

55(522.6)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第87号

鶴御崎地域の地質

奥村公男・寺岡易司

昭和63年

地質調査所

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	5
III. 四万十累層群	8
III. 1 研究史	8
III. 2 諸塚層群（下部四万十層群）	9
III. 2. 1 佐伯亜層群	9
III. 2. 2 蒲江亜層群	10
III. 3 砂岩組成	21
III. 4 対 比	24
III. 5 変成作用	25
III. 6 地質構造	27
IV. 第四系	30
V. 応用地質	30
V. 1 含銅硫化鉄鉱床	30
V. 2 マンガン鉄鉱床	32
文 献	32
Abstract	34

図・表目次

第 1 図 鶴御崎及び周辺地域の埋谷面図	2
第 2 図 米水津村色利浦（佐伯地域）西方の山地から鶴御崎方面を望む	3
第 3 図 米水津村樟立鼻西方の稜線から横島と鶴御崎を望む	3
第 4 図 鶴御崎先端部南側の槇峰層からなる急崖	4
第 5 図 米水津村間越の海岸地形	4
第 6 図 鶴見町下梶寄から大島を望む	5
第 7 図 九州東部及び四国西部の四万十帯の地質概略図	6
第 8 図 椎葉層柱状図	9
第 9 図 椎葉層の砂岩頁岩薄互層	9
第 10 図 槇峰層の柱状図	11
第 11 図 槇峰層の泥質千枚岩と片理を切る石英分結脈	12
第 12 図 剪断された槇峰層の泥質岩	12
第 13 図 槇峰層の剪断された頁岩砂岩互層とその中の砂岩ブロック	13

第 14 図	槇峰層の剪断された頁岩砂岩薄互層	13
第 15 図	槇峰層の頁岩砂岩薄互層中の砂岩とチャートのレンズ及び塩基性岩	14
第 16 図	槇峰層の塩基性岩とチャートからなる海岸の急崖	15
第 17 図	槇峰層の塩基性岩とその上位に重なる層状チャート	15
第 18 図	槇峰層のチャートと頁岩の産状	16
第 19 図	槇峰層のチャートと頁岩の互層の柱状図	17
第 20 図	槇峰層の枕状溶岩の産状	18
第 21 図	槇峰層の枕状溶岩の枕の重なり	18
第 22 図	槇峰層の枕状溶岩中の枕の周囲を埋めた方解石	19
第 23 図	槇峰層のピロープレッチャーとその間隙を埋めた方解石	19
第 24 図	槇峰層の枕状溶岩中のトンネル状の空隙のある枕	20
第 25 図	八戸層の砂岩	20
第 26 図	八戸層の柱状図	21
第 27 図	泥質岩片を多く含む八戸層の砂岩	22
第 28 図	八戸層の砂岩頁岩互層	22
第 29 図	鶴御崎及び隣接地域における四万十累層群の砂岩組成	23
第 30 図	鶴御崎及び隣接地域の放散虫化石産地	25
第 31 図	九州四万十帯東部の変成分帯	27
第 32 図	鶴御崎及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布	28
第 33 図	鶴御崎地域の地質構造図	29
第 34 図	槇峰層のマンガン鉄鉱層	31
第 1 表	鶴御崎地域の地質総括表	7
第 2 表	鶴御崎及び隣接地域における諸塚層群産の放散虫化石	26

鶴御崎地域の地質

奥村公男*・寺岡易司**

鶴御崎地域の地質研究は、地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質調査研究の一環として実施された。現地調査は昭和60・61の両年度にわたって行われた。原稿執筆に関しては、四万十累層群の対比及び砂岩組成の項を寺岡、そのほかを奥村が担当し、全体の調整を奥村が行った。なお、本報告には昭和42年から56年にかけて岩手大学教育学部今井功教授（元地質調査所員）と奥村・寺岡が共同して行った九州四万十帯研究の未公表資料の一部が盛り込まれており、本報告のまとめに際して同教授から助言をいただいた。

大分県商工労働部商工振興課の稲積英朋課長補佐からは本地域の休廃止鉱山に関する資料の提供を受けた。また現地の調査に際しては、大分県佐伯市商工観光課、南海部郡鶴見町役場及び米水津村役場から終始協力を得た。以上の方々に深く感謝する。

放散虫化石に関しては、大阪出張所の栗本史雄技官の協力を得た。岩石薄片の作成は技術部の佐藤芳治・野神貴嗣及び木村朗の各技官が担当した。

I. 地 形

鶴御崎地域は、大分県南東部に位置し、豊後水道に突き出た半島からなる。九州を北東-南西に横断している九州山地が日向灘に達した地域であり、山地が海岸に迫り、急崖に縁取られた海岸線が複雑に凹凸を繰り返したりアス海岸を形成している。日向灘に面した海岸部は日豊海岸国定公園に、佐伯湾に面した海岸部は豊後水道大分県立自然公園に指定されている。鶴御崎は九州最東端の地であり、国土地理院発行の20万分の1地勢図では「宇和島」に含まれる。

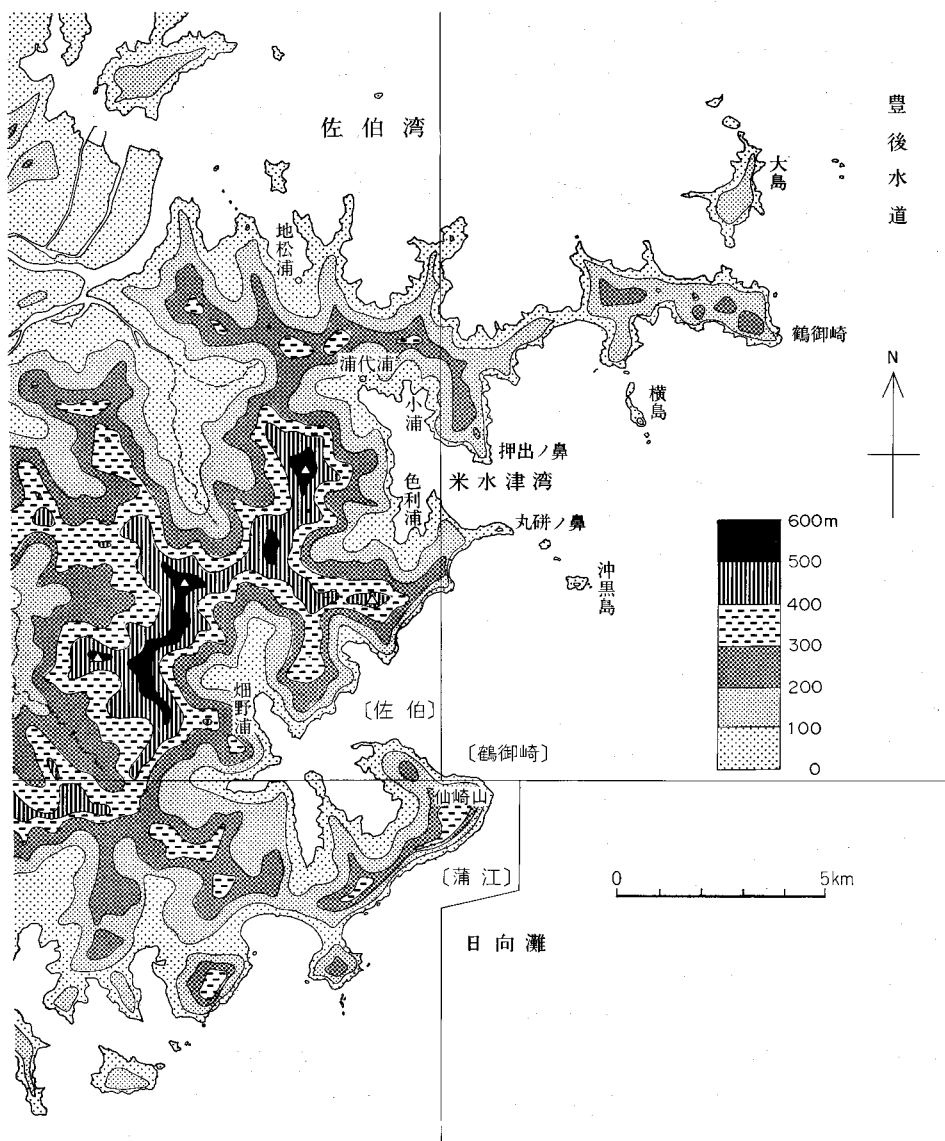
行政的には、鶴御崎に至る細い半島の稜線を境として、その北側が鶴見町、南側が米水津村に属する。本地域の南西隅のごく一部分は蒲江町に属する。

鶴御崎地域及びその周辺地域の埋谷面図を第1図に示す。この図から分かるように、本地域はリアス海岸をもつ半島の先端部であり、北から順に、鶴御崎、丸餅ノ鼻及び仙崎山を先端とする3つの半島に分かれ、その間に米水津湾（第2図）と畑野浦の深い湾が入り込んでいる。大島は本地域で一番大きい島であり、鶴御崎の北方にあり、幅約500mの元の間海峡で半島部と隔てられている。そのほかに横島、沖黒島、地黒島など多くの小島や岩礁があるが、これらには集落がない。

これらの半島や島の地形はいずれも、北側が緩く、南側が急傾斜である。こうした半島の南部と北部で地形が著しく異なるのは、地層が北に傾斜し、ケスタ地形を呈しているためである（第3図）。

鶴御崎 佐伯湾と米水津湾を分けている細長い半島で、米水津湾の一番奥から測って東-西に約11km続いている。半島の幅は、広いところで2-3km、標高100-250mであるが、半島の中程の北海岸

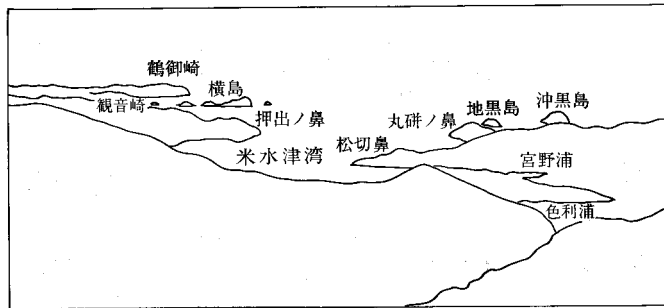
*地質部 **海外地質調査協力室



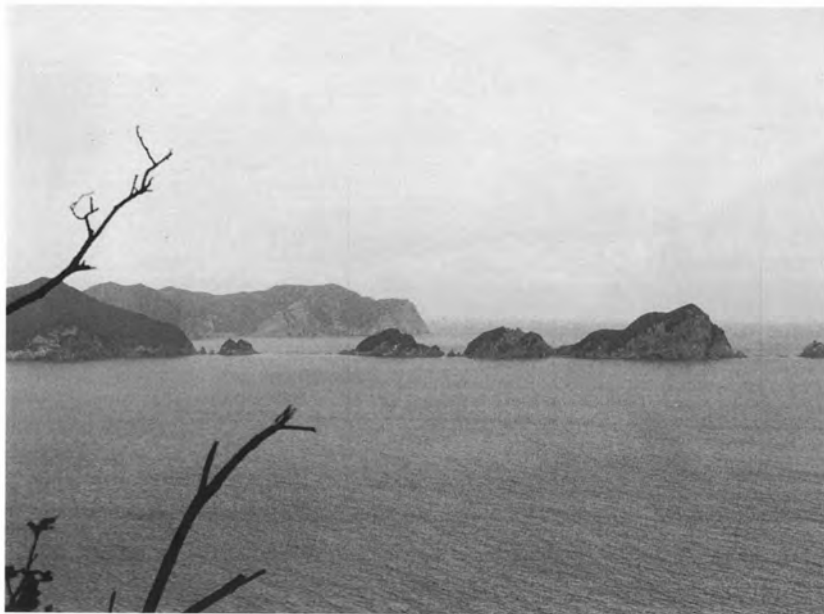
第1図 鶴御崎及び周辺地域の埋谷面図

5万分の1地形図を用い、幅500m未満の谷を埋めた。[]内は5万分の1地形図名

にある^{まつ}猿戸付近では幅が200mに狭まり、標高も約50mである。この地点を境として半島は西部と東部に分けられる。半島の最高地点はこの狭まりのすぐ東のワルサ山の264.7mであり、西部の最高点は棹立鼻西方の三角点261mである。半島の南海岸はほとんどが50m以上の急崖からなる（第4図）。国土地理院の2万5千分の1地形図では、海岸から200mの等高線の位置まで崖の記号で表現されている



