

55 (521.12) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

秋田(6)第26号

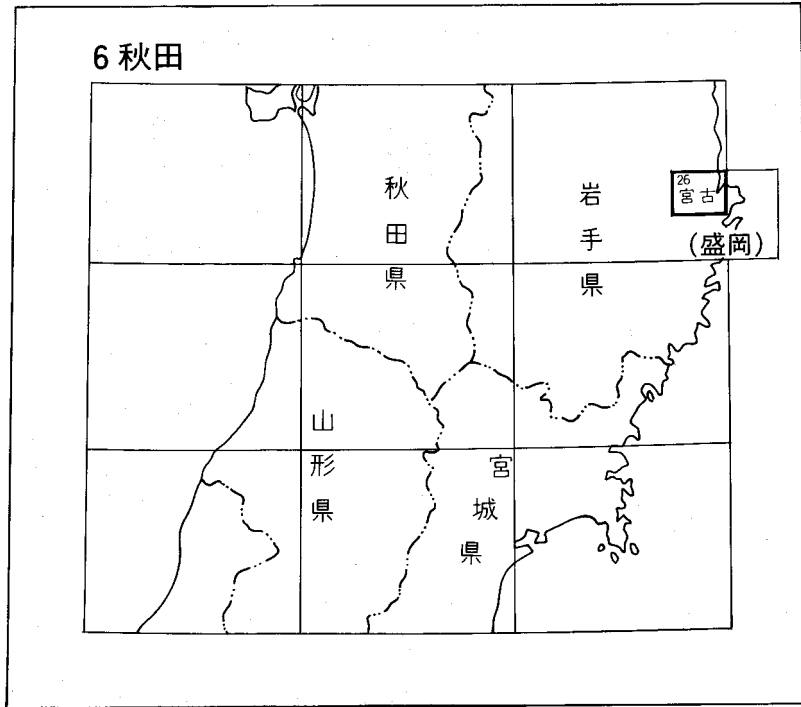
宮 古 地 域 の 地 質

吉田 尚・片田正人

昭 和 59 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1 : 200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 古生界—中生界下部	8
III. 1 栗林層	8
III. 2 釜石層	9
III. 3 花輪層	13
IV. 中生界及び中生代後期火成岩類	17
IV. 1 陸中層群	17
IV. 1. 1 小本層	17
IV. 1. 2 原地山層	17
IV. 2 塩基性岩	18
IV. 3 大浦花崗岩	18
IV. 4 宮古花崗岩	19
IV. 5 襴々子森花崗岩	20
IV. 6 脈 岩	21
IV. 7 宮古層群	22
IV. 7. 1 羅賀層	22
IV. 7. 2 日出島層	23
V. 古第三系	24
V. 1 浄土ヶ浜及び門神岩酸性火山岩	24
VI. 第四系	28
VI. 1 古期河岸段丘・扇状地堆積物	28
VI. 2 新期河岸段丘・崖錐堆積物	28
VI. 3 沖積層	29
VII. 地質構造	29
VIII. 応用地質	32
VIII. 1 鉱産資源	32
VIII. 1. 1 マンガン鉱	32
VIII. 1. 2 モリブデン及び銅	34
VIII. 1. 3 ドロマイト	34
VIII. 1. 4 珪 石	35
VIII. 2 砕 石	35

文 献	35
Abstract	39

図・表 目 次

第1図 宮古市対岸月山からのスケッチ	3
第2図 北上山地における先白亜紀宮古世の地質構造区分	5
第3図 釜石層地質柱状図	9
第4図 釜石層の粘板岩	10
第5図 釜石層の層状チャート	11
第6図 釜石層の火砕岩	11
第7図 花輪層模式地質柱状図	14
第8図 花輪層のチャート小岩片を含む粘板岩	15
第9図 花輪層のチャート	15
第10図 宮古花崗岩縁辺部	20
第11図 長石ひん岩	21
第12図 宮古層群基底の不整合	23
第13図 浄土ヶ浜酸性火山岩(流紋岩)	24
第14図 浄土ヶ浜酸性火山岩(流紋岩)にみられる流理構造	25
第15図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)岩脈	26
第16図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)の露出	26
第17図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)の火道角礫岩	27
第18図 北上山地北半部地質概略図	30
第19図 北川目断層に伴う破砕部	31
第20図 宮古層群(左側, 礫岩)と陸中層群(右側)との断層接触	32
第1表 宮古図幅地域周辺部地質総括表	4
第2表 宮古層群の層序区分及び対比	22
第3表 浄土ヶ浜酸性火山岩化学分析値	25

宮古地域の地質

吉田 尚*・片田正人**

宮古図幅地域の地質調査は、昭和35年から同38年まで行われた。その後、昭和51年補備調査を行った。火成岩類の調査は片田が担当し、堆積岩分布地域は吉田が担当した。

この研究に当たり、マンガン鉱床の資料については、岩手県経済部熊谷 進技師から、また、鉱山の現況、採石状況については、同部及川昭四郎工鉱業課長から教えていただいた。また、岩手県立伊保内高等学校佐藤利美教諭及び盛岡市立上田中学校藤原郁夫教諭から写真を提供していただいた。

以上の方々に心から感謝の意を表したい。

浄土ヶ浜酸性火山岩については、環境地質部小野晃司技官から調査資料の提供とともに教示を受けた。

浄土ヶ浜酸性火山岩の化学分析は、技術部化学課大森貞子技官によって行われた。

マンガン鉱床の資料については、鉱床部吉井守正技官からも教示を受けた。

岩石並びに化石薄片の作成は、技術部特殊技術課大野正一・宮本昭正・佐藤芳治・安部正治の各技官及び故村上正技官によって行われた。

I. 地 形

5 万分の 1 地質図幅「宮古」地域は、北上山地中部、太平洋沿岸部陸中海岸に面する地帯に属している。

この地域の地形には、北上山地南部によく発達する隆起平坦面は、ほとんど見られない。ただ、図幅区域南西部の高滝森、加呂森の稜線が定高性をもち、比較的平坦な高原状の面があり、5 万分の 1 地形図に示されているように、牧場として利用されている。高滝森から加呂森にかけての稜線から、東方においては、長沢川本支流や津軽石川上流の大川・小川などの川が東流し、かなり強い下刻浸食を行っている。これらの川によって、高滝森から加呂森にかけての稜線から東方に向かって分岐する稜線が見られる。これらの分岐した稜線も比較的なだらかな起伏をもちながら、東方に次第に低くなっている。かつては、浸食を受けて歩行困難な谷間を避けて、尾根沿いの山道が作られ、利用されていた。本地域北半部を閉伊川が、穿入蛇行地形を作りながら、東西方向に貫流し、宮古湾に注いでいる。閉伊川は、北上山地を、ほぼ東西に横断し、深く切り刻んで、流域にほとんど沖積平地を作らずに、太平洋に注ぎこむ。この地域の西部で見られるように、固い岩質のところでは、狭い谷を作り、沿岸部に達してもデルタの形成は見られない。津軽石川は閉伊川に比べ小さな河川であるが、後者と同様、海岸平野を作らず、リアス式湾入部である宮古湾に直接流れこんでいる。

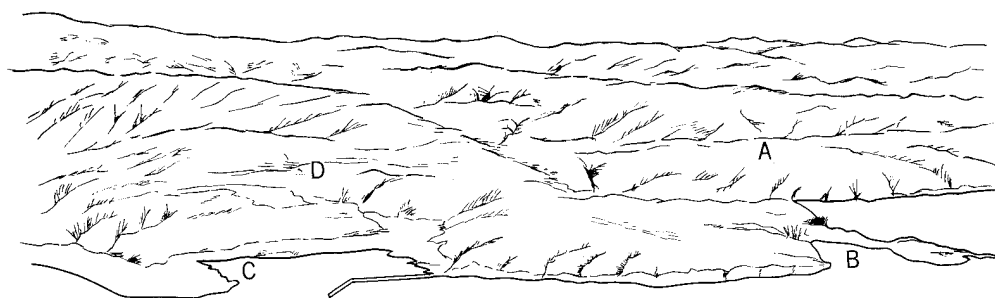
*元地質部（現日本地質学会事務局） **元地質部（現岩手大学教育学部）

三陸海岸は、リアス式海岸として知られているが、宮古湾はその一つの湾入部である。しかし、陸地に深く入りこむ湾入地形は、宮古湾の北方では認められない。一方、宮古から北方の沿岸陸上地形で、著しい現象として、田老から久慈・八戸方面まで高位海岸段丘面の発達認められる。しかし、この高位海岸段丘面は、今村（1928 a, b）や田山（1931）が古くから述べているように、宮古から南には、ほとんど発達が見られない。宮古南方にリアス式海岸が発達することは、よく知られていることであるが、宮古地方を境にして、三陸海岸のリアス式海岸及び高位海岸段丘面の分布が異なり、両者の分布が逆相関のような形となっている。この理由については、田山や今村が述べるように、久慈から宮古へかけての高位海岸段丘は南へ高度を低下していることと関係があるかもしれない。つまり、宮古付近から北方が隆起し、しかも、その隆起速度は北方ほど大であった。その結果、河川は北部では強い下方浸食をして峡谷を生じたが、宮古から南方では側方浸食も行われ、谷は北部に比べ広く開け、北部に発達する海岸段丘の平坦面を削りとった。この傾動運動は、ユースタチックな海水準変化に伴って、行われたということになるであろう。

三陸海岸北部、更に狭く限定すれば陸中海岸の北部大半の沿岸に発達する海岸段丘については、古くから研究が行われている（江原，1911；山根，1915；YABE and YEHARA, 1913；今村，1928a, b；田山，1931；佐々，1932；山口，1933；中川，1961；米倉，1966；三浦，1968；東北地方第四紀研究グループ，1969；岡崎，1970；若生，1972, 1973）。これらの研究が明らかにしていることは、先に述べた八戸・久慈から南方に発達する海岸段丘面が、宮古地域で明らかでなくなることであり、そして、この段丘面が次第に南方に向かい高度低下することである。ただし、この段丘面に対比できると考えられるものが、宮古湾を隔てて重茂半島の沿岸部（宮古図幅区域東方鮎ヶ崎図幅区域）に発達するが、この南方ではやはり明白でなくなる。その理由として、田山（1931）は陸中海岸北部の隆起、すなわち南への傾動運動を考えており、今村（1928a, b）も地盤隆起による傾動によってこれを説明している。ただし、海岸段丘そのものの成因については、田山は海水準変化を重視するが、今村はそうではない。

なお、田山（1931）は、陸中海岸沿岸部の海岸段丘を6段階に分けたが、南に行くに従い次第に減少し、1・2段になるといわれている。しかし、宮古図幅地域北方の田老図幅地域（島津ほか，1970）においては、二段の海岸浸食段丘に分けられている。宮古図幅地域では、宮古市街北方に、田老図幅地域（第1図）から続く浸食海岸段丘面がわずかに認められるが、田老地域のように、2面あるとは見られない。宮古市街北方のこの海岸段丘面は先に述べたように、重茂半島部に発達するわずかに緩い起伏面をもつ海岸段丘につながるであろう。ともに、段丘構成堆積物をのせず、堆積段丘ではない。宮古から北方の海岸段丘が、宮古市街南方津軽石から豊間根^{とよまね}にかけての丘陵に分布する礫層からなる段丘堆積層とつながるとする見方が古くからある。しかし、三浦（1968）が述べているように、これらは田山が主張する海岸段丘堆積層ではないであろう。また、この礫層の分布する丘陵性のやや平坦な地形面は、海岸浸食による段丘面の名残りとは考えられない。田山がこの地域で宮古段丘としているのに対し、三浦（1968）は地形面の認定に問題があり、定高性の尾根や平坦面がわずかに残る丘頂面であって段丘ではないと述べている。

ここで取りあげた礫層は、巨礫を含む特徴のあるもので、津軽石川に沿った丘陵地に分布するものである。著者らの調査範囲では、宮古市津軽石東方藤畑、その南方の石峠一帯、山田町豊間根南方の田名



第1図 宮古市対岸月山からのスケッチ
A. 陸中海岸浸食海岸段丘面, B. 浄土ヶ浜, C. 宮古港, D. 宅造地

部付近に主に分布する。表土に厚く覆われて不明のところもあるが、分布高度は、藤畑において 10 - 50 m、石峠では 20-110 m、田名部付近で 60-110 m となり、この堆積基底面は、津軽石川上流に向かい高さを増している。いずれも、チャート・粘板岩及びそれらの熱変成岩、十二神山一帯などに分布する陸中層群に由来するデイサイト、まれに石灰岩などの最大 30 cm 径巨礫を含む礫層からなる。10 cm から数 cm 径のものが多く、淘汰が悪く、露出する箇所が少ないから、所によって、礫径は変化があると考えられる。円磨度の良いものもあるが、亜角礫もある。観察した露出を見る限りでは、砂層・泥層をほとんど含まない。また、礫層の上には赤土層がかぶっている。これらの礫層は、古期の扇状地堆積物である可能性がある。

このほか、閉伊川沿いで、^{ひきめ}墓目付近で三段の河岸段丘面が見られる。高位の河岸段丘は高度 100 m、低位のものは海拔 40 m の共に狭い平坦面と礫層からなる堆積物が認められる。その上流、腹帯付近にも段丘及び崖錐堆積物からなる緩い斜面が見られる。

なお、山田町豊間根付近では、津軽石川の中流部、荒川川に沿って、40 m の海拔高度をもつ河岸段丘が見られる。荒川川沿いの沖積平地に比べると約 6 m 前後の比高の段丘である。田山 (1931) は、津軽石東方赤前付近の宮古湾沿いの緩い斜面と平坦面を津軽石段丘 (海岸段丘) と呼んでいるが、崖錐堆積物である可能性も考えられる。

なお、宮古市南方から南西方の、花崗岩地帯では、定高性の尾根や、丘頂面が見られる。花崗岩地帯は、その西方に分布する釜石層や花輪層からなる地帯と、地形上非常に異なった様相を呈している。これは後者の堆積層がチャートなどを多量に挟み、非常に固い地層からなっているうえ、花崗岩による熱変成作用を受け、更に固化したため、浸食の差異を生じ、このような岩質差による地形の違いを生じたのであろう。三浦 (1968) も、地形的にこの宮古地域の山地と丘陵との境は、堆積岩と花崗岩の分布境界に一致すると述べている。

II. 地 質 概 説

この宮古地域の地質は、古生層及び中生層からなるチャート相地向斜堆積物、中生代白亜紀初期陸中層群、花崗岩類 (白亜紀初期)、白亜紀前期末宮古層群、浄土ヶ浜酸性火山岩及びそれに相当する門神岩

