

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
秋田(6)第24号
NJ-54-13-11

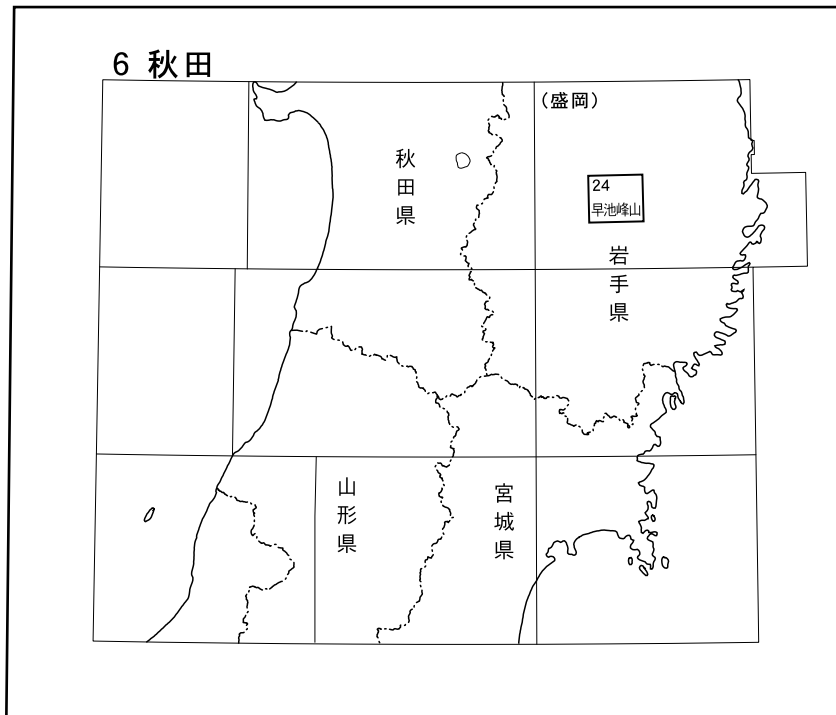
早池峰山地域の地質

川村寿郎・内野隆之・川村信人・吉田孝紀・中川 充・永田秀尚

平成 25 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

6-15 盛岡 Morioka NJ-54-13-14 (未刊行, unpublished)	6-16 外山 Sotoyama NJ-54-13-10 (未刊行, unpublished)	6-17 大川 Ōkawa NJ-54-13-6 (未刊行, unpublished)
6-23 日詰 Hizume NJ-54-13-15 (未刊行, unpublished)	6-24 早池峰山 Hayachine San NJ-54-13-11 (2013)	6-25 川井 Kawai NJ-54-13-7 (未刊行, unpublished)
6-32 花巻 Hanamaki NJ-54-13-16 (未刊行, unpublished)	6-33 大迫 Ōhazama NJ-54-13-12 (1956)	6-34 土淵 Tsuchibuchi NJ-54-13-8 (1956)

早池峰山地域の地質

川村寿郎^{1.*}・内野隆之²・川村信人^{3.*}・吉田孝紀^{4.*}・
中川 充⁵・永田秀尚^{6.*}

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、明治15年の創立以来、わが国の国土の地球科学的実態を示すため、様々な縮尺の地質図を出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報を網羅している。

早池峰山地域は、昭和57年度～昭和63年度及び平成9年度に実施された、執筆者を含む北上古生層研究グループ（代表：川村信人）の野外調査結果とともに、平成10年度～平成14年度及び平成16年度～平成18年度に執筆者によって実施された野外調査を基に作成された。

執筆の分担は次の通りである。

地形：永田・川村（寿）、南部北上帯オルドビス系：内野・中川・川村（信）・川村（寿）、南部北上帯シルル系～デボン系：川村（寿）・川村（信）・吉田、南部北上帯石炭系：川村（寿）、南部北上帯ヘルム系：吉田、根田茂帯石炭系：内野・川村（信）・川村（寿）、北部北上帯ジュラ系：川村（寿）・川村（信）・内野、白亜系（堆積岩・火山岩）：吉田・川村（寿）、白亜系～古第三系（貫入岩類）：中川・川村（信）・内野・川村（寿）、第四系：永田・川村（寿）、地質構造：川村（寿）・川村（信）・内野、応用地質：永田・中川。なお、全体の調整と取りまとめは川村（寿）・内野・川村（信）が行った。

本地域の調査研究にあたって、当時北海道大学大学院に在籍していた中井 均（都留文科大学）・江崎洋一（大阪市立大学）・町山栄章（海洋研究開発機構）・鎌田耕太郎（弘前大学）の各博士と、当時宮城教育大学に在籍していた小山裕幸・今野 亨・望月 貴の各氏には、野外調査や薄片作成・微化石抽出などの試料作製においてご協力をいただいた。田村俊和（立正大学）・西城 潔（宮城教育大学）の両博士には、地形及び第四系の地質に関するご教示と議論をいただいた。永広昌之（東北大学）・大石雅之（岩手県立博物館）・土谷信高（岩手大学）の各博士には、地域の地質について議論していただいた。加藤 誠博士（北海道大学）にはサンゴ化石を、安達修子博士（元筑波大学）には有孔虫化石を、鈴木紀毅博士（東北大学）及び栗原敏之博士（新潟大学）には放散虫化石を同定していただき、更に、安達・鈴木両博士には写真撮影もしていただいた。盛岡市立区界高原少年自然の家には、区界周辺の地形図を提供していただくとともに、宿泊の便宜を図っていただいた。環境庁自然保護局東北地区自然保護事務所、岩手県早池峰ダム管理所（旧岩手県早池峰ダム建設事務所）、旧川井村役場、旧大迫町役場にはそれぞれ、地形図や調査用資料を提供いただいた。以上の方々及び関係機関に記して感謝する。

（平成25年度稿）

所 属

- 1 宮城教育大学
- 2 地質情報研究部門
- 3 北海道大学大学院理学研究院
- 4 信州大学理学部
- 5 北海道産学官連携センター
- 6 有限会社 風水土
- * 地質情報研究部門客員研究員

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Hayachine, Kitakami Massif, South Kitakami Terrane, Nedamo Terrane, North Kitakami Terrane, Kuzumaki-Kamaishi Subbelt, Paleozoic, Mesozoic, Quaternary, Pre-Silurian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, ultramafic rock, serpentinite, amphibolite, Kuromoriyama Amphibolite, island-arc igneous complex, Kagura Igneous Complex, coherent strata, Nameirizawa Formation, Orikabetoge Formation, Ochiai Sandstone Conglomerate Member, Shiraiwa Sandstone Mudstone Member, Odagoe Formation, Funakubo Formation, Uchikawame Formation, accretionary complex, Nedamo Complex, Kadoma Complex, Yamaya Formation, dyke rock, plutonic rock, granitoids, Tono Granodiorites, terrane boundary, Hayachine Thrust Fault, landslide deposits, debris flow deposits, monadnock, peneplain, gold ore, rare metal ore, manganese ore, slope failure

目 次

第1章 地 形	1
1.1 概 説	1
1.1.1 広域地形と研究史	1
1.1.2 地形の概要	3
1.2 山地の地形区分	4
1.2.1 侵食地形	4
1.2.2 堆積地形	5
第2章 地質概説	6
2.1 研究史	6
2.1.1 北上山地の研究史概要	6
2.1.2 南部・北部北上帯の境界域における地体構造区分の変遷	8
2.2 地帯の扱いと記載における用語の定義	9
2.3 地質の概要	10
2.3.1 南部北上帯オルドビス系～ペルム系	10
2.3.2 根田茂帯下部石炭系	12
2.3.3 北部北上帯ジュラ系	12
2.3.4 下部白亜系（堆積岩・火山岩）	12
2.3.5 下部白亜系（貫入岩）及び古第三系	12
2.3.6 第四系	12
2.3.7 地質構造	13
第3章 南部北上帯オルドビス系	14
3.1 研究史と概要	14
3.1.1 研究史	14
3.1.2 概 要	15
3.2 早池峰複合岩類	15
3.2.1 中岳蛇紋岩	15
3.2.2 黒森山角閃岩	21
3.2.3 神楽火成岩類	22
第4章 南部北上帯シルル系～デボン系	28
4.1 研究史と概要	28
4.1.1 研究史	28
4.1.2 概 要	29
4.2 名目入沢層	30
4.3 折壁峠層	33
第5章 南部北上帯石炭系	38
5.1 研究史と概要	38
5.1.1 研究史	38

5. 1. 2 概 要	38
5. 2 小田越層	39
5. 3 船久保層	41
第6章 南部北上帯ペルム系	45
6. 1 概要と研究史	45
6. 2 内川目層	45
第7章 根田茂帯下部石炭系	49
7. 1 研究史と概要	49
7. 1. 1 研究史	49
7. 1. 2 概 要	52
7. 2 根田茂コンプレックス	52
7. 3 産出化石と年代	61
7. 4 広域変成作用	61
第8章 北部北上帯ジュラ系	62
8. 1 研究史と概要	62
8. 1. 1 研究史	62
8. 1. 2 概 要	63
8. 2 門馬コンプレックス	63
8. 3 産出化石と年代	66
第9章 下部白亜系（堆積岩・火山岩）	68
9. 1 概要と研究史	68
9. 2 山屋層	68
第10章 下部白亜系（貫入岩）及び古第三系	72
10. 1 岩 脈	72
10. 1. 1 岩 相	72
10. 1. 2 年 代	72
10. 2 深成岩	73
10. 2. 1 研究史	73
10. 2. 2 分 布	73
10. 2. 3 遠野花崗閃緑岩	74
10. 2. 4 花崗岩類	75
10. 2. 5 年 代	75
10. 3 深成岩による接触変成	75
10. 3. 1 分 布	75
10. 3. 2 岩 相	76
10. 4 流紋岩	77
第11章 第四系	78
11. 1 概説と表現法	78
11. 2 未区分鮮新-更新統	78
11. 3 段丘堆積物	79

11. 3. 1	上位段丘堆積物	79
11. 3. 2	下位段丘堆積物	79
11. 4	地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物	79
11. 4. 1	地すべりの定義	79
11. 4. 2	地すべり堆積物	79
11. 4. 3	崩壊・土石流堆積物	79
11. 4. 4	層序関係	80
11. 5	テフラ	80
11. 6	現河床堆積物	82
第12章	地質構造	83
12. 1	褶曲	83
12. 2	断層	83
12. 2. 1	北西-南東及び西北西-東南東系断層	83
12. 2. 2	北東-南西系断層群	84
第13章	応用地質	86
13. 1	資源地質	86
13. 1. 1	金属	86
13. 1. 2	非金属	87
13. 2	土木地質	87
13. 2. 1	地盤の土木地質的な記述	87
13. 2. 2	岩石・岩盤物性	88
13. 3	災害地質	88
文 献		91
Abstract		98

図・表目次

第1. 1 図	早池峰山図幅地域と周辺の地形陰影図	1
第1. 2 図	本図幅地域の切峰面図	2
第1. 3 図	本図幅地域におけるリニアメントの抽出図	2
第1. 4 図	本図幅地域の小-中地形区分図	3
第1. 5 図	本図幅地域にみられる侵食地形景観	4
第1. 6 図	人為的改変によって形成されたアースハンモック構造	5
第2. 1 図	東北日本及び北上山地の地体構造区分	6
第2. 2 図	北上山地（南半分）の地質概略図	7
第2. 3 図	盛岡南東部～花巻市大迫町北部（本図幅地域西部）における地体構造区分の変遷	9
第2. 4 図	早池峰山図幅地域の地質概略図	10
第2. 5 図	本図幅地域の地質の総括	11
第3. 1 図	各地域・地区における南部北上帯オルドビス系～デボン系の区分対比	15
第3. 2 図	中岳蛇紋岩の産状	16

第 3. 3 図	中岳蛇紋岩の岩相 (薄片写真)	17
第 3. 4 図	黒森山角閃岩と神楽火成岩類 (猫底岩体) の境界	18
第 3. 5 図	断層に沿って産する黒森山角閃岩の岩塊	19
第 3. 6 図	黒森山角閃岩の岩相	20
第 3. 7 図	神楽火成岩類の定義の変遷	21
第 3. 8 図	小国地区 (川井図幅地域) の神楽西方, 薬師川左岸 (タイマグラ林道) におけるルートセクションの柱状図	22
第 3. 9 図	神楽火成岩類の産状	25
第 3. 10 図	神楽火成岩類の岩相 (薄片写真)	26
第 4. 1 図	シルル系~デボン系の模式柱状図と層序区分対照図	29
第 4. 2 図	シルル系~デボン系のルートセクション柱状図の対比	31
第 4. 3 図	名目入沢層の砂岩泥岩互層の産状	32
第 4. 4 図	名目入沢層のオーソコーツァイト礫を含む礫岩とその周辺のルートマップ	32
第 4. 5 図	名目入沢層下部のオーソコーツァイト礫及び石英岩の薄片写真	33
第 4. 6 図	大迫町落合~白岩附近の岳川に沿った区域のルートマップ	33
第 4. 7 図	折壁峠層落合砂岩礫岩部層の礫岩の岩相と礫種組成	35
第 4. 8 図	折壁峠層砂岩のモード組成及び碎屑性ざくろ石の化学組成	35
第 4. 9 図	折壁峠層落合砂岩礫岩部層の石灰岩礫を多く含む礫岩から産するシルル紀クサリサンゴ化石 (薄片写真)	36
第 4. 10 図	折壁峠層落合砂岩礫岩部層の石灰岩礫を多く含む礫岩から産するシルル紀化石 (薄片写真)	36
第 5. 1 図	小田越層のルートセクション柱状図の対比	39
第 5. 2 図	小田越層の産状	40
第 5. 3 図	小田越層の石灰岩から産する石炭紀化石 (薄片写真)	40
第 5. 4 図	船久保層の層序区分対照図	41
第 5. 5 図	船久保層のルートセクション柱状図の対比	42
第 5. 6 図	船久保層の産状	42
第 5. 7 図	船久保層の石灰岩から産する石炭紀化石 (薄片写真)	43
第 6. 1 図	内川目層の各沢柱状図 (本図幅地域南西部)	46
第 6. 2 図	内川目層の模式柱状図	46
第 6. 3 図	内川目層の産状	47
第 6. 4 図	内川目層の礫岩の産状と岩相	47
第 7. 1 図	根田茂帯の地質概略図	49
第 7. 2 図	模式地である“綱取溪谷”における根田茂コンプレックスのルートマップ	50
第 7. 3 図	砂子沢における根田茂コンプレックスのルートマップ	50
第 7. 4 図	“綱取溪谷”及び砂子沢における根田茂コンプレックスの見掛けの柱状図	52
第 7. 5 図	根田茂コンプレックスの苦鉄質岩の産状	53
第 7. 6 図	根田茂コンプレックスの苦鉄質岩の岩相 (薄片写真)	54
第 7. 7 図	根田茂コンプレックスの苦鉄質岩における地球化学的判別図	55
第 7. 8 図	根田茂コンプレックスのチャートの産状	55
第 7. 9 図	根田茂コンプレックスの泥岩珪長質凝灰岩互層の産状と標本	56

第 7. 10 図	根田茂コンプレックスの泥岩珪長質凝灰岩互層の岩相 (薄片写真)	57
第 7. 11 図	根田茂コンプレックスの砂岩泥岩互層の産状と砂岩の岩相	58
第 7. 12 図	根田茂コンプレックスの礫岩の産状と岩相	59
第 7. 13 図	根田茂コンプレックスの層理面及び劈開面のステレオグラフ	59
第 7. 14 図	根田茂コンプレックスから産出する化石	60
第 7. 15 図	広域変成作用を受けた玄武岩の岩相 (薄片写真)	60
第 8. 1 図	門馬コンプレックスの玄武岩及びチャートの産状	64
第 8. 2 図	門馬コンプレックスの泥質岩の産状と岩相	65
第 8. 3 図	門馬コンプレックスの砂岩の碎屑物組成	66
第 8. 4 図	門馬コンプレックスの砂岩の岩相 (薄片写真)	66
第 8. 5 図	門馬コンプレックスから産した放散虫化石 (電子顕微鏡写真)	67
第 9. 1 図	山屋層の産状と岩相	69
第 9. 2 図	山屋層と折壁峠層との不整合境界付近のルートマップ	70
第 10. 1 図	岩脈の岩相 (薄片写真)	72
第 10. 2 図	深成岩の産状と岩相 (薄片写真)	74
第 10. 3 図	接触変成岩の岩相 (薄片写真)	76
第 10. 4 図	古第三紀流紋岩の岩相 (薄片写真)	77
第 11. 1 図	未区分鮮新-更新統の産状	78
第 11. 2 図	早池峰山図幅地域の地すべり地形の分布	81
第 11. 3 図	ツボケ沢における土石流堆積物	81
第 11. 4 図	早池峰山周辺の模式的な火山灰層序	82
第 11. 5 図	小田越付近にみられるテフラ	82
第 12. 1 図	早池峰衝上断層	84
第 13. 1 図	大ヶ生鉦山万寿坑跡	86
第 13. 2 図	深成岩の風化断面	88
第 13. 3 図	早池峰山北方斜面のアイオン沢崩壊	89
第 13. 4 図	早池峰山南面の崩壊	89
第 1. 1 表	早池峰山図幅地域の小-中地形区分	3
第 3. 1 表	黒森山角閃岩と神楽火成岩類 (猫底岩体の斑れい岩) 中の普通角閃石から得られた K-Ar 年代測定結果	21
第 11. 1 表	早池峰山図幅地域における地すべり地形	80
Fig. 1	Summary of geology in the Hayachine San District	101

第1章 地形

(永田秀尚・川村寿郎)

早池峰山図幅地域は、 $39^{\circ}30'10.2''\text{N}\sim 39^{\circ}40'10.2''\text{N}$ 、 $141^{\circ}14'47.3''\text{E}\sim 141^{\circ}29'47.2''\text{E}$ （日本測地系では、 $39^{\circ}30'\text{N}\sim 39^{\circ}40'\text{N}$ 、 $141^{\circ}15'\text{E}\sim 141^{\circ}30'\text{E}$ ）で囲まれる範囲であり（第1.1図）、北上山地のほぼ中央部に位置する（第2.2図参照）。本図幅地域は行政区画として、岩手県盛岡市、宮古市、花巻市、紫波郡紫波町、遠野市を含む。

1.1 概説

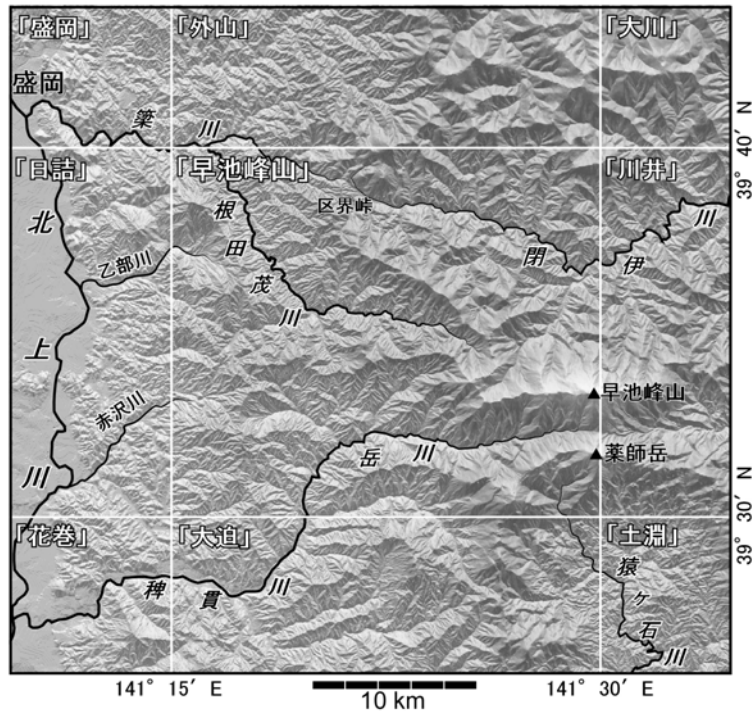
1.1.1 広域地形と研究史

本図幅地域が属する北上山地は、東側は太平洋に面し、西側は北上川本流及び馬淵川本流によって区切られた、東西約80 km、南北約250 kmの山塊である。北上山地の地形は、「北上準平原」とも称される侵食小起伏面の連なりで特徴づけられる。Nakamura (1963)によれば、この侵食小起伏面には「高位」と「低位」の2段の地形面が識別され、これらの地形面は山地の中央部で標高が

高く、周辺に向かって標高がやや低くなる傾向にある。

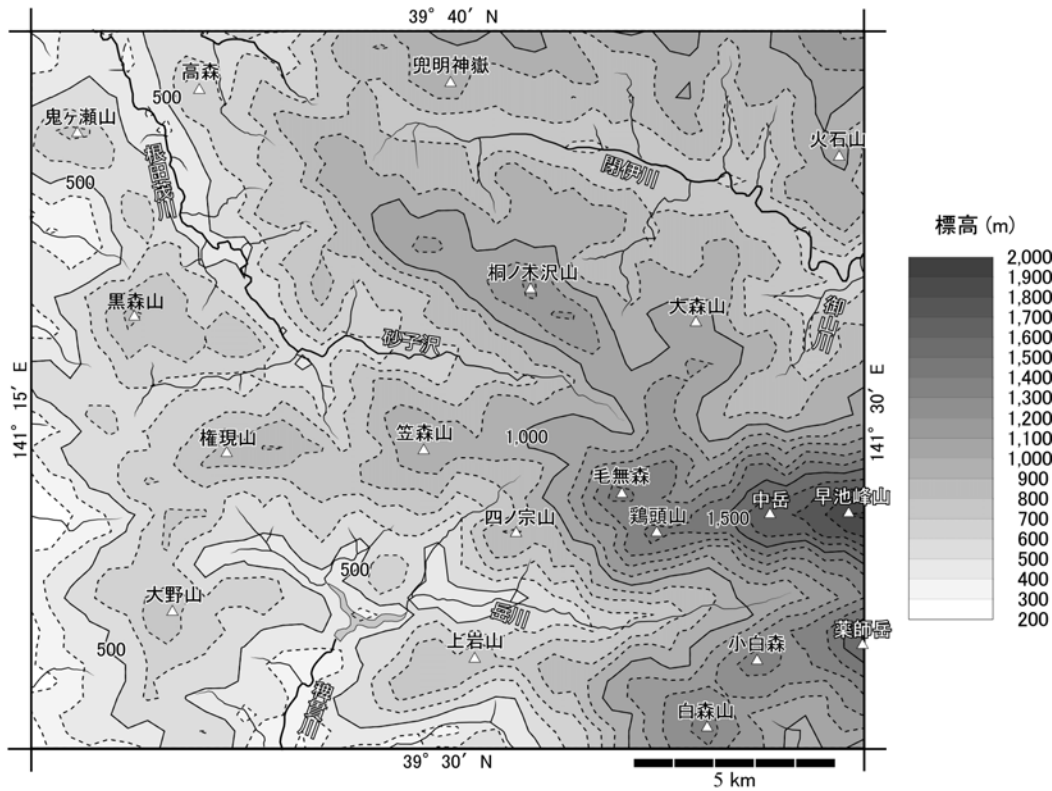
北上山地における地形の研究は、地質の研究と同様に古くから始められた。江原 (1911) や辻村 (1932) は北上山地が「隆起準平原」であると述べ、山根 (1917) は早池峰山などが侵食に抗して残った「残丘」であることを指摘した。その後 Nakamura (1964) は、本図幅地域の北方で、新第三紀以降に起こったと考えられる侵食ステージを3回認めた。

北上山地の特徴となっている起伏も谷密度も小さいなだらかな地形の形成には、新第三紀から第四紀の長期に渡る陸上での侵食に加えて、第四紀の周氷河環境下における表層物質の移動も関与していることが明らかにされた（例えば、田村ほか、1986；桧垣、1987；西城ほか、1993）。田村 (1998) は、このようななだらかな北上山地の地形が、いろいろな時代に様々な作用で形成された地形が保存されているという観点から、「多元地形 (Polygenetic Landforms)」としてとらえられると述べた。



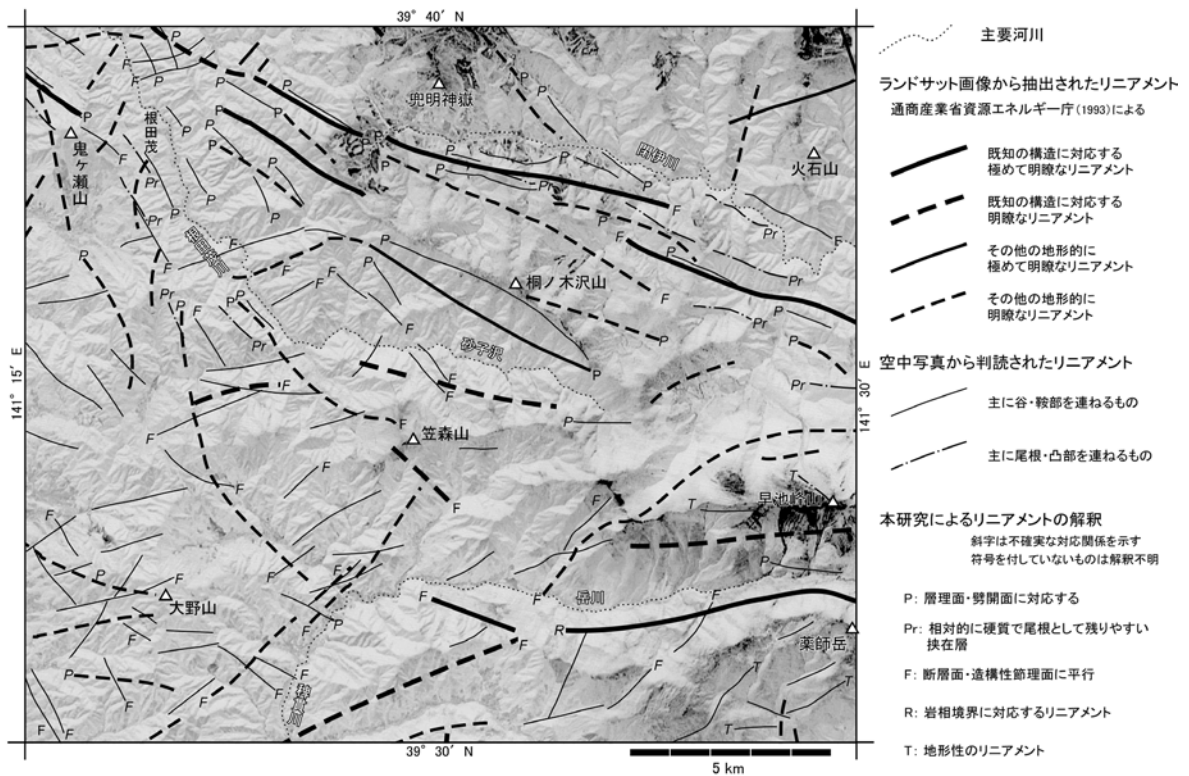
第1.1図 早池峰山図幅地域と周辺の地形陰影図

国土地理院発行の10 mメッシュ数値地図データを用い、フリーソフト「カシミール3D」(<http://www.kashmir3d.com/>)で作成した陰影図。経緯度は日本測地系による。「」内の名称は5万分の1地質図幅の地域名を表す。



第 1. 2 図 本図幅地域の切峰面図

国土地理院発行の 50 m メッシュ数値地図標高データから、500 m グリッドを生成して作成。水系は 4 次以上の谷を表示。経緯度は日本測地系による。



第 1. 3 図 本図幅地域におけるリニアメントの抽出図

ランドサット画像から判読したリニアメントは通商産業省資源エネルギー庁（1993）によるが、再解釈を付している。経緯度は日本測地系による。

1. 1. 2 地形の概要

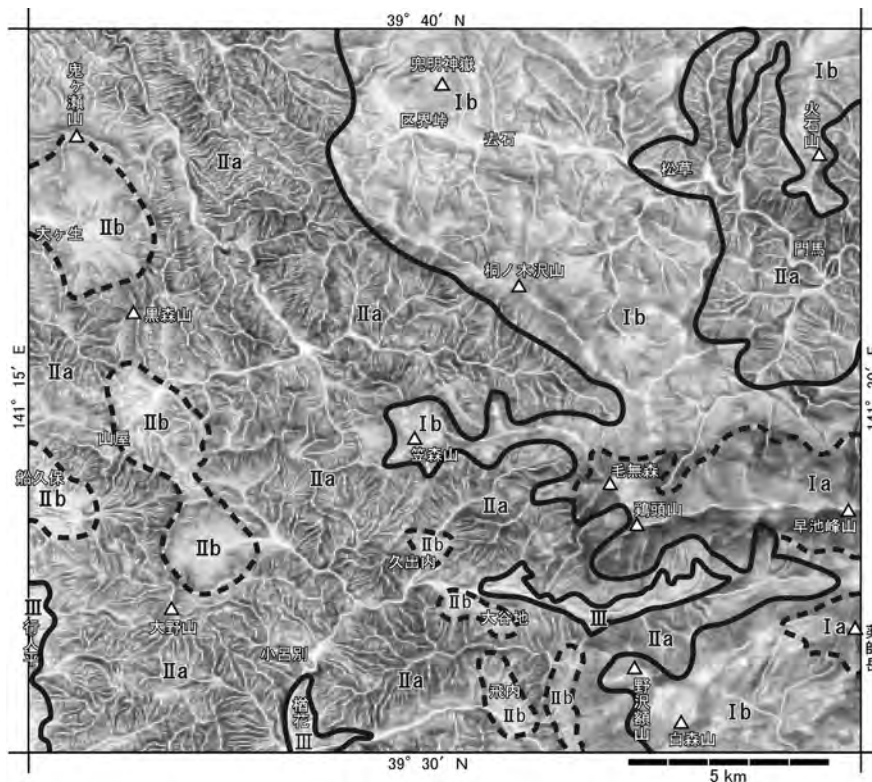
本図幅地域は、ほぼ全域が山地となっている（第 1. 1 図）。南西端がわずかに北上川東岸丘陵（鎮西，2005）の北東縁部に相当するのみであり，広い低地の発達は見られない。

山地 本図幅地域では，標高700～1,100 mの区域が広く，特に東半部において，Nakamura（1963）のいう高位の侵食小起伏面が良好に残存している（第 1. 2 図）。東端

部には北上山地の最高峰である早池峰山（標高 1, 914 m）とそれに連なる峰（早池峰連峰）が，標高 1, 400 m 以上の山稜として東西に延びる。早池峰連峰は，高位の侵食小起伏面より比高 400～800 m で突出した残丘（山根，1917）である。一方，西半部には，侵食小起伏面を開析した山地が発達し，更に西方の北上川河谷に向かって標高 300～500 m のなだらかな山稜が広がっている。ここでも水系による侵食が優勢であり，堆積地形はわずかな

第 1. 1 表 早池峰山図幅地域の小-中地形区分

地形区分	解 釈			標 高 (m)	起伏量	傾斜量	谷密度	水系パターン	対応する主な地質体
	大区分	概形の形成時期	地 形						
Ⅲ	堆積地形	第四紀 (後半)	谷底低地	様々	小	中～小	中～小	平行状	崖錐堆積物，段丘堆積物，現河床堆積物
Ⅱa	侵食地形	第四紀	開析山地	1,100～200	大	大～中	大	樹枝状・格子状	中・古生界堆積岩類
Ⅱb			開析された凹地形	様々	中	中～小	中	求心状・平行状	深成岩，石灰岩
Ⅰa		新第三紀	残丘	1,900～1,200	大	大～中	小	羽毛状～樹枝状	蛇紋岩，深成岩
Ⅰb			侵食小起伏面	1,300～700	中～小	中～小	小	羽毛状～樹枝状	中・古生界堆積岩類，蛇紋岩，深成岩



第 1. 4 図 本図幅地域の小-中地形区分図

本図幅地域内における国土地理院発行の 50 m メッシュ数値地図を基に，神谷ほか（1999）が作成した傾斜量図の上に区分線を加えた。経緯度は日本測地系による。Ⅰ～Ⅲの区分名は第 1. 1 表を参照。

範囲で認められるのみである。

水系 本図幅地域は、岩手県内を南に流下する北上川と東に流下する閉伊川の2つの大水系の流域に属する。両水系は、早池峰連峰から北西側に延び区界峠まで続く稜線を分水界とする。北上川水系は、南西部が北上川支流の岳川（下流では稗貫川）、北西部が北上川支流の根田茂川と築川の各支流である。この他に、本図幅地域の南東部に北上川支流の猿ヶ石川、西端部に同支流の赤沢川と乙部川の小水系がみられる。閉伊川水系は本図幅地域の北東部を占める（第1.1図）。

リニアメント 活断層研究会（1991）によれば、本図幅地域内では确实度Ⅲのリニアメントが8条認められているのみである。また、中田・今泉（2002）では活断層を認定していない。ランドサット画像から判読されたリニアメント（通商産業省資源エネルギー庁、1993）及び本報告において4万分の1空中写真から判読したリニアメントを第1.3図に示す。多くのリニアメントは、断層の方向、層理面や劈開面に調和的な方向、または節理面や小断層面に対応する方向に卓越している。

1.2 山地の地形区分

本図幅地域の地形は、大部分が侵食作用の卓越した山地地形に属しており、台地・平野地形は含まない。本報告では、分布標高・起伏量・傾斜量・谷密度・水系パターンなどに基づき、本図幅地域の数10m～数km規模の小～中地形について、第1.1表と第1.4図のように区分する。

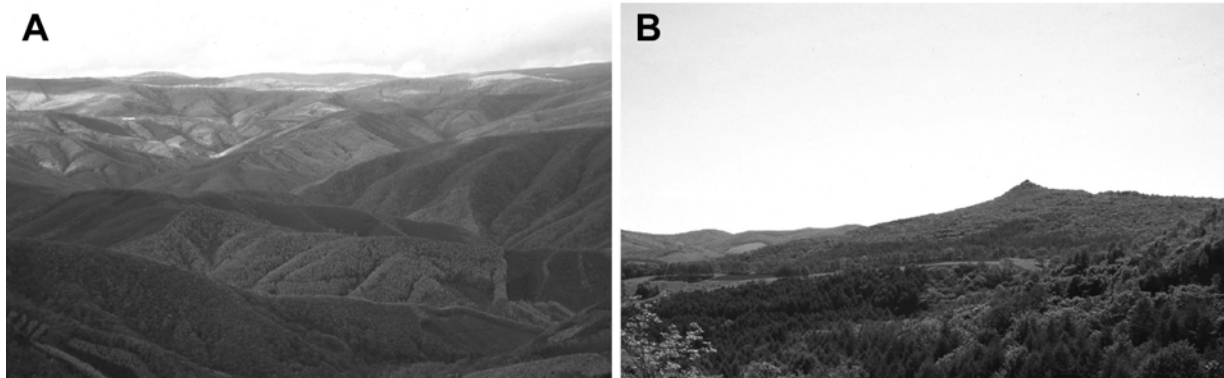
1.2.1 侵食地形

残丘（区分I a） 早池峰山（標高1,914m）から鶏頭山・毛無森にかけて東西に延びる早池峰連峰の稜線沿いと、薬師岳（標高1,645m）が残丘に相当する。周辺の侵食小起伏面より急傾斜の斜面となっているが、早池峰山頂付近は、やや緩やかな斜面から構成されている。早

池峰連峰は主に蛇紋岩（南部北上帯の中岳蛇紋岩）からなっており、周辺の中・古生界より侵食に対する抵抗力が大きい（Suzuki, 2006）ために、地形的に突出している。なお詳細に見ると、蛇紋岩中に挟在される斑れい岩（神楽火成岩類コメガモリ沢岩体）の分布域では相対的に緩傾斜となっている。早池峰山頂付近では現在及び化石周氷河地形である岩塔（トア）・岩塊原・多角形土が報告されている。トアには西北西-東南東の配列方向が、空中写真でも確認できる。この方向性は蛇紋岩中の節理の卓越発達方向と調和的である（田村ほか、1986）。

侵食小起伏面（区分I b） 侵食小起伏面は、本図幅地域の北東部に発達している（第1.5図A）。閉伊川流域では、分水界である区界峠付近から宮古市門馬松草付近まで、南東部では野沢額山よりも東側が、侵食小起伏面の分布域に相当する。特に標高900m以上の範囲において、谷密度・起伏とも小さい面が残存している。区界～松草の侵食小起伏面では、標高700～850mの平坦面に比高数10～数100mの小ピークが点在している。これらの小ピークの多くは、蛇紋岩（中岳蛇紋岩）やチャートからなっており、周囲に分布する根田茂帯・北部北上帯のチャート以外の岩石（泥岩珪長質凝灰岩互層や砂岩など）に比べて風化侵食に対する抵抗性が大きい。宮古市区界の兜明神嶽や去石南方のピーク（標高944m）は蛇紋岩からなる小規模な残丘状の孤立峰であり（第1.5図B）、宮古市松草周辺の鞍手山東方や権現滝ではチャートが稜線や滝を形成している。

侵食小起伏面上には厚さの大小はあるものの、普遍的に岩屑が存在している。尾根部での谷密度が小さいのに対して、小起伏面を開析する谷沿いには谷密度が大きい場合があるのは、相対的な凹地形部で岩屑が厚いことを示唆する。森林を伐採した跡では凍結融解作用が地表面に対してより強く作用し、表層の土砂移動が活発化することが報告されているが（澤口、1987）、本図幅地域北東端の宮古市門馬の達曽部（川内）牧場でもこの現象を示す微地形の一つであるアースハンモック構造が認めら



第1.5図 本図幅地域にみられる侵食地形景観

A：区界～松草に広がる侵食小起伏面。B：残丘状の孤立峰（兜明神嶽）。



第 1. 6 図 人為的改変によって形成されたアースハンモック構造
宮古市の達曽部（川内）牧場（39° 39′ 55″ N, 141° 29′ 09″ E）。

れる（第 1. 6 図）。

遠野市・花巻市境界の小白森（薬師岳西方）から白森山の稜線付近には、空中写真判読によって多重山稜や線状凹地が認められる。これは、北東-南西ないし北北東-南南西方向に約 3 km 断続し、小白森では南東側、白森山では西北西側に遠野花崗閃緑岩の岩盤が重力変形を起こしている。

開析山地（区分Ⅱ a）本図幅地域の水系は、西部の小河川水系を除いて、いずれも侵食小起伏面を開析し、流域に起伏量・谷密度の大きい山地を形成している。これらの開析山地は、根田茂帯・南部北上帯・北部北上帯の中・古生界から構成される。早池峰複合岩類の蛇紋岩・角閃岩・火成岩類は、侵食に対してやや強く、笠森山や黒森山付近の尾根を形成している。また、岩相の延長方向と谷の方向とはおおむね調和的で、北西-南東ないし西北西-東南東の方向性を示し、空中写真でも短いリニアメント群として判読できる。盛岡市根田茂付近では格子状に近い水系パターンが認められる。これは根田茂コンプレックスの岩相の延長方向（北西-南東）と、節理-小断層系の方向（東北東-西南西）の両方に水系が影響されていることによる。

開析された凹地形（区分Ⅱ b）本図幅地域西部の盛岡市大ヶ生・紫波町山屋から花巻市大迫町（以下、大迫町と記す）折壁沢上流、南部の大迫町飛内・野沢東方、大谷地、久出内には、平面的に楕円形に近い凹地形が存在する。傾斜は周囲より緩く、大ヶ生や折壁沢上流では求心状の水系パターンがみられる。これらの凹地形は、下部白亜系花崗岩類の各岩体の分布域に相当する。ただし、遠野花崗閃緑岩は、分布域全体で見ると凹地形を呈して遠野盆地をつくっているが、岩体の北縁部に当たる本図幅地域では、むしろ侵食に抗して残存している。一方、紫波町船久保～赤沢、及び大迫町小呂別～白岩には、周囲より緩傾斜の凹地形がみられる。これらの地区はい

ずれも石炭系石灰岩の分布域であり、地区内には小規模な鍾乳洞（例えば、船久保洞窟）もみられることから、石灰岩の溶食が凹地形の形成に関わっている。ただし、凹地形の発達箇所では地すべり堆積物や崩壊・土石流堆積物も発達しているため（第 11 章 4 節参照）、これらの凹地形は単純な侵食地形というわけではなく、緩速あるいは急速な地表変動を伴う堆積作用も地形形成に関与している。

1. 2. 2 堆積地形

第 1. 1 表の地形区分では区分Ⅲに分類される。本図幅地域では、まとまった分布はないものの、各所に小規模な堆積地形が散在する。第 1. 4 図においては、(i) 西端の紫波町行人平～芳沢、及び(ii) 岳川中流部の大迫町鉦野～植花のみを区別した。(i) は鮮新世～更新世の堆積盆の縁辺、(ii) は段丘面がやや広く発達している箇所である。

段丘地形 岳川沿いでは以下のようなⅠからⅢの河成段丘面が断続的に認められる。

Ⅰ（上位段丘）：現河床との比高 40～50 m の面。本図幅地域南端の植花から小又川合流点にかけての左岸側、早池峰ダム左岸、折壁川合流点上流の右岸側などに明瞭に残存している。支流の小又川にも、大迫町鍋屋敷付近まで断続的に認められる。

Ⅱ（下位段丘）：現河床との比高 10～20 m の面。鉦野から植花にかけての左岸側、大又川付近の左岸側、岳地区の一部、支流では久出内川の右岸などに点在する。広川・吉田（1956）が述べているように、下流の大迫図幅地域では 3 段（最下位段丘を除く）の段丘面が区別でき、最も下位のものは比高 10 m 前後の位置にある。しかし、本図幅地域では区別が困難なため一括した。

Ⅲ（最下位段丘）：現河床との比高 2～5 m の面。岳川に沿ってほぼ連続的に認められる。閉伊川沿いには、比高 2～5 m の沖積段丘面及び比高 10～20 m の面が認められる。築川・根田茂川沿いでは、小沢から流出した土石流堆積物によって段丘面が被覆され、多くの場所で段丘面が不明瞭化している。

斜面上の堆積地形 斜面上の堆積地形は、急速あるいは緩速の斜面下降運動によって形成されたもので、土石流・地すべり・斜面クリープなどによる堆積物が各所に認められる。岩手県土木部（1984）では本図幅地域内に地すべり地形 2 箇所（小白森南東・薬師岳南）を記載している。田村ほか（1986）は更に早池峰山周辺に数箇所、清水ほか（2009）は本図幅地域内に 120 箇所の地すべり地形をそれぞれ判読している。本報告の踏査及び空中写真判読によって確認または推定された地すべり地形は地質図上に示してある。なお、これら地すべり地形とその堆積物については、第 11 章 4 節で記述している。

第2章 地質概説

(川村寿郎・川村信人・内野隆之・中川 充・吉田孝紀・永田秀尚)

東北日本の先新第三系は、火山フロントより東に当たる太平洋側の北上山地と阿武隈山地にまとまって分布する。特に北上山地では、超苦鉄質岩・火成岩・変成岩と浅海成堆積岩からなる南部北上帯の中・古生界、付加体からなる北部北上帯のジュラ系、及び深成岩と堆積岩類からなる下部白亜系が広く分布している。そして両帯の境界域に、付加体からなる根田茂帯の下部石炭系が、南部北上帯の西縁部に母体-松ヶ平帯に属する時代未詳の低温高压型変成岩が分布する(第2.1図、第2.2図)。早池峰山図幅地域は、南部北上帯、根田茂帯、北部北上帯の3帯にまたがっていることや、日本列島における古期岩類の1つでもある超苦鉄質岩や角閃岩が分布していることから、北上山地全体の地質構造、東北日本の先白亜系地体構造区分、古生界層序と地史を理解する上で極めて重要である。

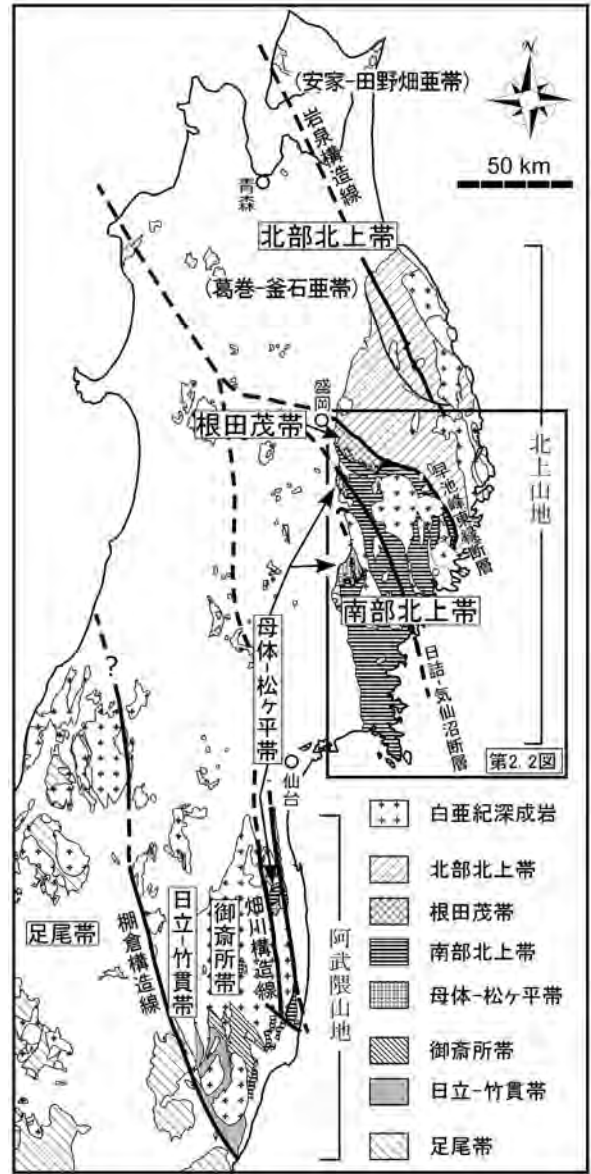
2.1 研究史

北上山地では、日本における地質学の黎明期から多くの研究が行われてきた。本節では、北上山地全体における主な研究の概要と、複雑な経緯を持つ南部北上帯・北部北上帯境界域における地体構造区分の変遷について記述する。なお、各地質系統における具体的な研究史については第3～11章の中で記述している。

2.1.1 北上山地の研究史概要

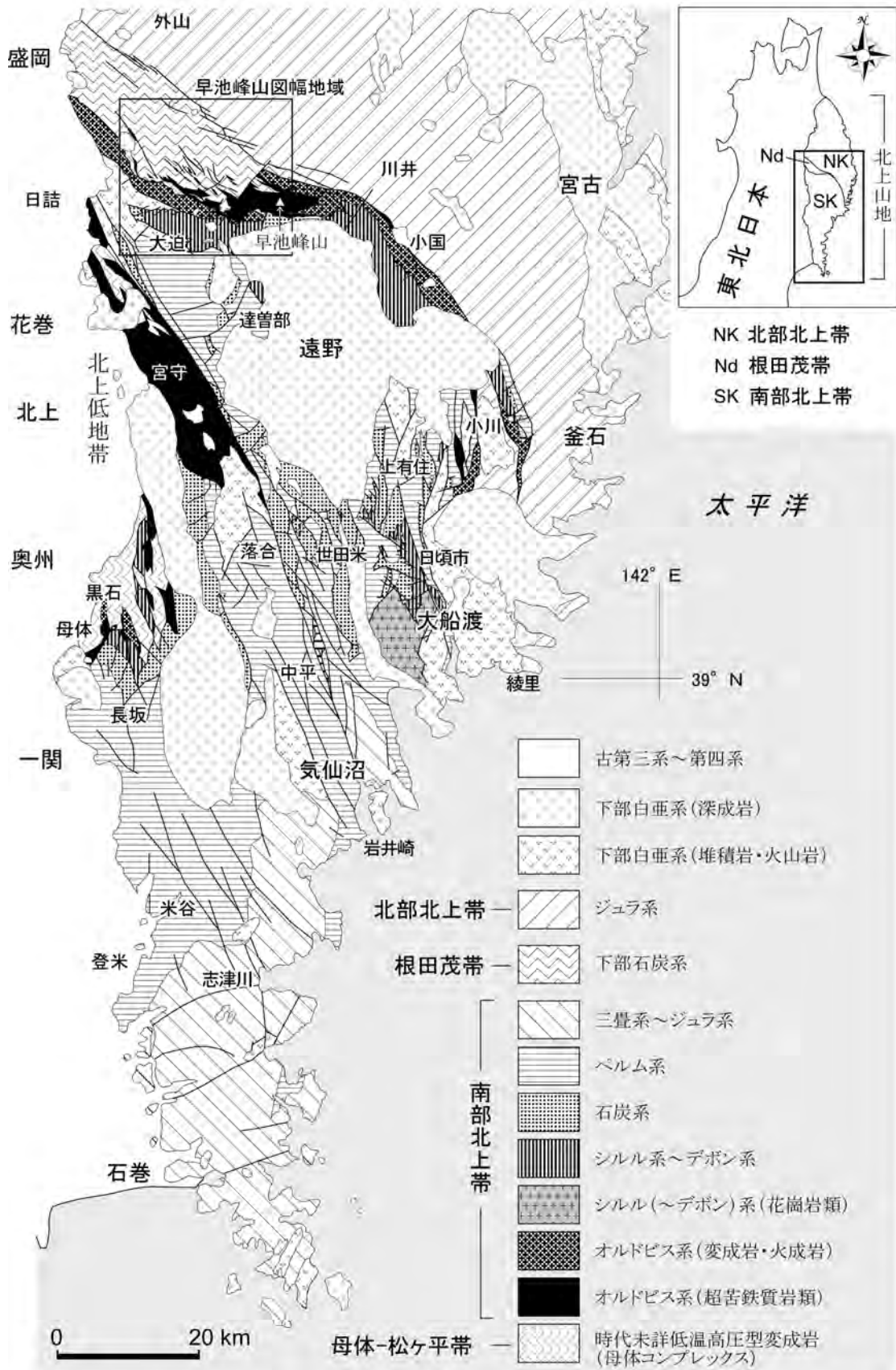
北上山地における地質学的研究は、Naumann (1881)による日本最初の三畳系の確認に始まる。以後半世紀にわたって、北上山地の南部を中心に古～中生界(中・古生界)が次々に確認され、層序区分がなされた。1890～1910年代には、内務省地質調査所による20万分の1地質図幅が刊行され、北上山地全域における地質の概要が明らかとなった。本図幅地域に分布する地質系統は20万分の1地質図幅「盛岡」(山根, 1915)として初めて示された。そして、1940年までには、北上山地の南部においてシルル系～白亜系の基本的な層序区分が確立された。

第二次大戦後、北上山地の南部では中・古生界の層序や地質時代の見直しが進み、各地で個別に設定された地域層序が系統的に整理され、それに基づいた地史論が展開された(例えば、Kobayashi, 1941; 湊, 1942, 1944)。また、北上山地の北部の地質調査も本格的に始められ、北上山地の南部と北部における岩相の相違が認



第2.1図 東北日本及び北上山地の地体構造区分
東北日本の地体構造区分(中川ほか, 1989; 茅原, 1982を改変)。阿武隈山地の地体構造区分については磯崎ほか(2010)を参照。

識された(湊, 1950)。同時期には、深成岩や超苦鉄質岩類の記載岩石学的な検討が行われた(渡邊, 1950)。北上山地の地質は、金・マンガン・鉄などの金属鉱産資源の検討も含め、10万分の1地質図を添付した「岩手県地質説明書Ⅱ」として総括された(岩手県, 1956)。その後、北上山地の中央部において、工業技術院地質調



第 2. 2 図 北上山地 (南半分) の地質概略図
川村ほか (1996) を改変.

査所による5万分の1地質図幅「大迫」(広川・吉田, 1956)・「土淵」(大和, 1956)・「釜石」(吉田, 1961)・「大槌・霞露岳」(吉田・片田, 1964)が刊行された。そして、吉田(1961)は釜石図幅の中で、北上山地の南部と北部の境界域において断層帯(後の早池峰構造帯)を認識し、北上山地は一般に南から南部北上山地(後の南部北上帯)、早池峰構造帯、北部北上山地(後の北部北上帯)に区分されるようになった(例えば、小貫, 1969)。1960年代以後、南部北上山地における中・古生界の層序の研究によって、層位関係・岩相・年代論が更に詳しく吟味されて総括されるとともに、それに基づいた地相・地質学による古生代地質構造発達史が組み立てられた(湊, 1966)。特に、古生界基盤や地質構造に関する議論が高まった(例えば、村田ほか, 1974)。一方、北部北上山地では岩相層序による地体構造区分とその地相・地質学的解釈が試みられた(例えば、杉本, 1974)。そして、前期白亜紀の深成岩や火山岩は、岩相・化学組成・放射年代を基に分帯が試みられた(地質調査所, 1974)。これらの成果や、金属鉱床資源調査に伴う広域的な地相踏査及び地下探査資料を基に、北上山地全域を網羅した20万分の1北上川流域地質図(小貫ほか, 1981)が刊行された。

1980年代になると、プレートテクトニクス論の導入を受けて日本列島の中・古生界に関する研究が大きく転換した。日本列島の中・古生界の多くが付加体起源ととらえられる中で、南部北上山地は岩相・層序・古生物相が付加体のものと全く異なることから、失われた大陸の断片とみなされた(Saito and Hashimoto, 1982)。南部北上山地に分布する地層の基盤をなす超苦鉄質岩類についても岩石化学的・放射年代学的検討が進み、島弧的な環境で形成されたことが示された(Ozawa, 1988)。早池峰構造帯については、南部北上山地と北部北上山地の縫合帯(Saito and Hashimoto, 1982)あるいは大陸縁のリフト帯(大上ほか, 1986)と考えられた。北部北上山地に分布する地層については、その岩相や地質構造から付加体と理解され、その時代は碎屑岩からの化石によりジュラ紀とみなされた(平ほか, 1981; 箕浦, 1983)。また、北部北上山地の微化石年代がまとめられた結果、古生代の海洋性岩石の有無と岩相の相違を基に、2帯(葛巻-釜石帯と安家-田野畑帯)に区分された(大上・永広, 1988)。Taira and Tashiro (1987)は、日本列島における地体構造区分を整理するとともに、南部北上山地を南部北上帯と呼んで黒瀬川帯に対比し、北部北上山地を北部北上帯と呼んで秩父帯(南帯)に対比した。

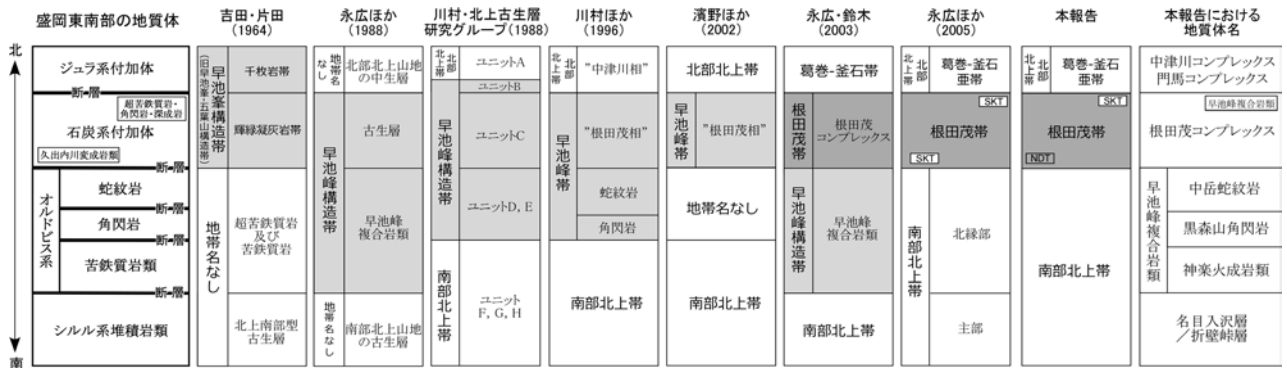
1990年代以後、特に早池峰構造帯での研究が進み、南部北上帯と北部北上帯の境界地帯について整理された。その結果、根田茂帯が新たに設けられ(永広・鈴木, 2003)、早池峰構造帯という地帯名が消滅することになった(永広ほか, 2005)。その後、根田茂帯は前期石炭紀

付加体からなることが示され(内野ほか, 2005)、更に根田茂帯中の玄武岩が低温高压型変成作用を被っていることが示された(内野・川村, 2010b)。一方、北部北上帯でも、年代や地質構造に関する資料が蓄積されて、川井、門、久慈、田野畑など各地域・地区における海洋プレート層序が復元された(Suzuki *et al.*, 2007, 永広ほか, 2008)。また、以前区分された葛巻-釜石帯と安家-田野畑帯は、北部北上帯の亜帯として扱われることとなった(永広ほか, 2005)。前期白亜紀の深成岩については、火山岩とともに、その岩石化学的特徴から、当時の海嶺沈み込みによる成因が論じられた(Tsuchiya *et al.*, 2007)。磯崎ほか(2010)は、早池峰山周辺及び遠野市宮守町周辺に産する南部北上帯の超苦鉄質岩類と母体-松ヶ平帯の低温高压型変成岩を蛇紋岩メランジュとしてとらえ、「早池峰-宮守帯」の設定を提案した。

2.1.2 南部・北部北上帯の境界域における地体構造区分の変遷

現在では北上山地は、主に南部北上帯、根田茂帯、北部北上帯に区分される。しかしかつては、早池峰構造帯が、南部北上帯と北部北上帯の境界域をなしていた。そして、この帯の定義やとらえ方は、研究者や時代によって異なっていた。本項では、南部北上帯と北部北上帯の境界域における地体構造区分の変遷について記述する(第2.3図)。

吉田(1961)は5万分の1地質図幅「釜石」の中で、北上山地の南部と北部の境界を、苦鉄質-超苦鉄質岩類が貫入する断層帯として認識し、「早池峯-五葉山構造帯」と呼んだ。早池峯-五葉山構造帯は、5万分の1地質図幅「大槌・霞露岳」(吉田・片田, 1964)の中で「早池峯構造帯」と改称され、更に南西側の輝緑凝灰岩帯(現在の南部北上帯の一部と根田茂帯に相当)と北東側の千枚岩帯(現在の南部北上帯の一部と北部北上帯の一部に相当)に区分された。地質時代については、前者は石灰岩から得られたサンゴ・紡錘虫化石より前期石炭紀、後者は石灰岩礫を多く含む礫岩の基質から得られた紡錘虫化石より前期ペルム紀と考えられた(石灰岩, 石灰岩礫を多く含む礫岩とともに現在の南部北上帯に帰属)。早池峰山東部-釜石地域の地質について研究した大沢(1983)は、吉田・片田(1964)の千枚岩帯を現在の北部北上帯に含めた。永広ほか(1988)は、早池峰構造帯南東部(大迫-川井-釜石地域)の地質について総括し、大沢(1983)同様に千枚岩帯を現在の北部北上帯に含め、輝緑凝灰岩帯を構成する古生層に早池峰複合岩類(超苦鉄質岩・角閃岩・猫底火成複合岩類)を加えた地帯に対して早池峰構造帯と再定義した。一方、川村・北上古生層研究グループ(1988)やKawamura *et al.* (1990)は、大沢(1983)同様に千枚岩帯のほとんどを北部北上帯に含め、小黒層(本報告では神楽火成岩類に含まれる)と



第 2. 3 図 盛岡南東部～花巻市大迫町北部（本図幅地域西部）における地体構造区分の変遷
 NDT：根田茂帯，SKT：南部北上帯。

やくしがわ
 葉師川層が整合関係にある（大沢, 1983）ことを根拠に、オルドビス紀の苦鉄質岩類（本報告での神楽火成岩類）を永広ほか（1988）の早池峰構造帯から除外した。そして、彼らのユニット B（現在の北部北上帯の一部に相当）、ユニット C（現在の根田茂コンプレックスに相当）とユニット D, E（超苦鉄質岩及び角閃岩）の分布域を早池峰構造帯とした。川村ほか（1996）は、川村・北上古生層研究グループ（1988）の早池峰構造帯からユニット B を除外し、猫底火成複合岩類（本報告の神楽火成岩類猫底岩体）を含む永広ほか（1988）の早池峰構造帯と区別するために、早池峰帯と新たに呼称した。また、ユニット C の名称を“根田茂相”に変更した。また、濱野ほか（2002）は、根田茂相を示す岩石の分布する地帯のみを早池峰帯と呼び、超苦鉄質岩・角閃岩については吉田・片田（1964）同様にどこの地帯にも属さないとした。永広・鈴木（2003）は、根田茂相を示す岩石（すなわち根田茂コンプレックス）の分布する地帯に対し根田茂帯という新称を付与し、早池峰複合岩類（永広ほか, 1988）及び釜石地域のシルル紀～ペルム紀碎屑岩・火山岩（千丈ヶ滝層・小川層・栗林層・中和田層）に対して早池峰構造帯として再定義した。永広ほか（2005）は、南部北上帯と北部北上帯の境界域における地体構造区分を整理・統一し、根田茂コンプレックスが分布する地帯のみを根田茂帯と呼び、早池峰複合岩類を南部北上帯に含めた。その結果、早池峰構造帯の名称は消滅することとなった。

2. 2 地帯の扱いと記載における用語の定義

本報告での地体構造区分は、基本的に永広ほか（2005）に基づくが、根田茂帯中に産する泥質岩起源の久出内川変成岩類（大上・大石, 1983）については、内野ほか（2008b）に従い、根田茂帯に帰属させる（第 2. 3 図）。なお、白亜紀以降の構造運動による変形（例えば、南部北上帯の岩石と根田茂帯の岩石が両帯境界域で複雑に入り乱れたり、また根田茂帯の岩石分布域に南部北上帯の岩石が産したりする）の結果、南部北上帯、根田茂帯、北部北上

帯は、単純に带状に並列した“belt（帯）”として捉えられるものではない。現在の複雑な地質体分布を適切に説明するためには、上記 3 帯を“terrane（テレーン）”としてとらえることが望ましいと考えられる。ここで使用するテレーンは、白亜紀より前にすでに断層で境され、それぞれ独自の構造層序と地史を持って配列していた地質的実体（Jones *et al.*, 1983）、すなわち、オルドビス紀～ジュラ紀の主に浅海性堆積岩類、前期石炭紀の付加体、ジュラ紀の付加体を指す。ただし、terrane の日本語名については、歴史的経緯や再定義・改名という問題もあるので、本報告ではこれまでの名称を踏襲し、南部北上帯、根田茂帯、北部北上帯を使用する。

「地域」と「地区」の使い分けに関しては、前者が幅数 10 km 程度の広い範囲を指す場合に（例えば、大迫地域）、後者が幅数 km の狭い範囲を指す場合（例えば、小国地区）に使用する。主な地域・地区名は第 2. 2 図に記入してある。なお、5 万分の 1 地質図幅の範囲・地域を表す時は、通常の名前と区別するため、例えば早池峰山図幅地域と表記する。

「シルル-デボン系」は、シルル紀からデボン紀までのまたがった時代に形成された地質体（例えば、南部北上帯の折壁峠層）の年代層序単位として使用し、「シルル系～デボン系」は、シルル紀に形成された地質体とデボン紀に形成された地質体をまとめて扱った場合に使用した。変成岩と火成岩の名称は、IUGS による分類（Fettes and Desmons, 2007 及び Le Maitre, 2002）にそれぞれ従い、和名は日本工業規格 JIS A 0204（日本規格協会, 2008a）及び JIS A 0205（日本規格協会, 2008b）に従った。なお、斑れい岩という岩石名については、本岩石が全般に著しい剪断変形を受けていること、広域変成作用（一部は更に接触変成作用）を受け再結晶していることから、厳密な岩石名を与えず広義（Le Maitre, 2002 の第 2. 5 図における QAPF 領域の 10）で使用した。

地層の連続性については、地層の破断や混在化の程度により、整然相、破断相、混在相の 3 相に区分する。整然相は、地層の元来の累重関係や側方連続性が保持され

ている状態を指す。破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指す。混在相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な種類や大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く碎屑岩の“基質”からなる状態を指す。岩体規模の記述に関しては中江（2000）に従い、見掛けの層厚が500 m以上を大規模岩体、300～500 mを中規模岩体、50～300 mを小規模岩体とし、50 m未満については、岩塊と表記する。

緯度・経度の表記法については、特に断りがない限り、世界測地系を使用する。

2.3 地質の概要

本図幅地域は、北上山地のほぼ中央に位置し、北上山地最高峰の早池峰山を含む区画である（第2.1図；第2.2図）。本図幅地域には、南部北上帯のオルドビス系～ペルム系、根田茂帯の下部石炭系、北部北上帯のジュラ系、いずれの地帯にも属さない下部白亜系及び古第三系からなる地質系統が広く分布し（第2.4図）、またそれらを覆う第四系が局所的に分布する。本図幅地域の地質系統を第2.5図に総括して示す。