第2図 米水津村色利浦(佐伯地域)西方の山地から鶴御崎方面を望む 岬と入江が交互するリアス海岸が続く



第3図 米水津村棹立鼻西方の稜線から横島と鶴御崎を望む
地層は北方(写真で左)に傾斜しており、島の北側は緩く南側は急傾斜で、ケスタ地形を呈している



第4図 鶴御崎先端部南側の槇峰層からなる急崖
150 m 以上の急崖ができており、主に塩基性岩（写真の灰色部分）とチャート（白い部分）が露出している



第5図 米水津村間越の海岸地形 小さな砂丘の山側に長さ300 m、幅100 mの潟湖ができています



第6図 鶴見町下梶寄から大島を望む 島の左手遠方に秩父帯南縁部に当たる蒲戸岬が見える

所が見られる。一方、北海岸は南部に比べ傾斜が緩く、突端部でも大部分が10 m程度の崖ができているに留まる。入江の奥には狭い砂浜ができており、集落が開けている。昭和57年には北海岸沿いに半島先端部の梶寄まで県道が開通し、鶴御崎燈台までの道路が現在建設中である。

この半島の南側の押出ノ鼻と横島の間には、北に湾入した小さな湾ができている。この湾の奥には、南海岸としてはめずらしく北西-南東方向約1 kmにわたって砂浜ができている。また、波打ち際から約100 mのところには比高約15 mの砂丘があり、その背後の低地には長さ約300 m、幅100 mの潟湖がある（第5図）。

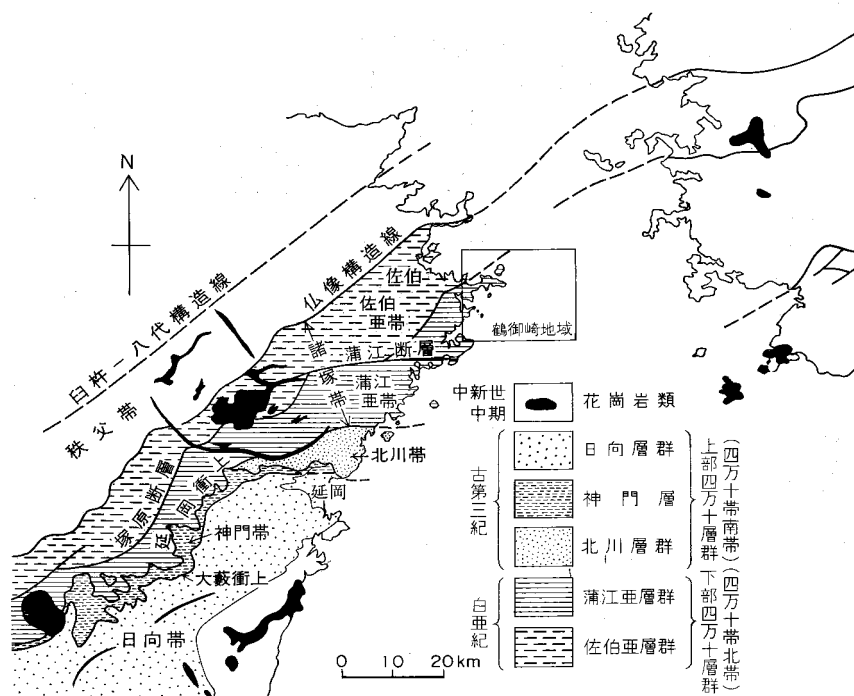
丸研ノ鼻 まるべいの はな 蒲江町と米水津村の境界となっている脊稜が東に張り出した部分であり、本地域にはその先端部だけが含まれる。ケスタ地形を呈し、南側は傾斜 $50\text{--}70^\circ$ の急崖に縁取られ、北側は 20° 程度の傾斜を示す。急崖の最上部付近では地層がしばしばクリープ変形し、南傾斜になっている。また、局部的に地すべりに伴う崖錐も見られる。

仙崎 蒲江から北東に延びた半島の先端部であり、本地域には北斜面の一部が入るだけである。

大島 鶴御崎の北に浮かぶ南北2 km、東西1 kmの島であり、最高点は島の南部の三角点193.3 mである（第6図）。豊後水道に面している島の東海岸には50-100 mの急崖が発達している。一方、佐伯湾に向いた西海岸には、わずかながら平地があり、田野浦や地下、船隠じげ ふなかくしの集落ができている。

II. 地 質 概 説

鶴御崎地域は九州の東端部に位置し、地質的には西南日本外帯の四万十帯に入り、大部分が四万十累層群に属する白亜系によって占められている（第7図）。その他の地質系統としては沖積層がリアス海岸



第7図 九州東部及び四国西部の四万十帯の地質概略図

の入り江の奥に、ごくわずかに見られるにすぎない。本地域の地質の概要を第1表に示す。

四万十累層群は西南日本外帯の四万十帯に分布する白亜紀-第三紀中頃の海成堆積物であり、白亜系の下部四万十層群と第三系の上部四万十層群に大別される。下部四万十層群は四万十帯北帯、上部四万十層群は四万十帯南帯に分布する。第7図に九州東部と四国西部における四万十帯の層序・構造区分の大綱を示す。九州の場合は諸塚帯が四万十帯北帯に当たり、そこに分布する下部四万十層群相当の諸塚層群は、北半部（佐伯亜帯）の佐伯亜層群と南半部（蒲江亜帯）の蒲江亜層群とに区別される。

鶴御崎地域には佐伯亜層群の椎葉層と蒲江亜層群の槇峰・八戸両層が分布する。本地域及び隣接地域から産出する放散虫化石によると、佐伯亜層群はセノマニアン以前の下部-上部白亜系、蒲江亜層群はサントニアンを主とし、上限がカンパニアンに及ぶ可能性のある上部白亜系である。これらの地層群は北東-南西ないし東-西の走向を持って北に傾斜し、北に傾斜した多数の走向断層で切られて顕著な帯状構造を呈している（第33図）。そして、全域にわたって低度の変成作用を受けており、部分的ながら蒲江亜層群の泥質岩は千枚岩化している。

椎葉層は主に砂岩からなり、砂岩頁岩互層を伴う地層で、本地域では北西隅の小範囲にだけ分布する。本層の一般走向は北東-南西で、北西に $50-60^\circ$ 傾斜し、大局的には北方に向かって上位の地層が分布する。本層の砂岩は長石質である。ときとして、ぶどう石で満たされた白色の鉱物細脈を含む。

槇峰層は千枚岩や頁岩などの泥質岩に富み、塩基性岩とチャートを頻りに挟むことで特徴付けられる。層準によっては砂岩もかなり多く、一般に層序的上位に向かって砂岩が多くなる傾向にある。本層の下部（Mm）は主に千枚岩・頁岩と塩基性岩及びチャートからなり、アクチノ閃石緑色片岩相の変成作用を

