

天草下島西端の地質および北西九州の変成岩*

服部 仁** 磯見 博***

**Nagasaki Metamorphic Rocks in Northwest Kyushu,
with Particular Emphasis on the Geology of
Westernmost Amakusa-shimoshima**

Hitoshi HATTORI and Hiroshi ISOMI

Abstract

Metamorphic rocks, ultramafics, gabbros and granitic rocks are the main lithologic facies of the pre-Tertiary in northwest Kyushu. Metamorphic rocks called the Nagasaki Metamorphic Rocks are mainly composed of crystalline schists including recognizable porphyroblastic albite with the unaided eye, and crop out in the Nishisonogi Peninsula, Nomo Peninsula and westernmost Amakusa-shimoshima, and the sea floor surrounding the land areas (Fig. 1).

In the west Nishisonogi Peninsula, the granitic rocks (hornblende-biotite granodiorite with foliation of fluidal structure trending N30°W) never intrude the Nagasaki Metamorphic Rocks, and are exposed directly on the west of the Yobikonoseto Fault with several 10 meters wide mylonite zone which runs arcuately from a N-S to NNW-SSE direction. Towards the south, in the Nomo Peninsula the granitic rocks intrude the Nagasaki Metamorphic Rocks forming a small stock, and the Yobikonoseto Fault can not be traced. The Yobikonoseto Fault is interpreted to be of hinge-type dislocation.

Original strata of the Nagasaki Metamorphic Rocks are thick shale and sandstone formations intercalated by several 10 meters thick quartzose rocks and green rocks. A large amount of serpentinite masses are exclusively included in the north Nishisonogi Peninsula and the Nomo Peninsula.

In westernmost Amakusa-shimoshima, the Nagasaki Metamorphic Rocks consist of crystalline schists derived from about 600 m thick sedimentary sequences. The schists are coarse-grained and always contain various porphyroblasts such as albite, garnet, muscovite and stibnomelane in which minute grains of metamorphic minerals are included and some show helicitic texture (Table 1). Porphyroblastic alkali amphibole (crossite) is mantled by thin zone of subcalcic amphibole (barroisite), and the compositional change is sharp and abrupt (Appendix 3). At the southern end of this Amakusa-shimoshima area granite pegmatite and hornblende gabbro intrude a quartzose schist. Biotite-bearing microcline-muscovite pegmatite intrudes obliquely or along the schistosity of the quartzose schist which becomes very coarse-grained and has garnet porphyroblasts reaching 6 mm across. Judging from the petrographic characteristics such as rapid growth of various porphyroblasts and inclusion minerals in the porphyroblasts, the metamorphic conditions are divided into the first stage of the lower greenschist facies (close to glaucophane schist facies) and the second stage of the upper

* 特別研究“北西九州周辺海域の基盤岩の研究”の一環として、昭和46年7月29日～8月3日熊本県天草下島において行った現地調査の結果をとりまとめたものである。

** 地質部

*** 海洋地質部

greenschist facies (close to epidote amphibolite facies) (Table 2).

At the second stage, certain igneous intrusion (granitic pegmatite) has played a role in raising temperature for porphyroblast formation. These observations may throw doubt on the currently accepted theory that the formation of crystalline schists of low-temperature and high-pressure type metamorphism has no genetic connection with contemporaneous granitic intrusion, though further detailed studies need to be made on the granitic stocks in the Nomo Peninsula or elsewhere.

At the Ogase islets 1 km west off the coast, hornblende gabbro is intruded by quartz-diorite-granite porphyry dyke. The gabbro commonly has fluidal structure and occasionally contains fragments of amphibolite. These rocks form a suite of gabbro-granite complex, and the complex is strongly mylonitized too. Probably the Ogase islets are located in a structural zone which captures fragmental ancient basement rocks.

要 旨

天草下島における長崎変成岩類は種々斑状変晶の目立つ結晶片岩であり、原岩の層厚は約600mと推定される。おもに黒色片岩からなり、中部層以下に層厚数10mの石英片岩、緑色片岩およびレンズ状石灰質片岩の鍵層を含んでいる。マクロにみて、走向 NNE-SSW、傾斜 20-30°E の地質構造を示し、北部の分結脈や南部の花崗岩ベグマタイト貫入区域では、褶曲軸などの構造が乱されている。

斑状変晶中の微粒包有鉱物を識別することにより、変成作用をステージ 1 と 2 に区分した。後者には花崗岩類の貫入・上昇が関与したため緑れん石角閃岩相に近い緑色片岩相に変成度が増進したと結論した。

また、北西九州における長崎変成岩類・花崗岩類・はんれい岩複合岩体と基盤岩の諸問題についても論じた。

1. はじめに

九州西端の狭い地域に散らばって露出する結晶片岩の帰属に関して、v. RICHTHOFEN (1903) による Nagasaki Dreiecke (長崎三角地域) を始めとして、YABE (1917) の“南への地塊移動”説、KOBAYASHI (1941) の“^{そのま}彼杵彎曲”など多くの見解が述べられている。

最近、広川 (1976) はこれら結晶片岩のほかに肥後変成岩の問題も含めて、西九州における三郡帯・領家帯および三波川帯の延長問題についてその研究史をまとめ、加えて新しい観点から自らの所見を提出した。すなわち、「長崎付近の結晶片岩は三波川帯の延長であって、ある時期には三波川帯の南縁は松山—伊万里線付近にあったものが、白亜紀前の大変動により相対的に南に屈曲・移動し、三波川帯主要部から切り離され孤立したものである」というのである。

筆者らは天草下島西端の結晶片岩および離島の調査を

行ったので、本文でその概要を報告するとともに、近年公表された周辺海域地質図(木村ほか, 1975)をも参考にしつつ、九州西端の先第三系地質に関して若干の考察を行ってみたい。

2. 地質の概要

本地域は、熊本県天草下島^{あまくさしもしま}の中西部に位置し、南北約 7.5 km、東西 5 km に広がる(第 1 図)。西側では断崖絶壁の急斜面が連続し、外洋の天草灘の海に落ち込み、東側は東へ緩傾斜する地形を示している。

急峻な西側斜面の西方海上 1 km には大ガ瀬が、またその南方で、陸から約 2 km の沖合には小ガ瀬が海面から突出している(第 3 図)。

本地域の北部天草町高浜付近から南部の天草町大江にかけて、粗粒の結晶片岩が露出し、ほぼ南北方向にのび東方へ緩傾斜する地塊をなし、その上堅固な石英片岩が骨格を作っているため、西側が急峻という特徴のある、一種のケスタ地形になっている(第 2 図断面図)。

本地域の地質は、納富 (1930) によって詳しく記載された。その後、結晶片岩については自在丸 (1937 a, b, c)、橋 (1967 a, b)、田村 (1968)、また結晶片岩と断層で接する上部白亜系の姫浦層群については、最近の MIKI (1972) に至るまで多数の研究が発表されている。

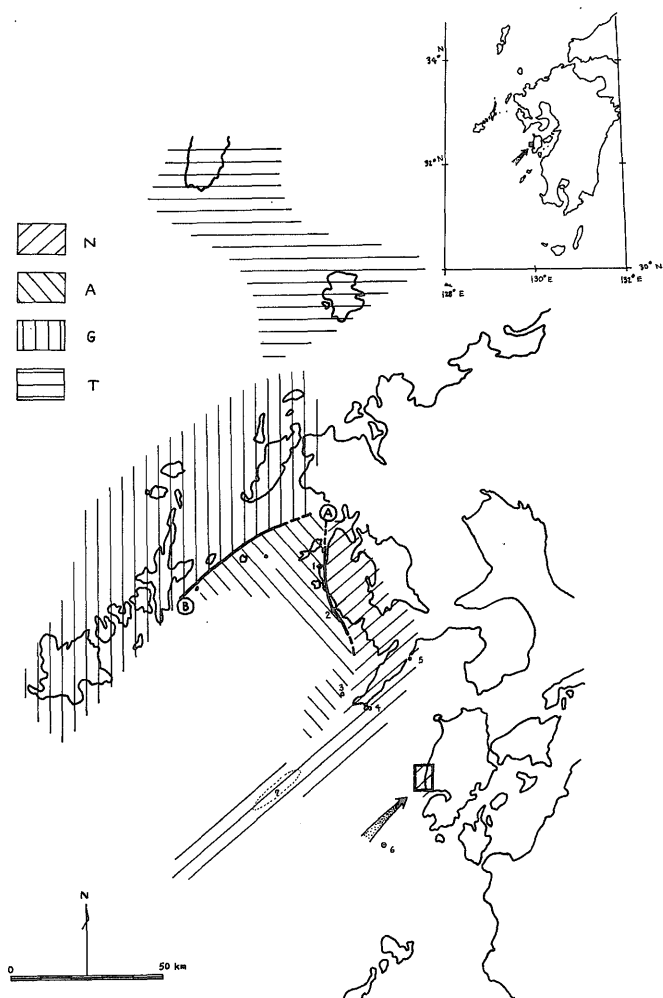
結晶片岩をどの変成帯に所属させるかの議論は別の問題として、呼称については次のような提案があった。

○長崎変成岩類—唐木田ほか (1969); 橋 (1955) が西彼杵半島と野母半島の結晶片岩を一括して呼んだのが始まりであり、唐木田ほか (1969) はこの名称に天草下島の結晶片岩も加えることにした。

○高浜変成岩類—田村 (1968)

○九州西端変成地域—都城 (1965, p 402-403)

筆者らは以前これらの結晶片岩の分布地域を西彼杵帯



第1図 北西九州の地質構造区分と天草下島の位置を示す図

Map showing geotectonic divisions of northwest Kyushu and westernmost Amakusa-shimosima which is enclosed in a square with an arrow.

①: Yobikonoseto fault (呼子ノ瀬戸断層), ②: Ainosima fault (相ノ島断層), N: Nishisonogi zone (西彼杵帯), A: Ainosima zone (相ノ島帯), G: Goto zone (五島帯), T: Tsushima zone (対馬帯)

1: Takabo-yama (高帆山), 2: Akakubi (赤首), 3: Mitsuse (三ツ瀬), 4: Kabashima (樺島), 5: Mogi (茂木), 6: 30 km north of Koshiki-jima (飯島 30 km 北方), Ajisone (鯨曾根)

Compilation based mainly on ISOMI et al. (1971) and KIMURA et al. (1975).

