

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
秋田(6)第61号  
NJ-54-14-11

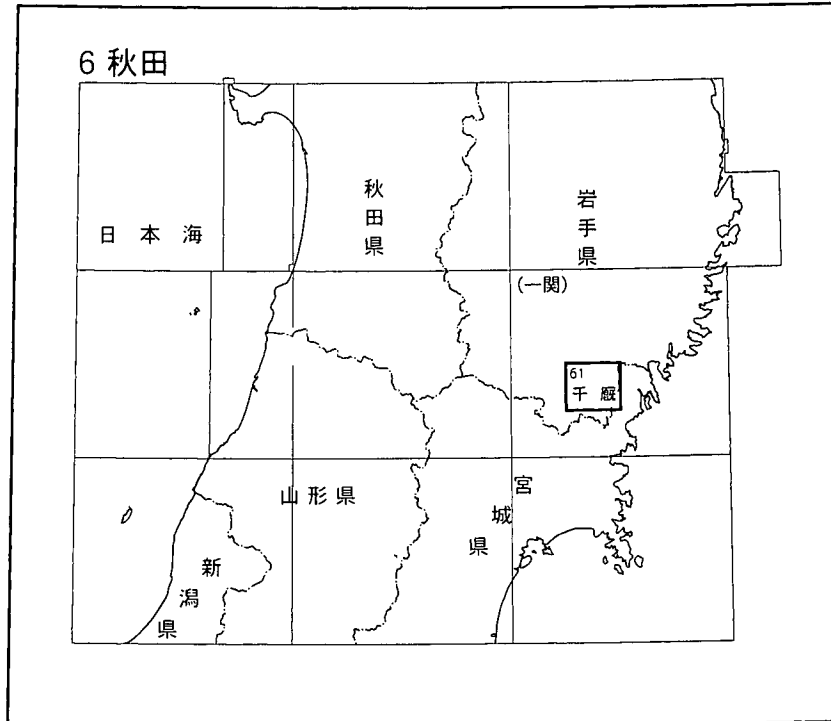
## 千 厩 地 域 の 地 質

竹内 誠・御子柴(氏家)真澄

平成14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

6-51 水沢 Mizusawa NJ-54-14-14 (未刊行, unpublished)	6-52 陸中大原 Rikuchū-ōhara NJ-54-14-10 (未刊行, unpublished)	6-53 盛 Sakari NJ-54-14-6 (未刊行, unpublished)
6-60 一関 Ichinoseki NJ-54-14-15 (未刊行, unpublished)	6-61 千厩 Senmaya NJ-54-14-11 (2002)	6-62 気仙沼 Kesenuma NJ-54-14-7 (1961)
6-69 若柳 Wakayanagi NJ-54-14-16 (1967)	6-70 志津川 Shizugawa NJ-54-14-12 (1996)	6-71 津谷 Tsuya NJ-54-14-8 (1993)

# 千厩地域の地質

竹内 誠\*・御子柴（氏家）真澄\*\*

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

千厩図幅地域の野外調査は、平成7-11年度に実施された。本図幅地域の地質調査及び地質図幅作成と研究報告のとりまとめに際しては、石炭-三畳系及び新生界を竹内が、貫入岩類と白亜系を御子柴が担当し、応用地質については金属鉱床を御子柴が、非金属鉱床を竹内・御子柴が、活断層を竹内が担当した。全体のとりまとめは竹内が行った。

山形大学（当時東北大学）の蟹澤聰史教授には、貫入岩類と白亜系の調査に関して御助言と御教示をいただいた。また、白亜系に関して、東北大学理学部地球物質科学科における相原秀輝さんの卒業研究も参考にさせていただいた。（株）環境地質（当時名古屋大学大学院生）の平田夏美さんには現地調査において協力を得た。岩石薄片の作成は、地質標本館の野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸・佐藤芳治（元所員）・安部正治（元所員）の各技官及び名古屋大学の与話節生技官が担当した。

（平成13年稿）

---

## 所 属

\* 名古屋大学大学院環境学研究科

\*\* 地球科学情報研究部門

Key words: areal geology, geologic map, 1:50,000, Senmaya, Iwate Prefecture, South Kitakami, Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous, Pliocene, Holocene, Karaumedate Formation, Takezawa Formation, Nishikori Formation, Usuginu Formation, Toyoma Formation, Higashifukakaya Formation, Shinden Formation, Okago Formation, Senmatsu Formation, Inai Group, Saragai Group, Niitsuki Formation, diorite porphyry, Orikabe Plutonic Complex, Tuyagawa Diorite, Shinchi Gabbro, Shinchitoge Gabbro, Senmaya Tonallitic Pluton, pyroxene porphyrite, hornblende porphyrite, granodiorite porphyry, Mataki Formation

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 石炭系	6
III. 1 概要及び研究史	6
III. 2 唐梅館層	7
III. 3 竹沢層	8
IV. 二畳系	9
IV. 1 概要及び研究史	9
IV. 2 薄衣地区の二畳系	11
IV. 2. 1 錦織層	11
IV. 2. 2 薄衣層	14
IV. 2. 3 登米層	15
IV. 3 藤沢地区の二畳系	17
IV. 3. 1 束深萱層	17
IV. 3. 2 新田層	17
IV. 3. 3 大龍層	18
IV. 3. 4 千松層	18
IV. 4 北東地区の二畳系	18
IV. 4. 1 落合層	18
V. 三畳系	20
V. 1 概要及び研究史	20
V. 2 稲井層群	20
V. 2. 1 平磯層	21
V. 2. 2 大沢層	21
V. 2. 3 風越層	22
V. 2. 4 伊里前層	22
V. 3 皿貝層群	22
V. 3. 1 新館層	22
V. 3. 2 長ノ森層	23
VI. 下部白亜系	25
VI. 1 概要及び研究史	25
VI. 2 新月層	25
VI. 2. 1 安山岩質火砕岩部層	26
VI. 2. 2 安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層	26
VII. 白亜紀貫入岩類	30



VII. 1	概要及び研究史	30
VII. 2	閃緑ひん岩	32
VII. 3	折壁複合深成岩体	33
VII. 3. 1	北部岩体	36
VII. 3. 1. 1	兵沢型	36
VII. 3. 1. 2	室根型及び田茂木型	37
VII. 3. 2	主岩体	38
VII. 3. 2. 1	徳仙丈型	39
VII. 3. 2. 2	折壁型	40
VII. 3. 2. 3	笹森型	47
VII. 4	小岩体	49
VII. 4. 1	津谷川閃緑岩体	49
VII. 4. 2	新地斑れい岩体及び新地峠斑れい岩体	50
VII. 5	千厩トータル岩体	51
VII. 5. 1	石英閃緑岩	53
VII. 5. 2	トータル岩	54
VII. 6	岩脈	57
VII. 6. 1	輝石ひん岩	57
VII. 6. 2	角閃石ひん岩及び花崗閃緑斑岩	57
VII. 7	接触変成作用	59
VIII.	新第三系及び第四系	63
VIII. 1	概要及び研究史	63
VIII. 2	真滝層	63
VIII. 3	崖錐堆積物及び沖積層	64
IX.	地質構造	65
X.	応用地質	66
X. 1	地下資源	66
X. 1. 1	金属鉱床	66
X. 1. 2	石灰石鉱床及び珪石鉱床	66
X. 1. 3	石材	66
X. 2	活断層	67
文献		68
Abstract		74

## 図・表目次

第1図	千厩幅地域の地形	1
第2図	南部北上帯の地質概略図	3
第3図	千厩幅地域の地質総括図	4

第4図	地質記載上の地域区分図	5
第5図	竹沢層砂岩の露頭と薄片の偏光顕微鏡写真	7
第6図	錦織層石灰岩の岩相	10
第7図	錦織層石灰岩卓越部の岩相柱状図	11
第8図	錦織層石灰岩・火山岩類の薄片の偏光顕微鏡写真	12
第9図	錦織層凝灰岩と砂岩の岩相	13
第10図	薄衣層の礫岩卓越部の岩相柱状図	14
第11図	薄衣層の礫岩と砂岩の岩相	15
第12図	藤沢地区の二畳系の岩相	16
第13図	新田層の岩相柱状図	17
第14図	北東部地区二畳系の岩相	19
第15図	中・下部三畳系稲井層群の岩相	21
第16図	上部三畳系皿貝層群砂岩の薄片の偏光顕微鏡写真	23
第17図	上部三畳系皿貝層群長ノ森層の岩相	24
第18図	新月層の岩石の偏光顕微鏡写真	27
第19図	新月層の安山岩質凝灰岩と断層	28
第20図	閃緑ひん岩の偏光顕微鏡写真	32
第21図	折壁複合深成岩体の岩相分布図	33
第22図	折壁複合深成岩体の岩石の貫入関係	34
第23図	折壁複合深成岩体の岩石のモード組成を示す三角図	35
第24図	折壁複合深成岩体（北部岩体）の岩石の偏光顕微鏡写真	37
第25図	折壁複合深成岩体（北部岩体）の花崗岩	38
第26図	徳仙丈型の斑れい岩	39
第27図	徳仙丈型の斑れい岩の偏光顕微鏡写真	40
第28図	折壁複合深成岩体の縁でブロック状の堆積岩を含む折壁型 - 1 a の岩石	41
第29図	折壁型 - 1 a の産状	42
第30図	折壁型 - 1 a の岩石の偏光顕微鏡写真	43
第31図	破断面に沿って変質を受けた折壁型 - 2 の岩石	44
第32図	折壁型 - 3 の産状	45
第33図	折壁型 - 1 a を貫く折壁型 - 3 の岩脈	46
第34図	折壁型 - 3 の花崗岩の偏光顕微鏡写真	46
第35図	折壁型 - 1 a を貫く笹森型の岩石	47
第36図	笹森型の産状	48
第37図	笹森型の花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真	49
第38図	新地斑れい岩体の角閃石斑れい岩の偏光顕微鏡写真	50
第39図	新地峠斑れい岩体の産状と偏光顕微鏡写真	51
第40図	千厩トータル岩体の岩石のモード組成を示す三角図	52
第41図	千厩トータル岩体の石英閃緑岩の産状と偏光顕微鏡写真	52
第42図	千厩トータル岩体西縁でホルンフェルスと接するトータル岩	53

第43図	千厩トータル岩体の岩石とホルンフェルスの接触部の偏光顕微鏡写真	54
第44図	千厩トータル岩体のトータル岩の産状	55
第45図	千厩トータル岩体のトータル岩の偏光顕微鏡写真	56
第46図	矢越山南東から見た室根山付近	58
第47図	角閃石ひん岩岩脈の産状	59
第48図	花崗閃緑斑岩の産状	60
第49図	岩脈の偏光顕微鏡写真	61
第50図	接触変成を受けた岩石の偏光顕微鏡写真	62
第51図	真滝層の岩相柱状図	63
第52図	真滝層の岩相	64
第1表	南部北上帯西部の石炭系の層序対比表	6
第2表	千厩図幅地域の二畳系の層序対比表	9
第3表	貫入岩類及び火山岩の K-Ar 年代値	36
Fig. 1	Summary of geology in the Senmaya district	76

## I. 地 形

(竹内 誠)

千厩図幅地域は、北緯 $38^{\circ} 50' - 39^{\circ} 00'$ 、東経 $141^{\circ} 15' - 30'$  (ただし日本測地系；世界測地系では北緯 $38^{\circ} 50' 10.5'' - 39^{\circ} 00' 10.5''$ 、東経 $141^{\circ} 14' 47.4'' - 141^{\circ} 29' 47.3''$ ) の範囲に位置し、行政的には宮城県北東部の本吉郡及び気仙沼市、岩手県南東部の東磐井郡・西磐井郡・一関市及び陸前高田市にまたがる地域である。

千厩図幅地域は北上山地の南部に位置し、標高約500m以下のなだらかな山地を主とする。西端部には北上川、砂鉄川、黄海川などによる沖積低地が細長く存在する (第1図A)。本地域の最高峰は北東部に位置する室根山 (895.4m) である。本地域北西部の砂鉄川沿い、南西部の北上川と黄海川沿いには、標高100 - 150mの定

高性のある小起伏面が発達している。このような小起伏面には鮮新統真滝層が分布している。

本地域中央部と南東部の深成岩体分布域はなだらかな地形を呈している。一方、それらの岩体の周辺部は接触変成岩が存在し、急傾斜の斜面をもつやや高い山稜をなしている (第1図B)。それらは南東部では徳仙丈山、大森山、南部で保呂羽山、西部で三島山、大峰山などの山々を形成している。このような地形の差異は風化に弱い深成岩が差別侵食され、風化に強い接触変成岩が山稜として残ったためである。また、本地域北東部の室根山は角閃石ひん岩の貫入岩体からなる。



第1図 千厩図幅地域の地形

- A：砂鉄川による谷底平野。右上の採石場は石灰石を採取している。その採石場の頂上部には平坦面が形成されている。この平坦面はこの上流域に分布する真滝層の堆積面とほぼ同じ高さである。
- B：風化しやすく侵食され盆状になった深成岩分布域 (中央から手前) と侵食されにくく山稜を形成しているホルンフェルス分布域 (左側から奥)。中央奥の高い峰々は大森山 (760.2m) や徳仙丈山 (711.9m) などである。

## II. 地 質 概 説

(竹内 誠・御子柴(氏家)真澄)

千厩図幅地域は北上山地の南部に位置し、地体構造区分上、南部北上帯に属する(第2図)。日本列島の先第三紀基盤岩類の大部分は北部北上帯や西南日本の美濃帯や秩父帯などの付加コンプレックスである。これに対して南部北上帯は陸棚堆積物を主としたシルル系から白亜系が、いくつかの不整合を伴いながらも、本来の層序をとどめている日本列島では例外的な地質帯である。本地域の主要な地質系統は上部古生界と中生界の堆積岩類からなり、これらに白亜紀前期の火成岩類が噴出・貫入している。そして、これらを覆って鮮新統と低地を構成する完新統が分布する(第3図)。

地質記載の便宜上、本図幅地域内を第4図のように区分して呼ぶことにする。これらは行政区画のようにはっきりとした境界はない。

本図幅地域に分布する古生界は石炭系と二畳系である。

石炭系は本地域北西端にわずかに分布するのみである。石炭系は下部の唐梅館層と上部の竹沢層に区分され、唐梅館層は泥岩・砂岩を主とし、礫岩や石灰岩、凝灰質砂岩などを挟み、竹沢層は石灰岩を主とし、泥岩や赤色または緑色火砕岩を挟む。

二畳系は薄衣地区と藤沢地区及び北東地区に分布する。本地域では確認できないが、石炭系を不整合に覆う。二畳系の岩相は特に中部二畳系において側方変化が激しく、薄衣地区と藤沢地区及び北東地区とでは層序や岩相が大きく異なるため、各地区ごとに層序を設定した。薄衣地区の二畳系は、石灰岩と泥岩を主とする錦織層(下部二畳系)、薄衣式礫岩や砂岩を主とする薄衣層(中部二畳系)、泥質岩を主とする登米層(上部二畳系)からなる。藤沢地区の二畳系は、泥質岩を主とし石灰岩を挟む錦織層(下部二畳系)、泥質岩を主とする東深萱層と砂岩を主とする新田層(共に中部二畳系)、泥質岩を主とするが砂岩の薄層を挟む大籠層と千松層(共に上部二畳系)からなる。北東地区の二畳系は泥質岩を主とし、わずかに砂岩・礫岩・石灰岩を挟む落合層(中部二畳系)からなる。これらはそれぞれ南部北上帯の二畳系標準層序(小貫, 1937; Minato *et al.*, 1965)の坂本沢層(統)、叶倉層(統)、登米層(統)に対比される。

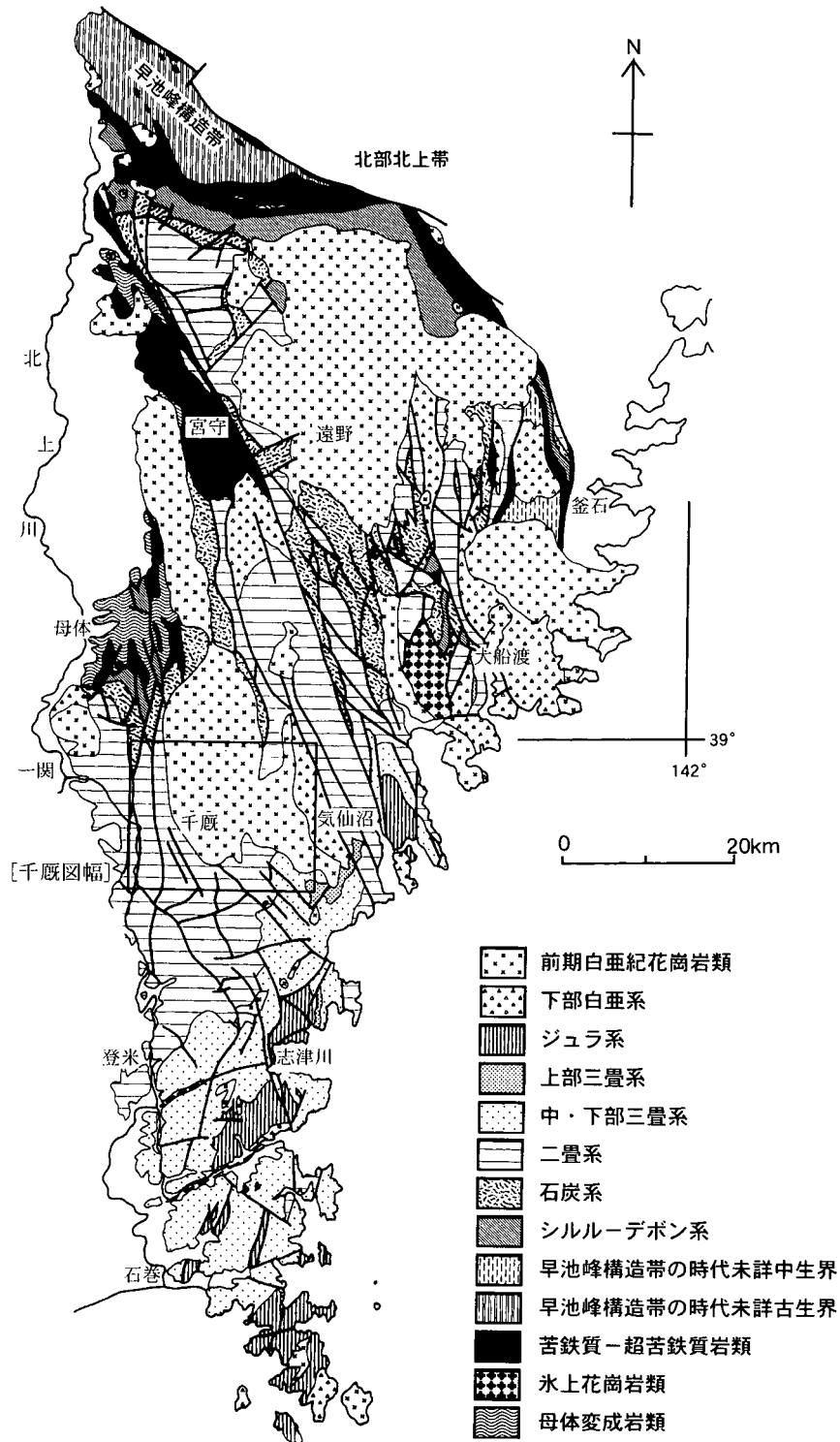
三畳系は本地域南東部に分布し、上部三畳系基底の不整合を境に下位の中・下部三畳系稲井層群と上位の上部三畳系皿貝層群に区分される。稲井層群は本地域では確認できないが、志津川図幅地域などで観察されるように二畳系登米層を不整合に覆う。稲井層群は下位より、平磯層・大沢層・風越層及び伊里前層に区分される。産出

する化石より、前二者は下部三畳系、後二者は中部三畳系に対比される。平磯層は砂岩、大沢層は泥岩、風越層は砂岩、伊里前層は砂質泥岩を主とする。皿貝層群は塊状極粗粒砂岩を主とする下部の新館層と砂岩・泥岩互層を主とする上部の長ノ森層からなる。津谷・志津川図幅地域では新館層が下位の稲井層群を不整合に渡うが、本図幅地域ではその関係は確認できない。長ノ森層からは多くの *Monotis* を産し、皿貝層群は上部三畳系に対比される。

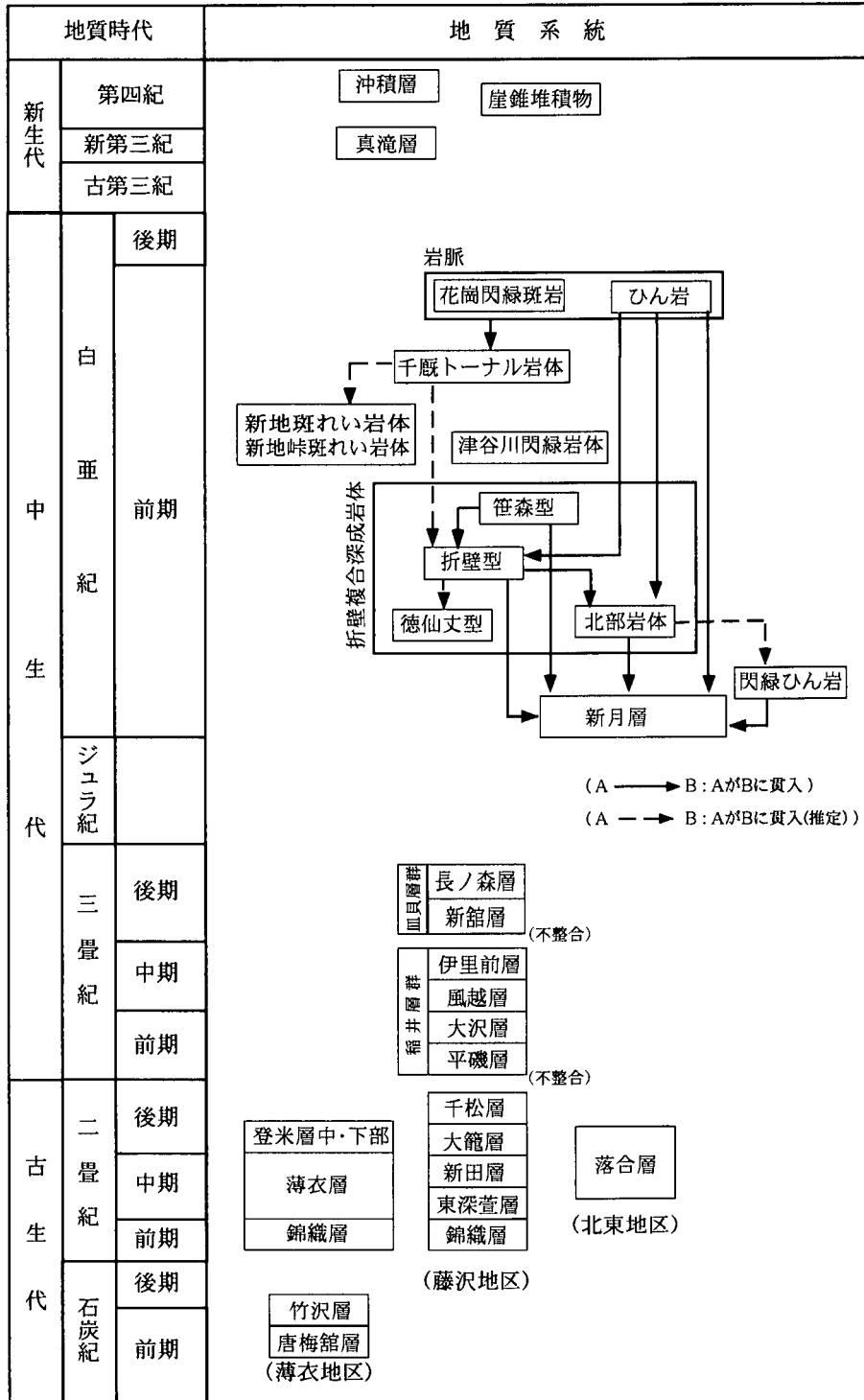
北上山地においては、多数の白亜紀深成岩体が分布し、周囲の古生層・中生層に貫入している。また、下部白亜系の火山岩類及び堆積岩類が点在し、深成岩体に貫入されている。本図幅地域は、長径10km以上の深成岩体が分布する地域の最南部にあたり、白亜系の火山岩類を伴って広範囲に白亜紀貫入岩類が分布する。

下部白亜系の新月層は、東側の気仙沼図幅地域西部から本図幅地域東部にまたがって分布し、主に安山岩質火砕岩・溶岩、玄武岩質溶岩・火砕岩からなる。気仙沼図幅地域南部で三畳系を不整合で覆い(神戸・島津, 1961)、本図幅地域北東部から気仙沼図幅地域にかけて二畳系に断層で接している。下部の安山岩質火砕岩部層は新月層東端及び南部に分布するが、本図幅地域内では北東端の地域に狭く分布しており、それ以外の地域には主部の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層が分布する。

新月層分布域の北部には、閃緑ひん岩の岩脈や小岩体が多数分布する。新月層の西側の折壁を中心とした図幅東部地域には、広範囲に折壁複合深成岩体が分布し、その南東部は気仙沼図幅地域に達しており、周囲の二畳系・三畳系と新月層に接触変成を与えている。折壁複合深成岩体は、岩相変化に富み石英モンゾ閃緑岩・花崗閃緑岩・斑れい岩などから構成され、半深成岩的な斑状岩相を伴う。主岩体と北に伸びる北部岩体からなり、主岩体は更に徳仙丈型、折壁型、笹森型に区分される。主岩体は岩体周縁部から中心部にむかってより優白質な岩石が分布する累帯構造をなす。図幅地域南部の二畳系の分布域には、斑れい岩や閃緑岩の小岩体である新地峠斑れい岩体、新地斑れい岩体、津谷川閃緑岩体が分布する。千厩・摺沢を含む図幅地域中央から西部にかけて、南北に長い紡錘形の千厩トータル岩体が広く分布する。同岩体の分布は北側の陸中大原図幅地域まで伸びており、周囲の石炭系-二畳系を貫くとともに、東側の折壁複合深成岩体に貫入していると推定される。千厩トータル岩体は主に中粒のトータル岩からなり、花崗閃緑岩、石英閃



第2図 南部北上帯の地質概略図  
 永広 (1989), 滝沢ほか (1990), 滝沢ほか (1992), 鎌田 (1993),  
 竹内・兼子 (1996) を基に編集した。



第3図 千厩図幅地域の地質総括図  
前期白亜紀貫入岩と先白亜系との貫入関係の図示を省略した。

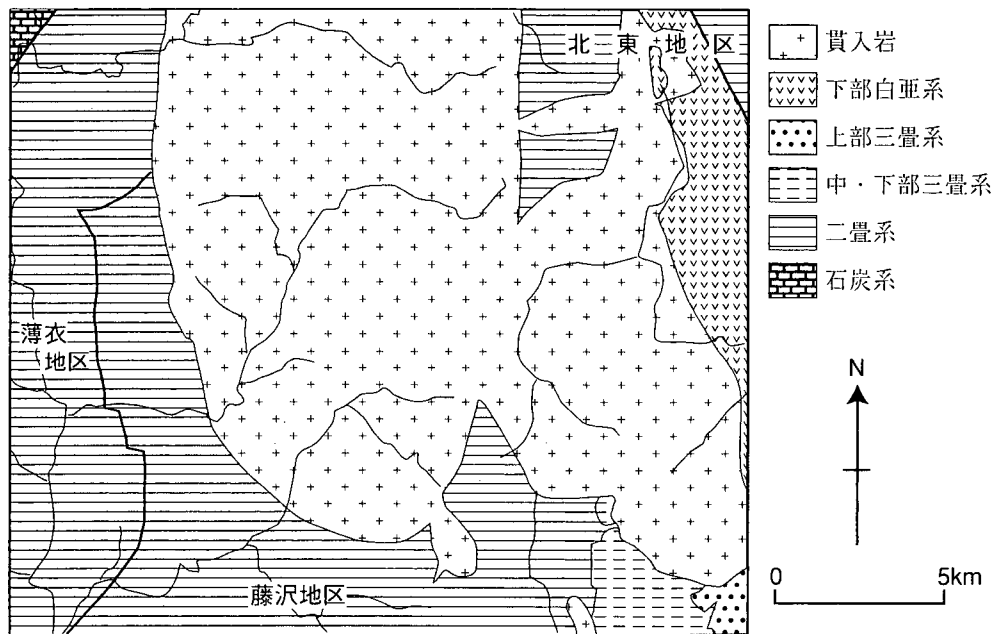
緑岩を伴う。新地峠斑れい岩体は、千厩トータル岩体の南東縁に接し、ほぼ同時期に貫入した。本図幅地域の北東部を中心として、東西方向に卓越した角閃石ひん岩の岩脈が多数分布し、室根山付近には特に密集している。西側の千厩トータル岩体中にもそれと類似する花崗閃緑斑岩岩脈が多数分布し、物見石山付近に密集している。

石炭系から下部白亜系は上記火成岩の貫入と同時期あるいは直前に褶曲や断層を伴う変動を受けており、本地域西部地域では特に変形が強く、スレート劈開が発達している。また貫入岩体周辺では接触変成作用により、泥質岩では黒雲母や紅柱石、苦鉄質岩では角閃石などが形

成されている。

新第三系及び第四系は鮮新世の真滝層及び沖積層からなる。真滝層は小起伏面上に堆積し、西隣の一関図幅地域に広く分布する。真滝層は礫岩・砂岩を主とし凝灰岩を挟む。沖積層は主として北上川及びその支流による氾濫平野・自然堤防堆積物である。

なお、本文で用いる成層の単位の大まかな目安として、薄層理は層厚が10cm以下、中層理は層厚が10-100cm、厚層理は層厚が1-3m、塊状は層理面がほとんど認められないか、層厚3m以上の場合に使用した。



第4図 地質記載上の地域区分図

地質記載のために便宜上地域区分を行った。各地区間の厳密な境界はないが、断層や貫入岩体によって分断され、ある共通の層序をもった地区ごとに区分した。



### Ⅲ. 石炭系

(竹内 誠)

#### Ⅲ.1 概要及び研究史

南部北上帯の石炭系は、日本列島に分布する石炭系の内最も広く分布するものであり、古くから古生物学的・層序学的研究がなされてきた。

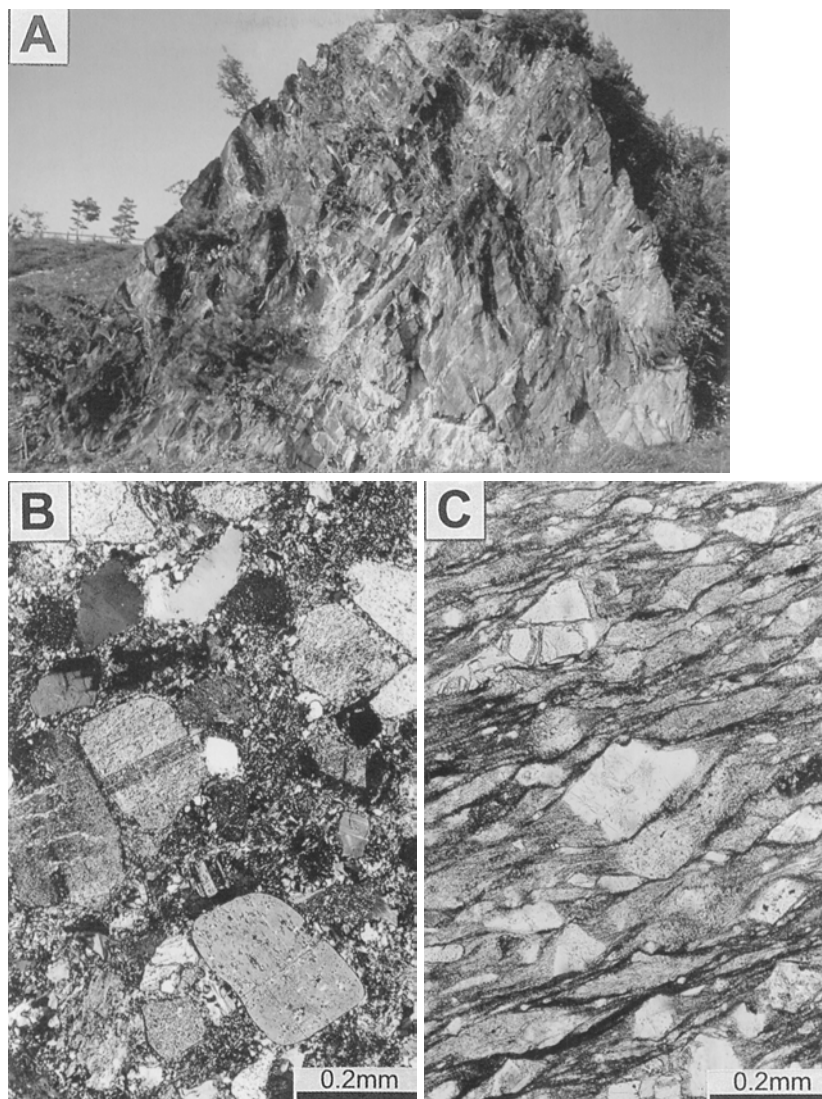
石炭系の層序は主として、盛岡幅地域の日頃市地域や世田米地域において研究が行われてきた。遠藤 (1924) をはじめとして、小貫 (1937) ・小貫 (1938) ・湊 (1941) などの先駆的研究がなされた。その後大久保 (1951) ・湊ほか (1953) ・山田 (1958) ・武田 (1960) などの研究により、下位より日頃市層・有住層・大平層・鬼丸層・長岩層の標準的な層序区分がなされた。日頃市地域や世田米地域ではデボン系と石炭系及び石炭系と二畳系はそれぞれ不整合であることが確認された (湊, 1942 ; 大久保, 1951 ; 山田, 1959 ; Saito, 1968)。さらに湊 (1941) では鬼丸層基底に大規模な不整合があると考えられたが、Tazawa and Katayama (1979) や森・田沢 (1980) などによってこの不整合に否定的見解が示され、その後石炭系の層序区分が修正された (例えば川村・川村 (1989) など)。以上の研究より、石炭系は下半部は主として火砕岩を含む砕屑岩からなり、上半部は石灰岩を主とすることが明らかになっている。

千厩図幅地域に分布する石炭系は本図幅地域外の北西方に広く連続し、長坂地域の石炭系として研究がなされてきた。本地域の石炭系は下位から唐梅館層、竹沢層に区分される (第1表)。唐梅館層は泥岩・砂岩を主とし、礫岩や石灰岩、凝灰質砂岩などを挟み、竹沢層は石灰岩を主とし、泥岩や赤色または緑色火砕岩を挟む。野田

(1934) は長坂地域の地質を調査し、デボン系を生出層・鳶ヶ森層に、二畳-石炭系を米谷層・薄衣礫岩層・登米層にそれぞれ区分し、デボン系と二畳-石炭系は断層、米谷層と薄衣礫岩層は不整合関係とした。その後橋 (1952a) は鳶ヶ森層群・竹沢層群・米谷層群に区分し、野田 (1934) の米谷層のうち石炭系を竹沢層群とし、また鳶ヶ森層群を下位の中倉層と上位の唐梅館層に区分し、橋 (1952b) は中倉層を上部デボン系、唐梅館層を下部石炭系とした (なお、竹沢という表記はその後竹沢が主として使用されているため、これ以降竹沢と表記する)。他の地域ではデボン系と石炭系は不整合関係とされているが、長坂地域では整合関係である (橋, 1952a ; Okami *et al.*, 1973 ; 大沢ほか, 1981)。また唐梅館層と竹沢層群の関係は鬼丸層基底部と同様に不整合と考えられた時もあったが、現在は整合と見なされている (田沢・大沢, 1979)。また田沢・大沢 (1979) や Kato and Minato (1979) は竹沢層群を竹沢層と呼んだ。竹沢層という地層名は Ishizaki (1968) によって、はじめて Takezawa Formation として使用された。しかし、Ishizaki (1968) は「橋 (1952a) が Takezawa Formation と命名した」と記しているが、これは間違いである。これらをまとめると第1表のようになる。唐梅館層最下部の礫岩中にはオーソコーツァイト礫が見出されている (Okami *et al.*, 1973)。唐梅館層からは腕足類、三葉虫、二枚貝などの化石が (Tachibana, 1956 ; 田沢・大沢, 1979 ; Tazawa, 1980 など)、竹沢層からはサンゴ・腕足類・貝形虫などの化石が知られている (Ishizaki, 1968 ; 小貫, 1969 ; Kato and Minato, 1979)。

第1表 南部北上帯西部の石炭系の層序対比表

	野田 (1934)	橋 (1952a, b)		田沢・大沢 (1979) , 本報告
石炭系	米谷層の一部	竹沢層群	竹沢石灰岩層	竹沢層
	断層		不整合?	整合
	鳶ヶ森層	鳶ヶ森層群	唐梅館層	唐梅館層
デボン系	(すべてデボン系)		中倉層	



第4図 竹沢層砂岩の露頭と薄片の偏光顕微鏡写真

- A：竹沢層砂岩の露頭。やや不明瞭な層理を示す石質砂岩。東山町西本町の東山町総合グラウンド。
- B：斜長石や中性火山岩片からなる石質砂岩の偏光顕微鏡写真。Aの露頭からの試料。直交ポーラー。
- C：劈開の発達した石質砂岩。左上に単斜輝石が見える。A地点より南東へ200mの地点。単ポーラー。

### III.2 唐梅館層 (Ck)

**地層名** 橘 (1952a) による。

**模式地** 東山町唐梅館山南東 (陸中大原図幅地域内)。

**分布** 本地域の北西端にわずかに分布する。

**層厚** 変形により厚層化している可能性があるが、見かけ上約700mである。北隣の陸中大原図幅地域の唐梅館山周辺では600m以下 (橘, 1952a) あるいは450mと見積もられている (田沢・大沢, 1979)。

**層序関係** 本地域では下位の中倉層との関係は確認できなかったが、整合に重なるとされている (橘, 1952a ;

Okami *et al.*, 1973 ; 大沢ほか, 1981)。

**岩相** 泥岩を主とし、砂岩を挟む。砂岩は層厚数十cmで全体として数mになる (第5図A)。これらの地層はスレート劈開が発達している部分がある (第5図C)。砂岩は灰緑色で細-中粒で、主として斜長石・安山岩-デイサイト岩片からなり、石英や単斜輝石を含む。粒子はやや円磨されている (第5図B)。泥岩は黒色で、一部石灰質な生砕物を含むことがある。

**化石と時代** 水沢図幅地域や陸中大原図幅地域では、本層下部の礫岩や泥岩より、*Spirifer verneuili*, *Spirifer nagasakaensis* などの腕足類, *Phyllipsia sp.* などの三葉虫, *Aviculopecten sp.* などの二枚貝, 陸生植物などの化石が

報告されている（野田，1934；大久保，1951；橘，1952a；Tachibana，1956）。水沢図幅地域の東山町地藏堂付近の本層最上部の凝灰質砂岩から腕足類 *Martinia* sp. が報告され，後期ビゼー世を示すとされている（田沢・大沢，1979；Tazawa，1980）。

### III. 3 竹沢層 (Ct)

**地層名** 橘（1952a）は竹沢層群と呼んだ。Ishizaki（1968）では竹沢層（Takezawa Formation）と呼んでいる。

**模式地** 東山町竹沢（水沢図幅地域内）。

**分布** 本地域の北西端にわずかに分布する。

**層厚** 本地域のみでは全体層厚は不明だが，450m 以上とされている（川村・川村，1989）。

**層序関係** 本地域では下位の唐梅館層との関係は確認できなかったが，整合に重なるとされている（田沢・大沢，1979；Tazawa，1980）。

**岩相** 主として灰黒色の層状石灰岩で，黒色泥岩を挟む。隣接地域では赤色-緑色火砕岩を挟む（川村・川村，1989）。

**化石と時代** 近隣地域の本層下部より *Kueichouphyllum* sp.，*Dibunophyllum* sp. などのサンゴ，*Productus giganteus*，*Lithostrotion* sp. などの腕足類などを産する（野田，1934；小貫，1969；Kato and Minato，1979）。また *Kirkbya nanatsumoriensis* などの4種の貝形虫が報告されている（Ishizaki，1968）。これらより少なくとも本層下部は後期ビゼー世とされている（川村・川村，1989など）。

## IV. 二 疊 系

(竹内 誠)

### IV.1 概要及び研究史

南部北上帯に分布する各地質系統のうち、二疊系は最も広く分布しており、本地域の二疊系はその分布域の中央部に位置している(第2図)。

本図幅地域の二疊系は、地区により層序や岩相が大きく異なるため、西部の薄衣地区、南部の藤沢地区、北東部の北東地区の3地区に分けて層序を設定した。

薄衣地区の二疊系は、下位より錦織層、薄衣層、登米層に3分され、南部北上帯の古生層の標準層序(小貫, 1937; Minato *et al.*, 1965)の坂本沢層(統), 叶倉層(統), 登米層(統)中・下部にそれぞれ対比できる。錦織層は浅海成の地層で、下部は厚い石灰岩からなる。薄衣層には花崗岩礫を多量に含有することで特徴づけられる薄衣式礫岩を挟有する。登米層は砂質泥岩からなる下部と、均質で非常に細粒な泥岩からなる中部からなり、登米層上部は薄衣地区では欠如している。薄衣地区の泥岩にはスレート劈開が発達する部分がある。

藤沢地区の二疊系は、下位より錦織層・東深萱層・新田層・大籠層及び千松層に区分され(永広, 1979), 東深萱層と新田層が叶倉層, 大籠層が登米層中・下部, 千松層が登米層上部にそれぞれ対比される。錦織層は泥岩を主とし, 石灰岩を挟む。東深萱層は泥岩を主とされに薄衣式礫岩や砂岩を挟み, 新田層は砂岩を主とする。

大籠層と千松層は共に泥岩を主とするが、各層の下部は砂岩をしばしば挟む。本図幅地域では大籠層下部は欠如する。

北東地区の二疊系は落合層と呼ばれ(小貫, 1969; 永広, 1977), 泥岩を主とするが薄衣式礫岩や石灰岩を挟む。

**研究史** 千厩図幅地域の二疊系に関する研究は少ない。1887年、神保小虎は東京大学地質教室の卒業論文として気仙沼以南の北上山地を調査し、中・古生界についての研究を行った。その中で米谷地区(志津川図幅地域)、桃生郡雄勝小浜(登米図幅地域)などにおいてサンゴ・腕足類・蘚虫類・三葉虫などの化石を発見し、北上山地に二疊系の発達することを初めて確認した。神保の研究はHarada(1890)に地質図付きでとりまとめられている。その後本図幅地域に関連した層序や古生物学的研究は主に米谷地区にて行われた。すなわち、層位的には千坂(1953), 小貫ほか(1960), Murata(1964), 佐藤(1969)など、古生物学的にはサンゴ(Minato, 1955), 頭足類(Yabe and Mabuti, 1935; Nakazawa, 1960; Ehiro and Bando, 1985), 紡錘虫(Hanzawa, 1950), 石灰藻(Endo, 1952), 二枚貝等(Murata, 1969; Nakazawa and Newell, 1968)などがある。

構造地質学的研究として永広(1977), Oho(1982), Ishii(1988), Sasaki(2001)が断層・褶曲・スレート劈

第2表 千厩図幅地域の二疊系の層序対比表

		薄衣地区				藤沢地区		北東地区	
		野田(1934)	橘(1952)	永広(1989)	本報告	永広(1979)	本報告	小貫(1969), 本報告	
二疊系	登米統					千松層	千松層	?	
		登米層			登米層	登米層中部	大籠層	大籠層	落合層
						登米層下部			
	叶倉統	薄衣礫岩層	米谷層群上部	薄衣礫岩	薄衣層	新田層	新田層		
		不整合	不整合			東深萱層	東深萱層	?	
坂本沢統	米谷層	米谷層群下部	野土層	錦織層	錦織層	錦織層			
石炭系		不整合?	不整合	不整合	?	?			
		竹澤層群	竹沢層	竹沢層					

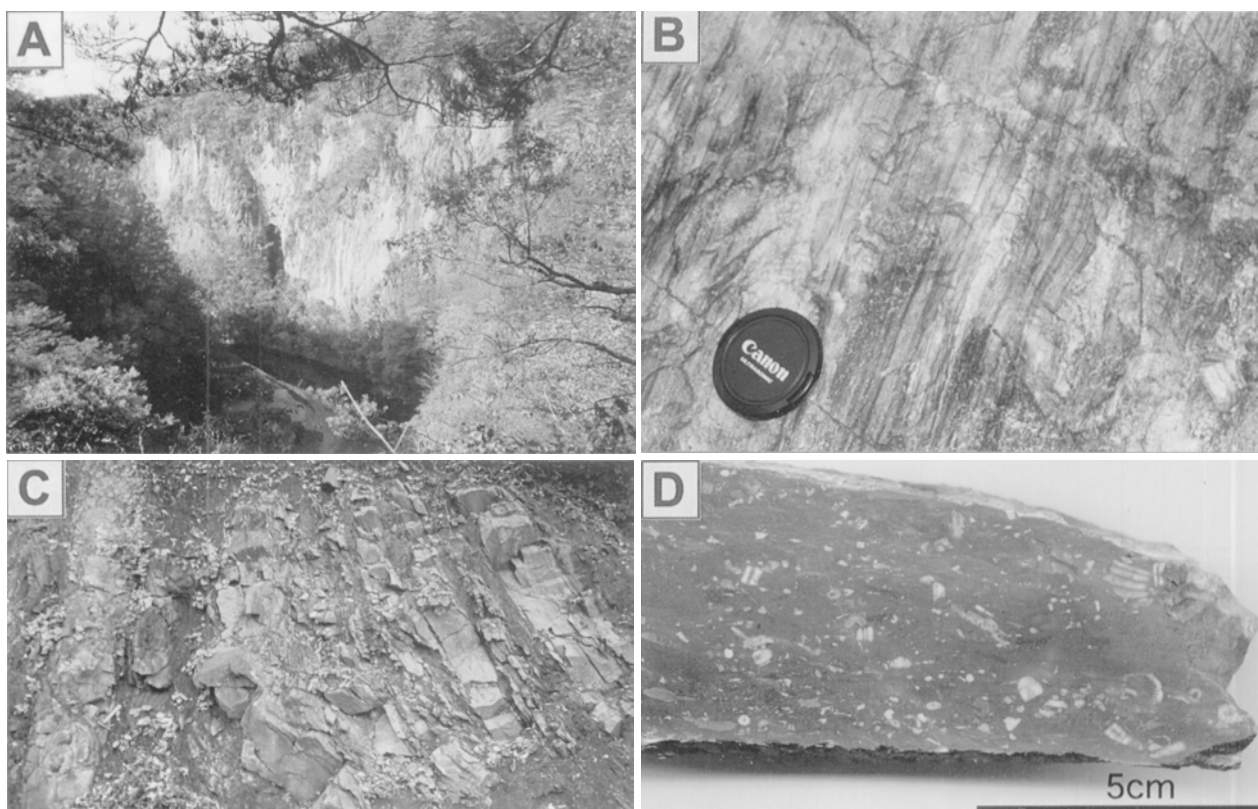
開・剪断帯などについて報告している。薄衣式礫岩などを扱った岩石・堆積学的研究として湊（1944）、加納（1958, 1959, 1971）、岩井・石崎（1966）、Choi（1984）、Takeuchi（1994）、吉田・町山（1998）、Takeuchi and Suzuki（2000）などがある。これらの研究成果は半沢（1954）、小貫（1956, 1969, 1981）、永広（1989）などに取りまとめられている。

薄衣地区の二畳系は馬淵・野田（1934）及び野田（1934）により、米谷層（石炭系の一部を含む）・薄衣礫岩層及び登米層と区分された（第2表）。橋（1952a）は野田（1934）の二畳-石炭系米谷層を石炭系竹沢層群と二畳系米谷層群下部に区分し、薄衣礫岩層を米谷層群上部に再定義した。しかし、岩手県気仙郡地方での小貫（1937, 1938）の二畳系の区分が、その後小修正を加えられつつ北上山地の標準層序として用いられている。すなわち北上山地の二畳系は下位より雪沢層群（坂本沢層、叶倉層）と登米層の名称が用いられている（小貫, 1956）。

これに対して、志津川図幅地域の米谷地区においては、Hanzawa（1950）や千坂（1953）により紡錘虫化石帯に基づいた層序区分が試みられ、馬淵・野田（1934）の米

谷層を西郡<sup>にしこおり</sup>石灰岩部層、楼台<sup>ろうだい</sup>石灰岩部層、山崎礫岩と命名し（Hanzawa, 1950）、前二者は千坂（1953）によって米谷層の下・中・上部層に細分された。その後、米谷層下・中・上部層とされたものは、小貫ほか（1960）により西郡層、楼台層、天神ノ木層と命名された。更に植田（1963）や佐藤（1969）は岩相変化や地質構造について詳細に検討を行い、小貫ほか（1960）の西郡層と楼台層を錦織層に一括したその後、薄衣地区の二畳系は野土層、薄衣礫岩、登米層に区分された（永広, 1989）。

藤沢地区の二畳系については、米谷地区（志津川図幅地域）のそれに比べて研究はきわめて少ない。志津川図幅地域の大籠地区を中心に研究がなされ、藤沢地区はその北側に連続する地域である。大籠地区を含む藤沢地区の層序について、小貫（1956）や小貫・坂東（1959）は岩相上の類似や "*Pseudomonotis* sp." 及び "*Deltopecten* sp." とした化石の産出などから稲井層群に対比したが、Murata（1969）と Bando（1975）はそれらが二畳紀を示す *Aviculopecten* ? *onukii* や *Episageceras* sp. などであることを明らかにし、二畳系であるとした。また永広・坂東（1978）は二畳紀頭足類を発見し、二畳系の存在が確実



第6図 錦織層石灰岩の岩相

- A: 錦織層石灰岩. 狛鼻溪.
- B: 黒色葉理の発達したやや再結晶した石灰岩. 狛鼻溪南東の林道沿い.
- C: 中層理の石灰岩・泥岩互層. 第7図Bの柱状図を作成した露頭. 一番左側の淡色層は砂岩層で、右側の数枚の淡色層は石灰岩層. へこんでいる部分が泥岩層. 東山町木和田掘.
- D: ウミユリなどの生物破片を多く含む生砕性石灰岩. 狛鼻溪南東の林道沿いより採取.

