

55(522.6/.7) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1 図幅

鹿児島(15)第35号

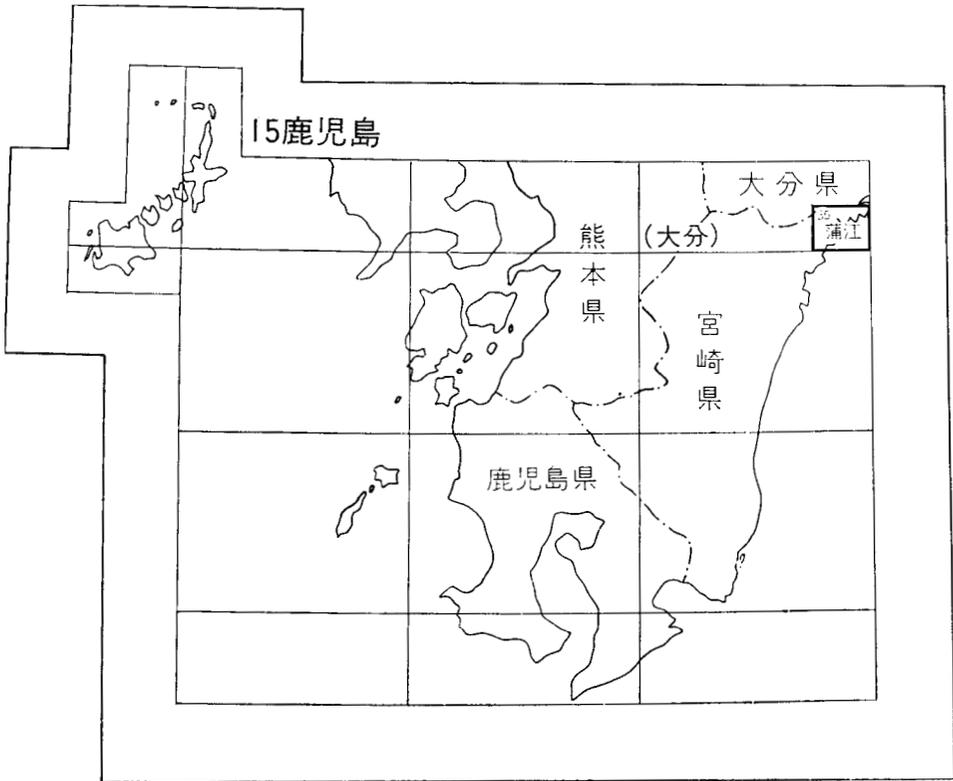
蒲江地域の地質

奥村公男・寺岡易司・杉山雄一

昭和60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	7
III. 四万十累層群	10
III. 1 研究史	10
III. 2 九州の四万十累層群の概要	13
III. 3 諸塚層群	15
III. 3. 1 椎葉層	15
III. 3. 2 槇峰層	17
III. 3. 3 八戸層	25
III. 4 北川層群	27
III. 4. 1 別府層	27
III. 4. 2 宮野浦層	27
III. 4. 3 浦尻層	28
III. 5 砂岩組成	30
III. 6 対比	34
III. 7 変成作用	38
III. 8 地質構造	39
III. 8. 1 諸塚帯	41
III. 8. 2 北川帯	41
III. 8. 3 断層	46
IV. 第四系	48
IV. 1 阿蘇火砕流堆積物	48
IV. 2 河岸段丘堆積物	49
IV. 3 沖積層	49
V. 応用地質	50
V. 1 層状含銅硫化鉄鉱	50
V. 2 マンガン鉱	50
文 献	52
Abstract	55

図・表目次

第 1 図	蒲江及び周辺地域の埋谷画図	2
第 2 図	蒲江及び周辺地域の水系	3
第 3 図	蒲江及び周辺地域の地形区分	4
第 4 図	遠見山牧場から古江方面を望む	5
第 5 図	八戸層砂岩に見られる海食洞	6
第 6 図	蒲江北西の山から蒲江湾を望む	6
第 7 図	南西方向から見た屋形島	7
第 8 図	蒲江地域の地質構造概略図	9
第 9 図	九州四万十帯北東部の地質境界に関する主な説	11
第 10 図	九州四万十帯の地質構造概略図	14
第 11 図	椎葉層柱状図	15
第 12 図	椎葉層の砂岩と砂岩頁岩互層	16
第 13 図	蒲江地域の構造区分図	16
第 14 図	古江区の槇峰層柱状図	17
第 15 図	波当津区北の槇峰層柱状図	18
第 16 図	石英細脈の入った槇峰層の縞状千枚岩	19
第 17 図	槇峰層の泥質千枚岩	19
第 18 図	剪断された槇峰層の頁岩砂岩簿互層	20
第 19 図	小褶曲を示す槇峰層の剪断された頁岩砂岩簿互層	20
第 20 図	野々河内区の砂岩頁岩互層を主とする槇峰層 (Ma) の柱状図	21
第 21 図	槇峰層の層状チャートと塩基性凝灰岩	21
第 22 図	槇峰層におけるチャートと塩基性岩の産状	22
第 23 図	槇峰層の頁岩 (暗色部) と塩基性凝灰岩 (淡色部) の互層	23
第 24 図	洞岩体 (塩基性岩) の柱状図	23
第 25 図	チャート及び赤色岩を伴う塩基性岩の柱状図	24
第 26 図	第 25 図に示す蒲江町野々水流における枕状溶岩の産状	24
第 27 図	蒲江町波当津南西の塩基製岩の柱状図	25
第 28 図	八戸層柱状図	25
第 29 図	八戸層の砂岩中に見られるぶどう石細脈	26
第 30 図	北川帯の構造区分図	26
第 31 図	須美江川上流域の別府層柱状図	27
第 32 図	宮野浦層柱状図	27
第 33 図	宮野浦層の礫岩	28

第 34 図	浦尻層柱状図	29
第 35 図	浦尻層ユニット A の逆転した砂岩頁岩互層	29
第 36 図	島浦島の浦尻層に見られる砂岩頁岩互層中のスランプ層	30
第 27 図	浦尻層の砂岩層下底に見られる生痕とソールマーク	31
第 38 図	浦尻層ユニット B 中の横倒し褶曲を示すシルト質頁岩	31
第 39 図	蒲江及び隣接地域における四万十累層群砂岩の石英 - 長石 - 岩片図	32
第 40 図	諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩の石英 - 長石 - 岩片図	32
第 41 図	蒲江及び隣接地域における四万十累層群の砂岩組成	33
第 42 図	蒲江及び隣接地域における四万十累層群砂岩の長石量	33
第 43 図	蒲江及び隣接地域の四万十累層群における砂岩組成の層序的变化	34
第 44 図	蒲江及び隣接地域の放散虫化石産地	35
第 45 図	九州四万十帯北東部の変成分帯	38
第 46 図	蒲江及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布	39
第 47 図	蒲江地域の地質構造図	40
第 48 図	浦尻区の地質構造図	42
第 49 図	浦尻区の地質断面図	43
第 50 図	熊野江亜区の横倒し褶曲を示す模式図	43
第 51 図	浦尻区で見られる露頭スケールの褶曲の模式図	45
第 52 図	熊野江亜区で見られる横倒し褶曲の露頭スケッチ	45
第 53 図	延岡市島浦島宇津木北方で見られる共役褶曲の露頭スケッチ	46
第 54 図	奥方亜区で見られる横倒し褶曲	46
第 55 図	須美江亜区で見られる軸面非対称褶曲	47
第 56 図	阿蘇火砕流堆積物とそれを不整合に覆う河岸段丘堆積物	49
第 57 図	蒲江地域における塩基性岩と鉱床の分布	51
第 58 図	マンガン鉄鉱の産状	52
第 1 表	蒲江地域の地質総括表	8
第 2 表	蒲江・諸塚山両地域間の層序の対応関係	13
第 3 表	蒲江及び隣接地域における諸塚層群産の放散虫化石	36

蒲江地域の地質

奥村公男*・寺岡易司*・杉山雄一**

蒲江地域の地質研究は、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 57・58 年度にわたって行われ、主に諸塚層群を奥村と寺岡、北川層群を杉山が担当した。また活構造については杉山が検討し、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。原稿執筆に際しては、北川層群関係を杉山が、対比及び砂岩組成の項を寺岡、その他を奥村が担当し、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)と寺岡・奥村が共同して行った九州四万十帯研究の未発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頂いた。

宮崎県商工労働部商工振興課からは鉱産資源に関する資料の提供を受け、同課の穴戸 章技師及び大分県商工労働部商工振興課の稲積英明課長補佐には旧廃止鉱山の資料などについて御教示を頂いた。また現地の調査に際しては、宮崎県東臼杵郡北浦町役場及び大分県南海部郡蒲江町役場から終始協力を得た。以上の方々に深く感謝する。

岩石薄片の作成は技術部の大野正一・宮本昭正・安部正治及び野神貴嗣の各技官が行った。

I. 地 形

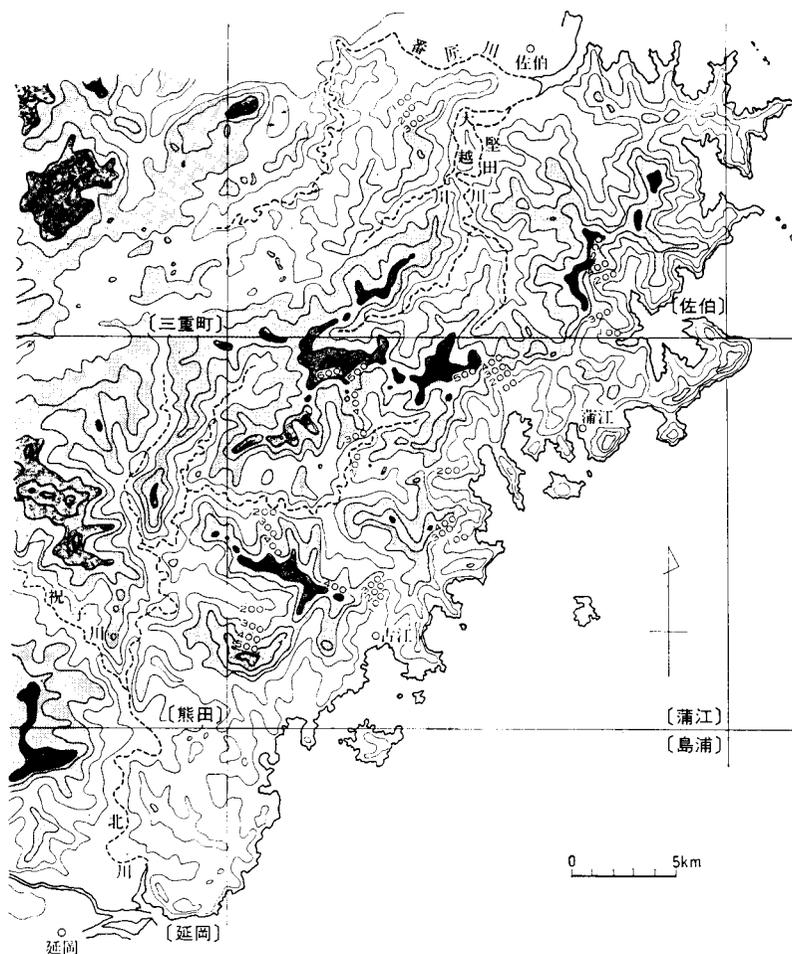
蒲江地域は九州東部に位置し、大分県と宮崎県の両県にまたがる地域である。九州山地の支脈が日向灘に達したところであり、全体に山地が多く、平地は少ない。本地域の南東部は日向灘が占め、複雑に入り交錯するリアス海岸が北東 - 南西に続き、サンゴの生息する青い海に島浦島や屋形島、深島などの大小の島々が浮かぶ風光明媚の地であり日豊海岸国立公園に指定されている。

行政的には本地域の中央東部に蒲江町(大分県)、西部に北浦町(宮崎県)が位置し、その周辺を佐伯市・直川村(以上大分県)、北川町・延岡市(以上宮崎県)が取り囲んでいる。

蒲江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、本地域の地形の大勢は、大分県と宮崎県の県境になっている本地域北部の山地と、海岸沿いに北東 - 南西に延びる山地から作られている。平地は北川支流の「小川」沿いの三川内地域と、リアス海岸の深く入り込んだ入江に面する小さな地域に限られる。海岸山地が海に迫っており、急崖を成す岩石海岸が多い。このため、海岸の集落間の交通が戦前まで船によっていた。また、この海岸山地を超え、海岸の集落と三川内あるいは佐伯とを継ぐ自動車交通の発達も遅れていた。国道 10 号線や国鉄日豊線は、この山地を避けて、本地域の西側を通っている。最近では海岸沿いに道路が整備され、観光地として注目されている。

この地域の水系は、県境の北側の番匠川水系、三川内低地の北川水系及び海岸に面し直接海に注ぎ込

*地質部 **環境地質部



第1図 蒲江及び周辺地域の埋谷図面

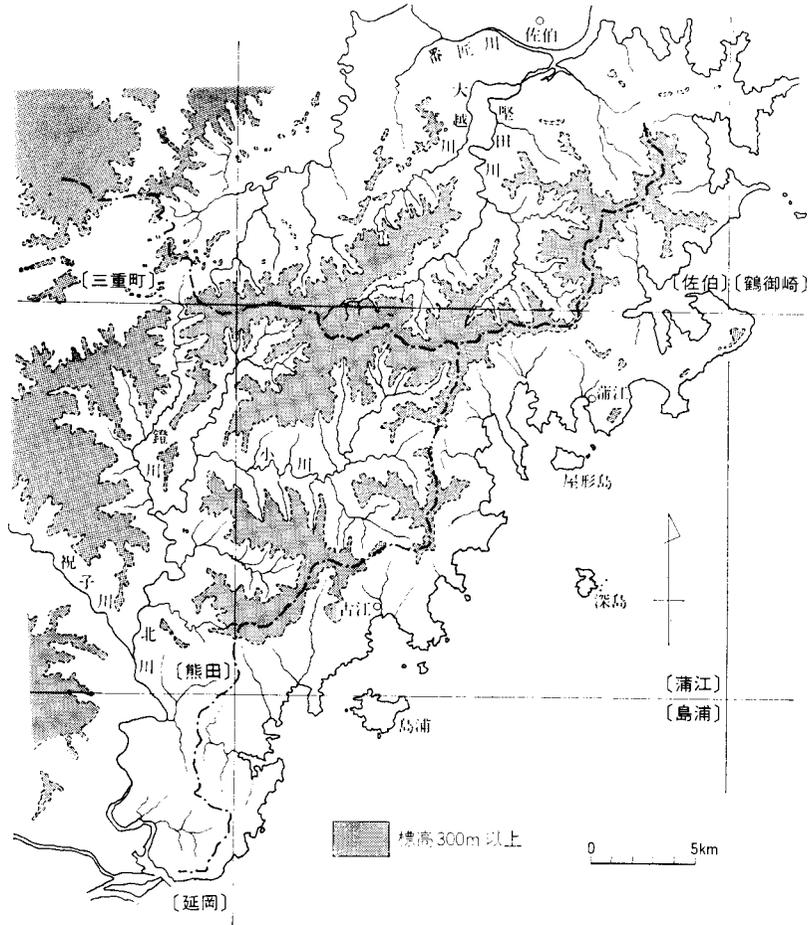
5万分の1地形図を用い、幅500m未満の谷埋め〔 〕内は5万分の1地形図名

んでいる水系に分けられる。北川の支流「小川」は三川内低地を東から西に流れ下り、本地域西側の北川町瀬口で鏡川と合流し、方向を転じて北から南に流れ、本地域の南西の延岡で日向灘に注ぐ。

地形的には第3図に示すように、場照山地^{ばてり}(Ⅱ)とその北側に開けた番匠平野(Ⅰ)、海岸山地(Ⅳ)と場照山地の中間の三川内低地(Ⅲ)及び海岸低地(Ⅴ)に分けられる。

場照山地

石神峠西方の無名峰(標高665m)を最高点とする高度300m以上の山地である。西から中の峰(549m、熊田地域)、無名峰(665m)、石神超(466m)、場照山(661m)、轟峠に続く山々が東西に並び大分県と宮崎県の県境になっている。この山地の南縁部には鉾山(623m)、横瀬山(394m)、明石峠などの山々が東西に配列し前縁の山列を作っている。主山稜とこの前縁山列の間では谷が広がっており、そこを蒲江断層が通っている。蒲江断層の北側には主に砂岩からなる椎葉層が北東-南西の一般走向で、



第2図 浦江及び周辺地域の水系 []内は5万分の1地形図名

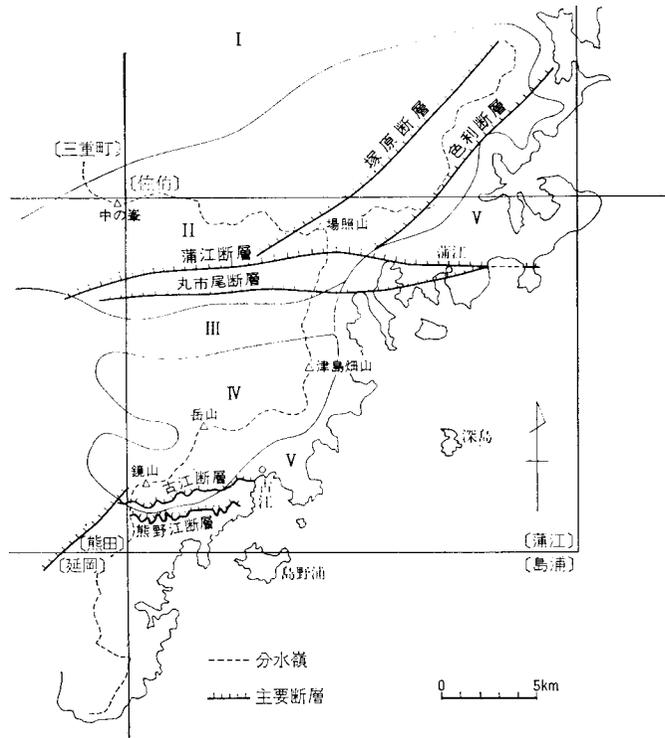
浦江断層の南側には八戸層の砂岩や榎峰層の塩基性岩・泥質岩などが東西の一般走向で分布する。前縁山列の山頂部は主に塩基性岩やチャートからなる。

主山稜の北側には、陸地峠^{からじ}東方の無名峰（599m）と場照山から、それぞれ北東方向に延びる支山稜が続いている。この山稜の方向は、浦江断層以北の地層の一般走向と一致し、この山稜を刻み込んでいる小さい谷の方向は地層の傾斜方向と一致する（第2図）。

この山地の主山稜は轟峠で方向を北東に転じ、北隣佐伯地域の石草峰（579.7m）、元越山（581.5m）に続く。この北東-南西方向の稜線は浦江断層以北の地層の一般走向と一致するとともに、北西側の砂岩優勢地域と南東側の泥質岩優勢地域の境界となっている。

三川内低地

場照山地と海岸山地に挟まれて東西に延びた狭い凹地帯で、その中央部を北川の支流の「小川」が東から西に流れている。この地域の西縁の下塚には、狭い段丘が認められるが、ほかでは認められない。



第3図 蒲江及び周辺地域の地形区分 []内は5万分の1地形図名
I. 番匠平野, II. 湯島平野, III. 三川内低地, IV. 海岸山地, V. 海岸低地

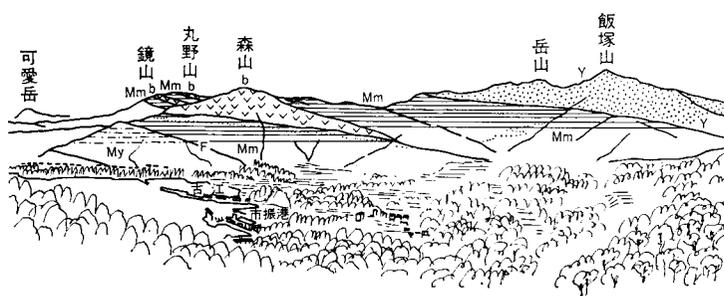
なお、下塚の段丘面上には、わずかに阿蘇火砕流推積物と河岸段丘推積物が分布している。

海岸山地

鏡山(645m)を最高峰として、埋谷図面で300m以上の山地で、海岸に沿って北東-南西に配列している。南西から北東に向かって、鏡山、岳山(614m)、飯塚山(578m)、陣ヶ峰(431m)、津島畑山(506m)が続き、主稜線を形成している。この主稜線は海岸の入江の奥から2-3kmの距離にあり、海岸から急に高度を上げた地形となっている。山腹の傾斜は平均でも15-20°であり、部分的には30-40°になっている。

この山脈は全体として、北東-南西の主稜線を持っているが、詳しく見ると、(1)鏡山、(2)飯塚山-岳山-無名峰(623m)、(3)津島畑山の三山嶺に分けることができる。それぞれの山嶺は、地層の一般走行と平行した東西または西北西-東南東を持っている。

