

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 100 号

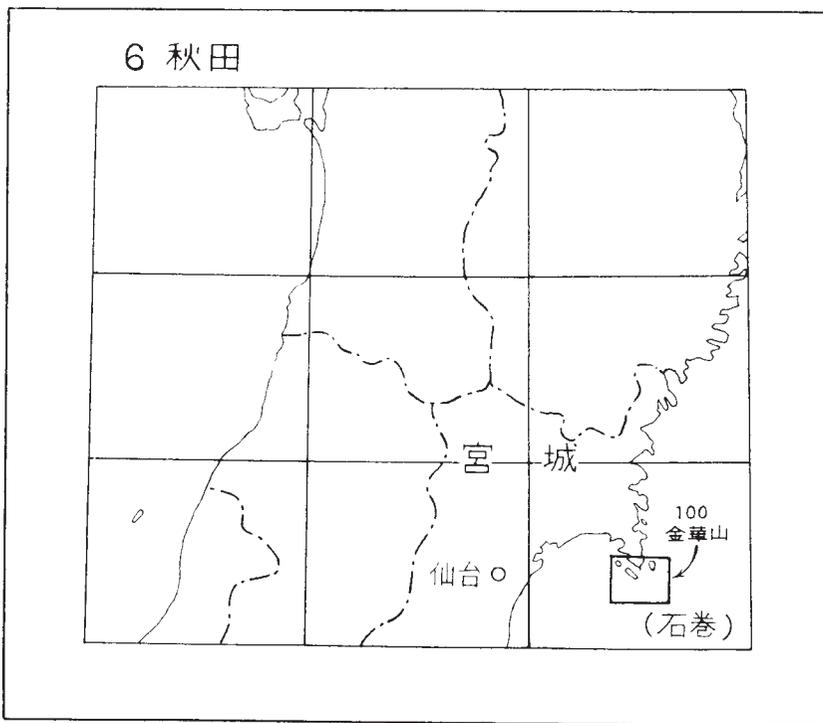
金華山地域の地質

滝沢文教・一色直記・片田正人

昭和 49 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	5
II. 1 概 説	5
II. 2 牡鹿層群（ジュラ系～白亜系）	8
II. 2. 1 月の浦累層	9
II. 2. 2 荻の浜累層	10
II. 2. 3 十八成層	16
II. 2. 4 鮎川累層	17
II. 2. 5 対 比	30
II. 2. 6 地質構造	33
II. 3 山鳥累層（白亜紀火山岩類）	37
II. 3. 1 概 説	37
II. 3. 2 岩相層序	38
II. 3. 3 火山活動様式	47
II. 3. 4 変成岩としてみた山鳥累層	48
II. 4 牡鹿半島の貫入岩類	50
II. 4. 1 斜長石玢岩	50
II. 4. 2 斑禰岩～石英閃緑岩	50
II. 5 金華山の貫入岩類・変成岩類	51
II. 5. 1 金華山花崗岩類	51
II. 5. 2 金華山変成岩類	54
II. 5. 3 超苦鉄質岩	55
II. 6 新生界	57
II. 6. 1 第三系	57
II. 6. 2 第四系	57
III. 応用地質	58
文 献	60
Abstract	1

付 図 ・ 付 表 目 次

第 1 図 (地形写真)	2
第 2 図 (地形写真)	2
第 3 図 a 地形概略図	3
第 3 図 b 40～100m 地形面と地形的線方向	3
第 4 図 (地形写真)	4
第 5 図 南部北上山地におけるジュラ系・白亜系の分布	7
第 6 図 牡鹿層群地質図	8～9
第 7 図 荻の浜累層地質柱状図	10～11
第 8 図 (荻の浜累層露頭写真)	11
第 9 図 (荻の浜累層露頭スケッチ)	11
第 10 図 (荻の浜累層露頭写真)	12
第 11 図 荻の浜累層から一般化した上方細粒化型組層	13
第 12 図 (荻の浜累層露頭写真)	14
第 13 図 (//)	15
第 14 図 鮎川累層地質柱状図 その I	16～17
第 15 図 (鮎川累層露頭写真)	18
第 16 図 (//)	19
第 17 図 (鮎川累層露頭スケッチ)	20
第 18 図 鮎川累層地質柱状図 その II	22～23
第 19 図 (鮎川累層露頭写真)	22
第 20 図 (//)	24
第 21 図 (//)	24
第 22 図 (鮎川累層露頭スケッチ)	25
第 23 図 鮎川累層地質柱状図 その III	26
第 24 図 (鮎川累層露頭写真)	27
第 25 図 鮎川累層砂岩の成層状態 (部分柱状図)	28
第 26 図 鮎川累層砂岩の組成	29
第 27 図 牡鹿層群の地質構造を示す概念断面図	32～33
第 28 図 (荻の浜累層褶曲構造の露頭写真)	34
第 29 図 牧の崎南岸の地質断面	34
第 30 図 (荻の浜累層褶曲構造の露頭写真)	35
第 31 図 (鮎川累層のスレート劈開の露頭写真)	36
第 32 図 山鳥累層と鮎川累層の接触関係を示す平面スケッチ	39
第 33 図 山鳥累層下部地質柱状図	40

第 34 図	山鳥累層下部の成層状態 (部分柱状図)	41
第 35 図	(山鳥累層露頭写真)	42
第 36 図	(//)	42
第 37 図	(山鳥累層露頭スケッチ)	43
第 38 図	(山鳥累層露頭写真)	44
第 39 図	山鳥累層上部地質柱状図	45
第 40 図	(山鳥累層露頭写真)	46
第 41 図	(//)	47
第 42 図	山鳥累層中の二次鉱物の分布	49
第 43 図	金華山花崗岩類の石英-斜長石-カリ長石比とカラーインデックス	52
第 44 図	(金華山変成岩類露頭写真)	52
第 45 図	(//)	55
第 46 図	本文中の写真・スケッチ・地質柱状図の地点およびルートを示す図	59
第 1 表	地質総括表	5
第 2 表	牡鹿半島のジュラ系・白亜系層序区分	8
第 3 表	鮎川累層産植物化石	21
第 4 表	鮎川累層産軟体動物化石	21
第 5 表	牡鹿半島のジュラ系・白亜系層序区分の比較	31



用語語義

成層の単位 (主に砂岩頁岩互層)

極厚層理……3 m 以上

厚層理……1 ~ 3 m

中層理……30 ~ 100cm

薄層理……30cm 以下

金華山地域の地質

滝沢文教・一色直記・片田正人

本地域の野外調査は当初の5万分の1地形図区画にしたがい、「金華山」および「網地島」の2地域に分けて行なわれた。しかし最近地形図区画の改訂がなされ、両地域が統合されて、新たな「金華山」図幅になったので、本報告はこれにしたがい両地域を一括してまとめた。野外調査は昭和40年から47年にわたって断続的に行なわれた。

調査研究にあたっては、ジュラ系・白亜系(牡鹿層群)および新生界を滝沢文教、白亜紀火山岩類(山鳥累層)を一色直記と滝沢、貫入岩類と金華山変成岩類を片田正人がそれぞれ担当し、全体の調整を滝沢が行なった。ジュラ系・白亜系の調査には田中啓策技官と河合正虎技官、貫入岩類と変成岩類との調査研究には猪木幸男技官の助力を得た。

ジュラ系・白亜系の軟体動物化石の鑑定には、東京大学(当時九州大学)の速水格博士に二枚貝類を、東京大学の佐藤正助教授と茨城大学の高橋治之博士にアンモナイトを依頼した。また山鳥累層の変成岩としての見方について、国立科学博物館の橋本光男博士から助言をいただいた。以上の方々に深甚なる謝意を表する。

(1973年9月)

I. 地 形

本地域は北上山地の南端部に位置し、^{おしか}牡鹿半島の南半部を中心に、その周囲を金華山・^{あぢ}網地島・田代島などの島々がとり巻くように分布している。本地域の東側は太平洋に、南西側は石巻湾(仙台湾)に面している。金華山(島)は東側の太平洋に突出した位置にあつて、その山頂は本地域内での最高峰(444.9m)をなし、特徴あるピラミッド型の山体で目立つため(第1図)、海運や漁業上の指標として広く知られている。牡鹿半島の先端部にある御番所山(211m)は、眺望がよく本地域の地形を概観するのに適する。

陸上の地形は、本地域の北東半部で比較的急峻であるのに対し、南西半部は一般に平坦である。海岸線は複雑に入り組んでおり、小規模な湾入や岬が沢山あつて(第2図)、三陸海岸に一般的なりアス式海岸(沈降海岸)を呈する。集落は湾入部に集中し、南側に面する浜によく発達しており、それらをつなぐ海岸沿いの道路の曲折が著しい。

岩石は牡鹿半島と網地島および田代島は後期中生層と、これを貫く白亜紀の貫入岩類によって構成され、新期堆積物は稀である。金華山の大部分は花崗岩類によって構成され、変成岩類を西縁部に伴う。金華山の岩石は金華山瀬戸に潜在するとみられる一大断層によって、牡鹿半島の岩石と一線を画している。これら本地域の岩類は、大部分NNE-SSWないしN-Sの方向性をもって配列しており、この方向性は以下に述べるように地形にも反映されている。

本地域の地形の方向性——山稜や海岸線の伸長方向など——には、WNW-ESEの方向と上記のNNE-SSWないしN-S方向の2方向が認められる。前者の例は牡鹿半島の石巻湾側の海岸線(牧の崎—黒崎)や、網地島—田代島を結ぶ方向に認めることができ、さらに第3図における大原浜—山鳥を結ぶ

線（O-Y線）によっても代表される．このO-Y線の北東側では、金華山・駒ヶ峰・太田峠北方山稜・人石山などの300m以上の峰があり、地形が比較的急峻であるのに対し、南西側は地形がなだらかで、高度40～100mの平坦面の発達が著しい．このようなO-Y線を境としての地形的相違は、本地域の顕著な特徴である．

一方、N-Sないし NNE-SSW の方向性は、牡鹿半島における山稜の伸長方向によって代表される．すなわち、東側から駒ヶ峰-御番所山の尾根（最高点323.5m）、大田峠を中心とする尾根（同343m）、人石山を中心とする尾根（同323m）、大原北西方の尾根（主体は本地域外）の4列の南北性の山稜線である．これらはほぼ2kmの間隔に配列している．例外として、光山（444.8m、本図幅地域外）の山稜がある．

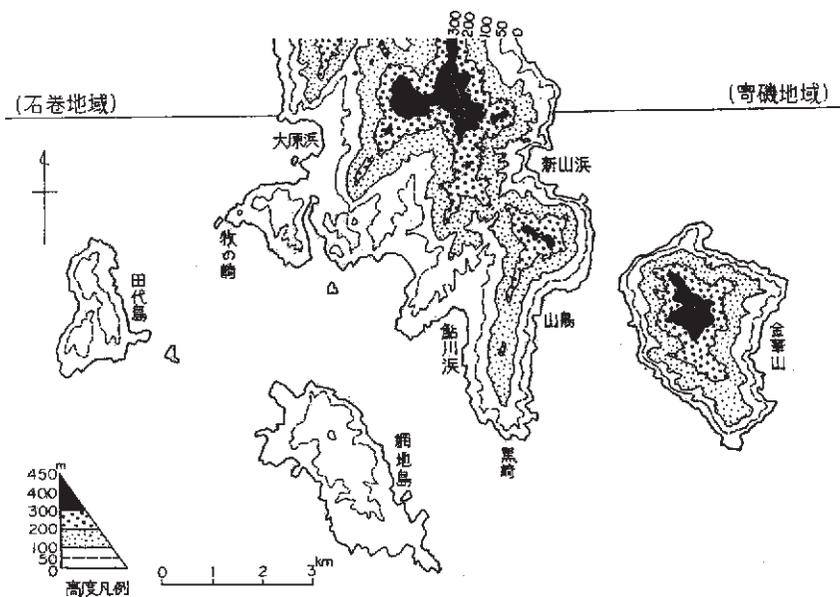
以上2つの地形的方向性を形成した要因を考えてみると、まずNNE-SSWないしN-Sの方向性は、中生層の一般構造の方向性と調和的であり、山稜線を形成している岩石は、火山岩や貫入岩および砂岩など、よりコンピーテントな岩石から構成されている．したがって、この方向性は岩石の種類と、その地質構造とによって支配されたものといえる．これに対し、WNW-ESEの方向性は、中生界の地質構造の一般方向に大きく斜交している点や、高度40～100mの平坦面形成と関連あると考えられる点から、かなり新しい時期の地殻運動に原因するとみなされる．東北地方の第三紀の大きな構造単位として指摘されている鳥海-石巻線（大森、1954）、あるいは松島-本荘帯（生出・大沼、1960）を延長



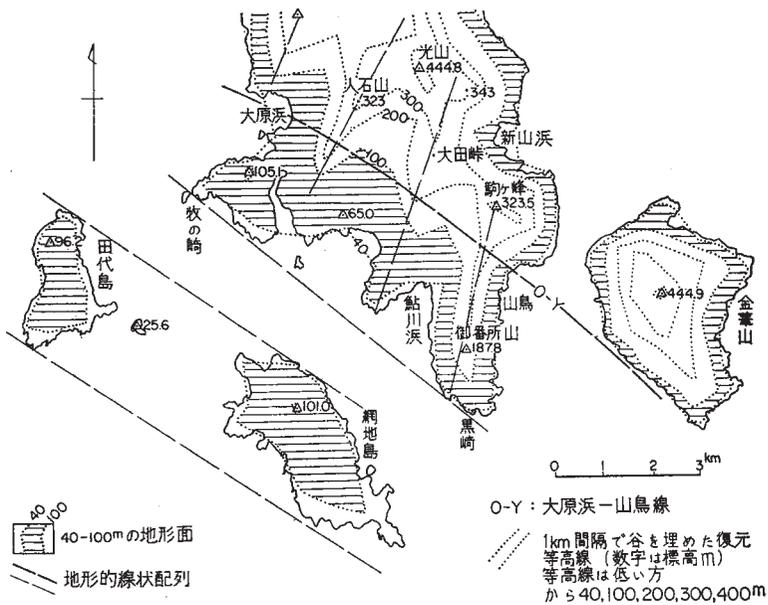
第1図 網地島より東方金華山方面を望む



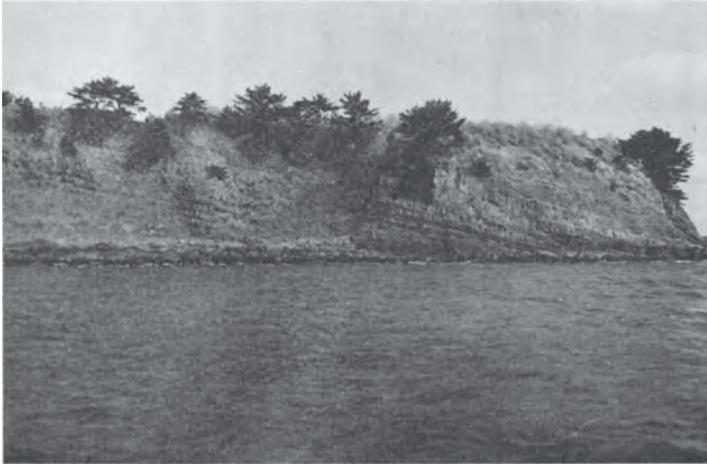
第2図 御番所山より西方石巻湾側を望む



第3図a 地形概略図



第3図b 40-100m地形面と地形的線方向



第4図 砥面島の平坦な頂部. 標高約25m

すると、丁度本地域の南西側に通じる。この第三紀の“構造帯”の性格は、NW-SE方向を有して、巾40kmにわたっており、新第三紀に裏日本において活発であった火山活動や構造運動が、脊梁山脈を越えて表日本側に割って入ってきたことを特徴としている（生出・大沼，1960）。そしてこの“構造帯”では、構造帯に平行な断裂と褶曲、沈降と隆起が顕著であるという。本地域の南西側の地区がこの“構造帯”の南東延長の北綾部に位置することと、その方向にほぼ平行な地形の線状配列（lineament）が認められることは、深い因果関係を持つかも知れない。そして、O-Y線を境とする地形的差異は案外、新第三紀になって始まった運動に起因するのであろう。

先に指摘した40~100m平坦面は、本地域の南西側の大部分を占めて分布する（第3図）。御番所山の稜線のみが、南西側に位置しながら、この平坦面より突出して高いのは、この部分を構成する岩石が、安山岩や玄武岩であり、浸食・削剝に対する抵抗力が強いためであろう。40~100m平坦面は牡鹿半島にあっては、清崎・十八成西方地区・牧の崎に典型的に発達し、これらの地区での最高点は105mである。網地島と田代島は、それぞれの大部分をこの高度の平坦面が占め、平坦な頂を示す。それぞれの島の最高点は101mと96.2mである。

この平坦面の形成時期と形成要因は、現在のところ明らかにされていない。ただ、この平坦面の存在する部分の40~45mの高度に、鮮新世海成堆積物（御番所山層）が局部的であるが見いだされる。この地層は鮎川港南南東約1km弱の地点にある。また、田代島大泊南西方約0.5kmで、高度45mの地点や網地島北西部などにも海成の可能性のある未固結の新期堆積物が見いだされる。仙台湾周辺における鮮新世堆積物は、例えば、北上川中流部や福島県北東部にも知られるように、その海進の大きかったことが予想されおり、鮮新世には本地域の南西側の地区の大部分が海面下に没した可能性がある。もしそうだとすれば40~100m平坦面の形成は、鮮新世の海進によるものであろう。

平坦面は、高度25~30mにも明らかに存在する。この25~30m平坦面の分布は本地域の南西側（石巻湾側）の小規模な岬や小島にみられる。田代島南東端の岬（凧の間）、砥面島（第4図）、網地島の南東端と北西端などに代表される。いずれも規模は小さいが、平坦面は顕著である。

なお、本地域には第四紀とくに更新世の段丘は知られていない。

II. 地 質

II. 1 概 説

本地域は北上山地の南端に位置し、大部分が中生代の岩石からなる。その主要な地質構成は、①ジュラ系～最下部白亜系の牡鹿層群、②下部白亜紀火山岩類の山鳥累層、③牡鹿層群を貫く貫入岩類（牡鹿半島の貫入岩類）、そして④金華山の花崗岩類と⑤変成岩類との5つに大別される。以上のほかにこれらを基盤岩として、局部的に第三系および第四系が分布する。

牡鹿層群と山鳥累層は南部北上帯に属し、牡鹿層群を貫く貫入岩類も、同帯の南半に広く点在する貫入岩類と同種である（片田ほか、1971）。他方、金華山の花崗岩類と変成岩類は、牡鹿半島の諸岩類とは異質であり、地質区上の所属が異なるかも知れない。両者は金華山瀬戸（最少幅0.7km）により露出が断たれ、直接しないが、一大断層によって画されるであろうことは、古くから指摘されている（菊地、