第1表 宮古図幅地域周辺部地質総括表

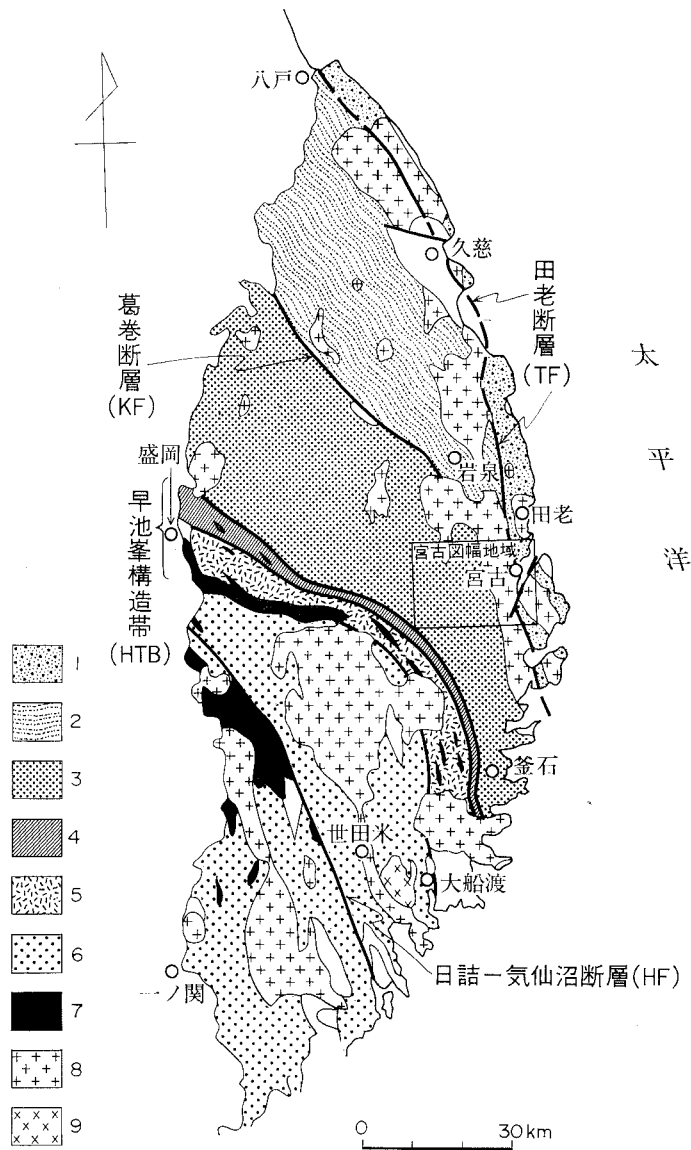
地質時代		早池峯構造帯		北部北上山地 (古・中生代)地質区		主な地史
		主帯	千枚岩帯	宮古図幅地域層序	同 岩相	
新生代	第四紀			新期・古期段丘及び沖積層		断層運動 珪長質火山岩の活動 隆起
	新第三紀					
	古第三紀			浄土ヶ浜及び門神岩 酸性火山岩類	流紋岩・デイサイト	
中生代	白亜紀			宮古層群	礫岩・砂岩・泥岩	浅海成相 大島造山運動
	ジュラ紀			陸中層群	デイサイト・安山岩 砂岩・頁岩・チャート	大浦・宮古・彌々子森 花崗岩貫入 超苦鉄～苦鉄質岩貫入 褶曲・断層運動
	三疊紀			?	チャート 粘板岩 砂岩 玄武岩溶岩 及び火砕岩 石灰岩レンズ	
古生代	二疊紀			釜石層	花輪層	粗粒 地層 優 地向斜堆積物
	石炭紀			栗林層 ×	?	
				小川層 ▲		
地質区の特徴		火山岩類卓越相 せん断帯 超苦鉄～苦鉄質岩貫入帯		チャート相		世田米変動 (早池峯構造帯)

▲ 石炭紀鬼丸世さんご・フズリナ化石 × 二疊紀フズリナ化石 ● コノドント化石

酸性火山岩デサイト岩脈群，第四系などからなる（第1表）。

地質区から言えば，北部北上山地地質区に属する（第2図）。北上山地古生層に南部型と北部型と岩相の差異があることを明らかにしたのは，湊（1950，1953）である。北部型古生層の地質時代は，その後，三疊紀ないしジュラ紀に及ぶことが分かっているが，その時代を含めても，南部型・北部型の岩相の著しい違いには，変わらない。南部型古生層は，シルル紀から二疊紀にわたり，多種多様な化石を豊富に含む石灰岩・砂岩・粘板岩や礫岩や火山岩類などから構成されている薄衣礫岩と^{うすぎぬ}と呼ばれる花崗岩巨礫をもつ特徴的な礫岩を始め，幾つかの層準に礫岩層が発達し，しばしば，その下位には，堆積間隙や地層の削剝を示す不整合が認められる。全般的に言って，浅海成相を主とする地層からなる。これに反して，北部型古・中生層は，チャートに富み，粘板岩が発達するもので，砂岩・火山岩類・石灰岩を伴う岩相からなる。日本列島全体に発達する本州地向斜と同じチャート相優地向斜堆積物からなる。一口で言えば，チャート相が卓越するのが北部型地向斜堆積物の特徴である。

北部型と南部型との地質区の境界は，広川・吉田（1954，1956）によって，北上山地超塩基性岩の外側弧状体列に当たることが指摘された。のちに，この弧状体列を含む帯状構造部に対して，吉田・片田（1964）は早池峯構造帯と名付けた。早池峯構造帯は，主部の火山岩類を主とする石炭紀前期と推定される地層と，その外縁部にある二疊紀前期と推定される千枚岩質の地層（栗林層）とからなる。この外縁の千枚岩帯が，この宮古図幅地域の南西隅をごくかすかにかすめる。宮古図幅地域の地向斜堆積物



第2図 北上山地における先白亜紀宮古世の地質構造区分 (吉田, 1981を部分変更)

Fig.2 Geotectonic division of the Kitakami Mountains in the pre-late Aptian of Cretaceous (partly modified from YOSHIDA, 1981).

- | | | |
|--------------------------------|---|-----------------------------|
| 1. 田老帯 Tarō Belt | } 北部北上山地地質区
Northern Kitakami Mountains geologic terrane | |
| 2. 岩泉帯 Iwaizumi Belt | | |
| 3. 北部北上帯 North Kitakami Belt | | |
| 4. 千枚岩帯 Phyllite Belt | } 早池峯構造帯
Hayachine Tectonic Belt (HTB) | |
| 5. 主部 Main part | | |
| 6. 南部北上帯 South Kitakami Belt | } 南部北上・阿武隈山地地質区
Southern Kitakami and Abukuma Mountains geologic terrane | |
| 7. 超塩基性岩類 Ultrabasic rocks | | |
| 8. 白亜紀花崗岩類 Cretaceous granites | | |
| 9. 氷上花崗岩 Hikami Granite | | |
| TF : Tarō Fault | KF : Kuzumaki Fault | HF : Hizume-Kesennuma Fault |

は、この早池峯構造帯の北東側に位置し、北上山地北部型のチャート相の典型的な古・中生層である。

北部北上山地の地向斜を、かって、吉田(1975)は、二畳紀を主とし、石炭紀後期の地層を一部に含む可能性のある北部北上帯、三畳紀を主とし、ジュラ紀層からなる岩泉帯、後期ジュラ紀を含み、初期白亜紀層からなる田老帯とに分けた。しかし、豊原ほか(1980)によって、以上の三帯から二畳紀・三畳紀コノドソト化石が発見された。その結果、いまのところ北部北上帯は三畳紀まで時代がのび、岩泉帯にも二畳紀層が含まれ、田老帯には三畳紀層が存在するとされている。この宮古地質図幅地域は、北

部北上帯に属するが、いままでのところ、三畳紀コノドントは抽出されていない。しかし、この地域の西隣川井図幅地域及び南隣釜石図幅地域において、三畳紀コノドント化石が概報されているので（吉田鎮男，1980；金川，1982），この報告においても、北部北上帯に属するこの地域の地向斜堆積物の地質時代を、三畳紀まで延びるものとして、古生代—中生代前期とする。ただし、最近の本州地向斜の時代が放射虫化石によって、ジュラ紀までさかのぼっているが、この地域ではまだ放射虫化石の研究が進んでおらず、不明である。

この地域の古・中生代地向斜堆積物は栗林層・釜石層・花輪層に区分される。栗林層は、前に述べたように、非常にわずかな分布を示すにすぎないが、釜石層・花輪層共にチャートにとむ粘板岩を主とし、砂岩を伴い、火山岩類及び石灰岩レンズ状小岩体を挟む。石灰岩体のなかには、フズリナ化石を産するものがある。

この図幅地域東部においては、前期白亜紀初めの陸中層群が分布する。泥岩シルト岩互層の小本層に相当すると推定されるものが、宮古市街北部に分布するほかは、デイサイトを主とする原地山層が広く分布する。原地山層は、南隣大槌・霞露岳図幅地域から、陸中海岸沿いに、北隣田老図幅地域から更に北方八戸付近まで分布する火山岩の累層である。この原地山層の模式地は、田老図幅内の原地山で、ここでは安山岩質、又はデイサイト質の火山岩と、砕屑岩の累層である（石井ほか，1953；ISHII and UEDA，1953；石井ほか，1956；島津ほか，1970）。この図幅地域では、宮古市街北方に小本層と断層で接して、その北側に分布するほか、地域南東部の大沢山・十二神山にかけて、広く分布する。後者の地域では、ほとんどデイサイト質の火山砕屑岩だけからなる。

塩基性岩は、大浦花崗岩と禰々子森花崗岩に伴う塩基性深成岩である。各々の花崗岩と、成因的に、密接に関連したものであろう。しかし、地質図では一括してある。

花崗岩類は、古・中生代地向斜堆積層と陸中層群を貫いて分布する。北部北上山地の花崗岩類は、東から西に向かって、I—IV帯の花崗岩類に分帯区分される（片田，1974 a, b；片田・金谷，1980）。宮古地質図幅地域内には、I—III帯の一部の花崗岩が露出している。すなわち、東から大浦（I帯）・宮古（II帯）・禰々子森（III帯）の3花崗岩体である。

大浦花崗岩は、主にアダメロ岩で、原地山層を貫いて、図幅東端部地域に分布する。この延長は、東方重茂から南方山田町にかけて露出している。周辺部には半深成岩質の部分が発達し、上記の塩基性岩を伴っている。この花崗岩の一部が津軽石・豊間根両駅間の鉄道線路傍に露出するが、この部分は熱変成作用を受けている。この熱変成作用を与えたのは、つぎの宮古花崗岩であろう（吉井・片田，1968）。

宮古花崗岩は、主に花崗閃緑岩一部トナル岩（平均カリ長石/斜長石=0.16；n 25）で、宮古市北方、田老図幅地域内から、南は釜石市付近まで、海岸地帯に細長く、南北約 50 km にわたって分布する。この花崗岩は、宮古市浄土ヶ浜西方 1.5 km 付近で原地山層を貫き、約 1.5 km 南東方の宮古港付近で白亜紀宮古世（前期アプターアルプ世）の宮古層群基底礫岩の羅質層に不整合で覆われている。したがって、宮古花崗岩の貫入時期は、地質学的にみて、かなり限定されている。黒雲母のカリウム—アルゴン年代は、一般に 110–120 Ma である（SHIBATA and MILLER，1962；河野・植田，1965）。なお、SHIBATA *et al.* (1978) によれば、Hb における年代は 128–135 Ma、全岩における平均値は 132 Ma であり、 Sr_0 は 0.70389 である。

岩相は比較的均質といつてよい。ただし、地質図には示さなかったが、中粒の岩相と比較的細粒の岩相とがある(片田・金谷, 1980)。

襖々子森花崗岩は、地質図幅南西にわずかにかかって、分布が見られる。塩基性岩を住っている。

これら花崗岩に関係して、脈岩が多く地点で釜石層・栗林層を貫いている。それには、長石ひん岩と閃緑ひん岩とがある。

宮古層群は、宮古市街鉾ヶ崎から北方蛸ノ浜海岸にかけて分布する。宮古花崗岩及びその熱変成作用を受けた陸中層群の泥岩・シルト岩互層及びデイサイトを、傾斜不整合に覆われている。この不整合は、八重樫(1900)により、白亜紀化石の発見とともに報告された、なお、この図幅地域北東端に、日出島の南端がひっかかるが、この部分に宮古層群最上部とされる日出島層が分布する(島津ほか, 1970; 田中, 1978)。この傾斜不整合により示される地殻変動は、KOBAYASHI(1941)により大島造山運動と名付けられた。陸中層群の地質時代は白亜紀初期ベリアスーパレミアン世の間のものである。そして、それを貫いて、110-120 Maの放射年代を示す宮古花崗岩が、後期アプト世の宮古層群に不整合に覆われる事実は、この地殻変動が非常に短い期間に行われたことを示す。この地殻変動は、吉田(1981)が述べたように東北日本から北海道にかけて起きた白亜紀中期の変動で、三陸海岸沿岸地域で最も著しく認められる。

浄土ヶ浜酸性火山岩と門神岩酸性火山岩は、宮古層群及びそれ以前の地層や花崗岩を貫くもので、その放射年代は、柴田ほか(1977)により、52 Maと報告されている。門神岩酸性火山岩は宮古市街西方、松山・根市・墓目・苅屋付近一帯に脈岩あるいはラコリスとして露出している。岩質は流紋岩ないしデイサイトである。北上山地にこの地質時代に、かなり目立った火山活動があったことが明らかである(島津, 1979)。この酸性火山岩類は、渡辺(1950)が始めて注目した、土淵地質図幅地域内に分布する流紋岩(大和, 1956)や、図幅地域から北方の岩泉町二升石付近のデイサイトと同時期の火山活動を示すものである。

第四系として、山田町豊間根南方及び北方石峠などの丘陵上部に巨礫をもつ礫層が見られる。また、宮古市西部の墓目付近の高位小平坦面にも礫が散在するのが認められる。これらは、旧河川段丘礫層か扇状地堆積物と見られる。宮古市街北方に、わずかに見られる久慈・田老から続く浸食海岸段丘面が認められるが、ここでは、段丘堆積物を残していない。このほか、より低位の河岸段丘堆積物が局部的に見られる。各河川流域には、礫・砂・泥からなる沖積層が分布する。

地質構造は、古・中生代地向斜堆積層の釜石層及び花輪層の場合は、かなりの部分が西傾斜を示し、NW-SE方向の一般走向をもっている。しかし、一部図幅地域西部では、東傾斜を示す部分もあり、また褶曲を繰り返すところもある。チャートのなかで、細かい褶曲を示すところもあるが、細かな構造がどうなっているか明らかにするのは困難である。宮古図幅地域中央部を走る北川目断層は、走向断層で、プーディング構造や破碎化を伴っている、この断層を境にして、西側の釜石層と東側の花輪層とは、地層中に含まれる石灰岩レンズ中のフズリナ化石によれば、地質時代が異なり、岩質も違うところがある。この断層は、茂市・腹帯付近で、左横ずれと推定される腹帯断層に切られる。

Ⅲ. 古生界—中生界下部

宮古図幅地域に分布する古・中生層は、本州（秩父）地向斜堆積物に共通するチャート相優地向斜堆積物からなっている。この古・中生代地向斜堆積層は、栗林層・釜石層・花輪層に区分される。これらの地層の関係は、いずれも断層で接する。

栗林層・釜石層は共に、この地域南方の大槌及び釜石図幅地域から連続するもので、岩質構成で異なるものがあり、前者は早池峯構造帯の前縁せん断帯として全体的に千枚岩化している。二疊紀前期のフズリナ化石を含む石灰岩を挟む点では共通する。この地域のフズリナ化石の発見は、小貫・工藤(1954)により初めて行われたものである。花輪層は、二疊紀中期のフズリナ化石を含む石灰岩を挟んでいる。

なお、この10数年来、日本に広く分布する秩父古生層と呼ばれた本州（秩父）地向斜堆積層から、三疊紀コノドントが数多くの地点から発見された。また、最近では、ジュラ紀放射虫化石が発見され、その地質時代が大幅に延びてきている。この地域でも、宮古図幅西隣の川井図幅地域及び釜石図幅地域においてそれぞれ吉田（1980）、金川(1982)によって、三疊紀コノドント、川井付近では二疊紀コノドントがともに報告されている。したがって、釜石層・花輪層の地質時代はフズリナ化石によるデータしか得られていないが、地質時代を古・中生代として示すことにした。

なお、田老地質図幅で、古生層として豊間根層を識別しているが、これは小貫・工藤（1954）の提案した二疊紀前期の豊間根層が、小貫・工藤の花輪層の下位にあつて、田老地質図幅に続くものと推定した結果であつた。しかしながら、この推定は分担した吉田の誤りであつて、この報告で再定義した花輪層の延長であると見るのが正しい。

