

西南日本内帯の後期中生代岩脈群の 地質学的・岩石学的研究*

横 山 俊 治

Geological and Petrological Studies of Late Mesozoic Dyke Swarms in the Inner Zone of Southwest Japan

By

Shunji YOKOYAMA

ABSTRACT : Late Mesozoic igneous activity in the inner zone of Southwest Japan occurs in three modes, eruption of volcanic rocks, emplacement of plutonic rocks and intrusion of dykes as swarms. This paper presents the results of detail studies of geology and petrology of dykes in Shodoshima and the regional correlation of dykes in Southwest Japan.

Dykes can be divided into five distinguishable generations with reference to intrusive age. These five dyke generations correspond to five cycles of rhythmic magmatism from basic to acid.

The dyke-activity of five generations, especially, are closely related to Late Cretaceous plutonic activity in space and time. Dykes of the earlier three generations intruded in the closing stage of plutonic activity in the Ryoke and Sanyo belts, namely showing synplutonism. Though dykes of the later two generations took place after the plutonic activity ceased, dykes belonging to these generations are also placed in the Ryoke and Sanyo belts.

The detail studies of time relationships between intrusion of dykes and cooling history of plutonic rocks have been performed in Shodoshima. Dykes of the first and second generations occur in the Tanoura Gabbroic Complex and the Yoshino Granodiorite belonging to the synkinematic granites which are characterized by development of E-W-trending gneissosity (approximately correlative to the Younger Ryoke Granites). These dykes took place before the formation of gneissosity. Complete cooling-consolidation of the Tanoura Gabbroic Complex was nearly contemporaneous with the formation of gneissosity. However plutonic activity of the Yoshino Granodiorite took place continuously until the latest stage of dyke-activity of the third generation, and was nearly contemporaneous with that of the Shodoshima Adamellite belonging to the post-kinematic granites in the Sanyo belt which free from any apparent sign of the regional deformation. Thus dykes of the third generation run across the gneissosity of the Yoshino Granodiorite, and some of them show typical synplutonism in the Yoshino Granodiorite and the Shodoshima Adamellite.

* Doctoral thesis (Science) presented to the Hiroshima University in 1980

目 次

I. 前書	2
II. 小豆島の岩脈群	4
A. 深成岩類	4
1. 深成岩類の岩石記載	4
2. 深成岩類の片麻構造	14
B. 岩脈類	17
1. 岩脈類の地質	17
2. 岩脈類の岩石記載	24
3. 活動期を異にする岩脈の貫入関係	26
C. 深成岩中における岩脈の産状	28
1. 接触部の特徴	28
2. 岩脈への深成岩物質の浸潤	29
D. まとめと考察	33
1. 小豆島における深成岩類の冷却史の中での岩脈活動の位置	33
2. 岩脈へ浸潤した深成岩物質の成因	37
III. 西南日本内帯の岩脈群 — 小豆島の岩脈群との対比 —	38
IV. 結論	48
参考文献	49

I. 前 書

西南日本内帯の後期中生代～古第三紀火成活動は、火砕岩類を主体とする多量の火山岩類の噴出と深成岩類の巨大岩体の進入によって特徴づけられるといわれてきた。

近年の研究は、これら両者の密接な存在関係や火山岩類から深成岩類へという活動の規則性(西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; ICHIKAWA et al. 1968; 村上, 1973, 1974; MURAKAMI, 1974), 両者の岩石化学的類似性(今岡・村上, 1979)などを明らかにしてきた。そして、その背景にたつて、火山岩類と深成岩類とを同一マグマの出現形態の違いとみる説明〔volcano-plutonic association (USTIYEV, 1965; BRANCH, 1967)〕も与えられてきた(たとえば, 村上, 1973)。

西南日本内帯には、また、フェルサイト・石英斑岩・花崗斑岩などの岩石名で記載しうる岩質の酸性岩脈や、ランプロファイア・ヒン岩・輝緑岩・閃緑ヒン岩などの岩石名で記載しうる岩質の中性～塩基性岩脈が発達することが知られている(佐藤, 1932; 河野・岸田, 1940; 平山, 1951; 村上, 1959, 1960, 1973; 山田, 1961; 村山・大沢, 1961; 吉田(博), 1961; OOSHIMA, 1964; YOSHIDA, 1965; 山口県, 1968; 宮久・平岡; 1970; 本間, 1975; 大原, 1976; 氏家, 1977; 1978; UJIKE, 1978, 1979; 横山ら, 1976; 横山, 1979; 吉田(勝)ら, 1979など)。これらの岩脈類の多くもまた後期中生代～古第三紀に活動したものであることが明らかにされている。しかしながら、岩脈類の研究は火山岩類や深成岩類の研究と比較して著しく

遅れている。このような状況は、西南日本内帯に限ったことではなく、筆者の知る限りでは、同時期の火成活動がみられる環太平洋の他の地域においても同様であるらしい。この研究の対象は西南日本内帯に分布するこれらの岩脈類である。

佐藤(1932)は、香川県大川郡白鳥の塩基性岩脈について、花崗岩マグマからの塩基性分化物であろう、と述べている。石英斑岩・花崗斑岩といった酸性岩脈についてもアブライト脈と同系列で、花崗岩マグマからの直接の分化物であろうとする考えがある。また岩脈類は火山岩類の活動と一連のもので、火山岩類の上昇通路の一部であるという解釈もなされてきた(西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; 宮久・平岡, 1970)。しかしながら、これらの研究は、岩脈類のもつさまざまな属性についての詳細な解析を背景とするものではなかった。火山岩類や深成岩類の分布・岩石学的性質が岩脈のそれらとどのように対応するかを明らかにし、相互の活動の時間的関係を解くことをまず必要とするであろう。しかしながら、これまで、岩脈は小岩体でしか存在しないという理由から地質図に表現されなかったり、観察された岩脈のうち何本かだけが極端に強調されて地質図に表現されたりするという状況であった。ここには岩脈活動の実態を正確に把握しようという姿勢はみられない。このような岩脈が注目を集めるようになったのはここ数年のことである。それは、今日の構造地質学は造構応力場の復元を重要な課題としているのであるが、岩脈がその解析手段として有効であると考えられるようになってきた(中村・宇井, 1973, 1975; NAKAMURA, 1977)ことに起因している。筆者もまたこの研究の出発点となった理由のひとつにそれをあげなければならない(横山ら, 1976)。火成作用の解析の目的という観点からではなかった。

いずれの観点にたつた研究においても、個々の岩脈は一般にどのような規模(幅及び長さ)で、どのような形態をもつものであるのか、岩脈はどのような分布様式を示すものであるのか、それは周囲の地質体とどのような関係をもって存在するのか、といった点がまず明らかにされなければならないであろう。そこで、筆者は他の研究者の協力を得て、まず、一般に岩脈はある限られた領域に集中して発達し、平行岩脈群を形成するという分布特性——岩脈区の形成——と岩脈群の方向の広域的な一様性——貫入の広域的応力場に対する依存性——を明らかにした(横山ら, 1976)。その後も、岩脈集中領域——岩脈区——の分布とそれのもつ属性の解析を西南日本内帯のより多くの地域で行なってきた。

この論文では、岩脈の火成作用の内容、とくにその活動史の解析を主目的とするつもりであるが、それは岩脈のもつ属性の総合的な解析結果を背景にしている。

岩脈の貫入時期の解析は、大多数の岩脈が深成岩類の活動に続いて起こったものであり、その冷却過程を通してエピソードに貫入したものであることを明らかにした。岩脈がこのような時相のものであるという点について断片的な情報は、花崗岩中の変成岩脈の記載という形によって示されてきた(野沢, 1957; 村上, 1959; 吉田(博), 1961; 村山・大沢, 1961; YOSHIDA, 1965; 西浦団研グループ, 1974)。記載されてきた変成岩脈の貫入時期については、花崗岩マグマがほとんど固化し、深部よりアルカリ、珪酸等の付加をうける交代時期(村上, 1959)であるとか、周囲の花崗岩類がある程度まだ動きうるような比較的高温の時期(たとえば、吉田(博), 1961)であるとされたが、必ずしも十分な根拠をもって議論されてきたわけではなかった。西南日本内帯地域で筆者は約4000本に及ぶ岩脈を観察したが、ここではこれらの岩脈の解析を背景にして岩脈活動と深成岩活動の関係を考察する。それによって深成

岩類の冷却過程の実態にふれることになる。

香川県小豆郡小豆島には、深成岩類に貫入する岩脈群がある。壁岩としての深成岩類がなお流動し得る時期に貫入した岩脈から深成岩類が完全に固結・冷却した後に貫入した岩脈までの多時相にわたる岩脈の貫入が識別される。これらの岩脈群の解析結果は、他の地域の岩脈群の解析の基礎になる情報を提供しているようにみえるので、ここではまず小豆島地域の岩脈群の記載からはじめたい。その次に小豆島地域の解析結果を基にして、西南日本全体を通して、そこに分布する岩脈群の対比を行ないたい。