(第1図N帯)と呼んだが(磯見ほか, 1971),これと同義語とみなされる唐木田ほか(1969)による総括的な名称長崎変成岩類を本文では用いることにしたい。

大ガ瀬は納富(1930)によると結晶片岩に塗色されているが,今回の調査でははんれい岩複合岩体からなることが判った。

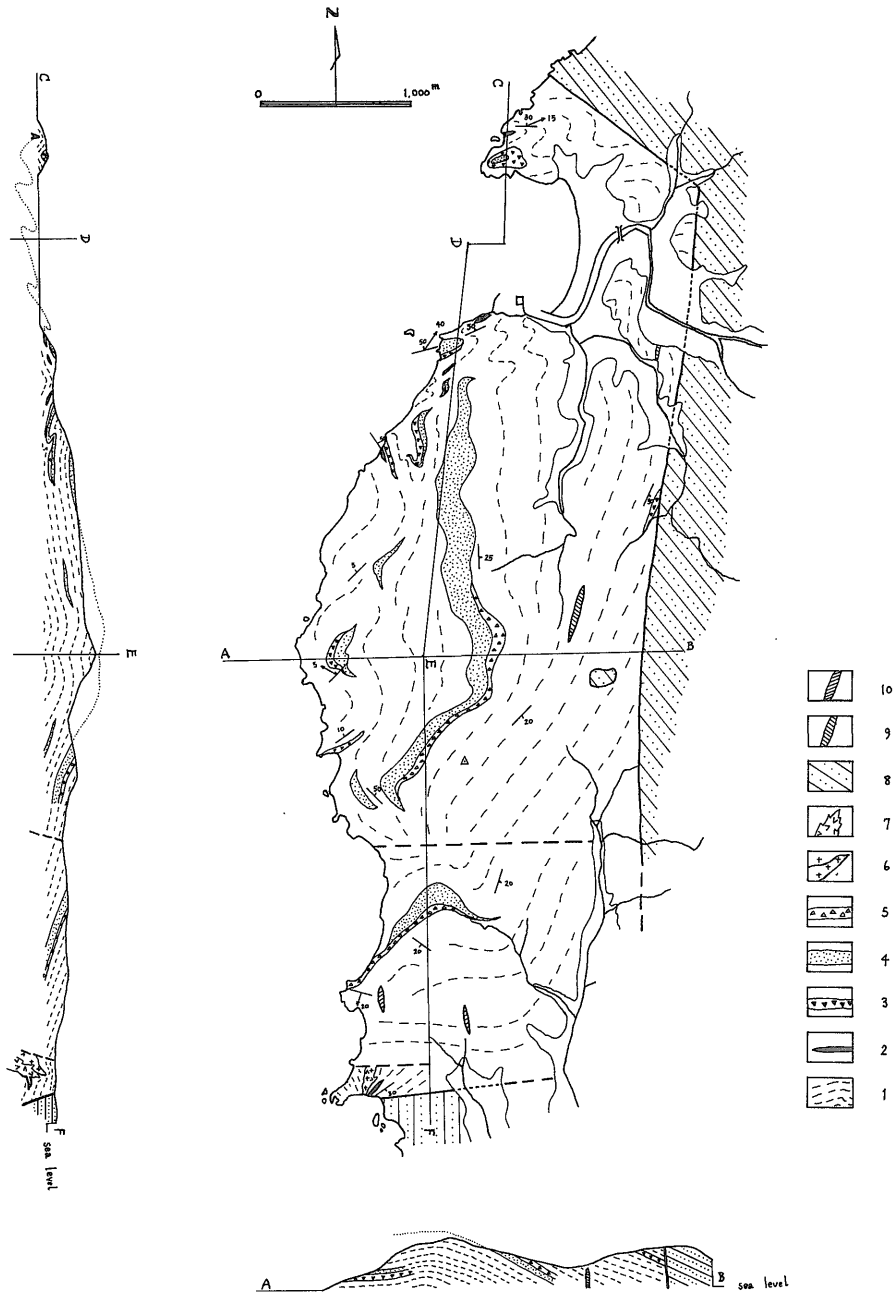
小ガ瀬は納富(1930)の区分通り上部白亜系の堆積岩からできている。

大ガ瀬と小ガ瀬の両者がともに波浪巖をけずる外洋で

峻立しているのは,風化侵食に耐える岩質が残存していることによるのであろう。前者は珪長質貫入岩体,後者は礫岩・砂岩が骨格を作っている。

姫浦層群と長崎変成岩類との境界は,断層1カ所確認したのみで(第3図中438),他はすべてMIKI(1972)に従った。

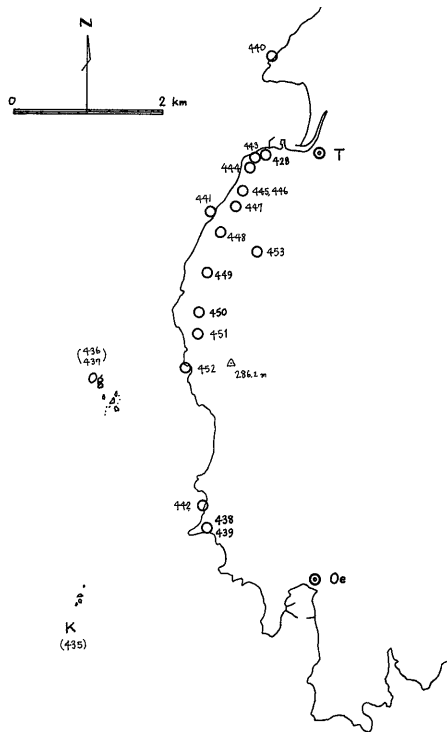
この地域の北方にはわが国陶石原料主要産地の一つ,天草陶石の採掘場が沢山ある。本地域北部においてもその支脈とみなされる流紋岩脈がNNE-SSW方向に貫い



第2図 天草下島西端地域の地質概念図と断面図

Simplified geologic map and two cross sections of the westernmost Amakusa-shimoshima area.

- 1: graphite-bearing black schist (石墨を含む黒色片岩), 2: limestone-derived calcareous schist (石灰岩起源の石灰質片岩), 3: green schist (緑色片岩), 4: quartz schist (石英片岩), 5: pale-green schist (淡緑色片岩), 6: hornblende gabbro (角閃石はんれい岩), 7: granitic pegmatite (花崗岩質ペグマタイト), 8: Upeer Cretaceous Himenoura Group (上部白亜系姫浦層群), 9: rhyolite dyke (流紋岩岩脈), 10: basalt dyke (玄武岩岩脈)



第3図 天草下島西端地域、大が瀬および小が瀬における試料採集地点を示す図
Map showing sampling sites in the westernmost Amakusa-shimoshima area and the Ogase (Og) and the Kogase (K) islets.

T: Takahama (高浜); Oe: Oe (大江)

ており、また本地域の南部では玄武岩脈もみられる。

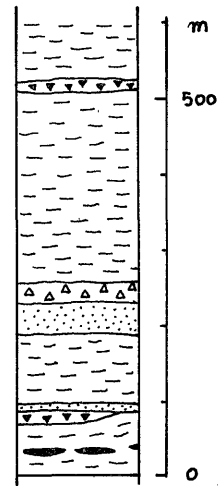
3. 長崎変成岩類

南北約7 km, 東西約2 kmの細長く南北にのびた地域に露出する。高浜の町から南下し大江に抜ける道路では、石墨を含む泥質・砂質堆積岩を起源とする黒色片岩が分布し、NSないしNNE-SSWの走向と東への緩傾斜をもつ単調な片理構造(原岩の層理面)で特徴づけられる。

これに対して、海岸側の斜面においては、多様な岩相がみられ、構造も一様でなく変化にとんでいる。長崎変成岩類分布域の中央部は標高300m前後の山地が南北にのび、これに平行に石英片岩が露出する。

3.1 岩相と層序

本地域の中央部をほぼ南北に石英片岩が走っている。この石英片岩はしばしば折りたたみ褶曲をしているので正確な厚さは測り難いが、薄層の緑色片岩・黒色片岩の夾みを含めて数10mに達するものとみなすことができ、



第4図 原岩の堆積相・層序を示す結晶片岩の柱状図

A columnar section of the crystalline schists showing the original sedimentary sequences. Keys are of the same as those in Fig. 2.

直上の淡緑色片岩¹⁾とともに、地質構造解析の鍵層になる。

全層厚は第4図に示すように約600mに及ぶものと推測される。黒色片岩が優勢のなかで、下部300mに石灰岩、石英片岩、緑色片岩および淡緑色片岩が挟まれる。上部約250mの黒色片岩は実際よりも厚く見積り過ぎているかも知れない。

2層認められる石英片岩のうち、下方の薄い石英片岩は緑色の chlorite を沢山含むため淡緑色を呈したり、あるいは alkali amphibole 斑状変晶(第3図450)を含みゴマ塩状になっている。その直下の緑色片岩や石灰岩レンズの層準近くの結晶片岩(黒色片岩・緑色片岩ともに)には、肉眼で容易に識別できるくらい粗粒の stilpnomelane 斑状変晶が多く産出する(第3図, 428, 444, 445)。

石灰岩レンズは厚さ15-40 cmで、層厚10mくらいの中に3-4層入っているが、第4図に示す黒色片岩の中ばかりでなく、直上の数mの緑色片岩内にも認められることがある(441)。

高浜港付近の stilpnomelane 粗粒斑状変晶(428)は長径6-10 mmにも達し、albite-stilpnomelane rock または stilpnomelane rock ともいえる濃集体となり片理面(原岩

1) 白雲母を多量に含むため岩石は優白質で絹光沢を示し、また若干の緑泥石を伴うので淡緑色にみえる。石英片岩から区別したのは、原岩がチャートではなく、流紋岩質の火砕岩かあるいはチャートと異種岩石との混合物の可能性が予想されるからである。

の層理面)に平行に成長する場合もあるが、片理面を切るものもしばしば認められる。しかし、どちらの場合も、stilpnomelaneを含む albite(± calcite, quartz)の分結脈ペグマタイトというべき産状を示している。

本地域の南端(第3図, 438, 439)では、はんれい岩が貫入し、原岩の構造は乱れている。ここには橋(1967a)が記載したペグマタイト脈起源とされた muscovite 巨晶²⁾を含む結晶片岩がある。筆者らの観察では、この結晶片岩は径数 mm の garnet 粗粒斑状変晶を含む砂質岩源の黒色片岩であり、花崗岩ペグマタイト質部分は片理面(原岩の層理面)に平行に入ったり、片理面を切る形でできていることもある。しかし、地質図上に表現できるほとんど広く分布しない。はんれい岩と花崗岩ペグマタイトとの前後関係および両岩体の大きさは確認できていない。しかし、後で述べるように、はんれい岩は結晶片岩との接触部において急冷相を作り、しかも花崗岩ペグマタイトが受けたと同じ変形作用も受けていることから、はんれい岩が先に貫入し、引続いて花崗岩ペグマタイトが貫入し、この区域の変成温度を高めたらしい。

3.2 地質構造

層厚数10mの石英片岩、下部の薄い石英片岩と緑色片岩、および石灰岩レンズを鍵層として追跡し、特徴的な岩相分布を中心にまとめたのが第2図の地質図である。

2) K-Ar 年代は 89 m.y. である (橋, 1967b)

東半分では単調な東への緩い同斜構造(20-30°)を示し、中央部でもまた単調でほぼ水平から西へ10°位傾く。これらの区域の褶曲軸はほとんどが N 40-60°Wへ5-15°落とし、あるいは S 50-60°Eへ15°落す要素をもち、ときには、N 50-70°Eへ15°落す褶曲軸も認められる。地層面が大きくうねることは少なく、局部的にクランク状、つまりSまたはZ字形に折れ曲る波形で、軸面は地層面に30-45°斜交する。折れ曲りの規模は数10cm程度である(第5図a)。

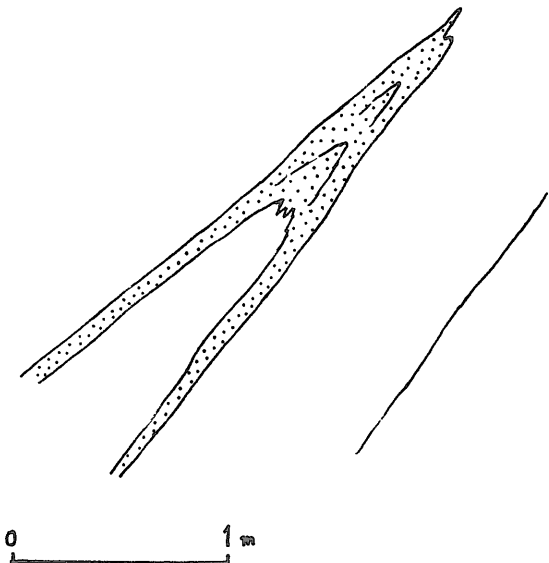
北部の高浜の町周辺 2 km, すなわち高浜の湾を挟む北側の無人燈台付近(第3図, 440)から南側の漁港にかけては、鋭角に折りたたむ褶曲によって地層が立っている。褶曲軸は地点428では N 20°Eへ40°落とし、波長 2-30 cm, 波高(振幅の半分) 50 cm 以上(Plate 12-1), 地点444では N 40°Eへ40°落とし、波長 1.5m, 波高 3 m 以上である(第5図 b, Plate 12-2)。この区域では、以上の褶曲軸(地層の褶曲形態を規制する)のほか、同一面内において、N 50-70°Eへ5-15°落す細かいスケールの褶曲軸も観測されることがある。

推定断層で区切った南部の約 2 km の範囲では、地層面が大きくうねることはなく、ほぼ同斜構造をもち、局部的にSやZ字形の変形がみられる。変形の波長は数 cm 程度で、褶曲軸は S 40°Wへ20°落としとなっており、



第5図-a 黒色片岩(A)および緑色片岩(B)互層の一部がZ字形に褶曲し、軸面(C)に沿ってわずかに差動している。

A simple folded pattern of an alternation of graphite-bearing black schist (A) and green schist (B) with a minor slip along the axial plane (C) (452).