Ⅲ. 1 栗 林 層

栗林層の分布としては、この図幅地域の南西隅をごくわずかにかすめているにすぎない。この層の標式的分布地は、5万分の1地質図幅「大槌」地域内、釜石市栗林町である（吉田・片田、1964）。

栗林層は、早池峯構造の主部である小川層と断層で接しながら、その北東側に半弧状に、北上山地を横断して分布するものである。小川層は、石炭紀前期末の鬼丸世（ビゼー世後期）化石を含む石灰岩を伴う厚い火山岩類を主とする地層である。それに対して、栗林層は、標式地では、砂岩・粘板岩・凝灰質砂岩からなり、薄い淡緑色凝灰岩を挟み、また、石灰質礫岩及び石灰質砂岩の小岩体を挟む。更に非常にまれに、チャートのレンズ状小岩体を伴うことがある。石灰質礫岩の基質からは二疊紀前期のフズリナ化石を産し、石灰岩礫からは石炭紀のさんご化石を産出する（武田・吉田、1962；吉田・片田、1964）。この栗林層は、早池峯構造帯の外縁部にあつて、全体的に片理構造が発達し、千枚岩化している。この標式地は、大槌図幅地域南西部であるが、北方宮古図幅地域に近づくに従い、岩相に多少の変化が見られる。具体的に言えば、泥質岩が多くなり、砂岩が少なくなる。また、石灰質岩の小岩体が全く見られなくなるなどの変化がある。しかし、チャートはごくまれにしか挟まれず、釜石層などのチャ

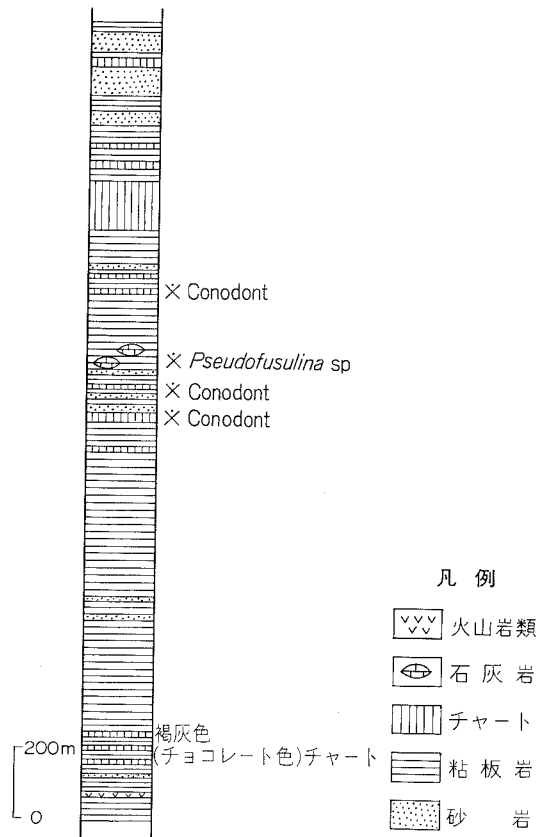
ート含有量と大きな相違が存在する。また、栗林層中には、小川層の場合と同じく、超塩基性岩体の貫入が見られるが、この図幅地域では、わずかな分布のため、それらの特徴は見られない。層厚は、標式地において、約1,500mと推定されている。

III. 2 釜石層

釜石層は、宮古地質図幅地域南方の釜石及び大槌図幅地域に広く分布するチャート相の地向斜堆積層である（吉田，1961；吉田・片田，1964）。釜石層は、宮古地質図幅地域内に、南方から連続して、地域中央部をNW-SE方向に走る北川目断層から西方に分布する。

釜石層は、粘板岩・チャートを主とし、砂岩を挟み、火山岩及び火砕岩薄層及び石灰岩小岩体を挟む。北上山地南部型とは非常に異なる典型的な北部型地向斜堆積物からなる。その模式的柱状図は第3図に示される。

粘板岩は、ほとんど黒色で、ときに暗灰色のものがあ、多くは板状層理を示すが、一部塊状のものがある。ところによって、数cmから数mmの薄い砂質部を挟むことがあり、級化層理を識別できる



第3図 釜石層地質柱状図（山田町豊間根，荒川川上流，小川流域）

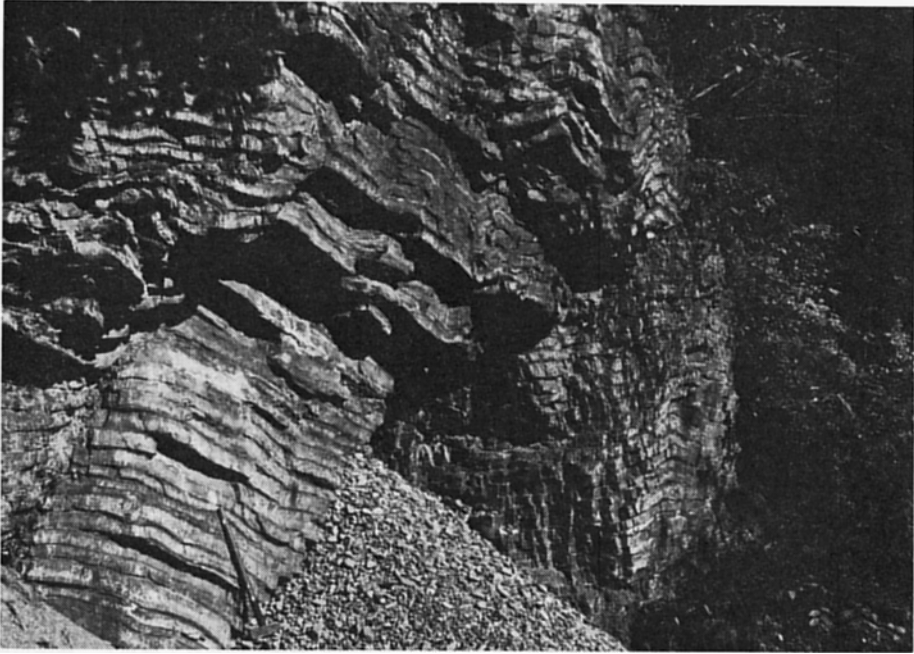


第4図 釜石層の粘板岩（宮古市南川目）

場合もある，一部珪質になるところがある．

チャートは，灰白ないし灰色，淡褐灰色のものが多く，白色のものがわずかにあり，赤色のものは見られない．大部分が花崗岩などの熱変成を多少なり受けており，新鮮で半透明色を呈する部分は少ない．塊状のものと層状を呈するものがあり，層状チャートは，厚いものは15 cm，薄いものは1-2 cm程度の板状層理からなっている．層状チャートの板状層理には，泥質部の数 mm 以下の葉理を挟むことがある．層状チャートは，しばしば微褶曲構造をつくっている．チャートには，ときにマンガン鉱床を伴うことがあり，かつて稼行されたが，いまは採掘されていない．マンガン鉱床は釜石層中に散在するが，かつて稼行された比較的大きいものは，だいたい一定の層準にあるように見受けられる．すなわち，荒川川上流小川にあった旧小川鉱山，大川上流の旧豊間根鉱山，長沢川上流の旧南川目鉱山，腹帯南方の旧茂市鉱山などの鉱床は，南隣の大槌図幅地域の大谷山鉱山の鉱床の層準とほぼ同じ層準に胚胎するものと推定される．この層準には，しばしば石灰岩小岩体が伴って分布し，この石灰岩には，ときに二疊紀前期のフズリナ化石が含まれている．このマンガン鉱床の層準付近には，砂岩層が発達することがあり，特にこの上位にそれが著しい．

砂岩は，粘板岩・チャートに比べ，分布が少ない．しかし，部分的にやや厚い砂岩が発達するところがある．例えば，長沢川上流南川目の西方と山田町豊間根，福土の上流には，暗灰色ないし灰色の中粒砂岩が，背斜と向斜を繰り返しながら露出するところがある．このほか，前に述べたように，マンガン



第5図 釜石層の層状チャート（宮古市南川目）



第6図 釜石層の火砕岩（宮古市北川目）

鉱床を多く挟むチャート層の上位に、砂岩層が多くなる傾向がある。砂岩は、厚さ数 m から数 10 m のものがあるが、ほとんど塊状で、級化層理をほとんど示さず、泥質岩をわずかに挟み、層理面が発達することがある。泥質片を含むことが多い。片田・小野 (1978)、片田・寺岡 (1980) によって明らかにされたように、この地域の砂岩は北部北上帯の砂岩として典型的な特徴をもっている。すなわち、アルカリ長石をあまり含まないものから含むもの (10-20%) までである。石英は 20-30% で比較的少ない。岩片としては珪長質火山岩に富むものが多い。アルカリ長石としてはカリ長石のほか曹長石が見られる。これらの曹長石は花崗岩体から供給されたものが多く、本州 (秩父) 地向斜に共通する特徴をもっている。これは、花輪層の砂岩でも同様である。

火山岩及び火砕岩は、深緑色あるいは緑色を呈し、角礫をもつ部分や、葉理が認められる凝灰質のものがある。溶岩源のものもある。厚さは 10 m から 50 m で、北川目断層に沿うものは、著しく破砕されている。このほか、南隣の大槌図幅地域、更に南方の釜石図幅地域の両石からほとんど連続して、分布するものがある。この火山岩類の上位に 30 m から 100 m ぐらいの厚さの、淡褐灰色ないしチョコレート色の層状チャートがあり、その上位には黒色粘板岩の厚い層が続いている。更に、この上位には、二疊紀前期フズリナ化石を含む石灰岩小岩体とマンガン鉱を伴うチャートがくる。釜石層のなかで、ある一定の層序関係を示すのはこの部分だけである。そして、南川目及び富士西方では、前に述べたように、砂岩に富む部分が褶曲構造を示し、またその部分だけがレンズ状に断層に切られて分布し、層序が構造的に乱されている。

石灰岩は小岩体として挟まれる。厚さは最大 60m から 1 m ぐらいまでのもので、白色のものが多い。花崗岩が近くにあるところでは、石灰岩は結晶質になっているが、かなり離れているところでも、部分的に結晶質となっているところがある。したがって、海百合の化石などが認められるけれども、その他の化石は発見しにくい。まれに含まれるフズリナ化石も、保存不良である。この地域で、初めてフズリナ化石を発見したのは、小貫・工藤 (1954) である。そのうち、釜石層でこの宮古図幅地域内での産地は、山田町豊間根、穴乳観音^{あなぢ}の石灰岩であり、部分的に結晶化が進み、フズリナの保存は良くない。含まれる化石は、大部分 *Pseudofusulina* sp. である。更に、このほか、この調査で富士の西方、大川上流の石灰岩から、*Pseudofusulina* sp. が産出する。南隣りの大槌図幅地域で、豊間根川上流の旧大谷山マンガン鉱山付近の石灰岩から、*Pseudoshwagerina* sp., *Pseudofusulina* cf. *vulgaris* (SCHELLWIEN) が産出するが、いずれも前に述べたマンガン鉱を伴うチャート層の下位、あるいはそのチャートに挟まれた石灰岩である。同一層準を示すという可能性がある。なお、地質図に示されるように、穴乳観音の石灰岩の上下にあるチャートから、つぎのような二疊紀コノドントを産出する。完全形の *Sweetognathus iranicus* に類縁のもの、*Gondolella* の破片多数などが産出する。*Gondolella* のなかには、プラットフォーム状に、横肋をもつものがあり、*sweetognathus* とともに二疊紀前半の時代に属するものである。これらは、穴乳観音の石灰岩から産するフズリナと同時代を示すものである。少なくともこの石灰岩を挟むチャート・粘板岩の部分は、二疊紀前期のものであることは確実である。なお、この津軽石川上流小川におけるコノドント産地のほか、宮古市南川目上流の鶴主ノ滝から上流のチャートからコノドントが得られている。この地点のチャートから産出するコノドントは複歯型のものがほとんどで、地質時代を決定するものは現在のところ見られない。プラットフォーム型の破片がわずかに抽出されている

が、穴乳観音近くのチャートから出ているものに近い。

この地域の釜石層に対し、小貫・工藤（1954）、小貫（1956）は、豊間根層と命名したが、釜石地質図幅地域から連続した地層であるから、釜石層の名称を使用することにする。なお、西隣りの川井図幅地域において吉田（1980）によって、二疊紀及び三疊紀コノドントの産出が報じられている。また、金川（1982）が、釜石地域の釜石層から三疊紀コノドントの産出を報じている。これらの結果から見ると、釜石層は三疊紀のチャートを含むことが明らかにされている。更に、二疊紀初期のフズリナを産する穴乳観音などの石灰岩レンズは、オリストリスで、釜石層全体が三疊紀以降のものであるという見方が出るであろう。しかしながら、この地域の釜石層は、南隣りの大槌地質図幅から連続して追跡できる層序をもっている。例えば、玄武岩質溶岩とその上位にのるチョコレート色の泥質チャートは、よく連続する。また、穴乳観音付近のフズリナを含む石灰岩レンズも一定の層準に分布し、その上位にあるチャート層は、マンガンを伴うなど連続性が見られる。大槌地質図幅内の旧大谷山マンガ山坑内では、チャート層そのもののなかに石灰岩レンズが挟まれていることも、石灰岩レンズがオリストリスでない証拠である。穴乳観音付近では、前に述べたとおり、二疊紀初期のフズリナ石灰岩レンズの上位及び下位にあるチャートから同時代を示すコノドントが得られる事実も、釜石層中には二疊紀に属する部分が確実に存在することを証明するものである。

ただし、放散虫化石については、時代を指示するものは得られなかったため、最近の本州（秩父）地向斜におけるようにジュラ紀までさかのぼるかどうかの判定はできなかった。

釜石層の構造は、北川目断層と北ノ又沢断層の間では、ほとんど N 20-50° W の走向で、西に 30-70° 傾斜する。ただし、南川目と福土の西方では、断層で囲まれたレンズ状部があり、このなかでは、褶曲波長の短い背斜及び向斜構造が見られる。この部分以外では、先に述べたように、よく連続する火山岩類（玄武岩質）を中心にした層序関係は、各調査ルートで一定しているから、向斜構造であろうと推定される。そして、粘板岩中に挟まれる砂岩薄層の級化層理を見ると、正常位であり、その推定を裏づけるようである。ただし、観察される級化層理は非常に少ない。

北川目断層と北ノ又沢断層とに囲まれた区域の北部で、北川目断層に沿って、粘板岩が数 100 m にわたって千枚質となるところがある。腹帯と三つ石の間でも千枚質となるが、これらのところでは、しばしば地層が直立し、釜石層に一般的な西傾斜に反して東傾斜を示すことがある。

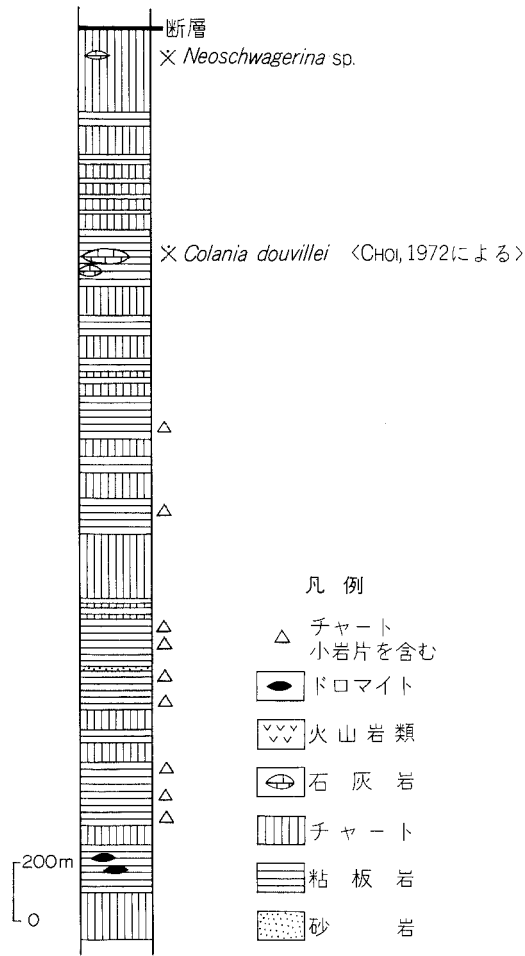
北ノ又沢断層西方では、山地部が平坦面となり露出が悪いため、地質構造が明らかでない、南川目の上流では、東傾斜になる部分が認められるが、断層による変位によるものである。

