of a continental, below-wave-base volcaniclastic basin: The Ohanapecosh Formation, Ancestral Cascades arc (Washington, USA). *Geological Society of America Bulletin*, **126**, 352-376.

上口　椋・長谷部徳子，2019：北陸層群における火山性堆積物のフィッショントラック年代及びU-Pb年代測定．フィッション・トラック　ニュースレター，**32**，17-19.

金子一夫，2001：富山県東部に分布する中新世火山岩-火山砕屑岩の層序と構造発達史．地質学雑誌，**107**，729-748.

Kano, K., 1996: A Miocene coarse volcaniclastic mass-flow deposit in the Shimane Peninsula, SW Japan: Product of a deep submarine eruption? *Bulletin of Volcanology*, **58**, 131-143.

鹿野和彦，2005：火山を発生源とする重力流の流動・定置機構．火山，**50**，S253-S272.

鹿野和彦，2018：グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事象．地質学雑誌，**124**，781-803.

鹿野和彦・加藤碵一・柳沢幸夫・吉田史郎編，1991：日本の新生界層序と地史．地質調査所報告，**274**，114p.

鹿野和彦・原山　智・山本博文・竹内　誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久，1999：20万分の1地質図幅「金沢」および解説面．地質調査所.

Karátson, D. and Németh, K., 2001: Lithofacies associations of an emerging volcaniclastic apron in a Miocene volcanic complex: An example from the Börzsöny Mountains, Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 776-794.

紺野義夫，1955：石川県南西部の地質．石川県の地質，1-48，日本地質学会北陸部会.

紺野義夫（編）, 1977：石川県の自然環境　第1分冊　地形･

地質．石川県，128p.
紺野義夫，1993：石川県地質誌　新版・石川県地質図（10万分の1）説明書．北陸地質研究所，石川県，321p.
樫田　誠，2016：石川県小松市域の凝灰岩石切場．遺跡学研究，**13**，100-105.
樫田　誠，2019：石川県小松市域の凝灰岩石切場．高田祐一編，産業発展と石切場－全国の採石遺構を文化資産へ．戎光祥近代史論集，**2**，116-127.
川　良雄編, 1958：西尾村史. 小松市役所西尾出張所, 小松, 572p.
木村知子・松倉公憲，2003：塩化ナトリウムによる大谷石の塩類風化実験．筑波大学陸域環境研究センター報告，**4**，149-155.
北村栄一，1989：小松市南部丘陵の地質．石川県教育センター研究紀要，**35**，1-14.
近藤鐵郎, 1926：再び本邦産建築石材の耐火性に就いて（其二）．地学雑誌，**38**，654-663.
Lakshmi, B. V., 2021: Seismically-induced soft sediment deformation structures in and around Chamoli, Garhwal Himalaya, India. *Journal of Earth and Environmental Science Research*, **3**, 1-4.
Lajoie, J. and Stix, J., 1992: Volcaniclastic rocks. *In* Walker, R. G. and James, N. P., eds, *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, 101-118.
Lowe, D., 1982: Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 279-297.
前田崇志・冨井康博・西山暢一・西下知彦・加藤道雄・塚脇真二，2000：石川県金沢市東部東原～蓮如地域の地質．日本海域研究，**31**，1-31.
Major, J. J., Pierson, T. C., Dinehart, R. L. and Costa, J. E., 2000: Sediment yield following severe volcanic disturbance – a two decade perspective from Mount St. Helens. *Geology*, **28**, 819-822.
Manga, M., Patel, A. and Dufek, J., 2011: Rounding of pumice clasts during transport: Field measurements and laboratory studies. *Bulletin of Volcanology*, **73**, 321-333.
Manville, V., Segschneider, B., Newton, E., White, J. D. L., Houghton, B. F. and Wilson, C. J. N., 2009: Environmental impact of the 1.8 ka Taupo eruption, New Zealand: Landscape responses to a large-scale explosive rhyolite eruption. *Sedimentary Geology*, **220**, 318-336.
松田時彦・中村一明，1970：水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類．鉱山地質，**20**，29-42.
松尾秀邦，1966：北陸地方の新第三紀植物群について．化石，**12**，9-16.
松尾秀邦・中西信弘, 1967：金沢市医王山北麓部の医王山累層並びに医王山植物群．早坂一郎先生喜寿記念文集，早坂一郎先生喜寿記念事業会，金沢，287-296.
松浦信臣，2009：新版石川の化石．北國新聞社，金沢，273p.
McClelland, E. and Thomas, R., 1990: A palaeomagnetic study of Minoan age tephra from Thera. *In* Hardy, D. A., Keller, J., Galanopoulos, V. P., Flemming, N. C. and Druitt, T. H., eds, *Thera and the Aegean World III. Vol. 2, Earth Sciences*, The Thera Foundation, London, 129-138.
McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R., 1993: *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198p.
Miall, A. D., 1977: A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**, 1-62.
Miall, A. D., 1985: Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**, 261-308.
Miall, A. D., 1996: *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentrary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 565p.
Moretti, M., Soria, J. M., Alfaro, P. and Walsh, N., 2001: Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, southern Spain). *Facies*, **44**, 283-294.
Mueller, W., 1991: Volcanism and related slope to shallow-marine volcaniclastic sedimentation: An Archean example near Chibougamau, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, **49**, 1-22.
Mueller, W. and White, J. D., 1992: Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: Pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**, 117-134.
Mutti, E., 1965: Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). *Sedimentology*, **5**, 265-288.
中江　勁編，1978：石材・石工芸大事典．鎌倉新書，東京，129-131.