第1表 地質総括表

時代層序区分		牡鹿地区		金華山(島)	
		層序	火成活動・地殻変動		
新生界	第四系	沖積層	← 沉降?	金華山瀬戸断層(金華山構造線) 金華山花崗岩類 金華山変成岩類	
	新第三系	御番新山層	← 隆起		
	古第三系				
中生界	白亜系	上部	斑岩岩～石英閃緑岩 断層褶曲		
		下部			
		山鳥累層	閃石サイト・安山岩・玄武岩 先山鳥不整合		
	ジュラ系	上部	牡鹿層群 鮎川累層		珪長質凝灰岩
		中部	萩の浜累層		
		下部	月の浦累層		
三疊系		(稻井層群)			

~~~~~:不整合

( )内:本地域には露出しない。

1891；伊木，1909など）。この断層を小貫・坂東（1959）は“金華山瀬戸断層”と、猪木ほか（1972）は超苦鉄質岩や片状岩を伴う点を強調して“金華山構造線”と呼んだ。以上のことから本地域の地質は、地質区の上では、牡鹿地区<sup>注1)</sup>の、明らかに南部北上帯に属する岩類と、これと一大断層で接し、その東側にある金華山の岩類とに分けられ、第1表のように総括される。

牡鹿層群は本地域の諸岩類の中で、その占める分布面積が最も広く、牡鹿地区の主体をなして発達している地層である。牡鹿層群は中部ジュラ系から最下部白亜系にわたり、層序的に下位より月の浦累層、荻の浜累層、鮎川累層の3累層<sup>注2)</sup>に区分される。本層群の全層厚は、各累層の模式地での累積層厚として約4,200mである。このうち鮎川累層が最も厚く、約半分の層厚を占める。本地域には、牡鹿層群の基底部である月の浦累層の下半部は露出しない。この基底部は隣接する石巻地域において、下位の三疊系稲井層群を不整合に被覆する。そして牡鹿層群は複雑な褶曲構造を示しながらも、大局的にほ北西から南東に向かい、順次上位の地層が累重する傾向をもっている。褶曲軸は大略NNE-SSW方向、あるいはN-S方向を示し、南方に10度前後沈下している。

牡鹿層群を含む南部北上山地のジュラ系と白亜系は、南北方向に伸び、東に張り出した3列の弧状分布によって特徴づけられる（第5図）。すなわち西列（志津川-橋浦亜帯）、中列（唐桑-牡鹿亜帯）そして東列（大船渡亜帯）である。これらのジュラ系と白亜系は、構造発達史的には順次東側に向かうにしたがい、より新しい地層が現れている。これらの地層群の中で、牡鹿層群は中列の南端に位置し、その分布面積、層厚とも3列中最大である。

山鳥累層は下部に安山岩およびデイサイトの火砕岩と上部に玄武岩熔岩、それに層位的位置未詳の玄武岩質火砕岩の3者からなる。山鳥累層は鮎川累層を不整合に被覆し、層厚は1,600m以上で、上限は不明である。

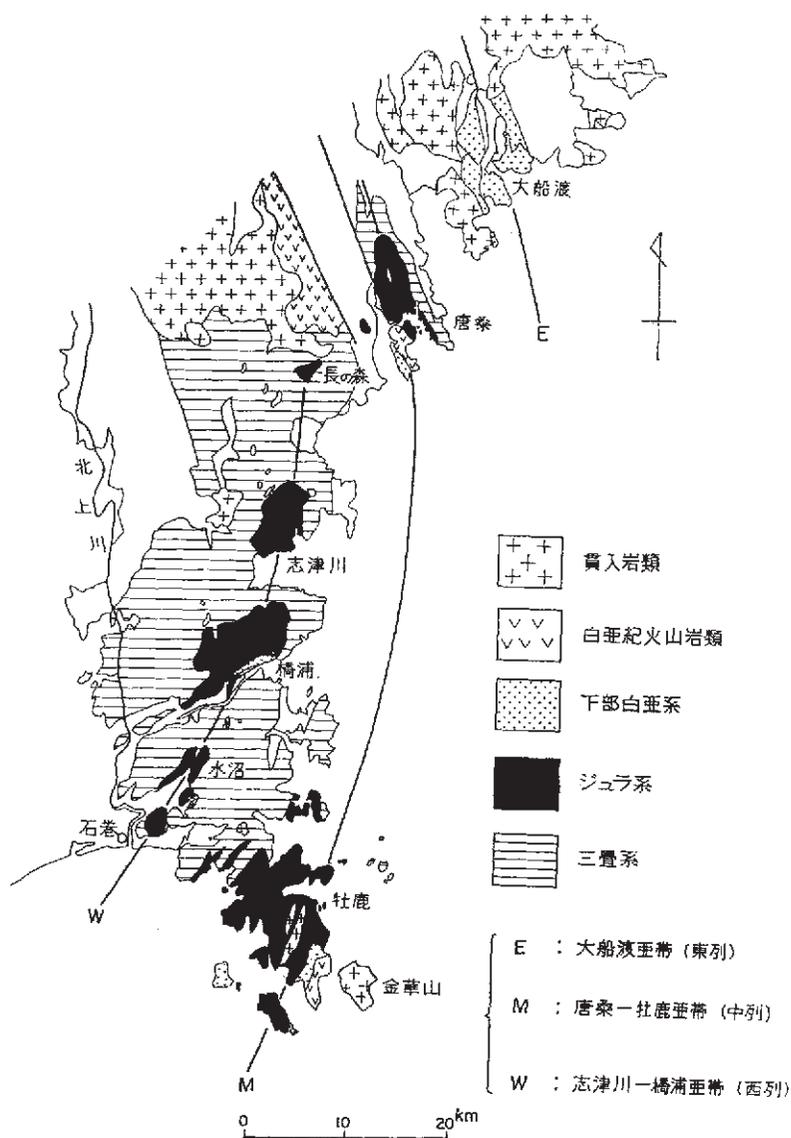
牡鹿層群を頻繁に貫いている大小の貫入岩類は3者に分けられる。その第1は、斜長石斑晶の顕著な斜長石玢岩である。第2は、その他の玢岩類で、岩質上石英玢岩から斑礫玢岩にわたる。この玢岩類は本地域内に多数認められるが、ほとんどが幅30m以内の小岩体であり、地質図に示していない。第3は、斑礫岩～石英閃緑岩類で、3者の貫入岩類中最も規模が大きく、本地域の中央北部に集中して分布する。この斑礫岩～石英閃緑岩体は周囲の牡鹿層群に熱変成を与えており、黒雲母ときに堇青石を含むホルンフェルスを形成している。以上の貫入岩体は、牡鹿層群の地質構造にしてかなり調和的な産状を示している。

金華山には金華山花崗岩類が島の大部分を占めて分布し、西縁部に金華山変成岩類と超苦鉄質岩の小露頭がある。

金華山花崗岩類は片状の石英閃緑岩・花崗閃緑岩と、非片状の花崗閃緑岩からなり、後者の一部が石英閃緑岩中に貫入している。金華山変成岩類は島の西海岸に分布し、強い片理があり、珪線石を含む高変成度の岩石である。超苦鉄質岩は、金華山瀬戸に突出した岩礁に露出する。一部は変成岩を貫いている。

注1) 牡鹿半島に網地島、田代島を含める。以下同じ意に扱う。（第1表参照）

注2) 本稿では、従来本地域において用いられてきた層単元の地層区分を半ば部層とした。層序の明確でない地層については単に層を用いた。



第5図 南部北上山地におけるジュラ系・白亜系の分布

以上の金華山の諸岩類について、北上山地の他の地域への延長を検討してみると、現在の知識では、花崗岩類のうち花崗閃緑岩が、本地域北方約80kmに分布する大船渡北方の、立根付近および五葉山南東方の黒岩に露出する花崗岩に類似している。しかし、変成岩類とその原岩の所属は明らかでない。

なお、金華山の岩石に関しては、SENDO and UEDA (1963)、猪木ほか (1972) による研究がある。この報告のうち、花崗岩類に関しては猪木ほかの報文から多くの部分を引用した。しかし、変成岩類の記述は、その後の調査結果によって加筆されている。

## II. 2 牡鹿層群

牡鹿半島およびその南方の網地島と田代島には、中～上部ジュラ系および最下部白亜系からなる牡鹿層群が大部分を占めて分布する。牡鹿層群は、岩相および堆積輪廻を考慮して、下位から月の浦累層（中部ジュラ系）、荻の浜累層（上部ジュラ系）および鮎川累層（最上部ジュラ系～最下部白亜系）の3累層に区分される（第2表）。本層群は岩相上、砂岩および頁岩を主とし、礫岩を伴う。凝灰岩は鮎川累層にのみ挟在する。層相上の全般の特徴は、明らかな海成層と、植物化石を多産し陸成層の可能性濃厚な地層とが交互して累重し、大まかに3回の堆積輪廻を形成していることである。全層厚は約4,200 mで、分布の東部により厚い傾向を示す。

従来鮎川（累）層の一部とみなされることので多かった十八成西岸の<sup>くくなり</sup>*Protocyprina naumanni* (NEUM. AYR) を産出する地層については、層序的位置や時代については、現在のところ未確定である。このため、十八成西岸の小地塊を“十八成層”（後期中生界）として、他の累層から独立させた。

牡鹿層群の本地域内での分布状態をみると、鮎川累層の分布の大部分は本地域内に含まれ、同累層の模式地はすべて本地域内にある。荻の浜累層と月の浦累層の模式地は、すべて隣接する石巻地域にある（第6図）。月の浦累層の露出は、同層の上部が僅かにみられるに過ぎない。

牡鹿層群は、南部北上帯のジュラ系を主とする他の堆積盆が、基本的に1向斜<sup>注3)</sup>をなすのと異なり、

第2表 牡鹿半島のジュラ系・白亜系層序区分

| 時代区分                   |           |                  | 層序区分             | 層厚 (m)           | 岩相           |                      |              |
|------------------------|-----------|------------------|------------------|------------------|--------------|----------------------|--------------|
| 白<br>亜<br>紀            | 前<br>期    | Valangi-<br>nian | 山鳥累層             | 上部玄武岩熔岩部層        | 400          | 玄武岩熔岩流 (乾陸成)         |              |
|                        |           |                  |                  | 下部安山岩質火砕岩部層      | 1200         | デイサイト～安山岩質火砕流 (一部水中) |              |
|                        |           | Berriasian       | 牡<br>鹿<br>層<br>群 | 鮎<br>川<br>累<br>層 | ドウメキ砂岩部層     | 300<br>～600          | 粗粒砂岩 (礫質)    |
|                        |           |                  |                  |                  | 長渡頁岩部層       | 620                  | 頁岩・薄層理頁岩砂岩互層 |
|                        |           |                  |                  |                  | 小長渡砂岩頁岩部層    | 400                  | 粗粒砂岩・頁岩      |
|                        | 清崎砂岩部層    | 640              |                  |                  | 粗粒砂岩・頁岩      |                      |              |
|                        | 福貴浦頁岩砂岩部層 | 600<br>～650      |                  |                  | 中層理頁岩砂岩互層    |                      |              |
|                        | 後<br>期    | Tithonian        | 荻の浜累層            | 小積頁岩部層           | 150<br>～200  | 頁岩                   |              |
|                        |           |                  |                  | 牧の浜砂岩部層          | 380          | 粗粒砂岩・頁岩・礫岩           |              |
|                        |           |                  |                  | 狐崎砂岩頁岩部層         | 350          | 中層理砂岩頁岩互層・礫岩         |              |
| Calliovia<br>Bathonian |           |                  |                  | 月の浦累層            | 待浜頁岩部層       | 500                  | 頁岩           |
| Bajocian               |           | (月の浦砂岩部層)        | 120<br>～150      |                  | 粗粒砂岩・砂質頁岩・礫岩 |                      |              |
| 三<br>畳<br>紀            |           | (稻井層群)           |                  |                  | 業理砂質頁岩・頁岩・砂岩 |                      |              |

( ) 内の地層は本地域に露出しない

注3) 唐桑のジュラ系は、主向斜の西側（日詰—気仙沼線の西側）に小々汐周が分布することから、2向斜の可能性がある。

3列の向斜をなす。これら3列の向斜を東側から新山向斜・小積峠向斜・荻の浜向斜と呼ぶ。新山向斜と小積峠向斜は、大原背斜により、小積峠向斜と荻の浜向斜は、焼山崎断層によって境される（第6, 27図）。そして褶曲と断層による牡鹿層群のくり返しの度合をみると、大原背斜の北部において、同層群の基底部が露出するほどであり、同背斜は牡鹿地区内で、最も規模の大きい地質構造要素である。

## II. 2. 1 月の浦累層（再定義）

本累層は深田（1951）の小鯛島層、月の浦層および侍浜層を一括したものであり、下部の月の浦砂岩部層と、上部の侍浜貫岩部層との2部層に区分される。本地域外の、石巻市月の浦から侍浜にかけての海岸を模式地とし、ここでは稲井層群（三疊系）を不整合に被覆する。本地域には、月の浦砂岩部層は露出せず、侍浜貫岩部層のみが、大原浜付近において大原背斜に沿って露出する。

本累層の層厚は模式地において、600~700mと見積られるが、褶曲と断層による地質構造の複雑さのため、正確な厚さは不明である。

**月の浦砂岩部層 (Tk)** 礫岩および砂岩によって代表され、砂質貫岩を伴う。本部層には、礫岩および粗粒砂岩から、中粒砂岩を経て砂質頁岩に至る規模の小さいサイクルが2回認められる。下部のサイクルは、厚さ1~5mの基底礫岩に始まり、この礫岩は、牡鹿半島とその周辺地域に広く発達する。これに対し、上部サイクルの礫岩は、深田（1947）の“おわんだ湾礫岩”に相当し、局部的に厚く（最大15m）に発達するものの、側方への連続性に乏しい。これら2枚の礫岩の礫種は、花崗岩質岩、緑色の火山岩ないし玢岩、珪質岩（チャートの再結晶岩を含む）、そして稲井層群起源と推察される砂質頁岩、あるいは細粒砂岩などを主とする。礫径は数~10cmのものが多く、最大35cmで、一般に牡鹿層群の分布の東側で大きい。砂岩は新鮮面で青緑色を、風化面では黄土色~黄白色を呈する。下部では砂粒の淘汰はあまり良好ではないが、上方に向かい、粒度を減ずるとともに良好になる。上位サイクル下部の砂岩は、厚さ10~30m、粗粒しばしば礫質であり、側方への連続性が良く、目立つ存在である。この厚い粗粒砂岩の上位には、数10cmないし1~2mの厚さの砂岩と頁岩の互層があり、厚層理砂質頁岩に移化する。

化石は月の浦および小鯛島において、下部サイクルの砂質頁岩および上部サイクル下部の砂岩より二枚貝類を多産する、本地域外の寄磯西方の前網において、本部層最上部よりアンモナイト、ペレムナイト、巻貝などを多く産する。

本砂岩部層の地質時代については、中部ジュラ紀のBajocianとする見解と、下部ジュラ紀とする見解とがあったが、最近、SATO（1972）は、本部層の最上部より筆者らの採集した菊石類について同定し、その時代をMiddle Bajocianとした。それらは、*Normannites (Itinsaites) sp. cf. N. (I) itinsae* (McLEARN) および *Stephanoceras. sp.* のアンモナイト2種である。この他に *Parallelodon sp.* *Bakevellia sp.* *Kobayashites hemicylindricus* HAYAMI *Inoceramus (s.l.) fukadae* HAYAMI *Inoceramus sp.* *Entolium sp. cf. E. disciorme* (SCHUBLER) *Clamys kobayashii* HAYAMI *Ctenostreon ojikense* HAYAMI *Lopha spp.* *Trigonia sumiyagula* KOBAYASHI and KASENO *Vaugonia kodajimensis* KOBAYASHI and MORI *Eomiodon vulgaris* HAYAMI 等の貝化石の産出が、HAYAMI（1959, 1961）によって報告されている。

**侍浜頁岩部層 (Sm)** 非常に均質な厚い(約500m前後)黒色頁岩で、一般に数10cmないし1~2mの厚さで成層する。下位の月の浦砂岩部層から漸移し、明確な境界を引くことは困難である。目安として、月の浦砂岩部層の最上部にある塊状の砂質頁岩(スレート劈開の発達弱い)の上限をもって境界とする。模式地を含む分布の西部では、葉理の発達に乏しいのに対し、大原背斜を含む東部では、本部層の上半に、シルト岩葉理および細粒砂岩薄層を挟有する。スレート劈開が顕著に発達し、そのため、山地や道路沿の切割の露頭においては、しばしば層理面の判別が難しい。石灰質団塊(nodule)が本部層の中部によく含まれ、最大長径は50cmに達するものもある。石灰質団塊の長軸の傾斜方向は、大部分スレート劈開の方向に一致しており、層理面の傾斜方向とは斜交している。

本地域での露出は大原浜付近に限られ、大原浜の西方海岸によく露出する。そこでは、スレート劈開が顕著に発達し、剪断型の微褶曲構造がよく観察される。大原背斜の東翼には東傾斜の衝上性逆断層があり、これにより侍浜頁岩部層がくり返している。この断層の東側では、本頁岩部層中に細粒砂岩葉理、または薄層がよく発達している。このことは有料道路沿いの切割でよく観察される。

化石は模式地において、本部層の最上部の頁岩より、*Aulacomyella*. sp.が、厚さ数cm密集して産する。アンモナイトの産出も知られているが、保存不良のため、時代決定には有効でない。本頁岩部層の時代は、上位荻の浜累層との関係からBathonian~Calloviaと推察される。なおTAKAHASHI(1969)の“侍浜層”のアンモナイト産出層準は、筆者の月の浦累層最上部と考えられる。

## II. 2. 2 荻の浜累層(再定義)

本累層は牡鹿層群の中部を占め、従来の荻の浜層と小積層(探田, 1951)とを一括したものであり、高橋(1941)の荻の浜層群に相当する。その分布は牡鹿半島全域における牡鹿層群中最も広い面積を占めている。牡鹿半島南岸では、褶曲により、本累層が4~5回反復して露出する。本地域では、牧の崎、網地島によく露出し、また、小淵から白浜を経て十八成浜にかけての海岸と、その北方延長地帯に最も広く、かつ厚い分布を示す。

本累層は岩相上から、下位より、狐崎砂岩頁岩部層(Kt)、牧の浜砂岩部層(Mk)、小積頁岩部層(Kz)および福貴浦頁岩砂岩部層(Fk)の4部層に区分される。模式地はいずれも本地域外の石巻市荻の浜付近である。模式地付近における全層厚は、1,400m内外と見積られる。

花崗岩質岩の礫を多量に含有する礫岩層が、本累層の中部の牧の浜砂岩部層には普遍的に、また、本累層下部の狐崎砂岩頁岩部層に局所的に発達する。この礫岩層は、本地域の牧の崎南端部から小淵湾、さらに白浜に至る海岸沿いに最も顕著に発達しており、層厚は最大30mに達する。砂岩は斜長石およびカリ長石を多量に含有し、いわゆるアルコースである。第7図に本累層の柱状図<sup>注4)</sup>を示す。

本累層からは海生軟体動物化石ばかりでなく、植物化石をも多産する。菊石類の*Perisphinctes*の類は本累層の最も代表的な化石であり、上部ジュラ紀のOxfordianおよびKimmeridgianを指示する属種が知られている。

**狐崎砂岩頁岩部層 (Kt)** 砂岩頁岩の有律互層によって特徴づけられ、牧の崎・小淵湾沿岸・大原浜西方海岸などに良く露出する。牧の崎・小淵湾沿岸・大原浜西方海岸などに良く露出する。牧の崎北岸

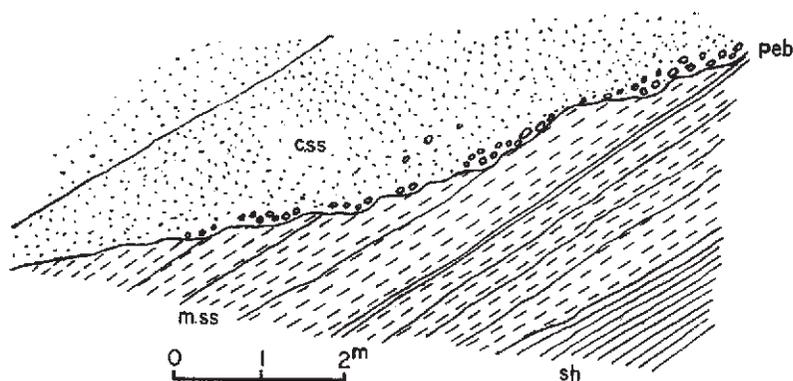
注4) 牡鹿層群および山鳥累層の柱状図作成ルートを第46図に示す。



第8図 狐崎砂岩頁岩部層中の礫岩。(小湊浜南方0.8kmの海岸)  
図の中央礫岩基底部にクリノメーターあり

での層厚は确实なところ350m余である。砂岩の厚さは数10cmが圧倒的に多いが、2～3m厚の砂岩もしばしば発達する。互層の砂岩は一般に中粒で、級化層理が発達し、いわゆるフレッシュ型の中層理互層注5)である。頁岩には多くの場合、斜交葉理を示す粗粒シルト岩薄層、または葉層(厚さ1cm以下)を挟有する。

本部層の下部から中部にかけては、ところにより、花崗岩礫を主とする中礫ないし大礫からなる礫岩層を挟有する(第8図)。この礫岩層は、牧の崎南端において最も顕著に発達し、少なくとも4枚挟在する。最も厚いもので11mに達する。しかし、北方に急激に尖滅し、大原付近においては、スランブ構造を伴う礫質泥岩、または礫質砂岩に急変している。牧の崎南西岸の礫岩、または礫質粗粒砂岩(淘汰が不良で塊状無層理)は、しばしば中層理互層をチャンネル状に削っている(第9図)。



peb:礫 c.ss:粗粒砂岩 m.ss:中粒砂岩 sh:頁岩

第9図 狐崎砂岩頁岩部層における海底浸食構造の一部分(小湊浜南方約1km)。

注5) 成層の単位は、厚層理:100cm以上, 中層理30～100cm, 薄層理:30cm以下とする。



第10図 網地島笛吹にみられる石灰岩の偽礫。層理面は写真の長辺の方向にほぼ平行。暗色部が石灰岩、基質は粗粒砂岩（狐崎部層）。

下位層との関係は、模式地付近（本地域外荻の浜西方灯台下および狐崎西方）においては、下位の侍浜頁岩部層の黒色頁岩から、急激に本層の中層理中粒砂岩に移り変わるけれども、その間に浸食面がみられない。一方、大原浜西方においては、両者の関係は全く漸移的である。すなわち、侍浜頁岩部層の上部は、砂岩薄層を挟有し、上方に向かい、次第に砂岩層の量を増しながら、中層理中粒砂岩に移化するのので、両者の関係は整合とみなされる。

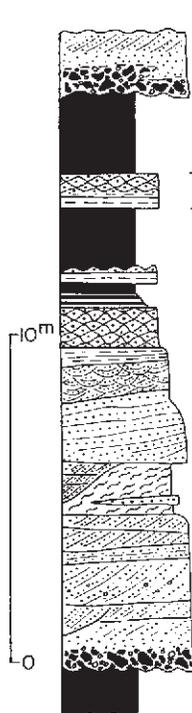
本部層の砂岩層中に、しばしば石灰質団塊が認められ、風化して濃茶褐色を呈する。また、網地島北端の通称笛吹の岩礁には、中～粗粒砂岩中に多量の石灰岩礫が存在する（第10図）。石灰岩（角）礫は長径30cm以下の扁平な形のもが多く、厚さ10数mにわたり多量に含まれる。量的には石灰岩礫が間を充填する砂岩を上回り、（偽）礫状石灰岩ともいえよう。この“石灰岩”は間を埋める砂岩と堆積同時的と考えられ、現在の位置からそう遠くない位置で堆積したものであろう。“石灰岩”中には海百合、ウニその他の化石がかなり多量に含まれる。狐崎部層は後述するようにCallovian～Oxfordianと考えられるので、この“石灰岩”は相馬層群の小池石灰岩（Kimmeridgian）よりも下位の層準にあたる。

本部層の頁岩から、*Perisphinctes* sp. cf. *P. ozikaensis* FUKADA の産出が知られる。

**牧の浜砂岩部層 (Mk)** 本部層は粗粒砂岩と頁岩の極厚層理互層によって特徴づけられ、しばしば礫岩を伴う。牧の崎の西南部、十八成西方の白浜海岸および網地島によく露出し、牧の崎（上限は断層で不明）での層厚は280mである。模式他の石巻市狐崎東方の座石鼻付近での層厚は380mである。本砂岩部層の極厚層理互層は、一般に礫岩に始まり、砂岩を経て頁岩に移化するような上方細粒化型の小堆積サイクルを示す。単位小堆積サイクルの厚さは10～20mが多く、砂岩部の厚さがその約半分を占める。

この小堆積サイクルの内容は第11図のように理想化される。すなわち下部より、頁岩の偽礫に富む礫岩 (a)、斜交層理の顕著な粗粒砂岩<sup>注6)</sup> (b)、中粒砂岩 (c)、細～極細粒砂岩でしばしば漂移砂連式斜交葉理

注6) 第11図ではアレナイトとしてある。本稿での砂岩分類は、岡田（1968, 1971）に従う。



|        | 岩 相                          | 堆 積 構 造                          | 古 環 境         |
|--------|------------------------------|----------------------------------|---------------|
| f      | 頁岩,一部炭質頁岩                    | 塊状,ときに弱い葉理                       | はん乱原<br>および沼地 |
| e      | 細粒砂岩~粗粒シルト岩                  | 漂移砂漣式斜交葉理<br>波状葉理, 平行葉理          |               |
| f<br>e | 頁岩,一部シルト岩<br>ときに細粒砂岩層をはさむ    | 塊状,ときに弱い葉理                       |               |
| d      | 最上部:砂質シルト岩<br>粗粒アレナイト~粗粒シルト岩 | 漂移砂漣式斜交葉理                        | 自然堤防          |
| c      | 中粒アレナイト                      | 小規模斜交層理                          | 河川流路          |
| b      | 粗粒アレナイト                      | 平行層理~低角度斜交<br>層理<br>←浸食谷構造       |               |
| b'     | 雲母質細~粗粒ワッケ                   | 塊状または平行葉理                        |               |
| b      | 粗粒アレナイト                      | 大規模斜交層理<br>または平行層理<br>礫はときに覆互状堆積 |               |
| a      | 礫岩:頁岩偽礫多い<br>下底部:同時浸食        |                                  |               |

第11図 牧の浜砂岩層から一般化した上方細粒化型組層. アレナイト: 基質15%以下の砂岩, ワッケ: 同13%以上.

の発達する砂岩最上部 (d), 砂岩から頁岩への漸移部である砂質頁岩 (e) および頁岩 (f) である. ときに泥質基質および雲母に富む砂岩 (b') や, 頁岩中に細粒砂岩 (e') が発達する. またサイクルの下底面は凹凸にとみ, 下位の頁岩とは常にシャープな境界をもって接する, ときに sole marking を有することもあって, 小堆積サイクルの境に, 浸食作用のあったことを示している. サイクル上部の頁岩中にはしばしば炭質頁岩を挟有し, 薄いレンズ状の石炭を含むこともある.

以上に述べた牧の浜砂岩層における堆積型は, ALLEN (1964) の河川成を示唆する上方細粒化型組層 (fining-upward sequence) に比較され, 単位組層中の中粒砂岩より下部の礫岩および砂岩 (第26図 a-c部) は河川流路埋積堆積物, 細粒砂岩 (d部) は自然堤防上の堆積物, そして主として頁岩からなる組層の上半部部分 (fおよびe'部) は, はん乱原堆積物と考えられる (滝沢, 1973) .

牧の崎付近の本部層は, 上記堆積型の典型的に発達する模式地付近と比較して, 上方細粒化型組層の内容は次の諸点で若干異なる. 第11図のa部に相当する礫岩, とくに頁岩偽礫の発達が弱い. 斜交層理 (b部およびc部) および漂移砂漣式斜交葉理 (d部およびe部) の発達も弱いなどである. さらに白浜西方海岸 (本部層の下半が発達) では, 上記堆積型はほとんどみられず (上半部, 白浜の道路沿いでは発達), 厚い砂岩層および礫岩層によって占められる. 白浜西方の海岸の礫岩は牡鹿層群中で最も厚く, 厚さ約30mで, 礫径も他の層準の礫岩に比して大きく, 長径30cm以上の巨礫を含む (第12図). この礫岩は花崗岩礫を多量に含み, 高橋 (1962) によって“白浜礫岩”と呼ばれている. 礫種は花崗岩質



第12図 牧の浜砂岩部層中の含花崗岩礫岩. いわゆる“白浜礫岩”(白浜西方).

岩を主とし,他に石英斑岩・長石斑岩・珪質緻密岩(脈石英やチャートのホルンフェルス)・ホルンフェルスなどで,頁岩の偽礫を多く含む.“白浜礫岩”は側方へ連続性(とくに北方に)に乏しく,急激に消滅しており,層理面にほぼ垂直な境界をもって,砂岩に移り変わる部分もある。

本部層の頁岩からは,牡鹿半島の多数の地点(主として石巻図幅地域)より植物化石の産出が報告されている(OISHI, 1940;高橋, 1941;大山, 1954)が,軟体動物化石は全く見いだされていない。

**小積頁岩部層(Kz)** 岩相上,下位の牧の浜砂岩部層から漸移し,中粒砂岩に始まり,黒色頁岩を主とする海成層である。牧の崎(西部)網地島西岸に露出し,厚さはほぼ100~200mである。模式地は石巻市小積付近の荻の浜湾沿岸で,その北岸にはとくに本部層の下半部がよく露出する。本部層の頁岩は,岩質上前述の侍浜頁岩部層の頁岩によく似ており,数10cm~1.2mの単位で成層している。しかし,侍浜頁岩に比して,砂岩のはさみに富み,団塊に乏しいこと,そして全層厚が薄いなどの点で異なる。本部層の上半部は砂岩層を頻繁に挟有し,薄層理~中層理頁岩砂岩互層を形成している。本頁岩部層の下部の砂岩からは,牡鹿半島のほぼ全域にわたって *Myophorella orientalis* を,頁岩からは *Perisphinctids* の類を産する。

**福貴浦頁岩砂岩部層(Fk)** 荻の浜累層の上部にあり,小積頁岩部層から岩相的に漸移して,おもに頁岩砂岩の薄層理~中層理有律互層からなる。牧の崎西端,十八成浜東岸,十八成浜北方のコバルト・ライン,太田峠付近,網地島西岸などによく露出するが,上記の内牧の崎では本部層の下部(第13図)



第13図 福貴浦頁岩砂岩部層における中層理互層（牧の崎西端）

が、他の場所では中～上部がみられる。層厚は十八成浜において600～650mと見積られる。模式地は石巻市福貴浦付近であるが、そこでは上限不明である。

頁岩砂岩互層における砂岩層の厚さは5～100cmが多く、ときに5m前後の厚さを挟有する。砂岩は細粒～中粒のワッケ質であり、一般に級化層理を示す。単層の上部に平行葉理がよく発達し、コンポリュート葉理もしばしばみられる。ソール・マークの発達は少なく、砂岩底面は平滑の場合が多い。頁岩には斜交葉理細粒砂岩～シルト岩薄層または葉層（厚さ1cm以下）が発達することが多く、特徴ある縞状を呈する。砂岩上面や頁岩中に生痕化石がよくみられる。本部層の下部の頁岩中には石灰質団塊もみられる。頁岩砂岩互層は砂岩優勢相にはじまり、次第に頁岩の量を増し、数m厚の頁岩に終わる厚さ40～60mの単位での小堆積サイクルを示す。

層相は大原背斜を境にその西側と東側で異なり、また、南縁部も別な層相を示す。模式地を含む西側では、頁岩または薄層理頁岩砂岩互層に富むのに対し、大原背斜の東側では、砂岩に富み、中層理砂岩頁岩互層が卓越する。南縁部（網地島西岸）では級化層の発達に乏しく、砂岩の成層単位はより厚く、頁岩も砂質であり、他の地域に比してより多くの化石を含む。本部層の岩相は、狐崎砂岩頁岩部層のものに酷似するが、後者に比して頁岩に富み、砂岩がより細かい点などで相違がある。最上部の厚さ40～50mの部分は、粗粒一部細礫質砂岩を挟有するなど全体として粗粒になる。

本部層には、牡鹿層群中最も良く小褶曲が発達している。小褶曲の好例は牧の崎西端の海岸において観察される。

本部層からの化石は、網地島西岸において比較的多くを産するほかは、一般にまれである。網地島西岸からは、4層準より次の二枚貝およびアンモナイトを産する。

二枚貝

*Neithea* n. sp.

*Mantellum akiyamae* (HAYAMI)

*Arctostrea* sp.

*Ctenoides* sp. cf. *C. tosanus* (KURATA and KIMURA)

*Myophorella* (*Promyophorella*) sp.

アンモナイト

*Perisphinctinid* gen. et sp. indet.

これらのうちアンモナイトの時代について、SATO and TAKIZAWA (1970) は、Uppermost Jurassicの可能性を指摘している。

## II. 2. 3 十八成層 (再定義)

本層は十八成浜西岸の防波堤付近にのみ分布し、層序的位置ならびに時代の明確でない後期中生層である。

本層は領石フォーナの代表種として知られる (HAYAMI and NAKANO 1965) *Protocyprina naumanni* (NEUMAYR) を産し、従来鮎川累層の一部 (白亜系) とみなされてきた。ただし、小貫 (1969) はこの化石を産出する層準を含めて、十八成浜西岸から同東岸に至る厚さ約700mの地層を“十八成層”注7) (白亜系) とし、鮎川累層の下位にある地層とした。いっぽう TAKAHASHI (1969) は、高橋 (1962) および小貫 (1969) の“十八成層”を鮎川累層に含めている。

岩相は泥質細粒砂岩を主とし、中粒砂岩および頁岩をはさむ。上部は黒色頁岩からなり、その上限は海中に没し不明である。露出する層厚は約30m位であるが、多数の岩脈に貫かれたり、断層の発達するため下限は不明である。

構造は、走向20~30° E、傾斜85~90° Eで東上位、一部逆転している。本層の見掛け上の下位 (西側) には牧の浜砂岩部層が、走向方向の北への延長には小積頁岩部層が、見掛け上の上位には福貴浦頁岩砂岩部層があつて、十八成層周辺にあるこれら3部層の構造は、走向には大差ない。傾斜は牧の浜砂岩部層が65~70° Eに、小積頁岩部層は本層とほとんど同じく85~90° E、福貴浦部層が60~75° Eとそれぞれ若干異なる。

化石は十八成西岸の防波堤南より次のような化石を産する (鑑定は速水格博士による)。

*Bakevellia* sp.

*Protocyprina* sp. aff. *P. naumanni* (NEUMAYR)

*Filosina* (?) sp.

*Cuspidaria* sp.

*Protocyprina naumanni* (NEUMAYR) は、日本の各地の下部白亜系、とくに高知統によく知られて

注7) 十八成層という地層名を最初に使用したのは、高橋 (1962) である。

いる。しかし、十八成層の層序的位置は、その分布および構造的関係からみて、小積頁岩部層の一部とみなせないこともない。この矛盾は現在では未解決なので、ここでは仮に、時代未詳の後期中生層として分離した。

## II. 2. 4 鮎川累層（再定義）

鮎川累層は、牡鹿層群の上部にあり。牡鹿半島の南東部および田代島・網地島など本地域内にその大部分が分布する。おもな分布域は、新山浜から鮎川浜周辺を経て、網地島南東部にかけての新山向斜内にある。西側の荻の浜向斜では田代島にのみ、本累層の中～上部が露出する。本累層の下部と上部は粗粒アルコース砂岩によって、中部は海成黒色頁岩によって特徴づけられ、4部層に分けられる<sup>注8)</sup>。すなわち、下位より、清崎砂岩部層 (Ky)、小長渡砂岩頁岩部層 (Kb)、長波頁岩部層 (Ft) およびドウメキ砂岩部層 (Dm) に区分される。全層厚は新山向斜において約1,900mである。上位の山鳥累層とは不整合関係にある。この不整合—先山鳥不整合—による本地域北東部における地層の欠陥は、南側の網地島に比して、本層の上半2部層を欠き、約1,000mにも達する大きなものである。本累層の地質柱状図を第14・18・23図に示す。

本累層の構造は、鮎川浜周辺から網地島南東部における主分布域ではNNE—SSWの走向と、70°～90°東に傾斜する同斜構造を示すが、北部の新山浜付近では向斜軸を境に、走向NW—SE、西傾斜へと転じ、山鳥累層とは若干交又する関係にある。新山向斜の軸部付近においては、断裂が著しく、走向と傾斜の乱れが激しい。鬼形峠より新山浜にかけては、しばしば逆転構造を示す部分もある。大原背斜より西側の荻の浜向斜内の田代島には、本累層の下部を除く3部層が分布し、単一の向斜をなしている。向斜軸は南に15°以上沈下し、向斜の西翼が東翼に比してより急傾斜であり、50—80°Eの傾斜で、下位の層準ほど緩い傾向にある。

**田代島の砕屑岩層**（層厚900～1,000m）の層序的位置については、従来鮎川累層の下位の小積層の同時異相（深田，1951；湊，1953の付表から引用）または荻の浜層の一部（小貫，1969；TAKAHASHI，1969）とみなされてきたが、筆者は先に、同島の砕屑岩層を2分し、その下半を小積頁岩部層、その上半を鮎川累層の下部層に対比した（TAKIZAWA，1970）。しかし、その後牡鹿層群全体の砂岩組成を検討し、田代島北部を再調査した結果、同島の砕屑岩層はすべて鮎川累層に含まれるという見解に達した。すなわち、同島の粗粒砂岩は最下部（北端部に分布）より最上部に到るまで多量（5～30%）の珪長質火山岩片を含有する（第26図）。牡鹿半島では、珪長質火山岩の岩片および同質の礫の層序の出現が、鮎川累層小長渡部層（最下部白亜系）からであって、それより下位には見いだされない。また、鮎川累層長渡頁岩部層の最下部に発達する凝灰質砂岩に比較される細粒凝灰質砂岩が、田代島北端部において見出されることが判明した、これらの事実注目して、同島の砕屑岩層（主向斜を構成する部分）について、①下部の粗粒砂岩部は、鮎川累層小長渡砂岩頁岩部層に、②中部の砂質頁岩を主とする部分（約200m厚、*Myophorella orientalis* KOBAYASHI and TAMURA, *Amphidonte* sp. それに腕足貝などを多産）は、鮎川累層中部の長渡頁岩に、③上部の硬質粗粒砂岩部は鮎川累層上部のドウメキ砂岩に、それぞれ対比するのが妥当である。なお、田代島南東端の風の間地塊は頁岩砂岩の有律互層および無層理頁岩からなり、以上に述べてきた田代島の主向斜をなす砕屑岩層とは、破碎の強い断層帯で接している。この風の間地塊の地層は岩相的に牡鹿半島に類似層を求めると、福貴浦頁岩砂岩（一部小積頁岩の可能性あり）に比較するのが妥当であろう。

**清崎砂岩部層 (Ky)** 粗粒アルコース砂岩と灰色～黒色の頁岩を主とし、部分的に礫岩を伴う。頁岩からはときに植物化石を産するが、海生動物化石は全く見いだされない。鮎川南西方の清崎海岸に模式的に発達し、半島部では一般に地形的な高まりを形成している。鮎川石峠周辺、太田峠東方の沢（太田

注8) TAKIZAWA (1970) は3部層に区分したが、これを改変する。



第15図 清崎砂岩部層基底部 (Ky1) と福貴浦部層 (Fk) の接触関係 (厚井崎北)

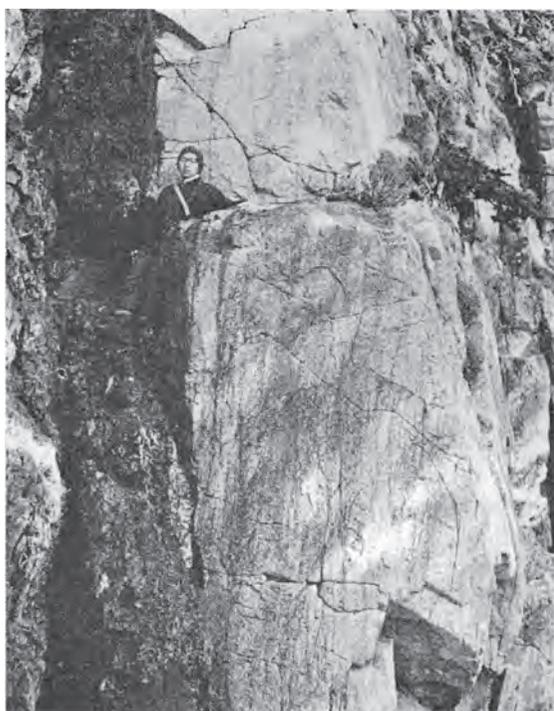
沢), コバルト・ライン (有料道路), 厚井崎付近ならびに網地島の南西岸などにもよく露出する (第14図)。

本部層の層厚は清崎海岸で640mを有し, 岩相上から5つの細分層 (Ky1~Ky5) に分けられる。このうち3つの細分層は砂岩が優勢であり, 他は頁岩からなる。砂岩は大部分花崗岩物質に由来すると推察される砂粒を主とし, 少量のチャート片を含むが, 鮎川累層の他の部層に, 普遍的に見いだされる珪長質火山岩の岩片は認められない。粗粒砂岩には, しばしば斜交層理が発達する。淡緑色の珪長質凝灰岩, または黄灰色の凝灰質頁岩<sup>注9)</sup> (?) が, 本部層の下半部に数層準挟在する。

**Ky1:** 数mの単位で成層する極厚層理粗粒砂岩を主とし, 灰色~暗灰色頁岩を少量挟む。砂岩は無層理・塊状のことが多く, ときに斜交層理が発達する。砂岩単層の下底はシャープであり, 上方に細粒化して頁岩に漸移する。本細分層の砂岩のかかなりの部分は石英質砂岩である (第26図参照)。風化して白色を呈する。淡緑色の珪長質凝灰岩を2枚挟有する。

下位の荻の浜累層 (福貴浦頁岩砂岩部層) との接触関係は諸所で観察され, 岩相は中層理互層から極厚層理互層へと急変する。しかし, 福貴浦部層の最上部は主部に比較して, 中層理互層における砂岩量の増大と, 砂岩の粗粒化 (部分的に細礫質砂岩あり) とがみられ, 清崎砂岩部層のKy1に特徴的な優白色粗粒砂岩をも挟有する。この傾向は分布の南側ほど顕著であり, 網地島西岸では, 福貴浦部層最上部の中層理互層における砂岩比が, 清崎や厚井崎に比して多く, 頁岩も粗い。そしてKy1の基底砂岩の下底は, 荷重痕あるいは流痕に起因するものと考えられる凹凸に富み, 砂岩下部に多量の頁岩偽礫を伴う。清崎海岸では下位層の中層理砂岩頁岩互層からKy1の厚い塊状砂岩に急変する。北方の厚井崎付近 (本地域の北縁から約400m北側の露頭で寄磯地域に入る) では, Ky1の基底は下位層と15~20°の斜交関係をもって浸食面をなしている (第15図)。この斜交は同時浸食谷構造 (channel structure)

注9) 細粒のためまた変質しているため凝灰岩の組織は識別されない。しかし, 火山岩源と考えられる比較的新鮮な石英を含有する。また, 通常の頁岩に比してスレート劈開の発達弱い。



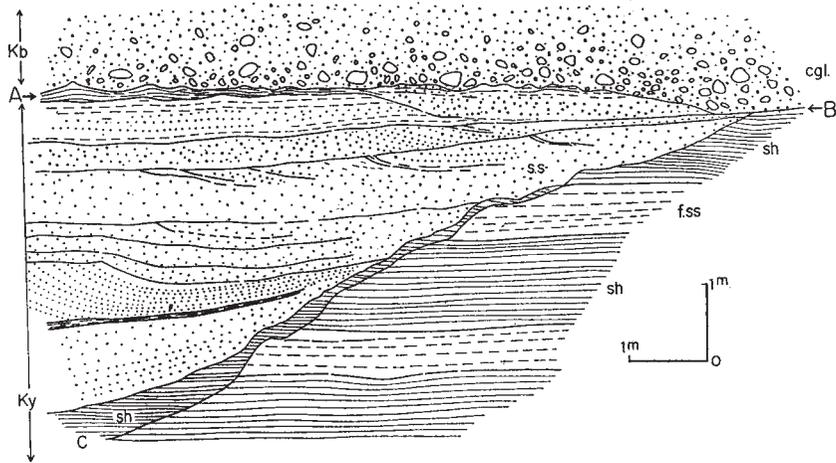
第16図 清崎砂岩部層のKy3にみられる大型の斜交層理（清崎海岸）。

に由来する可能性が強い。

以上要するに、下位の福貴浦頁岩砂岩部層と清崎砂岩部層のKy1の岩相推移は、かなり急激であるが、詳しくみると砂岩の性質などに類似性も見いだされ、不整合とみなす根拠は見いだされない。清崎砂岩部層は、全体を通じて海生化石を全く産していないことや、層相の全般的特徴から陸成層である可能性が強い。したがって、Ky1は下位層の海成堆積物から急速な海退を経て、陸成堆積物（？）に移化する際の堆積物とみなされる。

**Ky 2：** 灰色～暗灰色頁岩からなり、葉理または層理の発達が比較的良好で、30cm以下の砂岩層を少量挟む。ときどき非常に細かな粘土頁岩を挟有する。本細分層の中～上部からは、*Cladophlebis* その他の植物化石を産する。南側の網地島では全体として粗くなり、泥質細粒砂岩か砂質シルト岩が多く、淘汰不良の上葉理の発達に乏しい。清崎海岸では、ときに小規模なスランプ構造が、厚井崎において不規則形の多少石灰質の団塊が発達する。

**Ky 3：** 粗粒砂岩の優勢な極厚層理砂岩頁岩互層で、一部に礫岩を伴う。砂岩単層は3～8mの厚さを持ち、上方細粒化によって特徴づけられる。砂岩から上位の頁岩には漸移的であり、頁岩から上位の砂岩には、シャープな境界をもって急変する。この上方細粒化を示す組層は、典型的には下から上に向かい、次のように粒度と堆積構造が変化する。すなわち、砂岩下底は荷重痕または流痕を持ち、最下部に礫岩（細礫のことが多い）が発達し、頁岩偽礫を含む。砂岩主部は粗粒砂に極粗粒砂を混じて、多くの場合、大型の斜交層理（セット厚30cm以上）を示す（第16図）。砂岩は上方に粒度を減じるととも



cgl: 砂岩 ss: 砂岩 f.ss: 細粒砂岩 sh: 頁岩 A-B: KyとKb  
の境界 C: チャンネル構造底部

第17図 小長渡砂岩頁岩部層 (Kb) 基底の礫岩とチャンネル構造を有する  
清崎砂部層 (Ky) 最上部の関係