釜石層全体の厚さは、地質構造が明らかでないところもあるが、約 3,000 m と推定する。

III. 3 花 輪 層

花輪層は、北川目断層によって釜石層と接し、断層東側に広く分布し、宮古花崗岩の貫入を受けている。花輪層は、小貫・工藤（1954）が区分した地層名を取ったものであるが、墓目層を含めたものを、この地質図幅で再定義して使った。

花輪層は、釜石層とほぼ同様の岩質からなるチャート相地向斜堆積物からなっている。粘板岩・チャ



第7図 花輪層模式地質柱状図 (長沢川流域)

ートを主とし、砂岩を挟む。そのほか、火山岩類、石灰岩及びドロマイトの小岩体を挟んでいる。この層の見かけ上上位、北川目断層に沿って、サンボトジ頭から種刺山にかけて、チャートの大きな分布が見られる。釜石層との大きな相違点は、粘板岩のなかにチャートの小岩片を、ほとんど全層にわたって含むこと、ドロマイトをはさむことである。その模式的柱状図は第7図に示される。

粘板岩は、黒色ないし暗灰色で、砂岩の葉理をはさむ部分がところどころにあり、その葉理に級化層理が見られることがある。塊状の部分は比較的少なく、層理面がはっきりしていることが多い。チャート岩片を含むのが、花輪層の粘板岩の特徴であるが、1-3 cmの大きさのものが最も多く、最も大きいものは10 cmに達する(第8図)。小岩片の形は、不規則な形を示し、引きちぎられた形をしたものが多く、いろいろの大きさのものが混じりあって含まれている。引きちぎられた形の岩片が、不ぞろいながらも、ある方向に並ぶこともある。粘板岩の泥質部は、破碎を受けていないから、このチャート小岩片は、堆積時、チャートが未固結の状態のときに、海底地すべりなどの作用で形成されたものであろう。



第 8 図 花輪層のチャート小岩片を含む粘板岩（宮古市花輪西方）



第 9 図 花輪層のチャート（宮古市北川目南の林道からサンボトジ頭方向を見る）

チャートは、この層の見かけ上上位に非常に多く暗灰ないし灰白色で塊状あるいは層状を示している(第9図)。特に、サンボトジ頭から種刺山にかけて、大きな分布を示す。チャート中には微褶曲構造が見られ、南川目から北川目の東方では、粘板岩と一見指交関係にあるように見受ける。これが、褶曲によるものか、岩相の指交関係かは、はっきりしない。しかし、泥質となって粘板岩と移り変わる部分はある。

砂岩は、暗灰ないし灰色で、中粒、塊状のものが多い。腹帯断層の北側の茂市—刈屋付近から西方の花輪層中の砂岩は、中粒で灰色でやや青味を帯びたものが多く、砂岩の量が多くなり、チャートが少なくなる。

石灰岩の小岩体が、花輪層中にわずかに挟まれる。白色で5-30 mの厚さで、花崗岩による熱変成作用を受けて結晶質となっている。また、根市、根城付近には、ドロマイトの岩体が幾つか挟まれている。厚さは、50 mから10 mぐらいで、花崗岩に接近して分布しているため、再結晶している。かつて、ドロマイト鉱床として採掘されたが、現在は稼行されていない。石灰岩小岩体のなかで、化石の産出が報告されているのは、福土のもの(小貫・工藤, 1954)と、北川目からのもの(小貫・工藤, 1954; Choi, 1972)とである。前者からは、*Neoschwagerina* sp. が産出する。後者からは、小貫・工藤(1954)によって *Parafusulina* sp., *Neoschwagerina* sp. が報告され、Choi(1972)により、*Colania douvillei* (OZAWA) が報告されている。Choi(1972)によれば、*Colania douvillei* は、二疊紀中期後半を指示する標準化石である。また、小貫(1969)によれば、杉本は茂市の鉄橋上流150 mの地点に露出する石灰岩から、*Schubertella* sp. を採集している。

花輪層のほとんどすべては、N 20-50° Wの走向をもち、西へ30-70°傾斜している。サンボトジ頭から種刺山にかけてのチャート層は、見かけ上非常に厚いが、微褶曲構造をもっている。しかし、正確な構造形態は不明である。層厚は、算定困難であるが、約5,000 mと推定される。

この地質図において、腹帯断層の北側に分布する地層を花輪層に含めたのは、花輪層に特徴的に見られる、チャート小岩片を含む粘板岩が広く分布するからである。いままでのところ、このような岩質が見られるのは、北部北上山地において、花輪層だけに特徴的であると見られる。この地域において、堆積当時、未固結状態のチャートを乱堆積させるような現象が起ったと考えられる。ただし、宮古図幅地域北西部、刈屋から茂市を結ぶ直線的な谷を隔てて、その西方の地層は、花輪層の主体と異なり、砂岩をひんばんに挟み、チャートの厚い層を挟まない。この部分は、花輪層のチャートの多い部分の上位に来るものとしておく。この部分は、腹帯断層と刈屋断層との間に挟まれ、花輪層が左横ずれ断層によって、西に大きく変位していると見られる。しかし、サンボトジ頭に見られる厚いチャート層は、この両断層間に現われず、刈屋西方倉ノ沢の上流で、刈屋断層北側に、これに相当すると推定される厚いチャート層が現われる。腹帯断層と刈屋断層との間は、この厚いチャート層が断層による変位、あるいは刈屋川沿いに見られる背斜構造あるいは断層によって、地表に露出していないものと推定される。

地質時代については、前述のフズリナ化石によれば、二疊紀中期とすることになる。この地域の花輪層のチャートからは、いままでのところコノドントの抽出に成功していない。しかし、この地域の北方、岩泉町西方では二疊紀、三疊紀コノドントが報告されている(豊原ほか, 1980)から、花輪層の地質時代も少なくとも三疊紀まで延びるものと推定しておく。

IV. 中生界及び中生代後期火成岩類

宮古図幅地域には、中生代後期の地層として地向斜堆積物からなる陸中層群と白亜紀前期後半アプトーアルプ世浅海成の宮古層群とが分布し、中生代後期火成岩として塩基性岩・花崗岩・脈岩がある。

IV. 1 陸 中 層 群

陸中層群は、宮古市街北部に分布しているほか、図幅地域南東部で、十二神山・大沢山一帯に広く分布している。しかし、この地域では、陸中層群の層序が完全に分布しているのではなく、局部的に現われているにすぎない。

陸中層群の標式地は、宮古図幅地域の北方の岩泉町小本付近である。小貫ほか（1960）により提唱されたものであるが、その後、杉本（1974 a）により、同層群内の層序の改編が行われ、下位から槇木沢層・腰廻層・小本層・原地山層に区分された。このうち、下部の2層はジュラ紀後期、上部の2層は白亜紀初期とされていた。しかし、豊原ほか（1980）により、槇木沢層から三疊紀コノドントが発見され、小本層以上の地層とその下位の地層との間に、大きな時代間隙が推定されるに至っている。この報告においては、陸中層群を小本層と原地山層に限ることとする。地質時代は、白亜紀初期のペリアス世からバレム世に至ると考えられる。

IV. 1. 1 小本層

小本層は、宮古市街北部にわずかに分布し、泥岩シルト岩互層からなる。宮古花崗岩による熱変成を受け、宮古層群に不整合に覆われる。この分布の北側には原地山層のデイサイトが分布するが、泥岩シルト岩互層との関係は断層である。泥岩シルト岩互層は、5-15 cm 単位のもので、炭質物片を含むことがある。化石を含まないので、正確な対比はできないが、陸中層群の下部層に特徴的なチャートを含まないことから、小本層に対比した。

IV. 1. 2 原地山層

原地山層は、この図幅地域内では、宮古北方、宮古湾東岸の堀内付近及び白浜北東海岸、更に南東部の大沢山山塊に分布する。岩相から見ると、宮古市街北方のものと、ほかのものに大きく区別される。

岩相は、大半が火砕岩類である。花崗岩類貫入の影響で、ほぼ全地域のものが変成作用を受けて、ホルンフェルス又は雲母片岩に変じている。前者の例として、例えば、宮古北方の粗粒の凝灰岩起原のホルンフェルスは、更に粗粒化して、一見してアプライト質花崗岩又は花崗斑岩に類似した外観を示している。後者の例は、津軽石川東方—十二神山東方に認められる。また、肉眼では非変成岩に見えても、顕微鏡下で観察すれば、大半の原地山層が若干の熱変成作用を被っている。

1) 宮古北方の岩層：宮古北方の分布岩は、原地山層に属する粗粒及び細粒の黄褐色又は淡緑色の凝灰岩と、小本層に属する砂岩・泥岩の互層である。地質構造は、N 70-90°W の走向と、40°S ないしそれ以上の急角度の傾斜をもっている。原地山層全体が、ほぼ南北性又はそれに近い走向をもっているの

に、この地域分布岩だけが、ほぼ東西性の走向をもっている。

2) 宮古湾東岸の岩体：宮古湾東岸の、堀内付近の海岸に分布する岩体は、走向は南北性である。大浦花崗岩の上位に、ルーフ状に乗った岩体であり、無数の花崗岩の脈によって貫かれており、小断層が多く、地質構造に乱れが多い。また、硫化物などの鉱化作用も見られる。岩質は、大半がデイサイト質の凝灰岩であるが、一部に変成鉱物として普通角閃石を多く含む、より塩基性と思われるものも見られる。また、特殊なものとして、堀内付近には、斑晶の大半がカリ長石の、流紋岩質の岩石が露出する。白浜北東方海岸のものも主にデイサイト質の火砕岩類である。

3) 大沢山・十二神山の山塊の岩体：この分布岩は、ほとんどがデイサイト質の凝灰岩であって、ごく少量の泥岩を挟んでいる。地質構造は、全体として、N 0-40°W の走向と、40°以上の東方又は西方への傾斜をもっている。

山塊の山頂部付近には強い再結晶作用を免かれた露頭が見られるが、それらに関しては以下のようなことが分かる。

斑晶は、自形又は破片状であって、径数 mm を越すものも少なくない。量的にみると、斜長石 > 石英 > 有色鉱物であって、まれに石英 > 斜長石である。斜長石は曇っており、屈折率が低く、曹長石質である。石英はしばしば融食されている、有色鉱物は、緑泥石などに変じており、本来の種類はよく分からない。

石基も、上記と同様の組合せの鉱物からなっている。そして、まれに、軽石から由来したと考えられる組織が残留している。

IV. 2 塩 基 性 岩

大浦花崗岩に伴い、この図幅地域南東部に見られるものと、地域西部に襖々子森花崗岩に伴うものがあり、いずれも小規模の岩体である。

岩体により、部分により岩質の変化が激しいが、大半が、角閃石斑れい岩—石英閃緑岩である。岩体の周辺部は、しばしば半深成岩質の組織を示している。

IV. 3 大 浦 花 崗 岩

この花崗岩は、図幅東端地域に露出する。岩相は中粒で比較的均質である。しかし、原地山層に接する数 10 m の範囲内では、半深成岩質の細粒又は斑状の岩相が発達する場合が多い。一般には非片状であるけれども、十二神山近傍などでは、原地山層に接する部分に片理が発達する。全般的にアブライトやペグマタイトの脈は少ない。

この花崗岩には、径 5 cm-1 m ほどの細粒塩基性岩が多数包有されているのが特徴である。特に、図幅地域南半部や堀内付近には、包有岩体が密集しているところがあり、図幅地域を東にはずれた地域には、むしろ捕獲岩の方が多量で、そのなかに花崗岩が岩脈として貫入した状態を示す露頭も見られる。この包有岩は、一般には細粒輝緑岩質のものである。

大浦花崗岩の岩質は、角閃石黒雲母アダメロ岩で、一般に斜長石 ≒ 石英 > カリ長石 > 黒雲母 ≒ 角閃石

からなる。石英は、図幅地域南西部の岩体などでは、淡灰褐色を呈する場合が多い。カリ長石は、鏡下で観察するとペルト石構造が発達し、格子状構造はほとんど見られない。なお、この花崗岩は、鏡下での観察によれば、一般に鉱物粒の大きさが不ぞろいで、石英・長石の細粒結晶を含む部分が発達することが多い。これは、恐らく、半深成岩に近い性質（組織）を示すものである。

津軽石南方の津軽石川西岸に露出する既に述べた小岩体は、上記と若干岩相は異なるが、恐らく大浦花崗岩の一員であろう。この岩体は擾乱作用を受け、風化作用も進んでいる。肉眼では、細粒質で、淡褐色を呈する。アプライト脈が多く、原地山層起原の変成岩の捕獲岩が見られる。

この岩体を鏡下で見ると、若干の例外を除けば石基と斑晶との区別のあるものが多く、微文象組織がよく発達する。また、わずかではあるが、破碎された組織が認められる。これには、断層活動の影響などによる単純な破碎作用も見られるが、それだけではなく、岩体が完全に固結する以前の破碎作用によるものも見られる。つまり、軽いプロトクラスチック組織も示している。はっきり斑晶として存在するのは、斜長石>石英・カリ長石・有色鉱物であり、その斜長石の回りには、微文象組織を示す石英とカリ長石のからみ合いがよく発達する。石基は斜長石>石英・カリ長石からなる。

有色鉱物は、黒雲母>チタン石・鉄鉱物などの外形不明確な集合体である。これらの鉱物は、すべてが初生のものではなく、少なくとも一部は二次的に再結晶して生じたものと思われる。つまり、この岩体は、前述のように熱変成作用の影響を被っていると解される。

IV. 4 宮古花崗岩

宮古花崗岩は、宮古図幅地域東半部に広く分布する。この花崗岩は、前述のように、外観上から中粒の岩相とやや細粒の岩相に2区分することが可能である。しかし、両者の関係は、野外のすべての場所でははっきりと追跡することができない。したがって、地質図では岩相区分を示していない。

おおまかな分布を示すならば、宮古市南部の、高浜と田鎖を結ぶ線より北側にはやや細粒の岩相が分布する。また、十二神山南西の、宮古花崗岩が原地山層に接する幅500mほどの範囲は、やはり細粒の岩相である。ここでは、中粒の岩相がやや細粒の岩相を貫いている。

1) 中粒の花崗閃緑岩一トータル岩：この岩体は、肉眼的にも顕微鏡的にも概して均質な花崗閃緑岩ないしトータル岩である。部分部分による岩質の差は少ない。アプライト・ペグマタイト脈も少なく、刈屋付近（第10図）を除いては捕獲岩もほとんど見られない。片理は、古中生層と接する付近にわずかに発達する以外に一般的には見られない。多くの場合、黒雲母と角閃石の斑状の結晶が目立ち、角閃石は長さ1cmに達することがある。この点が大浦花崗岩と野外で区別する際の大きな特徴である。

鉱物は、斜長石>石英>黒雲母≒角閃石>カリ長石からなる。斜長石は、自形性の強いのが特徴で、双晶、累帯構造がよく発達する。黒雲母は、褐色ないし緑褐色である。カリ長石は少量でポイキリチックである。副成分鉱物としてはチタン石が多い。

2) やや細粒の花崗閃緑岩一トータル岩：この岩体は、中粒の岩体に比較して、角閃石や黒雲母があまり斑状ではなく、塩基性捕獲岩の存在がやや顕著である。宮古市内の岩体の黒雲母には、鏡下で緑色を呈するものがある。



