

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

秋田 (6) 第 54 号

NJ-54-14-2

綾 里 地 域 の 地 質

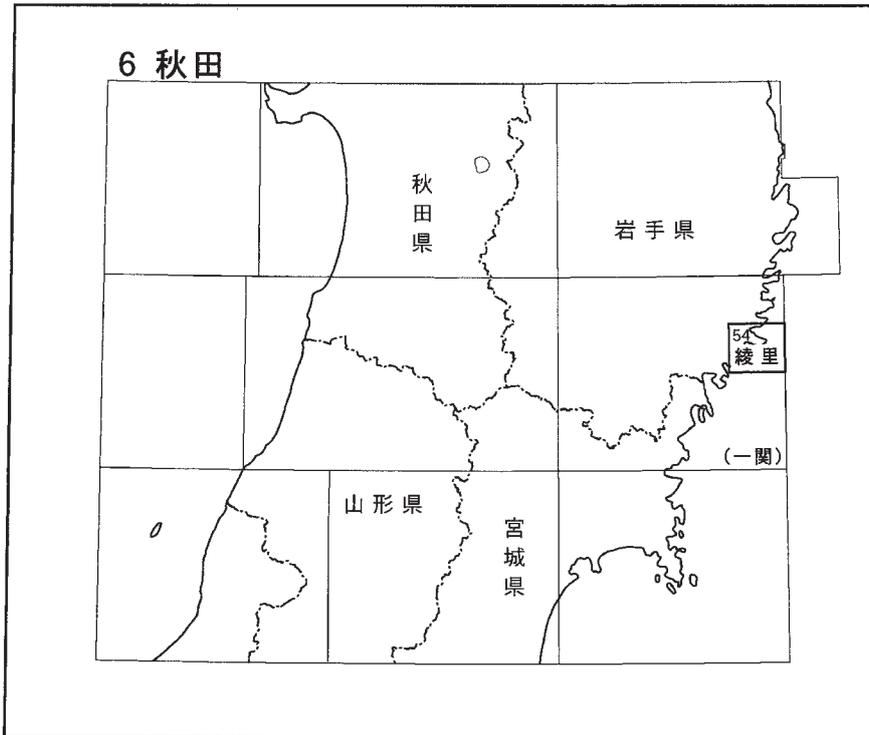
西岡芳晴・吉川敏之

平成 16 年

独立行政法人 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

<p>6-44 遠野 Tōno NJ-54-14-5 (未刊行, unpublished)</p>	<p>6-45 釜石 Kamaishi NJ-54-14-1 (1960)</p>	
<p>6-53 盛 Sakari NJ-54-14-6 (未刊行, unpublished)</p>	<p>6-54 綾里 Ryōri NJ-54-14-2 (2004)</p>	
<p>6-62 気仙沼 Kesenuma NJ-54-14-7 (1961)</p>		

綾里地域の地質

西岡芳晴*・吉川敏之**

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうち、5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

綾里地域の野外調査は、平成10～14年に実施された。本地域の地質調査及び地質図幅作成と研究報告のとりまとめに際しては、ジュラ系、前期白亜紀深成岩及び岩脈、資源地質及び災害地質を西岡が、下部白亜系を吉川が担当し、全体のとりまとめは西岡が行った。

岩手大学土谷信高博士には、現地での討論をはじめ多くのご助言をいただいた。小岩修平氏、和田元子氏、平元（佐々木）加奈子氏（いずれも当時岩手大学）には現地調査において協力を得た。本報告作成の際に使用した岩石薄片は、地質標本館の野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸・北海道地質調査連携体の佐藤卓見の各氏によって作成されたものである。ステレオネット図の作成には、FDConverter（山路・大原，2001）及びStereonet for Fault-Striation Analysis（山路，2001）を利用させていただいた。

本報告で用いるGSJ R12345/ABCDは、地質調査総合センター岩石標本登録番号/著者の採取番号を示す。

（平成15年度稿）

所属

* 地球科学情報研究部門（現所属：成果普及部門）

** 地球科学情報研究部門（現所属：地質情報研究部門）

Keywords: regional geology, geological sheet map, Iwate Prefecture, Ryōri, Jurassic, Cretaceous, Pleistocene, Holocene, Kamaishi Formation, Ōfunato Group, Attari Formation, Ryōri Formation, Takonoura Formation, Goyōsan Pluton, granodiorite, monzogranite, gabbro, terrace deposits, alluvium, Imadeyama Mine

目 次

1. 地 形	1
1.1 山 地	2
1.2 台地及び平野	2
1.3 海岸地形	3
1.4 海底地形	4
1.4.1 沿岸部	4
1.4.2 沖合部	4
2. 地質概説	6
3. ジュラ系	9
3.1 研究史・概要	9
3.2 釜石層	9
4. 下部白亜系	11
4.1 研究史及び概要	11
4.2 合足層	11
4.3 綾里層	13
4.4 蛸浦層	16
4.5 堆積環境	17
4.6 地質構造	18
4.7 変成作用	20
5. 前期白亜紀深成岩及び岩脈	21
5.1 岩 脈	21
5.2 五葉山深成岩体	23
5.2.1 研究史及び概要	23
5.2.2 岩型区分	25
5.2.3 斑れい岩類	28
5.2.4 吉浜型	28
5.2.5 大窪山型	31
5.2.6 大窪山型と吉浜型との野外での関係と帯磁率	32
5.2.7 化学組成	35
6. 第四系	38
6.1 海成段丘堆積物	38
6.2 山麓緩斜面堆積物	39
6.3 沖積層	39
7. 資源地質	40
7.1 今出山鉱山	40
8. 災害地質	43

8. 1 地震災害	43
文 献	44
Abstract	47

図・表目次

第1.1 図 綾里地域の地形概略図	1
第1.2 図 北上山地の侵食平坦面と周氷河現象	2
第1.3 図 なだらかな山頂部を持つ夏虫山	3
第1.4 図 三陸海岸における海成段丘の発達	4
第1.5 図 小壁崎付近のリアス海岸地形	5
第2.1 図 北上山地の地質概略図	7
第2.2 図 綾里地域の地質総括図	8
第3.1 図 釜石層泥岩の代表的な岩相	10
第3.2 図 釜石層チャートの代表的な岩相	10
第3.3 図 釜石層砂岩の代表的な岩相	10
第4.1 図 大船渡層群の変成及び変形組織	12
第4.2 図 本地域の地層面とスレート劈開の関係	13
第4.3 図 今出山林道におけるルートマップ	14
第4.4 図 平行葉理の発達する合足層頁岩	14
第4.5 図 合足層砂岩の層理面にみられる生痕	14
第4.6 図 綾里層安山岩火砕岩の産状	15
第4.7 図 綾里層安山岩火山角礫岩	15
第4.8 図 綾里層頁岩起源の粘板岩の薄片写真	16
第4.9 図 蛸浦層砂岩の薄片写真	16
第4.10 図 蛸浦層砂岩に含まれる貝化石	17
第4.11 図 蛸浦層頁岩のスレート劈開と節理	17
第4.12 図 小規模な褶曲	17
第4.13 図 鏡下でプレッシャー・シャドウが観察される岩石の分布	18
第4.14 図 岩相境界でのスレート劈開の屈曲	18
第4.15 図 大船渡層群の主な変成鉱物の出現マップ	19
第4.16 図 ミグマタイトの産状	20
第5.1 図 五葉山深成岩体及び斜長石閃緑斑岩の貫入関係	21
第5.2 図 斜長石閃緑斑岩と五葉山深成岩体との接触部	22
第5.3 図 斜長石閃緑斑岩の露頭	22
第5.4 図 斜長石閃緑斑岩及び五葉山深成岩体の顕微鏡写真	24
第5.5 図 北上山地深成岩類の区分 (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)	25
第5.6 図 五葉山深成岩体の岩型区分と地質概略図	26
第5.7 図 五葉山深成岩体の石英-カリ長石-斜長石三角図及び石英+カリ長石-斜長石-マフィック鉱物三角図	26

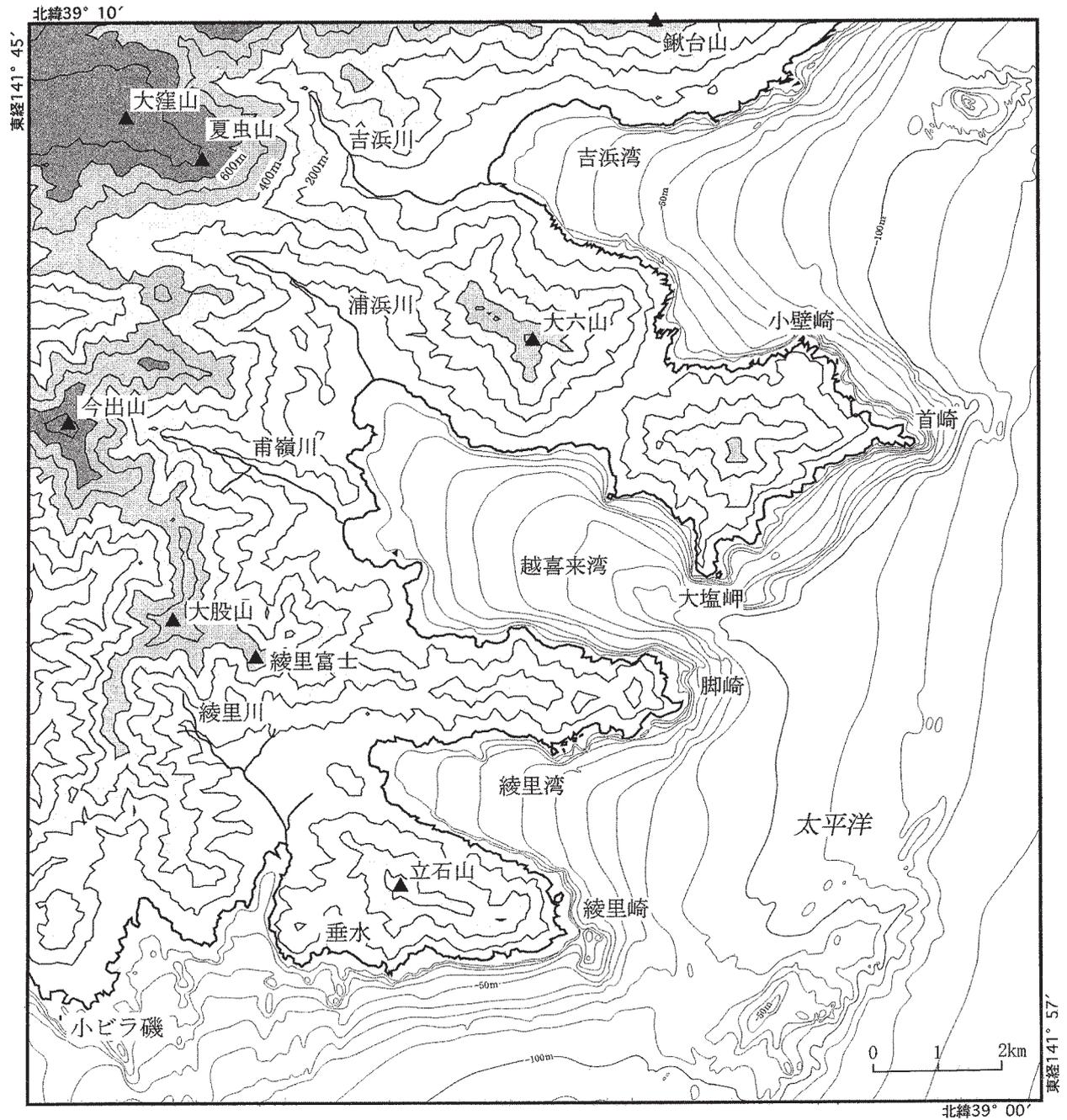
第 5 . 8 図	釜石層に貫入する五葉山深成岩体	27
第 5 . 9 図	五葉山深成岩体大窪山型及び吉浜型各岩相の研磨面	29
第 5 . 10 図	五葉山深成岩体吉浜型に見られるフォリエーション	30
第 5 . 11 図	五葉山深成岩体吉浜型中の暗色包有岩	30
第 5 . 12 図	五葉山深成岩体吉浜型の節理	31
第 5 . 13 図	五葉山深成岩体大窪山型の岩相	32
第 5 . 14 図	吉浜型に貫入する大窪山型の露頭写真とスケッチ	33
第 5 . 15 図	吉浜型と大窪山型の境界	33
第 5 . 16 図	吉浜型と大窪山型の貫入境界を横切るルートにおける帯磁率変化	34
第 5 . 17 図	五葉山深成岩体の主成分元素の SiO ₂ 組成変化図	34
第 5 . 18 図	五葉山深成岩体の微量元素の SiO ₂ 組成変化図	35
第 5 . 19 図	五葉山深成岩体の Sr/Y 比と Y 濃度との関係	37
第 5 . 20 図	北上山地のアダカイト質岩及び非アダカイト質岩の分布	37
第 6 . 1 図	綾里地域のボーリング柱状図	38
第 6 . 2 図	山麓緩斜面堆積物	39
第 7 . 1 図	今出山鉱山の坑内関係図 (高橋・南部, 2003)	40
第 1 . 1 表	綾里地域内の主な山	2
第 1 . 2 表	綾里地域の段丘区分と対比	3
第 3 . 1 表	綾里地域及びその北方の地層名の変遷	9
第 5 . 1 表	斜長石閃緑斑岩の主成分化学組成	23
第 5 . 2 表	五葉山深成岩体の岩型区分の概要	27
第 5 . 3 表	五葉山深成岩体の主成分及び微量成分分析	36
第 7 . 1 表	今出山鉱山の沿革 (昭和)	41
第 7 . 2 表	今出山鉱山の金鉱生産量	42
第 8 . 1 表	三陸地方の地震津波の被害一覧	43
Fig . 1	Summary of geology in the Ryōri District	47

1. 地 形

(西岡芳晴)

綾里地域は、岩手県東部の三陸海岸沿いに位置し、北緯 39° 0′~39° 10′, 東経 141° 45′~142° 0′ (2001 年の改正前の

日本測地系)の範囲を占める(改正後の ITRF 系にもとづく日本測地系では北緯 39° 0′10.5″~10′10.5″, 東経 141° 44′



第 1.1 図 綾里地域の地形概略図
等高線は 50m メッシュ標高データ (国土地理院, 1997) を使用して作成. 等高線間隔は 100m 間隔. 海底の等深線は海上保安庁水路部 (1983, 1984) より作成. 等深線間隔は 10m. なお, 経緯度は改正前の日本測地系を使用

47.2”~59’47.1”）。本地域東側半分以上を太平洋によって占められており、陸域は本地域全体の約4割程度である。行政区分としては大部分が岩手県大船渡市に属するが、北部のごく一部が同県釜石市に含まれる。

本地域は北上山地の東縁部に位置し、主に標高900m以下の比較的なだらかな山地と小規模な沖積平野からなり、東縁部には三陸海岸の特徴であるリアス海岸が見られる。本地域の地形概略図を第1.1図に示す。

1.1 山地

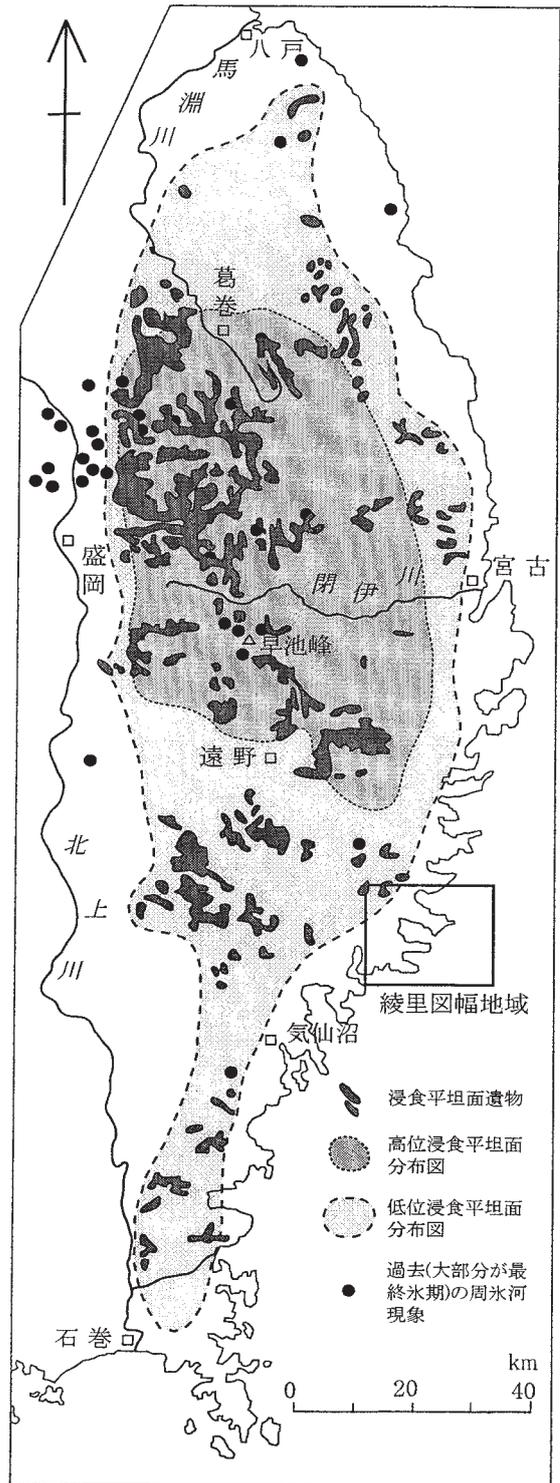
北上山地はなだらかな斜面と比較的高さのそろった稜線の特徴とする。稜線の定高性は900~1300m前後（高位侵食平坦面）と550m前後（低位侵食平坦面）の2段に認められる（第1.2図）。これらはいずれも第三紀に、ゆっくりとした隆起により長期にわたって侵食が進行したためと考えられている（田村, 1997a）。

綾里地域では陸域の多くの部分が山地からなり、北西部の標高の高い部分が上記の低位侵食平坦面に属する（大窪山、夏虫山など）。これらの山地は主に白亜紀以前の付加コンプレックス（釜石層）、堆積岩類（大船渡層群）、深成岩類（五葉山深成岩体）で構成されている。本地域内の山の標高はいずれも900m以下で（第1.1表）、最高峰は大窪山西方約700mの三角点（885.7m）である。これらの山々は、北西-南東方向に並んだ2列の帯状に配列している。2列のうち、北側の列は北西から大窪山、夏虫山、大六山が並び、五葉山深成岩体から構成されている。南側は今出山、大股山、綾里富士、立石山が並び、大船渡層群からなる。いずれの列も北西から南東に向かって標高を減ずる。山々のこの配列の向きは河川の向き及び半島の伸びの方向とも概ね一致している。

これらの山地は北上山地の多くの山地と同様に、深い沢が無く、山頂部が平坦な地形を示すものが多い（第1.3図）。

山名	標高(m)
大窪山	827.3
今出山	756.2
夏虫山	717.2
鍬台山	519.8
大六山	514.8
大股山	613.9
綾里富士	479.4
立石山	359.0

第1.1表 綾里地域内の主な山



第1.2図 北上山地の侵食平坦面と周氷河現象
田村(1997a)より引用。

1.2 台地及び平野

三陸海岸のうち、北部（岩手県宮古以北）では海成段丘が大規模に発達するが、本地域における海成段丘の発



第1.3図 ならかな山頂部を持つ夏虫山
海岸の急崖とは対照的に、山地には深い沢が無く、山頂部は起伏が少なく平坦である。
特に北部の五葉山深成岩帯分布地域はそれが顕著である。(吉浜海岸から撮影)

第1.2表 綾里地域の段丘区分と対比

時代	酸素同位体ステージ	本地域	海拔高度 (m)	大船渡地域 (三浦, 1968)	気仙沼地域 (三浦, 1966)	日本の海成段丘アトラス 小池・町田編 (2001)
後期更新世	5e	海成段丘 (中位)	10-30	大船渡段丘	岩月段丘	IV面
中期更新世	7	海成段丘 (高位2)	30-50	盛段丘	松岩段丘	III面
	9, 11	海成段丘 (高位1)	60-80	丸森段丘 高田段丘	新城段丘 三峯段丘	II面

達は小規模である(第1.4図)。それらは過去の海岸付近に発達した緩く平坦な地形の残存部である。なお岩手県(1975)では、本地域内に河成段丘がみられるとしているが、その大部分は海成段丘面よりも急傾斜であるので本報告では小規模な扇状地とした(たとえば扇洞^{おおぎほら}など)。

海成段丘は、小さな半島の斜面を削るように現在の海岸線に平行に、部分的には雛壇状に数段発達する。それらの海拔高度は概ね10数mから80mである。また、それらに斜交して、やや斜度の急な扇状地性の山麓緩斜面が見られる。

海成段丘は本地域では3段に区分できる。第1.2表に本報告で使用している区分名と、三浦(1968)による大船渡地域の区分名との対比を示す。また日本の海成段丘アトラス(小池・町田編, 2001)の区分名との対比も示した。

海成段丘(中位)は気仙沼地域の岩月段丘に対比されるが、岩月段丘堆積物は赤色風化殻及び赤色土を含んでおり最終間氷期海成面に対比されている(三浦, 1966)。

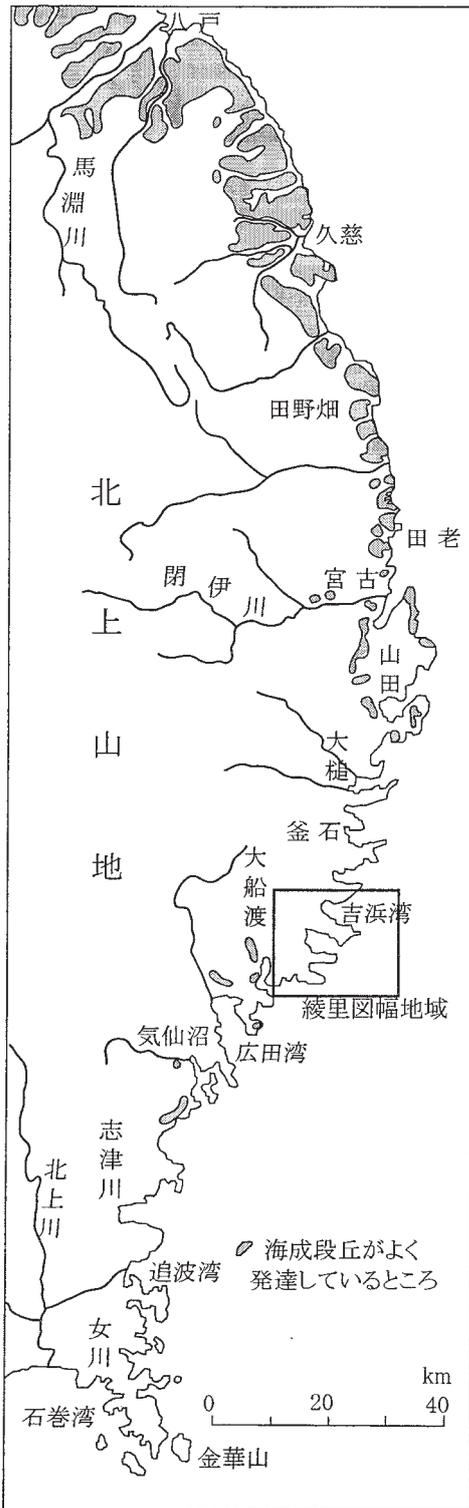
海成段丘(高位1)は大船渡地域では高田段丘と丸森段丘に細分されているが、本地域では明瞭な高度差が認められないので一括した。また、海拔100~110m付近にも平坦面がわずかに見られるがここでは省略する。

山麓緩斜面は、日本の海成段丘アトラスによる対比(小池・町田編, 2001)では3段に区分されているが、時代が決定できる根拠に乏しかったので本報告では一括した。

綾里地域では沖積平野の発達が極めて悪く、主に南東へ向かって流れる河川(吉浜川, 浦浜川, 甫嶺川, 綾里川)の河口付近に発達するに過ぎない。これらの河川はいずれも流域面積が小さく、碎屑物の運搬能力も低い。

1.3 海岸地形

綾里地域の海岸は典型的なリアス海岸である(第1.5図)。本地域のリアス海岸の原型が形成されたのは新第三紀末から第四紀初頭ころ(約200万年前)と考えられる(田村, 1997b)。その後、第四紀の海進・海退の繰り返し



第 1.4 図 三陸海岸における海成段丘の発達
田村 (1997b) より引用。綾里地域の海成段丘は小規模なのでこの図には示されていない。

で海岸線の位置や形状が何回も変化し、最終的に現在の海岸線に近い形が確定したのは完新世と考えられている (田村, 1997b)。

1. 4 海底地形

綾里地域内の海底地形図が海上保安庁により出版されている (海上保安庁水路部, 1983, 1984)。およそ水深 90-100m を境に、リアス海岸の形成に伴う起伏の激しい沿岸部と、堆積物で覆われた緩傾斜面及び平坦面でも多くの部分が占められている沖合部とにわけることができる (第 1. 1 図)。

1. 4. 1 沿岸部

外海に面した部分では海岸から水深 90~100m まで急傾斜で深くなっている (海岸から最大で 2 km 程度)。特に沖合部との境界付近で急傾斜であり、最大で首崎付近で斜度 80/1000 に達する。また、この急傾斜地域内の海岸から 500m 程度離れた地域の、水深 10~30m 及び 40~60m 付近に緩傾斜面が見られることがある。10~30m のものは小ビラ磯や垂水の南方に見られ、水深 40~60m のものは首崎周辺、脚崎、綾里崎南部に見られる。これらは段丘面と考えられる。

本地域には北から吉浜湾、越喜来湾及び綾里湾の 3 つの湾があり、いずれも西北西に湾入している。吉浜湾及び綾里湾は U 字形の溺れ谷地形が形成されている。越喜来湾の湾口は大塩岬によって幅 2 km に狭められており、水深 70~100m に海底峡谷を形成している。いずれも谷底及び谷斜面は極めて平滑化されている。

綾里崎の東南東約 4 km にある浅所は、長さ約 7 km、最大幅約 3 km の規模で、北東-南西方向に延びており、最小水深は 42m である。この地域は音波探査及び採取底質試料から白亜紀火成岩類と推定されている (海上保安庁水路部, 1983)。

1. 4. 2 沖合部

沖合部は大陸棚を構成する平坦面及び緩傾斜面であり、傾斜は 5/1000~10/1000 程度である。これらは後期更新世の堆積岩類からなると推定されている (海上保安庁水路部, 1983)。大陸棚外縁は本地域の東縁部付近で水深 160 m 程度の傾斜変換線である (岡村ほか, 1983)。この変換線は最終氷期の最大海退期の海水準に対応する侵食面境界と考えられる。



第 1.5 図 小壁崎付近のリアス海岸地形
それぞれの半島部の海岸はさらに細かく入り組んだ海岸線を示す。小壁崎付近では NNE-SSW 方向に伸びる小さい突出部が多い。この向きは五葉山深成岩体の節理に規制されている。

2. 地質概説

(西岡芳晴・吉川敏之)