本論文を草するにあたって、研究全般の御指導と御助言を頂くとともに、本原稿を査読して頂いた広島大学理学部地質学鉱物学教室の小島丈児教授に深甚の謝意を表します。広島大学理学部地質学鉱物学教室の原郁夫助教授には野外調査に参加して頂き、終始御指導をして頂いた。また本原稿を読んで頂き、有益な御討論をして頂いた。広島大学理学部地質学鉱物学教室の長谷晃教授、柿谷悟教授、吉田博直助教授には種々の御教示を賜った。鈴木盛久博士、嶋本利彦博士には日頃から有益な御討論をして頂いた。南朝生技官には EPMA 使用に関して御尽力を賜った。高橋秀夫技官、曲井明登技官には多数の薄片を作成して頂いた。香川県大川郡白鳥地域の研究については、井上（旧姓大原）鈴美さんから多大の御援助を頂いた。香川県丸亀市手島の野外調査は徳田満君と協同行なった。横山忠正君、谷本勉君、沢田武美君、瀬尾孝文君、越智秀二君、斉藤充治君、平賀祐三君、前末伸幸君、有田正志君、先山徹君には野外調査を応援して頂いた。三井さち子さん、富永良三君、今岡照喜君、池田泰宏君、古田茂樹君には本論文作成等に多くの時間をさいて頂いた。また、山中京子職員にはコピー等でお手伝いして頂いた。以上の諸先生、諸先輩、同僚の方々にここに記して厚く御礼申し上げます。

II. 小豆島の岩脈群

A. 深成岩類

1. 深成岩類の岩石記載

小豆島の深成岩類は、Fig. 1 に示されているように、4つの独立した深成岩体に識別され、深成岩体の定置と東西走向の片麻構造を生じせしめた変形作用との時間的關係から、変形作用以前に定置していた先片麻構造形成期深成岩体と、変形作用が終了してから定置した後片麻構造形成期深成岩体とに区分される：

先片麻構造形成期深成岩体

田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体

南風台花崗閃緑岩体

吉野花崗閃緑岩体

後片麻構造形成期深成岩体

小豆島アダメロ岩体

南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体には、発達の程度に変化があるとしても、片麻構造がみられること、ところどころに重晶石帯に属する領家変成岩類（沓掛ら，1979）が介在

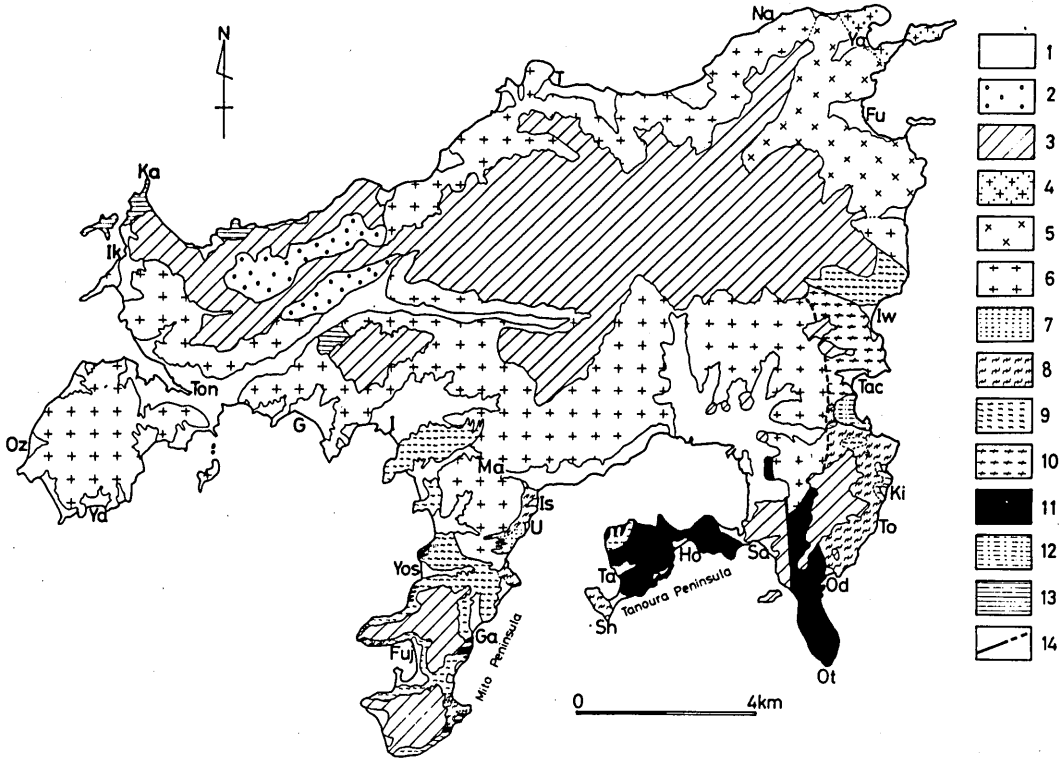


FIG. 1 Geological map of Shodoshima, Kagawa Prefecture.

1: Alluvium, 2: Deluvium, 3: Miocene series (mainly Setouchi volcanic rocks), 4-6: Shodoshima Adamellite (4: porphyritic biotite-adamellite, 5: biotite-adamellite (type II), 6: biotite-adamellite (type I), 7-9: Yoshino Grandiorite (7: porphyritic aplitic biotite-adamellite, 8: biotite-adamellite, 9: hornblende-biotite-granodiorite), 10: Nanpūdai Granodiorite (biotite-granodiorite), 11: Tanoura Gabbroic Complex, 12: Ryoke metamorphic rocks, 13: Non-metamorphic sedimentary rocks correlative to the Tanba Group, 14: Fault.

Fuj: Fuji, Fu: Fukuda, G: Gamō, Ga: Gamano, Ho: Horikoshi, I: Ikeda, IK: Ikimi, Is: Ishibe, Iw: Iwaya, Ka: Kaburasaki, Ki: Kitadani, Ma: Maruyama, Na: Nadayama, Od: Oodomari, Ot: Ootsunohana, Oz: Oze, Sa: Sakata, Sh: Shioyabana, Tac: Tachibana, T: Tai, Ta: Tanoura, To: Tokumoto, Ton: Tonoshō, U: Ushigaura, Ya: Yanagi, Yo: Yoshida, Yos: Yoshino.

していることから、領家帯の花崗岩類 (ISHIHARA, 1971, MURAKAMI, 1974) に属するものと考えられる。岡村 (1957, 1960) は、柳井領家帯の花崗岩類を、領家変成作用と密接で変成岩類の構造と整合的・調和的な古期花崗岩類と、変成岩類の構造を切って貫入定置した新期花崗岩類とに区分した。小豆島の上記の花崗岩類は後者に属する。また、広域的構造作用に関係した片麻構造が発達することから、いわゆる変動期花崗岩類 (syn-kinematic granites) であるといえることができる。

田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体は田ノ浦半島から大角鼻にかけて分布し、吉野花崗閃緑岩体と密接である。ハンレイ岩からトナール岩の間の組成をもち、岩相からみて、領家帯に特有の塩基性岩類である (諏訪・瀧木, 1968, 沓掛ら, 1979)。

一方、島の北半部に広く分布する小豆島アダメロ岩体は、i) 塊状であること、ii) しばしばみられるピンク色のカリ長石は広島花崗岩体 (小島, 1964) を特徴づけるものであること、iii) 石英斑岩様～花崗斑岩様岩相が局所的に発達すること、iv) 品洞ペグマタイトがみられること、v) 非変成「中・古生層」をルーフペンダントとしてもつこと、などから山陽帯 (広島深成帯) の花崗岩類 (ISHIHARA, 1971, MURAKAMI, 1974) に属するものと考えられる。小豆島アダメロ岩体は東西走向の片麻構造を切って貫入し、明瞭な造構作用をうけていないので、いわゆる後変動期花崗岩類 (post-kinematic granites) である。

このほか、深成岩中には特異な鉱物組合せをもつ閃長岩質岩が産出する。

ここでは、各深成岩体を構成する岩相の野外および顕微鏡下での特徴を記載する。なお、各岩相の鉱物容量比を Fig. 2 に示した。

(a) 田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体

田ノ浦半島および内海町坂手の北 (苗羽) から大角鼻にかけての地域に分布するほか、その延長として三都半島の一部にも分布する。構成岩相は複輝石-角閃石-ハンレイ岩相・角閃石-ハンレイ岩相・黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相・角閃石-黒雲母-トナール岩相・黒雲母-トナール岩相・優白質黒雲母-アダメロ岩相である。いずれの岩相も分布面積がせまく、1カ所にまとまって露出していないので、地質図では一括して示した。

複輝石-角閃石-ハンレイ岩相 坂手から大角鼻にかけて分布する。細粒～中粒、優黒質である。

構成鉱物は斜長石・角閃石・斜方輝石・単斜輝石を主成分とし、少量のカンラン石・カミングトン角閃石を伴うことがある。副成分としてチタン鉄鉱がある。斜長石は半自形短冊状 (径 0.1～0.5 mm) で、累帯構造はきわめて弱く、幅の広い核部は An 85-90 である。斜方輝石・単斜輝石は自形～半自形柱状結晶を示すものと、他形でポイキリティックに斜長石を包有するものがある。角閃石は細粒で他形～半自形をなすものと、大型でポイキリティックに斜長石を包有するものがある。いずれも褐色種である。カンラン石は他形で、斜方輝石・単斜輝石・角閃石に包有される。最も内側にカンラン石があって、斜方輝石・単斜輝石・角閃石の順に外側を縁どった結晶がみられる。カミングトン角閃石は褐色角閃石に包有されている。