鏡山は山頂部が緩やかな平坦面を持っており、牧場が作られている。南側の山腹が急な斜面であるが、北側は緩やかである。この山体を侵食した谷は小さく、全体に平滑な等高線で囲まれている。海測から遠望すると、饅頭状のスカイラインを呈している。この山体の山頂部は二つの大規模な塩基性岩体とその間に挟在する泥質岩・凝灰岩から、山腹の急崖は主に槇峰層の千枚岩から構成される。鏡山と類似の山容を持つ山には、鏡山東方の森山(468m)や蒲江西方の愛宕山(286m)があり、いずれも大規



第4図 遠見山牧場から古江方面を望む

Mm : 槇峰層, b : 槇峰層の塩基性岩, Y : 八戸層, My : 宮野浦層, F : 古江断層

模の塩基性岩から構成される。

飯塚山-岳山-無名峰 (617m) のうち、飯塚山には八戸層の砂岩から、岳山と無名峰 (617m) は槇峰層の頁岩と頁岩・砂岩の互層から構成されている。海岸地方では砂岩の風化が進んでいるため、地形と地質との関係が明瞭でない。津島畑山の山頂部には塩基性岩が分布している。

海岸低地

本地域の海岸は複雑に凹凸したリアス海岸であり、岬を入江が繰り返している。海岸の多くは岩石海岸であり、海食の程度によって、急な崖を作るとともに海食洞を作っている (第5図)。入江の奥には、海岸山脈から流れ下った小河川が埋め立てた平地が開けている。これらの平地には熊野江・古江・波当津・丸市尾・河内などの集落が開け、わずかの水田や畑が作られている。入江は良い漁港となると同時に、ハマチ、真珠貝などの養殖に広く用いられている (第6図)。

北浦町南端の阿蘇付近の海岸には、白いサンゴがよく打ち上げられている。また入江の奥に広がる砂浜の砂は細かいサンゴの破片を含んでいる。

本地域の海岸は大局的に北東-南西に延びているが、蒲江断層以南では、海岸山脈から海に注ぐ小河川の方向が、ほぼ南北であり、この地域の地層の一般走向に直交している。各護屋崎に代表されるように、岬も主に地層の走向に直交する方向に延びており、槇峰層の頁岩から構成される。八戸層砂岩の地域では等高線の出入りが比較的少ない急崖を作っている。この関係は、頁岩からなる地域には、深く刻



第5図 八戸層砂岩に見られる海食洞(蒲江町宇崎)



第6図 蒲江北西の山から蒲江湾を望む



第7図 南西方向から見た屋形島 ケスタ地形を呈する

んだV字谷と長く伸びたヤセ尾根が発達するのと似ている。新しい時代に陸上の地形が海没した結果できたものである。

島浦島や屋形鼻及び小さな岩礁では、島の南側に偏って最高点があり、南に緩やかな斜面を持つケスタ地形を作っている（第7図）。

II. 地 質 概 説

蒲江地域は九州北東部に位置し、日向灘に面した海岸地域で、宮崎・大分両県にまたがる地域である。地層学的には西南日本外帯の四万十帯に属し、四万十累層群の白亜系諸塚層群と古第三系北川層群が大部分を占めている。本地域西部のわずかの所に更新世の阿蘇火砕流堆積物と河岸段丘堆積物が小面積で分布する。主要河川沿いの低地及び海岸の入江には、わずかの沖積層が分布している。

本地域の地質の概略を第1表に示す。

四万十累層群

四万十累層群は、主い砂岩、頁岩及び種々に割合の砂岩と頁岩の互層からなり、層準によって塩基性岩とチャートを伴う厚い海成層であり、北に緩く傾斜した多数の走向断層により断たれて顕著な帯状構造を呈する（第8図）。また、層準によっては、複雑で褶曲構造を作っており、部分的に逆転層を認められる。本累層群は一般に北東-南西の走向で、北西に傾斜し、低度の広域変成作用を受けている。砂岩の鉱物組成は、白亜系と古第三系で大きく異なる。

諸塚層群

白亜系諸塚層群は本地域の大部分を占める地層であり、本地域内では下位から上位に向かって椎葉層、槇峰層、八戸層に区分される。椎葉層は本層群を大きく二分する塚原断層の北側（諸塚帯北部）に分布し、槇峰層と八戸層は、この断層の南側（諸塚帯南部）に分布する。槇峰層と八戸層は北に緩く傾

