

55(521.13)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

秋田(6)第91号

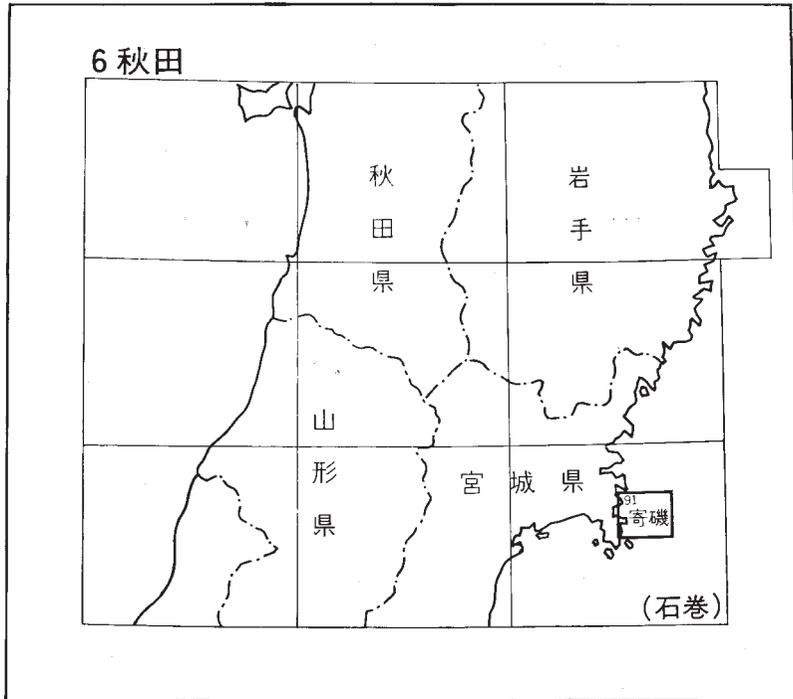
寄磯地域の地質

滝沢文教・久保和也・猪木幸男

昭和62年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 中生界	11
III. 1 三畳系 - 稲井層群	11
III. 1. 1 概要及び研究史	11
III. 1. 2 平磯層	12
III. 1. 3 大沢層	13
III. 1. 4 風越層	13
III. 1. 5 伊里前層	17
III. 2 ジュラ系 - 牡鹿層群	19
III. 2. 1 概要及び研究史	19
III. 2. 2 月の浦累層	20
III. 2. 3 荻の浜累層	30
III. 2. 4 鮎川累層	40
IV. 中生界の地質構造	43
V. 貫入岩類	52
V. 1 岩脈類 (ひん岩類)	52
V. 2 深成岩類	55
V. 2. 1 牡鹿岩体	55
V. 2. 2 笠貝島岩体	60
V. 2. 3 足島岩体	62
VI. 新生界	65
VI. 1 第四系	65
VI. 1. 1 沖積層	65
VII. 応用地質	65
文 献	66
Abstract	70

図・表・図版目次

第1図 寄磯のリアス海岸	2
第2図 寄磯地域南西部の埋谷面図	3

第 3 図	寄磯浜付近の地形平坦面	4
第 4 図	寄磯地域周辺の海底地形図	5-6
第 5 図	地質概略図	8
第 6 図	南部北上山地における中生層の分布	9
第 7 図	風越層の砂岩頁岩薄層理互層	14
第 8 図	風越層下 - 中部の柱状図	15
第 9 図	雄勝町東部における三疊系柱状図	16
第 10 図	伊里前層の縞状砂質頁岩	17
第 11 図	出島南東部における伊里前層 (Is) の背斜構造	18
第 12 図	三疊系伊里前層 (Is) と月の浦砂岩部層 (Tk) との不整合	21
第 13 図	三疊系伊里前層 (Is) とジュラ系月の浦砂岩部層 (Tk) との不整合	21
第 14 図	月の浦累層柱状図	22
第 15 図	月の浦砂岩部層 (Tk) における礫岩の礫種組成	23
第 16 図	月の浦砂岩部層 (Tk) 柱状図 (その 1)	24
第 17 図	月の浦砂岩部層 (Tk) 柱状図 (その 2)	25
第 18 図	前網西方における月の浦累層のルートマップと断面図	27
第 19 図	侍浜頁岩部層の層理面と斜交するスレート劈開	28
第 20 図	侍浜頁岩部層上部の石灰質団塊	28
第 21 図	荻の浜累層柱状図	29
第 22 図	狐崎砂岩頁岩部層の砂岩頁岩互層	31
第 23 図	狐崎砂岩頁岩部層にみられる背斜構造	31
第 24 図	大貝崎付近における荻の浜累層のルートマップ及び地質断面図	32
第 25 図	小積頁岩部層産の変形したアンモナイト	34
第 26 図	福貴浦砂岩頁岩部層柱状図	35
第 27 図	福貴浦砂岩頁岩部層のフレッシュ型砂岩頁岩互層	36
第 28 図	福貴浦砂岩頁岩部層における dish structure の発達した砂岩層	36
第 29 図	福貴浦砂岩頁岩部層におけるソールマーク	37
第 30 図	福貴浦砂岩頁岩部層のフレッシュ型互層	37
第 31 図	福貴浦砂岩頁岩部層の褶曲構造を示すルートマップ	38
第 32 図	福貴浦砂岩頁岩部層における生痕化石	39
第 33 図	清崎砂岩部層の柱状図	40
第 34 図	福貴浦砂岩頁岩部層 (Fk) と清崎砂岩部層 (Ky) との境界部の柱状図	41
第 35 図	清崎砂岩部層 (Ky3) の粗粒砂岩に見られる流木化石	42
第 36 図	牡鹿半島周辺の地質構造概念図	44
第 37 図	侍浜頁岩部層における小摺曲	46
第 38 図	大沢層にみられる微褶曲	47

第 39 図	風越層にみられる相似型小褶曲	48
第 40 図	ジュラ系における摺曲とスレート劈開の関係	49
第 41 図	牡鹿地方上部ジュラ系の小褶曲の変形過程を示す図	50
第 42 図	稲井層群中の剪断性断層群	51
第 43 図	白亜紀深成岩類牡鹿岩体の岩相分布図	56
第 44 図	牡鹿岩体北端部のルートマップ	58
第 45 図	笠貝島岩体の岩相分布図	59
第 46 図	足島岩体の片状構造	62
第 47 図	細粒黒雲母花崗岩の産状	63
第 1 表	寄磯地域の地質総括表	7
第 2 表	牡鹿層群の層序区分	20
第 3 表	鮎川累層（清崎砂岩部層）産植物化石	43
第 4 表	笠貝島岩体を構成する斑れい岩類の化学組成	60
第 I 図版	1 片状斜長石ひん岩	
	2 片状斜長石ひん岩の顕微鏡写真	
第 II 図版	1 笠貝島の球状斑れい岩	
	2 足島の片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	

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 10-100 cm

薄層理 10 cm 以下

極薄層理 3 cm 以下

寄磯地域の地質

滝沢文教*・久保和也*・猪木幸男**

寄磯地域の地質図の作成は、昭和60年度に特定地質図幅の研究として野外調査を実施して作成された。野外調査及び室内研究に当たっては中生層を滝沢が、貫入岩類を当初猪木が、昭和60年度は久保が行った。原稿の執筆は、中生層については滝沢が、貫入岩類に関しては猪木の協力を得て久保が担当した。本研究は、滝沢及び猪木による昭和47・48及び51年度の地質図幅の研究の成果を利用している。

本地質図幅の研究に際し、アンモナイトの同定を筑波大学佐藤正教授にお願いし、貫入岩類の調査研究に際しては、岩手大学の片田正人教授(元所員)の協力を得た。以上の方々から心から感謝したい。中生層の調査研究に際しては地質調査所の田中啓策・垣見俊弘・寺岡易司の各技官らの協力と教示を得た。また、岩石薄片の製作は技術部村上正(故人)・大野正一・宮本昭正・安部正治の各技官による。

I. 地 形

寄磯図幅地域は三陸海岸南部に位置し、太平洋に面している。本地域の南部は^{おしか}牡鹿郡牡鹿町、中央部は^{おながわ}同女川町、北部は^{ものお}桃生郡雄勝町に属する。陸域は北上山地の南端部に近く、西側の石巻図幅地域に主脈をもつ山稜から東側に分岐した幾つかの突出部と点在する島々からなる。陸域を構成する岩石は、堅固な中生層と花崗岩・斑れい岩を主とする貫入岩類とからなる。海岸線は、小規模な湾入や岬が沢山あり、複雑に入り組んでいるため、リアス海岸の様相を呈する(第1図)。湾入によって隔てられた四つの小さな半島部(南側より牡鹿半島の泊、寄磯、出島及び雄勝町南東部の四つのブロック)が数km間隔で配列している。それらの地形的方向性は、大略南北方向と東西方向とが組み合わさっている。この場合の南北方向は、中生層の構造方向にほぼ一致している。東西方向の地形は、地質的要因に強いて結びつけば節理系と断層に関連づけることができる。

陸地の最高点は、本地域南西端部、牡鹿半島の光山(標高444m)で、これを含む稜線は南北方向に伸びている。寄磯の半島部は150m以下、出島は100m以下と低い。海岸の大部分は海面から高さ30-50mの急崖を形成している。滝沢ほか(1974)が述べているように、牡鹿半島では標高40-100mの間に明瞭な平坦面が認められ、特に半島の仙台湾側で著しい。本地域においても50-100m高度の部分に幅1km以内の平坦面の存在が認められる(第2, 3図)。この平坦面は高度の幅が大きいため、本来は複数の平坦面に分けられるべきである。本地域ではこの平坦面に伴う新規の堆積物は見いだしていないが、金華山図幅地域では鮮新世の海成堆積物(御番所山層)が標高40-45mの部分に存在する(滝

*地質部 **元地質部(現早稲田大学)

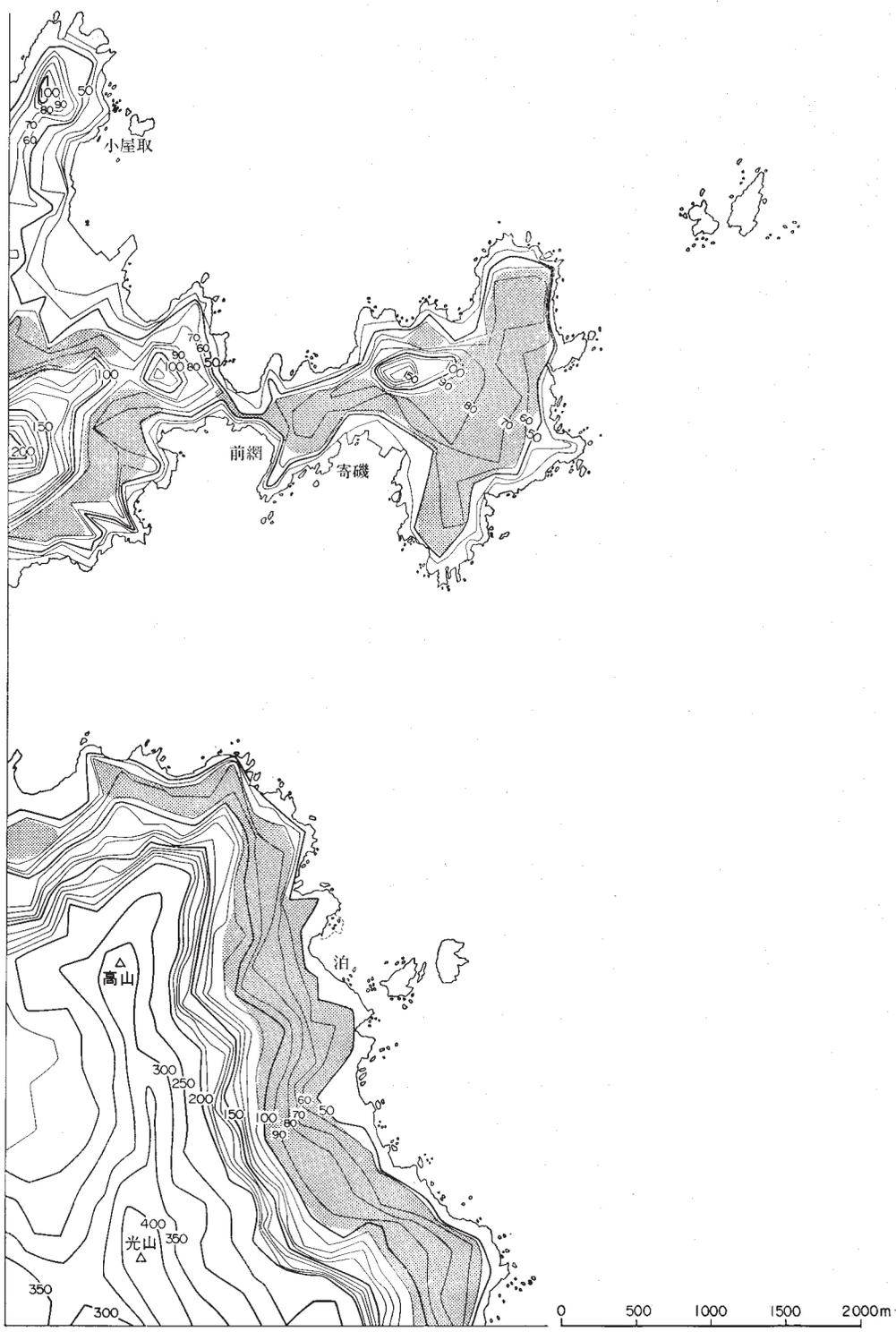


第1図 寄磯のリアス海岸 西方の小積峠（石巻図幅内）より撮影

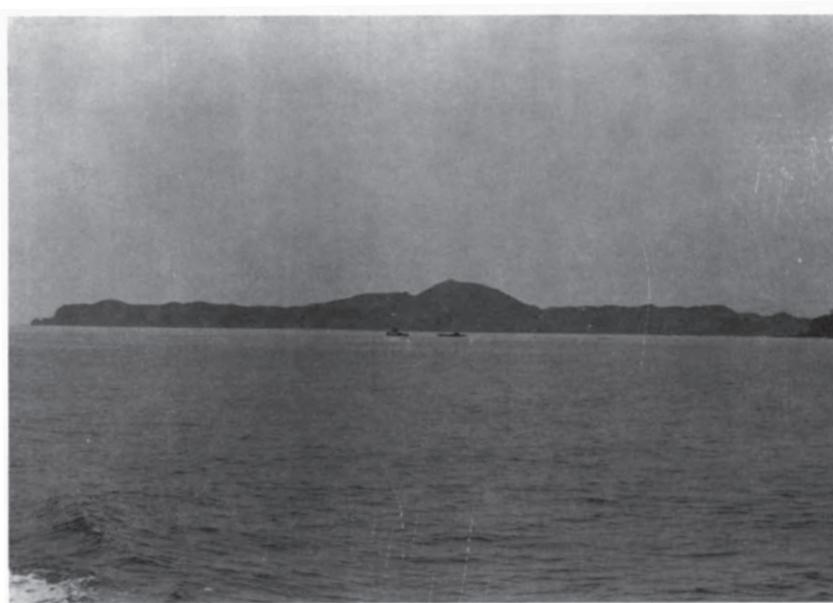
沢ほか，1974)．この平坦面の形成はその地形的位置からみて海食作用によることが確実であるが，形成時期は不明である．少なくとも，開析の度合いから，それ程新しい時期ではなく，現在の沈降海岸の形成される以前の鮮新世ないし更新世前期であろう．本地域内では車道の大部分が，60-100 mの高度部分（とくに80 m前後の高度が多い）に存在するのは，この平坦面を利用して道路が設置されているからである．出島，^{いず}江島^{えのしま}といった島嶼部にも60-80 m高度の平坦面があつて，それより低い部分は非常に急な勾配をもって海中に没する．波食台的な潮干帯付近の平坦面は，ごくわずかししか発達していない．

本地域には大きな集落は存在しない．点在する小規模な部落は，すべて海沿いの小さな谷合いに，軒を接するように集中している．その多くは民家数10戸以下で，前述の50-100 m平坦面より低い高度の谷合い部分に，風当りを避けるように存在している．

寄磯地域の海底地形について，海上保安庁水路部（1983）の報告から概観してみる．まず，リアス海岸の複雑に入り組んだ地形は，海底下どの位の深さまで続いているのかをみると，おおよそ100 mの深さで等深線がかなりスムーズになり，130 mの深さ（厚井崎及び寄磯崎の東方沖合約10 km）ではほぼ直線的に南北方向に伸びた等深線となっている（第4図）．湾入部を除くと，一般に海岸線から30 mの深さまでの勾配は非常に急であり，それより深い部分は緩傾斜となっていることも注目される．ただし，江島列島周辺だけは急勾配の海底がもっと深い部位まで続いている．上記の水深130 mでの地形変換（変化）は，氷期における最大海退と関連する可能性が強い．また，水深約30 mの等深線付近も明瞭な地形変換を示しており，この水深30 mの面は現世を含む最新期の堆積面と考える．なお，以上のような海底面の傾斜変換点は，仙台湾側には存在しない．



第2図 寄磯地域南西部の埋谷面図 300m間隔で谷を埋めた等高線. 等高線は標高200mまでは10m間隔, 50-100mの間に平坦面が見られる



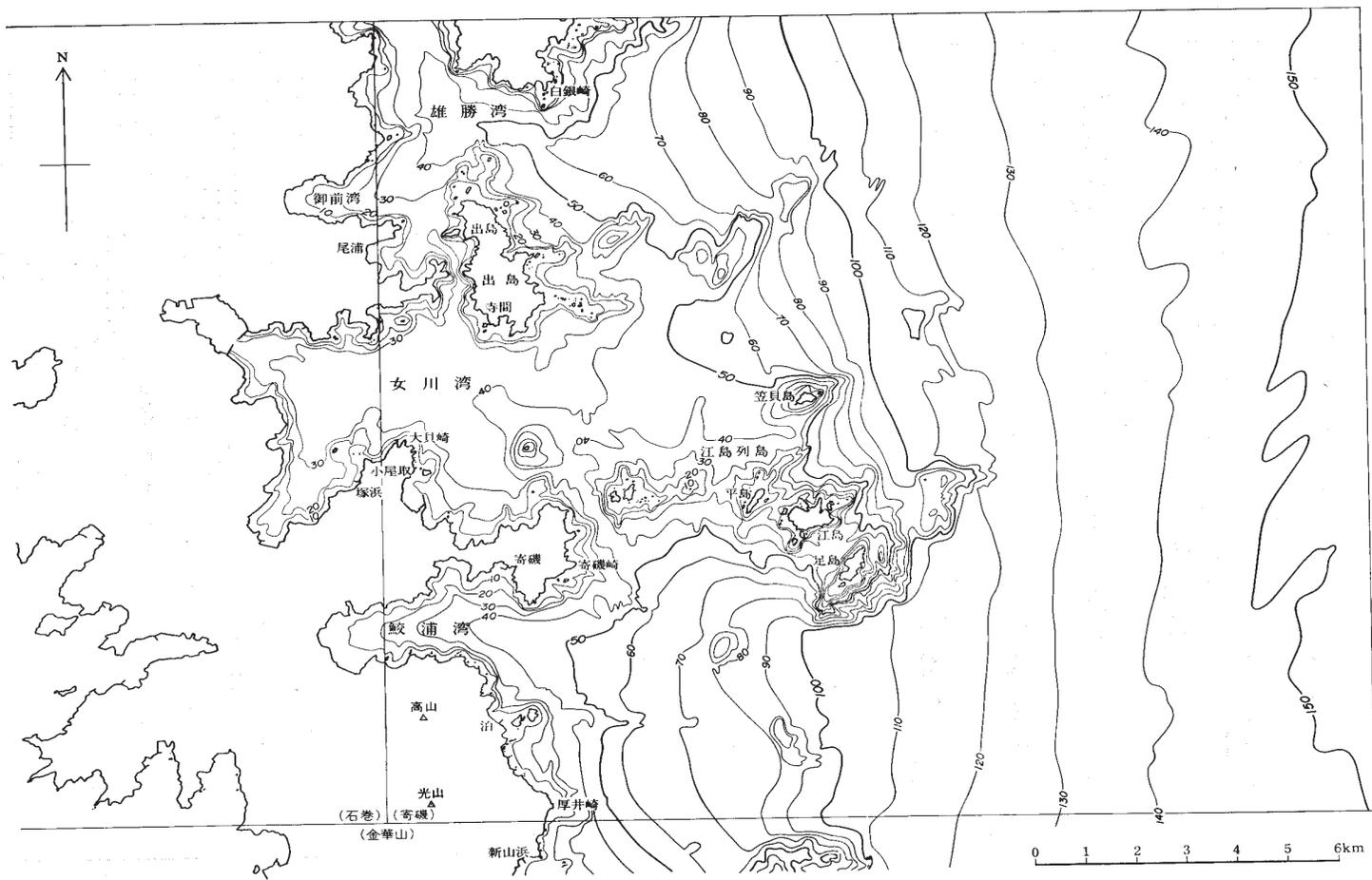
第3図 寄磯浜付近の地形平坦面 平坦面の高度は80-100m, 北側より撮影

この地域付近の浅海底には、露岩地帯がかなり多く（第4図B）、その深度限界は約120m位である。海底の露岩は江島より陸側は先第三紀堆積岩類、足島-金華山周辺を含む太平洋側は花崗岩類が広く分布している。広い露岩域は出島東方と寄磯崎東方に、それぞれ東西方向に伸びる。

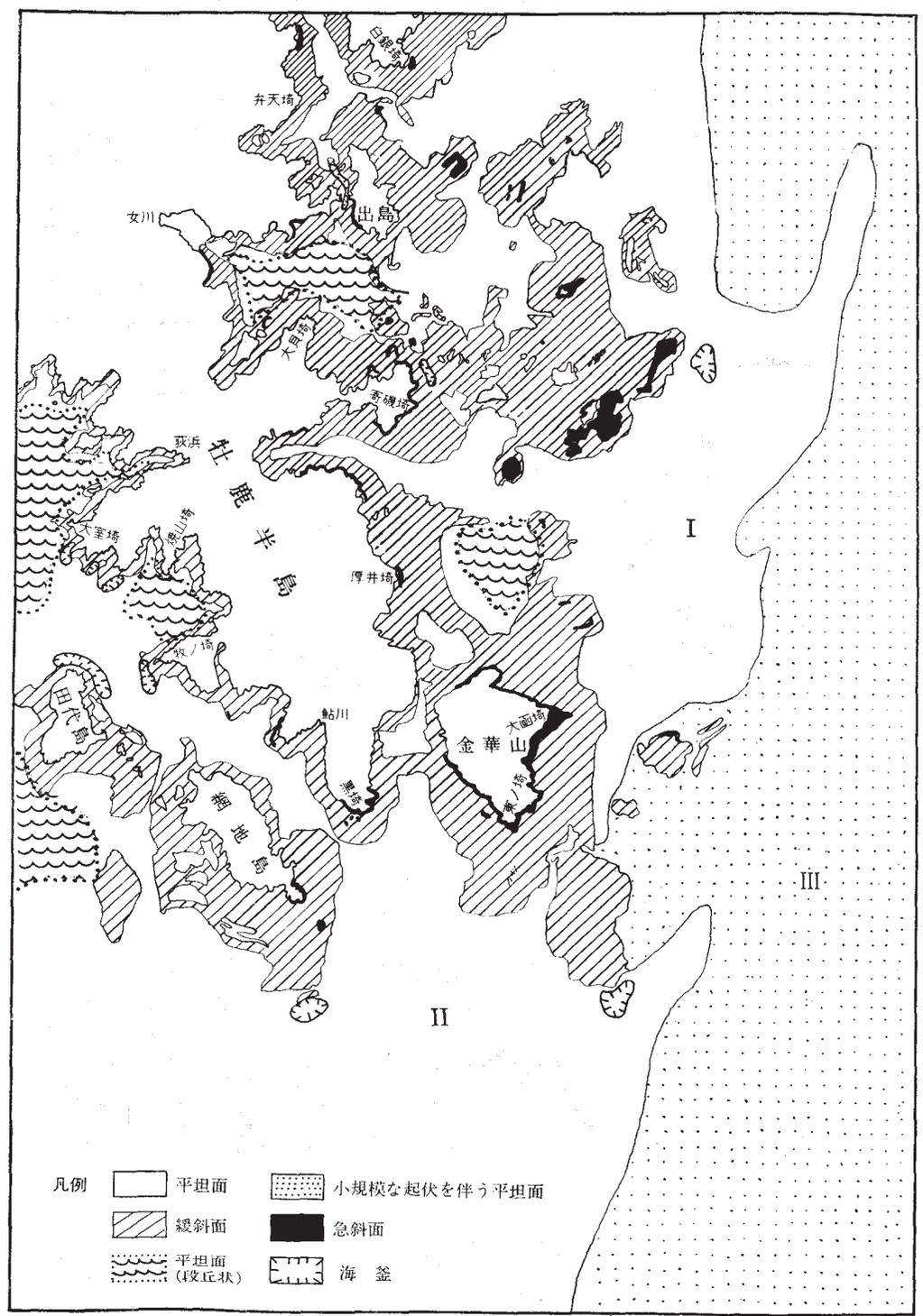
小規模な海底谷が、雄勝・女川・鮫の浦の各湾入部から東に伸びており、水深40-65mの比較的浅い部分で消失する。これらの海底谷はすべて沖積層に覆われている（海上保安庁水路部、1983）。また、東西方向に伸びた埋積谷が、本地域の海域で5条知られており、それらは水深130-135mで消失する。

II. 地質概説

本地域は南部北上山地の南端部に位置し、時代の古い方から、①三畳系稲井層群、②ジュラ系牡鹿層群、③白亜紀貫入岩類、及び④第四系が分布する。これらの層序関係は第1表に総括的に示される。①と②の中生界は南部北上帯に属する堆積岩類で、本地域の最も主要な地質単位である。この中生界はおおむねN-S方向の顕著な褶曲構造を示し、同じ層準の地層が繰り返し露出する。褶曲軸が南にランジしているため、一般に向斜の軸部では南側により新しい時代の地層が出現する（第5図）。南部北上山地の中生層は、二畳系登米層を不整合に被覆する中-下部三畳系稲井層群、上部三畳系血貝層群、下部ジュラ系志津川層群、中-上部ジュラ系橋浦層群、中部ジュラ系-最下部白亜系の牡鹿層群（唐桑・鹿折層群）及び下部白亜系大船渡層群からなる。これらのうち本地域には、稲井層群と牡鹿層群が分布し、両者は不整合関係にある。それらは礫岩・砂岩・頁岩（一部粘板岩）といった碎屑堆積岩からなり、軟体動物化石や部分的には植物化石を豊富に産し、epicontinental seaの堆積物（吉田、1975）あるいは内海性の堆積物（滝沢、1977）とみなすことができる。



第4図 寄磯地域周辺の海底地形図 (海上保安庁水路部, 1983)
 A; 等深線図 (原図の等高線は1m間隔)



第4図 寄磯地域周辺の海底地形図 (海上保安庁水路部, 1983) B; 地形分類図

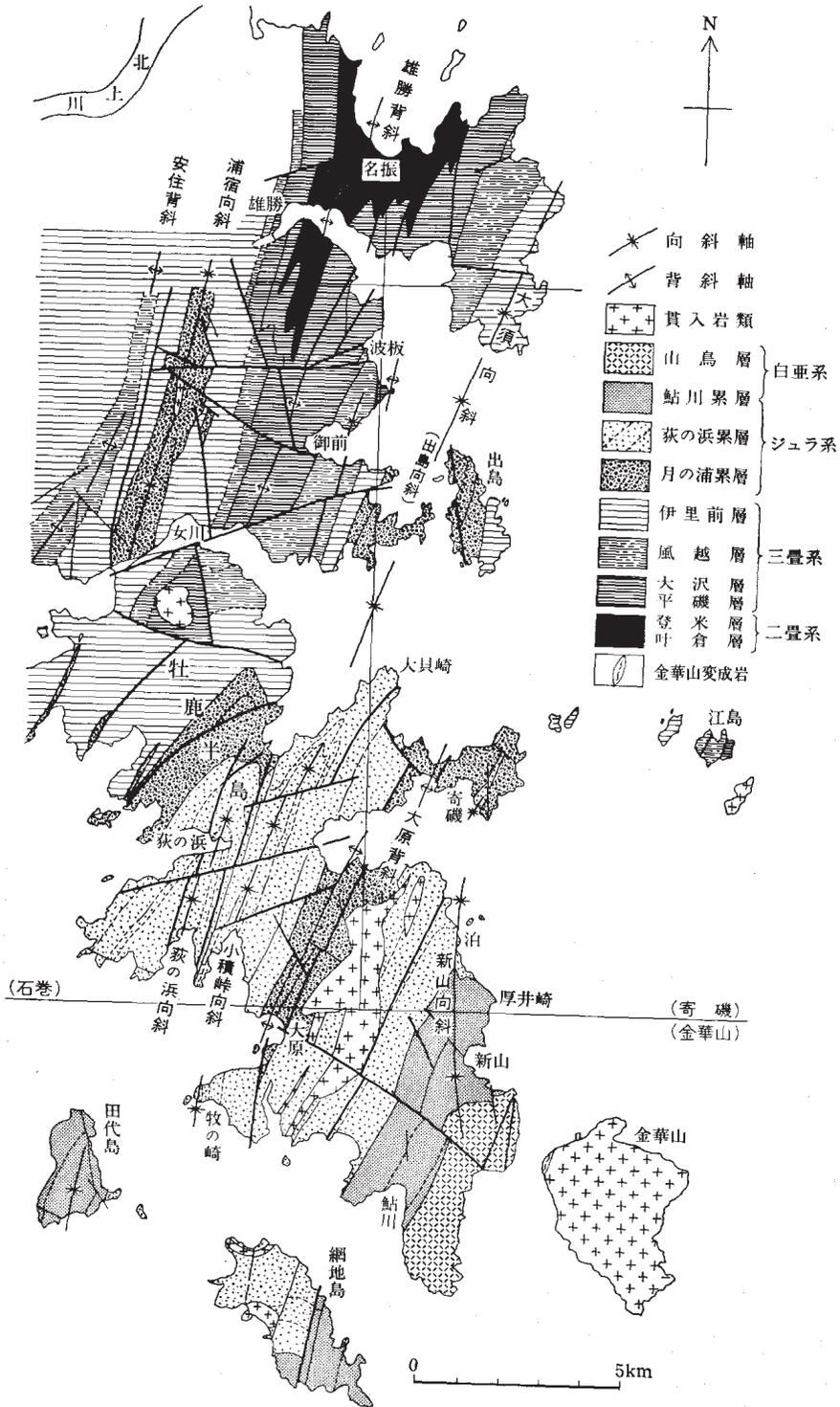
第1表 寄磯地域の地質総括表 平磯層は本地域の陸域には分布しない

地質時代		層序区分		層厚(m)	堆積相・地殻変動など		
新生代	第四紀	沖積層・砂浜堆積物			全般的沈下		
	第三紀				傾動運動		
中生代	白亜紀	後期				深成作用 褶曲運動(大島変動) 中-塩基性火山活動	
		前期	花崗閃緑岩 岩脈類, 石英閃緑岩-斑れい岩				
	ジュラ紀	牡鹿群	鮎川累層	(ドウメキ砂岩部層)	2,000	河川-扇状地相 沖合動揺泥相 浅海-河川分流域相	テルタ成
				(長渡頁岩部層)			
				(小長渡砂岩頁岩部層)			
			清崎砂岩部層		河川-沼沢地相	テルタ成	
	シユラ紀	鹿層	福貴浦頁岩砂岩部層	1,500	フリッシュ相	テルタ成	
			小積頁岩部層	1,700	浅海砂-沖合泥相		
			牧の浜砂岩部層		河川-はらん原相		
	ラ中期	月の浦累層	狐崎砂岩頁岩部層		フリッシュ相	テルタ成	
			侍浜頁岩部層	600	沖合静穏泥相		
	代	前期		月の浦砂岩部層	750	浅海砂相	
後期						陸域 深←	
						陸化・侵食	
三畳紀		稲井層群	伊里前層	ca. 2,000	沖合動揺泥相		
			風越層		フリッシュ相		
	大沢層		沖合動揺泥相				
	(平磯層)		浅海砂相				