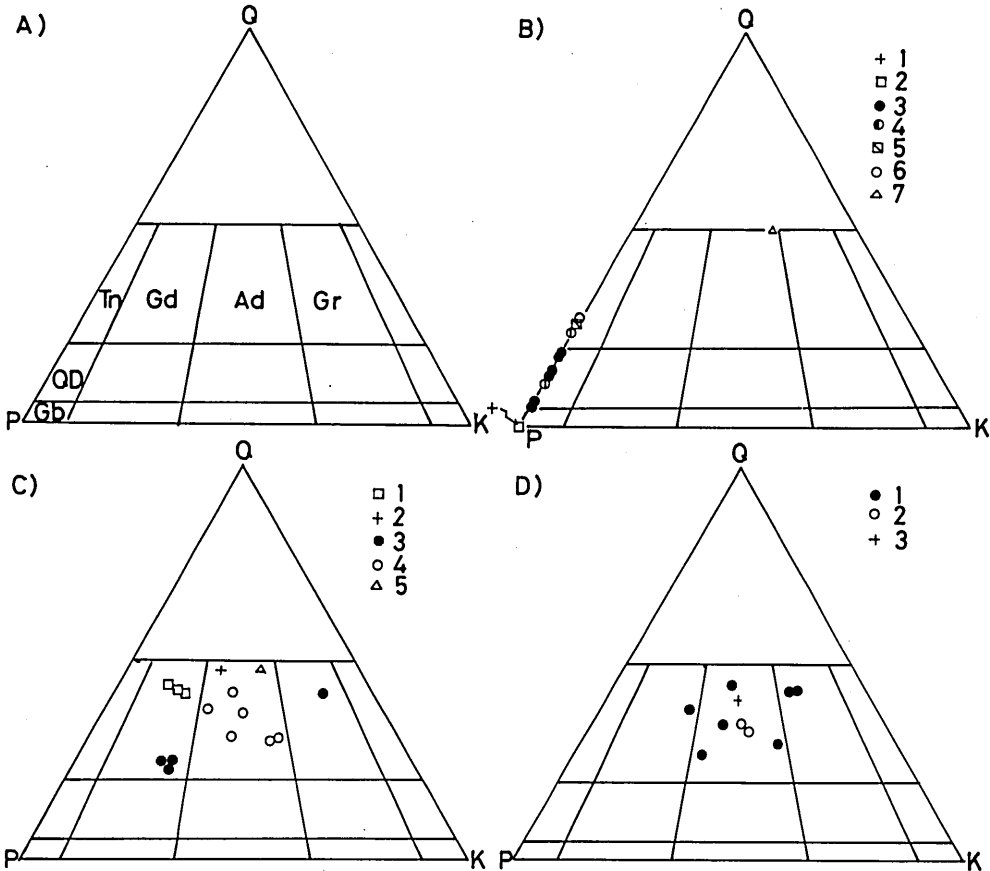


FIG. 2 Modal Q (quartz)-Pl (plagioclase)-K (potassium feldspar) diagram for plutonic rocks in Shodoshima.

A) Classification

B) The Tanoura Gabbroic Complex

1: two-pyroxene-hornblende-gabbro, 2: hornblende-gabbro, 3: biotite-hornblende-quartz diorite, 4: biotite-cummingtonite-quartz diorite, 5: hornblende-biotite-tonalite, 6: biotite-tonalite, 7: leucocratic biotite-adamellite

C) The Nanpūdai Granodiorite (1 & 2) and the Yoshino Granodiorite (3-5)

1: biotite-granodiorite, 2: garnet-bearing muscovite-biotite-adamellite, 3: hornblende-biotite-granodiorite, 4: biotite-adamellite, 5: porphyritic aplitic biotite-adamellite

D) The Shodoshima Adamellite

1: biotite-adamellite (type I), 2: biotite-adamellite (type II), 3: porphyritic biotite-adamellite

角閃石-ハンレイ岩相 田ノ浦半島の堀越の南西海岸から田ノ浦部落にかけての地域と一部坂手に分布する。岩体の末端部——黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相・優白質黒雲母-アダメロ岩相・吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相と接するところ——では、いくつかに分岐して幅数10 cm以下の岩床状～岩脈状形態をもつようになる。岩体の分岐とともに、粒度が減少し、接触部で最も細粒になる(Plate 1-1)。主体は中粒塊状岩であるが、縞状構造が観察されることがある(Plate 1-2)。縞状構造はほぼ東西走向で北に30-90度傾斜する。

主成分鉱物は角閃石・斜長石で、少量のカミングトン角閃石・単斜輝石を伴うことがある。副成分鉱物としてチタン鉄鉱・リン灰石がある。斜長石は自形～半自形、短冊状(径0.1～0.8 mm)で、幅の狭いリムをもつ弱い累帯構造(核: An 79-94, リム: An 61)を示す。角閃石は褐色～帯緑褐色種で、他形(径0.1～2 mm)である。比較的大型の角閃石の結晶はポイキリティックで斜長石や稀にカミングトン角閃石を包有する。

黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の中で最も広い分布面積をもち、田ノ浦半島に分布する。露頭オーガーで岩相変化が著しく、色指数41-21を示す。主岩相は色指数33以上で、これより低い色指数をもつ岩相の浸潤をうけ、ときにはアグマティティックな様相を呈することもある(Plate 1-3)。片麻構造は全体に発達しているが、色指数のより低い岩相で強くなる傾向がある。一般に東西走向、急傾斜をもち、岩相境界を横切って発達する。

斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、まれに単斜輝石を含むほか、角閃石中にカミングトン角閃石を包有する。副成分鉱物としてチタン鉄鉱・リン灰石がある。斜長石は自形～半自形(径0.5～1 mm)で、振動累帯構造が著しい。角閃石は半自形～他形(径0.5～1.3 mm)で、弱い累帯構造を示す。核は帯褐色で幅広く、リムは緑色で狭い。黒雲母は自形性が弱く(径0.1～1.4 mm)、しばしば斜長石を包有する。一般に帯赤褐色種で、リムで一部緑色になる。色指数の低い岩相ほど角閃石に対する黒雲母の量比が大きくなり、石英に富んでくる。とくに色指数の低いものではカリ長石が出現する。石英は斜長石の粒間を埋めている。一般に弱い波動消光を示す程度であるが、片麻構造が強いと、サブグレイン化が進行して多数の細粒再結晶石英粒の集合体を形成するようになるとともに、個々の粒界は縫合組織が顕著になる。

黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 田ノ浦半島の南海岸のところどころに露出する。中粒灰白色で、通常径20 cm以下の球状～レンズ状暗色包有物を含む。この暗色物の定向配列が観察されることがあり、北西-南東から南北走向で緩く西に傾斜した構造をつくる。この構造方向に鉱物粒のならびが観察されることはきわめて稀であり弱い。この構造とは別に、有色鉱物の形態定向配列による片麻構造が局所的に発達している。この構造は前者と較べて顕著であり、ほぼ東西走向、急傾斜を示す。暗色包有物の定向配列は片麻構造が強く発達する領域で急に乱れることがある。また、片麻構造は隣接する岩相内のそれと連続するが、暗色包有物の配列は本岩相に限られる。したがって、東西走向の片麻構造がより後生的である。

構成鉱物は斜長石・カミングトン角閃石・黒雲母を主成分とし、少量の石英を伴う。副成

分鉱物としてチタン鉄鉱・リン灰石・ジルコンがある。斜長石は半自形(径0.4~2.9mm)で、強い累帯構造(核:An50-60, リム31-40)を示す。カミングトン角閃石は半自形~他形(径0.2~3.5mm)で、しばしば多数の斜長石を包有してスポンジ状形態をなす。劈開やリムに沿って淡緑色の角閃石に交代される。黒雲母は半自形~他形(径0.4~3.8mm)で、斜長石を包有しスポンジ状である。帯赤褐色を呈する。石英は間隙充填し、斜長石を包有する。

角閃石-黒雲母-トナール岩相 田ノ浦半島の堀越の南西海岸に露出する小岩体である。岩石全体に東西走向、急傾斜の片麻構造が発達する。

構成鉱物は斜長石・石英・黒雲母・角閃石を主成分とし、チタン鉄鉱・リン灰石・ジルコンを副成分とする。斜長石は半自形(径0.4~2.5mm)で、弱い累帯構造を示す。黒雲母は帯赤褐色種で、自形性が強く、角閃石を交代する。角閃石は弱い累帯構造を示し、帯緑褐色の核に帯褐緑色の薄いリムが発達する。石英は間隙充填的で、斜長石を包有する。一般にサブグレイン化が著しく、個々の結晶の粒界は縫合組織が発達する。

黒雲母-トナール岩相 黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相や吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相・黒雲母-アダメロ岩相内に発達する脈状小岩体である。片麻構造は東西走向、急傾斜である。

構成鉱物は斜長石・石英・黒雲母を主成分とし、チタン鉄鉱・リン灰石・ジルコンを副成分とする。斜長石は大型で自形~半自形(径2~2.5mm)を示すものと、細粒で自形~半自形(径0.5~0.7mm)を示すものがある。共に累帯構造が著しく、不規則島状にアルバイト長石化作用をうけ、不規則に溶脱した部分を石英がうめている。黒雲母は褐色~緑色種で、自形性は弱い。石英は顕著な縫合組織をもつ細粒再結晶粒の集合体を形成する。

