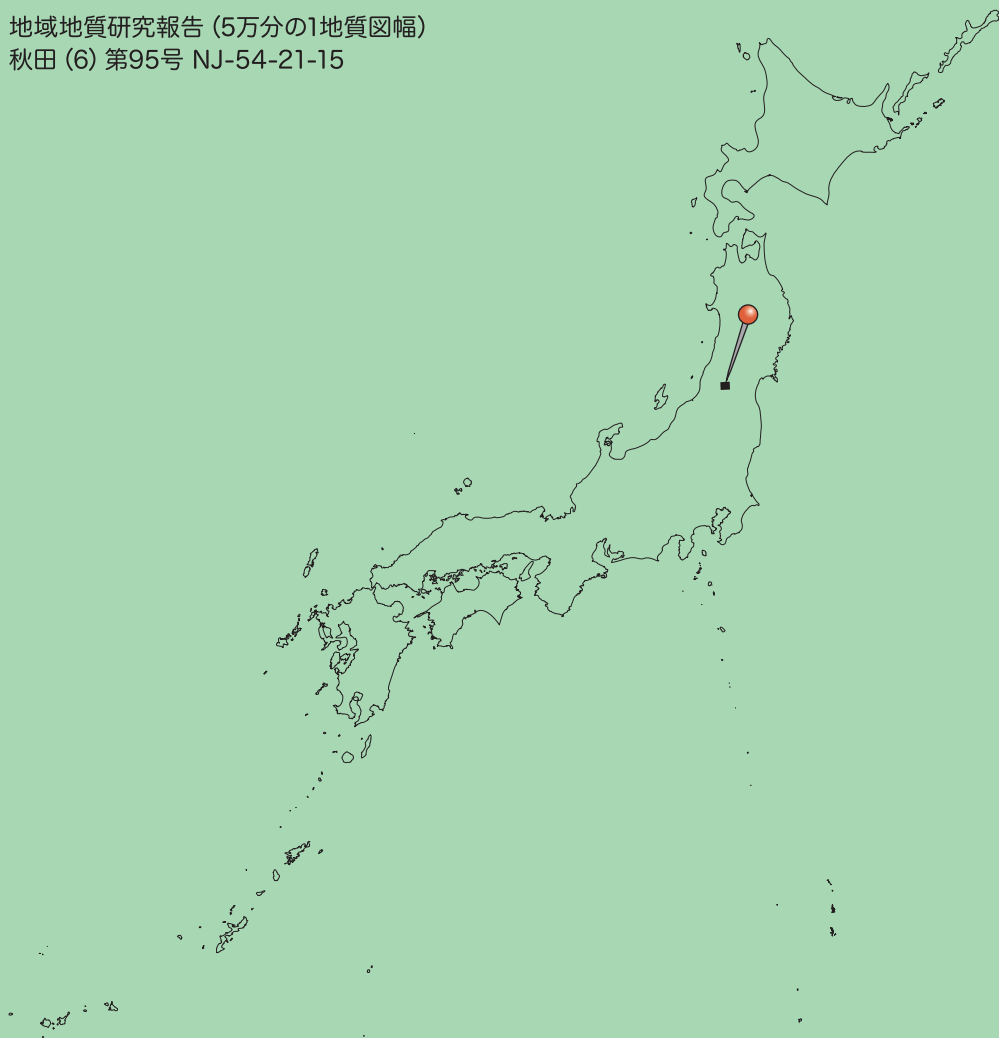


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
秋田 (6) 第95号 NJ-54-21-15



荒砥地域の地質

Geology of the Arato District

鹿野和彦
三村弘二
久保和也

KANO Kazuhiko
MIMURA Koji
KUBO Kazuya

令和6年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
秋田(06)第95号
NJ-54-21-15

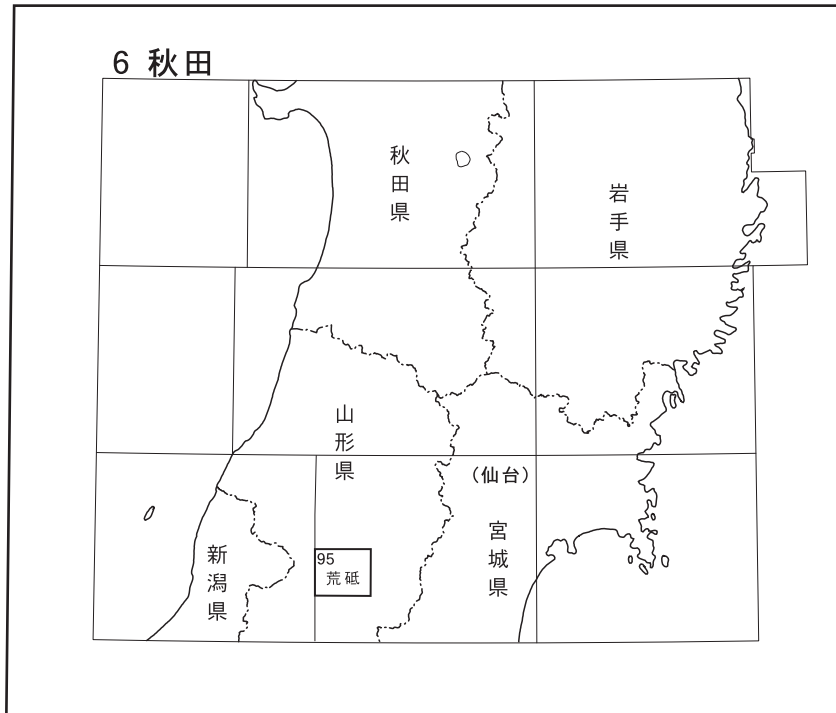
荒砥地域の地質

鹿野和彦・三村弘二・久保和也

令和6年

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

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

6-84 大鳥池 Otori Ike NJ-54-27-2 (未刊行, unpublished)	6-85 左沢 Aterazawa NJ-54-21-14 (未刊行, unpublished)	6-86 楯岡 Tateoka NJ-54-21-10 (未刊行, unpublished)
6-94 朝日岳 Asahi Dake NJ-54-27-3 (未刊行, unpublished)	6-95 荒砥 Arato NJ-54-21-15 (2024)	6-96 山形 Yamagata NJ-54-21-11 (未刊行, unpublished)
6-104 手ノ子 Tenoko NJ-54-27-4 (未刊行, unpublished)	6-105 赤湯 Akayu NJ-54-21-16 (未刊行, unpublished)	6-106 上山 Kaminoyama NJ-54-21-12 (未刊行, unpublished)

荒砥地域の地質

鹿野和彦¹・三村弘二²・久保和也¹

本報告は、5万分の1地質図幅「荒砥」地域の地質に関する調査研究の結果をまとめたもので、当該地質図幅の解説を兼ねる。

現地調査は昭和56年から平成元年にかけて断続的に行った。後期白亜紀深成岩類を久保が、白鷹火山を三村が、白鷹火山を除く新生界を鹿野がそれぞれ分担して調査するとともに、原稿を執筆し、鹿野が全体をとりまとめた。第四系の段丘及び扇状地堆積物の区分については元産総研活断層研究センターの吉岡敏和の教示によるところが大きい。薄片作製は元地質標本館(当時)の佐藤芳治による。元山形大学の故大町北一郎教授には調査開始時に関連資料収集の便宜を図って頂いた。山形県庁からは山形地学会編集、同庁出版の5万分の1地質図幅「荒砥」、同「左沢」を提供して頂いた。また、原稿のとりまとめにあたって愛知教育大学の星博幸教授には富神山の岩石薄片を、山形大学の井村匠博士には富神山と周辺地域の岩石試料を提供して頂き、試料の欠落を補うことができた。

本報告は、諸般の事情があって調査終了から34年も経過していることから、その後に出現した露頭の情報が反映されていない恐れもある。しかし、調査で得られた知見に今なお知られていないものが多いことを考慮し、手持ちの調査データを全面的に見直すとともに、これまでに公表された論文・調査資料に目を通し、その過程で得た活断層などに関する新たな知見を加えることで、内容を最新のものに近づけるよう努めた上で最終原稿をとりまとめ、これを出版することになった。

5万分の1地質図幅「荒砥」及びその解説を兼ねた本研究報告で用いる記号、色、模様、用語及び凡例表示はJIS A 0204:2019に準拠した。これによれば、断層、褶曲、地層・岩体の境界線などについては、存在確実度と位置正確度を特定して表示することになるが、本報告では、いずれも存在することが露頭で確認できるか、もしくは地層・岩体の分布・面構造などから論理的に推認できるので、いずれも「存在確実」とした。また、それらの位置正確度については、確からしい位置を特定した上で、そこから半径250 m以内に存在すると推認できる場合を「位置正確」、半径500 m以内に存在すると推認できる場合を「位置ほぼ正確」とし、伏在する断層については位置が正確かどうかを問わず「位置伏在」とした。なお、表記を簡略化するため、ホルンブレンド族もしくは角閃石族については「角閃石」とし、英文ではこれを「hornblende」と表記した。また、深成岩類の岩石学的特徴を記載するにあたっては、珪長質鉱物の一般的粒径に基づいて2 mm以下を細粒、2-8 mm程度を中粒、5-10 mmもしくはそれ以上を粗粒とした。本図幅地域及び周辺地域の深成岩類には、マグマ固結時の鉱物定向配列による構造と、断層運動などの岩石固結後の変形作用による構造とが認められる。本図幅地域の場合、両構造が同一岩石中に併存していることが多く、両構造の厳密な識別は困難なので、これらの構造のいずれか一方もしくは両方の発達が顕著なものについては一括して片状(schistose)という用語を充てた。火砕岩の定義・分類はWhite and Houghton(2006)に準拠する。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門(客員研究員)

² 地質調査総合センター 地球科学情報研究部門

Keywords : geological sheet map 1:50,000, Arato, Asahi Mountains, Nagai Basin, Yamagata Basin, Shirataka Hills, Mogami River, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Asahi mountains Igneous Rocks, Ryoke Belt, Abukuma Belt, Green Tuff region, Ryugatake Formation, Oisawa Formation, Mizusawa Formation, Ogureyama Formation, Oya Formation, Konpei Rhyolite, Shirataka Volcano, Shiratakayama Lava, Shiratakayama Pyroclastic Flow Deposit, Numata Pyroclastic Flow Deposit, Hagino Pyroclastic Flow Deposit, Kamiashizawa Dammed Lake Deposit, Haryu Debris Avalanche Deposit, Shiratakayama-Nishi Lava Domes, Hataya Debris Avalanche Deposit, Higashikuromoriyama Lava Dome, volcanic fan deposit, terrace deposit, fan deposit, alluvial deposit, Shirakura-Kurogamo Fault, Nagai-Basin Western Marginal Fault

令和5年3月23日受理 令和6年1月31日発行

目 次

第1章 地形	1
第2章 地質概説	3
2.1 研究史	3
2.1.1 朝日山地及び周辺地域の深成岩類	3
2.1.2 新第三系	8
2.1.3 白鷹火山	8
2.1.4 第四系	10
2.2 層序	11
2.3 地質構造	13
2.4 地史	15
第3章 朝日山地東縁の深成岩類	17
3.1 朝日山地東縁の白亜紀深成岩類の岩石区分と分布	17
3.2 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩	20
3.2.1 細粒角閃石斑れい岩	20
3.2.2 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩	21
3.3 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	24
3.4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	27
3.5 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩	29
3.6 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩	30
3.7 細粒優白質黒雲母花崗岩	31
3.8 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	32
3.9 朝日山地東縁深成岩類中に発達する断層の産状	32
3.9.1 断層露頭 1	32
3.9.2 断層露頭 2	33
3.9.3 断層露頭 3	33
3.9.4 断層露頭 4	33
3.9.5 断層露頭 5	33
3.10 朝日山地東縁の深成岩類の放射年代	34
3.11 「赤湯」図幅地域の花崗岩質岩類との関係	36
3.12 先新第三系基盤岩類中の構造線としての棚倉破碎帯の北方延長について	37
第4章 新第三系	39
4.1 竜ヶ岳層	39
4.2 大井沢層	41
4.3 水沢層	48
4.4 大暮山層	51
4.5 大谷層	57
4.6 今平流紋岩	60

第5章 白鷹火山	61
5.1 白鷹山溶岩及び白鷹山火砕流堆積物	61
5.2 沼田火砕流堆積物	63
5.3 萩野火砕流堆積物	63
5.4 上芦沢堰止め湖堆積物	64
5.5 針生岩屑なだれ堆積物	64
5.6 白鷹山西溶岩円頂丘群	66
5.7 畑谷岩屑なだれ堆積物	68
5.8 東黒森山溶岩円頂丘	72
5.9 火山麓扇状地堆積物	72
第6章 第四系	74
6.1 高位段丘堆積物	74
6.2 中位段丘堆積物	74
6.3 低位段丘堆積物	74
6.4 扇状地堆積物	74
6.5 河道、自然堤防及び後背湿地堆積物	74
第7章 地質構造	77
第8章 応用地質	79
8.1 金属鉱床	79
8.2 非金属鉱床・碎石	79
8.3 天然ガス	79
8.4 温泉	79
8.5 地すべり	79
文献	80
Abstract	86

図・表目次

第 1.1 図	荒砥地域及び周辺地域の地勢図	1
第 2.1 図	荒砥周辺地域地質略図	4
第 2.2 図	朝日山地の火成岩類の岩体区分と時階区分	5
第 2.3 図	朝日山地の火成岩類の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代	7
第 2.4 図	荒砥地域及び周辺地域の新第三系層序区分の変遷	9
第 2.5 図	荒砥地域の地質総括図	12
第 2.6 図	荒砥地域の地質構造図	14
第 3.1 図	朝日山地東縁深成岩類分布図	18
第 3.2 図	荒砥地域に分布する花崗岩類の相互関係	19
第 3.3 図	花崗岩類のモード組成	19
第 3.4 図	深成岩類の研磨岩片写真	22
第 3.5 図	朝日川上流域、朝日鉱泉周辺地域の岩相分布	24
第 3.6 図	大禿森山の西方及び南西地域の岩相分布	25
第 3.7 図	中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩と細粒角閃石斑れい岩の境界部	26
第 3.8 図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩北部岩相中のポイキリティック組織を有する斑状カリ長石	28
第 3.9 図	粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩中のカリ長石の粗粒結晶	31
第 3.10 図	カタクラサイト化した粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩	32
第 3.11 図	粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩中の破断集中域：断層露頭 1	33
第 3.12 図	中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の断層：断層露頭 2	34
第 3.13 図	中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の境界：断層露頭 3	35
第 3.14 図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の境界：断層露頭 4	36
第 3.15 図	粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩と細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の境界：断層露頭 5	37
第 4.1 図	竜ヶ岳層の柱状図	39
第 4.2 図	竜ヶ岳層の流紋岩溶結凝灰岩	40
第 4.3 図	朝日町白倉付近における大井沢層の柱状図	42
第 4.4 図	大井沢層の礫岩	43
第 4.5 図	大井沢層のタービダイト砂岩	43
第 4.6 図	大井沢層の砂岩泥岩互層	44
第 4.7 図	大井沢層砂岩中の生痕	44
第 4.8 図	大井沢層のシルト岩	45
第 4.9 図	大井沢層の等層厚線図	46
第 4.10 図	吉野川及び本沢川流域における大井沢層の柱状図	47
第 4.11 図	大井沢層の水冷破碎されたガラス質流紋岩溶岩	48
第 4.12 図	大井沢層の流紋岩水底密度流堆積物	49
第 4.13 図	水沢層の等層厚線図	50
第 4.14 図	水沢層の縞状硬質シルト岩	50
第 4.15 図	水沢層中部の流紋岩凝灰岩層	51

第 4.16 図	大暮山層下部の柱状図	52
第 4.17 図	大暮山層上部の柱状図	52
第 4.18 図	大暮山層砂岩卓越相の等層厚線図とシルト岩卓越相の等層厚線図	54
第 4.19 図	大暮山層砂岩の大型斜交層理	55
第 4.20 図	大暮山層砂岩の斜交層理	55
第 4.21 図	大暮山層のシルト岩	56
第 4.22 図	大暮山層のシルト岩中に挟在する凝灰岩薄層の堆積構造	56
第 4.23 図	大暮山層の凝灰岩と凝灰質シルト岩の互層	57
第 4.24 図	大谷層の柱状図	58
第 4.25 図	大谷層砂岩の皿状構造	59
第 4.26 図	大谷層シルト岩中の脱水構造	60
第 5.1 図	白鷹山の山頂から流下する白鷹山溶岩	61
第 5.2 図	白鷹山火砕流堆積物の断面とそのクローズアップ	62
第 5.3 図	沼田火砕流堆積物の断面(上山市沼田)	64
第 5.4 図	萩野火砕流堆積物のフローユニットと構成物の産状、並びに畑谷岩屑なだれ堆積物に取り込まれた萩野火砕流堆積物	65
第 5.5 図	上芦沢堰止め湖の断面	66
第 5.6 図	針生岩屑なだれ堆積物中の安山岩溶岩巨大岩塊	67
第 5.7 図	白鷹火山遠景	68
第 5.8 図	西方の朝日町水本から見た西黒森山溶岩円頂丘	68
第 5.9 図	畑谷岩屑なだれ堆積物の断面とそのクローズアップ	69
第 5.10 図	畑谷岩屑なだれ堆積物中の流れ山の断面とそのクローズアップ	70
第 5.11 図	東黒森山溶岩円頂丘の南側斜面から見た畑谷岩屑なだれ堆積物がなす流れ山地形	71
第 5.12 図	畑谷岩屑なだれ堆積物中の流れ山の断面	71
第 5.13 図	西方から見た東黒森山溶岩円頂丘	72
第 6.1 図	最上川西岸朝日町松程付近の低位段丘	75
第 6.2 図	大暮山層を不整合に覆う低位段丘堆積物	75
第 6.3 図	白鷹町鮎貝の扇状地	76
第 3.1 表	深成岩類の K-Ar 年代測定結果	38
第 3.2 表	深成岩類の Rb-Sr 年代測定結果	38
第 4.1 表	竜ヶ岳層流紋岩溶結凝灰岩及び水沢層流紋岩凝灰岩の K-Ar 年代測定結果	40
第 5.1 表	白鷹火山噴出物の放射年代測定値一覧	63
Fig. 1	Geological summary of the Arato District	87

第1章 地 形

(鹿野和彦)

「荒砥」図幅地域は、山形盆地と朝日山地の間に位置し、そのほぼ中央を南から北へと流れる最上川沿いの谷間を除けば、その大半を標高 500–1200 m の山々が占める(第 1.1 図)。山々の多くは朝日山地に近い西側ほど標高が高く、北北東–南南西方向に断続的に連なる尾根をなしており、最上川やこれに合流する河川は、連なる山々の裾沿いに屈曲しつつ流れている。

最上川は、吾妻山系に端を発し、米沢盆地と長井盆地、寒河江、尾花沢を経て酒田から日本海へと注ぐ長大な河川である。その流れは米沢盆地から長井盆地に入ると、山形盆地と長井盆地との間であって白鷹火山などが北北東–南南西方向に連なる丘陵(白鷹丘陵)の西縁に沿って

進み、長井市の市街地を通過して本図幅地域南部に位置する長井盆地北端の白鷹町鮎貝、同荒砥に至る。そこで尖山から頭殿山、大禿森山を経て葉山に至る山系から流入する美淵川や白鷹火山方面から流入する小河川と合流し、その先の狭い谷間(五百川峡谷)を抜けて、西方の大朝日岳などが連なる朝日山地から流下する朝日川と朝日町上郷で合流した後、宮宿を経て緩やかに起伏する丘陵地の間を蛇行しながら下る。そして大江町左沢付近で小朝日岳から発する月布川と合流するや東進し、山形盆地の北端に到達したところで月山と朝日山地から水を集めた寒河江川と合流して再び北上して日本海へと向かう。

最上川が流れる長井盆地は、その西縁が長井盆地西縁



第 1.1 図 荒砥地域及び周辺地域の地勢図
地理院地図を改変。等高線間隔 100 m.

断層帯(池田ほか, 2002)で限られる構造盆地で, 朝日山地へと連なる山々がこの逆断層帯に沿って隆起し, 碎屑物が山側から最上川流域に向かって流入することで緩やかに傾斜した扇状地形が形成されている。しかし, この扇状地形の末端と最上川の氾濫原・河川三角州がなす低地との間には比高数mの侵食崖があって, 全てではないにせよ段丘化していることがうかがえる。

荒砥より下流の最上川流域には丘陵地が広がり, 最上川やその支流の朝日川などの川沿いには, これを下刻し, あるいはその上に砂礫が堆積した平坦面が認められる。平坦面は多数あって, 大局的には現河床との比高が100 mを超える高位面群と50-100 mの中位面群, 50 mより低い低位面群に区分できる(阿子島ほか, 1984)。平坦面が比較的広く分布する朝日町上郷から同舟渡^{みなと}にかけての地域では, 侵食崖でかたどられた流路が標高を異にして断続的に分布していて, それらの面を連続的にたどることができないところがある。本報告では, このような場合, 両者を相前後して形成された同一の面群とした。いずれにしても, 段丘面の中には, ところによって西もしくは東側に傾斜し, 北東もしくは北北東方向に断続的に延びる逆断層によって変位しているものがある(八木ほ

か, 2011; 池田ほか, 2002)。最上川東側の丘陵と山形盆地との間には緩斜面が広がっていて目立った段丘面は認められないが, 丘陵と盆地との境界に沿って延びる西傾斜の逆断層が断続的に認められる(八木ほか, 2011; 池田ほか, 2002)。

白鷹火山は, 白鷹山山頂付近から噴出した溶岩と火砕流堆積物を主体とする複合火山である。山形盆地と最上川との間に挟まれた丘陵にあって, 白鷹山の北側は山頂を頂点とする馬蹄形カルデラを形成しており, 大小の小丘とそれらに囲まれた池や凹地がつらなるハンモック状の地形が北方へと広がる。同様の地形は, 南麓の小白府^{おじらふ}付近にも小規模ながら点在するほか, 馬蹄形カルデラの西側斜面から西麓の広い範囲にも認められる。これらは白鷹火山の休止期に起こった二回の山体崩壊によってもたらされた岩屑なだれ堆積物がなす地形である。このほか, 白鷹山山頂の近傍にはこれらの地形に不調和に重なる西黒森山^{にしくもりやま}などのドーム状地形が点在する。また, 火山活動が休止した後の侵食によって崩落し, あるいは天水に流された岩屑が堆積して生じた火山麓扇状地が白鷹山の山腹斜面から麓にかけて分布する。

第2章 地質概説

(鹿野和彦・久保和也・三村弘二)

本図幅地域の地質は新生界を主体とし、中央部を白鷹火山が、西部を後期白亜紀深成岩類が占めている(第2.1図)。この地質構成は早くから知られており、大日本帝国予察東北部地質図(ナウマンほか, 1886)にもその大要が示されている。しかし、層序や年代などの詳細が明らかになったのは山形盆地と長井盆地、米沢盆地、そして朝日山地から飯豊山地にかけて第二次世界大戦前後とそれ以降に行われた現地調査の積み重ねによる。その概要は、山形北部地方地質図(別所, 1962)のほか、20万分の1山形県地質図・同説明書(山形県商工労働部鉱業課, 1960)、山形県の地質(神保, 1965)、20万分の1地質図幅「仙台」(大沢ほか, 1987)、同「村上」(土谷ほか, 1999)、山形県地質図(10万分の1)(山形応用地質研究会, 2016)などに、また、地域は限られているが、より詳しい内容については、山形県が調査の進展に合わせて折々に出版した内陸部各地の5万分の1地質図幅とその説明書(今田, 1971, 1973, 1974, 1975, 1982; 神保, 1968; 神保ほか, 1969, 1972; 皆川, 1971; 島津ほか, 1972; 矢内ほか, 1979; 山形地学会, 1979a, b; 吉田, 1980, 1985a, b; 吉田ほか, 1982, 1983, 1984, 1990)、産業技術総合研究所地質調査総合センター(旧工業技術院地質調査所)が出版した飯豊山地域と玉庭地域の5万分の1地質図幅と説明書(高橋ほか, 1996; 柳沢・山元, 1998)などに見ることができる。

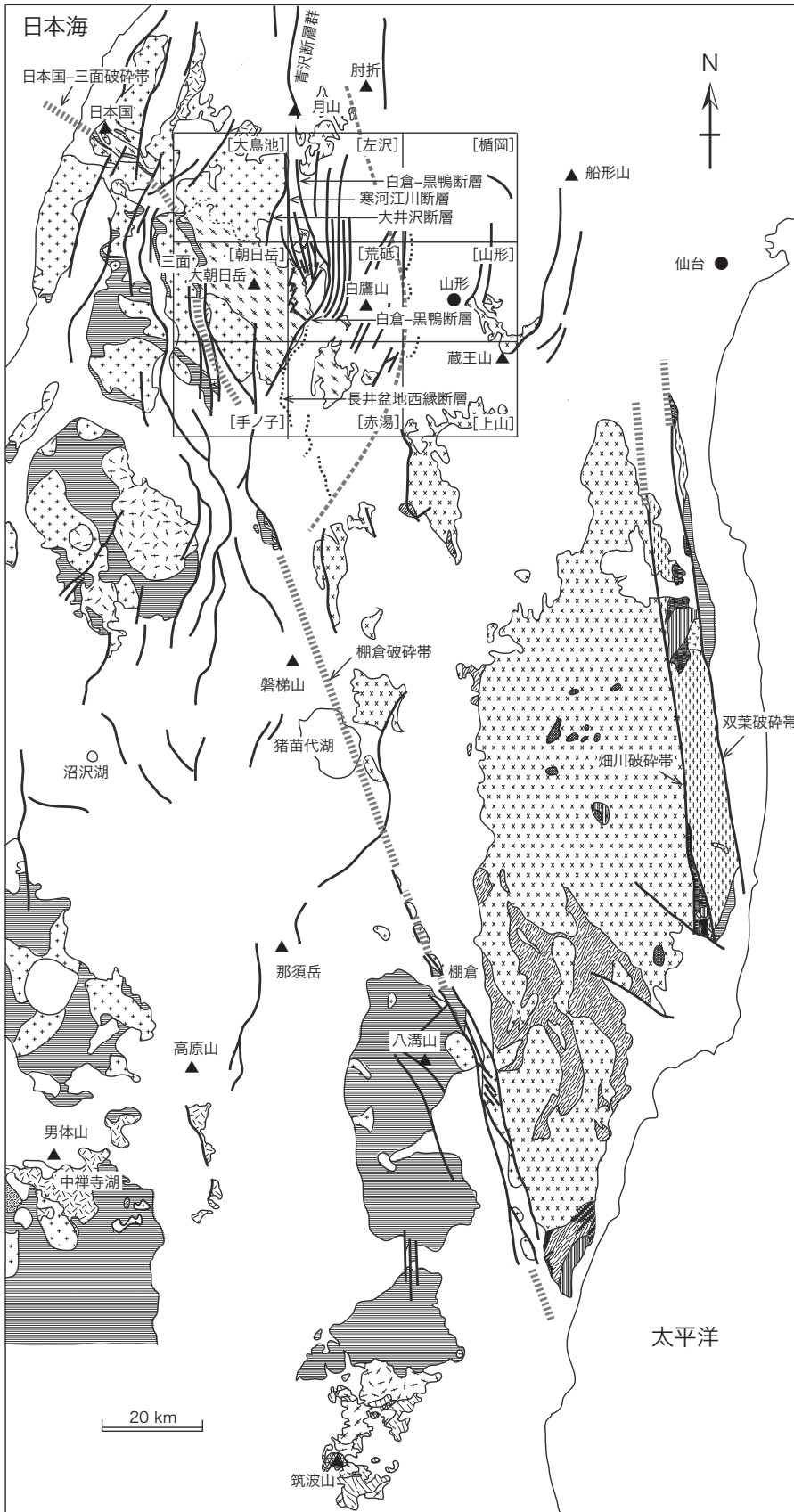
2.1 研究史

2.1.1 朝日山地及び周辺地域の深成岩類

朝日山地から飯豊山地にかけて広がる深成岩類とこれに関連する地質岩体の調査研究がいつ頃から行われたのか定かではないが、それらの詳しい記載が公表されるようになったのは第二次世界大戦以降のことである。黎明期とも言える終戦直後の調査研究(杉山, 1950; 杉山・茅原, 1951; 小倉, 1957; Chihara, 1959, 1963; 島津・河内, 1961; 島津ほか, 1961; 今田・高橋, 1963; 今田, 1964)については、島津(1964a, b, 1969)がその概要を紹介し、地質学的意義や検討課題について議論している。これによれば、1) 飯豊山地の深成岩類は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(実川花崗閃緑岩: Chihara, 1959)と粗粒または斑状黒雲母花崗岩(小川花崗岩: Chihara, 1959)に大別できる。2) 朝日山地の深成岩類は、変輝緑岩〜閃緑岩や斑れい岩(西朝日型花崗岩類: 小倉, 1957; 島津・河内, 1961)

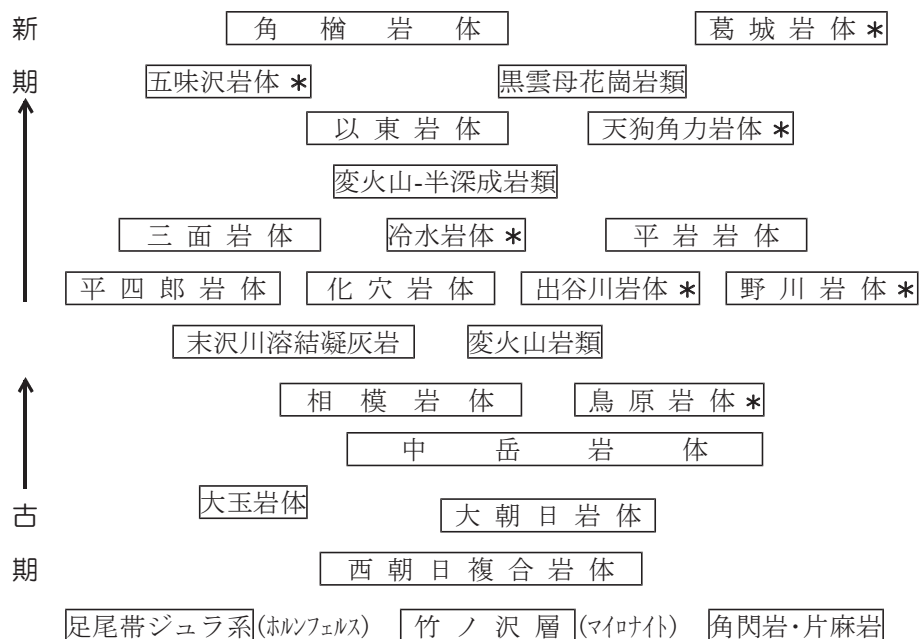
と、これらに層状に貫入もしくは漸移する中粒〜細粒黒雲母花崗岩(岩井俣花崗岩: 島津, 1964a)及び片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(大朝日花崗岩: 島津, 1964a)、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(大松原花崗岩: 島津, 1964a)、粗粒黒雲母花崗岩(飯豊山地の小川花崗岩類のもの、いわゆる「小川型」花崗岩)または斑状黒雲母花崗岩(木地山花崗岩: 島津, 1969)、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩〜黒雲母花崗岩(早田花崗閃緑岩: 小倉, 1957; 島津, 1961; 島津ほか, 1961)、細粒石英閃緑岩(八久和石英閃緑岩: 小倉, 1957; 島津, 1961; 島津ほか, 1961)などに大別できる。3) 日本海に面した西田川地方には実川花崗閃緑岩類似の花崗閃緑岩(「実川型」花崗閃緑岩)が分布する。4) 岩井俣花崗岩や大朝日花崗岩などは大朝日岳周辺に分布し、その西側、南側と東側の周囲の広い範囲に小川型花崗岩が、また、これらの北側と南側に実川型花崗閃緑岩などが分布する。5) 日本海に面した日本国には粗粒黒雲母花崗岩が圧砕され北西-南東方向に延びて片麻状を呈する岩石(日本国片麻岩: 杉山・茅原, 1951)が、また、その南東方延長上の三面川にも同方向に延びた圧砕岩が分布しており、両地域のマイロナイト帯を結んだ北西-南東方向の構造線(日本国-三面構造線: 島津, 1964a, b)の存在が推定される。6) これらの岩石のうち、小川型花崗岩と実川花崗閃緑岩は90-80 Maの、八久和花崗閃緑岩などは70-50 Maの黒雲母K-Ar年代を示す(河野・植田, 1966)。また、日本国片麻岩は92 Maの黒雲母K-Ar年代を示す(Shibata and Nozawa, 1966)。7) 朝日山地の粗粒〜中粒黒雲母花崗岩類は同じく後期白亜紀に形成された広島花崗岩に似ており、最上川がなす五百川峡谷(長井盆地北端から朝日町宮宿に至る峡谷)付近から寒河江川上流の西川町大井沢にかけて阿武隈山地の新期花崗岩と似た特徴を示す花崗岩と接する。8) 阿武隈帯の深成岩類とは異なる特徴を示す朝日山地の深成岩類は異なる地質構造帯に併入したもので、朝日山地西側に連続する後期白亜紀の併入帯(上越併入帯)を構成する。

島津(1964a, b, 1969)が指摘した深成岩類の岩石学的特徴と内部構造、貫入関係や日本国-三面構造線(マイロナイト帯)の分布と性格などについては依然として判然としなかったが、この後、これらの知見と解釈を指針として調査が進められる中、1970年代の前半に、今田(1971, 1973, 1975)、島津ほか(1972)、茅原・青木(1975)らが詳しい朝日山地や飯豊山地に分布する深成岩類の調査報告をまとめた。また、これと並行して、新潟県朝日



- ### 凡例
- 漸新世～完新世堆積岩・火山岩
 - 前期漸新世
花崗閃緑岩～トータル岩
 - 暁新世～前期始新世花崗岩
 - 暁新世～前期始新世
花崗閃緑岩～トータル岩
 - 後期白亜紀後葉～暁新世
筑波変成岩類
 - 後期白亜紀後葉花崗岩類
(朝日山地の新时期深成岩類など)
 - 後期白亜紀後葉火山岩
 - 後期白亜紀前葉はんれい岩
 - 後期白亜紀前葉花崗岩類
(朝日山地の古期深成岩類など)
 - 阿武隈花崗岩類 } 前期白亜紀後葉
 - 北上花崗岩類 }
 - 前期白亜紀火山岩
 - 前期白亜紀斑れい岩
 - 前期白亜紀阿武隈変成岩類
 - ジュラ紀～白亜紀堆積岩
 - ペルム紀堆積岩
 - デボン紀～ペルム紀変成岩
 - カンブリア紀花崗閃緑岩～トータル岩
 - 超塩基性岩
 - 主要な断層
 - 主要な活断層
(荒砥とその周辺地域のみ)
 - 伏在破碎帯
 - 朝日山地の花崗岩類と
阿武隈花崗岩類との境界

第 2.1 図 荒砥周辺地域地質略図
産業技術総合研究所地質調査総合センター「日本シームレス地質図 V2」を参照して作成。



第 2.2 図 朝日山地の火成岩類の岩体区分と時階区分 (大平ほか, 2016, ©日本地質学会)
大平ほか (2016) が朝日団体研究グループ (1987) の岩体・時階区分に新たに区分した岩体を加えて作成. * は大平ほか (2016) が加えた岩体.

なるみやま
村鳴海山付近で粗粒黒雲母花崗岩の貫入を受けて熱変成した流紋岩溶結凝灰岩 (朝日流紋岩類: 高浜, 1972, 1976) が, 山形県田川地方大鳥川流域で中粒花崗岩 (大松原花崗岩) や, 八久和花崗閃緑岩などの貫入を受けて熱変成した酸性溶結凝灰岩 (田川酸性岩類: 矢内ほか, 1973, 1979) が発見され, その結果, 朝日山地以西に分布する日光流紋岩や濃飛流紋岩と同様に, 酸性深成岩類と相前後して噴出した酸性火山岩類の存在が明らかになった. さらに, 通商産業省資源エネルギー庁 (1982a, b, 1983) が, 山形県西田川地方から新潟県岩船地方 (葡萄山) にかけて日本海沿いに分布する深成岩類を調査し, 島津 (1964a) が識別した小川型花崗岩と実川型花崗閃緑岩を細分し, それぞれ西田川花崗閃緑岩, 岩船花崗岩などの名称を付すとともに, 岩船花崗岩主部の年代が 70 Ma 前後, 西田川花崗閃緑岩及び類縁岩体の年代が 60 Ma 前後であることを報告している. 朝日団体研究グループ (1987) が以東岳 (1,771 m) と大朝日岳 (1,870 m), 祝瓶山 (1,417 m) を結ぶ主稜線の南西側の, 朝日山地の 1/3 にあたる地域を 1972 年から長年かけて調査した結果を公表したのはこの後のことである.

朝日団体研究グループ (1987, 1995) によれば, 朝日山地の深成岩類は, 大朝日岳周辺にあって概ね南北方向の片麻状を示す古期深成岩類 (西朝日複合塩基性岩体, 大朝日・大玉・中岳花崗閃緑岩体, 相模アダムロ岩体などの古期花崗岩類) と新期深成岩類 (化穴花崗閃緑岩体, 平四郎アダムロ岩体, 三面・平岩アダムロ岩体, 以東ア

ダムロ岩体, 角檜アダムロ岩体など) に区別できる (第 2.2 図). これらのうち, 新期深成岩類は古期深成岩類と泥質岩起源の黒雲母白雲母片岩 (竹ノ沢層), 流紋岩溶結凝灰岩 (末沢川溶結凝灰岩: 庄司, 1983) に貫入する. また, 古期深成岩類と角檜アダムロ岩体を除く新期深成岩類は南北~北北東-南南西方向の片麻状構造が発達しており, 竹ノ沢層とともにマイロナイト化している. 角檜アダムロ岩体と末沢川溶結凝灰岩も破碎されているところはあるが, マイロナイト化は局所的である. 朝日山地の深成岩類が古期深成岩類と新期深成岩類に分けられるとする見解は島津 (1964b, 1969) と同じであるが, 岩体の岩石学的特徴や内部構造, 層序関係の記載は格段に詳しく, いまなおこれを上回るほど詳しい記載はない. この後に朝日山地南西部荒川源流域を調査した安藤・志村 (2000) は, そこでの観察に基づいて, 朝日山地の火成活動を 3 ステージに区分した. しかし, 前半の 2 つのステージは朝日団体研究グループ (1987, 1995) の古期深成岩類の, 後半のステージは新期深成岩類の活動に対応するもので, 後の放射年代測定結果 (例えば, 小笠原ほか, 2015, 2018a, b) を見ても前半 2 つのステージの間に大きな時間間隙があるようには見えない.

この後, 朝日団体研究グループは調査範囲を朝日山地東部にも広げ, 上記の深成岩体に加えて, 古期深成岩類の相模アダムロ岩体に対比される鳥原岩体や, 新期深成岩類の化穴花崗閃緑岩体・平四郎アダムロ岩体に対比される井谷川岩体, 三面・平岩アダムロ岩体に対比される

冷氷水岩体、以東アダメロ岩体に対比される天狗角力岩体、角樞アダメロ岩体に対比される葛城岩体のほか、以東アダメロ岩体と冷氷水岩体との間に噴出したと考えられる変成火山～半深成岩類が、以東アダメロ岩体と角樞アダメロ岩体との間に五味沢岩体など、複数の岩体を新たに確認している(第2.2図:大平ほか,2016)。

飯豊山地の深成岩類については、1970年代の前半まで、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(実川花崗閃緑岩)と粗粒または斑状黒雲母花崗岩(小川花崗岩)に大別できるとされていた(島津,1969)。しかし、高橋ほか(1996)は、岩石学的特徴と分布の違いに基づいて、実川花崗閃緑岩を中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩～石英閃緑岩からなる飯豊山花崗閃緑岩とカリ長石斑状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩からなる杵差岳花崗閃緑岩、中粒黒雲母花崗閃緑岩からなる加治川花崗閃緑岩に細分するとともに、小川花崗岩を粗粒黒雲母花崗岩からなる本来の小川花崗岩と、カリ長石斑状粗粒黒雲母花崗岩からなる二王子岳花崗岩、そして、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩(笹田,1984)に細分した。飯豊山花崗閃緑岩は今田(1975)の実川型片状花崗閃緑岩に、杵差岳花崗閃緑岩は今田(1975)の小川型花崗閃緑岩または笹田(1984)の塊状～片状斑状花崗閃緑岩に相当するもので、グラノファイアがこれに貫入する。ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩は、 30.3 ± 1.5 Maと 23.9 ± 1.2 Maの白雲母・黒雲母K-Ar年代を示すことから、漸新世の後半に貫入したと考えられる(高橋ほか,1996)。

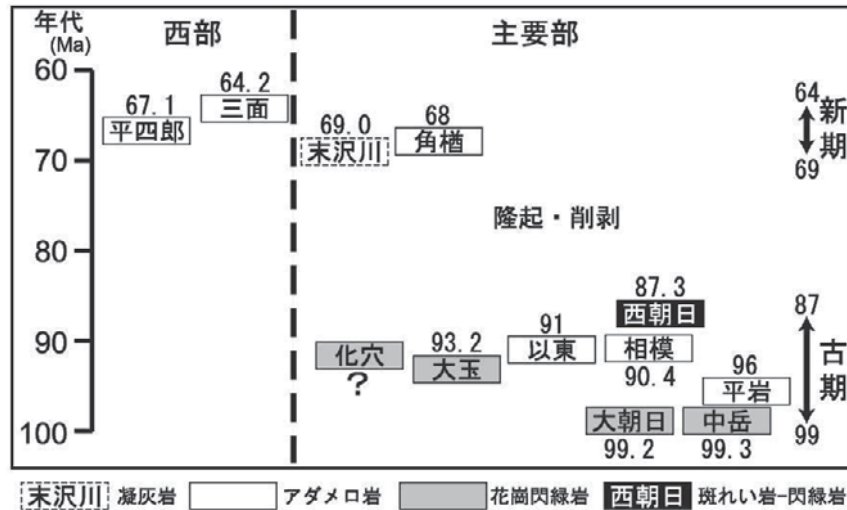
1970年代以降に朝日山地で発見された酸性火砕岩の存在は、西南日本と同様の酸性火成活動が朝日山地付近まで及んだことを示す証拠と捉えられ、これ以降、朝日山地と飯豊山地に分布する後期白亜紀火成岩の地体構造上の位置づけが改めて議論されることになる(島津,1964b,1969;磯見・河田,1968;磯見,1968;須藤,1977;茅原,1982;茅原・卯田,1982;矢内ほか,1973;久保・高橋,1992;大友ほか,2006,2010,2011)。その際に問題となるのは火成岩の岩石学的特徴と定置年代である。

当初、島津(1964b,1969)は、小川型花崗岩が広島花崗岩に似ていることを指摘し、これと阿武隈帯の花崗岩類とは異なると考えた。その後、磯見・河田(1968)と磯見(1968)は、日本国-三面マイロナイト帯を棚倉マイロナイト帯(大森ほか,1953;Omori,1958)の延長と考え、これを東北日本と西南日本の境界とすることを提案した。また、丸山ほか(1979)は、 Rb^{87}/Sr^{86} 同位体比などを比較検討し、朝日山地の古い花崗岩は阿武隈山地の花崗岩の、若い花崗岩は領家帯花崗岩の特徴を示すことを報告して彼らの提案を支持した。さらに、須藤(1977)は、このこともあって朝日山地に分布する花崗岩類を領家帯の花崗岩類に相当すると考え、足尾帯と阿武隈帯との間を占める新たな構造帯として朝日帯の存在を提唱した。この朝日帯の存在については、定義があいまいで地質学

的意味も判然としないまま、いまなお引き継がれ、最近でも、加々島ほか(2015,2017)が、Sr同位体比の初生値が一般的な阿武隈帯花崗岩のものよりも高いことを根拠に、朝日山地の深成岩類を領家帯の花崗岩類に対比し、朝日帯に位置づけている。しかし、Sr同位体比の初生値は領家帯のものほど高くはなく、領家帯に対比される変成岩に欠ける(石原,1981)。しかも、帯磁率は低くチタン鉄鉱(イルメナイト)系ではあるが(丸山ほか,1979;石原ほか,1983)北東方向に向かって高くなり、花崗岩類に伴う金属鉱床の特徴も西南日本内帯主部の花崗岩類とは異なる(石原ほか,1983)。

小笠原ほか(2015,2018a,b)が報告した各岩体のSHRIMPジルコンU-Pb年代測定結果によれば、朝日山地の古期深成岩類は99-87 Ma、新时期深成岩類は68-64 Ma、そして末沢川溶結凝灰岩は69 Maの年代を示す(第2.3図)。これらの年代は、大友ほか(2006,2009,2010,2011)によるウラニナイトU-Th-Pb年代と加々島ほか(2017)によるLA-ICP-MSジルコンU-Pb年代の測定結果とも矛盾しない。しかし、大友ほか(2009)は、長井市から大江町に至る最上川流域の深成岩類の年代を調べ、朝日山地の深成岩類の年代(99-87 Ma)を示す深成岩類の東側に100 Maより古い深成岩類が分布することを認め、両者の間に阿武隈帯と朝日帯の境界が存在すると考えた。阿武隈山地の花崗岩類のU-Pb年代は115-97 Ma(Kon *et al.*, 2015)で、確かに100 Maを超えるものが多い。また、大友ほか(2009)が想定した阿武隈帯と朝日帯との境界は、島津(1964a,b)が上越帯と阿武隈帯との境界に重なるように設定した上越併入帯と阿武隈併入帯との境界ともほぼ一致する。とはいえ、荒砥図幅地域にあってはこの境界を挟んで隣り合う花崗岩類の岩石学的特徴は同じで(後述)、矢内ほか(1973)が示した地質図でも両者を同一の岩体として扱っている。また、これまで朝日山地の深成岩類の一部とされてきた月布川上流(最上川との合流点の遙か西方)の角閃石黒雲母花崗岩については阿武隈帯に属するとした花崗岩類の年代にもまたがる108-98 MaのU-Th-Pb年代を大友ほか(2010)が自ら報告しており、測定誤差を考えると年代値だけで境界を引くことには疑問が残る。いずれにしても、90 Ma前後と70 Ma前後の年代を示す火成岩の存在は想定される上越併入帯と阿武隈併入帯、もしくは朝日帯と阿武隈帯(須藤,1977)の境界を越えて男鹿半島や太平山地に分布していることは確かであり(鹿野ほか,2011,2012a,b)、その意味するところは今後とも検討すべき課題である(例えば、Tani *et al.*, 2014,2015)。

かつて秋山ほか(1958)や北村(1963)、Otsuki and Ehro(1978)、大槻ほか(1982)らは、棚倉破砕帯(大森ほか,1953;Omori,1958;大槻,1975;越谷,1986)の北方延長として大井沢断層やその北方延長上にある立谷沢断層を想定し、これを上越帯と阿武隈帯とを分ける棚倉構造線



第 2.3 図 朝日山地の火成岩類の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代 (小笠原ほか, 2018a, © 日本地質学会)

としていたことがある。しかし、その後、大槻・永広 (1992) は、大井沢断層やその北方延長上にある立谷沢断層については、より後期に形成された副次的派生断層とみなし、棚倉破碎帯の北方延長が米沢南西部マイロナイト帯 (山元・柳沢, 1989), 山形県小国町の破碎帯 (高坂断層群: 幡谷・大槻, 1991) を経て日本国-三面構造線に連続するとして、これを棚倉構造線と再定義した上で、棚倉構造線や畑川断層、双葉断層など太平洋側から日本海に向かって北西もしくは北北西方向に延びる大規模な断層群はいずれもイザナギプレートの東北日本への斜め沈み込みに伴う 120–82 Ma と 50–40 Ma の左横ずれ運動によって形成されたと考えた。

朝日団体研究グループ (1987, 1995) によれば、古期深成岩類と古期深成岩類の貫入を受けている竹ノ沢層はマイロナイト化を受けた後に新期深成岩類の 1 つである角楯アダメロ岩体の貫入を受けている。角楯アダメロ岩はほとんどマイロナイト化していないが、竹ノ沢層を介して西側に分布する新期深成岩類もマイロナイト化を受けている。ただし、そのマイロナイトの走向は北北西-南南東~南北で古期深成岩類の北北東~南北の走向とは不調和であり、古期深成岩類とはマイロナイト化した時期が異なる。小笠原ほか (2018a, b) が報告した年代は、末沢川溶結凝灰岩が 69 Ma に噴出した直後に新期深成岩類が貫入したことを示すとともに、古期深成岩類がマイロナイト化を受けた時期が、古期深成岩類が貫入した 99–87 Ma と末沢川溶結凝灰岩が噴出し新期深成岩類が貫入した 69–64 Ma との間であることをも示す。Takahashi *et al.* (2012) は、日本国における新期深成岩類起源のマイロナイトの SHRIMP ジルコン U-Pb 年代値 67–63 Ma と黒雲母 K-Ar 年代値 52–46 Ma に基づいて、マイロナイトの母岩となった新期深成岩類の貫入時期を 65 Ma、日本国-三

面構造線を構成するマイロナイトの形成時期を 60–55 Ma と推定している。

棚倉破碎帯の北方延長が通過する地域として早くから注目された大井沢は本図幅地域北西隣の、5 万分の 1 地質図幅「大鳥池」地域の東端にあるが、皆川ほか (1967) によれば、そこにあるのは、幅広い破碎帯で定義される「大井沢断層」ではなく、寒河江川沿いに北北東-南南西と南北方向にそれぞれ延びる大井沢断層と寒河江川断層である (第 2.1 図)。大井沢断層は正断層、寒河江川断層は逆断層で、ともに中新世またはそれ以後に形成された断層であり、しかも、これらの断層に沿って後期白亜紀花崗岩類が著しく破碎しているところはあるものの、破碎帯の南北延長は判然としない (秋山ほか, 1958; 皆川ほか, 1967; Kuwahara, 1982; 大友ほか, 2006)。月山を間に挟んで大井沢の北方延長上にある立谷沢断層は、出羽丘陵西縁の立谷沢川に沿って南北に走る複数の逆断層からなる青沢断層群で、これもまた左横ずれとされる棚倉構造線とは性格が異なる (大沢ほか, 1986)。

小国町の高坂断層群については、箱ノ口層群とこれを貫く後期白亜紀の花崗岩類、そして前期中新世の北小国層から中期中新世前葉の沼沢橋層 (男鹿半島の西黒沢層相当) まで変位させている左もしくは右横ずれ断層と見られるが、破碎の程度は下部中新統よりも箱ノ口層群と花崗岩類の方が著しく、かつ、破碎帯が下部中新統に覆われているところがあり、中新世以前に形成された後に再活動したことがうかがえる (幡谷・大槻, 1991)。また、棚倉破碎帯では、前期中新世 (18–15 Ma) に左横ずれ運動で堆積盆地が開き、そこに堆積した地層が、その後の横ずれ運動で生じた断層によって変位している (天野, 1991; 淡路ほか, 2006; 天野ほか, 2011)。これらのことは、かつて大森ほか (1953)、北村 (1963)、田口 (1973) ら

が唱えた「棚倉構造線を始めとする北西-南東系の断層が新第三紀の堆積盆をも規制している」とする説を支持しているように見える。しかし、棚倉破碎帯が局地的にそうであったとしても、棚倉構造線を始めとする北西-南東系の断層のすべてが東北日本全域で相前後して活動したことを裏付ける確実な証拠は未だ得られてない。小国や三面の破碎帯についていえば、破碎は北小国層及び相当層の上位層まで及び(幡谷・大槻, 1991; 庄司, 1983), 南方の逆断層群へと連続するかのようにも見える(第2.1図)。このことは、新第三紀に入ってからからの活動が棚倉破碎帯と連動していたとはいえないことを意味する。

2.1.2 新第三系

荒砥地域を含む山形県内陸部に分布する新第三系は白亜系深成岩類などの基盤岩を覆って広く分布する。その分布や層序、地質構造は、地下資源探査に関連して早くから調査されてきたが、現存する公表済みの調査報告で最も包括的で古いのは、半沢ほか(1958)と5万分の1地質図幅「尾去沢」(徳永, 1958), 「山形北部地方地質図(5万分の1)」(別所, 1962)である。そのうち、「山形北部地方地質図(5万分の1)」は、工業技術院地質調査所の別所文吉が1940年から1941年にかけて自ら調査した結果をまとめた7万5千分の1地質図幅「山形」の原稿を元としており、5万分の1地質図幅「楯岡」地域、同「左沢」地域に5万分の1地質図幅「荒砥」地域と同「山形」地域の北半分にまたがる。この7万5千分の1地質図幅「山形」の原稿は1944年に提出されたが、第二次世界大戦と戦後の混乱期を経て1962年に縮尺を5万分の1に改めて「山形北部地方地質図」として出版された。そこに示されている岩相層序区分・分布は、従前の7万5千分の1地質図幅と比べると格段に詳しく、地質構造も大局を捉えていた。しかし、第二次世界大戦後の復興に資する地下資源開発が急がれる中、荒砥地域を含む山形盆地西縁から長井盆地にかけての地域(舟山・高橋, 1952; 舟山, 1955; 皆川, 1957, 1959a; 半沢ほか, 1958)や、荒砥地域北西の大井沢地域(山形, 1957a, b, 1963), 米沢盆地から長井盆地にかけての地域(皆川, 1959b, c, 1960a, b)で調査が進展し、「山形北部地方地質図」が出版された頃には、これらの地域に分布する新第三系の層序・構造などが次々と明らかにされ、Funayama(1961, 1962)やMinakawa(1961)によって岩相層序の広域対比に基づいて新第三系の新たな地質学的枠組みがまとめられたため、結果的に「山形北部地方地質図」が後の研究に生かされることはなかった。

1960年代後半から1970年代にかけては、棚倉破碎帯の北方延長に関連して山形県内陸部の新第三系の地質構造が検討されるようになり(皆川, 1965, 1967, 1968), グリーンタフ中の金属鉱物資源の探査に資する広域調査