第1表 鶴御崎地域の地質総括表

時代		諸 塚 帯		主要岩相
		佐伯亜帯	蒲江亜帯	
第四紀	完新世	沖 積 層		砂, 礫
	更新世			
新第三紀				
古第三紀				
白 亜 紀	後 期	蒲江亜層群		砂岩, 砂岩頁岩互層 千枚岩, 頁岩, 頁岩砂岩互層 塩基性岩, チャート
	前 期	佐伯亜層群	* 椎日之影層 * 根葉層	
				砂岩, 頁岩, 砂岩頁岩互層

~~~~~ 不整合    ——— 断層    \* 地域外分布

受けている。本層の上部 (Ma) は頁岩と頁岩砂岩互層, 塩基性岩, チャートからなり, ぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受けている。塩基性岩はしばしば枕状構造を呈する玄武岩溶岩を主とし, 塩基性凝灰岩とドレライトを伴う。大規模な塩基性岩体は最大厚さ 150 m を越え, その下限は低角度の断層で断たれている。大規模塩基性岩体は巨大なレンズ状あるいはブロック状の分布を示す。厚さ 10-30 m 程度の塩基性岩は, その上位にチャートと赤色頁岩を伴い, 碎屑岩中に挟在して, まれには数 km にわたって連続する。また, 塩基性凝灰岩の中には, 厚さ 1 m 以下の層状をなして泥質岩と整合的に交互している場合もある。このほかに剪断された頁岩砂岩互層中に含まれる岩塊あるいは小さなレンズ状の塩基性岩の岩塊がある。チャートには, 塩基性岩や赤色頁岩と一緒に産する比較的厚いものと, 頁岩や頁岩砂岩互層中に挟在する薄いものがある。一般にチャートや赤色頁岩からはアルピアン-セノマニアン of 放射虫化石を, 黒色頁岩・珪質頁岩からはサントニアン以降のものを産する。したがって塩基性岩, チャート及び赤色頁岩のかなりの部分は, オリストリスとみなされる。

八戸層は砂岩に富む地層で, 塩基性岩や赤色頁岩を欠く。本層下部 (Ys) は主に砂岩, 上部 (Ya) は砂岩及び砂岩頁岩互層からなる。本層の砂岩は火山岩片に富む石質砂岩であり, ぶどう石からなる白色鉱物脈がしばしば認められる。槇峰層の砂岩も八戸層のものと同じような石質砂岩であり, 砂岩組成の点では八戸層と槇峰層は区別できない。

沖積層は小河川が海に注ぐ入江の奥にできた狭小な平地に限られ, 主に砂と礫からなる。

入江の奥には急崖と波打ち際の上に狭い砂浜が見られることがある。間越では小さな砂丘とその山側に低地ができ、小さな潟湖ができている。この海岸には南九州のシラスに由来すると思われる軽石の礫がしばしば見られる。

### Ⅲ. 四万十累層群

九州北東部の四万十累層群は塩基性岩やチャートを伴う厚い海成堆積物からなり、白亜系の諸塚層群と第三系の北川層群、神門層、及び日向層群に大別される。これらの各層群は、それぞれ、北に傾斜した走向断層で境され、ほぼ北東-南西方向に延びた帯状分布をしている。この帯状構造は豊後水道を挟んでその東側の四国西部の四万十累層群でも見られる(第7図)。鶴御崎地域には諸塚層群下部の佐伯亜層群と上部の蒲江亜層群が分布する。

#### Ⅲ. 1 研究史

九州の四万十帯の研究史は今井ほか(1982)と奥村ほか(1985)に述べられているので、ここでは鶴御崎地域に関係するものだけを記す。

本地域は、つい最近まで船と徒歩以外では近づくことのできない交通不便の地域であった。このため、現地調査に基づく大縮尺の地質図に岩相分布が表現されたことのない地域である。本地域の地質は、小縮尺の地質図において、古生層(中島, 1892; 井上, 1901)や中生層(地質調査所, 1899; 大分県, 1950, 1951; 対馬ほか, 1956など)に区分されていた。

井上(1901)は四国西部と鶴御崎地域を含む20万分の1「宿毛図幅」を発表した。この中で、発見した化石に基づいて宿毛北方で白亜紀層を認めた。しかし、鶴御崎地域にはチャートや輝緑岩が分布することに注目し、既に発表されていた北西隣の20万分の1「大分図幅」(山上, 1896)で記載されていた蒲戸崎の地層(現在の秩父帯南縁部)との類似性から本地域の地層を古生層とした。

大分県(1950, 1951)によると、本地域周辺の四万十帯は中生代の時代未詳層群の分布地帯で、北から南に向かって、番匠川、堅田、浦代、蒲江の各帯に区分され、鶴御崎地域は浦代帯と蒲江帯に属する。

橋本 勇(1962 a)は、佐伯市付近の地質図を発表するとともに、佐伯から蒲江にかけての道路沿いの路線図を作り、鶴御崎地域の西側の地質の概要を明らかにした。更に、九州四万十帯の研究を精力的に進め、橋本は、南九州一円にわたる一連の研究に基づいて、南九州全域の四万十累層群の総括をした(橋本, 1962b)。それによると、鶴御崎地域の四万十帯は、蒲江帯に入り、三疊系-上部白亜系が分布する。なお、橋本(1966)には、佐伯市周辺の精密な地質図が示されている。

1970年代から1980年代初期にかけて、九州四万十帯北東部についての多くの研究がなされた(今井ほか, 1971, 1979, 1980, 1982; 寺岡ほか, 1974; 勘米良・坂井, 1975; 寺岡, 1977, 1979; 坂井, 1978; 坂井・勘米良, 1981; 小山内ほか, 1984; 安武ほか, 1984など)。これらについては、今井ほか(1982)と奥村ほか(1985)に述べられている。

奥村ほか(1985)は、蒲江地域の四万十帯を調査し、放散虫化石に基づいて、それまで諸塚層群下部と

されていた地層①(槇峰・八戸両層)が同層群上部とされていたもの②(日之影・椎葉・利根川の3層)よりも時代的に若いことを明らかにした。この結果に基づき、寺岡ほか(1985)は②を佐伯亜層群、①を蒲江亜層群とし、②の分布する諸塚帯北半部を佐伯亜帯、①の分布する同南半部を蒲江亜帯とした。なお、勘米良・坂井(1975)、坂井(1978)、坂井・勘米良(1981)の槇峰層と日之影層は佐伯・蒲江両亜帯にわたって分布することになる。

### III. 2 諸塚層群 (下部四万十層群)

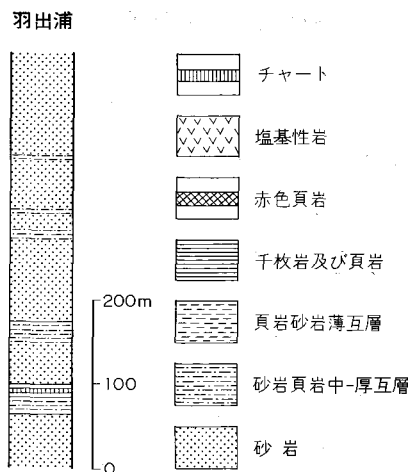
本地域には諸塚層群下部の佐伯亜層群と上部の蒲江亜層群が分布する。佐伯亜層群は、本地域の北西隅に分布し、蒲江亜層群とは塚原断層で境される。蒲江亜層群は本地域の大部分を占め、その南側の北川層群とは、南隣の蒲江図幅中を通る延岡衝上で境される。

#### III. 2. 1 佐伯亜層群

本地域内には佐伯亜層群のうち、椎葉層だけがわずかに分布する。

##### 椎葉層

本層は、今井ほか(1971, 1982)の椎葉層の東方延長に当たる。本地域では北西隅の佐伯湾に面した海岸部



第8図 椎葉層柱状図 凡例は第10図及び第26図と共通



第9図 椎葉層の砂岩頁岩薄互層 (鶴見町羽出浦)

に分布するが、分布面積は極めて小さい。

本層は、主に砂岩からなり、しばしば砂岩頁岩互層や、まれにやや厚い頁岩を挟む単調な岩相である(第8図)。幾つもの小規模な走向断層が認められるが、地層の走向と傾斜が安定しているので、大局的には北に向かって上位の地層が分布すると推定される。本地域内だけの層厚は500 m以下である。

砂岩は主に中粒ないし細粒で、多くの場合1 m以上の厚さをもって成層している。しかし、小さな露頭で層理面が分かりにくい厚い塊状砂岩もある。本層の砂岩には、主にぶどう石と方解石で充たされた幅1-2 mmの白色鉱物脈が見られる。砂岩は、長石質のもので、槇峰層や八戸層の石質砂岩とは組成を異にする。

砂岩頁岩互層は全体に砂岩優勢で、砂岩単層の厚さは砂岩10-30 cmでしばしば級化層理が見られる。頁岩の厚さは5 cm内外のことが多い(第9図)。砂岩頁岩互層には、しばしばスランプ構造が見られ、小規模な褶曲や、礫岩状になった砂岩頁岩互層中に厚さ1-2 mで長さ2-4 mの砂岩塊を含むことがある。

塚原断層に近接して泥質岩優勢な頁岩砂岩互層があり、その中にはまれに薄い珪質頁岩やチャートが含まれる。

### III. 2. 2 蒲江亜層群

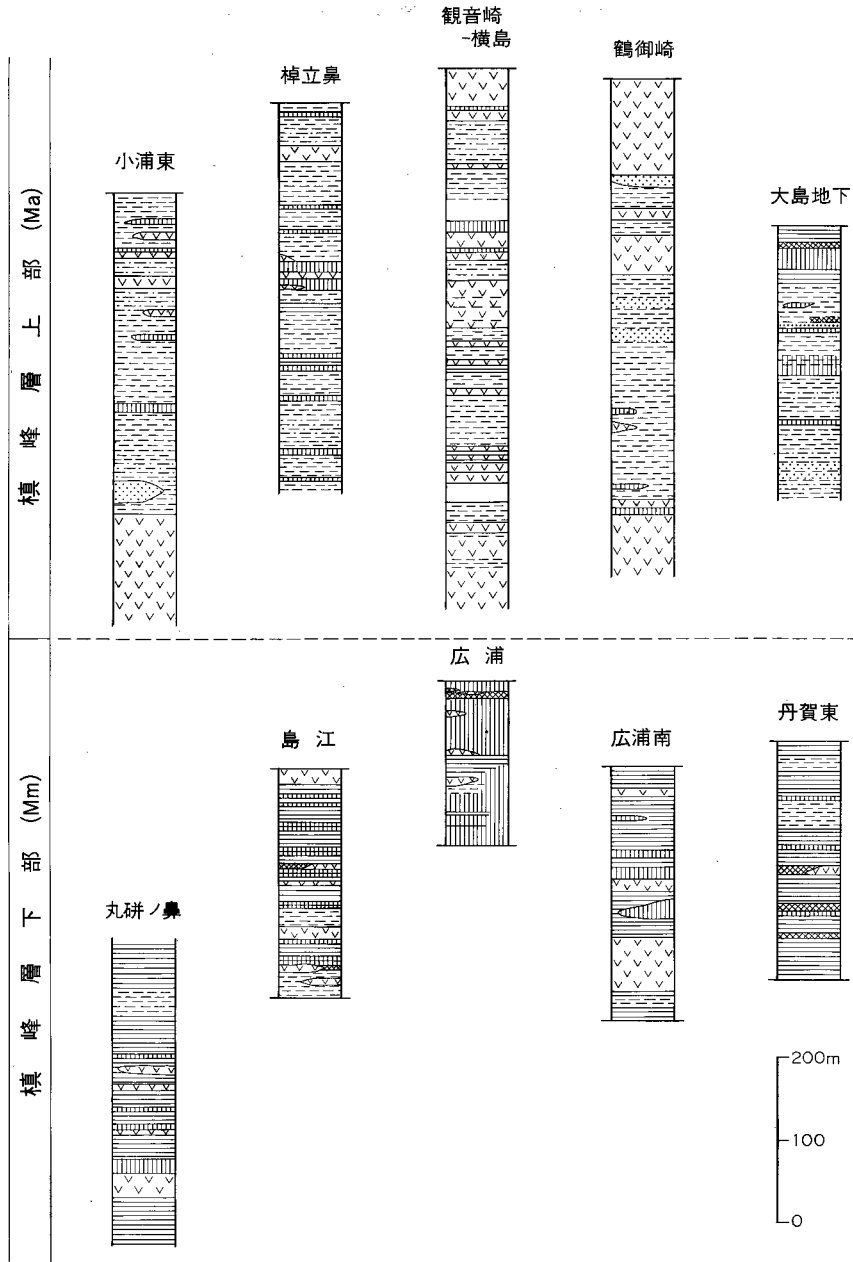
蒲江亜層群は、下部の槇峰層と上部の八戸層からなり、北側の佐伯亜層群とは塚原断層、南側の古第三系北川層群及び神門層とは延岡衝上で画される。槇峰層と八戸層は、多数の低角度の走行断層に断たれ、複雑な覆瓦構造を形成している。

#### 槇峰層

本層の名称は今井ほか(1971)による。しかし、本報告の槇峰層は奥村ほか(1985)の再定義に従い、今井ほか(1971)の槇峰層(M2)と八戸層(Y2及びY1b)を一括したものである。

槇峰層は本地域に広く分布し、海食崖に良く露出している。本層は多数の走向断層に切られており、また適当な鍵層がないので、断層で境された各地区間の詳しい地層の対比は困難である。しかし、大局的にみると泥質岩の卓越する下部(Mm)と、頁岩砂岩互層の発達する上部(Ma)とに分けられる(第10図)。MaとMmは断層関係にあり、いずれも塩基性岩やチャートを挟む。

**槇峰層下部(Mm)**は南から仙崎山、丸研ノ鼻及び鶴御崎半島の北部に分布する。層厚は500 m以上と推定される。主に泥質岩からなり、塩基性岩やチャート、赤色頁岩、頁岩砂岩互層を挟む。これらの挟みは数100 m以上にわたって連続することが多い。本地域南部の仙崎及び丸研ノ鼻に分布する泥質岩は顕著な片理を示し、千枚岩になっている。片理面は層理面とよく一致する。片理面に平行あるいは交差する石英の分結脈が入っていることがある(第11図)。局部的に剪断を受けたところでは石英脈も一緒に褶曲を受けたり、ちぎれたりしている(第12図)。片理の発達した地域の塩基性岩にはアクチノ閃石が生じている。鶴御崎では片理の発達が弱く、塩基性岩中にはぶどう石やパンペリー石が生じている。塩基性岩の上位の頁岩中には厚さ2-10 cmのマンガン鉄鉱層がしばしば見られる。塩基性岩は一般に薄く、最大でも広浦南方の山頂部の厚さ50 m程度のものである。広浦の海岸には、約200 mの厚いチャート層が分布するが、上限は海に覆われ、下限は断層に切られているので層序的位置付ができない。



第10図 槇峰層の柱状図 凡例は第8図と同じ

槇峰層上部 (Ma) は、押出ノ鼻や横島、鶴御崎、大島の海岸部に露出し、層厚は800 m 以上ある。上下位の地層とはほとんど断層関係であるが、大島の南東海岸では、Maの塩基性岩の上位に八戸層の砂岩が整合に重なる。主に頁岩卓越の頁岩砂岩互層からなり、頻繁にチャートと塩基性岩を挟む。Maの頁岩砂岩互層は大部分が剪断されており、砂岩はちぎれて厚さ1-10 cm、長さ3-30 cmのレンズをな



第11図 槇峰層の泥質千枚岩と片理を切る石英分結脈（蒲江町丸研ノ鼻）



第12図 剪断された槇峰層の泥質岩（米水津村押出ノ鼻北西）

す場合が多い（第13, 14図）。この剪断された頁岩砂岩互層中には、ときとして、厚さ2-4 m、長さ5-10 m以上の大きな砂岩塊も見られる（第13図）。岩塊状のチャートや塩基性岩が含まれることもある（第15図）。一般に砂岩塊は角ばっているが、塩基性岩とチャートの岩塊はレンズ状を呈し、岩塊の両端が長く伸びていることが多い。押出ノ鼻の北には露出しているだけで厚さ150 mに達する塩基性岩体が

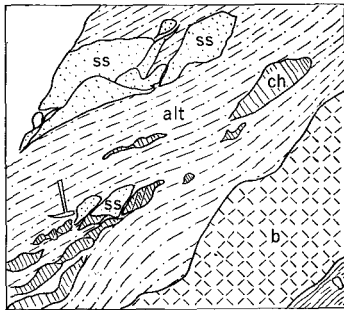




第13図 槇峰層の剪断された頁岩砂岩互層とその中の砂岩ブロック (米水津村押出ノ鼻)



第14図 槇峰層の剪断された頁岩砂岩薄互層 (米水津村押出ノ鼻)



第15図 槇峰層の頁岩砂岩薄互層(alt)中の砂岩(ss)とチャート(ch)のレンズ及び塩基性岩(b)  
(米水津村押出ノ鼻)

分布する。南限は海に覆われて不明である。また、鶴御崎では、厚さ約100 mの塩基性岩体が分布するが、その上限は低角の梶寄浦断層に切られている。Ma中には、層状含銅硫化鉄鉱床がある。