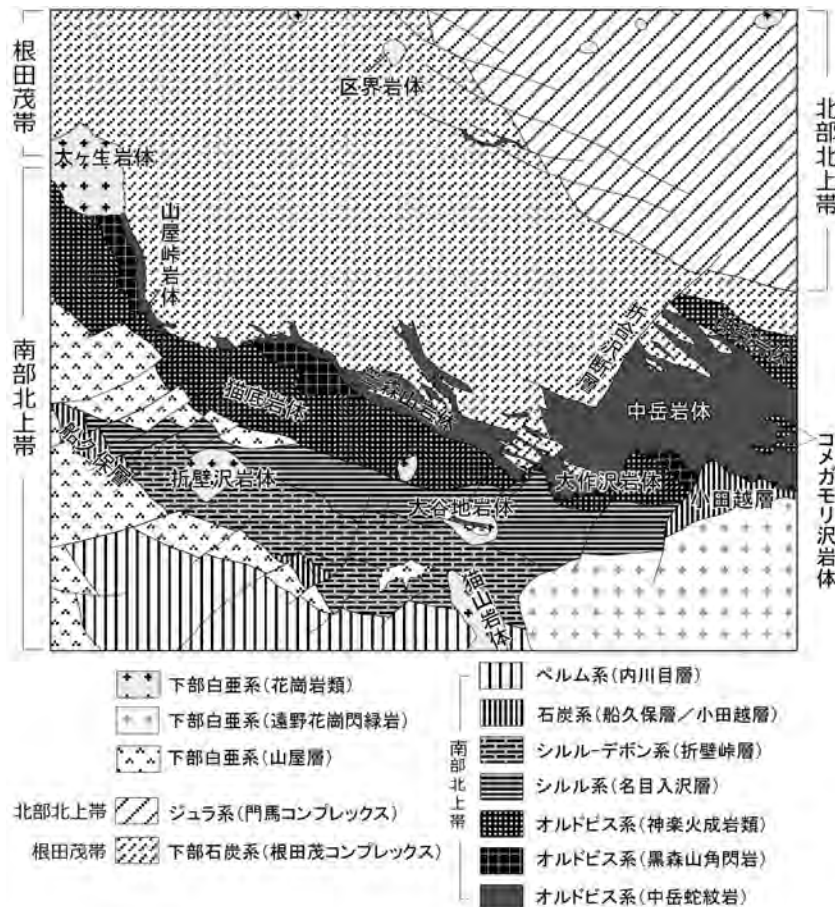
2.3.1 南部北上帯オルドビス系～ペルム系

本図幅地域の南半分を占める南部北上帯は、オルドビス系、シルル系、シルル-デボン系、石炭系、ペルム系から構成される。

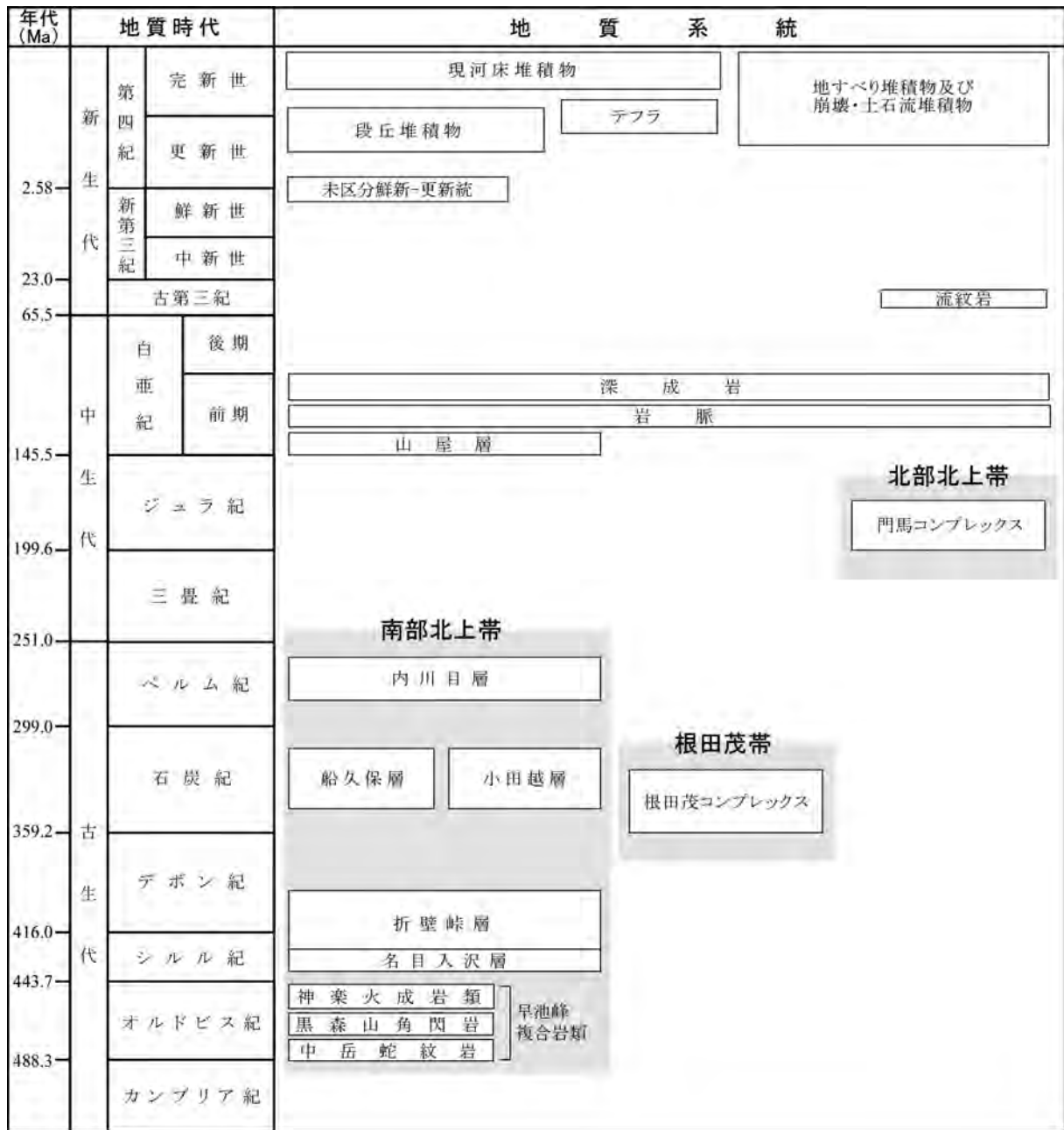
オルドビス系は、中岳蛇紋岩、黒森山角閃岩、^{かぐら}神楽火成岩類からなり、これらは一括して早池峰複合岩類と呼ばれる。これらの岩石は、南部北上帯の北東縁部に分布して南部北上帯構成岩類の最下部に位置するほか、根田茂帯・北部北上帯内の断層に沿っても散在する。

中岳蛇紋岩は、主にハルツバージャイト及びダナイトが原岩であるが、ほとんどが蛇紋岩化し、強い剪断変形を被っている。早池峰山周辺では大規模な岩体（中岳岩体）として産し、中央部～西部の南部北上帯と根田茂帯の境界付近では中規模な岩体（笠森山岩体、山屋峠岩体）として産する。また、根田茂帯内、及び根田茂帯と北部北上帯との境界付近では、連続性の乏しいレンズ状の岩塊として産する。中岳蛇紋岩は、分布と地質構造から、本来、南部北上帯構成岩類の最下位を占めていたと考えられるが、蛇紋岩化とその後の滑動変位や固体貫入によって、後生的に移動・再定置したと判断される。

黒森山角閃岩は、主に普通角閃石と斜長石からなり、片麻状構造を示す。普通角閃石からは、473～411 Ma（前期オルドビス紀～前期デボン紀）のK-Ar年代が報告さ



第2.4図 早池峰山図幅地域の地質概略図
オルドビス紀の変成岩・火成岩の岩塊～小岩体、前期白亜紀の岩脈、及び古第三紀以降の地質体は表現されていない。



第 2.5 図 本図幅地域の地質の総括
 第四紀のテフラは地質図に表現されていない。

れている (小沢ほか, 1988; Shibata and Ozawa, 1992)。

神楽火成岩類は、斑れい岩～閃緑岩, ドレライト, 玄武岩からなり, 石英閃緑岩～トータル岩, 流紋岩などを含む。全体的に緑れん石角閃岩相の広域変成作用を被っている。斑れい岩の普通角閃石からは, 453～437 Ma(後期オルドビス紀～前期シルル紀)の K-Ar 年代が報告されている (Shibata and Ozawa, 1992)。

シルル系～デボン系は, 下位よりシルル系名目入沢層とシルル-デボン系折壁峠層からなる。名目入沢層は, 泥岩, 砂岩, 砂岩泥岩互層及び珪長質凝灰岩からなり, オースコーツァイト礫を一部に含む礫岩を挟む。所に

よって, 砂岩泥岩互層中の砂岩層が, 膨縮変形によりブーダン状になることや, 剪断変形により泥岩中に礫状に散在することもある。碎屑性ジルコンの U-Pb 年代から, 名目入沢層の堆積年代は 430 Ma と推定されている (下條ほか, 2010)。折壁峠層は, 名目入沢層に整合的に重なる碎屑岩を主とした厚い地層で, 下部の落合砂岩礫岩部層と上部の白岩砂岩泥岩部層に区分される。落合砂岩礫岩部層は, 砂岩, 砂岩泥岩互層, 泥岩, 珪長質凝灰岩からなり, 礫岩や玄武岩～安山岩火山碎屑岩を挟む。礫岩には花崗岩類や珪長質火山岩類の礫が多く含まれる。また, 一部の層準では石灰岩礫を多く含み, 中期シルル

紀を示すサンゴなどの化石が産する。白岩砂岩泥岩部層は、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩及び珪長質凝灰岩からなり、礫岩を挟む。

石炭系は、小田越層と船久保層からなる。小田越層は、泥岩、砂岩、石灰岩、玄武岩からなる。同層はかつてシルル系とされた（永広ほか、1986b）が、石灰岩から前期石炭紀を示すサンゴや有孔虫類などの化石が産することから、本報告では石炭系として扱う。船久保層は、泥岩、砂岩、珪長質凝灰岩、石灰岩からなり、石灰岩から前期～中期石炭紀を示すサンゴや有孔虫類などの化石が産する。

ペルム系は、内川目層からなる。泥岩、砂岩泥岩互層及び砂岩からなり、礫岩を挟む。礫岩は、流紋岩、安山岩、珪長質凝灰岩のほか、花崗岩、石灰岩を特徴的に含む。石灰岩礫を多く含む礫岩の礫から、前期～中期ペルム紀の紡錘虫化石が産する。

2.3.2 根田茂帯下部石炭系

根田茂帯は、本図幅地域北西部から中央部を占め、下部石炭系の根田茂コンプレックスから構成される。根田茂コンプレックスは、苦鉄質岩、チャート、泥岩珪長質凝灰岩互層、砂岩、礫岩などからなる。5万分の1地質図規模では混在相を示し、露頭規模では、主に破断相を示す。苦鉄質岩（玄武岩及びドレライト）は、岩塊及び小～大規模岩体として広く分布し、その化学組成は中央海嶺玄武岩と海洋島玄武岩の領域を示す。チャートは、岩塊及び小規模岩体として分布し、成層チャートと塊状チャートとに区分される。塊状チャートからは、中期～後期デボン紀を示す放射虫化石が得られている。泥岩珪長質凝灰岩互層は、根田茂コンプレックスの主要構成岩として分布する。砂岩は、岩塊及び小規模岩体として分布し、その多くが石質ワッケである。礫岩は、岩塊としてまれに分布し、石灰岩礫には海ユリや石灰質海綿類の化石が認められる。本図幅地域の根田茂コンプレックスは、ぶどう石-パンペリー石相、パンペリー石-アクチノ閃石相または緑色片岩相の広域変成作用を被っている。根田茂コンプレックスの付加年代は、陸源性砕屑岩から得られた放射虫化石によって前期石炭紀であるとされている。

2.3.3 北部北上帯ジュラ系

北部北上帯は、本図幅地域北東部を占め、ジュラ系の門馬コンプレックスから構成される。門馬コンプレックスは、苦鉄質岩、チャート、泥質岩、砂岩からなり、5万分の1地質図規模では混在相を示し、露頭規模では主に混在相や破断相を示す。苦鉄質岩（玄武岩及びドレライト）は、岩塊及び小～中規模岩体として分布する。チャートは、岩塊及び小～中規模岩体として分布し、多くが成層チャートである。泥質岩（泥岩珪質岩薄互層、

珪長質凝灰岩、泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩薄互層）は、門馬コンプレックスの主要構成岩として分布する。砂岩は、岩塊及び小～大規模岩体として分布し、その多くが石質または長石質のワッケである。門馬コンプレックスの付加年代は、近隣地域で産する陸源性砕屑岩中の化石の年代から判断してジュラ紀とみなされる。

2.3.4 下部白亜系（堆積岩・火山岩）

下部白亜系（堆積岩・火山岩）は山屋層からなり、本図幅地域南西部に分布する。山屋層は、流紋岩～安山岩溶岩、珪長質凝灰岩～凝灰角礫岩、砂岩及び泥岩からなり、礫岩を挟む。凝灰角礫岩には下位の南部北上帯石炭系に由来する石灰岩の角礫が含まれ、本図幅地域南部（早池峰ダム東方）の上岩山周辺では、シルル-デボン系を傾斜不整合で覆う。

2.3.5 下部白亜系（貫入岩）及び古第三系

下部白亜系（貫入岩）は岩脈及び深成岩からなり、南部北上帯・根田茂帯・北部北上帯の中・古生界と下部白亜系山屋層を貫く。岩脈は、デイサイト、安山岩及び細粒閃緑岩であり、幅数m～数10mで局所的に散在する。深成岩は、大規模な岩体である遠野花崗閃緑岩のほか、13の小～中規模な花崗岩類の岩体からなり、中・古生界から下部白亜系山屋層及び岩脈までの地質系統に熱影響を及ぼしている。遠野花崗閃緑岩は、粗粒の花崗閃緑岩、トータル岩及び石英閃緑岩からなる。花崗岩類の大谷地岩体では、斑れい岩を含む。他の岩体は、主に中粒～粗粒の花崗閃緑岩～トータル岩からなる。

古第三系は、流紋岩溶岩及び火山砕屑岩の噴出岩からなり、北部北上帯中の1地点に分布する。

2.3.6 第四系

第四系は、未区分鮮新-更新統、上部更新統の段丘堆積物、後期更新-完新統の地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物、テフラ、完新統現河床堆積物からなる。未区分鮮新-更新統は、凝灰岩、砂岩泥岩互層、泥岩、砂岩及び礫岩からなる。段丘堆積物は、河床との比高と開析度から、上位段丘堆積物と下位段丘堆積物に区分される。上位段丘堆積物は、層厚10～40mで礫、砂及び泥からなる。下位段丘堆積物は、層厚10m以上の礫、砂及び泥からなる。地すべり堆積物は、緩速の地すべりや斜面クリープなどによる岩屑からなる。崩壊・土石流堆積物は、高速で移動した表層の土砂や岩盤の崩壊・崩落物、及び土石流によって運搬された岩屑からなる。テフラは、地質図には表現していないが、秋田駒ヶ岳や十和田カルデラを噴出源とする後期更新世から完新世の火山灰層である。現河床堆積物は、地域内の河川でみられる礫、砂及び泥であるが、広くかつ厚いものはあまり見られない。

2. 3. 7 地質構造

オルドビス系～下部白亜系の地層の層理面・劈開面走向、褶曲の軸面走向、及び各地層の配列を規制している境界断層は、概ね北北西-南南東から西北西-東南東を示し、それらが本図幅地域の大局的な地質構造をなしている。南部北上帯の古生界は、下部白亜系の山屋層とともに、南西フェルゲンツの複向斜構造に支配された分布をなしている。根田茂帯下部石炭系や北部北上帯ジュラ系では、閉じた褶曲が発達する。

本図幅地域に発達する断層は、北西-南東、西北西-東南東、北東-南西の3方向に主に区分できる。西北西-東南東系断層の一部と北東-南西系断層は、前期白亜紀以降に活動したより新規の断層とみられる。西北西-東南東系断層の一部は、山屋層と南部北上帯古生界との境界をなし、また、根田茂帯と北部北上帯の境界断層を西側に変位させている。北東-南西系断層は、深成岩などの前期白亜紀以前の地質系統をほぼ垂直に切り、特に早池峰山西麓では中岳蛇紋岩中岳岩体の西方への分布を規制している。

第3章 南部北上帯オルドビス系

(内野隆之・中川 充・川村信人・川村寿郎)

早池峰山図幅地域の南部北上帯オルドビス系は、中岳蛇紋岩・黒森山角閃岩・神楽火成岩類から構成される。それらは、永広ほか(1988)によって早池峰複合岩類という高次階層の層序単位として一括されており、本報告でもそれを踏襲する(第3.1図)。早池峰複合岩類は、南部北上帯中央部(大船渡地域)の永上花崗岩類(第2.2図参照)とともに、南部北上帯構成岩類の最下部に位置付けられている。中岳蛇紋岩と神楽火成岩類は、分布地域によっていくつかの岩体に区分される。

3.1 研究史と概要

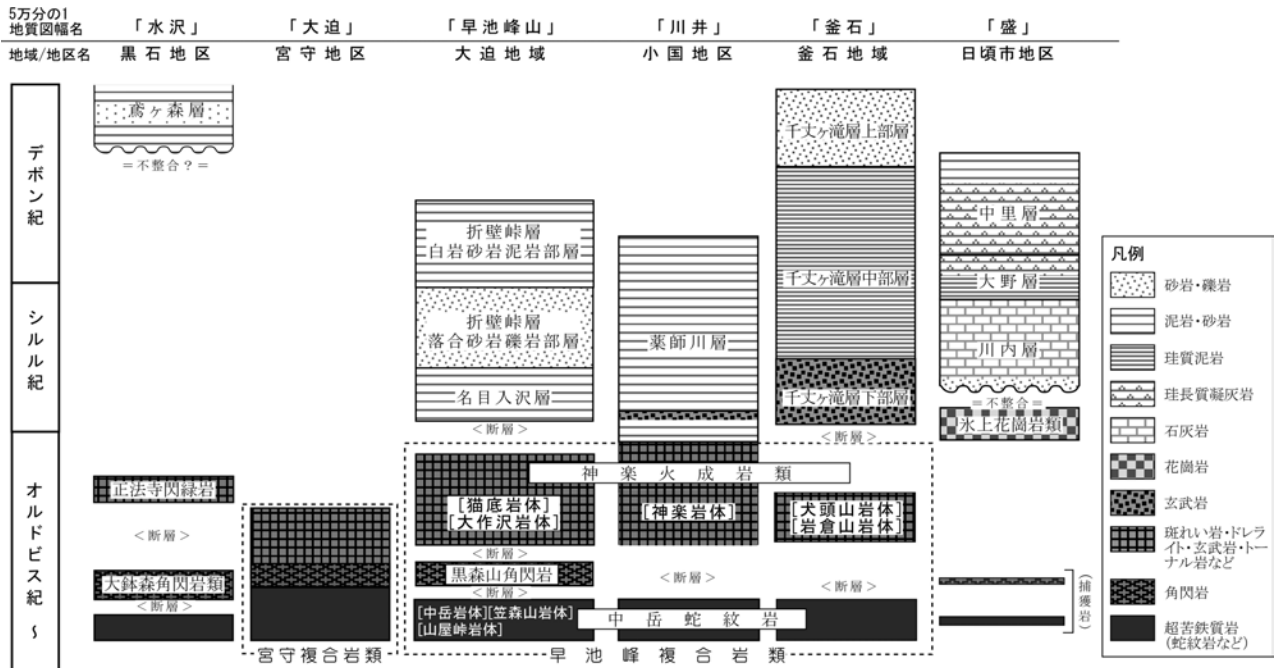
3.1.1 研究史

北上山地の南部と北部を境する地帯に、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類が列をなして分布することは、古くから知られていた。例えば、10万分の1岩手県地質図(岩手県土木部, 1954)や5万分の1地質図幅「土淵」(大和, 1956)では、早池峰山周辺の超苦鉄質岩とそれに伴う苦鉄質岩類の分布が図示された。浅井(1955a, b)は、早池峰山周辺の超苦鉄質岩を、蛇紋岩、残晶かんらん石輝石蛇紋岩、残晶かんらん石無色角閃石透角閃石岩及び残晶かんらん石透角閃石緑泥石岩の4つの岩相に区分し、その分布を示した。その後 Onuki (1963) は、盛岡市南東部～宮古市小国地区の約60 kmにわたる範囲において、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類の岩相分布を示した。また両者の化学組成を検討し、超苦鉄質岩はマンツルの深部で、苦鉄質岩類は浅部で形成されたことを示した。吉田・片田(1964)は、5万分の1地質図幅「大槌・霞露岳」で、北上山地の南部と北部の境界域に「早池峰構造帯」を設定し、苦鉄質岩類が卓越する地帯を「輝緑凝灰岩帯」と呼んだ(第2章1節参照)。大貫(1968)は、角閃岩類の化学組成について検討し、変成作用について論じた。

1980年代になると、早池峰構造帯の超苦鉄質岩及び苦鉄質岩に関する層位・年代・岩石化学の検討が進んだ。大沢(1983)は、釜石地域と宮古市の小国地区における早池峰構造帯の層序を組み立て、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類を古生界の最下部に位置付けるとともに、上位の碎屑岩類との関係を整合であるとした。また、釜石地域の斑れい岩の年代値(普通角閃石のK-Ar年代)が388 Ma及び291 Maである(金属鉱物探鉱促進事業団, 1973)ことと、上述の碎屑岩類(薬師川層)との整合関係に基づき、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類を(デボン系～)下部石炭系とみなした。大沢(1983)は更に、化学組成

とオフィオライト層序に類似した産状に基づき、苦鉄質岩類が海洋地殻起源であるとし、大陸地殻を分断させたリフト帯で形成されたと推論した。大上ほか(1986)は、花巻市の大迫地域における古生界層序を組み立てて、早池峰構造帯の超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類を、オルドビス紀?～シルル紀の地層(名目入沢層)の下位に位置するオルドビス系とみなした。Fujimaki and Yomogida (1986a, b) は、超苦鉄質岩の接触変成作用によって生じた、変成かんらん石、トレモラ閃石、滑石などについて鉱物相解析を行い、北から南へ4つの変成帯に区分した。また、永広ほか(1988)は、永広ほか(1986a)が示した早池峰山周辺における超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類の分布などの結果を基に、早池峰構造帯とその周辺域の地質系統を総括した。その結果、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類を「早池峰複合岩類」と総称し、その分布で定義付けられる地帯を早池峰構造帯と呼んだ(第2.3図参照)。また、早池峰複合岩類に含まれる斑れい岩やドレライトなどの苦鉄質岩類は、大迫地域では猫底複合岩類、小国地区では神楽複合岩類、釜石地域では犬頭山複合岩類及び岩倉山複合岩類としてそれぞれ区分された(本章2節3項参照)。更に、上位の地層との層位関係から、大上ほか(1986)同様に、早池峰複合岩類をオルドビス系とみなし、南部北上帯古生界の最下部をなすものとした。Shibata and Ozawa (1992) は、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類からなる早池峰複合岩類と、遠野市の宮守地区に分布する宮守超苦鉄質岩体(小沢ほか, 1988; 本報告では宮守複合岩類と呼称: 第3.1図)を一括して、「早池峰-宮守オフィオライト」と呼んだ。そして、その岩石学的特徴や角閃岩・斑れい岩におけるK-Ar年代値(473 ± 24 Maや453 ± 18 Maなど)から、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類がオルドビス紀の島弧オフィオライトであると考えた。また、吉田ほか(1990)及びMori *et al.* (1992)も、早池峰複合岩類の苦鉄質岩類を岩石化学的に再検討し、その起源を大沢(1983)の推論したリフト帯ではなく沈み込み帯の島弧とした。

超苦鉄質岩・角閃岩・火成岩を一括した早池峰複合岩類(永広ほか, 1988)に関しては、かつて早池峰構造帯を特徴づけるものであったが(例えば、永広・鈴木, 2003)、永広ほか(2005)で行われた南部北上帯・北部北上帯の境界域における地体構造区分の整理(第2章1節参照)によって南部北上帯の構成岩に組み込まれた。



第3.1図 各地域・地区における南部北上帯オルドビス系～デボン系の区分・対比
日頃市地区の捕獲岩は、川村ほか(1980)による世田米地区の「変成岩ゼノリス」を表す。宮守複合岩類は、小沢ほか(1988)の「宮守超苦鉄質岩体」に相当する。

3.1.2 概要

本図幅地域のオルドビス系は、中岳蛇紋岩、黒森山角閃岩、神楽火成岩類から構成される。それらは、まとめて早池峰複合岩類と一括され、南部北上帯古生界の最下部をなす。

中岳蛇紋岩は、主にハルツバージャイト及びダナイトを原岩とする剪断変形の著しい蛇紋岩からなる。本図幅地域では、中岳岩体、笠森山岩体、山屋峠岩体として断続的に分布する(第2.4図参照)。また、幅数m～数100mの岩塊～小岩体が、根田茂帯中の断層及び北部北上帯と根田茂帯の境界断層(鞍沢断層)に沿って分布するほか、北部北上帯中の断層に沿ってもわずかにみられる。原岩を構成していた鉱物のほとんどが蛇紋石化しかつ変質している。

黒森山角閃岩は、主に片麻状角閃岩からなり、南部北上帯では3地区に分かれて分布するほか、根田茂帯中の断層に沿っても岩塊が点在する。

神楽火成岩類は、斑れい岩～閃緑岩、ドレイイト、玄武岩などの苦鉄質岩類を主とし、石英閃緑岩～トータル岩、粗粒流紋岩、デイサイト～流紋岩などの珪長質岩類を伴う火成岩からなる。本図幅地域では、猫底岩体、大作沢岩体、神楽岩体、コメガモリ沢岩体として分布する(第2.4図参照)。また、根田茂帯中の断層に沿っても斑れい岩や石英閃緑岩～トータル岩の岩塊が点在する。

本図幅地域の黒森山角閃岩と神楽火成岩類(猫底岩体)の斑れい岩中の普通角閃石からは、オルドビス紀の時代を示すK-Ar年代値が報告されている(Shibata and

Ozawa, 1992; 小沢ほか, 1988)。

3.2 早池峰複合岩類

命名・定義 永広ほか(1988)により、南部北上帯堆積岩類の基盤をなす、超苦鉄質岩(中岳蛇紋岩)・角閃岩(本報告では黒森山角閃岩)・苦鉄質岩類(本報告では神楽火成岩類)を包括する高次階層の層序单元に対する名称である。なお本報告では、根田茂帯中の断層に沿って産する超苦鉄質岩(本図幅地域では蛇紋岩)・角閃岩・深成岩の岩塊～小岩体も含むものとし(第2.3図参照)、南部北上帯構成岩の最下部をなすものとして扱う。

対比 早池峰複合岩類は、本図幅地域の南西20kmに位置する遠野市宮守地区の宮守複合岩類(小沢ほか, 1988の宮守超苦鉄質岩体)と、岩石学的共通性から同一の島弧オフィオライトであったと考えられている(Ozawa, 1984)。

3.2.1 中岳蛇紋岩 (Sp)

命名・定義 永広ほか(1988)による。

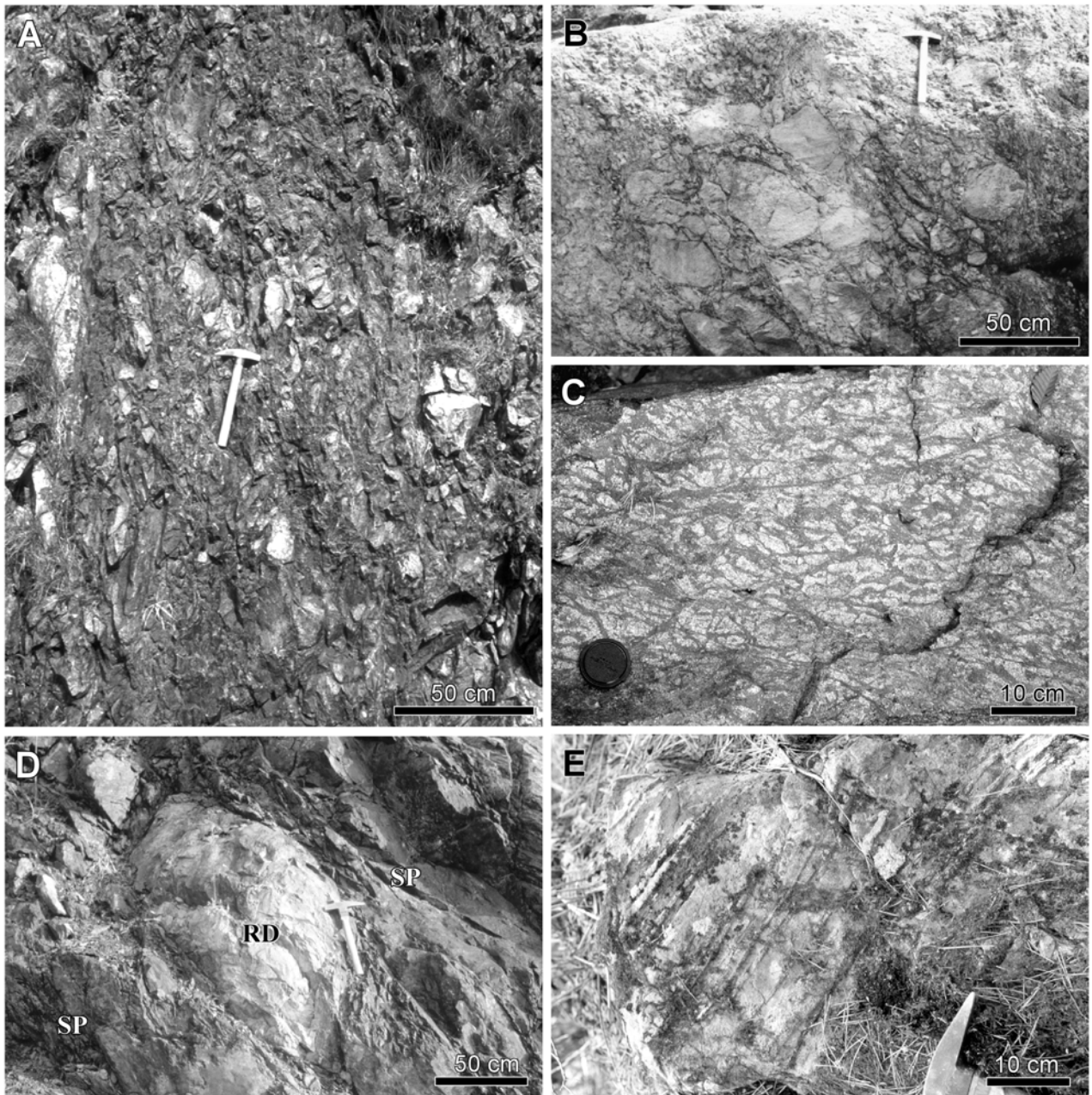
模式地 早池峰連峰中岳付近。

分布 花巻市大迫町折合沢の折合沢断層(第12章2節2項参照)より西では、幅狭く断続的な分布となる(第2.4図参照)。折合沢断層の東側では、早池峰山から中岳を経て鶏頭山に至る東西の山稜(早池峰連峰)に、南北約4km、東西約6kmの大規模な岩体(中岳岩体)が分布する。一方、折合沢断層より西方では、花巻市大迫

ひさでないがわ かしもりやま ほらさわ
 町久出内川中流部～笠森山～長野峠～盛岡市原沢地区まで、幅 100 m～数 100 m の帯状の岩体（笠森岩体）が幅約 10 km にわたり分布する。更に西方の紫波町五ッ葉～黒森山において、幅約 300 m の狭長な岩体（山屋峠岩体）が南北約 3.5 km にわたり分布する。根田茂帯南東部に当たる盛岡市砂子沢～八木巻地区では、北北西-南南東方向の断層に沿って、幅数 m～数 10 m の岩塊が分

布し、黒森山角閃岩や神楽火成岩類の岩塊を伴うことがある。また、根田茂帯と北部北上帯の境界及び北部北上帯南西部にも、北西-南東方向の断層に沿って幅数 m～数 100 m の岩塊～小岩体が分布する。

岩相 蛇紋岩は、一般に光沢のある黒色～濃緑色を呈す。全般に剪断変形が著しく、幅数 cm～数 10 cm の間隔で、レンズ状・角礫状・網状に破碎されており（第 3. 2 図 B・



第 3. 2 図 中岳蛇紋岩の産状

A: 剪断変形によって片状構造が発達する蛇紋岩。アイオン沢林道 (39° 34' 27" N, 141° 28' 19" E).

B: 角礫状を示す蛇紋岩。アイオン沢 (39° 34' 10" N, 141° 28' 52" E).

C: 網目状を示す蛇紋岩。川井幅地域のアンニョカイ沢 (39° 32' 51" N, 141° 30' 25" E).

D: 蛇紋岩 (SP) 中のロジン岩 (RD) 岩塊。長野峠 (39° 04' 43" N, 141° 20' 24" E).

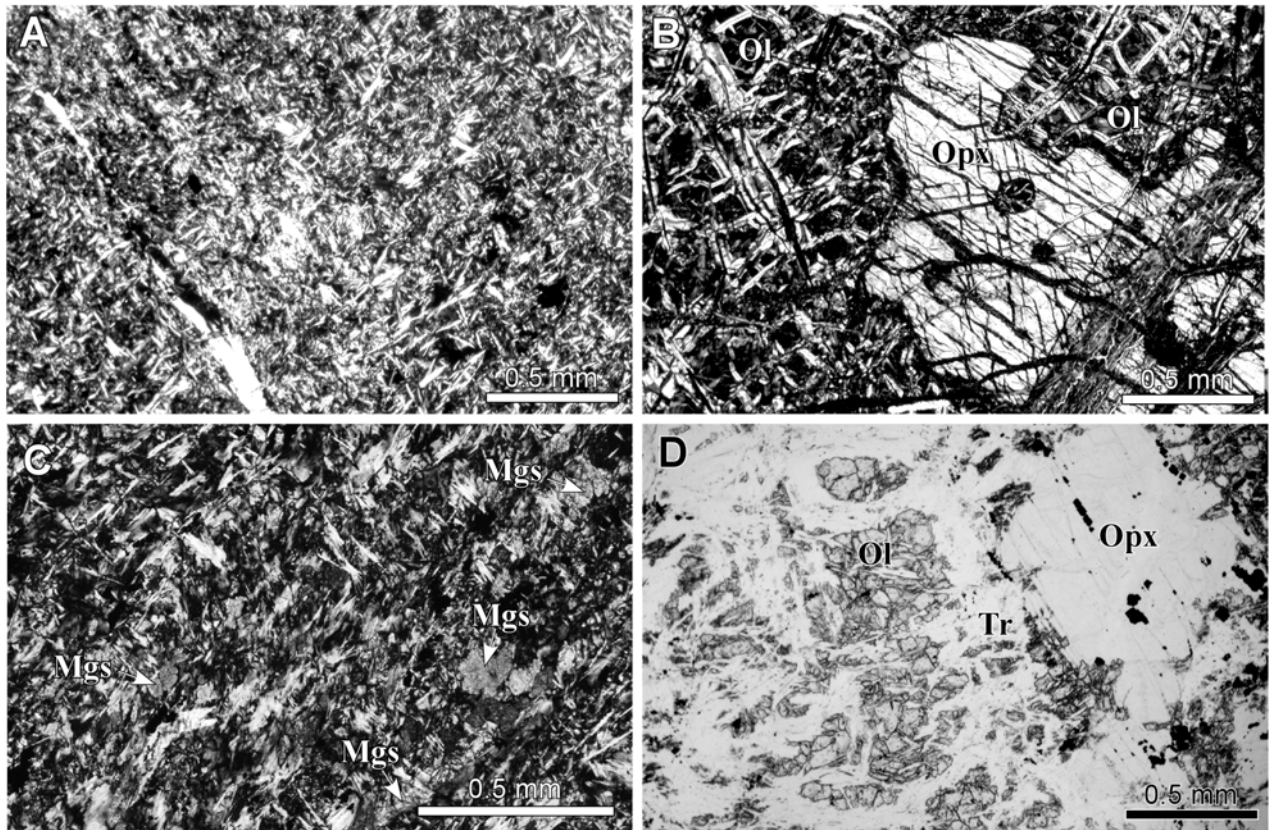
E: 蛇紋岩中に残存する層状構造。この層状構造では、凹部はほぼ完全に蛇紋石化したかんらん石に富み、凸部は蛇紋石化したかんらん石のほか、単斜輝石が約 50% の割合で残存している。五ッ葉 (39° 34' 53" N, 141° 18' 22" E).

C), 片状を呈することが多い。ごくまれに厚さ数 m 以下の斑れい岩～閃緑岩やロジン岩の岩塊を含むほか (第 3.2 図 D), 厚さ数～10 数 cm のクロムスピネル濃集部が存在する。蛇紋岩には, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石が残晶として, クロムスピネルが仮像として認められる。どの鉱物が多く残存するかは, 岩体や標本によって異なる。残存鉱物や仮像から推測した初生鉱物の含有比率に基づくと, 蛇紋岩の原岩の多くはハルツパージャイト, ダナイトで一部ウェールライトを伴うと判断されるが, それらの分布に地域的な傾向は特に認められない。

[中岳岩体] 蛇紋岩化の割合は 30～80% であり, 岩体の北部 (早池峰連峰北麓)～中央部 (早池峰連峰稜線) よりも南部 (早池峰連峰南麓) の方が, その割合が低い傾向にある。かんらん石は, 一般に径 1.2～2.0 mm であり, 裂かに沿って蛇紋石化し, 径 0.2～0.5 mm のより細粒なかんらん石としてモザイク状に産している。ま

た, その細粒なかんらん石の周縁部には更に微細な変成かんらん石が再結晶し, 数珠状磁鉄鉱を含む産状が岩体南部で認められる。蛇紋石は, 網目状に基質を埋める (第 3.3 図 A) ほか, 一部細脈状となって滑石と共に産する。滑石は, 特に岩体の北縁部で, 脈として発達する。クロムスピネルは, 径 0.3～1.0 mm で半自形を示す仮像として認められ, 完全に不透明化しているものと内部のみ褐色を保っている場合がある。岩体南部ではしばしば, 長径 1.0～3.0 mm の束状または花弁状のトレモラ閃石や繊維状の直閃石が, かんらん石などの残晶を切る形で成長することもある。これらの変成鉱物の出現は, 南に位置する遠野花崗閃緑岩の熱的影響で生じたと判断される。早池峰山山頂付近の蛇紋岩は, 約 60% の割合で蛇紋岩化しているものの, 径 2～3 mm の等粒状かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石が薄層状に残存している部分が認められる。

[山屋峠岩体] 蛇紋岩化の割合が高く, 網目状蛇紋石で



第 3.3 図 中岳蛇紋岩の岩相 (薄片写真)

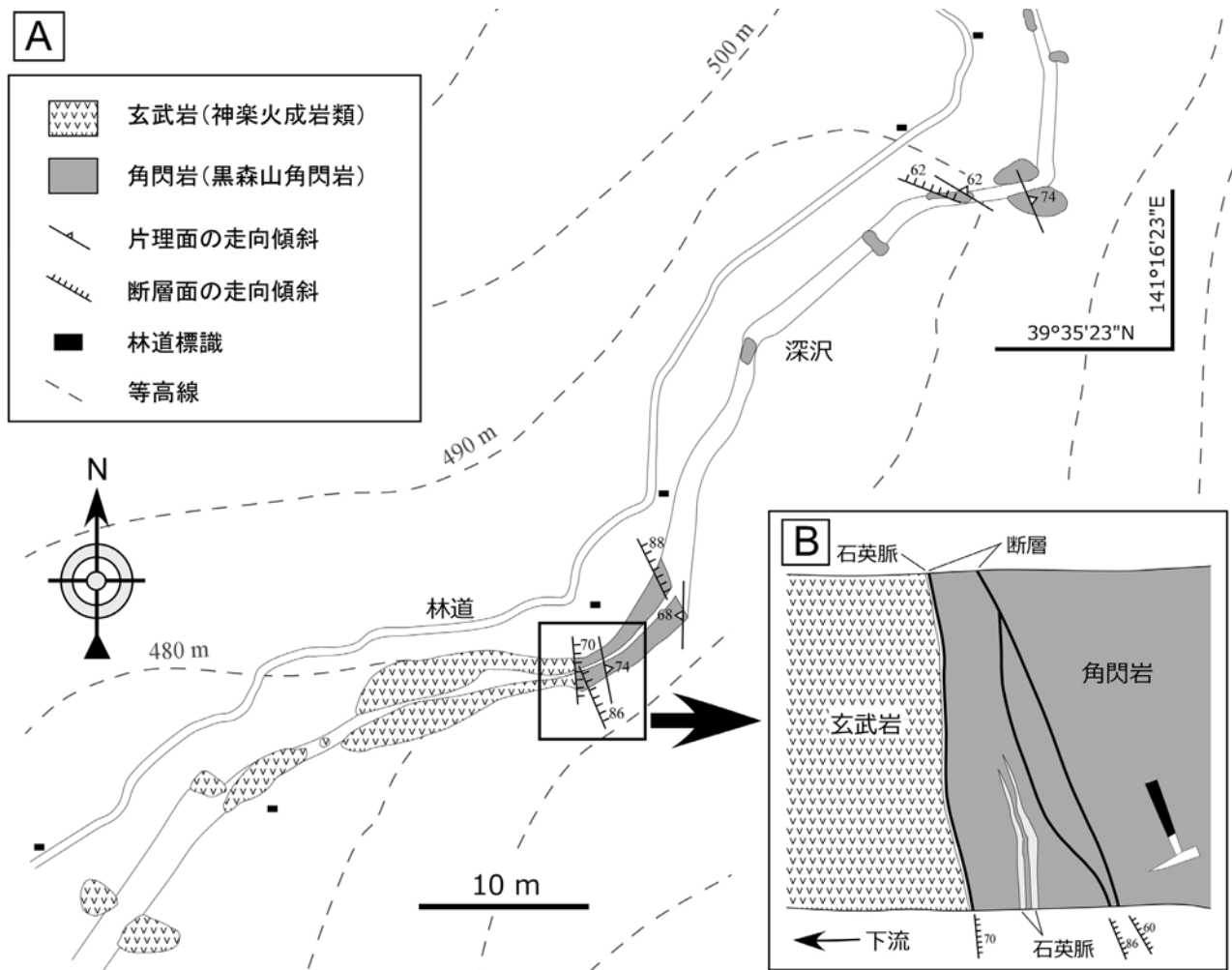
- A: 中岳岩体の蛇紋岩。完全に蛇紋岩化し, 葉片状の蛇紋石が組み合うブレイテッドマット組織を示す。蛇紋石は細脈としても認められる。直交ポーラー。鶏頭山南西 (39° 33' 03" N, 141° 25' 27" E)。
 B: 笠森山岩体の蛇紋岩。完全に蛇紋石化し仮像となった斜方輝石とかんらん石。直交ポーラー。高森南西 (39° 34' 22" N, 141° 22' 44" E)。
 C: 北部北上帯の断層中に産する小岩体の蛇紋岩。完全に蛇紋岩化し, マグネサイトが多産する。直交ポーラー。鞍手山北方 (39° 37' 31" N, 141° 27' 03" E)。
 D: 根田茂帯の断層中に産する接触変成した小岩体の蛇紋岩。完全に蛇紋石化し, 斜方輝石が仮像として認められる。また, トレモラ閃石が, かんらん石残晶や蛇紋石を切って成長する。単ポーラー。兜明神嶽山頂 (39° 39' 23" N, 141° 22' 12" E)。
 Mgs: マグネサイト, Ol: かんらん石, Opx: 斜方輝石, Tr: トレモラ閃石。

ほぼ占められている。径1.5～3.0 mmのかんらん石と斜方輝石の仮像が認められる。また、径0.2～0.5 mmの半自形で内部が暗褐色を呈すクロムスピネル仮像も認められる。中には、約80%の割合で蛇紋岩化しているにも関わらず、径2～3 mmの等粒状かんらん石と単斜輝石が薄層状に残存しているものが認められる。紫波町五ッ葉付近には、層状構造を残す蛇紋岩（いわゆる段々石；第3.2図E）の転石が認められた。この構造では、凹部はほぼ完全に蛇紋石化したかんらん石に富み、凸部は蛇紋石化したかんらん石のほか、単斜輝石が約50%の割合で残存している。

[その他の岩塊～小岩体] 断層に沿って産する岩塊～小岩体の多くは、片状構造を示す。高い割合で蛇紋岩化し、網目状蛇紋石とマグネサイトではほぼ占められ（第3.3図C）、まれに滑石の細脈が認められる。盛岡市鬼ヶ瀬山南東の岩塊は、60%程度の割合で蛇紋岩化され、網目状蛇紋石と滑石が卓越するが、径1.2～2.0 mmのか

んらん石と単斜輝石の残晶が認められる。クロムスピネル仮像は、径0.5～0.8 mmの自形～半自形で、内部まで不透明化している。宮市区界の兜明神嶽の岩塊は、約70%の割合で蛇紋岩化されているが、径1.2～2.0 mmのかんらん石と斜方輝石の残晶が認められる（第3.3図D）。かんらん石は、微細な磁鉄鉱を含む。クロムスピネルは、0.5～0.8 mm自形～半自形で、内部まで不透明化している。鬼ヶ瀬山南東及び兜明神嶽の蛇紋岩には、長径1.5～3.0 mmの花弁状のトレモラ閃石が、かんらん石残晶や蛇紋石基質を切るように成長しており、これらはそれぞれ西に露出する下部白亜系花崗岩類の熱的影響と判断される。

[笠森山岩体] 蛇紋岩化の割合が高く、網目状蛇紋石とマグネサイトではほぼ占められており、まれに滑石の細脈が認められる。花巻市大迫町久出内川中流部、笠森山付近、紫波町原沢付近にみられる岩塊では、径0.8～2.5 mm程度のかんらん石、径1.0～2.5 mm程度の斜方輝



第3.4図 黒森山角閃岩と神楽火成岩類（猫底岩体）の境界

A：境界付近のルートマップ。虫壁川支流の深沢（黒森山南西斜面）。

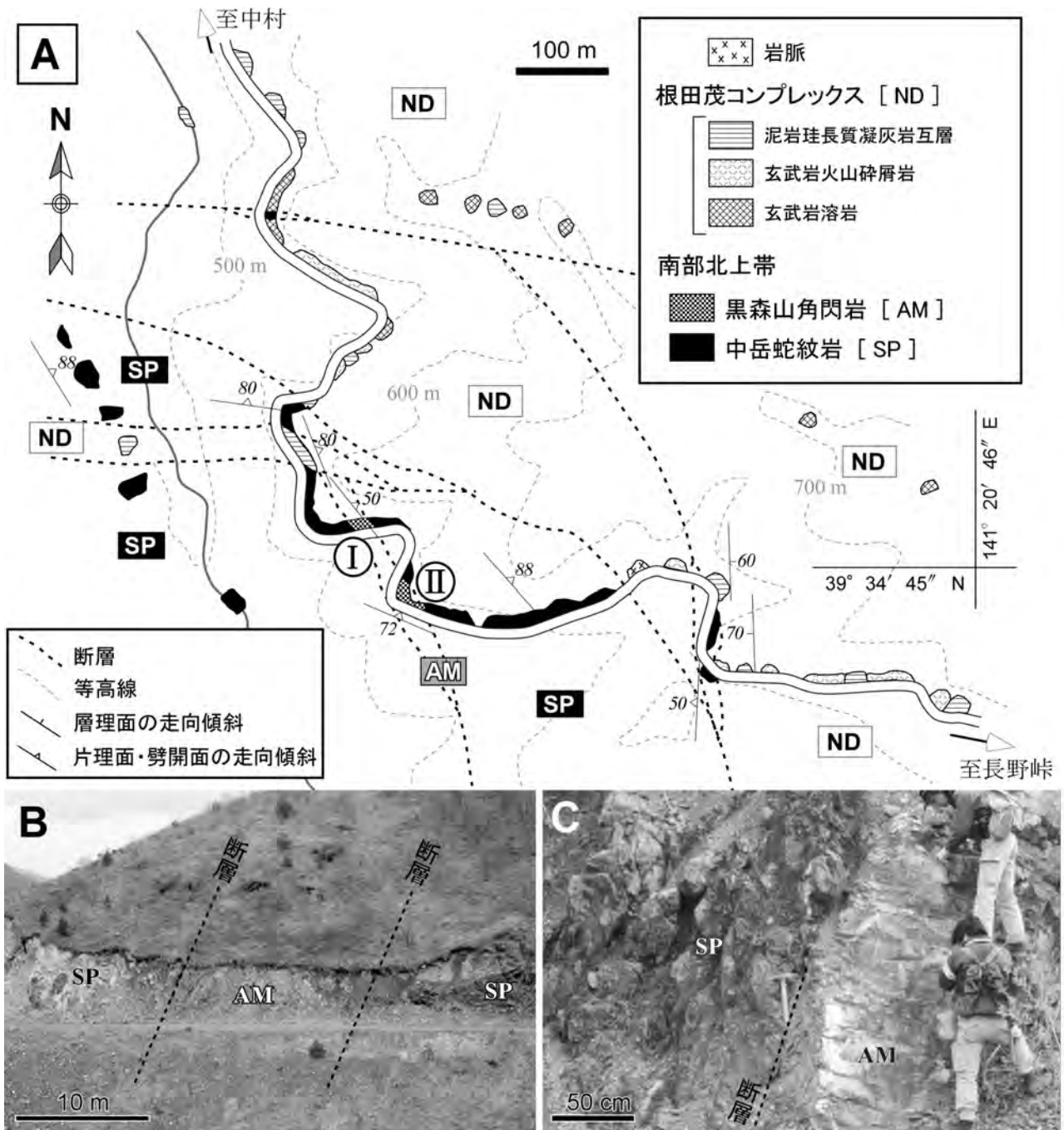
B：角閃岩と玄武岩の境界露頭のスケッチ。ハンマーの長さは約30 cm。黒森山角閃岩と神楽火成岩類は高角東傾斜の断層で接する。

石（第3.3図B），径0.2～0.8 mmの半自形を示すクロムスピネル仮像が認められる。クロムスピネル仮像は，周縁部が不透明化し内部が褐色を保っているものと，内部まで不透明化しているものが認められる。

地質構造 中岳蛇紋岩は，全般に強い剪断変形を受けており，しばしば明瞭な片状構造を示す（第3.2図A）。片理面・劈開面の走向は，中岳岩体や笠森山岩体では一般に北北西-南南東ないし北西-南東を，山屋峠岩体で

は南北方向を示し，岩体の伸長方向に調和的である。根田茂帯石炭系や北部北上帯ジュラ系中の断層に沿って産する岩塊～小岩体内の片理面・劈開面の走向は，周囲の層理面や劈開面の走向と調和的である。片理面・劈開面の傾斜は，一般に高角度を示す。中岳岩体では50～90°北傾斜が，笠森山岩体と山屋峠岩体では60～90°南西ないし西傾斜がそれぞれ卓越する。

年代 中岳蛇紋岩の原岩年代に関しては，相伴って分



第3.5図 断層に沿って産する黒森山角閃岩の岩塊

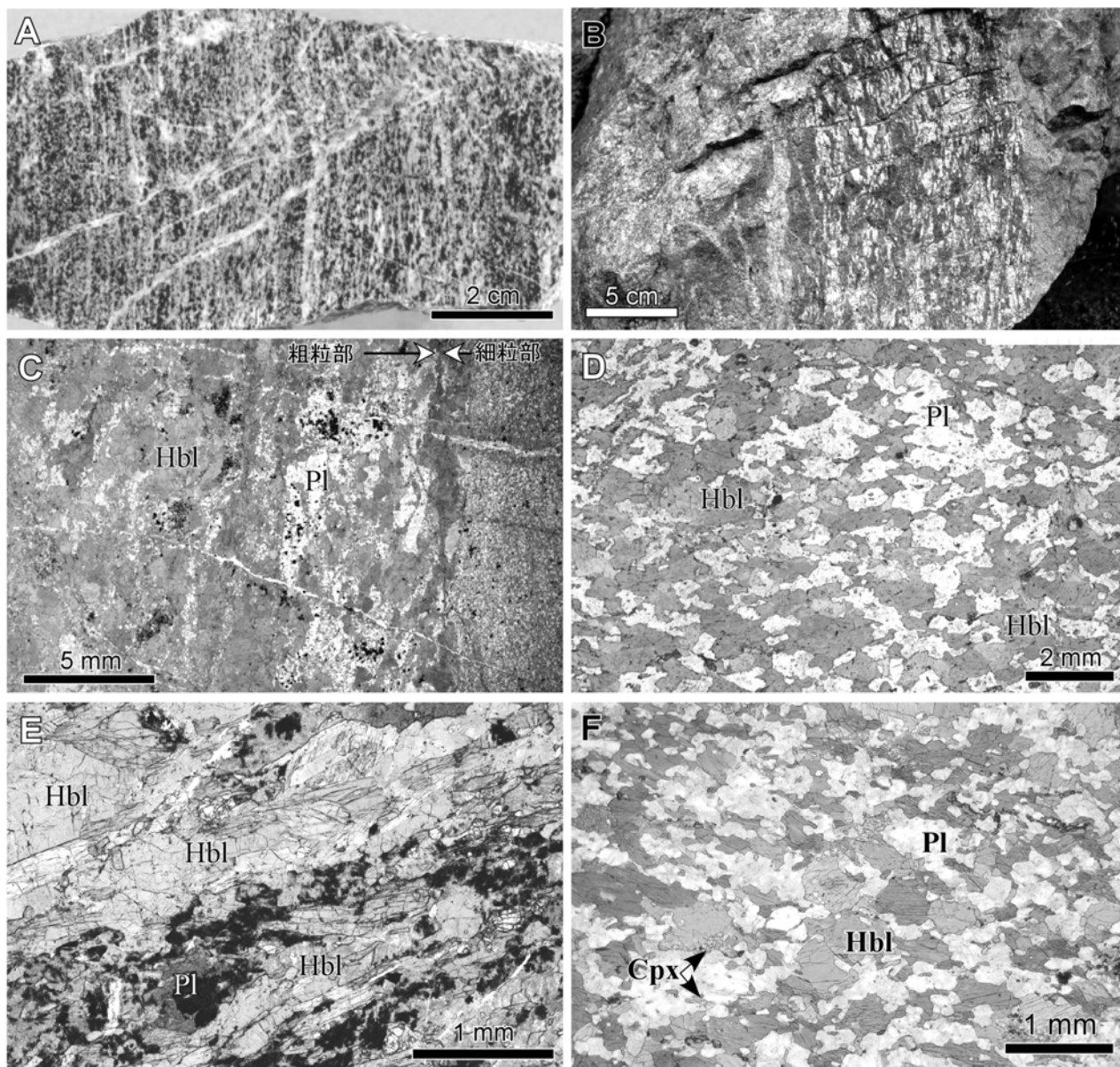
A：長野県北方の県道43号線沿いにおけるルートマップ。

B：A図I地点における蛇紋岩に挟まれたシート状の角閃岩。内野ほか（2008b）のStop7A。

C：A図II地点における蛇紋岩と角閃岩の境界。蛇紋岩とは滑り面で接する。川村ほか（1996）の第13見学地点。

布する黒森山角閃岩や神楽火成岩類の放射年代値（本章2節3項参照）から、オルドビス紀の時代であると判断される。対比される宮守複合岩類中のかんらん石角閃岩の普通角閃石から 484 ± 15 Ma（小沢ほか，1988）の、普通角閃石単斜輝岩の普通角閃石から 469 ± 17 Ma（Shibata and Ozawa，1992）のオルドビス紀に相当する

K-Ar 年代値がそれぞれ報告されている。参考値ながら、山屋峠岩体中の残存単斜輝石から、シルル紀に相当する 420 Ma 及び石炭紀に相当する 350 Ma の Nd モデル年代値が報告されている（Yoshikawa and Ozawa，2007）。対比 中岳岩体北部～中央部の蛇紋岩は、浅井（1955a）の I 及び II 残晶かんらん石輝石蛇紋岩、または Fujimaki



第 3.6 図 黒森山角閃岩の岩相

- A：片麻状角閃岩。断層に沿って産する岩塊。長野峠北西県道沿い（第 3.5 図 B）（ $39^{\circ} 34' 44''$ N, $141^{\circ} 20' 19''$ E）。
 B：不均質な粒度を示す片麻状角閃岩。細粒部は暗緑色を呈し、粗粒部は細粒部より優白色を呈する。
 黒森山北西（ $39^{\circ} 36' 16''$ N, $141^{\circ} 16' 33''$ E）。
 C：B の薄片写真（単ポーラー）。
 D：中粒の片麻状角閃岩の薄片写真（単ポーラー）。大作沢支流（ $39^{\circ} 32' 55''$ N, $141^{\circ} 27' 34''$ E）。
 E：片状構造を示す角閃岩の薄片写真（単ポーラー）。断層に沿って産する岩塊。
 虫壁川支流深沢（ $39^{\circ} 35' 29''$ N, $141^{\circ} 16' 18''$ E）。
 F：A の薄片写真（単ポーラー）。
 Cpx：単斜輝石，Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石。

and Yomogida (1986a) の Zone 1 及び Zone 2 にはほぼ相当する。また、中岳岩体南部の蛇紋岩は、浅井 (1955a) のⅢ残晶かんらん石無色角閃石透角閃石岩及びⅣ残晶かんらん石透角閃石緑泥石岩、または Fujimaki and Yomogida (1986a) の Zone 3 及び Zone 4 にはほぼ相当する。

3. 2. 2 黒森山角閃岩 (Am)

命名 新称。

模式地 盛岡市大ヶ生南東の黒森山西斜面 (虫壁川支流の深沢上流; 第 3. 4 図)

分布 模式地のほか、長野峠 (盛岡市・花巻市境界) 北西の斜面、及び大迫町大作沢上流の 3 地区において、数 100 m ~ 1 km の幅で帯状に分布する。中岳蛇紋岩の分布域や根田茂帯の南西部でも、断層に沿って、幅数 m ~ 20 m のレンズ状~シート状の岩塊が分布する (第 3. 5 図)。

層序関係 黒森山角閃岩は、黒森山周辺や長野峠北西では、北東側の中岳蛇紋岩と南西側の神楽火成岩類との間に挟まれて分布し、両者とそれぞれ高角度の断層で接するとみられるが、層位関係については不明である。

層厚 約 800 m 以上。

岩相 主に片麻状角閃岩からなる (第 3. 6 図 A)。全体的に構成鉱物の粒度は不均質であることが多く、細粒部は暗緑色を呈し、粗粒部は優白色を呈する (第 3. 6 図 B)。後生的な剪断変形が著しい場合、片状構造を示し、片理に平行または斜交する剪断面が多く発達する。

角閃岩は、主に普通角閃石と斜長石からなる。両者の量比は、一般に普通角閃石が優勢である (第 3. 6 図 C)。

第 3. 1 表 黒森山角閃岩と神楽火成岩類 (猫底岩体の斑れい岩) 中の普通角閃石から得られた K-Ar 年代測定結果 Teledyne Technologies 社に依頼し測定された。計算に用いた壊変定数は、 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{yr}$, $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{yr}$, $^{40}\text{K}/^{39}\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atm\%}$ (Steiger and Jäger, 1977) である。試料採集位置は、以下のとおり。
Kr-1 : 39° 36' 22" N, 141° 16' 16" E
Go-1 : 39° 34' 02" N, 141° 19' 46" E

試料番号	$^{40}\text{Ar}^*$ [sec/g × 10 ⁻⁵]	% ^{40}Ar	% K	K-Ar年代 [Ma]
黒森山角閃岩				
Kr-1	0.151	81.8	0.09	385 ± 10
	0.149	78.4	0.09	
神楽火成岩類				
Go-1	0.158	87.6	0.09	409 ± 10
	0.163	88.0	0.09	

チタン石、アパタイト、不透明鉱物をわずかに伴い、単斜輝石や緑れん石を含む場合がある。普通角閃石は、淡緑色あるいは緑褐色~淡褐色を呈し、長径 5 mm に達する。半自形で、定向配列した柱状~粒状を示す (第 3. 6 図 D)。普通角閃石の粒間を埋める斜長石は、ソーシユライト化し汚濁していることも多く、また、細粒なセリサイトで置換されている場合もある。緑泥石、ぶどう石、アクチノ閃石などの二次変成鉱物がみられることがあり、それらはしばしば石英脈や斜長石脈に伴っても産する。

根田茂帯内の断層に沿って産する岩塊は、中岳蛇紋岩

各研究		中井・北上古生層研究グループ (1986)	永広ほか (1988)	中川・北上古生層研究グループ (2003)	内野ほか (2008b)	本報告	
本図幅地域	分布域						
	根田茂帯 石炭系分布域				根田茂 コンプレックス	断層中の 小岩体	
	盛岡・大迫地域	岩前山-板山- 猫底-久出内- 四ノ宗山- 新山沢		ねごぞこ 猫底複合岩類	猫底火成岩 コンプレックス	猫底複合岩類	ねごぞこ 猫底岩体
		大作沢周辺		神楽複合岩類	コメガモリ沢 斑れい岩	高桧山緑色岩類	大作沢岩体
	川井地域	早池峰山 山頂-中腹		神楽複合岩類 (一部は小黒層 下部)	高桧山緑色岩類		コメガモリ 沢岩体
釜石地域	御山川-握沢 -神楽-小黒 -小国	小黒塩基性岩類		高桧山緑色岩類	神楽岩体		
	岩倉山-大松		岩倉山複合岩類		岩倉山岩体		
	犬頭山-小川		けんとうさん 犬頭山複合岩類		いぬがしらやま 犬頭山岩体		

第 3. 7 図 神楽火成岩類の定義の変遷

地域ごとに個別に設定された層序单元名は、本報告でそれぞれ岩体として新たに命名・再定義した。

の岩塊を伴うことがある。剪断変形が著しく、片状構造を示す(第3.6図E)。随伴鉱物として、単斜輝石を含むことが多い(第3.6図F)。単斜輝石は粒状で、内部が緑れん石や緑泥石に置換されていることがある。剪断面に沿う部分では、普通角閃石や斜長石は破碎され、緑泥石やぶどう石などの変成鉱物が二次的に生成している。

地質構造 片理面は、西北西-東南東から北北西-南南東方向の走向を示す。特に黒森山周辺では、北北西-南南東ないし北西-南東方向の走向で、60~80°の西傾斜を、長野峠北西では、西北西-東南東ないし東西の走向で、50~85°南または北の傾斜を、大作沢では、西北西-東南東の走向で、60~85°北の傾斜を示す。また、断層に沿って産する岩塊では、断層の延長方向に平行な走向で、高角度の傾斜を示す。

年代 Shibata and Ozawa (1992) は、盛岡市五ツ葉西方と黒森山南方の角閃岩の普通角閃石から、それぞれ 473 ± 24 Ma と 411 ± 12 Ma の K-Ar 年代値を報告した。後者の値は下部白亜系花崗岩類大ヶ生岩体の熱影響による年代の若返りがあったと考えられている (Shibata and Ozawa, 1992)。本報告では、模式地の黒森山北西で採取した角閃岩の普通角閃石から、 385 ± 10 Ma の K-Ar 年代値を得た(第3.1表)。これは Shibata and Ozawa (1992) の試料採取地点よりも花崗岩類大ヶ生岩体に近い場所で採取したため、熱影響によってより若い年代値が示されたものとみられる。なお、黒森山角閃岩と類似する大鉢森角閃岩類の普通角閃石からは、 524 ± 26 Ma と 479 ± 24 Ma の K-Ar 年代値が報告されている(蟹沢ほか, 1992)。この値は、Shibata and Ozawa (1992) の 473 ± 24 Ma と同様か古い値である。

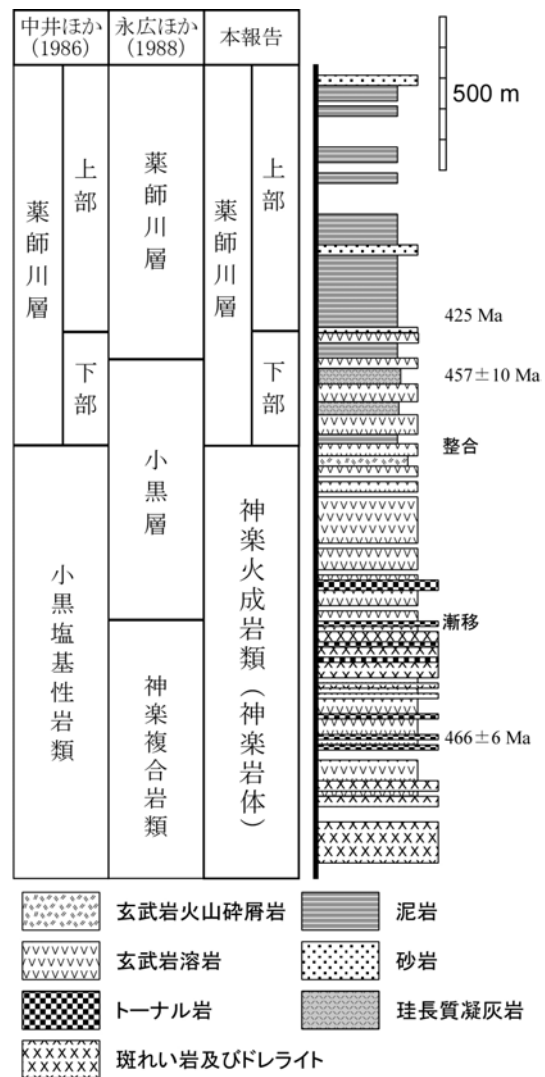
対比 早池峰複合岩類は、宮守複合岩類の延長とされるが(Ozawa, 1984; 小沢ほか, 1988)、宮守複合岩類中の角閃岩は、単斜輝石を普通を含むなど、黒森山角閃岩とは若干の岩相差異がみられる(Shibata and Ozawa, 1992)。また、北上山地西縁部に位置する奥州市黒石地区周辺には、母体-松ヶ平帯の母体コンプレックス(母体層群)に伴う大鉢森角閃岩類(永田・北上古生層研究グループ, 1997)が分布し、それは黒森山角閃岩と岩相が類似している。

3.2.3 神楽火成岩類 (Kim, Kif)

命名・定義 南部北上帯の北~北東縁部に分布する超苦鉄質岩・角閃岩を除くオルドビス系の火成岩類は、その分布地域によって様々な呼び方がされてきた(第3.7図)。しかしこの火成岩類は、地域で個別に設定された層序单元ごとに岩相の著しい差異が認められず、これらは一つの層序单元として扱う方が適切である。従って、本報告では、これらの火成岩類を一括して神楽火成岩類と命名・定義する。

神楽火成岩類は、永広ほか(1988)の神楽複合岩類、猫底複合岩類、犬頭山複合岩類、岩倉山複合岩類、小黒層下部の苦鉄質岩類(第3.8図)、また、中井・北上古生層研究グループ(1986)の小黒塩基性岩類、中川・北上古生層研究グループ(2003)の猫底火成岩コンプレックス、コメガモリ沢斑れい岩、高桧山緑色岩類、内野ほか(2008b)の猫底複合岩類、高桧山緑色岩類、更に、根田茂帯の断層に沿って産する岩塊を含む(第3.7図)。そして、地域ごとに個別に設定された上記の層序单元名は、本報告で第3.7図に示すようにそれぞれ岩体として新たに命名・再定義した。

模式地 小国地区(川井図幅地域)の神楽西方の薬師川沿い(第3.8図)。



第3.8図 小国地区(川井図幅地域)の神楽西方、薬師川左岸(タイマグラ林道)におけるルートセクションの柱状図。永広ほか(1988)の区分は、大沢(1983)に基づく。柱状図右の数値は、下條ほか(2010)によるジルコンの U-Pb 年代値を示す。