(通商産業省, 1967; 通商産業省資源エネルギー庁, 1969, 1970a, b, 1971)と精密調査(金属鉱物探査促進事業団, 1973; 金属鉱業事業団, 1974, 1975)も行われた。また、これを受けて、田宮・山形新生代研究グループ(1973)や足立(1977, 1979)は吉野鉱山(5万分の1地質図幅「赤湯」地域内)周辺地域のグリーンタフの産状や形成過程の研究を行い、山形県が5万分の1地質図幅「荒砥」地域とその北側の同「左沢」地域(山形地学会, 1979a, b)を出版した。1980年代には、天野(1980)による山形盆地に隣接する宮城-山形県境の地質調査報告を受けて、北村ほか(1982)が宮城-山形県境から山形盆地西縁部に及ぶ地域の地質図をまとめ、皆川(1985)が山形盆地や米沢盆地などの内陸盆地群の地質構造発達史を議論し、これらと相前後して、最上川河床で発見された海牛化石の発掘や地質学会の巡検を機会に新たな地質学的知見が加えられた(山形県立博物館, 1983; 田宮ほか, 1986)。その後、大沢ほか(1987)がそれまでの知見に基づいて本図幅地域を含む20万分の1地質図幅「仙台」を編纂し、さらには、土谷ほか(1999)が西隣の20万分の1地質図幅「村上」をまとめている。

地層・岩体の年代の決め手となる化石の資料は、Hanzawa(1935)や大森ほか(1955)の大型有孔虫化石を除けば、1970年代までほとんど集まらなかった。このため、調査地域ごとに異なる岩相層序区分がなされ、産出する植物や貝類などの大型化石と特徴的な岩相とに依拠した層序対比がなされてきた(第2.4図)。それでも、1980年代になると、齊藤(1982)や岡田(1982)によって微化石を用いた対比が試みられ、珪藻化石(秋葉, 1983; Ogasawara *et al.*, 1985), ナンノ化石(田宮ほか, 1986; 今田ほか, 1986), ジルコンのFT年代値(吉田ほか, 1985), K-Ar年代値(今田, 1982; 今田ほか, 1986)などが相次いで報告され、1990年代には、より確かな年代層序が議論されるようになった(Hoshi *et al.*, 1998)。

2.1.3 白鷹火山

白鷹火山については、当初から第四系堆積物を覆う安山岩溶岩とそれらの碎屑物からなる火山との認識はあったものの、1950-1960年代の調査報告を読む限り、詳しい記載は見当たらない。白鷹火山を構成する噴出物やそれらが再移動して堆積した火山性碎屑物が記載されるようになったのは1970年代以降になってからのことで、その嚆矢となったのが、山形地学会(1979b)である。彼らは、山形県から出版された5万分の1地質図幅「荒砥」の中で、白鷹火山の構成物を下位から順に中山火砕流(白鷹山南東麓、沼田付近に分布する軽石流と南西麓から北西麓にかけて分布する安山岩質本質火砕流)、白鷹山溶岩(白鷹山の北東に開いた馬蹄形カルデラの外輪山をなす安山岩溶岩)、畑谷泥流(馬蹄形カルデラを埋積し、安山岩岩屑からなる淘汰不良の堆積物)、そして東黒森山

左沢・大井沢地域		荒砥西部地域		荒砥南部・吉野地域		荒砥南部地域		荒砥地域	
山形 (1957a)	山形地学会 (1979a)	山形地学会 (1979b)	Funayama (1961, 1962)	通産省 (1967)	山形地学会 (1979b)	山形地学会 (1979b)	山形地学会 (1979b)	本研究	
左沢層	左沢層	左沢層	左沢層					今平流紋岩	
稲沢層	稲沢砂岩部層								
大谷凝灰質砂岩部層	大谷火砕岩部層	大谷層	大谷層	大谷層	大谷層	大谷層	大谷層	大谷層	
本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	本郷層	
葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	葛沢シルト岩部層	
橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	橋上砂岩部層	
間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	間沢層	
海味砂岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	立石石英安山岩部層	
網取凝灰岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	八木沢火砕岩部層	
水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	
石倉凝灰岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	幸生火砕岩部層	
月岡凝灰岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	水沢泥岩部層	
本道寺頁岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	海味沢火砕岩部層	
大井沢層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	石倉砂岩部層	
	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	本道寺泥岩部層	
	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	月山沢砂岩部層	
安山岩	金池層	金池層	金池層	金池層	金池層	金池層	金池層	金池層	
	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	亀ヶ岳層	
	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	大明寺山安山岩	
	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	一ッ沢層	
	吉野川層	吉野川層	吉野川層	吉野川層	吉野川層	吉野川層	吉野川層	吉野川層	
	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	
	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	
	出塩層	出塩層	出塩層	出塩層	出塩層	出塩層	出塩層	出塩層	
	大暮山層	大暮山層	大暮山層	大暮山層	大暮山層	大暮山層	大暮山層	大暮山層	
	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	宮宿シルト岩部層	
	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	小白府泥岩部層	
	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	
	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	下山泥岩部層	
	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	吉野上部火砕岩部層	
	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	太郎層	
	本沢川層	本沢川層	本沢川層	本沢川層	本沢川層	本沢川層	本沢川層	本沢川層	
	吉野層	吉野層	吉野層	吉野層	吉野層	吉野層	吉野層	吉野層	
	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	長谷堂層	
	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	水沢層	

第2.4図 荒砥地域及び周辺地域の第三系層序区分の変遷

溶岩(白鷹山の山頂や馬蹄形カルデラ内の畑谷泥流を貫いて噴出した安山岩溶岩ドーム群)に区分した。宇井・柴橋(1985)は、白鷹火山を白鷹中央火山体と西白鷹火山体とに分け、さらに白鷹中央火山体を白鷹山本体溶岩と白鷹山円頂丘溶岩、西黒森山円頂丘溶岩、東黒森山円頂丘溶岩、雷山円頂丘溶岩、片倉山円頂丘溶岩のほか、白鷹泥流堆積物、中山泥流堆積物などに分け、西白鷹火山体を撰待溶岩と針生溶岩とに分けるとともに、針生溶岩のすぐ南東側の狭い範囲に分布する針生南東溶岩を白鷹火山初期の噴出物としている。詳しい記載がなされていないため、これらの層序関係については判然としなないところはあるが、彼らが示した地質略図を頼りに山形地学会(1979b)の区分との対応関係を見ると、宇井・柴橋(1985)は、山形地学会(1979b)の白鷹山溶岩を複数の溶岩に分け、それらに引き続いて東黒森山溶岩を構成する溶岩ドーム群が噴出したと考えて、畑谷泥流を白鷹泥流状堆積物に改称するとともに、白鷹火山西麓の中山火砕流が泥流の様相を呈する堆積物であることを認めて中山泥流状堆積物に改め、さらに、その一部は溶岩であるとして撰待溶岩と針生溶岩、針生南東溶岩に改称していることが読み取れる。また、加藤ほか(1998)は、白鷹火山の構成物を馬蹄形カルデラの外輪山から山麓に分布する火山岩と火砕流などの堆積物からなる主火山体と、これが崩壊して生じた山体崩壊堆積物、これに貫入して噴出した溶岩ドーム群に分けた。この後、三村・鹿野(2000)は、白鷹火山噴出物を下位から順に、虚空蔵デイサイト、沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物、白鷹山のすぐ西側の高まり(以下、白鷹山西という)と狐越、西黒森山の3つの溶岩円頂丘、及び東黒森山溶岩円頂丘に区分し、萩野火砕流堆積物に堰き止められて生じた堆積物である一本松層のほか、萩野火砕流堆積物と白鷹山・狐越・西黒森溶岩円頂丘との間に挟在する針生岩屑なだれ堆積物と小白府岩屑なだれ堆積物、そして白鷹山・狐越・西黒森溶岩円頂丘と東黒森山溶岩円頂丘との間に挟在する畑谷岩屑なだれ堆積物の存在を認めるとともに、谷ほか(1975)と長澤ほか(1995b)、石井・齊藤(1997)が報告したK-Ar年代と自ら採取した試料のジルコンFT年代・全岩K-Ar年代などに基づいて白鷹火山の活動時期を1-0.8 Maと推定した。その際、それまで知られていなかった流紋岩溶岩が白鷹山の西隣、朝日町今平に分布すること、そのジルコンFT年代が3.4 Maであることも報告している。この後、三村・鹿野(2000)の報告を受けて行われた防災科学技術研究所による電気探査とボーリング調査では畑谷岩屑なだれ堆積物が安山岩などの大きなブロックとそれを取り囲む岩屑などで構成されていて、北北東方向に開いた盆状の地形を埋めていることなどが明らかになった(笹谷・横田, 2005)。また、八木ほか(2005)は、馬蹄カルデラの南壁に近い荒沼の水底下5.5 m付近を占める青灰色粘土から御岳奈川テフラ On-Ng(町田・新井,

2003)を見出し、約8万年前以前にこの沼が生まれたことを示した。同じ頃、Hirofumi and Ban (2006)は白鷹火山噴出物が苦鉄質包有物もしくはスコリアを伴うことに着目して本質物と随伴する苦鉄質包有物もしくはスコリアの鉱物学的化学的特徴を詳細に調べ、それらがlow-K-medium-K系列の玄武岩が地殻下部で再熔融して生じた珪長質マグマとlow-K-medium-K系列の玄武岩マグマとの混合によって生じたと解釈している。

2.1.4 第四系

第二次世界大戦以前に荒砥及び周辺地域に分布する第四系に関する研究がどのような状況にあったのか、文献がほとんど見当たらないため不明である。第二次世界大戦直前の調査を経てまとめられた「山形北部地方地質図(5万分の1)」(別所, 1962)では第四系を白鷹火山噴出物(両輝石安山岩・同質碎屑岩層)と段丘堆積物(洪積層)、沖積堆積物に区分して地質図に示している。これを除けば、1950-1960年代に公表された地質に関する研究調査報告では、新第三系を主題としていたためか、白鷹火山噴出物に触れてはいるものの段丘堆積物と沖積堆積物については言及すらしてない。それでも1960-1970年代に入ると間もなく、最上川中流域の段丘区分と段丘堆積物の調査を行い、河川地形発達に焦点を当てた研究(米地, 1963; 豊島, 1977)が始まり、1980年代には土地分類調査に関連して5万分の1地形図「荒砥」内の地形調査が進められ、山地と丘陵、段丘、扇状地、低地(谷底平野・氾濫原、自然堤防、河原)などの分布が明らかにされた(阿子島ほか, 1984)。段丘面については、米地(1963)が宮宿周辺の最上川沿いの段丘面を高位から順に能中面と常盤面、宮宿面、西舟渡面に分け、宮宿面と常盤面については、それぞれu(上位)面とl(下位)面に細分している。また、豊島(1977)は寒河江と荒砥との間の最上川沿いの段丘面を高位から順にIとII, III, IV面に分け、IV面についてはu(上位)面とl(下位)面に細分している。ここでIIとIII, IV u, IV lは、それぞれ能中と常盤面、宮宿面、西舟渡面に対応する段丘面で、IとII, III, IV面の現河床との比高は140-200 m, 70-140 m, 50-70 m, 50 m以下としている。また、阿子島ほか(1984)は、ほぼこれを踏襲して高位から順にI(高位面群)、II(中位面群)、III(下位面群)に区分したが、長井盆地西縁の扇状地状の地形については、河床に面した先端部に高さ10 m前後の侵食崖があって、極めて緩やかな緩斜面をなして段丘化していると判断した。この後に山形県商工労働部から出版された5万分の1地質図幅「荒砥」(山形地学会, 1979b)では長井盆地西縁の北端部に分布する扇状地状の地形を全て段丘と見なしている。この長井盆地西縁の地形区分については、1980年代以降の活断層と関連した変動地形の研究(活断層研究会編, 1980, 1991; 米地ほか, 1983; 山形県, 2001, 2002a, b; 池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002;

宮内ほか, 2004; 八木ほか, 2011) の中でも詳しく検討されており, 国土地理院が公開している 1:25,000 都市圏活断層図長井盆地西縁断層帯とその周辺「左沢」「長井」「米沢」では, 扇頂部に近く傾斜度が大きい地域を扇状地, 傾斜度が極めて緩い下流側の地域を中位段丘に区分している(八木ほか, 2011).

2.2 層序

本図幅地域に分布する地層岩体は, 下位より順に, 上部白亜系深成岩類, 新第三系堆積岩類・火山岩類, 第四系堆積物, 同白鷹火山に大別される. そのうち, 白亜系深成岩類は西部の, 朝日山地東縁に当たる山地に分布する. 新第三系はこれを不整合に覆って最上川西岸から山形盆地西縁にかけての広い範囲を占める. また, 第四系堆積物は長井盆地を抜けて北流する最上川沿いに点在し, 白鷹火山は最上川と山形盆地との間を南北に連なる白鷹丘陵の最高点である白鷹山を中心とした広い範囲に分布する.

本報告では本図幅地域から西方の朝日山地へと続く上部白亜系深成岩類を朝日山地東縁の深成岩類と総称し, 岩相の違いによって細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩, 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(細粒片状岩を伴う), 細粒優白質黒雲母花崗岩に区分した(第 2.5 図). これらは主として朝日山地から流下する朝日川や実淵川の上流域に分布しており, 朝日山地の古期深成岩類(朝日団体研究グループ, 1987)と岩相, 定置年代とも重なる.

本図幅地域及び周辺地域に分布する新第三系については, 長い間, 研究者によって異なる地層区分がなされ, 異なる地層名が付されてきたが, 本報告では, 歴史的経緯や模式的岩相の露頭の連続性などを考慮して新第三系を下位から竜ヶ岳層, 大井沢層, 水沢層, 大暮山層, 大谷層, 今平流紋岩に区分した(第 2.5 図). また, 第四系については, 白鷹火山の構成物(溶岩, 火砕流堆積物, 岩屑なだれ堆積物, 火山麓扇状地堆積物など)と, 高・中・低位段丘堆積物, 扇状地堆積物, 河道・自然堤防・氾濫原堆積物に区分した(第 2.5 図).

竜ヶ岳層は本図幅地域の北西部に分布する火山岩層で新第三系の最下部をなし, 上部白亜系深成岩類を不整合に覆う. 主に安山岩ブロック溶岩と流紋岩火砕岩からなり, これといった化石は産出していないものの, 本研究で行った年代測定で流紋岩溶結火山礫凝灰岩について得られた 21 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値(後述)は, これが, 男鹿半島の野村川層など, 東北日本の日本海側に広く分布する前期中新世前葉(アキタニアン期)の珪長質火砕流堆積物(鹿野, 2018)の 1 つであることを示す.

大井沢層は前期中新世後葉～中期中新世後葉(バーディガリアン期後葉～サーラバリアン期後葉)の海成層で, 上部白亜系深成岩類及び竜ヶ岳層を不整合に覆う. 下部では砂岩礫岩が, 上部では泥岩シルト岩が卓越する. 本図幅地域南東部には, これまで太郎層・吉野層(通商産業省, 1967; 山形地学会, 1979b)と称し, 大井沢層に対比されてきた火山岩層が分布するが, 本図幅では, 旧来の大井沢層と併せて大井沢層とした.

大井沢層下部の堆積物からは台島植物群に対比される植物化石, 暖かい浅海に生息する貝化石のほか, Blow (1969) の有孔虫化石帯 N8 (17-15 Ma: 鹿野ほか, 2011) に対比される大型有孔虫の *Miogyopsina-Operculina* 群集が, また, 上部の泥岩シルト岩からは半深海に生息する有孔虫化石や Okada and Bukry (1980) のナンノ化石帯 CN5a に対比されるナンノ化石が産出する. “太郎層”と“吉野層”は, 安山岩及び流紋岩の溶岩・火砕岩が累重した火山体をなし, その下部では砂岩や泥岩シルト岩を間に挟み, 上部では泥岩シルト岩が火山体にオンラップし, その高まりを被覆する海緑石砂岩と指交する. 大井沢層中の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 年代はおよそ 16 Ma, 大井沢層下部の流紋岩水底溶岩の黒雲母 K-Ar 年代はおよそ 15 Ma で, 流紋岩の間に挟在する泥岩と, 流紋岩がなす火山体にオンラップする大井沢層最上部の泥岩からはナンノ化石帯の CN4 と CN5a に対比されるナンノ化石が産出する. 産出化石と放射年代から見て大井沢層は男鹿半島の西黒沢層に対比できる.

水沢層は大井沢層から漸移する中期中新世後葉～後期中新世後葉(サーラバリアン期後葉～メッシニアン期前葉)の海成層で, 主に大井沢層に比べて硬い珪質のシルト岩からなり, 基底部と中部に最大で 50 m を超える厚さの流紋岩火砕岩層を伴う. 大井沢層上部と同じく半深海に生息する有孔虫化石をまれに産出する. これまで水沢層は男鹿半島の女川層に対比されてきたが, 本研究では中部の火砕岩層について 9 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値を得た. これは, 本層中部が鹿野ほか(2011)が報告した男鹿半島女川層の年代の範囲(12.3-6.7 Ma)の中部層準に対比されることを意味する.

大暮山層は後期中新世後葉(メッシニアン期後葉)の半深海～浅海成層である. その下部は砂岩が主で, 基底に流紋岩軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩からなる火砕岩層などを伴い, 上部は主にシルト岩からなる. 砂岩シルト岩とも凝灰質で, 下部の砂岩は斜交層理が発達したデューン状の形態を示す. 下位の水沢層を整合に覆うが, 本図幅地域東南部では大井沢層の流紋岩溶岩火砕岩からなる火山体にオンラップしている. 化石は多様で, 大陸斜面上部～大陸棚に生息する貝類や有孔虫などの海生動物化石のほか, ヤマガタカイギウウの骨格化石や植物化石も産出する. 大谷層は大暮山層に整合的に重なる前期鮮新世(サーラバリアン期)浅海成層で, 主に凝灰質砂岩及び

地質時代	層序区分(層厚)	岩相	火成活動	堆積環境	地殻変動	放射年代, 化石など
世 後期更新世 —完新世	河道, 自然堤防及び後背湿地堆積物	礫, 砂及び泥	カルクアカリ系列マグマ火山活動	陸上	隆起と逆断層・褶曲の形成	0.7 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 0.9-0.6 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 0.6, 0.8-0.9 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 1.0-0.7 Ma, 0.6 Ma (Wr K-Ar) ⁶⁾ 0.9-0.7 Ma (Wr K-Ar) ³⁾⁴⁾⁶⁾ 0.8 Ma (Zr FT) ⁶⁾ 0.9 Ma (Wr K-Ar) ⁶⁾
	扇状地堆積物	礫, 砂及び泥				
	低位段丘堆積物	礫, 砂及び泥				
	中位段丘堆積物	礫, 砂及び泥				
	高位段丘堆積物	礫, 砂及び泥				
前期-中期更新世 (カラブリアン期-チバニアン期)	火山麓扇状地堆積物	礫, 砂及び泥				
	東黒森山溶岩円頂丘	石英含有角閃石直方輝石単斜輝石安山岩				
	畑谷岩層なだれ堆積物	岩屑(巨大岩塊及びそれらの細片)				
	白鷹山西溶岩円頂丘群	斜長石斑状直方輝石単斜輝石安山岩				
	針生岩層なだれ堆積物	岩屑(巨大岩塊及びそれらの細片)				
	上芦沢堰止め湖堆積物	シルト, 砂及び礫				
	萩野火砕流堆積物	黒雲母石英含有単斜輝石直方輝石安山岩 火山岩塊, 火山礫及び火山灰				
	沼田火砕流堆積物	単斜輝石直方輝石安山岩軽石火山礫, スコ リア火山礫及び火山灰				
	白鷹山火砕流堆積物	単斜輝石直方輝石角閃石デイサイト火山岩 塊, 火山礫及び火山灰				
	白鷹山溶岩	単斜輝石直方輝石角閃石デイサイト溶岩				
鮮新世	今平流紋岩	流紋岩溶岩	珪長質マグマの 間欠的噴火	上半深海 ~大陸棚	急速な沈降	3.4 Ma (Zr FT) ⁶⁾ 6 Ma (Zr FT) ¹⁾
	大谷層(380 m ≥)	砂岩及びシルト岩。珪長質軽石火山礫凝灰 岩~凝灰岩を伴う。				
後期中新世	大暮山層(90-500 m)	砂岩及びシルト岩。流紋岩軽石火山礫凝灰 岩~凝灰岩, 流紋岩溶岩, テイサイト溶岩を 伴う。	バイモータル 火山活動	半深海	急速な沈降	7 Ma (Wr K-Ar) ⁵⁾ 13 Ma (Zr FT) ¹⁾ 9 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 15 Ma (Zr FT) ¹⁾ 18 Ma (Zr FT) ¹⁾ 23 Ma (Zr FT) ¹⁾
	水沢層(500-900 m)	暗灰色~暗褐色硬質シルト岩。流紋岩軽石 火山礫凝灰岩~凝灰岩及び凝灰質砂岩を 伴う。				
中期 中新世	大井沢層(1,000 m ≥)	砂岩, 礫岩, 暗灰色-暗褐色硬質泥岩・シル ト岩, 流紋岩溶岩・火砕岩及び安山岩~テイ サイト溶岩・火砕岩	バイモータル 火山活動	汽水域 ~半深海	急速な沈降	16-15 Ma (Bt K-Ar) ²⁾ 16 Ma (Wr K-Ar) ⁵⁾ 台島型植物群
前期 中新世	竜ヶ岳層(400 m ≥)	安山岩溶岩・火砕岩及び流紋岩火砕岩 (一部溶結)				
後期白亜紀	朝日山地東縁の深成岩類	細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	チタン鉄錳系列マグマ 深成-火山活動	大陸縁辺		90 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 94 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾ 77.3 Ma (Wr-Bt Rb-Sr) ⁷⁾ 84.9 Ma (Wr-Bt Rb-Sr) ⁷⁾ 87 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 93 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾ 97 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾
		細粒優白質黒雲母花崗岩				
		粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩。細 粒片状岩を伴う。				
		中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩				
		中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩				
		中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩				

Wr=全岩 Bt=黒雲母 Hb=角閃石 Zr=ジルコン K-Ar=K-Ar年代測定 FT=フィッシュトラック年代測定 Rb-Sr=Rb-Srアイソクロン年代測定
1) 吉田ほか(1985c) 2) 今田ほか(1986) 3) 長澤ほか(1995b) 4) 石井・齋藤(1997) 5) Hoshi *et al.*(1998) 6) 三村・鹿野(2000) 7) 本研究

第 2.5 図 荒砥地域の地質総括図

シルト岩からなり, 浅海生貝化石が産出する。

大暮山層と大谷層の年代については, *Denticulopsis katayamae*で特徴づけられる珪藻群集(Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998)を産することから, これまでは9-8 Maと考えられてきた。しかし, この年代は, 山形市柏倉の富神山を構成する大暮山層基底の安山岩溶岩の

全岩K-Ar年代7 Ma (Hoshi *et al.*, 1998)よりも古く, 下部の水沢層中部の火砕岩層の黒雲母K-Ar年代とほぼ同じなので, 層序に矛盾する。吉田ほか(1985)は水沢層基底と中部の火砕岩層(石倉火砕岩部層, 同幸生火砕岩部: 山形地学会, 1979b), 大暮山層基底の流紋岩火砕岩層(十八才火砕岩部層: 山形地学会, 1979b), 大谷層中の珪

長質軽石火山礫凝灰岩についてジルコンのFT(フィッシュン・トラック)年代を測定し、それぞれ、23.3, 18.0, 12.6, 5.8 Maの値を報告している。水沢層中の火砕岩層と大暮山層基底の火砕岩層のFT年代は黒雲母もしくは全岩のK-Ar年代や生層序が指示する年代よりも明らかに古く、異質ジルコンの混入が疑われる。未公表で、測定試料の詳細も不明ではあるが、山野井(2014)は、北隣「左沢」図幅地域にあって大谷層に重なる浅海堆積物(左沢層:山形県地学会, 1979a)について 4.0 ± 0.6 MaのFT年代値が得られていることを紹介している。これに基づけば、大谷層の年代は5-4 Maで、前期鮮新世の浅海成層ということになる。

後期鮮新世の堆積物は確認できないが、白鷹火山西側の最上川西岸にあって褶曲した新第三系を不整合に覆う小規模な溶岩ドーム(今平流紋岩)は3.4 MaのFT年代を示す。白鷹火山は、この後、200 万年以上の空白を置いて噴出した複合火山で、火山噴出物(白鷹山溶岩・火砕流堆積物、沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物、白鷹山西溶岩円頂丘群、東黒森山溶岩円頂丘)と上芦沢堰止め湖堆積物、針生岩屑なだれ堆積物、畑谷岩屑なだれ堆積物、火山麓扇状地堆積物からなる。白鷹山溶岩・火砕流堆積物と沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物は、白鷹山を頂点とする馬蹄形カルデラの外輪山の外側斜面をなして分布する。上芦沢堰止め湖堆積物は西黒森山の西側の谷を萩野火砕流堆積物が堰止めて生じた小さな湖沼に堆積したもので、針生岩屑なだれ堆積物がこれを覆い、外輪山西側斜面の広い範囲に分布している。白鷹山西溶岩円頂丘群は、白鷹山西側のカルデラ縁に沿って分布する白鷹山西溶岩円頂丘と狐越南溶岩円頂丘、狐越北溶岩円頂丘、西黒森山溶岩円頂丘からなる溶岩ドーム群で、針生岩屑なだれと下位の火山噴出物を覆う。畑谷岩屑なだれ堆積物は、馬蹄形カルデラ内を埋積し、一部はカルデラ縁を超えて外側斜面にまで広がっている。また、東黒森山溶岩円頂丘はカルデラ内にあって畑谷岩屑なだれ堆積物の上に噴出した溶岩ドームである。白鷹火山がなす外輪山の外側斜面と内側斜面には、白鷹火山由来の火山岩屑がなす扇状地が認められる。本報告では、白鷹火山の構成要素の1つである点を強調するために、これを長井盆地西縁の扇状地堆積物とは区別して火山麓扇状地堆積物とした。白鷹火山を除けば、本図幅地域に分布する第四系の多くは、最上川流域の、いわゆる沖積作用によって形成された堆積物で、現在、段丘堆積物として認められるものも、昔、最上川が蛇行し、流路を変えながら周辺に残っていった河川堆積物と考えられる。

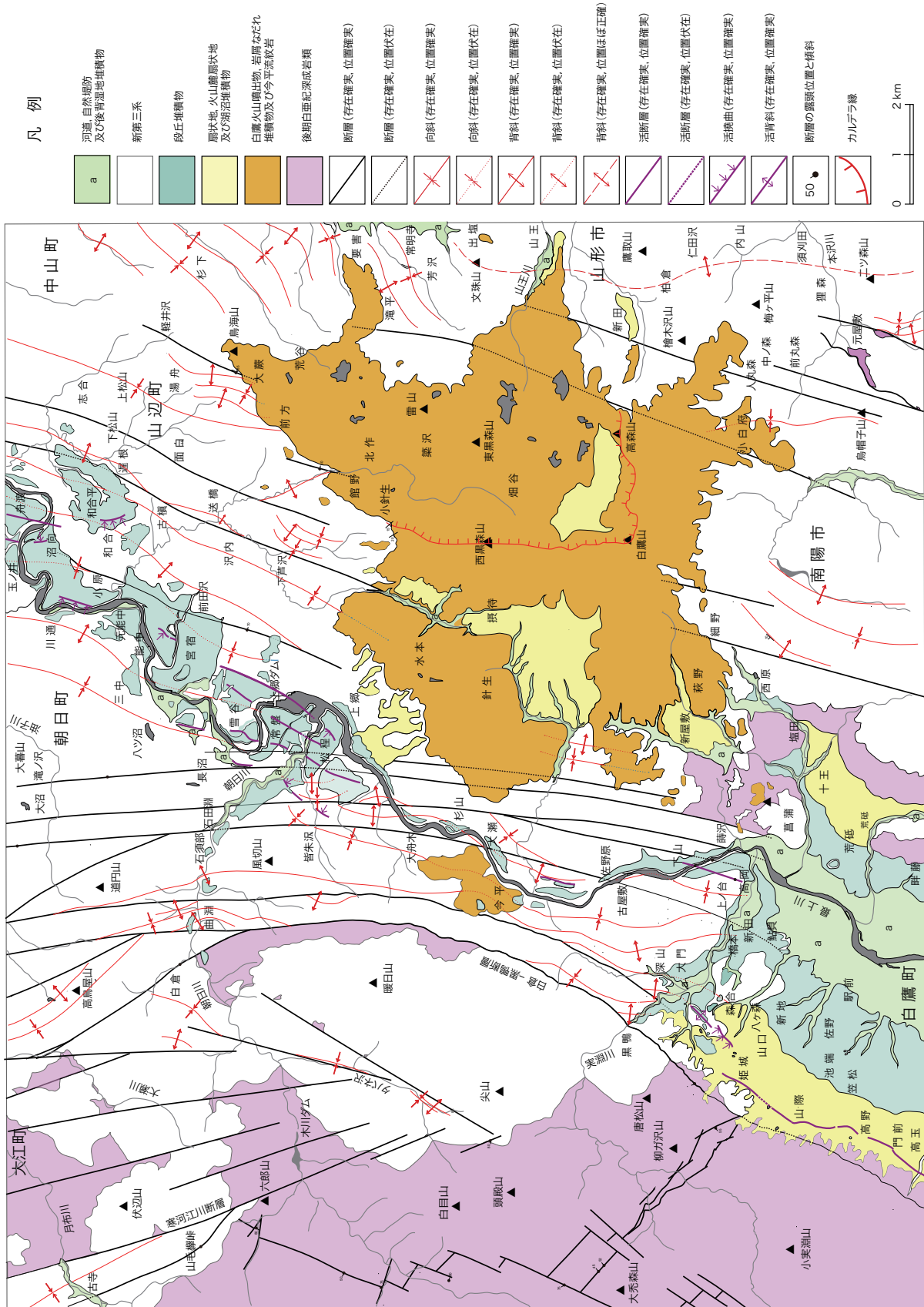
2.3 地質構造

本図幅地域内に分布する新第三系には断層・褶曲が多数分布する(第2.6図)。中でも変位が大きいのは、層位

落差が1,200 mを超える白倉-黒鴨断層(新称)である。この断層は、北隣「左沢」図幅地域から朝日町白倉付近の朝日川を横断し、暖日山の東側、白鷹町黒鴨の南側を通過してさらに南方へと続く逆断層で、西に60-80°傾斜し、走向は暖日山付近を境にやや西へ振れて円弧状を呈する。白倉-黒鴨断層の東側8 kmの範囲内に分布する新第三系は変形が著しく、ほぼ同方向に延びる波長約1 km、翼間角50-80°のやや閉じた褶曲をなし、ほぼ南北方向に延び、西に60-80°傾斜した断層群に断たれている。これらの断層は西もしくは東上がりで、右もしくは左横ずれし、傾斜方向よりも走向方向の変位が大きく、また、褶曲と斜交しているところもあって実的移动を読み取ることは難しいが、西側ほど古い地層が露出していることから、褶曲の配列と合わせて俯瞰すると南東-北西の圧縮と東西方向の圧縮を経て全体として西側が隆起したことが読み取れる。

この、白倉-黒鴨断層で代表される変形帯の東側では、褶曲の軸跡と断層の走向は北北東-南南西方向が優勢となって、断層の数は減り、褶曲の波長は2-3 kmまで広がって翼間角も80-120°と緩くなる。また、白倉-黒鴨断層の5-6 km西方にあって北隣「左沢」図幅地域へと連続する逆断層(寒河江川断層:皆川ほか, 1967)と白倉-黒鴨断層との間にも、新第三系を断って北北西-南南東もしくは南北~北東-南西方向に延びる、東もしくは西上がりの断層が認められるが、寒河江川断層と同様、尖山以南まで追跡できるものは確認されていない。褶曲の分布は局所的で、古寺付近の北北西-南南東方向の向斜は寒河江川断層と寒河江川断層から派生する断層に、また、白倉から南の一ツ沢にかけて北北東-南南西方向に延びる向斜と背斜は南北~北北東-南南西方向の断層に切られている。堆積物の岩相や堆積環境の変化などを考慮すると、これら新第三系の圧縮変形が始まった時期は早くとも大暮山層の堆積期で、その影響は大谷層まで及ぶ。前期鮮新世に噴出した今平流紋岩にはこれといった変形は認められない。しかし、長井盆地西縁に沿って分布する扇状地形などを変位させている長井盆地西縁断層(池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002; 山形県, 2002a, b; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)のほか、その北方延長上にも低断層崖、段丘面の撓曲や逆傾斜などの特徴的地形から推認される逆断層活撓曲が局所的に認められる(八木ほか, 2011)。これらの活逆構造は最上川沿いにあって白倉-黒鴨断層と並走しており、本図幅地域ではいままお圧縮変形が続いていると考えられる。

本図幅地域南東隅の元屋敷付近で南西から流下して本沢川に合流する沢に沿って北東-南西方向に伸びる断層は、露頭で直接観察することは確認できないものの、これを挟む粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩と大井沢層流紋岩溶岩火砕岩の分布から幾何学的に求められる傾斜は60°以下で、上盤側が大井沢層流紋岩溶岩火砕岩な



第 2.6 図 荒砥地域の地質構造図

ので、正断層と考えられる。本図幅地域ではこれ以外にそれと判断できるものは見つかっていないが、秋田県の男鹿半島や阿仁合地域では20–15 Maあるいはそれ以前から続く日本海開裂に伴って形成されたとみられる北東–南西方向の正断層が多数確認されており(鹿野ほか, 2011, 2012b; 鹿野, 2018), これもその1つと考えられる。

このほか後期白亜紀深成岩類にも断層は認められるが、新第三系・第四系まで及ぶものを除けば、その分布は、柳ヶ沢山やながさわやまから頭殿山とうどのさん、白目山しろめやまを経て六郎山ろくろうやまに至る尾根筋の西側に限定される。そこでは、3つの深成岩体(粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩)が、北西–南東の断層と、これを断つ北北東–南南西~北東–南西方向の横ずれ断層とによって分断されている。このステップ状の断層群が形成された時期とプロセスは不明であるが、これによって岩質の異なる岩体が接していることから、相接する岩体がすべて冷却した後、何らかの力によってそれぞれの岩体が岩体境界に沿って移動することで形成されたと考えられる。

2.4 地 史

本図幅地域に分布する深成岩類は朝日山地の古期深成岩類そのもので、西南日本の場合と同様、後期白亜紀にはこの地がユーラシア大陸東縁にあって火成活動が活発であったことを示唆する。西南日本では後期白亜紀から前期始新世まで広い範囲で火成活動が続くが、これは東北日本でも同じで、朝日山地では古期深成岩類(99–87 Ma: 小笠原ほか, 2018a, b)と新期深成岩類(69–66 Ma: 小笠原ほか, 2018a, b)が、また周辺地域では田川酸性岩類や朝日流紋岩類など、これより若い66–48 Maの火成岩類がもたらされている(通商産業省資源エネルギー庁, 1982a, b)。そして、中期始新世には沈静化したものの、後期始新世から再び火成活動が活発となってリフティングが始まり(Imaoka *et al.*, 2011)、アセノスフェア上昇に伴う地殻の隆起・剝削を経て、前期中新世には地殻が急速に拡大して西南日本、東北日本とも太平洋側へ移動して日本海が生まれる。さらに、前期中新世の終わり頃には日本列島の日本海沿いで急速なリフティングが起こった後、列島の短縮変形が始まったと考えられる(鹿野, 2018)。この説には未だ判然としないところもあるが、本図幅地域では前期中新世前葉(アキタニアン期: 23–20 Ma)に火山活動が活発になって安山岩溶岩や流紋岩火砕流堆積物(竜ヶ岳層)が噴出した後、前期中新世後葉(ブルディガリアン期: 20–16 Ma)のある時期、およそ17–16 Ma頃から急激に海進が始まって15 Ma頃には半深海となったことは確かである。砂岩礫岩から始まって泥岩シルト岩に至る大井沢層の上方細粒化がこれを反映している。竜ヶ岳層に始まる火山活動は、リフティングに伴っ

て活動の場を浅海から半深海へと移し、大井沢層や水沢層の堆積期には本図幅地域南部の吉野川及び本沢川流域を中心とした地域に海底火山体を形成し、火砕物あるいは再堆積物を周辺地域にもたらしている。

大井沢層に引き続き堆積した水沢層は貧化石シルト岩を主体としており、半深海の環境はこれが堆積した13–12 Maから大暮山層が堆積し始める8 Maにいたる時期(サーラバリアン期~トートニアン期)まで続いたと考えられる。大暮山層の堆積期に入ると、流紋岩火山礫凝灰岩~凝灰岩が流入し、おそらく山形市柏倉付近のデイサイト溶岩と安山岩溶岩や、文珠山もんじゅさんの流紋岩溶岩ドームも同じ頃に噴出したと考えられる。そして、大谷層の堆積期にかけて東方~南東方から酸性凝灰岩あるいは、これらの再堆積物が少なからず供給されるようになり、広い範囲に凝灰質砂岩が堆積した。その後、本図幅地域の南東部では大井沢層の流紋岩火山体にオンラップして再びシルト岩が卓越する様になるが、そのシルト岩から産出する底生有孔虫化石群は下位の水沢層よりも浅い大陸斜面上部~大陸棚の環境を示している。しかも、砂岩は本図幅地域の南東部で、シルト岩は北西部で卓越する。これらのことは、大暮山層の堆積期に入って海退と差別的隆起・沈降が始まり、陸域(隆起し始めた地域)に近い南東部では海退が、北西部にあって相対的に沈降した沖合の地域では細粒堆積物が堆積したことを示唆する。海退はその後も続き、大谷層(5–4 Ma)からは大陸棚の環境を示唆する化石が産出するようになり、さらに前期鮮新世の後半、4 Ma頃になると、5万分の1地質図幅「左沢」地域では砂礫を主体とし亜炭層を挟む左沢層が堆積する(山形地学会, 1979a)。

その後、しばらくの間、本図幅地域内での火山活動は衰えたが、鮮新世の中頃、3.4 Maに本図幅地域中央部で今平流紋岩が噴出し、褶曲した水沢層を不整合に覆って小さな溶岩ドームを形成する。そして再び、長い休止期を経て、1 Ma頃に白鷹火山の火山活動が始まり、最上川沿いでは河川堆積物が堆積し始める。

白鷹火山は安山岩やデイサイトの溶岩と火砕流(白鷹山溶岩・火砕流堆積物、沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物)を噴出しながら成長したが、休止期に入ると、萩野火砕流堆積物が堰止めた沢の一部に生じた湖沼に周辺の碎屑物が流入して上芦沢堰止め湖堆積物に代表される湖成堆積物をもたらした。また、白鷹山付近からその北側にかけて存在していた山体の西斜面が崩壊して岩屑なだれが発生し、最上川右岸までおしよせて針生なだれ堆積物をもたらした。その後、白鷹山付近から西黒森山にかけて溶岩ドーム群が噴出し、引き続き白鷹山付近からその北側にかけて存在していた山体が再び崩壊し、ここからはるか北方の鳥海山に至る地域と白鷹山の南麓及び東麓に畑谷岩屑なだれ堆積物をもたらした。さらに東黒森山溶岩円頂丘が畑谷岩屑なだれ堆積物の上に噴出し

たが、これを最後に白鷹火山の噴火は止み、溶岩や火砕流堆積物、岩屑なだれ堆積物が風雨にさらされて風化し流出した碎屑物が白鷹火山の山麓に堆積した。また、鮮新世以降に顕在化した隆起にともなって朝日山地からもたらされた碎屑物が最上川流域の長井盆地西縁や五百川峡谷、そしてさらに下流の地域に堆積して、扇状地や氾濫原などを形成した。現在、最上川流域に段丘堆積物として認められるものの多くは昔、最上川が蛇行し、流路を変えながら周辺に残していった河川堆積物である。

新第三系の地層群の変形が始まった時期は判然としな

いが、大暮山層の堆積期には粗粒の碎屑物が優勢となるので、その頃には周辺の地殻が隆起して削剥されるようになったと推測される。また、今平流紋岩が褶曲した水沢層を覆っていることや、5万分の1地質図幅「左沢」地域に分布する左沢層が下位の中新統と同様に變形していることからすれば、鮮新世の始め頃には、大方の褶曲や断層ができあがったと考えることはできる。しかし、この變形は停まったわけではなく、それまでの變形構造と同じ方向に延びた断層や撓曲がいまなお形成されつつある。

第3章 朝日山地東縁の深成岩類

(久保和也)

本図幅地域西縁部には、斑れい岩質～花崗岩質岩類が分布している。それらの深成岩類の大半は、本図幅地域西隣、朝日岳地域の朝日山地に広範に分布する白亜紀深成岩類(朝日団体研究グループ, 1987など)と分布が連続し、朝日山地を取り巻いて分布する新第三系によって不整合若しくは断層境界でその北縁～東縁を画されている(大沢ほか, 1987; 土谷ほか, 1999; 大平ほか, 2016など)。

本図幅地域内に分布する深成岩類についての既公表研究資料は数少なく、包括的な記載岩石学的報告は小縮尺地質図幅(大沢ほか, 1987; 土谷ほか, 1999など)のみであるが、本図幅地域に隣接する朝日山地に分布する深成岩類については小倉(1957)をはじめ多数の研究報告が公表されている。それらの概要については2.1研究史の項で詳述したので、ここではそのうちで本図幅地域内の深成岩類と関係深いと判断されるものについて略述する。

朝日山地及びその周辺地域についての詳細な記載岩石学的報告としては、朝日団体研究グループによる研究(朝日団体研究グループ, 1987, 1995)があげられる。当該研究では朝日山地南西部の深成岩類を分布・岩質・相互関係に基づいて13の岩体に区分し、それらを古期深成岩類(5岩体)と新期深成岩類(8岩体)に大別した。また、安藤・志村(2000)は朝日山地南西部荒川源流域の調査に基づいて朝日山地の火成活動を3ステージに区分し、あわせて花崗岩類のSr同位体年代を測定した。また、志村ほか(2002)及び加々島ほか(2015)は、朝日山地の深成岩類のSr同位体初生値が阿武隈花崗岩類のものより高いことから、安藤・志村(2000)と同様、朝日山地の深成岩類を領家帯に対比した。

加々島ほか(2015)は朝日山地の珪長質塩基性火成活動に着目し、本地域の古期深成岩類のうちの最古期とされる西朝日複合岩体について野外調査と岩石化学的研究を行い、希土類元素組成・S-Nd同位体組成等に基づいて岩石成因論的検討を行った。大平ほか(2016)は、上記朝日団体研究グループの調査地域にその北東部・東部・南部を加えた範囲について火成岩類の再区分と時階区分を行い、古期深成岩類は6岩体、新期深成岩類は13岩体で構成されるとした。これらの野外調査を基にした研究に加えて、近年は深成岩類の同位体年代測定に関する研究も増えてきている(例えば、小笠原ほか, 2015, 2018a, b; 加々島ほか, 2017)。それらによれば、古期深成岩類と新期深成岩類から得られたU-Pb SHRIMP年代値は各々

99–87 Ma及び69–64 Maの範囲である(第2.3図)。また本図幅地域及び北接する地域の花崗岩質岩類についてのCHIME年代値として108–91 Maが、U-Th-Pb年代値として108 Maが報告されている(大友ほか, 2006, 2010, 2011)。

3.1 朝日山地東縁の白亜紀深成岩類の岩石区分と分布

本図幅地域西縁部には、白亜紀の斑れい岩質～花崗岩質岩類が分布している。本図幅地域に分布するそれらの深成岩類についての野外調査及び記載岩石学的検討の結果、各深成岩類を相互の成因関係に基づいてグループ分けすることについて明快な結論が得られなかった。したがって本研究では岩体としての設定・区分は行わず、朝日山地東縁の深成岩類として一括し、記載岩石学的特徴と貫入関係に基づいて岩石種毎に区分し(第3.1図)、記載することとした。

本地域内に分布する深成岩類は、記載岩石学的特徴や貫入関係及び分布の連続性などから7つの主要岩石種に区分される。なお、本図幅地域の各岩石種と朝日山地の深成岩類を構成する各岩体との対応関係は、現時点ではごく一部を除いて不明である。

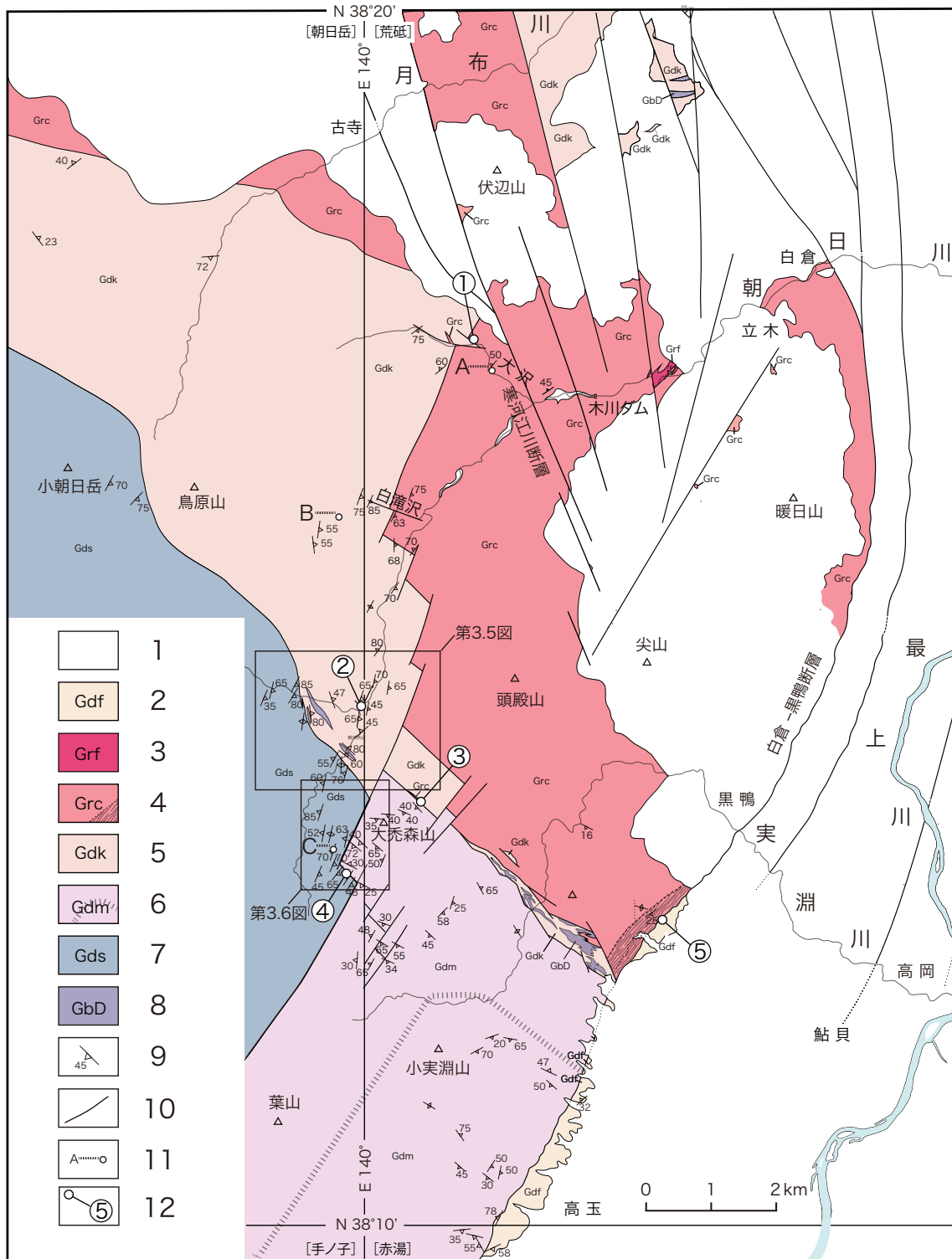
本図幅地域に分布する主要な白亜紀花崗岩類は以下の通りである。

1: 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩(GbD), 2: 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds), 3: 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm), 4: 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk), 5: 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc), 6: 細粒優白質黒雲母花崗岩(Grf), 7: 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdf)。

細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩を除いて、各岩類はこの順に晶出及び／もしくは貫入固結している(第3.2図)。細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdf)と他の白亜紀花崗岩質岩類の間では、貫入の前後関係を示す直接的な証拠は得られていない。

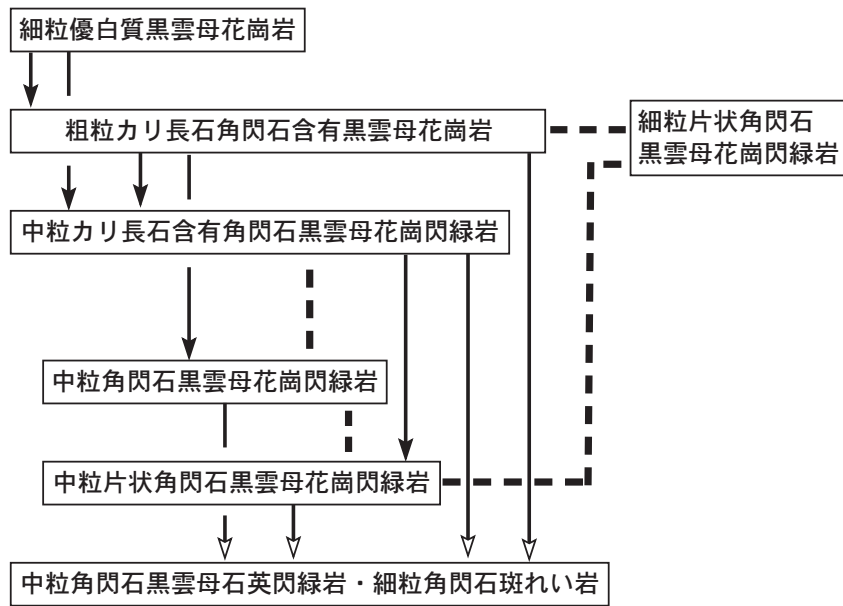
これらの花崗岩類のモード組成を第3.3図に示す。

各岩類の岩石帯磁率はいずれも低い値を示す。花崗岩類は 0.2×10^{-3} SIU以下、花崗閃緑岩類は $0.1\text{--}0.3 \times 10^{-3}$ SIU、斑れい岩及び石英閃緑岩は 0.5×10^{-3} SIU前後(携帯用カップメータによる測定)であり、本図幅地域の花崗岩質岩類は全てチタン鉄鉍系の花崗岩類に分類される

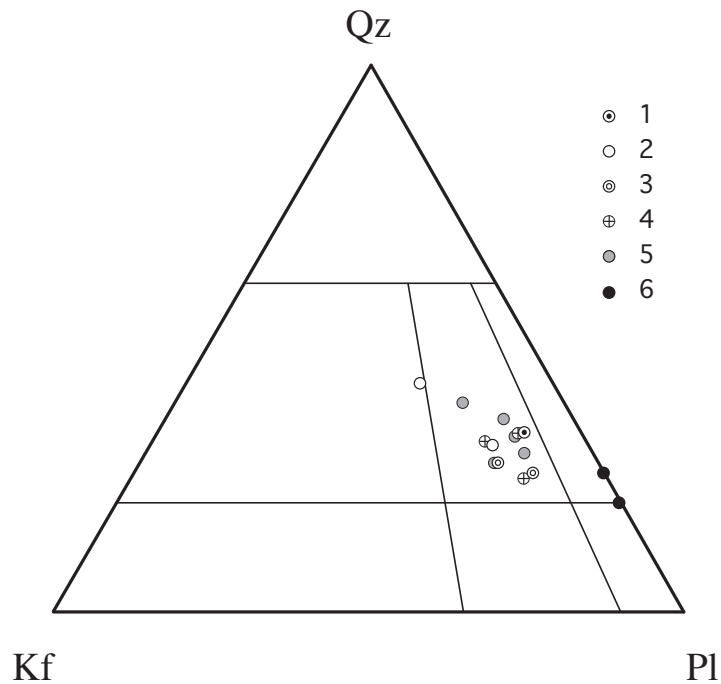


第 3.1 図 朝日山地東縁深成岩類分布図

1 = 新第三系, 2 = 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf), 3 = 細粒優白質黒雲母花崗岩 (Grf), 4 = 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) (地紋部は弱片状の岩相), 5 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk), 6 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) (破線は北部岩相と南部岩相のたまかな境界), 7 = 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds), 8 = 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD), 9 = 鉱物の定向配列, 10 = 断層, 11 = 年代測定試料の岩石名・番号と採取位置 (A: 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 [38°17'15"N, 140°1'8"E]; B: 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 [38°16'N, 139°59'33"E]; C: 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 [38°13'14"N, 139°59'28"E]), 12 = 断層露頭位置 (数字は露頭番号).



第 3.2 図 荒砥地域に分布する花崗岩類の相互関係
 黒矢印=貫入境界での確認に基づく前後関係, 白矢印=捕獲岩の
 確認のみに基づく前後関係, 破線=断層関係のみ確認.



第 3.3 図 花崗岩類のモード組成
 1 = 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf), 2 = 粗粒カリ長石角閃石
 含有黒雲母花崗岩 (Gre), 3 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃
 緑岩 (Gdk), 4 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm), 5 = 中粒片状角
 閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds), 6 = 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃
 石石英閃緑岩 (GbD).

(Ishihara, 1977; 金谷・石原, 1973).