に斜交層理の規模も小さくなり、細粒砂岩さらに砂質シルト岩の薄い部分を経て、頁岩に漸移する。このような上方細粒化型組層は、牧の浜砂岩部層にも見いだされたが、本部層のは細粒砂岩の発達弱い。

砂岩は長石質アレナイトで、基質が少ない。有色鉱物は非常に少なく、風化して帯黄白色、部分的に赤色を呈す。頁岩は灰色～灰黒色、一部帯黄青灰色を呈す。この帯黄青灰色頁岩は塊状で葉理はほとんど発達せず、スレート劈開の発達具合も、他の頁岩に比して弱いなどの点で、通常の頁岩とやや異質である。この種の頁岩は細粒の火山灰起源の可能性がある。このような頁岩はKy4にも発達する。

**Ky 4:** 粗粒砂岩と頁岩の極厚層理互層によって特徴づけられるが、同様な岩相であるKy3と比較して、砂岩が5～20mとより厚く、上方細粒化組層を示さないなどの点で相違する。斜交層理はあまり発達せず、砂岩は無層理塊状である。砂岩層の上面および下底は、シャープな境界をもって頁岩と接することが多く、このような地層にあっては、地層の上下の判別は難しい。砂岩は長石質アレナイトで、淘汰はよくない。頁岩は砂質ないしシルト質のことが多い。3枚ほど暗黒色炭質頁岩が発達し、植物破片を多量に含有する本細分層の上部には、Ky3と同様な上方細粒化型組層によって示される砂岩および頁岩が発達する。最上部の頁岩より、植物化石を産出する。

**Ky 5:** 灰色～暗灰色頁岩ないしシルト岩からなる。牡鹿半島の南岸では、葉理および層理の発達に乏しいが、同北岸の新山浜付近ではややよく発達する。網地島北東岸においては、本細分層の上部に2つの同時浸食谷構造 (channel structure) がみられる (第17図)。その充填堆積物は中粒砂岩からなり、斜交層理を示す。

清崎砂岩部層からは、動物化石は産しない。藤 (1956) により植物化石の研究がなされている (第3表)。藤の植物化石産地2地点はKy2およびKy4にあたる。

**小長渡砂岩頁岩部層 (Kb)** 珪石質火山岩礫を多量に含有する基底礫岩に始まり、主として極厚層理

第3表 鮎川累層 (清崎砂岩部層) 産 植物化石

藤 則確 (1956) による

| 種 名                                                                                          | L. 1 | L. 2 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|------|------|
| <i>Onychiopsis elongata</i> (GEYLER) YOKOYAMA                                                |      | ×    |
| <i>Cladophlebis denticulata</i> (BRONGNIART)                                                 | ×    | ×    |
| <i>Cladophlebis</i> sp. cf. <i>C. lobifolia</i> (PHILLIPS) BRONGNIART                        |      | ×    |
| <i>Cladophlebis</i> sp.                                                                      |      | ×    |
| <i>Nilssonia schauburgensis</i> (DUNKER) HATHORST                                            |      | ×    |
| <i>Nilssonia schauburgensis</i> (DUNKER) NATHORST var. <i>parvula</i> YABE                   |      | ×    |
| <i>Nilssonia</i> sp. cf. <i>N. schauburgensis</i> (DUNKER) NATHORST var. <i>parvula</i> YABE |      | ×    |
| <i>Nilssonia orientalis</i> HEER                                                             |      | ×    |
| <i>Nilssonia</i> sp. cf. <i>N. orientalis</i> HEER                                           |      | ×    |
| <i>Otozamites sewardi</i> sp. nov.                                                           |      | ×    |
| <i>Ptilophyllum pecten</i> (PHILLIPS) MORRIS                                                 |      | ×    |
| <i>Zamiophyllum</i> sp.                                                                      | ×    | ×    |
| <i>Czekanowskia rigida</i> HEER                                                              |      | ×    |
| <i>Frenelopsis</i> sp. cf. <i>F. hoheneggeri</i> (ETTINGSHAVSEN) SCHENK                      |      | ×    |
| <i>Cupressinocladus koyatoriensis</i> sp. nov.                                               |      | ×    |
| <i>Cupressinocladus</i> sp. cf. <i>C. koyatoriensis</i>                                      |      | ×    |
| <i>Podozamites lanceolatus</i> (LINDLEY and HUTTON)                                          |      | ×    |

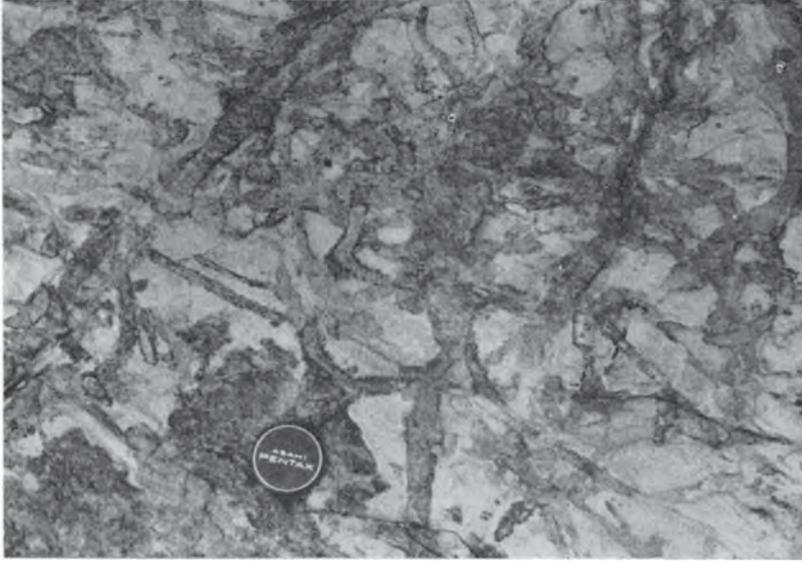
L1. 鮎川小学校付近 L2. 鮎川中学校南側の海岸

第4表 鮎川累層産 軟体動物化石

(TAKIZAWA, 1970 による)

| 種 名                                                                                 | 部 層 | 小長渡<br>部 層 | 長 渡<br>部 層 |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-----|------------|------------|
| <i>Parallerodon kesenumaensis</i> HAYAMI                                            |     | ○          |            |
| <i>Grammatodon</i> sp.                                                              |     | ○          |            |
| <i>Torinosucutella</i> sp. cf. <i>T. kobayashii</i> (TAMURA)                        |     | △          |            |
| <i>Neithea</i> n. sp.                                                               |     | ◎          |            |
| <i>Somapecten</i> sp. cf. <i>S. kamimanensis</i> KIMURA                             |     | △          |            |
| <i>Syncyclonema</i> (?) sp.                                                         |     | △          |            |
| <i>Ctenostreon</i> sp. cf. <i>C. probossideum</i> (SOWERBY)                         |     | △          |            |
| <i>Mantellum akiyamae</i> (HAYAMI)                                                  |     | ◎          |            |
| <i>Mantellum</i> sp.                                                                |     | ◎          |            |
| <i>Amphidonte</i> sp. cf. " <i>Exogyra</i> " <i>kumaensis</i> KIMURA                |     | ◎          | ◎          |
| <i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) <i>orientalis</i> KOBAYASHI and TAMURA |     | ◎          |            |
| <i>Myophorella</i> ( <i>Promyophorella</i> ) sp.                                    |     | ◎          | ◎          |
| <i>Myophorella</i> ( <i>Haidaia</i> ) <i>crenulata</i> KOBAYASHI and TAMURA         |     | △          |            |
| <i>Astarte higoensis</i> TAMURA                                                     |     | ○          |            |
| <i>Astarte</i> sp. cf. <i>A. spitiensis</i> STOLICZKA                               |     | △          |            |
| <i>Astarte</i> sp.                                                                  |     | ◎          |            |
| <i>Opis</i> ( <i>Trigonopsis</i> ) sp. cf. <i>O. torinoensis</i> KIMURA             |     | △          |            |
| <i>Plectomya</i> (?) sp.                                                            |     | △          |            |
| <i>Berriasella</i> sp.                                                              |     | ○          |            |
| <i>Thurmanniceras</i> sp. cf. <i>T. isokusensis</i> (KOBAYASHI and FUKADA)          |     | △          |            |
| <i>Kilianella</i> sp.                                                               |     |            | △          |

○多 ○少 △稀



第19図 小長渡砂岩頁岩部層の細粒砂岩層の上面にみられる生痕化石。(網地島南岸横根)

の粗粒砂岩と黒色頁岩よりなる。砂岩は本地域の南側（網地島）および西側の田代島によく発達し、頁岩は北側の牡鹿半島に優勢である。砂粒として火山岩片を多量に含有することを特色とし、この点で下位の清崎砂岩部層と区別される。網地島に連続的によく露出し、そこでは約400mの層厚を有し、以下のように4つの細分層に分けられる（第18図参照）。

**Kb1：** 礫岩および砂岩からなり、珪長質火山岩（流紋岩～安山岩）の礫および岩片を相当量含有する。礫岩は基底部に0.5～1mの厚さで発達するほか、砂岩中に2～3枚挟在する。火山岩礫は最大長径35cmで、8～15cmの礫が多量である、ほかに花崗岩類や珪質岩の礫が30～40%、ときに長石質アレナイト砂岩の礫も含まれる。この礫岩および砂岩は網地島のほか鮎川中学下の海岸、鮎川の役場うらの崖などに露出し、日立つ存在である。新山浜のさん橋際では、礫は密集せず砂岩中に散点している。

**Kb2：** 砂岩および頁岩の中層理、または厚層理互層からなる。中層理互層は分布のより北側に発達し、級化層理を示すことが多い。厚層理互層は網地島に発達し、砂岩の厚さは1～3mで、頁岩とともに生痕化石がよく見いだされる（第19図）。

**Kb3：** 黒色砂質シルト岩を主とし、浅海生軟体動物化石を多産する。網地島では、本細分層の上部に淘汰良好な厚層理中粒砂岩が発達するが、北方に向かって尖滅する。またシルト岩も北方に向かい頁岩に移化する。

**Kb4：** 粗粒砂岩と頁岩との極厚層理互層よりなるが、岩相の側方変化が著しい。網地島では、本細分層の厚さがとくに大きく、砂岩もよく発達する。極厚層理互層は、しばしば上方細粒化型の粒度変化を示し、頁岩は灰黒色または青灰色を呈し、炭質頁岩を挟さむなど、清崎砂岩部層のKy3の岩相に酷似する。網地島でよく発達するこの極厚層理互層は、鮎川浜より北側では黒色頁岩が優勢であって、粗粒砂岩は半減している。鮎川浜より北側の頁岩からは、数地点において海生軟体動物化石を産するのに対し、網地島の本細分層はその種の化石を含まず、層相からも非海成の可能性が強い。

田代島の北西端に露出する砂岩頁岩極厚層理互層は、岩相上網地島のKb4に酷似する。そこでは直径30cmの珪化木片を含んでおり、炭質頁岩を多く挟有し、頁岩が黒色でなく黄灰色を呈するのが特徴である。

小長渡砂岩頁岩部層からの産出化石は第4表のようであり、鮎川累層中で種類・個体数ともに最も多い。本部層から産出するアンモナイト (*Thurmanniceras* sp. および *Berriasella* sp. ) により、最下部白亜系 Berriasian に対比される。

**長渡頁岩部層 (Ft)** 本部層は小長渡砂岩頁岩部層より漸移し、葉理または層理のよく発達した頁岩、および薄層理頁岩砂岩互層を主とする。網地島長渡の南北兩岸に模式的に発達する。牡鹿半島では、鮎川浜から新山浜南部にかけて分布するが、露出状況はよくない。西側の田代島にも分布し、そこでは、上記東側地域に比較して頁岩・砂岩ともに粗く、化石に富む。層厚は網地島南岸で620m、田代島では約200mである。

本部層は岩相上から、下部・主部・上部に大別される。主部は泥質フリッシュ型の地層で、薄層理頁岩または薄層理頁岩砂岩互層によって代表される。級化層がよく発達し、しばしばソール・マークがみられる。またスランプ構造が顕著である。下部および上部は比較的砂岩に富む。

化石は網地島長渡部落の中央部付近 (通称中正路) より、アンモナイト (*Kilianella* sp. )、田代島西岸より、*Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA, *Amphidonte* sp. cf. “*Exogyra*” *kumensis* TAMURA などの二枚貝のほか、腕足貝をかなり豊富に産する。高橋 (1967: 小貫, 1969より引用) は、鮎川浜北方の貯水場付近より、*Lyticoceras* sp. , *Sarasinella* aff. *hyatti* (STANTON) その他を報告している。

**下部**は砂質頁岩にはじまり、中層理砂岩頁岩互層を経て、中～厚層理頁岩に漸移する。頁岩は下位から上方に向けて漸次細かくなる。基底の砂質頁岩は多量の生痕化石を含有し、不鮮明な成層をなす。砂岩頁岩互層の砂岩は凝灰質であり、ときにチャート様の優白色の珪質緻密岩を挟有する。この凝灰質砂岩は級化層理を示す。中層理～厚層理頁岩はやや珪質な部分があり、その上部で葉理の発達が徐々によくなり、主部に漸移する。

**主部**は頁岩を主とし、シルト岩ないし細粒砂岩薄層を頻繁に挟有する泥質フリッシュ型の地層である。シルト岩ないし細粒砂岩薄層には2つのタイプがある。1つは級化層理が発達し、しばしばソール・マークを有するもの、他は斜交葉理の顕著な発達によって特徴づけられ、級化層理はまれなものである。ほかに厚さ5～30cmで、基質が炭酸塩鉱物 (方解石またはドロマイト) からなる炭酸塩質砂岩が挟在する。長渡頁岩部層の主部は全般的にスランプ層が著しく、全層厚に対して約10%を占める。スランプ構造の型は、過褶曲型とスランプ・ボール (slump ball) の両型が著しい (第20, 21図)。スランプ層の単位層厚は、2m以下の小規模なものが多い。スランプ構造から求められる堆積当時の古海底斜面は、西から東に傾斜して、ほぼ南北方向の走向を有していたと推定される。これに対し、ソール・マークによって示される古流向は南から北に向っている。

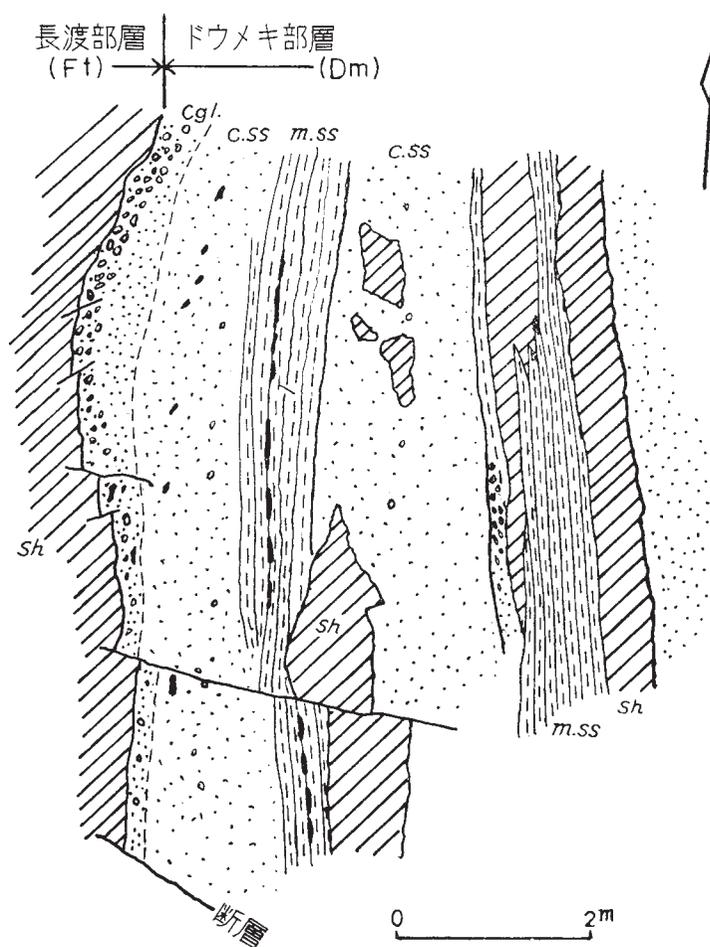
**上部**は、主部の薄層理、または葉理の発達良好な頁岩優勢の岩相から漸移して、無層理塊状のシルト質頁岩および斜交層理を伴う細～中粒砂岩からなる。シルト質頁岩には主部と同様なスランプ構造が認められる。砂岩は淘汰良好で泥質基質に乏しいアレナイトである。しばしば漂移砂連式砂岩薄層が発達



第20図 長渡頁岩部層中にみられるスランプ褶曲. (網地島南岸)



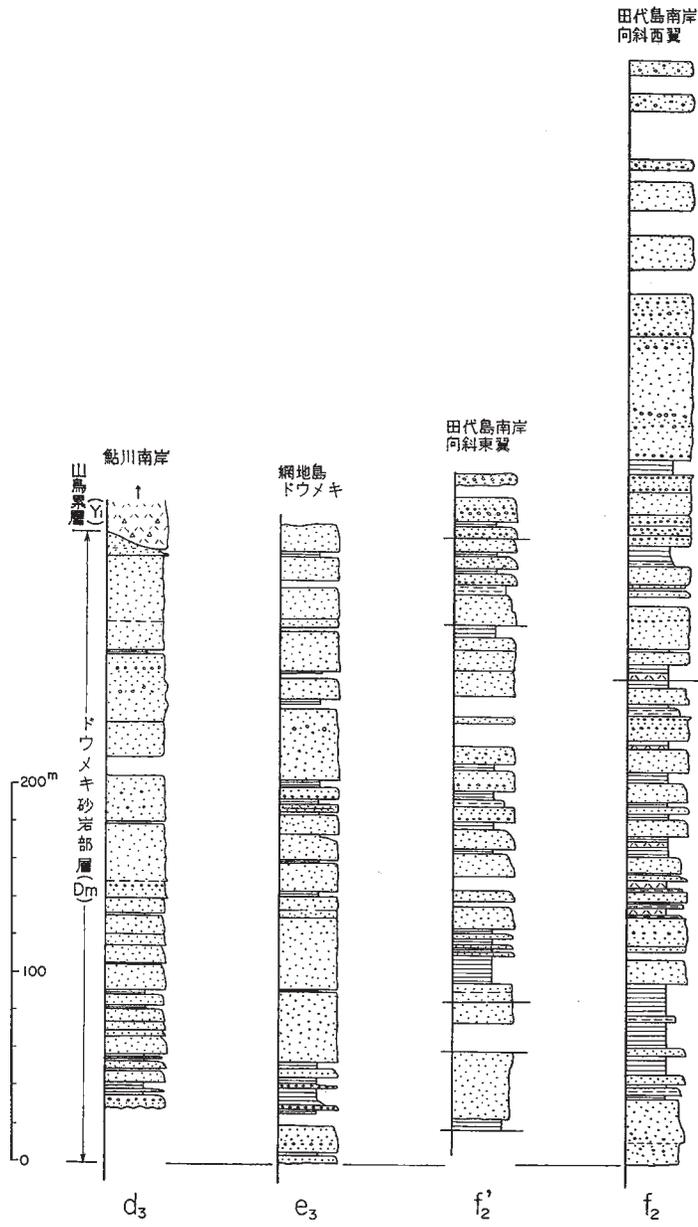
第21図 長渡頁岩部層中にみられるSlump ball. (網地島南岸)



第22図 ドウメキ砂岩部層 (Dm) 基底部の平面スケッチ。(網地島南岸)  
 岩相記号は第9図および第18図に準ずる。

する。

**ドウメキ砂岩部層 (Dm)** 本部層は牡鹿層群の最上部を占め、火山岩類からなる山鳥累層によって不整合に被覆される。岩相は粗粒長石質アレナイトを主とし、少量の礫岩と頁岩を伴う(第22図)。砂岩は下位の清崎砂岩部層 (Ky) の砂岩に酷似するが、これとは珪長質火山岩の岩片を多量に(10—30%)含有することによって識別される。砂岩はしばしば礫質であり、比較的大型の斜交層理がよく発達する。珪長質凝灰岩を3枚挟在する(厚さ1.5~3m)が、いずれも細粒で薄緑色を帯びている。本部層は鮎川浜の南方海岸沿い、網地島のドウメキ岬付近、および田代島の南岸によく露出する。しかし本地域の北東部新山浜~小山時間の海岸や、コバルト・ライン(有料道路)の切割には露出せず、下位の小長渡頁岩部層または長渡頁岩部層が山鳥累層と直接している。したがって、本地域の北東部では、山鳥累層の堆積前に、ドウメキ砂岩部層は削剝されたものと考えられる。層厚は網地島で330m以上、田代島では約700mである(第23図)。



第23図 鮎川累層地質柱状図 そのⅢドゥメキ砂岩部層 (Dm) 凡例は第14図に同じ



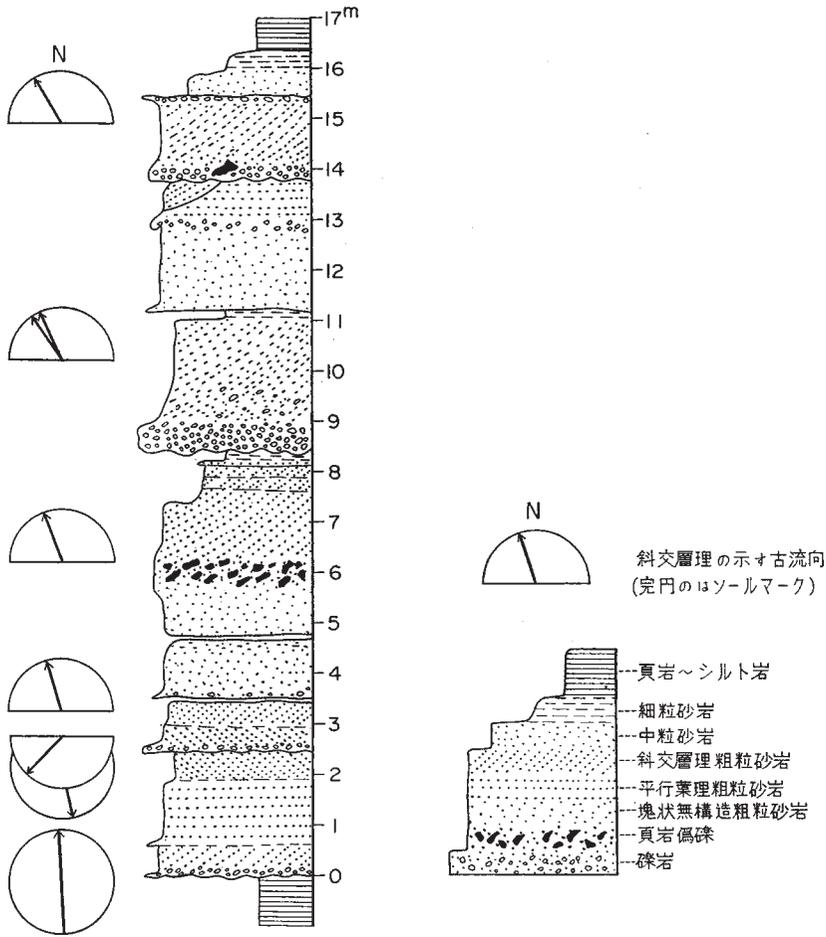
第24図 ドウメキ砂岩部層にみられる斜交層理（網地島東部北岸）  
セットの厚さは50cm以上

本部層の層相は、上半部と下半部で若干異なる。下半部は頁岩のはさみを有し、砂岩と共に極厚層理互層をなす。互層は一般に上方細粒化型組層（前述）を示す。組層の単位層厚は5～10mで、頁岩の偽礫を含む礫岩に始まり、数m厚の粗粒砂岩を経て、砂岩上部は細粒でしばしば漂移砂連式斜交葉理を示し、シルト岩に漸移する。組層の基底は、常にシャープな境界をもって下位の頁岩と接し、しばしばソール・マークを有する。このソール・マークによって示される古流向は南から北への流向が卓越している。斜交層理は本部層の下半部では、部分的に顕著な発達をみるが（第24図）、上半部ほどに多くはない。頁岩は一般に暗灰色～灰色で、風化して黄土色を呈する。炭質頁岩はまれであるが、植物破片をときどき含む。

本部層の上半部では、頁岩のはさみは非常に少なく、厚層理一部中層理（1m以下の成層単位）の粗粒砂岩よりなる。砂岩はしばしば礫質で、とくに田代島では礫の量・大きさともに、東側の鮎川・網地島の本部層に比較して優勢である。礫は珪長質火山岩（デイサイトないし流紋岩）を主とし、最大長径75cmに達する。砂岩の大部分に斜交層理が発達する。田代島における本部層上半部砂岩の成層状態を第25図に示す。一部の礫岩は、砂岩層の最上部に発達することもある。

本部層と下位層との接触関係は、網地島南東部の海岸でよく観察される。そこでは、本部層基底の礫岩が下位の長渡頁岩部層の黒色頁岩と、若干凹凸を示す面をもって接する。この関係は岩相の急変から、従来不整合とみなされていた（小貫，1969<sup>注10</sup>）。問題の礫岩層の下底面には流痕（flute cast、南

注10) 小貫はこの礫岩を“鮎川累層”の基底としている。



第25図 田代島のドウメキ砂岩部層における砂岩の成層状態

→北の流れを元す) がみられる。この下底面の凹凸は小規模な海底同時浸食と荷重変形に由来する可能性が高い。そうだとすれば、ドウメキ砂岩部層と長渡頁岩部層との関係は不整合ではなからう。

本部層からは動物化石を全く産しない。植物破片が頁岩中および砂岩層底面に見いだされることがある。本部層の堆積環境は、前述したような上方細粒化型の堆積型の存在によって示されるように、一部は河川成と推察され、全体的に陸成層の可能性がある。

**鮎川累層の砂岩組成** 鮎川累層には、長渡頁岩部層を除く3部層において、粗粒砂岩が顕著に発達する。この粗粒砂岩について地層対比の一助とすべく、鉱物組成を調べ、測定にはカリ長石を染色した。第26図にその結果を層序的に配列して示した。長渡頁岩部層には粗粒砂岩はほとんど存在せず、細粒砂岩が大部分なのでここでは省いた。

砂岩組成の層序的に下位から上位に向けての変化をみると、まず下部の清崎砂岩部層 (Ky) では、大勢において岩片の少ないやや長石質な砂岩 (アレナイト) によって代表される。しかし、Ky1では石英質砂岩が発達する。そして上方に向けて、長石量が増大する傾向を示す。長石はカリ長石が優勢で、

| 累層      | 部層          | 牡鹿半島・網地島                                                                                                                                                                                               | 田代島 |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|---------|-------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|---|---|-----|-----|---|--|--|--|--|--|--|--|-----|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|---|---|---|---|---|--|--|--|--|--|--|--|-----|
| 鮎川累層    | トウメキ砂岩      | <table border="1"> <tr> <td>Q</td> <td>K</td> <td>P</td> <td>V</td> <td>R</td> <td>M</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>(4)</td> </tr> </table> | Q   | K | P | V   | R   | M |  |  |  |  |  |  |  | (4) | <table border="1"> <tr> <td>Q</td> <td>K</td> <td>P</td> <td>V</td> <td>R</td> <td>M</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>(4)</td> </tr> </table> | Q | K | P | V | R | M |  |  |  |  |  |  |  | (4) |
|         | Q           | K                                                                                                                                                                                                      | P   | V | R | M   |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         |             |                                                                                                                                                                                                        |     |   |   |     | (4) |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         | Q           | K                                                                                                                                                                                                      | P   | V | R | M   |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         |             |                                                                                                                                                                                                        |     |   |   | (4) |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
| 小長渡砂岩頁岩 | Kb4         | (5)                                                                                                                                                                                                    | (4) |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         | Kb1         | (3)                                                                                                                                                                                                    |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
| 清崎砂岩    | Ky4         | (5)                                                                                                                                                                                                    |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         | Ky3         | (11)                                                                                                                                                                                                   |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         | Ky1         | (6)                                                                                                                                                                                                    |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
| 萩ノ浜累層   | 眞岩砂岩<br>福貴浦 | (6)                                                                                                                                                                                                    |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |
|         | 牧ノ浜砂岩       | (6)                                                                                                                                                                                                    |     |   |   |     |     |   |  |  |  |  |  |  |  |     |                                                                                                                                                                                                        |   |   |   |   |   |   |  |  |  |  |  |  |  |     |

Q:石英 K:カリ長石 P:斜長石 V:火山岩片  
R:その他の岩片, 鉱物 M:基質

第26図 鮎川累層砂岩の組成

右端( )内は測定薄片枚数

斜長石は風化変質が著しい。小長渡砂岩頁岩部層 (Kb) は、すでに述べたように火山岩礫を多量に含有する礫岩をもって始まるが、砂岩組成上、下位の清崎砂岩部層に比較して、岩片とくに珪長質火山岩の岩片の出現が特徴である。これに伴い斜長石量も飛躍的に増大し、新鮮な斜長石が見受けられる。火山岩片の量は上方に向けさらに増大し、ドウメキ砂岩 (Dm) では平均20%に達する。火山岩片の増大とともに、斜長石にはますます新鮮なものが目立つ。火山岩片は、一般に、石英・長石より粗粒なものが目立ち、しばしば細礫である。

田代島の碎屑岩層のうち、東南端の風の間地塊を除く主向斜にあつては、下部と上部とに顕著な粗粒砂岩が発達し、それらは珪長質火山岩片を多量に含有している。同島の上部では、同質の火山岩礫を多量に含んでいる。このような珪長質火山岩の岩片の存在によって、同島の碎屑岩層は牡鹿半島での鮎川累層の中～上部に対比される。

鮎川累層の粗粒砂岩は泥質基質に乏しく、大部分がアレナイトであることが特徴である。斜交層理の顕著な発達、そして雲母片のあまり多くないなどを考慮すると、水流の作用の強い条件下の堆積を示唆している。同時に砂粒の円磨度は不良であり、一部を除いて砂粒の淘汰も余り良好ではなく、組織的な面からも、急速な堆積条件が支配的であつたと考えられる。

砂岩組成から後背地の岩石を推察してみると、清崎砂岩部層の供給源としては花崗岩質岩石、それも、圧砕性の花崗岩が多かつたと推察される。岩片には少量のチャートも見いだされるが、堆積岩類は後背地にあつたとしても、きわめて従属的であつたとみなされる。小長渡砂岩頁岩部層より上位では、珪長質火山岩が花崗岩質岩を次第に凌いで優勢になつたであろう。しかし、花崗岩質岩は削剝しつくされることなく、後背地に存在していたことは、火山岩礫と共に花崗岩礫がかなり見いだされること、微斜長石や著しい波動消光を示す石英が火山岩片と共存することなどから裏づけられる。

## II. 2. 5 対 比

従来の層序区分と、本図巾地域で行なつた層序区分との比較を第5表に示す。本地域での層序区分は牡鹿半島全体での区分に従つており、基本的に TAKIZAWA (1970) を踏襲した。ただし、鮎川累層を4部層に改変した。十八成層は牡鹿層群中に含まれるが、層序的位置ならびに時代は明確でない。

牡鹿層群の年代を決定するのに有効なアンモナイトを次に掲げる。おもに TAKAHASHI (1969) ほかの資料を引用したが、それぞれの産出層準は本稿の層序区分によつた。

### 月の浦累層

*Normannites (Itinsaites) sp. cf. N. (I.) itinsae* (McLEARN) (1)

*Stephanoceras sp. cf. S. plicatissimum* (QUENSTEDT) (1)

*Parkinsonia sp.* (2)

### 萩の浜累層

(下部：狐崎砂岩頁岩部層)

*Bullatimorphites sp. (Sphaeroceratinae gen. et sp. indet. of SATO, 1962)* . } (2)

*Choffatia(?) oginohamaensis* TAKAHASHI.

*Pseudoperisphinctinae gen. spp.*

第5表 牡鹿半島のジュラ系・白亜系層序区分の比較

| 年代層序区分           |        | 福井・高橋 (1940)<br>高橋(年) (1940) | 深田 ※<br>(1951) | 大山(年)<br>(1954)      | 小貫<br>(1956) | HAYAMI ※<br>(1961) | 高橋(治)<br>(1962) | TOKUYAMA<br>(1965) | TAKAHASHI ※<br>(1969) | 小貫 ※<br>(1969)        | TAKIZAWA<br>(1970)    | 滝沢 (本編)<br>(1973)     |                       |    |
|------------------|--------|------------------------------|----------------|----------------------|--------------|--------------------|-----------------|--------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----|
| 白<br>亜<br>系      | 下<br>部 | 山鳥層群 上部<br>? 下部              |                |                      | 山鳥層          | 山鳥層<br>鮎川層         | 山鳥層             |                    | 山鳥層<br>鮎川層            | 山鳥層<br>鮎川層            | 山鳥層                   | 山鳥層                   |                       | 下部 |
|                  |        | 鮎川層群                         |                | ↑ ?                  | 鮎川層          | 鮎川層                | 鮎川層             | 鮎川層                | 鮎川層                   | 鮎川層                   | 鮎川層                   | 鮎川層                   | 鮎川層                   |    |
| ジ<br>ュ<br>ラ<br>系 | 上<br>部 | 小積層群                         | 山鳥層群<br>鮎川層    | 鮎川層群                 | 牡鹿層群<br>小積層  | 牡鹿層群<br>小積層        | 牡鹿層群<br>小積層     | 牡鹿層群<br>小積層        | ジュラ系<br>小積層<br>(Malm) | 牡鹿層群<br>小積層<br>(Malm) | 牡鹿層群<br>小積層<br>(Malm) | 牡鹿層群<br>小積層<br>(Malm) | 牡鹿層群<br>小積層<br>(Malm) | 上部 |
|                  |        | 待浜層群                         | 鹿層群<br>荻の浜層    | 小積層群<br>黒色頁岩<br>砂岩頁岩 | 荻の浜層<br>待浜層  | 荻の浜層<br>待浜層        | 荻の浜層<br>待浜層     | 荻の浜層<br>待浜層        | 荻の浜層                  | 荻の浜層                  | 荻の浜層                  | 荻の浜層                  | 荻の浜層                  |    |
|                  | 中<br>部 | 月の浦層群                        | 待浜層群<br>月の浦層   | 待浜層群<br>月の浦層         | 月の浦層         | 月の浦層               | 月の浦層            | 月の浦層               | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 中部 |
|                  | 下<br>部 |                              | 小鯛島層           | 小鯛島層                 | 小鯛島層         | 小鯛島層               | 小鯛島層            | 小鯛島層               | 月の浦層<br>小鯛島層          | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 月の浦層                  | 下部 |

