

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第13号

NI-53-33-11

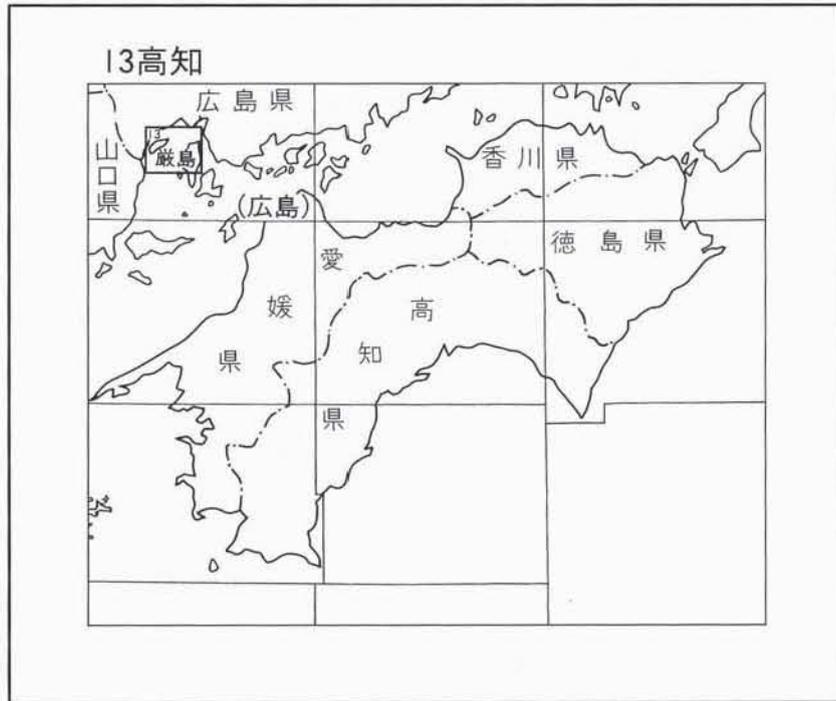
巖島地域の地質

松浦浩久・豊 遙秋・佃 栄吉

平成11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

13-1 津田 Tsuta NI-53-33-14 (1989)	13-2 広島 Hiroshima NI-53-33-10 (1991)	13-3 海田市 Kaitaichi NI-53-33-6 (1999)
13-12 大竹 Ōtake NI-53-33-15 (1986)	13-13 厳島 Itsuku Shima NI-53-33-11 (1999)	13-14 呉 Kure NI-53-33-7 (1985)
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)	

目 次

I. 地 形	(松 浦 浩 久)	1
I. 1 陸上地形		2
I. 2 海底地形		3
II. 地質概説	(松 浦 浩 久)	7
III. ジュラ系(玖珂層群)	(松 浦 浩 久)	8
IV. 白亜紀火成岩類	(松 浦 浩 久)	11
IV. 1 音戸花崗閃緑岩		11
IV. 2 江田島花崗閃緑岩		13
IV. 3 呉花崗岩		14
IV. 4 閃長岩類		19
IV. 5 岩 脈		20
IV. 5. 1 花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩		20
IV. 5. 2 珪長岩		21
IV. 5. 3 閃緑斑岩		23
V. 第 四 系	(松 浦 浩 久)	23
V. 1 中町礫層及び四郎峠礫層		23
V. 2 宮島礫層		24
V. 3 崖錐堆積物		24
V. 4 扇状地堆積物		24
V. 5 川床及び三角州堆積物		26
V. 6 海浜堆積物		26
V. 7 埋立地		26
VI. 応用地質	(豊 遙秋・松 浦 浩 久)	26
VI. 1 金属鉱床		26
VI. 2 非金属鉱床		28
VI. 3 採 石		29
VI. 4 温 泉		29
VII. 地震地質及び災害地質	(佃 栄吉・松 浦 浩 久)	29
VII. 1 地震地質		29
VII. 2 土砂災害		31
文 献		32
Abstract		35

図・表目次

第1図	大野町沿岸の緩斜面と後背山地	2
第2図	巖島地域の陸上地形と海底地形	2-3
第3図	巖島弥山山頂の呉花崗岩のコアストーンの転石	4
第4図	大竹市白石	4
第5図	花崗岩の節理と海食洞	5
第6図	海食崖と海食台	6
第7図	巖島地域の地質の総括図	7
第8図	玢玢層群の泥岩	9
第9図	玢玢層群の層状チャート	10
第10図	音戸花崗閃緑岩及び江田島花崗閃緑岩の分布図	12
第11図	呉花崗岩中の流理を示すシュリーレン	15
第12図	呉花崗岩中の流理を示すシュリーレンとこれを切るペグマタイト	15
第13図	呉花崗岩中のミアロリティックキャビティ(晶洞)	16
第14図	巖島産の煙水晶	17
第15図	鉄かんらん石(黒色板状結晶)を含むペグマタイト	18
第16図	閃長岩の産状	20
第17図	カリ長石斑晶に富む花崗斑岩	21
第18図	本地域及び周辺地域の花崗斑岩—花崗閃緑斑岩及び珪長岩岩脈の分布	22
第19図	宮島礫層	25
第1表	大野鉦山産硫化鉍物の分析値	28
第2表	巖島地域内の温泉の成分分析値	30
Fig. 1	Summary of the geology of the Itsuku Shima district	36

厳島地域の地質

松浦浩久*・豊 遙秋**・佃 栄吉***

いつくしま
厳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8-9年度に行い、無人島などの調査は備船によった。調査と報告書の執筆は、地形及び地質を松浦が、応用地質を豊・松浦が、地震地質及び災害地質を佃・松浦が分担した。

調査に当たっては大勢の人々の御協力を頂いた。広島県江田島町では町職員の方に廃鉱資料の提供と現地への案内をして頂いた。能美町、沖美町及び大野町では旧鉱山の位置を詳しく教えて頂いた。温泉の資料については国民宿舎宮浜グリーンロッジ(大野町)と国民宿舎能美海上ロッジ(能美町)から提供して頂いた。これらの方々に謝意を表す。

本研究に使用した岩石の薄片と鉱石の研磨片は地質標本館資料調製課の野神貴嗣、大和田朗、福田和幸技官及び元職員阿部正治によって作成された。

I. 地 形

(松浦浩久)

厳島地域(東経132°15' - 30', 北緯34°10' - 20')は広島湾北部に位置しており、中国山地の一部と瀬戸内海を含んでいる。陸地の大部分は瀬戸内海の島嶼であるが、北西部のほつかいち廿日市市から広島県大野町にかけては中国山地に属する。また、広島湾の東海岸の一部が本地域北東部の坂町観音崎周辺に、また広島湾の西海岸の一部が本地域南西部の山口県岩国市の埋立地としてわずかに含まれている。

本地域の陸地の最高所は大野町中津岡川上流の標石のない標高点の627mで、海底の最深所は厳島とおおなさみ大奈佐美島間のかいは宮島瀬戸の海釜の水深74mである。

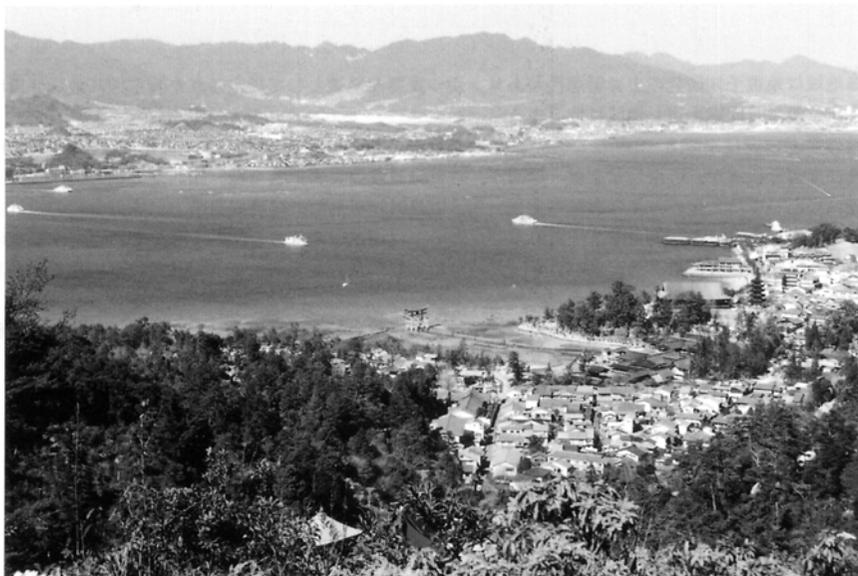
*地質部, **地質標本館, ***地震地質部

Keywords: geologic map, 1:50,000, Itsuku Shima, Hiroshima, Seto Inland Sea, Kuga Group, granite, granodiorite, dike swarm, syenite, Jurassic, Cretaceous, tungsten deposit

I. 1 陸上地形

陸地は中国山地と瀬戸内海の島嶼に分けられ、いずれも平地に乏しい山がちの地形からなっている。

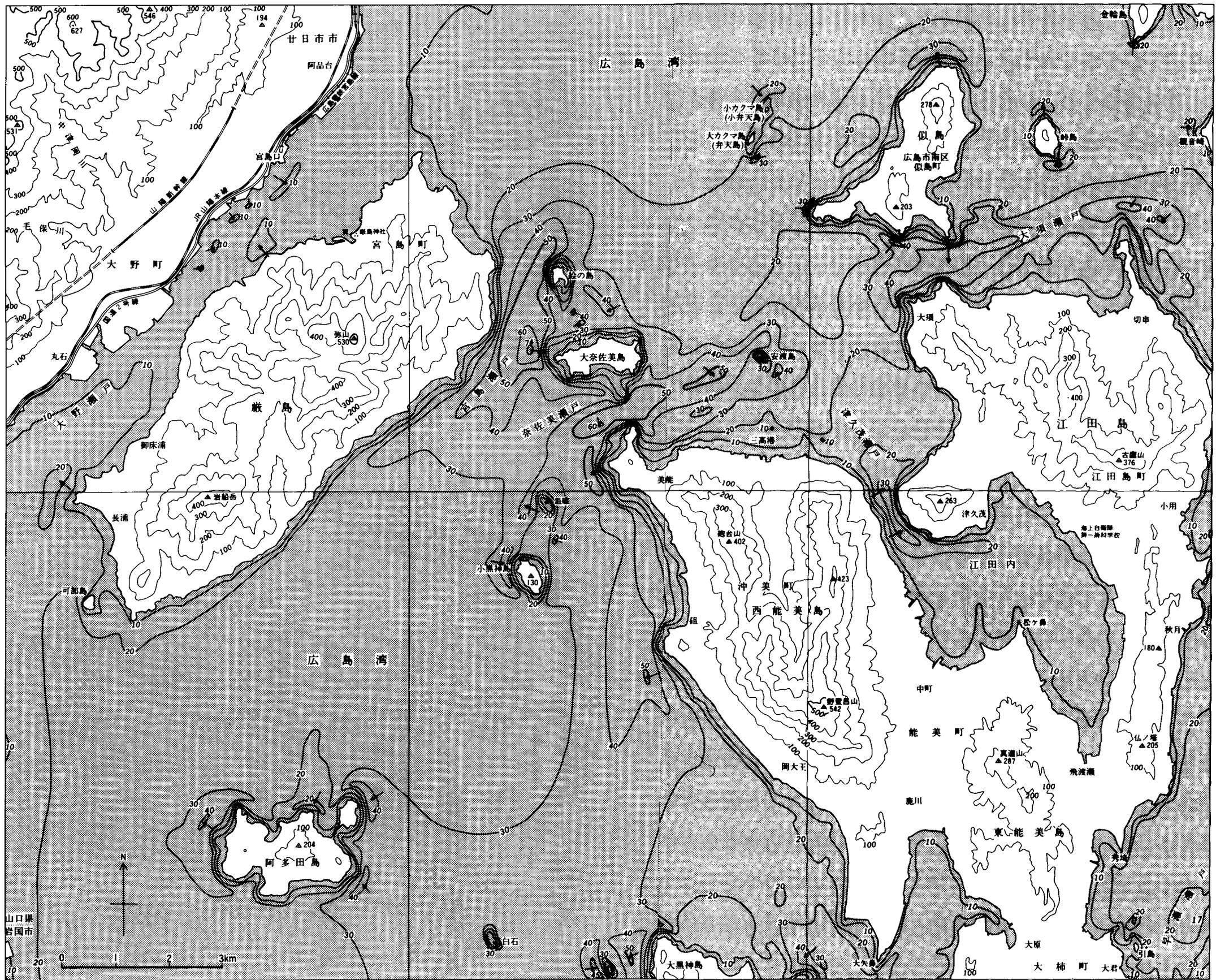
本地域北西部の廿日市市 - 大野町は中国山地が瀬戸内海に面する部分に当たり、海岸部の標高 100 m 以下の丘陵と、標高 500 - 600 m の後背山地に分けられる (第 1, 2 図)。