本図幅地域西縁部から西隣の朝日岳地域にかけての朝日川上流域及び支流は、多様な岩石種と多数の断層が分布し、岩石の片状組織(鉱物定向配列)がなす面構造の方位変化も顕著なので、その詳細の一部を第3.5図と第3.6図に示した。

3.2 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD)

分布及び産状

細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD) は、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中で捕獲岩状をなして局所集中的に分布する。

細粒角閃石斑れい岩は中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩に比べて量的に少なく、中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩中に捕獲岩状に包有される事が多い。また細粒角閃石斑れい岩のみで捕獲岩を構成している場合や、斑れい岩と石英閃緑岩が混成岩状に入り混じっている場合もある。また中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) 及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) 中の捕獲岩として認められる。

これらの苦鉄質岩は、本図幅地域及びその周辺地域内では、以下の3地域に比較的まとまった分布が確認されている。

その第1は^{おおえ たかどやさん}大江町高鳥屋山の西方1.5 kmの地点である。その第2は、^{しらたか おおほげもりやま}白鷹町大禿森山東方1 kmの北西-南東方向にのびる峡谷を経て南東方向に3 kmに渡って連続し、粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩分布域の南縁を画している一列の断層群と、それから分岐してその南側に並走し中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩分布域の北縁を画するもう一列の断層群とに挟まれた細長い帯状の地域である。その第3は本図幅地域西隣の「朝日岳」図幅地域東縁部に位置する朝日鉱泉の西方700 mから、南方700 mにかけての地域である(第3.1図、第3.5図)。

第1の地域では、混成岩状の斑れい岩と石英閃緑岩が、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中の捕獲岩として複数見出される。それらは幅約50-100 mで西北西-東南東方向に細長く伸びる分布を示している。

第2の地域では、北西-南東方向の2列の断層群の間に、細粒の斑れい岩を捕獲岩として多数含有する石英閃緑岩と、それに貫入する中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) がほぼ等量分布する。両者の境界は入り組んだ貫入境界の場合と平面的な剪断面の場合が認められる。地質図では、苦鉄質岩類の分布は比較的大規模なもののみを簡略化して示してある。本地域の中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) は、朝日川上流域に分布する本岩相に比べて、より細粒・苦鉄質で、カリ長石が目立たない。これらの苦鉄質岩と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) は、本地域の南端部で粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) によって

貫かれている。

第3の地域では、朝日鉱泉の約700 m南西を北西-南東方向に延びる中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 分布域南西縁に沿って、その200-300 m内側(北東側)に苦鉄質の捕獲岩が細長く分布する(第3.5図)。朝日鉱泉の約700 m西方では、やや細粒の石英閃緑岩が、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中の捕獲岩体として、幅50 m、長さ500 m以上に渡って細長く分布している。この石英閃緑岩中には細粒角閃石斑れい岩の捕獲岩が随所に認められる。母岩との境界は南方に急傾斜しており、周辺にレンズ状の苦鉄質捕獲岩が多数認められる。また朝日鉱泉南方700 mの地点、すなわち分布域南縁の100 m北方の中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中には、幅40 mで北西-南東走向、北に急傾斜のレンズ~板状苦鉄質捕獲岩体が認められる。この苦鉄質岩は細粒角閃石斑れい岩で構成され、周囲の中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) からの分岐脈によって貫入されている。また、苦鉄質捕獲岩体周辺には長さ数10 cm前後の扁平な苦鉄質捕獲岩が複数認められる。

以上の他に、細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD) は、中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) 及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) 中に、長径10-30 cm前後の優黒質捕獲岩として多数含まれている。これらの捕獲岩は、上述の細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩と同様の優黒質で等粒状完晶質の外観と長径8 mm前後の自形角閃石の存在から、一般の白亜紀花崗岩類中に普遍的に認められる細粒閃緑岩質のいわゆる暗色包有物とは明瞭に区別される。鏡下で熱変成によると判断される再結晶組織は認められず、岩石の境界が不明瞭であることから、本岩類は母岩に捕獲された時点では十分に冷えきっていなかった可能性が高いと判断される。

斑れい岩から花崗岩までの多様な深成岩類で構成される朝日山地深成岩類の活動が全て白亜紀であることと、それらの白亜紀深成岩類と本苦鉄質岩類との記載岩石学的相似性、及び後述のように本苦鉄質岩類の母岩が白亜紀生成であることから判断して、本図幅地域の細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD) は白亜紀の生成と判断した。

なお、本図幅地域及びその周辺地域には、細粒角閃石斑れい岩や中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩の貫入岩体は見出されていない。

3.2.1 細粒角閃石斑れい岩

岩相及び産状

本岩は細粒優黒質の均質岩で、長径2 mm前後以下の斜長石とその粒間を埋める微細な苦鉄質鉱物からなる基質部とで構成され、この基質部は糖晶質な外観を呈する

ことが多い(第3.4図の1)。花崗閃緑岩類中の捕獲岩として産する場合と、中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩(以下石英閃緑岩と略記)に随伴してその捕獲岩もしくは混成岩状をなす場合とがある。本岩中の斜長石の粒径は産状による変化が大きく、石英閃緑岩中の捕獲岩状の場合は径3mm前後とやや粗粒である。

岩石記載

細粒角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・角閃石・黒雲母

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・緑泥石・絹雲母・ぶどう石

鏡下では、斜長石は自～半自形で、一般に長径0.5-1mmの細粒であるが、その他に長径3mm前後の粒子が少量散在する。前者は正累帯し、並行配列することが多い。後者は振動累帯する高An組成のコアと正累帯する低An組成のリムからなる累帯構造を示す。角閃石は半自形-他形、緑褐色で結晶中央部は濃褐色である。粒径は0.5-2mmでしばしばモザイク状集合体を構成する。黒雲母は径1-5mmの他形粒状で、濃褐色である。微細な自形斜長石を多数内包してポイキリティック組織を示すことが多い。不透明鉱物には細長い粒子(チタン鉄鉱であろう)と等次元状の粒子とが認められる。

3.2.2 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩

岩相及び産状

中粒～やや細粒、灰白-灰黒色の均質岩で、主として斜長石と角閃石から成り、黒雲母を少量伴う。自形性の強いやや粗粒の角閃石(長径6-8mm)が散在する。石英が細粒で含有量も少ないので、本地域の花崗閃緑岩類と比べて全体的に不透明な印象を与える(第3.4図の2)。岩石の切断面画像(第3.4図の2)では角閃石の輪郭がやや不明確な印象であるが、これは暗色の細粒石英が角閃石の外縁に沿って集中分布しているという本岩の特徴的な組織をモノクロ画像化したことに起因する。第3.4図のうち、中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)や中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)の場合にも同様の傾向が若干認められる。

本岩は花崗閃緑岩類中に様々な規模の捕獲岩として産する。中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)中では幅数mから数10m、長径が数10-数100mと比較的大規模な分布を示し、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)及び中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)中では径数m以下の小岩体もしくは長径20cm以下の包有物状である。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・角閃石・黒雲母

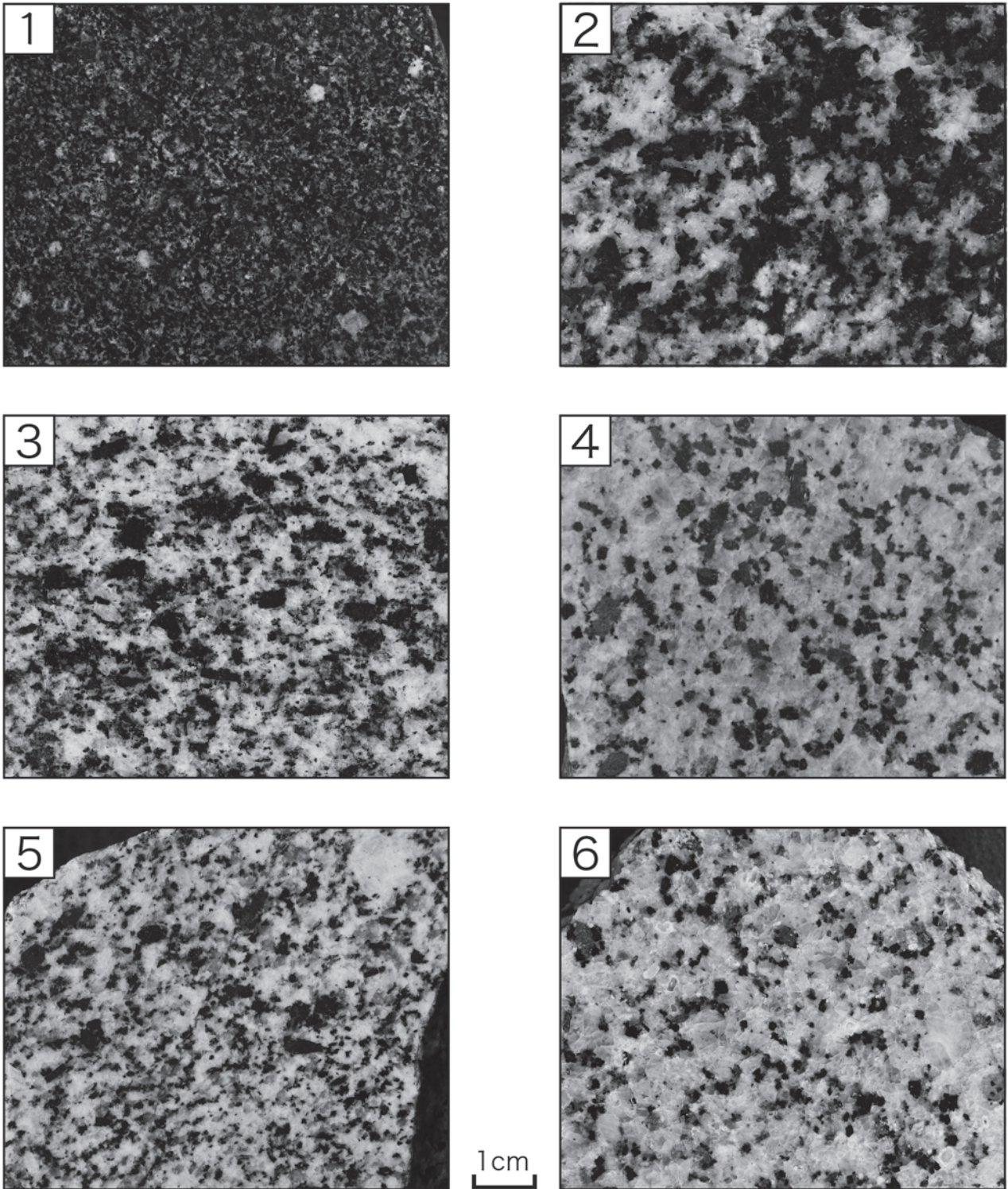
副成分及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・緑泥石・絹雲母・ぶどう石

鏡下では、斜長石は自～半自形、長径3-8mmで、ほぼ均質な高An組成の中心部をとりまいて振動累帯する幅広のコアと、低An組成の正累帯するリムからなる。コアの縁部近くにはAn組成に富む狭い帯状部が発達することがある。コア部の高An組成部は微細な絹雲母によって輪状に交代されていることが多い。石英は径2mm以下の他形で、弱い波動消光を示す。角閃石をとりまいてその周縁に分布する傾向が認められる。角閃石は自～半自形、緑褐色である。角閃石の産状には、自形性の良い径1mm以下の細粒結晶の場合と、径5mm前後の半自形結晶の場合とがあり、一般に両者は同一薄片内で混在しない。後者の半自形結晶は多くの場合淡緑色角閃石及び緑泥石に交代されている。前者の細粒粒子は、径3-4mmの粒状集合体もしくは斜長石粒間を埋める他形集合体を構成する。長方形の粒状集合体を構成する場合もあり、その同心円状の内部構造から元は粗粒の単結晶であったと推定されるものもある。角閃石のこのような細粒集合体状の組織は熱による再結晶組織と考えられるが、その発達の間隔は地域毎・試料毎に様々である。黒雲母は径3mm前後以下の半自～他形、濃い褐色で、緑泥石及びぶどう石による交代が顕著である。内部に細粒の自形斜長石を多数包有する、半自形のポイキリティック組織が発達する場合もある。この場合、黒雲母の粒径は最大8mmに及び、5cm前後の間隔で分散している。不透明鉱物は微細粒状で、角閃石及び黒雲母に包有されることが多い。

本岩は細粒優黒質の斑れい岩を相伴うことが多く、その大きさは径数cmから数10mと様々である。また両者が混成岩状に入り混じっている場合も認められる。一方均質な斑れい岩に対して石英閃緑岩がシャープな境界で貫入している場合も認められる。第3.7図はその一例で、鏡下では石英閃緑岩と斑れい岩の境界部にやや特異な産状が認められる。

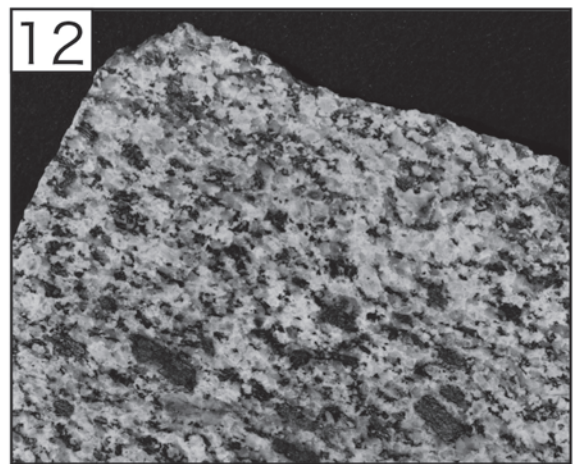
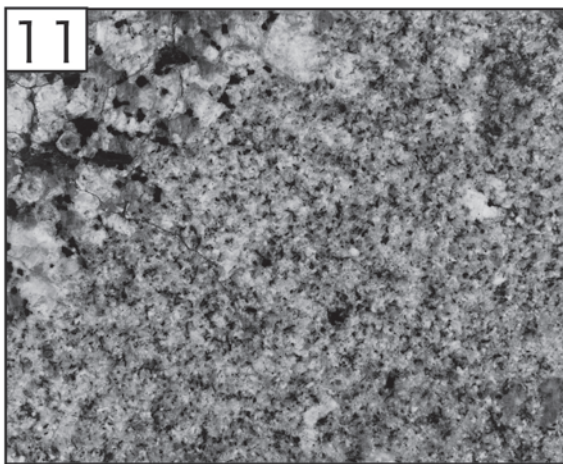
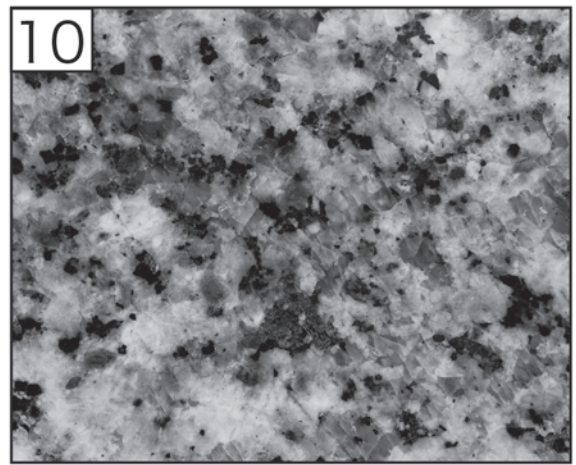
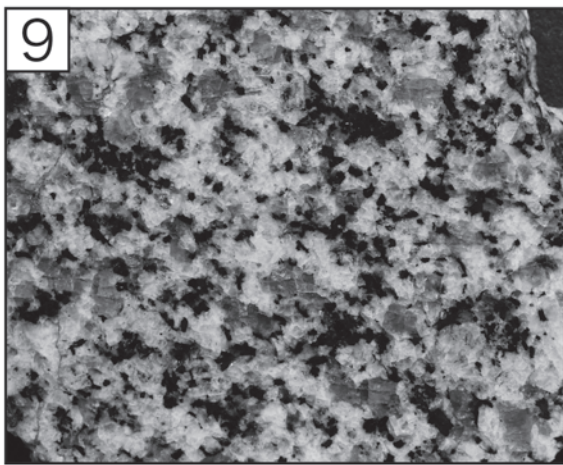
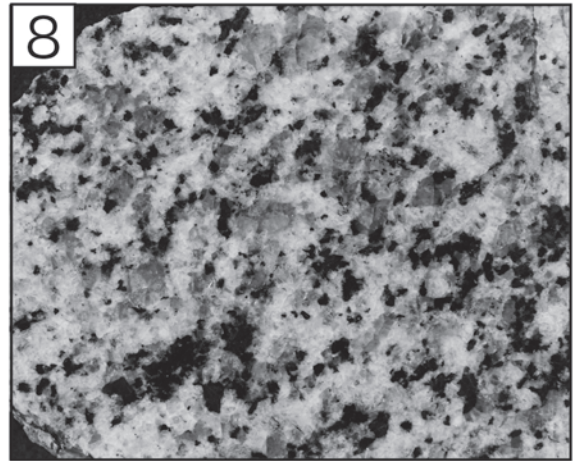
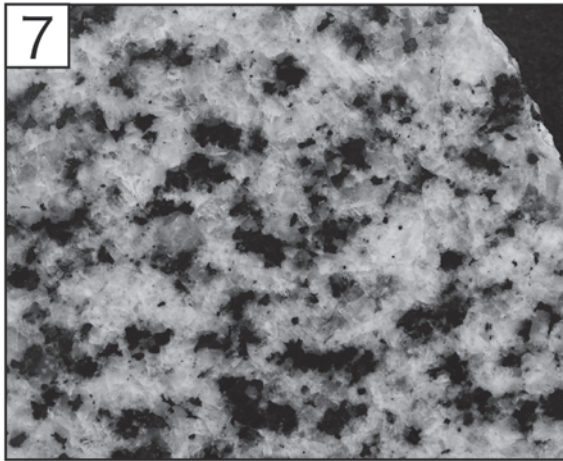
細粒角閃石斑れい岩に貫入している中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩の最外縁は斜長石と角閃石の自形結晶面で構成され、細粒角閃石斑れい岩との間には斜長石・角閃石・不透明鉱物の細粒結晶で構成される斑れい岩質の薄層が断続的に分布している。

すなわち、斑れい岩に貫入している石英閃緑岩の最外縁は斜長石と角閃石の自形結晶面で構成され、斑れい岩との間には斜長石・角閃石・不透明鉱物の細粒結晶からなる厚さ数mmの斑れい岩質薄層が断続的に分布している(第3.7図、1のF)。この薄層中の自～半自形結晶粒子は、石英閃緑岩の外縁を構成する粗粒結晶面に沿って調和的に並行配列している(第3.7図、2、3)。薄層中の斜長石は明瞭な累帯構造を有しない点で斑れい岩中の斜長石と識別される。また、石英閃緑岩由来の斜長石・角閃石



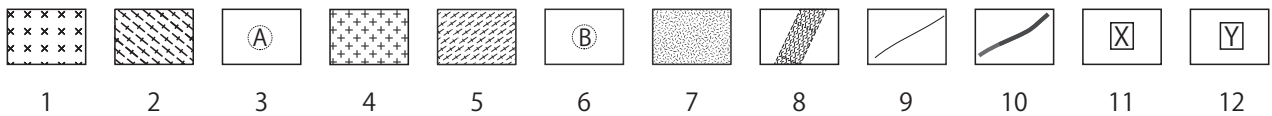
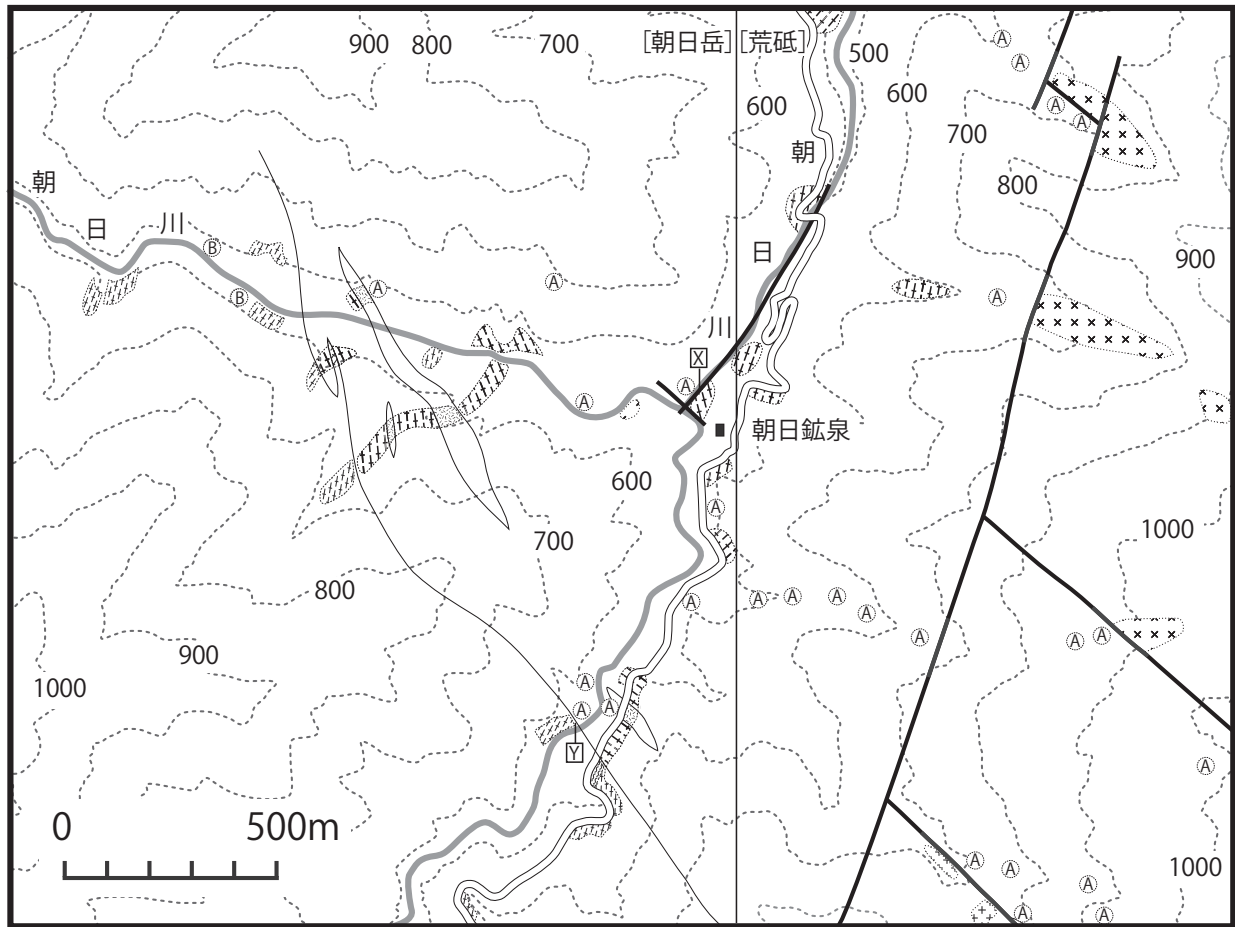
第 3.4 図 深成岩類の研磨岩片写真

1：細粒角閃石斑れい岩 (GbD) (白鷹町柳ヶ沢山の西北西 1.1 km). 2：中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD) (白鷹町柳ヶ沢山の西北西 1.1 km). 3：中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) (白鷹町大禿森山の南西 900 m). 4：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) の北部岩相 (白鷹町大禿森山の南東 1700 m). 5：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) の南部岩相 (白鷹町小実淵山の東南東 1,750 m). 6：長井地域の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (長井市松葉沢山の南 500 m).



1cm

7：中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) (朝日町朝日川上流白滝の西 650 m). 8：中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) の局所的岩相 1 (朝日町朝日川上流朝日鉱泉の南 450 m). 9：中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) の局所的岩相 2 (白鷹町大禿森山の北北東 600 m). 10：粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) (朝日町六郎山の南 270 m). 11：細粒黒雲母花崗岩 (Grf) (朝日町白滝の北 250 m). 12：細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf) (長門市白兔西の西北西 1,500 m).



第 3.5 図 朝日川上流域、朝日鉱泉周辺地域の岩相分布

1 = 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc), 2 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk), 3 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 小露頭, 4 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm), 5 = 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds), 6 = 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) 小露頭, 7 = 細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (GbD), 8 = 強片状構造の発達部, 9 = 岩相境界, 10 = 断層, 11 = 断層露頭 2 (第 3.12 図), 12 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) と中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) の境界露頭の位置. 凡例 2 と凡例 5 の + 記号の長軸方向は鉱物定向配列がなす面構造の走向を示す (第 3.1 図参照).

の粗粒自形結晶を内部に包含している (第 3.7 図, 2, 3). この薄層との接触境界近傍の斑れい岩中には、境界面に沿うような結晶の定向配列が認められる場合と認められない場合がある (第 3.7 図, 2).

鏡下におけるこのような産状は、石英閃緑岩が斑れい岩中に貫入した際に、両者の境界部に流動可能な斑れい岩質の細粒結晶相が存在していたことを示している。この斑れい岩質薄層が石英閃緑岩マグマと斑れい岩マグマのいずれに由来するものかは明らかではない。

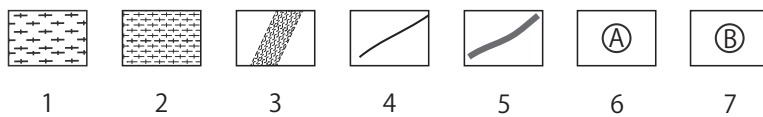
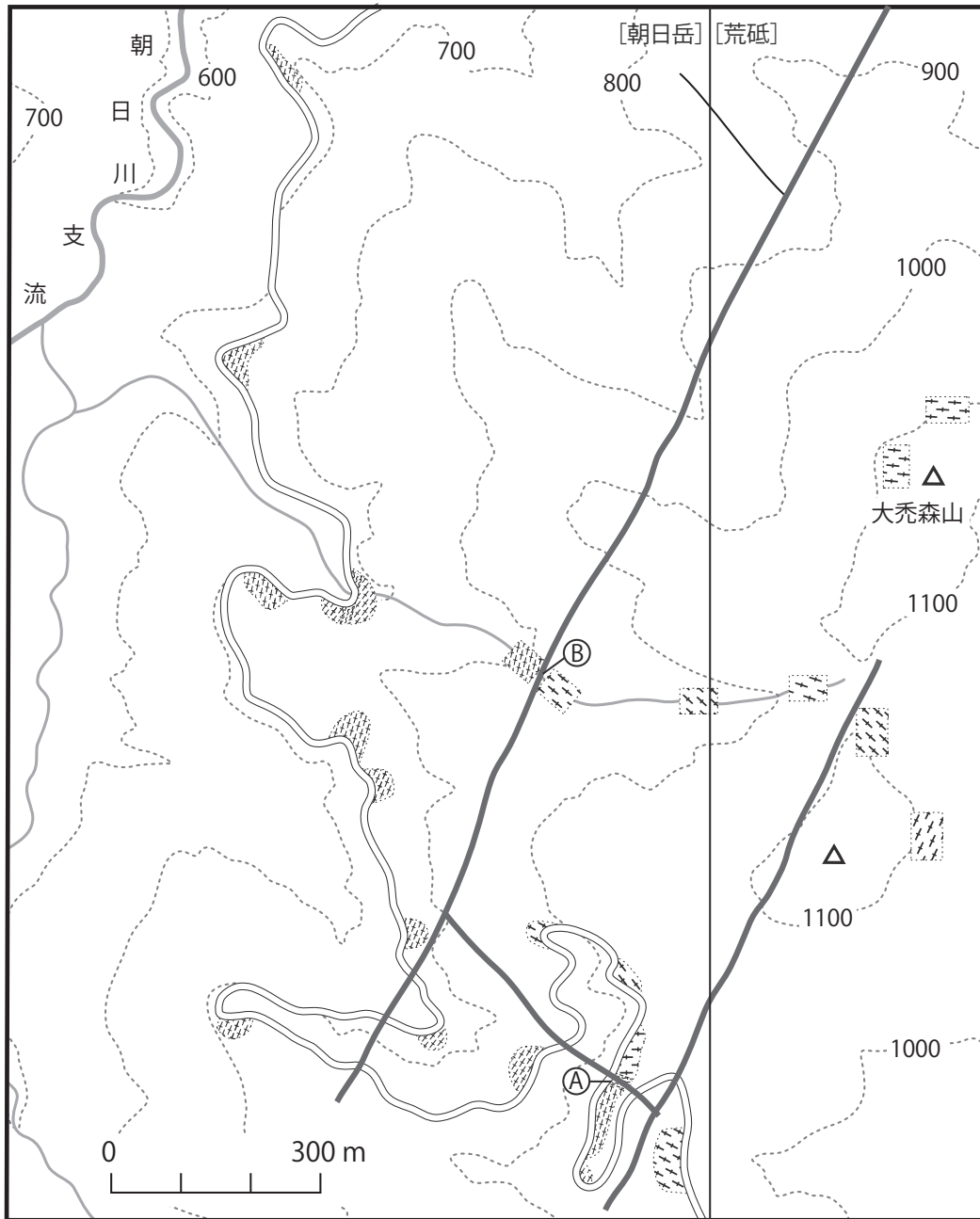
ただ露頭規模では、斑れい岩は石英閃緑岩及びその分岐岩脈によって明瞭に貫入されているので、斑れい岩の固

結は石英閃緑岩のそれより先行していたと言える。斑れい岩と石英閃緑岩は結晶集積後一体となって花崗閃緑岩類の貫入を受け、捕獲されたものと推測される。

3.3 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds)

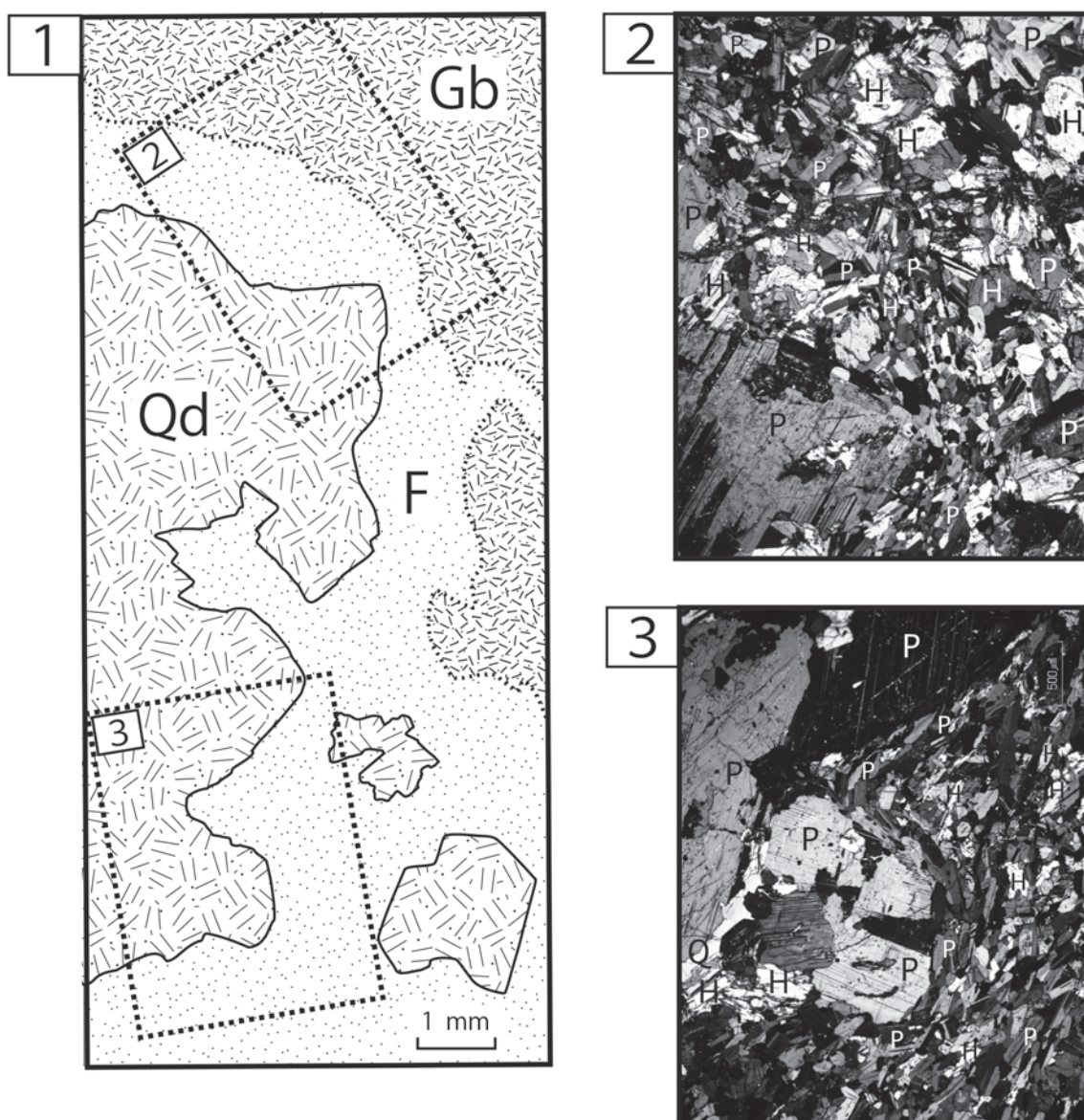
分布及び対比

本岩は、本図幅地域西隣「朝日岳」地域の朝日町小朝日^{こあさひ}岳山頂と、本図幅地域の白鷹町大禿森山山頂を結ぶ直線を分布のほぼ北限として、その南側に広範囲に分布している (第 3.1 図)。



第3.6図 大禿森山の西方及び南西地域の岩相分布

1 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm), 2 = 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds), 3 = 強片状構造の発達部, 4 = 岩相境界, 5 = 断層, 6 = 断層露頭4 (第3.14図), 7 = 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) を境する断層露頭. 凡例1及び凡例2の+記号の鉱物定向配列がなす面構造の走向を示す (第3.1図参照).



第 3.7 図 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩と細粒角閃石斑れい岩の境界部(朝日町朝日川上流の朝日鉱泉から西北西に 800 m 上流の北岸)

1: 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩と細粒角閃石斑れい岩の境界部の岩相変化. 2: 図 1 中の四角枠 2 の範囲の鏡下写真(直交ポーラ). 3: 図 1 の四角枠 3 の範囲の鏡下写真(直交ポーラ). Qd = 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩, Gb = 細粒角閃石斑れい岩, F = 細粒の斑れい岩質薄層, P = 斜長石, Q = 石英, H = 角閃石.

本図幅地域内での本岩の分布はごく限定的で、本岩分布域の最東北端部が、大禿森山山頂の北西 450 m の西側斜面にごく小範囲露出しているのみである。

本研究で確認された本岩の分布範囲から判断すると、本岩は大平ほか(2016)の区分による朝日山地火成岩類古期岩体のうちの^{なかだけ}中岳岩体に対比される。

岩相及び産状

本岩は中粒灰白色の均質岩で、主として角閃石と黒雲母からなる苦鉄質鉱物による鉱物定向配列(片状構造)

の発達が顕著である。角閃石は一般に長径 3 mm 以下と細粒であるが、それに加えて自形性の強い長径 5-7 mm の結晶が 2-5 cm 間隔で分布しており、本岩を特徴づけている(第 3.4 図の 3)。黒雲母はモード比が 10-15 % で、角閃石(5 % 以下)よりはるかに高いが、粒径が 3 mm 以下と細粒であるため肉眼では目立たない。長石類と石英は灰白～暗灰色で、等粒状組織が一般的である。

長径 20 cm 以下の楕円状の包有物が 1 露頭あたり数個程度認められ、それらには細粒閃緑岩質のものと、粗粒自形角閃石の散在で特徴づけられる石英閃緑岩由来と考

えられるものがある。

本図幅調査で確認された本岩分布域を第3.1図、第3.5図、第3.6図に示す。本岩の北側には中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)が分布し、東側には中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)が分布している。

本岩と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)との境界露頭は朝日鉱泉南南西800mの朝日川支流左岸で観察される(第3.5図Y地点)。ここでは中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)中にその片状構造(N35°E55°N)とほぼ調和的に中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)のやや細粒の岩相が貫入している。貫入境界はやや不明瞭である。

中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)との境界近傍の中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)は片状構造の発達が顕著で、その方位や苦鉄質捕獲岩体の分布が両岩相の境界と調和的であり、一方中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)中の片状構造はこの境界と大きく斜交している。

本岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)とは北西-南東系及び北東-南西系の断層によって境されている。北西-南東系の断層による岩石境界は大禿森山南西約1150mの林道沿いで観察できる(第3.1図の④地点、第3.6図の④地点)。ここでは細粒岩片で構成される幅約2mの破碎帯(方位はN75°W35°N)を挟んでその北側に中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)が、南側に中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)が分布している。断層近傍の花崗閃緑岩中の片状構造は、中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩ではN20°E53°S、N45°E60°S、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩ではN30°W75°S、N55°W25°Sなどである。

北西-南東系の断層による岩石境界の一つは、大禿森山南南西約650mを西へ下る沢の屈曲部に位置している(第3.6図の③地点)。この地点の花崗閃緑岩は強い剪断変形が発達し、その上流域を構成する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)の片状構造の方位はN43°W72°Sを示す。沢の屈曲部の50m西方(下流)では粗粒自形の角閃石が目立ち片状構造の発達が顕著な中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)が露出しており、その代表的な方位はN20°E63°Nである。

岩石記載

中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母
副成分及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・スフェン・ジルコン・緑泥石・絹雲母

鏡下では、斜長石は自～半自形粒状で、一般に長径1.5-2.5mmであるが、長径5mm前後の自形性の良い粗粒結晶が少数散在する。正の振動累帯を有する幅広いコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造が認められ、コアとリムの境界は漸移的である。カリ長石は他結晶粒間に少量認められ、

マイクロクリン組織を有する。石英はレンズ状もしくは間隙充填状で、前者は長径が5-7mmに及び、波動消光とサブグレイン化が顕著である。角閃石は長径2-4mmの半自形で、褐緑色である。黒雲母は2-4mmのレンズ状～他形で褐色である。周縁部を多数の微細なスフェン粒子に縁取られることが多い。不透明鉱物はごく細粒、微量で黒雲母に伴われることが多い。

本岩は変形構造が顕著で、その主要なものは以下の通りである。

1：斜長石の曲げ、破断。斜長石の破断面は石英の薄層で充填されていることが多い。2：石英のサブグレイン化と波動消光。3：斜長石・角閃石の定向配列。4：黒雲母のフィッシュ状形態、撓み・曲げの発達。

3.4 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)

分布及び対比

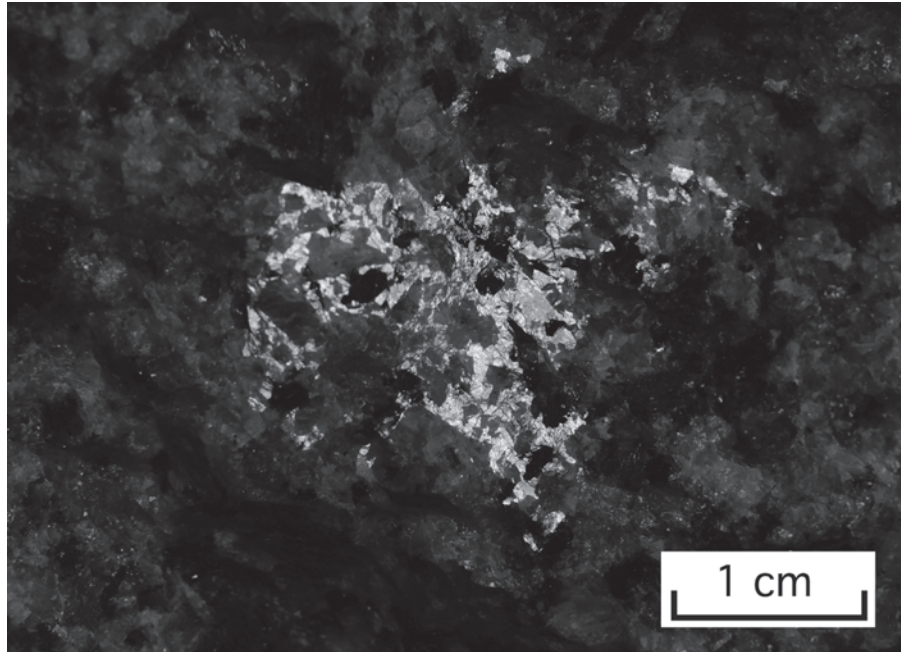
本岩は本図幅地域の深成岩分布域の南半部を占める。その分布域の北縁は北西-南東方向の断層で粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc)及び中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)と境され、西縁は北西-南東方向の断層で中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)及び中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)と境され、東縁は北東-南西方向の断層で細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdf)と境される。

本岩は岩体の北半部と南半部とで記載岩石学的特徴に僅かながら相違があり、ここではその各々を北部岩相(第3.4図の4)、南部岩相(第3.4図の5)と呼ぶことにする。両岩相分布域のおおよその境界を第3.1図に破線で示す。両岩相間に明確な境界は見出されていないが、地形的リニアメントとの位置関係から類推すると、断層を境界とする部分もあるかもしれない。

本岩の分布域は、大平ほか(2016)による朝日山地火成岩類のうちの新时期岩体に属する野川岩体の分布域と一部重なるが、野川岩体の分布の全体像やその記載岩石学的特徴の詳細が不明であること、及び大平ほか(2016)の中岳岩体に対比される中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)と本岩との類似性を考慮すると、本岩を野川岩体に対比することは妥当性に乏しい。本岩と、大平ほか(2016)の朝日山地火成岩類構成岩体のいずれかとの対比は、現時点では困難である。

岩相及び産状

本岩は淡褐色を帯びた灰白色もしくは灰白色の中粒均質岩で、角閃石の弱い定向配列が認められることが多い。前述のように本岩は北部岩相と南部岩相に細分され、その各々の特徴は以下の通りである。



第3.8図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) 北部岩相中のポイキリテック組織を有する斑状カリ長石 (白鷹町大禿森山の南 1,550 m)
斑状カリ長石は劈開面の反射によってその存在が確認できる。

北部岩相：石英は径 2-4 mm 前後の粒状で淡褐色を呈するため、岩石全体は褐色味を帯びた灰白色を呈している。主として黒雲母と普通角閃石からなる苦鉄質鋳物は一般に径 3 mm 以下であるが、5 cm 前後の間隔で分布する径 5 mm 前後の黒雲母と径 8 mm 前後の角閃石の自形結晶の散在が特徴的である。また劈開面の反射でその存在が肉眼でも確認可能な、ポイキリテック組織を有する径 10-30 mm に及ぶ粗粒カリ長石が、数 cm 間隔で分布している (第 3.8 図)。本岩中には中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩の楕円状捕獲岩が一露頭あたり 5-10 個程度認められる。

本岩は北西-南東系及び北東-南西系の断層によって細かく分断されており、大禿森山南方 1 km 付近の北西-南東系断層群を境にその北側では片状構造の走向は北西-南東方向、南側では北東-南西が優勢となっている。

南部岩相：石英は径 2-3 mm 前後の粒状で灰色、長石類は白色であるため岩石全体は灰白色を呈する。苦鉄質鋳物は一般に径 2 mm 以下であるが、径 8-10 mm 前後の自形角閃石の散在が特徴的である。ポイキリテック組織を有する最大径 15 mm 前後に及ぶ斑状カリ長石が、こぶし大の岩石中に数個以下の頻度で認められる。角閃石の定向配列は北部岩相より不明瞭で、その方位も多様であるが、これは断層による変形・変位の影響もあるかも知れない。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (北部岩相)

主成分鋳物：斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母
副成分及び二次鋳物：不透明鋳物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑簾石・緑泥石・絹雲母

鏡下では、斜長石は自~半自形粒状で、一般に長径 1-2 mm であるが、その他に長径 4-7 mm、最大 10 mm に及ぶ自形性の良い結晶が認められる。正の振動累帯をする広いコアと正累帯するやや幅広いのリムからなる累帯構造が認められ、コアとリムの境界は比較的明瞭である。カリ長石は他結晶粒間を埋めて広範囲に分布し、ポイキリテックな粗粒結晶を構成している。その粒径は最大で 30 mm に及ぶ。部分的にパーサイトが認められ、斜長石との接触部にはミルメカイトが生成している。石英はサブグレイン化した等次元状粒子の集合体として他結晶粒間をうめ、顕著な波動消光を示す。角閃石は一般に長径 3-4 mm、稀に 8 mm に及び、半自形で褐緑色である。黒雲母は 2 mm 前後の半自形、褐色で、短冊状集合体も散在する。本岩には、粗粒斜長石の屈曲や撓み、黒雲母の撓みや波動消光、石英のサブグレイン化や強い波動消光、等の変形構造が認められるが、中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) の場合ほど顕著ではない。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (南部岩相)

主成分鋳物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・緑簾石・緑泥石・絹雲母

鏡下では、斜長石は自～半自形粒状で、一般に長径1-2 mmであるが、その他に長径4-6 mmの自形性の強い結晶が認められる。北部岩相の場合と同等の累帯構造が認められる。カリ長石は他結晶粒間を埋めてポイキリティックな粗粒結晶を構成している。内部に径2 mm前後の半自形斜長石を多数包含している部分も認められる。石英は北部岩相の場合と比べてサブグレイン化がより顕著で、微細な破断面が認められる。角閃石は一般に長径5 mm前後、稀に10 mmに及ぶ半自形で、褐緑色である。黒雲母は1-2 mmの半自形、褐色で、周縁部が緑泥石と微細なスフェン粒子に縁取られていることが多い。撓みや波動消光が顕著である。不透明鉱物は角閃石中に微細粒子として多数含まれていることがある。石英や黒雲母の産状から判断される本岩の変形の程度は、北部岩相のそれより若干強いと判断される。

北部岩相は南部岩相に比べてより粗粒かつ優白質である。またポイキリティック組織の粗粒カリ長石をより多く含む。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)は、北部岩相・南部岩相共に中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)と外観上類似しているが、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)はポイキリティック組織の粗粒カリ長石を普遍的に含む点が異なっている。また、中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)の方が一般的により暗色である。これは中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)の色指数が高い(Gdsは14-21, Gdmは16前後)ことに加えて、珪長質鉱物の粒径がより小さく各粒子の透明度が高いことの反映である。

3.5 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)

分布及び対比

本岩は本図幅地域西縁部朝日川上流域に発達する北北東-南南西方向の断層群を東限として、本図幅地域西隣「朝日岳」地域の鳥原山からその北翼^{とりは}にかけての範囲に分布する。また本図幅地域西縁近くの大禿森山の北方からその東南東に位置する柳ヶ沢山の南東部にかけて、南北両側を断層で境されて北西-南東方向に細長く分布する。また本図幅地域北縁部の月布川^{つきめの}及び大瀬川の流域で、周辺を中新統に覆われて小規模分布している(第3.1図)。

本図幅地域西隣、朝日岳地域内における本岩分布域(第3.1図)のうち、その北縁と南縁を画する北西-南東方向にのびる境界の少なくとも一部は断層境界の可能性が高い。

本岩分布域のうち本図幅地域内の部分は、大平ほか

(2016)による朝日山地火成岩類のうちの新时期岩体に位置付けられている野川岩体の分布域と一部重なっている。一方本岩のうち本図幅地域西隣「朝日岳」地域内に分布する部分は、大平ほか(2016)では中岳岩体に位置付けられている。したがって朝日山地火成岩類における本岩の位置づけは今後の課題として残されている。

岩相及び産状

本岩は、白色もしくは帯桃白色のカリ長石・灰白色の斜長石・灰色の石英と、相対的に細粒(径5 mm以下)の黒雲母・角閃石からなる中粒均質の優白質岩である(第3.4図の7)。カリ長石結晶は1 cm前後の斑状結晶の散在が視認できる程度であり目立たないが、劈開面の反射で判別可能なポイキリティック組織のカリ長石の径1 cm前後の結晶が数cm間隔で分布しているのが確認できる。ポイキリティック組織のカリ長石の斑状結晶は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)でも認められるが、本岩の場合は粒径がより小さく、産出頻度がより大きいという点が異なっている。なお、本岩及び粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc)は、風化・変質を被った部分では石英が黄褐色味を帯びる傾向が認められる。

本岩は中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gds)に対してシャープな境界で貫入している。また、粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc)とその分岐岩脈によって貫入されている。

岩石記載

中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母
副成分及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・スフェン・褐簾石・緑泥石・絹雲母

鏡下では、斜長石は半自形粒状で、一般に長径3-5 mm、最大8 mm前後である。曲げなどの変形構造が稀に認められる。高An組成のほぼ均質な中心部を取り囲んで振動累帯する幅広のコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造が認められる。石英は他結晶粒間を埋めて径3-8 mmのプール状に分布する。強い波動消光を有し、部分的なサブグレイン化や破断が認められる。カリ長石はポイキリティックに他結晶粒間を埋めて粗粒結晶を構成している。局所的なマイクロクリン組織が認められ、また細粒の斜長石を複数包含している部分もある。角閃石は一般に長径2-4 mmの半自形、緑褐色で周縁部に褐緑色のリムを伴うことが多い。黒雲母は径2-4 mmの半自形～他形、帯赤褐色で曲げや強い波動消光が認められる。不透明鉱物は角閃石及び黒雲母中に微細な粒子として少数認められる。

本岩には、上述の主岩相の他に、以下の局所的岩相が認められる。

局所的岩相 1 本図幅地域西隣、「朝日岳」地域の東縁部における、本岩分布域の南縁から北に約 500 m までの範囲に分布する。

この区域内の本岩は、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩の主要部と比べて、長石・石英が径 5 mm 前後、黒雲母と角閃石は径 1-2 mm と、全般的により細粒である。苦鉄質鉱物のほとんどは均質に分散分布するが、その一部は径 5 mm 前後の集斑状組織を構成する(第 3.4 図の 8)。全般的に苦鉄質鉱物の定向配列による片状構造が認められる。ポイキリティック組織の斑状カリ長石は認められない。

なお本岩相中には細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩が大小の捕獲岩として複数分布している。

これらの特徴と分布域から判断して、本岩相は中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)の貫入境界に沿って発達する周縁岩相に相当するのであろう。

局所的岩相 2 大禿森山山頂から北東に伸びる尾根筋の 600 m から 1300 m までの範囲を含む、周囲四辺を断層で囲まれた区域に分布する。

この範囲内の本岩は、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)の主要部と比べて、珪長質鉱物の粒径はほぼ同等であるが、ポイキリティック組織のカリ長石が径 5-8 mm とより細粒であること、石英が淡褐色を呈すること、細粒の黒雲母と角閃石からなる径 5-10 mm の集斑状組織が発達することで特徴付けられる(第 3.4 図の 9)。

本岩相は、ポイキリティック組織のカリ長石の存在や、石英が淡褐色を呈するなど、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)の北部岩相と外観上の相似点が多い。しかしながら両岩相の鏡下の特徴には明瞭な相違が認められ、両岩相の生成環境を考察する上での重要な情報を提供している。例えば、本岩相の斜長石は高 An 組成で弱く振動累帯する幅広いコア部と正累帯する幅広いリムから構成されるのに対し、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩北部岩相の斜長石は、高 An 組成で弱く正累帯し周縁部で振動累帯する幅広いコア部と、正累帯と弱い振動累帯が重複した幅広いリムで構成されている。

局所的岩相 3 大禿森山の東 1 km の谷筋から、その東南東方向に位置する柳カ沢山の南部にかけて、北西-南東方向に伸びる細長い区域に分布する。この区域は、北側を粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Gdc)と、南側を中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdm)と断層で境されている。本岩分布域内は多数の断層によって分断されており、断層角礫岩が随所に認められる。

本岩相分布域には細粒角閃石斑れい岩を随伴する中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩の捕獲岩体が多数認められ、その大きなものは露頭幅 20 m に及ぶ。この捕獲岩体内部に

は本岩相からの分岐細脈が随所に認められるが、捕獲岩体の外縁境界部には小規模な剪断面が発達することが多い。

また中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdk)の主岩相と中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩(Gdm)との混成岩的な部分も随所に認められる。分布域の南端部では、本岩相は粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc)に貫入されている。

本岩相は局所的岩相 1 と比較的似ているが、場所毎の粒度変化が大きい、片状構造がほとんど認められない、苦鉄質鉱物に富む、などの点で異なる。本岩は局所的岩相 1 と類似の生成環境すなわち貫入岩体の周縁部付近で生成し、その後の断層形成によって変形を被ったと考えられる。

局所的岩相 1 は、鏡下では斜長石は長径 2 mm 前後、最大でも 5-6 mm、角閃石・黒雲母は 1-3 mm で主岩相に比べて細粒である。石英は主岩相とほぼ同等サイズであるが、波動消光がより顕著である。カリ長石は他結晶粒間にごく少量認められるのみである。歪んだ形状のマイクロクリン組織が認められる。本岩相の鏡下での変形の程度は主岩相のそれとほぼ同等であり、変形の主たる要因は朝日川支流に沿って分布する北北東-南南西方向の断層に起因すると思われる。

局所的岩相 2 は、鏡下では斜長石・カリ長石・石英の粒径及び産状は主岩相のそれとほぼ同等であるが、斜長石の湾曲、石英の強い波動消光やサブグレイン化及び細かい断裂の形成等、変形組織の発達がより顕著である。角閃石は長径 1-2 mm の半自形、黒雲母は径 1-2 mm の半自~他形で、両者が複数個で 5 mm 前後の集合体を形成することが多い。また、複数の角閃石と黒雲母の粒子が径 8 mm 前後の狭い範囲内に分散分布して、斑状の組織を形成している。

局所的岩相 3 は様々な程度に石英閃緑岩と混成しているが、その影響があまり見られない部分では、鏡下では、斜長石が最大でも長径 5 mm 前後、苦鉄質鉱物が径 2 mm 前後と、主岩相より若干細粒であること以外に大きな差は認められない。局部的には、長径 3-5 mm で稀に 10 mm を超える自~半自形の斜長石、長径 3-5 mm の角閃石、及び径 2 mm 前後の黒雲母の粒間を、径 1 mm 前後の丸みを帯びた粒状の石英と半自形の斜長石、他形のカリ長石が充填する混成岩的な組織の発達する部分や、顕微鏡スケールの破碎脈の発達が顕著な部分が認められる。

3.6 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩(Grc)

分布及び対比

本岩は朝日山地深成岩類分布域の北縁及び北東縁部を構成しており、中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑

岩 (Gdk) を縁どって分布し、新第三系によって不整合で覆われている。また、最上川を挟んでその東岸の白鷹町十王周辺にも新第三系によって覆われて小規模分布する。

本岩は中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) に対してシャープな境界で貫入し、その境界付近では岩脈としても産する。