第5図-b 石英片岩中のマンガン鉱に富む層の褶曲 (Plate 12-2 参照)

Same as Plate 12-2

高浜付近と対照的にほぼ逆に向いている。さらに花崗岩ペグマタイトとはんれい岩の貫入している周辺ではS10°Eへ10°落しの褶曲軸をもち、本地域内の他区域と全く異なった傾向を示している。

斑状変晶が比較的細粒のため肉眼で認められない場合、一般に異なる2-3方向の褶曲軸が観察される。とくに数mm以下のいわゆるちりめんじわは顕著なのであるが、前に述べた波長数10cm以上の褶曲の構造解析の結果のように、軸方向の規則性や分布域は確かめられなかった。

マクロにみると、本地域の地質構造はほぼ中央部を頂点として、地層が東へ20-30°傾き、西へは水平からいくらか西へ5°位、北へは数度位、南へは20°傾く、あたかも二枚貝の貝殻を伏せた形状にたとえられるような構造と解される。とくに北部では分結脈と stilpnomelane 粗粒斑状変晶、南部では花崗岩ペグマタイトやはんれい岩が貫き、貝殻の両端で褶をめぐり上げるように、相対的に隆起しているのである。褶曲軸からみると、きわめて複雑であるが、N 50-70°Eへ15-20°落す褶曲軸とN 40°

W方向のゆるい褶曲軸で代表される2つの褶曲構造が、本地域の地質構造全体を規制しているようにみえる。北部と南部における褶曲軸の乱れは局部的なものである。

3.3 鉱物組合せと変成作用

本地域内の結晶片岩は、中央部から南にかけてやや粗粒であるが、大抵肉眼で識別可能な斑状変晶をもっている。斑状変晶は albite のほか、 amphibole, stilpnomelane, chlorite, muscovite などもみられる(第1表)。

結晶片岩の変形構造が比較的単純な東半分と中央部では、顕微鏡下での組織も単調なごく普通の典型的な結晶片岩の片状組織であって、なかには石英の波動消光すら軽微であり全体がモザイク状組織を示すものもある(Plate 15-1, 449)。

斑状変晶は通常長径0.5-2mm位であり、マトリックスの細粒結晶と区別のつかない位小さい場合も認められる。まれに5-10mmに達する斑状変晶もみられる。この斑状変晶を本文では粗粒斑状変晶と呼んで区別している。

第1表 天草下島における長崎変成岩類中の種々斑状変晶に含まれる微粒鉱物の組合せ

Mineral assemblages of minute mineral grains enclosed in various porphyroblasts in the Nagasaki Metamorphic Rocks of Amakusa-shimoshima.

Host Mineral	Inclusion	Rock Type	Sample No.
Albite*1	sphene, stilpnomelane, alkali amphibole	B	428
	sphene, alkali amphibole, epidote, chlorite	G	447
	graphite, chlorite	B	451
	sphene, quartz, epidote	Q	452
Calcic amphibole	alkali amphibole	G	447
Calcite	muscovite, chlorite, calcic amphibole	C*2	428
Epidote	garnet, biotite, quartz, albite	Q	439*3
Garnet	quartz, albite, biotite, sphene, muscovite	Q	439*3
	sphene	Q	441
Muscovite	stilpnomelane	Q	441
		Q	443
		Q	448
		B	449
Quartz	dusty core, and fresh clear margin		common
Stilpnomelane	sphene	Q	444, 428

(Rock type) B: graphite-bearing black schist; G: green schist; Q: quartzose schist; C: calcareous schist.

*1 Albite porphyroblasts are often embedded in the matrix with mosaic texture, but do not always include minute grains. Epidote is clinozoisite.

*2 Limestone-derived schist in which calcite recrystallized in the latest stage of quartz-calcite vein formation too.

*3 Pegmatitic material has been introduced and subjected to later retrograde recrystallization.

斑状変晶の中には多種類の包有鉱物が残存し(第1表),しばしばヘリサイト状組織も観察される(Plate 15-2, 444). また斑状変晶に明瞭な異常構造が認められることがある. すなわち, alkali amphibole を含む石英片岩(450)では, 菱形の自形状紫色 alkali amphibole (crossite) の外縁部が緑色ホルンブレンドに近い色調を呈している(Plate 17-1). 両者は漸移関係というのではなく, 2-3 μm というわずかな距離の間で急激な組成変化を行っている(内部は均質でほぼ G1-成分 60-65% からなり, 外縁部は30%へ低下, Appendix 3, 第9図).

したがって, 同一薄片内の限られた短い距離内でも, ときには 10 μm オーダ以内でも, 変成岩の鉱物組合せは2つのステージに区分することができる. 第1表から判るようにほぼ本地域全体にわたり斑状変晶内に包有鉱物が入っており, 2つのステージが普遍的に確認できるのである.

南部の439では, 花崗岩ペグマタイトを伴い, biotite と microcline が共生するので, 斑状変晶とは別の問題として除外し, 後に述べることにする.

ステージ1の鉱物組合せは第1表から

黒色片岩: sphene, stilpnomelane, alkali amphibole, graphite, chlorite

緑色片岩: sphene, alkali amphibole, epidote, chlorite

石英片岩: sphene, stilpnomelane, quartz, epidote

のようにまとめられる. また, これら3種類の岩相には, 上記の鉱物組合せのほかに, albite, quartz, calcite, muscovite, あるいは calcic amphibole の主要構成鉱物が共存したものと考えられる.

以上のことから, ステージ1における変成作用の条件は藍閃石片岩相に近い緑色片岩相に相当するものと推定される.

ステージ2の鉱物組合せは以下の通りであるが, 主要鉱物は第1表の中で host mineral として表わした斑状変晶そのものである(Appendix 2).

黒色片岩: albite, quartz, muscovite, chlorite, graphite, garnet, stilpnomelane, \pm (calcite, sphene, epidote, apatite, tourmaline)

緑色片岩: albite, chlorite, calcic amphiboles, subcalcic amphibole, epidote, sphene, \pm (calcite, quartz, muscovite, talc)

石英片岩: quartz, muscovite, chlorite, stilpnomelane, garnet, calcite \pm (epidote, sphene, albite, calcic amphiboles, subcalcic amphibole)

alkali amphibole が斑状変晶として成長し, ほぼ均質な組成を示すが, その外縁部は前に述べたように大抵は

bluishgreen-greenの subcalcic amphibole (barroisite) にとり囲まれている. alkali amphibole が単体鉱物として残存するのはまれで, その場合でも他形の小破片であり, albite, calcite および quartz 内に限り観察されるのである. alkali amphibole は斑状変晶として成長するものの, 他の斑状変晶と大きく異なるのは, 外縁部が subcalcic amphibole (barroisite) に移化している点であろう. つまり, 他の斑状変晶とともに成長し始めてから間もなく, alkali amphibole だけは安定でなくなり結晶成長が止り, 急激に subcalcic amphibole が晶出するようになる. 他の calcic amphibole も bluish green を帯びる点を併せて考えると, ステージ2に入って間もなく, alkali amphibole の安定域はなくなり, 代って subcalcic amphibole が安定になるようである.

stilpnomelane 粗粒斑状変晶³⁾ が albite⁴⁾ (\pm calcite, quartz) からなる分結脈に伴って成長していることから, ステージ2では, 斑状変晶, とくに粗粒斑状変晶の発達とともに, 若干の物質移動があったらしい.

以上の考察から, ステージ2, とくにその後半における変成作用の条件は, ステージ1よりも幾分温度が高く緑色片岩相の高温部に相当し, 緑れん石角閃岩相に近いものと推定される.

花崗岩ペグマタイトおよびはんれい岩周辺の結晶片岩はきわめて粗粒になり(438, 439), garnet 粗粒斑状変晶は直径 6 mm をこすほどである(Plate 12-3). 花崗岩ペグマタイト脈は幅数 cm - 数10 cm で膨縮しながら, 片理に沿ったりあるいは斜交貫入している. 花崗岩ペグマタイトは直径 10 mm 以上の muscovite 巨晶(容量比20-30%)が目立ち, quartz, albite および少量の microcline (myrmekite を伴う) からなる. 肉眼でも顕微鏡下の観察からも, 斑状変晶とマトリックスの区別なくどの鉱物粒も著しい granulation を受けていることが判る. とくに quartz は ribbon texture をもち細長のびたり, 粒間には sutured boundaries が発達している. これらの変形組織は花崗岩ペグマタイト内のみならず, 周辺の結晶片岩全体に共通して観察できる組織である(Plate 16-1, Plate 16-2).

結晶片岩内における microcline は上記のような変形作用のため顕微鏡下でも識別が困難なので, 染色法により

3) stilpnomelane 巨晶は肉眼では黒雲母とまったく区別つかない. 444 産の stilpnomelane 含有緑色片岩は chlorite を多量に伴い, 径数 mm の pyrite を含み, 肉眼では stilpnomelane は緑色を呈するが, 薄片で緑色のものはまれである.

428 産のものは褐色, 445 産のものは鮮かな橙色を示すが, 肉眼では両者ともに黒色で光沢をもっている.

4) $2\theta_{131}-2\theta_{121}(\text{CuK}\alpha) = 1.0^\circ$ から Ab 端成分に近い albite とみなされる.

第2表 天草下島における長崎変成岩類中に観察された主要地質事象5ステージごとの鉱物組合せ
Mineral assemblages during the five stages of main geologic events in the Nagasaki Metamorphic Rocks of Amakusa-shimoshima.

Stage	1	2	3	4	5
Quartz				---	
Albite			---	---	
Muscovite				---	
Chlorite				---	
Garnet					
Stilpnomelane		---			
Alkali amphibole	---				
Calcic amphibole					
Subcalcic amphibole		---	---		
Biotite			---		
Microcline			---		
Calcite				---	
Events	Recrystallization	Segregated vein, Porphyroblast	Granite pegma- tite, Gabbro	Granulation	Vein
			Local heating	Deformation	
Metamorphic facies	Lower	Upper			
	Greenschist facies				
	Progressive			Retrograde	

Solid line: mineral present commonly; long dashes: mineral present in a few samples; empty space: mineral absent.