第 1 図 大野町沿岸の緩斜面と後背山地

厳島 (写真手前) 側から大野町 - 廿日市市方向 (海を挟んで対岸) を望む。沿岸部の緩斜面 (瀬戸内面; 貝塚, 1950; 今村, 1964) は宅地化している。後背山地の稜線は起伏の少ない標高 500 m 前後の高地 (吉備高原面) をなしている。

海岸に沿う丘陵は真砂化した粗粒の黒雲母花崗岩 (呉花崗岩) が分布しており、人工改変が容易なため宅地造成が進んでいる。人工改変によって谷が埋められた部分については、地形改変前後の地形図の比較によって地質図に埋立地として示した。一方後背山地は新鮮な黒雲母花崗岩からなり、尾根筋は比較的標高が一定しているので、第 1 図では起伏の少ない山地として写っている。後背山地を刻む谷は本地域内では北西 - 南東方向に発達し、谷の傾斜は上流では緩く下流で急流になる。海岸の丘陵と後背山地とは北東 - 南西方向の谷 (大野町塩屋 - 毛保 - 別府) によって隔てられている。この谷は後背山地と急斜面で接しており崖錐が発達している。また後背山地の谷との合流部には、妹背の滝などの滝や扇状地形などが認められる。この北東 - 南西方向の谷は中国山地西部に多く認められるものと同じであり、恐らく断層破砕帯の差別浸食によって形成されたものと考えられる (辻村, 1954)。本地域でも大野町塩屋付近には北東-南西方向の断層があり、宮浜温泉の泉源近くを通っている。また大野町と厳島を隔てる大野瀬戸も恐らく塩屋-別府の谷と同様の断層谷に海水が侵入したものと考えられる。大野町海岸部の丘陵地の花崗岩は 2 つの断層谷に挟まれて真砂化が進行し、差別浸食によって後背山地よりも低くなった可能性がある。



第2図 厳島地域の陸上地形と海底地形

海上保安庁水路部(1987)沿岸の海の基本図「広島湾北部」から、陸上部の等高線は100m間隔で、海底の等深線は10m間隔でトレースして作成。

本地域の島嶼のうち江田島・東能美島・西能美島（地形的には連続した1つの島）と巖島の2つは比較的に大きい、それ以外の島は小さい。江田島・東能美島・西能美島は南北に伸長した3列の尾根からなり、1つの尾根が1つの島名になっている。島の尾根と尾根の間の谷は北と南から海が大きく湾入しており、平地ないし緩斜面はくびれた部分のごく狭い範囲に限られている。島の岬や半島の先端部分と尾根には花崗斑岩や珪長岩岩脈が露出している。このような岬や尾根の伸長方向は江田島、東能美島北部及び西能美島南部ではほぼ南北であるが、西能美島北部では北北西-南南東方向に伸長する。また隣接地域についてみると東能美島南部（柱島地域内）や倉橋島（倉橋島地域内）及び休山半島（呉地域内）では北東-南西方向に伸長している。これらの島や半島の伸長方向は花崗斑岩や珪長岩岩脈群の貫入方向と一致していることが地質図から読みとることができる。これは花崗斑岩や珪長岩などの岩脈が花崗岩よりも風化抵抗性が大きいため岩脈の多い部分が尾根や岬として残り、岩脈の少ない部分が浸食谷となり、海面上昇に伴う浸食谷の水没によって尾根が島の伸長方向となって現れているためと考えられる。一方巖島は北東-南西方向に伸長した平行四辺形の形を示している。これは中国山地の谷と同じく北東-南西方向の断層と花崗岩の節理に沿って浸食されて生じた谷への海水の侵入で島嶼化して形成されたのであろう（下村，1951；楠見・岡本，1975）。

花崗岩の節理もまた岩脈・断層と並んで本地域の地形を規制している素因の1つである。花崗岩は岩石中の割れ目である節理に沿って水・空気及び生物が作用して風化が進行するが、節理と節理に挟まれた中央の部分は風化せずに新鮮な花崗岩が硬岩のまま残る。この芯のような硬岩の部分はコアストーンと呼ばれる。山頂など雨風による浸食の激しい部分では、しばしば風化部分が流出してコアストーンが露出している（第3図）。本地域南部の白石はそのようなかつての山頂部分が海水準上昇によってわずかに海面上に姿をとどめた状態にあるものと考えられる（第4図）。山地に露出したコアストーンは風化の進行に伴って岩盤から遊離するので、不安定な斜面にあるものは地震などによって転がり落ちる恐れがある。また山間の谷に落ちたコアストーンは豪雨時には土石流災害を引き起こす危険があるので、防災上の注意が必要である。次に海岸地形としての海食洞と海食崖も花崗岩の節理の規制を受けている。海食洞は本地域の花崗岩の海食崖には普通に見られ、波の穏やかな江田内（江田島湾内）にも形成されている。巖島南東部の大砂利海岸では海食洞が花崗岩の節理の走向方向に平行に伸びて、節理面が海食洞の壁になっている（第5図a）。海食洞が主に波食によって穿たれる場合は海食崖に直角な方向に伸長するが、絵の島では海食洞が海食崖に平行に伸びている（第5図b）。これも海食洞が波食でなく主に節理に規制されて生じることを示すものと考えられる。

本地域では砂浜海岸が少なく、海食崖と干潮時に現れる海食台の海岸が多い（第6図）。本地域内の海岸における海食崖、海食台及び海食洞などの高度は現在の海水準にのみ認められており、隆起して離水したものは認められない（楠見・岡本，1975）。

I. 2 海底地形

本地域の陸上地形が山がちで海水準から急に立ち上がっていることに対応して、海底地形もまた海岸部では水深20mまでは急に深くなっている（第2図）。しかし海域が広がる巖島北東海域や巖島と阿多



第3図 厳島弥山山頂の呉花崗岩のコアストーンの転石

花崗岩は節理に沿って風化するため、節理と節理の間の芯の部分は新鮮な硬岩として残る(コアストーン)。風化した部分は雨風で流されるので、山頂には岩盤から遊離したコアストーンが転石となっている。



第4図 大竹市白石

広島湾内の小さな孤立岩である白石は厳島弥山の山頂部と同じくコアストーンの集まりである。瀬戸内に海水が侵入する前のかつての山頂部が海面の上になわずかに顔を出している状態にあるものと考えられる。

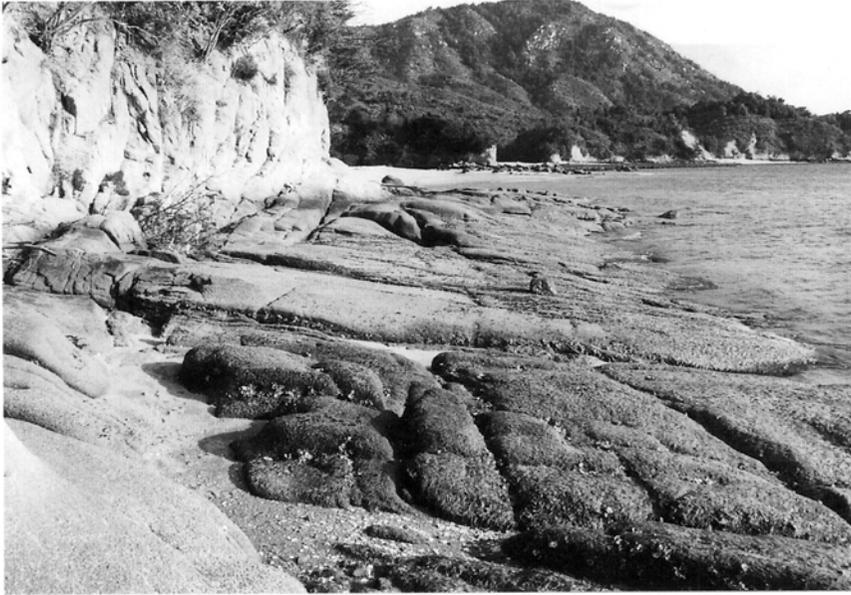


a



b

第5図 花崗岩の節理と海食洞
a. 巖島大砂利海岸. b. 沖美町絵の島.



第6図 海食崖と海食台

厳島長浦海岸.

田島たじまの間の海域では水深20-30 mの比較的平坦な海底面をなしている。また江田島・東能美島・西能美島に囲まれた江田内(江田島湾)の海底もほぼ水深18m前後で特に深いところはない。これに対して、瀬戸と呼ばれる島と島が接近した水道の海底、岬の先端または海域が広がる場所に孤立した島の近傍には海釜かいふと呼ばれる凹地が存在する(第2図)。海釜は潮の干満によって海水が流動する際に、特に流速の大きくなる場所で海底の堆積物を浸食して生じる(矢部・田山, 1934; 桑代, 1959; 大嶋, 1980; 井内, 1982; 八島, 1994など)。また海釜形成後は堆積が起こらないので埋積もない。潮流が速い海峡では海釜は規模が大きくなり、宮島瀬戸では水深74 mに達する。また奈佐美瀬戸(水深60 m)や大須瀬戸(水深43 m)などでも深く長く伸長している。一方厳島と大野町の間の大野瀬戸には海釜はあまり発達していない。海釜の形は海峡では長円形になるが、陸が海に突き出た岬や孤島つুকもの近傍では潮の流れが曲げられるので海釜の形も三日月形になる。津久茂瀬戸には海峡の一番狭い部分の両側に深部が2箇所に分かれた双子型と呼ばれるタイプの海釜がある。また島の周辺に発達する海釜はその水域での主要な潮の流れの方向を反映しており、潮が東西方向に流れる似島にしまや峠島付近では海釜は島の北側と南側に東西方向に伸びて発達しているが、潮が南北方向に流れる阿多田島や大黒神島や小黒神島周辺では海釜は島の東側と西側に南北方向に伸びて生じている(第2図)。

II. 地 質 概 説

(松浦浩久)

本地域は西南日本内帯に位置しており，ジュラ系（玖珂層群），白亜紀花崗岩類と岩脈，及び第四系から構成されている（第7図）。

ジュラ系（玖珂層群）は西能美島野登呂山（宇根山）周辺と江田島津久茂に分布する。玖珂層群は主に泥岩と砂岩からなりレンズ状のチャートを挟む。またまれに石灰岩と綠色岩の小岩体を含むことがある。この地層は白亜紀花崗岩類による角閃岩相低温部相当の接触変成作用を被ってホルンフェルス化している。本地域内では化石は未発見であるが，地体構造区分上の位置と岩相の特徴から西隣大竹地域内の玖珂層群の東方延長部に当たると考えられる。

白亜紀花崗岩類は本地域では音戸花崗閃緑岩，江田島花崗閃緑岩，呉花崗岩，及び閃長岩類に区分される。音戸花崗閃緑岩は西能美島南部から東能美島西部に分布し，しばしば径2-4cmのカリ長石斑状結晶を含む中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。この岩相は東隣呉地域内の音戸花崗閃緑岩と同じなので，分布が連続していないが音戸花崗閃緑岩に含めた。江田島花崗閃緑岩は江田島中部から西能美

地 質 時 代		地 質 系 統		地 史
第 四 紀	完 新 世	河床，三角州，海浜，扇状地，及び崖錐堆積物		陸成層の堆積
	更 新 世	宮 島 礫 層	中 町 礫 層 及 び 四 郎 峠 礫 層	
第 三 紀	新 第 三 紀			花崗岩類及び岩脈の貫入 玖珂層群のホルンフェルス化
	古 第 三 紀			
白 亜 紀	後 期	花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩	珪 長 岩 閃 緑 斑 岩	
		閃 長 岩 類		
		呉 花 崗 岩		
前 期	音 戸 花 崗 閃 緑 岩	江 田 島 花 崗 閃 緑 岩		
ジュラ紀		玖 珂 層 群		海溝での泥岩・砂岩・チャート・石灰岩及び綠色岩の付加