~~~~~ : 不整合      □□□□□ : ジュラ系~白亜系内の層序的間隙      \* : 地質図なし

- Perisphinctes* (*Kranaosphinctes*) sp. cf. *matsushimai* YOKOYAMA
Perisphinctes (*Kranaosphinctes*) sp. } (3)
 (中・上部：小積頁岩部層または福貴浦頁岩砂岩部層)
Perisphinctes (*Perisphinctes*) *ozikaensis* FUKADA (4)(2)
Perisphinctes (P.) sp. aff. *ozikaensis* FUKADA (4)
Perisphinctes (*Kranaosphinctes*) sp. cf. *matsushimai* YOKOYAMA } (2)
Perisphinctinid. gen. et sp. indet. } (5)
Discosphinctes sp. cf. *kiritaniensis* (SATO)
Discosphinctes sp.
Lithacoceras onukii TAKAHASHI
Ataxioceras sp.
Aulacostephanus (*Pararasia*) sp. } (2)
Virgatosphinctes sp. aff. *communis* SPATH
Aulacosphinctoides ? sp.
Aspidoceras sp.
 鮎川累層
Berriasella sp.
Thurmanniceras sp. cf. *T. isokusensis* (KOBAYASHI and FUKADA) } (5)
Kilianella sp.
Lyticoceras sp. } (6)
Sarasinella sp. aff. *hyatti* (STANTON)
- (1) SATO (1972), (2) TAKAHASHI (1969), (3) 稲井・高橋 (1940), (4) FUKADA (1950),
 (5) SATO and TAKIZAWA (in TAKIZAWA, 1970 : Appendix), (6) TAKAHASHI (1967 MS ;小
 貫, 1969より引用)

以上のアンモナイトから牡鹿層群の年代について述べる。同層群の最下部（月の浦砂岩部層）はジュラ紀中部Middle Bajocianの存在が確実である。また、上記3種のアンモナイトを産する層準は、月の浦砂岩部層の最上部にあり、その下位には、*Inoceramus* sp.や *Vaugonia kodaijimensis* と *Kobayashites hemicylindricus*などを産出する2つの化石帯が存在し、さらに月の浦砂岩部層が、2堆積輪廻を有することなどを考慮すると、牡鹿層群の下限はLower Bajocianの可能性がある。ちなみに牡鹿層群とともに中東列に属している気仙沼地方の唐桑層群の下部からは、*Stephanoceras* sp. cf. *S. plicatissimum* (QUENSTEDT)のほか、*Sonnia* sp. cf. *S. corrugata* (J. de C. SOWERBY), *Pelekodites* (*Spatulites*) *spatians* (BUCKMAN) その他が産出しており、Lower and Middle Bajocianと決定されている (SATO, 1972)。

一方、牡鹿層群の上限は、少なくとも白亜紀最下部のBerriasianに及ぶことが確実であるが、TAKAHASHI (1969) および小貫 (1969) の指摘するように、Valanginianに及ぶ可能性が強い。本邦の年代層序区分に比較すると、高知統の上部階に相当する。

萩の浜累層の年代は、TAKAHASHI (1969) の *Bullatimorphites* sp. および *Choffatia* (?) *oginohamaensis* TAKAHASHI が Callovian を指示するという見解に従い、同累層の下限を Callovian とした。同累層の代表的なアンモナイト *Perisphinctes* の類は、ほぼ Oxfordian を指示している (FUKADA, 1950ほか)。また *Discosphinctes*, *Lithacoceras*, *Ataxioceros*などは、Kimmeridgianを、*Virgatosphiatoids*, *Aulacosphinctoides*?等は Tithonian を示すという (TAKAHASHI, 1969)。

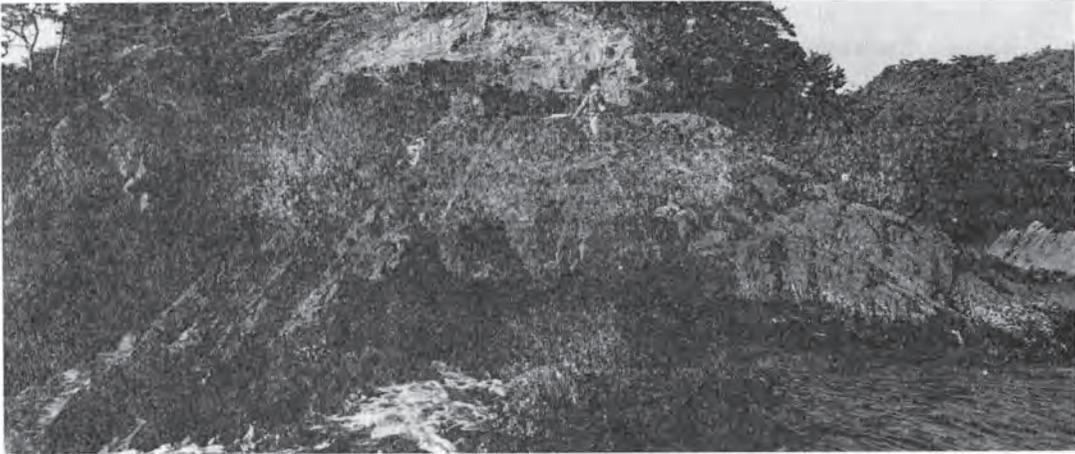
鮎川累層の下限の時代は、同累層下部の清崎砂岩部層から動物化石を産しないので、正確には決められない。同部層から産する植物化石 (第4表) について、藤 (1956) は、手取型・領石型両植物群の要素が混在しながらも、上部ジュラ紀の手取型により近縁であるとしている。上位の小長渡部層は明瞭に Berriasian に対比され、気仙沼地域の磯草・長崎層 (神戸・島津, 1961) と同時代である。気仙沼地域の予察によれば、磯草・長崎層の下位にある小々汐層 (Tithonian) の岩相は、清崎砂岩部層に酷似しており、最上部に珪長質火山岩礫を含む礫岩を挟んでいる。気仙沼地域の上記2層を含む唐桑・鹿折両層群は、牡鹿層群と構造発達史上密接な関係にある (山下, 1957) ことから、この種の礫岩は小長渡部層のそれに対比されよう。以上のことから、鮎川累層の下限は、最上部ジュラ系 (Upper Tithonian) と考えられる。

なお、本図幅地域には牡鹿層群の最下部は露出せず、大原浜付近で、侍浜頁岩部層の上半部が分布する。その地質時代は、ほぼ Lower Callovian と推察される。

II. 2. 6 地質構造

牡鹿層群は、下位にある三疊系・古生界とともに強く褶曲している。その褶曲軸はNNE—SSWないしN—Sの方向を示し、これと調和して、地層の走向もNNE—SSWないしN—S方向を有する。地層の傾斜は一般に急傾斜で60°以上のことが多い。とくに大原背斜の東側においては、鮎川累層と山鳥累層の大部分は、70°以上の急傾斜の構造を有し、一部逆転しており、萩の浜累層はこれよりやや緩い50°~70°の傾斜を示している。大原背斜では地層の傾斜はかなり緩く、その東翼は50°以下、同背斜の南方延長と考えられる網地島北西部では一層緩く、30°以下の傾斜を示す。大原背斜の東側に分布する地層は、明らかに層序的に上位にある地層ほど急傾斜を示す構造が特徴である。

褶曲 牡鹿層群は全般的に複雑な褶曲構造を呈すが、基本的に3つの向斜を擁する復向斜構造を形成している。それぞれの向斜における褶曲軸はいずれも南方に沈下し、南側に向かい順次上位の地層が分布する。3つの向斜は東側より、新山向斜、小積峠向斜、萩の浜向斜と呼ぶ (6, 27図)。新山向斜と小積峠向斜は、大原背斜によって境され、小積峠向斜と萩の浜向斜は、焼山崎断層によって境される。新山向斜の東翼は金華山瀬戸断層によって断たれ、また海中に没しているため、露出は不完全であるが、3つの向斜の中で最も規模が大きい。小積峠向斜は南側に幅狭く、北側に向かうにしたがい拡大する。牡鹿半島の北方域外の女川町出島、および尾浦付近に分布する牡鹿層群 (月の浦累層のみ) は、構造的に小積峠向斜の延長にあると考えられる。西側に位置する萩の浜向斜では、牡鹿層群によって不整合に被覆される三疊系稲井層群との関係が観察される。萩の浜向斜の西翼には、比較的低角度 (45°前後) の東に傾斜した衝上性逆断層が数本発達する。田代島の鮎川累層によって占められる向斜部は、この萩の浜向斜の南側延長と考えられる。そして、同島の東南部にあって、鮎川累層と萩の浜累層とを画する断

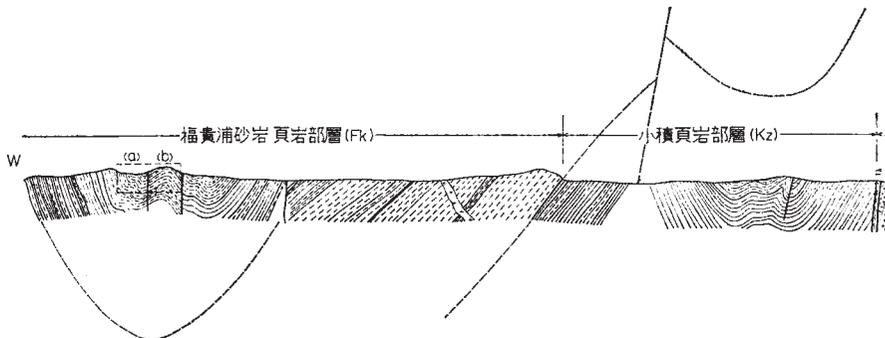


第28図 牧の崎南端における背斜構造. 大原背斜の中心部にあたる(狐崎部層)

