

550.85 (084.32) (521.13) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

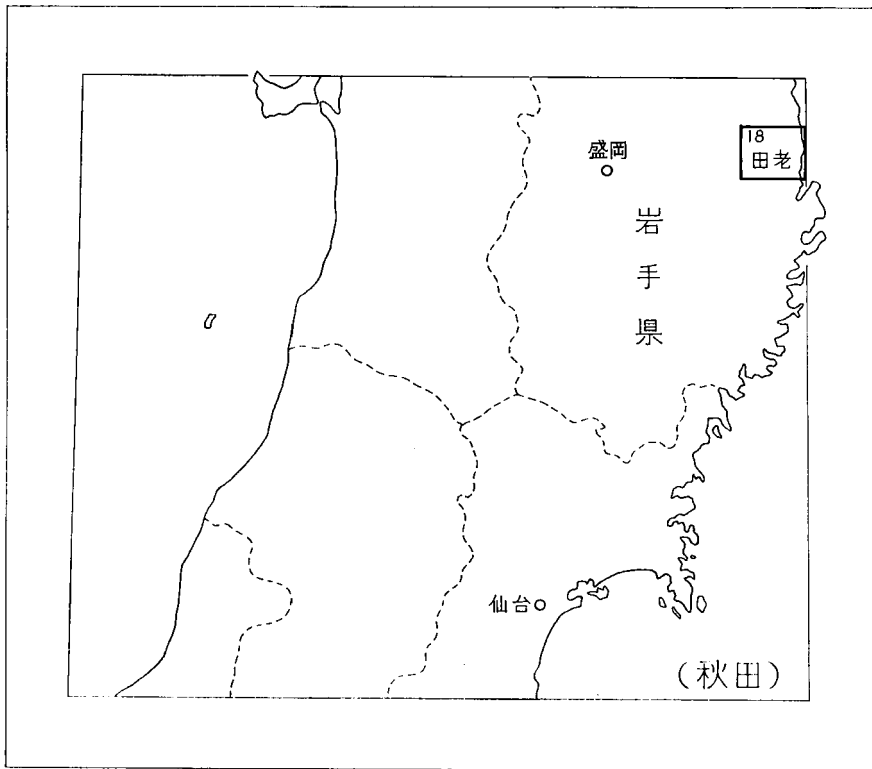
秋田 (6) 第 18 号

田 老 地 域 の 地 質

新 潟 大 学	島 津 光 夫
通商産業技官	田 中 啓 策
同	吉 田 尚

昭 和 45 年
地 質 調 査 所

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 古生界—豊間根層	7
II. 3 中生界ジュラ系～古生界(?)—岩泉層	7
II. 4 中生界白堊系—陸中層群 (原地山層)	10
II. 5 中生界白堊系—宮古層群	22
II. 5. 1 層 序	24
II. 5. 2 産出化石および対比	33
II. 6 花崗岩類	37
II. 6. 1 田老花崗岩類	38
II. 6. 2 宮古花崗岩	39
II. 6. 3 田野畑花崗岩	41
II. 6. 4 高清水花崗岩	42
II. 7 超塩基性岩類 (角閃石岩, 蛇紋岩)	42
II. 8 脈岩類	42
II. 8. 1 斑瀾岩・閃緑岩	43
II. 8. 2 石英安山岩・安山岩・玄武岩および浄土ヶ浜流紋岩	43
II. 9 接触変成岩	43
II. 10 第四系	45
洪積および沖積堆積物	45
II. 11 地質構造	45
III. 応用地質	47
文 献	50
Abstract	1

田老地域の地質

田老地域の地質調査は、昭和 37 年 10 月から昭和 41 年 10 月にかけて行なわれた。古生層・下部白堊系陸中層群（原地山層）・火成岩および変成岩の分布する地域は主として島津が、岩泉付近の古生層および中生層分布地域を吉田・島津が、また白堊系宮古層群を田中がそれぞれ担当した。なお田老鉱山の資料はラサエ業株式会社田老鉱業所から提供をうけた。ラサエ業株式会社小田範明・吉田秀敏・金野貞志・蛭子貞二の諸氏に厚く感謝の意を表す。また田老構造線については、信州大学山下昇教授に、宮古層群の地質一般については東京大学花井哲郎助教授にご教示をうけ、宮古層群産のアンモナイト化石の一部の同定について国立科学博物館小島郁生博士をわずらわした。これらの方々に心から謝意を表す。また、薄片作製は地質調査所技術部大野正一・村上正技官により行なわれた。両氏に謝意を表す。

I. 地 形

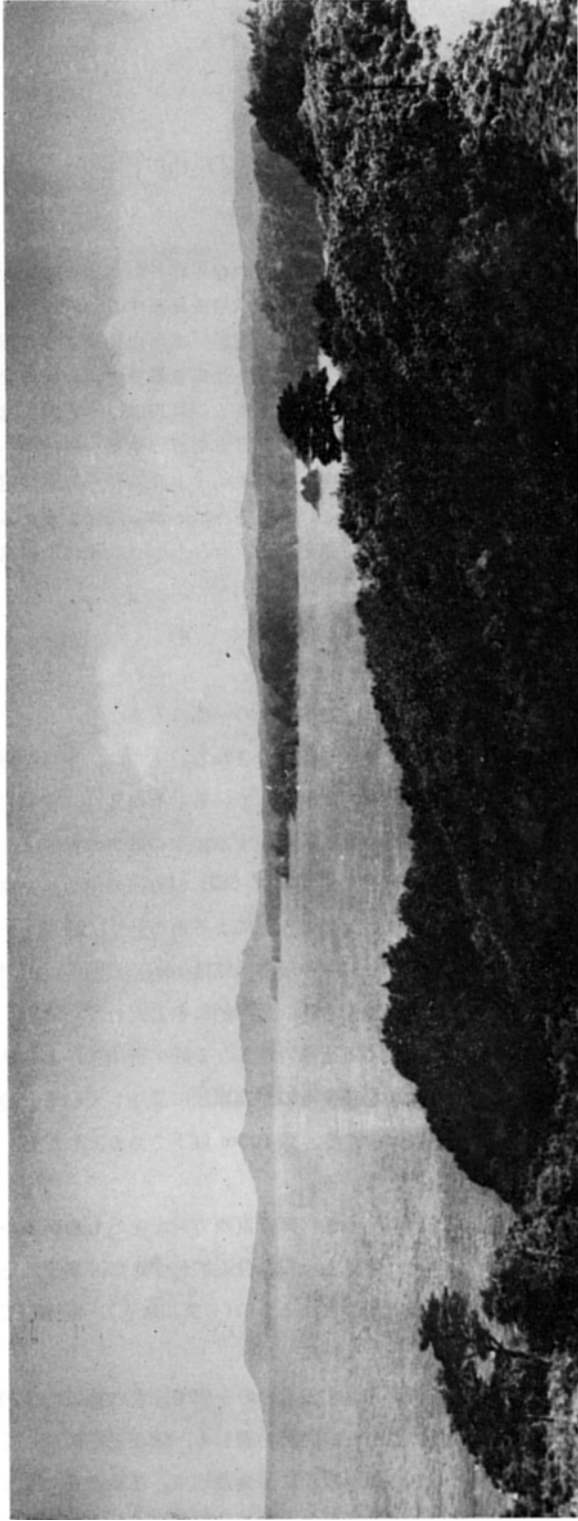
田老地域は北上山地の東縁に位置し、陸中海岸の一部に入る。

地形のうえから、この地域は大きく 3 つに区分される。1 つは、東縁の海岸段丘発達地帯で、海岸線よりほぼ 1～3 km の幅で平坦面を形成している。その 2 は、花崗岩（とくに宮古花崗岩）分布地域で、調査地域の南西部を占め高原状を呈する。そのほかの地域は、古生界・中生界の分布する地域で、ほぼ地層の走向に平行する NNW-SSE の方向の山稜が発達している。なお、この第 3 の地域内では、堆積岩の性質が地形のうえによくあらわれ、砂岩・チャート・石灰岩は突こつとした山稜を形成している。また、陸中層群（原地山層）の酸性火山岩分布地も、その部分に形成された剪裂帯によって起伏が助長され、地形的にきわだっている。

地域内の最高峰は、南西部に位置する花崗岩からなる峠ノ神山で、1,229.7m の標高を有し、この付近にはそのほかにも 1,000m を超すものが高原状に発達している。地域南西部を除くほかの地域では、1,000m を超す山嶺は少なく、数 100m 以下である。しかし、海岸侵食段丘面を除いて、開析がやや進んだ地形を呈している。

水系は、大部分、直接に太平洋にそそぎ、ほぼ東西方向をとるものが多い。それらのうちで田老川・摂待川せつたいがやや大きい。それでさえ、川口付近にわずかの沖積平地をつくるにすぎない。そのほかの水系には、北流して小本川うづべに合するもの（有芸川など）、南流して閉伊川へいに合するものなどがある。

海岸段丘は、陸中海岸沿岸によく発達するものの一部で、この地域では 200～240m、120～180 m の 2 つの段丘面が認められる。しかし、開析が著しく、段丘崖も消滅しているために両段丘面の区別はかなり困難である。これら海岸段丘は海食台地で、堆積段丘ではない。地域の北東部、茂師もじ西方の台地に、淘汰円磨のよい礫をもつ、海浜性砂礫層がわずかに分布している。これは海



第1図 真崎から見る海岸段丘面 遠く能崎を望む

岸段丘形成の時の侵食から残った部分であろう。陸中海岸ぞい段丘には、久慈西方から田野畑にかけて、砂鉄を含む洪積世堆積層の分布が知られている。この堆積層は田野畑南方でも、点々と非常に小さい分布で残っているが、この地域のものも同じ洪積世堆積層であろう。

段丘平坦面は、北に広く、南に狭い。すなわち、5万分の1地形図「田老」の地域では、北部で、海岸から5.5km、中部田老付近で3km、南部では1kmの範囲に、段丘面が分布する。120～180mの段丘は、田山利三郎(1931)によれば、下閉伊段丘に当たるが、これは中川久夫(1962)の区分のように、九戸段丘に対比する方が正しい。九戸段丘は久慈付近で180～240mの高度をもつが、この地域北部では、120～180mの高度であり、地域南部では、100～160mの高度と低下する。このように海岸段丘面が久慈付近から、しだいに高度を減ずることは、すでに今村学郎(1928)、田山によって研究されている。

200～240mの段丘面は、田山利三郎による下閉伊段丘に当たるのかもしれないが、120～180m段丘面との関係はあまり明瞭ではない。田山はこの地域南部の田老町南側で、いくつか細かい階段地を考えようとしているが、この地質図では、地域北部に200～240mの高位段丘面のみを区分した。

海岸線の出入は宮古以南に較べると少ないが、数10m程度の海食崖が発達し、小岩礁が多く、国立公園陸中海岸の景観をつくっている。

以上あげてきた地形、とくにほとんど流域をつくらずに谷を刻む小河川、湾入が少ないために良港のないこと、風化の進まない古期岩層などは、気象条件とともに、交通の発達、農業の振興を阻害し、とくに地域の北西部有芸などは陸の孤島とさえ呼ばれている。

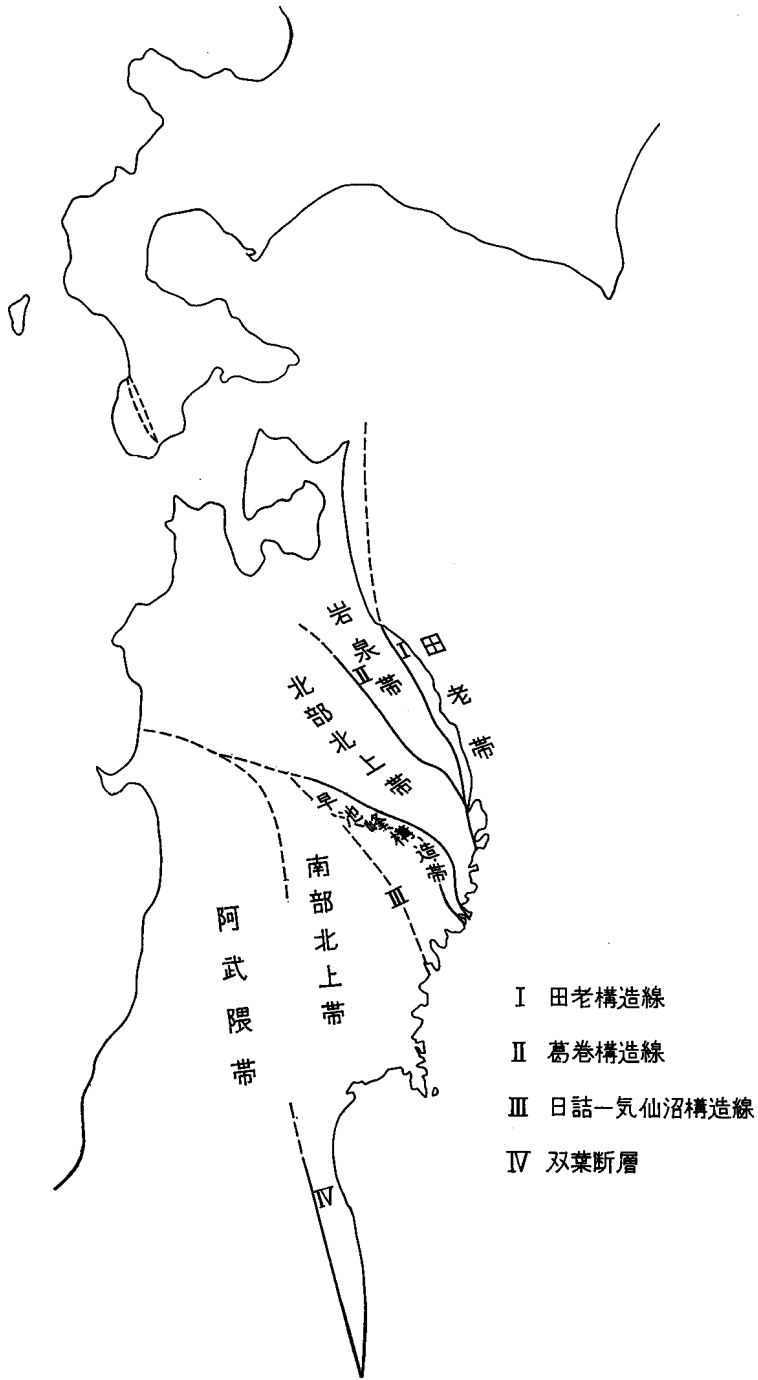
産業の発達は、単に自然環境によるものとはいえないが、上に述べたような地形のため農耕地が乏しく、山地が多いにかかわらず森林資源もあまり多くない。これまで、薪炭製造がおもな産業であったが、原木が少なくなったこと（とくに昭和36年5月の大山火事以降）と、需要が減ったことにより、前途多難である。峠ノ神山周辺の高原は、酪農の発達に伴い放牧地として活用されている。海岸の地形は良港をつくらず、段丘面を刻む狭少な川は道路の開発の障害となっており、交通もいたって不便であるが、近時観光地として開発されるに従い、道路もしだいに改良されてきている。一方、急しゅんな海食崖と岩礁は、こんぶ・わかめ・あわび・うになどの生育、養殖に好適な漁場となっていて、沿岸地方の主要な産業となっている。

Ⅱ．地 質

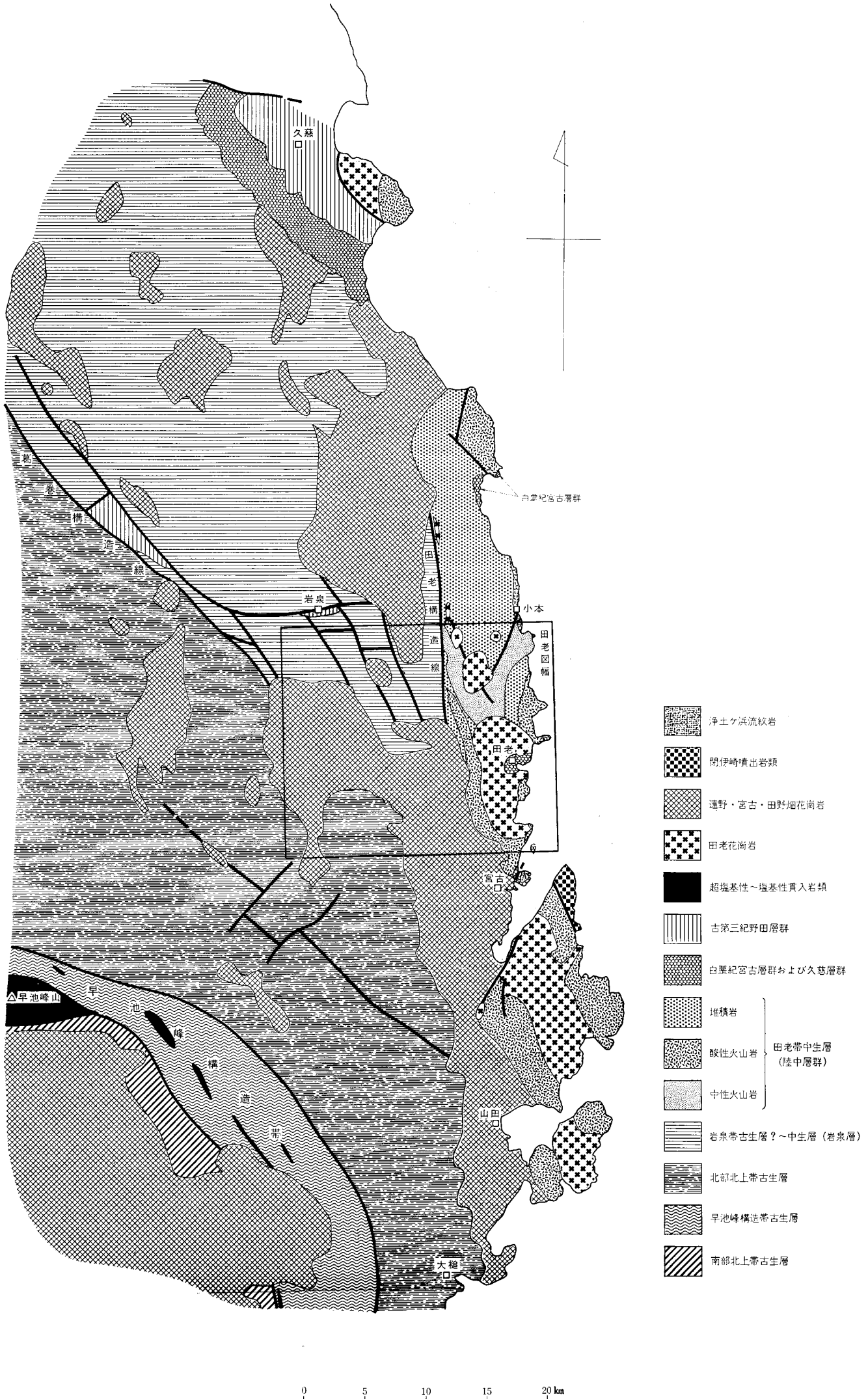
Ⅱ．1 概 説















この地域の地質は、古生層・中生層・花崗岩類など火成岩・第四紀層からなる。

古生層と宮古層群（白堊紀アプト～アルプ期）以前の中生層とからなる地域は、北部北上山地古・中生層に支配的な帯状構造を示す。北部北上山地の帯状構造は第2図に示される。すなわち、北上山地南部古生層と北部古生層の境界となっている早池峰構造帯から北東方に向かつて、北部



第2図 東北日本構造区分図



-  浄土ヶ浜流紋岩
-  閑伊崎噴出岩類
-  遠野・富古・田野畑花崗岩
-  田老花崗岩
-  超塩基性～塩基性貫入岩類
-  古第三紀田野層群
-  白堊紀富古層群および久慈層群
-  堆積岩
-  酸性火山岩
-  中性火山岩
-  岩泉帯古生層?～中生層(岩泉層)
-  北畝北上帯古生層
-  早池峰構造帯古生層
-  南部北上帯古生層

第3図 陸中海岸および内陸部一部地質概要図

第1表 地質総括表

	北部北上帯	岩泉帯	田老帯	
古第三紀		(小川層)	(野田層群)	流紋岩質凝灰岩
白堊紀		(沢廻層)	(久慈層群)	流紋岩質凝灰岩
			宮古層群 ● 陸中層群	大島造山運動・花崗岩の大規模な貫入 酸性および中性海底火山活動
ジュラ紀		● 岩泉層		塩基性海底火山活動
三疊紀		↓?		
二疊紀	● 豊間根層			塩基性海底火山活動