優白質黒雲母-アダメロ岩相 黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相とともに密接に分布する。幅数10cm~数mの岩脈状~ストック状岩体である。細粒~中粒岩が多いが、粗粒岩も一部にみられる。田ノ浦ハンレイ岩質複合体の中にあって唯一カリ長石に富む岩相である。片麻構造は一般に強く、東西走向、急傾斜である。岩相境界を横切って発達し、隣接する岩相の片麻構造に連続している。

斜長石・カリ長石・石英・黒雲母を主成分とし、褐レン石・リン灰石・ジルコンを副成分とする。斜長石は半自形~他形で、アルバイト双晶が発達するが、しばしば双晶面がわん曲している。サブグレイン化が進行し、さらに粒界で回転分離し、完全に独立した細粒結晶粒を形成していることも少なくない。カリ長石は他形で、細ひも状パーサイトや格子構造がみられる。波動消光は強い。サブグレイン化が進行し、さらに独立した細粒再結晶粒の集合体を形成することもある。微小破断面に沿って石英や曹長石が浸入している。石英は細粒再結晶粒の集合体からなり、個々の粒界は縫合組織が顕著である。黒雲母は褐色種で、半自形である。強い波動消光や劈開のわん曲がみられる。

(b) 南風台花崗閃緑岩体

島の東部の内海町南風台付近に分布する。主岩相は黒雲母-花崗閃緑岩相で、その中に含ザクロ石-白雲母-黒雲母-アグメロ岩相が岩脈状に貫入している。

黒雲母-花崗閃緑岩相 堆積岩源の頷家変成岩類の岩片を多量に包有する。片麻構造は岩石全体に顕著で、一般に東西走向、急傾斜であるが、南北走向が一部にみられる。片麻構造形成にひきつづいて強いマイロニティゼーションを被り、岩石は一層著しく圧碎している。片麻構造やマイロニティゼーションによる片理を切って、トルマリンを含むペグマタイトが貫入している。

主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母で、副成分鉱物としてジルコン・リン灰石・チタン鉄鉱がある。斜長石は半自形〜他形(径0.1~1 mmで、まれに3 mmに達する)で、石英・黒雲母を包有する。振動累帯構造を示すが、しばしば圧碎して累帯構造が切断されている。割れ目に沿って石英が浸入していることもある。カリ長石と接するとき、ミルメカイトが顕著である。石英はサブグレイン化が進行し、個々の粒界には縫合組織が発達する。個々の石英粒は強い波動消光を示す。カリ長石は他形(径0.7~1.7 mm)で、黒雲母・石英・斜長石を包有する。格子構造が普通にみられるほか、細ひも状パーサイトもある。黒雲母は径0.7~1.4 mmの比較的大型の半自形結晶と径0.1~0.5 mmの自形〜半自形葉片状結晶とがある。後者は細く伸びたクロットをつくることが多く、大型結晶を置換して生じた二次的再結晶粒である。いずれも帯赤褐色種である。

含ザクロ石-白雲母-黒雲母-アグメロ岩相 岩相境界は黒雲母-花崗閃緑岩相の片麻構造と斜交していることが多い。片麻構造は黒雲母-花崗閃緑岩相のそれと調和的であるが、弱く、観察されないことも多い。

主成分鉱物は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母で、白雲母とザクロ石を特徴的に含む。副成分としてジルコン・リン灰石・チタン鉄鉱を含む。斜長石は半自形〜他形(径0.8~3 mm)で、振動累帯構造が顕著である。石英はサブグレイン化が著しく、個々の粒界の縫合組織も顕著である。個々の粒は強い波動消光を示す。カリ長石は他形〜半自形(径0.7~1 mm)で、格子構造が発達する。細ひも状パーサイトもみられる。カリ長石あるいは斜長石との境には粒間曹長石ができる。黒雲母は自形性が強く、クロットを形成する。帯赤褐色種である。白雲母は径0.2~2.5 mmの半自形単独結晶である。ザクロ石は他形粒状(径0.2~1 mm)である。

(c) 吉野花崗閃緑岩体

三都半島と、島の東部の内海町大泊から橋にかけての地域および内海町岩谷の北部に広く分布するほか、田ノ浦半島の一部にも分布する。構成岩相は角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相・黒雲母-アグメロ岩相・斑状アプライト質黒雲母-アグメロ岩相である。

角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 吉野花崗閃緑岩体のなかで最も広い分布面積をもち、三都半島の北西部から南部にかけての地域、橋の南部、岩谷の北部に分布する。粗粒で、とくにカリ長石は径9 cmに達することもあり、しばしば斑状組織を呈する。一般にかなり強い片

麻構造が発達するが、とくに三都半島の南部や岩谷の北部で強い。通常、片麻構造は黒雲母・角閃石のクロット(径1~1.5 cmに達することも少なくない)の形態定向配列によって規定される(Plate 2-1)が、クロットと平行に斑状カリ長石が配列することもある。片麻構造が強いとき、石英プールも伸長して平行配列する。片麻構造の発達程度の変化はひとつの露頭範囲内でも認められ、それは急激である。

構成鉱物は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・角閃石を主成分とし、ジルコン・褐レン石・リン灰石・チタン鉄鉱などを副成分とする。斜長石は半自形~自形(径2.4~5.8 mm)で、集片双晶もしばしばみられる。通常、累帯構造は弱い、幅広いリムをもち中程度の累帯構造を示すものがある。核は不規則島状のアルバイト長石化作用や絹雲母化作用をうける。片麻構造が強いと、自形性が弱くなるほか、微小破断面に沿って石英・黒雲母が浸入している。石英はプール径0.8~8.0 mmで、サブグレイン化して細粒再結晶粒の集合体をなす。一般に波動消光は弱い。片麻構造が強いと、石英プールは伸長し、個々の結晶粒の径は小さくなるとともに、結晶粒界の縫合組織は顕著になる。伸長した石英プールが斜長石をとりまくようになると、再結晶石英粒も著しく伸長する。カリ長石は他形(径0.8~5.0 mm)で、顕著な格子構造を示すほか、細ひも状パーサイトもみられる。しばしば強い波動消光を示し、サブグレイン化も認められる。片麻構造が強いと、さらに微小破断面を生じ、石英が浸入する。カリ長石あるいは斜長石との粒界には粒間曹長石が発達する。黒雲母は自形~半自形葉状結晶が伸長したクロット(径3~15 mm)を形成するが、片麻構造が弱いと、単独結晶もみられる。一般に波動消光は強い。帯緑褐色種や帯赤褐色種のものがあり、一部緑泥石化している。角閃石は青緑色種で、まれに自形性の強い径0.1 mm程度の単独結晶として産することもあるが、多くは径0.1 mm以下の他形粒状結晶で、黒雲母とクロットをつくることも少なくない。

黒雲母-アダメロ岩相 三都半島の石部付近と大泊から橘にかけての地域に比較的広く露出している。田ノ浦半島の塩谷鼻や三都半島の谷尻に小露出がある。角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相と比較すると一般にやや粒度が下がり、黒雲母はクロットを形成することなく、独立に散在しているのが特徴である。

面構造には2つの型が認められる。ひとつはレンズ状暗色包有物の定向配列によって規定された構造で、大泊から橘にかけてところどころでみられる。一般に北西-南東走向で緩く西に傾く。この構造と平行な鉱物粒の配列はほとんどみられない。いまひとつは黒雲母の形態定向配列による片麻構造で、西北西-東南東~東西走向、急傾斜である。全般に片麻構造の発達は弱い、局所的に強いところがある。発達程度の変化は急激である。

斜長石・石英・カリ長石・黒雲母と少量の角閃石を主成分とし、ジルコン・褐レン石・リン灰石・チタン鉄鉱を副成分とする。斜長石は半自形~他形(径1.4~3 mm)で、累帯構造が弱く、ほとんどみられないこともある。劈開のわん曲や微小破断面に沿う石英・黒雲母の浸入がみられる。カリ長石と接するところではミルメカイトがよく発達する。石英はサブグレイン化が著しく、縫合組織の発達した細粒再結晶粒がかみあってプール(径1.8~8.3 mm)を形成する。カリ長石は他形(径1.3~8.3 mm)で、細ひも状パーサイトのほか、格子構造もみられる。塩谷鼻では、顕著な格子構造、強い波動消光を示すことが多いが、さらに圧碎して細粒化しているものも少なくない。カリ長石との境には粒間曹長石がよくできている。黒雲

母は褐色～帯緑褐色種で、劈開のわん曲やキンク構造が普通にみられる。角閃石は青緑色種で消光位の等しい粒が集まって虫喰い状にみえる。

斑状アブライト質黒雲母-アグメロ岩相 三都半島の牛ヶ浦では比較的大きな岩体をなすが、多くは角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相・黒雲母-アグメロ岩相中に幅数 m 以下の岩脈状～ブロック状小岩体として産する。斑状鉱物として石英・斜長石を含む斑状組織を特徴とする。東西走向、急傾斜の片麻構造が発達する。