分布 本図幅地域の神楽火成岩類は、盛岡地域(岩前山-板山の虫壁川-紫波町山屋の権現山)から花巻市の大迫地域(猫底-久出内-四ノ宗山-新山沢)まで、幅数100 m～2 kmの猫底岩体として帯状に分布するほか、大迫町岳北方の斜面～大作沢上流にも幅約1.5 kmの大作沢岩体として分布する。また、川井地域の西部に当たる、宮古市門馬の御山川中流から握沢にかけて、中岳蛇紋岩と根田茂コンプレックスの間に、幅1～2 kmの神楽岩体として帯状に分布するほか、早池峰山の山頂と北東及び南東斜面に、幅数100 mのコメガモリ沢岩体として中岳蛇紋岩中岳岩体に挟まれるように帯状に分布する(第2.4図参照)。更に、根田茂帯の中の断層に沿って、幅数mの岩塊として点在する。

層序関係 盛岡市板山地区の虫壁川周辺では、神楽火成岩類(猫底岩体)とその東側の黒森山角閃岩との境界に、東傾斜の高角断層が確認される(第3.4図)。長野峠西方では、黒森山角閃岩の南側に神楽火成岩類(猫底岩体)が高角断層で接する。猫底岩体の更に南側では、高角断層を介してシルル系名目入沢層と接する。従って、本図幅地域における神楽火成岩類と、黒森山角閃岩・シルル系名目入沢層との層位関係は不明である。しかし、東隣川井図幅地域にある模式地では、神楽火成岩類(神楽岩体)の上位に薬師川層下部(永広ほか、1988の小黒層の上部)の上部オルドビス系碎屑岩(下條ほか、2010;第3.8図)が整合的に重なる。

層厚 1,800 m以上。

岩相 斑れい岩～閃緑岩、ドレライト、玄武岩などの苦鉄質岩類(Kim)を主とし、石英閃緑岩～トータル岩、粗粒流紋岩、安山岩、デイサイト～流紋岩などの珪長質岩類(Nif)を伴う。全般に緑れん石角閃岩相の広域変成作用を受けており、更に前期白亜紀の遠野花崗閃緑岩及び花崗岩類の近傍では接触変成作用を被っている(第10章3節参照)。また、後生的な剪断変形を受けているため、片状化していることが多く、また、一部でカタクラサイト化あるいはマイロナイト化している。苦鉄質岩類は、斑れい岩とドレライトが卓越するが、所によっては玄武岩が卓越する。玄武岩は、ドレライト、斑れい岩～閃緑岩と不均質に混在することがある。また、玄武岩には、しばしば枕状構造が認められる(第3.9図A・B)。珪長質岩類は、苦鉄質岩類中に混在または挟在して産する(第3.9図C・D)が、数10 cm～数10 mの幅の岩脈として産する(第3.9図E)こともある。また、珪長質岩類には、苦鉄質岩類の捕獲角礫が含まれる場合もある(第3.9図F)。これらより、珪長質岩類は苦鉄質岩類より相対的に新しいと判断される。

斑れい岩～閃緑岩は、灰緑色～緑色あるいは暗緑色を呈する。主に斜長石、普通角閃石及び不透明鉱物からなり(第3.10図A)、まれに単斜輝石を伴う。二次生成鉱物として、緑れん石、緑泥石、チタン石、方解石など

が産する。変形の弱い部分では、等粒状組織が認められる。斜長石と普通角閃石の量比はほぼ等量であるが、細粒な岩石では普通角閃石が優勢となる傾向にある。斜長石は、自形～半自形で長柱状を示し、長径が最大8 mmに達する。ソーシユライト化が著しく、内部に緑泥石、緑れん石やセリサイトが生成していることが多い。普通角閃石は、斜長石の間に他形～半自形で産し、半自形のものは長径が最大5 mmに達する。広域変成作用によって、普通角閃石のほとんどの部分が淡緑色～青緑色を呈する二次的な普通角閃石に置き換わっているが、内部に褐色を呈する初生的な普通角閃石が残存している場合もある。単斜輝石は、まれに斜長石や普通角閃石の間に粒状に残存するが、緑泥石やセリサイトなどに置換されているものが多い。不透明鉱物は粒状の半自形～自形を示し、イルメナイトの一部はチタン石とラメラ状に互層する部分がみられる。剪断変形を被った斑れい岩では、剪断面に沿った部分の岩石が破碎・細片化され、その粒間を緑泥石、緑れん石、斜長石及び方解石が充填する。

ドレライトは、緑灰色～暗緑色を呈し、主に斜長石、普通角閃石、単斜輝石、不透明鉱物からなる(第3.10図D)。二次生成鉱物として、緑れん石、緑泥石、チタン石、方解石、ぶどう石などが産する。変形の弱い部分では、しばしばオフィティック組織あるいはポイキリティック組織が認められる。斜長石は自形～半自形で、長柱状を示す。ソーシユライト化しており、緑泥石、緑れん石、セリサイトなどが発達する。斜長石はまれに、長径が最大1.5 mmに達する斑晶として産することもある。普通角閃石は、他形～半自形であるが、所によっては、長径1 mm以下の褐色を呈する菱形自形結晶として産することがある。広域変成作用によって、褐色普通角閃石の周縁部には、概して淡緑色～青緑色を呈する普通角閃石が形成されている。チタン石は、他形～半自形で長径が0.5 mm程度の粗粒な結晶として産することがある。斜長石、緑泥石、ぶどう石、方解石は細脈としても産する。

玄武岩は、緑灰色～暗緑色を呈する。斜長石、単斜輝石及び不透明鉱物からなり、二次生成鉱物として、普通角閃石、緑れん石、緑泥石、チタン石、方解石、ぶどう石などが産する(第3.10図E)。変形の弱い部分では、斑状組織を示すことが多く、斑晶は長径が最大1 mmに達する斜長石からなる。また、短～長柱状の淡緑色を呈する普通角閃石の単結晶が集まり、長径0.3 mm以下の集斑晶として産する場合もある。石基は主に斜長石と普通角閃石からなり、極細粒な、緑れん石、チタン石、不透明鉱物や、緑れん石に置換されたガラス、隠微晶質な鉱物がそれらを充填してインターグラニューラー～インターサータル組織を示す。斜長石斑晶の多くはソーシユライト化している。単斜輝石は、長径が最大1 mmに達し、緑泥石や淡緑色普通角閃石によって置換されていることが多い。普通角閃石は、針状あるいは毛状に産し、

淡緑色を呈する。斑れい岩やドレライトのように、褐色を呈する初生的な普通角閃石が存在していたかどうかは不明である。緑泥石や緑れん石は、基質中に細粒鉱物として産するが、ぶどう石と同様に脈として産する場合もある。

トータル岩～石英閃緑岩は、淡緑灰色～灰緑色を呈する。変形の弱い部分では、等粒状組織が認められる。主に斜長石、普通角閃石、チタン石とそれらの粒間を埋める石英からなる(第3.10図F)。斜長石は、長径が最大3mmに達し、長～短柱状の自形を示す。累帯構造が一般にみられるが、ソーシユライト化によりセリサイト、緑泥石、緑れん石などで置換され汚濁している。石英は主に他形を示すが、石英の結晶が集合する部分では半自形を示す。結晶の長径は最大3mmに達し、波動消光を示す。普通角閃石は量的に少なく、長径が最大2mmに達し、自形～半自形で、淡緑色を呈する。普通角閃石の周辺部や劈開に沿った部分は緑泥石となっているほか、仮像を緑れん石・緑泥石・方解石の集合体が充填することもある。トータル岩の剪断部では、結晶粒界が破碎されカタクラサイト化し、緑泥石、セリサイト、赤鉄鉱などが粒間を埋める。

粗粒流紋岩は、灰白色～淡緑色を呈し、変形の弱い部分では斑状組織が認められる。石英や斜長石を斑晶とし、その周囲に放射状の石英-長石集合体が発達する球顆状組織を示す(第3.10図G)。石英斑晶は半自形で、融食形を示す。斜長石斑晶は自形～半自形であり、長径は最大3mmに達する。一部はソーシユライト化し汚濁している。角閃石の仮像がわずかに認められ、緑れん石や緑泥石で充填されている。球顆部は幅0.1～2mmであり、微晶なものは石英と長石、あるいはどちらか一方の鉱物同士が縫合境界を持って密集する。石基部は、フェルシティック組織を示す細粒の石英、斜長石、緑れん石の集合体からなる。更に、緑れん石、緑泥石、セリサイトが、放射状集合体として球顆や石基の間を埋める。

安山岩は、淡緑色を呈し、変形の弱い部分では斑状組織が認められる。斑晶は、短～長柱状の斜長石であり、長径は最大5mmに達する。石基は、散点的に産する長径0.2mm程度の針状～長柱状の斜長石の間を、隠微晶質な鉱物や、緑泥石に置換されたガラスなどが充填するハイアロオフィティック組織を示す。斜長石斑晶の多くはソーシユライト化しており、緑泥石や方解石などが発達する。しばしば斑晶の大部分が緑れん石と方解石の集合体によって占められる。緑れん石は、長柱状で長径が最大1mmに達することもある。また、安山岩を捕獲岩片として含む場合がある。

デイサイト～流紋岩は、灰色～淡緑色を呈する。変形の弱い部分では、斑状組織が認められる。主に斜長石、石英、緑泥石、緑れん石、チタン石、不透明鉱物からなる(第3.10図H)。斑晶は、短～長柱状の斜長石と普

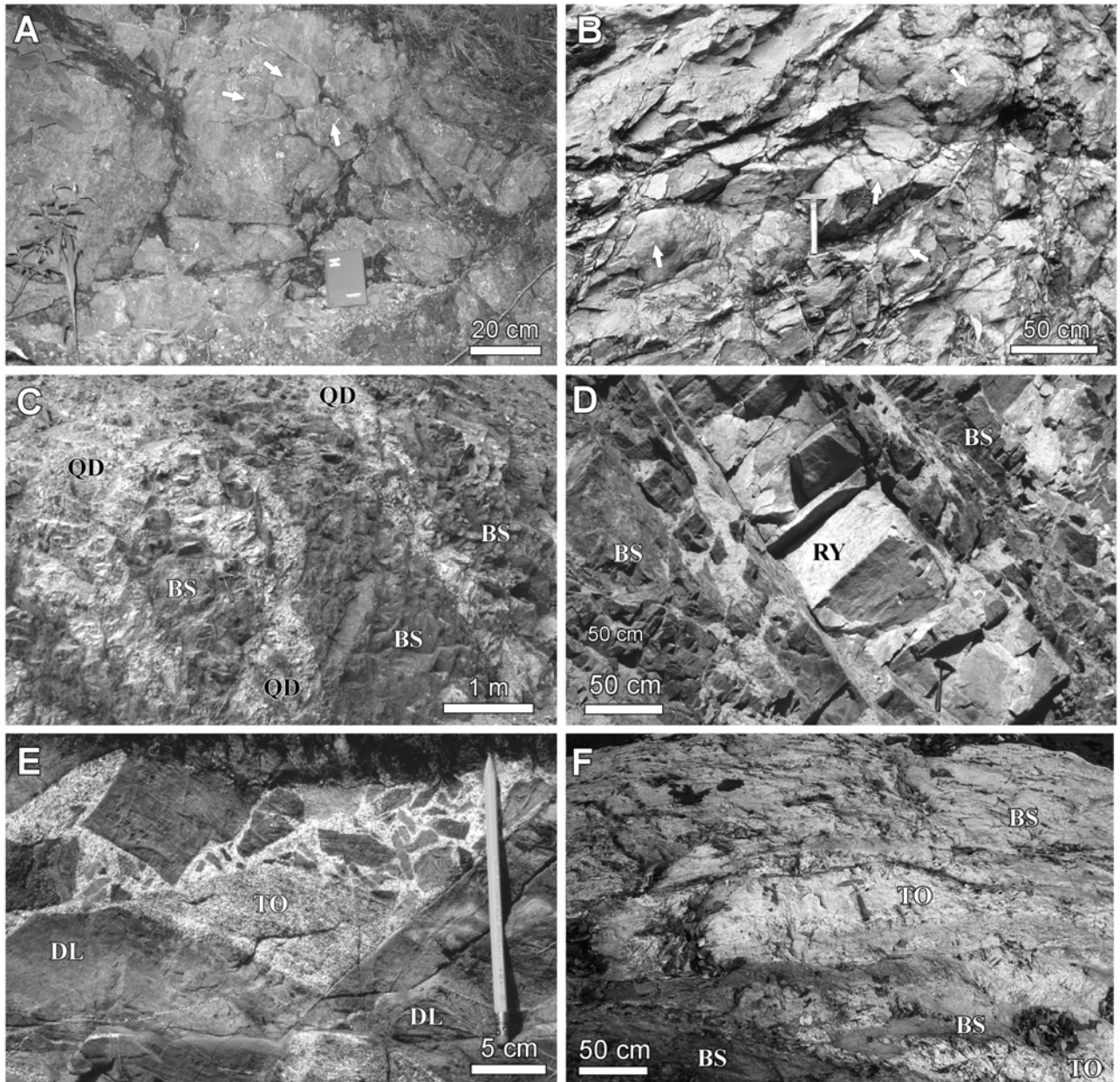
通角閃石である。斜長石の斑晶は、長径が最大5mmに達する。斜長石のほとんどは、ソーシユライト化し、細粒の緑れん石、緑泥石、セリサイトが発達している。また、しばしば斜長石の内部が緑れん石とセリサイトの集合で占められることもある。普通角閃石の斑晶は淡緑色を呈し、斜長石の斑晶よりも細粒で長径は1mm程度であるが、しばしば、集斑晶として長径が最大2mmに達するものもある。石基は、細粒完晶質で、斜長石、石英、普通角閃石、緑れん石、緑泥石、チタン石、不透明鉱物などからなる。

【猫底岩体及び大作沢岩体】 両岩体とも、苦鉄質岩類としては、全般に斑れい岩～閃緑岩とドレライトが卓越する。珪長質岩としては、トータル岩、粗粒流紋岩、安山岩など多種の岩石が認められ、神楽岩体やコメガモリ岩体に比べ、珪長質岩の産する割合が多い。猫底地区北方の石英閃緑岩は、ドレライト中に岩脈として産し、更に岩脈中に母岩であるドレライトの捕獲岩角礫を大量に含む(第3.9図E)。また、細かい等粒状の斜長石と石英からなる白色のアプライト細脈を伴う。

【神楽岩体】 本図幅地域では、苦鉄質岩類としては玄武岩が卓越し、珪長質岩としてはトータル岩が少量分布する。後生的な剪断変形によってマイロナイト化しており、しばしばS-C構造や圧力影を伴うポーフィロクラストなどの非対称変形構造も認められる。また、浅所に伏在する前期白亜紀の深成岩によって接触変成作用を被っており、苦鉄質岩類及び珪長質岩中には、幅0.3mm以下の黒雲母が普遍的に産する(第3.10図E)ほか、苦鉄質岩類中の淡緑色～青緑色普通角閃石の周囲には更に細粒な普通角閃石あるいはアクチノ閃石の針状結晶が発達する。

【コメガモリ沢岩体】 塊状で中粒～粗粒の斑れい岩のみからなる。普通角閃石は淡褐色を呈し、半自形の等粒状で、長径は0.5～1.5mmである。神楽岩体の斑れい岩同様、半自形普通角閃石の周縁部に、繊維状～短柱状の青緑色普通角閃石やアクチノ閃石が産している(第3.10図B)。前期白亜紀の深成岩によって、早池峰山南斜面の斑れい岩には、長径0.1～0.5mmの黒雲母が発達するが、北斜面の斑れい岩ではほとんど発達しない。

【断層に沿う岩塊】 根田茂帯内の断層に沿って産する岩塊として、斑れい岩と石英閃緑岩～トータル岩が認められる。全般にカタクラサイト化している。斑れい岩中の斜長石は、長径が最大6mmに達し、ソーシユライト化による汚濁の程度は極めて著しい。単斜輝石は、長径が最大4mmに達し、無色～薄い桃色を呈する。変形が著しい場合は、褶曲した劈開が認められる。普通角閃石は、褐色を呈し、長径は最大4mmに達する(第3.10図C)。単結晶として斜長石中に虫食い状に産することが多いが、まれに単斜輝石の周縁や裂かに産する場合もある。また、まれに淡緑色～緑色を呈する細粒の普通角



第 3.9 図 神楽火成岩類の産状

A : 猫底岩体の玄武岩にみられる枕状構造 (図中の矢印). 長野峠 (39° 34' 5" N, 141° 20' 46" E).

B : 神楽岩体の玄武岩にみられる枕状構造 (図中の矢印). 握沢林道 (39° 35' 07" N, 141° 28' 40" E).

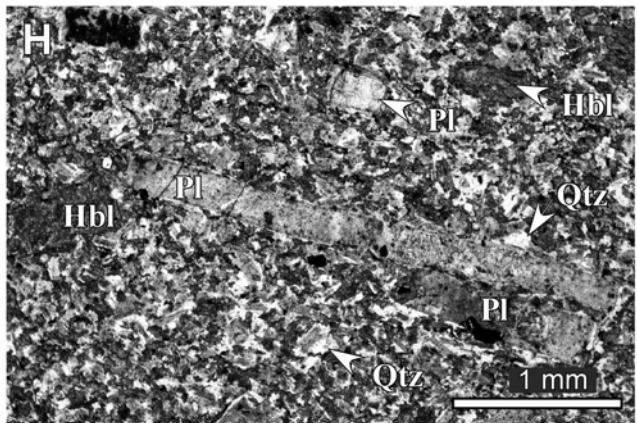
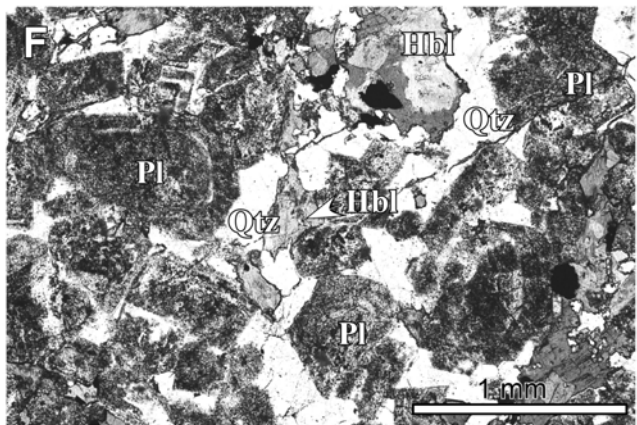
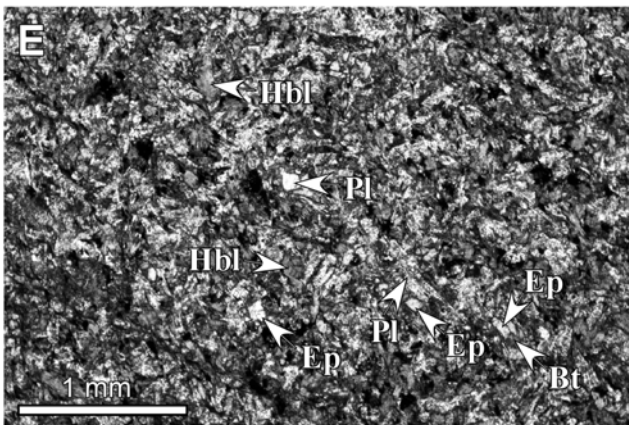
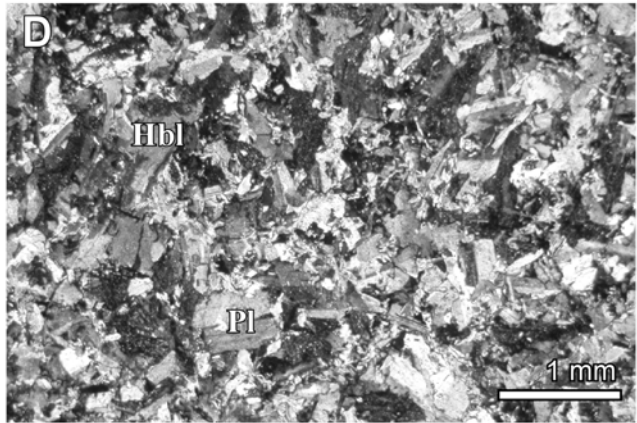
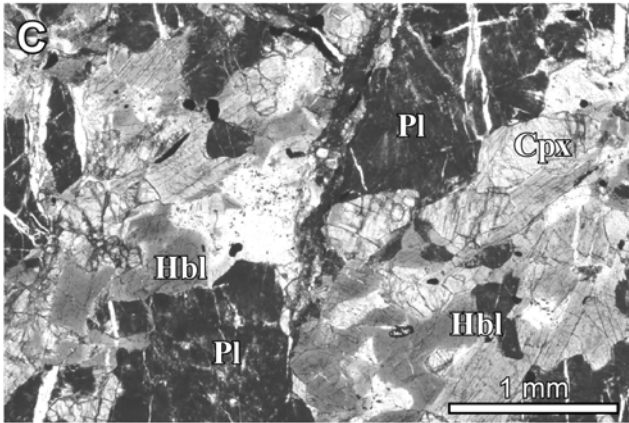
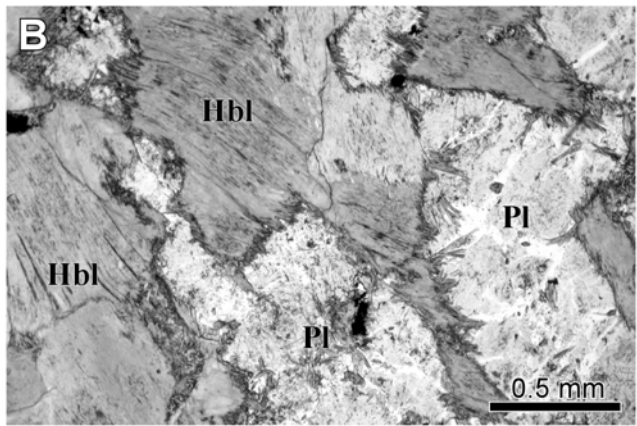
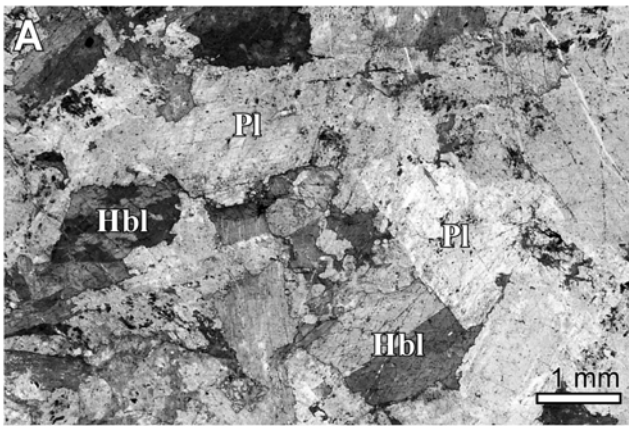
C : 猫底岩体中の不均質に混在する玄武岩と石英閃緑岩. 久出内北方 (39° 33' 16" N, 141° 21' 54" N).

D : 猫底岩体中の玄武岩に貫入する粗粒流紋岩. 折壁北方 (39° 34' 1" N, 141° 19' 41" E).

E : 猫底岩体中のドレライトに貫入するトータル岩. 角礫化したドレライトを含む. 折壁北方 (39° 34' 01" N, 141° 19' 41" E).

F : 神楽岩体中の玄武岩に挟在するトータル岩. 御山川河床 (39° 35' 24" N, 141° 28' 01" E).

BS : 玄武岩, DL : ドレライト, RY : 粗粒流紋岩, SP : 蛇紋岩, QD : 石英閃緑岩, TO : トータル岩.



閃石が、単斜輝石や褐色普通角閃石の周縁に産することもある。岩塊の斑れい岩は、単斜輝石を多く含む点と普通角閃石の大部分が褐色を呈す点で、神楽岩体や猫底岩体の斑れい岩とはやや異なる。

地質構造 神楽火成岩類には全般に後生的な剪断変形による片状構造が発達し、その劈開面の走向の多くは、帯状を示す各岩体の分布方向に調和的である。猫底岩体では、北西-南東ないし西北西-東南東方向を示し、傾斜は50°以上の高角で多くは南に傾く。大作沢岩体では、北東-南西方向を示し、中岳蛇紋岩との境界をなす東西方向の早池峰衝上断層と斜交する。神楽岩体では、西北西-東南東方向で岩体の帯状分布とほぼ調和的であり、傾斜は70°以上の高角で多くが南に傾く。コメガモリ沢岩体では、西北西-東南東方向で、傾斜はほぼ垂直を示す。根田茂帯中の断層沿いに産する小岩体における劈開面の走向は、断層の延長方向である西北西-東南東ないし北西-南東方向に平行で、傾斜はほぼ垂直を示す。

年代 本図幅地域の神楽火成岩類では、小沢ほか(1988)が、長野峠北西に産する蛇紋岩に挟まれる斑れい岩中の普通角閃石から、 453 ± 18 MaのK-Ar年代値を報告している。また、Shibata and Ozawa(1992)は、長野峠西と板山地区南西に産する猫底岩体の斑れい岩中の普通角閃石から、それぞれ 437 ± 17 Maと 244 ± 10 MaのK-Ar年代値を報告している。特に、後者の年代については、斑れい岩中に二次的な普通角閃石や緑泥石が多産しており、前期白亜紀の花崗岩類大ヶ生岩体の熱影響で若返ったと考えられている(Shibata and Ozawa, 1992)。同じくShibata and Ozawa(1992)は、小国地区に産する神楽岩体の斑れい岩中の普通角閃石から、 325 ± 12 Maと 292 ± 13 MaのK-Ar年代値を、釜石地域いぬがしらやまに産する犬頭山岩体の斑れい岩中の普通角閃石から、 455 ± 16

MaのK-Ar年代値を、それぞれ報告している。ただし、小国地区の斑れい岩の2つの年代は、前期白亜紀の遠野花崗閃緑岩の熱影響で若返っていると考えられている(Shibata and Ozawa, 1992)。下條ほか(2010)は、神楽岩体のトロニウム岩中のジルコンから、 466 ± 6 MaのU-Pb年代値を報告している(第3.8図)。本報告では、大迫町折壁北方の権現林道で採取した斑れい岩中の普通角閃石から、 409 ± 10 MaのK-Ar年代値を得た(第3.1表)。ただし、この年代は2.5 km南西方に分布する前期白亜紀の花崗岩類折壁岩体の熱影響を受けて若返っている可能性がある。

以上の年代値は、深成岩の熱影響の可能性のあるものを除けば、中期～後期オルドビス紀を示す。なお、小沢ほか(1988)は、神楽火成岩類に対比可能な宮守複合岩類の斑れい岩中の普通角閃石から、 477 ± 15 Maと 445 ± 14 MaのK-Ar年代値を報告している。また、蟹沢・永広(1997)は、奥州市黒石地区の正法寺閃緑岩中の普通角閃石から、 446 Ma～ 432 MaのK-Ar年代値を報告し、笹田ほか(1992)は、奥羽脊梁山脈の先第三紀基盤岩であるトータル岩中の普通角閃石から、 $457 \sim 381$ MaのK-Ar年代値を報告している。

対比 早池峰複合岩類の延長とされる宮守複合岩類の斑れい岩は、褐色を呈する普通角閃石や単斜輝石を多く含む点で、神楽火成岩類のコメガモリ沢岩体や断層に沿って産する岩塊に類似する。また、北上山地西縁部に位置する奥州市黒石地区には、母体-松ヶ平帯の母体コンプレックス(母体層群)に挟在する形で、正法寺閃緑岩と呼ばれる斑れい岩～閃緑岩が、更に、奥羽脊梁山地中央部の奥州市胆沢地区いさむらの胆沢川上流には、先新第三紀基盤岩の中に先シルル系とみられるトータル岩(石英閃緑岩)が知られている(蟹沢・永広, 1997; 笹田ほか, 1992)。岩相や年代の類似性からみて、これらは神楽火成岩類の斑れい岩やトータル岩に対比することが可能である。しかし、神楽火成岩類の火山岩に相当する岩体は、他の南部北上帯ではほとんど見られない。

←第3.10図 神楽火成岩類の岩相(薄片写真)

- A: 斑れい岩。単ポーラー。久出内北方(39° 33' 31" N, 141° 20' 44" E)の猫底岩体。
- B: 斑れい岩。単ポーラー。早池峰山北(39° 33' 47" N, 141° 29' 24" E)のコメガモリ沢岩体。
- C: 褐色普通角閃石と単斜輝石を含む斑れい岩。単ポーラー。長野峠北西(39° 34' 30" N, 141° 20' 25" E)の岩塊。
- D: ドレライト。単ポーラー。猫底(39° 33' 24" N, 141° 20' 29" E)の猫底岩体。
- E: 玄武岩。タイマグラ林道(39° 34' 54" N, 141° 29' 41" E)の神楽岩体。
- F: トータル岩。単ポーラー。第3.9図Eのトータル岩。折壁北方(39° 34' 01" N, 141° 19' 41" E)の猫底岩体。
- G: 粗粒流紋岩。球顆状組織を示す(図中の太矢印)。直交ポーラー。猫底(39° 33' 32" N, 141° 20' 44" E)の猫底岩体。
- H: デイサイト。単ポーラー。長野峠南方(39° 33' 43" N, 141° 21' 11" E)の猫底岩体。
- Bt: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石, Ep: 緑れん石, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

第4章 南部北上帯シルル系～デボン系

(川村寿郎・川村信人・吉田孝紀)

4.1 研究史と概要

4.1.1 研究史

南部北上帯のシルル系～デボン系は、1930年代に日本で最初にシルル紀のサンゴ化石やデボン紀の腕足類化石が相次いで発見されて以来、主に層序学的・古生物学的に研究されてきた。両系は、日本列島の中では希少な地質系統でありながら、下位の基盤岩（氷上花崗岩類）及び上位の石炭系～ペルム系に伴われた連続的な層序を示すため、日本列島の地質構造の解明や最初期の地史を編纂する上で、重要な研究対象とみなされてきた。

シルル系～デボン系の層序は、南部北上帯中央部に位置する大船渡市日頃市地区と、西部に位置する一関市東山町長坂地区で最も良く研究されてきた。日頃市地区では小貫(1937)が、日頃市町樋口沢で日本最初のシルル紀（ゴトランド紀）化石を発見したことを契機として、小貫(1937), Yabe and Sugiyama (1937), Sugiyama (1940)によってシルル系～デボン系の層序区分が最初に設定された。その後、大久保(1950)、小貫(1956)、湊ほか(1959)、村田ほか(1974)、Kato *et al.* (1979)などによって層序区分の一部改訂や細分がなされた結果、本邦における標準層序区分として、下位より、川内層（シルル系）、大野層（下部デボン系）、中里層（下部～中部デボン系）が定義された。また、中里層は石炭系日頃市層に不整合に覆われることが明らかにされた(大久保, 1951)。更に、シルル系はその周囲に分布する氷上花崗岩を不整合に覆うとする見解が提示(村田ほか, 1974)されたことにより、南部北上帯の古生界基盤岩に関する議論が展開された(Okami and Murata, 1975; 北上古生層研究グループ, 1982)。住田町世田米地区でも、シルル系の地層として奥火の土層が定義され、下位の氷上花崗岩類との不整合関係が明らかにされた(川村信人, 1983; Kawamura, 1980)。また、住田町八日町などでもシルル系の分布が確認された(中井ほか, 1980)。一方、長坂地区では、野田(1934)によって初めてデボン系が確認され、^{とびが}鳶ヶ森層として区分設定された。その後、橋(1952)や小貫(1956)などによって鳶ヶ森層の岩相層序や年代が検討され、鳶ヶ森層は日頃市地区にはみられない上部デボン系を主とすることが明らかにされた。鳶ヶ森層の最上部は石炭系に及ぶとされる(永広・高泉, 1992)。

1980年代になると、早池峰山図幅地域を含む南部北上帯の北縁や東縁の地域において、新たにシルル紀の化石が発見され、この地域にシルル系～デボン系が広く分

布することが明らかとなった。北縁部に位置する本図幅地域や川井図幅地域の^{おぐに}小国地区では、早池峰複合岩類との層序関係を含めて新たにシルル系～デボン系の層序区分と対比が行われた(大上ほか, 1986; 永広ほか, 1988)。また、東縁部に位置する釜石地域では、種々の産出化石によって、早池峰複合岩類の上位に最後期シルル紀～最後期デボン紀にわたる一連の地層が重なり(大沢, 1983; 大上ほか, 1987; 鈴木ほか, 1994)、更に最上部が石炭系に不整合で覆われることが明らかとなった(大上ほか, 1987)。これと岩相の類似したデボン系は住田町上有住地区でも確認された(田沢ほか, 1984)。

本図幅地域のシルル系～デボン系の研究は、花巻市・紫波町境の折壁峠と花巻市大迫町白岩東方の岳川において、シルル紀化石が相次いで発見された(山崎ほか, 1984; 川村ほか, 1984)ことに始まる。これによって、それまで石炭系またはペルム系として取り扱われていた岳川流域に分布する砕屑岩を主とする地層(例えば、小貫, 1969; 小貫, 1981)はシルル系とみなされ、その分布、岩相層序、地質構造の検討が進められた。山崎ほか(1984)は、シルル紀化石の産出を基に、折壁峠層を定義・命名した。大上ほか(1984)は、折壁峠層の礫岩からオーソコーツァイト礫の存在を報告した。川村ほか(1984)は、産出したサンゴ化石が中期シルル紀の年代を示すことを明らかにした。大上ほか(1986)は、更に広い範囲でのシルル系の層序区分として、下位よりオールドビス系?～シルル系^{なめいりざわ}名目入沢層、シルル系折壁峠層に区分するとともに、シルル系と断層で接する苦鉄質岩類(早池峰複合岩類)や変成岩類(久出内川変成岩類)をシルル系の下位に位置づけて、古生界層序全体の大枠を確立した。また、砕屑岩の堆積岩石学的な検討を行い、南部北上帯中央部(日頃市-世田米地区)のシルル系との岩相比較と前期～中期中生代の地質形成史を論じた。永広ほか(1986a, b)は、早池峰山南麓から新たにシルル紀を示す腕足類化石を見出して、周辺の地層をシルル系小田越層と定義・命名した(第6章で石炭系として再定義)。永広ほか(1988)は、“早池峰構造帯”(第2章1節参照)全体の層序や地質構造を総括する中で、本図幅地域のシルル系～デボン系の層序区分を行い、小国地区の^{やくしがわ}薬師川層を名目入沢層に、小田越層を折壁峠層にそれぞれ対比した。吉田ほか(1995)は、折壁峠層の砕屑岩中にクロムスピネルを検出し、その起源を早池峰複合岩類に求めた。川村ほか(1996)は、本図幅地域のシルル系～デボン系全体の岩相層序を、下部層・中部層・上

部層に細分し、下部層（本報告の名目入沢層に相当）の下位に未区分オールドビス系？を設定した。また、中部層（本報告の折壁峠層落合砂岩礫岩部層）の粗粒碎屑岩について再検討し、礫種構成や砂岩組成を明らかにした。永広・大石（2003）は、早池峰山周辺の地質研究史を総括し、それまでの古生界層序区分の変遷を示した。下條ほか（2010）は、碎屑性ジルコンのU-Pb年代値から、名目入沢層の堆積年代をシルル紀とした。

本図幅地域のシルル系～デボン系の模式的な岩相層序とこれまでの層序区分の変遷を第4.1図に示す。

4.1.2 概要

本図幅地域のシルル系～デボン系は、全層厚が2,500m以上の厚い地層であり、粗粒碎屑岩が卓越することを特徴とする。シルル系～デボン系の岩相層序は、シルル系の名目入沢層とそれに整合的に重なるシルル-デボン系の折壁峠層に区分される（第4.1図）。名目入沢層は、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び珪長質凝灰岩からなり、しばしば礫岩を挟む。一部の礫岩は、オーソコーツァイト礫を含んでいる。一部の砂岩泥岩互層には、砂岩層が膨縮変形によりプーダン状になることや、剪断変形により泥岩中に礫状に散在することもある。名目入沢層は下位のオールドビス系神楽火成岩類と断層を介して接している（第4.1図）が、東隣の川井図幅地域の小国地区では、名目入沢層に対比される薬師川層が神楽火成岩類の上位

に整合的に重なる（大沢，1983：第3.8図参照）。名目入沢層の堆積年代は、碎屑性ジルコンのU-Pb年代から430 Maと推定されている（下條ほか，2010）。

折壁峠層は、碎屑岩を主とし、下部の落合砂岩礫岩部層と上部の白岩砂岩泥岩部層に区分される。落合砂岩礫岩部層は、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩、珪長質凝灰岩からなり、礫岩や玄武岩～安山岩火山碎屑岩を挟む。礫岩には花崗岩類や珪長質火山岩類の礫が多く含まれる。また、一部の層準では石灰岩礫を多く含み、中期シルル紀を示すサンゴなどの化石が産する。白岩砂岩泥岩部層は、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩及び珪長質凝灰岩からなり、礫岩を挟む。

なお、南部北上帯のシルル系～デボン系は、分布地域によって岩相層序が大きく異なっている（第3.1図参照）。南部北上帯東縁部の釜石地域では、神楽火成岩類を基盤として、玄武岩～安山岩（千丈ヶ滝層下部層）、珪質泥岩・細粒凝灰岩（千丈ヶ滝層中部層）、碎屑岩類（千丈ヶ滝層上部層）が下位より順次整合的に重なる。一方、南部北上帯中央部の日頃市-世田米地区では、下部シルル系花崗岩類（氷上花崗岩類）を基盤として、基底部にアルコース砂岩や溶結凝灰岩を伴う、石灰岩を主としたシルル系川内層及び奥火の土層が不整合的に重なり（村田ほか，1974；川村信人，1983）、その上位に火山碎屑岩類を主とするデボン系大野層及び中里層が整合的に重なる。



第4.1図 シルル系～デボン系の模式柱状図と層序区分対照図

4. 2 名目入沢層 (Nam, Nag)

命名 大上ほか (1986) による。

模式地 大迫町名目入から落合西方の猫底橋に至る名目入沢沿い (大上ほか, 1986)。

分布 模式地である名目入沢の東では、大迫町天王周辺より東方の岳川沿い、折合沢下流、笠詰沢下流及び清廉の滝下流などに分布する (第 4. 2 図)。名目入沢の西では、折壁～折壁峠の北方及び赤沢川北東の山稜に分布する。

大迫町天王付近から東方の岳川上流域 (第 4. 2 図 1～4, 7, 13) では本層の中の主に下部が、名目入周辺から北西部 (第 4. 2 図 15～17, 23, 24, 28～30) では主に上部が、それぞれ分布する。

層序関係 北側は神楽火成岩類と高角断層で接しており、下限は不明である。上位には折壁峠層落合砂岩礫岩部層が整合的に重なる。

層厚 1, 200 m 以上。

岩相 泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び珩長質凝灰岩 (Nam) を主とし、礫岩 (Nag) を所々に挟む。下部では砂岩が優勢であり、上部では泥岩及び砂岩泥岩互層が優勢である (第 4. 2 図)。

泥岩は、一般に黒灰色～灰色を呈し砂質であるが、岳川上流域では、遠野花崗閃緑岩による接触変成作用で生じた黒雲母を含むため褐色を呈する。

砂岩は、暗灰色～灰色を呈するが、遠野花崗閃緑岩の近傍では接触変成作用により、珩化し白色～灰白色を呈する。主に中粒～細粒の長石質 (一部石質) ワッケで、層厚 5～100 cm のものが多い。成層した砂岩層の内部には、級化や平行葉理・リップル葉理も普通にみられる。砕屑粒子として石英・長石類のほか、花崗岩類や珩長質火山岩類の岩片を多く含む。岳川上流の嫁ヶ淵や魚止の滝に分布する層厚 50～200 cm の砂岩層には、波長数 10 cm で褶曲変形した層理が認められる。

砂岩泥岩互層は、層厚数 cm～数 10 cm の細粒～中粒砂岩層と砂質泥岩層の繰り返しからなる。下部では砂岩優勢である一方、上部では泥岩優勢なものが多い。下部では、膨縮変形した砂岩層とその層間の泥質部からなり、しばしば波長数 10 cm の褶曲を示す。天王の岳川河床では、層厚 2～40 cm の膨縮性の著しい中粒～粗粒砂岩が砂質泥岩と入り乱れた互層をなす。この互層は不規則な褶曲を示し、全体として未固結～半固結時の変形を示唆する (第 4. 3 図 A)。また、大迫町岳の岳川河床では、砂岩層が破断変形して泥質部に取り囲まれて、礫状を呈する産状が認められる。一方、上部では、級化した砂岩層と泥岩層が平行に成層したタービダイト互層をなすことが多いが (第 4. 3 図 B)、所により、砂岩層が膨縮変形した部分や剪断されて泥岩中に礫状に散在した部分も

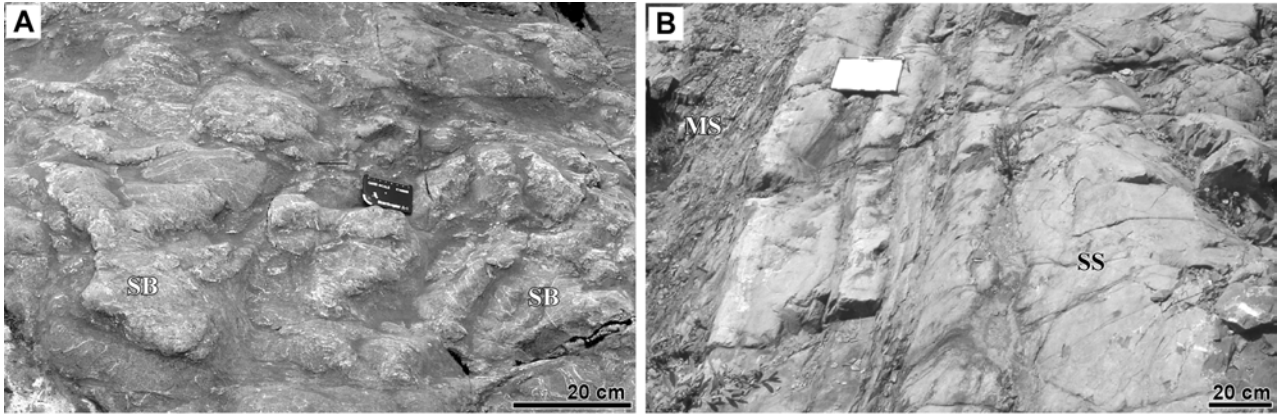
みられる。また、波長数 cm で褶曲した砂質泥岩中に幅数 cm の砂岩がブーダン～礫状に孤立して散在する部分もみられ、名目入南方では、砂岩のほか幅数 10 cm の黒色不純石灰岩 (ワッケストーン) の岩塊も含んでいる。珩長質凝灰岩は、灰白色～緑灰色を呈し、珩質かつ泥質である。火山ガラス片や細粒の石英を含む。

礫岩 (Nag) は、砂質な基質を持ち、多種の礫からなる細礫～中礫岩が多い。砂岩または砂岩泥岩互層に挟まれた局所的な分布を示し、側方への連続性は悪い。大迫町笠詰沢 (第 4. 2 図の 2) では、本層下部の砂岩に挟まれて厚さ数 m の礫岩が数層みられる。基質は砂質で、礫種としては珩長質火山岩類や堆積岩類が多いが、深成岩類の礫もわずかに含まれる。天王 (第 4. 2 図の 13) の岳川河床では、オーソコーツァイト礫を含んだ 2 層の細礫岩が、砂岩泥岩互層に挟まれる (第 4. 4 図 A: 川村ほか, 1996; 内野ほか, 2008b)。この礫岩は、砂質基質支持で、オーソコーツァイト礫のほかに、珩長質火山岩類、泥岩、チャート、砂岩、石英片岩などの重円礫を含む (第 4. 4 図 B, C)。オーソコーツァイトは中粒～粗粒で、粒子成長と再結晶による縫合粒界となっているものの、結晶内は明瞭なダストリングの輪郭を持つ石英粒子から構成される (第 4. 5 図)。模式地の名目入沢沿い (第 4. 2 図の 16) の礫岩は砂岩を伴い、中礫大の珩長質火山岩類や花崗岩類などの重円礫が粗粒砂質質の中に散在する基質支持の礫岩である。名目入沢の入口付近にみられる礫岩は、泥質基質中に中礫大の重円礫～重円礫を乱雑に含むものであり、礫種として、珩長質火山岩類、花崗岩類、凝灰岩、石灰岩などが含まれる。石灰岩礫には、後述する化石が含まれる。

地質構造 層理面は、一般に北西-南東方向の走向で、30～80°の南西傾斜を示し、同斜構造をなす。しかし、大迫町岳より東方の岳川上流域では、向斜及び背斜により、北北東-南南西の走向で 70～80°の北西傾斜を示す所もある。また、紫波町赤沢地区東方では、走向が北北東-南南西となり、65～85°の西傾斜を示す。

化石 これまでに上部の一部から産出しているのみで、下部からは産出していない。模式地の名目入沢入口に露出する最上部の礫岩には石灰岩礫が含まれており、その中にハチノスサンゴ (favositid) が見出された (第 4. 2 図の 16)。また、名目入沢沿いの県道 43 号線に露出する泥岩細粒砂岩互層の泥岩の層理面には、生痕化石として、長さ数 cm、幅数 mm の黒色有機質部が散在することが認められる。更に、その東方の県道 (43 号線) 沿いに露出する砂岩泥岩互層中の不純石灰岩岩塊には、個体抽出はできないが多くの放射虫化石が含まれる。

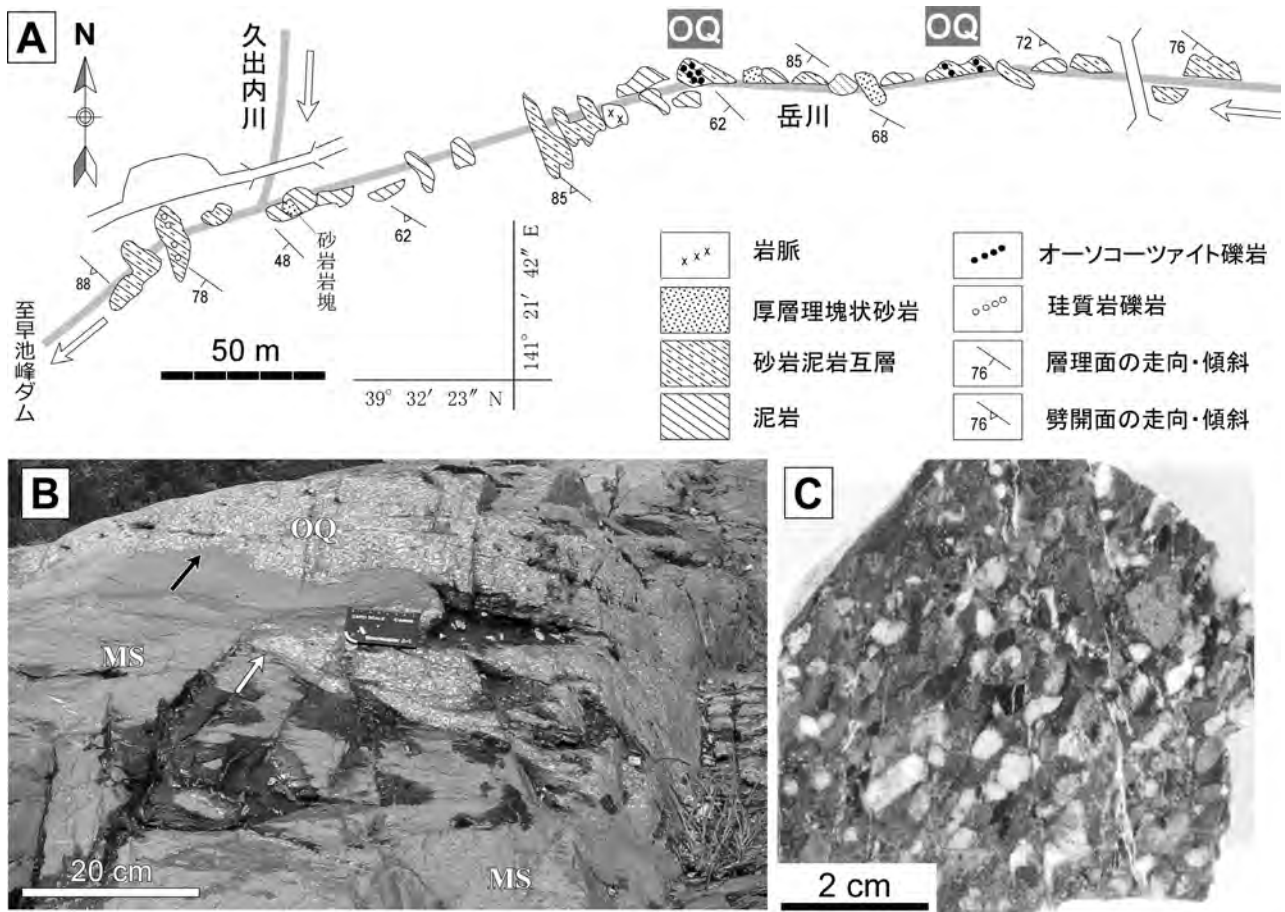
年代・対比 下條ほか (2010) は、名目入沢下流に分布する名目入沢層上部の砂岩中の砕屑性ジルコンから、430 Ma の U-Pb 年代値を報告し、上位の折壁峠層落合砂岩礫岩部層から中期シルル紀の化石が産することを考



第 4. 3 図 名目入沢層の砂岩泥岩互層の産状

A: 破断変形を示す互層. SB: 砂岩層. 天王 (39° 32' 26" N, 141° 21' 51" E).

B: タービダイト互層. Ss: 砂岩層, Ms: 泥岩層. 名目入南南西 (39° 32' 57" N, 141° 20' 35" E).

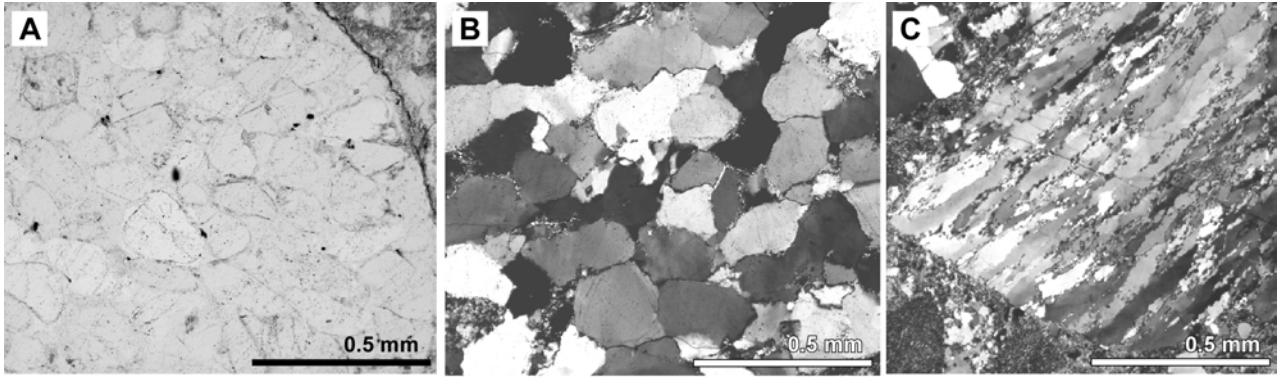


第 4. 4 図 名目入沢層のオーソコーツァイト礫を含む礫岩とその周辺のルートマップ

A: 名目入沢層のルートマップ.

B: 礫岩層の産状. OQ: オーソコーツァイト礫を含む礫岩, MS: 泥岩. 矢印は OQ 礫岩層の下底を指す. 天王 (39° 32' 26" N, 141° 21' 43" E).

C: 礫岩の研磨面.



第4.5図 名目入沢層下部のオーソクワツァイト礫及び石英岩の薄片写真

A：オーソクワツァイト礫。明瞭なダストリングが認められる。単ポーラー。

B：オーソクワツァイト礫。直交ポーラー。

C：マイロナイト化された石英岩の礫。直交ポーラー。

いずれも天王 (39° 32' 26" N, 141° 21' 43" E)。

慮して、本層が堆積した時代を前期シルル紀であるとした。下部に含まれるオーソクワツァイト礫を多く含む礫岩と類似する地層は、小国地区の薬師川層下部の数層準に確認されている(中井・北上古生層研究グループ, 1986)。この岩相の類似性も考慮すれば、名目入沢層は全体として薬師川層下部に対比される(永広ほか, 1988)。なお、下條ほか(2010)は、薬師川層上部の砂岩中の碎屑性ジルコンから425 MaのU-Pb年代値を報告している(第3.8図参照)。

4.3 折壁峠層 (Oos, Oog, Oob, Ool, Oss, Osg)

命名 山崎ほか(1984)による。

模式地 山崎ほか(1984)により、花巻市大迫町・紫波町境界の折壁峠付近とされる。本報告では大迫町天王西方から白岩東方までの岳川沿い(第4.6図：落合は岳川と折壁川の合流点の旧地名であり、現在は早池峰ダムで水没)を落合砂岩礫岩部層(新称)の模式地とし、白岩南東の内川目林道沿い(第4.2図の20・21)を白岩砂岩泥岩部層(新称)の模式地とする。

分布 落合砂岩礫岩部層は、折壁峠(大迫町大野山北方)周辺、更に東方へは、折壁川南方の山稜、早池峰ダム周辺、大迫町上岩山周辺、地竹山付近まで、帯状に幅広く分布する。白岩砂岩泥岩部層は模式地周辺から大迫町鍋屋敷北方や鳥谷北方の山稜にかけて分布する。

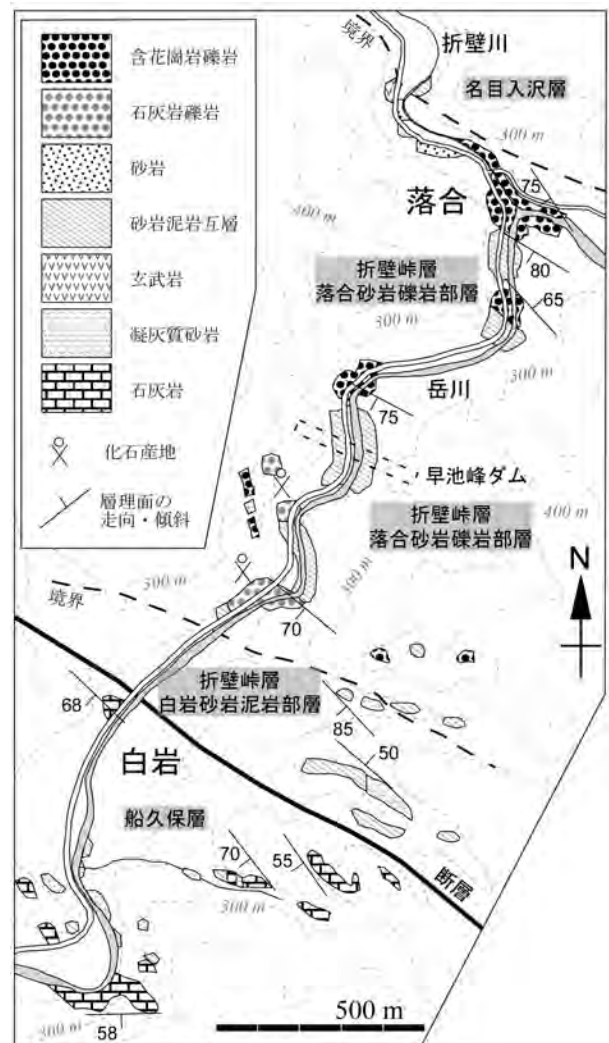
層序関係 下位の名目入沢層に整合的に重なる。上位の石炭系とは断層で接する。

層厚 本層の全層厚は1,500 m以上であり、落合砂岩礫岩部層は700～1,200 m、白岩砂岩泥岩部層は700 m以上と算定される。

岩相

落合砂岩礫岩部層 (Oos, Oog, Oob, Ool)

砂岩, 砂岩泥岩互層, 泥岩及び珪長質凝灰岩 (Oos)



第4.6図 大迫町落合～白岩付近の岳川に沿った区域のルートマップ

早池峰ダム建設以前に作成。

を主とし、礫岩 (Oog) を頻繁に挟む。最下部付近には玄武岩ないし安山岩火山砕屑岩 (Oob) が挟まれる。また一部には、石灰岩礫を多く含む礫岩 (Ool) がみられる。大迫町上岩山周辺から南東では、遠野花崗閃緑岩の接触変成作用を被ってホルンフェルス化している。

砂岩は、灰色～灰白色を呈し、粗粒～中粒のものが多く、概して淘汰は悪い。層厚は 10～150 cm であり、厚層のものは塊状を呈する。砂岩層の内部には平行葉理や細粒砂岩への級化が見られ、散点的に細礫～中礫や侵食同時泥岩片を含む。模式地周辺の本層最下部には、玄武岩火山砕屑岩に伴って、暗緑色を呈し、石英を含んだ凝灰質砂岩がみられる。砂岩泥岩互層は、層厚 5～50 cm の間隔の互層をなす。この互層には、波長数 cm～数 10 cm のスランプ褶曲が見られ、砂岩層の一部は膨縮またはブーダン状の変形が認められる。泥岩は、黒灰色を呈し、砂質なものが多い。珩長質凝灰岩は、緑灰色を呈し、珩質でなシルト～細粒砂質凝灰岩である。火山ガラス碎片や石英が多く含まれ、一部は放散虫化石を多く含む珩質泥岩と互層をなす。

礫岩は、粗粒砂岩や砂質泥岩を伴い、所によってそれらと混在して乱雑な堆積相を示す。一般に塊状で、長径 1～20 cm (最大 80 cm) の円礫～亜円礫が様々な割合で含まれる基質支持の礫岩が多い。基質は粗粒砂～細粒砂または砂質泥であるが、一部には緑灰色を呈する凝灰質砂岩もみられる。礫の淘汰の程度は一般に悪い。基質の少ない礫岩では圧力溶解によって礫同士が縫合接触を示す。

玄武岩～安山岩火山砕屑岩は、層厚 5～30 m で、凝灰質砂岩、珩長質凝灰岩、礫岩を伴いながら、最下部付近に局所的に分布する。主に暗緑色～緑灰色を呈する火山角礫岩ないし凝灰角礫岩であり、野外では塊状または乱雑な斑状を呈するが、紫波町折壁峠北西では凝灰岩を挟んだ層理もみられる。長径 2～30 cm の玄武岩～安山岩の角礫を多く含む。鏡下では、玄武岩角礫の中に、変質して緑泥石に置換された斑晶 (斜長石や輝石など)、及び方解石または石英で充填された発泡孔がみられる。

石灰岩礫を多く含む礫岩は、暗紫色または暗緑色を呈する凝灰質泥岩の基質中に、石灰岩や石灰質砂岩の礫を多量に含む基質支持の礫岩である。石灰岩礫は、中礫～大礫で角礫が多く、それが溶脱して、多孔質となり風化が進んでいる所が多い。紫波町大野山西方や大迫町白岩東方では、サンゴや海ユリなどの骨格碎片の化石が散在して多量に含まれる。この礫岩は、礫を乱雑に含むとともに、泥質基質部が凝灰質細粒砂層を挟有して波長数 cm の褶曲をなしており、全体としてスランプによる未固結時の流動変形を示している。

白岩砂岩泥岩部層 (Oss, Osg)

砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩及び珩長質凝灰岩 (Oss) を主とし、所々に礫岩 (Osg) を挟む。落合砂岩礫岩部

層に比べると、砂岩泥岩互層、泥岩、珩長質凝灰岩などの細粒砕屑岩がより多くなり、礫岩の挟在が少なくなる。

砂岩は細粒～中粒のものが多く、内部に平行葉理または低角度斜交層理が多くみられる。砕屑粒子として石英と長石が多く、淘汰は良好である。所によって細礫～中礫及び砂質泥岩同時礫を散点的に含む。砂岩泥岩互層は、層厚 5～50 cm の間隔で、細粒砂岩層と泥岩層が繰り返す。泥岩は、暗灰色～緑灰色を呈し、砂質または凝灰質であり、層厚数 cm の細粒砂岩層を挟む。層理面に沿って 0.5～3 cm 長の陸上植物片が密集して含む部分がある。珩長質凝灰岩は、淡緑色～緑灰色を呈し、石英、火山ガラス碎片、炭質物?などの細粒砂～シルトの砕屑粒子を含む。

礫岩は、層厚 2～10 m 程度で側方への連続性は悪い。粗粒～細粒砂基質を持つ基質支持の中礫礫岩であり、落合砂岩礫岩部層の礫岩に比べると礫径は一般に小さい。**砕屑物組成** 落合砂岩礫岩部層の礫岩 (Oog) の礫種は多種であり、多い順に、花崗岩類、珩長質火山岩、凝灰岩、砂岩、泥岩、苦鉄質火山岩である。大迫町落合と内川目林道において計測した落合砂岩礫岩部層の礫種構成を第 4.7 図に示す。また一部には、礫種の 5 割以上が石灰岩で占められる礫岩 (Ool) や凝灰岩で占められる礫岩もみられる。一方、白岩砂岩泥岩部層の礫岩 (Osg) の礫種は、砂岩、凝灰岩が優勢となる。各礫の特徴は、以下のとおりである。

花崗岩類：主に石英、斜長石、カリ長石からなり、少量の雲母類、普通角閃石、不透明鉱物を随伴する。多くが変形を受け、カタクラサイト化あるいはマイロナイト化されている。

珩長質火山岩：石英、長石類、不透明鉱物などの斑晶を含み、隠微晶質な石英と粘土鉱物の集合体からなる基質を持つ流紋岩なしいしデイサイトが多い。流理構造を持つものみられる。

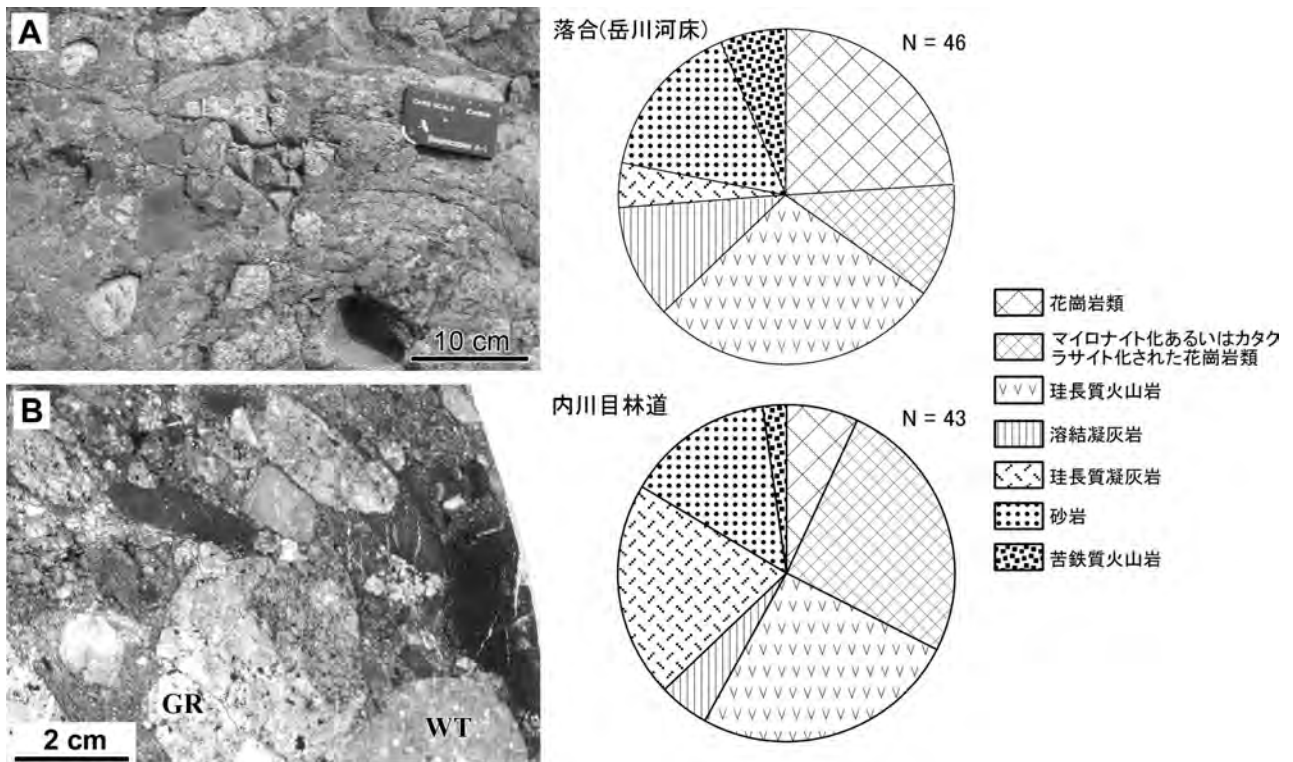
珩長質凝灰岩：石英、斜長石、雲母類、不透明鉱物などの粒子を含み、ユータキシティック構造を示す溶結凝灰岩が多い。また、ビトロクラスティック組織を示す細粒のガラス質凝灰岩も普通にみられる。

砂岩：石英質アレナイトまたは長石質アレナイト～ワッケである。定向配列した雲母類を含み片理の発達した準片岩状を示すことも多い。

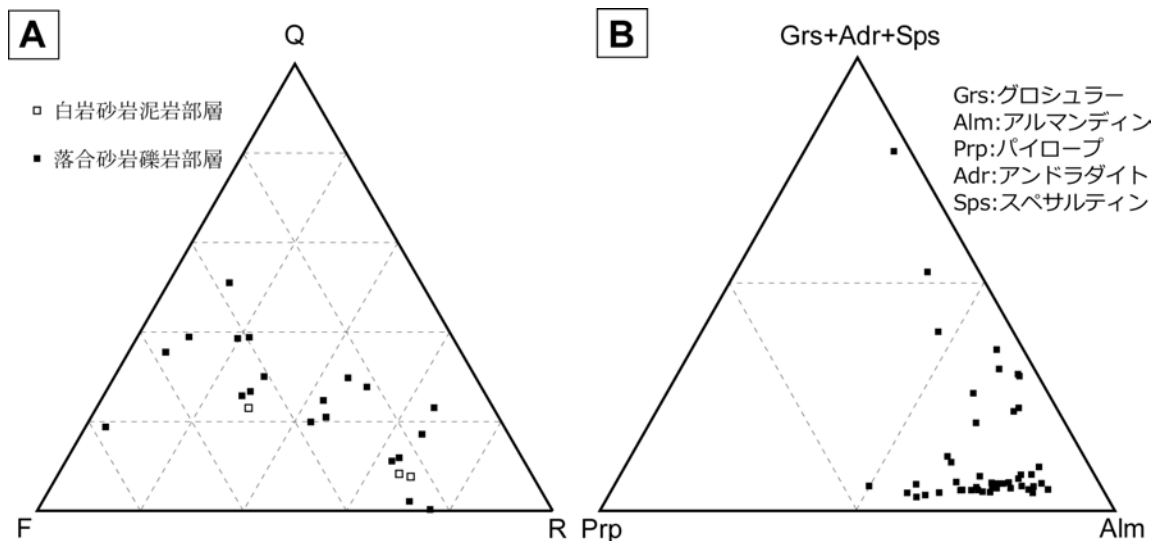
苦鉄質火山岩：短柱状の斜長石と単斜輝石、不透明鉱物、粘土鉱物などの集合体で、インターグラニユラー組織やインターサタル組織を示す玄武岩が多い。

石灰岩：黒色または白色を呈し、サンゴ類や層孔虫類などの化石を含み、骨格そのものの礫も多い。凝灰質な石灰岩も多くみられる。

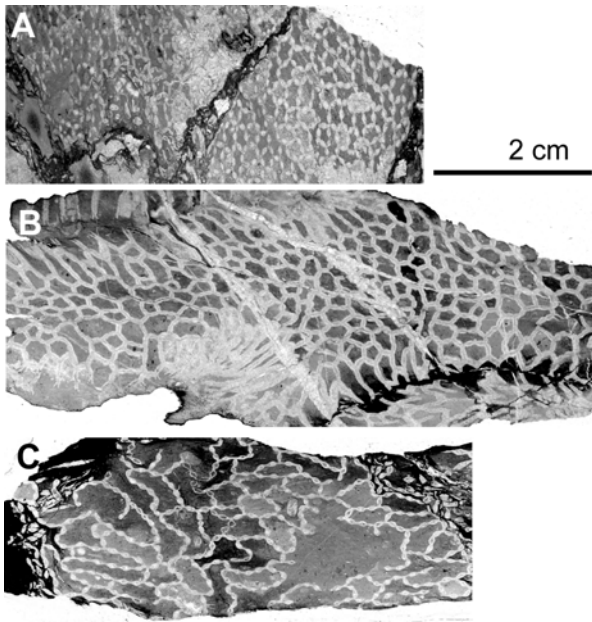
折壁峠層の砂岩組成は、石英・長石類 (カリ長石優勢) に富み、一部アルコース質である (第 4.8 図 A)。珩長質凝灰岩や珩質泥岩などの岩片も多く含まれ、一部は石



第 4. 7 図 折壁峠層落合砂岩礫岩部層の礫岩の岩相と礫種組成
 A: 礫岩の露頭写真. 落合の岳川河床 (39° 32' 09" N, 141° 20' 38" E).
 B: 礫岩の研磨面写真. GR: 花崗岩礫, WT: 溶結凝灰岩礫. 狼久保南方の内川目林道 (39° 31' 40" N, 141° 21' 32" E).