北上山地は地体構造区分上、北部北上帯、早池峰構造帯及び南部北上帯に区分され、北部北上帯はさらに安家-田野畑帯及び葛巻-釜石帯に細分される(大上・永広, 1988; 第2.1図)。綾里地域は北上山地南部東端の三陸海岸沿いに位置し、北部北上帯と南部北上帯の境界部に位置する。南部北上帯は陸棚堆積物を主としたシルル系から白亜系の分布する地帯であり、北部北上帯はジュラ紀付加コンプレックスが分布する地帯で、両者は早池峰東縁断層で境される。本地域の地質系統は、北部北上帯に属するジュラ系(付加コンプレックス)と南部北上帯に属する下部白亜系(堆積岩類及び火山岩類)、両者に貫入する前期白亜紀深成岩及び岩脈、ならびにそれらを覆う第四系からなる(第2.2図)。

ジュラ系

ジュラ系は北部北上帯に属する釜石層で、付加コンプレックスである。綾里地域陸域の東端部、明神道東方と新釜周辺の2地域に分布する。釜石層は泥岩を主とし、チャートを多く含み、砂岩、石灰岩を伴うが、いずれも前期白亜紀の五葉山深成岩体による接触変成作用のためホルンフェルス化している。

下部白亜系

下部白亜系は本地域南西部に分布する。従来、この地域の層序は小貫(1969)が引用されているが、地質図は岩手県土木部(1954)以来公表されてこなかった。今回の調査では、小貫(1969)と異なる区分を採用している。

下部白亜系は大船渡層群に対比され、下位から合足層、綾里層、蛸浦層に区分される。各層の層序関係は整合である。合足層は本地域の西端部に分布し、頁岩及び砂岩を主体とするほか珪長質凝灰岩を伴う。層厚は約320mである。海棲貝化石を産する。綾里層は最も広く分布し、安山岩火砕岩及び溶岩、砂岩、頁岩、珪長質凝灰岩からなる。層厚は3000m以上である。蛸浦層は本地域西部の蛸ノ浦(西隣盛岡幅地域内)の周辺にのみ分布する。本層は主に砂岩、頁岩からなる。層厚は約180mである。

これらの地層には、ほぼ南北方向の走向断層、東北東-西南西方向の横断断層が発達する。このうち、前者は後者に断たれている。また、翼間角の小さい閉じた褶曲が発達し、軸面はほぼ直立から東傾斜のことが多い。褶曲軸がほぼ北北西-南南東方向で、一部は複褶曲をなしている。南部北上山地では、ほぼ普遍的にスレート劈開が認められるが、本地域でもほぼ全域で面構造が顕著に

発達し、見かけ上純粋剪断と単純剪断とが混在した変形様式を呈する。

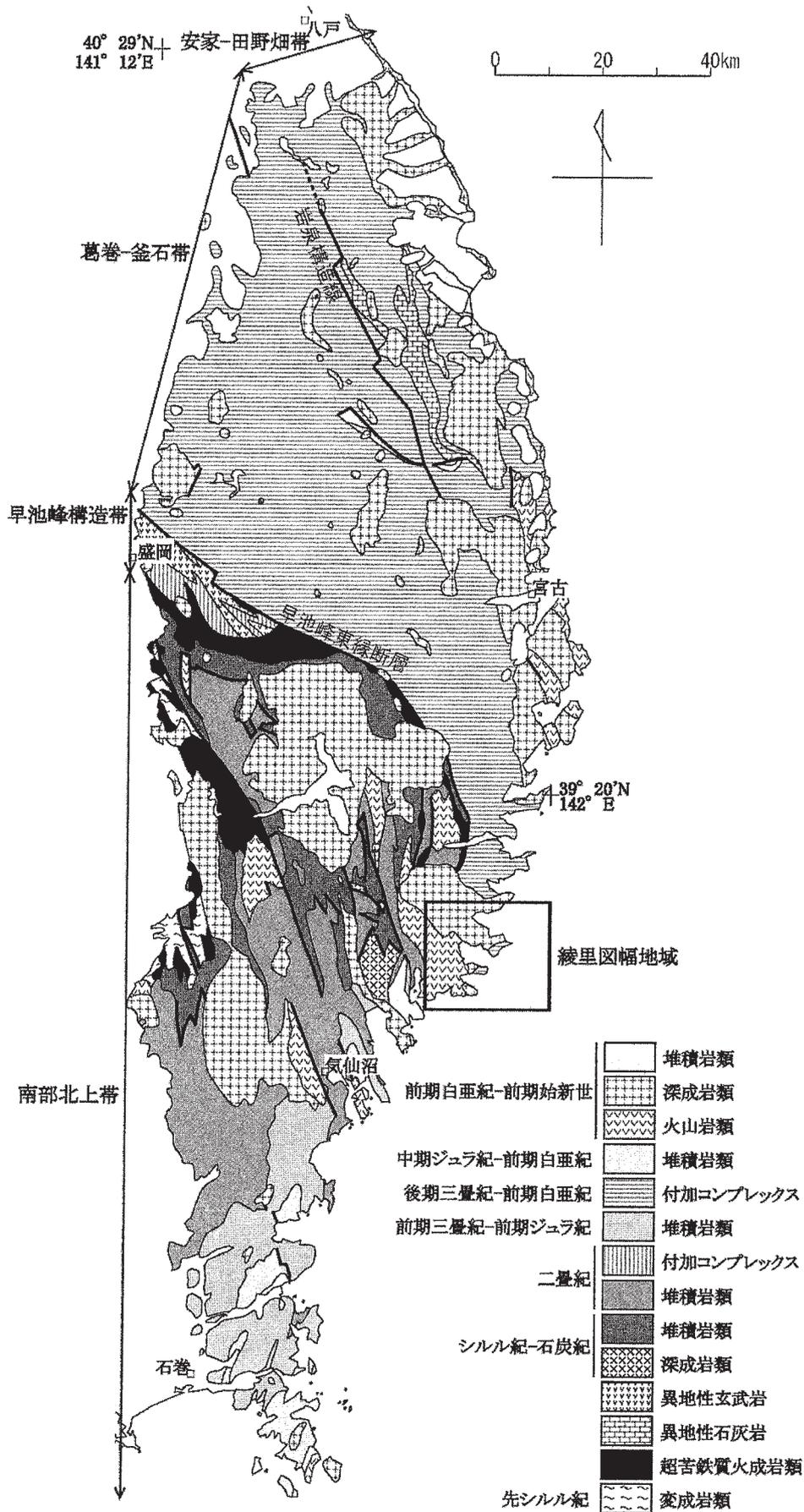
本地域の下部白亜系は、安山岩火砕岩に角閃石・黒雲母を、泥質・砂質岩に黒雲母を生じるような変成作用を受けている。特に五葉山深成岩体に近接する地域では泥質岩にカリ長石+堇青石、ときにざくろ石も生成しており、一部にミグマタイトも見られる。

これまでに本地域の下部白亜系からの年代の報告はない。北上山地の他地域の前期白亜紀火山岩類との岩相対比から、本地域の下部白亜系はオーテリビアン~バレミアンに形成されたと考えられている(片田・蟹沢, 1989)。

前期白亜紀深成岩及び岩脈

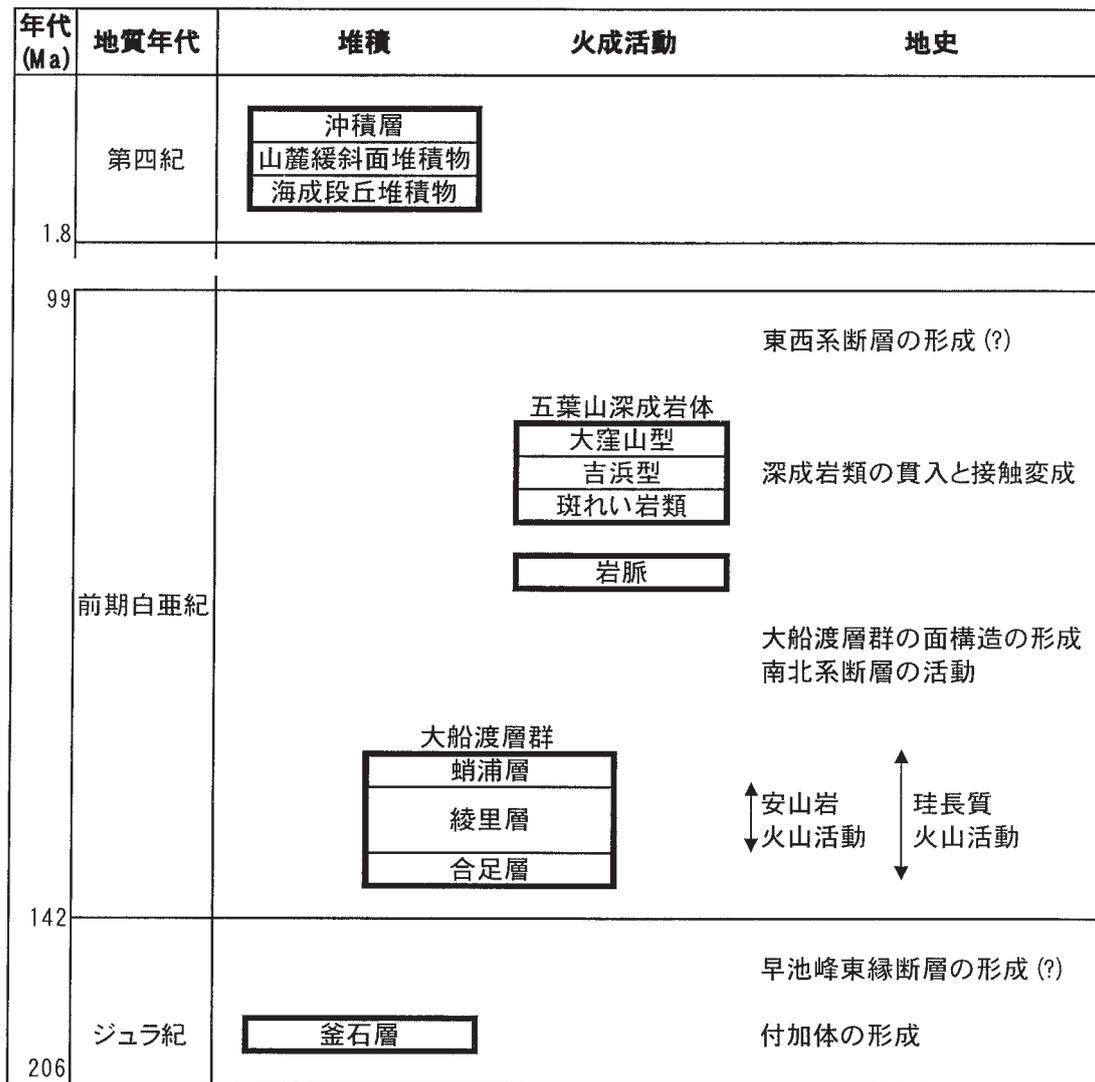
綾里地域に分布する前期白亜紀の斜長石閃緑斑岩の岩脈は下部白亜系の大船渡層群を貫いている。斜長石閃緑斑岩は、長径約2cmに及び厚さ5mm以下程度の扁平な斜長石斑晶を特徴的に含み、これまで長石ひん岩(通称“ゼニポー”)などと呼ばれていたものである。岩脈の向きは南北から北西-南東で、これらは五葉山深成岩体の南西縁にそって南北に帯状に分布する。これらの岩脈は変形及び五葉山深成岩体による接触変成を受けている。

綾里地域に分布する前期白亜紀深成岩は五葉山深成岩体の南端部に相当する。五葉山深成岩体は、本地域及び、北隣釜石図幅地域及び北西隣遠野図幅地域にまたがって分布する東西約20km、南北約24kmの岩体で、早池峰東縁断層を切って分布する(第2.1図)。本岩体は花崗閃緑岩及びトータル岩を主とし、わずかにモンゾ花崗岩、石英閃緑岩及び斑れい岩を伴う。主要な有色鉱物としては黒雲母及び角閃石を含んでいる。五葉山深成岩体は斑れい岩類、吉浜型、大窪山型及び黒岩型の4つの岩型に区分できる。吉浜型は斑れい岩類に貫入し、黒岩型及び大窪山型は吉浜型に貫入している。斑れい岩類は岩体の縁辺部に点在して小規模に分布し、中-細粒の角閃石斑れい岩、黒雲母角閃石斑れい岩及び石英閃緑岩からなる。吉浜型は五葉山深成岩体の最も広い部分を占め、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩を主とする。吉浜型はさらに色指数に基づき、高い岩相から順に Ys_1 、 Ys_2 、 Ys_3 、 Ys_4 の4岩相に区分でき、これらは漸移関係にある。大窪山型は五葉山深成岩体の中央部において、東西に伸びた帯状に分布し、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩を主とする。大窪山型は、吉浜型よりも斜長石に富み、 Al_2O_3 、Srに富み、Yに乏しい特徴を持つ。大窪山型の化学組成は沈み込んだ海洋地殻の部分溶解に



第2.1図 北上山地の地質概略図

200万分の1日本地質図第5版CD-ROM版(地質調査総合センター, 2003)を基に作成, 加筆。(測地系は2001年の改正前の日本測地系)



第 2.2 図 綾里地域の地質総括図

よって生成されるアダカイトの特徴を持っている。黒岩型は北西隣遠野図幅地域の五葉山山頂付近にのみ分布し、本地域には分布しない。五葉山深成岩体の放射年代値は K-Ar 法で 108 ~ 128Ma の値が得られている (河野・植田, 1965)。

第四系

第四系は、海成段丘堆積物、山麓緩斜面堆積物、沖積層からなる。海成段丘堆積物は、海岸沿いに小規模に点

在する海成段丘を形成し、その海拔高度から高位 1、高位 2、中位の 3 段に区分でき、中位海成段丘堆積物の形成は気仙沼地域の段丘との対比から約 12 万年前 (酸素同位体ステージ 5e) と考えられている (小池・町田, 2001)。山麓緩斜面堆積物は主に地すべりによる堆積物であり、一部扇状地堆積物を含む。沖積層は、主要な河川の河口部の沖積平野を形成し、ごくわずかにそれらの河川の上流部の谷底平野を形成している。

3. ジュラ系

(西岡芳晴)

3. 1 研究史・概要

綾里地域の地質に関する研究の歴史は古く、20世紀初頭に20万分の1釜石図幅が作成されている(金原, 1903)が、その中で釜石層は“秩父古生層”として図示され、また本地域内の分布は示されていない。その後、北上山地の先白亜紀地層群が南部と北部で著しく異なった岩相を示すことが渡辺(1950)及び湊(1950)によって認識された。吉田(1961)は5万分の1釜石図幅において、“北部型古生層”、“南部型古生層”の境界が断層と超苦鉄質岩の貫入によって特徴付けられていることに着目し、この貫入帯を“早池峰—五葉山構造帯”と呼んだ。そしてその構造帯より東の“北部型古生層”を、チャート・粘板岩を主体とする釜石層と、輝緑凝灰岩を主体とする小川層とに分けた。さらに吉田・片田(1964)は、5万分の1大槌・霞露岳図幅において、“早池峰—五葉山構造帯”をさらに盛岡東方まで延長し、“早池峰構造帯”と改称した。さらに、吉田(1961)の釜石層の西端部を栗林層として分離し、早池峰構造帯に含めた。その後大沢(1983)が“早池峰構造帯”を再検討し、釜石地区の栗林層の東半部を岩相上の特徴と構造上の位置付けから桐内層として分離し、“北部型中・古生界”に含めている。一方、“北部型古生層”の細分も試みられ、“葛巻構造線”及び“田老構造線”を境として西から“北部北上帯”、“岩泉帯”及び“田老帯”に区分された(加納, 1958; 島津ほか, 1970)。

また、吉田・片田(1984)は5万分の1宮古図幅において釜石層の東側に釜石層と同時代の花輪層を定義した(釜石層、栗林層の定義は吉田・片田(1964)と同じ)。釜石層を中心とする地層名の定義の変遷を第3.1表に示す。この頃までの5万分の1図幅調査をまとめる形で、20万分の1地質図幅「盛岡」が作成された(吉田ほか, 1984)。

1980年代頃から北部北上帯についてのデータが蓄積さ

れた。大上・永広(1988)は北部北上帯内の区分において、古生界要素を持つ地域と持たない地域を区切る関断層に注目し、これを岩泉構造線と呼び、西側の地域を“葛巻—釜石帯”、東側の地域を“安家—田野畑帯”と呼ぶことを提唱した。また、小本層以前の堆積岩類の多くが付加コンプレックスであり、メランジュを形成していることを指摘した。さらに、川村・北上古生層研究グループ(1988)は早池峰構造帯の地質構成・構造を検討し、テクトニックな意義を考察した。その中で、早池峰構造帯周辺の岩相ユニット区分においては、釜石層はユニットA(変形を受けていないユニット、従来の北部北上帯)に相当するとしている。

本地域のジュラ系は付加コンプレックスを形成する釜石層である。釜石層は釜石地域で定義された地層名であるが、岩相が類似するので本地域についても使用する。ただし、本地域の釜石層は五葉山深成岩体の接触変成を受けホルンフェルス化している。本地域の釜石層は陸域の東端部に分布し、泥岩を主とし、チャートを含み砂岩、石灰岩を伴う。

3. 2 釜石層(Ks, Km, Kc, Kl)

命名 吉田(1961, 5万分の1釜石図幅)による。その後、大沢(1983)は釜石層から桐内層、栗林層を分離して再定義した。本報告では大沢(1983)の定義に従う。

模式地 岩手県釜石市新川原(北隣釜石図幅地域内)から外山にかけての地域

分布 宮古図幅地域から、大槌、釜石図幅地域を経て綾里図幅地域まで東西約5km、南北約50kmで南北に細長く分布する。一部西方の川井図幅地域内にも分布し、達曾部口層に連続すると思われる(大沢, 1983)が詳細は明らかになっていない。

綾里図幅地域では明神道東方と新釜周辺の2ヶ所に分

第3.1表 綾里地域及びその北方の地層名の変遷

吉田(1961) 釜石図幅		吉田・片田(1964) 大槌・霞露岳図幅		大沢(1983) 釜石地区		吉田・片田(1984) 宮古図幅	
北部型古生層	釜石層	北部型古生層	釜石層	北部北上型中・古生界	釜石層	北部北上帯	釜石層
		早池峰構造帯	栗林層		桐内層	早池峰構造帯	栗林層
	小川層		小川層	早池峰構造帯	小川層		



第3.1図 釜石層泥岩の代表的な岩相
A 砂質部と互層をなす岩相, B 砂質部の少ない岩相



第3.2図 釜石層チャートの代表的な岩相
写真横方向にフィルム状の泥質部を挟む



第3.3図 釜石層砂岩の代表的な岩相

布する。釜石付近の本層最南端からは約8 km へだたっている。明神道東方は東西約4 km, 南北約2 km の分布であり, 新釜周辺は東西約2 km, 南北約1 km である。

岩相 本地域内の全ての分布域で五葉山深成岩体による接触変成のためにホルンフェルス化している。原岩は泥岩を主とし, チャートを多く含み, 砂岩, 石灰岩を伴う。砂泥互層部をなす部分もある。

泥岩は多くが砂質部を伴い, 数cm 間隔の互層をなす(第3.1図)。接触作用により再結晶し泥質ホルンフェルスとなっているが, 原岩の互層構造は保持されている。再結晶により黒雲母, 白雲母, ざくろ石が生じている。

チャートは, 接触変成作用により再結晶し珪質ホルンフェルスとなっている。しばしばフィルム状の泥質部を伴い, 層状チャートをなす(第3.2図)。規模の大きいものは厚さ100m 程度に達する(明神道東方, 脚崎西方)。

砂岩は, 泥岩と互層をなすほか, しばしばチャートに伴って分布する(第3.3図)。明神道東方では厚さ200m に

達するものも見られる。接触変成により再結晶し砂質ホルンフェルスとなっている。石英, カリ長石を主とし, 細粒の黒雲母, 角閃石, 不透明鉱物, ジルコンを含んでいる。

石灰岩は, 本地域内では新釜南方にのみわずかに分布する。接触変成により大理石化し, 結晶の大きさは5-10 mm 程度である。

構造 NNW-SSE 走向で, 傾斜は様々であるが高角なものが多い。

関係 宮古図幅地域では北川目断層及び腹帯断層によって花輪層と接する(吉田・片田, 1984)。川井図幅地域では達曾部口層に連続すると思われる(大沢, 1983)。宮古, 大槌, 釜石図幅地域では宮古花崗岩に貫かれる。釜石及び本図幅地域では五葉山岩体に貫かれている(第5.8図)。

化石 チャートブロックから三疊紀のコノドント化石が得られている(金川, 1982)。

4. 下部白亜系

(吉川敏之)

4. 1 研究史及び概要

研究史

綾里地域の下部白亜系は強い接触変成をうけ、顕著な面構造(スレート劈開)が発達しているため、これまでに研究例は多くない。関・今泉(1941)は本地域の西部を含む大船渡湾周辺地域の地質を報告している。ただし、地質図は示されなかったため、詳細は不明である。岩手県土木部(1954)は10万分の1岩手県地質図の中で、本地域を地層としては未区分のまま、岩相区分した。小貫・森(1961)は大船渡地方の下部白亜系を大船渡層群と定義して層序区分とその地質図を示した。小貫(1969)は北上山地全体の地質誌の中で、本地域に分布する下部白亜系にも触れ、未公表の層序を引用して大船渡層群に対比している。Kanisawa(1974)は、本地域の火山岩類が、大船渡市立根地域(西隣盛岡幅地域内)に露出する花崗岩(立根岩体)と成因的な関係がある可能性を指摘している。目加田(1975)は、5万分の1「綾里」地域の表層地質図として地層を岩相区分しているが、内容は岩手県(1954)と同じで、時代が古生代とされているほか、層序区分は全体を細浦層群として一括する以外は示されていない。そして1980年代以降、本地域の地質学的研究は途絶えている。なお、本地域ではこれまでに岩石学的研究、変成作用及び変形構造に関する研究はなされていない。放射年代は下部白亜系を貫く貫入岩から報告されている(河野・植田, 1965; 通商産業省資源エネルギー庁, 1997)。

1980年代以降、北上山地では本地域と同様に深成岩による接触変成と顕著な面構造(スレート劈開)が同時に観察される地域での研究が進められてきた(滝沢, 1981; 池田, 1984; Kanagawa, 1986a, b; 石井, 1988など)。これら各地での観察例からは、スレート劈開の形成には広域的な圧縮と、深成岩の貫入による圧縮のいずれの影響も考えられることが示されている。また、石井(1990)、佐々木・大藤(2000)、Sasaki(2003)などにより、南部北上山地のスレート劈開の形成過程で、左横ずれ剪断運動が普遍的に認められることが指摘されている。

概要

綾里地域の下部白亜系は、地域南西部に分布し、下位から合足層、綾里層、^{あつたり}蛸浦層^{たこのうら}に区分され、大船渡湾西岸に分布する大船渡層群(小貫・森, 1961)に対比される。北上山地の他地域の前期白亜紀火山岩類との岩相対比が

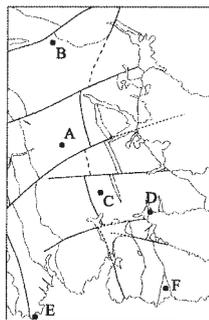
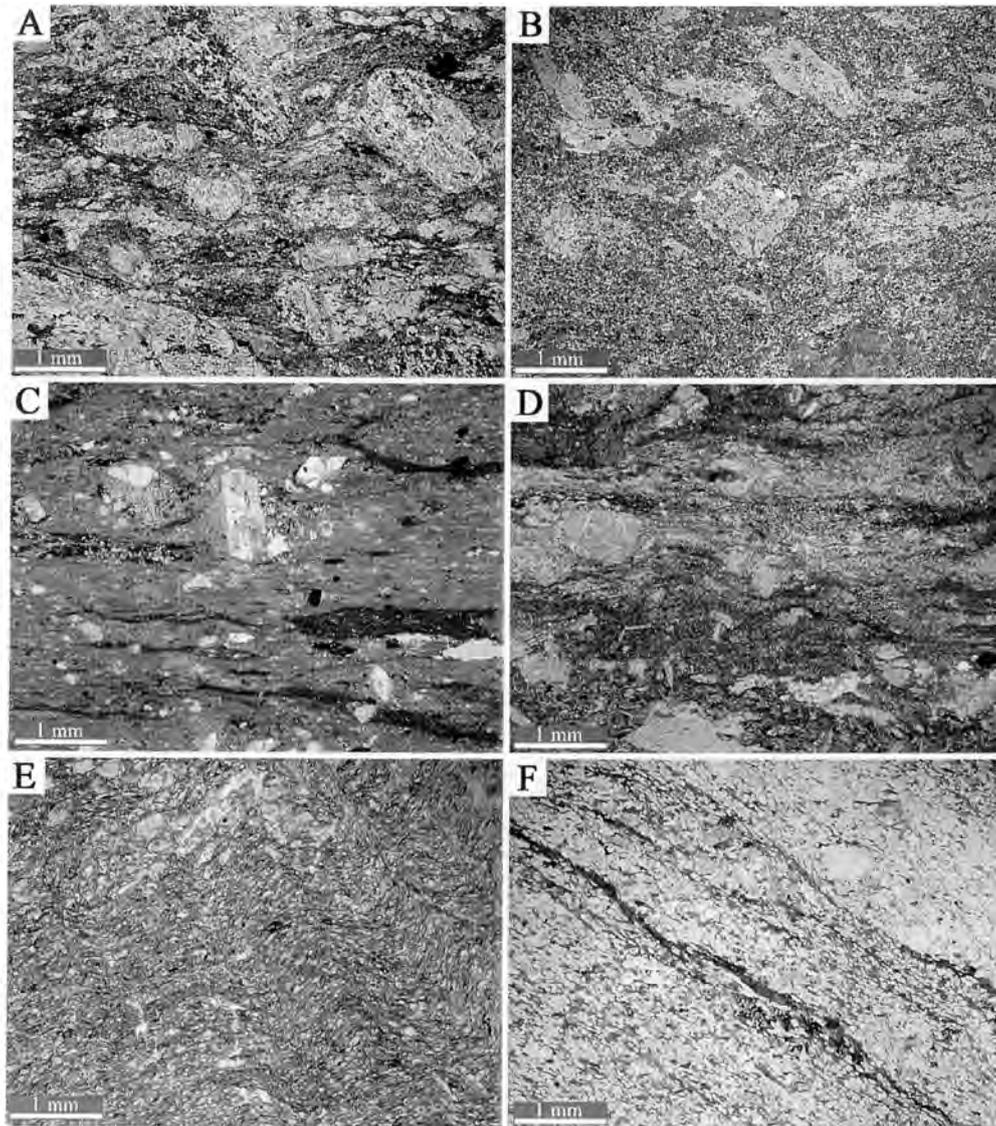
ら、本地域の下部白亜系はオーテリビアン～バレミアンに形成されたと考えられている(片田・蟹沢, 1989)。