チャートは、MmとMaの両方に含まれ、主に1-5 cmの厚さを持って細かく成層し、赤色頁岩や塩基性凝灰岩、塩基性溶岩と近接して産することが多い。一般には、下位から枕状溶岩、ピロープレチャー、凝灰岩、チャート、赤色頁岩、頁岩の順に累重している(第16, 17, 18図)。塩基性岩は短距離の内に消滅することが多いが、チャートはより長く、赤色頁岩は更に長く側方に追跡できる。広浦のチャート層は、中間に20 m程度の頁岩卓越部を挟み全体で厚さ200mに達する。この中間の頁岩中にも薄いチャートと赤色頁岩を挟む(第19図)。チャートは2-3 cmの厚さを持って成層し、間に赤色頁岩を挟む。

塩基性岩には玄武岩溶岩、玄武岩質凝灰岩、ドレライト及び斑れい岩が識別される。南西隣の蒲江地域(奥村ほか, 1985)におけるように、規模と産状から次の3タイプが認められる。(1)上下限を低角度



赤色頁岩と  
チャート

ピロ  
ープレ  
ッチャ  
ー

枕  
状  
溶  
岩

第16図 槇峰層の塩基性岩とチャートからなる海岸の急崖 (米水津村汐吹鼻)



←赤色頁岩

←チャート

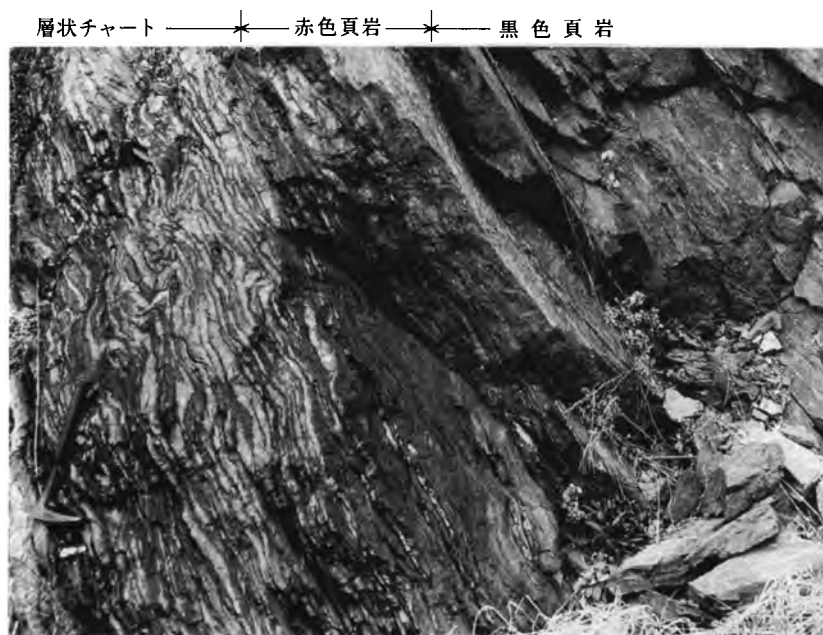
←赤色頁岩  
チャート

赤色頁岩

凝灰岩

ピロ  
ープレ  
ッチャ  
ー

第17図 槇峰層の塩基性岩とその上位腫なる層状チャート (第17図のクローズアップ)  
枕状構造を持つ玄武岩溶岩の上に整合にチャートと赤色頁岩が重なる



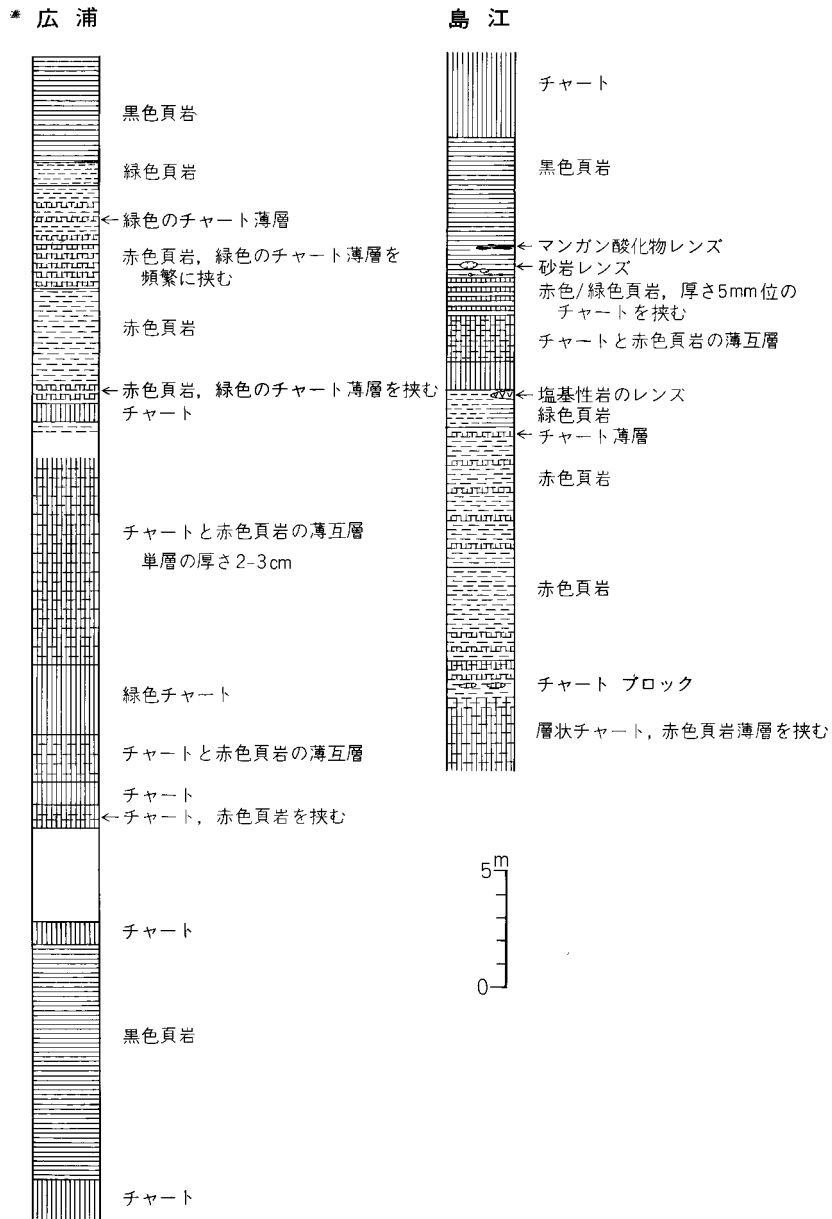
第18図 榎峰層のチャートと頁岩の産状（鶴見町中津浦）層状チャートから赤色頁岩を経て上位の黒色頁岩に漸移する

の断層で境されている大規模なもの、(2) 上位あるいは下位にもチャートや赤色頁岩、緑色凝灰岩を伴い数 km 連続するもの、(3) 主に、枕状溶岩からなり厚さ 1-10 m の小規模のもの。本地域では更に、(4) 泥質岩中に層状をなして整合的に挟在する厚さ 2 m 以下の塩基性凝灰岩で、1 km 程度連続するものが認められる。

本地域内で、(1) に属するのは押出ノ鼻の西方、本地域西縁部に分布する塩基性岩である。下限は海に覆われるので不明であるが、露出するだけで厚さ 150 m 以上になる。主に枕状構造を呈する玄武岩溶岩からなり、凝灰岩を挟む。断面でみると、一つの枕の長径は 50-100 cm で、厚さ 20-30 cm の扁平なものが多い。枕の重なり方からみて、逆転はしていない（第 20, 21 図）。溶岩の枕の周囲は、ときとして方解石で埋められている（第 22 図）。

(2) のタイプは丸研ノ鼻西方や鶴御崎の急崖に現れた巨大な露頭で確認できる。500 m 以上にわたって連続していることが目視できる。塩基性岩は厚さ 10-30 m 程度で、その上位のチャートや赤色頁岩と整合関係にあり、主に長径 30-50cm、短径 20-30 cm の枕溶岩からなる（第 16, 17 図）。枕状溶岩の上位には枕の壊れた部分（ピローブレチャー）があり、その間隙を方解石が満たしていることがある（第 23 図）。

(3) のタイプは Ma の頁岩砂岩互層や頁岩中に厚さ数 m から 10 数 m、長さ数 10 m 程度のブロックとして産するもので、主として枕状溶岩からなる。個々の枕は、長径 20-30 cm、短径 20 cm 内外で比較的円形の断面を持つ。間越北方の枕状溶岩には、枕の内部にトンネル状の空洞を生じているものが見られる（第 24 図）。未固結の枕の中心部を通して溶岩が更に先に流れたトンネルの跡であり、そこを満たしていた方解石が溶けたものであろう。この種の空隙は、現在の海底の枕状溶岩でも認められている



第19図 槇峰層のチャートと頁岩の互層の柱状図 (鶴見町広浦及び島江)

(BALLARD and MOORE, 1977). 第24図から分かるように, 空隙は枕の左上に偏っている. 空隙は枕の上部に生じ易いと思われるので, この偏りの向きが, 枕ができたときの上方を示していると推定できる.

(4) のタイプは主に仙崎や丸研ノ鼻の海岸に露出するMm中に見られる. 上位にチャートを伴うことがある. これは, 大規模な塩基性岩の噴出地点から遠く離れた末端相であろう.

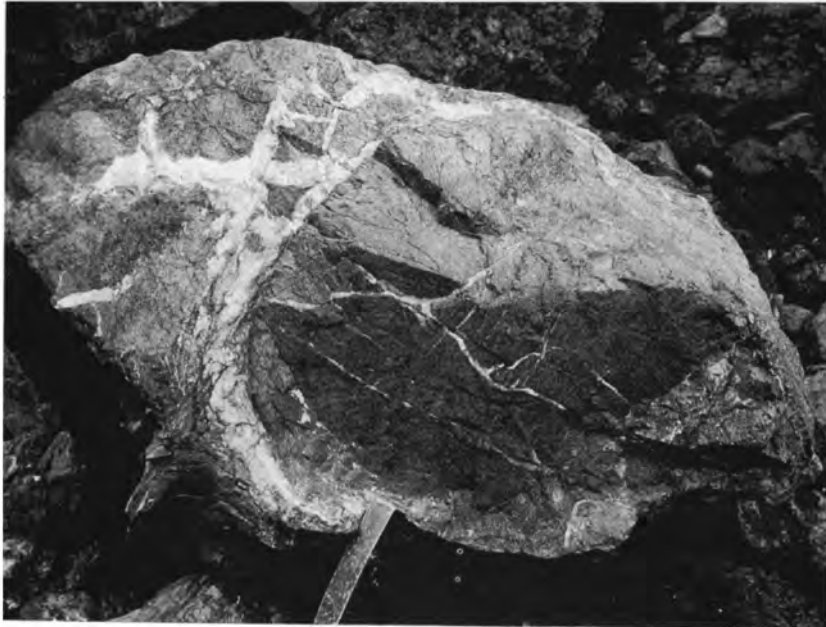
このほかに剪断された頁岩砂岩互層中に含まれる岩塊あるいは小さなレンズ状の塩基性岩がある.



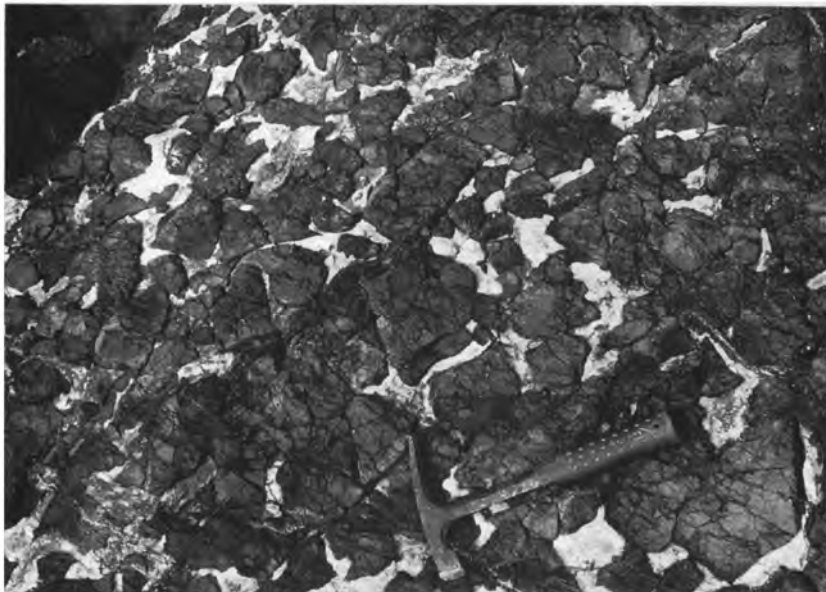
第20図 槇峰層の枕状溶岩の産状（米水津村押出ノ鼻北西） 写真左上方が上位



第21図 槇峰層の枕状溶岩の枕の重なり（第20図のクローズアップ）長さ1-2m、厚さ0.5-1mの枕が正順に重なる



第22図 槇峰層の枕状溶岩中の枕の周囲を埋めた方解石 (米水津村押出ノ鼻北西)



第23図 槇峰層のピローブレッチャーとその間隙を埋めた方解石 (鶴見町大島, 立花崎)

### 八戸層

本層の名称は今井ほか(1982)による。しかし、本報告の八戸層は奥村ほか(1985)の再定義にしたがい、今井ほか(1971)の八戸層下部Y1aだけに当たる。本地域の北半部に分布し、小浦から間越を経て芳ヶ浦に至る海岸部や大島東海岸によく露出する(第25図)。



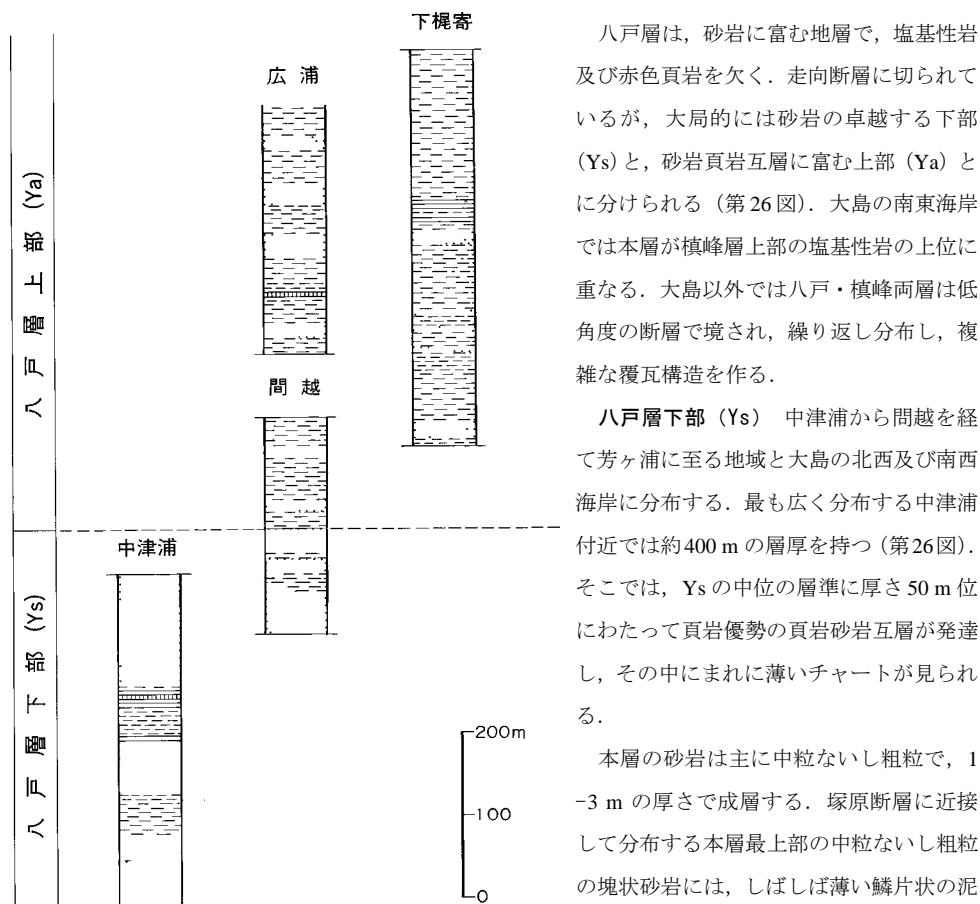


第24図 槇峰層の枕状溶岩中のトンネル状の空隙のある枕 (米水津村間越)  
充填されていた方解石が溶けて、内径5×8cmの穴が枕の長軸方向に約10cm伸びている



第25図 八戸層の砂岩 (米水津村芳ヶ浦)





第26図 八戸層の柱状図 凡例は第8図と同じ

八戸層は、砂岩に富む地層で、塩基性岩及び赤色頁岩を欠く。走向断層に切られているが、大局的には砂岩の卓越する下部(Ys)と、砂岩頁岩互層に富む上部(Ya)とに分けられる(第26図)。大島の南東海岸では本層が槇峰層上部の塩基性岩の上位に重なる。大島以外では八戸・槇峰両層は低角度の断層で境され、繰り返し分布し、複雑な覆瓦構造を作る。

**八戸層下部(Ys)** 中津浦から間越を経て芳ヶ浦に至る地域と大島の北西及び南西海岸に分布する。最も広く分布する中津浦付近では約400mの層厚を持つ(第26図)。そこでは、Ysの中位の層準に厚さ50m位にわたって頁岩優勢の頁岩砂岩互層が発達し、その中にまれに薄いチャートが見られる。

本層の砂岩は主に中粒ないし粗粒で、1-3mの厚さで成層する。塚原断層に近接して分布する本層最上部の中粒ないし粗粒の塊状砂岩には、しばしば薄い鱗片状の泥質岩片が含まれる(第27図)。厚い塊状砂岩の間には、まれに直径5-20mmのチャートと泥質岩の円礫からなる礫岩が挟まれる。

この礫岩の基質は淘汰の悪い中粒の砂である。本層の砂岩には、主にぶどう石と方解石で充填された微細な白色鉱物脈が見られる。

**八戸層上部(Ya)** 間越から芳ヶ浦までの海岸部と梶寄付近に分布する。間越海岸では、Ysの上位に整合に重なるが、その他の所では断層関係で槇峰層と接する。

主に砂岩頁岩互層からなる。単層の厚さは砂岩が5-10cm、頁岩が2-5cmの程度ことが多い。この互層は層界面を保存しているとき(第28図)と、剪断を受けてちぎれ、厚さ10-20cm以下、長さ30-50cmの砂岩レンズが、細かく砕かれた頁岩の基質に入っていることがある。この中に、ときとして5m以上の大きな砂岩のブロックが入ることがある。本層の砂岩頁岩互層は、まれに薄い珪質頁岩やチャートを挟むが、塩基性岩に欠ける。

### III. 3 砂岩組成

九州の四万十累層群では、砂岩組成が白亜系と第三系、白亜系の中では塚原断層を境として北側の佐伯



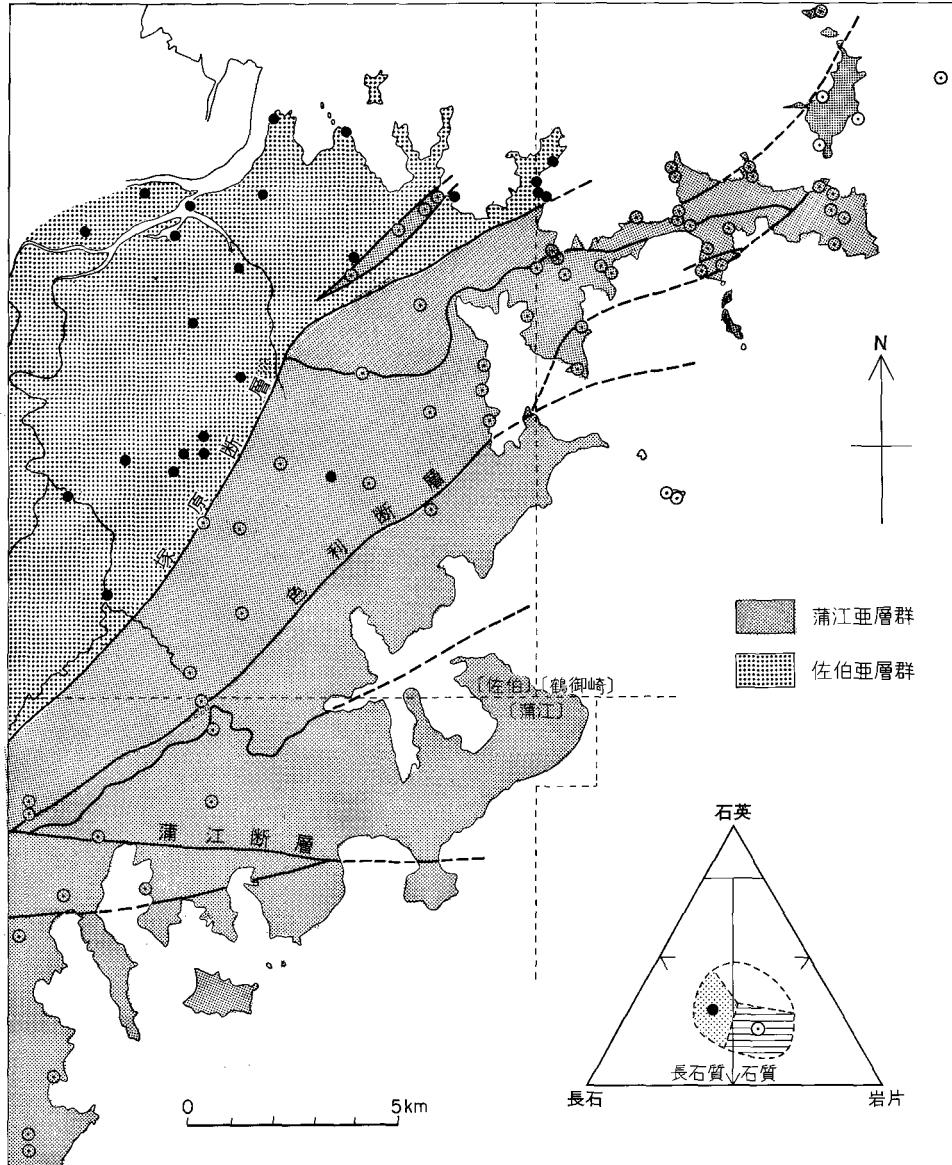
第27図 泥質岩片を多く含む八戸層の砂岩（鶴見町間越）



第28図 八戸層（Ya）の砂岩頁岩互層（米水津村間越）

亜層群と南側の蒲江亜層群で異なることが知られている（寺岡，1979；今井ほか，1979，1982；奥村ほか，1985；寺岡ほか，1985）。すなわち，一般に佐伯亜層群の砂岩は長石質，蒲江亜層群のものは石質であり，第三系の砂岩は比較的石英に富む。このような地層による砂岩組成の違いは鶴御崎地域においても認められ，佐伯・蒲江両亜層群の境界を決めるのに役立つ（第29図）。

鶴御崎地域では，佐伯亜層群と八戸層に砂岩がよく発達し，槇峰層でもその上部では砂岩が泥質岩としばしば薄互層をなしているほか，層準によってはかなりの厚さをもって挟在し，また泥質岩中に様々



第29図 鶴御崎及び隣接地域における四万十累層群の砂岩組成 [ ]内は5万分の1地形図名

な大きさのブロックとして含まれる場合も多い。中粒以上の粒度のものについてみると、いずれの地層の砂岩も15%以上、多くは17-25%の基質をもつワッケである。佐伯亜層群の砂岩は平均40%内外の長石を含み、岩片の量は石英のそれを若干上まわる程度である。一方、蒲江亜層群の場合、槇峰・八戸両層の砂岩はほとんど同じような組成で、岩片を40-60%含み、石英と長石の比率は平均2:3である。各層を通じ砂岩中の長石はカリ長石と斜長石からなるが、カリ長石量は斜長石量の半分以下であり、長石全体の中で占めるカリ長石の割合は、槇峰層の場合、ほかの地層に比べ幾分低い傾向がある。砂岩中の岩片としては、火山岩が大部分を占め、その他にチャート・粘板岩・砂岩・花南岩・斑石・ひん岩・片岩などが見られる。火山岩の中では酸性のものが圧倒的に多く、中性のものがこれに次ぎ、塩基性のものはごくまれである。

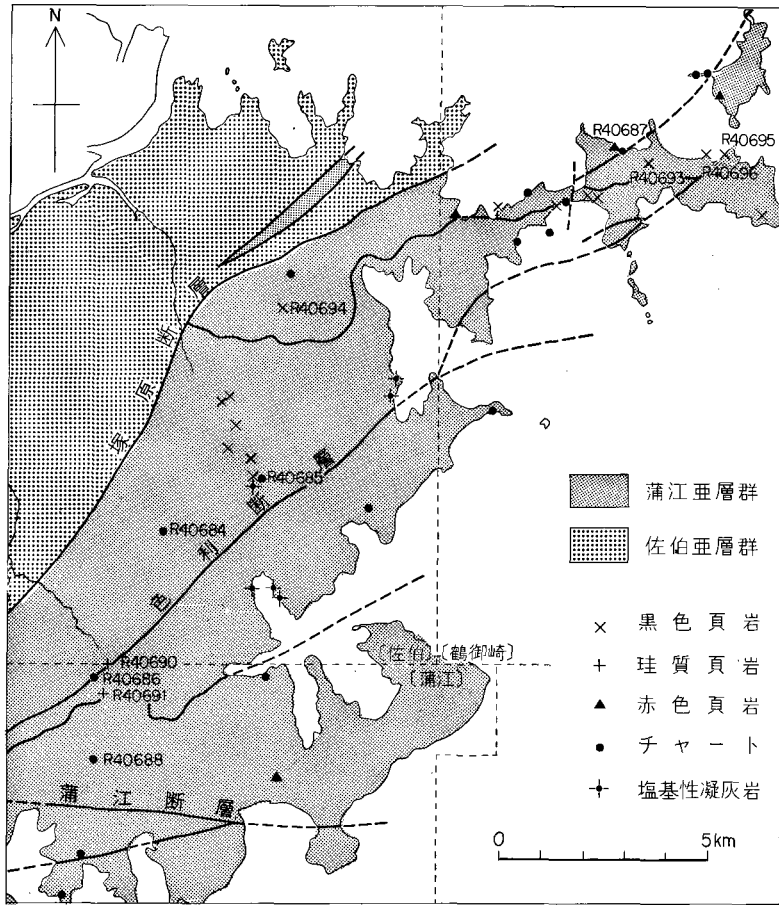
### III. 4 対 比

鶴御崎及びその隣接地域の白亜系諸塚層群から大型化石は得られていないが、放散虫化石は幾つもの地点で見いだされている(第30図)。放散虫化石は塩基性凝灰岩、チャート、赤色頁岩、珪質頁岩及び黒色頁岩から産出し、第2表に示すようなものが同定された。なお、第31図と第2表は、奥村ほか(1985)の報告及びその後得られた試料をもとにして作成されており、鶴御崎地域からの試料はR 40687, R 40693, R 40695 及びR 40696 だけである。

第2表から分かるように、放散虫化石は、新旧二つの群集に大別される。すなわち、①は *Holocryptocanium*, *Novixitus*, *Thanarla* に属する種をはじめ、*Archaeodictyomitra simplex*, *A. cf. sliteri*, *A. vulgaris*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* などからなる群集であり、②は *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae* で特徴付けられ、*Pseudoaulophacus* や *Amphipyndax* に属する種を多く含んでいる。これらはそれぞれ NAKASEKO and NISHIMURA (1981)の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集(アルビアン-セノマニアン)と *Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集(コニアシアン-サントニアン)に相当する。最近、寺岡ほか(1986)、寺岡・栗本(1986)は、四国西部の宇和島地域における四万十帯白亜系の放散虫群集について報告しているが、それらと比較してみると、①は宇和島地域の *Archaeodictyomitra vulgaris* 群集(アンビアン)や *Holocryptocanium barbui* 群集(セノマニアン)に、②の *D. koslovae* を含むものは同じく *D. koslovae* 群集(サントニアン)にあたる。但し、宇和島地域の場合、サントニアンより若い地層が分布していないので、*D. koslovae* 群集の時代的上限は確認できない。山崎(1987)によると、四国及び淡路島西部の和泉層群では *D. koslovae* や *D. duodecimocostata* (*D. formosa* に相当)がカンパニアンの中頃まで多産する。したがって、*D. koslovae* 群集の時代的範囲は、サントニアン-カンパニアン中期とみなされる。