第 4. 8 図 折壁峠層砂岩のモード組成及び碎屑性ざくろ石の化学組成
 A: 砂岩のモード組成. F: 長石類, Lt: 全岩片, Q: 石英.
 B: 碎屑性ざくろ石の化学組成.



第 4. 9 図 折壁峠層落合砂岩礫岩部層の石灰岩礫を多く含む礫岩から産するシルル紀クサリサンゴ化石 (薄片写真)

A : *Halysites kuraokaensis* (Hamada). 白岩東方の岳川 (39° 31' 50" N, 141° 20' 14" E).

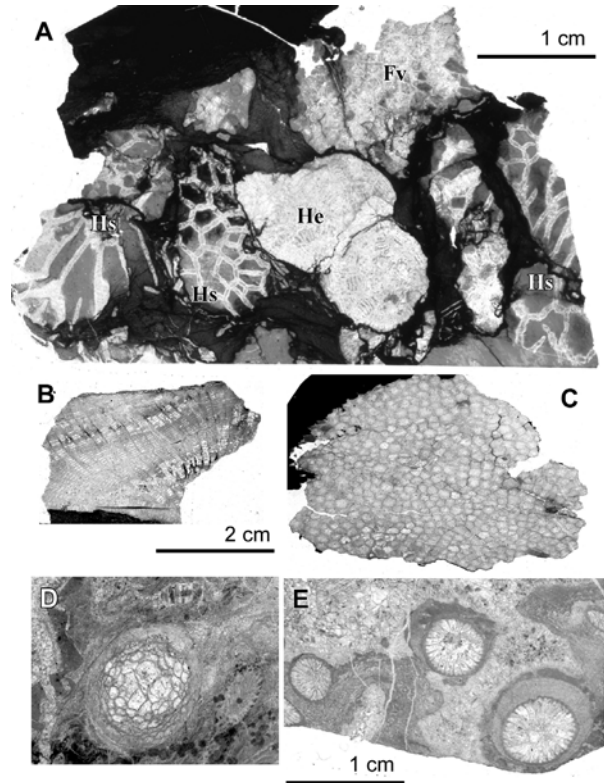
B : *Falsicatenipora shikokuensis* Noda and Hamada. 大野山西 (39° 32' 19" N, 141° 17' 08" E).

C : *Halysites catenularius* (Linnaeus). 同上.
いずれも横断面.

質となる。砂岩中には、クロムスピネル、ざくろ石、ジルコン、不透明鉱物などの碎屑性重鉱物が含まれる。ざくろ石の化学組成はアルマンディン、またはパイロープ成分にやや富んだアルマンディンであり (第 4. 8 図 B)、火成岩や泥質岩を源岩とするグラニュライト相からの由来を示唆する (吉田ほか, 1995)。一方、クロムスピネルは、化学組成が高い Cr/(Cr+Al) 比を示すことから、島弧地殻の超苦鉄質岩や Mg に富む玄武岩がその起源であり、南部北上帯最下部を占める宮守複合岩類及び早池峰複合岩類と関連している (吉田ほか, 1995)。

地質構造 落合砂岩礫岩部層は全般的に北西-南東北北西-南南東の走向を示し、同方向の軸を持つ褶曲によって、南西または北東に 40~80° 傾斜する。しかし、小呂別北方では、北東-南西北北東-南南西の走向を示す所があり、北西または南東に 40~50° 傾斜する。一方、白岩砂岩泥岩部層は、西北西-東南東の走向を示し、主に南西に 50~80° 傾斜する。

化石 落合砂岩礫岩部層の礫岩中の石灰岩礫には、床板サンゴ類のクサリサンゴ (halysitids)、ハチノスサンゴ (favoisitids)、日石サンゴ (heliolitids)、アルベオリテス (alveolitids)、四放サンゴ類、層孔虫類、海ユリ、コケ虫、腕足類、三葉虫、腹足類 (巻貝類) などの海生動物、紅藻類、及び微生物類 (*Renalcis* sp., *Rothpletzella* ? sp. な



第 4. 10 図 折壁峠層落合砂岩礫岩部層の石灰岩礫を多く含む礫岩から産するシルル紀化石 (薄片写真)

A : 多種の床板サンゴ類化石の礫を含む礫岩.

Fv : ハチノスサンゴ, He : 日石サンゴ, Hs : クサリサンゴ (*Falsicatenipora shikokuensis*). 大野山西 (39° 32' 19" N, 141° 17' 08" E).

B : *Favosites* sp. (縦断面), 白岩東方の岳川 (39° 31' 50" N, 141° 20' 14" E).

C : 同 (横断面).

D : *Cystiphyllum* sp. (横断面). 同上.

E : 微生物類? に取り囲まれた四放サンゴ (横断面). 同上.

内野ほか (2008b) を一部改変.

ど) の化石が含まれ (第 4. 9 図, 第 4. 10 図), それらは主にシルル紀を示す。川村ほか (1984) は、白岩東方の岳川沿いの 2 地点 (第 4. 6 図) から、クサリサンゴの *Halysites kuraokaensis*, ハチノスサンゴの *Multisolenia* sp., 四放サンゴ類の *Cystiphyllum* sp., 層孔虫類の *Clavidiction* sp. などを報告し、山崎ほか (1984) は、折壁峠西方の県道沿いの 3 地点から、クサリサンゴ、ハチノスサンゴ、アルベオリテスなどの床板サンゴ類や三葉虫類 ("*Encrinurus*" sp.) を報告した。更に大上ほか (1986) は、白岩北西や上岩山などの数地点で、床板サンゴ類や四放サンゴ類などの化石の産出を確認した。これらの地点以外でも、紫波町大野山周辺や大迫町小呂別沢上流などに分布する落合砂岩礫岩部層の礫岩中の石灰岩礫にはサンゴなどの化石が含まれる。大野山西方では、凝灰質泥岩

中には、コロニーの長さが 30 cm に達するクサリサンゴ (*Falsicatenipora shikokuensis*, *Halysites catenularius* など)、日石サンゴ、ハチノスサンゴなどの床板サンゴ類や層孔虫類などの骨格が多量に含まれる (第 4. 10 図 A)。

落合砂岩礫岩部層最下部の凝灰質泥岩には放散虫化石が含まれるが、年代特定には至っていない。また、白岩砂岩泥岩部層の砂質泥岩 (第 4. 2 図の 21) には破片化し密集した陸上植物化石が認められる。

年代 折壁峠層落合砂岩礫岩部層の礫岩層中の石灰岩礫に含まれる化石群集の内容は、西南日本外帯シルル系 G2 層準の特徴種を含むことから、川村ほか (1984) は

これを中期シルル紀ウェンロキアン世とし、礫岩層もほぼその年代であるとした。これまでに得られた化石にはシルル紀以外の年代を積極的に示す証拠がないこと、及びシルル紀化石が準同時性の産状を示すことから、落合砂岩礫岩部層の年代は全体として中期シルル紀とみられる。一方、白岩砂岩泥岩部層の年代については、川村ほか (1996) によって、落合砂岩礫岩部層の上位にあることや陸上植物化石の産出を根拠としてデボン紀とみなされた。本報告でもこれに従うが、シルル紀とデボン紀の境界が折壁峠層のどの層準にあるかは不明である。

第5章 南部北上帯石炭系

(川村寿郎)

5.1 研究史と概要

5.1.1 研究史

南部北上帯の石炭系は、日本列島に分布する石炭系の浅海性堆積岩類の中で最も広い面積を持ち、全層厚が1,000 m以上に達する厚い地層からなる。南部北上帯の多くの地域において、石炭系は、下位のデボン系や上位のペルム系と連続して分布することや、化石も多く産出することから、古くより層序学的・古生物学的な研究が進められてきた。

石炭系の層序学的研究は、主に南部北上帯中央部の日頃市-世田米地区で古くから進められた。遠藤(1924)、小貫(1937, 1938)、湊(1941)などによる層序区分を基礎として、1940～1950年代に岩相層序や生層序の検討が進められた結果、下位のデボン系及び上位のペルム系との間に不整合が存在することが明らかにされる(例えば、湊, 1942; 大久保, 1951; 山田, 1958)とともに、石炭系の標準層序区分が確立した(湊ほか, 1953)。また、石炭系層序区分単元の一つである鬼丸層とその下位層との間には、大規模な構造運動を示唆する不整合があるとみなされた(Minato, 1944)。1950年代～1970年代前半には、より広域的な調査研究(橘, 1952; 小貫, 1956, 1969; Saito, 1968など)と生層序の再検討(小林, 1973など)が行われるとともに、石炭系の層序や不整合は、東北日本の古生代構造発達史の中で造山運動の主要な時階を示すものと解釈された(湊, 1966; Minato *et al.*, 1979)。しかし、1970年代後半から、鬼丸層基底の不整合に対する否定的な証拠が提出され(Tazawa and Katayama, 1979; 森・田沢, 1980など)、1980年代には下部石炭系層序の見直しが集中的に進められ、鬼丸層とその下位層とは整合関係であることが示された(例えば、田沢ほか, 1981; 新川, 1983; 川村寿郎, 1983, 1984; 川村, 1985a, b, c; 川村ほか, 1985)。更に、南部北上帯中央部以外の地域に分布する石炭系層序に関する知見(例えば、田沢・大沢, 1979; 大石・田沢, 1983)が加わり、南部北上帯の石炭系全体の層序が総括されて対比・比較されるとともに(川村・川村, 1989a; 川村, 1997)、火山岩の岩石化学的検討や石灰岩の堆積学的検討が進んだ(川村・川村, 1989b)。

石炭系の形成環境として、川村・川村(1989b)は、石炭紀を通じて南部北上帯がプレートの収束境界に位置し、前期石炭紀には背弧あるいは島弧内部の展張場における活発な火山活動と分化した堆積盆への碎屑物の埋積

があり、後期石炭紀には、火山活動の衰退と世界的海水準変動で平準化された陸棚上に炭酸塩が堆積したという地史的枠組みを想定した。

早池峰山図幅地域の石炭系は、南西部の紫波町船久保-大迫町白岩地区と南東部の大迫町小田越地区の2つの地区に分かれて分布する。

船久保-白岩地区の石炭系は、小貫(1956)によって東北大学卒業論文(今西, 1944MS)を引用して最初に紹介された。小貫(1956)は、赤沢-船久保周辺の石灰岩を下部ペルム系船久保層としたが、小貫(1981)ではこれを一括して石炭系C2(鬼丸層・長岩層)として取り扱った。大石・田沢(1983)は、大迫町白岩付近の石灰岩から前期石炭紀化石を見出し、達曾部地区の大川目層(Saito, 1968)に延長されるものとみなした。また、大上ほか(1986)や永広ほか(1988)は、化石を報告するとともに、下位層と合わせて「未区分デボン系～石炭系」として取り扱った。川村(1987)は、石炭系を一括して船久保層として再定義し、更に川村・川村(1989a)及び川村(1997)においてその分布、岩相層序、年代対比などを明らかにした。

一方、小田越地区に分布する碎屑岩や石灰岩は、1980年代までの広域地質図(小貫ほか, 1981; 吉田ほか, 1984)ではペルム系として取り扱われていた。しかし、永広ほか(1986a, 1986a, b)によって早池峰山南方から腕足類化石が発見され、その同定結果を基にして周囲の地層はペルム系から分離してシルル系小田越層として区分された。その後、川村・北上古生層研究グループ(2000)では、石灰岩中に含まれる有孔虫類やサンゴ類の化石年代が前期石炭紀を示すことから、小田越層をシルル系ではなく石炭系として再定義した。

5.1.2 概要

南部北上帯の石炭系は、分布地域によって岩相が異なることから、これまでに各地域で異なった層序区分がなされている。しかし、全体としてみると、下部(トルネーシアン階～上部ビゼーアン階)では火山碎屑岩類が、上部(上部ビゼーアン階～モスコビアン階)では石灰岩類がそれぞれ卓越する傾向を示す。特に下部では、岩相や層厚の地域差が大きく、南部北上帯中央部の世田米-日頃市地区では珪長質と苦鉄質のバイモーダルな化学組成を示す火山岩を含む一方、火山岩類がほとんど含まれない地区(一関市の長坂地区)や石炭系そのものの層厚がかなり薄い地区(釜石市の小川地区)もある。これに対

し上部では、ほとんどの地域で石灰岩が主体であるが、火山砕屑岩を多く含む地域もある。

本図幅地域の石炭系は、達曽部地区（大迫図幅地域）のそれとともに、南部北上帯北部の石炭系として位置づけられる。石炭系は、南東部の小田越地区と南西部の船久保-白岩地区とに分かれて分布し、前者は小田越層、後者は船久保層として定義される。両層とも、化石を産する石灰岩及び砕屑岩を主とする点で共通するが、小田越層では玄武岩を挟む点で異なる。岩相の特徴と産出化石の年代から、本図幅地域の石炭系は、南部北上帯石炭系全体の岩相区分の中では上部（上部ビゼーアン階～モスコビアン階）に相当しており、火山砕屑岩類が多く挟有する点で、南部北上帯中央部世田米地区西方の住田町大股-陸前高田市矢作地区の石炭系に類似する。しかし、日頃市-世田米地区にみられる石炭系下底の不整合、あるいは下部石炭系の厚い火山岩類の存在は、本図幅地域では確認されない。

5.2 小田越層 (Odm, Odl, Odb)

命名 永広ほか（1986b）による。川村・北上古生層研究グループ（2000）が石炭系として再定義した。

模式地 岳川支流の奥鳥沢及びタカバ沢。

層序関係 下位のオルドビス系早池峰複合岩類及びシルル系名目入沢層とは、断層で接する。上限は遠野花崗閃緑岩の貫入により不明である。

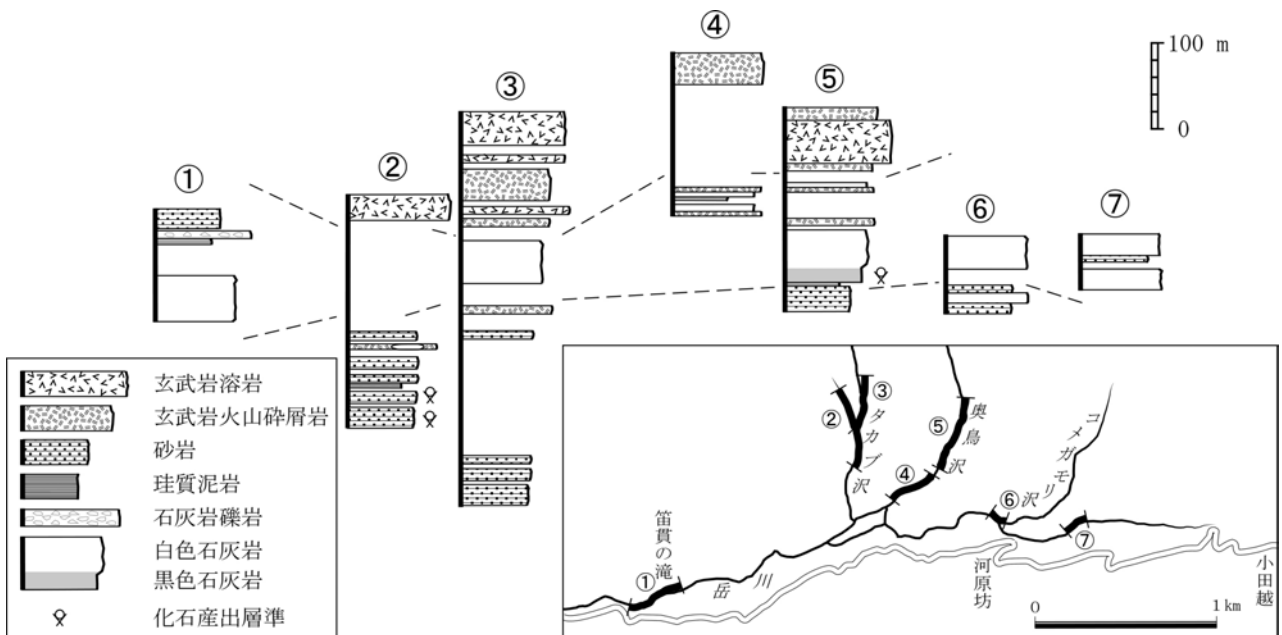
分布 岳川上流部の笛貫の滝付近より小田越まで分布する。また、東隣の川井図幅地域の薬師川上流部アンニョカイ沢付近まで分布する。

層厚 450 m 以上。

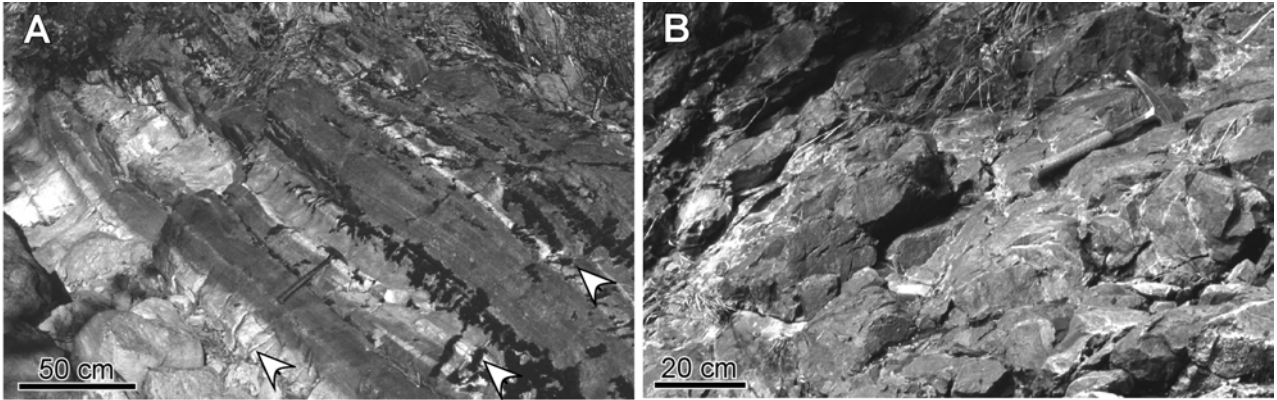
岩相 下位より、泥岩及び砂岩 (Odm)、石灰岩 (Odl)、玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩 (Ods) からなる（第5.1図）。南方に分布する遠野花崗閃緑岩による接触変成作用を受けて、泥岩、砂岩、凝灰岩は全般的にホルンフェルス化し、黒雲母や紅柱石などが生ずるとともに、石灰岩は方解石が粗晶化している。また、泥岩や石灰岩の一部には弱い片理が発達している。

泥岩は、黒灰色～灰色を呈し、珪質かつ砂質である。砂岩は、細粒～中粒で凝灰質または石灰質であり、石灰岩や砂質泥岩に級化漸移しながら、それらと数 cm～数 10 cm の間隔で互層をなす。凝灰質砂岩は、淡緑色または暗灰色を呈し、細粒かつ珪質である。鏡下では、石英・斜長石などの砕屑粒子と密集した火山ガラス碎片が認められる。石灰質砂岩は、灰白色を呈し、厚さ数 cm～2 m の生砕質粗粒石灰岩と一部互層をなす。

石灰岩は、層厚 80 m で、黒色～黒灰色または白色を呈し、石灰岩礫を多く含む礫岩のほか、泥岩や石灰質砂岩の薄層を挟む。黒色石灰岩は奥鳥沢中流部に見られ、波状～ノジュラー状の層理が明瞭であるが、単層の膨縮が著しく、更に内部には波長数 cm～数 m の褶曲がみられる。海ユリなどの生砕物やペロイドなどの粒子が多く含まれ、かつ生物擾乱も認められる。白色石灰岩は、粗粒・結晶質であり、斑状または層状に黒色部分を含む。中には、波長数 10 cm～数 m の褶曲が発達し、強く変形している。奥鳥沢中流部では、白色石灰岩の上位に重なる。大迫町河原坊付近の岳川では、層厚 2～5 m の石灰岩層が砂岩中に挟在しており（第5.2図A）、内部に斜交層理が認められる。石灰岩礫を多く含む礫岩は、砂質また

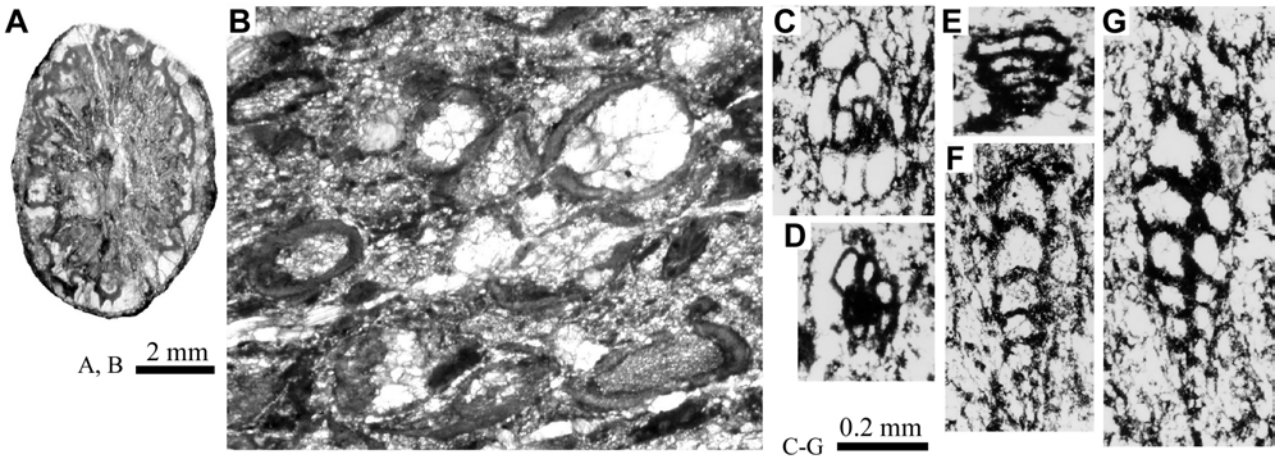


第5.1図 小田越層のルートセクション柱状図の対比



第 5. 2 図 小田越層の産状

- A : 石灰岩層 (矢印) を頻繁に挟む成層砂岩. タカブ沢 (39° 32' 54" N, 141° 28' 10" E).
 B : 枕状玄武岩溶岩. 奥鳥沢 (39° 32' 44" N, 141° 28' 29" E).



第 5. 3 図 小田越層の石灰岩から産する石炭紀化石 (薄片写真)

- A : 四放サンゴ (横断面). 軸構造を持つ.
 B : 有孔虫 (*Saccaminopsis* sp.). 中空状のもので密集して産する.
 C・D : 小型有孔虫 (Endothyridae).
 E ~ G : 小型有孔虫 (Palaeotextulariidae).
 すべて奥鳥沢 (39° 32' 50" N, 141° 28' 33" E) より産出.
 C ~ G は安達修子博士によって同定後, 写真撮影されたものを使用.

は泥質な基質を持ち, 細礫~中礫大の石灰岩礫を大量に含む. 岳川上流の^{ふえぬき} 笛貫の滝周辺では, 成層した砂質泥岩と石灰質細粒砂岩の互層の間に, 厚さ 5 ~ 10 数 m の泥質基質を持つ石灰岩礫を多く含む礫岩が挟まれる.

玄武岩溶岩は暗緑色~緑灰色を呈し, 一般に細粒で, 塊状または長径 30 ~ 50 cm 大の枕状を示し (第 5. 2 図 B), 火山碎屑岩に移化する. 玄武岩溶岩は, 変質した斜長石の斑晶を散点的に含み, 石基部分はアルバイト・緑れん石・アクチノ閃石・緑泥石・不透明鉱物などからなり, ピロタキシティック組織を示す. 玄武岩火山碎屑岩は, 凝灰岩及び凝灰角礫岩であり, 緑灰色を呈する. 凝灰岩は, 一般に不均質で, 所により玄武岩溶岩や石灰岩の角礫を多く含む. 鏡下では, 緑泥石で充填された孔

隙を多く含む杏仁状組織が認められる.

地質構造 模式地周辺では, 西北西-東南東ないし北西-南東の走向で, 北東に 50 ~ 80° 傾斜するが, 北傾斜の軸面を持つ転倒向斜によって北翼では逆転層となっている. 一方, 笛貫の滝周辺では北東-南西の走向で, 北西に 60 ~ 80° 傾斜する.

化石 奥鳥沢に露出する黒色石灰岩からは, 有孔虫類 (*Saccaminopsis* sp., Endothyridae や Palaeotextulariidae) や単体四放サンゴ類が産出する (第 5. 3 図). その他, 同定には至らないが, 石灰岩中には海ユリ, コケ虫, 腕足類, 緑藻類などの化石片が含まれる. また, タカブ沢支流に分布する下部の石灰質砂岩には, 多量^の海ユリ碎片のほか, 腕足類や四放サンゴ類が含まれる (永広ほか,

1986a, b).

時代・対比 黒色石灰岩から産出する化石は、全体として石炭紀を示す。特に *Saccaminopsis* sp. は、日頃市-世田米地区の鬼丸層中部層を特徴づけるものとされ(新川, 1983), その年代は前期石炭紀の後期ビゼーアン期に相当する。更に、同種の化石の産出と岩相の類似性から、この黒色石灰岩は、後述する白岩地区の船久保層下部に対比できる。また、黒色石灰岩より下位の碎屑岩類は、石灰岩層を頻繁に挟み、日頃市-世田米地区の日頃市層 H4 部層^{おおだいら}や大平層最上部層などの岩相に共通する。更に、石灰岩の上位に重なる玄武岩火山碎屑岩は、南部北上帯北部(達曾部地区)や中央部(大股-矢作地区)の石炭系(上部ビゼーアン階~モスコビアン階)の岩相の特徴に類似する。こうしたことから、小田越層は全体として、上部ビゼーアン階~モスコビアン階に対比される可能性が高い。

5.3 船久保層 (Fm, Fl)

命名・定義 小貫(1956)による。川村(1987)及び川村・川村(1989a)が石炭系として再定義した。ここでは、川村・川村(1989a)の岩相層序から、火山角礫岩と玄武岩質凝灰岩を除く部分を船久保層とする。大石・田沢(1983)が提唱した小呂別層^{おろべつ}と鬼丸層の全部、及び大上ほか(1986)や永広ほか(1988)の「未区分デボン系~石炭系」の上位に相当する(第5.4図)。

模式地 本報告では、紫波町船久保の白竜鉾山^{はくりゅう}を模式地とし、大迫町白岩南西の林道を副模式地とする。

分布 紫波町船久保地区と大迫町白岩地区^{うるしやま}に分かれて分布する。船久保地区では船久保洞窟~漆山~白竜鉾山、白岩地区では白岩~小呂別にそれぞれ分布する。

層序関係 下位の折壁峠層、及び上位の内川目層とは、それぞれ断層で接する。

層厚 600 m 以上。

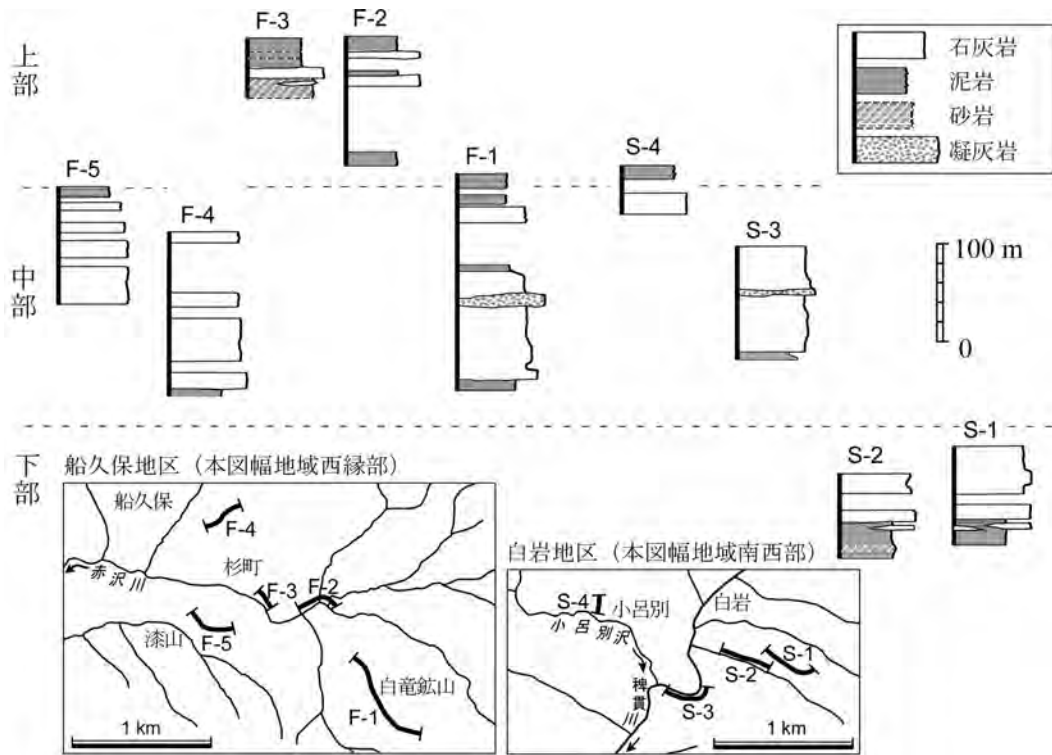
岩相 泥岩、砂岩及び凝灰岩 (Fm) と石灰岩 (Fl) からなる。白岩地区には主に本層下部~中部の泥岩、砂岩及び石灰岩が、船久保地区には主に本層中部~上部の石灰岩、凝灰岩及び砂岩が、それぞれ分布する(第5.5図)。

泥岩は灰色~灰緑色を呈し、一般に砂質であり、生物擾乱を受けている。砂岩は、石灰質または凝灰質であり、一部は泥岩と互層をなす。船久保地区の砂岩は、緑灰色を呈する凝灰質砂岩であり、泥岩や細粒凝灰岩と不規則な互層をなす。この凝灰質砂岩は、主に石英、斜長石、及び珪長質火山岩片の碎屑粒子からなり、一部に生砕物を多く含む。凝灰岩は、主に船久保地区の本層中部の石灰岩中に挟在する。赤紫色または緑灰色を呈し、安山岩の角礫や生砕物を多く含む。

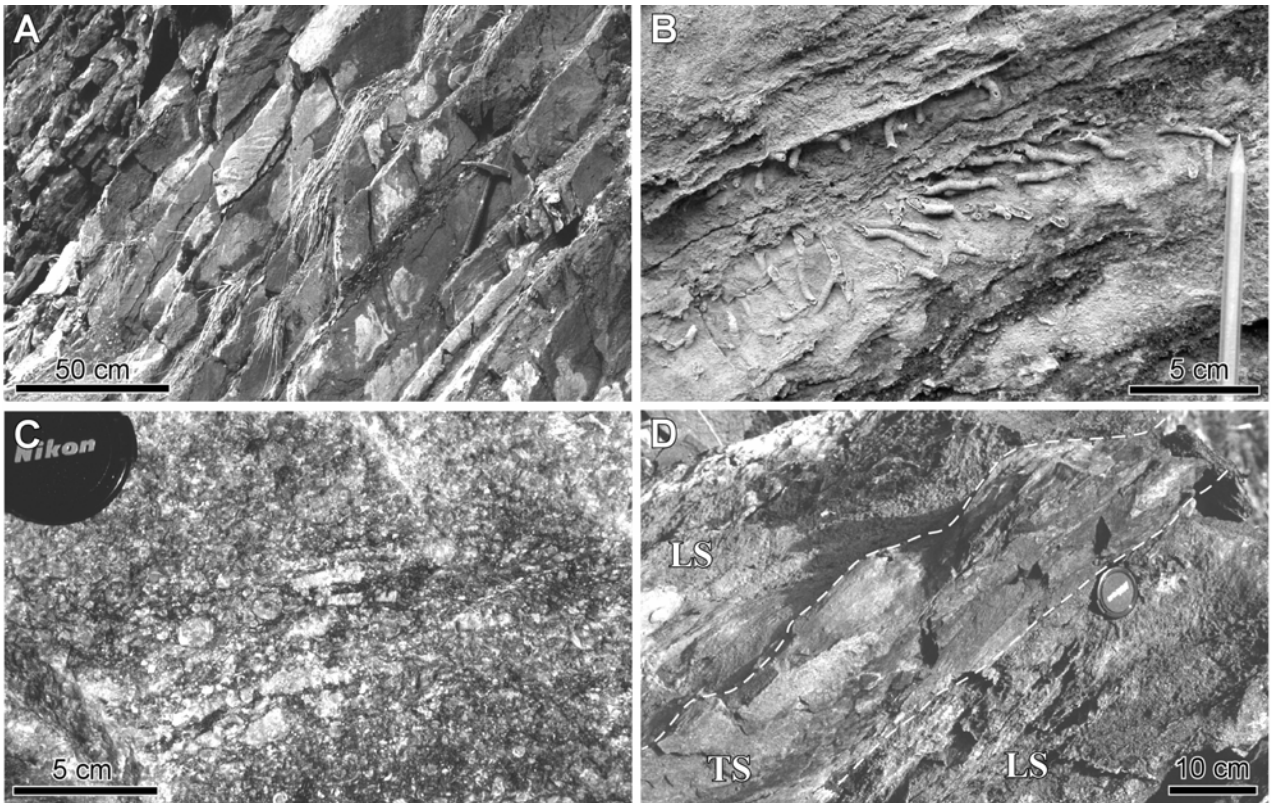
石灰岩は、主に黒灰色または灰白色を呈し、下部と中部で厚層をなす。白岩地区の内川目林道に沿うルート(第5.5図のS-1)では、下位の砂岩中に厚さ0.3~1mの灰白色生砕質粗粒石灰岩(グレインストーン)の岩塊を数層挟みながら、その上位に層厚45mの灰白色塊状石灰岩層が重なる。この灰白色塊状石灰岩は、ペロイド質~ウーイド質(グレインストーン~パックスストーン)で斜交層理を示し、所々に海ユリなどの粗粒生砕物を多量に含む。更に上位には、層厚30mの石灰質砂岩や泥岩を挟む黒色成層石灰岩が重なる(第5.6図A)。この黒色石灰岩は、主にペロイド質または泥質(ワッケストーン~パックスストーン)であり、海ユリや有孔虫類などの生砕物、オンコイドやウーイドを多く含む層を挟む。また、一部には厚さ20cmの現地性の樹状群体サンゴコロニーがみられ(第5.6図B)、生物擾乱も確認される。船久保地区の中部の石灰岩は、灰黒色または灰白色を呈し、塊状または層状で一部ノジュラー層理を示す。石灰岩はペロイド質~泥質(パックスストーン~ワッケストーン)であり、海ユリなどの生砕質な部分(パックスストーン~グレインストーン)を挟む。紫波町白竜鉾山の中段~中段(第5.5図のF-1)では、灰黒色成層石灰岩の



第5.4図 船久保層の層序区分対照図

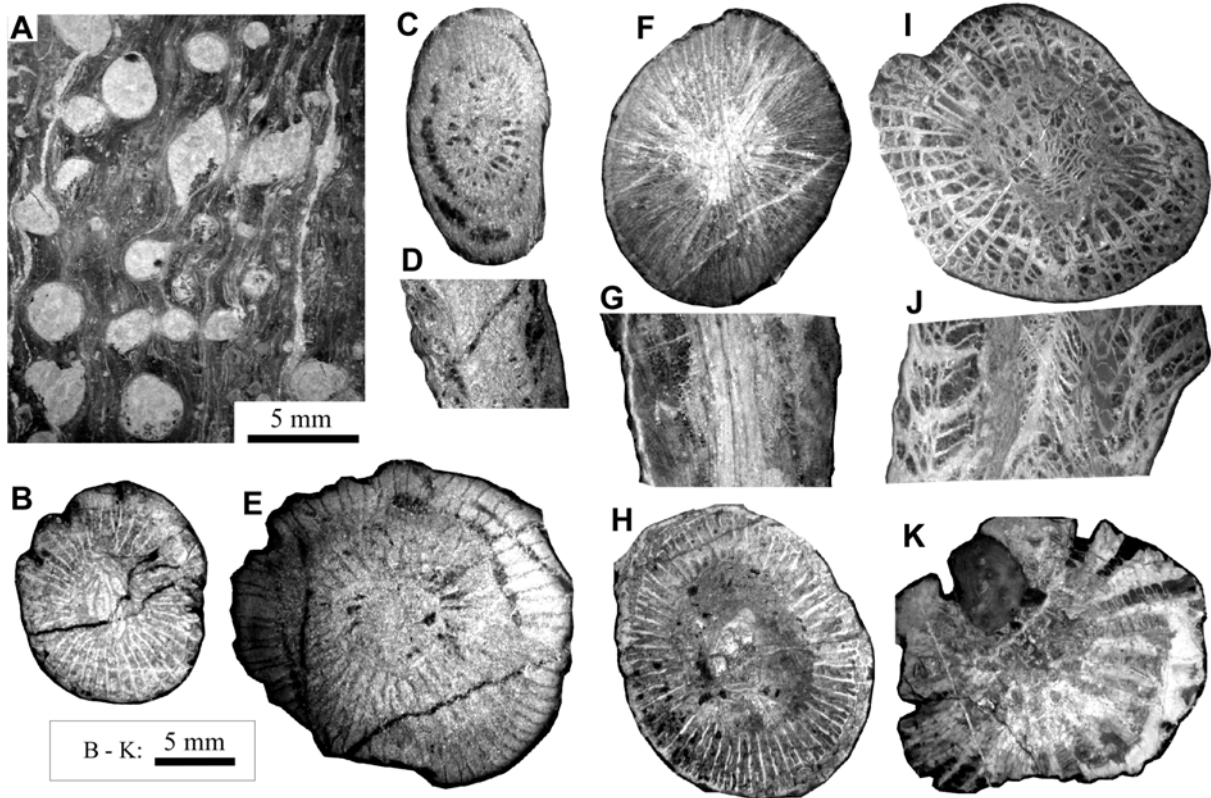


第 5. 5 図 船久保層のルートセクション柱状図の対比



第 5. 6 図 船久保層の産状

- A: 成層した石灰岩. 白岩地区内川目林道 (39° 31' 21" N, 141° 20' 18" E).
 B: 成層した石灰岩に含まれる樹状の四放サンゴ化石 (*Diphyphyllum* sp.). 同上.
 C: 海ユリ片を多く含む凝灰質石灰岩. 船久保地区白竜鉦山 (39° 32' 59" N, 141° 16' 17" E).
 D: 凝灰質砂岩 (TS) と不純石灰岩 (LS) の互層. 船久保地区杉町東方 (39° 33' 26" N, 141° 15' 41" E).



第5.7図 船久保層の石灰岩から産する石炭紀化石（薄片写真）

A : *Saccaminopsis* sp. B : *Koninckophyllum* ? sp. (横断面). C-D : *Lonsdaleia* sp. (C : 横断面, D : 縦断面). E : *Carcinophyllum* sp. (横断面). F-G : *Zaphrentid* (F : 横断面, G : 縦断面). H : *Cravenia* sp. (横断面). I-J : *Dibunophyllum* sp. (I : 横断面, J : 縦断面). K : *Acaciapora* ? sp. (横断面).

A, B, C-D, E, H は白岩地区の内川目林道 (39° 31' 21" N, 141° 20' 18" E) から, F-G, I-J, K は船久保地区白竜鉦山 (39° 32' 59" N, 141° 16' 15" E) からそれぞれ産出. サング類はすべて加藤 誠博士によって同定.

上位に、海ユリなどの生砕物を多量に含む、赤紫色～ピンク色を呈する凝灰質粗粒石灰岩（パックストーン）がみられ（第5.6図C）、更に上位には凝灰岩が挟まれる。また、船久保地区の上部の石灰岩（第5.5図のF-2, F-3）は、凝灰質砂岩中に層状またはレンズ状に挟在され（第5.6図D）、粗粒砂～細礫大の海ユリ片などの生砕物に火山岩岩片が混入した不純石灰岩である。

地質構造 船久保地区では北北西-南南東方向の褶曲軸を持つ背斜と向斜に支配される。層理面の走向は、北北西-南南東方向で、東または西に50～70°傾斜する。白岩地区でも北西-南東方向の褶曲軸を持つ複数の向斜・背斜に支配されるが、層理面の走向は、概して北西-南東方向で、南西または北東に50～70°傾斜する。

化石 白岩地区では、石灰質砂岩から腕足類やコケ虫など、白色石灰岩から海ユリの萼などの化石がそれぞれ産する。白岩南西の内川目林道では、下部の黑色成層石灰岩から有孔虫類（*Saccaminopsis* sp. など）のほか、四放サング類（*Koninckophyllum* sp., *Diphyphyllum* sp., *Yuano-phyllum* sp., *Cravenia* sp., *Palaeosmia* cf. *kitakamiensis*, *Palaeosmia* sp., *Carcinophyllum* sp., *Lonsdaleia* sp.）、コ

ケ虫、及び緑藻類（*Koninckopora* sp. など）の産出が報告されている（大石・田沢, 1983；大上ほか, 1986；川村, 1997）。船久保地区では、白竜鉦山に露出する本層中部の石灰岩から、四放サング類（*Dibunophyllum* sp., *Zaphrentid* など）、床板サング類（*Acaciapora* ? sp., *Michelinia* sp., *Sinopora* sp. など）、石灰海綿類（*Chaetetids*）、小型有孔虫類などが産する（川村, 1997）。また、船久保洞窟周辺の石灰岩からは、四放サング（*Neozaphrentis* sp.）、石灰海綿類（*Chaetetids*）、小型有孔虫類（*Bradyina* sp., *Endothyra* sp., *Pseudostaffella* sp. など）が報告されている（大上ほか, 1986）。更に、船久保東方の県道25号線沿いに露出する本層上部の不純石灰岩からは紡錘虫類（*Millerella* ? sp. など）が、砂岩からは海ユリの萼の化石が報告されている（大上ほか, 1986；川村, 1997）。これらの産出化石の多くが石炭紀を示す。本層から得られた主な有孔虫類とサング類の化石を第5.7図に示す。**時代・対比** 下部の灰白色石灰岩と黑色成層石灰岩における各々の岩相組合せは、南部北上帯のビゼーアン期の石灰岩に共通して広域的に認められている（川村・川村, 1989b）。高い営力の環境の堆積相を示す（川村・川村,

1989b の Assemblage 1) とされる灰白色石灰岩は、日頃市-世田米地区の日頃市層 H4 部層や大平層最上部と共通する。一方、ラグーン性の環境を示す(川村・川村, 1989b の Assemblage 2) とされる黒色成層石灰岩は、日頃市-世田米地区の鬼丸層の堆積相(川村, 1984; 川村ほか, 1985) と共通する。

下部から産出するサンゴ類や有孔虫類の化石は、南部北上帯の他地域の石灰岩から産出する化石とほぼ共通している。特に、四放サンゴ類の *Koninckophyllum* sp. は、日頃市-世田米地区の日頃市層 H4 部層や大平層上部か

ら産出し、有孔虫類の *Saccaminopsis* sp. は日頃市-世田米地区の鬼丸層中部層を特徴づける。このような堆積相や産出化石の共通性を基にして、日頃市-世田米地区の石炭系層序の年代と比較すると、船久保層下部はほぼ上部ビゼーアン階に対比される。

一方、船久保層中部～上部は、年代対比に有効な化石の産出は少ないが、世田米-日頃市地区の石炭系長岩層^{ながいわ}に多産する石灰海綿類の *Chaetetids* が含まれることから、全体としてサープコビアン階～モスコビアン階に相当するとみなされる。船久保層中部～上部にみられる凝灰岩の存在は、前述の小田越層と同様に、南部北上帯中央部や北部の石炭系に火山砕屑岩が多いことに調和する。

第6章 南部北上帯ペルム系

(吉田孝紀)

6.1 概要と研究史

南部北上帯の中で、ペルム系は最も広く分布する地質系統であり、南部北上帯中央部以北の多くの地域で石炭系を不整合に覆い、かつ、南部北上帯の南部では三疊系に不整合に覆われる(第2.2図参照)。一般にペルム系の層序は、下部(坂本沢統)、中部(叶倉統)、上部(登米統)として年代層序区分されるが、各統の岩相は地域差が大きく、分布する地域によって岩相層序区分が異なっている(永広, 1989)。坂本沢統では、南部北上帯中央部の日頃市～世田米地区、気仙沼地域、及び南西部の登米市の米谷地区において石灰岩が卓越する。叶倉統では、西部の一関地域や米谷地区、及び日頃市～世田米地区において花崗岩礫を特徴的に含む“薄衣型礫岩”が発達し、更に世田米地区や気仙沼市の岩井崎地区では石灰岩や砂岩が分布する。一方、登米統では全域的に泥岩が優勢となる。こうした地域的差異は、当時の造構場と堆積作用の違いが反映されたものと考えられている(例えば、吉田, 2000; Yoshida and Machiyama, 2004)。

南部北上帯の北部に当たる大迫地域には、主に下部～中部ペルム系が分布する。遠野市宮守町の達曾部地区では、石炭系を不整合に覆う基底礫岩、厚い石灰岩、砂岩及び石灰岩が順次重なる達曾部層(広川・吉田, 1956; 吉田ほか, 1992再定義)が分布する。達曾部層は、その岩相層序と年代から、住田町落合地区～陸前高田市中平地区の下部～中部ペルム系に類似し、前期白亜紀に活動した日詰-気仙沼断層の横ずれ以前には連続していたと推定される(永広, 1977; 吉田ほか, 1992)。達曾部層の上位には、泥岩主体の外川目層(奥山, 1980; 吉田ほか, 1992再定義, 本報告の内川目層に相当)が重なる。一方、大迫町内川目の北部に分布するペルム系は、大上ほか(1986)により内川目層と呼ばれている。内川目層は早池峰山図幅地域南西部から南隣の大迫図幅地域内の大迫盆地一帯に広く分布する。岩相は、葉理を持つ砂質泥岩が卓越し、薄層の砂岩・石灰岩・礫岩を挟む。礫岩は花崗岩礫を含む円礫岩(“薄衣型礫岩”)である。内川目層は示準化石に乏しいものの、石灰岩や礫岩中の石灰岩礫からは紡錘虫等の化石が、砕屑岩からは腕足類の化石が産出している(大上ほか, 1986)。

本図幅地域のペルム系は、大迫図幅地域から延長して分布するが、これに関する研究は非常に少ない。小貫(1956)は東北大学卒業論文(今西, 1944MS)を引用して、黒色泥岩(黒色粘板岩)の卓越するペルム系について、

緑色砂岩を挟む大迫層と礫岩を挟む平栗層に区分し、両者を登米層に対比した。広川・吉田(1956)は、大迫図幅地域に分布するペルム系に対して、下位から達曾部層、雲ノ上山層の名称を与え、本図幅地域に延長すると考えた。小貫(1956, 1969)は、粗粒砕屑岩が卓越する本図幅地域のシルル系～デボン系(第4章参照)もペルム系に相当すると考え、ペルム系が広く分布するものとした。一方、1980年代前半には、それまでペルム系とされてきた大迫町白岩付近の地層が石炭系に含められ(小貫, 1981, 大石・田沢, 1983)、紫波町折壁峠や大迫町岳川付近の地層がシルル系に含められた(山崎ほか, 1984; 川村ほか, 1984)。

しかし、地域全般にわたる層序学的検討は十分になされていなかった。そのような中、大上ほか(1986)は、大迫町から早池峰山麓に至る地域を調査し、シルル系からペルム系にわたる古生界の分布と層序を明らかにした。また永広ほか(1988)は、本図幅地域西部に当たる紫波町佐比内から大迫町黒沢に至る地域のペルム系の分布を示し、より広域的な地質分布を明らかにした。

6.2 内川目層(Um, Ug, Ugl)

命名 大上ほか(1986)による。

模式地 花巻市大迫町稻花以南の岳川沿い。

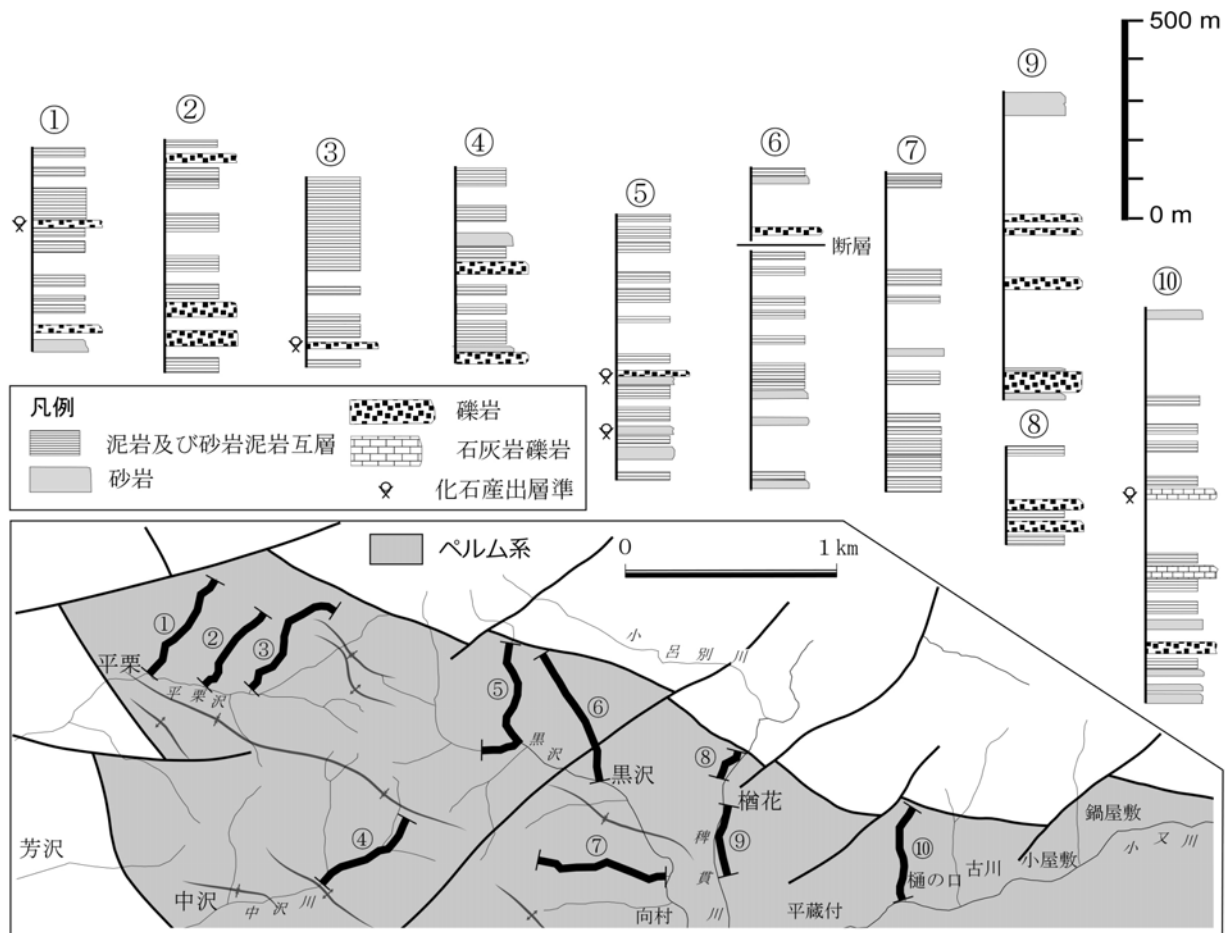
分布 紫波町佐比内から稗貫川(岳川)支流の黒沢流域を経て、同川支流の小又川付近より南側に分布する(第6.1図)。

層厚 1,100 m以上。

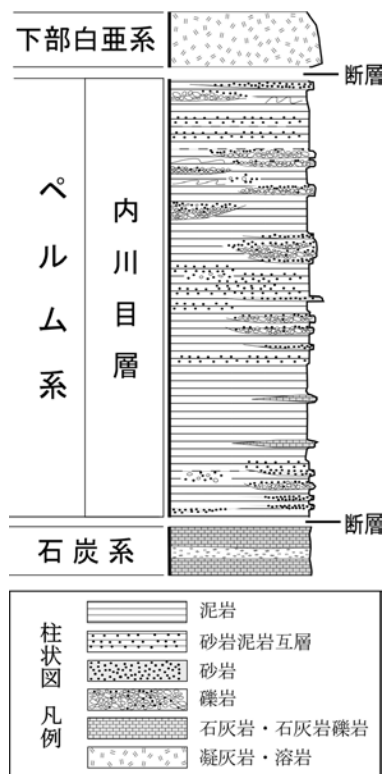
層序関係 下位の石炭系船久保層と断層で接し、下部白亜系山屋層とも断層で接するため、上下の層序関係は不明。

岩相 主に泥岩、砂岩泥岩互層及び砂岩(地質図ではUmとして一括)からなり、礫岩(Ug)や石灰岩礫を多く含む礫岩(Ugl)を挟む。内川目層の模式柱状図を第6.2図に示す。

泥岩は、葉理を持つ黒灰色砂質泥岩であり(第6.3図A)、全般にスレート劈開が発達する。生物擾乱を被る部分があり、所によって層理面に生痕化石も認められる。砂岩泥岩互層は、厚さ数cm～数10cmの間隔で細粒砂岩層と泥岩層が繰り返す。砂岩層には平行葉理や級化構造が普通にみられる。砂岩は、緑灰色を呈し、しばしば複数の単層が癒着して、数m～数10mの厚層をなす(第6.3図B)。厚い単層の砂岩は、しばしば塊状を



第 6. 1 図 内川目層の各沢柱状図（本図幅地域南西部）

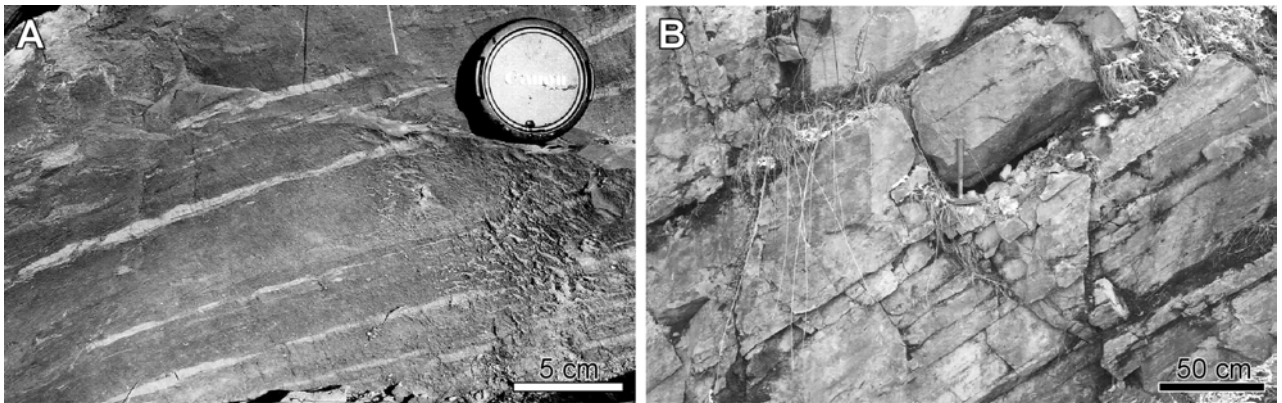


第 6. 2 図 内川目層の模式柱状図

呈し、一部には、泥岩の偽礫や細礫～中礫を含む。碎屑粒子として、石英や斜長石のほか流紋岩、安山岩、玄武岩などの岩片が認められ、淘汰は比較的良い。

礫岩 (Ug) は、層厚が数 m～数 10 m であり、円磨された中礫～大礫を主とするものが多い (第 6. 4 図 A)。礫種は、流紋岩、安山岩、珪長質凝灰岩や玄武岩が多く (第 6. 4 図 B)、所により細粒花崗岩、閃緑岩、石灰岩を含む。基質は、不淘汰な砂質泥岩や砂岩であり (第 6. 4 図 C)、一部に石灰質なものがある。泥質な基質で支持される場合、含礫泥岩となるものもみられる。紫波町佐比内～黒沢上流部では、円磨された流紋岩、花崗岩及び石灰岩の大礫を含む礫岩が分布し (第 6. 4 図 A)、これは“薄衣型礫岩”の一部に相当する。石灰岩礫には、紡錘虫、海ユリ、緑藻類、微生物類 (*Tubiphytes* sp.) など多種の生砕物が認められる (第 6. 4 図 D)。含礫泥岩は、細礫～中礫及び中粒砂などを不淘汰に含む泥岩であり、部分的に海ユリ、サンゴ、腕足類、軟体動物などの化石を散在的に含む。

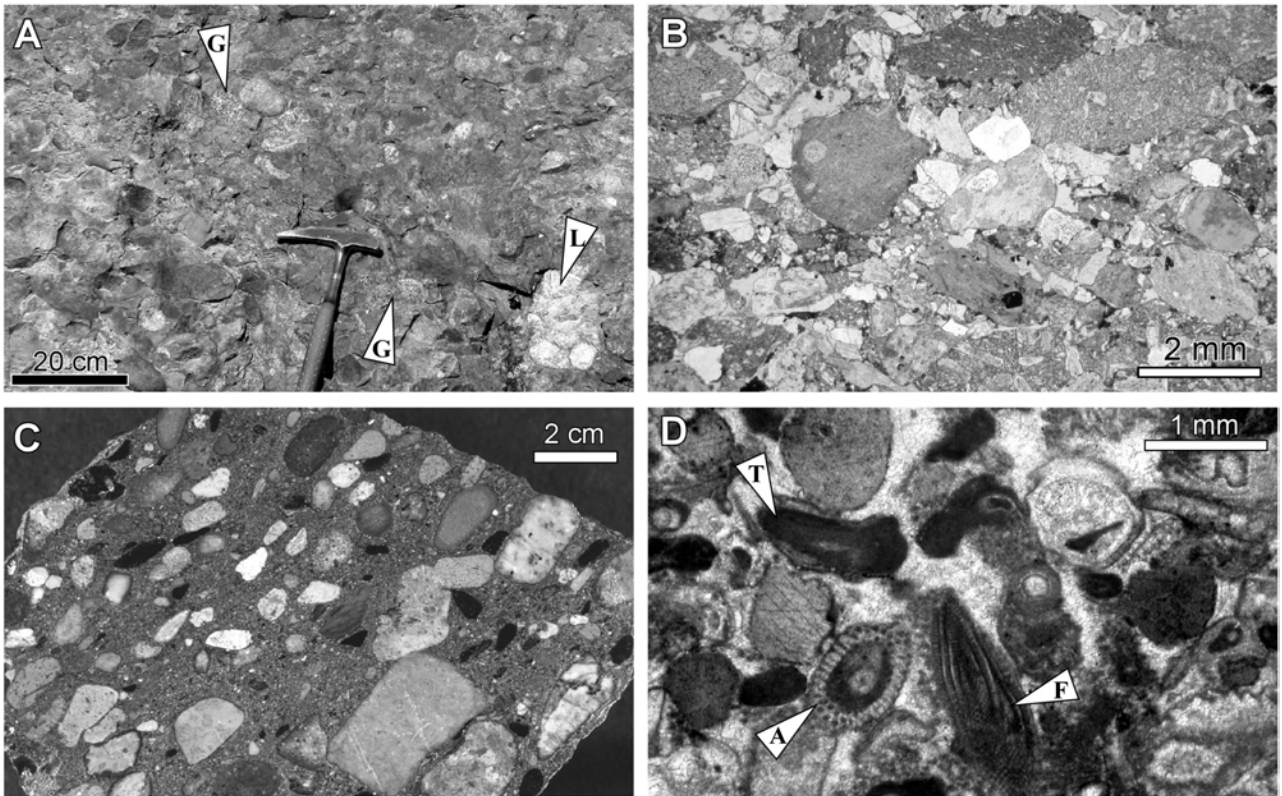
石灰岩礫を多く含む礫岩 (Ugl) は、石灰岩の中礫～大礫で大部分が占められる礫岩であり、多くは砂質～泥質な基質で支持される。この礫岩は、層厚数 m で側方への連続性に乏しい。大迫町樋の口付近では、石灰岩礫



第 6. 3 図 内川目層の産状

A : 葉理を示す砂質泥岩. 鉦野 (39° 30′ 18″ N, 141° 19′ 29″ E).

B : 厚層理砂岩. 平栗北東 (39° 31′ 51″ N, 141° 16′ 46″ E).



第 6. 4 図 内川目層の礫岩の産状と岩相

A : 多種の円礫を含む中礫～大礫岩. G: 花崗岩礫, L: 石灰岩礫. 紫波町平栗北東の黒沢林道 (39° 31′ 43″ N, 141° 17′ 00″ E).

B : 安山岩, 玄武岩, 泥岩等の礫を含む細礫岩. 薄片写真 (単ポーラー). 古川 (39° 30′ 23″ N, 141° 21′ 17″ E).

C : 珪長質凝灰岩や泥岩の小礫を含む基質支持の礫岩. 研磨面. 楯花 (39° 30′ 37″ N, 141° 19′ 26″ E).

D : 石灰岩礫に含まれる生砕物. 薄片写真 (単ポーラー). A : 緑藻類. F : 紡錘虫. T : 微生物類 (*Tubiphytes* sp.). 平栗北東の黒沢林道 (A と同じ).