第1表 蒲江地域の地質総括表

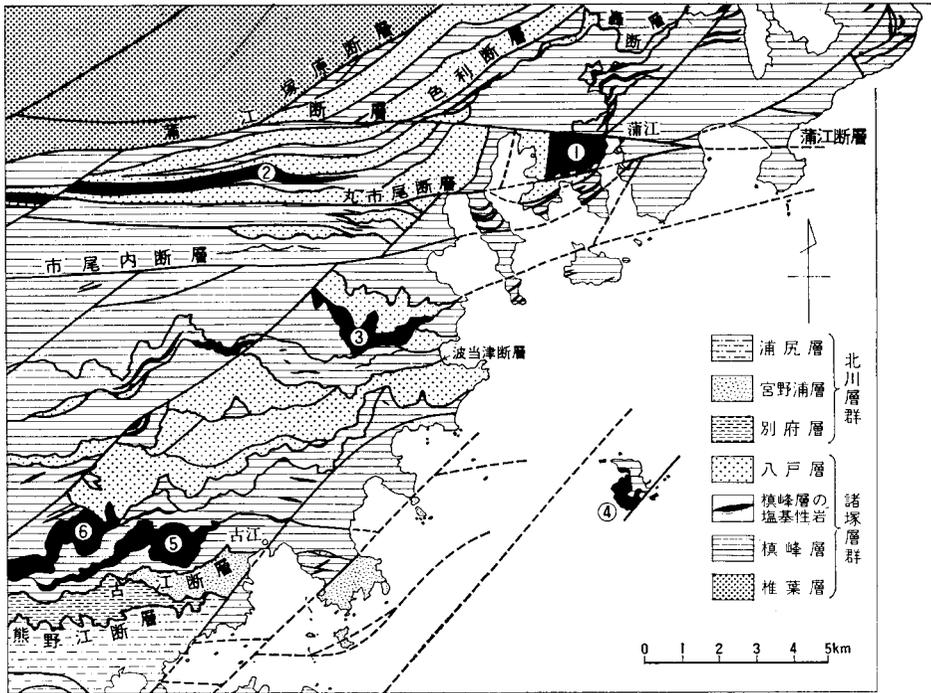
時代		地域		諸塚帯		北川帯	主要岩相
		北部	南部	北部	南部		
第四紀	完新世	沖積層					礫、砂、粘土
	更新世	段丘堆積物 阿蘇火砕流堆積物					礫、砂、粘土 紫蘇輝石-角閃石流紋岩
新第三紀							
古第三紀						北川層群	浦尻層 砂岩頁岩互層、頁岩 宮野浦層 砂岩 別府層 頁岩砂岩互層
白亜紀	後期	諸塚層群下部		八戸層	諸塚層群上部		砂岩
		十根川層※ 椎葉層※ 日の影層※		塚原断層※	榎峰層	古江断層	千枚岩及び頁岩 塩基性岩、チャート
	前期						砂岩 頁岩砂岩互層

~~~~~ 不整合    - - - - 断層    ※ 地域外分布

斜した多くの走向断層で断たれており、複雑な覆瓦構造を作っている。一般に、地層及び走向断層の傾斜は本地域の南部で緩く、北部で急角度である。

椎葉層は主に砂岩からなり、砂岩頁岩互層を伴う地層で、本地域に分布するだけで層厚は1,000mを超える。本地域西方の諸塚山地域では塩基性岩やチャートを伴う頁岩層が分布するが、本地域では塩基性岩とチャートも分布しない。本層の一般走向は北東-南西で、北方に50-60°傾斜し、北方に向かって上位する地層が分布する。北西隣三重町地域の本層相当層の黒色頁岩中からはアルビアン-セノマニアンを示す、*Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集の放散虫化石が見いだされている。本層の砂岩は長石に富み、時としてぶどう石で充たされた細脈を含んでいる。

榎峰層は千枚岩や頁岩に富み、塩基性岩とチャートを頻繁に挟むことで特徴づけられる。千枚岩と頁岩中には砂岩頁岩互層が挟在しており、上位に向かって砂岩に富む傾向がある。本層下部は主に千枚岩と大規模な塩基性岩からなり、アクチノ閃石緑色片岩相の変成作用を、上部は頁岩と頁岩砂岩互層からなし、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と伴う。大規模塩基性岩体は最大厚さ500mを超え、その下限は低角度の断層で断たれている。厚さ10m程度の塩基性岩は、上位に赤色頁岩やチャートを伴い、上下の碎屑岩と整合に重なっている例が見られる。チャートには、塩基性岩や赤色頁岩と一緒に産するものと、頁岩中に挟在するものがあり、*H. barbui*-*H. geysersense* 群集が含まれる。一方頁岩中からは



第8図 浦江地域の地質構造概略図

榎峰層の塩基性岩 1: 愛宕山岩体, 2: 洞岩体, 3: 津島畑山岩体,  
4: 深島岩体, 5: 森山岩体, 6: 鏡山岩体

コニアシアン-サントニアンを示す *Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集が見いだされる。

八戸層は、主に砂岩からなり、時として少量の砂岩頁岩互層を挟み、最も広く分布しているところで層厚約1,200mに達する。本層の砂岩は岩片に富み、長石と石英に乏しいことで椎葉層や北川層群の砂岩と区分される。砂岩中にはぶどう石を含む白色鉱物細脈が見られる。

#### 北川層群

北川層群は、西隣及び南西隣地域に広く分布するが、本地域では南部にわずかだけ分布する。本層群は主に、有律の砂岩頁岩互層からなり、しばしば、斜交葉理や級化層理が発達し、時としてスランプ層を挟む。また、大小スケールの褶曲が発達し、広く逆転層が認められる。南西隣延岡地域では頁岩中から古第三紀を示す放射虫化石が報告されている。本層群の砂岩は、石英に富むことで特徴づけされる。

#### 阿蘇火砕流推積物

本推積物は、本地域の西方約50kmの阿蘇火山から噴出した4回の大規模な火砕流の一つであり、本地域の西部に小面積だけ分布している。これは約7万年前に噴出した第4番目の噴出物（阿蘇-4）であり、紫蘇輝石角閃石流紋岩質の弱溶結あるいは非溶結のガラス質火山灰と軽石からなる推積物である。

#### 河岸段丘推積物

本地域の河川は、いずれも山地を流れる小規模のものであり、顕著な段丘を作っていない。本地域内

では最も長い河川である「小川」の下流部で、わずかに小面積だけ認められる。本推積物は主に垂角礫からなり、阿蘇火砕流推積物を覆っている。

### 沖積層

本地域は海岸に面した山地であり、かつ、リアス海岸の発達で特徴づけられている沈降の場であったため、顕著な沖積平野に欠ける。わずかに、主要河川沿いと海岸の入江の奥に小さな平地が開けており、小河川の両岸で礫層や泥層が認められる。

## Ⅲ. 四万十累層群

九州北東部の四万十累層群は塩基性岩がチャートを伴う厚い海成推積物からなり、白亜系の諸塚層群と古第三系の北川層群・神門層、古再三系-下部中新統の日向層群・日南層群に大別される。これらの各層群は、それぞれ、北に緩く傾斜した断面で境され、ほぼ北東-南西方向に伸びた帯状分布をしている。蒲江地域には、諸塚層群と北川群の一部が分布する。

### Ⅲ. 1 研究史

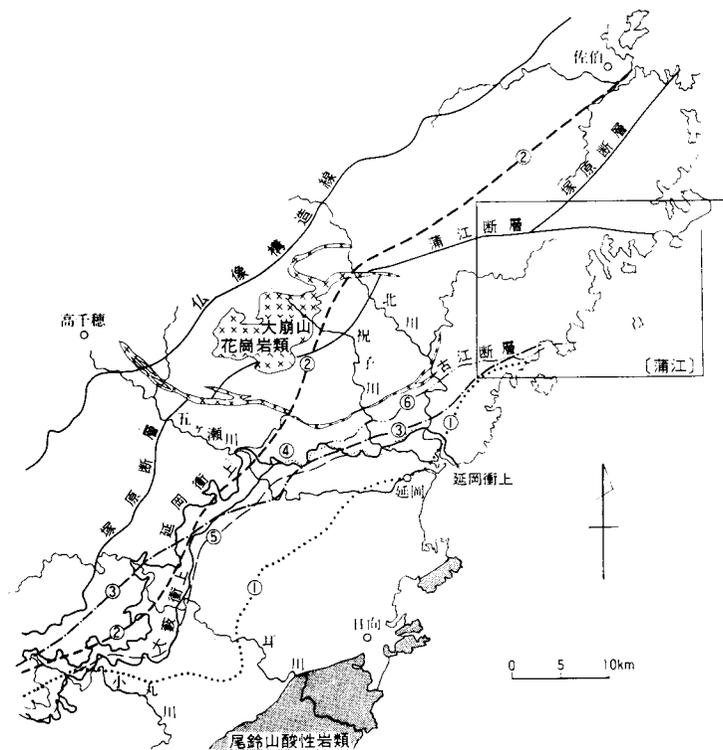
九州の四万十帯全体の研究史は今井ほか(1982)に詳しくまとめられているので、ここでは蒲江地域に関係するものについて記す。

南九州に古生層と時代未詳中生層が広く分布することは中島(1892)や100万分の1大日本帝国地質(1899)によって明らかにされていた。しかし、蒲江地域の地質が具体的に地図上に表現されたのは、野田・納富(1918)の20万分の1「延岡」図幅である<sup>1)</sup>。この延岡図幅では延岡北方、約5kmを通り東北東-西南西の境界を以って、その北側の秩父古生層上・中部と中生層を区分している。蒲江地域内に限ると、南縁部が中生層、そのほかは古生層とされている。延岡図幅(1918)では凡例中に断層を示す表現が用いられていない。また、同説明書中にも中生層と古生層の境界について記述されていない。しかし、同説明書中の断面図には、この中生層と古生層の境界が北に傾斜した断層であると読み取れるように表現されている。この「延岡」図幅は、南隣の「佐土原」図幅(伊木, 1904)の成果を受けて北方に延長されたものであり、両図幅ともに千枚岩の源岩を古生層とする考えに基づいている。大型化石に乏しい九州の四万十累層群の時代推定は、放散虫や有孔虫化石が時代推定に使えるようになるまで、岩石の変形・再結晶の程度を根拠とすることが多く、そのことが多くの説を生む原因となった。

石井(1939)は、蒲江地域の南半部を含む、7万5千分の1地質図幅「延岡」において、仏像構造線を本図幅地域外の北方に置き、先第三系をすべてジュラ紀鳥巢・安芸川統として一括し、千枚岩の南限に低角度の顕著な断層を認め、地質図上に明示した。しかし、同図幅の説明書は出版されなかったため、詳細については知ることができない。

1950年には九州大学調査団による20万分の1「大分県地質図」(大分県, 1950)が発表され、次年

1) 現在の20万分の1「延岡」図幅は蒲江地域を含まないが、当時の「延岡」図幅は北緯33°-33°-30'の範囲を表現しており、北隣佐伯地域までを含む。



第9図 九州四万帯北東部の地質境界に関する主な説

①中島 (1892) による古生層と中生層の境界, ②100 万分の 1 大日本帝国地質図 (1899) による古生層と中生層の境界, ③伊木 (1904) 及び野田・納富 (1918) による秩父古生層と中生層の境界, ④石井 (1939) によるジュラ系 (鳥ノ巣・安芸川統) 中の低角度断層, ⑤橋本 (1962b) による蒲江帯中生界と延岡帯古第三系を境する延岡・紫尾山構造線, ⑥坂井・勸米良 (1981) による下部白亜系所塚層群と上部北川層群を境する古江衝上

なお、実線で示した断層は第 10 図のものに対応

は幸野金久執筆による同説明書 (大分県, 1951) は刊行された。これによると蒲江及び佐伯地域は中生代の時代未詳層群とされ、佐伯から蒲江に向かって、番匠川、堅田、浦代、蒲江の各帯に区分された。各帯が北東 - 南西方向の構造線によって境されている。

九州四万十帯の層序学的研究を精力的に続けていた橋本 勇は延岡市北方で千枚岩の南限に石井 (1939) と同様に顕著な衝上断層を認め高平山衝上を命名した (橋本, 1961)。更に、この断層が延岡・紫尾山構造線 (橋本ほか, 1956) に相当することを指摘した。橋本は北川層を延岡地域の中生層の最下部に位置付け、仏像構造線に向かって順次若い地層が分布し、延岡・紫尾山構造線以南には第三系が分布するとした。

橋本 (1962a) は佐伯市付近の地質図を作製するとともに、佐伯から蒲江にかけての道路沿いの路線図を作り、地質の概略を明らかにした。更にこれまでの研究に基づいて南九州全域の四万十累層群の総括した (橋本, 1962b)。延岡 - 紫尾山構造線以北で蒲江帯と佐伯帯、同構造線以南で熊毛帯、日南帯、高隈山帯、延岡帯に区分し地図上に示した。同上構造線以北の 2 帯は三疊系 - 上部白亜系からなり、構造線以南の 4 帯は、高隈野間帯がジュラ系 (?) - 下部白亜系とされ、その他の 3 帯は第三系とされた。

この区分によると、蒲江地域は大部分が蒲江帯であり、北西隈が佐伯帯に相当する。橋本（1962b）は四万十累層群に介存する塩基性岩についても総括し、各地で枕状溶岩が認められることから、その多くは推積時の海底火山活動の産物を考えた。

今井ほか（1971）は九州北東部の四万十累層群を諸塚層群（ジュラ系-白亜系）、神門層群（上部白亜系-下部第三系）及び日向層群（古第三系）に区分し、諸塚層群と神門層群を境する低角度の衝上断層を延岡構造線と呼んだ。延岡構造線は北川-祝子川付近で橋本（1962b）の延岡-紫尾山構造線とほぼ一致するが五ヶ瀬川-耳川の地域では、約5km位北方を通る。この延岡構造線を境として北側の諸塚層群は緑色片岩相、南側の神門層群がぶどう石・パンペリー石相の変成作用を受けており、変成度の上でも延岡構造線は明瞭な不連続線になっていることを示した。蒲江地域は主に諸塚層群下部とされ、ほぼ東北に走る顕著な断層を認め蒲江断層と命名した。

寺岡ほか（1974）は耳川・五ヶ瀬川流域における砂岩組成を検討し、諸塚層群と神門・日向層群との間に著しい差異があることを認めた。前者を白亜系型、後者を古第三系型として、九州各地の四万十累地層群の時代的位置付けを行うとともに、諸塚層群においては下部から上部への鉱物組成の層序的变化があることを示した。今井ほか（1975）はこれらの結果を総合して九州四万十帯の構造区分を行った。

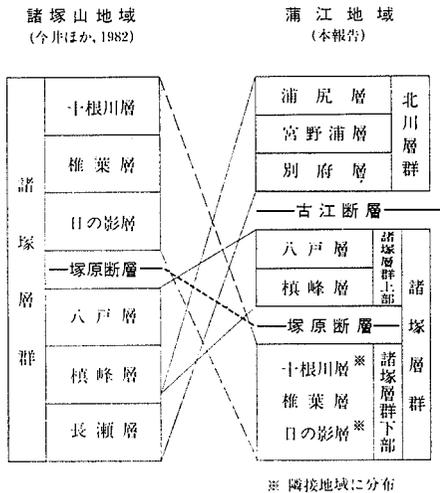
一方、勘米良・坂井（1975）と坂井（1978）は、耳川・五ヶ瀬川流域を研究し、プレートテクトニクスの立場から従来と大きく異なる議論を展開した。諸塚層群は泥岩を主とし塩基性噴出物・チャートを伴う先フリッシュ相である槇峰層と砂岩頁岩層を主とするフリッシュ相である日の影層の2層が繰り返して露出していると解釈した。槇峰層はもともと海洋基盤・大洋盆堆積物及び海溝重充填物であったものが島弧下への海洋底の沈み込みに伴って島弧外縁に押し込まれた付加体であり、日の影層は付加体を被う島弧斜面及び海段の堆積物であるとした。また、土谷ほか（1979）は緑色岩体が泥質堆積物上に整合に噴出累積して火山体を形成したとして、この火成活動の場を陸源物質の到達し得る off-ridge と推定した。

寺岡（1977, 1979）は九州及び四国西部の四万十累層群の砂岩を総合的に検討し、地域的・層序的变化から四万十累層群の主要な供給源を北方に求めた。また、5万分の1地質図幅「神門」（今井ほか, 1979）、50万分の1地質図幅「鹿児島」（今井ほか, 1980）、20万分の1地質図幅「延岡」（寺岡ほか, 1981b）、宮崎県地質図（宮崎県, 1981）、5万分の1地質図幅「諸塚山」（今井ほか, 1982）が公表されていくなかで、部分的な改訂を加えながら四万十累層群の層序・地質構造が明らかにされてきている。

坂井・勘米良（1981）は調査地を本蒲江図幅地域の南西部まで拡大するとともに、付加体説を更に発展させ、四万十累層群を下位から諸塚・北川・日向の3層群に大別し、更に諸塚層群は下部白亜系、北川層群は上部白亜系として日向層群を古第三系と推定した。諸塚層群と北川層群は古江衝上、北川層群を日向層群は延岡構造線で画され、これら主要な衝上断層によって北に傾く大規模な覆互衝上体として分布する。各層群はそれぞれ先フリッシュ・ユニット、下部フリッシュ・ユニット、上部フリッシュ・ユニットからなると考えた。

小川内ほか（1984）は延岡から古江北部にかけての海岸部の地質図を発表し、放散虫化石を検討し、北川層群の推積時代を主として古第三系とした。また、この地域においては緩く開いた褶曲が基本構造であり、付加体を特徴付ける覆瓦状構造の存在を否定した。

第2表 蒲江・諸塚山両地域間の層序の対応関係



群を独立させるとともに、再定義された諸塚層群中の各層の層序も大幅に改訂した(第2表)。

### III. 2 九州の四万十累層群の概要

蒲江及び隣接地域の四万十累層群の約350個の泥質岩・チャート、塩基性凝灰岩の試料について放散虫化石の抽出を試みた。しかし、約50個の試料から放散虫化石を得たものの、一般の保存が悪く時代決定に役立つ化石は多くない。また、産出層準も偏る。このため、岩相分布の把握に努めると同時に、砂岩組成・変形の程度・変成度を調べ、広く周辺地域のデータも総合的に比較検討し層序を組み立てた。ここでは九州四万十累層群の概要と、蒲江地域の四万十累層群の関係について記す。

#### 層序の概要

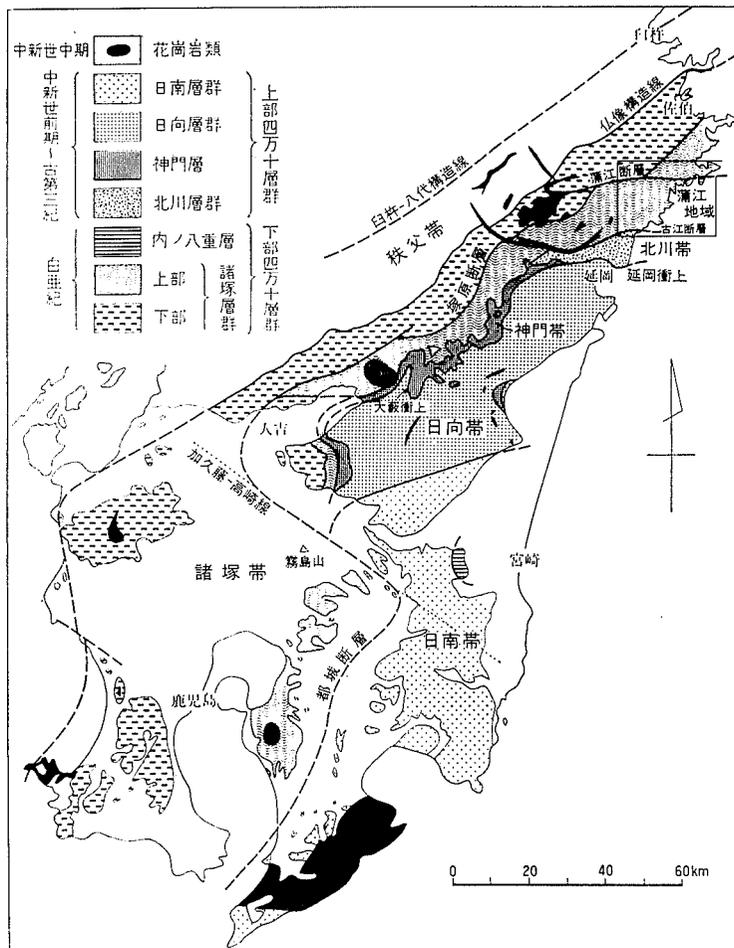
第10図に九州四万十累層群の層序と分布を示す。四万十累層群は、白亜系の上部四万十累層群と古第三系-中新統下部の上部四万十累層群に大別される。

下部四万十累層群は諸塚層群下部・諸塚層群上部・内ノ八重層からなる。諸塚層群下部は日ノ影・椎葉・十根川の3層からなり砂岩が卓越し、頁岩を伴い、一部で塩基性岩・礫岩・酸性凝灰岩を狭む。蒲江地域では椎葉層の一部が露出しており、その北に十根川層が分布する。日ノ影層は西隣地域で塚原断層に断られて本地域には分布しない。諸塚層群上部は千枚岩と頁岩を主とし塩基性岩を伴う槇峰層と砂岩卓越の八戸層からなり、本地域に広く分布する。槇峰層は諸塚山地域における今井ほか(1982)の槇峰層M2と八戸層Y2とY1bに、八戸層は今井ほか(1982)の八戸層Y1aに相当する。

上部四万十累層群は北川層群・神門層・日向層群・日南層群を含む。本地域に分布する北川層群は神門層とほぼ同じ堆積時代と推定されるが、岩相を異にする。北川層群は今井ほか(1982)の長瀬層と槇峰層M1に相当し、五ヶ瀬川以東にだけ分布する。

安武ほか(1984)は佐伯から蒲江に至る海岸部の調査結果に基づいて、この地域の諸塚層群の構造について論じている。またスランブ推積物は北西方向から供給されたと推定している。

四万十累層群は大型化石に乏しく、かつ単調な岩相が広く分布するため、野外における詳細な調査はもちろん、砂岩の粒度や鉱物組成、変形の程度、変成度など種々の方法を用いて研究が進められてきた。しかし、最近では放散虫化石による時代決定が各地でなされ、多くの新知見が得られており、四万十累層群の研究は新しい段階を迎え、問題点も明確になりつつある。本図幅地域でも時代決定に使える放散虫化石が得られており、従来白亜系諸塚層群としていた地層(今井ほか, 1982)から古第三系北川層



第10図 九州四万十帯の地質構造概略図

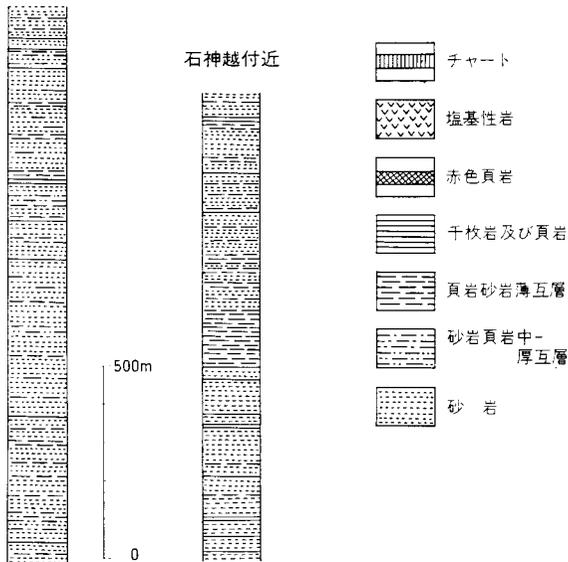
四万十累層群の砂岩は堆積の時代ごとに共通した鉱物組成の特徴を持つことが知られている。上部四万十累層群（第三系）の砂岩は一般に石英／長石比が1以上，下部四万十累層群（白亜系）の砂岩は1未満である。更に下部四万十累層群のうち，諸塚層群下部が長石質であり，諸塚層群上部は火山岩片に富む。

九州の四万十累層群のうち，アクチノ閃石帯が認められるものは，槇峰層と五ヶ瀬川流域における八戸層と日ノ影層の最下部だけであり，泥質岩の片理が強い地域とほぼ一致する。四万十帯の帯状構造を作っている断層を境として，変成度は不連続であるが，大局的には各層群（諸塚層群では上部と下部）ごとに上位から下位に向かって変成度が上昇し，片理の発達も強くなっている。

#### 地質構造の概要

地質構造上，前記の各層には顕著な衝上断層で境された地帯をなしている，すなわち，北から南に向かって，諸塚帯・北川帯・神門帯・日向帯・日南帯が区分される（第8図）。更に諸塚帯は北部と南部に

陸地付近



第11図 椎葉層柱状図

2分される。これらの各帯の地層は、堆積の時代が一部重複しながらも、大局的には南に向かって各帯ごとに順次若くなる。

### III. 3 諸塚層群

本地域の諸塚層群は、塚原断層を境として、北側（諸塚帯北部）の諸塚層群下部，南側（諸塚帯南部）の諸塚層群上部に2分される。諸塚層群下部は、本地域内では椎葉層からなり、地域の北西隅に分布する。諸塚層群上部は下部の槇峰層と上部の八戸層からなり、多数の低角度の走向断層で境されて、槇峰層と八戸層が繰り返し露出する

る複雑な覆瓦構造を呈している。記載に当たっては第13図に示すように主要断層で境された区域名を用いる。この各区の中では、一般に南部に槇峰層が、北部に八戸層が分布する。

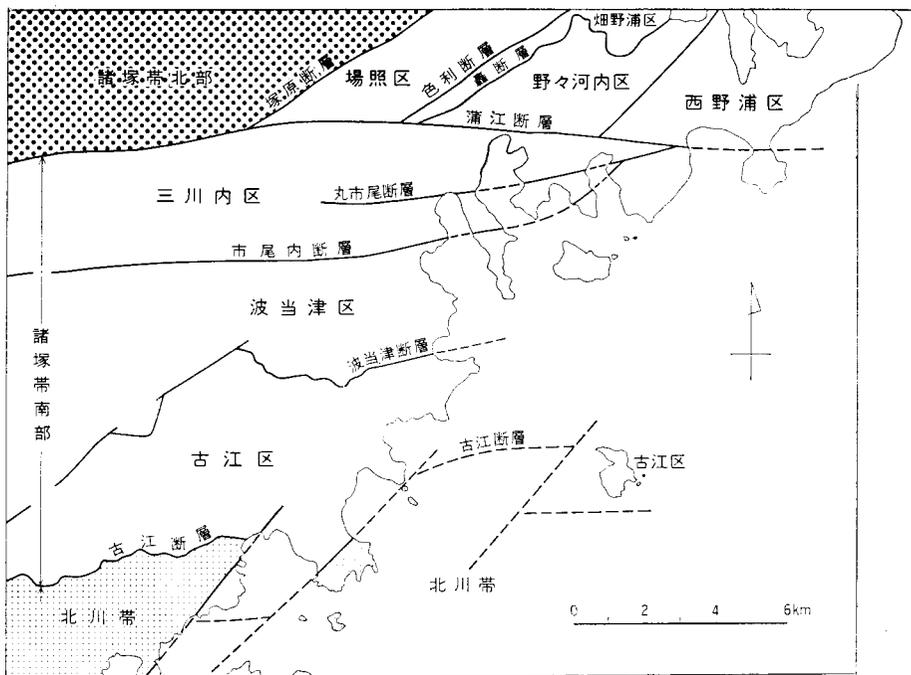
#### III. 3. 1 椎葉層

本層は今井ほか（1971，1982）の椎葉層の東方延長に当たり、本地域内では北川町陸地<sup>からじ</sup>から佐伯に通じる道路沿いで代表的な断層が見られる。本地域の北西隅の山地にわずかに分布するだけであるが、北隣の佐伯地域には広く分布する。本層は南縁を蒲江断層，東縁を塚原断層で画され，諸塚層群上部と接する。主に砂岩からなり，しばしば砂岩頁岩互層や頁岩を挟む単調な地層（第11図）であり，明瞭な鍵層に欠けるので層序の組立てが困難である。しかし，全域を通して走向・傾斜とも変化が少なく，広域にわたる逆転層を観察されないので，大局的に北に向かって上位の地層が露出すると思われる。本地域内に分布するだけで層厚は1,000mを超える。

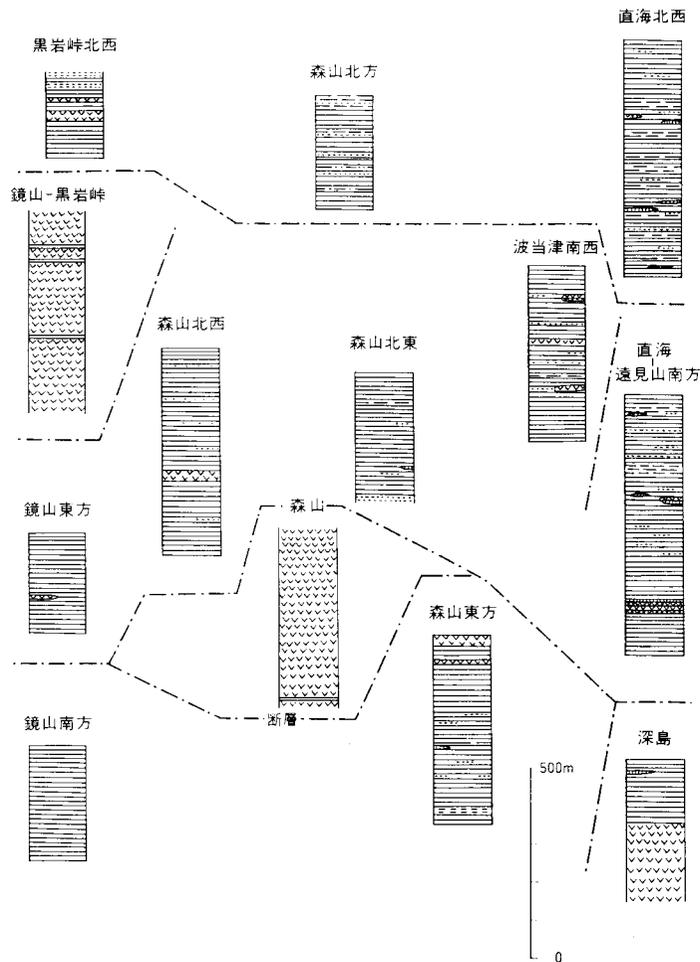
砂岩は細-中粒で塊状あるいは1-3mの厚さで成層している（第12図）。厚い砂岩の粗粒部には長さ5-10mmの薄くつぶれた泥岩の岩片を含むことが多い。砂岩には主にぶどう石と方解石で充された幅2mm位までの白色細脈がしばしば見られる。椎葉層の砂岩は，石英や岩片よりも長石に富んでいる点で槇峰層や八戸層，北川層群の砂岩と明瞭に区別される。互層は全体に砂岩優勢で，砂岩10cm，頁岩5cmくらいの割合であることが多い。石神峠の南には頁岩に富む砂岩頁岩薄互層が露出し，本地域中で広く追跡される。頁岩の片理は槇峰層に比べて弱い。北西隣三重町地域内の椎葉層の黒色頁岩から，白亜紀のアルビアン-セノマニアンを示す放散虫化石を産する。



第12図 椎葉層の砂岩と砂岩頁岩互層（佐伯市若山谷）



第13図 蒲江地域の構造区分図



第14図 古江区の槇峰層柱状図 凡例は第11図と同じ

### Ⅲ. 3. 2 槇峰層

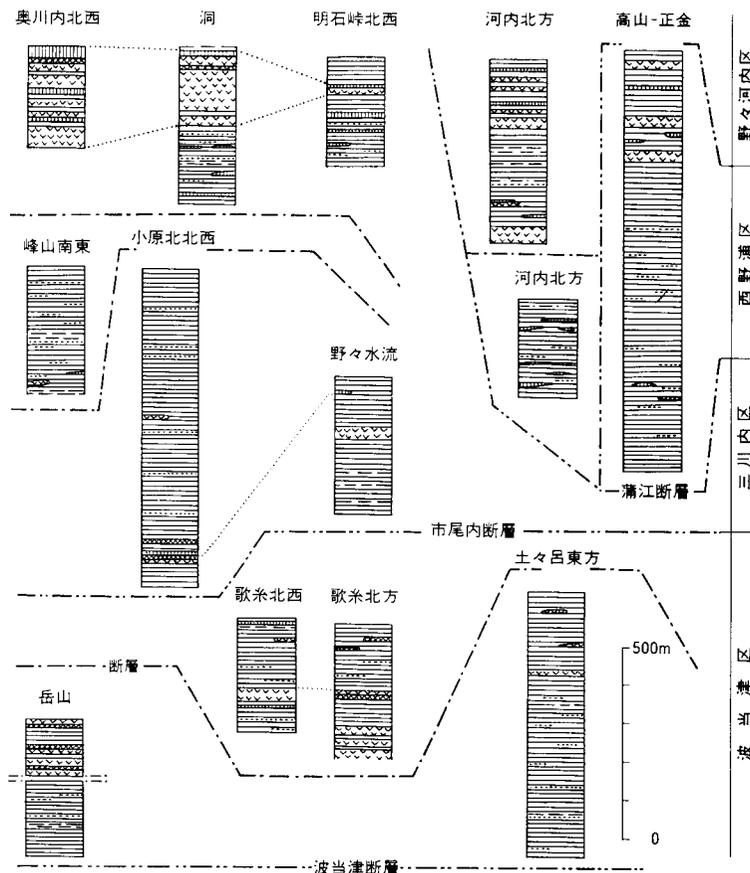
本層の名称は今井ほか（1971）によっているが、本報告の槇峰層は、今井ほか（1982）の槇峰層 M2 と八戸層 Y2 と Y1b が一括されている。熊野江北方の森山西側山腹の林道では大規模塩基性岩を伴

う古江区の代表的な断面が、北浦町奥川内北方の谷では塩基性岩とチャートを伴う三川内区、そして蒲江から轟峠を経て佐伯に至る道路と谷底では蒲江断層北側の代表的な岩相を見ることができる。

本層は、蒲江断層の南北両側に分かれており、北側では塚原断層から東側に海岸線まで、南側では蒲江断層と古江断層に挟まれた地域に分布する（第8図）。

槇峰層は、主に、片理の発達した泥質岩からなり、頁岩砂岩互層やチャート、種々の規模の塩基性岩の発達で特徴付けられるが、各区によって、その割合に違いがある。地質図上では、頁岩砂岩互層に富み、砂岩レンズを含む地層（Ma）と千枚岩・頁岩を主とする地層（Mm）とに2分してある。

槇峰層の古江区における柱状図を第14図に、その他の区の柱状図を第15図に示す。上述のように、本



