

550.85(084.32)(522.8)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

鹿児島(15)第 102 号

内之浦地域の地質

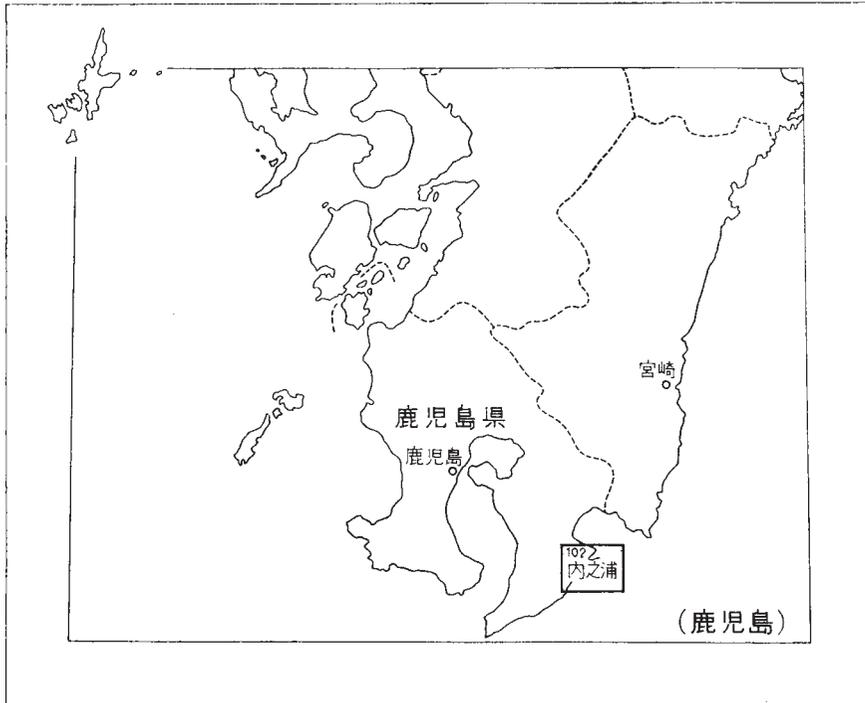
通商産業技官 野 沢 保

通商産業技官 太 田 良 平

昭 和 42 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 花崗岩類	4
II. 2. 1 南大隅花崗岩	4
II. 2. 2 岸良岩体	6
II. 2. 3 国見山岩体	9
II. 2. 4 甫余志岳細粒花崗岩類	10
II. 2. 5 川口トータル岩	12
II. 2. 6 いわゆる塩基性包有岩	13
II. 2. 7 広域変成岩質の包有物	15
II. 2. 8 アブライト	18
II. 2. 9 内之浦ミロナイト帯	19
II. 2. 10 平行構造	22
II. 2. 11 節理	23
II. 2. 12 花崗岩の化学成分	27
II. 2. 13 深成作用	31
II. 3 岩 脈	32
II. 4 火山源噴出物	33
II. 4. 1 大隅降下軽石層	33
II. 4. 2 大隅軽石流	34
II. 4. 3 ローム層	34
下部ローム層	35
中部ローム層	35
上部ローム層	35
II. 4. 4 開闢火山噴出物	35
II. 4. 5 黒色火山灰層	36
II. 5 沖積層	36
文 献	36
Abstract	1

内之浦地域の地質

内之浦地域の野外調査研究は、昭和36年度から37年度にわたって実施され、38年度および40年度にそれぞれ補備調査がつけ加えられ、延日数は約100日である。この調査研究内容のうち、花崗岩類を野沢が、火山岩類を太田が担当した。

野外調査研究にあたっては、鹿児島県庁開発課および同県内之浦町役場から、多くの便宜をあたえられた。

室内研究にあたっては、使用した岩石薄片約290枚は、技術部村上正技官ほかによって作製された。また、化学分析は、主成分を技術部川野昌樹技官が、微量成分を同部高橋清技官が実施した。

研究史

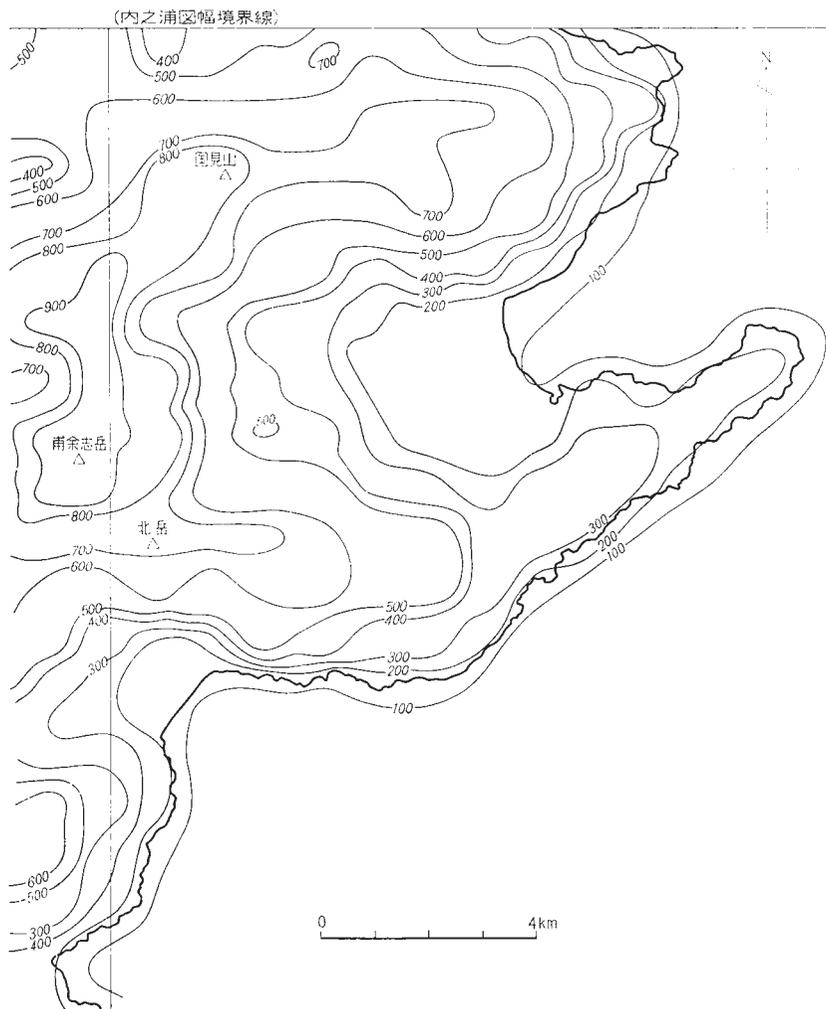
内之浦地域の地質学的研究は、戦前には、山口鎌次の火山岩類についての研究や、花崗岩類の化学成分を中心に総説した鈴木醇や滝本清などの研究が、わずかにこれにふれているにすぎなかった。これらの先駆的な研究のあと、戦後になって、大隅半島にはじめて総合的な地質調査が行なわれた。1950年、鹿児島県庁が鹿児島県地質図の作成のため地質調査を実施し、1958年、資源科学研究所が“大隅半島の自然環境に関する総合研究”を実施したことは、大隅半島の地質学研究において画期的な2つの事件であった。この結果、鹿児島県地質図の出版をはじめ、有田忠雄（1954）の“鹿児島中央構造線”，桑野幸夫など（1959など）の第四紀を中心にした全般的研究，大庭昇（1960など）の大隅花崗岩の岩石化学的研究，とくに汚染作用による不均質性の解明のための一連の研究などが続々と公表されるようになった。

また、火山源堆積物に関しては、1950年以来、太田良平が、鹿児島県庁竹崎徳男などと協力して、広く研究、調査をすすめて、地質学的な総括と応用への途を開いている（1966など）。

I. 地 形

内之浦地域は、九州南端、大隅半島の南東端にある。大隅半島を靴の形にたとえると、そのかかとの部分にあたる。大隅半島はその南東部で急に地形がけわしくなり、内之浦地域でも、最高峰国見山は886mに達する。この山地は、大部分の地域で海にまで迫り、急峻な崖をつくる。この地域のほぼ中央を、東西方向に流れる2つの谷、広瀬川と大谷を中心に、それにそそぐ支谷および海に直接流入する小規模な河谷が山地を細かくきざみ、壮年期の地形を示す。河川に沿う沖積平野あるいは扇状地の発達は貧弱である（第1図および第2図）。わずかに、内之浦および岸良に低平な地形が認められる。

山地は、東西および南北方向に「コ」の字を左右逆にした形に主要な山系が走る。東西方向

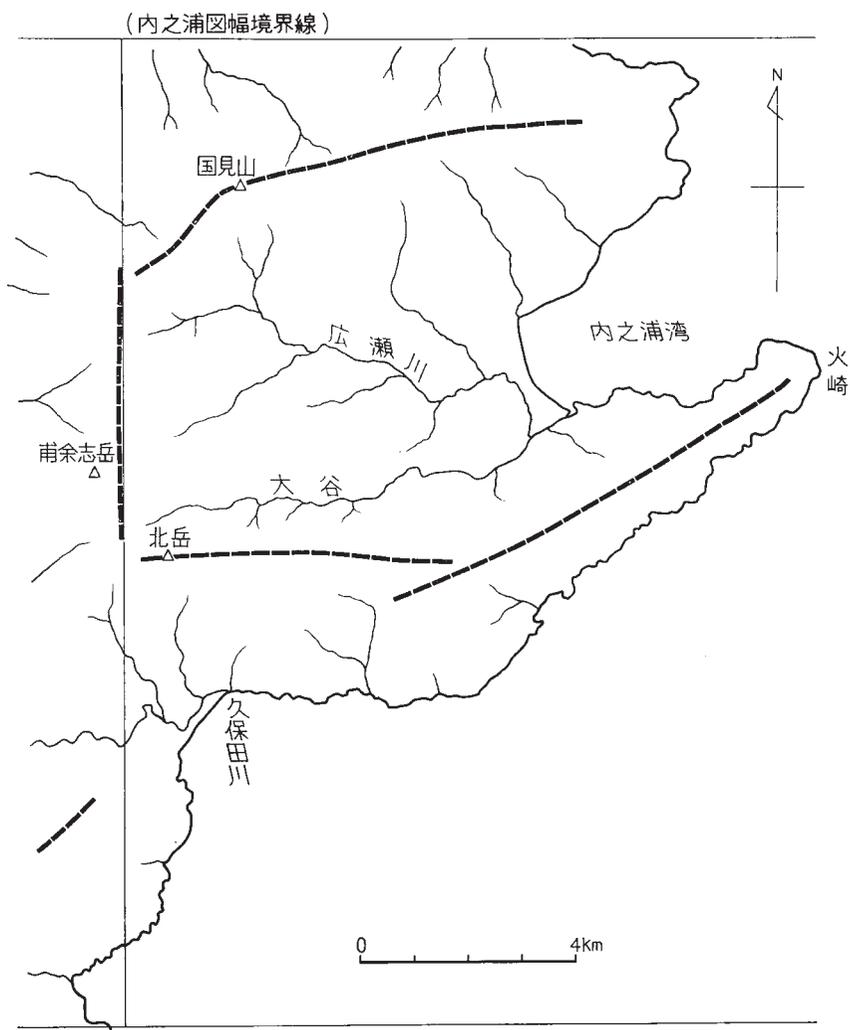


第1図 内之浦地域の切峰面図

に国見山および北岳の山系が、南北方向に甫余志岳の山系が発達する。南東部では、この主要な山系を切って、西北西方向に火崎の山系が走る。甫余志岳を通る山系および火崎の山系は、その基盤をつくる花崗岩類の節理系にも関係する。また、北岳の山系は、すぐその北側を平行に走る大谷のミロナイト帯と関係のある地形であろう。なお、火崎の山系は、大隅半島南東部全体の脊梁をなす山系の一部にあたる。

内之浦を通るミロナイト帯は断層を伴い、線状の河谷をつくる。岸良でも、ほぼ同じ方向に線状の河谷が発達し、その東方延長は、岸良—黒島間の海岸線を規制する。ミロナイト帯から南では、ほぼ北東-南西、および西北西-東南東2方向の小河谷が発達するが、これは、花崗岩の節理系に関係する。ミロナイト帯の北側では、このような規則的な河谷の発達には貧弱である。

内之浦および岸良の海岸線の湾入およびそれにつづく低地は、それぞれ構造的なものである



第2図 内之浦地域の水系および主要な山系図

ことは前述のとおりである。また、内之浦の独立高地、187mも、ミロナイトおよび断層にかこまれた地塁のようである。

火山性堆積物が、かなり普遍的に花崗岩の基盤をおおう。しかし、大隅半島の他の地域とちがって、うすいので、局部的に緩やかな外観の地形をつくるが、花崗岩の原地形を著しくかえるというほどではない。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域は、花崗岩質岩石によって大半をしめられる。花崗岩の上を、処々で、うすくシラスを主とする火山源堆積物がおおっている。沖積層は海岸の一部でわずかに発達する。

本図幅地域は、大隅半島の南部に広く発達する花崗岩地帯の北東端にあたる。大隅半島南部は、“四万十層群”と呼ばれる中生代～古第三紀の地層とこれをつらぬく花崗岩が基盤となり、それらの上を、部分的にうすく、シラス・火山灰などの火山源堆積物がおおっている。

本図幅地域のほぼ中央、内之浦を通して、ほぼ東西方向にミロナイト帯が横断し、断層を伴う。岸良付近にも、ほぼ同じ方向に断層帯が走り、地形に影響をあたえている。このミロナイト帯を切って、N50°E方向の断層があり、断層の南東側を北東方向にずらせている。

II. 2 花崗岩類

II. 2. 1 南大隅花崗岩

大隅半島南部には、幅15km、長さ50kmにわたって花崗岩質岩石^{注1)}が分布する。この花崗岩質岩石は、南大隅花崗岩と呼ばれている(大庭, 1960)。

本岩、ほぼ北東-南西方向にのびた帯状の分布を示す。ただし、その南西端では、西北西方向にまがり、半島の外形にも斜交する。さらにその延長については、鹿児島湾をへだてて、対岸薩摩半島の池田湖周辺の火山噴出物中に花崗岩質岩石が多量にみだされ(荒牧・宇井, 1966参照)、さらにその北西延長では、日置山地など薩摩半島の花崗岩類が分布し、相互に関係する可能性が強い(第3図)。

本岩は、高山町湯谷^{ゆのたに}などで、四万十層群をつらぬく。四万十層群は、おもに、砂岩および頁岩からなり、頁岩は、しばしば千枚岩質となる。四万十層群は、本岩の貫入によって、熱変成作用をうける(第4図)。