の中に紡錘虫，海ユリ，緑藻類などの化石が含まれる。

地質構造 層理面は，一般に西北西-東南東ないし北西-南東の走向で，南西に30～80°傾斜する。層理面の走向方向にほぼ平行な軸を持つ波長250～700mの褶曲によって，広い範囲にわたって同一層準の地層が何度も繰り返しているとみられる。

化石と時代 樋の口の石灰岩から *Chalaroschwagerina cf. vulgaris*, *Pseudofusulina fusiformis* など，大野山南方の礫

岩中の石灰岩礫から *C. cf. vulgaris*, *Codonofusiella sp.*, *Nankinella sp.* などの紡錘虫化石，平栗東方の石灰質砂岩から *Derbyia magnifica*, *Martinia cf. rostrata*, *Spiriferina cristata* などの腕足類化石が報告されている（大上ほか，1986）。これらの化石は前期～中期ペルム紀を示すことから，内川目層は南部北上帯中央部の坂本沢層及び叶倉層の一部に対比されている（永広，1989）。

第7章 根田茂帯下部石炭系

(内野隆之・川村信人・川村寿郎)

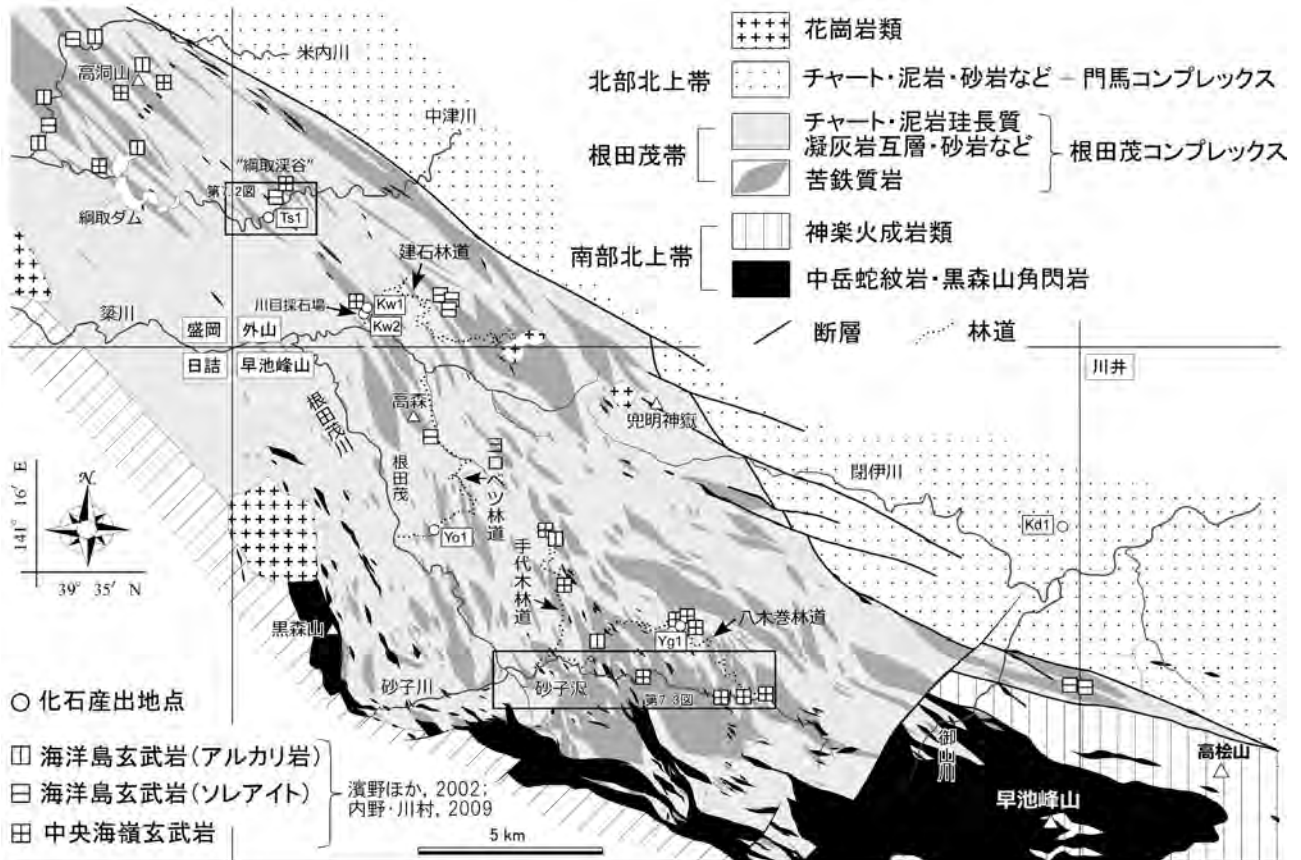
7.1 研究史と概要

7.1.1 研究史

根田茂帯は、永広ほか(2005)によって、南部北上帯と北部北上帯の境界域に分布する前期石炭紀付加体からなる地帯として設定・定義された(第2章1節参照)。根田茂帯の研究は、濱野ほか(2002)がチャートから後期デボン紀のコノドント化石の産出を報告し、次いで、内野ほか(2005)が泥岩から産出した放射虫化石に基づき付加年代を前期石炭紀に決定してから、大きく進展した。内野ほか(2008b)は、根田茂帯北西域における地質図を提示し、また同地域に分布する根田茂コンプレックスを、綱取ユニットと滝ノ沢ユニットに区分した。玄武岩は化学組成から、中央海嶺玄武岩及び海洋島玄武岩の特徴を示すことが明らかにされた(濱野ほか, 2002 ;

野崎ほか, 2004 ; 内野・川村, 2009)。

根田茂コンプレックスは、ぶどう石-パンペリー石相(Moriya, 1972)及びパンペリー石-アクチノ閃石相(大貫ほか, 1988)の広域変成作用を被っていることが報告されていたが、内野・川村(2006)によって含藍閃石苦鉄質片岩の岩塊が見出され、根田茂コンプレックスが青色片岩相(緑れん石-青色片岩亜相)の低温高压型変成作用を被っていることが示された。ところが、含藍閃石苦鉄質片岩とそれに伴う含ざくろ石白雲母片岩のフェンジャイト冷却年代がともに約380 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代)であることがKawamura *et al.* (2007)によって示され、また、その産状と冷却年代から、両片岩は根田茂コンプレックス中に構造的に取り込まれた母体-松ヶ平帯の松ヶ平変成岩に相当する低温高压型変成岩岩塊であると解釈された。その後、内野・川村(2010a)は、ドレラ

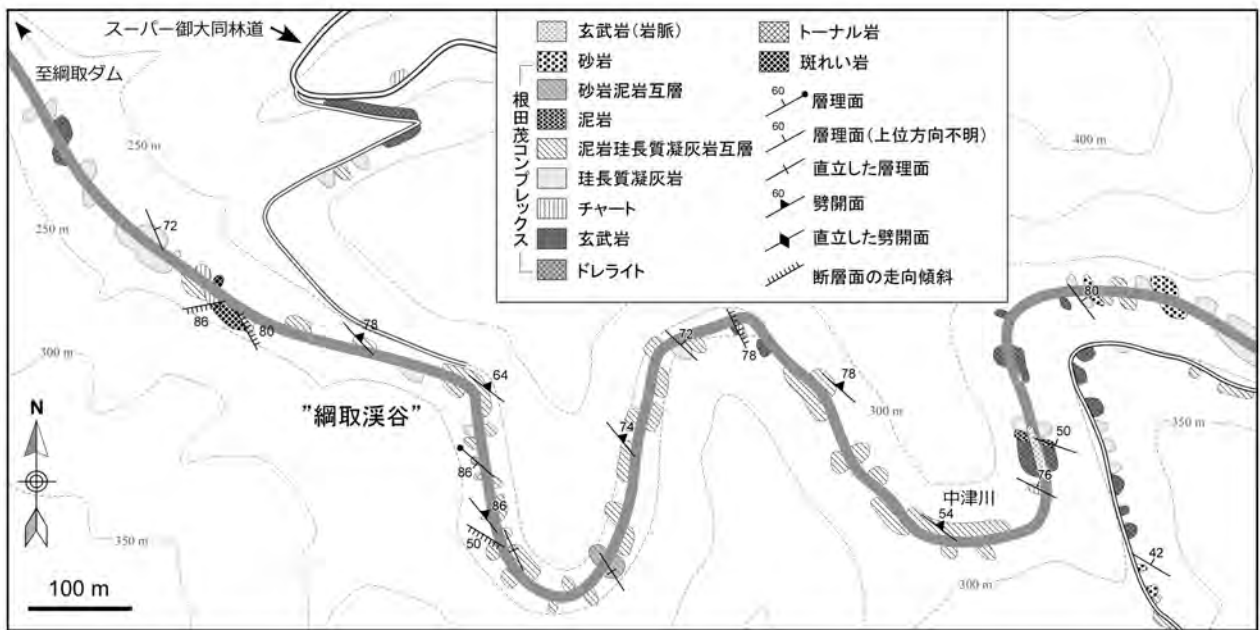


第7.1図 根田茂帯の地質概略図

第四系は表記されていない。5万分の1地質図幅の区画、ルートマップの範囲、化石産出地点、化学分析された苦鉄質岩採取地点も示した。

イトからNa-Ca角閃石を見出し、そのドレライトが低温高圧型変成作用を被った可能性があることを指摘し、更に内野・川村(2010b)は、玄武岩から藍閃石を見出し、根田茂コンプレックスの一部が青色片岩相(緑れん石-青色片岩亜相)の低温高圧型変成作用を被っていることを改めて示した。そして、根田茂コンプレックスが母体-松ヶ平帯の低温高圧型変成岩(母体コンプレックス; 第2.2図参照)に対比できるという川村・北上古生層研究グループ(1988)の考えを支持した。

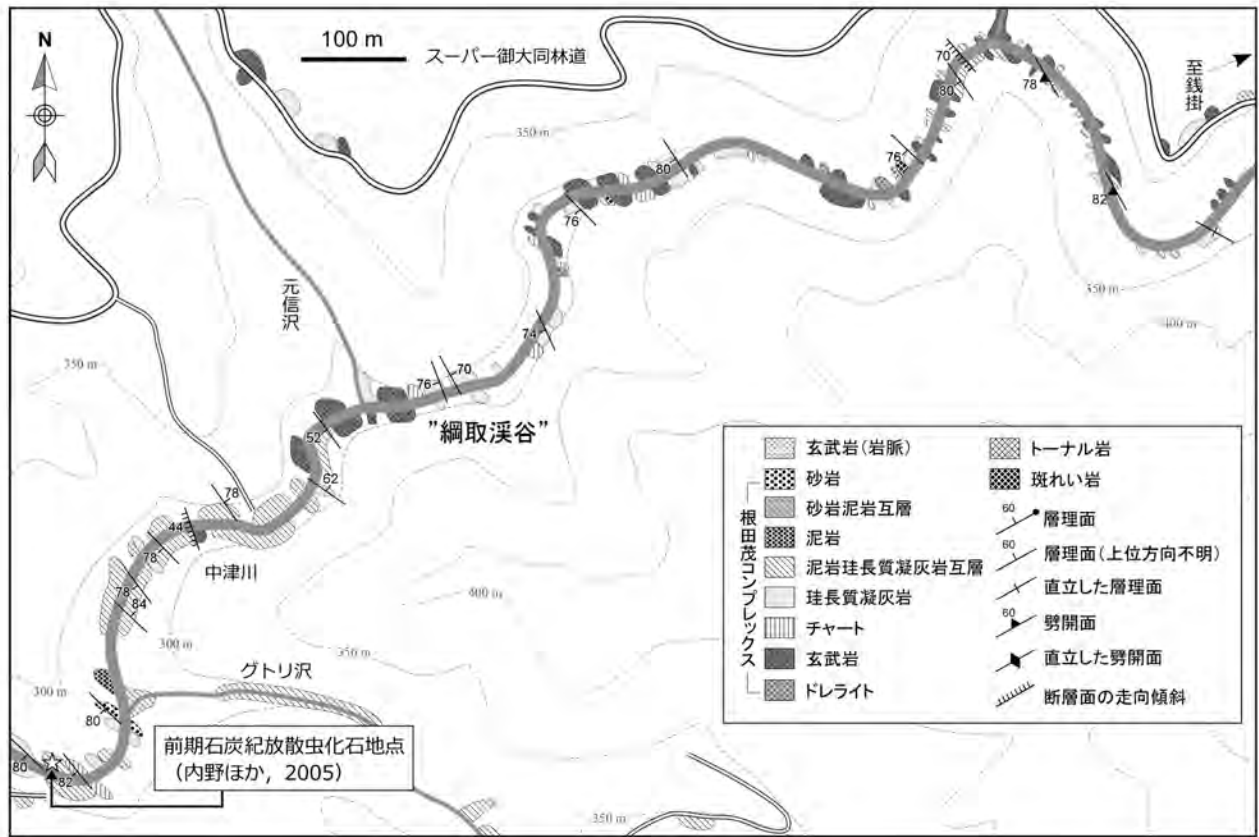
内野ほか(2008a)は、含ざくろ石フェンジャイト片岩礫を含む礫岩を見出し、その片岩礫のフェンジャイト冷却年代が347~317 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代)であることを明らかにした。そして更に、Uchino and Kawamura(2010)は、その礫岩について堆積学的・岩石学的・年代学的検討を行い、根田茂コンプレックスが形成された前期石炭紀の前弧域に、超苦鉄質岩を伴う低温高圧型変成岩が地下深部から30 m.y. 以内の期間で上昇・露出したと結論づけた。



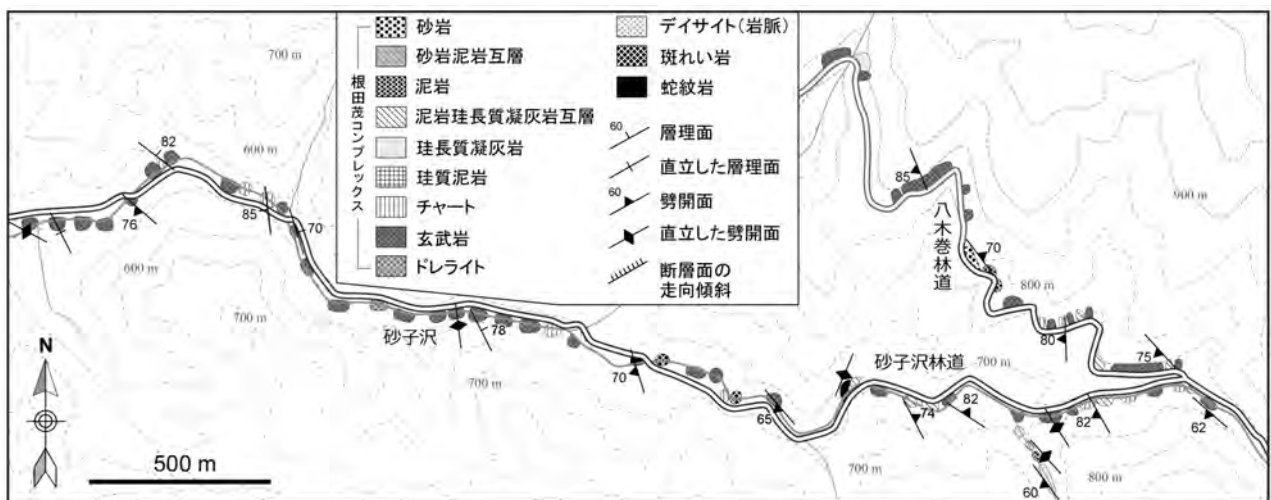
第7.2図 模式地である“網取溪谷”における根田茂コンプレックスのルートマップ (次頁に上流延長部を見開きで表示)



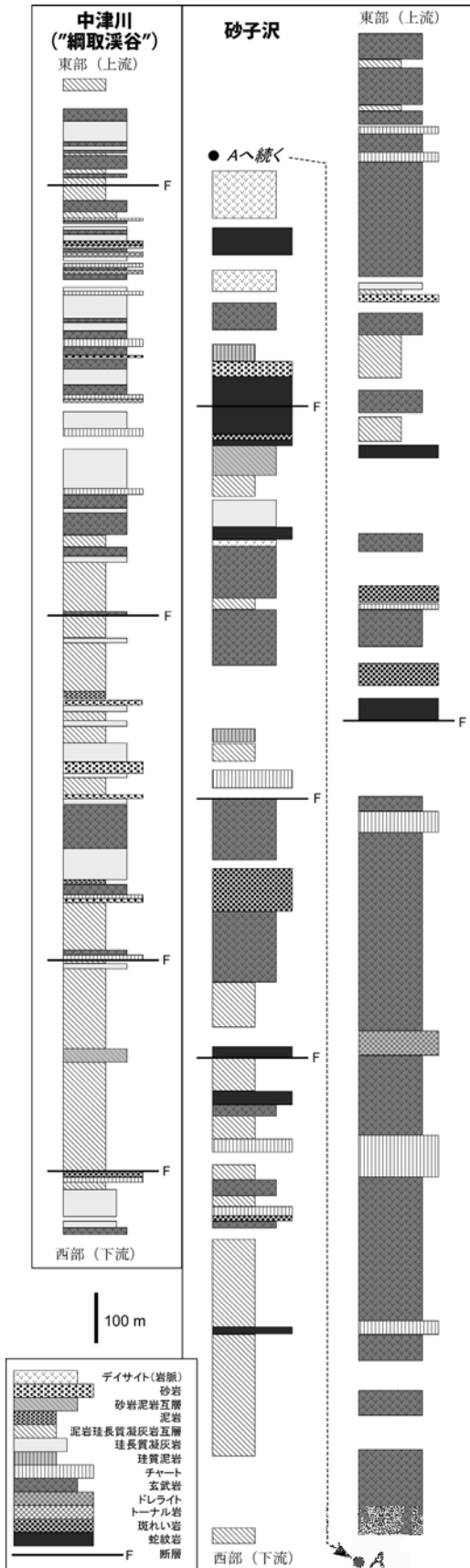
第7.3図 砂子沢における根田茂コンプレックスのルートマップ (次頁に上流延長部を見開きで表示)



第7.2図 模式地である“網取溪谷”における根田茂コンプレックスのルートマップ



第7.3図 砂子沢における根田茂コンプレックスのルートマップ



第7.4図 “綱取溪谷”及び砂子沢における根田茂コンプレックスの見掛けの柱状図

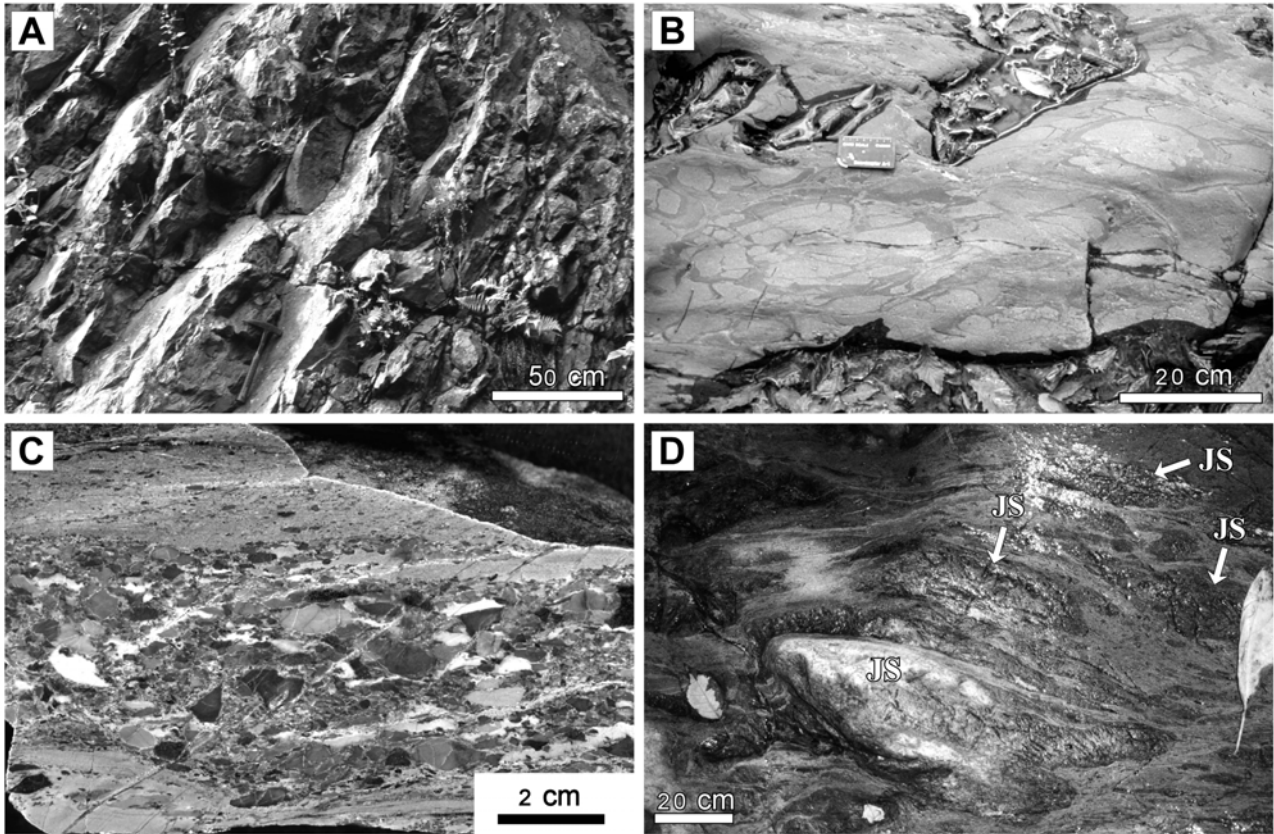
7.1.2 概要

根田茂帯は、中・古生代の超苦鉄質岩・火成岩及び浅海性堆積岩などからなる南部北上帯と、ジュラ紀の付加体からなる北部北上帯との境界部に位置している。根田茂帯は、盛岡市中心部から早池峰山北方まで、南北約10 km、東西約40 kmに及び、早池峰山東方で尖滅する(第7.1図)。根田茂帯は、付加体である根田茂コンプレックスから構成され、本図幅地域には、その南東半分が分布している。根田茂コンプレックスは、苦鉄質岩、チャート、泥岩珪長質凝灰岩互層、砂岩、礫岩などからなる。5万分の1地質図上では、苦鉄質岩やチャートなどの岩体が基質である泥岩珪長質凝灰岩互層に含まれる混在相を示す。しかし露頭では、各岩石は主に破断相を示している。地層の層理面及び劈開面の走向は、本図幅地域の西部では北北西-南南東方向を、東部では西北西-東南東方向を示す。

苦鉄質岩は、岩塊及び小～大規模岩体として多産する。その化学組成は、中央海嶺玄武岩及び海洋島玄武岩の特徴を示し、本図幅地域では特に中央海嶺玄武岩が多く分布する。チャートは、岩塊及び小規模岩体として少量産し、成層チャートと塊状チャートとに区分される。塊状チャートからは、中期～後期デボン紀を示す放射虫化石が得られている。泥岩珪長質凝灰岩互層は、根田茂コンプレックスの主要構成岩として多産し、5万分の1地質図上では基質をなす。泥岩と珪長質凝灰岩が、ともに層厚数mm～数10cm規模で互層し、互層中の珪長質凝灰岩層の多くは、ブーダン状・レンズ状に伸長変形している。砂岩は、岩塊及び小規模岩体として少量産し、その多くが石質ワッケである。礫岩は、岩塊として極めて少量産し、石灰岩礫からは海ユリや石灰質海綿類の化石が認められることがある。本図幅地域の根田茂コンプレックスは、ぶどう石-パンペリー石相、パンペリー石-アクトノ閃石相、緑色片岩相の広域変成作用を受けている。根田茂コンプレックスの付加年代は、北隣の外山図幅地域に産する泥岩から得られた放射虫化石により、前期石炭紀であることが明らかにされている。

7.2 根田茂コンプレックス (Nb, Nc, Nm, Ns, Ng)

命名・定義 川村ほか(1999)により命名。川村ほか(1996)の根田茂相を示す岩石に相当する。なお、内野ほか(2008b)は、根田茂帯北西域の根田茂コンプレックスについて、低次階層の岩相層序単位として、泥岩珪長質凝灰岩互層が卓越する綱取ユニットと、砂岩泥岩互層が卓越する滝ノ沢ユニットとに区分した。しかし、本図幅地域では、砂岩泥岩互層の産出はまれであり、根田茂コンプレックスの中で岩相層序区分はできない。従って、本報告では、内野ほか(2008b)が用いた綱取ユニット及び滝ノ沢ユニットを使用しない。



第7.5図 根田茂コンプレックスの苦鉄質岩の産状

A: 枕状構造を示す溶岩. 手代木林道 (39° 36' 55" N, 141° 20' 41" E).

B: 枕状構造を示す溶岩. 砂子沢 (39° 35' 41" N, 141° 22' 23" E).

C: 凝灰角礫岩の研磨面. 手代木林道 (39° 36' 51" N, 141° 20' 40" E).

D: 赤色ジャスパー (JS) を含む火山砕屑岩. 外山図幅地域の綱取溪谷 (39° 42' 01" N, 141° 14' 57" E).

模式地 北隣の外山図幅地域に位置する、盛岡市綱取ダムから銭掛に至る中津川の溪谷域（“綱取溪谷”）を模式地とする（内野ほか，2008b）。また、本図幅地域中央部の砂子沢を副模式地とする。

分布 盛岡市市街地東端から早池峰山北方まで、南北約10 km、東西約40 kmに及ぶ。本図幅地域の約3分の1の面積を占め、主に本図幅地域北西部の薬川、根田茂川、閉伊川上流、本図幅地域中央部の砂子川、砂子沢、久出内川上流、本図幅地域東部の鞍沢上流、御山川中流などに分布する。また、本図幅地域南部の大迫町大谷地（花巻市）では、南部北上帯のシルル系を貫く下部白亜系花崗岩類中の捕獲岩（南北最大約300 m、東西約1.5 km）としても分布している。模式地である綱取溪谷と副模式地である砂子沢のルートマップをそれぞれ第7.2図と第7.3図に、柱状図を第7.4図に示す。

層厚 見掛け約9,500 m以上。

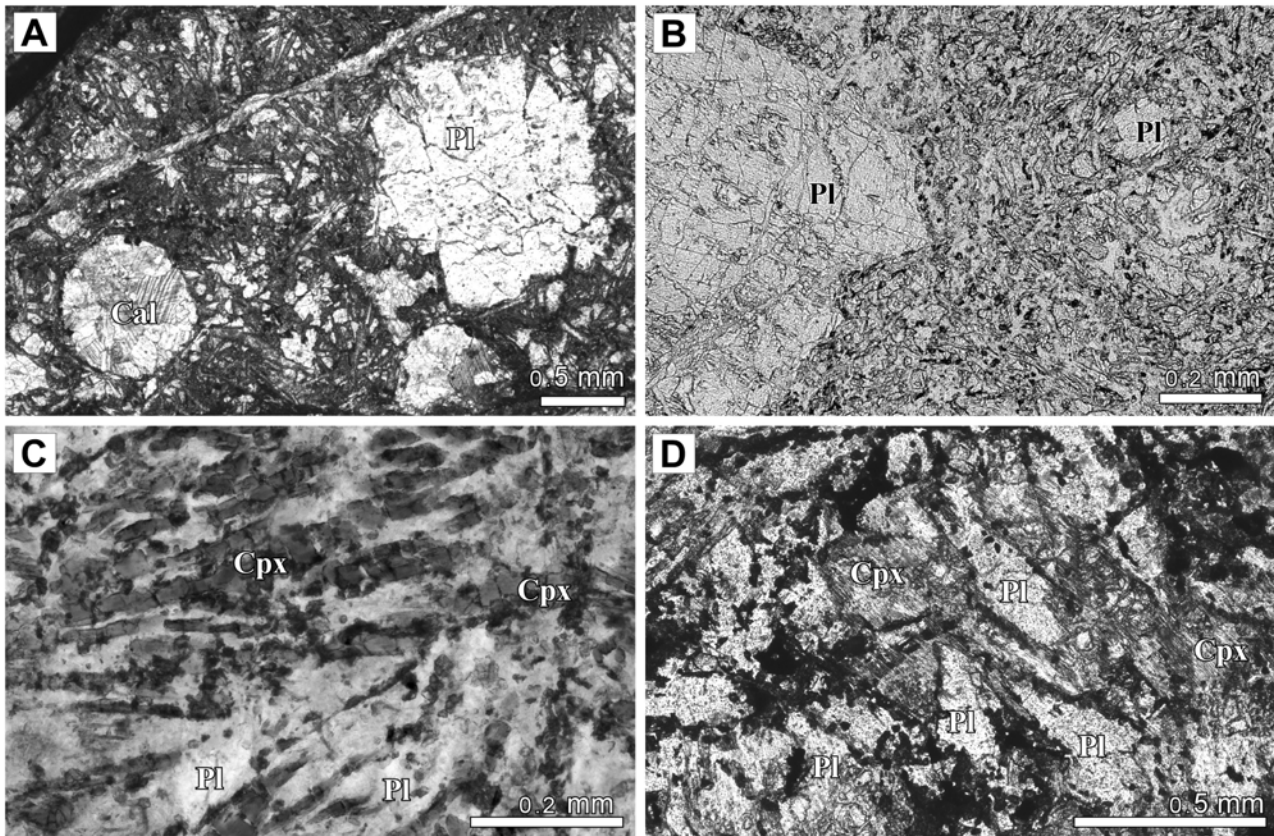
岩相 根田茂コンプレックスは、苦鉄質岩、チャート、珪長質凝灰岩、泥岩珪長質凝灰岩互層、砂岩、礫岩などから構成される。本図幅地域では特に、泥岩珪長質凝灰岩互層及び苦鉄質岩が卓越する。5万分の1地質図上では、苦鉄質岩やチャートなどの岩体が基質である泥岩珪

長質凝灰岩互層に含まれる混在相を示すが、露頭では、各岩石は主に破断相を示す。

苦鉄質岩 (Nb)

苦鉄質岩は、岩塊及び小～大規模岩体として多産し、特に砂子沢流域では、見掛けの層厚が最大約1,800 mに及ぶ大規模岩体として産する。苦鉄質岩は、玄武岩とドレライトからなり、玄武岩は更に溶岩と火山砕屑岩に分類される。

玄武岩溶岩は、塊状で淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈し、まれに枕状構造（第7.5図A・B）を示す。またしばしば、発泡組織や斜長石を斑晶とした斑状組織を示す（第7.6図A・B）。主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、二次的にアルバイト、緑れん石、アクチノ閃石、緑泥石、パンペリー石、方解石、石英、チタン石、セリサイトが様々な組み合わせで産する。針状あるいは短柱状斜長石の間を、ガラスや隠微晶質な鉱物が埋めるインターサタル組織が認められる（第7.6図B）。斜長石は、多くがソーシユライト化しており、斜長石斑晶の長径は最大2 mmである。発泡痕は径1 mm程度で、石英、方解石、緑泥石、緑れん石などによって充填されている。単斜輝石の中には、紫褐色を呈する“チ



第7.6図 根田茂コンプレックスの苦鉄質岩の岩相（薄片写真）

A：斜長石斑晶と、方解石によって充填された発泡痕を含む斑状玄武岩。単ポーラー。手代木林道（39° 37' 28" N, 141° 20' 33" E）。

B：斜長石斑晶を含みインターサタル組織を示す玄武岩。単ポーラー。手代木林道（39° 37' 36" N, 141° 20' 24." E）。

C：チタンに富む単斜輝石（“チタンオーゾイト”）を含む玄武岩。単ポーラー。手代木林道（39° 37' 39" N, 141° 20' 22" E）。

D：オフィティック組織を示すドレライト。単斜輝石は緑泥石とアクチノ閃石によって置換されている。単ポーラー。八木巻林道（39° 36' 26" N, 141° 21' 51" E）。

Cal：方解石，Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石。

タンオーゾイト”がまれに産する（第7.6図C）。

玄武岩火山砕屑岩は、溶岩に伴って産する 경우가多く、まれに層理がみられる。火山砕屑岩は、砂大の不定形なガラス片を主とする玄武岩凝灰岩と、主に細礫～中礫大の溶岩角礫を含む玄武岩火山角礫岩または玄武岩凝灰角礫岩（第7.5図C）からなり、ともに淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈する。角礫岩の礫は、溶岩のほか、長径数 cm の石灰岩や長径数 cm～数 10 cm の暗赤色～赤色を呈するジャスパーを含むことがあり（第7.5図D）、それらの礫はしばしば層理面に平行な伸長変形により引き伸ばされている。角礫岩の基質には、中粒～粗粒砂大の、斜長石、粘土鉱物、単斜輝石、不透明鉱物などが認められる。

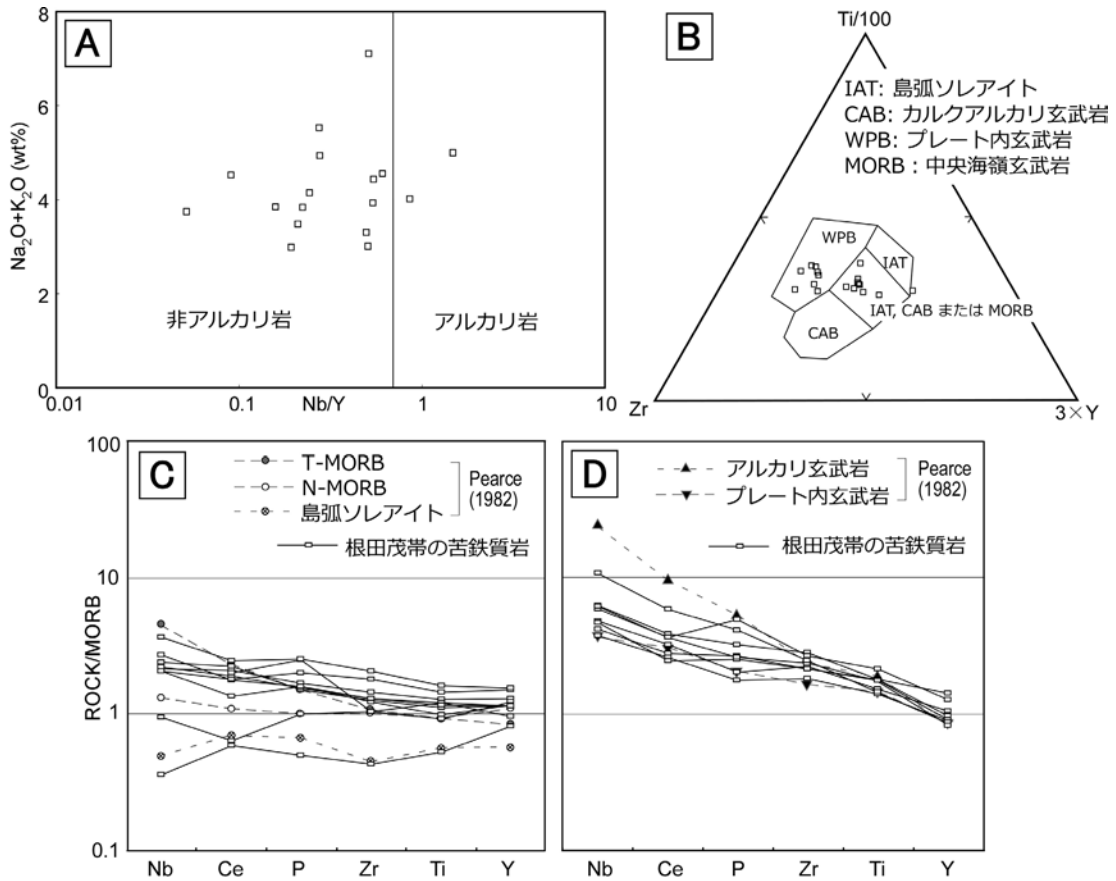
ドレライトは極めて少なく、砂子沢流域の八木巻林道や手代木林道などに産する。緑色～暗緑色を呈し、ほとんどが露頭幅数 m 以下の岩塊である。斜長石、単斜輝石、不透明鉱物を主な鉱物組み合わせとし、二次的にアルバイト、緑泥石、緑れん石、パンペリー石、アクチノ閃石、

方解石、チタン石、石英、セリサイトなどが様々な組み合わせで産する。一般に、斜長石の間を単斜輝石が埋めるオフィティック組織を示し（第7.6図D）、斜長石のほとんどがソーシユライト化している。単斜輝石の一部は、アクチノ閃石や緑泥石などに置換されている場合が多い。

苦鉄質岩はその化学組成から、中央海嶺玄武岩及び海洋島玄武岩（アルカリ岩とソレイト）の特徴を示すことが明らかにされている（例えば、濱野ほか，2002；内野・川村，2009）。ちなみに、本図幅地域中央部の砂子沢流域に卓越する苦鉄質岩の多くは中央海嶺玄武岩である（第7.1図）。なお、内野・川村（2009）による根田茂帯の苦鉄質岩における地球科学的判別図を第7.7図に示した。

チャート (Nc)

チャートは、成層チャートと塊状チャートに区分され、岩塊及び小規模岩体として少量産する。成層チャートは、御山川、砂子沢、根田茂川流域の葛西方及びヨロベ



第 7. 7 図 根田茂コンプレックスの苦鉄質岩における地球化学的判別図

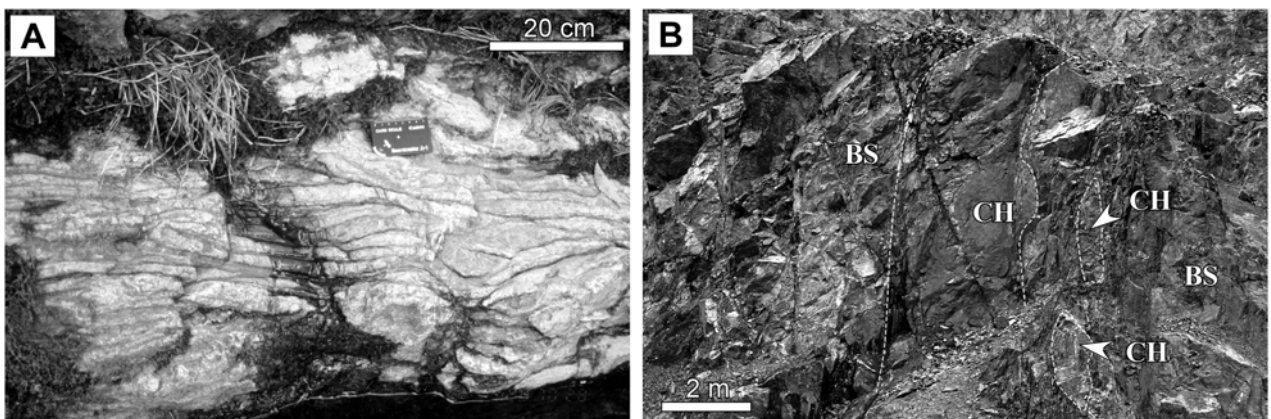
A : アルカリ岩と非アルカリ岩を判別する $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-Nb/Y}$ 図. 判別図は Winchester and Floyd (1977) による.

B : 造構場を判別する Ti-Zr-Y 図. データはすべて非アルカリ岩. 判別図は Pearce and Cann (1973) による.

C : 造構場を判別する微量元素のスパイダー図. データは Ti-Zr-Y 図で「ITA, CAB または MORB」を示す苦鉄質岩.

D : 造構場を判別する微量元素のスパイダー図. データは Ti-Zr-Y 図で「WPB」を示す苦鉄質岩.

C, D の微量元素パターンは, 平均的 MORB で規格化されたものを示し, また, 点線は, Pearce (1982) によって示された典型的な造構場で形成された玄武岩パターンを表す. 内野・川村 (2009) を転載.

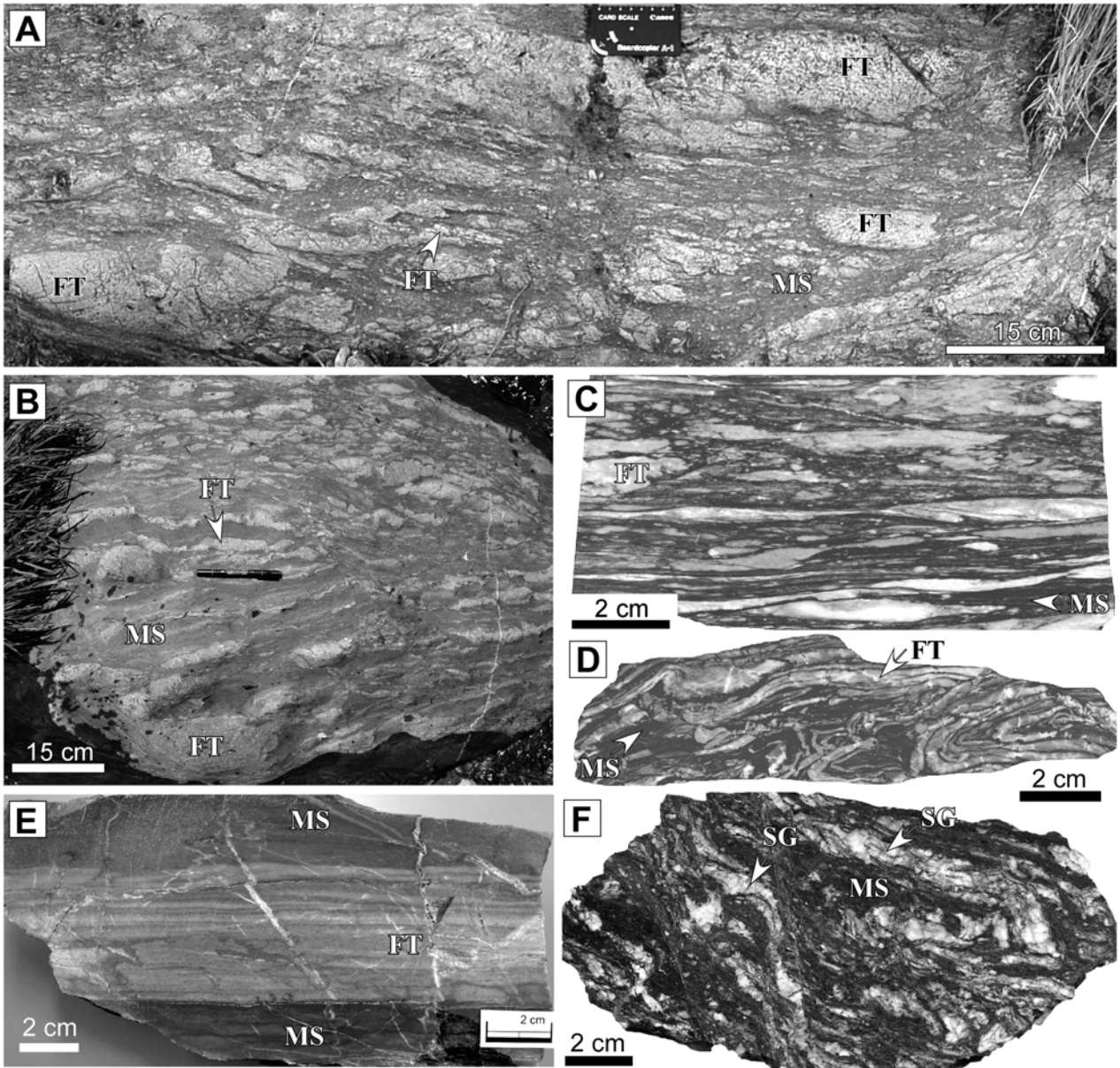


第 7. 8 図 根田茂コンプレックスのチャートの産状

A : 成層チャート. 砂子沢 (39° 35' 41" N, 141° 22' 23" E). 内野・川村 (2009) の第 3 図を転載.

B : 玄武岩溶岩中の塊状チャート. 外山図幅川目採石場 (39° 40' 41" N, 141° 17' 04" E). なお, この露頭の鉄マンガンチャートから後期デボン紀コノドント化石が濱野ほか (2002) によって得られている. 内野ほか (2008b) の第 15 図を転載・改変.

BS : 玄武岩溶岩, CH : 塊状チャート.



第7.9図 根田茂コンプレックスの泥岩珪長質凝灰岩互層の産状と標本

A: 破断変形した泥岩珪長質凝灰岩互層. 根田茂川下流 (39° 39' 58" N, 141° 16' 26" E).

B: 同上. “網取溪谷” (39° 34' 04" N, 141° 15' 12" E). 内野ほか (2008b) の第9図を転載.

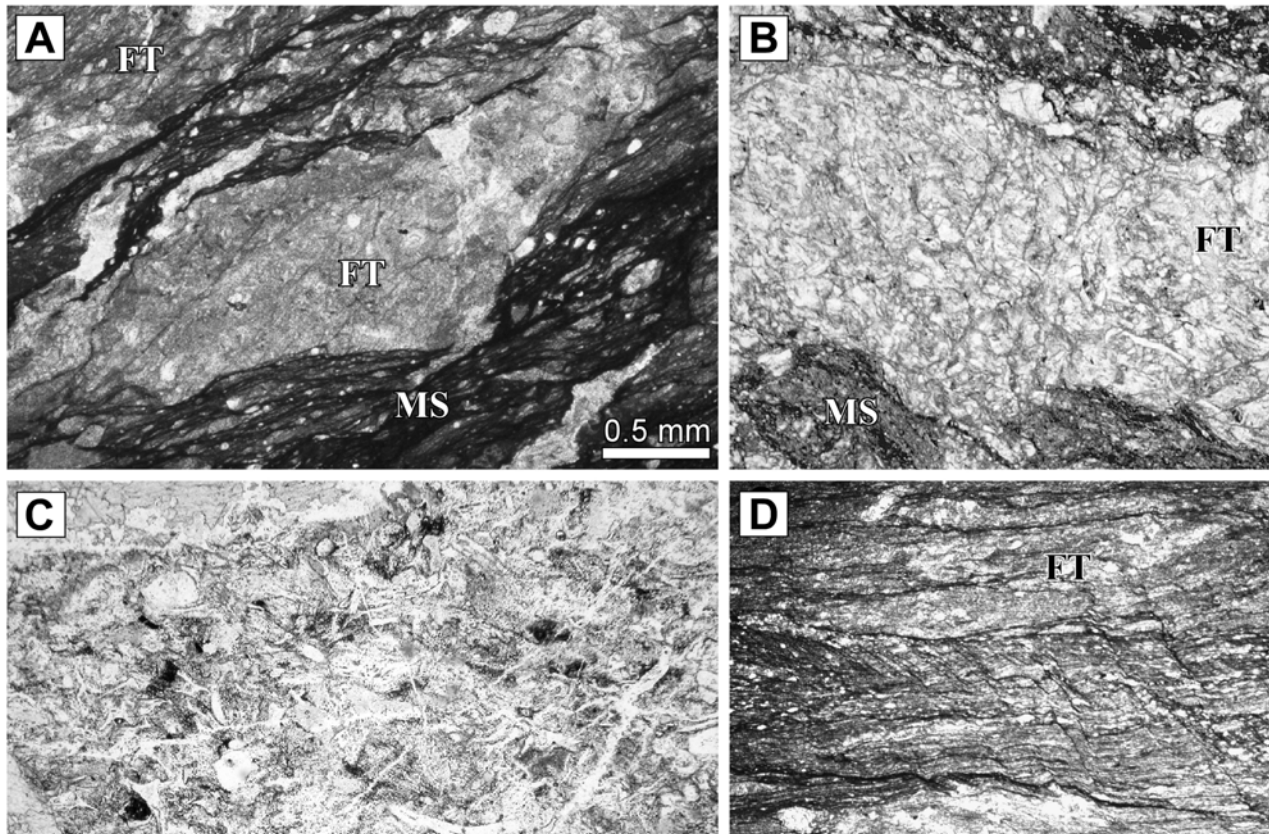
C: 泥岩珪長質凝灰岩互層の研磨面. 外山図幅地域の内沢上流 (39° 41' 18" N, 141° 18' 03" E).

D: 同上. 砂子沢周辺 (39° 35' 06" N, 141° 24' 03" E).

E: 葉理がみられる珪長質凝灰岩の研磨面. 手代木林道 (39° 37' 05" N, 141° 20' 35" E).

F: 石英分結脈が晶出する片岩様の泥岩珪長質凝灰岩互層の研磨面. 長野峠南方 (39° 34' 50" N, 141° 20' 13" E). 内野ほか (2008b) の第24図を転載.

FT: 珪長質凝灰岩, MS: 泥岩, SG: 石英分結脈.



第 7. 10 図 根田茂コンプレックスの泥岩珪長質凝灰岩互層の岩相 (薄片写真)

A: 泥岩珪長質凝灰岩互層中の破断した珪長質凝灰岩. 単ポーラー. 外山図幅内建石林道 (39° 40' 58" N, 141° 17' 52" E).

B: 泥岩珪長質凝灰岩互層中の膨縮した珪長質凝灰岩. 単ポーラー. 久出内川上流 (39° 33' 58" N, 141° 23' 18" E).

C: 火山ガラス片を含む珪長質凝灰岩. 単ポーラー. 手代木林道 (39° 37' 05" N, 141° 20' 35" E).

D: 葉理を示す泥岩と珪長質凝灰岩の互層. 単ポーラー. 高屋敷 (39° 38' 05" N, 141° 17' 33" E).

FT: 珪長質凝灰岩, MS: 泥岩.

ツ林道などに産し (第 7. 8 図 A), 砂子沢中流部では玄武岩に密接に伴う. 主に灰白色~灰色ないし暗灰色を呈し, 見掛けの層厚は数 m ~ 100 m である. 層厚 1 ~ 10 cm のチャート単層と層厚数 mm の泥岩単層が有律的に互層するが, 泥岩層が欠如し層理が不明瞭になる場合もある. 泥岩層には, 定向配列した粘土鉱物がしばしば認められる.

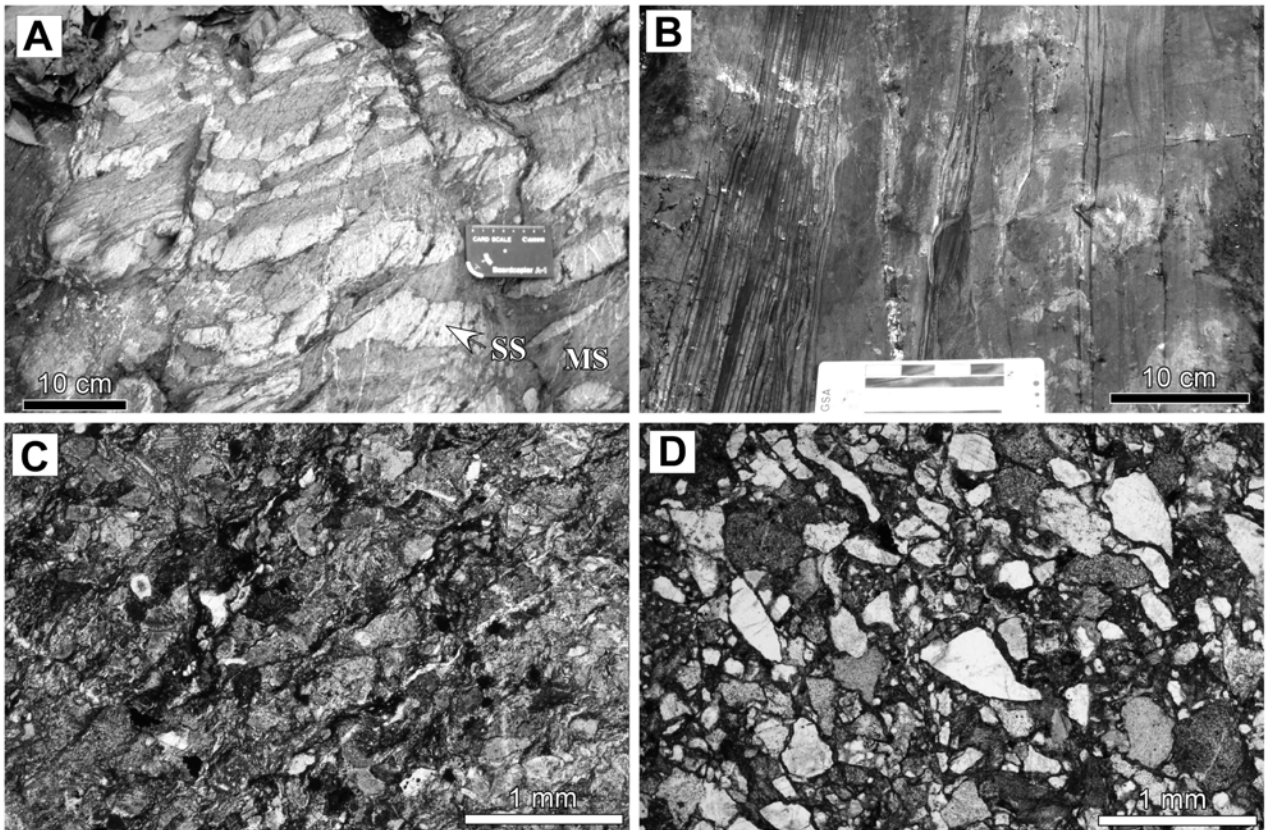
塊状チャートは, 熱水性で明赤色~暗赤色を呈し, 玄武岩中に露頭幅数 cm ~ 数 m のレンズ状またはシート状岩塊として産する (第 7. 8 図 B). 径 0.01 ~ 0.05 mm 以下の微晶質石英と赤鉄鉱からなる. 塊状チャート中には, 幅 1 mm ~ 数 cm の石英脈が発達することが多く, その脈は, 方解石, バラ輝石, スチルプノメレン, アクチノ閃石, アンドラダイト, アパタイトなどを伴うことがある (野崎ほか, 2004).

なおチャートには, 厚さ数 cm 程度の暗褐色を呈する鉄マンガン層が発達し, 鉄マンガンチャートとして鉄床を形成することがある (第 13 章 1 節参照). この鉄マンガンチャートは, 砂子沢流域や区界周辺でしばしば認められる.

泥岩珪長質凝灰岩互層 (Nm)

泥岩珪長質凝灰岩互層は, 主要構成岩として多産し, 5 万分の 1 地質図上では根田茂コンプレックスの基質をなす. 泥岩と珪長質凝灰岩が, とともに層厚数 mm ~ 数 10 cm 規模で互層する (第 7. 9 図 A ~ E). しばしば, 層厚が 1 m 以上の珪長質凝灰岩や泥岩も産するが, それらは互層している珪長質凝灰岩や泥岩と岩相に差異がないため, 地質図の凡例では, 泥岩珪長質凝灰岩互層と一括した. また, 泥岩珪長質凝灰岩互層には, 層理面に平行な幅 2 cm 以下の石英分結脈の晶出で特徴づけられる片岩様の岩相も認められる (第 7. 9 図 F).

珪長質凝灰岩は, 淡緑色を呈する. 一般に伸長変形による膨縮構造あるいはプーダン構造を示すが (第 7. 9 図 A ~ C, 第 7. 10 図 A), 変形が弱い部分では, 葉理が認められることがある (第 7. 9 図 E). 珪長質凝灰岩は, 径 0.01 mm 以下の石英, 斜長石, 緑泥石, 緑れん石, チタン石, 不透明鉱物などの隠微晶質な鉱物の集合体からなる. また, 径 0.1 mm 程度の石英, 斜長石, 方解石が不均質に含まれたり, 径 0.1 mm 以下のガラス片が認められることもある. しばしば幅数 mm 程度の方解石



第7.11図 根田茂コンプレックスの砂岩の産状と岩相

A: 砂岩泥岩互層の露頭。砂子沢 (39° 35' 40" N, 141° 21' 21" E)。

B: 平行葉理を示す砂岩層。砂子沢 (39° 35' 41" N, 141° 21' 18" E)。

C: 岩片に富む石質砂岩。単ポラー。手代木林道 (39° 37' 29" N, 141° 20' 31" E)。

D: 石英・長石に富む石質砂岩。単ポラー。中村南方 (39° 34' 53" N, 141° 20' 16" E)。

MS: 泥岩, SS: 砂岩。

脈や石英脈が形成され、脈中には緑泥石、パンペリー石、セリサイト、スチルプノメレンなどが含まれる場合がある。再結晶が進んでいる珪長質凝灰岩は、野外においてチャートに類似するが、鏡下では、珪長質凝灰岩の特徴を示すピトロクラスティック組織を観察できることが多いため（第7.10図B・C）、チャートと区別できる。

泥岩は、暗灰色～灰色を呈する。一般に剪断変形を被っているが、変形が弱い部分では、葉理が認められることがある（第7.10図D）。鏡下では、しばしば定向配列している粘土鉱物が認められる。

泥岩や珪長質凝灰岩中には、黒色シーム状の圧力溶解劈開が発達している場合が多い。

砂岩 (Ns)

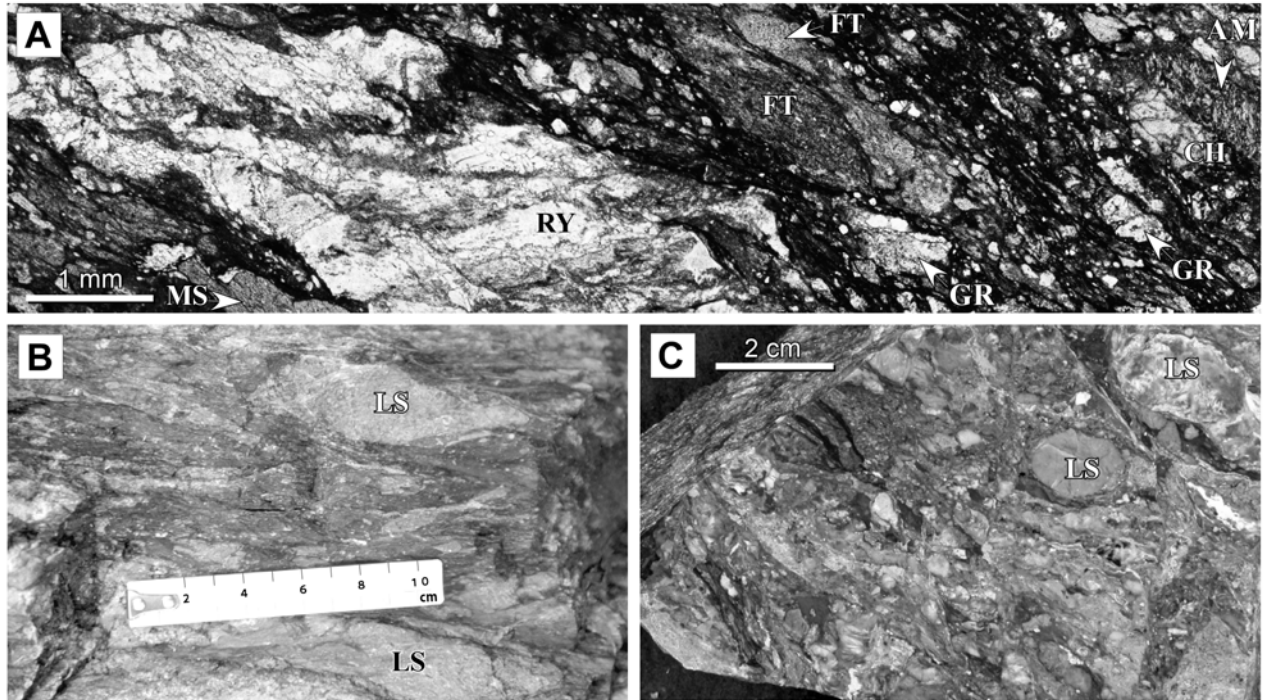
砂岩は、見掛けの層厚が数 m ～ 50 m の岩塊及び小規模岩体として、根田茂川流域、砂子沢、鞍沢（宮古市）、久出内川流域（花巻市）などに少量産する。層厚数 cm 以下の砂岩が、同規模以下の層厚を持つ泥岩と互層し砂岩泥岩互層となる（第7.11図A）ことや、泥岩珪長質凝灰岩互層中に挟まれることもある。堆積構造として、

級化構造や平行葉理・リップル葉理が認められる（第7.11図B）。また、長径数 mm の泥岩偽礫を含むことがある。

砂岩の多くは、細粒～粗粒で灰色を呈し、石質ワッケに分類される。石質ワッケは更に、岩片量が75%以上に及ぶ極めて岩片が多い砂岩と、比較的岩片が少ない砂岩がある。

極めて岩片が多い砂岩（第7.11図C）は、岩片として、極細粒砂岩、泥岩、珪質泥岩、凝灰岩、チャート、石英マイロナイト、玄武岩、デイサイトなどが認められ、多くはセリサイトなどの粘土鉱物に置換されている。基質には定向配列した長径0.1 mm程度のセリサイトがしばしば産する。また、緑れん石や緑泥石などが産する場合、その砂岩は全体として淡緑色を呈する。まれに多量の方解石が基質に産することがある。

比較的岩片が少ない砂岩（第7.11図D）は、石英、斜長石、カリ長石のほか、長径が最大0.4 mmに達する白雲母粒子を多量に含むことがある。石英は、波動消光する場合が多く、しばしば圧力溶解によって湾入した外



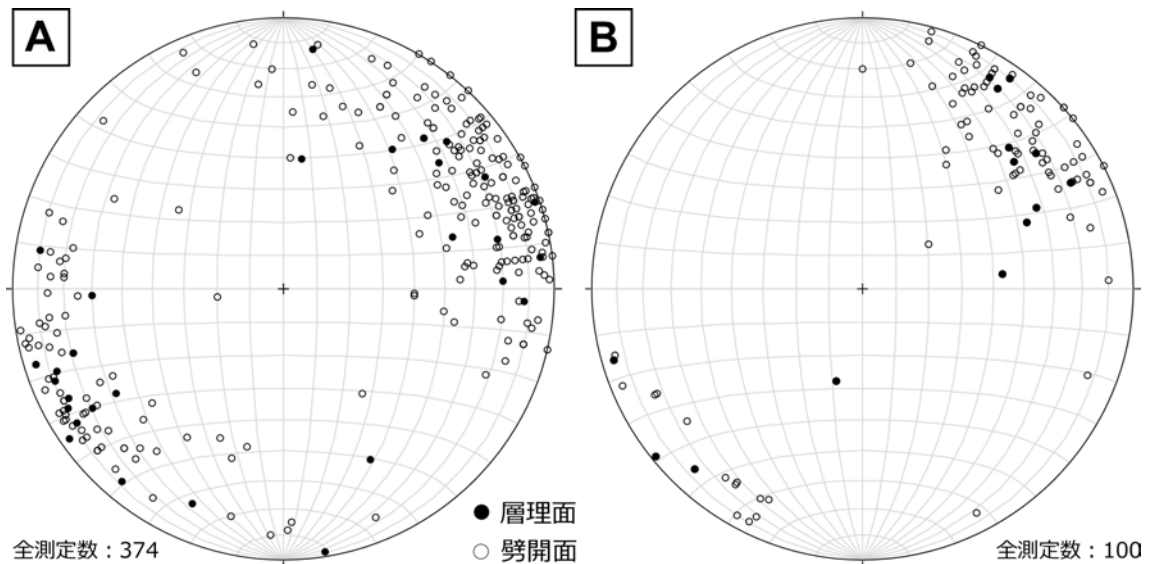
第 7. 12 図 根田茂コンプレックスの礫岩の産状と岩相

A：礫岩の薄片写真，単ポーター，外山図幅地域の築川（39° 40′ 18″ N，141° 15′ 07″ E）。

B：石灰岩礫（LS）を含む礫岩，築場東方のヨロベツ林道（39° 37′ 40″ N，141° 18′ 20″ E）。

C：同上の礫岩の研磨面。

AM：角閃岩，CH：チャート，FT：珩長質凝灰岩，GR：花崗岩質岩，LS：石灰岩，MS：泥岩，RY：流紋岩。

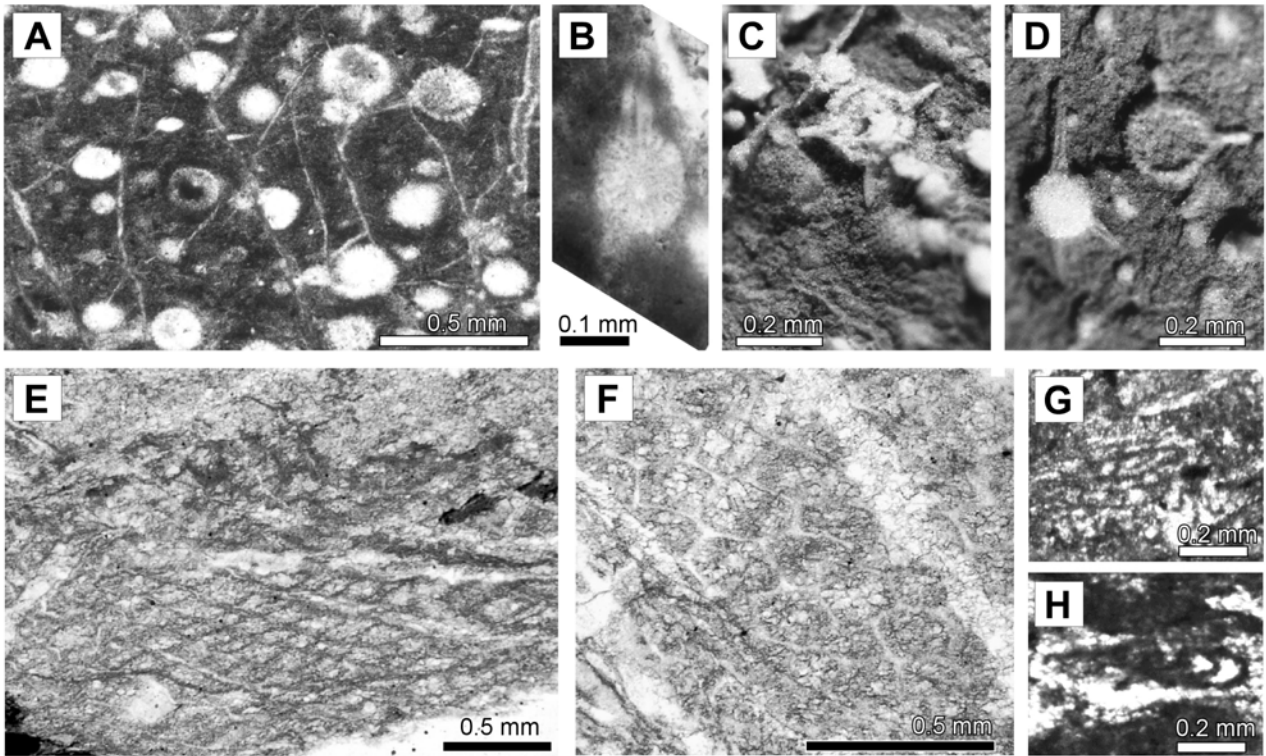


第 7. 13 図 根田茂コンプレックスの層理面及び劈開面のステレオグラフ

A：南西部における層理面及び劈開面，測定数：374（層理面：29，劈開面：245）。

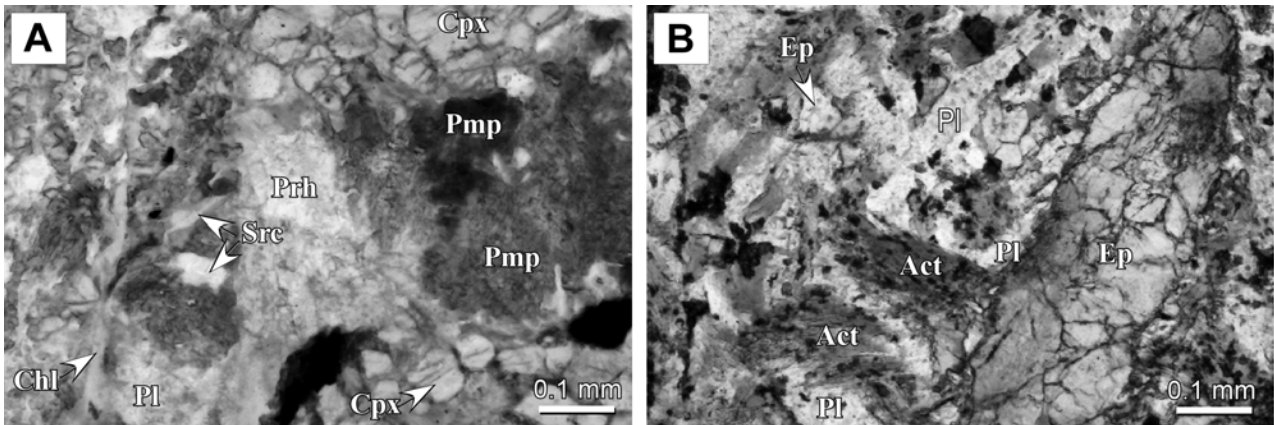
B：北東部における層理面及び劈開面，測定数：100（層理面：14，劈開面：86）。