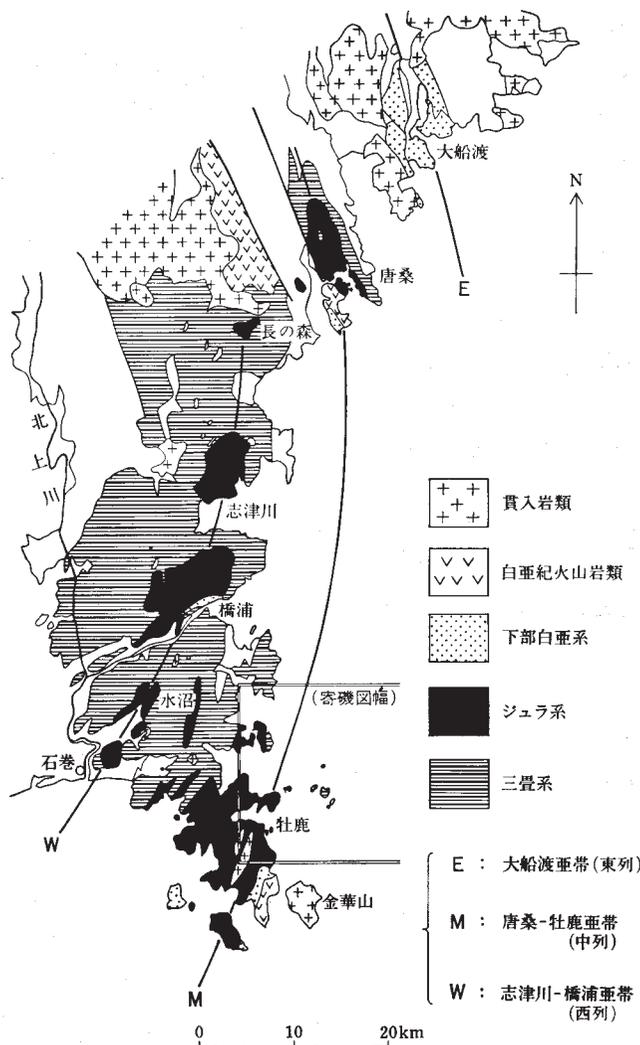
本地域の中生層の地質構造は、N-S方向の軸をもつ褶曲で特徴づけられるが、このような構造は南部北上帯の中生層のほぼ全体に共通している。そして、同帯の中生層の分布はN-S方向に伸び、東側に張り出した3列の弧状配列によって特徴づけられる(第6図)。すなわち、西列(志津川-橋浦亜帯)、中列(唐桑-牡鹿亜帯)及び東列(大船渡亜帯)の3者であり、このうち前2者にはジュラ系がよく発達し、その周囲には三畳系が分布する。本地域の中生界は中列に属している。中列と西列を分けるのは、その軸部に古生層の露出する雄勝背斜(第5図)及びその北方延長としての岩井崎背斜(気仙沼市近傍)である。

次に本地域に分布する各地質系統について略述する。

本地域における最古の地質単位である中-下部三畳系稲井層群は、登米層を不整合に覆う基底礫岩に始まり、主部では葉理のよく発達した粘板岩及び頁岩が優勢である。稲井層群は平磯・大沢・風越及び伊里前の4層に区分されるが、本地域には下部の平磯層は露出せず、その上位の大沢・風越・伊里前の



第5図 地質概略図 大須向斜は本報告では出島向斜と呼称している



第6図 南北北上山地における中生層の分布

3層が、断片的に分布する。平磯層と風越層には厚さ200-300 mの砂岩層があつて、層群全体として2堆積サイクルを示す。厚さは約2,000 mである。大沢・伊里前両層は、南北北上山地全般を通じて非常に安定した岩相の葉理頁岩からなる。これに対し、風越層は中粒、一部粗粒の砂岩によって特徴づけられる。砂岩の粒度や成層状態及び層厚は、水平的変化が非常に著しい。大沢層の粘板岩では生痕がまれなのに、風越層の砂岩を挟んでその上位の伊里前層の頁岩は、その大半が生物擾乱岩である。この事実は、風越層の堆積を境として、稲井層群の堆積環境に大きな変化があつたことを示唆する。稲井層群は社鹿層群と同様に、褶曲や断層による繰り返しが著しい。同層群の泥質岩（大沢層と伊里前層）には、スレート劈開とともに、小規模の褶曲がよく発達する。

社鹿地区のジュラ系（社鹿層群）は、下部ジュラ系を欠いて、中部ジュラ系が直接中-下部三畳系稲井層群を不整合で覆う。中部ジュラ系の月の浦累層は、最下部の礫岩及び粗粒砂岩とこれらに引き続く厚い黒色頁岩からなる。層厚は東側ほど厚くなる。上部ジュラ系の荻の浜累層は、礫岩や砂岩に富み、

岩相の垂直的变化が著しく、層厚も2,000 m前後と非常に厚い。同層にはやや深い海成の砂岩・頁岩の有律互層（フリッシュ相）が厚く発達するが、河川堆積物などの陸成層も一部含まれ、後者から植物化石を多産する。牡鹿層群上部の鮎川累層は、最上部ジュラ系-最下部白亜系で、下部と上部が陸成層、中部が海成層からなる。本地域には最下部の清崎砂岩部層だけが露出する。これは粗粒アルコース砂岩と頁岩からなる陸成層である。

貫入岩類は、牡鹿層群以前の地層群を貫いており、白亜紀に形成された。それらは三つの深成岩体と無数にある岩脈からなる。深成岩体としては牡鹿岩体、笠貝島岩体、足島岩体が代表的で、石英閃緑岩斑れい岩を主体とするものと花崗閃緑岩との2種類あり、牡鹿岩体では単斜輝岩を伴う。これらは南部北上山地の中生層分布域に特徴的な岩体で、片田（1974）の北上山地の白亜紀花崗岩類の分帯ではVIa及びVIb帯に属する。

岩脈類はひん岩を主とし、中生層を頻繁に貫いている。その代表的なものは卓状の斜長石斑晶で特徴づけられる斜長石ひん岩（通称“ゼニポー”）と角閃石の斑晶の目立つ角閃石ひん岩であり、岩床状の産状を示すこともある。幅10m以下の岩脈が無数にあり、地質図には、これらのごく一部を表現したにすぎない。概して岩脈類の多くは、中生層の地質構造に調和的な進入を示し、かつ深成岩体周辺では熱変成作用を受けている場合が多く、したがって岩脈類の多くは深成岩類の進入前に形成された。

なお、深成岩体の周辺では、あまり強くはないが、中生層が熱変成を受けており、黒雲母ときに堇青石が再結晶鉱物として観察される。

第四系は、明確な段丘堆積物（更新統）は見られず、沖積層（完新統）が谷沿いにごく小規模に発達する。沖積層は最終氷期の最低海水準時から現在までの最新期の堆積物で、本地域では大きな分布域はなく、小河川や谷沿いに小さく分布するのみである。

以上の各地質系統のうち牡鹿層群以前の地層群は、前期白亜紀先宮古世に東北日本に生じた大島変動（Kobayashi, 1941）により、褶曲・断層運動を受けている。またこの変動は深成作用を伴い、中生層貫花崗岩類や種々の岩脈類を形成した。大島変動により、現在見られる基本的地質構造ができあがり、その後北上山地は安定陸地化した。中生層における褶曲軸の南方への沈下の時期は不明である。それが、中生層の堆積作用と同時的に進行したことを裏づける確実な証拠を見いだしていないが、その可能性はある。また、褶曲形成後のある時期、例えば新生代における南側への傾動を伴うブロック運動が関与した可能性もある。

本地域には第三紀層は分布しないので中新世の地殻変動を示す証拠はないが、近接地域における中新世の地殻変動として、鳥海-石巻構造線（大森, 1954）又は松島-本荘帯（生出・大沼, 1960）の形成が指摘されている。滝沢（1977）は、南部北上山地の中生層の分布及び堀川ほか（1974）によって明らかにされた三陸海岸沖の顕著な磁気異常帯が、金華山及び牡鹿半島南方の仙台湾北縁で急激に断たれている要因として、上記構造線又は構造帯の形成が関与している可能性を指摘した。西方の松島図幅地域には、中新世火山岩類が発達し、南部北上帯に属する三疊系も分布している（石井ほか, 1982）。このことを考慮すると、南部北上帯の先第三紀基盤岩類は、中新世に現在の石巻湾（仙台湾北部）付近において、火山活動を伴う断層運動を被ったと推定できる。三陸海岸沖及び仙台湾下にある新生代堆積盆地の形成は、恐らく中新世の地殻変動に起因する。また、南部北上山地の中生層において広く認められる褶

曲軸の南方へ沈下している構造は、新生代の地殻変動に多少なりとも影響を受けたものかも知れない。

Ⅲ. 中生界

中生界は本図幅地域内で最も主要な構成岩層で、三畳系とジュラ系からなる。それらは砂岩・礫岩といった粗粒碎屑岩を多量に含むとともに、アンモナイト、二枚貝などの化石をかなり多産し、本邦中生界の代表的フィールドの1つである。中-下部三畳系の稲井層群と中-上部ジュラ系牡鹿層群との間には数千万年程度の時間間隙があり、両者は不整合関係にある。しかし、構造的には両者は平行的・調和的である。なお、この地域で欠如する上部三畳系と下部ジュラ系は西側の志津川・橋浦・水沼の各地域を連ねた西列に存在する。強く褶曲している中生界は大略南北方向の構造をもち、褶曲軸が南方に沈下するので、一般に東西方向に地層が繰り返し出現すると同時に、南側により若い地層が分布する。

Ⅲ. 1 三畳系 - 稲井層群

Ⅲ. 1. 1 概要及び研究史

三畳系稲井層群は二畳系登米層を不整合に覆って南部北上山地に広く分布し、本地域の北半部に露出する同層群はその南東端部に当たる。

稲井層群は本邦における代表的な中-下部三畳系で、下位より、平磯層・大沢層・風越層及び伊里前層の4層に区分される。平磯・風越層は砂岩優勢な地層で、礫岩と粘板岩¹⁾(頁岩)を伴うのに対し、大沢・伊里前層は大部分が葉理のよく発達した頁岩からなる。したがって、本層群は岩相上2堆積サイクルを示す。地層はよく褶曲し、顕著なスレート劈開が発達している。

稲井層群の平磯層以下4層の模式地は、本地域の北方約35kmの宮城県本吉町大沢付近の海岸地帯(津谷図幅内)にある。しかし、稲井という層群名は、石巻図幅地域内の地名に由来する。石巻図幅地域の石巻市街の北東、(旧)北上川の左岸の稲井層群の分布する地域に、井内という地名がある。この井内付近は古くから石切場としてよく知られており、昔は稲井村に属し、現在では石巻市に含まれている。この稲井村が稲井層群の名称の由来であるが、現在では地形図上に名をとどめていない。井内周辺の縞状砂質粘板岩は様々の厚さの板状ないし塊状に切出され、石碑・墓石・橋梁・舗道・その他の土木建築用石材“井内石”として日本各地に広く搬出されてきた。なお、この井内石はアンモナイトの化石を産することで古くから有名である。

北上山地の三畳紀層に関する研究は、NAUMANN (1881)、MOJSISOVICS (1888)、HARADA (1890) など日本の地質学のれい明期である明治10-20年代にさかのぼる。NAUMANN は三畳紀 *Monotis* を、MOJSISOVICS は三畳紀アンモナイトを記載した。HARADA (1980) の大著には、神保小虎の東京大学卒業論文等(1887-1888: MS)による北上山地南部の地質図(本地域を含む)と地質記載が引用されている。

1) 大沢層及び風越層下部の泥質岩は、一般に非常に細粒(粘土岩に相当)でスレート劈開が強く発達し、かつては盛んに屋根用天然スレート及び硯石の石材として利用された。したがって、大沢層及び風越層の一部の泥質岩は「粘板岩」と呼称する。薄片状に割れにくい伊里前層と風越層上部の泥質岩には「頁岩」を使用する。

矢部（1903, 1918）は Mojsisovics（1888）の Ladinian 説を疑問視して、北上山地の三畳系の年代を論じ、そこで“稲井統”という地層名を使用している。矢部は稲井統の *Ceratites* 層を Anisian とみなした。また、YABE and SHIMIZU（1933）は稲井統産二枚貝類を記載し、その時代を Scythian とした。

地質調査関連では、上記の神保のほか、菊池（1891）による 20 万分の 1 石巻地質図幅がある。これらでは中生界の区分がなされていなかったが、大築（1901 年東大卒論：MS）は雄勝・稲井地域の中生層を、稲井統（恐らく最初の命名）と雄勝統に区分した。このような初期の調査に続いて、高橋（1938 年東北大卒論）及び稲井・高橋（1940）は本地域を含む雄勝・女川・稲井地域を調査し、三畳系稲井統を下位から、小島礫岩砂岩、女川灰色粘板岩及び稲井砂質粘板岩に 3 分した。その後、市川（1951）は宮城県本吉郡本吉町及び歌津町周辺の稲井統を調査研究し、下位から平磯砂岩礫岩層、大沢暗青色粘板岩、風越砂岩礫岩層及び稲井砂質粘板岩層とに区分した。そしてこれらの地層が一部を除いて、南部北上山地を通じて連続して分布するところから一括して稲井層群に総称した。小貫・坂東（1959）は稲井層群分布の全域の地質図を公表し、各地域ごとの層序を記載するとともに全体の総括を行った。彼らは本層群を平磯層、大沢層、風越層及び伊里前層に区分した。小貫（1956, 1969, 1981）による北上山地の総括的研究報告や、宮城県（1981）及び滝沢ほか（1984）の地質図類においても、三畳系の区分はほぼこれと同様である。

III. 1. 2 平磯層

本地域では地表に露出せず、地質断面図のみに示してある。平磯層は宮城県本吉郡本吉町平磯海岸を模式地とし、二畳系登米層を不整合に被覆する。

岩相 本層は、礫岩・礫質砂岩からなる基底部と、厚層理粗 - 中粒砂岩からなる主部とに分けられる。本地域に近隣する石巻図幅地域及び登米図幅地域東部の雄勝背斜軸部付近には本層がよく露出し（第 5 図）、そこでは南部北上で最も礫岩の発達が良い。本層の厚さは石巻地域において約 300 m である。礫岩は基底部のほか中部やまれに上部にも挟在する。礫岩の礫種については市川（1951）、加納（1958）、滝沢（1977）及び TAKIZAWA（1985）に詳しい。砂岩は一般に塊状で、本層の上部に向かい成層が良好になる。砂岩は花崗岩、火山岩などの岩片に富む長石質 - 石質砂岩で、基質の少ないアレナイトである²⁾。平磯層は本図幅地域の北西部と、江島の東側の海底下比較的浅い所に潜在していると推定できる。

化石と地質時代 隣接地域の平磯層からの産出化石としては、稲井・高橋（1940）により、雄勝町唐桑部落東南から腕足貝、同町小島部落の北、石峰などから保存不良の二枚貝・海百合の産出が知られている。BANDO（1964）によれば、本層の模式地とその周辺から、“*Pecten*” *ussuricus* (BITTNER), “*P.*” *alberti virgalensis*, *Entolium discites*(SCHLOTHEIM), *E. discites microtis* (BITTNER), *Eumorphotis iwanowi*(B.), *Myophoria* aff. *ovata* (GOLDFUSS), *Anodontophora* aff. *fassaensis*, などを産し、*Entorium*-*Eumorphotis* 帯に対比される。更に、坂東・荒木（1970）は平磯海岸門崎からアンモナイト

2) 本稿での砂岩の分類は OKADA（1970）に従う。

“*Glyptohiceras*” *glacile* SPATH を報告し、スキチック期最下位の Otoceratan が平磯層に存在することを指摘した。

Ⅲ. 1. 3 大沢層

大沢層は本図幅地域内においては東部洋上の江島東半分に小分布するに過ぎない。出島東方の小島にも本層に酷似した地層が分布するが、風越層の可能性が強い。大沢層は宮城県本吉郡本吉町大沢海岸を模式地とし、平磯層とは漸移関係にある。本図幅地域周辺では女川湾北岸の宮ヶ崎・石浜間を含む雄勝背斜沿いに副模式的に分布し、従来女川灰色粘板岩、女川粘板岩層、あるいは女川層と呼ばれてきた地層にはほぼ相当する。

岩相 本層は暗青灰色の石灰質粘板岩からなり、ときに暗青色-灰色細粒砂岩層を挟む。粘板岩には葉理が非常に良く発達し、縞状を呈する。縞状細互層とも言えるこの岩相は、石灰質の粘土岩中にミリメートル単位でシルト岩の葉理が、平行葉理を伴って頻繁に発達する。その葉理は地層の断面において直線的にまっすぐに伸びているのを特徴とする。後述する伊里前層のような生物擾乱の痕跡はほとんど認めない。大沢層に属する砂岩と粘板岩は全般に石灰岩質である。これらの岩石の分析結果によれば10%内外のCaOを含み(小貫, 1969)、登米層の黒色粘板岩とは岩質や色調が異なっている。江島の本層はホルンフェルス化し、方解石、黒雲母、緑色角閃石などを生じている。江島では走向N 40-65° Eで、35-70°北西に傾斜する同斜構造を示し、しばしば引きずり褶曲的な小褶曲が見られる。砂質粘板岩や粘板岩は肉眼的にも顕微鏡的にもスレート劈開がよく観察される。江島での本層の厚さは約250 mである。

化石と地質時代 本図幅地域内の大沢層からは化石を発見していないが、近隣地区から次の化石が報告されている。雄勝町浪板西方産の *Conulariopsis quadrata* (MURATA, 1978)、坂東(1968)による女川町小浜産(小貫・佐々木採集) *Danubites* aff. *ambika* DIENER, *Leiophyllites* aff. *pradyumna* (DIENER)、などである。更に雄勝湾では *Japonites planiplicatus* (MOJSISOVICs) を産出したことが知られている(稲井・高橋, 1940)。

上述の化石のほか、小貫・坂東(1959)及び小貫(1969)により、本層の模式地である本吉町大沢海岸から *Ophiceras* sp., *Xenodiscus* sp., *Eumorphotis* aff. *telleri* (BITTNER), *Posidonia* sp., *Meekoceras* spp., *Euflemingites* sp., などが報告されている。以上述べた産出化石により BANDO (1970)、BANDO and SHIMOYAMA (1974) 及び小貫(1981)は大沢層の中に *Meekoceras*-*Euflemingites* 帯、*Subcolumbites perrinismithi* 帯及び *Leiophyllites* 帯の存在を認め、本層の地質時代は三疊紀前期 Scythian の Owenitan から、Prohungaritan にわたるとしている。

Ⅲ. 1. 4 風越層

風越層は本図幅地域内においては、雄勝町南東部、出島東縁部、江島の3か所に分かれて分布する。風越層は宮城県本吉郡本吉町津谷の東方2 kmに位置する風越海岸を模式地とし、大沢層から漸移し、一般に中-粗粒砂岩の優勢な地層である。

岩相 本図幅地域における風越層は砂岩よりも粘板岩の方がやや優勢である。砂岩は中-粗粒、一部



第7図 風越層の砂岩頁岩薄層理互層（江島南岸）風越層にはこの岩相が局所的に厚く発達する

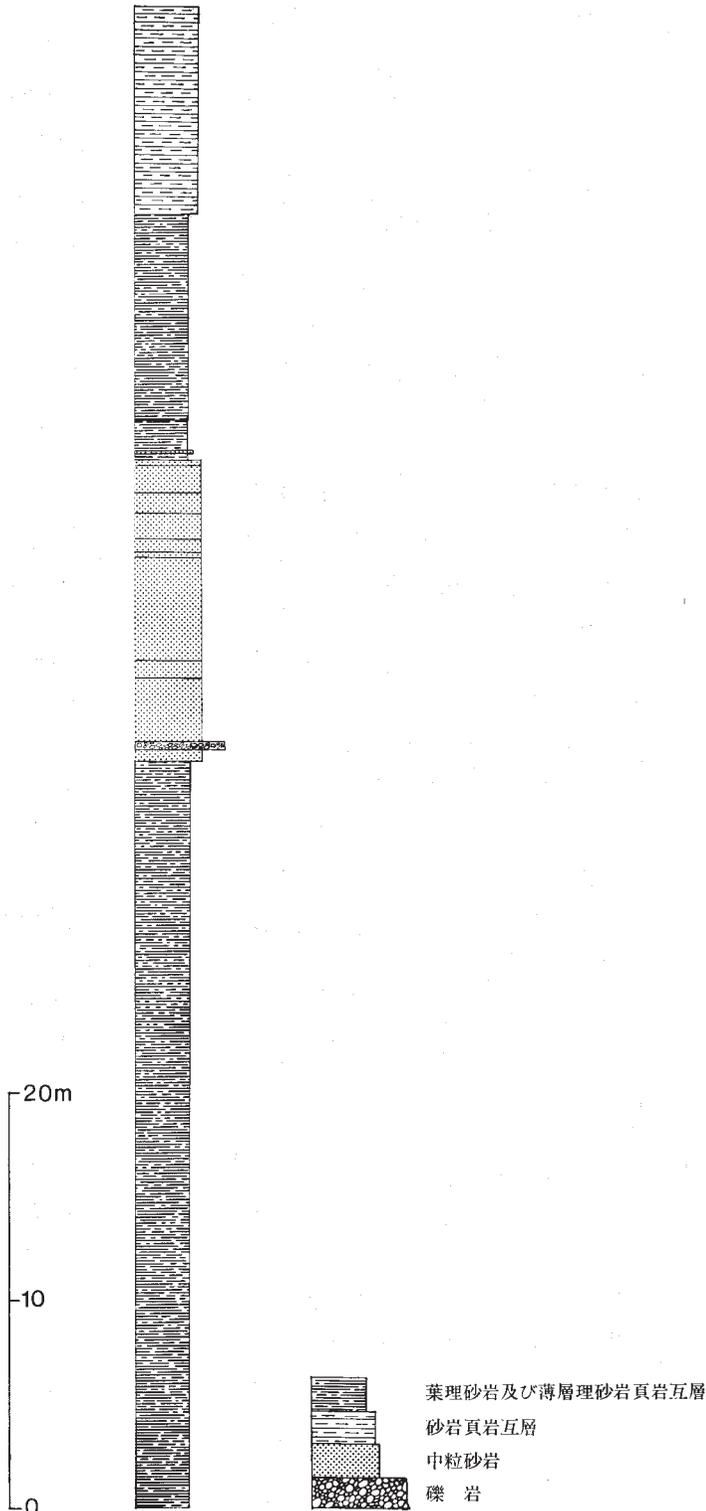
礫質で、新鮮面で淡緑色を呈し、中-厚層理時に塊状で、長石質砂岩である。砂岩はしばしば級化層理を示し、ときに乱堆積による粘板岩の同時礫を含む。粘板岩の大部分は大沢層と全く同様な葉理粘板岩である。場所により、葉理のよく発達した細粒砂岩や砂岩粘板岩縞状互層が厚く発達する。後者は砂岩と粘板岩がそれぞれ5 mm-数 cmの厚さをもって交互する極薄層理互層であり（第7図）、場所によって厚く発達する。

風越層は本来岩相、特に砂岩の厚さ、粒度の測方変化が顕著な地層である。本地域では隣接の石巻地域や模式地に比べて砂岩が少ない。また雄勝町南東部と江島西半部とで、次のような相異がある。雄勝町南東部では、中-厚層理砂岩と大沢層タイプの葉理粘板岩（ときに砂岩薄層を挟む）とが交互し、後者がやや優勢である。これに対し、江島では中-粗粒砂岩は少なく、極薄層理の細粒砂岩が厚く発達する。これは平行葉理ときに斜交葉理の良く発達した縞状細粒砂岩で、頁岩の葉層を頻繁に挟む岩相である（第8図）。江島の風越層下部は、この縞状砂岩の厚層（約100 m）からなる。

本層は上位の伊里前層に漸移するが、一部分は大沢層や伊里前層と恐らく同時異相の関係にある。出島東方の四子島及び大島には砂岩を挟む葉理粘板岩（一部互層状）が露出する。この粘板岩は大沢層のものに酷似するが、砂岩をよく挟むことや構造的に推定した層序的位置から風越層に属するとみなした。本層上部の泥岩は、葉理の連続性が不良になり、かつやや粗く砂質になって、伊里前層の頁岩に似てくる。

本層の礫岩は薄く、雄勝町の丁名崎と江島中央部の砂岩中に挟有される。礫の径は5-6 cm以下で、火山岩礫又はひん岩礫が多い。

風越層の層厚は、雄勝町南東部で350m位、江島では300m位と見積られるが、前者では下限が、後者では上限が露出せず、本地域内では全体の層厚は不明である。隣接する石巻及び大須両図幅地域内

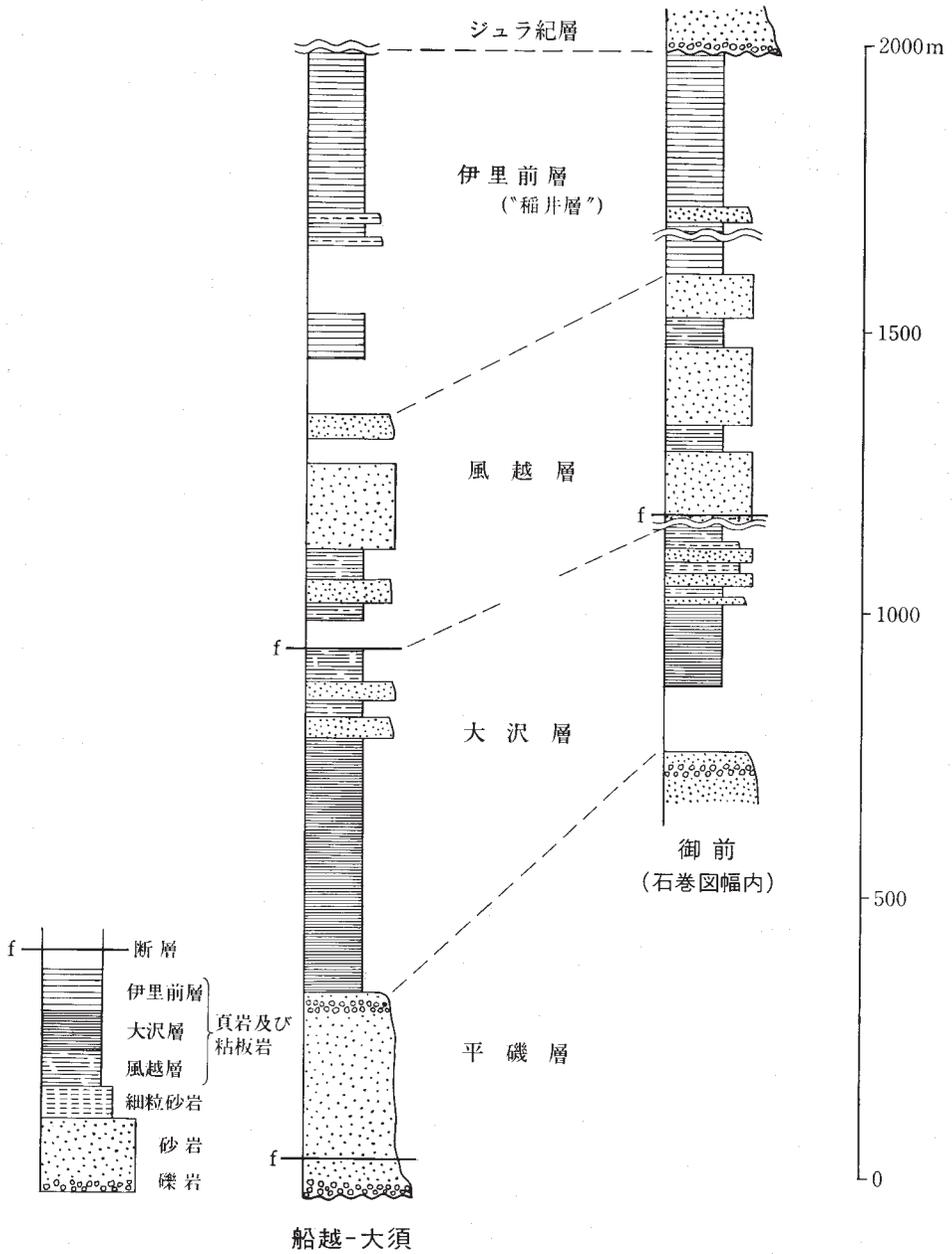


第8図 風越層下-中部の柱状図 (江島南岸)

の雄勝背斜東翼では本層の厚さは400-500m位である (第9図).