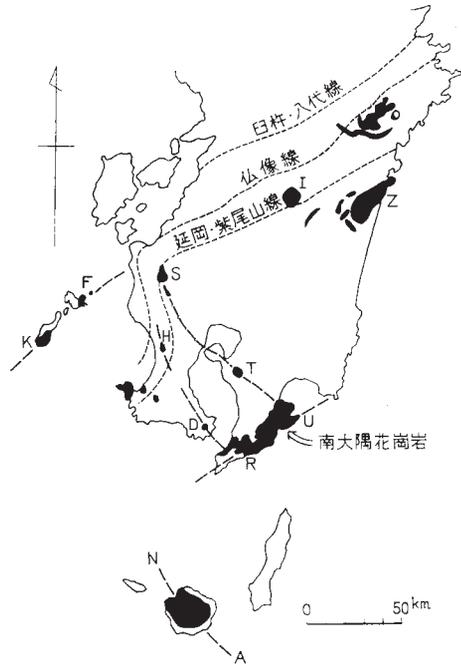
内之浦地域の南大隅花崗岩は、おもに黒雲母アダメロ岩～花崗閃緑岩からなり、少量の細粒花崗岩・トーナル岩はおよびアプライトをふくむ。岩相はかなり変化に富むが、多くの場合、その変化の範囲は大きくない。本岩のほとんどのなかに、黒雲母の小片または黒雲母・斜長石の小片が集合した小さな斑点がふくまれる。これらの斑点(クロット)のうちには、角閃石がふくまれたり、輝石がふくまれたりすることもある。そのほか、いわゆる“Ovoidal xenolith”とよばれる暗色の塩基性包有物の団塊もみだされる。また、礫土質変成岩あるいはそれに由来する変成鉱物が普遍的にふくまれることも特徴的で、珪線石・紅柱石・尖晶石・柘榴石などが黒雲母と密接な関係をもって出現する。

本岩のアプライトには、脈状のものと塊状のものがある。ほとんど常に電気石をふくむ。

本岩の化学成分については、西南日本外帯花崗岩類の諸特徴、K₂OがNa₂Oより多いこと、FeOがCaOより多いことなどが著しい。

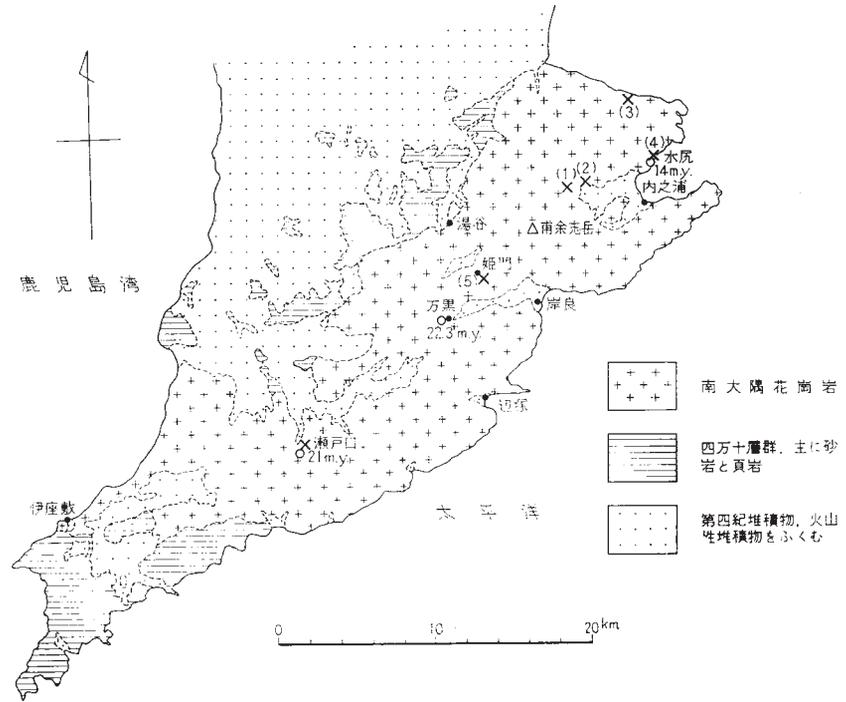
本岩の貫入時代については、四万十層群をつらぬき、現世の火山堆積物におおわれている事実以外には知られていない。黒雲母を試料としたカリウム・アルゴン年令では、本岩の分布地域の北東部、内之浦町水尻で約1400万年、中部で、内之浦町万黒^{まんぐろ}で約2100万年、南部で、田代

注1) 花崗岩の名称については、主としてChayes (1957, A provisional reclassification of granite, Geol. Mag. vol. 94, pp.58～68)によったが、一部変更した。すなわち、石英-カリ長石-斜長石容量比において、石英が20～50%のものを広義の花崗岩とよび、そのうち、100×カリ長石/カリ長石+斜長石が、10～33, 33～67, 67～100に相当するものを花崗閃緑岩・アダメロ岩・花崗岩(狭義)とする。0～10のものうち、本地域に産するものを本稿ではとくにトーナル岩と呼ぶ。



..... おもな構造線 主として橋本など(1956)による
 --- 花崗岩列および花崗岩体の伸長方向
 F: 双子島, K: 飯島, S: 紫尾山, T: 高隈山, U: 内之浦, H: 日置山地, R: 田代一佐多, O: 大崩山, I: 市房山, Z: 尾鈴山, D: 池田湖(火山噴出物から推定, 池田湖付近については, 荒牧・宇井, 1966参照)

第3図 南九州地方花崗岩分布図



第4図 南大隅花崗岩の分布と化学分析および同位元素年令測定試料採取地点図

() 番号は化学分析の番号に同じ
 ○ 印は同位元素年令測定試料採取地点で 数字はその測定結果を百万年単位で表わす

村瀬戸口で約2200万年である（Millerその他, 1962, 河野・植田, 1965）。それ故、本岩の貫入時期は、ほぼ第三紀中新世であろうが、その貫入時期は、1つでなく2つあるいはそれ以上の時期に分かれる可能性がある。岩相と時代の対比は充分確立されていないが、すでに桃井（1958）は、ジルコンの色によって、東部と西部が一岩体であるかどうかについて疑問をもっている。

内之浦地域における花崗岩の区分

内之浦地域の大隅花崗岩は、全域にわたって、著しく類似している。岩相や包有物の性質、アプライトなど、共通する要素が多いので、これまで一括して“内之浦型”（大庭, 1962）と呼ばれてきた。

本稿では、この地域の中央を東西に横断する内之浦ミロナイト帯を境に、次のような特徴のちがいを手がかりに、2分する。ミロナイト帯の北側を国見山岩体、南側を岸良岩体と名づける。

- (1) 岩相は、両岩体によく類似するが、岸良岩体には、処々に、やや粗粒、明色の岩相、主としてアダメロ岩が発達する。国見山岩体には、この粗粒明色アダメロ岩はほとんどなく、中粒、やや暗色の花崗閃緑岩～アダメロ岩が多い。この中粒の花崗閃緑岩～アダメロ岩は、岩体に共通する。
- (2) 岸良岩体には塊状アプライトが分布する。国見山岩体には、脈状アプライトはよく発達するが、塊状アプライトはほとんどない（アプライトの項参照）。
- (3) 国見山岩体には、特異な細粒花崗岩類が発達するが、岸良岩体にはほとんどない（甫余志岳細粒花崗岩の項参照）。

ただし、この岩体区分は、後に深成作用の項でのべるように、2つの岩体が1つの花崗岩のうちの異相であるのか、それとも時期的あるいは成因的に異なる2つの花崗岩であるのか、充分明らかではない。

以上の主要な2岩体のほかに、小岩体として、トーナル岩・細粒花崗岩およびアプライトがある。トーナル岩は、川口付近に典型的に分和し、川口トーナル岩と名づけられる。また、細粒花崗岩は吉重西方約6kmの甫余志岳付近に典型的に分布し、甫余志岳細粒花崗岩と名づけられる。また、アプライトには、脈状の岩体のほかに、塊状の岩体が分布する。

II. 2. 2 岸良岩体

内之浦ミロナイト帯の南側の岩体で、その西方延長は、いくらか南へずれながら、辺塚方向へつづく。2200万年というカリウム・アルゴン年令を示した万黒もこの岩体のなかにある。

岸良岩体は、主として、連続的に変化するアダメロ岩～花崗閃緑岩からなる。これらの岩石の造岩鉱物の種類は、ほとんど一定していて、黒雲母・微斜長石・斜長石および石英を主成分とし、鉄鉱・燐灰石およびジルコンを副成分としている。本稿では、以後の記載において、上記の鉱物構成であるものは、造岩鉱物名をくりかえして記載しないことにする。

岸良岩体の主要な岩相は、次のようなものである。

中粒花崗閃緑岩
 斑状花崗閃緑岩およびアダメロ岩
 アダメロ岩
 明色粗粒アダメロ岩
 アブライト
 川口トータル岩

以上の岩相のうち、アブライトおよび川口トータル岩については、塩基性包有物、広域変成岩質包有物、節理系などとともに、別項でのべることにする。

斑状中粒花崗閃緑岩

岸良岩体全域にわたって分布する。中粒、やや暗色、黒雲母クロットは著しいが、斑晶をもつことが多いが、大きくないので、肉眼にはあまり著しくない。鏡下では、斑晶は、ほとんど常に斜長石で、大きさ2～5mm、短柱状自形、累帯構造が著しく、透人双晶も認められる。成分は、核部ではほぼ中性長石、周縁部ではほぼ灰曹長石である。石基では、黒雲母は半自形・0.5～2.0mm、さらに大きくなることもあり、ツ状あるいは虫くい状になる。多色性は、X：ほとんど無色、Y,Z：褐色である。斜長石は、大きさ1～2mm、自形柱状、成分はほぼ灰曹長石である。石英は、塊状半自形、大きさ0.5～1.5mm、微斜長石は、大きさ0.5～2mm、他形である。石英と微斜長石は、量比の増減が不均質で著しい。微斜長石の多い岩石では、斜長石が結晶内部に、大きさ0.05～0.1mmの微斜長石を点在させる。

クロットは大きさ0.2～0.5mmの黒雲母と長柱状斜長石からなるものが多く、径1～5mmの団塊をつくる。なかには、黒雲母だけのこって、長柱状斜長石のなくなったものもある。クロットには、鉄鉱・燐灰石が集中する傾向がある。また、クロットの黒雲母は緑泥化しやすい。しばしば、クロットの核部に透輝石あるいは無色角閃石が包有され、黒雲母がとりまく。

斑状中粒花崗閃緑石 (TN63021802) : 内之浦町大谷

中粒、やや暗色、斑晶は肉眼では認めにくい。

鏡下では、斜長石斑晶は、大きさ2～3mm、微斜長石粒を包有する。石基では、黒雲母は、0.3～1.5mm、不規則な外形をもち、大きい結晶は虫くい状になる。石英は、0.3～0.8mm、塊状半自形、斜長石は、柱状自形、0.3～1.2mm、はっきりしない累帯構造をもち、成分はほぼ灰曹長石である。微斜長石は0.3～1.0mm、他形、比較的少量である。

クロットの黒雲母は緑泥石化が著しい。クロットには鉄鉱ばかりでなく燐灰石も集まる傾向がある。

斑状花崗閃緑岩～アダメロ岩

中粒、やや暗色だが、斑状中粒花崗閃緑岩よりいくらか明色である。斑晶は、肉眼にはあまり著しくない。本岩は、岸良岩体全域に発達する。

本岩は、斑状中粒花崗閃緑岩よりさらに大きな斑晶状に微斜長石および石英が浸透し形成されたものである。鏡下では、斑晶は、微斜長石も石英も、大きさ2～5mm、塊状半自形で、斜長石や黒雲母を包有する。斑晶の発達は不均質である。斑晶が著しく発達すると、アダメロ

岩質になり、黒雲母片や斜長石片がわずかにそのなかに、島のようにうかんだ状態になる。

斑状中粒アダメロ岩 (TN64030405) : 内之浦町^{へつか}辺塚

この岩石は、内之浦地域から数km南西で岸良岩体の明色岩相の多い地点で採取したもので、肉眼的には、比較的明色で、クロットが著しい。

鏡下では、斑晶は、おもに微斜長石で、比較的少ない。大きさ2~3mm、石英と不完全な文象共生をする。斜長石が斑晶をつくり、1~2mmの柱状自形を呈する。石基は、0.3~0.8mmの石英、0.2~1.0mmの黒雲母、および0.5~0.8mmの斜長石からなる。斜長石札、いずれも、内部に微斜長石粒を包有する。本岩は、微斜長石の比較的大きな斑晶さえなければ、中粒斑状花崗閃緑岩に相当する。クロットは黒雲母からなり、クロットの中心部では緑泥石化する。無色角閃石がふくまれ、まわりを黒雲母片がとりまく。

中粒斑状アダメロ岩 (TN63031413) : 内之浦町浜

中粒~やや粗粒、明色でクロットが著しい。

鏡下では、大きさ2~3mmの微斜長石と1~3mmの石英が斑晶状に発達し、全体をおおい、0.3~1.0mmの黒雲母・斜長石および石英粒を包有する。まれに、2~3mmの柱状自形の斜長石もみいだされる。

クロットは、黒雲母だけからなるものと黒雲母および斜長石からなるものがある。黒雲母は、クロット内部では、多少とも緑泥石化する。

大きさ約4mmの石榴石がふくまれる。塊状で割れ目にとみ、緑泥石帯によってとりまかれる。

アダメロ岩

中粒斑状花崗閃緑岩や斑状花崗閃緑岩~アダメロ岩に較べると、粒度が一般に増大し、大きさ2~5mmの短柱状斜長石と、3~5mmの石英および微斜長石、および大きさ0.5~2.5mmの黒雲母からなる。石英と微斜長石は、局部的に共生関係をもつ。また、石英と微斜長石の相互の量比、全体のなかでのそれぞれの量比は、不均質に増減する。

クロットが著しく、黒雲母だけからなるものが多い。

アダメロ岩 (TN63031204) ; 内之浦町川口

比較的明色だが、長石がやや灰色がかった色調をもち、岩石全体がくすんだ色になる。クロットが多い。

鏡下では、短柱状、大きさ2~3mm、自形の斜長石、1~2mmで塊状、割れ目に富んだ石英、他形塊状で、0.5~3.0mmの微斜長石および0.5~1.0mmの黒雲母片からなる。斜長石は、多少とも、内部に微斜長石粒を包有する。

クロットは、ほとんど黒雲母の集合である。まれに、長柱状の斜長石を多くふくみ、黒雲母が少量加わっているにすぎないものもある。

アダメロ岩 (TN62032001) = 内之浦町^{ひめかど}姫門

比較的明色、中粒~粗粒で、クロットが著しい。

鏡下でみると、短柱状自形1~2mmの斜長石、塊状半白形、2~3mmの石英、塊状半白形、0.5~2.0mmの微斜長石および0.5~1.2mmの黒雲母からなる。黒雲母には、さらに大きいものもあり、虫くい状になる。微斜長石と石英は、局部的に共生関係をつくる。

クロットは、ほとんど黒雲母からなるもので、鉄鉱を多くふくむ。

明色粗粒アダメロ岩

岸良岩体でも、あるいは南大隅花崗岩のなかでも、もっとも明色粗粒の岩相である。クロツ

トは、数が減るが、普遍的にふくまれる。本岩の分布はかなり限られ、北岳から岸良方面に多い。いくらか暗色の岩相は、大谷の南側にそって分布する。

鏡下でみると、大きさ2~5mmの塊状半白形の微斜長石、2~3mmの短柱状自形の斜長石、1~3mmの塊状半白形で割れ目に富む石英および2~4mm半白形、虫くい状の黒雲母からなる。石英と微斜長石の分布は不均質である。斜長石は、ほとんど常に微斜長石粒を包有する。