構成鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分とし、ジルコン・リン灰石を副成分とする。斑状石英（プール径：1-6 mm）は伸長し定向配列する。サブグレイン化して細粒再結晶粒の集合体をなす。斑状斜長石は半自形（径 0.7～2.7 mm）で、累帯構造はほとんどみられない。黒雲母は帯赤褐色の半自形葉片状結晶が集合して著しく伸長したクロットをつくる。クロットの配列は斑状石英と平行で、しばしばそれを取りまくように発達する。石基は粒状他形（径 0.01～0.3 mm）の斜長石・石英・カリ長石からなる。

(d) 小豆島アグメロ岩体

小豆島の北半部に分布する。構成岩相は黒雲母-アグメロ岩相（タイプ I）・黒雲母-アグメロ岩相（タイプ II）・斑状黒雲母-アグメロ岩相で、すべて塊状岩石からなる。

黒雲母-アグメロ岩相(タイプ I) 島の中央部から北部にかけてもっとも広く分布する。比較的粗粒であるが、多くの場合は吉野花崗閃緑岩体の黒雲母-アグメロ岩相よりも細粒である。ときにカリ長石は径 1～2.5 cm に達し斑状組織を形成するとともに、ピンク色を呈し、広島花崗岩の特徴を示す。西蒲生の北では、石英が斑状になり石英斑岩様岩相を示すことがある。

構成鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分とし、少量の白雲母あるいは角閃石を伴う。副成分鉱物としてジルコン・リン灰石・褐レン石・チタン鉄鉱などがある。斜長石は半自形～自形（径 1～3.5 mm）で、累帯構造はほとんどみられないか、あっても弱い。しかしながら、島の北側の小部では、かなりはっきりした振動累帯構造を示し、不規則島状にアルカリ長石化作用をうけた核では、中心部が不規則に溶脱されたようになり、その部分を消光位の等しい石英によって充填されることがある。石英はいくつかの結晶が縫合して、径 2～5 mm ときに 10 mm に達するプールをつくる。石英粒が細粒になるほど縫合組織は顕著になる。波動消光はきわめて弱い。カリ長石は半自形～他形充填的で、斜長石を包有することがある。斑状結晶を別にすると、一般に径 2～5.5 mm で、細ひも状～棒状パーサイトが発達する。カリ長石あるいは斜長石と接するところでは、粒間曹長石が発達し、それらにはミルメカイトが発達している。黒雲母は不定形～半自形葉片状で単独に散在することが多い。一般に濃褐色種であるが、帯緑褐色種のこともある。緑泥石化もまれでない。少量の白雲母の存在がこの岩相の特徴のひとつでもある。微細な絹雲母として斜長石の劈開面に沿って発達するほか、径 1 mm を越える単独結晶として散在する。角閃石は淡緑～緑褐色種で、微細な破片状であることが多いが、細粒粒状結晶が斜長石中に包有されることもある。鹿島では、緑泥石の微細な球顆の集合体や斜ウレン石が粒間を充填しているのが特徴である。

黒雲母-アダメロ岩相(タイプII) 島の東北部の内海町福田を中心に分布する。Plate 2-2に示したような黒雲母のシュリーレンやクロットの発達の特徴である。これらの黒雲母集合体は定向配列を示さない。晶洞ペグマタイトが多数みられるのも特徴で、ポケット状をなすもののほか、アプライトと複合脈をつくる。これらの特徴によって、黒雲母-アダメロ岩相(タイプI)と区別される。

斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分とし、ジルコン・リン灰石・チタン鉄鉱を副成分とする。斜長石は半自形(径1~3.5 mm)で、弱い累帯構造を示す。核は不規則島状にアルカリ長石化作用を受け、島状に溶脱したようになり、その部分を消光位の等しい石英が充填していることもある。ミルメカイトは少ない。石英は他形充填的(径0.5~4.7 mm)で、いくつかの細粒再結晶粒の集合体もあるが、サブグレイン化していないプールも少なくない。波動消光は弱い。カリ長石は他形(径1.7~11 mm)で、斜長石・黒雲母・石英を包有している。包有されている石英の断面はしばしば六角形の自形を示す。ひも状パーサイトが発達し、カリ長石あるいは斜長石と接するところでは粒間曹長石ができる。黒雲母は濃緑褐色種で自形性が強く、いくつか集まってクロットをつくるのが普通である。カリ長石と接するところではシンプレクタイトを形成する。

斑状黒雲母-アダメロ岩相 島の北東部の内海町吉田付近に分布する。斑状組織が発達し、花崗斑岩様外観を呈する。斑状組織は本岩相中のアプライト脈においても顕著である。径20~60 cmの球状花崗閃緑岩包有物を多量に包むのが特徴である。

構成鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母と少量の角閃石である。副成分鉱物としてジルコン・リン灰石・褐レン石・チタン鉄鉱がある。斑状斜長石(径1.3~5.7 mm)は自形性が強く、弱~中程度の累帯構造がみられる。しばしば核部は不規則島状にアルカリ長石化作用を受け、溶脱したような部分には石英が充填している。石基の斜長石は半自形~自形(径0.2~0.7 mm)で、累帯構造は弱い。斑状の石英(径3~4 mm)は、肉眼では球形に近い外形をもっているように見えるが、石基の鉱物とかみ合い小さな凹凸がある。いくつかの細粒再結晶粒よりなる。石基の石英は他形(径0.2~0.8 mm)である。斑状カリ長石は他形(径1.5~2.7 mm)で、石英を包有する。moiré appearanceを示す。石基のカリ長石は他形(径0.2~0.9 mm)で、moiré appearanceを示す。黒雲母は帯緑褐色種で半自形である。単独で散在するほか、数粒が集合していることがある。角閃石は青色種で自形性が強いが、虫喰い状になっていることが多い。

(e) 閃長岩類

小豆島アダメロ岩体の黒雲母-アダメロ岩相(タイプI)と吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相中に産するが、特に、両岩相が接する三都半島北部に集中する。多くは数cm~数mの岩脈状岩体をなすが、径20~30 mの岩株状岩体を形成することもある。これらの閃長岩~閃長岩質岩の詳細な岩石記載は、MURAKAMI (1963), 村上 (1976) でなされているので、ここでは省略する。

2. 深成岩類の片麻構造

小豆島の深成岩類に発達する面構造は、上述の記載からも明らかなように、2つの型に分けることができる。

そのひとつは、主に有色鉱物の形態定向配列によって規定される片麻構造である。その方向は岩相と関係なくほぼ一定で、平均的な方位は東西走向で北に急傾斜である(Fig. 3)。この構造は、田ノ浦ハンレイ岩質複合体・南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体に広く発達している。

いまひとつの面構造は、レンズ状暗色包有物の形態定向配列によって規定されるものである。この面構造方向に平行する鉱物粒の配列はきわめて弱く、一般に野外で認められないことが多い。この面構造は南北～北西-南東走向で緩く西に傾斜する。黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相と吉野花崗閃緑岩体の黒雲母-アゲメロ岩相に局所的に発達しているにすぎない。

東西走向の片麻構造は深成岩類を2つのグループに区分したときの指標であり、後でとりあげられる岩脈群の活動史の解析にとって重要な意味をもつものであるので、ここでいまい少し詳しく記載することにしたい。

片麻構造は、野外では一般に有色鉱物の形態定向配列の程度によって強弱が示されているようにみえる。岩相によっては他の鉱物種、例えば斑状石英やカリ長石の配列が片麻構造の発達程度を指示することがある。片麻構造の発達程度は同じ岩相内でも大きく変化し、著し

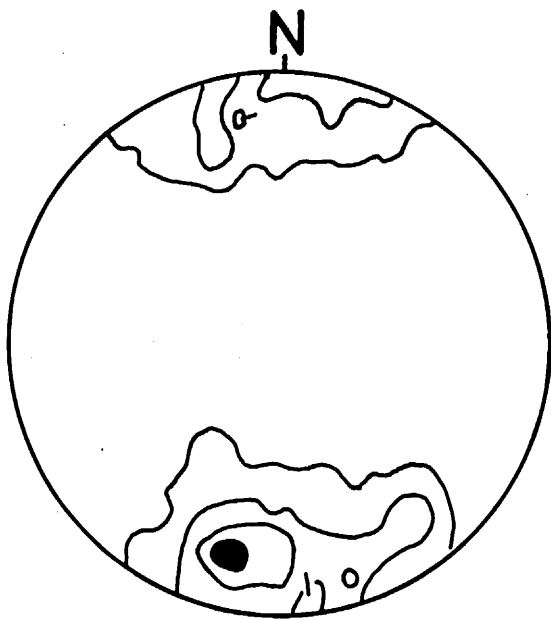


FIG. 3 Lower hemisphere equal-area projections to gneissosity of plutonic rocks in Shodoshima.