地質構造については、本図幅内では地層が断片的な分布状態のため、全体的位置づけについては後述する。雄勝町南東部では走向N 20 - 40° E、傾斜40 - 60° Eの、東上位の地層配列を示し、波長数10 mの小褶曲が良く発達する。小褶曲は向斜と背斜の対褶曲が風越層内に5つほど確認される。この規模の小褶曲が複数認められるということは、この地区の風越層にコンピテンシーの高い厚層砂岩を欠いていることを反映している。江島では走向N 40-60° Eで北西に30 - 50° 傾斜の構造を持ち、薄層理砂岩頁岩互層や葉理砂岩中に微褶曲がしばしば観察される。

化石と地質時代 これまで本図幅地域内からは化石は未発見である。本図幅地域北方の桃生郡北上町大指の風越層からは市川 (1951) により、*Spiriferina* sp. α (cf. *S. fragilis*), *S.* sp. β (cf.



第9図 雄勝町東部における三疊系柱状図

S. stracheyi), *S. sp. γ*, *Terebratula* sp., "*Pteria*" spp., *Isocrinus* sp. など, 本吉郡津山町柳津東方からは, SIMIZU (1930) により *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus* がそれぞれ報告されている。更に YABE (1949) により本吉郡津山町柳津の風越層からは *Rikuzenites nobilis* YABE が報告されている。小貫・坂東 (1959), 小貫 (1969, 1981) は *Balatonites* cf. *kitakamicus* の産出により, *Bala-*

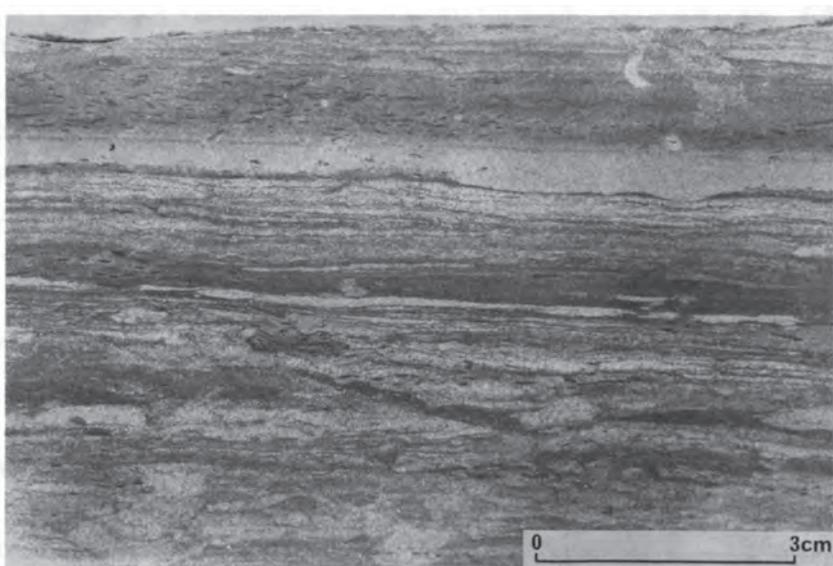
tonites 帯を認め、風越層の地質時代は三疊紀中期 Anisian の Beyrichitan であると考えている。

Ⅲ. 1. 5 伊里前層

伊里前層は本図幅地域内では出島東半部，雄勝町南東部，江島諸島の平島の3ヵ所に分布し，主として暗灰色石灰質砂質頁岩の厚層よりなる。本層は風越層の上位に整合に重なり，又は風越層上部と一部同時異相の関係にある。宮城県本吉郡歌津町伊里前の海岸地帯を模式地とする。石巻市東方の井内，湊，渡波など石巻図幅内の井内石の採石場は古くから知られており，井内石を産する石巻市周辺の伊里前層は古くから稲井砂質粘板岩層と呼ばれていた。

岩相 伊里前層は葉理のよく発達した砂質頁岩の厚層からなる。厚さ数10m以下の砂岩が数枚挟在するが，これは風越層の砂岩と区別し難いことがある。伊里前層の石灰質砂質頁岩は大沢層のそれより粗く，通常細粒砂岩又は砂質シルト岩と頁岩とが縞状互層を呈する（第10図）。砂岩及びシルト岩の薄層は連続性に欠け，かつ大沢層のように直線的にまっすぐ伸びておらずレンズ状に切れ，しばしばうねっている。平行葉理の発達は大沢層のように細かくない。全体的に生物擾乱の痕跡が顕著なのが本層の頁岩の特徴であり，これが葉理の連続性の良くない最大の原因となっている（第10図）。伊里前層の葉理の良く発達した砂質頁岩（井内石）は，石塔や石碑，その他の建築石材として，全国至るところで見かけるほど，用途が広い。厚板状の石材の広い面は地層面と大きく斜交するスレート劈開面であり，生物擾乱作用の痕跡と，独特の葉理や色調のため，すぐそれと分かる。本層の頁岩は，層理及び葉理がよく発達するが，スレート劈開が強いため，たとえ砂岩層を挟んでも層理面沿いに地層は割れにくい。

全般的には層理及び葉理の良く発達する伊里前層ではあるが，同層の下部の厚さにして数10m以上の部分（場所によっては中部にも）には，葉理の極めて乏しい塊状の暗灰色石灰質頁岩（粘板岩）があ



第10図 伊里前層の縞状砂質頁岩



第 11 図 出島南東部における伊里前層 (Is) の背斜構造

る。この部分だけは、粒度が細かく、シルト岩や砂岩の挟みがほとんどなく、層理の判別さえ難しい場合が多い。このような細粒塊状頁岩は、雄勝町南東部における向斜東翼と江島諸島平島の西半部で認められる。鏡下で見ると、大沢層下部の同様な頁岩（粘板岩）に比べて、本層の方が若干粗粒に見える。平島東部の伊里前層最下部は砂岩をよく挟む。

地質構造 雄勝町南東部では、桑浜部落付近を $N 20^{\circ} E$ の軸をもって向斜構造を示す。この向斜は西翼が東翼よりも急傾斜を示し、桑浜付近では $60-80^{\circ}$ 東傾斜の急斜帯があり、この部分には特に強いスレート劈開が発達する。軸部付近から東翼にかけては $10-20^{\circ}$ の緩傾斜帯が幅 300 m 以上あり、東翼は波長数 10 m 規模の褶曲によってかなりうねっている出島東部の伊里前層は、走向はほぼ南北、分布の西半部ではほとんど垂直に近い傾斜を示し、西側上位で、島の東縁に向かい $40-50^{\circ}$ と傾斜が緩くなる。島の南東部の伊里前層中に背斜構造（第 11 図）が存在するが、波長の短い小褶曲は発達しない。本層分布の東縁部に当たる平島では、走向は江島の下位層と平行して $N 40^{\circ} E$ で北西に傾斜している。ここではかなり強くホルンフェルス化し、かつ強いスレート劈開が発達する。

伊里前層の全体の厚さは場所により変化が激しい。出島東部で約 700 m、雄勝町桑浜では 800 m 以上である。石巻図幅内では 700-1,500 m である。

化石と地質時代 伊里前層産化石は、古くから研究され、小貫・坂東 (1959)、小貫 (1969, 1981) によって総括されている。それらによれば本図幅地域に隣接する石巻地域から次の化石の産出が知られている。

Hollandites japonicus (MOJISOVICS), *H. j. var. crassicostata* (SHIMIZU), *H. haradai* (MOJISOVICS), *H. nodai* (DIENER), *H. sp.*, “*Danubites*” *naumanni* (MOJISOVICS), “*D.*” *japonicus* SHIMIZU, Bala-

第2表 牡鹿層群の層序区分 (滝沢ほか, 1984)

時代区分		層序区分		層序 (m)	岩相	略号		
白 亜 紀	前 期	Valangi- nian	山鳥累層	上部玄武岩溶岩部層	400	玄武岩溶岩流 (乾陸成)		
				下部安山岩質火砕岩部層	1200	テイスイト-安山岩質火砕流 (一部水中)		
ジ ュ ラ 紀	後 期	Berriasian	鮎川累層	ドウメキ砂岩部層	300 -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	Ky	
	中 期	Tithonian	牡 鹿 層 群	荻の浜累層	福貴浦頁岩砂岩部層	600 -650	中層理頁岩砂岩互層	Fk
					小積頁岩部層	150 -200	頁岩	Kz
					牧の浜砂岩部層	380	粗粒砂岩・頁岩・礫岩	Mk
					狐崎砂岩頁岩部層	350	中層理砂岩頁岩互層・礫岩	Kt
中 期	Oxfordian	月の浦累層	侍浜頁岩部層	500	頁岩	Sm		
			(月の浦砂岩部層)	120 -150	粗粒砂岩・砂質頁岩・礫岩	Tk		
三 疊 紀		稲井層群			葉理砂質頁岩・頁岩・砂岩			

tonites kitakamicus (DIENER), *B. gottschei* (MOJSISOVICS), *Gymnites watanabei* (MOJSISOVICS), *Ussurites yabei* (DIENER), *Sturia japonica* DIENER, *Ptychites inaicus* DIENER, *Neocalamites cf. hoerensis* (SCHIMPER) など。これらのほかに南部北上山地の伊里前層産の主要な化石 (小貫・坂東, 1959; 小貫, 1969, 1981) から *Sturia sansovini-Monophyllites sphaerophyllus* 帯及び *Hollandites japonicus* 帯が認められることから, 本層の地質時代は三疊紀中期 Anisian である (小貫・坂東, 1959; BANDO, 1964; 小貫, 1969, 1981)。

III. 2 ジュラ系-牡鹿層群

III. 2. 1 概要及び研究史

牡鹿層群は, 下位の中-下部三疊系稲井層群を基底礫岩をもって不整合に被覆し, 中-上部ジュラ系及び最下部白亜系からなる。その層序は下位より, 月の浦, 荻の浜及び鮎川の3累層に区分される (第5図及び第2表)。しかし, 本地域には鮎川累層の中・上部は分布しない。牡鹿半島全域のジュラ系の層序については, 既に隣接する金華山地域の地質 (滝沢ほか, 1974) 及び石巻地域の地質 (滝沢ほか, 1984) において詳しく述べられている。牡鹿層群は基本的に三つの向斜を持つ複向斜構造をなしている。これらの向斜を西側より, 荻の浜向斜・小積峠向斜・新山向斜と呼ぶが, 荻の浜・小積峠向斜は

断層，小積峠・新山両向斜は背斜をもって境される（第5図）。本地域には西側の荻の浜向斜の北方延長としての出島（大須）向斜及び東側の新山向斜の地層が分布する。本図幅地域の牡鹿層群は，北側より出島-尾浦，寄磯及び泊の3地区に分かれて分布し，前者には中部ジュラ系のみが，後2者には中・上部ジュラ系が分布する。ジュラ系においても，古生層や三疊系ほどではないが，スレート劈開が発達し，大小の規模の褶曲が見られる。

本地域を含む牡鹿半島のジュラ系に関する研究は，三疊系の場合に比べると，かなり遅れて開始された。小貫（1956, 1969）によれば，最初にこのジュラ系の層序学的研究を行ったのは，中尾謹次郎（1917年東北大学論：未公表）である。文献上，牡鹿半島のジュラ系の最初の記述は神保（1896）らしい。少なくとも矢部（1928）では，牡鹿半島から *Perisphinctes*, *Nerinea* や数種の二枚貝を産出するジュラ系が広く発達することが指摘されている。このジュラ系に関する本格的な研究報告は稲井・高橋（1940）である。彼らは，ジュラ系を侍浜層群と小積層群に分け，白亜系を鮎川層群とした。これらの層群はそれぞれ本報告で月の浦累層・荻の浜累層及び鮎川累層とした地層にほぼ相当する。その後，深田（1951），大山（1954），小貫（1956），HAYAMI（1961），高橋（1962）などによって層序区分が相次いで示された。これらの中で，牡鹿層群上部の鮎川累層については，ジュラ系とする見解と白亜系とみなす見解とがあった。TAKIZAWA（1970）は，アンモナイトにより鮎川累層が下部白亜系であることを明確に示し，本層の細分を行った。

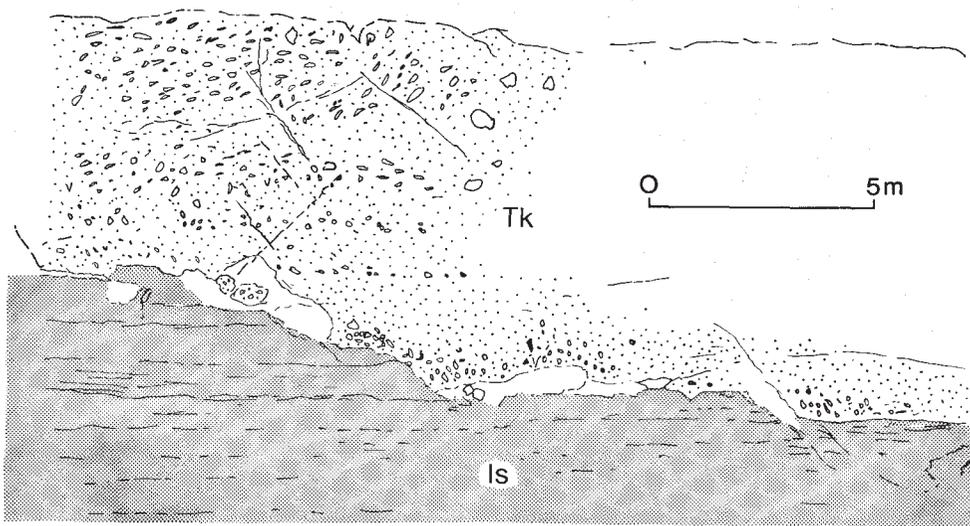
牡鹿層群の化石については，高橋（1941），大山（1954）及び藤（1956）による植物化石の研究，FUKADA（1950），SATO（1962），TAKIZAWA（1970），SATO（1972）によるアンモナイトの研究がある。二枚貝化石に関してはHAYAMI（1959）の月の浦層産化石の報告の他は記載的研究はなく，HAYAMI（1961）や滝沢ほか（1974, 1984）などに属種のリストが示されているに過ぎない。TOKUYAMA（1965）は，牡鹿半島中生層の褶曲の構造解析を行い，また滝沢（1981），於保（1981），OHO（1982）及び石井（1985）は褶曲及びスレート劈開について研究した。滝沢（1975, 1976）及びTAKIZAWA（1985）は牡鹿層群の堆積学的研究を行っている。このように牡鹿層群に関する地質学的研究は，近年になって構造地質学的並びに堆積学的な見地から研究が多数なされ，飛躍的に進展した。

Ⅲ. 2. 2 月の浦累層

牡鹿層群の基底層で，基底礫岩に始まる海進性堆積物である。本層は，礫岩及び粗粒砂岩を主とする下部（月の浦砂岩部層，Tk）と均質な黒色の頁岩からなる主部（侍浜頁岩部層，Sm）に2分される（第14図）。牡鹿半島南西岸の月の浦から侍浜にかけての海岸沿い及び道路沿い（域外）に模式的に露出し，本地域では同半島東部の泊北西方及び寄磯と出島西部-尾浦付近の3地区によく露出する。層厚は両部層あわせて，700-800mである。

下位層との不整合関係は，尾浦北岸，出島東岸など随所で観察され，いずれの場合も稲井層群伊里前層のよく成層した砂質頁岩を凹凸面をもって本層の基底礫岩が被覆する（第12, 13図）。

出島-尾浦地区では，本層がNNE-SSWに伸びる向斜（出島向斜）を形成している。この向斜は単純ではなく，波長500m以下の種々のオーダーの褶曲によって修飾されている。一方，寄磯地区及び泊地区の月の浦累層は背斜構造（大原背斜）をなして分布する。ここでは西翼が逆転層を含む急傾斜で

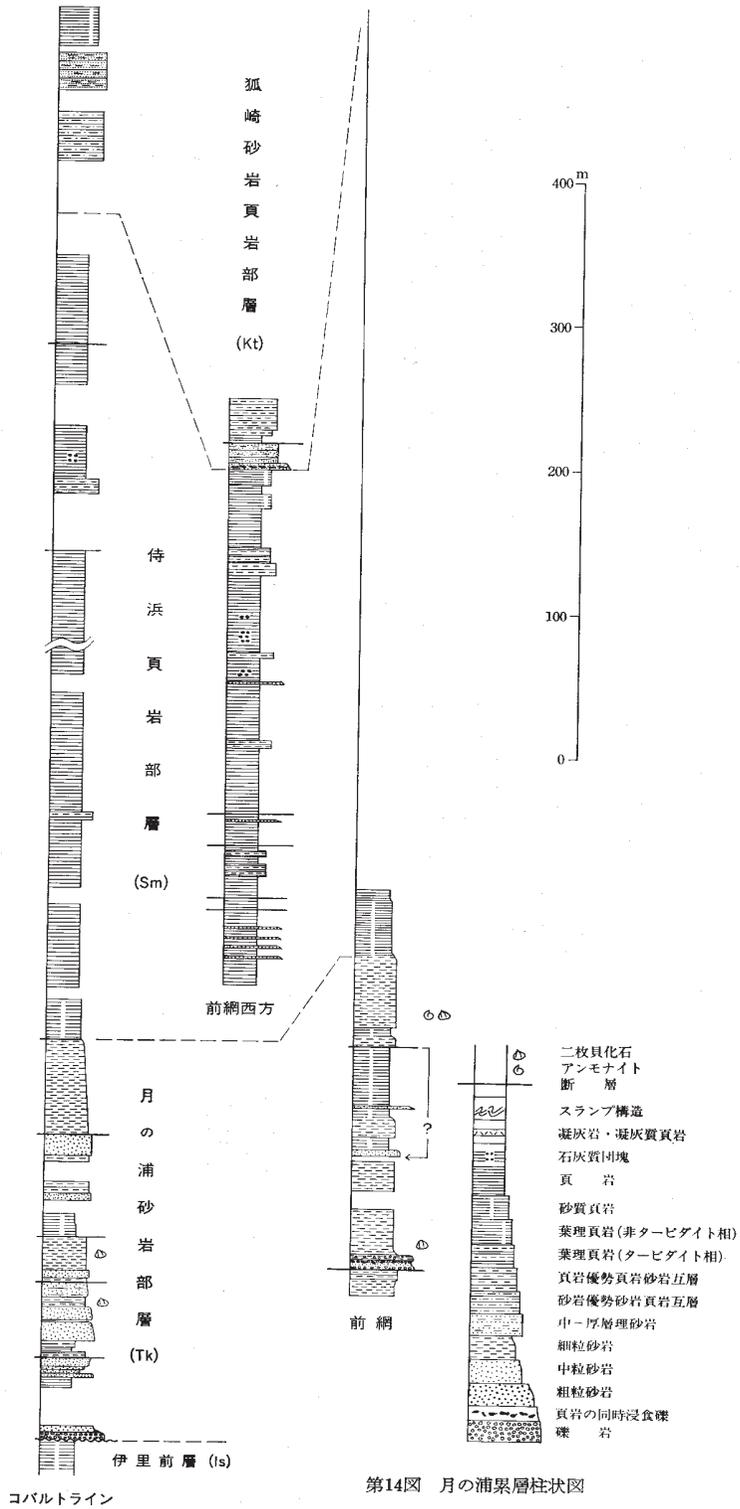


第12図 三畳系伊里前層 (Is) と月の浦砂岩部層 (Tk) との不整合
出島の東海岸 (通称, 袖袋浜) 両者の地層面及び不整合面はほぼ直立している

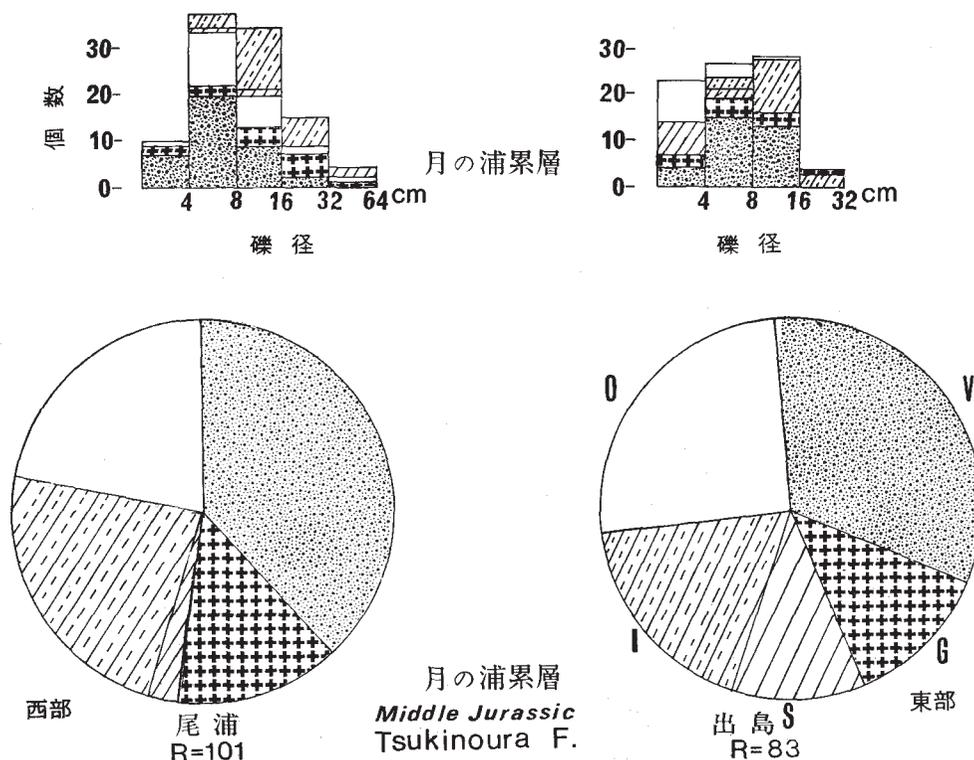


第13図 三畳系伊里前層 (左側) とジュラ系月の浦砂岩部層 (右側) との不整合
(尾浦北東の海岸) 不整合面はほぼ直立している

あるのに対し, 東翼は $20-50^{\circ}$ 東傾斜で, 明らかな非対称褶曲を示す. 東翼には東傾斜の衝上性逆断層が複数認められ, 地層が反復出現し, 見掛け上層厚が厚くなっている. 大原背斜の軸部は, 前網西方の小さい浜の岩礁沿いに露出し, 月の浦砂岩部層の中部からなる. 泊地区では大原背斜の東翼のみが分布し, 東傾斜の同斜構造を示す.



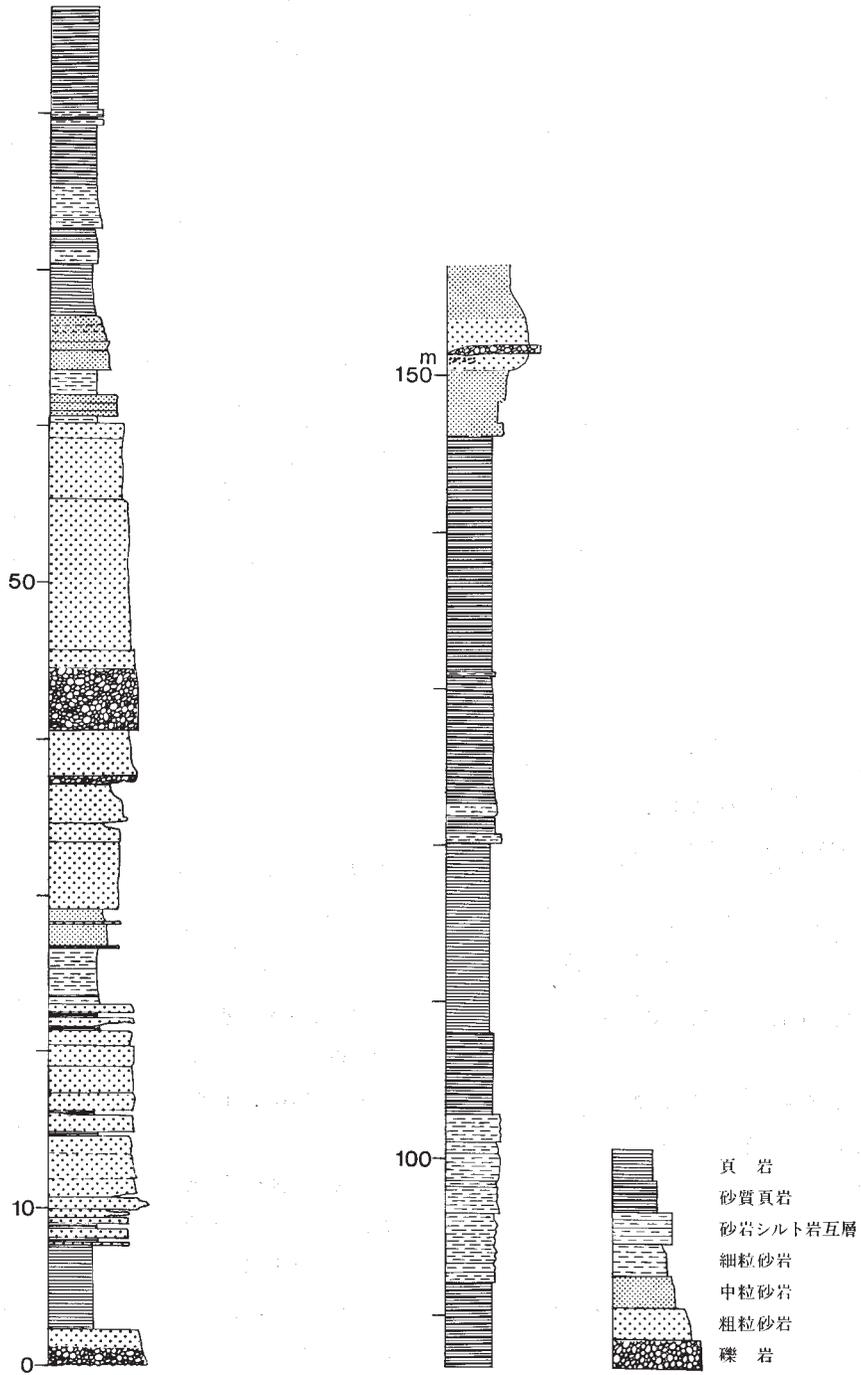
第14図 月の浦累層柱状図



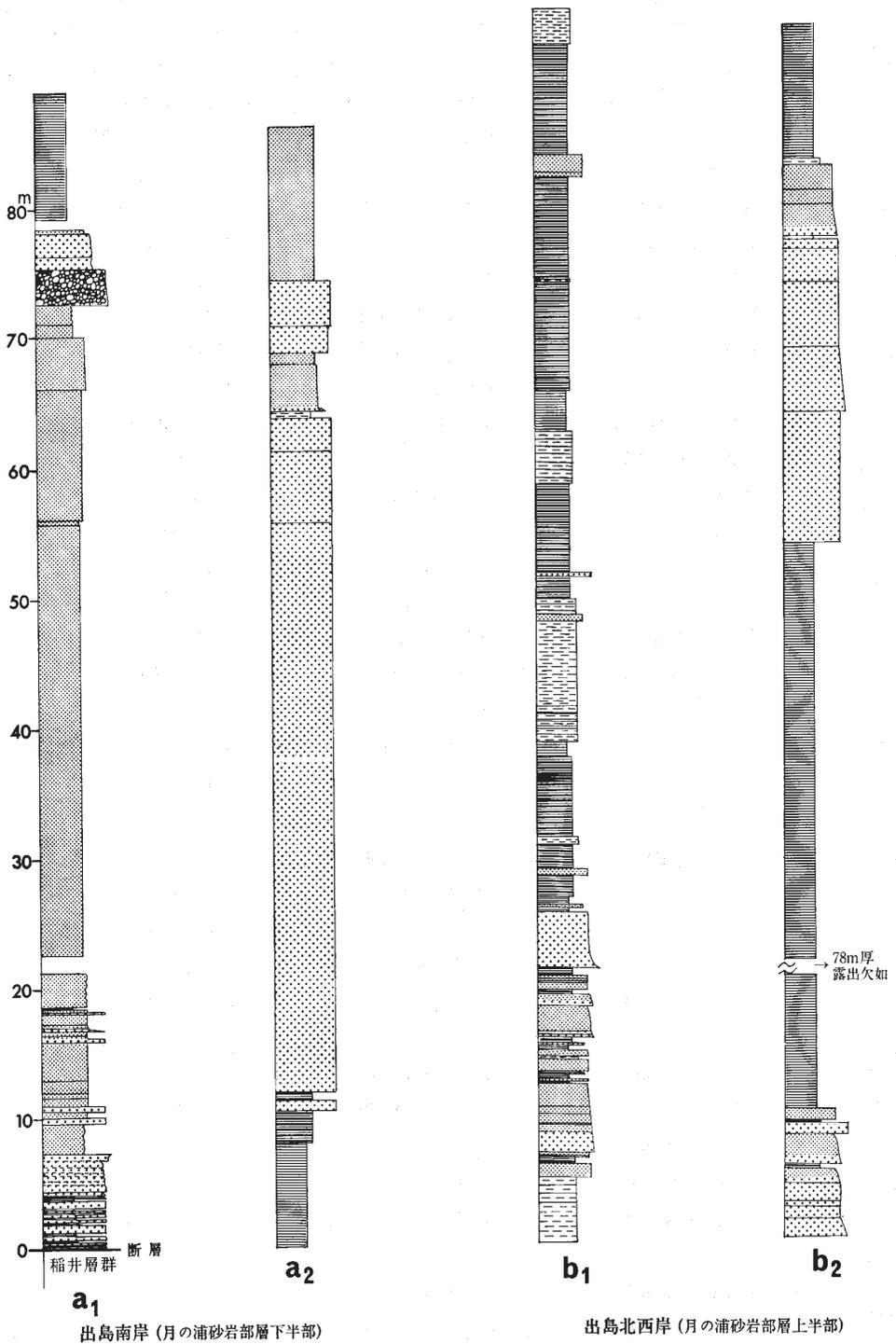
第15図 月の浦砂岩部層 (Tk) における礫岩の礫種組成 (TAKIZAWA, 1985) V, 火山岩類及びびん岩; G, 花崗岩類; S, 堆積岩類 (稲井層群起源を除く); I, 稲井層群の頁岩及び砂岩; O, その他 R, 測定数