クロットは、ほとんど黒雲母からなる。燐灰石および鉄鉱が集まる傾向がある。

明色粗粒アダメロ岩 (TN62031305) : 内之浦町小田

明色で、クロットが著しい。長石がいくらか灰色をおび、岩石全体が少しくすんだ色調をおびる。

鏡下では、大きさ2~3mmで塊状他形の微斜長石、2~4mmで塊状でわれめに富んだ石英、2~3mmで微斜長石粒を包有する柱状自形の斜長石および半白形0.5~1.5mmの黒雲母からなる。黒雲母は少量である。微斜長石と石英は局部的に共生関係をつくる。

明色粗粒アダメロ岩 (TN63021602) : 内之浦町岸良

前例によく似るが、石英の量比が部分的に大きい。石英と微斜長石の文象共生が局部的に著しい。大きさ2~4mmの石英、1~3mmの斜長石、2~3mmの微斜長石および0.5~1.0mmの黒雲母からなる。

II. 2. 3 国見山岩体

国見山岩体は、岸良岩体と大部分同じ岩相からなる。おもに、黒雲母花崗閃緑岩~アダメロ岩からなる。この岩体の分布地域には、川口トータル岩および細粒花崗岩が分布する。しかし、岸良岩体に多い塊状アプライトは、ほとんどみいだされない。脈状のアプライトおよび石英脈は、多くみいだされる。

国見山岩体は、相互に漸移する次のような岩型をふくむ。これらの岩型は、岸良岩体と共通である。

{ 中粒花崗閃緑岩
{ 斑状花崗閃緑岩~アダメロ岩

岸良岩体に較べると、粗粒のアダメロ岩を欠くことは特徴的である。

中粒花崗閃緑岩

国見山岩体の全域にわたって分布する。岸良岩体の場合に著しく類似するので記載を省略する。比較的明色の石英長石質の岩相をごく一部にふくむ。

斑状中粒花崗閃緑岩 (TN62030706) : 高山町飯谷^{いがたに}

中粒、比較的明色で、肉眼では、斑状構造は著しくない。クロットは著しい。

鏡下では、斑晶は、大きさ2~4mmの柱状自形の斜長石で、結晶内部に点々と微斜長石粒を包有する。透入双晶をするものがあり、ほぼ直交する。石基は、大きさ0.5~1.5mmの柱状斜長石、1~2.5mmの割れ目に富んだ石英および部分的に1~3mmの他形の微斜長石、および0.5~2.0mmの黒雲母からなる。不均質に、石英および微斜長石が斑晶状に発達している部分をふくむ。

クロットは、大きさ0.5～1.0mmの黒雲母ばかりの集合、あるいは0.1mm前後の斜長石細粒を主とし、少量の黒雲母をまじえるものもある。

斑状中粒花崗閃緑岩 (TN62030801) : 内之浦町馬込

前例によく似る。黒雲母を主にした変成岩包有物の小片が著しく多い。

鏡下では、斑晶は斜長石で、柱状自形、大きさ4～6mm、小粒の微斜長石を包有する。石基は、大きさ1～2mmの柱状斜長石、1～2mmの割れ目に富んだ石英・微斜長石および黒雲母片からなる。微斜長石は、まれに、大きく成長し、4～8mmの斑晶状になる。

変成岩包有物は、長さ3～5cmのレンズ状で、尖晶石-斜長石、黒雲母-斜長石などでレンズが数層平行することもある。クロットには鉄鉱が多く、黒雲母は、多少とも葡萄石化する。

斑状花崗閃緑岩～アダメロ岩

岸良岩体の場合に著しく類似するので記載を省略する。ほとんど岩体全域に発達する。

斑状アダメロ岩 (TN62022403) : 内之浦町垂水

中粒、比較的明色、斑状構造およびクロットが肉眼にも著しい。

鏡下でみると、斑晶は大きさ2～3mmの柱状自形の斜長石で、微斜長石粒を包有する。石基は、0.5～1.0mmの柱状斜長石および0.5～1.0mmの黒雲母からなる。これに、1.0～3.0mmの微斜長石および割れ目に富んだ石英が斑晶状に発達し、斑晶や石基の鉱物をそのなかに包有している。

クロットは、黒雲母ばかりからなるものが多いが、斜長石の細粒と黒雲母片からなるものもふくまれる。

斑状アダメロ岩 (TN62030711A) : 内之浦町馬込

比較的明色、中粒、クロットのほかに、大小の黒雲母片岩質の包有物をふくむ。

鏡下では、斑晶は、大きさ2～3mm、自形柱状の斜長石で、石基は、0.5～1.0mmの短柱状斜長石、0.5～1.0mmの石英および0.5～1.0mmの黒雲母片からなる。不均質に、2～3mmの微斜長石が斑晶状に発達する。

黒雲母クロットをふくむ。

黒雲母片岩包有物は、しばしば柘榴石をふくむ。

II. 2. 4 甫余志岳細粒花崗岩類

内之浦地域西方の甫余志岳山頂およびその南方には、径約2kmの塊状に細粒の花崗岩類が分布する。この花崗岩類は、おもに、アブライトと呼んでもよいような細粒の花崗岩を主とし、少量の細粒トータル岩、細粒花崗閃緑岩などをふくみ、かなり岩相の変化に富む。これらの岩石は、分布も塊状の岩体をつくり、細粒で、おもにアブライト質である点などから、周囲の中粒または粗粒の花崗岩類と著しい対照をなし、それらとは、同じ深成作用に属するとしても、いくらか異なった一群の岩石と考えられるので、甫余志岳細粒花崗岩類と呼ぶことにする。

甫余志岳花崗岩類は、甫余志岳の場合よりいくらか小規模であるが、^{つぶさ}津房北西方でも、幅500m、長さ1,500mにわたって分布する。

甫余志岳花崗岩類の一部、例えばアブライト質細粒花崗岩とまったく類似したアブライトは川口などでもみだされるが、幅20～30cmの脈なので、甫余志岳細粒花崗岩類とは一応区別

しておく。

甫余志岳細粒花崗岩類は、東西方向にいくらか長い塊状の岩体で、周囲の中粒または粗粒のアダメロ岩および花崗閃緑岩とは、中間的な岩相が接触部付近にみいだされるので、漸移関係にあると考えられる。

本岩類の主要な岩相は、細粒の花崗岩で、野外でみると、灰白色、細粒、多くは長石の斑晶をもち、斑晶はうすい赤桃色を呈することが多い。鏡下では、おもに、黒雲母・微斜長石・石英および斜長石からなり、少量の燐灰石・鉄鉱・ジルコンなどをふくむ。黒雲母のクロットをふくむ場合も少なくない。斑晶は、ほとんど斜長石で、大きさ1~3mm、柱状自形、累帯構造が著しく、透入双晶がしばしばみいだされる。割れ目に富み、微斜長石の小粒を包有することが多い。成分は、核部で中性長石、周縁部で灰曹長石である。また、斑晶には、1~3mmの融食された半白形の石英、あるいは微斜長石がふくまれることもある。黒雲母は、一般には大きさ0.5~1.0mmであるが、まれに斑晶状に大きくなり、2~3mm、半白形、篩状の構造を示すこともある。黒雲母は、鉄鉱・燐灰石あるいはジルコンなどと密接な関係をもって産出することが多い。石基は、大きさ0.1~0.2mmの石英と微斜長石の等粒集合を主とし、文象構造もよく発達することが多い。まれに変質した斜長石片をはさむ。

このような主岩相のほか、局部的に多少異なる岩相が発達する。甫余志岳北東部では、石基の粒度がまし、斑晶がめだたなくなった岩相が発達し、山頂西方では、斜長石斑晶がなくなって、代わりに美しい文象構造を示す微斜長石が斑晶状にあらわれる。さらに西方の大谷右岸には、黒雲母がなくなって、白雲母の細粒集合または白雲母と緑泥石の細粒集合が斑晶状にあらわれる部分がある。また、山頂付近では、微斜長石が著しく減少して、石基は石英と長柱状の斜長石からなり、トータル岩質となる部分もある。

甫余志岳細粒花崗岩類には、黒雲母のクロットや、柘榴石あるいは団塊状の細粒閃緑岩質の包有物がふくまれる。細粒閃緑岩は、黒雲母と長柱状の斜長石の小片からなり、しばしば、石英や微斜長石が斑状にしみこんで形成されていることもある。これらの包有物の性質は、周囲の花崗岩中の場合とまったく同じである。

細粒花崗岩 (TN62031111) : 内之浦町大谷, 甫余志岳南東

灰白色、細粒、斑状の岩石で、一部で黒雲母が緑泥石に交代される。

鏡下でみると、斑晶は大きさ1~2mmの斜長石で、柱状自形、累帯構造が著しく、結晶の一部には微斜長石粒が包有されている。黒雲母は0.3~1.0mm、半白形で、しばしば斑晶状になる。その他石基には、0.3~0.8mmの石英と微斜長石がふくまれ、文象共生をする。

クロットは、0.02~0.05mmの細粒黒雲母で、燐灰石・鉄鉱などその付近に集まる傾向がある。

この岩石の一部では、黒雲母が、0.05mm前後の緑泥石・白雲母の細粒集合に漸移的に交代される。

斑状細粒トータル岩 (TN62031107B) : 内之浦町甫余志岳山頂付近

うすい灰色、細粒、クロットが著しい。

鏡下でみると、斑晶は石英と斜長石で、斜長石は、大きさ1~2mm、柱状自形、累帯構造が著しく、微斜長石粒を包有する。石英斑晶は1~3mm、塊状他形、黒雲母などを

包有し、割れ目に富む。石基は、ほとんど0.3～0.8mmの長柱状斜長石からなり、少量の微斜長石および石英が斜長石の粒間をうめる。黒雲母は、0.1～0.3mm、半白形、まれに2.0mmに達することがある。ほとんど常にいくらかは緑泥石化する。

クロットには、黒雲母のほかに、細粒の長柱状斜長石の加わるものもある。

細粒斑状アダムロ岩 (TN62031204) : 内之浦町津房

斑晶の多いアブライト様の岩石だが、クロットは肉眼にも著しい。

鏡下では、斑晶は、大きさ1～2mm、自形に近い塊状の微斜長石の場合が多く、少量の斜長石や石英も斑晶として出現する。斜長石は、大きさ0.5～1.0mm、長柱状自形、累帯構造が著しい。石英は0.5mm前後、塊状半自形、融食される。石基は、0.1～0.5mmの石英および微斜長石からなる。黒雲母は、0.5～0.8mm、半白形、まれに1.5mmに達し斑晶状になる。なお、斑晶の微斜長石には、しばしば文象構造が発達する。

II. 2. 5 川口トータル岩

川口と岸良の中間付近に、径約2kmにわたって、岸良岩体より著しく細粒で暗色の不均質な花崗岩質岩石が分布する。この花崗岩質岩石は、トータル岩から花崗閃緑岩・アダムロ岩までをふくみ、相互に漸移し、入りまじって出現する。周縁部では、岸良岩体とも漸移する。

この一群の岩石のうちで、もっとも暗色で細粒なのは、岩体の北部に多い黒雲母・角閃石・トータル岩である。トータル岩の分布は狭いが、その他の花崗閃緑岩～アダムロ岩は、トータル岩と岸良岩体との漸移的な岩相と考えられる。それは、おもに岸良岩体から、微斜長石と石英が斑状変晶状にトータル岩へしみこみ、添加された結果と考えられる。

漸移的な岩相には、径1～8mmの多数のクロットがふくまれる。主要なクロットの鉱物組み合わせは次のとおりである。

透輝石 - 無色角閃石 - 黒雲母	}	土斜長石
無色角閃石 - 黒雲母		
黒雲母		

これらのクロットを構成する鉱物は、いずれも、長柱状斜長石をのぞいて、1mm以下の細粒である。クロットが多数ふくまれることによって、岩石は、細粒で暗色の外観をさらに著しくする。

斑状細粒黒雲母角閃石トータル岩 (TN63031407) : 内之浦町川口一岸良間

細粒、やや暗色、黒雲母と長石の斑晶が肉眼にも著しい。不均質で、石英や長石に富んだ部分は白っぽい。

鏡下でみると、おもに、黒雲母・角閃石・斜長石・石英および微斜長石からなる。ごく少量の鉄鉱および燐灰石をふくむ。斜長石斑晶は、大きさ2～3mm、自形柱状、累帯構造が著しく、割れ目に富み、微斜長石粒を包有する。透入双晶をするものもある。成分は核部ではほぼ中性長石、周縁部ではほぼ灰曹長石である。角閃石は、0.3～0.5mm、無色、長柱状、双晶し、大きな結晶では篩状構造が著しい。角閃石は黒雲母と密接に伴う。黒雲母は、0.1～0.3mm、半白形、しばしば2.0mm前後の斑晶状になる。微斜長石および石英は局部的に分布し、斑状に他の鉱物を包有し、2～3mmに達する。石基は、おもに長柱状の斜長石からなり、長さ0.5～1.0mm、境界のはっきりしない累帯構造をもち、斑晶と同じく微斜長石粒を包有するものがある。成分は、ほぼ灰曹長石である。

中粒斑状花崗閃緑岩 (TN63031401) : 内之浦町長坪

クロットと斑状構造の著しいやや暗色の岩石である。

鏡下では、構成鉱物はほぼ前例と同じであるが、石英が量比をましている。斑晶は前例と同じであるが、石基に石英がふえ、斜長石と共存する。微斜長石は、比較的少量で0.5～2.0mm、塊状半自形である。

川口トータル岩およびその漸移岩類は、周辺部には漸移岩相が発達し、周囲の中・粗粒の花崗岩類がそのなかへ脈状に入りこみ、しみ込んでいる部分もあるので、周囲の花崗岩類より古い時期の進入岩のようにみえる。しかし、花崗岩の主体に先立って進入したという積極的な証拠はない。例えば、トータル岩によって貫入された既存の堆積岩の残存部が共存するというような事実はみいだされていないし、トータル岩に入りこんでいる花崗岩質物質は、おもに微斜長石と石英である。それで、本岩の進入時期は、花崗岩の主体が進入した後で、その固結完了前、微斜長石や石英などのペグマタイト質物質がまだ活動していた時期と考えるのが妥当である。

また、川口トータル岩およびその漸移岩類は、川口だけでなく、いくらか小規模ではあるが小田・長秤・水尻・小串・海蔵・国見山・甫余志岳などにも分布する。これらの岩体の大部分は、トータル岩そのものは著しく少量であるか、あるいはまったくふくまれず、その漸移岩相に相当するクロットに富んだ暗色花崗岩質岩石からなることが多い。その性質は川口の場合と同じである。

なお、上記の地域のほかにも、ごく少量の類似岩型は、中・粗粒の花崗岩質岩石のなかに点存する。同じような起源をもつものかもしれない。

II. 2. 6 いわゆる塩基性包有岩

内之浦地域の花崗岩には、全体にいわゆる塩基性包有岩が著しく多い。塩基性包有岩は、ほとんど岩相に関係なく分布し、顕微鏡的な径数mmの団塊から、径50cmに達する角ばった岩塊までがふくまれる。粒度、有色鉱物の量比、斑状構造の有無など岩相も多様である。

