

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

高知(13)第25・26号

NI-53-33-8・12

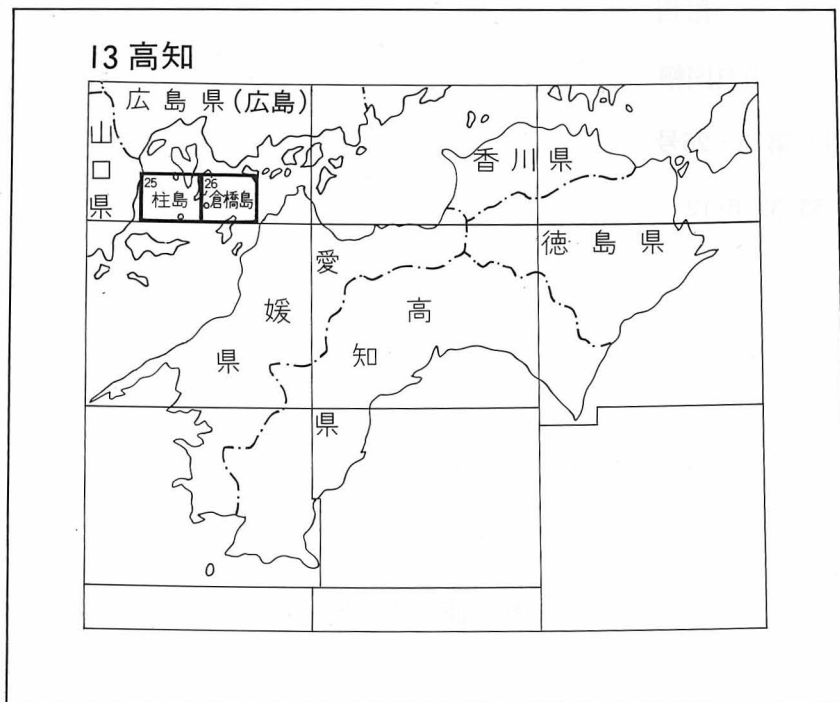
倉橋島及び柱島地域の地質

松浦浩久

平成9年

地質調査所

位置図



() は 1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

13-12 大竹 Ōtake NI-53-33-5 (1986)	13-13 巖島 Itsuku Shima NI-53-33-11 (未刊行, unpublished)	13-14 呉 Kure NI-53-33-7 (1985)	13-15 三津 Mitsu NI-53-33-3 (未刊行, unpublished)
13-24 岩国 Iwakuni NI-53-33-16 (1983)	13-25・26 倉橋島及び柱島 Kurahashi Jima and Hashira Jima NI-53-33-8・12 (1997)		13-27 今治西部 Imabari-Seibu NI-53-33-4 (1965)
13-35 柳井 Yanai NI-53-33-17 (未刊行, unpublished)	13-36 久賀 Kuga NI-53-33-13 (未刊行, unpublished)	13-37 三津浜 Mitsuhamma NI-53-33-9 (未刊行, unpublished)	13-38 松山北部 Matsuyama-Hokubu NI-53-33-5 (未刊行, unpublished)
柳井津 Yanaizu 1:75,000 (1931)		松山 Matsuyama 1:75,000 (1931)	

目 次

I. 地 形	1
I. 1 陸上地形	3
I. 2 海底地形	3
II. 地質概説	6
III. 領家変成岩類(玖珂層群)	9
III. 1 概要	9
III. 2 黒雲母スレート帯	10
III. 3 雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯	12
IV. 白亜紀火成岩類	16
IV. 1 概要	16
IV. 2 花崗岩類 I	16
IV. 2. 1 蒲野花崗閃緑岩	16
IV. 2. 2 菊間トータル岩	17
IV. 2. 3 ミグマタイト	19
IV. 3 花崗岩類 II	19
IV. 3. 1 松山花崗閃緑岩	19
IV. 3. 2 東和花崗閃緑岩	23
IV. 3. 3 横島花崗閃緑岩	24
IV. 3. 4 柱島花崗岩	26
IV. 3. 5 歌崎花崗岩	26
IV. 4 花崗岩類 III	27
IV. 4. 1 大地蔵花崗岩	27
IV. 4. 2 音戸花崗閃緑岩	28
IV. 4. 3 呉花崗岩	28
IV. 4. 4 閃長岩	31
IV. 5 白亜紀岩脈	33
IV. 5. 1 閃緑斑岩及びマイクロダイオライト	33
IV. 5. 2 花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩	34
IV. 5. 3 流紋岩	35
V. 中新統	35
V. 1 高浜層群	35
V. 2 瀬戸内火山岩類	36
V. 3 黒鼻玄武岩	41

VI. 第四系	42
VI. 1 陸上堆積物	42
VI. 1. 1 崖錐堆積物	42
VI. 1. 2 沖積層	43
VI. 2 海底堆積物	43
VII. 応用地質	44
VII. 1 石材	44
VII. 2 採石	44
VII. 3 温泉	45
VII. 4 地震災害	46
文献	46
Abstract	50

図・表目次

第1図 倉橋島地域及び柱島地域の位置	2
第2図 倉橋島地域及び柱島地域の陸上地形及び海底地形	2-3
第3図 地形に現れた花崗岩の節理	4
第4図 花崗岩の節理に沿って生じた海食洞	5
第5図 安芸灘中部の孤立岩(白石)	5
第6図 倉橋島地域及び柱島地域の地質総括図	6
第7図 倉橋島地域及び柱島地域周辺の地質図	7
第8図 倉橋町黒島に露出する領家変成岩類(玖珂層群)の柱状図	11
第9図 倉橋町黒島の層状チャートの露頭写真	11
第10図 黒雲母スレートの顕微鏡写真	12
第11図 雲母片岩と角閃岩の露頭写真	14
第12図 雲母片岩と角閃岩の顕微鏡写真	15
第13図 菊間トーナラル岩の露頭写真	18
第14図 菊間トーナラル岩の顕微鏡写真	20
第15図 前島のミグマタイトの露頭写真	21
第16図 安居島のミグマタイトの露頭写真	22
第17図 松山花崗閃緑岩の露頭写真	23
第18図 synplutonic な塩基性岩脈の露頭写真	25
第19図 歌崎花崗岩の顕微鏡写真	27
第20図 呉花崗岩に見られるシュリーレン(流理構造)	30
第21図 閃長岩の露頭写真	32

第22図	閃長岩の顕微鏡写真	33
第23図	閃緑斑岩岩脈の露頭写真	34
第24図	花崗斑岩の露頭写真	35
第25図	高浜層群の礫岩露頭写真	36
第26図	中島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の露頭写真	37
第27図	中島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の顕微鏡写真	38
第28図	柱島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の顕微鏡写真	40
第29図	倉橋島の瀬戸内火山岩類(黒雲母角閃石ダイサイト)の顕微鏡写真	40
第30図	黒鼻玄武岩の火砕岩の露頭写真	41
第31図	黒鼻玄武岩の顕微鏡写真	42
第32図	崖錐堆積物の露頭写真	43
第1表	中新世火山岩類のモード, 全岩化学組成, 及び全岩 K-Ar 年代測定結果	39
第2表	温泉成分分析値	45
Fig. 1	Summary of the geology of the Kurahashi Jima and Hashira Jima districts	51

倉橋島及び柱島地域の地質

松浦浩久*

倉橋島及び柱島地域は、地震予知研究の上で緊急性があり、かつ重要な地域として指定された特定観測地域8箇所の中の1つ「伊予灘・日向灘周辺」地区に位置する。

現地の調査研究は平成6-7年度に行った。無人島を含む離島の調査は備船によった。その結果、従来、知られていなかった地域での領家変成岩類の分布と、中新世火山岩類の存在が明らかになった。本研究の実施にあたっては広島県倉橋町と蒲刈町に温泉他の資料の提供を受けた。所内では、瀬戸内海の底質について有田正史技官に資料の教示と助言を、領家変成岩類について宮崎一博技官の助言を受けた。蛍光X線分析にあたっては、巖谷敏光技官の技術的な援助を得た。本報告に用いた薄片は地質調査所試料調整課の佐藤芳治技官、野神貴嗣技官、大和田朗技官、及び北海道支所の佐藤卓見技官によって作成された。中新世火山岩類の全岩K-Ar年代測定は米国テレダインアイソトープス社によって行われた。

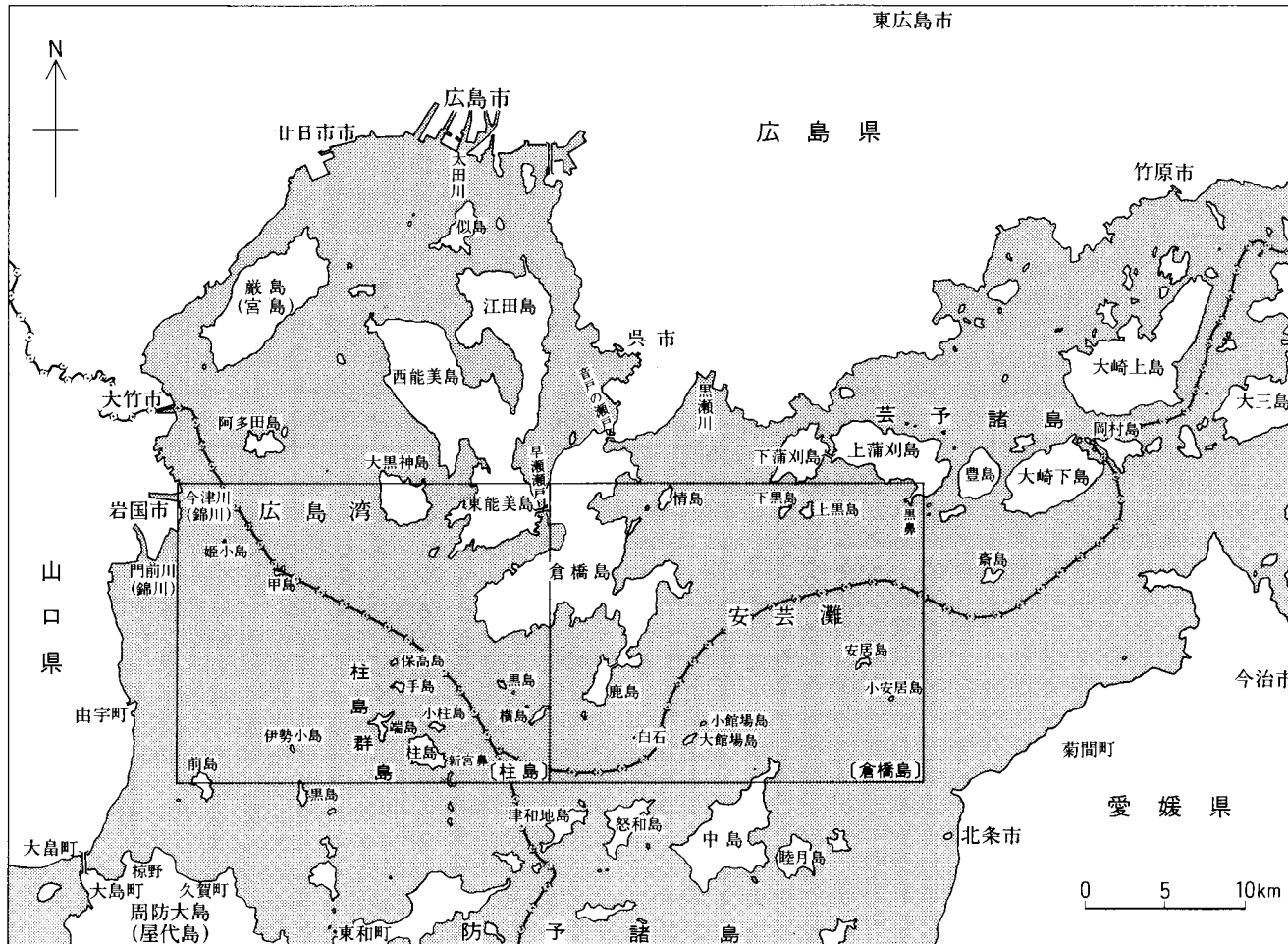
I. 地 形

倉橋島地域(東経132°30′-45′, 北緯34°0′-10′)、及び柱島地域(東経132°15′-30′, 北緯34°0′-10′)は、瀬戸内海西部に位置し、広島県と愛媛県及び山口県が海域で接する(第1図)。本地域(以下倉橋島地域と柱島地域をあわせて本地域と呼ぶ)の大部分は海域からなり、陸地は北西部の今津川(錦川)の河口部の埋立地を除くと全てが島嶼からなる。瀬戸内海のうち、本地域内の海は広義には全体が安芸灘と呼ばれるが、狭義には倉橋島を境にして東側を安芸灘と呼び、西側は広島湾として区別されている。島嶼は本地域中央部の倉橋島・東能美島などの一群、広島湾南部の柱島群島、また芸予諸島と防予諸島の一部が本地域内の北東部と南部にそれぞれわずかに含まれている。

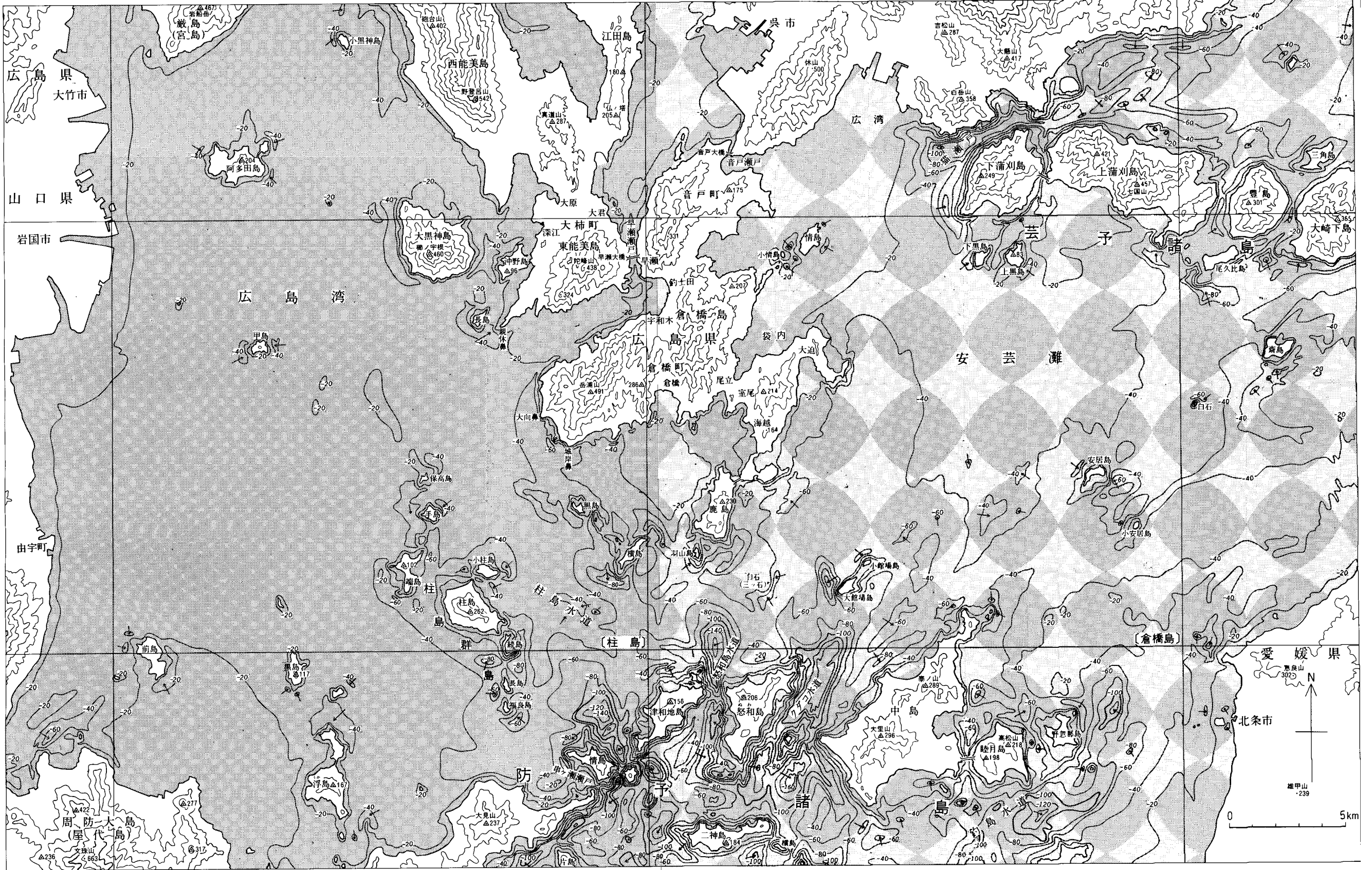
本地域の陸上地形と海底地形を第2図に示す。本地域の最高所は倉橋島西部の岳浦山の491.1mで、海域の最深部は鹿島南方の怒和島水道の-166m(海上保安庁水路部発行沿岸の海の基本図の等深線の読み取り値)である。

*地質部

Keywords: geologic map, 1:50,000, Kurahashi Jima, Hashira Jima, Hiroshima, Ehime, Yamaguchi, Japan, Setonaikai, Ryoke, metamorphic rocks, schist, gneiss, granitic rocks, migmatite, dike swarm, syenite, magnesian andesite, basalt, Cretaceous, Miocene, K-Ar age.



第1図 倉橋島地域及び柱島地域の位置



第2図 倉橋島地域及び柱島地域の陸上地形及び海底地形
 陸上の等高線は100m間隔、海底の等深線は20m間隔で示す。(海上保安庁水路部発行沿岸の海の基本図「広島湾北部」「広島湾南部」「安芸灘北部」及び「安芸灘南部」のそれぞれ一部を合わせてトレースしたもの)

I. 1 陸上地形

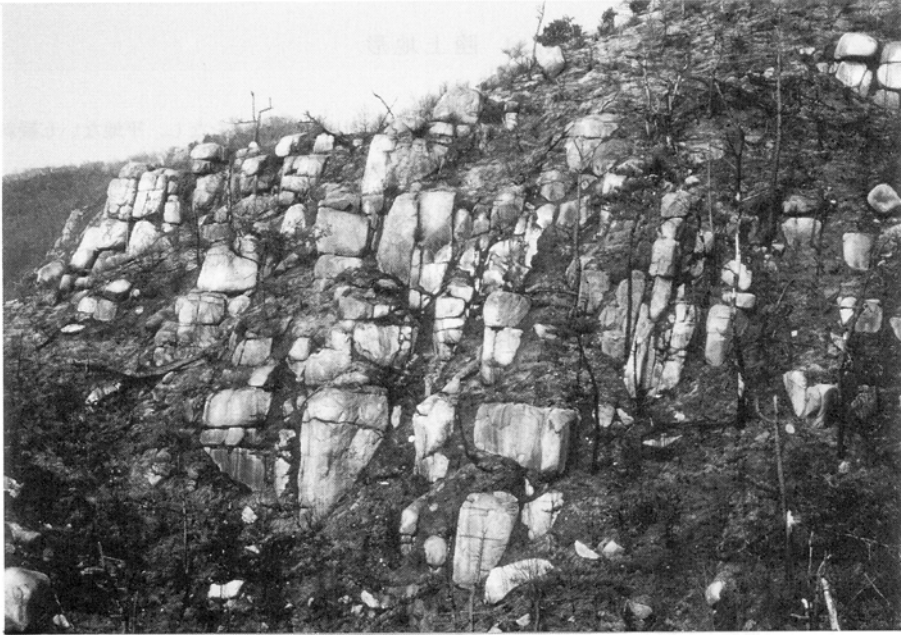
本地域の島嶼はいずれも海岸からすぐに急勾配で立ち上がる山がちな地形をなし、平地ないし緩斜面は入江の奥などに小規模に点在しているにすぎない。本地域最大の島である倉橋島は北東-南西ないし北北東-南南西方向に伸びた数列の山稜からなり、それぞれの山稜が海に向かって突き出した半島-岬とそれらの間の入江によって出入りの多い海岸線を作っている。倉橋島や東能美島の地形にみられる顕著な方向性はこれらの島を構成する深成岩に発達する方状節理(第3図a)または板状節理(第3図b)と、花崗斑岩岩脈や脈状の細粒花崗岩の分布に規制されて生じたものと考えられる。節理の影響は海岸において波食が節理に沿って進行したために生じた海食洞(第4図)に見られる。また花崗斑岩や細粒花崗岩は中-粗粒の花崗岩に比べると風化抵抗性が大きいために差別浸食を受けて山地では稜線を形成し、岩脈に沿う直線的な海岸(倉橋島大泊南など)や、海に突出した岬(東能美島親休鼻など)、又は陸から離れた孤立岩(鹿島南東沖の白石など、第5図)になっている。本地域内の平地は島の入江の海岸部の狭い部分に限られる。そのためほとんどの集落は平地とこれに続く山麓緩斜面上に広がっている。東能美島の大原付近、大君周辺と倉橋島の早瀬^{はやせ}付近ではこの緩斜面の分布がやや広く発達している。