になった。永広 (1979) 及び永広ほか (1979) は広く藤沢地区と大籠地区の調査を行い、下位より錦織層・東深萱層・新田層・大籠層及び千松層に区分した。その後、永広・坂東 (1980) や Ehiro and Bando (1985) など若干の地層区分の修正や化石の追加記載などがなされた。

北東地区の二畳系については、本地域内での研究はない。北東縁部の二畳系は連続する東隣の気仙沼図幅地域にて、神戸・島津 (1961) では登米層、小貫ほか (1980) では叶倉統に対比されている。田沢 (1973) は気仙沼図幅内の上八瀬地区で坂本沢統、叶倉統、登米統に区分し、永広 (1977) は日誌-気仙沼構造線の西側の中平-気仙沼地区で、中平層、落合層、鍋越山層に区分した。室根山付近の二畳系は接触変成作用を強く受けており、研究報告はない。この二畳系は北隣の陸中大原図幅地域の米里-落合地区から連続するものである。ここでは坂本沢統の戸中層 (広川・吉田, 1954)、叶倉統の落合層 (小貫, 1969) に区分されている。

上部二畳系登米層は、いずれの分布地においても示準化石の産出に比較的乏しい。気仙沼や本吉郡歌津地域においては、最上部二畳系を示す有孔虫化石の産出が報告されている (Tazawa, 1975; Ishii *et al.*, 1975) が、一般には二枚貝・巻貝化石群集に基づいて下位から *Kitakamispira hanzawai* - *Nuculopsis mabutii* Zone, *Palaeoneilo ogachiensis*-*Phestia kon'noi* Zone, *Euphemitopsis kitakamiensis* - *Astartella toyomensis* Zone に3分されている (ペルム・三畳系ワーキンググループ, 1975)。このうち登米・米谷地区には下部の2つの化石帯の存在が確認されている (村田・下山, 1979)。なお大籠地区を中心とした登米層及び相当層より頭足類の産出が報告され (Murata and Bando, 1975; 永広・坂東, 1978, 1980; Ehiro and Bando, 1985; Ehiro *et al.*, 1986)、南部北上山地の中・上部二畳系を下位から *Timorites* 帯, *Araxoceras* 帯及び *Medlicottia kitakamiensis* 帯に区分されている (永広, 1987)。

なお、石灰岩の分類は Folk (1959, 1962) に従った。

#### IV.2 薄衣地区の二畳系

薄衣地区の二畳系は下位より、錦織層・薄衣層及び登米層に区分される。なお、藤沢地区の錦織層についても岩相の共通性が高いのでここであわせて記載する。

##### IV.2.1 錦織層 (Nm, Ns, Nl)

薄衣・藤沢地区に分布し、石灰岩・砂岩及び泥岩からなる下部二畳系。馬淵・野田 (1934) の米谷層の一部。永広 (1989) の野土層と永広 (1979) の錦織層にあたる。

**地層名** 植田 (1963) による。

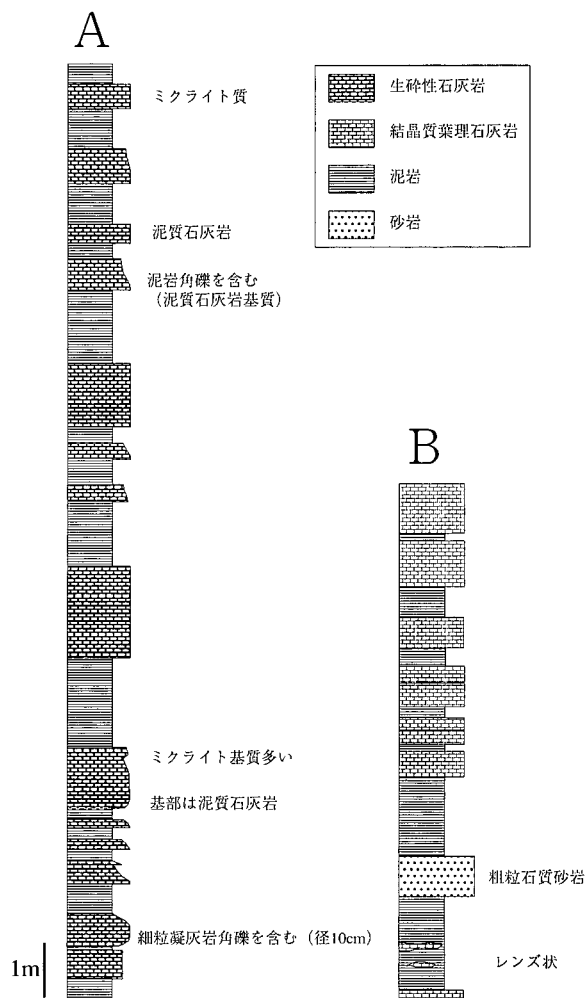
**模式地** 宮城県登米郡東和町錦織上在郷 (志津川図幅地域)。

**分布** 本地域西部に南北に細長く分布する。

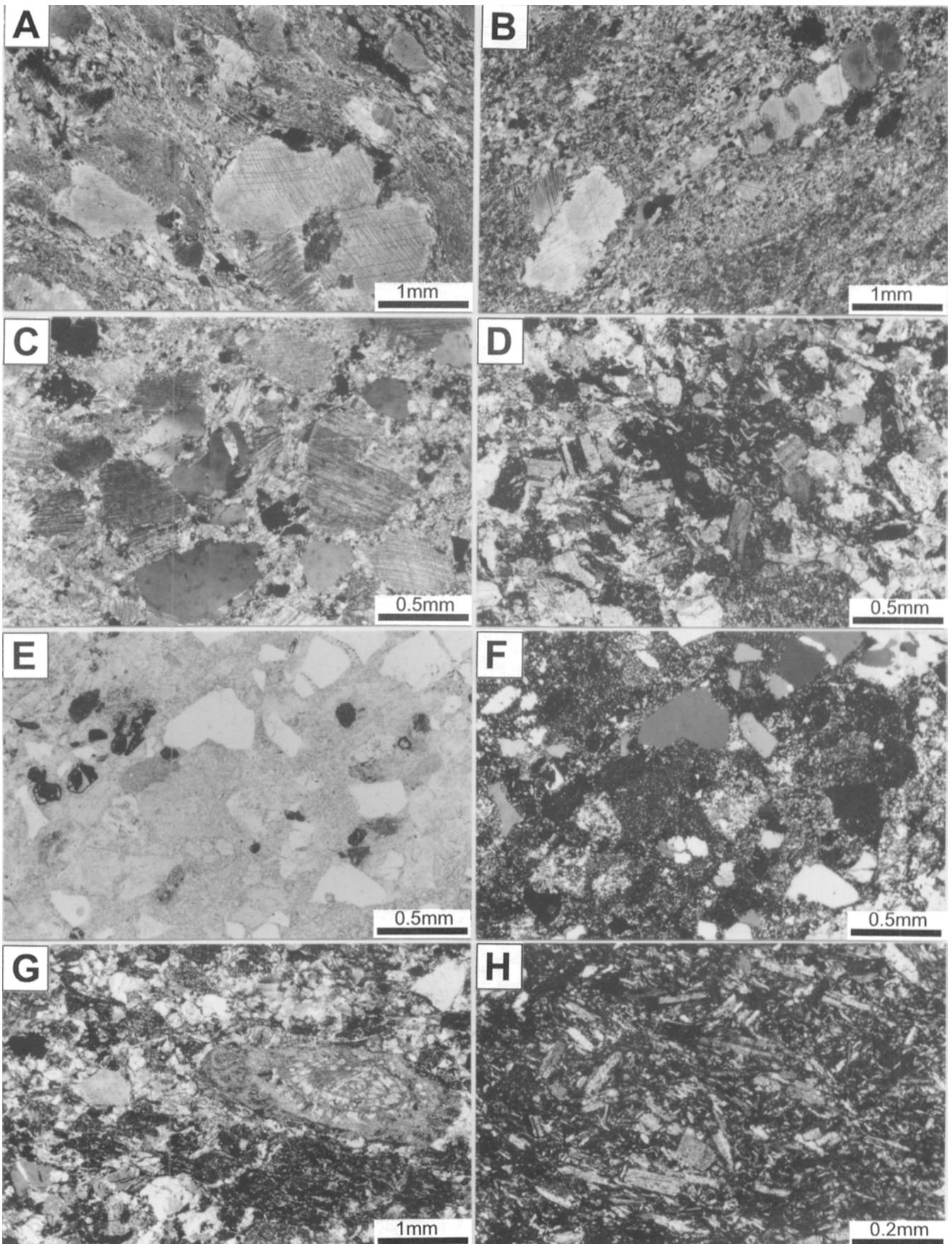
**層厚** 本地域では下限が不明のため、全層厚は不明であるが、少なくとも1,000m以上である。

**岩相** 本層下部は厚い石灰岩を主とし、その上位では石灰岩・泥岩互層となる。上部は砂岩や石灰岩を挟む泥岩からなる。しばしば珪長質凝灰岩を挟む。

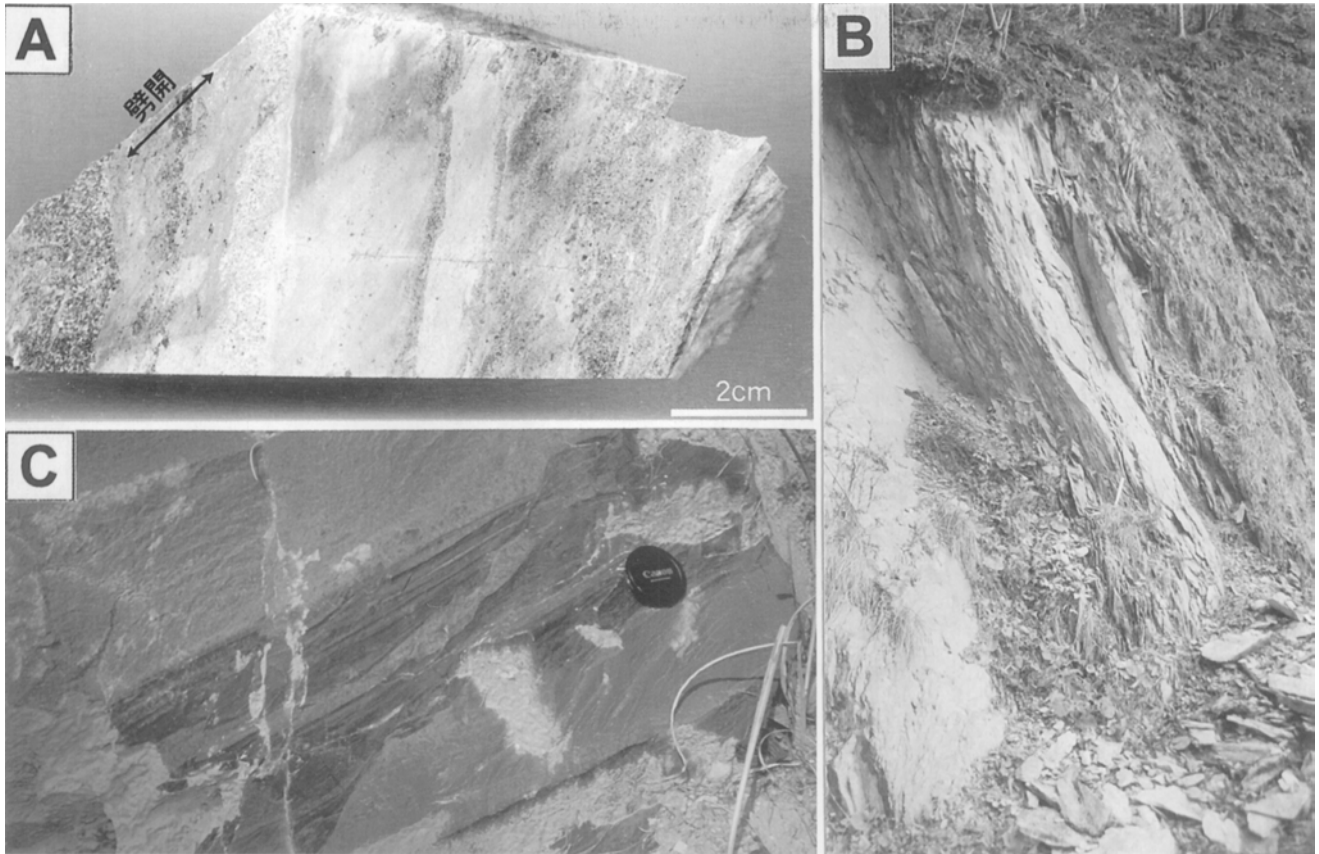
石灰岩 (Nl) は北西端の砂鉄川沿いに分布する。白色-灰色中層理から塊状の石灰岩で、ミクライトやバイオミクライト-バイオミクルーダイトからなる。最下部をなす石灰岩は最も厚く、層厚は100-200mである (第6図A)。<sup>びいびい</sup> 狛鼻溪を中心に北北東や南南西に広く分布する。白色石灰岩にはしばしばウミュリの破片が含まれ、また黒い葉理が発達するものも見られる (第6図B)。その上位には中層理の石灰岩・泥岩互層が重なる。石灰岩・泥岩の単層厚は20-150cmで、互層は全層厚10-20mである。石灰岩は結晶質で葉理の発達するもの (第6図



第7図 錦織層石灰岩卓越部の岩相柱状図  
A: 生砕性石灰岩と泥岩の互層。石灰岩には正の級化層理が発達する。狛鼻溪南東の林道沿い。  
B: 結晶質石灰岩と泥岩の互層。東山町木和田掘。







第9図 錦織層凝灰岩と砂岩の岩相

- A: 淡緑灰色珪長質凝灰岩。細粒部と粗粒部が互層する。劈開が右上から左下で紙面に直交する方向で認められる。第8図EとFはこの試料の粗粒部。川崎村深堀。  
 B: 劈開の発達した珪長質凝灰岩。Aの試料の採取露頭。川崎村深堀。  
 C: 泥岩を挟む石質砂岩。丈鏡山北方。

C, 第7図B)や黒色で生砕物石灰岩(第6図D, 第7図A)などである。生砕物石灰岩は上方細粒化を示すものが多く、また層厚が1m程度のものは単層の基底部に逆級化がみとめられる。生砕物はウミユリの破片が多く(第8図A), まれに紡錘虫や腕足類?が含まれる細粒珪長質凝灰岩や泥岩の角礫を含むことがある。石灰岩は泥岩と共にスレート劈開が発達している。

上位の泥岩が卓越する部分に挟まれる石灰岩は高鳥<sup>たかうと</sup>山西方及び東方、藤沢地区の竹の沢付近、十文字付近、古堂<sup>ふるどう</sup>付近に分布する。中層理の生砕物石灰岩(第8図B)と石灰質泥岩の互層からなり、互層部の全層厚は約

100mである。

宮川北方の本層最上部には石灰質砂岩が分布する。灰色の粗粒-極粗粒砂岩で石英と方解石粒子を主とし、斜長石・珪長質火山岩などを伴う(第8図C)。基質はミクライト質である。

泥岩(Nm)は本層上位に卓越し、黒色で、全体としてスレート劈開が発達している。また千厩<sup>ちかま</sup>トータル岩体の周囲約1km付近までは接触変成作用を被り、黒雲母が形成されている。西部の岩川、宮川や深堀などでは、淡緑色の珪長質凝灰岩を挟む。粗粒-細粒の凝灰岩で数cmの層理をなす(第9図A)。凝灰岩は微粒の珪長質岩

←

第8図 錦織層石灰岩・火山岩類の薄片の偏光顕微鏡写真

- A: ウミユリ破片を含む生砕性石灰岩。狛鼻溪南東の林道沿い。第7図Aの石灰岩。直交ポーラー。  
 B: 生砕性石灰岩。藤沢町十文字。直交ポーラー。  
 C: 錦織層上部の石灰質砂岩(calcarenite)。川崎村宮川。直交ポーラー。  
 D: 中性火山岩片を多く含む石質砂岩。丈鏡山北方へ直交ポーラー。  
 E: 珪長質火山岩片や石英からなる珪長質凝灰岩。川崎村深堀。単ポーラー。  
 F: 同上。直交ポーラー。  
 G: 紡錘虫化石などの石灰質粒子を含む珪長質凝灰岩。川崎村深堀。直交ポーラー。  
 H: ピロタキシティック組織を呈する安山岩。川崎村宮畑。直交ポーラー。

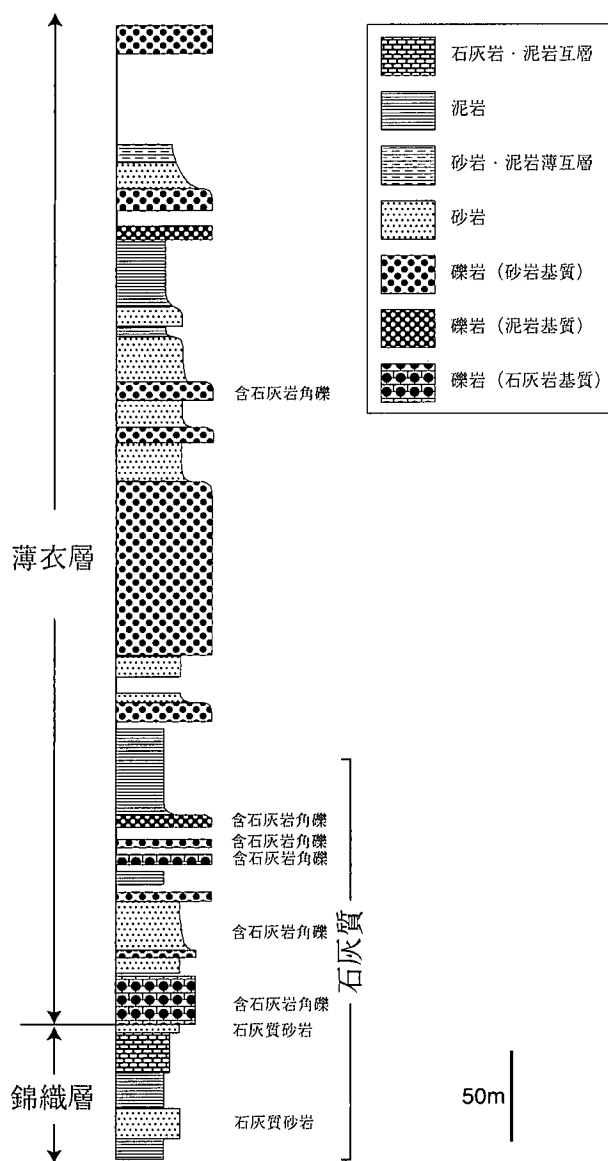


片と石英からなり（第8図E, F）、石英には湾入構造が認められる。また深堀付近ではスレート劈開が強く発達している（第9図B）。凝灰岩には石灰岩岩片を多く含むものがあり、紡錘虫化石を含む場合がある（第8図G）。宮川北方では、凝灰岩に伴って安山岩が分布する。長柱状の斜長石結晶が卓越したピロタキシティック組織を呈する（第8図H）。安山岩の上位には露頭は欠如するものの、凝灰岩が分布している。

砂岩（Ns）は本層上部の泥岩卓越部分の下位と中位に数層挟まれる。下位の砂岩は黒色-濃灰色中層理-塊状の中-粗粒砂岩で（第9図C）、安山岩岩片を主とし、方解石粒子を伴う（第8図D）。中位の砂岩は丈競山周辺、

三島山西方に分布し、下位の砂岩と異なり石英粒子を主とし、方解石粒子や安山岩岩片を伴い、基質はミクライトからなる。砂岩の層厚は10-20mである。

化石と時代 斎藤・斎藤（1954）は川崎村門崎の深堀やその西方の岩佐（一関図幅地域内）などの石灰岩から *Parafusulina* sp. の産出を報告し、坂本沢統に対比している。また永広（1989）では陸中松川駅西方（一関図幅地域内）や高金（水沢図幅地域内）での *Pseudofusulina* sp., *Chalartoschwagerina* sp., *Nagatoella minatoi* などの紡錘虫化石の産出から坂本沢統と叶倉統の一部に対比した。また藤沢地区の十文字付近の石灰岩は *Pseudoschwagerina shellwieni*? を含み、坂本沢統とされている（永広，1979）。



第10図 薄衣層の礫岩卓越部の岩相柱状図  
錦織層から薄衣層への境界付近では石灰質岩が卓越し、石灰岩角礫の供給が顕著である。やがて薄衣式礫岩の供給が始まる。川崎村宮畑北方。

#### IV.2.2 薄衣層 (Um, Ua, Us, Ucg)

泥岩・砂岩・礫岩及びそれらの各組み合わせの互層からなる中部二疊系である。錦織層の石灰岩の上位に重なる薄衣式礫岩を伴う砂岩層から最上位の薄衣式礫岩までを薄衣層とする。

**地層名** 野田（1934）で薄衣礫岩層と呼ばれたものを改称する。

**層厚** 川崎村高鳥兎山付近、図幅地域南西部の沼田西方などで、共に約1,000m。

**模式地** 岩手県東磐井郡川崎村高鳥兎山北方から南西の川崎村宮畑へ流れる沢。

**分布** 本図幅地域西部の高鳥兎山周辺から砂鉄川下流の左岸地域及び本図幅地域南西端部の沼田から井戸沢付近に分布する。

**層序関係** 高鳥兎山地域では宮畑北方にて（第10図）、また南西部の刈生川沿い（一関図幅地域内）にて下位の錦織層の上位に整合に重なる。

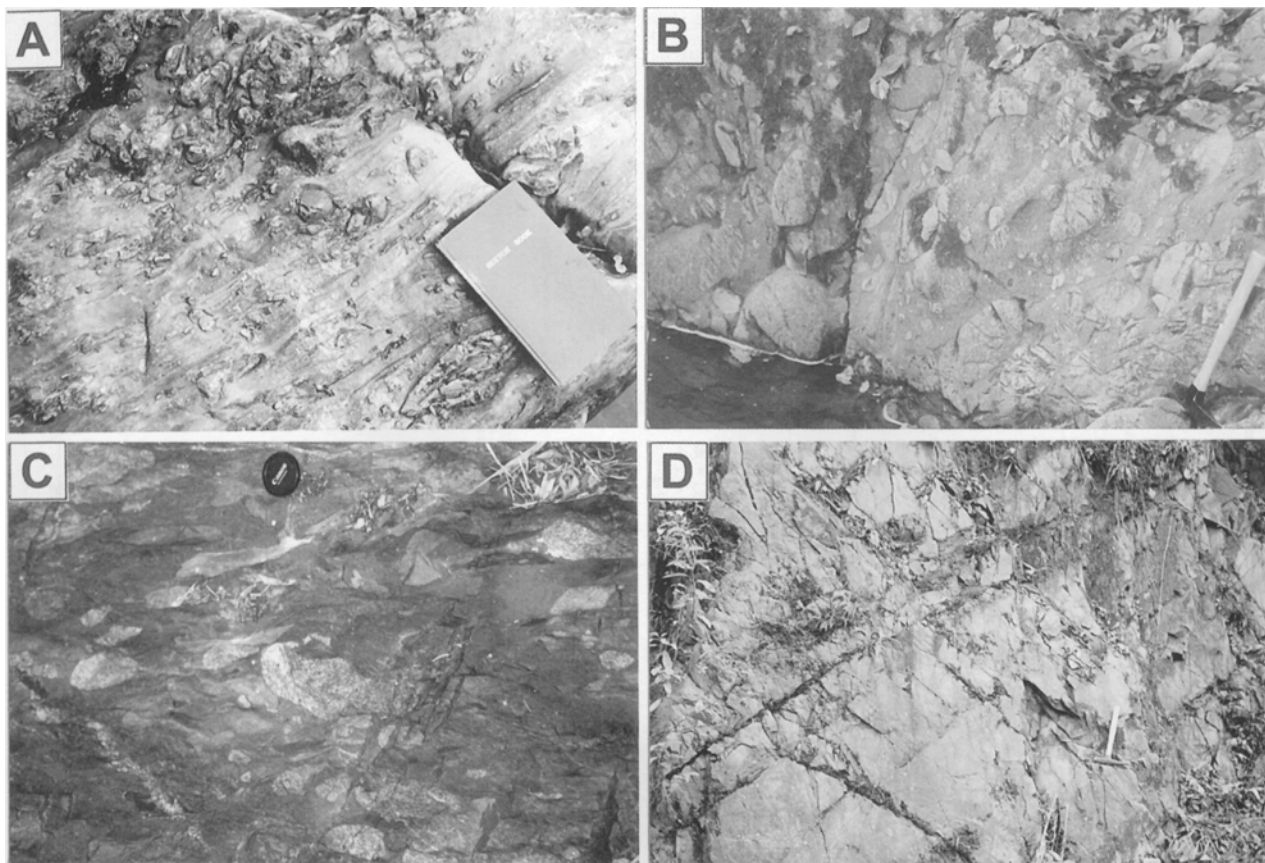
**岩相** 本層は地層の側方方向や垂直方向に岩相変化が激しい。高鳥兎山周辺では、下半部に砂岩や礫岩が優勢で上半部に泥岩や泥岩基質の礫岩が優勢である。本図幅地域南西部の沼田付近では下半部は泥岩や層厚の薄い礫岩が優勢であるが、上半部では層厚の厚い礫岩や砂岩が優勢である。

泥岩（Um）は黒色で塊状であるが、シルト岩や砂岩の葉理や数cmの砂岩をしばしば挟むこともある。全体的に泥岩はシルトや砂サイズの粒子を含む。

砂岩・泥岩互層（Ua）は薄-中層理の砂岩。泥岩互層で、しばしば正の級化構造が認められる。砂岩・泥岩互層は南西部の分布域に多い。

砂岩（Us）は単層厚20cm-5mの粗粒-中粒砂岩で（第11図D）、単層の上部には正の級化構造が認められ、単層の基底には泥岩の偽礫が含まれる。砂岩は主として長石質アレナイトであるが、まれに石質アレナイトである。

礫岩（Ucg）はいわゆる薄衣式礫岩で、よく円磨された深成岩類・火山岩類・接触変成岩類などの中礫から巨礫礫岩である（第11図A, B）。最大礫は花崗岩で、高



第11図 薄衣層の礫岩と砂岩の岩相

- A: 石灰岩基質の礫岩。礫は火山岩が卓越する。川崎村宮畑の薄衣層下部。  
 B: 砂岩基質の薄衣式礫岩。優白質花崗岩礫を多く含む。花泉町と一関市境界を流れる瀬脇川中流（一関図幅地域）。  
 C: 劈開が発達し、礫は扁平に変形した薄衣式礫岩。基質は砂岩。高鳥兎山北方。  
 D: 厚層理砂岩。花泉町沼田の西方。

高鳥兎山南方の坂の下の東方林道に分布する。基質は多くの場合粗粒砂岩であるが、高鳥兎山周辺の本層下部の礫岩は石灰岩基質の部分がある（第11図A）。また高鳥兎山周辺の本層上部の礫岩はしばしば砂質泥岩基質である。礫岩にはほとんど堆積構造が認められず、また砂岩や泥岩と互層する礫岩には礫の正級化や逆級化がしばしば認められるが、インプリケーションは明瞭でない。

本層下部の礫岩にはしばしば石灰岩角礫-岩塊を含む。10cm程度の大きさのことが多い。特に本地域南西部の沼田周辺の北上川右岸地域に多く含まれる。

高鳥兎山北方では礫岩の変形が大きく、円礫も石灰岩角礫も引き延ばされた形を呈する（第11図C）。

**化石と時代** 本層に発達する薄衣式礫岩中の石灰岩礫から、岩井・石崎（1966）は薄衣付近の薄衣礫岩中の石灰岩礫より、*Pseudofusulina popensis*, *Pseudofusulina toyomensis*, *Parafusulina rodaiensis*などを報告し、下位の楼台層（本報告の錦織層相当）よりもたらされたとした。吉田・町山（1998）は西隣の一関図幅地域の礫岩基質より *Lepidolina multiseptata* などの中部二畳系上部を示す紡

錘虫化石を報告した。さらに石灰岩岩塊や石灰岩礫より、*Pseudofusulina* sp., *Lepidolina* sp. など下部二畳系上部から中部二畳系上部を示唆する紡錘虫化石や *Wentzelella* sp., *Yatsengia* sp. などの四放サンゴ化石、砂岩岩塊より *Monodioxodina matsubaishi* などの中部二畳系下部を示す紡錘虫化石を報告した。従って本層基質は少なくとも中部二畳系上部を含み、礫は少なくとも下部二畳系上部から中部二畳系上部からもたらされた。よって、本層は中部二畳系叶倉層上部に対比される。

#### IV.2.3 登米層 (T1, Tm)

薄衣層を整合に覆い、稲井層群に不整合に覆われる厚い泥質岩層からなる上部二畳系である。

**地層名** 馬淵・野田（1934）による。

**模式地** 馬淵・野田（1934）は南方の登米図幅地域の登米町北沢を模式地としているが、小貫（1956）以降、模式地は登米町北沢-皮袋付近とされている。

**分布** 本図幅地域西部の北上川沿岸の川崎から七日町にかけての地域。

**層厚** 本層中部と下部あわせて約1,000m.

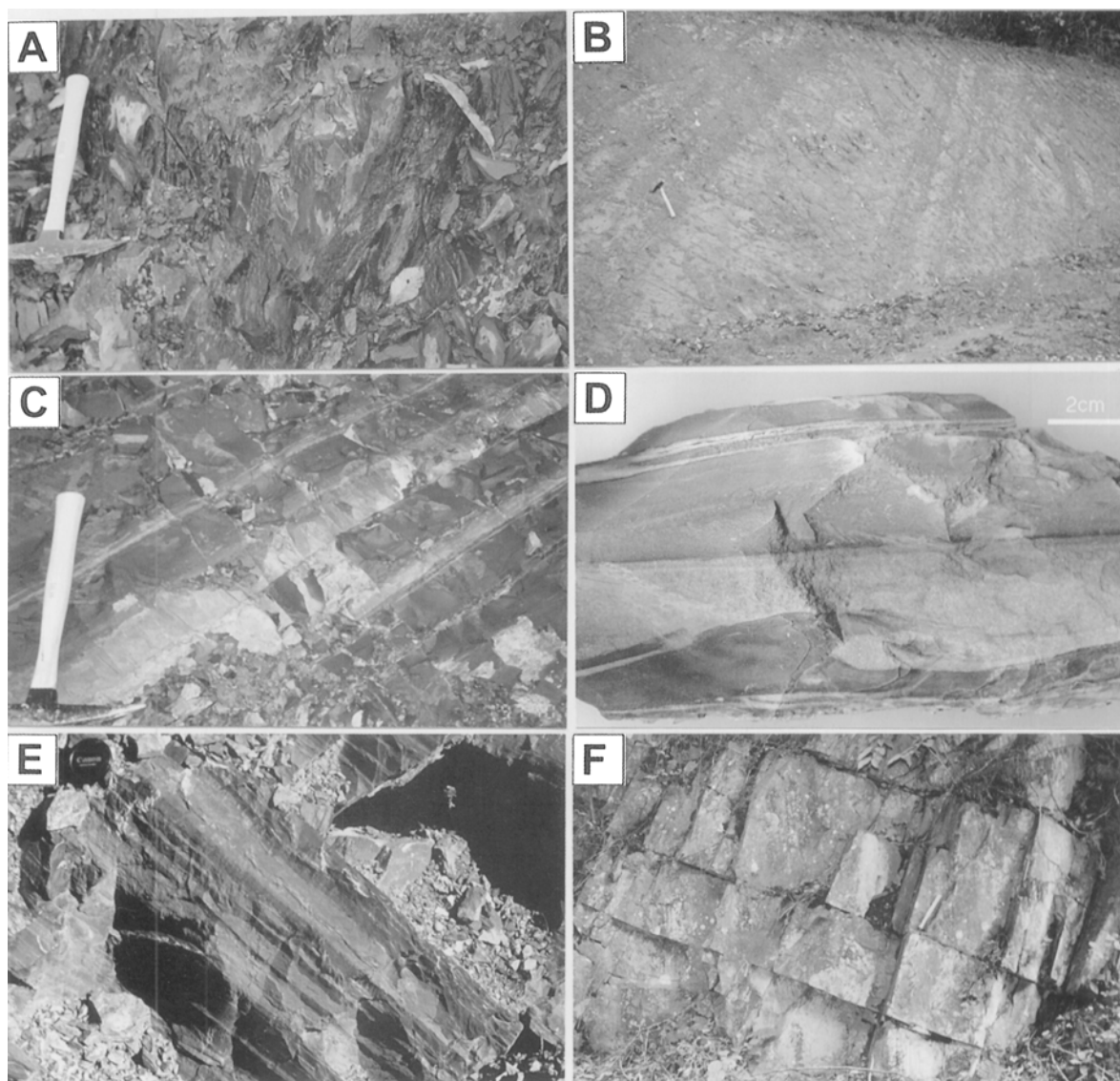
**層序関係** 本層は下位の薄衣層と整合である。高鳥兎山南方や七日町北方付近で下位の薄衣層と整合に重なる。

**岩相** 本層は比較的粒度が粗いシルト質あるいは砂質の泥質岩で砂岩を挟む下部と、より粒度が細かい泥岩で粗粒碎屑岩をほとんど挟まない中部に区分される。登米層上部は本地区には分布しない。

下部 (T1) は暗灰色砂質泥岩からなり、中部 (Tm) は暗灰-黒色の泥岩からなる。本層は下位より上位に次第に厚層化し、下位では単層厚0.3 - 0.5mの成層をなすものから単層厚1 - 2mの成層をなすものを経て、上位で

はほとんど層理面が確認できないものに変化する。中部の泥質岩には弱くスレート劈開が発達し粘板岩となっている部分がある。

**化石と時代** 本地区の本層から化石は見出されず、また報告もない。志津川図幅地域南西部の北沢から斥候峠<sup>ものみ</sup>付近の中部層の下部では、レンズ状石灰質砂岩及び石灰質砂質粘板岩から *Bellerophon* を主とする巻き貝や二枚貝化石を多産し (小貫ほか, 1960; 植田, 1963; Murata, 1969), 植田 (1963) や小貫 (1969) はこの層を *Bellerophon Zone* と呼び、鍵層として有効であるとしている。これらに含まれる化石群は *Bellerophon fauna* と呼



第12図 藤沢地区の二畳系の岩相

- A: 東深萱層の塊状黒色泥岩。藤沢町十文字南方。
- B: 新川層の中・厚層理砂岩。藤沢町脇谷南方。第13図の柱状図の上部。
- C: 新田層の砂岩薄層に見られるリップル (真ん中の淡色層)。藤沢町脇谷南方。第13図の柱状図の中部。
- D: 新田層の砂岩・泥岩薄互層に見られる火炎構造。藤沢町脇谷南方。第13図の柱状図の中部。
- E: 砂岩の薄層を頻繁に挟む泥岩 (千松層下部)。室根村上川原。
- F: 千松層上部の厚層理泥岩。室根村上川原の北北西約1.5km。

ばれ、中国の樂平層群に対比されている（小貫ほか、1960；植田、1963）。また斥候峠の粘板岩中の比較的粗粒部分から二枚貝や巻貝、植物化石が報告されている（鎌田、1983）。

南部北上帯の他地域の登米層中部層からは頭足類の *Araxoceras* の産山により樂平統呉家坪階及びイラン地域のズルファー期に対比できる（ペルム・三疊系ワーキンググループ、1975；村田・下山、1979）。また永広（1987）は南部北上帯の二疊期の頭足類を総括し、登米層中・下部にまたがる化石帯 *Araxoceras Zone* を設定し、二疊紀後期のズルファー世に対比した。

#### IV. 3 藤沢地区の二疊系

藤沢地区の二疊系は下位より、錦織層・東深萱層・新田層・大籠層及び千松層に区分される（第2表）。このうち、本地区の錦織層については、IV. 2 薄衣地区の二疊系の項で記載している。

##### IV. 3. 1 東深萱層 (Hm, Ha, Hs, Hcg)

藤沢地区に分布し、錦織層を整合に覆う泥岩と砂岩を主とする中部二疊系である。

**地層名** 永広（1979）による。

**模式地** 岩手県東磐井郡藤沢町東深萱付近。

**分布** 本図幅地域南西部の川崎村砂子田から南方、藤沢町一帯に分布する。

**層厚** 褶曲に伴い厚層化しており、堆積時の層厚は不明であるが、現在の見かけの層厚は下部の泥質部で約1,500m、上部の砂質部で約800mである。永広（1979）では約1,000mとされている。

**岩相** 成層黒色泥岩（Hm）を主とし、上部に砂岩・泥岩互層（Ha）、砂岩（Hs）や薄衣式礫岩（Hcg）を挟む。泥岩は無層理あるいは層厚10-50cmで弱い層理を示す（第12図A）。泥岩の上位に重なる砂岩。泥岩互層は数cmから数10cmの層厚の砂岩と泥岩の互層である。砂岩は厚層理から塊状で、中粒から粗粒である。礫岩は砂岩に伴って、千厩川の中流の塞の神付近、黄海川中流の荒巻西方、粉香木南方などに分布し、砂岩・泥岩互層に伴って、荒巻西方、西深萱から東深萱付近に分布する。淘汰の悪い砂質泥岩を基質とし、円磨された深成岩類・火山岩類などの細礫-大礫よりなる。千厩トータル岩体の近傍の塞の神付近の礫は変形し扁平な形をなす。