これらの塩基性包有岩は、斑状構造の有無によって、次のように区分される。

- 1) 斑状細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩
- 2) 細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩

一般に、斑状細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩の方が細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩より多い。また、それぞれの岩型が閃緑岩から花崗閃緑岩にわたるのは、母岩の花崗岩から石英および微斜長石が不均質に包有岩中にしみこみ、斑晶状に出現するので、それに応じた岩石となっているからである。

1) 斑状細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩

一般には、細粒、暗色であるが、花崗岩質物質のしみこみの程度に応じて、明色のものまでがふくまれる。斑晶は肉眼にも著しい(図版1)。斑晶は、ほとんど斜長石であるが、まれに石英のこともある。斑晶の斜長石は、径5～10mm、自形、柱状、累帯構造が著しく、透入双晶もまれでない。成分は核部で中性長石～曹灰長石、周縁部で灰曹長石である。石基は、細粒



図版1 塩基性包有物
細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩（内之浦町戸柱）

の黒雲母と長柱状の斜長石からなる。石基には、石英や微斜長石が、斑状に、不均質に分布することが多い。

本岩は、斑晶からみて、中性あるいはいくらか塩基性の火成岩に由来すると考えられる。

なお、本岩中には、まれではあるが、尖晶石・珪線石片岩様の小さな包有岩がみいだされている。

斑状細粒閃緑岩（TN62031203）：内之浦町津房

径30cmの団塊で、中粒の花崗閃緑岩に包有される。灰色、細粒、不均質に白っぽい部分をふくむ。

鏡下では、斑晶は斜長石で、大きさ1～2mm、柱状、自形、累帯構造は著しくない。成分はほぼ中性長石である。石基は、0.2～0.3mmの板状の黒雲母と、長さ0.3～0.5mmの細い長柱状の斜長石からなる。斜長石は、ほぼ灰曹長石である。少量の鉄鈹およびジルコンを含む。

斑状細粒トータル岩（TN64030701）：内之浦町^{うひらん}太平見

径30cm以上の団塊で、アダメロ岩に包有される。暗色で、斜長石と黒雲母の斑晶が著しい。

鏡下では、斑晶は斜長石で、大きさ2～4mm、柱状、自形、累帯構造が著しく、透入双晶をするものもある。成分は核部で中性長石～曹灰長石、周縁部で灰曹長石である。石

基は、大きさ0.2～0.3mmの黒雲母片と、長さ0.2～0.5mmの長柱状斜長石とからなるが、石英および微斜長石のしみ込みが著しくて、黒雲母と斜長石が斑状の石英と微斜長石の径1～3mmの結晶のなかにちりばめられたようになっている。ごく少量の鉄鉱およびジルコンを含む。

2) 細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩

本岩には、(1)の細粒斑状黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩に著しく類似するものと、いくらか様相の異なるものがある。

細粒斑状黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩に類似するものでは、ただ斑晶がないという点が異なるにすぎず、一連の火成作用に由来すると考えられる。

これに反して、斑状細粒黒雲母閃緑岩～花崗閃緑岩に類似しないものには、多様な岩相がふくまれる。閃緑岩～花崗閃緑岩・石英閃緑岩・トーナル岩、あるいは黒雲母の集合体までがふくまれる。黒雲母・斜長石および石英の等粒集合からなる石英閃緑岩や、それに微斜長石のしみこんだ花崗閃緑岩などが多い。これらの岩石のなかには、さらに細粒の黒雲母・斜長石の集合体をふくんでいたり、尖晶石や透輝石の集合体をふくんでいて、広域変成岩質の起源の可能性をもつものもある。

黒雲母斜長石岩 (TN62030711E) : 内之浦町馬込

径約1cm, 暗色, 細粒の団塊で, 花崗閃緑岩中に包有される。

鏡下でみると、大きさ0.2～0.5mm, 不規則な外形の黒雲母と少量の0.1～0.2mmの細粒柱状の斜長石からなる。まれに、変成斑晶状に長さ0.5mm前後の無色角閃石あるいは透輝石をふくむ。また、径0.02mm前後の緑色尖晶石の集合体を包有することもある。尖晶石集合体のまわりは、緑泥石と斜長石の細粒がとりまく。ごく少量のジルコン・燐灰石および鉄鉱をふくむ。

細粒トーナル岩 (TN63020703) ; 内之浦町鍋浦^{なべこら}

やや粗粒で、比較的明色である。

鏡下では、0.3～0.5mmの黒雲母、0.3～0.5mmの斜長石および0.3mm前後の石英の等粒集合からなる。斜長石は、はっきりしない累帯構造をもち、成分は、周縁部でほぼ灰曹長石である。注目されることには、この岩石のなかには、径1～2mmの団塊がふくまれ、0.02mm前後の斜長石および黒雲母からなるものがあることである。

中粒黒雲母石英閃緑岩 (TN62030711B) : 内之浦町馬込

花崗閃緑岩のなかに包有される径約3cmの団塊で、中粒、暗色、核部はいくらか細粒である。

鏡下では、大きさ0.2～0.8mm, 半自形の黒雲母が全体の3分の2以上をしめ、1.0mm前後の斑晶状斜長石をまじえる。斜長石は、柱状自形、成分はほぼ中性長石である。不均質に少量の微斜長石や石英が斑状に発達する部分が分布する。黒雲母は、ごく少量のジルコン・燐灰石および鉄鉱をふくむ。

II. 2. 7 広域変成岩質の包有物

内之浦地域の花崗岩のなかには、片状構造のある包有物が、かなり普遍的に、岩相変化にほとんどかかわりなく、大小、多様な形でふくまれている(図版2)。片状包有物は、径1cm以下の小団塊から、球状、うすい板状、レンズ、径数mの不規則な角礫状など多様であるが、



A 透輝石・石英片岩（内之浦白木）
突起部が石英片岩．低い部分は黒雲母アゲメロ岩．縞状構造が顕著である．



B 黒雲母片岩あるいは片麻岩（内之浦町二本松）
境界のぼやけた黒雲母に富んだ暗色帯と石英・長石に富んだ明色帯の不規則な縞状互層からなる．隣接して 平行構造のない無電母花崗閃緑岩があり いわゆる **ovoidal inclusion** を含む．

一般には、径1～15cmのものが多い。周囲の花崗岩との境界は、しばしば漸移的である。周囲の花崗岩の影響が著しい場合、鏡下で、尖晶石あるいは柘榴石が線状にならんだり、縞状に繰り返していたりして、ようやくもとの片状構造の形骸をとどめているものもある。

片状包有物には、一般に、造岩鉱物の平行配列および縞状構造を伴い、その起源が結晶片岩にあることを示している。

また、片状包有物のほかに、内之浦地域の花崗岩には、尖晶石・柘榴石などが単独の結晶としてしばしば包有されている。これらの鉱物の起源が必ずしも、広域変成岩によるかどうかたしかでないが、その可能性は大きいと考えられる。

大隅半島には、花崗岩によって貫かれる四万十層群の千枚岩が各地に分布する。これらの千枚岩には、縞状構造の発達はあまり著しくない。また、片状包有岩の分布は、花崗岩体が千枚岩に接する付近に多いという事実もない。それ故、これらの片状包有物は、四万十層群の千枚岩に直接由来するものとは考えにくい。

片状包有岩は、おもに、礫土質変成岩であるが、珪質のものも、火崎の半島や垂水などでもみだされている。

おもな鉱物組合わせは、次のとおりである。

黒雲母 - 珪線石 - 尖晶石 - 斜長石

黒雲母 - 柘榴石 - 斜長石 - 石英

透輝石 - 石英

無色角閃石 - 石英 - (斜長石)

このほか、堇青石も甫余志岳西方から報告されている。

珪線石・柘榴石・尖晶石・黒雲母・斜長石片岩 (TN62030711A) : 内之浦町馬込

アダメロ岩に包有され、厚さ1.5cm、径15cm以上の板状で、珪線石や柘榴石の斑状変晶が肉眼にも著しい。

鏡下でみると、おもに大きさ0.2～0.3mmの板状の黒雲母と、半自形、大きさ0.2～0.4mmの斜長石とからなる。斜長石の成分は、ほぼ曹灰長石～中性長石で、黒雲母は平行配列が著しい。処々に、黒雲母・珪線石および柘榴石の斑状変晶が発達する。斑状変晶の黒雲母は、不規則な外形をとり、長石を包有する。まわりを径0.1mm前後の細粒の斜長石がコロナ状にとりまく。珪線石は、長さ5mm、長柱状、割れ目に富み、一様に消光しない。まわりを大きさ0.5mm以下の細粒の緑色尖晶石がコロナ状にとりまく。尖晶石はまれに3mm前後の大きさになる。また、尖晶石は、しばしば、珪線石などの核なしに、長くのびた不定形の細粒集合体をつくる。いずれの場合も細粒尖晶石には細粒の長石が伴われる。柘榴石は径1～2mm、塊状、割れ目に富む。まわりにいくらか緑泥石化した黒雲母と長石とからなる細粒帯がとりまく。

尖晶石・柘榴石・黒雲母・斜長石片岩 (TN62022402B) : 内之浦町水尻

花崗閃緑岩中に、径5cmの団塊をつくる。肉眼にも細かな縞状構造が著しい。

鏡下では、斜長石帯と黒雲母帯が幅2～3mmの縞状構造をつくる。斜長石帯は、大きさ約0.1mmの斜長石粒からなり、斜長石の成分は、曹灰長石～中性長石である。黒雲母帯は、大きさ0.1～1.0mmの板状の黒雲母片からなる。この構造を切って、大きさ5.0mmに達する柘榴石の斑状変晶が発達する。柘榴石は、割れ目に富み、黒雲母・斜長石などの小片を包有する。そのまわりは、いくらか緑泥石化した黒雲母と斜長石とからなる細粒帯

がとりまく。その他、0.2mm前後の尖晶石の細粒集合体も処々でみだされる。鉄鉱も多い。

本岩は、内之浦地域の花崗岩に包有される礫土質片岩の代表的なものである。

透輝石・角閃石・黒雲母・石英片岩 (TN63020708) : 内之浦町白木

アダメロ岩中に、幅3~4cmの縞をつくる。緑色がかった灰黒色の珪質片岩である。

鏡下では、ほとんど石英からなり、大きさ0.05mm以下の細粒帯と、0.2mm前後の粗粒帯とが、不規則な縞状に、0.5~2.0mmの幅で繰り返す。この石英の縞状構造と平行して、黒雲母の分布する帯と、角閃石・透輝石の分布する帯とが縞状に繰り返す。石英の縞状構造と、黒雲母・透輝石・角閃石の縞状構造とは、無関係のようである。黒雲母は大きさ0.1mm前後、多少緑泥石化する。角閃石は、無色、長さ0.2~0.5mmの不規則な柱状で、篩状構造をもつ。透輝石は単独で、あるいは角閃石と密接に関係してあらわれ、大きさ0.5~1.0mm、不規則な塊状で、大きい結晶では篩状構造が発達する。その他、鉄鉱およびチタン石をふくむ。しばしば、鉄鉱はチタン石によってコロナ状に包有される。

II. 2. 8 アプライト

内之浦地域の花崗岩には、全体に、アプライトの発達が著しい。ほとんど常に電気石を伴う点特徴的で、その他のいわゆるペグマタイト鉱物は、ほとんどふくまれていない。

ペグマタイトはほとんど発達していない。

アプライトは、全体に広く分布する幅10~20cmの脈状のもの、幅10~100mでかなり大きな塊状の岩体およびミロナイト帯に伴う細粒の岩体という3種類がある。

全体に分布する脈状のアプライトは、数脈が平行して分布することが多く、鏡下では、微斜長石と石英の1~2mmの等粒集合体からなり、ごく少量の黒雲母片をまじえることがある。また、少量の斜長石片がふくまれることがあるが、多くは変質している。まれではあるが、川口では、普通の褐色の黒雲母の代わりに、緑色の黒雲母をもつアプライトがみだされる。この場合、多色性は、X : ほとんど無色、Y、Z : 濃草緑色である。

アプライト (TN63020709) : 内之浦町白木

白色、細粒、幅10cmのアプライト脈が3脈ほど平行に走る。鏡下では、1.0~1.5mmの微斜長石と石英との等粒集合体からなり、0.1~0.2mmの黒雲母片を少量まじえる。黒雲母片はごくまれに大きくなり、2~3mmになる。ごく少量の鉄鉱をふくむ。

塊状のアプライトは、主として、内之浦ミロナイト帯の南側の岩体で、川原瀬・川口・北岳などでみだされる。これらの岩体は、いずれも、ほぼ東西あるいは東北東-西南西方向にのびているようであるが、正確な形はたしかでない。このようなアプライトは、一般に比較的粗粒で、石英や微斜長石は1~2mm、電気石はしばしば1~2cmに達し、放射状に集まったり、晶洞をつくったりする。晶洞の周囲では石英や微斜長石も5~8mmに達し大きくなる。鏡下では、文象構造がよく発達する。とくに、川原瀬のように、微斜長石や石英が3~5mmに達するようなアプライトでは、文象構造が全体に著しい(図版3)。

アプライト (TN63031302) : 内之浦町北岳

北岳の山頂北側に広い露出を示す岩体で、電気石の集塊が著しく目立つ。鏡下では、1~1.5mmの微斜長石と石英が、不規則に入りくんだ形で集合し、文象構造が著しい。変



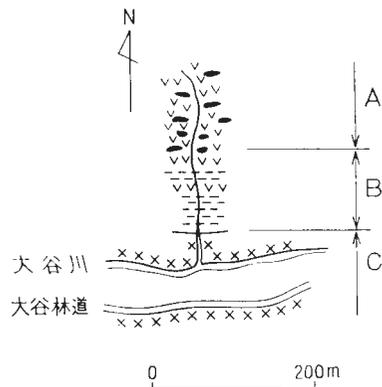
図版3 アプライト
塊状アプライトの一部で電気石晶洞が著しい(内之浦町川原瀬)

質した黒雲母片と、柱状の斜長石片が少量ふくまれる。斜長石片も変質が著しい。
ミロナイト帯のアプライトについては、ミロナイトの項でのべる。

II. 2. 9 内之浦ミロナイト帯

内之浦地域のほぼ中央、大平見から西へ、ほぼ東西方向に、大谷沿いに、幅100~300mのミロナイト帯が発達する。このミロナイト帯は、さらに西方へたどると、次第に南西へまがるが、少なくとも姫門付近まで、10km余にわたる分布が認められる。ミロナイト帯の分布は、吉重西方でN50° E方向の断層で切られ、断層の南東側は約700m北東方へずれる。さらに西方の延長でみると、火崎の半島にはまったくミロナイトがみだされないので、内之浦(南方)を通るN50° E方向の断層によって、同じように、断層の南東側が北東方向へずれたものと考えられる。

ミロナイトは、中粒のアダメロ岩のなかに主として発達するが、南部の吉重付近では、やや粗粒のアダメロ岩のなかにも及んでいる。このミロナイト帯のなかでは、そのなかのすべての岩石がミロナイト化するのではなく、ミロナイト化された部分は、ほとんどミロナイト化作用の影響のない岩石のなかにレンズ状または脈状に分布している。また、ミロナイト化された岩