本地域の地層は、スレート劈開や片理の形成を伴う変形及び変成作用を受けている。特に東部の五葉山深成岩体に近いほど変成作用の程度は著しく、一部では原岩の組織も失われている(第4.1図)。これは、この地域で地層の層理面及び上下関係を判別することを困難にしている。しかも、本地域の地層は一般に急傾斜を示し、翼間角の小さい閉じた褶曲を形成し、高角の走向断層も発達する。したがって、地質図作成がきわめて困難な地域であり、従来地質図が公表されてこなかった理由もこのためと考えられる。そこで、本報告ではまず、上下関係の判別できた地層面の走向傾斜を最優先に地質構造を描き、次いで上下関係不明の岩相境界、鍵層の分布を重視した。また、本地域には普遍的に面構造(スレート劈開)が発達している。これまでの研究から、北上山地のスレート劈開はしばしば褶曲軸と斜交することが知られている(滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986aなど)。本地域の地層面とスレート劈開の走向傾斜をプロットしたステレオネット・ダイヤグラムを第4.2図に示す。第4.2図Aは本地域及びその周辺での地層面とスレート劈開の関係であるが、両者の間に顕著な傾向の違いは見られない。第4.2図B～Dは同じ露頭で地層面とスレート劈開がそれぞれ別の面として認められた場合の走向傾斜を測定したものであるが、この他に野外では地層面とスレート劈開がほぼ一致して見える例が多数ある(n=48)。これまでの研究で、スレート劈開は褶曲軸に対して常に時計回り方向に斜交していることが指摘されている。したがって、地層の傾斜の大きな場合には、誤差を生じる可能性のある時計回り方向へのずれを注意した上で、大まかにはスレート劈開の走向を地層の走向と置き換えても差し支えないと判断し、地質図の作成に利用した。褶曲及びスレート劈開については、4.6節でより詳しく述べる。

なお、本地域では同一層準の岩石であっても東部の五葉山深成岩体に近いほど変形・変成作用の程度が強くなり、変形・変成岩としての岩相も連続的に変化する。このため、以下の記載では主として原岩の岩相名称を用い、必要に応じて変成岩の名称を用いる。

4.2 合足層(As, At)

地層名 本層は、大まかには関・今泉(1941)の長崎層、

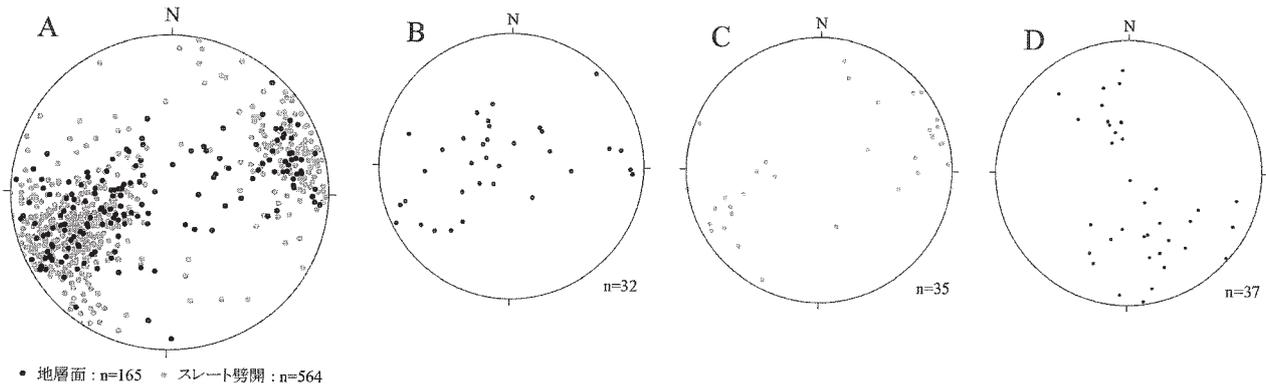


写真の岩石とその産地

- A. 綾里層安山岩溶岩. 大船渡市後ノ入東方. (GSJ R78900/RY17B).
- B. 綾里層安山岩ホルンフェルス. 大船渡市大峠. (GSJ R78896/RY01).
- C. 綾里層安山岩火山礫凝灰岩. 大船渡市三陸町綾里坂本北方. (GSJ R78968/RY140).
- D. 綾里層安山岩火砕岩ホルンフェルス. 大船渡市三陸町綾里白浜 (GSJ R78977/RY162).
- E. 合足層粘板岩. 大船渡市外口 (GSJ R78984/RY176).
- F. 綾里層泥質片岩. 大船渡市三陸町垂水東方. (GSJ R78923/RY52).

第4.1図 大船渡層群の変成及び変形組織

大船渡層群の各岩相の代表的な変成及び変形組織を薄片写真で示す。上段 (A, B) が安山岩溶岩, 中段 (C, D) が安山岩火砕岩, 下段 (E, F) が泥質岩で, いずれも左側が弱変成度, 右側が強変成度の岩石。いずれも単ポーラー。A. 変成鉱物に緑れん石, 黒雲母が形成され, 面構造が発達する。第4.7図の写真の露頭に近い。B. 変成鉱物として角閃石, 黒雲母が多量に形成され, A に比べ斑晶の輪郭がシャープでない。C. 変成鉱物として白雲母, 黒雲母が形成されている。一般に火砕岩のほうが溶岩より変形が強く, 火山礫は扁平に変形している。第4.6図Aの写真と同じ露頭。D. 変成鉱物として黒雲母, 角閃石が多量に形成されている。ガラスを主とする本質物質は完全に再結晶しているため, 溶岩との区別が難しいが, 全体に不均質でまれに異質岩片が認められる。E. 微細な白雲母が形成されている。背斜軸部の露頭。キンクバンドが発達する。F. 原岩の組織は失われて, 弱い片理が形成されている。五葉山花崗閃緑岩まで100m以下と推定され, 露頭にはペグマタイト脈が認められる。



第 4.2 図 本地域の地層面とスレート劈開の関係

B～D は同じ露頭で地層面とスレート劈開がそれぞれ別の面として認められた場合の走向傾斜を測定したもの。したがって、地層面の識別できる西部地域のデータが主体となる。A. 本地域全域での地層面とスレート劈開の関係。B. 地層面。C. スレート劈開。D. 地層面とスレート劈開の交線。いずれも下半球投影。

小貫（1969）の合足層にほぼ相当する。しかし、関・今泉（1941）の記載は累層の定義として不十分であり、また地層名の由来となっている長崎は、本報告の綾里層の分布範囲にあたるなど、混乱を招くおそれがあることから、本報告では小貫（1969）の合足層を再定義して用いる。

模式地 小貫（1969）では大船渡市赤崎町から合足海岸とされている。これは模式地の指定としては範囲が広すぎるので、本報告では現在でも良好な露出を保っている外口から合足にかけての海岸を改めて模式地とする。

分布 外口から合足を経て、永浜東方、後ノ入、今出山林道、富岡（西隣盛岡幅地域内）東方と、綾里地域西部を南北に連続して分布している。

層厚 約 320m。

層序関係 本層の下限は、下位層との間を断層に断たれるため不明で、上位は綾里層に整合に覆われる。小貫（1969）では反対に、合足層が綾里層を整合に覆うとされている。しかし、詳しい記述はなく、地質図が示されなかったため、この関係の根拠は不明である。小貫（1969）の記載によると、地層は東へ急傾斜し、東に傾斜する等斜褶曲をなすのに加え、東から西に押し上げた衝上断層が多いという。これらの記述から解釈すれば、東傾斜でありながら東側に下位の地層が分布するのは、衝上断層のためと考えているようで、合足付近で綾里層が合足層の上に衝上するとしている。しかし、合足付近の海岸に小規模な断層が存在するのは認められるが、合足より北部では岩相は漸移的に変化し、またその地層が逆転しているとは認められない。後述するように、大船渡湾西部の大船渡層群（小貫・森，1961）との岩相対比からも、綾里層が合足層の下位にあるとは考えにくい。合足層から綾里層にかけての境界付近の岩相変化は、今出山林道に模式的に見ることができ、珪長質凝灰岩を伴う頁岩及び砂岩（合足層）から、安山岩火砕岩と砂岩もしくは頁岩

の互層（綾里層 Rs）、安山岩火砕岩及び溶岩（綾里層 Rv）へと漸移的に変わっている（第 4.3 図）。

岩相 本層の大部分を占めるのは頁岩及び砂岩で、ときに安山岩火砕岩を挟在し、珪長質凝灰岩を伴う。まれに礫岩を挟在する。珪長質凝灰岩は鍵層として役立つことから、地質図では珪長質凝灰岩（At）を、それ以外の主体となる岩相（As）と分けて示した。

頁岩は淡緑灰色、淡青灰色、青褐色を呈し、ほぼ平行からゆるく波曲した葉理を示すことが多い（第 4.4 図）。やや凝灰質で珪長質凝灰岩に近いことがある。

砂岩は極細粒～粗粒砂岩で、塊状もしくはほぼ平行な葉理を示す。灰緑色、青灰色、淡褐色を呈し、しばしば凝灰質である。一部コンボルト葉理や、正級化構造が認められる。ときに貝化石を含むほか、層理面に生痕化石が見られることがある（第 4.5 図）。また、基質の多くが炭酸塩鉱物からなる石灰質砂岩も見られる。

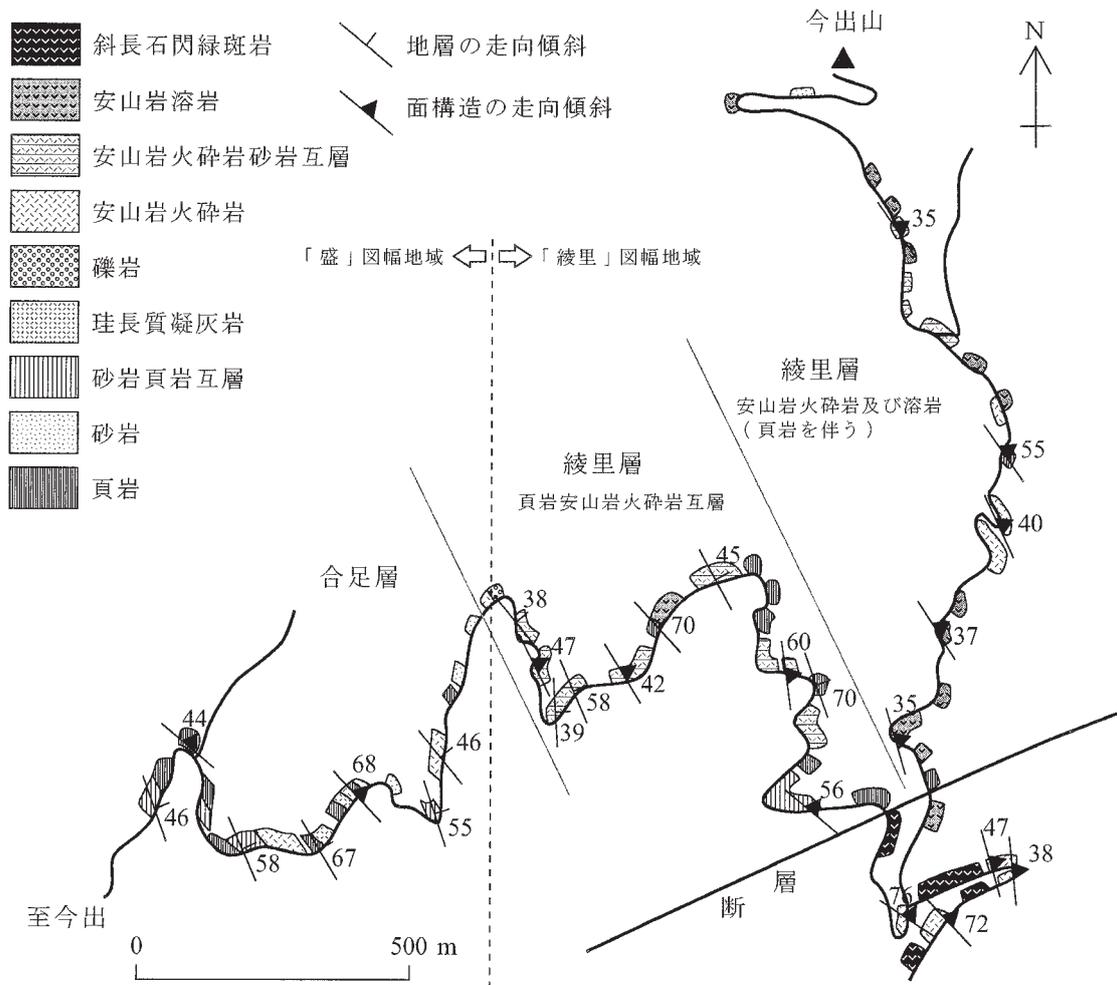
安山岩火砕岩は、一般に塊状の凝灰岩で、ときに葉理を示す。斜長石の結晶片が含まれるが、多くは細粒である。

珪長質凝灰岩は、灰白色、淡緑白色を呈し、均質で塊状のことが多い。一般に細粒であるが、ときに軽石片や石質岩片を含み、それらが円磨された形態を示すこともある。結晶片は少なく、主に斜長石からなり、黒雲母を含むものもある。外口東方及び合足南方の海岸では、ほぼ平行からゆるい波曲葉理またはハンモック状葉理が認められる。1枚の厚さは最大でも 8 m 程度であるが、側方へよく連続するため、よい鍵層となる。

4.3 綾里層（Rs, Rv, Rt）

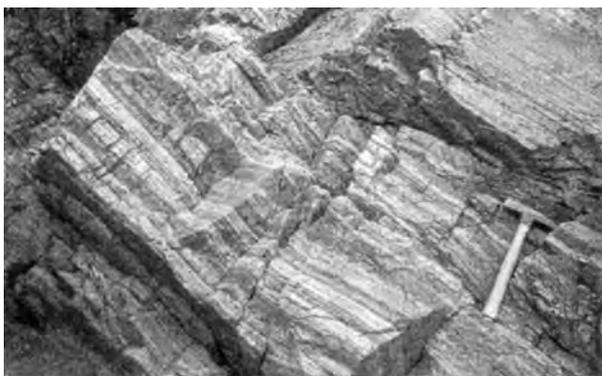
地層名 小貫（1969）による。

模式地 打越から綾里港田浜に至る海岸（小貫，1969）。



第4.3図 今出山林道におけるルートマップ

西から東へ向けて、岩相は漸移的に変わっている。安山岩火砕岩が連続的に出現する層準の下限をもって、合足層と綾里層の境界とした。



第4.4図 平行葉理の発達する合足層頁岩
大船渡市外口東方。



第4.5図 合足層砂岩の層面にみられる生痕
相対的に色の薄い棒状の部分。大船渡市外口東方。

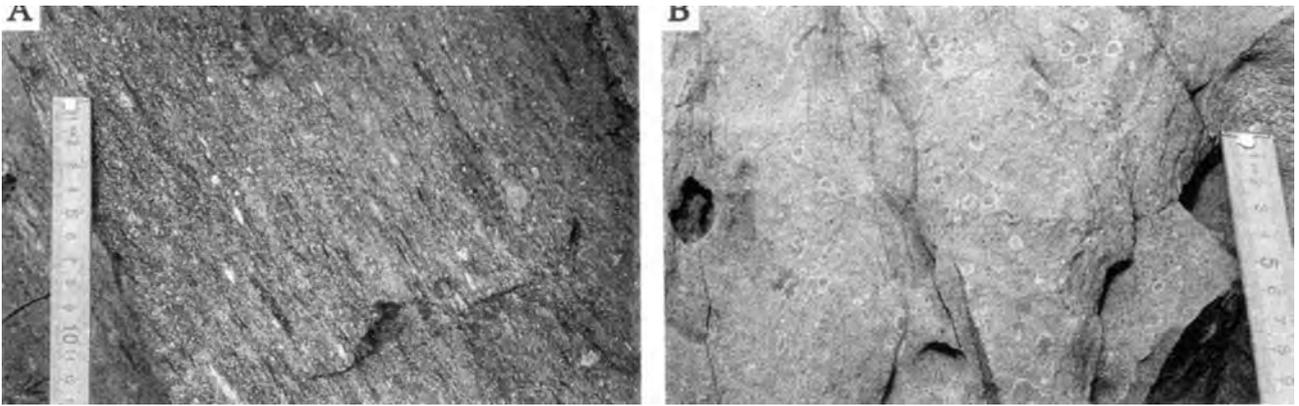
ただし、この地域の多くは険しい断崖で、観察できる露頭は限られる。連続したセクションは九十九曲の熊ノ入林道及び今出山林道で観察できる。

分布 綾里地域の下部白亜系の大部分を占める。

層厚 約 300m。

層序関係 綾里層は合足層を整合に覆う。なお、小貫

(1969) は盛図幅地域内の尾崎岬周辺に分布する地層を「尾崎層」として区分している。この地層の分布は断層によって隔離されているため、他の地層との関係は分かっていない。「尾崎層」は変形が弱く、見かけの印象が異なるが、岩相上からは綾里層の頁岩安山岩火砕岩互層を主体とする岩相 (Rs) に対比される。



第4.6図 綾里層安山岩火砕岩の産状

A. 綾里層安山岩火山礫凝灰岩. 軽石片や石質岩片は引きのばされて, 溶結火砕岩のような組織を呈する. 大船渡市三陸町綾里坂本北方. B. 綾里層凝灰岩に含まれる火山豆石. 大船渡市三陸町小路.

岩相 本層は, 安山岩火砕岩及び溶岩, 砂岩, 頁岩, 珪長質凝灰岩, 礫岩からなる地層で, それぞれの岩相は互層または指交して分布する. このため, 地質図では頁岩安山岩火砕岩互層を主体とする岩相 (Rs), 安山岩火砕岩及び安山岩溶岩を主体とする岩相 (Rv), 珪長質凝灰岩 (Rt) に区分した.

合足層の上位には頁岩安山岩火砕岩互層を主体とする岩相 (Rs) が重なる. その上位に, 安山岩火砕岩及び安山岩溶岩を主体とする岩相 (Rv) が厚く重なり, 分布地域の東部及び南部ではその中に頁岩安山岩火砕岩互層を主体とする岩相 (Rs) を挟在している. このため, 全体としては頁岩安山岩火砕岩互層を主体とする岩相 (Rs) は主に分布地域の西部及び南東部に, 安山岩火砕岩及び安山岩溶岩を主体とする岩相 (Rv) は, 分布地域の中央部から東部にかけて広く分布する. また, 前者 (Rs) は綾里層の中でも下部及び上部層準に卓越し, 後者 (Rv) は中～上部に卓越する. 両者の境界は漸移的で, 地質図上ではときに走向と平行ではない場合がある. これは, 4.5節で述べるように安山岩類の噴出源が北部に推定され, その堆積中心が偏っていたためと考えられる.

安山岩火砕岩は主に凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり, ときに凝灰角礫岩が見られる. 青灰色, 緑灰色, 青緑褐色を呈する. 斜長石結晶片に富むほか, 数 cm 大の岩片を含むことが多く, 一般に淘汰はよくない. また分布域が変成及び変形の強い地域にあたるため, 著しい変形を受け, 火山礫がつぶれて溶結凝灰岩様の組織を呈する (第4.6図A). 小路では細粒凝灰岩に火山豆石が含まれている (第4.6図B). 熊ノ入林道など露出のよいセクションでは, 火砕岩の堆積単位は数 m ～数十 m で, しばしば凝灰質砂岩～シルト岩を挟在するのが観察される.

安山岩溶岩は青灰色, 緑灰色を呈し, 一般に塊状, ときに火山角礫岩状の産状を示す. 不定形または偏球形の気泡が見られることがある. 斜長石斑晶に富み, 変成の



第4.7図 綾里層安山岩火山角礫岩

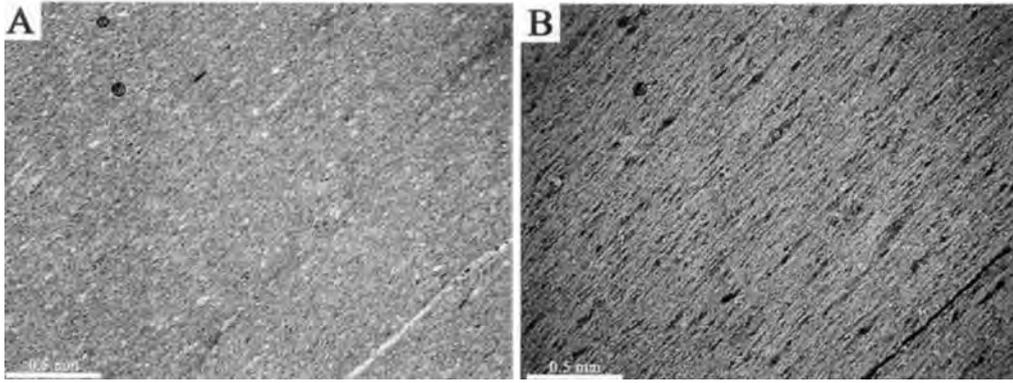
角礫は変形のため引きのばされて, レンズ状を呈する. 大船渡市後ノ入東方.

強いものは斜長石閃緑斑岩と区別が困難なこともある. また, 変形の著しいものは火砕岩との判別も難しい場合がある. 火山角礫岩は変形のため角礫が偏平化し, レンズ状になっていることが多いが (第4.7図), これも変成の強い地域では判別が困難になる. 長崎の海岸に露出する溶岩には, ジグソー割れ目が観察される.

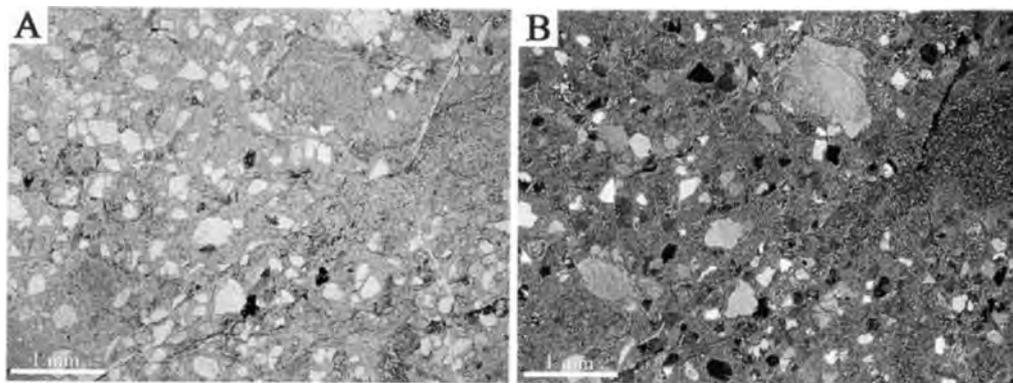
頁岩は青灰色, 青褐色, 緑灰褐色を呈し, 平行葉理を示すことがある. しばしばスレート劈開が著しい (第4.8図). また, 斜長石結晶片を含むなど, 多くの場合やや凝灰質である.

珪長質凝灰岩は, 合足層に含まれるものとはほぼ同様である. 灰白色, 淡黄白色を呈し, 一般に細粒である.

礫岩はごくまれに産するのみで, 厚さも 5 m 未満である. 礫は変形して偏平化していることが多く, 長径 15 cm 以下, 変形の弱いものでは垂角ないし垂円程度の円磨度を示す. 一般に基質支持, ときに礫支持である. 礫種は斑晶量に多様性が認められるもののほとんどが安山岩で, 一部の礫支持で淘汰の悪い礫岩は火砕流堆積物の基底部



第 4.8 図 綾里層頁岩起源の粘板岩の薄片写真
頁岩が変形・変成作用により粘板岩化し、スレート劈開に沿って微細なフィロ珪酸塩が形成されている。A は単ポーラー、B は直交ポーラー。写真の横幅は約 2.7mm。大船渡市後ノ入東方 (GSJ R78916/Ry39)。



第 4.9 図 蛸浦層砂岩の薄片写真
結晶片、岩片とも角の尖ったものが目立ち、成熟度はあまり良くない。A は単ポーラー、B は直交ポーラー。写真の横幅は約 5.3mm。大船渡市長崎 (GSJ R78908/Ry32)。

である可能性がある。

なお、目加田 (1975) では今出山南方の本層に石灰岩を記載しているが、今回の調査では確認できなかった。

が形成されている。

4. 4 蛸浦層 (Ts)

岩石記載

安山岩起源変成岩 (GSJ R78900/Ry17B: 第 4. 1 図 A)

産地: 大船渡市後ノ入東方。

産状: 火砕岩を覆う溶岩の塊状部 (変形が著しいため不明確)。

斑晶: 斜長石, 苦鉄質鋳物, 不透明鋳物。

斑晶量はやや多い。剪断変形により斑晶周囲にプレッシャー・シャドウが形成されており、また破断した斑晶も認められる。斜長石は 4 mm 以下で、ほぼ自形を呈するものが多いが、汚濁が進み、劈開に沿って緑れん石, 緑泥石が形成されている。苦鉄質鋳物は 1.5mm 以下, 不透明鋳物は 0.5mm 以下で、いずれも量は少ない。苦鉄質鋳物は完全に微細な黒雲母, 緑れん石の集合体に換わり、更に剪断変形により紡錘形に変形している。

石基: 変成作用により微細な白雲母, 石英, 緑泥石, 黒雲母, 堇青石が形成されている。

副成分鋳物としてアパタイトがやや目立つ。また、炭酸塩鋳物

地層名 小貫・森 (1961) 命名。

模式地 蛸浦層は西隣盛岡幅地域の大船渡市赤崎町蛸浦^{たこの}を模式地とする (小貫・森, 1961)。

分布 綾里地域西部の蛸ノ浦の周辺に南北に連続して分布する。

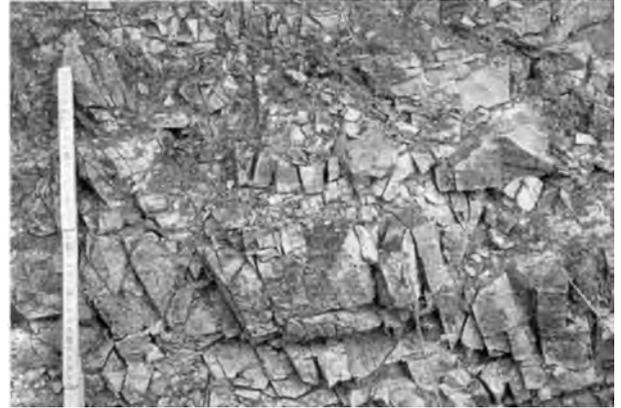
層厚 180m 以上であるが、多くは西隣盛岡幅地域に分布し、本地域には主に下部の層準が露出する。

層序関係 蛸浦層は綾里層を整合に覆う。蛸ノ浦東方 (盛岡幅地域) で、綾里層の安山岩の上位を淘汰の悪い極細粒～中粒砂岩が覆っているのが認められ、本報告ではこれを蛸浦層の下限とした。

岩相 本層は主に砂岩, 頁岩からなりまれに珪長質凝灰岩を伴う。砂岩は青黒色, 淡褐～灰褐色を呈し、極細粒～中粒程度の粒度を示すが、本層の中でも上部ほど細粒になる傾向がある。塊状または 10～25cm 程度に成層して