第10図 宮古花崗岩縁辺部 捕獲岩をもつ部分 (新里村刈屋)

宮古・大浦花崗岩は、古一中生代釜石層・花輪層及び白亜紀初期の陸中層群に貫入し、熱変成を与えている。更に岩脈のひん岩・長石ひん岩にも熱変成を及ぼしている。特に宮古花崗岩によるものが顕著である。宮古花崗岩周辺の熱変成帯は、花崗岩から1kmないし数kmの範囲にわたっている。

特殊な変成岩として、宮古市付近のドロマイトからの変成岩がある。この産地は宮古市根市及び根城であり、小藤石の発見の場所として有名である。これらの変成鉱物については、渡辺・加藤(1956)、渡辺(1958)によって、ドロマイト炭酸塩変成鉱物の研究が行われている。このほか、宮古市花輪西方のドロマイト小岩体からもドロマイト炭酸塩変成鉱物の産出がみられる。

なお、宮古花崗岩体などの銅・鉛・亜鉛・ヒ素・硫黄など微量元素と分化指数との相関関係が論じられている (ISHIHARA *et al.*, 1983 ; 寺島・石原, 1983)。

IV. 5 禰々子森花崗岩

この花崗岩の大部分は、西隣の川井図幅地域に分布するもので、この図幅地域西部に、その岩体の東端がわずかに分布するにすぎない。この花崗岩体の全容については、ほとんど研究が行われていない。この調査範囲では、岩質は黒雲母角閃石花崗閃緑岩である。なお、この岩体は塩基性岩を伴っている。

IV. 6 脈 岩

この地方の古・中生代地向斜堆積層及び陸中層群は、数多くの脈岩によって貫かれている。斑晶が目立たないひん岩と、斜長石斑晶が特徴的な長石ひん岩とがある。

ひん岩は、一般に細粒の緑色又は緑褐色の岩石である。結晶粒の大きさには多少の差が見られる。

鏡下で観察すると、ほとんどの岩体に、花崗岩の影響などが二次的に生じているため、本来の鉱物組成などの詳細は分かりにくい。恐らく、大半は斜長石と褐色普通角閃石とを主とする岩石で、岩体によっては、少量の単斜輝石又は石英を含んでいたらしい。また、組織から判断して、玄武岩・粗粒玄武岩・細粒斑れい岩とってよい岩質のものがある。

長石ひん岩は、錢型の斜長石が散在していて、俗に「ゼニポー」と呼ばれているものである（第11図）。

外観は特異であって、緑色又は緑褐色の石基中に白色の卓状の斜長石の結晶が特徴的に発達している。斜長石斑晶は長さ数 mm-10 数 mm で、ときに 20 mm を超えるものがある。しかし、その厚さは 5 mm 以下で、一般には壁岩に対して平行に配列している。

鏡下で観察すると、斑晶はほぼ中性長石であり、石基部は、斜長石・単斜輝石・角閃石(?)・黒雲母(?) などからなる。

長石ひん岩は、北上山地において、この地域をほぼ北限としていると見られる。



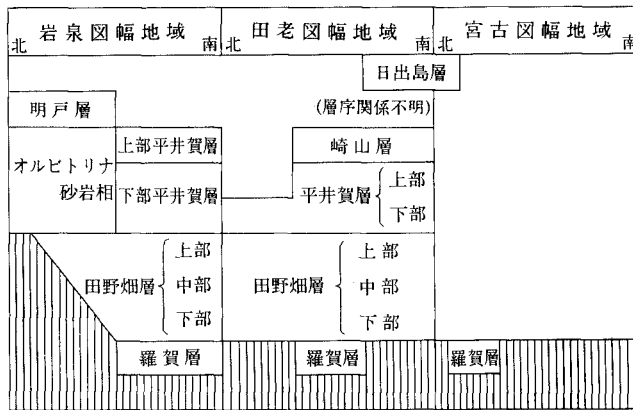
第11図 長石ひん岩（山田町富士西方，大川上流白糸滝付近）

IV. 7 宮古層群

宮古層群は、宮古市街鉾ヶ崎とその北方蛸ノ浜海岸に沿って分布する。このほか、図幅地域北東方海中にある日出島の南端部にわずか分布する。

宮古市街から北方に分布するのは、宮古層群最下部の羅賀層であり、日出島に分布するものは、海で連続が断たれて本層群中の層序的位置が不明であるが、最上位層の可能性のある日出島層である。宮古層群は、田中（1978）により、第2表のように区分されている。この地域では、田野畑層・平井賀層・崎山層の分布が欠けている。この層群は、沿岸—浅海成層であり、八重樫（1900）により、初めて白亜紀化石が報告されたが、豊富な化石が産出することによって特徴づけられる。

第2表 宮古層群の層序区分及び対比（田中，1978に加筆）縦線模様は基盤（陸中層群及び花崗岩類）を示す。



IV. 7. 1 羅賀層

羅賀層は、宮古層群の基底礫岩であり、褶曲変形した陸中層群やそれを貫く宮古花崗岩を傾斜不整合に覆っている。礫岩の礫は、巨一大礫を含み、鉾ヶ崎では径1mに達するものがあり、蛸ノ浜では径60cm以上の巨礫を含み、5-10cm径のものが最も多い。礫の種類は、多種多様で、次のようなものがある。古・中生代地相斜堆積岩であるチャート・粘板岩起原のホルンフェルス・火山岩類及び陸中層群に属するデイサイト・安山岩・閃緑岩・ひん岩・淡緑色凝灰岩などであり、蛸ノ浦では花崗岩礫は少ないが、鉾ヶ崎では花崗岩が多い。蛸ノ浜では1-2個にすぎないが蛇紋岩の礫が見られる。礫の密度は高く、帯緑色あるいは青灰色、また部分的に赤色の砂によって、よく膠結されている。大小様々の礫が雑然と入り混じって含まれ、淘汰は非常に悪い。礫は歪角礫もあるが、なかには円磨度のよいものもかなり含まれている。礫層の厚さは約50mと推定されるが、ここでは上位の地層が露出しない。

宮古層群が下位の地層を不整合で覆うことは、古くから八重樫(1900)により明らかにされている。その不整合を示す露頭が、宮古市鉾ヶ崎で見られることは矢部・大築(1902)により報告されている。こ



第12図 宮古層群基底の不整合（下位の岩石は宮古花崗岩，上位は宮古層群基底の羅賀層，宮古市鉾ヶ崎）佐藤利美氏撮影

ここでは宮古花崗岩を同層群基底礫岩が不整合に覆う．第12図の写真は鉾ヶ崎の丘の北側に見られるものである．この地点において，宮古層群に不整合で覆われる花崗岩の試料について，放射年代測定がSHIBATA and MILLER (1962) によって行われ，120 Ma という値が得られている．この値は，白亜紀初期の陸中層群の地質時代が，ベリアス世 (Berriassian) からオーテリビア世 (Hauterivian) とされ，本層群上部の原地山層安山岩の放射年代測定の結果では，114-119 Ma とされている (SHIBATA *et al.*, 1978)．これら放射年代関係は，アプト世後期が 120 Ma という値とされているから，おおむね，宮古層群に覆われる花崗岩及び原地山層安山岩の不整合関係とよく合致する．ただし，この不整合によって示される地殻変動期，すなわち大島造山運動の終末期の花崗岩活動を伴う変動期間が非常に短いものであることが注目される．

なお，鮎ノ浜海岸付近では，宮古層群は，陸中層群小本層相当と推定される泥岩シルト岩互層及び原地山層のデイサイトの走向を，ほとんど直交あるいは斜交して不整合で切って分布する．これら，宮古地方の地質については，小貫 (1960)，花井ほか (1968)，杉本 (1974 b)，田中 (1978)，工藤・多田 (1980)，多田・工藤 (1980)，小貫ほか (1981) などによって報告されている．

IV. 7. 2 日出島層

日出島層は，田中 (1978) によれば，海中に孤立して露出するため，層序的位置は明らかでない．しかし，宮古層群の最上位の地層である可能性が大きい．主に，灰色細粒—中粒砂岩と泥岩の薄互層から

なり、礫質岩や凝灰岩を挟む。層厚は少なくとも 70 m とされる。なお、浄土ヶ浜酸性火山岩に当たると見られる流紋岩に貫かれる。

最も南限の分布地であるこの図幅地域の宮古層群からは、化石を発見していない。しかし、蛸ノ浜のすぐ北方の田老図幅地域の日出島海岸北方では、各種の化石を多産し、アプト世後期からアルプ世前期とされている (MATSUMOTO, ed. 1954)。

V. 古 第 三 系

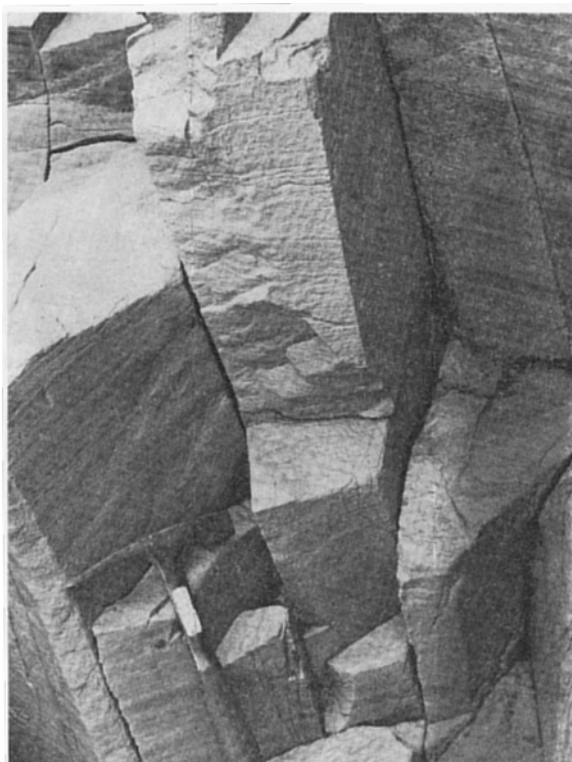
V. 1 浄土ヶ浜及び門神岩酸性火山岩

酸性火山岩類のほとんどは、岩脈の形で、この図幅地域北半部を中心に、数多く分布し、古・中生層、陸中層群（原地山層）花崗岩類を貫いている。

最も目立つものは陸中海岸の景勝地、宮古市浄土ヶ浜を構成する浄土ヶ浜酸性火山岩である（第 13



第13図 浄土ヶ浜酸性火山岩(流紋岩) (宮古市浄土ヶ浜) 佐藤利美氏撮影



第14図 浄土ヶ浜酸性火山岩（流紋岩）にみられる流理構造
（宮古市浄土ヶ浜）藤原郁夫氏撮影

図）。この岩体は、古くから浄土ヶ浜流紋岩と称され、灰白色の美しい岩石である、原地山層・宮古層群を貫いており、水平ないし 40° ほど傾いた流理構造が発達している（第14図）この岩体は、北東部が海中に没しているが、恐らく全体は、ほぼ円形の分布を示すように思われる。したがって、この岩体は、小型のラコリス状貫入岩体であろう。

浄土ヶ浜岩体と、産状・岩質が類似したものに、宮古市千徳南方松山付近の岩体がある。

浄土ヶ浜岩体を鏡下で観察すると、斑晶は少量の斜長石である。石基は完晶質であり、細粒の長柱状斜長石、高温型結晶形を示す石英と、少量の黒雲母・鉄鉱及び微量のカリ長石から構成される。斜長石は流理方向に並んでいる。

浄土ヶ浜岩体の化学組成は第3表のようである。浄土ヶ浜岩体は、 SiO_2 が多く、色指数が小さいから、流紋岩と称しても不自然ではないが、 K_2O が少なく、カリ長石が極めて少ない点は、典型的な流紋岩とやや岩質を異にする。

第3表 浄土ヶ浜酸性火山岩
化学分析値（大森貞子分析）

Sample No.	OT 2007
SiO_2	73.82
TiO_2	0.14
Al_2O_3	15.13
Fe_2O_3	0.83
FeO	0.40
MnO	0.02
MgO	0.41
CaO	2.35
Na_2O	4.97
K_2O	1.18
P_2O_5	0.04
H_2O^+	0.56
H_2O^-	0.24
Total	100.09

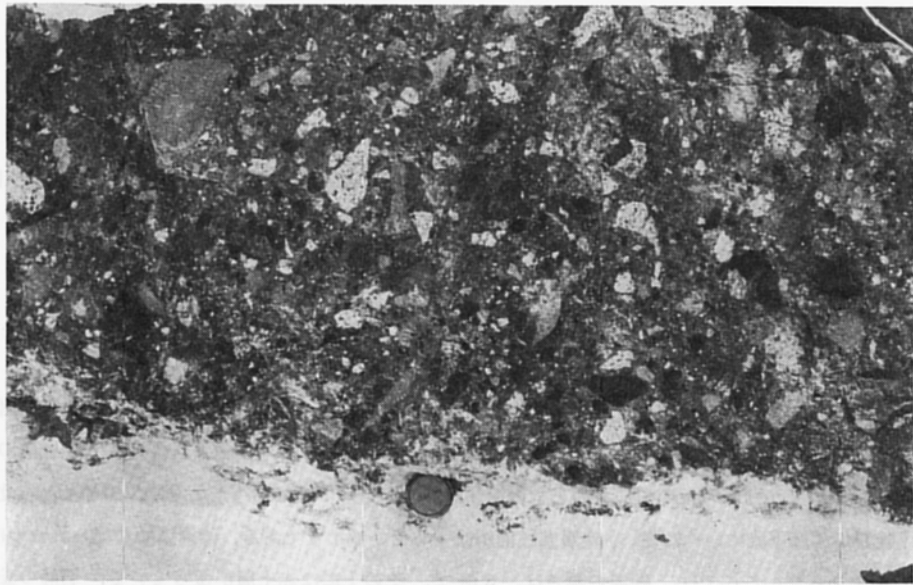
産地：浄土ヶ浜



第15図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)岩脈 (宮古市二又沢, 旧採石場)



第16図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)の露出 (宮古市門神岩) 藤原郁夫氏撮影



第17図 門神岩酸性火山岩(デイサイト)の火道角礫岩 (宮古市門神岩) 藤原郁夫氏撮影

以上述べた2岩体以外の門神岩酸性火山岩に代表されるものは、岩体ごとに岩質の差は若干あるが、上記2岩体よりも斑晶量が多くて、色指数が大きく、一般に灰色ないし灰白色を呈する。鏡下で観察すると、全体から受ける印象は、浄土ヶ浜岩体に似ている点が多い。すなわち、石基は完晶質で、主に長柱状斜長石と石英の高温型結晶から構成されている。浄土ヶ浜岩体とのちがいは、斑晶として斜長石の量が多く、斑晶にも石基にも常に角閃石が存在することなどである。岩質はデイサイトであろう(第15図)。

花原市^{けばらいち}東方の門神岩の一部には、石原(1982)が述べているように多量の角礫状岩片を含んだ岩相が発達する(第16図)。岩片は、デイサイト質のものが多く、花崗岩・チャート・泥質岩などの異質岩片も少なくない。この角礫岩のあるものは、基質部が暗灰色(第17図)で岩片の最大径は30cmに達する。

これらの角礫岩はデイサイトを貫いており、火道角礫岩の一種ではないかと思われる。

この火山岩の時代は、野外で宮古層群を貫いていることが確かめられ白亜紀宮古世後のものである。柴田ほか(1977)により、浄土ヶ浜酸性火山岩の放射年代は、52 Maとなっている。更に、その報告では、宮古地域東隣の鮭ヶ崎図幅地域に分布する閉伊崎噴出岩類(島津ほか, 1970)の放射年代は61 Maと測定されている。北部北上山地沿岸部宮古付近一帯に、古第三紀の時代に、火山活動があったことが知られる(島津, 1979)。なお、門神岩酸性火山岩の分布は、20万分の1地質図幅「盛岡」(吉田ほか, 1984)に見られるように、北上山地中央部東半に広がっている。