島の海岸は入江の奥などを除くと一般に海食崖になっており、海岸平野や砂浜は少ない。海食崖の下には干潮時に波食台が現れるが、現在の海水準よりも高いところには海食崖や波食台、海岸段丘堆積物など、過去の相対的に高い海面を証拠付けるものは認められない。牧野ほか(1986)は瀬戸内海中中部地域で同様の観察結果から、現在の海水準が相対的に最高位にあると結論付けた。しかし縄文海進の時代に本地域には堆積物が供給されなかったか、あるいは海成の堆積物が既に失われてしまった可能性は残る。

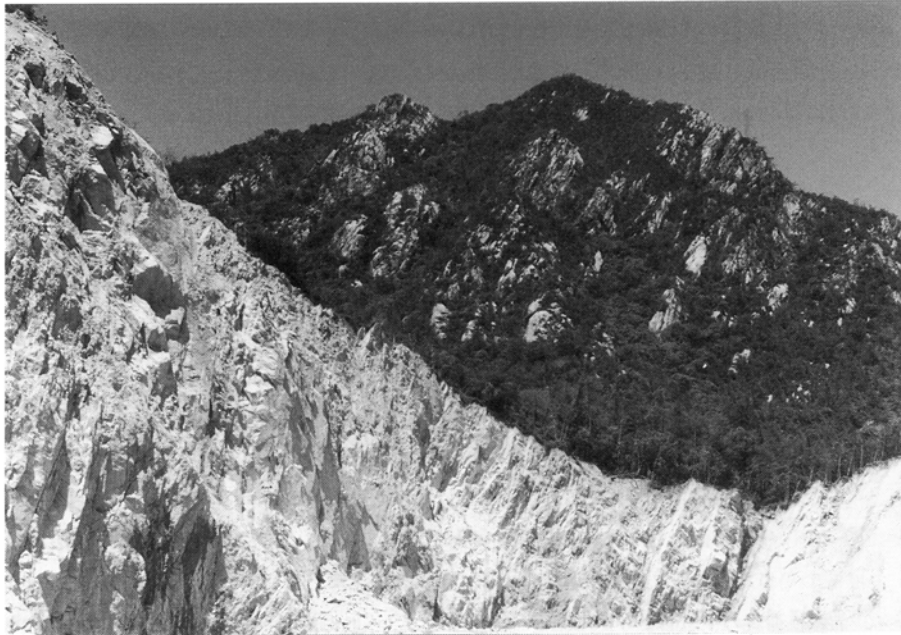
I. 2 海底地形

海底の地形は陸上地形とは全く異なっており、陸上の山稜や河谷の延長部を海底地形図の上に追跡できるものはまれである。また、海の深い部分が海面の広がる安芸灘や広島湾の中央部にはなく、むしろ島嶼の近傍、特に防予諸島周辺にあることも特徴の1つである(第2図)。

海底地形を浅い方から見ていくと、倉橋島東方の袋内から呉市広湾にかけてと、倉橋島倉橋の南には-10~-20 mの浅い海底が広がる(以下最低潮位海面を0 mとしたときの海底までの深度を負号で示す)。しかし、これは本地域では例外的で、島嶼部では島の海岸から-20 mまでは山がちな陸上地形の延長として一般に急な斜面になっている。島を囲むこの急斜面は、後述する海釜^{かいふ}が無い場合には、-20~-40 mの平坦な海底面に続く。海域が大きく広がる安芸灘と広島湾の海底はこのような平坦面からなる。海釜は海底の平坦面より更に深くなった凹地で、一般に細長く伸びた楕円形か三日月形をしている。海釜は海域の広がる灘中央部には少なく、むしろ陸地と海域が接する場所、すなわち海峡や水道、または岬や島のように陸が海に突出した部分の近傍に分布する。海釜の種類は海峡の中央部が1箇所深くなる場合と、海峡のくびれた部分の両側に2箇所できる場合がある。また海釜がいくつも珠数つなぎに分布して海底谷のように見えるものが、本地域南部のクダコ水道にある。海釜は現在または過去



a

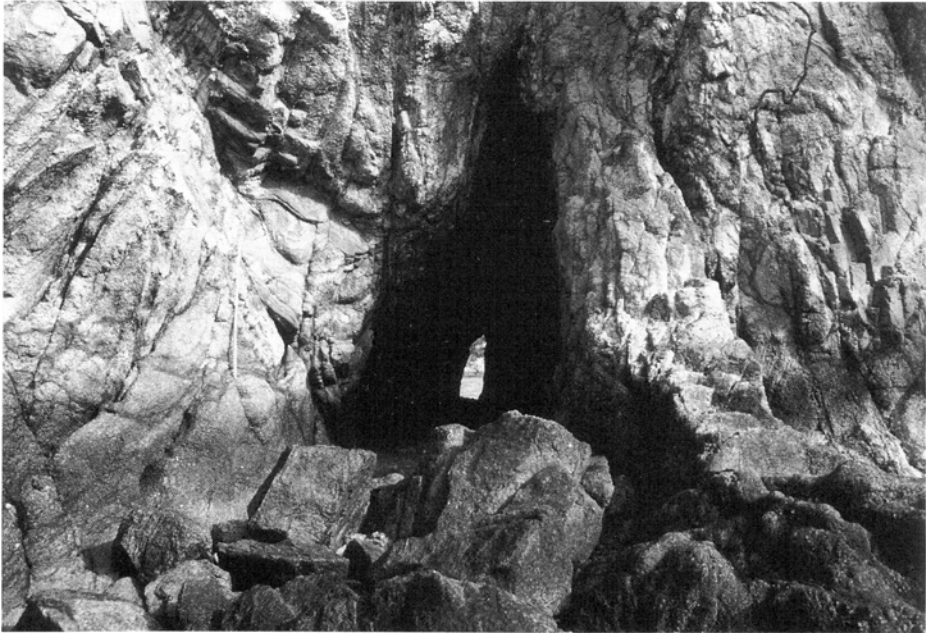


b

第3図 地形に現れた花崗岩の節理

a : 東能美島陀峯山南東の尾根, 方状節理が発達している

b : 大黒神島南海岸の採石場, 板状の細かい節理が採石場から山頂まで発達



第4図 花崗岩の節理に沿って生じた海食洞
倉橋島善太郎鼻南岸、海食洞左の折尺の長さは1m



第5図 安芸灘中部の孤立岩(白石)
風化抵抗性の大きな花崗斑岩の岩脈が差別浸食で取り残されたもの

の潮流によって海底が浸食されて生じ、その後も堆積物による埋没が起こらない場であると考えられている(矢部・田山, 1934; 桑代, 1959; 大嶋, 1980; 井内, 1982; Inouchi, 1990; 八島, 1994など)。

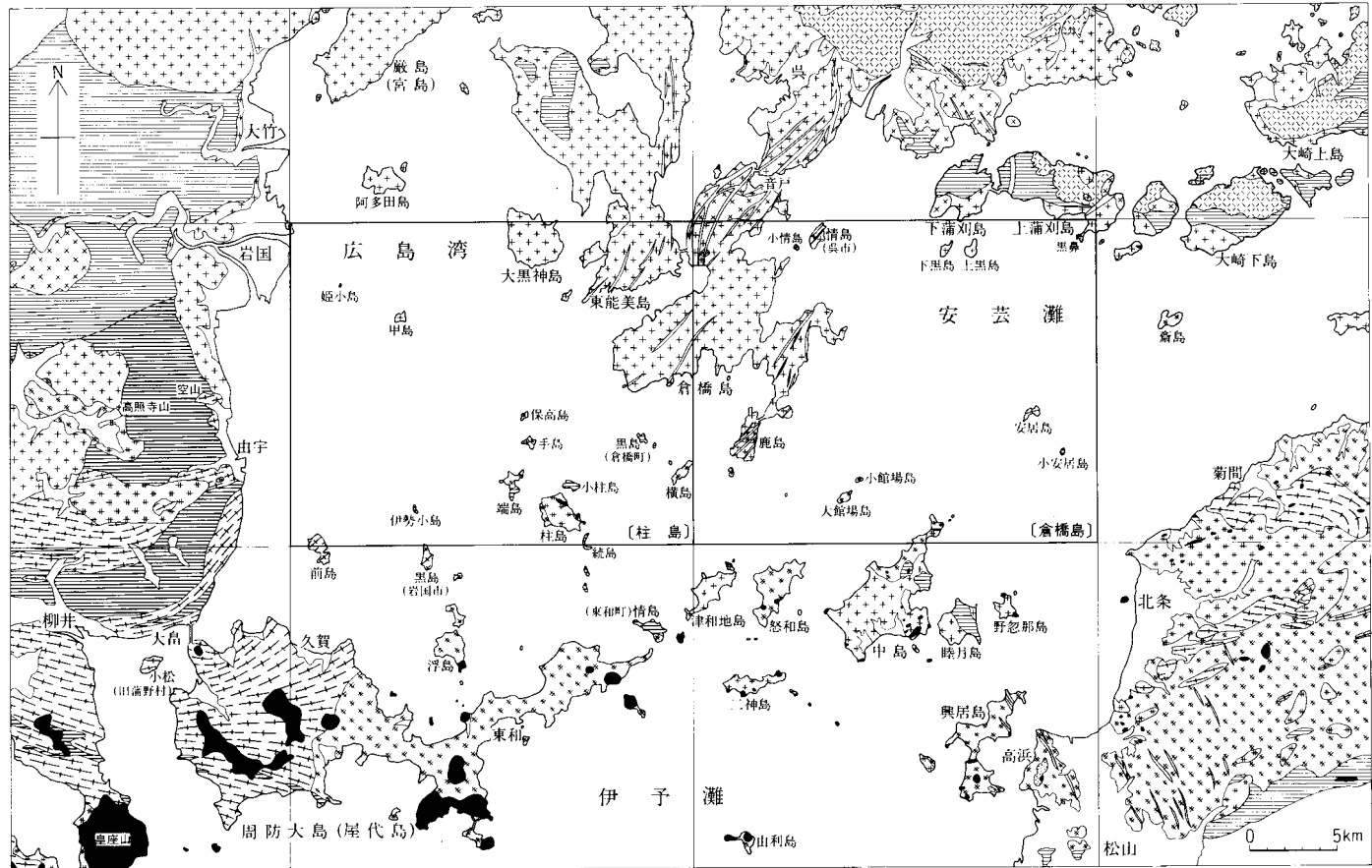
II. 地 質 概 説

本地域の地質の総括と周辺地域を含む地質の概略を第6図と第7図に示す。本地域は西南日本内帯に属し、領家変成岩類、白亜紀火成岩類(深成岩類と岩脈)、中新世堆積岩類と火山岩類(岩脈)、及び第四系からなる。

領家変成岩類は本地域西隣の岩国地域とその南の柳井地域に典型的な岩相が分布しており、本地域南部の島嶼にもその延長部が点在している。岩国-柳井地域の領家変成岩類はジュラ紀堆積岩コンプレックスからなる玖珂層群が高温低圧型の変成作用を受けて生じたもので、岩国地域内では北から南に向かって黒雲母スレート帯、雲母片岩帯、縞状片麻岩帯の順に再結晶度が上昇する(東元ほか, 1983)。本地域内では倉橋町黒島が黒雲母スレート帯、その他の島は大部分が雲母片岩帯に属する。縞状片麻岩帯相当の岩石は本地域内では雲母片岩帯に部分的に現れるにすぎないので、本報告では縞状片麻岩帯を雲母

地質時代		地 質 系 統	地 史
第 四 紀	完新世	沖積層 崖錐堆積物	陸成層の堆積 海水面の上昇・島嶼化
	更新世		
新 鮮 新 世	鮮新世		かんらん石玄武岩の貫入・噴出 高マカネア山岩・テイヤットの貫入・噴出 陸成層の堆積
	中 後 期	黒鼻玄武岩 (K-Ar年代: 8.4 ± 0.4Ma)	
		瀬戸内火山岩類 (K-Ar年代: 12.2 ± 0.6, 13.3 ± 0.7, 14.9 ± 0.7Ma) 高浜層群	
古 第 三 紀			白亜紀岩脈の貫入
白 亜 紀	後 期	花崗斑岩 花崗閃緑斑岩 閃緑斑岩 マイクロイソイト 流紋岩 閃長岩	
		呉花崗岩	
		音戸花崗閃緑岩 大地蔵花崗岩	花崗岩類Ⅱの貫入
		柱島花崗岩 歌崎花崗岩	
		東和花崗閃緑岩 松山花崗閃緑岩 横島花崗閃緑岩	
前 期	蒲野花崗閃緑岩 菊間トータル岩 ミグマタイト 領家変成岩類 (玖珂層群)	花崗岩類Ⅰの貫入・領家変成作用	
	ジュラ紀?		海洋底でチャート・泥岩の堆積

第6図 倉橋島地域及び柱島地域の地質総括図



- | | | | |
|-----------------|---------------------|---------------------|---------------------------|
| 第四系及び埋立地 | 中新世堆積岩(興居島層群及び高浜層群) | 中新世火山岩類(瀬戸内火山岩類など) | 白亜紀岩脈(花崗斑岩・石英斑岩) |
| 花崗岩類Ⅲ(花崗岩) | 花崗岩類Ⅲ(花崗閃緑岩・トータル岩) | 花崗岩類Ⅱ(花崗岩) | 花崗岩類Ⅱ(花崗閃緑岩) |
| 白亜紀火山岩類(高田流紋岩類) | 花崗岩類Ⅰ(花崗岩-石英閃緑岩) | 領家変成岩類(雲母片岩及び縞状片麻岩) | 中古生界非変成岩及び領家変成岩類(黒雲母スレート) |

第7図 倉橋島地域及び柱島地域周辺の地質図

広島県(1964), 広川(1965), 山田ほか(1986), 村上ほか(1988), 西村ほか(1995), 愛媛県地質図編集委員会(1991), 及び本研究の資料から編纂して作成

片岩帯を含めた。本地域内の領家変成岩類の原岩は泥質及び珪質岩が大部分を占める。塩基性変成岩(角閃岩)は雲母片岩帯に出現するが、分布が小さいので地質図には示すことができない。変成年代は岩国地域内の Rb-Sr 年代(茂野・山口, 1976)と, CHIME 年代(Suzuki *et al.*, 1994; 鈴木ほか, 1996)から白亜紀前期の末頃と考えられる。

白亜紀深成岩類は組織の特徴から花崗岩類Ⅰ, 花崗岩類Ⅱ, 及び花崗岩類Ⅲの3種類に区別した。花崗岩類Ⅰは深成岩の造岩鉱物である黒雲母が平行配列して片状になるだけでなく, 黒雲母同士が横に連なって黒雲母が濃集する層と珪長質鉱物からなる層とが縞になる片麻状岩である。花崗岩類Ⅱは黒雲母の平行配列による弱い片状構造が認められるが, 黒雲母は岩石全体に分散しているために縞状にならない。花崗岩類Ⅲは黒雲母の底面が個々に異なる方向を向いていて, 全体として塊状に見えるものである。花崗岩類ⅠとⅡの黒雲母は, 花崗岩類Ⅲに比べると, 赤味が強い傾向がある。花崗岩類Ⅰ, 花崗岩類Ⅱ, 花崗岩類Ⅲの特徴は岩国地域内の領家古期花崗岩類, 領家新期花崗岩類, 広島花崗岩類の特徴にほぼ一致している。岩国地域内では岩体同士の接触部での貫入関係から領家古期花崗岩類, 領家新期花崗岩類, 広島花崗岩類の順に若くなることが確認されているが, 本地域の深成岩類は海域に隔てられた島嶼に孤立して分布しているので, 露頭で新旧関係を判断することができない。第6図における花崗岩類Ⅰ, 花崗岩類Ⅱ, 花崗岩類Ⅲの新旧(図の上下)関係は, それぞれの岩相の特徴が一致する岩国地域内の深成岩類の新旧関係に対応させて便宜的に示したものである。

花崗岩類Ⅰのうち蒲野^{がまの}花崗閃緑岩は山口県前島と黒島(岩国市)に, 菊間^{きくま}トータル岩は愛媛県安居島に分布する。前島と安居島では, 花崗岩類Ⅰに包有される形でミグマタイト(花崗岩物質と堆積岩起源の変成岩が混合した産状)が観察される。花崗岩類Ⅱも本地域南部の島嶼を中心に分布する。松山花崗閃緑岩は愛媛県中島北部^{おおだちぼ}と大館場島^{とうわ}・小館場島に, 東和花崗閃緑岩は山口県柱島^はの一部と端島, 手島及び保高島に, 横島花崗閃緑岩は広島県横島とその周辺にのみ, 柱島花崗岩は柱島中部から手島南部にかけて分布する。歌崎花崗岩は中島北東部にわずかに分布する細粒の白雲母黒雲母花崗岩と中-粗粒の黒雲母花崗岩である。花崗岩類Ⅲは主として本地域の北半部から北方の山陽地方に広がっているが, 部分的には第7図に示すように本地域より南方にも広がり, 津和地島, 二神島, 中島南部, 睦月島などいわゆる領家帯地域にも分布している。呉花崗岩は北隣の呉地域内から本地域北部にかけて底盤状に広がり, 本地域では倉橋島, 鹿島, 東能美島, 大黒髪島などに露出する。音戸花崗閃緑岩は呉花崗岩中に捕獲岩体状に包有されている。大地蔵^{かみかまがり}花崗岩は上蒲刈島・下蒲刈島及び周辺の無人島にわずかに分布している。

本地域周辺の深成岩類は Rb-Sr 法(茂野・山口, 1976; 岡野・本間, 1983), CHIME 法(Suzuki *et al.*, 1994; 鈴木ほか, 1996), K-Ar 法(河野・植田, 1966; Miller and Shibata, 1961; 東元ほか, 1983など)によって白亜紀後期初め頃の年代が報告され, 領家変成岩類の年代値に比較的接近していることが知られている。

白亜紀岩脈は閃緑斑岩-マイクロダイオライト, 花崗斑岩-花崗閃緑斑岩, 及び流紋岩の3種類に区分した。このうち閃緑斑岩-マイクロダイオライトは倉橋島中央部から横島にかけて南北ないし北北東-南南西方向に貫入している。花崗斑岩-花崗閃緑斑岩は呉市南部の休山半島から倉橋島北部にかけてと, 南東隣の松山市周辺で特に密に分布し, 岩脈群をなす。流紋岩は鹿島周辺にわずかに分布する。

本地域の中新統は高浜層群, 瀬戸内火山岩類, 及び黒鼻玄武岩からなる。高浜層群は柱島東部の海岸

にわずかに分布している礫岩で、松山市北西の高浜に分布する中新統に対比可能と考えられる。瀬戸内火山岩類は主に防予諸島から四国高縄半島に点在し(第7図)、中島を除くと本地域内での分布はこれまで知られていなかった。今回の調査では新たに柱島に3箇所、中島北西の崩磯に1箇所、また倉橋島東部の3箇所に中期中新世の瀬戸内火山岩類(岩脈)を発見した。このうち柱島と中島北部には高マグネシア安山岩が、倉橋島には角閃石安山岩-デイサイトが分布する。これらの全岩 K-Ar 年代値は中期中新世の12.2-14.9 Ma を示し、瀬戸内火山岩類として知られる年代値の幅と一致している。黒鼻玄武岩は広島県上蒲刈島の黒鼻にカンラン石玄武岩の岩類及び火砕岩として分布する。黒鼻玄武岩の全岩 K-Ar 年代値は後期中新世にあたる 8.4Ma を示し、組成的にも年代的にも瀬戸内火山岩類とは区別される。

本地域内の陸上の第四系は未発達で、山麓の緩斜面に崖錐堆積物が、島の入江の奥の平坦地に沖積層がわずかに分布する程度である。段丘堆積物は認められない。一方広島湾と安芸灘の平坦な海底には厚さ20-30 m の完新世の海底堆積物の泥が、白亜紀深成岩類と陸成更新統(-40~-50 m 以深)を覆って広範に分布する(井内, 1982; Inouchi, 1990; 国土地理院, 1989, 1992など)。

Ⅲ. 領家変成岩類(玖珂層群)

Ⅲ. 1 概要

領家変成岩類は西南日本内帯の南部に位置する美濃-丹波帯の地層が高温低圧型の変成作用を受けて生じたものである。本地域の領家変成岩類は西隣の岩国地域内の玖珂層群(丹波帯の一部)の変成部分の東方延長にあたる。玖珂層群は山口県玖珂郡-岩国市の錦川流域に分布する中生界で、非変成部から領家変成岩類までを含む(小島・岡村, 1952)。原岩は主として砂岩・泥岩及びチャートからなり、緑色岩や石灰岩は少ない。化石は本地域内からは産出していないが、大竹地域内の泥岩及び珪質頁岩からジュラ紀前-後期の放射虫化石が(早坂ほか, 1983)、砂岩中からジュラ紀後期のアンモナイト化石が(東元ほか, 1986)発見されており、玖珂層群の堆積年代はジュラ紀と考えられる。またこのほかにシルト質泥岩から三畳紀後期のモノチス貝化石が(Hase, 1961)、チャートから三畳紀中-後期のコノドント化石が(Toyohara, 1977)、石灰岩から石炭紀-二畳紀の紡錘虫化石が(東元・佐田, 1978)報告されている。これらのジュラ紀より古い化石の存在は、付加によって丹波帯が形成される際に古い異地性岩塊が混入したことを意味するものであろう。愛媛県高縄半島では、玖珂層群に相当すると考えられる領家変成岩類の低変成度の部分から三畳紀末-ジュラ紀初期の放射虫化石が産出している(鹿島・増井, 1985)。