①の放散虫群集は、佐伯亜層群の黒色頁岩、珪質頁岩、赤色頁岩及びチャート、蒲江亜層群槇峰層のチャートと赤色頁岩から得られている。なお、佐伯地域西隣の三重町地域では、河内から横川にかけて分布する厚い頁岩層から *Thanarla conica* 又は *T. brouweri* に富む群集が見いだされており、これは①よりも若干古い可能性が高い。②の群集は槇峰層の珪質頁岩と黒色頁岩、ごくまれにチャートから産する。

上述の放散虫化石からみると、佐伯亜層群はセノマニアン以前の地層群であり、槇峰層は主としてサントニアンに属するとみなされるが、上限はカンパニアンに及ぶかもしれない。八戸層の時代について



第30図 鶴御崎及び隣接地域の放散虫化石産地 [ ]内は5万分の1地形図名

は確証がない。しかし、蒲江亜層群は全体として上部白亜系に対比され、時代的には佐伯亜層群よりも若く、また前者中に含まれる赤色頁岩・チャート及びこれらと密接な関係をもって分布する塩基性岩類の岩体の多くはオリトリスと考えられる。

### III. 5 変成作用

本地域とその周辺地域の四万十累層群は低度の広域変成作用を受けており、ぶどう石-パンペリー石帯とアクチノ閃石帯が認められる(第31図)。榎峰層のうち片理の発達が顕著な部分はアクチノ閃石帯、その他の部分はぶどう石-パンペリー石帯に属する。地域の特徴的な変成鉱物の分布を第32図に示す。

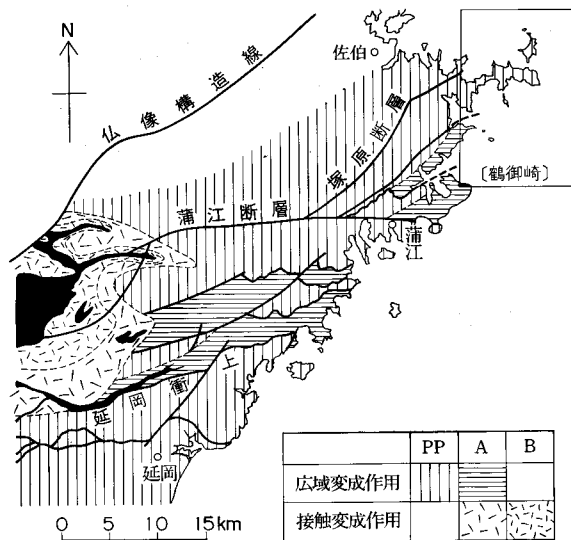
**アクチノ閃石帯** 本帯はアクチノ閃石-緑れん石-緑泥石の鉱物組合せで特徴付けられる地帯で、ぶどう石やパンペリー石を欠くかあるいは非常にまれである。本地域南西隅の仙崎と西縁の宮野浦南方の岬及び小浦付近などの榎峰層下部がこれに入る。泥質岩に顕著な片理が発達している地域とほぼ一致する。

第2表 鶴御崎及び隣接地域における諸塚層群産の放散虫化石

産地は第30図に示す。ただし、R40682(SR-110), R40683(82 KM-205), R40684(83 KM-355), R40685(84 KM-51), R40686(84 KM-75), R40688(82 KM-253), R40689(82 KM-223), R80690(84 KM-73), R40691(84 KM-76), R40692(82 KM-188)は、奥村ほか(1985)の第44図に括弧内の番号によって示してある。また、R40679-R4081の産地は佐伯地域南西部、赤木川上流の吹原西方300 m

| 試料<br>放散虫化石                          | 佐伯亜層群  |        |        |        | 蒲江亜層群 棋峰層 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                      | R40679 | R40680 | R40681 | R40682 | R40683    | R40684 | R40685 | R40686 | R40687 | R40688 | R40689 | R40690 | R40691 | R40692 | R40693 | R40694 | R40695 | R40696 |
|                                      | ch     | rsh    | sh     | sh     | ch        | ch     | ch     | ch     | rsh    | ch     | ssh    | ssh    | ssh    | sh     | sh     | sh     | sh     | sh     |
| <i>Alievium</i> sp.                  |        |        |        |        |           |        |        |        |        | ○      |        | ○      | ○      | ○      | ○      | ○      |        |        |
| <i>Archaeospongoprunum</i> sp.       |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |        |
| <i>Praeconocaryomma universon</i>    |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>P.</i> sp.                        |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |
| <i>Pseudoaulophacus floresensis</i>  |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>P.</i> sp.                        |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |
| <i>Amphipyndax enessefi</i>          |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |
| <i>A. plousios</i>                   |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |        |        |        |
| <i>A. stocki</i>                     |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A.</i> sp.                        |        |        | ○      |        |           |        |        |        |        | ○      | ○      |        | ○      | ○      | ○      |        | ○      |        |
| <i>Archaeodictyomitra (?) regina</i> |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A. simplex</i>                    | ×      |        | ○      |        | ×         |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A. sliteri</i>                    |        |        |        | ×      | ×         |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A. squinaboli</i>                 |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A. vulgaris</i>                   | ○      |        | ○      |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>A.</i> sp.                        | ○      | ○      |        | ○      | ○         |        |        | ○      |        | ○      | ○      | ○      |        | ○      |        | ○      | ○      | ○      |
| <i>Cryptamphorella</i> sp.           |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        |        |        |
| <i>Diacanthocapsa</i> sp.            |        |        |        | ○      |           |        |        |        |        | ○      | ○      | ○      | ○      | ○      | ○      |        |        |        |
| <i>Dictyomitra formosa</i>           |        |        |        |        |           |        |        |        |        | ○      | ○      | ○      | ○      | ○      | ○      |        | ○      | ×      |
| <i>D. koslovae</i>                   |        |        |        |        |           |        |        |        |        | ○      | ○      | ○      | ○      | ×      | ○      |        | ○      | ○      |
| <i>D. napaensis</i>                  |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |
| <i>D.</i> sp.                        |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        | ○      |        |        |        | ○      |        | ○      | ○      |