第5図 内之浦ミロナイト帯の南北横断ルートでの変化概念図

- A 中粒アダメロ岩 一部にミロナイト化した部分をはさむ
- B ミロナイトおよびアプライト 両者は入りまじって出現するがミロナイト帯の南限に近づくるとアプライトが多い 一部にほとんどミロナイト化しないアダメロ岩をはさむ
- C やや粗粒のアダメロ岩

石も、著しいミロナイトは少なく、多くは“crushed granite”と呼ぶ方が妥当と思われる程度のものである。

北岳北東方の大谷の北岸で、南北方向の支谷について、ミロナイト帯の断面をみると、大谷の北側、約250mの付近から、ミロナイト化した幅数10cmのレンズあるいは、幅数cmの脈状の部分が、ほとんどミロナイト化していない中粒のアダメロ岩の中にあられ、次第に南へ向かって、ミロナイト化した部分がまし、大谷から約80mの付近で、アプライト質岩石に漸移する。アプライト質岩石の一部はミロナイト化する。大谷から、約30mの地点で、やや粗粒のアダメロ岩に急変する。このような南北方向の変化は、ミロナイト帯の延長方向-東西方向には連続せず、アプライト質岩石は、数や脈幅を変化させながらも連続するが、ミロナイトは、ほとんど認められない部分さえある（第5図）。

ミロナイトは、同じく原岩は黒雲母花崗閃緑岩あるいはアダメロ岩であっても、破碎、再結晶および岩体の変形の程度に応じて、各種の岩相を発達させる。ミロナイト化作用の影響の比較的少ない部分では、岩石に割れ目を生じ、長石が変質し、黒雲母は変形して、緑泥石化し、緑泥石が網目状に割れ目をうめる。さらに破碎が著しく、再結晶のすすんだ部分では石英や長石が変形し、角がとれ、細粒の破碎再結晶部が割れ目に沿って発達し、やがて、破碎再結晶部の量がました場合には、まるみをおびた石英・長石の結晶が細粒再結晶部のなかに斑晶状にとりのこされる。破碎が著しくて、再結晶が不十分な場合には、岩石は暗色の粉状にくだかれ、そのなかにまるみをおびた石英や長石の角片が散点するようになる。このような場合、原岩の一部が、まるく、斑点状にとりのこされていることもある。

このような各岩相の出現は、かなり不規則で、一般に、ミロナイト帯の南限に向かって、ミロナイト化作用は著しくなる傾向があるが、部分的には入りまじって出現する。

なお、再結晶の不完全な、暗色、緻密のミロナイトは、ミロナイト帯全域にあられ、幅数

cmの脈状あるいはレンズ状で、分岐脈を出し、ほぼミロナイト帯の方向、東西方向に走るが斜交することもある。周囲の花崗岩はほとんどミロナイト化作用の認められない場合もあり、鋭い境目で接する。

このようなミロナイトは、野外でも鏡下でも、いわゆるclastic dyke（碎屑岩脈）とよく似た様相を呈する。成因的にも共通した点があるのであろう。

ミロナイト質中粒花崗閃緑岩（TN62031112）：内之浦町甫余志岳南東方

赤桃色の中粒花崗閃緑岩で、肉眼的には、ほとんどミロナイト化作用の影響を認められない。しかし、割れ目が網目状に発達した部分が近くに分布する。

鏡下では、主として、黒雲母・斜長石・石英および微斜長石からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびジルコンをまじえる。黒雲母は、ほとんど緑泥石化し、変形して、石英や長石の粒間に、緑泥石の細脈が網目状に分布するのにつながる。斜長石は、1～2 mm、柱状の自形だが、変質し、われ、微斜長石粒を一部に散点させ包有している。微斜長石は単独の結晶としては、比較的少量で、大きさ0.5～1.0 mm、石英と同様に塊状半白形を示すが割れ目に富んでいる。一部に0.1 mm以下の細粒の長石と石英からなる細脈が発達する。

ミロナイト質アダメロ岩（TN62031401A）：内之浦町乙田

肉眼でも、巨粒とその間をうめる細粒部からなる構造がよくみえる。中粒、赤桃色、割れ目に富んだ岩石である。

鏡下では、主として、黒雲母・微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の鉄鉱・燐灰石およびジルコンをふくむ。黒雲母は、単独で、あるいは長柱状の斜長石の小片とともに、クロットをつくる。クロットには、核部に緑泥石があったり、鉄鉱・燐灰石が濃集する。その他に、黒雲母は、2～3 mmの巨晶もあり、一般に緑泥石化する。微斜長石は、3～5 mm、他形、斜長石は、2～3 mm、柱状自形、いずれも多少変質し、変形してまろくなり、その間隙を細粒の再結晶した石英・長石粒がうめる。この細粒部は、全体としては、一方向に向かう脈状に発達する。

ミロナイト（TN62031402B）：内之浦町乙田

アダメロ岩のなかに、幅2～2.5 cmの緻密で暗黒色の脈状に発達する。脈は、あたかも岩脈のように分岐脈を出し、アダメロ岩との境界は鋭い。脈は、アダメロ岩のミロナイト方向にほぼ平行するが、分岐脈はこれと斜交する。アダメロ岩のミロナイト化作用は、脈に接する部分で、わずかに割れ目や変質が著しくなる程度にすぎない。

鏡下では、石英の角のややまるみをおびた角片、大きさ0.1～0.2 mmが暗色の緑泥石質の石基のなかに散点する。石基には、少量のやや緑色がかった黒雲母が鎖状に配列するのが認められる。石基には、石英片や黒雲母の配列とともに、波状にうねった不規則な縞状の構造が認められる。縞状構造は、脈の外形に、すなわち、アダメロ岩のミロナイト化の方向に、ほぼ平行する。

ミロナイト帯のアプライトは、東西に走るミロナイト帯の南限付近に発達し、幅数mから数10mに達し、ほぼミロナイト帯の方向、東西方向に平行に進入する。1脈あるいは数脈が平行する。特徴的に、他のアプライトに較べて、細粒で、電気石の発達に乏しい。アプライトの大部分は、ミロナイト帯のなかにあっても、ミロナイト化作用の影響を受けていない。

アプライト（TN62031307）：内之浦町大谷，甫余志岳南東

細粒、白色。鏡下でみると、0.1～0.2 mmの石英および微斜長石の等粒集合からなり、まれに、斑晶状に石英や微斜長石が1 mmに達する程度で、細粒である。ごく少量の緑泥石化した黒雲母をふくむ。文象構造はあまり発達しない。

アブライトのなかには、ミロナイト化作用をうけているものもある。肉眼では、区別が困難であるが、鏡下では、すりつぶされ、再結晶した部分が、波状にうねりながら不規則な縞状構造をつくる。

ミロナイト化作用の著しい場合は、細粒再結晶がふえ、破碎されない部分が塊状にのこるようになる。

ミロナイト質アブライト (TN62031402A) : 内之浦町乙田

幅1~2mで数脈平行するうちのひとつで、細粒、灰白色、肉眼では、ミロナイト化作用の影響を認めにくい。

鏡下でみると、おもに、大きさ1.0~1.5mmの石英および微斜長石からなり、その結晶間を網脈状に、大きさ0.02~0.05mmの再結晶した細粒の石英・長石の集合がうめる。この再結晶した細粒部が波状のうねりをつくる。ごく少量の緑泥石が脈状に、結晶の割れ目をうめる。

ミロナイト帯は、北側から、中粒のアダメロ岩からアブライトへ漸移関係をもって、ミロナイト帯南限へ近づく。ところが、南側では、ミロナイト帯に近接しても、アダメロ岩の岩相には、ほとんど変化がない。この事実からみると、ミロナイト化作用は、北側の岩石の貫入に関係するもので、北側の岩石が南側の岩石より若いことを示しているように考えられる。しかし、実際には、中粒のアダメロ岩とさらに北方に広く分布する諸岩相との関係は、充分明らかでないので、この関係は確立されたものとはいえない。

アブライトは一部はミロナイト化し、一部はミロナイトを切って貫入し、しかもミロナイト化していない。それ故、ミロナイト化作用の時期は、花崗岩の固結末期、アブライトの活動時期の途中でおきたものと考えられる。

このミロナイト帯を内之浦ミロナイト帯とよぶ。

II. 2. 10 平行構造

本岩類には、造岩鉱物の平行配列や、包有物、シュリーレンなどの規則的な配列は、大部分の地域について認められない。しかし、当地域東部の火崎の半島には、花崗岩中に数10mまたは数100mにわたって縞状構造をもつ部分が、まったく平行構造をもたない岩石のなかに断続してあらわれる。

火崎の半島の倉では、黒雲母に富んだ暗色帯と石英長石に富んだ明色帯の幅3~8cmの縞状配列によって、 $N10^{\circ} W$, \perp , 鍋浦, 二本松などでは同じくいくらか不規則な黒雲母帯の縞状配列および花崗岩のなかに幅2~3cmの石英帯が15~18cmおきに縞状に配列することによって、 $N40\sim 50^{\circ} W$, $80^{\circ} E$ の平行構造が認められる。全体として、これらの縞状構造は、 $N40\sim 50^{\circ} W$, \perp 方向が優勢である(第3図)。

これらの縞状構造は、包有物の項でのべたのと同じく広域変成岩に由来すると考えられる。

ところで、火崎の $N40\sim 50^{\circ} W$ の方向は、その延長上に、高隈山と紫尾山の花崗岩体が分布する。両岩体は、分布ばかりでなく、岩体の形状も、この方向に支配され、ほぼ同じ方向にのびる。この方向は、また、紫尾山—高隈山—内之浦を結ぶ線状の構造であるばかりでなく、さら

に南西方、日置山地や野間岬付近の花崗岩も、同じ方向の構造支配をうけるらしく、 $N20\sim40^{\circ}$ W方向に岩体がのびる。さらに屋久島の花崗岩体についても同様である（第3図）。これらの花崗岩体の配列構造と、火崎にみられる花崗岩体内にのこる基盤構造との直接的関係は、まだ充分明らかではない。

II. 2. 11 節 理

本岩の節理は、主要な岩相の間では岩相の多少の変化にほとんど関係なく発達する。

節理は、多くの場所で比較的規則正しく発達し、連続性のある2~3方向の主要な節理と、それに付随して多少ずつ変化するいくつかの方向の節理があらわれる（図版4, 5）。

この一般的な規則性をやぶって、ミロナイト帯およびいくつかの断層に沿って、節理は混乱し、ミロナイトや断層に平行した節理があらわれる。

また、一部では、おそらく岩体の表面近くであろうが、水平に近い平面的な、あるいは水平に近く緩くうねった節理があらわれ、ときには、規則的な主要な節理と重複する。

第6図に示したように、波見—高崎間では、 $N20^{\circ}$ W, \perp ; W—E, 70° Sなどが主要な節理としてあらわれ、比較的規則正しく連続する。高崎から内之浦までの東海岸では、一変して、 $N70^{\circ}$ E, 80° N; $N20^{\circ}$ W, 80° Wなどの方向が優勢となって連続する。内之浦から西方内陸部では、坂元で、 $N30^{\circ}$ E, \perp , および水平に近い節理が優勢である。そのすぐ南の大谷では、ミロナイトがほぼこの谷すじを通るので、これに平行した $N80^{\circ}$ E, $\perp\sim70^{\circ}$ Nおよびこれにほぼ直交する $N10^{\circ}$ W, \perp などが主要な節理として優勢である。

内之浦の東方、火崎から岸良までの南東海岸では、 $N20\sim30^{\circ}$ E, 80° Nあるいは $N20\sim30^{\circ}$ E, 70° Eなどの節理が優勢である。この方向は、岸良から西方では、姫門のミロナイト帯を境に急変し、 $N20^{\circ}$ W, \perp ; $N60^{\circ}$ E, 80° Sなどの方向が優勢となる。



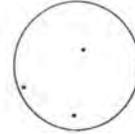
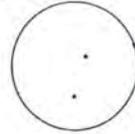
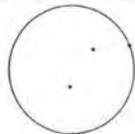
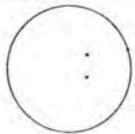
図版4 節 理
連続性があり 比較的簡単な節理系（内之浦町黒島付近）



図版5 節理
連続性があり 比較的簡単な節理系 (内之浦町長坪)

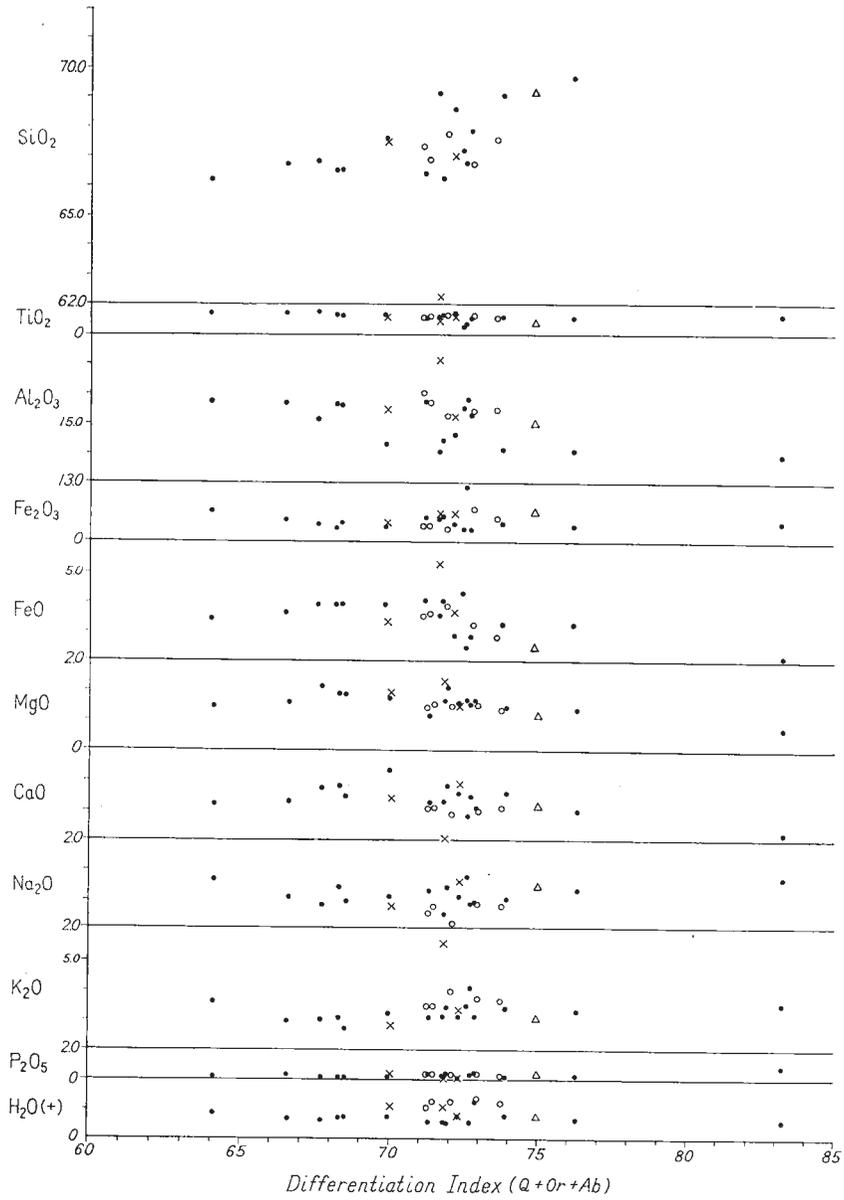


図版6 節理
断層付近でもめ 細かくなり 断層に平行する方向が優勢になる。写真の右端が断層の位置 (内之浦町高崎)