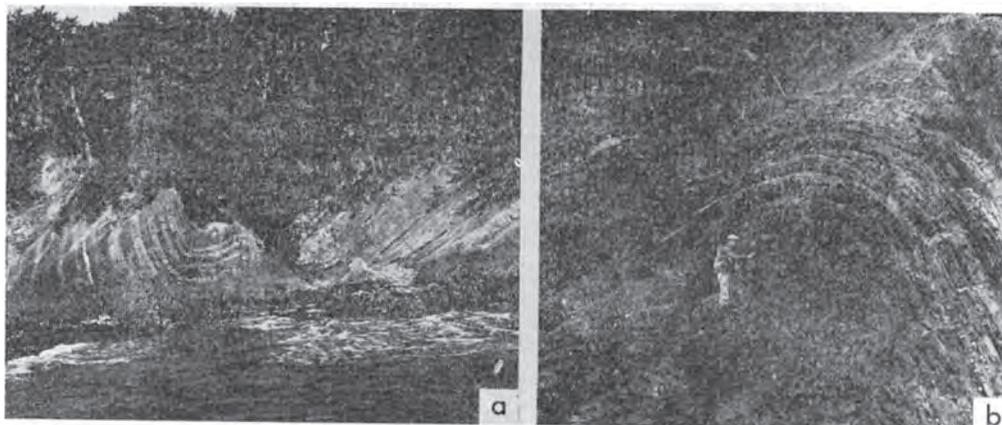
層帯は、焼山崎断層に相当すると考えられる(第6図参照)。

牡鹿層群には、上述の3つの向斜に代表される規模の大きい褶曲のほか、波長の短い中へ小規模の褶曲が発達している。それらは、半波長(具体的には相隣接して対をなす背斜と向斜の軸間距離)からみて、150~500m, 数10m, 数mとさまざまなオーダーをもつ。地質図には、半波長数10m以下の褶曲は省略してある。波長のより大きい褶曲は、より小さい褶曲によって修飾されているため、しばしば大きい褶曲の軸部を把握しにくい。たとえば28図に示されるように大原背斜では、半波長が数10mの2背斜と1向斜(牧の崎では断層)が発達している。第28図はそのうちの1つである。

褶曲の大きさと岩相との間には、ある程度の相関があるらしい。牧の崎砂岩部層や清崎砂岩部層のように、砂岩が卓越し、成層単位の大きい(極厚層理の)地層には、半波長数10mオーダーの褶曲は発達するが、それ以下のオーダーの褶曲はみられない。これに対し、半波長数mオーダーの小褶曲は、狐崎砂岩頁岩部層や福貴浦頁岩砂岩部層のように、中層理互層からなる地層によく発達する。また、侍浜頁岩部層には、以上に述べてきたさまざまなオーダーの褶曲のほか、半波長10~数10cmの小褶曲がよく発達する。大原浜西方海岸と牧の崎には、中へ小規模の褶曲がよく発達している(第29・30図)。ほか



第29図a 牧の崎南岸西部の地質断面図

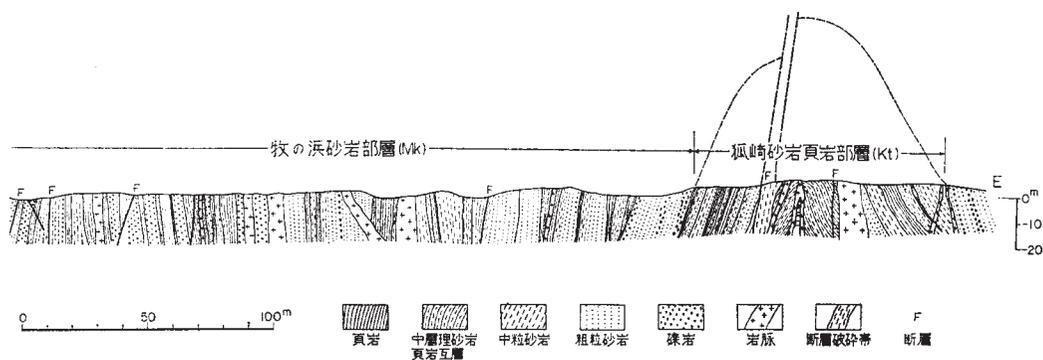


第30図 牧の崎南岸西部にみられる褶曲構造a図とb図は隣接する露頭（福貴浦部層）。

に、厚井崎や田代島南東部の荻の浜累層でも発達している。

褶曲の形態については、TOKUYAMA (1965) の牡鹿半島とその周辺地域の中生界（三疊系を含む）の研究がある。彼によれば、三疊系稲井層群は剪断褶曲（shear fold）による相似型、最上部ジュラ系～下部白亜系の鮎川累層は曲げ褶曲（flexure fold）による平行型であり、中・上部ジュラ系の月の浦累層と荻の浜累層は上記2つの褶曲（型）の中間型であるという。そして、このような褶曲型（機構）の層序的あるいは深度的変化に伴い、頁岩におけるスレート劈開の発達状態も、下位層ほど強く、上位層ほど弱くて、小積頁岩部層より上位では、非常に弱くなっていると指摘している。

スレート劈開は、一般に頁岩によく発達し、砂質頁岩あるいは泥質細粒砂岩ではかなり弱くなり、砂岩では、肉眼的にほとんど発達しないか非常に弱い。小積頁岩部層の下半部は砂質頁岩であり、スレート劈開の発達は弱い、同部層上半部は細粒の頁岩からなり、スレート劈開の発達状態はかなりよい。また鮎川累層についてみると、西側田代島ではその発達が弱いのにに対し、東側新山向斜内ではかなり顕著に発達する。厚井崎付近の清崎砂岩部層のKy3細分層における発達状態を第31図に示す。同図の下半部から、右側にかけての粗粒砂岩は、規模の小さい向斜構造をもつが、褶曲の翼部は、軸部に対して



(点線枠内は第30図の位置を示す)



第31図 鮎川累層にみられるストレート劈開（厚井崎南）ss：砂岩 sh：頁岩

砂岩の厚さが半減している。同地付近のKy2細分層では、厚さ10～20cmの砂岩の小褶曲が発達し、軸部で厚い相似型の褶曲を示している。

スレート劈開の発達とともに、化石も強く変形している。化石の変形度は、必ずしも層序的な走向性を示さず、HAYAMI (1961) の指摘するように、南部北上山地の南東側ほど大きいという地域的差異があるものと考えられる。たとえば、小積峠向斜や、荻の浜向斜内の荻の浜累層産のアンモナイトと、新山向斜内の鮎川累層産のアンモナイトの変形度は、ほとんど差異が認められないばかりか、前者には、変形度の弱い化石がかなり多量に産する。

スレート劈開面は褶曲軸に対し斜交することがあり。その形成は、曲げ褶曲 (flexure fold) が先行する褶曲形成過程の後期の段階に生じたものである可能性が高い (滝沢・色川, 1970)。

断層 以上の褶曲構造に対し、断層はNNE—SSWないしN—Sの走向をもつ褶曲構造の方向におおむね調和的な断層系と、これと大きく斜交するいわゆる“胴切”断層系が主要である。前者の一部は、ときに引きずり褶曲を伴う急傾斜の逆断層 (網地島や鬼形峠東側に分布する長渡頁岩部層中に代表的に発達) であつたり、断層を境に地層の傾斜が急変する場合もある。前者の南北性を有する断層のうち、破碎帯の幅が10m以上に達する比較的規模の大きい剪断性断層は、本地域に数本発達する。これらの代表例は、牧の崎における南北性の3本 (いずれも地質図に示す) の断層にみられ、頁岩は完全に破碎し、砂岩はブーディンとなっている。

“胴切”断層系はNW—SEの走向をもつ断層が代表的であり、N80°W前後や、N60～70°Eのも発達する。NW—SE系統のうち、もっとも大きいのは大原—山鳥間を結ぶ断層であり、これと平行な規模の小さい断層が隣接して多数に発達する。大原—山鳥断層はこれを境としての山稜線のずれ、沢筋の屈曲 (?), そして地形的くびれなどがかなり明瞭に認められる。この断層は、さきに述べた地形区分上の境界線であるO-Y線にほぼ一致していることも興味深い。大原—山鳥断層の起源は古い (たとえば白亜

紀頃)のものであったとしても、比較的新しい時期(鮮新世)にも活動したことが想定される。NW—SE方向の断層は、牡鹿半島の貫入岩体中にも多数に発達していることが、コバルト・ライン(有料道路)の切割で明らかである。網地島と牡鹿半島南部との間にも、構造的位置のずれからNW—SE方向の断層が予想される。NW—SE方向の断層における動きの方向は、水平成分より垂直成分の方が大きかったとみなされる。

N80°WとN60~70°Eとの走向をもつ断層は、本図幅地域の南部(網地島)や西部にしばしばみられるが、いずれも規模は小さい。両系統の断層は、石巻地域の牡鹿層群中によく発達し、N80°Wのは南側に、N70°Eのは北側に急傾斜する面をもつことが多い。いずれも断層面は非常にシャープに地層を切っており、断層破碎帯の幅は小さく、1m以内のことが多い。また両系統の断層には、しばしばずれの方向を示す条線が観察され、いずれも水平ずれの成分が垂直ずれ成分に比して大きいことを示している。N80°Wでは左ずれ、N70°Eでは右ずれである。

断層と褶曲のほか、節理が非常に良く発達しており、矢部(1928)および吉井(1938)の研究がある。矢部は牡鹿半島の岩石と、金華山花崗岩類の節理とのパターンが、たがいによく似ていることから、当時全く年代不明であった金華山花崗岩類の形成年代を白亜紀と想定した。吉井によれば、牡鹿層群における岩石節理には、NNE—SSW方向とNW—SE方向を有するものが卓越している。吉井のNNE—SSWの節理は大部分、前述した劈開に相当するものであろう。NW—SEの走向を有する節理は非常に顕著であり、分結石英細脈を伴うことが少なくない。

北上山地の中・古生界を褶曲させた地殻変動は、KOBAYASHI(1941)によって、大島造山運動と呼ばれ、その時代は下部白亜紀有田世後で宮古世前とされている。このことは、下部白亜紀有田世の地層(気仙沼地方の大島層)までが褶曲しているのに対し、宮古世の地層(北部北上山地の宮古層群)が全く褶曲していないことによって示される。この先宮古世の大島造山運動により、本地域の牡鹿層群および山鳥累層も、強く褶曲したことは確実である。そして、この変動が北上山地に分布する多くの貫入岩、わけても大規模な花崗岩の進入を伴ったこともまた明らかで、牡鹿層群を貫ぬく石英閃緑岩~斑禰岩なども、それらとほぼ同時期に形成された変動時のものとみなされる。

II. 3 山鳥累層(下部白亜紀火山岩類)

II. 3. 1 概 説

本層は図幅地域の中央部、牡鹿半島の先端部に分布し、デイサイトないし安山岩の火砕岩および玄武岩熔岩からなり、非火山性の砕屑岩はほとんどみられない。地形的には牡鹿半島先端部における高まり、すなわち駒ヶ峰(海拔323.5m)から御番所山(211m)にかけての尾根を形成している。この火山岩類は、古くは古生代(?)の輝緑凝灰岩であろうと考えられていた(例えば菊地, 1891)が、高橋(1941)は本火山岩類を山鳥層と命名し、下位の鮎川累層とともに下部白亜系とした。しかし、その後、牡鹿半島地域の中生界の層位学的研究は幾多ありながら、本累層の火山岩類の岩石学的ならびに火山学的研究は全くなされないうちに及んでいる。

本累層は下位の鮎川累層を不整合関係で被覆し、下部は凝灰角礫岩を主とするデイサイトないし安山

岩質火砕岩からなり、上部はかんらん石玄武岩熔岩流からなる。本累層分布域の北東端を占め、金華山瀬戸に面する海岸には、玄武岩質火砕岩が露出しているが、層序的位置は明確でない。山鳥累層の上限は海中に没し不明であるが、陸上部で観察される限りの全層厚は、半島南端部においてほぼ1,600mである。また、今まで化石は発見されていない。

本累層の構造は、基本的には向斜構造をなすものとみなされるが、その東翼は多くの断裂によって乱され、かつ、金華山瀬戸断層（小貫・坂東，1959）によって断たれているので不完全である。鮎川港南方約1.2kmの仏浜から、半島先端黒崎にかけての標式的な露出地域では、大略N10°Eの走向、東に80°の傾きをもって同斜構造を呈する。ときおり発達する級化層理や浸食構造によって東上位が明白である。これに対し、向斜の東翼にあたる山鳥北東方の、のり浜から東側突端にかけての海岸では、走向N20～40°W、傾斜30～60°SWの構造を示す。このような山鳥累層の構造は、新山浜～鮎川浜付近における下位鮎川累層のそれと調和的である。

すでに述べたように、本累層からは化石の産出が知られておらず、また、機器による絶対年代測定も行われていないので、時代についての直接の証拠は得られていない。しかし、不整合をもって下位にある牡鹿層群鮎川累層からは、白亜紀前期 Berriasian を示すアンモナイトおよび海生二枚貝化石が産出しているので、白亜紀前期あるいはそれ以後であることは確かである。また牡鹿半島では、牡鹿層群を貫いて大小様々な斑礫岩―石英閃緑岩体が存在する。山鳥累層を貫く岩体は知られていないが、これらによると考えられる熱変成作用を一部に受けている。鮎川浜の北方約7.5km（本図幅外、牡鹿町谷川東方2km）に露出する石英閃緑岩（大草山岩体の一部）のK―Ar年代は120m.y.であることが知られている（河野，植田，1965）。これらの事実から、山鳥累層の時代は白亜紀前期（Valanginian―Hauterivian）とみてよいであろう。

山鳥累層と類似の岩層は、本地域の北方約70kmの気仙沼地域に露出している（神戸・島津，1961）。新月層および鼎浦層と命名された安山岩熔岩および火砕岩層は、最下部白亜系（Berriasian）を覆い、下部白亜系の有田統に覆われている。三陸海岸にはこの他にも、ほぼ同時代の火山岩類が点々と露出することが知られている。

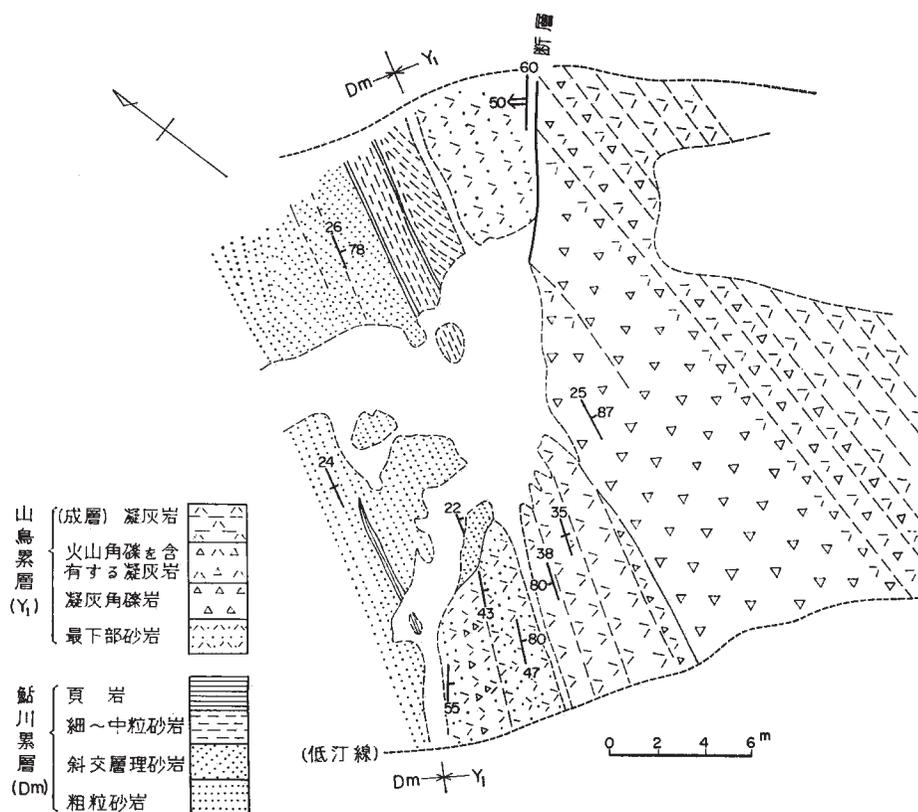
II. 3. 2 岩相層序

山鳥累層は、下部の安山岩質火砕岩部層、上部の玄武岩熔岩部層および層序的位置の明確でない玄武岩質火砕岩部層の、3つの単元に区分される、

下部安山岩質火砕岩部層 (Y1) 鮎川累層を不整合に覆い、安山岩、一部デイサイトの火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩からなる。斑状の有色鉱物としては、本部層の下部に、長さ数mmに達する大型の角閃石が多く含まれるが、大部分は普通輝石によって特徴づけられる。火砕岩は一般に黄緑色～緑色を呈するが、赤紫色の凝灰岩もみられる。また、赤紫色を呈する角礫が含まれることもある。層厚は牡鹿半島先端部においてほぼ1,200mと見積られ、北方に厚さを減ずるものと推察される。

本部層の岩質の垂直的变化を露出の良好な仏浜（鮎川港南方約1.2kmの海岸）から、黒崎灯台付近までのルートについて概観すると、最下部・下部および主部の3つの部分に区分される。

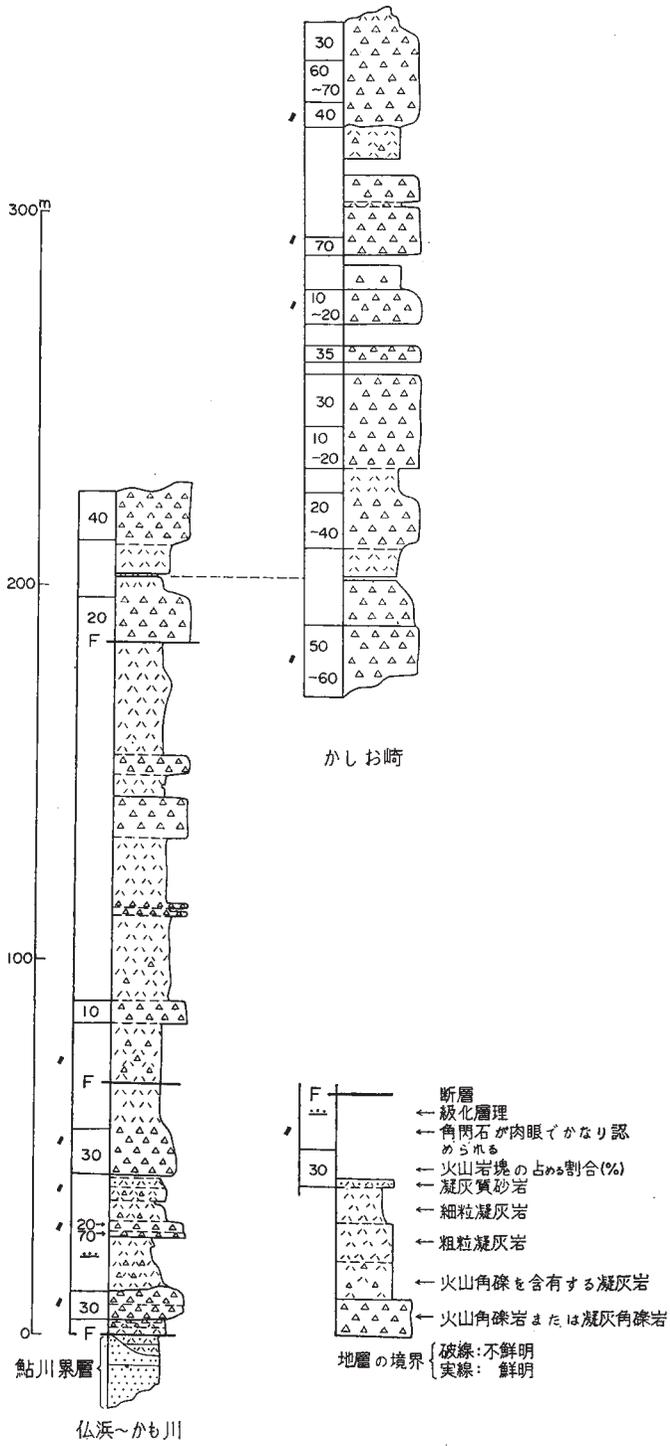
最下部は下位鮎川累層のドウメキ砂岩と直接し、これにアバットした不整合関係にある（第32図）。



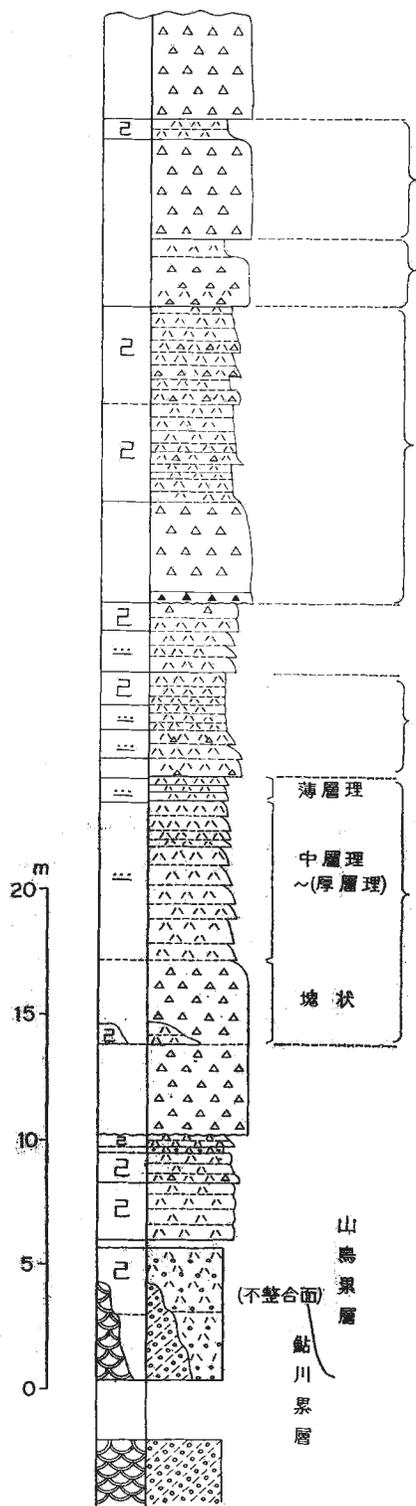
第32図 山鳥累層 (Y₁) と鮎川累層 (Dm) の接触関係を示す平面スケッチ (鮎川浜南方約1.2km(仏浜))

仏浜において厚さは5～6mである。この部分の下半は暗緑色，上半は薄い黄緑色の砂岩で，下位ドウムキ砂岩に由来すると考えられる石英・長石などの鉱物粒のほかに深成岩・珪長質火山岩片を含んでいる。下半部には，普通輝石普通角閃石デイサイト片が含まれており，すでにデイサイトマグマの活動のあったことを示している。この最下部砂岩は，北方新山浜東方海岸および駒ヶ峰付近には発達しない。

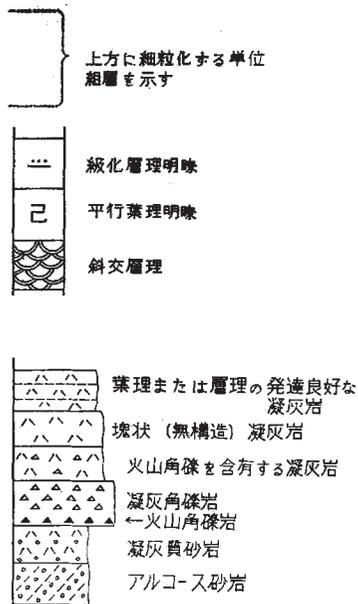
下部は比較的良好に成層した凝灰岩と，角礫岩（前者が優勢）とからなる。角礫～亜円礫の石質岩片は普通角閃石普通輝石デイサイト・普通角閃石デイサイト・普通角閃石閃緑岩・角閃石岩など，角閃石の存在で特徴付けられるものが多く，後二者は深成同源抛出品であろう。軽石のような多孔質岩片の存在は肉眼でも顕微鏡下でも確認できなかった，下部の基底から42mより上部は，野外で普通輝石の大型結晶（長さ4～5mm，まれに1cmに達する）がとくに目につく岩相を有する。下部の層厚は350m以上であるが，海岸地域の地質調査が困難であるため，上限は確認していない。第33図に下部の柱状図を示す。下部の火砕岩においては，二重級化構造（FISKE and MATSUDA, 1964）がしばしば認められる。すなわち火砕岩の垂直的岩相変化は，無層理で淘汰の悪い凝灰角礫岩ないし火山角礫岩に始まり，上方に向かって緻密な角礫の礫量と礫径を減じながら，成層が良好になり，粗粒ないし細粒凝灰岩に移化する，上方に細粒化する火山砕屑岩サイクルである。第34図にその典型的な例を示すが，級化層の一単元の厚さはサイクルの上部ほど次第に薄く，かつ細粒化しており，葉理も発達良好である（第35図）。まれには

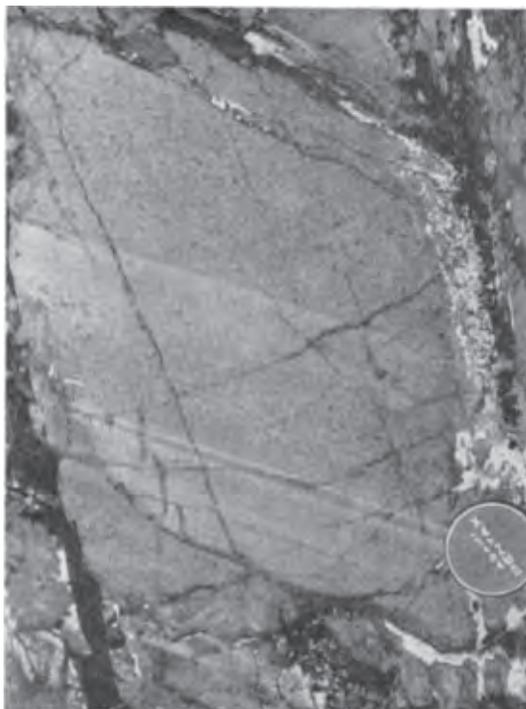


第33図 山鳥累層下部安山岩質火砕岩部層 (Y1) の下部の地質柱状図

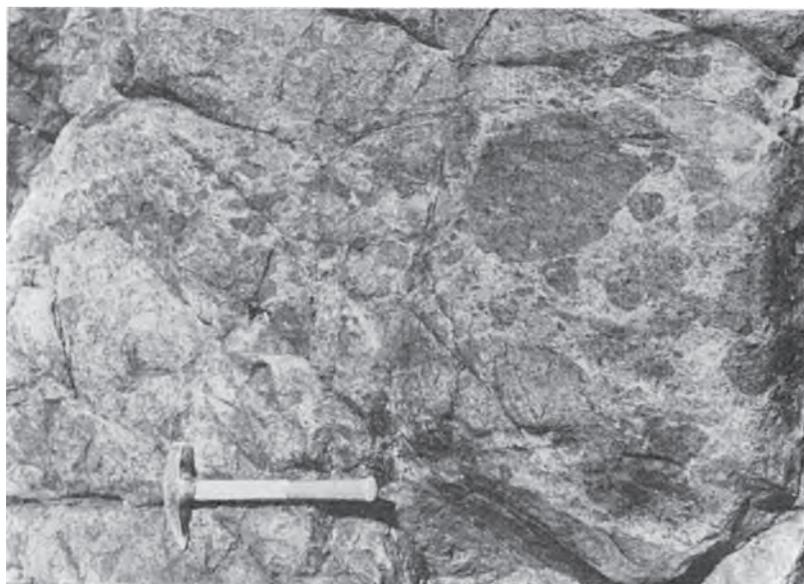


第34図 火砕岩にみられる成層状態の例 (下部安山岩質火砕岩部層, 仏浜)