VI. 第四系

第四系としては、津軽石川流域の丘陵状地形に残される古期河岸段丘及び扇状地堆積物並びに荒川川流域の新期河岸段丘及び扇状地堆積物と、閉伊川流域にわずかに残る古期及び新期河岸段丘堆積物、及び各河川流域や谷間に発達する崖錐性堆積物を含む沖積層がある。

VI. 1 古期河岸段丘・扇状地堆積物

津軽石川流域一帯の古期河岸段丘扇状地堆積物は、山田町豊間根南方田名郡、北方の石峠付近、宮古市津軽石の藤畑に、丘陵上の礫層として認められる。1960年代初めの地質調査当時に、この礫層の切割露頭は1箇所しかなかったため、そのときの記述に従う。地形の章で述べたように、田名部から北方へ、津軽石川流域下流にいくに従い、礫層基底面が低下しているようである。礫層露頭が見られたのは、石峠の南であった。ここでは、礫層の厚さは、5 m で、その上には赤土層が覆っている。石峠の丘陵上にも礫が散在しているから、礫層の厚さは、30-40 m に及ぶと推定されるが、表土の赤土層が覆っているため、不明の点が多い。礫は径 50 cm 内外の大きさのものもあるが、10-20 cm のものが多く、円礫から亜角礫からなる。また、細礫も砂に混じって、混然とした堆積状態を示している。礫の種類は、チャート・粘板岩及びそれらのホルンフェルスからなる。また、花崗岩や十二神山一大沢川にかけて分布する陸中層群原地山層デイサイト質岩からなる。この礫層について、段丘堆積物そのものでなく、礫層が崩壊したものかもしれないという説や、山麓面堆積物とする考え方がある。しかし、この近くにはその礫層そのものの分布が認められず、また円礫された礫が少なくないという理由から、この礫層は古期扇状地堆積物である可能性が高い。この礫層に相当するものが、豊間根駅西方の崖上に見られた。ここでは、花崗岩の上に不整合に礫層がのる。礫は花崗岩が主で、巨一大礫からなり、砂層を挟む。この礫層の基底部は、ほぼ 45 m の海拔高度である。また、藤畑付近の礫層は、花崗岩の上のり、厚さは 20 m ± と推定される。礫径は 5-10 cm のものが多く、20 cm 以上のものも見られる。亜角礫ないし円礫である。礫は、チャート・原地山層デイサイトが多く、ホルンフェルスもかなり多い。ここでは、花崗岩及び粘板岩の礫は少ない。

このほか、古期段丘堆積物に属するものとして、墓目西方の標高約 160 m のところに、小規模の緩い平坦面があり、チャート・粘板岩・砂岩の円礫が散在している。ごくまれに、蛇紋岩の円礫が見られる。旧河岸段丘堆積物がこの平坦面を構成していると考えられる。

VI. 2 新期河岸段丘・崖錐堆積物

このほか新期河岸段丘堆積物が、山田町豊間根、荒川地区に発達する。また、この対岸の長内の谷間にも、段丘堆積物が見られる。礫層と砂層が不規則に互層し、一部扇状地性堆積物であろう。各河川の枝沢にも、扇状地性堆積物が分布する。更に、閉伊川流域では、墓目付近にも河岸段丘があり、礫層・

砂層からなる。この上流、新里村腹帯・茂市付近にも小規模の河岸段丘あるいは山麓斜面崖錐堆積物からなる地形が見られる。

VI. 3 沖 積 層

沖積層は、閉伊川や津軽石川の支流や枝沢の谷間に発達し、礫・砂・泥からなる。これらの河川が、北上山地をかなり深く開析して、海岸平野をつくらず、宮古湾に注ぎこむため、一般的に礫が多い。

VII. 地 質 構 造

この地域に分布する古生代後期から中生代前期（推定）の地向斜堆積物は、早池峯構造帯を境界にして、その北東側に広く分布する北上山地北部型古・中生層に属する。早池峯構造帯の南西側に分布する南部型古生層の地域が、ドームあるいはベースン構造により特徴づけられ、それがモザイク状に細かく地塊運動を受けている（湊，1950）のに対し、北部型古・中生層地質区では、走向性断層が発達し、規模の大きい褶曲や断裂構造が見られる（第18図）。堆積相の上ばかりでなく、構造形態の上でも、北上山地南部型と北部型地質区の違いは大きく、北部型地質区は完全圧縮の場にあったといえるであろう。

この地域の南西隅を、早池峯構造帯の外縁を区切る断層がよぎる。早池峯構造帯は、北上山地中央部を弓なりに走るが、この断層帯にほぼ平行した走向断層が北西-南東方向に、北上山地北部にしばしば存在する。この図幅地域でも例外ではなく、北川目断層や北ノ又沢断層のほか、それに平行し、あるいは派生する断層が北西-南東方向に走っている。その方向にほぼ直交する水平横ずれの断層が見られる。この種の横ずれ断層もまた、この地域だけではなく、北上山地北部型地質区全域において、特徴的に見られる。例えば、北上山地北限に近い久慈市西方においても水平横ずれ断層が認められる（吉井・吉田，1974）。

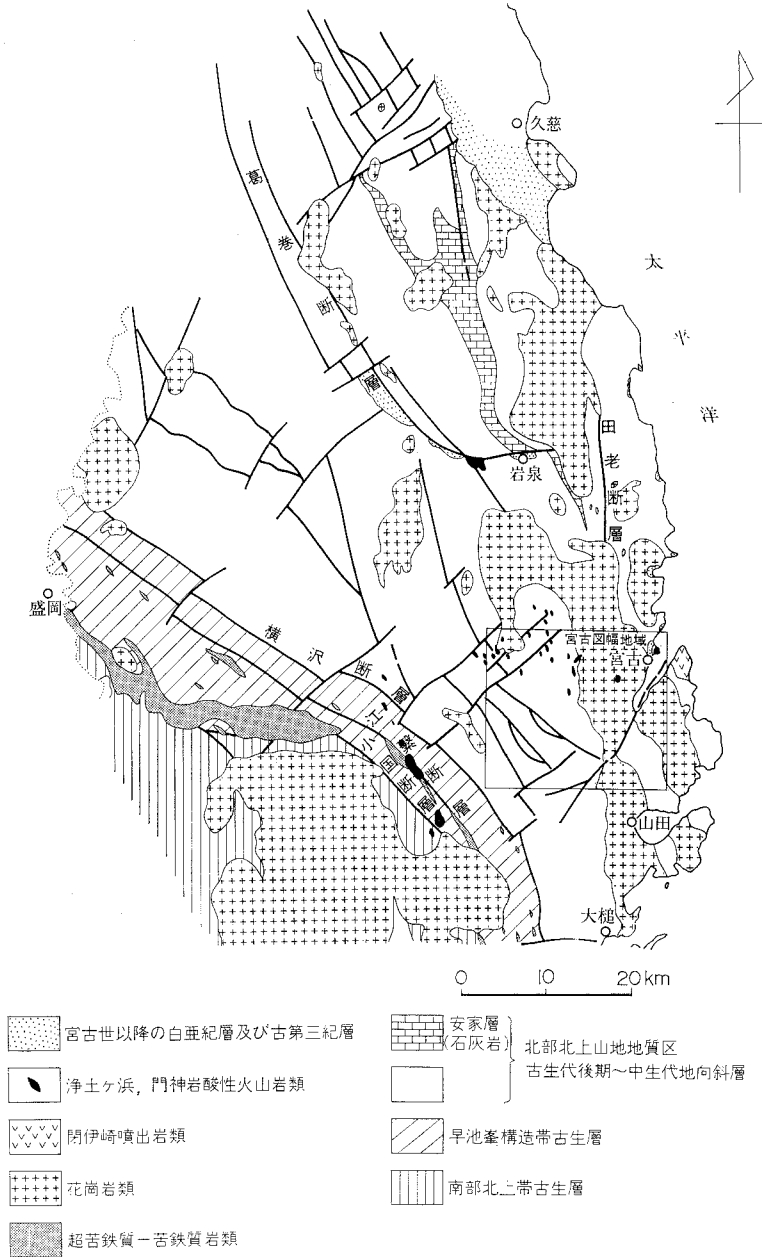
北川目断層は、北川目から南川目、及び南川目から福士への峠道の露頭によく見られるように、プーデン構造や鏡肌が伴っている（第19図）。また、北川目から南川目の西側の断層に囲まれるレンズ状部内は破碎され、北川目断層北部の腹帯付近では、粘板岩が千枚岩化し、部分的に粉碎されているところもある。前に述べた走向断層にほぼ直交する北東-南西方向の横ずれ断層が幾つか認められる。そのうち、特に著しいものは、腹帯断層と刈屋断層である。前者はこの断層南方において花輪層の見かけ上最上位のサンボトジ頭付近の大きな分布を示すチャート層を切断している。このチャート層の延長部と推定される厚いチャート層は刈屋断層北方に露出する。腹帯及び刈屋断層の間に挟まれる部分の地層のかかなりの部分は、チャート岩片を含む粘板岩の特徴をもち、花輪層からなることは明らかであるが、刈屋と茂市を結ぶ谷の西側において砂岩の挟みが多くなる部分に背斜構造が見られる。この背斜構造の東は、刈屋-茂市間の谷に走る断層に切られる。

南川目と福士の西方、長沢川と大川の上流部には、断層に囲まれたレンズ状部があるが、このレンズ状部に、背斜・向斜が繰り返す小褶曲構造が見られる。このレンズ状部のなかに分布するマンガン鉱の分布は、この小褶曲の構造に一致する。

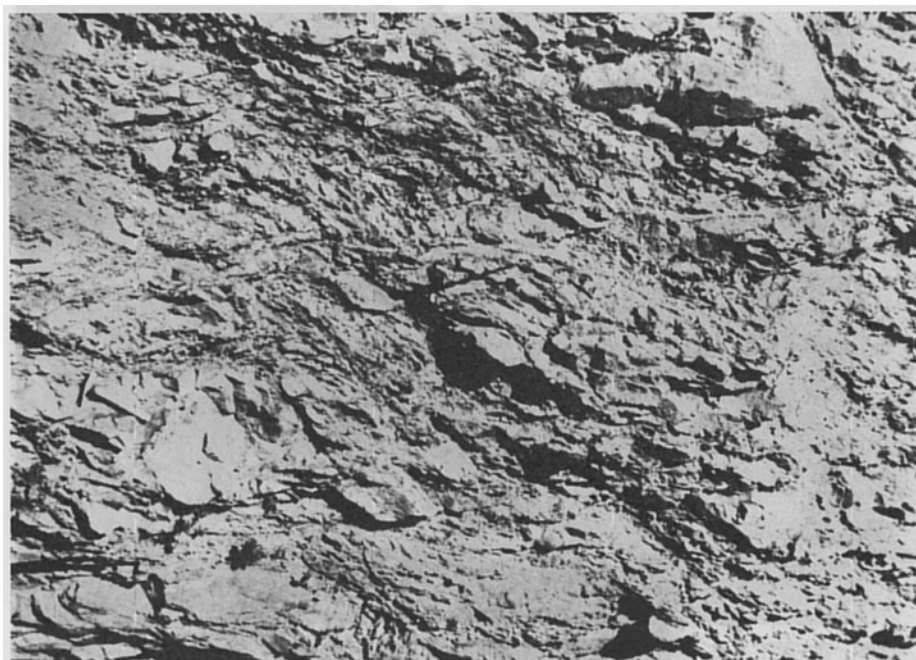
北ノ又沢断層の北半に沿って、この断層の西側には、この図幅地域の釜石層及び花輪層の大半が西傾

斜であるのにたいし、東傾斜が見られる。この北ノ又沢断層の西側は調査データが不十分であるが、北ノ又沢断層の少なくとも一部は向斜部が切れたと推定される。また、北ノ又沢断層西方には、少なくとも一つの背斜構造が推定される。

花輪層のほとんどの部分、特に新里村の茂市一刈屋の西方を除いた部分では、西傾斜で、花輪層の構造は一見単斜構造のように見える。チャートは、しばしば微褶曲を示すが、花輪層自体の地質構造はよ



第18図 北上山地北半部地質概略図



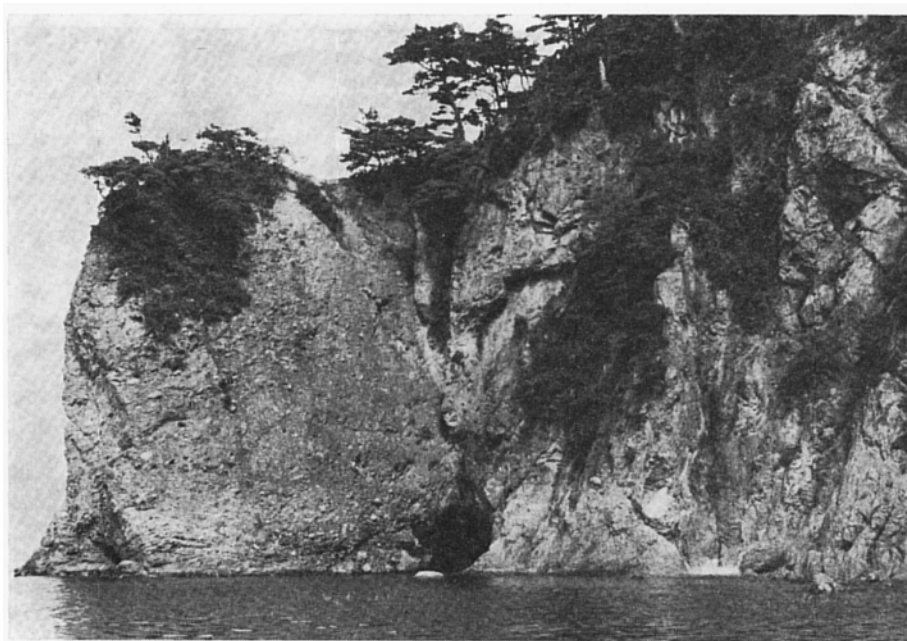
第19図 北川目断層に伴う破砕部（砂岩と粘板岩薄層との互層が破砕を受けている。宮古市南川目）

く分からない。破砕帯が二つの沢において認められるところがあり、走向断層がこの花輪層分布域のなかに発達する可能性もある。

この図幅地域北東隅に分布する陸中層群は、ほぼ東西方向の走向をもち、南に $35\text{--}50^\circ$ 傾斜し、北隣田老地域北東部の陸中層群と似た傾向をもつ。後者は、ドーム構造の南へのブランジ構造を示すが、この地域の東西性で南傾斜の構造も、田老帯に見られるドーム構造の南端部を示す可能性もある。この構造を切って、傾斜不整合にのる宮古層群は、 $15\text{--}30^\circ$ の傾斜で以下の地層を覆っている。この傾斜不整合によって示される地殻変動は、大島造山運動である（KOBAYASHI, 1941）。宮古層群より古い時代の古・中生代地向斜堆積物である釜石層・花輪層及び白亜紀初期先アプト世の陸中層群が、褶曲並びに断裂運動を受け、激しく変形し、宮古及び大浦花崗岩の貫入を受けた後、沿海ないし浅海成相の宮古層群が緩やかに東に傾むき、下位の地層・岩石を傾斜不整合で覆っている。東北日本における造山期を示す不整合として重視される。前に述べたように、先アプト世の古期岩層が受けた造構作用及び北上山地全域に広がった花崗岩の活動の終わった後、地質学的時間尺度から見ると短期間に、地殻変動は終息した。そして、北上山地は小規模ではあるが、安定した陸地となり、アプト世後半に海進があり、沿海ないし浅海成の宮古層群が堆積したという構造発達史が、この図幅地域を含む三陸海岸で読み取れる。