く強く発達している領域と片麻構造が全く観察されない領域とが錯綜して分布し、両領域の境界はかなりシャープであるようにみえる。このような領域のスケールは地質図でとらえられるオーダーから露頭オーダーまであって一定ではない。Fig. 11 は露頭オーダーの変化を示す1例である。このような片麻構造の発達程度の著しい不均質分布が先片麻構造形成期深成岩体の特徴である。

この片麻構造のもついまひとつの重要な特徴は、すでに述べたように、片麻構造が岩相の境界を横切って発達することである。Plate 2-3 はその1例で、粗粒の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相と中粒の黒雲母-アダムロ岩相の境界を斜断して発達する片麻構造を示す。同様の現象は異なった岩体境界部においても認められる (Plate 3-1)。

片麻構造の発達しているところと発達していないところとは、構成鉱物の組織にかなりの相違がみられる。各岩相を記載したところでもふれたのであるが、ここでまとめておこう。

原・桜井 (1978), 桜井・原 (1979) は花崗岩を構成する石英の組織を解析し、石英は一般に石英プールの石英粒という2つの組織単位で示すことができ、石英粒は、冷却過程の dynamic recrystallization によって、初生の石英 (=石英プール) が細粒化してもたらされた二次的再結晶粒であることを明らかにした。この地域の深成岩類の石英も先の記載から明らかのように、石英プールと石英粒という組織単位でとらえられるものである。

南風台花崗閃緑岩体や吉野花崗閃緑岩体を構成する花崗閃緑岩相〜アダムロ岩相の場合、片麻構造の発達の強いところでは、石英プールは伸長して片麻構造と平行に配列する。伸長した石英プールは斜長石の外側をとりまくようになり、石英プールを構成する石英粒はより細粒化し、縫合組織も顕著になる。ところによっては、この石英粒も著しく伸長する。

黒雲母・カリ長石・斜長石なども dynamic recrystallization による細粒化によって二次的再結晶粒を生じている。黒雲母は半自形〜他形の細粒葉片状結晶のクロットが形成され、定向配列するが、とくに片麻構造が強いときは個々の葉片状結晶も定向配列するようになる。カリ長石は不均質な強い波動消光を示し、再結晶粒界を中心に格子構造が発達する。さらに、この再結晶粒界に沿って回転・分離し完全に独立した細粒結晶の集合体を形成することもある。また結晶内にシャープな微小破断面を生じ、そこを石英が充填していることがある。斜長石は互いの消光位の角度差が小さい細粒結晶を生じているが、片麻構造が強いとその粒界が明瞭になって完全に独立した細粒結晶を形成するようになる。微小破断面を生じ、そこを石英や黒雲母が充填していることもある。

田ノ浦ハンレイ岩質複合体の場合、比較的良好に片麻構造が発達している岩相は黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相の優白質岩相・角閃石-黒雲母-トナール岩相・黒雲母-トナール岩相である。一方、複輝石-角閃石-ハンレイ岩相や角閃石-ハンレイ岩相では、片麻構造はほとんど観察されない。片麻構造の発達しているものと片麻構造が観察されないものとを比較すると、両者の間にいろいろな点でかなりの相違が認められる。鉱物容量比でみると、片麻構造が発達しているものでは、石英の含有量が高い。石英プールを構成する石英粒はより細粒で、粒境界は縫合組織が顕著である。石英プールの細粒化と共に、斜長石結晶にも細粒化が認められる。形成された細粒斜長石結晶の粒境界によって、双晶面や累帯構造が切断されている。切断された結晶のさらに外側を新しい Na に富んだ斜長石がとりまいていることがある。粒境界面に沿った個々の粒の回転が大きくなると、それぞれが独立した結晶となる。

以上のように片麻構造の発達した岩石では、石英プールの構成する石英粒はより細粒になる傾向がある。これは、原・横山 (1974)、原ほか (1977) が中央構造線に沿って発達する圧砕岩について観察した現象と一致する。

Fig. 4 は肉眼的にみた片麻構造の強度と石英粒の粒径 ($\sqrt{\text{長径} \times \text{短径}}$) を示したものである。角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相においては、明らかに片麻構造のよく発達している岩石で特に細粒になっている。片麻構造の認められないものでは、粒径分布パターンは片麻構造を示さない小豆島アグメロ岩体の黒雲母-アグメロ岩相 (タイプ I) や広島市周辺の広島花崗岩のそれと類似している。一般に dynamic recrystallization によって二次的に形成された細粒再結晶石英粒の粒径は変形差応力に強く依存することが示されている (NICOLAS and POIRIER, 1976; MERCIER, et al. 1977; TWISS, 1977; TWISS and STELLAS, 1978; WEATHERS et al., 1978)。一方、片麻構造の発達程度は変形量に依存する。したがって、この地域の強片麻構造の発達領域は応力集中領域でかつ変形集中領域であるということが出来る。そしてまた、弱片麻構造しか認められない黒雲母-アグメロ岩 (Fig. 4, i) において、石英粒の粒径が著しく細粒になっているのは、大きな変形量には至らなかったが、局所的に短時間に応力の著しい集中があったことを示しているのかも知れない。

B. 岩脈類

1. 岩脈類の地質

小豆島における後期白亜紀深成岩類の活動に関係した岩脈は少なくとも 5 つの時相に区分されるようである。

(a) 第 I 期岩脈群

第 I 期岩脈群として観察された岩脈総数は 86、その中の 85 が塩基性であった。

分布 第 I 期岩脈群は三都半島南部から田ノ浦半島、さらに島の東部の大泊にかけての幅約 2 km、長さ 11 km の東西に延びた帯状領域内に分布している。特に田ノ浦半島の堀越付近と大泊の北に集中分布する (Fig. 5)。この岩脈群に貫入された深成岩類は、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体および吉野花崗閃緑岩体である。

方向 岩脈の貫入方向は Fig. 5 に示されている。ばらつきは認められるが、東西走向で北に緩く傾斜するものが卓越するように見える。

貫入順序 塩基性岩脈は含まれる斜長石斑晶の量によって 3 つの岩相に分けられる：

a) 無斑晶 (Non-porphyritic) 岩相 — 斜長石斑晶をほとんど含まないもの b) 弱斑状 (Weakly porphyritic) 岩相 — 0.5~1 mm の斜長石斑晶を含み、その量は 2~3 % 以内であるもの c) 斑状 (Porphyritic) 岩相 — 2~10 mm の斜長石斑晶を含み、その量は 10 % 以上に達するものである。岩相によって貫入順序に違いがある。このことは 3 つの岩相の形成する複合岩脈から明らかにされた。斜長石斑晶に富む岩相ほど後期に活動している。すなわち、無斑晶岩相→弱斑状岩相→斑状岩相の順である。第 I 期岩脈群に属する唯一の酸性岩脈は、塩基性岩脈と複合岩脈を形成している。酸性岩脈は最終時相に貫入したものである。

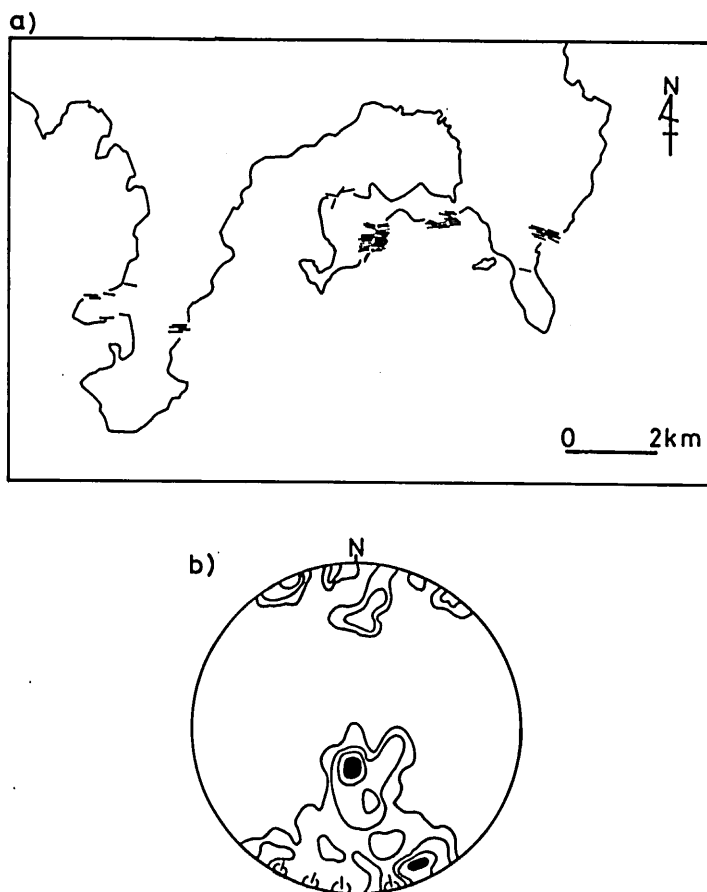


FIG. 5 a) Map showing the distribution of dykes of the first generation in Shodoshima.

short solid line: basic dyke, short broken line: acid dyke

b) Lower hemisphere equal-area projections of poles to 86 measured basic and acid dykes of the first generation.