変成岩類の放射年代値は茂野・山口(1976)により、Rb-Sr アイソクロン法で検討された。それによると、変成岩の全岩試料7個の中ではアイソクロンを形成しない。一方、縞状片麻岩全岩-黒雲母アイソクロン年代として168.2±7.6 Ma 及び180.5±6.1 Ma(原著の値, 以下同じ)を、縞状片麻岩-白雲母アイソクロン年代として91.9±11.3 Ma を報告した。年代値の違いについては、領家変成-深成作用時において、黒雲母の Rb 散失率が白雲母より高いので、前者は見掛けの古い値を示し、後者が変成時期を示す可能性が高いと述べた。ただし後者の年代値は変成岩に貫入している深成岩類の年代よりも古くは

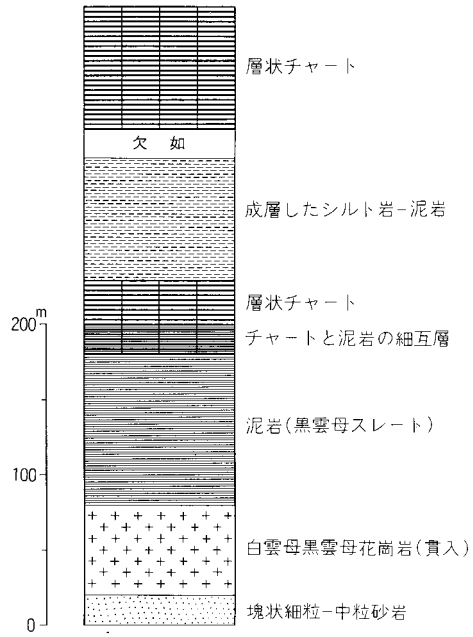
ない。Suzuki *et al.* (1994) と鈴木ほか(1996)は泥質片麻岩中のモナズ石の CHIME 年代として合計 5 個の前期白亜紀末の値(98.8±3.3 Ma, 98.4±4.2 Ma, 99.6±2.4 Ma, 98.9±2.1 Ma 及び 98.2±5.7 Ma)を報告した。砂質片麻岩中のモナズ石の CHIME 年代は 100 Ma から 1700 Ma の間の値を示し、古い年代値はモナズ石核部の碎屑性粒子に由来すると推定された。

領家変成岩類の鉱物による変成分帯は玖珂層群に緑色岩が乏しいことから主に泥質岩について行われ、大竹-岩国-柳井地域では変成度の低い方から緑泥石帯、黒雲母帯、堇青石帯、珪線石帯 I、及び珪線石帯 II に区分された(東元ほか, 1983 ; 中島, 1987 ; Ikeda, 1991 ; Nakajima, 1994)。本地域は岩国地域の堇青石帯から珪線石帯 I 及び II の東方延長に位置するが、珪線石は発見されていない。今のところ変成岩の分布が限られるために鉱物の消長を十分に確認することができないのか、そもそも珪線石帯が本地域にないのかは明らかではない。一方東元ほか(1983)は鉱物の再結晶の程度に注目して岩相区分を行い、再結晶度の低い方から黒雲母スレート帯、雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯に区分した。本地域内では黒雲母スレート帯と雲母片岩帯が分布し、縞状片麻岩相当の岩石は雲母片岩帯に貫入する深成岩類 I の捕獲岩としてのみ見いだされる。ただ縞状片麻岩の部分が海中に没して見えていない可能性があるもので、本報告では縞状片麻岩帯を雲母片岩帯に含めて取り扱う。縞状片麻岩帯の岩石は海面下に広がる可能性は残るものの、領家変成帯の中軸部に近いと思われる山口県伊勢小島、端島、小柱島、続島及び愛媛県小安居島の岩相が雲母片岩であることから、仮に海底に縞状片麻岩が分布しても柳井-岩国地域のように広い分布ではないと推定される。変成度から見ると、本地域内の領家変成岩類は岩国地域の雲母片岩帯の延長部に位置する倉橋町黒島に黒雲母スレートが分布し、岩国地域の縞状片麻岩帯の延長部の山口県端島、小柱島や続島及び愛媛県小安居島には雲母片岩が分布する。しかもこれらの雲母片岩からは、珪線石が見いだされていない。したがって本地域は岩国地域の東に位置しているが、岩国地域よりも低変成度の部分が南に張り出している可能性がある。

III. 2 黒雲母スレート帯(R_{1c}, R_{1m}, R_{1s})

本地域の領家変成岩類のうち、黒雲母スレート帯の岩石は倉橋町黒島に分布する。また呉花崗岩の捕獲岩として倉橋島南西部と鹿島の西部にも黒雲母スレート帯の岩石が産出する。黒島は層状チャート(R_{1c})、シルト岩-泥岩(R_{1m})、及び中粒-細粒砂岩(R_{1s})からなり、層厚にして約410 m が露出する(第 8 図)。層状チャートは再結晶した微粒の石英(径0.02 mm 位)からなる厚さ 1-3 cm の珪質部と、厚さ 1 mm 以下の泥質部の互層からなる(第 9 図)。シルト岩-泥岩は 2 枚あって、見かけ上位のシルト岩-泥岩は厚さ 1 mm 程度の層理が顕著に発達する。下位の泥岩はほとんど層理を示さないが、弱片状のスレート劈開を持つ。また下位の泥岩には径 1 mm 以下、長さ 1 cm 位の紅柱石と、径 1 mm 前後の堇青石の斑状変晶が肉眼で認められる。玖珂層群の泥岩には岩国地域の‘礫質泥岩’(東元ほか, 1983)や大竹地域の‘オリストストローム’(東元ほか, 1986)のように泥質の基質中にチャートや砂岩の礫を含む混在岩相が普通にみられるが、本地域の泥岩には混在岩相は認められない。

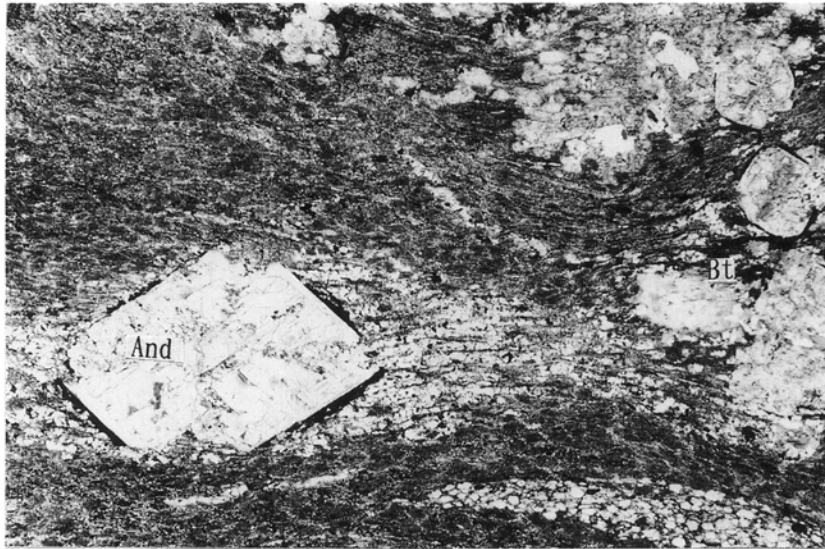
黒島(倉橋町)の泥岩試料(K & H97A)の顕微鏡写真を第 10 図に示す。泥岩の基質は長径0.01-0.03 mm の微細なフィルム状炭質物、珪質再結晶粒子及び径0.2 mm、厚さ0.01-0.05 mm の白雲母と少量



第8図 倉橋町黒島に露出する領家変成岩類(玖珂層群)の柱状図



第9図 倉橋町黒島の層状チャートの露頭写真
花崗岩の岩脈がチャートの層理を非調和的に切って貫入している



2 mm

第10図 黒雲母スレートの顕微鏡写真
倉橋町黒島(下方ニコルのみ, And: 紅柱石 Bt: 黒雲母)

の黒雲母からなる。白雲母と黒雲母の底面は層理面と平行に並んで弱い片状組織を作っている。写真の右下には砂粒のレンズが見える。砂粒は碎屑粒子の形を残しており、再結晶による2次成長が認められない。一方写真の左下と右上には紅柱石の斑状変晶が認められる。また左下の紅柱石斑状変晶の左右には周囲の基質中よりも大きく再結晶した珩長質鉍物が、斑状変晶のプレッシャーシャドウを形成している。これは紅柱石の斑状変晶は圧密を伴う再結晶作用(傾家変成作用)で生じたことを示しており、新期の深成岩の貫入・接触変成による後生ではないことを意味している。黒島の泥岩には紅柱石のほかに堇青石を生じている。露頭及び鏡下の観察では、紅柱石や堇青石の柱状結晶の長軸は片理面内にあるものが大部分で、片理面を切って伸長するものは少ない。砂岩は均質塊状ないし層理を持つ細粒-中粒砂岩からなる。岩国地域の砂岩に見られるようなパッチ状泥岩の岩片は含んでいない。

III. 3 雲母片岩帯及び縞状片麻岩帯 (R_{2c}, R_{2m})

雲母片岩帯の岩相は山口県伊勢小島、端島南部、小柱島、続島、愛媛県小安居島に分布し、松山花崗閃緑岩の捕獲岩体として愛媛県中島にも産出する。縞状片麻岩帯相当の岩相は本地域内では山口県前島に蒲野花崗閃緑岩の捕獲岩体としてわずかに分布する。

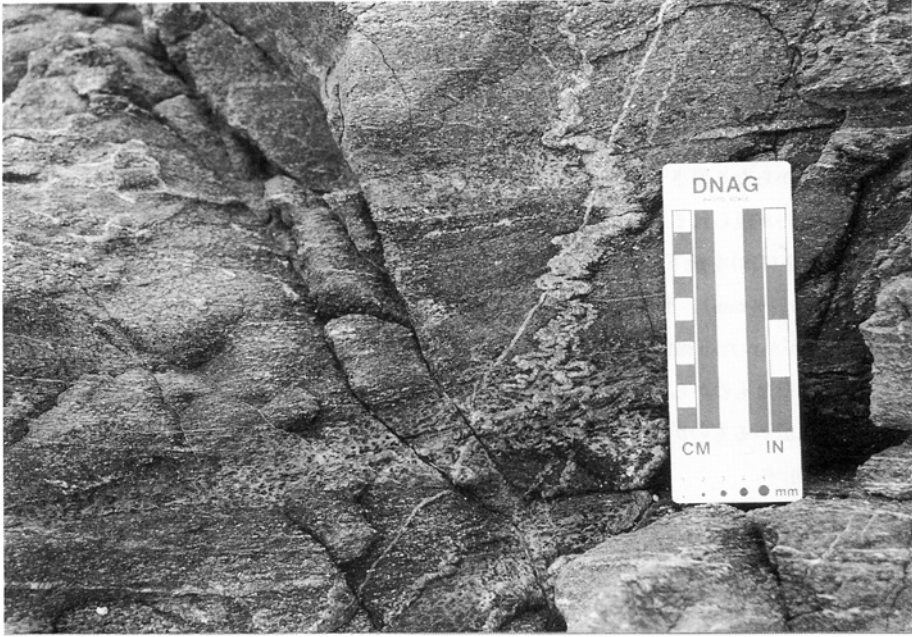
雲母片岩帯では肉眼で鉍物粒を識別できる程度に粒度が粗くなる。また鉍物の再結晶が進行して原岩の碎屑粒子の形を失っている。雲母片岩帯の岩相は珩質片岩 (R_{2c})、白雲母黒雲母片岩・黒雲母片岩

(R₂m), 及び角閃岩(分布が狭いので地質図には示していない)からなる. 雲母片岩帯のうち, 山口県下の伊勢小島, 端島, 小柱島及び続島には珪質片岩と白雲母黒雲母片岩が分布し, 愛媛県小安居島には黒雲母片岩, 珪質片岩と角閃岩が分布する. このほかに小安居島ではバラ輝石からなるマンガン鉱の転石が見いだされた. 続島の白雲母黒雲母片岩は比較的細粒の黒雲母と白雲母に富む黒っぽい基質に, やや粗粒な珪長質鉱物からなる厚さ2-3 mmの白い層を挟む. また珪長質の細脈がしばしばブチグマティックに褶曲しているのが見られる(第11図a).

続島の試料(K & H78)を鏡下で観察すると黒雲母, 石英, 斜長石, 白雲母, 電気石(以上径0.05-0.3 mm), 堇青石(径0.3-3 mm), 不透明鉱物, 燐灰石, 及びジルコン(以上径0.02-0.07 mm)を含む. 黒雲母は $Y \approx Z$ = 赤味がかった茶褐色を呈し, 底面が平行に配列して顕著な片理を形成する. これに対して白雲母は片理に平行なものから大きく斜交するものまで様々である. また白雲母は板状結晶を示すものと, 断面が扇形に広がるものがある. 電気石は小型のものは自形, 大型のものは他形を示し, O = 茶褐色, E = 淡黄色を示す.

小安居島の黒雲母片岩(K & H111)は粗粒な部分では径1 mmに近い黒雲母の底面が片理面を構成するので, 片理に沿って割れた面には強い光沢がある. 鏡下で観察すると, 黒雲母(径0.2-1.5 mm), 石英・斜長石・カリ長石(以上径0.1-0.5 mm), 板状不透明鉱物(径0.05-0.5 mm), 燐灰石, ジルコン, 及びモナズ石(以上径0.01-0.05 mm)を含む(第12図a). 黒雲母は $Y \approx Z$ = 赤褐色を示し, 燐灰石, ジルコン及びモナズ石の自形小結晶を包有する. 黒雲母はジルコンに接して強い多色性ハロを生じている. 不透明鉱物は他形を示し, 黒雲母結晶に挟まれて板状に見える. 小安居島の珪質片岩は黒雲母片岩の中に長径約30 m, 幅3 m位のレンズ状岩体をなして産出し, この珪質片岩は更にレンズ状の長径約10 m, 幅1 m以下の角閃岩の小岩体を含む(第11図b). 珪質片岩は塊状で層理ははっきりとは見えない. 角閃岩は暗緑色層状の部分と白い長石質の縞からなっている. 角閃岩(K & H112)を鏡下で観察すると, 径0.1-0.5 mmの角閃石, 斜長石, 単斜輝石, 及び石英と, 径0.05-0.2 mmの不透明鉱物によって大部分が構成される(第12図b). このほかに部分的に径0.1-0.3 mmの黒雲母を含み, 副成分鉱物としてスフェン, 褐れん石, 燐灰石, 及びジルコン(以上径0.01-0.06 mm)を含む. 角閃石は大きな結晶ではZ軸色が緑褐色を示し, 大きな結晶の縁部と小さな結晶では緑色を示す. 単斜輝石は1枚の薄片内でも偏在し, 角閃石結晶の密集部よりも斜長石と石英に富む部分に多く, 黒雲母を含む部分には存在しない. 黒雲母も薄片内の径5 mm位の範囲内に局部的に偏在し, $Y \approx Z$ = 赤褐色を示す. 黒雲母を含む部分では単斜輝石を含まず, 角閃石も周囲より少ない. 以上の薄片内の鉱物の偏在は角閃岩が不均質な組成の原岩に由来することを示すものと考えられる.

縞状片麻岩といえる岩相は本地域内ではほとんど分布しない. わずかに山口県前島の蒲野花崗閃緑岩の捕獲岩体の黒雲母片岩の一部に黒雲母の濃集する縞と, 黒雲母が少なく珪長質鉱物に富む縞が2-3 mm幅で繰り返す片麻岩と呼ぶ岩相が認められる程度である. 深成岩と変成岩が層状に混在する岩相は, 縞状片麻岩とは区別して, ミグマタイトとして後述する.



a



b

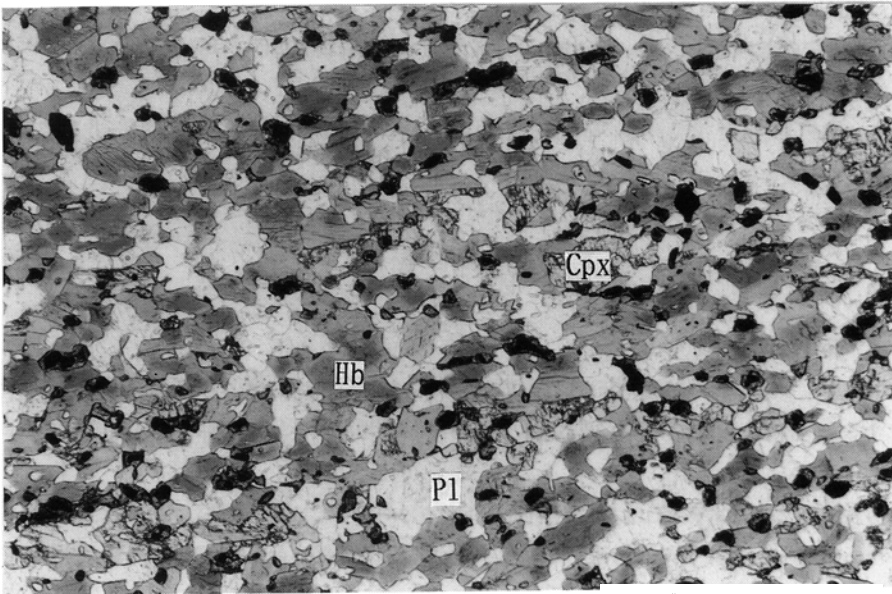
第11図 雲母片岩と角閃岩の露頭写真

- a : 山口県続島の雲母片岩，珪長質の岩脈がフチグマチックに褶曲している
- b : 愛媛県小安居島の珪質片岩に挟在する角閃岩(写真下部の黒色岩)



a

2 mm



b

1 mm

第12図 雲母片岩と角閃岩の顕微鏡写真

a : 愛媛県小安居島の黒雲母片岩(下方ニコルのみ, Bt : 黒雲母)

b : 小安居島の単斜輝石角閃岩(下方ニコルのみ, Hb : 角閃石 Pl : 斜長石 Cpx : 単斜輝石)

IV. 白亜紀火成岩類

IV. 1 概要

本地域は山陽地方から四国北部に分布する片麻状ないし片状構造を持つ深成岩類と、山陽-山陰地方に分布する塊状の深成岩類とが接する部分に位置する。本地域西隣の岩国-柳井地域では古くから深成岩類について研究が行われてきた。岩国地域に分布する深成岩類は、領家古期花崗岩類、領家新期花崗岩類、及び広島花崗岩類の3つに区分され、この順に貫入したことが露頭で確認されている(岡村, 1957, 1967; 東元ほか, 1983など)。

本地域では倉橋島及び柱島地域の深成岩類を肉眼的な岩相の特徴によって、片麻状構造の顕著な花崗岩類Ⅰ、弱い片状構造が認められる花崗岩類Ⅱ、塊状の花崗岩類Ⅲの3つに区分した。花崗岩類Ⅰ、花崗岩類Ⅱ、及び花崗岩類Ⅲは岩相的に岩国地域の領家古期花崗岩類、領家新期花崗岩類及び広島花崗岩類にほぼ相当する。本地域内の深成岩類は互いに海域で隔てられているので、花崗岩類の新旧関係を露頭で決めることができない。ただ花崗岩類Ⅰ、花崗岩類Ⅱ、及び花崗岩類Ⅲの前後関係は、岩相対比される領家古期花崗岩類、領家新期花崗岩類及び広島花崗岩類の前後関係に同じと考えられるので、本報告ではこの順に記述する。本地域の花崗岩類Ⅰはしばしば領家変成岩類の小岩体を捕獲しており、部分的には深成岩と変成岩が混在するミグマタイト岩相を含む。また花崗岩類Ⅲには特殊な岩相として閃長岩を伴うことがある。

白亜紀火成岩類としては深成岩類の他に、閃緑斑岩-マイクロダイオライト、花崗斑岩-花崗閃緑斑岩、及び流紋岩の3種類の岩脈が分布している。

IV. 2 花崗岩類Ⅰ

IV. 2. 1 蒲野花崗閃緑岩(Ga)

岡村(1957)により蒲野片麻状花崗閃緑岩と呼ばれたもの。本報告では岩体名は模式地名+岩石名で呼ぶことにする。模式地は本地域南隣の久賀地域と南西隣の柳井地域にまたがる周防大島(屋代島)の北西海岸(旧蒲野村)。

岩体の分布範囲(第7図参照)は山口県光市付近から東方に向かって二又に分岐し、北側は光市から山口県由宇町の海岸に達する。南側に分岐したものは山口県柳井市南部から周防大島西部を経て本地域内の前島と黒島(岩国市)に至る。本岩体は領家変成岩類に貫入し、岩国地域で田尻花崗岩(花崗岩類Ⅰ相当)、木部花崗岩(花崗岩類Ⅱ相当)、及び岩国花崗岩(花崗岩類Ⅲ相当)の貫入を受けている。模式地から柳井-光市にかけての主岩相は片麻状構造の顕著な粗粒-中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩で、部分的に石英閃緑岩、黒雲母花崗閃緑岩ないし花崗岩を含む。またミグマタイトを伴うことがある。

本地域の前島と黒島では片麻状中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩で、ときに白雲母やザクロ石を含み、模式地に比べると Al_2O_3 に富む傾向がある。前島では縞状片麻岩の捕獲岩体を含み、部分的にミグマタイト状になる。