- 地向斜堆積物
- () 内の地層は田老地域内には分布しない

北上帯・岩泉帯・田老帯に区分される。これら3帯は、葛巻構造線および田老構造線によって分けられる。

この地域の北部北上帯を構成する地層は、二疊紀中期を中心とする地向斜堆積物からなる豊間根層である。岩泉帯を構成する地層は、後期ジュラ紀といわれる化石を産する、おそらく中生代初～中期を中心とする地向斜堆積物からなる岩泉層である。また田老帯は領石型植物化石を産する小本層を含む白堊紀初期の陸中層群（原地山層）からなっている。

豊間根層・岩泉層（再定義した）はともに、粘板岩・チャート・砂岩・シャルスタイン（火山岩および火山砕屑岩）・石灰岩からなる、推定の厚さ 7,000m から 10,000m に近い地向斜堆積物である。この地域の範囲では、豊間根層にはシャルスタインが非常に少ない。岩泉層は、この地域の北方にみられる巨大な石灰岩体を含み、火山岩類、礫岩も比較的多く、構成岩相に変化が多い。

田老帯を構成する陸中層群（原地山層）は、日本では珍しい多量のケラトファイア（石英安山岩）と安山岩の火山噴出物と、チャート・粘板岩・砂岩とから構成される地向斜堆積物である。その厚さは 5,000m を超える。

これら帯状構造をつくり、急傾斜で傾動し、褶曲運動をうけた古・中生層（先白堊紀アプト世）を、傾斜不整合で覆って、非常に緩い傾斜で宮古層群（白堊紀アプト～アルプ期）が分布する。この著しい傾斜不整合は、矢部長克・大築仏郎（1904）により確かめられていたが、これによって示される地殻変動の大きな意義に注目して、KOBAYASHI(1941)は大島造山運動と名づけた。

花崗岩類は田老帯にほぼ限って分布する田老型花崗岩と、それ以外のいわゆる宮古型花崗岩とに大別される。ともに白堊紀初期とみられる陸中層群(原地山層)を貫き、陸中層群(原地山層)も加わっている帯状構造を切っている。そして、宮古層群に不整合で覆われる。このことは陸中層群堆積後、非常に短い期間のあいだに、帯状構造が最終的に完成され、花崗岩が貫入を終えるという地殻変動が行なわれたことを示している。

田老構造線に伴い発達する千枚岩あるいは剪裂帯に、蛇紋岩および角閃石岩のごく小さな岩体がみられる。

脈岩にはいろいろの種類のもがみられるが、大別して、①陸中層群の海底火山活動に関連したもの、②花崗岩の貫入に密接に関係したもの、③花崗岩貫入以後白堊紀後期ないし第三紀と推定されるものに分けられる。第1に属するものに玄武岩脈、第2に属するものに、日出島海岸付近にみられる斑岩、峠ノ神山南西の斑禰岩・閃緑岩などがある。第3に属するものには中倉付近にみられる石英安山岩があり、この地域の南隣りの5万分の1宮古図幅地域内の墓目・茂市付近で数多くみられるものと同一である。さらに、これに属するもので、日出島の宮古層群を貫く流紋岩がある。これは、宮古市浄土ヶ浜(南隣の5万分の1宮古図幅地域内)に分布する流紋岩とまったく同一のものである。

熱変成岩は、宮古花崗岩類および田老花崗岩周辺に広く発達する。両花崗岩類の変成域は重複する部分があつて、変成分帯の関係があまり明らかでないところもある。変成分帯は3帯に分けられる。Ⅰ帯は、泥質岩の黒雲母の晶出によって特徴づけられている。Ⅱ帯は堇青石の出現で示される。さらにこの帯は2亜帯に分けられる。1つは、堇青石を点紋状に生じ、堇青石—黒雲母—(白雲母)の鉱物組合せをもつものである。他は、紅柱石がこれに加わったものである。Ⅲ帯は、泥質岩では珪線石または堇青石—カリ長石の組合せで特徴づけられる。なお、田老構造帯に平行して、西側では幅2～4kmにわたって、千枚岩が分布し、弱広域変成岩の発達がみられる。

宮古層群はおもに外洋性の沿岸～浅海成層で、基底部の巨礫礫岩にはじまり、石灰質砂岩・貝殻質砂岩・礫質砂岩を主とし、砂質シルト岩を伴う。全層厚は約120mであるが、5万分の1地形図「岩泉」地域では200m内外となる。本層群はオービトリナ・サンゴ・二枚貝・巻貝・アンモナイト・ベレムナイト・ウニ・石灰藻などの化石を豊富に含む。化石にはウルゴン相に特徴的な要素が多い。宮古層群が堆積した海域の古水温はベレムナイトの酸素同位元素に基づく測定によって18℃と推定されている(Lowenstam and Epstein, 1954)。下から上へ向かって羅賀・田野畑・平井賀・崎山層に区分され^{注1)}、これらとの層序関係が明らかでない地層として日出島層がある。宮古層群は本邦の下部白堊系上部統を代表する宮古統の一つの標準となる地層で、大部分が上部アプト階に対比され、最上部の明戸層は下部アルプ階に対比されるであろう。

第四紀層としては、海岸段丘上に、洪積海成層のきわめて小さい分布が一箇所のみみられる。これは岩手県久慈市付近にみられる含砂鉄第四紀層の相当層で、陸中海岸ぞいの段丘に散点的に分布するものの南限であろう。さらに各河川の流域および海浜に、狭長沖積層の分布がみられる。

注1) 北方の5万分の1地形図「岩泉」地域内では最上位に明戸層^{あけと}がくる。

II. 2 古生界—豊間根層

古生層は北上山地北部型古生層に属するもので、チャート相で特徴づけられる、化石の乏しい地向斜堆積物である。その地質時代はいままで産出した少数の化石によれば、二畳紀に属する。

この地域の古生層は、地域南西部に分布し、花崗岩に貫かれ、ルーフペンダントをつくっている。北部北上帯のなかの豊間根亜帯に属し、この帯状構造区に属する古生層を豊間根層と呼ぶ。

豊間根層 この地域の南方、山田町豊間根付近からこの地域まで連続分布する。粘板岩を主体とし、チャートを伴い、厚さ数10m以下の砂岩およびシャルスタイン（火山岩および火山砕屑岩）を挟む地層である。豊間根層はこの地域南方では、厚さ数10m以下の、レンズ状石灰岩・ドロマイトを含むが、この図幅地域内では見あたらない。全体として、宮古花崗岩による熱変成をうけている。

チャートは白色・灰色を呈している。塊状あるいは板状を呈し、板状のものはしばしば微褶曲を行なっている。

粘板岩は黒色で、板状を呈する。ところどころに、0.5cm以下の縞状に砂質あるいは珪質の部分を挟むことがある。また、チャートあるいは石英質砂岩の角礫および引きちぎられたような不定形岩片が粘板岩中に含まれる部分がある。これは豊間根層全体の特徴となっている。この成因として、一次的に堆積したチャートあるいは石英質砂岩が、水中移動を行ない再堆積したものと考えられる。

砂岩は一般に薄く、30m以下である。砂岩は熱変成作用で、色・粒度など変化しているが、だいたい中粒以下、塊状である。

シャルスタインは、深緑色で、おそらく熔岩起源であろう。

豊間根層の化石産地は、この地域外で1箇所発見されている。それはすでに、小貫義男・工藤一(1954)によって発表されている、北部北上山地の化石産地の一つで、山田町豊間根字富士（5万分の1地形図「宮古」区域）である。ここの豊間根層上部のチャートに挟まれる石灰岩レンズ中に、*Neoschwagerina* sp. の密集する部分があり、また石灰藻も産出する。この化石によって豊間根層の上部は中期二畳紀に属することが確かめられる。豊間根層全体としては、中期二畳紀を含む二畳紀前半を主とする地層であろうと推定される。

豊間根層全体の厚さは、構造を単純に考えれば7,000mを若干超えるくらいであろうと推定される。

豊間根層はほとんどすべて西へ傾斜している。この地域の南方、5万分の1地形図「宮古」地域内では、しばしば級化成層がみられ、これによると西傾斜は正常の構造で、逆転を示さない。また地層の繰返しも認められない。このようなことだけから判断すれば、豊間根層内部では、単斜構造とみてさしつかえがないと考える。

II. 3 中生界ジュラ系～古生界(?)—岩泉層

岩泉帯に分布する地向斜堆積物を、岩泉層と名づける。

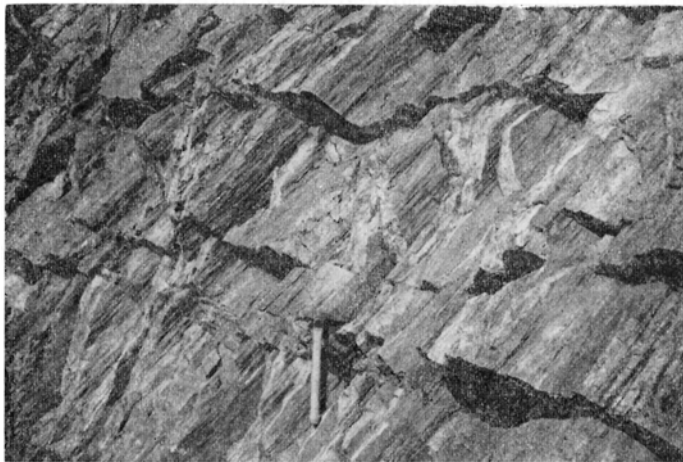
岩泉層は、さきに、小貫義男（1956）により、この地域外の岩泉町岩泉の西方（5万分の1地形図「岩泉」）に分布する、礫岩・砂岩・粘板岩・シャールスタイン・石灰岩の互層からなる、全層厚 570m 内外と推定される地層に対してつけられた。

しかし、この報告では、岩泉層は葛巻構造線と田老構造線に挟まれた、つまり岩泉帯を構成する 10,000m におよぶ厚い一連の地向斜堆積物に対して用いることにする。従来の岩泉層は礫岩を中心にした岩相の部分で断層でくぎって、周囲の地層と区別されていたが、その断層は実際には認められない場合が多く、周囲の地層と連続している。このことによって、以上のように岩泉帯全体を包括する地層として岩泉層を再定義したい。

岩泉層は、粘板岩・チャート・石灰岩・砂岩・シャールスタイン（火山岩および火山砕屑岩）のほか、北上山地北部では岩泉帯に特有な石灰岩礫岩を挟んでいる。この礫岩はこの地域内では分布していないが、この礫岩を挟むグレイワック質砂岩のかなり厚い層の分布がみられる。この地域の岩泉層は全体として花崗岩の変成作用をうけている。

粘板岩は黒色ないし暗灰色で、多くは板状を呈し、一部塊状のものがある。部分的に炭質物を含む部分があり、このような部分で破碎作用などをうけたところは、石墨質の粉状を呈する。これは豊間根層にはほとんどみられない粘板岩の性質である。粘板岩はときに珪質となり、緑白～灰白の縞状を呈することもある。また、砂岩の 1 cm 以下の薄いはさみをもつ部分が、まれにあり、級化層理をつくる。葛巻構造線などの断層の近くでは、千枚岩質となり、破碎されている部分があるが、この地域内では著しくはない。

チャートは、灰白色または暗灰色を呈する。暗灰色を呈するものは泥質で、珪質粘板岩といったほうがよいものもある。チャートは塊状または板状で、板状チャートはときに微褶曲を行なっている。板状層の厚さは最大 20 cm、普通 2～3 cm である。部分的に石灰質チャートもあり、また、石灰岩の 10～20cm の厚さの薄層と板状互層をつくることもある。また泥質の葉理（ラミナ）を挟むこともある。北上山地北部型古生層ないし中生層（地向斜性）のチャートには、マンガニウム床を伴うことがあるが、この地域では稼行にたえる鉄床はほとんどない。



第4図 畑西方の岩泉層粘板岩（熱変成をうけている）

砂岩は暗灰色～灰色で、中粒ないし細粒であるが、調査地域の北西部の厚い分布を示す砂岩は、粗粒で、地域外北方岩泉西方では、礫岩を挟み、礫質砂岩も多い。この砂岩層はとくに泥質微少片を含み、グレイワック質である。一般的に塊状のものが多く、わずかに級化層理を示す部分がある。それによれば、いずれも逆転構造が認められない。礫岩はこの地域ではほとんど分布しないが、岩泉町外れの礫岩は石灰岩外来礫および石灰岩の偽礫を含んでいる。この石灰岩礫および石灰岩片から、長谷弘太郎が、紡錘虫化石および六射珊瑚・ストロマトポラなどの化石を発見した。

シャルスタイン（火山岩および火山砕屑岩）は、この地域では10～50mと比較的薄いものが多く、緑色～深緑色を呈する。岩泉層のなかで、この調査地域は、シャルスタインの少ない部分に当たる。

岩泉帯の石灰岩として、久慈付近から岩泉町に連なる巨大な石灰岩がみられるが、この地域では、その石灰岩層の末端部が分布する。末端部においては、層厚も薄く、尖滅する。この地域内の石灰岩はほとんど花崗岩による熱変成をうけて、白色結晶質となっている。岩泉の巨大な石灰岩層の見掛上の下部、つまり東側には、チャート団塊あるいは板状薄層を挟む部分（^{しらんど}）がみられるが、この地域の石灰岩にもそれがみられる。なお、今回の調査において、岩泉町白土付近の石灰岩から化石を発見したが、この石灰岩は、岩泉の大きな石灰岩層とは、断層によって分断されているが、その連続部分とみられる。

白土付近で産出した化石は、六射珊瑚・ストロマトポラ・海百合などである。

この調査地域外の岩泉町岩泉西方で長谷が石灰岩礫岩から発見した化石は次のとおりである。

Microsolena sp.

Thamnasteria sp.

Stylosmilia sp.

Spongiomorpha sp.

Stromatopora sp.

これによって、長谷弘太郎（1956）は、後期ジュラ紀とし、鳥巢統に対比している。なお、この礫岩のなかの石灰岩礫岩から紡錘虫化石も発見している。

また、調査地域外であるが、白土の北の鼠入で、半沢正四郎（1954）が六射珊瑚を（^{そいり}）発見していることを報じている。

さらに、岩泉石灰岩北部末端部と考えられる石灰岩からも、六射珊瑚などが発見された。

著者らの発見した六射珊瑚は、正確に属名を決めるまでにいたっていないが、中生代を指示することは疑いない。

長谷ら（1956）は岩泉の石灰岩礫岩を含む、狭い地層の部分に限って、岩泉層とし、鳥ノ巢統に対比した。しかし、ここでは、岩泉の巨大な石灰岩を含んで、岩泉帯に分布する地層全体を先に述べたように岩泉層と名づけた。その理由の一つは、化石を産出した岩泉の石灰岩礫岩を含む、これまでの岩泉層が、その下位において、断層による地層の分断なしに、岩泉石灰岩の一部と考えられる石灰岩に連続することが、この地域のわずか北側の、小本川右岸の露出で認められ

ることである。さらに、岩泉から北方において岩泉石灰岩の西(見掛上の上位)に岩泉石灰岩礫岩および礫岩とまったく同様の、石灰岩礫岩および礫岩の分布がみられるが、これらも、岩泉石灰岩を挟む地層と整合一連の関係にあると認められることである。また、化石の点でも、岩泉石灰岩およびその末端部と考えられる石灰岩から六射珊瑚を産出し、岩泉石灰岩礫岩基質から産出する化石とは、大きな時代的差を考える必要がなく、同時代と考えてもよいことが明らかになった。

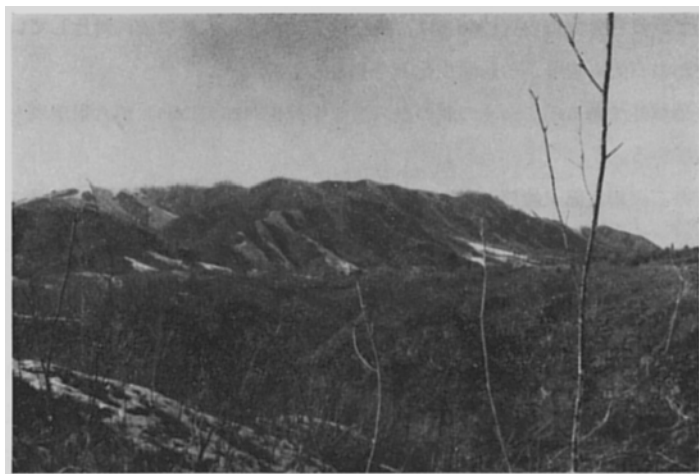
岩泉層全体の地質時代は、後期ジュラ紀の長谷の発見した岩泉石灰岩礫岩の化石以外に、正確に地質時代を指示するものはない。ただ白土そのほかの地点で発見された六射珊瑚によって、岩泉層のおもな部分が中生代のものであり、岩泉石灰岩礫岩の示す後期ジュラ紀を含む、中生代前半のものであろうと推定される。ただしその下限については不明であり、小貫義男(1956)は岩泉石灰岩の一部を古生代とみている。なお、岩泉石灰岩礫岩から産出する化石が、沿岸性堆積層に産する典型的な鳥ノ巣統の化石と完全に対比できるかどうかという疑問が残される。また、日本全体の地質構造から考えて、北部北上帯を秩父帯の一部と対比すると、岩泉帯の構造的な位置は、西南日本外帯の三宝山帯と対比される。勘米良亀齡・古川博恭(1964)によれば、九州の三宝山帯を構成する神ノ瀬層群は、上部二畳系から三畳系にわたると結論されている。この岩泉層は、化石の産出がきわめてまれで、十分に検討し、対比することができないが、三宝山帯を構成するような優地向斜の堆積物をつくった地向斜が、東北日本において存在したとも推定されよう。

岩泉層の構造は、豊間根層とまったく同様で、N20~50°Wの走向で西に60~70°で傾き、あるいは直立する地質構造をもっている。

岩相からみても、地質構造からみても、豊間根帯と岩泉帯とは親近な関係にあることが認められる。

II. 4 中生界白堊系—陸中層群(原地山層)

本層は図幅地域の東部に分布し、田老、胡桃畑などの花崗岩体に貫かれている。石井清彦ら(1953)により原地山を標式地として命名された火山岩累層であり、小貫義男ら(1961)による陸



第5図 重津部付近から原地山を望む

中層群の一部に相当する。石井らの報文によると大部分、塩基性～中性の火山岩類からなるとされているが、その後の加納博（1959）、本間弘次（1962）らの研究により、酸性火山岩類が含まれることが明らかにされた。

また、小貫義男ら（1960）による層位学的研究によって、この付近のいわゆる時代未詳中生層は、岩泉層・小本層・原地山層・滝ノ臂沢層、松前沢層に分けられたが、のちに、小貫ら（1961）は岩泉層・小本層を除く原地山層・滝ノ臂沢層・松前沢層を一括して陸中層群とした。この報告では、小貫ら（1960）の層序区分をそのままこの地域に適用することについての疑問が残されたので、それを避け、一括して陸中層群原地山層とした。その理由として、この地域は石井がさきに報告したように大部分火山岩からなっていること、また、松前沢層の一つの特徴であるチャートが、この地域にもみられるが、原地山層の酸性火山岩に挟みこまれて、かならずしも小貫らの区分のように上下に分けられるものではないこと、また、滝ノ臂沢層に当たるとされる小本川下流沿岸に露われる砂岩相は、原地山層の酸性火山岩と互層し、あるいはその下位に当たることなどの問題が残されるからである。

ともかく、田老構造線以東の陸中層群全体は、日本の中生代後期の日本列島外側にできた地向斜堆積物の一部で、日本では珍しい酸性ないし中性の火山岩を含み、いわゆるケラトファイア系の火成作用をもつ白堊紀初期の地向斜堆積物である。また加納博（1959）は、陸中層群・岩泉層を含めて、北上外縁帯を提唱し、北上山地東縁に中生代地向斜堆積物の発達することをはじめて指摘した。この報告ではそれから陸中層群を分けて、これが単一の独立した地向斜内に生成したものとした。

陸中層群は、小本層を一括して考えるならば、小本層から産出する植物化石が領石フローラであり、しかも、宮古統宮古層群に不整合で覆われているから初期白堊紀前後の時代のものである。しかし、小本層の分布する小本付近を除いては、いままでほとんど化石が発見されておらず、下限は不明である。