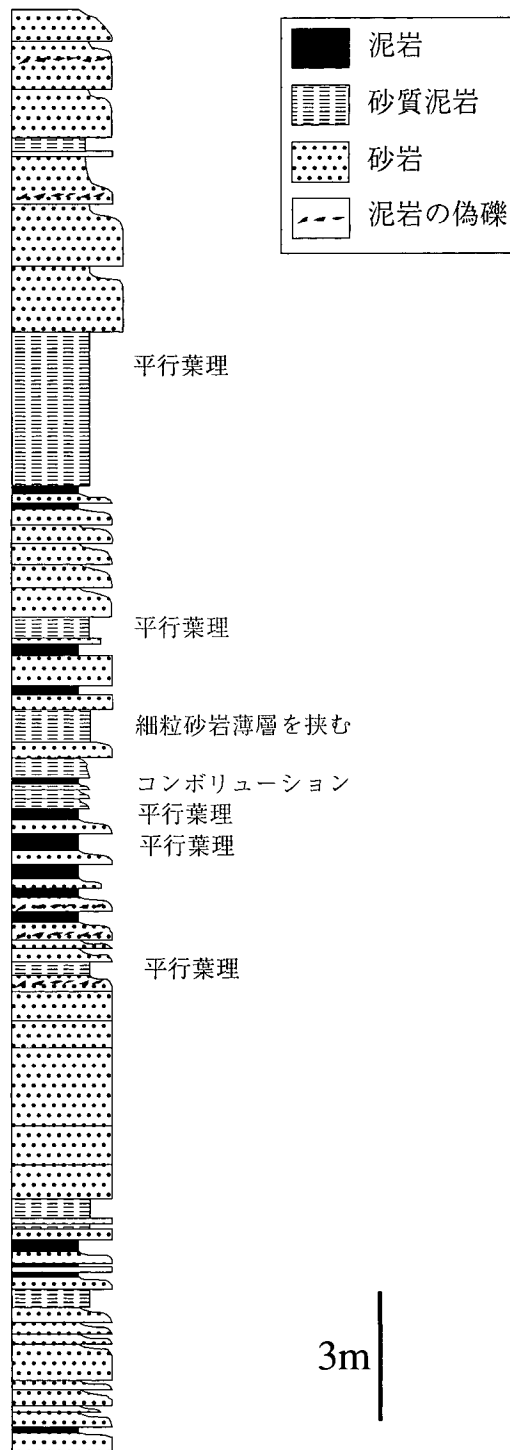
**化石と時代** 本層は化石に乏しく、わずかに粉香木南方の礫岩中の石灰岩偽礫より紡錘虫化石の *Lepidolina* sp. や *Pseudofusulina* sp. が報告されている（Ehiro and Bando, 1985）。本層は *PseudoSchwagerina shellwient?* を産する錦織層を整合に覆うこと（永広、1979）と上記の産出化石より中部二疊系叶倉層に対比される。

##### IV. 3. 2 新田層 (si)

東深萱層を整合に覆う砂岩を主とする二疊系である。

**地層名** 永広（1979）による。

**模式地** 岩手県東磐井郡藤沢町新田付近（志津川図幅地域）。



第13図 新田層の岩相柱状図  
藤沢町脇谷南方の造成地の側壁にて観察・作成。

**分布** 本図幅地域南部の大沢田、嶺沢、及び南西部の脇谷南東に分布する。

**層厚** 最大300m。

**層序関係** 下位の東深萱層に整合に重なる。

**岩相** 単層厚1 - 8mの塊状粗粒砂岩と数cmの泥岩の挟みからなる部分（第12図B）と層厚50cm - 1mで粗粒砂岩からシルト岩や泥岩への正の級化サイクルの繰り返りからなる部分、層厚20cm - 1mの砂岩と数10cm - 数mの泥岩の互層からなる部分などがある（第13図）。砂岩の薄層には正級化構造、カレントリップル、火炎構造などが認められる（第12図C, D）。

南部の大沢田や嶺沢などでは露頭の状況が悪く、新田層全体の層序は明らかでないが、南西部の脇谷では第13図に示すような層序が認められる。中層理から薄層理砂岩には平行葉理やリップル、コンボルト葉理などがみられ、2 - 10cmの泥岩の偽礫を含む場合がある。砂岩は中粒-種粗粒の長石質アレナイトからワッケで、火山岩片を少量含む。重鉱物は少ないが、緑れん石・チタン石及び黒雲母などが含まれる。

**化石と時代** 本層から化石は得られていない。永広（1979）は本層を登米層に対比していたが、Ehiro and Bando（1985）は叶倉層に対比した。米谷地区では天神ノ木層上部に礫岩を主とする細粒岩相が発達することから、本地区でも粗粒岩の卓越する新田層を叶倉層上部に対比した。

#### IV.3.3 大籠層 (Ou)

新田層を整合に覆い、泥岩やシルト質泥岩を主とし、下部に砂岩の薄層を頻りに挟む上部二畳系。本地域には上部の泥岩のみ分布する。永広・坂東（1980）は永広（1979）の大籠層最上部の砂岩の薄層を伴う泥岩を千松層の下部に再定義した。

**地層名** 永広（1979）による。

**模式地** 岩手県東磐井郡藤沢町大籠の大籠川沿い（志津川図幅地域）。

**分布** 本図幅地域南部に分布する。

**層厚** 本地域では約600m。

**層序関係** 本地域では大籠層下部が欠如するため、新田層分布域では大籠層上部が新田層を整合に覆うが、新田層が薄層化し欠如する本地域南西部の脇谷付近では東深萱層を整合に覆う。

**岩相** 大籠層上部は塊状の黒色泥岩からなる。層理面が認められる部分もまれにある。

**化石と時代** 本層中の化石はすべて南隣の志津川図幅地域から報告されている。大籠矢作の本層最下部の泥岩より *Xenodiscus cf. carbonarius*、大籠天ノ穴付近の本層最上部の泥岩より *Eumedicottia sp.* などの頭足類の化石が報告されている（Bando, 1975; 永広・坂東, 1978）。また東和町長畑の本層下部の泥岩から *Euphemitopsis*

*kitakamiensis*, *Pseudopermophorus uedai*, *Astartella toyomaensis* などの貝化石が報告されている（Murata, 1969）。これらの貝化石は登米統下部を指示する。本層は上位の千松層に整合に覆われること、また後述するように千松層は登米層上部に対比されることなどから、本層下部は登米層下部に、本層上部は登米層中部に対比される（永広, 1987）。

#### IV.3.4 千松層 (Sl, Su)

大籠層を整合に覆い、泥岩を主とし、下部に砂岩や礫岩を挟む上部二畳系。永広・坂東（1980）は永広（1979）の大籠層最上部の砂岩の薄層を伴う泥岩を千松層の下部に再定義した。

**地層名** 永広（1979）による。

**模式地** 岩手県東磐井郡藤沢町千松付近（志津川図幅地域）。

**分布** 本図幅地域南東部の津谷川流域に分布する。

**層厚** 約1,500m。

**層序関係** 下位の大籠層を整合に覆う。

**岩相** 本地域では砂岩の薄層をしばしば挟む泥岩からなる下部 (Sl, 第12図E) と、塊状から厚層理の泥岩からなる上部 (Su, 第12図F) よりなる。下部は本図幅地域南東部の上川原付近で発達し、単層厚1 - 5cmの砂岩の薄層を頻りに挟む泥岩からなる。上部は黒色-灰色塊状から層厚50cm以上の厚層理泥岩である。

**化石と時代** 南隣の志津川図幅地域から貝類の *Aviculopecten ? onukii*, *Palaeoneilo ogachiensis* など（村田・下山, 1979）、頭足類の *Medlicottia kitakamiensis*, *Cyclolobus cf. walkeri*, *Paratirolites ? sp.* など（Ehiro and Bando, 1985）が報告されており、登米統上部に対比され、ズルファー・アバデー地域のドラシャム階、南中国の長興階などに対比される（Ehiro and Bando, 1985; 永広, 1987）。

### IV.4 北東地区の二畳系

#### IV.4.1 落合層 (Ol, Om, Os, Ocg)

**地層名** 小貫（1969）による。

**模式地** 小貫（1969）では指定されていないが、永広（1977）では岩手県気仙郡住田町津付より落合を経て子飼沢に至る大船渡 - 水沢街道沿いの地域（陸中平原図幅地域）とされている。

**分布** 本図幅地域北東部の扇山から南方の天神峠までの地域と北東縁地域に分布する。

**層厚** 本地域の二畳系は分布範囲が狭く、周囲を断層や貫入岩体に境されているため、詳細な層厚は不明であるが、1,500m以上である。

**岩相** 泥岩 (Om) を主とし、砂岩 (Os) や薄衣式礫岩 (Ocg) を挟む。まれに石灰岩 (Ol) を挟む。北東縁地域では日詰-気仙沼断層（永広, 1977）と平行な断

層で切られ、分布の連続性が乏しい。それらの断層のうち最も西側の下八瀬断層（志井田，1940）で下部白亜系と接する。北東縁地域では砂質泥岩（第14図B）を主とし、3層準に砂岩や礫岩からなる粗粒碎屑岩層を挟む。砂岩は比較的淘汰のよい中粒砂岩で、厚層理の部分や中層理から薄層理への上方薄層化が認められる部分がある。礫岩は砂質泥岩に挟まれ、基質は砂質泥岩で円磨された大礫からなる。本地域北東端の本層には1mm以下の生物遺骸破片を多く含む灰色石灰岩を挟む（第14図A）。層厚は10mである。

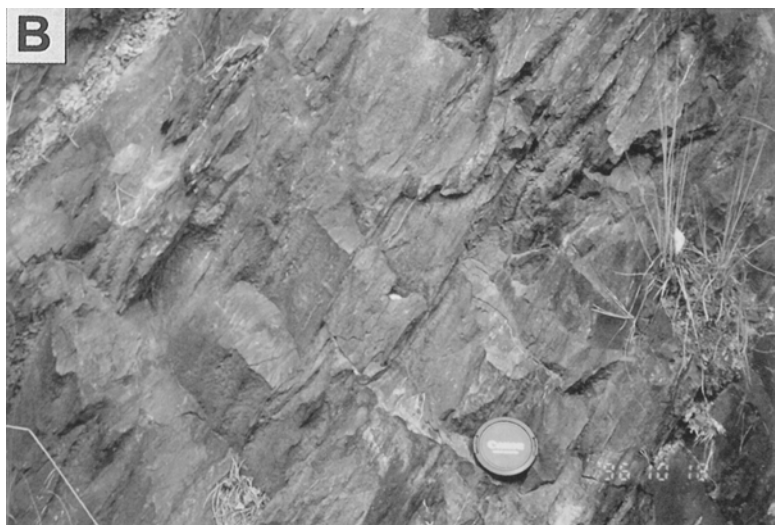
室根山周辺の本層は泥岩を主とし、室根山北方では礫岩を伴った厚層理砂岩を挟む。全体的にホルンフェルス化している。

**化石と時代及び対比** 本地域の本層より化石は産出していない。隣接する癸図幅地域及び気仙沼図幅地域の中平-鹿折地区において、永広（1977）は、泥岩・石灰岩を主とする中平層、泥岩を主とし砂岩・礫岩や石灰岩を挟む落合層、下部は礫岩を伴う砂岩、中部は泥岩・石灰

岩、上部は泥岩からなる鍋越山層に区分した。また落合層の中部の砂岩と石灰岩からなる地層を戸屋沢部層と呼んだ。それぞれを坂本沢統、叶倉統から登米統中部、登米統上部に対比した。本地域の北東端地域の地層は岩相から落合層に対比される。

黒森沢（気仙沼図幅地域）の落合層の不純な石灰岩から *Lepidolina* sp.（永広，1977）など、また落合層戸屋沢部層（気仙沼図幅地域）から、*Monodioxodina matsubaiishi*, *Verbeekina verbeeki* などの紡錘虫（Choi, 1970；田沢，1973）、*Leptodus nobilis* などの腕足類などが報告されている。

室根山地域の地層は北隣の陸中大原図幅地域の米里-落合地区から連続するものである。ここでは坂本沢統の戸中層（広川・吉田，1954）、叶倉統の落合層（小貫，1969）に区分されている。岩相上からは落合層に対比される。この落合層が北東端地域と同様に登米統を含むかどうかは化石を産しないので明らかではない。



第14図 北東部地区二畳系の岩相

- A：落合層中の層状生砕性石灰岩。本図幅地域北東隅の林道沿い。
- B：落合層中のやや砂質の泥岩。砂岩の薄層を挟む（左上）。本図幅地域北東隅の林道沿い。

## V. 三 疊 系

(竹内 誠)

### V.1 概要及び研究史

南部北上山地の三疊系は、中・下部三疊系の稲井層群と上部三疊系の皿貝層群が分布している。本図幅地域において、稲井層群は本図幅地域南東部の狭い範囲に分布し、皿貝層群は本図幅地域南東隅の愛宕山付近に小分布を示す。

稲井層群は二疊系を不整合で覆い、上部三疊系皿貝層群・下部ジュラ系志津川層群あるいは中・上部ジュラ系橋浦層群に不整合で覆われる。本図幅内では、二疊系と稲井層群との不整合関係は直接観察することができない。本図幅内の稲井層群は、下位より平磯層、大沢層・風越層及び伊里前層の4層によって構成される。産出する化石により、平磯層・大沢層は下部三疊系に、風越層・伊里前層は中部三疊系に対比される。

皿貝層群は中部三疊系伊里前層（稲井層群）を不整合に覆い、下部ジュラ系志津川層群に不整合関係で覆われる。本図幅地域では下位の稲井層群と皿貝層群との関係は、露頭不良により詳しく観察することができない。上位の志津川層群は、本図幅内には分布していない。本層群は、下位より新館層・長ノ森層の2層によって構成され、長ノ森層から産出する化石により、上部三疊系に対比される。本図幅内に分布する皿貝層群は、南北性の走向を有し東に緩く傾斜する。

稲井層群及び皿貝層群は共に接触変成作用を受け、ホルンフェルス化している。

**研究史** 稲井層群（矢部，1918）は、北は宮城・岩手県境付近から南は牡鹿半島の基部に至るまで広く分布することが早くから知られ、稲井累層（Inai Series；矢部，1918）あるいは牡鹿層群（半沢，1954）などと呼ばれていた。主要分布地域ごとに層序学的な研究が進められた結果（矢部，1918；Yabe and Shimizu，1933；稲井，1939；志井田，1940；稲井・高橋，1940；市川，1947；1951a；半沢，1954；小貫，1956；小貫・坂東，1959；植田，1963；鎌田，1983, 1993；滝沢ほか，1984；滝沢ほか，1990），さまざまな地層名が提唱された。市川（1947, 1951a）は稲井層群相当層の総括を行い、下位から平磯（砂岩礫岩）層・大沢（暗青色粘板岩）層・風越（砂岩礫岩）層及び稲井（砂質粘板岩）層と区分した。この後、小貫（1956）は稲井層を伊里前層と改称し、小貫・坂東（1959）は伊里前層の上位に対比される宮城県利府町付近に分布する利府層を稲井層群に加えた。

稲井層群に関する研究として、地質・層序については上記のほか小貫（1969, 1981），安藤（1983），森（1989），鎌田（1979, 1989）など、古生物については Shimizu（1930），Yabe and Shikama（1948），Bando（1964, 1970），Murata（1973, 1978），Bando and Shimoyama（1974），Shikama *et. al*（1978），Bando and Ehiro（1982），Ehiro（1993），加藤ほか（1995）など、平磯層基底の礫岩については市川（1951b），加納（1958），滝沢（1977）など、平磯層の凝灰岩については小貫・坂東（1958a），西山ほか（1973）など、二疊・三疊系の境界問題については Kambe（1963），矢部（1964），ペルム・三疊系ワーキンググループ（1975），村田・下山（1979）など、堆積相・堆積環境については鎌田（1984, 1992），鎌田・川村（1988），Kamada（1989）などがある。

皿貝層群についての研究は、Naumann（1881）が宮城県本吉郡歌津町皿貝坂付近（津谷図幅地域）において *Monotis salinaria*, *Monotis salinaria* var. *richimondiana* (= *Monotis ocholica* の類) を報告した（記載は Mojsisovics（1888）による）ことに始まり、これにより本邦に三疊系が存在することが明らかとなった。皿貝の名を地層名として公表したのは清水・馬淵（1933）で、その後地層名あるいは層群名に用いられている。その後の層序学的及び古生物学的研究として、志井田（1940），市川（1951a），小貫・坂東（1958b），Nakazawa（1964），中沢（1964），安藤（1986），Ando（1987）などの研究がある。

皿貝層群は、市川（1951a）によって初めて下部、中部、上部層に区分され、小貫・坂東（1958b）は下部の新納層と上部の長ノ森層に区分した。また安藤（1986）は新館層を平松層、長の森層を皿貝坂層と改称することを提示している。

### V.2 稲井層群

稲井層群は、宮城・岩手県境付近以南の南部北上山地に広く分布し、下位より平磯層・大沢層・風越層・伊里前層の4層に区分される。一方、宮城県利府町付近には、他の各層との層序関係は不明だが、伊里前層と岩相が類似し、かつ稲井層群に報告されている化石より若干新しい時代を示す化石を産する利府層が分布する。これを稲井層群の最上部に加える見解もある（小貫・坂東，1959）。これらの地層は、大部分浅海成堆積岩類からなる。

本図幅内に見られる稲井層群全体を通観すると、下部（平磯層及び大沢層）と上部（風越層及び伊里前層）の



二つの堆積サイクルが認められ、両サイクルともに上方細粒化の傾向を示す。下部のサイクルの岩相は、基底礫岩から上位へ、葉理の発達した砂岩、砂質葉理を頻繁に挟む泥岩へと変化する。礫岩・砂岩相は平磯層、泥岩相は大沢層に相当する。上部のサイクルの岩相は、砂岩勝ち砂岩泥岩互層から、上位に向かって砂質葉理が多い泥岩へと変化する。砂岩相は風越層、泥岩相は伊里前層に相当する。

### V.2.1 平磯層 (Hi)

砂岩を主とする下部三畳系で、稲井層群を構成する4層中の最下位の層である。

**地層名** 市川 (1947) による。

**模式地** 宮城県本吉郡本吉町平磯海岸(津谷図幅地域)。

**分布** 本図幅地域南部では、太田山付近、大森山北から南南西に分布する。

**層厚** 図幅南部では約250m。

**層序関係** 志津川図幅地域では平磯層が千松層を不

整合に覆う。本図幅地域内では、平磯層が千松層を不整合に覆う露頭は確認できないが、分布状況から判断して両者は不整合関係と考えられる。また本層は大沢層に整合に覆われる。さらに前期白亜紀の折壁複合深成岩体と津谷川閃緑岩体に貫入されている。

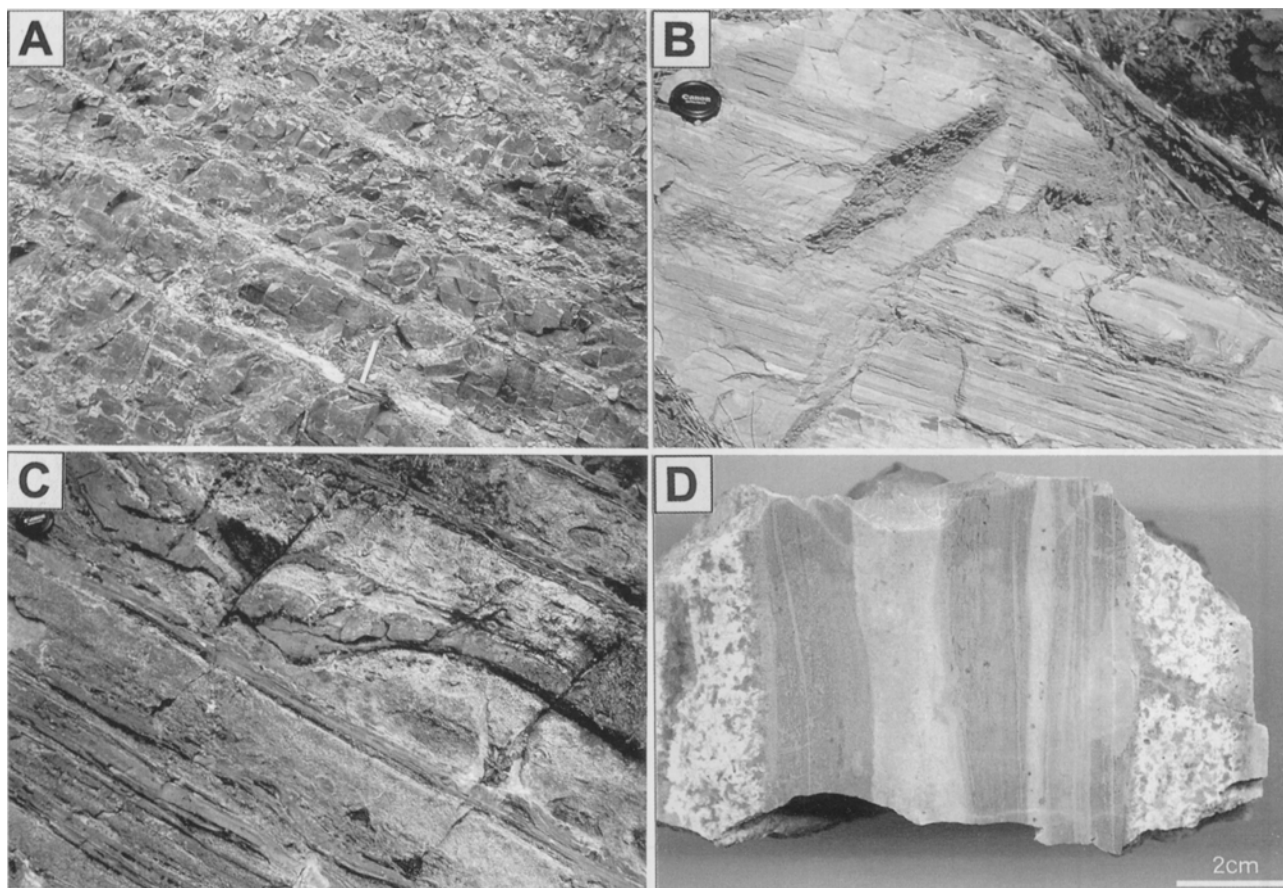
**岩相** 本地域では中粒-粗粒砂岩を主とし、まれに礫岩を伴う。接触変成作用を被り、全体として淡緑色を呈する。

太田山周辺では厚層理-塊状砂岩からなり、太田山西南西約300mの林道沿いに礫岩が分布する。礫岩は円磨された大礫礫岩である。大森山南方では中粒の中層理砂岩(第15図A)を主とする。

**化石と時代** 本地域の平磯層からは、これまで時代決定に有効な化石の産出は知られていない。模式地の平磯層産の化石群はスキタイ期を示すとされる(黒沢, 1929)。

### V.2.2 大沢層 (Os)

縞状の平行葉理の発達する灰-暗灰色石灰質泥岩が卓



第15図 中・下部三畳系稲井層群の岩相

- A: 平磯層の中層理砂岩。大森山南方の林道沿い。
- B: 大沢層の平行葉理の発達した凝灰質泥岩。接触変成作用を受けている。大森山南方の林道沿い。
- C: 大沢層のホルンフェルス化した石灰質岩(淡色層)と泥岩(濃色層)互層。大森山南方の林道沿い。
- D: 大沢層のホルンフェルス化した石灰質岩と泥岩互層の研磨試料。淡色まだら模様の石灰質部と灰色部の葉理の発達した泥岩。



越する下部三畳系で、稲井層群を構成する4層中の下位より2番目の地層である。

**地層名** 市川 (1947) による。

**模式地** 宮城県本吉郡本吉町大沢海岸 (津谷幅地域)。

**分布** 本図幅地域南東部の大森山からその南方にかけての狭い範囲に分布する。愛宕山北方の折壁複合深成岩体に接して小分布がある。

**層厚** 200-700m。

**層序関係** 本層は、平磯層を整合に覆い、風越層に整合で覆われる。

**岩相** 本層には平行葉理の発達した石灰質な泥岩 (第15図B) が卓越する。本層下部と中部に石灰質岩・泥岩互層を挟み、上部では砂岩を挟む。

石灰質泥岩は灰緑色と淡灰緑色の平行葉理を示し、接触変成作用による再結晶で緑れん石、方解石、斜長石の集合体となっている。石灰質岩は層厚1-10cmで石灰質泥岩と互層 (第15図C, D) し、白色を呈する。珪灰石、方解石、緑れん石を主とし、まれにCaザクロ石が含まれる。

砂岩は層厚5cm-1mで、石英、斜長石や普通角閃石の残存鉱物が認められ、アクチノ閃石、緑れん石、白雲母などの変成鉱物が形成されている。

**化石と時代** 本地域では化石は報告されていない。他地域の本層の泥岩から頭足類・二枚貝・腕足類・植物化石及び脊椎動物化石を産し、砂岩層からは腕足類化石を産する (村田 下山, 1979; 鎌田, 1983; Ehiro, 1993 など)。Bando and Ehiro (1982) は、志津川幅地域の東和町朝田貫の本層上部からスペース世末期を指示する *Procrarnites kokeni* などの頭足類化石の産出を報告した。

本層下部に挟まれる礫岩の石灰岩礫からは、後期石炭紀を示す化石の産出が報告されている (鎌田・中村, 1978; 鎌田, 1983)。

### V.2.3 風越層 (Fu)

砂岩勝ち中-粗粒砂岩泥岩互層を主とする中部三畳系で、稲井層群を構成する4層中の下位より3番目の地層である。

**地層名** 市川 (1947) による。

**模式地** 宮城県本吉郡本吉町風越付近 (津谷幅地域)。

**分布** 本図幅地域南東部の徳仙丈山北西及び南方に狭く分布する。

**層厚** 70-100m。

**層序関係** 本層は、大沢層を整合に覆い、伊里前層に整合で覆われる

**岩相** 本層は中-厚層理の中-粗粒砂岩からなる。接触変成作用を被っており、淡灰緑色を呈する。砂岩は斜長石、石英を主とし、重鉱物としてスフェンが目立つ。変成鉱物はアクチノ閃石が形成されている。

**化石と時代** 本地域の本層から化石の報告はない。ま

た他地域の本層からも化石の産山は希で、産出しても保存不良の場合が多い。市川 (1951a) は北上町大指付近 (大須幅地域) から腕足類・二枚貝などの産出を報告している。Shimizu (1930) は津山町柳津 (登米幅地域) から、*Hollandites sp.*, *Balatonites cf. kitakamicus* を報告している。これらの化石の産山により、本層が堆積した時代はアニス期とされている (小貫・坂東, 1959)。

### V.2.4 伊里前層 (Is)

生物擾乱の著しい縞状葉理の発達する石灰質砂質泥岩を主体とする中部三畳系で、稲井層群を構成する4層中の最上位の層。

**地層名** 小貫 (1956) による。

**模式地** 宮城県本吉郡歌津町伊里前海岸 (津谷幅地域)。

**分布** 本図幅地域南東部の徳仙丈山周辺及びその南方に分布する。

**層厚** 約800m。

**層序関係** 本層は、風越層を整合に覆い、上部三畳系皿貝層群に不整合で覆われる。本図幅内では、不整合露頭は確認できなかった。

**岩相** 細粒砂からなる厚さ0.5-3cmの葉理が発達する泥岩を主とする。この砂質泥岩層は著しい生物擾乱を受け、葉理が乱されていることが多い。

**化石と時代** 従来報告されている軟体動物化石から、本層はアニス期に対比されている (Bando, 1970)。

## V.3 皿貝層群

### V.3.1 新館層 (Sd)

稲井層群を不整合に覆い、厚層理砂岩を主体とする上部三畳系の下半部である。市川 (1951a) の下部層、安藤 (1986) の平松層に同じ。

**地層名** 小貫・坂東 (1958b) による。

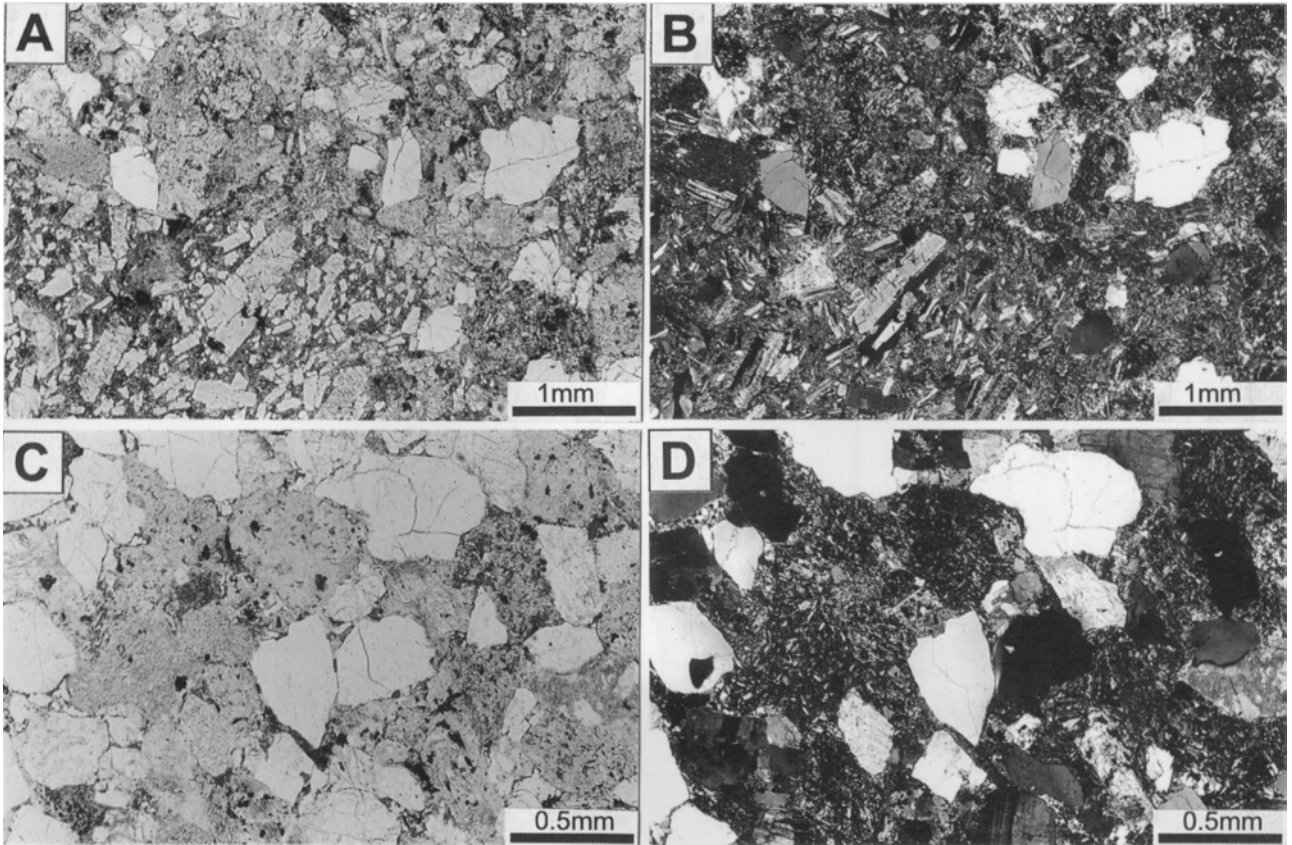
**模式地** 宮城県本吉郡本吉町と気仙沼市の境界の長の森山北斜面 (津谷幅地域)。

**分布** 本図幅地域南東隅のわずかな地域に分布。

**層厚** 100-300m。

**層序関係** 本図幅地域内では不整合などの関係を示す露頭は確認できなかったが、下位の稲井層群伊里前層とは傾斜不整合とされている (小貫・坂東, 1958b)。

**岩相** 本層は単層厚20cm-3mの厚層理をなす粗粒-極粗粒砂岩からなり、基底部に細礫礫岩を伴う。本地域では接触変成作用を被っているため、細粒の黒雲母が形成されており、濃赤褐色や濃緑色を呈する。砂岩は火山岩片が多い石質アレナイトで、石英、斜長石、カリ長石、ポイキリティック構造を示す火山岩岩片、珪長質凝灰岩岩片などからなる (第16図C, D)。礫岩はほとんどが火山岩の細礫角礫からなる (第16図A, B)。



第16図 上部三畳系皿貝層群砂岩の薄片の偏光顕微鏡写真

- A: 安山岩礫を多く含む新館層の礫岩。徳仙丈山東方。単ポーラー。  
 B: 同上。直交ポーラー。  
 C: 石英や火山岩片を多く含む新館層の砂岩。徳仙丈山南東約1kmの林道沿い。単ポーラー。  
 D: 同上。直交ポーラー。

**化石と時代** 本層から化石は得られていない。下位の稲井層群伊里前層を不整合に覆い、上位の長ノ森層が整合に重なることから上位の長ノ森層の時代論の見解の相違によって本層の時代論が研究者によって異なる。Yabe and Shimizu (1933) や小貫・坂東 (1958b) は本層を上部三畳系カールニア階前期に対比し、市川 (1951a) はノール階に対比した。また中沢 (1964) はカールニア階最後期にしている。

### V.3.2 長ノ森層 (Ch)

新館層を整合に覆い、砂岩泥岩互層を主体とする上部三畳系の上半部。市川 (1951a) の皿貝層群中部及び上部層、安藤 (1986) の皿貝坂層に同じ。

**地層名** 志井田 (1940) は皿貝層群全体について長ノ森層と命名したが、小貫・坂東 (1958b) は皿貝層群上部の地層を長ノ森層と再定義した。

**模式地** 宮城県本吉郡本吉町長の森山及び愛宕山付近。

**分布** 愛宕山周辺地域に分布する。

**層序関係** 下位の新館層を整合に覆う。

**岩相** 本層は砂質泥岩や砂岩及びこれらの互層から

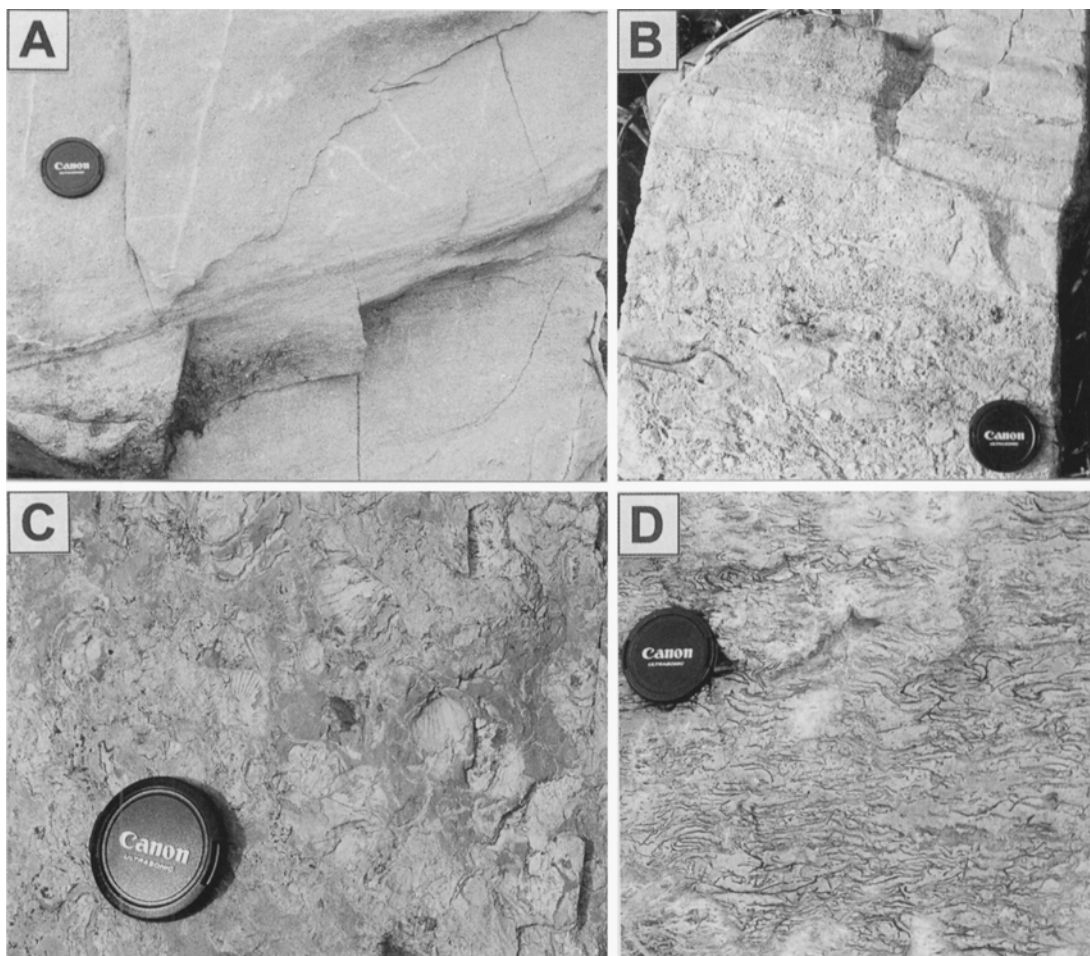
なる。ほとんどの場合ホルンフェルス化している。砂岩はアルコース質粗粒砂岩で (第17図A), 斜交層理がしばしば発達する。緑灰色 (凝灰質?) 泥質ホルンフェルスにはしばしば貝化石の密集層が認められる (第17図C, D)。ホルンフェルス化のため堅固で容易には層理面上の化石を観察することはできないが、*Monotis* を含む二枚貝ではないかと考えられる。愛宕山西北西の本層中部層準付近では大礫サイズの砂岩の同時浸食角礫を含む角礫岩が挟まれる (第17図B)。角礫岩には細礫サイズの火山岩角礫を多く含む。

**化石と時代** 本層はしばしば *Monotis* などの二枚貝を産する。上述のように長ノ森層の時代は研究者によって異なり、Yabe and Shimizu (1933) や小貫・坂東 (1958b) は本層をカールニア階後期からノール階、市川 (1951a) は新館層をも含めてノール階、中沢 (1964) は長ノ森層のみをノール階に対比している。

市川 (1951a) は愛宕山西方から東方にかけて分布する粗粒砂岩をジュラ系とした。志井田 (1940) も愛宕山南東部にジュラ紀唐桑統黒色砂岩層を認めている。これらはホルンフェルス化しており、二枚貝を含むが鑑定は

困難とされている。しかし皿貝層群の見かけ上位に分布することからジュラ系と見なされた。小貫・板東(1958b)はこのジュラ系と考えられる地層を愛宕山層と命名し、愛宕山の西方尾根にて基底礫岩を認め、皿貝層群を傾斜不整合で覆うとした。しかしながら Ando(1987)は愛宕山東北東の愛宕山層分布域とされた地点から *Monotis* の産出を報告している。また本調査におい

ても、小貫・板東(1958b)が愛宕山西方で基底礫岩とした礫岩と類似する礫岩が *Monotis* ? と思われる含化石層に挟まれて分布することから、この礫岩は基底礫岩ではなく、長ノ森層中の礫岩と推定される。以上のことから愛宕山地域にはジュラ系は存在していないものと判断した。



第17図 上部三畳系皿貝層群長ノ森層の岩相

- A : 粗粒アルコース質砂岩。愛宕山北西の林道沿いの転石。
- B : 砂岩の同時侵食角礫を多く含む角礫岩。愛宕山北西の林道沿いの転石。
- C : *Monotis* ? を含む二枚貝化石密集層 (層理面に平行な面) 愛宕山北西の林道沿い。
- D : 同上 (層理面に垂直な面)。愛宕山北西の林道沿い。

## VI. 下部白亜系

(御子柴(氏家)真澄)

### VI.1 概要及び研究史

本図幅地域に分布する下部白亜系は、主に火山岩類よりなる新月層である。新月層は、白亜紀の折壁深成岩体の東縁に沿って北北西から南南東へ約20kmにわたり分布し、東側の二畳系・三畳系とは下八瀬断層及び不整合関係で接する(第2図)。東隣の気仙沼図幅地域の西部にも広い露出が見られる。本図幅地域の北東部に分布し、主に安山岩・玄武岩の火砕岩・溶岩・岩脈からなる。地形的には君が昇山から室根村黒森山に至る尾根を構成する。

#### 研究史

北上山地における下部白亜系は、火山岩類及び砕屑岩から構成される(小貫, 1956, 1969, 1981; 滝沢, 1989; 片田・蟹沢, 1989など)。下部白亜系のうち、気仙沼大島の大島層群以前の地層はおおむね NNW - SSE方向の褶曲軸をもって褶曲しているのに対し、北部北上山地海岸部の宮古層群以降の地層が東に緩やかに傾斜しているのにすぎないことから、その間に北上山地全域で褶曲・断層運動や火成活動が起ったと考えられ、その変動は「大島造山運動」(Kobayashi, 1941)としてとらえられてきた(蟹沢・片田, 1988)。

北上山地の下部白亜系のうち、火山岩類は、北部北上山地の海岸沿い(原地山層)や、南部北上山地の早池峰構造帯の周辺(大船渡層群など)やその西方(鼎浦層, 新月層, 姥石層, 山毛榉峠火山岩類など)及び南方(山鳥累層)に点在し、安山岩・デイサイト・玄武岩及び火砕岩類から構成される(片田・蟹沢, 1989)。これらの火山岩類は、白亜紀深成岩類に接する場合はその貫入を受けており、深成岩類の生成よりやや早期に活動したものとされている(Kanisawa, 1974; Shibata *et al.*, 1978; 柴田, 1985; 蟹沢・片田, 1988など)。岩石学的には、高アルミナ玄武岩やカルクアルカリ岩質の安山岩・デイサイトの特徴を示すが、ソレアイト質岩系やアルカリ岩系の玄武岩も一部に存在する(蟹沢, 1977; 島津, 1979など)。南部北上山地における白亜紀の火成活動について、蟹沢(1974)、島津(1979)、蟹沢・片田(1988)、片田・蟹沢(1989)などにより総括がなされている。

本図幅地域から気仙沼図幅地域西部にかけて分布する火山岩類は、既に小貫(1956)により、新月噴出岩類あるいは新月層と呼ばれ、気仙沼図幅地域東部の大島に分布する白亜系鼎浦層に類似することが指摘された。神

戸・島津(1961)は5万分の1地質図幅「気仙沼」において新月層の地質と岩石を記載し、東方の鼎浦層に対比した。神戸・島津(1961)によれば、気仙沼図幅地域における岩相及び層序は、おおよそ南部に角閃石を含む安山岩、中央部では下位に厚い安山岩質溶岩、その上位に安山岩質火山角礫岩、凝灰角礫岩、凝灰岩の互層が重なる。また、岩質的に普通輝石安山岩を主とし、分布域の東部から南部に角閃石普通輝石安山岩を伴っている。更に、普通輝石安山岩はピジョン輝石系列に属するとされた。その後、蟹沢(1974)は、新月層にかんらん石普通輝石玄武岩が産することを報告し、玄武岩-安山岩が $K_2O$ に富む高アルミナ岩系に属することを示した。氏家(1989)によれば、新月層の玄武岩の化学組成は、近接する深成岩体の斑れい岩(後述する折壁複合深成岩体の徳仙丈型)とともに大陸縁辺部または島弧のカルクアルカリ玄武岩の特徴を示す。鼎浦層の地質及び岩石については、神戸・島津(1961)、土谷ほか(1997)の研究がある。島津(1979)によれば、新月層の火山岩の変質鉱物は緑泥石-方解石-アルバイトの細み合わせが圧倒的に多く、一部にパンペリー石またはぶどう石を生じているものがある。

新月層の絶対年代として、Shibata *et al.* (1978)が安山岩から95Ma(Steiger and Jäger(1977)の壊変定数により換算)のK-Ar年代を報告したが、Shibata *et al.* (1978)及び柴田(1985)は変質による若返りの影響を受けたと解釈し、北上山地の他地域の白亜紀火山岩類(鼎浦層, 山鳥累層, 原地山層)と同時代の層準(おおむね Hauterivian に相当)であろうと解釈した。

### VI.2 新月層

本図幅では、新月層を下部の安山岩質火砕岩部層(Npy)と主部の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層(Nan, Nba, Npa)に区分した。下部の安山岩質火砕岩部層は新月層の東端に沿って分布し、しばしば角閃石を伴う安山岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、溶岩、凝灰質砂岩などからなる。主部の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層はそれ以外の大半の地域を構成する。輝石安山岩-玄武岩質安山岩の火砕岩・溶岩・岩脈が卓越し、玄武岩溶岩及び火砕岩を挟む。室根村名木沢付近には、比較的粗粒の安山岩(岩脈)がまとまって産出するため、名木沢安山岩岩脈(Npa)として区分した。新月層は下位の二畳系と分布の東端において断層で接する。気仙沼図幅地域の南部では、

三疊系を不整合で覆う(神戸・島津, 1961). 新月層の岩石は, 西側の折壁複合深成岩体に接する地域で接触変成を受けている.

全体として, 玄武岩溶岩及び火砕岩(Nba)中にNNW-SSE方向の南にプレンジした軸を持つ向斜構造をなす. E-W方向, NE-SW方向などの断層は露頭でしばしば見られるが, その延長は不明なことが多い. 気仙沼図幅地域内で新月層東縁を切る下八瀬断層は, 本図幅地域の露頭では確認されなかったが, 陸中大原図幅内の笹ノ田峠東方では, 北北西方向の深い谷があり下八瀬断層の延長と確定される.