第7図 蔵島地域の地質の総括図

島東部にかけて江田内(江田島湾)をとり囲むように分布する。中粒の黒雲母花崗閃緑岩からなり、ほとんど角閃石を含まない点で音戸花崗閃緑岩とは異なる。呉花崗岩は東隣呉地域内の模式地から本地域全域に分布し、更に西隣大竹地域内の弥栄峽^{やさかき}花崗岩にまで連続している。呉花崗岩の大部分は粗粒黒雲母花崗岩からなるが、部分的には肉眼で角閃石が認められる粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩と、中 - 細粒黒雲母花崗岩を含む。閃長岩類は音戸花崗閃緑岩と呉花崗岩中に幅3 m以下の脈状の小岩体としてまれに産出する。花崗岩に比べると石英に乏しくカリ長石に富むが、カリ長石-斜長石-石英の量比は一定でなく、閃長岩、石英閃長岩、モンゾニ岩、及び石英モンゾニ岩の組成を示す。

岩脈は花崗斑岩・花崗閃緑斑岩、珪長岩、及び閃緑斑岩の3種類に区分した。花崗斑岩・花崗閃緑斑岩と珪長岩は江田島南部、東能美島及び西能美島に南北ないし北北西-南南東方向に多数貫入し、岩脈群をなす。花崗斑岩・花崗閃緑斑岩と珪長岩は斑晶の有無によって区別されるが、石基部分の岩相は似ている。また野外で両者が漸移するように見えることがある。これらの岩脈は母岩の音戸花崗閃緑岩や呉花崗岩に比べると風化抵抗性が大きいので、海岸では岬や半島の先端に、山では尾根に露出している場合が多い。

以上の岩石を覆う第四系を更新世の礫層と完新世堆積物に区分した。更新世礫層については分布地域別に中町礫層、四郎岬礫層、及び宮島礫層と呼ぶ。これらの礫層は完新世堆積物とは連続せず、1-10 mほど高所に分布する。堆積物の上面は浸食されて頂面は保存されていない。これらの礫層は未固結ながらよく締まっており、川や海の浸食で礫層下部が浸食されて上部が空中に突き出ていることがある。完新世堆積物は崖錐堆積物、扇状地堆積物、河床及び三角州堆積物、及び海浜堆積物に区分した。埋め立て地は明治35年以降の海岸埋め立て、宅地造成による谷の埋積、及び残土処分場である。

応用地質として本地域内で稼行対象となったものに、銅・硫化鉄及びタングステンの金属鉱床と石灰岩及び粘土鉱床がある。また島嶼部では採石が行われていたが、いずれも現在稼行している所はない。温泉は大野町の宮浜温泉と最近東能美島の能美海上ロッジで掘削されたものがある。

本地域陸上部の断層はジュラ紀玖珂層群と白亜紀呉花崗岩を切る北東 - 南西方向の地質断層が認められるが、第四系を変位させる断層は知られていない。

III. ジュラ系(玖珂層群 ; Km, Kc, Kl, Kb)

(松浦浩久)

本地域西能美島中部の野登呂山周辺と江田島津久茂地域に分布するホルンフェルス化した堆積岩類は従来から山口県東部に分布する玖珂層群の東方延長部に当たると考えられてきた(長谷, 1964; 山田ほか, 1986; 早坂, 1987; Naka and Ishiga, 1987など)。本地域周辺では先白亜系の地体構造のトレン

ドは東西方向なので、西隣の大竹地域の玖珂層群(小島・岡村, 1952)の延長と見なしうることと、岩相の特徴が類似しているので本報告でも玖珂層群として記述する。

本地域内では西能美島野登呂山 - 三高水源池 - 津久茂瀬戸周辺に分布するものが南北約5km, 東西3kmで最も大きく、沖美町砲台山付近と江田島町津久茂にもそれぞれ長径1km前後の岩体が露出している。地層の走向は西北西 - 東南東方向で、北に約40°傾斜しているので、見掛けの層厚は約3,200mと計算される。しかし玖珂層群は江田島花崗閃緑岩と呉花崗岩に貫入されて北東に少し傾いた板状のルーフペンダントになっており、ルーフペンダントとしての厚みは最大でも約300m程度、ほとんどの場所で200m前後と推定される。

玖珂層群の岩相は泥岩及び砂岩を主とし、レンズ状のチャートを挟む。またまれに石灰岩と緑色岩の小岩体を含む。泥岩は玖珂層群の全域に分布するが、南部の野登呂山付近では特に卓越している。泥岩は野外では褐色味の強い灰色を呈し、一般に塊状で異質礫を含まない。北部の砲台山周辺では層状チャートに伴って灰色泥岩中に白色の珪長質岩をレンズ状に含む岩相がある(第8図)。全体に花崗岩類による接触変成を受けて炭質物フィルムを含む白雲母黒雲母ホルンフェルスになっており、津久茂では石榴石を含んでいる。また転石として沖美町これながは長から岡大王おみだいおうの崖錐堆積物に堇青石ホルンフェルスが認められる。

砂岩は主に津久茂瀬戸周辺に分布しており、以前にはこの砂岩を対象に能美町側で採石が行われていた。砂岩中にはまれに泥岩の小岩片を包有することがある。鏡下では接触変成によって碎屑粒子の原形をとどめない程に再結晶化が進んでおり、原岩の粒度は不明である。砂岩は肉眼では灰色塊状を呈するが、泥岩と区別しにくいことが多いので地質図では泥岩と一括して示す。

チャートは厚さ数mから200mのレンズ状岩体として泥岩中に含まれる。チャートは南部では数・規



第8図 玖珂層群の泥岩

沖美町砲台山(手標本).

模とも小さいが、北部の砲台山周辺には多数分布する。本地域内ではいずれも厚さ1-10cmの珪質部と厚さ1mm-5cmの泥質部が互層する層状チャート(第9図)である。珪質部はいずれも再結晶化して白くなっており、原岩の色は不明である。石灰岩は本地域玖珂層群の中部付近の沖美町三高水源池の提脇と能美町畑西方の山中の2箇所を確認された。三高水源池の岩体は南北約50m、東西約10m、厚さ29mのレンズ状岩体で戦後しばらく採掘されていた(広島県商工部, 1953)。畑西方の岩体は露出不良のためよくわからないが、三高水源池の岩体よりは規模が小さいと思われる。いずれも接触変成のため径0.3-7mmの純白の方解石結晶に再結晶している。

緑色岩は砲台山南方の尾根の小範囲に厚さ5m、径30mほどの小さなレンズ状岩体として分布している。再結晶化のために角閃石岩化して全く原岩の構造を残していないが、恐らく玄武岩火砕岩に由来するものと考えられる。鏡下では径1-3mmのZ=緑色の角閃石が大部分を占め、緑れん石、チタン石、褐色黒雲母、斜長石及び不透明鉱物を少量含む。

本地域の玖珂層群からは化石など地層の堆積年代を示す資料は得られていない。山口県内の玖珂層群の化石について、これまでに大竹地域内の石灰岩から石炭紀-二畳期を示す紡錘虫化石(東元・佐田, 1978)、シルト質泥岩から三畳紀後期を示すモノチス化石(Hase, 1961)、チャートから三畳紀中期-後期のコノドント化石(豊原, 1976; Toyohara, 1977)、砂岩中からジュラ紀後期を示すアンモナイト化石(佐藤ほか, 1986)、チャートや泥岩からジュラ紀放射散虫化石(早坂ほか, 1983; 高田・磯崎, 1986; 高見ほか, 1990・1993・1998など)が報告されている。東元ほか(1986)では玖珂層群のオリストストロームを記載し、産状からオリストストロームの基質で最も若いジュラ紀後期が玖珂層群堆積年代を示し、それよりも古いものはオリストリス形成年代と考えた。その後高見ほか(1990)は玖珂層



第9図 玖珂層群の層状チャート
能美町野登呂山東斜面の転塊。

群北部（高見ほか，1992の unit II，III）で石炭紀からジュラ紀後期に至る原岩層序を復原してオリストストローム形成前の玖珂層群の諸岩相の堆積年代と付加の時代を示した．更に Takami and Itaya (1996) は玖珂層群の断層で区切られた3つのユニット（南から unit I，II，III）は北側のものほど堆積と付加の年代が古いことを示した．

本地域の玖珂層群は高見ほか（1992）の unit I の東方延長部に位置するので，恐らく三畳紀からジュラ紀後期にかけて堆積した原岩がジュラ紀末に付加して生じたものと考えることができよう．

IV. 白亜紀火成岩類

（松浦浩久）

本地域を含む広島県南西部から岡山県南部にかけて，ほぼ連続的に底盤状深成岩体が分布している．この底盤状深成岩体については広島型花崗岩（木野崎，1953），広島花崗岩（Kojima，1954），広島花崗岩複合岩体（吉田，1961），広島花崗岩類（小島，1964）などの名称で呼ばれた．その使われ方は岩石区を意味するものから複合岩体の総称まで，定義も含まれる範囲も一定ではなかった．本報告では底盤状岩体として一括するのではなく，産状と岩石学的特徴から識別される底盤内部の各单元について，各々を岩体として個別に記述する．岩体名は東隣の呉地域に連続するものについては東元ほか（1985）の名称を用い，本地域内にもみ分布する岩体には新称を与える．

IV. 1 音戸花崗閃緑岩 (On)

命名は東元ほか(1985)による．

本岩体は呉花崗岩の捕獲岩体として3箇所に分かれて分布する(第10図)．模式地の岩体は東隣呉地域内の倉橋島音戸町音戸から田原にかけて東西約5 km，南北2 kmの範囲に広がっている．本地域内では西能美島沖美町畑から南隣柱島地域内東能美島大柿町深江にかけて分布する．この岩体は西縁が海中に没しているので範囲は不明ながら北西-南東方向に約7 km，北東-南西方向に約4 kmの広がりを持つと推定される．このほか南東隣の倉橋島地域内の音戸町藤脇北部にも小規模に露出している．藤脇では呉花崗岩が径3-10mの音戸花崗閃緑岩を捕獲しているのが観察される(松浦，1997)．本花崗閃緑岩は玖珂層群及び江田島花崗閃緑岩とは接していない．沖美町岡大王付近では閃長岩，花崗斑岩及び珪長岩岩脈が，大矢鼻では閃緑斑岩岩脈が本花崗閃緑岩に対して貫入している．

音戸花崗閃緑岩は塊状中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で，しばしば径2-4 cmのカリ長石斑晶を含む．また径1-5 cmの細粒石英閃緑岩ないしトータル岩の捕獲岩片を少量含んでいる．全体に塊状で

あるが、大柿町小古江西方ではほぼ東西の走向で、北に30度傾くシュリーレンが認められた。本花崗閃緑岩は呉花崗岩に比べると風化が進んでいるために、岩脈が少ない能美町鹿川^{かのかわ}や大柿町大原では浸食されて海が湾入し、湾奥も平地や低い丘陵地になっている。

岩石記載

カリ長石斑状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R64566 ; 大柿町深江)

主成分鉱物：石英 (径0.3-4 mm), 斜長石 (径0.2-5 mm), カリ長石 (径1-30 mm), 黒雲母 (径0.2-2mm, Y≒Z=茶褐色), 角閃石 (径0.3-4mm, Z=緑色)

副成分鉱物：褐れん石 (径0.2-2mm), チタン石 (径0.05-0.2mm), ジルコン (径0.02-0.1mm), 燐灰石 (径0.02-0.05mm)

主成分鉱物のカリ長石は石英や斜長石結晶と同じ位の粒径 (1-4 mm) では他形を示すが、斑状結晶 (径1-3 cm) は結晶の縁では石基の結晶と接して凹凸があるが、全体の形は自形を示す。斑状カリ長石はまた、石英・斜長石・黒雲母・角閃石の小結晶をポイキリティックに包有している。斜長石には累帯構造が発達する。また斜長石がカリ長石と接する部分にはミルメカイトの石英連晶を生じている。圧砕を受けて石英・斜長石・角閃石には破砕して割目が入っているが、共存するカリ長石には割目がないか非常に少ない。