前島の試料(K&H61)を鏡下で観察すると、石英、斜長石及び黒雲母は同じ鉱物同士が長く伸びながら3-4個連結して片麻状構造を形成しているのが見える。主成分鉱物は石英・斜長石(以上径1-6 mm)、黒雲母(径0.2-1 mm)、カリ長石(径1-3 mm)である。また、副成分鉱物として白雲母(径0.1-0.5 mm)、ざくろ石、ジルコン(以上径0.05-0.2 mm)を含む。石英は他形を示し、著しいサブグレイン化と波動消光をする。斜長石は自形-半自形を示し、縁部を除くと累帯構造がほとんどない。斜長石がカリ長石と接する部分にはまれにミルメカイトを生じている。黒雲母は $Y \approx Z$ = 赤味がかかった褐色を示す。また、黒雲母結晶の外周を白雲母の小結晶が囲んでいることがある。

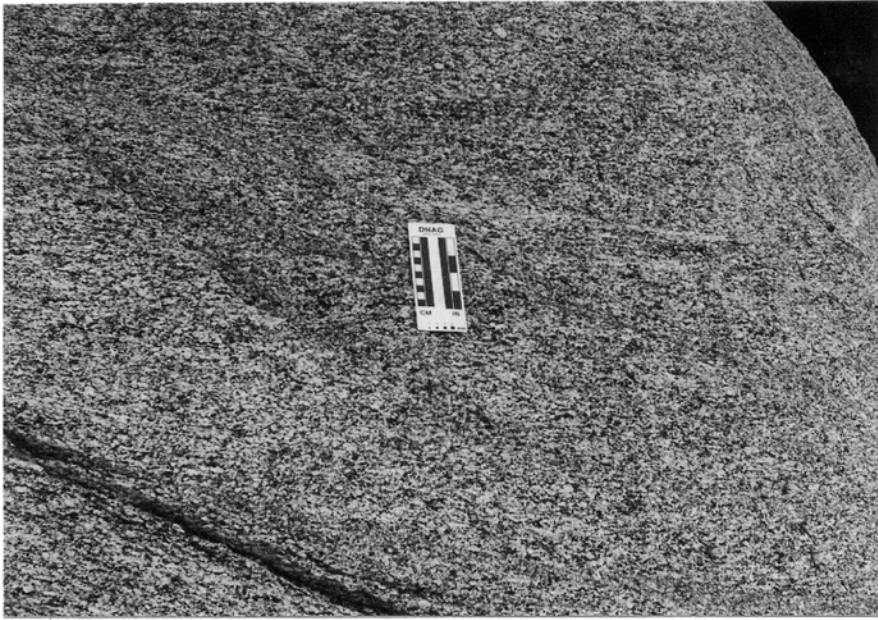
本岩体の放射年代値は岩国-柳井地域内の試料について黒雲母のK-Ar年代値として84 Ma(河野・植田, 1966: 年代値は原著の値, 以下同じ)と 89.5 ± 4.5 Ma(東元ほか, 1983)の2個の値が報告されている。Rb-Sr法では茂野・山口(1976)により、全岩アイソクロン法で 86.6 ± 32.3 Ma, 全岩-黒雲母アイソクロン法で 91.3 ± 4.0 Maと 102.1 ± 4.0 Maの3個の値が、岡野・本間(1983)によって大島花崗閃緑岩と蒲野花崗閃緑岩の2岩体による全岩アイソクロン法で 92.7 ± 2.5 Maと、全岩-鉱物アイソクロン法で 90.8 ± 0.4 Ma, 91.4 ± 1.0 Ma, 及び87.3 Maの4個の値が出されている。一方最近開発されたモナズ石のCHIME法ではSuzuki *et al.*, (1994)によって 95.2 ± 3.9 Maという値が示された。以上の年代値は白亜紀後期の初め頃の値を示しており、領家変成岩類の年代値よりもやや若いと接近している。

IV. 2. 2 菊間トータル岩(Ki)

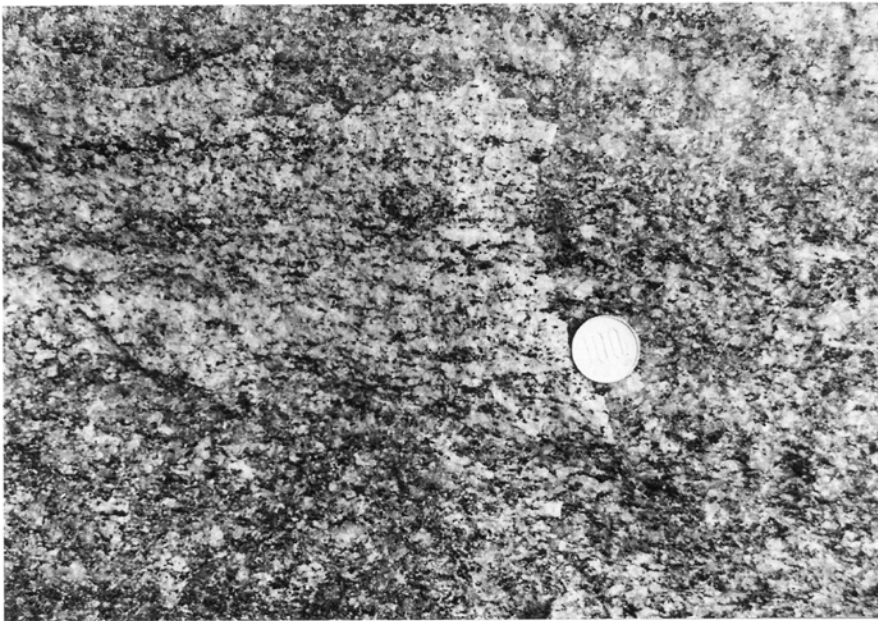
本岩体は桃井(1957)の菊間花崗岩類、及び宮久・平岡(1970)の菊間型花崗閃緑岩に相当するが、カリ長石に乏しいので、菊間トータル岩と呼ぶ。本岩体は越智(1982)によって松山花崗閃緑岩(本報告では花崗岩類IIに区分)に連続する高縄(トータル)岩体に含まれた。しかしその後越智(1991)は高縄岩体を3つに分割して菊間岩体を再び区別した。菊間トータル岩は主として本地域東隣の今治西部地域内の愛媛県高縄半島菊間町から玉川町にかけて分布し、北西海上への延長部が本地域内の安居島に達するものと考えられる。本岩体は安居島で領家変成岩類に注入してミグマタイトになっている。一方今治西部地域内では、南側の北条花崗岩に貫入される(宮久・平岡, 1970; 越智, 1982)。菊間トータル岩の岩相は高縄半島では全体に片麻状構造が発達する中-粗粒トータル岩ないし石英閃緑岩で、部分的にカリ長石を比較的多く含む花崗閃緑岩質の岩相を示す。

本地域内の安居島では中-粗粒単斜輝石含有角閃石黒雲母トータル岩で、東北東-西南西方向の顕著な片麻状構造が発達する(第13図 a)。

安居島の試料(K&H107A)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は斜長石(径0.3-10 mm)、石英(径0.5-4 mm)、黒雲母(径0.2-2 mm)、角閃石(径0.1-0.3 mm)、及び単斜輝石(径0.2-0.4 mm)からなる。副成分としてカリ長石(径0.3-1 mm)、スフェン・褐れん石(以上径0.05-0.3 mm)、ジルコン・燐灰石・不透明鉱物(以上径0.05-0.1 mm)を含む。径0.6-1 cmの斜長石は斑状自形を示すがその他の小型結晶は半自形-他形を示す。斜長石にはほとんど累帯構造がない。斜長石がカリ長石に接する部分にはまれにミルメ



a



b

第13図 菊間トータル岩の露頭写真

a, b: 愛媛県安居島港南西海岸. 花崗岩類 I の典型的な岩相; 造岩鉱物が定向配列して片状になるだけでなく、鉱物が層状に集合して縞状構造を作る

カイトを生じていることがある。黒雲母(Y≒Z=赤褐色)は底面を平行に配列して片理を形成し、更に黒雲母同士が底面の伸長片理と平行方向に数個から数10個も連なるのでな縞状構造が肉眼的にも(第13図 b)、鏡下でも(第14図 a, b)顕著に認められる。石英は波動消光とサブグレイン化が著しい。また石英粒子が片理方向に伸長して長石類と珪長質鉱物の層をなし、黒雲母や角閃石に富む優黒質層と互層して縞状構造になる。角閃石(Z=緑色)はレリック状単斜輝石の外側にc軸を平行にして外套成長している。副成分鉱物のうち、スフェンと燐灰石はいずれも自形を示し、黒雲母に伴う。

IV. 2. 3 ミグマタイト(mi)

花崗岩類 I は領家変成岩類を捕獲しており、その一部には地質図に表現できる範囲でミグマタイトと呼びうる産状を示す。

山口県久賀町前島の北岸では母岩の蒲野花崗閃緑岩から漸移的に黒雲母に富む暗褐色—緑褐色の部分と珪長質鉱物とザクロ石を含む白色の部分が縞状に重なるミグマタイトに移化する(第15図)。ミグマタイト中には礫状の珪質片麻岩(第15図 a 中央: Si)や角閃岩(第15図 b 左下: Am)が、原岩の層理面をミグマタイトの縞状構造と斜交した状態で含まれているのが見られる。これらは周囲のミグマタイトが流動化した際も堅い岩石として存在し、流動によって回転したものと考えられる。

愛媛県北条市安居島東海岸では菊間トータル岩の領家変成岩類への注入によるミグマタイトが見られる(第16図 a, b)。ここでは中-粗粒の白っぽいトータル岩が細粒の黒雲母片岩の片理面に沿って注入し、脈幅1 m 以上から薄いものでは1 cm 以下で粗粒鉱物1個分の厚みしかない部分や、レンズ状に孤立したのまで見られる。ミグマタイトでは注入したトータル岩側に急冷相が認められず、領家変成岩類には接触変成作用が認められない。

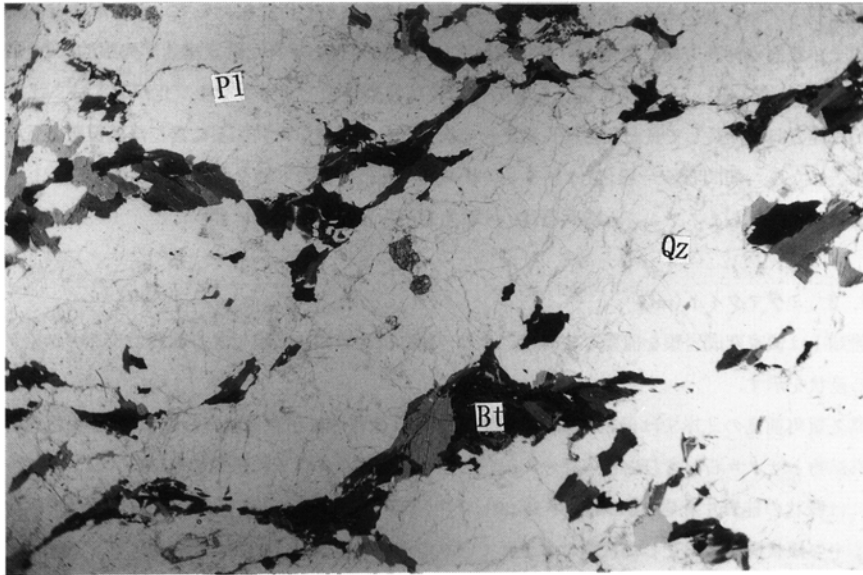
IV. 3 花崗岩類 II

IV. 3. 1 松山花崗閃緑岩(Mgd, Mto)

桃井(1957)の松山花崗岩、岡村(1967)の松山花崗閃緑岩、宮久・平岡(1970)の松山型花崗閃緑岩に相当する。

松山花崗閃緑岩は愛媛県松山市北東部から高縄半島の大部分を占めて分布し、西方海上への延長部が本地域内の中島北部と大館場島及び小館場島に分布している。高縄半島では粗粒な角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、弱い片状構造を持つ。他の岩体との関係は、高縄半島中部では東西方向に伸長する数列の石英閃緑岩のレンズ状岩体(河野(型)閃緑岩)を捕獲し、湯山(型)及び笠松山・葛谷(型)花崗岩に貫入される(宮久・平岡, 1970)。

本地域内の松山花崗閃緑岩は中島北部で領家変成岩類を捕獲し、南側を塊状の黒雲母花崗岩に、北東側を歌崎花崗岩にそれぞれ貫入されている(石橋, 1960)。中島北部では中-粗粒の単斜輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩で、岩石中に分散した角閃石の長軸と黒雲母の底面が東西方向に伸長した弱い片状構造を示す(第17図)。また片状構造と同じ面内に伸長したレンズ状暗色包有物を含む。また花崗閃緑岩に伴って中島大泊の北西海岸には径数10 m から200 m 位の細粒角閃石黒雲母トータル



a

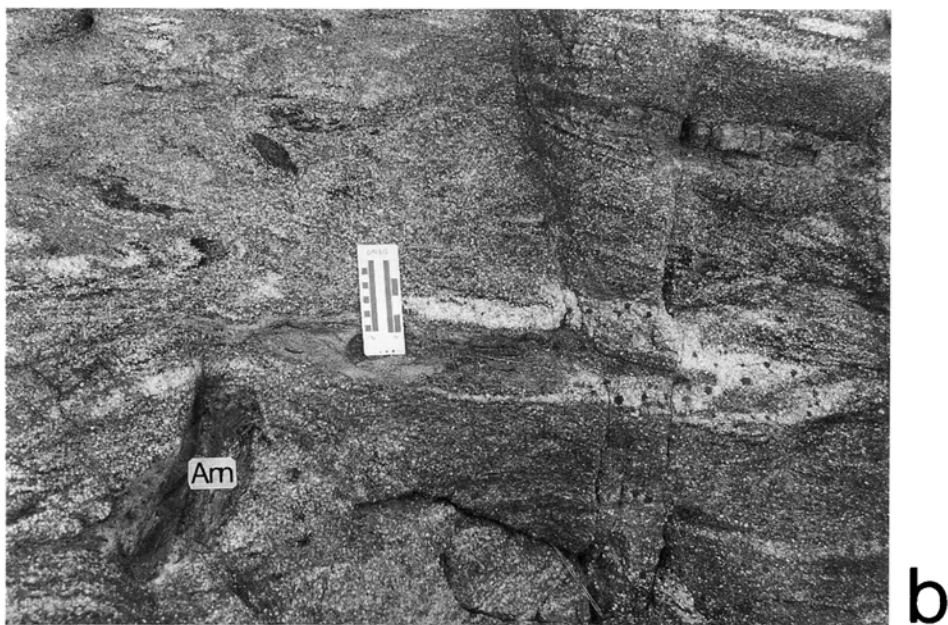
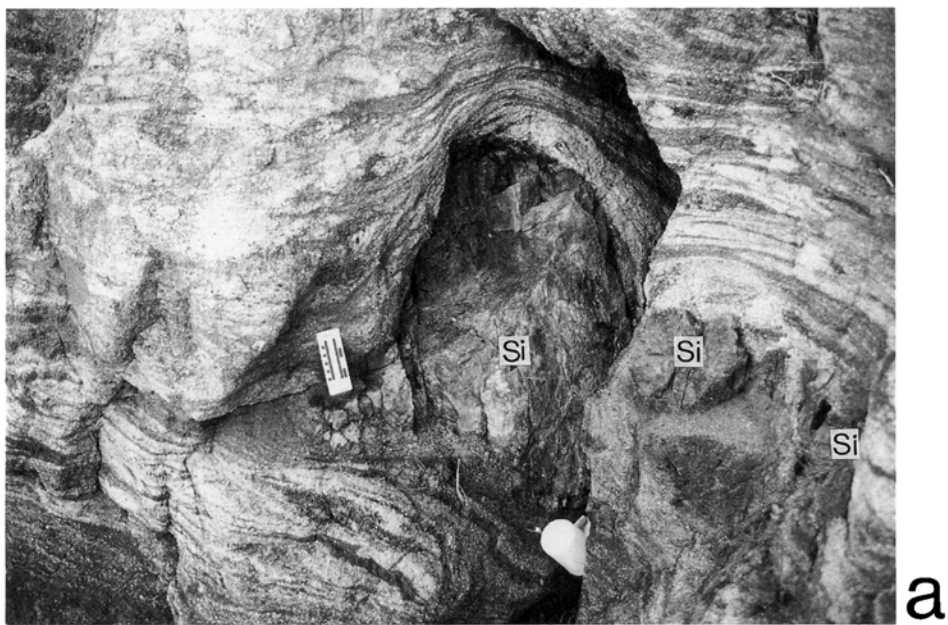
2 mm



b

第14図 菊間トーナラル岩の顕微鏡写真

a : 愛媛県安居島港南西の試料(下方ニコルのみ, Qtz : 石英 Pl : 斜長石 Bt : 黒雲母)
b : (クロスニコル)



第15図 前島のミグマタイトの露頭写真

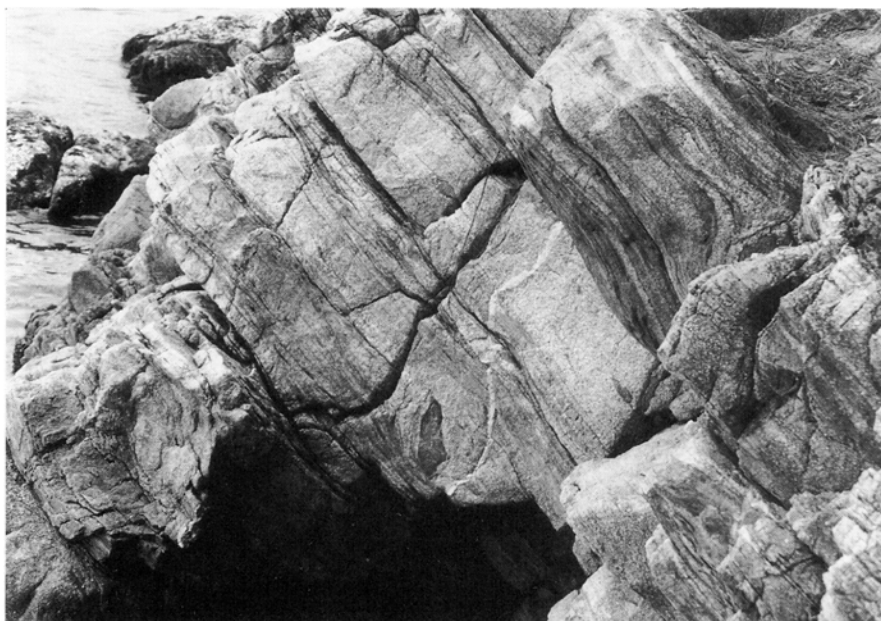
山口県久賀町前島北西海岸. 変成岩の岩片が周囲の層状構造に斜交し、回転している

a : 珪質片岩 (Si) を含むアグマタイト

b : 角閃岩 (Am) を含むアグマタイト



a

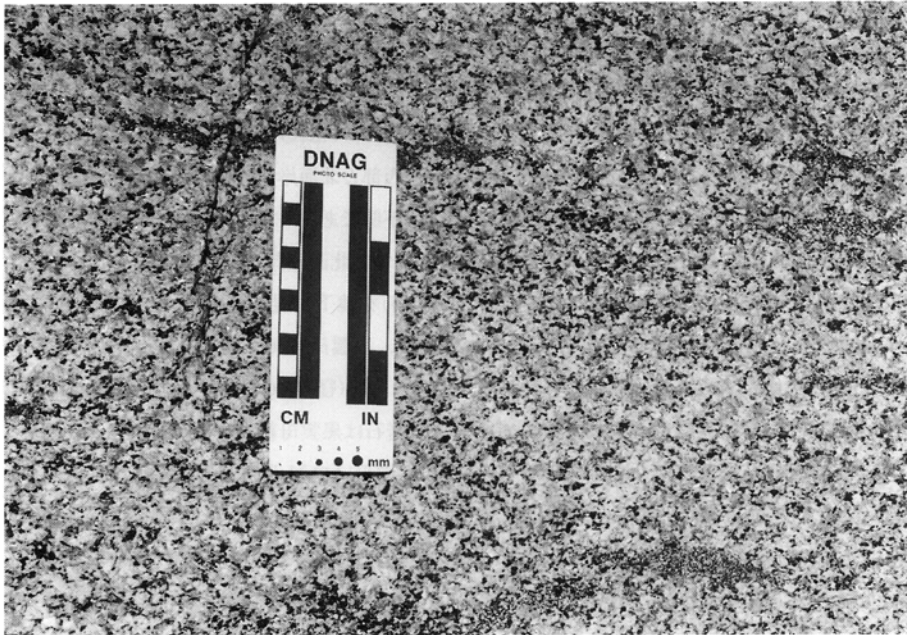


b

第16図 安居島のミグマタイトの露頭写真

a : 雲母片岩(褐色細流部)に細かく注入する菊間トータル岩(白色粗粒部)

b : 菊間トータル岩中の塩基性包有物(写真中央下部)は、トータル岩注入の際に壁との摩擦によって回転している



第17図 松山花崗閃緑岩の露頭写真

愛媛県中島北海岸。花崗岩類Ⅱの典型的な岩相；造岩鉱物の定向配列による片状構造を作るが、縞状にはならない

岩の小岩体が分布している。

中島の試料(K&H91)を鏡下で観察すると、花崗閃緑岩(Mgd)の主成分鉱物は、斜長石(径1-8 mm)、石英(径0.2-5 mm)、黒雲母(径0.2-3 mm)、カリ長石(径0.2-2 mm)、角閃石(径0.3-3 mm)、及び単斜輝石(径0.2-1.5 mm)からなり、副成分鉱物として、不透明鉱物(径0.05-0.2 mm)、スフェン(径0.05-0.1 mm)、ジルコン、及び燐灰石(以上径0.02-0.08 mm)を含む。斜長石は半自形を示し、弱い累帯構造を持つ。石英は他形で著しくサブグレイン化したり、サブグレイン化しないものでも波動消光が顕著である。黒雲母は $Y \approx Z$ = 赤褐色を示し、変形によるキンクバンドを生じていることがある。角閃石は自形で $Z =$ 緑褐色を示す。単斜輝石は自形を示し、単独結晶をなすものと、外側を角閃石の外套結晶が包む場合がある。