| <i>D. (?)</i> sp.                    | ○      | ○      |        |        |           |        |        | ○      | ○      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Eucyrtis (?)</i> sp.              |        |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Holocryptocanium barbui</i>       |        | ×      | ○      | ×      |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>H. geysersense</i>                |        |        | ○      | ×      | ×         | ×      |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>H. japonicum</i>                  |        |        |        |        |           | ×      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Novixitus weyli</i>               |        |        |        | ×      |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>N.</i> sp.                        |        |        |        |        | ○         |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Pseudodictyomitra carpatica</i>   |        |        |        | ○      |           |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>P. lodogaensis</i>                | ×      |        |        |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>P. pseudomacrocephala</i>         |        |        |        | ○      |           |        | ×      | ×      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>P.</i> sp.                        |        |        |        | ○      |           | ○      | ○      | ○      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Sethocapsa (?)</i> sp.            | ○      |        | ○      |        |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Squinabollum fossilis</i>         | ×      | ×      |        |        |           |        |        |        |        |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>Thanarla brouweri</i>             |        |        |        |        |           |        | ×      | ○      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>T. conica</i>                     |        |        |        |        | ×         |        | ×      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>T. elegantissima</i>              |        |        |        | ○      |           |        |        | ○      |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| <i>T. veneta</i>                     |        |        |        | ×      |           |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |

ch:チャート, rsh:赤色頁岩, ssh:珪質頁岩, sh:黒色頁岩, ×:cf.



第31図 九州四万十帯東部の変成分帯 PP:ぶどう石-パンペリー石帯 A:アクチノ閃石帯 B:黒雲母帯 黒色部:第三紀深成岩類, 奥村ほか(1985)に一部修正・加筆

塩基性岩には緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石を主とし、曹長石・方解石・チタナイト・石英・不透明鉱物などの変成鉱物が生じている。斜長石はすべて曹長石に変わっているが、普通輝石は部分的に残っていることが多い。砂岩と泥質岩中には白雲母・緑泥石・方解石・石英・曹長石・チタナイト・不透明鉱物が生じている。本帯の砂岩にはぶどう石脈が見られない。

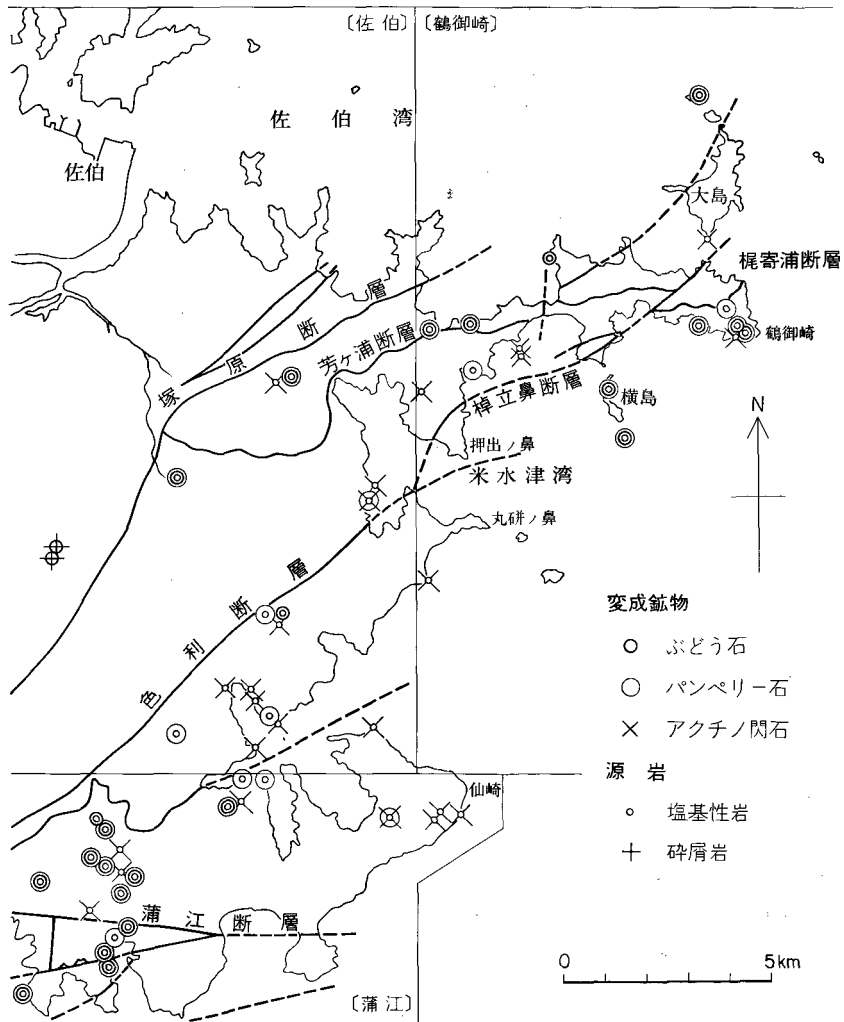
**ぶどう石-パンペリー石帯** ぶどう石とパンペリー石の産出で特徴付けられる地帯で、椎葉層・八戸層のすべてと槇峰層上部及び鶴御崎半島北側に分布する槇峰層下部が、この帯に属する。

塩基性岩を源岩とするものでは緑泥石・緑れん石・ぶどう石・方解石・パンペリー石・曹長石・石英・チタナイト・不透明鉱物が生じている。一般に片理の発達は弱く、普通輝石の斑晶を残していることが多い。斑晶の周辺では、緑泥石-アクチノ閃石の組合せが見られることがある。更に、非常にまれには本帯中でもアクチノ閃石-緑れん石-緑泥石の組合せが見られることがある。椎葉層と八戸層の砂岩には白色の細脈が多く、これはぶどう石・方解石・石英で充たされていることが多い。泥質岩中の変成鉱物組合せはアクチノ閃石帯の場合と同じである。

### III. 6 地質構造

本地域の大部分は諸塚帯南部の蒲江亜帯に属し、羽出浦付近の半島部だけが同帯北部の佐伯亜帯にはいる(第7図)。塚原断層が両亜帯を分けている。塚原断層のほか、主な断層としては、芳ヶ浦断層、梶寄浦断層、色利断層などがあり、これらはいずれも北東-南西ないしは東-西に延びる北傾斜の低角断層である(第33図)。

**佐伯亜帯**は、北縁を仙像構造線で画され、九州東岸では13km内外の幅をもち、そこでは下部白亜系-セノマニアン佐伯層群が分布する。

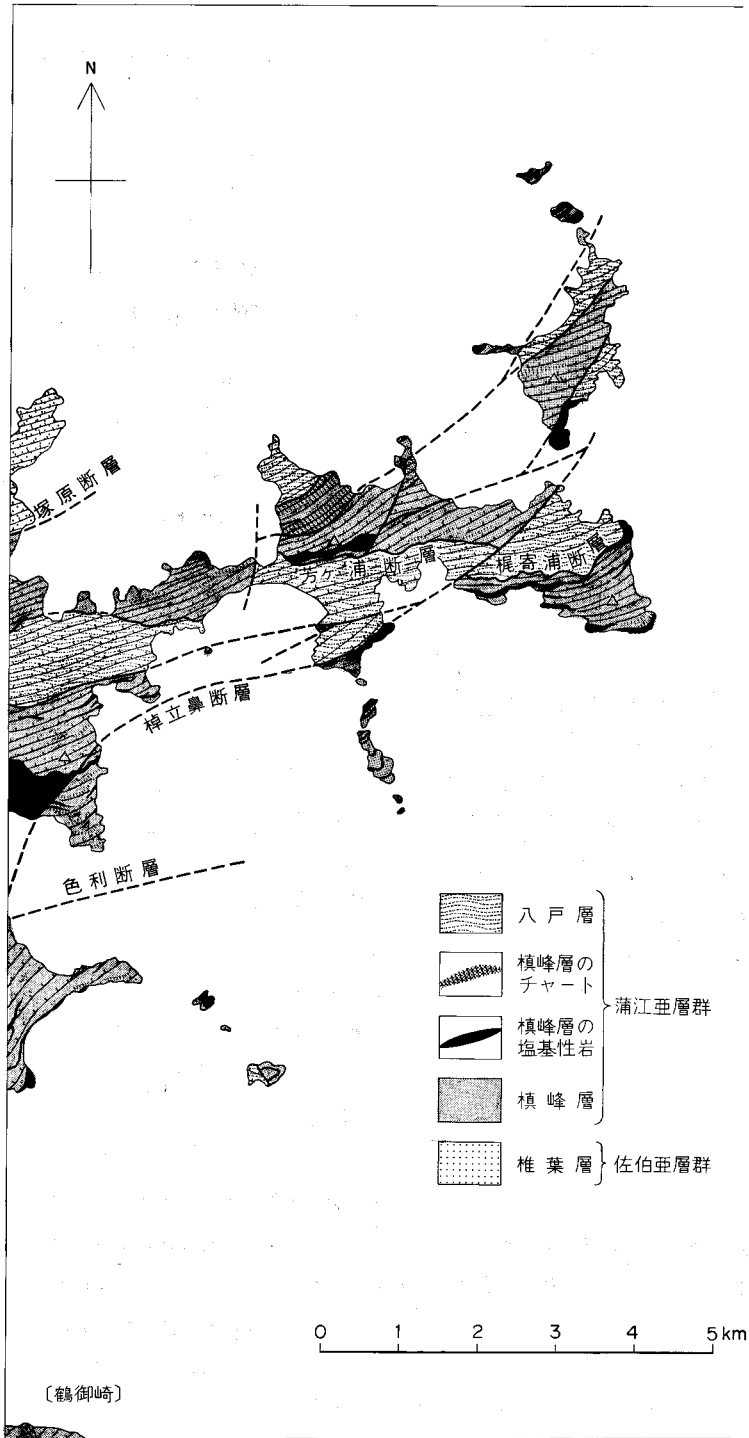


第32図 鶴御崎及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布

本地域の佐伯亜帯は面積が小さく、砂岩を主とする椎葉層だけが分布する。地層の走向は  $N50-70^{\circ}E$ 、傾斜  $60-70^{\circ}N$  で、蒲江亜帯の場合に比べ走向・傾斜の変化に乏しく、概して傾斜が急である。地域内では北西に上位の地層が重なる同斜構造を作っている。しかし、本地域のすぐ西側には狭いレンズ状の地帯に塩基性岩とチャートを伴う頁岩が分布していることから判断して、走向断層による地層の繰り返しがあると予想される。

蒲江亜帯は、塚原断層以南の上部白亜系蒲江亜層群が分布する地帯であり、南側の古第三系とは延岡衝上で境される（第7図）。蒲江亜帯に分布する蒲江亜層群下部の槇峰層と、同上部の八戸層は多くの断層によって切られて繰り返し露出し、顕著な帯状構造を示す。地層の走向・傾斜は場所によって異なるが概して南から北に行くにつれて急になる。砂岩の級化層理と枕状溶岩の重なり方から判断して、地層の逆転はない。





第 33 図 鶴御崎地域の地質構造図

蒲江亜帯南部の仙崎や丸研ノ鼻では、泥質岩の片理の発達が顕著であり、地層の傾斜は $20-30^{\circ}$  Nと緩い。また、塩基性岩中にアクチノ閃石が生じている。押出ノ鼻から芳ヶ浦断層までの間は大規模な塩基性岩を含み、傾斜が $40-50^{\circ}$  Nであり、塩基性岩にぶどう石とパンペリー石ができています。蒲江地域においては色利断層（奥村ほか、1985）を境として槇峰層の傾斜や片理の発達の程度及び変成度が変わるので、丸研ノ鼻と押出ノ鼻の間の海域を色利断層が通ると推定した。芳ヶ浦断層と塚原断層の間の地層は、傾斜が $50-70^{\circ}$ と急角度であり、片理の発達が弱く、かつぶどう石-パンペリー石帯の変成作用を受けている。この点では、芳ヶ浦断層以南と異なるが、層序的には丸研ノ鼻から芳ヶ浦断層までの地層の繰り返しである。芳ヶ浦断層は色利断層と同様に、蒲江亜帯の構造を支配する大規模な断層である。

これらの帯状構造は、棹立鼻断層など NE-SW あるいは NNE-SSW 方向の急傾斜の断層に切られる。

#### IV. 第四系

本地域の陸域は細長い半島と幾つもの島からなり、分水嶺から海岸までの距離が5 km以上に達する河川がない。また、リアス海岸が発達していることから分かるように、新しい時代に沈降した地域であり、段丘堆積物は認められない。沖積層の分布も小川が海に注ぐ入江の奥にできた狭小な平地に限られる。平地には住宅が密集し、水路の壁は石垣で囲われている。このため、沖積層の断面を観察できる所は少ない。表層部は、主に砂からなり、砂丘堆積物との区別も明確でない。

入江の奥には急崖と波打ち際の上に狭い砂浜が見られることがある。とくに間越では、海岸沿いに比高約15mの小さな砂丘ができており、その山側の低地には小さな潟湖がある。この海岸には南九州のシラスに由来すると思われる軽石の礫が打ち上げられている。

#### V. 応用地質

現在本地域内で稼行中の鉱山は皆無であり、鉱山に関する記録も極めて少ない。しかし、調査中に何か所かで坑道やズリ捨て場の跡が見つかり、また、薄いマンガン鉄鉱の層も認められた。

##### V. 1 含銅硫化鉱床

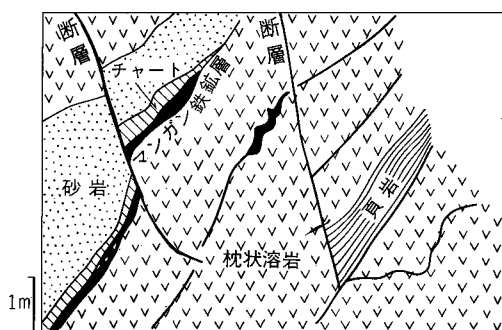
大分県（1950, 1951）では含銅硫化鉱床として小浦鉱山、金鉱床として米水津鉱山の名が挙げられている。また、現地調査の際に幾つもの地点で小規模なマンガン鉱の濃縮部が観察された。現地の古老から以前に稼行した鉱山についての情報を得た。これらのうち、小浦鉱山と、稜線を挟んでその東側の無須小屋鉱山及び芳ヶ浦の東の海岸で芳ヶ浦鉱山の坑道入口とズリを確認した。古老の話によると小浦鉱山と無須小屋鉱山は含銅硫化鉱を、芳ヶ浦鉱山は金を産した。米水津鉱山の位置は確認できなかったが、おそらく地域外であろう。

**小浦鉱山** 小浦鉱山は本地域の西縁部の米水津村小浦の裏山の標高約170 mの山腹に位置する。小浦海岸の道路から遠望される塩基性岩の露岩の近くである。

大分県(1951)によると、小浦鉱山は大正5年まで日本鉱業株式会社の手により木浦鉱山の支山として稼行されたが、その後佐賀関精錬所の管理下におかれ、大正15年に休山した。その後、昭和5-6年にも稼行している。更に、昭和16年に再開され、昭和18年3月には含銅品位5.4%の鉱石を50トン出鉱した。鉱床は含銅硫化鉄鉱床で、槇峰層(Ma)の頁岩の層理に平行に胚胎する。黄鉄鉱を主とし黄銅鉱及び磁鉄鉱を随伴する。鉱層の厚さは60-100cmで、走向N70°E、傾斜80°Sであった。現在も、数か所の坑道入口とズリ捨て場が残されている。

**無須小屋鉱山** 文献にこの名称を見いだすことはできないが、小浦鉱山の東方延長に当たる東向きの山腹に坑道が残されている。銅を産し、戦後まで小規模に稼行していたと伝えられる。坑口の付近では主に黄銅鉱からなる鉱石のズリが散見できる。槇峰層(Ma)の厚さ約10mの塩基性岩の下盤の頁岩中に、近接して3カ所で小さな坑口が開かれている。

**芳ヶ浦鉱山** 芳ヶ浦東方の海岸に坑口が残されている。ズリは確認できなかった。



第34図 槇峰層のマンガン鉄鉱層  