原地山層分布地域は、中里一原地山を結ぶ断層を境にして、大きく2つに分けられる。

東部地域には NS～NE 方向の構造が発達し、原地山一揆待を結ぶ方向に一つの背斜があり、その両翼に砂岩頁岩互層が重なっている。北西側の上小成付近では砂岩頁岩互層中に 2～3 枚の塩基性～中性火山岩が挟まっている。南東側の向新田付近では、砂岩頁岩互層は複雑な構造を示し、酸性火山岩を挟在し、層厚も明らかでないが、600～1,500 m に達するものと考えられる。重津部付近では走向 N10°E となり、砂岩頁岩互層の上位に厚い酸性火山岩類（ケラトファイヤー）が重なっている。一方、西部地域では本層の一般走向は北北西で、塩基性～中性火山岩類・砂岩・頁岩・酸性火山岩類の順に重なっている。この西部地域は従来、田老剪裂帯と呼ばれ、一つの構造帯を形成している。岩石にはスレート劈開が発達し、板状あるいは千枚岩状を示す部分が多い。火山岩類中には泥質岩の薄層を挟在するが、泥質岩の部分はとくに片状化が著しく、また、剥理面に直交する細かい節理が発達したり、キンクバンドを生じていることがある。このような部分の岩石はさらに熱水変質および鉍化作用を受けている。畑から中里にかけて分布する塩基性火山岩類も片状化著しく、原岩の組織がこわされているものもある。鋤ノ沢から神田

こかけて分布する酸性火山岩も片状～板状となっている。

片状化の著しい火山岩類は一見点紋片岩状を呈している。

原地山層と岩泉層との関係は両層の粘板岩（原地山層の泥岩は西部地域で粘板岩状を呈する）が一見区別つけがたく、走向傾斜もほぼ同じであり、しかも境界部付近に著しい剪裂帯が発達しているため不明な点が多い。しかし、仔細に観察すると両層の境界は衝上性の断層で接しているものと考えられる。

両者の関係は畑西方の道路ぞい、および岩泉図幅地域内の宮本付近（小本川左岸）で観察される。とくに宮本付近では両層が直接接している。そこではチャートおよび珪質岩を主とし粘板岩を挟む岩泉層と原地山層の粘板岩が接しているが、その境界部をには3～4mの幅の片状部を生じている。そして、両層の岩石の構造には顕著な差異が認められる。すなわち、岩泉層の岩石には



第6図 田老構造線東方の剪裂帯（原地山層：中里）



第7図 田老構造線東方の剪裂帯（原地山層：畑西方）

層面上に微褶曲を生じ、線構造が認められる場合が多い。片理面（ほぼ層理面に平行）は両層の岩石ともにほぼ同じであるが、岩泉層の線構造は、SW, 70~80°S である。このような構造の違いは畑西方でも認められる。そこでは直接の関係は認められないが、岩泉層に上述のような微褶曲、それによる線構造（SW, 80°S）が認められるほか、原地山層には認められない複雑な小褶曲、腸づめ構造その他が認められる。また、両者の区別は岩相の上からも認められる。原地山層の堆積岩は大部分様な泥質岩であるのに対し、岩泉層は粘板岩、珪質粘板岩、チャート、砂岩で、砂岩の一部は *turbidite* である。その他の地域では露出わるく確実に境界を追跡することはできないが、地質図上に示したような、田老構造線とよぶ衝上断層で境される。



第8図 田老構造線東方の剪裂帯
(厚地山層千枚岩：畑)

岩泉層と原地山層のあいだは、石井清彦ら（1953）により圧砕帯をもって境界とされた。しかし、加納博（1950）は両層を一連のものとして取り扱っているため、両層の関係を問題にしていない。しかし、加納博（1959）の線構造の広域的分布の図には上述のような関係が表現されている。また本間弘次（1962）も両層の関係は確かでないとして述べているが、境界部に相当する部分に断層を引いている。そして本間はこの断層を境にして変成度に大きなギャップがみられると述べている。

なお、従来、小貫ら（1960）により岩泉層とされてきた外川目から中里にかけて分布する砂岩、泥岩からなる地層も原地山層の一部であろう。

西側の中里付近では断層が発達しているが、東側では海岸地域の原地山層の上部の砂岩泥岩互層の上部に相当している。

原地山層は宮古層群に不整合に覆われている。すなわち、茂師では中性火山岩類が宮古層群の基底礫岩に覆われ、真崎、日出島では酸性火山岩類が宮古層群に覆われている。

原地山層と岩泉層、宮古層群との関係は上述のとおりであるが、全域を通じての原地山層の層序および構造を次に述べる。

原地山層の層序は、下位から塩基性～中性火山岩類、砂岩泥岩互層、酸性火山岩類の順となっている。塩基性～中性火山岩類は原地山を中心として東側で撰待、茂師、西側で畑、中里と分布している。田老花崗岩の進入のため、それらの南限は明らかでないが、その両翼に、それらを取り巻いて砂岩泥岩互層、酸性火山岩が広く分布している。東部地域では背斜、向斜を繰り返すが、全体としては原地山付近が大きな背斜部（南に沈む）になっている。田老、胡桃畑花崗岩はそのような背斜の軸部に進入したものとみることができる。

原地山層の分布地域の中で、西部地域の岩石は田老剪裂帯の中に位置し、種々の程度に片状化している。その上、宮古花崗岩による接触変成を強く受けている。東部地域の岩石は変質および田老花崗岩の接触変成を受けているが、原岩の構造は残っている。このように両地域の岩石は著

しく異なっているので、以下の岩石記載も別々に行なうことにする。

東 部 地 域

安 山 岩 類

安山岩質岩石は、おもに原地山、撰待、水沢、茂師付近に分布し、その他では堆積岩中に挟在して、向新田、上小成付近に分布している。石畑、飛、原地山付近のものは花崗岩による接触変成を受けている。そのため、もともとの岩石の性質を残しているのは茂師付近のものだけである。

原地山層を構成する安山岩質岩石は、熔岩・火山角礫岩および凝灰角礫岩である。

安山岩(茂師) 暗緑黑色、塊状で、斑晶として斜長石および輝石を含み、石基は填間組織をなしている。斜長石には集合状斑晶をなすものがある。わずかに変質して絹雲母・方解石を生じているが、ときには曹長石化が進んでいるものもある。輝石は斑晶としてだけ一部に認められる。普通輝石がおもで、紫蘇輝石をわずかに含んでいる。多くの場合、輝石は緑泥石・方解石に変化している。

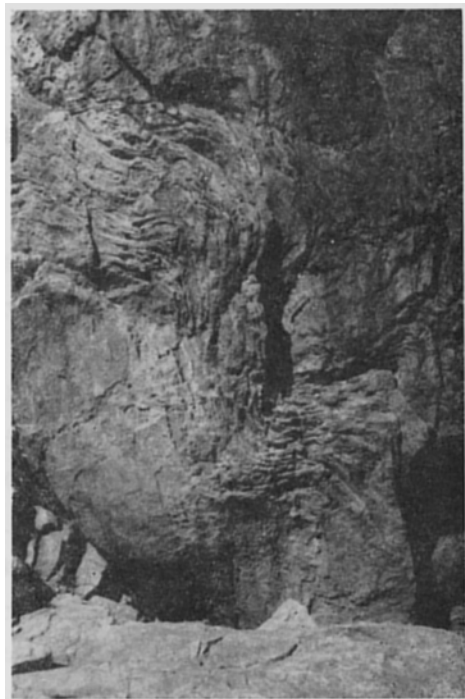
石基は拍子木状の斜長石とあいだを埋めるガラスからなっているが、多くの場合緑泥石または方解石によって交代されている。細かい石および鉄鉱物を生じている。緑泥石は淡緑色、ときに青緑色で、青緑色のものは複屈折が小さい。また、杏仁をもつものもあるが、それは緑泥石、あるいは緑泥石と方解石にみだされている。

安山岩(飛) 暗黒色～灰黒色、斑状で、斑晶は斜長石である。接触変成をうけ、石基が再結晶しているため明らかでないが、填間組織を示しているものと考えられる。拍子木状斜長石が並び流状構造を示すものもある。

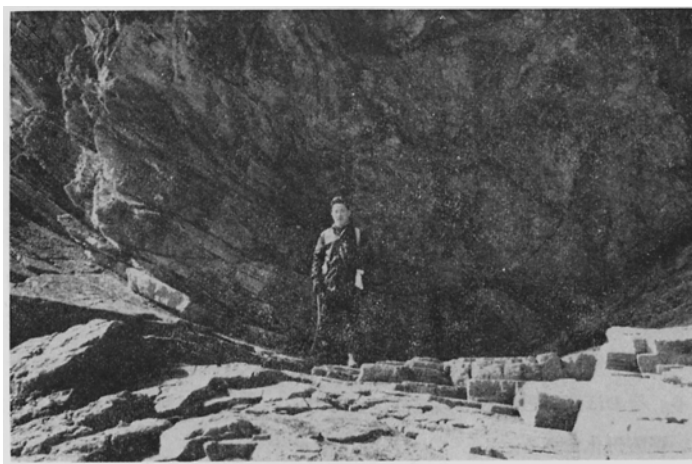
斑晶の斜長石は集合状で、累帯構造を示し、部分的に緑れん石を生じているものもある。有色鉱物と思われる斑晶は、淡緑色の角閃石の集合か淡褐色の黒雲母の集合に変わっている。石基は細柱状の緑閃石・黒雲母・榎石・鉄鉱物と、それらを埋める粒状の斜長石からなっている。緑れん石を多く生じているものもある。

酸性火山岩類

従来、石英ケラトファイヤーとして記載されたもので、青ノ滝から真崎の海岸にかけて分布する。また、檜内、女遊戸、姉ヶ崎付近にも分布している。一般に塊状、ち密な斑状岩で、一部では板状を呈し、著しい層内褶曲を示す部分もある。このような岩石は真崎、



第9図 真崎北方の原地山層縞状～板状斑岩
(ケラトファイヤー)



第10図 真崎北方の原地山層縞状～板状斑岩（ケラトファイヤー）

青ノ滝海岸で認められる。それらの斑状岩には淡緑色のチャート～珪質砂岩状の岩石を挟在している。これらは仔細に観察すると細粒凝灰岩～火山礫凝灰岩である。また凝灰角礫岩も一部に産する。花崗岩の近くに分布するものは接触変成を受け、やや青緑色あるいは灰褐色を呈するが、一般には灰白色あるいは淡紅色の斜長石の斑晶のめだつ、灰青、灰緑、灰黄色の岩石が多い。

斑晶の斜長石は1～1.5 mm に達するものもある。その他、縞状のもの、濃淡のふちのあるものなどがある。

これらの酸性火山岩類は変質のため、原岩の性質が明らかでない場合が多い。成分的にはほぼ石英安山岩に近いが Na が多く、いわゆるケラトファイヤーと考えられる。

変質は、広域変質的なものであるが、水沢から向新田の海岸にかけては、さらに鉍化作用に関係のある熱水変質の影響も認められる。

次にこれらの岩石をいくつかの岩型に分けて記載する。

岩型Ⅰ 灰色～灰緑色、斑状で、斑晶として斜長石を含んでいる。斑晶の斜長石は自形で、アルバイトーカールスバド双晶が発達し、わずかに絹雲母化しているものもある。石基の部分は全体として細粒の斜長石と石英・絹雲母・緑泥石の集合からなるが、ところどころにプール状に葉片状の曹長石の集合を生じている。このような曹長石にはアルバイト双晶だけが発達している。そのほかに変質鉱物として緑れん石・榎石を生じている。緑れん石には斜長石を交代しているものもある。

この型の岩石で接触変成をうけたものには淡褐色の細片状の黒雲母がみられ、変成が進むと葉片状の曹長石は消失し、全体が斜長石・石英のモザイク状集合となり、黒雲母の量が増している。

岩型Ⅱ 灰青～灰褐、ときに灰黒色、斑状で、1～1.5mm の斑晶の斜長石がめだっている。斑晶の斜長石は自形を呈するものが多く、部分的に絹雲母化している。アルバイトーカールスバド双晶を示すものが多い。石基は斜長石・石英・絹雲母・緑泥石の細粒状の集合からなるが、そのなかに球顆状をなして曹長石が生じている。これはこの岩型の著しい特徴である。その他、緑れん石・榎石・鉄鉍を伴っている。

この岩型に含めたもののなかには、斑晶の斜長石のまわりに、斜長石を核としたような形で大きく放射状に発達した曹長石の球顆を生じているものがある。なお、完全に緑泥石に変化した雲母の仮像が認められるものがある。この岩型の岩石も接触変成を受けたものは、石基が再結晶してモザイク状となり、また淡褐色の黒雲母を生じている。斜長石中の細かい絹雲母や塵状の物質も消失している。

岩型Ⅲ 淡青緑～灰緑色で、黒い斑点が認められる。向新田の浜では、明瞭な柱状節理を示している。斑晶は大部分斜長石で、石英がわずかに認められる。黒色斑点は有色鉱物の斑晶と思われるが、完全に緑泥石に交代されている。斑晶の斜長石は完全に絹雲母化し、内部に曹長石を含むものもある。石基は細粒の曹長石、石英の不規則な粒状の集合で、粒のあいだを埋めて絹雲母が生じている。そのほか、磁鉄鉱・黄鉄鉱を含んでいる。この岩型の特徴は、斜長石斑晶および石基の著しい絹雲母化である。



第11図 原地山層の酸性火山岩
柱状節理発達（向新田の浜）



第12図 原地山層の黒色泥岩
この上に第11図の火山岩がのる（向新田の浜）

堆積岩類

泥岩は黒色または灰色～淡緑色で、一見、チャートに似た外観を示すものもある。灰色～淡緑色のものは凝灰質である。砂岩は大部分、石英質である。鏡下では石英粒とそのあいだを埋める緑泥石・絹雲母が認められる。そのほかにジルコンと鉄鉱物を含んでいる。

縞状をなす砂岩は、石英と斜長石を含み、凝灰質である。

これらの砂岩のなかで、接触変成をうけたものには黒雲母を生じている。



第13図 原地山層の砂岩泥岩互層(水沢)



第14図 原地山層の砂岩泥岩互層にみられるラミナ(水沢)

脈岩類

本図幅地域内には多くの脈岩類が産するが、それらのなかで、原地山層の火山岩類と関連のあるものを次に記述する。

安山岩質岩は原地山層の熔岩状の岩石と区別しにくい、やや斑晶が大きい。灰緑褐色で、斜長石の斑晶と緑れん石の斑点が認められる。

斑晶の斜長石は自形で、絹雲母化を受けている。緑れん石は石基中に集合状に産するか、斜長石を交代している。石基は斜長石・石英の細粒状集合で、そのほかに緑泥石を生じている。鉄鋳物・褐れん石を伴っている。

安山岩質岩石には、石基の部分がほとんど曹長石の粒状集合となっているものもあるが、そのような変質の様相は、新第三紀のプロピライトに酷似している。

斑岩質岩石には2つの種類がある。その1つは灰緑色斑状の岩石で、縞状にぶちたものもあつ



第15図 原地山層凝灰質泥岩を貫く斑岩
暗色部は child margin (摂待西方)



第16図 同上部分図 (第15図中央上部を拡大したもの)

て、岩型Ⅱに似たものがある。斜長石斑晶は自形で、部分的に絹雲母・緑れん石化をうけている。石英の斑晶も含まれている。石基は曹長石・石英の集合で、緑泥石・楕石も生じている。曹長石にはアルバイト双晶をした葉片状の結晶と、球顆状のものがある。他のものは、灰青緑色で、斜長石の斑晶と細柱状の黒色の斑晶をもっている。斑晶の斜長石は著しく方解石化している。細柱状の黒色の斑晶は、絹雲母・方解石により完全に交代されているが、柱状および菱形の形状から角閃石の仮像と考えられる。石基は斜長石・石英・絹雲母・緑泥石の微細な結晶の集合からなっている。

西部地域

この地域の岩石は、ほとんどすべてが剪裂作用と接触変成作用とをうけている。この地域には雁行状の剪裂帯が数帯発達しているが、それらの剪裂帯はおもに泥質岩と火山岩との境界部に発達している。剪裂帯の泥質岩は著しく片状化し、鉱化作用を伴うものは絹雲母化され、また、風化面では鉄明ばん石を生じて黄色を呈する。火山岩類も剪裂帯およびその近傍のものは、完全に片状化し、緑泥石化しているものと、薄い剝理の発達した岩石中に斜長石の斑晶がめだち、見掛上、点紋片岩のような岩相になっているものがある。火山岩類には、安山岩～玄武岩と斑岩とがあるが、一部にはそれらの火山碎屑岩も含まれる。しかし、片状化、または接触変成を強くうけたものでは原岩の区別がむずかしい場合が多い。

安山岩～玄武岩類

安山岩～玄武岩類はおもに畑から中里にかけて分布している。一部は斑岩中に挟在して畑西方、中ノ浜西方に産している。比較的塊状で原岩の構造を残しているが、片状化の著しいものもある。

灰緑～緑黒色で、片状を呈するものでは斜長石の斑晶が認められる。また、緑れん石が斑状またはプール状にできているものもある。鏡下では残斑晶として斜長石が認めら



第17図 原地山層の粘板岩と斑岩(畑西方)
SI: 粘板岩
Po: 斑岩

れ、片状化と接触変成の弱いものでは原岩の組織—大部分安山岩質組織—が認められる。一部には玄武岩質～粗粒玄武岩質組織を示すものがある。

斜長石は種々の程度に再結晶し、外形も石基の部分の再結晶のため凹凸な形となっている。内部には再結晶した粒状の斜長石のほか緑閃石・緑れん石を含んでいる。一般に汚濁されている。石基の部分は変成度のやや低い部分では緑泥石に埋められ、そのなかに長柱状の緑閃石が束状、あるいは単独に生じている。緑閃石は青緑色である。また、緑れん石の集合が球形に生じている。

変成度が進むと、緑泥石は消失し、石基の部分は全体が緑閃石質角閃石と黄褐～淡褐色の黒雲母の集合に変化する。また、斜長石・石英がプールの状または脈状に生じている。その他、鉄鉱物・榭石などを生じている。

変成度の高い部分での角閃石は、黄緑～緑色である。

剪裂作用をうけたものでは上述の変成鉱物が並んでいる場合が多く、また斜長石の斑晶は破碎されている。

凝灰岩源と推定される岩石は、斑晶がなく、緑れん石・黒雲母・緑閃石に富む部分と細かい黒雲母と石英・斜長石からなる部分が縞状に並んでいる。黒雲母は淡褐色で細かく、緑閃石は長柱状ではうき状の集合である。緑れん石は小結晶の集合からなる。

斑岩類 ^{注2)}

この岩石は鋤ノ沢、大館山、佐羽根、一ノ渡と細長く、帯状に分布している。剪裂作用のため、片状となっているものが多い。とくに鋤ノ沢から神田にかけては著しく、灰褐色で、斜長石が点紋状に認められる。一部には灰褐色の部分と黄白色の部分縞状になっているものもある。片状を呈する西側の部分の斑岩中にはチャートを挟在している。

片状の部分は一般に西側に多く、東側には塊状のものもある。田老鉱山の下盤斑岩、大倉沢のものなどはその例である。



Po/SI

第18図 原地山層粘板岩中の縞状斑岩
接触変質をうけている (八ツ川東方) SI: 粘板岩 Po: 斑岩

注2) ケラトファイヤーに相当すると思われるが、接触変成により再結晶が進んでいるので、ここではこのように区別した。

斑岩類はそのほかに、畑東方から加倉東方にかけて分布している。この付近に分布するものは一見チャート様で、安山岩・泥岩中に挟在している。

斑岩は斜長石（斑晶と石基）と片状の黒雲母を含んでいる。また、石基の部分にプール状に斜長石の葉片状集合を生じているものや石英が細長く、プール状に生じているものもある。これらの石基の部分の黒雲母・斜長石・石英は変成作用により生じたもので、斑晶の斜長石はまわりがそのような結晶によって取り囲まれて、残斑晶状を示すものが多い。その他、緑れん石・楯石を伴っているものがある。

斜長石の斑晶は剪裂作用を強く受けた部分では回転し、外形が丸みを帯び、ときにはぼやけた形となっている。また、接触変成を強くうけたものでは、結晶内部にみられた汚濁が除去されている。