第15図 波当津区以北の楨峰層柱状図 凡例は第11図と同じ

地域の楨峰層は上下限を断層で断たれているのみならず、その内部にも多くの断層があり、連続した柱状図が作られるのは長くても500m程度までである。また、適当な鍵層にも欠けるので、断層を超えて対比することも困難である。このため、第14、15図における各柱状は、各区ごとに原地の位置関係に合わせて配置してある。

古江区では南から北に向かって、断層で境された次のような岩相分布が見られる。

- (1) 千枚岩
- (2) 上下限を低角度の断層で境された大規模塩基性岩体
- (3) 頁岩砂岩互層やチャート、小規模の塩基性岩を挟在する頁岩で、しばしば砂岩レンズを伴う。

波当津区では、南から北に向かって、上述の(3)、小規模の八戸層、頁岩砂岩互層(Ma)、津島畑山塩基性岩体が分布する。西野浦区では南部に頁岩砂岩互層をレンズ状に挟むが大局的に(1)と(3)の分布が認められる。その他の区は、露出面積が狭いので、上記(1)-(3)のいずれかだけが分布する。一般に古江区や西野浦区のように南側に位置する区では、泥質岩が多く、かつ片理が強く地層の傾斜が緩い。一方、北部の区では片理の発達が弱く、頁岩砂岩互層に富む傾向があり、また地層の傾斜も急である。各区に共



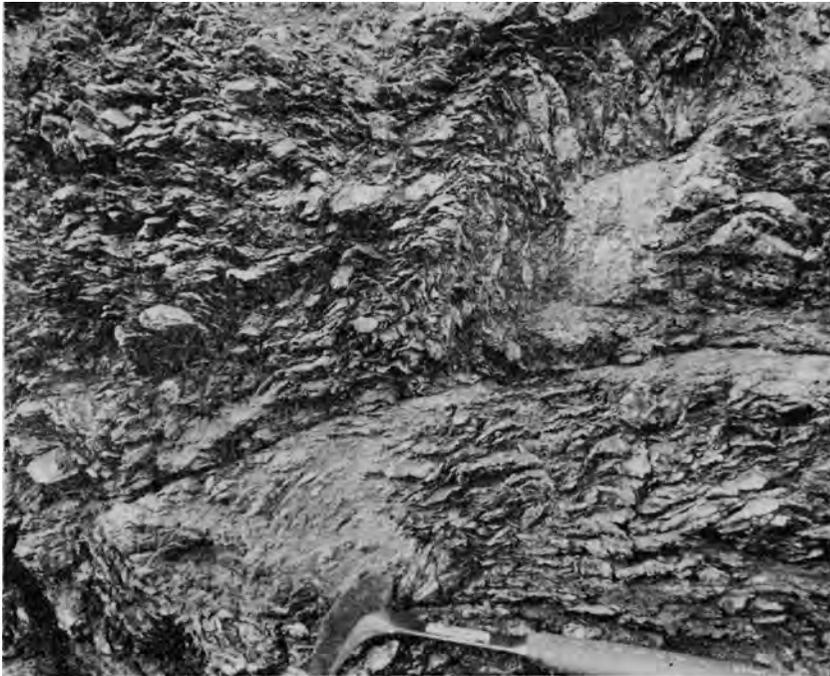
第16図 石英細脈の入った槇峰層の縞状千枚岩（北浦町直見海岸）. 石英脈は片理に平行あるいは斜交する



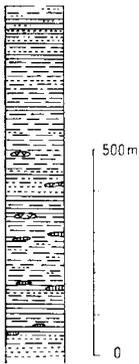
第17図 槇峰造の泥質千枚岩（蒲江町河内北方2Km）



第18図 剪断された槓峰層の頁岩砂岩薄互層（蒲江町仙崎山南方）、挟在する砂岩により層理面が分かる



第19図 小褶曲を示す槓峰層の剪断された頁岩砂岩薄互層（蒲江町元猿東方）



第20図 野々河内区  
の砂岩頁岩  
互層を主と  
する槓峰層  
(Ma)の柱  
状図

通して、東方に向かって頁岩砂岩互層や砂岩レンズが多くなる傾向がある。

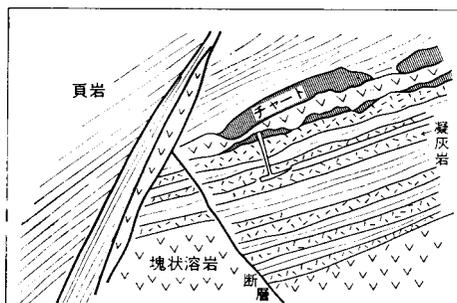
第14, 15図から分かるように、泥質岩は本層の大半を占める岩石であり、各区の南部に多く、古江区や西野浦区では片理が発達し千枚岩になっている。片理の強い部分では黒と白の縞状の千枚岩の見かけを呈すると同時に片理に平行あるいは横切った石英の微細脈が多数見られる(第16図)。北部の区では、一般に片理の発達が弱く、石英脈は少ない(第17図)。砂岩頁岩互層は主に、幅5cm位の細粒砂岩を種々の割合で含み、剪断されていることが多い(第18図)。蒲江町元猿付近の海岸には、頁岩砂岩互層が強く剪断され、破碎帯のような軟弱な岩石となり崩れやすい(第19図)。部分的には数mの砂岩レンズを含むことがある。一般に砂岩頁岩互層に富む地層には、チャートや珪質頁岩、小規模の塩基性岩、凝灰質頁岩を含むことが多い(第20図)。まれにマンガン鉄鉱の濃集部が見られる。

チャートは淡緑色ないし赤色を帯びた層状をなし、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(第21図)。一般には、下位から塩基性溶岩、同質凝灰岩、チャート、泥質岩の順に堆積している(第22図)。この層準を追跡すると、塩基性岩とチャートは消え、凝灰岩と黒色頁岩の薄い互層だけになる(第23図)。チャートからは放散虫化石を産する。

塩基性岩は玄武溶岩及び同質凝灰岩、粗粒玄武岩、斑れい岩からなり、規模及び産状から、次の3タイプが区別される。(1)上下限に低角度の断層で境され、槓峰層の泥質岩層中に挟まれる大規模な塩基性岩で厚さ500m以上に達する。(2)上位あるいは下位にチャートや赤色頁岩、緑色凝灰岩を伴い泥質岩



第21図 槓峰層の層状チャートと塩基性凝灰岩(蒲江町仙崎山南方)



第22図 槇峰層におけるチャートと塩基性岩の産状（蒲江町小蒲江南方海岸）

中に挟まれ、走向方向に数km-10数kmにわたって追跡されるもの、(3)厚さ1-20m位の枕状溶岩からなり、規模が小さく連続しないもの。

(1)のタイプの塩基性岩は、主に枕状構造を持つ玄武岩溶岩と塊状の溶岩及びドレライトから構成される。鏡山・森山・深島・津島畑山・愛宕山の各岩体が(1)のタイプに相当し、それぞれの山頂部を構成している。最大層厚は鏡山岩体で500m、森山岩体で450m程度と推定され、途中で頁岩や赤色頁岩を挟む。枕の重なり方から判断して、地層の逆転は認められない。走向方向に追跡すると、短距離で上下限を境する断層が接近するため塩基性岩も消滅する。深島岩体では塩基性岩体の上位に緑色の凝灰岩、凝灰岩と黒色頁岩の互層、そして黒色頁岩が整合に重なる。

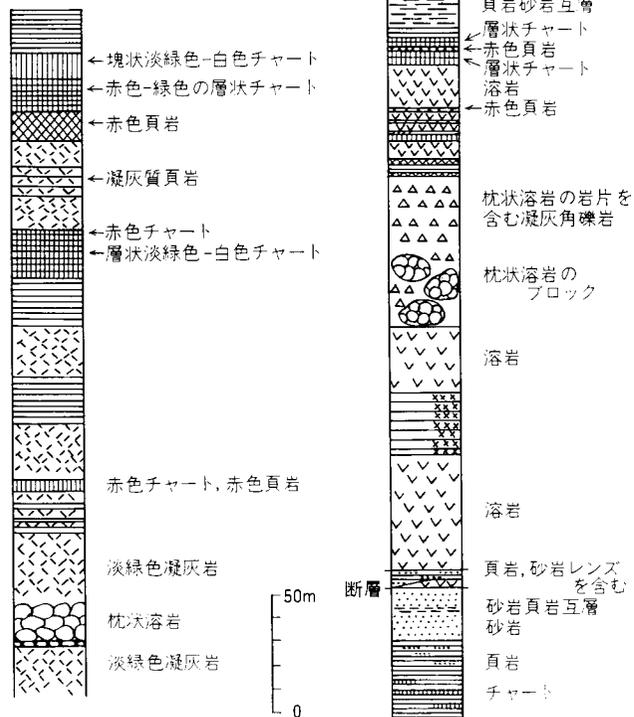
(2)のタイプは多量の赤色頁岩や塩基性凝灰岩、チャートを伴う塩基性岩で洞岩体や西野浦南方、直見南方のものを含む。第24図に約3km離れた2地点の柱状図を示す。この図から分かるように、洞では下部に塊状溶岩が多く、上位に向かって枕状溶岩の凝灰角礫岩を経て凝灰岩・赤色頁岩及び層状チャートが重なる。一方、奥川内北西では、下部に10数kmの枕状溶岩があり、その上位が凝灰岩と赤色頁岩、



第23図 槇峰層の頁岩（暗色部）と塩基性凝灰岩（淡色岩）の互層（蒲江町小蒲江南方海岸）

奥川内北西

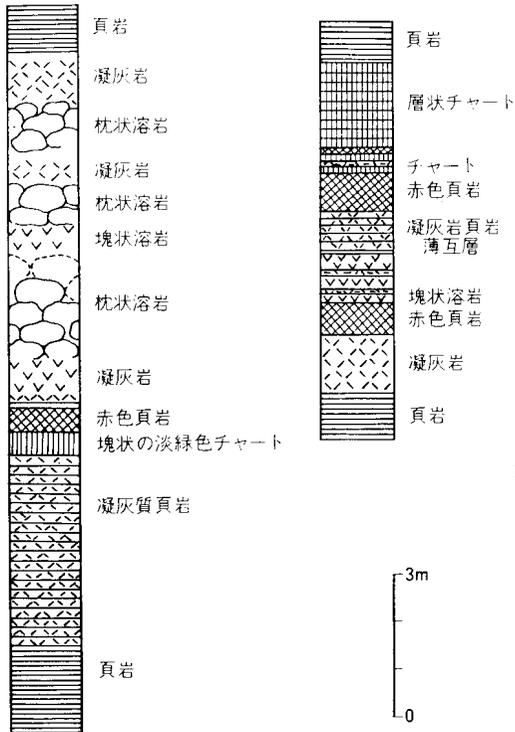
洞



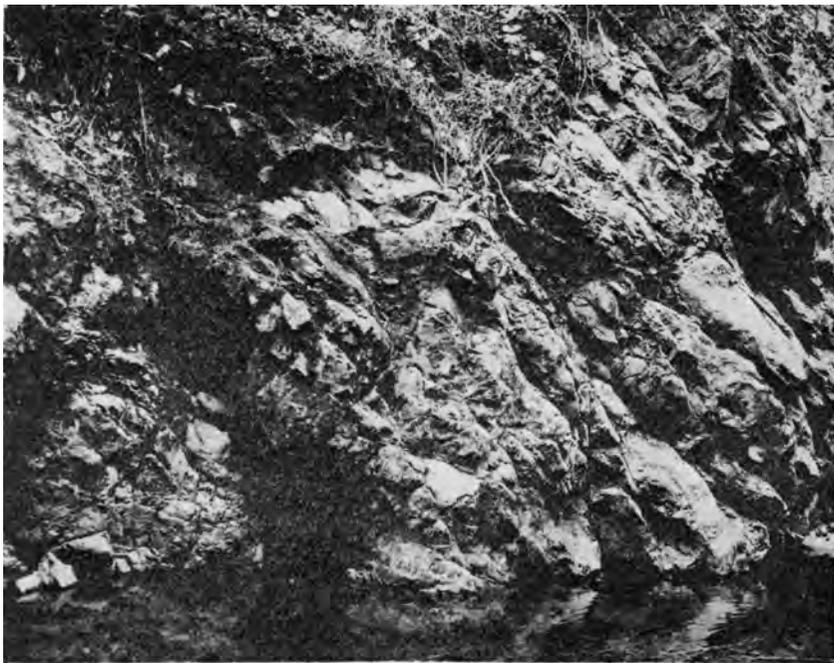
第24図 洞岩体（塩基性岩）の柱状図

野々水流

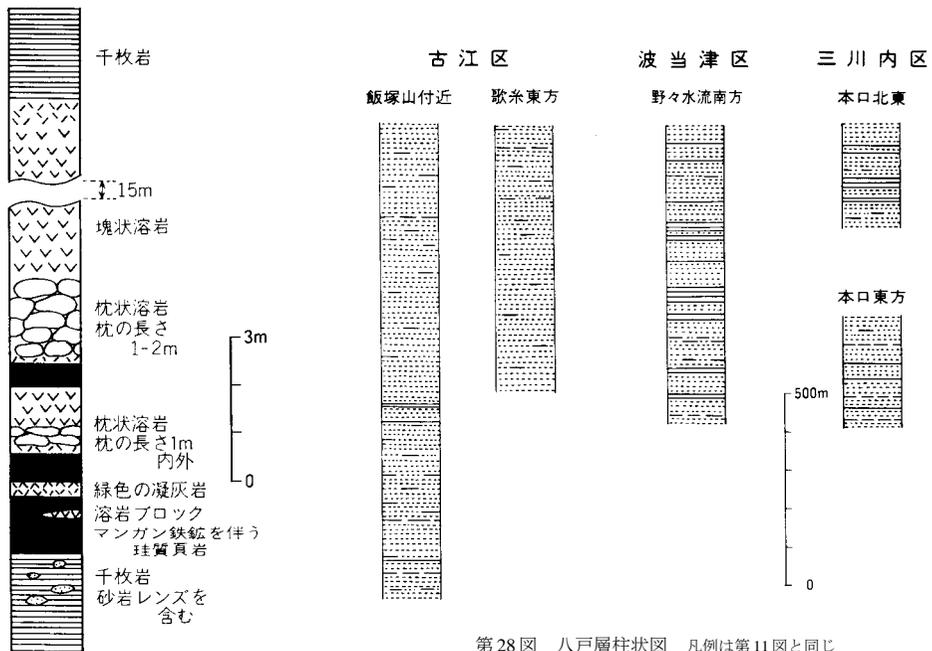
小向南方海岸



第25図 チャート及び赤色岩を伴う塩基性岩の柱状図



第26図 第25図に示す蒲江町野々水流における枕状溶岩の産状



第27図 蒲江町波当津南西の  
塩基性岩の柱状図

第28図 八戸層柱状図 凡例は第11図と同じ

チャートからなる。更に西方の鉾山では、再び溶岩の割合が多い。このように溶岩の割合は短距離で変化するが、全体としては15km以上にわたって追跡される。

(3)のタイプの塩基性岩は主に玄武岩溶岩からなり、古江区北部や三川内区南部、野々河内区に多い。砂岩レンズや砂岩頁岩互層を伴う頁岩中に多く見られ、その上位または下位の凝灰質頁岩あるいは珪質頁岩中に黒色で比重の大きいマンガン鉄鉱の濃集した部分がしばしば見られる(第27図)。

### III. 3. 3 八戸層

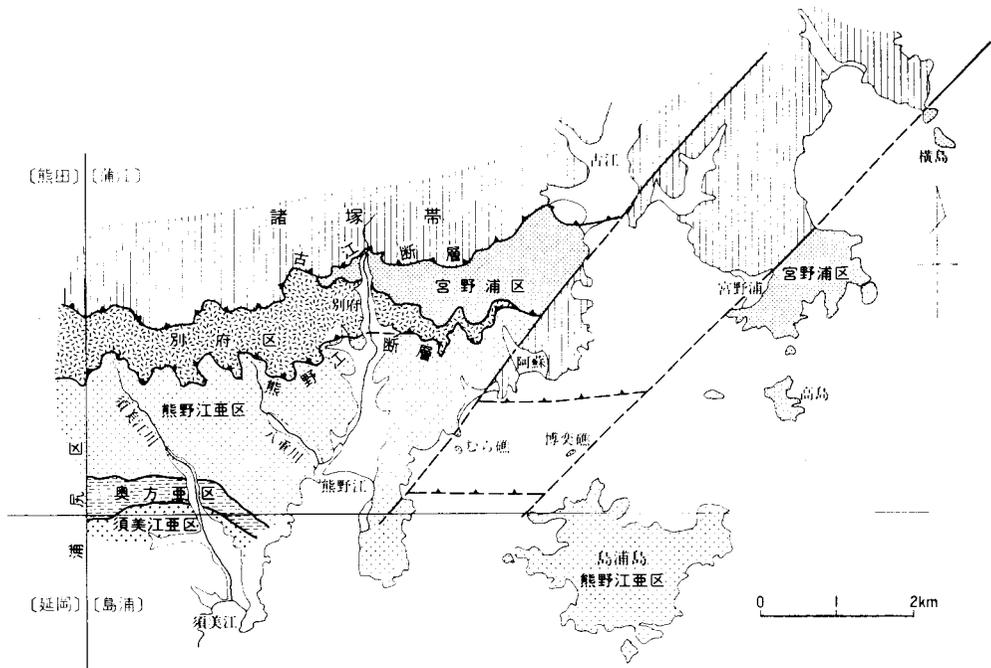
本層は今井ほか(1982)の八戸層 Y1a に相当し、本地域内では飯塚山北斜面の林道、北浦町本口東方及び野々水流南方で良い露頭が見られる。

本層は低角度の断層で境され、槇峰層と複雑な覆瓦構造を作り、各区の北部に広く分布する。主に中-粗粒の砂岩からなり、層厚は1,200mある(第28図)。古江区では、本層中を2つの低角度の断層が通っており、南部には砂岩10cm位、頁岩2-3cmの互層を挟む。中部は2-10mの厚い塊状の砂岩からなり、部分的にラミナを持つ1m位の細粒砂岩を挟む。北部は大部分塊状の厚い砂岩からなり、層理面が分かりにくい。波当津区の八戸層は砂岩を主とし部分的に互層を挟む。三川内区及び蒲江断層の北側では砂岩頁岩互層を主とし部分的に厚い塊状砂岩を挟む。

本層中の砂岩には主にぶどう石・方解石で充填された微細な白色鉱物脈が発達する(第29図)。



第29図 八戸層の砂岩中に見られるぶどう石細脈 (飯塚山)



第30図 北川帯の構造区分図〔 〕内は5万分の1地形図名

### Ⅲ. 4 北川層群

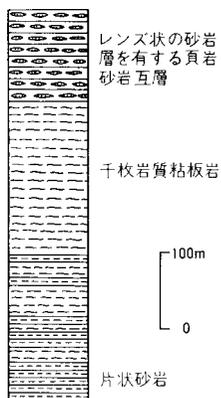
北川層群は、延岡衝上と古江衝上とに挟まれた延岡市<sup>むかばき</sup>行藤付近から同市熊野江、島浦島及び北浦町宮野浦にかけてのくさび形の地域に分布する（第10図）。5万分の1地質図幅の区画では、延岡地域北東部、熊田地域南東部、島浦地域、及び本地域の南部にまたがる。本地域の北川層群分布域は、熊野江断層を境として、大きく、その北側の地域と南側の地域とに分けられる（第30図）。熊野江断層に北側の地域には、主として千枚岩質粘板岩及び頁岩の卓越する頁岩砂岩互層からなる<sup>びゆう</sup>別府層と、主として砂岩からなる宮野浦層とが分布する。両層は東西走向の体角逆断層で接すると考えられる。一方、熊野江断層の南側には、主として砂岩頁岩互層からなる浦尻層が分布する。断層によって接するこれら3層の層序学的関係は明らかではないが、第Ⅲ. 6章で述べるように、近隣地域で得られた資料から別府層が最下部層、宮野浦層が中部層、浦尻層が最上部層と推定される（第1表）。

#### Ⅲ. 4. 1 別府層

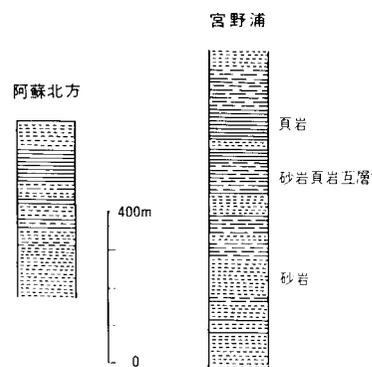
本層は、須美江川の上流域から八重川の上流域及び別府を経て、阿蘇に至る東西方向の帯状地域に分布する。別府層は、千枚岩質粘板岩及び頁岩の卓越する頁岩砂岩互層を主体とし、片状砂岩を伴う。分布域の西部に当たる須美江川の上流域では、下位から片状砂岩、千枚岩質粘板岩、頁岩砂岩互層からなる（第31図）。上部を占める頁岩砂岩互層中の砂岩層はレンズ状体になっているものが多い。また、八重川の上流域に分布する本層は、レンズ状の砂岩層によって特徴づけられる頁岩砂岩互層を主体とする。更に、東部の別府から阿蘇にかけての地域に分布する本層は主として千枚岩質粘板岩からなり、細粒の片状砂岩を伴う。別府層の厚さは、少なくとも500m以上あると推定される。

#### Ⅲ. 4. 2 宮野浦層

本層は、北東-南西方向の2つの断層によって隔てられた別府から古江南西にかけての地域、むら礁



第31図 須美江川上流域の別府層柱状図



第32図 宮野浦層柱状図



第33図 宮野浦層の礫岩（北浦町阿蘇北方1Km）. 主にチャート，砂岩礫からなる

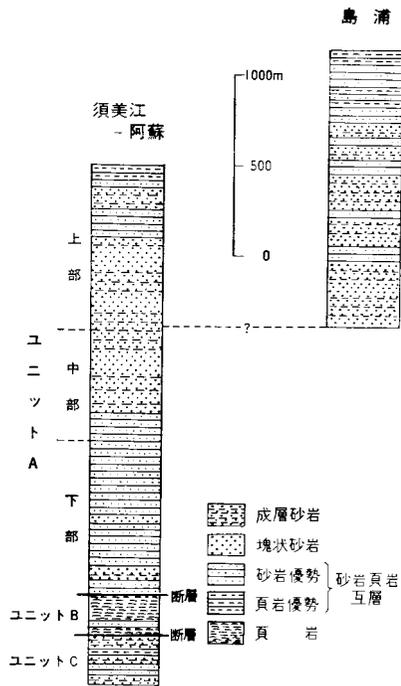
から博奕礁にかけての地域，及び宮野浦から横島にかけての地域の3地域に分布する．宮野浦層は，砂岩を主体とし，砂岩頁岩互層及び粘板岩を伴う（第32図）．砂岩は中粒～粗粒のものが多く，一般に長石よりも石英に富む．阿蘇北方及び宮野浦の南部では，砂岩中に細礫～中礫が含まれているところがある（第33図）．砂岩層の多くは層理面にほぼ平行な弱い片理を持つものが多い．砂岩頁岩互層は，主として宮野浦付近に分布し，スランプ層を挟む．宮野浦層の厚さは，古江南西の地域で400m以上，宮野浦地域で500m以上あると推定される．

### III. 4. 3 浦尻層

浦尻層は，本図幅地域南西端部に当たる須美江川流域から熊野江を経て阿蘇に至る地域，及び島浦島に分布する．浦尻層分布域（浦尻区）は，第30図に示したように，2つの東西走向の断層を境として，3つの亜区に区分される．各亜区に分布する浦尻層の層序学的関係は，相互の対比に有功な鍵層が存在しないため不明である．このため，本報告では各亜区に分布する一連の地層をユニットと呼び，これを層序区分単位として層序及び岩相の記載を行う．

なお，地質図では，奥方亜区に分布する主として泥質岩からなるユニットBとUjm，熊野江亜区及び須美江亜区に分布する主として砂岩頁岩互層と砂岩からなるユニットA及びユニットCをUjaとして塗色してある．

**ユニットA** 熊野江亜区には後述するように複雑な褶曲構造が発達しているが，大局的には東側により上位の地層が分布している．熊野江よりも西に分布するユニットA下部層は，主として有律の砂岩頁岩互層からなる（第35図）．砂岩層は10-30cm程度の厚さのものが多く，級化成層を示す．頁岩層は



第34図 浦尻層柱状図

一般に砂岩層よりも薄い。互層中に砂岩は中粒-細粒で、一般に淘汰が良く、長石よりも石英に富む。八重川の上流及び熊野江の北方には、細礫や頁岩の岩片（パッチ）を含む厚い砂岩層が互層中に挟在する。これらの砂岩は見掛け上西に向かって細粒になっている。熊野江から嵐山にかけての地域に分布する中部層では、上位に向かって互層中の砂岩の占める割合が増加し、成層砂岩及び塊状の砂岩に移化している。砂岩は中粒-粗粒で、粗粒砂岩には黒色頁岩のパッチが含まれている。嵐山から阿蘇にかけての地域に分布する上部層は、主として成層-塊状砂岩及び砂岩頁岩互層からなる。互層は上部に多く、スランプ層に挟むことがある。互層中の砂岩には基質に富むものがあり、コンポリュート層理や斜交葉理が見られるものもある。島浦島に露出する浦尻層は、成層砂岩、砂岩頁岩互層及びこれらの複合層からなり、大局的には阿蘇付近に露出するユニットA 上部層とほぼ同じ層準の地層と推定される（第34図）。互層中にはスランプ層を挟むことがある（第36図）。互層中の砂岩層は、1m程



第35図 浦尻層ユニットAの逆転した砂岩頁岩互層（延岡市熊野江）



第36図 島浦島の浦尻層に見られる砂岩頁岩互層中のスランブ層

度から数cmまで厚さの変化に富み、下底の砂管などの生痕及びフルートキャストなどのソールマークが認められるものがある（第37図）。ユニットAの層厚は、須美江から阿蘇に至る地域で2,000m以上、島浦島で1,500m以上あると推定される。

**ユニットB** 奥方亜区に分布するユニットBは、主として層理面に平行な劈開が発達した泥-シルト質岩からなる（第38図）。これらの岩石は、数mmから数cm程度の厚さを有する極細粒-細粒の砂岩層を挟んだり。これを互層としていることが多い。砂岩層には一般に級化構造が見られ、砂岩層の上部及びシルト質岩には平行葉理が発達している。ユニットBの厚さは200-500m程度と推定される。

**ユニットC** 須美江亜区に分布するユニットCは、砂岩の優勢な砂岩頁岩互層及び成層砂岩を主体とし、スランブ層を挟む。互層中の砂岩層は厚さ20-30cm度のものが多いが、厚いものでは50cm以上に達し、レンズ状体になっているものもある。砂岩は一般に中粒-細粒で基質が多く、長石よりも石英に富む。ユニットCの厚さは250m以上あると推定される。

### Ⅲ. 5 砂岩組成

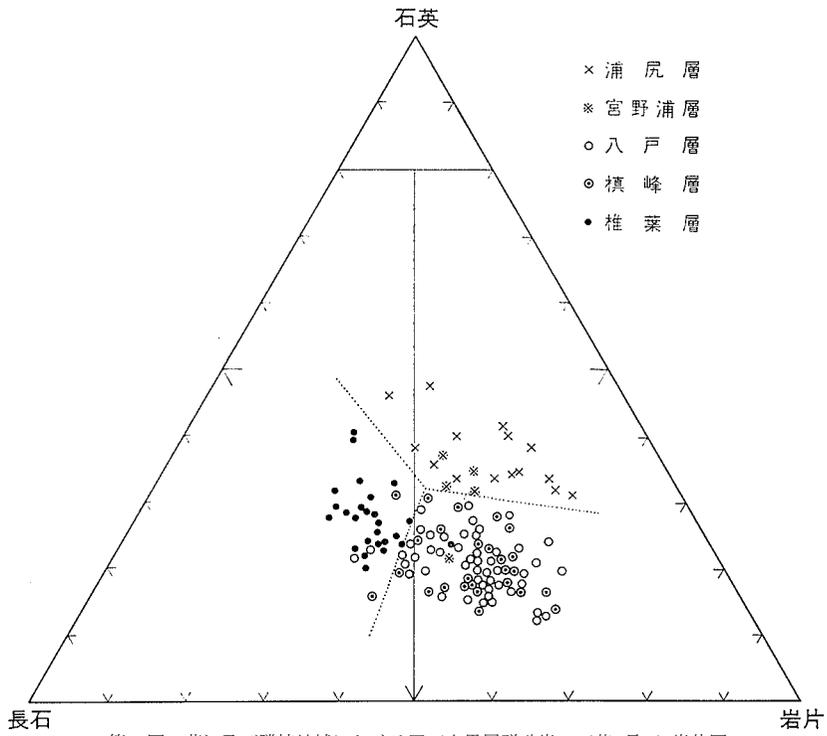
蒲江地域及びこれに隣接する地域における四万十累層群砂岩の石英・長石及び岩片の比率を第39図に示す。白亜系諸塚層群の下部（椎葉層）と上部（槇峰層・八戸層）及び古第三系北川層群とでは砂岩組成が異なる。この違いは神門・諸塚山両地域において知られている特徴（第40図）と極めて良く似ている。なお、坂井ほか（1984）の有孔虫や放散虫の研究によれば、神門層は始新統上部を主とし、下限は同統中部、上限は漸新統下部に及ぶ可能性があり、日向層群は始新統中部から漸新統下部にわたる。第39図では第40図の場合と同様に、石英・長石・岩片図によって3つのフィールドに分けてあり、



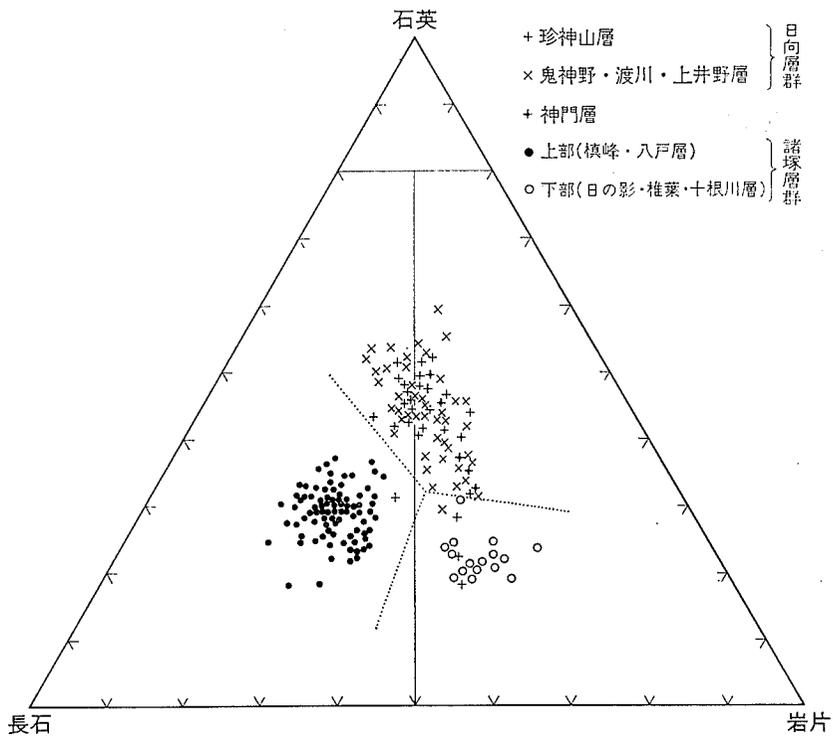
第37図 浦尻層の砂岩造下底に見られる生痕とソールマーク (延岡市島浦島上の鼻)



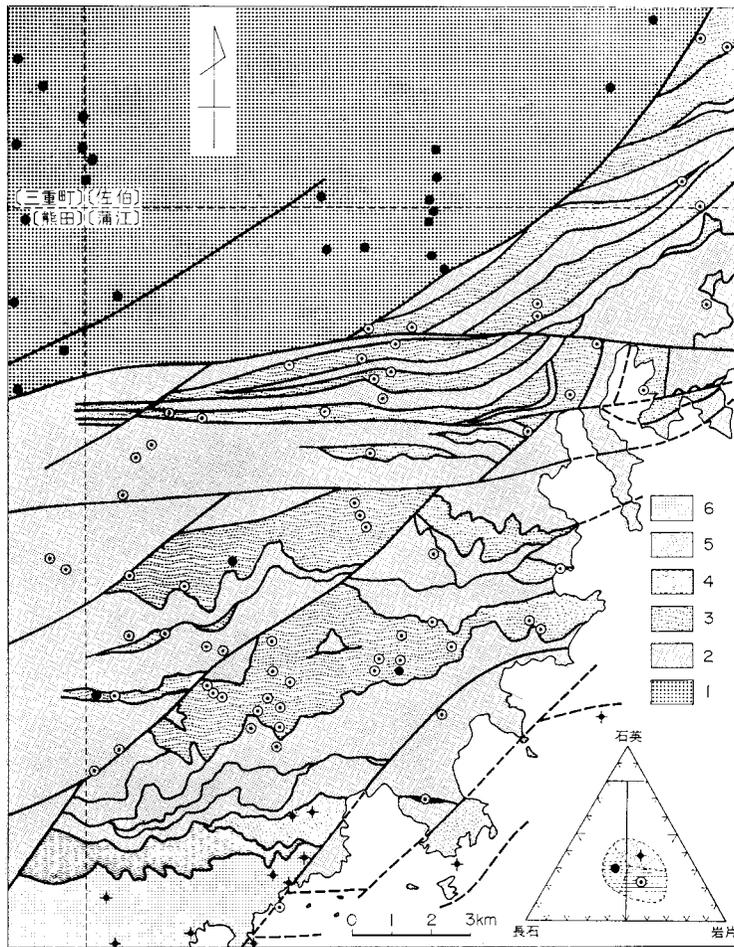
第38図 浦尻層ユニットB中の横倒し褶曲を示すシルト質頁岩 細粒砂岩の薄層を含む (延岡市須美江西方1Km)



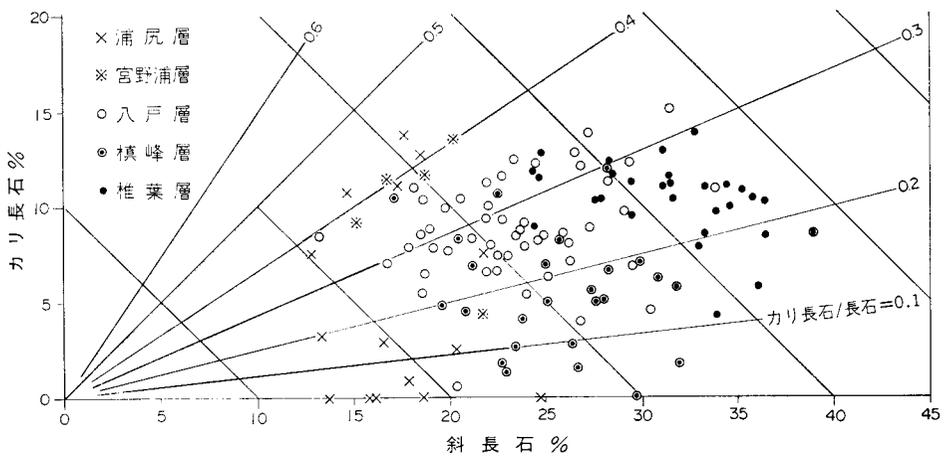
第39図 浦江及び隣接地域における四万十累層群砂岩の石英-長石-岩片図



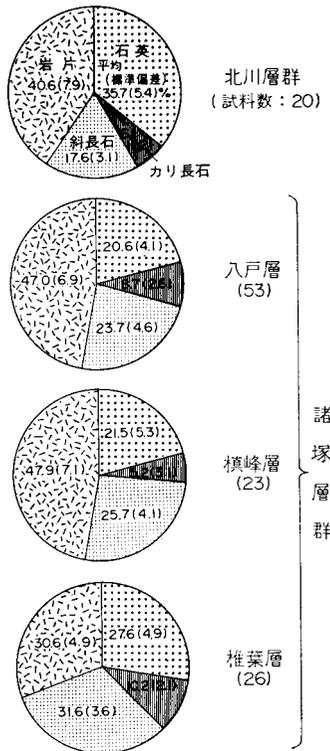
第40図 諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩の石英-長石-岩片図



第41図 蒲江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。砂岩組成の区分は本図右下の三角図に示す  
 1: 椎葉層, 2: 槇峰層, 3: 八戸層, 4: 別府層, 5: 宮野浦層, 6: 蒲尻層



第42図 蒲江及び隣接地域における四万十累群砂岩の長石量(容量%)



第43図 蒲江及び隣接地域の四万十累層群における砂岩組成の層序的变化

これら各領域に入る砂岩が地域的にどのように分布するかは第41図に示してある。

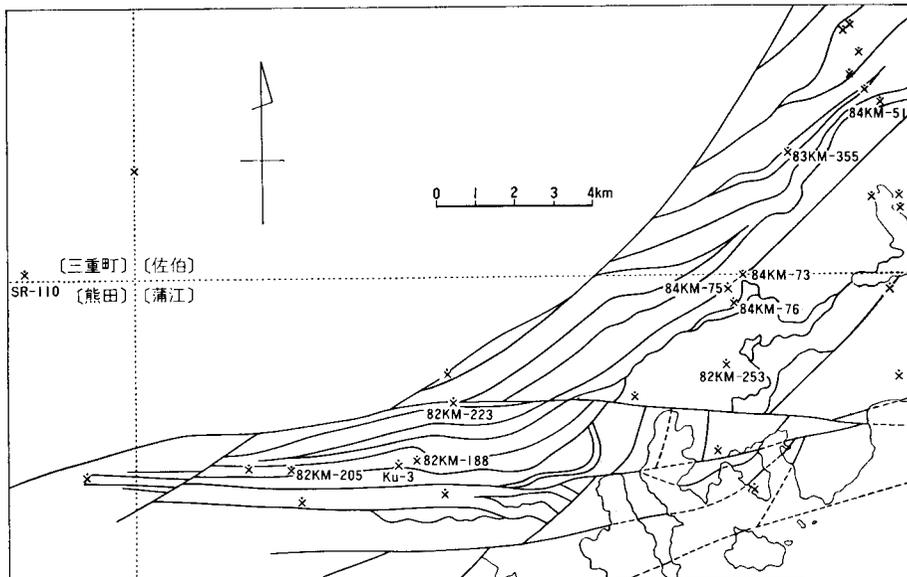
砂岩のモード組成は、コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色した薄片を用い、ポイントカウンティング法によって求めていたもので、その際のポイント数は各薄片について1,000-1,300点である。試料としては中粒砂岩を選び、一部細粒なものも含めてあるが、これらはいずれも15%以上の基質を持つワッケである。岩片としては火山岩が大部分を占め、そのほかにはチャート・粘板岩・砂岩・花崗岩・斑岩・ひん岩・片岩などが見られる。火山岩の中では酸性のものが最も多く、中性火山岩がこれに次ぎ、塩基性岩はまれである。カリ長石と斜長石の量やカリ長石/長石比は層群によってかなり異なる(第42図)。

第43図は各層序単位ごとに砂岩の平均組成を示したものである。これから分かるように、諸塚層群下部の椎葉層の砂岩には平均すると長石が42%近く含まれ、岩片が31%程度で比較的少ないのに対し、諸塚層群上部の槇峰・八戸両層の場合は長石が31%内外で岩片は47%にも達する。したがって、椎葉層と槇峰・八戸両層の間には岩片/長石比の点で顕著な違いがあるわけであり、その平均値は前者で0.74(標準偏差0.16)、後2者ではそれぞれ1.6(0.43)、1.49(0.49)である。長石の量は椎葉層からその上位の槇峰層になると明らかに減少し、八戸層とその上位の北川層群の間にも同じような傾向が認められ、このような変化に伴ってカリ長石/長石比はばらつきが大きくなる(第42図)。すなわち、この比の平均値は椎葉層0.25(0.05)、槇峰層0.16(0.09)、八戸層0.27(0.07)、北川層群0.22(0.17)であり、槇峰層で最も小さい。なお、槇峰層では砂岩が泥質岩中に層状をなして挟在するほか、しばしば様々な大きさのブロックとして入っているが、これらの間に組成上の差異は認められない。

北川層群砂岩として第39、42、43図に示してある砂岩には、蒲江地域だけでなく島浦・延岡両地域で採取されたものも含まれている。これらの砂岩は一般に長石に乏しく、石英に富んでおり、石英/長石比の平均値が1.61(0.46)に達し、椎葉層・槇峰層及び八戸層の場合がそれぞれ0.67(0.15)、0.70(0.20)、0.66(0.19)であるのとは著しく対照的である。また、北川層群の砂岩ではカリ長石量のばらつきが大きく、カリ長石/長石比は0-0.45の範囲にわたる。

### III. 6 対 比

蒲江地域の四万十累層群からはまだ大型化石が発見されていない。しかし、本地域とこれに隣接する佐伯・三重町・熊田の3地域のそれぞれ一部から採取した諸塚層群の泥質岩・チャート・塩基性凝灰岩



第44図 蒲江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

約50個の試料から放散虫が検出された。その主な産地と種名を第44図と第3表に示す。

第3表から分かるように、放散虫は新旧2つの群集に大別される。すなわち、1つは、*Holocryptocanium*, *Novixitus*, *Thanarla* に属する種をはじめ、*Archaeodictyomitra* cf. *simplex*, *A.* cf. *sliteri*, *Pseudodictyomitra* *carpatica*, *P. pseudomacrocephala* などからなる群集であり、他のものは *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae* で特徴付けられ、*Pseudoaulophacus* cf. *floresensis*, *Archaeodictyomitra* (?) *regina* などを含んでいる。これらはそれぞれ NAKASEKO and NISHIMURA (1981) の *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集 (アルピアン-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。*H. barbui*-*H. geysersense* 群集が見出されたのは SR-110, Ku-3, 82KM-205, 82KM-355, 84KM-51, 84KM-75 であって、これらのうち SR-110 は三重町地域南東隅の椎葉層から採取された黒色頁岩であり、他のものは蒲江地域北部から佐伯地域南部にかけての槇峰層中のチャートである。一方、槇峰層の黒色頁岩 (82KM-188) や珪質頁岩 (82KM-223, 84KM-73, 84KM-76) からは一般にチャートの場合よりも若い時代を示す *P. planoconvexa*-*A. urna* 群集の放散虫を産する。ただし、この群集は 82KM-253 のチャートからも得られており、チャートの中には泥質岩と同時代のものもあることは確かである。