月の浦砂岩部層 (Tk) 礫岩・粗粒砂岩・砂質頁岩からなり、規模は小さいが2堆積サイクルを示す。本地域では出島によく発達し、尾浦東方、前網付近 (本部層上部のみ) の3か所に分布が認められる。層厚は出島-尾浦付近では250mで、模式地よりも厚くなっている。本部層の柱状図を第14図に示す。基底礫岩は、一般に径3-20cmの円礫を主とし、厚さは5m前後であるが、局所的にはごく薄い場合もある。礫は密集し、基質 (砂岩) 量は少ない。牡鹿半島部に比べて出島東岸 (袖袋浜) によく発達する。出島東岸の基底礫岩は、第12図に示すように三疊系稲井層群を不整合に被覆し、礫径が比較的大きく、淘汰不良である。尾浦北岸では礫岩は礫径が小さく、厚さも薄い (第13図)。礫種は、緑色の安山岩質岩又はびん岩・花崗岩質岩・珪質岩 (チャート?など) のほか、稲井層群起源の砂質頁岩礫と砂岩礫を含む (第15図)。前3種の礫は、円磨度と礫径の淘汰がかなり良好なのに比べて、稲井層群起源の礫は礫径が大きく、亜角礫で扁平な形 (平板状) のものが多く、しばしば数10cm大の礫も少なくない。

砂岩は、粗粒アルコース質で、新鮮面で青緑色、風化して黄白色を呈する。粗粒砂岩は基底礫岩の直上のものより、本部層中下部のものが厚い (第16図)。この中下部の砂岩は出島では5枚程からなりその厚



第16図 月の浦砂岩部層 (Tk) 柱状図 (その1)
尾浦北東部の海岸



第17図 月の浦砂岩部層 (Tk) 柱状図 (その2) 出島南部及び北西部。a₁はa₂、b₁はb₂にそれぞれ続き、この順序に上位に重なる。凡例は第16図に同じ

さを増す（第17図）。中部の砂岩は塊状無層理のことが多いが、部分的に斜交層理や平行葉理が発達し、北方に向かう程成層がよくなる。この砂岩からはときに大型の *Inoceramus* を産する。本部層上部でも砂質頁岩と交互し、粗-中粒砂岩が現れ、ときに中-厚層理互層をなす。互層部分では、フルートキャストやグループキャストなどのソールマークが見られることもあり、それらはほぼ南→北の古流向を示している。

砂質頁岩は、上下両サイクルの上部にあつて砂岩から漸移する。下位サイクルのものは薄いですが、牡鹿半島の模式地付近では二枚貝化石が密集して産出する。上位サイクルの頁岩は、北方に向かい細くなる。軟体動物化石は本部層の多層準から産するが、その多くは磨耗や破損が著しく保存は余り良好ではない。代表的な化石産出層準は三つほどある。基底礫岩・砂岩の直上の砂質頁岩は、しばしば汽水性貝化石 (*Kobayashites*, *Eomiodon* など) を密集して産する。上位サイクル下半部の砂岩及び砂質頁岩は、*Trigonia* や *Inoceramus* を密集または散点的に含むが、保存不良である。イノセラムスはやや大きく、10-15cm 大である。上位サイクル上半部の砂質頁岩中には石灰質な部分がレンズ状にあつて、多量の二枚貝・巻貝化石を含んでおり、前網では貝化石とアンモナイト・ベレムナイトが共産する。

本部層からは豊富な軟体動物化石を産出する。本地域から多産する二枚貝類には保存不良の *Entolium*, *Trigonia*, *Inoceramus* が多く、他に巻貝も含まれるが未同定である。模式地とその近傍産貝化石としては、HAYAMI (1959, 1961) によれば、*Parallelodon* sp., *Bakevellia* sp., *Kobayashites hemicylindricus* HAYAMI, *Inoceramus* (s. l.) *fukadae* HAYAMI, I. sp., *Entolium* cf. *disciforme* (SCHUBLER), *Chlamys kobayashii* HAYAMI, *Ctenostreon ojikense* HAYAMI, *Lopha* spp., *Trigonia sumiyagura* KOBAYASHI and KASENO, *Vaugonia kodajimensis* KOBAYASHI and MORI, *Eomiodon vulgaris* HAYAMI 等が報告されている。

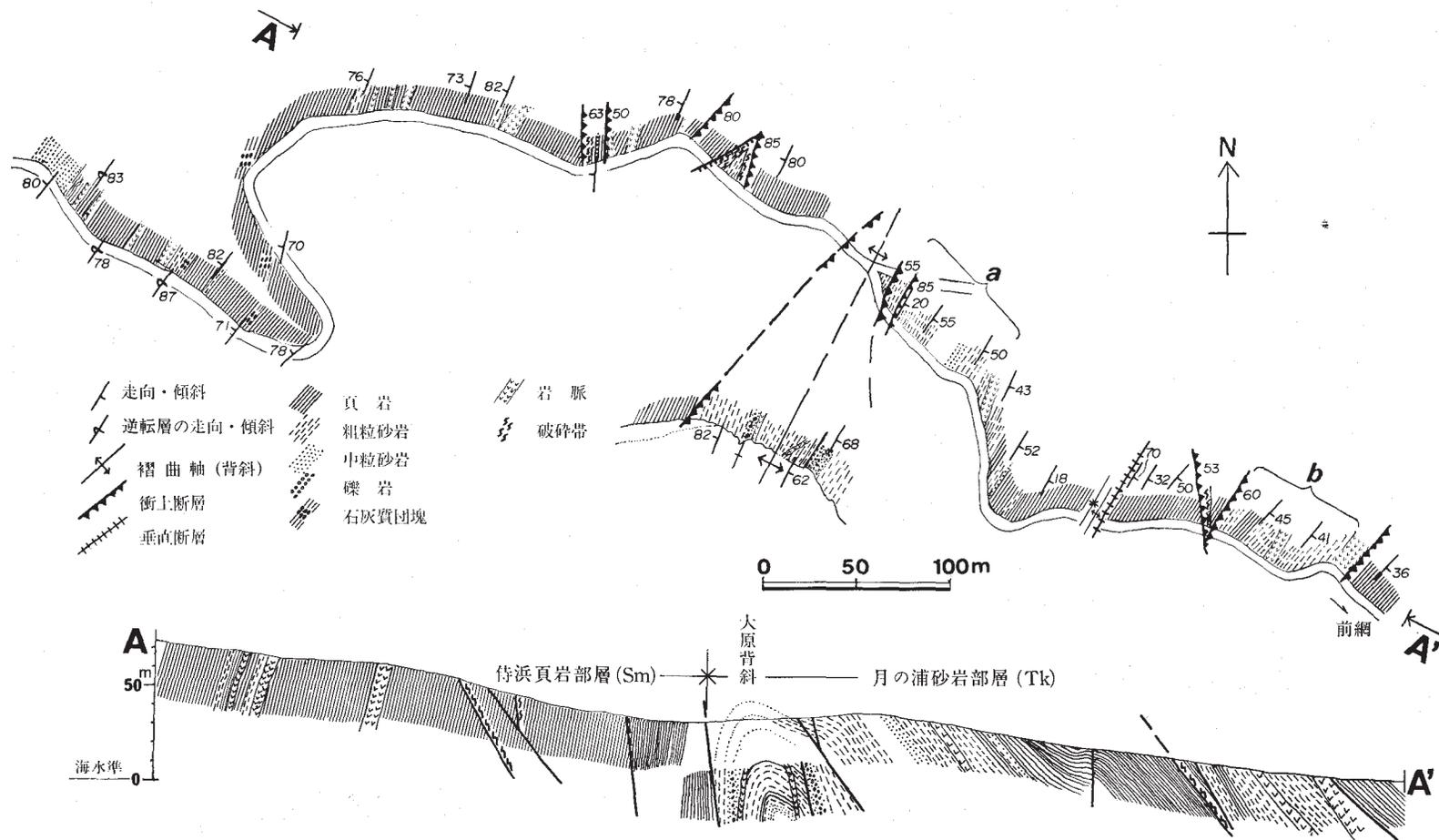
SATO (1972) は、筆者らが前網西方で採集したアンモナイト標本を同定し、*Normanites* (*Itinsaites*) cf. *itinsae* (MCLEARN) 及び *Stephanoceras* sp. を報告し、その時代を Middle Bajocian とした。

侍浜頁岩部層 (Sm)

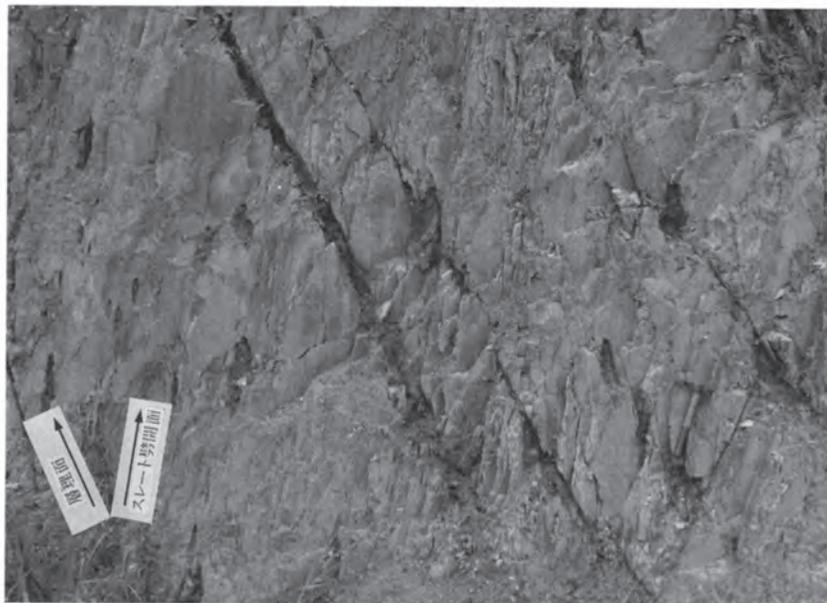
月の浦砂岩部層から漸移し、均質で厚い黒色の頁岩からなる。月の浦砂岩部層との明確な境界設定は難しく、一応、砂岩の挟みが乏しくなり、頁岩も砂質でなくなる部分から上位を本部層とする。本部層は、出島-尾浦、寄磯及び泊の3地区に露出し、それぞれ構造を異にする。出島-尾浦では中-小規模の褶曲を伴う向斜構造、寄磯では東傾斜の衝上断層を伴う背斜構造（第18図）、泊北西部では東傾斜の同斜構造をそれぞれ示す。本部層の頁岩は、一般に数10cmないし1-2mの単位で成層することが多い。スレート劈開が顕著なこともあつて層理面の不明な部分も少なくない。石灰質団塊が本部層の中部及び上部によく含まれるが、一般に造構的な変形を受け、その伸長方向は、スレート劈開方向に平行的である（第19図）。団塊の大きさは、2-3cm大から20cm位のものが多いが、場所によって50cm以上のものがある（第20図）。

本部層の層厚は、褶曲や断層のため正確なことは分らないが、500-600mと見積られる。谷川東方及び前網から東の寄磯までの侍浜頁岩部層は見掛け上非常に厚く、約700m以上を示すが、これは大原背斜東翼に当たり、東傾斜の衝上断層によって地層の繰り返しがあるためと推定される。

化石は極めてまれで、本図幅地域では未発見である。石巻図幅内の荻の浜部落西方の灯台付近の本部



第18図 前網西方における月の浦累層のルートマップと断面図 aとbの砂岩卓越部は同一層準の可能性あり

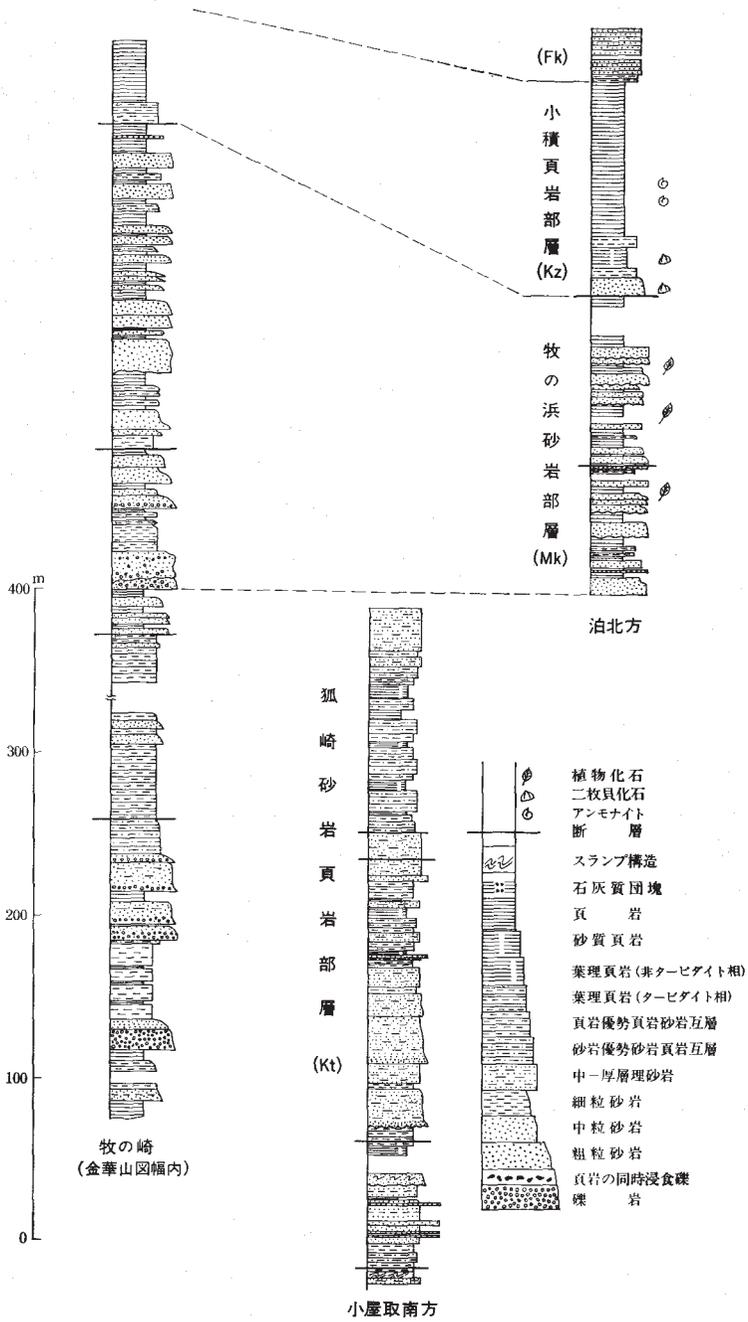


第 19 図 侍浜頁岩部層の層理面と斜交するスレート劈開 (前網西方)



第 20 図 侍浜頁岩部層上部の石灰質団塊 (前網西方)
団塊は長径数 10cm で、その伸長方向はスレート劈開に平行

層最上部には、*Aulacomyella* sp. の密集した厚さ約 10cm の化石層がある。TAKAHASHI (1969) は、荻の浜西方より、*Choffatia* sp. を報告しており、これは Callovian を示す。



第21図 荻の浜累層柱状図 隣接図幅地域を含む

Ⅲ. 2. 3 荻の浜累層

月の浦累層の侍浜頁岩部層を整合に覆い、主に砂岩・頁岩の互層からなる。岩相は垂直的变化に富み、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) 及び福貴浦頁岩砂岩部層 (Fk) の4部層に分けられる (第2表)。模式地は荻の浜の南側一帯 (石巻図幅内) であり、牡鹿半島に広く分布する。模式地付近での厚さは約1,400 mである。本地域での正確な厚さは不明であるが、谷川北東-泊-厚井崎にかけての本層は、1,500m以上と見積られる。本累層の柱状図を第21図に示す。

本地域の荻の浜累層は新山向斜と小積峠向斜の2列の向斜の主体をなし、様々の規模の褶曲を示す。牡鹿半島の泊地区では、本累層の大部分が走向NNEで50-70°東傾斜の安定した同斜構造を示すが、東側の海岸付近では、波長約100 m規模の小褶曲がよく発達する。この小褶曲は、新山向斜の軸部に近い程顕著である。すなわち泊地区の荻の浜累層は新山向斜の西翼部に相当し、その東翼及び向斜の中心部は海中に没していることになる。寄磯地区内西部の荻の浜累層は、石巻図幅地域における小積峠向斜に属する地層で、走向はNNEであるが、傾斜は複雑な褶曲のため変化が著しい。

化石としては海生軟体動物化石と陸生植物化石を多産する。堆積相から見ると、下部と上部がフリッシュ様の砂岩頁岩有律互層からなり、海成のやや深い相を示すのに対し、中部の下半が河川型堆積サイクルで特徴づけられる陸成層、中部の上半が浅海成の砂岩・頁岩からなり、堆積環境の変化に富む (滝沢, 1976, 1977; TAKIZAWA, 1985)。

狐崎砂岩頁岩部層 (Kt)

本部層は砂岩・頁岩の中層理有律互層の卓越した海成層であり、侍浜頁岩部層を整合に覆っている。図幅地域南西部の釜崎付近の海岸によく露出するほか、寄磯部落東方、大貝崎及び鮫の浦湾北岸に露出する。上記の分布地のうち、前2者は新山向斜に属し、後者は小積峠向斜に属する。層厚は模式地で約350 m、新山向斜内釜崎付近で約400 mを示し、一般的にかなり一定している。

本部層の岩相を垂直的に概観すると、最下部の厚さ約50 mの成層砂岩は、数10 cm-1 mの単位でよく成層した中粒砂岩であり、部分的に細礫質である。この成層砂岩の上位に厚さ20-40 mの葉理の発達した成層頁岩があって、これは下位の侍浜頁岩部層のものに酷似する。本部層主部の有律互層は、一般に砂岩優勢で、ときに頁岩優勢な薄層理互層を挟む (第22図)。砂岩層には級化層理がよく発達し、時々ソールマークが見られる。砂岩は30-50 cmの厚さをもって成層する中粒砂岩が多く、級化は砂岩単層の上部で見られる。しかし、粗粒砂を混じえる場合は級化良好である。ソールマークはあってもグループキャストが多い。砂岩と互層する頁岩には、しばしば葉理が発達する。砂岩層の薄い場合 (数cm以下) には、斜交葉理が顕著である。また、砂岩層にはときに2-3 m若しくはそれ以上の厚さの厚層理砂岩が存在し、それらは塊状で級化不良で、ときに複合成層が見られる。本部層には第IV章でも記述するように波長数10 m規模の小褶曲がよく発達する (第23, 24図)。

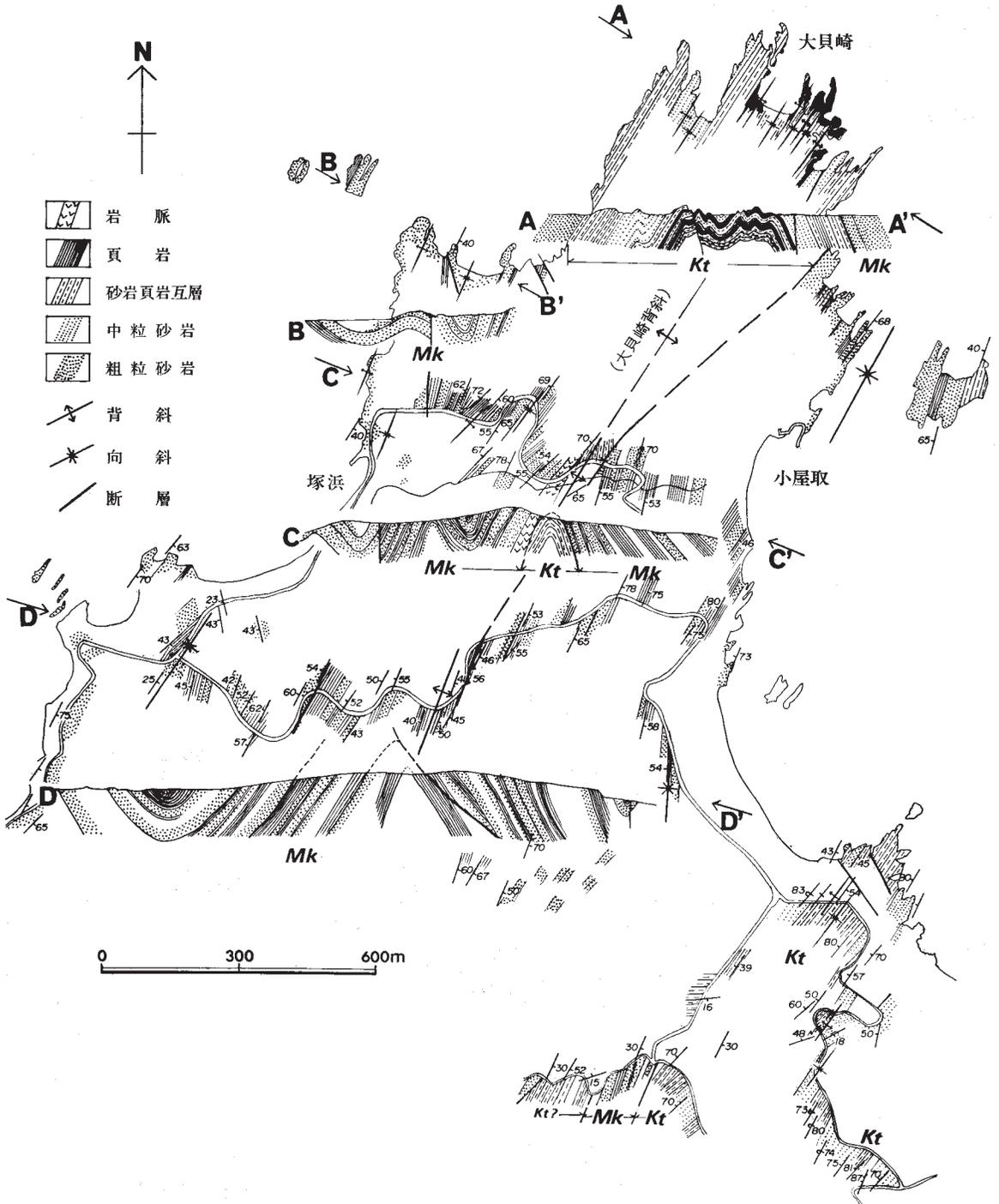
南側の金華山図幅内の本部層では、顕著な礫岩層 (5-10m厚) を数枚挟み、局所的には花崗岩の中-大礫を含む礫質泥岩及びスランプ角礫岩を有するが、本地域では細礫礫岩 (礫の最大径2-3 cm, 通常1 cm以下) が2枚程あるに過ぎない。



第 22 図 狐崎砂岩頁岩部層の砂岩頁岩互層 寄磯南東の海岸



第 23 図 狐崎砂岩頁岩部層にみられる背斜構造 (大貝崎)
この露頭は第 40 図の向斜構造のすぐ東隣り



第24図 大貝崎付近における萩の浜累層のルートマップ及び地質断面図
 狐崎砂岩頁岩部層 (Kt) と牧の浜砂岩部層 (Mk) とでは、発達する褶曲の波長が明瞭に異なる

狐崎砂岩互岩部層からは時に *Perisphinctinid* を産し、大貝崎でアンモナイト数個体を見いだしたが、いずれも保存不良で同定できなかつた。稲井・高橋 (1940) は、狐崎北方より *Perisphinctes* (*Kra-naosphinctes*) cf. *matsushimai* YOKOYAMA を報告しており、これは Late Oxfordian を指示する。

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からなり礫岩を伴う。砂岩部の厚さは一般に 5-15m、頁岩部は 3-20m で、両者を組合せた単位サイクルの厚さは平均 15m 前後である。砂岩にはしばしば斜交層理が発達する。本部層は海生動物化石を全く欠き、陸生植物化石を多産する上、河川成の上方細粒化型堆積サイクルを示すことなどから大半は陸成層と考えられた (滝沢, 1976)。海成の下位層及び上位層とは整合であり、それらとの岩相推移が漸移的であるため、上・下位層との境界は判然としないうことが多い。牧の浜砂岩部層の模式地は石巻市東部の狐崎東方 (座石鼻付近) で、そこでの層厚は 380m である。本地域では泊北方の海岸及び道路沿いに露出し、層厚は 400m 以上と見積られる。

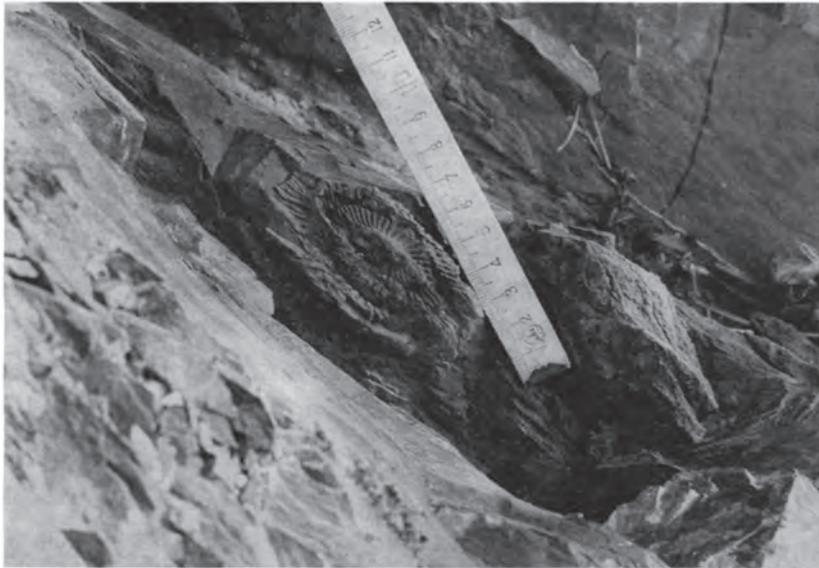
本部層の極厚層理砂岩頁岩互層は、基本的に次のような垂直的岩相変化を持つ小堆積サイクルからなる。すなわち下位から上位へ、①頁岩偽礫岩：同時浸食礫のほか外来礫を少量混じえ、chaotic な様相を呈する ②粗粒砂岩：大型の斜交層理及び平行層理 (flat-bedding) が良く発達 ③中粒砂岩：中型 (セット厚 30-10cm) の斜交層理及び平行葉理が顕著に発達 ④極細 - 細粒砂岩：漂移砂漣式斜交葉理と平行葉理を示す ⑤極細粒砂岩とシルト岩の薄互層 (縞状細互層) 又は砂質シルト岩 ⑥頁岩：通常は細 - 中粒砂岩層 (1m 以下) や砂岩頁岩薄互層を挟有し、炭質頁岩を含むことも多い。要するに、下位から上位に向かって碎屑物の粒度が漸次減少する上方細粒化型サイクルを示している。特にサイクル下半部の主に砂岩からなる部分では、粒度の減少とともに、斜交層理の規模縮小化が著しい。また、サイクル基底は常に凹凸に富む同時浸食面で画され、サイクル内部にもしばしば同時浸食構造が発達する。

以上のような上方細粒化型堆積サイクル下半の粗粒部は、側方に流路を漸次変える河川の必然的な営力によって砂層が側方累積を繰り返して水平的に広がったものである。これに対し、サイクル上半の細粒部は、恐らく短命な水域のあるような沖積氾濫原での浮流からの泥質物質の沈積に由来した。

本部層には外来礫を主とする厚さ 1m 以下の礫岩が数枚ある。礫種として径 20cm 以下の花崗岩質岩がもっとも多く、ほかに石英斑岩、ホルンフェルスなどを伴う。本部層の礫岩は、下位の狐崎砂岩頁岩部層の場合と同様に、南側の金華山図幅地域の方がはるかに顕著である。その礫種構成や礫径分布については、滝沢ほか (1984)、TAKIZAWA (1985) に詳述されている。本部層の頁岩及び細粒砂岩からは、ソテツ・シダ類などの陸生植物化石が多産し、高橋 (1941) 及び大山 (1954) によって報告されている。

小積頁岩部層 (Kz)

中粒砂岩に始まり、砂質頁岩を経て主部が黒色頁岩からなる海成層である。本地域では下位層とは断層で接する。泊浜北方の海岸に好露出する。下部の砂岩及び砂質頁岩から、三角貝 (*Myophorella*)、主部の頁岩からアンモナイト (*Lithacoceras* ほか) を産する。石巻図幅地域の荻の浜湾東岸が模式地であり、下位の牧の浜砂岩部層 (陸成) とは整合で岩相的に漸移する。すなわち、牧の浜砂岩部層の中 - 粗粒砂岩を、本部層の淘汰良好な中粒砂岩 (しばしば顕著な生痕が発達) が整合に被覆する。上位の福貴浦頁岩砂岩部層への岩相変化は漸移的であるため、両部層の境界は不鮮明である。場所によってこの