第19図 縞状斑岩（八ツ川東方）

黒雲母は淡褐色であるが、変成度が上がると褐色または緑褐色となっている。

石基の部分は変成度が上ると、斜長石・石英の結晶粒が大きくなり、ホルンフェルス状となる。一部では石基中に董青石の不規則な結晶が生じ、石英と共生している場合がある。

縞状をなす岩石の黄白色部はおもに緑れん石からなる。

脈岩類

奥砥沢に分布する灰色の斑岩は、斜長石の斑晶をもち、石基の部分は不規則粒状（一部微文象状）の斜長石と石英・絹雲母・緑れん石からなり、上述の岩型Ⅱに似ているが、わずかに黒雲母を生じている。これにやや似たものは加倉付近にも産している。これらは一見、珪化した岩石と区別しがたい。

加倉林道入口付近には閃緑玢岩と思われるものが分布している。灰緑色、細粒で、鏡下では閃緑岩質組織が認められる。斜長石は曹長石化し、そのほかに淡緑色の緑閃石質角閃石が散在している。また、緑れん石・楯石・方解石などを生じている。

同様な閃緑岩質岩石は、加倉部落にも分布している。やはり、汚濁した斜長石と、青緑色の緑閃石を含み、その他、緑れん石・楯石・石英のプール、少量の黒雲母を生じている。以上の貫入岩類は、明らかに接触変成をうけているので、花崗岩侵入以前のものであることはまちがいない。おそらく、原地山層の安山岩あるいは斑岩と関連のある貫入岩と考えられる。

堆積岩類

この地域には、火山岩掛こ挟在して、泥岩・凝灰質砂岩・砂岩・チャートが分布している。こ

れらと火山岩類の境界部には剪裂帯が発達することが多く、そのため片状化するとともに、絹雲母化、緑泥石化作用をうけている。

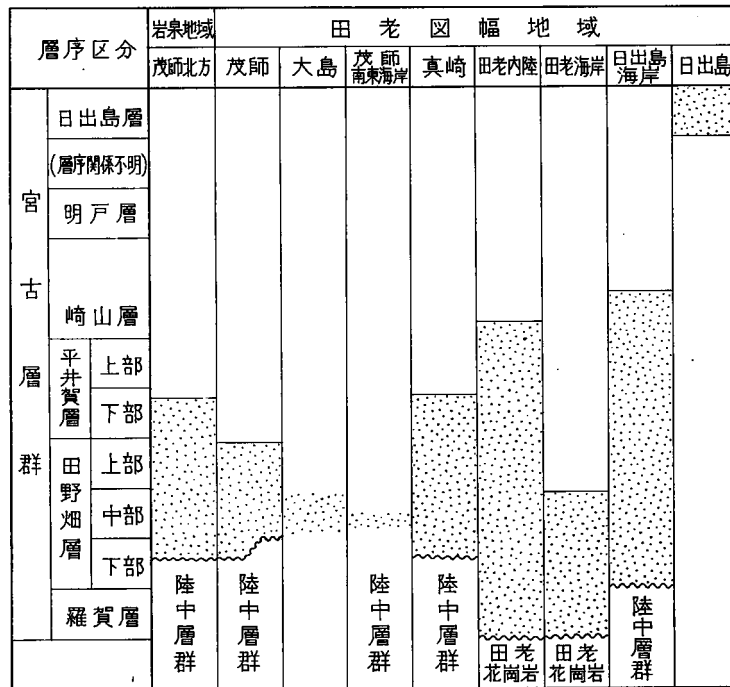
最も広く分布するのは、鋤ノ沢と田老花崗岩のあいだに分布する接触変成をうけた砂岩である。淡褐色でホルンフェルス化し、黒雲母・斜長石・石英の組合せとなっている。

剪裂帯の岩石は、千枚岩状で、淡緑色あるいは白色を呈している。淡緑色の岩石は淡緑色の絹雲母と石英からなっている。白色の岩石も細かい絹雲母の集合からなっている。

また、剪裂帯に沿って各所に堇青石岩が産しているが、その原岩は大部分泥質岩と考えられる。堇青石岩は扁桃状の双晶の発達した堇青石と、そのまわりの淡褐色の黒雲母の集合からなり、ほかに石英を伴っている。

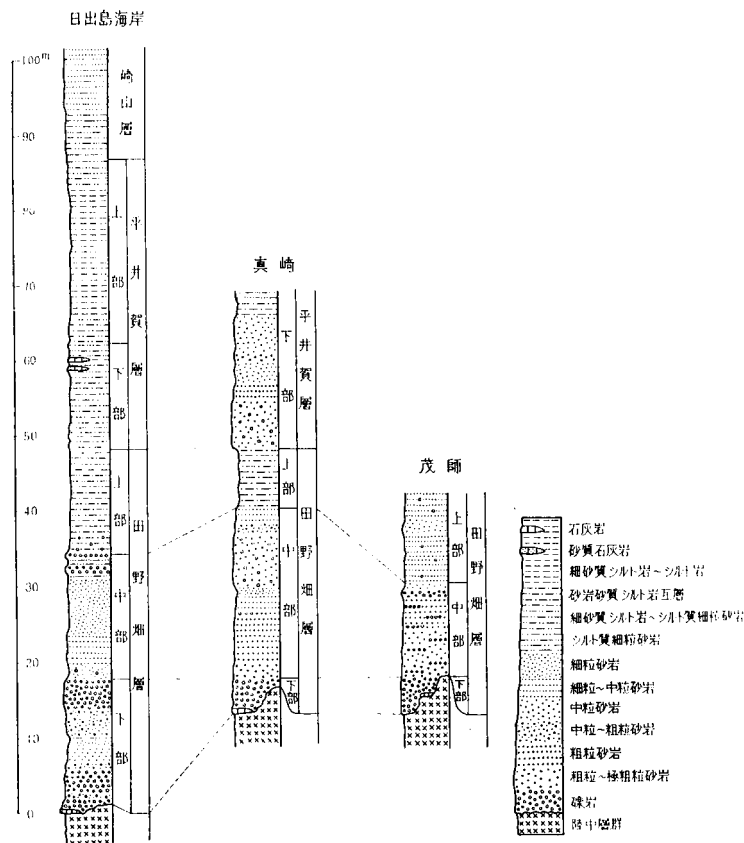
II. 5 中生界白堊系一宮古層群

宮古層群は、本図幅地域北方の5万分の1地形図「岩泉」地域から南方の5万分の1地形図「宮古」地域にかけて、太平洋沿岸に点々とわずかな面積に露出する。図幅地域では南から北へ宮古市日出島・下閉伊郡田老・真崎・茂師などの海岸や島に露出している。層序学的には YABE and YEHARA (1913) の古典的研究は別として、わずかに最近の花井 (1949)、花井ら (1968) の研究があるにすぎない。しかし、保存良好な化石が豊富に産するために、今日まで多くの古生物学的研究がなされてきた (たとえば YEHARA, 1915 ; SHIMIZU, 1931 ; NAGAO, 1934 ; EGUCHI 1951 ; HAYAMI, 1965-1966 ; OBATA, 1967)。



第20図 宮古層群露出地層の層序的範囲

宮古層群は大島造山運動後に比較的安定した地盤上に堆積した地層で、褶曲した下部白堊系陸中層群やそれを貫く花崗岩類を顕著な不整合に覆い、東方、太平洋側へ緩く傾斜している。おもに外洋性の沿岸～浅海成の整合に累重する地層で、石灰質砂岩・貝殻質砂岩・礫岩に富み、化石をきわめて豊富に含み、120m 近くの層厚をもつ^{注3)}。点々と露出する宮古層群は地区ごとにかなり層相を異にするが、互いに関連性が深く、元来一連のものであったとみなされる。岩相層序区分にあたっては、分布地域北部（5万分の1地形図「岩泉」地域内）において花井ら(1968)が行なった堆積輪廻（とくに堆積物の粒度の垂直的变化で示される）に基づく区分に従った上で、一部修正を加え、累層名には花井らの提唱した名称を踏襲した。その結果、宮古層群全体の岩相層序区分、ならびに各地区における露出地層の層序的範囲は第20図のようなになる。各層は整合関係にある。



第21図 田老図幅地域宮古層群層序柱状図

注3) 層厚については、本図幅地域の場合だけに限り、また日出島層の厚さを考慮に入れない。

II. 5. 1 層 序

羅 賀 層

田老周辺のみ分布し、とくに三王岩付近の海岸によく露出する(第22図)。宮古層群中の最下位の地層で、田老花崗岩に属する花崗閃緑岩を不整合に覆い、場所によっては高角度の正断層をもって花崗閃緑岩と接している。主として礫岩(巨礫に富む)からなり、石灰質砂岩^{注4)}を挟み、ときどき斜交層理が発達する。化石は未発見である。厚さは20~30mである。

礫岩はふつう無層理で、淘汰がわるく、おもに巨礫・大礫からなる。巨礫は本層の下部ほど多い。礫は一般に円礫~亜円礫で、乱雑に、また密に集積している。巨礫には花崗閃緑岩のほか、陸中層群由来の火山岩類も多い。基質が主として花崗閃緑岩や緑色の火山岩類に由来した砂粒からなるために、礫岩は全体として青緑色を呈する。石灰質砂岩はレンズ状をなして礫岩中に



第22図 田老海岸三王岩における宮古層群羅賀層(礫岩)
および田野畑層下部(礫質砂岩)の露頭

注4) 砂岩—石灰岩系列の分類については、PETTJOHN (1957, *Sedimentary Rocks*, 第2版)にしたがって、方解石(膠結物質として2次的に加わったものを除く)の量比が0~10%, 10~50%, 50~90%, 90~100%のものをそれぞれ砂岩・石灰質砂岩・砂質石灰岩・石灰岩とした。

挟まり、灰色を呈し、概して粗粒～極粗粒、礫質（中礫～大礫質）で、しばしば斜交葉理を示す。厚さは一般に 0.2～0.5m であるが、まれに 6m に及ぶ。

羅賀層の分布地域は宮古層群全体の分布地域としてはもっとも西側、すなわち堆積当時の外洋に対してもっとも内陸の方に近かったとみなされる。羅賀層と基盤とのあいだの不整合面はきわめて著しい起伏を示し、本層は基盤の凹所に埋積したものである。

田野畑層

田老地区以外では直接に基盤の陸中層群を不整合に覆う。含礫砂岩や偽層砂岩に富み、下から上へ向かつて粒度を減じ、下部では礫岩が発達し、上部では場所によって泥質岩が卓越する。したがって、岩相的に下部・中部・上部層に区分できる。化石は種々の層準にかなり含まれている。厚さは 30～47m。

下部層 YABE and YEHAHA (1913) の茂師砂岩の下部または最下部に相当し、礫岩および砂岩からなる。礫岩はおもに大礫・中礫からなり、淘汰がわるく、礫の円磨度は一般によい。礫岩の基質は粗粒～極粗粒砂からなり、石灰質を帯びる。砂岩は石灰質で、灰色を呈し、一般に粗粒～極粗粒で、しばしば礫質となり、斜交層理を示す。厚さは数mから20mあまりに変化する。

日出島海岸(日出島部落の南側海岸)・真崎では陸中層群の酸性火山岩の上に、茂師では同層群の安山岩の上ののる。このように直接基盤を覆う場所では、下部層はおもに礫岩からなるが、羅賀層と違って巨礫をきわめてわずかにしか含まない。さらに、これらの場所では、不整合面の直上に厚さ 30 cm 以下のサンゴを含む礫性石灰岩が断絶しながらレンズ状に発達することがあり(第23図)、それより上位では全体にわたってこの種の石灰岩の丸みを帯びた同時礫が多数に含ま



第23図 日出島海岸における宮古層群基底の不整合
不整合面：ハンマーの柄の直上、不整合面上側：宮古層群田野畑層下部の礫岩および礫性石灰岩（右下の白色部）、不整合面下側：陸中層群



第24図 田老三王岩北方海岸における宮古層群田野畑層中部の砂岩（転石）にみられる生痕化石



第25図 真崎における宮古層群田野畑層中部の偽層砂岩

れている。田野畑層が直接に基盤を覆う場所は、羅賀層の堆積で示されるように宮古層群の堆積が早くはじまった西側の場所（田老）に較べると、花井ら（1968）が指摘するように、堆積当時外洋に面した突出部であったと考えられる。このような突出部では、田野畑層の下部だけでなく、とくに茂師や真崎では本層の中部にも造礁のサンゴや石灰藻の化石が豊富に含まれている。これに反して、田老付近のように羅賀層の上に重なる場合では、下部層は羅賀層と急激な岩相変化を示し、礫質の石灰質砂岩で代表され、サンゴや石灰藻の化石を含まない。

日出島海岸では、約 17m の厚さをもち、炭化木や厚さ 5 cm 内外の石炭ないし炭質頁岩を含み、化石ではサンゴのほかにかきのたぐいが多い。田老では厚さが少なくとも 20m で、三王岩北方の海岸にオービトリナを多数を含む層準がみいだされる。砂岩は田老市街地東方では礫岩をひんばんに挟むが、西方では全体として細かくなって中粒～粗粒のことが多く、また礫質を帯びるものが少なくなる。真崎では 1～4.5m の厚さにすぎない。茂師南東海岸では海浜に厚さ数 m の小露頭があり、貝化石をわずかに含んでいる。茂師では厚さが 2～5 m で、欠如することもあり、貝化石のほか石灰藻やサンゴの化石に富む。

中部層 YABE and YEHARA (1913) の茂師砂岩の上部または主部に相当し、下部層よりも細かくなり、偽層砂岩で特徴づけられる。砂岩はおもに灰色の斜交層理がよく発達した石灰質砂岩で、粗粒～極粗粒であるが、場所によってはおもに中粒や細粒のこともある。砂岩は日出島海岸においてもっとも細くなる。砂岩はときどき礫を散点せしめ、また 10～30 cm の礫岩（おもに中礫からなるが、大礫を少なからず混じえることもある）を挟む。化石は種々の層準に多数に含まれている。層厚は 12～25m で、場所によっては 30m 以上に達するようである。

日出島海岸では厚さが 16m あまりで、他の地区に校べて砂岩の粒度が細かくなって、細粒砂岩が卓越し、顕著な斜交層理もあまり発達していない。田老市街地東方では少なくとも 20m の厚さを示す。甲老海岸において中部層から由来したと考えられる砂岩の転石に生痕化石がみいだされた（第 24 図）。真崎では厚さが約 22m で、斜交層理がよく発達し（第 25 図）、礫性石灰岩の丸みを帯びた同時礫が多い。砂岩全体にわたってサンゴ・石灰藻・海百合の柄節（stem segment）などの化石が豊富で、そのために中部層の上部では一部に砂質石灰岩^{注5)}もみられる。茂師南東海岸沖合の大島では厚さが少なくとも 30 m で、種々の層準に、とくに礫質部に二枚貝化石を豊富に含む。さらた、中部層の下部ではベレムナイトが少なからず産出し、上部ではかきの仲間が多産する層準もある。茂師や厚さが約 12m で、斜交層理が顕著に発達し、化石は礫質部に多く、石灰藻・二枚貝が優勢で、サンゴも少なくない。

上部層 YABE and YEHARA (1913) の田野畑砂質頁岩に、一部茂師砂岩の上部に相当する。全体として中部層よりも細粒化するが、岩相は側方に変化する。日出島海岸・田老および真崎では泥質砂岩め薄層をひんばんに挟む砂質シルト岩からなり、大島および茂師では砂岩からなる。大島・茂師のように中部層に引き続いて砂岩からなる場合でも中部層に較べて砂岩は明らかに細かくなり、礫の量や大きさも一段と減少する。さらに、中部層と異なって、顕著な斜交層理がみ

注5) この砂質石灰岩は、ほとんど大部分が石灰藻・海百合・サンゴなどの化石から由来した砂粒で構成され、biocalcarenite ともいうべきものである。



第26図 日出島海岸における宮古層群田野畑層上部（砂質シルト岩砂岩互層）の露頭



第27図 日出島海岸における宮古層群田野畑層上部の砂質シルト岩にみられる生痕化石

られず、かえってしばしば平行葉理や級化層理が発達することは上部層の特徴である。化石はシルト岩砂岩互層では多くないが、砂岩で代表される場所では石灰藻・サンゴ・海百合が多い。層厚は 8~15m 以上に变化する。

日出島海岸では厚さが14m内外で、砂質シルト岩と砂岩とが互層し、砂質シルト岩の方が砂岩よりも優勢である。砂岩は厚さが 5~20 cm で、比較的整然とした層状（下底面は loading によってかなりの凹凸を示す）のものから、ちぎれて団塊状ないしレンズ状(Pull-apart に基づく)を呈するものまでである（第26図）。砂岩は一般に灰色を呈し、中粒~細粒、泥質で、しばしば粗粒~極粗粒部を混じえ、礫質を帯びる。連続性のよい砂岩層はときどき級化層理や葉理を示す。砂岩は化石の細かい破片に富み、完全な輪郭をもった化石は少ない。砂岩には砂質シルト岩と同様に黒雲母が多く含まれている。礫は一般に 1 cm 以下の大きさで、円磨度はよくない。砂質シルト岩層は厚さ 10~30 cm で、灰~青灰色を呈し、軟らかく、最下部ないし下部においてきわめて砂質となる。砂質シルト岩には平行葉理が不明瞭ながらも発達し、砂岩の小さい断片や石灰質団塊をまばらに含む。化石は細かい破片として砂質シルト岩中にも葉層をなして含まれ、さらに生痕化石（第27図）がところどころにみいだされる。

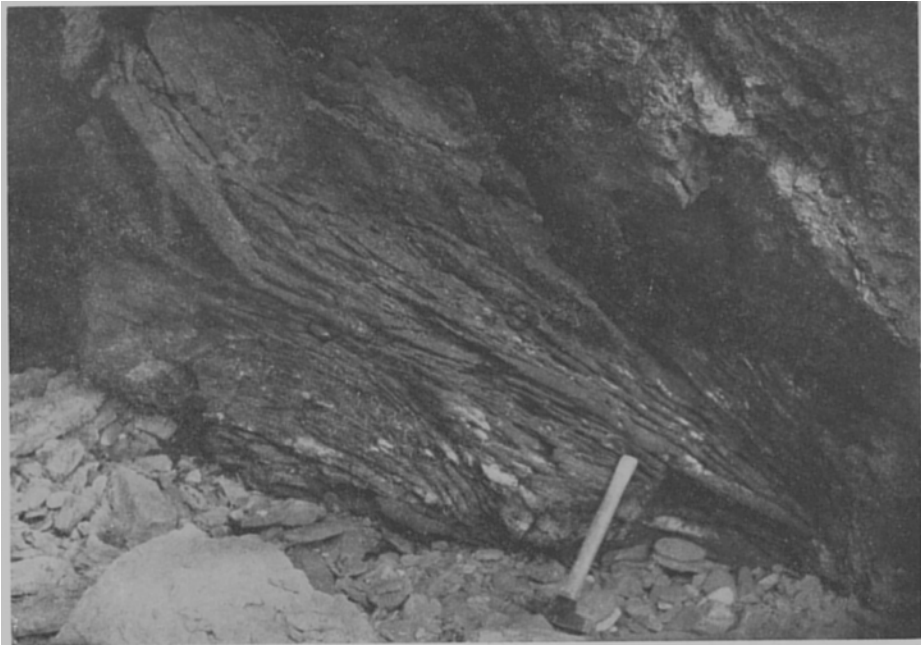
田老では少なくとも厚さ 5 m の部分しか露出しておらず、真崎では約 8 m の厚さを有し、いずれの場合も日出島海岸と同じような地層からなる。とくに真崎では日出島海岸の地層に較べて、砂岩層は連続性がよくなり、しかも礫、細礫すらもほとんど含まず、化石の破片にも乏しくなる。大島では厚さが 15 m 以上で、平行葉理を示す中粒の石灰質砂岩からなり、ときどき礫（おもに中礫・大礫）を含む。貝化石が豊富で、また海百合の破片(柄節)がひんぱんに葉層をなして含まれ、サンゴも多い。茂師では厚さが 12 m 以上で、多少泥質の中粒~細粒砂岩からなり、ときどき礫（一般に中礫）を含み、全体にわたって平行葉理が発達する。さらに、下部ではときどききわめて薄い砂質シルト岩を挟んで級化層理を示し、また部分的に不明瞭な斜交葉理もみられる。化石の破片が全体にわたって散在し、石灰藻がもっとも多い。