(b) 第Ⅱ期岩脈群

第Ⅱ期岩脈群としては、77 の塩基性岩脈と 11 の酸性岩脈が観察された。

分布 第Ⅱ期岩脈群は、第Ⅰ期岩脈群の分布領域とほぼ同じ領域に帯状に分布している (Fig 6)。即ち、田ノ浦半島の堀越付近および大泊の北に集中分布している。なお、酸性岩脈は堀越の東海岸に集中している。第Ⅱ期岩脈群が貫入している深成岩類は、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体および吉野花崗閃緑岩体である。

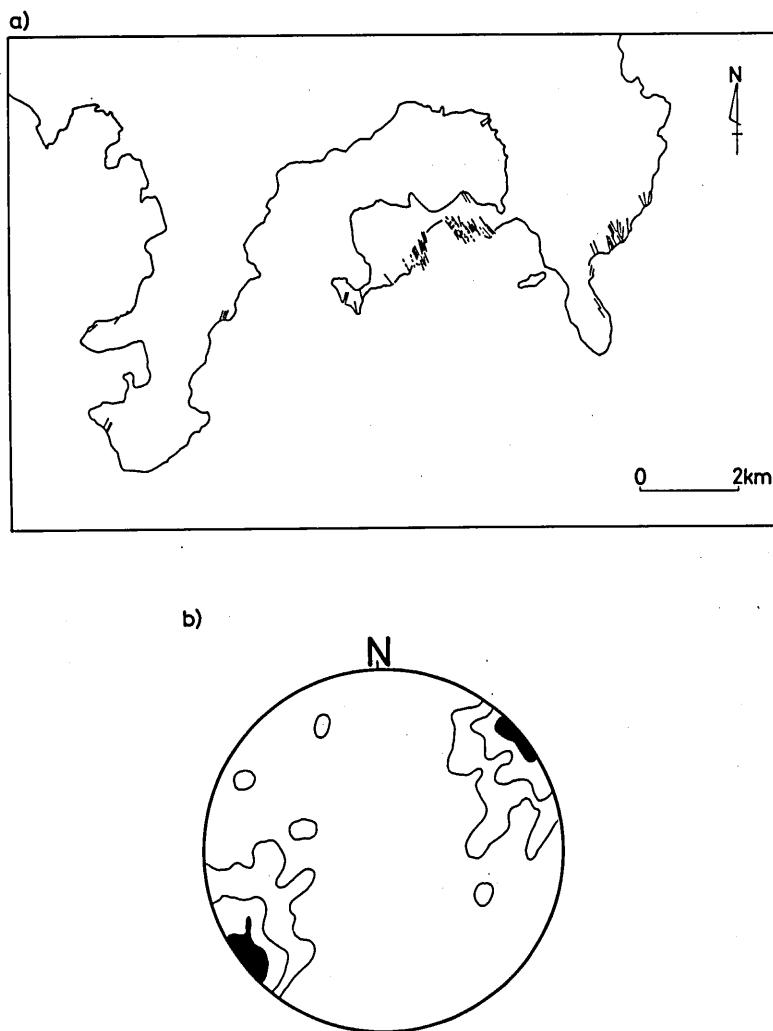


FIG. 6 a) Map showing the distribution of dykes of the second generation in Shodoshima.

short solid line: basic dyke, short broken line: acid dyke

b) Lower hemisphere equal-area projections of poles to 88 measured basic and acid dykes of the second generation.

方向 岩脈の多くは走向ほぼ $N45^{\circ}W$ で急傾斜を示している (FIG. 6)。

貫入順序 塩基性岩脈では、無斑晶岩相から斑状岩相へと貫入したことが、複合岩脈によって確認された。酸性岩脈は 11 本中 10 本が塩基性岩脈と複合岩脈を形成している。貫入順序は早期に塩基性岩脈、晩期に酸性岩脈である。

(c) 第Ⅲ期岩脈群

第Ⅲ期岩脈群としては、705の塩基性岩脈、143の中性岩脈、319の酸性岩脈が観察された。

この時期になって岩脈の活動が激しくなったといえることができるが、塩基性岩脈に限らず、中・酸性岩脈の活動も盛んになってきている。それと対応して岩相も多様となっている。中性岩脈として角閃石-斜長石-花崗閃緑斑岩、酸性岩脈として花崗斑岩・斜長石-花崗岩質斑岩・フェルサイトといった岩質が認められる。

分布 第Ⅲ期岩脈群は島のほぼ全域に分布し、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体、南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体・小豆島アグメロ岩体のいずれにも貫入している (Fig. 7)。

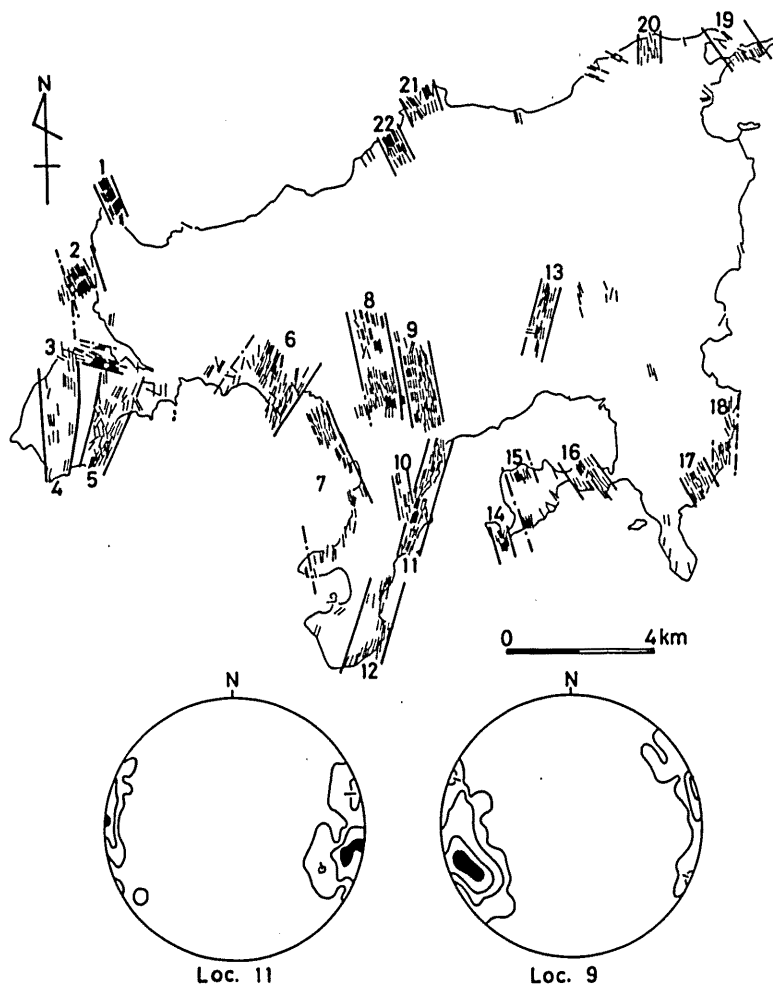


FIG. 7 a) Map showing the distribution of dykes and dyke-domains of the third generation in Shodoshima.

b) Lower hemisphere equal-area projections of poles to basic, intermediate and acid dykes in dyke-domains of localities 9 and 11.

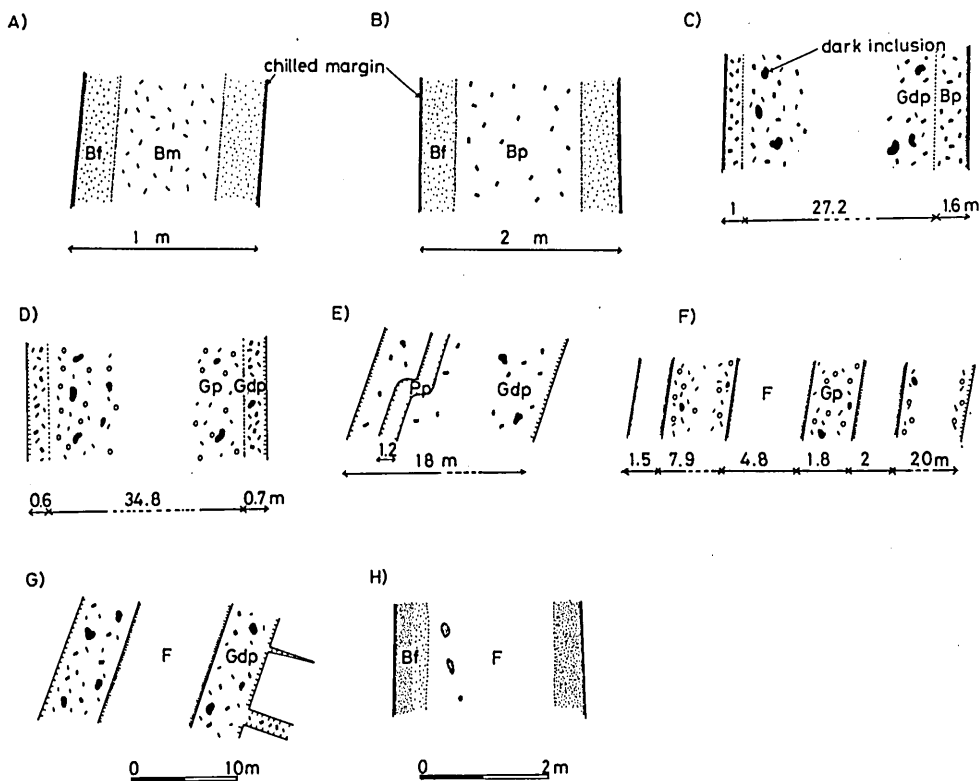


FIG. 8 Some examples of intrusive relations among dykes of the third generation in Shodoshima.

A: Composite dyke consisting of non-porphyrific basic margins (Bf) and weakly porphyritic basic center (Bm). Oodomari.