IV. 3. 2 東和花崗閃緑岩(Tgd, Tto)

命名は岡村(1957)による。本岩体は本地域南隣久賀地域内の周防大島東部の山口県東和町から橘町に分布し、更に北方の浮島、本地域内の山口県柱島の西岸と東岸の一部、端島北部、手島北部、及び保高島に露出する。

本岩体は領家変成岩類とは端島南部と久賀地域内の周防大島及び東和町情島で接し、これを捕獲している。周防大島橘町西部で蒲野花崗閃緑岩と接し、接触面が蒲野花崗閃緑岩の構造に斜交する(第7図)ことから、蒲野花崗閃緑岩に貫入していると考えられる(岡村, 1957)。柱島では柱島花崗岩が本岩体に

貫入し、接触部付近では本岩体を捕獲しているのが観察される。

東和花崗閃緑岩の岩相は模式地の周防大島では部分的に片状構造が認められる粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし黒雲母花崗閃緑岩質で、西部ではややトータル岩質に、東部では花崗岩に近い組成を示す(岡村, 1957)。本地域内では端島中-北部と柱島東部と西部に粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩が分布し、部分的に細粒黒雲母花崗閃緑岩に漸移する。また端島南西部と北海岸には粗粒黒雲母角閃石トータル岩の小岩体が分布するが、主岩相の花崗閃緑岩との関係は不明である。本花崗閃緑岩には部分的に弱い片状構造が認められ、端島で西北西-東南東方向、柱島西部で北北西-南南東方向に発達している。

最も典型的な岩相を示す柱島西部の試料(Tgd, K&H74)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は石英(径0.5-8 mm)、斜長石(径1-4 mm)、カリ長石(径1-3 mm)、黒雲母(径0.2-3 mm, Y≒Z=茶褐色)、及び角閃石(径0.5-3 mm)からなり、副成分鉱物として、褐れん石(径0.1-0.8 mm)、スフェン・燐灰石・ジルコン及び不透明鉱物(以上径0.05-0.3 mm)を含む。本岩石は黒雲母結晶が集合して径3-8 mmのクロットを作る。主成分鉱物のうち斜長石、角閃石、及び黒雲母は自形-半自形を示すが、石英とカリ長石は他形を示す。石英は径0.2-0.3 mm程度にサブグレイン化し、サブグレインの内部も波動消光をする。端島の細粒黒雲母角閃石トータル岩(Tto, K&H66)は肉眼でも鏡下でも片状組織は認められない。主成分鉱物は斜長石(径0.2-4 mm)、角閃石(径0.1-1 mm)、石英(径0.1-0.3 mm)、及び黒雲母(径0.1-2 mm)からなり、他に不透明鉱物・燐灰石及びジルコン(以上径0.05-0.2 mm)を含む。石英に弱い波動消光が認められる以外には変形をうかがわせる組織は認められない。

本岩体の放射年代値は、茂野・山口(1976)が周防大島の試料について全岩-黒雲母アイソクロン法で 95.5 ± 4.3 Ma、全岩-全岩アイソクロン法で 76.8 ± 49.2 Maを報告している。

IV. 3. 3 横島花崗閃緑岩(新称: Ygd, Ygr, Yto)

横島花崗閃緑岩は倉橋町横島とその北西の小さな孤立岩と黒島の一部に分布する。

本花崗閃緑岩は花崗岩類IIの中では比較的是っきりした西北西-東南東方向の片状構造を持っている。また、横島の北部には片状構造に斜交して北北西-南南東方向の流理が認められることがある。本岩体は径1-5 cmのカリ長石斑晶を含む粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Ygd)、粗粒の黒雲母花崗岩(Ygr)、及び細粒の黒雲母角閃石トータル岩(Yto)の3つの岩相からなり、脈状のペグマタイトとアプライトを伴う。粗粒の花崗閃緑岩は横島の大部分と横島北西の孤立岩に分布し、横島南西部の粗粒花崗岩と細粒トータル岩に貫入する。横島花崗閃緑岩には暗色包有物がほとんど見られないが、横島南部には母岩の花崗閃緑岩との境に凹凸があつて、所々が途切れた細長い(幅1 m、延長40 m以上)雲形の塩基性包有岩が見られる(第18図)。これは母岩が固結する前に貫入した塩基性岩脈が母岩の流動で変形したものと考えられる。本岩体は周辺の他の深成岩体とは接していないが、閃緑斑岩と花崗斑岩の岩脈が貫入している。

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Ydg, K&H100)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は石英(径0.5-10 mm)、斜長石(径0.2-6 mm)、カリ長石(径1-5 mm: 他形の結晶、自形の斑晶は上述)、黒雲母(径0.2-2.5 mm, Y≒Z=茶褐色)、及び角閃石(径0.5-1.5 mm, Z=緑色)からなり、副成分としてスフェン、燐灰石、ジルコン、及び不透明鉱物(以上径0.02-0.1 mm)を含む。石英は著しくサブグレイン化し、サブ



第18図 synplutonic な塩基性岩脈の露頭写真

倉橋町横島の南東海岸。塩基性岩脈は写真の上下方向にのびているが、母岩の流動でくびれたり、切れて岩脈本体から離れた
りしている

グレイン化した粒子にも波動消光が見られる。黒雲母、カリ長石、及び斜長石にも固結後の変形作用を受けて劈開面や双晶片が湾曲している。斜長石は弱い累帯構造を持ち、カリ長石と接する縁部にはミルメカイトを生じている。カリ長石には細い糸状パーサイトとマイクロクリン格子構造が認められる。

一方花崗閃緑岩の貫入を受けて捕獲されている粗粒黒雲母花崗岩(Ygr, K&H103)は主成分鉱物が、石英(径0.5-10 mm)、斜長石(径0.5-6 mm)、カリ長石(径1-5 mm)、及び黒雲母(径0.3-4 mm, $Y \approx Z$ = 茶褐色)からなり、副成分として燐灰石とジルコン(径0.01-0.05 mm)を含む。母岩の花崗閃緑岩と同様に、石英、斜長石、カリ長石、及び黒雲母に歪が認められる。カリ長石と斜長石の接する部分にはミルメカイトが生じている。

倉橋町黒島南西部の領家変成岩類に貫入する岩体は便宜的に横島花崗閃緑岩の粗粒花崗岩に含めた。黒島の花崗岩には副成分鉱物として白雲母を含む。

IV. 3. 4 柱島花崗岩類(新称: Hf, Hc)

柱島花崗岩は山口県柱島群島のうち、柱島の主要部、中小島、手島南部に露出し、岩脈状岩体として続島と小柱島の領家変成岩中にも貫入している。また、本岩体は柱島で東和花崗閃緑岩に貫入接触し、その一部を捕獲している。接触部での貫入方向は北北西-南南東で、本岩体の分布する島々の分布方向と一致している。恐らく本岩体は北北西-南南東方向に伸長しているであろう。

本花崗岩は粒度によって粗粒黒雲母花崗岩(Hc)と、細-中粒黒雲母花崗岩(Hf)に区別される。粗粒花崗岩中には白雲母やザクロ石を含むペグマタイトを伴うことがある。HcとHfはいずれも均質で、暗色包有物を含まない。片状構造は柱島ではあまり明瞭ではないが、手島では西北西-東南東方向を示し、周辺の端島や横島の片状構造と調和的である。この片状構造は前述した貫入面及び岩体の伸長方向に斜交することから、本岩体の貫入時に形成されたのではなく、他の岩体と同じく広域的な南北方向の圧縮応力下で形成されたものと考えられる。

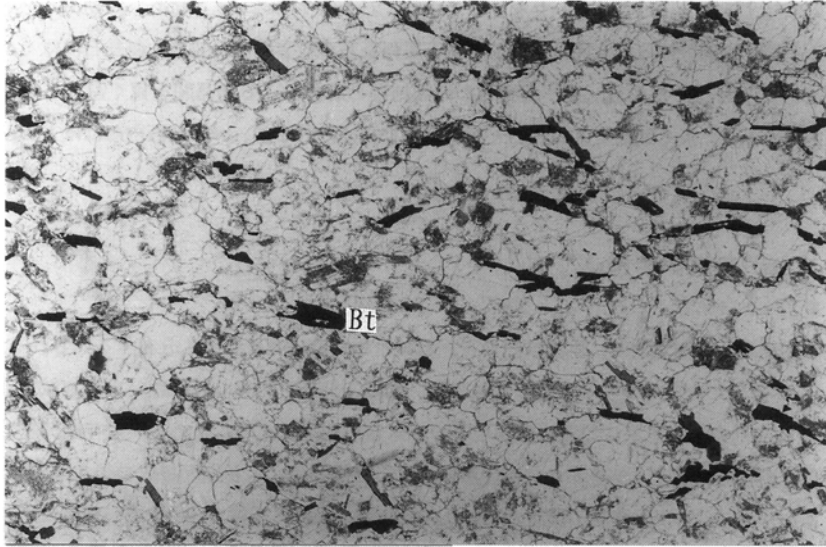
手島の粗粒黒雲母花崗岩(Hc, K&H72)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は石英(径0.5-7 mm)、斜長石(径0.5-5 mm)、カリ長石(径1-5 mm)、及び黒雲母(径0.2-3 mm, Y≒Z=茶褐色)からなる。黒雲母は集合して径5-8 mmのクロットになることがある。このほか副成分としてジルコン・燐灰石(径0.02-0.5 mm)を含む。半自形-自形の斜長石がカリ長石と接する場合には斜長石の一部がカリ長石側に張り出して斜長石と石英の連晶からなるミルメカイトを生じている。また他形のカリ長石同士が接する場合には、接合面に沿って径0.1-0.2 mmの卓状自形の曹長石質斜長石の小結晶が数珠玉状に連なり、その中にもミルメカイトを生じている。石英にはサブグレイン化と波動消光が顕著である。斜長石は弱い累帯構造を持ち、結晶内部に白雲母を含むことがある。カリ長石には細かいパーサイトとマイクロリン格子構造が認められる。

IV. 3. 5 歌崎花崗岩(Uc, Uf)

石橋(1960)の歌崎型花崗岩に相当する。石橋(1960)は中島中部-南部に分布する塊状黒雲母花崗岩(花崗岩類Ⅲに相当)よりも新期の岩体としたが、片状組織を持っているので、本報告では花崗岩類Ⅱに区分する。

本花崗岩は愛媛県中島北部の大泊から歌崎にかけてと、沖ノ孤島及び地ノ孤島に分布する。大泊の漁港脇、歌崎及び地ノ孤島で松山花崗閃緑岩の径1-10 mの捕獲岩を含むのが観察される。本岩体は大泊付近の中-粗粒黒雲母花崗岩(Uc)と細粒白雲母黒雲母花崗岩(Uf)からなり、いずれも東西方向の弱い片状構造を有する。東西方向の片状構造は中島北部の松山花崗閃緑岩の片状構造の方向と同じである。

中島歌崎の南海岸の細粒白雲母黒雲母花崗岩(Uf, K&H94, 第19図)を鏡下で観察すると主成分鉱物は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母(以上径0.1-1 mm)、及び白雲母(径0.1-2 mm)からなり、副成分鉱物としてジルコンと不透明鉱物(径0.01-0.05 mm)をまれに含む。黒雲母はY≒Z=暗褐色を示し、自形板状結晶の底面を平行に配列して片状構造を作る。これに対して白雲母は他形で、底面の方向は片状構造と斜交し、しばしば径2 mm位の斑状結晶になる。石英には軽微な波動消光が見られるが、ほとんどサブグレイン化していない。カリ長石は片状構造の面内に長く伸びた柱状半自形-他形結晶で、内部に石英の小結晶を包有する。



第19図 歌崎花崗岩の顕微鏡写真
愛媛県中島歌崎南海岸 (下方ニコルのみ, Bt: 黒雲母)

IV. 4 花崗岩類 III

花崗岩類 III は Kojima (1954) が単一の岩体として広島花崗岩と呼んだものであるが、後に細分されるようになった。本報告では細分された岩体について東元ほか(1985)の岩体名を使用する。

IV. 4. 1 大地蔵花崗岩 (Ojc, Ojm)

東元ほか(1985)命名。

大地蔵花崗岩は本地域北東部の広島県上蒲刈島南部, 上黒島, 下黒島から北隣の呉地域内下蒲刈島南部に分布する。

本花崗岩は粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩 (Ojc), 中粒黒雲母花崗岩 (Ojm), 及び細粒白雲母含有黒雲母花崗岩からなり, 前2者が本地域内に分布する。本花崗岩には片状組織がなく塊状である。本花崗岩は呉地域内で玖珂層群相当の芸予層に貫入し, 本地域北東部の上蒲刈島黒鼻で弱い片状構造を有する中一粗粒黒雲母花崗岩(地質図では Uc として表現)を捕獲している。

上黒島の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Ojc, K&H117)を鏡下で観察すると, 主成分鉱物は石英(径 0.5-10 mm), 斜長石(径0.3-12 mm), カリ長石(径1-5 mm), 黒雲母(径0.2-2.5 mm, Y ≒ Z = 暗褐色), 及び角閃石(径0.5-4 mm, Z = 緑褐色)からなり副成分として褐れん石(径0.1-0.5 mm), 不透明鉱物(径 0.05-0.2 mm), スフェン(径0.05-0.1 mm), ジルコン・燐灰石(径0.02-0.06 mm)を含む。黒雲母と角閃石は集合して径 1-5 mm のクロットになる。黒雲母は燐灰石・ジルコン・褐れん石を包有し, ジルコン

と褐れん石に接する部分には多色性ハロを生じている。石英はサブグレイン化し、波動消光を示す。カリ長石同士が接する部分には接合面に沿って曹長石質斜長石の粒界結晶が並び、斜長石内にミルメカイトを生じている。石英、斜長石、及び角閃石には固結後の圧砕による結晶間を貫く割目が発達している。この割目は石英に最も顕著で、斜長石と角閃石にも認められるが、カリ長石内にはほとんど見られない。

IV. 4. 2 音戸花崗閃緑岩 (On)

命名は東元ほか(1985)。

音戸花崗閃緑岩は倉橋島北部、呉地域内の音戸町田原から波多見にかけて分布するとされる(東元ほか, 1985)。本報告では呉地域の岩体から離れてはいるが、分布と岩相の共通性から本地域北部の音戸町藤脇^{ふじのわき}と東能美島の大柿町深江周辺に分布する岩体も音戸花崗閃緑岩に含める。本花崗閃緑岩と呉花崗岩の関係は漸移的に見える部分が多いが、藤脇では呉花崗岩中に本花崗閃緑岩の径 3-10 m の捕獲岩が見られることから、音戸・藤脇・深江の岩体も同様に呉花崗岩に捕獲されて分布が離れたものと考えられる。

本岩は径 1-3 cm のカリ長石自形斑晶を含むことが多いのが特徴である。大柿町深江の試料(K&H17)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は石英(径0.3-4 mm)、斜長石(0.2-5 mm)、カリ長石(1-30 mm)、黒雲母(径0.2-2 mm, Y≒Z=茶褐色)、及び角閃石(径0.3-4 mm, Z=緑色)からなり、副成分として褐れん石(径0.2-0.8 mm)、スフェン(径0.05-0.2 mm)、ジルコン(径0.02-0.1 mm)及び燐灰石(径0.02-0.05 mm)を含む。斑晶のカリ長石は、黒雲母・角閃石・石英・斜長石の小結晶を包有している。大地蔵花崗岩と同様に、本花崗閃緑岩の石英・斜長石・角閃石にはこれらの鉱物を貫く圧砕による割目が発達しているが、カリ長石には割目が認められない。斜長石には累帯構造が発達する。斜長石とカリ長石の接触する部分にはミルメカイトが認められる。

IV. 4. 3 呉花崗岩 (Kut, Kuc, Kuf)

命名は東元ほか(1985)。

呉花崗岩は本地域北部から北隣の呉地域内に広がっているが、呉地域以北と以東については範囲が決められていない。本地域内では、広島県倉橋島・呉市情島・小情島・鈴鹿島・弁天島・鹿島・羽山島・笹小島・東能美島・長島・沖野島・大黒神島・甲島及び山口県姫小島に分布する。

本花崗岩は倉橋島北部の音戸町藤脇付近と東能美島西部で音戸花崗閃緑岩の一部と考えられる小岩体を捕獲している。東能美島の陀峯山東方と南海岸にも径 1-5 m の音戸花崗閃緑岩の捕獲岩を含む。また、倉橋島の南西部の倉橋町大向^{おおこう}周辺と鹿島砦の元付近及び大黒神島南海岸では玖珂層群に由来すると考えられる泥質岩と砂岩のホルンフェルスないし黒雲母スレートの径 1-10 m 規模の捕獲岩を含んでいる。北隣の呉地域内では本花崗岩が、玖珂層群相当の芸予層と白亜紀火山岩類の高田流紋岩類に貫入してこれらに接触変成作用を与えている。一方本花崗岩に対しては、白亜紀と中新世の岩脈が多数貫入している。呉花崗岩の岩相は多様であるが、大きく分けると中-粗粒黒雲母花崗岩(Kuc)、細粒黒雲母花崗岩(Kuf)、及び細粒-中粒の単斜輝石含有黒雲母角閃石閃緑岩ないし角閃石黒雲母トータル岩(Kut)の

3つからなる。

中-粗粒黒雲母花崗岩 (Kuc) は呉花崗岩の主岩相で、模式地の呉地域内から本地域北部の島嶼、特に倉橋島に広く分布する。中-粗粒黒雲母花崗岩のうち、倉橋島の早瀬・宇和木・桂浜付近、鹿島東部、及び甲島には角閃石を含み、部分的に花崗閃緑岩に近い岩相になる部分がある。また東能美島、沖野島、呉市情島、及び小情島には白雲母を含む岩相が分布する。角閃石と白雲母が共存する岩相はなく、両者の分布は離れている。白雲母を含む岩相にはミアロリティックな晶洞や大型の自形結晶からなるペグマタイトをよく伴う。東能美島南西の秀地海岸のペグマタイトからは3相のカリ長石(正長石・微斜長石及び氷長石)、石英、曹長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石、緑れん石、黄玉、束沸石、カオリナイト、及びモンモリロナイトの産出が記載されている(渋谷・北風, 1969)。本花崗岩には片状構造や暗色包有物はほとんど認められないが、中-粗粒黒雲母花崗岩の岩相内にはしばしば第20図に示すようなシュリーレン構造が認められる。これは黒雲母や角閃石の含有量の違いによる明暗の縞模様で、花崗岩マグマの流動を示す流理と考えられる。シュリーレン構造は水平ないし30度位のゆるい傾斜を示し、波うったり塊状花崗岩に切られたりしており、黒雲母には定向配列が認められない。この点でシュリーレンは花崗岩類ⅠやⅡに認められる片麻状構造や片理とは明らかに異なる。シュリーレンの走向は倉橋島中-西部から東能美島では北西-南東ないし西北西-東南東方向が多い。また倉橋島南東部では東北東-西南西方向のものが卓越する傾向が認められる。倉橋島南東部では径1-3 cmの斑状カリ長石もシュリーレンを形成することがある。鹿島南部では中-粗粒岩相が変質作用を受けて黒雲母が淡色の緑泥石になったり、長石が白濁している。部分的には珪化岩も見られる。