平井賀層

堆積物は下から上へ向かって粒度を減じ、下部は砂岩に富み、上部はおもに泥質堆積物からなる。化石は豊富に含まれ、とくに下部は宮古層群中もともと化石を多産する。岩相的に下部・上部層に区分される。厚さは約 40m である。

下部層 YABE and YEHARA (1913) の平井賀砂岩に相当し、おもに石灰質砂岩からなり、場所によっては砂質シルト岩と泥質砂岩との互層もかなりよく発達し、さらにしばしば砂質石灰岩を伴う。層理や平行葉理がしばしば発達し、斜交層理や斜交葉理も部分によってはよく発達している。層厚は 14m 内外から少なくとも 30m 近くに達する。

日出島海岸では厚さが約14mで、下部~中部は田野畑層の上部層と同じく石灰質砂岩と軟らかい砂質シルト岩との互層からなり、いずれも円磨度のよくない細礫・中礫や化石の破片を含む。しかし、級化層理が発達せず、粒度の違いによる互層の状態を明瞭に示さず、大きい中礫や大礫をわずかではあるが含んでおり、また砂質シルト岩は全体にわたってきわめて砂質である。砂岩



第28図 日出島海岸の宮古層群平井賀層下部にみられるスランプ構造

の厚さは本層下部では 30～50 cm であるが、上部では 5～20 cm である。化石は破片が大きく、かつ完全な輪郭をそなえたものが比較的多い点も田野畑層の上部層と異なる。下部では含礫砂質石灰岩のレンズ（厚さ 0.7～0.8m で、化石に富む）を少なくとも 2 枚挟み、中部にはスランプ（slump）構造（第28図）が 2, 3 の層準に認められる。上部は化石をきわめて多量に含むシルト質細粒砂岩からなり、含礫砂質石灰岩を挟む。要するに、田野畑層の上部層に較べて全体として粗くなっている。化石は全体にわたってきわめて豊富に含まれ、サンゴ・二枚貝や海百合の破片が優勢で、とくにカキの仲間が目立ち、腕足貝も下部一中部に多産する。炭化木も全体にわたって多数にみいだされる。

田老では厚さ約 5 m の部分だけが露出し、葉理を示す細粒砂岩からなる。真崎では少なくとも 20m 以上の厚さを持ち、下部はきわめて緩い波状の層理が発達した含礫石灰質砂岩～砂質石灰岩で代表され、サンゴや石灰藻の化石に富む。礫はおもに中礫・細礫で、全体として円磨度が低い。上部は斜交層理を示す粗粒～中粒の石灰質砂岩から、最上部は無層理のシルト質細粒砂岩および砂質シルト岩からなる。

上部層 日出島海岸・田老周辺のみ分布する。従来、日出島海岸では平井賀砂岩の中部（YABE and YEHAHA, 1913）、田老周辺では田野畑砂質頁岩とされた。図幅地域内の宮古層群中もっとも細粒の地層で、下部層から漸移し、おもに石灰質団塊を含む暗灰色のシルト岩・細砂質シルト岩からなる。同じく細粒堆積物に富む田野畑層の上部層と違って、層理はほとんど発達せず、級化層理もまったくみられない。貝化石やアンモナイトは少なからず産出している。厚さは約 25m から少なくとも 35m に達する。

日出島海岸では、沖合の小島、^{えびすだな} 俗称戎棚と海岸とのあいだの海食台を構成し、干潮時に海水面

上に露われる。層厚は約25mである。最下部および最上部は主部よりもかなり砂質となり、またシルト質細粒砂岩を伴う。全体にわたって葉理がみられ、球状に近い石灰質団塊が多数に含まれ、とくに最下部・最上部では径 30 cm 内外の大型となる。なお、部分的に黄鉄鉱の結晶が散点している。田老では厚さが少なくとも35mで、下部に細粒砂岩薄層を少なからず伴い、また下部一中部に石灰質団塊を含む。団塊は下部では球状、中部では扁平な形を呈する。凝灰岩が下部に葉層として、上部に少なくとも 1 枚の薄層（厚さ 3 cm）として挟在している。凝灰岩は鏡下ではガラス結晶質細粒凝灰岩で、石英・斜長石（中性長石）・黒雲母・柘榴石・ジルコンなどの結晶や岩石粒（火山岩）を含む。

崎山層（新称）

図幅地域内の宮古層群の最上位層で、日出島海岸（宮古市大字崎山）に標式的に発達し、田老付近にも露出する。YABE and YECHARA (1913) は日出島海岸の本層を平井賀砂岩に含めた。平井賀層の上部層からの岩相推移は緩慢で、おもにシルト質砂岩からなり、化石をかなり含んでいる。露出している限りでは、最大15m内外の厚さを有する。

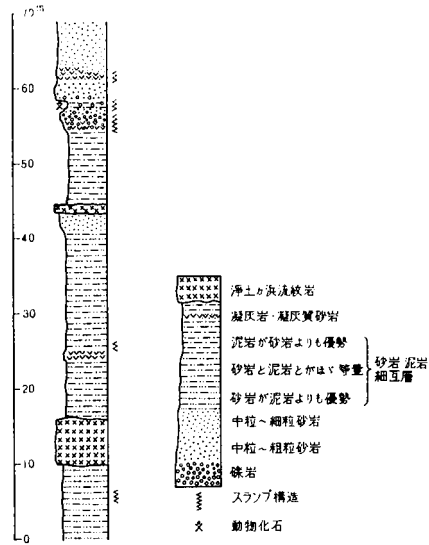
日出島海岸では戎棚と呼ぶ小島を構成し、上限は不明で少なくとも15m以上の厚さがある。上部は下部よりも粗粒である。下部は暗灰色のシルト質細粒（部分的に中粒）砂岩～砂質シルト岩（前者が後者よりも優勢）からなり、ときどき不明瞭な葉理を示す。上部は無層理、暗灰色～灰色のシルト質中粒～細粒砂岩で代表され、中礫や細礫をまばらに含む。石灰質団塊は全層にわたって多くみられ（第29図）、とくに上部ではきわめて多い。団塊は普通径 30 cm 以下であるが、上半部ではときどき径 1 m内外に及ぶ。炭質物微片が全体にわたってかなり含まれ、さらに炭化



第29図 日出島海岸戎棚における宮古層群崎山層下部（含団塊シルト質細粒砂岩）の露頭



第30図 日出島西岸における宮古層群日出島層（砂岩泥岩細互層）の露頭



第31図 日出島の宮古層群日出島層層序柱状図

木（しばしば *Teredo* によって穿孔されている）も多く、とくに上部では大きいものが目立ち、最大 1 m に達する。下部には石炭層がレンズ状（長さ 60 cm、厚さ 4 cm）に挟まれている。化石は下部では多くないが、上部になると団塊中にも砂岩中にもきわめて豊富に含まれ、とくにペレムナイトの多産が特徴的であり、またカキのたぐいも少なくない。なお、下部には多数のサンドパイプがみいだされる。

田老では厚さ約 4 m の部分しか知られていない。おもに不明瞭な葉理を示す細粒砂岩からなり、細砂質シルト岩を挟み、炭質物微片や植物片を少なからず含んでいる。

日出島層

本図幅地域から南方の 5 万分の 1 地形図「宮古」地域にまたがる日出島のみ分布し、「宮古」地域では南東側の陸中層群と断層で接する。海中に孤立して露出するために層序的位置はわからない。ここでは「宮古」地域に露出する地層をも含めて記述する。上限・下限ともに不明で、厚さは 70 m 内外である。おもに砂岩泥岩細互層（第 30 図）からなり、最上部では砂岩が卓越し、数層準に礫質岩や凝灰岩を挟む（第 31 図）。

砂岩泥岩細互層では下から上へ向かって泥岩が優勢になる傾向がある。この細互層を構成する砂岩は、灰色を呈し、細粒～中粒、泥質である。砂岩にはときどき級化層理がみられ、平行葉理や小規模の斜交葉理が発達し、ときに *convolute lamination* もみられる。さらに、砂岩は炭質物微片を縞状に含み、また泥岩の同時礫を含む。泥岩は暗灰色を呈し、砂岩の葉層をひんぱんに挟む。砂岩・泥岩の厚さはいずれも 3～30 cm である。本層の上部に厚く発達する砂岩は粗粒～細粒で、部分的に古期岩類の外来礫を含み、ときどき不明瞭な葉理や層理を、また一部には *convolute lamination* を示し、さらに泥岩の同時礫を多数に含んでいる。

砂岩泥岩細互層からなる主部と砂岩からなる最上部とのあいだには礫質部が発達する。この礫質部は淘汰のわるいシルト岩やシルト質砂岩中に、さらに凝灰質の基質中に外来礫が雑然と含まれたもので、*slump spiral ball* や *slump overfold* を伴う。砂質岩を基質とするものは泥岩の同時礫を多数に含んでいる。外来礫には大礫が比較的多く、巨礫（最大は径 50 cm あまりの花崗岩類の礫）もわずかにみられる。なお、礫質部は一部に二枚貝の破片を含む。スランプ構造は主部の砂岩泥岩細互層中にも数層準に認められる。

凝灰質岩は少なくとも 3 枚挟在する。主部の砂岩泥岩細互層中の凝灰岩は厚さが約 1 m で、白色を呈し、堅くて、緻密、細粒で葉理を示す。礫質部にみられる凝灰質岩は前述のように凝灰質の基質中に外来礫を雑然と含んだものである。最上部の砂岩中に挟まれる凝灰質砂岩は波状の葉理を示し、厚さの膨縮が著しく、もっとも厚い部分で約 2 m であるが、横へ尖滅して、その層準に角礫状をなして散点している。

II. 5. 2 産出化石および対比

本図幅地域の宮古層群から産出する化石は下記のとおりである。

斧足類

<i>Mesosacella insignis</i> (NAGAO)	5
<i>Mesosacella</i> sp.	5
<i>Parallelodon nipponicus</i> (NAGAO)	5
<i>Nanonavis</i> (<i>Nanonavis</i>) <i>yokoyamai</i> (YABE and NAGAO)	5
<i>Glycimeris</i> (<i>Hanaia</i>) <i>denselineata</i> NAGAO	5
<i>Pinna</i> sp.	5
<i>Neithea</i> (<i>Neithea</i>) <i>ficallhoi</i> (CHOFAT)	5
<i>Pectinella miyakoensis</i> (NAGAO)	6
<i>Plicatula</i> (?) sp.	5
<i>Spondylus decortus</i> NAGAO	3, 4
<i>Lopha</i> (<i>Arctostrea</i>) <i>carinata</i> (LAMARCK)	3
<i>Amphidonte</i> (<i>Cerastostreon</i>) <i>yabei</i> (NAGAO)	2, 4, 6
Ostreidae gen. and sp. indet.	1, 2, 3, 4, 6
<i>Nipponitrigonia kikuchiana</i> (YOKOYAMA)	5
<i>Pterotrigonia hokkaidoana</i> (YEHARA)	2, 3, 4(?), 6
<i>Astarte</i> (<i>Astarte</i>) <i>semicostata</i> NAGAO	5
<i>A.</i> (<i>Freiastarte</i>) <i>subomdioides</i> NAGAO	6
<i>A.</i> (<i>Nicaniella</i>) <i>minor</i> NAGAO	3, 5
<i>Astarte</i> (s.l.) sp.	4
<i>Eriphyla</i> (<i>Miyakoella</i>) <i>miyakoensis</i> (NAGAO)	2, 3
<i>Lucinoma</i> (?) <i>kotoi</i> (NAGAO)	5
<i>Protocardia hiraigensis</i> HAYAMI	5(?), 6
<i>Nagaoella corrugata</i> (NAGAO)	2
<i>Turnus</i> sp.	
1 : 田野畑層下部 2 : 田野畑層中部 3 : 田野畑層上部 4 : 平井賀層下部	
5 : 平井賀層上部 6 : 崎山層	

以上のほかに、図幅地域内では次のようなものが報告されている (NAGAO, 1934 ; HAYAMI, 1965, 1966)。

Cucullaea acuticarinata NAGAO, *Glycimeris* (*Glycimerita* ?) *haipensis* HAYAMI, *Leompteus* sp. cf. *L. guerangeri* (d'ORBIGNY), *Mytilus* (?) sp., *Gervillia* (*Gervillia*) *forbesiana* d'ORBIGNY, *Antiquilima ultima* HAYAMI, *Ctenoides subrapa* (NAGAO), *Limatula ishidoensis* (YABE and NAGAO), *Liostrea* sp. ex. gr. *L. cunabula* (SEEYEV), *Lopha* (*Lopha*) *nagaoi* HAYAMI, *Amphidonte* (*Amphidonte*) *subhaliotides* (NAGAO), *Pseudocardia* sp. cf. *P. tenuicosta* (SOWERBY), “*Cardita*” (?) sp., *Opis* (*Optis*) *nakanoi* HAYAMI, *Pholadomya subpedalnalis* NAGAO, *Praeaprotina yaegashii* (YEHARA)

腹足類

Solarium incrassatum NAGAO 平井賀層上部・崎山層

Tylostoma miyakoense NAGAO 田野畑層中部

Turritella yaegashii NAGAO 平井賀層上部

以上のほかに、図幅地域内では次記の種類が知られている (NAGAO, 1934)。

Ataphrus yokoyamai NAGAO, *Desmieria japonica* NAGAO, *Natica importuna* NAGAO,

Potamides(?) (*Exechestoma*?) sp.

掘足類

Dentalium (s. l.) sp. 平井賀層上部

アンモナイト

平井賀層上部から下記のもので産出する。

Hamites(?) sp. 日出島海岸

Sanmarinoceras (*Sanmarinoceras*) sp.* 日出島海岸

Miyakoceras tanohatense OBATA* 田老

Diadochoceras nodosocostatiforme (SHIMIZU) 日出島海岸

* 国立科学博物館小島郁生博士鑑定

以上のほかに、日出島海岸では *Hypacanthoplites subcornuerianus* (SHIMIZU), *Nolaniceras yaegashii* (SHIMIZU) の産出が報告された (SHIMIZU, 1931)。

オウム貝

Cymatoceras pseudoneokomiensis SHIMIZU の産出が報告された (SHIMIZU, 1931)。

ベレムナイト

田野畑層の中部・上部, 平井賀層の下部・上部および崎山層に含まれる。*Neohibolites miyakoensis* HANAI と命名されたものが産出している (HANAI, 1953)。

大型有孔虫

Orbitolina discoidea-conoidea ezoensis YABE and HANZAWA 田野畑層中部

海綿

Eusiphonella(?) *japonica* YABE and TOYAMA 田野畑層中部

平井賀層下部

サンゴ

Amphiastrea yabei EGUCHI 平井賀層下部

Astrocoenia japonica EGUCHI 田野畑層下部・平井賀層下部

Montilivaltia(?) *todanaensis* EGUCHI 平井賀層下部

Nefocoenia sp. cf. *N. favosites* OPPENHEIM 平井賀層下部

Heterocoenia tetrasetata EGUCHI 平井賀層下部

以上のほかに、日出島海岸から次記の種類が報告された (EGUCHI, 1951)。

Pleurosmilia hideshimaensis EGUCHI, *Pleurosmilia* sp. cf. *P. renevieri* Koby, *Eugyra*

(?) *magnus* EGUCHI, *Amphiastrea* sp., *Thecosmilia hideshowensis* EGUCHI, *Thecosmilia* (*Latiphyllia*) sp., *Favia haipensis* EGUCHI, *Montastrea nagaoui* EGUCHI, *Placocoenia hideshowensis* EGUCHI, *Thamnasteria hiraigaensis* EGUCHI, *T. hideshowensis* EGUCHI, *Thamnasteria* sp., *Leptophyllia* sp., *Cyclolites* (?) *japonica* EGUCHI, *Kobyaraagaensis* EGUCHI, *K. ragaensis nagaoui* EGUCHI, *Microsolena yabei* EGUCHI, *Meandrarrea* sp., *Polyphyloseris iwateensis* EGUCHI, *Heterocoenia* sp.

腕足類

Terebratulina(?) sp. 平井賀層下部

海百合類

柄節が田野畑層の中部・上部, 平井賀層の下部および崎山層から産出する。*Isocrinus* sp. に同定されている (小林貞一ら, 1954)。

海胆類

棘が田野畑層中部・平井賀層下部および崎山層から産する。さらに, 個体としては次のものが識別される。

Holactypus (*Coenholactypus*) *perioneus* NISYAMA 平井賀層下部

Epiaster sp. 平井賀層上部

石灰藻

田野畑層の下部・中部・上部, 平井賀層下部および崎山層から産出し, 多くは *Pterophyton miyakoense* YABE に同定される。ほかに, *Stenopordium chaetiformis* YABE and TOYAMA, *Lithothamnium* (?) sp. が報告された (YABE and TOYAMA, 1928)。

陸上植物

Cladophlebis exiliformis (GEYLER) 平井賀層上部

さらに, 材化石として *Dadoxylon* sp. が知られている (SHIMAEURA, 1937)。

対 比 従来の層序区分と本図幅地域で行なった層序区分との関係を第 2 表に示す。図幅地域での層序区分に宮古層群の模式地, 下閉伊郡田野畑村平井賀付近 (5 万分の 1 地形図「岩泉」地域内) で花井ら (1968) が行なった区分に従い, 累層名として花井らが用いた地層名を踏襲した。しかし, 花井らによって模式地の平井賀層中に認められた 2 堆積輪廻層に相当する地層を, 図幅地域では他の累層と同格にみなし, 下部輪廻層相当層を平井賀層, 上部輪廻層相当層を崎山層 (新称) とした。日出島層は海中に孤立して露出するために, 宮古層群内での層序的位置が不明である。しかし, 本層は地理的位置および地質構造からみて, 宮古層群中の最上位層であるかもしれない。なお, 平井賀層の上部層は日出島海岸や田老では厚い泥相で代表されているが, 模式地付近の相当部 (花井らの平井賀層下部輪廻層の上部) では泥相があまり発達していない。

図幅地域の宮古層群の年代については, アンモナイト化石によって平井賀層上部は上部アプト階に対比される。田野畑層上部も上部アプト階に対比されている (花井ら, 1968)。さらに, 図幅地域北方の平井賀南海岸の田野畑層中部 (茂師砂岩に相当) から今回 *Cheloniceras* (*Epiche-*