中嶋　健・岩野英樹・檀原　徹・山下　透・柳沢幸夫・谷村好洋・渡辺真人・佐脇貴幸・中西　敏・三石裕之・山科起行・今堀誠一，2019：富山県八尾地域の新生界年代層序の再検討とテクトニクス．地質学雑誌，**125**，483-516.

中川登美雄・安野敏勝，2021：石川県白山市の下部中新統医王山層から産出した貝化石群集．日本海地域の自然と環境，**28**，13-23.

中村洋一・松居誠一郎・鈴木陽雄，1981：宇都宮市大谷付近の地質．宇都宮大学教育学部紀要，**31**，105-116.

Newhall, C. G. and Punongbayan, R. S., eds. 1996: *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, 1126p.

Niem, A. R., 1977: Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 49-61.

日本遺産プロジェクト編，2017：日本遺産 2　時をつなぐ歴史旅．東京法令出版，東京，143p.

大村　猛，2018：大谷石・大谷層．地質と調査，**152**，70-71.

大西　勉，1998：小松における石材産業の盛衰．加南地方史研究，**45**，37-49.

陰地章仁，2004：石川県金沢市南部小立野～上辰巳地域における地質学的研究．日本海域研究，**35**，65-107.

太田出司，1949：大谷石の研究一石材としての性質について．地質学雑誌，**55**，85-89.

Otake, M., 2007: Sedimetary facies, processes and environments of the Akakura caldera lake, the South Kurikoma geothermal area, northeast *Japan. Journal of Geological Society of Japan*, **113**, 549-564.

Owen, G., 2003: Load structures: Gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *In* Van Rensbergen, R., Hillis, R. R., Maltman, A. J. and Morley, C. K., eds., *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publications, **216**, 21-34.

Reineck, H. -E. and Singh, I. B., 1980: *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics (Second, Revised and Update Edition)*. Springer-Verlag, Berlin, 549p.

坂本　亨・野沢　保，1960：5万分の1地質図幅「八尾」および同説明書．地質調査所，69p.

澤崎雅之･国元　猛･日下部吉彦, 1993･観音下産凝灰岩（日華石）の強度特性に関する研究. 福井工業大学研究紀要, **23**，153-160.

サルヴァドール・日本地質学会訳編，2001：国際層序ガイド：層序区分・用語法・手順へのガイド．共立出版，東京，238p.

Sparks, R. S. J., Self, S. and Walker, G. P. L., 1973: Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, **1**, 115-118.

Stix, J., 1991: Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism; A review. *Earth-Science Reviews*, **31**, 21-53.

Strzeboński, P., Kowal-Kasprzyk, J. and Olszewska, B., 2017: Exotic clasts, debris flow deposits and their significance for reconstruction of the Istebna Formation (Late Cretaceous–Paleocene, Silesian Basin, Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, **68**, 562-582.