IV. 2 江田島花崗閃緑岩 (新称, E)

模式的岩相は江田島町津久茂西方の玖珂層群との境界付近に露出している。

本花崗閃緑岩は陸上では江田島の鷲部-中郷, 津久茂, 能美町松ヶ鼻, 中町西方-宗崎と江田内 (江田島湾) を囲むように露出する。また江田島東岸の秋月と仏ノ塔東方にも分布している。江田内周辺の岩体は周囲の呉花崗岩よりも風化浸食が進んで低い丘陵になっており、江田内の海底にも本花崗閃緑岩が分布すると推定される。江田内周辺の岩体は東西約6 km, 南北約3 kmの規模と見積られる。一方秋月周辺の岩体は東側が海中に没して東西方向の広がり是不明である。ただ秋月南方で仏ノ塔の東海岸にもわずかに本花崗閃緑岩が分布していることから、現在の海岸に沿って本花崗閃緑岩と呉花崗岩が接し、本花崗閃緑岩の差別浸食によって陸上部が失われたと考えられる。したがって秋月周辺岩体の南北方向の分布は3.5km以上と推定される。

本花崗閃緑岩は津久茂西方と中町西方の野登呂山に上る林道上で玖珂層群に対して脈状に貫入する所が見られる。一方能美町松ヶ鼻の東海岸では呉花崗岩が本花崗閃緑岩を捕獲して貫入している。また花崗斑岩及び珪長岩岩脈も本花崗閃緑岩に対して貫入している。肉眼的には灰色塊状の中粒花崗閃緑岩で、まれに径5-30cmの球状の細粒石英閃緑岩・トータル岩を包有する。有色鉱物として普通は黒雲母のみを含む。しかし場所によっては顕微鏡下で角閃石をまれに認めることがある。また秋月ではカリ長石に富むが津久茂ではトータル岩質になる岩相変化がある。また津久茂の玖珂層群中に胚胎する脈状銅鉱床は本花崗閃緑岩に伴って生じたと推定される。

岩石記載

中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R66878 ; 江田島町津久茂)

主成分鉱物：斜長石 (径0.2 - 4 mm) , 石英 (径0.2 - 5 mm) , 黒雲母 (径0.2 - 2.5 mm) , Y⇌Z=赤味がかった褐色) , カリ長石 (径0.1 - 0.5mm)

副成分鉱物：燐灰石 (長径0.02 - 0.2mm) , ジルコン (長径0.02 - 0.2mm) , 褐れん石 (径0.1 - 0.2mm) , 角閃石 (径0.2 - 0.3mm) , Z=淡緑色) , 鉄鈹 (径0.02mm±).

斜長石は半自形を示し, 弱い累帯構造がある. 石英・カリ長石は他形を示す. 黒雲母は自形-半自形を示し, 燐灰石を多数包有する.

IV. 3 呉花崗岩 (Kuc , Kuh , Kuf)

命名は東元ほか (1985) による.

分布範囲は模式地の東隣呉地域東部から本地域の全島嶼と大野町を経て西隣の^{やまかきょう}大竹地域内の弥栄峡花崗岩に連続する. 南方には倉橋島及び柱島地域内の倉橋島・^{かぶらじま}鹿島甲島などに分布する. また本地域内から北隣の広島地域内に分布する‘広島花崗岩類’も呉花崗岩に連続する岩体である.

呉花崗岩は西能美島で玖珂層群に対して貫入してこれをホルンフェルス化させている. また呉地域内では高田流紋岩類に貫入している (東元ほか, 1985). このほか本地域内では音戸花崗閃緑岩と江田島花崗閃緑岩を捕獲岩体状に取り込んで, これらをいくつかの小岩体に分断している (第10図). 呉花崗岩に対しては花崗斑岩 - 花崗閃緑斑岩・珪長岩及び閃緑斑岩岩脈が貫入している. また呉花崗岩固結後に岩脈状の閃長岩類が呉花崗岩を交代して生じている (後述). 呉花崗岩の黒雲母K - Ar年代値は東隣の呉地域内4箇所から 79.7 ± 4.8 , 81.6 ± 4.1 , 85.7 ± 4.3 , 及び 89.0 ± 4.5 Ma の年代値が報告されている (東元ほか, 1985). 北隣の広島地域内の八幡川魚切りダム付近に分布する本花崗岩の角閃石黒雲母花崗岩の黒雲母K - Ar年代は 82.9 ± 2.8 Ma が報告されている (柴田・石原, 1974). また西隣の弥栄峡花崗岩の黒雲母K - Ar年代値は 83 Ma (河野・植田, 1966), 82.2 ± 1.8 及び 85.6 ± 1.9 Ma (高見ほか, 1993), モナズ石の CHIME 年代値は 85.7 ± 0.4 Ma (鈴木ほか, 1996) を示している. これらの年代値は呉市休山半島の試料による89Maを除くと, おおよそ80 - 86Maに集中すると見ることができる.

本地域内の呉花崗岩について, 地質図では野外で観察できる特徴に基づいて, 粗粒黒雲母花崗岩 (Kuc), 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (Kuh), 及び中-細粒黒雲母花崗岩 (Kuf) に細分した. いずれも塊状で, 径5 - 30cmの細粒石英閃緑岩-トータル岩をまれに包有している.

粗粒黒雲母花崗岩 (Kuc) と粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (Kuh) は肉眼的な角閃石の有無による区別であり, 顕微鏡下ではKucにもまれに角閃石又は白雲母を含む場合がある. Kucは本地域全体に広く分布しているが, Kuhは東能美島の大柿町大君-大原-柿浦周辺, 巖島入浜東方と須屋浦の一部及び廿日市市地御前周辺にわずかに分布する. KucとKuhは漸移しており, 岩相境界は認められない. このほか^{おこせん}径1 - 3 cmのカリ長石斑状結晶を含む岩相がKuhの全域とKuc分布域南部の江田島町江南, 能美町^{ひとのせ}飛渡瀬から^{かのか}鹿川北部, 沖美町畑ないし是長では音戸花崗閃緑岩を囲むように分布しており, これも等粒状岩相とは漸移する. 粗粒岩相であるKucとKuhにはマグマの流動を示すシュリーレン構造が有色鉱物の多寡による縞模様として観察されることがある (第11, 12図). これらは観察される場所が限られるために, 全容を把握するには至っていないが, 本地域内のほか大竹地域 (東元ほか, 1986), 広島地域 (高橋, 1991), 及び倉橋及び柱島地域 (松浦, 1991), でも記載されている. 本地域北東部の広島市



第11図 呉花崗岩中の流理を示すシュリーレン

広島市南区似島.



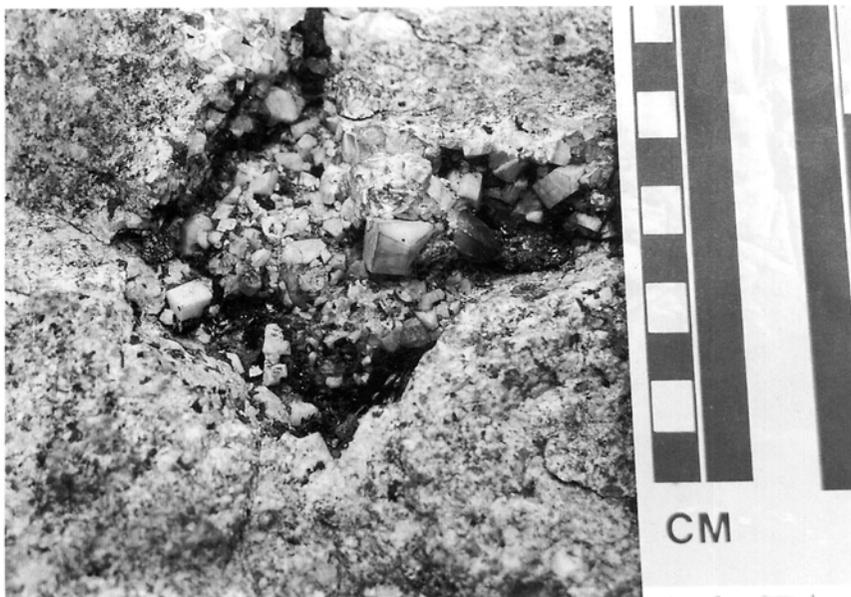
第12図 呉花崗岩中の流理を示すシュリーレンとこれを切るペグマタイト

沖美町小黒神島. cm単位の明暗の縞がシュリーレンで粗粒黒雲母花崗岩中に幅約1 mにわたって特に顕著である. 写真ではペグマタイトがシュリーレンを低角度で切っており, シュリーレンがペグマタイト以前に形成された構造であることが分かる.

南区^{にしよ}似島から大カクマ島（弁天島）・小カクマ島（小弁天島）付近ではシュリーレンは西北西-東南東方向で南傾斜になる傾向が認められる。しかし、それ以外の地域でははっきりした傾向を認めることはできない。

中-細粒黒雲母花崗岩（Kuf）は^{にしよ}巖島西南部，大竹市阿多田島，東能美島大柿町大君から南隣柱島地域内にかけて径数km規模でまとまって分布するほか，小規模に点在するものがある。産状は玖珂層群と粗粒黒雲母花崗岩（Kuc）の接触部に沿うもの（西能美島北部），玖珂層群やKucに岩脈状に貫入するもの（江田島北部など），及び地形的高所に分布するもの（^{みせん}巖島弥山南斜面と似島安芸小富士南斜面）の3種類がある。Kufの岩相は中-細粒で，^{みせん}弥山南や阿多田島では斑状になる。また，構成^{みせん}鉱物に角閃石を含むことがなく，KucやKuhに比べると黒雲母と斜長石に乏しく，カリ長石と石英に富む傾向がある。またKufはしばしば白雲母を含む。これは前述したKufの3つの産状の全てに共通している。したがってKufは玖珂層群との接触部に産する場合もKucやKuhの周縁急冷相ではなく，ほかの2つの産状のものと同じくKucやKuhのマグマの定置後に，より珪長質のマグマが細粒相として固結したものと考えられる（高橋，1993）。

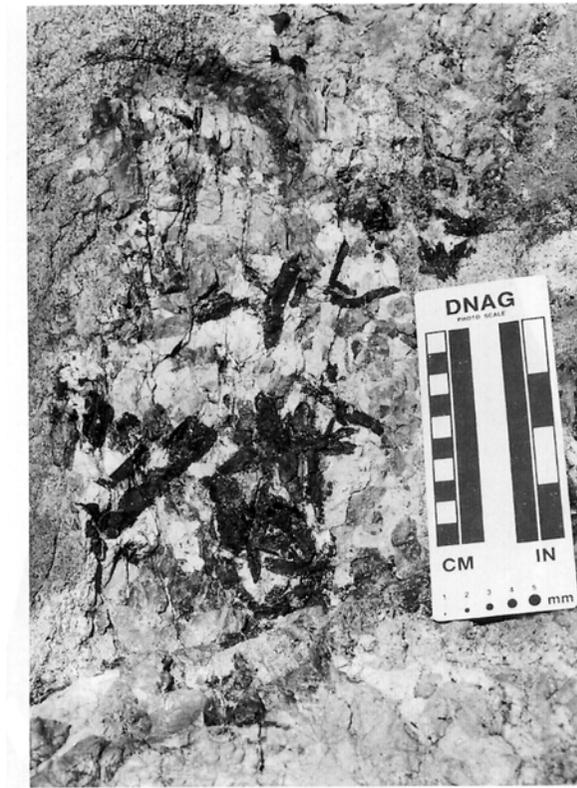
呉花崗岩には粗粒岩相でも中-細粒岩相でも一般にミアロリティックキャビティ（晶洞）を含んでいる。特に^{にしよ}巖島北東部，似島西部及び大野町中津岡川から高見川にかけての地域ではこの晶洞が大きく発達して，内側に自形の黒雲母，カリ長石（第13図），曹長石，石英（第14図）などを生じている（今村，1975）。また呉花崗岩中には地質図に表現できない小規模な岩相として石英脈やペグマタイトを多数含む。大野町高見川上流では石英脈に鉄マンガン重石を含み，戦前に稼行された（後述）。また西能美島