図版7 節理

複雑な節理。下方に発達するいくらか規則的な節理系と背斜構造をつくるようにみえる節理とが重複する。写真の下の図は節理面のステレオ投影、下半球へ投影されている。(内之浦町波見)



第7図 南大隅花崗岩の成分変化図

- 縦軸：各成分重量百分率
 横軸：Differentiation Index (ノルム $Q + Or + Ab$)
 符号：○ 内之浦地域
 ● 内之浦地域外の南大隅花崗岩
 × 同上 (同じ Differentiation Index の点を区別する)
 △ 日本産花崗岩質岩石 ($SiO_2 > 55\%$) の平均 (H. Hattori et al. 1960)

内之浦および岸良付近では、構造的にいくらかみだれた地域になるので、節理の規則性は顕著でない。

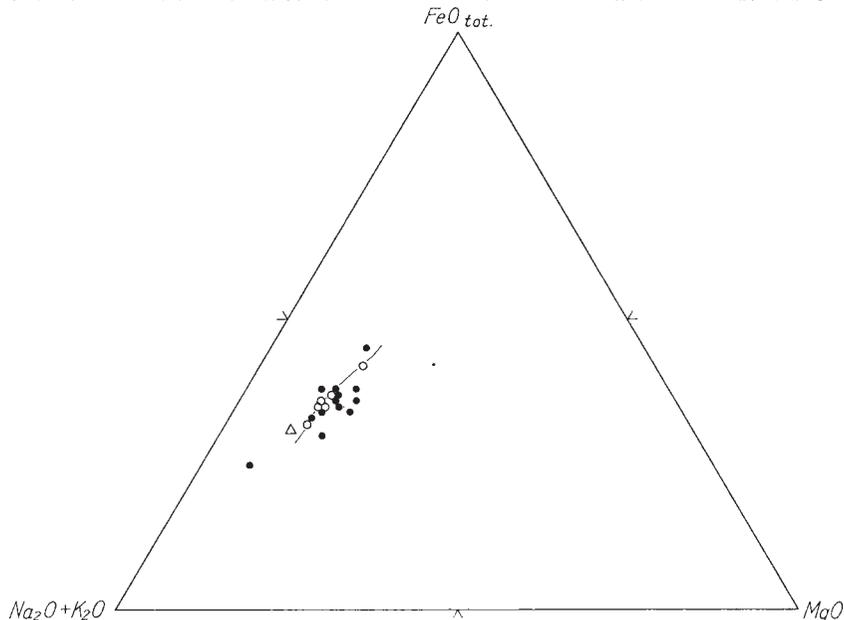
主要な節理を要約すると、内之浦地域の北西半では $N20^{\circ} W$ 、南東半では $N20\sim30^{\circ} E$ 方向が連続性のある節理として優勢である。この両地域の節理の変化は、漸移的ではなく、構造的に急変するようである。

なお、優勢な連続性のある節理のほかにも、局部的にいくつかの節理系があらわれる。高崎一内之浦間および火崎一岸良間では、小規模な断層が発達するが、これらの断層付近の節理は、細くなり、もめ、断層に平行する節理がよく発達する(図版6)。また、内之浦地域北方の波見付近では、水平に近くうねった節理と、これに重複してあらわれる主要な節理を観察することができる(図版7)。

II. 2. 12 花崗岩の化学成分

内之浦地域のアダメロ岩および花崗閃緑岩(第3図に試料採取地点)は、どの地域のものも、見かけ上の多少の相違にもかかわらず、化学成分上の変化の範囲は著しく狭い。西南日本外帯花崗岩の共通の特徴、例えば、 FeO が CaO より多いこと、 K_2O が Na_2O より多いことなどは、この地域でも著しい(Kawano et al. 1966)。

主成分についてみると、Differentiation Index (Normative $Q+Ab+Or$) は、71~74の間におちる。これは、さらに広い範囲にわたる南大隅花崗岩全体のほぼ平均値に近く、日本全体の花崗岩($SiO_2 > 55\%$)の平均成分(Hattori et al. 1960)にくらべて数%小さい(第7図)。

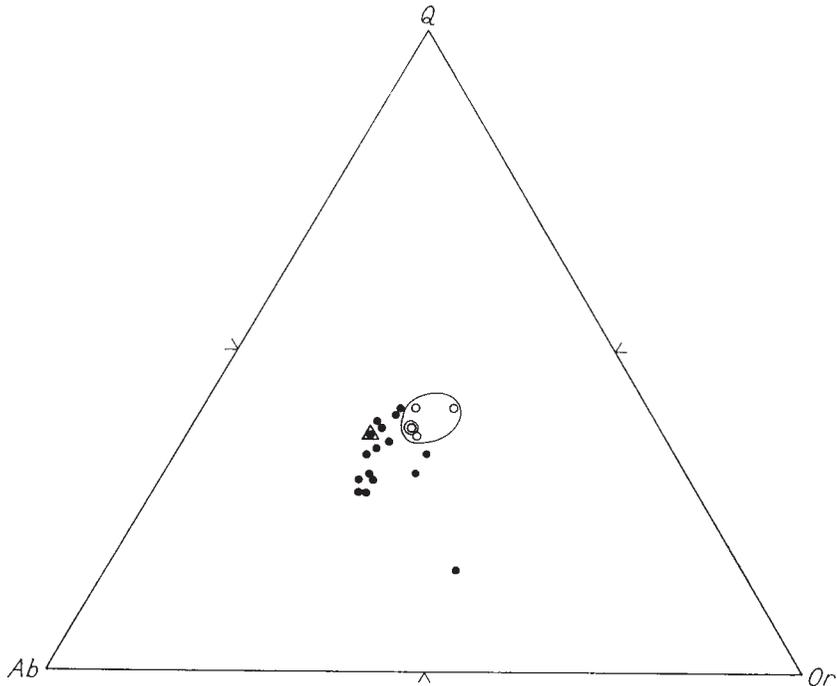


第8図 南大隅花崗岩における FeO (total) : $Na_2O + K_2O$: MgO (重量百分率) の関係図

符号は第2図に同じ

次の点は重複している

FeO total	$Na_2O + K_2O$	MgO	点数
35	53	12	3点
32	56	12	2点
35	50	15	2点
33	55	12	2点



第9図 南大隅花崗岩におけるノルムQ : Ab : Orの関係図
 符号は第2図に同じ
 次の点は重視している

Q	Ab	Or	点 数
38	37	25	2 点
26	47	27	2 点
25	49	26	2 点
38	33	29	2 点

FeOt_{tot} : Na₂O + K₂O : MgOの三角図（第8図）では、ほぼFeOt_{tot} : Na₂O + K₂O : MgO = 32 : 56 : 12の点から、同じく、42 : 43 : 15の点まで線状にならび、火成作用の類縁性を示している。

ノルムQ : Ab : Orの三角図（第9図）でも、Q : Ab : Or = 40 : 30 : 30の点付近に集中し、他の南大隅花崗岩にくらべてAbに乏しい側におちる。これは、Abに乏しいことを一般的な特徴とする西南日本外帯花崗岩のなかでもとくに著しい。

MgO : H₂O (+) の関係（第10図）をみると、MgO = 1.5%、H₂O (+) = 1.2%の付近に集中し、他の南大隅花崗岩とはいくらかはなれて、H₂O (+) に富んだ側にかたよる。

このように、内之浦地域の花崗閃緑岩およびアダメロ岩は、主化学成分の上からも、南大隅花崗岩の一部であり、そのなかで、比較的せまい範囲に集中し、いくらか特徴的な性質をもっている。

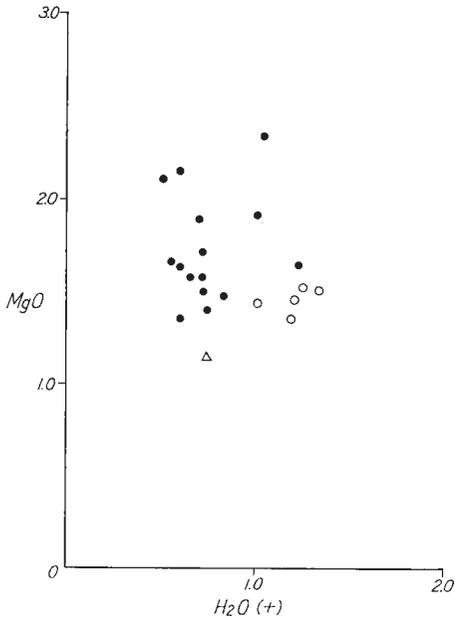
微量成分についてみると、主成分と同じく比較的せまい範囲におちる（第11図）。交代関係にある主元素との比は、かなり一定値に近い（第3表）。その原因の一つは、花崗岩の構成鉱物が単純で変化に乏しいことにあると考えられる。例えば、苦鉄鉱物は、ほとんど黒雲母なので、

第1表 大隅花崗岩の化学成分—主成分 (Kawano et al. 1966)
 (おもに内之浦地域の花崗閃緑岩～アダメロ岩、重量百分率で示す、分析者：技術部川野昌樹)

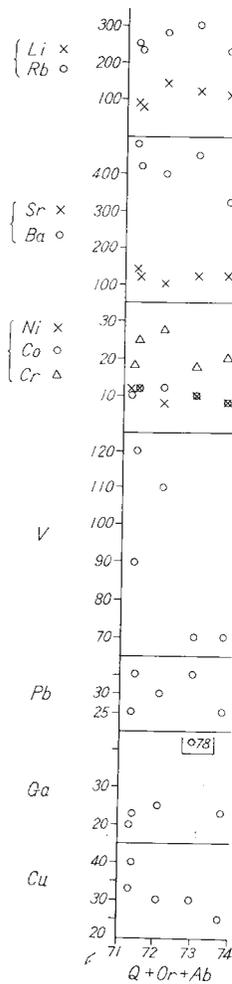
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(A)	(B)
SiO ₂	66.76	66.90	67.34	67.78	67.60	66.76	67.28	69.17
TiO ₂	.66	.66	.59	.64	.54	.70	.62	.39
Al ₂ O ₃	15.40	15.73	16.05	15.29	15.48	15.73	15.59	15.00
Fe ₂ O ₃	1.12	.59	.54	.42	.80	.79	.69	1.05
FeO	3.27	3.66	3.59	3.90	2.84	3.66	3.45	2.48
MnO	.06	.08	.08	.08	.06	.09	.07	.10
MgO	1.50	1.52	1.43	1.45	1.35	1.58	1.45	1.15
CaO	2.98	3.07	3.03	2.83	3.04	3.30	2.99	3.15
Na ₂ O	2.84	2.73	2.52	2.18	2.76	3.05	2.61	3.45
K ₂ O	3.69	3.45	3.42	3.94	3.60	2.92	3.62	3.01
P ₂ O ₅	.15	.12	.15	.11	.08	.14	.12	.13
H ₂ O(+)	1.33	1.25	1.01	1.21	1.19	.66	1.20	.74
H ₂ O(-)	.16	.18	.18	.16	.18	.23	.17	.30
Total	99.92	99.94	99.93	99.99	99.52	99.61	99.86	100.12

(Norm)								
Q	25.98	26.76	28.80	29.46	27.96	26.27	27.85	27.97
C	1.63	2.14	3.06	2.55	1.84	1.55	2.57	0.64
Or	21.70	20.59	20.03	23.37	21.15	17.25	21.37	17.81
Ab	24.12	23.07	21.50	18.35	23.59	22.50	22.03	29.20
An	13.91	14.46	14.19	13.35	14.19	16.40	13.95	14.77
Sal. tot.	87.34	87.02	87.58	87.08	88.73	83.97	87.77	90.39
En	3.71	3.81	3.61	3.61	3.11	3.94	3.61	2.86
Fs	4.22	5.28	5.41	5.80	3.83	4.70	4.87	3.22
Mt	1.62	.93	.70	.70	1.16	1.83	1.00	1.53
Il	1.21	1.21	1.06	1.21	1.06	1.34	1.18	.74
Ap	.34	.34	.34	.34	.34	3.36	.30	.30
Fem. tot.	11.10	11.57	11.12	11.66	9.50	15.17	10.96	8.65
Tot.	98.44	98.59	98.70	98.74	98.23	99.14	98.73	99.04

- (1)斑状中粒花崗閃緑岩(TN62030801) 内之浦町馬込, 国見山岩体, 岩石の記載は本文 p. 10
 (2)斑状アダメロ岩 (TN 62030711A) 内之浦町馬込, 国見山岩体, 岩石の記載は本文 p. 10
 (3)斑状中粒花崗閃緑岩 (TN 62030706) 高山町飯谷, 国見山岩体, 岩石の記載は本文 p. 9
 (4)斑状アダメロ岩 (TN 62022403) 内之浦町垂水, 国見山岩体, 岩石の記載は本文 p.10
 (5)アダメロ岩 (TN 62032001) 内之浦町姫門, 岸良岩体, 岩石の記載は本文 p. 8
 (6)斑状中粒アダメロ岩 (TN 64030405) 内之浦町辺塚, 岸良岩体(?) 岩石の記載は本文 p. 8
 (A)(1)~(5)の平均, (6)は少し位置がはなれるのでのぞく
 (B)日本産花崗岩質岩石の平均成分 (服部仁・その他, 1960)



第10図 南大隅花崗岩におけるMgO : H₂O (+) (重量百分率) の関係
 符号は第2図に同じ



第11図 南大隅花崗岩の微量成分変化図
 縦軸：微量成分 ppmで示す
 横軸：Differentiation Index

Mg, Feとそれに交代関係にあるLi, Ni, CoおよびCrのそれぞれの比は、一定に近くなるのであろう。

日本の他の花崗岩に較べると、Ba, SrおよびBは少ない。とくに、Bが少ないのは異様な印象をうける。なぜなら、内之浦地域の花崗岩は、特徴的に電気石アプライトをもっているからである。おそらく、Bは、アプライトに濃集して、花崗岩そのものには乏しくなったのであろう。Liは比較的多い。

第2表 南大隅花崗岩の化学成分—微量成分 (Kawano et al. 1966)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Li	120	80	90	140	110
Rb	300	230	250	280	230
Sr	120	120	140	100	120
Ba	450	420	480	400	320
Ni	10	12	12	8	8
Co	10	12	10	12	8
Cr	18	25	18	28	20
V	70	120	90	110	70
Pb	35	35	25	30	25
Ga	78	23	20	25	23
B	—	12	—	8	—
Cu	30	40	35	30	25

(1)―(5)は第1表の相当番号に同じ
分析者：技術部 高橋 清

第3表 南大隅花崗岩における微量成分と主成分の比 (Kawano et al. 1966)