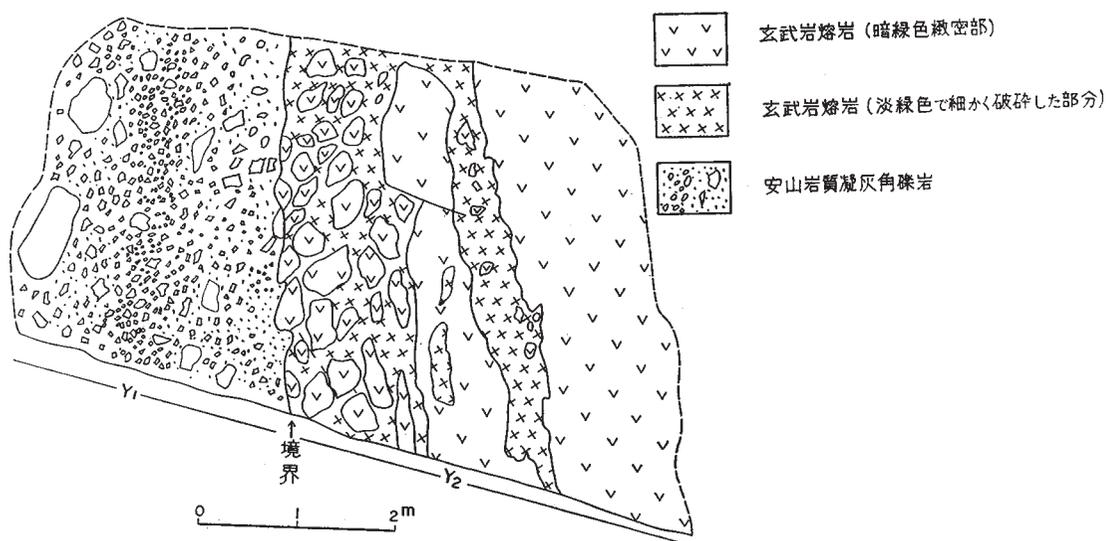




第35図 山鳥累層下部安山岩質火砕岩部層にみられる級化層理（仏浜南部）



第36図 下部安山岩質火砕岩部層の無層理凝灰角礫岩（御番所山南方の海岸）



第37図 下部安山岩質火砕岩部層 (Y₁) と上部玄武岩熔岩部層 (Y₂) の接触関係 (黒崎灯台南東の海岸)

斜交層理もみられる。サイクルの単位層厚は10~20m位が多い。

主部は普通輝石の大型結晶の存在によって特徴づけられる、緑色で無層理の安山岩火山角礫岩ないし凝灰角礫岩 (第36図) とこれに伴いしばしば級化層理を示す、黄緑色あるいは赤色凝灰岩とからなる。斑状鉱物としての普通角閃石は、少ないか全く含まれていない。火山岩塊の量比・大きさは下部に較べて大きい。火砕岩の基質と含まれる角礫との識別は、前者が黄緑色を呈するのに対し、後者は一般に暗緑色ないし青緑色を呈するという色調の相違によることが多く、普通輝石の大型結晶の量比は、両者の間で余り明瞭な差がない。道路切割など風化の進んだ部分では、火砕岩であるか熔岩であるかの識別はむずかしい。角礫には数10cm大のものが頻繁にあり、ときには2m大のものがある。火山岩塊はおもに普通輝石安山岩熔岩や同質の火砕岩であるが、他に暗緑色の斑礫岩・赤色凝灰岩および半深成岩質岩片も少量含まれる。

凝灰岩は黄緑色のものが過半を占め、赤色のものも少量存在する。後者は前者より細粒であることが多く、まれに級化層理を示す粗粒部において、緑色粒の基質としてもみられる。黄緑色凝灰岩は、普通輝石の大型結晶を多量に含むものから非常に細粒なものまでさまざまである。主部の層厚は800m前後と見積られる。

さきに述べた、上方に細粒化する火砕岩サイクルは主部においても発達するが、級化層理の発達はあまり良好でなく、成層も下部より不良である。しかしサイクルの基底部には、浸食充填構造 (scour and fill structure) がしばしば発達し、サイクル上部では葉理の発達がみられる。主部の上部は厚さ約100mの、無層理で均質な結晶火山凝灰岩 (普通輝石の大型結晶で特徴付けられる) からなる。しかし上部玄武岩熔岩部層に接する境界付近は再び凝灰角礫岩からなる (第37図)。

本部層を構成する火砕岩には乾陸上に堆積した証拠、たとえば土壌の形成などは発見されていない。

下部安山岩質火砕岩部層は圧密・二次鉱物の生成などで、原岩とくにその石基の性質を知ることがで



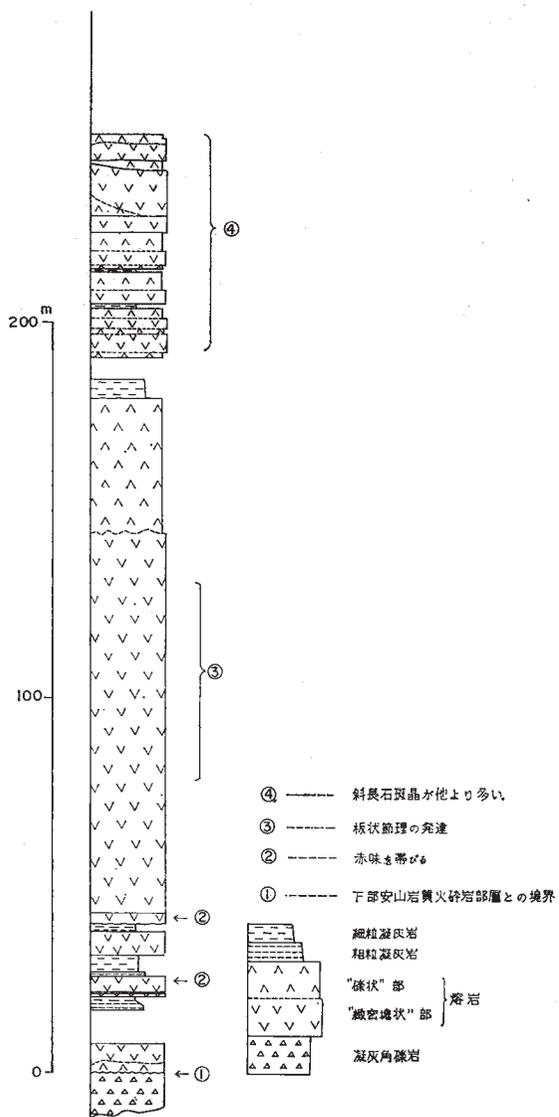
第38図 上部玄武岩熔岩部層におけるアア熔岩流の表面に近い部分“礫状”のガサガサした様相を呈する

きない。普通角閃石デイサイトとした石質岩片には、石英斑晶が含まれるので、全体としてはデイサイトおよび安山岩とした。斑状鉱物として存在する角閃石や輝石の化学組成の細かい検討はしていない。

上部玄武岩熔岩部層 (Y₂) はじめて玄武岩熔岩流が出現する層準から上位を本部層とした。主として玄武岩熔岩流からなり、赤銅色凝灰岩薄層を挟有する。熔岩流は斑晶として普通輝石・かんらん石および斜長石を含む暗緑色あるいは帯赤～帯紫緑色の玄武岩で、緻密塊状部（中心部）と、がさがさした様相の淡緑色礫状部（表層部、第38図）とからなり、乾陸上に噴出したアア熔岩の構造を示している。表層部は酸化のために赤色を呈することがある。このようなことは水中では起こらないであろう。本部層は黒崎付近で厚さ約400m、上限は海中に没して不明である。本部層は黒崎付近では走向N10～15° E、傾斜80～85° Eであり、山鳥南方約0.5kmの地点まで追跡される。山鳥の北東方約0.8kmの、のり浜の東側にも、数枚の玄武岩のアア熔岩流（淡緑色の凝灰岩層を挟む）が露出しており、黒崎付近の玄武岩熔岩流の延長と考えられる。ここでは走向N20～40° W、傾斜40～60° Wである。

玄武岩熔岩流は、黒崎付近において、17～18枚あることが確認されている。もっとも厚いものは140m、薄いものは2m位であり、数mないし10数mの厚さのものが多く、第39図に、本部層の下半の柱状図を示す。上位の熔岩流には斜長石斑晶が多い。熔岩流の内部には杏仁孔がしばしば多数存在し、それらが一定方向に配列している。杏仁孔を充填する二次鉱物は、方解石・石英・エビドートなどである。厚さ140mの熔岩の中心部には、節理の間隔が2～5cmの板状節理がよく発達している。

玄武岩熔岩は、斑晶として普通輝石およびかんらん石を常に含むが、斜長石は20～30容量%含む場合とほとんど含まない場合とがある。ほかに鉄鉱を含むことがある。普通輝石は一般に新鮮であるが、かんらん石は常に完全に二次鉱物に置換されている。斜長石も一部あるいは完全に二次鉱物に置換されている。石基は細粒～粗粒で、微細な二次鉱物を生じているので、細かいことはわからないが、主として斜長石・単斜輝石（粗粒な場合は普通輝石であることがわかる）および鉄鉱からなり、少量のかんらん石



第39図 山鳥累層上部玄武岩熔岩部層 (Y₂) の下半の地質柱状図



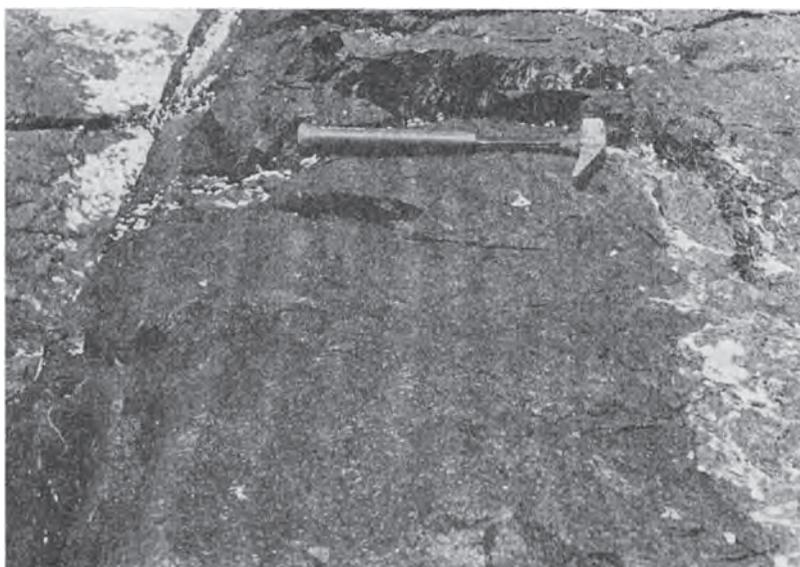
第40図 玄武岩質火砕岩部層 (Y₃) における成層したスコリア質粗粒凝灰岩 (写真の上半部) とスコリア質凝灰角礫岩. 金華山瀬戸に面する海岸. 層理面は走向N30°W, 傾斜30°Wを示す

(常に完全に二次鉱物に置換されている) を含む場合がある. 斑晶および石基のかんらん石は, 輝石の反応縁に取囲まれていない. またある熔岩では, 石基鉱物として初生のアルカリ長石を含むことがある. 顕微鏡下でのこのような性質から, これら熔岩はアルカリ玄武岩としてよいであろう (例えば久野, 1954, p. 207の定義に従う).

玄武岩質火砕岩部層 (Y₃) 金華山瀬戸に面した, 小山崎から送電線鉄塔までの間の, 南北方向の海岸地域には, 緑色～黄緑色の玄武岩質凝灰岩およびスコリア質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩が分布している. これら火砕岩は一般によく成層し, しばしば明瞭な級化層群がみられる. スコリア質角礫の大きさは数cm以下で, かつ淘汰は比較的良好である. (第40図).

この部分の地質構造は非常に複雑であり, 前述の2部層との層序的關係は全く不明であるので, 地質図では独立した単元として塗色してある. 山鳥の北東方約1.5kmにある送電線鉄塔より南側では, 走向N10～30°W, 傾斜30～50°SWで, その南西ないし西側に分布する上部玄武岩熔岩部層が示す構造と調和的であるが, これとの直接の關係は明らかではない. 送電線鉄塔から小山崎にいたる海岸沿いでは走向・傾斜の乱れがはげしく, 岩石が著しくもめている部分も少なくない.

岩脈 (Y₄) 山鳥累層には玄武岩～粗粒玄武岩の岩脈が数カ所で見出されている. いずれも山鳥累層の岩石にみられると同様な二次鉱物を含んでいることから, その火山活動に直接関係したものである. 岩脈はすべて厚さ数m以下で, 層理を切っている. のり浜東端から約350m東方の海岸に露出する粗粒玄武岩岩脈は厚さ約3m, 走向N20°E, 傾斜80°Wで, その東の $\frac{2}{3}$ には層状構造がみられるが, 西の $\frac{1}{3}$ にはそのような構造はみられない. 層状構造の各単元の境界は比較的明瞭で, 各単元内では東側が濃緑色 (二次鉱物としての緑泥石に富む) で, 西側に向かって色調が漸次淡くなる (第41図). 単元の厚さはcm単位で東から西へ35, 15, 110, 15, 10, 7, 5, 4, 4, 4, 4で, 層状構造を示す部分の全層厚は2.13mである. 色調の濃い部分には, 緑泥石化したかんらん石斑晶が比較的多く, 淡い部分にはかんらん



第41図 山鳥累層中の粗粒玄武岩岩脈（Y₄）層状構造が発達する。図の右側が西側。

ん石斑晶がない。この構造は層状貫入岩体（layered intrusoe）にみられる有律層状構造（rhythmic layering）に当るもので、この岩体の固結時には、現在の位置での岩脈の東縁を下底にし、水平あるいはそれに近い状態であったに違いない。

色調の濃い部分は全体として緑泥石化しており、斑晶としては斜長石（二次鉱物として白色雲母・エピドートおよび緑泥石を生じている）およびかんらん石（緑泥石および少量の石英・チタン石の集合体に完全に変わっている）を有し、石基は斜長石・普通輝石・鉄鈹および樹枝状鉄鈹を含むメソスタシスからなり、そのほかに石基普通輝石粒に付着してあるいは独立の微粒結晶として、淡い帯青緑色のZ軸色を有する単斜角閃石が少量含まれる。石基には緑泥石やエピドートが生じているが、前者のあるものは、石基にあるかんらん石を置換したものであるかもしれない。色調の淡い部分は、斑晶として斜長石（二次鉱物として白色雲母・エピドートおよび緑泥石を生じている）を有し、石基は斜長石・普通輝石・鉄鈹および少量のアルカリ長石からなり、ほかに上記と同様な単斜角閃石が含まれる。一般の石基の粒度よりは細かい鉄に富むパッチが、とくに気孔のまわりにみられる。石基には二次鉱物として緑泥石・エピドート・チタン石などが生じており、また、気孔をみたした鉱物として炭酸塩鉱物—緑泥石—石英—チタン石の組合せがみられる。

同様な層状構造を示す岩脈は、この露頭の北東方約250mの海岸にもみられる。

II. 3. 3 火山活動様式

山鳥累層は下位の鮎川累層の種々の層準に接している。したがって鮎川累層堆積後の浸食が場所によって著しく不均等であり、とくにより北側で浸食作用が激しかった。また、山鳥累層堆積の初期には、それを堆積させた凹地は、かなり起状に富んでいたであろうことが、不整合面の様子からうかがわれる。

本累層の火山活動は、この凹地内で起こったらしい。はじめにデイサイト、ついで安山岩質の火砕流

の活動があり、比較的穏やかな玄武岩熔岩流出に引継がれた。火砕流堆積物には、しばしば級化層理とともに、数ないし10数mの単位で上方に細粒化する砕屑岩サイクルが認められ、いわゆる二重級化構造を示すことから、その堆積環境は水中であったと推察される (FISKE and MATSUDA, 1964)。下部安山岩質火砕岩部層の下半では、この二重級化構造が上半に較べて明瞭であり、より深い水底から、より浅い水底での堆積に移化したものと考えられる。上部玄武岩熔岩部層の熔岩流はアア表面を有し、また、表層部が酸化のために赤色を呈している。熔岩流の間にはさまれる凝灰岩も赤銅色を呈する。これら赤色化は、大気中での酸化によるものと考えられる。したがって玄武岩の活動期には、すでに水域は火山物質による埋積が隆起、あるいは両作用の結果、乾陸となっていたのであろう。このような陸上で、少量の降灰を伴う穏やかな玄武岩熔岩の流出が行なわれた。しかしながら、多量の火砕流堆積物をもたらした火口あるいは火道は見出されておらず、また、玄武岩の活動が中心噴火であったか、割れ目噴火であったかも知られていない。

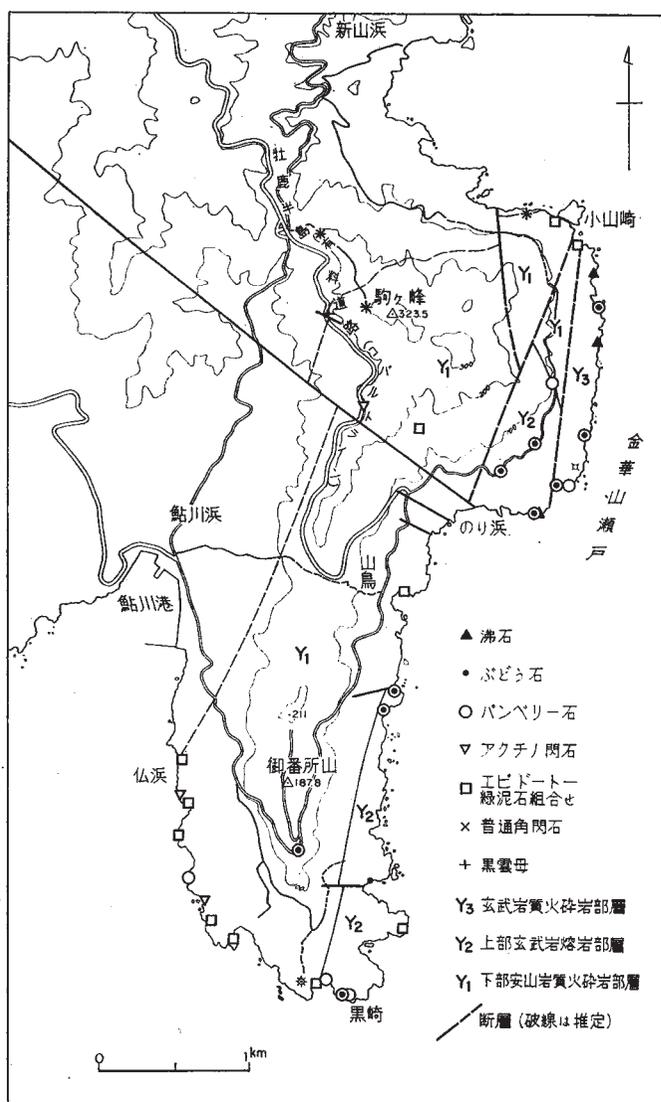
II. 3. 4 変成岩としてみた山鳥累層

三陸沿岸に点々として分布する、山鳥累層と同時代の火山岩類とくに苦鉄質火山岩類の変成岩岩石学的研究は守屋 (1969) によって行なわれている。守屋 (1969) によると、これら火山岩類は特徴的な変成鉱物の出現・消滅によって累進的にぶどう石—パンペリー石、緑泥石—アクチノ閃石およびアクチノ閃石—黒雲母の3帯に分帯できる。前1者はぶどう石—パンペリー石変グレイワッケ相に、後2者は緑色片岩相に属し、丹沢山地でみられる変成作用の条件に近いとした。しかしながら、山鳥累層については何も述べていない。

山鳥累層を構成する火砕岩・熔岩流および岩脈には片理は全く生じておらず、また再結晶作用もきわめて不完全で、原岩の組織は保存され普通輝石・斜長石などが残留してはいるが、各種の二次鉱物が形成されている。これらは初生鉱物を置換したり、孔隙や割れ目をみだしている。二次鉱物のおもなものは、エビドート・緑泥石・沸石・ぶどう石・パンペリー石・アクチノ閃石・石英・曹長石・白色雲母・炭酸塩鉱物・チタン石などである。これらのうち、沸石は金華山瀬戸に面した海岸沿いに、アクチノ閃石は山鳥累層分布地域の西半すなわち本累層の下半部に産するが、山鳥累層全体としてぶどう石—パンペリー石帯のなかにあるとみることができよう。沸石・ぶどう石・パンペリー石およびアクチノ閃石の産出地点は、第42図に示されてある。同図には、これら鉱物を産出しない、エビドート—緑泥石組合せのものも示されてある。

ぶどう石—パンペリー石帯の岩石の鉱物組合せには次のようなものがある。

- | | |
|----------------------------------|--|
| (1) エビドート—緑泥石—沸石—粘土鉱物—石英 | |
| (2) エビドート—緑泥石—沸石—白色雲母 | } +石英・炭酸塩鉱物・チタン石 |
| (3) エビドート—緑泥石—沸石—曹長石—パンペリー石—ぶどう石 | |
| (4) エビドート—緑泥石 | } ±曹長石・石英・白色雲母
・チタン石・炭酸塩鉱物
・粘土鉱物・赤鉄鉱 |
| (5) エビドート—緑泥石—ぶどう石 | |
| (6) エビドート—緑泥石—パンペリー石 | |
| (7) エビドート—緑泥石—ぶどう石—パンペリー石 | |



第42図 山鳥累層中の二次鉱物の分布

(8) エピドート—緑泥石—アクチノ閃石—曹長石—石英—チタン石±白色雲母・炭酸塩鉱物

(1) から (3) までの組合せでは、エピドートは石英—粘土鉱物あるいは石英—緑泥石とともに孔隙をみたして産し、斜長石斑晶を置換することは少ない。沸石は常に脈として産し、孔隙をみたした緑泥石—炭酸塩鉱物—エピドート集合体を切っている場合もある。

(5) ~ (7) までの組合せでは、エピドートは白色雲母や緑泥石などとともに、斜長石斑晶の一部をも置換するようになる。ぶどう石および、あるいはパンペリー石は、他の二次鉱物とともに孔隙をみたして産するのが普通であるが、斜長石斑晶中に生じている場合もある。またパンペリー石は緑泥石などとともに、かんらん石斑晶を置換している。

(8) の組合せの場合、鏡下で淡緑色針状の単斜角閃石をアクチノ閃石とした。アクチノ閃石を産する岩石は3標本あり、それぞれやや異なった産状を呈する。(a) 鮎川港の南南東約2.3kmの海岸で採取した一標本では、アクチノ閃石は斑状鉱物として存在する斜長石・普通輝石・かんらん石を他の二次鉱物とともに置換していたり、また基質中にも散在する。(b) 同港の南約1.5kmの海岸では、普通輝石の縁から割れ目に沿って置換している。また(c) 同港の北東約1.7kmの道路切割では、原鉱物は不明であるが、緑泥石—アクチノ閃石—エビドート集合体があり、また初生の淡黄褐色単斜角閃石の縁に淡緑色単斜角閃石が生じている(第42図)。

以上に指摘した二次鉱物のはかに、山鳥累層分布地域の北西部では、鏡下で淡緑色の柱状単斜角閃石(おそらく普通角閃石)および淡緑色ないし淡褐色の黒雲母を二次鉱物として含む岩石が見出されている(第42図)。これら2鉱物は、牡鹿層群を貫く斑礫岩—石英閃緑岩体あるいは覆在する深成岩体による接触変成作用の産物である。

II. 4 牡鹿半島の貫入岩類

牡鹿半島の中生層中に貫入した貫入岩類には、山鳥累層の火山活動に関係した粗粒玄武岩(Y4)や玄武岩の岩脈をのぞくと、斜長石玢岩(P)と斑礫岩～石英閃緑岩(D)、および地質図には示していないが玢岩類がある。いずれも、地層の地質構造に比較的調和的に貫入しているやや小規模の岩体群である。

II. 4. 1 斜長石玢岩(P)

斜長石の大型の斑晶で特徴づけられる岩脈である。斜長石は、しばしば厚さ1～3mm、長径1cm程の楕円形板状の結晶形を示し、このため野外研究者からしばしばゼニポー(銭型斜長石斑晶が特徴的なオーファイトという意)といわれるものである。

石基は、単斜輝石・普通角閃石・黒雲母・変質した不明鉱物と、斜長石玢石英・アルカリ長石からなる。

なお地質図に示さない多数の玢岩類は、一部は上記斜長石玢岩や、次に述べる斑礫岩～石英閃緑岩の分枝岩体であるが、大半は、それらとは異質の岩脈群である。それらは、黒雲母・普通角閃石を含む、石英玢岩・閃緑玢岩・斑礫玢岩などである。

II. 4. 2 斑礫岩～石英閃緑岩^{注11)}

標題のように表現したけれども、この貫入岩類は多様の岩石を一括したものである。一般には露出状態が悪いが、山嶺部の有料道路沿いにはかなり良好の露頭がみられる。また最近山塊の北斜面にも新しい道路ができて、そこにも新鮮な岩石が露出しているという。

諸岩石の大半は中粒・等粒状の深成岩であるが、しばしば細粒斑状の半深成岩組織の部分が発達する。また網地島北岸の露頭には厚さ数cm程度の有律層状構造が発達する。

注11) 石英<5%の岩石で、カラーインデックス65%以上を斑礫岩、以下を閃緑岩とし、石英>5%の岩石を石英閃緑岩とした。また石基と斑晶と区別できる岩石を玢岩とした。

寺山北方（人石山東方）の、図幅内で最も広く露出する岩体についてみると、次のような岩質が認められる。

（紫蘇輝石）普通角閃石普通輝石閃緑岩
 普通角閃石普通輝石閃緑玢岩～斑禰玢岩
 普通角閃石岩
 普通輝石岩
 黒雲母普通角閃石閃緑岩～斑禰岩

また人石山西方の岩体は、黒雲母普通角閃石閃緑岩～石英閃緑岩である。

以上のうち、角閃石岩と輝石岩は、閃緑岩などの中に不規則形の小岩体として包有されているものである。角閃石と輝石両者とからなる部分もみられる。またこの地質図幅地域の北方への岩体延長部には、輝石岩が巾100m以上にわたって露出している。

また、網地島の網地南西部の岩体には、アプライト質の岩体がみられる。

II. 5 金華山の貫入岩類・変成岩類

II. 5. 1 金華山花崗岩類

金華山花崗岩類は大きく2者に分類することができる。山頂を含む島の大半部に露出する花崗閃緑岩（G3, G4）と、西側の舟つき場や黄金神社付近に露出する石英閃緑岩（G1）である。