第13図 呉花崗岩中のミアロリティックキャビティ（晶洞）
大野町中津岡川上流，林道矢草線。晶洞内には自形のカリ長石，石英，黒雲母，曹長石が生じている。



第14図 巖島産の煙水晶
和田標本蔵。写真は 'Introduction to Japanese minerals' (地質調査所, 1970) による。



第15図 鉄かんらん石（黒色板状結晶）を含むペグマタイト
沖美町入鹿鼻海岸。

入鹿鼻海岸ではペグマタイト中に鉄カンラン石の長径8 cmに達する結晶を含む部分が見られる（第15図）。石英脈やペグマタイトは暗色包有物やシュリーレンを切って貫入（第12図）しており、呉花崗岩の固結末期に形成されたと考えられる。

岩石記載

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩（Kuh）（GSJ R66883；宮島町入浜東方）

主成分鉱物：石英（径1 - 8mm）、斜長石（径0.5 - 5mm）、カリ長石（径1 - 7mm）、黒雲母（径0.3 - 2mm, Y≒Z=暗褐色）、角閃石（径0.3 - 2mm, Z=緑褐色（核部）ないし緑色（縁部））

副成分鉱物：褐れん石（径0.2 - 0.5mm）、鉄鉱物（径0.1 - 0.5mm）、ジルコン（径0.05 - 0.1mm）、燐灰石（径0.01 - 0.05mm）、螢石（径0.1 - 0.3mm）

石英は丸い外形で高温型自形-半自形を示す。斜長石は半自形で弱い累帯構造がある。カリ長石は他形で、幅の広いパーサイトが発達する。カリ長石同士の接する部分には曹長石質斜長石の粒間結晶が数珠のように連なっている。黒雲母は2-5個の結晶が集合したクロット状になり、しばしば角閃石と鉄鉱物を伴う。また変質した短柱状鉄物の仮像（斜方輝石？）を黒雲母の小結晶が囲んだ反応縁様の鉱物集合体を含む。

粗粒黒雲母花崗岩 (Kuc) (GSJ R66886 ; 宮島町紅葉谷^{もみじがに})

主成分鉱物：石英 (径1 - 6mm), 斜長石 (径1 - 10mm), カリ長石 (径1 - 10mm), 黒雲母 (径0.2 - 3mm, Y≒Z=暗褐色)

副成分鉱物：褐れん石 (径0.3-0.6mm), 鉄鉱物 (径0.05 - 0.2mm), モナズ石 (径0.05mm±), 燐灰石 (径0.05 - 0.1mm)

石英は肉眼では径1 cmを超える単一結晶のように見えるが, 鏡下では径3-5 mmの結晶が集合した石英塊になっているのが分る。斜長石は径3-6 mm位の半自形卓状結晶が多いが, 長径10mm, 短径3 mm位の柱状-板状になるものを含む。斜長石には弱い累帯構造がある。カリ長石は他形でプレップ状のパーサイトになっている。黒雲母は鉄鉱物とモナズ石を伴うことがある。

細粒黒雲母花崗岩 (Kuf) (GSJ R66897 ; 大竹市可部島^{かべしま})

主成分鉱物：石英 (径0.2 - 1.5mm), カリ長石 (径0.2 - 2mm), 斜長石 (径0.2 - 1mm), 黒雲母 (径0.3 - 1mm, Y≒Z=茶褐色)

副成分鉱物：褐れん石 (径0.1mm±), 燐灰石 (径0.05 - 0.1mm), 白雲母 (径0.1 - 0.2mm), ジルコン (径0.02 - 0.1mm)

石英は粒状結晶になるものと, カリ長石内で文象組織になるものがある。カリ長石は他形で細いストリングス型のパーサイトを含むが, 全体にマイクロクリン格子構造が発達している。斜長石は卓状自形-半自形を示し, カリ長石と接する部分ではミルメカイトを生じている。

IV. 4 閃長岩類 (Sy)

閃長岩類は瀬戸内地域の花崗岩類に伴って各地に産出しており, 本地域と周辺の大竹地域, 広島地域, 呉地域, 倉橋島及び柱島地域内に閃長岩類が分布することが, 既に村上 (1958, 1959, 1976), 吉田 (1961), 渋谷・北風 (1969), 松浦 (1997) などで報告されている。本地域内では厳島北東部, 大奈佐美島及び西能美島に多産し, 江田島北部にもわずかに分布する。本地域内の閃長岩類産地は北北西 - 南南東方向の幅約3 kmの帯状地帯に集中しており, 延長部は南隣柱島地域内の東能美島親休鼻周辺に達している。閃長岩類は呉花崗岩と音戸閃緑岩中に幅10cmないし3mの岩脈状の産状を示す (第16図)。閃長岩類の脈の走向は分布方向と同じ北北西 - 南南東方向のものが多い。本地域の閃長岩類はカリ長石 - 斜長石 - 石英の量比による分類では閃長岩, 石英閃長岩, モンゾニ岩, 及び石英モンゾニ岩の範囲の組成変化がある。この変化は同一の岩体の中にもあって組成が不均質である。脈状閃長岩類と母岩の呉花崗岩や音戸花崗閃緑岩の境界は幅数cmの間で漸移しており, 岩脈のような貫入接触ではない (第16図)。また母岩中の破砕面に沿って閃長岩が発達するように見える場合があり, 閃長岩の斜長石にも破砕されたものが多い。また破砕部分に緑泥石や緑れん石を伴う。また針状のアクチノ閃石質角閃石を含むことがある。以上の閃長岩の特徴は, アルカリ長石がカリ長石を主体とする以外はMurakami (1959) と村上 (1976) が記載した交代性閃長岩の特徴と一致している。

このほか能美町飛渡瀬には含方鉛鉄書長石質閃長岩が分布する (豊田・佐々木, 1963)。

岩石記載

モンゾニ岩 (GSJ R66906 ; 沖美町岡大王)

主成分鉱物：斜長石 (径0.3-1 mm), カリ長石 (径1-6 mm), 緑れん石 (径0.05-0.1mm), 緑泥石 (微結晶)



第16図 閃長岩の産状

沖美町大奈佐美島南海岸．閃長岩は中央の幅約1m脈状の色の濃い部分．母岩は呉花崗岩．

副成分鉱物：石英（径0.1 - 0.3mm），チタン石（径0.05mm±）

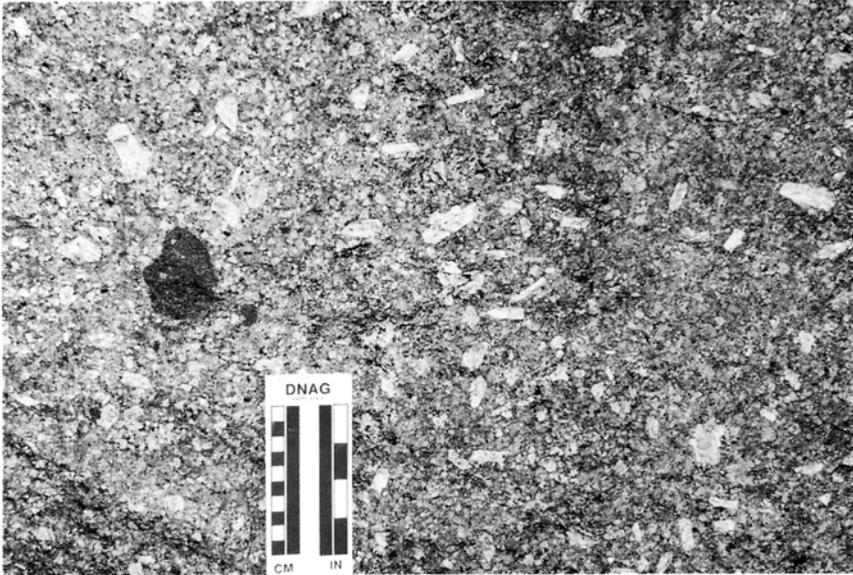
斜長石とカリ長石は破碎されて，緑れん石と緑泥石の基質が間を充たしている．緑れん石には柱状無色でレターレーションの低いクリノゾイサイト質のものと短柱状淡黄色でレターレーションの高いピスタサイト質のものが混在している．カリ長石は斜長石とともに細かく破碎されたものと，径6mmに達する無傷のものがあり，後者はカリ長石同士が数個数珠つなぎに連なる場合がある．石英はごくまれに含まれる．

IV. 5 岩 脈

IV. 5. 1 花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩 (Gp)

花崗斑岩及び花崗閃緑斑岩は次に述べる珪長岩とともに江田島南部から東能美島及び西能美島で玖珂層群・音戸花崗閃緑岩・江田島花崗閃緑岩及び呉花崗岩に多数貫入して岩脈群をなす．斑晶に径1 - 10cmのカリ長石をはじめ，石英・斜長石・黒雲母及び角閃石の径1 - 20mmの自形結晶を含む（第17図）．斑晶に石英及びカリ長石を多く含む花崗斑岩と斜長石と有色鉱物に富む花崗閃緑斑岩とがあるが，漸移的なので地質図では区別していない．花崗閃緑斑岩の岩脈は母岩の呉花崗岩よりも塩基性である．またしばしば細粒の石英閃緑岩を捕獲している（第17図）．石基は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石などの結晶が認められるものから隠微晶質のものまで変化する．また江田島では第17図のような斑状組織の顕著なものが多いが，東能美島から西能美島では斑晶の粒径が5mm以下で数も少ないものや，斑晶が欠如した珪長岩岩脈まで分布している．

これらの岩脈は本地域のほか，東隣呉地域の呉市休山半島から倉橋町音戸町にかけて顕著な岩脈群をなしており，音戸岩脈群と呼ばれる（吉田，1961）．呉地域内では個々の岩脈の規模も大きく最大幅



第17図 カリ長石斑晶に富む花崗斑岩

江田島町江南北方。

300 m, 延長13 kmに達する。本地域内では江田島南部の仏ノ塔付近に南北に貫入するものが最大で、幅約100 m, 延長約5 kmになるが、一般には幅10-50 m, 延長2-3 km位のものが多い。岩脈群は一定の方向に略平行に貫入しているが、場所によって卓越方向が少し異なっている。本地域江田島から東能美島北部では南北方向のものが多いが、西能美島では北北西-南南東方向が卓越している(第18図)。一方呉地域内の休山半島から倉橋島と柱島地域内の東能美島南部では北東-南西方向に貫入する岩脈が多い。また休山半島北東部と倉橋島北部には貫入方向の屈曲が認められる。第18図から本地域と周辺の地形が岩脈の貫入方向の規制を受けている様子も読み取ることができる。

岩石記載

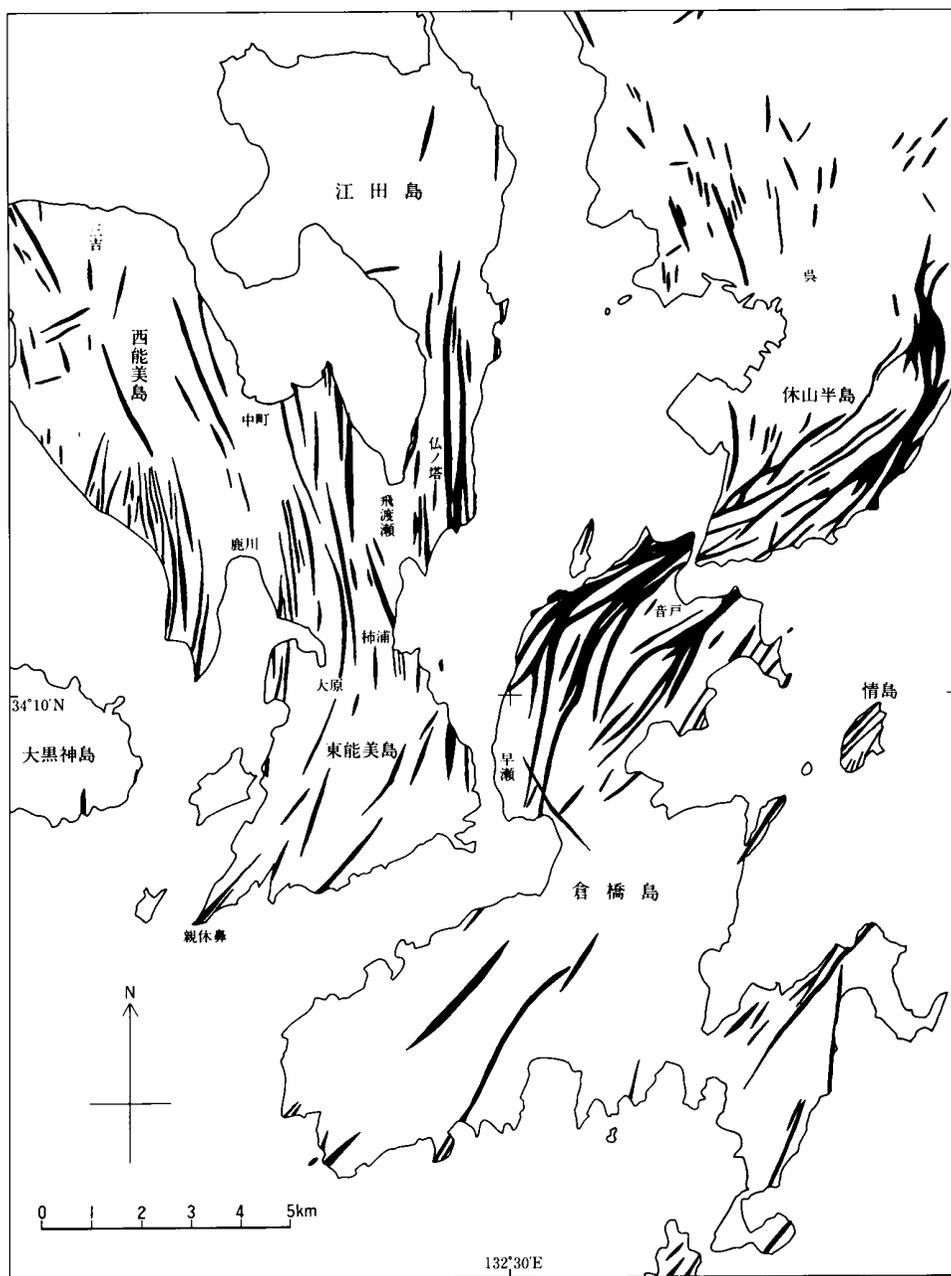
黒雲母花崗斑岩 (GSJ R66872 ; 江田島町秀崎)