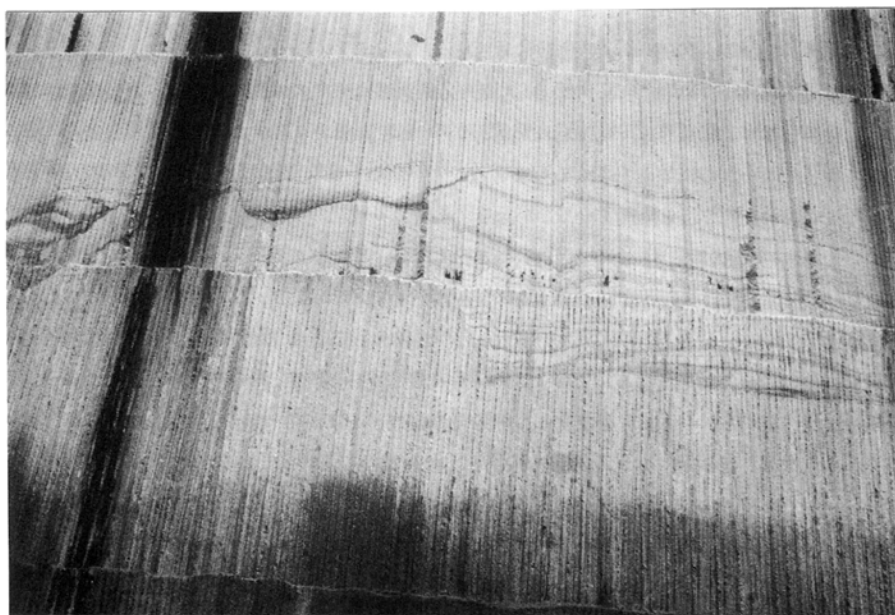
細粒黒雲母花崗岩 (Kuf) は東能美島-沖野島-大黒髪島南東部にやや大規模に分布し、倉橋島では岩脈状に伸びた産状を示す。細粒黒雲母花崗岩は黒雲母が中-粗粒岩相よりも少なく、白雲母を含むことが多い。呉市情島では白雲母に加えてざくろ石を含むことがある。細粒黒雲母花崗岩は主岩相の中-粗粒黒雲母花崗岩に貫入してこれを捕獲することがある。北隣の呉地域内では本岩相が主として岩脈状の産状を示すことから、吉田(1961)は二河複合岩脈群と呼んだが、東元ほか(1985)は呉花崗岩の岩相の1つとした。この細粒黒雲母花崗岩は本地域では主に岩脈状を示すが、広島県と山口県境の甲島では粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩を覆うように水平面で接する。甲島の産状は広島地域(高橋, 1991)で成層構造として大規模に発達するのに似ている。このように細粒花崗岩が中-粗粒花崗岩の天井をなして垂直方向に累帯構造をなす機構は、1つの可能性として細粒花崗岩のメルトが中-粗粒花崗岩のマグマよりも密度が小さかったため、花崗岩マグマの上部に移動して水平方向に広がって生じたと考えられた(高橋, 1993)。

細-中粒単斜輝石含有黒雲母角閃石閃緑岩ないし角閃石黒雲母トータル岩 (Kut) は鹿島中部にのみ分布する。鹿島西部の海岸では主岩相の中-粗粒の黒雲母花崗岩が岩脈状に本岩相に貫入しているところが見られる。以下に3つの岩相を代表する岩石の鏡下での特徴を述べる。

倉橋島^{おさめ} 納西方の呉石材合資会社の石切り場の試料(K&H50)は典型的な粗粒黒雲母花崗岩(Kuc)で淡紅色のカリ長石が美しい。鏡下で観察すると、主成分鉱物は、石英(径1-7 mm)、カリ長石(径3-15 mm)、斜長石(径0.5-5 mm)、及び黒雲母(径0.2-2.5 mm, Y≒Z=暗褐色ないし帯緑暗褐色)で、副成分鉱物として褐れん石(径0.1-0.3 mm)、蛍石(径0.5-1 mm)、ジルコン、及び燐灰石(径0.02-0.05 mm)を



a



b

第20図 呉花崗岩に見られるシュリーレン(流理構造)

a : 広島県と山口県の境の甲島に見られる層状シュリーレン

b : 倉橋島桂浜(宮ノ浦)北東の倉橋石材工業(株)の石切場内部に見られるシュリーレン

含む。この他に石英中にまれに径0.1 mm 位の白雲母を含むことがあり、緑泥石化した黒雲母中に不透明鉱物を含むことがある。石英にはサブグレイン化と波動消光が認められるが、あまり顕著ではない。カリ長石には幅の広いパーサイトと微斜長石の格子構造が見られる。カリ長石同士の間にはまれに粒間斜長石を生じ、斜長石内部にミルメカイトを生じていることがある。斜長石の内部には自形に成長していたことを示す累帯構造を残すが、外縁でカリ長石に接する部分では石英や他の斜長石と接する部分よりも外側に突き出した他形の外形になっている。ジルコンは黒雲母に黒いハロを与えている。

東能美島の^{だぼう}陀峯山付近の細粒白雲母含有黒雲母花崗岩(Kuf, K&H5)は灰色の花崗岩である。鏡下で観察すると、主成分鉱物は石英(径0.1-1.5 mm)、カリ長石(径0.5-1 mm)、斜長石(径0.1-4 mm)、黒雲母(径0.1-1mm, Y≒Z=暗褐色)、及び白雲母(径0.05-0.5 mm)からなり、副成分鉱物として蛍石(径0.1-1 mm)、ジルコン・不透明鉱物(径0.02-0.1 mm)を含む。呉花崗岩中の白雲母は石英や斜長石に含まれていたり、黒雲母に伴う場合があるが、東能美島や呉市情島では単独の結晶として含まれている。斜長石にはほとんど累帯構造がない。また斜長石とカリ長石の接触部にもミルメカイトは生じていない。

鹿島西部の細粒角閃石黒雲母トータル岩(Kut, K&H43)を鏡下で観察すると、主成分鉱物は斜長石(径0.3-4 mm)、石英(径0.1-1.5 mm)、黒雲母(径0.2-1.5 mm Y≒Z=茶褐色)、及び角閃石(径0.3-2 mm, Z=緑褐色)からなり、副成分鉱物として不透明鉱物(径0.05-0.2 mm)、燐灰石(径0.02-0.1 mm)、褐れん石(径0.1-0.8 mm)、スフェン(径0.05-0.1 mm)、及びジルコン(径0.05-0.2 mm)を含む。本岩は不透明鉱物が多いことと、ジルコン結晶が比較的に大粒である点の特徴である。

呉花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代測定は東元ほか(1985)によって、呉地域内の中-粗粒黒雲母花崗岩について81.6±4.1 Ma と89.0±4.5 Ma という値が、細粒黒雲母花崗岩について79.7±4.8 Ma と85.7±4.3 Ma という合計4個の年代値が報告されている。

IV. 4. 4 閃長岩(Sy)

本地域内の閃長岩は渋谷・北風(1969)が既に言及している。閃長岩は本地域では呉花崗岩の分布域にのみ見いだされるが、瀬戸内海各地の他の深成岩体にも随伴しており(吉田, 1961; 村上, 1976など)、呉花崗岩に固有の岩相ではない。

本地域の閃長岩は倉橋島東海岸、東能美島南西部、大黒神島及び甲島に幅20 cm ないし5 m、延長2 m ないし100 m 規模の薄い板状の分布をする。閃長岩の近くでは母岩の呉花崗岩は一般に強く破碎されており、花崗岩中に見えるいく筋かの割目に沿って紅色のカリ長石に富み石英に乏しい閃長岩を産する(第21図)。閃長岩には径1-5 cm の塊状の褐鉄鉱を伴うことがある。母岩の花崗岩と閃長岩の間は漸移的で境界は認められない。これらの産状から閃長岩はMurakami(1959)が述べたように花崗岩中の割目に沿ったアルカリの交代作用で生じたものであろう。

倉橋島東端の亀ヶ首の閃長岩(K&H59)を鏡下で観察すると、主成分鉱物はカリ長石(径2-10 mm)、斜長石(径0.2-4 mm)、緑泥石(径0.05-2 mm)、及び緑れん石(径0.01-0.4 mm)からなり、副成分としてジルコン・燐灰石(径0.02-0.1 mm)、及び石英(径0.1 mm±)を含む。カリ長石は全体の約6割を占め、微斜長石格子構造を示す(第22図)。斜長石は一般に著しく破碎されている。緑泥石は径0.05 mm 前後の小球状集合体をなすものと黒雲母を置換するものがあり、後者はもとの包有物として燐灰石とジル



a

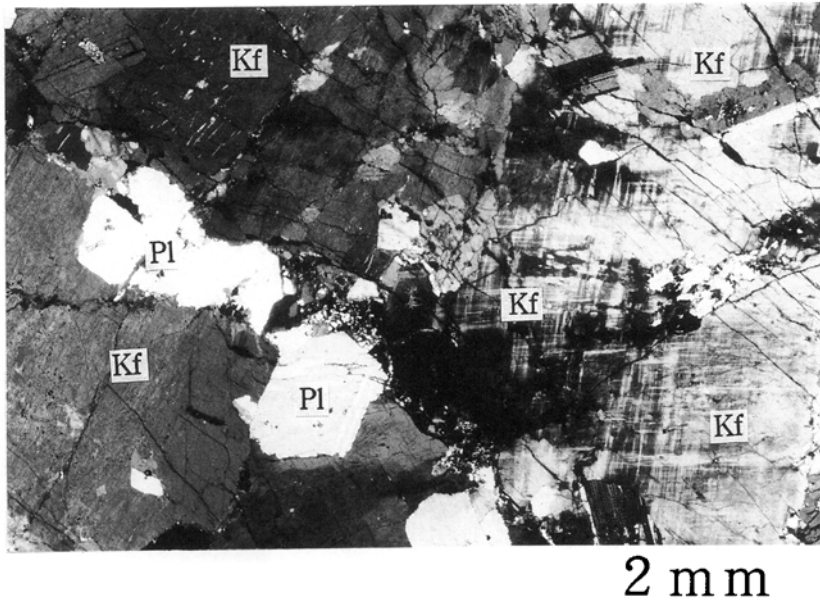


b

第21図 閃長岩の露頭写真

a : 倉橋島亀ヶ首南東海岸. 写真の脈状赤褐色部が閃長岩. 母岩 (呉花崗岩) の割れ目に沿って紅色のカリ長石の量が多くなる
鉤脈鉤染状の産状を示す.

b : 倉橋島上臈南海岸の閃長岩



第22図 閃長岩の顕微鏡写真

倉橋島亀ヶ首南東海岸産(直交ニコル)。破砕した斜長石(Pl)とマイクロクリン格子構造のカリ長石(Kf)からなり、石英をほとんど含まない

コンを含む。緑れん石は自形を示す比較的大きな(径0.1-0.4mm)結晶と、割目を充める他形の小結晶からなるが、どちらもほぼ無色でレターデーションの低いクリノゾイサイトタイプである。

IV. 5 白亜紀岩脈

IV. 5. 1 閃緑斑岩及びマイクロダイオライト(p)

閃緑斑岩及びマイクロダイオライトの岩脈はあまり多くはない。脈幅は1 m以下である。大きく見ると倉橋島を南北に貫いて音戸町早瀬北東-倉橋町釣土田-宇和木峠-倉橋-長串鼻に至る東側の一群と、^{りょうしだ}東能美島陀峯山東-長瀬鼻-倉橋島灘南-横島・黒島に至る西側の一群の二列があるように見える。これらの岩脈は大部分が呉花崗岩に、一部が横島花崗閃緑岩と領家変成岩類に貫入する。露頭では第23図に示すように、岩脈が食い違って見える部分でも、母岩中に対応する断層面がみられないことがある。これは岩脈の貫入時には呉花崗岩は完全には固結していなかったことを示すと考えられる。

宇和木峠の試料(角閃石マイクロダイオライト, K&H32)は灰色で一見すると砂岩のように見える。これを鏡下で観察すると、主成分として斜長石(径0.2-1 mm)、角閃石(径0.1-1 mm, Z=緑褐色)、及び緑泥石化した輝石(径0.5-1.5 mm)の仮像が組合わさった完晶質の組織を持つ。副成分及び変質鉱物として緑泥石・スフェン・燐灰石・不透明鉱物(径0.02-0.1 mm)を含む。またまれに外側を綠色角閃石に囲まれ、波動消光を示す石英(径1 mm±)が含まれることがある。この石英は花崗岩に由来する捕獲



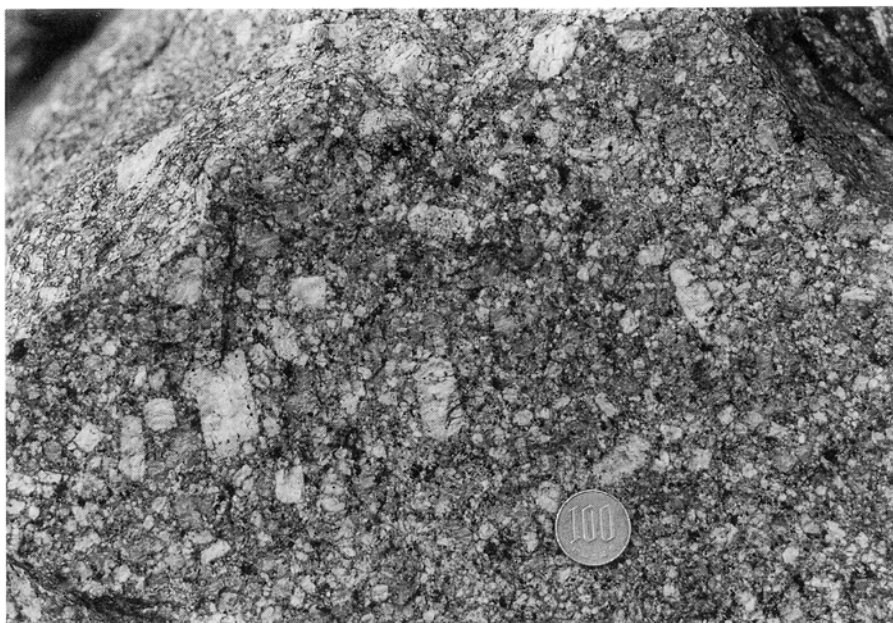
第23図 閃緑斑岩岩脈の露頭写真
倉橋島大迫南東海岸．岩脈が食い違っている

結晶で、石英周囲の角閃石は反応縁と考えられる。

IV. 5. 2 花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩 (Gp)

花崗斑岩は呉地域内の音戸瀬戸を挟んで倉橋島音戸町から呉市休山半島にかけて多数貫入しており、吉田(1961)により音戸岩脈群と呼ばれた。本地域内の音戸岩脈群と同質の花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩は呉花崗岩が分布する倉橋島、東能美島、及び鹿島では脈幅数10 m から200 m に達し、北北東-南南西方向に多数貫入している。これよりも小規模な花崗斑岩は南方の領家変成岩や花崗岩類 I 及び花崗岩類 II の分布域にあたる山口県端島、保高島、柱島、広島県横島、白石、愛媛県安居島、及び小安居島にも分布し、北北東-南南西方向に貫入している。更に南方の松山市北部-北東部にも同種の花崗斑岩の岩脈群が分布している(第7図)。花崗斑岩は細粒の石基中に径 1-5 cm のカリ長石、径 1 cm に達する球状高温型石英・斜長石及び径 1-5 mm の黒雲母の斑晶を含む(第24図)。呉市情島と鹿島ではカリ長石斑晶が少なく、黒雲母と角閃石斑晶の多い花崗閃緑斑岩の岩脈が分布している。石基は隠微晶質なものと同微象構造になるものがある。

花崗斑岩の放射年代値は愛媛県松山市北方の試料について、全岩 K-Ar 法で $81.2 \pm 1.8 \text{ Ma}$ と $82.7 \pm 1.8 \text{ Ma}$ の 2 つの値が報告されている(田崎・板谷ほか, 1990)。



第24図 花崗斑岩の露頭写真
倉橋島音戸町藤脇北方林道

IV. 5. 3 流紋岩 (rh)

流紋岩岩脈は倉橋島鹿老渡^{かろうと}、鹿島及び羽山島で呉花崗岩に貫入している。脈幅が2-10 mの灰白色無斑晶質ないし斜長石斑状流紋岩で、まれに黒雲母の小結晶が肉眼で認められる。羽山島の試料(K&H120)は斜長石(径1-5 mm)と黒雲母(径0.3-2 mm, 変質)斑晶を含む。石基は隠微晶質の珪長質鉱物からなる。

V. 中 新 統

V. 1 高 浜 層 群 (Ta)

高浜層群は愛媛県松山市北方の高浜付近に分布する礫岩を主体とする堆積岩類と安山岩類からなる地層について、永井(1963)が命名したものである。本報告では山口県柱島東部の海岸にわずかに分布する礫岩を高浜層群に対比する。

柱島の礫岩露頭を第25図に示す。礫は大部分が淘汰不良の径1 cm-1 mの花崗岩及び花崗閃緑岩の亜角礫と少量の径5-10 cmの緻密質の安山岩角礫からなり、基質はアルコーズ質である。地層には層理が認められない。礫岩は海岸から15mほどの高さまで露出し、東和花崗閃緑岩にアバットしている。



第25図 高浜層群の礫岩露頭写真
山口県柱島北東海岸

また礫岩の一部は後述の瀬戸内火山岩類に貫入されている。化石は発見されていないが、瀬戸内火山岩類に貫入されているので、中期中新世かそれ以前に堆積したと考えられる。

V. 2 瀬戸内火山岩類 (An, D)

瀬戸内海に点在する新生代第三紀の火山岩については、従来研究対象の捉え方に応じていろいろな呼称が使われており、一定していない。本報告では巽・横山(1978)の用法に従って、本地域内に産する中期中新世の火山岩類についてこの用語を用いる。すなわち瀬戸内火山岩類には中(-塩基)性火山岩に限らず酸性の火山岩も含むが、年代が後期中新世になる火山岩は除外する。

第7図に示すように、瀬戸内火山岩類は瀬戸内海西部では主として山口県皇座山-防予諸島-愛媛県高縄半島に点在しており(白木ほか, 1989など)、本地域はその主分布域から北にはずれている。本地域内では中島については従来からその存在が知られていた(石橋, 1960など)が、山口県柱島と広島県倉橋島での分布は今回の調査で明らかになった。本地域内の瀬戸内火山岩類はいずれも小規模な岩脈ないし岩頭をなし、溶岩状のものはない。以下地域別に記述する。

中島 中島では島の各地に瀬戸内火山岩類の岩脈が東西ないし北東-南西方向に貫入し、岩質はかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩から黒雲母ざくろ石流紋岩まで多様である(石橋, 1960)。本地域に含まれる中島北東部では、大泊-歌崎の海岸と、その西方海中に孤立する崩磯(通称ふぐり岩)に分

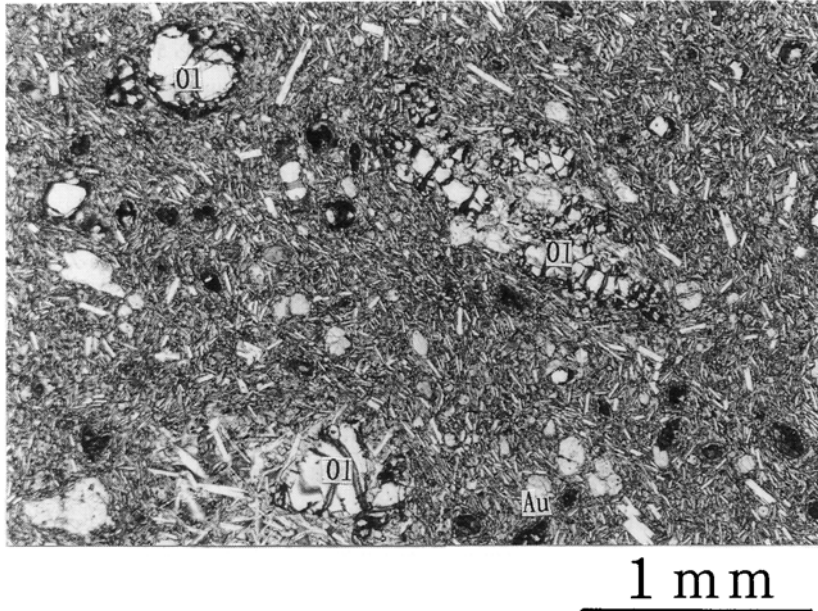
布する。大泊北方の東海岸には瀬戸内火山岩類の斜方輝石かんらん石単斜輝石安山岩脈が基盤の歌崎花崗岩に接する部分が露出している(第26図)。ここでは花崗岩は接触部から5-10 mの幅で破碎されて角礫化している。安山岩は接触部から花崗岩の角礫化部分に小さな枝を出す場合もあるが、岩脈の本体は接触部から5 mほどの範囲は接触面に垂直な柱状節理と平行な細かい板状節理を生じている。さらに内側に径30 cm前後の柱状節理を生じる中心部が10 m ないし15 mの厚みを持っている。内側の柱状節理は必ずしも壁に垂直な方向に発達せず、部分によっては壁に平行な方向に伸びるものもある。

この試料(K&H96, 第27図)を鏡下で観察すると斑晶は普通輝石(径0.2-1.5 mm)、かんらん石(径0.2-5 mm)、及び斜方輝石(径0.2-1 mm)からなり、石基は短冊状斜長石、淡褐色ガラス、斜方輝石、普通輝石、不透明鉱物、及び燐灰石を含む。岩石はハイアロオフィティックないし填間状組織を示す。かんらん石斑晶は部分的に変質しているが、おおむね新鮮であり、内部には褐色スピネルの微結晶を包有している。普通輝石斑晶はかんらん石を包有することがある。またセクター構造と累帯構造を示すものもある。この他まれに石英と斜長石を捕獲結晶として含む。捕獲結晶の表面は融解したガラスと、これが安山岩メルトに反応して生じた普通輝石に囲まれている。本岩のモード組成・全岩化学組成及び全岩K-Ar年代測定結果を第1表に示す。化学組成では無水状態でSiO₂が安山岩相当の56.1%含まれているのに対してMgOが8.9%に達しており、佐藤(1981)及び白木(1993)の定義による高マグネシア安山岩に相当する。全岩K-Ar年代値は13.3±0.7Maを示し、中期中新世に当る。