朝日山地火成岩類の岩体区分 (大平ほか, 2016 など) 中に本岩に対応するものはなく、したがって中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) の場合と同様に、朝日山地火成岩類における本岩の位置づけは今後の課題として残されている。

岩相及び産状

粗粒優白質の斑状均質岩で、淡紅色カリ長石の自形性の強い粗粒結晶 (長径は一般に 10 mm 以上、最大で 60 mm に及ぶ) に富むことで特徴づけられる (第 3.4 図の 10, 第 3.9 図)。等粒状部のカリ長石も淡紅色で、径 5 mm 前後が多い。斜長石は長径 5-10mm 前後で、最大は 30 mm に及ぶ。石英は帯黄暗灰色の粒状で、径 5 mm 前後である。有色鉱物として、黒雲母に加えて角閃石が若干量認められる。粗粒カリ長石による定向配列が認められることがある。

本岩分布域中には大小多数の断層が発達し、随所に破断した岩片の密集帯が見出される (第 3.1 図の①など)。破断岩片の多くは角礫状であるが (第 3.10 図)、円～亜円礫状の岩片で構成される場合も認められる。

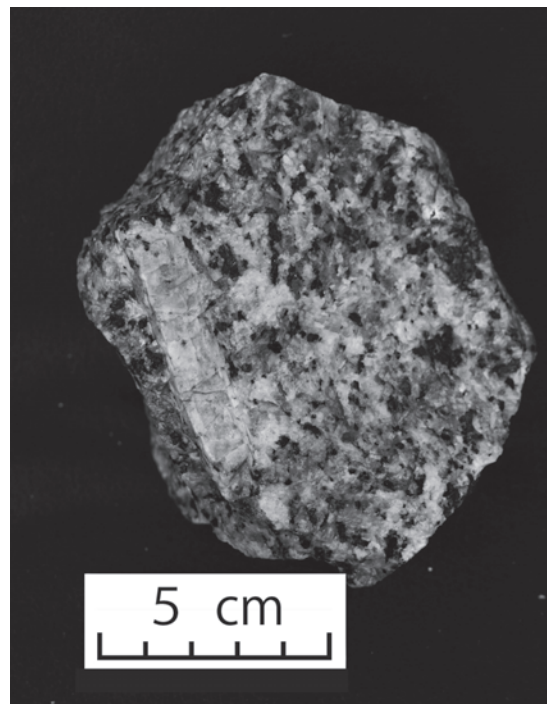
朝日川下流域、木川ダム堰堤の下流方向に 1 km 以上の地域では、本岩はやや細粒で優白質となり、多数の細粒優白質黒雲母花崗岩岩脈に貫かれている。このやや細粒で優白質の部分には粗粒斑状カリ長石と角閃石は認められない。

本岩はその分布域の南東縁を北東-南西方向の断層 (第 3.1 図の⑤) で区切られ、細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf) と接している。この断層に沿ってその北西側約 300 m の範囲の本岩は、その更に北西側に比べてやや細粒片状である。

岩石記載

粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母
副成分鉱物及び二次鉱物：不透明鉱物・燐灰石・スフェン・褐簾石・ジルコン・緑泥石・絹雲母・ゆう簾石
鏡下では、斜長石は径 5-10 mm 前後、半自形で弱く振動累帯する広いコア部と正累帯する狭いリム部からなる累帯構造を示す。コア部はゆう簾石と絹雲母の細粒集合体によって部分的に交代されている。カリ長石は、半自形粒状 (多くは長径 10 mm 以上)、等粒状 (径 5 mm 前後)、若しくは他結晶粒間で他形をなす部分的なポイキリティック組織を示す。パーサイト組織が顕著である。やや細粒の岩相



第 3.9 図 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) 中のカリ長石の粗粒結晶 (朝日町白滝の北北東 350 m)

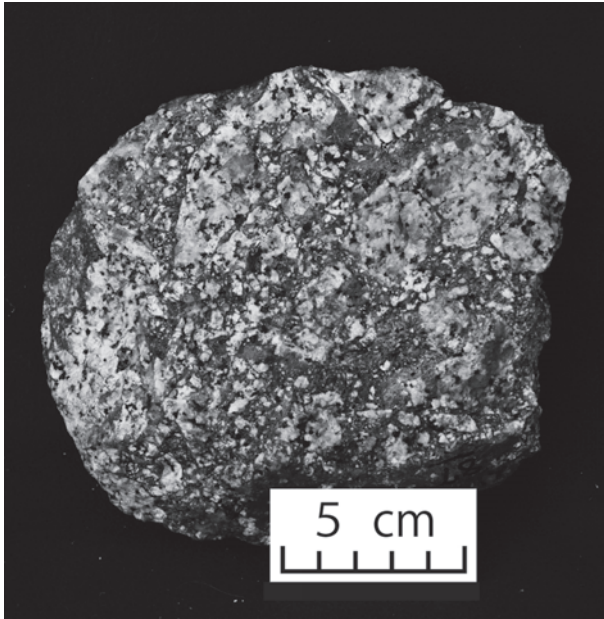
中のカリ長石にはマイクロクリン組織が発達することがある。石英は径 5 mm 前後、粒状他形若しくは他結晶粒間を埋めて他形をなし顕著な波動消光を示す。角閃石は自～半自形、長径 5 mm 以下である。褐緑色で、周縁部に緑褐色に移化することがある。黒雲母と共に集斑状をなすことが多い。黒雲母は半自形、径 3 mm 前後で濃褐色である。緑泥石によって交代されていることが多い。曲げや撓み等の変形組織が顕著である。不透明鉱物は微細粒状で、角閃石や黒雲母中に分布することが多い。

3.7 細粒優白質黒雲母花崗岩 (Grf)

分布・産状及び岩相

本岩は、朝日川下流、木川ダム堰堤から下流方向に 1 km から 1.5 km の範囲の朝日川河床域において、一般的な岩相よりもやや細粒の粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) 中に複数の岩脈として集中的に分布している。岩脈は幅数 m から 150 m の板状で、20°-40° の低角で北方に傾斜している。母岩である粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) との貫入境界はシャープである。本岩中には石英・カリ長石の粗粒自形結晶で縁取られた径数 cm の晶洞が稀に見いだされる。

本岩はやや淡紅色を帯びた青灰白色の細粒優白質均質岩で、径 0.5 mm 以下の黒雲母が均質に分布する (第 3.4 図の 11)。一般に斑状カリ長石と角閃石は認められない。



第 3.10 図 カタクラサイト化した粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc, 試料採取位置: 第 3.1 図, 断層露頭 1 の十数 m 西方)
同様の構造は, 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) を境する断層の近傍随所で観察される。

岩石記載

細粒優白質黒雲母花崗岩

主成分鉱物: 斜長石・カリ長石・石英・黒雲母
副成分及び二次鉱物: 不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・緑泥石・絹雲母

鏡下では, 斜長石は半自形, 長径 0.5–2 mm で An 成分に富む均質なコアと正累帯する狭いリムからなる。カリ長石は半自形粒状もしくは他結晶粒間を埋めて他形をなし, 粒径は 1–5 mm である。パーサイト組織が顕著である。石英は丸みを帯びた粒状で径 1 mm 前後以下, 波動消光は認められない。黒雲母は半自形-他形, 径 0.5 mm 以下で緑泥石化が顕著である。不透明鉱物を伴うことがある。

3.8 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf)

分布及び対比

本岩は粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) 及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) の分布域東縁を画する北東-南西方向の断層の南東側に分布し, その東縁は新第三系によって不整合で覆われる。

本岩についてのこれまでの報告・記載例はない。本岩はその鉱物構成や粒度から判断して, 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) もしくは粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) の岩体周縁岩相もしくは断

層近傍の片状岩相部に相当する可能性がある。

岩相及び産状

本岩は灰白色のやや不均質な細粒岩で, 弱片状組織を有することが多い (第 3.4 図の 12)。新鮮でない露頭面ではカリ長石は淡桃色を呈する。石英と長石類は径 4 mm 以下, 角閃石は一般に径 2 mm 以下の微細粒子で, その他に長径 5 mm 前後の短柱状結晶が数 cm 間隔で少量散在する。黒雲母は径 1 mm 前後である。黒雲母と角閃石の微細粒子による径 1–3 cm の集斑状組織が認められることがある。

岩石記載

細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物: 斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母
副成分及び二次鉱物: 不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・緑泥石・絹雲母

鏡下では, 斜長石は主として長径 1–2 mm, 稀に 5 mm に及ぶ自~半自形結晶で, 弱く振動累帯する広いコアと正累帯する狭いリムからなる累帯構造を示す。カリ長石はポイキリティックに他結晶粒間を埋めて径 5 mm 前後の粒子を構成している。局部的にマイクロクリン組織が認められる。石英は他結晶粒間を埋めて径 2 mm 前後以下で, 稀に 5 mm を超える粒子が認められる。石英粒子にはサブグレイン化と顕著な波動消光が認められる。角閃石は最大で 5 mm 前後に及ぶ半自形結晶である。緑泥石や緑簾石等の二次鉱物によって全体が置換されており, 軸色は不明である。黒雲母は径 2 mm 前後の半自形結晶で, 角閃石と同じく二次鉱物によって全体が置換されている。

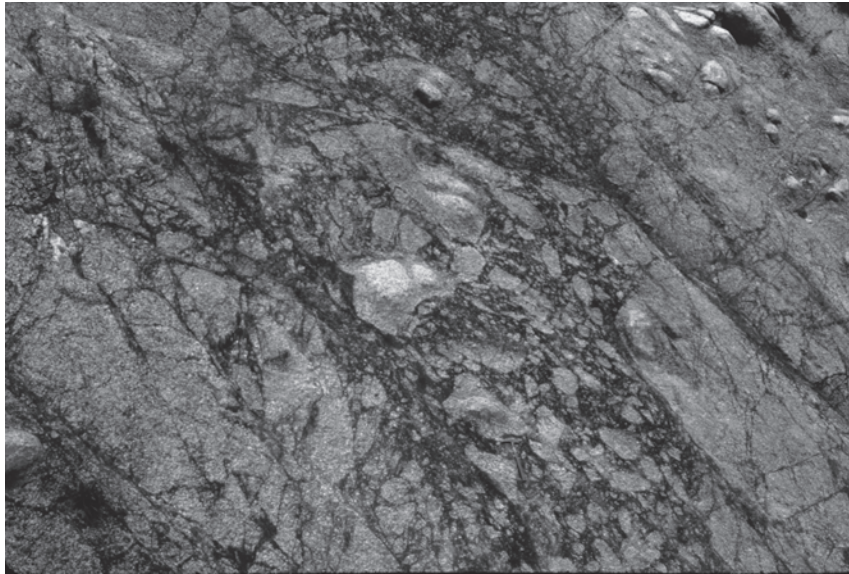
3.9 朝日山地東縁深成岩類中に発達する断層の産状

本図幅地域及びその周辺地域の深成岩分布域には断層が多数観察される。地質図ではそれらのうち異なる岩石種の境界を構成しているものや, その表示が重要と判断したものを選択表示してある。本項では本図幅地域及びその周辺地域内の断層関連露頭のいくつかを記述する。それらの露頭位置を第 3.1 図に示す。

3.9.1 断層露頭 1

断層露頭 1 は朝日川下流域の木川を合流点とする朝日川支流, 大沢の北岸である (第 3.1 図の ①)。

本地域では粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) が方位の異なる複数の断層を境界に相接し, それらの断層粘土を伴う断層面の近傍数 10 m の範囲内の花崗岩と花崗閃緑岩中には幅数 m 前後の破断集中域が多数認められる。この破断集中域は角礫状の岩片とその間を埋める微細岩片からなる暗黒色基質部で構成されており



第 3.11 図 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) 中の破断集中域：断層露頭 1 (朝日町六郎山の北北西 500 m の朝日川支流大沢の北岸)
本露頭は粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩からなり、その数 10 m 西方 (図の左方) で、断層によって中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩と接する。

(第 3.11 図), 同様の産状は本図幅地域内の花崗岩質岩類中の随所で認められる。

3.9.2 断層露頭 2

断層露頭 2 は本図幅地域西隣、朝日岳地域東縁部から本図幅地域西縁部にかけての地域で、東南東方向から東北東方向へと大きく曲がる朝日川の屈曲部 (朝日鉱泉周辺) から下流方向に約 200 m までの範囲の朝日川西岸と河床である (第 3.1 図の②, 第 3.5 図の X 地点)。

朝日川屈曲部の堰堤から下流方向 (北東) を望むと、西岸の急立崖及び河床面には南に傾斜する無数の破断面 (N45°W46°S, N43°W55°S, N25°W32°S 等) が観察される (第 3.12 図 A)。中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) からなる河床面のうちの暗灰色部は、微粉碎状岩片の集合体で構成されている (第 3.12 図 B)。

本地点から 700 m 下流までの範囲の朝日川流域には、本地点や本地点の 500 m 下流の河床部をはじめとして随所で北北東-南南西走向の急立する断層破断面露頭が確認でき、この区間の朝日川はこの断層に沿っている。したがって本地点は北北東-南南西系の断層と北西-南東系の断層の交差部に相当すると判断される。

3.9.3 断層露頭 3

断層露頭 3 は大禿森山山頂から北東方向に 630 m の林道沿いである (第 3.1 図の③)。

本露頭は大禿森山から頭殿山^{とうどのさん}へ至る尾根筋林道の西側壁面 (第 3.13 図) で、ここでは中粒カリ長石含有角閃石

黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) を境する北西-南東系の断層が発達し、その断層近傍の中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中にはそれと平行にのびる剪断帯と粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) の幅 10 m 前後の岩脈の貫入が認められる。これらの断層、変形した花崗閃緑岩類及び花崗岩岩脈は、本露頭近傍から北西方向に下る谷沿いに 500 m に渡ってその露頭が点在している。

本露頭の花崗岩質岩類の変形構造は、角礫化部や細粒網状脈の形成、片状化の発達等の範囲が局所集中的かつ限定的であり、花崗岩質岩類の岩石組織の変形も断層のごく近傍に限られている。

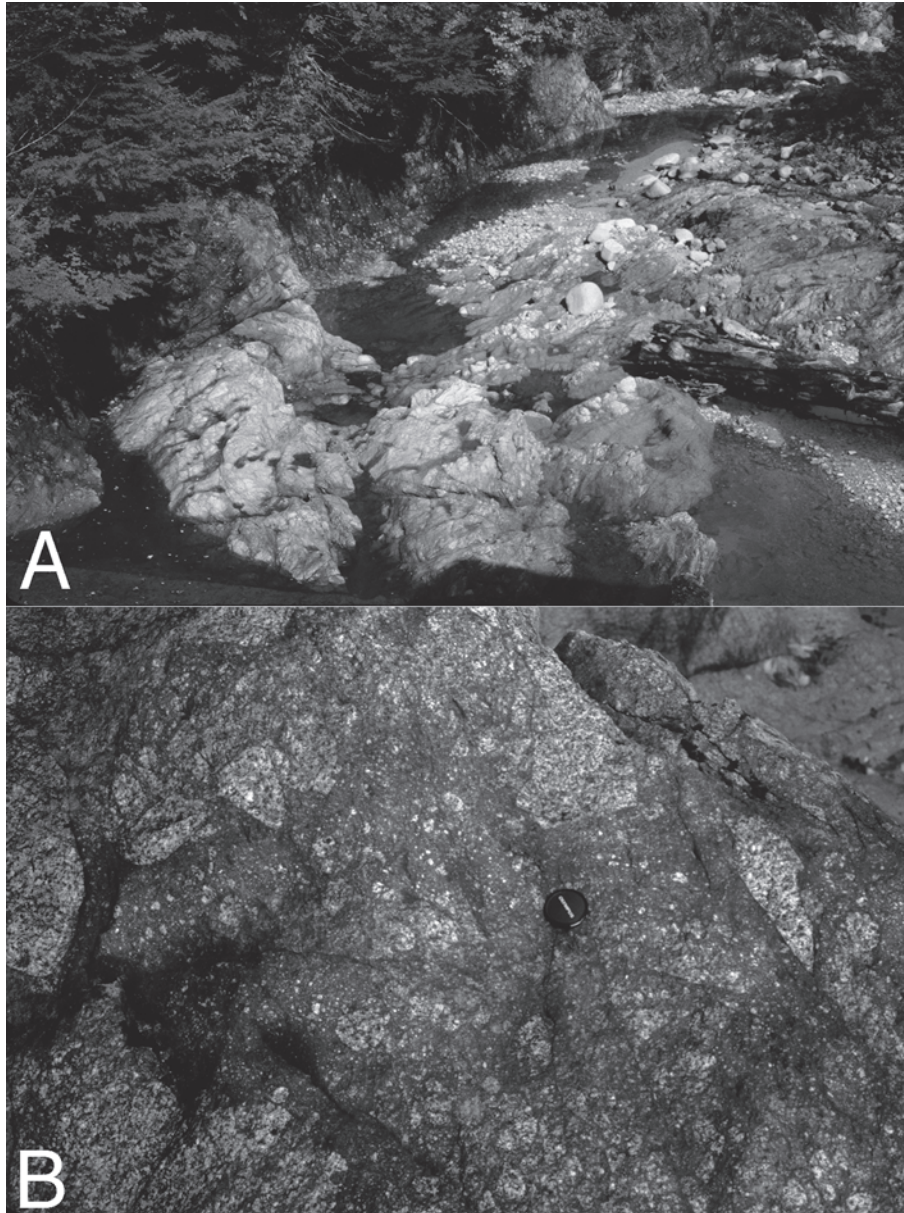
3.9.4 断層露頭 4

断層露頭 4 は大禿森山の南南西方向に約 900 m の林道沿いである (第 3.1 図の④, 第 3.6 図の A)。

本露頭は北北東-南南西方向の林道の東側斜面で観察される (第 3.14 図)。ここでは幅約 2 m の断層破碎帯が、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) と中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) を境している。この破碎帯の方位は N75°W35°N で、同方向の断層群は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) 分布域の北縁沿い及び本断層の南東延長域に断続的に分布している。

3.9.5 断層露頭 5

断層露頭 5 は唐松山の北北東方向に 900 m の林道沿いである (第 3.1 図の⑤)。



第 3.12 図 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 中の断層：断層露頭 2 (朝日川上流域の屈曲部，朝日鉱泉近傍の堰堤から下流方向に 200 m の範囲，第 3.5 図の地点 X)
 A：朝日川上流の堰堤から下流方向の景観。河川西岸の急崖 (図の左上部) には西方 (左) 傾斜の断層破断面が多数認められる。この断層破断面と低角で交差する河床面には微粉碎状岩片からなる暗灰色部が不規則形状の分布を示す。B：河床面を構成する中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の暗灰色部。

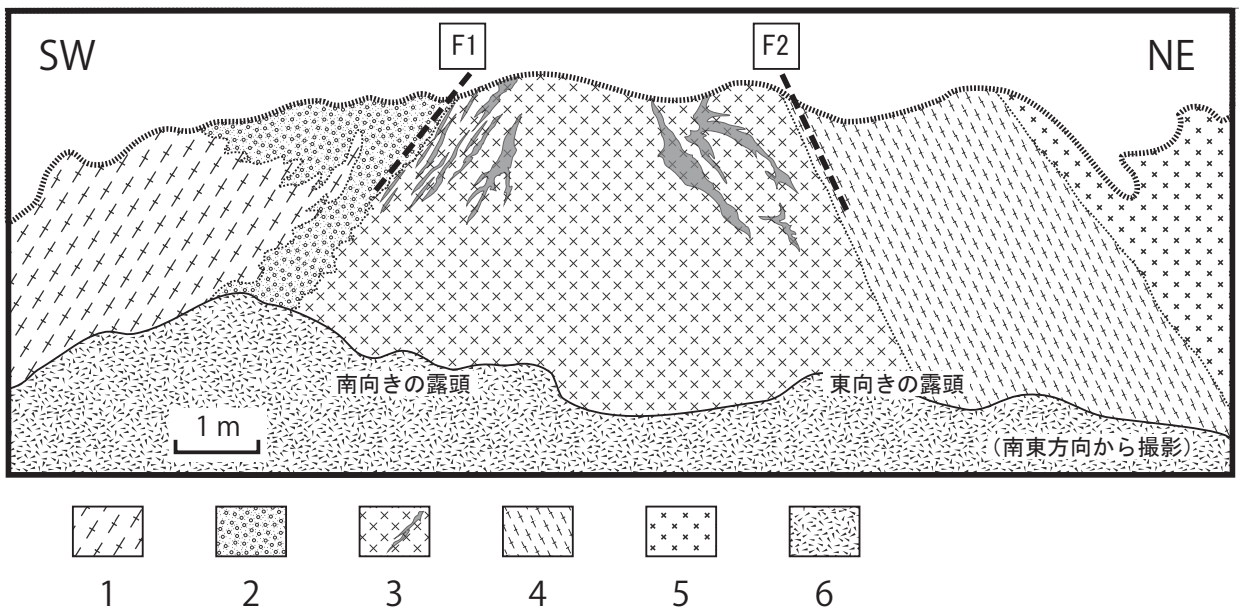
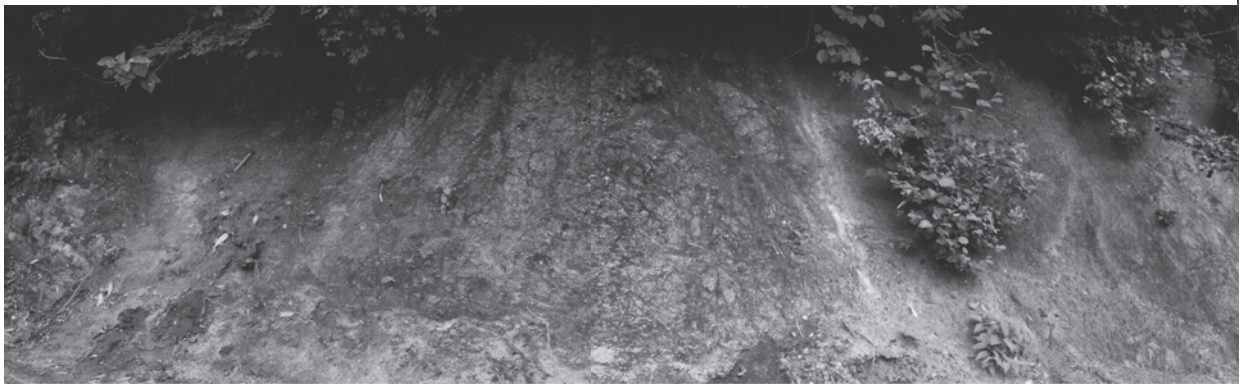
本露頭は北西-南東方向の林道の南西側壁面で，粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) と細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) を境する北傾斜の断層が発達している (第 3.15 図)。本断層に沿ってその北西側約 300 m の範囲の粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) は，本花崗岩の主部と比べてより細粒で片状である。

本断層はこの北方延長域で新第三系を切り，朝日川下流域と交差する地点で粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花

崗岩 (Grc) の東縁を画する断層，すなわち，^{しらぐら} 白倉-^{くろがも} 黒鴨断層へと繋がっている (第 3.1 図)。

3.10 朝日山地東縁の深成岩類の放射年代

本図幅地域に分布する深成岩類について，放射年代の測定を行った (1984 年に測定)。測定対象とした岩石は，粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩，中粒カリ長石含



第 3.13 図 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) の境界：断層露頭 3 (白鷹町大禿森山の北東 630 m の林道沿い)

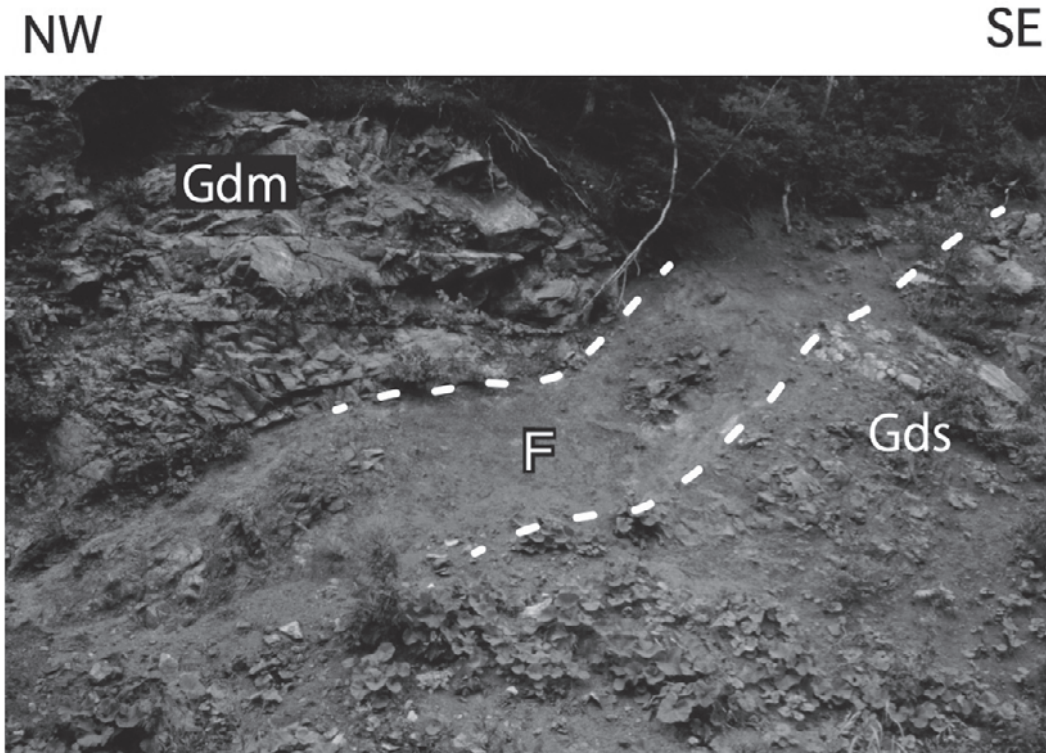
1 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm), 2 = 径 3-10 cm 前後の花崗岩質岩の岩片と細粒基質部の集合体, 3 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) (暗色部は細粒岩片からなる網状脈), 4 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩と粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩からなる細粒片状化部, 5 = 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc), 6 = 露頭面を覆う土砂. F1 = 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩を境する剪断面 (走向傾斜は N45°W52°N), F2 = 中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に発達した F1 近傍の剪断面 (走向傾斜は N55°W65°N). 凡例 2 の細粒基質部は地表近傍では変質により暗褐色を呈し, その産状は第 3.11 図の破断集中域と似ている. 本岩片集合域は帯状に発達するが, 露頭面とは低角で斜交するため, 露頭面上では境界の入りくんだ分布を示す. F1 と F2 に沿って, 粘土質黄白色脈が発達している, F1 と F2 はほぼ平行であるが, 合成写真のせいで図上では斜交して見える.

有角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で, その試料採取位置を第 3.1 図に, 測定結果を第 3.1 表, 第 3.2 表に示す.

黒雲母と角閃石の K-Ar 年代値は, 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) とがほぼ同じ値を示し, 黒雲母が 90-87 Ma, 角閃石が 94-93 Ma であった. 中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) は, 角閃石が 99 Ma と 95 Ma

で他の岩石のそれより若干古い値であった. また粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) と中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) の全岩-黒雲母の Rb-Sr アイソクロン年代及びその Sr 同位体比初生値は各々 77.3 Ma, 0.7078 と 84.9 Ma, 0.7086 であった.

これらの年代値は, 本図幅地域の花崗岩質岩類の活動時期が朝日山地火成岩類のうちの古期岩体のジルコンの U-Pb 年代 99-87 Ma (例えば, 小笠原ほか, 2018a, b) とほ



第 3.14 図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) と中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) の境界：断層露頭 4 (白鷹町大禿森山の南南西 900 m の林道沿い，第 3.6 図の地点 A)

図の右上から左下にかけて幅約 2 m の断層破碎帯 (F) が分布し，左上の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) と右下の中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gds) を境している．この破碎帯の走向傾斜は N75°W35°N で，主に径 20 cm 前後の角礫から構成され，その周縁部から約 20 cm の範囲は細粉状である．中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の苦鉄質鉱物の配列がなす面の走向傾斜は N85°W50°S，N85°E30°S 等で，中粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩のそれは N20°E53°N である．

ほぼ同時期であることを示している．なお，これらの年代値はいずれも測定対象鉱物の晶出時期についての限定条件付きでの情報であり，必ずしも各花崗岩質マグマの貫入固結時期を意味するものではないことに留意すべきである．

また，Sr 同位体比初生値については，朝日山地火成岩類のうちの西朝日岩体について 0.70697–0.70797 という値が報告されている (加々島ほか，2015)．

本図幅地域及び隣接地域内の花崗岩質岩類については以下の年代測定値が報告されている．

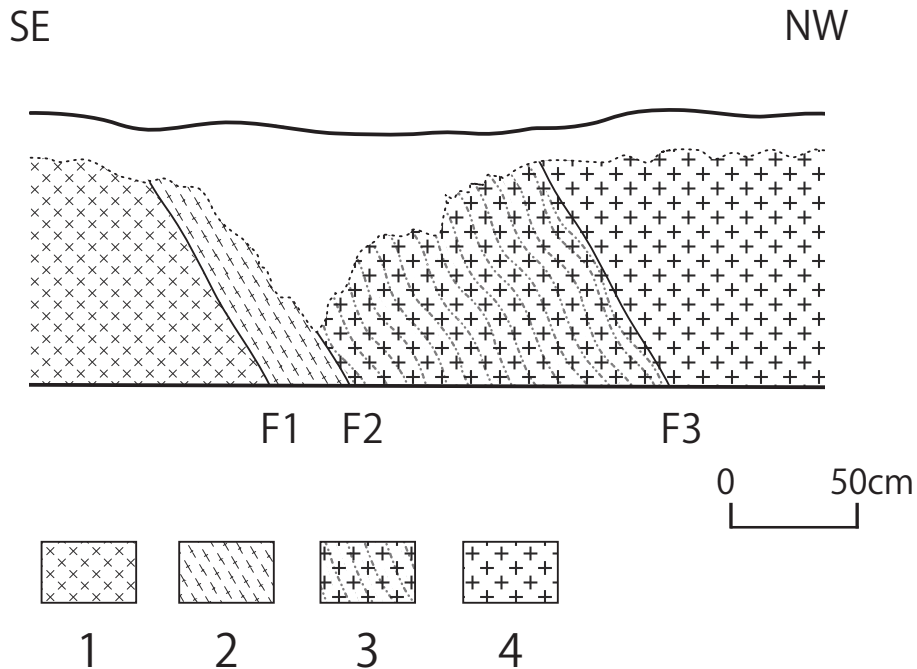
本図幅地域北隣の「左沢」^{あてらさわ}図幅地域内の花崗岩質岩の CHIME 年代測定値として，大井沢周辺地域で 98–96 Ma，月布川流域地域で 108 及び 98 Ma，朝日川流域地域で 98–91 Ma が報告されている (大友ほか，2006)．また花崗岩質岩中のウラニナイトの U–Th–Pb 年代値として，月布川流域地域で 108，102 及び 98 Ma が (大友ほか，2010)，白鷹町蒔沢地域で 108 Ma が報告されている (大友ほか，2011)．今後，帰属の明確な花崗岩質岩の年代値の集積により，測定法毎の年代値の差や，各岩体・岩相内での年

代値の変化幅が明確になることが期待される．

3.11 「赤湯」図幅地域の花崗岩質岩類との関係

本図幅地域南隣の「赤湯」図幅地域には，^{ながい}長井市から南陽市に渡る範囲に新第三系の基盤岩として，花崗岩質岩類が分布している．この花崗岩質岩類は地表では西側の若松山岩体と東側の鷹戸山岩体に分かれて分布し (神保ほか，1972)，いずれも主として中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる．若松山岩体の花崗閃緑岩の画像を第 3.4 図の 6 に示す．若松山岩体中には局所的に石英閃緑岩が分布している．また若松山岩体南西部には北北西–南南東方向にのびるマイロナイト帯が分布する (溝口・田中，2001) が，その東西で岩相の変化は認められない．鷹戸山岩体の花崗閃緑岩は若松山岩体に比べてやや細粒の部分が多い．

長井地域に分布するこれらの花崗閃緑岩類は，肉眼と鏡下での記載岩石学的特徴 (ポイキリティック組織の斑状カリ長石及び自形性の強い粗粒角閃石の存在や，斜長



第 3.15 図 粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gre) と細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdf) の境界：断層露頭 5 (唐松山南南東 900 m の林道沿い)

1 = ほぼ非変形の細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 2 = 強片状化した細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 3 = 強片状化した粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩, 4 = ほぼ非変形の粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩. F1 はややマイロナイト化した片状構造の集中域. 黄褐色粘土を挟む. この断層の走向傾斜は $N70^{\circ}E60^{\circ}N$. F2 は粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩の南東縁境界面. 境界面近傍は粘土鉱物の挟みや二次的変位等が認められる. F3 は強片状化したカリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩の西縁境界面. 断層粘土の薄層を挟む. この断層の走向傾斜は $N63^{\circ}E60^{\circ}N$. 凡例 1 には顕著な圧砕構造は認められない. 凡例 2 には強片状化が顕著で, 数ミリ厚の黄褐色粘土薄層が片状構造と平行に多数認められる. 凡例 3 には強片状化とカタクラサイト化が顕著で, 径 10 cm 前後の岩片が局所的に認められる. 凡例 4 には局所的な片状化とカタクラサイト化が随所に発達し, 本露頭の北西約 300 m の地点で約 1 m 幅の露頭欠如部をへだてて, 均質の粗粒カリ長石・角閃石含有花崗岩と接する. 均質の粗粒カリ長石角閃石含有花崗岩と比べて, 凡例 4 はより細粒片状で, 粗粒のカリ長石に乏しい傾向がある. 両者の境界面の地表分布は直線的で, 細粒片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の西縁を画する断層とほぼ平行である.

石の累帯構造パターンの相似性等) から, 荒砥図幅地域の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) に対比される. 荒砥図幅地域の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) の場合と同様に, 劈開の反射でその存在が確認可能なボーキリティック組織を有する粗粒斑状カリ長石を含有しており, 例えば南陽市若松山の南東 1200 m の地点の場合, その粒径が 8–12 mm 前後である. なお, 構成鉱物の粒度や量比, 粗粒斜長石の累帯構造パターン等の点では, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) のうちでも北部岩相とより類似している.

なお, 若松山岩体中の石英閃緑岩については黒雲母と角閃石の K–Ar 年代測定値として, 各々 93.0 ± 2.9 Ma 及び 114 ± 3 Ma が報告されている (柴田・矢崎, 1985). また, 鷹戸山岩体の花崗閃緑岩中の黒雲母の K–Ar 年代測定値として, 119 Ma が報告されている (菅井, 1976).

3.12 先新第三系基盤岩類中の構造線としての棚倉破砕帯の北方延長について

福島県棚倉町から茨城県大子町にかけて分布する棚倉破砕帯は阿武隈花崗岩類の南端分布域の西縁を画する断層破砕帯で, 先新第三系基盤岩類の地帯構造区分上の境界 (構造線) としての性格を持つと考えられている (Omori, 1958; 大槻ほか, 1982 など).

荒砥図幅地域及びその周辺地域は棚倉破砕帯の北方延長域に当たり, 棚倉破砕帯の活動と関連していると予想される断層・破砕帯が先新第三系基盤岩類中に多数分布している (大槻ほか, 1987; 山元・柳沢, 1989; 土谷ほか, 1999; 溝口・田中, 2001 など). 本図幅地域及びその南北に隣接する「左沢」及び「赤湯」図幅地域に分布する先新第三系の深成岩類について調査・検討した結果, それら

第 3.1 表 深成岩類のK-Ar年代測定結果

試料番号	岩石	測定鉱物	%K	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-5} scc/g)	% $^{40}\text{Ar}^*$	年代 (Ma)
83102302	粗粒カリ長石角閃石含有 黒雲母花崗岩	黒雲母	6.82	2.45	85.7	90.2 ± 4.5
			6.87	2.47	87.7	
		角閃石	0.90	0.338	48.6	94.2 ± 4.7
			0.91	0.342	59.2	
83102805	中粒カリ長石含有角閃石 黒雲母花崗閃緑岩	黒雲母	7.41	2.54	85.7	87.2 ± 4.4
			7.45	2.58	87.7	
		角閃石	0.81	0.301	58.3	93.2 ± 4.7
			0.82	0.305	56.4	
83102105	中粒片状角閃石黒雲母 花崗閃緑岩	角閃石	0.72	0.272	68.8	95.3 ± 4.8
			0.71	0.283	71.4	99.1 ± 5.0
			(平均)			97.2 ± 4.9

測定：Teledyne Isotopes. $\lambda_{\text{g}}=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\text{c}}=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167\times 10^{-2}$ atom%, $^{40}\text{Ar}^*$ =放射性 ^{40}Ar .

第 3.2 表 深成岩類のRb-Sr年代測定結果

試料番号	岩石	測定試料	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	全岩-黒雲母 アイソクロン年代 (Ma)	Sr同位体 初生値
83102302	粗粒カリ長石角閃石含有 黒雲母花崗岩 (Grc)	黒雲母	500.6	6.01	241	0.9723 ± 0.0002	77.3	0.7078
		全岩	89.6	244.9	1.06	0.70894 ± 0.00008		
83102805	中粒カリ長石含有角閃石 黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk)	黒雲母	437	2.39	529	1.3467 ± 0.0002	84.9	0.7086
		全岩	68.0	281.2	0.700	0.70942 ± 0.00011		

測定：Teledyne Isotopes. 崩壊定数 $\lambda^{87}\text{Rb}=1.42\times 10^{-11}/\text{y}$.

の深成岩類はすべて朝日^{あさひ}山地火成岩類(朝日団体研究グループ, 1987)に対比されることが判明した。阿武隈花崗岩類は、朝日山地を構成する深成岩類のように個々に固有の結晶分化過程を経た多数の貫入岩体の集合体ではなく、全体として単一の巨大なバソリスで、それを構成する多数の角閃石黒雲母花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩・白雲母黒雲母花崗岩等の個々の均質な貫入単元は、単一のバソリス状複合岩体を構成する個々の岩相に相当する(久保, 2016)。本図幅地域近傍における、朝日山地の深成岩類とは異なるこのような特徴を持つ阿武隈花崗岩類の分布域西縁は、本図幅地域南東方「上山」地域内の東置賜郡高島町二井宿から天童市東方にかけての山形盆地東縁を縁取ってその東方域に分布し、山形盆地の北方域では「月山」地域内の大蔵村肘折(第 2.1 図)において地下

1,450 m 以深に分布が確認されている(松永ほか, 1989)。したがって本図幅地域及びその隣接地域に朝日山地深成岩類と阿武隈花崗岩類とを分ける先新第三紀の構造線は存在しないと結論される。

北北西-南南東方向を基調とする先新第三系の構造線としての棚倉破碎帯の北方延長部は、米沢盆地西端南縁部まで地表で断続的に追跡され(久保ほか, 2003 など)、その後伏在化して米沢盆地西縁部を北上し、米沢盆地北縁近傍でその位置が東方にシフトし、山形盆地の西縁~中央部を北北西方向に北上して肘折西方に至ると推定されている(久保・高橋, 1992; 久保ほか, 2003; 久保, 2016 など)。本図幅地域の深成岩類の岩石学的特徴及び分布域についての検討結果は、その推定と調和的である。

第4章 新第三系

(鹿野和彦)

本図幅地域では、朝日山地東縁から山形盆地西縁にいたる広い範囲に新第三系が分布する。その分布や層序、地質構造は、地下資源探査に関連して早くから調査されてきたが、地質概説の項で述べたように、地域間の層序対比や年代については未だ検討を要する点がある。以下では、これまでの歴史的経緯や模式的岩相の露頭の連続性などを考慮して本図幅地域に分布する新第三系の層序・分布を見直し、これを下位から順に竜ヶ岳層、大井沢層、水沢層、大暮山層、大谷層、今平流紋岩に区分し、それぞれの分布、層序関係、岩相、年代、化石、対比について述べる。本図幅地域南東部に分布し、これまで大井沢層に対比されてきた火山岩層、すなわち、太郎層・吉野層(通商産業省, 1967; 山形地学会, 1979b)については、旧来の大井沢層と併せて大井沢層とした。今平流紋岩は、これまでの記載から漏れていた地質単元で、その位置、年代とも白鷹火山に近い。

4.1 竜ヶ岳層 (Ra, Rrp)

地層名 村越(1936)。この名称が竜ヶ岳にちなむことは

明らかであるが、村越(1936)ではこれを竜ヶ岳層と誤記し、これを受けて山形地学会(1979a)も竜ヶ岳層を用いている。しかし、村越(1936)以降、本層の名称を竜ヶ岳層とする場合もあったことは確かである(例えば、今田, 1973; 山野井, 2014)。そこで、本報告では、本層を今田(1973)の竜ヶ岳層と根子沢層、あるいは山形地学会(1979a)の竜ヶ岳層と金池山層を合わせたものを竜ヶ岳層と再定義するとともに、名称にまつわる混乱を避けるために、その表記を竜ヶ岳層に改める。

模式地 大鳥池図幅地域竜ヶ岳からその南東根子沢にかけての地域。

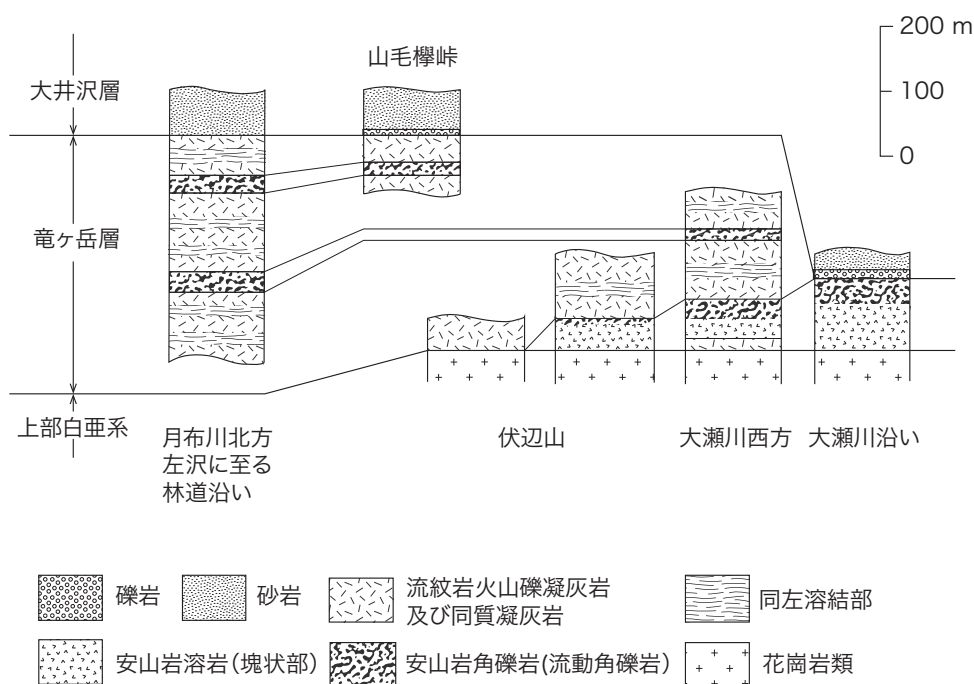
分布 模式地に隣接する伏辺山及びその周辺地域に分布する。

層厚 400 m以下。

層序関係 後期白亜紀深成岩類を不整合に覆う。

岩相 下部は安山岩ブロック溶岩を主体とする岩相(Ra)からなり、安山岩火砕岩を伴う。上部は流紋岩火山礫凝灰岩を主体とする岩相(Rrp)からなる(第4.1図)。

安山岩溶岩の主体は塊状で赤褐色を帯びた同質火山角礫岩をその上下に伴う。全体に変質しており、苦鉄質鉍



第4.1図 竜ヶ岳層の柱状図



第 4.2 図 竜ヶ岳層の流紋岩溶結凝灰岩 (伏辺山南東斜面の林道沿い)
レンズキャップの直径は約 6 cm.

第 4.1 表 竜ヶ岳層流紋岩溶結凝灰岩及び水沢層流紋岩凝灰岩の K-Ar 年代測定結果

試料番号	地層名	岩石名	測定対象	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\text{scc}/\text{gm}\cdot 10^{-5}$)	% $^{40}\text{Ar}^*$	% K	年代値 (Ma)
AR534	竜ヶ岳層	流紋岩溶結火山礫凝灰岩	黒雲母	0.524	81.1	6.63	20.7 ± 1.0
				0.534	85.1	6.43	21.1 ± 1.1
				0.535	87.1		21.1 ± 1.1
					(平均)		21.0 ± 1.0
AR685	水沢層	流紋岩火山礫凝灰岩	黒雲母	0.226	60.9	6.36	9.1 ± 0.5
				0.229	80.3	6.44	9.2 ± 0.5
					(平均)		9.1 ± 0.5

測定 : Teledyne Isotopes. $\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167\times 10^{-2}$ atom%, $^{40}\text{Ar}^*$ =放射性 ^{40}Ar .

試料採取位置は地質図参照

物は緑色粘土鉱物に置換されていることが多いが、まれに単斜輝石、ごくまれに直方輝石や角閃石が残存していることがある。

流紋岩火山礫凝灰岩は、長径数~10 数cmで、斑晶として黒雲母、カリ長石、斜長石、石英を含む軽石火山礫と火山灰を主とし、径数cm以下の安山岩、花崗岩質岩などの異質礫を含む。全体として淘汰が悪く、著しく溶結した部分(第 4.2 図)や礫が濃集した部分があり、また、最上部に同質凝灰岩を伴うこともあることから、陸上の火砕流堆積物もしくは火砕密度流堆積物(pyroclastic density current deposit : Druit, 1998 ; 鹿野, 2005)と見なせる。露出が悪く、個々のフローユニットやターリングユニットを明確に識別することはできないが、間に 2 枚の安山岩火山角礫岩(恐らく、溶岩)を挟む(第 4.1 図)こと

から、フローユニットの数は少なくとも 3 枚を超えるものと思われる。

年代・対比 西川町古寺付近の道路沿いに分布する流紋岩溶結火山礫凝灰岩の黒雲母 K-Ar 年代値は 21.0 ± 1.0 Ma である(第 4.1 表)。これに近い年代値は周辺地域にもあって、新潟県の旧朝日村鳴海山付近から山形県の旧朝日村大泉鉱山にかけて分布する大泉層は安山岩溶岩火砕岩と流紋岩溶岩を主体とし(高浜, 1976)、最上部の黒雲母流紋岩凝灰岩は 19.9 ± 1.0 , 19.5 ± 1.0 Ma の全岩 K-Ar 年代を示す(通商産業省, 1982a)。また、大泉層の直下にあつて朝日村鳴海山付近から三面を経て山形県小国町の荒川と明沢川との間の地域にかけて分布する北小国層は、流紋岩溶結凝灰岩を主体とし(高浜, 1976 ; 幡谷・大槻, 1991), 23 Ma (植田ほか, 1973) と 20.2 ± 1.0 Ma (柳

沢・山元, 1998) の黒雲母K-Ar年代のほか, 22.5 ± 0.3 Ma のジルコンFT年代(雁沢, 1987)を示す. 朝日山地西麓の葡萄地域(新潟県の旧山北町から朝日村釜杭にかけての地域)の葡萄層・巻の沢層も, それぞれ北小国層と大泉層に似た岩相からなり(高浜, 1976), 葡萄層からは 22.4 ± 0.6 Ma のFT年代が得られている(雁沢, 1987).

22-20 Maは東北日本や西南日本の日本海側の各地で流紋岩~デイサイト火砕流堆積物と玄武岩~安山岩溶岩が噴出した時期で(鹿野, 2018), これらの年代値は本図幅地域のみならず朝日山地縁辺の各地でも同様のバイモータル火山活動があったことを示す.

4.2 大井沢層

(Oc, Os, Om, Osm, Oap, Oa, Od, Or, Orp)

地層名 村越(1936), 山形(1957a)による. 山形地学会(1979a, b)の月山沢砂岩部層と本道寺泥岩部層とを併せた本道寺層に相当する. ただし, 山形(1957a)の石倉凝灰岩部層より下位で竜ヶ岳層の上位にある地層とする. 半沢ほか(1958)の下山層, 舟山(1955)の吉野層及び本沢層の一部, 皆川(1957, 1959a)の吉野層, 本沢層及び須刈田層, Funayama(1961, 1962)の吉野川層及び本沢層の一部, 通商産業省(1967)の太郎層及び吉野層のほか, 皆川(1957)の柳ノ沢層や戸沢層の下部もこれに含める. なお, 本沢層のもととなった地名「本沢」の読みは「もとさわ」である.

通商産業省(1967)及び山形地学会(1979b)は, 山形市柏倉から長谷堂(山形図幅)にかけて流紋岩溶岩(Or)の間を埋めるように分布する凝灰岩や凝灰質砂岩を認め, これらを水沢層相当層の長谷堂層(皆川, 1957), もしくは自ら新たに設定した呑岡山層相当層とした. その後, 山形地学会(1979b)は, このような通商産業省(1967)の報告を継承し, 岩相の類似性を根拠に本郷層十八才火砕岩部層・橋上砂岩部層(本報告の大暮山層下部)相当層と考え新たに^{でしお}出塩層とし, この対比に依拠した地質図を示している. しかし, 通商産業省(1967)が長谷堂層とした凝灰質粗粒砂岩と同様にパーライトもしくはガラス質流紋岩の細礫を含む砂岩は, 長谷堂層の模式地である長谷堂の北側, 山形市山崎の丘陵にあって, 火山礫~粗粒火山灰粒子サイズのパーライト片が繰り返し集積した堆積物や火山岩塊~火山礫サイズのガラス質流紋岩片が散在する凝灰質砂岩とともに, 自らが吉野層(本報告の大井沢層)とした堆積物を構成している. したがって, 本報告では, 通商産業省(1967)や山形地学会(1979b)が本層より上位に位置つけた凝灰岩・凝灰質砂岩についても本層の流紋岩溶岩・火砕岩に付随する堆積物として扱う.

模式地 西村山郡西川町大井沢から本道寺付までの間の寒河江川流域.

分布 本図幅地域の西部伏辺山の西方及び朝日町白倉から白鷹町黒鴨にかけての地域, 更に本図幅地域南東部の

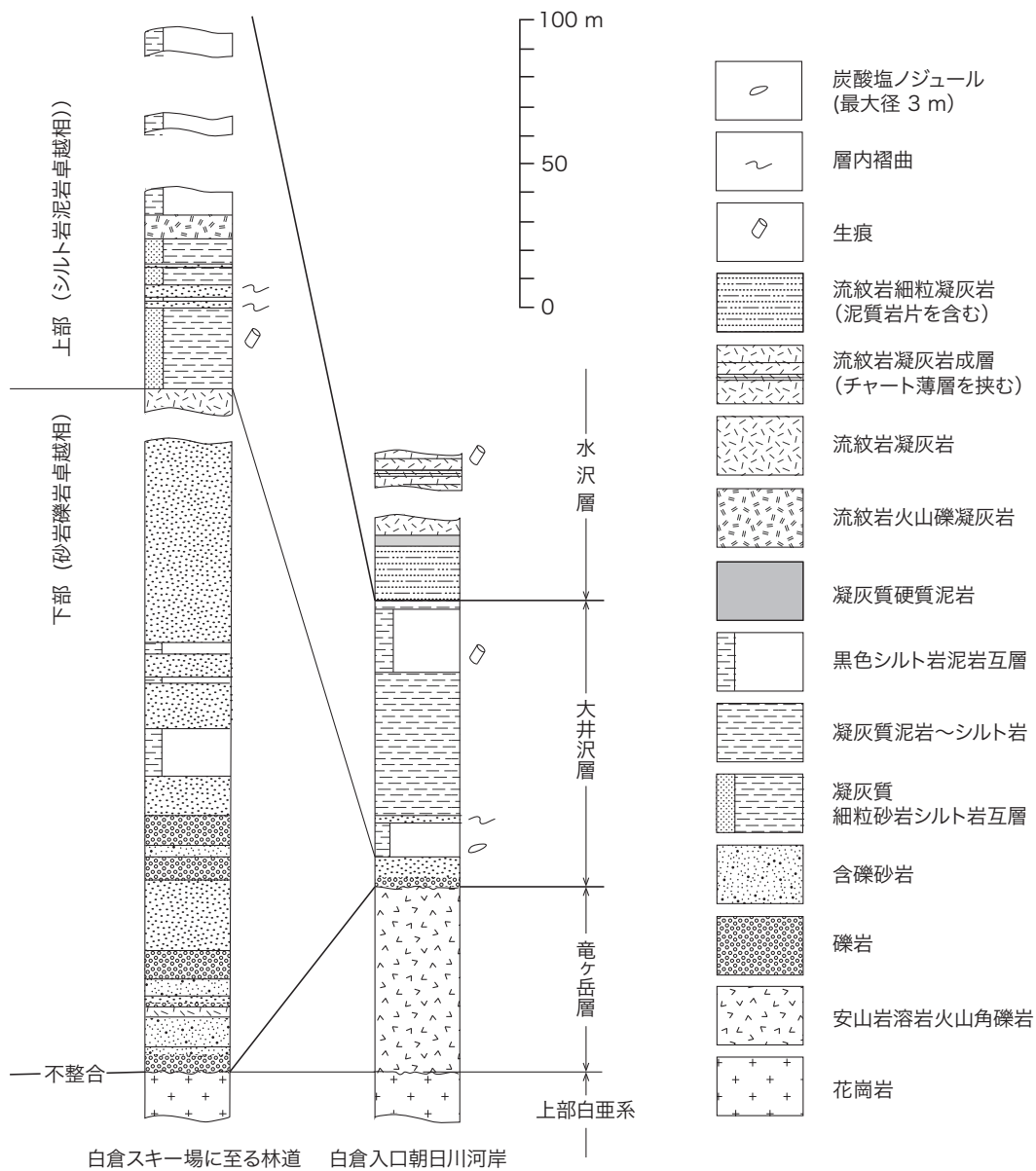
白鷹町荒砥西方の滝野から吉野川流域を経て山形市に至る地域に広く分布する.