なお、田老図幅地域で認められるせん断構造を伴う田老断層は、この図幅地域北半では宮古花崗岩に貫入されて不明である。しかし、この図幅地域南東部、豊間根付近から、南隣大槌図幅地域にかけての原地山層の西縁部にせん断破砕帯が認められる、これは田老断層の南端部を示すものである。

宮古層群は、強い変形を受けていないが、まれに断層で切られることがある（第20図）。



第20図 宮古層群(左側, 礫岩)と陸中層群(右側)との断層接触(宮古市浄土ヶ浜北側の崖) 佐藤利美氏撮影

VIII. 応用地質

VIII. 1 鉱産資源

この図幅地域の鉱産資源としては、マンガン鉱・ドロマイトなどがあり、かつて採掘されたが、現在はすべて稼行されていない。マンガン鉱は、すべてチャート層中に挟まれる。以下に主な旧マンガン鉱床について、南部(1965)、南部ほか(1969;1973)から引用して記載する。

そのほか、かつて小規模に稼行され、モリブデン鉱を産出した北頭鉱山があり、また、宮古市根市付近ではドロマイト鉱があったが、いまは稼行されていない。この記載は、五十嵐(1961;1962)による。ただ現在、製鉄用に、珪石の採掘が行われている。

VIII. 1. 1 マンガン鉱

豊間根鉱山

山田町豊間根、福士の西方、荒川川上流大川の上流地域に分布するマンガン鉱を対象に稼行した。

チャート・粘板岩・砂岩からなる釜石層のチャートに伴うもので、この付近のチャートは微褶曲を繰り返している。4箇所に露頭が分かれて分布するマンガン鉱も、その褶曲構造によく合致している。この付近のマンガン鉱に近接して発達する幾つかの石灰岩小岩体からのフズリナ化石が、二疊紀前期を示すことから、旧大谷山鉱山(大槌図幅地域内)からのマンガン鉱が、大体において同層準に胚胎したことを示すものであろう。

鍾幅は、数 10 cm から 5 m、走向延長は最大 50 m 以上、粗鉱品位は 10-15% 程度のもので多かった。鉱石は、二酸化マンガン鉱、けい酸マンガン鉱、及び炭酸マンガン鉱からなる。二酸化マンガン鉱は、非晶質二酸化マンガン鉱・横須賀石・パーネス鉱・轟石及び磁鉄鉱などの鉱物からなる。けい酸マンガン鉱は、ロードナイト・テフロかんらん石・マンガンざくろ石・ペンウイス鉱及び菱マンガン鉱などからなる。炭酸マンガン鉱は、菱マンガン鉱を主とし、その他 2・3 種のけい酸マンガン鉱を伴っている。昭和 32 年出鉱開始し、最高月産 400 t、平均 200 t を約 3 年間継続出鉱し、昭和 34 年休山した。精鉱生産量、4,603 t (品位、Mn30%)。

馬鞍鉱山

山田町豊間根大字馬鞍、長岩森の北斜面で採掘された。

粘板岩・チャートからなる釜石層のチャート層中に挟まれる層状鉱床である。鍾幅は、0.5-1.0 m 程度で、走向延長は 50 m 内外である。鉱石は、露頭付近の二酸化マンガン鉱と深部のけい酸マンガン鉱とからなる。前者は、横須賀石を主とし、後者はロードナイト・テフロかんらん石・菱マンガン鉱・ペンウイス鉱などの集合からなる。粗鉱品位は、25-30% Mn のものが多く、生産量は昭和 25 年より 30 年に至る精鉱量 3,076 t、品位は 35-45% Mn である。

福士鉱山

山田町豊間根字福士の南方、長岩森の山頂からの北尾根付近に、マンガン鉱がチャートに挟まれている。富鉱床は、ほぼ 3 つあり、そのうち規模最大のもは、走向約 100 m、傾斜側に約 130 m、鍾幅は平均 2 m である。鉱体は、褶曲構造に支配されている。鉱石は、二酸化マンガン鉱、炭酸マンガン鉱(含“チョコレート鉱”)、ブラウン鉱、けい酸マンガン鉱などからなる。マンガン鉱物としては、横須賀石を主とし、少量のパイロルース鉱・クリプトメレーン鉱及び針鉄鉱などを伴っている。菱マンガン鉱を主とする鉱石は、“アズキ”炭酸マンガン鉱・“虎”マンガン鉱及び“チョコレート”鉱などが主なもので、これらには、種々の量のヤコブス鉱・ハウスマン鉱・ブラウン鉱などの微粒が含まれており、品位は一般的に高く、40-45% Mn のものが多い。けい酸マンガン鉱は、ロードナイト・テフロかんらん石を主とし、しばしばマンガンざくろ石・菱マンガン鉱を混じえ、一般には品位 25-35% Mn である。ブラウン鉱を主とする鉱石は、緻密堅硬で黒色を呈し、けい酸が多いため、品位 20-30% Mn のものが多い。これらの鉱物は、一般に縞状構造をもつ。赤色チャートを縞状に挟む鉱石を伴うことがあり、チャート中に放散虫化石が含まれることがある。

昭和 18 年稼行し、当時数 100 t の二酸化マンガン鉱を出鉱したと伝えられ、同 34 年から 41 年までの精鉱生産量は、23,850 t、品位は 20-30% Mn であった。

茂市鉱山

新里村腹帯にあり、山田線腹帯駅南方直線距離で約 4 km のところにある。この鉱床は、釜石層のチャートに属するもので、小褶曲構造と断層に支配されて複雑な構造をもっている。主な鉱体は、4 個からなり、ほぼ同一層準にあり、褶曲構造によって現在の分布をとっている。このうち、茂市鉱床と呼ばれた鉱体は、東西約 100 m、南北 30-40 m の広がりを持ち、厚さは 1-3 m の間に膨縮している。鉱石鉱物は菱マンガン鉱が量的に最も多く、ロードナイトがこれに次ぎ、少量のマンガンざくろ石・含マンガン方解石・テフロかんらん石・ペンウイス鉱を伴う。露頭付近には、クリプトメレーン鉱を主とする

二酸化マンガン鉱が存在する。品位は 25% Mn 前後のものから、45% Mn に達するものがある。昭和 25 年から 34 年まで稼行し、精鉱量 19,877t を出鉱し、品位は 30-35% Mn であった。

Ⅷ. 1. 2 モリブデン及び銅

北頭鉱山：宮古市津軽石東方にあり、昭和 14 年から開発された。総生産量は、MoS₂精鉱は昭和 18-20 年約 80 t、昭和 27-28 年 58 t、合計 138 t である。渡辺萬次郎 (1942) による報告がある。鉱床の母岩は大浦岩体の細粒アダメロ岩からなる。主要鉱脈の脈幅は、最大 0.7 m、平均 0.3 m、走向延長 150 m、傾斜延長 60m、平均品位 MoS₂ 1.8% である。

鉱体は、裂か鉱脈で、ほぼ N-S 方向に延びる 4 条の平行した脈からなる。鉱石鉱物は、輝水鉛鉱「ドロブデン」(微細な輝水鉛鉱を粘土などの混合物)・黄鉄鉱・黄銅鉱などからなる。脈石鉱物は、ほとんど石英・少量のカリウム長石・方解石である。

門神岩角礫パイプ型の銅鉱化：石原 (1982) によれば、門神岩にはデイサイト質併入角礫岩があり、これに鉱染状の銅鉱化作用を伴う。マトリックスに黄銅鉱が鉱染状に認められることは注目される。また、角礫中には 20×30 cm の硫化物礫が認められる。これは磁鉄鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱を含む塊状硫化物鉱石である。

Ⅷ. 1. 3 ドロマイト

宮古市花原市東方、門神岩、根城及び根市西方付近に分布し、花輪層の見かけ上下部に石灰岩小岩体とともに挟まれている。宮古花崗岩に接し、強い熱変成作用を受けている。そのため、糖晶質となり、多くのスカルン鉱物を生じ、一部には磁鉄鉱・黄銅鉱などの鉱化作用も見られる。

五十嵐 (1961; 1962) による詳しい報告があり、それを要約すれば、以下のとおりである。ドロマイトは、層厚 10-数 10 m、走向延長は数 100 m であるが、花原市から根市付近まで数 km の層準に継続しながら小岩体として位置するようである。更に細かく見ればドロマイトは 2 層準以上にわたり存在すると見られる。

鉱石は、肉眼では灰白色ないし灰色、結晶質で緻密堅硬、ややけい酸に富む。結晶質石灰岩に比べ、やや鈍い光沢をもつ。渡辺・加藤 (1956)、渡辺 (1958) によれば、マグネシア硼酸塩鉱物を主要鉱物とする特異なスカルンを主体とする。これは、ドロマイトと花崗岩との接触変成帯にのみ見られる鉱物組合せを示している。渡辺 (1958) により同定された鉱物は次のとおりである。

小藤石 (Kotoite, 3MgO · B₂O₃)

ルドウィック石 (Ludwigite, 4 (Mg, Fe)O · Fe₂O₃ · B₂O₃)

ワーウィック石 (Warwickite, 3 (Mg, Fe)O · TiO₂ · B₂O₃)

弗酸石 (Fluoborite, 3MgO · B₂O₃ · 3Mg(F, OH)₂)

ザイベリ石 (Szaibelyite, 2MgO · B₂O₃ · H₂O)

遂安石 (Suanite, 2MgO · B₂O₃)

苦土かんらん石・斜ヒューム石・透輝石・透角閃石・尖晶石・金雲母・水滑石・けい灰石・方解石・灰礬-灰鉄ざくろ石・磁鉄鉱及び黄銅鉱

上記の鉱物のうち数種は、上根市の根市鉱山で、日本で初めて発見されたもので、渡辺（1958）による詳細な報告がある。

ドロマイトそのものは、MgO 17% 以上の品位をもつ。根市付近のほか、門神岩西方、根城付近、内の沢において、厚さ 10-60 m, 走向方向延長 80-100 数 10 m のものがあるが、根市のもも含め、現在は稼行されていない。

VIII. 1. 4 珪石

宮古市津軽石町根井沢において、チャートを採掘し、製鉄用混合剤として稼行している。昭和 37 年当時、採掘量は年間 1,500t であった。

VIII. 2 砕石

宮古市根市付近に分布する酸性火山岩脈を砕石材として、数カ所で採掘している。この酸性火山岩脈は、この地質図幅で、浄土ヶ浜・門神岩酸性火山岩としたものの一つで、この付近から、墓目北西方、刈屋付近に小岩脈として分布する。かつて、砥石材として小規模に稼行された。

文 献

- CHOI D. R. (1972) *Colania douvillei* (OZAWA), A fusulinid foraminifera from the northern Kitakami Mountains, N. E. Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*. N. S., no. 86, p. 369-374.
- 花井哲郎・小島郁生・速水 格 (1968) 白亜系宮古層群概報. 国立科学博物館専報, no. 1, p.20-28.
- 広川 治・吉田 尚 (1954) 5 万分の 1 地質図幅「人首」及び同説明書. 地質調査所, 33 p.
- (1956) 5 万分の 1 地質図幅「大迫」及び同説明書. 地質調査所, 31 p.
- 五十嵐俊雄 (1961) 岩手県宮古市のドロマイト(第 1 報). 東北の工業用鉱物資源, 第 1 輯, p.198-206.
- (1962) 岩手県宮古市のドロマイト(第 2 報). 東北の工業用鉱物資源, 第 2 輯, p. 232-243.
- 今村学郎 (1928a) 海食台地の変位よりみたる撓曲運動と傾斜運動. 地理学評論, vol. 4, p.237-247.
- (1928 b) 海岸線の垂直移動と水平移動及びそのユースタティック運動との関係. 地理学評論, vol.4, p.353-366.
- 石原舜三 (1982) 岩手県門神岩の角礫岩. 地質ニュース, no.333, p.45-49.
- ISHIHARA S., KANISAWA, S. and TERASHIMA, S. (1983) Sulfur and Sulfides in the Cretaceous, magnetiteseries granitoids of the Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol.78, p.1-10.
- ISHII, K. and UEDA, Y. (1953a) on the quartz-keratophyres from Otobe, Shiwa County and Pacific Coast, Shimohei County, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol.4, p.141-146.

- 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載 (1953b) 岩手県田老町付近の地質および岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.37, p.41-50.
- ・—————・—————・島津光夫 (1956) 岩手県の火成岩. 岩手県地質説明書, II, 50 p.
- 金川久一 (1982) 釜石地域における“早池峯構造帯”の地質構造. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, p.520.
- 片田正人 (1974 a) 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—. 1. 序論, 地調報告, no. 251, p.1-7.
- (1974 b) 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—. 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.
- ・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.75, p.173-185.
- ・小野千恵子 (1978) 本州地向斜の砂岩・泥岩の供給源について. 地質雑, vol. 84, p. 141-154.
- ・寺岡易司 (1980) 日本の砂岩の化学組成. 岩手大教育学部研究年報, vol.40, p.55-66.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦火成岩の K-A dating (II). 北上山地の花崗岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.39, p.177-189.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its bearing on the origin of Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, sect.2, vol.5, p.219-578.
- 工藤 一・多田元彦 (1980) 宮古市の貴重な地質現象. 宮古市の自然, 宮古市, p.39-42.
- MATSUMOTO, T. ed. (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Promotion Sci. Tokyo, 324 p.
- 湊 正雄 (1950) 北上山地の地質. 地団研専報, no.5, 28 p.
- (1953) 地層学. 岩波書店, 330 p.
- 三浦 修 (1968) 海岸段丘からみた三陸リアス海岸の発達. 地理学評論, vol.41, p.732-747.
- 中川久夫 (1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 54, p. 1-61.
- 南部松夫 (1965) 岩手県鉱物誌. 岩手県経済部鉱産課, 252p.
- ・谷田勝俊・及川昭四郎・熊谷 進・名須川定男 (1969) 北上山地のマンガン鉱床 I. 岩手県経済部工鉱業課, 155 p.
- ・—————・—————・————— (1973) 北上山地のマンガン鉱床 II. 岩手県経済部工鉱業課, 85 p.
- 岡崎セツ子 (1970) 三陸海岸沿岸の地形. お茶の水地理, no.11, p.27-38.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II, 岩手県, 189 p.
- (1960) 宮古地方の地質の重要性. 東北研究, vol.10, no.4, p.19-22.
- (1969) 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研究邦文報告, no.69, p.1-239.
- ・長谷弘太郎・鈴木 充 (1960) 北部北上山地岩手県小本・田野畑地方の所謂層位未詳古期

- 岩層について. 地質雑, vol. 66, p.594-604.
- 小貫義男・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎 (1981) 北上川流域地質図 (20 万分の 1) 説明書第一篇. 長谷地質調査事務所, p.3-223.
- ・工藤 一 (1954) 北部北上山地における二畳系の確認. 地質雑, vol.60, p.330-331.
- 大和栄次郎 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「土淵」及び同説明書. 地質調査所, 16p.
- 佐々保雄 (1932) 岩手県久慈地方の地質に就いて (其一). 地質雑, vol. 39, p. 401-430.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAI, T. and HAMAMOTO, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In COHEE, G. V. and GLAESSNER, M. F. (eds.) *Contributions to the geologic time scale*. AAPG Studies in Geology. no.6, p.143-164.
- and MILLER, J. A. (1962) Potassium-argon ages of granitic rocks from the Kitakami Highlands. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, p. 709-711.
- 柴田 賢・柳 哮・浜本礼子 (1977) 北上山地中生代花崗岩. 火山岩の年代, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 72, p. 119-120.
- 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.
- ・田中啓策・吉田 尚 (1970) 田老地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 54 p.
- 杉本幹博 (1974 a) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大地質古生物研究邦文報告, no. 74, p.1-48.
- (1974 b) 北部北上山地, 宮古市浄上ヶ浜地域の地質構造. 金沢大教育学部紀要, no. 23, p. 89-103.
- 多田元彦・工藤 一 (1980) 宮古市の地質. 宮古市の自然,, 宮古市, p.33-37.
- 武田裕幸・吉田 尚 (1962) 釜石北方の鬼丸統. 地質雑, vol.68, p.33-40.
- 田中啓策 (1978) 化石の宝庫宮古層群. 地質ニュース, no.291, p. 32-48.
- 田山利三郎 (1931) 北上山地東斜面の海岸段丘について. 1. 北部地方 (海蝕台地). 地理学評論, vol. 7, p.337-362.
- 寺島 滋・石原舜三 (1983) 日本の花崗岩類中の銅, 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.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 日本の第四系, 日本地質学会, p.37-83.
- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上山地—渡島半島の地向斜「日本列島北部における地向斜および構造区分の再検討」総合研究連絡誌, p.27-36.
- 若生達夫 (1972) 海岸段丘の解説について. 地球科学, vol.26, p.164-172.
- (1973) 三陸海岸南半の海岸地形と新生界との関係について. 東北地理, vol.25, p.64-72.
- 渡辺萬次郎 (1942) 岩手県北頭水鉛鉱床. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.28, p.104.