第2表 宮古層群の層序区分

総合層序			岩泉地域		田老図幅地域																									
			平井賀周辺 総合層序		茂師(松島を含む)		真崎		田老		日出島海岸																			
矢部・江原 (1913)	花井 (1953)	小貫(1956)	花井ら(1960)	矢部・江原 (1913)	花井(1949)	花井(1949)	矢部・江原 (1913)	花井(1949)	矢部・江原 (1913)	花井(1949)	総合層序																			
明戸砂岩	下 閉 伊 層	下 閉 伊 層	明戸砂岩部層	明戸層	平井賀砂岩	石炭質砂岩	石灰質砂岩	砂岩	茂師砂岩	田野畑砂質頁岩	上部砂質泥岩	平井賀砂岩	泥質砂岩	上部	砂岩	田野畑砂質頁岩	上部	平井賀層												
北平井賀 オービトリナ 砂岩部層			上部	田野畑 砂質頁岩															砂岩	泥質砂岩	上部	田野畑 層	上部	平井賀 層						
平井賀 石灰質砂岩 部層			下部																						田野畑 砂質頁岩部層	砂岩	泥質砂岩	中部	田野畑 層	中部
田野畑 砂質頁岩			下部																											
茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩	茂師砂岩											
羅賀砂岩	羅賀砂岩	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層	羅賀層											

~~~~ 基盤に不整合

田老図幅地域内各地区における従来の層序区分単位の層序的位置は本図幅地域の総合層序にもとづいた

*loniceras*) sp. がみいだされ、このものは上部アプト階を指示する。以上に述べたことから、図幅地域の宮古層群は、日出島層は別として、大部分が上部アプト階（本邦の年代層序区分の尺度では宮古統下部階）に対比される。

## II. 6 花崗岩類

花崗岩類は、本図幅地域の半分以上の面積を占めて分布している。花崗岩類は大きく2つのグループに分けられる。一つは田老剪裂帯の方向に沿って陸中層群（原地山層）を貫いて分布する田老、胡桃畑、中里、外川目に分布する田老花崗岩で、一般に規模が小さい。他は図幅地域内でもっとも広く分布し、従来、宮古花崗岩と呼ばれてきたものと、図幅地域の北部、猿沢付近に分布する田野畑花崗岩南端部のもの、および高清水付近に岩株状に分布する高清水花崗岩である。

これらの岩体のうちで、田老花崗岩は、田老町付近で宮古層群に覆われている。また、宮古花崗岩は宮古図幅地域内の宮古付近で原地山層を貫き、やはり宮古層群に覆われている。したがって、田老、宮古花崗岩の進入時代は先宮古世、高知世後ということができる。最近の絶対年代の測定によっても、宮古花崗岩については1億2,000万年前後の値が得られている（今井ら、1960；河野ら、1965）。田野畑花崗岩についても同様な値が得られている。しかし、田老、胡桃畑、中里の花崗岩の時代について、とくに宮古花崗岩との進入の前後関係はかならずしも明らかでない。

田老花崗岩などは、剪裂帯と密接な関係があること、田老花崗岩による接触変成域が宮古花崗岩の接触変成域によって切られていることなどから、田老花崗岩は宮古花崗岩よりさきに進入し

たものと一応考えられる。

さらに、岩質の上でも両者の花崗岩は異なっている。田老、胡桃畑花崗岩は黝灰色、モンゾニ岩質で、白変質をうけているのが多いのに対し、宮古花崗岩は花崗閃緑岩～石英閃緑岩質である。

なお、本図幅地域内の花崗岩類、とくに宮古、田野畑花崗岩は、北上山地の白堊紀花崗岩進入帯の中の第3帯（島津光夫，1964）、あるいは外側進入帯（渡辺万次郎，1950）に相当する。

## II. 6. 1 田老花崗岩類

これらの岩体はほぼ一直線上に分布しているが、それから少しはずれて外川目付近に分布する外川目花崗岩もこのグループに属している。これらはすべて岩株状の岩体で、田老花崗岩以外は規模が小さい。

### 田老花崗岩

田老町を模式地とし、南端は日出島、北端は長畑新田、西縁は神田、堀野を結ぶ線である。原地山層を貫き、それらに接触変成作用を与えている。ケラトファイヤーは檜内、姉ヶ崎付近にも分布するが、田老花崗岩に貫かれている。<sup>おなつべ</sup>女遊戸付近に分布するものは描獲岩体状である。新田平付近では段丘面によって切られ、露出がわるい。

一般に帯赤白色、ときに淡赤色、細粒～中粒の閃雲花崗閃緑岩～モンゾニ岩であるが、半花崗岩質の部分も多い。塩基性包含物に富み不均質な部分もみられる。このような部分は田老鉾山の東方に露出する。また、変質して細脈状に緑泥石・緑れん石脈を生じている。

斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母を主成分鉱物とし、褐れん石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱物を副成分鉱物としている。

斜長石は自形～半自形で、最大 2.5 mm、累帯構造の発達が著しい。変質して絹雲母・緑れん石を生じているものもある。カリ長石は他形で、ややペルト長石質の部分もある。石英は粒状であいだを埋め、波動消光を示すものが多いが、ときにはカリ長石と入り組んだ形で接している。角閃石は半自形で、緑色～褐緑色である。黒雲母は褐色で、緑れん石・緑泥石に変化しているものがある。

### 胡桃畑花崗岩

胡桃畑を模式地とする円形の岩体で、やや赤みを帯びた黝白色、細粒（～中粒）の閃雲花崗閃緑岩である。胡桃畑の東方、原地山層に接する付近では斑状～半花崗岩質で、西側に行くに従い塩基性包含物が多くなり、混成岩状を呈する部分もある。胡桃畑の西方では包含物も少なくなり、やや均質になる。西側の周縁部では中粒で優白質となり、やや斑状を呈する部分がある。変質が著しいものもある。斜長石は自形～半自形で、累帯構造が発達している。変質が著しいものでは緑れん石・絹雲母を生じている。カリ長石はペルト石質で、石英とのあいだに文象組織を示して産する。角閃石は半自形で、黄緑～青緑色で、緑泥石化しているものもある。黒雲母は褐色で、やはり緑泥石・緑れん石に変化しているものが多い。副成分鉱物として榭石・褐れん石・燐灰

石・鉄鉱物を含んでいる。

### 中里花崗岩

中里付近に産する小規模の岩体である。細粒で、やや紅色味を帯びた灰白色の閃雲花崗閃緑岩であるが、斑状または半花崗岩質の部分もみられる。斜長石は最大 4 mm で、自形～半自形を呈し、累帯構造が著しい。石英・カリ長石は粒状他形であいだを填めている。角閃石は淡青緑色、半自形～他形で、一部に細柱状を示すものがある。黒雲母は黄褐色小片状で、単独または角閃石に伴っている。緑泥石化しているものがある。そのほか、榑石が多い。燐灰石・鉄鉱物を伴っている。

### 外川目花崗岩

段丘面の表土に覆われ、露出がわるいが、外川目付近に小規模に分布している。中粒、優白質の黒雲母花崗岩である。斜長石は自形～半自形で、緑れん石に変化しているものがある。カリ長石は斜長石の量とほぼ等しく、石英と文象組織をなして産している。黒雲母は大部分、緑れん石・緑泥石に変化している。

## II. 6. 2 宮古花崗岩

宮古花崗岩は隣接宮古図幅地域の宮古を模式地とするもので、本図幅地域内では、この花崗岩は全体の%の露出面積を占めて分布している。東側の堆積岩との境界部の一部はほぼそれと調和的であるが、その他の部分では非調和的で、峠ノ神山南方や、堀熊付近では枝をだしたような分布を示している。芋野、亀ヶ森付近では複雑な形で堆積岩中に入り込み、また、それを捕獲している。このような岩体の形、および接触変成域の幅、変成域内での帯状配列の様子は、この花崗岩の北部（とくに目倉梨付近）や、南部（芋野西方）の地域では、花崗岩が地下浅く広がっていることを示している。

宮古花崗岩は比較的均質な岩体であるが、岩相からいくつかの区別される（第33図）。ただし、相互の関係は漸移的である。

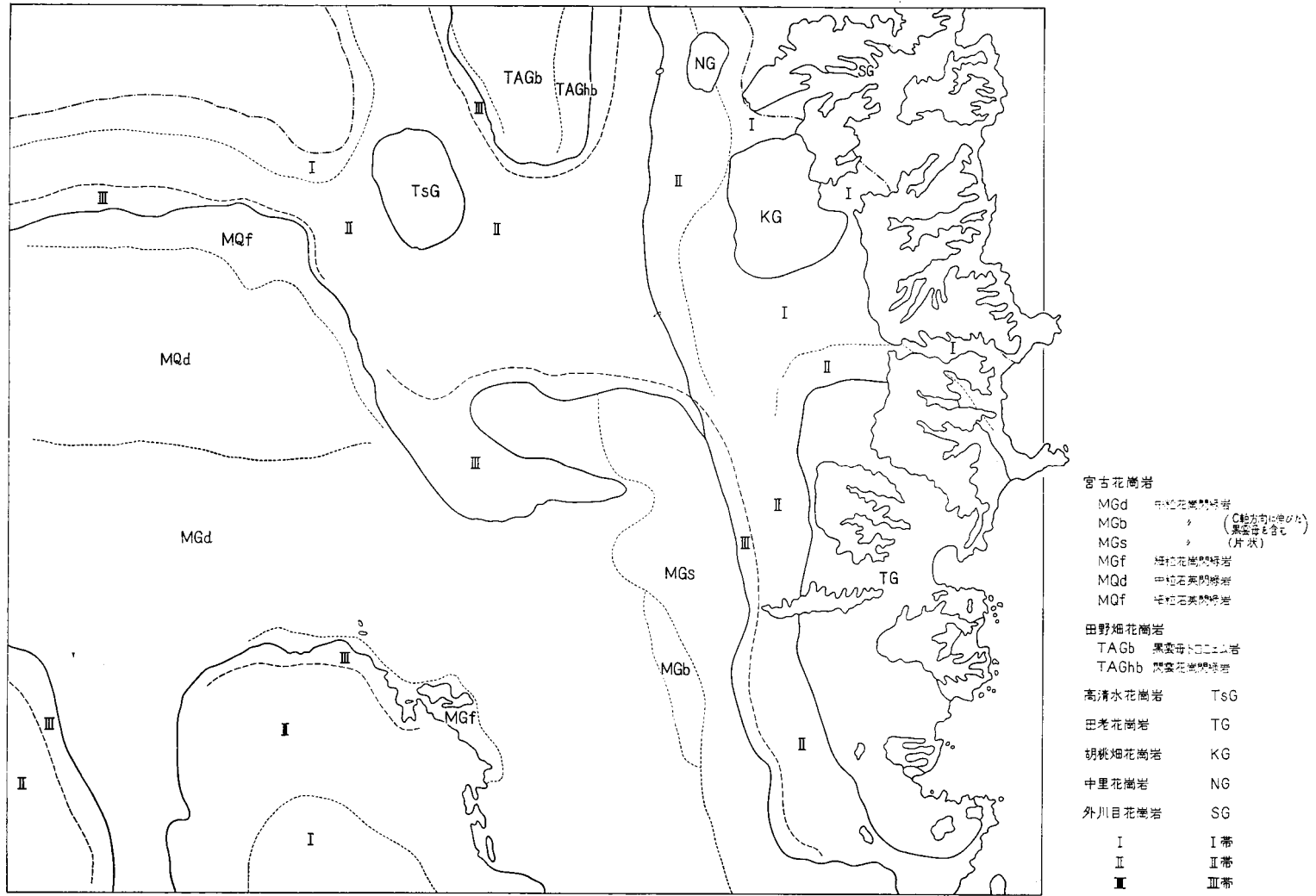
大部分を占めるのは中粒の閃雲花崗閃緑岩（田代型）である。北東部の有芸付近のものは中粒の閃雲石英閃緑岩（有芸型）である。

閃雲花崗閃緑岩（田代型）も場所によりさらにいくつかの岩相に分けられる。東縁部の末前、細越、八ツ川付近では N30～40°W の片状～流理構造が発達し、とくに周縁部で著しい（末前型）。流理構造は岩体の西縁部でも認められる。また、岩体の内部の七滝、皆川付近にも弱いが認められる。しかし、方向は一定していない。

また、亀ヶ沢から亀ヶ森にかけての岩体の南縁部では細粒、優白質の岩相を示す。なお、田畑から笹見平にかけて分布するものは、C軸方向に発達した厚板状の黒雲母を含んでいる。

一方、閃雲石英閃緑岩（有芸型）も北縁部では細粒の岩相となっている。

宮古花崗岩の周辺には、森山、境沢、栃ノ木などに岩脈状の花崗岩質岩が産している。森山の



第33図 花崗岩の岩相変化および接触変成分帯 (I~III帯)



第32図 峠ノ神山山頂(花崗岩)

ものは細粒の黒雲母花崗岩，境沢のものは黒雲母石英閃緑岩，栃ノ木のものには含ざくろ石花崗岩である。栃ノ木ではまわりに透輝石スカルンを生じている。

閃雲花崗閃緑岩（田代型）では，主成分鉱物は斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母で，副成分鉱物として榎石が目立ち，その他燐灰石・ジルコン・鉄鉱物が含まれる。斜長石は自形～半自形である。カリ長石は石英とともにあいだを填めているが，微斜長石構造が認められ，また部分的にベルト質である。角閃石は半自形～他形で，黄緑～青緑色を呈する。黒雲母は片状，褐色である。

C軸方向に発達した黒雲母を含むものほとんど違いがないが，モンゾニ岩組織を示す部分がある。

東縁部の片状～流理構造の発達した岩石も，成分鉱物には変わりがない。斜長石・カリ長石・石英・角閃石・黒雲母がおもなもので，斜長石は半自形で粒度は一定していないが，最大4 mmに達し，ときには結晶が屈曲している。まわりにミルメカイトをつくっている。石英は粒状で波動消光を示す。カリ長石はあいだを填めている。角閃石は他形，集合状で緑色を呈す。黒雲母は褐色，小片状で，一定力向につながって生じ，屈曲しているものもある。

副成分鉱物としては榎石が多く，そのほか，ジルコン・燐灰石・鉄鉱物を含んでいる。

閃雲石英閃緑岩（有芸型）は，中粒で，斜長石・石英・角閃石・黒雲母が主成分鉱物である。カリ長石は正長石で少量か全然含まない。

斜長石は自形～半自形，1.5～2.5 mmの結晶である。角閃石は黄緑～青緑色，黒雲母は褐色を呈する。副成分鉱物として，燐灰石・鉄鉱物を含む。

北縁の周辺相の岩石は，細粒または斑状で，細粒のものでは角閃石は濃緑，黒雲母は暗緑と色が濃くなっている。

### II. 6. 3 田野畑花崗岩

本図幅地域内には猿沢付近に小規模に分布するだけであるが，北隣りの岩泉図幅地域内には広

く分布している。岩泉層を貫き接触変成を与えているが、とくに西側では片状ホルンフェルスないし片麻状の岩石を生じている。

周辺はやや流理構造の発達した細～中粒の閃雲花崗閃緑岩で、中心部は粗粒優白質の黒雲母花崗岩～トロニウム岩である。

この中心部の岩相は田野畑花崗岩の中で、乙茂型とされているもので、六角柱状の黒雲母を含むことで特徴づけられる。

斜長石は自形～半自形で、石英は数程度で、あいだを埋めるものと、斑晶状のものがあり、粒状で集斑晶状を示すものもある。波動消光を示す。カリ長石は含まないか、ごく少量で、あいだを埋めている。黒雲母は最大1 cmに達する自形結晶で、六角柱状である。厚さは最大1 cmに達する。副成分鉱物は榎石・燐灰石・ジルコン・鉄鉱物で、榎石の量が多い。

周辺部の閃雲花崗閃緑岩も中心相と成分鉱物にあまり大きな差異がない。斜長石は自形～半自形で、累帯構造が発達している。カリ長石は、正長石で、量は少ない。石英は粒状で波動消光を示す。角閃石は半自形～他形で、草緑～青緑色を呈する。黒雲母は小片状、集合状で褐色を呈する。副成分鉱物として、榎石・燐灰石・ジルコン・鉄鉱物を含んでいる。

#### II. 6. 4 高清水花崗岩

高清水東方に円形の岩株として産するもので、ざくろ石を特徴的に含んでいる。細粒で、有色鉱物として黒雲母だけを含んでいる。

斜長石は自形～半自形、2 mm程度で、まわりにミルメカイトを生じている。石英は粒状地形でやや波動消光を示す。カリ長石は微斜長石ベルト石質であいだを埋めている。黒雲母は黄緑～緑褐色、片状である。ざくろ石は2～3 mmの大きさである。

### II. 7 超塩基性岩類

超塩基性岩はいずれも、非常に小規模の岩脈として産出する。

大館山東方の超塩基性岩は、かんらん岩より変わった蛇紋岩である。なお田老鉱山大館鉱床にも小規模の蛇紋岩がみいだされる。

牛コロバシ峠付近には、角閃石岩が数本みられる。いずれも小規模で1.5～3 mほどの岩脈である。緑黒色粗粒の岩石で、鏡下では、大部分褐色の角閃石で方解石を少量伴っている。褐色の角閃石は他形で、そのまわりには細柱状の透角閃石が生じている。

### II. 8 脈 岩 類

この地域のなかには種々の脈岩類が出現する。そのなかで、原地山層に関連したものについてはすでに述べた。また、花崗岩質岩石の脈岩についても述べたので、ここではそれ以外のものについて記述する。脈岩類は大きく2つにわけられる。1つは花崗岩類に前後して貫入したもので日出島付近の斑岩、図幅地域南西隅に産する斑糲岩・閃緑岩などである。ほかの1つは上部白堊紀または第三紀と推定される貫入岩で、中倉付近の石英安山岩、日出島および芋野南東方の流紋

岩，畑の玄武岩などである。

### II. 8. 1 斑糲岩・閃緑岩

地域の南西隅に分布している。斑糲岩の産状はかならずしも明らかではないが，幅 100m ほどのあいだに露出している。閃緑岩は粘板岩を貫いて，4m ほどの幅で露出するが，さらに半花崗岩に貫かれている。

斑糲岩は中粒，優黒質で，斜長石・角閃石・黒雲母・石英と，方解石・榍石を含んでいる。角閃石は淡黄緑～淡褐色で，輝石から変化したものである。花崗岩の接触変成のため，上のような鉱物組成であるが，もともとは輝石-角閃石斑糲岩と考えられる。

### II. 8. 2 石英安山岩・安山岩・玄武岩および浄土ヶ沢流紋岩

いずれも各所に小規模に産している。

中倉付近に 2～3 本の黒雲母石英安山岩脈が古生層を貫いている。この岩石は淡音灰色の軟らかい岩石で，斑晶は自形～半自形の斜長石で，そのほか，斜長石・石英の微斑晶を含んでいる。石基は斜長石，濃褐色細片状の黒雲母とそのまわりを埋める珪長質部分からなる。

芋野南西方には角閃石石英安山岩，および無斑晶の流紋岩の岩脈が数カ所に産している。

畑の西に産する玄武岩岩脈は，節理が発達し，玉葱状に風化している灰黒色の岩石で，斑晶は普通輝石で，石基は拍子木状の斜長石と小粒状の普通輝石およびガラスの変質した緑色雲母からなっている。

浄土ヶ沢流紋岩は 5 万分の 1 地形図「宮古」地域内の宮古市浄土ヶ浜に標式的に露出する（片田ら，宮古図幅地域説明書，未公表）。日出島を構成する宮古層群日出島層および陸中層群中に岩床状に侵入している。少なくとも 8 枚みられ，そのうち 2 枚は 6m 内外の厚さを示す。いずれも白色を呈し，細粒，ち密で，ときに流理構造を示すことがある。浄土ヶ浜に露出する流紋岩よりも細粒で，斑晶と石基との区別が明らかでない。鏡下で観察すると，おもに細粒長柱状の斜長石と粒状の石英からなっている。

## II. 9 接触変成岩

本図幅地域内には接触変成岩が広く分布している。陸中層群（原地山層）の火山岩類の記載のさいにその一部については述べたが，ここでは全般的に接触変成域の拡がりおよびおもな鉱物組合せについて述べ，大まかな分帯を試みる。

この地域の変成岩は宮古花崗岩，田野畑花崗岩の周辺におもに発達する。田老，胡桃畑花崗岩の周辺のものについてほとんど問題にされてこなかったが，原地山層の構成岩石を検鏡すると，それらの岩体の東部にかなり広く変成域が発達することが明らかになった。ただし，田老，胡桃畑などの花崗岩体と宮古岩体とに囲まれた地域では両者による接触変成域の関係が明らかでない。したがって，そのような地域では，第 33 図に示した変成分帯においては両者を区別しないで表わしている。第 3 表に各帯のおもな鉱物組合せを示した。野外調査も，検鏡も不十分である



第3表 図幅地域内接触変成岩の変成分帯

| 原 岩       |            | 帯          |                          |                                            |
|-----------|------------|------------|--------------------------|--------------------------------------------|
|           |            | I 帯 (I)    | II 帯 (II)                | III 帯 (III)                                |
| 粘板岩<br>砂岩 |            | 黒雲母<br>白雲母 | 堇青石<br>黒雲母<br>白雲母<br>紅柱石 | 堇青石 柘榴石<br>黒雲母 白雲母<br>紅柱石 珪線石<br>カリ長石 スピネル |
| 輝緑凝灰岩     |            | 緑閃石<br>黒雲母 | 角閃石<br>黒雲母               | 角閃石<br>黒雲母<br>透輝石                          |
| 原地<br>山層  | 安山岩質岩      | 緑閃石<br>黒雲母 | 角閃石<br>黒雲母               |                                            |
|           | 斑岩<br>(片状) | 黒雲母        | 黒雲母<br>(堇青石)             | 黒雲母<br>カリ長石                                |
|           | 斑岩         | 黒雲母        | 黒雲母                      |                                            |
| 本間による分帯   |            | I~II       | III~IV                   | V                                          |

が、本間弘次（1962）の分帯と比較した。

**I 帯** この帯は泥質岩中に黒雲母が晶出することで特徴づけられる。古生層中の輝緑凝灰岩では黒雲母の他に緑閃石を生じている。原地山層の岩石の場合も同様であるが、変質鉱物の絹雲母が残存している。この帯の外縁を示す黒雲母アイソグラドは接触変成域の外縁を示すものだが、図幅地域内では北西隅（古生層分布地域）と北東隅（原地山層分布地域）に引かれる。

この図幅地域にはもっとも広い分布を示す宮古花崗岩体のほかに、いくつかの花崗岩体が分布するが、黒雲母アイソグラドはそれらの各花崗岩体の接触変成域をつつんだような形になっている。これは地表に露出していない花崗岩体の形を反映しているものと考えられる。ただし、北東部の黒雲母アイソグラドが、田老、胡桃畑花崗岩体の接触変成域の最外側を示すものか、宮古、乙茂花崗岩体のものかは確かでない。なぜならば、田老、胡桃畑岩体の接触変成作用は一般に弱いからである。

**II 帯** この帯は堇青石の出現する点を連ねた線（堇青石アイソグラド）の内側で、さらに2つに分けられる。1つは堇青石を点紋状に生じているもので、細粒で、堇青石点紋粘板岩と呼ばれるものである。他の1つはホルンフェルスである。前者の鉱物組合せは、泥質岩では堇青石-黒雲母-(白雲母)である。後者ではそれに紅柱石が加わっている。しかし、両者は図上で区別できないので一括してII帯として示した。

岩泉層の輝緑凝灰岩、原地山層の安山岩質岩では普通角閃石と黒雲母の組合せである。

堇青石アイソグラドは、北西部では黒雲母アイソグラドにほぼ平行であるが、北東部では中里、加倉を通してひかれる。また、南西部の芋野付近では花崗岩体の形に平行で幅が広い。

**III 帯** この帯は宮古花崗岩体、および田野畑花崗岩体に近接した部分に発達している。もっともよく発達しているのは青倉付近で、ここではやや幅が広い。この接触変成域内ではもっとも

高変成度の帯で、泥質岩では珪線石、または堇青石-カリ長石の組合せで特徴づけられる。一般にかなり粒度が粗く、またカリ長石の量が多くなっている。珪線石は黒雲母のへりに毛状に発達するか、単独に針状に生じている。紅柱石は虫喰状を示すものが多い。ざくろ石、スピネル（緑色）を含むものもある。

末前から一渡に至る宮古花崗岩体の東縁部もこの帯に属している。八ツ川付近では片状斑岩も著しく変成されて黒雲母のほかにもカリ長石を生じている。

図幅地域の南東部、宮古花崗岩体が細長く延びている部分の両側では、砂質粘板岩、砂岩源のホルンフェルス中に、網状に石英-長石質細脈が発達し、また石灰質のホルンフェルスには透輝石などを生じている。

田野畑花崗岩体の周辺のこの帯の鉱物組合せもほぼ同様であるが、下猿沢付近のものは片麻岩状を呈している。

以上、各帯について簡単に記したが、田老花崗岩体のまわり、とくに重津部、乙部野付近には、岩体を取り巻いてやや粒度の粗い変成岩が分布している。これは上述のⅡ帯にほぼ相当するものと考えられる。

## Ⅱ. 10 第四系

### 洪積および沖積堆積物

洪積世堆積物は、茂師西方小成の段丘上に、非常に小さな分布をするにすぎない。この段丘堆積層は、陸中海岸ぞいに、久慈市西方から田野畑にかけて分布し砂鉄層をはさむ洪積世堆積層に対比される。これは、地形の項で述べたように、洪積世沿岸性堆積層が、海岸段丘の形成にあたって、侵食された残りの地層である。したがって、海岸段丘構成層そのものではない。

小成の露出では、厚さ1～2mの礫層で、礫はよく円磨され、淘汰もよい。礫の大きさは、小豆大～大豆大で、まれに鶏卵大のものがある。膠結物は粗～中粒の砂である。礫の種類は、チャート・粘板岩・花崗岩・陸中層群（原地山層）の石英安山岩・安山岩などである。この礫層の上位には、赤土層と腐食土が2～3mのっている。

この地域に発達する海岸段丘面の下に、このほか、このような洪積世堆積層が侵食から免れて残っているかどうかは、不明である。それは、段丘面上の赤土層および腐食土層がかなり厚く、露出が非常に少ないためである。

各河川および海浜には沖積堆積物が分布する。それは礫・砂・粘土からなる。

## Ⅱ. 11 地質構造

北部北上山地は、第2図にみられるとおり、NW-SE方向の帯状構造を呈している。北部北上山地の中古生層は、早池峰構造帯によって南部北上帯と区分されるが、この構造帯から北東方向へ、北部北上帯・岩泉帯・田老帯に分かたれる。これらの帯状構造を切って、白堊紀前期の花崗岩の貫入がある。各帯を構成する白堊紀初期（先宮古世）の地層およびそれ以前の古生層・中生層は、褶曲・断層運動をうけ、帯状構造をつくり、花崗岩の貫入を伴う、大きな構造運動を蒙つ

ている。それらの古い地層と花崗岩とを、著しい傾斜不整合で覆って、白堊紀宮古世（アプト～アルプ期）の宮古層群が緩い傾斜で分布する。この不整合によって示される変動時期は、日本におけるもっとも明らかな造山時階のひとつで、その変動は KOBAYASHI (1941) によって大島造山運動と名づけられた。

田老帯を構成する陸中層群・小本層には、領石植物化石群の産出があり、白堊紀高知世ないし有田世（ネオコム期）とされている<sup>注6)</sup>。一方、宮古層群は白堊紀アプト～アルプ期であるから<sup>注7)</sup>、大島造山運動は、きわめて短い期間に行なわれたことになる。もちろん、宮古層群堆積直前に集中的に地殻変動が起こったということではなく、二畳紀地相斜、岩泉層を堆積した岩泉地相斜、および陸中層群を堆積した田老地相斜の連続的、しかも段階的な発展に伴い、漸次地層の変形・褶曲断層運動が進行し、それらが絶頂に達したと同時に北上山地に広大な規模の花崗岩の貫入があり、宮古層群堆積寸前にはげしい造山運動、および火成活動が終わったということであろう。

豊間根層と岩泉層とは、ともに N10～30°W の走向で、50～70° の西傾斜の地質構造を呈し、走向断層によって切られ、帯状構造を構成している。陸中層群は田老構造線の近くでは N20～40°W の走向をもち、西に 40～60° 傾斜するが、この地域の田老帯の大半をみれば、ドーム構造が存在し、その中核部に田老花崗岩が貫入している。

これらの先白堊紀宮古世古期岩の豊間根層・岩泉層・陸中層群とともに、著しい傾動・褶曲・断層運動をうけ、千枚岩の形成もあり変形しているのに反して、宮古層群はこれより古い地質系統と違い、著しい地殻変動の影響を受けていない。すなわち大局的にみると、NNE-SSW の走向を示し、30°以下の低角度で東方へ傾斜している。田老では、南西へ緩く沈んだ半盆状構造がみられ、さらに場所によっては走向が ENE-WSW に偏している。断層には NE-SW および NW-SE 方向をとることが多く、一般に高角度で傾斜する。いずれにしても、宮古層群基底の著しい傾斜不整合を境に、先宮古世の古期岩とは、大きな構造的差異がある。

帯状構造をくぎる構造線として、北部北上帯と岩泉帯とのあいだの葛巻構造線、岩泉帯と田老帯とのあいだの田老構造線が主要なものである。ともに主としてその西側に、幅 1～2 km にわたって著しい千枚岩～片状岩をつくる。この調査地域外であるが、葛巻構造線に沿う地域には、岩泉町岩泉と同町小川<sup>こがわ</sup>の後期白堊紀層<sup>注8)</sup> および古第三紀層が分布しており、後期白堊紀—古第三紀層の堆積盆地の形成に、この構造線がなんらかの関係をもったことが推定される。しかしこの地域では、葛巻構造線は宮古花崗岩の貫入によって切られている。

また、田老構造線の西側には片状岩の形成があるが、その東側にも、構造線にほぼ平行して幅 0.5～1 km の剪裂帯が発達している。これは従来田老剪裂帯と称せられたものである。田老構造線は、この地域内では南北方向をとり、この調査地域北半においてはとくに、陸中層群（原地山層）の示す走向 N15～40°W を斜断して走っている。露出の不良や、花崗岩による著しい熱変成作用をうけていることや、構造線の両側ともに片状ないし剪裂構造が発達していることによ

注6) 大島造山運動をうけた宮城県気仙沼地方の大島層には、バラム階が確認されている。

注7) 宮古層群には現在では下部アプト階が確認されていない。

注8) 岩泉の後期白堊紀廻層の地質時代については、古第三紀とみなす見解もある。