層厚 堆積岩が卓越する前2者の地域では最大層厚600 m以上, 火山岩が卓越する吉野川流域を中心とした地域では最大層厚1000 mに達する.

層序関係 後期白亜紀深成岩類及び竜ヶ岳層を不整合に覆う.

岩相 本図幅地域西部では礫岩~砂岩(Oc, Os)が下部を占め, 上方に向かって細粒化し, 上部では泥岩・シルト岩(Om)が優勢となる(第4.3図). 礫岩(Oc)は厚さ数10 cm~10数mで, 花崗岩類, 安山岩, 流紋岩溶結凝灰岩等の重角礫~円礫を主とする淘汰不良, 塊状の堆積物である(第4.4図). 上方に向かって急激に礫まじり粗粒砂岩に移化することも多い. 基盤上の礫岩は最大径数mの巨大角礫を含むことがある. 砂岩(Os)の多くは厚さ数10 cm~3 mで粗~細粒, 塊状あるいは正級化したアレナイトでしばしばその底面に削剥痕や荷重痕, 生物擾乱が認められる(第4.5図). 本層基底に近い所ではしばしば炭質物をレンズ状に挟む. 上位層準の砂岩ほど細粒で薄く(第4.6図), 生痕が認められる(第4.7図). 礫岩が特に厚く発達するのは大瀬川上流で, その周辺では砂岩も厚い. 泥岩シルト岩(Om)は石灰質または凝灰質で, 暗灰色~暗褐色を呈しかつ硬質で, 断続するゆるやかな波状~平行葉理を有し, 所により最大径3 m内外の炭酸塩団塊を挟む. また, 上方に向かうにつれて, 厚さ1 cm以下の凝灰質頁岩, 凝灰岩を頻々と挟むようになり, 厚さ数~15 cm単位で層理明瞭な互層をなし, シルト岩は上位の水沢層のシルト岩と同様, 珪質になる(第4.8図). 砂岩礫岩が卓越する岩相は西方と東方, 南方に向かって薄くなる舌状の形態をなしており(第4.9図A), 泥岩シルト岩が卓越する岩相の層厚は南西に向かって厚くなり, 火山岩が卓越する南東に向かって薄くなる(第4.9図B).

本図幅地域南東部の大井沢層の下部は安山岩~デイサイト溶岩・火砕岩(Oa), デイサイト溶岩(Od), 安山岩~デイサイト火砕岩(Oap), 流紋岩水底溶岩(Or)・火砕岩(Orp)からなる. 上部の泥岩シルト岩はこれらがなす火山体にオンラップしており, 山形市西部の門伝から白鷹火山に向かう道路沿いの周辺では流紋岩火砕岩の上部が砂質となり, 厚さ5~10 cmの硬質シルト岩薄層を繰り返し挟む凝灰質細粒砂岩(Osm)に移化する(第4.10図). この砂岩は側方で尖滅してシルト岩泥岩卓越相(Om)に置き換わっており, 中には, 直径2~5 cmの球状を呈し, 海緑石や菱鉄鉱からなるノジュールを産するものがある. 海緑石は生物生産量の多い海域の酸素極小帯の上面または下面(水深50~500 m)で形成され(Odin and L'etolle, 1980; Odin and Matter, 1981), 菱鉄鉱は Fe^{2+} イオンが存在できる還元的条件下で形成される(Berner, 1981; Maynard, 1982). したがって, この, 門伝付近の



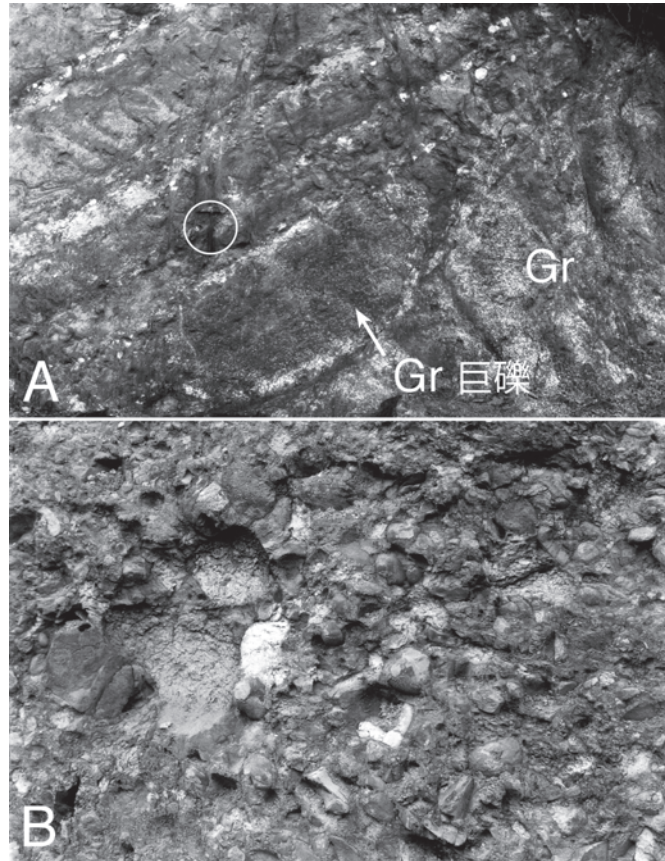
第 4.3 図 朝日町白倉付近における大井沢層の柱状図

砂岩は酸素極小帯の上面もしくは下面付近に接する流紋岩火山体上に堆積したと考えることができる。

安山岩～デイサイト溶岩・火砕岩 (Oa) のうち、溶岩は同質角礫に覆われ、表面から内部にかけてジグソー・パズル状に割れて角礫化した水冷自破碎溶岩である。様々な溶岩程度に変質しており、熱水変質を被って、いわゆるプロピライト化していることもある。比較的新鮮な溶岩では直方輝石、単斜輝石、斜長石などの斑晶組み合わせや色指数などから安山岩と判断できる場合もあるが、輝石と思われる仮象は認められるものの安山岩かデイサイトか判断できないほど変質したものも多い。これは溶岩に伴う火砕岩も同様で、いずれも岩石種の判別が難しいため、地質図では両者を区別せずに安山岩～デイサイ

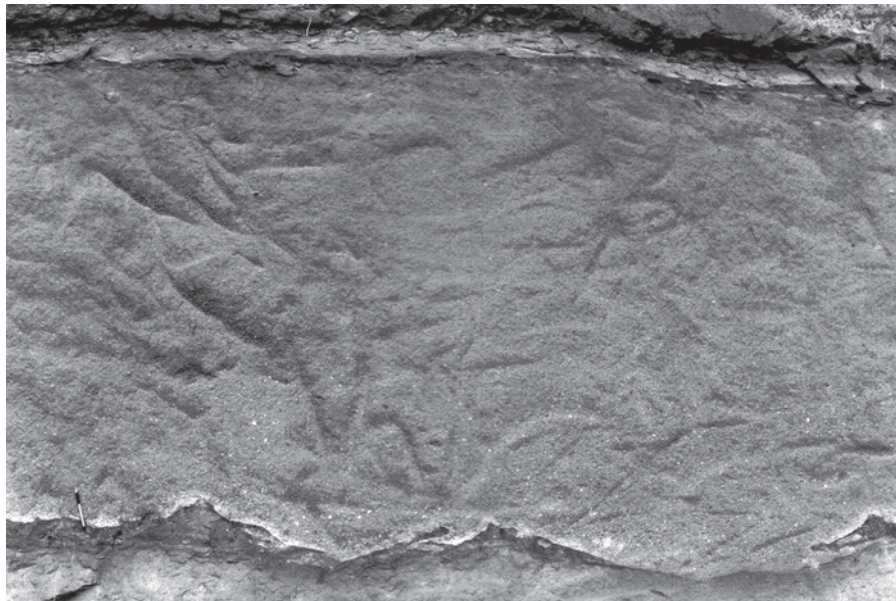
ト組成の溶岩・火砕岩からなる岩相として示した。ただし、流理を示す溶岩については、輝石(仮象)のほか角閃石の斑晶を含有し、ときに流紋岩とも思えるほど色指数が低くてデイサイトとみなせ、しかも、露頭でも容易に識別できることから、デイサイト溶岩 (Od) として区別し、わかる範囲でその分布を地質図に示した。このデイサイト溶岩 (Od) の産状は安山岩溶岩と同様であるが、白鷹町の金華山付近ではドーム状の岩体をなし、その延長と思われる溶岩が、金剛山から北東方の細野にかけての地域や、金剛山東方の吉野川上流域に分布する。

安山岩～デイサイト火砕岩 (Oap) は、多面体形を呈する安山岩～デイサイト岩片からなり、正級化した火山礫凝灰岩～凝灰岩を主体とする岩相である。花崗岩類の直



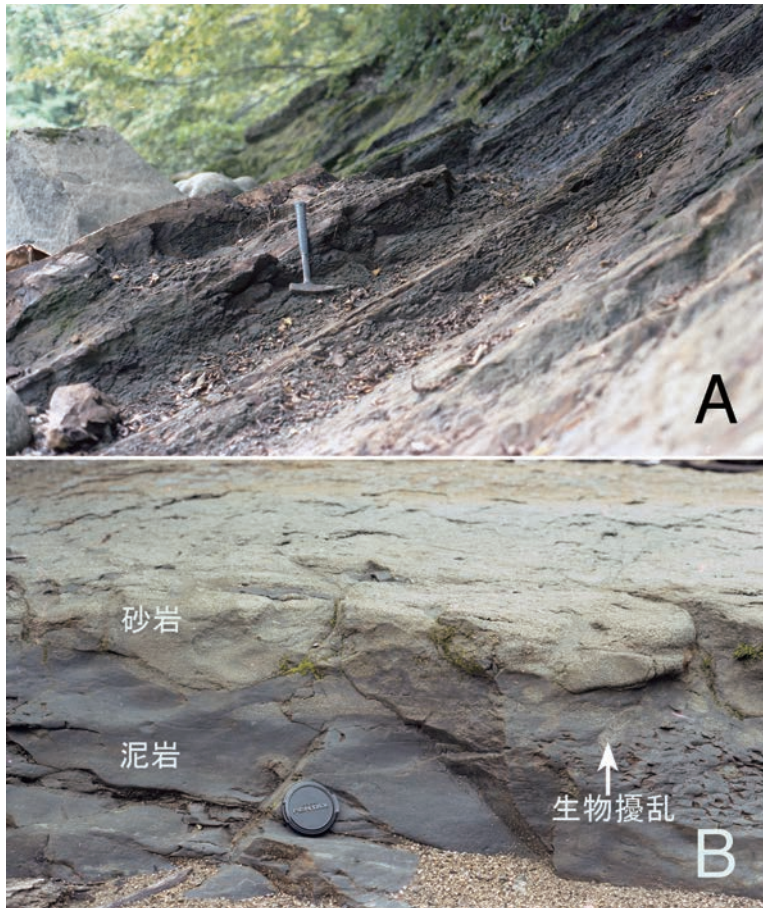
第 4.4 図 大井沢層の礫岩

A: 粗粒黒雲母花崗岩 (Gr) を不整合に覆う礫岩 (白倉林道). 白丸で囲んだハンマーの柄の長さは約 30 cm. ハンマーの直下にあるのは礫岩に取り込まれた粗粒黒雲母花崗岩の巨礫. B: 基底近くの礫岩 (白倉林道). 様々な程度に円磨された安山岩, 流紋岩溶結凝灰岩などの小礫~大礫からなる.



第 4.5 図 大井沢層のタービダイト砂岩 (白倉林道)

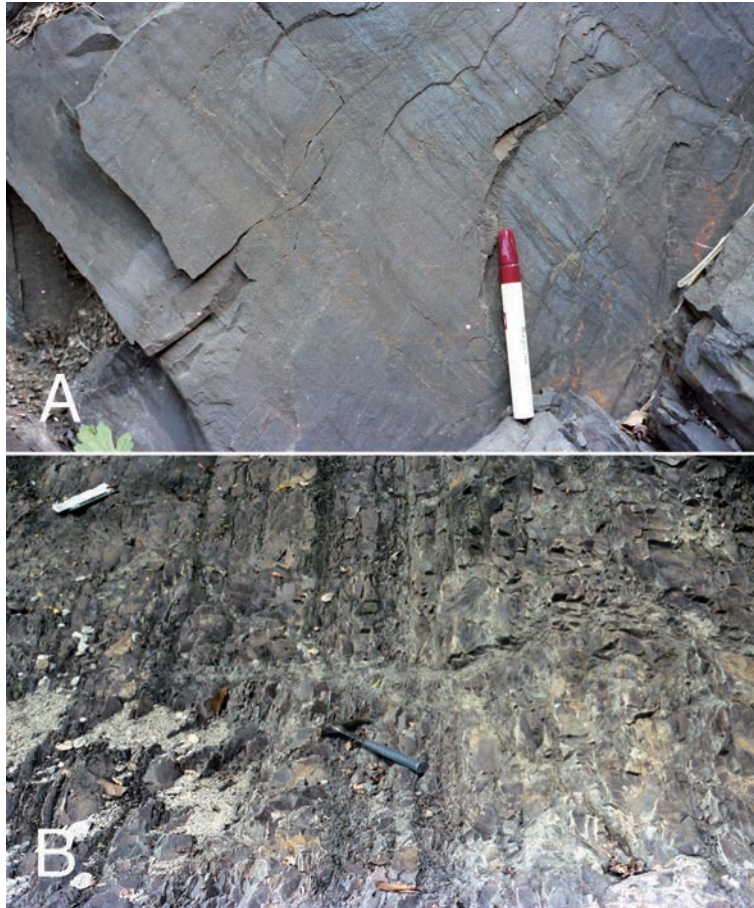
正級化し, 直下の泥岩薄層を削剥. 左下のシャープペンの長さは約 14 cm.



第 4.6 図 大井沢層の砂岩泥岩互層 (朝日川上流一ツ沢入口付近)
 A : 泥岩勝ち互層. ハンマーの柄の長さは約 30 cm. B : 泥岩を削剥する砂岩. 基底部は生物擾乱を受けて泥岩と混じり合っている. レンズキャップの直径は約 6 cm.



第 4.7 図 大井沢層砂岩中の生痕 (朝日川上流一ツ沢入口付近)
 レンズキャップの直径は約 6 cm.



第4.8図 大井沢層のシルト岩

A: かすかに波打ったラミナを有する黒色シルト岩(白鷹町黒鴨). マジックペンの長さは約14 cm. B: 層理明瞭な硬質シルト岩と頁岩薄層との互層(朝日町白倉入口付近の朝日川). ハンマーの柄の長さは約30 cm.

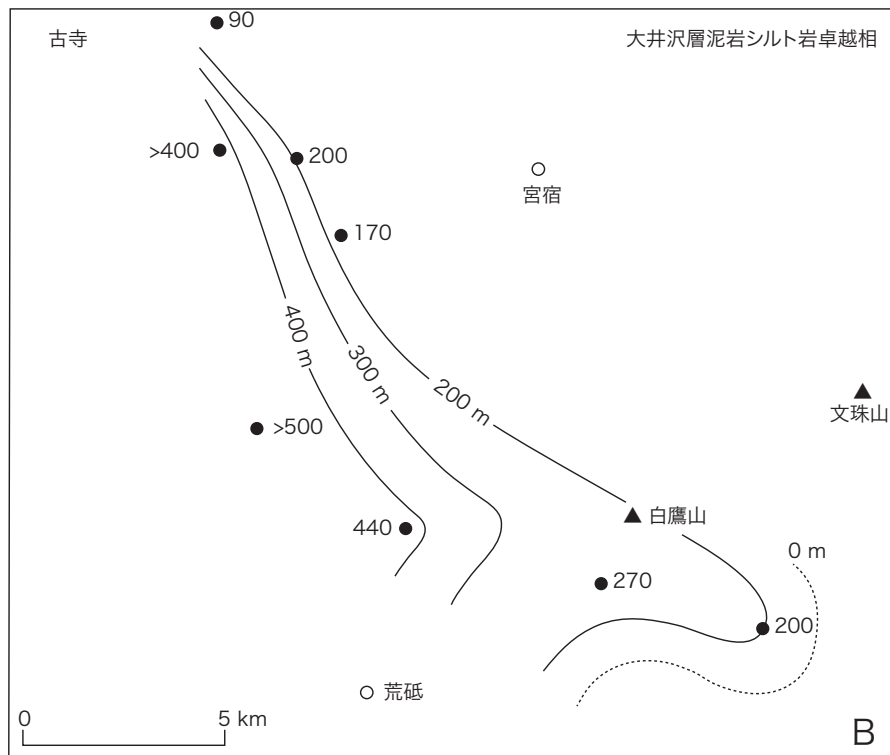
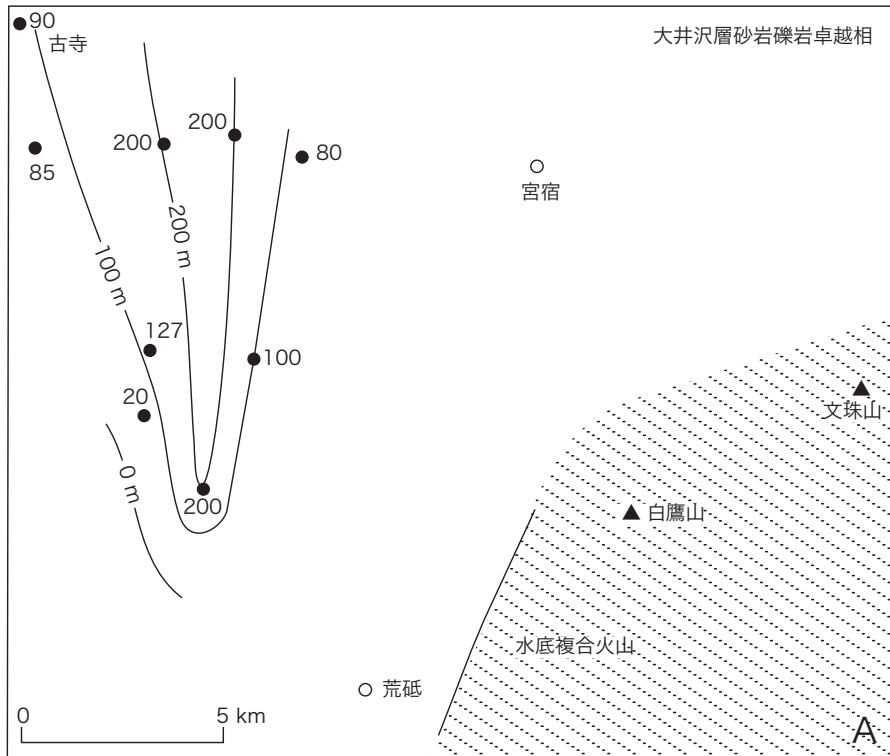
上にあって白鷹町の金華山周辺で最も厚く、その東方と北方に向かって薄くなるが、これと同様の火山礫凝灰岩～凝灰岩は、その先の安山岩～デイサイト溶岩・火砕岩(Oa)に一括した火砕岩の中にもしばしば挟まれている。それらは、いずれも破断面に囲まれた多面体型の安山岩～デイサイト片からなることから、全てではないにしても、溶岩・火砕岩(Oa)がなす水底火山から噴出した溶岩のマグマ水蒸気爆発もしくは重力崩壊で発生した水底密度流起源の堆積物と考えられる。

流紋岩溶岩(Or)の多くは、黒雲母、石英、斜長石斑晶を含み、塊状で、一部に流理明瞭なものがある。その縁辺部にはガラス質で真珠岩組織を呈し、著しく水冷破碎されているところがある(第4.11図)。また、吉野川流域にあって流紋岩溶岩がほとんど分布しない地域には北北東-南南西～北東-南西方向の流紋岩岩脈が複数認められる。いずれも変質して苦鉄質斑晶の種類は不明であるが、斜長石と石英に富む。

流紋岩火砕岩(Orp)の多くは、無層理の軽石火山礫凝灰岩と級化成層した細粒凝灰岩とが1フローユニットを

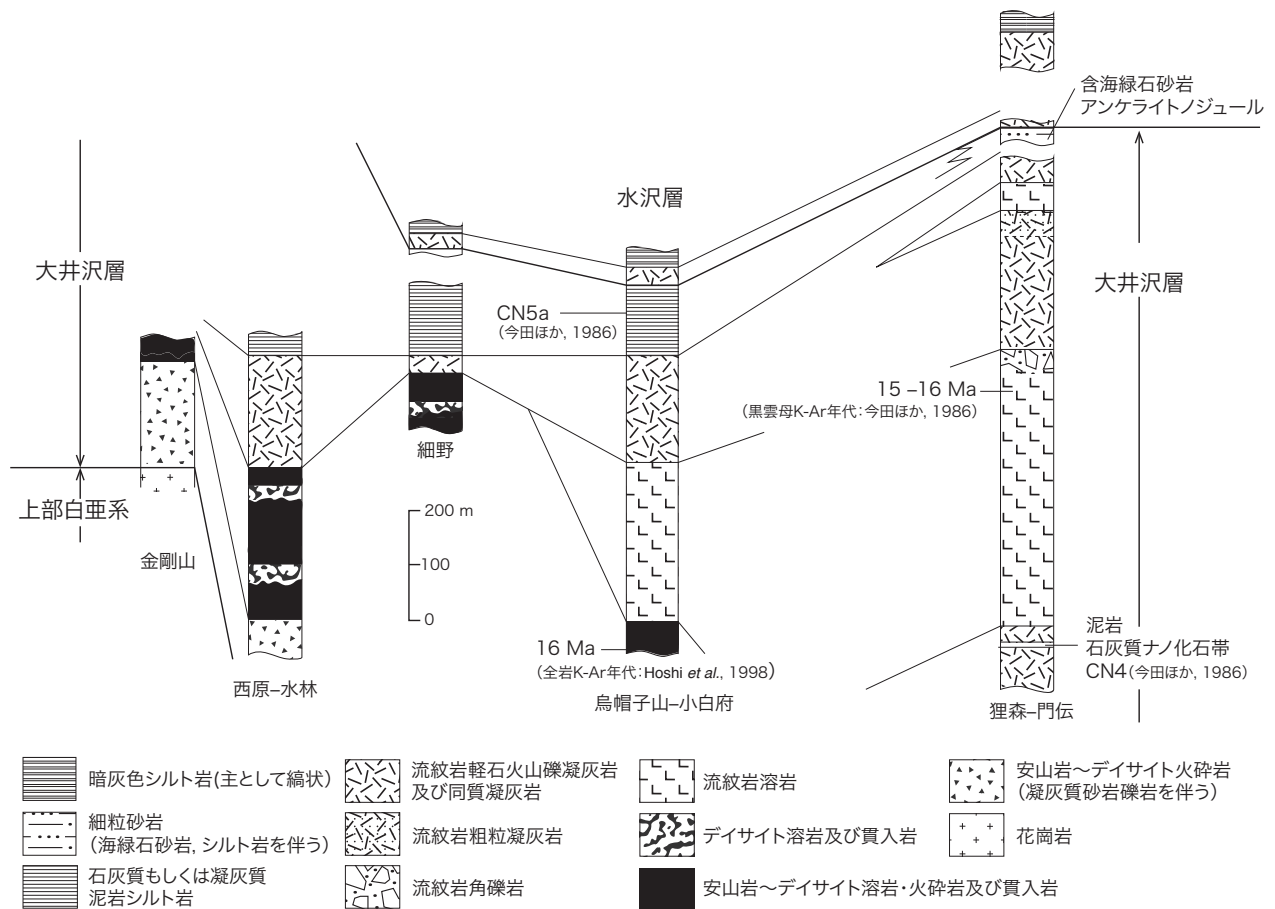
なすいわゆる水底火砕流堆積物(噴火に直接由来する密度流堆積物subaqueous eruption-fed density current deposit: White, 2000; 鹿野, 2005, 2022)で、それぞれのユニットの厚さは数10 cmから数m以上と、様々である(第4.12図)。主部の軽石火山礫凝灰岩に含まれる軽石は長径20 cm, 短径5 cm以下で、ときに軽石火山礫凝灰岩の下部に火山岩塊～火山礫サイズの流紋岩岩片が、上部に軽石が濃集していることがある。このほか、流紋岩(パーライト)や流理が明瞭なガラス流紋岩の水冷破碎岩の周囲ではそれらの破片からなる堆積物(いわゆるハイアロクラスタイト)や、それらが周辺の火砕物と混合して再移動したと見られる凝灰質堆積物が認められる。パーライトやガラス質流紋岩の岩片こそ目立たないものの、流紋岩溶岩火砕岩由来の凝灰岩や凝灰質砂岩はほかにもあって、山形市柏倉西方2-3 kmの山形市門伝付近に分布する流紋岩火砕岩(Orp)中に認められる細礫含有凝灰岩や凝灰質砂岩、水沢層基底を占める流紋岩火砕岩直下の細粒砂岩(Osm)などもそのような例である。

田宮ほか(1986)によって報告された南陽市小滝の安



第 4.9 図 大井沢層の等層厚線図

A：砂岩礫岩卓越相 (Oc, Os), B：泥岩シルト岩卓越相 (Om).
層厚を求めた調査地域のほぼ中央を測定位置と仮定して作成.



第 4.10 図 吉野川及び本沢川流域における大井沢層の柱状図

山岩溶岩と山形市隔間場の流紋岩溶岩の全岩SiO₂はそれぞれ 58 wt.%, 75 wt.%である。

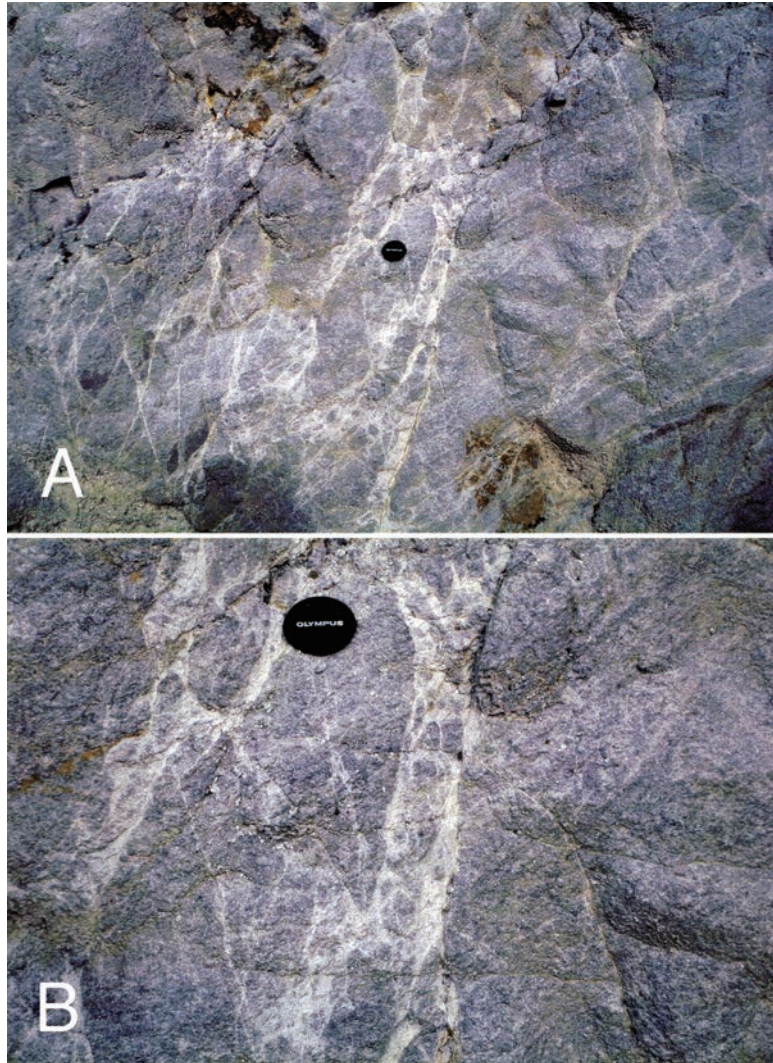
化石 本地質図幅内及び周辺地域から植物, 貝, 有孔虫, ナンノプランクトン, 生痕などの化石が多数報告されている。植物化石の多くは本層の下部から産出し(山形, 1957a, b; 通商産業省, 1967), 花粉化石(田宮ほか, 1986)と併せて考えると台島型植物群に属するものとみなせる。本層の下部からは暖流系の海生貝化石(Funayama, 1962; 皆川, 1957), 大型有孔虫化石 *Miogyopsis kotoi*, *Operculina complanata japonica* (Hanzawa, 1935; 大森ほか, 1955; 山形, 1957a, b; 斉藤, 1982)が, 中・上部の細粒砂岩～泥質岩からは, *Zoophycos* sp.などの生痕化石(田宮ほか, 1986), 浮遊性有孔虫化石及び大陸斜面に生息する底生有孔虫化石(山形, 1957b; 通商産業省, 1967; 斉藤, 1982), CN4帯下部～CN5a帯を特徴づけるナンノ化石(今田ほか, 1986)などが報告されている。

堆積環境 上記の産出化石は, 大井沢層の堆積環境が汽水～浅海から半深海へと急激に変化したことを示す。また, 門伝の海緑石砂岩は, その直下の流紋岩火山体が酸素極小帯の面もしくは下面の深さ(水深 50-500 m)まで成長していたことを示唆する。砂岩礫岩卓越相と泥岩シ

ルト岩卓越相の等層厚線の長軸の向きはおおむね南北で, 大井沢層の堆積盆が北東-南西～東西方向の張力場で急激に沈降して生じたことを示唆する。

年代・対比 今田ほか(1986)は, 鷹取山北方山形市門伝に分布する流紋岩溶岩の黒雲母K-Ar年代として 14.9 ± 1.3 Ma, 15.5 ± 1.2 Ma, 15.6 ± 0.7 Maの値を報告している。また, Hoshi *et al.* (1998)は南陽市小滝に分布する安山岩溶岩の全岩K-Ar年代として 16.0 ± 0.5 Maの値を, 上市市須刈田東方に分布する流紋岩溶岩の全岩K-Ar年代として 13.4 ± 0.4 Maの値を報告している。

Hoshi *et al.* (1998)が得た流紋岩溶岩の全岩K-Ar年代値は, 上記の黒雲母K-Ar年代よりも明らかに若い, これは試料がガラス質で水和しているためと考えられる。これを除けば, 流紋岩溶岩の年代は 16-15 Maに集中し, しかも, その上位を占める泥岩シルト岩から産出するナンノ化石の年代(CN4帯下部～CN5a帯: 14-12 Ma)に矛盾しない。Hoshi *et al.* (1998)が測定した小滝の安山岩溶岩は, 今田ほか(1986)が測定した流紋岩溶岩より下位に位置しており, その全岩K-Ar年代値は, 流紋岩溶岩の年代 16-15 Maと整合的である。これら火山岩の噴出年代とナンノ化石が示す年代は, 本層が男鹿半島の西黒沢層



第 4.11 図 大井沢層の水冷却破されたガラス質流紋岩溶岩(山形市柏倉の林道)
 流理を切って開口割れ目が発達し(A), 割れ目も同質の細粉で充てんされている(B).
 レンズキャップの直径は約 6 cm.

(約 17–12.3 Ma : 鹿野ほか, 2011) とほぼ同時期に堆積したことを示す.

4.3 水沢層 (Mm, Mrp)

地層名 山形(1957a)による。ただし本報告では山形(1957a)の石倉凝灰岩部層または山形地学会(1979b)の石倉火砕岩部層を基底とし、山形(1957a)および山形地学会(1979a)の間沢層を含むものとする。半沢ほか(1958)及びFunayama(1961)の杉山層、太郎層及びもとざわがわ川層の上部、皆川(1957)の戸沢層の一部、皆川(1957, 1959a)もしくは山形地学会(1979b)の杉山層と出塩層の一部なども本層に含める。通商産業省(1967)及び山形地学会(1979b)は、白鷹山南麓から東麓にかけて分布する水沢層を凝灰質砂岩もしくは軽石火山礫凝灰

岩-凝灰岩が卓越する岩相と見て、これを長谷堂層としているが、これは白鷹火山由来の噴出物や岩屑なだれ堆積物の間に垣間見える本層基底部の流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩(Mrp)と大井沢層最上部の細粒凝灰岩卓越相(Osm)の分布を過大に評価したもので、通商産業省(1967)も認めているように、「長谷堂層」の上位には本層を特徴づけるシルト岩が分布する。

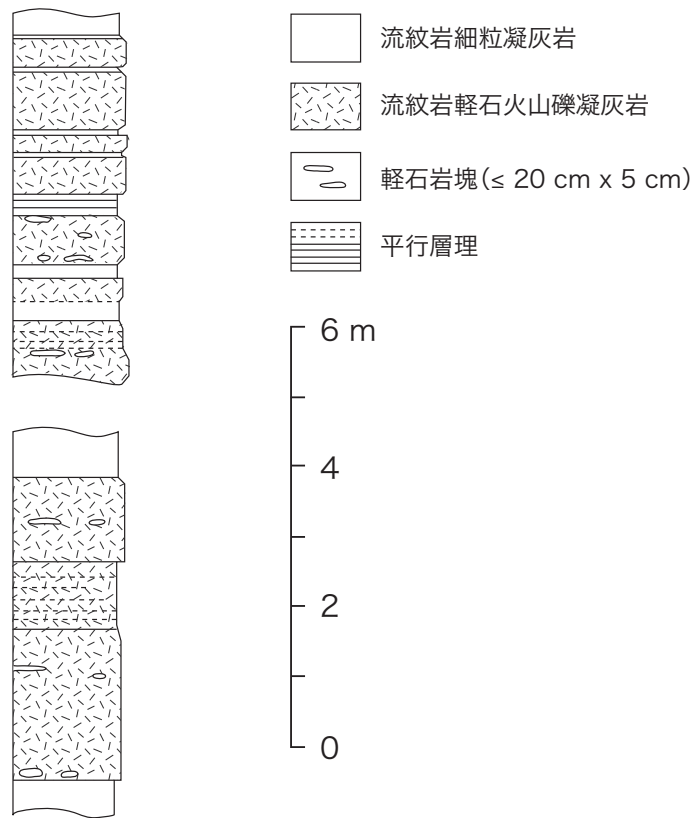
模式地 西村山郡西川町水沢周辺の寒河江川流域。

分布 主として朝日町太郎北方から白鷹町荒砥に至る地域と白鷹山の周辺に広く分布する。

層厚 440–900 m(第 4.13 図)。

層序関係 下位の大井沢層と漸移整合。

岩相 主として厚さ 10 数 cm 以下の珪質で板状層理明瞭な暗灰色～暗褐色硬質シルト岩(Mm)からなり、基底及び中部にそれぞれ最大層厚 50 m 以上の流紋岩軽石火山



第 4.12 図 大井沢層の流紋岩水底密度流堆積物
(上市市須刈田-内山間の道路沿い)

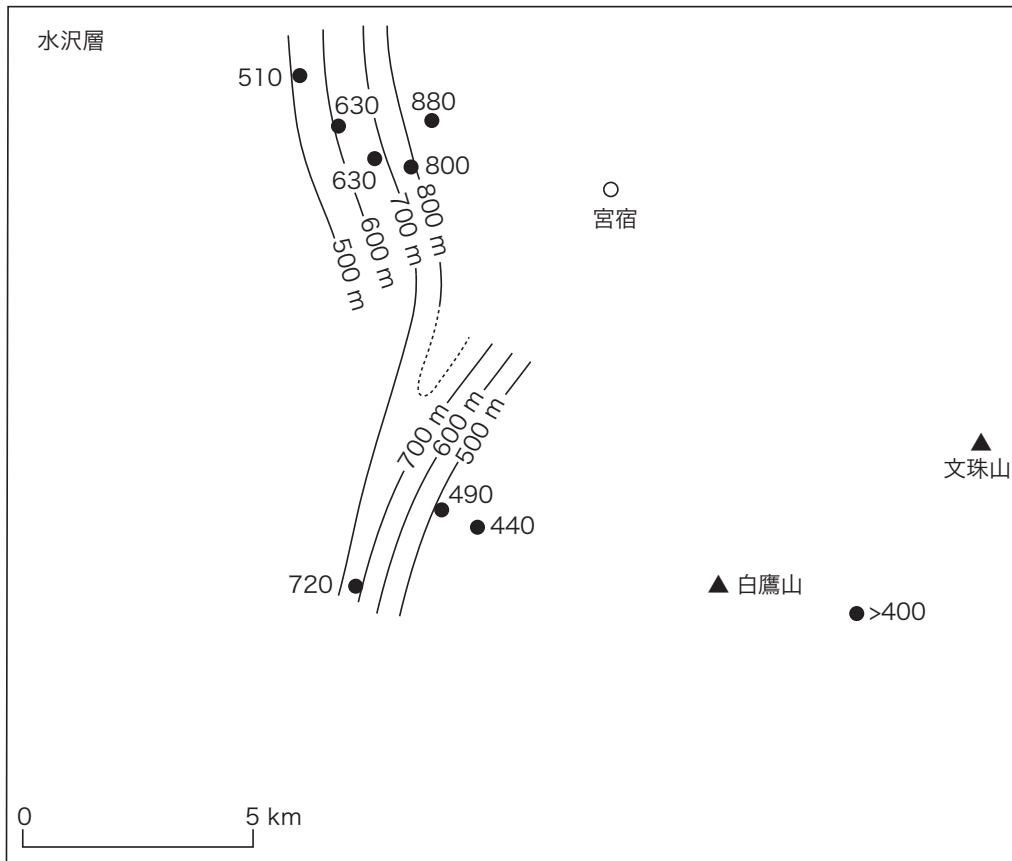
礫凝灰岩を主体とする火砕岩層 (Mrp) を挟む (第 4.3 図, 第 4.10 図). シルト岩は風化すると厚さ数 cm の暗灰色の部分と灰白色の部分に分かれ, 縞状となる (第 4.14 図). しばしば細粒凝灰岩薄層を挟み, 所により炭酸塩ノジュールを含む. 基底と中部の流紋岩火砕岩層は, いずれも淘汰不良で火山灰に軽石火山礫が散在する塊状部とより細粒の成層部とからなる複数の, いわゆる水底火砕流堆積物 (直接噴火に由来する可能性の高い水底密度流堆積物) からなり, 泥質岩や凝灰質砂岩を間に挟む (第 4.3 図, 第 4.15 図). また軽石には苦鉄質斑晶として黒雲母を含むことが多い. これら火砕岩の存在は早くから知られており, Funayama (1961) は基底の凝灰岩層を大瀬凝灰岩部層と名付け, その分布を示している. また, 山形地学会 (1979b) は基底の火砕岩層を石倉火砕岩部層と名付け, 中部の火砕岩層は“軽石凝灰岩”としてそれぞれの分布を示している. ただし, Funayama (1961) が大瀬凝灰岩部層としたもののうち, 大瀬に分布する火砕岩層は山形地学会 (1979b) の“軽石凝灰岩”, すなわち本層中部の火砕岩層に対比される. 対比の問題は山形地学会 (1979b) にもあって, 荒砥図幅で石倉火砕岩部層とした本層基底の火砕岩層は山形地学会 (1979a) が左沢図幅で幸生火砕岩部層としているものである. また, この“石

倉火砕岩部層”を本図幅地域南東部に分布する吉野層 (本図幅の大井沢層) の流紋岩火砕岩に対比しているが, 両者の間には下山層 (Funayama, 1961) もしくは吉野層上部 (通商産業省, 1967) とされている泥岩シルト岩が存在しており, 層準は異なる.

化石 本層は化石に乏しい. *Cyclamina* などの底生有孔虫化石 (山形, 1957; 皆川, 1957), *Conchocele* などの海生貝化石 (山形, 1957a, b; 半沢ほか, 1958; 田宮ほか, 1986), 魚鱗などが報告されている.

堆積環境 本層は, 大井沢層上部に引続き半深海の環境に堆積したと考えられる. ただし, 等層厚線から判断される堆積の中心は東側に移行し, その延びも NS 方向に変わっている (第 4.13 図).

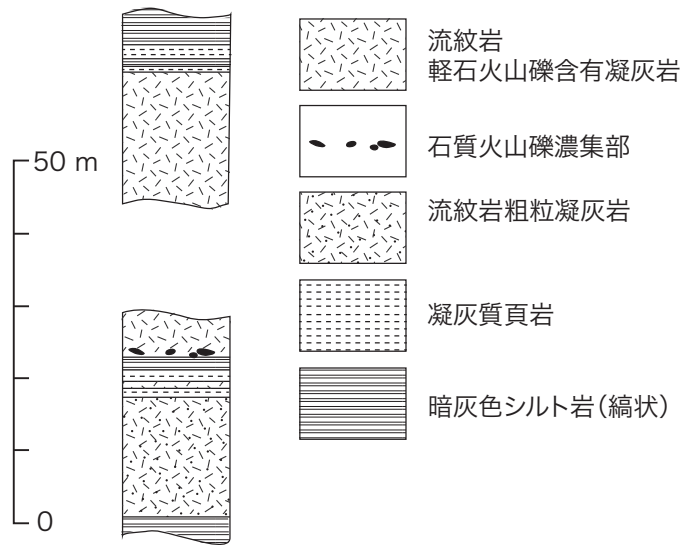
年代・対比 白鷹町大瀬で本層中部火砕岩層から採取した凝灰岩試料は 9.1 ± 1.0 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値を示す (第 4.1 表). 吉田ほか (1985) は, 「左沢」図幅地域に分布する本層の石倉火砕岩部層, 幸生火砕岩部層, 八木沢火砕岩部層 (山形地学会, 1979a, b) についてジルコン FT 年代として 23.3 ± 3.0 Ma, 18.0 ± 2.1 Ma, 15.3 ± 1.6 Ma の値を報告しているが, これらの値は下位の大井沢層の放射年代及び微化石から推定される年代とほぼ同じか, それよりも古く, 層序に矛盾する.



第 4.13 図 水沢層の等層厚線図
層厚を求めた調査地域のほぼ中央を測定位置と仮定して作成.



第 4.14 図 水沢層の縞状硬質シルト岩(朝日町送橋)
写真中央のサインペンの長さは約 6 cm.



第 4.15 図 水沢層中部の流紋岩凝灰岩層(朝日町皆朱沢)

対比 本層中部の火砕岩層の年代は男鹿半島の女川層の堆積年代 12.3–6.8 Ma (鹿野ほか, 2011) のちょうど中間の値であり, 大井沢層上部の海緑石砂岩の存在(第 4.10 図)も考え併せると, 本層は男鹿半島の女川層に対比される。

4.4 大暮山層 (Ogp, Ogr, Ogd, Ogs, Ogm)

地層名 半沢ほか(1958)及びFunayama(1961)による。山形(1957a)の本郷層から大谷凝灰質シルト岩部層を除いた部分, 山形地学会(1979a)の本郷層から十八才火砕岩部層を除いた部分に相当する。本郷層は早くから用いられてきた地層名で, 本図幅地域でも山形地学会(1979b)が本層を本郷層として記載している。しかし, これまで本郷層とされてきた地層の岩相や分布は山形(1957a)と山形地学会(1979a), 山形地学会(1979b)とで大きく異なる。また, 山形(1957a)と山形地学会(1979a)は北隣の「左沢」図幅地域では本郷層と下位の水沢層との間に本図幅地域には分布しない間沢層を挟むとしており, しかも, 山形(1957a)と山形地学会(1979a), 山形地学会(1979b)は, 水沢層と間沢層, そして本郷層に挟まれている複数の火砕岩の区分と層序についても異なる見解を示している。そこで, 本報告では, このような層序学的混乱を避けるため, 本図幅地域北端の大暮山を模式地として定義された大暮山層を用いる。大暮山層はこれまでも水沢層に対比されてきた杉山層を整合に覆う地層として定義されており, こうすることで, 北隣「左沢」地域の層序との整合性は保たれ, 本図幅地域から「左沢」地域へと調査地域を広げることで従来の層序を見直すこともできる。

模式地 西村山郡朝日町大暮山。

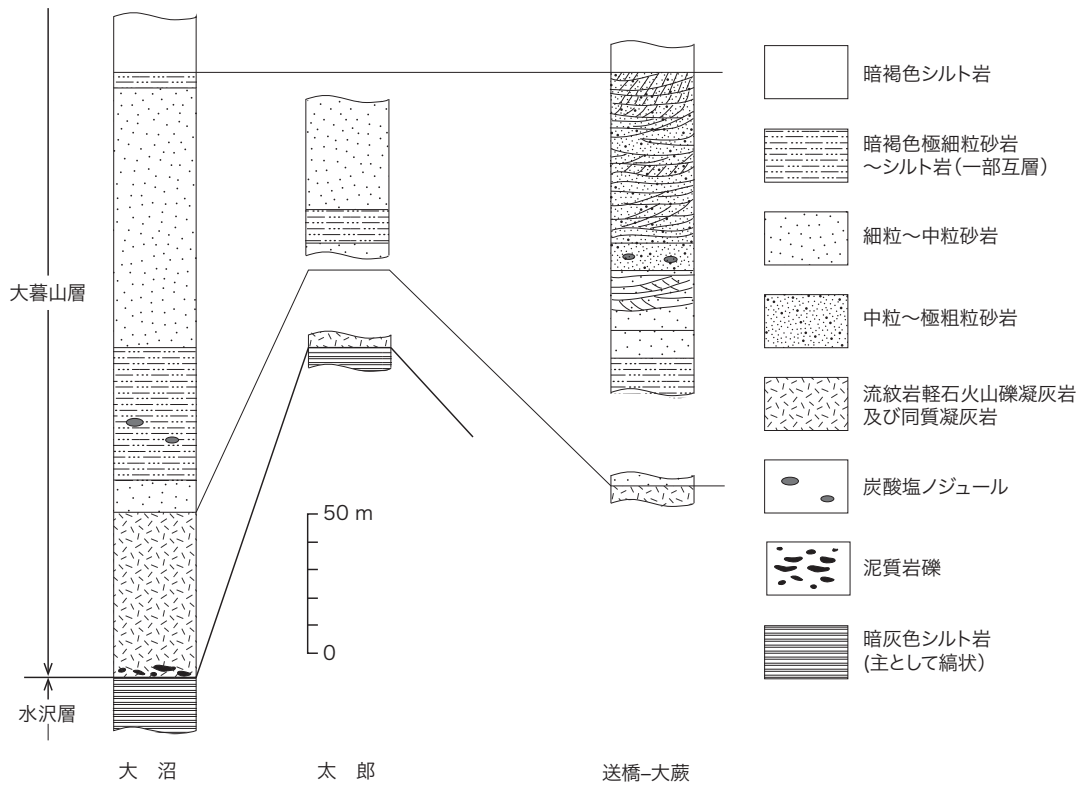
分布 主として朝日町大沼以東の本図幅地域北半部に広く分布する。

層厚 90–500 m。

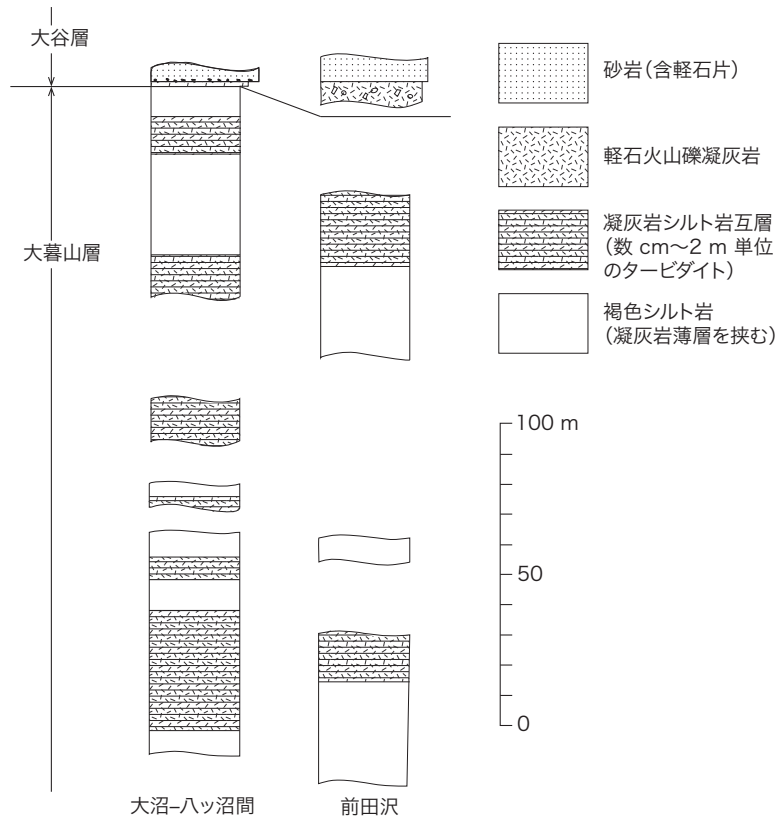
層序関係 下位の水沢層と整合。本図幅地域南東部では大井沢層の流紋岩火山体の間を埋める凝灰質堆積物を介在し, 大井沢層の流紋岩火山体にオンラップしている。

岩相 本層の下部は主として砂岩(Ogs)からなり, 最下部に流紋岩火砕岩(Ogp)と流紋岩溶岩(Ogr), デイサイト溶岩(Ogd)を伴う。また上部は主としてシルト(Ogm)岩からなる(第 4.16 図, 第 4.17 図)。山形(1957a)は, 下部の砂岩を橋上砂岩部層, 上部のシルト岩を葛沢シルト岩部層と名付け, Funayama(1961)は, 最下部の火砕岩を沢口凝灰岩部層, 下部の砂岩を橋上砂岩部層, 上部のシルト岩を宮宿シルト岩部層としている。また, 山形地学会(1979a)は, 北隣の左沢図幅をまとめるに当たって, 最下部の火砕岩を十八才火砕岩部層, その上位の砂岩を橋上砂岩部層, 上部のシルト岩を葛沢シルト岩部層とし, 十八才火砕岩部層を本層ではなく下位の間沢層(本図幅地域の水沢層)最上部に位置づけた。その後山形地学会(1979b)がまとめた荒砥図幅では, 十八才火砕岩部層が橋上砂岩部層と指交関係にあることを認め, これを本郷層(本図幅地域の大暮山層)の最下部とした。

本層の最下部をなす火砕岩(Ogp), すなわち, 十八才火砕岩は, 淘汰不良, 無層理の流紋岩細粒軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩である。露頭は断片的で全体像を把握することは難しいが, 比較的露出の良い朝日町大沼付近では, 最下部では細礫大の円磨された異質礫と中礫～巨礫大のシルト岩偽礫が濃集し, 上部では正級化した凝灰岩を経て最上部を占める厚さ 1 m の細粒凝灰岩に移化する



第 4.16 図 大暮山層下部の柱状図



第 4.17 図 大暮山層上部の柱状図

様子が観察できる。この火砕岩の堆積学的特徴は、これが噴火に直接由来する水底密度流から堆積したことを示唆する。

この火砕岩 (Ogp) を構成する軽石や火山灰粒子に含まれる結晶の多くは斜長石と石英で、まれに微細な角閃石と黒雲母を伴う。軽石や火山灰粒子を構成する火山ガラスは沸石などに変質しているが、火山ガラス片は破片状の形態を、軽石は繊維状の組織をとどめており、いずれも爆発的噴火に直接由来したものと見える。また、結晶片にはほとんどどこもジグソー・パズル状の割れ目が認められるが、これは、噴出すると同時に高温の結晶が水に触れて急速に冷やされて生じたことを示唆する。

流紋岩溶岩 (Ogr) は山形市出塩西側の文珠山を構成するドーム状の岩体で、流紋岩はガラス質で全体に同心円～渦巻き状の割れ目が発達した真珠岩となっており、気泡に富む。角閃石と縁が溶融された斜長石・石英のほか、ごくまれに黒雲母の斑晶を伴う。この流紋岩は、角閃石斑晶を含む点で大井沢層の流紋岩 (Or) とは異なり、大井沢層上部のシルト岩泥岩 (Om) と最上部の砂岩卓越相 (Osm) を欠いて流紋岩火砕岩卓越相 (Orp) に貫入し、本層下部の砂岩 (Ogs) と接する。

デイサイト溶岩 (Ogd) は山形市柏倉の鷹取山周辺にあって大井沢層の流紋岩溶岩を貫きこれを覆う。この岩石は、部分的に変質しており、長柱状の斜長石と不規則な外形の石英の微細な結晶を主体とする石基に、角閃石 (仮像) と斜長石の斑晶のほか、シリカ鉱物に縁取られた気孔、角閃石もしくは黒雲母と思われる微細な苦鉄質鉱物が点在する。このデイサイト溶岩の層位はあいまいであるが、大井沢層の泥岩シルト岩 (Om) や流紋岩火砕岩 (Orp) を欠いて流紋岩溶岩 (Or) を直接覆い、かつ、これと同様の岩石が下位の水沢層や上位の大谷層に存在しない。

鷹取山のデイサイト溶岩に似た岩石は鷹取山南西の檜木沢山山頂付近や柏倉の富神山付近にも分布する (通商産業省, 1967; 山形地学会, 1979b) とされている。しかし、富神山を構成する岩石は直方輝石単斜輝石安山岩である (Hoshi *et al.*, 1997)。石基は鷹取山のデイサイト溶岩と同様長柱状斜長石などからなり、いずれも部分的に変質し、不規則な外形の微小な石英が斑状に点在する。しかし、石英は斜長石の一部を置き換えるなどしており、鷹取山のデイサイト溶岩と比べると、その量はわずかである。この安山岩溶岩はドームをなしており、西隣にあって急傾斜している大井沢層流紋岩火砕岩と不調和に接しておりこれに貫入しているとみなせる。

通商産業省 (1967) や山形地学会 (1979b) によれば、富神山や鷹取山の周辺には、このほかにも鷹取山のデイサイト溶岩や富神山の安山岩溶岩に対比されるデイサイトもしくは安山岩の溶岩が多数分布する、しかし、その多くは、大井沢層の、パーライト、あるいは水冷破碎され