第4.10図 蛸浦層砂岩に含まれる貝化石
化石の保存は一般に良くない。左に見えるのは百円硬貨の縁。大船渡市長崎。



第4.11図 蛸浦層頁岩のスレート劈開と節理
横方向に続く面がスレート劈開。上下方向の節理も発達する。大船渡市清水。

いる。一般にやや凝灰質で、粗粒な砂岩では成熟度はあまり良くない(第4.9図)。化石を含むことがある(第4.10図)。砂岩及び頁岩にはスレート劈開が見られるが(第4.11図)、分布が西部地域に限られるため、変形構造は他の地層ほど強くない。

4.5 堆積環境

強い変形及び変成を受けている綾里地域の地層には、堆積環境を推定できるデータは多くない。以下は主に岩相及び産状から推定した堆積環境の変遷である。

合足層、蛸浦層からは、量的には乏しいものの、海棲の化石が産出している。合足層にはゆるい波曲葉理またはハンモック状葉理が認められ、波浪の影響の及ぶ浅海環境を示している。両層の間にある綾里層からは化石は見出されていないものの、安山岩溶岩にはジグソー割れ目が観察される水底溶岩が存在することから、下部白亜系の堆積時期を通じて海域が広がっていたものと推定される。

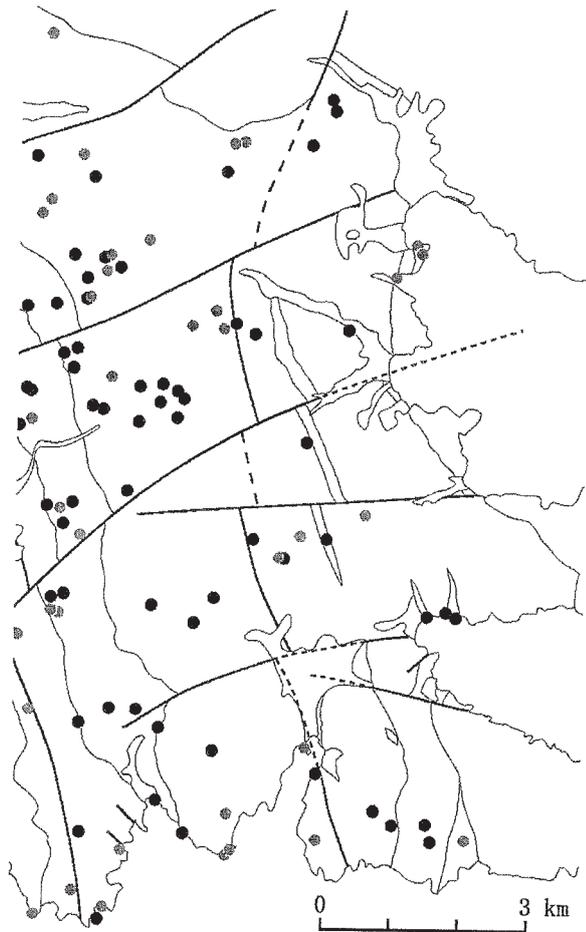
上述のように合足層から綾里層下部へかけての岩相変化は漸移的で(第4.3図)、両層の違いは安山岩火成活動の始まりを意味している。綾里層中部は厚い火山岩類が主体となるが、これは火山活動の活発化に対応するものと考えられる。綾里層中～上部の地域的な岩相分布の傾向を見ると、安山岩火砕岩及び溶岩は北部ほど多く、分布地域の南東部ほど頁岩及び砂岩が多くなる。また、安山岩火砕岩及び溶岩のうち、溶岩は大股山よりも北の地域に卓越し、南部は火砕岩が主体となる(ただし、外口の断層より西側は例外で溶岩が多い)。したがって、綾里層を形成した火山の噴出中心は本地域北部にあり、まとまった山体をなしていた可能性が高い。本層の安山岩火砕岩及び溶岩は強い変成及び変形のため初生構造の保存が悪く、詳しい産状の判別は難しいが、火砕岩の岩相



第4.12図 小規模な褶曲
大船渡市尾崎岬(盛岡幅地域)。

変化が大きく、堆積単位の厚さも際だって大きくはないことから、小～中規模の噴火を頻繁に繰り返す噴火活動を継続していたものと考えられる。また、安山岩凝灰岩に火山豆石が含まれることから、綾里層の給源となった火山の一部は陸上であったと考えられる。

綾里層上部になると特に本地域南部ほど頁岩や砂岩が多くなり、火成活動が終息に向かったことを示唆する。綾里層から蛸浦層への岩相変化は一般に明瞭であるが、蛸浦層は本地域西部の狭い範囲にしか残されておらず、岩相及び環境変化の詳しい状況はわからない。綾里層の給源となった火山体はかなりの起伏をもっていたことが想像できるため、現在確認することはできないが、蛸浦



第4.13図 鏡下でプレッシャー・シャドウが観察される岩石の分布
必然的に粗粒な岩石のみが選択されているが、その分布はほぼ全域に及ぶ。色が薄いものは非対称構造が明瞭でないもの。

層の一部は綾里層にアバットしている可能性もある。

珪長質凝灰岩は細粒で、合足層から綾里層、蛸浦層まで普遍的に挟在している。また、その厚さも地域的にも層準別にも大きく変化しないことから、本地域外にある火山から由来した降下堆積物またはその再堆積物である可能性が大きい。珪長質凝灰岩は合足層に多く含まれるが、綾里層の堆積速度は他の地層よりかなり大きいと考えられるので、挟在する頻度が火山活動の盛衰をそのまま反映しているとは考えにくい。

4.6 地質構造

本地域に発達する代表的な変形構造は、断層、褶曲、スレート劈開である。

断層

本地域の断層には大きく分けて3系統の断層がある。すなわち、(1) ほぼ南北方向の走向断層、(2) 東北東-西南西方向の横断断層、そして(3) 北西-南東または北東-南西方向

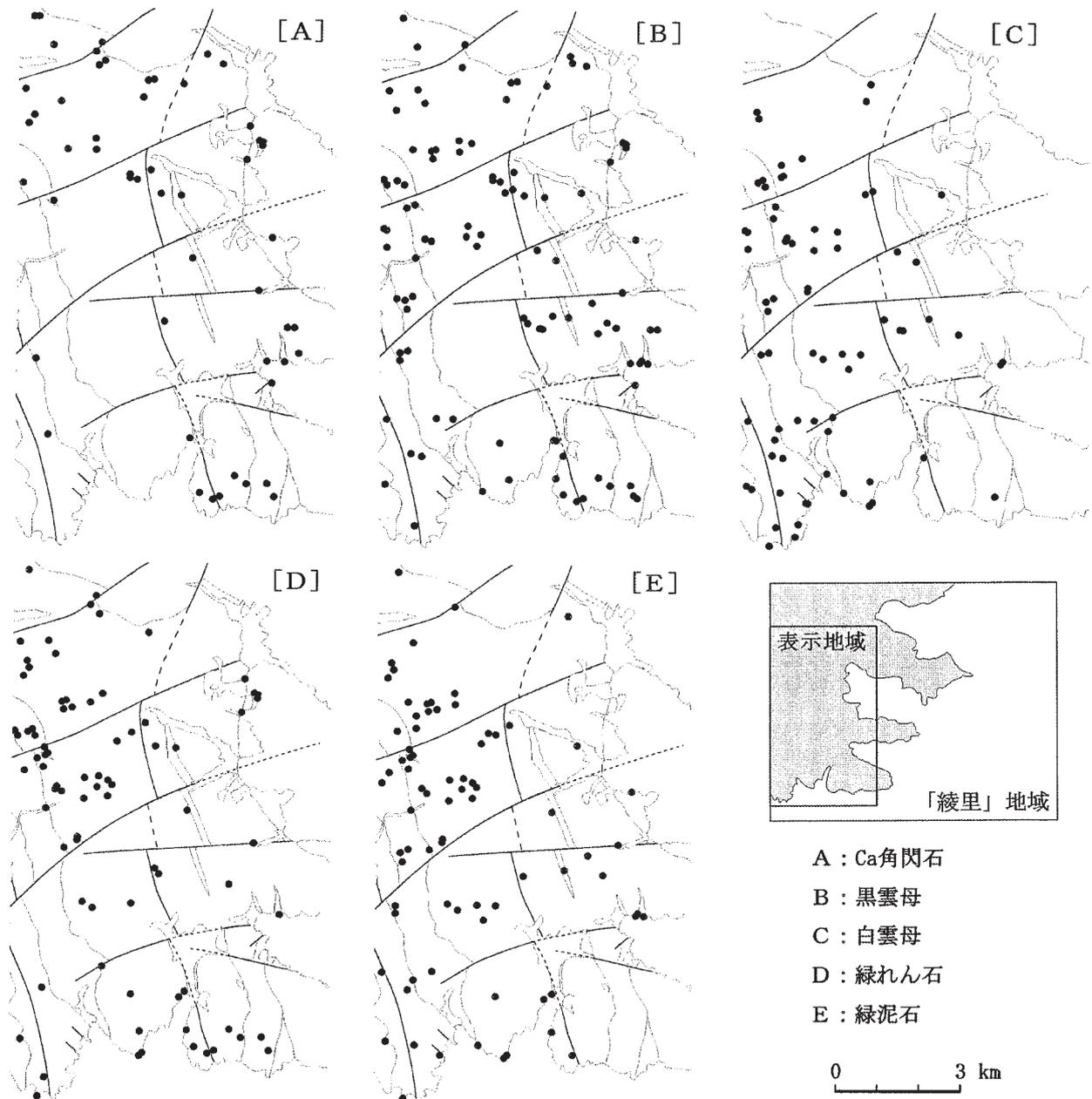


第4.14図 岩相境界でのスレート劈開の屈曲
岩相境界は写真中央右よりにほぼ垂直にあり、左側が安山岩凝灰岩、右側が安山岩。安山岩凝灰岩に比べて安山岩中のスレート劈開は弱く、安山岩凝灰岩中のスレート劈開が岩相境界を越えて連続しない。大船渡市三陸町綾里白浜。

の小断層である。このうち、(1)は(2)に断たれている。(1)及び(2)はほとんどが露頭では確認できていない断層で、地層及び地質構造の不連続性から存在が確実視されるものである。いずれも一般に断層面は高角と考えられる。(1)の南北方向の走向断層は、一般に東側が上昇する逆断層で、綾里層の安山岩溶岩の分布が断層の西側で南に広いことから左横ずれのセンスをもっている可能性がある。また、地質図には示していないが、合足の海岸東側の露頭では、西端部に角礫岩と南北方向の小断層が認められ、沖積層の下に断層が伏在している可能性がある。この角礫岩のブロックはスレート劈開の方向が乱されており、スレート劈開形成後に断層活動があったことを示している。(2)の東北東-西南西方向の横断断層は右横ずれの変位を示す。(3)は変位量は小さいが、露出の良い海岸部で確認できた断層である。相対的に露出の悪い内陸部では、これらの小断層は見落とされているものと推定される。

褶曲

褶曲は各所に発達するが、いずれも褶曲軸がほぼ北北西~南南東方向で、一部は複褶曲をなしている。外口の海岸で見られる褶曲軸部の地層は、微褶曲を繰り返す著しい変形を受けている。これらの褶曲及び複褶曲はいずれも翼間角の小さい閉じた褶曲で、後ノ入東方ではほぼ等斜褶曲をなしている。また、軸面はほぼ直立から東傾斜のことが多い。



第 4.15 図 大船渡層群の主な変成鉱物の出現マップ
 原岩が苦鉄質火山岩類であるもの。

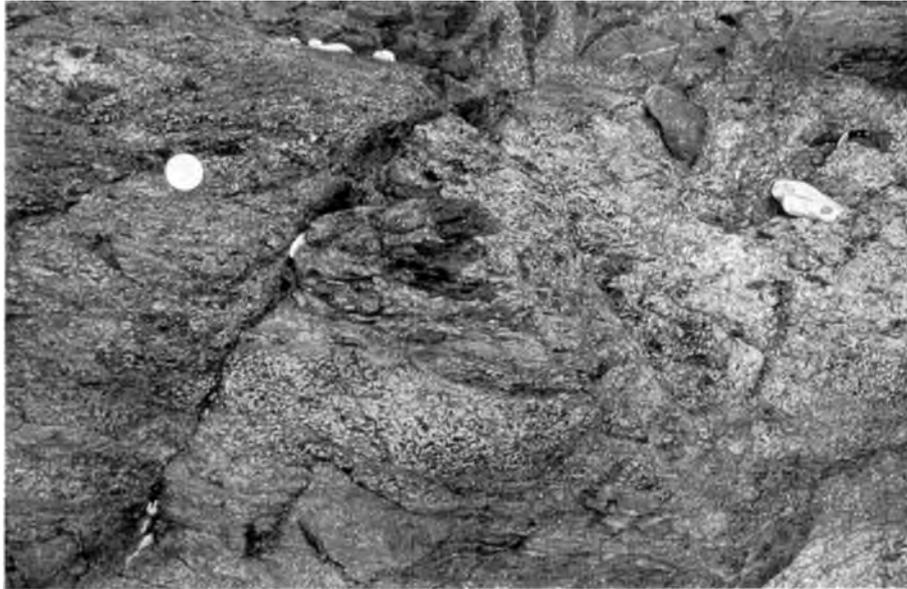
西隣盛岡幅地域の尾崎岬周辺は、本地域に比べて変成及び変形ともに弱く、地質構造の保存がよい。この地域には、地質図には表れない小規模な褶曲が数多く観察される（第 4.12 図）。本地域内にはこのような露頭スケールの褶曲構造が観察できることはまれであるが、変成及び変形が著しいこと、また分布の主体である綾里層の安山岩類は、塊状で比較的層厚の大きい岩相を主とすることから、これらの小構造は見落とされている可能性がある。

スレート劈開

南部北上山地では、ほぼ普遍的にスレート劈開が認め

られる。それらは一般に褶曲軸面劈開をなすが、牡鹿半島や大船渡湾西岸からその北部地域などでは、褶曲軸に対して時計回りに斜交する非軸面劈開であることが知られている（石井，1988）。本地域でもほぼ全域で面構造が顕著に発達している。

本地域の地層面とスレート劈開の走向傾斜をプロットしたステレオネット図（第 4.2 図 A）からは、両者の間に顕著な傾向の違いは認められない。また、野外では地層面とスレート劈開がほぼ一致して見える例が多い。更にマッピングスケールでの岩相の連続性から判断して、本地域のスレート劈開は基本的に軸面劈開と考えられる。



第4.16図 ミグマタイトの産状
大船渡市三陸町甫嶺鬼沢.

西部地域では同じ露頭で地層面とスレート劈開がそれぞれ別の面として認められる場合も多いので、両者の関係を検討したが（第4.2図B～D）、地層面、スレート劈開とも走向傾斜にばらつきが大きい（第4.2図B, C）。この理由は明確ではないが、上述のようにスレート劈開形成後に断層活動をうけているため、傾動及び回転を受けている可能性はある。また、五葉山深成岩体の周辺にはその外形に平行な面構造が形成されており、他地域からも同様の例が報告されている（Kanagawa, 1986b；石井, 1988）。結果として地層面とスレート劈開の交線（第4.2図D）でもばらつきが大きく、スレート劈開と褶曲軸との関係を明確にするには不十分である。なお、変成の影響の強い地域では地層面を判別することができず、特に本地域東部の状況は正確にはわからない。

本地域のスレート劈開は、見かけ上純粋剪断と単純剪断とが混在した変形様式を呈し、本地域の多くの場所で非対称な剪断変形組織が認められる（第4.13図）。変形のセンスが識別できる場合はあまり多くない。

地層面と斜交するスレート劈開が、岩相境界で屈折または消滅する様子は、いくつかの露頭で観察できる（第4.14図）。また、特定の岩相中に選択的に発達する例も認められ、安山岩溶岩と安山岩火砕岩の互層する場合は、火砕岩の方がより変形している。

4.7 変成作用

本地域の地層は、多くの地域で広く変成作用を受けている。この変成作用により、苦鉄質火山岩に角閃石（多くは普通角閃石）・黒雲母が、泥質・砂質岩に黒雲母が形成されており（第4.15図）、全体に変成度は高い。特に

五葉山深成岩体に近接する地域では苦鉄質火山岩に角閃石が普遍的に形成され、泥質岩にはカリ長石＋堇青石、紅柱石、ときにざくろ石も生成しているのが認められる。また、苦鉄質火山岩の緑泥石や白雲母は、五葉山深成岩体の周辺では少なくなる。

変成鉱物の出現組み合わせから判断して、高変成度の変成岩の分布は五葉山深成岩体の地表の分布とほぼ調和的と考えられる。ただし、今出山周辺では角閃石の出現が見られるなど、五葉山深成岩体からの距離に対して変成度がやや高い傾向がある。これは、深成岩の伏在または熱水活動を示すものと考えられ、今出山付近に胚胎する鉱脈（今出山鉱山）との関係が示唆される。

接触部付近の高変成度の変成岩では、変成鉱物は面構造に調和的な形態を示し、鏡下では角閃石や黒雲母の光軸が定向配列しているのが認められる。これは、変成作用と面構造（片理及びスレート劈開）を形成した変形作用が並行して起こったことを示している。

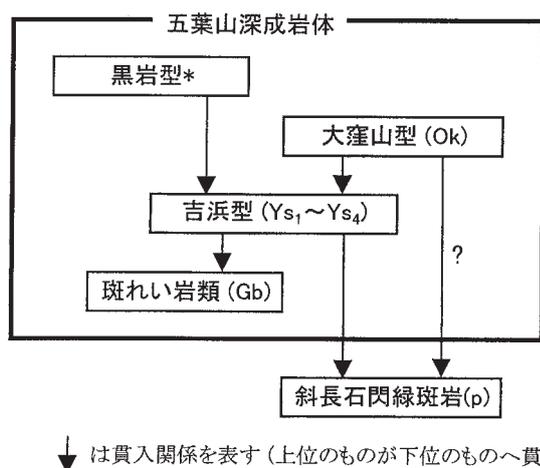
綾里白浜東方や甫嶺^{ほれい}東方では、下部白亜系の高変成度変成岩中に花崗閃緑岩が混在するいわゆるミグマタイトの組織を呈する箇所がある（第4.16図）。また、全域を通じて多数の石英分泌脈が観察されるほか、鏡下の観察では炭酸塩鉱物も広い地域で生成しているのが認められる。

5. 前期白亜紀深成岩及び岩脈

(西岡芳晴・吉川敏之)

大船渡層群中には主に斜長石閃緑斑岩からなる前期白亜紀の岩脈が多く見られる。また、図幅北西部及び中央部において広い分布を占める五葉山深成岩体は、大船渡層群及び釜石層に貫入する前期白亜紀の深成岩体である。これらの火成岩類の貫入関係を第5.1図に示す。

なお、本章で用いる火成岩の分類と命名はIUGS火成岩分類小委員会の推奨する分類(Le Maitre ed., 1989)に従っている。この分類は現在わが国で広く使用されている分類と大きくは異なるが、正確に紹介されている教科書が少ないこともあって細部においては慣行と異なっている場合もある。特に、深成岩類の命名においては、岩石基本名のそれぞれについて色指数の範囲が定められており、それよりも低い場合は優白(leuco-)、高い場合は優黒(mela-)の接頭辞を付けることになっている。例えば花崗閃緑岩の色数範囲は5-25であるので、色指数25以上である吉浜型 Y_{S_1} や Y_{S_2} (後述)は“優黒花崗閃緑岩”となる。これまで使用されてきた“優黒質(melanocratic)”が岩石によらずに色指数60以上を指している(黒田・諏訪, 1983など)のとは大きく異なっているので注意が必要である。詳しくは別途解説書を参照されたい(山崎, 1990など)。



第5.1図 五葉山深成岩体及び斜長石閃緑斑岩の貫入関係
*黒岩型は綾里地域には分布しない。上位のものほど形成年代が新しい。吉浜型の4岩相(Y_{S_1} ~ Y_{S_4})は互いに漸移関係にある。

5.1 岩脈 (p)

綾里地域の前期白亜紀岩脈類はそのほとんどが斜長石閃緑斑岩であり、安山岩を伴い、下部白亜系大船渡層群に貫入している。なお、斜長石閃緑斑岩は従来は“ひん岩”と呼ばれていたものであるが、ひん岩はIUGSの推奨用語ではなく(Le Maitre ed., 1989)、本報告では使用しない。

研究史 北上山地の前期白亜紀岩脈類に関しては、石井ほか(1953)が田老町周辺の地質を総括した論文の中で記載されている。本報告で斜長石閃緑斑岩とした“長石ひん岩”についても茂市村腹帯付近のものについて岩質と産状を簡単に記載している。また、石井ほか(1956)は岩手県の火成岩を総括する中で、“ひん岩”について1章設けて解説している。その中で、“長石ひん岩”がもっとも顕著に分布する地域として本地域越喜来から北方の釜石市、大槌町、茂市村にかけての地域を挙げている。その後、本地域から北方の宮古まで、5万分の1地質図幅が公表され、それらの地域にまたがって白亜紀前期の岩脈が多数分布しており、ひん岩質、長石ひん岩質、玄武岩質、閃緑岩質のものがあることが明らかになった(吉田, 1961; 吉田・片田, 1964; 吉田・片田, 1984)。

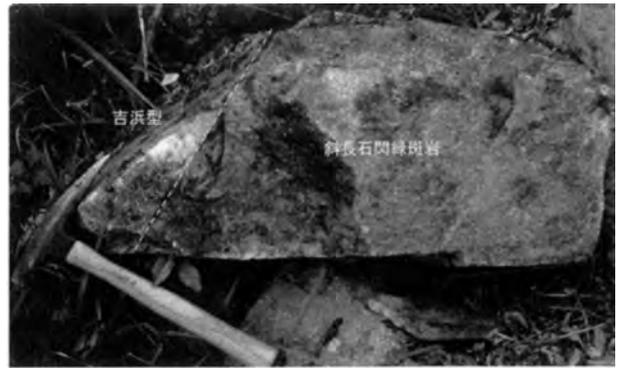
分布 豊石周辺、小出から甫嶺にかけての地域及び大久保周辺の大船渡層群中に分布する。五葉山深成岩体の近傍(岩体から1-2kmの範囲)に多いが、岩体から離れて分布するものもある。五葉山深成岩体及び釜石層中には分布しない。斜長石閃緑斑岩を主とする同様な岩脈は、本図幅北隣の釜石図幅地域から宮古図幅地域まで点在して分布するが、それらはいずれも釜石層ないし花輪層(いずれも北部北上帯)中に分布し、深成岩体の近傍に限定されない。

岩脈の向きはほぼ南北から北西-南東方向で急立しており、母岩の大船渡層群構成岩石のスレート劈開の構造と調和的である。

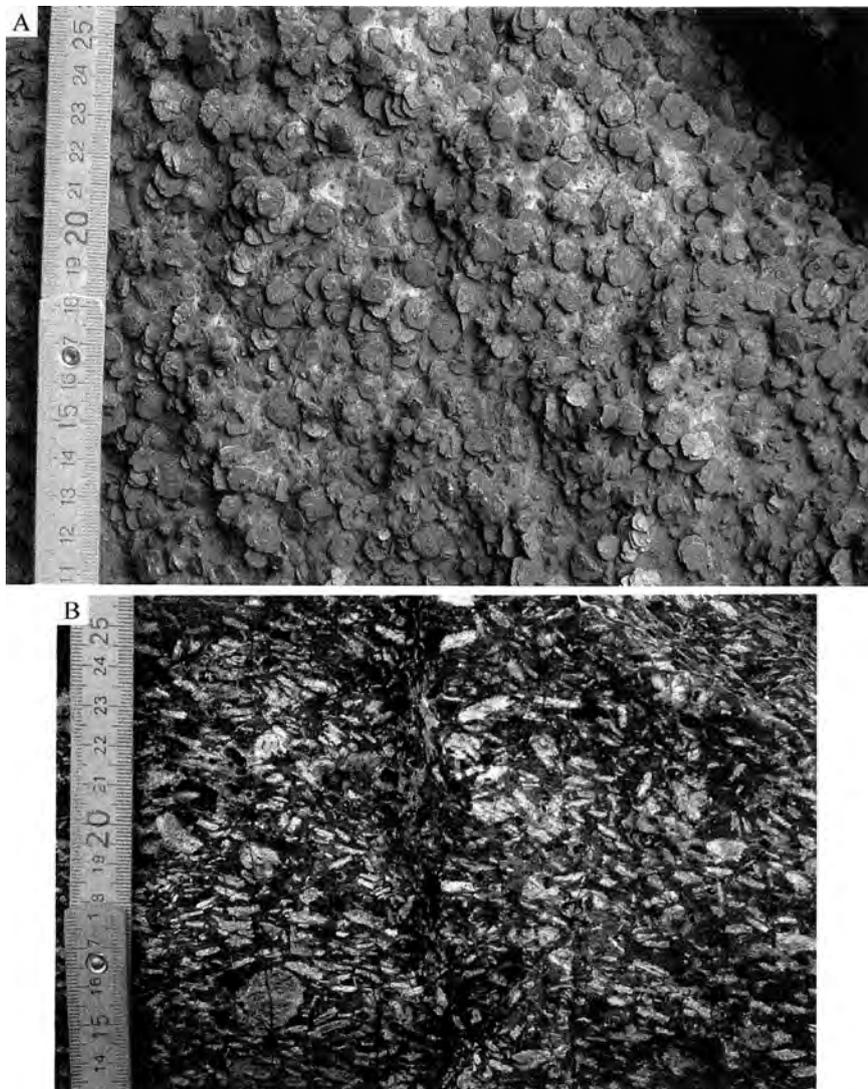
貫入関係 大船渡層群に貫入し、五葉山深成岩体に貫かれる。五葉山深成岩体の吉浜型(後述)に貫入される斜長石閃緑斑岩は小峠付近における転石で観察された(第5.2図)。この転石においては、急冷縁は確認できないが、斜長石斑晶の長軸の向きと境界面が直交しており、斜長石閃緑斑岩は再結晶作用により角閃石及び黒雲母を生じている。

産状 一部は約2cm大に及ぶ著しく粗粒な斜長石に富

み、通称“ゼニボ”ないし“ゼニポー”と呼ばれてきた岩石である(第5.3図)。それ以外の斑岩も、5 mm大の斜長石斑晶に富む。また、もともとガラス質の石基を持ち、安山岩質であったと思われるものもあるが、五葉山深成岩体の貫入により再結晶化している。著しく粗粒な斜長石に富む斜長石閃緑斑岩は、小峠から大峠周辺、越喜来から白浜にかけての海岸に多い。また、それ以外の斑岩と比べて岩脈の規模が大きいか(幅数十m程度)、または岩脈群をなす傾向がある。五葉山深成岩体による接触変成を受けており、変成鉱物として普通角閃石が生成している。また、鏡下では斜長石斑晶の周辺にプレッシャー・シャドウが形成されているのが認められる。著しく粗粒な斜長石を含まない斜長石閃緑斑岩は大船渡層群分布域のほぼ全域に分布するが、小規模なもの(幅数m程度)は地質図には表現していない。



第5.2図 斜長石閃緑斑岩と五葉山深成岩体との接触部(小峠付近の転石)
両側ともにチルドマージンは形成されていない。斜長石斑晶の長軸の向きと境界はほぼ直行する。



第5.3図 斜長石閃緑斑岩の露頭

野外でも目立つ岩石で、通称「ゼニボ」と呼ばれる。A斜長石斑晶は最大20mm程度で小判型である(小泊)。B斜長石斑晶の厚さは5mm以下で長軸の向きには定向性がある(大峠西方約800m)