第 25 図 小積頁岩部層産の変形したアンモナイト < GSJ F12105 > 泊北方の海岸 外螺環の長径は約 25 cm

境界部付近の岩相は異なるが、10-30mの厚い中粒砂岩が出現し、かつ頁岩部に葉理がよく発達する部分の下位を本部層の上限とする。泊浜での層厚は200m以上で模式地の約150mより厚い。しかし、泊浜付近は、新山向斜の軸部に近く、この層厚の増大は、褶曲時の変形による可能性が強い。このことはアンモナイトの強い変形（第25図）によっても暗示される。

本部層基底の砂岩は中-細粒で淘汰良好な長石質のものがあ、成層は上部ほど良好である。局部的に斜交層理や砂漣（ripple mark）が発達する。砂岩の間には従属的にシルト質砂岩又は砂質頁岩が挟在し、それらにはしばしば生物擾乱の痕跡が著しい。

主部の頁岩は、厚さ数10cm-2mの単位で成層し、かなり均質である。牡鹿半島全体としてみると、分布の西部及び北部では50-60mと余り厚くないが、東部では100m以上の厚さを持つ。本層基底の砂岩の上位には砂質頁岩があり、主部の頁岩に移化する。頁岩の上部では次第に砂岩薄層を挟むようになり上位層に漸移する。石灰質団塊は一般に非常に少ないが、東部ではやや多い。

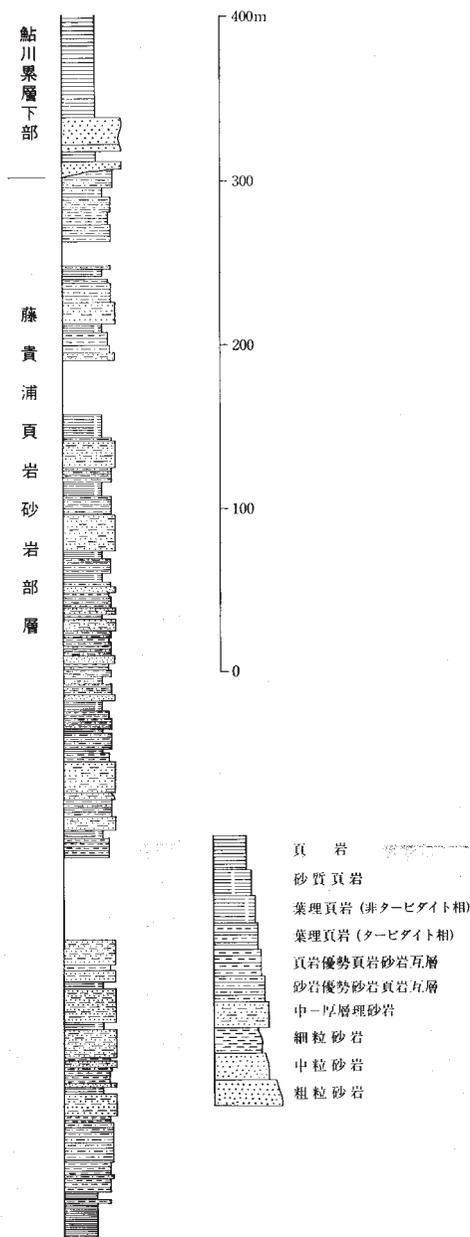
化石はやや石灰質な下部の砂岩（風化して茶褐色を呈する）及び砂質頁岩から産出し、*Myophorella* (*Promyophorella*) *orientalis* KOBAYASHI and TAMURA, *M. obsoleta* KOBAYASHI and TAMURA, *M. (P.)* sp. などが見いだされる。この三角貝含有砂岩層は、牡鹿半島のほぼ全域にわたって発達し、鍵層になる。頁岩からは *Perisphinctid* 類のアンモナイトを普遍的に産する。

本部層からは FUKADA (1950), SATO (1962), TAKAHASHI (1969) により、次のようなアンモナイトが報告されている。

Perisphinctes (*Perisphinctes*) *ozikaensis* FUKADA

P. (P.) aff. *ozikaensis* FUKADA

P. (Kraaosphinctes) cf. *matsushimai* YOKOYAMA



第26図 福貴浦砂岩頁岩部層柱状図 (泊付近)
 新山向斜の軸部での断面によるため非褶曲部に比べて、層厚が全体に厚くなっている

Discosphinctes cf. kiritaniensis (SATO)

D. sp.

Lithacoceras onukii TAKAHASHI

Aulacostephanus (*Pararosenia*) *sp.*

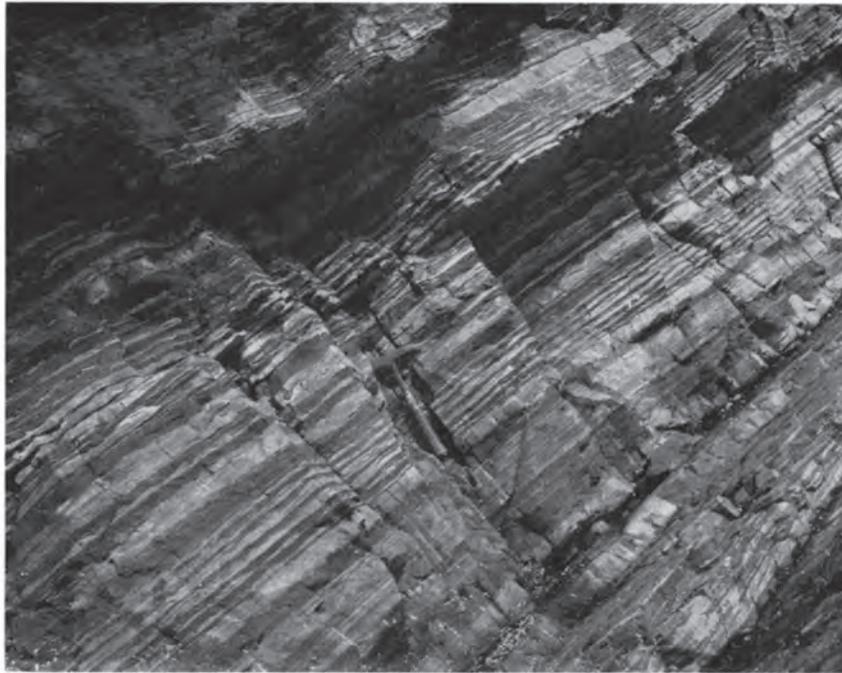
Aspidoceras. sp.

これらの中で、前3者は late Oxfordian を、他のものは early Kimmeridgian を示している。*Perisphinctes* 及び *Lithacoceras* は北上山地のアンモナイトの中でも特に代表的で、大きき40 cm を越える大型の標本も見受けられる。これらのアンモナイトは、第25図に例示するように、造構作用の影響を強く受けて変形している。すなわち、スレート劈開面に直交する方向に押しつぶし作用 (flattening) を被っている。HAYAMI (1961) は、南部北上山地のアンモナイトの変形度の水平分布を検討し、牡鹿地方の中生層のものが、最も大きい変形度を持つことを示した。

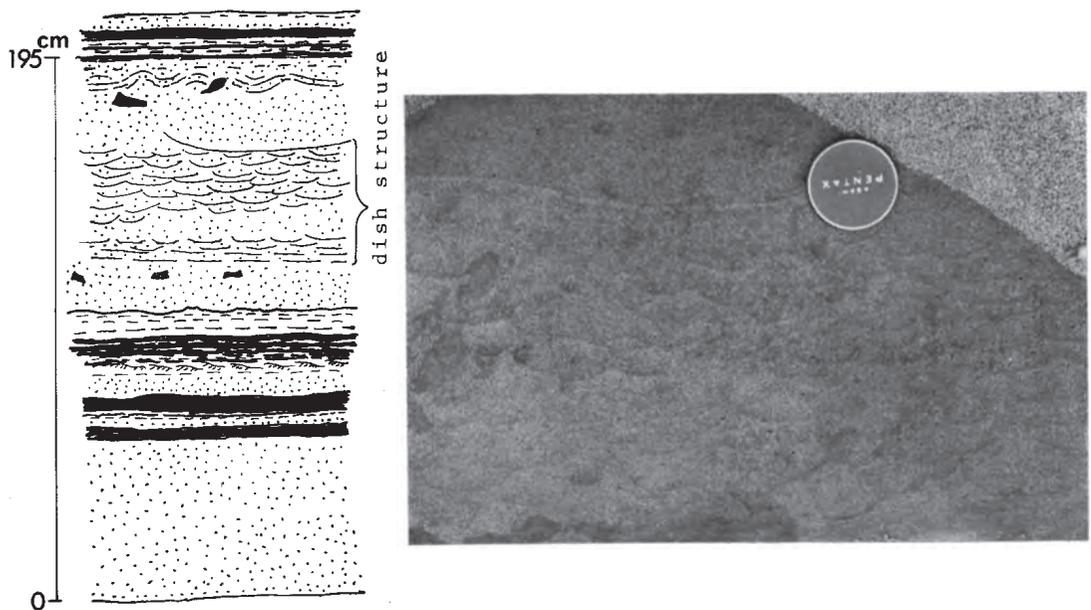
福貴浦頁岩砂岩部層 (Fk)

小積頁岩部層から岩相的に漸移し、いわゆるフリッシュ型の頁岩砂岩互層からなる地層で、泊浜から厚井崎にかけての海岸によく露出する。層厚は模式地で少なくとも550m (上限不明)、本図幅地域の新山向斜の西翼で600 - 650 m である (第26図)。

本部層の岩相は、次のような6種に分けられる。(i) 中-厚層理砂岩、(ii) 中層理砂岩頁岩互層、(iii) 薄層理頁岩砂岩互層 (第27図)、(iv) 縞状細互層又は葉理頁岩、(v) 成層頁岩。これらのうち、(ii) と (iii) が卓越し、(iv) がこれに次ぐ。そして、砂岩優勢な部分と頁岩優勢な部分とが交互し、両者が厚さ数10 m の単位の“サイクル”を形成することが多い。(i) の砂岩は少量の粗粒砂を混じえる中粒砂岩で、普通塊状無構造を呈するが、ときに複合成層や皿状構造 (dish structure) が発達し (第28図)、頁岩偽礫岩を伴うこともある。(ii) と (iii) は一般に級化層理が見られ、滝沢 (1977)、TAKIZAWA (1985) に例示したように、BOUMA (1962) の堆積組層を有することが多く、大部分タービダイトと結論できる。砂岩底面は平



第 27 図 福貴浦砂岩頁岩部層のフリッシュ型砂岩頁岩互層
(頁岩勝ち互層) 泊防波堤とりつけ部付近



第 28 図 福貴浦砂岩頁岩部層における dish structure の発達した砂岩層 泊南方の海岸

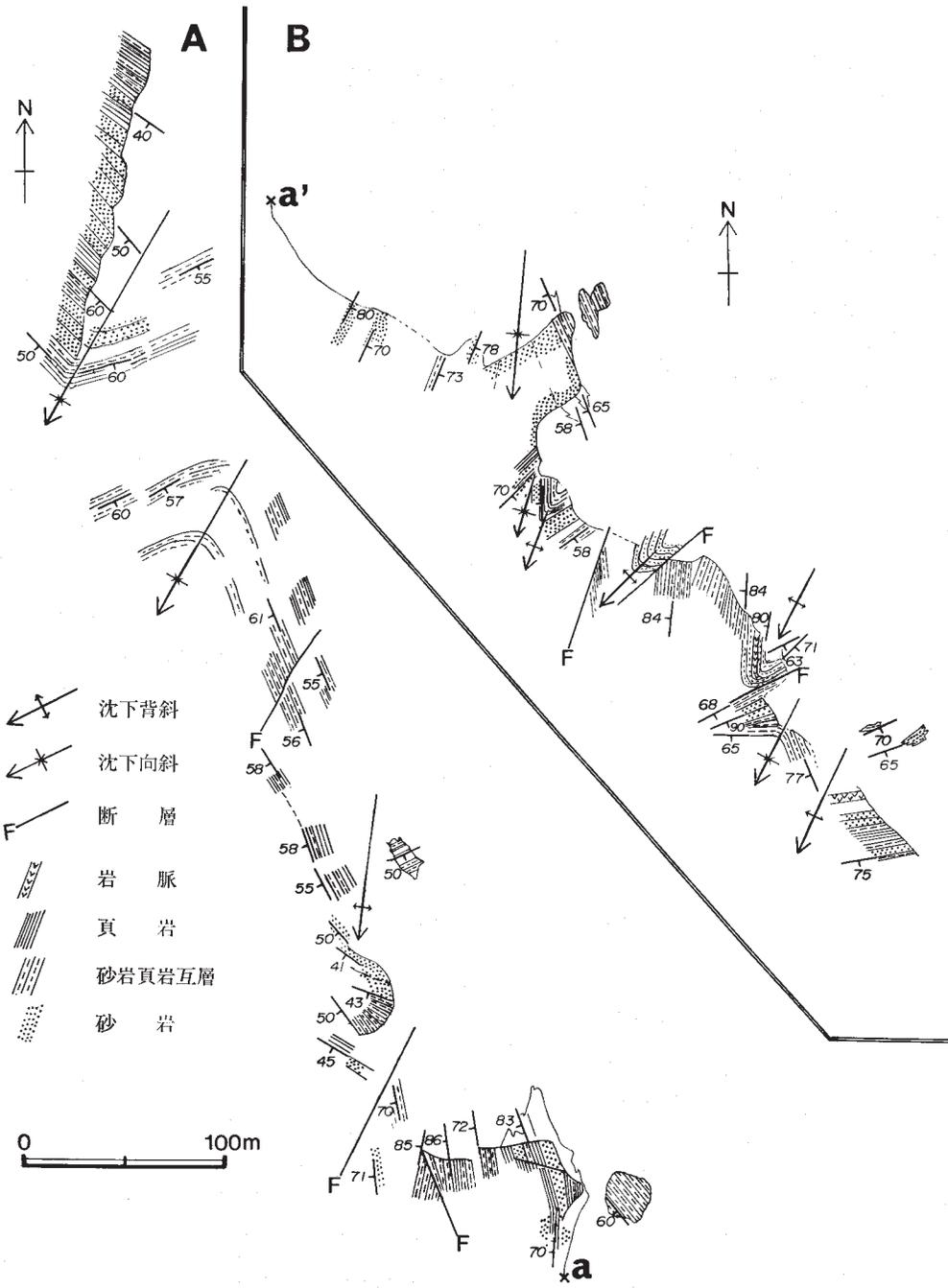


第 29 図 福貴浦砂岩頁岩部層におけるソールマーク（クレッシェント・キャスト） 厚井崎北方

滑なものが多いが、時にはソールマーク（第29図）が発達する。薄層理互層には斜交葉理が非常に良く発達し、しばしばその上面に舌状漣痕が見られる。また、(iii)にはコンボリュート葉理も少なくない。(iv)の縞状細互層は、頁岩と砂質シルト岩-極細粒砂岩が1cm以下の単位で交互した岩相で、これ自体が厚層をなすことは少なく、砂岩層などで他の岩相と交互することが多い。成層頁岩は数10cm-1mの単位で成層している。



第 30 図 福貴浦砂岩頁岩層のフリッシュ型互層（縞状頁岩を伴うタービダイト） 泊南方



第31図 福貴浦砂岩頁岩部層の褶曲構造を示すルートマップ (泊南方-厚井崎間の海岸)
 a から a' へとつながる、Aルート (左半分) では褶曲波長が 200 m 前後、Bルートでは数
 10 m を示す

福貴浦砂岩互層部層におけるフリッシュ相の特徴は、タービダイト砂岩の間に挟まる細粒碎屑岩が、縞状細互層や葉理頁岩からなることである（第30図）。TAKIZAWA（1985）は、この点に注目して、本部層のフリッシュ-タービダイト相がデルタの沖合相（デルタ斜面部-デルタ先端底部）であると推定した。

本部層の岩相を測方変化という面から概観すると、新山向斜（本地域）では、砂岩量比がこれより西側に比べて高く、全体として東側に向かって砂岩優勢になる。

本部層では、牡鹿層群中で最も小褶曲がよく発達する（第31図）。それらの小褶曲には層理面沿いのすべり（bedding-slip）が明瞭にしかも頻繁に観察され、flexural slip fold であることが確実である。しかし、スレート劈開の発達とともに小褶曲の翼部に比べて、軸部での層厚が厚くなっていることから、modified flexural folds（RAMSAY, 1962, 1967）に相当する。

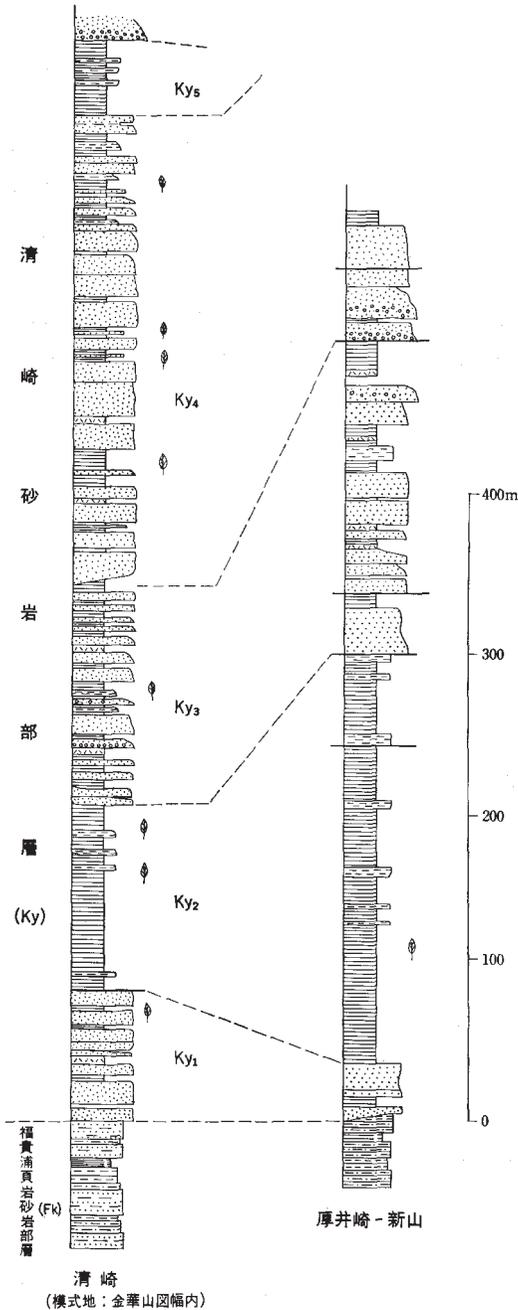
本部層からの化石の産出は全般的に少ないが、互層中の頁岩よりアンモナイトや二枚貝を時々産出する。アンモナイトは保存不良のため鑑定に耐えるものは少ない。TAKAHASHI（1969）が泊より産出、とした *Virgatosphinctes* aff. *communis* SPATH 及び *Aulacosphinctoides?* sp. は、本部層より産出した可能性が高い。また、TAKAHASHI（1969）の小網倉産 *Aulacostephanus* (*Pararasenia*) sp. も本部層から産出したと推定できる。これらの化石から、本部層の時代は、Kimmeridgian-early Tithonian と結論される。二枚貝としては、泊南方の海岸より *Myophorella* sp. 及び *Chlamys?* sp. を産出する。

本部層では生痕化石が非常に豊富であり（第32図）、代表的なものとして、石巻図幅地域の本部層から多量の *Zoophycos* sp., *Chondrites* sp., *Cosmorhaphé* sp., *Scalarituba?* sp. がある。これらは、SEILACHER（1964）の生痕相分類によると、*Zoophycos* 相ないし *Nereites* 相に属するが、典型的な *Nereites* 相の生痕（*Nereites* や *Paleodictyon*）は産しない。本地域では頁岩特に縞状頁岩中に径1-2



第32図 福貴浦砂岩頁岩部層における生痕化石 厚井崎北方0.5cm厚シルト質砂岩層の下面

mm の不規則に曲折した管状の生痕が、層理面沿い又は頁岩層内部に無数に発達することがある。



第33図 清崎砂岩部層の柱状図 凡例は第21図に同じ

III. 2. 4 鮎川累層

鮎川累層は牡鹿層群の上部を占め、牡鹿半島の南東部に分布する。本地域での分布は、南縁部の厚井崎付近に限られ、同累層分布の北東縁部に当たる。本累層の下部と上部は粗粒アルコース砂岩によって、中部は海成黑色頁岩によって特徴づけられ、下位より清崎砂岩部層、小長渡砂岩頁岩部層、長渡頁岩部層及びドウメキ砂岩部層に区分される。全層厚は新山向斜において約1,900 mである。上位の山鳥累層とは不整合関係にある。本地域には下部の清崎砂岩部層のみが分布する。

本地域では本累層が新山向斜の軸部をなすため、その走向・傾斜は変化が著しい。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。向斜軸は南に30°以上沈下し、向斜の東翼は海中に没して露出しない。

清崎砂岩部相 (Ky)

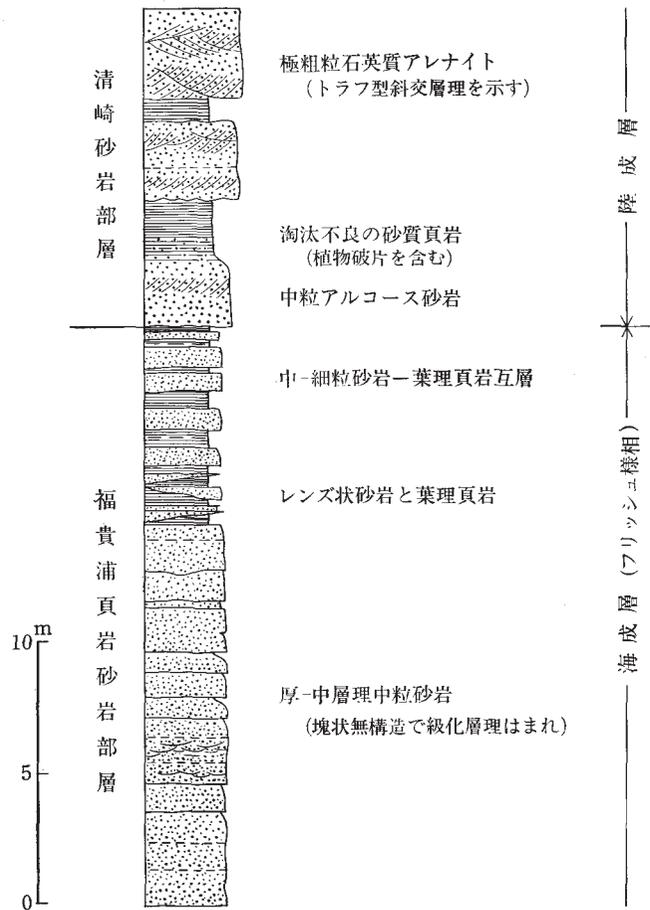
粗粒アルコース砂岩と灰色 - 黒色の頁岩を主とし、部分的に礫岩を伴う。砂岩は風化すると特徴的に白色を呈し、遠望では優白色花崗岩かと錯覚する位である。同じ粗粒砂岩を主とする牧の浜砂岩部層の風化色(黄白色)とは明瞭に異なる。頁岩は海成の黒色頁岩に比べて色調が薄く、ときに褐色を帯びた灰色を呈し、割れ方も不規則で、剣尖状の細片に割れる海成頁岩とは異なる。本層の頁岩からはときに植物化石を産するが、海生動物化石は全く見出されない。鮎川南西方の清崎海岸(金華山図幅)に模式的に発達し、厚井崎付近によく露出する。

本部層は清崎海岸で640 mを有し、岩相

上から Ky1-Ky5 の5つの細分層に細分される (第33図)。このうち Ky1, Ky3 及び Ky4 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質岩に由来する砂粒を主とし, 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が本部層の下半部に数層挟在する。

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。また淡緑色の珪長質凝灰岩を2枚挟有する。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。砂岩のかなりの部分は石英質砂岩であり (滝沢, 1975), 風化して白色を呈する。

下位の荻の浜累層福貴浦頁岩砂岩部層との接触関係は少なくとも4か所で観察され, 境界部では岩相が中層理互層から極厚層理互層へと急変する。厚井崎付近では, 中-厚層理砂岩と葉理頁岩からなる福貴浦部層を清崎部層の白色粗粒砂岩が覆う (第34図)。両者の層理は多くの場合平行して整合的である。



第34図 福貴浦砂岩頁岩部層 (Fk) と清崎砂岩部層 (Ky) との境界部の柱状図

滝沢ほか（1974）で示したように、厚井崎の北約100mの露頭では、Ky1の基底は下位層と15-20°の斜交関係をもち、間に浸食面が認められる。これは同時浸食谷構造（channel structure）である可能性が高い。

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高い。恐らく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である。なお、砂岩は非常に石英質で、石英アレナイト-準長石質アレナイトである。

Ky2：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、砂岩薄層を少量挟む。この地層の中-上部からは植物化石を産する。厚井崎南方においては不規則形の石灰質（？）の団塊が発達する。

Ky3：下半部は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5-15mの厚さをもち、牧の浜砂岩部層で述べたような上方細粒化を示すことがある。この場合砂岩から上位の頁岩には漸移的に移化し、頁岩と上位の砂岩との境界はシャープである。このような上方細粒化型組層は、牧の浜砂岩部層の同様な岩相に比べ、細粒砂岩に乏しい。

砂岩は長石質アレナイトで、有色鉱物は非常に少ない。Ky3の上半部は頁岩優勢で、厚さ3-4m以下の粗-中粒砂岩層を挟む。頁岩は灰色-灰黒色、一部帯黄青灰色を呈す。

Ky4：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、同様な岩相を示すKy3の場合よりも、砂岩が10-20mとより厚く、上方細粒化組層を示すことが少ない。砂岩層の上面及び下底は、シャープな境界をもって頁岩と接することが多く、地層の上下判別は難しい。砂岩は長石質アレナイトで、淘汰は良くない。頁岩は砂質ないしシルト質のことが多く、植物破片を多量に含有する（第35図）。



第35図 清崎砂岩部層（Ky3）の粗粒砂岩に見られる流木化石 厚井崎西方

Ky5 : 灰色 - 暗灰色頁岩ないしシルト岩からなるが, 本地域には分布しない. 本地域に南接する新山浜付近に露出し, ここでは葉理及び層理はややよく発達する.

清崎砂岩部層からは, 動物化石は産しない. 藤 (1956) により植物化石の報告がなされている (第3表). 藤の植物化石産地2地点はKy2及びKy4にあたる.

第3表 鮎川累層 (清崎砂岩部層) 産植物化石 (藤 則雄, 1956)

種名	L.1	L.2
<i>Onychiopsis elongata</i> (GEYLER)		×
<i>Cladophlebis denticulata</i> (BRONGNIART)	×	×
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>lobifolia</i> (PHILLIPS)		×
<i>Nilssonia schauburgensis</i> (DUNKER)		×
<i>Nilssonia schauburgensis</i> (DUNKER) var. <i>parvula</i> YABE		×
<i>Nilssonia orientalis</i> HEER		×
<i>Nilssonia</i> cf. <i>orientalis</i> HEER		×
<i>Otozamites sewardi</i> sp. nov.		×
<i>Ptilophyllum pecten</i> (PHILLIPS)		×
<i>Zamiophyllum</i> sp.	×	×
<i>Czekanowskia rigida</i> HEER		×
<i>Frenelopsis</i> cf. <i>hoheneggari</i> (ETTINGSHAUSEN)		×
<i>Cupressinocladus koyatoriensis</i> sp. nov.		×
<i>Cupressinocladus</i> cf. <i>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

清崎砂岩部層の地質年代は, 上位の小長渡砂岩頁岩部層から, 白亜紀最前期の Berriasian を示すアノモナイト及び二枚貝化石を産すること, 及び下位の福貴浦頁岩砂岩部層がジュラ紀 Tithonian 前期と考えられる (TAKIZAWA, 1970; 滝沢ほか, 1974) ことから, Tithonian 後期とみなすのが妥当である.

IV. 中生界の地質構造

南部北上山地の大半を占める中・古生界の中で, 石巻図幅地域の東部を南北に走る雄勝背斜は第1級の構造要素であり, 本地域の中生界はその東側に位置する. 南部北上山地の中生界の分布を特徴づける3列の東に張り出した弧状配列の内, 本地域の中生界は中列の唐桑 - 牡鹿帯に属する (第6図).

本地域の中生界は周辺地域特に牡鹿半島域のジュラ系と同様に強く褶曲し, 南部北上山地の他地域における同時代の地層と比べてより強く変形しており, 褶曲ばかりか断層も頻繁に発達している.

海域の広い本図幅地域の地質構造を理解するため, 海域における中生界の分布状態及び地質構造を推定し, 陸域の地質構造の位置づけを示したのが第36図である.