柱島 柱島では北東の海岸に沿って北西-南東方向に伸長した幅約100 mの岩脈ないし岩頸が3箇所



第26図 中島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の露頭写真
大泊北方の海岸。安山岩脈は貫入面に沿って母岩の歌崎花崗岩を細かく破碎し、花崗岩の破碎部にも枝分かれて貫入している。写真左側の安山岩脈本体には細かい冷却節理が発達している



第27図 中島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の顕微鏡写真
 下方ニコルのみ (Ol:かんらん石 Au:普通輝石)

に分布している。柱島の漁港南東の岬では斜方輝石含有かんらん石単斜輝石安山岩の岩脈が東和花崗閃緑岩及び高浜層群の礫岩に貫入し、上方でこれらに重なるように広がっている。柱島の漁港の南東の岬とその南東の新宮鼻では、安山岩に柱状節理が見られるが、節理面に囲まれた柱の内部にも目の細かい割目が発達していてもろい。漁港の北西の柱島花崗岩に貫入する岩脈は、肉眼ではあまり斑晶が目立たない暗灰色の岩石で、かすかに流理が見える。節理はあまり顕著ではない。

新宮鼻の試料(K&H77, 第28図)を鏡下で観察すると、斑晶は普通輝石(径0.2-1.5 mm)、かんらん石(径0.2-1 mm)、及び斜方輝石(径0.3-1 mm)からなり、石基はガラス、普通輝石、斜長石、不透明鉱物、斜方輝石、及び燐灰石を含む。全体は填間状組織を示す。斑晶かんらん石は径0.3 mm 前後のものが多く、かんらん石の径1 mm を越える結晶は細長く伸びた骸晶をなし、時に褐色スピネルの微結晶(径0.01 mm 以下)を包有する。普通輝石には無色のものと淡緑色で累帯構造を持つものがある。石英と斜長石の捕獲結晶を少量含む。

本試料の化学組成も高マグネシア安山岩の組成を示す。全岩 K-Ar 年代値は 14.9 ± 0.7 Ma で中期中新世の値を示す。

倉橋島 かいごし 倉橋島東部の海越、上脇南方及び倉井南東に幅5-20 m の黒雲母角閃石デイサイトないし角閃石安山岩の岩脈が3本確認された。これらは北北東-西南西と南北方向に呉花崗岩を貫いている。露頭では灰褐色を呈し、かすかに流理構造が認められる。貫入面近傍では呉花崗岩を捕獲し、捕獲結晶が流理に沿って点々と並んで見える部分がある。

海越東方の試料(K&H46, 第29図)を鏡下で観察すると斑晶は斜長石(径0.3-5 mm)、角閃石(径0.3-3

第1表 中新世火山岩類のモード，全岩化学組成，及び全岩 K-Ar 年代測定結果

試料番号 岩石名 産地		K&H46 BtHb デイサイト 海越	K&H77 01Cpx 安山岩 新宮鼻	K&H96 01Cpx 安山岩 大泊	K&H114A 01 玄武岩 黒鼻	
モード組成 (vol%)	斑晶	かんらん石	-	3.7	3.9	4.0
		斜方輝石	-	0.5	0.8	-
		普通輝石	-	7.1	5.1	0.8
		角閃石	7.8	-	-	-
		黒雲母	2.0	-	-	-
		斜長石	15.2	-	-	19.1
		石英	0.6	-	-	-
	石基	74.4	88.7	90.2	76.1	
化学組成 (wt%)		SiO ₂	62.59	54.81	56.13	51.52
		TiO ₂	0.98	0.87	0.75	0.95
		Al ₂ O ₃	16.73	14.38	14.65	17.60
		Fe ₂ O ₃ *	6.08	8.53	7.88	9.61
		MnO	0.10	0.14	0.14	0.17
		MgO	1.56	8.24	8.86	6.32
		CaO	4.59	8.48	7.16	9.13
		Na ₂ O	4.11	2.41	2.52	2.87
		K ₂ O	2.46	1.33	1.11	1.03
		P ₂ O ₅	0.24	0.12	0.12	0.29
	無水合計	99.44	99.31	99.32	99.49	
	灼熱減量	2.69	0.64	2.18	0.48	
K-Ar 年代	測年試料	全岩	全岩	全岩	全岩	
	rad ⁴⁰ Ar (mlSTP/g × 10 ⁻⁶)	0.90, 0.94	0.64, 0.67	0.47, 0.49	0.27, 0.29	
	rad ⁴⁰ Ar (%)	93.0, 88.4	66.4, 64.5	66.6, 59.1	43.6, 43.0	
	K (%)	1.92, 1.94	1.13, 1.1	0.93, 0.9	0.85, 0.86	
	年代値 (Ma)	12.2 ± 0.6	14.9 ± 0.7	13.3 ± 0.7	8.4 ± 0.4	

Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃, モード分析及び蛍光 X 線分析: 松浦浩久

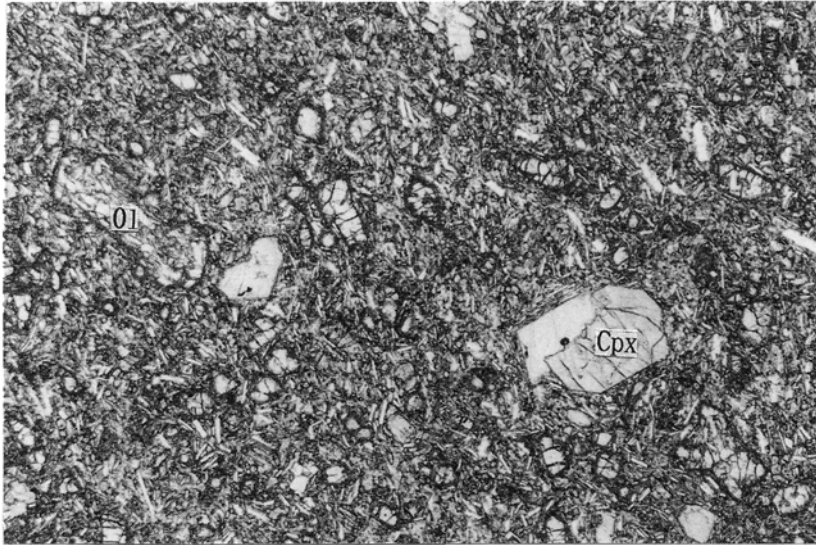
λ_β: 4.962 × 10⁻¹⁰/yr, λ_ε: 0.581 × 10⁻¹⁰/yr, ⁴⁰K/K = 1.167 × 10⁻⁴

K-Ar 年代測定: Teledyne Isotopes

蛍光 X 線分析法は服部(1971)及び大森・大森(1976)によった

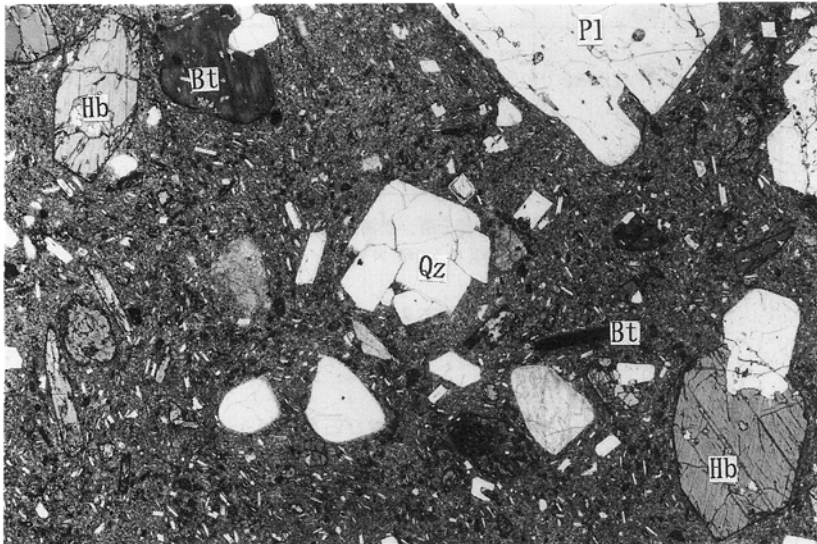
mm, Z = 緑色), 黒雲母(径0.2-1 mm, Y ≒ Z = 暗褐色), 及び石英(径0.5-1.5 mm)からなり斜長石と角閃石はしばしば集斑状になる。石基は大部分が隠微晶質な微結晶集合からなり, その中に短冊状の斜長石, 角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石, 褐れん石及びジルコンを含む。全体はハイアロオフィティック組織を示す。斑晶の斜長石は部分的に網目組織化して, 穴の部分に方解石が充填している。捕獲結晶としてまれに緑色のスピネルを含むことがある。緑色のスピネルは北隣の呉地域内の高田流紋岩類の捕獲結晶としても含まれることがあり, 本地域の地下にスピネルを含む岩石が伏在しているのかもしれない。

本試料は SiO₂ が 62.6% を示し, ほぼデイサイトと安山岩の境界の組成である。全岩 K-Ar 年代値は 12.2 ± 0.6 Ma を示し, 中期中新世にあたる。この値は当地域の高マグネシア安山岩に比べるとやや若



1 mm

第28図 柱島の瀬戸内火山岩類(高マグネシア安山岩)の顕微鏡写真
 下方ニコルのみ (Ol: かんらん石 Cpx: 普通輝石)



2 mm

第29図 倉橋島の瀬戸内火山岩類(黒雲母角閃石デイサイト)の顕微鏡写真
 倉橋島海越(下方ニコルのみ, Pl: 斜長石 Qtz: 石英 Hb: 角閃石 Bt: 黒雲母)

いが、瀬戸内地域内から報告される瀬戸内火山岩類の年代値(巽・横山, 1978; 巽・石坂, 1978; 巽ほか, 1980; 山崎ほか, 1981; 田崎・高橋ほか, 1990; 田崎ほか, 1993; 田村ほか, 1996)の範囲(11-15 Ma)には含まれている。

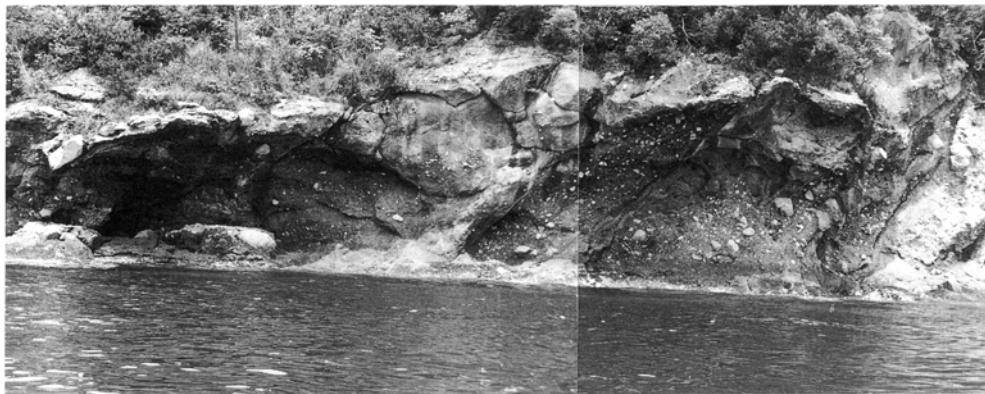
V. 3 黒鼻玄武岩

黒鼻玄武岩は鈴木ほか(1983)の黒鼻安山岩に相当すると思われるが、分布位置が今回の調査結果とは異なる。また化学分析の結果は玄武岩の組成を示すので本報告では改称した。

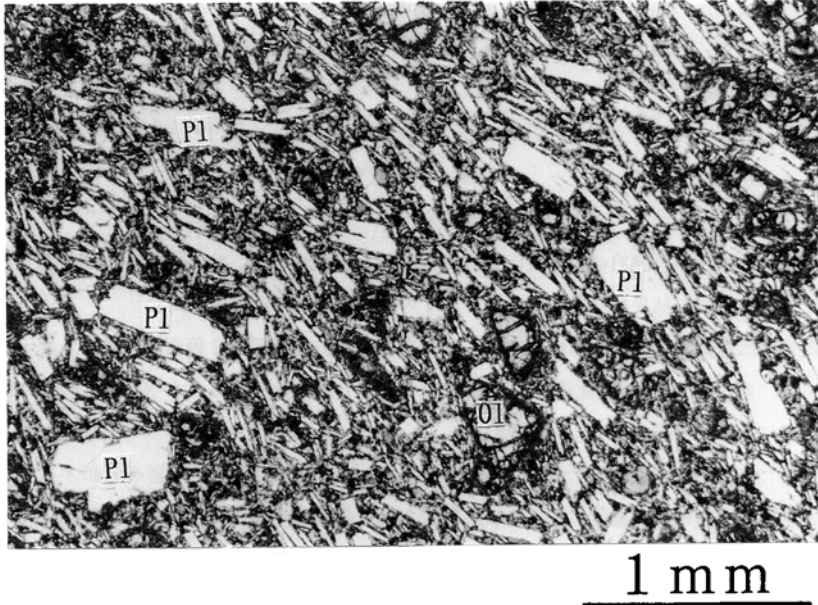
黒鼻玄武岩は広島県上蒲刈島の南に突き出した半島(黒鼻)の先端部の2箇所分布する。一つは黒鼻南西部にあり、東西約150m、南北約80mの玄武岩火砕岩と岩頸からなる。もう一つは黒鼻の南東部に大地蔵花崗岩に貫入する幅約30cmの岩脈である。

黒鼻南西部では東西方向に伸びた幅約10mの岩頸とその北側と南側に火砕岩が分布する。北側の火砕岩は岩頸と母岩の大地蔵花崗岩に挟まれた無層理の凝灰角礫岩からなる。南側の火砕岩(第30図)は黒鼻の先端(写真の左手)まで広がっており、大地蔵花崗岩との接触部は海面下に没しているのを見えないが、恐らくこれを覆っていると考えられる。南側の火砕岩のうち岩頸寄りの中心に近いところ(写真右手)では基盤の花崗岩片からなる急傾斜の白色の角礫岩が分布し、これを覆って黒い玄武岩質火山灰からなる基質中に花崗岩の径1mに達する岩片を含む層が重なり、更に上位(左手)に向かって花崗岩の岩片が減少して、玄武岩の角礫と火山灰を多く含む成層した玄武岩質凝灰角礫岩がゆるい傾斜で重なっている。南側の火砕岩は小規模ながら火山体の碎屑丘を形成していたものと考えられる。

岩頸部分は灰色の緻密な普通輝石かんらん石玄武岩である。岩頸の部分(試料 K&H114A)を鏡下で観察すると、斑晶は斜長石(径0.3-1.2mm)、かんらん石(径0.1-1.2mm)、及び普通輝石(径0.3-1.5mm)からなり、石基は斜長石、普通輝石、不透明鉱物、及び燐灰石を含み、間粒状組織を示す。かんらん石斑晶は時に集斑状になることがある。本試料は斜長石の斑晶に富む点の特徴の1つである(第1表、第31図)。



第30図 黒鼻玄武岩の火砕岩の露頭写真 上蒲刈島黒鼻



第31図 黒鼻玄武岩の顕微鏡写真
上蒲刈島黒鼻の岩頭(下方ニコルのみ, Pl: 斜長石 Ol: かんらん石)

化学組成は $\text{SiO}_2 = 51.5\%$ で玄武岩の組成を示す。全アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) は 3.9% で、中国地方の玄武岩としてはやや低い。全岩 K-Ar 年代値は $8.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ を示し、後期中新世にあたる。この値は瀬戸内火山岩類の年代よりもかなり若く、むしろ中国山地の冠高原や世羅台地におけるアルカリ玄武岩類の年代(宇都・岩森, 1987)に近い。

VI. 第四系

VI. 1 陸上堆積物

VI. 1. 1 崖錐堆積物(t)

崖錐堆積物は倉橋島の音戸町早瀬、倉橋町江ノ浦、^{しぎょう}重生、西宇土、倉橋、^{おたち}尾立及び室尾と、東能美島の大柿町大君、^{おおさきみ}大原、深江で山麓の緩斜面をなしている。大部分は未固結の礫、砂及び泥からなるが、早瀬と大君ないし大原付近では古期の崖錐堆積物からなり、やや固結化している。崖錐礫は花崗岩、花崗閃緑岩及び花崗斑岩で、堆積物後背の山地の岩石からなっている。崖錐堆積物の多くは深成岩の急崖と沖積平地の中間に位置しているが、倉橋島の早瀬ではやや固結の進んだ崖錐堆積物が波打ち際以下にまで分布している(第32図)。これは氷期の海面が低かった頃に堆積したものと考えられる。



第32図 崖錐堆積物の露頭写真 倉橋島音戸町早瀬海岸

VI. 1. 2 沖積層(a)

沖積層は島の入江の奥や細長い谷底を埋めた河川堆積物と、海岸で波や風の作用で生じた海岸堆積物からなる。本地域の沖積層は比較的に粒度が粗く、砂や礫であることが多い。

VI. 2 海底堆積物

海底堆積物は本地域の陸上堆積物に比べるとはるかに分布・層厚ともに大規模である。海上保安庁水路部発行の沿岸の海の基本図の底質の分布(地質図の海域部分に記号で転載)によると、本地域内の海底表層は海峡の海釜や海底の突出部を除くと大部分は泥質である。特に広島湾の全域と倉橋島亀ヶ首以北の安芸灘北部の平坦な海底は粘土質シルトで中央粒径値(Md ϕ)は6以上の微細な堆積物で覆われている(井内, 1982; Inouchi, 1990)。一方安芸灘南部の倉橋島-中島-小安居島周辺海域には貝殻を含む砂質堆積物(Md ϕ =0-4)が分布している。海峡や島嶼近傍の海釜底は岩盤が露出している部分がある。この表層の堆積物(井内, 1982のA層)は音響探査によると透明で、広島湾や安芸灘北部の泥質部では10 mから30 mの厚さに達するが、安芸灘南部の砂質部では0 mないしせいぜい10 mである(国土地理院, 1989, 1992; 井内, 1982)。これらの表層堆積物は最終氷期後の瀬戸内海形成後に堆積したと考えられている(Inouchi, 1990)。

Ⅶ. 応用地質

Ⅶ. 1 石材

石材は呉花崗岩を対象に、倉橋島の倉橋町納^{おさめ}西方、宮ノ浦、及び灘南方(2箇所)で切り出している。納西方の石切場(呉石材合資会社)は粗粒の黒雲母花崗岩からなり、淡紅色のカリ長石を含む美しい石材である。ここの石切場は大正時代の終わり頃に、現在の国会議事堂の外装用石材調達のために開発されたもので、議院石とも呼ばれている。丁場において石材の採掘に使われる石目の方向は1番が水平、2番がN80°E方向で、南北方向には割れにくい。ただし不規則な割目が多いため、次に述べる宮ノ浦に比べるとくず石の割合が高い。石切り場の下の工場で建物の外装用板材、墓石、敷石などに加工されている。

宮ノ浦の石切場(倉橋石材工業株式会社)は粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩からなり、灰白色の硬い石材である。石目の方向は1番がN75°W方向、2番が水平で、南北方向に割れにくい。ここの丁場は第20図bに示すシュリーレンとまれにペグマタイトを含む。また、丁場の上部には山肌に平行なシーティング節理が、丁場中央部には北東-南西方向の小断層があって、方形の大型石材を切り出す上で多少の障害になっている。しかしほとんど捕獲岩や岩脈がないので均質な石材を採掘できる。しかも納の石切場に比べると割目が少ないので、階段状に無駄の少ない方法で石を切り出している。ここでの主な用途は建築材と墓石、間知石などである。

灘南方には多数の石切場の跡があるが、現在は2箇所所で小規模な採掘が続けられている。この周辺の花崗岩は採掘加工後に水酸化鉄による変色が起こり易く、建築材としてはやや難がある。

Ⅶ. 2 採石

東能美島と大黒神島の南海岸には呉花崗岩を採掘対象にした採石場が多数稼行している。倉橋島の呉花崗岩は均質で割目が少ないため、建築材になる大型の石材を切り出すことが可能であるが、東能美島から大黒神島にかけては呉花崗岩の岩相が不均質であり、花崗斑岩の岩脈が多数貫入している。またこの地域の呉花崗岩には板状節理が顕著に発達しており(第3図b)、大型で均質な石材が得られない。したがってこれらの島では碎石にして使う用途、すなわち、埋立、露盤、骨材などに使われている。この他に下蒲刈町下黒島でも大地蔵花崗岩が碎石用途に採掘されている。大地蔵花崗岩は鏡下で圧砕された組織を持っていることから、やはり建築用の大型石材を得るのは困難と考えられる。