第 5.1 表 斜長石閃緑斑岩の主成分化学組成
通商産業省資源エネルギー庁（1997）から抜粋。

試料番号 /孔名	地表	ボーリングコア		
	T-28	7MAKT-2	7MAKT-2	7MAKT-2
採取位置 /深度 (m)	北西側沢	149.50	244.30	293.60
SiO ₂	57.20	49.07	53.84	58.09
TiO ₂	0.93	0.93	0.94	0.87
Al ₂ O ₃	17.26	21.75	19.85	20.12
Fe ₂ O ₃	2.59	1.81	1.99	0.97
FeO	4.63	7.88	6.25	3.82
MnO	0.17	0.13	0.13	0.11
MgO	2.88	1.91	2.03	1.55
CaO	8.26	6.78	6.01	5.64
Na ₂ O	2.32	3.08	3.15	4.30
K ₂ O	1.46	2.39	2.43	1.78
P ₂ O ₅	0.28	0.44	0.48	0.43
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.02
H ₂ O ⁺	0.59	2.34	1.61	0.89
H ₂ O ⁻	0.02	0.45	0.20	0.15
TOTAL	98.61	98.97	98.92	98.74
LOI	1.19	2.79	2.05	1.25

化学組成 斜長石閃緑斑岩の化学組成については、通商産業省資源エネルギー庁（1997）が 4 試料の主成分化学組成分析値を公表しているため、それを第 5.1 表に示す。
年代 放射年代値としては、今出山南東のボーリングコアの試料による、K-Ar 全岩年代値 112.5 ± 3.5Ma（通商産業省資源エネルギー庁，1997）があり、この年代値は被貫入岩である大船渡層群や、岩脈に接触変成を与えている五葉山深成岩体の貫入順序と調和的である。

岩石記載

斜長石閃緑斑岩 (GSJ R78898/R10, 越喜来館, 第 5.4 a 図)

斑晶：斜長石，単斜輝石，不透明鉱物

斑晶の量は約 3 割程度でほとんど斜長石からなり、斑晶のうち 5% 程度は単斜輝石と思われる鉱物で、わずかに不透明鉱物を含む。斜長石は自形卓状で、累帯構造はほとんど認められない。斜長石の長軸方向には定向性がある。単斜輝石はほとんど全て緑色角閃石で置換されており、外形から単斜輝石と推定した。不透明鉱物は径 0.5mm 以下である。

石基：普通角閃石，斜長石，黒雲母，不透明鉱物

普通角閃石は長径 0.1mm 程度で緑色 (Z 軸色) である。斜長石は長径 0.05mm 程度である。黒雲母は長径 0.05mm 程度で褐色 (Y ~ Z 軸) である。不透明鉱物は径 0.01 ~ 0.02mm である。普通角閃石と黒雲母の長軸方向に弱い定向性があり、斜長石の長軸の向きと一致する。熱変成により再結晶化していると思われる。

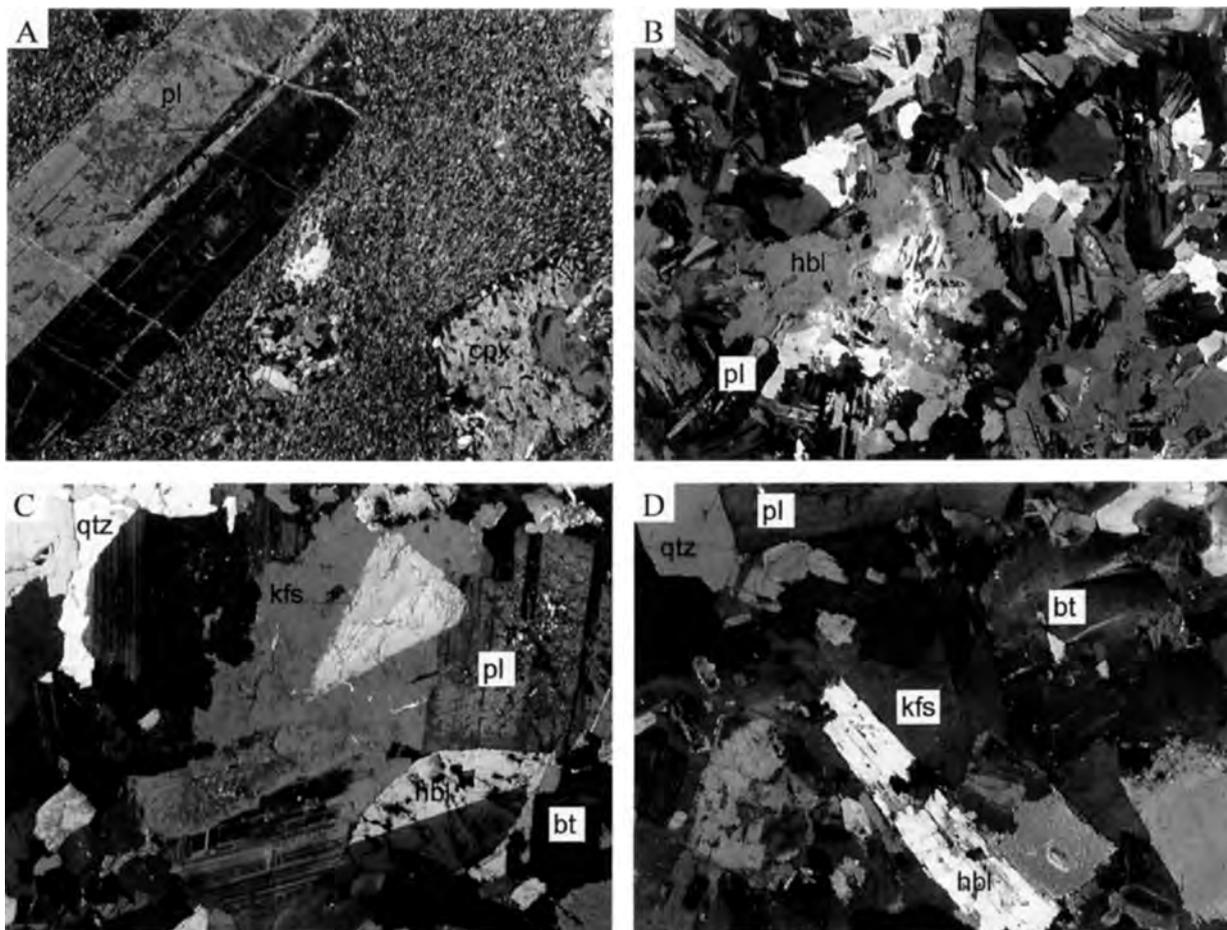
5.2 五葉山深成岩体

5.2.1 研究史及び概要

北上山地の火成岩類の概要を初めてまとめたのは渡辺 (1950) である。渡辺 (1950) は北上山地の花崗岩類を西から第 1 帯，第 2 帯西列，第 2 帯東列，第 3 帯西列，第 3 帯東列の 3 帯 5 列に区分した。五葉山深成岩体はおおよそ第 2 帯東列に属する。一方、石井ほか (1956) は岩手県の火成岩類についての総括的な報告の中で、北上山地の中生代花崗岩類を 4 列に分け、それぞれの列に属する代表的な岩体について記載している。五葉山岩体については栗橋岩体と共に第 3 列に属するとし、具体的に分布、岩質について記述している。その後、小規模な岩体についての地質学的、岩石学的な知見が蓄積され、それらを受けて片田ほか (1971) は小岩体を含めた深成岩類の総括的な分帯を試み、An, B, C, D, E, As, F, G の 8 つの帯に区分した。片田 (1974) ではさらに改良を行って I, II, III, IV, V, VI の 6 帯に区分し、VI 帯を VI a, VI b の亜帯に細分した (5.5 図)。その後、いくらかの修正が加えられたが (片田・金谷 1980; 蟹沢・片田, 1988 など)、基本的には片田 (1974) による分帯が現在も使用されている。五葉山深成岩体は片田 (1974) による分帯では遠野岩体などとともに V 帯に属する (第 5.5 図)。

五葉山深成岩体はかつては越喜来花崗岩 (または越喜来花崗岩体) と呼ばれたこともある (岡田, 1956a; 柴田, 1967 など)。初期の研究としては、Shibata *et al.* (1954) や岡田 (1956a) などによる海岸付近の試料の化学分析や、岡田 (1956b) による唐丹湾周辺 (北隣釜石^{とうに}図幅地域内) の接触変成作用の研究などがある。五葉山深成岩体について初めてほぼ全域の調査を行ったのは、梶谷 (1977) である。梶谷 (1977) は、五葉山深成岩体を吉浜型、大窪山型、黒岩型の 3 つの岩型に区分し、それらの全岩分析、鉱物化学分析 (角閃石、黒雲母) を行った。また加納ほか (1978) は、フォリエーションに基づく構造図や重力異常分布図から、五葉山深成岩体は北西部の山頂直下から進入して東南に倒れた変形しずく状であり、海岸部の岩体は山頂部に比べて著しく薄いことを示した。一方、田結庄・野沢 (1985) は、日本の累帯深成岩体のカタログを作成し、五葉山深成岩体もその中に含めている。

一方、近年、Tsuchiya and Kanisawa (1994) は、沈み込んだ海洋地殻の部分融解によって形成されたと考えられるアダカイト質の岩石が北上山地深成岩体の中に存



第 5.4 図 斜長石閃緑斑岩及び五葉山深成岩体の顕微鏡写真

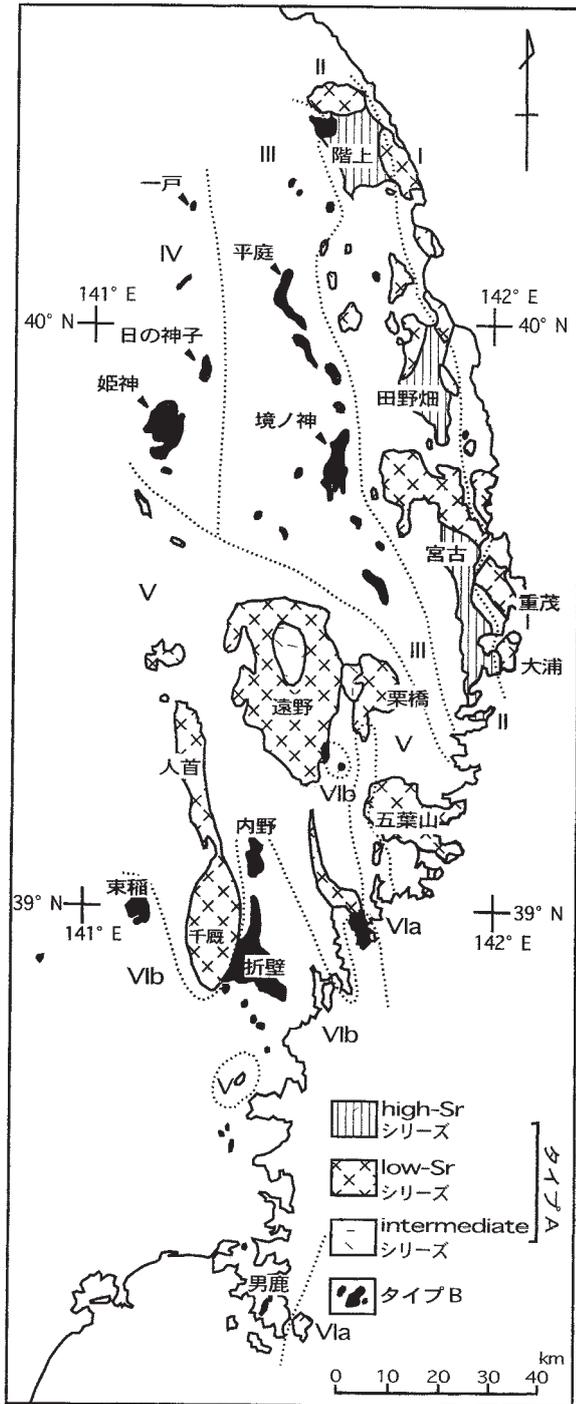
A 斜長石閃緑斑岩, B 斑れい岩類, C 吉浜型, D 大窪山型,

pl: 斜長石, cpx: 単斜輝石, hbl: 普通角閃石, qtz: 石英, kfs: カリ長石, bt: 黒雲母

在することを指摘した。アダカイトとは Defant and Drummond (1990) により定義された特徴的な微量元素組成を持つ岩石の名称である (5.2.7 節参照)。Tsuchiya and Kanisawa (1994) は、まず、北上山地の深成岩類を規模が大きく塩基性岩をほとんど含まない A タイプとそれ以外の B タイプにわけ、次に A タイプを Sr の含有量により high-Sr, intermediate-Sr, low-Sr の 3 つのシリーズに区分した。そして、High-Sr シリーズは 3 つの岩体 (階上, 田野畑, 宮古) の中心部に存在し、それらは他の北上山地の深成岩類とは異なった化学組成を持つことを指摘した。すなわち、主成分元素では高い SiO_2 , Na_2O , 低い K_2O , わずかに高い Al_2O_3 含有量を持つ。また、微量元素については Sr, Ga に富み, Rb, Y, Pb に乏しい。そしてこのような特徴はスラブ融解によって生じたとされるアダカイトの特徴と一致しており、海洋地殻 (MORB + 堆積岩) がざくろ石 + 斜方輝石 + 石英 + ルチル + アパタイトを残渣とするような部分融解で生成可能であることを示した。

V 帯に属する岩体のうち遠野岩体については, Tsuchiya and Kanisawa (1994) は既に Intermediate series であることを指摘しているが、五葉山深成岩体は彼らの区分では Low-Sr series に属し, High-Sr series (アダカイト質岩) は知られていなかった (第 5.5 図)。しかし、その後五葉山深成岩体の大窪山型がアダカイト質岩であることが明らかにされた (西岡, 1996)。

五葉山深成岩体周辺の地質概略図 (北村, 1990 に基づく) 及び岩相区分を第 5.6 図に示す。五葉山深成岩体は、北部北上帯と南部北上帯の境界部に位置する。本岩体は両帯を境し南北に走る早池峰東縁断層 (永広ほか, 1988) を切って分布し、東部ではジュラ紀の堆積岩コンプレックスである釜石層を貫き、南西側では下部白亜系の大船渡層群に貫入する。五葉山深成岩体は東西約 20km, 南北約 24km の主として花崗閃緑岩及びモンゾ花崗岩からなる岩体で、北上山地の白亜紀深成岩体としては比較的規模の大きな岩体である。最南端の綾里崎付近に分布する深成岩は本岩体に含まれないこともあるが (梶谷, 1977 年



第5.5図 北上山地深成岩類の区分 (Tsuchiya and Kanisawa, 1994)
 図中のローマ数字は片田 (1974) の分帯を示す。五葉山岩体はV帯に属し、low-Sr シリーズとされている。(測地系は2001年改正前の日本測地系)

ど), 本報告では五葉山深成岩体の一部として扱う。また、南西方の立根岩体は、しばしば本岩体と連続して図示されることもあったが(岩手県1954など), 両岩体の間には大船渡層群が分布しているので別岩体として扱う。放射

年代としては黒雲母のK-Ar法により107~128Ma(107, 116, 126, 128Ma)の年代値(いずれも吉浜型)が得られている(河野・植田, 1965)。最近の測定としては西方立根岩体のK-Ar法全岩年代値として 109.5 ± 3.0 Maが報告されている(通商産業省資源エネルギー庁, 1997)。

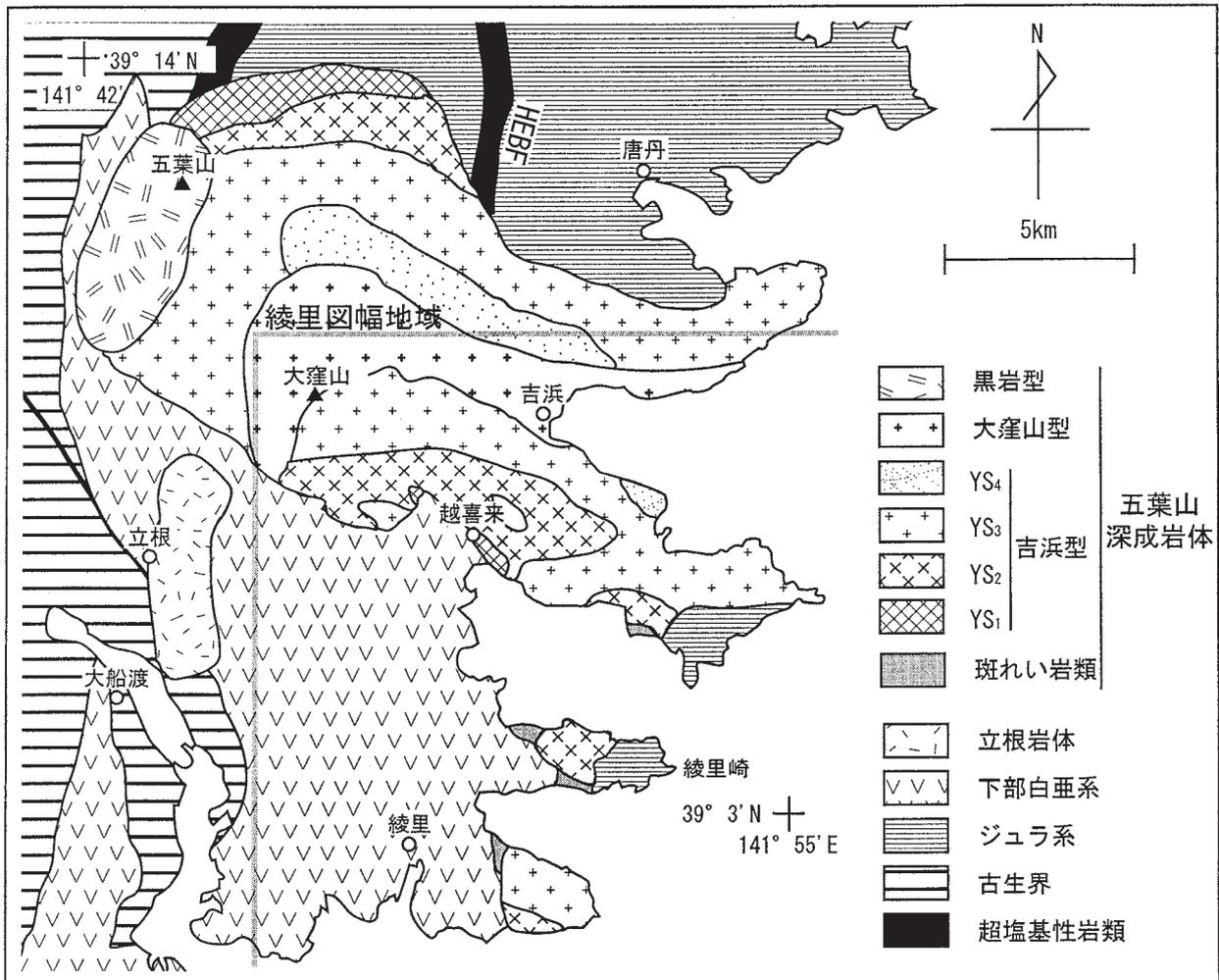
5.2.2 岩型区分

本報告では五葉山深成岩体を貫入関係に基づいて斑れい岩類, 吉浜型, 大窪山型, 黒岩型の4つの岩型に区分した。4岩型の特徴を第5.2表に示す。本岩体は, すでに梶谷(1977)により岩相の肉眼的特徴と分布から3つの岩型(吉浜型, 大窪山型, 黒岩型)に分けられており, これらの名称をほぼ踏襲するが, 新たに南部に見いだされた斑れい岩類を加えた。さらに大窪山型については以下のように梶谷(1977)のそれとはやや異なったものを指している。すなわち, 梶谷(1977)による大窪山型は細粒斑状の岩相であるが, 本報告では, 梶谷(1977)が吉浜型とした岩相のうち, 大窪山型近傍の中粒の岩相は大窪山型と漸移的で肉眼的に似た外観を示すことがしばしばあり, またそれらが帯磁率や化学組成上, 典型的な吉浜型とは異なり大窪山型に類似することが明らかとなった。以上のことから, 本報告ではそれらを一括して大窪山型と呼ぶことにする。新しく定義された大窪山型の分布は, 梶谷(1977)の大窪山型を包含してより広い範囲となり, 後述するように東西に伸びた分布となる。これらの岩型のうち黒岩型は五葉山深成岩体の北西部に約6km×3kmストック状の岩体として分布するもので, 綾里地域には分布しない。

各岩型(斑れい岩類を除く)の特徴を示すために, モード三角図を作成し第5.7図に示した。石英-カリ長石-斜長石三角図では, 黒岩型のみがモンゾ花崗岩領域にまたがり, カリ長石に富む岩相をふくむことがある。吉浜型と大窪山型は, ほぼ同じ領域にプロットされる。一方, 有色鉱物-斜長石-石英+カリ長石三角図からは, 大窪山型が有色鉱物に乏しく斜長石に富む岩相であることがわかる。

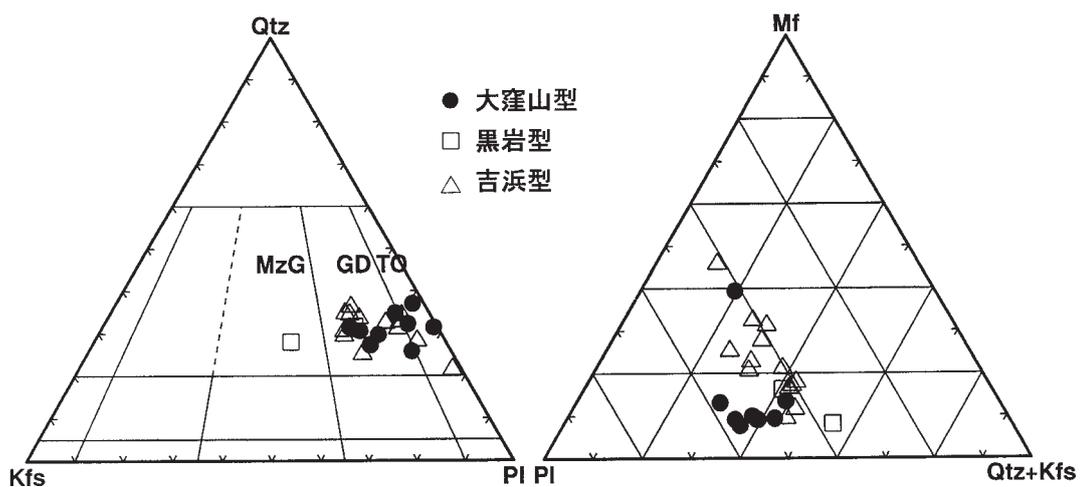
吉浜型と大窪山型の野外での区分について

各岩型はいずれも岩型内で岩相変化を示し, しばしば野外での岩型区分を困難にしている。吉浜型と大窪山型の区分には色指数が有効であり, 典型的な吉浜型は色指数10以上であるが多くの大窪山型は色指数が10以下である(第5.2表)。しかし優白質な吉浜型は大窪山型に近いそれよりも低い色指数を示すことがある。とくに, 大窪山型の分布域と吉浜型の優白質な岩相(Ys_4)の分布域が近いため, 野外における両者の区分が困難な場合がある。このことは両岩型の境界の特定を非常に困難なものにしている。吉浜型と大窪山型の本質的な違いは色指数と斜長石の量にあるので(第5.7図), 同程度の色指数のものでも両者の肉眼的な色調が若干異なる。すなわ



第 5.6 図 五葉山深成岩体の岩型区分と地質概略図

五葉山岩体と立根岩体以外の周辺の地質は北村（1990）の地質図に基づき作成した。立根岩体は五葉山岩体に連続するかのようには図示されることもあるが、分布は離れているので別岩体とした。HEBF：早池峰東縁断層



第 5.7 図 五葉山深成岩体の石英 (Qtz) -カリ長石 (Kfs) -斜長石 (PI) 三角図及び石英+カリ長石 (Qtz + Kfs) -斜長石 (PI) -マフィック鉱物 (Mf) 三角図

吉浜型・大窪山型ともに花崗閃緑岩ないしトーナル岩の組成を持つ。黒岩型は花崗岩ないし花崗閃緑岩である。大窪山型は吉浜型よりも斜長石に富む傾向がある。MzG：モンゾ花崗岩，GD：花崗閃緑岩，TO：トーナル岩

第5.2表 五葉山深成岩体の岩型区分の概要

岩型	色指数	粒度	岩石名	
大窪山型	8~15	中粒	角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトーナル岩 (ごく稀に角閃石を欠くことや角閃石が黒雲母より多くなる)	
黒岩型	8~20	中粒	角閃石黒雲母 (または黒雲母角閃石) 花崗閃緑岩, トーナル岩及びモンゾ花崗岩 (ごく稀に単斜輝石を含む)	
吉浜型	Ys ₄	9~15	中粒	黒雲母角閃石 (または角閃石黒雲母) 花崗閃緑岩及び角閃石黒雲母モンゾ花崗岩
	Ys ₃	15~25	中粒	黒雲母角閃石花崗閃緑岩及びトーナル岩, 角閃石黒雲母花崗閃緑岩
	Ys ₂	25~30	中粒	黒雲母角閃石優黒花崗閃緑岩及び黒雲母角閃石トーナル岩
	Ys ₁	30~46	中粒	黒雲母角閃石優黒花崗閃緑岩, 黒雲母角閃石トーナル岩, 角閃石黒雲母優黒花崗閃緑岩 (ごく稀に単斜輝石を含む)
斑れい岩類	30~50	中粒~細粒	角閃石斑れい岩, 黒雲母角閃石斑れい岩及び黒雲母角閃石石英閃緑岩 (まれに斜方輝石を含む)	



第5.8図 釜石層に貫入する五葉山深成岩体
釜石層はホルンフェルス化し, また花崗岩質岩細脈の貫入をうける (新釜)

ち, 斜長石の多い大窪山型はやや白色がかり, 石英の多い吉浜型はやや透明感のある灰色がかって見える, また, 大窪山型はチタン石が肉眼で認められたり, また吉浜型よりもやや細粒であることが多く, このことも野外における区分では役に立つ. なお, 野外で帯磁率計が使用できる場合は両者の区分はより容易である (5. 2. 6章参照).

しかし, 露頭の状態が悪ければ, 個々の露頭において

上記のような情報が全て使用できるわけではない. そのような場合は, 近傍の露頭との岩相の類似性から判断し, 岩型の連続を追跡し, 岩型境界を特定する. 野外で判断に苦しむ場合は, 薄片を観察すれば斜長石の量で区別できる. また, 化学分析を行えば大窪山型と吉浜型ははっきりと区別できる. この室内作業の結果をもとに再調査を繰り返し, 最終的に両岩型の境界を特定し, いくつかの露頭で境界の観察を行った (5. 2. 6章参照).