Ratio	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Li/Mg	13.3	8.6	10.5	16.1	13.6
Li/Mg+Fe	2.9	1.9	2.2	3.3	3.1
Rb/K	9.8	8.0	8.8	8.6	7.7
Sr/Ca	5.6	3.9	6.5	5.0	5.5
Ni/Mg	1.1	1.3	1.4	0.9	1.0
Ni/Mg+Fe	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2
Co/Mg+Fe	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2
Cr/Mg+Fe	0.4	0.6	0.4	0.7	0.6
Ga/Al	1.0	0.3	0.2	0.3	0.3
Pb/K	1.2	1.2	0.9	0.9	0.8

(1)―(5)は第1表の相当番号に同じ

II. 2. 13 深成作用

岸良岩体と国見山岩体は、その大部分の岩相は著しく類似している。両岩体において、大半をしめる花崗閃緑岩～アダメロ岩系についていうと、斑状中粒花崗閃緑岩が、斑状に添加されてくる微斜長石と石英とによって変化し、つくり出される系列である。岩石は、添加される微斜長石と石英の量によって、漸移的に変化する。

ところで、この花崗閃緑岩～アダメロ岩系列には、普遍的に細粒の黒雲母クロットをふくむ。黒雲母クロットは、斜長石と共生する場合があり、もともと黒雲母・斜長石の組み合わせのようである。その原岩はよくわからないが、残存鉱物様の輝石や角閃石をふくむことがあり、中性～塩基性火成岩と推定される。

クロットは、全岩に普遍的にあること、および周囲の花崗閃緑岩～アダメロ岩にはっきりし

た境界なしに漸移することから、花崗閃緑岩～アダメロ岩の火成作用の一部かあるいは密接な関係のある先駆的な火成作用に関係すると考えられる。

いわゆる塩基性包有物は、この系列といくらかちがうと思われる。なぜなら、形が角ばっていることが多く、境界はかなり鋭く、分布もクロットほど普遍的ではない。このような包有物は、花崗岩の火成作用の一部ではあるが、局所的な火成岩の破片で、全体の岩石系列に影響しているものではないようである。

また、柘榴石などをふくむ広域変成岩質の包有物は、量的に著しく少ないので、この岩石系列の初源的な起源の問題には関係するかもしれないが、現在の花崗閃緑岩～アダメロ岩の系列的变化には、直接には大きな影響をあたえるものではないと考えられる。

以上要約すると、主要な岩系については、（塩基性火成岩）→斑状中粒花崗閃緑岩→粗粒花崗閃緑岩→アダメロ岩

という変化系列をたどることができる。

構造上からみると、広域変成岩質包有物のつくる縞状構造と花崗岩の配列がほぼ平行することは著しい事実である。その方向が、九州南部の一般的な地質構造方向、東北東—西南西方向とも、琉球弧の方向とも斜交することは興味をひく。

岸良・国見山両岩体の関係については、充分確実な結論を出すことはできない。両岩体をわかかつ内之浦ミロナイト帯は、そのなかにアプライトやアダメロ岩が多く、花崗岩の深成作用の末期にできたことはアプライトとの関係からも明らかである。それ故、ミロナイトの形成は、両岩体の成因的区分に無関係で、両岩体はもともと一統きの岩体であったのかもしれない。また、節理や岩相にいくらか異なる点があっても、類似性もまた著しく多いので、異なる深成作用に属するという積極的な証拠にはなりにくい。

両岩体の接触は、ミロナイト帯がはさまるので直接みることができない。国見山岩体は周縁相らしい岩相がミロナイト帯付近に分布する。国見山岩体は、内之浦地域西方湯谷で四十層群をつらぬくが、ここでも、アプライト脈がまし、せまい幅ながらミロナイト帯が形成されている。これは、岸良岩体の貫入型式がたしかめられていないので、国見山岩体が岸良岩体に貫入したという決定的な証拠にはならないが、かなりそれを支持するものと考えられる。

カリウム・アルゴン年令について、その内容には、例えば測定数の少ないことなど検討の余地がのこっている。しかし、両岩体の差は著しい。

本稿では、以上のような事情を考慮に入れて、一応、国見山岩体が岸良岩体をつらぬくものと考えておく。

II. 3 岩 脈

内之浦地域の花崗岩には、アプライトおよび石英脈をのぞくと、岩脈類はほとんど認められていない。ただ1カ所、大谷に沿う内之浦ミロナイト帯の乙田で流紋岩脈がみだされる。

乙田では、わずかにミロナイト構造の認められる花崗閃緑岩をつらぬいて、緻密でうすい灰

色の流紋岩質の、幅20cm, 30cm, 45cmなど、数脈が平行して分布する。流紋岩脈は、ほぼN75° E方向、垂直で、この方向は、付近の内之浦ミロナイト帯の構造方向に一致する。肉眼的には、周縁急冷相の発達は著しくない。また、肉眼的にも、鏡下でも、ミロナイト化作用の影響は、まったくない。

流紋岩 (TN62031401B) : 内之浦町乙田

鏡下でみると、本岩は、石英の斑晶と、石英およびカリ長石の石基からなる。斑晶の石英は、大きさ0.5~0.8mm, 融食された自形を示す。石基は、完品質、著しく細粒で0.1mm, あるいはそれ以下の石英とカリ長石の小粒からなり、文象構造が著しい。石基には少量の黒雲母が散点する。この黒雲母は緑色でほとんど無色、Y, Z: 淡い草緑色の多色性が著しい。

II. 4 火山源噴出物

この図幅地域内の山地を広くおおい新生代の各種火山源噴出物がおおむね1~3m, ときにはこれ以上の厚さで堆積している。花崗岩の風化面の上に不整合に載り、下位から大隅降下軽石層・大隅軽石流・ローム層（下部ローム層・中部ローム層および上部ローム層）・開聞火山噴出物（スコリア層・降下軽石層および褐色火山灰層）および黒色火山灰層に分けることができずとも不整合である。これらの堆積物は海岸線に沿った山地では一般に厚くなく、ほとんど上部ローム層およびこれ以上の地層からなり、また花崗岩の白色岩体が累々と突出して見られることがまれではない。これは侵食が比較的激しいので山地の傾斜が急なためと思われる。これに反し内陸の山地は一般にローム層以上の地層で厚くおおわれ、また樹木が繁茂し、露出は非常に少なく自動車道路に沿った切割以外にはほとんどないといって過言ではない。また中部ローム層およびこれ以下の地層が見られるのはほとんど内陸の山地に限られている。このような地質分布を図上に表現するのは非常に難しいので、ローム層以上の地層はほとんど省略することとし、基盤の岩石の種類が推察し難い程度にローム層の分布が広いものだけを示すことにした。このローム層は特徴ある色、構成物質その他から、鹿屋地方の新期ローム層に対比されるもので、更新世最後期の堆積物と考えられている。ローム層の下位にある大隅降下軽石層および大隅軽石流については、隣接諸地域の調査結果¹⁷⁾¹⁸⁾からすでに知られているように、始良カルデラから噴出および流出したもので、更新世後期の堆積物である。開聞火山噴出物および黒色火山灰層は現世の堆積物と考えられているが⁹⁾、これは北隣の志布志図幅地域内の志布志湾西岸に連なる砂丘地帯で黒色火山灰層中から、また西隣の大根占図幅地域内の吾平町立元原で開聞火山噴出物の降下軽石中から、それぞれ縄文式後期の土器を産し、かつ下位のローム層との間の不整合が著しいからである。

以上の諸地層は著しく起伏した斜面の上に次々と堆積した場合がほとんどであるから、各単層の厚さが一定せず、また堆積当時の正確な厚さを算定するのはかなり難しい。

II. 4. 1 大隅降下軽石層

これは始良カルデラの形成後に同カルデラから噴出したもので、大隅半島一帯に広く分布

し、鹿屋付近では“バラス”，志布志付近では“ウズラ”，宮崎県福島付近では“ザレ”と俗称されているものの一部であるが、この図幅地域内では噴出源から遠いためあまり厚くはなく、また軽石の形も小さい。はじめ当時の山地の起伏を広くおおい堆積したのであるが、現在ではほとんど削剝され局部的にしか残っていない。

筆者が踏査した限りでは次の場所にみいだした。内之浦から長坪を越える峠から北方直距600mのバス道路際では、道路に沿い長さ20mの間に露われ、高さは3m+あり、中部ローム層により不整合におおわれている。米～小豆大の角張った軽石の集積からなり、軽石の分級は良く堆積物全体として孔隙に富み、軽石は風化作用をうけ黄色を呈する。またこの付近の山間の小路にも同様の露出がある。また内之浦西方の坂元・馬込・赤木屋・江平および上原などにおいて点々と露出がみられ、これらは花崗岩の風化面の上に載り、大隅軽石流・下部ロームあるいは中部ローム層などに不整合におおわれ、厚さは1～2mあるいはときにそれ以上あり岩相は前者と同様である。まれに水平の層理を示し非常によく成層し、ときに偽層を示す部分の本層の上に載ることがあるが、これは河川による再堆積物である。しかし岩体は小さいので地質図幅では示してない。また次に述べる軽石流岩体の下位にも本層が露われているが、地質図幅では省略してある。

この軽石を鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・石英および紫蘇輝石からなる。斜長石は中性～曹灰長石に属し、柱状または破片状でやや円味を帯び、清純で包有物に乏しく累帯構造が著しい。石英は不定形で著しい融食を受けており清透である。紫蘇輝石は柱状または破片状を示し、淡褐～淡緑色の著しい多色性がみられる。ほかに微斑晶として磁鉄鉱を伴う。石基はまったくのガラス質で軽石構造を呈する。

II. 4. 2 大隅軽石流

これは始良カルデラ内から前記降下軽石のほとんど噴出直後に流出したもので、大隅半島北部中部に広く分布し、ことに鹿屋から志布志までの間には、ほぼ平坦で緩傾斜のシラス台地が広大な面積を占めている。この流出当時にその延長が現在有明湾になっている部分を迂廻し、内之浦まで達し、当時の谷間を填めたと推察されるが、現在ではほとんどすべて削剝され、わずかに2カ所みいだされるに過ぎない。

内之浦西方の馬込ではトラック道路に沿い高さ3～4mで数10mの間に露われ、下位の岩石は見られないが、軽石流の上には下部ローム層以上の地層が載っている。この軽石流は非熔結でやや堅く締った灰白色の基質中に鶏卵大以下の円くなった大小不定の軽石塊が散在しており、節理は見られない。ここから南東方1.2kmを隔てた江平では道路に沿い数mの間に露われ、厚さ1m+の大隅降下軽石層の上に載り中部ローム層におおわれ、岩相は前者と同じで厚さは1.8m内外である。

II. 4. 3 ローム層

大隅半島に広く分布するローム層の標式地⁴⁾は鹿屋付近一帯のシラス台地であって、ここで

は新期ローム層と呼ばれ、下部・中部および上部の各ローム層に分けることができ、おのおの不整合であって、各単層は色、構成物質その他にそれぞれ特徴をもっている。またここではほとんど水平に堆積しているので、堆積当時の厚さを算定することができる。しかしこの図幅地域内ではほとんど急傾斜の山地に堆積したため厚薄が常ではなく、また前述のように上部ローム層から上の地層が見られるのが普通で、この下位に中部ローム層が見られるのはまれであり、下部ローム層の認められる場合はきわめて少ない。

下部ローム層

筆者が観察した限りでは水尻^{たるみず}一垂水間のバス道路際、馬込付近のトラック道路に沿った2カ所、川口北方のバス道路際などのわずかの場所で認め得たに過ぎない。厚さは30～100cmあり、主として褐色の風化火山灰からなり、上限に厚さ5～10cmの黒色帯があり、また風化面を示す顕著な柱状節理を有する。

中部ローム層

この図幅地域内の諸所でみられ、下部ローム層の上に不整合に載っている。厚さは30～50cmでまれに1mを超えることがある。主として褐色の風化火山灰からなるが、上限に黒色帯の見られる場合は少なく、風化面も下部ロームほど著しくない。

下部・中部両ローム層を通じ、鹿屋・志布志地方では基底部に軽石が散点するのが常であるが、この図幅地域内ではほとんど認め得なかった。

上部ローム層

これはこの図幅地域内の山地で花崗岩の風化面の上に直接載り、至るところで見ることができる。中部ローム層の上に載る場合は不整合である。特徴ある橙黄色の風化火山灰と、その下位の米～小豆大で同色の軽石層とからなり、その比はおおよそ2:1であって、両者の境は漸移する。この図幅地域内で、南北方向における本層の厚さや軽石の粒径などの変化を考えると、著しい傾向はみられないが一般に南部よりも北部の方がやや厚く、また軽石の粒径もやや大きいようである。

II. 4. 4 開開火山噴出物

主として降下軽石の集積からなり、その下位にスコリア層、上位に褐色火山灰層を伴うが、この両者の分布は普遍的ではない。降下軽石の厚さは一般に30～80cmで、まれに安山岩火山礫を含む。図幅地域内の南北方向における降下軽石の厚さおよび粒径の変化をみると、内之浦から南の長坪にかけて一般に厚く40～80cmあり、また軽石も大きく小豆～うずら豆大でときにお多福豆大のものがあり、基盤の起伏に平行しよく成層しているが、これからさらに南方に向かうほど薄くかつ粒径も小さくなり、船木付近では厚さ30～60cmで軽石は米～小豆大である。また北に向かって次第に薄くかつ粒径も小さくなり、図幅地域北縁部では厚さ20～30cm

で軽石は米～小豆大となる。なお広瀬川や大谷川（待金上流の川）の沿岸では本層がよく分級されかつ水平に成層してみいだされることがあるが、山地に堆積した降下軽石が洗い落され河川により再堆積したものである。

またおおむね内之浦付近から以北ではこの上に厚さ10～50cmの褐色火山灰が載っており、また赤木屋・江平・上原および鍋浦などにかけて基底に厚さ5cm以下で米～小豆大のスコリアを伴っている。

II. 4. 5 黒色火山灰層

これは現在における地表の起伏にほぼ平行し、沖積層を除く地表の最上位に堆積し、厚さは30～100cmで、黒色粗鬆の火山灰からなり、本層の起源についてはおそらく開闢火山に、一部は桜島火山に由来するといわれている。この図幅地域内における厚さの変化についてはとくに著しい傾向はみられないようである。

II. 5 沖 積 層

内之浦および岸良の低地にわずかに発達する。おもに砂・粘土および礫からなる。河岸段丘や崖錐堆積物の発達は、著しく貧弱である。

文 献

- 1) 荒牧盛雄・宇井忠英（1966）：阿多火砕流と阿多カルデラ，地質雑，vol. 72, no. 7, p. 337～349
- 2) ARITA T. (1954) ; The geologic structure of Kagoshima Prefecture, Kyushu district. Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 1, no. 2, p. 121～131.
- 3) 橋本 勇・その他（1956）：九州南部の時代未詳層群，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，3号，p. 80～85
- 4) 郷原保真・小森長生（1961）：鹿児島島大隅半島の第四紀層，資源研い報，no. 54～55, p. 176～190
- 5) HATTORI H. et al. (1960) :On the chemical composition of granitic rocks of Japan. *Rep. Intern. Geol. Congr. 21 Session, Norden. Part14,* p. 40～46.
- 6) 鹿児島県庁（1952）：20万分の1鹿児島県地質図および説明書，鹿児島県庁
- 7) 河内洋佑（1961）：南九州地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床，地調報告，no. 160
- 8) KAWANO, M. et al. (1966) : Petrochemistry of Minami-osumi Granite in the Uchinoura Area, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 17, no. 9, p.533～541.
- 9) 河野義礼・植田良夫（1964）：本邦産火成岩のK-A dating (1) , 岩鉱，vol. 51, no. 4, p. 127～148