今回, 気仙沼図幅地域の下八瀬南方の安山岩質角礫凝灰岩(下部の安山岩質火砕岩部層に相当)中の本質岩片から, 角閃石のK-Ar年代として $121 \pm 6\text{Ma}$ の値が得られた(第3表). この年代は鼎浦層や原地山層のK-Ar年代(Shibata et al, 1978)とほぼ一致し, 新月層がこれらの火山岩類と同時期の火山活動で形成されたことを示す.

#### VI. 2. 1 安山岩質火砕岩部層(Npy)

新月層の下部層にあたり, 安山岩質(ないしデイサイト質)の凝灰岩, 凝灰角礫岩, 安山岩溶岩, 凝灰質砂岩, 礫岩などからなる.

##### 分布及び対比

本図幅北東端に近い, 宝境山と君が昇山の東側に分布する. 新月層のうちでは最も東部に分布する. 気仙沼及び陸中大原図幅地域でも, 下八瀬断層の西側に接して分布している. 気仙沼図幅内の, 南部に分布する角閃石を含む安山岩や三疊系の上に重なる安山岩・凝灰質砂岩・火山角礫岩に対比される.

##### 層序及び構造

下八瀬断層を挟んで東側の二疊系泥岩と接する. 上位の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層との関係として, 宝境山の東において小断層で玄武岩溶岩及び火砕岩(Nba)の玄武岩と接し, 君が鼻山東方において安山岩溶岩及び火砕岩(Nan)に属する安山岩質の凝灰角礫岩に覆われる. 凝灰岩に認められる面構造は層理面と推定され, その走向・傾斜は $N30^{\circ}W-N30^{\circ}E$ 及び $40-60^{\circ}W$ である. 層厚は, 本図幅地域で約300-500mと推定される.

##### 岩相及び産状

淡灰緑色の凝灰岩及び凝灰角礫岩が卓越する. 宝境山の東側の谷では, 下位に石英片や火山岩・泥岩の岩片を含む粗粒砂岩及び礫岩が分布し, 上位に凝灰岩, 安山岩ないしデイサイト質の凝灰角礫岩が産する. 君が鼻山の東側では変質した凝灰岩, 角閃石・斜長石斑晶を含む安山岩が産する. 新月層主部の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層の安山岩(Nan)が肉眼で濃色を呈するのに比べ, 淡色の安山岩が多い. 君が鼻山の東側や笹ノ田峠(陸中大原図幅)の東側では片状構造を示すとともに断層で切られた岩石が見られる. 最も下位に砂岩や礫岩が分布す

ることから, 堆積の開始時に浅い水域があったと考えられる.

##### 岩石記載

凝灰岩及び凝灰角礫岩は一般に変質や炭酸塩化を受けており, 初生有色鉱物を判別できないことが多い. 凝灰岩は, 斜長石, 不透明鉱物の結晶を含む. 斜長石はソーシユライト化している. 基質は細粒で, 不透明鉱物を含む. 変質を受け, 方解石が多く生じている.

最も代表的な安山岩は, 灰緑色-淡灰色で斜長石斑晶に富み, 角閃石斑晶を伴うことが多い. 単斜輝石や, 不透明鉱物斑晶が見られる場合もある. 石基には, 斜長石と変質した有色鉱物, リューコクシンまたは不透明鉱物が認められる. 主部の安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層の安山岩で輝石斑晶が卓越するのに対し, 角閃石斑晶が卓越する. 変質鉱物として方解石や緑泥石が多く, 硫化鉱物, 絹雲母, 緑れん石, 粘土鉱物, 沸石などが含まれることがある.

##### 角閃石安山岩(第18図A)

斑晶: 斜長石, 角閃石, 不透明鉱物

石基: 斜長石, 変質した有色鉱物

変質鉱物: 絹雲母, アクチノ閃石, 緑泥石, 不透明鉱物

斜長石斑晶(長径7mm以下)に富む. 角閃石斑晶は針状結晶だが, 緑泥石と不透明鉱物に置換されている. 石基の有色鉱物は変質を受け, アクチノ閃石と絹雲母に置換されている.

##### 礫岩

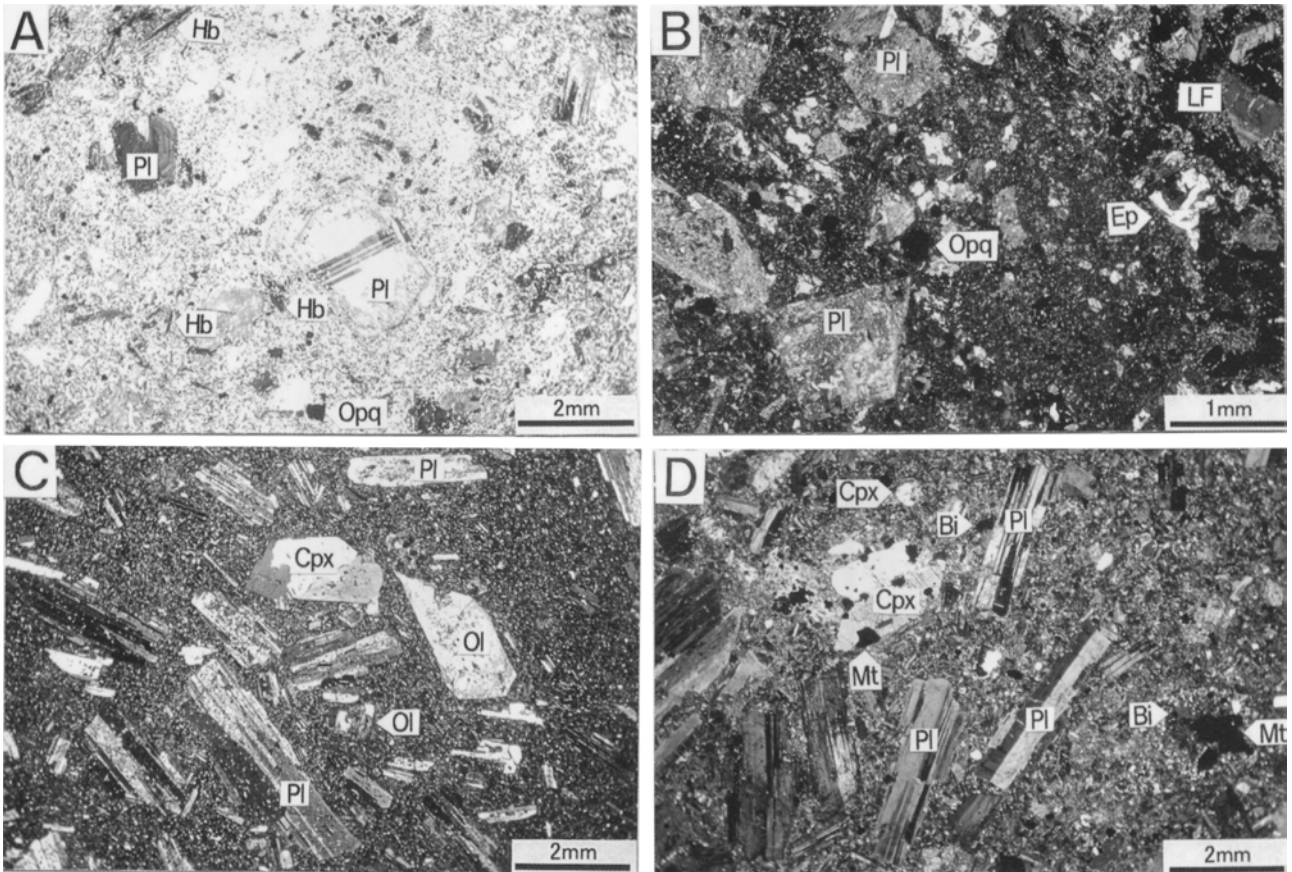
2cm以下の灰緑色の火山岩礫や暗褐色の頁岩礫などを含み, モザイク状外観を呈する.

基質は緑色を帯びた灰色を呈し細粒の火山砕屑物からなるが, 1mm以下の石英, 斜長石粒を含む. 礫は, 斜長石斑晶を含む安山岩-デイサイト, 頁岩, 砂岩, 花崗岩質岩などからなる.

#### VI. 2. 2 安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層

新月層の主部層にあたり, 本図幅地域では安山岩質火砕岩部層の南西側に広く分布する. 本部層は, 輝石安山岩の火砕岩・溶岩・岩脈, 及び玄武岩溶岩・火砕岩・岩脈などからなる.

安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層は, 安山岩溶岩及び火砕岩(Nan), 玄武岩溶岩及び火砕岩(Nba), 名木沢安山岩岩脈(Npa)に区分される. そのうち玄武岩溶岩及び火砕岩は, 本図幅内では新月層の向斜構造をなす中軸部付近に分布する. 名木沢安山岩岩脈は玄武岩溶岩及び火砕岩と接して分布する. 本部層(Nan及びNba)の層厚は, その分布の南部で1,500m以上と推定され, 北方で層厚が減じていると考えられる. そのうち玄武岩溶岩に富む層の厚さは, 中谷峠付近で200m以上と推定さ



第18図 新月層の岩石の偏光顕微鏡写真(直交ポーラー)

- A: 安山岩質火砕岩部層の角閃石安山岩. No. T96101808a (君が鼻山東方)  
 B: 安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層の安山岩質疑灰角礫岩. No. 98102107 (気仙沼市名木沢).  
 C: 安山岩-玄武岩溶岩・火砕岩部層のかんらん石単斜輝石玄武岩. No. 85052719 (気仙沼市中谷峠東方).  
 D: 名木沢安山岩岩脈の黒雲母斜方輝石単斜輝石安山岩. No. 98101505 (室根村名木沢川北方)  
 Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石(緑泥石に交代), Opq: 不透明鉱物, LF: 安山岩質岩片,  
 Ep: 緑れん石, Cpx: 単斜輝石, Ol: かんらん石(仮像), Bi: 黒雲母, Mt: 磁鉄鉱

れる。

層理面の不明確な火山角礫岩、凝灰角礫岩が卓越し、特に西部では深成岩の接触変成を受けているため、構造は明確でない。しかし、気仙沼図幅内の下八瀬付近の分布域東端では、本部層の延長部が安山岩質火砕岩部層に相当する凝灰角礫岩や凝灰岩に整合に重なり、西傾斜の層理面を示す。中谷峠から名木沢川上流に分布する玄武岩は、向斜またはペーズン構造に調和的な内側に向かう傾斜を示し、その東側の凝灰岩や安山岩(関根の西、気仙沼図幅内)の北西傾斜と調和的である。

#### (1) 安山岩溶岩及び火砕岩(Nan)

##### 分布

安山岩質火砕岩部層の西側に広く分布する。本図幅内では君が鼻山の東西、名木沢の東西、室根村新館山などに分布する。

##### 岩相及び産状

安山岩質の凝灰角礫岩、火山角礫岩、凝灰岩、安山岩

溶岩、岩脈などから構成される。斜長石斑晶を含む安山岩質疑灰角礫岩が多く、級化層理を示す同質の凝灰岩がしばしば伴われる。安山岩溶岩・岩脈や火山角礫岩中の礫は、暗灰色-暗褐色を呈することが多く、しばしば赤紫を帯びる。また、青灰色-淡灰色の安山岩とその凝灰角礫岩や凝灰岩が、ところどころで小規模に挟まれる(第19図)。岩質は斜長石斑晶を含む安山岩-玄武岩質安山岩が主で、下位の安山岩質火砕岩部層で角閃石斑晶が卓越するのと異なり、有色鉱物斑晶として輝石が含まれることが多い。

##### 岩石記載

##### 凝灰角礫岩・火山角礫岩

安山岩質で、斜長石片に富むもの(第18図B)と乏しいものがある。変質を受けた斑晶状の輝石(仮像)や不透明鉱物を含むことがある。基質は変質鉱物に変わっていることが多い。本質岩片を多く含み、安山岩溶岩と区別しにくいことがある。異質の火山岩片や褐色ガラス、





第19図 新月層の安山岩質凝灰岩と断層（宝境山東方）  
本凝灰岩は安山岩溶岩及び火砕岩（Nan）に属する。断層の方向はN83° W, 80° S程度。

スコリアを含む場合もある。変質鉱物は、緑泥石、方解石が多く、アクチノ閃石、緑れん石などが含まれるものもある。斜長石はソーシュライト化していることが多い。

#### 安山岩溶岩及び岩脈

斜長石斑晶（長径5mm以下）を含む安山岩-玄武岩質安山岩が主で、斜方輝石単斜輝石安山岩、単斜輝石安山岩、黒雲母斜方輝石単斜輝石安山岩などからなる。有色鉱物斑晶として単斜輝石（2mm以下）、斜方輝石のほか、磁鉄鉱などの不透明鉱物や黒雲母、かんらん石（仮像）が含まれることがある。石基は斜長石、有色鉱物及び不透明鉱物を含むがこのうち有色鉱物は変質していることが多い。変質鉱物として緑泥石、方解石が多産し、しばしば緑れん石が伴われる。石基と斑晶の斜長石はソーシュライト化している場合がある。

#### 凝灰岩

主に安山岩質で、斜長石結晶を含むことが多く、変質を受けた有色鉱物の仮像（一部単斜輝石）や不透明鉱物を含むことがある。基質は変質鉱物に変わっていることが多く、不透明鉱物やリュウコクシンが含まれる場合がある。変質により多量の緑泥石、方解石が生じているものが多く、アクチノ閃石、緑れん石、曹長石がしばしば認められる。斜長石はソーシュライト化している。

#### （2）玄武岩溶岩及び火砕岩（Nba）

##### 分布

玄武岩及びその火砕岩は、本部層が示す向斜構造の中軸部に分布する。東隣の気仙沼図幅内にも、玄武岩溶岩が点在する。その形成時期は、前述の安山岩溶岩及び火砕岩（Nan）の形成期間の比較の後期であったと推定される。

##### 岩相及び産状

溶岩が卓越し、少量の火砕岩を伴い、岩脈もわずかに産する。溶岩は特徴的に暗灰色-黒褐色を呈し、長柱状-針状の斜長石斑晶（長径5mm以下）を少量含むことが多い。

以下に北から順に記述する。

宝境山の東方では、斜長石斑晶に富む輝石玄武岩溶岩及び凝灰角礫岩の小規模な露出が見られる。輝石玄武岩溶岩の石基は比較的粗粒である。

君が鼻山の西方では、無斑晶質玄武岩溶岩の露出があり、おそらく折壁複合深成岩体による熱変成を受けている。同様な玄武岩溶岩は君が鼻山の南方にも断続して露出する。これらは後述する閃緑ひん岩（Dp）に貫かれる。

佐戸巻峠・中谷峠周辺に分布する玄武岩溶岩は、最もまとまって分布し露出も良い。図幅東端付近では、単斜輝石かんらん石玄武岩の溶岩が角閃石ひん岩脈に貫かれ、その西で安山岩溶岩及び火砕岩に属する変質した淡灰色の安山岩や輝石安山岩が分布する。さらに西側の中

谷峠から佐戸巻峠にかけて、かんらん石単斜輝石玄武岩の溶岩（一枚の厚さ数m）の重なりが分布する。層理面の変化は著しい。

名木沢川上流では斑晶に乏しい玄武岩溶岩と同質の火山角礫岩・凝灰岩が分布し、北側では熱変成を受け、黄鉄鉱などの硫化鉱物を生じている。南方の中西では、名木沢川上流の岩石に類似する玄武岩溶岩が岩脈状の斜方輝石単斜輝石安山岩に貫かれている。これらの玄武岩と中谷峠周辺の玄武岩は、岩相が多少異なるが、分布はほぼ連続するようであり、同じ層準と見なせる。

溶岩流があることから、陸上で堆積したと推定される。

#### 岩石記載

玄武岩溶岩は、斜長石、単斜輝石の斑晶を含むことが多い。かんらん石斑晶が含まれることがあるが、すべて仮像である。不透明鉱物斑晶も部分的に塵する。石基は、斜長石、単斜輝石または変質した有色鉱物、不透明鉱物からなる。変質鉱物として、緑泥石、方解石、褐色の粘土鉱物、アクチノ閃石などが見られる。斜長石は一部ソーシュライト化している。

#### かんらん石単斜輝石玄武岩（第18図C）

斑晶：斜長石、単斜輝石、かんらん石（仮像）

斜長石は長径5mm以下、単斜輝石は長径25mm以下。かんらん石はすべて褐色の粘土鉱物に置換されている。

石基：斜長石、単斜輝石、不透明鉱物など

石基の組織、斜長石、不透明鉱物は良く保存されている。

変質鉱物：方解石、褐色の粘土鉱物

#### (3) 名木沢安山岩岩脈 (Npa)

##### 分布

室根村名木沢から中西周辺にかけて分布し、君が鼻山の南側にも小規模に露出する。玄武岩溶岩及び火砕岩(Nba)と隣接して産する。

##### 岩相及び産状

安山岩溶岩及び火砕岩(Nan)の安山岩に比較して石基が粗粒で、灰色-灰緑色を呈し、しばしば紫褐色を帯びる。斜長石斑晶に富む。本岩脈は、中西で安山岩溶岩及び火砕岩(Nan)及び玄武岩溶岩及び火砕岩(Nba)を貫く。また、名木沢の北側で、玄武岩(Nba)中に岩脈として産する。

#### 岩石記載

安山岩-玄武岩質安山岩で、斜長石斑晶に富み、単斜輝石や特徴的な粗い磁鉄鉱の斑晶を伴い、しばしば黒雲母や斜方輝石の斑晶を伴う。石基は、斜長石、変質した有色鉱物、不透明鉱物、リューコクシンなどからなる。

#### 黒雲母斜方輝石単斜輝石安山岩（第18図D）

斑晶：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母、磁鉄鉱

長径7mm以下の斜長石斑晶に富む。単斜輝石は長径5mm以下。黒雲母は長径1mm以下。磁鉄鉱は0.5mm以下である。Nanの安山岩に比べ斑晶鉱物が大きい

石基：斜長石、変質した有色鉱物、石英またはアルカリ長石  
石基は変質を受けている。Nanの安山岩に比べ粗粒。

変質鉱物：緑色の粘土鉱物



## Ⅶ. 白亜紀貫入岩類

(御子柴(氏家)真澄)

### Ⅶ.1 概要及び研究史

本図幅地域には、折壁複合深成岩体、千厩トータル岩体が広く分布し、そのほか、閃緑ひん岩、津谷川閃緑岩体、新地峠斑れい岩体及び新地斑れい岩体、岩脈群が分布する。

閃緑ひん岩は新月層分布域の北西部を中心として小規模に分布し、粒度変化が著しい。

折壁複合深成岩体は、岩株状の産状を示し、周囲の二畳系-三畳系及び東側の新月層に接触変成を与えている。岩相変化に富み、石英モンゾ閃緑岩・花崗閃緑岩・斑れい岩などから構成され、半深成岩的な斑状岩相を伴う。岩体の主要な部分では累帯状の岩相分布を示し、岩体周縁部から中心部にむかってより優白質な岩石が分布する。千厩トータル岩体は、折壁複合深成岩体の西側に、周囲の石炭系-二畳系を貫いて分布している。主に中粒のトータル岩からなり、花崗閃緑岩・石英閃緑岩を伴う。岩体中心部はやや優白質で、北部には部分的に花崗閃緑岩が分布する。

小規模な深成岩体として、本図幅地域の南東部に、閃緑岩・石英閃緑岩からなる津谷川閃緑岩体が分布する。本地域の南部には、斑れい岩・閃緑岩からなる新地峠斑れい岩体及び新地斑れい岩体が分布する。新地峠斑れい岩体は千厩トータル岩体の南東縁に接し、ほぼ同時期に貫入したと推定される。

本図幅地域には、東西方向に卓越した角閃石ひん岩の岩脈が多数分布し、特に室根山を中心とした地域で密集し、折壁複合深成岩体と二畳系に貫入している。西方の千厩トータル岩体中にもそれと類似する花崗閃緑斑岩岩脈が分布する。また、輝石ひん岩の岩脈がわずかに見られる。

第3表(p.36参照)に貫入岩類及び新月層火山岩のK-Ar年代値を示す。本図幅地域の貫入岩類より、120-105Ma程度の年代値が得られた。

#### 研究史

北上山地には多数の白亜紀花崗岩質岩体が分布し、その露出面積は北上山地の約4分の1を占めている(片田, 1974a)。主に花崗閃緑岩とトータル岩からなり、少量の斑れい岩質岩が伴われる。北上山地の深成岩全体について、早期には渡辺(1950b)により総括がなされた。石井ほか(1956)は、それまでの研究をとりまとめ、北上山地における主要な深成岩体がNNW-SSE方向に帯状に

分布するとして、西側から4列に区分してその分布・産状・岩質を記載し、その他の比較的小規模な岩体についてもまとめて記述した。鈴木(1958)は、北上山地の深成岩の特徴をまとめるとともに主要な深成岩体の岩石の鉱物容量比を報告した。片田ほか(1971)は、白亜紀深成岩類の総括を行い、その分布と産状・岩石学的性質により、深成岩体の分帯区分を行った。1974年の地質調査所報告第251号では、北上山地の白亜紀花崗岩類について鉱物容量比(石原・鈴木)、化学組成(小野・曾屋)、放射性元素及び帯磁率(金谷)、全体の分帯区分(片田)、北部北上山地における分帯(吉井・片田)が報告された。片田(1974a・b)や片田・金谷(1980)による分帯では、白亜紀深成岩は早池峰構造帯以北でI帯からIV帯、それ以南でV帯・VIa帯・VIb帯に区分された。石原・鈴木(1974)は、鉱物容量比により、花崗岩類を $Qz > Kf$ 系と $Kf > Qz$ 系に分類した。さらに、小貫(1981)、蟹沢・片田(1988)、片田・蟹沢(1989)により深成岩類の総括的な記述がなされている。花崗岩類は、一般に塊状で面構造の発達は弱い。その分布は周囲の中・古生層の分布に大きく左右されておらず、中・古生層の主要な褶曲時期以後に貫入したと推定される(蟹沢・片田, 1988)。また、主要な断層に関連すると考えられる変形構造が、花崗岩類のごく一部に認められる(吉井・片田, 1974; 片田, 1974b)。深成岩体の内部構造や貫入形態について加納・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り、一岩体内の岩石の組成累帯に関して片田・金谷(1980)、Kanisawa(1990)などの研究がある。深成岩体のうち比較的小規模で下部白亜系の火山岩類に貫入しているものは、浅所貫入の性質を有し、火山岩類と一種の火山-深成複合岩体を形成すると考えられた(Kanisawa, 1974; 島津, 1979)。

放射年代として、黒雲母を主とする造岩鉱物のK-Ar年代値が数多く得られている(Shibata and Miller, 1962; 河野・植田, 1964, 1965; Shibata *et al.*, 1978; 柴田, 1986; 内海ほか, 1990; Shibata *et al.*, 1994)。そのほとんどの年代値は130-105Maの範囲内に入り、深成岩の形成時期が白亜紀前期であったことを示している。また、Rb-Sr法により、おおよそ135Maから100Ma程度の全岩年代が得られている(Shibata, 1974; Kubo, 1977; Shibata *et al.*, 1978; 藤巻ほか, 1992; 王ほか, 1994; 丸山ほか, 1993, 1996)。

北上山地の白亜紀花崗岩類の特徴として、磁鉄鉱に富み、帯磁率も高く(金谷・石原, 1973)、ほとんどが磁

鉄鈷系列に属する (Ishihara, 1977). 黒雲母と角閃石の Mg/Fe比は大きく, 晶出時に酸化的な環境にあったことを示す (Kanisawa, 1983). 岩石の鈷物組み合わせと化学組成から, I-タイプ花崗岩に属する (蟹沢・片田, 1988). また, 共存する普通角閃石と黒雲母のD/H比は, 平衡型である (Kuroda *et al.*, 1974; 1975). 白亜紀深成岩の同位体組成 (Sr同位体: Shibata *et al.*, 1978; Shibata and Ishihara, 1979; 丸山ほか, 1993; Nd同位体: Terakado and Nakamura, 1984; 酸素同位体: Matsuhisa, 1972; Kato, 1979; Ishihara *et al.*, 1985; 硫黄同位体: Sakai and Ishihara, 1979など) は, 大陸縁あるいは島弧のマントルで発生したマグマに由来する火成岩に近い特徴を有しており, 北上山地の深成岩類は日本の白亜紀-古第三紀花崗岩類の中で特徴的な1つの岩石区を形成している. 地球化学的研究として上記のほか, 片田・金谷 (1980), 蟹沢ほか (1984, 1986), Tsuchiya and Kamsawa (1994) などがあり, ハロゲン元素については石原・寺島 (1977), Kanisawa (1979), 硫黄を含む親銅元素について寺島・石原 (1983), 石原・寺島 (1983) などの研究がある.

北上山地の白亜紀深成岩類や火山岩類を形成した火成活動の場について, 片田 (1974b) は, 岩石中の $K_2O$ 量の変化などから, 当時西向き沈み込み帯があったと推定した. Ishihara (1978) や Takahashi (1983) は島弧タイプの火成活動を想定したが, 土谷ほか (1986) や蟹沢・片田 (1988) は深成岩類が大局的に大陸縁辺部における火成活動の産物であるとした. Tsuchiya and Kanisawa (1994) は深成岩類 (特に北部北上山地) の形成が若い海洋地殻の沈み込みに密接に関連すると論じた.

本図幅地域は, 北上山地において深成岩類が多量に分布する地域の最南部にあたる. 千厩トータル岩体は, 北上山地の主要な花崗岩体のうち最もカリ長石に乏しい岩質であることが知られているが, 一方折壁複合深成岩体はカリ長石と輝石に富む中性岩が卓越し, Kf/Qz比が高い傾向を示す (鈴木, 1958; 石原・鈴木, 1974; 片田, 1974bなど).

折壁複合深成岩体は, 石井ほか (1956) の記述があり, 気仙沼図幅 (神戸・島津, 1961) において岩体南東部の記載がある. 本岩体は, 半深成岩を伴い (神戸・島津, 1961など), 浅所貫入の特徴を示す (島津, 1979). また, 隣接する新月層の火山岩と火山-深成複合岩体を形成すると考えられる (Kanisawa, 1974; 島津, 1979). 帯磁率は, 北上山地の花崗岩類中では高い方に属する (金谷, 1974). 岩石はおおむね $K_2O$ に富むが, 北上山地の他のKf>Qz系の岩体と同様にK/Th, K/U比が大きい (金谷, 1974). 鍋谷・加納 (1973) による重力調査では, 本岩体の分布域は重力の正異常地域にあたる (加納・秋田大花崗岩研究グループ, 1978). 石島・加藤 (1971) は折壁複合深成岩体の岩石記載・モード分析・主成分分析を行い, 野外及び鏡下での観察結果から本岩体を徳仙丈

型・折壁型・笹森型の3岩型に区分するとともに, それぞれ $Kf \geq Qz$ でやや苦鉄質の周辺相 (折壁型),  $Qz > Kf$ で珪長質の中心相 (笹森型), 及び小規模な苦鉄質岩 (徳仙丈型) であることを明らかにした. さらに加藤 (1972) は化学組成・造岩鈷物組成を報告し, 三つの岩型が同源であり, あいついで貫入したものと考えた. 氏家 (1989) は, 累帯構造を示す主要部を主岩体, それ以外の北に伸びる部分を北部岩体と区別し, 岩相分布に基づいて主岩体を徳仙丈型・折壁型・笹森型, 北部岩体を兵沢型・田茂木型・室根型にそれぞれ区分し, 主岩体の岩型分布がマグマの重複貫入により形成されたとした. また岩石の全岩化学組成を報告し, 徳仙丈型と折壁型は同源でほぼ一連とみなせるが, 笹森型は折壁型と化学組成や記載の特徴が不連続に異なり両者は単純な一連の結晶作用の産物ではないとした. さらに徳仙丈型の斑れい岩の化学組成が東方の新月層の玄武岩と類似することを指摘した. また, Ujiie and Kanisawa (1995) は, 造岩鈷物組成から, 笹森型の岩石が折壁型よりも相対的に水に富むマグマから生じたことなどを推定し, 角閃石の組成から笹森型や折壁型の固結時の圧力を2-3kb程度と見積もった. 鈷床との関連について, 五十嵐・島津 (1961), 石原・鈴木 (1974), Nedachi (1974) などの研究がある. 根建・上野 (1981) はハロゲンの挙動についての研究を行った. 内海ほか (1990) により, 笹森型の花崗閃緑岩のカリ長石のK-Ar年代として $116 \pm 4$ Maが得られている. 岩石の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生比として, 0.7049程度 (閃緑岩, Shibata and Ishihara, 1979) 及び0.7039-0.7042程度 (主岩体, 氏家ほか, 1991) の値が報告された.

千厩トータル岩体については, Yamada (1953) により接触変成作用及び包有物を中心とした研究があり, 石井ほか (1956) により岩体の概要が記載された. 本岩体はその北側に連続する人首岩体とともに北上山地の最も西側の列を形成している (石井ほか, 1956). 金谷 (1974) は, 北上山地花崗岩類の主要な岩体中, 千厩トータル岩体が特にK, Th, Uに乏しい岩質であることを, 帯磁率は低い方に属し特に岩体周縁部で低下することを示した. 鍋谷・加納 (1973) 及び加納・秋田大花崗岩研究グループ (1978) は, 本岩体の中心部に向かうほど岩相が優白質であることや流理の方向からドーム状の形態が推定される一方, 重力調査の結果として重力の負異常域が岩体中心よりも東側にずれていることから, 本岩体の深部は東側に傾斜していると推定した. 駒澤ほか (1996) による「北上地域重力図 (ブーゲー異常)」では, 本岩体の中心部付近に相対的な重力の負異常域が表れている. 千厩トータル岩体の南西部の岩石から黒雲母のK-Ar年代として, 122Ma (Shibata and Miller, 1962) 及び117Ma (河野・植田, 1965) (ともに Steiger and Jäger (1977) の壊変定数により換算) が得られた. 丸山ほか (1993) は, 岩石10試料中8試料からRb-Sr全岩年代と

して $107 \pm 14 \text{Ma}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比 $0.70445 \pm 0.00005$ を報告している。

新地峠斑れい岩体は片田 (1974b) によって概要が述べられている。新地斑れい岩体と津谷川閃緑岩体は本報告で新たに命名された。

北上山地における白亜紀の岩脈類は、石井ほか(1956)、小貫 (1981)、片田・蟹沢 (1989) などにより記述されている。南部北上山地において、ひん岩岩脈は、主要な斑晶鉱物によって角閃石ひん岩、斜長石ひん岩、輝石ひん岩に大別され (滝沢ほか, 1984)、その形成時期は花崗岩類の貫入の前後にまたがるが、中でも斜長石ひん岩はより早期に貫入した (滝沢ほか, 1987)。深成岩の貫入に先行する岩脈の岩石化学的研究は土谷ほか (1999) によりなされた。

図幅地域周辺における接触変成作用の研究としては、千厩トータル岩体周辺については Yamada (1953)、石井 (1987) などの報告がある。また折壁複合深成岩体の南東部周辺については神戸・島津 (1961) の記載があり、島津 (1979) は新月層火山岩類における折壁複合深成岩体による接触変成について述べている。

## VII.2 閃緑ひん岩 (Dp)

### 分布

分布範囲は新月層内に限られる。本図幅地域の宝境山東方、君が鼻山周辺でまとまった岩体をなし、さらに南側では岩脈として点在する。北隣の陸中平原図幅の笹ノ田峠東方にも露出が見られる。

### 岩相及び産状

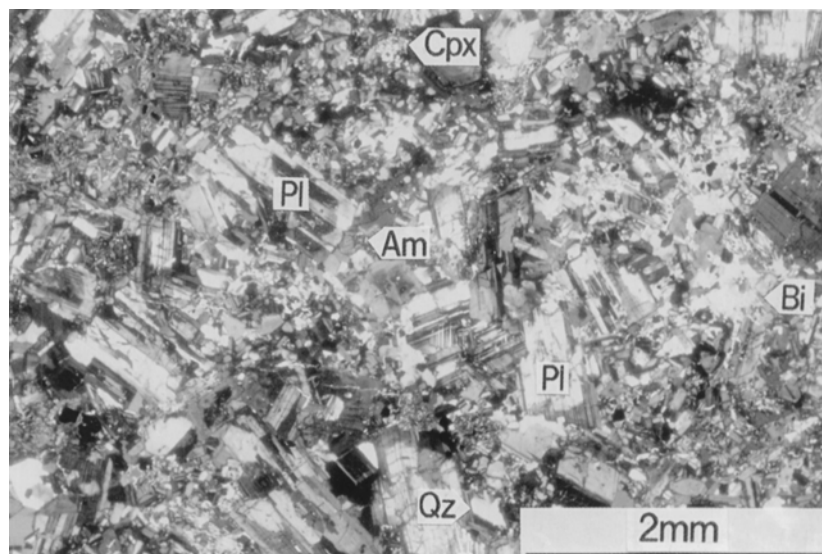
主に閃緑ひん岩からなるが、通常の深成岩組織を有する閃緑岩から玄武岩質安山岩まで粒度変化に富み、さらに少量のドレライトやグラノファイアが伴われる。

本図幅内の宝境山東方から君が鼻山西方にかけては、幅数mから数100m規模で露出し、新月層の安山岩・玄武岩溶岩や火砕岩を貫いて複雑な境界をなす。一露頭内でも粒度変化が見られる。佐戸巻峠北西では、安山岩ホルンフェルス中に分布する。君が鼻東方では、閃緑ひん岩が名木沢安山岩岩脈を貫くのが観察される。また、折壁複合深成岩体の近くでは、その貫入によるとみられる変質をうけている。したがって、閃緑ひん岩は新月層形成後かつ折壁複合深成岩体の貫入以前に貫入したとみなされる。分布が新月層内に限られ、細粒の岩相が新月層の玄武岩質安山岩に類似することから、新月層の火山活動に関係したものである可能性がある。

肉眼的には、比較的新鮮な岩石は緑褐色を帯びた暗灰色であるのに対し、風化した岩石は斜長石がソーシュライト化により灰白色となり有色鉱物が暗緑色の斑点状を呈する。定方向の破碎により、濃緑色の破断面が認められる部分も多い。岩石中では小規模に硫化鉱物の生成が見られる。

### 岩石記載

鏡下では、粒径が連続的に変化し、石基と斑晶の区別が困難なことも多い。自形の斜長石が卓越する。斜長石はソーシュライト化または曹長石化していることが多い。有色鉱物として単斜輝石が最も普通のだが、一部の岩石で斜方輝石が見出される。これらの輝石は変質によ



第20図 閃緑ひん岩の偏光顕微鏡写真  
単斜輝石閃緑ひん岩。No. 97102409A (室根村君が鼻山北西)  
直交ポーラー。Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Am: 無色角閃石, Bi: 黒雲母,  
Qz: 石英

り角閃石化（主にアクチノ閃石化）していることが多い。しばしば黒雲母が伴われるが、緑泥石化しているものが多い。石基に不透明鉱物が見られることが多いが、その一部は硫化鉱物である。相対的に珪長質な岩石では、初生的な普通角閃石や石英が認められる。一部の岩石で、変質鉱物として方解石や絹雲母が認められる。

組織を示す。不透明鉱物は填間状集合で、黄鉄鉱の可能性もある。

変質鉱物：緑泥石、アクチノ閃石

黒雲母単斜輝石閃緑岩

中粒で、斜長石（長径7mm以下）、単斜輝石、黒雲母、少量の石英よりなる。変質鉱物として緑泥石、アクチノ閃石を含む。

単斜輝石閃緑ひん岩（第20図）

斑晶：斜長石、単斜輝石、有色鉱物仮像

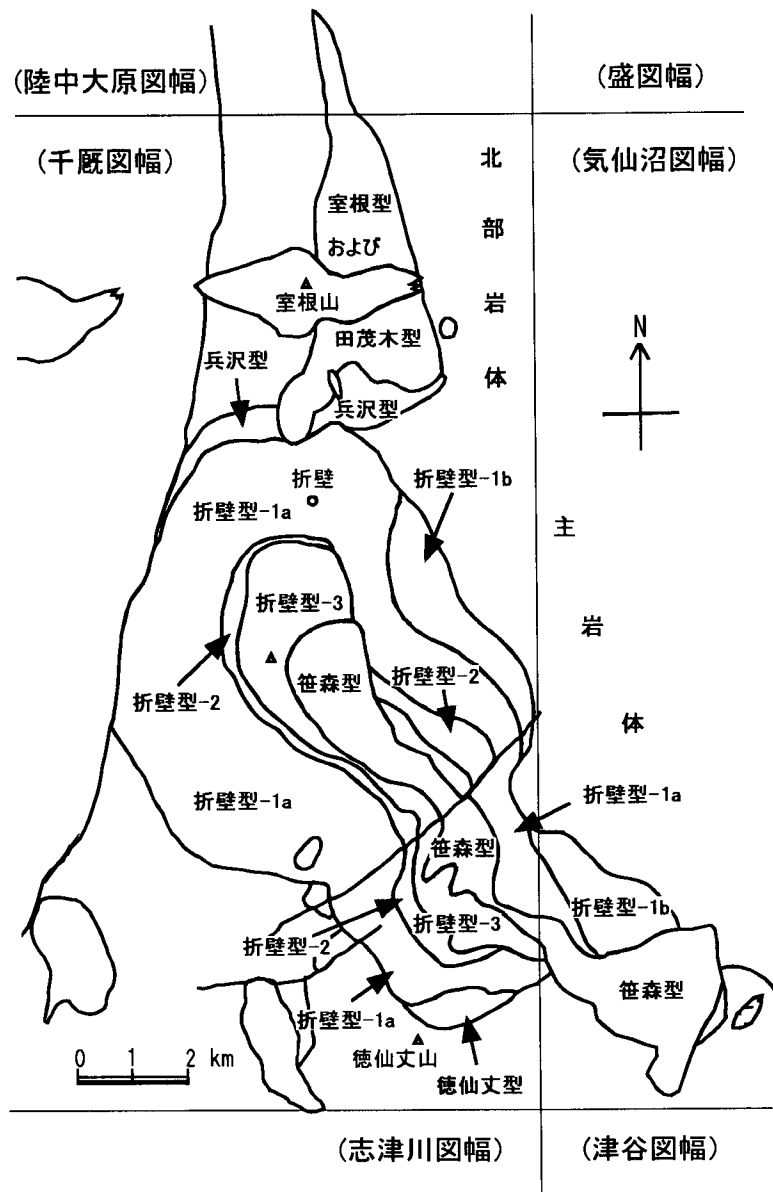
斜長石斑晶に富む。アクチノ閃石の集合体が有色鉱物を置換している。

石基：斜長石、単斜輝石、黒雲母、石英、アクチノ閃石（有色鉱物仮像）、不透明鉱物

多数の自形斜長石が地形の有色鉱物中に含まれる特徴的な

### VII.3 折壁複合深成岩体

折壁複合深成岩体は、南北20km、東西最大8kmの岩株状の深成岩体である。主な部分の本図幅地域東部に分布するが、その南東延長部は気仙沼図幅、北端は陸中大原図幅まで達する。



第21図 折壁複合深成岩体の岩相分布図

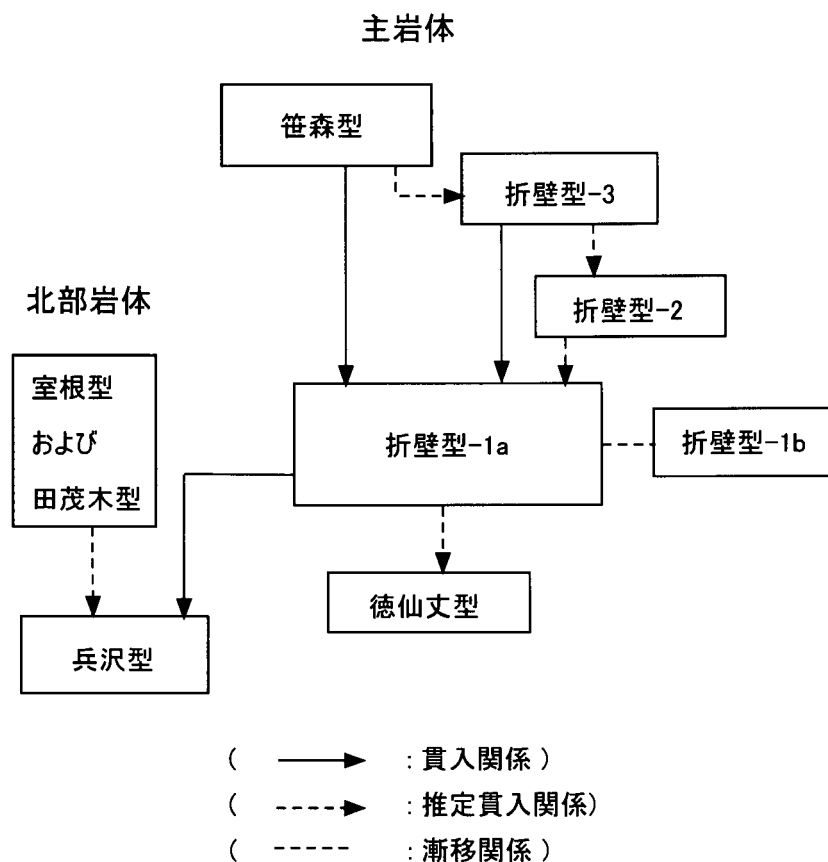
折壁複合深成岩体は、北上山地の花崗岩類のなかでも比較的苦鉄質な組成の岩体で、石英モンゾ閃緑岩と花崗閃緑岩を中心とした幅広い岩相変化を示し、花崗岩・斑れい岩・石英モンゾニ岩・モンゾ閃緑岩・トーナル岩・石英閃緑岩・閃緑岩・石英モンゾニ斑岩を伴う。一般に中粒もしくは細粒の岩石で、半深成岩相を伴う。花崗岩質岩でも特徴的に輝石を伴うことが多い。流理構造・片状構造はほとんど見られず、周囲の岩石にも貫入による変形構造はみとめられない。

室根村折壁周辺から南側の、本岩体の主要な部分では、岩相が累帯状に配列し、周辺部に広範囲に石英モンゾ閃緑岩が露出する一方、中央部により優白質・細粒の花崗閃緑岩・花崗岩などが分布する。また、岩体南縁部に斑れい岩の小露出が見られる。一方、折壁の北側には南縁部と岩相の異なる斑れい岩が分布し、さらに北側には花崗岩質岩が細長く分布する。

折壁複合深成岩体は、多様な岩石から構成されるが、岩体内で連続的に岩相変化する一連の岩石を、ほぼ同一の形成過程により形成されたものとみなし、岩型として区分した(第21図)。今回の区分は主に氏家(1989)に従うが、若干の修正がなされている。第22図に各岩型の貫入関係を示す。第23図に構成岩石の無色鉱物の容

量比を示す。全体を通じて、その分布と岩相の系統的变化に基づいて、貫入単元が異なると推定される2岩体に区分し、岩相が累帯状に配列する主岩体と、それ以外の北部岩体に分けた(第21図)。

主岩体は、徳仙丈型、折壁型、笹森型の3岩型に区分した。徳仙丈型(To)は、岩体南縁に分布する苦鉄質岩で、主に中粒の斑れい岩からなり有色鉱物として輝石が卓越する。折壁型は、主岩体に広く分布する中性岩及び珩長質岩で、ほとんどの岩相で特徴的に輝石を伴い、カリ長石に富み容量比でおおむねカリ長石 $\geq$ 石英である(第23図)。笹森型(Sa)は、主岩体中心部から南東部にかけて分布する珩長質岩で、主に花崗閃緑岩からなり、折壁型と異なり輝石を伴わず自形柱状の普通角閃石を含み、カリ長石よりも石英に富む(第23図)さらに、折壁型の分布域内では、岩相や鉱物量比により小規模な段階的变化が認められる(氏家, 1989)ことから、折壁型を折壁型-1、折壁型-2、折壁型-3(それぞれOR-1、OR-2、OR-3と略)のサブタイプに細分した。折壁型-1のうち、岩体東端にはやや優白質・細粒の特徴的な岩相が発達するのでこれを折壁形-1bとし、より一般的な折壁型-1aと区別した(それぞれOR-1b、OR-1aと略)。折壁型-1aは、中粒の石英モンゾ閃緑岩を主とし、肉眼