この他、石英閃緑岩を貫く細粒花崗閃緑岩～アダメロ岩（G2）が、1岩体認められる。

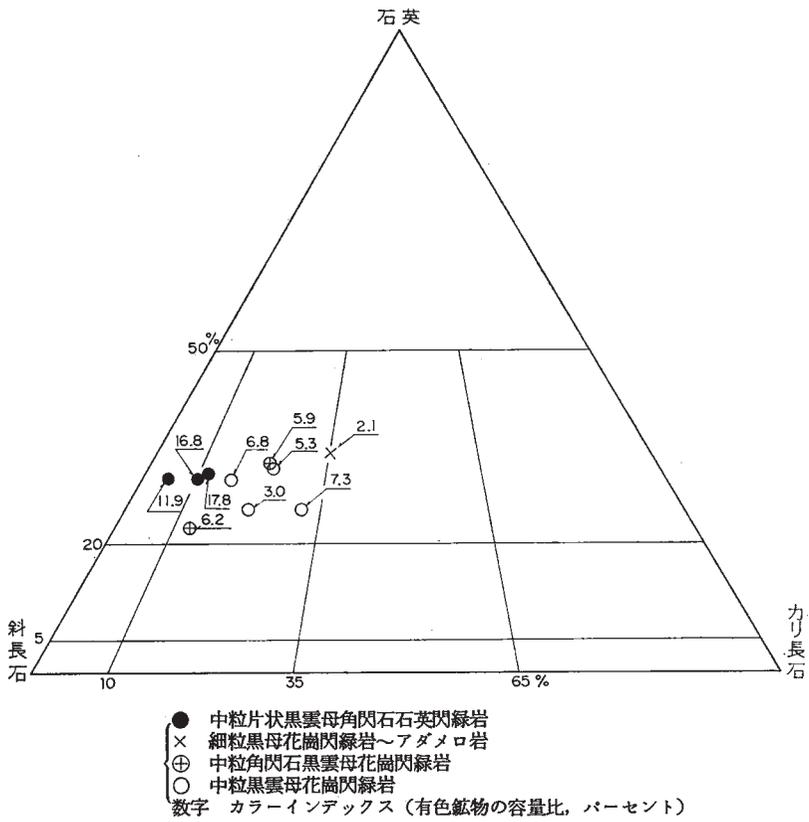
なお、第43図に花崗岩類の鉱物容量比（石英—斜長石—カリ長石比）およびカラーインデックスを示す。ここでいう石英閃緑岩は、石英—斜長石—カリ長石比だけからみると、トロニウム岩～花崗閃緑岩に相当するけれども、カラーインデックスが10～20%と高い岩石であるため、ここではSENDO and UEDA（1963）にしたがって石英閃緑岩と呼んでおく。

角閃石黒雲母石英閃緑岩（G1） 中粒で片理が強く、新鮮な露頭面では、角閃石を多量に含むため青味を帯びている。

片理の構造は一般にN0～30°Eの走向と、60～90°の西傾斜を持っており、変成岩類の片理の構造と調和的である。しかし、北部にいくにしたがって片理は次第に弱くなり、仁王崎付近では目立たなくなる。小型のいわゆる苦鉄質捕獲岩が多く、片理方向に長く伸長している。またペグマタイトないしアプライト脈が極めて多いのが一つの特徴である。それらの多くは巾1m以下の岩脈で、片理とはあまり関係のない方向に走っている。しかし、まれには、片理に順応して走っていたり、内部に弱い片理を生じているアプライト脈も存在する。

岩相は比較的均質であるけれども、北半部では、局部的に、粒度・片理の強さ・鉱物容量比などを異にした部分が入りまじってくる。

またつぎに述べる変成岩類中には、この石英閃緑岩や、これに伴うペグマタイトが、大小の脈として多数貫入している。この部分の石英閃緑岩のうち、比較的大規模の、巾1m以上の岩体は、より珪長質である点をのぞけば、上記本体の岩相に似ている。しかし、巾50cm以下の小岩体は、一般に細粒で斜



第43図 金華山花崗岩類の石英-斜長石-カリ長石比とカラーインデックス.



第44図 金華山変成岩類 (雲母片岩) 中のプーデイン構造を有するペグマタイト脈 (金華山西縁部)

長石の斑状結晶が目立ち、片理が強く、角閃石が少ない。そして黒雲母片麻岩、または眼球片麻岩類似の岩相を示す。ペグマタイト・アプライト脈で巾5cm以内のものは、しばしば褶曲し、あるいは膨縮しながら走っている（第44図）

鏡下で観察すると、片理の顕著な石英閃緑岩では、比較的自形を呈する斜長石の周囲を、より細粒の黒雲母・角閃石・石英が片理方向に並んで取りまいている。比較的大型の石英は弱い波動消光を示し、縫合状の境界で、互いに組み合っていることが多い。小型の石英結晶もみられる。カリ長石に接する部分の斜長石には、ミルメカイトが顕著に発達する。以上は、軽度のプロトクラスチック組織と云うことができる。

変成岩中に貫入した片麻岩様岩脈は、斜長石がより小型で、ときに破砕された証拠が認められ、石英の縫合状の組み合わせや黒雲母の平行配列は一層顕著である。代表的なプロトクラスチック組織である。

細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩～アダメロ岩 (G2) この岩体は、舟つき場南方1kmほどの地点にみられるもので、道路傍で巾約100mの間露出する。灰色ないし淡青灰色を呈し周囲の石英閃緑岩と、調和的な弱い片理がみられる。比較的均質であるが、ときに角閃石の斑状結晶が散在する。

鏡下で観察すると、石英閃緑岩よりもっと顕著に、石英の長くのびた縫合状結晶、および波動消光を示す結晶が特徴的である。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G3) および黒雲母花崗閃緑岩 (G4) 花崗閃緑岩には、角閃石を含むものと含まないG3およびG4の両者があり、前者は島の西側、後者は東側に分布する。両者の境界はまったく漸移的であり、地質図で黒雲母花崗閃緑岩とした部分でも、ごく少量の角閃石を含む場合がある。

石英閃緑岩 (G1) に対しては、明瞭な境界線を示し、これを切っている。北岸の仁王崎付近では石英閃緑岩、およびこれを貫くペグマタイト脈を、ほぼ垂直の境界で切っており、境界線は石英閃緑岩の片理とは約30°斜交している。この接触部から数10m以内の花崗閃緑岩中には、細粒の黒雲母片岩および角閃石片岩、長石珩岩起源の角閃石片岩、細粒黒雲母トロニウム岩の包有岩体が見られる。

島の南東岸の石英閃緑岩との境界は、うねった境界線で若干ぼやけている。そして局所的に、石英閃緑岩中に、ややペグマタイト質の花崗閃緑岩がしみ込んでいる。両地点とも、花崗閃緑岩の石英閃緑岩に対する熱変成作用の影響は不明瞭である。

岩質は、角閃石を含むG3の岩体も、含まぬG4の岩体もよく似ている。両者とも肉眼的に片理は認められず、岩相は比較的均質である。主として中粒で、風化面では淡褐色、新鮮な面では白色である。いわゆる苦鉄質捕獲岩およびペグマタイト・アプライト脈はまれである。有色鉱物は細粒で、集合状態で産する傾向がある。

鏡下で観察すると、半白形の斜長石・角閃石と、他形の石英・カリ長石・黒雲母からなる。まれに、石英が、石英閃緑岩の場合と同様に、長く伸ばされた縫合状の外形を示していることがある。

また、やや特異な岩質として金華山々頂から南東海岸付近のものは、構成鉱物の粒度の差が顕著にみられる。つまり長径2mm程度の斜長石・石英と1mm以下の斜長石・石英・カリ長石が混在している。とくに径0.3mm以下の粒状の石英の存在が特徴的である。おそらくこれは、半深成岩的な組織を示すものであろう。

II. 5. 2 金華山変成岩類

変成岩類は、金華山島西端の金華山瀬戸に面した所に発達する。それ以外では、後述のように、島北端仁王崎で、角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に捕獲岩として、小岩体が見られるにすぎない。

変成岩類は、片理が顕著な片岩類である。片理のほとんどは、単純な平面状の構造を示している。しかし時にはプーディング構造が発達し、ごく局所的には、石英片岩や角閃石片岩の一部に、層内褶曲様のこまかい褶曲がみとめられる。片理の大局的構造は、一般的にN0~20°Eの走向と、西へ70~90°の傾斜を示している。全般的に、前項でのべたように多数の石英閃緑岩や、それに伴うペグマタイト脈によって貫入されている。ときには、巾数cm以下の脈が変成岩の片理に沿って層々送入していて、そのために全体が注入片麻岩様の外観を呈する部分がある。

変成岩類には次のような種類がある。

角閃石片岩とそれに伴うざくろ石片岩

黒雲母片岩

単斜輝石片岩

石英片岩

透角閃石片岩

その他

ただし、現地の露頭は風化作用が進んでいるため、新鮮なサンプルが採取しにくい。そのため鉱物の観察が不可能な場合も少なくない。

角閃石片岩は濃緑色を呈するもので、一般に厚さ5cm以下のものが多く、つぎの黒雲母片岩と頻繁に互層し、角閃石・黒雲母両鉱物を含む片岩が多い。代表的角閃石片岩の構成鉱物は、鏡下で緑色ないし緑褐色の普通角閃石・斜長石・石英・鉄鉱を主とし、しばしば単斜輝石を含むバンドを伴う。また、角閃石片岩は、ざくろ石（グロシユラライト片岩を伴うことがある。このざくろ石片岩は単斜輝石を伴い、しばしば副成分鉱物としてエピドート・チタン石・方解石を含み、膨縮しながら走ることが多い。

黒雲母片岩は、斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱およびカリ長石・白雲母・堇青石・ざくろ石・珪線石・炭質物から成る。鉱物の組合せは、すべての岩石に共通な石英・斜長石・鉄鉱を除外してみると、以下のものが認められた。

黒雲母

黒雲母+ざくろ石+カリ長石

黒雲母+ざくろ石+堇青石+珪線石+カリ長石

黒雲母+白雲母+珪線石+カリ長石

黒雲母+白雲母+ざくろ石+珪線石+カリ長石

これらのうち、白雲母は比較的粗粒の片麻岩様部分に多い。珪線石は、白雲母を交代したものと、堇青石に含有されたものとが見られる。

全体的な特徴として、鉱物組成が部分々々で変化に富んでいる。とくに、カリ長石・白雲母を欠くものも多く、炭質物も少量なものがある。したがって、黒雲母を主体とする変成岩も、原岩はかなり変化

に富んでいたのであろう。

単斜輝石片岩は乳青緑色を呈するもので、厚さは一般に30cm以内である。他の片岩類とは、シャープな境界で接して漸移的關係はあまりみられない。風化作用に対する抵抗が強く、この片岩だけは新鮮である。おもに斜長石・石英・単斜輝石から成り、少量のチタン石・鉄鉱・緑色普通角閃石などから成る。またところどころにざくろ石を含む淡褐色の薄層が介在する。

石英片岩は厚さ30cm以上のものが3枚と、3cm以下の薄層が多数認められる。しばしば黒雲母片岩や、角閃石片岩と漸移的關係にある。大半は石英から成り、少量の黒雲母・ざくろ石（スペサルタイト）・角閃石・単斜輝石が散在している。

透角閃石片岩は、他の片岩類の片理と斜交する場合がある。大半が透角閃石だけから成り、少量の黒雲母を含んでいる。

なお、その他の変成岩類として特殊なものに、やはり原岩中に貫入していた岩脈起源の変成岩類がある。それは、前述の仁王崎付近の捕獲岩体以外に、島の西海岸の変成岩分布地域北部に2岩体みられる。いずれも巾数10cm以下のものである。前者は長石斑晶の顕著な長石玢岩（P）起源のもので、斜長石・角閃石・黒雲母・石英から成る。後者は細粒玢岩質岩起源のもので、斜長石・黒雲母・石英から成る。両者とも片理は弱い。

以上の、玢岩起源のものをのぞく変成岩類の原岩を推定してみると、まず、角閃石片岩は比較的苦鉄質の凝灰岩であろう。黒雲母片岩は泥質岩起源であろう。しかし、本来の組成は一定でなかった。たとえば、カリ長石や白雲母のみられないものはK₂Oに乏しい化学組成を持つ可能性がある。つまり泥質岩としては、やや異常な組成をもったものであろう。単斜輝石片岩は、斜長石・石英・単斜輝石がほぼ1/2づつの量比であり、きわめて特殊な化学組成を暗示している。産状からみて原岩は堆積岩であることは確からしいが、どんな種類であったか今のところよくわからない。石英片岩は、ほとんど石英だけから構成される点から察して、原岩はチャートであろう。透角閃石片岩の原岩は超苦鉄質岩質の岩脈であろう。

以上のべたような、凝灰岩・泥質岩・チャート・その他という組合せの堆積相は、北上山地のこの付近には見あたらず原岩の所属は今のところ不明である。

変成岩中のブーディン構造とプチグマチック褶曲 変成岩を貫くペグマタイト脈は、しばしばブーディン構造や不規則な小褶曲を示す。ブーディン構造は変成岩類中の比較的コンピーテントな岩石、例えばざくろ石片岩や角閃石片岩などにもときどきみられるが、ペグマタイト脈のそれの方が、より典型的である。ブーディン構造を示すペグマタイトは例外なく変成岩の片理（または原岩の層理面）の方向と平行に伸び或いは配列しており、大きく斜交していることはない。10°位の斜交例はときにみられる。第44図に片理と平行な伸長方向を示す例を示す。ブーディンの大きさは長径5～30cmで、10～20cm位のが最も多い。ブーディンの立体的形態は十分明らかではないが、扁平な枕にたとえてみると、60～70°北落ちの伸長（枕の伸びの方向）を有することがある。

プチグマチック褶曲脈は、脈の伸びの方向が片理と大きく斜交またはほぼ直交する場合にみられる。片理の走向に調和的なプチグマチック脈はみられない。この点で、各地の片麻岩やミグマタイトによくみられる分結石英脈のプチグマチック脈とは異なる。プチグマチック褶曲の軸は、非常に立っているこ



第45図 金華山変成岩類（雲母片岩）中のプテグマチック褶曲するペグマタイト（金華山西縁部）

とが多いが、軸の突っ込みの緩い場合もあり、一定しないと推測される。第45図の例では、約 80° 北に突っ込んだ軸を有する。一般に軸部で厚く、翼部で薄くなっており、褶曲軸面（ほぼ片理面と平行とみなされる）を対称面としての扇形に分布する劈開が顕著に発達しており、劈開褶曲の形を示す。

変成岩中のペグマタイト脈に、以上のようなブーディン構造や劈開褶曲が発達することは、ペグマタイト脈の貫入の後に変成岩類全体に変形作用のあったことを示している。おそらく変成作用は、この変形作用に先行していたであろうが、変成岩の片状構造はブーディン構造や、劈開褶曲を形成した際の変形作用によって、より一層強められたと言えよう。なお、ブーディン構造と、プテグマチック褶曲が、成因的にどのような関連を持つかは、後者の翼部が変成岩の片理に近い方向に流れている場合に、その実部がブーディンになっている場合のあることから、同一の応力場で形成された可能性がある。De SITTER (1958) の説を適用すると、変形前のペグマタイト脈の伸長方向と、片理の走向（最大圧縮応力が片理に直角方向であるとして）のなす角度が、 45° 以下であればブーディン構造が、以上であれば褶曲が、それぞれペグマタイト脈に形成されると考えられる。

II. 5. 3 超苦鉄質岩

金華山瀬戸に画する岩礁に露出し、おそらくその延長部と思われる部分が、変成岩中に貫入している。そして転石としては、ほぼ変成岩類分布全地域の海岸に認められる。

岩質はダナイトで、かんらん石・クロームスピネル・鉄鉱物から成る。ただし、かんらん石は部分的に蛇紋石化作用をうけている。また、透角閃石・滑石もみられ、透角閃石は厚さ1cmに達する脈を作っていることがある。

II. 6 新 生 界

II. 6. 1 第 三 系

御番所山層 (T) 鮎川港より南々東に約1km, 高度40~45mの地点に小分布する海成鮮新統である.

本層は増田・渡辺 (1964) によって, はじめて報告され, NODA and MASUDA (1968) が御番所山層と命名し, 化石の記載を行なった. 本層は鮎川浜から南方に山島に向かう県道沿いの巾10m位の小露頭で, 鮎川累層最上部のドウメキ砂岩部層の上に, 傾斜不整合をもってほとんど水平にのる.

岩相は, 中~細粒砂岩, 砂質シルト岩からなり, 小礫を含む. 厚さは2m弱に過ぎない. 砂岩中に二枚貝を主とする貝化石を密集して産するが, 殻は完全に溶け去り, 保存不良である. NODA and MASUDA (1968) により次の化石が報告されている.

Anadara tatunokutiensis (NOMURA and HATAI)

Glycymeris gorokuensis NOMURA

Fortipecten takahasii (YOKOYAMA)

Anomia sp.

Clinocardium hataii (HAYASAKA)

Ezocallista brevisiphonata (CARPENTER)

Saxidomus purpuratus (SOWERBY)

Callithaca (Protocallithaca) cf. adamsi (REEVE)

Macoma sp.

Cryptomya busoensis YOKOYAMA

Haliotis sp.

Serpuloribs sp.

Buccinum ochotense (MIDDENDORF)

以上の貝化石は, 仙台付近の鮮新統竜の口層に相当するもので, 鮮新世初期を示す.

田代島の鮮新統 (?) 田代島大泊南方約0.5kmの地点に分布する新期堆積物で, 地質図では御番所山層 (T) と同じに塗色した. この地層は高度約45mおよび55mにあり, 急傾斜する鮎川累層のドウメキ砂岩部層の上に, ほとんど水平にのる. 岩相は一地点では礫岩を主とし, 上部は砂岩および砂質シルト岩よりなる. 礫は最大長径60cmで, 一般に10~20cm径のものが多く, 層厚は3.5mである. もう一つの地点の新期堆積物は, 前地点とは数10mしか離れていないが, 高度約55mにある. この地点の堆積物は斜交層理のよく発達した硬質砂岩からなり, 礫の長径は20cm以下で円磨度が良好である. 厚さは4m以上ある.

以上の大泊南方の新期堆積物からは, まだ化石は発見されないが, 堆積物の高度的位置や固結度などの類似性から, 御番所山層または, 時代的にそれに近い鮮新統に比較されよう.

II. 6. 2 第 四 系

本図幅地域には, 日本の海岸地帯に広く知られている更新世の地層とくに段丘堆積物は知られていな

い。海拔0～15mの高度の範囲内のところどころに角礫まれに円礫が、泥質ないし粘土質の基質によって固められた崖錐性堆積物があるが、その年代は明らかでない。

沖積層 本地域の河川沿いには、礫・砂・泥の未固結堆積物がある。河川は全般的に短かく、もっとも長くて、3kmであり、沖積層の発達是一般に小規模である。その中で、鮎川浜と大原浜そして十八成浜には、比較的中の広い(200～300m)沖積層が分布する。いずれも、浜の海岸線から100m以内の川底に基盤の中生層が現れているので、その厚さは薄く、基底面は深くない。沖積層を構成する起源岩石は牡鹿層群および貫入岩類である。

上記3つの浜以外の平地ないし浜には、沖積層はごくわずかにしか発達せず、基盤の中生層が直接露出していることが多い。

III. 応用地質

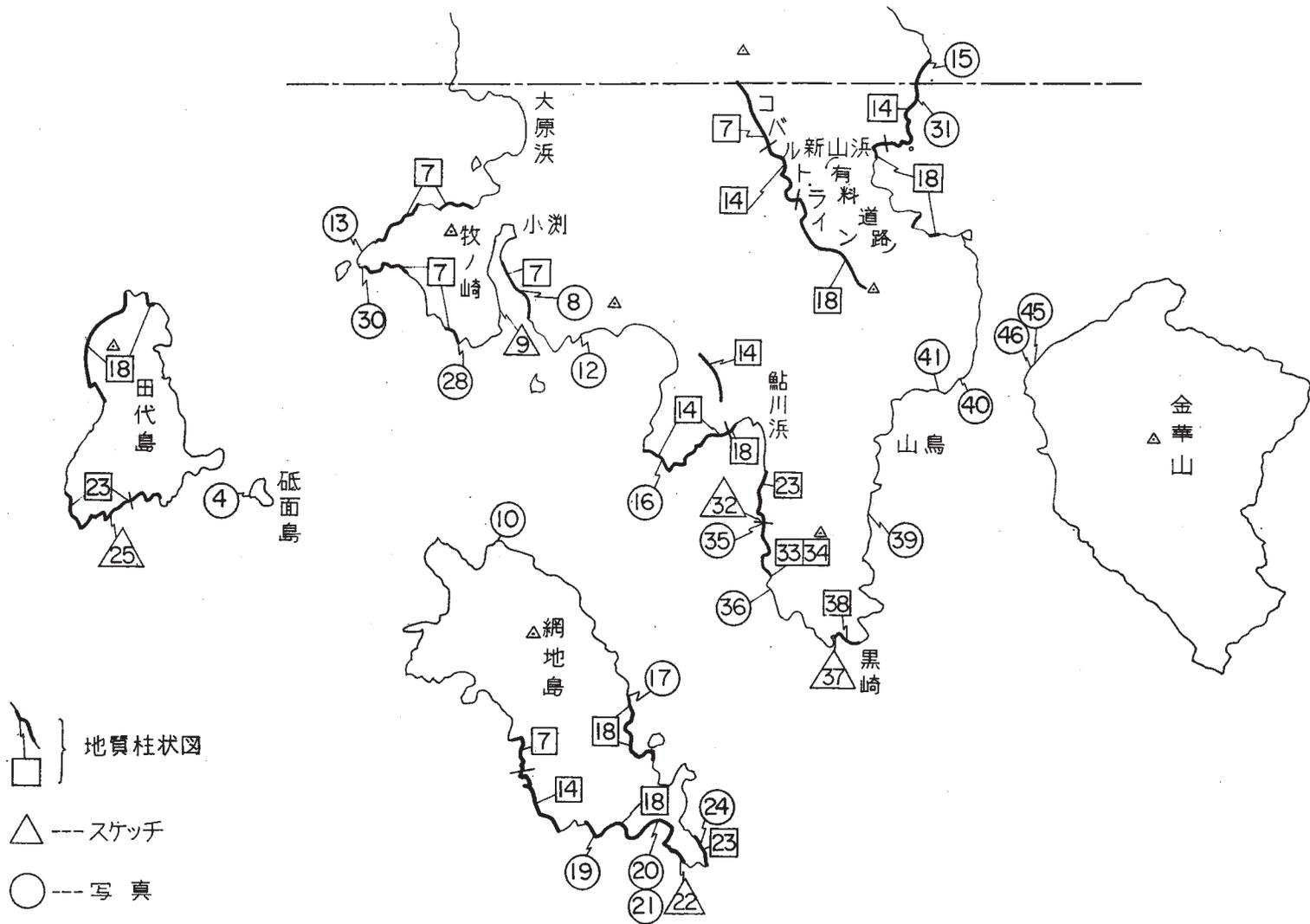
金鉱床 本地域の金鉱脈は鎌倉時代に発見されており、慶長年間に伊達政宗により稼行され、その後断続的に採鉱されてきた。数カ所に点在していた鉱床はいずれも小規模な鉱脈で、現在稼行されている鉱床はない。ただし、鮎川浜の北方約1.5kmにある鮎川鉱山は、休業状態であって将来再採掘される可能性がある。本地域の金鉱床は、南部北上山地に約30カ所(渡辺, 1950による)点在する金鉱山と、同様な中熱水性鉱床である。渡辺(1950)によれば、新山金山^{注12)}(新山浜近傍)と鮎川金山^{注13)}(十八成浜東側部, 鮎川鉱山とは別)が第2次大戦前に採掘され、鮎川金山は宮城県下で第4位の産金量をあげたこともあった。この鮎川金山は日本鉱産誌(地質調査所, 1955)によれば、含金黄鉄鉱石英脈で主脈2条、延長120m、巾20～80cmをなし、鉱石としてテルル蒼鉛鉱・自然金・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・褐鉄鉱を含む。石英脈中に黄鉄鉱を多量に含み、その黄鉄鉱の部分はとくに含金が高い。品位はAu: 15 g/t, Ag: 14g/t, S: 30%のデータが記載されている。現在採掘を休止している鮎川浜北方の鮎川鉱山は、鮎川累層清崎砂岩部層の粗粒砂岩中に、閃緑岩が貫入している部分に鉱脈(含金黄鉄鉱石英脈)がある。鉱脈の周辺岩石はかなりもめている。

以上のほかに、網地島北西端の通称波入田において、かつて採金したといわれ、数カ所に試掘穴がみられるが、詳細は不明である。また、第2次大戦前に本地域の仙台湾側の浜の随所で、砂金の採取が行なわれたらしい。

砕石 鮎川浜から鬼形峠に至る道路際の4カ所において、道路用のパラス、コンクリート骨材などの用途で砕石が行われている。この砕石用の岩石は、鮎川累層中部の頁岩起源のホルンフェルスである。このホルンフェルスを形成させた貫入岩体は地表に露出せず、この付近の鮎川累層にほぼ調和的な構造をもって(NNE—SSWの伸び)地下浅所に潜在すると推察される。なお、頁岩のホルンフェルスに比して量は少ないが、鮎川累層中部の粗粒砂岩も砕石用に採取されている。

そのほか、第2次大戦中および以前に十八成浜周辺(正確な位置不明)において、黒鉛を採取したといわれる。おそらく鮎川累層清崎砂岩部層、あるいは荻の浜累層・牧の浜砂岩部層中の炭質頁岩が、熱変成作用を受けて生成されたものであろう。

注12), 13) 地質図には明示していない。



第46図 本文中の写真、スケッチ、地質柱状図の地点およびルートを示す図（数字は本文中の図の番号に対応）。

文 献

- ALLEN R. (1964) : Studies in fluvial sedimentation : six cyclothems from Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, vol. 3, p. 163~198
- 地質調査所編 (1955) : 日本鉱産誌 BI-a, 155p. 地質調査所
- De SITTER L. U. (1958) : Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and foldings. *Geol. Mijnbouw*, vol. 20, p. 277~286.
- FISKE, R.S. and MATSUDA, T. (1964) : Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 262, p. 76~106.
- 藤 則雄 (1956) : 宮城県牡鹿半島の最下部白亜系鮎川層からの植物化石. 地球科学 no. 30, p. 32~35.
- 深田淳夫 (1947) : 牡鹿半島のおわんだ湾礫岩について (雑). 地質雑, vol. 53, p. 80.
- FUKADA, A (1950) : On the occurrence of *Perisphinctes* (s. s.) from the Ojika peninsula in the southern Kitakami Mountainland. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4*, vol. 7, p. 211~216.
- 深田淳夫 (1951) : 日本ジュラ系対比表; 湊正雄 (1953). 地層学, 付表IV.
- HAYAMI, I. (1959) : Some pelecypods from the Tsukinoura Formation in Miyagi prefecture. *Trans. proc. paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 35, p. 133~137.
- HAYAMI, I. (1961) : Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan. I-III *Japan. Jour. Geol. Geogr.* vol. 32, no.2, p.157~204.
- HAYAMI, I. and NAKAI, I. (1965) : On the Lower Cretaceous pelecypod, "*Cyrena*" *naumanni*, from Japan. *Trans. proc. paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 59, p. 114~125.
- 猪木幸男・滝沢文教・片田正人 (1972) : 金華山の地質構造にまつわる若干の問題. 地球科学, vol. 26, p. 139~148.
- 伊木常誠 (1909) : 金華山の始原代岩石に就いて. 地学雑, vol.13, p.1~6.
- 稲井 豊・高橋年次 (1940) : 北上山地南端部の地質に就いて. 東北大地質古生物研邦報, no. 34, p. 1~40.
- 神戸信和・島津光夫 (1961) : 5万分の1地質図幅「気仙沼」および同説明書. 73p., 地質調査所.
- 片田正人・大貫 仁・加藤裕三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正 (1971) : 北上山地白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱学会誌 vol. 65, p. 230~245.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩のK-A dating (II) —北上山地の花崗岩類. 岩鉱学会誌, vol. 51, p. 143~154.
- 菊地 安 (1891) : 20万分の1地質図幅「石巻」および同説明書. 23p., 地質調査所.
- 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.