等積投影（下半球投影）。



第7.14図 根田茂コンプレックスから産出する化石

- A：塊状チャートに含まれる大量の放散虫化石。薄片写真。八木巻林道 (39° 36' 21" N, 141° 22' 45" E)。
 B：Aに含まれる放散虫化石 (*Trilonche* sp.)。薄片写真。
 C・D：塊状チャートに含まれる放散虫化石 (*Trilonche* sp.)。実体顕微鏡写真 (吉田孝紀撮影)。
 以上、外山図幅地域の川目採石場付近 (39° 40' 43" N, 141° 17' 06" E)。
 E・F：礫岩中の石灰岩礫に含まれる石灰質海綿類化石 (*Chaetetids* ?)。薄片写真。
 G・H：同小型有孔虫類化石。薄片写真。
 以上、ヨロベツ林道 (39° 37' 40" N, 141° 18' 20" E)。



第7.15図 広域変成作用を受けた玄武岩の岩相 (薄片写真)

- A：ぶどう石-パンペリー石相を示す玄武岩。単ボーラー。手代木林道 (39° 37' 33" N, 141° 20' 23" E)。
 B：緑色片岩相を示す玄武岩。単ボーラー。手代木林道 (39° 37' 05" N, 141° 20' 47" E)。
 Act：アクチノ閃石, Chl：緑泥石, Cpx：単斜輝石, Ep：緑れん石, Pl：斜長石, Pmp：パンペリー石, Prh：ぶどう石, Src：セリサイト。

形を示す。基質には定向配列した長径 0.1 mm 程度の緑泥石やセリサイトが産することが多く、それらが顕著な場合、砂岩は全体的に緑色を呈する。

砂岩は、一般に剪断変形を受けており、黒色シーム状の圧力溶解劈開が発達することが多い。

礫岩 (Ng)

礫岩は、見掛けの層厚が 10 m 以下の岩塊として、根田茂川沿いの片貝周辺や築場周辺に極めて少量産する。級化して砂岩に漸移する場合や、泥岩中に層厚数 10 cm 以下の薄層として挟まれる場合がある。主に基質支持で、細礫～中礫大の亜角～角礫を含み、淘汰は悪い。礫種としては、珪長質凝灰岩、チャート、砂岩、泥岩、石灰岩、石英岩、玄武岩、花崗岩質岩、角閃岩、準片岩、緑泥石岩、緑れん石石英岩などが認められる (第 7. 12 図 A)。特に、築場東方のヨロベツ林道沿いに露出する礫岩 (第 7. 12 図 B・C) には、海ユリや石灰質海綿類の化石を含んだ大量の石灰岩礫が認められる (次節参照)。石灰岩は、海ユリやコケ虫などに富む生砕質なものや、石英、斜長石、火山岩粒子を含む泥質なものも多く、ウーイド質～ペロイド質のものもある。

外山図幅地域の建石林道沿い (39° 41' 03" N, 141° 17' 42" E) に露出する礫岩からは、低温高压型変成岩礫や超苦鉄質岩礫が見出されている (内野ほか, 2008a; Uchino and Kawamura, 2010) が、本図幅地域の礫岩からはそのような礫は見出されていない。

地質構造 本図幅地域に分布する根田茂コンプレックスの層理面及び劈開面の走向は、西部～中央部では北西～南東ないし北北西～南南東方向を示し、中央部～東部では北西～南東ないし西南西～東南東方向を示す。傾斜は、ほとんど 60° 以上の高角で、北東部においては南西に傾き、南西部では閉じた褶曲が発達するため南西と北東の両方に傾く (第 7. 13 図)。

付加年代 前期石炭紀

7. 3 産出化石と年代

八木巻林道 (39° 36' 21" N, 141° 22' 45" E; 第 7. 1 図の Yg1) 及び内沢下流 (外山図幅地域) の川目採石場 (39° 40' 43" N, 141° 17' 06" E; 第 7. 1 図の Kw1) の塊状チャートから、中期～後期デボン紀を示す放散虫化石 (*Trilonche* sp.) が得られた (第 7. 14 図 A～D)。また、時代は特定できないが、築場東方のヨロベツ林道沿い (39° 37' 40" N, 141° 18' 20" E; 第 7. 1 図の Yo1) に露出する礫岩 (第 7. 12 図 B・C) 中の石灰岩礫から、石灰質海綿類 (*Chaetetids* ?) や小型有孔虫類が得られた (第 7. 14 図 E～H)。

濱野ほか (2002) は、川目採石場に露出する海嶺玄武岩に伴う熱水性鉄マンガンチャート (39° 40' 42" N, 141° 17' 05" E; 第 7. 1 図の Kw2) から、後期デボン紀を示すコノドント化石 (*Palmatolepis glabra prima* Ziegler and Huddle) を報告している。また、内野ほか (2005) は、模式地である“綱取溪谷” (外山図幅地域) に露出する泥岩 (39° 42' 02" N, 141° 15' 09" E; 第 7. 1 図の Ts1) から、放散虫化石 (*Palaeoscenidium cladophorum Deflandre*) を見出し、根田茂コンプレックスの付加年代が前期石炭紀であることを明らかにした。

7. 4 広域変成作用

根田茂コンプレックスは、主に玄武岩中の変成鉱物組み合わせから、ぶどう石-パンペリー石相 (Moriya, 1972)、パンペリー石-アクチノ閃石相 (大貫ほか, 1988)、緑色片岩相 (内野・川村, 2010b) の広域変成作用を被っている (第 7. 15 図)。内野・川村 (2010b) は、外山図幅地域の盛岡市建石林道周辺 (39° 40' 56" N, 141° 18' 26" E) に露出する玄武岩が、藍閃石+緑れん石+石英の鉱物組み合わせで特徴づけられる青色片岩相 (緑れん石-青色片岩亜相) の低温高压型変成作用を被っていることを報告した。しかし、本図幅地域の岩石からは、青色片岩相を示す鉱物組み合わせは見出されていない。

第8章 北部北上帯ジュラ系

(川村寿郎・内野隆之・川村信人)

8. 1 研究史と概要

8. 1. 1 研究史

北部北上帯は、北上山地の北半分に分布しているジュラ紀付加体からなる地帯である(永広ほか, 2005)。しかしかつて、卓越する岩相、地質構造、石灰岩中の化石から推定された地質時代の違い(小貫, 1956, 1969)を基に、西から、ペルム系よりなる北部北上帯(狭義)、三疊系~ジュラ系よりなる岩泉帯、ジュラ系~白亜系よりなる田老帯の3帯に区分された(島津ほか, 1970; 杉本, 1974)。各帯は優地向斜性堆積物ととらえられ(吉田, 1975)、その堆積場がペルム紀から白亜紀にかけて、現在の北部北上帯の南西側から北東側へ移動したと考えられた(杉本, 1974)。1980年代になると、各帯に分布するチャートから三疊紀を示すコノドント化石の産出が報告され(豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1983)、当時、主に地質時代の違いで分けられていた3帯区分の根拠が失われた。この頃、プレートテクトニクス論の導入によって、北上山地の北半分に分布する地質体は、日本列島に広く分布する他の中・古生界と同様に、ジュラ紀の付加体としてとらえられ(平ほか, 1981; 箕浦, 1983)、玄武岩・石灰岩・チャートの多くは、付加体中の異地性岩体とする見解が広まった。小貫(1981)は岩泉帯について、岩相やコノドント化石の年代から、北西-南東方向の関断層(岩泉構造線に相当)を境に、西側の北部北上帯(狭義)と、東側の安家帯とに区分した。大上・永広(1988)は、北上山地のジュラ紀付加体を総括し、古生代の化石を産する石灰岩・チャートの有無と砂岩の碎屑物組成の差異を根拠に、葛巻-釜石帯と安家-田野畑帯とに区分し、その境界を岩泉構造線とした(第2.1図参照)。更に、両帯の付加体の構成岩類の原岩層序を示した。その結果、狭義の北部北上帯(旧岩泉帯の西側)は葛巻-釜石帯に、安家帯(旧岩泉帯の東側)と田老帯は安家-田野畑帯に含められた。2000年以降、極東ロシアのタウハ帯や西南日本の秩父帯との比較がなされ(例えば、山北・大藤, 2000)、また、岩相の差異と剪断帯の認識を基に現在の北部北上帯における層序区分も試みられた(大藤・佐々木, 2003)。そして、北上山地の北半分に分布しているジュラ紀付加体からなる地帯は北部北上帯として一括され、葛巻-釜石帯及び安家-田野畑帯は、それぞれ亜帯(葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯)として扱われることとなった(永広ほか, 2005; 第2.3図参照)。

本図幅地域のジュラ紀付加体が属している葛巻-釜石

亜帯では、珪質泥岩から中期ジュラ紀放射虫化石(Suzuki *et al.*, 2007; 鈴木ほか, 2007; 永広ほか, 2008)が、泥岩から中期ジュラ紀放射虫化石(吉原ほか, 2002; Suzuki and Ogane, 2004)と後期ジュラ紀放射虫化石(中江・鎌田, 2003)が見出され、付加年代が中期~後期ジュラ紀とみなされた。また、玄武岩の化学組成の検討から、その多くが海山起源であることが示されるとともに(土谷ほか, 1999)、玄武岩に伴う石灰岩から後期石炭紀のアンモノイド化石・サンゴ化石(永広ほか, 2010)、中期ペルム紀のフズリナ化石(田沢ほか, 1997)、中生代のサンゴ化石(永広ほか, 2001)などが見出された。Suzuki *et al.* (2007)は、宮古市の川井地域における葛巻-釜石亜帯の岩相構成や地質構造について詳細な地質図を示して明らかにするとともに、それまでの年代資料を集約して、北部北上帯のジュラ系の層序と年代をまとめた。更に永広ほか(2008)は、北部北上帯全体の海洋プレート層序を整理して提示するとともに、岩泉町安家-久慈地区の葛巻-釜石亜帯において石炭紀~三疊紀のチャート-碎屑岩シーケンスを明らかにし、その中にペルム紀と三疊紀の境界(P/T境界)を確認した(Takahashi *et al.*, 2009)。

本図幅地域の北部北上帯に関する研究報告はこれまで極めて少なく、北上川流域地質図(20万分の1)・同説明書(小貫ほか, 1981)や20万分の1地質図幅「盛岡」(吉田ほか, 1984)などがあるのみで、詳細な岩相構成や地質構造は不明であった。永広ほか(1986a)は、御山川下流域より北東方のジュラ系を「門馬層」として、その地質の概略を示した。そして、門馬層は、川井図幅地域の桐内層に対比された(永広ほか, 1988)。本図幅地域近隣における研究報告としては、川井図幅地域の宮古市平津戸付近、箱石付近のチャートから、それぞれ後期三疊紀、前期三疊紀を示すコノドント化石が報告されている(村井ほか, 1983)。吉田(1981)は、泥岩珪質岩薄互層(“チャートラミナイト”)の産状と記載に関して、川井図幅地域の数地点の例をあげている。また、米内川上流(外山図幅内)の石灰岩からペルム紀の紡錘虫化石が(小貫, 1969)、更に米内川中流のチャートから前期ジュラ紀の放射虫化石(松岡, 1988)が報告された。川村ほか(1996)は、外山図幅地域南西部に分布する北部北上帯の付加体(川村・北上古生層研究グループ, 1988)における早池峰構造帯のユニットB: 第2.3図参照)について“中津川相”と呼び、その岩相構成や年代の概略を示すとともに、隣接する根田茂帯根田茂コンプレック

スとの岩相比較を行い、根田茂帯と北部北上帯との境界を明らかにした。

8. 1. 2 概要

北部北上帯は、北上山地の北半分に分布するジュラ紀付加体からなる地帯であり、北海道南西部の渡島帯や極東ロシアのタウハ帯や、また西南日本の秩父帯に延長する（永広ほか，2008）。そして、岩泉構造線を境にして、西側の葛巻-釜石亜帯と東側の安家-田野畑亜帯に区分される。本図幅地域は、葛巻-釜石亜帯の南西縁部に位置し、西側の根田茂帯と断層を介して接する。葛巻-釜石亜帯に分布するジュラ紀付加体の海洋プレート層序は、後期石炭紀～三畳紀の石灰岩を伴う海洋玄武岩、後期石炭紀～前期ジュラ紀の遠洋性～半遠洋性堆積物起源であるチャートや珪質泥岩、及び中期～後期ジュラ紀の陸源性砕屑物である泥岩・砂岩からなる（Suzuki *et al.*, 2007；永広ほか，2008）。地域によって岩相構成と地質構造が異なっており、各地域で層序区分がなされている。

本図幅地域に分布するジュラ紀付加体は、門馬コンプレックスと定義され、玄武岩、チャート、泥質岩、砂岩からなる。葛巻-釜石亜帯の他の地域の付加体に比べて、泥岩珪質岩薄互層が卓越し、玄武岩や石灰岩が少ない。本報告での泥質岩は、泥岩珪質岩薄互層、珪長質凝灰岩、泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩薄互層の総称であり、門馬コンプレックスの主要構成岩である。門馬コンプレックスは、5万分の1地質図では混在相を示し、露頭では主に破断相や混在相を示す。層理面及び剪断面の走向は、北西-南東ないし西北西-東南東で、傾斜は60°以上の高角度で南西または北東に傾く。珪長質凝灰岩からは、後期三畳紀？の放射虫化石が得られているが、近隣地域で産する化石年代から判断して、付加年代はジュラ紀とみなされる。

8. 2 門馬コンプレックス (Kb, Kc, Ks, Km)

命名・定義 本図幅地域内の北部北上帯の地層は、これまで「門馬層」あるいは「桐内層」という層序单元名が与えられてきた（永広ほか，1986a；大上・永広，1988）。しかしこの地層は、破断や混在によって「層」としての初生的な岩相層序は保たれていない。そのため本報告では、永広ほか（1986a）によって提唱された「門馬層」から、「門馬コンプレックス」に層序单元名を変更する。

模式地 宮古市門馬の閉伊川から北東方の山稜。

分布 宮古市去石より東の閉伊川沿い、閉伊川の支流である黒沢、松草沢、岩井沢、葛巻沢の各流域及び御山川下流域に分布する。

層厚 見掛け約7,500 m以上。

岩相 門馬コンプレックスは、苦鉄質岩、チャート、泥

質岩（泥岩珪質岩薄互層、珪長質凝灰岩、泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩薄互層）、砂岩からなる。全体として泥質岩が卓越する。5万分の1地質図上では、苦鉄質岩やチャートなどの岩体が、基質である泥質岩に含まれる混在相を示す。しかし露頭では、各岩石は主に破断相または混在相を示す。

苦鉄質岩 (Kb)

苦鉄質岩は、門馬コンプレックス分布域南西部を中心に、主に岩塊及び小規模岩体として少量産する。宮古市門馬の北方では、見掛けの層厚が最大約500 mに及ぶ中規模岩体が産し、岩体の走向方向に3 km以上追跡できる。苦鉄質岩は、玄武岩とドレライトからなり、玄武岩は更に溶岩と火山砕屑岩に分類される。

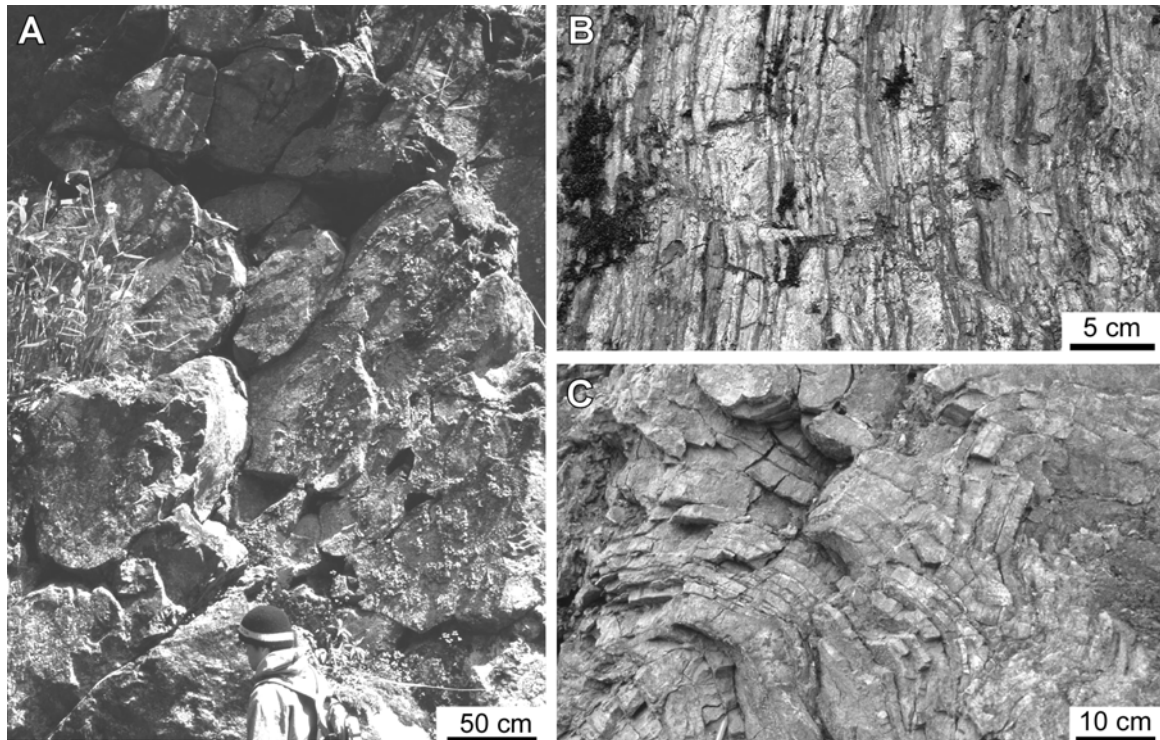
玄武岩溶岩は、一般に暗緑色で塊状を呈し、まれに枕状構造を示す。枕状溶岩は、短径数10 cm大の枕が重なった産状を示し（第8.1図A）、凝灰角礫岩を伴うことがある。塊状溶岩にはしばしば数10 cm～数m間隔の平行節理が発達する。鏡下では、斜長石と単斜輝石を斑晶として含む斑状組織が認められる。石基は、長柱状の斜長石、単斜輝石、不透明鉱物を主とし、それらの間を緑泥石、アルバイト、緑れん石、方解石、チタン石などが充填するインターサータル組織～インターグラニューラー組織を示す。一部に放射状の斜長石が集合したバリオリティック組織も認められる。

玄武岩火山砕屑岩は、細礫～中礫大の溶岩角礫を含む火山角礫岩または凝灰角礫岩、及び凝灰岩であり、暗緑色～緑灰色あるいは暗紫色を呈する。門馬地区北方の中規模岩体中の凝灰角礫岩では、発泡した中礫大の玄武岩溶岩角礫が、凝灰岩基質の中に乱雑に含まれる。

ドレライトは、門馬地区北方の火火山山稜にわずかに産する。鏡下では、長径0.5～3 mmの短柱～長柱状斜長石の間を単斜輝石が埋めるオフィティック組織が認められる。斜長石は、ソーシライト化により、緑泥石やセリサイトに置換され、また斜長石の周囲には粒状の緑れん石が縁取るように産する。単斜輝石は、内部の大部分が緑泥石やアクチノ閃石などに置換されている。結晶粒間にはチタン石や不透明鉱物（チタン鉄鉱、磁鉄鉱）が充填し、それらの不透明鉱物中にはラメラが認められる。

チャート (Kc)

チャートは、主に幅2～100 mの岩塊及び小規模岩体として、門馬コンプレックス分布域の全域に産する。宮古市門馬北方では、見掛けの層厚が約350 mに及ぶ中規模岩体が産し、岩体の走向方向に3 km以上追跡できる。野外では、灰白色、薄紫色、黒灰色を呈し、単層厚1～10 cmで、泥岩薄層または圧力溶解による炭質物シーム層を挟んで成層している（第8.1図B）。しばしば、数10 cm～数m規模の波長で褶曲している（第8.1図C）。チャート中には、幅数mm～数10 cmの石英脈が発達す



第8.1図 門馬コンプレックスの玄武岩及びチャートの産状

A：枕状構造を示す玄武岩。門馬北方の沢 (39° 37' 13" N, 141° 29' 30" E)。

B：成層した薄層チャート。門馬北西の簡易浄水取水口の沢 (39° 37' 25" N, 141° 28' 29" E)。

C：褶曲した成層チャート。岩井沢東方の火石山林道 (39° 38' 24" N, 141° 27' 58" E)。

る場合が多い。

チャートは、粘土鉱物や不透明鉱物をわずかに伴った微晶質石英 (径 $10 \mu\text{m}$ 未満) からなるが、花崗岩類の熱変成によって再結晶したチャートは、径数 $10 \mu\text{m}$ 以上のより粗い石英からなる。粘土鉱物の多い場合は特に、炭質物シームやスタイロライトが層理に平行に発達する。

泥質岩 (Km)

門馬コンプレックスの主要構成岩である泥質層は、泥岩珪質岩薄互層、珪長質凝灰岩、泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩薄互層からなり、特に破断した泥岩珪質岩薄互層または泥岩優勢砂岩泥岩薄互層が卓越する。5万分の1地質図上では、混在相を示す門馬コンプレックスの中で基質をなす。

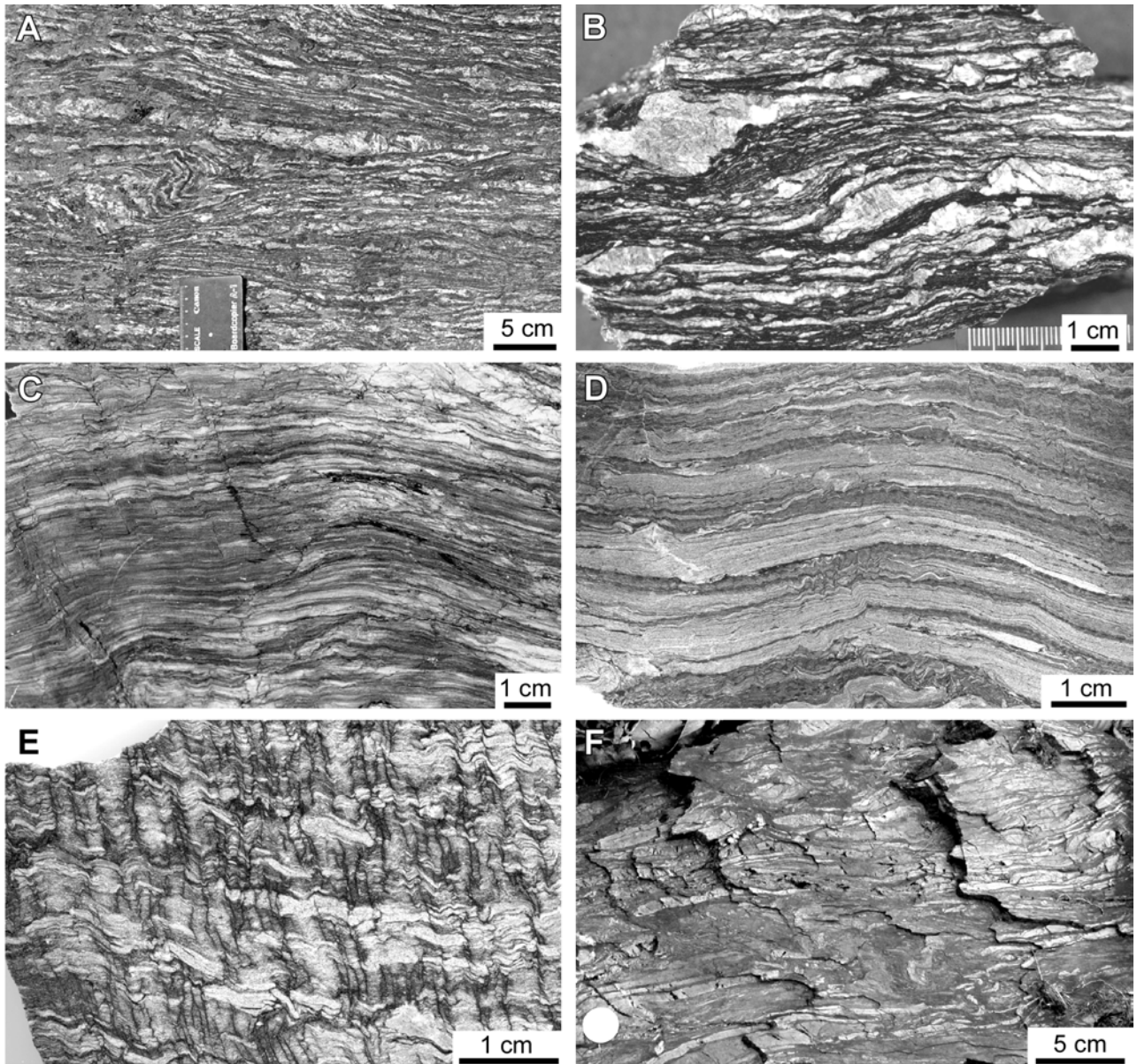
泥岩珪質岩薄互層は、黒灰色を呈する泥岩と灰色～灰白色を呈する珪質岩の薄～極薄葉理互層であり (第8.2図A)、吉田 (1981) によって“チャートラミナイト”として記載・報告された岩石に相当する。泥岩層は粘土岩であることが多く、厚さ数 $10 \mu\text{m}$ ～数 mm のセリサイトなどの粘土鉱物が定向配列したり、炭質物がシーム状に濃集して平行葉理を示したりする。珪質岩層は、まれにガラスの仮像が残存する珪長質凝灰岩のこともあるが、現在は主に微晶質な石英の集合体となっている。珪

質岩層内には層理と直交する石英脈も発達する。珪質岩層の多くは、膨縮・破断するとともに、剪断・褶曲の変形が著しい (第8.2図B)。厚さ数 mm 以上の層では放散虫化石を含むことがある。

珪長質凝灰岩は、灰色～淡緑灰色を呈し、厚さ数 mm ～数 cm の層として泥岩や泥岩砂岩薄互層中に挟入することが多い。鏡下では、多量の火山ガラス片と細粒の石英、斜長石、粘土鉱物 (緑泥石やセリサイトなど) からなり、放散虫化石を含むことがある。

泥岩は、黒色あるいは黒灰色～灰色を呈し、劈開が良く発達する。縞状を呈することが多く、この縞は厚さ数 $10 \mu\text{m}$ ～数 mm の黒色有機質粘土岩と暗灰色珪質シルト岩の互層からなる (第8.2図C)。珪質シルト岩層には細粒の石英や火山ガラス片が含まれ、級化やちりめんじわ褶曲などの構造もみられる (第8.2図D)。珪質シルト岩層の多くは、破断して葉理が不明瞭になり、更に後生的な剪断・劈開が重複し複雑な変形を示す (第8.2図E)。

泥岩優勢砂岩泥岩薄互層は、厚さ数 mm ～数 cm の黒色～暗灰色泥岩と灰色細粒～極細粒砂岩の有律的な繰り返しからなる。砂岩層には、石英、斜長石、セリサイトと炭質のシームが含まれ級化も認められる。砂岩層の多くは変形して膨縮あるいはブーダンとなり、更にそれら



第 8. 2 図 門馬コンプレックスの泥質岩の産状と岩相

A: 泥岩珪質岩薄互層. 門馬の閉伊川河床 (39° 36' 49" N, 141° 29' 01" E).

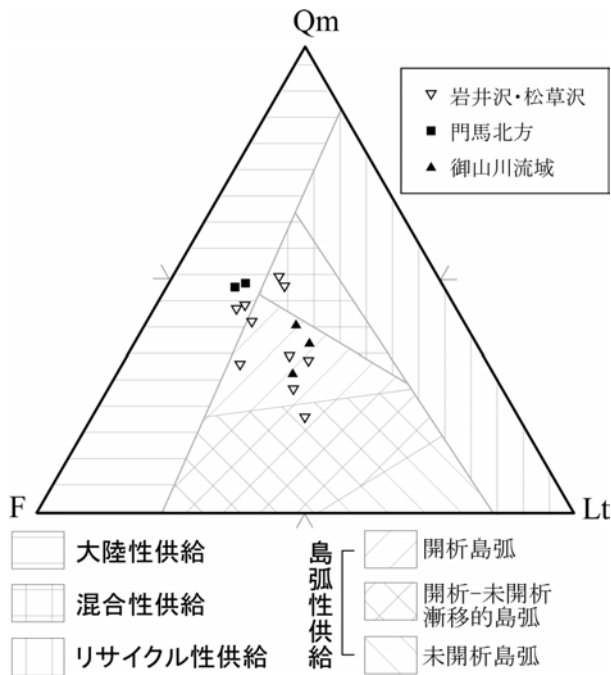
B: 同上 (研磨面). 珪質岩層の一部は破断しかつ膨縮変形している.

C: 縞状泥岩 (研磨面). 厚さ数 10 μ m ~ 数 mm の黒色の有機質泥岩と灰色の珪質シルト岩の互層からなる. 岩井沢支流 (39° 38' 28" N, 141° 27' 56" E).

D: ちりめんじわ褶曲を示す縞状泥岩 (研磨面). 松草 (39° 38' 07" N, 141° 26' 14" E).

E: ちりめんじわ劈開が発達する縞状泥岩 (研磨面). 松草沢上流 (39° 39' 59" N, 141° 27' 31" E).

F: 泥岩優勢砂岩泥岩薄互層. 砂岩層の一部は褶曲しかつ破断している. 御山川河床 (39° 36' 24" N, 141° 28' 42" E).



第 8. 3 図 門馬コンプレックスの砂岩の碎屑物組成
Dickinson *et al.* (1983) のダイアグラムを使用。
F: 長石, Lt: 岩片, Qm: 単結晶石英.

が剪断によって褶曲していることが多い(第 8. 2 図 F)。

砂岩 (Ks)

砂岩は、灰色～黒灰色を呈し、主に幅数 $m \sim 50 m$ の岩塊及び小規模岩体として、門馬コンプレックス分布域のほぼ全域に産する。宮古市門馬北方では、見掛けの層厚が最大約 $500 m$ に及ぶ大規模岩体が産する。砂岩は、主に中粒～粗粒で、層厚数 $cm \sim$ 数 $10 cm$ の単層が泥岩単層としばしば互層して砂岩優勢砂岩泥岩互層をなす。また、互層中の砂岩には、綫化のほか平行葉理やリップル葉理が認められることがある。

砂岩の多くは、長石質または石質のワッケに分類され

る。門馬北西方の岩井沢、松草沢や御山川流域において岩塊～小規模岩体をなす砂岩は、長石質または石質のワッケが多い。一方、門馬北方において中～大規模岩体をなす砂岩は、やや石英に富む長石質のワッケが多い。造構場の識別ダイアグラム (Dickinson *et al.*, 1983) によれば、砂岩の碎屑物組成は、主に島弧 (開析島弧) 性供給源から大陸性供給源域を示す (第 8. 3 図)。

石質の砂岩は、中粒～極粗粒であり、花崗岩、珩長質火山岩、珩長質凝灰岩、玄武岩、泥岩、片岩などの岩片のほか、石英、斜長石、カリ長石の粒子を含み、淘汰は悪い (第 8. 4 図 A)。基質は、石英、粘土鉱物 (セリサイトや緑泥石など)、不透明鉱物、方解石などの集合物からなる。一方、長石質の砂岩は、中粒～粗粒であり、変質した斜長石や、カリ長石及び石英に富み、花崗岩、珩長質火山岩、玄武岩、珩長質凝灰岩などの岩片を 40% 以下の割合で含む (第 8. 4 図 B)。基質には石英や粘土鉱物のほかに白雲母が多く含まれる。

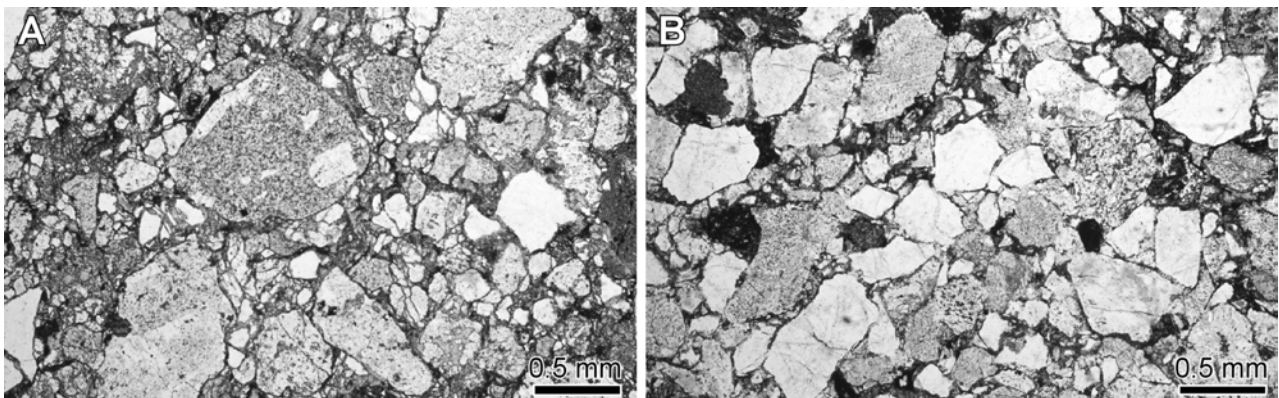
地質構造 本図幅地域に分布する門馬コンプレックスの層理面及び劈開面の走向は、全域にわたって北西-南東ないし西北西-東南東の方向であり、 60° 以上の高角度で南西または北東に傾斜する。門馬コンプレックス分布域の中央部～南東部では、両翼が閉じた褶曲構造が複数

発達し、褶曲軸面の走向は層理面及び劈開面のそれと同様で、傾斜は高角である。

対比 北隣の外山図幅地域に分布する中津川コンプレックス (内野ほか, 2008b; 川村ほか, 1996 の“中津川相”), 及び、東隣の川井図幅地域に分布する高滝森コンプレックスの桐内サブコンプレックス (Suzuki *et al.*, 2007) に連続する可能性がある。

8. 3 産出化石と年代

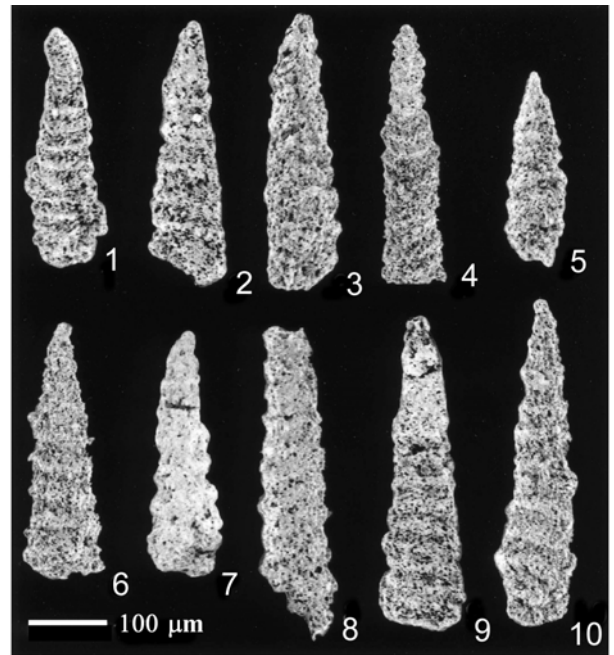
宮古市門馬北方の沢 ($39^\circ 37' 39'' N, 141^\circ 29' 24'' E$) に



第 8. 4 図 門馬コンプレックスの砂岩の岩相 (薄片写真)
A: 石質の極粗粒砂岩。単ポーラー。松草沢下流 ($39^\circ 38' 57'' N, 141^\circ 26' 59'' E$).
B: 長石質の粗粒砂岩。単ポーラー。門馬北方の沢 ($39^\circ 37' 33'' N, 141^\circ 29' 29'' E$).

露出する珪長質凝灰岩から、放散虫化石 (*Triassocampe* ? sp.) が見出された (第 8. 5 図). 従って, 珪長質凝灰岩が中期三畳紀～後期三畳紀に堆積した可能性がある.

しかし, 本報告における門馬コンプレックスの年代については, これまでに近隣地域において産出した化石年代資料 (村井ほか, 1983; 松岡, 1988; 川村ほか, 1996) 及び Suzuki *et al.* (2007) と永広ほか (2008) によってまとめられた葛巻-釜石亜帯西部 (大藤・佐々木, 2003 の B 層) の海洋プレート層序年代を参考にすると, チャートの年代はペルム紀～前期ジュラ紀, 泥質岩・砂岩の年代は中期ジュラ紀と判断される.



第 8. 5 図 門馬コンプレックスから産した放散虫化石 (電子顕微鏡写真)

1-10 : *Triassocampe* ? spp. 門馬北方の沢 (39° 37' 39" N, 141° 29' 24" E). 鈴木紀毅博士による撮影及び同定.

第9章 下部白亜系（堆積岩・火山岩）

（吉田孝紀・川村寿郎）

9.1 概要と研究史

北上山地では、火山岩類を主体とする下部白亜系が、主に海岸部に広く分布するほか、一部内陸部にも分布している。これらは、南部北上帯・北部北上帯にまたがって分布しており、ジュラ紀以前の地質系統からなる各地帯には属さない。下部白亜系は、前期白亜紀の造構運動（“大島造山運動”）に伴う深成岩の接触変成作用、褶曲変形作用、及び断層変位を被っており（例えば、小貫、1981）、深成岩の貫入と一連の火成活動によって形成された火山岩類を主とする（例えば、Kanisawa, 1974）。海岸部の下部白亜系は、下位の南部北上帯及び北部北上帯のジュラ系を不整合に覆う珪長質～苦鉄質溶岩及び火山碎屑岩からなり、一部に海生化石を含む。気仙沼地域、大船渡地域、綾里地域などの各地で層序が細分されている（滝沢、1989）。しかし、内陸部の下部白亜系は、海岸部と同様に溶岩や火山碎屑岩を主とするものの、年代や層序には不明点が多い。これまでに、一関市東稲山、住田町種山高原、紫波町日詰東方などに分布が知られる。

早池峰山図幅地域における下部白亜系は、西部の紫波町山屋や行人平から南西部の花巻市大迫町小呂別～榎花北方にかけて、南部北上帯古生界の中に断層で挟まれて分布する。また、本図幅地域南部の大迫町上岩山西側の尾根部に分布するものは、南部北上帯シルル～デボン系を不整合に覆っている。いずれの地区においても、示準化石は産出せず、放射年代値も得られていないため、地質時代の確定には至っていない。西隣の日詰図幅地域の赤沢周辺には、火山岩類や凝灰岩が分布しており、下部白亜系とみなされている（永広、1989；滝沢、1989）。これは、永広（1977）によって、住田町姥石～種山高原に分布する下部白亜系姥石層に比較され、日詰～気仙沼断層の左横ずれ運動によって変位したものと考えられた。姥石層からは、非海生化石の産出が報告されている（田沢ほか、1979）。

本図幅地域の下部白亜系は、従来、ペルム系あるいは石炭系とみなされてきた。小貫ほか（1981）や吉田ほか（1984）の地質図においても、石炭系として塗色されている。本図幅地域西部の紫波町赤沢から盛岡市山屋に至る区域に分布する、流紋岩～安山岩溶岩、珪長質凝灰岩を主体とする地層は「山屋層」と呼ばれ、赤色チャート（赤鉄鉱-石英岩）や凝灰岩を含む岩相の特徴から、当時ペルム系と考えられていた北部北上帯に対比された（小貫、

1956が、今西、1944MSを引用）。永広ほか（1988）は、それらを「下部白亜系？」として地質図に初めて図示した。後述するように、これらの下部白亜系は火山岩類・凝灰岩から構成され、北上山地全域に分布する下部白亜系火山岩類に岩相対比された（滝沢、1989）。一方、本図幅地域西部の山屋～紫波町烏帽子山に分布する珪長質火山岩や凝灰岩は、神楽火成岩類猫底岩体と並列することから、川村ほか（1996）により「未区分古生界」とされた。また、本図幅地域南部の大迫町上岩山西側の尾根沿いや小呂別西方～榎花に分布する凝灰岩や礫岩については、シルル系～デボン系とペルム系との間に挟まれて分布し、石灰岩礫を大量に含むことから、石炭系船久保層として扱われた（川村ほか、1996；川村、1997）。しかし、本報告では、両者とも山屋層から連続して分布することと、吉田ほか（2001）によって古生界との層序関係が明らかにされたことから、一括して下部白亜系山屋層として取り扱うものとする。

9.2 山屋層（Yv, Yg, Ygl）

命名・定義 小貫（1956）による。本報告で下部白亜系として再定義。本図幅地域において、流紋岩～安山岩溶岩、珪長質凝灰岩～凝灰角礫岩、砂岩、泥岩、礫岩からなり、古生界を不整合に覆う。

模式地 紫波町山屋の町道（長岡徳田線）沿い、及び同町行人平東方の林道沿い。

分布 紫波町山屋、赤沢を経て行人平に至る一帯のほか、紫波町赤沢西方～烏帽子山～大迫町折壁北方の狭長な区域、大迫町大野山～小呂別～榎花の狭長な区域、及び、上岩山西方の尾根に、それぞれ分布する。

層序関係 上岩山西方では、シルル-デボン系折壁時層を傾斜不整合に覆う。その他の区域では、南部北上帯古生界と高角度の断層で接する。

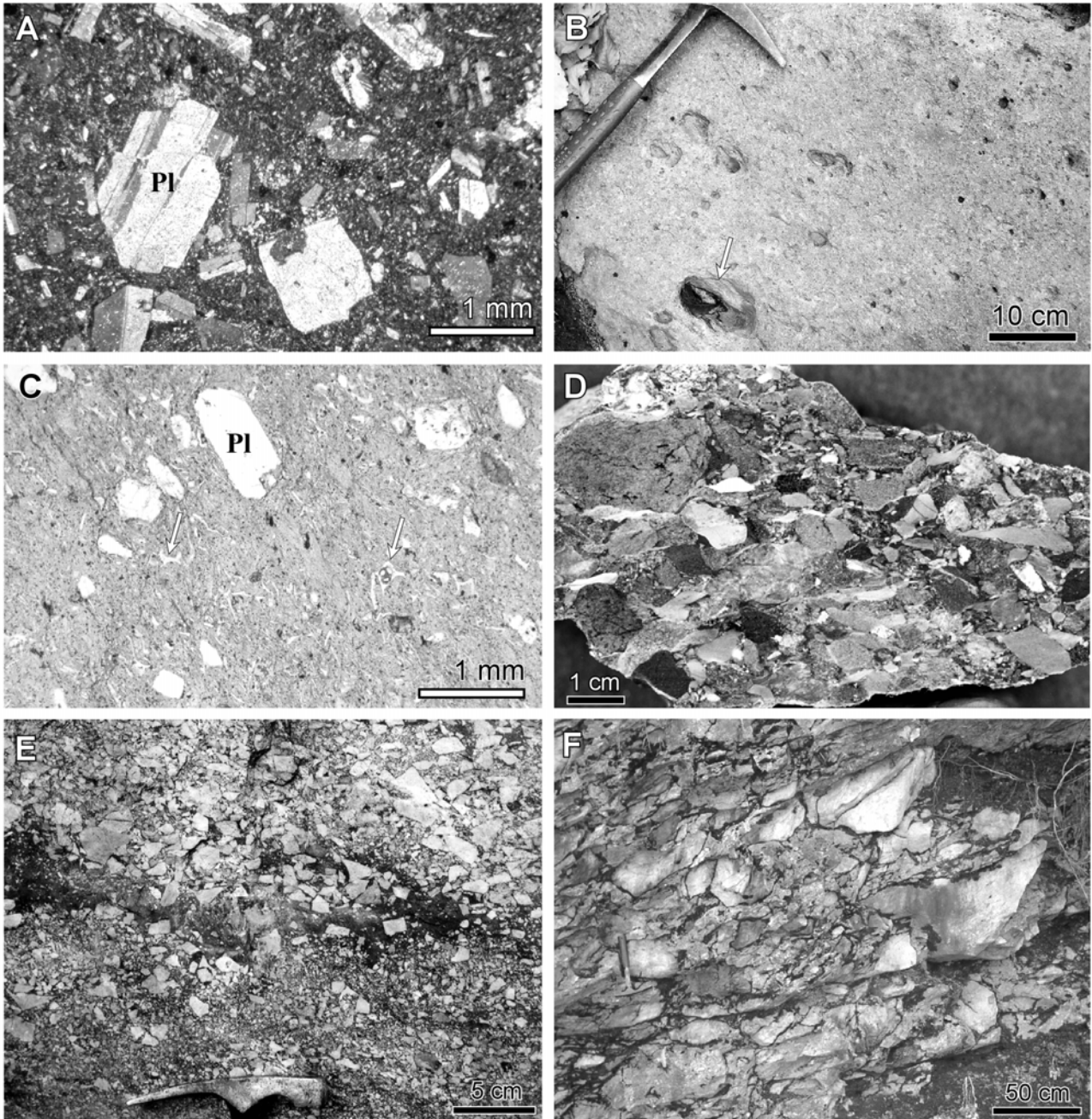
層厚 行人平や烏帽子山西斜面で1,000 m以上に達する。小呂別西方で800 m以上、上岩山西方で130 m以上と算定される。

岩相 主に流紋岩～安山岩溶岩、珪長質凝灰岩～凝灰角礫岩、砂岩及び泥岩（地質図ではYvで一括）からなり、所により、礫岩（Yg）や石灰岩礫を多く含む礫岩（Ygl）を挟む。行人平周辺や大野山周辺～榎花では、本層の堆積岩は隣接する古生界の堆積岩に比べて、一般に固結度・変形度もやや低く、軟質であることを特徴とする。

流紋岩溶岩は、灰白色で塊状を呈し、石英、アルバイ

ト、有色鉱物（黒雲母？）などの斑晶を含む。一部はデイサイト質で淡緑色を呈し、斑晶としてアルバイト、斜長石、不透明鉱物、有色鉱物（普通角閃石？）の仮像を含む（第9.1図A）。安山岩溶岩は、淡緑色～濃緑色を呈し、緑泥石に変質した斜長石や普通角閃石の斑晶を含む。

珩長質凝灰岩は、淡緑色～緑灰色あるいは黒灰色を呈し、細粒ガラス質なものも多く、所により軽石片を含む粗粒部や溶結部もみられる（第9.1図B）。斜長石や石英などの結晶片を含み、鏡下では火山ガラス破片の不鮮明な仮像が認められる（第9.1図C）。凝灰角礫岩は、濃緑色または一部赤紫色を呈し、砂質凝灰岩を基質とし



第9.1図 山屋層の産状と岩相

- A: デイサイト火砕岩（薄片写真）。Pl: 斜長石。直交ポーラー。山屋鍋沢東 (39° 34' 38" N, 141° 15' 45" E)。
 B: 軽石片（矢印）を含む粗粒凝灰岩。小呂別西 (39° 31' 36" N, 141° 18' 45" E)。
 C: 火山ガラス片（矢印）を含む珩長質凝灰岩（薄片写真）。Pl: 斜長石。単ポーラー。大野山西 (39° 32' 18" N, 141° 16' 47" E)。
 D: 凝灰岩の角礫を多く含む礫岩（研磨面）。漆山 (39° 33' 03" N, 141° 14' 54" E)。
 E: 凝灰岩の角礫を含む赤紫色凝灰岩。鍋屋敷北方 (39° 31' 16" N, 141° 21' 39" E)。
 F: 石灰岩の角礫を多く含む礫岩。上岩山西方 (39° 31' 20" N, 141° 22' 18" E)。

て安山岩・デイサイトなどの角礫を多量に含む。凝灰岩や凝灰角礫岩の中には、層厚数 cm ～数 m の濃赤色またはピンク色を呈する赤鉄鉱-石英岩が挟在される。この赤鉄鉱-石英岩は、不均質ながら緻密な外観を呈し、鏡下では赤鉄鉱と粗粒な石英からなることが確認される。烏帽子山周辺では、凝灰岩及び凝灰角礫岩が、流紋岩～デイサイト溶岩を頻繁に挟有し、特に烏帽子山北麓では、赤鉄鉱-石英岩が多く挟まれる。

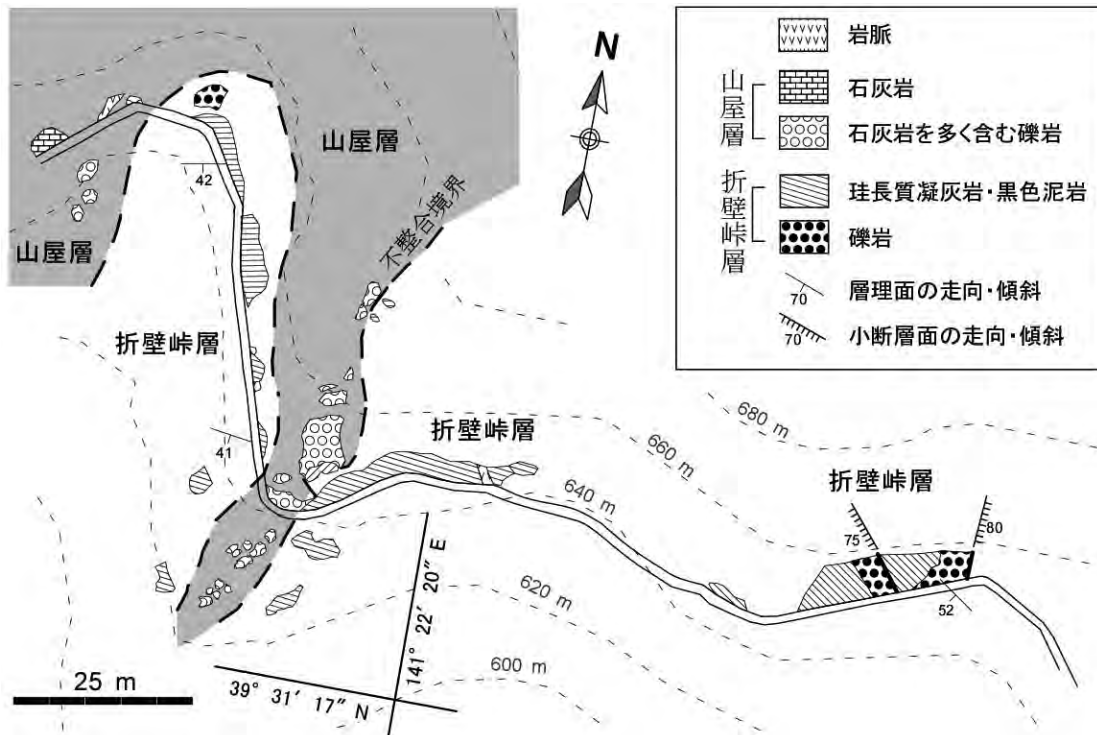
砂岩及び泥岩は、凝灰質なものが多く、葉理が認められる。砂岩は、細粒～中粒で、鮮緑～淡緑色を呈する。鏡下では、緑泥石からなる基質を持ち、石英、斜長石、流紋岩岩片などの碎屑粒子を豊富に含むことが確認される。

礫岩は、種々の火山岩の中礫～細礫からなり、淡緑色や赤紫色を呈する凝灰質な基質を持つ。山屋周辺では、流紋岩や安山岩の亜円～亜角礫が多く含まれる。行人平周辺や大野山周辺～植花では、砂岩や泥岩の亜角礫～角礫を大量に含む、流紋岩、安山岩、花崗岩、閃緑岩などの亜円礫も含む（第 9. 1 図 D）。紫波町赤沢東方や大迫町小呂別西方には、赤紫色の不淘汰な泥質基質中に細礫～中礫大の凝灰岩、砂岩、シルト岩、石灰岩などの堆積岩角礫を含む礫岩や含礫泥岩が多産する。鍋屋敷北方の尾根部では、本層の基底部分付近に、平行葉理の発達した灰色凝灰質砂岩及び赤紫色凝灰質泥岩の中に挟まれて、凝灰岩や石灰岩などの堆積岩の角礫を乱雑に含む礫岩がみられる（第 9. 1 図 E）。

石灰岩礫を多く含む礫岩は、緑灰色や赤紫色を呈する凝灰質基質を持つ細礫岩～大礫岩である。野外では、石灰岩礫が溶脱して多孔質な風化表面を示すことが多い。小呂別西方では、凝灰岩中に、白色や黒灰色を呈する石灰岩礫を多く含む礫岩層が数層挟まれる。上岩山西斜面の山屋層基底部分には、大量の石灰岩のほか、砂岩や泥岩の礫を多く含む、赤紫色～淡緑色を呈する細礫岩～大礫岩がみられる（第 9. 1 図 F）。礫岩中には長径 1 ～ 20 m 程度の石灰岩岩塊が含まれており、礫の内部は強く再結晶しているが、海ユリや石炭紀の有孔虫（*Saccaminopsis* sp.）などの化石を産出する。砂岩礫には剪断構造が多数認められ、泥岩礫にはスレート劈開が生じている。上岩山南西斜面では、急傾斜をなす折壁峠層の上位に、山屋層基底部分の礫岩が凹凸に富んだ不整合面を持って覆う部分が確認される（第 9. 2 図）。

化石・年代 大野山周辺の凝灰岩中には、密集した植物化石片が含まれるが、他には化石は見出されていない。火山岩類を主体とする岩相の類縁性と、前期白亜紀の花崗岩類の接触変成作用を受けていることから、北上山地に分布する他の下部白亜系に対比される。特に、永広（1977）が指摘したように、日詰-気仙沼断層の変位を考慮すると、姥石層から延長すると考えられる。

地質構造 層理面の走向は、北北西-南南東または西北北-東南東方向を示す。山屋周辺の層理面は、北北西-南南東ないし北西-南東の走向で、北東に 40 ～ 70° 傾斜する。烏帽子山周辺の層理面は、北北西-南南東の走向



第 9. 2 図 山屋層と折壁峠層との不整合境界付近のルートマップ

で、南西に $35 \sim 80^\circ$ 傾斜する。行人平周辺の層理面は、北北西-南南東の走向で、西に $60 \sim 70^\circ$ 傾斜する。東方の大野山周辺～小呂別の層理面は、北西-南東ないし西

北西-東南東の走向となり、褶曲によって北東または南西に $40 \sim 70^\circ$ 傾斜する。また、上岩山西方の層理面は、西北西-東南東の走向で、南に $10 \sim 40^\circ$ 傾斜する。

第10章 下部白亜系（貫入岩）及び古第三系

（中川 充・川村信人・内野隆之・川村寿郎）

早池峰山図幅地域には、南部北上帯・根田茂帯・北部北上帯の各中・古生界に貫入した下部白亜系の岩脈及び深成岩と、北部北上帯中に噴出した古第三紀の流紋岩が分布する。

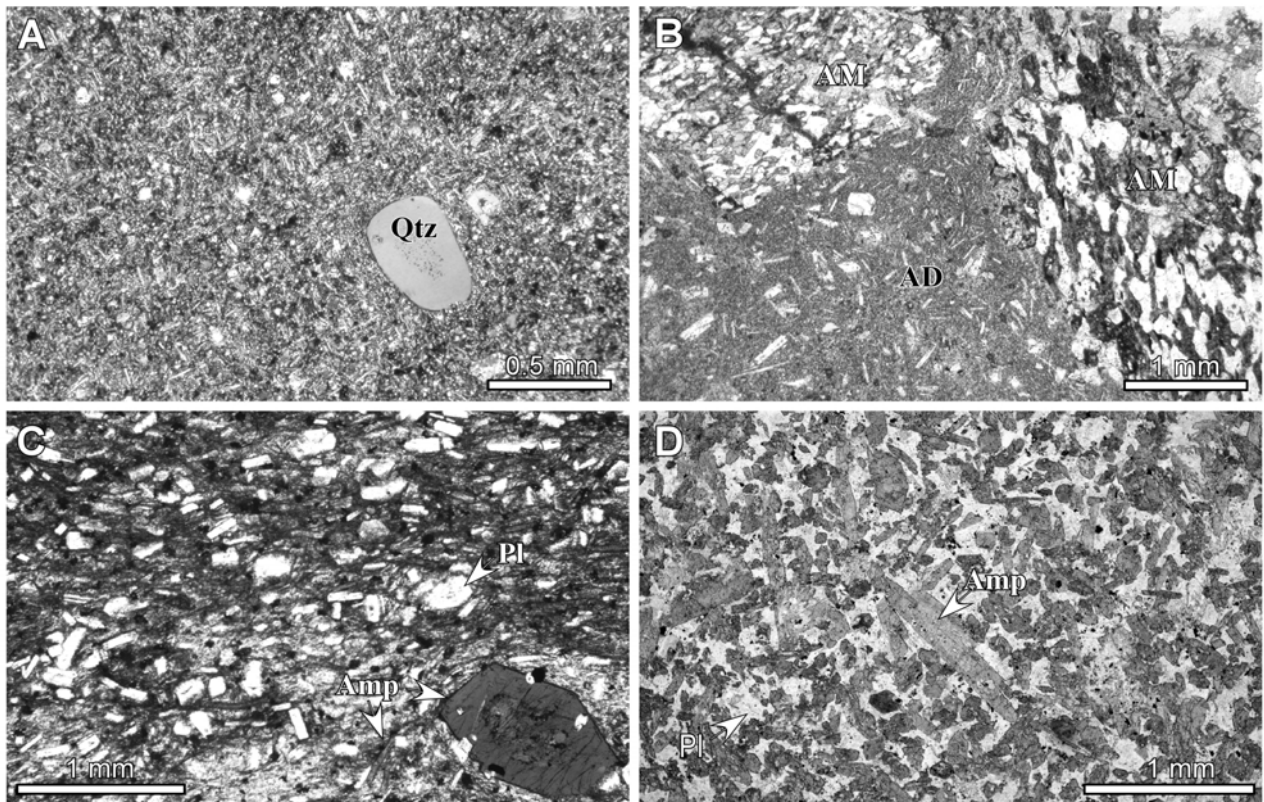
10.1 岩脈 (Dy)

本図幅地域には、珧長質～苦鉄質の火山岩ないし深成岩の岩脈が散在する。これらは南部北上帯・根田茂帯・北部北上帯の各中・古生界に貫入しており、本図幅地域南部を占める南部北上帯古生界分布域に比較的多く産する。幅数10 cm～数10 mで灰緑色・灰褐色・灰白色を呈し、板状ないし狭い幅のものではシート状の産状を示す。岩種は、デイサイトと安山岩が多く、細粒閃緑岩も

わずかにみられる。深成岩の近傍に産するものは、接触変成作用を被っている。

10.1.1 岩相

デイサイト 灰緑色～灰白色を呈する。斜長石、石英、角閃石などの斑晶と、細粒の斜長石、石英、隠微晶質鉱物などが集合した石基からなる。斑晶の周縁や石基は、緑泥石、緑れん石、セリサイトで置換されていることが多い。花巻市大迫町日影飛内に分布するデイサイトは、東西の幅が600 mに達し、一部は大谷地岩体をなす花崗岩類(Gr)の接触変成作用を受けている。鏡下では、径0.5～1 mmの石英や斜長石の斑晶を散点的に含むのが観察される。石基は、長径0.3 mm以下の短～長柱状の斜長石と、それを埋める石英と隠微晶質鉱物からなり、フェルシティックな組織を示す(第10.1図A)。砂子沢中



第10.1図 岩脈の岩相（薄片写真）

A：デイサイト。単ボーラー。日影飛内（39° 32′ 03″ N, 141° 22′ 45″ E）。

B：角閃岩の捕獲角礫（AM）を含む安山岩（AD）。単ボーラー。中村南方（39° 34′ 58″ N, 141° 19′ 31″ E）。

C：安山岩。単ボーラー。里桧山林道（39° 34′ 55″ N, 141° 18′ 50″ E）。

D：細粒閃緑岩。単ボーラー。鞍手山林道（39° 37′ 40″ N, 141° 27′ 01″ E）。

Amp：角閃石，Pl：斜長石，Qtz：石英。

流部に産するデイサイト(第7.3図のルートマップ参照)は、強い破碎変形を受けている。

安山岩 灰緑色を呈し、無斑晶または斜長石の斑晶をわずかに含む組織を示す。石基は、長径0.5 mm以下の短~長柱状の斜長石及び細粒の単斜輝石とそれらを埋める隠微晶質な鉱物で占められる。砂子沢中村南方の山稜には、長径が3 cmに達する角閃岩角礫を多量に捕獲した安山岩がみられる(第10.1図B)。角礫間隙は安山岩によって充填され、基質の安山岩と角礫の間には方解石が発達する。この角礫は、岩脈の壁岩となっている黒森山角閃岩から由来したものと考えられる。この安山岩の石基には、長柱状の斜長石と粒状の単斜輝石が見られ、ハイアロピリティック組織を示す。盛岡市原沢地区(砂子沢流域)の里松沢林道の蛇紋岩中にみられる褐色角閃石安山岩は、幅40 cm~数mで産し、暗緑色を呈する。鏡下では、斜長石、角閃石、不透明鉱物からなり、緑れん石を伴う。無斑晶質であるが、まれに斜長石と角閃石の斑晶を含む(第10.1図C)。斜長石と角閃石の斑晶は、ともに長径が最大1.5 mmに達し、累帯構造を示す。角閃石の斑晶は、褐色を呈し、細粒の斜長石、緑れん石、不透明鉱物を包有する。基質は、0.5 mm以下の長~短柱状の斜長石と褐色角閃石からなり、その間を隠微晶質な鉱物が埋めるハイアロピリティック組織を示す。また、部分的に流理構造を示す。緑れん石は、微細結晶として点在する。

細粒閃緑岩 宮古市松草地区の鞍手山林道に分布する北部北上帯門馬コンプレックス中には、幅1~3mで灰色を呈する細粒閃緑岩がみられる。玉ねぎ状風化を示す部分もあるが、周囲の堆積岩と比較すると極めて新鮮である。鏡下では、細粒完晶質な組織が認められる。長~短柱状を示す自形~半自形の淡褐色角閃石と半自形~他形の斜長石からなり、緑れん石、炭酸塩鉱物、ジルコンが点在する(第10.1図D)。まれに長径が最大3 cmに及ぶ捕獲岩を含むことがある。捕獲岩は、主に最大径0.5 mmの石英の集合体からなり、石英の結晶は縫合組織を示し、波動消光する。

10.1.2 年代

本図幅地域の岩脈は、後述する前期白亜紀の深成岩よりも古く、北上山地の各地において中・古生界を貫いて点在する岩脈や岩床とほぼ類似した岩相を呈する。これらの岩脈や岩床の年代は、前期白亜紀の堆積岩(ベリアン~パレミアン階)の形成と同時または直後から深成岩の貫入以前の、前期白亜紀(オーテリビアン~パレミアン期)であるとされる(小貫, 1981; 土谷ほか, 2008)。

10.2 深成岩(Gd, Gr)

10.2.1 研究史

北上山地には前期白亜紀の珪長質な深成岩が大小多数分布しており、渡邊(1950)による総括以降、多くの研究がなされてきた。遠野花崗閃緑岩は、これらの中でほぼ中央に位置する最大の岩体である(第2.2図参照)。この岩体の南部を中心とした、地質岩石学的研究は鈴木(1954)や、5万分の1地質図幅「人首」(広川・吉田, 1954)、「大迫」(広川・吉田, 1956)、「土淵」(大和, 1956)の調査・研究によって端緒が開かれた。片田ほか(1971)は、この岩体の分布・産状や岩石学的性質をまとめ、分帯区分を行った。

本図幅地域における深成岩は、遠野花崗閃緑岩を含めて13岩体が認められるが、それらは片田(1974)による分帯区分上、V帯とⅢ帯に属する。深成岩の内部構造や貫入形態については、加納・秋田大花崗岩研究グループ(1978)などの構造岩石学的研究がある。

遠野花崗閃緑岩については、帯磁率が高いことから磁鉄鉱系列に属すること(Ishihara, 1977)、角閃石や黒雲母のFe/Mg比が小さいこと(Kanisawa, 1983)、Iタイプ花崗岩に属すること(蟹沢・片田, 1988)が知られている。また、Sr同位体(丸山ほか, 1993, 1996)や硫黄同位体組成(Sasaki and Ishihara, 1979)が検討されている。蟹沢ほか(1986)は、遠野花崗閃緑岩について中心部相、主岩相、周辺部相などの岩相区分を行い、累帯状の分布を示した。丸山ほか(1993, 1996)や西村ほか(1999)は、Sr同位体比及び化学組成に基づき、中心部分と主要部分とが別個のマグマに由来するとした。遠野花崗閃緑岩の放射年代としては、黒雲母のK-Ar年代で125~113 Ma(河野・植田, 1965)、西部の角閃石・黒雲母・カリ長石のK-Ar年代で114~108 Ma(内海ほか, 1990; Shibata *et al.*, 1994)、中心部の全岩Rb-Sr年代で98 ± 20 Ma(丸山ほか, 1996)が報告されている。御子柴・蟹沢(2008)は、遠野花崗閃緑岩を遠野複合深成岩体と呼び、希土類元素を含む種々の化学組成を検討し、前述したような岩相の差異をもたらしたマグマの特性と分化過程について論じた。

遠野花崗閃緑岩による周囲の接触変成作用について、Fujimaki and Yomogida(1986a, b)は、超苦鉄質岩類を4つの変成帯に区分した。また、Okuyama-Kusunose(1993, 1994)は、南部北上帯古生層の泥質岩について変成相関係を基に分帯し、紅柱石・珪線石型の低圧な変成条件を推定した。

10.2.2 分布

本図幅地域には南東部に、遠野花崗閃緑岩からなる大規模岩体の北西部分が広く分布し、薬師岳、白森山などの山岳地形を形成している。更に、花崗岩類の小~中規模岩体が、花巻市大迫町の飛内、大谷地、久出内、折壁、紫波町山屋山口、盛岡市大ヶ生、飛鳥、宮古市の区界、黒沢、松草沢上流(2箇所)、達曽部(川内)牧場