第22図 折壁複合深成岩体の岩石の貫入関係

的に暗灰色ないし暗褐色から灰色を呈し、有色鉱物は最大1cm程度の集合体または単晶として産する。折壁型-2は、折壁型-1aよりも優白質細粒で、石英に富み、岩石は、灰白色の無色鉱物と、粒度のそろった2mm程度の有色鉱物が共存する組織を示し、岩相変化に乏しい。折壁型-3は、折壁型-2よりもさらに優白質で、花崗岩を主とし、灰白色から淡紅色の無色鉱物中に細粒葉片状の有色鉱物が分布し、さらに1-2mm程度の有色鉱物が点在する組織を示す。

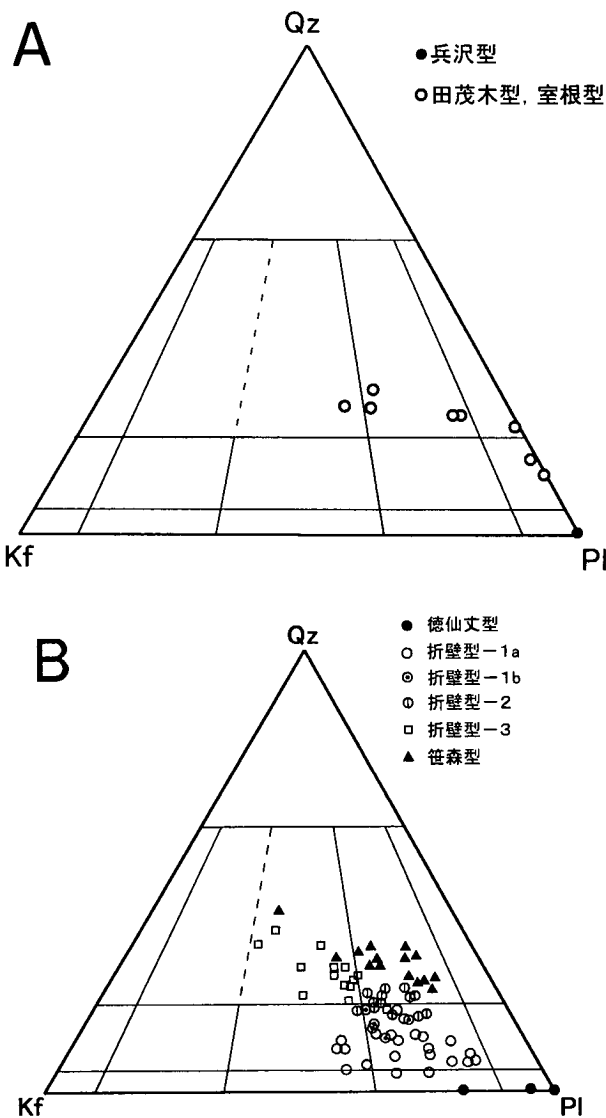
北部岩体は、氏家（1989）により兵沢型、田茂木型、室根型の3岩型に区分された。兵沢型（On1）は主岩体の北側に分布し、主に斑れい岩から構成されるが、主岩体の徳仙丈型の斑れい岩とは岩相が異なり、一般に細粒

で岩相変化に富む。田茂木型は兵沢型の北側に伸びる石英閃緑岩・トータル岩・花崗閃緑岩で石英>カリ長石であり、一方室根型は田茂木型に囲まれて室根山付近に分布するより優白質でカリ長石≧石英の花崗閃緑岩・花崗岩であるとした（氏家，1989）。しかし、その後の調査で、より南側でも優白質な花崗岩が見出され、また、室根型と田茂木型の中間的岩相も見出されたので、本報告では田茂木型と室根型を一括して一つのユニットとして記述する（On2）。

主岩体においては、笹森型及び折壁型-3の岩石が折壁型-1aに貫入しているのが確認された（第22図及び後述の第33図・第35図）。笹森型は岩体南東部において南東方へ伸び、主岩体の大局的な累帯構造と非調和的な分布を示すが、折壁型-3の境界では、矢越山から笹森山に至る山稜の南側の岩体中心部では笹森型と折壁型-3の岩石が数cm-数10m単位で繰り返し共存し、両者が接した当時は未固結であったことを示唆しており、笹森型は折壁型-3が完全に固結する前に貫入したと推定した。そのほかに、岩型及びサブタイプが直接接する露頭は見出されていないが、大局的には中心により優白質細粒の岩相が分布する累帯状の岩型分布を示し、境界で岩相が急変することや、徳仙丈型と折壁型が化学組成や岩相の特徴において一連のものとなしうる（氏家，1989）ことから、主岩体においては、内側の岩型ほどより後に貫入し、各岩型及びサブタイプが岩体中央部に短期間に次々と貫入することにより岩相の累帯分布が形成されたと推定される（氏家，1989）。すなわち、徳仙丈型、折壁型-1、折壁型-2、折壁型-3、笹森型の順に次々と貫入したと推定した（第22図）。また、主岩体東縁の折壁型-1bは、折壁型-1aと同時異相で、マグマだまり上部の母岩に沿った部分が急冷して形成したと推定した（氏家，1989）。

北部岩体の兵沢型は、折壁複合深成岩体の西縁において、細粒の接触変成岩をへだてて折壁型-1aと思われる真砂と接し、その産状から、折壁型-1aに貫かれると判断した（第22図）。室根型及び田茂木型は、その南端で東西に分布する兵沢型に入り込むような分布を示すことから、兵沢型に貫入していると推定した。室根型及び田茂木型と折壁型-1aは室根村折壁の北側で近接しているが、両者が直接接している露頭は見出されず、両者の前後関係は判別できなかった。

放射年代として、矢越山東方の笹森型の花崗閃緑岩から、普通角閃石のK-Ar年代として $120 \pm 6 \text{Ma}$ の値が得られた（第3表）。これは既に報告された笹森型のカ長石のK-Ar年代（ $116 \pm 4 \text{Ma}$ 、内海ほか，1990）と調和的である。また、新月層安山岩の角閃石のK-Ar年代（ $121 \pm 6 \text{Ma}$ 、第3表）と近いことから、新月層の形成後短期間のうちに折壁複合深成岩体が貫入・固結したと見なすことができる。



第23図 折壁複合深成岩体の岩石のモード組成を示す三角図

A：北部岩体。  
B：主岩体。  
データは氏家（1989）による

第3表 貫入岩類及び火山岩のK-Ar年代値

No.	産地	試料番号	測定対象	K (wt.%)	<sup>40</sup> Ar rad (10 <sup>-5</sup> ccSTP/g)	<sup>40</sup> Ar rad (%)	年代 (Ma)	
1	室根山頂南東	98102712B	普通角閃石	0.36	0.151	58.1	107±5	貫入岩類の試料位置は地質図に示す。 1：角閃石ひん岩 2-4：千厩トータル岩体 5：折壁複合深成岩体 6：新月層 測定はTeledyne Isotopes社による。
				0.36	0.157	52.0		
2	千厩町 東小田南西	95101504A	普通角閃石	0.36	0.148	67.2	105±5	
				0.35	0.150	63.1		
			黒雲母	6.52	2.86	93.2	109±5	
				6.52	2.85	94.6		
3	千厩町 滝ノ沢西方	96090505	普通角閃石	0.40	0.167	81.1	108±5	
				0.40	0.178	80.3		
4	大東町萱刈場	91071705	普通角閃石	0.63	0.266	75.6	105±5	
				0.63	0.266	89.6		
			黒雲母	7.39	3.31	92.6	112±6	
			7.37	3.32	95.2			
5	矢越山東方	96090608A	普通角閃石	0.57	0.270	84.2	120±6	
				0.57	0.281	84.2		
6	気仙沼市下八瀬 (気仙沼図幅内)	85082505	普通角閃石	0.33	0.163	70.9	121±6	
				0.33	0.158	57.3		

本図幅地域東部の気仙沼市落合から上廿一付近では、構造谷と思われるNE-SW方向の谷があり、その谷はさんで北西側と南東側で岩相が異なる部分が認められるので、落合から南西延長である太田山北東にかけて、折壁複合深成岩体はNE-SW方向の断層により切られていると推定し、南東側に浅所貫入相が見られるため、断層は南東落ちと推定した。また、X.1.1で述べるように、折壁岩体南半部の周辺に分布する金属鉱床ではNE-SW走向・NW傾斜の鉱脈が卓越し、鉱床生成時にこの方向に断層もしくは節理が存在したことを示す。

「日本の磁気図」(牧野ほか, 1992)において、本図幅地域周辺には、折壁複合深成岩体の南側(徳仙丈山西方-南西方)を中心に地磁気の正異常地域が広がり、深成岩体の分布との関連が考えられる。

以下、北部岩体、主岩体の順に、各岩型ごとに記述する。

### VII. 3. 1 北部岩体

北部岩体は、室根村折壁の北側から室根高原牧場を経て陸中大原図幅の笹ノ田峠に達する。岩相変化に富み、主岩体に比較して細粒・斑状の岩相が多い。

#### VII. 3. 1. 1 つわきのざわ 兵沢型 (On1)

##### 分布

北部岩体の南縁部を占め、主岩体と接して分布する。斑れい岩からなり、閃緑岩を伴う。渡辺(1937a)による輝緑岩-微斑れい岩に当たる。

室根村兵沢の北側にまとまって分布し、東の隠谷にも

認められる。西方の三枚山から七日市にかけての尾根沿いにも露出しており、その地域では折壁岩体の西縁に沿って分布する。篠原-天神下付近では露頭がなく、岩相分布は明確でない。

##### 岩相及び産状

斜方輝石単斜輝石斑れい岩を主とし、閃緑岩を伴う。一般に細粒だが、岩相変化に富み、部分的に中粒の岩石も見られる。角閃石や黒雲母を含むことがある。まれにかんらん石、あるいは石英や燐灰石を含む。一般に風化が強く、粘土質の風化した露頭にわずかに新鮮な岩石が残っている場合が多い。岩石は薄いブロックであることが多い。新鮮な岩石は暗褐色-暗灰色を呈する。部分的に層状構造が発達する。岩体西縁では、二畳系落合層由来の細粒の接触変成岩やスカルクと密接に産し、粒度の変化に富み、黒雲母、石英を含むことがある。硫化鉱物がしばしば伴われる。岩体西縁の三枚山西斜面では、かつて矢越(三枚山)鉱山があり、黄銅鉱・キューバ鉱などを含む鉱石が採掘された(渡辺, 1937a, b, Watanabe, 1953)。

室根村と千厩町の境界部付近の七日市の風化露頭で、花崗岩質岩の真砂にはさまれた形で兵沢型とみられる斑れい岩とそれに伴う細粒の炭酸塩質の接触変成岩が産し、東側寄りの接触変成岩が折壁型-1aとみられる幅20cm以下の脈に貫かれているのが見出された(西側は千厩トータル岩体に由来するとみられる真砂に接する)。斑れい岩と接触変成岩は類似する組織を示し、同時に折壁型-1aによる接触変成を受けたものと推測できるので、兵沢型は折壁型-1aに貫入されていると判断した。

## 岩石記載

### 角閃石単斜輝石斜方輝石斑れい岩

主に斜方輝石，斜長石，単斜輝石，磁鉄鉱からなり，少量の角閃石とチタン鉄鉱を含む．（第24図A）．細粒で，結晶集積岩とみなされる組織をもつ．斜長石は配列方向のそろった柱状の組織を示す．角閃石はZ軸色が褐色のパーカス閃石で，輝石や不透明鉱物の周囲に分布する．斜長石や輝石はほぼ均質な組成の結晶である（Ujiie and Kanisawa, 1995）．

### かんらん石斜方輝石単斜輝石角閃石斑れい岩

主に斜長石，角閃石，単斜輝石，斜方輝石からなり少量のかんらん石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱を伴う．中-細粒で，斜長石は自形柱状，単斜輝石と斜方輝石は半自形-他形粒状を示す．輝

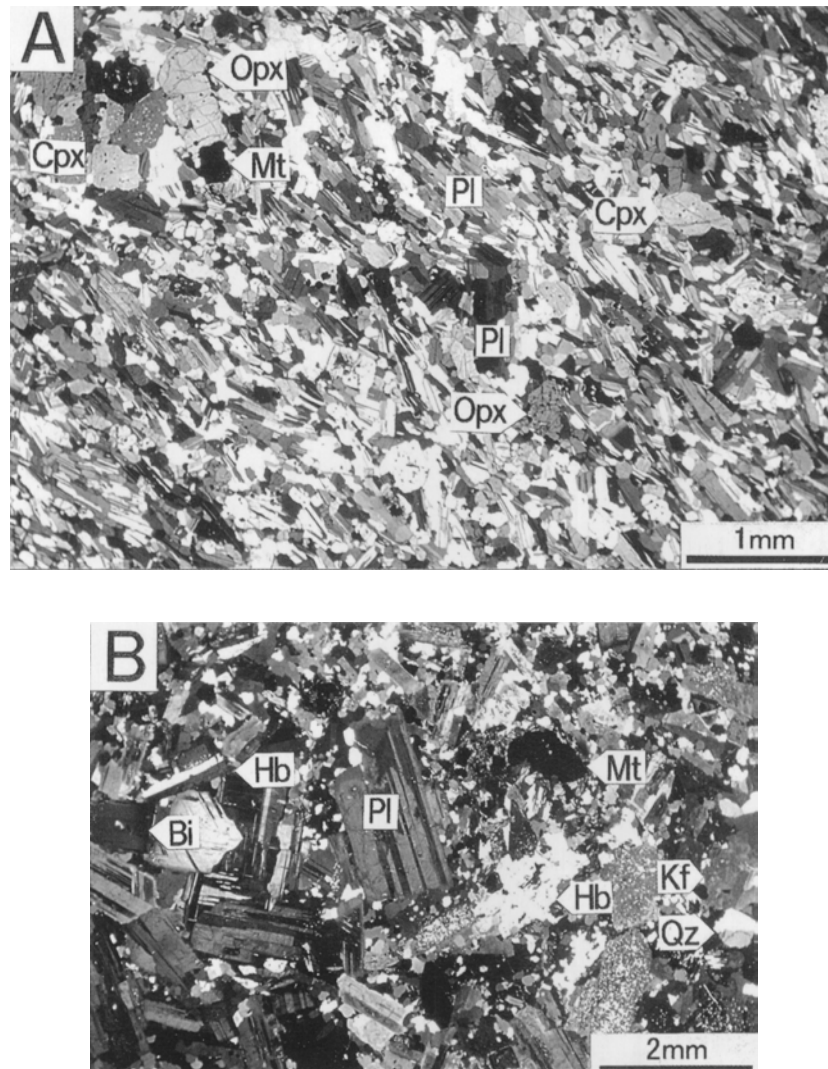
石は集合体をなす場合がある．角閃石はZ軸色が褐色のパーカス閃石で他形を示す．かんらん石は小さな粒状で他の有色鉱物と共生する．各鉱物はほぼ均質な組成を示す（Ujiie and Kanisawa, 1995）．

### VII. 3. 1. 2 室根型及び田茂木型（On2）

北部岩体の大部分を構成する．

#### 分布

室根村若菜沢の北側及び田茂木付近から室根山の東側一帯とその北にかけての南北に細長い地域に分布する．室根高原牧場の北では東西の分布幅は狭くなる．若菜沢の北をのぞき，露出は良くない．室根山付近では角閃石ひん岩とともに岩塊が崖錐堆積物として厚く堆積している．



第24図 折壁複合深成岩体（北部岩体）の岩石の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）

- A：兵沢型の細粒角閃石単斜輝石斜方輝石斑れい岩． No. 84111410（室根村兵沢）．  
B：室根型の単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗閃緑岩． 斑状組織を示す． No. 84080704（室根山北東）  
Pl：斜長石， Opx：斜方輝石， Cpx：単斜輝石， Mt：磁鉄鉱， Hb：普通角閃石， Bi：黒雲母  
Kf：カリ長石， Qz：石英





第25図 折壁複合深成岩体（北部岩体）の花崗岩（室根村滝ノ沢北西）  
節理が発達し、ブロック状を呈する。

#### 岩相及び産状

中粒-細粒の、花崗閃緑岩・トータル岩・花崗岩からなり、石英閃緑岩を伴う。室根型はカリ長石 $\geq$ 石英の花崗閃緑岩・花崗岩であり、田茂木型は石英 $>$ カリ長石の石英閃緑岩・トータル岩・花崗閃緑岩である。岩相変化に富み、半深成岩的岩相を伴う。無色鉱物は白色-灰白色を呈することが多いが、室根山の東側の岩石は変質を受けてしばしばカリ長石が淡赤色を呈する。主岩体の笹森型の花崗閃緑岩と異なり、角閃石は一般に他形を示す。有色鉱物は、緑色を帯びた黒色で、長径1-5mmの集合体であることが多く、優白質な岩石では1mm以下の結晶が多く認められる。トータル岩は分布の周縁部に多い。

花崗閃緑岩-花崗岩は室根山の東側一帯に分布し、また、若菜沢の北ではかなり優白質な花崗岩が分布し、多数の細粒苦鉄質岩脈や苦鉄質包有物を伴う。新鮮な岩石は少なく、一般には低温の変質を受けており、しばしば破断面に沿って変質鉱物が生じている。節理の発達により、ブロック状をなして産することが多い（第25図）。

西側の落合層と東側の新月層に接触変成を与えている。兵沢型と直接接する露頭はみとめられなかったが、東西に分布する兵沢型に入り込むような分布を示すことから、兵沢型に貫入していると推定した。室根山付近では、多数の角閃石ひん岩岩脈に貫かれる。

#### 岩石記載

鏡下では、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母と普通角閃石や少量の磁鉄鉱が認められるが、少量の無色角閃石（カミングトン閃石、アクチノ閃石）、融食形の単斜輝

石・斜方輝石が普通角閃石に取り囲まれて産することがある。

#### 単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗閃緑岩（室根型）

主に斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、普通角閃石からなり、少量の無色角閃石（カミングトン閃石、アクチノ閃石）、磁鉄鉱、単斜輝石、燐灰石、ジルコン、褐れん石を伴う（第24図B）。半深成岩的な斑状組織を示す。斜長石は自形柱状で、カリ長石は一般に他形だが一部自形を示す。石英は細粒の柱状結晶である。普通角閃石は鏡下で一般に緑色地形だが一部自形を呈する。輝石は角閃石中で融食形をなす。無色角閃石は普通角閃石に囲まれる。単斜輝石は角閃石中で融食形をなす。変質により、緑泥石、緑れん石、方解石を生じている。

#### 角閃石黒雲母花崗閃緑岩（田茂木型）

主に斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石よりなり、少量の無色角閃石と不透明鉱物を伴う。ほかに燐灰石、ジルコンを含む。斜長石は自形または半自形柱状である。黒雲母は他形結晶である。普通角閃石は他形-半自形であることが多く、鏡下で緑褐色-緑色で、中心部ほど褐色に近い。無色角閃石は、普通角閃石に囲まれる。変質により、緑泥石を生じている。

#### VII. 3. 2 主岩体

主岩体は、室根村折壁、矢越周辺から、気仙沼市熊山をへて物見（気仙沼幅地域）へ至る地域に分布する。累帯状の岩相変化を示し、岩体中心部により優白質・細粒の岩石が分布する。中心部の優白質な岩相は岩体南東部では南東方へ伸び、周囲のより早期の岩相が形成する

累帯構造を切っている。岩相分布と地形とは密接に関連し、中心の優白質な岩相の分布域は標高が高く、北から矢越山（標高520m）、笹森山（461m）、黒森山（632m）、熊山（655m）などの山稜を形成している。主岩体においては、中心の岩相ほどより後に貫入し、短期間にあいついで貫入することにより岩相の累帯分布が形成されたと推定される。

### Ⅶ. 3. 2. 1 徳仙丈型（To）

主に中粒の斑れい岩からなる。

#### 分布

図幅地域南東部の徳仙丈山の北東側に、主岩体の南縁部を構成して東西幅2kmの範囲で分布する。徳仙丈山の北側の東道沿い周辺に露出している。

#### 岩相及び産状

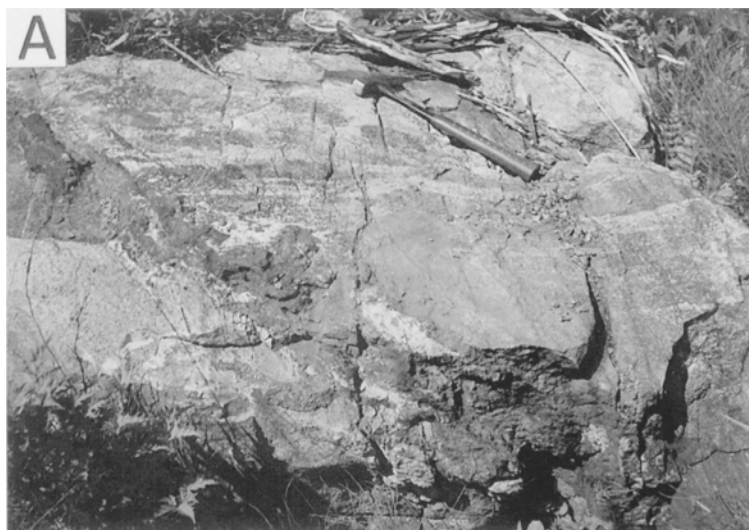
中粒の斜方輝石単斜輝石斑れい岩が主で、かんらん石単斜輝石斑れい岩、単斜輝石閃緑岩、モンゾ斑れい岩などが伴われる。鉱物の粒径は数mmで、斜長石が暗灰色

から黒褐色のため、新鮮な岩石は緑色を帯びた暗灰色を呈し、黒雲母の他形結晶が特徴的に点在する。変質を受けた岩石では、灰色の斜長石と淡緑色-濃緑色の有色鉱物が明瞭に識別される。塊状で比較的均質だが、一部の岩石で有色鉱物および斜長石の量の変化による層状構造がみとめられる（第26図）。新鮮な岩石は、岩盤ではなく玉状の石として、風化露頭中にまたは転石として産する。局部的に斑れい岩ペグマタイト質の岩石が産する。硫化鉱物がしばしば含まれる。

主岩体の折壁型 - 1と直接接する露頭は見出されず、明確な接触変成も認められない。

#### 岩石記載

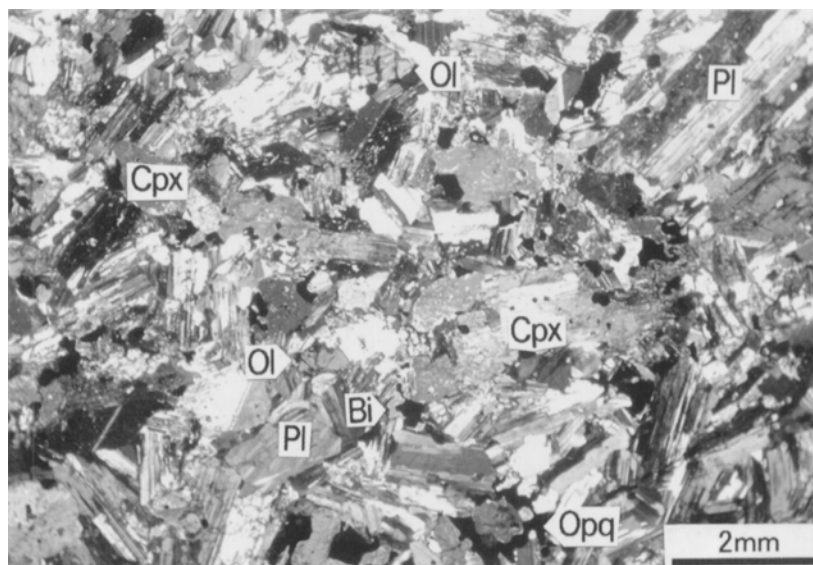
岩石は主として斜長石、単斜輝石と少量の黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱からなり、かんらん石か斜方輝石を含むことが多い。他形の普通角閃石、カリ長石、石英を含むことがある。また、二次的とみられる無色角閃石（主にアクチノ閃石）を含むことが多い。硫化鉱物は主に黄



第26図 徳仙丈型の斑れい岩（徳仙丈山北東）

A：層状構造を示す不均質な斑れい岩。

B：均質な輝石斑れい岩。



第27図 徳仙丈型の斑れい岩の偏光顕微鏡写真

斜方輝石含有角閃石黒雲母かんらん石単斜輝石斑れい岩. No. 84060304 (徳仙丈山北東) 直交ポーラー. Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Ol: かんらん石, Opq: 不透明鉱物, Bi: 黒雲母

銅鉱と斑銅鉱である (Nedachi, 1974).

#### 黒雲母斜方輝石単斜輝石斑れい岩

主として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石と少量の黒雲母, 磁鉄鉱からなり, 少量のチタン鉄鉱, 燐灰石, 普通角閃石を伴う. 二次的とみられる無色角閃石を含むことが多い. 斜長石は自形-半自形の柱状結晶で, 細かいアルバイト双晶が発達する. 輝石は粒状で, 部分的に淡緑色-無色の角閃石 (主にアクチノ閃石) に置換されている場合がしばしばある. 単斜輝石はごく微細な不透明鉱物をラメラ状に含むものがある. 磁鉄鉱は粒状で, 輝石と接していることが多いが, 斜長石に含まれたり, 粒間に存在することもある. 黒雲母は他形の新鮮な結晶である. 無色角閃石は羽毛状の結晶集合体であることが多い.

#### 斜方輝石含有角閃石黒雲母かんらん石単斜輝石斑れい岩 (第27図)

斜長石, 単斜輝石, かんらん石, 黒雲母, 磁鉄鉱からなり, 少量の角閃石, 斜方輝石, チタン鉄鉱を伴う. 斜長石は自形-半自形の柱状結晶で, 細かいアルバイト双晶が発達する. 単斜輝石は粒状で, 部分的に淡緑色-無色の角閃石に置換される. かんらん石は粒状で単斜輝石と接することが多く, 細粒の斜長石を含むことがある. 黒雲母は地形を示す. 磁鉄鉱は粒状で, 輝石と接していることが多いが, かんらん石や斜長石に含まれたり, 粒間に存在することもある. 角閃石は他形で小さく, 斜長石の粒間に分布し青緑色のZ軸色を呈するものはヘスチン閃石質の組成を示す (Ujiie and Kamisawa, 1995).

なお, 別のかんらん石単斜輝石斑れい岩では, 輝石やかんらん石をとり囲む他形のパーガス閃石質の角閃石も存在する.

#### 黒雲母斜方輝石単斜輝石モンゾ斑れい岩

斜長石, 単斜輝石, カリ長石, 斜方輝石と少量の黒雲母, 磁鉄鉱などからなる. 他形の普通角閃石, 石英を含むことがある. また, 二次的とみられるアクチノ閃石質の角閃石を含む. 鏡下の特徴は, カリ長石に富む点以外は前述の黒雲母斜方輝石単斜輝石斑れい岩に類似する. カリ長石は地形で, 部分的に微細なパーサイト組織を示す

#### VII. 3. 2. 2 折壁型

折壁型の岩石は, 主岩体の主要な部分を占め, モンゾ閃緑岩から花崗岩に至る広い岩相変化を示す. カリ長石の量が多く, 容量比でおおむねカリ長石 $\geq$ 石英である (第23図). ほとんどの岩石で単斜輝石がみられる. 普通角閃石は他形を示す. 数mm-数cmの暗色包有物を含むことがある.

##### (1) 折壁型 - 1a (Orla)

中粒の石英モンゾ閃緑岩を主とし, 石英モンゾニ岩, モンゾ閃緑岩を伴う.

##### 分布

本図幅地域東部から気仙沼図幅地域の西部に分布する. 室根村折壁から, 矢越, 太田山-大森山の東側, 徳仙丈山の北側, 気仙沼市赤岩, 市民の森と, 室根村中里, 下廿一付近にかけて, 周囲に比較して低い盆状の低地沿いに分布する. 主岩体の周辺部に分布し, 折壁岩体のうち最も広い面積を占める (約37km<sup>2</sup>; 氏家, 1989).

##### 岩相及び産状

一般に優黒質で, 石英モンゾ閃緑岩を主とし, 石英モンゾニ岩, モンゾ閃緑岩を伴う (第23図). 岩石は中粒

で一露頭内では比較的均質であり、真砂化露頭中の玉石として産することが多い(第29図A)。中粒だが徳仙丈型より粗粒で、斜長石が暗灰色から灰色のため脂ぎった印象を与えることがあり、岩石は暗褐色から灰色を呈する(第29図B)。黒雲母の他形結晶が目立ち、大きいもので2cm近くに達する。輝石や角閃石は濃緑色-黒色を呈する。カリ長石の他形結晶も認められる。岩相はある程度変化し、地域ごとに特徴が見られる。折壁や矢越の周辺に産する岩石では、無色鉱物はやや淡く灰色-紫灰色を呈し、肉眼で有色鉱物と明瞭に区別され、また輝石に比較して普通角閃石に富むことが多い。一方、南部の岩石では無色鉱物も暗灰色を呈する 경우가多く、一般的に普通角閃石に乏しく輝石に富む。室根村新館山の南方や納杓田の西方など、岩体内側の折壁型-2の近くでは、有色鉱物の量比が不均質で縞状を呈する岩石が見られる。太田山周辺の岩体西縁では半深成岩岩相が見られ、太田山北西ではカリ長石に富む石英閃長岩が局部的に産する。幅数cmの淡紅色-灰色の脈状のアプライトがしばしば見られる。折壁の北西などに、小規模なペグマタイト脈が点在する。硫化鉱物を伴う場合がある。

周辺の二畳系千松層、三畳系稲井層群・皿貝層群、白亜系新月層に貫入し接触変成を与えている(第28図)。七日市付近で、北部岩体の兵沢型に貫入し、接触変成を与えている。西側の千厩トータル岩体に接する千厩町畑ノ沢付近では、南北-北北東走向の垂直に近いすべり面がみられ、岩体境界に沿って応力を受けたとみられる。岩体南縁部の徳仙丈型に接する部分では、折壁型-1aは特に苦鉄質な傾向がありモンゾ閃緑岩も認められるが、

岩型の境界で鉱物量比が不連続に変化する。徳仙丈型と一連の岩相・化学組成を示し(氏家, 1989)、徳仙丈型にひきつづいて貫入・定置したと推定される。

#### 岩石記載

主な構成鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、単斜輝石、普通角閃石、磁鉄鉱であり、一般にカリ長石>石英である(第23図B)。単斜輝石は、粒状で角閃石の反応縁をほとんど待たないものから普通角閃石に含まれ融食形をなすものまでである。斜方輝石や二次的と見られる無色角閃石(アクチノ閃石またはカミングトン閃石)を含むことがある。そのほか燐灰石、ジルコン、チタン鉄鉱が認められる。硫化鉱物は黄銅鉱を主とし斑銅鉱が伴われる(Nedachi, 1974)。

#### 斜方輝石単斜輝石角閃石黒雲母石英モンゾ閃緑岩(第30図B)

主な構成鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、普通角閃石、単斜輝石であり、斜方輝石、磁鉄鉱、無色角閃石、燐灰石、シルコン、チタン鉄鉱を伴う。モンゾナイト状組織を示し、ミルメカイトが発達している。斜長石は自形-半自形柱状で、細かいアルバイト双晶が発達する。カリ長石と石英は他形を示す。カリ長石は5mm以上の他形充填状の結晶をなす場合がある(第30図B)。黒雲母は他形で大きい。普通角閃石は他形でZ軸色は緑色である。単斜輝石と斜方輝石は粒状で、リムに普通角閃石を伴うことが多い。磁鉄鉱は粒状で有色鉱物や斜長石に含まれることがある。無色角閃石(アクチノ閃石とカミングトン閃石)は普通角閃石の中心部に産する。燐灰石は自形柱状



第28図 折壁複合深成岩体の縁でブロック状の堆積岩を含む折壁型-1aの岩石(大森山北方)



第29図 折壁型 - 1aの産状  
(徳仙丈山北方1.6km)

- A: 露頭の状況. 岩石は真砂化した露頭中に玉石として産する.  
B: 代表的岩相. 折壁岩体の中では最も粒度が粗い. 石英モンゾ閃緑岩. 淡色部は斜長石・カリ長石・石英, 暗色部は黒雲母・輝石・角閃石などからなる.

で比較的多い.

#### 角閃石黒雲母斜方輝石単斜輝石モンゾ閃緑岩 (第30図A)

主に斜長石, カリ長石, 石英, 単斜輝石, 斜方輝石, 黒雲母, 普通角閃石, 磁鉄鉱からなり, 少量の燐灰石, チタン鉄鉱を伴う. 折壁型 - 1aのうちでも粒度が粗い. モンゾナイト状組織を示す. 斜長石は自形柱状の結晶である. カリ長石は他形で, 微細なパーサイト組織が見られる. ミルメカイトが見られる. 単斜輝石は粒状で, 細かいラメラを含む. 斜方輝石は柱状-粒状の結晶である. 黒雲母は他形の大きい結晶で, しばしば輝石と共存する. 普通角閃石は緑色他形, 石英も他形で, 比較的細粒である. 燐灰石は自形柱状で, 多産する (長径 $\leq 0.3\text{mm}$ ).

#### (2) 折壁型 - 1b (Or1b)

折壁型 - 1aより少し細粒の石英モンゾ閃緑岩を主とし, 石英モンゾニ岩を伴う.

#### 分布

主岩体東縁の, 新月層との接触部に沿って分布する. 室根村愛宕山西方から五反田, 気仙沼市落合にかけてと, 気仙沼市市民の森南西 (気仙沼図幅西部) に広く露出する (第21図). さらに, 主岩体南部にも, 地質図には表示されない程度のごく小規模な露出がみられる.

#### 岩相及び産状

斜方輝石単斜輝石黒雲母石英モンゾ閃緑岩を主とし, 石英モンゾニ岩を伴う (第23図). 斜長石が濃褐色-暗灰色であり, 岩石は暗灰色を呈する. 岩石は比較的均質だが, 節理が発達して風化露頭中でブロックとして産することが多い. 露頭では粘土質の赤みがかった風化土壌が形成されている.

分布域西端の折壁型 - 1aとの境界では, 岩相や鉱物量比が急変する. 分布域の東端では, 細粒・斑状の岩相に移化する. 斑状岩相を伴い, 新月層との境界に沿った岩体の縁に分布することや, 有色鉱物の産状などから, 折

壁型 - 1bは比較的浅所で固結した岩石と考えられる。

### 岩石記載

組織や鉱物の特徴は折壁型 - 1aに類似するが、一般に石英と黒雲母に富む。輝石が卓越するのに対し、普通角閃石は少なく、鏡下で淡緑色から無色のアクチノ閃石の集合体のみが産することが多い。

### 斜方輝石単斜輝石黒雲母石英モンゾ閃緑岩

主な構成鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱であり、燐灰石を伴う。斜長石は自形-半自形柱状で、細かいアルバイト双晶が発達する。カリ長石は他形でパーサイト組織を示す。ミルメカイトが見られる。黒雲母は赤みを帯びた褐色で他形を示す。単斜輝石は粒状で、黒雲母としばしば共生する。斜方輝石は柱状である。二次的と見ら

れるアクチノ閃石質の角閃石が少量含まれる。変質鉱物として緑泥石などが見られる。

### (3) 折壁型 - 2 (Or2)

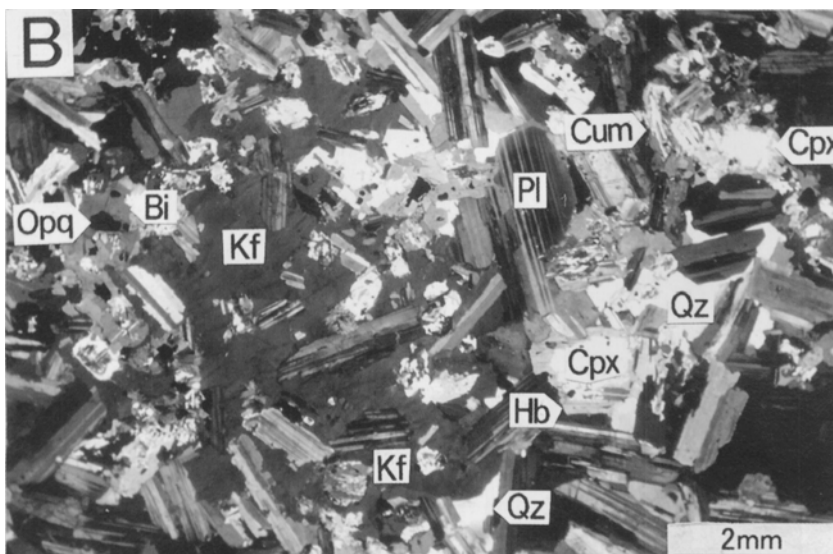
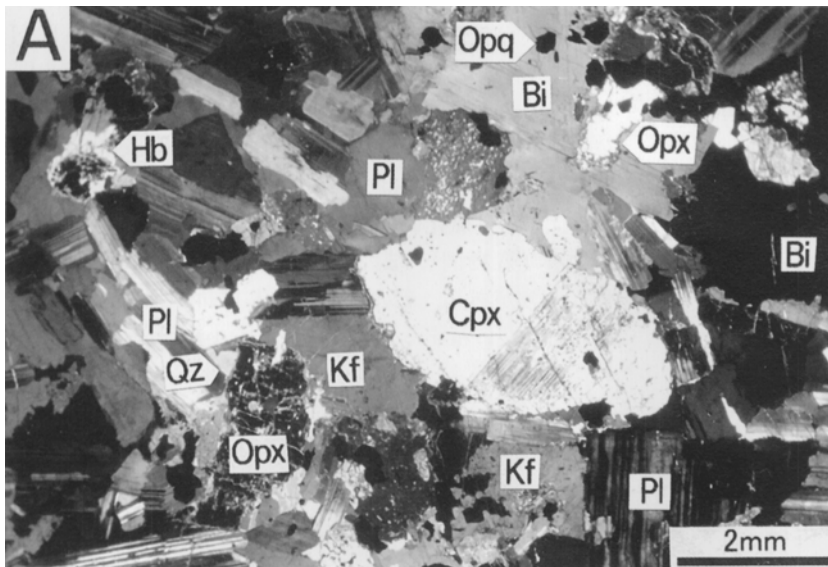
石英モンゾ閃緑岩、輝石含有花崗閃緑岩などからなる。

### 分布

主岩体の中では、折壁型 - 1aの内側に、折壁型 - 3を取り囲むように分布する。折壁型 - 1aより高所の、矢越山の西方や笹森山の北東の斜面に露出している。

### 岩相及び産状

折壁型 - 1aよりも優白質細粒の岩相である。中-細粒の石英モンゾ閃緑岩、花崗閃緑岩からなり、石英モンゾニ岩、花崗岩を伴う。肉眼的には、灰白色-灰色の無色鉱物と、径1-3mm程度の粒度のそろった有色鉱物が共存する組織を示す。カリ長石がしばしば淡紅色を呈する。



第30図 折壁型 - 1aの岩石の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)

- A : 角閃石黒雲母斜方輝石単斜輝石モンゾ閃緑岩。折壁型 - 1aの中でも苦鉄質な岩石。輝石・カリ長石・黒雲母に富み、石英に乏しい。モンゾナイト状組織を示す。No. 84111606 (室根村佐野西方)
- B : 斜方輝石単斜輝石角閃石黒雲母石英モンゾ閃緑岩。折壁型 - 1aの典型的な岩石。普通角閃石は、輝石やカミングトン閃石の縁に座する。No. 98102505 (室根村東楽南方)。
- Pl : 斜長石, Kf : カリ長石, Qz : 石英, Bi : 黒雲母, Cpx : 単斜輝石, Opx : 斜方輝石, Hb : 普通角閃石, Opxq : 不透明鉱物, Cum : カミングトン閃石



岩相や化学組成はほぼ一定で変化に乏しい。山の斜面で長径2m以上の岩石が見出されたり、折壁型 - 1aよりも細粒の真砂化露頭に1m以下の玉石として産したりする。

折壁型 - 1aとの境界で岩相や鉱物量比が急変する。折壁型 - 1と一連の岩相・化学組成を示し（氏家，1989）、折壁型 - 1に引き続き貫入したマグマから生じた岩相と推定される。上廿一付近ではNE-SW方向の断層運動に伴うと考えられる破碎を受けている（第31図）。

#### 岩石記載

斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、普通角閃石、磁鉄鉱を含み、少量の融食形の単斜輝石を伴う。普通角閃石は他形を示す。カリ長石と石英の量はほぼ等しく、折壁型 - 1aに比べ石英に富む。ほかに燐灰石、チタン鉄鉱、ジルコン、スフェンを伴うことがある。

#### 単斜輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩

構成鉱物は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母、普通角閃石、磁鉄鉱であり、少量の融食形の単斜輝石を伴う。燐灰石、チタン鉄鉱、ジルコンを伴う。斜長石は自形-半自形柱状で、リムに累帯構造が見られる。カリ長石の結晶は他形で大きく、パーサイト組織を示す。ミルメカイトが見られる。石英は他形を示す。黒雲母は地形または葉片状を示す。普通角閃石は他形でZ軸色は緑色である。単斜輝石は普通角閃石中で融食形を呈する。磁鉄鉱は粒状で有色鉱物や斜長石に含まれることがある。無色角閃石が普通角閃石の中心や単斜輝石と普通角閃石の間に認め

られる。

#### （4）折壁型 - 3 (Or3)

主に中-細粒の花崗岩からなり、少量の花崗閃緑岩や石英モンゾ閃緑岩を伴う。

#### 分布

主岩体の中では、折壁型 - 2の内側に、笹森型を取り囲むように分布する。岩石は風化に強く、笹森型とともに高所に露出しており、矢越山頂、笹森山の北東斜面、黒森山や熊山などに分布する。

#### 岩相及び産状

折壁型の最も優白質な岩相である。中-細粒の花崗岩（モンゾ花崗岩）を主とし、花崗閃緑岩、少量の石英モンゾ閃緑岩を伴う。カリ長石と石英の量はほぼ等しいか、よりカリ長石に富む。折壁型 - 2と異なり、ある程度岩相や化学組成に幅があり、折壁型 - 2に近いものからかなり珪長質のものまで存在する（氏家，1989）。肉眼的には、灰白色から淡紅色の無色鉱物中に長径1mm以下の細粒葉片状の黒雲母・角閃石が分布し、さらに不規則な形をした黒雲母や有色鉱物集合体（長さ5mm以下）が点在する組織を示す（第32図）。2 - 3mm程度の黒雲母の単結晶をしばしば含む。一部で半深成岩の岩相を呈する。岩石は風化に強く、露頭では大きなブロック状に産する（第32図）。また、斜面上に数多くの玉石が分布する地域があり、その場合しばしば折壁型 - 2や笹森型の岩石と共に産する。アブライトや小規模なペグマタイ



第31図 破断面に沿って変質を受けた折壁型 - 2の岩石（気仙沼市上廿一南西）  
多数の破断面があり、緑色を帯びて緑泥石などが生じている。新鮮な部分は単斜輝石を含む角閃石黒雲母花崗閃緑岩。折壁岩体を切るNE-SW方向の断層に関連していると考えられる。

トを伴う。数cmの暗色包有物がしばしば含まれる。

室根村柄杓田の東方では、折壁型 - 3に属すると推定される幅数10cmの細粒の花崗岩が、やや優白質な折壁型 - 1aの石英モンゾ閃緑岩を貫く (N30° E, 84° NW方向) (第33図)。折壁型 - 2と直接接する露頭はみいだされなかったが、折壁型 - 1・折壁型 - 2と一連の岩相や化学組成を有し (氏家, 1989), 折壁型 - 2 に引き続き貫入してきたマグマから生じたと推定した。