って、田老構造線を露頭において確認することはかなり困難である。田老構造線の南半部では、ほぼそれに沿って宮古花崗岩が貫入している。この構造線は、陸中海岸にほぼ沿う方向を示し、北部北上帯および岩泉帯の示す  $N10\sim30^{\circ}W$  の方向を切っている。その方向は葛巻構造線を斜交して切り、南北方向を示している。この構造線に沿う地帯には、角閃石岩や蛇紋岩の小貫入岩体があることも一つの特徴である。加納博（1958）によれば、岩泉町岩泉の北西にも橄欖岩が知られる。また、田老構造線のとくに東側の剪裂あるいは破碎部（田老剪裂帯）では、鉍化作用を伴い、田老鉍床などの鉍床群が胚胎している。しかし、田老構造線西側の岩泉層中にも鉍化作用が若干みられる。

岩泉帯のなかには、何本かの走向断層が発達するほか、東西方向の断層も認められる。一方、田老帯内部では、走向断層で著しいものは認められず、岩泉・豊間根層のもつ西傾斜の傾動構造とは異なった構造様式をもっている。そして部分的に、小本川ぞいの中里と小本とのあいだでは、ほぼ東西走向の  $10\sim20^{\circ}$  南に傾斜するような、非常に緩い構造を示す部分がある。この部分の陸中層群は断層によって楔形に囲まれて分布しているようである。このほか、豊間根層・岩泉層・陸中層群には、小断層がかなり発達する。

なお、地層の構造として、北部北上帯と岩泉帯とでは、大部分が  $N10\sim30^{\circ}W$ 、 $50\sim70^{\circ}$  の西に傾斜することはさきに述べたとおりである。この構造が同斜褶曲構造を呈すると従来考えられてきたが、すでに吉田尚（1961）、吉田尚・片田正人（1964）が述べているように、鍵層の役割を果たす地層の繰り返しがなく、級化層理で逆転部分が認められないことによって、釜石・大槌・宮古地方と同様に、この地域でも大部分は単斜構造を示していると推定される。したがって、細かい同斜褶曲の構造をもつとは考えられない。ただし、岩泉帯のなかで、岩泉町森山一帯において東落ちの傾斜を示す狭い地域がある。ここでは、白土と森山とのあいだに一つの向斜構造が存在するかのようである。しかし、この区域には、走向方向の断層が発達し、地層全体として破碎されていて、断層による変位の可能性もある。

## II. 応用地質

本図幅地域内で現在操業中の鉍山は田老鉍山だけである。田老鉍山は本邦有数鉍山の一つで、銅、鉛、亜鉛、硫化鉍を産している。現在採掘中の本鉍床、大館鉍床の他に壁ノ沢、畑、加倉、松坂、中里、明神、末前などの鉍床があるがそれらは休山または探鉍中である。

田老鉍山以外にも 2、3 の鉍床があるが、規模は小さい。接触交代鉍床の山口（銅）、馬飼野（銅）鉍山、マンガン鉍床の肋葛鉍山などである。

宮古花崗岩、田野畑花崗岩は石材として利用されている。また、中里西方には大理石を産するが利用されていない。

### 田老鉍山

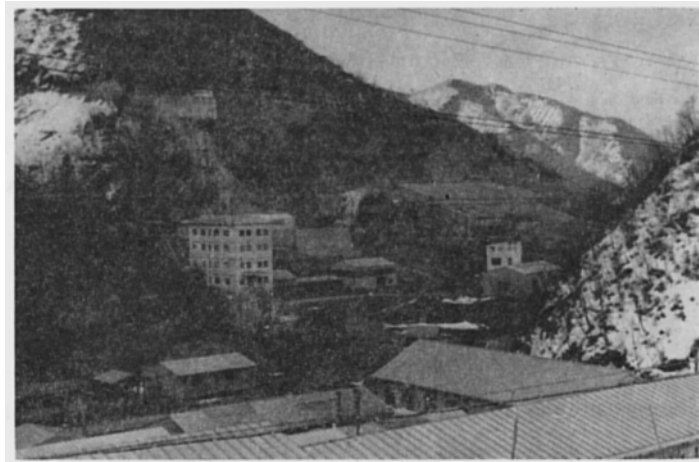
本図幅地域の中央近く、田老町鋤ノ沢に位置し、宮古市北方 32 km、山田線宮古駅より田老町

を経て鉱山までバスの便（所要時間約1時間30分）がある。

古く安政年間（1854年）から採掘されたといわれる。大正8年からラサ工業株式会社の前身によって採掘されるようになり現在に至る。昭和9年本坑鉱床に着脈し開発が進んだが、昭和20年4月政府により休山させられた。しかし、昭和20年9月再開した。昭和21年当時の出鉱量は含銅硫化鉱 500t/日、鉛、亜鉛鉱 300t/日であった。昭和35年新鉱床（鉛、亜鉛）を発見したが、昭和36年5月29日三陸大火により坑外設備全焼し、生産を一時中止した。そのご復興し、昭和37年4月から生産再開し現在に至る。

昭和38年度の出鉱量は、銅鉱 902t (Cu 0.41%)、鉛鉱 6,050t (Pb 2.78%)、亜鉛鉱 17,980t (Zn 8.26%)、硫化鉱 40,772t (S 18.72%) である。

鉱床は西部地域の原地山層中に胚胎している。この西部地域の原地山層は西側の逆断層（岩泉層と境する）と東側の中里—明神嶽を結ぶ断層に挟まれた南北 16 km、東西 3～4 km の帯状の地域に分布している。この帯状の地域はいわゆる田老剪裂帯と呼ばれ、数条の勢裂帯が雁行状に発達している。これらの剪裂帯内に鉱床が層状に胚胎し、南から、末前、大館、本坑、壁ノ沢、畑、加倉、松坂、中里の順に並んでいる。剪裂帯は大部分、原地山層の火山岩類と泥質岩の境に発達し、片状化と絹雲母化、珪化により特徴づけられる。次に現在おもに採掘されている本坑鉱床について述べる。



第34図 田老鉱山

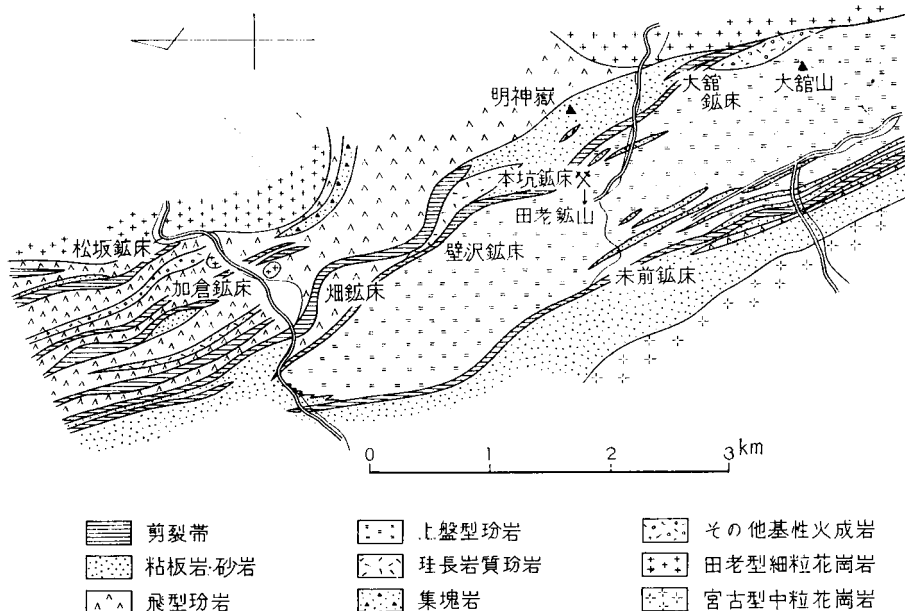
本坑鉱床はほぼ10条の鉱床からなるが、そのうちで最大のものは走向延長500m、傾斜延長400m以上で、最大鍾巾12mに達する。銅、硫化鉄を主とするものと、鉛、亜鉛を主とするものがある。従来おもに採掘された旧鉱床は緑色粘板岩緑色砂岩互層中に胚胎する含銅硫化鉄鉱床と白色粘板岩白色砂岩互層中に胚胎する閃亜鉛鉱床からなる。これらはおもに NS 方向に配列し、南に落としている。近年発見された新鉱床は旧鉱床の上盤側の北部に位置し、黒色粘板岩中に胚胎している。N20～30°W の方向に延びている。

なお、近年本坑鉱床の南方約 1.5 km の地点に鉛・亜鉛を主とした大館鉱床が発見され開発さ

れている。この鉱床は砂岩中に胚胎し下盤は花崗岩，上盤は蛇紋岩化した超塩基性岩である。

含銅硫化鉱の鉱石は塊状～縞状のち密な黄鉄鉱中に黄銅鉱を含むもので，方鉛鉱・閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱を伴うことがある。脈石は緑泥石を主とし，石英・方解石・滑石・菱苦土鉱を伴っている。

鉛亜鉛鉱は方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とし，黄銅鉱・黄鉄鉱を伴っている。



第35図 田老鉱山付近地質概要図 (田老鉱業所による)

### 山口鉱山

田老の西方6 km，田老川の上流北ノ又に位置している。宮古花崗岩と古生層の接触部に近く，花崗岩中に取り込まれたルーフペンダント状の古生層中に胚胎する。レンズ状の石灰質岩を交代した銅・タングステンの接触交代鉱床で，東西1.5 kmのあいだに旭坑，造幣森坑，ブナ沢坑，亀ヶ沢坑などの鉱床がある。黄銅鉱・黄鉄鉱を主とし，灰重石・輝水鉛鉱・閃亜鉛鉱・キューバ鉱・硫砒鉄鉱・閃ウラン鉱を伴っている。スカルン鉱物としてざくろ石・角閃石・透輝石を産している。

### 馬飼野鉱山

岩泉の南方，下有芸の北方1 kmに位置している。有芸街道の馬飼野から鬼洞を経て山道20分で現地に達する。細粒花崗岩中に取り込まれたルーフペンダント状岩体中に胚胎しチャート・砂岩に挟在する石灰岩を交代した小規模な接触交代鉱床である。磁硫鉄鉱を主とし黄銅鉱を含み，スカルン鉱物としてヘデンベルグ輝石・ざくろ石・緑れん石・珪灰鉄鉱を伴っている。鉱石の品

位は Cu 0.5~1%である。

ひじくす

### 肋葛 鉾山

岩泉町の南東隅、肋葛に位置しているが、交通の便がわるく、有芸街道ぞいの猿沢から南に牛コロバシ峠を越えて林道を下る（猿沢から徒歩1時間）か、撰待川に沿う林道を上る（撰待から徒歩約2時間）か、その他の山道をとるかいずれかである。肋葛部落の東方400mに旧坑がある。鉾床は岩泉層中のチャートの中に胚胎し、N45°E, 80°Nの走向・傾斜をもつレンズ状の鉾層である。数カ所に坑口があるが規模は小さい。いわゆる珪マンで、バラ輝石・テフロ石・菱マンガン鉾・ヤコブ石などを含んでいる。

## 文 献

- 1) 蛭子貞二 (1965) : 田老鉾山の地質と探鉾について, 鉾山地質, vol. 15, no. 70~71
- 2) EGUCHI, M. (1951) : Mesozoic corals of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 24, p. 1-28, pls. 1-228.
- 3) 花井哲郎 (1949) : 宮古層群に関する 2, 3 の問題 (演旨), 地質雑, vol. 55, no. 648-649, p. 116
- 4) HANAI, T. (1953) : Lower Cretaceous belemnites from Miyako district, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 23, no. 4, p. 63-80, pls. 5-6.
- 5) 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
- 6) 半沢正四郎 (1954) : 東北地方, 一日本地方地質誌, 朝倉書店, 344p.
- 7) 長谷弘太郎・坂東祐司・高橋功二・小貫義男・半沢正四郎 (1956) : 北上山地に新たに確認された中生層 (浜旨), 地質雑, vol. 62, no. 730, p. 357
- 8) HATAI, K. (1951) : A Lower Cretaceous *Teredo*. *Short papers, Inst. Geol. Pal. Sendai*, no. 3, p. 29-32, pl. 1.
- 9) HAYAMI, I. (1965-66) : Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan. Part I, *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, *Geology*, vol. 15, no. 2, p. 221-349, pls. 27-52 (1965); Part II. *Ibid.*, vol. 17, no. 2, p. 73-150, pls. 7-21 (1965); Part III. *Ibid.*, vol. 17, no. 3, p. 151-249, pls. 22-26.
- 10) 本間弘次 (1962) : 田老・中里産藍青石岩の成因について——その1, 概説, 地質雑, vol. 68, no. 796, p. 1-16
- 11) 本間弘次 (1963) : 岩泉町付近の含ざくろ石熱変成岩について, 地球科学, no. 68, p. 1-8
- 12) 今井秀喜 (1940) : 岩手県田老鉾山の地質および鉾床, 地質雑, vol. 47, no. 556, p. 22-37
- 13) 今井秀喜・斎藤信房・林昇一郎・佐藤和郎・河内洋佑 (1960) : 岩手県宮古一田老付近の花崗岩類の絶対年代について, 地質雑, vol. 66, no. 777, p. 405-409

- 14) 今村学郎 (1928) : 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, no. 3, p. 237-247
- 15) 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫 (1955) : 岩手県北部北上山地田野畑花崗岩体の多様性, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 39, no. 5, p. 177-189
- 16) 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, 50p.
- 17) ISHII, K. and UEDA, Y. (1953) : On the quartz-keratopbyres from Otobe, Shiwa County and Pacific Coast, Shimohei County, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3, vol. 4, no. 3, p. 14-146.*
- 18) 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載 (1953) : 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, no. 2, p. 41-50
- 19) 勘米良龜齡・古川博恭 (1964) : 上部ペルム系—トリアス系神瀬層群(三宝山帯の研究), 九大理学部研究報告(地質), vol. 6, p. 237-258
- 20) 加納 博 (1950) : 田老層状硫化鉄鉱床の地質学的並に岩石学的研究(第1部 地質構造と鉱床との関係), 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, no. 3, p. 18-44
- 21) 加納 博 (1950) : 岩手県田老地方における堇青石岩と層状硫化鉄鉱床との関係(交代作用の地質学条件について一考察), 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 34, no. 5, p. 141-151
- 22) 加納 博 (1958) : 北部北上山地岩泉付近の接触變成岩類, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 41, no. 6, p. 254-262
- 23) 加納 博 (1958) : 本州外側地向斜における白亜紀キースラーガー鉱床区の展望—北上外縁帯と四万十帯, 鉱山地質, vol. 8, no. 32, p. 319-327
- 24) KANO, H. (1959) : Fracture system and lineations in the Taro-Nakazato district, Iwate Prefecture, Northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 65, no. 764, p. 253-266.
- 25) 加納 博・武藤矩靖 (1951) : 田老鉱床における鍾の内変動帯の構造—とくに線構造と落としの問題に関連して, 地質雑, vol. 57, no. 672, p. 399-414
- 26) 河野義礼・植田良夫 (1965) : 本邦産火成岩の K-A dating (II) —北上山地の花崗岩類, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 53, no. 4, p. 143-154
- 27) KOBAYASHI, T. (1941) : The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2, vol. 5, p. 219-578, pls. 1-4.*
- 28) 小林貞一ほか9名 (1954) : 古生物学, 上巻, 朝倉書店, 372p.
- 29) LOWENSTAM, H. A. and EPSTEIN, S. (1954) : Paleotemperature of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. *Jour. Geol.*, vol. 62, p. 207-248.
- 30) MATSUMOTO T. [Editor] (1954) : *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Promotion Sci. Tokyo, 324 p. pls. 1-20.
- 31) 湊 正雄 (1950) : 北上山地の地質, 地団研専報, no. 5, 28 p.



- 32) NAGAO, T. (1934) : Cretaceous mollusca from the Miyako district, Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido, Imp. Univ., ser. 4, vol. 2, no. 3, p. 177-277, pls. 23-39.*
- 33) NAGAO, T. (1943) : *Pholadomya* from Japan. *Jouv. Geol. Soc. Japan*, vol. 50, no. 596, p. 153-160, pls. 12-13.
- 34) 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, 東北大地質古生物教室研究邦文報告, no. 54, 61p.
- 35) 中本 明 (1931) : 岩手県田老鉱山について (要旨), 地質学雑誌, vol. 38, no. 459, p. 655-656
- 36) NISHIDA, M. (1967) : Cedroxylon yoshidai, a new fossil wood from the Cretaceous of Miyako, Iwate Prefecture. *Jour. Japanese Bot.*, vol. 42, no. 9, p. 261-264, pl. 6.
- 37) NISIYAMA, S. (1950) : Fossil echinoidea from the Miyako Cretaceous. *Short Papers, Inst. Geog. Pal. Sendai*, no. 2, p. 29-38, pl. 4.
- 38) OBATA, I. (1967) : Lower Cretaceous ammonites from the Miyako group. Part. 1. *Va-ldedorsella* from the Miyako group. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 66, p. 63-72, pl. 8 ; Part 2, Some silesitids from the Miyako group. *Ibid.*, no. 67. p. 129-138, pl. 11.
- 39) 小田範明・金野陽一・蛭子貞二 (1962) : 田老鉱山の鉱床と探査現況, 日本鉱業協会現場担当者会議講演集
- 40) 小貫義男 (1956) : 北上山地の地質, 岩手県地質説明書II, 189 p.
- 41) ONUKI, Y. (1962) : Permian and Jurassic Geosynclines in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. II, Spec. Volume, no. 5 (Kon'no memorial volume), p. 321-328.
- 42) 小貫義男・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, 地質学雑誌, vol. 66, no. 780, p. 594-604
- 43) 小貫義男・工藤 一 (1954) : 北部北上山地における二疊紀の確認, 地質学雑誌, vol. 60, no. 707, p. 360-362
- 44) 小貫義男・森 啓 (1961) : 南部北上山地, 岩手県大船渡地方の地質, 地質学雑誌, vol. 67, no. 794, p. 641-654
- 45) SHIBATA, K. and MILLER, J. A. (196) : Potassium-argon ages of granitic rocks from the Kitakami highlands, *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, no. 8, p. 709-711
- 46) SHIMAKURA, M. (1937) : Studies on fossil woods from Japan and its adjacent lands. *Contr. 2, Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. , 2 nd ser. (Geol.)*, vol. 19, no. 1, p. 1-73, pls. 1-15.
- 47) SHIMAKURA, M. (1967) : On the dispersed cuticles obtained from Cretaceous rocks of Japan. *Bull. Nara Univ. Education*, vol. 15, p. 45-54, 4 pls.
- 48) SHIMAZU, M. (1962) : Petrological study of the thermally metamorphosed rocks surrounding the Tanohata granitic mass, northern Kitakami mountainland, north-

- eastern Japan. I, II. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 48, no. 5, p.167-190, no. 6, p.220-234.
- 49) SHIMAZU, M. (1963) : Petrological study of the thermally metamorphosed rocks surrounding the Tanohata granitic mass, northern Kitakami mountainland, northeastern Japan. III. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 49, no. 1, p. 29-41.
- 50) 島津光夫 (1964) : 東北日本の白亜紀花崗岩 (I), 地球科学, no. 71, p.18-27
- 51) 島津光夫 (1964) : 東北日本の白亜紀花崗岩 (II), 地球科学, no. 72, p.24-29
- 52) 島津光夫 (1964) : 北上山地の白亜紀火山岩類 (演旨), 地質学雑誌, vol. 70, p. 393
- 53) SHIMIZU, S. (1931) : The marine Lower Cretaceous deposits of Japan, with special reference to the ammonites-bearing zones. *Set. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 15, no. 1, p. 1-40, pls. 1-4.
- 54) 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, no. 5, p. 337-362
- 55) 氏家 宏・楠川照夫 (1968) : 岩手県宮古層群産大型有孔虫 *Orbitolina*, 国立科学博物館専報, no. 1, p. 29-32, pl. 5
- 56) 渡辺万次郎 (1950) : 北上山地の火成活動, 地団研専報, no. 4, 23 p.
- 57) YABE, H. (1912) : Ueber einige gesteinbildende Kalkalgen von Japan und China. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 1, no. 1, p. 1-8, pls. 1-2.
- 58) YABE, H. (1927) : Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 11, no. 1, p. 27-100, pls. 3-9.
- 59) YABE, H. and HANZAWA, S. (1926) : Geological age of *Orbitolina*-bearing rocks of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 9, no. 1, p. 13-20, pls. 4-6.
- 60) YABE, H. and NAGAO, T. (1926) : *Praeaprotina*, nov. gen. from the Lower Cretaceous of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 9, no. 1, p. 21-24, pl. 7.
- 61) 矢部長克・大築仏郎 (1902) : 陸中国宮古付近の地質概要, 地質学雑誌, vol. 9, no. 107, p. 287-304
- 62) YABE, H. and TOYAMA, S. (1927) : A new calcareous sponge from the Lower Cretaceous of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, no. 3, p. 111-112, pls. 10-11.
- 63) YABE, H. and TOYAMA, S. (1928) : On Some rock-forming algae from the younger Mesozoic of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 12, no. 1, p. 141-152.
- 64) YABE, H. and YEHARA, S. (1913) : The Cretaceous deposits of Miyako. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser. (Geol.), vol. 1, no. 2, p. 9-23, pls. 3-5.

- 65) YEHARA, S. (1915) : Cretaceous Trigonidae from Miyako and Hokkaido. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser. (Geol)*, vol. 2, no. 2, p. 35-44, pls. 1-2.
- 66) 吉田 尚 (1961) : 5 万分の 1 地質図幅「釜石」および同説明書, 地質調査所
- 67) 吉田 尚・片田正人 (1964) : 5 万分の 1 地質図幅「大槌・霞露岳」および同説明書, 地質調査所

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Akita (6) No. 18



## GEOLOGY OF THE TARO DISTRICT

By

Mitsuo SHIMAZU, Keisaku TANAKA

&

Takashi YOSHIDA

(Written in 1968)

---