中生層における地質構造は大略NNE方向の褶曲及びこれにわずかに斜交する種々の断層群によって特徴づけられる. 地層の走向は平均N 20-30° Eが一般的であるが, 細かく見ると江島列島域ではN

40-50° Eと東にかなり大きくふれた構造を示している。海底地形図（第4図B）や堀川ほか（1974）の海域空中磁気図によっても、本図幅地域の北東部のみがこのようなNE-SW性の構造をもち、本地域の北側では再び南北に近い構造になっている。海で広く覆われているので明確には分らないが、このNE-SW性の構造を示す区域は、他の区域とは断層で境されている可能性が高い。

主要な構造として、西側より出島向斜、大原（前網）背斜、新山向斜の2向斜1背斜の存在が読みとれる。これらの褶曲構造はそれぞれ石巻及び金華山図幅地域における荻の浜向斜、大原背斜、新山向斜の北方延長に当たる。

猪木ほか（1972）は、金華山花崗岩体と牡鹿半島の中生界（下部白亜系の山鳥層）とが、蛇紋岩を介在して断層関係で接し、この間が構造線的な大きな断層帯（“金華山構造線”）であると指摘した。足島の花崗岩とその西側の江島三畳系との関係は、直接に観察することはできないが、足島の花崗岩が金華山の花崗岩と酷似していることから、足島の花崗岩と江島に分布する三畳系稲井層群とは断層で接している可能性がある。金華山と同型の花崗岩は、南部北上山地の中生界分布域には全く見られないという分布上の特徴をもっており、上記の“金華山構造線”は南部北上型中生層、特に三畳系・ジュラ系の分布の東限を区切ると同時に、花崗岩型の分布をも規制しているかも知れない。

本地域の南側、金華山地域では中生界最上部の下部白亜系までもスレート劈開が発達し、化石の変形もかなり著しい。本地域及び西側の石巻地域の中では、江島の三畳系の変形度は西側の石巻地域に分布する同層準の地層のそれに比べ異常とも言える程に高い。このことは南部北上山地の中でも南東縁ほど強い変形を受けていることを示している。南部北上山地の中生界の中で、牡鹿半島ではアンモナイトなどの化石の変形の最も大きいこと（HAYAMI, 1961）にも変形の強さが示される。

褶曲 本地域の中生界の構造はおおむねNNW-SSWの方向を持ち、南方に沈んだ褶曲軸をもつ二つの向斜と一つの背斜に代表される（第5図）。これらの向斜・背斜は、石巻図幅地域の雄勝背斜がそうであるように、より波長の短い褶曲によって修飾され、複雑化している。褶曲の規模は波長からみると、非常に多様で、数kmオーダーから、数cmの微小褶曲まで、少なくとも5-6次の規模が認められる。

これらの褶曲軸面は一般に鉛直ではなく、西又は東側に急傾斜した非対称型である。次に構造的特徴を出島向斜、大原背斜及び新山向斜の単元別に述べる。東側の洋上に孤立する江島列島の三畳系は、構造的に恐らく新山向斜の東翼に属する。

i) 出島向斜（大須向斜：第5図）出島北西部から雄勝町桑浜付近に走る向斜で、南方に石巻図幅の荻の浜向斜に延長する。向斜軸部のジュラ系分布範囲では、波長500-700m位の中規模オーダーの褶曲（2向斜1背斜）が明瞭に発達するのに対し、桑浜付近より北の三畳系分布域では、一つの向斜のみが明瞭で、他の1背斜1向斜は軸部の開いた“うねり”様の褶曲に形態変化する。出島向斜の翼部にはときに波長数10mの引きずり褶曲（drag fold）型の小褶曲が発達する。種々のオーダーの褶曲の頂部はコンセントリック褶曲状の丸く円弧を描くが、翼部に向かって緩傾斜帯の幅が狭く、すぐに60°以上の急傾斜になる。褶曲頂部での層厚は翼部での層厚より確実に厚くなっているから、コンセントリック褶曲形成の後の押しつぶし（flattening）が作用したと考えられる（滝沢, 1981）。

出島付近では、この向斜両翼の月の浦砂岩部層はともに70°以上、一部垂直層の急傾斜を示すから、



第37図 侍浜真岩部層における小褶曲(奇磯西方) 砂岩層が軸部で厚くなっている

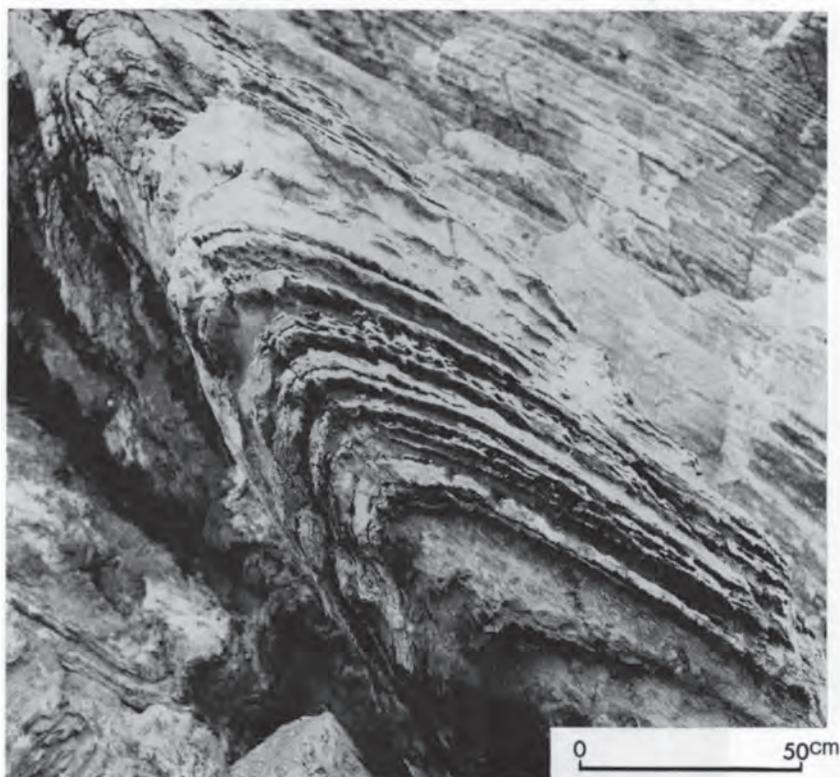


第 38 図 大沢層にみられる微褶曲（江島東岸）
熱変成を受け再結晶岩となっている

全体としてこの向斜は閉じた褶曲（tight fold）のように見える。これに対し、出島におけるよりも下位層準の地層が分布する北側の桑浜付近では、東翼の方が西翼よりも明瞭に緩傾斜であり、軸面が西側に急傾する非対称褶曲である（地質断面図参照）。形態としては、やや開いた褶曲を示すことになる。出島の南方延長に当たる石巻図幅の荻の浜向斜では逆に向斜の西翼部の方が $40\text{--}50^\circ$ とかなり緩傾斜を示している。したがってこの向斜は垂直レベル的、又は軸方向に形態変化している。

ii) 大原背斜 この背斜は牡鹿半島中央部によく発達し、本地域では前網付付近でみられる（第 18 図）。背斜軸部は月の浦累層で占められ、西翼が西側に 70° 以上、一部逆転しているのに対し、東翼は $30\text{--}50^\circ$ 東に傾斜しており、この背斜は軸面が東に急傾斜する（ $70\text{--}80^\circ$ ）非対称褶曲である。軸部の特に東翼には、多数の東傾斜の衝上断層が発達する。また、東翼では侍浜頁岩部層中に地層のうねり及び小褶曲（第 37 図）の発達が著しい。この背斜では東翼の地層の層厚が西翼のそのの見掛け上 2 倍位あることになるが、これは東翼部での衝上断層による地層の重複によるものとみなすべきである。

大原背斜に露出する地層は、同じ層準の地層でも他の地区に比べて変形度がかかなり強い。スレート劈開の発達度合は西側の出島-荻の浜向斜より非常に著しい。このことは小褶曲の変形度（第 37 図）やブ

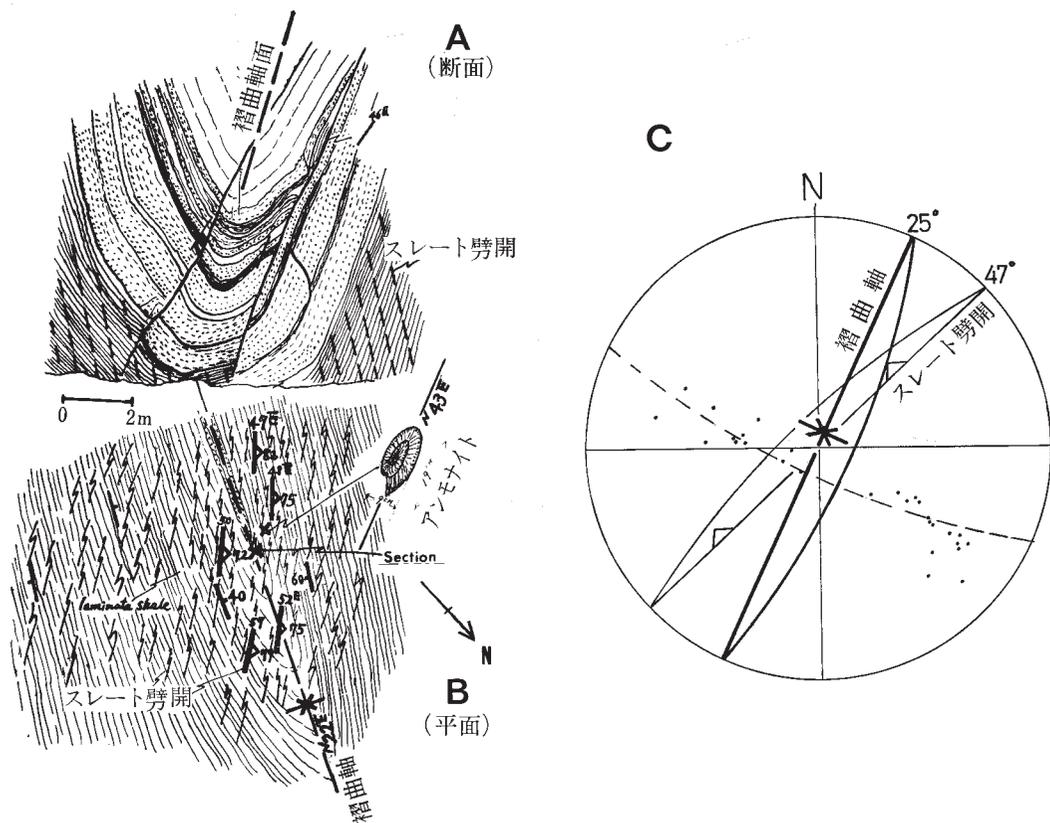


第 39 図 風越層にみられる相似型小褶曲（江島北岸）
西傾斜の同斜構造を示す地層中に局部的に発達

ーディング構造の存在（滝沢，1981）にも反映している。

iii) 新山向斜 金華山図幅地域の新山浜から本地域の厚井崎・泊浜にかけてほぼ南北方向に延びた向斜で，南方に強く沈下している。本地域では荻の浜累層上半部及び鮎川累層最下部の地層がこの向斜部を占めている。向斜の西翼は $60-70^\circ$ 東傾斜で，東翼は海中に没して，厚井崎付近の海岸にわずかにその片鱗が見えるに過ぎない。向斜軸部の福貴浦頁岩砂岩部層中には，波長 $20-100\text{m}$ の小褶曲（第31図）が頻繁に発達しているが，コンピテンシーの強い清崎砂岩部層では最下部の漸移帯を除き，断裂を伴ったうねりに変わり，明確な小褶曲の発達が弱くなっている。清崎砂岩部層最下部のKy1は地質図で認められるように波長 $200-400\text{m}$ 程度の褶曲を示す。Ky2ユニットの頁岩卓越層内には滝沢・正井（1978）で示したような小褶曲が認められるものの局所的である。新山向斜の南方への強いプランジは，鮎川累層の上位に下部白亜紀の山鳥層が存在することと関連を持つと推定できる。

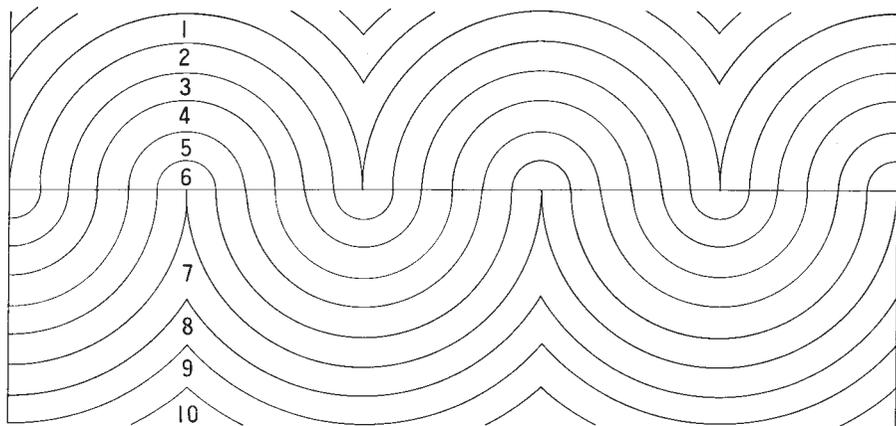
牧の浜砂岩部層及び狐崎砂岩頁岩部層においては，地質図に示していないが，東翼部を断層で断たれた褶曲が数か所に発達する。これらは新山向斜の軸部から翼部にかけての漸移的変形構造とみなすことができる。また，これより北側の寄磯南東の向斜や背斜（地質図にも明示してある）は大原背斜と新山向斜の間に位置する中規模褶曲とみなすことができる。寄磯崎付近の侍浜頁岩部層は，軸の比較的開いた背斜・向斜を繰り返しており，恐らく新山向斜西翼の延長部に当たる。



第40図 ジュラ系における褶曲とスレート劈開との関係 (滝沢, 1981に加筆)
 大貝崎の狐崎砂岩頁岩部層. 褶曲軸面とスレート劈開とが斜交していることに注意. 変形アンモナイトの長軸はスレート劈開に平行. B図の露頭は海食台上にあって, A図はその南端の急崖. C図のステレオ網図はB図露頭の投影(下半球投影)

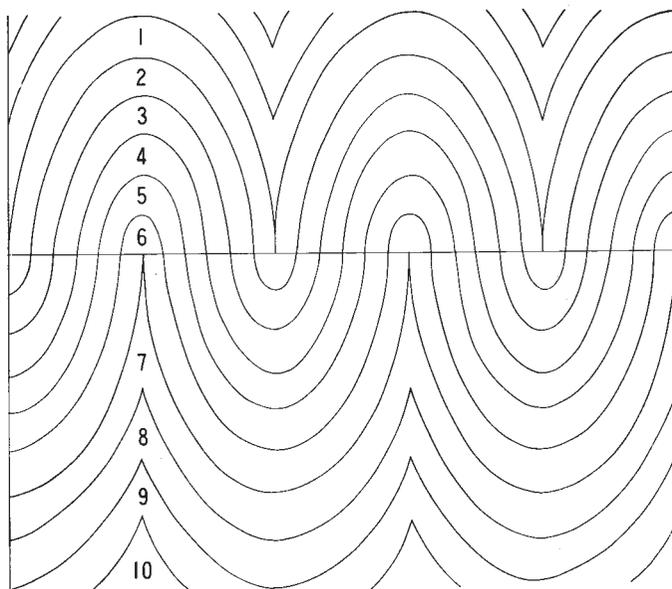
本地域東部の江島列島の三畳系は北西傾斜の同斜構造を示し, 新山向斜の東翼に位置する可能性が高い(第36図). 江島の三畳系大沢層及び風越層中には見事な小-微褶曲(第38, 39図)が, 北西への同斜構造を示す地層中にしばしば発達する. これらはもともとはフレキシユラル・スリップ褶曲作用(flexural-slip folding)における翼部での引きずり(drag)により形成され, その後スレート劈開形成の際の押しつぶし(flattening)によって, より強い変形を受けたものと推定できる. これらの小褶曲の形態は相似型褶曲(similar folds)に近い.

本地域の中生層にはスレート劈開が非常によく発達する. 牡鹿半島では下部白亜系までも明瞭に発達し, 白亜系のアンモナイトや二枚貝化石まで変形を受けている. 滝沢・神戸(1979)及び滝沢(1981)は中生層においてスレート劈開が褶曲軸に斜交していることを指摘し(第40図), 両者の形成に時間的差異のあることを明らかにした. すなわち, まず座屈褶曲作用により flexural-slip fold が形成され, その後スレート劈開の形成を伴う押しつぶし作用(flattening)が起こった. 両者に作用した圧縮応力方向に差異(回転)のあったことが, この斜交関係をもたらしたと推定した. このようなスレート劈開と



コンセントリック褶曲
Complete concentric folds

押しつぶし作用
Flattening (25%)



押しつぶしフレクチャー褶曲
Modified flexure folds

第41図 牡鹿地方上部ジュラ系の小褶曲の変形過程を示す図 (滝沢・正井, 1978) より

褶曲軸との斜交関係及び褶曲の形成様式は、牡鹿地方で、石井 (1985) によって追認された。KANAGAWA (1986) も同様な事実と見解を大船渡地域の中・古生界の褶曲について報告した。このように南部北上山地における主要な褶曲構造の形成と、スレート劈開の形成 (褶曲の押しつぶし作用を伴う) との間に時間的間隙があって、かつ、作用した主応力方向が異なっていたという見解は、確かなものとなりつつ

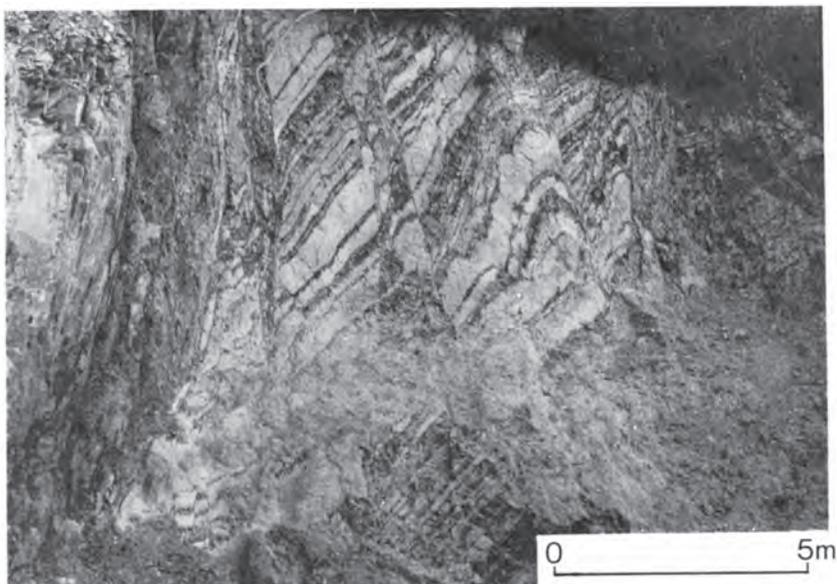
ある。

なお、KANAGAWA (1986) は flexural-slip folding の時期を Valanginian, スレート劈開-押しつぶし作用(花崗岩の侵入とほぼ同時)の時期を Aptian 初-中期としている。しかし、flexural-slip の時期は、牡鹿層群の上限を考慮すると少なくとも Barremian 以降とみなすのが妥当である。

滝沢・正井(1978)及び滝沢(1981)は、flexural-slip folding による短縮量は別にして、その後起こった押しつぶし作用のみによる側方短縮の歪量を上部ジュラ系で約25%(第41図)、中部ジュラ系で40%位と見積った。flexural-slip folding(完全コンセントリック褶曲)による側方短縮量は36%である(RAMSAY, 1967)から、地層の圧縮変形による総歪量は、少なくとも60-80%弱ということになる。

地質図には比較的規模の大きい褶曲を示したが、例えば背斜とした構造であっても、より波長の短い複数の背斜と向斜の集合である場合が少なくない。また、全体としては同斜構造であっても、短波長の背斜と向斜が対(pair)をなす小褶曲がかなり沢山見いだされる。地質図ではそれらのごく一部を示したに過ぎない。

断層 大別すると前述の褶曲構造にほぼ平行若しくは少し斜めに切る縦走断層群と、これと大きく斜交し、むしろ東西方向に近い走向をもつ横断断層群とがある。前者には更に3種類の系統が識別される。一つは、ほぼ褶曲の軸部、特に元来背斜又は向斜軸部付近が壊れて、断層となっているものや、周囲の褶曲軸にほとんど平行な走向をもち、垂直又は急傾斜を示す走向断層である。この系統の代表的な断層は女川町の小屋取-塚浜地区のジュラ系や出島北西部のジュラ系中に認められる。2番目のタイプは、褶曲軸より20-30°東にふれたほぼNE-SWの走向をもつ中-急傾斜の逆断層群で、しばしばスレート壁開の走向と平行なものである。これは、褶曲作用後期に形成された衝上性の逆断層とみなされ、ジ



第42図 稲井層群中の剪断性断層群 断層は略南北方向 雄勝町南東部立浜南方

ユラ系中に見られる断層が代表的である。小屋取北方や、前網-寄磯地区の大原背斜東翼に代表的に発達する。縦走断層の3番目のタイプは、走向がほぼ南北でときに西へふれるほぼ垂直又は東に急傾斜する剪断性断層で、見掛け上垂直的又は横ずれの変位が大きい。雄勝町桑浜地区北西端（第42図）、出島西部、高山北西側の南北性の断層などが比較的顕著な例である。

以上の縦走断層群は、横断断層群に比べてより幅広い破碎帯を伴い、破碎帯にはしばしばブーディナージが発達する。断層は明らかに剪断的で、断層付近の地層ももめや乱れの著しいことが多い。

横断断層群はほぼ東西方向を示す。本地域では地質図に示す規模のものは少ないが、一般的に水平ずれが顕著である。露頭における断層すべり面には、しばしばほぼ水平の条線（striation）が観察される。ENE方向の断層は右水平ずれ、WNWのものでは左水平ずれを示し、両者が反対のずれ成分をもつことが興味深い。両断層の前後関係は明らかではないが、ほぼ同時期の共役性のものである可能性もある。E-W方向の断層は地質図上では水平ずれよりも断層両側での垂直的落差が目立つ。横断断層群は、一般に断層の傾斜が急で垂直に近いが、北に急傾斜する場合が多い。破碎帯は縦走断層群に比較して小さく、一般に周囲の地層を明瞭に切っている。ときに断層による引きずり（drag）を伴うことがあり、特に周囲の地層の傾斜が急な場合に見事な引きずりが発達している。

V. 貫入岩類

本図幅地域内には多数の岩脈類と三つの深成岩体が分布している。いずれも白亜紀の貫入岩類である。岩脈類は牡鹿半島全域に分布しており、卓越する斑晶の種類によって3種類のひん岩に区分される（滝沢ほか、1984）。本図幅地域にはそのうちの2種類が見いだされる。岩脈の多くは深成岩類によって熱変成を被っているが、深成岩体を貫くものも少数認められる。地質図では多数の岩脈類のうち代表的なもののみ表現してある。

V. 1 岩脈類（ひん岩類）

南部北上山地の中・古生層中には幅数m-数10mに及ぶ多数の岩脈が進入している。これらの岩脈は主要な斑晶の種類によって、斜長石ひん岩、角閃石ひん岩、輝石ひん岩の3種に大別される（滝沢ほか、1984）。このうち本図幅地域には少数の斜長石ひん岩と多数の角閃石ひん岩の岩脈が分布している。これらは牡鹿岩体、足島岩体などにより熱変成作用を受けている。また角閃石ひん岩には牡鹿岩体を貫くものもある。斜長石ひん岩は、通称“ゼニポー”と呼ばれる岩脈で、周囲の地層の構造に調和的な分布を示すことが多く、また角閃石ひん岩に貫かれる場合がある（江島東岸の岩脈）。これらの事から、ひん岩類の進入時期は北上山地の白亜紀花崗岩類の進入の前後にまたがり、なかでも斜長石ひん岩はより早期に進入した。

これらひん岩類の鏡下での特徴は以下のとおりである。

斜長石ひん岩

斑晶：斜長石・単斜輝石・黒雲母

斑晶はほとんど斜長石からなり，単斜輝石及び黒雲母の量は少ない。

斜長石は自-半自形，長径2-10mmで，弱く正累帯する核部と，An成分に乏しく正累帯する周縁部とからなる。斜長石の核部はしばしば変質して絹雲母や粘土鉱物に交代されている。単斜輝石は半自形，長径1.5-2mmで弱い累帯構造を示す。単斜輝石は，しばしばその一部あるいは全部が緑泥石により交代されている。黒雲母は長径2-3mmの半自形結晶である。

石基：斜長石・石英・カリ長石・単斜輝石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物・燐灰石

石基部は径0.5mm以下の細粒，半自-他形結晶からなる。局部的に微文象構造が認められる。

角閃石ひん岩

斑晶：斜長石・普通角閃石

斜長石は自-半自形，長径1-2.5mmで，波動累帯構造が顕著である。普通角閃石は自-半自形，長径0.5-7mmの短柱状結晶であるが，岩脈によっては5-8×1mmの長柱状自形結晶の場合もある。普通角閃石は均質で褐緑色を示すものと累帯構造をもっているものがある。累帯構造は褐-緑褐色の核部，無-淡緑色の狭い周縁部，褐緑色の最外縁部からなる。

この累帯構造が最も顕著に認められるのは角閃石岩の岩片を含有する角閃石ひん岩においてであり，斑晶のみでなく，岩片の角閃石岩を構成する普通角閃石においても明瞭である。

石基：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物・スフェン

石基部には長柱状，長径0.5mm以下の普通角閃石，径0.3mm以下の半自-他形斜長石による弱い定向配列が認められる。

江島東岸及び平島には，著しい片状構造を示すやや特異な外観の斜長石ひん岩が認められる（図版I-1）。江島におけるその産状の特徴は以下のとおりである。なお，本図幅地域内では江島及び平島以外からは片状斜長石ひん岩は見つかっていない。

片状斜長石ひん岩（GSJ R37647）

本岩石は幅約50mの岩脈として，江島では周囲の三疊系大沢層の方解石に富む長石質砂岩中に，平島では伊里前層の頁岩中に，それぞれ三疊系の構造にほぼ調和的に分布している。江島では母岩との境界はシャープで，母岩の層理面とはわずかに斜交している（母岩との境界面：N40-50°E，50-55°N，母岩の層理面：N50-60°E，68-70°N）。以下の岩石記載は，江島の片状斜長石ひん岩についてであるが，平島の同岩もほとんど同様な岩質を示している。

岩脈を構成する斜長石ひん岩は暗緑灰色の片状岩で，片状構造に沿って剝離しやすい。片状構造は主に黒雲母・角閃石の定向配列によるもので，斜長石，単斜輝石等の斑晶もそれと調和的に並ぶ。この片状構造の方位はN50-58°E，50°Nで岩脈と母岩の境界面にほぼ平行である。岩石の片理面上には斜長石の配列による線構造が見られ，その方位はS65°W10°である。本岩の鏡下での特徴は以下のとおりである。

斑晶：斜長石・単斜輝石・角閃石

斜長石は自-半自形，長径3-8mmで，正の累帯構造を示す。結晶の長軸と高角をなす面でしばしば破断し，その面に沿って斜長石，石英，黒雲母，淡緑色角閃石の細粒結晶が生成している。単斜輝石は半自-他形，径2-3mmで，多くの場合，褐緑-淡緑色角閃石に包まれている。角閃石斑晶は半自形で，周りを細粒黒雲母に取り囲まれてレンズ状を呈する事が多い。斑晶内部は黒雲母により選択的に交代されている。内

部に単斜輝石のレリックを有する場合が多いこと及び軸色が石基部の再結晶角閃石と同じであることから、角閃石斑晶の多くは単斜輝石として晶出し、再結晶時に角閃石により交代された可能性が高い。

石基：斜長石・石英・角閃石・黒雲母・スフェン・燐灰石

斜長石・石英は細粒モザイク状の再結晶組織を示す。

角閃石・黒雲母は細粒モザイク状若しくは半自形の再結晶組織を示し、後者の場合斑晶を縁どってうねる帯状の集合体を形成し、顕著な定向配列を示す。

スフェンは細粒で石基中に散在するが、しばしば黒雲母とともに細粒の集合体を形成し、石基中や単斜輝石・角閃石斑晶中に散在する。その産状や、片状でない斜長石ひん岩中には不透明鉱物の存在が一般的であるのに対して、本岩に不透明鉱物がごくまれにしか見いだされないこと等からみて、この集合体は不透明鉱物に由来すると考えられる。

本岩石の片状構造は岩脈の縁辺部でより顕著である。ここでは斑晶は回転したり角が丸くなったりしており、プレッシャーシャドウが発達する（図版 I-2）。斜長石はしばしば、レンズ状の細粒集合体となっている。石基部は角閃石、黒雲母の定向配列が著しく、帯状-レンズ状の斜長石・石英集合体とともに縞状を呈する。石基中で定向配列する再結晶角閃石、黒雲母には、たわみ等の晶出後の変形はほとんど認められない。以上の特徴は、本岩が熱変成作用により再結晶したもので、この熱変成作用と片状構造形成とはほぼ同時期であることを示している。一方江島を構成する岩石はすべて再結晶作用を被っており、この再結晶作用はすぐ東側に位置する足島岩体による熱変成の結果と考えるのが妥当である。平島の片状斜長石ひん岩岩脈も江島のもと同様に片状構造をもち、かつ再結晶作用を被っており、足島岩体が熱変成作用の源であるならば、変成領域は2-3kmに及ぶことになる。もちろん付近に足島岩体以外の深成岩体が覆在している可能性が全くない訳ではない。

江島から平島にかけては堆積岩中のスレート劈開が特に強く発達した地域である。このスレート劈開と、両島の片状斜長石ひん岩岩脈の片状構造は、その方位がほぼ調和的であることからみて、成因的に関連している可能性がある。また江島東岸の石灰質砂岩中には、熱変成作用で形成された柱状角閃石が褶曲の軸部でスレート劈開面に平行に発達している。これらのことから、江島周辺地域は、深成岩体により熱変成作用を被った時期には強い応力場の下にあり、斜長石ひん岩は再結晶と同時に片状化して片状斜長石ひん岩となり、周囲の堆積岩中にはスレート劈開が形成されたと考えることができる。ただし、スレート劈開は既に形成されており、熱変成作用時にはスレート劈開形成時と同じような応力条件下に再度置かれたと考えることも可能である。