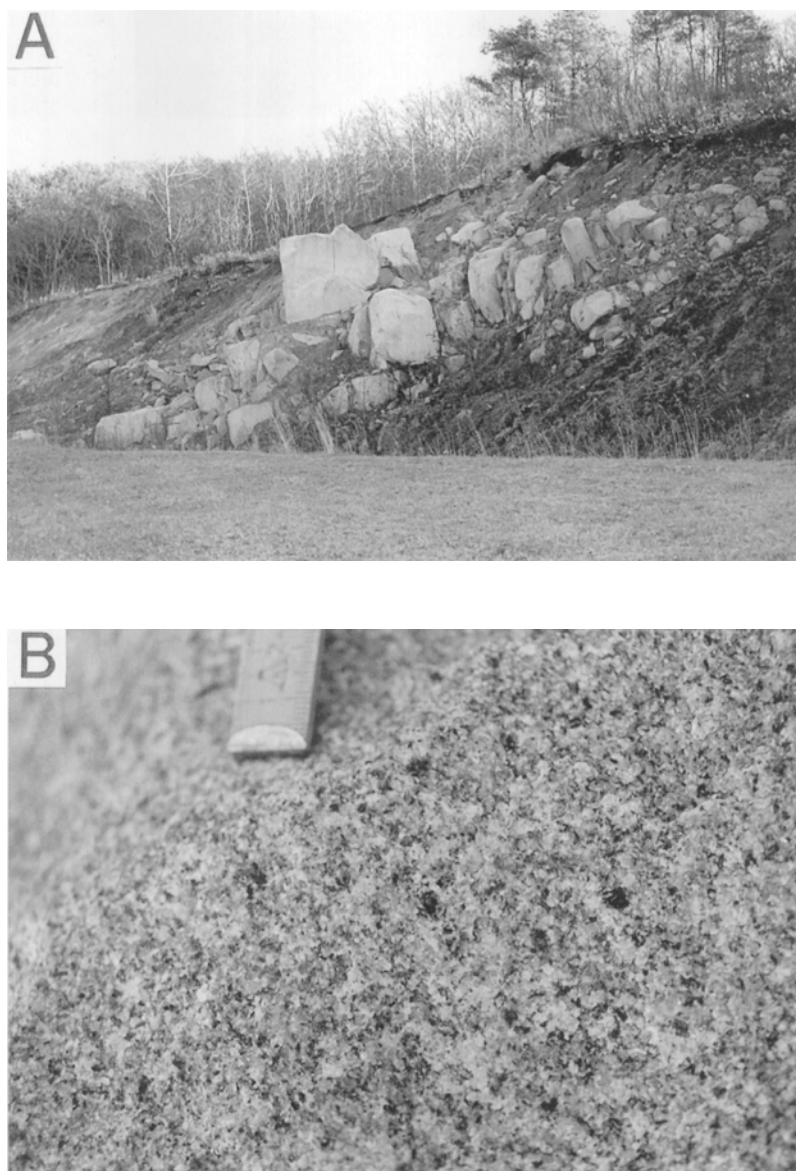
#### 岩石記載

鏡下では斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母と他形の緑

色普通角閃石が観察され, 単斜輝石がわずかに産することが多い。単斜輝石の単品とそれを取りまく角閃石や磁鉄鉱はしばしば集合体を形成する。ほかに, 磁鉄鉱, 燐灰石, チタン鉄鉱, ジルコン, スフェンを伴う。

#### 単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗岩 (第34図)

主に, 斜長石, カリ長石, 石英からなり, 普通角閃石, 黒雲母, 磁鉄鉱と少量の単斜輝石を伴う。少量の燐灰石, ジルコンと他形のスフェンを伴う。無色鉱物は直径2-3mmが普通だが, 有色鉱物はより細粒であることが多い。有色鉱物の総量は10%に満たない。斜長石は自形-半自形を示す。カリ長石は他形で



第32図 折壁型 - 3の産状 (笹森山北西800m)

A : 露頭の状況。岩盤が2m以上に達するブロックをなす。

B : 代表的岩相。花崗岩で, 有色鉱物は細粒の結晶であることが多い。無色鉱物は, 灰色-灰白色を呈する。





第33図 折壁型 - 1aを貫く折壁型 - 3の岩脈（室根村柄杓田東方）  
幅数10cmの細粒・アブライト質の花崗岩（折壁型 - 3）が、やや優白質な折壁型 - 1aの石英モンゾ閃緑岩を貫く。

比較的大きく、パーサイト組織が発達する。ミルメカイトが見られる。石英は他形-粒状を示す。黒雲母は細粒葉片状もしくは1-2mmの結晶として産する。普通角閃石は鏡下で緑色地形で長径2mm以下である。単斜輝石は普通角閃石中に残晶として見出される。変質鉱物として白雲母が認められる。

#### (5) 石英モンゾ斑岩 (Orp)

石英モンゾ斑岩が、室根村兵沢北西の狭い範囲に小規模に分布し、東西幅100m程度の脈状をなす。兵沢北西では北部岩体の斑れい岩や花崗岩・花崗閃緑岩と近接し、直接接している露頭は見られなかったが、これらを買っている可能性がある。折壁型の北方に分布するが、斜長石と輝石の斑晶を含み、折壁型分布域に見られる斑

状岩に岩質が類似することから、折壁型に属する斑状岩相と判断した。

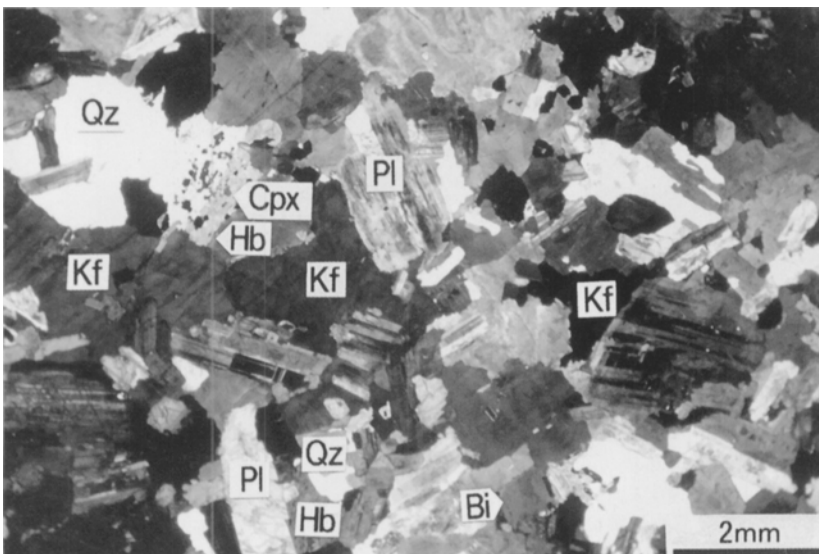
#### 岩石記載

斜方輝石単斜輝石石英モンゾ斑岩

斑晶：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，磁鉄鈦，磷灰石  
斜長石は長径1cm以下。輝石は長径2mm以下で、角閃石に囲まれることが多い。単斜輝石はしばしば融食形を示す。  
磷灰石は長径0.4mm以下の柱状結晶。

石基：石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，普通角閃石，不透明鉱物

石基にはミルメカイトが発達する。



第34図 折壁型-3の花崗岩の偏光顕微鏡写真  
単斜輝石含有黒雲母角閃石花崗岩。石英よりもカリ長石に富む。No. 85090511（気仙沼市黒森山北西）  
直交ポーラー。Pl：斜長石，Kf：カリ長石，Qz：石英，Bi：黒雲母，Hb：普通角閃石，Cpx：単斜輝石（残晶）

### Ⅶ. 3. 2. 3 笹森型 (Sa)

花崗閃緑岩と少量の花崗岩からなる。石英>カリ長石であり、折壁型の岩石のカリ長石 $\geq$ 石英の傾向と区別される(第23図)。また折壁型のほとんどの岩石が輝石を含み角閃石は他形を示すのに対し、笹森型の岩石は自形柱状の普通角閃石を含み、輝石を含まない。

#### 分布

主岩体の中央部から南東部にかけて細長く分布する。矢越山東方、矢越山-笹森山の山稜、上廿一、黒森山北方などの高所に分布し、赤岩羽田・赤岩物見(気仙沼図幅内)まで連続する。主岩体の累帯構造の中心に分布するが、南東端では直接中生層中に貫入している。気仙沼図幅における折壁石英モンゾニ岩中の花崗閃緑岩(神戸・島津, 1961)にはほぼ対応する。石島・加藤(1971)は折壁深成岩体中で笹森型が北部、中部、南部の3地域に分布するとしたが、そのうち中部と南部に分布する岩石にはほぼ相当する。

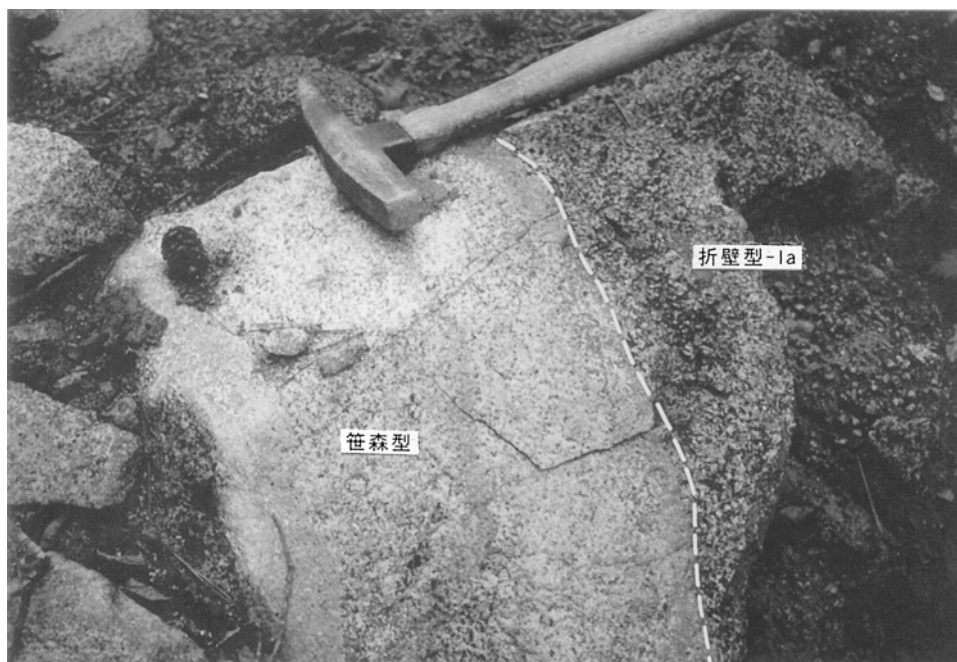
#### 岩相と産状

中-細粒の花崗閃緑岩と少量の花崗岩からなる。石英>カリ長石である(第23図)。一般に無色鉱物は白色-灰白色を呈する。特徴的に自形長柱状(長径3-5mm程度)の普通角閃石結晶を含み(第36図B)、折壁型-2、折壁型-3の岩石や北部岩体の花崗岩質岩と区別される。他の有色鉱物は径1-3mm程度が多い。折壁型に比較した場合、折壁型-2より優白質だが、折壁型-3よりもやや有色鉱物に富む傾向がある。部分的に、数cm-数

10cmの暗色包有物に富む(第36図c)。一部の岩相は、半深成岩的組織を示す。特に南東部で斑状の岩石がしばしば認められる。岩石は風化に強く、露頭で岩盤状に連続することがある(第36図A)。また、2m以上に達する玉石として真砂露頭中や地表に産したり、玉石として斜面上に多産する場合がある。小規模なアプライト脈が認められる。

気仙沼市熊山の北方では、笹森型が折壁型-1aに貫入している露頭が認められた。接触部において、折壁型-1aの岩石はほぼ均質な石英モンゾ閃緑岩である。一方笹森型の岩石は数cm-致10cmの範囲で縞状に不均質な岩相を示し、カリ長石・石英に富み優白質になっており、縞状のカリ長石が濃集する部分では淡紅色を呈するが、それ以外の部分では灰白色-白色を呈し、長柱状の普通角閃石結晶が含まれる(第35図)。したがって折壁型-1aより後に貫入したと判断される。岩体南東部(気仙沼図幅内)では折壁型の累帯構造と非調和的な分布を示す。したがって折壁型より後に貫入したと考えられるが、一方、矢越山-笹森山の山稜の南西側では折壁型-3と層状に繰り返して共存するので、笹森型は、折壁型-3の岩石が完全に固結する前に貫入したと推定される。また、笹森型は、折壁型と化学組成や記載的特徴が不連続に異なり、両者は単純な一連の結晶作用の産物ではなく、かなり早い時期からことなる分化経路をたどったと推定されている(氏家, 1989; Ujiie and Kanisawa, 1995)。

気仙沼図幅地域では、皿貝層群や新月層に接し、接触



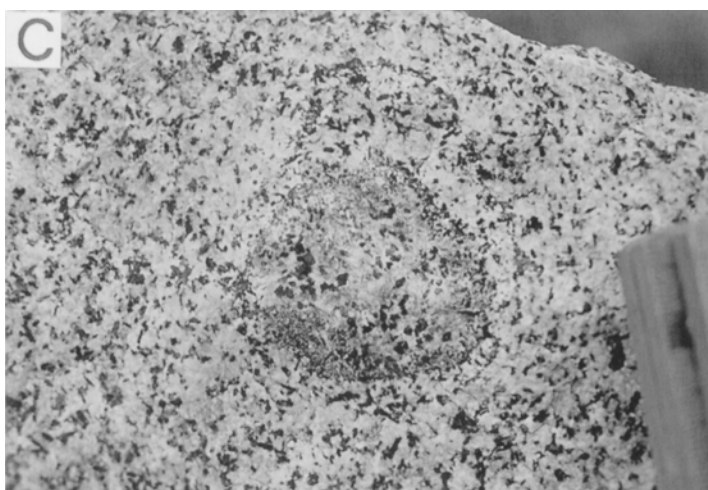
第35図 折壁型-1aを貫く笹森型の岩石(熊山の北方500m)

折壁型-1aの少し優白質な石英モンゾ閃緑岩を笹森型が貫いている。笹森型は典型的岩相よりもカリ長石に富み花崗岩質になっているが、自形の角閃石を含む。接触部と笹森型の一部にはカリ長石が濃集し、帯状の優白質部をなす。

変成を与えている（神戸・島津，1961）．主岩体南東部の周囲に金属鉱床が多数分布するが（神戸・島津，1961），そのうち気仙沼図幅地域の新月層中に分布する旧興北鉱山（松岩鉱山）は，地磁気や造岩鉱物の研究により，笹森型の貫入に関連して生成したと推定されている（Nedachi，1974）．

#### 岩石記載

無色鉱物は斜長石，石英，カリ長石で，有色鉱物は普通角閃石と黒雲母で，普通角閃石により富むことが多い．磁鉄鉱が伴われ，ほかに，燐灰石，チタン鉄鉱，ジルコン，二次的な無色角閃石を伴うことがある．硫化鉱物として黄鉄鉱や磁硫鉄鉱が伴われる場合がある（Nedachi，



第36図 笹森型の産状（矢越山南東の稜線）

- A：露頭の状況．暗色包有物が点在する．
- B：代表的岩相．自形長柱状の普通角閃石結晶が見られる．長石は白色を呈する．
- C：笹森型に含まれる暗色包有物の一例．包有物の中に自形の普通角閃石結晶がありその隙間をカリ長石が埋める．

1974). 斑状の岩相では、斑晶は普通角閃石、黒雲母、斜長石、石英からなり、石基は石英、カリ長石、葉片状の黒雲母からなる。

#### 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (第37図)

全体にやや細粒で、主に斜長石、石英、カリ長石、普通角閃石、黒雲母からなり少量の磁鉄鉱や燐灰石、チタン鉄鉱を伴う。斜長石は半自形柱状を示す。石英は粒状で、粒度はさまざまである。カリ長石は他形で、パーサイト組織はあまり発達していない。普通角閃石は自形で、Z軸色は緑色だが、結晶の中心は褐色を帯びる。黒雲母は他形、一部自形である。

### VII.4 小岩体

本図幅地域の南部に、小岩体として津谷川閃緑岩体、新地斑れい岩体、新地峠斑れい岩体が分布する。片田(1974a, b) や片田・金谷(1980) の白亜紀深成岩の分帯区分によれば、南部北上山地の深成岩はV帯、VIa帯、VIb帯に区分され、V帯は遠野岩体・五葉山岩体・千厩トータル岩体など比較的大きく均質な岩相の岩体、VIb帯は、折壁複合深成岩体・東稲岩体・南方の牡鹿岩体など、比較的小規模で半深成岩相を伴い岩相変化に富む岩体からなる。新地峠斑れい岩体はVIb帯に属するが、新地斑れい岩体と津谷川閃緑岩体もVIb帯に属するとして良いであろう。

#### VII.4.1 津谷川閃緑岩体 (Di)

##### 分布

室根村津谷川の東方に分布する、南北2.5km東西1km足らずの閃緑岩体である。

##### 岩相及び産状

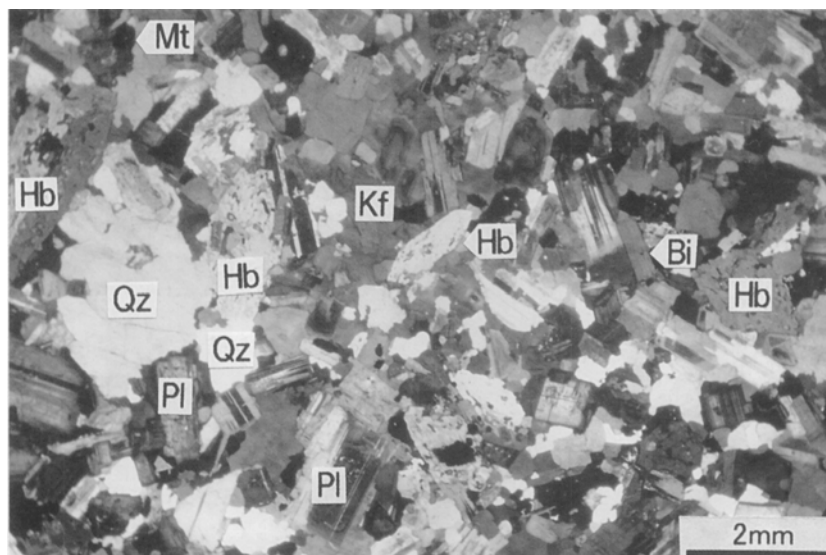
中-細粒の閃緑岩及び石英閃緑岩からなり、岩相変化に富む。斜長石に富み、有色鉱物として普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母が様々な容量比で含まれる。粒度は露頭内で変化し、しばしば半深成岩組織を呈して閃緑ひん岩に移化している。鉱物の粒径はおおむね5mm以下で、新鮮な岩石では無色鉱物は灰色-暗灰色、有色鉱物は黒色を呈するが、風化した岩石では無色鉱物は淡色を呈する。露頭では、節理が発達したブロック状の岩で、角閃石の結晶が斑点状を呈することが多い。しばしば変質を受けている。

周囲の堆積岩(千松層、稲井層群)に貫入し、接触変成を与えている。室根村中磯では幅1mのひん岩岩脈に貫かれる。岩体周囲には、南北方向の角閃石ひん岩岩脈がしばしば見られる。

##### 岩石記載

##### 黒雲母斜方輝石単斜輝石角閃石閃緑岩及び石英閃緑岩

主な構成鉱物は斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母で、少量の石英を伴うことが多い。副成分鉱物は磁鉄鉱などである。斜長石は自形であることが多い。角閃石は鏡下で褐色を呈する。輝石はしばしば無色角閃石に置き換えられている。風化・変質していることが多い。



第37図 笹森型の花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真

黒雲母角閃石花崗閃緑岩。自形の普通角閃石、粒状の石英、填間状のカリ長石が見られる。No. 84102212 (室根村矢越山南東) 直交ポーラー。Pi: 斜長石, Qz: 石英, Kf: カリ長石, Hb: 普通角閃石, Bi: 黒雲母, Mt: 磁鉄鉱

## Ⅶ. 4. 2 新地斑れい岩体及び新地峠斑れい岩体 (Gb)

### (1) 新地斑れい岩体

#### 分布

藤沢町新地に分布する小岩体で、幅300mほどの露出が見られる。

#### 岩相及び産状

岩相変化に富む斑れい岩及び閃緑岩からなる。一般に中粒-細粒だが斑状のものも認められる。暗褐色の自形もしくは他形の角閃石に富み、柱状の斜長石と少量の黒雲母を伴う。一部の岩石で輝石が認められるが、角閃石に置換されている。わずかに石英が含まれる場合がある。また、角閃石が濃集した角閃石岩や、長径1-2.5cm以下の角閃石結晶を含む斑れい岩が見られる(第38図)。磁鉄鉱を含まず磁硫鉄鉱などの硫化鉱物に富むことが多く、母岩による還元を受けているらしい。変質している岩石が多い。

東深萱層に貫入している。

#### 岩石記載

黒雲母含有輝石角閃石斑れい岩(第38図)

自形の角閃石結晶に富み、その隙間を細粒の斜長石結晶などが埋めている。角閃石のZ軸色は褐色-緑褐色である。輝石は角閃石に置き換えられている。黒雲母は他形。磁鉄鉱を含まず磁硫鉄鉱を含む。斜長石の一部は柱状である。変質により無色角閃石などを生じている。

### (2) 新地峠斑れい岩体

#### 分布

藤沢町、千厩町、室根村の境界の黄金山一帯に分布する南北2.2km東西1.2kmの岩体で、北北西-南南東の方向に伸びている。千厩岩体の南東縁に接する。

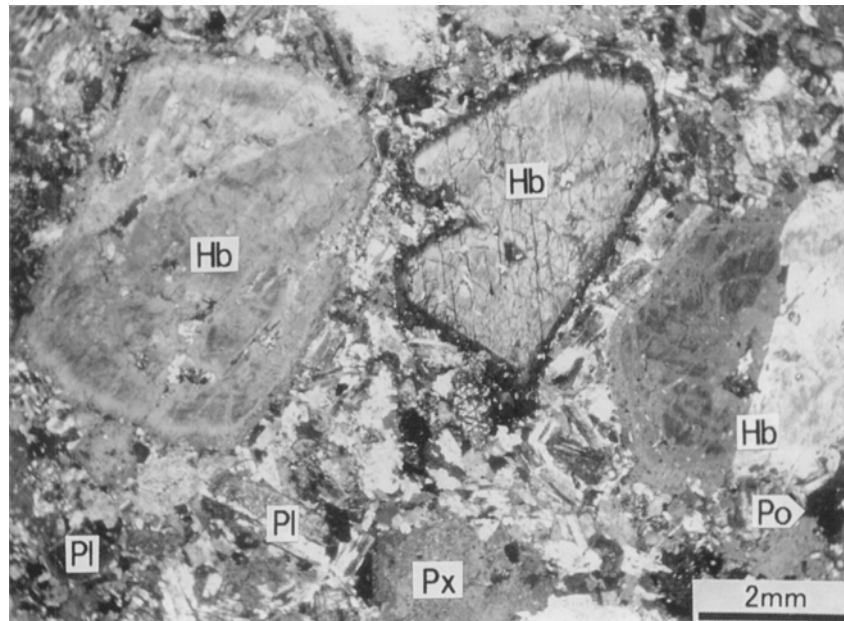
#### 岩相及び産状

中粒(一部細粒)の輝石角閃石斑れい岩で、閃緑岩を伴う。新鮮な岩石は暗褐色-暗灰色を呈する。岩石は黄金山の斜面にブロック状-玉石状の転石として産することが多い(第39図A)が、林道では露頭も見られる。風化により赤褐色の粘土質土壌を生じている。不均質な岩相もあり、一部では角閃石が密集・粗粒化してペグマタイト状を呈する。母岩のホルンフェルスには、黒雲母の他、しばしば硫化鉱物が生じている。北西部で千厩岩体の石英閃緑岩に接する。

二畳系大籠層・千松層に貫入し、接触変成を与えている。刈萱の北側の岩体西縁近傍では、磁鉄鉱量が減り岩石の帯磁率が低下する現象が認められ、壁岩との相互作用により還元されていると考えられる。

#### 岩石記載

普通角閃石、斜長石、斜方輝石、単斜輝石からなり、無色角閃石、黒雲母、石英が含まれることがある。不透明鉱物(主に磁鉄鉱)、燐灰石、ジルコンが伴われる。普通角閃石は鏡下で褐色(-緑褐色)他形を示す。



第38図 新地斑れい岩体の角閃石斑れい岩の偏光顕微鏡写真  
黒雲母含有輝石角閃石斑れい岩。自形短柱状の角閃石結晶が卓越する。No. 95101605A  
(藤沢町新地)

直交ポーラー。Hb: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Px: 輝石(仮像), Po: 磁硫鉄鉱

### 斜方輝石単斜輝石角閃石斑れい岩（第39図B）

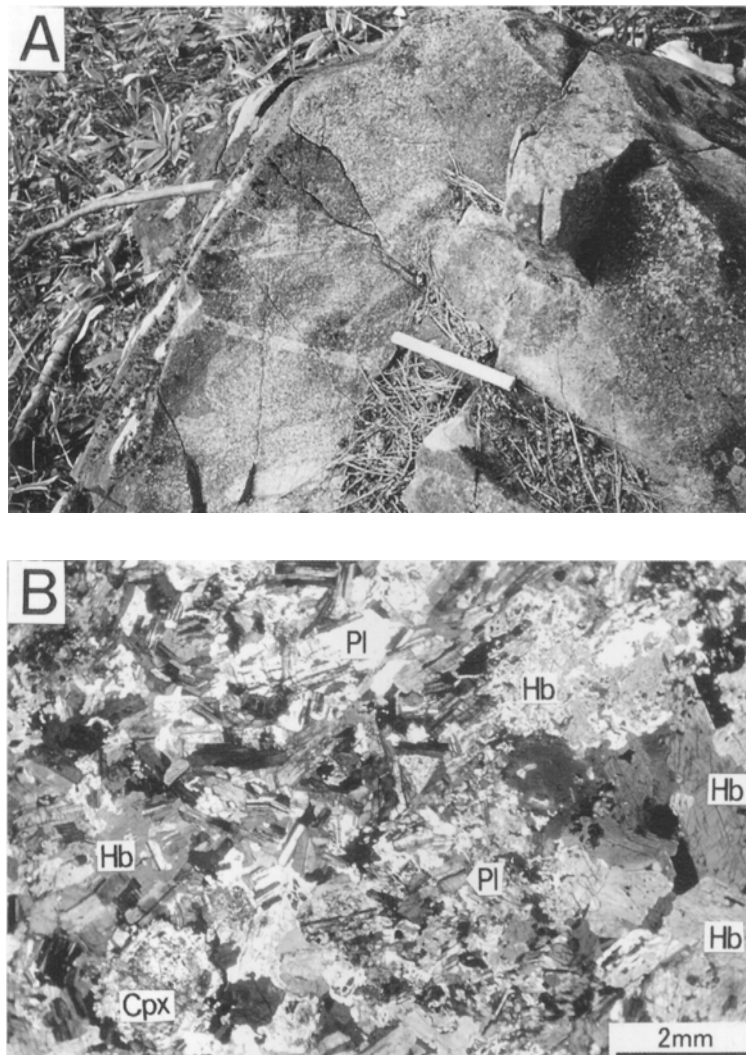
普通角閃石，斜長石，斜方輝石，単斜輝石からなり，不透明鉱物，燐灰石，ジルコンが伴われる．普通角閃石は褐色で他形を示す．薄片のスケールで普通角閃石や斜長石の濃集部が見られる．二次鉱物として，無色角閃石（輝石を置き換える）や白雲母が産する．

## VII. 5 千厩トータル岩体

千厩トータル岩体は，南北25km東西11kmの南北に長い紡錘形をなし，千厩図幅地域にはこのうち北部をのぞく3分の2程度が分布する．岩体北端は細くなり，その北の人首花崗岩体に連続する．大部分が角閃石・黒雲母

を含む中粒のトータル岩を主とした岩相（花崗閃緑岩を含む）からなるが，岩体の南西縁、南東縁に石英閃緑岩の小露出がある．岩体西縁部から南縁部にかけて，おおむね岩体の境界に沿う方向の面構造が発達した岩石が見られる．周囲の母岩が接触変成帯に沿い風化侵食に強く山稜を形成しているのに対し，本岩体の分布域は，盆状の比較的平坦な低地や丘陵地を形成している．第40図に本岩体のモード三角図を示す．鈴木（1958）及び石原・鈴木（1974）により，千厩トータル岩体の岩石が，北上山地の主要な花崗岩質岩体中で，最もカリ長石に乏しいことが指摘されている．

東側の折壁複合深成岩体との前後関係について，石島・加藤（1971）や片田ほか（1971）は千厩トータル岩



第39図 新地峠斑れい岩体の産状と偏光顕微鏡写真

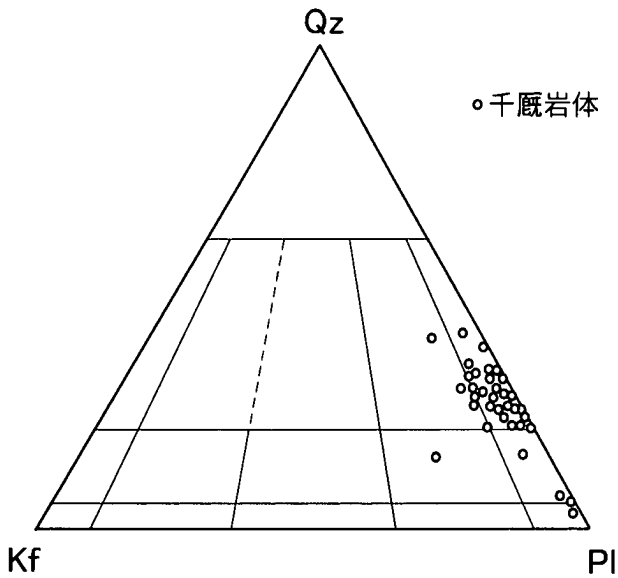
A：産状．黄金山北西斜面の林道沿いで見られた3m大の転石の一部分．

B：偏光顕微鏡写真

斜方輝石単斜輝石角閃石斑れい岩．写真右端で普通角閃石の濃集がみられる．No. 85061410（黄金山北方）

直交ポーラー．Pl：斜長石，Hb：普通角閃石，Cpx：単斜輝石

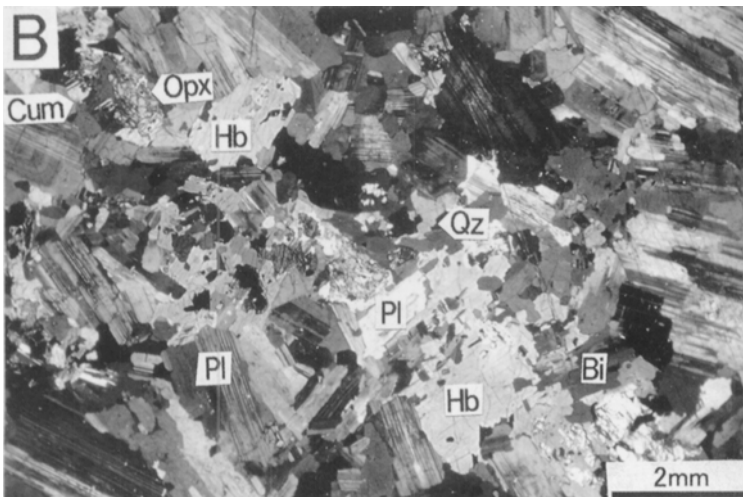




第40図 千厩トータル岩体の岩石のモード組成を示す三角図  
石原・鈴木 (1974) のコンパイルによる。

体の方が早いと推定した。島津 (1979) は、北部北上山地の火成岩類と関連づけて、折壁複合深成岩体がより早期と推定した。折壁複合深成岩体に接する部分では、千厩トータル岩体の岩相は特に変化しない。一方折壁複合深成岩体の岩石 (折壁型) は接触部で少し細粒で片状の構造 (破断面など) を持ち、応力を受けたと考えられる。また本岩体のトータル岩が折壁複合深成岩体の兵沢型の斑れい岩に貫入したという推定もなされている (渡辺, 1937b)。

今回、千厩トータル岩体のトータル岩 3 試料より、角閃石の K - Ar 年代として  $105 \pm 5\text{Ma}$  及び  $108 \pm 5\text{Ma}$ 、黒雲母の K - Ar 年代として  $109 \pm 5\text{Ma}$  及び  $112 \pm 6\text{Ma}$  の年代値が得られた (第 3 表)。千厩トータル岩体の黒雲母の K - Ar 年代として既に  $122\text{Ma}$  及び  $117\text{Ma}$  の値が報告されており (Shibata and Miller, 1962 ; 河野・植田, 1965)、今回の測定値はそれより若い値を示す。今回得られた千厩トータル岩体の鉱物の年代値はすべて、折壁複合深成岩体の笹森型の角閃石の K - Ar 年代値 ( $120 \pm 6\text{Ma}$ ) よ



第41図 千厩トータル岩体の石英閃緑岩の産状と偏光顕微鏡写真

A : 産状. 中粒の石英閃緑岩. 二層系泥岩や新地峠斑れい岩体に近接した岩体の縁で、包有物を含み不均質な岩相を示す。包有物は、より細粒・苦鉄質な石英閃緑岩 (千厩町新地南西)  
B : 偏光顕微鏡写真. 黒雲母斜方輝石角閃石石英閃緑岩. No. 85061405 (藤沢町平旧東方).  
直交ポーラー. Pl : 斜長石, Hb : 普通角閃石, Opx : 斜方輝石, Bi : 黒雲母, Qz : 石英, Cum : カミングトン閃石

り若い。

以上の観察・測定結果を総合して、千厩トータル岩体は折壁複合深成岩体の後に貫入したと判断した。年代値から、千厩トータル岩体は、北上山地の白亜紀深成岩のうちでも後期の火成活動の産物と見なされる。

本岩体の南東縁に分布する新地峠斑れい岩体と直接接する露頭は見出されず接触変成も明確に現れていないが、同斑れい岩体に接する地域に石英閃緑岩が分布しており、成因的な関連が示唆されることから、両者に大きな年代差がなかった可能性が大きい。

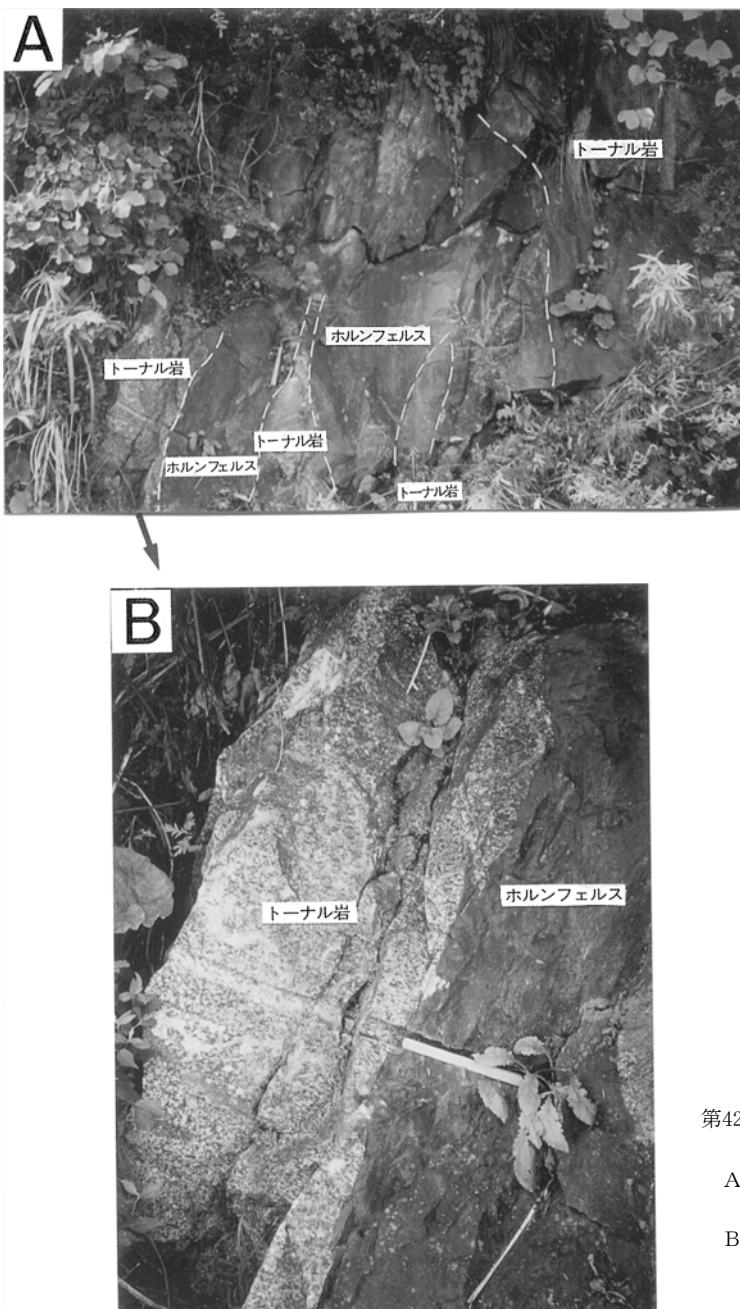
## Ⅶ. 5. 1 石英閃緑岩 (Se1)

### 分布

黄金山北西の岩体南東縁に沿い、新地峠斑れい岩体の北西に接して小規模に分布する。また、藤沢町外ノ山東方の、岩体南西縁沿いにも小露出が見られる。

### 岩相及び産状

黄金山北西では、中粒・塊状の石英閃緑岩を主とし、閃緑岩を伴う。新地峠斑れい岩体の岩石よりやや粗粒で、後述のトータル岩 (Se2) よりもかなり優黒質である。灰色の無色鉱物と、暗褐色の有色鉱物 (集合体として長径2-8mm) からなる。全体として暗灰色から灰色を呈



第42図 千厩トータル岩体西縁でホルンフェルスと接するトータル岩 (千厩町小峠)

A : 全体の様子。トータル岩とホルンフェルスの境界は複雑に入り組んでいる。

B : 貫入部の拡大写真。トータル岩は岩相が不均質で片状の組織をもつ。ホルンフェルスは砂泥質岩起源で、再結晶後の粒度は変化に富む。



し、真砂化した露頭の中の玉石や1m以上に連続する岩盤として新鮮な岩石が産する。外ノ山東方では、カミングトン閃石を含む黒雲母角閃石石英閃緑岩。トーナル岩で、岩体の縁に沿った方向の面構造が発達する。

黄金山北西の千厩町新地の西方で千松層の岩石と接し、接触変成を与えている。接触部の露頭では、多数のアプライト脈に貫かれている。ホルンフェルスは淡緑灰色で輝石（単斜輝石及び斜方輝石）を含む。また、接触部から50m程度内側の石英閃緑岩には、より細粒・苦鉄質な石英閃緑岩の包有物が含まれる（第41図A）。新地峠斑れい岩体と直接接する露頭はみだされなかったが、岩相は一部類似している。トーナル岩と接する部分では不均質な岩相を示すが、明確な貫入関係は認められなかった。

#### 岩石記載

斜長石、角閃石、黒雲母、石英を含み、単斜輝石や斜方輝石をしばしば伴う。

#### 黒雲母斜方輝石角閃石石英閃緑岩（第41図B）

斜長石、普通角閃石、斜方輝石からなり、黒雲母、石英、カミングトン閃石、不透明鉱物、燐灰石を伴う。普通角閃石はZ軸色が褐色から緑褐色で、他形を示す。二次鉱物として、無色角閃石、緑泥石が産する。斜長石は部分的にソーシユライト化している。

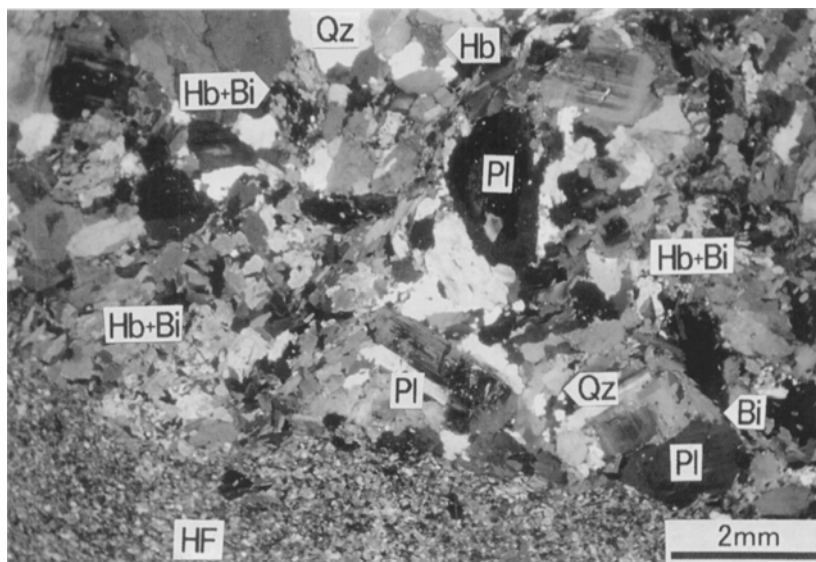
#### VII. 5.2 トーナル岩（花崗閃緑岩を含む）(Se2)

##### 分布

千厩トーナル岩体の大部分を占める岩相である。本図幅地域のほぼ中央の千厩、摺沢を中心とした地域に広く分布し、その北方延長部は陸中大原図幅地域にも広く分布する。

##### 岩相及び産状

普通角閃石・黒雲母をほぼ等量含む均質な中粒のトーナル岩を主とし、少量の角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩を伴う。一般的に石英閃緑岩（Sc1）や折壁複合深成岩体の岩石より粗粒である。白色の無色鉱物中に黒色の普通角閃石・黒雲母が分布する（第44図B）。自形柱状の斜長石が見られる場合がある。典型的なトーナル岩では、普通角閃石が自形柱状（長径1cm以下）で黒雲母は他形を示すが、より優白質な岩相では黒雲母が自形仮状となり普通角閃石の量が減り、全体にやや粗粒になる傾向がある。岩体中心部寄りの千厩町北方滝ノ沢、関代に分布するトーナル岩は少し優白質だがやはりカリ長石に乏しく、そのうち最も優白質・粗粒の岩石は花崗閃緑岩になっている。本図幅地域北部の天童ヶ森周辺では優白質の花崗閃緑岩が分布し、鏡下では径0.1-0.2mmの粒状の不透明鉱物の集合体がしばしば認められ、燐灰石やジルコンを伴うことがある。天童ヶ森周辺では、トーナル岩よりもやや細粒の黒雲母花崗閃緑岩も見出される。比較的優白質な岩石では、不透明鉱物の細粒結晶の集合体が無色鉱物の粒間などにしばしば見ら



第43図 千厩トーナル岩体の岩石とホルンフェルスの接触部の偏光顕微鏡写真

角閃石黒雲母トーナル岩及び黒雲母角閃石ホルンフェルス。トーナル岩は応力を受け、角閃石と黒雲母の葉片状結晶の集合体や縫合状の石英の集合体を含むが、不透明鉱物は殆ど含まれない。ホルンフェルスとの接触部から、角閃石と黒雲母の葉片状結晶の集合体が斜めに伸びている。No. 96090304B（千厩町小峠）

直交ポーラー。Pl：斜長石、Qz：石英、Bi：黒雲母、Hb：普通角閃石、Hb+Bi：角閃石と黒雲母結晶の集合体、HF：ホルンフェルス

れる。岩体北部の大東町曹慶から陸中大原図幅地域にかけては、カリ長石に比較的富む花崗閃緑岩質の岩石が分布する。ペグマタイトやアプライト脈は本岩体中に点在するが、特に優白質な岩相中に発達している。物見石山周辺の岩石では、縫合状の結晶集合体の石英が見られる。