諸塚層群は九州四万重帯北部の諸塚帯に分布するが、そのうち今井ほか (1971) の槇峰層 (M1 部層を除く) と八戸層及びこれらの相当層からなる諸塚帯南部の地層群は泥質岩に富み、しばしば塩基性岩を挟んでおり、ぶどう石・パンペリー石帯からアクチノ閃石帯にわたる変成度を示し、延岡衝上近くでは片理がよく発達している。一方、諸塚帯北部のものは砂岩優勢で、ぶどう石・パンペリー石帯に属し、今井ほか (1971) の日の影・椎葉・十根川の3層がこれに入る。このような南部の地層群と北部のそれは断層関係にあり、これまで今井ほか (1971, 1979, 1982), 寺岡 (1977, 1979) は前者を下部白亜系、

第3表 蒲江及び隣接地域における諸塚層群産の放射虫化石

| 試料                                             | sh     | ch   | ch       | ch       | ch      | ch      | sh       | ssh      | ch       | ssh     | ssh     |
|------------------------------------------------|--------|------|----------|----------|---------|---------|----------|----------|----------|---------|---------|
|                                                | SR-110 | Ku-3 | 82KM-205 | 83KM-355 | 84KM-51 | 84KM-75 | 82KM-188 | 82KM-223 | 82KM-253 | 84KM-73 | 84KM-76 |
| 放射虫化石                                          |        |      |          |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>Alievium</i> sp.                            |        |      |          |          |         |         | ●        |          | ●        | ●       | ●       |
| <i>Archaeospongoprimum</i> sp.                 |        |      |          |          |         |         | ●        |          |          |         |         |
| <i>Praeconocaryomma</i> cf. <i>universa</i>    |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>Pseudoaulophacus</i> cf. <i>floresensis</i> |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>Amphipyndax plousios</i>                    |        |      |          |          |         |         |          |          |          | ●       |         |
| <i>A. stocki</i>                               |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>A. sp.</i>                                  |        |      |          |          |         |         | ●        | ●        | ●        |         | ●       |
| <i>Archaeodictyomitra</i> (?) <i>regina</i>    |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>A. cf. simplex</i>                          |        |      | ●        |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>A. cf. sliteri</i>                          | ●      |      | ●        |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>A. cf. squinaboli</i>                       |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>A. sp.</i>                                  | ●      |      | ●        |          |         | ●       | ●        | ●        | ●        | ●       |         |
| <i>Cryptamphorella</i> sp.                     |        |      |          |          |         |         |          |          |          |         | ●       |
| <i>Diacanthocapsa</i> sp.                      | ●      |      |          |          |         |         | ●        | ●        | ●        | ●       |         |
| <i>Dictyomitra formosa</i>                     |        |      |          |          |         |         | ●        | ●        | ●        | ●       | ●       |
| <i>D. koslovae</i>                             |        |      |          |          |         |         | ○        |          | ●        |         | ●       |
| <i>D. sp.</i>                                  |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>Eucyrtis</i> (?) sp.                        |        | ●    |          |          |         | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>Holocryptocanium</i> cf. <i>barbui</i>      | ●      |      |          |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>H. cf. japonicum</i>                        |        | ●    |          | ●        |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>H. cf. geysersense</i>                      | ●      |      | ●        | ●        |         | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>Novixitus</i> cf. <i>weyli</i>              | ●      |      |          |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>N. sp.</i>                                  |        |      | ●        |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>Pseudodictyomitra carpatica</i>             | ●      |      |          |          | ○       |         |          |          |          |         |         |
| <i>P. pseudomacrocephala</i>                   | ●      |      |          |          |         | ○       |          |          |          |         |         |
| <i>P. sp.</i>                                  | ●      |      |          |          | ●       | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>Squinabollum</i> cf. <i>fossilis</i>        |        |      |          |          |         |         |          | ●        |          |         |         |
| <i>Thanarla brouweri</i>                       |        | ○    |          |          | ○       | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>T. cf. conica</i>                           |        | ●    | ●        |          | ●       | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>T. elegantissima</i>                        | ●      |      |          |          |         | ●       |          |          |          |         |         |
| <i>T. cf. praeveneta</i>                       |        | ●    |          |          |         |         |          |          |          |         |         |
| <i>T. cf. veneta</i>                           | ●      |      |          |          |         |         |          |          |          |         |         |

sh: 黑色頁岩, ssh: 珪質頁岩, ch: チャート, ○: cf.

後者を上部白亜系とみなしていた。これに対し勘米良・坂井（1975）、坂井・勘米良（1981）は、諸塚帯の北部にも南部のものと同じ下部白亜系を主とする地層群が断層によって繰り返し露出し、層序的には塩基性岩を含む泥質岩層（槇峰層）が南部から北部にかけて広く分布する砂岩がちの地層の下位にくるものとした。ところが前述のように、蒲江地域及びその隣接地域における泥質岩産の放散虫化石からみると、椎葉層よりも槇峰層の方が時代的に若く、後者の上位に引き続く八戸層が諸塚層群の中では最も新しい地層ということになる。なお、槇峰・八戸両層の整合関係は神門・諸塚山両地域で確認されている（今井ほか、1971、1979、1982）。また、これら諸塚帯南部を占める地層群と北部の地層群（日の影・椎葉・十根川層）は、岩相や変形・変成度だけでなく、砂岩組成の点でも明らかに異なり（寺岡、1977、1979）、両者の識別はかなり容易に行われる。

諸塚山地域の耳川流域においては、諸塚層群中に挟在する約20層の酸性凝灰岩から *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersense* 群集が見いだされている（坂井・斎藤、1983）。これらの放散虫がどのような層準から産出するのかは具体的に示されていないが、酸性凝灰岩は日の影層・椎葉層及び十根川層に多いことなどから判断すると、諸塚帯北部の地層群から得られたものと推定される。未発表ながら筆者らも上記群集の放散虫を諸塚山地域の啞谷と古原付近で採取した日の影層の黒色頁岩から検出している。*H. barbui*-*H. geysersense* 群集が諸塚帯北部の地層群から産出することは、九州西部でも球磨川流域（村田・佐藤、1983）、紫尾山地域（米田・若松、1979）、薩摩半島（金属鉱業事業団、1983；村田・佐藤、1983）において確認されており、薩摩半島の場合は、*Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集も知られている。

諸塚帯北部の諸塚層群はアルビアン-セノマニアン、一部コニアシアン-サントニアンを産し、南部の諸塚層群はコニアシアン-サントニアンを産し、両者は時代的に一部オーバーラップするが、大局的には前者の方が後者よりも古い。なお、チューロニアンを産する化石は未確認であり、南北両側の地層群の上下限の時代は不明である。いずれにしても諸塚層群の層序が従来考えられていたものとは大きく変わったわけであり、本層群を上下に大きく2分する場合には、槇峰・八戸両層が上部に、日の影・椎葉・十根川の3層が下部に入るものとする。

北川層群は南北両縁をそれぞれ延岡衝上と古江断層で画され、諸塚山地域東縁から日向灘沿岸にかけて分布するが、これは橋本（1961、1962b）の三疊系(?) - ジュラ系(?) 北川層群や小川内ほか（1984）の上部白亜系(?) - 古第三系北川層群にほぼ相当し、今井ほか（1971）の諸塚層群最下部（長瀬層・槇峰層 M1 部署）、坂井・勘米良（1981）の諸塚層群中部（藤の木層）及び上部白亜系北川層群を含んでいる。

蒲江地域には北川層群のごく一部が分布し、その時代に示す化石の証拠はない。これは全体としてみると、坂井・勘米良（1981）が述べているように、少量ながら塩基性岩を挟む泥質岩に始まり、砂岩がちの地層で終る上方粗粒化の岩相変化を示す地層群であり、本地域で別府相としたものはその下部、宮の浦・浦尻両層は上部にそれぞれ属するものであろう。蒲江地域の南西側に隣接する延岡地域では、浦尻層相当層から小川内ほか（1984）によって、*Theocotyle ficus*, *Calocyclas* sp., *Podocyris* sp., *Heliodiscus* sp. など古第三紀、恐らく始新世のものと考えられる放散虫群集が得られている。問題は北川層群下限の時代が白亜紀までさかのぼるか否かである。この層群にはその上部だけでなく、下部の

泥質岩卓越層中にも砂岩が挟在するが、これらの大部分は石英／長石比が1以上の第三系型砂岩であり、この点では本層群全体が古第三系である可能性が高い。

### Ⅲ. 7 変成作用

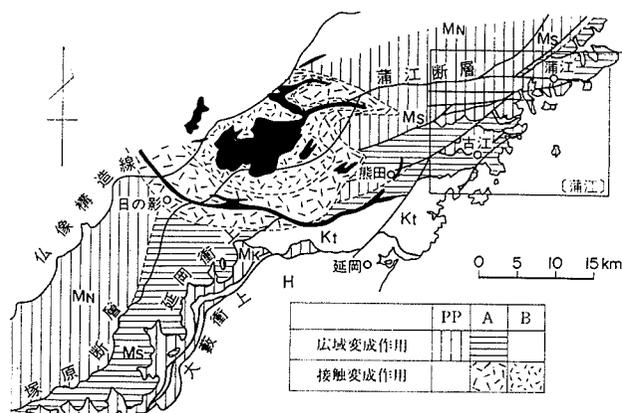
本地域とその周辺地域の四万十累層群は低度の広域変成作用を受けている（第45図）。変成度は槇峰層のうち片理の発達する部分ではアクチノ閃石緑色岩相、その他の部分は、ぶどう石・パンペリー石相である。なお、西隣熊田地域には、中新世の大崩山花崗岩類が貫入しており、その周辺に最大10kmの幅で接触変成域を形成しているが、この接触変成作用の影響は本地域に及んでいない。

本地域は特徴的な変成鉱物の分布（第46図）から、アクチノ閃石帯とぶどう石・パンペリー石帯に分けられる。

#### アクチノ閃石帯

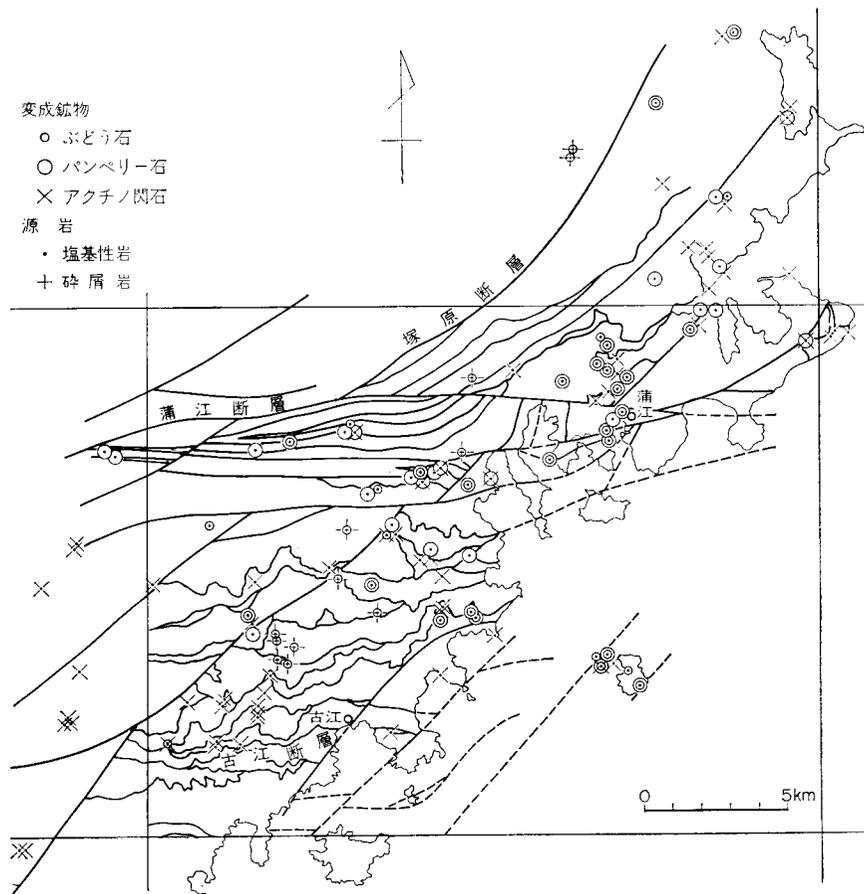
アクチノ閃石の産出と、ぶどう石・パンペリー石を欠くかあるいは非常にまれな地帯であり、古江区・波当津区・西野浦区・畑野浦区の各区の南部に位置する。いずれも槇峰相下部に当たり、その内でも片理の強い部分である。

共存する変成鉱物は塩基性岩中の緑泥石・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・不透明鉱物である。普通輝石の残晶がしばしば見られる。ぶどう石・パンペリー石帯とアクチノ閃石帯の間には1-3kmの幅でぶどう石・パンペリー石・アクチノ閃石の共存する地帯があるが、断層により繰り返しているため、パンペリー石・アクチノ閃石帯の設定は困難である。砂岩と泥質岩中では白雲母、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。まれには緑泥石の一部に微細なアクチノ閃石に似た鉱物が見られる。



第45図 九州四万十帯北東部の変成分帯

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、H：日向帯、Mk：神門帯、Kt：北川帯、Ms：諸塚帯南部、MN：諸塚帯北部



第46図 浦江及び隣接地域における特徴的な変成鉱物の分布

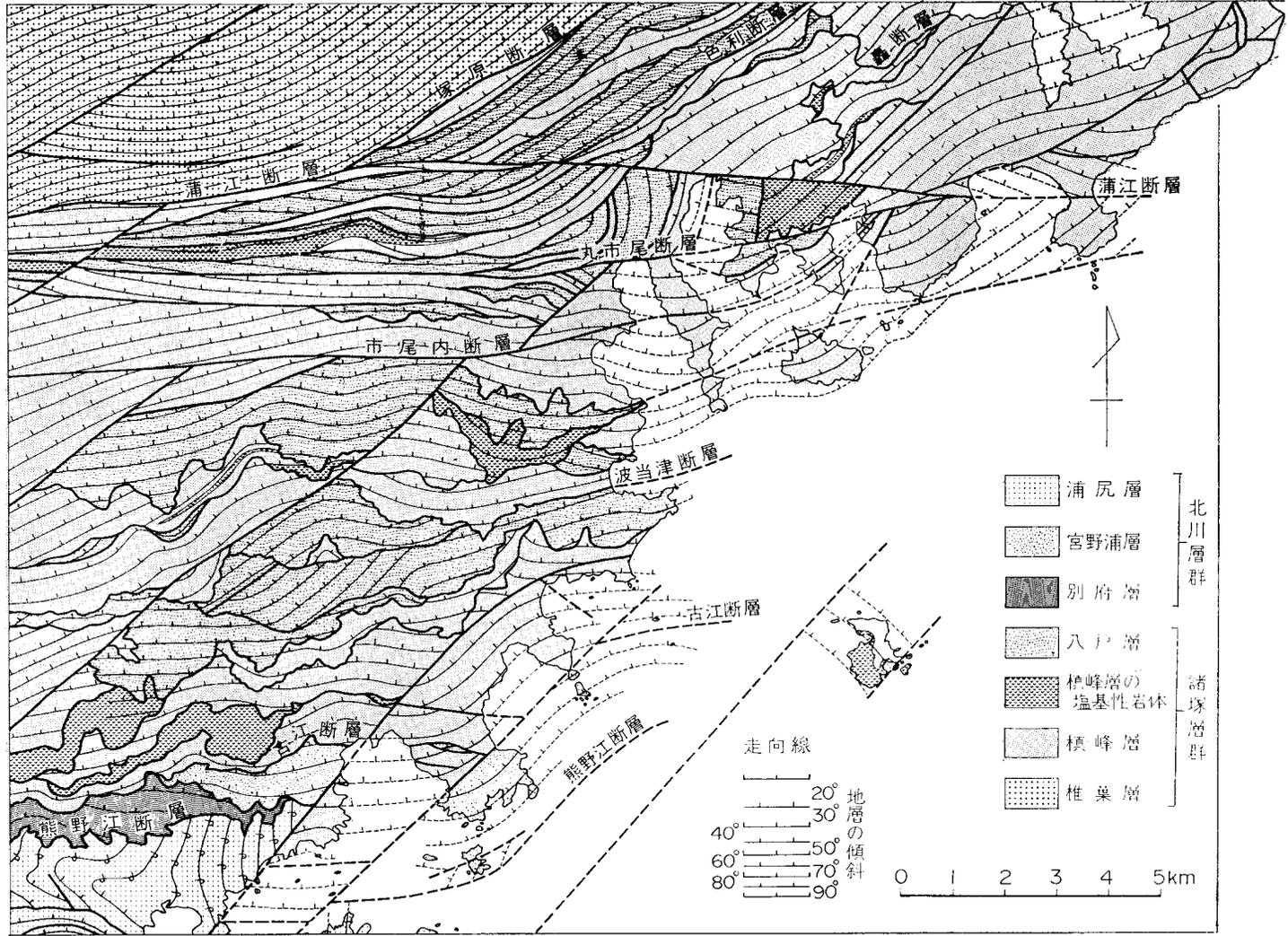
### ぶどう石・パンペリー石帯

ぶどう石とパンペリー石で特徴づけられる地帯であり，椎葉層と八戸層及び槇峰層のうち古江・波当津・西野浦・畑野浦の各区の北部と三川内区・場照区を占めている。

塩基性岩では緑泥石・緑れん石・ぶどう石・方解石・パンペリー石・曹長石・石英・アクチノ閃石・チタナイト・不透明鉱物からなる。砂岩では白雲母・方解石・曹長石・緑泥石・ぶどう石・石英・チタナイト・不透明鉱物が生じている。椎葉層及び八戸層の砂岩には白色の細脈が多く，ぶどう石・方解石・石英で充たされていることが多い。一般に片理は弱く，源岩の組織をとどめている。