- 久野 久 (1954) : 火山および火山岩. 225p., 岩波全書.
- 増田孝一郎・渡辺 清 (1964) : 宮城県牡鹿半島鮎川付近の新第三系. 地質雑, vol. 70, p. 294~295.
- 守屋資郎 (1969) : 東北日本三陸沿岸の低変成岩. 岩鉱学会誌, vol. 62, p. 55~65.
- NODA, H. and MASUDA, K. (1968) : On the Early Miyagiyan marine fauna from the Ojika Peninsula, Miyagi prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Res. Bull.*, no. 37, p. 1~10.
- 生出慶司・大沼晃助 (1960) : 東北地方を中心とした"グリーンタフ時代"の火成活動. 地球科学, no. 50—51, p. 36~55.
- OISHI, S. (1940) : The Mesozoic flora of Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4, vol. 5, no. 2—4, p. 123~480.
- 岡田博有 (1968) : 砂岩の分類と命名. 地質雑, vol. 74, p. 371~384.
- 岡田博有 (1971) : 再び砂岩の分類と命名について (短報). 地質雑, vol. 77, p. 395~396.
- 大森昌衛 (1954) : 東北日本の第三系の構造の特性——とくに石巻一島海山構造帯について——地球科学, no. 18, p.16~23.
- 小貫義男 (1956) : 北上山地の地質 (岩手県地質説明書Ⅱ) . 189p., 岩手県.
- 小貫義男 (1969) : 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no. 69, p. 1~239.
- 小貫義男・坂東祐司 (1959) : 下部および中部三疊系稲井層群について. 東北大地質古生物研邦報, no. 50, p. 1~66.
- 大山年次 (1954) : 宮城県牡鹿半島鮎浦産蘇鉄類の植物化石群について. 茨城大文理紀要 (自然科学), no. 4, p. 98~113,
- SATO, T. (1972) : Some Bajocian ammonites from Kitakami, Northeast Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 85, p. 280~292.
- SATO, T. and TAKIZAWA, F. (1970) : On some Berrisian ammonites from the Ayukawa Formation, Ojika Peninsula, in TAKIZAWA, F. (1970) : Appendix. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 21, p. 9—10.
- SENDO, T. and UEDA, Y. (1963) : Petrology of the Kinkasan Islet, Miyagi prefecture, Northeastern, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 8, p. 297~315.
- 高橋治之 (1962) : 牡鹿半島中生界の層序. 茨城大文理紀要 (自然科学), no. 13, p.89~98
- TAKAHASHI, H. (1969) : Stratigraphy and ammonite fauna of the Jurassic system of the South Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2 (Geol.), vol. 41, p. 1~93.
- 高橋 (現大山) 年次 (1941) : 宮城県牡鹿半島の中生代植物化石層に就いて. 矢部教授選歴記念論文集 (2), p.695~704.
- TAKIZAWA, F. (1970) : Ayukawa Formation of the Ojika Peninsula, Miyagi prefecture, Northeast Japan. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 21, p. 1~12.
- 滝沢文教 (1973) : 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成型堆積サイクルについて (演旨). 日

本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 110.

滝沢文教・色川克彦 (1970) : ジュラ系牡鹿層群の褶曲形態とその段階的形成 (演旨) . 本地質学会
第77年学術大会講演要旨, p. 198.

TOKUYAMA, A. (1965) : Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel, Nordostjapans. *Sci. Pap.*
Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo, vol. 15, p. 217~235.

渡辺万次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, 140p.

矢部長克 (1928) : 北上山地南端部牡鹿半島の岩石節理の研究. 地球, vol.9, p.15~22.

山下 昇 (1957) : 中生代 (下) . 地団研地学双書, no.11, 116p.

吉井正敏 (1938) : 牡鹿半島における岩石節理に就いて. 地質雑, vol. 45, p.481~482.

(参考文献)

神戸信和 編 (1959) : 20万分の1地質図幅「石巻」. 地質調査所.

北村信 編 (1967) : 宮城県地質図 (20万分の1) . 宮城県中小企業課.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 :50,000

Akita (6) No.100

GEOLOGY

OF THE

KINKASAN DISTRICT

By

Fuminori TAKIZAWA, Naoki ISSHIKI

&

Masato KATADA

(Written in 1973)

Abstract

GEOLOGY

GENERAL REMARKS

The mapped area occupies the southernmost of the Kitakami Mountains, Northeast Japan. The mountains consisting mostly of Paleozoic and Mesozoic rocks are geotectonically divisible into five belts separated from each other by a tectonic line (Fig. 1). Of these belts, the Southern Kitakami belt is represented by miogeosynclinal or epicontinental sediments ranging from Silurian to Early Cretaceous in age.

This area is underlain mainly by the Mesozoic rocks which are divisible into five gross lithologic units. They are the Jurassic-Cretaceous Ojika Group, the Lower Cretaceous Yamadori Formation (volcaniclastic rocks and lavas), the intrusive rocks exposed in the Oshika (Ojika) Peninsula, the Kinkasan (Kinkazan) Granitic Rocks and the Kinkasan Metamorphic Rocks. The Ojika Group and the Yamadori Formation belong to the Southern Kitakami belt. The intrusive rocks in the Oshika Peninsula and the Kinkasan Granitic Rocks belong to different zones of the so-called "Cretaceous granitic rocks in the Kitakami Mountains".

The geotectonic position of the metamorphic rocks accompanied by dunite is not yet settled.

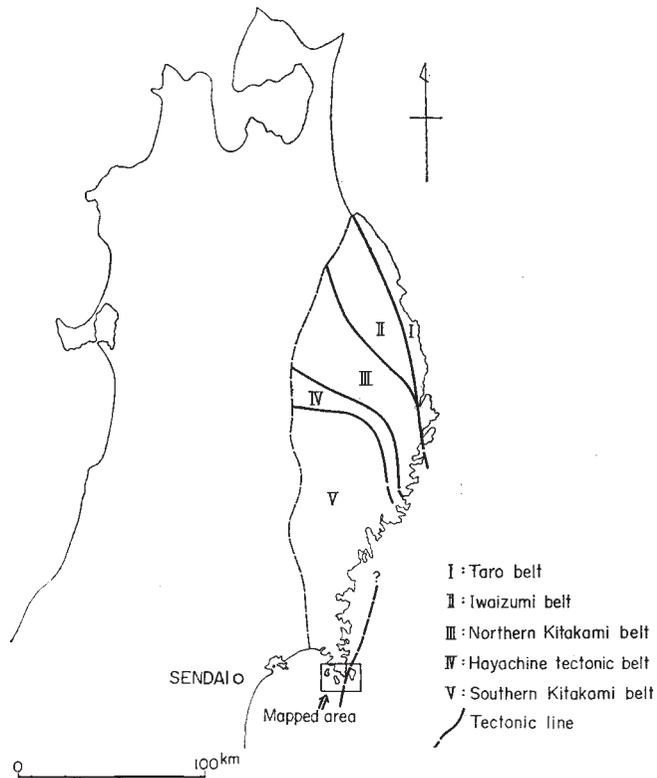


Fig. 1 Geotectonic divisions in the Kitakami Mountains

A major fault, called the Kinkasan tectonic line, runs along the strait of Kinkasan-seto between the Oshika Peninsula and Kinkasan Islet.

OJIKA GROUP

The Ojika Group ranging from the Middle Jurassic to the Lower Cretaceous is divided stratigraphically into three formations, the Tsukinoura Formation, the Oginohama Formation and the Ayukawa Formation in ascending order. The lower half of the Tsukinoura Formation is not exposed in this sheet-map area, but is widely developed in the Ishinomaki sheet-map area on the northwest of this area.

The group in the Oshika Peninsula is folded in a NNE-SSW or a N-S direction, forming three south-plunging synclines on the whole.

Tsukinoura Formation

The Tsukinoura Formation overlies the Triassic Inai Group with an unconformity in the Ishinomaki sheet-map area. This formation is stratigraphically divisible into two members. The lower member, Tsukinoura Sandstone, is more than 120m thick, and is littoral or inner

neritic sediments composed of sandstone, sandy shale and conglomerate. The lower member is referred to the Bajocian on the basis of the occurrence of ammonites such as *Stephanoceras* sp. and *Normannites (Itinsaites)* sp. cf. *N. (I.) Itinsae* (McLEARN).

The upper member, Samuraihama Shale, underlain by the Tsukinoura Sandstone with a gradual change of rock-facies, is represented exclusively by bedded black shale.

Oginohama Formation

This formation, about 1,400m thick, is conformable to the underlying Samuraihama Shale Member, and divisible into four members, the Kitsunozaki Sandstone and Shale, the Makinohama Sandstone, the Kozumi Shale, and the Fukkiura Shale and Sandstone Members in ascending order. Its type locality is in the Ishinomaki sheet-map area.

The Kitsunozaki Member, 350 m thick, is characterized by sandstone and shale in flysch-like, medium-bedded alternation, intercalated with conglomerates.

The Makinohama Member, less than 380m thick, is composed of sandstone and shale in very thick-bedded alternation with subordinate conglomerate. This member displays typically fining-upward cycles in the vertical sequence as described by ALLEN (1964) as the elements in ancient fluvial deposits. Plant fossils are contained in several shale beds. Most part of the member was perhaps originated from fluvial sedimentation. A thick conglomerate bed rich in pebbles of granitic rocks crops out west of Shirahama.

The Kozumi Member, 150-200m thick, consists dominantly of bedded black shale which is probably neritic. Some ammonoids and pelecypods are found.

The Fukkiura Member is composed mainly of shale and sandstone in medium-bedded alternation, exhibiting a flysch appearance. This member is 600~650m thick.

From the occurrence of some ammonites such as *Perisphinctes (P.) ozikaensis* FUKADA, *Perisphinctes (Kraaosphinctes)* sp. cf. *P. (K.) matsushimai* YOKOYAMA, *Discosphinctes* sp. and *Virgatosphinctes* sp. aff. *V. communis* SPATH, the geologic age of this formation is referred to the Upper Jurassic.

Ayukawa Formation

The Ayukawa Formation is underlain by the Oginohama Formation with a questionable partial disconformity, and is divisible into four members, the Kiyosaki Sandstone, the Kobitawatashi Sandstone and Shale, the Futawatashi Shale and the Domeki Sandstone Members in ascending order. Pale greenish felsic tuff occurs at several horizons, and the sandstones except in the Kiyosaki Member contain commonly volcanic rock-fragments.

The middle part of the formation contains molluscan fossils and is referred to the Berriasian by the occurrence of ammonites such as *Thurmanniceras* sp. cf. *T. isokusensis* (KOBAYASHI and FUKADA), *Kilianella* sp. and *Berriasella* sp.

The Kiyosaki Sandstone Member consists of coarse-grained sandstone and shale in very thick-bedded alternation. Three of the five stratigraphic units composing the member are rich in sandstone, but the others dominated by shale. Most of the member may be nonmarine deposits. Plant fossils are frequently contained in the member.

The Kobitawatashi Member, 400m thick, consists of coarse-grained sandstone and black or gray shale in very thick-bedded alternation. The basal conglomerate contains abundant pebbles of dacitic to rhyolitic rocks, and the sandstone contains abundant rock-fragments of the same kind. Cross-bedding is commonly developed. Neritic pelecypods occur in shale beds.

The Futawatashi Member, 620 m thick, consists chiefly of muddy flysch-like sediments which are represented by black, thin- to medium-bedded shale interbedded frequently with sandstone. The member is characterized by the frequent occurrence of disturbed beds as represented by

slump over fold and slump ball. Thin layers of fine-grained sandstone display various kinds of sole markings, cross-laminations and current ripples.

The uppermost Domeki Member consists mostly of very coarse-grained, feldspathic sandstone and subordinate conglomerate which contains dominantly pebbles of felsic volcanic rocks. Cross-bedding is common. The lower half of the member is partially of fluvial origin. Fossils are scarce in this member.

YAMADORI FORMATION

The Yamadori Formation represented by volcanoclastic rocks and lavas is exposed at the southeasternmost of the Oshika Peninsula. The formation covers the Ayukawa Formation with an unconformity, but there is tectonically a close resemblance between the two formations.

The formation, about 1,600m thick, is subdivided into the Lower Andesitic Volcaniclastics, the Upper Basalt Lava and the Basaltic Volcaniclastics Members.

The Lower Andesitic Volcaniclastics Member consists mainly of pyroxene-bearing andesitic tuff-breccia and tuff of greenish color with subordinate hornblende-bearing dacitic tuff-breccia and tuff in the lower part. The lowermost part, several meters thick, consists of dark greenish sandstone containing volcanic rock-fragments. The coarser materials in them are poorly sorted and massive, but the finer ones frequently graded and well bedded. Some volcanoclastic sediments show a sequence of doubly-graded beds (FISKE and MATSUDA, 1964), therefore these sediments were probably deposited under water.

The Upper Basalt Lava Member is composed of basalt lava flows and red tuff interbeds, and is about 400m thick, though the upper limit is not exposed. The lava flows are of aa type and part of the flows assume a red color probably caused by oxidation. Judging from these features it is probable that the lava flows settled on a dry land.

The Basaltic Volcaniclastics Member exposed along the coast facing the Kinkasan-seto consists mainly of basaltic tuff-breccia and lapilli tuff. These sediments show commonly stratification or graded bedding. This member is separated from the Upper and Lower Members by a fault.

Secondary minerals such as pumpellyite, prehnite, actinolite and zeolite are found in the Yamadori Formation. These mineral association indicates prehnite-pumpellyite facies of metamorphism of the formation.

Dikes of dolerite showing rhythmic layering are exposed to the northeast of Yamadori.

INTRUSIVE ROCKS IN THE OSHIKA PENINSULA

In the Oshika Peninsula, and Aji-shima and Tashiro-jima Islets, gabbro-quartz diorite and other minor bodies of clinopyroxenite and hornblende are intruded into the Mesozoic sedimentary rocks mentioned above. The intrusive rocks are remarkably variable in relative contents of minerals, such as hornblende, augite, hypersthene and biotite. The gabbro-quartz diorite is often porphyritic or fine-grained near their margin of the bodies.

Besides these, minor porphyritic rocks are exposed at many places and varied in mineral composition as well as in rock features. Among the rocks plagioclase porphyrite which contains disk-shaped plagioclase megacrysts up to 10 X 8 X 3 mm in size is conspicuous.

KINKASAN GRANITIC ROCKS

The Kinkasan Granitic Rocks are exposed in the greater part of Kinkasan Islet and are divided into the western group of quartz diorite and eastern one of granodiorite. The first includes quartz diorite and fine-grained granodiorite. The schistosity is well developed and the protoclastic texture is found under the microscope. The second includes hornblende-bearing and

hornblende-free biotite granodiorites. Both the granodiorites grade into each other in their rock-facies. The granodiorites are intruded into the quartz diorite.

KINKASAN METAMORPHIC ROCKS

The Kinkasan Metamorphic Rocks are crystalline schists of high metamorphic grade. They are hornblende schist frequently associated with Ca-garnet schist, biotite schist, clinopyroxene schist, quartz schist and tremolite schist. In the biotite schist a small amount of almandine garnet, cordierite and (or) sillimanite are contained. Sillimanite replaces muscovite in some places and is included in cordierite in other places.

CENOZOIC

Tertiary

Pliocene

The Neogene, the Gobanshoyama Formation, is very narrowly exposed on the south of Ayukawa-hama and overlies the Ayukawa Formation with a clino-unconformity. It is about 2 meters in thickness and is composed of poorly sorted sandstone and siltstone. Molluscan fossils similar to those of the Tatsunokuchi fauna of the early Pliocene in the Sendai area are found in the Gobanshoyama Formation.

The sediments correlative to the Gobanshoyama Formation are found near Odomari of Tashiro-jima Islet.

Quaternary

Alluvium

Alluvial deposits are distributed along several streams and beaches. The thickness of the deposits has not been measured accurately. The deposits are composed of gravel, sand and silt.

ECONOMIC GEOLOGY

Metallic mineral deposits

The mineral deposits in the sheet-map area are mostly gold-bearing quartz veins accompanied by pyrite, but they are small on scale.

The deposits contain a small amount of tetradymite, arsenopyrite, pyrrhotite and silver minerals. The Ayukawa Gold Mine and the Niiyama Gold Mine closed at present are the representatives.

Crushed stone

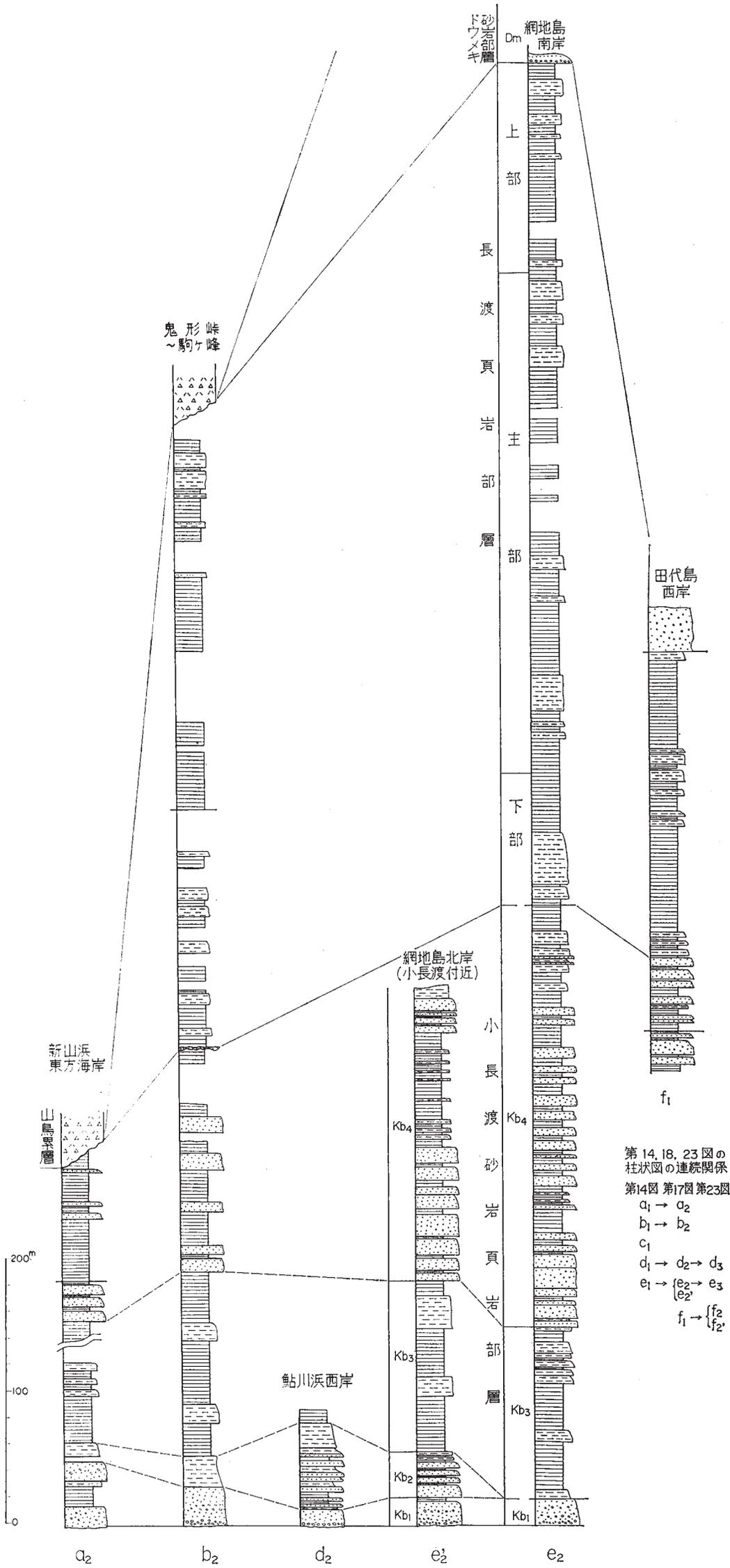
Hornfelsic shale and sandstone of the Ayukawa Formation are quarried at some places as road metal and aggregate for local demand.

昭和49年8月1日 印刷
昭和49年8月5日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小林 銀 二
東京都墨田区両国3の1の12
印刷所 泰成印刷株式会社



第 18 図 鮎川累層地質柱状図，そのⅡ小長渡砂岩頁岩部層 (Kb) および長渡頁岩部層 (F)。
(凡例は第 14 図に同じ)

厚井崎～新山浜

清崎～鮎川浜

コバルトライン
(有料道路)

石岐県道
(金華山街道)

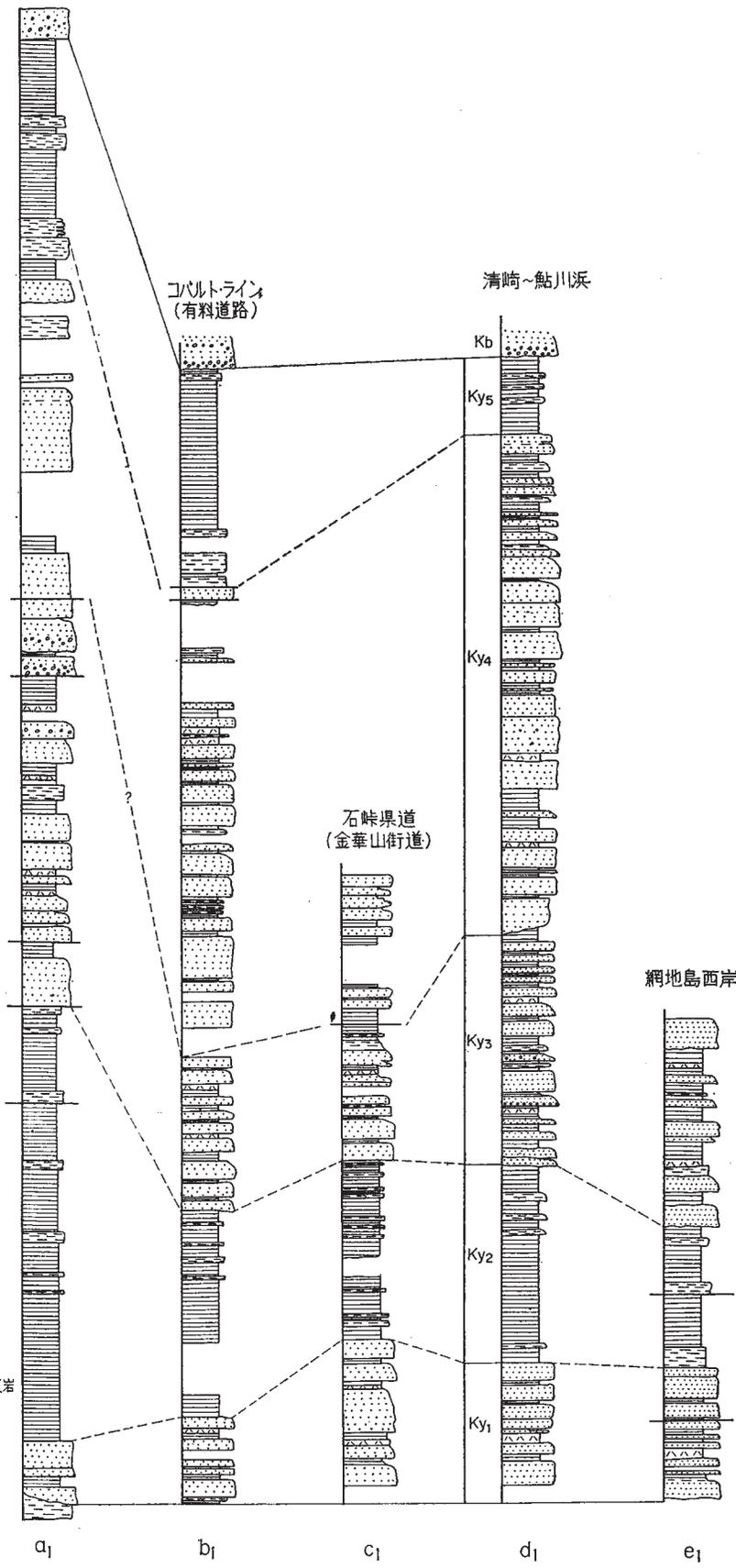
網地島西岸

200m

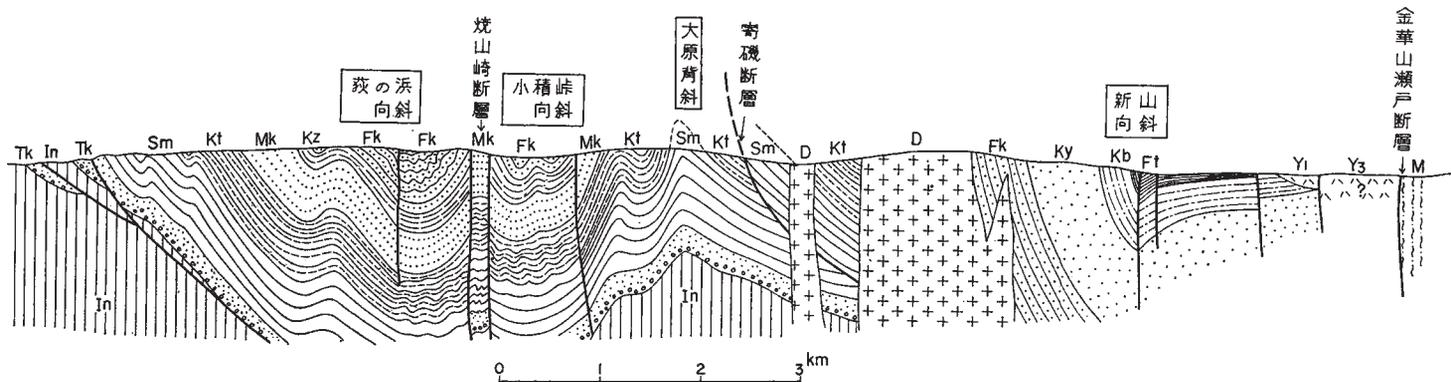
100

0

- ▲ 貝化石
- アンモナイト
- ♣ 植物化石
- F ← 断層
- ← 凝灰岩および凝灰質頁岩
- 頁岩
- 中～細粒砂岩
- 粗粒砂岩
- 礫岩



第14図 鮎川累層地質柱状図, そのI清崎砂岩部層 (Ky). a1b2…に第18図 (および第23図) のa1b2…が続く.



第27図 牡鹿層群の地質構造を示す概念断面図. 狐崎—小山崎間を直線で切った断面を基本とした. 記号は第6図参照