その産状と分布を調べた。microcline は普遍的に晶出するのではなく、ある片理面 (原岩の層理面) に沿って2-3 cm 位の幅で、1 mm 以下の結晶が散在し、ときには ribbon texture 状につながる事が判った。

おもに片理面に平行な花崗岩ペグマタイトやペグマタイト近くの結晶片岩の粗粒部には、biotite (3 mm 以下) をみることがある (X線回折法による鉱物同定)。

この biotite は reddish brown を示し、いつも muscovite 巨晶内にあるか、あるいは garnet の斑状変晶内に閉じ込められている。とくに garnet の中では、大半 chlorite に置換されている (Plate 17-2)。

biotite と microcline の起源については確かではないが、花崗岩ペグマタイト脈貫入に関連する局所的な温度勾配の増大、または花崗岩ペグマタイト物質の結晶片岩内への浸透によるものであろう。この推定は直径数 mm 大の garnet 粗粒斑状変晶の異常な発達状況からも十分確からしく思われる。

biotite と microcline を含む結晶片岩は前に述べたように著しい granulation を受けている。garnet が劈開に沿って同一方向にずれ動き、microcline も壊され garnet と同じ方向に差動している (Plate 15-1, Plate 15-2)。変形

した鉱物粒の割れ目には微粒の粉状鉱物が粒間をうめ、一部は再結晶し、quartz の sutured boundaries や mortar texture のような変形組織が目立っている。これら微粒の再結晶鉱物は容易に同定できないが、quartz, albite, muscovite, chlorite, microcline (染色法によると、細脈に沿っても少量確認できる。残存破片の可能性もある) からなるものと推定される。

本地域における結晶片岩の変成・変形の過程を第2表2にまとめてみた。前に述べたように、ステージ1は斑状変晶内に含まれる包有鉱物の組合せから推定したものである。ステージ2は斑状変晶とマトリックスの鉱物組合せに基づいており、とくに粗粒斑状変晶と subcalcic amphibole はこのステージ2の中頃に以降に形成されたと考えた。ステージ3は花崗岩ペグマタイト貫入によって生じた鉱物組合せからなり、本地域における長崎変成岩類の受けた変成作用の最高部を示すものである。

各ステージの間の時間の隔たりやあるいは相互関係については明らかでないが、定性的には次のように推論できる。

粗粒斑状変晶の成長速度や均質な alkali amphibole (crossite) の外縁部が数 μm の距離で、subcalcic amphi-

bole になるという急激な組成変化から考えると、ステージ1からステージ2(中頃以降)への変化は緩慢なものではなく、むしろ急な温度上昇があったものと推定される。

ステージ3の鉱物成長には花崗岩ペグマタイトとはんれい岩の貫入が大きな役割りを果たし、本地域の最高の変成度を示す。ところで、その温度上昇と物質移動とが、北部と中央部の両区域におけるステージ2の変成作用と、時間の上で関連づけられるか否か難しい問題である。しかし筆者らは本地域全体にわたる斑状変晶の成長と、北部の分結脈形成および南部の花崗岩ペグマタイト貫入に伴う粗粒斑状変晶の成長とは、形成時期の上ではほぼ同じであり、成因的にも互いに深くかかわり合っているものと解したい。

ステージ4における変形作用は、mortar texture のでき方からみて温度がかなり低下した後のこととみなされる。

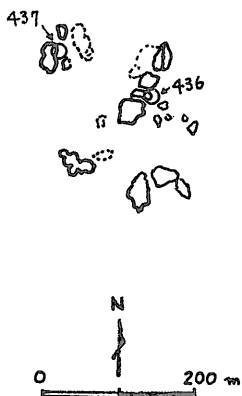
ステージ5の細脈は、ステージ4の変形作用の途中ででき変形を受けているものもあり、ステージ4と5との間の時間的隔たりは小さかったようである。

4. はんれい岩類

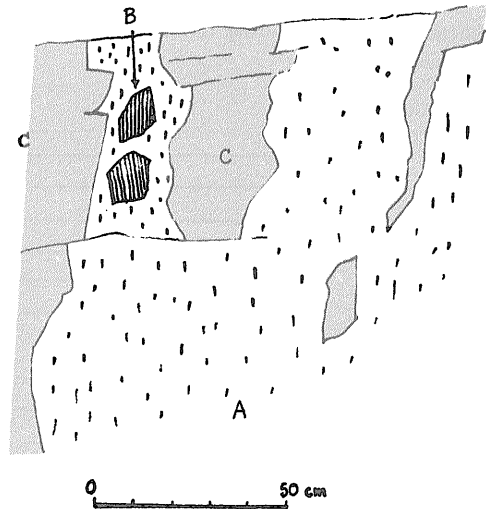
4.1 南部区域(438, 439地点)

はんれい岩は粗粒結晶片岩(Plate 12-3)に貫入するが、接触部では細粒で玄武岩質であり流理構造をもっている。しかし、このfoliationがあたかも緑色片岩のようにみえる。斑晶と石基はともに、おもにgreen hornblende, plagioclase および epidote からなる。

接触部から離れた粗粒のはんれい岩体は、暗灰ないし黒色、塊状で、径10mmのbrown hornblendeの斑晶を



第6図 大ガ瀬と試料採集地点を示す図
A sketch map showing the size of the Ogase islets and sampling sites.



第7図 流理構造をもつはんれい岩(A)中に貫入する珪長質相(C)の貫入様式を示すスケッチ。はんれい岩中に2個の角閃岩破片がみえる。

A sketch showing an intruded pattern of felsic facies (C) into gabbro with fluidal structure (A). Two amphibolite fragments (B) are seen in the gabbro (436, Ogase).

含むこともあるが、平均1-2mmの粒径をもち、さらにbrown hornblendeが濃集するhornblendeといえる岩質も見受けられる。

細粒相も粗粒相もgranulationによるmortar textureを示すが、とくに粗粒相においては顕著である。細脈ができているのは、結晶片岩内と同じで、鉱物組合せも第2表のステージ5と同じである。

4.1 大ガ瀬

300m四方の海上に、大小20-30個の瀬が散在するが(第6図, 436, 437地点, Plate 12-4, Plate 13-1), 30-40mに突起する大きな瀬は5個位で、ほぼ南北に連なっている。

瀬はおもに中粒のはんれい岩(green hornblende, 少量のsodic plagioclase, sphene, epidoteからなる)で、一般にN40°W, 垂直の流理構造を有し、なかにamphiboliteの破片(第7図)をとり込んでいる。

珪長質岩脈(花崗斑岩ないし石英閃緑岩斑岩と組成変化する)が南北方向に平行に多数貫入する(Plate 13-2)。

岩脈の貫入方向と同じ南北性のmylonite化が著しく、全岩石がmortar textureをもっている。大ガ瀬西端(437)では、粗粒石英閃緑岩が20mm以下の岩片に壊されることがあり、その間をうめるマトリックスはcataclasticで、おもに石英閃緑岩を構成する鉱物の破片からなる。

また、このマトリックス内には他種の岩片が含まれることもあり、いずれも径 1-20 mm である。たとえば、斑岩やアプライトがとりこまれ、大ガ瀬を構成する岩石の多様性を物語っている。しかしこれらの岩石は一見して普通の粗粒はんれい岩ないし石英閃緑岩と区別がつかない位均質に見える岩相である。

plagioclase はいわゆる saussurite 化をうけ、一部の sodic plagioclase が確認できるにすぎない。

幅数 mm 以下の細脈が不規則に入り乱れ、その内の一には紫色の axinite を主成分とする prehnite と albite を伴う細脈が認められる。

大ガ瀬を構成する岩石の形成時期は全く判らない。しかし、間接的ではあるが、後に述べるように小ガ瀬の地質から、形成時期が白亜紀後期より以前であったことは確かである。本地域陸上の長崎変成岩類のもつ地質構造には認められない南北性の大きな構造帯が大ガ瀬には存在し、地質構造運動の性格が違っている。

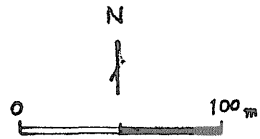
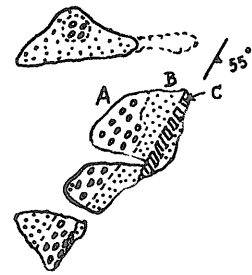
大ガ瀬がはんれい岩ないし珪質岩複合岩体をなすこと、および角閃岩の変成岩破片を含むことから、前述の陸上のはんれい岩とは異なり、“夜久野複合岩体” (Igr, 1973) を含む舞鶴構造帯に似た地質構造帯が大ガ瀬周辺地域に存在するのではないかと、筆者らは予測し、この複合岩体を大ガ瀬はんれい岩複合岩体と呼ぶことにしたい。

5. 小ガ瀬の地質

南北 130m の広がりの中に、3 つの瀬が海上に浮かんでいる。南と真中の大きい瀬が高さ 30m 位に立ち、ピラミッド型をなしている (第 8 図, Plate 13-3)。下部から上へ、礫岩・砂岩・薄い頁岩と続く (Plate 13-1)。頁岩は暗灰ないし褐色で、数 mm 位の二枚貝の破片とみられる化石が多く産出する。

礫岩の礫は歪円ないし角礫状で、径 10 cm 近いものから数 mm まで多様で、淘汰は良くない (Plate 14-2)。礫の種類は片麻状花崗閃緑岩、はんれい岩、閃緑岩、アプライト、角閃石含有片麻岩、チャート、安山岩など多彩である。礫岩のマトリックスは暗灰ないし褐色で、砂岩と同じ物質からできている。砂岩は多種類の岩片・鉱物片にとみ、肉眼で確認できなかったが、細粒の結晶片岩ないし千枚岩 (長崎変成岩類に比べ、きわめて細粒であり、対比は不可能) も含んでいることが判った。マトリックスは hornblende, epidote, plagioclase, quartz, sphene, K-feldspar などからなり、green hornblende にとむ点の特記されよう。

小ガ瀬の地質の特徴から、堆積物の供給源は比較的近くに求められ、約 2 km 北方の大ガ瀬周辺の岩石も削削



第 8 図 小ガ瀬の地質図

A geologic map of the Kogase islets.
A: conglomerate (礫岩), B: sandstone (砂岩),
C: shale (頁岩)

され、小ガ瀬の方へ多量に運搬された可能性は十分である。しかし斑状変晶を含む長崎変成岩類の破片が全く含まれないことは、白亜紀後期の古地理を考える上で重要な問題となろう。

6. まとめと考察

本地域の先第三系を要約すると次のようにまとめられる。

- 1) 本地域の長崎変成岩類は南北 7 km, 東西 2 km の狭い面積を占めるにすぎない。
- 2) 長崎変成岩類は斑状変晶を含む比較的粗粒の結晶片岩からなる。
- 3) 原岩の岩相は大半泥質ないし砂質岩からなるが、中下部数 10m の珪質岩と直上の淡緑色岩、下部の薄い珪質岩・緑色岩、および石灰岩レンズが鍵層となる。
- 4) 長崎変成岩類の構造特性は中央部を頂点とする二枚貝の貝殻を伏せたような緩い隆起にたとえられる。とくに中央から東側の単調な構造が支配的であり、全層厚約 600m の地層が走向 N20°E, 傾斜 20-30°E で傾くように見える。この構造を規制する褶曲構造は N 50-70°E へ 15-20° 落としと N 40°W 方向の緩い褶曲軸の 2 つである。
- 5) 北部区域では激しく褶曲し、地層面が立ち、また分結脈も多くでき脈内や周囲の結晶片岩には stilpnomelane 粗粒斑状変晶が伴われる。南部では花崗岩ペグマタイトやはんれい岩が貫き、径数 mm 以上の garnet 粗粒斑状

変晶ができ、かつ biotite と microcline を伴う。

両区域とも、上記の全体構造と一致しない褶曲構造をもつ。

6) 斑状変晶中の包有鉱物を識別することにより、変成作用はステージ1: 藍閃石片岩相に近い緑色片岩相と、ステージ2: 緑れん石角閃岩相に近い緑色片岩相とに区別できる。ステージ2の斑状変晶形成時には火成岩貫入による熱と物質移動が関与したらしい。