## III. 8 地質構造

本地域では，北から南へ向かって諸塚帯北部，諸塚帯南部及び北川帯の3帯が，ほぼ北東-南西方向の帯状配列をなしており，南の地帯ほど若い地層が分布する（第8図）。



第47図 浦江地域の地質構造図

### Ⅲ. 8. 1 諸塚帯

**諸塚帯北部** 諸塚帯北部は、北縁が仏像構造線で本地域の北方約10kmにあり、南縁が本地域内北西部において塚原断層または蒲江断層によって限られた地帯である（第13図）。

本地域の諸塚帯北部は単調な岩相を示す椎葉層からなり、地層の走向はN50°-70°E、傾斜60-70°Nとほとんど変化しない。陸地峠南付近では、地層の傾斜は最も急になり、局所的に垂直層になったり、逆転層になる。一般的には、諸塚帯北部における椎葉層は、北に向かって上位の地層が分布するといえる。

**諸塚帯南部** 諸塚帯南部は、北縁が本地域北西部の蒲江断層及び塚原断層により、南縁が本地域南西部の古江断層によって限られた地帯である（第13図）。諸塚帯南部では、北側に上位の八戸層が、その南隣に下位の槇峰層が分布する傾向を示し、しかも低角度の断層によって両地層が繰り返して現れるという特徴がある。

諸塚帯南部は東西性の蒲江断層と古江断層により囲まれた区域と、本地域北東部において塚原断層と蒲江断層とにより囲まれた区域に分けられる。前者の区域では、波当津断層及び市尾内断層によって、古江区、波当津区及び三川内区の3区に細分される。一方、後者の区域では、河内断層、轟断層、色利断層によって、西野浦区、野々河内区、畑野浦区及び場照区の4区に細分される。以下に、各区における主な特徴を述べる。

古江区では地層の傾斜が20-40°Nと緩く、泥質岩の片理が最も強い地域である。古江区内には多くの走向断層があり、そのいずれも15-25°Nと低角度である。また、ほぼ北東-南西の比較的急角度の断層があり、古江区及び波当津区の低角度の断層を切っている。

波当津区は古江区の北に位置しており、一般に地層の傾斜は30-50°Nである。走向断層の傾斜は25-30°Nであり、古江区よりも急である。上位の八戸層が下位の槇峰層の北側に広く分布するが、槇峰層中に小岩体として上位の八戸層がレンズ状に挟まれることがある。

三川内区では地層の傾斜は急である（第47図）。特に丸市尾断層の北では傾斜は一般に45-60°Nであり、断層も50°で位が多い。丸市尾断層は蒲江断層から派生した断層であり、西及び東方に迫ると蒲江断層に収れんする。

八戸層は、蒲江断層の北側では分布が狭く、場照区及び畑野浦区に限られる。変形及び変成度と岩相や地層の傾斜などから判断して、西野浦区は古江区、野々河内区は波当津区、場照・畑野浦両区は三川内区と対応するものと推定される。

### Ⅲ. 8. 2 北川帯

本地域の北側帯は、第30図に示したように、熊野江断層とこれにほぼ平行な東西性の断層によって、別府区、宮野浦区及び浦尻区に3分される。

**別府区** 別府区に分布する北川層群（別府層）は、全体として東西に近い走向を有し、北に25-55°程度傾斜している。本区では露頭スケールの褶曲はあまり観察されないが、八重川（第30図）の上流域では地層が逆転して北に傾斜しており、東西走向の低角逆断層も観察される。これらのことから、別府区には露頭スケールを超える褶曲構造や覆瓦構造が存在するものと推定されるが、本研究ではこれらの構造を明らかにすることはできなかった。

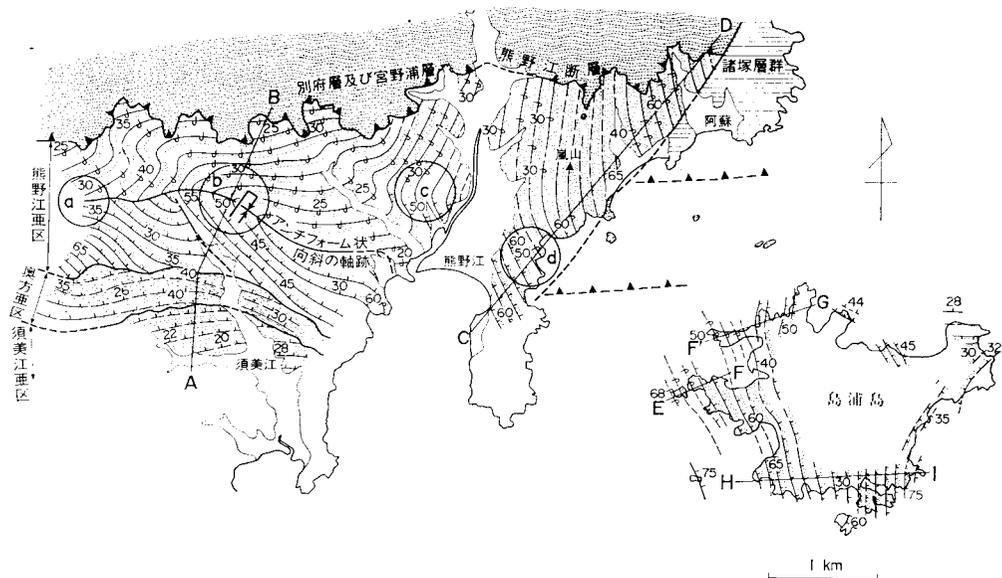
**宮野浦区** 宮野浦区に分布する北川層群（宮野浦層）は、古江南西の地域及びむら礁付近ではほぼ東西走向で北に20-40°傾斜しているところが多い。一方、宮野浦付近では北東-南西走向で北西に25-40°程度傾斜している。宮野浦区では逆転を示す露頭は極めて少なく、大規模な褶曲構造は存在しないと推定される。

**浦尻区** 浦尻区には、二つの地質構造及び岩相の不連続部が認められる。これら二つの不連続部は須美江付近に存在し、地層分布と地形との関係から、ほぼ東西走向で北に30-50°ほど傾斜した断層と考えられる。浦尻区は、これら二つの断層を境として、北より熊野区、奥方、須美江の3亜区に区分される（第48図）。各亜区には、以下の記述するようにそれぞれ特徴のある褶曲構造が発達するが、大きな変位量を持つ断層は存在しないと推定される。

(1) 地質図スケールの褶曲構造

**熊野江亜区** 熊野江よりも西の地域に分布する浦尻相（ユニットA下部層）は、第48図及び第49図のA-B断面に示したように、一つの大きなアンチフォーム状の横倒し向斜を形づくっている。同向斜の褶曲軸跡（褶曲軸面と地表との交跡）は、東西から西北西-東南東のトレンドを持ち、緩い逆S字状の屈曲を示す（第48図）。褶曲軸跡の南側（正常翼）に分布する地層は、一般に北西から西北西走向で北東から北北東へ30-70°傾斜している。西北西走向の部分は北西走向の部分に比べて傾斜が緩い傾向が認められる。一方、褶曲軸跡の北側（逆転翼）に分布する地層は、一般に北東から東西走向で逆転して北西から北へ20-40°傾斜している。熊野江の北部及び須美江川の上流には、より小規模な横倒し褶曲に伴って地層の走向が北西になっている地域がある。これらの地域では地層は逆転することなく北東へ30-50°傾斜している。

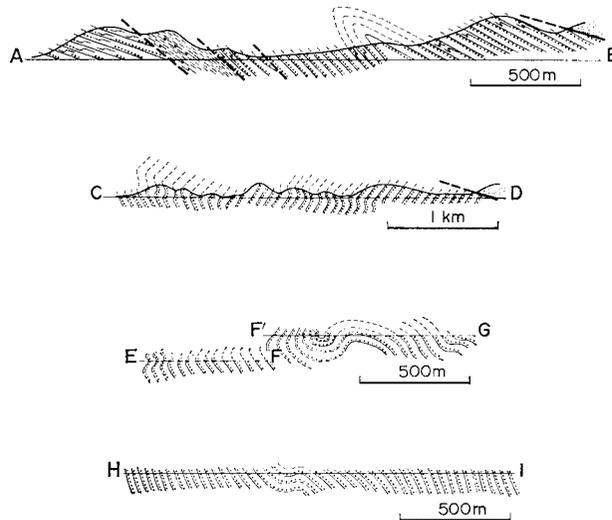
上述した大規模なアンチフォーム状向斜と熊野江北部のより小さな横倒し向斜とは、第48図に示し



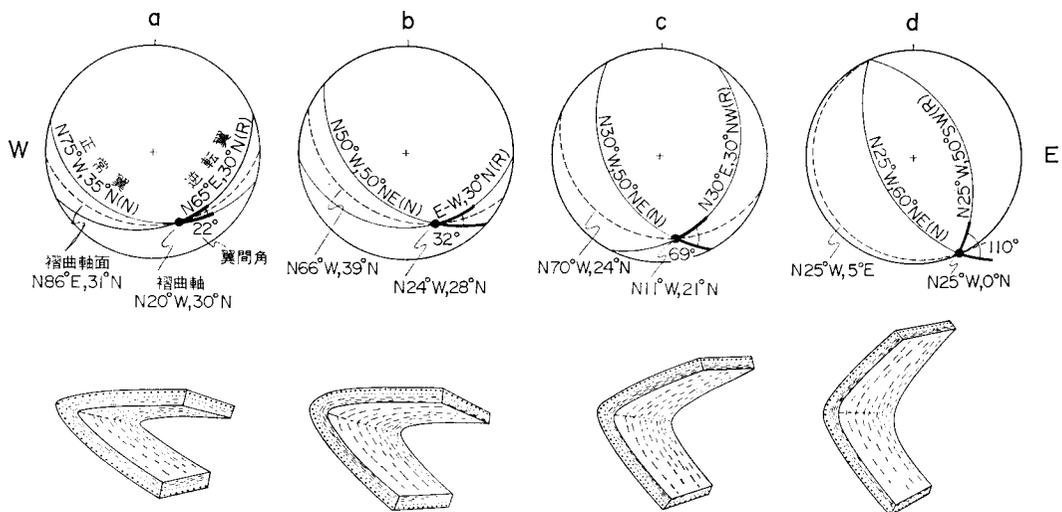
第48図 浦尻区の地質構造図

た a, b, c 付近では平板状の翼部を有する軸対称褶曲とみなし得る. そこで, これら3地域における褶曲の幾何学的要素を作図による求めると第50図のようになる. 褶曲軸はいずれも北北西-南南東方向で北北西に緩く(21-30°)ブランチしている. また, 褶曲軸面は東西から北西-南東走向で, 北から北東に緩く(24-39°)傾斜しており, 野外調査により得られた褶曲軸跡のトレンドと調和的である. 更に, 翼間角は, a: 22°, b: 32°, c: 69°と求まり, 西から東へと翼間角が大きくなる傾向が認められる.

熊野江の東部から阿蘇にかけての地域, 及び島浦島の北西部の地質構造は, 第49図のC-D及びE-F



第49図 浦尻区地質断面図 断面図の位置は第48図参照



第50図 熊野江亜区の横倒し褶曲を示す模式図 上段のダイアグラムはウルフ網上半球投影. a-dは第49図中の位置に対応. N: 正順層, R: 逆転層

断面に示したように、比較的翼の開いた横倒し褶曲によって特徴づけられる。熊野江の東部及び島浦島の北西部では、逆転層、正常層とも地層の走向は北北西-南南東で差が認め難く、逆転層は西南西に、正常層は東北東に傾斜している。これらの事実は、褶曲軸が北北西のトレンドを有しほぼ水平であること、背斜では凸部を東北東に、向斜では凸部を西南西に向けていることを示している。第48図のd付近に存在する横倒し向斜は、既述して熊野江北部の向斜の東方延長と推定され、N25°W方向でほぼ水平な褶曲軸とN25°W走向で東北東へ緩く傾斜した褶曲軸面とを有している。翼間角は110°程度と推定され、これより西に位置するa, b, c付近の向斜の翼間角よりもかなり大きい(第50図)。嵐山から阿蘇にかけての地域では、地層の南北から北北西走向で、逆転して西から西南西へ傾斜しているところが多い。

島浦島の北岸では、第49図のE-F及びF'-G断面に示したように、西から東へ向かって翼の開いた横倒し褶曲構造から一般に箱型褶曲あるいは共役褶曲と呼ばれる形態の褶曲構造へ移行している。また、南隣島浦島地域に含まれる島浦島の南岸では、第48図及び第49図のH-I断面に示したように、地層はほぼ南北走向で東に急傾斜する部分が多い。断面図の中央部付近には、褶曲軸面が鉛直に近い緩やかな褶曲構造が存在するが、横倒し褶曲は見られない。更に、島浦島の東岸部では、地層の傾斜が50°よりも緩い部分が多く、地層の走向が変化に富む。島の東端には東西かた北東方向の褶曲軸をもつと推定される翼の開いた向斜構造が存在する。

**奥方亜区及び須美江亜区** 奥方亜区及び須美江亜区に分布する浦尻層(ユニットB及びユニットC)は、全体として東西に近い走向を有し、北に20-40°程度傾斜している。両亜区には、地質図スケールの大規模な逆転構造や褶曲構造は認められない。

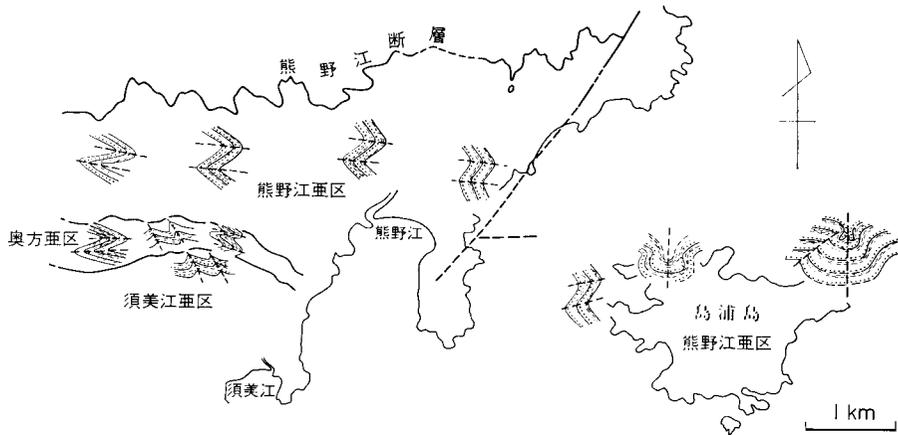
## (2) 露頭スケールの褶曲構造

**熊野江亜区** 熊野江亜区で観察される露頭スケールの褶曲には、大きく倒れた軸面を有する横倒し褶曲とほぼ直立した対称面を有する共役褶曲とがある。

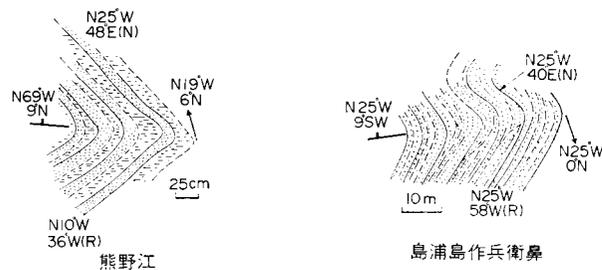
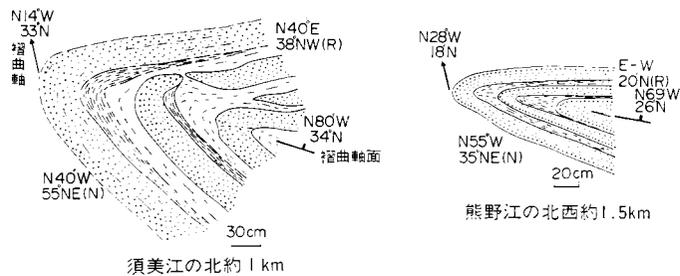
横倒し褶曲は、須美江北方から島浦島の北西部にかけての地域(地質図スケールの横倒し褶曲が存在する地域)に普遍的に観察される(第51図)。この種の褶曲では、互層中の砂岩層は平行褶曲ないしシェブロン褶曲の形態を示す(第52図)。一方、頁岩層は一般に翼部で薄くヒンジ部で厚い厚頂褶曲の形態を示し、褶曲の閉じた側に向かって収れんする正扇(normal fan)状の軸面劈開を伴うことがある。

横倒し褶曲は、観察される全地域にわたって北北西へ0-35°ブランチする褶曲軸を持ち、向斜では凸部を西部へ、背斜では凸部を東へ向けている(第52図)。これらの褶曲は、熊野江よりも西の地域では、西北西かた北西方向で北北東から北東へ0-35°傾斜する褶曲軸面を持ち、翼間角が90°よりも小さい閉じたアンチフォーム上向斜、シンフォーム状背斜の形態をとるものが多い。一方、熊野江の東部から島浦島の北西部にかけての地域では、褶曲軸面は一般に北北西走向で0-15°程度東北東または西南西へ傾斜している。また、翼間角が90°よりも大きい開いた褶曲が多い。このような露頭スケールの横倒し褶曲の幾何学的特徴は、既述した地質図スケールの横倒し褶曲の特徴を極めてよく類似している。この事実は、地質図スケール及び露頭スケールの横倒し褶曲が同一の機構で形成されたことを強く示唆している。

ほぼ直立した対称面をもつ共役褶曲は、上述した横倒し褶曲が発達しない島浦島の北部及び東部に見られる(第51図)。この種の褶曲は、対称面を褶曲軸面とするほぼ直立した向斜または背斜と見なすこ



第51図 浦尻区で見られる露頭スケールの褶曲の模式図



第52図 熊野江亜区で見られる横倒し褶曲の露頭のスケッチ

ともできる。しかし、曲率の極大部（ヒンジ）が向斜の底部または背斜の冠部ではなく、その両側に対称的に存在する点で一般の褶曲と区別される（第53図）。ヒンジの部分は丸みを帯びた同心褶曲状の形態を示すものが多いが、逆断層によって鋭く折れ曲がっているものもある。共役褶曲の対称面は、島浦島の北部ではほぼ南北の走向を有するが、同島東部では東西に近い走向をもつと推定される。

**奥方亜区及び須美江亜区** 奥方及び須美江亜区で観察される露頭スケールの褶曲は、ほぼ南北方向の褶曲軸をもつものとほぼ東西方向の褶曲軸をもつものとに大別される。

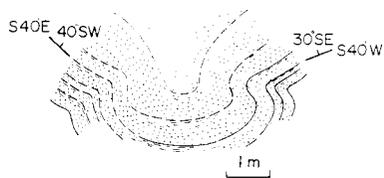
南北方向の軸線を有する褶曲は両翼が閉じた横倒し褶曲であり、本研究では奥方亜区のみ観察され

た. この種の褶曲は, 軸対称な平行褶曲 (同心褶曲) あるいはシェブロン褶曲の形態を示し, 熊野江  
 亜区で観察される横倒し褶曲と形態的に類似している (第 38, 54 図)

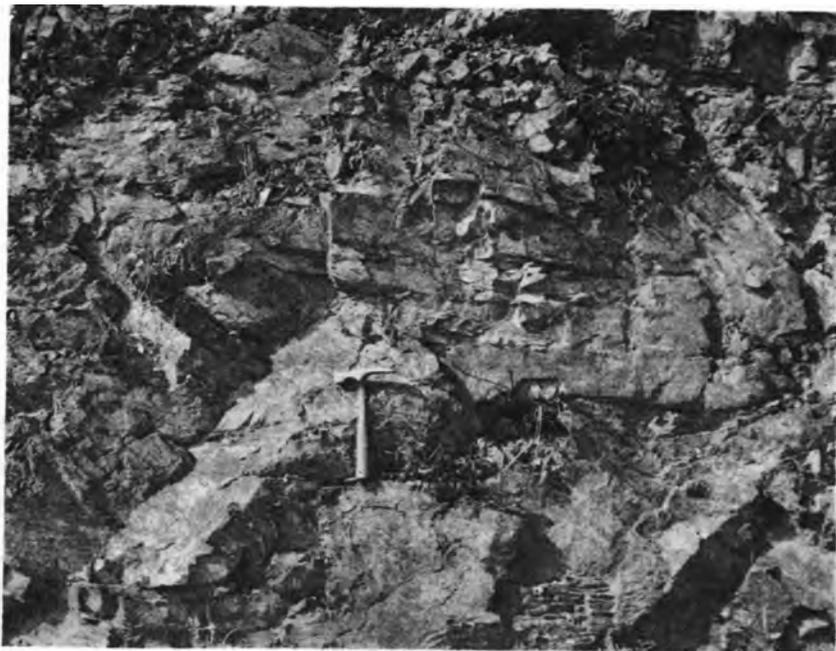
一方, 東西方向の軸線を有する褶曲は, 奥方・須美江両亜区で観察された, 北に 30-70°傾斜した褶曲  
 軸面をもつ軸面非対称な平行褶曲が多い. この種の褶曲では, 背斜の北翼が南翼に比べて長く, 傾斜も  
 緩くなっている (第 55 図). また, 褶曲軸面にほぼ平行な逆断層を伴うことがある. このほかに, 東西  
 走向でほぼ直立した褶曲軸面をもつ褶曲が見られることがあるが, その頻度は上述した北傾斜の軸面を  
 もつ褶曲に比べて低い.

### III. 8. 3 断層

本地域の断層には, 地層の走向にほぼ平行したものと, 地層の走向に 40-50°の角度で斜交するもの  
 がある (第 47 図). 走向断層は一般に低角度の衝上断層であり, これらのうち, 塚原断層, 古江断層,  
 熊野江断層は四万十帯の帯状構造を形成している. 一方, 地層の走向に斜交する断層には, 蒲江断層と  
 本地域南部の北東-南西方向の断層がある. これらは, 前述の走向断層を切っており, 一般に断層面の



第 53 図 延岡市島浦島宇津木北方で見られる北  
 役褶曲の露頭スケッチ



第 54 図 奥方亜区で見られる横倒し褶曲 (延岡市奥方北西約 1Km)



第55図 須美江亜区で見られる軸面非対称褶曲（延岡市須美江西方約1Km）

傾斜が急である。

**塚原断層** 本断層は諸塚層群下部の椎葉層と諸塚層群上部の槇峰層または八戸層とを境する衝上断層で、諸塚山地域における今井ほか（1971, 1982）の塚原断層に相当する。この断層は本地域の北部で北東-南西に伸びており、蒲江断層で切られて、本地域外の西方約30kmに転位している。本断層の傾斜は北方に50-60°であり、断層周辺の地層の傾斜とほぼ等しい。

本断層の西方延長は諸塚山地域を経て、人吉盆地の北方まで、ほぼ仏像構造線に平行して伸びており、諸塚帯を北部と南部とに2分している。

**古江断層** 小川内ほか（1984）の古江断層に近似し、白亜系の諸塚層群と古第三系の北川層の画する低角度の衝上断層である。鏡山と森山の南側山腹を通り古江付近で北東-南西の断層に切られ海中に転位している。また、鏡山の西方でも、市内の北から北東-南西に伸びる断層で切られ南に転位する。鏡山と森山の谷深と尾根の断層の位置から判断して、断層面は約20°で北に傾斜している。

**熊野江断層** 本断層は、別府区と浦尻区とも境する低角衝上断層で、坂井・勘米良（1981）の古江衝上、小川内ほか（1984）の熊野江断層に相当する。別府・浦尻両層の分布と地形との関係から、衝上面はほぼ東西走向で北に10-20°程度傾斜していると推定される。下盤側の浦尻層には、既述したように複雑な褶曲構造が発達しており、別府層は逆転した浦尻層の上に衝上している（第48, 49図）。また、熊野江から阿蘇にかけての地域では、浦尻層の走向は南北に近く、衝上面の走向とほぼ直交している。一方、上盤側の別府層は全体として東西の走向を有し、北に緩く傾斜しているため、地層の帯状分布と衝上面のトレースとの斜交はあまり大きくない。なお、本衝上断層は、阿蘇付近で北東方向の断層によつ

て切られ、約2kmの右ずれオフセットを被っていると推定される（第48図）。

**蒲江断層** 蒲江断層は本地域の北部をほぼ東西に伸びており、諸塚層群の分布を南北に2分している。この断層の北側では、ほぼ北東-南西の一般走向の椎葉層と槇峰層、八戸層が分布し、南側では槇峰層と八戸層がほぼ東西の一般走向で分布する。断層面は高角度で北に傾斜している。露頭では破碎帯の幅が一般に狭いので、断層の両側の岩相が類似している地域では断層の確認が難しい。しかし、蒲江付近では、本断層が愛宕山塩基性岩体の北縁を画しており、かつ、変成度も本断層の北側ではアクチノ閃石帯、南側ではぶどう石・パンペリー石帯でありその差は容易に確認できる。

本断層は西から向かって伸び、西隣地域で大崩山花崗岩の北をかすめて仏像構造線に達する（第10図）。この断層は五ヶ瀬屈曲（寺岡ほか、1981a）の東縁を画するものであり、右横ずれの要素の強い断層である。

**北東-南西方向の断層群** 北東-南西方向の断層は蒲江断層の南側において東西方向の帯状構造を斜めに切って多数見られる。市尾内の北を通る断層の場合は、本地域の南西の延岡北方まで追跡され、波当津区や古江区の構造はもちろん、北川層や延岡衝上も切っている。この断層は北に急角度で傾斜した逆断層である。他の同系統の断層も大部分逆断層である。この断層は蒲江断層や丸市尾断層、市尾内断層に切られている。

## IV. 第四系

本地域の第四系は阿蘇火砕流堆積物、海岸段丘堆積物及び沖積層からなる。しかし、急峻な地形のため、それぞれの分布面積は極めて小さい。

### IV. 1 阿蘇火砕流堆積物

阿蘇火砕流堆積物は本地域の西方約50kmの阿蘇カルデラ地域から噴出し、同カルデラの形成に係した火砕流堆積物の総称であり、それぞれの噴出の間はかなり長い時間間隔のある4回の噴火サイクルが識別されている（小野ほか、1977）。このうち、五ヶ瀬川沿いの低地に阿蘇-3と阿蘇-4の堆積物が認められ（今井ほか、1982）、阿蘇-4は本図幅西隣熊田地域の北川沿いにまで追跡されている（小野、1984）。

本地域内で阿蘇火砕流堆積物の露頭が確認できたのは、西縁部の下塚における段丘面上だけである。ここでは「小川」の現河床から約20m高い段丘面上に厚さほぼ2mの火砕流堆積物がのり、更にその上面に河岸段丘堆積物の礫層が重なっている（第56図）。本堆積物は露頭では全体に均質で、淡褐色を呈し、鏡下では主に火山ガラスからなる。

この地点の上流側の仏の越付近や須美江の海岸部でも火砕流堆積物の転石を見つけているが、露頭は確認していない。なお、本地域のすぐ西側の浦尻では阿蘇火砕流堆積物の露頭が認められる。これらの分布地域や岩質から判断して、本地域内の阿蘇火砕流堆積物は約7万年前に噴火（町田ほか、1982）した阿蘇-4と推定される。



第56図 阿蘇火砕流堆積物とそれを不整合に覆う河岸段丘堆積物（北川町下塚）

#### IV. 2 河岸段丘堆積物

本地域の河川はいずれも、本地域内に源を發し、流路長が10km以内の小河川だけであり、かつ地形が急峻で両岸が迫っており河岸段丘は發達しない。航空写真判読による検討でもわずかに平坦面が認められるのは北川の支流小川が蛇行した部分だけである。このうち、下塚付近には現河床から20m上の位置に平坦面があり、阿蘇火砕流堆積物を覆って約1mの礫岩層が認められる。礫種は主に四万十累層群の砂岩であり、直径10cm位までの亜角礫が多い。まれには20cmくらいの角礫も認められる(第56図)。

なお、本地域の海岸部がリアス海岸に象徴されるように新しい時代に沈降した地域であり、海岸段丘も認められない。

#### IV. 3 沖積層

本地域の沖積層は、北川の支流「小川」沿いと入江の奥の平坦地に限られ、その分布面積はどれも小さい。小川沿いの沖積層は河川が南北方向に流れている北浦町大井付近と歌糸付近に分布し、その下流の東西方向の部分には少なく両岸が迫った峡谷を作っている。この流域には槇峰層の頁岩が、ほぼ東西の走向で分布しており、沖積層の分布地域は地層の走向と河川の方が直交する地域に当たる。沖積層の上面は現河床から1-2mの高さに当たり、分布の幅は最大でも250m程度である。海岸部では海岸山地の急斜面を流下した小河川が入江の奥に達したところに沖積層が堆積し、南北に細長い平坦面を作

っている。これらのうち、蒲江や野々河内、丸市尾、古江、熊野江の平坦地は面積の広いものであり、幅500m、長さ2,000m位である。現河床からの高度差は1-1.5m位である。堆積物は砂・砂礫・シルトからなり、礫種は砂岩や塩基性岩など場所による異なっておりその後背地を反映している。

## V. 応用地質

現在本地域内で稼行中の鉱山は皆無であり、鉱山に関する報文は極めて少ない。しかし、本地域は既に20万分の1「延岡」図幅（1981）により槇峰鉱山や日平鉱山の鉱床胚胎層と同一層準とされていた。

本地域ではコンクリート骨材としての採石も行われていない。これは交通の便に恵まれなると同時に、リアス海岸を形成した沈降地域であるため海岸部の砂岩の風化が進んでいるためである。

### V. 1 層状含銅流化鉄鉱

本地域内の銅鉱床は、20万分の1「延岡」図幅（野田・納富、1918）の説明書中において熊野江鉱山と土々呂鉱山として記載されている。また20万分の1「大分県地質図」（大分県、1951）の説明書中には宮野浦と竹野浦の鉱山名を見いだすことができる。以上のほかに、宮崎県庁の未公表報告書では鏡山鉱山に関する記載がある（馬場、1974）。

これらの鉱山は地質的に、いずれも槇峰層に属する地層中において探査されている。戦前まで開発と休止を繰り返していたが、大きな鉱体に当たったことはないと推定される。戦中・戦後には、これらの鉱山の近くでマンガン鉱床の開発が行われている。