て生じたガラス質流紋岩片の集合 (いわゆるハイアロクラスタイト)、もしくは、それらが変質岩した岩石を誤認したもので、本図幅の現地調査でそれと判断された事例については、地質図から除外した。ただし、除外したものの中には、時間的制約があって詳しく調査できなかった事例も含まれており、この判断の可否については、なお検討する余地がある。

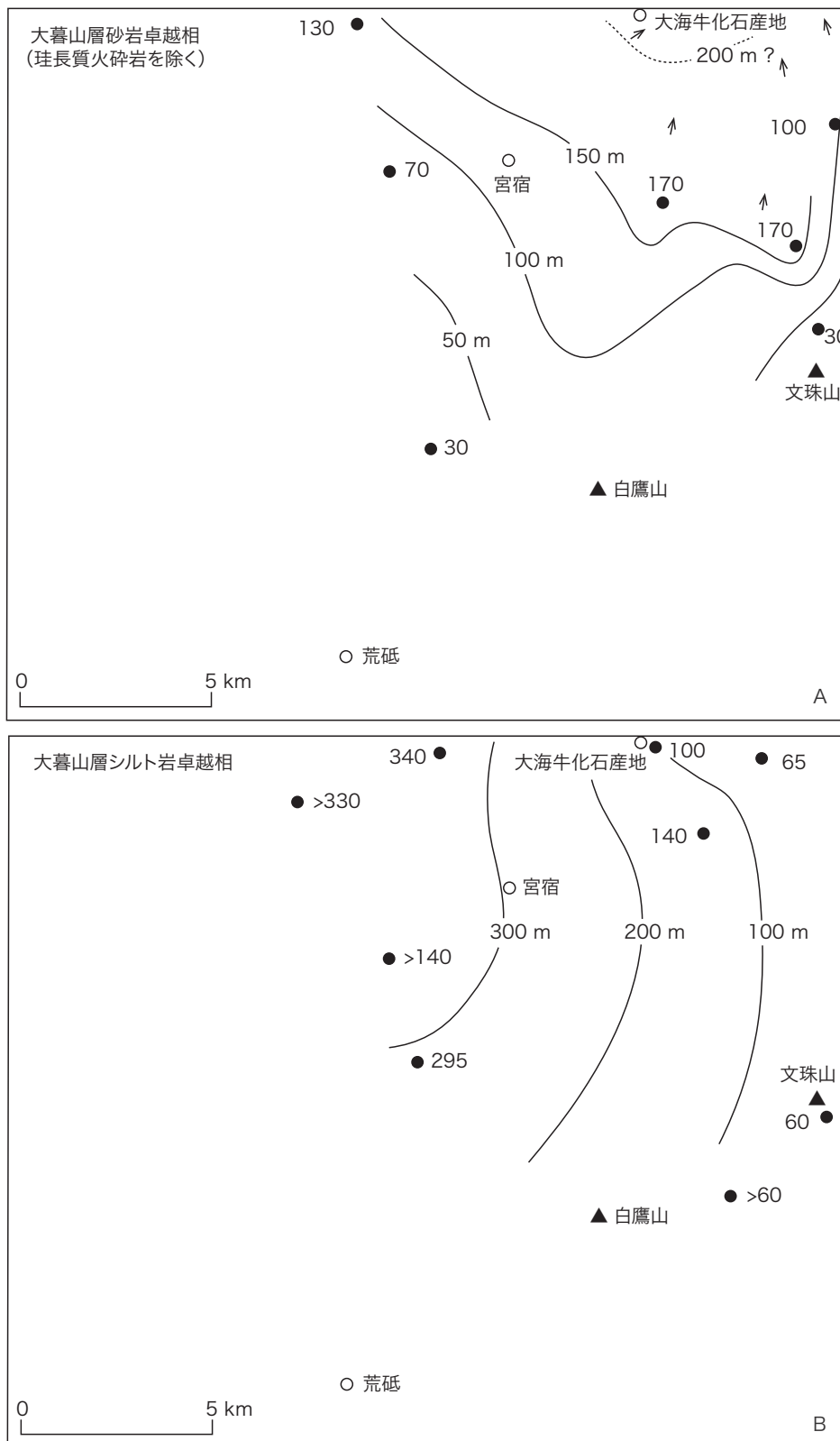
本層下部の砂岩 (Ogs) は細粒～極粗粒で、石英、長石、流紋岩、軽石片、黒雲母、角閃石等を含み (Ichimura and Aoki, 1957; 青木, 1958)、おそらく珪長質火砕岩起源と考えられる。白鷹山から北方にかけて厚くなるとともに (第 4.18 図 A; 市村, 1958) 斜交層理の発達が著しくなる (第 4.16 図, 第 4.19 図, 第 4.20 図) が、西側と東側では薄くなり、細粒となって層理も目立たなくなる (第 4.16 図)。

斜交層理はトラフ型で、1 セットの厚さが数 10 cm から数 m でほぼ南から北へ向かう流れを示すものが多く (第 4.18 図 A, 第 4.19 図, 第 4.20 図)、流れが強くサンドウェーブが卓越する状況下で形成されたものと考えられる (齊藤, 1983)。最上川以西の塊状砂岩はその上位のシルト岩も厚く、斜交層理をなす砂岩に比べてかつ細粒で、おそらく斜交層理をなす砂岩よりも沖合に堆積したものであろう。砂岩の層厚分布と古流向は、南方から碎屑物が供給されたことを示唆する。本図幅地域の南側には赤湯層や板谷層など中期～後期中新世のカルデラ形成噴火にともなって噴出した珪長質火砕流堆積物が広く分布しており (田宮・山形新生代研究グループ, 1973)、本層の砂岩が凝灰質なもの、これらが後ろに控えていたためと考えられる。

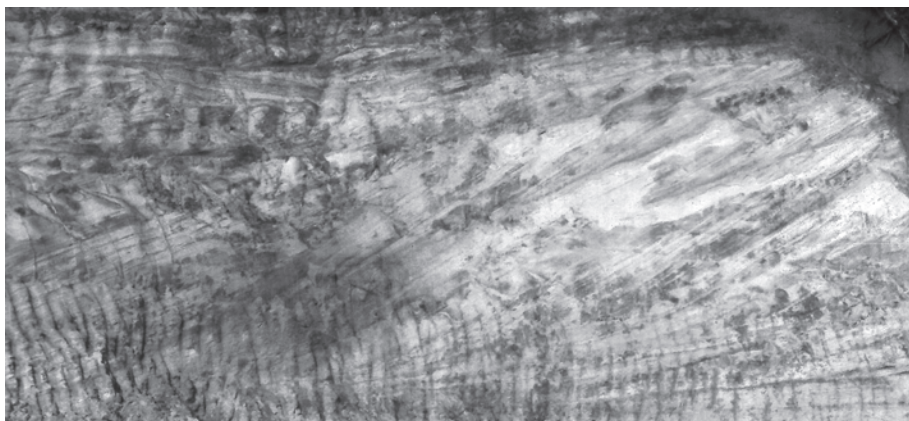
シルト岩 (Ogm) は褐色または灰～灰白色凝灰質、無層理で、厚さ数 cm～数 m の酸性凝灰岩をしばしば挟む (第 4.17 図, 第 4.21 図)。シルト岩に挟まれる凝灰岩層は薄いものでもタービダイト類似の堆積構造を有し、下位のシルト岩を削剥していることがある (第 4.22 図, 第 4.23 図)。また、軽石が点在することもある (第 4.21 図 B)。シルト岩は砂岩が薄くなる北西方向、すなわち、水沢層の堆積の中心に向かって厚くなる (第 4.18 図 B)。

化石 本図幅地域及び周辺地域から *Mizuhopecten* などの海生貝化石 (半沢ほか, 1958; Funayama, 1962; 山形, 1963; Ogasawara *et al.*, 1985)、有孔虫化石 (山形地学会, 1979b, 齊藤, 1983) が、本図幅地域北部、大江町用付近の最上川河床に露出する砂岩からは、海牛化石ヤマガタカイギウ *Dusisiren dewana* が産出している (山形県立博物館, 1983; Takahashi *et al.*, 1986)。また、ナンノ化石 (齊藤, 1983) や *Denticulopsis katayamae*, *Actinocyclus ingens*, *Thalassionema nitzschooides* などの珪藻化石 (秋葉, 1983)、魚類や *Salix*, *Fagus* 等の植物化石 (半沢ほか, 1958) も報告されている。

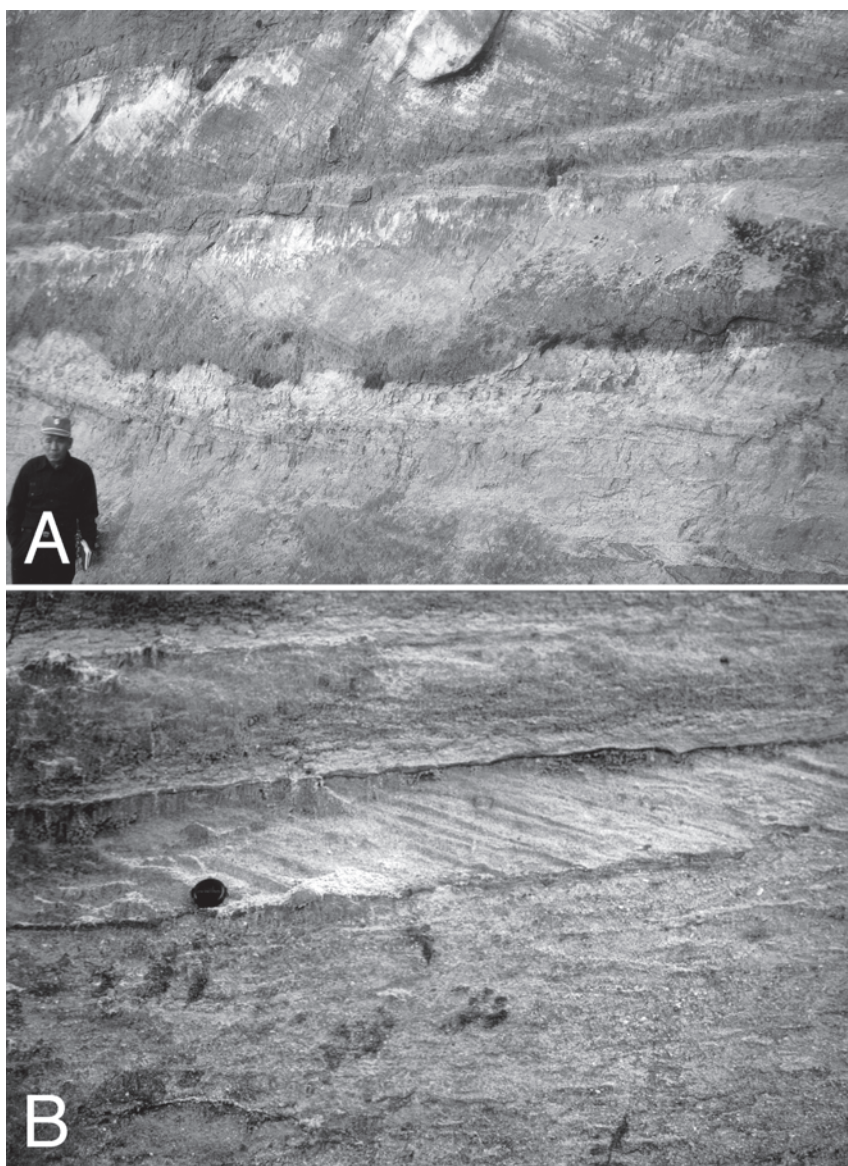
堆積環境 底生有孔虫及び貝化石は、本層が水沢層より



第 4.18 図 大暮山層砂岩卓越相 (Ogs) の等層厚線図 (A) とシルト岩卓越相 (Ogm) の等層厚線図 (B) 層厚を求めた調査地域のほぼ中央を測定位置と仮定して作成。



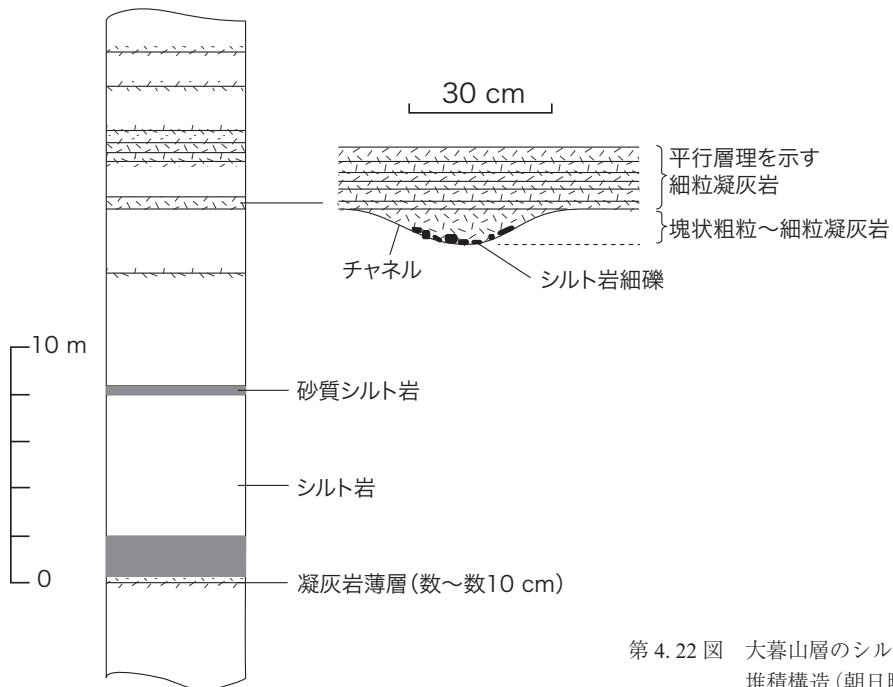
第 4.19 図 大暮山層砂岩の大型斜交層理 (朝日町送橋東方の道路沿い砂取場)
露頭の高さ約 10 m.



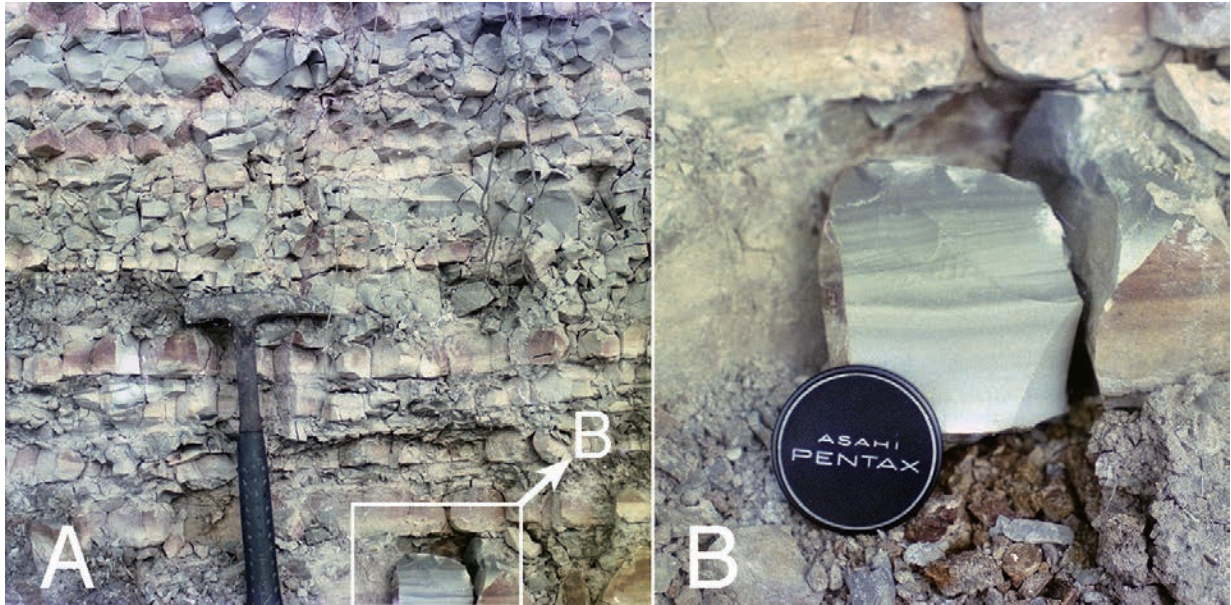
第 4.20 図 大暮山層砂岩の斜交層理 (中山町北山)



第 4.21 図 大暮山層のシルト岩 (朝日町八ツ沼北東の道路沿い)
 シルト岩は塊状で凝灰岩を挟む (A)。この露頭の中程に挟まれる厚さ数 10 cm の凝灰岩
 には最大径数 cm 以下の軽石が点在する (B)。



第 4.22 図 大暮山層のシルト岩中に挟在する凝灰岩薄層の
 堆積構造 (朝日町滝ノ沢)



第 4.23 図 大暮山層の凝灰岩と凝灰質シルト岩の互層 (朝日町大沼-滝ノ沢間の道路沿い)
凝灰岩層の方が硬いため露頭ではシルト岩より突き出て見える (A)。凝灰岩層はタービダイトの Tb-c に相当する堆積構造を有し (B)、凝灰質シルト岩に移化する (A)。ハンマーの柄の長さは約 30 cm, レンズキャップの直径は約 6 cm。

も浅い, 大陸斜面上部~大陸棚の環境に堆積したことを示唆する。これまで報告されている事例 (例えば Valentin *et al.*, 1984) と照らし合わせると, 砂岩がなす斜交層理とデューン構造は, その前後から活発になった爆発的噴火によって浅海にもたらされた火砕物が沿岸流に運ばれて大陸棚から大陸斜面へと向かう海底峡谷に入り, さらに流下して谷壁や谷底に堆積した可能性が考えられる。

年代・対比 本層の時代を推定する手がかりは少ないが, 珪藻化石 *Denticulopsis katayamae* などは Yanagaisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD 6A を特徴づけるもので, その年代はおよそ 9 Ma (9.3–8.7 Ma) とされている (例えば, 鹿野ほか, 2011)。しかし, 珪藻化石が示すこの年代は, 下位の水沢層中部火砕岩の黒雲母 K–Ar 年代とほぼ同じであり, 大暮山層の年代とするには古すぎる。

Hoshi *et al.* (1998) によれば, 富神山の安山岩溶岩は 7.0 ± 0.2 Ma の全岩 K–Ar 年代を示す。この安山岩溶岩が本層の基底を占めるとする見解が正しければ, この年代値は, 大暮山層が男鹿半島に分布する船川層の下部, すなわち, 鹿野ほか (2011) が再定義した船川層 (6.7–5.3 Ma) に対比されるとするこれまでの見解を支持する。

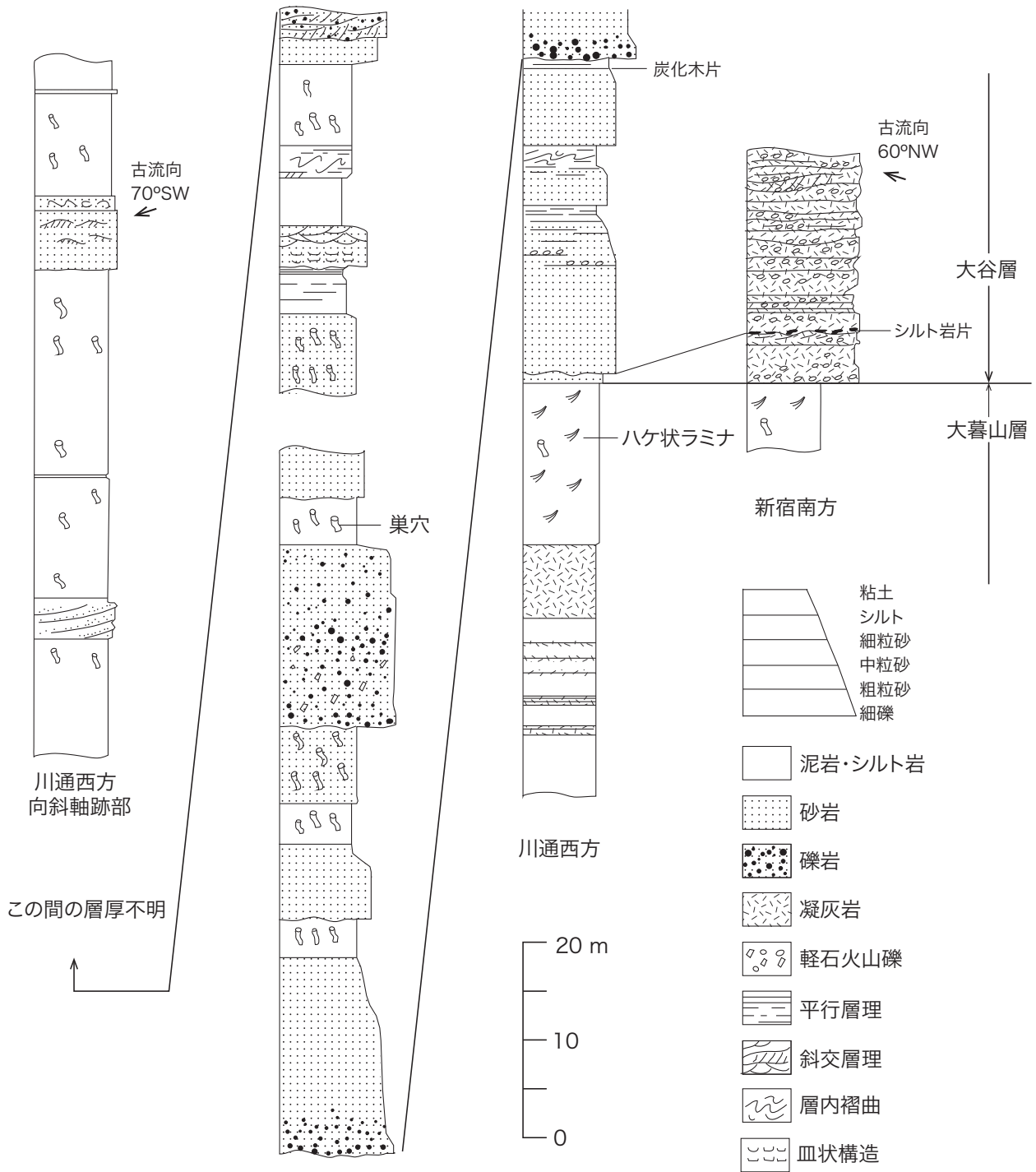
本層から産出する貝化石は塩原動物群に対比され, 寒冷な沿岸の環境を示唆する (Ogasawara *et al.*, 1985) が, 浮遊性有孔虫は暖かい表層流の存在を示す (齋藤, 1983; Takahashi *et al.*, 1986)。暖かい表層流の存在は, 大暮山層の堆積期になって, それまで閉鎖されていた日本海側の海域に対馬海峡を通して暖流が入り始めたことを示唆している。

鷹取山付近に分布するデイサイト溶岩 (Ogd) は, これまで, 呑岡山層 (通商産業省, 1967) もしくは出塩層 (山形地学会, 1979b), すなわち, 本図幅地域の大暮山層相当層のデイサイト溶岩として記載している。この対比を裏付ける直接の証拠は得られていないが, 大井沢層の流紋岩溶岩もしくは火砕岩に貫入し, それらを覆っており, また, 南東隣の上山図幅地域^{かみのやま}の呑岡山にもこれと同様, 角閃石を含有するデイサイト (呑岡山斜長石石英粗面岩部層: 皆川, 1959) が赤山層 (本報告の水沢層相当層) の直上に分布するとの報告 (通商産業省, 1967) があることから, 本報告ではこのデイサイト溶岩 (Ogd) を大暮山層最下部に置いた。

文珠山を構成する流紋岩溶岩 (Ogr) の層序学的位置も判然とはしない。しかし, デイサイト溶岩 (Ogd) と同様, 大井沢層の流紋岩溶岩もしくは火砕岩に貫入し, それらを覆っていること, そして, 本層下部の砂岩卓越相 (Ogs) がこれに不調和に接しているように見えることに加え, 本図幅地域及び周辺地域にあって大井沢層より上位の中新統珪長質岩の中で大暮山層基底の火砕岩だけが角閃石を含む点を考慮して, 本報告では, これも本層最下部に位置づけた。

4.5 大谷層 (Oy, Oyp)

地層名 半沢ほか (1958) 及び Funayama (1961) による, 山形 (1957a) の大谷凝灰質砂岩部層, 山形地学会 (1979a) の本郷層大谷火砕岩層に相当する。



第 4. 24 図 大谷層の柱状図

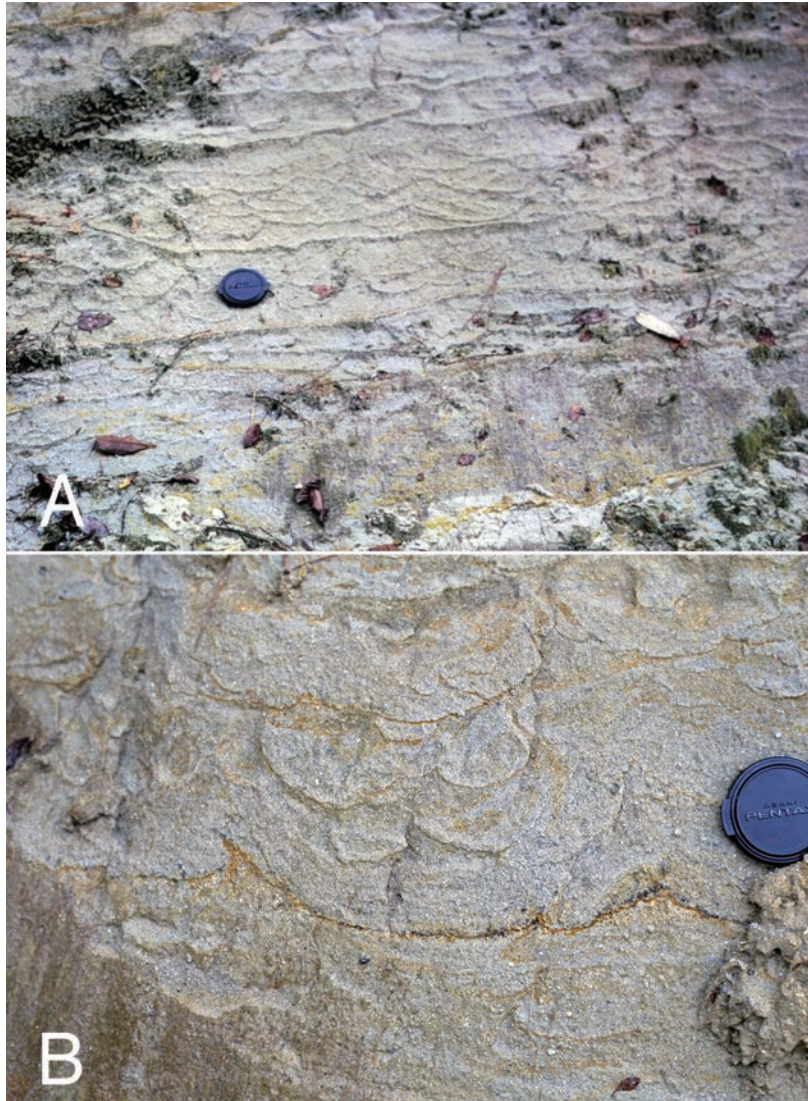
模式地 西村山郡朝日町大谷

分布 西村山郡朝日町三中^{みなか}及びその東側の本図幅地域北半部に分布する。

層厚 最大層厚 380 m.

層序関係 下位の大暮山層と整合。局部的に大暮山層を削剥しているが、これは重力流の削り込みによるものである。

岩相 本層の主岩相は砂岩及びシルト岩 (Oy) である (第 4. 24 図)。粗～中粒砂岩は下部が礫岩で軽石片等酸性火砕岩起源の碎屑物を多量に含み、塊状-正級化し、上部で斜交-平行層理を示す。また、しばしば皿状の脱水構造を示す (第 4. 25 図)。細粒砂岩～シルト岩は新鮮面で暗褐色、風化面で灰白色を呈し、その中に砂管、ハケ状ラミナ等の生痕が多数認められる。コンボリユエ



第 4.25 図 大谷層砂岩の皿状構造(朝日町川通西方の道路沿い)
タービダイト砂岩塊状部に発達し(A), 皿状の面はその端部で上方に鋭く突出することから急激な脱水によって生じたことがわかる(B). レンズキャップの直径は約 6 cm.

ションや碎屑岩脈等の脱水構造も多い(第 4.24 図, 第 4.26 図). 朝日町宮宿の南側では, 本層の最下部に珪長質軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩(Oyp)が認められるが, ほかのところでは凝灰質砂岩に置き換わっている(第 4.24 図).

化石 本層からは *Conchocele*, *Macoma*, *Mizuhopecten*, *Miyagipecten*, *Clinocardium* など多数の海生貝化石 (Funayama, 1962; 山形, 1963; Ogasawara *et al.*, 1985 など) のほか, ウニの化石 *Linthia* や *Fagus*, *Salix*, *Liquidambar*, *Populus* などの植物化石 (神保, 1965), *Cribrostomoides* などの底生有孔虫化石 (石油資源開発株式会社資料: 田宮, 1983) を産する.

堆積環境 本層から産出する化石は, 下位の大暮山層よりも一段と浅い大陸棚の環境を示唆する (Ogasawara *et al.*, 1985). ただし, 貝化石群集は宮城県仙台市北部の七

北田層と共通する (Ogasawara *et al.*, 1985).

年代 本層の酸性凝灰岩はジルコンの FT 年代として 5.8 ± 0.6 Ma の値が得られている (吉田ほか, 1985). FT 年代測定法が標準化される以前の **grain by grain** 法による測定値なので, 確からしさについては不明である. 時代の決め手となる化石には乏しく, わずかに *Denticulopsis katayamae* 等の珪藻化石を産するのみである (秋葉, 1983; Ogasawara *et al.*, 1985) が, 指示する年代 9.3–8.7 Ma (例えば, 鹿野ほか, 2011) は想定される年代より明らかに古いので, 珪藻化石は再堆積したものと考えたい.

対比 下位の大暮山層が男鹿半島の船川層に対比できるのであれば, 本層は男鹿半島の南平沢層 (5.3–2.3 Ma: 鹿野ほか, 2011) に対応する地層と考えることはできる. 本図幅地域南部の今平流紋岩は陸上に噴出した溶岩で,



第 4.26 図 大谷層シルト岩中の脱水構造(朝日町能中西方)
皿状構造と類似した形態を示すが、それより大きい。脱水はシルト岩直下の軽石を含む砂礫岩層の部分で生じていることに注意。ハンマーの柄の長さは約 30 cm。

3.4 Ma のジルコン FT 年代を示す。吉田ほか(1985)が報告した FT 年代は船川層の年代の下限 5.3 Ma より僅かに古いだけで概ね整合的といえる。

4.6 今平流紋岩 (Kr)

岩体名 三村・鹿野(2000)命名。

模式地 西村山郡朝日町今平

分布 最上川西岸の朝日町今平から北方の大舟木にかけて分布する。

層序関係 水沢層を不整合に覆い、中位と低位の段丘堆積物に覆われる。

岩相 流紋岩溶岩でドーム状の地形をなす。珪長質石基と最大径数 mm の石英、斜長石とカリ長石などの斑晶からなる。苦鉄質斑晶はまれで、そのほとんどが変質鉱物に置換された柱状結晶で、その形態から角閃石もしくは輝石と思われるが、他形を示す黒雲母がその内部(もしくは、それに接する位置)に認められることがある。

年代 三村・鹿野(2000)によれば、本岩は、 3.4 ± 0.3 Ma のジルコン FT 年代を示す。

第5章 白鷹火山

(三村弘二)

白鷹火山は、白鷹山(標高 994 m)を最高点とする東西 5 km, 南北 5 km, 標高差 400 m の複合火山である。白鷹山を中心とした山体は主に安山岩～デイサイト溶岩と火砕流堆積物からなるが、その北側には馬蹄形の崩壊地形(馬蹄形カルデラ)があつて、これを岩屑なだれ堆積物が埋めている。また、給源となる崩壊地形は確認できないものの白鷹山の北西斜面にも、これより古い岩屑なだれ堆積物があつて、山体上部から崩落しあるいは流出した砂礫が、その岩屑なだれが流下した斜面上に扇状地形をなして堆積している。

以下では白鷹火山を構成する噴出物を白鷹山溶岩・白鷹山火砕流堆積物と沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物、白鷹山西溶岩円頂丘群、東黒森山溶岩円頂丘に、また、関連する堆積物を上芦沢堰止め湖堆積物と針生岩屑なだれ堆積物、畑谷岩屑なだれ堆積物、そして、白鷹火山由来の碎屑からなる火山麓扇状地堆積物に分けて記載する。

5.1 白鷹山溶岩(SI)及び白鷹山火砕流堆積物(Sp)

噴出物の名称 新称、山形地学会(1979b)の白鷹山溶岩

の一部、三村・鹿野(2000)の虚空蔵デイサイトに相当する。本報告では、虚空蔵デイサイトを構成する溶岩と火砕流堆積物の分布を分けて示すこととし、これに合わせて、それぞれに白鷹山溶岩と白鷹山火砕流堆積物の名称を付した。両者の構成鉱物は同一で、間に休止期を示す土壤などを挟まずに白鷹山溶岩に引き続いて白鷹山火砕流堆積物が同じ給源から噴出している可能性が高いことから、ここでは一連の火山噴火でもたらされた噴出物と考え、一括して記載する。

模式地 白鷹山の頂上付近と南～南西側の中腹。

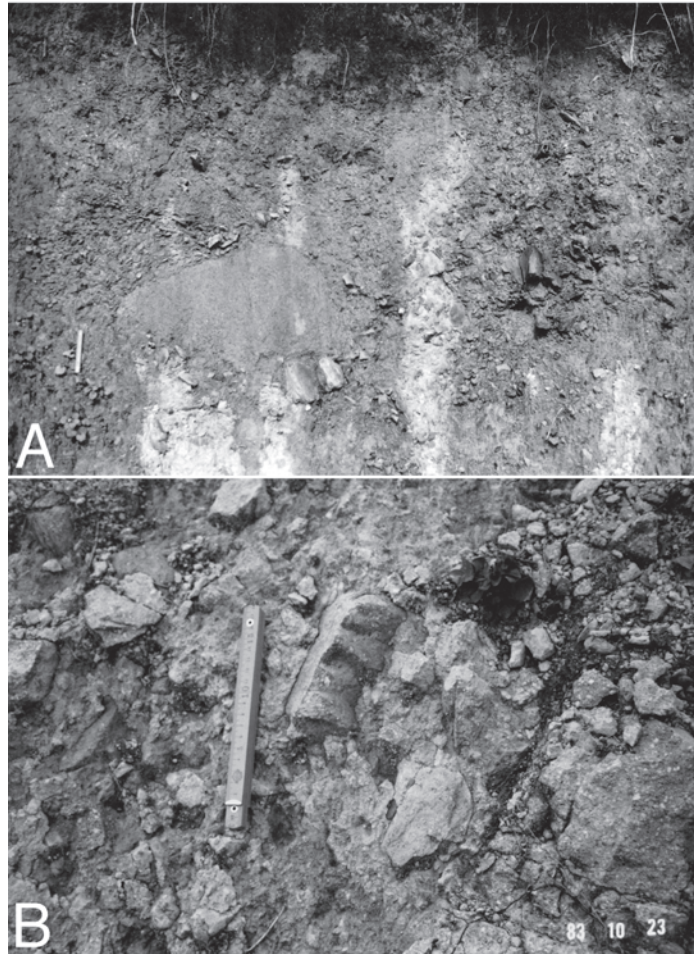
分布 白鷹山溶岩は白鷹山の山頂とその南北斜面に、白鷹山火砕流堆積物は白鷹山南西中腹と、馬牽原高原北側の斜面に分布する(第5.1図)。

層厚・体積 白鷹山溶岩の層厚は100–200 m、白鷹山火砕流堆積物の層厚は最大100 m前後で、残存する白鷹山溶岩と白鷹山火砕流堆積物とを合わせた体積は約0.3 km³である(三村・鹿野, 2000)。

層序関係 白鷹山溶岩は白鷹山の南側で大井沢層と水沢層を覆う。また、白鷹山火砕流堆積物は、白鷹山の南西で水沢層を、馬牽原高原北側の斜面では大暮山層を覆



第5.1図 白鷹山の山頂から流下する白鷹山溶岩(白鷹山南西麓からの遠望)
写真中央の山頂から右方へと続く山稜をなす。谷を挟んで手前の斜面には萩野火砕流堆積物が分布する。



第 5.2 図 白鷹山火砕流堆積物の断面とそのクローズアップ(白鷹山南西の細野と白鷹山山頂との間に位置する小さな尾根)
 様々な大きさのデイサイト岩片からなり(A), 近寄って見ると大きな岩片の表面に直交する節理が多数認められる(B). 折り畳んだ折尺の長さは約 20 cm.

う。白鷹山溶岩と白鷹山火砕流堆積物との層序関係が直接観察できる露頭はないが、白鷹山溶岩がなす白鷹山山頂に近い東尾根の南側斜面にデイサイト岩片からなる淘汰不良の堆積物が点在する。本報告では、これを白鷹山火砕流堆積物と見て、地質図幅にもその分布を示している。これが見立て通りであれば、白鷹山溶岩噴出時もしくはその直後に白鷹山火砕流堆積物がもたらされたと考えることはできる。しかし、露出が限られていて詳しい産状は不明で、白鷹山溶岩の自破碎もしくは白鷹山山頂付近で畑谷岩屑なだれが発生した時に白鷹山溶岩が崩壊して生じた堆積物の一部である可能性も排除できない。三村・鹿野(2000)は白鷹山火砕流堆積物を白鷹山溶岩の下位に位置付けているが、これは白鷹山溶岩末端部の流動角礫岩を火砕流堆積物と誤認したことによる。

岩相 白鷹山火砕流堆積物は発泡不良の単斜輝石直方輝石角閃石デイサイト岩片からなる淘汰不良、無層理の火山岩塊火山灰流堆積物(block-and-ash-flow deposit)とい

える(第 5.2 図)。ただし、構成岩片の磁化方位は揃わないので、この堆積物は、おそらく、溶岩の爆発もしくは重力崩壊によって発生した比較的低温の火砕密度流から強磁性鉱物のキュリー温度以下の温度で定置したと考えられる。

白鷹山溶岩は火砕流と同質のデイサイトからなるブロック溶岩で、白鷹山の山頂に近い虚空蔵から南側の斜面を下って幅 1.5 km まで広がる。白鷹山の山頂北側の崩壊壁に露出する白鷹山溶岩は熱水変質を受けて角礫化している。また、白鷹山東側の尾根の鞍部には白鷹山火砕流堆積物と思われる堆積物がわずかながら堆積していることから、崩壊壁で囲まれた凹地が白鷹山溶岩・白鷹山火砕流の噴出源と考えられる。

年代 白鷹山火砕流堆積物の本質岩片試料 ST14 の全岩 K-Ar 年代は 0.9 ± 0.3 Ma である(三村・鹿野, 2000; 第 5.1 表)。

第 5.1 表 白鷹火山噴出物の放射年代測定値一覧. 三村・鹿野 (2000) を一部改変.

地質区分	試料番号	年代 (Ma)		文 献	測定方法
輝石安山岩 (西黒森山溶岩円頂丘?)		0.8	± 0.4	谷ほか (1975)	全岩K-Ar
東黒森溶岩円頂丘	ST2	0.681	± 0.068	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
畑谷岩屑なだれ堆積物	ST1-2	0.730	± 0.070	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
		0.852	± 0.033		全岩K-Ar
	ST5	0.606	± 0.068	全岩K-Ar	
	ST13	0.696	± 0.069	全岩K-Ar	
西黒森山溶岩円頂丘 (白鷹山西溶岩円頂丘群)	ST3	0.798	± 0.036	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
		0.801	± 0.043		全岩K-Ar
狐越北溶岩円頂丘 (白鷹山西溶岩円頂丘群)	ST8	0.805	± 0.038	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
白鷹山西溶岩円頂丘 (白鷹山西溶岩円頂丘群)	ST4	0.613	± 0.064	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
		0.867	± 0.054		全岩K-Ar
針生岩屑なだれ堆積物	ST6	0.67	± 0.1	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
	ST9	0.991	± 0.063		全岩K-Ar
	ST11	0.834	± 0.088		全岩K-Ar
	ST111	0.6	± 0.2	三村・鹿野 (2000)	全岩K-Ar
	萩野火砕流堆積物	IP-1	0.91	± 0.12	長津ほか (1995b)
		0.87	± 0.07	全岩K-Ar	
On-1		0.73	± 0.16	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
		0.85	± 0.07		全岩K-Ar
ST7		0.913	± 0.054	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
		0.872	± 0.033		全岩K-Ar
ST10		0.739	± 0.026	石井・斎藤 (1997)	全岩K-Ar
ST12		0.892	± 0.058		全岩K-Ar
ST89		0.7	± 0.4	三村・鹿野 (2000)	全岩K-Ar
沼田火砕流堆積物		STpml	0.77	± 0.19	三村・鹿野 (2000)
白鷹山火砕流堆積物	ST14	0.9	± 0.3	三村・鹿野 (2000)	全岩K-Ar

5.2 沼田火砕流堆積物 (Np)

噴出物の名称 三村・鹿野 (2000) 命名. 山形地学会 (1979b) が中山火砕流とした堆積物の基底を占める軽石質火砕流堆積物に相当する.

模式地 上山市沼田.

分布 白鷹山東側の高森山付近から上山市沼田に至る谷沿いに分布する.

層厚・体積 層厚は 20-50 m. 残存する堆積物の体積は約 0.06 km³ である (三村・鹿野, 2000).

層序関係 大井沢層と水沢層を覆う.

岩相 本堆積物は, 単斜輝石直方輝石安山岩軽石の火山礫と火山灰を主体とし, 軽石のほかに, 同質のスコリア, 軽石とスコリアが縞模様をなす縞状軽石, 石質安山岩片を含む (第 5.3 図). また, 大井沢層もしくは水沢層起源と思われる泥岩シルト岩の岩片も取り込んでいる. 上山市沼田東側の小さな沢の源頭部では, 淘汰不良, 無層理の主部と, これに重なる火山灰層が認められる. この火山灰層は, 厚さ数 cm~数 10 cm の含火山豆石火山灰の多

重級化層で, 火砕流の本体に引き続いて堆積した火山灰雲サージ堆積物と考えられる.

年代 本堆積物から採取した軽石の試料 STpml のジルコン FT 年代は 0.77 ± 0.19 Ma である (三村・鹿野, 2000; 第 5.1 表).

5.3 萩野火砕流堆積物 (Hp)

噴出物の名称 三村・鹿野 (2000) 命名. 山形地学会 (1979b) の中山火砕流堆積物の大半がこれに相当する. 長津ほか (1995b) は, 畑谷岩屑なだれ堆積物中の岩塊をなす火砕流堆積物を白鷹火山起源と考えて, これに大沼火砕流堆積物という名称を与えている. しかし, これは萩野火砕流堆積物そのものである (後述).

分布 白鷹山の山頂から西麓~南麓と南東麓にかけて分布するほか, 西麓の朝日町^{せつたい} 摂待付近から北方と南方に向かう谷沿いにも分布する.

層厚・噴出量 層厚は, 再堆積物も含め, 最大数 10 m を超える. 残存する堆積物の体積は約 1 km³ である (三村・



第 5.3 図 沼田火砕流堆積物の断面(上市市沼田)
軽石火山礫(明るい灰色)と火山灰からなり、スコリア火山礫を伴う。扁平な軽石火山礫が互いに平行に並んで見える。ハンマーの柄の長さは約 30 cm。

鹿野, 2000)。

層序関係 大井沢層と水沢層のほか、白鷹山溶岩・火砕流堆積物を覆う。上市市沼田東側の小さな沢の源頭部では沼田火砕流堆積物の上位数 m の、手が届かないところに本堆積物と思われる安山岩岩片を主体とする淘汰不良無層理の堆積物が露出する。

岩相 本堆積物は、火山岩塊～火山灰粒子サイズの角礫～亜角礫状岩片からなる(第 5.4 図)。淘汰不良、無層理で、火山岩塊火山灰流堆積物と考えられる。個々の岩片を構成する岩石は黒雲母と石英を含有する単斜輝石直方輝石安山岩で、まれではあるが、かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩スコリアを包有することがある。火山岩塊は逆帯磁していることが多く、表面に亀甲状またはパン皮状の割れ目が認められることがある。まれに正帯磁していることもあるが、それは流れに取り込まれた異質岩片、もしくは二次移動したものと考えられる。

年代 本堆積物から採取した試料 ST89 の全岩 K-Ar 年代は 0.7 ± 0.4 Ma である(三村・鹿野, 2000)。長澤ほか(1995b)と石井・斉藤(1997)が報告した複数の全岩 K-Ar 年代値は 0.9 Ma 前後と 0.7 Ma に集中する(第 5.1 表)。0.7 Ma という年代値はやや若すぎるが、本質岩片は逆帯磁しており(三村・鹿野, 2000; 笹谷・横田, 2005)、年代測定値の誤差を考慮すると、本火砕流堆積物は更新世カラブリアン期後葉の逆帯磁期 C1r1r (0.99–0.77 Ma : Ogg, 2020) に噴出・定置した可能性が高い。

5.4 上芦沢堰止め湖堆積物 (Kas)

堆積物の名称 長澤ほか(1995b)の^{いっぽんまつ}一本松層を改名。一本松層の模式とされた堆積物はいまや道路工事などでほとんど失われているため、本報告では朝日町上芦沢を模式地として新たに命名した。

分布 ^{しくろもりやま}西黒森山北西麓の上芦沢から^{おくりはしがわ}白鷹山西麓の一本松にかけて標高 300–400 m の浅い谷をほぼ水平に埋めて分布する。

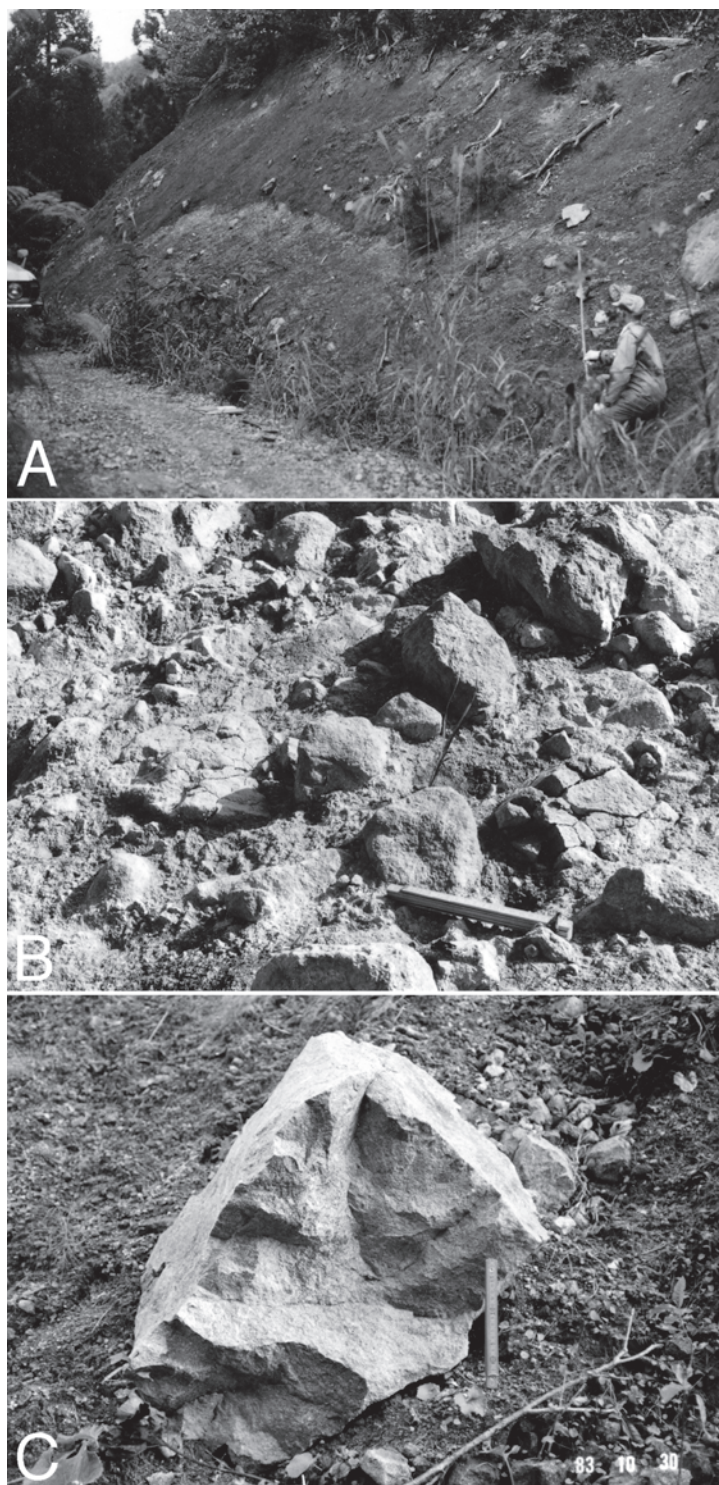
層厚 最大で 50 m 程度。

層序関係 萩野火砕流堆積物にアバットする。

岩相 シルトと砂礫からなる。白鷹町一本松の道路工事現場の露頭における観察によれば、砂には円磨された細礫がところどころ濃集しており、また、基盤の泥岩や凝灰岩の岩塊が取り込まれていることがある(長澤ほか, 1995b)。朝日町上芦沢の送橋川上流の東岸では、厚さ 1 cm 前後の凝灰質シルト層が幾重にも重なっており、その厚さは 10–20 m またはそれ以上と推定される(第 5.5 図)。萩野火砕流堆積物にアバットしているところでは、萩野火砕流堆積物由来の砂礫が堆積している。この産状は、西黒森山北西麓の上芦沢から白鷹山西麓の一本松にかけての浅い谷を萩野火砕流堆積物が堰き止めて生じた堰止め湖に本堆積物が堆積したことを示唆する。

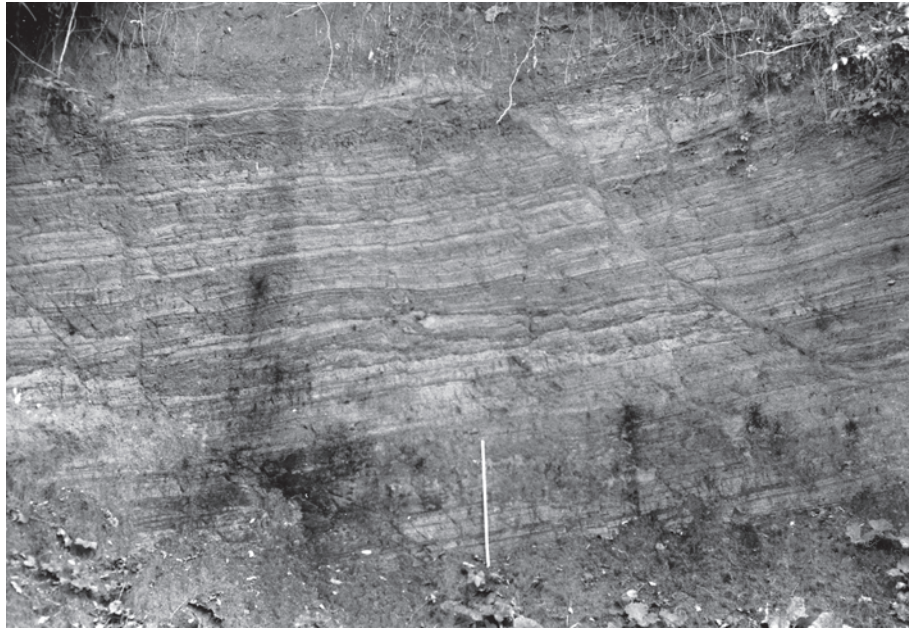
5.5 針生岩屑なだれ堆積物 (Hrd)

堆積物の名称 三村・鹿野(2000)命名。宇井・柴橋



第 5.4 図 萩野火砕流堆積物のフローユニットと構成物の産状 (A, B), 並びに畑谷岩屑なだれ堆積物に取り込まれた萩野火砕流堆積物 (C)

萩野火砕流堆積物には少なくとも 2 つのフローユニットが認められる。白鷹山西南西 1.7 km では、淘汰の悪い火山岩塊と火山灰からなる上位のユニットが規則に波打った境界を持って下位のユニットの最上部を占める細粒火山灰を覆っており、境界の下位にはリモナイトが濃集している (A)。西黒森山西北西 1.6 km で撮影されたクローズアップに示されるように、これらのユニットは主として淘汰の悪い火山岩塊と火山灰からなり、明瞭な層理は認められない。また、大きな岩片には冷却時に生じた割れ目も認められる (B)。この特徴は、東黒森山溶岩円頂丘側の大沼東岸で畑谷岩屑なだれ堆積物に取り込まれた萩野火砕流堆積物にも保持されている (C)。折尺の長さは 1 m。折り畳んだ折尺の長さは約 20 cm。



第 5.5 図 上芦沢堰止め湖堆積物の断面(朝日町上芦沢, 送橋川上流東岸)
成層した凝灰質シルトからなる。折尺の長さは 1 m.