5. 2. 3 斑れい岩類 (Gb)

分布 岩体の縁辺部(野々前, 殿畑, 砂子浜, 明神道及び遠野図幅地域内滝ノ沢の5ヶ所)に点在して分布する。

貫入関係 釜石層及び大船渡層群綾里層に貫入し, 五葉山深成岩体の吉浜型に貫入される。殿畑においては釜石層と近接して分布しており, 釜石層に貫入していると見られるが直接的な証拠は得られていない。野々前東方で綾里層と接し, 貫入境界の走向傾斜は N55° E, 84° NW で, 急冷縁は認められない。また, この付近の綾里層中には, 厚さ 4~5 m 程度の細粒の岩脈として貫入する。野々前南東では N 9° E, 73° W で吉浜型と接し, 貫入境界には急冷縁は認められない。斑れい岩は吉浜型と同源と見られる花崗岩質岩脈に貫かれることがあり(野々前, 明神道), 野々前では厚さ 10cm 程度の花崗岩質岩脈に多数貫ぬかれている。

岩相及び産状 中-細粒の角閃石斑れい岩, 黒雲母角閃石斑れい岩及び黒雲母角閃石石英閃緑岩からなる。色指数は 30-50 程度である。それぞれの分布域は, 斑れい岩及び石英閃緑岩からなる地域(殿畑, 野々前)と, 石英閃緑岩のみからなる地域(滝ノ沢, 明神道, 砂子浜)に分けられ, 後者は概して前者よりもやや優白質で細粒である。野々前南西方には五葉山深成岩体とはやや離れて綾里層中にわずかに斑れい岩が分布する。この岩石は山頂付近の転石としてのみ見出し詳細は不明であるが, 本報告では五葉山深成岩体の斑れい岩類に含めた。

斑れい岩類は中粒であるものが多いが, しばしば細粒のもの(平均粒径 1 mm 程度)も認められる。特に石英閃緑岩は細粒であることが多い。吉浜型の優黒質な岩相と本岩類の石英閃緑岩はしばしば良く似た外観を示すが, 石英閃緑岩が細粒になることと, 吉浜型の各岩相がほぼ連続的に変化して漸移関係を示すのに対し, 石英閃緑岩と吉浜型との間には漸移関係が認められないことから両者を区別できる。

斑れい岩類は花崗岩質-アプライト質の岩脈に貫かれる。アプライト脈は通常厚さ 5~30cm であるが, まれに数 m に達するものもある。また, 野々前では, 本岩を貫く玄武岩岩脈が見られた(これらの岩脈は地質図では省略した)。

本岩類の斑れい岩は鏡下では大部分が角閃石と斜長石からなる等粒状組織を示し, わずかに黒雲母を含むことがある。角閃石の Z 軸色は褐色-緑褐色である。副成分鉱物として不透明鉱物, まれにアパタイト, チタン石を含む。

岩石記載

中粒斜方輝石含有角閃石斑れい岩 (GSJ R78648/R Y031, 殿畑, 第 5. 4 b 図)

等粒状で平均粒径 2.5mm 程度の塊状の岩石で, 色指数は 40 程度である。普通角閃石は斜長石よりもやや粗粒で長径 5 mm 以下である。

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・斜方輝石

副成分鉱物: 不透明鉱物・チタン石・アパタイト

斜長石は自形性で短柱状のものが多い。石英・カリ長石はごく少量含まれる。普通角閃石は褐色 (Z 軸) である。黒雲母はごく少量含まれ, 褐色 (Y~Z 軸) であるがほとんどが緑泥石化している。斜方輝石はごく少量含まれ, 普通角閃石の核部に見られる。

5. 2. 4 吉浜型 (Ys₁, Ys₂, Ys₃, Ys₄)

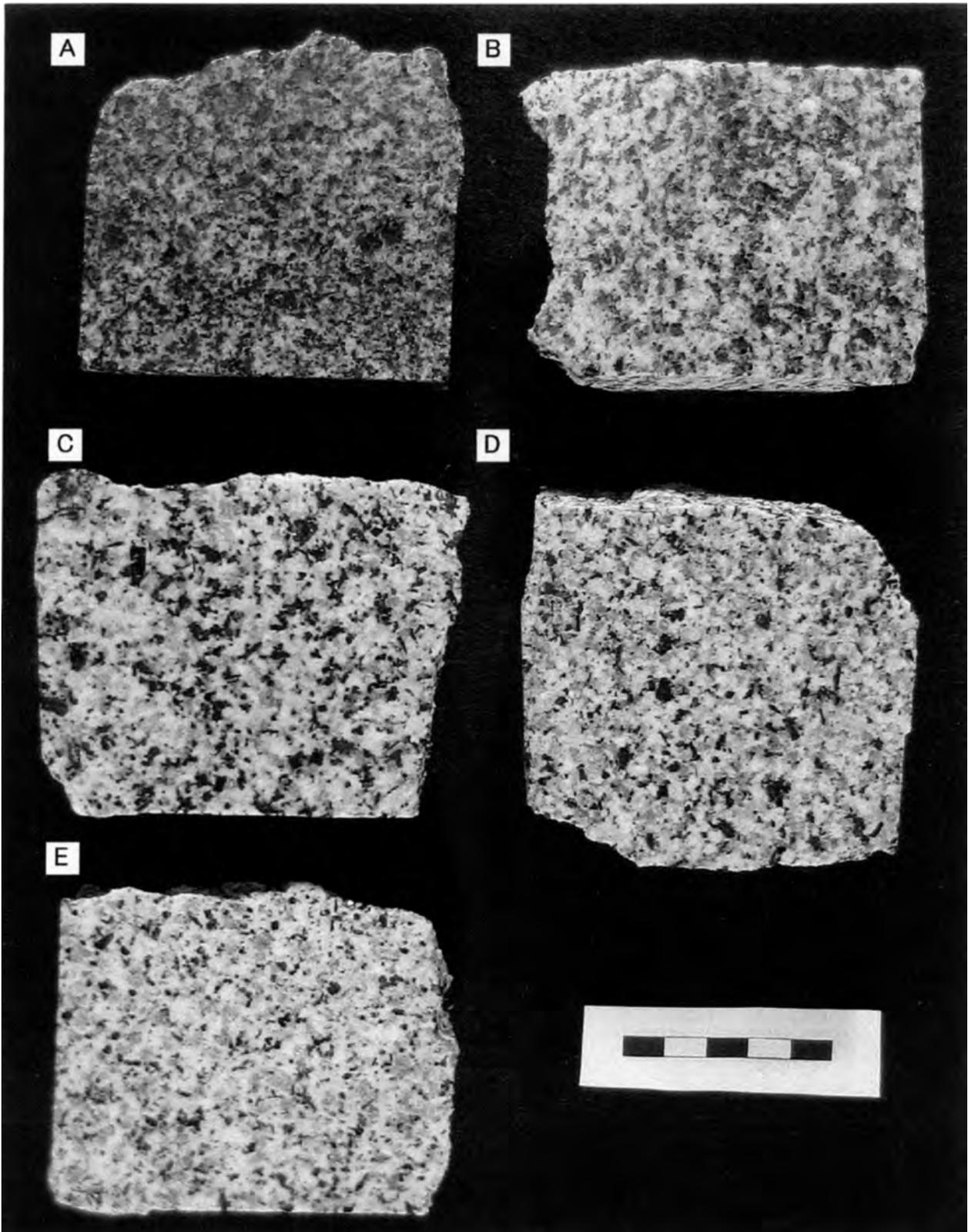
分布 吉浜型は五葉山深成岩体のうち, もっとも広い部分を占めており, 東西約 20km, 南北約 24km の範囲に分布する。

貫入関係 綾里地域内では, 大船渡層群綾里層, 斜長石閃緑斑岩及び釜石層に貫入し(第 5. 8 図), 大窪山型に貫入される。

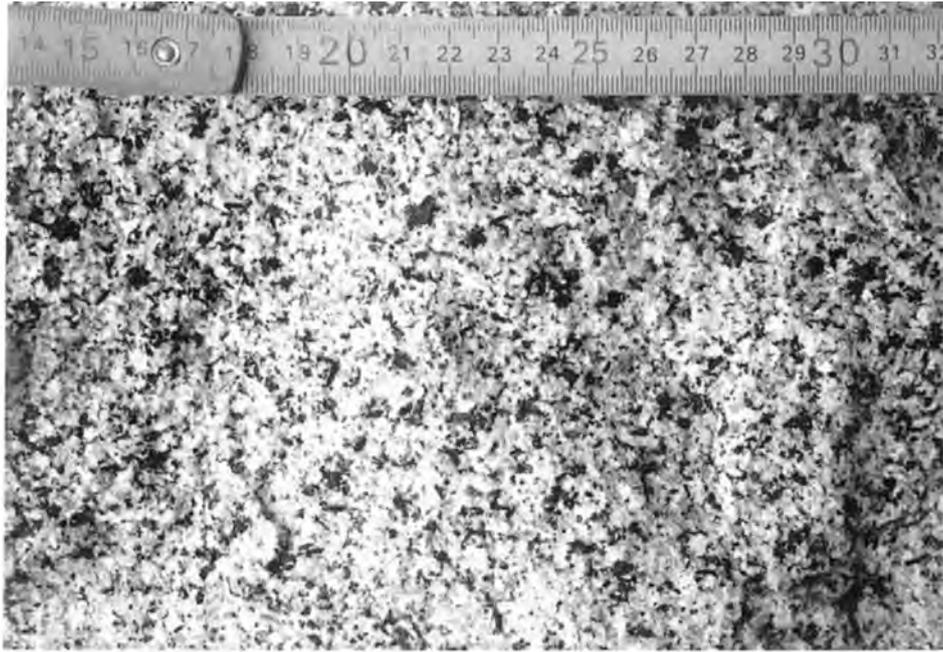
岩相及び産状 中粒の角閃石黒雲母(または黒雲母角閃石)花崗閃緑岩及びトータル岩を主とし, わずかに角閃石黒雲母モンゾ花崗岩を含む。色指数は 9-46 で変化幅が大きい。これらを色指数に基づいて優黒質な岩相から, Ys₁~Ys₄ の 4 つに細分した(第 5. 6, 9 図, 第 5. 2 表)。これらの岩相の関係は北隣釜石図幅地域内の楯ノ木平付近でよく観察でき, Ys₂~Ys₄ までの漸移関係が確認できる。五葉山岩体の大部分が分布する五葉山山頂(遠野図幅地域内)から吉浜にかけての地域では, Ys₁~Ys₄ の岩相はおおむね同心円状に分布し, 縁辺部から中心部へ向かって色指数が低くなる累帯構造を示す。岩体南端部の立石山周辺ではこの同心円構造は崩れている。最も優黒質な岩相 Ys₁ はやや細粒(平均粒径 1 mm 程度)な岩相を含む。

吉浜型はしばしば弱いフォリエーションを有する。それらは主に角閃石の自形柱状結晶の定向配列により認識できる(第 5. 10 図)。また楕円形の暗色包有岩をしばしば含む。それらの長径は 5-30cm のものが多いが, まれに 50cm を超えるものもある。露頭全体に均質に分布することが多く, 1m² あたり 0.5-2 個程度であることが多い。楕円形の長軸方向が定向性を示す場合もある(第 5. 11 図)。方状節理が見られることが多くあり, 海岸ではその節理に規制された崖地形をなすことがある(第 5. 12 図)。稀にペグマタイトやアプライト脈が見られる。ペグマタイトではリシア雲母を産出することで崎浜のペグマタイトが有名である。崎浜のペグマタイトは厚さ約 10m で帯状構造を成し, 中央部分は粗粒で晶洞に富む。晶洞は紫色のリシア雲母, 緑色及びピンク色の電気石で満たされており, ざくろ石及びジルコンを伴っている(Shibata, H., 1952)。増館南方にも厚さ 2 m 程度のものが見られる。

鏡下では一般に完晶質等粒状であるが, まれに弱斑状をなす。カリ長石はしばしばポイキリティックに石英や有色鉱物を包有する。まれにパーサイト組織を有する。黒雲母の Y~Z 軸色は褐色である。角閃石の Z 軸色は緑



第 5.9 図 五葉山深成岩体大窪山型及び吉浜型各岩相の研磨面
A 吉浜型 (Ys₁, GSJR78682/R Y180), B 吉浜型 (Ys₂, GSJR78683/R Y002), C 吉浜型 (Ys₃, GSJR78684/R Y042), D 吉浜型 (Ys₄, GSJR78685/G 167), E 大窪山型 (Ok) スケールは 5 cm.



第5.10図 五葉山深成岩体吉浜型に見られるフォリエーション
 写真横方向に弱いフォリエーションが認められる。フォリエーションは普通角閃石の自形柱状結晶の定向性によるものである。



第5.11図 五葉山深成岩体吉浜型中の暗色包有岩
 この地域においては暗色包有岩の長軸方向に定向性がある（写真横方向）。写真右下の暗色包有岩の長径は約90cm。

褐色ないし褐色で、核部にはしばしば無色の部分が観察される。角閃石の核部にまれに単斜輝石が見られる。副成分鉱物として不透明鉱物、アパタイト、ジルコン、まれにチタン石、褐れん石を含む。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R78649/G080, 大窪山牧場南の吉浜川沿い, 第5.4c図)

平均粒径2.5mm程度の塊状の岩石である。黒雲母は長径3mm以下である。角閃石は自形、短柱ないし長柱状であり、長径は10mm以下である。肉眼で径1mm大のチタン石が認められる。完



第 5.12 図 五葉山深成岩体吉浜型の節理
花崗岩類の節理に従った崖地形が形成されている。

晶質等粒状で色指数は 17.8 である

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物・チタン石・アパタイト・ジルコン・
褐れん石

斜長石は累帯構造が顕著ではない。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石はポイキリティックに自形の斜長石及び普通角閃石を包有する。黒雲母は自形で Y～Z 軸色は褐色である。普通角閃石は自形で Z 軸色は緑褐色である。褐れん石は長径 1.5mm 以下である。

5.2.5 大窪山型 (Ok)

分布 大窪山型は吉浜型の分布域の中央部に、河内西方から大窪山、後山を経て、千歳にかけて分布する。東西約 6 km、幅約 1–3 km の帯状に分布し、大窪山北方付近で北西側に凸に屈曲する (第 5.6 図)。この屈曲部が標高の高い地域であること、また、周囲の吉浜型との境界が南東傾斜であることから、全体としては南ないし東方向に高角で傾斜した板状岩体であるとみられる。ただし、岩型東縁部の根白から千歳にかけての地域や吉浜南方では、本岩型の分布から北傾斜を示すと考えられ、地質断面図 B-C にはその部分が示されている。綾里地域には、北部と西部を除く大窪山型の大部分が分布する。

関係 吉浜型に貫入する。

岩相及び産状 大窪山型は、主に平均粒径 2 mm 程度の角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩からなる (第 5.9 E 図)。比較的岩相変化に乏しいが、まれに角閃石を欠くことがある。また、逆に角閃石の量が黒雲母より若干

多いこともある。通常は塊状であるが、まれに弱いフォリエーションを有することがある。また、弱い斑状組織を示すことがある。色指数は通常 8–15 であるが、吉浜型との境界付近ではやや優黒質になり、20 近い色指数となることがある。肉眼で 10mm 大のポイキリティックなカリ長石が見られることが多い。また、肉眼でチタン石が認められることが多い。岩石名としては吉浜型とほぼ同一であるが、一般的には吉浜型よりも優白質で若干細粒である。しばしば暗色包有岩を含む (第 5.13 図)。まれに、暗色包有岩と母岩の境界がポイキリティックなカリ長石中を通過し、境界にまたがったカリ長石が認められることがある (第 5.13 図 B)。

鏡下では完晶質等粒状ないし弱斑状であるが、まれに斑状組織の顕著な場合もある。通常は斜長石 > 石英だが、まれに斜長石 < 石英のこともある。カリ長石はポイキリティックに角閃石、斜長石、黒雲母の自形結晶を含むことが多い。黒雲母は自形、3 mm 以下で、Y～Z 軸色は褐色である。角閃石は自形、長柱状で 8 mm 以下であり、Z 軸色は緑色である。副成分鉱物として不透明鉱物、アパタイト、チタン石、ジルコン、まれに褐れん石を含む。不透明鉱物は吉浜型よりも多くモードで 1% 程度含まれる。チタン石は多くの場合含まれる。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R78650/G071, 大窪山牧場南の吉浜川沿い, 第 5.4D 図)

等粒状で平均粒径 2 mm 程度の塊状の岩石で、色指数は 15 程度である。黒雲母は自形性が強く六角形厚板状で長径 3 mm 以下で



第 5.13 図 五葉山深成岩体大窪山型の岩相

A 大窪山型と暗色包有岩. 大窪山型は斜長石が多いために吉浜型よりも優白質に見える (根白西約 700m 海岸沿い)

B 大窪山型中の暗色包有岩. 写真では不明瞭だが, 母岩との境界にまたがってポイキリティックなカリ長石が認められる. このことから母岩との境界形成後にカリ長石が晶出したことがわかる. (千歳)

ある. 普通角閃石は自形性が強く長柱状で長径 3 mm 以下である. ポイキリティックなカリ長石が肉眼で認められる (長径 7 mm 以下)

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

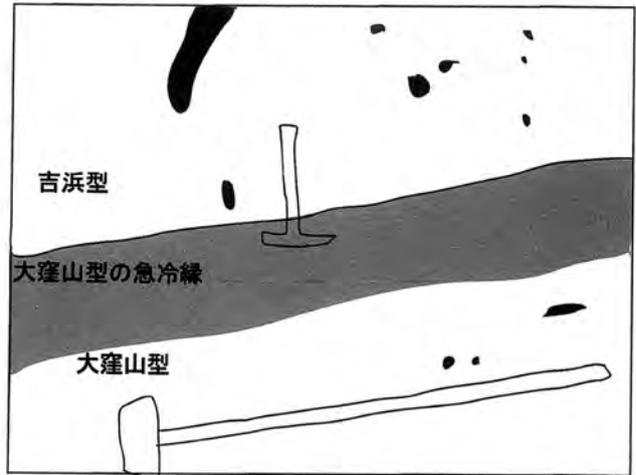
副成分鉱物: 不透明鉱物・アパタイト・チタン石・ジルコン

斜長石は自形性で, 累帯構造が顕著である. 石英は波動消光を示す. カリ長石はポイキリティックに斜長石, 普通角閃石, 黒雲母を包有する. 黒雲母は自形で, Y~Z 軸色は褐色である. 角閃

石は自形, 長柱状で, Z 軸色は緑色である.

5. 2. 6 大窪山型と吉浜型との野外での関係と帯磁率

貫入関係 梶谷 (1977) は, 大窪山型が吉浜型を数ヶ所で明瞭な急冷周縁相をもって貫いているとしているが, 詳しい記載をしていないので, ここではやや詳しく記述する. 大窪山型と吉浜型の境界は吉浜川沿いの 2ヶ所 (大



第 5.14 図 吉浜型に貫入する大窪山型の露頭写真（左）とスケッチ（右）

スケッチで灰色で示した部分（幅約 30cm）は大窪山型ではあるがやや細粒で平均粒径 2 mm 程度である。写真では不明瞭であるが境界面に平行な弱いフォリエーションが存在する。スケッチで黒く塗りつぶした部分は暗色包有岩で、大窪山型内のもは境界面に平行な傾向があるが、吉浜型内のものにはそのような傾向はない。（大窪山牧場南，吉浜川沿い）



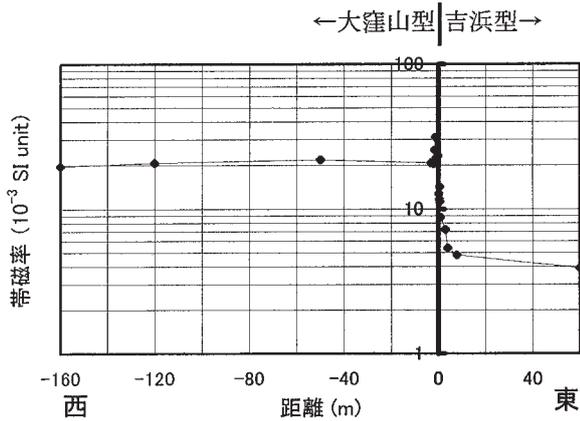
第 5.15 図 吉浜型と大窪山型の境界（吉浜川支流）

境界はハンマー直下の左上 - 右下の節理に一致する（ $N36^{\circ}W, 30^{\circ}SW$ ）境界に沿ってペグマタイト脈が貫入している。この境界付近での岩相変化は認められない。

窪山牧場南及び南東），吉浜川支流及び吉浜東方の海岸沿いの合計 4 ケ所で観察できる。なお，以下に示す経緯度座標は改正前の日本測地系による。

大窪山牧場南（東経 $141^{\circ}47.1'$ ，北緯 $39^{\circ}9.6'$ ，第 5.14 図）

境界は直線的である。境界から約 30cm までの大窪山型はやや細粒・斑状になることがあり，境界に平行なフォ



第 5.16 図 吉浜型と大窪山型の貫入境界を横切るルートにおける帯磁率変化

貫入している大窪山型においては帯磁率の顕著な変化は見られない。吉浜型は通常 $2 \sim 3 \times 10^{-3}$ (SI Unit) であるが、境界から約 10m のところから、境界に向かって徐々に上昇する (大窪山牧場南)。

リエーションが見られることがある。大窪山型、吉浜型両方に暗色包有岩が含まれるが、大窪山型のそれが岩型境界に平行であるのに対し、吉浜型の暗色包有岩にはそのような傾向は無い。

大窪山牧場南東 (東経 141° 47.9, 北緯 39° 9.5)

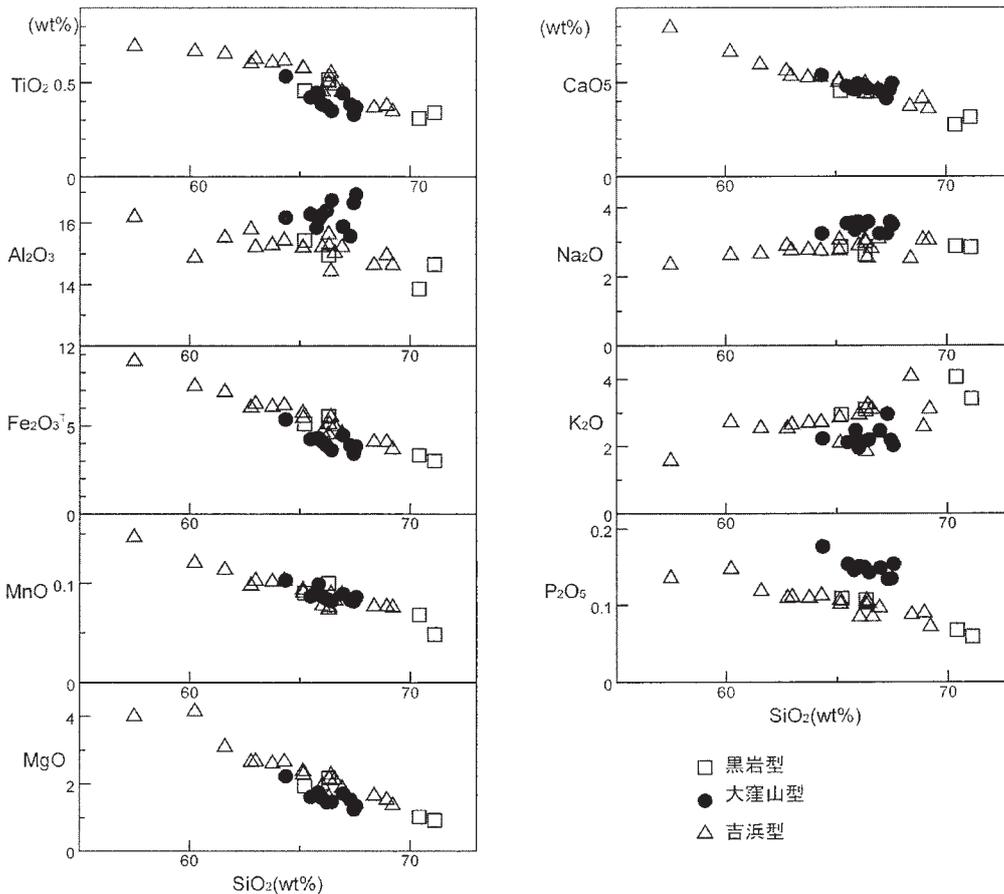
境界は直線的である。境界付近の大窪山型は典型的なものよりもやや細粒で優黒質であり、境界面に平行な弱いフォリエーションが見られる。幅約 1 cm のアプライト脈が岩型境界を横切って貫いている。

吉浜川支流 (東経 141° 48.1, 北緯 39° 9.4, 第 5.15 図)

境界は直線的で、境界に沿ってペグマタイト脈が貫入している。また、境界に沿って節理も見られる。境界付近での両岩型内の岩相変化は見られなかった。

吉浜東 (東経 141° 50.8, 北緯 39° 8.4)

境界付近の両岩型の岩相はかなり似ており、肉眼での識別は困難であるがおおむね平面的な境界を示す。大窪山型中に楕円形の暗色包有岩の濃集部が見られ、濃集部の伸びの方向及び個々の包有岩の長軸方向はおおむね境界の方向に一致する。



第 5.17 図 五葉山深成岩体の主成分元素の SiO₂ の組成変化図

各岩型は概ねそれぞれ緩やかな変化トレンドを描くが、大窪山型の変化トレンドは他の 2 岩型に比べて明らかに異なっており、Na₂O、Al₂O₃、P₂O₅ に富み、K₂O、全 Fe₂O₃ に乏しい。黒岩型と吉浜型は SiO₂ の組成範囲がことなるものの、ほぼ同一のトレンドを描く。

帯磁率

大窪山型は吉浜型に比べて磁鉄鉱を多く含んでおり（梶谷, 1977), このため, 吉浜型と大窪山型では帯磁率が大きく異なる. すなわち, 通常大窪山型の帯磁率は高く ($15 \sim 25 \times 10^{-3}$ SI Unit), 吉浜型の帯磁率は低い (10×10^{-3} SI Unit 以下). 大窪山牧場南の境界付近において, 両者の関係を検討するために帯磁率の測定を詳しく行った. その結果を第 5.16 図に示す. 貫入している大窪山型においては帯磁率の顕著な変化は見られない (ただし, 岩体のごく近傍では境界に向かってやや上昇する). 一方, 被貫入側の吉浜型において帯磁率の系統的な変化が見られた. すなわち, 吉浜型は通常 $2 \sim 3 \times 10^{-3}$ SI Unit であるが, 境界から約 10m くらいのところから, 境界に近づくに連れ徐々に上がり始めている.

大窪山牧場東南の境界においては, 大窪山型は値はばらつくものの $14 \sim 29 \times 10^{-3}$ SI Unit の高い値を示した. この付近の吉浜型 (境界から 225m 以内) は, 吉浜型の平均的な値からすると, 概して高い帯磁率を示しており ($7.0 \sim 10.8 \times 10^{-3}$ SI Unit), 境界近傍での帯磁率変化は見られなかった.