Talling, P. J., Wynn, R. B., Schmmidt, D. N., Rixon, R., Sumner, E. and Amy, L., 2010: How did thin submarine debris flows carry boulder-sized intraclasts for remarkable distances across low gradients to the far reaches of the Mississippi Fan? *Journal of Sedimentary Research*, **80**, 829-851.

冨井康博・前田崇志・塚脇真二，2002：石川県辰口町～小松市北部地域における地質学的研究．日本海域研究，**33**，1-21.

塚脇真二・岡田隆司・田知清英・作本達也・樫田　誠，2021：石川県小松市滝ヶ原碧玉原産地遺跡周辺地域の地質．日本海域研究，**52**，1-11.

Walker, G. P. L., 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, **79**, 696-714.

Walker, R. G., 1976: Facies Models 2. turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, **3**, 25-36.

White, J. D. L., 2000: Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research*, **101**, 87-109.

Wright, H. M. N., Lesti, C., Cas, R. A. F., Porreca, M., Viramonte, J. G., Folkes, C. B. and Giordano, G., 2011: Columnar jointing in vapor-phase-altered, non-welded Cerro Galán Ignimbrite, Paycuqui, Argentina. *Bulletin of Volcanology*, **73**, 1567-1582.

Wright, J. V. and Mutti, E., 1981: The Dali ash, islands of Rhodes, Greece: A problem in interpreting submarine volcanogenic sediments. *Bulletin of Volcanology*, **44**, 153-167.

Yamada, E., 1984: Subaqueous pyroclastic flows: Their

development and their deposits. *In* Kokelaar, B. P. and Howells, M. F., eds., *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. Geological Society, London, Special Publications, **16**, 29-35.

Yamada, R. and Yamada, N., 2018: Lithostratigraphy of the Miocene Iwaine Formation in the Yatsuo area, central Japan. *Science Reports of Niigata University (Geology)*, **33**, 25-40.

山田来樹・髙橋俊郎，2021：北陸地方における日本海拡大期火成活動の時空変遷：漸新世～中期中新世火山岩類の層序，年代，岩石学的特徴．地質学雑誌，**127**，507–525.

山田来樹・高橋俊郎・植田勇人，2019：富山県南砺市に分布する漸新世～中新世流紋岩類のジルコンU-Pb年代とその成因．日本地質学会第126年学術大会講演要旨, p. 340.

Yamada, R., Takahashi, T. and Ueda, H., 2019: Petrogenesis of Oligocene to Miocene volcanic rocks in the Tonami area, central Japan: Temporal evolution of continental-to islandarc volcanism during the Japan Sea opening. *Abstract of Japan Geoscience Union Annual Meeting 2019*, SGL28-P01.

Yamagishi, H., 1979: Classification and features of subaqueous volcaniclastic rocks of Neogene age in southwest Hokkaido. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, **51**, 1-10.

山元孝広，2001：地質マッピング法 5．火山のマッピングと調査研究法．加藤碵一・脇田浩二・今井　登・遠藤祐二・村上　裕編，地質学ハンドブック，朝倉書店，東京，294-304.

山内靖喜，1977：秩父盆地の中新統内の乱堆積構造　その1　形態．地質学雑誌，**83**，475-489.

吉田武義･西村太志･中村美千彦, 2017:火山学．大谷栄治･長谷川　昭・花輪公雄編，現代地球科学入門シリーズ，**7**，共立出版，東京，392p.

吉川敏之･山元孝広･中江　訓，2010:宇都宮地域の地質．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，79 p.

Vatin-Perignon, N., Poupeau, G., Oliver, R. A., Lavenu, A., Labrin, E., Keller, F. and Bellot-Gurlet, L., 1996: Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from Southern Peru and Northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**, 91-109.

Zakaria, A. A., Johnson, H. D., Jackson, C. A. L. and Tongkul, F., 2013: Sedimentary facies analysis and depositional model of the Palaeogene West Crocker submarine fan system, NW Borneo. *Journal of Asian Earth Sciences*, **76**, 283-300.