(蒲江町丸研ノ鼻)

## V. 2 マンガン鉱床

楨峰層の塩基性岩には、しばしばマンガン鉄鉱の薄い鉱層が伴われる。マンガン鉄鉱層は、主に塩基性岩の中あるいは上盤の頁岩あるいはチャート中に産し（第34図）、厚さは最大でも5-20cmである。厚さは膨縮し、連続しない。

## 文 献

BALLARD, S. and MOORE, J. G. (1977) Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley. *Springer-Verlag New York*, 114 p.

地質調査所 (1899) 100 万分の 1 「大日本帝国地質図」.

橋本 勇 (1962a) 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造 (I). 九大教養地学研報, no. 9, p. 1-12.

——— (1962b) 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九大教養地学研報, no. 9, p. 13-69.

——— (1966) 大分県佐伯地方の時代未詳中生層. 九大教養地学研報, no. 13, p. 15-24.

今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, vol. 77, p. 207-220.

———・———・———・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 71p.

———・———・———・小野晃司 (1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 44p.

———・———・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 50 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.

井上禧之助 (1901) 20 万分の 1 地質図幅「宿毛」及び説明書. 地質調査所, 20p.

勘米良亀齡・坂井 卓 (1975) 四万十累層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか? GDP 連絡紙, II -1- (1), 構造地質, no. 3, p. 55-64.

中島謙造 (1892) 東九州予察地質概報. 地質要報, no. 1, p. 207.

NAKASEKO, K. and NISHIMURA, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, vol. 30, p. 133-203.

奥村公男・寺岡易司・杉山雄一 (1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 58p.

大分県 (1950) 20 万分の 1 大分県地質図. 大分県.

——— (1951) 大分県の地質と資源. 大分県. 114p.

小山内良人・岩松 暉・日邊暁子 (1984) 宮崎県延岡市北東部の四万十累層群の層序および地質構造. 鹿児島大理学部紀要 (地学・生物), no. 17, p. 67-88.

- 坂井 卓 (1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学部研報 (地質). vol. 13, p. 23-38.
- ・勘米良亀齡 (1981) 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位罫. 九大理学部地学研報 (地質). vol. 14, p. 31-48.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較 — 四万十地向斜堆積物の供給源に関連して —. 地質雑, vol. 88, p. 795-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- ・池田幸雄・鹿島愛彦 (1986) 宇和島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91p.
- ・栗本史雄 (1986) 宇和島地域の四万十帯白亜系層序 — 大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して —. 地調月報, vol. 37, p. 417-458.
- ・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十帯累層群砂岩 — 四万十帯の構造区分に関連して —. 楠見 久先生退官記念論文集, p. 133-151.
- ・———・栗本史雄 (1985) 九州四万十帯北東部の白亜系. 日本地質学会第92回学術大会講演要旨, p. 145.
- 対馬坤六・小野晃司 (1956) 20万分の1地質図幅「大分」. 地質調査所.
- 安武由充・岩松 暉・松本一英 (1984) 大分県佐伯市南東部における四万十帯の地質および構造. 鹿児島大理学部紀要 (地学・生物), no. 17, p. 51-66.
- 山上萬次郎 (1896) 20万分の1地質図幅「大分」及び説明書地質調査所, 81p.
- 山崎哲司 (1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質雑, vol. 93, p. 403-417.

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kōchi (13) No. 87



## GEOLOGY

OF THE

## TSURUMISAKI DISTRICT

By

Kimio OKUMURA and Yoji TERAOKA

(Written in 1987)

---

(Abstract)

The Tsurumisaki district is located at the eastern extremity of Kyushu, facing Bungo Suido (Strait), and geologically belongs to the Shimanto Terrane of the Outer Zone of Southwest Japan. The district is occupied mostly by the Cretaceous Morotsuka Group of the Shimanto Supergroup. Quaternary sediments also are found in restricted areas. The geology of the district is summarized in Table 1.

### Cretaceous Morotsuka Group

The Morotsuka Group is the Cretaceous part of the Shimanto Supergroup ranging in age from Cretaceous to Early Miocene, and occupies the northern belt of the Shimanto Terrane of Kyushu. It is roughly divided into the lower Saeki Subgroup in the north (Saeki Subbelt) and the upper Kamae Subgroup in the south (Kamae Subbelt), which are bordered by the Tsukabaru Fault.

In the Tsurumisaki district are exposed a part of the Shiiba Formation of the Saeki

Table 1 Summary of the geology of the Tsurumisaki district

| Age        |             | Morotsuka Belt    |                | Lithology       |                                                                           |
|------------|-------------|-------------------|----------------|-----------------|---------------------------------------------------------------------------|
|            |             | Saeki Subbelt     | Kamae Subbelt  |                 |                                                                           |
| Quaternary | Holocene    | Alluvial deposits |                | Sand and gravel |                                                                           |
|            | Pleistocene |                   |                |                 |                                                                           |
| Neogene    |             |                   |                |                 |                                                                           |
| Paleogene  |             |                   |                |                 |                                                                           |
| Cretaceous | Late        | Saeki Subgroup    | Kamae Subgroup | Yato F.         | Sandstone and alternating sandstone and shale                             |
|            |             |                   |                | Makimine F.     | Phyllite, shale and alternating shale and sandstone with basite and chert |
|            | Early       | Tonegawa F. *     | Shiiba F. *    | Hinokage F. *   | Sandstone, shale and alternating sandstone and shale                      |