斑 晶 : カリ長石 (径5 - 10mm), 石英 (径1 - 6mm), 黒雲母 (径0.3 - 3mm, Y≒Z=暗褐色), 斜長石 (径0.3 - 1mm)

石 基 : 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母 (以上径0.1mm±), 鉄鉱物 (径0.03 - 0.05mm), 緑れん石 (径0.1mm±)

IV. 5. 2 珪長岩 (F)

珪長岩は東能美島北部と西能美島南部で玢玢層群・音戸花崗閃緑岩・江田島花崗閃緑岩及び呉花崗岩に貫入する。岩脈の幅は10 - 60mで、延長は1 - 4 kmになる。花崗斑岩とは平行に貫入しており貫入関係はない。また斑晶の少ない花崗斑岩の延長部に珪長岩脈が貫入している場合がある。したがって珪長岩は花崗斑岩の斑晶が欠如した岩相である可能性もあるが、見かけが大きく異なっていることと、東能美島-西能美島に多いことを表現するために地質図では区別して示した。



第18図 本地域及び周辺地域の花崗斑岩—花崗閃緑斑岩及び珪長岩岩脈の分布

岩石記載

珪長岩 (GSJ R66880 ; 能美町松ヶ鼻南東)

主成分鉱物 : 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母 (以上径0.01 - 0.1mm)

副成分鉱物 : 緑れん石 (径0.1mm±), 板状鉄鉱物 (径0.02mm±)

珪長質鉱物は粒状結晶になるものと、針状結晶の放射状結晶になるもの及び微文象組織になるものがある。黒雲母は板状自形-半自形結晶で $Y \approx Z$ = 茶褐色を示す。

IV. 5. 3 閃緑斑岩 (p)

閃緑斑岩は花崗斑岩の岩脈群に比べると散在しているが、江田島南部・東能美島・西能美島に南北方向に貫入する一群と、廿日市市阿品^{あじな}から大野町油ヶ免で北東 - 南西及び北北東-南南西方向に貫入する一群の2つの岩脈群を認めうる。閃緑斑岩岩脈は音戸花崗閃緑岩・江田島花崗閃緑岩・呉花崗岩に貫入している。また江田島秀崎では花崗斑岩岩脈に貫入しているのが見られる。脈幅は普通1 m以下で、延長は1 km未満である。江田島南部の南北方向の岩脈は南の倉橋島及び柱島地域内で記載された東西2列の岩脈群のうち西側の岩脈の延長部に位置しており、散在してはいるが岩脈群をなすものと考えられる。

閃緑斑岩は野外では風化した暗緑色または茶褐色の無地の粘土脈に見えるが、部分的には新鮮な試料が得られることがある。

岩石記載

閃緑斑岩 (GSJ R66889 ; 廿日市市阿品台)

斑 晶 : 斜長石 (径0.5 - 4mm), 斜方輝石 (径0.3 - 1mm ; 変質), 単斜輝石 (径0.3 - 0.5mm)

石 基 : 珪長質鉱物 (径0.01 - 0.03mm), 輝石類 (径0.02 - 0.05mm), 燐灰石 (径0.02 - 0.05mm), 鉄鉱物 (径0.02mm±)

捕獲鉱物として石英の粒を含むことがある。有色鉱物は変質しており、新鮮な部分は残っていないが、斑晶については外形から斜方輝石と単斜輝石の2種類を含むと考えられる。

V. 第 四 系

(松浦浩久)

V. 1 中町礫層 (n) 及び四郎峠礫層 (s) (新称)

中町礫層 本層は東能美島能美町中町南部の丘陵にわずかに分布している。本層は周囲の沖積面より10 mほど高い呉花崗岩の丘を水平に覆う。主としてチャートの円磨された中礫からなる成層した礫層を主とし、30 cm前後の厚さの砂及び泥を挟む。火山灰は認められなかった。また化石は未発見である。

層厚約5m。上面は人工的に削平されており堆積面が残っていたかどうかは不明である。基盤と周囲が花崗岩であるにもかかわらず、礫が玖珂層群のチャートからなり沖積面よりも高位に分布すること。礫層の固結化がやや進んでいることなどから更新世の堆積物と推定される。

四郎峠礫層 本層は廿日市市と大野町の境界の四郎峠周辺にわずかに分布している。礫層は標高約100mの峠にはほぼ水平に成層して堆積しており、主に花崗岩の亜角礫層からなり砂と泥の層を挟む。層厚約10m。表面は解析されており堆積面を残していない。固結度は中町礫層と同程度でよく締まっているので、ほぼ同時代の堆積物と推定される。

V. 2 宮島礫層 (m)

命名は石田・成瀬(1972)による。

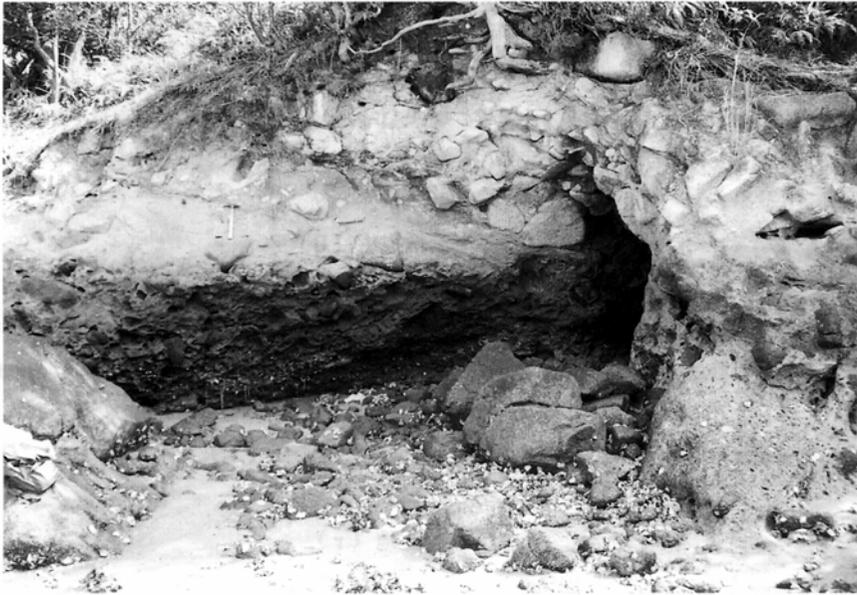
厳島南西部の御床浦と長浦の海岸部に分布する。礫層の基底部は海面下にあるため層厚は不明である。水面より上の厚さは最大約4mで、固結化が進んでいるために海岸では崖になっている(第19図a, b)。礫層は成層しており、間に砂及び泥の薄層を挟むことがある。火山灰は確認されなかった。礫層の基質は砂で、礫に比べてマトリックスに乏しい。礫は呉花崗岩の少し角が取れた亜角礫からなり、径数cmから1mを越えるものまでである。礫層は御床浦では南西に少し傾斜しているが、長浦では水平に堆積している。本層も時代を示す資料がないので、固結度から更新世の堆積物と推定しておく。

V. 3 崖錐堆積物 (t)

崖錐堆積物は西能美島、厳島中部及び大野町塩屋-丸石浜で特に発達している。厳島と西能美島三吉では谷の斜面に堆積しているが、西能美島西岸と大野町では山地の急斜面が海に迫っているために、崖錐堆積物が海に達している。

V. 4 扇状地堆積物 (f)

扇状地堆積物は^{あおのり}大野町中山から高畑付近、厳島青海苔浦から山白浦、江田島北部及び西能美島北部の小規模な谷の出口付近に分布している。扇状地が発達する谷のほとんどは呉花崗岩の節理によるコアストーンが多い場所に当たり、豪雨によって河水の運搬能力が増加した際にコアストーンを押し流して谷口に堆積させたものと考えられる。能美町宗崎北方の扇状地堆積物は呉花崗岩ではなく、玖珂層群の砂岩の節理による岩屑が堆積している。



a



b

第19図 宮島礫層

a. 厳島御床浦海岸. b. 厳島長浦南方海岸.

V. 5 川床及び三角州堆積物 (a)

本地域は全体に山がちで、河川は短く水量も少ない。このために河川の氾濫源や海岸平野はほとんど発達せず、河床及び三角州の堆積物がわずかに分布する。

V. 6 海浜堆積物 (b)

本地域には中小河川しかないために海浜堆積物のもととなる土砂の供給が少なく、海浜堆積物もまた貧弱である。しかし巖島の南東海岸や西能美島能美、絵の島、大奈佐美島などには例外的に海浜堆積物が分布している。これらの海岸の前の海底には海釜が発達しており、潮流の強い場所に当たる。したがってこれらの海浜堆積物の砂は強い沿岸流によって運ばれたものと考えられる。

V. 7 埋立地 (r)

本地域の海は海岸から急に深くなる場所が多いので埋立地はあまり広くない。地質図では平成3年版の5万分の1地形図と明治35年の地形図の比較によって埋立地を示した。明治以前の埋立地は沖積層に含まれる。廿日市市阿品から大野町油ヶ免に示した内陸部の埋立地は、宅地開発による谷の埋立である。また中山北西の標高480m付近の埋立地は林道開発による残土処分地である。

VI. 応用地質

(豊 遙秋・松浦浩久)

VI. 1 金属鉱床

当地域に見られる金属鉱床は、呉花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩中又は、玖珂層群の泥岩中に胚胎する鉱脈鉱床と、玖珂層群の泥岩又は砂岩中に小規模に発達する石灰岩を交代したスカルン鉱床に分類できるが、いずれもその規模は小さく稼行実績等の記録は全くない。広島県の地下資源(広島県商工部, 1953)によれば次の4鉱床の存在が確認できる。

広島県安芸郡江田島町津久茂鉱山(銅)

広島県佐伯郡能美町長畑鉱山(銅, 鉛, 亜鉛)

広島県佐伯郡能美町畑鉱山(硫化鉄)

広島県佐伯郡大野町大野鉱山（タングステン）

以下に今回の調査の概要と、採取した資料の肉眼及び鏡下での観察結果を述べる。

銅：津久茂鉱山

江田島町の北西部津久茂の西約1kmの南西に向く小さな沢に、坑口と露頭を残す。鉱床はホルンフェルス化した玖珂層群の泥質岩中に走向N85°W-EW、ほぼ垂直に発達する石英脈で、坑口の露頭では幅数cm、坑内でも5-10cmの細脈が見られる。広島県商工部（1953）ではこのような細脈が網状に発達した鉱床としている。