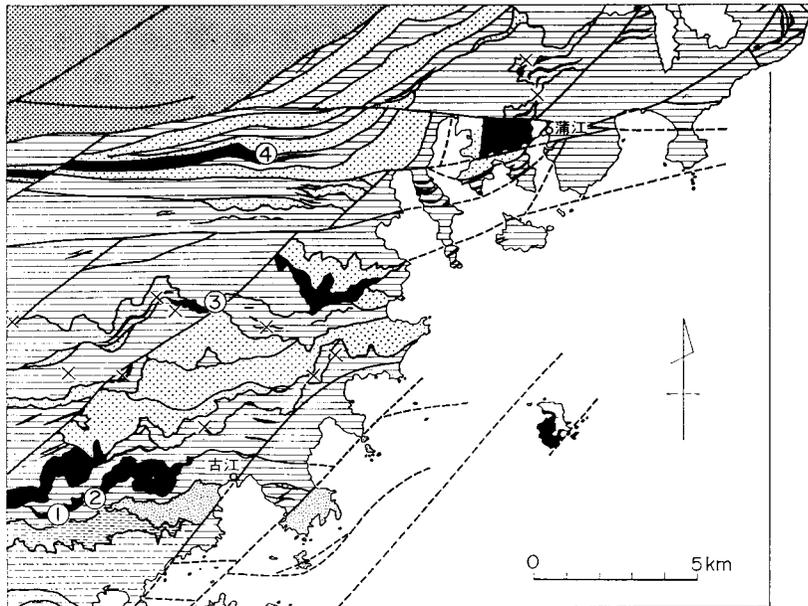
#### 鏡山鉱山

鏡山鉱山は熊野江の西北西に位置し、丸野山の南側山腹の450m付近に坑口がある。その位置は20万分の1「延岡」図幅（野田・納富、1918）に熊野江鉱山として記載されている鉱山に極めて近い。大正時代に開発された熊野江鉱山は短い期間で休止し、戦前にはほぼ同位置で鏡山鉱山として開発されたものの、短期間で閉山された。

鏡山鉱山は槇峰層中にあり、本地域内でも最も大規模の塩基性岩体である鏡山岩体と森山岩体の端が接近した地点に当たる（第57図中の①）。馬場（1974）によると、鉱床は層状含銅流化鉄鉱床に属し、塩基性岩体中あるいは塩基性岩体に近接した頁岩や千枚岩中に胚胎し、ほぼ片理の走向・傾斜に沿って層状あるいはレンズ状をなしている。鉱脈は主に黄鉄鉱で、少量の黄銅鉱を伴い、幅10cm長さ50cm度のレンズ状のものが見られる。

### V. 2 マンガン鉱

本地域のマンガン鉱床は、主に戦中から戦後間もない頃に探査・開発されたが、どれも小規模の鉱体しか発見されず短期間のうちに閉山に至っている。このため、本鉱床に関する記述は少ない。本報告で



第57図 蒲江地域における塩基性岩と鉱床の分布

1: 鏡山鉱山, 2: 南浦マンガン鉱山, 3: 土々呂マンガン鉱床, 4: 大井マンガン鉱床,  
X: マンガン鉄鉱観察地地点, 黒色部: 塩基性岩

は、現地の観察結果と宮崎県の鉱山調査報告書に基づいて鉱床の概要を記す。

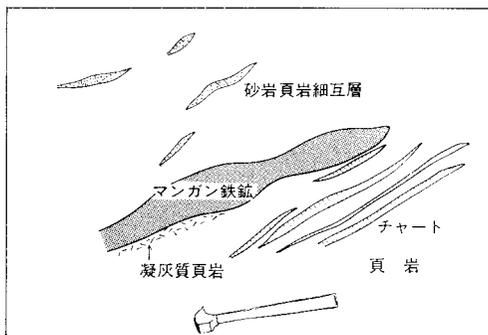
第57図には、報告書中に鉱床記載がありかつ現地で坑口やズリ捨場などが確認できたもの(②-④)と、調査中に露頭でマンガン鉄鉱を認めた地点を示す。マンガン鉄鉱は一般に幅5-30cm位の層状あるいはレンス状をなし、黒色・緻密で比重が大きい。大部分は塩基性岩の中(第57図)あるいは凝灰岩やチャート層中に産するが、歌糸北方では剪断されたチャートや砂岩を含む頁岩中(第58図)や中野内北西では珪質頁岩を伴う頁岩中に産する。これらの鉱床は、すべて槓峰層中であり、特に砂岩頁岩薄互層を挟み、剪断されている地層中で連続性の悪い塩基性岩の周辺に多い。大規模の塩基性岩体中には少ない。以下に主要鉱山についてまとめる。

#### 南浦鉱山

本鉱山は鏡山東山腹の標高270m付近に位置する。福岡通産局鉱山(1959)によると、当時既に大切抗や東大切抗が拓かれており、昭和32年までにマンガンの精鉱(品位30%)1,550トン生産したことが知られている。養原・渡辺(1968)は調査時までにマンガンの鉱石(品位25-30パーセント)を約3,000トン産したと推定している。

養原・渡辺(1968)によると、鉱石は主にばら輝石とテフロ石(マンガンかんらん石)であり、一部酸化鉱物が含まれ、脈石は石英、方解石、緑泥石である。地質的には槓峰層に属し、鉱床は頁岩と塩基性岩の境界付近に胚胎する。鉱脈の幅は厚い所で1mのレンズ状で20-30mの広がりを持っている。

本鉱山は養原・渡辺(1968)の調査から遅くない時期に閉山された。現在は坑口付近の転石にバラ輝石やテフロ石を認めることができる。



第58図 マンガン鉄鉱の産状（北浦町歌糸北方約1Km）

### 三川内地域の小鉱山

大井マンガン鉱床は三川内字本口の東北東約1kmに位置し、露頭は稜線近くにある。鉱床は厚いところで約25mあり、マンガンの鉱石（品位40パーセント）を出したという（桃井，1971）。鉱石は赤鉄鉱、テフロ石、パーネス鉱よりなる。

土々呂鉱床は土々呂北方約500mにあり、塩基性岩中あるいは上位の頁岩中に胚胎する。鉱石は場所により異なるが、主に磁鉄鉱あるいは赤鉄鉱とざくろ石からなり、一部にばら輝石-石英脈からなり、マンガンの品位は高くない（桃井，1971）。

## 文 献

- 馬場一光（1974） 鏡山鉱山調査報告．宮崎県（MS）．  
 地質調査所（1899） 100万分の1「大日本帝国地質図」．

- 福岡通産局 (1959) 九州の金属鉱業. 九州地方鉱山会, 372 p.
- 橋本 勇 (1961) 宮崎県延岡市附近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について. 九大教養地学研報, no. 7, p. 37-56.
- (1962 a) 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.
- (1966 b) 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) 大分県佐伯氏地方の時代未詳中生層. 九大教養地学研報, no. 13, p. 15-24.
- ・野田光雄・宮久三千年・斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人 (1956) 九州南部の時代未詳層群. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡誌, no. 3, p. 80-83.
- 伊木常誠 (1904) 20 万分の 1 地質図幅「佐土原」及び同説明書. 地質調査所, 42 p.
- 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.
- ・———・——— (1975) 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, no. 19, p. 179-189.
- ・———・———・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, 71 p.
- ・———・———・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, 44 p.
- ・———・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
- 石井清彦 (1939) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- 勘米良亀齡・坂井 卓 (1975) 四万十川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.
- 金属鉱業事業団 (1983) 昭和 57 年度広域調査報告書「南薩地域」. 通商産業省, 110 p.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1982) 阿蘇 4 火山灰の分布と層序・年代. 火山 第 2 集, vol. 27, no. 2, p. 151-152.
- 松本達郎・大塚裕之・大木公彦 (1973) 鹿児島県下の四万十帯から産した白亜紀化石. 地質雑, vol. 79, p. 703-704.
- 蓑原 稔・渡辺信夫 (1968) 宮崎県延岡市南浦鉱山調査報告. 宮崎県 (MS.).
- 宮崎県 (1981) 20 万分の 1 宮崎県地質図及び同説明書 (第 4 版). 宮崎県, 72+29 p.
- 桃井 斉・馬場 光 (1971) 宮崎県三川内マンガン調査報告. 宮崎県, 10 p.
- 村田正文・大石 朗・西園幸久・佐藤 徹・竹原哲郎 (1982) 九州南西部における神瀬帯南縁部の後期中生代放射虫微化石層. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, p. 327-337.
- ・佐藤 徹 (1983) 薩摩半島中部の四万十層群の放射虫群集. 日本地質学会第 91 学術大会講演要旨, p. 161.
- 中島謙造 (1892) 東南九州予察地質概報. 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.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1918) 20 万分の 1 地質図幅「延岡」及び同説明書. 地質調査所, 142p.
- 小川内良人・若松 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.
- 大分県 (1950) 20 万分の 1 大分県地質図. 大分県  
 ——— (1951) 大分県の地質と地下資源, 大分県, 114 p.
- 小野晃司 (1984) 火砕流堆積物とカルデラ. *アーバンクボタ*, no. 22, p. 42-45.  
 ———・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 145 p.  
 ———・渡辺一徳 (1983) 阿蘇カルデラ. *月刊地球*, vol. 5, no. 2, p. 73-82.
- 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・構造的位置. 九大理研報 (地質), vol. 14, p. 31-48.  
 ———・西 弘嗣・斉藤常正・中世古幸次郎・西村明子 (1984) 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 日本の古第三系の生層序と国際対比, 山形大理学部, p. 95-112.  
 ———・斉藤常正 (1983) 東九州四万十帯の微化石層序と地質構造. 日本地層学会第 90 年学術大会講演要旨, p. 451
- 高階三郎 (1944) 北浦地方鉱床調査報告. 宮崎県 (MS.).
- 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.  
 ———・今井 功・奥村公男 (1981 a) 九州外帯の屈曲構造. 構造総研連絡誌「中生代の造構作用の研究」, no. 3, p. 78-98.  
 ———・————— (1981 b) 20 万分の 1 地質図幅「延岡」. 地質調査所.  
 ———・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十累層群砂岩—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.
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡 (1979) 九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴. *地質雑*, vol. 85, p. 445-454.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅野征延・木下房男・出町 恵 (1983) 赤石山地北部の四万十帯. *地球科学*, vol. 37, p. 329-348.
- 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.
- 米田茂夫・岩松 暉 (1979) 鹿児島県北薩地域の四万十帯における新知見. 日本地質学会西日本支部会報, no. 69, p. 4-5.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1: 50,000

**Kagoshima (15) No. 35****GEOLOGY**  
**OF THE**  
**KAMAE DISTRICT**

By

Kimio OKUMURA, Yoji TERAOKA, and Yuichi SUGIYAMA

(Written in 1984)

---

**(ABSTRACT)**

The Kamae district stretches over both Miyazaki and Ōita Prefectures along the east coast of Kyūshū, facing Hyūga Nada of the Pacific Ocean, and geotectonically belongs to the Shimanto Terrane of the Outer Zone of Southwest Japan. The district is occupied mostly by the Shimanto Supergroup which comprises the Cretaceous Morotsuka Group and the Paleogene Kitagawa Group. The Aso Pyroclastic Flow Deposits of last Pleistocene age and terrace deposits are found in a few small areas. The alluvium forms the and narrow flood plains along the main rivers and the coast fronting Hyūga Nada.

The stratigraphy of the district is summarized in Table 1.

**Shimanto Supergroup**

The Shimanto Supergroup is characterized by extremely thick marine sedimentary rocks which consist mainly of shale and sandstone alternating in various thickness and proportion, with some associated basic rocks and chert layers.

Table 1 Summary of geology in the Kamae district.

| Area<br>Age |             | Morotsuka Belt                                                            |                 | Kitagawa Belt                 | Main rock facies                                         |  |  |                                                         |
|-------------|-------------|---------------------------------------------------------------------------|-----------------|-------------------------------|----------------------------------------------------------|--|--|---------------------------------------------------------|
|             |             | Northern Part                                                             | Southern Part   |                               |                                                          |  |  |                                                         |
| Quaternary  | Holocene    | Alluvial Deposits                                                         |                 |                               | Gravel, sand and clay                                    |  |  |                                                         |
|             | Pleistocene | River Terrace Deposits<br>Aso Pyroclastic Flow Deposits                   |                 |                               | Gravel, sand and clay<br>Hypersthene-hornblende rhyolite |  |  |                                                         |
| Neogene     |             |                                                                           |                 |                               |                                                          |  |  |                                                         |
| Paleogene   |             |                                                                           |                 |                               | Kitagawa Group<br>Urajiri F.<br>Miyanooura F.<br>Biyū F. |  |  | Alternating sandstone and shale, and shale<br>Sandstone |
|             |             |                                                                           |                 |                               |                                                          |  |  |                                                         |
| Cretaceous  | Late        | Yato F.<br>Makimine Formation                                             |                 | Upper Part of Morotsuka Group | Sandstone<br>Phyllite and shale with basite and chert    |  |  |                                                         |
|             | Early       | Lower Part of Morotsuka Group<br>Tonegawa, Shiiba and Hinokage Formations | Tsukabarū Fault | Furue Fault                   | Sandstone, shale and alternating sandstone and shale     |  |  |                                                         |