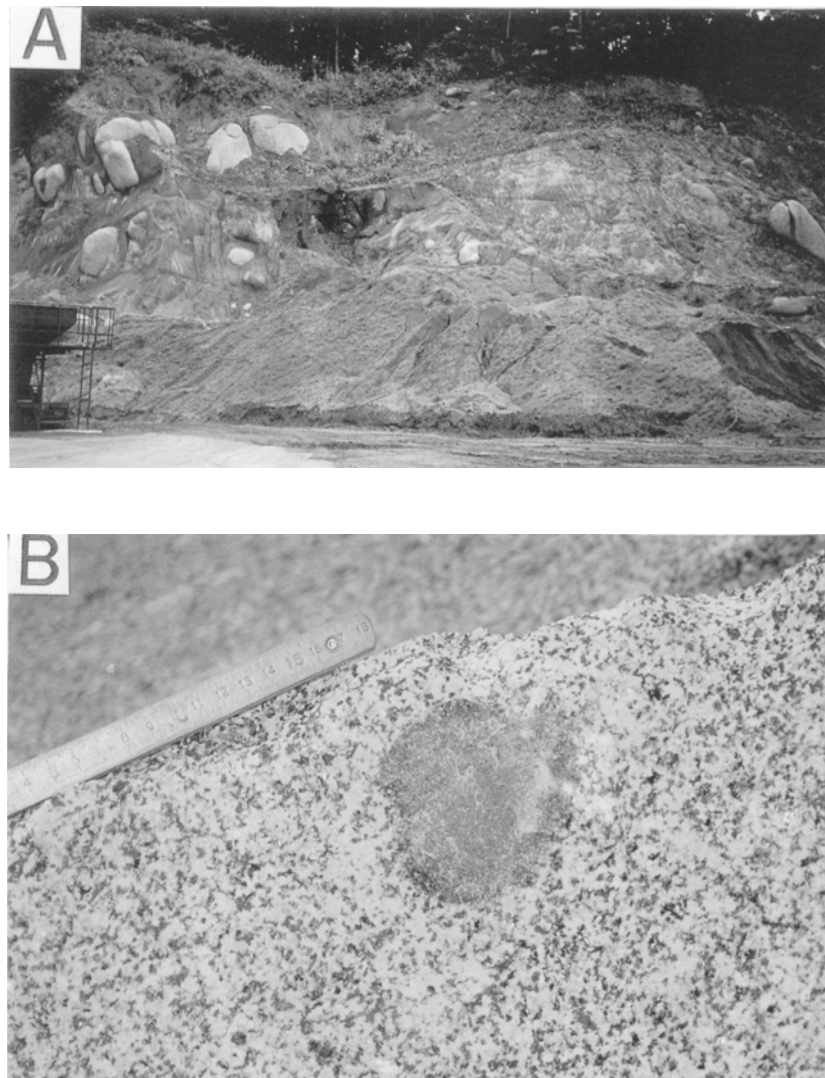
露出状況は、真砂化した露頭の中の玉石として産することが多い(第44図A)。一般に岩体周縁部では岩石の露出が良い。一方、岩体中心部から北部にかけての天童ヶ森山、大東町曹慶、千厩町奥玉付近では、岩石の露出が悪く、深層まで風化が進行していると考えられる。

暗色包有物は通常数10cm以下で、岩体の端に近い部分でより多くなる傾向がある(第44図B)。暗色包有物

の岩質は、角閃石と黒雲母を含み周囲の岩石に比較して優黒質細粒の石英閃緑岩質であることが多い。

周囲の二畳系と石炭系に貫入し、接触変成を与えている(第42図、第43図)。本岩体の西縁と南縁では、これらの母岩の面構造の方向は岩体の輪郭におおむね調和的で、貫入時に応力を受けて変形した可能性が大きい。また母岩との接触部では、トーナル岩に黒雲母と角閃石の葉片状細粒結晶の集合体が発達し、岩体の輪郭に調和的な面構造を示す(千厩町小峠で $N30^{\circ}E, 60^{\circ}W$ ; 第42図B、第43図)。

東側の折壁複合深成岩体に接する部分では本岩体の岩相は特に変化せず、折壁複合深成岩体の後に貫入したと推定される。岩体端の石英閃緑岩(Se1)とは明確な貫入



第44図 千厩トーナル岩体のトーナル岩の産状(川崎村滝野北方)

A: 露頭の状況の例。真砂化した露頭の中の玉石として産する。玉石は、折壁複合深成岩体の折壁型-1aよりも大きいことが多い。

B: 岩相。角閃石・黒雲母をほぼ等量含む中粒のトーナル岩。角閃石の自形性はあまりよくない。岩体の縁に近く、暗色包有物を含む。

関係は見られず同時期の活動によるものと考えられる。

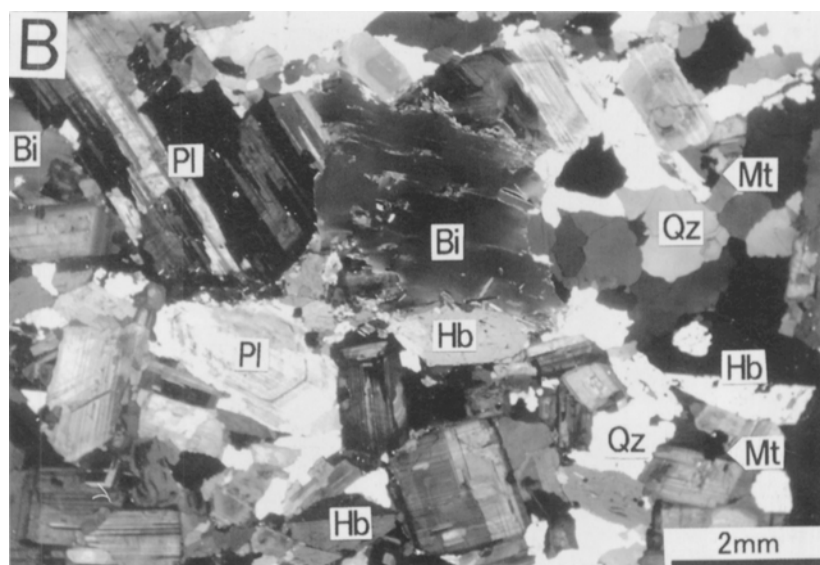
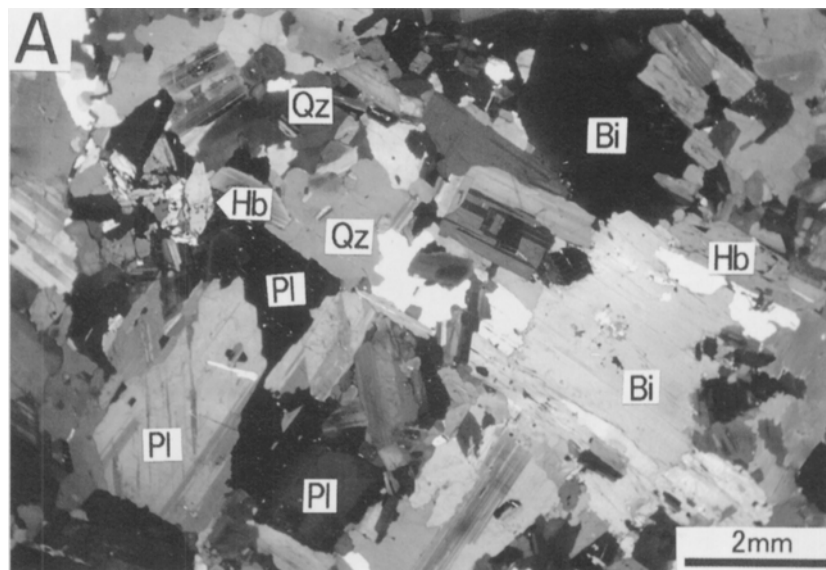
岩体西縁部から所縁部にかけて、面構造が発達した岩石が見られる。面構造の方向はおおむね岩体の境界と調和的である。陸中大原図幅から本図幅の北部に至る岩体北西部では、面構造が明確で西に急傾斜（ $30-75^{\circ}W$ ）しており、上沢田から小峠にかけての岩体中部では南北走向で $74^{\circ}E-50^{\circ}W$ の傾斜（西傾斜やや卓越）を示し、岩体南西部の滝野付近（千厩川沿い）では $80^{\circ}SW-48^{\circ}NE$ の傾斜（北東傾斜卓越）、岩体南部の徳田では南または北傾斜を示す。その他千厩の町の北から東側の大

船渡線沿いの地域でも面構造がみとめられる。

断層は、**露頭として観察されることは少ない。**

### 岩石記載

斜長石、石英、黒雲母が常に存在し、大部分の岩石で普通角閃石やカリ長石が産する。不透明鉱物（主に磁鉄鉱）、燐灰石を伴い、しばしばジルコンが見出される。比較的優白質な岩石には褐れん石やスフェンが含まれることがある。斜長石は柱状、石英は粒状で、カリ長石は他形を示す。鏡下では普通角閃石は自形-半自形で緑色



第45図 千厩トータル岩体のトータル岩の偏光顕微鏡写真

A：角閃石黒雲母トータル岩。典型的な岩相。No. 95101504A（千厩町東小旧南西）  
B：角閃石黒雲母トータル岩。やや優白質な岩相で石英に富む。自形の普通角閃石が認められる。No. 96090505（千厩町滝ノ沢西方）  
直交ポーラー。Pl：斜長石，Qz：石英，Bi，黒雲母，Hb：普通角閃石，Mt：磁鉄鉱

であることが多く、黒雲母は褐色で他形-自形を示す。

#### 角閃石黒雲母トータル岩 (第45図A)

中粒のトータル岩で、千厩岩体の典型的岩相。カリ長石はほとんど認められない。不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを伴う。普通角閃石は長さ8mm以下の柱状自形-半自形で、Z軸色は緑色で結晶縁は青みを帯びる。黒雲母は鏡下で褐色を呈する7mm以下の他形結晶で、わずかに緑泥石化している部分もある。

#### 角閃石黒雲母トータル岩 (第45図B)

比較的粗粒優白質だが、カリ長石に乏しい。斜長石は自形-半自形柱状。石英は粒状でしばしば集合体を形成する。不透明鉱物、燐灰石、ジルコン、褐れん石を伴う。角閃石は長さ5mm以下の自形-半自形柱状で、Z軸色は緑色を呈し、一部に黒雲母、磁鉄鉱を色有する。黒雲母は径5-7mm程度(最大10mm)の自形の板状結晶で、鏡下で褐色を呈し、二次鉱物としてわずかに緑泥石・緑れん石が見られる。

#### 黒雲母角閃石トータル岩 (大東町萱刈場, No. 91071705)

中粒だが部分的にやや細粒で、典型的岩相に比べカリ長石に富む。不透明鉱物、燐灰石、ジルコン、褐れん石を伴う。ミルメカイトが認められる。角閃石結晶の中心に単斜輝石・アクチノ閃石が認められる場合がある。普通角閃石は長さ4mm以下の自形-半自形結晶で、鏡下では緑色を呈するが、中心部は褐色がかっている。黒雲母は径3mm以下の他形の結晶で、鏡下では褐色で縁は緑色を帯びる。

#### 黒雲母花崗閃緑岩 (天童ヶ森北方)

優白質で比較的細粒。斜長石、石英、黒雲母、カリ長石からなり、不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを伴う。斜長石(おおむね径3mm以下)は自形-半自形柱状、石英(径4mm以下)は他形、黒雲母(通常径1mm以下)は褐色で葉片状、部分的に緑泥石化している。カリ長石は他形で填間状。不透明鉱物(径0.4mm以下)は粒状で、しばしば黒雲母結晶と集合体を形成している。

## VII.6 岩脈

本図幅地域には、ひん岩及び花崗閃緑斑岩の岩脈が多数分布している。岩脈は点在する地域では幅10m以下の小規模なものが多いが、密集地域では幅100m以上にも達する。岩脈が最も密集する場所では1km以上にわたって母岩をブロック状に含むような産状を示す。地質図では密集部のうち母岩よりも岩脈の露出が多い範囲を岩脈の領域として表現し、それ以外を含めた密集部の範囲はハッチで示した。地質図では露頭で確認できたものを表現したが、小規模な岩脈や母岩のブロックは表示したものの以外に多数存在すると考えられる。

南部北上帯では、ひん岩岩脈は主要な斑晶鉱物によつ

て、角閃石ひん岩、斜長石ひん岩、輝石ひん岩に大別される(滝沢ほか, 1984; 滝沢ほか, 1990)。本図幅地域ではそのうち角閃石ひん岩が主に分布する。また、多数分布する花崗閃緑斑岩も角閃石ひん岩と類似のものと考えられる。そのほか、斑晶に輝石を持つひん岩(輝石ひん岩)がごくわずかに分布するが、南部北上帯の典型的な輝石ひん岩とは岩相が多少異なる。

室根山に分布する角閃石ひん岩の角閃石より、 $107 \pm 5\text{Ma}$ のK - Ar年代が得られた(第3表)。この年代値は、角閃石ひん岩が折壁複合深成岩体の貫入よりも後に貫入し熱変成を被っていないという野外の観察事実と一致する。また、千厩トータル岩体のK - Ar年代に近く(第3表)、両者の火成活動の時期は近接していたと考えられる。

### VII.6.1 輝石ひん岩 (Py)

#### 分布及び対比

室根村君が鼻東方の新月層分布域に500m以下の小岩株として分布する。また折壁複合深成岩体の笹森型の分布域2箇所安山岩質の転石として見出された。南側の5万分の1志津川図幅(竹内・兼子, 1996)や石巻図幅(滝沢ほか, 1984)で記載されている輝石ひん岩と異なり斜長石斑晶に富み、岩石の組織はむしろ後述する角閃石ひん岩に類似する。

#### 岩相及び産状

斜長石と単斜輝石斑晶を多く含む半深成岩で、露頭では塊状-ブロック状をなす。石基が粗いため新鮮な岩石は灰白色-灰色を呈する。

#### 岩石記載

##### 角閃石含有単斜輝石ひん岩

斑晶は斜長石、単斜輝石と少量の角閃石(仮像)よりなる。変質鉱物として緑れん石、緑泥石などが見られる。安山岩質だが石基は粗い。

### VII.6.2 角閃石ひん岩及び花崗閃緑斑岩 (Ph)

#### 分布及び対比

角閃石ひん岩の岩脈は、図幅東部全域に分布し、室根山を中心とした地域には、密集して岩脈群として分布する。南東部の津谷川から徳仙丈山周辺にかけても比較的多く分布する。花崗閃緑斑岩岩脈は、角閃石ひん岩と類似するが石基がより粗粒で、図幅中央の千厩トータル岩体中に多数見られ、千厩町物見石山付近で密集し全体として岩脈群をなす。ここでは千厩トータル岩体とその付近に見られるものを花崗閃緑斑岩、それ以外を角閃石ひん岩とする。角閃石ひん岩は志津川図幅(竹内・兼子, 1996)ほか南部北上帯の図幅で多数報告されている。

#### 岩相及び産状

角閃石ひん岩は灰緑色・灰褐色・灰色を呈し、斜長石

斑晶に富み、暗褐色-暗緑色の柱状の角閃石斑晶が点在する(第47図)。石基の粒径は変化に富み、岩脈の縁や幅の狭い岩脈では石基が細粒で安山岩質となっている。粒度は地域差も見られる。部分的に黄鉄鉱などの硫化鉱物を含む。

角閃石ひん岩の岩脈は室根山付近で東西方向に卓越した岩脈群をなして分布し、西側の二畳系と東側の折壁複合深成岩体(北部岩体)に貫入している。室根山では、角閃石ひん岩が周囲の岩石に比べ風化・侵食に対する抵抗力が大きいので円錐状の地形を形成していると考えられる(第46図)。その周囲にも多数の岩脈が分布し(第47図)、岩脈密集部は全体として東西に伸びた分布を示す。岩脈は新月層やその東側の二畳系にも見られ、南側の折壁複合深成岩体(主岩体)や二畳系・三畳系も貫入している。風化した露頭中でもブロック状に残っていることが多い。

花崗閃緑斑岩は新鮮なものは灰色-灰褐色を呈し、斜長石(長径13mm以下)と暗褐色の角閃石(長径6mm以下)の斑晶を含む(第48図A)。粒度や岩相は変化に富むが、特に物見石山周辺では角閃石ひん岩よりも石基が粗粒でやや優白質であることが多い、硫化鉱物が認められる場合がある。立石山東方の柳森の転石では、花崗閃緑斑岩がひん岩質の岩石をゼノリスとして含んでいる産状が見られた(第48図B)。小規模な岩脈では角閃石ひん岩とよく類似した外見を示す(特に風化面)。

花崗閃緑斑岩の岩脈は、千厩岩体の岩石に貫入し、室根山の西方の物見石山・立石山付近で密集域を形成する。この部分も周囲より少し高く、小高い丘陵をなしている。岩脈は千厩トータル岩体西部の八郎峰南西、南東部の千厩町人山にも分布している。

## 岩石記載

### 黒雲母単斜輝石含有角閃石ひん岩(第49図A)

斑晶に富む角閃石ひん岩。斑晶は斜長石、普通角閃石、少量の磁鉄鉱、チタン鉄鉱で、ごく少量の黒雲母、単斜輝石が認められる。石基にも斜長石、長柱状-針状の角閃石、不透明鉱物が含まれる。捕獲結晶の石英(融食形)が認められる。斜長石斑晶(長径8mm以下)はリムに汚濁帯を持つ。角閃石斑晶は長径4-5mm以下の結晶で鏡下では緑がかった褐色を呈し新鮮だが、より細粒なものの一部は緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石に置き換えられている。

### 花崗閃緑斑岩(第49図B)

斑晶に富む。斑晶は斜長石、普通角閃石で、少量の黒雲母、石英、不透明鉱物斑晶を伴うことがある。石基では斜長石、石英、角閃石、黒雲母、不透明鉱物が見出される。斜長石斑晶はリムに汚濁帯を持つ。角閃石斑晶は緑色から褐色の柱状結晶で、斑晶の小結晶や石基の一部は緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石などに置き換わっている。捕獲結晶の石英(融食形)が見出される。



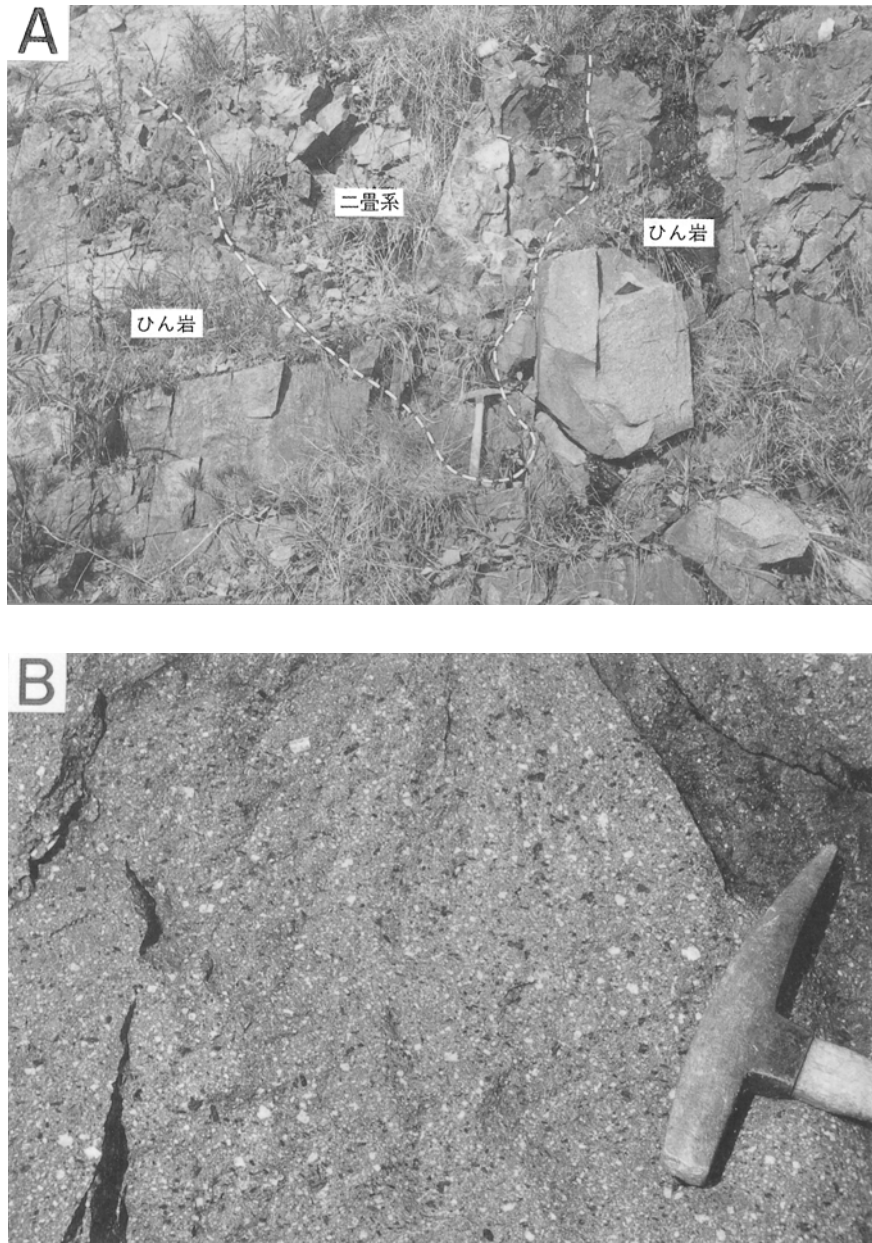
第46図 矢越山南東から見た室根山付近

室根山はテーブル状のピークをもち、角閃石ひん岩岩脈の濃集部に相当する。その稜線は地質を反映して東側が緩傾斜を示す。室根山東方(向かって右側)には室根高原牧場や君が鼻山の林道も認められる。向かって右手の小さな三角のピークは新館山で、新月層のホルンフェルスが分布する。

## VII. 7 接触変成作用

前期白亜紀貫入岩類は周辺の中・古生界に変成作用を与えている。特に千厩トータル岩体と折壁複合深成岩体周辺では接触変成帯がよく発達し、千厩トータル岩体西方から南方で2 - 3km, 折壁複合深成岩体南方で約5kmの範囲の泥質岩に黒雲母あるいは黒雲母+紅柱石の形成が見られる（第50図A-D）。また千厩トータル岩体東

側の二疊系落合層泥質岩にも黒雲母+紅柱石の形成が認められる。千厩トータル岩体南方では現在までのところ紅柱石を確認できず、黒雲母のみである。本図幅地域北西部では、千厩トータル岩体から2 - 3kmの錦織層石灰岩は再結晶が進み、晶質石灰岩となっている。また砂質岩のうち泥質なものには黒雲母が形成されて、赤みがかった黒色を呈し、一方火山岩岩片を多く含むものや凝灰質なものには緑れん石・チタン石及びアクチノ閃石が普遍的に形成されており、濃緑色や灰緑色を呈する。折壁



第47図 角閃石ひん岩岩脈の産状（室根山南方）

A：露頭の状況。岩脈（Ph）は不規則な境界で二疊系（Om）に貫入している（幅10m以上）。

B：岩脈の近接写真。白い斜長石斑晶と柱状の角閃石斑晶（一部緑泥石化）に富む。



複合深成岩体南側の稲井層群大沢層の石灰質岩では珪灰石、方解石、緑れん石を主とし、まれにCaざくろ石が含まれる。また折壁複合深成岩体東側の下部白亜系新月層では、接触変成作用の幅は、名木沢では500m程度であるが、北方の隠谷から君が鼻山一帯では1kmになり、玄武岩や安山岩の再結晶で単斜輝石、アクチノ閃石、黒雲母などが形成されている。島津（1979）によれば、折壁複合深成岩体と接する新月層の火山岩類は、接触部において狭い幅で輝石ホルンフェルスに変化し、その外側では黒雲母・角閃石や電気石を生じ、さらに外側は方解石・緑れん石・アクチノ閃石・緑泥石を含む変質帯に移行する。

千厩トータル岩体西方地域では接触変成作用と同時に劈開が形成されている。

#### 岩石記載

##### 角閃石黒雲母単斜輝石ホルンフェルス（第50図E）

原岩は玄武岩質安山岩で、名木沢安山岩と推定される。

斑晶は斜長石（長径4mm以下）、磁鉄鉱（径2mm以下）、単斜輝石（径1-2mm、一部角閃石に交代）。

再結晶により、微細な斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、黒雲母が生じ、さらに角閃石、石英の結晶が生じている。グラノプラスチック組織を示す。

##### 単斜輝石角閃石黒雲母ホルンフェルス

原岩は、安山岩質凝灰岩と推定される。

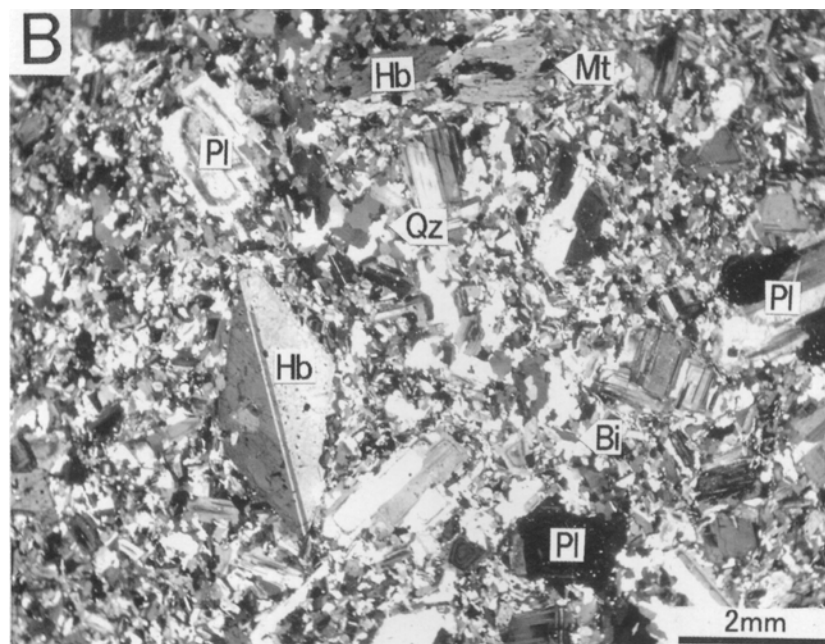
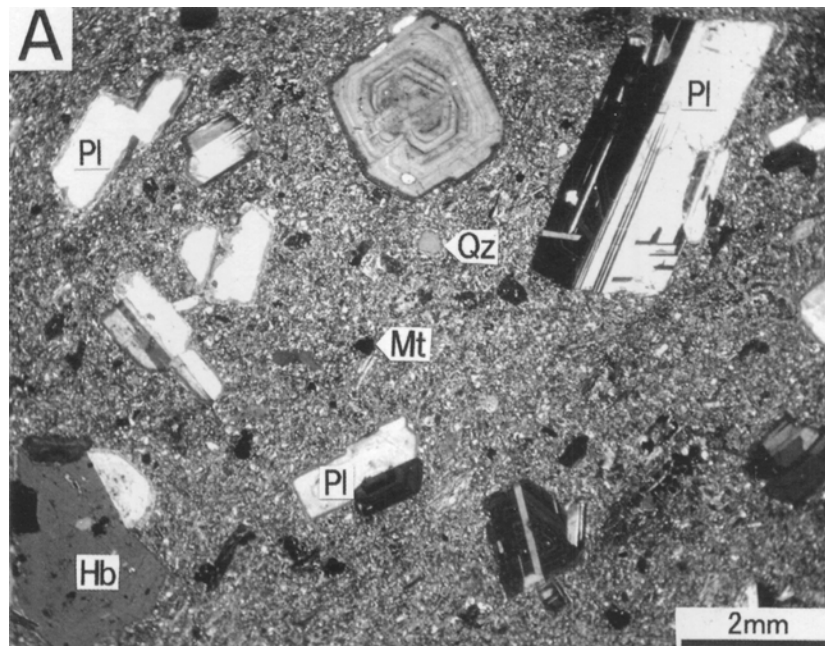
初生鉱物として斜長石斑晶、少量の磁鉄鉱斑晶が認められる。再結晶により、斜長石、石英、角閃石、黒雲母、単斜輝石、不透明鉱物が産する。



第48図 花崗閃緑斑岩の産状

A：千厩岩体のトータル岩（Se2）を貫く花崗閃緑斑岩（Ph）。岩脈の縁は細粒でひん岩質になっており、岩脈の中央に斜長石・角閃石斑晶が密集している。岩脈の縁に沿ってペグマタイト質の優白質部が形成されている。（千厩町立石沢）

B：ひん岩質の包有物を含む花崗閃緑斑岩（大東町柳森）

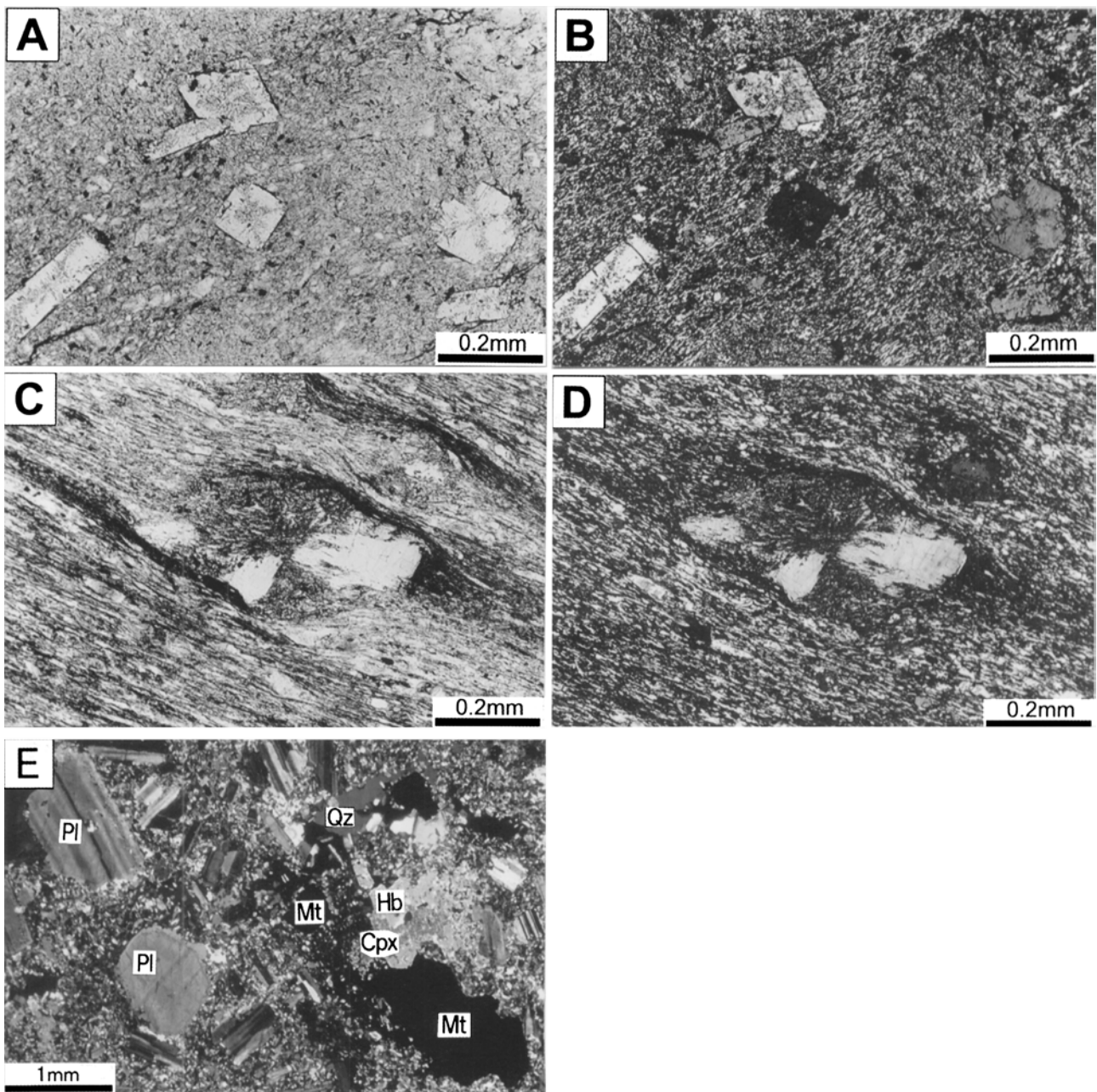


第49図 岩脈の偏光顕微鏡写真

A : 黒雲母単斜輝石含有角閃石ひん岩. 斜長石斑晶は新鮮. 石英の捕獲結晶が含まれる.  
No. 98102712B (室根山頂東方)

B : 花崗閃緑斑岩. 石基が角閃石ひん岩よりも粗粒. No. 96090201 (千厩町立石沢)  
直交ポーラー. Pl : 斜長石, Hb : 普通角閃石, Bi : 黒雲母, Qz : 石英, Mt : 磁鉄鉱





第50図 接触変成を受けた岩石の偏光顕微鏡写真

- A：細粒柱状の紅柱石の斑状変晶を含む泥質ホルンフェルス。川崎村大峰山の西南西約1km。単ポーラー。  
 B：同上。直交ポーラー。  
 C：十字型に双晶をなす紅柱石の斑状変晶を含む泥質ホルンフェルス。紅柱石は一部細粒の鉍物に置換されている。またスレート劈開が発達する。大東町扇山付近。単ポーラー。  
 D：同上。直交ポーラー。  
 E：新月層の安山岩起源の角閃石黒雲母単斜輝石ホルンフェルス。No. 97110722（室根村隠谷東方）。直交ポーラー。Pl：斜長石，Cpx：単斜輝石，Qz：石英，Mt：磁鉄鉍

## VIII. 新第三系及び第四系

(竹内 誠)

### VIII. 1 概要及び研究史

本図幅地域には中生代以前の基盤岩類を覆って、新第三系及び第四系が点在する。新第三系及び第四系は上部鮮新統の真滝層、第四系崖錐堆積物及び沖積層からなる。

**研究史** 鮮新統はその散在的な小分布のため、本図幅地域内では、永広ほか（1979）が鮮新統真滝層を記載しているのみである。鮮新統及び更新統は一関図幅地域に広く分布し、早川ほか（1954）、小野寺（1957）、中川（1961）や中川ほか（1963）などの研究があり、Takeuti（1974）は主として花粉化石による研究を行っている。

早川ほか（1954）は鮮新統を下位より有賀層（亀岡層相当）・湯島層（竜の口相当）・金沢層及び真滝層に区分し、更に更新統の中山層を区分した。中川（1961）は真滝層と中山層の間には早川ほか（1954）が報告したような著しい傾斜不整合はないとして、中山層を滝沢層と改名し再定義した。Takeuti（1974）は真滝層には *Sequoia* などの鮮新世型の植物化石が含まれ、滝沢層にはそのような鮮新世型の化石は含まれないことを報告している。鮮新統及び更新統は岩相変化が激しく、地域によって層序が異なっているが、Ishida（1981）は本図幅地域の南西方に広く広がる地層について対比を行った。

### VIII. 2 真滝層 (T)

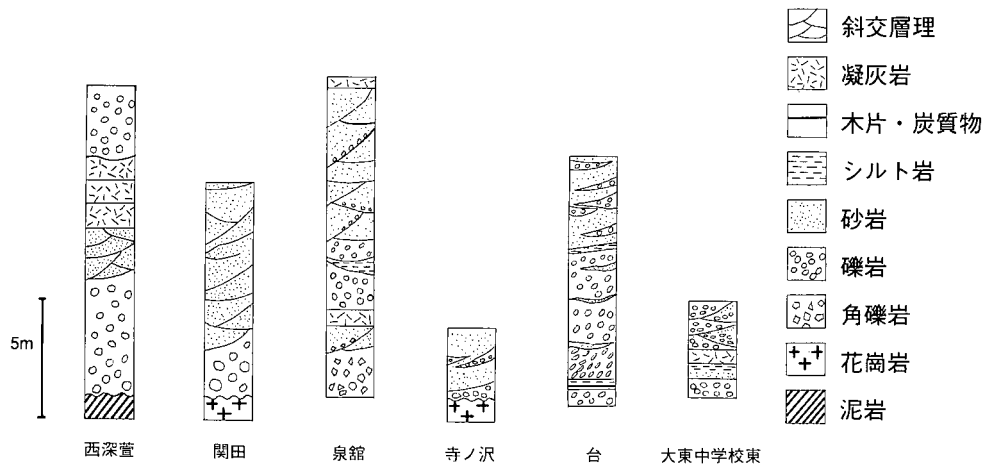
**分布** 岩手県東磐井郡藤沢町西深萱周辺、花泉町井戸沢北西、一関市茄子沢周辺、川崎村泉館、千厩町松原から北長者地域、東山町台、東山町柴宿から大東町沼田及び荒屋敷の地域、及び各地に小分布が点在する。

**層厚** 西深萱で60m、川崎村台で20m以上、大東町荒屋敷付近で35mである。

**層序関係** 二疊系や千厩トータル岩体を不整合に覆う。不整合を示す露頭は、西深萱、藤沢町関田、千厩町寺ノ沢、大東町荒屋敷西方、大東町沼田の南西、東山町金山などで確認できた。不整合面は、低いところで標高40mの地表より深いところにあり、高いところで標高105mに存在する。東山町台では標高50m以下、千厩町荒屋敷付近で標高100mである。

**岩相** 一般的に固結度の低い礫岩・砂岩を主とし、凝灰岩及びシルト岩を挟む（第51図）。下部は大礫から巨礫からなる礫岩や角礫岩からなり、その上位にはトラフ型斜交層理をなす砂岩や礫岩からなる。白色の凝灰岩を数枚挟む。

藤沢町西深萱や川崎村泉館では基底部は最大80cmに達する角礫を主とする淘汰の悪い角礫岩からなり、円磨された大礫礫岩の部分もある。礫はホルンフェルス礫を主とし、砂岩、安山岩、細粒花崗岩礫を伴う。基底部の



第51図 真滝層の岩相柱状図

礫岩の上位は斜交層理の発達する礫岩・砂岩からなる(第52図A, D)。礫岩は中礫が一般的でしばしば礫のインプリケーションが認められる。西深萱では層厚2mの白色で細粒-粗粒の凝灰岩が1層挟まれ(第52図C)、泉館では層厚1mと50cmの極粗粒-細粒の白色凝灰岩が2層挟まれる。粗粒部分では多くの石英結晶が含まれる。

東山町台では斜交層理の発達する砂岩・礫岩を主とし、木片や炭質物を多く含むシルト岩を挟む(第52図A)。シルト岩は小豆色を呈し、層厚数10cmである。礫岩の礫には東から西への古流向を示すインプリケーションが認められる(第52図B)。

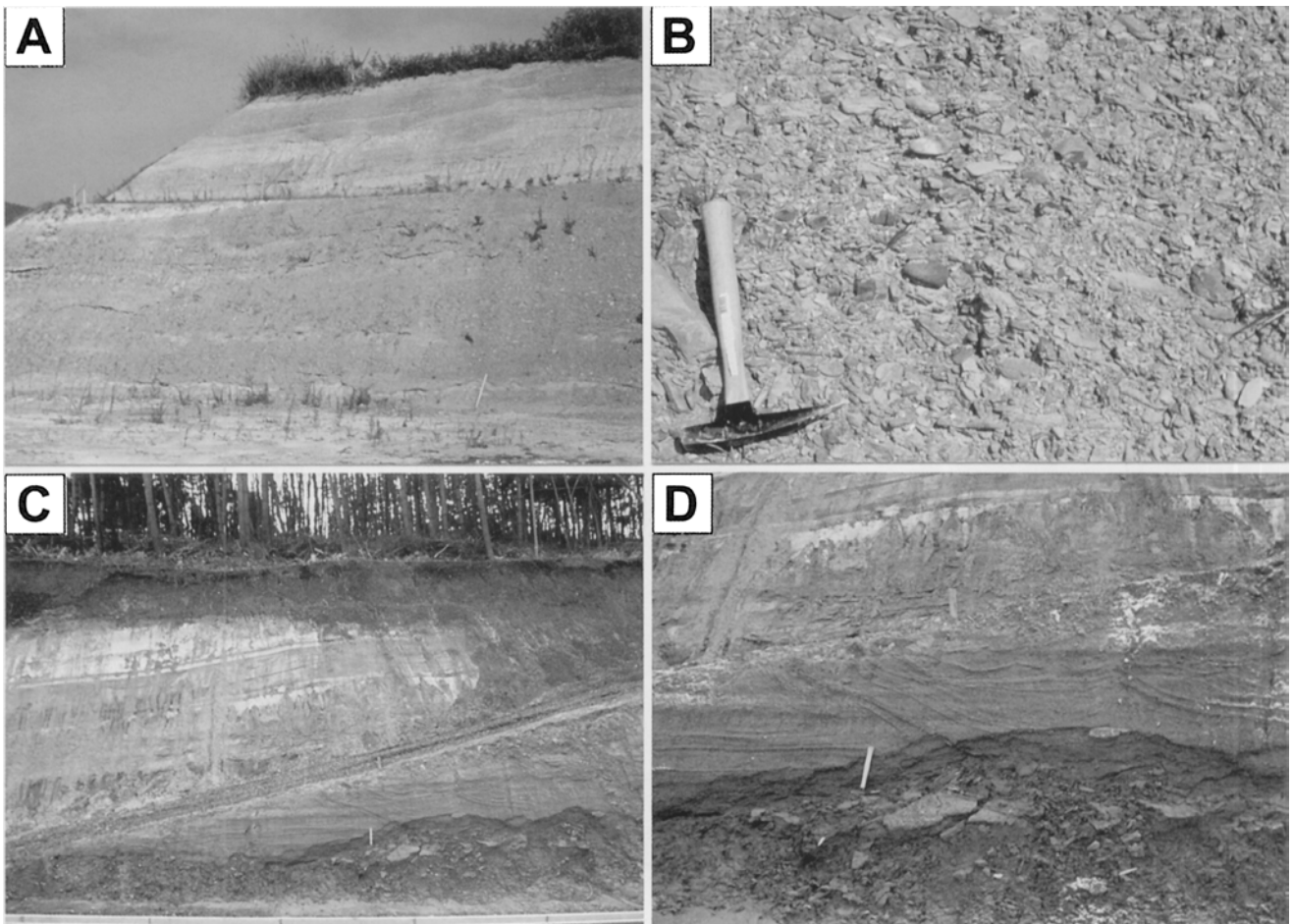
**対比と時代** 一関図幅地域では鮮新統真滝層と更新統滝沢層に区分されている。真滝層と滝沢層は岩相は類似しているが、花粉化石群集に相違が認められる(Takeuti, 1974)。本地域西深萱の真滝層亜炭質シルト岩から模式

地と類似する花粉化石が報告されており(永広ほか, 1978)、真滝層に対比されている。

### VIII.3 崖錐堆積物及び沖積層 (t, l, a)

東部地域の室根山周辺、矢越山周辺、黄金山周辺、北西部地域の弓折山周辺には、雄鍾堆積物が分布する。この堆積物は付近の山地を形成する二畳系のホルンフェルス化した泥岩や砂岩・石灰岩の角礫や風化した深成岩の垂円礫と泥質基質からなる。厚さは数mに達するところもある。

本図幅地域の西部には北上川の沿岸には自然堤防が築かれやや小高くなっている。各河川沿いには谷底を堆積物が理積し平地をなしている箇所がある。これらを構成する堆積物は礫・砂・泥及び炭質物の多い泥などからなる。



第52図 真滝層の岩相

- A: シルト岩を挟む斜交層理の発達する礫岩・砂岩。シルト岩は下の水平面付近と法面の中程に存在する。シルト岩は木片などの炭質物を多く含む。東山町台。
- B: インプリケーション構造の見られる礫岩。Aの露頭の下部。
- C: 斜交層理の発達した砂岩層とその上位に重なる白色の凝灰岩層。凝灰岩層は粗粒部(灰色)と細粒部(白色)の平行層理からなる。藤沢町西深萱。
- D: Cの露頭の斜交層理砂岩の拡大写真。

## IX. 地 質 構 造

(竹内 誠)

本地質図幅地域内に分布する中・古生界の地質構造は、西部と東部で異なる。

西部ではほぼN-S方向の褶曲軸をもつ褶曲構造とN-S方向の断層が発達する。千厩トータル岩体の南側では褶曲軸はNW-SE方向になる。褶曲の波長は2-4kmで、開いた褶曲である。高鳥兎山から南方の深田和にかけては一つの向斜、また砂鉄川から南方の北上川にかけては一つの背斜状構造をなすが、軸部では断層を伴っており、地層の連続性はよくない。高鳥兎山から南方の西翼部では西に傾斜した断層面をもつ逆断層が存在する。このような西から東への衝上断層は、志津川図幅地域でも報告されている（小貫ほか，1960；植田，1963；竹内・兼子，1996）。

西部の石炭系・二畳系にはスレート劈開が認められる。スレート劈開はNNE-SSW走向で、傾斜は垂直の場合が多い。これは褶曲軸面とほぼ平行であるが、高鳥兎

山の南方ではN-S性の向斜とは斜交し、その西方の衝上断層の上盤に発達する褶曲軸面と平行である。

上記の南北性の地質構造を切って、NW-SE方向とENE-WSWの断層が存在する。この断層は南部の藤沢地区に顕著である。千厩トータル岩体の南部にはNW-SE方向のリニアメントが認められ、これらの断層と関連した小断層あるいは節理が存在していると推定される。これらの2つの方向の断層は南隣の志津川図幅地域のもの延長である。