本鉱山は明治年間から、第2次世界大戦中まで稼行されたようであるが実績等の記録はない。

鉱石鉱物は黄銅鉱と斑銅鉱で、部分的には斑銅鉱に極めて富む部分も見られる。鏡下での鉱石の観察では、Stannoidite、Stannite、Mawsonite等の鉱物が斑銅鉱、黄銅鉱に伴って産するほか、斑銅鉱中にMiharaite様鉱物を見出した。これらの共生は鉱物学的には興味深い鉱床である。

このほかに確認された鉱物として閃亜鉛鉱、四面銅鉱、黄鉄鉱、テルル蒼鉛鉱や鉄マンガン重石等がある。黄銅鉱の二次鉱物としてコペリン、輝銅鉱が生成している。尚、ズリの中から採集した鉱石の一部には黒雲母花崗閃緑岩に黄銅鉱を含むものがあり、鉱床の極めて近くに江田島花崗閃緑岩の存在を予想させる。

銅、鉛、亜鉛：長畑鉱山

能美町長畑鉱山については玖珂層群の泥岩中に幅約10cm、走向延長50m程度の石英脈があり、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱を伴うものとされている。しかし稼行対象となったものではなく、また現在では坑口・露頭やズリ等の存在は確認できない。

硫化鉄：畑鉱山

西能美島能美町畑部落の西方、海拔280m付近の山腹に存在する。坑口は確認できないがズリの転石から、本鉱床がこの付近の玖珂層群の泥岩中に胎胎する石灰岩に生成したスカルン鉱床であることがわかる。能美町役場によれば明治37-38年頃、鉄鉱石を採掘したようで鉄山（かね山跡）と呼ばれている。また、一時期小規模であるが、随伴する石灰岩を焼成し生石灰を生産していた。鉱石はざくろ石、灰鉄輝石を主とするスカルンに黄銅鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、磁鉄鉱等を伴うもので、鏡下で黄銅鉱に伴って閃亜鉛鉱が見られる。

タングステン：大野鉱山

大野町高見から高見川の上流約2kmの右岸標高350m付近に坑口とズリが存在する。この地域に広く分布する呉花崗岩の黒雲母花崗岩中に発達する走向N45°-50°W、傾斜45°北落ちの石英脈で、この中に含まれる鉄マンガン重石を対象に稼行したものである。大野町誌には沿革や歴史について記述が無いが、広島県商工部（1953）には1930年から40年の頃稼行され、精鉱約2tを出鉱したとある。また、木野崎（1953）にも簡単な記載がある。

坑口付近の露頭では脈幅は約10cm、坑内では20cm余りあり、母岩の呉花崗岩は10-20cmのグライゼン化を受け、細粒の白雲母と石英を主成分とし、緑泥石、氷長石等を伴うグライゼンの部分は輝水鉛鉱を特徴的に含むほか黄銅鉱、黄鉄鉱の生成が見られる。

石英脈中の主要鉱物は黒色板状結晶の鉄マンガン重石、硫砒鉄鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱等であるが、鏡下

ではこのほかに閃亜鉛鉱，方鉛鉱，白鉄鉱，マッキノー鉱が確認された。また，黄銅鉱の風化による分解生成物としての藍銅鉱も少量伴う。石英脈には少量であるが錫石，螢石，白雲母が含まれる。ズリから採集された鉱石には，硫砒鉄鉱の分解生成物である泥状又は皮殻状のスコロド石が見られるほか，皮殻状の孔雀石，珪孔雀石の二次鉱物が見られる。同様に鉄マンガン重石の二次生成物として皮膜状の灰重石も存在する。

添田晶（1990）は当鉱山から galenobismutite (PbBi_2S_4)，aikinite (CuPbBiS_2)，及び含銀ビスマス方鉛鉱の産出を報告し，分析値を示した（第1表）。

第1表 大野鉱山産硫化鉱物の分析値

	Galena	Galenobismutite	Aikinite
Ag	1.97	-	0.20
Cu	0.01	0.00	11.05
Fe	0.06	-	0.25
Zn	0.00	-	0.07
Cd	-	0.07	-
Pb	81.81	25.96	34.13
Bi	5.13	59.11	40.65
Sb	-	-	-
Te	0.15	0.02	0.03
Se	0.17	0.08	0.13
S	13.89	17.48	16.69
total	103.19	102.72	103.20

添田（1990）による。

VI. 2 非金属鉱床

石灰岩

西能美島沖美町三吉見田ヶ廻では，昭和20年から30年代に玖珂層群中の石灰岩を採掘した三吉鉱山が存在する。三高水源池ダムの左手斜面に採掘跡があり，ダムの脇に石灰岩を焼成した炉が残されている。石灰岩は極めて粗粒で白 - 灰色の結晶質のものである。広島県商工部（1953）によれば鉱床の規模は小さく2 - 3万tと見積もられている。この地域にはほかにも同様の小規模な石灰岩体を土地の人達が採掘し，焼成したようであるが現在では確認できない。

粘土

佐伯郡大野町から廿日市市にかけての地域で，沖積層中の粘土鉱床が第二次世界大戦前後に小規模に稼行された。これは花崗岩の風化生成による粘土層であるが，都市化によって現在では鉱床の確認は不可能である。

VI. 3 採石

本地域では玖珂層群の砂岩・チャートと呉花崗岩の分布地域内に採石場跡が点在している。主に骨材と路盤用途に採石されたいが、現在稼行中のものはない。

玖珂層群の砂岩を対象にした採石場跡は能美町宗崎北の津久茂瀬戸に面した山の中腹に1箇所、チャートを対象にした採石場跡は沖美町三高水源池南方に1箇所ある。

呉花崗岩を対象とした採石場跡は広島市似島西部、峠島、沖美町大奈佐美島、大黒神島北部、江田島大須南方、及び大竹市猪子島にある。採石場付近の呉花崗岩は海岸付近でも風化していないので、船による搬出ができた。一方音戸花崗閃緑岩と江田島花崗閃緑岩については、これらの岩石が風化しているので採石場は1箇所もない。

VI. 4 温泉

山陽地方は山陰地方に比べると温泉が少ないが、本地域内には大野町宮浜温泉と能美町能美海上ロッジの2箇所に温泉がある。泉質、温度、及び成分分析値を第2表に示す。

宮浜温泉は呉花崗岩中に位置する。泉質は単純弱放射能低温泉で、温度は26℃である。

能美海上ロッジでは平成8年に呉花崗岩と珪長岩脈の接触部近くで1,700m掘削して温泉を得た。泉質は含弱放射能ナトリウム・カルシウム塩化物強塩温泉で、温泉水1kg中の全溶存物質は29gに達する。温度は40.6℃である。

VII. 地震地質及び災害地質

(佃 栄吉・松浦浩久)

VII. 1 地震地質

本地域及び周辺地域で死者を出した地震災害は1857年、1905年、及び1949年の3回ある(宇津, 1982; 宇佐美, 1987・1996; 理科年表, 1998)。1857年10月12日(安政4年8月25日)、安芸・伊予灘を震源とする推定マグニチュード7.1/4の地震が発生し、愛媛県と広島県下に被害があった。死者は5人。1905年(明治38年)6月2日、倉橋島南部を震源とする推定マグニチュード7.1/4(6.7)の地震が発生した(芸予地震)。死者は11人。この地震より前1903年以来地震が頻発していた。1949年(昭和24年)7月12日、安芸・斎灘を震源とするマグニチュード6.2の地震が発生。死者2人。以上の地震

第2表 巖島地域内の温泉の成分分析値

温泉名,湧出地		宮浜温泉2号井,大野町尾立			能美海上ロッジ,能美町中町長瀬			
泉質		単純弱放射能低温泉			含弱放射能ナトリウム・カルシウム塩化物強塩温泉			
湧出地試験	湧出量	220 リットル/分 (動力揚水)			350 リットル/分 (動力揚水)			
	泉温/気温	26.0℃/23.5℃			40.6℃/28.1℃			
試験	知覚的試験	淡黄褐色透明無味殆ど無臭			無色透明塩苦味弱硫化水素臭			
	pH値	7.7			7.3			
試験	ラドン含有量	103×10 ¹⁰ キュリー/kg (28.3 マッヘ単位/kg)			73.1×10 ¹⁰ キュリー/kg (20.1 マッヘ単位/kg)			
試験室試験	単 位	mg	mval	mval%	mg	mval	mval%	
	陽	Li ⁺	0.1	0.01	0.36	—	—	—
		Na ⁺	49.5	2.15	77.34	7450.	324.1	63.80
	イ	K ⁺	1.2	0.03	1.08	11.7	0.30	0.06
		Mg ²⁺	0.9	0.07	2.52	847.	69.71	13.72
	オ	Ca ²⁺	10.2	0.51	18.34	2270.	113.3	22.30
		Sr ²⁺	—	—	—	17.7	0.40	0.08
	ン	Mn ²⁺	—	—	—	3.6	0.13	0.02
		Fe ²⁺	0.4	0.01	0.36	2.6	0.09	0.02
	試験	陽イオン計	62.3	2.78	100.00	10600.	508.0	100.00
(試料1kg中の成分の量)	陰イオン	F ⁻	6.7	0.35	12.32	2.0	0.11	0.02
		Cl ⁻	11.0	0.31	10.92	16200.	457.0	90.48
	Br ⁻	—	—	—	57.0	0.71	0.14	
	NO ₃ ⁻	—	—	—	14.0	0.23	0.04	
	HS ⁻	—	—	—	0.3	0.01	0.00	
	SO ₄ ⁻	5.4	0.11	3.87	2200.	45.8	9.07	
	HCO ₃ ⁻	126.3	2.07	72.89	76.9	1.26	0.25	
試験	陰イオン計	149.4	2.84	100.00	18550.	505.1	100.0	
遊離成分	H ₂ SiO ₃	37.4	0.48 mmol		101.	1.29 mmol		
	HBO ₂	3.0	0.07 mmol		—	—		
	CO ₂	8.8	0.20 mmol		30.8	0.70 mmol		
総 計		260.9 mg			29.28 g			

分析:広島県保健環境センター

については、震源域が海域であるため、どのような断層が活動したかよくわかっていない。

本地域及び周辺地域の活断層には岩国活断層系（佃，1985；東元ほか，1983・1986），広島市西縁地域の断層群及び安芸灘断層群（国土地理院，1989；活断層研究会，1991；広島市，1996；水路部，1998）がある。

岩国活断層系のうち大竹断層は西隣の大竹地域から南西の山口県岩国市及び玖珂町地域内に発達する右横ずれ成分が卓越し、岩国活断層系の中で最も長く、この断層系を代表する活断層である。トレンチ調査などによる活動履歴調査によると（佃，1997），大竹断層の過去2回の断層活動の間隔は約15,000年、最新活動時期は約9,000年前と求められている。また、1回の地震による断層変位が右横ずれ2.0±0.5m及び断層の長さが約22kmであることから大竹断層から発生する地震の規模はマグニチュード7程度と推定されている。大竹断層の北東端にある大竹市小方地区のトレンチ調査から、大竹断層は少なくとも約2万5千年以降の活動は無かったものと考えられ、その北東へは顕著な変動地形も認められないことから、断層は本地域まで連続していないものと推定される。

広島市西縁地域に発達する己斐断層や五日市断層の調査（広島市，1996）に関連して実施された広島湾北部の音波探査結果によると、本地域内の厳島北方ないし北東海域には活断層は認められていない。したがって、己斐断層及び五日市断層の延長は本地域には連続しないことは明らかである。

本地域の厳島南方海域では国土地理院（1989）により、活断層の分布が報告され、安芸灘断層群（活断層研究会，1991）と呼ばれている。その後、海上保安庁水路部は同海域を含む広域の音波探査を行い、活断層の分布を詳細に検討している。それによると、岩国市の東方海域に南北から北東-南西方向に断続する活断層群を認め、一部では沖積層相当層の中上部まで断層運動が及んでいるとしている（岩淵ほか，1998）。これらの断層群は北は小黒神島から、阿多田島南東、姫小島付近を通過して、山口県由宇町北方まで分布し、岩国活断層系とは10km以上離れて並行して発達している。全体としての長さは約20kmである。なお、岩淵ほか（1998）では国土地理院（1989）が厳島と阿多田島の間に示した活断層群は無いものとしている。