~~~~~ Unconformity    ——— Fault    \* Not exposed in the Tsurumisaki district

Subgroup and the Kamae Subgroup comprising the Makimine and Yato Formations. These strata are cut by many strike faults, mostly dipping 30° to 70° N, and show a distinct zonal structure with a trend of E-W to NE-SW. The dip of strata and faults tends to become steeper northward. Both the subgroups have been subjected to a low grade regional metamorphism ranging from the prehnite-pumpellyite to the actinolite greenschist facies.

The **Shiiba Formation** of this district, over 500m thick, is composed chiefly of thick- to medium-bedded sandstone with interbedded sandstone and shale. Sandstone is feldspathic and is occasionally veined with prehnite and calcite. Radiolarian fossils from the adjoining district on the west indicate that the Shiiba Formation is of Cenomanian age or older.

The **Makimine Formation** is a pelitic rock-dominated sequence with frequent intercalations of basic rocks and chert. The thickness is more than 1000m. Sandstone also occurs alternating with pelitic rocks at some horizons, and increases upward. The formation consists mainly of phyllite and shale in the lower part, and alternating shale and sandstone in the upper part. Basic rocks are basalt lava partly with pillow structure, dolerite and volcanoclastic rocks, and are often overlain by chert and red shale. Basic rocks and chert occur in various sizes and shapes throughout the formation, and are in

sedimentary contact with the surrounding clastic rocks in many cases. Radiolarian assemblage from pelitic rocks is of Santonian age, probably ranging up to the middle Campanian.

The **Yato Formation**, over 500m thick, is composed mainly of sandstone in the lower part and alternating sandstone and shale in the upper part. This formation yield no fossils.

Sandstone of the Yato and the underlying Makimine Formations is characterized by the predominance of acid to intermediate volcanic rock fragments, and is quite different in modal composition from that of the Shiiba Formation. In terms of metamorphism, the Makimine Formation ranges from the actinolite zone to prehnite-pumpellyite zone, and the Yato Formation belongs to the prehnite-pumpellyite zone.

Quaternary

The Quaternary comprises alluvium and beach deposits of Holocene age. They consist of sand and gravel, and are distributed in extremely narrow areas along streams and coast.

Economic Geology

Cupriferous sulfide and manganese ore related to basic rocks are found in the Makimine Formation. Three cupriferous mines were operated on a small scale in this district.

文献引用例

奥村公男・寺岡易司（1988） 鶴御崎地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1
地質図幅），地質調査所，36 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

OKUMURA, K. and TERAOKA, Y. (1988) *Geology of the Tsurumisaki district.*
With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 36 p.
(in Japanese with English abstract 3 p.).

昭和63年2月4日印刷

昭和63年2月8日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷所 株式会社 明文社

〒130 東京都中央区日本橋蛸殻町1-24-8

© 1988 Geological Survey of Japan