5.2.7 化学組成

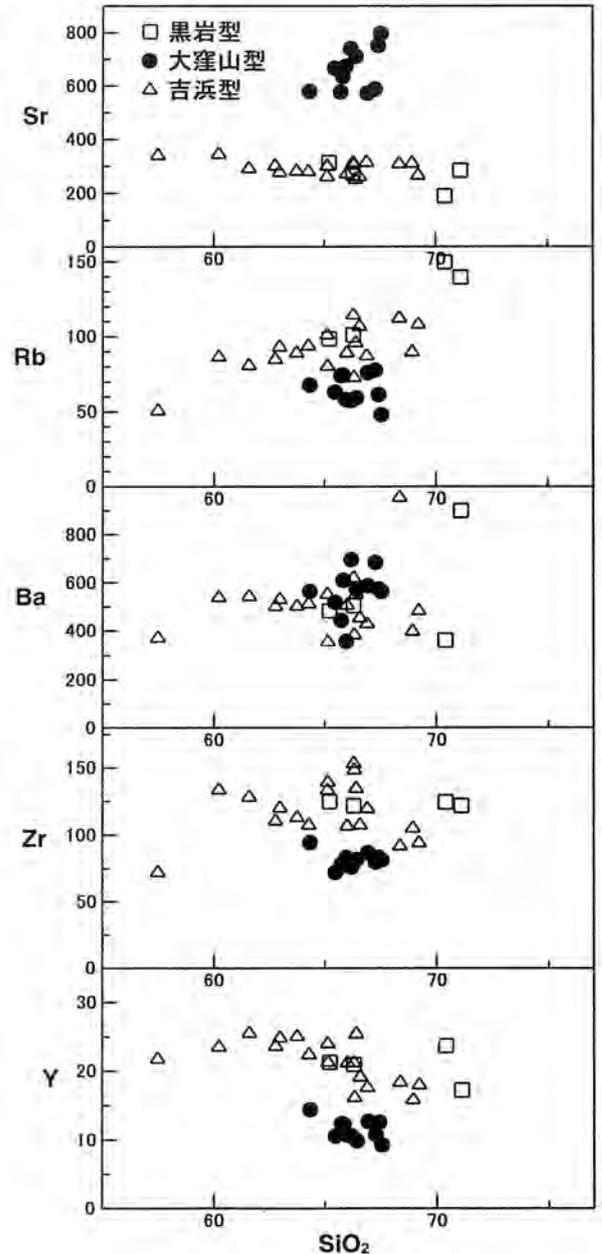
主成分化学組成

蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS 社製 PW1400 型) を用いて斑れい岩類を除く 3 岩型の 33 試料 (吉浜型 18 個, 大窪山型 11 個, 黒岩型 4 個) の主成分化学分析を行った (第 5.3 表). SiO_2 重量%は, 吉浜型で 57.5-69.2 で変化幅があるが, 大窪山型は 65.6 ~ 67.6, 黒岩型は 65.2 ~ 71.1 で変化幅はやや小さい.

SiO_2 を横軸にとった組成変化図 (第 5.17 図) では, 各岩型はおおむねそれぞれ緩やかな変化トレンドを描く. しかし, 大窪山型の変化トレンドは, 他の 2 岩型に比べて明らかに異なっている. すなわち, 大窪山型は Na_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 に富み, K_2O , 全 Fe_2O_3 に乏しい. 黒岩型と吉浜型は SiO_2 の組成範囲が異なるもののほぼ同一のトレンドを描く.

微量成分化学組成

主成分を測定した同一試料について, 蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS 社製 PW1404 型) を用いて Sr, Rb, Ba, Zr, Y の 5 元素の分析を行った (第 5-3 表). SiO_2 を横軸にとった組成変化図 (第 5.18 図) では, 主成分と同様に大窪山型とそれ以外の 2 つの岩型の間で明瞭な差が認められる. Sr では, 大窪山型は 600ppm 以上の含有量だが, 他の岩型はおおむね 400ppm 以下である. Rb についても, 2 つのグループは若干重なり合うものの, ほぼ別の領域にプロットされる. Ba では両グループの差は認められない. Zr, Y では大窪山型はそれ以外の岩型よりも低くなる. Y-Sr/Y 図では大窪山型はアダカイトの領域にプロッ



第 5.18 図 五葉山深成岩体の微量元素の SiO_2 組成変化図
主成分と同様に大窪山型とそれ以外の 2 つの岩型の間で明瞭な差が認められる. 大窪山型は Sr では 600 ppm 以上と他の岩型よりも高く, Rb は低い. Ba では両グループの差は出ない. Zr, Y 含有量については, 大窪山型はより低い.

トされる (第 5.19 図).

アダカイトについて

大窪山型の微量成分化学組成を持つ岩石はアダカイト質であるといわれる. アダカイトとは Defant and Drummond (1990) により, “新生代の島弧・陸弧において, 沈み込む海洋リソスフェアの直接の部分融解により生じた火山岩及び貫入岩” と定義された特徴的な微量成分化

第 5.3 表 五葉山深成岩体の主成分及び微量成分分析

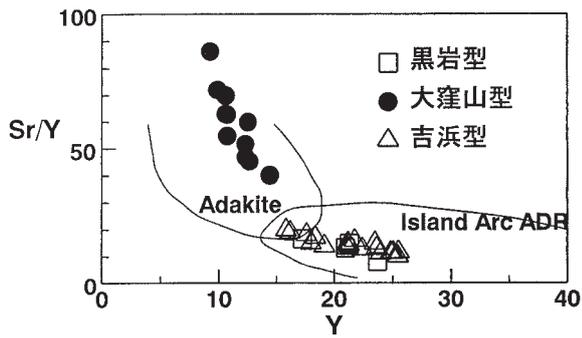
岩型	吉浜型 (Ys)																			
	試料No. G027	G116	G056	G059	G064	G062	G043	G024	G069	G125	G095	G111	G108	G080	G001	G003	G030	G126		
位置	1			2						3			4		5		6		7	
(wt%)																				
SiO ₂	57.49	60.23	61.59	62.78	62.99	63.75	64.30	65.14	65.15	66.02	66.31	66.33	66.41	66.59	66.91	68.36	68.93	69.21		
TiO ₂	0.69	0.66	0.65	0.60	0.62	0.60	0.61	0.58	0.57	0.45	0.50	0.53	0.55	0.48	0.45	0.36	0.37	0.34		
Al ₂ O ₃	16.18	14.86	15.50	15.77	15.20	15.27	15.41	15.18	15.18	15.19	15.61	15.25	14.41	15.01	15.20	14.62	14.93	14.62		
Fe ₂ O ₃	8.61	7.20	6.87	5.99	6.20	6.04	6.13	5.69	5.41	4.58	4.48	5.04	5.46	4.92	4.54	4.05	4.04	3.65		
MnO	0.15	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08		
MgO	3.99	4.13	3.08	2.63	2.66	2.59	2.65	2.36	2.27	1.95	1.59	2.13	2.26	2.11	1.86	1.63	1.51	1.35		
CaO	7.90	6.60	5.91	5.58	5.30	5.22	5.25	4.97	5.10	4.67	4.34	4.93	4.38	4.35	4.58	3.68	4.1	3.56		
Na ₂ O	2.34	2.61	2.66	2.88	2.75	2.76	2.73	2.74	3.05	2.88	3.04	2.97	2.54	2.80	3.08	2.51	3.05	3.04		
K ₂ O	1.57	2.71	2.53	2.52	2.63	2.68	2.71	2.84	2.09	2.93	3.10	1.84	3.22	3.09	2.37	4.07	2.56	3.09		
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.08	0.10	0.11	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09	0.07		
Total	99.04	99.27	99.03	98.96	98.56	99.12	100.00	99.69	99.00	98.83	99.14	99.19	99.41	99.50	99.16	99.46	99.67	98.99		
(ppm)																				
Zr	72	133	128	110	120	113	107	133	139	107	153	148	135	107	120	92	105	94		
Y	22	23	26	24	25	25	22	24	21	21	21	16	25	19	18	18	16	18		
Sr	340	345	291	301	276	281	280	261	299	271	313	304	251	261	314	308	311	266		
Rb	51	86	81	85	93	89	94	101	80	89	114	73	96	107	87	112	90	108		
Ba	371	538	542	501	530	502	512	551	353	505	620	382	550	452	428	953	396	483		

岩型	黒岩型				大窪山型 (Ok)																			
	試料No. G105	G014	G102	G091	G081	G118	G046	G066	G038	G071	G077	G128	G129	G086	G072									
位置					8		9		10		11		12		13		14		15		16		17	
(wt%)																								
SiO ₂	65.21	66.3	70.41	71.11	64.36	65.49	65.75	65.85	65.99	66.22	66.45	66.95	67.29	67.44	67.56									
TiO ₂	0.46	0.52	0.31	0.34	0.53	0.42	0.45	0.44	0.39	0.37	0.35	0.44	0.38	0.33	0.37									
Al ₂ O ₃	15.44	14.96	13.86	14.65	16.17	16.28	15.85	16.12	16.26	16.4	16.74	15.89	15.57	16.65	16.92									
Fe ₂ O ₃	5.09	5.53	3.33	3.01	5.35	4.24	4.28	4.29	4.12	3.87	3.62	4.46	3.89	3.43	3.84									
MnO	0.09	0.1	0.07	0.05	0.10	0.09	0.09	0.1	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09									
MgO	1.94	2.18	1.02	0.91	2.23	1.62	1.72	1.75	1.59	1.46	1.47	1.72	1.53	1.23	1.35									
CaO	4.55	4.54	2.73	3.13	5.37	4.8	4.64	4.61	4.92	4.86	4.66	4.60	4.13	4.61	4.95									
Na ₂ O	2.86	2.64	2.88	2.86	3.25	3.54	3.56	3.36	3.59	3.49	3.59	3.24	3.25	3.59	3.51									
K ₂ O	2.95	3.11	4.07	3.43	2.23	2.13	2.15	2.48	1.96	2.15	2.2	2.47	2.97	2.18	2.03									
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.07	0.06	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.14	0.15									
Total	98.7	99.98	98.74	99.56	99.79	98.76	98.62	99.14	99.04	99.05	99.29	100.01	99.23	99.67	100.8									
(ppm)																								
Zr	125	122	124	122	94	72	78	77	83	76	81	86	80	83	81									
Y	21	21	24	17	14	11	12	12	11	11	10	13	11	13	9									
Sr	313	275	190	284	578	666	577	635	672	739	709	572	587	751	795									
Rb	99	101	150	140	68	63	74	74	58	57	59	76	77	61	48									
Ba	482	504	360	899	563	517	442	609	355	695	572	586	683	572	562									

位置の欄に地質図上の化学分析試料採取地点番号を示す。位置番号のないものは本図幅地域外。

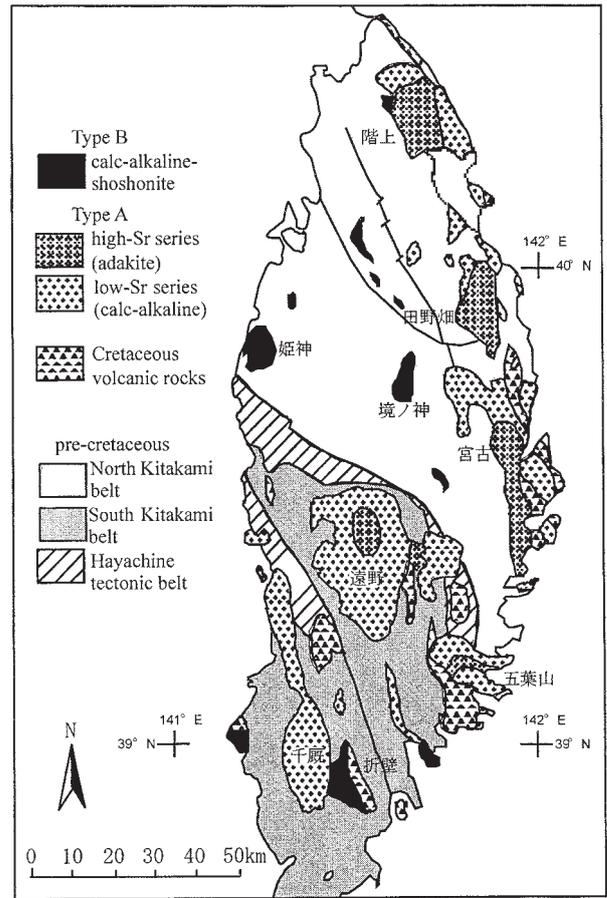
学組成を持つ岩石である。名称は初めて見出されたアリューシャン列島のアダク島に由来する。通常は安山岩やデイサイト、流紋岩などの火山岩に対して用いられるが、大窪山型のように同様な化学組成を持つ深成岩類に対して用いられることもある。始生代のAlに富むトータル岩類の組成はアダカイトと類似しており、海洋地殻の融解により生成されたと考えられている。

アダカイトは特殊な化学組成を持っている。その中でもしばしばアダカイトの判別に利用される元素はSrとYであり、Yを横軸に、Sr/Yを縦軸にとった図が良く利用される(5.19図)。前述のとおり大窪山型もアダカイトの領域にプロットされる。アダカイト質な深成岩類の分布は非常に限定されており、日本列島で大規模に分布するのは北上山地周辺だけである(Tsuchiya and Kanis-



第 5.19 図 五葉山深成岩体の Sr/Y 比と Y 濃度との関係
Adakite (アダカイト及び始生代の AI に富むトータル岩類) と Island Arc ADR (島弧の安山岩, デイサイト及び流紋岩) の領域は Defant *et al.* (1991) による. 大窪山型は他の 2 岩型と比べて Sr/Y が高く, Y が少ない特徴を持ち, high-Al TTD の領域にプロットされる. 吉浜型及び黒岩型は Island Arc ADR の領域にプロットされる.

awa, 1994). 北上山地の分布は阿武隈山地東縁や西南北海道にも連続している (土谷ほか, 2000). またそれらは, 個々の岩体としては累帯深成岩体の中心相をなし, 外側に非アダカイト質の周辺相を伴うことが多い (第 5.20 図). 五葉山岩体はその典型例であり, アダカイト質である大窪山型のまわりに非アダカイト質の吉浜型を伴っている.



第 5.20 図 北上山地のアダカイト質岩及び非アダカイト質岩の分布
土谷ほか (1999) をもとに作成, 一部改変

6. 第四系

(西岡芳晴)

綾里地域の第四系については、岩手県(1975)が土地分類基本調査報告書を作成している。第6.1図に岩手県(1975)によるボーリング柱状図を示す。

6. 1 海成段丘堆積物(高位1(th₁), 高位2(th₂), 中位(tm))

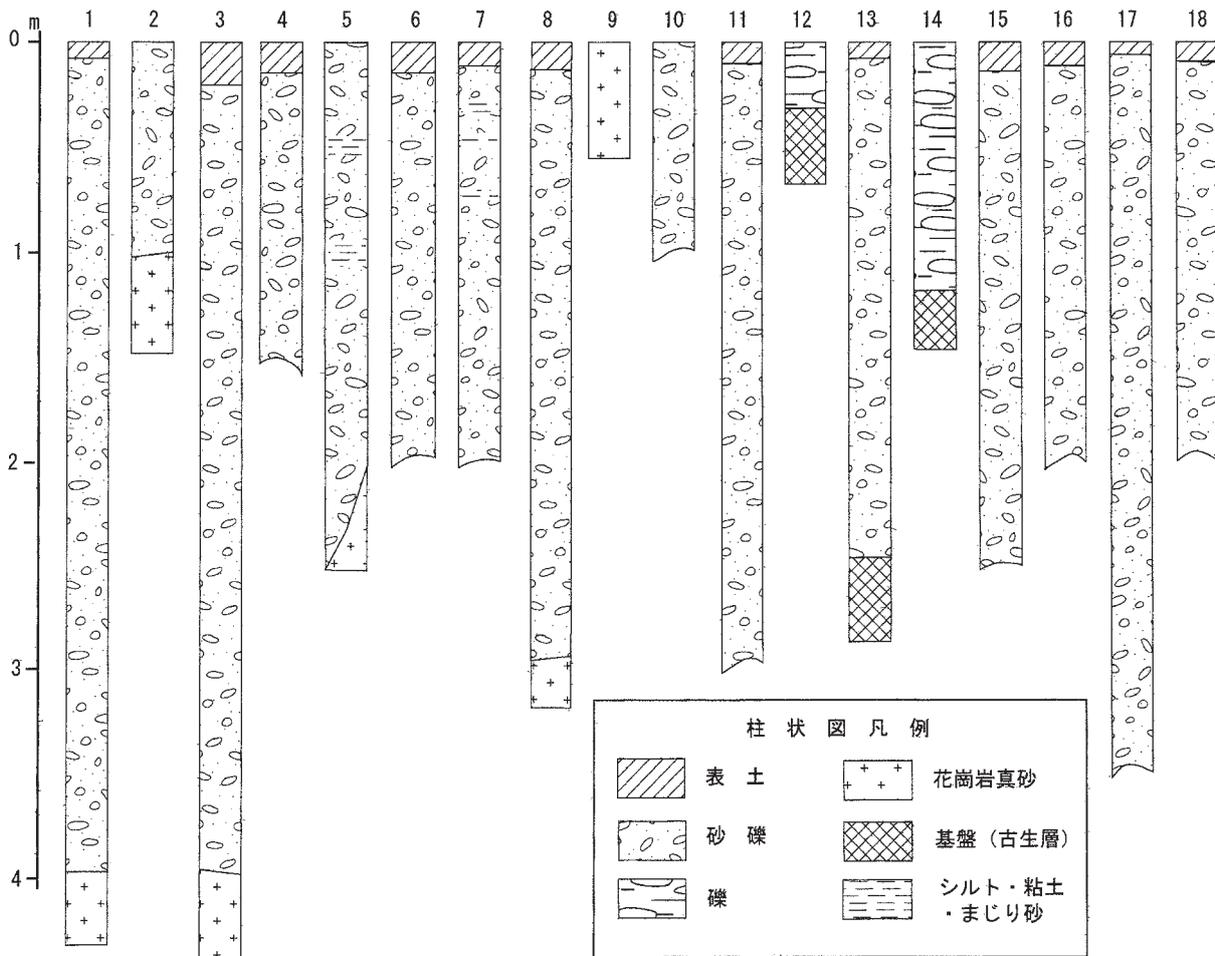
海成段丘堆積物はその標高により、中位、高位1、高位2に区別できる。なお、海成段丘については1章の“地形”の章で詳しく述べている。

分布 海岸沿いの標高10～80m付近に点在する。なお、

一部の段丘は侵食により段丘堆積物を欠いており、その地形面のみが保存されているが、地質図ではこのような地形面も一括して段丘堆積物として示している。

層相 礫を主として砂及び泥を伴う。

時代 中位海成段丘は気仙沼地域の岩月段丘に対比され、岩月段丘堆積物が赤色風化殻及び赤色土を含んでおり最終間氷期海成面に対比される(三浦, 1966)ことから、中位海成段丘堆積物は約12万年前に堆積したものと考えられる。



第6.1図 綾里地域のボーリング柱状図
岩手県(1975)から引用。1 夏虫山北東, 2 十二役, 3 扇洞, 4 沖田, 5 河内, 6 大江田, 7 小出, 8 前田, 9 烏頭, 10 崎浜, 11 大平, 12-14 井戸洞, 15 西上甫嶺, 16 後ノ入, 17 不動滝, 18 野形



第6.2図 山麓緩斜面堆積物（小出）
マサ化した花崗岩類の上部に、5～30cm大の花崗岩類の亜角礫を多く含む崖錐堆積物が覆う。ただしこの付近の分布は狭いので地質図には図示していない。

6. 2 山麓緩斜面堆積物 (pd)

ここで山麓緩斜面堆積物としたものは、主に地すべりによる崩壊堆積物及び扇状地堆積物である。特に、海成段丘分布地域においては、段丘面よりも急斜面であってそれらを覆うことがあり、扇状地性堆積物である可能性が高いものも含めている。

分布 主要河川上流部や海岸沿いに点在する。

層相 崩壊堆積物は角礫を主として砂、泥が間を埋めており（第6.2図）、扇状地堆積物は亜円礫程くらいの円磨度を示し、卵大からこぶし大程の礫を多く含む（岩手県、1975）。

中井では厚さ2mの本堆積物が露出する。礫は亜円～亜角礫で、5-50cm程度のものが多く、まれに1m大のものを含む。扁平な礫の長軸の向きはほぼ水平に近い。礫種はほとんどが深成岩であり、基質も花崗岩質の砂である。

6. 3 沖積層 (a)

分布 主に河川の河口部付近の吉浜（吉浜川）、越喜来（浦浜川）、甫嶺（甫嶺川）、綾里（綾里川）などに分布するほか、それらの上流部に小規模に分布する。

層相 小出の柱状図（第6.1図7）に見られるような、亜角礫ないし亜円礫を主体とする砂礫で泥混じりの部分が見られる（岩手県、1975）。礫は花崗岩や頁岩、火山岩、砂岩などからなり、小豆から拳大くらいの大さきの礫が多い（岩手県、1975）。

7. 資源地質

(西岡芳晴)

綾里地域には現在稼行されている地質資源は無いが、かつては金山として国内有数の産出量を誇った今出山鉾山が存在した。

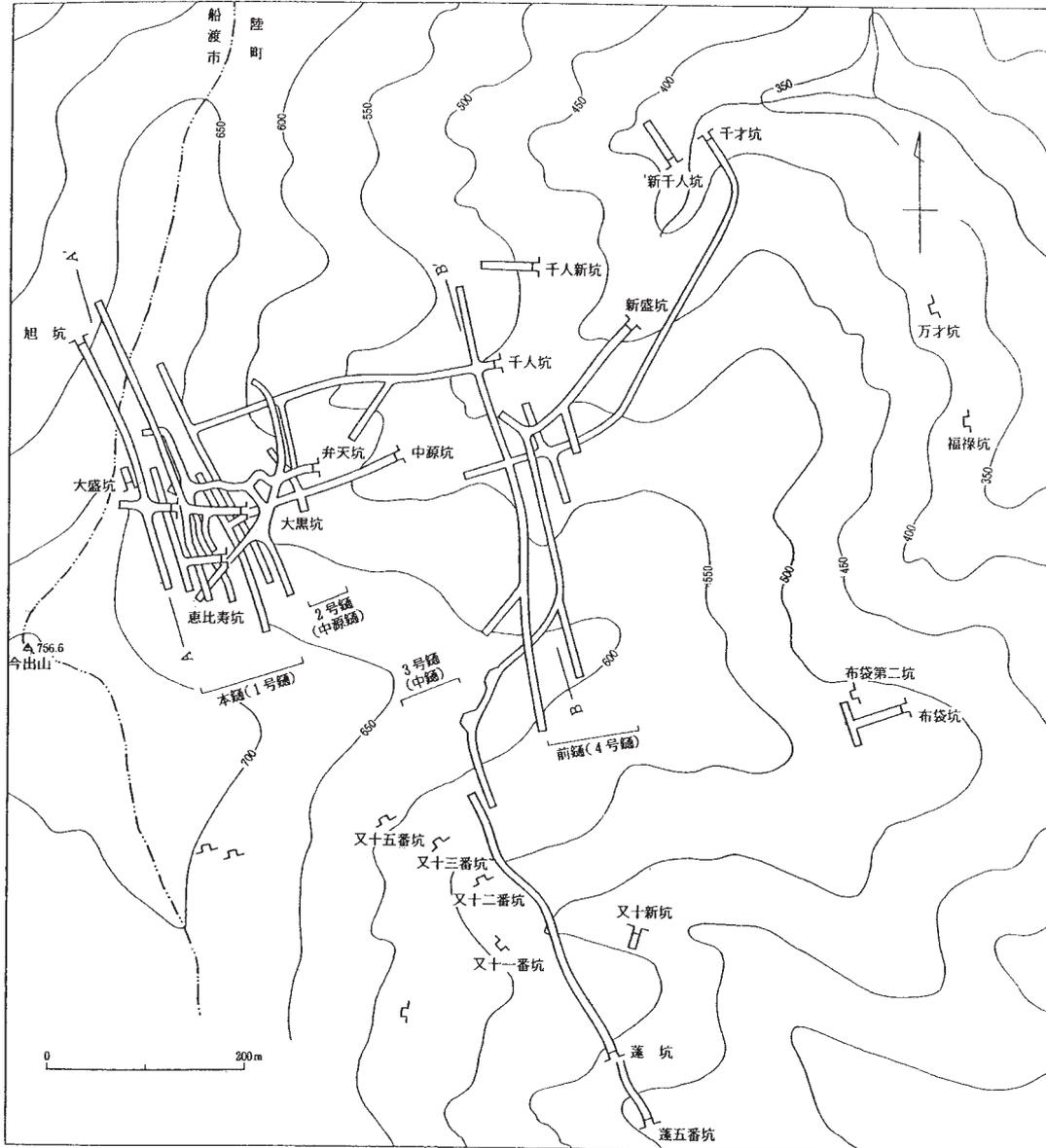
7. 1 今出山鉾山

今出山鉾山は昭和31年に閉山したが、慶長年間(1596～1614)には陸前国四大金山に数えられるにいたり

隆盛を誇っていた。22の坑道が確認されており、そのうち三陸町誌編纂時の1988年当時でも7坑が存在していた(三陸町, 1991)。坑内外関係図を第7.1図に示す。鉾床は、今出山東山腹の大船渡層群綾里層の火山岩類及び堆積岩類とこれらを貫く斜長石花崗閃緑斑岩を母岩とする含金石英脈鉾床で、硫化鉾物を伴う。

位置 岩手県大船渡市今出山東方

沿革 発見された正確な時代は明らかではない。一説に



第7.1図 今出山鉾山の坑内関係図(高橋・南部, 2003)

第7.1表 今出山鉱山の沿革（昭和）

仙臺鑛山監督局（1942）、高橋・南部（2003）、三陸町（1991）をもとにまとめた。

昭和4年	1929年	東京の高橋正の鉱山となるが、あまり良い成果が出ず間もなく売却
昭和6年	1931年	佐藤徳蔵が鉱業権を取得し作業に着手。しかしその後、石油事業の破綻によりまもなく閉鎖。
昭和8年	1933年	秋田の佐竹三吾の経営下に入り中央から青山工学博士を招いて鉱山を調査、探鉱した。金山の設備強化を図り、機械化に努めた（各種コンプレッサー、削岩機など）。重要鉱山の一つに上がるようになった
昭和9年	1934年	金の産出量は20kg/月。従業員150名
昭和13年	1938年	渥美登志男が鉱業権を取得、引き続き操業を行った
昭和14年	1939年	3月 富栖金山株式会社経営が渡った 主として旭、恵比寿、弁天、北盛、新生、千歳の諸坑を再開し、橋鉱あるいは浮選鉱により品位を 上昇させて売鉱 それまでほとんど手掘りであったため顧みられなかった下部の探鉱を行った。また機械化を推進した。
昭和15年	1940年	金の産出量は35kg/日。従業員250名。（今出山金山黄金時代） このころより浮選法を廃止して、トラックを用いて岩手精錬所（日頃市）に運び、精錬原鉱とするようになった。
昭和18年	1943年	金山整備によって休山。鉱区は帝国鉱業開発（株）が入手 これまでの間、1,000t/月（Au 5g/t）程度を生産した （三陸町（1991）では、昭和17年（1942年）9月に休山となっている）
昭和25年	1950年	2月 東洋産金（株）が鉱業権を取得。 翌年から操業を再開し、大盛坑、旭坑、大黒坑などの郊外のズリや貯鉱を粉碎、精錬した。従業員 15-6名。 精錬所は弁天坑入り口に設け、形式は銅板・水銀・青酸カリを使用。 坑道を作らず千人坑、弁天坑、旭坑の前のズリの中から、アマルガム製法を使用。 金の産出量は526g/月。
昭和27年	1952年	9月 東洋産金（株）は商号を東日本鉱業（株）に変更した
昭和30年	1955年	ズリ処理作業の終了と共に休山 三陸町（1991）では翌年の7月に残鉱を拾い尽くし閉山したとなっている。
昭和32年	1957年	10月 鉱業権者が商号を今出山鉱山（株）に変更。開発は行われず。
昭和37年	1962年	3月27日 鉱区は放棄され廃山となった