7) 南部区域においては retrograde の変形運動があった。

8) 沖合の大が瀬ははんれい岩ないし珪長質岩複合岩体からなり、角閃岩の変成岩破片をとりこんでいる。著しく mylonite 化し、ほぼ南北性の構造帯を形成しているらしい。

以上の天草下島西端の長崎変成岩類と大が瀬はんれい岩複合岩体についての検討結果に基づき、北西九州における先第三系の地体構造区分上の諸問題に関し、筆者らの見解を述べてみたい。

地質構造と層序対比

天草下島の長崎変成岩類の観察事実から判るように、比較的緩傾斜構造をもつ結晶片岩地域では局部的に火成岩の貫入を受けたり、局部的に別の要素の褶曲・変形が加わると、構造特性が大きく乱れるような印象を与えてしまう。しかし、鍵層を追跡することによって組立てたマクロの構造特性は、小スケールの局所的構造変化に影響されることなく保存されることが判る。

天草下島における長崎変成岩類はマクロの構造特性の上から、西彼杵半島東半部のそれに近く走向 N 20-30°E、東へ緩傾斜する。しかし、野母半島では半島の伸長方向と同じ N E 方向に長崎変成岩類の走向は、及び、両地域とやや異なる。海域における資料 (INOUE, 1975; 木村ほか, 1975) から、野母半島の南西 25 km の鱒曾根^{あじそね}や、さらに南西に向けて野母半島から約 80 km まで結晶片岩がのびるようで、長崎変成岩類は西彼杵半島から南下するにつれて末広がりに分布域を拡大するらしい (第1図)。

長崎変成岩類の岩相と層序は、蛇紋岩体および付随する緑色片岩 (西彼杵半島北部と野母半島に多い) を除くと、西彼杵半島・野母半島および天草下島の3地域ともに類似している。すなわち、多量の泥・砂質岩源の黒色片岩中に、鍵層になる石英片岩が膨縮しながら連なるが、石灰岩レンズだけでは野母半島と天草下島のみに見られている。

大胆なまとめ方をすると、層序と構造からは同じ層準の類似岩相が NNE-SSW に連なり、西彼杵半島・野母半島および天草下島の3地域のそれぞれにおいて、同じ

ような緩い軸傾斜の褶曲軸をもって分布していると考えられる。つまり同一層準の地層が echelon 状に東へずれながら南方へ続くように見える。長崎変成岩類の原岩の層厚はもともと薄くて、他の岩相・層準を欠いていたため、3地域に類似性があるのかも知れない。

ここにまとめた構造特性は、本州 (秩父) 地向斜西縁地域の地質解明上重要な手懸りを与えてくれるのであり、本州・四国に顕著な三郡・領家・三波川3帯の構造区分の西方延長や琉球弧との関連に言及する以前に詳しく論じられるべき問題のように筆者らには思える。

最近発見された野母半島西部における変はんれい岩複合岩体とその4億年基盤岩問題 (猪木ほか, 1976) や、天草下島西方沖合における類質岩体、すなわち大が瀬はんれい岩複合岩体の存在は、まさに本州 (秩父) 地向斜西縁地域の地質と基盤問題につながっているのである。

花崗岩と呼子ノ瀬戸断層

西彼杵半島西端の高帆山 (第1図) には N 30°W 方向で垂直の流理構造をもつ角閃石黒雲母花崗閃緑岩が露出し、長崎変成岩類との境界付近で mylonite や圧碎性花崗岩になり、幅数10mの断層破碎帯を作る。つまり、相ノ島帯と西彼杵帯の間には大きな変位が認められる。この断層は西南日本の中央構造線と比べると、鹿塩時階の変位とみなすことができ、呼子ノ瀬戸断層⁵⁾ (磯見ほか, 1971) に沿う最古の変位である。

呼子ノ瀬戸断層に伴う mylonite は前述の高帆山東方付近から、大瀬戸町上郷を通り、南方の^{そと}外海町赤首沿岸 (第1図)、三重村沖付近まで確認できるが、以南は海域に入り、また高島炭田などの古第三系が覆うので判ら

5) 呼子ノ瀬戸断層

長浜・松井 (1958) が、西彼杵半島北西部の釜敷山と西方沖合の寺島の間の海底を NNE-SSW 方向に走る推定断層として定義した。標式地が海底であるためその存在は確認されなかったけれど、提唱者はこの推定断層の北方延長部を佐々川断層に関連づけ、佐々川-呼子ノ瀬戸構造線を形成する可能性を同時に指摘した。

その後、長浜 (1962) は呼子ノ瀬戸断層運動について、(1)先第三紀、(2)寺島層群堆積後から松島層群堆積時にかけて、および(3)西彼杵層群堆積後の3時期の活動を区分したが、最初の定義をそのまま踏襲している。

呼子ノ瀬戸断層が N-S 方向に変更されたのは橋 (1962) からである。すでに野田・牟田 (1957) が高帆山東方の柳から瀬戸東部へ至る N-S 方向の断層を引いていることを重視した橋 (1962) は、長浜・松井 (1958) の呼子ノ瀬戸断層とは一致しないが、この N-S 方向の断層を呼子ノ瀬戸断層と呼び、花崗岩類の東端を断つものと定義した。

NAGAHAMA (1964) も断層を N-S 方向に変え、北方へ延長させて佐々川断層・相ノ島断層に結び、これらと斜交させている。また南方へは、NNW-SSE 方向で三重村付近まで延長し、破線で図示するとどめている。長浜 (1965 a, b) においても、上記の内容が継承されている。

磯見ほか (1971) は、呼子ノ瀬戸断層を佐々川断層と関連づけないで、むしろ先第三紀の活動を重視し、西彼杵帯と相ノ島帯との境界という見地でとらえた。また断層の挙動と性格は“中央構造線”に似ると述べた。本文中で用いる呼子ノ瀬戸断層は磯見ほか (1971) の見解に従う。

くなる。野母半島先端の北西方 5 km の三ツ瀬には局部的に走向 N 20°W, 傾斜 70°E の流理構造をもつ花崗閃緑岩があり, もし呼子ノ瀬戸断層がこの辺りまでの野母半島との間を通るとすれば, S 字形に曲ることになる。しかし, 未公表資料であるが海上音波探査の結果によると, この辺りでは呼子ノ瀬戸断層は不鮮明になり存在しないらしい。呼子ノ瀬戸断層は北部において大きく変位する一種の hinge fault とみなすことができる。

西彼杵半島北部における相ノ島帯と西彼杵帯の対立もまた南下するにつれて次第に薄れてゆく。すなわち, 相ノ島帯に限られていた花崗岩類は, 南下するに従い西彼杵帯内部にも侵入し, 野母崎先端南部の樺島(岩崎, 1954) や長崎市南方茂木付近(第 1 図)(橋, 1962; 今井ほか, 1965) にも, また天草下島南部の花崗岩ペグマタイト貫入や, さらに南方で甌島北方 30 km 付近(木村ほか, 1975) など多くの貫入岩体が確認される。

長崎変成岩類の形成史

筆者らは, 本文の中で天草下島の長崎変成岩類の形成過程を検討した結果, 粗粒斑状変晶の形成には火成岩の貫入が関与し, 小区域ながら構造を乱し隆起状況にあること, さらに粗粒斑状変晶のみならず, 径 0.2 mm 位の alkali amphibole でもその外縁部が急激に subcalcic amphibole に移化する事実から, 低温高圧型の広域変成作用(藍閃石片岩相に近い緑色片岩相)のある時期には急激な温度上昇とがあって粗粒斑状変晶が生じたと考えた。筆者らはさらに一歩進んで作業仮説として, 結晶片岩中の斑状変晶形成には広域的な温度上昇の源泉, すなわち火成岩, おそらく小岩体の花崗岩類の貫入・上昇が関与したものと考えている。

事実, 野母半島にはいくつかの花崗岩類の小岩体が発見されている(広川・水野, 1962)。西彼杵半島の長崎変成岩類にも, きわめて粗粒の斑状変晶が発達するが, 花崗岩類の貫入やその徴候は発見されていない。しかし, その深部にいくつかの花崗岩類小岩体の存在を期待している。

呼子ノ瀬戸断層北部における hinge fault の大きな変位と両側の際立った対照性は“ペア変成帯”を思わせる。しかしその対照性は南下に従い薄れてゆき, 結晶片岩中にも小岩体の花崗岩類が貫入するようになる。つまり対照性の本質は hinge fault に起因するものと解したい。その機構は, 花崗岩マグマが多量に上昇貫入し, 結晶片岩も高いレベルへ隆起させるが, なかでも花崗岩体深部(流理構造をもつ片麻状花崗閃緑岩)の現われる部分に大きな変位が起り, hinge fault が誕生したのであろう。

九州北西端の長崎変成岩類と花崗岩類に関する筆者

らのこの作業仮説は, 従来の“ペア変成帯”説, すなわち低温高圧型の結晶片岩には小岩体といえども花崗岩類の貫入(後生でなく同時期の)がないとする考えと, 根本的に対立するものである。

たとえば, 次のような課題を考えてみると本質は一層明白になるう。

長崎変成岩類の分布域(西彼杵帯)を仮りに現地表下 5 km, あるいは 10 km の深さまで削剝したら, 粗粒斑状変晶を含む結晶片岩は何に移化するのだろうか。片麻岩か花崗岩か。

また, 現在の領家帯の上に, 今は失われてしまった地質を再現させたとしても, もし多量の花崗岩マグマが貫入していなければ, 果して三郡帯や三波川帯と全く性格のちがう岩石が存在したのであろうか。本州(秩父)地向斜における層厚の地域変化, 褶曲変形, 埋没深度, 低温高圧型変成作用の時系列変化, 隆起削剝などの変遷を考えると, もともと 3 帯とも同一の地向斜内にあったものが三郡帯と三波川帯とに分割されたのは巨大量の花崗岩マグマの発生・上昇・貫入による隆起の結果ではないだろうか。

丁度, 呼子ノ瀬戸断層周辺の地質構造発達史は, スケールこそ小さいが, これらの問題を解く鍵になるように思われる。

変成帯の対比

九州における変成岩は狭い分布しかもたず, しかも各岩体は寸断され連続しないので変成帯を構成するかどうか判らない場合もあり, 地質解明や相互対比には不利な条件を負っている。それでも変成帯の相互対比は最近の広川(1976)を含めてきわめて多く試みられている。いうまでもないことであるが, 各変成帯の特性をどうとらえて定義するか明確にしておかないと混乱を生むおそれがある。

たとえば, 次のようなすでに論じられている事項,

- ① 地域的広がりや延長——Isomi (1968), 寺岡(1970)
- ② 原岩層序——端山(1962), 唐木田ほか(1969)
- ③ 地質構造と褶曲・変形(マクロ・メソ・ミクロの諸単位)——原・秀(1974)
- ④ 変成岩鉱物組合せと変成作用のタイプ——唐木田ほか(1969), Hashimoto et al. (1970)
- ⑤ 超苦鉄質岩のタイプと貫入時期——RESEARCH GROUP OF PERIDOTITE INTRUSION (1967)
- ⑥ 花崗岩類・はんれい岩など火成岩と接触変成作用——岩崎(1954), 広川(1976)
- ⑦ 隆起・冷却・削剝と不整合関係——広川(1976)
- ⑧ 放射性年令(全岩・鉱物・クロスチェック)——唐

木田ほか(1969)

⑨Mn-Cu など鉱床の性質——関根ほか(1960)

に加えて、今回筆者らが提起した

(i) 斑状変晶の成因に火成岩(おそらく花崗岩類)が関与した

(ii) 花崗岩類上昇に伴う hinge fault の形成

の新しい見解を加えた、諸問題を包括した時系列変化の全貌、つまり変成帯の変遷を明らかにした上で対比論を展開すべきであろう。

本文では長崎変成岩類が三郡帯か三波川帯のどちらかに属するか、どちらにも属さないか、琉球弧の要素を含むか否か、などについて明言をさけた。また放射性年令のデータについてもほとんど触れなかったが、西彼杵半島と野母半島の地質特性をまとめる際に改めて論じてみたい。

謝 辞

天草下島の地質調査に際し、熊本県天草郡天草町役場から資料をいただいた。また長崎県西彼杵半島や野母半島に関しては、長崎県商工部(經濟部)、長崎県西彼杵郡野母崎町・大瀬戸町・外海町・三重村の役場から種々の便宜を計っていただいた。角閃石の定量分析には、地質調査所において開発したコンピュータ・コントロールによる自動化電子線プロウブマイクロアナライザー(EPM A)を用いるX線分析によったが、奥村公男・曾屋竜典の両氏の指導を受けた。顕微鏡写真とカラー写真の調製は正井義郎氏により、研磨薄片の製作は宮本昭正氏によってそれぞれ行われた。

また、本文をまとめるに当り、猪木幸男・佐藤博之・佐々木昭・松井和典・寺岡易司・長浜春夫・田中啓策・高井保明・井上英二の諸氏から有益な助言をいただいた。

以上の方々に厚くお礼申上げる。

文 献

HASHIMOTO, M., IGI, S., SEKI, Y., BANNO, S. and KOJIMA, G. (1970) *1:200,000 Map series, no. 13, Metamorphic facies map of Japan.* Geol. Survey of Japan.