第2表 温泉成分分析値

温泉名, 湧出地 泉質		倉橋温泉, 倉橋町宮ノ浦 含弱放射能ナトリウム塩化物泉			県民の浜温泉, 蒲刈町沖浦 含弱放射能ナトリウム塩化物泉		
湧出地試験	湧出量	77リットル/分(動力揚水)			90リットル/分(動力揚水)		
	泉温/気温	40.5℃/23.0℃			22℃/18.5℃		
	知覚的試験	無色透明塩苦味弱硫化水素臭			淡褐色 微濁 かん味 無臭		
	pH値	7.2			7.3		
	ラドン含有量	39.6 マツヘ単位/kg			27.8 マツヘ単位/kg		
試験室試験 (試料1kg中の成分の量)	単 位	mg	mval	mval%	mg	mval	mval%
	Li ⁺	2.9	0.42	0.26	-	-	-
	Na ⁺	2720	118.3	72.40	4410	191.82	61.2
	K ⁺	31.4	0.80	0.49	21	0.54	0.2
	陽 Mg ²⁺	251	20.66	12.64	525	43.21	13.8
	イ Ca ²⁺	452	22.55	13.80	1470	73.35	23.4
	オ Sr ²⁺	5.7	0.13	0.08	-	-	-
	ン Ba ²⁺	0.3	0.00	0.00	315	4.58	1.4
	Mn ²⁺	0.2	0.01	0.01	0.9	0.03	0.0
	Fe ²⁺	14.9	0.53	0.32	1.6	0.06	0.0
	計	3478	163.4	100.00	6743	313.58	100.0
	F ⁻	3.0	0.16	0.09	1.4	0.07	0.0
	陰 Cl ⁻	5130	144.7	88.28	10120	285.47	91.2
	イ Br ⁻	13.0	0.16	0.09	-	-	-
	オ NO ₃ ⁻	12.0	0.19	0.11	-	-	-
	ン HS ⁻	0.4	0.01	0.00	-	-	-
	SO ₄ ²⁻	629	13.10	8.00	1260	26.23	8.4
	HCO ₃ ⁻	343	5.62	3.43	67	1.10	0.4
	計	6130	163.9	100.00	11448.4	312.87	100.0
	H ₂ SiO ₃	41.2			360		
CO ₂ (ガス)	30.8			44.0			
総計	9680mg			18595.9mg			

分析: 広島県保健環境センター(宮ノ浦)
広島県衛生研究所(沖浦)

VII. 3 温 泉

本地域内には倉橋島の倉橋町宮ノ浦と、上蒲刈島の蒲刈町沖浦の県民の浜に温泉がある。

倉橋町宮ノ浦 泉温は40.5℃。泉質は含弱放射能ナトリウム塩化物温泉。泉源は呉花崗岩中の裂かと考えられる。海岸に近い桂浜神社脇から1650m掘削して発見された。現在はまだ利用されていないが揚水には動力が必要である。温泉の分析表を第2表に示す。

蒲刈町沖浦 泉温は22℃。泉質は含弱放射線ナトリウム塩化物泉。泉源は大地蔵花崗岩中の裂かと考えられる。温泉井は県民の浜に近い丘から500m掘削し、動力で揚水している。

VII. 4 地震災害

地震の特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」地区のうち、本地域内に被害を発生させた安芸灘から伊予灘付近に震源を持つ19世紀以降の歴史地震について、宇佐美(1987)、宇津(1982)に基づいて述べる。

1857年10月12日(安政4年8月25日)、倉橋島南方海上の北緯34°、東経132.5°付近で推定マグニチュード7.1/4の地震が発生。愛媛県北部を中心に被害があった。死者5人。

1905年(明治38年)6月2日倉橋島南部に当る北緯34.1°、東経132.5°付近で推定マグニチュード7.1/4(6.7)の地震が発生。本地域内を中心に被害があり、死者11人を出した。

1949年(昭和24年)7月12日安居島西方の安芸灘に当る北緯34.1°、東経132.7°付近でマグニチュード6.2の地震が発生。呉市で死者2人を出した。

これらの地震の推定震源域は主に海域にあり、かつ陸上に第四系がほとんど分布しないので、地震断層は明らかではない。国土地理院(1989)は本地域西部の甲島周辺から厳島南方の広島湾の海底に推定更新統を変位させる断層と撓曲を示している。これらの断層は上述の震源域からやや離れている。

本地域では地震動による直接の被害の他に、南海地震に伴って発生する津波にも警戒が必要である。羽鳥(1988)によると本地域を含む瀬戸内海西部での津波の潮位は、1707年(宝永4年)の南海地震では推定1.5-2m、1854年(安政元年)の時には1-1.5m、1946年(昭和21年)の時には約1mであった。

文 献

- 愛媛県地質図編集委員会(1991) 20万分の1愛媛県地質図(第4版)。トモエヤ商事。
- Hase, A. (1961) A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S. 42, p. 79-84.
- 服部 仁(1971) 蛍光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調整法。地調月報, vol. 22, p. 103-116.
- 羽鳥徳太郎(1988) 瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永(1707)・安政(1854)・昭和(1946)南海道津波の挙動。地震, 第2輯, vol. 41, p. 215-221.
- 早坂康隆・磯崎行雄・原 郁夫(1983) 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見。地質雑, vol. 89, p. 527-530.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄(1985) 呉地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- ・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆(1983) 岩国地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 79p.
- 佐田公好(1978) 山口県東部に分布する玖珂層群中の含紡錘虫石灰岩礫岩について。地調月報, vol. 29, p. 357-359.
- ・高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・佃 栄吉(1986) 大竹地域の地質。地域地質研究報告(5

- 万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.
- 広川 治(1965) 5万分の1地質図幅「今治西部」, 及び同説明書. 地質調査所, 18p.
- 広島県(1964) 20万分の1広島県地質図及び同説明書. 182p.
- Ikeda, T. (1991) Heterogeneous biotite from Ryoke metamorphic rocks in the Yanai district, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 97, p. 537-547.
- 井内美郎(1982) 瀬戸内海における表層堆積物分布. 地質雑, vol. 88, p. 665-681.
- Inouchi, Y. (1990) Origin of sand and its distribution pattern in the Seto Inland Sea, South west Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, vol. 41, p. 49-86.
- 石橋 澄(1960) 愛媛県中島の地質. 愛媛大学紀要, 第II部Dシリーズ, vol. 4, p. 15-30.
- 海上保安庁水路部(1987a) 沿岸の海の基本図(5万分の1) no. 6386-1「安芸灘北部」.
- (1987b) 沿岸の海の基本図(5万分の1) no. 6386-3「広島湾北部」.
- (1988a) 沿岸の海の基本図(5万分の1) no. 6386-2「安芸灘南部」.
- (1988b) 沿岸の海の基本図(5万分の1) no. 6386-4「広島湾南部」.
- 鹿島愛彦・増井 芽(1985) 四国高縄半島, 領家変成岩の地質時代. 地質雑, vol. 91, p. 233-234.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩類のK-A dating(V)—西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 小島文児・岡村義彦(1952) 柳井地方(地質巡検案内書). 九州大学地質学教室, 18p.
- Kojima, G. (1954) Geological situation of the Cretaceous Hiroshima Granite. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. ser. C*, vol.1, no. 4, p. 61-65.
- 国土地理院(1989) 沿岸海域基礎調査報告書「岩国地区」. 国土地理院技術資料, D・3-no. 62, 151p.
- (1992) 沿岸海域基礎調査報告書「能美島地区」. 国土地理院技術資料, D・3-no. 63, 126p.
- 桑代 勳(1959) 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, vol. 32, no. 1, p. 24-34.
- 牧野一成・竹内 伸・辻幸二郎(1986) 瀬戸内海中部地域における岩石海岸地形. 文部省科研費補助研究成果報告書,「瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化」, p. 78-87.
- Miller, J. A. and Shibata, K. (1961) Pottassium-argon age of Ryoke granite from Obatake, Yamaguchi Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 12, p. 653-654.
- 宮久三千年・平岡卓郎(1970) 四国西部領家帯の花崗岩体群の相互関係. 愛媛大学紀要, 自然科学, Dシリーズ, vol. 6, p. 59-72.
- 桃井 齊(1957) 高縄半島西部の花崗岩類. 日本地質学会関西支部会報, no. 30, p. 15-17.
- 村上允英(1976) 本邦産交代性閃長岩質岩石中の鉱物共生. 岩鉱,特別号, p. 268-281.
- ・西村祐二郎・宇多村譲・橋本恭一編(1988) 15万分の1山口県地質図. 山口県.
- Murakami, N. (1959) Metasomatic syenites occurring in granitic rocks of southwestern Japan. *Science Report of Yamaguchi Univ.*, vol. 10, p. 73-90.
- 中島 隆(1987) 柳井地域領家帯の珪線石帯. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 493.
- Nakajima, T. (1994) The Ryoke plutonometamorphic belt : crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin. *Lithos*, vol. 33, p. 51-66.

- 永井浩三(1963) 松山市高浜と興居島の新第三紀層. 愛媛大紀要, 第II部Dシリーズ, vol. 4, p. 135-143.
- 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村謙・亀谷 敦編(1995) 新編15万分の1山口県地質図. 山口県.
- 越智秀二(1982) 四国高縄半島の領家花崗岩類. 地質雑, vol. 88, p. 511-522.
- (1991) 領家帯, 高縄半島と周辺の島じま, 火成岩類. 日本の地質 8-四国地方-, 共立出版, p. 9-12.
- 岡村義彦(1957) 山口県柳井地方領家変成岩類および花崗閃緑岩類の構造. 地質雑, vol. 63, p. 684-697.
- (1967) 瀬戸内海西部の領家花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 53-61.
- 岡野 修・本間弘次(1983) 柳井地域の領家花崗岩と広島花崗岩の Sr 同位対比. MAGMA, no. 67, p. 123-128.
- 大森貞子・大森江い(1976) 岩石及び鉱物中の主成分のけい光 X 線分析法—第 1 報ガラス円板作成について—. 地調月報, vol. 27, p. 195-211.
- 大嶋和雄(1980) 海峡地形に記された海水準変動の記録. 第四紀研究, vol. 19, p. 23-37.
- 佐藤博明(1981) 日本列島周辺の高マグネシア安山岩類. 月刊地球, vol. 3, p. 181-187.
- 渋谷五郎・北風 嵐(1969) 広島県能美島, 江田島産カリチョウ石の結晶形態およびその他 2, 3 の鉱物学的性質. 鉱物学雑誌, vol. 9, p. 235-257.
- 茂野 博・山口 勝(1976) 柳井地方の領家帯における変成作用・深成作用の Sr 同位体比および Rb, Sr 含有量による研究. 地質雑, vol. 82, p. 687-696.
- 白木敬一(1993) 瀬戸内地域における高マグネシア安山岩の形成. 地質学論集, no. 42, p. 255-266.
- ・大田真一郎・熊本和子(1989) 山口県周防大島の高マグネシア安山岩. 日本の高マグネシア安山岩(1986-88年度科研費総研 A 報告書), p. 107-117.
- 鈴木和博・足立 守・濡木輝一(1996) 岩国地域の花崗岩類の CHIME モナザイト年代. 地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p. 281.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 128, p. 391-405.
- 鈴木哲夫・安芸団体研究グループ(1983) 広島県上蒲刈島の後期中生代火成岩類. MAGMA, no. 67, p. 21-28.
- 高橋裕平(1991) 広島地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 41p.
- (1993) 広島花崗岩-巨大な垂直方向累帯深成岩体. 岩鉱, vol. 88, p. 20-27.
- 田村洋子・佐野 栄・加賀美寛雄・柚原雅樹(1996) 愛媛県中島・興居島の瀬戸内火山岩類の岩石学的地球科学的特徴. 地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p. 270
- 田崎耕市・板谷徹丸・グレース, R. H. (1990) 松山市北部の領家花崗岩類に貫入する酸性岩岩脈の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 85, p. 455-458.
- ・高橋治郎・板谷徹丸・グレース, R. H.・鹿島愛彦(1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 85, p. 155-160.

- 田崎耕市・加々美寛雄・板谷徹丸・永尾隆志(1993) 四国北西部の中央構造線に沿う酸性火山岩類の起源と K-Ar 年代. 地質学論集, no. 42, p. 267-278.
- 巽 好幸・横山卓雄(1978) 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その1—. 岩鉱 vol. 73, p. 262-266.
- ・石坂恭一(1978) 香川県屋島産 Sanukitoid の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その2—. 岩鉱 vol. 73, p. 355-358.
- ・横山卓雄・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その4—. 岩鉱, vol. 75, p. 102-104.
- Toyohara, F. (1977) Early Mesozoic tectonic development of the north-western Chichibu geosyncline in west Chugoku, Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, ser. 2*, vol. 19, p. 253-334.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 宇都浩三・岩森 光(1987) 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布. 日本火山学界講演予稿集, 1987年度秋期大会, p. 93.
- 宇津徳治(1982) 日本付近の M6.0以上の地震および被害地震の表: 1885-1980年. 震研彙報, vol. 57, p. 401-463.
- 矢部長克・田山利三郎(1934) 日本近海海底地形概観. 震研彙報, vol. 12, p. 539-565.
- 山田直利・東元定雄・水野清秀(1986) 20万分の1地質図幅「広島」. 地質調査所.
- 山崎俊嗣・鳥居雅之・石坂恭一(1981) 四国北東部および北西部の瀬戸内酸性火山岩類のフィッショントラック年代と K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その6—. 岩鉱, vol. 76, p. 276-280.
- 八島邦夫(1994) 瀬戸内海の海釜地形に関する研究. 水路部研究報告. no. 30, p. 237-327.
- 吉田博直(1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大地研報, no. 8, p. 1-39.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kochi (13) No. 25 and 26



GEOLOGY

OF THE

KURAHASHI JIMA AND HASHIRA JIMA DISTRICTS

By

Hirohisa MATSUURA

(Written in 1996)

(ABSTRACT)

Outline

The Kurahashi Jima district (lat. $34^{\circ}0' - 10'N$, long. $132^{\circ}30' - 45'E$) and the Hashira Jima district (lat. $34^{\circ}0' - 10'N$, long. $132^{\circ}15' - 30'E$) occur in the western portion of Seto Naikai (Seto Inland Sea) province, between west Honshu and Shikoku, in southwestern Japan. Most surface of the districts is occupied by the sea, however large islands are scattered along the boundary of the districts. The districts consist of the Ryoke Metamorphic Rocks, Cretaceous granitic and dike rocks, Miocene sedimentary and volcanic rocks, and Quaternary deposits. The geology of the Kurahashi Jima and Hashira Jima districts is summarized in Fig.1.

Ryoke Metamorphic Rocks (Kuga Group)

Ryoke Metamorphic Rocks occur in Koai Jima, Kuro Shima, Kobashira Jima, Ha Shima, Tsuzuki Shima, Iseko Jima and Mae Shima (Shima and Jima meaning island). Precursor

Geologic age		Geologic unites		Geologic events	
Quaternary	Holocene	alluvium		Sedimentation of riverbed and beach deposits	
	Pleistocene	talus deposits		Sedimentation of talus deposits	
Tertiary	Miocene	Late	Kurohana Basalt (w. r. K-Ar age: 8.4 ± 0.4 Ma) (w. r. = whole rock)	Eruption of olivine basalt	
			Setouchi Volcanic Rocks (w. r. K-Ar age: 12.2 ± 0.6 , 13.3 ± 0.7 , 14.9 ± 0.7 Ma)	Eruption of high-magnesium andesite and dacite	
		Middle	Takahama Group		Sedimentation of non-marine conglomerate
			Early		
Cretaceous	Late	granite porphyry	rhyolite	diorite porphyry	} Intrusion of dikes
		syenite	Kure Granite		
		Ondo Granodiorite	Ōjizō Granite		} Intrusion of Granitic Rocks II
		Hashirajima Granite	Utazaki Granite		
		Towa Granodiorite	Matsuyama Granodiorite	Yokoshima Granodiorite	
		Gamano Granodiorite	Kikuma Tonalite	migmatite	
Jurassic	?			} Intrusion of Granitic Rocks I. and Ryōke metamorphism (low P/T type)	
					Sedimentation of marine deposits

Fig.1 Summary of the geology of the Kurahashi Jima and Hashira Jima districts

rocks of the Ryōke Metamorphic Rocks consist of the Jurassic sedimentary complex of the Inner Zone of southwest Japan (the Kuga Group in the Tamba Terrane), and suffered regional andalusite-sillimanite series (low pressure type) metamorphism in the late Early Cretaceous. The Ryōke Metamorphic Rocks are divided into a biotite slate zone and a mica schist(-gneiss) zone in order of increasing metamorphic grade. Only Kuro Shima lies in the biotite slate zone and is occupied by andalusite-cordierite-bearing biotite slate, siltstone, sandstone and slightly recrystallized chert. Koai Jima, Kobashira Jima, Tsuzuki Shima, Iseko Jima, the southern part of Ha Shima and the northern part of Mae Shima are within the mica schist(-gneiss) zone and are composed of muscovite-biotite schist, biotite schist, siliceous schist and clinopyroxene amphibolite.

Cretaceous granitic rocks and dikes

Granitic Rocks I The Granitic Rocks I are characterized by strong gneissose and banded structures, and concordantly intrude the Ryōke Metamorphic Rocks. The Gamano Granodiorite and Kikuma Tonalite are classified into the Granitic Rocks I. The Gamano Granodiorite, occurring in Mae Shima, is a gneissose, medium- to coarse-grained biotite granodiorite. Rb-Sr isochron and CHIME (chemical Th-U-Pb total isochron method; Suzuki *et al.*, 1994) ages of the Gamano Granodiorite indicate a late Early to early Late Cretaceous age. The Kikuma Tonalite, distributed in Ai Jima, is a gneissose, medium- to coarse-grained clinopyroxene-bearing hornblende-biotite tonalite. The Gamano Granodiorite and the Kikuma

Tonalite include the Ryoike Metamorphic Rocks and migmatite.

Granitic Rocks II The Granitic Rocks II displays a weakly gneissose structure with massive sections, and discordantly intrude the Ryoike Metamorphic Rocks. The Granitic Rocks II include the Tōwa, Matsuyama, and Yokoshima Granodiorites, and the Hashirajima and Utazaki Granites. They crop out in the southern islands in the districts. The Towa, Matsuyama and Yokoshima Granodiorites consist of medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite with fine-grained biotite-hornblende tonalite. The Hashirajima Granite includes medium- to coarse-grained biotite granite and fine-grained biotite granite. The Utazaki Granite is composed of medium- to coarse-grained biotite granite and fine-grained muscovite-biotite granite.

Granitic Rocks III The Granitic Rocks III exhibit a massive structure, but have flow features in some parts. The Granitic Rocks III are distributed in the northern islands of the districts, and include the Ōjizō Granite, the Ondo Granodiorite, and the Kure Granite. The Ōjizō Granite is comprised of coarse-grained hornblende-bearing biotite granite to granodiorite and medium-grained biotite granite. The Ondo Granodiorite is a medium-grained hornblende-biotite granodiorite. The Kure Granite is composed of fine-grained biotite granite (partly muscovite-bearing), medium- to coarse-grained biotite granite (partly muscovite- or hornblende-bearing) and fine- to medium-grained clinopyroxene-bearing biotite-hornblende diorite to tonalite. Some biotite K-Ar age determinations on the Kure Granite indicate a Late Cretaceous age. Small bodies of metasomatic syenite occur at brecciated portions of the Kure Granite.

Dikes Dikes of diorite porphyry, rhyolite and granite porphyry intrude into the Ryoike Metamorphic Rocks, and the Granitic rocks I, II and III. They are generally considered to be Late Cretaceous in age.

Miocene

The Miocene of the mapped districts is divided into the Takahama Group, the Setouchi Volcanic Rocks and the Kurohana Basalt in ascending order. The Takahama Group outcrops on Hashira Jima and consists of conglomerate. The Setouchi Volcanic Rocks are comprised of magnesian olivine-clinopyroxene andesite and biotite-hornblende dacite, occurring as dikes and necks. The andesite dikes and necks intrude into the Granitic rocks II in Hashira Jima and Naka Jima, and into the Takahama Group in Hashira Jima. Dacite dikes of the Setouchi Volcanic Rocks intrude the Granitic Rocks III in Kurahashi Jima. The Kurohana Basalt occurs on Kurohana peninsula in Kamikamagari Jima and forms a small pyroclastic cone with a olivine basalt neck.

Whole rock K-Ar age determinations were carried out on three Setouchi Volcanic Rocks and on a Kurohana Basalt. The Setouchi Volcanic Rocks yielded Middle Miocene ages of 12.2 ± 0.6 , 13.3 ± 0.7 and 14.9 ± 0.7 Ma, whereas the Kurohana Basalt gave a Late Miocene age of 8.4 ± 0.4 Ma.

Quaternary

The Quaternary of the districts includes talus deposits and alluvium. The talus deposits occur on Kurahashi Jima and Higashinomi Shima and include gravel, sand and mud beds. Alluvium is distributed along the rivers and in the coastal plains and consists of sand and gravel.

Economic geology

The Kure and Ōjizō Granites are quarried for the aggregates for construction and road beds. The Kure Granite is also quarried for building stone in the southeastern part of Kurahashi Jima.

Earthquake

Mj6-7 class earthquakes whose epicenters are identified to have been in the districts occurred in 1857, 1905 and 1949. No active faults are known on the islands in the districts.

文献引用例

松浦浩久(1997) 倉橋島及び柱島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 53p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Matsuura, H. (1998) *Geology of the Kurahashi Jima and Hashira Jima districts*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 53p. (in Japanese with English abstract 4p.).

平成 9 年 2 月 28 日 印 刷

平成 9 年 3 月 5 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

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

© 1996 Geological Survey of Japan