の計12箇所に存在する。このうち、飛内、大谷地、折壁沢、大ヶ生、区界に産する比較的大きい岩体に対して、それぞれ猫山岩体、大谷地岩体、折壁沢岩体、大ヶ生岩体、区界岩体と便宜的に呼称する。花崗岩類の各岩体は、猫山岩体・大ヶ生岩体を除けば、すべて分布幅が2 km未満の円～楕円形の小岩体である。これらはいずれも壁岩となる古生界から下部白亜系までの地質系統及び岩脈に貫入して接触変成作用を与えている。

10. 2. 3 遠野花崗閃緑岩 (Gd)

命名・定義 鈴木 (1954) によって遠野花崗閃緑岩体と命名。本報告では岩相層序単元としての位置づけを明確にするため、「岩体」を使用せず、遠野花崗閃緑岩と呼称する。

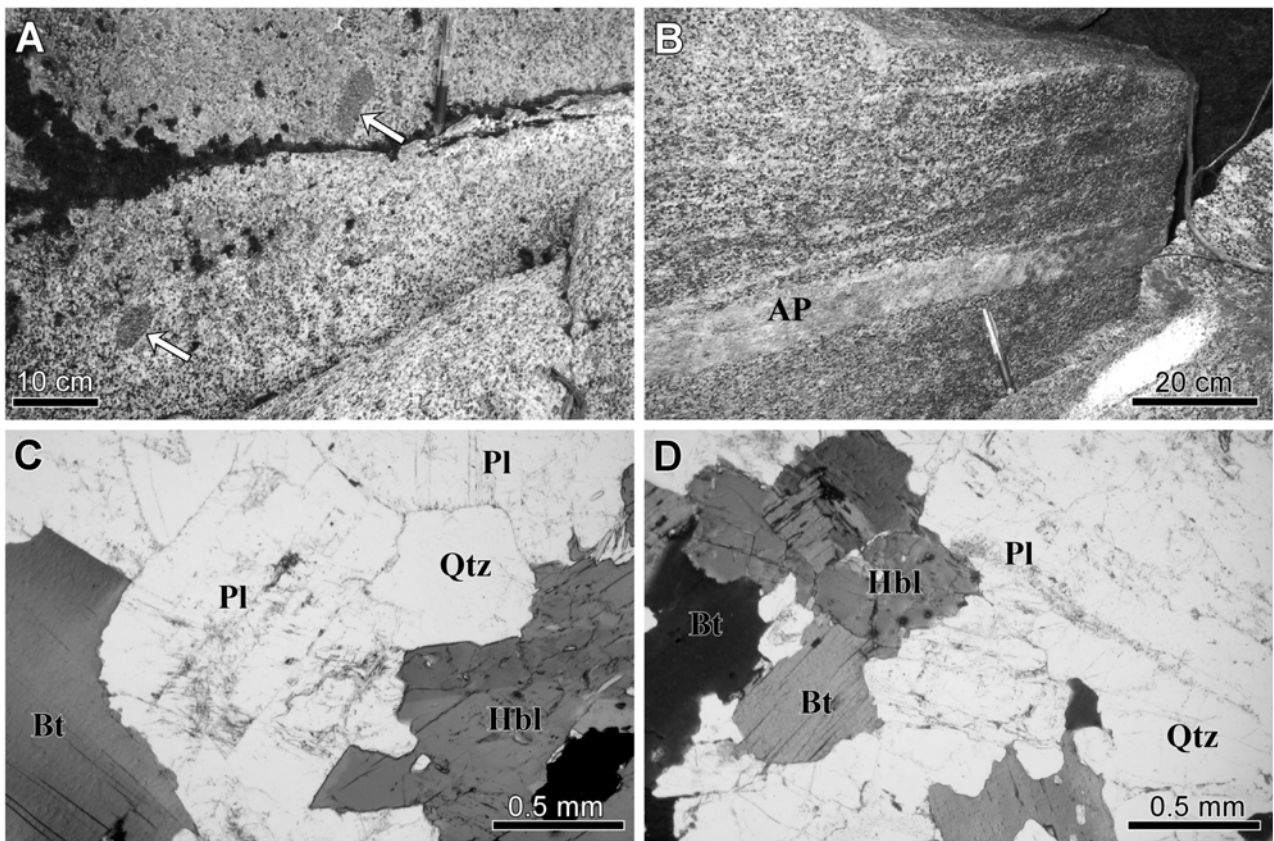
模式地 花巻市・遠野市境界の薬師岳周辺。

記載 本図幅地域の遠野花崗閃緑岩は、花崗閃緑岩～トータル岩及び石英閃緑岩から構成され、分布幅が最大8 kmにも及ぶ岩体を構成している。一般に塊状で数m規模の間隔で節理が発達し、表面や節理に沿ってマサ化

が進行している部分がある。小白森 (花巻市・遠野市境界) 東方の七郎沢など、所により鉱物や優黒質包有物 (第11. 2図A) の定向配列からなる面構造が認められる。この面構造は、加納・秋田大花崗岩研究グループ (1978) により流理構造としてとらえられ、岩体北部ではドーム状の構造が知られている。本図幅地域でも概ね岩体の外形に沿った面構造を呈している。

薬師岳周辺では苦鉄質鉱物を多く含むトータル岩が分布し、岩体内部ではより優白質となる傾向が認められ花崗閃緑岩～花崗岩が卓越する。優黒質包有物は、岩体の周辺部ほど多く産し、表面上長径数cm～数10cmのやや扁平した楕円形のもの卓越する。また、幅2cm～20cmのアプライト脈が各所に見られ (第11. 2図B)、岩体内部では複合脈を形成することもある。

遠野花崗閃緑岩の主な構成鉱物は、斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、カリ長石である (第11. 2図C)。主要鉱物の粒径は1～5mm程度で、一般に岩体周辺部の方が細粒である。黒雲母と普通角閃石の割合は、やや前者が多い。副成分鉱物は、不透明鉱物、アバタイト、



第10. 2図 深成岩の産状と岩相

A: 優黒質包有物 (矢印) を含む遠野花崗閃緑岩。七郎沢下流 (39° 30' 40" N, 141° 28' 03" E)。

B: 遠野花崗閃緑岩。面構造に沿ってアプライト脈 (AP) が発達する。白森山西方 (39° 30' 13" N, 141° 25' 15" E)。

C: 遠野花崗閃緑岩 (薄片写真)。単ポーラー。場所はAと同じ。

D: 花崗岩類大ヶ生岩体のトータル岩 (薄片写真)。単ポーラー。大ヶ生採石場 (39° 37' 24" N, 141° 15' 35" E)。

Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

ジルコン、チタン石などであり、褐れん石を含む場合がある。岩体北端部では他形の電気石が含まれる。変質鉱物として、緑泥石、緑れん石、方解石が認められる。本図幅地域の遠野花崗閃緑岩は、蟹沢ほか(1986)の主岩相に相当する。

10. 2. 4 花崗岩類 (Gr)

猫山岩体 猫山岩体は、遠野花崗閃緑岩の西方に位置し、東西の分布幅が1 km 弱で南南西に延長し、南隣の大迫図幅地域の猫山周辺(花巻市)では、岩体の幅が3.5 km に広がる。本岩体の花崗岩類は、一般に中粒塊状~一部片状で有色鉱物に富む石英閃緑岩~トータル岩からなる。主な構成鉱物は、斜長石、普通角閃石、黒雲母、カミングトン閃石、石英である。主要鉱物の粒径は2~3 mm 程度である。副成分鉱物は、不透明鉱物、ジルコン、チタン石で量は少ない。変質鉱物として、緑泥石、緑れん石、方解石が認められる。猫山岩体は、蟹沢ほか(1986)の「遠野花崗岩体」周辺部相に相当する。なお、同様の岩相は、遠野花崗閃緑岩北端にも認められるが、詳細な精度での調査に至らなかったため、特に区別をしていない。

大ヶ生岩体 本図幅地域北西部の盛岡市大ヶ生付近を中心にして、直径2.5 km 程度の範囲に分布するが、岩体全体としては北西に延長しており殻付き落花生の形をなす(長径約4.5 km)。この岩体を形成する花崗岩は新鮮な場合、一般に塊状で数10 cm 規模の間隔で節理が発達している。また、一部の表面や節理に沿って数~10 m 規模の厚さでマサ化している。優黒質包有物は、表面上長径数 cm ~数10 cm のやや扁平した楕円形のものが多く、遠野花崗閃緑岩の周辺部と同程度の頻度で含まれている。しかし、鉱物や優黒質包有物の定向配列による面構造は顕著ではない。

本岩体の花崗岩類は、主に中粒のトータル岩~花崗閃緑岩からなる。主な構成鉱物は、斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、カリ長石である(第11. 2 図D)。主要鉱物の粒径は1~4 mm 程度だが、概して遠野花崗閃緑岩より細粒である。副成分鉱物は、不透明鉱物、アバタイト、ジルコン、チタン石などであり、褐れん石を含む場合がある。変質鉱物として、緑泥石、緑れん石、方解石が認められる。

岩体北部には優黒質の黒雲母角閃石石英閃緑岩が分布し、岩石中には無色の角閃石に囲まれた斜方輝石が残存している。

その他の岩体 本図幅地域南部には、折壁沢岩体をはじめ、長径数100 m ~1.5 km 規模の円~楕円形の小岩体が4箇所点に点在する。これらの多くは、中粒~粗粒の花崗閃緑岩~トータル岩であり、片田(1974)による分帯区分では、V帯に属する。このうち大谷地岩体では中粒~粗粒の角閃石黒雲母石英閃緑岩~単斜輝石角閃石斑れ

い岩である。大谷地岩体の中には、接触変成作用を受けた蛇紋岩や根田茂コンプレックスの碎屑岩・苦鉄質岩が捕獲岩として分布する。

本図幅地域北部には、区界岩体をはじめ、長径数100 m 規模の円~楕円形の小岩体が6箇所点に点在する。これらの多くは中粒~粗粒の花崗閃緑岩~石英閃緑岩であり、片田(1974)による分帯区分では、III帯に属する。このうち区界岩体では、中粒の単斜輝石含有角閃石黒雲母石英閃緑岩であり、遠野花崗閃緑岩の本体よりやや優黒質なものが多い。

10. 2. 5 年代

本図幅地域の深成岩では、前述のように、遠野花崗閃緑岩中の黒雲母のK-Ar年代で125~113 Ma(河野・植田, 1965)、角閃石・黒雲母・カリ長石のK-Ar年代で114~108 Maが報告されている(内海ほか, 1990; Shibata *et al.*, 1994)。また、大ヶ生岩体花崗閃緑岩中の普通角閃石のK-Ar年代で126 ± 4 Maが報告されている(通商産業省資源エネルギー庁, 1995)。北上山地の深成岩の活動年代は120~108 Maを示し、特に120 Ma前後に集中するとされる(土谷ほか, 2008)。

10. 3 深成岩による接触変成

10. 3. 1 分布

深成岩は、周囲の古生界から下部白亜系山屋層までの地質系統及び岩脈に貫入して接触変成作用を与えている。地質図では、肉眼でこれらの地質系統において黒雲母が確認された範囲やホルンフェルス状の塊状緻密な産状を示す部分を地紋で表した。

接触変成作用は、特に規模の大きい遠野花崗閃緑岩と花崗岩類の猫山岩体・大谷地岩体の周辺で著しい。遠野花崗閃緑岩の北方数100 m、西方数 km の範囲において、名目入沢層、折壁^{なめいりざわ}峠^{おりかべとうげ}層、小田越層^{おだごえ}の泥質岩や玄武岩がホルンフェルスとなり、泥質岩の中に黒雲母、紅柱石、堇青石の形成が認められる。また、大迫町岳川上流や奥鳥沢・コメガモリ沢では、小田越層の石灰岩の一部が再結晶して白色の大理石状となり、中岳蛇紋岩(中岳岩体)にも再結晶作用が及んでいる(第3章2節参照)。

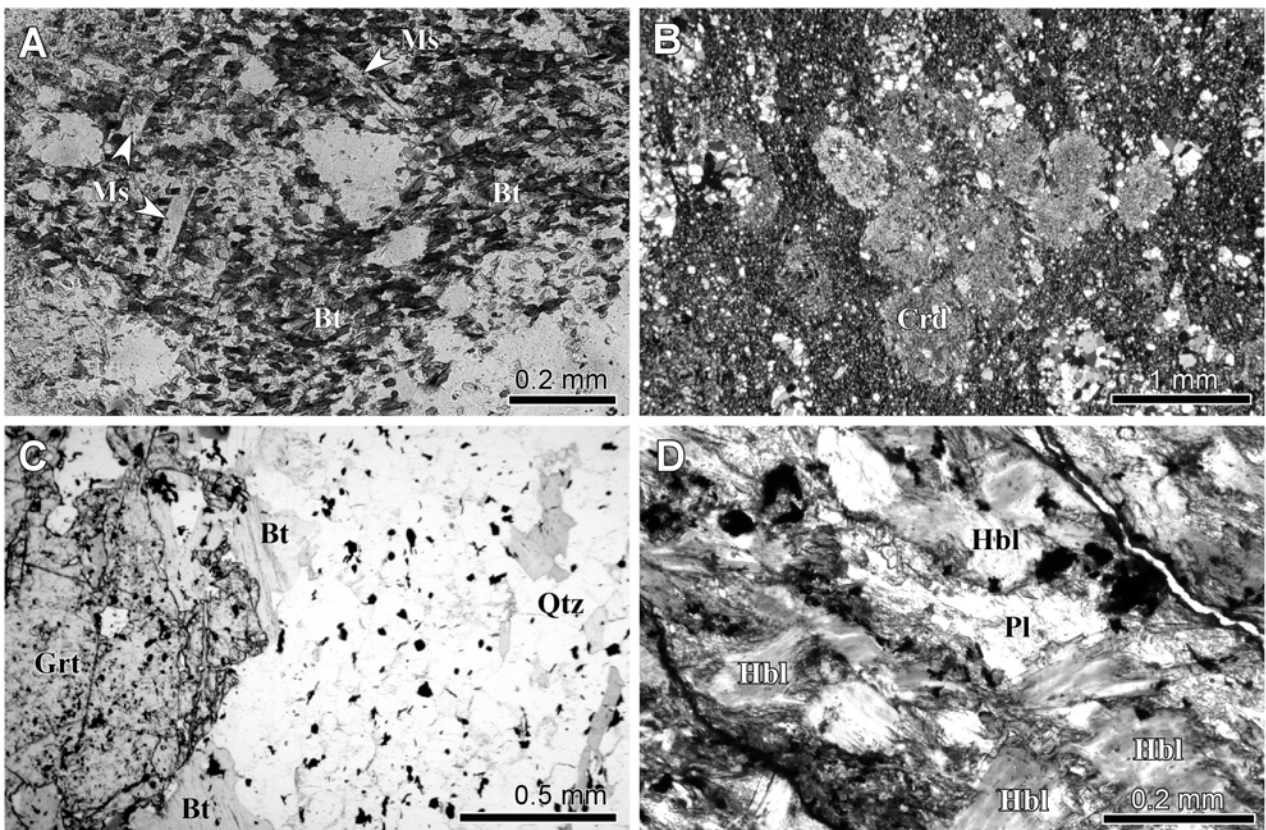
他の岩体の周辺では、岩体の規模に準ずるように通常幅数100 m 規模の接触変成域が認められる。ただし、区界岩体ではその東方2 km ほどに変成域が広がっており、根田茂コンプレックス(泥岩珪長質凝灰岩互層やチャート)や中岳蛇紋岩(例えば、兜明神嶽の蛇紋岩)が再結晶化している。なお、御山川中流^{にぎりざわ}に分布する神楽火成岩類(神楽岩体)・根田茂コンプレックス・中岳蛇紋岩には接触変成作用が及んでいるため、近傍にはないが地下浅所に深成岩が存在していると推測される。

10. 3. 2 岩相

遠野花崗閃緑岩の北方～西方及び花崗岩類大谷地岩体の周囲では、名目入沢層、折壁峠層、小田越層の泥質岩は、接触変成作用によって塊状硬質となり、赤みを帯びた暗灰色～暗褐色を呈する。鏡下では、細粒の黒雲母、白雲母、石英、斜長石、緑泥石、不透明鉱物からなり、粗粒な部分ではモザイク状の石英の粒間に黒雲母や不透明鉱物を含むことが認められた。黒雲母は褐色を呈し、長径0.2 mm以下で、葉理方向に定向配列するものが多いが、白雲母は長径0.2 mm程度で散在する（第10.3図A）。泥質岩では所により、スポット状の堇青石、紅柱石、あるいはざくろ石が認められる。堇青石は、径0.5～2 mmで、内部が黒雲母や隠微晶質鉱物の集合で置換されており、周縁には白雲母、黒雲母、緑れん石を含む（第10.3図B）。紅柱石は径1～2 mmで、内部が微細な鉱物の集合の仮像を示す。ざくろ石は径1～3 mmで、黒雲母や石英などを取り込んだポイキロプラスティック組織を示す（第10.3図C）。

接触変成作用を受けた小田越層の石灰岩では、淡灰色～白色の粗粒方解石と黒色の炭質物とが縞状構造を形成している。鏡下では、最大径2 mmに達する透明方解石がモザイク状に集合する。また、接触変成作用を受けた小田越層の玄武岩溶岩は、濃緑色を呈し、鏡下では、石基または斑晶の一部を交代して緑色～青緑色普通角閃石が密に生成していることが観察された。同じく玄武岩火山碎屑岩では、緑れん石、アクチノ閃石、黒雲母、電気石が普通に産する。

遠野花崗閃緑岩以外では、花崗岩類の大ヶ生岩体や区界岩体の周辺で同様の接触変成作用が普通に認められる。区界岩体周辺の飛鳥東方や区界東方では、根田茂コンプレックスの苦鉄質岩に緑色～青緑色普通角閃石や黒雲母が晶出している（第10.3図D）。チャートや珪長質凝灰岩では、石英粒子が粗粒化し透明度が増している。



第10.3図 接触変成岩の岩相（薄片写真）

- A：黒雲母・白雲母を含むホルンフェルス（名目入沢層の泥岩）。単ポーラー。岳西方（39° 32′ 03″ N, 141° 24′ 45″ E）。
 B：堇青石を含むホルンフェルス（名目入沢層の泥岩）。単ポーラー。岳（39° 32′ 01″ N, 141° 24′ 49″ E）。
 C：ざくろ石・黒雲母を含むホルンフェルス（名目入沢層の砂岩）。ざくろ石はポイキロプラスティック組織を示す。単ポーラー。清廉の滝から小白森への沢上流部（39° 31′ 50″ N, 141° 26′ 56″ E）。
 D：青緑色普通角閃石を含むホルンフェルス（根田茂コンプレックスの玄武岩）。単ポーラー。区界西方（39° 39′ 23″ N, 141° 20′ 40″ E）。
 Bt：黒雲母，Crd：堇青石，Grt：ざくろ石，Hbl：普通角閃石，Ms：白雲母，Pl：斜長石，Qtz：石英。

10. 4 流紋岩 (Ry)

本図幅地域北東部の火石山南西の山稜には、局部的に幅 150 m 程度の流紋岩（溶岩及び火山砕屑岩）が分布する。

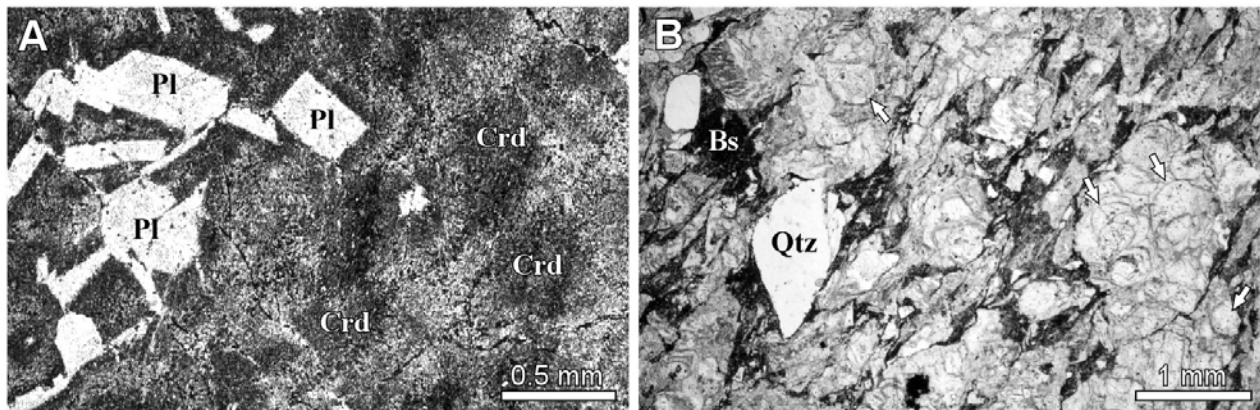
岩相

流紋岩溶岩 黒色～黒褐色を呈する塊状～角礫状の部分と、灰白色を呈する流理構造を示す部分が存在する。鏡下では、塊状部分には、斜長石、堇青石仮像、普通角閃石、黒雲母などの斑晶が不均質に散在することが観察された（第 10. 4 図 A）。斜長石は、長柱状で長径 0.5～2 mm の自形を示す。堇青石仮像は、径 0.2～0.5 mm のスポット状で、内部は微細なセリサイトや不透明鉱物が放射状に集合し、斜長石や普通角閃石がポイキリティックに内包される。普通角閃石は長径 0.2～1.5 mm で、内部はアクチノ閃石や緑泥石に変質している。石基は、隠微晶質な石英、斜長石及び不透明鉱物などからなる。流理構造を示す部分には、斑晶として石英とカリ長石の斑晶がわずかに認められる。石英は、径 1 mm 以下の半自形～融食形の単結晶である。カリ長石は、径 0.5 mm

以下の自形～半自形を示す。径 0.2 mm 以下の石英・カリ長石が等粒状に集合した斑晶も多く含まれる。石基は、石英と斜長石からなる灰色層と、不透明鉱物、セリサイト、緑泥石、緑れん石などからなる暗灰色層とが不規則に繰り返す。

流紋岩火山砕屑岩 灰白色～緑灰色を呈する。細礫～極粗粒砂大の流紋岩角礫を主とし、石英、カリ長石、ざくろ石などの結晶片、及び玄武岩や泥岩などの異質岩片を少量含む。角礫の流紋岩は、融食形の石英やカリ長石の斑晶を含み、石基部には真珠岩状構造が顕著にみられる（第 10. 4 図 B）。基質は、微晶質石英、葉片状流紋岩岩片、粘土鉱物を不均質に含む細粒砂岩～泥岩からなる。

対比・年代 本岩体の直接的な年代は不明ではあるが、岩相から北上山地の東部海岸部や内陸部に点在する珪長質火山岩類（宮古湾岸に分布する浄土ヶ浜^{じょうどがはま}流紋岩類及びその相当層）に対比される。この年代は後期白亜紀～古第三紀であるものの、多くは古第三紀始新世の火成活動に由来するとされる（土谷ほか、1999；土谷ほか、2008）。



第 10. 4 図 古第三紀流紋岩の岩相（薄片写真）

A：塊状の流紋岩。単ポーラー。火石山南西（39° 37′ 57″ N, 141° 28′ 06″ E）。

B：真珠岩状構造（矢印）を示す流紋岩角礫を含む凝灰岩。単ポーラー。火石山南西（39° 37′ 56″ N, 141° 28′ 12″ E）。

Crd：堇青石仮像，Bs：玄武岩礫，Pl：斜長石，Qtz：石英。

第11章 第四系

(永田秀尚・川村寿郎)

11.1 概説と表現法

本図幅地域に分布する第四系には、段丘堆積物、地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物、テフラ、現河床堆積物がある。段丘堆積物と現河床堆積物は河川沿いに、地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物は斜面沿いに分布している。また、これらより古い、未区分鮮新-更新統が北上河谷に沿ってわずかに分布する。

第1章で述べたように、本図幅地域では古い地形面の保存が良好である。このため表層には、原位置から移動した距離や時期・機構において様々である物質が重なっているものと考えられる。分布についても、特に地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物は、地域内の斜面各所に分布しているものとみられる。また斜面及び平坦面には、テフラが薄く堆積している。段丘堆積物・現河床堆積物を含む非固結の堆積物は、漸移あるいは混在したり「互層」状であったりする場合も多い。

本報告では、他の山地地域の図幅同様に、基盤地質図としての性格を主眼に表現した。従って、地質図では概ね5mを越える厚さが確認または推定される範囲についてのみ、第四系の分布として示した。

11.2 未区分鮮新-更新統 (Pp)

分布・構造 紫波町芳沢^{よしざわ}付近及び同船久保^{うるしやま}～漆山に分布する。両者の層位関係は不明である。両地区とも層理はほとんど水平である。

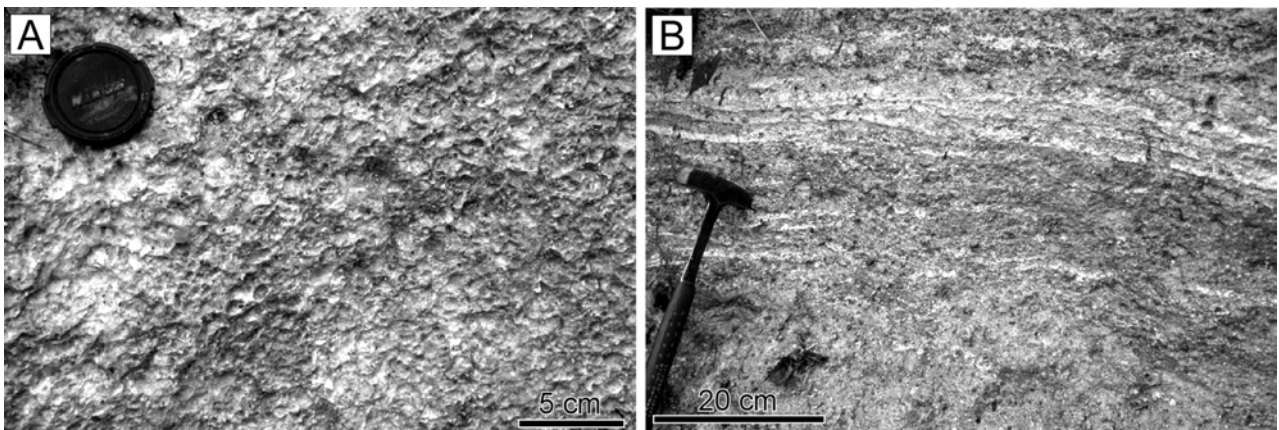
層厚 芳沢では7m以上、漆山では6m以上。

層序関係 下部白亜系山屋層を不整合に覆い、段丘堆積物ならびに現河床堆積物によって不整合に覆われる。

岩相 芳沢では、黄灰色（新鮮面は青灰色）で1～3cm大の軽石を密に含んだ層厚3m以上の凝灰岩（第11.1図A）と、その上位に、斜交層理を示す礫質砂岩と凝灰質シルト岩の層厚3mの互層、及び白灰色を呈する層厚1mの砂質シルト岩が順に重なる（第11.1図B）。

船久保～漆山周辺では、褐灰色（新鮮面は青灰色）を呈する砂質シルト岩、炭質の細粒砂岩～シルト岩、泥質基質支持の礫岩などの層からなる。礫としては周辺の高まりに露出する下部白亜系山屋層の安山岩や凝灰岩などの中礫～大礫大の角礫が多い。

対比 本図幅地域の更新統（一部鮮新統）は、北上川より東側に分布するものと対比可能である。北上川より東側の更新統（一部鮮新統）については、小貫ほか（1981）の北上川流域地質図、及び吉田ほか（1984）の20万の1地質図幅「盛岡」では、「金沢層^{かざわ}」として一括して区分されている。しかし、北上川の下流域に位置する模式地（一関市花泉町湧津）の金沢層とは岩相が大きく異なることや、北上低地帯（第2.2図参照）の鮮新-更新統の層序区分が地域によって細分され（例えば、大石ほか、1998）、それらとの対比が不明なことから、本報告では未区分鮮新-更新統として取り扱う。



第11.1図 未区分鮮新-更新統の産状
A：軽石を含む凝灰岩。紫波町芳沢（39° 30' 24" N, 141° 14' 44" E）。
B：礫質砂岩と凝灰質泥岩の互層。同上。

11. 3 段丘堆積物 (t1, t2)

一般に「高位段丘」は中期更新世のおよそ70万年から15万年前、「低位段丘」は後期更新世のおよそ15万年から7万年前の時代を指すが、本報告では、上下2段の段丘堆積物について、指標テフラなどによって時代を明らかにすることができなかつたため、「高位段丘」・「低位段丘」を使用せず、「上位段丘」・「下位段丘」という表現を用いた。

11. 3. 1 上位段丘堆積物 (t1)

現河床との比高40～50mの段丘面を構成する堆積物である。岳川下流に建設された早池峰ダムの調査によって多くのことが明らかとなっている(岩手県, 2001)。
分布 岳川とその支流の小又川沿いにややまとまって分布する。早池峰ダムサイトでは、現在の岳川より左岸側に約100m寄った位置に上位段丘堆積物が認められ、旧河道の河床は現在より約20m高い標高275m付近にあった。

北上河谷に面する芳沢・^{ひらぐり}平栗沢付近で認められる砂礫も上位段丘堆積物とみなした。

層厚 早池峰ダムサイトではボーリング調査によって、上位段丘堆積物が最大35mの厚さを持っていることが確認されている。平均的にも15m以上の厚さがある。

層相 早池峰ダムサイトでのボーリング調査によれば円礫・角礫混じりシルト～粘性土を主とする。礫の長径は数mm～数10cmのものが多く、砂岩、泥岩、花崗岩、蛇紋岩などの岩石から構成される。風化を受けた礫が多い。

11. 3. 2 下位段丘堆積物 (t2)

現河床との比高10～20mの下位段丘上面に分布する堆積物である。

分布 岳川流域のほか、本図幅地域西南の中沢川や赤沢川沿いに断続的に分布する。実際は閉伊川や根田茂川をはじめ、他の河川沿いにも分布することが予想されるが、地すべり堆積物及び崩壊・土石流堆積物に覆われて十分な確認ができない。

層厚・層相 大迫町^{かなざわ}金沢付近(大迫図幅地域内)での観察によれば、下位段丘堆積物は厚さ10mを越える砂礫からなっている。

11. 4 地すべり堆積物 (sl) 及び崩壊・土石流堆積物 (rl)

11. 4. 1 地すべりの定義

日本地すべり学会(2004)が示した「地すべり(ランドスライド)」は、斜面上の物質が主として重力の作用

で下方に移動する現象で、集団移動(マス・ムーブメント)と同義である。この中には、一般的に緩速で継続性が高く、移動体の分解程度が小さいといった特徴を有する狭義の「地すべり」のほか、崩壊や土石流などの現象も含まれている。

本報告で地すべり堆積物としたものは、このうち緩速の地すべり(狭義)によるものである。高速の地すべりによる堆積物は、崩壊・土石流堆積物と呼ぶ。

11. 4. 2 地すべり堆積物 (sl)

本図幅地域において認められた地すべり地形は、第11.1表と第11.2図にまとめたが、地質図においては移動体が明瞭なものについてこれを堆積物として表現し、地すべりかどうかが不確実なものや、山体重力変形の初期的な段階で、移動体が地山から十分分離していないと判断されるものについては、その範囲だけを地すべり移動体として表現した。ほとんどの地すべり地形は崖や移動体といった微地形があまり明瞭ではなく、現在活動を休止している地すべりであると判断される。多くの地すべり地形が空中写真によって判読されたものであり、また現地での露出状況が十分でないために、個々の堆積物についての記載は困難であった。「久出内川1」地すべり(第11.1表の24番)では、林道や河川沿いに厚さ5m以上の堆積物が見られ、それは最大長径が60cmの蛇紋岩角礫を含む粘性土で構成されている。

その他の緩速の地すべり(狭義)としては、早池峰山頂付近で記載されている岩塊原や侵食小起伏面上でのクリープ的な土砂移動がある。これらはかなり広範囲に分布するものであるが、地質図には表現しなかった。

11. 4. 3 崩壊・土石流堆積物 (rl)

高速で移動した表層の土砂や岩盤の崩壊・崩落物、及び土石流によって運搬された岩屑からなる。

分布 この堆積物が地質図規模に分布するのは、各河川の、特に源流域である。岳川沿いでは本流の大又より上流(シルル系名目入沢層、オールドビス系中岳蛇紋岩・神楽火成岩類分布域)、閉伊川沿いでは田代より上流(石炭系根田茂コンプレックス分布域)、根田茂川では根田茂・砂子沢地区(根田茂コンプレックス分布域)と笠森山直下までの源流部(中岳蛇紋岩・黒森山角閃岩分布域)などで認められる。その他、五右衛門峠に至る砂子沢川沿い(神楽火成岩類・下部白亜系山屋層分布域)、御山川上流(中岳蛇紋岩、根田茂コンプレックス分布域)、鞍沢(根田茂コンプレックス分布域)、黒沢(ジュラ系門馬コンプレックス分布域)などにも認められる。また、野沢額山麓、飛内、大谷地、折壁、大ヶ生、久出内、飛鳥、黒沢支流(いずれも下部白亜系深成岩分布域)においても堆積物が分布する。深成岩分布域では、他に比べて崩壊・土石流堆積物の発達が良い。

第 11. 1 表 早池峰山図幅地域における緩速の地すべり地形
 記載事項空欄のものは未確認。地質の単元記号は地質図に同じ。
 判読に使用した空中写真：国土地理院撮影 TO-89-3Y C1 ~ C4.

番号	位置	移動体の規模			地形			地質	備考
		幅(m)	長さ(m)	移動方向	崖	移動体	その他の地形的特徴		
1	松草沢 1	150	300	南	不明瞭	側面クラック	末端部押出	Km	道路舗装に変状、やや広い範囲で古い地すべり地形か？
2	松草沢 2	100	250	南南西	不明瞭			Km	
3	黒沢	600	350	南	不明瞭			Km	
4	鞍手山北東 1	250	200	北北東	不明瞭			Km	高速の運動か？
5	鞍手山北東 2	200	150	北東	不明瞭			Km	高速の運動か？
6	平沢～下澄沢	1,700	1,200	北	不明瞭		末端は開析される	Nm, Nb, Sp	不確実ないし開析進行し古い
7	鞍沢	250	300	北西	不明瞭			Nm	
8	ツボケ沢 1	600	1,000	東北東	不明瞭			Sp	不確実
9	ツボケ沢 2	450	500	東	明瞭			Sp	大規模崩壊跡の可能性あり
10	ツボケ沢 3	300	600	北西	不明瞭			Sp	不確実
11	ツボケ沢～間隅沢	1,700	1,300	北	不明瞭			Sp, Nm	不確実
12	間隅沢	300	800	北西	不明瞭			Sp	表層崩壊あり
13	アイオン沢	150	300	北北東	不明瞭			Sp	表層崩壊の左 大規模崩壊跡の可能性あり
14	握沢	800	600	北	不明瞭			Kim	不確実
15	ヨロベツ沢	150	350	北北東	不明瞭		流路屈曲	Nm	
16	砂子沢 1	150	300	北	不明瞭			Nm, Nb	
17	砂子沢 2	300	500	南	不明瞭		流路屈曲	Nb, Sp?	
18	八木巻沢	150	150	西北西	不明瞭			Nb, Sp?	
19	手代木沢 1	300	50	南東	不明瞭			Nm, Nb	
20	手代木沢 2	100	350	南南西	不明瞭			Nm	流動？
21	岳川上流	300	700	南南西	不明瞭			Odm, Odb	
22	新山沢 1	300	750	南南西	不明瞭		2 次滑落崖？	Nm, Sp	
23	新山沢 2	350	700	西	不明瞭			Nm, Sp	
24	久出内川 1	600	1,200	西	明瞭		移動体内部分化	Sp, Nm	堆積物は角礫(最大長径 60 cm)・粘性土。一部は活動性あり？
25	久出内川 2	200	600	南東～南南西	不明瞭		流路屈曲	Nm, Sp?	流動？
26	大野山西	200	800	西南西～西北西	不明瞭	立木の一部不整		Yv, Um?	流動？
27	薬師岳南	600	1,100	西	不明瞭			Gd	
28	小白森南 1	400	300	南東	不明瞭			Gd	
29	小白森南 2	1,500	1,100	南東	明瞭	下部で不明瞭		Gd	サギング

地質図にはまた、空中写真から判読された表層崩壊の発生位置を示した。撮影時点で植生の回復が認められないものを主に、この写真を用いて作成された 2 万 5 千分の 1 地形図を併用して新鮮な崩壊地形を抽出した。これに、調査の際確認された主要道路沿いの表層崩壊を加えて示してある。これらの崩壊地の下方には狭い範囲で崩壊・土石流堆積物が存在するが地質図には表現していない。

層厚・層相 堆積物は断片的にしか観察できないことが多いが、供給地の基盤地質を反映して複雑である。土石流によって運搬された堆積物は砂礫が主で、御山川上流のツボケ沢でみられるように最大径 10 m に達する巨礫も含まれることがある(第 11. 3 図)。深成岩地帯では砂が主体となる。

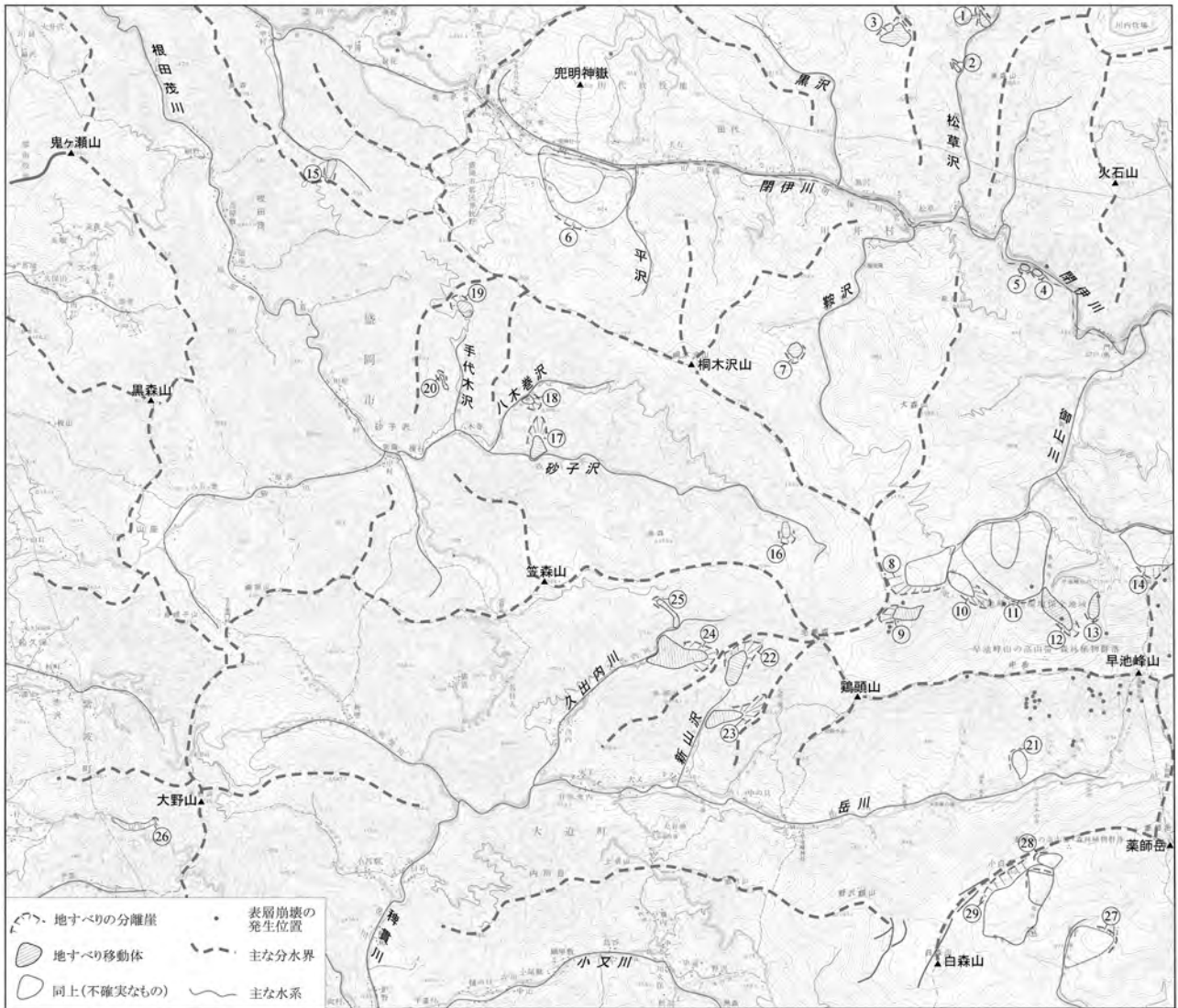
11. 4. 4 層序関係

地すべり堆積物は、久出内川 1 (第 11. 1 表の 24 番) のように、現河床堆積物(地質図では表現されていない)の上に乗っ上っているものもあり、現在まで形成が継続しているものがある。一方、地形的な新鮮さから判断し

て活動を停止したものもある。段丘堆積物との関係が確認されるところはないが、更新世まで遡る堆積物があるものと推定される。崩壊・土石流堆積物と現河床堆積物との関係は場所によって異なり、両者は指交的な関係にある。

11. 5 テフラ

地質図には表現されないが、区界～桐ノ木沢山周辺、小田越～薬師岳周辺、早池峰山頂などの山頂～山麓緩斜面や平滑尾根斜面の表層部には、後期更新世から完新世の火山灰層が分布する。これらの火山灰は、田村ほか(1986)によって第 11. 4 図に示すような層序としてまとめられている。以下、古いものから順に記述する。小岩井浮石 黄褐色あるいは暗褐色～黒灰色を呈し、細礫～小礫大の軽石(スコリア)と砂質火山灰からなる。区界周辺で 30～60 cm の厚さを有する。秋田駒ヶ岳の噴出物とされ、町田・新井(2003)の「秋田駒小岩井(Ak-K)」に相当する。年代は約 13,000～14,000 年前とされる(井上, 1978; 豊島, 1984)。



第 11. 2 図 早池峰山図幅地域の地すべり地形の分布
番号は第 11. 1 表を参照.

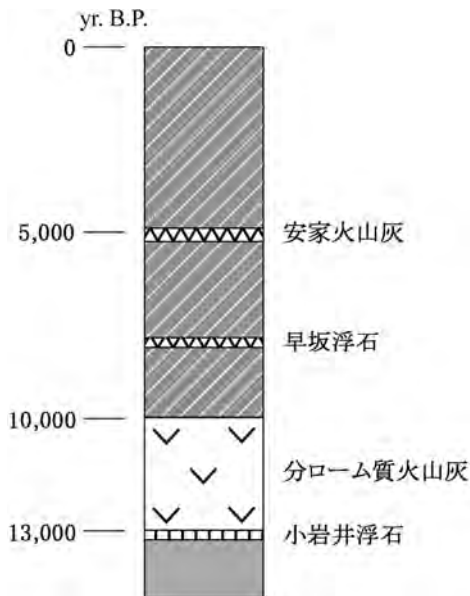


第 11. 3 図 ツボケ沢における土石流堆積物
巨礫(蛇紋岩)の最大長径は 10 m に達する。巨礫の上には同じく土石流で運搬されてきた樹幹がのる。ツボケ沢下流(39° 34' 36" N, 141° 26' 54" E).

わかれ
分口ローム質火山灰 褐色～暗褐色で、小礫を混在した不均質な火山灰である。区界周辺で層厚 40～70 cm である。秋田駒ヶ岳に由来するもので、約 10,000～13,000 年前の晩氷期の噴出物とみられている (Higaki, 1980)。

早坂浮石 赤褐色～淡褐色で、下部に軽石を含む降下火山灰である。重鉱物組成は、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱の順に多い (田村ほか, 1986)。小田越周辺で層厚 15～20 cm であり、下位の崖錐堆積物を覆う (第 11. 5 図)。秋田駒ヶ岳を噴出源とし、約 7,700～8,000 年前の年代とみられている (井上, 1978)。

あがき
安家火山灰 白色～黄褐色のガラス質火山灰で、黑色表土中に団子状に産する。層厚は 5～15 cm で本図幅地域の広い範囲に分布する。十和田カルデラ起源とされ、町田・新井 (2003) の「十和田中振 (To-Cu)」に相当する。約 5,000～5,500 年前の降下火山灰とみられている (菊池ほか, 1981)。



第 11. 4 図 早池峰山周辺の模式的な火山灰層序
田村ほか (1986) を改変.



第 11. 5 図 小田越付近にみられるテフラ
HP : 早坂浮石, AK : 安家火山灰.
小田越山荘南方の登山道 (39° 32' 21" N, 141° 29' 54" E).

11. 6 現河床堆積物 (a)

分布 河床に沿って分布する堆積物である。各所に発達するが、厚さと広がりについて5万分の1地質図規模で表現可能な現河床堆積物の分布域は狭い。地質図では岳川と支流の小又川、閉伊川と支流の御山川、乙部川・赤沢川・中沢川沿いなどに示したのみである。

現河床との比高2～5mの位置に、いわゆる沖積段丘面が認められることがある。岳川沿いのこの面上には縄文後期～晩期(4,000年～2,500年前)の土器を出土する立石遺跡が存在し、この時期には成立していた地形面

であることが分かる。ただし、比高が小さいため洪水時にはこの面上に溢流する可能性もあるので、地質図においてはこの沖積(最下位)段丘堆積物も現河床堆積物に含めて表現した。

層厚・層相 河床部においてはしばしば先新第三系の露出が認められることから、砂防ダムの堆砂域などの特殊な部分を除けば、現河床堆積物の厚さが5mを越えるような箇所は限定される。ただし、土砂生産の活発な御山川では堆積物も厚く、10mを上回る箇所もある。現河床堆積物は、水流によって運搬され堆積したもので、礫を主体とし、砂やシルトを伴う。

第12章 地質構造

(川村寿郎・川村信人・内野隆之)

各地質系統における地層の層理面・劈開面、褶曲の軸面、及び各地質系統の配列を規制している境界断層は、概ね北北西-南南東方向から西北西-東南東方向を示し、それらが本図幅地域の大局的な地質構造を形成している。各地質系統における地層の層理面あるいは劈開面については、各章で既に記述してあるので、本章では各地帯の大局的な褶曲構造と、現在の地帯配列が形成された後に活動した断層で主要なものについて記述する。

12.1 褶曲

南部北上帯

本図幅地域及び南隣大迫図幅地域に分布する南部北上帯の古生界は、大局的には、南西方向に開いた盆状の複向斜構造に支配され(大上ほか, 1986)、下部白亜系の山屋層もその構造に加わっている。複向斜の褶曲軸面の走向は、シルル系~下部白亜系の地層の層理面の走向にほぼ平行かやや斜交した西北西-東南東方向または北西-南東方向を示す。複向斜の北翼部に分布するシルル系~石炭系では、数100 mの波長を持つやや閉じた寄生褶曲の向斜・背斜が繰り返す。複向斜の軸部近傍に分布するペルム系では、数100 m~1.5 kmの波長を持つ開いた向斜・背斜が繰り返す。この複向斜では、南翼側に発達する寄生褶曲の軸面が、北翼側のものよりも緩い傾斜を示す傾向にあるため、複向斜の褶曲軸面は南または南西側に倒れていると考えられる。特に、早池峰連山南麓に分布する石炭系の小田越層では、軸面が南側に倒れた倒立褶曲をなす。こうしたことから、永広ほか(1988)も指摘しているように、本図幅地域の南部北上帯では、南ないし南西フェルゲンツの向斜構造をなすと考えられる。

根田茂帯

地質図に表現可能な数100 m以上の波長を持つ褶曲(アンチフォーム・シンフォーム)が、南西部において認められる。これらの褶曲の軸面走向は、地層の層理面や劈開面の走向、及び根田茂帯内の断層の延びる方向にほぼ調和的な北西-南東方向を示す。両翼の層理面の傾斜は高角度であることから、これらの褶曲は急立した軸面で閉じた形態をなすとみられる。なお、露頭においても数mm~数10 mの波長を持つ褶曲が一般的にみられる。

北部北上帯

根田茂帯と同様に、数100~1 kmの波長を持つ褶曲(ア

ンチフォーム・シンフォーム)が繰り返す。ほとんどの褶曲の軸面走向は、西北西-東南東方向を示し、両翼の層理面の傾斜は高角度であることから、これらの褶曲は急立した軸面で閉じた形態をなすとみられる。なお、露頭においても数mm~数10 mの波長を持つ褶曲が一般的にみられる。

12.2 断層

12.2.1 北西-南東及び西北西-東南東系断層群

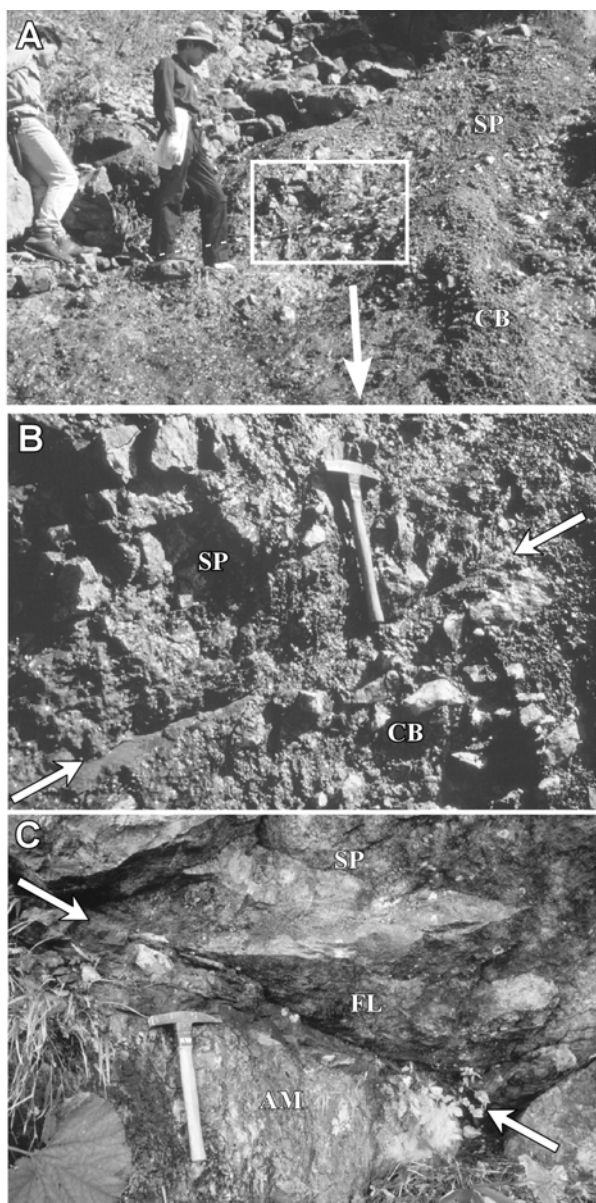
御山川断層(新称) 本図幅地域中央東部の御山川中流部西方から東隣川井図幅地域の小滝内沢上流内に至る西北西-東南東方向の断層であり、南部北上帯の神楽火成岩神楽岩体と根田茂帯の根田茂コンプレックスを境する。断層露頭は未確認であるが、御山川中流部の断層近傍に分布する根田茂コンプレックスには南に80~85°傾斜する劈開面が発達し、また、握沢(御山川支流)下流部の断層に沿って産する中岳蛇紋岩の岩塊にもほぼ垂直の劈開面が発達することから、御山川断層は高角と推定される。

高松沢断層 永広ほか(1988)により命名。本図幅地域中央東部の御山川上流部から、東方のアイオン沢(握沢支流)を経由し、高松沢(川井図幅地域)に至る西北西-東南東方向の断層である。本図幅地域では主に、南部北上帯の中岳蛇紋岩中岳岩体と神楽火成岩神楽岩体とを境する。断層露頭は未確認であるが、御山川やアイオン沢の断層南側に分布する蛇紋岩の劈開面は、北東に60~80°傾斜し、永広ほか(1988)でも高松沢においてN70°W, 80°Nの断層面が確認されていることから、高角度北傾斜の断層とみなされる。

早池峰衝上断層 大沢(1983)により命名。永広ほか(1988)は本断層について、深部では直立に近い傾斜をなすと推測し、単に早池峰断層と称した。しかし、本図幅地域のオルドビス系が島弧オフィオライトであるというShibata and Ozawa(1992)の考えに基づけば、本来層序学的下位に位置していた中岳蛇紋岩が、より上位の黒森山角閃岩や神楽火成岩類の上に低角断層を介し定置することから、本報告では衝上断層を重視し、大沢(1983)が命名した早池峰衝上断層を踏襲する。

本図幅地域南東部の折合沢(岳川支流)から東方の早池峰連山南麓を経由し、高松沢(川井図幅地域)まで追跡される。早池峰山周辺の中岳蛇紋岩中岳岩体と、黒森山角閃岩、神楽火成岩大沢沢岩体、名目入沢層、小田越

層とを境し、各々の構造的上位に中岳蛇紋岩中岳岩体が位置する。断層露頭は、奥鳥沢、タカブ沢及び大作沢で確認される(永広ほか, 1988)。奥鳥沢中流部では、北北西-南南東ないし北北東-南南西の走向で、西に10~20°傾斜した断層面を境として、上位の中岳蛇紋岩と下



第12.1図 早池峰衝上断層

- A: 上位の中岳蛇紋岩 (SP) と下位の石炭系小田越層 (CB) が低角度の断層面 (破線) を介して接する。奥鳥沢中流 (39° 32' 55" N, 141° 28' 33" E)。
- B: A の断層面 (矢印) の拡大。上位の蛇紋岩に下底部に剪断面がみられる。
- C: 上位の中岳蛇紋岩 (SP) と下位の黒森山角閃岩 (AM) が低角度の断層面 (FL) を介して接する。大作沢上流 (39° 33' 12" N, 141° 27' 25" E)。

位の石炭系小田越層が接する (第12.1図A・B)。また、上位の中岳蛇紋岩の下底部には、断層面とほぼ平行する剪断面が発達する。一方、大作沢上流部では、北北西-南南東ないし東西の走向で北東ないし北に20~40°傾斜した断層面が確認され、上位の中岳蛇紋岩と下位の黒森山角閃岩とが接する (第12.1図C)。

鞍沢断層 (新称) 根田茂帯と北部北上帯とを境する断層であり、永広ほか (1988) の「区界-川井断層」 (= 早池峰東縁断層) の一部に相当する。本図幅地域中央北部の兜明神嶽北方から、南東方の去石、鞍沢中流部、御山川中流部を経由し、高桧山北方の小滝内沢上流部 (川井図幅地域) に至る北西-南東ないし西北西-東南東方向の断層である。断層に沿って、中岳蛇紋岩の岩塊が一部にみられる。断層露頭は未確認であるが、直線状の伸びを示すことや、御山川中流部の断層に沿って産する蛇紋岩の劈開面が、南に80~90°傾斜することから、直立~高角度の断層と推定される。鞍沢断層はより新期に形成された西北西-東南東系の横ずれ断層群によって左にずらされている。

根田茂帯内の断層群 根田茂帯では、特に南部~西部において、中岳蛇紋岩や黒森山角閃岩及び神楽火成岩の岩塊~小岩体を伴う断層群が発達する。断層の方向は、北西-南東が卓越するが、南部北上帯との境界付近では、西北西-東南東方向が優勢となってくる。露頭で確認される断層の傾斜は、70~85°西ないし垂直を示す。また、断層に沿って産する蛇紋岩岩塊の劈開面の傾斜も、70°以上の高角度で西または東を示す。断層群の方向は、断層周囲に分布する根田茂コンプレックスの層理面及び劈開面の走向と調和的であることが多い。

下部白亜系 (山屋層) と南部北上帯古生界との境界断層群 白亜紀以降に活動した北東-南西系の断層であり、本図幅地域南西部に分布する下部白亜系の山屋層と、南部北上帯の古生界の各地質系統を境する。大迫町の黒沢 (稗貫川支流) 上流で、山屋層とペルム系の内川日層とを境する断層露頭が確認され、断層面は N68° W, 85° S を示すことから、本断層は高角南傾斜であると推定される。山屋層と古生界を境する他の断層においては、断層露頭は未確認であるものの、ほとんどが直線的な伸びを示すことから、断層面は高角傾斜と推定される。

12.2.2 北東-南西系断層群

本図幅地域において広範囲に認められる断層群であり、各地帯間の境界断層、各地帯内の層序単元境界断層、及び下部白亜系と古生界との境界断層を切ることから、本図幅地域で白亜紀以降に活動した最も新期の断層群と推定される。

折合沢断層 (新称) 折合沢 (岳川支流) から北東方へ直線的に伸び、毛無森の東側、ツボケ沢及び御山川の西側を通り北部北上帯まで達する。早池峰連山に分布する

中岳蛇紋岩中岳岩体の西方がこの断層により大きく制約され、断層西側には根田茂帯根田茂コンプレックスが広く分布する。断層露頭は未確認であるが、直線的な延びを示すことから、高角断層と推定される。

笛貫ノ滝断層（新称） 清廉の滝がある岳川支流の上流部から北東方に直線的に延び、岳川にある笛貫ノ滝の西

側を通り、中岳東方まで達する。本断層は、断層西側の中岳蛇紋岩中岳岩体・黒森山角閃岩・神楽火成岩類大作沢岩体・シルル系名目入沢層と、東側の石炭系小田越層とを境し、また早池峰衝上断層を切る。断層露頭は未確認であるが、直線的な延びを示すことから、高角断層と推定される。

(永田秀尚・中川 充)

13.1 資源地質

13.1.1 金属

早池峰山図幅地域には稼行中の金属鉱山はない。過去に稼行実績のある金属鉱山としては大ヶ生（大萱生）^{おおがゆう}金山が大規模なほか、小規模な金関連鉱山や砂金地が知られている。また、鉄・マンガンの鉱床も報告されている。以下、主に地質図上に標記した鉱山・鉱床について、岩手県鉱業会（1950）などに基づき記載する。

金・レアメタル鉱床

本図幅地域北部の宮古市区界では、^{くざかい}兜明^{かぶとみょうじんだけ}神嶽東に金・珪石の東田代鉱山と、その西に金・タングステン・珪石の区界鉱山が知られている。根田茂コンプレックス及び花崗岩類区界岩体中に発達する石英脈鉱床で、東田代鉱山の石英脈はN10°Wの走向を示すことが採掘跡から推定されている（通商産業省資源エネルギー庁、1994）。金属の稼行量についての正確な報告はなく、「相当量」や「盛況」（川井村役場、1962）から推し量るのみである。一方珪石に関しては、東田代鉱山で昭和34～37年に約6,000tの精鉱量が記録されている（高橋・南部、2003）。

本図幅地域北西部の盛岡市大ヶ生には、大ヶ生鉱山（大萱生^{しむわ}鉱山）が存在していた。坑口によって黒森鉱山、万寿坑、紫波鉱山とも呼ばれた。主に金・銀を出鉱し少量の銅やタングステンも産出した。沿革は古く数百年前に遡るが、近代の開発は明治36（1903）年の廃坑発見に始まり、幾多の変遷を経て昭和10年代に生産の最盛期を迎えた。昭和10～17年の生産量は、金396kg、銀350kgである。戦後も探鉱は続いたが、好結果を得られず、昭和43（1968）年に休山した（日本金山誌編集委員会、1992）。現在、坑口付近が産業遺跡などとして利用されている（第13.1図）。

大ヶ生鉱山の鉱床は、花崗岩類大ヶ生岩体南縁に分布する神楽火成岩類中の断層帯に沿って発達する含金石英脈で、その走向はN30°W、傾斜は30～40°Wである。走向方向に1km、傾斜方向に400mの延長があり、脈幅の平均は約2mである（高橋・南部、2003）。鉱石鉱物は、自然金、輝銀鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、硫砒鉄鉱で、二次富化鉱物が認められる（渡邊、1936）。周辺地域では希少金属鉱物資源賦存状況調査が行われ、鉱床の形成に関連すると考えられている大ヶ生岩体の全岩K-Ar年代は126 ± 4 Maと報告された（通商産業省資源エネル

ギー庁、1995）。

紫波町船久保には金・タングステンを産した^{めうし}女牛^{めうし}鉱山が知られている。名目入沢層の泥岩を母岩とする含灰重石金石英脈鉱床で、N30°W、70～80°SWの走向・傾斜を示し、数cmから1m位の脈幅で断続する。金の品位は8g/t程度を主体とし、周辺部は網状鉱染鉱床に移化して品位が下がる。坑内では船久保層の石灰岩に相当すると思われる石灰岩を挟在する。本鉱床は、前期白亜紀の深成岩の活動に伴う中～高熱水性割れ目充填金タングステン石英脈の典型と考えられている（高橋・南部、2003）。

南隣の大迫図幅内には、同じ型の早池峰鉱山（朴^{うす}鉱山・朴ノ木^{うすのき}鉱山・大佐内^{おおさうち}鉱山・佐比内^{さひうち}鉱山）があり、試掘鉱区が本図幅地域の南西部に分布する内川目層の中沢川上流部に一部掛かっている。

花巻市大迫町の早池峰山周辺には、江戸時代初期以降の記録に、早池峰、鶏頭、久出内、猫底、離森、飛内、岩船山の各金山の名前がある。明治時代以降の試掘鉱区設定事実もあるが、開発には至っていない。また砂金地は、本図幅地域の岳川水系に20近く（大迫町史編纂委員会、1985）、紫波町の佐比内や赤沢川上流部にも相当あった（紫波町、1984）。これらは産出量や位置に関して正確に特定できる情報に乏しいため、地質図に記載していない。

層状（含マンガン）鉄鉱床

盛岡市東部の根田茂・中村～^{いさござわ}砂子沢^{いさござわ}周辺には含マンガ



第13.1図 大ヶ生鉱山万寿坑跡

現在は産業遺跡として利用されている。板山地区虫壁（39°36′00″N、141°15′22″E）。

ン層状磁鉄鉱・赤鉄鉱鉱床が点在している。これらのうち、砂子沢鉱山（蔵手沢鉱床群）は江戸時代南部藩時代よりその存在が知られていたが、実際に開発されたのは第二次大戦直前の昭和14年からであった。最盛時は2,000 t/月の生産で総計10万t程度（Fe平均品位：38～43%）の出鉱を記録しているが、終戦とともに休止した。周囲のタタラ・ヨロベツ・日草場鉱床は小規模だが戦時中わずかな出鉱があった。赤紫沢・沢向い鉱床に出鉱の記録は無く、中村・金山沢鉱床も生産の詳細は不明である（通商産業省資源エネルギー庁、1960）。

これらの鉱床は、根田茂コンプレックス中の剪断された泥岩類、玄武岩火山碎屑岩、赤色チャートに介在しレンズ状に胚胎する。いずれの鉱体も根田茂コンプレックスの一般走向と調和的な走向（概ねN30°W）を示す。鉱石鉱物は、赤鉄鉱がほとんどで磁鉄鉱は稀である。最上質鉱石の全鉄量は60%を越えるが、量的には1割程度を占めるに過ぎない。マンガンは例外を除き1%以下の品位である（吉村、1942）。

13.1.2 非金属

石灰石鉱床

紫波町船久保に産する石炭系船久保層の石灰岩は、1970年から産業用炭酸カルシウム（タンカル）や土木骨材用として小規模に開発された（白竜事業所、1973）。1971年より現在まで白竜石灰化工（株）が白竜鉱山として石灰岩の露天掘りによる採掘をはじめ、粉碎・焼成・消化による製品化までを現地で行っている。月産2万t程度の生産を続けており、埋蔵鉱量として約5,000万tが見積もられている（白竜鉱山、1978）。

鉱体の石灰岩は泥岩中に挟在し、層厚が200mである。北北西-南南東の走向で急傾斜の向斜構造を示し、約1,200mに渡って延長する。紫波町杉町南東の山腹部及び北方の平坦部の2箇所において、ほぼ同規模で採掘されている。石灰石は灰白色緻密、鉱石としての品位は不純物が少なく、CaO=55.4、MgO=0.3、Fe₂O₃=0.1、Al₂O₃=0.1、SiO₂=0.5、P₂O₅=0.05（wt%）と報告されている（白竜鉱山、1994）。この組成は、ドロマイト分が少ない南部北上帯の石灰岩（五十嵐・藤貫、2001）の中でも際だって良質である。

採石

本図幅地域に2011年現在稼行中の採石場は4箇所ある。また、早池峰ダム建設の際の原石山2箇所を休止採石場として表記した。

盛岡市大ヶ生では花崗岩類及びマサを、紫波町船久保（紫波砕石）では山屋層の泥岩（現場岩石名：粘板岩）を、花巻市大迫町黒沢（サイワ興業）では内川目層の泥岩とそれを貫く安山岩の岩脈を、花巻市大迫町小呂別（丸和工業）では山屋層の泥岩（現場岩石名：粘板岩）を、それぞれ建設・土木工事用として採取している。早池峰ダ