東部では西部のような褶曲構造は認められず、緩く東に傾斜したり、ほぼ水平である。東部ではスレート劈開は発達していない。北東端部では日詰一気仙沼断層（永広，1977）と平行な断層が数本存在し、その内最も西側の下八瀬断層（志井田，1940）で下部白亜系と二畳系が接している。

## X. 応用地質

(竹内 誠・御子柴(氏家)真澄)

### X.1 地下資源

#### X.1.1 金属鉱床

本図幅地域は白亜紀の金鉱化地域にあたり、多数の小規模な金属鉱床が分布する。現在稼行されている鉱山はないが、過去に開発された記録がある。折壁複合深成岩体周辺の地域では、東側の気仙沼図幅内も含めて様々なタイプの特徴的な金属鉱床が分布する(神戸・島津, 1961; 五十嵐・島津, 1961; Nedachi, 1974)。また、本図幅地域内には金を含む石英脈が点在する。詳しく記載された鉱床を以下に記す。

##### 矢越(三枚山)鉱山

室根村と千厩町の境界の三枚山付近に位置する。1930年代には三枚山西斜面の坑道から金・銅鉱石が採掘された。その歴史は古く、三枚山の頂上付近に鎌倉時代の砂金の採掘跡と推定される地形が認められる(渡辺, 1937a)。現在でも付近には硫化鉱物を含む転石がみられる。渡辺(1937a, b, 1938, 1939a), Watanabe(1953)により詳細な鉱床の研究がなされた。それによると、鉱床は折壁複合深成岩体と千厩トータル岩体の接触部付近に発達し、輝緑岩(本報告の折壁岩体兵沢型に対比される)中に塊状ないし脈状の鉱体をなす。鉱石は黄銅鉱、キューバ鉱、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱及び粗粒の角閃石、輝石、斜長石などからなり、自然金、輝銅鉱、銅藍などを伴い、その産状から、正マグマ鉱床ないしペグマタイト鉱床とみなされる。

##### 東楽鉱山

室根村東楽南方に位置する。1930-40年代にかけて金銀銅が採掘された(村井・佐藤, 1954)。折壁複合深成岩体(折壁型に相当)と古生層との境界部で、走向N40°E、傾斜60°NW方向の断層の上盤側に沿って主に石英モンゾニ岩中に発達する鉱染性鉱脈で、鉱石は主に硫硫鉄鉱と黄銅鉱からなり黄鉄鉱などを伴う(渡辺, 1939b)。中熱水性鉱床とみなされるが、脈石特に石英に乏しい特徴を有する(渡辺, 1939b)。

##### 大盛鉱山

図幅南東部の大森山南方に位置する。1940-50年代頃に金銀銅の鉱石が採掘された(村井・佐藤, 1954)。三畳系の珪質頁岩ないし砂岩中に発達するNE方向の節理ないし裂罅と密接に関連する銅鉱脈で、鉱石は磁硫鉄鉱、磁鉄鉱などを伴う黄銅鉱であり、脈石は主に石英、緑泥石で少量の電気石やヘデン輝石を伴う(村井・佐藤, 1954)。このほか大森山周辺にいくつか旧坑が見られる

(村井・佐藤, 1954)。

##### 東磐井鉱山

川崎村郷の沢に位置する。かつて金鉱として採掘されたが、1940年代にはタングステン鉱石の採掘が行われた(加藤, 1956)。千厩トータル岩体西側の接触変成帯の外縁部付近の合金石英重石脈で、二畳系堆積岩中に層理(走向N10-20°W、傾斜70-80°W)に平行なレンズ状をなし雁行状に延長する(渡辺, 1942)。鉱脈は、石英、灰重石、硫硫鉄鉱、黒雲母、角閃石、黄鉄鉱などからなり(渡辺, 1942)自然金が伴われる(地質調査所, 1955)。

そのほか、記録のあるものを挙げると、金を伴う銅及び砒素の鉱床として徳仙丈(砂岩中の傾斜60°NWの硫化物脈)(渡辺, 1950a)、金銀鉱床として、金岩(津谷川、粘板岩中の石英脈)、黄金山(閃緑ひん岩中の石英脈)、旭(石英閃緑岩中の石英脈)の各鉱山がある(地質調査所, 1955)。図幅南部の藤沢町付近では、かつて砂金や山金を採取した遺跡や旧坑がいたるところに知られている(村井・佐藤, 1954)。

#### X.1.2 石灰石鉱床及び珪石鉱床

石灰石の採掘は北西部の東山町に集中している。石灰石は石炭系竹沢層と二畳系錦織層の石灰岩を露天掘りで採掘している。

本地域での石灰の開発は、明治末期に卯入道平付近で、壁材用に生石灰を晩成したことに始まる(斎藤・斎藤, 1954)。昭和初期には近代的な製法で生消石灰が製造されはじめ、主としてカーバイト、生・消石灰・タンカル原料として採掘された(斎藤・斎藤, 1954)。その後、ほとんどがセメント用原料として採掘されている。

珪石鉱床としては、千厩付近とその北方一帯において、風化した花崗岩質岩の中に点在するペグマタイトの石英があり、1940年代頃に工業用原料として採取された(加藤, 1956)。

#### X.1.3 石材

本図幅地域内では数カ所で建築用・土木用に石材が採取されている。

深成岩体では、千厩トータル岩体の南部の藤沢町小沼田では建築用の石材を採掘し、岩体南西部の千厩町下田では建築用の石材とともに真砂を採取している。真砂の採取はこの付近の数箇所でも行われている。折壁複合深成岩体の室根村小松では建築用・墓石用石材を採石して

おり，このほかにも数箇所でも小規模に建築用・墓石用石材を採掘している．これらの石材は「室根石」・「折壁石」という名前と呼ばれている．

堆積岩では本図幅南西部の北上川左岸の登米層下部の砂質泥岩を土木用に採取している．

## X.2 活断層

本地域には活断層は認められない．活断層研究会（1991）は本地域西部の大峰山の東西側に2本の南北性のリニアメントを示し，活断層の疑いがある確実度Ⅲとしている．しかし，このリニアメントは千厩トータル岩体による二畳系のホルンフェルス部分が浸食されずにリッジ状をなしているもので，活断層ではない．



- 市川沼一郎 (1951b) 宮城県雄勝地方三疊系稲井層群の基底礫岩について. 鉱物と地質, vol. 4, p. 7-19.
- 五十嵐俊雄・島津光夫 (1961) 北上山地の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床. 地調報告, no. 190, p. 34-44.
- 稲井 豊 (1939) 宮城県本吉郡志津川町四近の地質 (予報) (北上山地市部の層位学的研究 II). 地質雑, vol. 46, p. 231-242.
- 稲井 豊・高橋年次 (1940) 北上山地南端部の地質に就いて (北上山地南部の層位学的研究 V). 東北大地質古生物研報, no. 34, p. 1-40.
- Ishida, T. (1981) Pliocene and Quaternary history of the northern part of Sendai Lowland area - A study of structural and Geomorphic development -. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 49, p. 19-35.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, p. 293-305.
- Ishihara, S. (1978) Metarogenesis in the Japanese island arc system. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 135, p. 389-406.
- 石原舜三・鈴木淑夫 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, III. 鉱物容量比. 地調報告, no. 251, p. 23-42.
- 石原舜三・寺島 滋 (1977) ベースメタル・スズ鉱床探査指標としての花崗岩類中の塩素・弗素含有量. 鉱山地質, vol. 27, p. 191-199.
- Ishihara, S., Kanisawa, S. and Terashima, S. (1983) Sulfur and sulfides in the Cretaceous, magnetite-series granitoids of the Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 78, p. 1-10.
- Ishihara, S., Matsuhisa, Y., Sasaki, A. and Terashima, S. (1985) Wall rock assimilation by magnetite-series granitoid at the Miyako pluton, Kitakami, northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 679-690.
- 石井和彦 (1988) 南部北上山地におけるスレートへき開の形成と花崗岩体の上昇・貫入過程. 東北大地質古生物研報, no. 91, p. 1-14.
- Ishii, K. (1988) Grain growth and re-orientation of phyllosilicate minerals during the development of slaty cleavage in the South Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 10, p. 145-154.
- Ishii, K., Okimura, Y. and Nakazawa K. (1975) On the genus *Colaniella* and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 107-138.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手県の火成岩. 岩手県地質説明書 II, 岩手県, 50p.
- Ishizaki, K. (1968) On some Carboniferous ostracodes from the Takezawa Formation, northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 37, p. 11-17.
- 石島正巳・加藤祐三 (1971) 北上山地折壁花崗岩質岩体について. 岩鉱, vol. 65, p. 149-161.
- 岩井淳一・石崎国熙 (1966) 北上山地薄衣式礫岩の研究 - とくにその古地理学的・構造地質学意義. 東北大地質古生物研報, no. 62, p. 35-53.
- 鎌田耕太郎 (1979) 南部北上山地唐桑半島周辺の三疊系稲井層群 (その 1) - 層序及び古地理 -, 地質雑, vol. 85, p. 737-751.
- 鎌田耕太郎 (1983) 宮城県登米地域の稲井層群の層序 - とくに大沢層の海底地回り堆積物について. 地球科学, vol. 37, p. 147-161.
- 鎌田耕太郎 (1984) 南部北上山地宮城県津谷地域の中部三疊系風越層の堆積環境. 地質雑, vol. 90, p. 875-888.
- 鎌田耕太郎 (1989) 三疊系. 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, p. 31-35, 共立出版.
- Kamada, K. (1989) Coarse clastic sedimentation in the Triassic off-shore sequence of the Southeastern Kitakami Mountains, Japan. In Taira, A. and Masuda, F. (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, p. 365-375, Terra Scientific Publ. Co., Tokyo.
- 鎌田耕太郎 (1992) 南部北上山地, 神割崎付近の下部三疊系に見られるハンモック状斜交層理. 弘前大教育紀要, no. 67, p. 25-33.
- 鎌田耕太郎 (1993) 津谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図), 地質調査所, 70p.
- 鎌田耕太郎・川村寿郎 (1988) 南部北上山地下部三疊系のストーム堆積物. 地球, vol. 10, p. 494-498.
- 鎌田耕太郎・中村 通 (1978) 宮城県登米町東方の稲井層群中の石灰岩礫から石炭紀コノドントの発見. 地質雑, vol. 84, p. 697-700.
- Kambe, N. (1963) On the boundary between the Permian and Triassic Systems in Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan.*, no. 198, p. 1-66.
- 神戸信和・島津光夫 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「気仙沼」および同説明書. 地質調査所, 73p.
- 金谷 弘 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, V. カリウム・トリウム・ウランおよび帯磁率. 地調報告, no. 251, p. 91-120.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, vol. 68, p. 211-224.
- 蟹沢聰史 (1974) 火成作用および変成史よりみた東北日本. 地質学論集, no. 10, p. 5-19.
- Kanisawa, S. (1974) Granitic rocks closely associated with the Lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 80, p. 355-367.
- 蟹沢聰史 (1977) 東北日本の基盤と古・中生代の火成活動. 地団研専報, no. 20, p. 27-35.
- Kanisawa, S. (1979) Content and behavior of fluorine in granitic rocks, Kitakami Mountains, northeast Japan. *Chem. Geol.*, vol. 24, p. 57-67.
- Kanisawa, S. (1983) Chemical characteristics of biotites and hornblends of Late Mesozoic to Early Tertiary granitic rocks in Japan. *Memoir Geol. Soc. Amer.*, no. 159, p. 129-134.
- Kanisawa, S. (1990) Some zoned plutons and associated gabbros in the Kitakami Mountains, Northeast Japan, *Univ. Museum, Univ.*



- Tokyo, Nature and Culture*, no. 2, p. 3-20.
- 蟹沢聰史・片田正人 (1988) 北上山地の前期白亜紀火成活動の特徴. *地球科学*, vol. 42, p. 220-236.
- 加納 博 (1958) 南部北上山地登米地方の稲井層群基底礫岩-含花崗岩礫岩の研究(その2). *地質雑*, vol. 64, p. 464-473.
- 加納 博 (1959) 薄衣型礫岩に含まれる変成岩礫とその意義-含花崗質岩礫岩の研究(その6)-. *地質雑*. vol. 65, p. 333-342.
- 加納 博 (1971) 北上山地の薄衣式礫岩(総括), *地質雑*, vol. 77, p. 415-440.
- 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 (1974a) 北上山地の白亜紀花崗岩類, I. 序論. *地調報告*, no. 251, p. 1-7.
- 片田正人 (1974b) 北上山地の白亜紀花崗岩類, VI. 南部北上山地の花崗岩類, および全北上山地花崗岩類の分帯区分. *地調報告*, no. 251, p. 121-133.
- 片田正人・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. *岩鉱*, vol. 75, p. 173-185.
- 片田正人・蟹沢聰史 (1989) 前期白亜紀火山岩類, 及び白亜紀深成岩類(1)北上山地. *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*, p. 81-86, 共立出版.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聰史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. *岩鉱*, vol. 65, p. 230-245.
- 加藤謙次郎 (1956) 岩手県の鉱産資源. *岩手県地質説明書 II. 岩手県*, 89p.
- Kato, M. and Minato, M. (1979) Upper Visean (chapter 2h3, Palaeontology), *In* Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and kato, M. (eds.), *The Abean orogeny*, p. 134-136, Tokai Univ. Press, Tokyo.
- 加藤敬史・長谷川清史・石橋毅 (1995) 南部北上山地大沢層(下部三畳系)よりヒボドゥス属板鯉類の発見. *地質雑*, vol. 101, p. 166-169.
- 加藤祐三 (1972) 北上山地, 折壁花崗岩質岩体の岩石学. *岩鉱*, vol. 67, p. 50-59.
- 加藤祐三 (1979) 北上山地, 岩泉・階上・宮古花崗岩類の化学的性質-特に「乙茂型」花崗岩類について-. *地質学論集*, no. 17, p. 273-280.
- 川村寿郎・川村信人 (1989) 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.
- 河野義礼・植田良夫 (1964) 本邦産火成岩の K-A dating (I). *岩鉱*, vol. 51, p. 127-148.
- 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.
- 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, 437p.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Joul. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Sec. II, vol. 5, p. 219-578.
- 駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・村田泰章・石原文美・西村清和・中塚 正・鍋谷祐夫・乗富一雄・三品正明 (1996) 北上地域重力図(ブーゲー異常). 1:200,000, 重力図, no. 7, 地質調査所.
- Kubo, K. (1977) A Rb-Sr isotopic study on the Ojika and Ichinohe gabbroic complexes in the Kitakami mountains, northeast Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 72, p. 412-418.
- Kuroda, Y., Suzuoki, T., Matsuo, S. and Kanisawa, S. (1974a, b) D/H fractionation of coexisting biotite and hornblende in some granitic rock masses., -and a supplement. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 95-102, vol. 70, p. 352-362.
- 黒沢 守 (1929) 陸前米谷・志津川付近の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文.
- 馬淵精一・野田光雄 (1934) 北上山地市部の古生層に就いて. *地質雑*, vol. 41, p. 401-403.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚 正 (1992) 日本の磁気図. 1:2,000,000 地質編集図, no. 23, 地質調査所.
- 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. 秋田大学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. 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 61, p. 31-49.
- Matsuhisa, Y. (1972) Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 37, p. 65-74.
- 湊 正雄 (1941) 岩手県気仙郡世田米地方の下部石炭系に就いて. *地質雑*, vol. 48, p. 469-490.
- 湊 正雄 (1942) 北上山地に於ける先坂木沢階(pre-Sakmarian)不整合と其の意義. *地質雑*, vol. 49, p. 47-72.
- 湊 正雄 (1944) 薄衣礫岩の層的位置及び登米海について. *地質雑*, vol. 51, p. 83-90.
- Minato, M. (1955) Japanese Carboniferous and Permian corals. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 9, p. 1-202.
- Minato, M., Gorai, M. and Hunahashi, M., eds. (1965) *The geologic development of the Japanese Islands*. Tsukiji Shokan, Tokyo, 442p.
- 湊 正雄・橋本誠二・陶山国男・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. *地質雑*, vol. 59, p. 385-399.
- Mojsisovics, E. v. M. (1888) Über einige Japanische Trias-fossilien. *Beiträge zur Paläonologie Österreich-Ungarns und des Orients*, Bd. 7, p. 163-178.
- 森 啓 (1989) 志津川の地質. 志津川町誌 I, 第2章, p. 95-176.
- 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一期四射サンゴ類・腕足類化石の発見とその意

- 義. 地質雑, vol. 86, p. 143-146.
- 村井貞允・佐藤昌暉 (1954) 岩手県東磐井郡藤澤町, 大津保村  
地内地下資源報告. 昭和28年度地下資源調査報告書, 岩手  
県, p. 21-29.
- Murata, M. (1964) Some Middle Permian Aviculopectinidae from  
the Kitakami Massif, northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont.  
Soc. Japan*, N. S., no. 54, p. 215-233.
- Murata, M. (1969) Molluscan fauna of the Toyoma Formation (Late  
Permian). *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 38, p. 1-22.
- Murata, M. (1973) Triassic fossils from the Kitakami Massif,  
Northeast Japan: part 1, Pelecypods and Brachiopods of the  
Osawa and the Fukkoshi formations. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd  
Ser., Spec. vol., p. 267-275.
- Murata, M. (1978) Triassic fossils from the Kitakami Massif,  
Northeast Japan: part 2, A revision on the taxonomic position of  
*Conulariopsis* SUGIYAMA, 1942. *Kumamoto Jour. Sci.,  
Geology*, vol. 11, p. 5-12.
- Murata, M. and Bando, Y. (1975) Discovery of Late Permian  
*Araxoceras* from the Toyoma Formation in the Kitakami Massif,  
Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 97,  
p. 22-31.
- 村田正文・下山正一 (1979) 北上山地におけるペルム系-三疊  
系境界付近の層序と先三疊系不整合 熊本大学理学部紀要  
(地学), vol. 11, p. 11-31.
- 鍋谷祐夫・加納 博 (1973) 北上山地における花崗岩体の重力  
構造(その2 千厩地域). *物理探鉱*, vol. 26, p. 260-273.
- 中川久夫 (1961) 本邦大平洋沿岸地方における海水準静的変化  
と第四紀編年. 東北大理地質古生物研報, no. 54, p. 1-61
- 中川久夫・岩井淳一・大池昭二・小野寺信吾・森由紀子・木下  
尚・竹内貞子・石田琢二 (1963) 北上川中流沿岸の第四系  
および地形. -北上川流域の第四紀地史(2)-. *地質雑*,  
vol. 69, p. 219-227.
- Nakazawa, K. (1960) Two Permian nautiloids from Japan. *Japan.  
Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, p. 121-127.
- Nakazawa, K. (1964) On the *Monotis typica* zone in Japan. *Mem.  
Coll. Sci., Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 30, p. 21-39.
- 中沢圭二 (1964) 上部三疊系 *Monotis typica* 帯に就いて. *地質雑*,  
vol. 70, p. 523-535.
- Nakazawa, K. and Newell, N. D. (1968) Permian bivalves of Japan.  
*Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser. B, vol. 35, p. 1-108.
- Naumann, E. (1881) Ueber das Vorkommen von Triasbildungen im  
nordlichen Japan. *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, Wien, Bd. 31, p. 519-  
528.
- Nedachi, M. (1974) Mineralization of the Kohoku gold, silver and  
copper ore deposits, Miyagi Prefecture. *Japan. Sci. Rep. Tohoku  
Univ.*, Ser. III, vol. 12, p. 331-394.
- 根建心具・上野宏共 (1981) 北上山地折壁花崗岩質岩石の燐灰  
石中の塩素とフッ素. 鉱山地質特別号, vol. 10, p. 219-225.
- 西山 勉・生沼 郁・植田房雄 (1973) 宮城県登米付近三疊系  
赤色泥岩の鉱物学的研究, 東洋大紀要(自然科学), no. 16,  
p. 21-31.
- 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.
- Oho, Y. (1982) Effective factors controlling cleavage formation and  
other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Jour.  
Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 345-381.
- Okami, K., Kawakami, T. and Murata, M. (1973) Conglomerate of  
the Karaumedate Formation in the Kitakami Massif, northeast  
Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, Spec. Vol., vol. 6, p. 457-  
464.
- 大久保雅弘 (1951) 日頃市統及び先日頃市世の不整合につい  
て. *地質雑*, vol. 57, p. 195-209.
- 小野千恵子・曾屋龍典 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, IV.  
化学組成. 地調報告, no. 251, p. 43-90.
- 小野寺信吾 (1957) 岩手県一関市で発見された *Desmostylus* と,  
その産地付近の地質. *地質雑*, vol. 63, p. 238-253.
- 小貫義男 (1937) 北上山地坂本沢付近の古生層“鬼丸統・雪沢  
統(新称)”に就いて. *地質雑*, vol. 44, p. 168-186.
- 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. 岩手  
県, 189p.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大理地質古生物研報,  
no. 69, p. 1-239.
- 小貫義男 (1981) 北上川流域地質図(20万分の1)および説明書.  
長谷地質調査事務所20周年記念刊行, 307p.
- 小貫義男・坂東祐司 (1958a) 北上山地. 三疊系基底部ににお  
ける凝灰岩について. *地質雑*, vol. 64, p. 265-266.
- 小貫義男・坂東祐司 (1958b) 上部三疊系皿貝層群について.  
*地質雑*, vol. 64, p. 481-493.
- 小貫義男・坂東祐司 (1959) 下部及び中部三疊系稲井層群につ  
いて(北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研  
究-3). 東北大理地質古生物研報, no. 50, p. 1-69.
- 小貫義男・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎 (1980) 二十万分  
の一北上川流域地質図.
- 小貫義男 村田正文・坂東祐司・水戸 滉 (1960) 南部北上山  
地, 宮城県米谷地方の二疊系. *地質雑*, vol. 66, p. 717-732.
- 大沢正博・名倉 弘・田沢純一・森 啓 (1981) 南部北上山地  
長坂地域の地質-特にデボン系・石炭系・ペルム系間の境  
界について. 日本地質学会第88年学術大会論演要旨, 177.
- ペルム・三疊系ワーキンググループ (1975) 日本におけるペル  
ム・三疊系境界付近の層序と対比. *地質雑*, vol. 81, p. 165-  
184.
- 斎藤貞雄・斎藤洋彦 (1954) 岩手県東磐井西部地区の石灰石鉱  
床(第7章). 東北地方石灰石調査委員会編, 東北の石灰石  
資源, p. 159-178.
- Saito, Y. (1968) Geology of the younger Paleozoic System of the  
southern Kitakami Massif, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep.*

- Tohoku Univ., 2nd ser., vol. 40, p. 79-139.
- 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.
- Sasaki, M. (2001) Restoration of Early Cretaceous sinistral displacement and deformation in the South Kitakami Belt, NE Japan: an example of the Motai-Nagasaka area. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 55, p. 83-101.
- 佐藤 浩 (1969) 南部北上山地, 宮城県登米町周辺の二疊系の層位学的研究. 地質雑, vol. 75, p. 555-570.
- 志井田 功 (1940) 宮城県気仙沼町近傍の地質に就きて (北上山地南部の層位学的研究 VII). 東北大理地質古生物研部報, no. 33, p. 1-72.
- Shibata, K. (1974) Rb-Sr geochronology of the Hikami granite, Kitakami mountains, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 8, p. 193-207.
- 柴田 賢 (1985) 白亜紀の放射年代—とくに地質年代尺度に関連して—. 地質学論集, no. 26, p. 119-133.
- 柴田 賢 (1986) 基礎誌「気仙沼沖」花崗岩コアの同位体年代. 地調月報, vol. 37, p. 467-470.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, p. 381-390.
- Shibata, K. and Miller, J. A. (1962) Potassium-argon ages of granitic rocks from the Kitakami Highlands. *Japan Geol. Surv. Bull.*, vol. 13, p. 709-711.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In *Contributions to the geologic time scale* (Cohee, G. V., Glaessner, M. F., Hedberg, H. D. Eds.), Amer. Assoc. Petr. Geol., *Studies in Geol.* no. 6, p. 143-164.
- 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.
- Shikama, T., Kamei, T. and Murata, M. (1978) Early Triassic ichthyosaurus, *Utatsusaurs hataii* gen et sp. nov., from the Kitakami Massif Northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol. 48, Nos. 1-2.
- 島津光夫 (1979) 北上山地の白亜紀—古第三紀火成作用に関する2, 3の問題. 地質学論集, no. 17, p. 113-120.
- Shimizu, S. (1930) On some Anisic ammonites from the *Hollandites* beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol. 14, p. 63-74.
- 清水三郎・馬淵精一 (1933) 北上山地上部三疊紀層. 地質雑, vol. 39, p. 313-317.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 36, p. 359-362.
- 鈴木淑夫 (1958) 北上山地の酸性深成岩類. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 316-324.
- 橋 行一 (1952a) 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.
- 橋 行一 (1952b) 北上山地長坂地域の鶯ヶ森層群について (その2) 地質雑, vol. 58, p. 445-455.
- Tachibana, K. (1956) New spiriferids from the lowest Carboniferous of the Nagasaka district, Kitakami Mountainland, northeast Japan. *Sci. Rep. Fac. Arts and Lit. Nagasaki Univ.*, no. 5, p. 11-16.
- Takahashi, M. (1983) Space-time distribution of Late Mesozoic to Early Cenozoic magmatism in east Asia and its tectonic implications. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. (eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, p. 69-88, TERRAPUB, Tokyo.
- 武田裕幸 (1960) 岩手県気仙郡下有住村南部の古生層. 地質雑, vol. 58, p. 353-360.
- Takuchi, M. (1994) Changes in garnet chemistry show a progressive denudation of the source areas for Permian-Jurassic sandstones, Southern Kitakami Terrane, Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 93, p. 85-105.
- 竹内 誠・兼子尚知 (1996) 志津川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Takeuchi, M. and Suzuki, K. (2000) Permian CHIME ages of leucocratic tonalite clasts from Middle Permian Usuginu-type conglomerate in the South Kitakami Terrane, northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 106, p. 812-815.
- Takeuti, S. (1974) Geology and palynology of the hilly area south-east of Ichinoseki City, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol. 44, p. 65-119.
- 滝沢文教 (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二・三の問題. 地団研専報, no. 20, p. 61-73.
- 滝沢文教 (1989) ジュラ～下部白亜系. (2) 南部北上帯, 北上山地. 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, p. 35-43, 共立出版.
- 滝沢文教・鎌田耕太郎・酒井 彰・久保和也 (1990) 登米地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人 (1984) 石巻地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 103p.
- 滝沢文教・久保和也・猪木幸男 (1987) 寄磯地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 74p.
- 滝沢文教・柳沢幸夫・久保和也・鎌田耕太郎・駒澤正天・石原文美・広島俊男・中塚 正 (1992) 20 万分の1 地質図幅「石巻」. 地質調査所.
- 田沢純一 (1973) 南部北上山地上八瀬地域の地質. 地質雑, vol. 79, p. 677-686.
- Tazawa, J. (1975) Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 629-640.
- Tazawa, J. (1980) Visean brachiopods from the Karaumedate Formation, southern Kitakami Mountains. *Trans. Proc. Palaeont.*

- Soc. Japan.*, N. S., vol. 119, p. 359-370.
- Tazawa, J. and Katayama, T. (1979) Lower Carboniferous brachiopods from the Odaira Formation in the Southern Kitakami Mountains. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd. ser., vol. 49, p. 165-173.
- 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.
- Terakado, Y. and Nakamura, N. (1984) Nd and Sr isotopic variations in acidic rocks from Japan : significance of upper-mantle heterogeneity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 87, p. 407-417.
- 寺島 滋・石原舜三 (1983) 日本の花崗岩類中の銅, 鉛, 亜鉛, ヒ素と硫黄-(1)北上山地と阿武隈高地-. 地調月報, vol. 34, p. 443-453.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.* vol. 99, p. 22205-22220.
- 土谷信高・千葉達也・高橋和恵・和田元子 (1997) 南部北上山地気仙沼大局に分布する前期白亜紀火山岩類の産状. 岩手大学教育学部研究年報, vol. 57, no. 1, p. 53-73.
- 土谷信高・三木 順・西川純一・橋本正彦 (1986) 西南北海道の白亜紀深成岩類-白亜紀沈み込みに伴う大陸縁部タイプ火成活動-. 地団研専報, no. 31, p. 33-50.
- 土谷信高・高橋和恵・木村純一 (1999) 北上山地の前期白亜紀深成活動に先行する岩脈類の岩石化学的性質. 地質学論集, no. 53, p. 111-134.
- 内海 茂・宇部浩三・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.
- 植田房雄 (1963) 南部北上山地宮城県登米・米谷地区二疊系・三疊系の地質構造. 東洋大紀要 (自然科学), no. 4, p. 1-78.
- 氏家真澄 (1989) 北上山地, 折壁複合深成岩体の累帯構造. 岩鉱, vol. 84, p. 226-242.
- Ujiiie, M. and Kanisawa, S. (1995) Mineralogy of the Oriabe plutonic complex, Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 90, p. 27-40.
- 氏家真澄・松久幸敬・富樫茂子 (1991) 北上山地白亜紀深成岩類の O・Sr 同位体と微量元素組成. 日本地球化学会年会講演要旨集, p. 290.
- 王 成玉・藤巻宏和・加藤祐三・青木謙一郎 (1994) 北上山地, 太田名部花崗岩体の Rb-Sr 年代. 岩鉱, vol. 89, p. 311-316.
- 渡辺萬次郎 (1937a, b) 岩手県三枚山金山産岩漿分化金銅鉱床とその主成分鉱物瑪瑙鉱に就て (概報) 及び同 (2). 岩鉱, vol. 18, p. 10-22, 57-68.
- 渡辺萬次郎 (1938, 1939a) 岩手県三枚山鉱山産岩漿分化金銅鉱 (第二報) 及び同 (第三報). 岩鉱, vol. 19, p. 280-292, vol. 21, p. 1-17.
- 渡辺萬次郎 (1939b) 岩手県東楽企鉱床の特質. 岩鉱, vol. 21, p. 207-216.
- 渡辺萬次郎 (1942) 岩手県東磐井金タンングステン鉱床. 岩鉱, vol. 27, p. 194-203.
- 渡辺萬次郎 (1950a) 宮城県の地下資源. 宮城県, 140p.
- 渡辺萬次郎 (1950b) 北上山地の火成活動. 地団研専報. no. 4, 23p.
- Watanabe, M. (1953) On the Pegmatitic gold copper deposits in some hybrid zones of the Yagoshi mine, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, vol. 4, p. 121-140.
- 矢部長克 (1918) 日本三疊紀層の地質時代. 地質雑, vol. 25, p. 385-389.
- 矢部長克 (1964) 本邦における二疊系・三疊系境界の問題 (II. 北上山地). 地学雑誌, vol. 73, p. 1-7.
- Yabe, H. and Mabuti, S. (1935) On two Upper Palaeozoic nautiloids from Japan and China. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, p. 9-12.
- Yabe, H. and Sikama, T. (1948) A new Lower Triassic *Nothosauria* from Ishihu near Yanaizu, Mono-gun, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, vol. 24, p. 35-41.
- Yabe, H. and Shimizu, S. (1933) Triassic deposits of Japan. *Japan. Jour. geol. Geogr.*, vol. 10, p. 87-98.
- Yamada, H. (1953) On thermally metamorphosed rocks in Senmaya district, Iwate Prefecture, Japan. *Bull. Tokyo Inst. Technology*, Ser. B, no. 3, p. 107-147.
- 山田弥太郎 (1958) 長岩層について 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 74-80.
- 山田弥太郎 (1959) 日頃市地方にみられる後長岩世・先坂本沢世の不整合について. 地質雑, vol. 65, p. 713-724.
- 吉田孝紀・町山栄章 (1998) 南部北上帯西緑部における中部ペルム系粗粒砕屑岩相. 地質雑, vol. 104, p. 71-89.
- 吉井守正・片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, II. 北部北上山地の花崗岩類. 地調報告, no. 251, p. 8-22.

## Geology of the Senmaya District

By

Makoto TAKEUCHI\* and Masumi UJIE MIKOSHIBA\*\*

(Written in 2001)

(ABSTRACT)

### OUTLINE

The Senmaya district is located in the southern part of the Kitakami Mountains, Northeast Japan, and occupies an area between longitude 141° 15'E and 141° 30'E and between latitude 38° 50'N and 39° 00'N (141° 14'47.4"E and 141° 29'47.3", 38° 50' 10.5"N and 39° 00'10.5"N, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). The district belongs to the South Kitakami Terrane, Northeast Japan. The pre-Tertiary basement of the Japanese Islands is a collage of many terranes, mostly consisting of disrupted accretionary complex sequences. However, the South Kitakami Terrane is an exceptional stratigraphic terrane in which a Silurian to Cretaceous sequence with several unconformities is well preserved. The Paleozoic and Mesozoic strata consist predominantly of neritic sediments such as shale, sandstone, conglomerate and limestone that contain many invertebrate fossils such as coral, trilobite, brachiopod, gastropod, pelecypod and cephalopod.

The Senmaya district is underlain by Carboniferous to Triassic sedimentary rocks and Lower Cretaceous volcanic rocks which are intruded by Early Cretaceous plutonic rocks and porphyritic dikes. The younger Pliocene to Holocene strata unconformably cover the basement rocks, and the Paleozoic and Mesozoic strata are deformed by complex folding and faulting. The strata of pre-emplacement of Early Cretaceous plutonic rocks are faulted and folded with N-S trending axes. Subsequently, a NE-SW and NW-SE trending fault system is developed in the southern Senmaya district.

### CARBONIFEROUS

The Carboniferous strata are in the Karaumedate and Takezawa Formations which were deposited in a shallow marine environment near the continental volcanic arc. The Karaumedate Formation underlies the Takezawa Formation, and the former is composed of shale and lithic sandstone and the latter is composed of limestone. The upper Karaumedate Formation yielded upper Viscean brachiopods, *Martinia* sp. and lower Takezawa Formation yielded upper Viscean *Kueichopyllum* sp. and other species.

### PERMIAN

The Permian strata in the South Kitakami Terrane are typically divided into stratigraphic units, the Sakamotozawa (Lower), Kanokura (Middle) and Toyoma (Upper) Formations that correspond to the Nishikori, Usuginu and Toyoma Formations, respectively in the Usuginu area. In the Fujisawa area, the Higashifukakaya and Shinden Formations are correlated with the Kanokura Formation, and the Okago and Senmatsu Formations correspond to the Toyoma Formation. In the northeast area, the Middle Permian Ochiai Formation is distributed and has a muddy sequence intercalated with thin conglomerate, sandstone and limestone.

The Nishikori Formation consists of limestone, lithic sandstone and shale with intercalated layers of felsic tuff. The limestone contains fusulinids such as *Parafusulina* sp. The Usuginu Formation is composed of thick granite-clast bearing conglomerate, sandstone and shale. Fusulinid fossils such as *Pseudofusulina popensis* have been reported in limestone clasts suggesting Lower Permian. The Toyoma Formation is composed of thick monotonous shale and slate. Mollusc fossils, *Euphemitopsis kitakamiensis* and *bellerophon yabei*, were reported from this formation in the southern neighboring area.

The Higashifukakaya Formation consists of thick-bedded shale in the lower part and thinly alternating beds of sandstone and shale which rarely contains conglomerate intercalations in the upper part. A limestone breccia from a conglomerate layer yields *Lepidolina* sp. and *Pseudofusulina* sp. The Shinden Formation is composed mainly of sandstone. The Okago Formation is com-

---

\* Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

\*\* Institute of Geoscience

posed of thick-bedded shale. The senmatsu Formation consists of massive shale with intercalated layers of sandstone in the lower part.

## TRIASSIC

The Lower to Middle Triassic Inai Group unconformably overlies the Senmatsu Formations. The group shows two sedimentary cycles based on the vertical change of grain size and is divided into the Hiraiso, Osawa, Fukkoshi and Isatomae Formations. The Hiraiso Formation is composed of thick sandstone rarely with conglomerate. The Osawa Formation is composed of fine laminated shale with calcareous rocks and sandstone. The Fukkoshi Formation consists mainly of medium to thick beds of sandstone, and the Isatomae Formation consists of laminated sandy shale with thin intercalations of sandstone.

The Upper Triassic Saragai Group unconformably overlies the Inai Group, and is divided into the Shindate (lower) and Chonomori (upper) Formations. The Shindate Formation is composed of massive coarse-grained sandstone with conglomerate. The Chonomori Formation contains abundant *Monotis* and is composed of interbedded sandstone and shale.

## LOWER CRETACEOUS

The Lower Cretaceous Niitsuki Formation is mainly composed of andesitic pyroclastic rocks and andesitic-basaltic lavas and dikes. It is distributed in the eastern area, bounded from the Permian strata by a fault. The Niitsuki Formation is divided into the lower Andesitic Pyroclastic Rock Member, and the main Andesite-basalt Lava and Pyroclastic Rocks Member. The Andesitic Pyroclastic Rock Member consists of andesitic tuff, tuff breccia and lavas containing hornblende, and a small amount of tuffaceous sandstone and conglomerate. The Andesite-basalt Lava and Pyroclastic Rocks Member is composed of andesite-basalt lavas, andesitic pyroclastic rocks, and pyroxene andesite dikes.

## INTRUSIVE ROCKS

Early Cretaceous intrusive rocks are widely distributed in the district. Small stocks and dikes of diorite porphyry intruded into the Niitsuki Formation. The Orikabe Plutonic Complex is widely distributed in the eastern area which is mainly composed of quartz monzodiorite, granodiorite, granite with a small amount of gabbros. The main part of this complex forms a zonal variation of the rock facies. The Senmaya Tonalitic Pluton located in the central area, is a large homogeneous pluton composed of tonalite with a small amount of granodiorite and quartz diorite, which is slightly younger than the Orikabe Plutonic Complex. The Tsuyagawa Diorite, Shinchi-toge and Shinchi Gabbros are small stocks in the south area.

Many small porphyritic dikes of Early Cretaceous age with variable compositions are abundant in the district. Hornblende porphyrite and granodiorite porphyry are very common, but pyroxene porphyrite is rare.

The Paleozoic and Mesozoic strata near the intrusive masses are thermally metamorphosed to cordierite or biotite hornfels and to epidote-actinolite or epidote-chlorite hornfels in pelitic rocks and volcanic rocks, respectively. Grandite garnet is sometimes formed in calcareous host rocks.

## NEOGENE AND QUATERNARY

The Pliocene Takizawa Formation is distributed sporadically in this district. The formation consists of semi-consolidated conglomerate and sandstone intercalated with felsic tuff and siltstone. The sediments are fluvial and show well-developed cross-stratification.

Holocene alluvial deposits consist of flood plain deposits, valley bottom plain deposits, natural levee deposits and talus deposits.

## ECONOMIC GEOLOGY

**Mineral deposits** Small-scale copper, gold, silver and tungsten ore deposits including gold-bearing quartz veins are genetically related to the Early Cretaceous intrusive rocks. There were many mines but no mines are in operation now.

**Limestone** Limestone from the Carboniferous Takezawa and Permian Nishikori Formations have been quarried for about 100 years. In earlier times, limestone was used mainly for chemical fertilizers and steel industry. Recently, it is used mainly for cement.

**Building stone** Early Cretaceous plutonic rocks have been quarried for buildings and gravestones. Sandy shale from the Permian Toyoma Formation has been mainly used as paving stone.

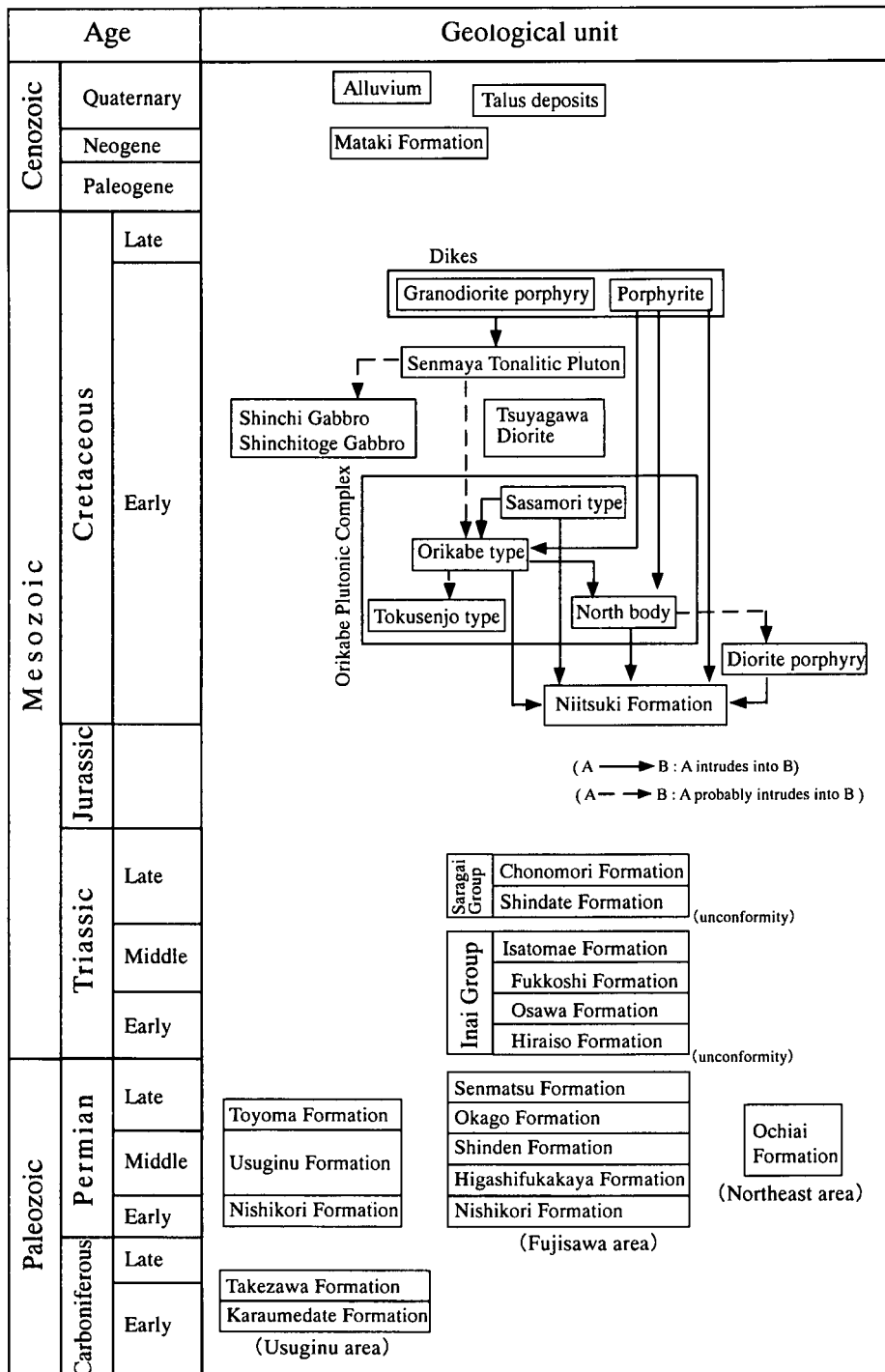


Fig. 1 Summary of geology in the Senmaya district  
 Intrusive relationships between Early Cretaceous plutonic rocks and pre-Cretaceous strata are omitted.



## 執筆分担

I. 地形	竹内 誠
II. 地質概説	竹内 誠・御子柴（氏家）真澄
III. 石炭系	竹内 誠
IV. 二畳系	竹内 誠
V. 三畳系	竹内 誠
VI. 下部白亜系	御子柴（氏家）真澄
VII. 白亜紀貫入岩類	御子柴（氏家）真澄
VIII. 新第三系及び第四系	竹内 誠
IX. 地質構造	竹内 誠
X. 応用地質	竹内 誠・御子柴（氏家）真澄

## 文献引用例

竹内 誠・御子柴（氏家）真澄（2002）千厩地域の地質．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，76p.

## 章単位での引用例

竹内 誠（2002）千厩地域の地質，I．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.

## Bibliographic reference

Takeuchi, M. and Mikoshiba, M. U. (2002) Geology of the Senmaya district Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 76p (in Japanese with English abstract 3p).

## Bibliographic reference of each chapter

Takeuchi, M. (2002) Geology of the Senmaya district., I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1. (In Japanese)

---

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）千厩地域の地質

平成14年5月21日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。