(1985) が命名・記載した針生付近の摂待溶岩や針生溶岩, 針生南東溶岩は, 巨大な安山岩岩塊である(第 5.6 図)。

分布 白鷹山からその北西の西黒森山へと続く崩壊地形の縁からその西側の針生周辺にかけて分布する。

層厚及び体積 現存する堆積物の層厚は 20–120 m. 体積はおおよそ 1.3 km³ である(三村・鹿野, 2000)。

層序関係 萩野火砕流堆積物及び上芦沢堰止め湖堆積物を覆う。また, 堆積物の東側の分布が畑谷岩屑なだれ堆積物の給源と思われる崩壊地形に切られており, しかも, 給源と思われる崩壊地形は見あたらないので畑谷岩屑なだれ堆積物に比べて古い堆積物と考えられる。

岩相 本堆積物は, デイサイトや安山岩, 基盤新第三系の堆積岩・火砕岩に由来する岩塊(径 256 mm 以上の岩片)と, それらの細粒碎屑粒子が集合した基質からなる。淘汰は悪く, これといった層理や級化構造も認められない。岩塊にはジグソー・パズル状の開口割れ目(Ui, 1983)が多数あって, 割れ目に沿って大きく開き分離しかけているものも少なくない。中には溶岩起源であることをうかがわせる板状もしくは柱状の節理や赤紫色を呈するクリンカーが保たれているものや, 萩野火砕流堆積物の特徴を備え, 様々な程度に変形したものもある。しかも, 岩塊が示す帯磁方位は, 岩塊ごとに帯磁方位が異なることが多く, ある程度集中する場合でも, 現在の磁北または磁南からはずれ, 中には逆帯磁を示すものも認められる。また, 岩塊の間を埋める基質は未固結で, 露頭に触れると容易に崩れるが, 水とともに細粒物が流失して生ずる孔隙(例えば, 三村ほか, 1988)は確認できな

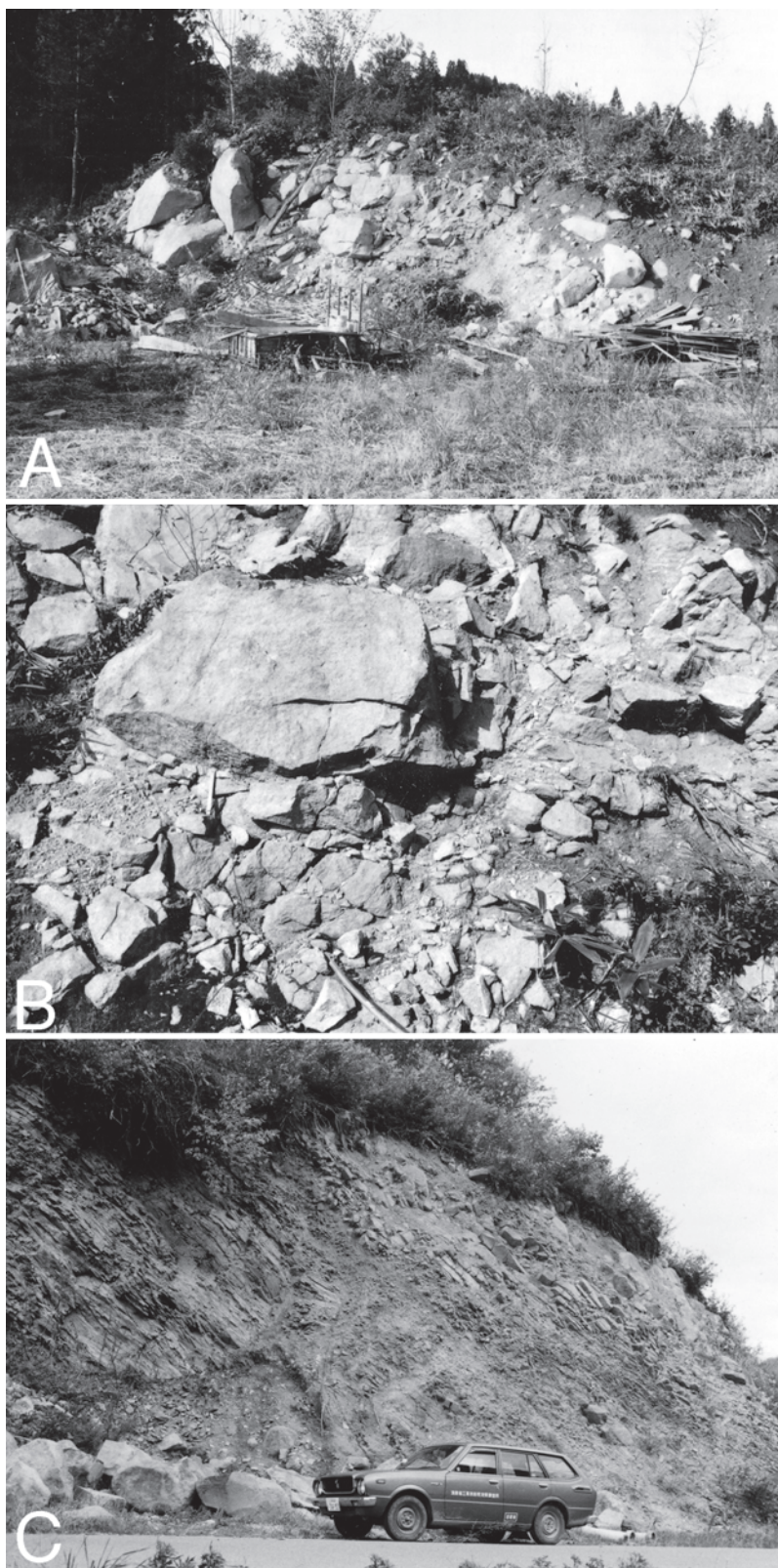
い。このような産状は本堆積物が岩屑なだれ起源であることを示す。その表面は畑谷岩屑なだれ堆積物(後述)に比べて流れ山地形が不明瞭で, 開析がより進んだ印象を与えるが, これは畑谷岩屑なだれ堆積物にくらべて移動距離が相対的に短く, 板状に近い形状の溶岩などの巨大な岩塊が衝突して崩壊する過程が進行しなかったためかもしれない。

年代 石井・斉藤(1997)及び三村・鹿野(2000)によれば, 本堆積物から採取した試料の全岩 K-Ar 年代は 1 Ma から 0.6 Ma までの広い範囲にまたがる(第 5.1 表)。この年代の範囲は測定誤差を考慮すると白鷹山溶岩・火砕流堆積物と沼田火砕流堆積物, 萩野火砕流堆積物の年代とほぼ重なっており, 層序関係に矛盾しない。

5.6 白鷹山西溶岩円頂丘群 (Sd)

溶岩の名称 新称。三村・鹿野(2000)の白鷹山溶岩円頂丘と狐越溶岩円頂丘, 西黒森山溶岩円頂丘の総称。ただし, 本報告では三村・鹿野(2000)の虚空蔵デイサイト溶岩を白鷹山溶岩に改称したことに伴い, 白鷹山溶岩と紛らわしい白鷹山溶岩円頂丘を白鷹山西溶岩円頂丘に改称する。また, 狐越溶岩円頂丘は, 狐越の峠の南と北に分かれて孤立した峰をなすことから, それらを別個の山体とみなして, 新たに狐越南溶岩円頂丘, 狐越北溶岩円頂丘と呼ぶことにする。宇井・柴橋(1985)の西白鷹溶岩は白鷹山西溶岩円頂丘の一部に相当する。

分布 白鷹山西溶岩円頂丘は白鷹山山頂の西北西の尾根(標高 986.4 m)をなして分布する。また, 狐越南溶岩円



第 5.6 図 針生岩屑なだれ堆積物中の安山岩溶岩巨大岩塊 (白鷹町針生集落入口の道路沿い)
様々な程度に破碎されているが、大きな岩塊の周りには割れ目に沿ってほぐれかけて
いる岩片が目立つ (A, B)。自動車の付近では著しく破碎されているが、崖の左端と上
部は節理を保存している (C)。写真 A の露頭の高さは 5-10 m。写真 B の岩塊の直下
に置いた折り畳んだ折尺の長さは約 20 cm。写真 C の自動車の全長は約 4 m。



第 5.7 図 白鷹火山遠景 (山形市南部, 西藏王公園から撮影)
 白鷹山西溶岩円頂丘は白鷹山に隠れて見えないが, 白鷹山の右手, 狐越の両側に狐越南溶岩円頂丘と狐越北溶岩円頂丘が, 更に右手に西黒森山溶岩円頂丘が見える. 白鷹山の手前の尾根は鷹取山, 東黒森山手前の独峰は富神山. いずれも中新統の火山岩からなる.

頂丘と狐越北溶岩円頂丘は狐越をまたいで南側から北側に続く尾根を, また, 西黒森山溶岩円頂丘は西黒森山のドーム状の地形をなして分布する (第 5.7 図, 第 5.8 図).
体積 白鷹山西溶岩円頂丘の体積はおよそ 0.15 km^3 で, 狐越南溶岩円頂丘と狐越北溶岩円頂丘を合わせた堆積はおよそ 0.02 km^3 , 西黒森山溶岩円頂丘の体積は 0.05 km^3 である (三村・鹿野, 2000).

層序関係 白鷹山西溶岩円頂丘は萩野火砕流堆積物と白鷹山溶岩を, 狐越南溶岩円頂丘と狐越北溶岩円頂丘は萩野火砕流堆積物, 白鷹山溶岩のほか, 針生岩屑なだれ堆積物をも覆う. 西黒森山溶岩円頂丘は針生岩屑なだれ堆積物を覆う.

岩相 白鷹山西溶岩円頂丘は, 斜長石の多い斑状の直方輝石単斜輝石安山岩からなる. 狐越南溶岩円頂丘と狐越北溶岩円頂丘, 西黒森山溶岩円頂丘もこれに類似した直方輝石単斜輝石安山岩からなる.

年代 石井・斉藤 (1997) は, 白鷹山西溶岩円頂丘について 0.9 Ma と 0.6 Ma , 狐越北溶岩円頂丘と西黒森山溶岩円頂丘について 0.8 Ma の全岩 K-Ar 年代値を報告している (第 5.1 表). これらは近接して萩野火砕流堆積物もしくはその直上の針生岩屑なだれ堆積物を覆い, いずれも逆帯磁しており (笹谷・横田, 2005), 更新世カラブリアン期後葉の逆帯磁期 C1r1r ($0.99\text{--}0.77 \text{ Ma}$; Ogg, 2020) に相

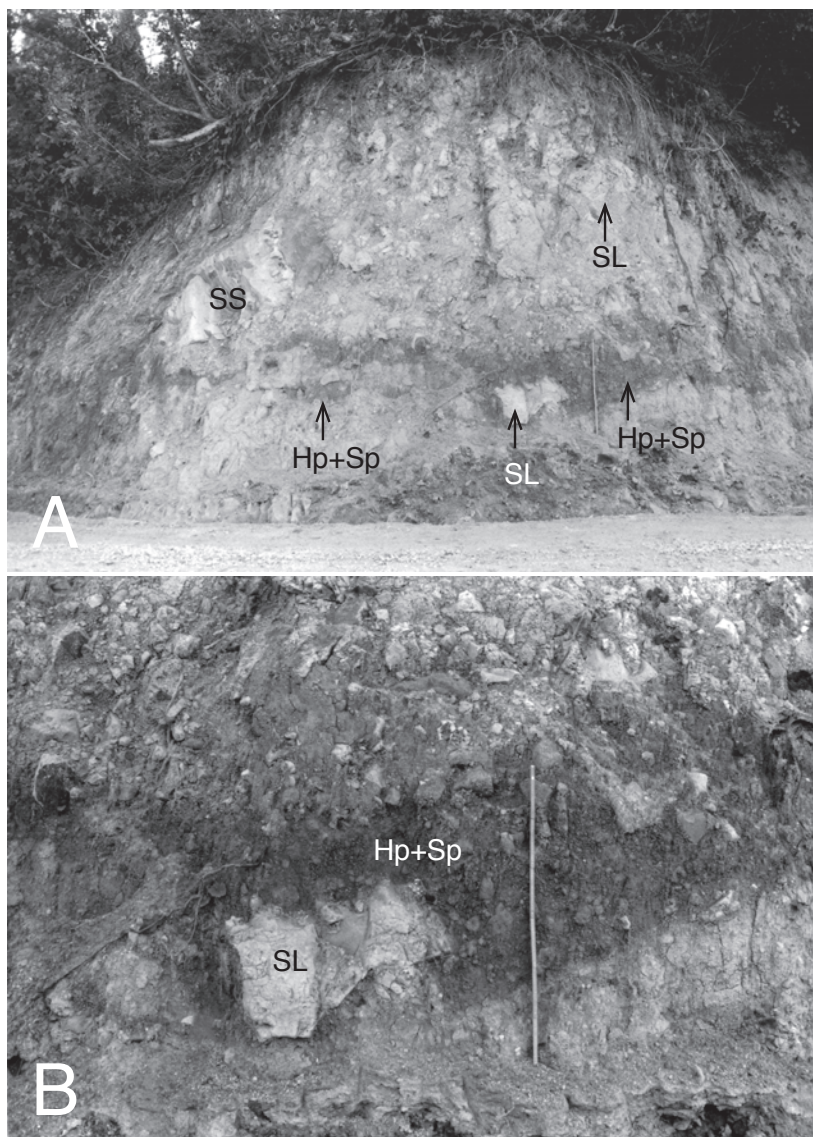


第 5.8 図 西方の朝日町水本から見た西黒森山溶岩円頂丘

前後して噴出・定置したと考えられる.

5.7 畑谷岩屑なだれ堆積物 (Hd)

堆積物の名称 三村・鹿野 (2000) 命名. ただし, 本報告では, 三村・鹿野 (2000) が小白府岩屑なだれ堆積物とした堆積物も本堆積物の一部として扱う. 小白府岩屑なだれ堆積物は白鷹山溶岩や沼田火砕流堆積物, 萩野火砕流堆積物の上位にあって白鷹山山頂のすぐ東側から南東の



第 5.9 図 畑谷岩屑なだれ堆積物の断面 (A) とそのクローズアップ (B) (山辺町小針生西方)
折尺の長さは 1 m. 新第三系のシルト岩 (SL) と砂岩 (SS), 萩野火砕流堆積物と白鷹山火砕流
堆積物との混合物 (Hp+Sp) などの岩塊がそれらの細片からなる基質中に点在する。

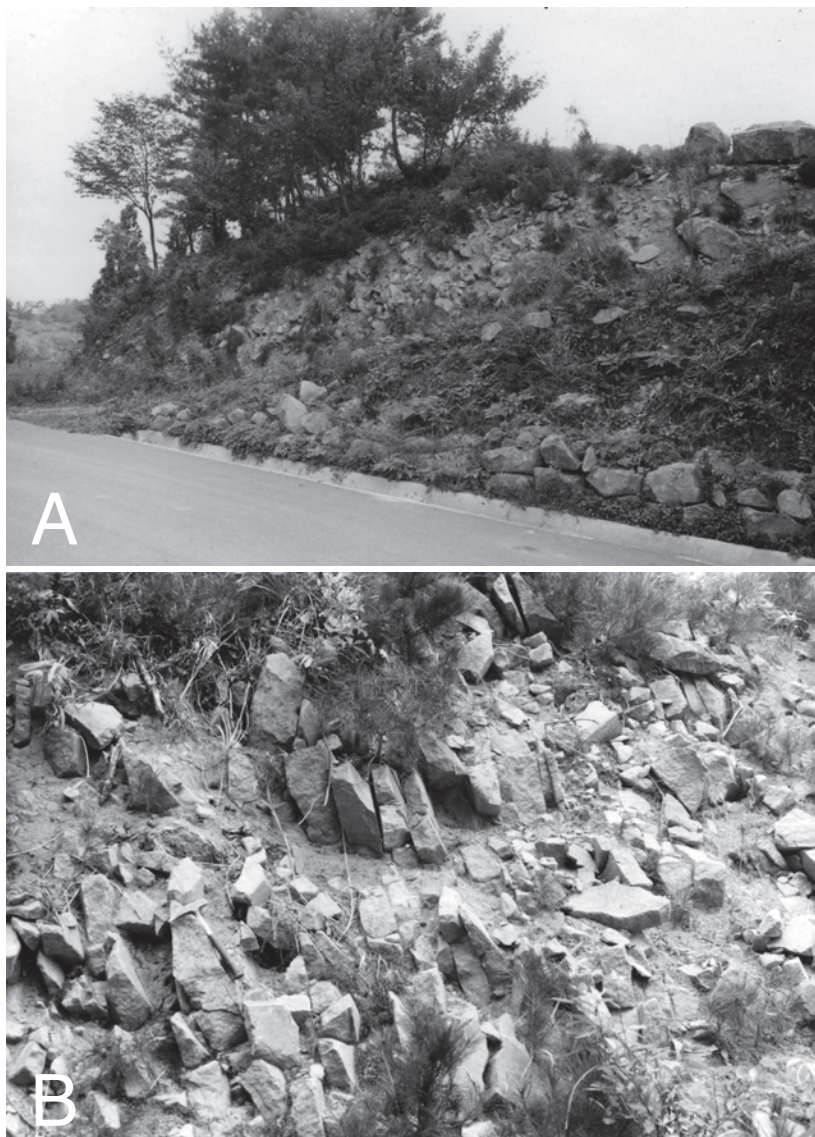
小白府にかけて点在する小規模な岩屑なだれ堆積物で、三村・鹿野 (2000) は、その構成物が針生岩屑なだれ堆積物に似てはいるものの、特徴的な地形が明瞭であることから針生岩屑なだれ堆積物より若い堆積物と見て小白府岩屑なだれ堆積物とした。しかし、地形の明瞭さはこれまで畑谷岩屑なだれ堆積物とされてきた堆積物と比べても遜色はなく、畑谷岩屑なだれ堆積物が埋める馬蹄形カルデラ縁のすぐ南東側の斜面の狭い範囲に限って分布すること、断続的に分布する岩屑なだれ起源であれば構成物もところによって変わり得ることを考慮して、本報告では、これを針生岩屑なだれ堆積物より若い畑谷岩屑なだれ堆積物の一部として扱う。

分布 白鷹山を頂点として北北東に馬蹄形に開いた崩壊

地形を埋め、^{おおわらび}大蕨北方の鳥海山に至る地域まで分布するほか、そこから山形盆地側に向かう谷沿いにも分布する。また、上記の通り、馬蹄形カルデラ縁のすぐ外側斜面から南東麓にかけて断続的に分布する

層厚・体積 層厚は最大で 300 m 前後、現存する堆積物の体積は 2 km³ に達する (三村・鹿野, 2000)。

層序関係 白鷹火山を構成する白鷹山溶岩・火砕流堆積物、沼田火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物、針生岩屑なだれ堆積物、狐越南・狐越北・西黒森山溶岩円頂丘の上位にあって、白鷹火山の基盤をなす大井沢層、水沢層、大暮山層及び大谷層^{おおや}を不整合に覆う。また、厚さ約 50 cm のローム質土 (山野井, 1996a) と厚さ約 40 cm のクロボク土に覆われており、本堆積物がなす起伏の低地に水



第 5.10 図 畑谷岩屑なだれ堆積物中の流れ山の断面 (A) とそのクローズアップ (B) (山辺町小針生)
露頭の比高は約 7 m, ハンマーの柄の長さは 30 cm. 様々な大きさに割れた安山岩があまりほぐれない状態で保存されている。板状節理が開口しているだけでなく、様々な角度で斜交した割れ目で分離して回転し、さらに細かく破断しているところもある。

を湛えた湖沼 (白鷹湖沼群: 琵琶沼地質研究グループ, 1995) の 1 つ, 琵琶沼の厚さ 11 m を超える堆積物から 3 枚の広域テフラ To-a, Ns-I-S, AT (長澤ほか, 1995a) が, 同じく荒沼の堆積物から多数の広域テフラ On-Ng, Ag-Ok, Nm-Kn, Za-Kw, Ad-N1, AT, As-YP (八木ほか, 2005) が報告されている。

岩相 本堆積物は, 白鷹火山を構成するデイサイトや安山岩組成の溶岩・火砕流堆積物, 基盤の火砕岩, 泥岩などの, 巨大な岩塊から火山灰粒子までまたがる様々な大きさの碎片からなる (第 5.9 図, 第 5.10 図)。表面はハンモックを伏せたような丘状の地形とハンモック状の谷地形とが繰り返し現れる波長 50-600 m 比高 10-120 m の起

伏に富んだ地形をなしており, そこには, 谷底に水を湛えた湖沼や溶岩ドームとも思えるほど屹立した高まりが多数認められる (第 5.11 図)。

堆積物を構成する岩塊にはジグソー・パズル状の開口割れ目が多数あって, 割れ目に沿って大きく開いて分離しかけているものも少なくない (第 5.12 図)。中には溶岩起源であることをうかがわせる板状もしくは柱状の節理や赤紫色を呈するクリンカーが保たれているものや, 萩野火砕流堆積物の特徴を備え, 様々な程度に変形したものもある。また, 構成岩塊の帯磁方位は一定しないか, ある程度集中するものの, 現在の磁北または磁南からはずれていることが多い。しかも, 全体として堆積物



第 5.11 図 東黒森山溶岩円頂丘の南側斜面から見た畑谷岩屑なだれ堆積物がなす流れ山地形凹地には水を湛えているところがある。足下の大沼もその1つ。



第 5.12 図 畑谷岩屑なだれ堆積物中の流れ山の断面(高森山と荒沼との間の道路沿い)安山岩が板状節理や様々な角度でこれに斜交する割れ目によって分離、回転し、さらに細かく割れている。折り畳んだ折尺の長さは約 20 cm。

は淘汰不良で、ほとんど層理を示さない。

このような産状は、本堆積物が岩屑なだれ起源であることを示唆する。分布状況から見て、その給源は白鷹山を頂点とする崩壊地形(馬蹄形カルデラ)と考えられる。ハンモックを伏せたような地形の高まり、すなわち流れ山は、給源から離れるにつれて小さくなる傾向が認めら

れる。また、それほど明瞭ではないが、それらの長軸は、給源付近では崩壊地形が開く方向に直交して並び、給源から離れるにつれて白鷹山を頂点とする崩壊地形が開く方向に平行に並んでいるように見える(山野井, 1995; 三村・鹿野, 2000)。

年代 石井・斎藤(1997)は、本堆積物から採取した複数



第 5.13 図 西方から見た東黒森山溶岩円頂丘(比高 200 m 余, 長径 800 m)
両側の低い山は畑谷岩屑なだれ堆積物を構成する流れ山。

の岩片について 0.9–0.6 Ma の全岩 K–Ar 年代値を報告している(第 5.1 表)。本堆積物の谷間の湖沼堆積物に挟在するテフラのうち、最も古いのは On–Ng で、湖沼が生まれた時期が 8 万年前よりも古いことを示唆する。また、本堆積物を覆うローム質土の上部は赤色化しており、下末吉海進期(約 12 万年前)よりもさらに古い時期に本堆積物が形成されたことを示唆する。なお、本堆積物の基質が正帯磁しているとの報告(笹谷・横田, 2005)に基づけば、本堆積物は更新世チバニアン期以降の正帯磁期に形成されたとも考えられるが、この解釈は本堆積物に貫入して噴出している東黒森山溶岩円頂丘の全岩 K–Ar 年代値に矛盾する。

5.8 東黒森山溶岩円頂丘 (Hkm)

堆積物の名称 宇井・柴崎(1985)命名。

分布 白鷹山の北東 3.8 km, 畑谷のすぐ北東側に分布する。

体積 0.03 km³(三村・鹿野, 2000)。

層序関係 畑谷岩屑なだれ堆積物の分布域内にあって白鷹火山を構成するほかの溶岩よりも低いところに位置し、かつ、畑谷岩屑なだれ堆積物の堆積面よりも高いところに位置することから、白鷹山が崩壊してその跡を畑谷岩屑なだれ堆積物が埋めた後に、畑谷岩屑なだれ堆積物上に噴出した溶岩円頂丘と考えられる(三村・鹿野, 2000)。笹谷・横田(2005)は、畑谷岩屑なだれ堆積物の分布状況からこれが東黒森山の裾を覆っているように見るとし、しかも畑谷岩屑なだれ堆積物から採取した岩

石 4 試料がいずれも正帯磁していることから、逆帯磁している東黒森山溶岩円頂丘より後に畑谷岩屑なだれ堆積物が堆積した可能性があるとしている。しかし、畑谷岩屑なだれ堆積物が東黒森山の裾を覆っているように見えるとしても、それは黒森山溶岩ドームが畑谷岩屑なだれ堆積物を持ち上げて噴出した結果であると考えられることもできる。また、畑谷岩屑なだれ堆積物の項で述べたように、岩屑なだれ堆積物を構成する岩屑の帯磁方向は局部的にまとまっていることはあっても場所ごとに異なることもあり、数少ない試料の帯磁方向が揃っているからといって、それをもって堆積物の形成時期を判断するのは控えるべきである。

岩相 石英含有角閃石直方輝石単斜輝石安山岩からなり(山形地学会, 1979b; 加藤ほか, 1998)、ドーム状の形態をなす(第 5.13 図)。地形的には畑谷岩屑なだれ堆積物の流れ山と見る向きもある(例えば宇井・柴崎, 1985)が、斑晶の組み合わせが白鷹火山を構成するほかの岩石とは異なる。

年代 0.681 ± 0.068 Ma の全岩 K–Ar 年代を示す(石井・斎藤, 1997)。しかし、本岩は逆帯磁しており、更新世カラブリアン期後葉の逆帯磁期 C1r1r (0.99–0.77 Ma : Ogg, 2020) に噴出・定置した可能性が高い。

5.9 火山麓扇状地堆積物 (vf)

堆積物の名称 三村・鹿野(2000)の「崖錐扇状地など」を改称。

分布 主として白鷹山から西黒森山に至る尾根の西側斜

面と白鷹山北側の馬蹄形に開いた地形の斜面上にあって、開析された上流の沢に源を發し下流に扇状に広がる地形をなして分布する。

層厚 1-数m.

層序関係 白鷹山から西黒森山に至る尾根の西側斜面では萩野火砕流堆積物を覆い、針生岩屑なだれ堆積物にアバットし、上芦沢堰止め湖堆積物を覆う。また、白鷹山北側では馬蹄形に開いた急崖に露出する白鷹山溶岩・火砕流堆積物、萩野火砕流堆積物及び畑谷岩屑なだれ堆積物と、そこから北側と広がる畑谷岩屑なだれを覆う。このほか、山形盆地側の山王川上流では畑谷岩屑なだれ堆積物が谷沿いにわずかながら露出する本堆積物を覆う。

岩相 露出が悪いために詳細は不明であるが、限られた露頭で見ると、淘汰不良で、上流の溶岩や火砕堆積物を起源とする砂礫と泥からなることが多い。最上川東岸の朝日町松原付近では、厚さ4mを超え、粘土質基質に砂礫が散在する淘汰不良、無層理の砂礫層があって、その基底部0.3mを砂層が占め、その直下では、同様に淘汰不良無層理で厚さ1mを超える砂礫層の最上部0.2-0.3mが正級化している例が観察できる。また、その上流にあって針生岩屑なだれがなす急崖の近傍では径10cm以下の安山岩の亜角礫～亜円礫や砂が混じり合った淘汰不良無層理の粗粒堆積物が観察できる。これと似た礫層は、高森山方面から流下した畑谷岩屑なだれ堆積物の延長にあたる山形市新田付近にもあって、緩やかに傾斜し

た斜面をなしている。また、白鷹山北側の急斜面では尾根から崩落した大小様々な大きさの安山岩やデイサイト岩片が堆積している。

本報告の調査当時は植生に覆われていたため、その存在は確認できなかったが、山野井(1996b)によれば、山形市側の山王川上流、七ツ松付近の尾根の北側斜面にも、厚さ15mを超える礫質堆積物が分布する。尾根に分布する畑谷岩屑なだれ堆積物との関係は不明であるが、この堆積物は、淘汰不良の基質に安山岩の円礫が散在し、1-3mの厚さをなして繰り返し上方細粒化しており(山野井, 1996b)、いわゆる土石流によって運ばれ、白鷹火山の斜面に堆積した扇状地堆積物の1つと考えられる。
年代 層序関係からうかがえるように、白鷹火山の斜面上に分布する扇状地堆積物は白鷹火山の成長・崩壊に関連して折々に堆積してきたと考えられる。馬蹄形カルデラ内側の本堆積物は、畑谷岩屑なだれ堆積物が堆積した直後から形成され始めた可能性が高い。馬蹄形カルデラの西側、摂待周辺の斜面上では、針生岩屑なだれが流下した後に現れた萩野火砕流堆積物上に堆積し、針生岩屑なだれ堆積物にアバットしており、針生岩屑なだれが堆積した直後から、針生岩屑なだれが流下した斜面上に堆積し始めた可能性が高い。この堆積物は上流側が植生に覆われ、下流側ほど開析が進んでいることから、ある時期、おそらく火山噴出物の記録がない60万年前頃から供給される碎屑が著しく減少したことがうかがえる。

第6章 第四系

(鹿野和彦)

6.1 高位段丘堆積物 (th)

標高 240–320 m 現河床面との比高 150–200 m の平坦面をなし、朝日町和合平など最上川沿いに点々と分布する。平坦面は豊島(1977)のⅠ及びⅡ面、阿子島ほか(1984)のⅠ面(高位面群)に相当する。

堆積物は、和合平付近では厚さ 2 m 以上で、主として円磨された細～巨礫からなる。基質は砂泥からなり、赤褐色または黄褐色を呈する。礫種はところによって異なり、和合平付近ではシルト岩などの中～大礫が優勢で、上郷では白鷹火山由来の安山岩大～巨礫に富む。今平の本堆積物は、今平流紋岩由来の流紋岩角礫と黄褐色を呈する砂及び泥からなる。この今平の砂礫層の基底の 0.3 m は礫支持、上位 1 m は基質支持となっており、褐色土壌に覆われる。

6.2 中位段丘堆積物 (tm)

主として円磨された細～巨礫と砂からなる厚さ 1–10 m の堆積物で、最上川や、その支流の朝日川、実淵川などに沿って標高 200–240 m 比高 50–120 m の平坦面をなして分布する。平坦面は豊島(1977)のⅢ面、阿子島ほか(1984)のⅡ面(中位面群)、宮内ほか(2004)の M1 面と M2 面とを合わせたものに相当する。朝日町常盤の朝日川北岸沿いの露頭では、大暮山層のシルト岩を不整合に覆って、厚さ 3.5 m の砂礫層に、低角斜交葉理を示す厚さ 0.3–1 m の細～中礫混じり粗粒砂層、厚さ 0.1 m の細～中礫層、赤褐色を呈し、波状～平行葉理を示す厚さ 1.5 m の細～中粒砂層が順に重なり、これを黒色土壌が覆う。また、実淵川南岸、白鷹町新田では水沢層のシルト岩を不整合に覆って、厚さ 1–2 m の中礫～巨礫層、厚さ 1 m の砂泥層が順に重なる。

宮内ほか(2004)は、長井盆地北端、白鷹町森合北方の中位段丘面を M1 とし、そこに厚さ約 1 m を超える粘土層に厚さ 1.6 m の花崗岩質礫からなる礫層と、これを覆う厚さ約 1 m の褐色風化火山灰層が存在することを報告している。

阿子島ほか(1984)によれば、標高 200–240 m の面をなす中位段丘堆積物の ^{14}C 年代は 32 ka BP より古い。宮内ほか(2004)は、長井市野川沿いの標高 260 m に分布する M2 面の段丘堆積物を覆う風化火山灰層中から AT (30 ka : Smith *et al.*, 2013) テフラの産出を報告し、その離水

時期を 3 万年前より少し遡ると推定している。なお、宮内ほか(2004)は、長井市南部、野山付近(南東隣「手ノ子」図幅地域)の標高 260–300 m に分布し M1 面をなす段丘堆積物表層の風化火山灰層中から K-Tz (95 ka : 町田・新井, 2003) テフラの産出を報告している。

6.3 低位段丘堆積物 (tl)

標高 170–210 m 以下、比高 50 m 以下の 2、3 段の平坦面をなし、最上川沿いに分布する(第 6.1 図)。平坦面は豊島(1977)のⅣ面、阿子島ほか(1984)のⅢ面(低位面群)に相当する。堆積物は円磨された中～巨礫と砂を主とする砂礫(玉砂利)層で、厚さは数 m 内外(第 6.2 図)。朝日町宮宿の平坦面では東側に蛇行した河川跡を示す。阿子島ほか(1984)がまとめた資料によれば、白鷹町荒砥付近に分布する低位段丘の地下 1.5 m から採取された木片の ^{14}C 年代は 24–12 ka BP なので、低位段丘面が離水したのはこれ以降と考えられる。ちなみに、長井市中野川北岸の L2 面(低位段丘の低位面)を構成する堆積物中の泥炭は 2235 ± 70 cal. BP と 3120 ± 70 cal. BP の ^{14}C 年代を示す(宮内ほか, 2004; 八木・平賀, 1999)。また、長井市南部、白川河岸の L2 面を覆うクロボクは To-a テフラ(AD 915 : 町田・新井, 2003)を挟む(宮内ほか, 2004)。

6.4 扇状地堆積物 (f)

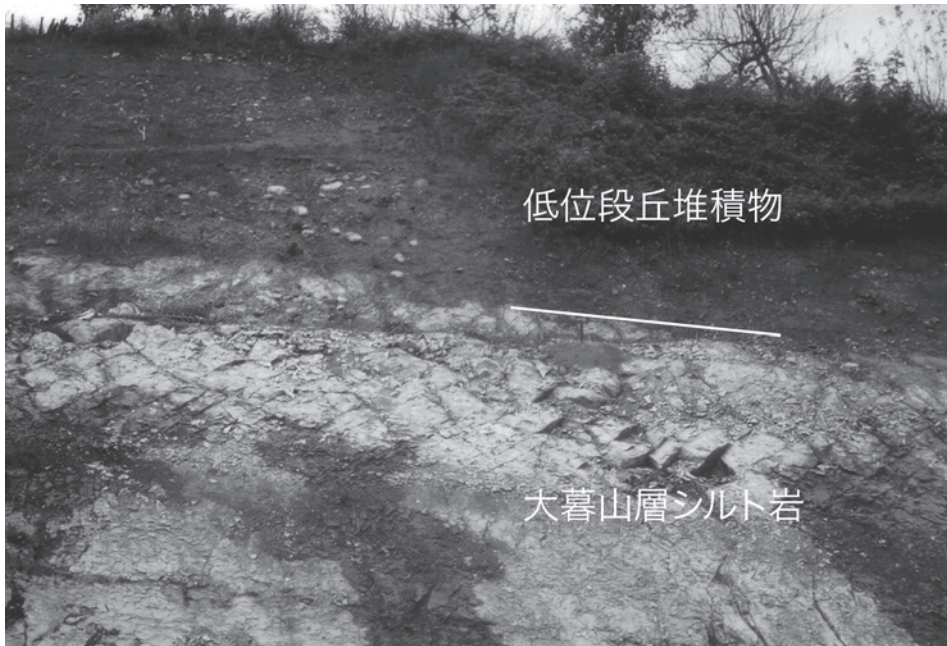
長井盆地西縁の白鷹町山口から高玉、更に南方へと続く地域のほか、長井盆地東縁の荒砥周辺地域に分布する(第 6.3 図)。主として上流の花崗岩や火山岩、堆積岩を起源とする砂礫と泥からなる。露出が悪く全容は不明であるが、限られた露頭での観察によれば、厚さは 1–数 m、淘汰不良、無層理の場合が多い。白鷹町鮎貝では、厚さ 1 m を超える粘土層に、厚さ 1 m 前後の礫質粘土層が粘土薄層を介して複数重なる露頭が確認できた。本堆積物がなす扇状地形と下流側の低位段丘との境界は漸移的で、両者の堆積物も指交関係にあると考えられる。白鷹町山口北方では中位段丘堆積物の上面より低位にあってこれを取り囲む。

6.5 河道、自然堤防及び後背湿地堆積物 (a)

最上川等の現河川域に河川三角州、氾濫原をなして分



第 6.1 図 最上川西岸朝日町松程付近の低位段丘
奥手の一段高い平坦面は中位段丘. 背景に見えるのは暖日山(標高 990.6 m).



低位段丘堆積物

大暮山層シルト岩

第 6.2 図 大暮山層を不整合に覆う低位段丘堆積物(朝日町松程-水口間の道路沿い)

布する。礫及び砂、泥を主とする。特に白鷹町荒砥及びその南に広がる長井盆地ではその東と西の扇状地と指交しつつ広く分布する。



第 6.3 図 白鷹町鮎貝の扇状地

白鷹町高岡の丘陵地からの遠望。後方に見えるのは朝日山地東縁の後期白亜紀深成岩類からなる山稜。

第7章 地質構造

(鹿野和彦)

本図幅地域には多数の断層と褶曲が認められる (Funayama, 1961; Minakawa, 1961; 別所, 1962; 皆川ほか, 1967; 山形地学会, 1979a, b). 以下では, これらを後期白亜紀深成岩類の断層と, 新第三系及び第四系の断層・褶曲とに分けて, それぞれの位置や姿勢, 変位量, 形成時期などについて記述する.

後期白亜紀深成岩類の断層 本図幅地域の後期白亜紀深成岩類には, 主として北東方向に45–70°傾斜して北西–南東方向に延びる断層と, 北東方向に40–80°傾斜して北北東–南南西~北東–南西方向に延びる断層が認められる (第3.1図, 第3.10図~第3.15図). 柳カ沢山から頭殿山, 白目山を経て六郎山にいたる尾根をなして分布する粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩 (Grc) とその西隣に分布する中粒カリ長石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdk) 及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdm) は, 北西–南東方向の断層と, これを断って右横ずれさせる北北東–南南西~北東–南西方向の断層とによって分断されている. このステップ状の断層群が形成された時期とプロセスは不明であるが, これによって岩質の異なる岩体が接していること, 断層面の傾斜が45–85°と急で, しかも同一断層面の傾斜方向が必ずしも一致しないこと, 断層面近傍で片状構造が断層面とほぼ平行になることなどを考慮すると, 相接する岩体がすべて冷却した後, 何らかの力によって岩体境界付近の節理や片状構造に沿ってそれぞれの岩体が移動した結果形成された可能性が考えられる. なお, 地質図に示した断層の分布は複数の断層露頭から幾何学的に推定したもので, 断層露頭で計測された断層面の走向傾斜と異なる場合がある.

新第三系の地質構造 本図幅地域の新第三系には北北西–南南東~北北東–南南西方向に延びる断層が多数認められる. 露頭が悪く, その姿勢や変位を直接観察できる例は極めて限られているが, 地形面となす断層面のトレースや断層面のトレースを挟んで相対する地層の相対的な移動方向なども参照すると, その多くは傾斜60–90°の西傾斜もしくは東傾斜の断層と判断できる. 褶曲は隣接する断層とほぼ同方向に延びており, 多くの場合, 断層にやや斜交して断ち切れ, 褶曲の翼間角も50–160°と開いている.

数ある断層の中で変位量が最も大きいのは, 朝日町白倉しらくらと白鷹町黒鴨しらたかを通り, 白倉の北方と黒鴨の南方へと続く白倉–黒鴨断層 (新称) である. 黒鴨からその南方では北北東–南南西, 白倉からその北方にかけては北北

西–南南東で, 全体として東側にやや突き出た弧状の走向をなし, 西へ60–80°傾斜する西上がりの逆断層で, 層位落差は1,200 mを超える. 白倉–黒鴨断層の東側の変形は著しく, そこから8 kmの範囲内で, 新第三系は, ほぼ同方向に延びる波長約1 km, 翼間角50–80°のやや閉じた褶曲をなし, 白倉–黒鴨断層と平行に走る4, 5本の, 西傾斜東側上がりもしくは西上がりの断層に断たれている. これらの断層は, いずれも傾斜方向よりも大きな走向方向の右もしくは左ずれを伴っており, 閉じた褶曲と斜交するところでは傾斜方向の見かけの変位も決め難い.

新第三系の褶曲やこれを断つ断層は, この断層群の東側でも認められるが, 褶曲の軸跡と断層の走向は北北東–南南西方向が優勢となって, 断層はその数を減らし, 褶曲の波長は2–3 kmまで広がって翼間角も80–120°と緩くなる.

白倉–黒鴨断層の上盤側になる西側には後期白亜紀深成岩類が露出しており, 極めてゆるやかに傾斜してこれを被覆する新第三系には, 寒河江川断層 (皆川ほか, 1967) を始めとする北隣あてらざわの左沢図幅地域から続く複数の断層が認められる. 寒河江川断層は, 大井沢 (5万分の1地質図幅「大鳥池」及び「左沢」地域) から月布川上流古寺こでらの東側, そして尖山の北側まで白倉–黒鴨断層とほぼ平行に, 東に70°–80°傾斜して走る東上がりの逆断層で, その層位落差は数100 mを超える.

寒河江川断層と白倉–黒鴨断層との間に分布する新第三系は, 白倉–黒鴨断層とほぼ平行もしくはこれに斜交して延びる高角度の, 東上がりもしくは西上がりの断層によって断たれている. それらの変位量は傾斜方向, 走向方向ともに200–300 m以下と小さく, 近傍の新第三系に顕著な褶曲も認められない. その中であって朝日川流域の白倉の西側やその南側ひとつぎわのツ沢付近では, 局所的ながら北北東–南南西方向に延びる褶曲があつて, ほぼ同方向に走る断層によって断たれている. これらの褶曲の軸跡の延びの方向と断層の走向は白倉–黒鴨断層東側の地域と同じで, 東西方向の圧縮で白倉–黒鴨断層や寒河江川断層が形成される前にこれらに斜行する西北西–東南東方向の短縮変形があつたことを示唆する. 寒河江川断層の西側にあつて北北西–南南東方向に延びる向斜は例外で, 寒河江川断層から派生した西側の断層との間にあつて生じたものと考えられる. 寒河江川断層はかつて棚倉破砕帯たなぐらの北方延長と取りざたされたことがあるが,

その存在がたどれるのは尖山^{とがりやま}の手前までである。

新第三系の断層・褶曲によって変位している地質単元は、本図幅地域では中新統大谷層^{おおや}までであるが、北隣左沢図幅地域ではその上位の左沢層(前期鮮新世?)まで確認できる(山形, 1957a, b; Funayama, 1961)。本図幅地域内であって3.4 Maに噴出した今平流紋岩が変位している証拠は得られていないので、上記の新第三系の断層・褶曲は後期鮮新世までにはほぼ完成したと考えられる。

本図幅地域南東隅の元屋敷^{もとやしき}付近で南西から流下して本沢川に合流する沢では粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩と大井沢層流紋岩溶岩火砕岩とが北北東-南南西~北東-南西方向の正断層で接しているところがある。断層露頭は確認できないが、上盤側の大井沢層流紋岩溶岩火砕岩と下盤側の粗粒カリ長石角閃石含有黒雲母花崗岩との境界と地形との幾何学的関係から求められる傾斜は30-40°前後である。両者の間に不整合関係を疑わせる淘汰不良の砂礫岩はなく、未固結の粘土や角礫などは認められないことから、この正断層は、上記の断層群よりも早い時期に形成された正断層で両者が接していると判断し、これを地質図幅に示した。これを挟む本図幅地域ではこれ以外にそれと判断できるものは見つかっていないが、秋田県の男鹿半島^{おが}や阿仁合地域^{あにあい}では20-15 Maあるいはそれ以前から続く日本海開裂に伴って形成されたとみられる北東-南西方向の正断層が多数確認されている(鹿野ほか, 2011, 2012b; 鹿野, 2018)。

第四系の地質構造 本図幅地域には、宮宿^{みやじゆく}などの最上川沿いに分布する段丘を変位させている宮宿-常盤^{とぎわ}断層、左沢-根合田山^{ねこたやま}断層など、複数の断層・撓曲からなる断層(八木ほか, 2011)が認められる。それらの分布はいずれも局所的で、研究者によって位置や長さなども異なるが、本地質図幅では、できるだけ最新の資料(宮内ほか, 2004; 地震調査推進本部地震調査委員会, 2005; 八木ほか, 2011)に準拠して、「推定断層」を除いて長井盆地西縁断層^{ながい}その他の断層・撓曲の位置を示した。これらの断層は、長井盆地西縁に沿って分布する扇状地形などを変位させている長井西断層(活断層研究会, 1980, 1991)もしくは長井盆地西縁断層(池田ほか, 2002; 田中・今泉, 2002; 山形県, 2002; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)と称せられる活断層の北方延長上にあり、長

井盆地南方の米沢盆地^{よねざわ}西縁断層などとともに、低断層崖、段丘面の撓曲や逆傾斜などの特徴的地形から推認される一連の逆断層群からなる「長井盆地西縁断層帯」をなす(活断層研究会, 1980, 1991; 池田ほか, 2002; 田中・今泉, 2002; 山形県, 2002a, b; 宮内ほか, 2004; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005; 八木ほか, 2011)。また、白鷹町高岡の281 m丘の東側尾根に分布する高位段丘堆積物(厚さ約20 mの砂礫層)を南北方向に切る断層が認められるとする阿子島ほか(1984)の報告に基づいて、周辺地域の航空写真を見直したところ、最上川河床にその延長上に層理面を変位させているリニアメントが認められたので、これも活断層として地質図に書き加えた。これらは、長井盆地西縁に沿って分布する扇状地形などを変位させている長井西断層(活断層研究会, 1980, 1991)の北方延長上であって、もしくは長井盆地西縁断層(池田ほか, 2002; 田中・今泉, 2002; 山形県, 2002; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)と称せられるこの活断層は、低断層崖、段丘面の撓曲や逆傾斜などの特徴的地形から推認される逆断層である(活断層研究会, 1980, 1991; 池田ほか, 2002; 田中・今泉, 2002; 山形県, 2002a, b; 宮内ほか, 2004; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005; 八木ほか, 2011)。

なお、本図幅地域の外にあるため図示することはできなかったが、東隣の山形図幅地域の西端、すなわち白鷹丘陵と山形盆地との境界沿いにも扇状地や段丘を変位させている断層が存在している。

第四紀に形成され、繰り返し活動したと推認できる断層、すなわち活断層の活動度を評価した報告書(地震調査推進本部地震調査委員会, 2005)によれば、長井盆地西縁断層は、2400年前以降に活動した形跡があり、平均上下変位速度は約0.4-0.5 mm/1,000年で、断層帯が全区間で動いた場合にはM7.7程度の地震が発生すると予測されている。本図幅地域内で発生した被害地震は知られていないが、1944年12月7日に北隣「左沢」図幅地域内でM5.5の地震が発生し、震源(北緯38.2°, 東経140.1°)に近い大江町本郷萩野^{おおえ ほんこうはぎの}付近では、震度6を記録し、納屋一軒が倒壊したほか、土蔵が多数破損するなどの被害があった(地震調査研究推進本部, 1999)。

第8章 応用地質

(鹿野和彦)

8.1 金属鉱床

本図幅地域南部及びその南側の吉野付近〔赤湯〕図幅地域)の大井沢層の火山岩と泥岩中に黒鉱及び黒鉄鉱床が点在する(舟山, 1955; 山脇, 1959; 西沢ほか, 1961; 通商産業省, 1967). 中でも吉野鉱山の鉱床が最も大きく黒鉄, 黄鉄, 珪鉄, 重晶石からなる長径 100–300 m の塊状鉄床 8 つが南北方向に連なっており(西沢ほか, 1961), その北方延長上本図幅地域烏帽子山南方の朱山鉱山にも黄鉄を主とする塊状鉄体(大きさ不明)がある(舟山, 1955). また, これらの周辺にはこれらの連なる方向とほぼ同方向に延びた黄銅鉄, 閃亜鉛鉄, 方鉛鉄, 黄鉄鉄, 重晶石等からなる網状鉄脈が点在する. 本図幅地域内では朱山, 光明沢, 三富, 鉛山, 置賜, 御立, 白銀及び白鷹鉄床がこれにあたる. これらの鉄床は現在稼働されていない. 朝日川上流木川沢付近でかつて(恐らくペグマタイト中の)アンチモニーを採ったとの記録がある(山形県, 1959)が, 詳細は不明である.

8.2 非金属鉄床・砕石

西川町月布(北隣「左沢」図幅地域)では水沢層の流紋岩凝灰岩層中のベントナイトを稼働している(早川・島崎, 1961; 本多・島崎, 1962). このベントナイトは少量の方沸石または斜沸石, クリストバル石を含む. 類似のものが「左沢」図幅地域及び本図幅地域の水沢層の流紋岩凝灰岩層中に点在している(本多・島崎, 1962; 増井ほか, 1967, 1969)が, 稼働されたことはない. 本図幅地域南部に分布する大井沢層の流紋岩凝灰岩中にもベントナイト鉄床が点在し, そのうち, 上市市六角(現在の前丸森付近?)では, 明治末期から稼働されてきた(早川ほか, 1964).

このベントナイトを胚胎する凝灰岩の下位にある流紋岩溶岩や上位の水沢層中の流紋岩溶岩の一部はガラス質でパーライト資源として利用し得る可能性がある(奥海・島崎, 1961). 東隣「山形」図幅地域の隔間場ではこれを砕石として利用している. 本図幅地域内では, 白鷹町滝野の南側に分布する大井沢層の安山岩(もしくはデイサイト)が採掘され砕石として利用されている.

8.3 天然ガス

朝日町宮宿の最上川沿いや, 朝日町石須部と石田淵の間の朝日川河床にガス徴が認められる. ガスは大井沢層や水沢層, 大暮山層から湧出しており, いずれも CH_4 が主で CO_2 を少量伴う(半沢ほか, 1958). 石須部と石田淵の間の朝日川河床ではガスと共に Cl 5.7 g/l, HCO_3^- 1.2 g/l, pH 7.7 の塩水が湧出している(半沢ほか, 1958).

8.4 温泉

本図幅地域にはいくつかの温泉(鉄泉)が知られているが, 実際に利用されているのは朝日町石田淵の五百川温泉, 同四ノ沢のりんご温泉, 白鷹町下山の白鷹温泉, 同黒鴨の黒鴨温泉, 同十王の鷹野湯温泉のみである. 山形県環境保健部自然保護課(1988)によれば, 五百川温泉は深さ 300 m の掘削井から揚水している 18.5°C の単純硫酸黄泉, 白鷹温泉は自然湧出で, 12.5–13.5°C の単純硫酸化素泉, 黒鴨温泉は深さ 130 m の掘削井から揚水している 17°C のナトリウム炭酸水素塩泉, 鷹野湯温泉は深さ 824 m の掘削井から揚水している 34°C のナトリウム硫酸塩–塩化物–炭酸水素泉である. りんご温泉も掘削井から揚水しており, 平成 21 年に再掘削して源泉を更新した. 温泉に掲示されている令和 2 年 1 月の分析表によれば, 源泉は 60°C のナトリウム塩化物強塩泉である.

8.5 地すべり

朝日町白倉, 同暖日山南斜面, 同大淀, 上市市小白府, 山形市滝平など数多くの場所に地すべり地形が認められる(阿子島ほか, 1984). 白倉や暖日山南斜面等は, 新第三紀泥質岩がほぼ層理面に沿ってすべっている. また, 小白府や滝平等では白鷹火山の火砕流堆積物や同火山の崩壊によってもたらされた岩屑堆積物が斜面をすべっている. これらの地域はいずれも地すべり・急傾斜地危険区域に指定されており, 最近活動した形跡はほとんどないものの注意を要する. 2006 年 4 月には, 朝日町大舟木と同大淀との間の道路をまたぐ地すべり防止区域「大舟木」で長さ 100 m, 幅 130 m にわたって崩壊して県道が崩壊した. ここは南北方向の断層があって露出するシルト岩がもろくなっていて特に警戒を要する場所であった.

文 献

- 足立久雄 (1977) 山形県吉野地域における中期中新世の陥没構造. 地質学論集, no. 16, 56-62.
- 足立久雄 (1979) 山形県吉野地域のグリーンタフ. 地質学雑誌, **83**, 411-424.
- 秋葉文雄 (1983) VII. 珪藻化石. ヤマガタカイギウ発掘調査報告書, 山形県立博物館, 65-70.
- Akiba, F (1986) Middle Miocene to Quaternary biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D.E., Coulbourn, W.T. et al. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., **87**, 393-481.
- 秋山雅彦・石井良治・大森隆一郎・小熊英夫・平木孝治 (1958) 山形県寒河江川附近の破碎帯について. 藤本治義教授還暦記念論文集, 161-169.
- 阿子島 功・米地文夫・西谷克彦 (1984) 地形分類及び地形分類図. 土地分類基本調査「荒砥」(5万分の1), 山形県, 15-28.
- 安藤 勲・志村俊昭 (2000) 朝日山地周辺に分布する火成岩類の活動ステージ区分と地球化学. 日本地質学会第107年学術講演会演旨, 157.
- 天野一男 (1980) 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究. 東北大学理學部地質學古生物學教室研究邦文報告, no.81, 1-56.
- 天野一男 (1991) 棚倉断層に沿って発達する横ずれ堆積盆. 構造地質, no. 36, 76-82.
- 天野一男・松原典孝・及川敦美・滝本春南・細井 淳 (2011) 棚倉断層の新第三紀テクトニクスと火山活動・堆積作用. 地質学雑誌, **117**, 補遺, 69-87.
- 朝日団体研究グループ (1987) 朝日山地南西部の地質—その1. 岩石記載と貫入関係—. 地球科学, **41**, 253-280.
- 朝日団体研究グループ (1995) 朝日山地南西部の地質—その2. 地質構造—. 地球科学, **49**, 227-247.
- 淡路動太・山本大介・高木秀雄 (2006) 棚倉破碎帯の脆性領域における運動履歴. 地質学雑誌, **112**, 222-240.
- 安藤 勲・志村俊昭 (2000) 朝日山地周辺に分布する火成岩類の活動ステージ区分と地球化学. 日本地質学会第107年学術講演会演旨, 157.
- 青木和子 (1958) 山形盆地西縁の橋上砂岩部層に関する堆積学的考察. 山形大学紀要(自然科学), **4**, 387-402.
- 朝日団体研究グループ (1987) 朝日山地南西部の地質—その1. 岩石記載と貫入関係—. 地球科学, **40**, 253-280.
- 朝日団体研究グループ (1995) 朝日山地南西部の地質—その2. 地質構造—. 地球科学, **49**, 227-247.
- Berner, R. A. (1981) A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 359-365.
- 別所文彦 (1962) 山形市北部地方地質図(5万分の1)及び同説明書. 地質調査所, 68p + 英文要旨 1p.
- 琵琶沼地質研究グループ (1995) 山形県白鷹丘陵の琵琶沼湿原におけるボーリングコアの層序と堆積環境の変遷. 平成6年度琵琶沼緊急調査報告書—地学・動物—, 山形県立博物館, 1-16.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H.H., eds., *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, **1**, 199-422.
- Chihara, K. (1959) Geology and petrology of granitic rocks and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture. Part I. Granitic rocks. *Journal of the Faculty of Science, Niigata University, Series II*, **3**, 111-169.
- Chihara, K. (1963) Geology and Petrology of granitic and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture. Part 2. Nihonkoku gneisses. *Journal of the Faculty of Science, Niigata University, Series II*, **3**, 179-209.
- 茅原一也 (1982) 新潟積成盆地および周辺地域の基盤構造と新生代活動史. 地質学雑誌, **88**, 983-999.
- 茅原一也・青木 滋 (1975) 三面川上流地域地質調査報告(自然環境調査報告). 日本自然保護協会調査報告, no. 49, 7-18.
- 茅原一也・卯田 強 (1982) 棚倉構造線の北方延長問題—特に日本国片麻岩・朝日山地片状～片麻状花崗岩類に関連して. 月刊地球, **4**, 181-193.
- Druitt, T. H., (1998) Pyroclastic density currents. In Gilbert, J. S. and Sparks, R. S. J., eds., *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publications, **145**, 145-182.
- 舟山裕士 (1955) 山形盆地西縁部における地体構造と鉱床の構造支配について. 岩鉱, **39**, 144-153.
- Funayama, Y. (1961) The geology and geological structure in the area of the Yamagata Basin with special reference to the ore deposits, Yamagata Prefecture, Japan. *Science Reports of the Tohoku University, 3rd Series*, **7**, 199-291.
- Funayama, Y. (1962) Geological age and geological history of the marginal area of the Yamagata Basin, Yamagata Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum, Research Bulletin*, no. 31, 1-16.
- 舟山裕士・高橋 稠 (1952) 山形盆地西縁部の第三系層序および地質構造について. 地質調査所月報, **3**, 109-117.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀—第三紀火山岩のフィッション・トラック年代—奥尻島・男鹿半島・朝日山地—. 地質学雑誌, **93**, 387-401.
- Hanzawa, S. (1935) Some fossil *Operculina* and *Miogyopsina* from Japan, and their stratigraphic significance. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, 2nd Series*, **18**, 1-30.
- 半沢正四郎・舟山裕士・玉ノ井正俊・竹田邦緒 (1958) 山形盆地天然ガス調査報告. その1 山形盆地西側部第三紀層の部.