VII. 2 土砂災害

本地域の山地は風化した花崗岩が急斜面をなす場所が多いので、豪雨時には斜面崩壊が発生しやすい条件がある。また山間の谷には節理の風化にとり残された花崗岩のコアストーンが堆積しており、谷の水量が急増したり、斜面崩壊が発生すると谷の堆積物を巻き込んで土石流（山津波）となって下流に大きな土砂災害を引き起こすことがある。

昭和20年9月17日、枕崎台風による大雨によって大野町丸石-尾立、江田島町切串、宮島町紅葉谷などで大規模な土石流が発生した。大野町では原爆の被害調査と被爆者治療に当たっていた京都大学の教官を含む約200名の死者を出し、江田島町では289人が亡くなった（天満，1972）。

文 献

- 地質調査所 (1970) Introduction to Japanese minerals. 208p.
- Hase, A. (1961) A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S., no. 42, p. 79-84.
- 長谷 晃 (1964) 古生界. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 31-59.
- 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.
- 早坂康隆 (1987) 西日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究. 広島大学地学研究報告, no. 27, p. 122-189.
- 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図幅), 地質調査所, 93p.
- 東元定雄・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.
- 東元定雄・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.
- 広島県商工部 (1953) 広島県の地下資源. 広島県, 281p.
- 広島市 (1996) 己斐断層外2箇所活断層調査報告書 (本編). 137p.
- 今村外治 (1964) 地形. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 9-16.
- 今村外治 (1975) 厳島 (宮島) の地質-鉱物-. 厳島の自然, 天然記念物瀨山原始林・特別名勝厳島緊急調査委員会, p. 43-52.
- 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.
- 石田 寛・成瀬敏郎 (1972) 厳島民俗資料緊急調査の概要-地理環境-. 厳島民俗資料緊急調査報告書, 広島県教育委員会, p. 2-18.
- 岩淵 洋・西川 公・田中喜年・雪松隆雄 (1998) 広島湾付近の海底断層について. 水路部技報, no. 16, p. 89-94.
- 海上保安庁水路部 (1987) 沿岸の海の基本図 (5万分の1), no. 6386-3, 「広島湾北部」.
- 貝塚爽平 (1950) 中国地方西部の地形. 東京大学地理学研究, no. 1, p. 87-98.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 木野崎吉郎 (1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広島大学地学研究報告, no. 3, p. 61-77.
- 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.
- 小島丈児 (1964) 深成岩類. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 87-101.
- 小島丈児・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.
- 国立天文台編(1997) 理科年表1998年版, 丸善, 1046p. 東京.
- 楠見 久・岡本和夫(1975) 厳島(宮島)の地形. 厳島の自然, 天然記念物瀬山原始林・特別名勝厳島緊急調査委員会, p. 11-33.
- 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.
- 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図幅), 地質調査所, 53p.
- 村上允英(1958) 花崗岩に伴われる閃長岩の2,3のタイプ(I). 岩鉱, vol. 42, p. 309-318.
- 村上允英(1959) 花崗岩に伴われる閃長岩の2,3のタイプ(II). 岩鉱, vol. 43, p. 85-97.
- 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.
- Murakami, N. (1959) Metasomatic syenites occurring in granitic rocks of southwestern Japan. *Science Report of Yamaguchi Univ.*, vol. 10, p. 73-90.
- Naka, T. and Ishiga, H. (1987) Carboniferous to Jurassic (especially Permian) radiolarians recovered from the Chugoku region (a review). *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, vol. 21, p. 153-167.
- 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 正・橋本恭一・陶山義仁(1986) 山口県玖珂層群よりジュラ紀後期アンモナイトの発見. 山口県立博物館研究報告, no. 12, p. 1-5.
- 柴田 賢・石原舜三(1974) 広島花崗岩中央部の黒雲母K - Ar年代の南北変化. 地質雑, vol. 80, p. 431-433.
- 渋谷五郎・北風 嵐(1969) 広島県能美島, 江田島カリチョウ石の結晶形態およびその他2, 3の鉱物的性質. 鉱物学雑誌, vol. 9, p. 235-257.
- 下村彦一(1951) 広島湾内に於ける島嶼群の地貌誌論. 広島大学文学部紀要, no. 1, p. 173-191.
- 添田 晶(1990) 中国地方の鉱化作用. 鉱床学 Pro Memoria, 添田晶先生退官記念事業会, p. 1-67.
- 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.
- 高田正治・磯崎行雄(1986) 山口県東部, “美川層群”からのジュラ紀放射虫化石の産出. 地質雑, vol. 92, p. 447-450.
- 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.
- 高橋裕平(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.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸(1990) 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加コンプレックス(玖珂層群)の原岩形成年代と変成年代. 地質雑, vol. 96, p. 669-681.
- 高見美智夫・西村祐二郎・磯崎行雄(1992) 山口県東部, ジュラ紀コンプレックス(玖珂層群)中の

- 170Ma K-Ar年代をもつ弱変成付加体. 日本地質学会第99年学術大会演旨, p.129.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸 (1993) 弱変成付加体のK - Ar年代測定における碎屑性白雲母の混入と接触変成作用の影響. 地質雑, vol. 99, p.545-563.
- 高見美智夫・板谷徹丸 (1998) 山口県東部ジュラ紀付加体中の遠洋性堆積岩のK - Ar年代とその地質学的意義. 地質雑, vol. 104, p.149-158.
- Takami, M. and Itaya, T. (1996) Episodic accretion and metamorphism of Jurassic accretionary complex based on biostratigraphy and K-Ar geochronology in the western part of the Minotamba Belt, Southwest Japan. *The Island Arc*, vol. 5, p. 321-336.
- 天満富雄 (1972) 広島湾岸地域の水害—とくに山津波について. 地理科学, no. 18, p. 1-12.
- 豊原富士雄 (1976) 山口県東部の三郡—山口帯—”領家帯”の地質構造. 地質雑, vol. 82, p.99-111.
- 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.
- 豊田英義・佐々木博 (1963) 広島県能美島飛渡瀬の含方鉛鉱曹長石岩について. 広島大学地学研究報告, no. 12, p. 251-256.
- 辻村太郎 (1954) 三段峡と八幡高原. 東京大学地理学研究, no. 3, p. 202-213.
- 佃 栄吉 (1985) 岩国断層系—その概要と発達史. 吉田博直先生退官記念論文集, p. 245-253.
- 佃 栄吉 (1997) 岩国断層帯の活動履歴及び活動性調査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書, p. 129-137.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493p.
- 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.
- 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.
- 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 水路部研究報告. no. 30, p. 193-208.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大学地学研究報告, no. 8, p. 1-39.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kochi (13) No.13



GEOLOGY

OF THE

ITSUKU SHIMA DISTRICT

By

Hirohisa MATSUURA, Michiaki BUNNO and Eikichi TSUKUDA

(Written in 1998)

(ABSTRACT)

Outline

The Itsuku Shima district (lat. $34^{\circ}10'-20'N$, long. $132^{\circ}15'-30'E$) occur in the western portion of Seto Naikai (Seto Inland Sea) province, between west Honshu and Shikoku. The district is mostly occupied by the sea, however large islands are scattered. The district lies in the Inner Zone of Southwest Japan, and consists of the Jurassic Kuga Group, Late Cretaceous granitic and dike rocks, and Quaternary deposits. The geology of the Itsuku Shima district is summarized in Fig. 1.

Jurassic

The Jurassic of the Itsuku Shima district is the Kuga Group. The Kuga Group is distributed 5×3 km area in Nishinomi Shima (island) and 1×0.5 km area in Eta Jima (island), and is comprised mainly of mudstone and sandstone with lenticular blocks of chert, limestone, and green rock. These rocks are subjected to contact metamorphism by Cretaceous granitic rocks. Although no fossil is reported from the Kuga Group in the Itsuku Shima district, the Group is perhaps referred to a part of the Late Jurassic sedimentary complex.

Geologic age		Geologic unites		Geologic events
Quaternary	Holocene	Delta, beach, fluvial, fan, and talus deposits		Sedimentation of non-marine deposits
	Pleistocene	Miyajima Gravel Bed	Nakamachi and Shirotoge Gravel Beds	
Tertiary	Neogene			Intrusion of felsic rocks
	Paleogene			
Cretaceous	Late	Granite porphyry and granodiorite porphyry	felsite diorite porphyry	
	Early	Syenitic rocks		
		Kure Granite		Accretion of mudstone, sandstone, chert, limestone and green rocks
		Ondo Granodiorite	Etajima Granodiorite	
Jurassic		Kuga Group		

Fig.1 Summary of the geology of the Itsuku Shima district

Late Cretaceous granitic rocks and dikes

The Late Cretaceous granitic rocks of the district include the Ondo Granodiorite, the Etajima Granodiorite, the Kure Granite, and syenitic rocks. They exhibit a massive structure, but have flow features in some parts.

The Ondo Granodiorite occurs 7×4 km area between Higashinomi Shima (island) , and Nishinomi Shima, and is included in the Kure Granite. The Ondo Granodiorite is a medium-grained hornblende-biotite granodiorite with 1-5cm xenoliths of fine-grained quartz diorite. The Ondo Granodiorite is characterized by having hornblende and 2 - 4 cm porphyritic K-feldspar.

The Etajima Granodiorite occurs 6×3 km area on Eta Jima, and is included in the Kure Granite. The Etajima Granodiorite consists of medium-grained biotite granodiorite.

The Kure Granite is a part of the Late Cretaceous "Chugoku Batholith" which widely occurs in the northern Seto Naikai province. The Kure Granite is distributed throughout the Itsuku Shima district, however includes large xenoblocks of the Kuga Group, the Ondo and Etajima Granodiorites. The Kure Granite is composed of coarse-grained hornblende-bearing biotite granite, coarse-grained biotite granite, and medium- to fine-grained biotite granite. A trace amount of muscovite is locally found in the latter two facies of the Kure Granite. Five K-Ar dates for biotite of the Kure Granite range from 80 to 86 Ma.

Syenite, quartz syenite, monzonite, and quartz monzonite are shown as syenitic rocks in the geologic map of the Itsuku Shima district. Syenitic rocks occur as platy small bodies in brecciated portions of the Kure Granite and the Ondo Granodiorite without intrusive contact relation.

Dikes of the Itsuku Shima district are granite porphyry, granodiorite porphyry, felsite, and diorite porphyry. The former three type appear as dike swarm in Eta Jima, Higashinomi Shima, and Nishinomi Shima, and vertically intrude into the Kuga Group, the Ondo Granodiorite, the Etajima

Granodiorite, and the Kure Granite. The dikes trend north-south and range in width from one meter to one hundred meters.

Quaternary

The Quaternary of the Itsuku Shima district includes the Nakamachi, Shirotoke, and Miyajima Gravel Beds. The Nakamachi, Shirotoke, and Miyajima Gravel Beds are Pliocene nonmarine deposits and occur in small area of the district. Talus deposits, fan deposits, fluvial and delta deposits, and beach deposits are Holocene deposits, and consist of gravel, sand and mud beds.

Economic geology

There are four closed mines of small scale in the Itsuku Shima district. Ono mine worked NW-SE-trending quartz-veins including wolframite, arsenopyrite, chalcopyrite, pyrite, sphalerite, galena, marcasite, and mackinawite in the Kure Granite. Tsukumo mine worked east-west-trending quartz-veins including chalcopyrite, bornite, stannoidite, stannite, mawsonite, and miharaite in the mudstone of the Kuga Group. Hata mine worked limestone and skarn deposit including pyrrhotite, pyrite, magnetite, chalcopyrite, in the contact of the Kuga Group and the Etajima Granodiorite. Miyoshi mine worked limestone of the Kuga Group.

Sandstone of the Kuga Group and the Kure Granite are quarried for the aggregates for construction and road beds.

Earthquake

Mj6-7 class earthquakes with epicenters in the district have been occurred in 1857, 1905 and 1949. No active faults are known in the district.

文献引用例

松浦浩久・豊 遥秋・佃 栄吉(1999) 巖島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 37 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Matsuura, H., Bunno, M. and Tsukuda, E. (1999) *Geology of the Itsuku Shima district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 37 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

平成 11 年 1 月 18 日 印 刷

平成 11 年 1 月 25 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 松 枝 義 明

印刷所 松枝印刷株式会社

茨城県水海道市天満町 2438

© 1999 Geological Survey of Japan