原 郁夫・秀 敬(1974):中央構造線の起源。海洋科学, vol. 6, p. 611-616.

端山好和(1962) 三郡・三波川・領家各変成帯相互の関係。地球化学, no. 63, p. 25-32.

広川 治(1976) 北部九州の地質構造—長崎三角地域にまつわる問題。地質調報, no. 256, 77p.

—————・水野篤行(1962) 5万分の1地質図幅「肥前高島 付野母崎」および同説明書。40p., 地質調査所。

IGI, S. (1973) The Metagabbros and Related Rocks of the "Yakuno Complex" in the Inner Zone of Southwest Japan. *Rept. Geol. Surv. J.*, no. 248, 41 p.

猪木幸男・柴田 賢・服部 仁(1976) 長崎変成岩中の4億年岩石について。島弧基盤, no. 3, p. 45-46.

今井 功・松井和典・水野篤行・長浜春夫(1965) 20万分の1地質図幅「長崎」地質調査所。

INOUE, E. editor (1975) *Cruise Report No. 2, Goto-nada and Tsushima Strait investigations, Northwestern Kyushu, 1972-1973.* 68 p., Geological Survey of Japan.

ISOMI, H. (1968) *1:2,000,000 Map series, no. 12, Tectonic map of Japan.* Geol. Survey of Japan.

磯見 博・松井和典・片田正人・河田清雄・長浜春夫・服部 仁・鎌田泰彦(1971) 対馬・五島海域の地質。九州周辺海域の地質学的諸問題, p. 27-37, 5学会連合学術大会発行。

岩崎正夫(1954) 長崎県樺島の接触変成岩。徳島大学学芸紀要(自然科学), vol. 4, p. 97-102.

自在丸新十郎(1937a) 九州に於ける藍閃石片岩類。岩鉱, vol. 17, p. 290-303.

—————(1937b) 九州に於ける藍閃石片岩類(2)。岩鉱, vol. 18, p. 30-38.

—————(1937c) 九州に於ける藍閃石片岩類(3)。岩鉱, vol. 18, p. 62-68.

唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上保(1969) 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置。地質学論集, no. 4, p. 3-21.

木村政昭・広島俊男・小野寺公兎・水野篤行(1975) 20万分の1海洋地質図1, 甕島周辺海域海底地質図。地質調査所。

KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Ser. II*, vol. 5, p. 219-578.

Miki, T. (1972) Cretaceous-Tertiary unconform-

- ity in the Western Part of Amakusa-Shimoshima. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, Geol., vol. 21, p. 217-237.
- 都城秋穂 (1965) 変成岩と変成帯. 458 p., 岩波書店.
- 長浜春夫 (1962) 長崎県崎戸松島炭田呼子ノ瀬戸断層運動について. *地質雑*, vol. 68, p. 199-208.
- NAGAHAMA, H. (1964) Tertiary Paleocurrents in Northwest Kyushu with Special Reference to Diagonal Bedding. *Proc. Japan. Academy*, vol. 40, p. 522-527.
- 長浜春夫 (1965a) 斜層理および礫の最大径からみた北西九州松島層群崎戸層および西彼杵層群基底層における碎屑物の供給方向. *地質調月*, vol. 16, p. 181-192.
- (1965b) 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積. *地質調報*, no. 211, 75p.
- ・松井和典 (1958) 5万分の1地質図幅「蛸ノ浦」および同説明書. 72 p., 地質調査所.
- 野田光雄・牟田邦彦 (1957) 長崎県西彼杵半島の地質構造. *九大教養部地学研報*, no. 4, p. 17-21.
- 納富重雄 (1930) 7万5千分の1地質図幅「天草」および同説明書. 96 p., 地質調査所.
- 奥村公男・曾屋竜典 (1976) 自動EPMAによる珪酸塩の定量分析. *鉱物学雑* (印刷中).
- RESEARCH GROUP OF PERIDOTITE INTRUSION (1967) Ultrabasic rocks in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 73, p. 543-553.
- 関根良弘・大町北一郎・岡野武雄 (1960) 1:2,000,000 日本の鉱床区, IV. 古生代鉱化作用. 地質調査所.
- SHIDO, F. (1958) Plutonic and Metamorphic Rocks of Nakoso and Iritōno Districts in the Central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Ser. II, vol. 11, p. 131-217.
- 橘 行一 (1955) 長崎市東部茂木町付近の地質. *長崎大自然科学研報*, no. 4, p. 61-70.
- (1962) 五島列島と西彼杵半島間の第三系基盤岩類. 特に長崎県下の花崗質岩類と関連して. *長崎大教養部紀要, 自然科学*, no. 3, p. 24-43.
- (1967a) 天草の結晶片岩に見出された片岩化せるペグマタイト脈. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 100-102.
- (1967b) K-Ar法による天草下島の結晶片岩類の変成の時代について. *岩手大教育学部研究年報*, vol. 27, p. 53-59.
- 田村 実 (1968) 基盤岩類, 「天草の地質」. *熊本県地学会誌*, no. 28, p. 7-8.
- 寺岡易司 (1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. *地質調報*, no. 237, 87p.
- VON RICHTHOFEN, F. (1903) Geomorphologische Studien aus Ostasien. V. Gebirgskettung im japanischen Bogen. *Sitzungsber. der könig-preuss. Akad. der Wiss. zu Berlin*, 4 Bde. YABE (1917) から引用.
- YABE, H. (1917) Problems concerning the Geotectonics of the Japanese Islands: Critical Reviews of Various Opinions expressed by Previous Authors on the Geotectonics. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.* 2nd ser., vol. 4, p. 75-104.

(受付: 1976年2月14日; 受理: 1976年5月13日)

Appendix 1.

Grid reference to sampling sites.

Sample No.	Longitude (E)	Latitude (N)	Locality Name*	Topographic Map	GEMS No.
428	129° 59. 41'	32° 22. 30'	高 浜 西 方	1	R 12285-88
435	57. 82'	19. 09'	小 ガ 瀬	2	R 12315-19
436	59. 13'	20. 51'	大 ガ 瀬	1	R 12320-24
437	59. 06'	20. 55'	〃	1	R 12325-26
438	58. 96'	19. 59'	ビシャゴ岩東方	2	R 12308-10
439	58. 90'	19. 60'	〃	2	R 12311-14
440	59. 51'	22. 95'	諏訪北西, 灯台北方	1	R 12284
441	59. 00'	21. 86'	西平北, サザエ瀬近く	1	R 12296-97
442	58. 89'	19. 77'	ビシャゴ岩北方	2	R 12307
443	59. 36'	22. 24'	高 浜 西 方	1	R 12289
444	59. 30'	22. 22'	〃	1	R 12290-92
445	59. 28'	22. 11'	〃	1	R 12293
446	59. 29'	22. 06'	〃	1	R 12294
447	59. 15'	21. 86'	西 平 北 方	1	R 12295
448	59. 77'	21. 05'	〃	1	R 12298
449	58. 89'	21. 50'	西 平	1	R 12300-01
450	58. 88'	21. 17'	西 平	1	R 12302
451	58. 81'	21. 02'	西 平 南 方	1	R 12303-04
452	58. 78'	20. 78'	焼 崎	1	R 12305-06
453	129° 59. 31'	32° 21. 55'	大 野	1	R 12299

*General Locality Name: Amakusa-chō, Amakusa-gun, Kumamoto ken (熊本県天草郡天草町)

Topographic Map 1: 1/25,000 Amakusa-takahama (天草高浜)

1/50,000 Takahama (高浜), NI-52-18-2

1/200,000 Nomozaki (野母崎)

2: 1/25,000 Ōe (大江)

1/50,000 Onikizaki (魚貫崎), NI-52-18-3

1/200,000 Nomozaki

GEMS No.: Registered sample number stored at the Geological Museum, Geological Survey of Japan.

Appendix 2. Mineral assemblages of the Nagasaki Metamorphic Rocks in the westernmost Amakusa-shimoshima area (Trace minute inclusions in porphyroblasts omitted). Samples are listed from the north to the south.

Sample Number	Rock Type	Mineral															GEMS Number				
		Quartz	Albite	Calcite	Microcline	Chlorite	Muscovite	Stilpnomelane	Biotite	Talc	Garnet	Alkali amphibole	Calcic amphibole	Subcalcic amphibole	Sphene	Epidote		Graphite	Tourmaline	Apatite	Pyrite
440	B	○	○	○		○	○								○	○	○			R 12284	
428	① B Segregated vein	○	○	○		○	○	○			○	○			○	○				R 12285	
	② G	○	○	○		○	○	○												R 12285	
	A Q	○	○	○		○	○	○				○	○	○	○					R 12286	
	B Q	○	○	○		○	○	○			○				○	○				R 12287	
	C C	○		○								○	○	○		○				R 12288	
443	Q	○	○			○	○	○			○				○	○		○	○	R 12289	
444	# G		○	○		○	○	○							○	○			○	○	R 12290
	A Q	○		○		○	○	○			○				○				○	○	R 12291
445	Q	○		○		○	○	○			○				○				○		R 12293
446	G	○	○	○		○	○								○	○				R 12294	
447	G		○	○		○				○		○	○	○	○	○				R 12295	
441	A G		○			○	○					○	○	○	○					R 12296	
	B Q	○	○			○	○	○			○				○				○	R 12297	
448	Q	○	○	○		○	○	○			○				○				○	R 12298	
453	Q	○				○	○													R 12299	
449	A B	○	○			○	○	○			○				○	○	○	○	○	R 12300	
	B# Q	○		○		○	○	○			○								○	R 12301	
450	# Q	○		○		○	○				○	○	○		○					R 12302	
451	A B	○	○			○	○								○	○	○	○	○	R 12303	
	B Q	○	○	○		○	○								○					R 12304	
452	A G		○			○						○	○	○	○					R 12305	
442	G									○		○		○	○					R 12307	
438	A C			○		○					○						○			R 12308	
	B# B	○			○	○	○				○				○		○		○	R 12309	
439	A# B	○			○	○	○			○					○	○	○		○	R 12311	

(Rock Type) B: graphite-bearing black schist; G: green schist; Q; quartzose schist and pale-green schist; C; calcareous schist.