~~~~~ Unconformity    - - - - Fault    ※ Not exposed in the Kamae district

The strata of the supergroup are occasionally folded and frequently cut by many strike faults which gently incline to the north, showing a remarkable zonal structure. In general, the strata mostly dip to the northwest with a NE-SW trend, and have been subjected to a low grade regional metamorphism. The mineral composition of the Cretaceous sandstones remarkably differs from that of the Paleogene.

Morotsuka Group

The Morotsuka Group represents the Cretaceous exposed in the northern part (Morotsuka Belt) of the Shimanto Terrane of Kyūshū. In this district, it is divided into the Shiiba, Makimine and Yato Formations in ascending order. They are in fault contact each other, generally dipping north, are cut by many strike faults to form an imbricated structure with an east-west to northeast-southwest trend. The dips of strata and faults tend to become more gentle southward.

The Shiiba Formation, more than 1,000 m thick, is composed chiefly of sandstone with interbedded sandstone and shale. Basic rocks and chert are found

in pelitic rocks of the Morotsuka Yama district to the west, but not exposed in this district. The strata strike roughly NE-SW, dip 50–60° to the northwest, and have a normal stratigraphic sequence. In the adjacent area just northwest of the district, the formation yields radiolarian fossils from shale, which belong to the *Holocryptocanium barbui*–*H. geysersense* assemblage indicative of Albian to Cenomanian age. Sandstone is rich in feldspar, and is occasionally veined with prehnite and calcite.

The Makimine Formation is predominant in phyllite and shale with frequent intercalations of basic rocks and chert. Sandstone also occurs alternating with phyllite and shale, and increases upward. The lower part of the formation composed of phyllite and basic rock has been subjected to the actinolite greenschist facies metamorphism, and the upper part to the prehnite–pumpellyite facies. Basic rocks are mostly basalt lava partly with pillow structure, dolerite and volcanoclastic rocks. The large masses of basic rocks, over 500 m in maximum thickness, are cut by faults at their bases in most cases, but small masses are frequently found to be conformable with the surrounding clastic rocks. Chert occurs associated with basic rocks and red shale or embedded in pelitic rocks. Some of chert contains the *H. barbui*–*H. geysersense* assemblage. On the other hand, radiolaria from shale are regarded as being of the *Patellula planoconvexa*–*Artostrobium uena* assemblage of Coniacian to Santonian age.

The Yato Formation, more than 1,200 m thick, is mostly made up of sandstone which occasionally includes alternating sandstone and shale and prehnite veinlets. Sandstones of the Yato and Makimine Formations are rich in acidic volcanic rock fragments and poor in feldspars as compared with that of the Shiiba Formation.

Kitagawa Group

The Kitagawa Group is bordered on the south by the Nobeoka Thrust, and crops out in a small area situated in the southern margin of the district, though the main part is exposed on the south and southwest. The strata are made up mainly of rhythmically alternating sandstone and shale with lamina, graded bedding and slump structures at some horizons, and are strongly folded in various scales. Overturned strata are regionally recognized. The Urajiri Formation yields radiolarians indicating Paleogene age from shale in the neighboring district. Sandstone of the group is characterized by the predominance of quartz.

Aso Pyroclastic Flow Deposits

The deposits are erupted from Aso Volcano, located 50 km to the west, and are distributed in a small restricted area along the western margin of the district. The deposits are the products of the fourth eruption cycle, Aso-4, about 70,000 years ago, and are non- or weakly welded rhyolite tuff.

River terrace deposits

The deposits are recognized in a small area along the O Gawa and overlies the Aso Pyroclastic Flow Deposits.

Alluvium

Alluvium plane is scarcely developed in the district because of the mountainous land and subsided area characterized by the rias coast. Fluvial deposits consisting of gravel, sand and mud are recognized in a narrow place along the main river and in the innermost part of an inlet off the coast.

※文献引用例

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図幅），地質調査所，58p.

OKUMUTA, K., TERAOKA, Y. and SUGIYAMA, Y. (1985) *Geology of the Kamae district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 58p. (in Japanese with English abstract 4p.).

昭和60年3月18日 印刷

昭和60年3月22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東1丁目1-3

印刷者 和 田 信 一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘2-9-13

© 1985 Geological Survey of Japan