は天平勝宝年間の749年に、日本最初の産金地として遠田郡黄金迫（はざま）、次に気仙郡世田米・越喜来今出山、栗原郡高倉、本吉郡気仙沼、磐井郡の金流川・砂鉄川流域が挙げられており、その中に今出山の名前も含まれている（三陸町，1991）。他の伝説としては、平泉藤原氏（1100～1200年頃）の時代にすでに産金し、砂金を俵に詰め牛の背に載せて運ぶなどし、中尊寺金色堂の建立に献じたとされる（仙臺鑛山監督局，1942）。いずれにせよ、仙台藩の時代には既に陸前国四大金山の1つに数えられ（仙臺鑛山監督局，1942）、江戸時代には盛んに採掘されたが、徳川末期に付近の各鉱山とともにいったん閉鎖された。坑口跡周辺にはこの頃の磨鉱白の破片が数多くあり、露頭及びその周辺付近の比較的採掘しやすい部分を稼行して粉碎、磨鉱し、汰鉱法によって金粒を採取したと思われる（仙臺鑛山監督局，1942）。

明治時代の後年になって及川・刈谷両氏が操業を開始

したが、漁業の失敗を受けて中止された（仙臺鑛山監督局，1942）。その後、昭和8年に本格的に再開され、昭和30年に休山した後、廃山となる。昭和における沿革を第7.1表にまとめた

鉱脈 鉱脈については通商産業省資源エネルギー庁（1996）により詳しい記載がなされており、以下では主にそれから引用する。鉱脈は今出山の山稜部に賦存する本ヒと、その東側下方に賦存する前ヒ及び両者の中間尾根南方に賦存する中ヒに大別される。各鉱脈とも母岩の層理に平行して、走向N15～20°W、傾斜60～70°Eの方向を有して胚胎する。各鉱脈の総延長は70～250m、脈幅は0.1～1.0m、富鉱部で0.3～0.5mである。品位は富鉱部でAu20～40g/tを示すが、それ以外は低品位の箇所が多い。

また、岩手県鉱業会（1950）によれば、鉱脈は多数あり、脈幅は平均20cmで、下部においては何本かまとまって1つになる傾向が認められる。また、上層部ほど品位

第7.2表 今出山鉱山の金鉱生産量
高橋・南部（2003）をもとに作成。

年	金鉱粗鉱量 (t)	金鉱品位 (g/t)	備考
1934 (昭和9) 年	約3,900 (推定)		産金量 19,634g
1939 (昭和14) - 1943 (昭和18) 年	合計45,883	4.0-5.0	
1951 (昭和26) 年	62	21.8	
1952 (昭和27) 年	212	24.3	
1953 (昭和28) 年	230	32.1	
1954 (昭和29) 年	110	36.0	
1955 (昭和30) 年	80	30.6	
1956 (昭和31) 年	31	30.0	

が良好であり、富鉱部においては石英中に自然金の肉眼の微粒が観察されたこともあった。

通商産業省資源エネルギー庁（1996）は4試料の石英中の流体包有物の均質化温度を測定した。均質化温度は300～350°Cが多く、黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱等の硫化鉱物の生成温度と一致する。また流体包有物には沸騰の痕跡が観察されることから、石英晶出時の熱水の沸騰に伴って自然金が生じた可能性が考えられる。また、顕微鏡観察で自然金は石英・硫化鉱物の相互境界をなして調和的に産することから、自然金は石英・硫化鉱物の生成に引き続く一連の鉱化作用により生成したと考えられる。

鉱石 鉱石は黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱を伴い、これらが多い箇所では品位が高い傾向がある。通商産業省資源エネルギー庁（1996）は62試料の石英脈について鉱石分

析を行い、6ヶ所で金鉱徴を捕捉した。これらの金鉱徴は黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱等の硫化鉱物の鉱染を伴う石英脈中に賦存し、Cu-Au-Ag-Teが高い相関係数を有することから、金は硫化鉱物の生成に引き続く一連の鉱化作用により生成したと考えられる。また、自然金のAu/Ag比は81-89で、金含有量に富んでいる。

生産量 本鉱山は北上山地の金山として十指に入る生産実績を有する。古い時代の生産量は不明であるが、昭和に入ってから生産量を第7.2表にまとめた。第二次世界大戦中及び戦前に比べて戦後の生産量は微々たるものであった。

鉱床の形成

本鉱床は高中温型石英脈であり、その直接的な関係火成岩としては白亜紀花崗岩類が考えられ、その年代は約110Maである。形成モデルとしては次のように考えられる。

1. 白亜紀前期の110-115Ma頃に、鉱床の母岩である大船渡層群が堆積し斜長石閃緑斑岩が貫入した（斜長石閃緑斑岩のK-Ar全岩年代値は112.5±3.5Ma、通商産業省資源エネルギー庁、1997）。
2. 110Ma頃に五葉山深成岩体ないし立根岩体の貫入に伴い母岩中に裂隙が形成され、またそれらの深成岩体に熱水作用により裂隙を硫化溶液が上昇し石英が沈殿し充填した。
3. 石英脈の生成に伴い、黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱等の硫化鉱物が生成され、それに引き続き自然金が生成した。

8. 災害地質

(西岡芳晴)

8.1 地震災害

綾里地域を含む三陸地方はこれまでしばしば地震に伴って発生する津波による被害を被ってきた。本地域の地震災害の特徴は、地震の揺れそのものによるよりも、津波による被害が甚大であるという点である。

地震の発生

三陸地方の東方には日本海溝があってプレートの沈み込み帯にあたり、巨大地震が発生しやすい。また、津波被害を及ぼすという点から、太平洋対岸の巨大地震も無視できない。

リアス海岸地形の影響

三陸海岸の海底地形はリアス海岸の影響を強く反映しており（第1章参照）、海側からみると湾は多くの場合急激に浅くなっている。本地域の沖合いは三陸海岸の中にあっても特に急傾斜であって津波の被害を受けやすい。湾の平面形はいろいろあるが、概して綾里湾や吉浜湾のように湾口部から湾奥部に向かって幅を狭めている。このような地形のため、湾口から入った津波は、湾の幅、深度ともに小さくなる湾奥部にむけて急激に波高が増幅

される。

一方、急峻な海岸が多く、平野部が少ないリアス海岸にあって、湾奥部の沖積平野はほとんど唯一の僅かな平坦面である。さらに、平野部が少ないことから漁業に依存する割合が大きくなり、結果的に漁村や半農半漁の集落は海岸部に発達しやすい。また湾岸には漁港や工業港が建設される都市もある。以上のような要件が重なり、三陸沿岸の津波被害が大きくなる傾向がある。

津波被害の記録

三陸地方は記録に残るものでも869（貞観11）年以降、幾度もの津波に見舞われている（阿部，1989）。近世以降の記録に残るものでも24回に及び（田村，1997b）、1年から数十年間隔で発生している。中でも第8.1表に挙げた4回の地震津波の被害が甚大であった。

明治と昭和の三陸地震津波は、ともに沖合い200-250kmで発生した地震によるものであるが、陸上ではそれほど揺れを感じず、避難がはやく、被害を大きくしたと考えられる。

本地域の綾里においては、先に述べたとおり三陸地方の中でも特に被害を受けやすく、明治と昭和の三陸地震津波の際の最大波高を記録している（第8.1表）。

地震発生 (年 月・日 時間)	津波名	震央	規模 (M)	三陸 沿岸 震度	津波到来 時間 (震後)	最大 波高	三陸沿岸の 死者・行方 不明者(人)	そのほかの被害
1611(慶長16)年 12.2	慶長三陸 地震津波	釜石の東 約250km	8.1	強震				伊達領内で死者1,783人。 南部・津軽で人馬の死3,000 余
1896(明治29) 6.15 19:32	明治三陸 地震津波	宮古の東 約200kmの 日本海溝西側斜面	8 1/2	2-3	30分前後	38.2m (綾里)	約22,000	三陸沿岸の家屋の流出・倒 壊約8,200戸
1933(昭和8) 3.3 2:30	昭和三陸 地震津波	釜石の東 約250kmの 日本海溝西側斜面	8.1	5	30-40分	28.7m (綾里)	約3,000	死者・行方不明者のほとん どが三陸沿岸 三陸沿岸の家屋の流出・倒 壊約7,200戸
1960(昭和35) 5.23 4:10 (日本時間)	チリ 地震津波	チリ南部の バルディビアの西 約900kmの大洋底	8.5	0	22時間半	5-6m (三陸 沿岸)	約100	全国死者数142人 三陸沿岸の家屋の流出・倒 壊約2,400戸

第8.1表 三陸地方の地震津波の被害一覧

田村（1997b）、国立天文台編（2002）、竹内・兼子（1996）をもとに作成。

文 献

- 阿部正宏 (1989) 8.4 (1) 1. 三陸地震津波. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質 2 東北地方, 共立出版, 東京, p.226-227.
- 地質調査総合センター (2003) 200 万分の 1 日本地質図第 5 版, CD-ROM 版. 地質調査総合センター.
- Defant, M. J., Richerson, P. M., De Boer, J. Z., Stewart, R. H., Maury, R. C., Bellon, H., Drummond, M. S., Feigenson, M. D. and Jackson, T. E. (1991) Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *Jour. Petrology*, vol.32, p.1101-1142.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, vol.347, p.662-665.
- 永広昌之・大上和良・蟹沢聰史 (1988) “早池峰構造帯”研究の現状と課題. 地球科学, vol.42, p.317-335.
- 池田幸夫 (1984) 南部北上山地における白亜紀前期の造構作用の研究. 広島大地学研究報告, no.42, p.99-157.
- 石井和彦 (1985) 北上山地牡鹿半島での褶曲とスレート劈開の形成機構について. 地質学雑誌, vol.91, p.309-321.
- 石井和彦 (1988) 南部北上山地におけるスレートへき開の形成と花崗岩体の上昇・貫入過程. 東北大地質古生物研報, vol.91, p.1-14.
- 石井和彦 (1990) プレッシュャーフリンジより推定される南部北上山地の左横ずれせん断運動. 地質学雑誌, vol.96, p.475-478.
- 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載 (1953) 岩手縣田老町附近の地質及び岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.37, p.41-51.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手縣の火成岩. 岩手縣地質説明書 II, 岩手縣, p.1-50.
- 岩手県土木部 (1954) 岩手縣地質図 (縮尺 十万分之一).
- 岩手県 (1975) 土地分類基本調査 綾里 5 万分の 1. 34p.
- 岩手県鉱業会 (1950) 今出山鉱山. 岩手県鉱山誌, p.433-434.
- 海上保安庁水路部 (1983) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 大船渡湾. 35p.
- 海上保安庁水路部 (1984) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 釜石湾. 39p.
- 梶谷雄司 (1977) 北上山地五葉山花崗岩質岩体について. MAGMA, no.49, p.9-15.
- 金川久一 (1982) 釜石地域における“早池峰構造帯”の地質構造. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, p.520.
- Kanagawa, K. (1986a) Early Cretaceous folding and cleavage in the Kitakami Mountains, analysed in the Ofunato terrane. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.92, p.349-370.
- Kanagawa, K. (1986b) Cleavage development around the Iriya Granite in the southern Kitakami Mountains. *Jour. Fac. Sci. Sec. 2, Univ. Tokyo*, vol.21, p.191-204.
- Kanisawa, S. (1974) Granitic rocks closely associated with the lower Cretaceous volcanic rocks, in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.80, p.355-367.
- 蟹沢聰史・片田正人 (1988) 北上山地の前期白亜紀火成活動の特徴. 地球科学, vol.42, p.220-236.
- 加納 博 (1958) 本州外側地向斜における白亜紀キースラーガー鉱床区の展望—北上外縁帯と四万十帯—. 鉱山地質, vol.8, p.319-327.
- 加納 博・秋田大花崗岩研究グループ (1978) 花崗岩プルトンの構造岩石学 (I) —北上山地のしずく形プルトン—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.73, p.97-120.
- 片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類. VI. 南部北上山地の花崗岩類, および全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地質調査所報告, no.251, p.121-133.
- 片田正人・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.75, p.173-185.
- 片田正人・蟹沢聰史 (1989) 4.2 前期白亜紀火山岩類. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質 2 東北地方, 共立出版, 東京, p.81-83.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聰史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.65, p.230-245.
- 川村信人・北上古生層研究グループ (1988) 早池峰構造帯の地質学的諸問題. 地球科学, vol.42, p.371-384.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K-A dating (II) —北上山地の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.53, p.143-154.
- 金原信泰 (1903) 釜石圖幅及び同地質説明書. 地質調査所.
- 北村 信 (1990) 岩手県の地質図—博物館版—. 岩手県立博物館.
- 小池一之・町田洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 東京, 105p.
- 国土地理院 (1997) 数値地図 50m メッシュ (標高) 日本 II. 国土地理院.
- 国立天文台編 (2002) 理化年表 平成 15 年. 丸善, 東京, 942p.
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 第 2 版. 共立出版, 東京, 343p.

- Le Maitre, R. W. ed. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, London, 193p.
- 目加田義正 (1975) 土地分類基本調査「綾里」表層地質図. 5 万分の 1 国土調査, 岩手県, p.15-18.
- 湊 正雄 (1950) 北上山地の地質—「北上の地質」第 2 集—. 民主主義科学者協会地学団体研究部会専報, no.5, 民主主義科学者協会地学団体研究部会, 28p.
- 三浦 修 (1966) 三陸海岸気仙沼付近の海岸段丘. 東北地理, vol.18, p.116-122.
- 三浦 修 (1968) 海岸段丘からみた三陸リアス海岸の発達. 地理学評論, vol.41, p.732-747.
- 西岡芳晴 (1996) 北上山地五葉山岩体の Sr に富む岩相について. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p.287.
- 小畑正明・田切美智雄・有馬 真・石渡 明・土谷信高・本吉洋一・西山忠男 (1998) 21 世紀にむけての岩石学の展望—II. 高温変成帯を中心として—. 地質学論集, no.49, p.49-106.
- 岡田 茂 (1956a) 岩手県気仙郡越喜来村付近に分布する花崗質岩石の岩石学的並びに岩石化学的研究—岩手県気仙郡越喜来地方の Regional Geochemistry その 1—. 地質学雑誌, vol.62, p.680-687.
- 岡田 茂 (1956b) 花崗質岩石の貫入に伴う接触変成作用の地球化学的研究—岩手県気仙郡越喜来地方の Regional geochemistry (その 2) —. 地質学雑誌, vol.62, p.688-699.
- 大上和良・永広昌之 (1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, vol.42, p.187-201.
- 岡村行信・西村清和・棚橋 学 (1983) 釜石沖海底地質図. 海洋地質図 22, 地質調査所.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no.69, p.1-239.
- 小貫義男・森 啓 (1961) 南部北上山地, 岩手県大船渡地方の地質. 地質学雑誌, vol.67, p.641-654.
- 大沢正博 (1983) “早池峰構造帯”の地質学的研究. 東北大地質古生物研邦報, no.85, p.1-30.
- 三陸町 (1991) 第四章 十一節 今出山金山. 三陸町史第六巻 産業編, 三陸町, p.568-596.
- Sasaki, M. (2003) Early Cretaceous sinistral shearing and associated folding in the South Kitakami Belt, northeast Japan. *The Island Arc*, vol.12, p.92-109.
- 佐々木みぎわ・大藤 茂 (2000) 南部北上帯母体-長坂地域の脆性剪断帯—兵士沢剪断帯の例—. 地質学雑誌, vol.106, p.659-669.
- 関 武夫・今泉力蔵 (1941) 岩手県気仙郡大船渡湾沿岸の白亜紀層. 東北大地質古生物研邦報, no.35, p.1-36.
- 仙臺鑛山監督局 (1942) 今出山鑛山. 東北鑛山風土記, p.144-145.
- Shibata, K. (1952) Mineralizations in granite-pegmatites in Japan and Korea. Part II. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C*, vol.2, p.107-144.
- 柴田秀賢 (1967) 日本岩石誌 II. 朝倉書店, 東京, 377p.
- Shibata, H., Okada, S. and Hara, I. (1954) Chemical Composition of Japanese Granitic Rocks in Regard to Petrographic Provinces. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, vol.3, p.119-150.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚 (1970) 5 万分の 1 地質図「田老」及び説明書. 地質調査所, 54p.
- 田結庄良昭・野沢 保 (1985) 日本の累帯深成岩体のカタログ—概要—. MAGMA, no.73, p.1-17.
- 高橋維一郎・南部松夫 (2003) 第 2 部 I-A4 (4) 今出山 鉦山. 新岩手県鉦山誌, 東北大学出版会, 仙台, p.35-37.
- 竹内 誠・兼子尚知 (1996) 志津川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 滝沢文教 (1981) 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造—とくにスレート劈開との関連—. 構造地質研究会誌, no.26, p.43-57.
- 田村俊和 (1997a) なだらかな山地の形成とそこでの暮らし—北上山地と阿武隈山地. 小島圭二・田村俊和・菊池多賀夫・境田清隆編, 日本の自然地域編 2 東北, 岩波書店, 東京, p.72-86.
- 田村俊和 (1997b) リアス海岸の自然と生活—三陸海岸. 小島圭二・田村俊和・菊池多賀夫・境田清隆編, 日本の自然地域編 2 東北, 岩波書店, 東京, p.92-106.
- Tschiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geophys. Research*, vol.99, p.22205-22220.
- 土谷信高・高橋和恵・木村純一 (1999) 北上山地の前期白亜紀深成活動に先行する岩脈類の岩石化学的性質. 地質学論集, no.53, p.111-134.
- 土谷信高・遠藤美智子・木村純一・加々美寛雄 (2000) 北上帯の前期白亜紀アダカイト質岩の多様性とその成因. 月刊地球号外, no.30, p.209-216.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1996) 調査結果 (今出山地区). 平成 7 年度 希少金属鉦物資源賦存状況調査報告書 北上地域, p.9-67.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1997) 平成 8 年度 希少金属鉦物資源賦存状況調査報告書 北上地域. 111p.
- 渡辺万次郎 (1950) 北上山地の火成活動—「北上の地質」第 1 集—. 民主主義科学者協会地学団体研究部会専報, no.4, 民主主義科学者協会地学団体研究部会, 23p.
- 山路 敦 (2001) 小断層用ステレオネットプログラムの開発. 情報地質, vol.12, p.167-182.
- 山路 敦・大原修平 (2001) 方向性データを変換するソフトウェア FDConverter の開発. 情報地質, vol.12, p.13-

27.

山崎貞治（1990） はじめて出会う岩石学． 共立出版， 東京，
89p.

吉田 尚（1961） 5 万分の 1 地質図幅「釜石」及び同説明書．
地質調査所， 31p.

吉田 尚・片田正人（1964） 5 万分の 1 地質図幅「大槌・霞

露岳」及び同説明書． 地質調査所， 36p.

吉田 尚・片田正人（1984） 宮古地域の地質． 地域地質研究
報告（5 万分の 1 図幅）， 地質調査所， 44p.

吉田 尚・大沢 穠・片田正人・中井順二（1984） 20 万分の
1 地質図 盛岡． 地質調査所．

Geology of the Ryōri District

By

Yoshiharu NISHIOKA* and Toshiyuki YOSHIKAWA*

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

The Ryōri district is located in the middle part of the Kitakami Mountains, Northeast Japan, and occupies an area between longitude 141°45'E and 142°0'E and between latitude 39°0'N and 39°10'N (141°44'47.2"E and 59'47.1"E, 39°0'10.5"N and 39°10'10.5"N, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF) . The quadrangle includes areas in the Iwate Prefecture. The geology of the Ryōri district is summarized in Figure 1.

(Ma)	Age	Sediment	Igneous Rocks	Geological Event
1.8	Quaternary	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Alluvium</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Piedmont slope deposits</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Marine terrace deposits</div>		
99	Early Cretaceous		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Goyōsan Pluton</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Okuboyama type</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Yoshihama type</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Gabbroic rocks</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-top: 10px;">Dyke</div>	Activity of W-E trending fault(?) Plutonism and metamorphism Development of foliation in Ōfunato Group Activity of N-S trending fault
142		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Ōfunato Group</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Takonoura Formation</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-bottom: 2px;">Ryōri Formation</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Attari Formation</div>	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="text-align: center;"> ↑ Andesitic volcaism ↓ </div> <div style="text-align: center;"> ↑ Felsic volcanism ↓ </div> </div>	
206	Jurassic	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Kamaishi Formation</div>		Development of Hayachine Eastern Boundary Fault (?) Formation of accretionary complex

Fig.1 Summary of geology in the Ryōri District

*Institute of Geoscience

JURASSIC

The Jurassic strata are the Kamaishi Formation that belongs to the North Kitakami belt. Accretionary deposits are distributed in the eastern part of the area. The Kamaishi Formation is composed of shale, chert, sandstone and limestone.

LOWER CRETACEOUS

The Lower Cretaceous sequence is divided into the Attari, Ryōri and Takonoura Formations in ascending order and correlated to the Ōfunato Group. Each formation covers conformably the underlying formations. The Ōfunato Group has generally suffered deformation and metamorphism in this district. In the following description, the lithological term of protolith will be applied instead of metamorphic rock.

The Attari Formation is distributed in the western area of this district. This formation mainly consists of shale and sandstone with minor amounts of andesite volcanoclastic rocks and felsic tuff. The thickness of this formation is about 320 m. Sandstone and shale include some fossils indicating a shallow marine environment.

The Ryōri Formation is widely distributed in this district. This formation is mainly composed of andesite volcanoclastic rocks, lavas, sandstone, shale, felsic tuff and conglomerate. The thickness of this formation is more than 3000 m. Jigsaw-fit texture in andesite lava and accretionary lapilli in fine tuff can be observed, which means the transitional condition of subaerial to subaqueous.

The Takonoura Formation is distributed in a limited area of the western part of this district. This formation mainly consists of sandstone and shale with minor amounts of felsic tuff. The thickness of this formation exceeds 180 m. Sandstone includes some poorly preserved fossils.

In these formations, there are two patterned faults which axes extend N-S and ENE-WSW. The latter faults cut the former faults and show a dextral strike-slip sense. Tight folds are developed in the formations, and their axial planes are almost vertical or incline eastward. Slaty cleavage is well developed in this district and thought to be almost an axialplane cleavage.

The Ōfunato Group has suffered low P/T metamorphism. Biotite and hornblende occur in andesitic volcanic rocks, and biotite is formed in pelitic rocks by metamorphism. The metamorphic temperature increases toward the Goyōsan Granodiorite body. Migmatite and K-feldspar + cordierite in pelitic rocks occur near the contact. Quartz veins are common in the whole area, and carbonate minerals can be seen in many samples under a microscope.

No geological age data are reported in this district. According to the lithological similarity to the neighboring area, the formations seem to be formed in Hauterivian to Barremian.

PLUTONIC ROCKS AND DIKES

Early Cretaceous dykes intrude into Early Cretaceous strata (Ōfunato group). The Goyōsan pluton intruded into them and Jurassic strata (Kamaishi Formation).

Dykes are mainly composed of plagioclase diorite porphyry with andesite. Plagioclase diorite porphyry includes 2 cm diameter plagioclase. Dike's trend is N-S or NW-SE and they form a NS trending dike swarm.

The Goyōsan pluton belongs to the Kitakami zone V according to Katada (1974) and is divided into 4 types: Gabbroic rocks, Yoshihama type, Kuroiwa type and Ōkuboyama type. The Ōkuboyama type is distributed in an E-W direction with a nearly constant width. The Ōkuboyama type has a quench texture near the contact with the Yoshihama type. This shows that the Ōkuboyama type intruded into the Yoshihama type. However, magnetic susceptibility increases from the Yoshihama type to the Ōkuboyama type near the intrusion boundary of the Ōkuboyama and Yoshihama types. This suggests that although both the Yoshihama and Ōkuboyama types are composed of granodiorite and tonalite, there are differences in modal compositions. The Ōkuboyama type is richer in feldspar than the Yoshihama type. Corresponding to the differences in the modal compositions, the Ōkuboyama type is also characterized by high Na₂O, Al₂O₃ and P₂O₅ concentrations, and low K₂O and total Fe₂O₃ concentrations compared with the Yoshihama type. Therefore, the chemical trend of the above mentioned elements of the Ōkuboyama type on the variation diagrams against SiO₂ is different from those of the Yoshihama type. Furthermore, the rocks of the Ōkuboyama type are characterized by high Sr content and low Rb, Zr and Y contents. These features are similar to those of the plutons in the Kitakami zone II and suggest that the Ōkuboyama type can be recognized as high-Sr series (adakitic rocks) according to Tsuchiya and Kanisawa (1994).

QUATERNARY

Quaternary Sediments in the Ryōni district are divided into marine terrace deposits, piedmont slope deposits and alluvium, in ascending order. Marine terrace deposits are mainly composed of gravel, sand and mud, and are subdivided into the Higher 1, Higher 2 and Middle, in ascending order. Piedmont slope deposits are colluvial and fan deposits. These deposits are mainly gravel and sand with mud.

ECONOMIC GEOLOGY

Imadeyama mine produced much gold at one time, but was closed in the 1950's. The deposit consisted of gold-bearing quartz veins, which are genetically related to the Early Cretaceous plutonic rocks.

DISASTER PREVENTION GEOLOGY

Sanriku district and this quadrangle area have suffered damages from the tsunamis generated by earthquakes. The Ryōri Wan area has often suffered severe damages because the wave height of tsunami is easy to become high.

執筆分担

1. 地形	西岡芳晴
2. 地質概説	西岡芳晴・吉川敏之
3. ジュラ系	西岡芳晴
4. 下部白亜系	吉川敏之
5. 前期白亜紀深成岩及び岩脈	西岡芳晴・吉川敏之
6. 第四系	西岡芳晴
7. 資源地質	西岡芳晴
8. 災害地質	西岡芳晴

文献引用例

西岡芳晴・吉川敏之（2004）綾里地域の地質. 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, 49p.

章単位での引用例

西岡芳晴（2004）綾里地域の地質, 第1章 地形. 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, p. 1-5.

Bibliographic reference

Nishioka, Y. and Yoshikawa, T. (2004) Geology of the Ryōri district. Quadrangle Series, 1: 50, 000, Geological Survey of Japan, AIST, 49p. (in Japanese with English abstract 3 p.)

Bibliographic reference of each chapter

Nishioka, Y. (2004) Geology of the Ryōri district. 1. Topography, Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-5. (in Japanese)

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）綾里地域の地質

平成16年7月23日 発行

独立行政法人 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丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 ニッセイエプロ株式会社

© 2004 Geological Survey of Japan, AIST