*: Stained thin-section; #: shown in Plate 14-1—Plate 16-2.

Appendix 3. Chemical composition of an alkali amphibole (crossite) in alkali amphibole-epidote-muscovite-chlorite-calcite-quartz schist(450) and Gl-component calculated by SHMO's method (1958), assuming ferrous to total Fe = 0.75 and 23 O + OH.

Chemical analyses were performed by means of electron-probe microanalyzer with about 1 μm-focussed electron beam accelerated at 15 kV and 0.02 μA (JEOL 5A). The machine was controlled automatically by a mini-computer with a 12 kW memory and the operation software programmed by OKUMURA and SOYA (1976). According to counting statistics of X-ray photons, the accuracy of measurement provides only two significant figures or less in the present analyses used X-ray intensities less than 10,000 counts per 10 seconds. For convenience's sake, however, calculation down to two places of decimals is made and shown in this Appendix 3, like in a conventional way of tabulation, but printed in smaller point.

Analyzing spot	1	2	3
SiO ₂	53.17	54.69	56.10
TiO ₂	0	0.06	0
Al ₂ O ₃	2.71	4.40	4.35
Fe ₂ O ₃	4.95	5.26	4.92
FeO	13.32	14.17	13.25
MnO	0.20	0.27	0.26
MgO	12.01	9.55	10.52
CaO	7.75	2.19	1.40
Na ₂ O	3.18	6.03	6.23
K ₂ O	0.15	0.07	0.03
H ₂ O	2.05	2.06	2.09
Total	99.49	98.75	99.15

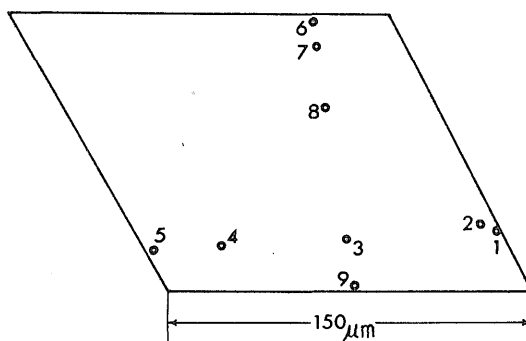
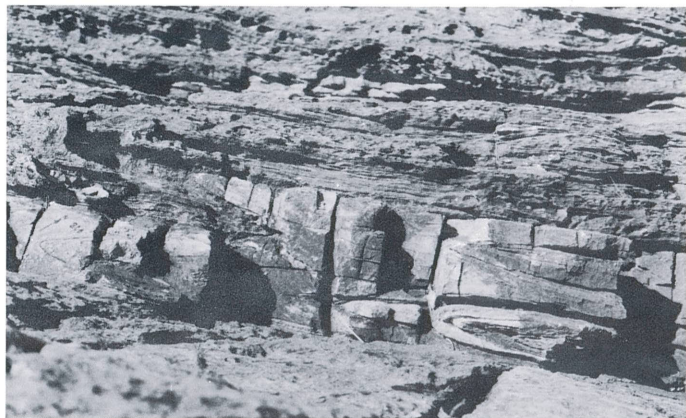


Figure 9 Analyzed points of an alkali amphibole (450). Chemical data are shown in the tables of this Appendix. X = pale yellow, Y = lavender, Z = light lavender, elongation (+). [Thin margin: X = pale yellow, Y = green, Z = bluish green, elongation (+)]

Analyzing spot	Gl-component (%)
1	27
2	65
3	63
4	62
5	46
6	63
7	66
8	59
9	32



1

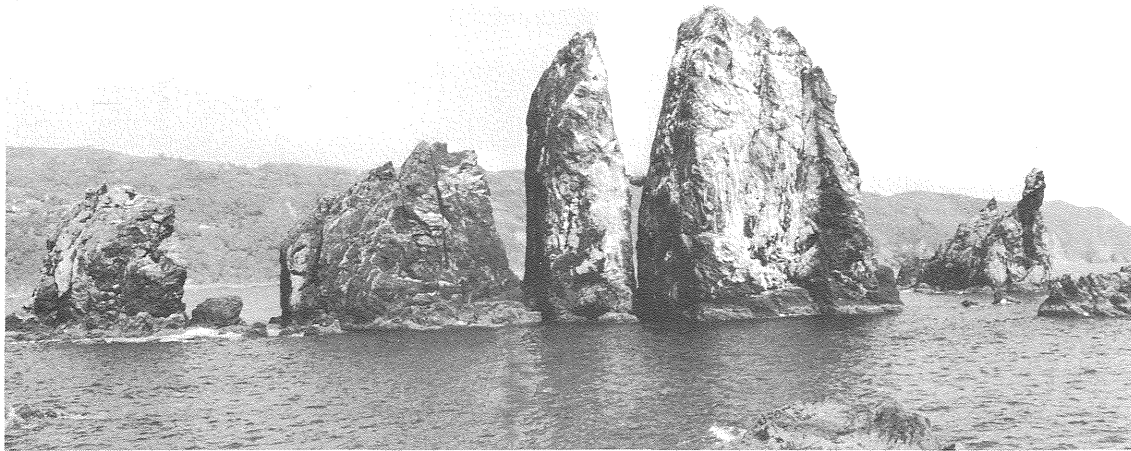


2



3

- 1 石墨片岩と緑色片岩の互層中にみられる鋭角に褶曲した石灰岩起源の結晶片岩
Tightly folded limestone-derived schist in an alternation of graphite schist and green schist (428). Bar scale is 1 m long.
- 2 石英片岩中の褶曲したマンガンを富む層
Folded Mn-ore enriched layer in quartz schist (444).
- 3 直径6 mmをこすざくろ石斑状変晶を含む粗粒の石英質片岩。
A very coarse-grained quartzose schist probably derived from sandstone contains large garnet porphyroblasts reaching 6 mm across. A thin white band measuring a few centimeters in width is pegmatitic facies which thins out to the left side, and contains booklet muscovite measuring 10 mm across and a small amount of biotite flakes too (439).

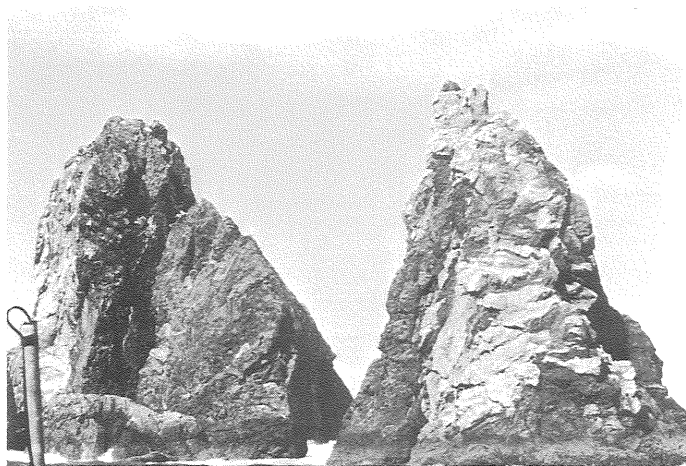


1 大ガ瀬西面. 2つの大きい白い断崖は鳥のふんで汚れてみえる. 左側の2つの岩塊では珪長質岩脈がほぼ平行に貫入する. この岩塊の反対側は Plate 13-2 に写っている

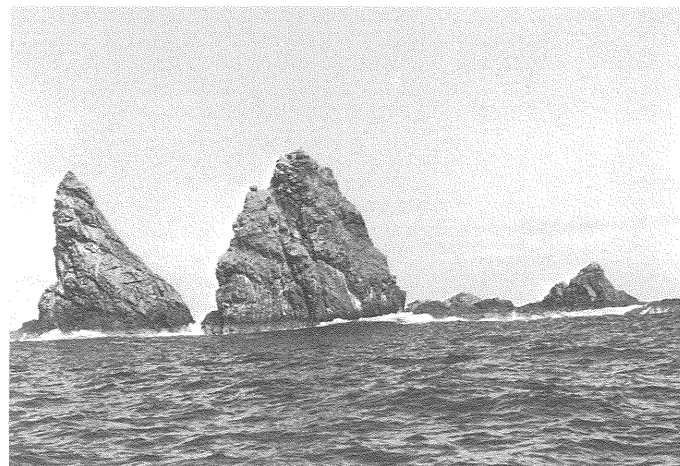
West side of the Ogase islets. Two large white cliffs are painted by birds' droppings. The left two blocks show an intruded pattern of felsic dykes. The other side of the blocks is shown in Plate 13-2.

2 大ガ瀬北部の東面. 南北方向に珪長質岩脈が貫入する
An intruded pattern of felsic dykes stretching in a N-S direction. East side of the northern Ogase islets.

3 小ガ瀬の南側斜面
Southern side of the Kogase islets.



2



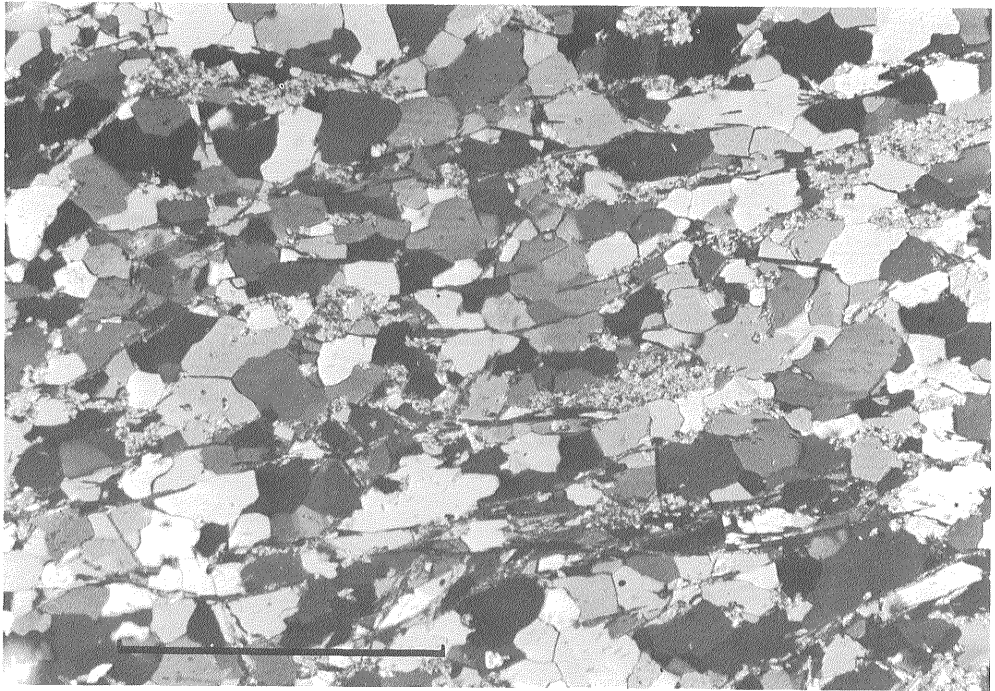
3



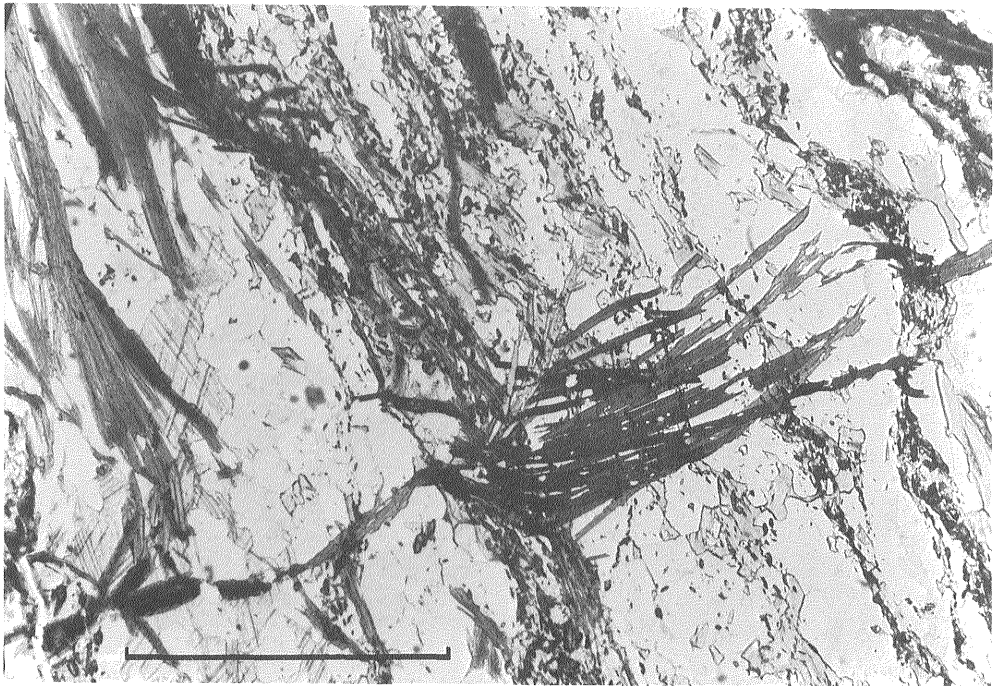
1 小ガ瀬の礫岩と砂岩
Conglomerate and sandstone in the Kogase islets.