- 山形県天然ガス調査報告, 山形県, 46-62.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎 (1991) 山形県小国町付近の地質: 東北本州弧前期中新世ハーフ・グララーベンの例. 地質学雑誌, **97**, 835-848.
- 早川典久・島崎恵三 (1961) 山形県大江町月布のペントナイト. 東北の工業用鉱物資源, no. 1, 169-173.
- 早川典久・山崎 拓・清水正彦・佐藤康次郎・玉ノ井正俊 (1964) 山形県山形市南西部のペントナイト. 東北の工業用鉱物資源, no. 4, 74-80.
- Hirofumi, S. and Ban, M. (2006) Origin of silicic magma feeding system of the Shirataka volcano, NE Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **156**, 229-251
- 本多朗郎・島崎恵造 (1962) 山形県西村山郡のペントナイト. 東北の工業用鉱物資源, no. 2, 101-108.
- Hoshi, H., Sato, K. and Saito, K. (1998) K-Ar dates of some Miocene volcanic rocks from the Yamagata area, Northeast Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 11-72.
- 市村 毅 (1958) 山形盆地西縁に露出する新第三系の偽層. 山形大学紀要 (自然科学), **4**, 377-385.
- Ichimura, T. and Aoki, K. (1957) Some geological considerations of the Neogene sediments exposed at the western margin of the Yamagata Basin. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University*, **35**, 47-73.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., Kagami, H. and Iizumi, S. (2011) K-Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene-Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Science*, **40**, 509-533.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- 石原舜三 (1981) 花崗岩からみた東北日本と西南日本. 構造地質研究会誌, no. 26, 67-70.
- 石原舜三・佐々木 昭・寺島 滋 (1983) 羽越地域の花崗岩類と鉱化作用. 地質調査所月報, **31**, 11-26.
- 石井六夢・斎藤和男 (1997) 山形県白鷹火山のK-Ar年代. 山形大学紀要 (自然科学), **14**, 99-108.
- 磯見 博 (1968) 日本地質構造図. 1:2,000,000 地質編集図, no. 12. 地質調査所.
- 磯見 博・河田清雄 (1968) フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 日本地質学会第75年大会総合討論資料集「フォッサ・マグナ」, 4-12.
- 神保 恵 (1965) 山形県の地質. 山形県, 68p.
- 神保 恵 (1968) 5万分の1地質図幅「上山」及び同説明書. 山形県, 24p.
- 神保 恵・田宮良一・鈴木雅宏・北 卓治・大丸広一郎・本田康夫・加藤 啓・北崎 明・清水貞雄・佐藤康次郎・玉ノ井正俊・高橋静夫・山田国洋・渡辺則道 (1969) 5万分の1地質図幅「米沢・関」及び同説明書. 山形県商工労働部, 39p.
- 神保 恵・田宮良一・清水貞雄・佐藤康次郎・金子恒夫・北 卓治・矢崎清貫・今田 正・山形 理・大丸広一郎・寺江孝夫・小川敬三・本田康夫・渡辺則道・鈴木雅宏・加藤 啓・高橋静夫 (1972) 5万分の1地質図幅「赤湯」及び同説明書. 山形県商工労働部, 18p.
- 神保 恵・吉田 昭・島崎恵造・玉ノ井正俊 (1964) 表層地質調査「湯殿山」(5万分の1). 経済企画庁, 23p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1999) 日本の地震活動: 被害維新から見た地域別の特徴, 増補版. 地震予知総合研究振興会, 391p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 長井盆地西縁断層帯の評価. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/05feb_nagai/index.htm (閲覧日: 2022年6月10日).
- 加々島慎一 (1999) 新潟県北部, 岩船花崗岩中の層状構造とそのアイソクロン年代. 地質学論集, no. 53, 261-268.
- 加々島慎一・渡辺幸治・村瀬 豪・野原 (今中) 里華子・平原由香・仙田量子 (2015) 白亜紀珪長質火成活動に先行する西朝日複合塩基性岩体の成因. 岩石鉱物科学, **44**, 189-204.
- 加々島慎一・矢部成美・三浦大和・吉田哲平・植田勇人 (2017) 朝日帯再考: 朝日山地深成岩類のジルコンU-Pb年代と地球化学的特徴. 日本地質学会第124年学術大会講演要旨, 387.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石に見られる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, **68**, 211-224.
- 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 (2022) 4-3 水底に堆積した火山砕屑物. 日本堆積学会監修, フィールドマニュアル「堆積構造の世界」, 朝倉書店, 東京, 135-142.
- 鹿野和彦・大口健志・石川洋平・矢内桂三・藤本幸雄・植村和彦・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2012b) 阿仁合地域の地質 (第2版). 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, 59p.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2011) 戸賀及び船川地域の地質 (第2版). 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, 127p.
- 鹿野和彦・谷 健一郎・岩野英樹・檀原 徹・石塚 治・大口健志 (2012a) 東北日本男鹿半島, 赤島層の放射年代. 地質学雑誌, **118**, 351-364.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料-. 東京大学出版会, 437p.
- 加藤祐介・宮本 毅・藤巻宏和 (1998) 白鷹火山の火山体形成史と岩石学の特徴. 日本岩石鉱物床学会平成9年度学術講演会講演予稿集, 11.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (IV) - 東北日本の花崗岩類-. 岩鉱, **54**, 41-44.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1973) 昭和46年度精密調査報告書「山形吉野地域」, 95p.
- 金属鉱業事業団 (1974) 昭和47年度精密調査報告書「山形吉野地域」, 86p.

- 金属鉱業事業団 (1975) 昭和 48 年度精密調査報告書「山形吉野地域」, 73p.
- 北村 信 (1963) グリーンタフ地域における第三紀構造運動. 化石, no. 5, 123–137.
- 北村 信・中川久夫・長谷弘太郎・天野一男・松岡 功 (1982) 山形盆地周辺の地質図 (5 万分の 1). 東北農政局計画部編, 山形盆地地区地盤沈下調査報告書 (地形・地質編), 付図 3.
- Kon, Y., Ejima, T., Morita, S. and Takagi, T. (2015) Spatial U–Pb age distribution of plutonic rocks in the central Abukuma Plateau, northeastern Japan Arc. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **110**, 45–149.
- 今田 正 (1964) 朝日山地の地質学的研究. 山形県総合学術調査会編, 朝日連峰, 248–263.
- 今田 正 (1971) 5 万分の 1 地質図幅「朝日岳・塩野町」及び同説明書. 山形県商工労働部, 21p.
- 今田 正 (1973) 5 万分の 1 地質図幅「勝木–大鳥池」及び同説明書. 山形県商工労働部, 17p.
- 今田 正 (1974) 5 万分の 1 地質図幅「月山」及び同説明書. 山形県商工労働部, 38p.
- 今田 正 (1975) 5 万分の 1 地質図幅「飯豊山」及び同説明書. 山形県商工労働部, 11p.
- 今田 正 (1982) 最上川の地質. 山形県総合学術調査会編, 総合学術調査報告「最上川」, 1–9.
- 今田 正・高橋昭好 (1963) 朝日山地の地質. 地質学雑誌, **69**, 318.
- 今田 正・斉藤和男・渡辺雄二・岡田尚武 (1986) 山形県吉野層火山岩の K–Ar 年代. 地質学雑誌, **92**, 371–374.
- 越谷 信 (1986) 棚倉破砕帯の変形と構造. 地質学雑誌, **92**, 15–29.
- 久保和也 (2016) 阿武隈花崗岩類貫入時の地質構造環境: 阿武隈帯から阿武隈花崗岩類を取り除くと何が残るか. 日本地質学会第 123 年学術大会演旨, 196.
- 久保和也・高橋 浩 (1992) 阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類から見た阿武隈帯の東縁・西縁. 地学団体研究会第 46 回総会シンポジウム要旨集, 111–115.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2003) 20 万分の 1 地質図幅「福島」, 産総研地質調査総合センター.
- Kuwahara, T. (1982) Late Cretaceous to Pliocene fault systems and corresponding regional tectonic stress fields in the southern part of Northeast Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **3**, 49–111.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 増井淳一・国井 敬・佐藤康次郎 (1967) 山形県朝日町, 尾花沢市古城山および同五十沢のゼオライト. 東北の工業用鉱物資源, no. 5, 74–82.
- 増井淳一・佐藤義利・佐藤康次郎 (1969) 山形県寒河江市および大江町のゼオライト. 東北の工業用鉱物資源, no. 6, 52–58.
- 丸山孝彦・小島秀康・金谷 弘 (1979) 朝日山地南西域と栗子地域の花崗岩類の Rb–Sr 含有量—棚倉構造線の北方延長 (1). 地質学論集, no. 17, 121–134.
- 松永 烈・山口 勉・厨川道雄・小林秀雄・村松茂樹 (1989) 肘折 HDR-1 坑井から得られたコアの性状について. 日本地熱学会平成元年度学術講演会演旨, A38.
- Maynard, J. B. (1982) Extension of Berner's "New geochemical classification of sedimentary environments" to ancient sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1325–1331.
- 三村弘二・鹿野和彦 (2000) 東北日本, 白鷹火山の層序と歴史. 火山, **14**, 99–108.
- 三村弘二・鹿野和彦・中野 俊・星住英夫 (1988) 1984 年御嶽岩屑なだれ—堆積物からみた流動・堆積機構—. 地調月報, **39**, 495–523.
- 皆川信弥 (1957) 山形盆地西北部および西南部における新第三系の層位学的研究. 山形大学紀要 (自然科学), **4**, 229–248.
- 皆川信弥 (1959a) 上山周辺における新第三紀層の層位学的研究. 山形大学紀要 (自然科学), **4**, 561–572.
- 皆川信弥 (1959b) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究 (その 1) —西縁および西南縁の層位—. 地質学雑誌, **65**, 364–373.
- 皆川信弥 (1959c) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究 (その 2) —西部および西南縁の岩相変化・火成活動・対比—. 地質学雑誌, **65**, 483–493.
- 皆川信弥 (1960a) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究 (その 3) —北縁 (吉野地域) における層序及び対比—. 地質学雑誌, **66**, 393–404.
- 皆川信弥 (1960b) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究 (その 4) —東南縁・東縁および東北縁の層序・火成活動・岩相変化および対比—. 地質学雑誌, **66**, 489–501.
- Minakawa, S. (1961) Cenozoic tectonic movements in the southern inland basins and their environs, Northeast Japan. *Bulletin of Yamagata University (Natural Science)*, **5**, 425–523.
- 皆川信弥 (1965) 桧原–野川構造帯について—棚倉破砕帯の北方延長 その 1—. 山形大学紀要 (自然科学), **6**, 319–332.
- 皆川信弥 (1968) 北小国–三面構造帯について—棚倉破砕帯の北方延長 その 3—. 山形大学紀要 (自然科学), **7**, 77–88.
- 皆川信弥 (1971) 5 万分の 1 地質図幅「手ノ子」及び同説明書. 山形県商工労働部, 21p.
- 皆川信弥 (1985) 東北日本南部内陸盆地群地域における構造発達史. 山形県地質誌, 15–32.
- 皆川信弥・山形 理・菅井敬一郎・武田次弘 (1967) 大井沢構造帯およびその延長—棚倉破砕帯の北方延長 その 2—. 山形大学紀要 (自然科学), **6**, 469–479.
- 宮内崇裕・平柳幸彦・今泉俊文 (2004) 長井盆地西縁断層帯の第四紀後期活動性と地形発達. 活断層研究, no. 24, 53–61.
- 溝口 潤・田中久雄 (2001) 山形県南陽市周辺のマイロナイト帯 (梨郷マイロナイト帯) の発見と棚倉構造線の北方延長問題. 地質学雑誌, **107**, 406–410.
- 村越英夫 (1936) 山形県西村山郡寒河江川上流及び大谷村大谷～大沼街道の地形・地質. 東北大学地質古生物学教室卒業論文 (手記).
- 長澤一雄・壇原 徹・阿子島 功 (1995a) 山形県白鷹丘陵・琵琶沼湿原のボーリングコアから発見された広域テフラ. 平成

- 6年度琵琶沼緊急調査報告書—地学・動物, 山形県立博物館, 27-38.
- 長澤一雄・斎藤和男・大場与志男・石井六夢・本田康夫 (1995b) 白鷹火山の初期および主活動期噴出物のK-Ar年代と火山形成. 平成6年度琵琶沼緊急調査報告書—地学・動物—, 山形県立博物館, 39-56.
- 中島 健 (2018) 日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス. 地質学雑誌, **124**, 693-722.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM 2枚, 60p, 付図1葉.
- 中里裕臣・竹内陸雄・汪 振洋・井口 隆・田中耕平 (2003) 山形県白鷹火山および崩壊源の比抵抗構造. 日本地すべり学会誌, **40**, 32-28.
- ナウマン, E.・富士谷孝雄・山田 皓・坂 市太郎・西山正吾 (1886) 大日本帝国予察東北部地質図. 農商務省地質局.
- 西沢章三・中島俊二・百瀬寛人・阿部正行 (1961) 吉野鉦山の鉦床探査について. 鉦山地質, **11**, 109-120.
- Odin, G. S. and L'etolle, R. (1980) Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. In Bentor, Y. K., ed., *Marine Phosphorites*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication, no. 29, 227-237.
- Odin, G. S. and Matter, A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- Ogasawara, K., Saito, T. and Takahashi, S. (1985) Late Miocene molluscs from the northwestern part of Yamagata Basin, Yamagata Prefecture, Tohoku District, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum of Natural History, Research Bulletin*, **53**, 21-36, pls. 1-3.
- 小笠原正継・堀江憲路・竹原真美・大坪友英・菊池康浩・藤本幸雄・大平芳久・庄司勝信・根岸義光・水落幸広・田坂登史 (2015) 朝日山地の花崗岩類のSHRIMP U-Pb年代とその意義. 日本地質学会第122年学術講演会演旨, 46.
- 小笠原正継・堀江憲路・竹原真美・大坪友英・菊池康浩・藤本幸雄・大平芳久・庄司勝信・根岸義光・水落幸広・田坂登史 (2018a) 朝日山地の花崗岩類のSHRIMPジルコンU-Pb年代. 日本地質学会第125年学術大会講演要旨, 50.
- 小笠原正継・堀江憲路・竹原真美・大坪友英・菊池康浩・藤本幸雄・大平芳久・庄司勝信・根岸義光・水落幸広・田坂登史 (2018b) 山形新潟県境朝日山地の花崗岩類のU-Pb年代. 日本地質学会2018年年会講演要旨集, 143.
- Ogg, J. G. (2020) Chapter 5 Geomagnetic Polarity Time Scale. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M., eds., *Geologic Time Scale 2020*, **1**, Elsevier BV, 159-192.
- 小倉 勉 (1957) 山形県朝日山地北東部の地質, 特に花崗閃緑岩類について. 山形大学紀要(自然科学), **4**, 199-216.
- 高浜信行 (1972) 新潟県北部, 朝目山塊にみいだされた後期中生代火山岩: 朝日流紋岩類. 地質学雑誌, **78**, 323-324.
- 岡田尚武 (1982) 最上川流域海成層の微化石による対比. 総合学術調査報告「最上川」, 山形県総合学術調査会, 43-45.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary Modification and Introduction of Code Numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**, 321-325.
- 大平芳久・藤本幸雄・庄司勝信・小笠原正継・大坪友英・根岸義光・水落幸広・菊池康浩・田坂登史・小島秀康・朝日団体研究グループ (2016) 朝日山地の地質と火成岩類の新たな岩体区分. 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, 196.
- Omori, M. (1958) On the geological history of the Tertiary System in the southwestern part of the Abukuma Mountainland, with special reference to the geological meaning of the Tanakura sheared zone. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, **6**, 55-116.
- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則 (1953) 阿武隈山地西南縁の棚倉破砕帯について—阿武隈山地西南縁の新生界の地史学的研究(その3)—. 地質学雑誌, **59**, 217-223.
- 大森隆一郎・芥川真知・藤田至則・秋山雅彦・石井良治・小熊英夫・斉藤茂信・平木孝治 (1955) 山形県月山南麓寒河江川附近の第三系の層序と基盤運動について(要旨). 地質学雑誌, **61**, 357.
- 大友幸子・青柳絵里子・横山一己 (2006) 大井溝構造帯周辺の花崗岩類の地質と朝日山地東縁の花崗岩類のCHIME年代. 日本地質学会第113年学術大会講演要旨, 185.
- 大友幸子・横山一己・青柳絵里子・堀川博貴・安孫子秀人・小野貴之 (2009) 朝日帯と阿武隈帯の境界はどこに位置するのか?—朝日山地東部の花崗岩類のU-Th-Pb年代—. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, 61.
- 大友幸子・横山一己・星野 大 (2010) 山形県大江町月布川流域の花崗岩類. 日本地質学会第117年学術大会講演要旨, 395.
- 大友幸子・碓 真実・横山一己 (2011) 山形県白鷹町蒔沢周辺の花崗岩類. 日本地質学会第118年学術大会講演要旨, 431.
- 大槻憲四郎 (1975) 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大学理学部地質学古生物学教室, **76**, 1-71.
- Otsuki, K. and Ehiro, M. (1978) Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea. *Journal of Physics of the Earth*, **26**, Supplementary Issue, S537-S555.
- 大槻憲四郎・吉田 尚・石原舜三・島津光夫・佐藤 正・山田直利・須藤定久・河田清雄・桑原 徹・茅原一也・卯田 強・丸山孝彦・武田康人・江広昌之 (1982) 棚倉構造線: 月刊地球, **37**, 129-205.
- 大槻憲四郎・永広昌之 (1992) 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成立. 地質学雑誌, **98**, 1097-1112.
- 奥海 靖・島崎恵三 (1961) 山形県山形市長谷堂のパーライト. 東北の工業用鉱物資源, no. 1, 256-258.
- 大沢 穠・片平忠実・土谷信之 (1986) 清川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 61p.
- 大沢 穠・三村弘二・久保和也・広島俊男・村田泰章 (1987) 20万分の1地質図幅「仙台」. 地質調査所.
- 斉藤常正 (1982) 山形内陸盆地の中新生有孔虫化石群と堆積環境. 総合学術調査報告「最上川」, 山形県総合学術調査会, 34-42.
- 斉藤常正 (1983) VII. 橋上砂岩部層の堆積環境. ヤマガタカイギユウ発掘調査報告書, 山形県立博物館, 71-75.
- 笹田政克 (1984) 飯豊山の花崗岩類(概報). 地質調査所月報, **6**, 273-277.

- 笹谷晋吾・横田修一郎 (2005) 山形県白鷹火山カルデラの構造と岩屑なだれ堆積物. 鳥根大学地球資源環境研究報告, no. 24, 13-29.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1966) K-Ar age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **17**, 26-429.
- 柴田 賢・矢崎清貴 (1985) 山形県長井市東方の石英閃緑岩のK-Ar年代. 山形県地質誌, 皆川信弥教授記念論文集, 173-175.
- 庄司勝信 (1983) 朝日山地・末沢川溶結凝灰岩の変形特性. 地質学雑誌, **89**, 97-208.
- 島津光夫 (1964a) 東北日本の白亜紀花崗岩 I. 地球科学, no. 71, 18-27.
- 島津光夫 (1964b) 東北日本の白亜紀花崗岩 II. 地球科学, no. 72, 24-29.
- 島津光夫 (1969) 朝日・飯豊山地の花崗岩類. 地質調査所報告, no. 232, 519-533.
- 島津光夫・河内洋佑 (1961) 朝日山地の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床. 地質調査所報告, no. 190, 45-55.
- 島津光夫・小関幸治・小尾五明 (1961) 山形県朝日・大張地区の含ウラン鉱床. 地質調査所報告, no. 190, 173-183.
- 島津光夫・西田彰一・田宮良一・皆川信弥・神保 恵・鈴木雅宏 (1972) 5 万分の 1 地質図幅「小国」及び同説明書. 山形県, 28p.
- 志村俊彦・加賀島慎一・高橋 浩 (2002) 羽越地域の花崗岩質地殻の形成と変形. 日本地質学会第 109 年学術大会見学旅行案内書, 65-86.
- 須藤定久 (1977) 中部～関東地方における後期白亜紀～古第三紀火山深成作用の問題点. 地団研究専報, no. 20, 53-60.
- 杉山隆二 (1950) 新潟県の花崗岩. 郷土研究, **1**, 5-8.
- 杉山隆二・茅原一也 (1951) 日本鬮の片麻岩類について (予報). 地質学雑誌, **57**, 305-306.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K. and Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- 菅井敬一郎 (1976) 山形県南端部の変成岩および花崗岩質岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **71**, 177-182.
- 田口一雄 (1973) 裏日本新第三系下部層にまつわる問題—とくに基盤構造地質と積成区の形成に言及して— (出羽地向斜の研究 V). 山形県の地質と資源, 17-28.
- 高浜信行 (1972) 新潟県北部, 朝目山塊にみいだされた後期中生代火山岩: 朝日流紋岩類. 地質学雑誌, **78**, 323-324.
- 高浜信行 (1976) 朝日山塊西麓地域の第三系. 地質学論集, no. 13, 211-228.
- Takahashi, S., Domning, D. and Saito, T. (1986) *Dusisiren dewana*, N. Sp. (Mammalia: Sirenia), A new ancestor of Steller's sea cow from the Upper Miocene of Yamagata Prefecture, Northeastern Japan. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, N.S.*, no.141, 296-361, pls. 53-62.
- 高橋 浩 (1998) 新潟・山形県境, 日本国マイロナイト帯の地質と構造. 地質学雑誌, **104**, 122-136.
- 高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫 (1996) 飯豊山地の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 52p.
- Takahashi, Y., Mao, J. and Zhao, X. (2012) Timing of mylonitization in the Nihonkoku Mylonite Zone of north Central Japan: Implications for Cretaceous to Paleogene sinistral ductile deformation in the Japanese Islands. *Journal of Asian Earth Sciences*, **47**, 265-280.
- 田宮良一 (1983) IV. 山形盆地西南部地域の地質. ヤマガタカイギウ発掘調査報告書, 山形県立博物館, 41-54.
- 田宮良一・斉藤常正・本田康夫 (1986) 第 7 班出羽丘陵最南部の新第三系. 日本地質学第 93 年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会, 143-187.
- 田宮良一・山形新生代研究グループ (1973) 山形および米沢盆地における後期中新生噴火活動: とくに陥没を伴う噴火活動について. 地質学論集, no. 9, 123-135.
- Tani, K., Horie, K., Dunkley, D. J. and Ishihara, S. (2014) Pulsed granitic crust formation revealed by comprehensive SHRIMP zircon dating of the SW Japan granitoids. *JpGU Meeting 2014, Abstract*, SCG61-01.
- Tani, K., Ishihara, S., Horie, K. and Dunkley, D. J. (2015) Pulsed granitic crust formation revealed by comprehensive SHRIMP zircon dating of the SW Japan granitoids: Enhanced subduction of the Pacific plate triggered the voluminous granitic magma formation. *8th Hutton Symposium Abstract*, 109.
- 谷 正巳・柴田 賢・谷口正碩・阿部智彦 (1975) 山形盆地周縁の新生代火山岩の年代について. 日本地質学会 82 年大会講演要旨, 211.
- 徳永重元 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「尾花沢」及び同説明書. 地質調査所, 32p.
- 豊島正幸 (1977) 最上川中流部, 山形・長井両盆地間の河岸段丘. 東北地理, **29**, 221-228.
- 土谷信之・高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・久保和也・駒澤正夫・広島俊男・内藤一樹 (1999) 20 万分の 1 地質図幅「村上」. 地質調査所.
- 通商産業省 (1967) 昭和 41 年度広域調査報告書「山形吉野」地域, 15p, 11 sheets.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1969) 昭和 42 年度広域調査報告書「山形吉野」地域, 27p, 12 sheets.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1970a) 昭和 43 年度広域調査報告書「山形吉野」地域, 28p, 10 sheets.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1970b) 昭和 44 年度広域調査報告書「山形吉野」地域, 21p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1971) 昭和 45 年度広域調査報告書「山形吉野」地域, 18p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1982a) 昭和 56 年度広域調査報告書「羽越地域 (1)」. 164p, 11 sheets.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1982b) 昭和 56 年度広域調査報告書「羽越地域 (2)」. 62p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1983) 昭和 57 年度広域調査報告

- 書「羽越地域」, 20p.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一 (1973) 山形県新第三紀最下部溶結凝灰岩層のK-Ar年代 (要旨). 岩鉱, **68**, 91.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits—Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **18**, 135–150.
- 宇井忠英・柴橋敬一 (1985) 山形県の第四紀火山. 皆川信弥教授記念論文集, 33–44.
- Valentine, P. C., Cooper, R. A. and Uzzmann, J. R. (1984) Submarine sand dunes and sedimentary environments in Oceanographer Canyon. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 704–715.
- White, J. D. L. (2000) Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research*, **101**, 87–109.
- White, J. D. L. and Houghton, B. F. (2006) Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, **34**, 677–680.
- 八木浩司・平賀正和 (1999) 長井盆地西縁の活断層の最終活動時期と活動度 (講演要旨). 季刊地理学, **51**, 243.
- 八木浩司・早田 勉・井口 隆・原口 強・伴 雅雄 (2005) 蔵王火山および白鷹火山の巨大山体崩壊発生時期. 第四紀研究, **44**, 263–272.
- 八木浩司・澤 祥・熊原康博 (2011) 1:25,000 都市圏活断層図長井盆地西縁断層帯とその周辺「左沢」「長井」「米沢」解説書. 国土地理院技術資料D1-No.580, 19p.
- 山形地学会 [安彦宏人・安孫子政行・伊藤 修・柿崎政昭・名和時雄・西谷克彦・沼野達明・大場 稔・桜井和敏・鈴木雅広・高橋静夫・田中武夫・田宮良一・山形 理・吉田三郎] (1979a) 5万分の1地質図幅「左沢」及び同説明書. 山形県商工労働部, 18p.
- 山形地学会 [安彦宏人・安孫子政行・伊藤 修・柿崎政昭・名和時雄・西谷克彦・沼野達明・大場 稔・桜井和敏・鈴木雅広・高橋静夫・田中武夫・田宮良一・山形 理・吉田三郎] (1979b) 5万分の1地質図幅「荒砥」及び同説明書. 山形県商工労働部, 25p.
- 山形県 (1959) 山形県の鉱業の現況. 38p.
- 山形県 (2001) 平成12年度地震関係基礎調査交付金「長井盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書」. 山形県, 254p.
- 山形県 (2002a) 平成13年度地震関係基礎調査交付金「長井盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書」. 山形県, 160p.
- 山形県 (2002b) 平成13年度地震調査交付金「山形県活断層調査総括成果報告書 (概要版)」, 93p.
- 山形応用地質研究会 (2016) 山形県地質図 (20万分の1) 及び同説明書. 山形大学出版会, 61p.
- 山形県環境保健部自然保護課 (1988) 山形県温泉台帳 (源泉台帳) 要覧. 山形県, 80p.
- 山形県商工労働部鉱業課 (1960) 20万分の1山形県地質図及び同説明書, 山形県, 42p.
- 山形県立博物館編 (1983) ヤマガタカイギユウ発掘調査報告書. 山形県立博物館, 76p.
- 山形 理 (1957a) 山形盆地西部・左沢-大井沢地域の地質. 山形大学紀要 (自然科学), **4**, 217–228.
- 山形 理 (1957b) 山形盆地西部および南部における新第三系の層位学的研究. 山形大学紀要 (自然科学), **4**, 229–248.
- 山形 理 (1963) 山形盆地の地史学ならびに花粉学的研究. 山形大学紀要 (自然科学), **5**, 913–948.
- 山元孝広・柳沢幸夫 (1989) 棚倉破砕帯の北方延長に関する新発見—山形県米沢市南西部の先新第三紀マイロナイト—. 地質調査所月報, **40**, 323–329.
- 山脇友次郎 (1959) 山形県吉野鉱床の成因について. 岩鉱, **43**, 113–130.
- 山野井 徹 (1995) 山形市西部 (白鷹) 山地の形成と侵食. 山形応用地質, no. 15, 9–16.
- 山野井 徹 (1996a) 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質学雑誌, **102**, 526–544.
- 山野井 徹 (1996b) 山形市白鷹山麓の陸成層. 山形応用地質, no. 16, 65–69.
- 山野井 徹 (2014) 山形県の地質. 東北地質調査業協会広報委員会編, 最新 東北の地質, 84–96.
- 矢内桂三・井上 武・大口健志 (1973) 朝日山地の白亜紀後期田川酸性岩類—新第三系グリーン・タフ層基盤岩の再検討—. 地質学雑誌, **79**, 11–22.
- 矢内桂三・大口健志・長谷川 治・馬場 敬 (1979) 5万分の1地質図幅「湯殿山」及び同説明書. 山形県商工労働部, 46p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 396–414.
- 柳沢幸夫・山元孝広 (1998) 玉庭地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 米地文夫 (1963) 最上川中流部における窄入曲流の発達. 山形大学紀要 (自然科学), **5**, 901–912.
- 米地文夫・阿子島功・西谷克彦・長浜洋美 (1983) 米沢盆地北縁・長井盆地の地形面と第四系 (予報). 東北地理, **35**, 149–159.
- 吉田三郎 (1980) 5万分の1地質図幅「玉庭」及び同説明書. 山形県, 24p.
- 吉田三郎 (1985a) 5万分の1地質図幅「山形-川崎」及び同説明書. 山形県, 10p.
- 吉田三郎 (1985b) 5万分の1地質図幅「楯岡」及び同説明書. 山形県, 16p.
- 吉田三郎・小山孝治・中里浩也・伊藤伸彦 (1985) 山形盆地に分布する新第三紀火砕岩のフィッシュン・トラック年代と対比. 山形大学紀要 (自然科学), **11**, 193–205.
- 吉田三郎・菅井敬一郎・鈴木生男・安彦宏人 (1982) 表層地質及び表層地質図. 土地分類基本図「山形」(5万分の1), 山形県, 24–40.
- 吉田三郎・菅井敬一郎・鈴木生男・安彦宏人 (1983) 表層地質及び表層地質図. 土地分類基本図「赤湯・上山」(5万分の1), 山形県, 35–56.
- 吉田三郎・菅井敬一郎・鈴木生男・安彦宏人 (1984) 表層地質及び表層地質図. 土地分類基本図「荒砥」(5万分の1), 山形県, 29–40.
- 吉田三郎 (1990) 表層地質及び表層地質図. 土地分類基本図「小国・手ノ子」(5万分の1), 山形県, 33–38.

Geology of the Arato District

KANO Kazuhiko¹, MIMURA Koji² and KUBO Kazuya¹

ABSTRACT

Outline

The Arato District is located between the Asahi Mountains and the Yamagata Basin. The Mogami River runs from south to north through the central area and Shirataka Volcano constitutes part of the hilly land uplifted between the Mogami River and the Yamagata Basin. This district is geologically located in the *Green Tuff* region which is characterized by the thick Cenozoic volcanic succession erupted during the opening of the Japan Sea, and consists of Late Cretaceous plutonic rocks, Miocene to Pliocene nonmarine to marine sedimentary and volcanic rocks, Pleistocene Shirataka Volcano, Pleistocene to Holocene river-terrace and fan deposits, and present river deposits (Fig. 1).

Late Cretaceous Plutonic Rocks

Plutonic rocks distributed in the present quadrangle constitute the eastern extension of the Late Cretaceous igneous rocks intruded into and effused on the Jurassic accretionary complex in the Asahi Mountains. They can be divided into 7 rock units in ascending order: 1) fine-grained hornblende gabbro and medium-grained hornblende-biotite quartz diorite, 2) medium-grained schistose hornblende-biotite granodiorite, 3) medium-grained hornblende-biotite granodiorite, 4) medium-grained K-feldspar-bearing hornblende-biotite granodiorite, 5) coarse-grained K-feldspar-bearing hornblende-biotite granodiorite with minor fine-grained schistose rocks, 6) fine-grained leucocratic biotite granite, and 7) fine-grained schistose hornblende-biotite granodiorite. These rocks are distributed mainly in the upstream areas of the Asahi River and the Sanebuchi River and can be correlated with the older plutonic rocks of the Asahi Mountains in petrographic characteristics and emplacement age.

Neogene Sedimentary and Volcanic Rocks

The Neogene system in the Arato and surrounding districts can be divided into the Rhyugatake, Oisawa, Mizusawa, Ogureyama and Oya formations, and Konpei Rhyolite in ascending order.

Distributed in the northwestern part of this district, the Ryugatake Formation unconformably overlies the Late Cretaceous plutonic rocks and consists mainly of andesite block lava flows and biotite-rhyolite pyroclastic flow deposits. Biotite phenocrysts from the pyroclastic flow deposits show ~21 Ma in K–Ar age, correlative with the Early Miocene, Aquitanian pyroclastic flows widely distributed on the Japan Sea side of NE Japan.

The Oisawa Formation, late Early Miocene (late Burdigalian) in age, unconformably overlies the Ryugatake Formation and the Late Cretaceous plutonic rocks and constitutes the basal part of the Miocene marine succession. Sandstone and conglomerate predominate in the lower part, and mudstone and siltstone predominate in the upper part, with an upward compositional change from calcareous to siliceous. The lower part bears plant fossils correlative with the Daijima-type Flora, shell fossils living in shallow warm seawater, and a large foraminifer fossil *Miogypsina-Operculina* assemblage. The upper part bears benthic foraminifers living in a bathyal environment and nanoplankton fossils correlative with CN4–CN5a of Okada and Bukry (1980). In the southwestern part, lavas and volcanoclastic rocks of andesite to dacite and rhyolite compositions occupy the lower part of this formation and are accumulated thick to form a submarine composite volcano. Marine siltstone and mudstone are locally interbedded with these volcanic rocks and onlap the volcanic edifice. Glauconite sandstone is locally accumulated on the volcanic high together with ankerite concretions, suggesting that the submarine

¹ Former visiting researcher of Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

² Former researcher of Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

Geologic age	Stratigraphic division (thickness)	Lithology	Igneous activity	Sedimentary environment	Crustal movement	Radiometric age and fossils	
Late Pleistocene to Holocene	River channel, natural levee and flood plain deposits	Gravel, sand and mud	Volcanic activity of calc-alkali magma	Land	Uplifting and formation of reverse faults and folds	0.7 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 0.6–0.9 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 0.6, 0.8–0.9 Ma (Wr K-Ar) ⁴⁾ 0.7–1.0 Ma, 0.6 Ma (Wr K-Ar) ⁵⁾ 0.7–0.9 Ma (Wr K-Ar) ³⁾⁴⁾⁶⁾ 0.8 Ma (Zr FT) ⁶⁾ 0.9 Ma (Wr K-Ar) ⁶⁾ 3.4 Ma (Zr FT) ⁶⁾	
	Alluvial fan deposit	Gravel, sand and mud					
	Lower terrace deposit	Gravel, sand and mud					
	Middle terrace deposit	Gravel, sand and mud					
Early to Middle Pleistocene	Higher terrace deposit	Gravel, sand and mud					
	Shirataka volcano	Volcanic fan deposit					Gravel, sand and mud
		Higashi-Kuromoriyama Lava Dome					Quartz-bearing orthopyroxene-clinopyroxene andesite
		Hataya Debris Avalanche Deposit					Mega blocks and finer fragments
		Shiratakayama-Nishi Lava Domes					Plagioclase-porphyrific opx-cpx andesite
		Haryu Debris Avalanche Deposit					Mega blocks and finer fragments
		Kami-Ashizawa Dammed Lake Deposit					Silt, sand and gravel
		Hagino Pyroclastic Flow Deposit					Biotite-quartz-bearing clinopyroxene-orthopyroxene andesite lithic fragments
		Numata Pyroclastic Flow Deposit					Clinopyroxene-orthopyroxene andesite pumice, scoria and ash
		Shiratakayama Pyroclastic Flow Deposit					Orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende dacite blocks, lapilli and ash
Shiratakayama Lava		Orthopyroxene-clinopyroxene-hornblende dacite lava					
Pliocene	Konpei Rhyolite	Hornblende-biotite lava dome	Intermittent eruptions of felsic magma	Upper bathyal to continental shelf	Rapid rifting	6 Ma (Zr FT) ¹⁾ 7 Ma (Wr K-Ar) ⁵⁾ 13 Ma (Zr FT) ¹⁾ 9 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 15 Ma (Zr FT) ¹⁾ 18 Ma (Zr FT) ¹⁾ 23 Ma (Zr FT) ¹⁾	
	Oya Formation (380 m ≥)	Sandstone and siltstone with felsic pumice lapilli tuff to tuff					
Late Miocene	Ogureyama Formation (90–500 m)	Sandstone and siltstone with rhyolite pumice lapilli tuff to tuff, rhyolite lava and dacite lava					
	Mizusawa Formation (500–900 m)	Dark gray to dark brown hard siltstone with rhyolite pumice lapilli tuff to tuff. and tuffaceous sandstone					
Middle Miocene	Oisawa Formation (1,000 m ≥)	Sandstone, conglomerate, and hard mudstone and siltstone, and volcanic rocks of andesite to dacite and rhyolite	Bimodal volcanism	Brakish to bathyal		16–15 Ma (Bt K-Ar) ²⁾ 16 Ma (Wr K-Ar) ⁵⁾ Daijima-type Flora	
Early Miocene	Ryugatake Formation (400 m ≥)	Andesite lava and rhyolite pyroclastic rocks (partly welded)		Land		21 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾	
Late Cretaceous	Plutonic rocks in the eastern margin of the Asahi Mountains	Fine-grained shistose hornblende-biotite granodiorite	Volcano-plutonic activity of ilmenite-series magma	Subaerial continental margin		77.3 Ma (Wr-Bt Rb-Sr) ⁷⁾ 90 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 94 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾ 84.9 Ma (Wr-Bt Rb-Sr) ⁷⁾ 87 Ma (Bt K-Ar) ⁷⁾ 93 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾ 97 Ma (Hb K-Ar) ⁷⁾	
		Fine-grained leucocratic biotite granite					
		Coarse-grained K-feldspar- and hornblende-bearing biotite granite with a fine-grained shistose facies					
		Medium-grained K-feldspar-bearing hornblende-biotite granodiorite					
		Medium-grained hornblende-biotite granodiorite					
		Medium-grained schistose hornblende-biotite granodiorite					
Fine-grained hornblende gabbro and medium-grained hornblende-biotite quartz diorite							

Wr = whole rock, Bt = biotite, Hb = hornblende, K-Ar = K-Ar dating, FT = fission-track dating for zircon crystals, Rb-Sr = Rb-Sr isochron dating.

1) Yoshida *et al.* (1985), 2) Konta *et al.* (1986), 3) Nagasawa *et al.* (1995b), 4) Ishii and Saito (1997), 5) Hoshi *et al.* (1998), 6) Mimura and Kano (2000), 7) This study.

Fig. 1 Geological summary of the Arato District

volcano grew above the oxygen minimum zone of that time. The samples of andesite and rhyolite lavas collected from the submarine edifice show the whole-rock K–Ar age of 16 Ma and a biotite K–Ar age of 15 Ma, respectively. These radiometric ages and the microfossils collectively suggest that the Oisawa Formation is correlated with the Nishikurosawa Formation of the Neogene type section exposed in the Oga Peninsula.

The Mizusawa Formation consists mainly of relatively hard, siliceous siltstone and mudstone, and sandwiches the

volcaniclastic beds composed of rhyolite tuff and tuffaceous sandstone with a maximum thickness over 50 m in the basal and middle parts. The mudstone and siltstone are commonly bedded with a sharp base and a gradational top and contain sparse benthic foraminiferal fossils indicative a bathyal environment. The rhyolite tuff in the middle part shows a biotite K–Ar age of 9 Ma and can be correlated with the middle part of the Onnagawa Formation of the Oga Peninsula.

The Ogureyama Formation consists mainly of tuffaceous sandstone and siltstone with a basal bed of rhyolite pumice-lapilli tuff and tuff. Sandstone predominates in the lower part and is commonly cross-stratified with dune bedforms. Siltstone predominates in the upper part and is locally bedded with tuff layers. This formation bears shells, foraminifers and other marine fossils indicative of an upper bathyal to continental shelf environment. Fossil leaves and even bones of sea cow have been also found.

The Oya Formation consists mainly of tuffaceous sandstone and siltstone and contains shallow marine shell fossils. Both the Ogureyama and Oya formations contain diatom fossils *Denticulopsis katayamae* and have been thought to have formed 9–8 Ma. This age overlaps with the age of the middle part of the underlying Mizusawa Formation and is obviously an overestimate.

The Konpei Rhyolite, a small lava dome unconformably overlies the folded and uplifted marine succession. The rhyolite is 3.4 Ma in zircon fission-track age and suggests that the compressional deformation of the underlying marine succession had almost completed before the late Pliocene time.

Shirataka Volcano and Quaternary Sediments

Shirataka Volcano consists of 7 eruption products, 2 debris avalanche deposits, and dammed-lake and volcanic fan deposits. The eruption products can be divided in ascending order into the Shiratakayama Lava, Shiratakayama Pyroclastic Flow Deposit, Numata Pyroclastic Flow Deposit, Hagino Pyroclastic Flow Deposit, Shiratakayama-Nishi Lava Domes, and Higashi-Kuromoriyama Lava Dome. The first four eruption products constitute the outer slope of the horseshoe-shaped caldera. The Hagino Pyroclastic Flow Deposit is most extensively distributed there, and is covered with the Haryu Debris Avalanche Deposit, the Kami-Ashizawa Dammed-lake Deposit, and volcanic fan deposits in the northwestern outer slope. Shiratakayama-Nishi Lava Domes are effused in cluster along the western rim of the horseshoe-shaped caldera. The Hataya Debris Avalanche Deposit spreads over the caldera floor from Mt. Shirataka to the northeast. The Higashi-Kuromoriyama Lava Dome overlies the Hataya Debris Avalanche Deposit in the central area of the caldera presumably representing the identifiable final eruption product from Shirataka Volcano.

The Shiratakayama Pyroclastic Flow Deposit comprises clinopyroxene-orthopyroxene-hornblende dacite lava blocks and comminuted fragments and is interpreted as the explosive products from the associated lava of the same composition. The Numata Pyroclastic Flow Deposit comprises pumice lapilli and ash of clinopyroxene-orthopyroxene andesite and also contains sparse scoria lapilli, which partly form a flow structure banded with the associated pumices. Overlying these pyroclastic flow deposits, the Hagino Pyroclastic Flow Deposit is composed mainly of clinopyroxene-orthopyroxene andesite blocks and comminuted fragments and is interpreted as a block-and-ash flow deposits. The Kami-Ashizawa Dammed-lake Deposit is composed of volcaniclastic materials caught in a small shallow lake temporally emerged on the western foot of Shirataka Volcano after the emplacement of the Hagino Pyroclastic Flow. The Higashi-Kuromoriyama Lava Dome comprises quartz-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite, obviously different in assemblage of phenocryst minerals from the Shiratakayama-Nishi Lava Domes. The radiometric ages of the eruption products of Shirataka Volcano exclusively span from 1 to 0.6 Ma. The total eruption volume likely exceeds 5 km³ in total, not so large compared with the adjacent Quaternary volcanoes. River-terrace, fan and other Quaternary deposits have been formed mainly through the alluvial processes in the water system of the Mogami River

Geologic structures

Many faults and folds are confirmed in the Neogene strata of the Arato District. Among them, the Shirakura-Kurogamo reverse fault, which runs from the NNW of Shirakura, Asahi Town to the SSW of Kurogamo, Shirataka Town through the east side of Mt. Nukuhi, has the largest stratigraphic displacement more than 1,200 m with a dip of 60–80° to the west. The Neogene strata distributed within the 8 km east of this fault are folded in the direction nearly normal to the Shirakura-Kurogamo fault. The folds have a wavelength of about 1 km with an interlimb angle of 50°–80° and are sheared by NS-trending faults with a westerly or easterly dip. Further to the east, the axial traces of the folds become oriented in the NNE-SSW direction and gentler with the wave length up to 2 km and the inter-limb angle up to 80°–120° in association with sparse NNE-SSW-trending reverse faults. On the west side of the Shirakura-Kurogamo fault, the Sakaegawa reverse fault and other NNW-SSE or NE-SW trending faults are also confirmed in the Neogene strata, but the distribution is limited just to the northwest of Mt. Togari and few conspicuous folds are recognized there. Shortening of the Neogene strata likely began during the deposition of the Ogureyama Formation at the latest, and the influence extended even to the Oya Formation. Little tectonic deformation can be observed on the late Pliocene Konpei Rhyolite, but as represented by the western margin fault of

the Nagai Basin, active reverse faults and flexures are distributed along the Mogami River. Compressional deformation is still active in and around the Arato District, even though the stress direction has likely changed from WNW-ESE to EW.

Faults are also confirmed in the Late Cretaceous plutonic rocks, but their distribution is limited to the western side of the ridge extending from Mt. Yanagasawa to Mt. Todono, Mt. Shirome, and further to Mt. Rokuro. There are three plutonic bodies (coarse-grained potash feldspar-containing biotite granite, medium-grained K-feldspar-containing hornblende-biotite granodiorite and medium-grained hornblende-biotite granodiorite) separated by SE-NW-trending faults and NNE-SSW- to NE-SW-trending right-lateral slip faults, presumably representing post-emplacement motion of these plutonic bodies along their contacts. It is unknown when these faults were formed but perhaps before the onset of the Japan Sea opening.

Geologic history

The plutonic rocks in the Asahi Mountains and Arato District have been interpreted as the northern extension of the plutonic rocks of the Ryoke Belt that was once located in the eastern margin of the Eurasia Continent. The igneous activity represented by these plutonic rocks was most active during the Late Cretaceous time and continued perhaps by the middle Eocene time. As evidenced by the paleomagnetism and geochronology of the overlying volcanic rocks, the terrain characterized by this regional magmatism started rifting along the eastern margin as early as the Late Eocene time followed by the opening of the Japan Sea perhaps through short-term crustal doming and erosion. At the end of the Early Miocene, rapid rifting started even along the Japan Sea side of the Japan archipelago, and crustal shortening of the archipelago started soon after the Japan Sea opening ceased about 15 Ma.

In and around the Arato District, bimodal volcanism became active leaving andesite block lava flows and rhyolite pyroclastic flow deposits of the Ryugatake Formation. Associated with this rapid rifting, marine transgression began 17–16 Ma and the sedimentary basin subsided to a bathyal zone to accommodate the upward-fining marine succession of the Oisawa Formation. The bimodal volcanism continued even in the deep marine environment to form submarine volcanic edifices, from which volcanoclastic materials flowed down and emplaced on the submarine basin.

The bathyal environment continued even after the deposition of the late Early Miocene Oisawa Formation as represented by the fossil-poor siltstone and mudstone of the overlying late Middle to early Late Miocene Mizusawa Formation. Sandstone-dominant facies in lower part of the late Late Miocene Ogureyama Formation and shallow marine shell fossils in the facies likely indicate the onset of crustal uplifting and shortening and contribution of coarse clastic materials from the surrounding areas to the basin. Marine regression continued thereafter, thus the Oya Formation became coarser grained with sparse fossils indicative of a continental shelf environment. The Konpei Rhyolite unconformably overlying the deformed Neogene strata likely indicates the deformation almost declined during the Pliocene time. Reverse faults and flexures are, however, confirmed mainly along the western margin of the Nagai Basin and the crustal shortening remains still active.

The volcanism in this district appears to have ceased during the deposition of the Ogureyama Formation but a significant contribution of volcanoclastic materials to this formation from an east-to-southeast direction indicates volcanism was still active in the surrounding areas. After a long silence, the Konpei Rhyolite effused 3.4 Ma to form a small dome over the folded Miocene. Then, Shirataka Volcano began to grow on the east side of the Konpei Rhyolite about 1 Ma with intermittent eruptions of andesite to dacite lavas and pyroclastic flows and remained active until 0.6 Ma. This volcano collapsed twice to leave debris avalanche deposits on the western outer slope and inside of the horseshoe caldera but lava domes effused even after each event of sector collapse. Since the Pliocene time, clastic materials eroded from the uplifting Asahi Mountains and hilly lands have been accumulated mainly along the Mogami River and its tributaries to form fans and flood plains. Reworked materials from the Shirataka Volcano also accumulated to form a volcanic fan mainly on the western outer slope as it grew and eroded.

執筆分担

第 1 章 地形	鹿野和彦
第 2 章 地質概説	鹿野和彦・久保和也・三村弘二
第 3 章 朝日山地東縁の深成岩類	久保和也
第 4 章 新第三系	鹿野和彦
第 5 章 白鷹火山	三村弘二
第 6 章 第四系	鹿野和彦
第 7 章 地質構造	鹿野和彦
第 8 章 応用地質	鹿野和彦

文献引用例

全体の引用例

鹿野和彦・三村弘二・久保和也 (2024) 荒砥地域の地質. 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, 89p.

章単位での引用例

鹿野和彦・久保和也・三村弘二 (2024) 第 2 章 地質概説. 荒砥地域の地質. 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, 3-16.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Kano, K., Mimura, K. and Kubo, K. (2024) *Geology of the Arato District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 89p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Kano, K., Kubo, K. and Mimura, K. (2024) Chapter 2, Outline of Geology. *Geology of the Arato District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 3-16 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

荒砥地域の地質

令和 6 年 1 月 31 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 中央事業所 7 群

Geology of the Arato District. Quadrangle Series, 1:50,000

Published on January 31, 2024

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：山形県朝日町高田西北西 1.5 km，道円山東側斜面標高 550 m 付近から望む
白鷹火山 (1983 年 10 月，鹿野和彦撮影)

白鷹火山は，最上川東岸，白鷹丘陵の中新統上に形成された更新世の複合火山である。この火山は二度の山体崩壊を経験しており，その時発生した岩屑なだれが崩壊地とその周囲の広い範囲に堆積している。写真はその結果生じた特徴的地形を示す。白鷹山山頂 (Si) のすぐ西側，白鷹山西 (Sn) の高まりから狐越 (Kg)，西黒森山 (Nkm) へと連なる白鷹山西溶岩円頂丘群 (Sd) がなす尾根は，2 回目の山体崩壊で生じた馬蹄形カルデラの西縁にあたる。その先の東黒森山 (Hkm) から北方へと延びる緩斜面は，その 2 回目の山体崩壊でもたらされた畑谷岩屑なだれ堆積物 (Hd) に覆われておりハンモック状の起伏に富む。東黒森山 (Hkm) は，畑谷岩屑なだれ堆積物の上に噴出した溶岩ドームである。馬蹄形カルデラ西縁の外側斜面と最上川との間の緩やかに起伏した丘陵の上半部は，最初の山体崩壊で形成された針生岩屑なだれ堆積物 (Hrd) で，中新世の海成層を覆っている。

Back Cover Photo: Shirataka Volcano viewed from the west (taken from a point around 550 m above sea level on the eastern slope of Mt. Doenzan, 1.5 km WNW of Takada, Asahi Town, Yamagata Prefecture by KANO Kazuhiko in October, 1983)

Shirataka Volcano is a Pleistocene composite volcano which overlies the Middle Miocene strata of the Shirataka Hills located on the east side of the Mogami River. The volcano experienced sector-collapse twice, and the resulting debris avalanche deposits spread extensively in and around the collapsed area. The back cover photograph shows the topographic features resulting from the last sector-collapse.

The Shiratakayama-Nishi, Kitsunegoe and Nishi-Kuromoriyama lava domes (Sn, Kg and Nkm) form the western rim of the horseshoe caldera opened from near the summit of Mt. Shirataka (Si) to the north upon the last sector collapse. The Hataya Debris Avalanche Deposit (Hd) spread over the caldera with a hummocky gentle slope and is intruded by the lava dome of Mt. Higashi-Kuromori (Hkm). Representing the first sector collapse, the Haryu Debris Avalanche Deposit (Hrd) is distributed over the Miocene marine strata and constitutes the upper half of the gently undulating hill between the western outer slope of the caldera rim and the Mogami River.