- 10) 桑野幸夫・その他 (1959) : 大隅半島の地質 (予報), 資源研い報, no. 49, p. 59~81
- 11) MILLER J. A. et al. (1962) : Potassium-Argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 13, no. 8, p. 712~714.
- 12) 宮久三千年 (1958) : 西南日本外帯とくに九州および四国の第三紀貫入岩類と金属鉍床区, 愛媛大紀要, 第2部, vol. 3, no.1, p. 145~157
- 13) 桃井 齊 (1958) : 九州第三紀花崗岩類のRa含有量, 岩鉍, vol. 42, no. 6, p. 302~308
- 14) 大庭 昇 (1960) : 南大隅花崗岩, 資源研い報, no. 52~53, p. 127~135
- 15) 大庭 昇 (1961) : 大隅花崗岩の岩石化学的研究, 特にその不均質性と片状構造, 資源研い報, no. 54~55, p. 191~201
- 16) 大庭 昇 (1962) : 大隅花崗岩における汚染影響, 資源研い報, no. 56~57, p. 148~152
- 17) OBA N. (1965) : The heterogeneity on the Osumi Granodiorite. *Sci. Rep. Kagoshima Univ.*, no. 14, p. 59~70.
- 18) 太田良平・河内洋佑 (1965) : 5万分の1地質図幅「鹿屋」, および同説明書, 地調
- 19) 太田良平・木野義人 (1965) : 5万分の1地質図幅「志布志」, および同説明書, 地調
- 20) 太田良平・竹崎徳男 (1966) : シラスに関する諸問題, 地学雑誌, vol. 75, no. 1, p. 1~10
- 21) 鈴木 醇 (1937) : 西南日本外帯及び琉球列島に発達せる花崗岩質岩石に就いて, 地質雑, vol. 44, no. 526, p. 625~660
- 22) Suzuki Y. (1954) : On the relations between the mineral and chemical compositions of some acid plutonics in Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4 vol. 8, no. 4, p. 431~450.
- 23) 滝本 清 (1941) : 本邦における錫鉍の運鉍岩たる花崗岩の化学成分, 岩鉍, vol. 26, no. 2, p. 78~89

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kagoshima (15) NO. 102**GEOLOGY
OF THE
UCHINOURA DISTRICT**

By

Tamotsu NOZAWA and Ryohei OTA

(Written in 1966)

(Abstract)

GEOLOGY

The Uchinoura area lies on the southeastern coast of the Ōsumi peninsula, south Kyushu, Japan.

Topographic relief in this region is relatively steep in contrast to moderate and smooth relief in the middle and northern Ōsumi peninsula. The highest peak is more than 900 m above sea level.

Rocks exposed here is mostly granitic rocks, named Minami-ōsumi granite, which comprise tonalite, granodiorite, adamellite, fine-grained granite and aplite. Deposits of volcanic origin cover thinly and widely these granite. Alluvium deposits are found poorly in some coastal regions.

Minami-ōsumi granite

Minami-ōsumi granite is the greatest one of the Outer Zone granite of southwest

Japan. It is intruded into so-called Shimanto group of late Mesozoic or early Tertiary age. Generally speaking, it is medium-grained and light-colored granodiorite~adamellite. In most cases, dark-colored clots of biotite are contained with or without diopside or colorless hornblende. Ovoidal xenoliths, mainly of porphyritic diorite, are found occasionally. It is a remarkable fact that inclusions of schist as biotite schist, spinel-garnet-biotite schist, sillimanite-spinel-biotite schist or diopside quartz schist are found very often. Besides, garnet and spinel are contained through the granite as isolated crystal. Aplite, of vein or massive form, develops abundantly and contains characteristically tourmaline crystals.

Chemically, in comparison with the average composition of granitic rocks in Japan, it is relatively rich in alkali. K_2O surpasses Na_2O and FeO surpasses CaO .

Potassium-argon age of the Minami-ōsumi granite is determined on three samples, among which one from the northern part of the Uchinoura area is about 14 million years and the other two from the southern part of the Uchinoura area are about 21 million years. Geologic relation corresponding to the isotopic age difference is not yet established.

The Minami-ōsumi granite in the Uchinoura area is divided into two by a mylonite zone called Uchinoura mylonite zone. The northern one is called Kunimiyama massif and the southern one, Kishira massif.

Kishira massif

It is composed of granitic rocks ranging from adamellite to granodiorite. In most cases, its rock-forming minerals are common to every rock type and are biotite, microcline, plagioclase and quartz as essential component and iron ore, apatite and zircon as accessory component.

Main rock types of the Kishira massif are as follows;

- Medium-grained granodiorite.
- Porphyritic granodiorite ~ adamellite.
- Adamellite.
- Light-colored coarse-grained adamellite.
- Aplite.
- “Kawaguchi” tonalite.

Kunimiyama massif

Its rock types are mostly common to the Kishira massif, but is a little different as for minor intrusives, such as massive aplite or “Hoyoshidake” fine-grained granite. In the Kunimiyama massif, there are exposed several masses of “Hoyoshidake” fine-grained granite but there is no massive aplite. It is just contrary to the Kishira massif. Besides, as for main rock types, light-colored coarse-grained adamellite is poorly developed in the Kunimiyama massif. In other points. The Kunimiyama massif is quite similar to the Kishira massif.

“Hoyoshidake” fine-grained granite

On the top of Mt. Hoyoshidake and its southeastern slope, a round shaped mass, about 2 km across, of fine-grained granitic rocks is exposed. It is mainly made up of fine-grained granite accompanying small quantities of fine-grained tonalite and fine-grained granodiorite. Similar mass is found in Tsubusa, in a smaller mass. The relation to the surrounding Kunimiyama massif is gradual.

The main rock type, fine-grained granite, is porphyritic with plagioclase phenocryst and has similar mineral component to other Kunimiyama massif. Its features of clots and inclusions are similar, too.

“Kawaguchi” tonalite

In the west of Kawaguchi, there are exposed fine-grained and dark-colored granitic rocks. It is a round shaped mass about 2 km across. It is composed of tonalite, granodiorite and adamellite which are transitional to each other. The most dark-colored and fine-grained type of the Kawaguchi tonalite is biotite hornblende tonalite and other types are transitional types to the surrounding Kishira massif, respectively. Abundant clots are to be found in the Kawaguchi tonalite, such as diopside-colorless hornblende-biotite-plagioclase clots, colorless hornblende-biotite-plagioclase clots, biotite clots, etc.

So-called basic inclusions

Round shaped dark-colored inclusions of various size, 0.5~50.0 cm across, are included widely throughout the whole granite regardless to rock type. They comprise various rock types ranging gradually from fine-grained diorite to granodiorite, in which porphyritic texture is predominant. Transition of diorite into granodiorite may be due to impregnation of quartz and microcline from the host granite. Diopside or colorless hornblende and spinel-aggregation are included.

Inclusions derived from regional metamorphic rocks

Schistose rock fragments, mostly round shaped, 1~30 cm across, and rarely lense- or platy-shaped, more than 10 m long, are included throughout the granite. Their main mineral association is as follows:

Biotite-sillimanite-spinel-plagioclase.

Biotite-garnet-plagioclase-quartz.

Diopside-quartz.

Colorless hornblende-quartz (-plagioclase).

Inclusions derived from pelitic schist is most abundant. The abundance of these inclusions is one of the characteristic features of granitic rocks in the Outer Zone of Southwest Japan.

Aplite

Aplitic veins are abundant throughout the granite. Besides veins, there are several

masses of massive aplite, several decimeters across, at Korase, Kawaguchi, etc. Both contain characteristically tourmaline, of ten forming tourmaline-quartz druse.

“Uchinoura” mylonite zone

Near the midst of the Uchinoura area, a narrow mylonitic zone transcuts the granite, running nearly from east to west. In the southern part of the mylonite zone, aplitic rocks are abundant among which some are mylonitized and others are not.

Banded structure

Generally speaking, parallel structure is poor in the granite, but in the peninsula of Hisaki, parallel structure caused by banded biotite zone or quartz zone develops in the direction of N450° W, nearly vertically. This direction is parallel to the arrangement of granitic rocks in the southern part of Kyushu.

Joint

Joint in the granite seems to develop nearly regardless to rock type. It is especially regular in the Kishira massif. Predominating direction is, in the Kunimiyama massif, N20 ~ 30° W and, in the Kishira massif, N30° E.

Chemical composition

The chemical character of granite in the Uchinoura area is common to the Outer zone granite of Southwest Japan. It is rich in alkali especially in potassium, and FeO surpasses CaO. As for minor constituents, in comparison with other granitic rocks in Japan, it is poor in content of barium, strontium and boron. The scantiness of boron seems incompatible to the abundance of tourmaline in the aplite. Probably boron may concentrate to aplite from the host granite too exceedingly.

Plutonism

The intrusion of granite in the Uchinoura area may be of Miocene, Tertiary age. Its succession of rock types is summarized as follows:

(basic igneous rocks)-medium-grained porphyritic granodiorite—coarse-grained granodiorite-adamellite.

In this series, basic igneous rocks mean original rock of clots in the granite, which often contains diopside or hornblende.

The relation between the Kishira and Kunimiyama massif is not yet established. But probably the Kunimiyama massif might have been intruded into the Kishira massif, because near the Uchinoura mylonite zone, fine-grained types predominate in the Kunimiyama massif but any marginal facies change is difficult to be found in the Kishira massif.

Dyke

Dyke is quite rare except aplite or quartz vein, but exceptionally, a group of rhyolite

dyke is found in Otoda in the Uchinoura mylonite zone. It is composed of several dykes, 20~50 cm wide, grey colored, without distinct chilled margin. The dykes run parallel in N75° E direction.

Quaternary volcanics

At the end of Pleistocene, Ōsumi pumice fall from Aira volcano covered the erosion surface of granite with the thickness of 2~3 meter, being composed of pumice of rice to red bean in size. Ōsumi pumice flowed out immediately after Ōsumi pumice fall. The pumice flow is remarkably vesiculated, being white colored and fragile. The Aira volcano, in the northern part of present Kagoshima bay, is well known for its huge caldera and its peculiar type of activity. At present the pumice fall deposits can be found at several places near Uchinoura town and the pumice flow deposits at two places.

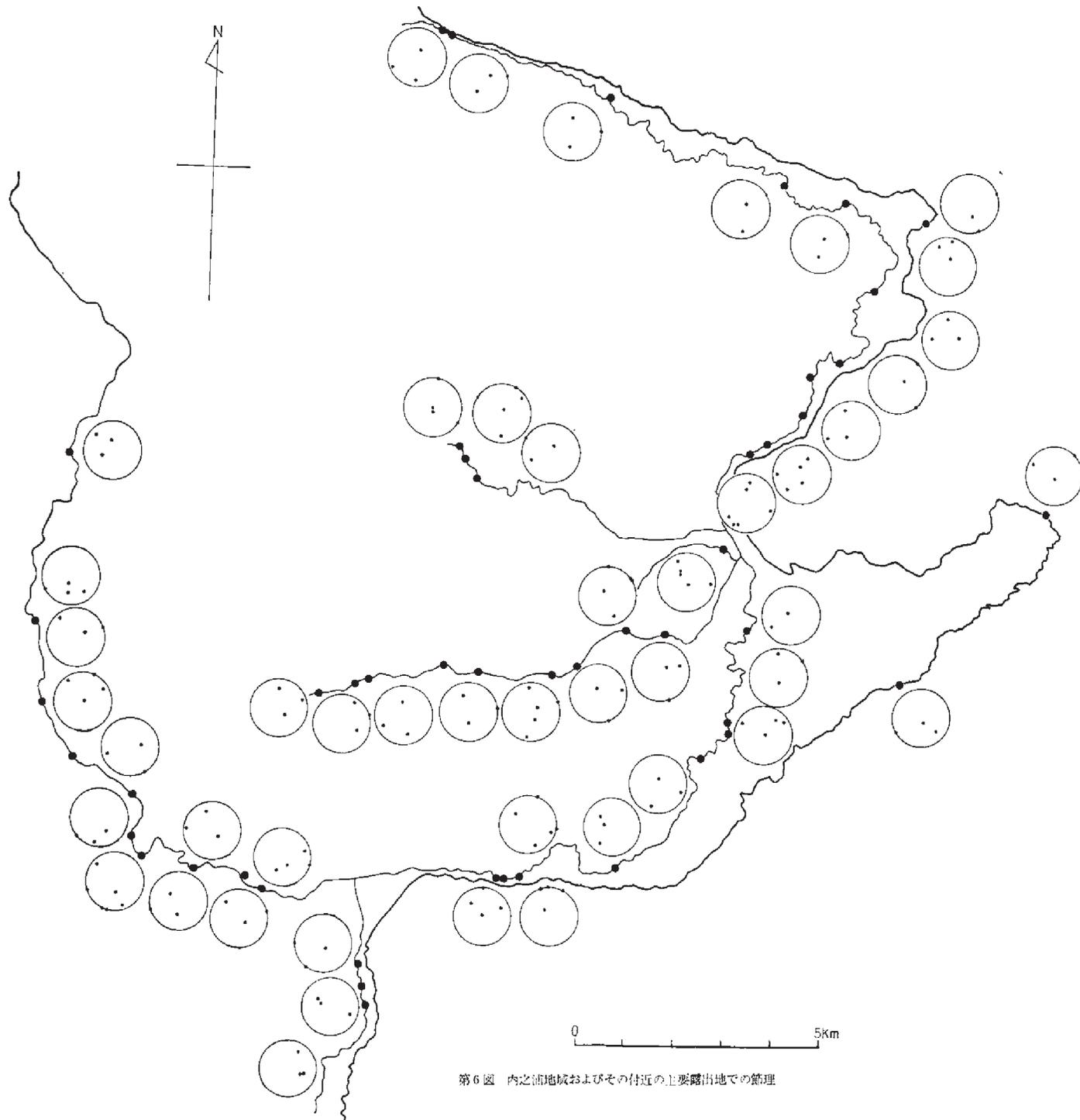
Afterwards, various deposits of volcanic origin such as loam (upper, middle and lower beds), ejecta of Kaimon volcano (scoria bed, pumice fall bed and brown volcanic ash bed) and black volcanic ash bed accumulated all over the area one after another. They are 1~3 meters altogether in thickness. But, they are omitted from the map, except comparatively thick deposits. The ejecta of Kaimon volcano are of Recent, because some straw pattern potteries were discovered in them.

昭和42年 3 月 13 日 印刷
昭和42年 3 月 20 日 発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 小 宮 山 幸 造
印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1967, Geological Survey of Japan



第6図 内之湖地域およびその付近の主要露出地での節理