南部北上山地において、スレート劈開の形成が、花崗岩の進入とほぼ同時であったという見解は、池田（1981）により金華山-足島花崗岩体の北方にあって、それと岩質・岩相のよく似た気仙川岩体とその西側に接する古生層との関係から出されている。又KANAGAWA（1985）は遠野花崗岩体とその東に接する中・古生層との関係から、同様な見解を述べている。

なお、江島の角閃石ひん岩は、弱く再結晶はしているが、片状構造を示さない。この角閃石ひん岩の進入は江島・平島の斜長石ひん岩や三疊系に熱変成を与えた深成岩体の進入より後で、その深成岩体の温度が若干低下した時期であったと推察できる。その時期には、スレート劈開や足島岩体の片状構造の形成に関与した応力がかなり弱まっていたので、角閃石ひん岩には片状構造が形成されなかったであろう。

V. 2 深成岩類

本地域内に分布する深成岩類は、牡鹿、笠貝島、足島の3岩体で、白亜紀の進入と考えられている(河野・植田, 1965; 久保, 1980)。牡鹿岩体は苦鉄質-珪長質岩まで岩相変化に富むのに対して、笠貝島岩体は苦鉄質岩、足島岩体は珪長質岩のみからなる。

牡鹿岩体、笠貝島岩体は苦鉄質岩に富み、 K_2O 含有量が低いという特徴がある。足島岩体は牡鹿半島東方の金華山を構成する金華山岩体 (SENDO and UEDA, 1963; 猪木ほか, 1972) の西側部分と岩相がよく似ている。北上山地の中生代深成岩類のうちで、牡鹿岩体、笠貝島岩体は片田 (1974) の分帯ではVIb帯、KUBO (1977) によればType IIに属する。一方、足島岩体は片田 (1974) のVIa帯、KUBO (1977) のType Iに属する。

V. 2. 1 牡鹿岩体

牡鹿岩体は牡鹿半島中央部に 8×4 kmにわたって分布する深成岩体である (IGI *et al.*, 1974; KUBO, 1977)。本岩体はジュラ紀牡鹿層群の砂岩・頁岩及びひん岩岩脈を貫き、岩体から500mの範囲の被貫入岩に熱変成作用を及ぼしている。泥質岩源ホルンフェルスには、黒雲母・堇青石・紅柱石・珪線石が認められる。本岩体からは、石英閃緑岩中の黒雲母及び普通角閃石のK - Ar年代として120Maの値が報告されている (河野・植田, 1965)。

本岩体は岩相変化に富み7岩相から構成される (KUBO, 1977) (第43図)。本図幅地域には岩体の北東部1/4程が含まれるのみであるが、全岩相が分布している。

各岩相の岩石の肉眼及び鏡下での特徴は以下のとおりである。

①単斜輝岩 (GSJ R37648)

粗粒の岩石で主に単斜輝石からなる。新鮮なものは黄緑色を示すが、風化した露頭では茶褐色を呈する。

主成分鉱物：単斜輝石・普通角閃石

副成分及び二次鉱物：無 - 淡緑色角閃石・緑泥石・方解石

単斜輝石は半自形、径2-10mmのほぼ均質な結晶で、しばしばウラル石化している。普通角閃石は褐色で、単斜輝石粒間を占めて地形をなすが量は少ない。

②斑状単斜輝石斑れい岩 (GSJ R37649)

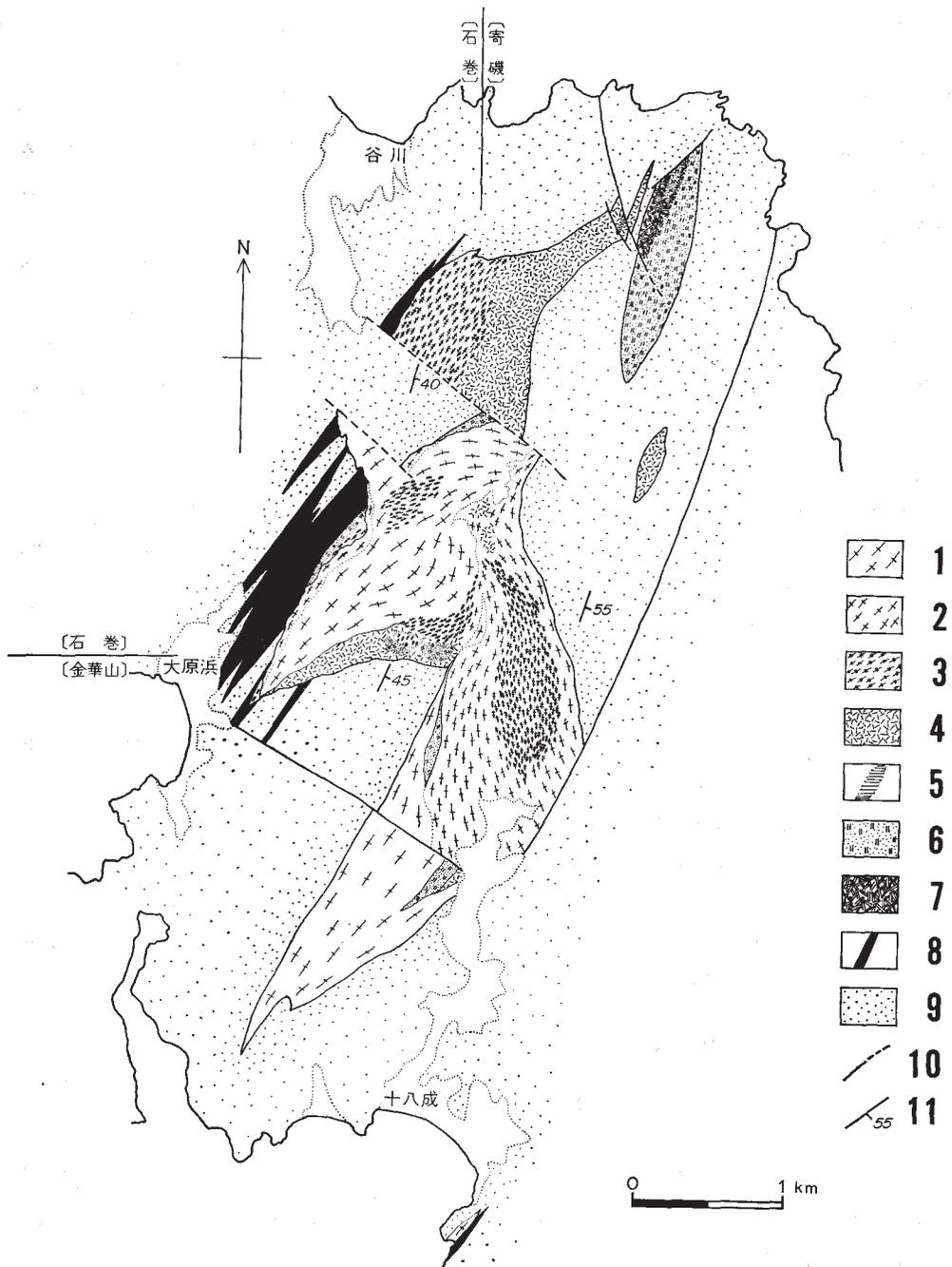
粗粒自形の単斜輝石が目立つ緑黒色の斑状岩で、岩体北部では部分的に単斜輝石の濃集による層状構造が認められる。

主成分鉱物：斜長石・単斜輝石・普通角閃石

副成分及び二次鉱物：淡緑色角閃石・緑泥石・方解石・緑れん石

斜長石は自-半自形、長径0.4-1.6mmで、組成はAn 92.5-93.5%で均質であるが、結晶周縁部ではややAn成分が低くなる (1-2%)。

単斜輝石は自-半自形、径2-10mmで、累帯構造が顕著である。普通角閃石は褐色で、単斜輝石中でバ



第43図 白亜紀深成岩類牡鹿岩体の岩相分布図 原図：KUBO (1977)、滝沢ほか (1984) の第14図に同じ。
 1. 石英閃緑岩, 2. 輝石普通角閃石閃緑岩, 3. 単斜輝石斜方輝石斑れい岩, 4. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩, 5. かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩, 6. 斑状単斜輝石斑れい岩, 7. 単斜輝岩,
 8. ひん岩, 9. 中生代堆積岩, 10. 断層, 11. 地層の走向及び傾斜

ッチ状, 又は単斜輝石・斜長石粒間で他形をなす.

③かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩 (GSJ R37650)

青黒色の中-細粒岩で, 有色鉱物の濃集による層状構造が認められる場合がある. 斜長石は弱い定向配列を示す.

主成分鉱物: 斜長石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 石英・普通角閃石・黒雲母・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は自-半自形, 長径0.4-2.5 mmで均質 (An 92-87%) である.

かんらん石は半自形, 径0.2-2.5 mmで均質 (Fo 71.5-69.8%) である. 単斜輝石は半自形, 長径0.3-3 mmで弱い累帯構造を示し, 内部に細粒の斜長石・かんらん石・不透明鉱物及びパッチ状の褐色普通角閃石を有している. 斜方輝石は半自形, 径0.2-0.4 mmで量は少ない. 不透明鉱物は他形をなし, チタン鉄鉱の離溶ラメラを有する磁鉄鉱及び黄銅鉱が認められる.

石英・普通角閃石及び黒雲母は主成分鉱物粒間で他形をなす.

④単斜輝石普通角閃石斑れい岩 (GSJ R37651)

青黒色の中粒岩で, 局部的に斜長石の定向配列が顕著である.

主成分鉱物: 斜長石・単斜輝石・普通角閃石・不透明鉱物

副成分及び二次鉱物: 石英・黒雲母・淡緑色角閃石・緑泥石

斜長石は自-半自形, 長径0.4-4 mmで均質 (An 91-84%) である. 単斜輝石はオフィチック組織を示し, 周縁部に褐色普通角閃石を伴う. 岩体南部に向かって単斜輝石と褐色普通角閃石の量が減少し, 代わって半自形の褐緑色普通角閃石が増す傾向がある. 石英・黒雲母・不透明鉱物は他形をなす. 不透明鉱物はチタン鉄鉱の離溶ラメラを有する磁鉄鉱と黄銅鉱からなる.

⑤単斜輝石斜方輝石斑れい岩 (GSJ R37652)

帯褐黒色の細粒岩で斜長石と輝石の定向配列が顕著である.

主成分鉱物: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物

副成分鉱物: 普通角閃石

斜長石は半自形, 長径0.2-2 mmで, 均質 (An 85-81%) である. 単斜及び斜方輝石は自-半自形, 長径0.3-2 mmで均質である. 量的には斜方輝石が勝る場合が多い. 不透明鉱物はチタン鉄鉱の離溶ラメラを含む磁鉄鉱と黄鉄鉱からなり, 他形を示す.

普通角閃石は緑褐色で, 輝石の縁に伴われるが, 量はごく少ない.

⑥石英閃緑岩 (GSJ R37653)

優白質の中粒岩で, 斜長石の弱い定向配列が認められる.

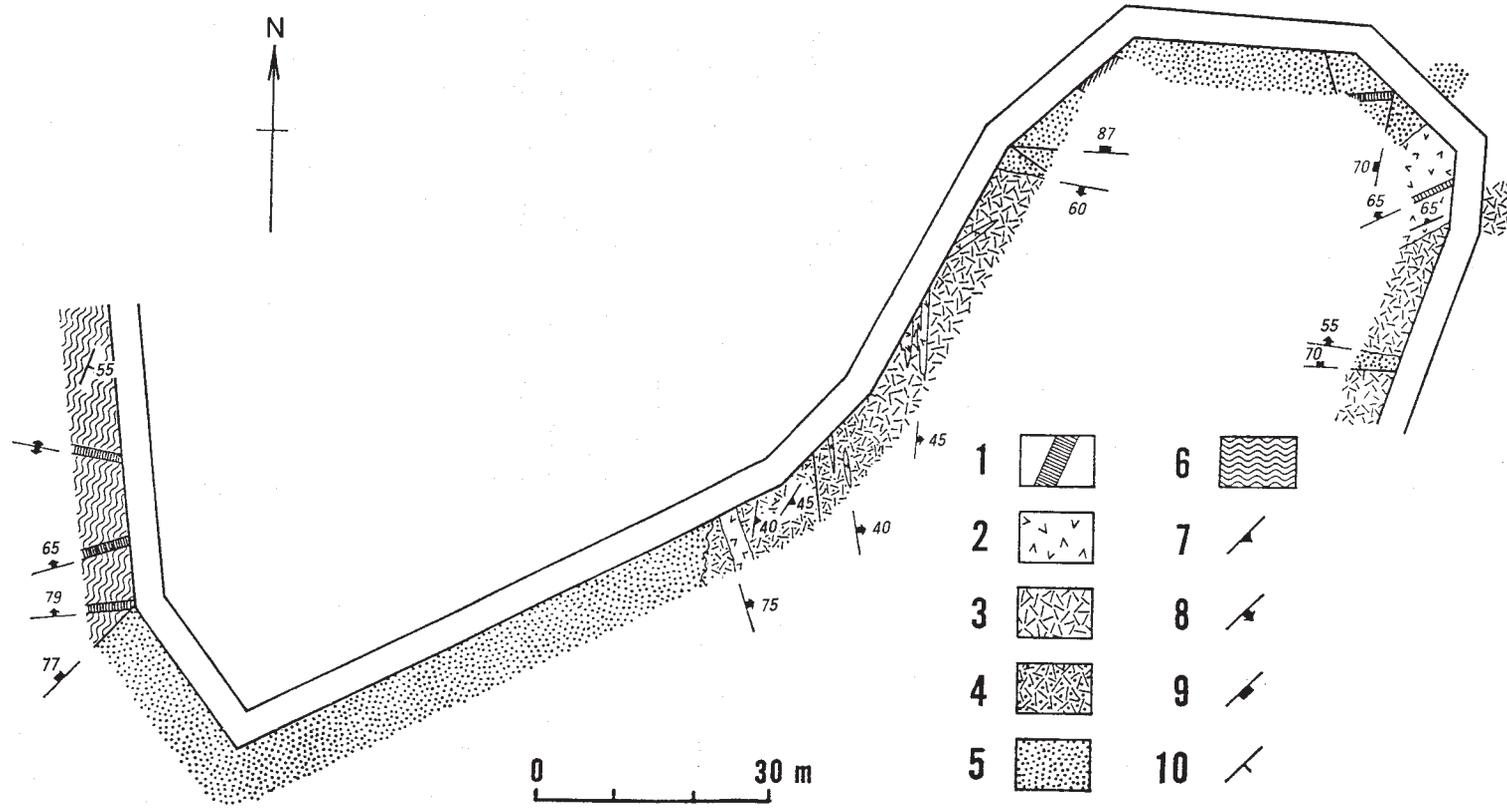
主成分鉱物: 斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物

副成分鉱物: カリ長石・カミングトン閃石・単斜輝石・燐灰石・ジルコン・スフェン

斜長石は自-半自形, 長径0.2-2 mmで顕著な累帯構造を示す (An 65-35%). 普通角閃石は褐緑色で単斜輝石を包有することがある. また, 少量のカミングトン閃石を伴う. 不透明鉱物としてはチタン鉄鉱と赤鉄鉱のラメラを有する磁鉄鉱及び黄鉄鉱が認められ, それらは細粒粒状若しくは他形をなす. カリ長石は他形である.

⑦輝石普通角閃石閃緑岩 (GSJ R37654)

優白質の中粒岩で石英閃緑岩に似るが, より不均質である. 本岩に含まれる輝石の種類や量は, 近接



第44図 牡鹿岩体北端部のルートマップ（牡鹿町谷川-泊間の道路沿い）
 1. 角閃石ひん岩, 2. 細粒単斜輝石斑れい岩, 3. 斑状単斜輝石斑れい岩, 4. 同, 単斜輝石に富む部分, 5. 単斜輝岩, 6. 砂岩頁岩互層, 7-10. 走向及び傾斜 (7. 層状構造, 8. 岩相, 岩脈の境界面, 9. 小断層, 10. 層理面)

する斑れい岩の種類により異なっている。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・不透明鉱物

副成分鉱物：単斜輝石・斜方輝石・カミングトン閃石・黒雲母・燐灰石・ジルコン・スフェン

斜長石は自・半自形、長径 0.2 - 2 mm で、累帯構造の顕著な場合と、ほぼ均質な場合とが認められる。単斜及び斜方輝石は普通角閃石中に包有されるものと、自・半自形の単体をなすものがある。普通角閃石は緑褐色 - 褐緑色で他形若しくはボイキリチック組織を示す。

本岩の鏡下におけるその他の特徴は石英閃緑岩と同様である。

これらの岩相は斑れい岩系岩相 (① - ⑤) と石英閃緑岩系岩相 (⑥⑦) に大別され、後者が前者を貫いている。斑れい岩系岩相は岩体の主として北部及び周縁部に分布しており、特に最北部では結晶集積相としての①単斜輝岩と、②斑状単斜輝石斑れい岩とで小岩体を構成している (第 44 図)。斑状単斜輝石斑れい岩中の単斜輝石は Fe に乏しく、弱い正累帯構造を示す核部と波動累帯構造を示す周縁部からなるのに対して、単斜輝岩中の単斜輝石は斑状単斜輝石斑れい岩中の単斜輝石の核部に相当する Fe に乏しい部分のみからなっている。また、斑状単斜輝石斑れい岩の周縁急冷相には細粒自形の斜長石斑晶が含まれている。これらの事実は、単斜輝岩を形成した輝石の集積が主に現位置への進入以前に行われた事を示している。単斜輝岩は上述の小岩体の西縁部を占め、斑状単斜輝石斑れい岩とは 1-2m の範囲で漸移している。漸移部付近の斑状単斜輝石斑れい岩はより単斜輝石に富み、局部的に単斜輝石の濃集による層状構造が認められる。層状構造の方位は N12 - 45° E, 40 - 45° S で、一方周囲の母岩 (砂岩頁岩互層) の走向傾斜は N35° E, 55° S である。したがって牡鹿岩体を形成したマグマのうち、少なくとも最初のステージのものはほぼ水平に近い地層中に岩床状に進入したと結論できる。これは、本地域のジュラ紀の地層の変動が牡鹿岩体進入開始以後であることを示唆する。

V. 2. 2 笠貝島岩体

笠貝島岩体 (笠貝島斑れい岩体) は、女川町江島北方約 2.5km に位置する無人島、笠貝島を構成している。笠貝島は従来三疊系の堆積岩からなるとみなされていた (例えば、北村, 1967) が、地質調査所による調査研究により、島全体が斑れい岩からなることが明らかになった (滝沢, 1970 ; IGI *et al.*, 1974)。本岩体の進入時期を示す証拠は見いだされていないが、牡鹿半島に分布する牡鹿岩体 (KUBO, 1977) との岩石学的類似性から白亜紀の進入と推定できる。同島には特異な外観を呈する球状斑れい岩が産し (図版 II - 1) (滝沢, 1972)、現在、宮城県天然記念物に指定され、採集は禁じられている。

笠貝島岩体は主に単斜輝石普通角閃石斑れい岩からなり、鉱物の量比、野外での関係等から I - IV の 4 岩型に細分される (久保, 1980) (第 45 図)。これらの岩型は I, II, III, IV, の順に進入固結している。主要な岩石の化学組成を第 4 表に示す。各岩型の特徴は以下のとおりである。

①岩型 I (GSJ R37655)

径 5mm 前後の単斜輝石の目立つ単斜輝石普通角閃石斑れい岩で、島の西部に分布し、また捕獲岩として岩型IV中に点在する。

主成分鉱物：単斜輝石・普通角閃石・斜長石

副成分鉱物：黒雲母・磁鉄鉱

第4表 笠貝島岩体を構成する斑れい岩類の化学組成 (久保, 1980より)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	46.70	41.85	46.26	41.71	40.65
TiO ₂	0.49	0.97	0.28	1.09	0.79
Al ₂ O ₃	10.01	23.16	27.32	21.28	21.99
Fe ₂ O ₃	2.91	4.08	0.96	5.28	2.67
FeO	7.31	5.59	3.04	6.48	5.93
MnO	0.19	0.10	0.08	0.10	0.13
MgO	13.30	6.44	3.39	5.74	8.95
CaO	15.60	15.23	14.95	15.63	13.05
Na ₂ O	0.70	0.80	1.53	0.65	0.97
K ₂ O	0.19	0.14	0.29	0.14	0.30
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.10	0.03	0.02
CO ₂	0.35	0.07	0.43	0.20	0.72
H ₂ O ⁺	1.54	1.02	1.26	1.08	3.20
H ₂ O ⁻	0.09	0.08	0.08	0.11	0.21
Total	99.42	99.55	99.97	99.52	99.58
Q	—	—	—	—	—
Or	1.12	0.83	1.71	0.83	1.77
Ab	5.92	6.30	12.95	5.50	5.17
Ne	—	0.25	—	—	1.65
An	23.61	59.19	66.82	54.73	54.76
Di	Wo	22.35	6.78	2.80	9.44
	En	15.54	4.65	1.72	6.20
	Fs	4.96	1.59	0.91	2.57
Hy	En	5.50	—	3.99	2.03
	Fs	1.75	—	2.11	0.84
Ol	Fo	8.47	7.98	1.92	4.25
	Fa	2.98	3.00	1.12	1.94
Mt	4.22	5.92	1.39	7.66	3.87
Il	0.93	1.84	0.53	2.07	1.50
Ap	0.09	0.05	0.23	0.07	0.05
D. I.	7.0	7.4	14.7	6.3	8.6

1. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩(岩型Ⅰ), 2. かんらん石斜方輝石単斜輝石斑れい岩(岩型Ⅱ),
 3. 普通角閃石斑れい岩(岩型Ⅲ), 4. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩(岩型Ⅲの南部), 5. 単斜輝石普通角閃石斑れい岩(岩型Ⅳ)

④岩型Ⅳ (GSJ R37658)

普通角閃石に富む単斜輝石普通角閃石斑れい岩で、斑れい岩質ペグマタイトが卓越し、部分的に球状構造が発達する。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・磁鉄鉱

副成分鉱物：斜方輝石

斜長石は半自形均質 (An 94-91%) で、角は丸まっている。普通角閃石はポイキリチック組織を示す緑褐色結晶である。

このほかに細粒普通角閃石斑れい岩が岩相 IV中に捕獲岩として存在し、また、細粒黒雲母普通角閃石斑れい岩が岩相 I - IVを貫く岩脈として見いだされる。

球状斑れい岩 (GSJ R37659)

岩相IVには部分的に球状構造が発達する。球の大きさは2-5cmで、内部に同心円状構造の発達するものとそうでないもの、球の形成が不完全で数珠状に連なるものなどがある。

図版II-1に示すように、球状斑れい岩は球状部と、その間を充填する石基部とで構成される。

球状部は斜長石、繊維状の青緑色角閃石、緑泥石及び少量の褐緑色普通角閃石、単斜輝石、繊維状無色角閃石、磁鉄鉱からなる。斜長石は均質で、細かい緑泥石と青緑色角閃石の集合体からなる細脈によって分断されている。普通角閃石はオフィチック組織を示し、単斜輝石のレリックを含有する。球状部はやや粗粒の中心部と細粒の周縁部が区別されるが、これは前述の斜長石の分断の程度差によるもので、もとは同一粒度であった可能性が高い。また、前述のオフィチック組織は、球状構造形成前の斑れい岩組織の名残りだと推察できる。

球状部の間を占める石基部は均質半自形の斜長石、磁鉄鉱、単斜輝石のレリックを含有する緑褐色普通角閃石からなる。普通角閃石は比較的粗粒で量も多く、岩石は斑れい岩質ペグマタイトの様相を呈する。

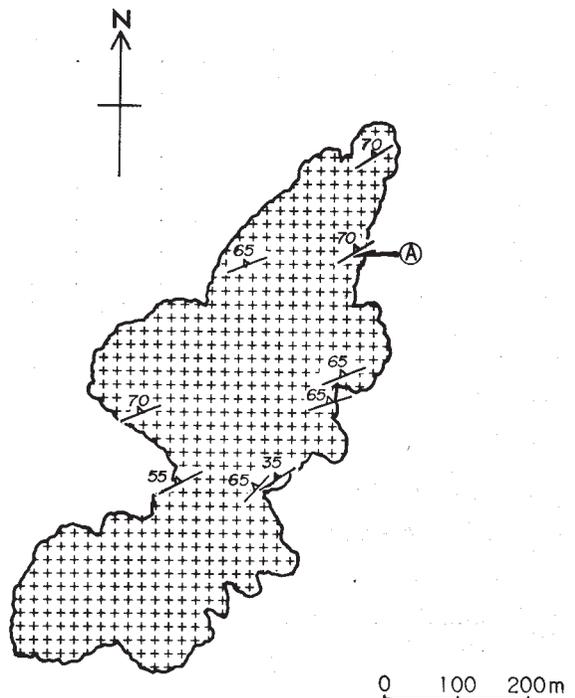
この球状構造は、進入後まもない岩型 I, IIが新たに進入してきた岩型IVのマグマの影響で脈状、網状に分断され、交代作用を受けた結果形成されたものと考えられている (久保, 1980)。

V. 2. 3 足島岩体

足島岩体は、女川町江島南東1kmの無人島、足島の全域にわたって露出する花崗閃緑岩の岩体である。足島には本岩体の被貫入岩に相当するものは分布しない。江島における三疊系の砂岩、泥岩及びそれを貫くひん岩岩脈等の岩石は、全域にわたって熱変成による再結晶組織を有している。これは足島岩体の進入に伴う接触変成作用による可能性が強く、本岩体は三疊系中に進入していると判断できる。

岩体の進入時期は明らかでないが、岩石学的特徴の類似する金華山花崗岩類の黒雲母の K-Ar年代が 109Ma, 119Maであること (河野・植田, 1965) からみて、本岩体も白亜紀の進入とみなすのが妥当である。

足島岩体は主に片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、少量の細粒黒雲母花崗岩を伴う。岩体全域にわたって片状構造が発達し、その方位はNE-SW走向で北に急傾斜している (第46図)。片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は暗色包有物に富んでいる。暗色包有物は一般にレンズ状で細長いものが多い (図版II-2)。長さは20-50cmが一般的であるが、大きいものは数mに達し、縦横比が20:1という細長いものもある。各岩石の特徴は以下のとおりである。



第46図 足島岩体の片状構造 Aは第47図の位置を示す

片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R37660)

有色鉱物の配列による片状構造の発達する中粒岩で、最大径1 mmに及ぶスフェンの散在が特徴的である。

主成分鉱物：斜長石（容量比41%）・石英（22%）・カリ長石（13%）・黒雲母（12%）・普通角閃石（8%）
副成分鉱物：磁鉄鉱・スフェン・燐灰石・ジルコン・緑れん石

斜長石は半自形で弱い波動累帯構造を示す。カリ長石と接する部分にはミルメカイト（容量比3%）が生成しており、また細粒石英・斜長石の集合部が局部的に発達する。石英は他形で、縫合状組織を示す細粒結晶の集合体を形成し、著しい波動消光を示す。

普通角閃石は半自形の褐緑色結晶で、周縁部は青緑色を帯びる。黒雲母は半自形で、短ざく状結晶の集合体として他結晶粒間でレンズ-フィルム状をなす事が多い。黒雲母にはたわみ等の変形はほとんど認められない。磁鉄鉱は均質で、内部にイルメナイトの離溶ラメラは認められない。

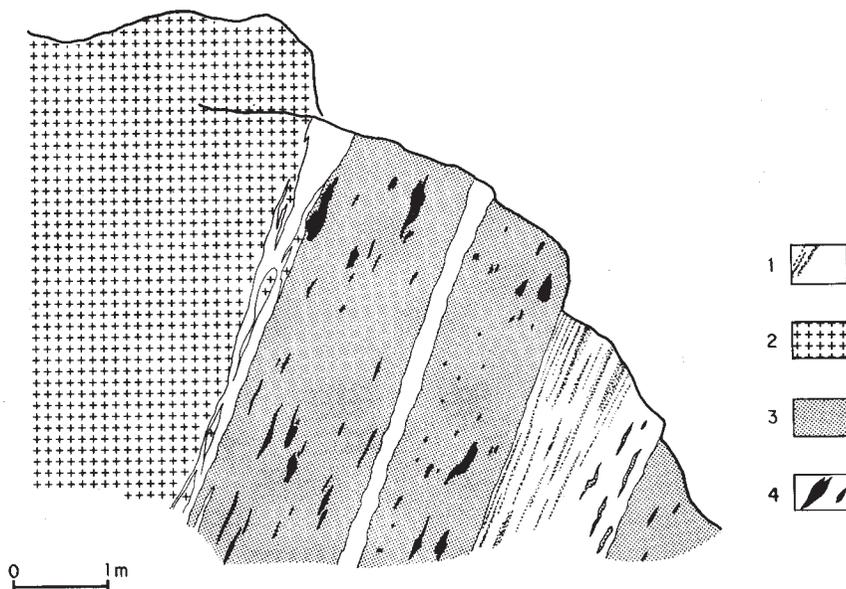
細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R37661)

細粒黒雲母の濃集によるシュリーレンや片状構造の発達するやや不均質な優白岩で片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と同様に径1mmに及ぶスフェンの散在が特徴的である。

本岩は片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩中に、その片状構造とほぼ調和的な小岩脈として若しくはペグマタイト、シュリーレンを伴うレンズ状の脈として少量分布する。それらの多くは幅数cm内外で主に島の東岸に分布する。

主成分鉱物：斜長石（容量比25%）・石英（35%）・カリ長石（32%）・黒雲母（4%）
副成分鉱物：磁鉄鉱・スフェン・燐灰石・ジルコン・白雲母・緑泥石

斜長石は半自形で弱い波動累帯構造を示し、カリ長石との境界部にはミルメカイト（容量比2%）が発達する。



第47図 細粒黒雲母花崗岩の産状 足島の北東岸（ほぼ垂直な面のスケッチ）

1. 細粒黒雲母花崗岩、点線はシュリーレンを示す、2. 暗色包有物を欠き、やや優黒質な、片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩、3. 片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩、4. 暗色包有物