- 渡辺萬次郎 (1950) 北上山地の火成活動. 地団研專報, no.4, 23p.
- 渡辺武男 (1958) ドロマイト接触帯スカルンに伴うマグネシウム硼酸塩鉱物の産状と共生について. 鉱物学雑誌 vol.3, p.747-762.
- ・加藤 昭 (1956) 岩手県宮古市根市ドロマイト鉱山の小藤石. 地質雑, vol.62, p.391.
- 矢部長克・大築仏郎 (1902) 陸中国宮古付近の地質概要. 地質雑, vol.9, p.287-304.
- YABE, H. and YECHARA, S. (1913) The Cretaceous deposits of Miyako. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, vol.10, no. 2, p.1-15.
- 八重樫七兵衛 (1900) 陸中国下関伊郡沿岸の化石産地. 地質雑, vol.7, p. 187-189.
- 山口貞夫 (1933) 東北日本太平洋岸の海岸段丘について. 地理学評論, vol.9, p.945-974.
- 山根新次 (1915) 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」及び同説明書. 地質調査所, 115p.
- 江原真伍 (1911) 宮古以北の海岸段丘. 地質雑, vol. 18, p.407-408.
- 米倉伸之 (1966) 陸中北部沿岸地域の地形発達史. 地理学評論, vol. 39, p.311-322.
- 吉田鎮男 (1980) 北部北上帯と南部北上帯の地質学的関係. 「日本列島北部における地向斜および構造帯区分の再検討」総研連絡誌, p.9-26.
- 吉田 尚 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「釜石」及び同説明書. 地質調査所, 26p.
- (1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研專報, no.19, p.103-114.
- (1981) 東北日本先新第三紀地体構造について. 構造地質研究会誌, no.26, p.3-29.
- ・片田正人 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「大槌・霞露岳」及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- ・大沢 穠・片田正人 (1984) 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」. 地質調査所.
- 吉井守正・片田正人 (1968) 岩手県久慈市東方のプロトクラスチック組織をもつ二子花崗岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol.60, p.228-239.
- ・吉田 尚 (1974) 北上山地北縁, マンガン鉱床地域の地質. 地調月報, vol.25, p.147-156.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No. 26

GEOLOGY

OF THE

MIYAKO DISTRICT

By

Takashi YOSHIDA and Masato KATADA

(Written in 1983)

(Abstract)

I . GENERAL GEOLOGY

The Miyako district is situated in the Pacific coastal area and embraces a part of the National Park Rikuchū Kaigan (Coast).

The district is occupied largely by the late Paleozoic to early Mesozoic eugeosynclinal sediments, the earliest Cretaceous rocks of the upper part of the Rikuchū Group and the Cretaceous granites. The geological summary of this district is shown in Table 1.

The eugeosynclinal sediments in this district belong geotectonically to the northern Kitakami Mountains geologic terrane (Fig. 2 in the text). The sedimentary facies of the northern Kitakami sammyaku (Mountains) are composed of dominant chert and slate. On the contrary, the facies of the southern Kitakami sammyaku (Mountains) are made up largely of fossiliferous shallow sea deposits ranging from Silurian to Permian in age, and to earliest Cretaceous. Thus, the lithofacies and sedimentation are very different between the northern Kitakami sammyaku (Mountains) and the southern Kitakami Sammyaku (Mountains) (MINATO, 1950; 1953). The boundary of the both terranes is confined by the Hayachine Tectonic Belt (YOSHIDA and KATADA, 1964), which is characterized by a remarkable ultrabasic intrusive belt (HIROKAWA and YOSHIDA, 1954). This district is situated in the northern Kitakami Mountains geologic terrane and is in close contact with the Hayachine Tectonic Belt which is distributed in the Otsuchi district on the south of this district.

Table 1 Summary of geology in the Miyako district and adjacent area.

Geologic province Geologic age		Hayachine Tectonic Belt		Northern Kitakami Mts. Geologic Province		Geologic events
		Main part	Phyllite belt	Kamaishi and Ōtsuchi districts	Miyako district	
Cenozoic	Quaternary			Alluvial deposits Older and younger terrace deposits		
	Neogene					
	Paleogene				Jyōdogahama and Kadogami-iwa acidic volcanic rocks	
Mesozoic	Cretaceous				Miyako Group Rikuchū Group	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> Ōshima Orogeny Intrusion of Ōura, Miyako, Neneko-mori Granites Intrusion of ultrabasic rocks </div>
		Jurassic			?	
	Triassic					
Paleozoic	Permian			Kamaishi Formation	Kamaishi Formation Hanawa Formation	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block; writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);"> Northern Kitakami Mts geosyncline </div>
			Kuribayashi Formation		?	
	Carboniferous	Kogawa Formation				
Characteristics in each geologic province		Volcanism dominance facies Intrusive belt of ultrabasic rocks	Frontal sheared zone	Eugeosynclinal facies		

In the mapped district, the Permian to early Mesozoic geosynclinal strata are widely distributed, and divided into the Kamaishi Formation and the Hanawa Formation. The both formations are constructed by a thick pile of eugeosynclinal sediments, which is composed mainly of slate and chert, and intercalated with sandstone, volcanic rocks and limestone.

The earliest Cretaceous Rikuchū Group is distributed in the eastern part of the district, and consists mainly of dacite pyroclastic rocks. Its geologic age is assumed to be in Neocomian.

The granitic intrusion occurred broadly in the Kitakami sammyaku (Mountains) after the deposition of the Neocomian volcanic rocks and strata. In this district, the Ōura, Miyako and Nenekomori Granites intruded into the above-mentioned rocks and gave thermal metamorphism to them.

The Cretaceous (late Aptian to Albian) Miyako Group overlay the intensely folded and faulted Rikuchū Group and granitic rocks with angular unconformity. The conspicuous diastrophism shown by this unconformity is called the Oshima Orogeny (KOBAYASHI, 1941).

The acid volcanic rocks are sporadically found as dike or laccolith-like form, which intruded into the Miyako Group and the early Cretaceous granites, together with into the Kamaishi, Hanawa Formations and the Rikuchū Group.

The early Quaternary gravel beds are distributed at limited places in the eastern part of the district.

II. STRATIGRAPHY

1. Permian to early Mesozoic strata

The Permian to early Mesozoic geosynclinal rocks are divided into the Kamaishi Formation and the Hanawa Formation. The Kamaishi Formation is in fault contact with the Hanawa Formation.

The Kamaishi Formation This formation is made up mainly of slate and chert, and interbedded with sandstone, thin layers of volcanic rocks and limestone lenses. The fossils, though very scarce, comprise early Permian fusulinids such as *Pseudofusulina* sp. from limestone lenses and earlier Permian conodonts such as *Sweetognathodus iranicus* and *Gondolella* from bedded chert. Recently, the Triassic conodonts are reported to yield from this formation in the Kamaishi district, to the south of the Miyako district. Accordingly, the Kamaishi Formation seems to range in age from early Permian to Triassic. This formation was metamorphosed by granitic intrusion. This formation is estimated to reach about 3,000 meters in thickness.

Hanawa Formation This formation consists dominantly of slate and chert, and intercalates sandstone, volcanic rocks and lenticular bodies of limestone and dolomite. It is characteristic that cherty fragments are included in slate of the Hanawa Formation, probably resulted from submarine sliding. The fossils are very scarcely found in limestone, such as *Neoschwagerina* sp., *Colania douvillei* (OZAWA) and *Schubertella* sp. According to these fusulinids, the geological age of this formation is considered to be of middle Permian. As in the case of the Kamaishi Formation, the Triassic conodonts may

be found from the Hanawa Formation in future. In this paper, it is proposed that the geological age of the Hanawa Formation may be extended to Triassic or earlier Mesozoic. This formation is strongly subjected to thermal metamorphism by the Miyako and Nenekomori Granites. The formation is estimated to be about 5,000m in thickness.

2. Early Cretaceous (Neocomian) **Rikuchū Group**

The Rikuchū Group is divided into the Omoto Formation and the Harachiyama Formation in ascending order. The Rikuchū Group is about 2,000m in maximum thickness.

Omoto Formation This formation is narrowly distributed in the northeastern corner of the district, and is composed of alternating beds of mudstone and siltstone. It contains no fossils in this district, but includes early Cretaceous plant fossils at Omoto, Iwaizumi Machi (Town), to the north of Miyako.

Harachiyama Formation This formation consists of a large volume of acid pyroclastic rocks, with thin layers of clastic rocks. It suffered from thermal metamorphism by the Ōura and Miyako Granites.

3. Early Cretaceous (late Aptian to Albian) **Miyako Group**

The Miyako Group is exposed at narrow area in the northeastern corner of this district and divided into the Raga Formation (the basal part of the Miyako Group) and the Hideshima Formation (the presumable uppermost part of the group). They are represented by littoral to inner neritic strata, which lie on the folded and faulted Rikuchū Group and the Miyako Granite with a markedly angular unconformity.

Raga Formation This formation, 40m in thickness, is made of boulder conglomerate with thin layers of sandstone. No fossils are found in this district. Pebbles of this formation are derived from chert, metamorphosed slate, dacitic rocks of the Rikuchū Group, porphyrite and others.

Hideshima Formation This formation is made up of alternating beds of sandstone and mudstone, and intruded by the Jōdogahama acid volcanic rocks.

4. Quaternary deposits

The older terrace gravel and/or conglomerate are found in a very limited area near Toyomane, Yamada Machi and to the west of Tsugaruishi, Miyako Shi (City). Though this gravel beds were thought to be formed of debris deposits, they are of fluvial origin.

In another locality, very small distribution of the older terrace deposits is seen near Hikime, Miyako Shi (City).

The younger terrace gravel beds and talus deposits are distributed at Hikime and Haratai along the Hei Gawa (River), and Akamae, Miyako Shi (City).

Alluvial deposits, composed of gravel, sand and mud, are developed along rivers, valleys and coast.

III. IGNEOUS ROCKS

1. Basic Rocks

Hornblende gabbro and quartz diorite are accompanied with the Ōura Granite and Nenekomori Granite. They intruded into the Permian to early Mesozoic geosynclinal sediments and the Harachiyalma Formation.

2. Granites

Giraniums are subdivided into three bodies, that is, the Ōura Granite, Miyako Granite and Nenekomori Granite.

These granites intruded into the Cretaceous (largely Neocomian) Rikuchū Group and the older geosynclinal rocks. The Miyako Granite is overlain by the Miyako Group (late Aptian to Albian) with a conspicuous angular unconformity. Accordingly, the age of the granitic intrusion is limited between post-Neocomian and pre-late Aptian. The radiometric age of the Miyako Granite overlying the basal conglomerate of the Miyako Group is 120 Ma (SHIBATA and MILLER, 1962; SHIBATA *et al.* (1978)). This value accords well with the field evidence.

Ōura Granite This granite is medium-grained hornblende-biotite adamellite including a considerable amount of diabasic rocks as xenolith, This granite shows slightly hypabyssal texture and includes a few basic xenoliths.

Niyako Granite The granite is medium-grained hornblende-biotite granodiorite and tonalite with finer-grained marginal facies.

Nenekomori Granite A small part of this granitic body is distributed in the western margin of the mapped district. The rock is biotite-hornblende granodiorite and tonalite.

3. Dike Rocks

Dike rocks are classified into two groups, namely plagioclase porphyrite and porphyrite, except those of the Jōdogahama and Kadogami'iwa acid volcanic rocks (Paleogene in age).

Plagioclase porphyrite is characterized by the presence of remarkable porphyritic plagioclase in fine-grained matrix composed of plagioclase, hornblende, clinopyroxene and others. Phenocryst of plagioclase reaches 1.5cm in maximum diameter.

Porphyrite is fine-grained and composed mainly of plagioclase and hornblende.

4. Jōdogahama and Kadogami' iwa acid volcanic rocks

The Jōdogahama acid volcanic rock has been called the Jōdogahama Rhyolite, distributed at Jōdogahama, the beautiful scenic coast in Miyako Shi (City). This volcanic rock is grayish-white or white, holocrystalline and has a flow structure. The rocks consist of plagioclase and quartz, with small amounts of biotite and potassium-feldspar.

The similar volcanic rock as the Jōdogahama acid volcanic rock is distributed at the south of Sentoku, west of Miyako Shi (City). It forms a circular body on the surface of the earth. This volcanic rock, together with the Jōdogahama acid volcanic rock, intruded into granites or the Rikuchū Group and the Miyako Group, and possibly forms the laccolith.

Besides, the acid dacitic volcanic rock is found at Kadogami'iwa, west of Neichi, Miyako Shi (City), and intruded into the hornfels originated from the Hanawa Formation and the Myako Granite, where a part of it forms an vent breccia containing many fragments of granites and hornfels. The same acid volcanic dikes are seen at many places in the northern part of the mapped district. These rocks are also holocrystalline, and are composed of plagioclase and quartz, with small amounts of hornblende and biotite.

These acid volcanic rocks are ascertained to intrude into the late-Aptian to Albian Miyako Group. Consequently, the age of intrusion of these volcanic rocks is post-Albian. Moreover, radiometric age of the Jōdogahama acid volcanic rock shows 52 Ma (SHIBATA *et al* 1977). Considering on the above results, it is certain that a conspicuous acid volcanism occurred in the northern Kitakami sammyaku (Mountains) in Paleogene time (SHIMAZU, 1979).

IV. ECONOMIC GEOLOGY

Manganese ore Manganese ore deposits were found in chert of the Kamaishi Formation at several places, many of which are rather on a small scale. Formerly these ores were mined, but now are not worked. Manganese ores are included in the Hanawa Formation, too, though they are fewer than in the Kamaishi Formation.

Manganese ores are formed as too much small pockets or lenses to be worked on a large scale.

Molybdenum ore Molybdenite ore deposits of small scale occur in the Ōura Granite, though are not worked now.

Dolomite Several lenticular bodies of dolomite are intercalated at the lowermost part of the Hanawa Formation in this mapped district. Once some of them were worked, but are not mined at present.

Silica stone Chert in the Hanawa Formation is mined as materials for the purpose of iron smelting.

Quarry The Kadogami'iwa acid volcanic rock is quarried at several places. This rock is largely used as road ballast and land reclamation.

※文献引用例

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

YOSHIDA, T. and KATADA, M. (1984) *Geology of the Miyako district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50000, Geol. Surv. Japan, 44p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

平成 59 年 8 月 4 日 印 刷

平成 59 年 8 月 10 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印 刷 所 泰 成 印 刷 株 式 有 限 公 司

墨田区両国 3-1-12

© 1984 Geological Survey of Japan