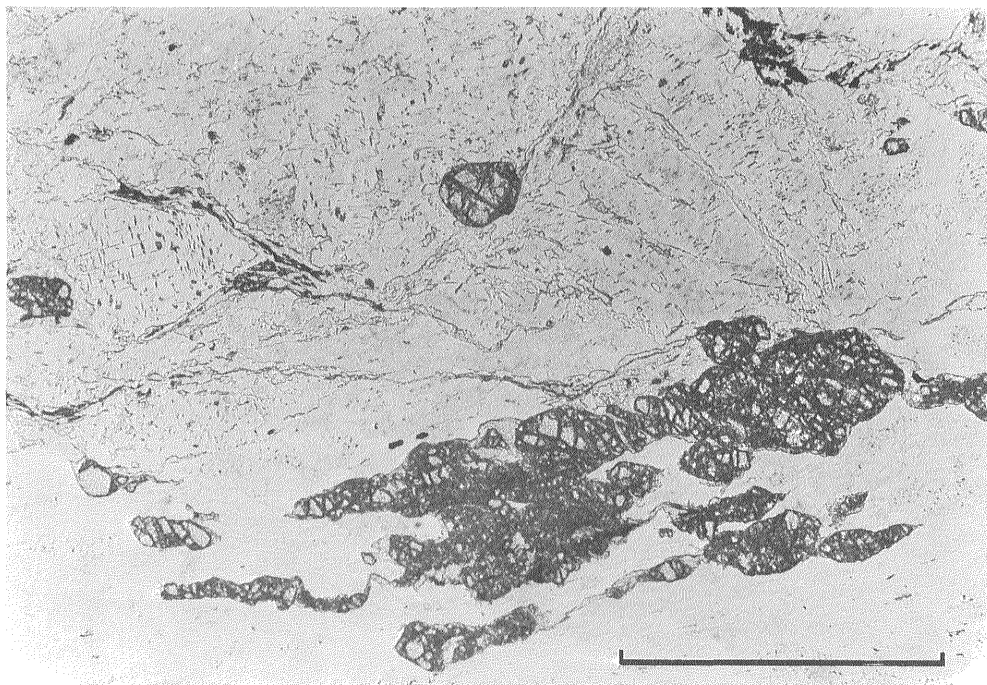
2 淘汰の良くない礫岩とその礫質の多様性。暗色マトリックスに注目（小ガ瀬）
Ill-sorted conglomerate and various gravels. Darker matrix is noticeable (435. Kogase islets). Bar
scale is 1 m long.
Explanations to Plate 15-1~Plate 17-2. (Bar scale is 1 mm long.)



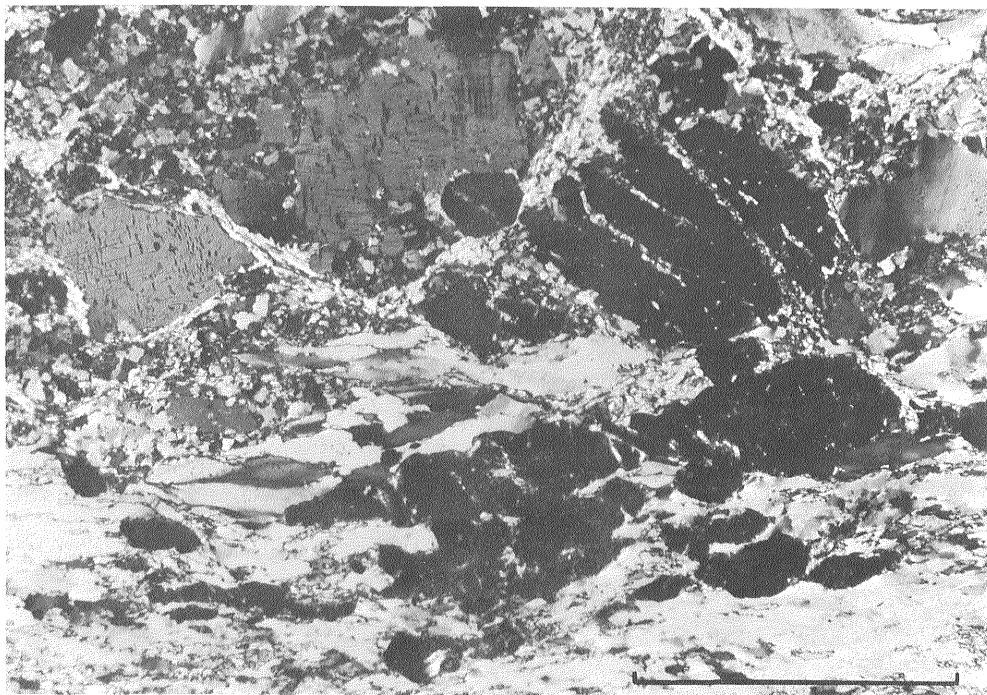
1 Granoblastic-polygonal texture of stilpnomelane-chlorite-muscovite-albite-quartz schist (449, crossed polars).



2 Stilpnomelane porphyroblast encloses minute grains of sphene helicically, but no other mineral grains (444, lower polar only).

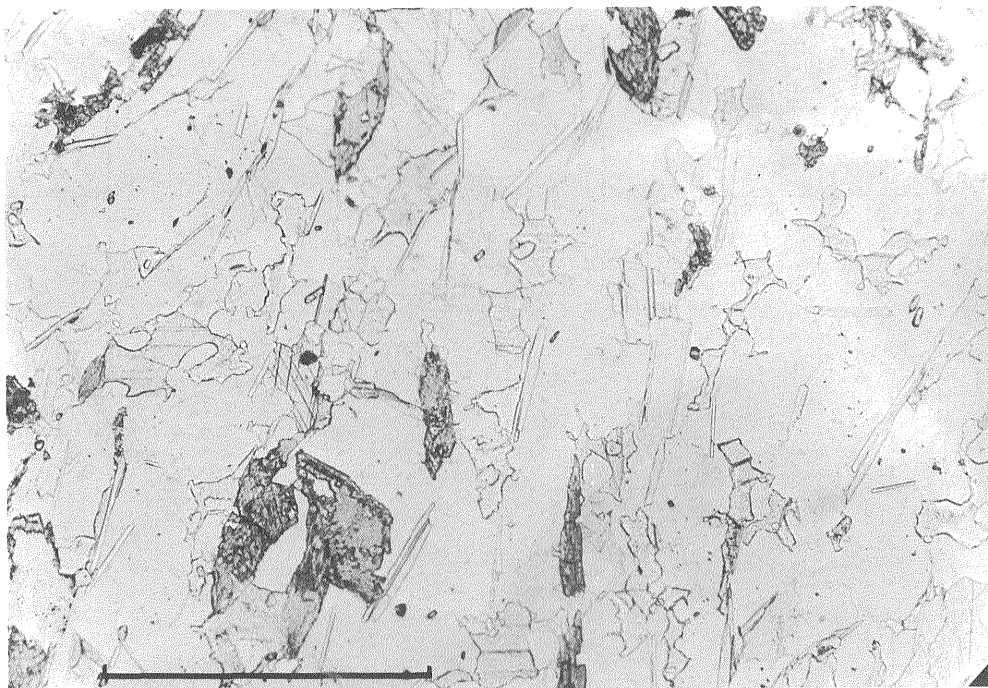


1

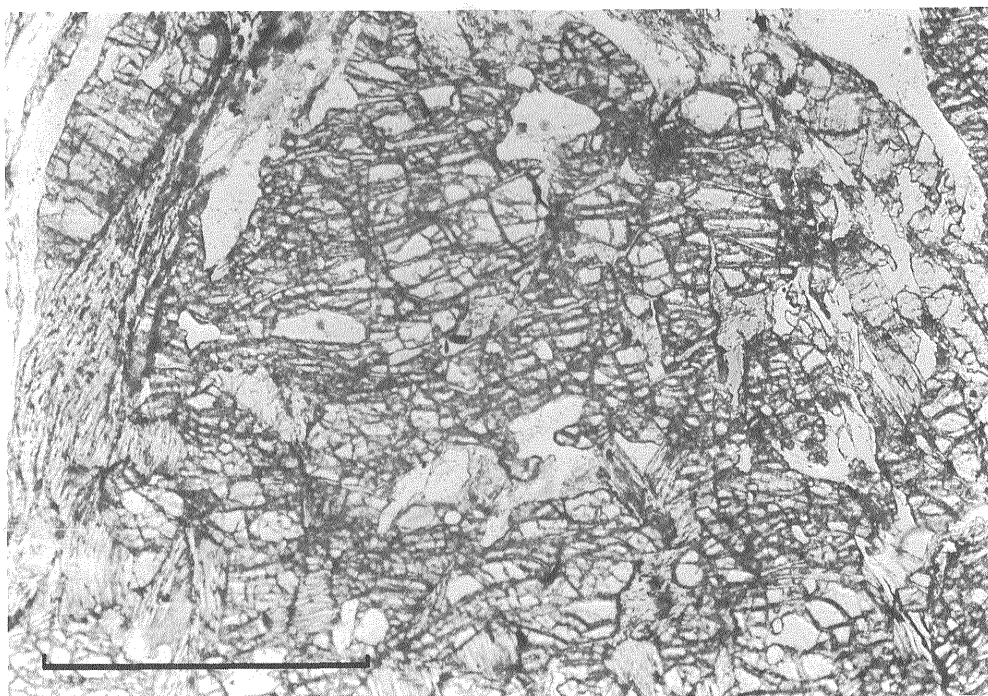


2

1 & 2 Mortar texture and deformational dislocation in garnet (lower left) are clearly shown. Strained grains of large porphyroblasts are surrounded by fine-grained, crystalline new quartz, muscovite, chlorite, etc. Sutured quartz boundaries due to post-crystalline deformation are also shown. Microcline has a perthite texture with string-shaped sodic plagioclase. 5-1: lower polar only; 5-2: crossed polars (439).



1 Alkali amphibole (crossite) is mantled by subcalcic amphibole (barroisite) in epidote-muscovite-chlorite-calcite-quartz schist (450, lower polar only).



2 Relict biotite enclosed in porphyroblastic garnet. Biotite is commonly altered into chlorite (439, lower polar only).