石英は他形で縫合状組織を示し、著しく波動消光する。カリ長石は半自形-他形で、細かいパーサイト構造を有し、著しく波動消光する。黒雲母は半自形で定向配列を示す。弱いたわみや部分的な緑泥石化が認められる。

細粒黒雲母花崗岩の岩脈のうち最大のもは第46図A地点に位置する。ここでは、片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は局所的な岩相変化を示し、第47図に示すように、図の中央部で明瞭な境界をへだてて、暗色包有物を欠き、より優黒質でやや不均質な部分へと変化する。この優黒質の部分は図の左(北)方6mの範囲に分布し、暗色包有物に富む平均的な花崗閃緑岩に漸移する。細粒黒雲母花崗岩の岩脈はこの岩相変化の境界に沿ってその境界面と調和的に進入している。最大の岩脈は幅2mに及び、その岩脈の上部(見かけ上)には黒雲母の濃集によるシュリーレンが発達し、下半部には周囲の片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩の捕獲岩が含まれている。このような、細粒黒雲母花崗岩と片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩の密接かつ調和的な産状は、両岩石の進入固結及び各々の内部構造の形成が同一応力条件下で連続的に行われた事を示唆している。

足島岩体の片状構造

本岩体に普遍的に発達する片状構造は、主に普通角閃石、黒雲母の定向配列によるもので、細長いレンズ状の暗色包有物もこれに調和的に配列している。暗色包有物の構成鉱物は周りの普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と同じであるが、より有色鉱物に富んでいる。鏡下では再結晶組織を示す場合が多く、一般に変形の程度は周りの花崗閃緑岩と同程度である。細粒黒雲母花崗岩もこの片状構造に調和的に進入している。

普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩の片状構造は、鏡下では主にレンズ状をなす黒雲母の定向配列として認められる。岩石全般にわたる鉱物の細粒化は認められないが、細粒石英・斜長石の集合部が、カリ長石と斜長石の境界に局所的に発生しており、これはしばしばより粗粒のミルメカイトと隣接する。この細粒部は岩石の片状構造と調和的な分布を示す。細粒部には細粒のミルメカイトがごくまれに認められるが、細粒部に隣接して発達する、より粗粒のミルメカイトは変形していない。

これらの事から、本岩体に発達する片状構造は、岩体進入時のマグマの流動及びそれに引き続く応力条件下での固結によって形成されたもので、流理構造と圧碎構造が重複していると考えられる。すなわち長く伸びたレンズ状の暗色包有物の形成や普通角閃石、黒雲母の定向配列は岩体進入時のマグマの流動を反映しており、固結後も引き続き応力条件下にあったために再結晶を伴う黒雲母のレンズ状部の形成や、ミルメカイトの生成に先立つ局部的細粒化及び石英の著しい変形が起きたと推察できる。この片状構造は金華山花崗岩類等北上山地の白亜紀花崗岩の一部に特徴的に発達し、従来プロトクラスチック組織と表現されてきた(滝沢ほか, 1974; 加藤, 1977; 加藤・田中, 1973)。ただし、これは適切な表現ではない。プロトクラスチック組織は変形の著しい初期晶出結晶と変形してない末期晶出結晶で構成される組織である(BATES and JACKSON, 1980)。

足島岩体の片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と細粒黒雲母花崗岩は、金華山花崗岩体の西縁部を構成する片状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と、それを貫く細粒黒雲母花崗岩にそれぞれがよく似ている。両岩体が単一の岩体に属するか否かは明らかでないが、変形構造の特徴や方位が一致していることは両岩

体がほぼ同時期に進入し、同一条件下で変形したことを示唆している。

VI. 新生界

VI. 1 第四系

本図幅地域には更新世の地層、特に段丘堆積物は知られていない、40-100m 高度の地形的平坦面は、形成時期は不明ではあるが海岸段丘面と考えるのが妥当である。この地形面の形成に関連するような堆積物を本地域では未確認である。南側に隣接する金華山地域では、海拔 45m 高度に、海成の鮮新統（仙台層群竜の口層相当）が小分布し、大礫を含む基底礫岩を伴っている。これに相当する堆積物が本地域内でもかって存在した可能性が強く、本地域は仙台湾側よりも波浪作用が強いため浸食され尽くしたのであろう。

VI. 1. 1 沖積層

リアス海岸で縁どられる本地域は、海岸の大部分が海食崖によって縁どられているため、海岸沿いに沖積平地が全くない。しかし本地域の河川沿いの下流域には、礫・砂・泥の未固結堆積物がある。河川は全般的に短く、最も長くて 2 km であり、沖積層の発達是一般に小規模である。このため、地質図では表現しにくいいため大部分を省略した。いずれも、浜の海岸線から 200 m 以内の川底に基盤の中生層が現われているので、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中生層の稲井層群と牡鹿層群及び貫入岩類である。地域内に存在する数か所の集落の大部分は、沖積層の上になく、基盤の中生層が直接露出していることが多い。

VII. 応用地質

本地域には、休廃止を含めて金属及び非金属鉱山は知られていない。隣接する石巻・金華山両図幅地域には、小規模な幾つかの金山が知られている。それらは中生層中の含金石英脈であり、本地域にも胚胎する可能性が全くないわけではない。新山金山・鮎川金山（以上金華山地域）、谷川金山（石巻地域）などは本地域南西部の近隣にあつて、白亜紀深成岩体の牡鹿岩体の周囲に分布している。ちなみに、本地域の南縁から南に 2.5km の地点にある鮎川金山は、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、幅 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特に含金が高い。品位は Au : 15g/t, Ag : 14g/t, S : 30% のデータが記載されている。

その他、石材資源としては、中生層の大部分は骨材など砕石資源に役立つ。特に牡鹿岩体周辺のホルンフェルス化した砂岩・頁岩は堅固であり、近隣地域で利用されている。稲井層群伊里前層はスレート劈開が良く発達し、石巻市郊外の井内石と同じであり、建築用石材として採掘可能であるが、本地域では未利用である。

文 献

- BANDO, Y. (1964) The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., vol.36, p.1-137.
- 坂東祐司 (1968) 北上山地および舞鶴帯の下部三畳系産アンモナイトとその問題点. 香川大教育研究報告II, no.174, p.1-7.
- BANDO, Y. (1970) Lower Triassic ammonoides from Kitakami massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.79, p.337-352.
- 坂東祐司・荒木英夫 (1970) 北上山地平磯層 (下部三畳系) から *Glyptoniceras* の産出と, その層位学的意義について. 地質雑, vol.76, p.165-168.
- BANDO, Y. and SHIMOYAMA, S. (1974) Late Scythian ammonoids from the Kitakami Massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.94, p.293-312.
- BATES, R. L. and JACKSON, J. A. (ed) (1980) *Glossary of geology*. Am. Geol. Inst., 751p.
- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits : A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- 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.
- FUKADA, A. (1950) On the occurrence of *Perisphinctes* (s.s) from the Ozika 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. 地質雑, vol. 53, p.80.
- HARADA, T. (1890) *Die Japanischen Inseln, eine topographischgeologische Ubersicht*. Verlag von Paul Parey, Berlin, 126p.
- HAYAMI, I. (1959) Some pelecypods from the Tsukinoura Formation in Miyagi Prefecture. ————*Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no.35, p.133-137.
- (1961) Successions of the Kitakami Jurassic : Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan (I). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p.159-177.
- 堀川義雄・小川克郎・渡辺史郎・馬場健三 (1974) 20万分の1空中磁気図IV-1 気仙沼-岩沼海域. 地質調査所.
- 市川浩一郎 (1951) 北上山地南部の三畳紀層. 地調報告特別号「日本三畳系の地質」, p.7-23.
- IGI, S., KATADA, M., TAKIZAWA, F. and ABE, T. (1974) Gabbroic complexes in the Ojika Peninsula and Kasagai islet, Miyagi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*. vol. 80, p. 107-114.
- 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.
- 池田幸夫 (1981) 岩石の変形構造からみた南部北上山地の造構作用. 構造地質研究会誌, vol.26, p.

59-66.

- 稲井 豊・高橋年次 (1940) 北上山地南端部の地質に就いて (北上山地南部の層位学的研究V). 東北
大地質古生物研報, no. 34, p.1-40.
- 石井和彦 (1985) 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程. 地質雑,
vol. 91, p.309-321.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982) 松島地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- 神保小虎 (1896) 日本地質学. 金港堂, 245p.
- 海上保安庁水路部 (1983a) 5万分の1沿岸の海の基本図. 海底地形地質調査報告「牡鹿半島」, 34p.
——— (1983b) 5万分の1海底地形図. no.6369-3. 牡鹿半島.
- KANAGAWA, K. (1986) Early Cretaceous folding and cleavage in the Kitakami Mountains, ana-
lysed in the Ofunato Terrane. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.92, p.349-370.
- 加納 博 (1958) 南部北上山地登米地方の稲井層群基底礫岩 - 含花崗岩礫岩の研究 (その2). 地質雑,
vol.64, p.464-473.
- 片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類, I. 序論. 地調報告, no.251, p.1-7.
——— ・大貫 仁・加藤祐三・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, vol.65, p.230-245.
- 加藤祐三 (1977) 北上山地, 岩泉・大田名部花崗岩体の岩石学. 岩鉱, vol.72, p.443-452.
——— ・田中久雄 (1973) 北上山地, 金華山花崗岩質岩体の岩石学. 岩鉱, vol.68, p.395-403.
- 河野義礼・植田良夫 (1964, 1965) 本邦産火成岩の K-A dating (II). 岩鉱, vol.53, p.127-148.
- 菊地 安 (1891) 20万分の1地質図幅「石巻」及び同説明書. 23p., 地質調査所.
- 北村 信 (1967) 宮城県の地質. 宮城県20万分の1地質図説明書, 宮城県商工労働部中小企業課, 32p.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of Japanese
Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol.5, p.219-578.
- KUBO, K. (1977) Petrological study on the Ojika gabbroic complex, Kitakami Mountains,
Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.83, p.763-782.
- 久保和也 (1980) 宮城県, 笠貝島斑れい岩体について. 岩鉱, vol.75, p.234-243.
- 宮城県 (1981) 5万分の1土地分類基本調査「石巻・寄磯・金華山」. 宮城県, p.14-19.
- MOJSISOVICS, E. V. (1888) Ueber einige japanische Trias-Fossilien. *Beitr. Palaont. Osterr.-*
Ungarns, Orients, Bd.7, p.163-178.
- MURATA, M. (1978) Triassic fossils from the Kitakami Massif, Northeast Japan, part 2, a
revision on the taxonomic position of *Conulariopsis SUGIYAMA*, 1942. *Kumamoto Jour.*
Sci. (Geology), vol.11, p.5-12.
- NAUMANN, E. (1881) Ueber das Vorkommen von Triasbildungen im nordlichen Japan. *Jahrb.*
Geol. Reichsanst., Wien, Bd.31, p.519-528.
- 於保幸正 (1981) 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織. 地質雑, vol.87, p.657-673.

- OHO, Y. (1982) Effective factors controlling cleavage formation and other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol.20, p.345-348.
- 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.
- OKADA, H. (1971) Classification of sandstone : analysis and proposal. *Jour. Geol.*, vol.79, p. 509-525.
- 大森昌衛 (1954) 東北日本の第三系の構造帯について. 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. 岩手県, 189p.
- (1969) 北上山地地質誌. 東北大理地古研邦報, vol.69, p.1-239.
- (1981) 北上川流域地質図 (20万分の1) および説明書. 長谷地質調査事務所20周年記念刊行, 307p.
- ・坂東裕司 (1959) 下部および中部三疊系稲井層群について (北上山地における三疊系の層位学・古生物学的研究-4). 東北大地質古生物研邦報, no.50, p.1-69.
- 大山年次 (1954) 宮城県牡鹿半島鮫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.
- RAMSAY, J. G. (1962) The geometry and mechanics of formation of “similar” type folds. *Jour. Geol.*, vol.70, p.309-327.
- (1967) *Folding and fracturing of rocks*. 568p. McGraw-Hill, New York.
- SATO, T. (1962) Etudes biostratigraphiques des ammonites du jurassique du Japon. *Mem. Soc. Geol. France, nouv. ser.*, vol.41, p.1-122.
- (1972) Some Bajocian ammonite from Kitakami, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.85, p.280-292.
- SEILACHER, A. (1964) Biogenic Sedimentary Structure. In IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Eds), *Approaches to Palaeoecology*. Wiley, New York, p.296-316.
- 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.
- SHIMIZU, S. (1930) On some Anisic Ammonites from the Hollandites beds of the Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol.14, p.63-74.
- 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 Southern Kitakami Massif, Northeast Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, ser. 2, 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. 矢部教授還暦記念論文集 (2), p.695-704.
- 滝沢文教 (1970) 宮城県女川町笠貝島より斑れい岩類の発見. 地質雑, vol.76, p.31-32.

- TAKIZAWA, F. (1970) Ayukawa Formation of the Ojika Peninsula, Miyagi Prefecture, North-east Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.21, p.567-578.
- 滝沢文教 (1975) 南部北上牡鹿半島の白亜紀層の堆積. 地調月報, vol.26, p.267-305.
- (1976) 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成堆積サイクル. 地質雑, vol.82, p.625-642.
- (1977) 南部北上帯中生代堆積盆に関する二三の問題. 地団研専報, no.20, p.61-73.
- (1978) 南部北上ジュラ紀層の古環境. 地質ニュース, no.291, p.18-31.
- (1981) 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造: とくにスレート劈開との関連. 構造地質研究会誌, no.26, p.43-57.
- TAKIZAWA, F. (1985) Jurassic sedimentation of the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.36, p.203-320.
- 滝沢文教・地調東北出張所 (1972) 球状斑れい岩調査報告. 宮城県教育委員会, 12p.
- ・一色直記・片田正人 (1974) 金華山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 62p.
- ・神戸信和 (1979) 牡鹿・雄勝地方の褶曲 (その2, 三疊紀層とペルム紀層の褶曲を巡って). 地質ニュース, no.300, p.28-45.
- ・———・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人 (1984) 石巻地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・正井義郎 (1978) 牡鹿・雄勝地方の褶曲 (その1 ジュラ紀層の褶曲). 地質ニュース, no.291, p.18-31.
- TOKUYAMA, A. (1965) Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel, Nordostjapans. *Sci. Rep. Col. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol.15, p.217-235.
- 渡辺萬次郎 (1950) 宮城県の地下資源. 宮城県商工部, 140p.
- 矢部長克 (1903) 北上三疊系の時代に就いて. 地質雑, vol.10, p.117-123.
- (1918) 日本三疊紀層の地質時代. 地質雑, vol.25, p.385-389.
- (1928) 北上山地の南端部, 牡鹿半島の岩石節理の研究(I). 地球, vol.9, p.15-22.
- YABE, H. (1949) A new Triassic ammonite from Yanaizu, north of Inal near Ishinomaki, Miyagi Prefecture. *Proc. Japan Acad.*, vol.25, p.32-35.
- and SHIMIZU, S. (1933) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol.10, p.87-98.
- 吉田 尚 (1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, no.19, p.103-114.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No.91**GEOLOGY
OF THE
YORIISO DISTRICT**

By

Fuminori TAKIZAWA, Kazuya KUBO and Sachio IGI

(Written in 1986)

(Abstract)**GEOLOGY****1. GENERAL REMARKS**

The Yoriiso district lies in the southernmost part of the Kitakami Mountains (Kitakami Sanchi), Northeast Japan and geotectonically belongs to the South Kitakami Belt. The belt consists mostly of Paleozoic and Mesozoic rocks ranging in age from Silurian to Cretaceous. The Mesozoic strata in this belt contain much shallow sea and paralic deposits. In the Yoriiso district there occur widely the Early to Middle Triassic Inai Group and Middle Jurassic to earliest Cretaceous Ojika Group together with late Early Cretaceous intrusive rocks. Holocene sediments are distributed in limited areas along streams and coast lines.

The Mesozoic strata are complexly deformed by flattened flexure folding and faulting. The nearly north-northeast-trending folded structures were formed by an east-west trending compression in middle Early Cretaceous age, and cut by strike slip faults of east, northeast and northwest trends. The folds are classified into four or five orders according

Table 1 Summary of the stratigraphy of the Yoriiso district

Geologic age		Stratigraphic division		(m) Thickness	Tectogenesis etc.	
Cenozoic	Quaternary	Alluvium · Sand beach deposits			Transgression	
	Tertiary					Tilting
Mesozoic	Cretaceous	Late				Folding (Oshima Movement) Volcanism
		Early	Granodiorite Quartz diorite, gabbro and porphyrite			
	Jurassic	Oshika Group	Ayukawa Fm.	Domeki Sandstone Mb.	2,000	
				Futawatashi Shale Mb.		
				Kobitawatashi Ss & Sh Mb.		
				Kiyosaki Sandstone Mb.		
		Oginohama Fm.	Fukkiura Sh & Ss Mb.	1,500		
			Kozumi Shale Mb.	1,700		
	Tsukinoura Fm.	Makinohama Sandstone Mb.	600			
		Samuraihama Shale Mb.				
	Middle	Tsukinoura Fm.	Tsukinoura Sandstone Mb.	750		
Triassic	Early			ca. 2,000	Transgression	
		Late				
	Middle		Inai Group			Isatomae Fm.
		Fukkoshi Fm.				
Early	Inai Group	Osawa Fm.				
		Hiraiso Fm.				

Fm : Formation, Mb : Member

to the scale of wave lengths. Slaty cleavage is well developed in the Mesozoic strata.

The stratigraphical succession in this district is summarized in Table 1.

2. TRIASSIC

The Triassic **Inai Group**, 2,000m or more thick, is a marine sedimentary sequence unconformably overlying the Late Permian Toyoma Formation, and is divided into the Hiraiso, Osawa, Fukkoshi and Isatomae Formations in ascending order. In the Yoriiso district there is no exposure of the Hiraiso Formation.

The Osawa Formation is composed mainly of laminated slate, very thinly interbedded dark greenish or grayish siltstone and slate intercalated with dark greenish to grayish sandstone. All of these rocks are more or less calcareous and differ from the Permian rocks. The Osawa Formation is of late Scythian (Otoceratan to Prohunsaritan) age because of the occurrence of *Conulariopsis quadrata*, *Danubites* aff. *ambika*, *Leiophyllites* aff. *pradyumna*.

The Fukkoshi Formations is composed mainly of sandstone, laminated slate and medium to thickly interbedded sandstone and laminated slate. Sandstone beds often show a distinct graded bedding. No fossils are found in the formation in this district, but in the adjoining area occur such fossils as *Spiriferina* spp., *Terebratula* sp., "*Pteria*" spp., *Isocrinus* sp., *Gymnites* cf. *watanabei*, *Hollandites* sp., *Balatonites* cf. *kitakamicus*, and *Rikuzenites nobilis*. These fossils indicate that the formation is assigned to early Anisian (Beyrichitan) age.

The Isatomae Formation is composed mainly of laminated sandy shale with thin interbeds of sandstone. The formation is considered to be Anisian in age, as it yields the following fossils; *Hollandites japonicus*, "*Danubites*" *naumanni* "*D.*" *japonicus*, *Balatonites kitakamicus*, *B. gottschei*, *Gymnites watanabei*, *Ussurites yabei*, *Sturia japonica*, and *Ptychites inaicus*. From these fossils, this formation is assigned to Anisic of Middle Triassic in age.

3. JURASSIC

Jurassic strata is distributed mainly in the whole area of the Oshika Peninsula and on a small scale in Oura-Izushima. The Jurassic to Cretaceous sedimentary sequences of the South Kitakami Belt are most widespread in the Oshika Peninsula in thickness and areal extent.

Ojika Group The Middle Jurassic to earliest Cretaceous Ojika Group is divided into the Tsukinoura, Oginohama and Ayukawa Formations in ascending order, and is further subdivided into 10 members of which three members are not exposed in the mapped district. The group is strongly folded into three south-plunging synclines.

The Tsukinoura Formation unconformably overlies the Triassic Inai Group in the central western part of this district. This formation can be divided into the Tsukinoura Sandstone Member below and the Samuraihama Shale Member above. The lower member, over 250m thick, consists of sandstone, sandy shale and conglomerate, and contains *Trigonia*, *Eomiodon* and *Inoceramus*. The Samuraihama Shale Member is represented

exclusively by bedded black shale with conspicuous slaty cleavage. The formation is referred to the Bajocian on the basis of the occurrence of ammonites such as *Stephanoceras* sp. and *Normannites (Itinsaites) cf. itinsae*.

The Oginohama Formation, about 1,400m thick, is conformable with the Tsukinoura Formation, and is subdivisible into the following four members. The Kitsunesaki Sandstone and Shale Member, 400 m thick, is characterized by flysch-like, medium-bedded alternation of sandstone and shale, intercalating conglomerate in the southern part of the district. The Makinohama Sandstone Member, less than 380m thick, is composed of very thick-bedded alternation of coarse-grained sandstone and shale with subordinate conglomerate rich in granitic pebbles. Plant fossils are contained in several shale beds. Most of this member shows non-marine fluvial deposition. The Kozumi Shale Member, 150 to 200 m thick, consists dominantly of bedded black shale yielding some ammonoids and bivalves, and is probably of neritic deposition. The Fukkiura Shale and Sandstone Member about 500-650 m thick, is composed mainly of shale and sandstone in medium- to thin-bedded alternation, exhibiting a flysch appearance.

From the occurrence of ammonites such as *Perisphinctes(P.) ozikaensis*, *Perisphinctes (Kraaosphinctes) cf. matsushimai*, *Discosphinctes* sp. and *Virgatosphinctes aff. communis* this formation is regarded as being of Late Jurassic in age.

The Ayukawa Formation is underlain by the Oginohama Formation with a conformity, 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. Among them, the Kiyosaki Sandstone is distributed in this area. Pale greenish felsic tuff occurs at several horizons, and the sandstone except in the Kiyosaki Member contains 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 cf. isokusensis*, *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 are dominated by shale. Most of the member may be nonmarine deposits. Plant fossils such as *Cladophlebis*, *Nilssonina*, *Podozamites* etc. are frequently contained in the member.

4. INTRUSIVE ROCKS

Gabbroic and granitic complexes and innumerable porphyrite dikes of Cretaceous age are intruded into the Triassic and Jurassic strata. Three plutonic masses, namely the Ojika, Kasagai-jima and Ashi-jima Masses are exposed in this district.

Of them, the Ojika Mass is the largest in size, though the size of other two masses are not clear being surrounded by sea water. It is composed mainly of clinopyroxenite, porphyritic clinopyroxene gabbro, olivine-two pyroxene gabbro, clinopyroxene-hornblende gabbro, two pyroxene gabbro, quartz diorite and pyroxene-hornblende diorite.

The Kasagai-jima Mass is composed mainly of clinopyroxene-hornblende gabbro and

divided into four rock types such as type **I** , **II** , **III** and **IV** , which have been emplaced successively in this order. The ball structure develops in the rock type **IV** .

The Ashi-jima Mass is composed of schistose hornblende-biotite granodiorite associating with a small amount of fine-grained biotite granite.

Many but small porphyrite dikes occur at the southern Kitakami Mountains. Based on the types of major phenocrysts, these dikes are classified into three types such as plagioclase porphyrite, hornblende porphyrite and clinopyroxene porphyrite. Of them, the former two types occur in this district. In Eno Shima islet and Hira Shima islet, sheared plagioclase porphyrite dikes occur. The dikes near the plutonic masses have mostly undergone contact metamorphism.

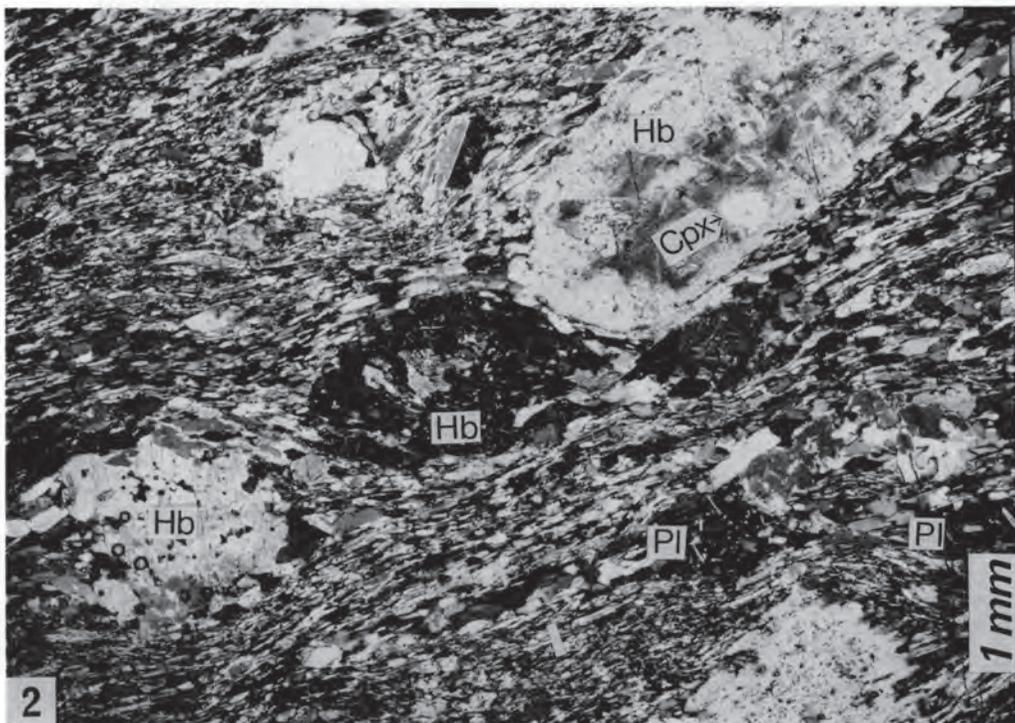
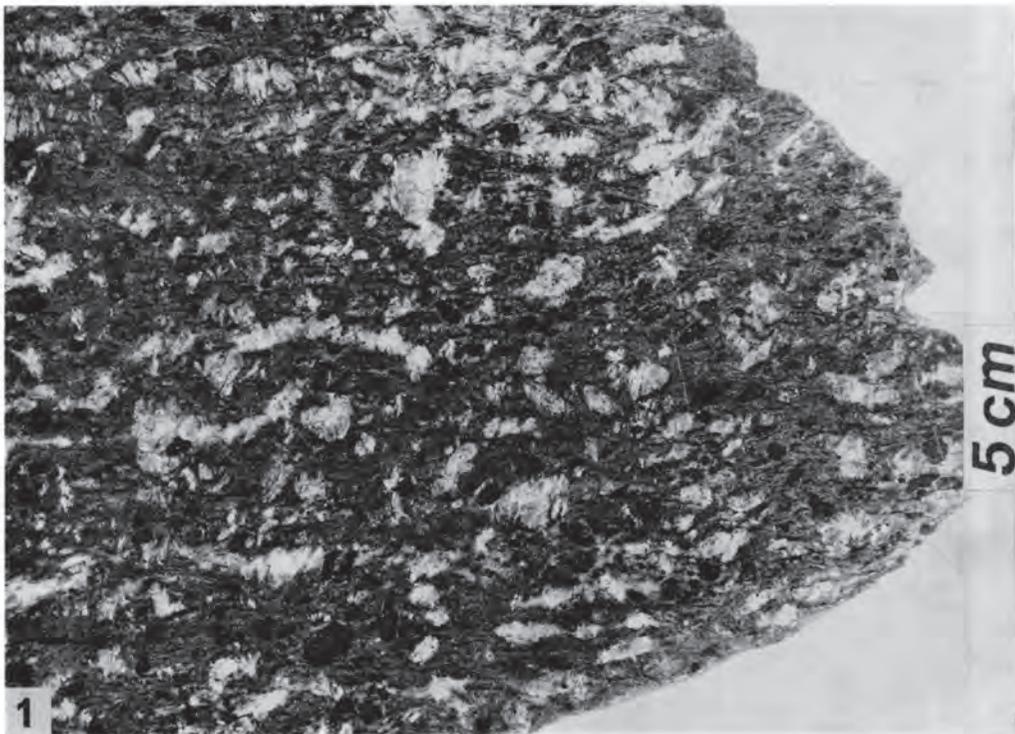
On the Oshika Peninsula, the Mesozoic sedimentary wall rocks are thermally metamorphosed in a distance of several hundreds of meters from the contact with the Ojika Mass. In these rocks, biotite, cordierite, andalusite and/or sillimanite are recognized.

The rocks of Hira Shima and Eno Shima islets are metamorphosed also and biotite, pale-green amphibole, clinopyroxene, garnet and tourmaline are recognized in calcareous sandstone.

QUATERNARY

Alluvium

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



1. 片状斜長石ひん岩 (GSJ R 37647)

採集地: 江島北東岸 斑晶は斜長石 (白色部) と単斜輝石及び角閃石 (黒色部)

2. 片状斜長石ひん岩の顕微鏡写真 (直交ニコル)

資料は 1 と同じ PI: 斜長石, Hb: 角閃石, Cpx: 単斜輝石



1. 笠貝島の球状斑れい岩 “球状部” の大きさは 3-5cm が多い
2. 足島の片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 レンズ状の暗色包有物を多量に含む

文献引用例

滝沢文教・久保和也・猪木幸男（1987） 寄磯地域の地質．地域地質研究報告（5
万分の1地質図幅），地質調査所．74p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

TAKIZAWA, F., KUBO, K. and IGI, S. (1987) *Geology of the Yoriiso district.*
With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 75p.
(in Japanese with English abstract 5p.).

昭和62年3月12日印刷

昭和62年3月16日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

〒130 東京都墨田区両国3-1-12

© 1987 Geological Survey of Japan