(Abstract)

### GEOLOGY

#### 1. General Remarks

The mapped area is situated in the coastal area of the Pacific, Iwate prefecture and embraces a part of the National Park Rikuchu seaside districts.

The area is occupied mainly by Paleozoic and Mesozoic sediments and granites. Technically, it is divided into three belts, namely the North Kitakami, Iwaizumi and Taro belts from west to east. Steeply inclined structure with a general trend of NW-SE or NNW-SSE prevails throughout these three belts. The North Kitakami belt is occupied by Paleozoic strata, the Toyomane formation in this area. The Iwaizumi belt is constructed by Paleozoic (?) to Mesozoic strata, the Iwaizumi formation. The Taro belt is made up of the Rikuchu group of the early Cretaceous (Neocomian) strata. The above-mentioned three belts are separated from each other by the Kuzumaki and Taro tectonic lines which are represented by faults with

phyllitic rocks and crushed zones.

The granites are intruded into the Paleozoic and Mesozoic (including the earliest Cretaceous) formations which, in turn, suffered thermal metamorphism. The granites, together with the steeply inclined and folded strata, are overlain by the early Cretaceous (Aptian–Albian) Miyako group with a remarkable clinounconformity.

The Miyako group, consisting mainly of shallow sea sediments, is inclined gently toward the Pacific Ocean. The conspicuous diastrophism represented by this unconformity is named the Oshima orogenic movement by KOBAYASHI (1941).

## **2. Paleozoic—Toyomane formation**

The Paleozoic strata are distributed in the North Kitakami belt, and named the Toyomane formation. It is composed principally of black clayslate intercalated with chert, sandstone and volcanic rocks (schalstein) in the mapped area, and strongly metamorphosed by granitic intrusion. The fossils, though very scarce, comprise Permian fusulinids, *Neoschwagerina*, at a certain horizon belonging to the upper part of this formation. The geological age of the formation is ascertained to be Middle Permian for at least its upper part.

## **3. Jurassic~Paleozoic(?)—Iwaizumi formation**

The formation constituting the Iwaizumi belt is called the Iwaizumi formation, which is composed of black clayslate, chert and limestone, intercalated with sandstone, volcanic rocks (schalstein) and conglomerate in the mapped area. It is also metamorphosed by granitic intrusion.

The fossils contained in the Iwaizumi formation is very scarce. Fossils near Iwaizumi belong to Mesozoic fauna. They are as follows: *Microsolena* sp., *Thamnasteria* sp., *Stylosmilia* sp., *Spongiomorpha* sp., and *Stromatopora* sp. However, the exact geological age of the whole sequence is still indeterminable.

This thick formation more than 10,000m is assumed to be geosynclinal sediments developing on the outer side of the Chichibu (Honshu) geosyncline during the probable early and middle Mesozoic era.

## **4. Early Cretaceous**

### **Rikuchu group** (Harachiyama formation)

This group consists of large volume of acid and intermediate volcanic rocks and clastic rocks, indicating geosynclinal sediments accompanied by keratophyre. The group was folded and faulted before the intrusion of the early Cretaceous granites, thus presenting structural patterns similar to those of the Toyomane and Iwaizumi formations.

The group scarcely contains fossils except one locality near Omoto, just north of this area, where plant fossils of the “Ryoseki type” indicating Lower Cretaceous

occur abundantly. The thickness of this group may measure 5,000m in the mapped area.

### **Miyako group**

The Miyako group is exposed at several small and isolated areas along the Pacific coast. It is represented by littoral to inner neritic sediments which cover the folded Rikuchu group and granitic rocks with a remarkable unconformity, inclining gently to the east. The group begins with boulder conglomerate and consists mainly of calcareous sandstone, shelly sandstone and conglomeratic sandstone with subordinate amount of sandy siltstone.

The group contains abundant fossils such as larger foraminifers (*Orbitolina*), hexacorals, pelecypods, gastropods, ammonites, belemnites, echinoids and calcareous algae, some of which are reef-building organisms and exhibit some Urganian aspects. The Miyako group in the present area is stratigraphically represented by part of the group in the type section to the north of the area and is referred mostly to the Upper Aptian as evidenced by the occurrence of ammonites such as *Diadochoceras nodosocostatiforme* and *Hypacanthoplites subcornuerianus*. The thickness of the group is about 120 meters.

The group is subdivided into the Raga, Tanohata, Hiraiga and Sakiyama formations in ascending order. In addition, there is the Hideshima formation which is of undeterminable stratigraphic position. The uppermost unit, Aketo formation in the type area is not exposed here.

The Raga formation, 20 to 30m thick, is exposed only around Taro, and covers granitic rocks. It is composed of boulder conglomerate with subordinate amount of calcareous sandstone. No fossils are found in this formation.

The Tanohata formation is underlain conformably by the Raga formation at some places, and lies directly on the basement rocks at other places, where small bodies of reef-limestone are found on the unconformity plane. It is dominated by calcareous sandstone which is conglomeratic and well cross-bedded. The lower part of the formation is rich in conglomerate as well; the upper part consists of interbedded sandstone and sandy siltstone at certain places. The total thickness of the formation is 30 to 47m, although that of the lower part is variable from 1 to 20m.

The Hiraiga formation, about 40m in thickness, consists of calcareous sandstone, shelly sandstone and sandy siltstone. The lower part is dominated by sandstone, including a variety of fossils abundantly; the upper part is composed mostly of argillaceous sediments.

The Sakiyama formation is made up of concretionary silty sandstone which contains a number of carbonized wood fragments. The thickness is more than 15m.

The Hideshima formation, the lower and upper limits of which are not exposed, is characterized essentially by alternation of graded sandstone and mudstone, both of which are 3 to 30cm thick, with occasional slump beds. It contains molluscan fossils

very rarely. The formation measures about 70m in thickness.

## 5. Quaternary

Terrace deposits of Quaternary age are distributed in a very limited area, and consist of well-sorted gravel.

Alluvial deposits, composed of sand, gravel and clay, are developed along coasts and rivers.

## 6. Granites

The granites in the area are of two groups; one is the Taro granites and the other includes the Miyako granites. The Taro granites consist of four intrusive masses, the Taro, Kurumihata, Nakasato and Sotokawame granite masses. The Miyako granites consist of three intrusive masses, the Miyako, Tanohata and Koshizu granite masses. The Taro granite is exposed only in the Taro belt. The granites of these two groups are ascertained to have been intruded after the deposition of the Neocomian Rikuchu group and are overlain by the Apto-Albian Miyako group. Their isotopic age determination shows age of 112 to 123 m.y.

### **Taro granite**

This granite is represented by pale red, fine- to medium-grained granodiorite or monzonite and is stock-like in shape and heterogeneous in mineral composition. Main constituent minerals are plagioclase, potassium feldspar, quartz, hornblende and biotite. Biotite is often altered to chlorite.

### **Miyako granite**

This granite is represented by medium-grained granodiorite and quartz-diorite, and is extensively distributed in the area. It intrudes the Paleozoic Toyomane formation, Jurassic~Paleozoic(?) Iwaizumi formation and early Cretaceous (Neocomian) Rikuchu group and metamorphosed them thermally. Main constituent minerals are plagioclase, potassium feldspar, quartz, hornblende and biotite.

### **Tanohata granite**

This is narrowly distributed in the northern margin of the area, and intrudes the Iwaizumi formation. The granite is represented by coarse-grained granodiorite and trondhjemite, showing occasional gneissose structure. Main constituent minerals are plagioclase, quartz, potassium feldspar, biotite and hornblende.

### **Koshizu granite**

This granite intrudes the Iwaizumi formation in a small stock-like mass. Main components are plagioclase, quartz, potassium feldspar and biotite. The granite contains garnet characteristically.

## 7. Ultrabasic rocks

They occur as very small intrusive bodies near the Taro tectonic line. The

rocks consist of hornblendite and serpentinite.

### 8. Dike rocks

The dikes, except andesitic and basaltic dikes of the Harachiyama formation, in the area are represented by basalt, andesite and rhyolite bodies. They are of two ages: one is just before the intrusion of the granites overlain by the Miyako group, and the other is after the deposition of the Miyako group.

### 9. Metamorphic rocks

The Paleozoic and Mesozoic, namely the Toyomane, Iwaizumi and Harachiyama formations, are thermally metamorphosed around the Miyako granite and Taro granite. The metamorphic zoning of hornfelses derived from these formations is shown in the following table.

Table 1

| Original rocks                                                           |                             | Zones                 |                                                    |                                                                                                   |
|--------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|-----------------------|----------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                          |                             | I                     | II                                                 | III                                                                                               |
| Clayslate<br>Sandstone                                                   |                             | Biotite<br>Muscovite  | Cordierite<br>Biotite<br>Muscovite<br>(Andalusite) | Cordierite<br>Biotite<br>Andalusite<br>K-feldspar<br>Garnet<br>Muscovite<br>Sillimanite<br>Spinel |
| Schalstein (volcanic rock) of<br>the Toyomane and Iwaizumi<br>formations |                             | Actinolite<br>Biotite | Hornblende<br>Biotite                              | Hornblende<br>Biotite<br>Diopside                                                                 |
| Volcanic<br>rock of the<br>Harachiyama<br>formation                      | Andesite<br>Dacite-rhyolite | Actinolite<br>Biotite | Hornblende<br>Biotite<br>(Cordierite)              | Biotite<br>K-feldspar                                                                             |

## ECONOMIC GEOLOGY

The Taro mine is the only worked mine in this area, and produces copper, zinc, lead and iron sulphides. There are other ore deposits of a small scale, which were formerly worked at the Yamaguchi mine (Cu), Makaino mine (Cu) and Hizikuzu mine (Mn).

**Taro mine** (copper, zinc, lead and iron sulphides)

This mine is one of the principal mines in Japan. The ore deposits are scat-



tered widely along the sheared zone related with the formation of the Taro tectonic line, but worked now only at the Nakanomoto and Ottate deposits. The country rocks of these deposits are the acid and intermediate volcanic rocks and shale of the Rikuchu group (Harachiyama formation). The ore minerals of the Taro deposits are mainly galena, zincblende, chalcopryrite, pyrite and pyrrhotite.

---

昭和45年3月18日 印刷

昭和45年3月25日 発行

工業技術院

地質調査所

印刷者 田 中 実

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

---

© 1970, Geological Survey of Japan