ムの原石山は主に折壁峠層落合砂岩礫岩部層の礫岩・砂岩を用いた。

13.2 土 木 地 質

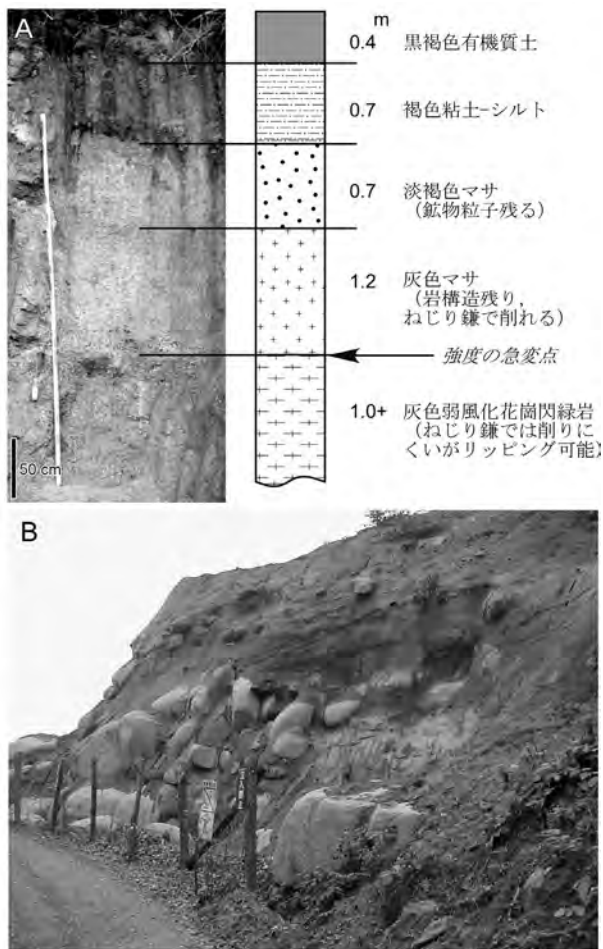
13.2.1 地盤の土木地質的な記述

本図幅地域内に分布する表層地盤の構成物質は、土木地質学的な性状は以下のようにまとめられる。

堆積岩類・オールドビス系火成岩類 中・古生界の堆積岩類及びオールドビス系の火成岩類（蛇紋岩や苦鉄質岩など）は、風化・破碎による劣化部を除けば工学的な「硬岩」（一軸圧縮強度で10～20MPa以上）に属する。地表付近では一般に数cmから数10cm間隔で層理面・劈開面・節理面といった不連続面が発達する。特定の不連続面が卓越するというよりは、岩盤としては異方性をもたない塊状岩盤を構成することが多いが、北部北上帯においては劈開面の発達が良く、層状の岩盤とみなすのが妥当である場合もある。古生界における地質分布の予測性（永田、1990）は、整然相（南部北上帯シルル系～ペルム系）では相対的に大きく、破断相・混在相（根田茂帯や北部北上帯の多く）では小さい。岩相変化に富む下部白亜系山屋層の予測性も小さい。整然相であっても小断層や褶曲構造が存在するため、地質の分布はそれほど単純ではない。

南部北上帯の古生界の風化断面は、早池峰ダムの堤体及び原石山で得られている（岩手県、2001）。また、紫波町船久保の採石場（紫波採石）においても風化断面が観察される。早池峰ダムサイト（39°31'50"N, 141°20'28"E）では、地表から最大約20mまでの深度が、折壁峠層砂岩の強風化帯～風化帯となっている。標高が高いほど風化帯が厚い傾向にある。早池峰ダム原石山（39°32'05"N, 141°21'34"E）では、折壁峠層落合砂岩礫岩部層の砂岩・礫岩が全体的に酸化・脆弱化した強風化帯が深度5m程度まであり、その下部の割れ目に沿って酸化が進行した弱風化帯が10～30m存在する。紫波町船久保の採石場（39°33'42"N, 141°14'35"E）では、山屋層の凝灰岩が深度約20mまで強風化し、変色しているのが観察される。

貫入岩 遠野花崗閃緑岩及び花崗岩類やデイサイト～安山岩も工学的には「硬岩」に属する。新鮮な岩盤では中・古生界の岩石より不連続面の頻度が小さく、良好な塊状岩盤をなす。地表面近くの花崗岩類はしばしば「マサ」と呼ばれる風化形態を示し、構成粒子間の結合力が低下して岩塊の強度が低下する。本図幅地域の深成岩でもマサ化が認められる。花巻市大迫町黒森東方の林道（39°30'06"N, 141°24'39"E）でみられる遠野花崗閃緑岩（粒径1～2mm）周縁部では、第13.2図Aに示すような風化断面が得られた。深度3.5mにおいても岩石強度は低下しており、重機による掘削が可能なことから、新鮮



第 13. 2 図 深成岩の風化断面

- A：遠野岩体における風化断面。マサ化の程度が下位に向かって弱くなってゆく。各風化帯の厚さは変化する。大迫町黒森東方 (39° 30′ 06″ N, 141° 24′ 39″ E)。
- B：下部白亜系花崗岩類の大ヶ生岩体における風化断面。崖の高さは約 7 m。垂直に近い 2 方向及び低角度の節理面沿いに風化が進み、それを免れた核岩が立方体～楕円体状の形態で残っている。紫波町大ヶ生 (39° 37′ 22″ N, 141° 15′ 42″ E)。

な岩盤は更に大きな深度にあると予想される。下部白亜系花崗岩類のうち大ヶ生岩体では、大ヶ生の採石場 (39° 37′ 22″ N, 141° 15′ 42″ E) において、地表から 7 m 程度の風化断面が観察された。約 3 m の深度までは完全にマサ化が進んでいるが、それより深部では節理面に沿ったマサ化が進行し、1～2 m 大の核岩 (コアストーン) を残すような風化の形態を示している (第 13. 2 図 B)。同じ大ヶ生岩体でも南野では、少なくとも 5 m にわたって全面的にマサ化した露頭がある。

第四系 これらはほとんど固結しておらず、土木的には土砂として一括できる。

13. 2. 2 岩石・岩盤物性

岩石・岩盤物性については、岳川に建設された高さ 73.5 m の早池峰ダムサイト及び原石山 (ともに折壁峠層落合砂岩礫岩部層に相当) において多くの成果が得られている (岩手県, 2001)。

岩石強度・物性 原石山における折壁峠層落合砂岩礫岩部層の新鮮な礫岩・砂岩で、表乾比重 2.68～2.73, 吸水率 0.1～0.2%, P 波伝播速度 6.12～6.61 km/s, 一軸圧縮強度 76～192 MPa である。

岩盤の弾性波速度 ダムサイトにおける弾性波探査によれば、基盤速度層の P 波速度として 4.3～4.6 km/s が得られており、その上面深度は 5～30 m である。原石山では基盤速度層は 4.9～5.1 km/s の P 波速度を示す。この速度層までの深度は 10～30 m である

岩盤強度 ダムサイトにおける原位置剪断試験による岩盤の剪断強度は、堤敷のほとんどを占める CH 級 (ほぼ新鮮で良好) 岩盤で $\tau = 2.62 \sim 3.06 \text{ MPa} + \sigma \tan 53^\circ$, CM 級岩盤で $\tau = 1.73 \text{ MPa} + \sigma \tan 45^\circ \sim 2.76 \text{ MPa} + \sigma \tan 52^\circ$ という結果が得られている。

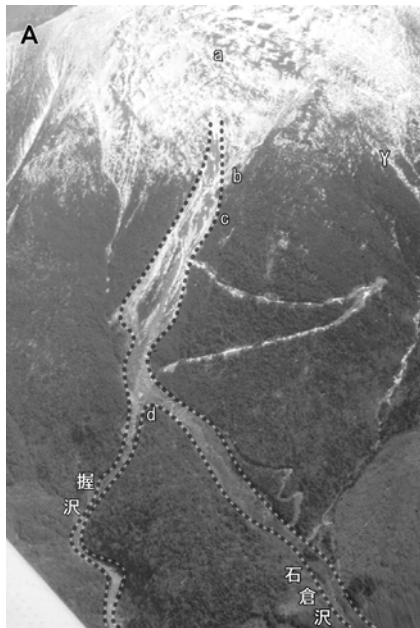
13. 3 災害地質

これまでの記録 (水利科学研究所, 1976; 盛岡地方気象台・岩手県, 1979; 佐藤, 1983; 川井村, 1995) によれば、1600 年以降、閉伊川流域では 50 回以上の洪水が発生している。これらの洪水を引き起こした豪雨などによって、各地で崩壊などが発生したものと推定される。また、閉伊川流域で強雨による災害が発生した場合には、隣接する稗貫川流域でも同様の災害が起きている。時期的には、夏季～秋季の台風及び融雪期の強雨が災害の誘因となっていることが多い。本報告で地形区分 II a (第 1. 1 表及び第 1. 4 図参照) に相当する地形区では深い谷が形成されており、2～3 年に 1 度程度の強雨で崩壊することがあるとされる (田村, 1997)。

アイオン沢崩壊 アイオン沢崩壊については、木立 (1951), 村井 (1954), 佐藤 (1983), 田村ほか (1986), 岩井・小原 (1992), 高杉・岩井 (1993) などの報告がある。以下にこれらをまとめて記述する。

この崩壊は 1948 (昭和 23) 年 9 月 16 日～17 日にかけてこの地方を襲ったアイオン台風による豪雨によって引き起こされた。両日の降水量は 20 時間で 350 mm 以上 (推定 500 mm) であったとされる。この降水量はこの地区の 9 月 1 ヶ月分にほぼ相当する。

崩壊の発生地点は早池峰山北斜面の石合沢の標高 1,600 m 付近 (森林限界付近) である。崩壊面積は 28 ha とされている。標高 1,400 m 付近の凹地に流水が集中してダムアップされ、それが崩壊につながったと考えられている。崩壊土砂約 70 万 m³ は土石流となって流下し、小尾根を破壊して握沢に合流 (このために崩壊発生後「ア



第13.3図 早池峰山北方斜面のアイオン沢崩壊
 A：斜め空中写真（1988年5月撮影）。発生域はa付近（積雪のため不明瞭）。崩壊土砂はb付近で沢に流入し、堆積していた厚い土砂を巻き込みながら流下した。d付近で低い尾根を乗り越え、地山を削剥しながらほぼ直進して握沢に達した。一部はもともとの沢筋（石倉沢）を流下している。c付近にはその後発生した崩壊もみられる。Yは閘間沢崩壊の発生位置。
 B：d地点付近(39° 34' 42" N, 141° 28' 47" E)から上流側を望む（1985年10月撮影）階段状に砂防ダムが建設されている。沢筋のみならず、両袖部も岩屑からなっている。数m大の巨礫も所々に認められる。厚い岩屑は上流部まで続いている。沢に沿っては樹齢の若い林となっており、継続的な土砂移動が起こっていることが推察される。



第13.4図 早池峰山南面の崩壊
 A：奥鳥沢崩壊の発生地点 (39° 33' 26" N, 141° 28' 40" E)。崩壊深は浅く滑落崖が不明瞭。
 B：コメガモリ沢崩壊（登山道東側のもの）の発生地点 (39° 33' 13" N, 141° 29' 22" E)。崩壊深は浅いが滑落崖がわずかに認められる。
 C：下流から見たコメガモリ沢崩壊 (39° 33' 16" N, 141° 29' 13" E)。小尾根の分岐点直下から発生している。（撮影はいずれも2001年10月）

イオン沢」の名称が与えられた), 御山川沿いに 6 km 以上下流の閉伊川合流点まで達して本流を堰き止めた. 更にこれが決壊して洪水が 2 波にわたって宮古市沿岸域まで達し, 死者 106 名を出す災害となった.

発生地点での表層土砂厚は 1.5 m と薄い. 一旦発生した土石流が, 流下に従って沢底などの土砂を巻き込み, 急速に成長していったものと推定される (第 13. 3 図).

アイオン沢においては, 1980 年 5 月 21 日にも, 台風 3 号による豪雨と融雪によって, 標高 1,300 m 付近の左岸小沢で崩壊が発生した. 崩壊地の規模は 1.5 ha, 土砂量は 25,000 m³ とされる. この崩壊も土石流となったが, これは下流の砂防ダム群によって停止させられた.

御山川流域のその他の崩壊及び岳川流域の崩壊 1948 年アイオン台風及びその前年のカスリン台風によって,

アイオン沢の崩壊のほかにも御山川流域 (闇隅沢・握沢・滝ノ沢・御山川両岸など) や岳川流域 (コメガモリ沢・奥鳥沢など) で多数の表層崩壊が発生した (村井, 1954).

これらの崩壊の多くは, アイオン沢崩壊と同様に, 森林限界付近から発生している. 崩壊発生に関与した岩屑の厚さは 1~2 m と薄い (第 13. 4 図). 崩壊地はしばしば発生地点を頂点とするくさび形の平面形を示し, 素材は異なるが点発生タイプの雪崩 (日本雪氷学会, 1998) に類似している. 発生地点の地質はほとんどの場合, 蛇紋岩であり, この点を特異であるとする意見がある (村井, 1954; 小貫, 1981). 一方, 周氷河環境下で生産された多量の岩屑の面的な分布が表層崩壊の素因であるとの見解もある (田村, 1997).

文 献

- 浅井 宏 (1955a) 北部北上山地早池峯山附近の岩石 (超塩基性岩の変成現象). 岩鉱, vol. 39, p. 59-67.
- 浅井 宏 (1955b) 早池峯山附近の塩基性岩中に産する電気石. 岩鉱, vol. 39, p. 118-126.
- 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火成活動史. 地質雑, vol. 88, p. 983-999.
- 鎮西清高 (2005) 北上山地西縁部の丘陵地-北上山地の隆起と新第三紀層の堆積. 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編, 日本の地形3 東北, 東京大学出版会, 東京, p. 100-105.
- 地質調査所 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類-岩石記載と帯状配列-. 地質調査所報告, no. 251, 工業技術院地質調査所, 139p.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. and Ryberg, P. T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bull.*, vol. 94, p. 222-235.
- 江原真伍 [Yehara, S.] (1911) 北上山系の地貌に就て (雑報). 地質雑, vol. 18, p. 274.
- 永広昌之 (1977) 日誌-気仙沼断層-とくにその性格と構造発達史的意義について-. 東北大学理地質古生物学研究邦文報告, vol. 77, p. 1-37.
- 永広昌之 (1989) 5ペルム系. 生出慶司・中川久夫・蟹澤聰史編, 日本の地質2 東北地方, 共立出版, 東京, p. 23-31.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) II. 1.1 東北地方, 中・古生界, 概説および構造帯区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版, 共立出版, 東京, p. 49-50.
- 永広昌之・小守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之 (2010) 北部北上帯付加体中の海山石灰岩からの石炭紀アンモノイド・サンゴ化石. 地質雑, vol. 116, p. 219-228.
- 永広昌之・野木大志・森 啓・川島悟一・鈴木紀毅・吉原 賢 (2001) 北部北上山地, 葛巻-釜石帯の石灰岩礫岩より六放サンゴ化石の産出とその意義. 地質雑, vol. 107, p. 531-534.
- 永広昌之・大石雅之 (2003) 早池峰山周辺地域の地質研究史および地質概説. 岩手県博研究報告, no. 21, p. 1-14.
- 永広昌之・大石雅之・大上和良・山崎 円・越谷 信・兼子尚知 (1986a) 早池峰山自然環境保全地域及び周辺地域の地質 (固結岩類). 早池峰山自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, p. 57-78.
- 永広昌之・大上和良・蟹澤聰史 (1988) “早池峰構造帯”研究の現状と課題. 地球科学, vol. 42, p. 317-335.
- 永広昌之・鈴木紀毅 (2003) 早池峰構造帯とは何か-早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱-. 構造地質, no. 47, p. 13-21.
- 永広昌之・高泉幸浩 (1992) 南部北上山地の鳶ヶ森層より産出した後期デボン紀および前期石炭紀アンモナイト化石とその層位学的意義. 地質雑, vol. 98, p. 197-204.
- 永広昌之・田沢純一・大石雅之・大上和良 (1986b) 北上山地, 早池峰山南方の小田越層 (新称) よりシルル紀腕足類 *Trimerella* の発見とその意義. 地質雑, vol. 92, p. 753-756.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅 (2008) 安家-久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. 地質雑, vol. 114 補遺, p. 121-139.
- 遠藤隆次 (1924) 北上山地南部地方に於ける古生層の層序に就きて. 地質雑, vol. 31, p. 230-249.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. 244p. Cambridge University Press.
- Fujimaki, H. and Yomogida, K. (1986a) Petrology of Hayachine ultramafic complex in contact aureole, NE Japan (I), primary and metamorphic minerals. *Jour. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 81, p. 1-11.
- Fujimaki, H. and Yomogida, K. (1986b) Petrology of Hayachine ultramafic complex in contact aureole, NE Japan (II) metamorphism and origin of the complex. *Jour. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 81, p. 59-66.
- 白竜事業所 (1973) 白竜石灰化工株式会社白竜事業所, 石灰石, no. 142, p. 50-52.
- 白竜鉱山 (1978) 白竜石灰化工株式会社白竜鉱山, 石灰石, no. 176, p. 8-11.
- 白竜鉱山 (1994) 白竜石灰化工株式会社白竜鉱山, 石灰石, no. 267, p. 2-7.
- 濱野幸治・岩田圭示・川村信人・北上古生層研究グループ (2002) 早池峰帯緑色岩中の赤色チャートから得られた後期デボン紀コノドント年代. 地質雑, vol. 108, p. 114-122.
- Higaki, D. (1980) Tephrochronological study of slope deposits in the Northeastern Kitakami Mountains. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, vol. 30, p. 147-156.
- 桧垣大助 (1987) 北上山地中部の斜面物質移動期と斜面形成. 第四紀研究, vol. 26, p. 27-45.
- 広川 治・吉田 尚 (1954) 5万分の1地質図幅「人首」および同説明書. 地質調査所. 33p.
- 広川 治・吉田 尚 (1956) 5万分の1地質図幅「大迫」および同説明書. 地質調査所. 31p.
- 五十嵐俊男・藤貫 正 (2001) 日本の炭酸塩岩の化学組成 (3) -北海道・東北日本, 新第三系の炭酸塩岩および琉球石灰岩-. 石灰石, no. 310, p. 10-22.
- 今西 茂 (1944MS) 北上山地西部日詰東方地区の地形地質に就て. 東北大学理学部地質学古生物学卒業論文.
- 井上克弘 (1978) 秋田駒ヶ岳火山噴出物の¹⁴C年代. 地球科学, vol. 32, p. 221-223.

- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, vol. 27, p. 293-305.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下 敦・大藤 茂 (2010) 日本列島の地体構造区分再訪-太平洋型 (都城型) 造山帯構成单元および境界の分類・定義-. 地学雑誌, vol. 119, p. 999-1053.
- 岩井国彦・小原和正 (1992) 早池峰山 (アイオン沢) の現状と復旧計画について. 青森営林局業務研究発表集録, no. 45, p. 196-201.
- 岩手県 (1956) 岩手県地質説明書Ⅱ.
- 岩手県 (2001) 早池峰ダム工事誌, 岩手県花巻地方振興局・早池峰ダム建設事務所. 744p.
- 岩手県鉱業会 (1950) 岩手県鉱山史. 502p.
- 岩手県土木部 (1954) 岩手県地質図.
- 岩手県土木部 (1984) ダム技術者のための岩手の地質. 250p.
- Jones, D. L., Howell, D. G., Coney P. J. and Monger J. W. H. (1983) Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in Western North America. In Hashimoto M. and Uyeda S., eds. *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, p. 21-35, Terrapub, Tokyo.
- 神谷 泉・田中耕平・長谷川裕之・黒木貴一・早田靖博・小田切聡子・政春尋志 (1999) 傾斜量図の作成とその応用. 情報地質, vol. 10, p. 76-79.
- 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.
- Kanisawa, S. (1983) Chemical characteristics of biotites and hornblendes of late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks in Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.* no. 159, p. 129-134.
- 蟹澤聰史・永広昌之 (1997) 南部北上帯西縁部の先デボン紀正法寺閃緑岩-その岩石学と K-Ar 年代-. 岩鉱, vol. 92, p. 195-204.
- 蟹澤聰史・永広昌之・大上和良 (1992) 松ヶ平-母体変成岩類中の角閃岩類の K-Ar 年代とその意義. 岩鉱, vol. 87, p. 412-419.
- 蟹澤聰史・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.
- 蟹澤聰史・吉田武義・石川賢一・青木謙一郎 (1986) 北上山地・遠野花崗岩体の地球化学的研究, 東北大核理研研究報告, vol. 19, p. 251-264.
- 加納 博・秋田大花崗岩研究グループ (1978) 花崗岩プルTONの構造岩石学 (1) -北上山地のしずく形プルTON-. 岩鉱, vol. 73, p. 97-120.
- 片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩, 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, 地調報告, no. 251, p. 121-123.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹澤聰史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の带状区分. 岩鉱, vol. 65, p. 230-245.
- Kato, M., Haga, S. and Kawamura, M. (1979) Stratigraphy, Silurian. In Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M., eds., *The Abean Orogeny*, Tokai Univ. Press, Tokyo, p. 56-59.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川井村 (1995) 北上山地民俗資料館 ガイドと資料目録. 326p.
- 川井村役場 (1962) 第三編, 第六章商工鉱業. 川井村郷土誌, 上巻, p. 986-992.
- Kawamura, M. (1980) Silurian halysitids from the Shimoarisu district, Iwate Prefecture, northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, vol. 19, p. 273-303.
- 川村信人 (1983) 南部北上山地のシルル系奥火の土層と先シルル紀花崗岩体. 地質雑, vol. 89, p. 99-116.
- 川村信人 (1985a) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序 (その1): 世田米亜帯下有住地域. 地質雑, vol. 91, p. 165-178.
- 川村信人 (1985b) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序 (その2): 世田米亜帯横田地域. 地質雑, vol. 91, p. 245-258.
- 川村信人 (1985c) 南部北上帯世田米地方の石炭系岩相層序 (その3): 大股亜帯加芳沢~生出地域. 地質雑, vol. 91, p. 341-342.
- Kawamura, M., Kato, M. and Kitakami Paleozoic Research Group (1990) Southern Kitakami Terrane. In Ichikawa, K. et al., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan (Publ. IGCP Project No.224)*, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, p. 249-279.
- 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. 371-378.
- 川村信人・緒方 達・中井 均・永田秀尚・田近 淳 (1980) 南部北上山地, 世田米地域から発見された変成岩ゼノリス. 地質雑, vol. 86, p. 477-480.
- 川村信人・内野隆之・北上古生層研究グループ (1999) “早池峰帯”の岩相構成と内部構造. 第106年学術大会 (名古屋) 講演要旨, p. 179.
- Kawamura, M., Uchino, T., Gouzu, C. and Hyodo, H. (2007) 380 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the high-P/T schists obtained from the Nedamo Terrane, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 113, p. 492-499.
- 川村寿郎 (1983) 南部北上山地日頃市地方の下部石炭系 (その1): 日頃市層の層序. 地質雑, vol. 89, p. 707-722.
- 川村寿郎 (1984) 南部北上山地日頃市地方の下部石炭系 (その2): 砂岩・石灰岩について. 地質雑, vol. 90, p. 831-847.
- 川村寿郎 (1987) 南部北上帯北縁部の石炭系. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 280.
- 川村寿郎 (1997) 南部北上帯の石炭系 地質図の公表. 加藤誠教授退官記念論文集, p. 215-228.
- 川村寿郎・井龍康文・川村信人・町山栄章・吉田孝紀 (1996) 南部北上古生界標準層序と“早池峰構造帯”. 日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書, p. 59-97.
- 川村寿郎・川村信人 (1989a) 南部北上帯の石炭系 (その1) 層序の総括. 地球科学, vol. 43, p. 84-97.
- 川村寿郎・川村信人 (1989b) 南部北上帯の石炭系 (その2): 構成岩類の形成環境. 地球科学, vol. 43, p. 157-167.
- 川村寿郎・川村信人・加藤 誠 (1985) 南部北上山地世田米-雪沢地域の下部石炭系大平層・鬼丸層. 地質雑, vol. 91, p.

- 851-866.
- 川村寿郎・北上古生層研究グループ (2000) “小田越層”の帰属と層序区分-5 万分の1 地質図幅「早池峰山」の地域地質 (その2) - 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, p. 72.
- 川村寿郎・中井 均・川村信人 (1984) 南部北上帯北縁部におけるシルル紀化石新産地. 地質雑, vol. 90, p. 61-64.
- 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 -. 岩鉱, vol. 53, p. 143-154.
- 菊池強一・榎垣大助・吉永秀一郎 (1981) 北上山地東部に分布する縄文前期火山灰について (要旨), 東北地理, no. 33, p. 57-58.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1973) 昭和 47 年度広域調査報告書「遠野地域」. 通商産業省, p. 1-46.
- 北上古生層研究グループ (1982) 南部北上帯の先シルル紀基盤. 地質学論集, no. 21, p. 261-281.
- 小林文夫 (1973) 中部石炭系長岩層について. 地質雑, vol. 79, p. 69-78.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa Orogenic cycle and its bearing on the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec.2*, vol. 5, p. 219-578.
- 木立正嗣 (1951) 早池峰山・御山川流域の地質構造と崩壊に就いて. 日本林学会東北支部会誌, no.1, p. 61-66.
- Le Maitre (2002) *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. 2nd Edition. 236p. Cambridge University Press.
- 町田 洋・新井 房夫 (2003) 新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 丸山孝彦・三浦英行・山元正継 (1993) 北上山地, 後期中生代火成岩類の Sr 同位体初生値について. 秋田大鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 58, p. 29-52.
- 丸山孝彦・三浦英行・山元正継・浅川公敬 (1996) 北上山地・遠野火成岩体の花こう岩類の Rb-Sr 全岩年代. 秋田大鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 61, p. 31-49.
- 松岡 篤 (1988) 北部北上帯 (狭義) よりジュラ紀古世放射虫化石の発見. 地球科学, vol. 42, p. 104-106.
- 御子柴 (氏家) 真澄・蟹澤聡史 (2008) 北上山地, 遠野複合深成岩体の岩石化学的特徴. 地球科学, vol. 62, p. 183-201.
- 湊 正雄 (1941) 岩手縣氣仙郡世田米地方の下部石炭系に就て. 地質雑, vol. 48, p. 469-490.
- 湊 正雄 (1942) 北上山地に於ける先坂本澤階 (Pre-Sakmarian) 不整合と其の意義. 地質雑, vol. 49, p. 47-72.
- 湊 正雄 (1944) 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海に就いて. 地質雑, vol. 51, p. 169-187.
- Minato, M. (1944) Phasen analyse der Gebirgsbildungen der palaeozoischen Area im Kitakami-Gebirge (nortostliches Honshyu, Japan). *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, p. 151-180.
- 湊 正雄 (1950) 北上山地の地質. 地団研専報, no. 5, p. 1-28.
- 湊 正雄 (1966) 南部北上山地の古生界と安部族造山運動. 松下進教授記念論文集, p. 143-159.
- 湊 正雄・橋本誠二・陶山國男・武田裕幸・鈴木淑夫・木村昭二・山田一雄・垣見俊弘・市川輝雄・末富 宏 (1953) 世田米地方の石炭紀層の層序と化石帯 (本邦古生代層の比較構造的ならびに比較岩相論的検討 其の 8). 地質雑, vol. 59, p. 385-399.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M., eds. (1979) *The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern, Japan*. Tokai Univ. Press, 427p.
- 湊 正雄・武田裕幸・加藤 誠・橋本 徹 (1959) 本邦古生層中の火山岩類について: 第 1 報 ゴトランド・デヴォン系. 地質雑, vol. 65, p. 71-79.
- 箕浦幸治 (1983) 北上北帯の地質. 月刊地球, vol. 5, p. 480-487.
- Mori, K., Okami, K. and Ehiro, M. (1992) Paleozoic and Mesozoic sequences in the Kitakami Mountains (29th IGC Field Trip A05). In Adachi M. and Suzuki K., eds., *29th IGC Field Trip Guide Book, 1, Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of the Japanese Island Arcs*, p. 81-114. Nagoya University, Japan.
- 森 啓・田沢純一 (1980) 模式地における下部石炭系日頃市層からビゼー期四射サンゴ類・腕足類化石の発見とその意義. 地質雑, vol. 86, p. 143-146.
- 盛岡地方気象台・岩手県 (1979) 岩手県災異年表.
- Moriya, S. (1972) Low-grade metamorphic rocks of the northern Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 3rd Ser.* vol. 11, p. 239-282.
- 村井貞允 (1954) 岩手県に於ける水害と地形地質との関係に就いて. 岩大工研報. no. 4, p. 78-90.
- 村井貞允・大上和良・工藤春男 (1983) 岩手県における珪石資源調査報告書. 岩手県.
- 村田正文・蟹澤聡史・植田良夫・武田信従 (1974) 北上山地シルル系基底と先シルル系花崗岩体. 地質雑, vol. 80, p. 475-486.
- 永田秀尚 (1990) 予測性の観点からの地質体の分類と記述. 応用地質, vol. 31, p. 29-36.
- 永田秀尚・北上古生層研究グループ (1997) 西南部北上山地における松ヶ平-母体帯の地質構成-猿沢・大鉢森地域の例. 加藤誠教授退官記念論文集, p. 161-173
- 中江 訓 (2000) 付加複合体の区分法と付加地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, p. 1-15.
- 中江 訓・鎌田耕太郎 (2003) 北部北上帯「陸中関」地域から産出した後期ジュラ紀放射虫化石. 地質雑, vol. 109, p. 722-725.
- 中川久夫・蟹澤聡史・永広昌之・長谷川四郎 (1989) 第 1 章 総説. 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, p. 1-6.
- 中川 充・北上古生層研究グループ (2003) 古生代付加体早池峰帯の構造層序と南部北上帯: 5 万分の 1 「早池峰山」図幅の地域地質 (その 5). 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, p. 220.
- 中井 均・北上古生層研究グループ (1986) 南部-北部北上帯“境界地域”の地質: その 3, 川井地域の“早池峰構造帯”. 日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨, p. 235.
- 中井 均・田近 淳・川村信人・永田秀尚・川村寿郎 (1980) 南部北上山地, 八日町-小松峠地域のシルル-デボン紀化石新

- 産地. 地質雑, vol. 86, p. 356-358.
- Nakamura, Y. (1963) Base levels of erosion in the central part of the Kitakami Muntailand. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, vol. 12, p. 85-109.
- Nakamura, Y. (1964) Relief distribution in the northern part of the Kitakami Mountains. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, vol. 13, p. 115-133.
- 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, 東京, 68p.
- Naumann, E. (1881) Über das Vorkommen von Triasbildungen im nordlichen Japan. *Jb. Geol. Reichsanst. Wien*, vol. 31, p. 519-528.
- 新川 公 (1983) 南部北上山地地鬼丸層の化石層序の対比: その1 地質と化石層序. 地質雑, vol. 89, p. 347-347.
- 日本地すべり学会 (2004) 地すべり-地形地質的認識と用語-, 日本地すべり学会, 318p.
- 日本規格協会 (2008a) JIS A 0204: 地質図-記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示. 98p.
- 日本規格協会 (2008b) JIS A 0205: ベクトル数値地質図-品質要求事項及び主題属性コード. 142p.
- 日本金山誌編集委員会 (1992) 57. 大萱生鉦山. 日本金山誌第3編東北, p. 94-97.
- 日本雪水学会 (1998) 日本雪水学会雪崩分類. 雪水, vol. 60, p. 437-444.
- 西村幸一・丸山孝彦・山元正継・浅川公敬 (1999) 南部北上帯, 遠野複合深成岩体の中心相と主部相の関係. 地質学論集, no. 53, p. 177-188.
- 野田光雄 (1934) 北上山地西部長坂附近の地質学的研究. 地質雑, vol. 41, p. 431-456.
- 野崎達生・中村謙太郎・藤元公一郎・森口恵美・加藤泰浩 (2004) 東北日本, 早池峰帯の海洋地殻断片とそれに伴う層状含マンガン鉄鉦床の地球科学. 資源地質, vol. 54, p. 77-89.
- 大迫町史編纂委員会 (1985) 大迫町史 産業編. 大迫町, 923 p.
- 大石雅之・田沢純一 (1983) 南部北上山地大迫町白岩付近の下部石炭系鬼丸層とその産出化石. 地球科学, vol. 37, p. 56-58.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男 (1998) 北上低地帯, 和賀川・夏油川流域の鮮新・更新統. 岩手県立博物館調査研究報告書, vol. 14, p. 5-20.
- 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.
- 大上和良・永広昌之・栗谷川寛衛・浅沼晃子 (1987) 北上山地, “早池峰構造帯”中の *Leptophloeum* 産出層. 地質雑, vol. 93, p. 321-327.
- 大上和良・永広昌之・山崎 円・大石雅之 (1984) 南部北上山地, シルル系折壁峠層からオーソコォーツァイト礫の産出. 地質雑, vol. 90, p. 911-914.
- 大上和良・永広昌之・大石雅之 (1986) 南部北上山地北縁部の中・古生界と“早池峰構造帯”の形成. 北村信教授記念地質学論文集, p. 313-330.
- Okami, K. and Murata, M. (1975) Basal sandstone of the Silurian Kawauchi Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 339-348.
- 大上和良・大石雅之 (1983) 早池峰塩基性岩体中に分布する変成岩について. 地質雑, vol. 89, p. 362-364.
- 大久保雅弘 (1950) 岩手県気仙郡目頃市村のゴトランド・デボン両系について. 地質雑, vol. 56, p. 335-350.
- 大久保雅弘 (1951) 日頃市統および先日頃市世の不整合について. vol. 57, p. 195-209.
- 奥山康子 (1980) 北上山地宮守-大迫地域における遠野接触変成帯の低度泥質変成岩類. 岩鉦, vol. 75, p. 359-371.
- Okuyama-Kusunose (1993) Contact metamorphism in andalusite-silimanite type Tono aureole, Northeast Japan; reactions and phase relations in Fe-rich aluminous metapelites. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 44, p. 377-416.
- Okuyama-Kusunose (1994) Phase relations in andalusite-silimanite type Fe-rich metapelites: Tono contact metamorphic aureole, northeast Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 12, p. 153-168.
- Onuki, H. (1963) Petrology of the Hayaehine ultramafic complex in the Kitakami mountainland, Northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 3rd Ser. (Mineral., Petrol., Econ., Geol.)*, vol. 8, p. 241-295.
- 大貫 仁 (1968) 北上山地, 早池峰地域の超苦鉄質貫入岩体に伴う角閃岩類. 岩鉦, vol. 59, p. 73-83.
- 大貫 仁・柴 正敏・香川浩昭・堀 弘 (1988) 北部北上山地の低温広域変成岩類 I. 区界-盛岡地域. 岩鉦, vol. 83, p. 495-506.
- 小貫義男 (1937) 北上山地, 岩手県気仙郡地方に於けるゴトランド紀層の新発見並びに古生層の層序に就いて (豫報). 地質雑, vol. 44, p. 600-604.
- 小貫義男 (1938) 北上山地岩手県気仙郡地方の秩父系に就いて. 地質雑, vol. 45, p. 48-78.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II, p. 1-189, 岩手県.
- 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 (1981) 第1篇 北上山地. 20万分の1北上川流域地質図説明書, 長谷地質調査事務所, p. 1-223.
- 小貫義男・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎 (1981) 20万分の1北上川流域地質図. 長谷地質調査事務所.
- 大沢正博 (1983) “早池峰構造帯”の地質学的研究. 東北大学理地質古生物研報, no. 85, p. 1-30.
- 大藤 茂・佐々木みぎわ (2003) 北部北上帯堆積岩複合体の地質体区分と広域対比. 地学雑誌, Vol. 112, p. 406-410.
- Ozawa, K. (1984) Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 90, p. 697-716.
- Ozawa, K. (1988) Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: hydrous upper mantle in an island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 99, p. 159-175.
- 小沢一仁・柴田 賢・内海 茂 (1988) 北上山地宮守超苦鉄質岩体の斑れい岩類に含まれる角閃石の K-Ar 年代. 岩鉦, vol. 83, p. 150-159.

- 大和栄次郎 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「土淵」および同説明書。19p.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In* R. S. Thorpe, ed., *Andesites*, p. 525-548.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, p. 290-300.
- 西城 潔・吉永秀一郎・小岩直人・澤口晋一 (1993) 北上山地北部における最終間氷期以降の斜面物質移動期。第四紀研究, vol. 32, p. 219-225.
- Saito, Y. (1968) Geology of the younger Paleozoic System of the southern Kitakami Massif, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.)*, vol. 40, p. 79-139.
- Saito, Y. and M. Hashimoto (1982) South Kitakami Region: An Allochthonous Terrane in Japan, *Jour. Geophys. Res.*, vol. 87(B5), p. 3691-3696.
- 笹田政克・柴田 賢・内海 茂 (1992) 焼石岳南麓の先第三紀基盤岩類の K-Ar 年代:457Ma のトータル岩。地質雑, vol. 98, p. 279-280.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 68, p. 107-115.
- 佐藤 昇 (1983) 早池峰山 (アイオン沢) の崩壊結果と今後の計画について。青森営林局林業技術研究集録, no. 35, p. 146-149.
- 澤口晋一 (1987) 北上山地山稜部の荒廃裸地における凍結・融解による斜面物質移動。地理学評論, vol. 60A, p. 795-813.
- Shibata, K., Kaneoka, I. and Uchiumi, S. (1994) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-feldspars from Cretaceous granitic rocks in Japan: Significance of perthitization in Ar loss. *Chem. Geol.*, vol. 115, p. 297-306.
- Shibata, K. and Ozawa, K. (1992) Ordovician arc ophiolite, the Hayachine and Miyamori complexes, Kitakami Mountains, Northeast Japan: isotopic ages and geochemistry. *Geochem. Jour.*, vol. 26, p. 85-97.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚 (1970) 田老地域の地質。地域地質研究報葛 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 54p.
- 清水文健・大八木則夫・井口 隆 (2009) 地すべり地形分布図第 41 集「盛岡」。防災科学技術研究資料, no. 328.
- 下條将徳・大藤 茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳 (2010) 南部北上帯古期岩類の LA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代。地学雑誌, vol. 119, p. 257-269.
- 紫波町 (1984) 第六節 鉱業。紫波町史, 第 2 巻, p. 662-670.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- 水利科学研究所 (1976) 治山基礎調査報告書 (青森営林局: 川井・宮古営林署)。
- 杉本幹博 (1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究。東北大理地質古生物研報, no. 74, p. 97-109.
- Sugiyama, T. (1940) Stratigraphical and palaeontological studies of the Gotlandian deposits of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd Ser. (Geol.)*, vol. 21, p. 81-146.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai-Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bull. Tohoku Univ. Mus.*, no. 6, p. 103-174.
- Suzuki, N. and Ogane, K. (2004) Paleocyanographic affinities of radiolarian faunas in late Aalenian time (Middle Jurassic) recorded in the Jurassic accretionary complex of Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 23, p. 343-357.
- 鈴木紀毅・高橋大樹・川村寿郎 (1994) 釜石地域の中部古生界から産出するシルル紀後期・デボン紀前期放射虫化石。地質雑, vol. 102, p. 824-827.
- 鈴木紀毅・山北 聡・高橋 聡・永広昌之 (2007) 北部北上帯 (葛巻-釜石亜帯) の大鳥層中の炭酸マンガノジュールから産出した中期ジュラ紀放射虫化石。地質雑, vol. 113, p. 274-277.
- Suzuki, T. (2006) Formative process of specific features of serpentinite mountains. *Trans. Japanese Geomorphol. Union.* vol. 27, p. 417-460.
- 鈴木淑夫 (1954) 北上山地遠野花崗閃緑岩體南部の構造について。地質雑, vol. 60, p. 349-356.
- 橋 行一 (1952) 北上山地長坂地域の鶯ヶ森層群について。地質雑, vol. 58, p. 353-360.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス-プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動-。科学, vol. 51, p. 508-515.
- Taira, A. and Tashiro, M. (1987) Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and eastern Asia. *In* Taira, A. and Tashiro, M. eds., *Historical Biogeography and Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia*, p. 1-43.
- 高橋維一郎・南部松夫 (2003) 新岩手県鉱山誌。東北大学出版会, 307p.
- Takahashi, S., Yamakita, S., Suzuki, N., Kaiho, K. and Ehiro, M. (2009) High organic carbon content and a decrease in radiolarians at the end of the Permian in a newly discovered continuous pelagic section: a coincidence? *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 271, p. 1-12.
- 高杉利信・岩井国彦 (1993) アイオン沢の荒廃と復旧計画。治山研究発表会論文集, no. 32, p. 134-138.
- 滝沢文教 (1989) 第 2 章中・古生界; 7. ジュラ〜下部白亜系。生出慶司・中川久夫・蟹澤聰史編, 日本の地質 2 東北地方, 共立出版, 東京, p. 35-43.
- 田村俊和 (1997) 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-。日本の自然, 地域編 2 東北, 岩波書店, 東京, p. 72-86.
- 田村俊和 (1998) 多元地形 (Polygenetic Landforms) としての北上山地。地形, vol. 19, p. 261-264.
- 田村俊和・宮城豊彦・桧垣大助・西城 潔 (1986) 早池峰自然

- 環境保全地域及び周辺地域の地形と表層物質. 早池峰自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, p. 21-55.
- 田沢純一・板橋文夫・森 啓 (1981) 南部北上山地荷沢地域の下部石炭系. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 83, p. 21-37.
- 田沢純一・岩岡 洋・長谷川美行 (1997) 北部北上山地北川目産ペルム紀紡錘虫とその地質学的意義. 地質雑, vol. 103, p. 1183-1186.
- Tazawa, J. and Katayama, T. (1979) Lower Carboniferous Brachiopods from the Odaira Formation in the Southern Kitakami Mountains. *Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.)*, vol. 49, p. 165-173.
- 田沢純一・森 啓・小笠原憲四郎・谷藤隆三・板橋文夫 (1979) 南部北上山地の“姥石層”より産出した前期白亜紀二枚貝化石とその意義. 地質雑, vol. 85, p. 261-263.
- 田沢純一・村本 宏司・森 啓 (1984) 南部北上山地上有住よりシルル紀腕足類 *Pentamerus* の発見. 地質雑, vol. 90, p. 353-355.
- 田沢純一・大沢正博 (1979) 南部北上山地下部石炭系唐梅館層より産出した *Martinia* sp. (腕足類) とその意義. 地質雑, vol. 85, p. 775-777.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上山地-渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討 (総研A研究成果報告書), p. 27-36.
- 豊島正幸 (1984) 小岩井浮石の降下年代と関する資料. 東北地理, no. 36, p. 162-163.
- 土谷信高・古川聡子・木村純一 (1999) 北上山地古第三紀浄土ヶ浜流紋岩類の岩石学的研究-パーアルミナスなアダカイト質マグマの成因. 地質学論集, no. 53, p. 57-83.
- Tschiya, N., Kimura, J.-I. and Kagami, H. (2007) Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami mountains, Japan. *Jour. Volcan. Gertherm. Res.*, vol. 167, p. 134-159.
- 土谷信高・西岡芳晴・小岩修平・大槻奈緒子 (2008) 北上山地に分布する古第三紀アダカイト質流紋岩~高Mg安山岩と前期白亜紀アダカイト質累帯深成岩体. 地質雑, vol. 114 補遺, p. 159-179.
- 土谷信高・和田元子・木村純一 (1999) 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, no. 52, p. 165-179.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地 (上). 地理学評論, vol. 8, p. 641-658.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1960) C盛岡市地区, D盛岡市東部地区, E盛岡市砂子沢地区. 未利用鉄資源, 第8輯, p. 91-103.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1993) 平成4年度 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書北上地域. 137p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1994) 平成5年度 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書北上地域. 226p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1995) 平成6年度 希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書北上地域. 191p.
- 内野隆之・川村信人 (2006) 根田茂帯 (旧“早池峰帯”) から発見された藍閃石を含む苦鉄質片岩とその意義. 地質雑, vol. 112, p. 478-481.
- 内野隆之・川村信人 (2009) 根田茂帯緑色岩の化学組成. 地質雑, vol. 115, p. 242-247.
- 内野隆之・川村信人 (2010a) 根田茂帯のドレライトから見出されたNa-Ca角閃石の意義. 地質調査研究報告, vol. 61, p. 209-216.
- 内野隆之・川村信人 (2010b) 根田茂帯の変玄武岩から見出された藍閃石とその意義. 地質調査研究報告, vol. 61, p. 443-450.
- Uchino, T. and Kawamura, M. (2010) Tectonics of Early Carboniferous Eastern Paleo-Asian arc-trench system from high-*P/T* schist-bearing conglomerate in the Nedamo Terrane, Northeast Japan. *Island Arc*, vol. 19, p. 177-191.
- 内野隆之・川村信人・郷津知太郎・兵藤博信 (2008a) 根田茂帯礫岩から得られた含ザクロ石泥質片岩礫の白雲母⁴⁰Ar/³⁹Ar年代. 地質雑, vol. 114, p. 314-317.
- 内野隆之・川村信人・川村寿郎 (2008b) 北上山地前期石炭紀付加体「根田茂帯」の構成岩相と根田茂帯・南部北上帯境界. 地質雑, vol. 114 補遺, p. 141-157.
- 内野隆之・栗原敏之・川村信人 (2005) 早池峰帯から発見された前期石炭紀放射虫化石-付加体碎屑岩からの日本最古の化石年代-. 地質雑, vol. 111, p. 249-252.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990) K-Ar年代測定結果-3-地質調査所未公表資料-. 地調月報, vol. 41, p. 567-575.
- 渡邊萬次郎 (1936) 岩手縣大萱生金礦床に就て. 岩礦, vol. 15, p. 111-123.
- 渡邊萬次郎 (1950) 北上山地の火成活動. 地団研專報, no. 4, p. 1-23.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol. 20, p. 325-343.
- Yabe, H. and Sugiyama, T. (1937) Preliminary report on the fossiliferous Gotlandian and Devonian deposits newly discovered in the Kitakami Mountainland. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 13, p. 417-420.
- 山田弥太郎 (1958) 日頃市地方に見られる後長岩世・先坂本沢世の不整合について. 地質雑, vol. 65, p. 713-724.
- 山北 聡・大藤 茂 (2000) 丹波-美濃-足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と北部秩父帯・南部秩父帯との比較. 構造地質, no. 44, p. 5-32.
- 山根新次 (1915) 20万分の1「盛岡地質図幅」及び「盛岡図幅地質説明書」, 115p. 地質調査所.
- 山根新次 (1917) 北上山地の地貌と残丘 (雑報). 地学雑誌, vol. 29, p. 64-65.
- 山崎 円・大上和良・永広昌之・大石雅之 (1984) 南部北上山地北縁部, 折壁峠のシルル系. 地球科学, vol. 38, p. 268-272.
- 吉田孝紀 (2000) 薄衣型礫岩の堆積とその構造環境-中部ペルム系粗粒碎屑岩における砂岩組成と堆積相の解析-. 地質学論集, no. 56, p. 89-102.
- 吉田孝紀・川村信人・北上古生層研究グループ (1995) 南部北

- 上帯大迫地域のシルル系に含まれる碎屑性クロムスピネル. 地質雑, vol. 101, p. 817-820.
- 吉田孝紀・川村寿郎・川村信人・北上古生層研究グループ (2001) 南部北上帯北縁部の古生界層序の対比と位置づけ-5万分の1地質図幅「早池峰山」の地域地質(その3)-. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, p. 218.
- Yoshida, K. and Machiyama, H. (2004) Provenance of Permian sandstones, South Kitami Terrane, Northeast Japan: implications for Permian arc evolution. *Sediment. Geol.*, vol. 166, p. 185-208.
- 吉田孝紀・町山栄章・加藤誠・川村信人 (1992) 南部北上帯達曽部地域のペルム系層序の再検討. 地球科学, vol. 46, p. 97-104.
- 吉田鎮男 (1981) チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状. 地質雑, vol. 87, p. 131-141.
- 吉田 尚 (1961) 5万分の1地質図幅「釜石」および同説明書. 地質調査所.
- 吉田 尚 (1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地研専報, vol. 19, p. 103-114.
- 吉田 尚・片田正人 (1964) 5万分の1地質図幅「大槌・霞露岳」および同説明書. 地質調査所.
- 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.
- 吉田武義・蟹澤聰史・永広昌之 (1990) 早池峰複合岩類の微量元素組成. 岩鉱, vol. 85, p. 183.
- Yoshikawa, M. and Ozawa, K. (2007) Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics of the Hayachine-Miyamori ophiolitic complex: Melt generation process in the mantle wedge beneath an Ordovician island arc. *Gondwana Research*, vol. 11, p. 234-246.
- 吉村豊文 (1942) 岩手縣砂子澤鐵山鑛床調査報告. 地質調査所 輯報別輯, 第1号, p. 5-6.
- 吉原 賢・鈴木紀毅・永広昌之 (2002) 北部北上山地, 葛巻-釜石帯のマンガンノジュールから中期ジュラ紀放射虫化石の発見とその意義. 地質雑, vol. 107, p. 536-539.

Geology of the Hayachine San District

By

Toshio KAWAMURA^{1,*}, Takayuki UCHINO², Makoto KAWAMURA^{3,*},
Kohki YOSHIDA^{4,*}, Mitsuru NAKAGAWA⁵ and Hidehisa NAGATA^{6,*}

(Written in 2013)

(ABSTRACT)

Outline

The Hayachine San District is located in the central part of the Kitakami Massif in Northeast Japan. This district occupies an area between latitudes 39°30'10.2"N and 39°40'10.2"N, and between longitudes 141°14'47.3"E and 141°29'47.2"E (or latitudes 39°30'N to 39°40'N, and longitudes 141°15'E to 141°30'E measured from the Tokyo Datum). The western part of the district has areas of low mountain foothills dissected by three major rivers: the Take Gawa (river), Nedamo Gawa, and Yana Gawa. There are higher mountainous areas in the eastern part that are topographically characterized by peneplains and monadnock-like peaks, including the Hayachine San (mountain) the highest point (alt. 1,914 m) in the Kitakami Massif.

This district extends across the three terranes: the South Kitakami Terrane (SKT), the Nedamo Terrane (NT), and the North Kitakami Terrane (NKT), from southwest to northeast. Rocks of the terranes are covered by Early Cretaceous deposits, or intruded by Early Cretaceous dykes and granitoids. All of these rocks are sporadically covered by Quaternary deposits.

The SKT occupies the southern half of the Kitakami Massif. The SKT is generally composed of Paleozoic to Mesozoic sedimentary or volcanic rocks, accompanied by Ordovician metamorphic and Ordovician to Silurian igneous rocks. The sedimentary rocks commonly yield shallow-marine fossils. Many unconformities are recognized in the stratigraphy of the sedimentary rocks. The successions of these rocks capture a terse tectonic history that starts with Ordovician island-arc magmatism in the subduction zone, followed by Silurian to Early Permian island-arc magmatisms and shallow-marine sedimentations, and shallow-marine and terrestrial sedimentations that span up to the Late Permian to Jurassic. The SKT in this district is composed of Ordovician ultramafic, metamorphic and igneous rocks, Silurian to Devonian strata, Carboniferous strata and Permian strata, all of which lie in fault contact with each other. The distribution of Paleozoic rocks is generally arranged with younger ones toward the south.

The NT is narrowly situated in a boundary between the SKT and the NKT. The NT is composed of an Early Carboniferous accretionary complex related to Late Devonian oceanic plate subduction. It may extend to accretionary complexes of the Motai-Matsugadaira Terrane in Northeast Japan. Equivalent terranes are rare except for the Renge Terrane in Southwest Japan. The NT, which occupies a wide portion of the central zone in this district, corresponds to the southern half of the whole NT.

The NKT occupies the northern half of the Kitakami Massif. It is composed of the Jurassic accretionary complex, which is related to the subduction of the Carboniferous to Triassic oceanic plate. The NKT is subdivided into the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt in the west and the Akka-Tanohata Subbelt in the east. The NKT extends to the Oshima Terrane to the north (in southern Hokkaido), and is equivalent to the Chichibu Terrane or the Mino-Tanba-Ashio Terranes in Southwest Japan. The NKT in the district belongs to the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt.

1 Miyagi University of Education
2 Institute of Geology and Geoinformation, AIST
3 Graduate School of Science, Hokkaido University
4 Faculty of Sciences, Shinshu University
5 Hokkaido Center, AIST
6 FU-SUI-DO Co., Ltd.
* visiting researcher of the Institute of Geology and Geoinformation, AIST

Ordovician of the SKT

Ordovician rocks are distributed along the northern margin of the SKT in this district. They are also scattered as small blocks along faults within the NT or NKT in the central to northern areas. The Ordovician rocks are subdivided into Nakadake Serpentinite, Kuromoriyama Amphibolite and Kagura Igneous Rocks, in ascending order, which together are summarized as the Hayachine Complex.

The Nakadake Serpentinite consists of largely serpentinized and intensely sheared ultramafic rock, including dunite or harzburgite in original lithology. It characteristically appears as a mass body forming a monadnock along the Hayachine mountain range. It is subdivided, based on its distribution, into three bodies, the Nakadake Body, the Kasamoriyama Body and the Yamayatoge Body.

The Kuromoriyama Amphibolite consists of gneissose amphibolite. It is distributed in three separate areas: on the Kuromori Yama (mountain) in the western area, south of the Isago Zawa (creek) in the central area, and near the Daisaku Zawa in the eastern area. Hornblende from the Kuromoriyama Amphibolite has been dated at 473 Ma and 453 Ma in the valid K-Ar radiometric age.

The Kagura Igneous Rocks is composed of gabbro-diorite, dolerite and basalt, with subordinate quartz diorite-tonalite, rhyolite, *etc.* It is also subdivided, based on its distribution, into three bodies. In the western to central areas it is continuously distributed as the Nekosoko Body and the Daisaku Zawa Body between the Kuromoriyama Amphibolite and the Silurian strata. In the east, it is distributed as the Kagura Body between the Nedamo Complex of the NT and the Nakadake Serpentinite in the Oyama Gawa, and as the Komegamori Zawa Body intercalated within the Nakadake Serpentinite around the Hayachine San. Hornblende from the gabbro of the Kagura Igneous Rocks in this district has been dated at 437 Ma in the valid K-Ar radiometric age.

Silurian-Devonian of the SKT

Silurian and Devonian deposits are distributed around the Take Gawa in the southern areas of this district. They are thick piles of clastic rocks, and are subdivided into the Nameirizawa Formation and the Orikabetoge Formation in ascending order. Those successions are different from the traditional Silurian to Devonian sections in the central area of the SKT.

The Nameirizawa Formation consists mainly of sandstone and mudstone, and shows some shear deformations. It characteristically contains conglomerate with orthoquartzite pebbles. U-Pb radiometric dating of detrital zircons from the lower part indicates Early Silurian sedimentation.

The Orikabetoge Formation conformably overlies the Nameirizawa Formation, and is subdivided into the Ochiai Sandstone Conglomerate Member of the lower part and the Shiraiwa Sandstone Mudstone Member of the upper part. The Ochiai Sandstone Conglomerate Member is composed of sandstone, alternation of sandstone and mudstone, mudstone, and felsic tuff, accompanied by conglomerate and volcanoclastic rocks. Pebbles in the conglomerate are mainly granitic rocks and felsic volcanic rocks, and partly limestone containing Middle Silurian fossils. The Shiraiwa Sandstone Mudstone Member is composed of sandstone, alternation of sandstone and mudstone, mudstone and felsic tuff. It is intercalated with conglomerate containing mainly sandstone and tuff pebbles.

Carboniferous of the SKT

Carboniferous deposits in the district are subdivided into the Odagoe Formation in the southern foot of the Hayachine mountain range, and the Funakubo Formation in the Funakubo and Shiraiwa areas.

The Odagoe Formation is composed of mudstone, sandstone, limestone and basalt. Because of the occurrence of Early Carboniferous fossils, this formation is revised as being from the Carboniferous instead of from the Silurian as had been formerly established. The Funakubo Formation is composed of mudstone, sandstone, tuff and limestone, and its limestone yields Early to Middle Carboniferous fossils.

Permian of the SKT

Permian deposits are widely distributed in the southwestern part of the district. They are named the Uchikawame Formation, and are mainly composed of mudstone, alternation of sandstone and mudstone, and sandstone, and are intercalated with conglomerate. The conglomerate characteristically contains clasts of rhyolite, andesite, felsic tuff, granite and limestone. The limestone pebbles yield Early to Middle Permian fossils.

Lower Carboniferous of the NT

Early Carboniferous accretionary complex is named the Nedamo Complex. It is distributed mainly along the Yana Gawa, Nedamo Gawa and Isago Zawa. It is mainly composed of mafic rock, chert, alternation of mudstone and felsic tuff, sandstone, and conglomerate. Most of it has undergone shear deformations.

Mafic rock is common, and bears the chemical signature of oceanic islands (alkali basalt and within-plate tholeiite) and mid-ocean

ridge basalt, and displays metamorphism of the prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinolite and greenschist facies. Chert is a minor component, and contains Middle to Late Devonian radiolarian fossils. Alternation of mudstone and felsic tuff is the major component, and is characteristic of the Nedamo Complex. Sandstone occurs sporadically, and is mainly lithic wacke. Conglomerate occurs rarely, and contains limestone clasts with sponge and foraminiferal fossils.

Jurassic of the NKT

Jurassic accretionary complex existing in this district is named the Kadoma Complex. The Kadoma Complex is mainly distributed along the Hei Gawa and its tributaries. It is mainly composed of basalt, chert, pelitic rocks (thin alternation of mudstone and siliceous rock, felsic tuff, mudstone, and mudstone-rich thin alternation of sandstone and mudstone) and sandstone. Most of the Kadoma Complex has undergone shear deformations. The basalt, chert and sandstone occur as sporadic blocks and partly sheeted bodies. The felsic tuff contains uncertain Late Triassic radiolarian fossils.

Lower Cretaceous (sedimentary and volcanic rocks)

Lower Cretaceous deposits named the Yamaya Formation are distributed in the southwestern part of this district. They are mainly composed of rhyolite to andesite lava, felsic tuff to tuff breccia, sandstone and mudstone, and are intercalated with conglomerate. One kind of conglomerate contains many limestone clasts, which yield Carboniferous foraminiferan fossils. An angular unconformity is locally recognized between a basal part of the Yamaya Formation and the Paleozoic strata.

Cretaceous (intrusive rocks) – Paleogene

Early Cretaceous dykes and plutonic rocks intrude into the Paleozoic, Mesozoic and Lower Cretaceous rocks in this district. The dykes are dacite, andesite and fine diorite, scattered in places. The plutonic rocks are composed of granitoids and are distributed as one large body (the Tono Granodiorite) and eleven other small bodies (*e.g.*, the Nekoyama Body and the Ogayu Bodies). The Paleozoic and Mesozoic rocks around the intrusive rocks have developed contact aureoles. The granitoids of most of the bodies include mainly granodiorite, tonalite, or quartz diorite. Relatively more melanocratic facies are recognized in the northwestern margin of the Tono Granodiorite and its neighboring bodies. The Oyachi Body contains gabbro. Rhyolite, which could be from the Paleogene age, occurs as a small body in the Kadoma Complex of the NKT.

Quaternary

Quaternary deposits consist of undivided Plio-Pleistocene deposits, terrace deposits, landslide deposits, tephra and alluvial deposits.

The undivided Plio-Pleistocene deposits, distributed along the western margin of this district, are composed of tuff, alternation of sandstone and mudstone, mudstone, sandstone and conglomerate. They are equivalent to the Plio-Pleistocene strata along the Kitakami Gawa valley. The terrace deposits, distributed along rivers in the southwestern part of this district, are subdivided into upper and lower terrace deposits. They are both composed of gravel, sand and mud. The landslide deposits are composed of debris, and are subdivided into slow and rapid landslide deposits. The slow landslide deposits, represented by slope creep or slump deposits, are distributed in various places. The rapid landslide deposits, represented by debris flow, are mainly distributed around the Hayachine mountain range. The tephra, which is not mappable, is distributed on the mountain summit and slope areas. They originated from the Late Pleistocene to Holocene eruptions of the Akita Komagatake (Komagatake mountain) and of the Towada Caldera. Alluvial deposits, which are not generally thick in this district, are distributed along some rivers.

Geologic structure

Bedding planes, cleavage surfaces, axial planes of folds developed in each geologic body, and boundary faults between the geologic bodies trend NNW-SSE to WNW-ESE. They form a comprehensive geologic structure in this district.

The Paleozoic deposits of the SKT and Cretaceous strata concurrently show a regional open synclinorium. Its main axial plane strikes to the NW-SE or WNW-ESE, and also dips to the NE. Axial planes of closed folds developed in the NT and NKT strike to the NW-SE and WNW-ESE respectively, and also dip very steeply.

Faults are subdivided into three systems by their directional trends ; NW-SE, WNW-ESE and NE-SW. The NW-SE trending faults, dipping steeply, are mainly present within the NT. The WNW-ESE trending faults, generally dipping steeply, are developed in the southern and northeastern parts of the district. They make contacts between each Paleozoic system of the SKT and the Lower Cretaceous (Yamaya Formation), between the NT and SKT, and between the NT and NKT. The NE-SW trending faults, dipping vertically, cut most of the Paleozoic and Mesozoic deposits. Some of the WNW-ESE faults and the NE-SW faults are younger.

Economic Geology and Applied Geology

Slight amounts of gold and rare metal ore deposits are embedded in several granitoids and in the contact-metamorphosed rocks that surround granitoids. Bedded iron and manganese ore deposits occur sporadically in the Nedamo Complex. These ore deposits are reported to have been mined, but the mines are now closed.

Limestone from the Carboniferous Funakubo Formation is quarried for soil conditioners. Mudstone of the Permian Uchikawame Formation is now quarried for building and paving. Sandstone of the Silurian to Devonian Orikabetoge Formation was used for an aggregate to make concrete for the Hayachine Dam.

Rapid landslides around the Hayachine mountain range have brought disasters on several occasions. In 1948, large slope failure and consequent debris-flow flooding cause severe damages along the Oyama Gawa and the Hei Gawa.

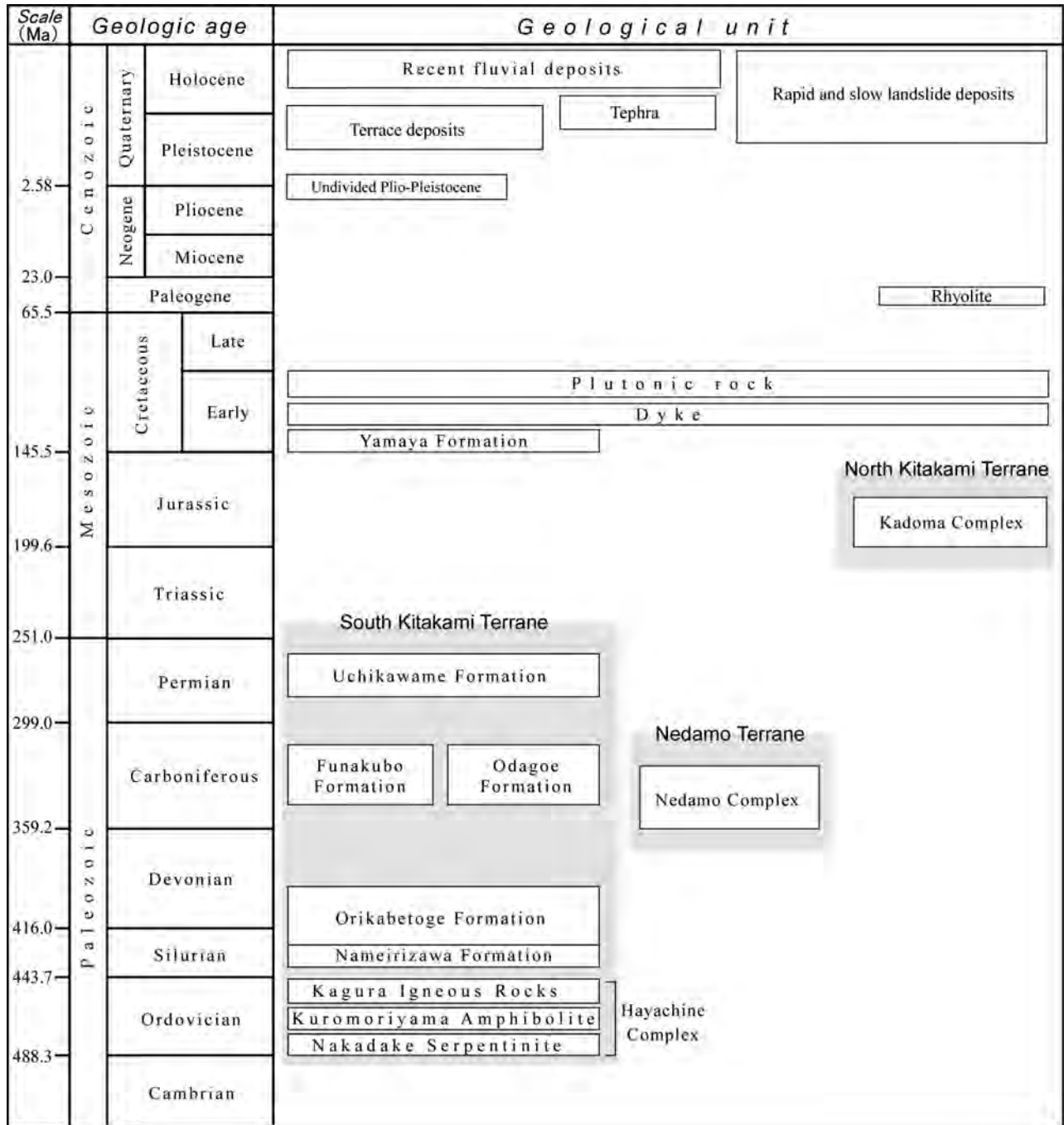


Fig. 1 Summary of geology in the Hayachine San District
Quaternary tephra are not marked in the geologic map.

執筆分担

第 1 章	地 形	永田秀尚・川村寿郎
第 2 章	地質概説	川村寿郎・川村信人・内野隆之・中川 充・吉田孝紀・永田秀尚
第 3 章	南部北上帯オルドビス系	内野隆之・中川 充・川村信人・川村寿郎
第 4 章	南部北上帯シルル系～デボン系	川村寿郎・川村信人・吉田孝紀
第 5 章	南部北上帯石炭系	川村寿郎
第 6 章	南部北上帯ペルム系	吉田孝紀
第 7 章	根田茂帯下部石炭系	内野隆之・川村信人・川村寿郎
第 8 章	北部北上帯ジュラ系	川村寿郎・内野隆之・川村信人
第 9 章	下部白亜系（堆積岩・火山岩）	吉田孝紀・川村寿郎
第 10 章	下部白亜系（貫入岩）及び古第三系	中川 充・川村信人・内野隆之・川村寿郎
第 11 章	第四系	永田秀尚・川村寿郎
第 12 章	地質構造	川村寿郎・川村信人・内野隆之
第 13 章	応用地質	永田秀尚・中川 充

文献引用例

川村寿郎・内野隆之・川村信人・吉田孝紀・中川 充・永田秀尚（2013）早池峰山地域の地質。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，101p.

章単位での引用例

永田秀尚・川村寿郎（2013）早池峰山地域の地質，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

Kawamura, T., Uchino, T., Kawamura, M., Yoshida, K., Nakagawa, M. and Nagata, H. (2013) in Geology of the Hayachine San district. Quadrangle Series, 1:50,000. Geological Survey of Japan, AIST, 101p. (in Japanese with English abstract 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nagata, H. and Kawamura, T. (2013) Geology of the Hayachine San district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-5.

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

早池峰山地域の地質

平成25年10月4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1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 前田印刷株式会社筑波支店

©2013 Geological Survey of Japan, AIST