B: Composite dyke consisting of non-porphyrific basic margins (Bf) and porphyritic basic center (Bp). Oodomari.

C: Composite dyke consisting of porphyritic basic margins (Bp) and hornblende-plagioclase-granodiorite porphyry (Gdp) center. Oodomari.

D: Composite dyke consisting of hornblende-plagioclase-granodiorite porphyry (Gdp) margins and granite porphyry (Gp) center. West of Gamō.

E: Multiple dyke consisting of hornblende-plagioclase-granodiorite porphyry (Gdp) margins and plagioclase-granitic porphyry (Pp) center. A coastal exposure near Yanagi.

F: Granite porphyry (Gp)-felsite (F) multiple dyke. The former was intruded by the latter. Roadcut near Gamano.

G: Multiple dyke consisting of hornblende-plagioclase-granodiorite porphyry (Gdp) margins and felsite (F) center. A coastal exposure near Gamō.

H: Composite dyke consisting of non-porphyrific basic margins (Bf) and felsite (F) center. The felsite center incorporates dark inclusions derived from the non-porphyrific basic margin. Tai.

方向 ほとんどの岩脈の走向は北北西-南南東あるいは北北東-南南西で、急傾斜である (Fig. 7)。

貫入順序 この時期の岩脈の貫入順序は、大部分複合岩脈および重複岩脈によって組み立てられた。貫入関係についてのいくつかの資料が Fig. 8 に示されている。早期に貫入した岩脈から順に記せば、塩基性岩脈→中性岩脈→酸性岩脈(花崗斑岩→斜長石-花崗岩質斑岩→フェルサイト)である。第III期岩脈群は塩基性岩脈から酸性岩脈へと貫入しているといえることができる。塩基性岩脈では、早期に無斑晶岩相が貫入し、晩期に最も斜長石斑晶に富む岩相が貫入している。Fig. 8, H) は最も早期に活動した無斑晶塩基性岩脈と最も晩期に活動したフェルサイト岩脈からなる複合岩脈のスケッチである。

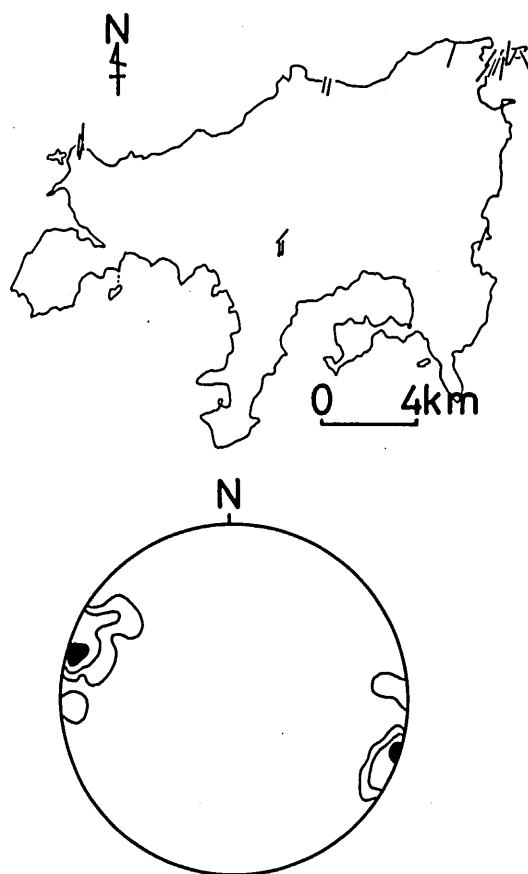


Fig. 9 a) Map showing the distribution of dykes of the fourth generation in Shodoshima.
b) Lower hemisphere equal-area projections of poles to 17 measured basic dykes of the fourth generation.

(d) 第Ⅳ期岩脈群

第Ⅳ期岩脈群としては、21 の塩基性岩脈が観察されたにすぎない。

分布 島の北部に比較的多い。特に土庄町蕪崎および内海町吉田の東にやや集中発達している (Fig. 9)。この岩脈群に貫入された深成岩類は南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体・小豆島アダメロ岩体である。

方向 岩脈の多くは北北東-南南西走向で、急傾斜である。

(e) 第Ⅴ期岩脈群

第Ⅴ期岩脈群としては、8 の塩基性岩脈が観察されたにすぎない。

分布 土庄町蕪崎に集中分布し、小豆島アダメロ岩体を貫いている (Fig. 10)。

方向 岩脈の多くは東西～東北東-西南西走向で、急傾斜である。

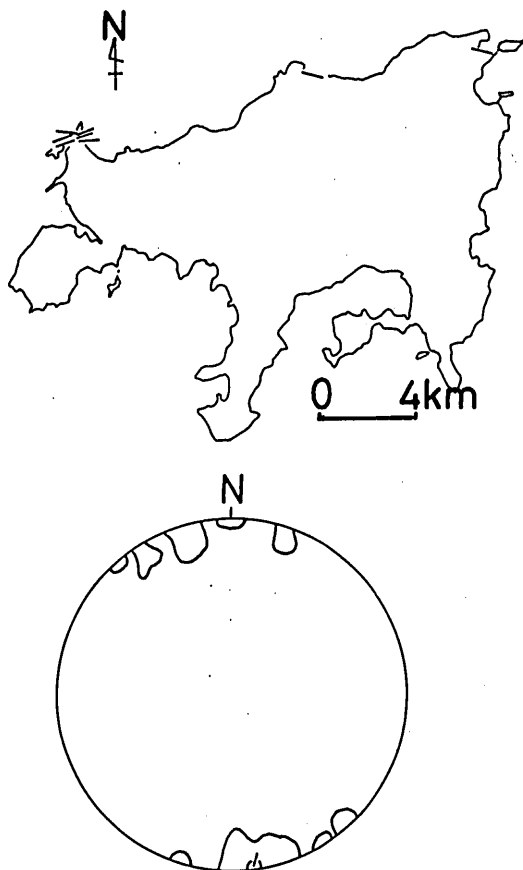


Fig. 10) a) Map showing the distribution of dykes of the fifth generation in Shodoshima.

b) Lower hemisphere equal-area projections of poles to 8 basic dykes of the fifth generation.

2. 岩脈類の岩石記載

次に岩脈群を構成する岩石の岩石学的特徴について記載する。

(a) 塩基性岩脈

第Ⅰ期から第Ⅲ期の活動期の塩基性岩脈は、肉眼的・顕微鏡的特徴において、多くの類似点をもっている。また、第Ⅳ期と第Ⅴ期の活動期の塩基性岩脈は肉眼的・顕微鏡的に両者を区別することはできない。

第Ⅰ期塩基性岩脈 一般に黒色～暗灰色を呈し、基質は細粒である。斑品として斜長石を2～28%含む岩脈はあるが、角閃石斑品はまれで微斑品的である。また、まれに少量の単斜輝石を微斑品として含む岩脈がある。石基は斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、間隙充填的な石英を少量伴う。これらの石基鉱物の容量比は、それぞれ、40.5～64.5, 10.5～45.7, 13.3～17.0, 0.3～4.2である。副成分鉱物として他形粒状～角の丸みをおびた長柱状のチタン鉄鉱がある。

斜長石は半自形～自形で、Naに富む斜長石からなる明瞭なリムが石灰質の核をとり囲んでいる。リムには角閃石・黒雲母の微粒結晶が多数包有されていることがある。角閃石は半自形～他形をなし、帯褐緑色～明緑色のきれいな結晶である。黒雲母は褐色で半自形を呈する。しばしば角閃石の結晶縁辺部や劈開に沿ってそれを交代している。

第Ⅱ期塩基性岩脈 一般に暗灰色～帯青灰色を呈し、基質は細粒である。斑品として斜長石を2～20%含む岩脈はあるが、角閃石斑品はまれで微斑品的である。石基は斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、少量の間隙充填状石英を伴う。これらの石基鉱物の容量比は、それぞれ、37.6～52.7, 23.3～29.2, 14.0～38.7, 0～6.1である。角の丸みをおびた長柱状のチタン鉄鉱を副成分として含む。

斜長石は半自形～自形で、Naに富む斜長石リムが発達する。角閃石は帯褐緑色～明緑色で、半自形～他形である。角閃石微斑品はいくつかの明緑色で細粒の角閃石粒の集合体に変化している。この角閃石集合体は一般に球形に近い外形をもっているが、やや伸長して片理(東西走向で壁岩の深成岩中の片麻構造に連続する)に平行に配列することがある。このような再結晶角閃石粒の集合体はWATTERSON (1968)やSPRY (1969)によっても記載されているが、これらはdynamic recrystallizationによって二次的に形成されたものである。黒雲母は褐色の半自形結晶で、しばしば角閃石を交代する。

第Ⅲ期塩基性岩脈 一般に帯褐青緑色～帯緑灰色を呈し、第Ⅰ期・第Ⅱ期塩基性岩脈より緑色をおびたものが多い。基質は細粒である。斜長石斑品を2～27%含む岩脈はあるが、角閃石斑品はまれで微斑品のものが多い。少量の単斜輝石を含む岩脈もいくらかある。石基は斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、少量の石英を間隙充填的に含む。石基鉱物の容量比は、それぞれ、44.5～49.0, 21.9～47.5, 0～22.6, 0～6.5である。一般に黒雲母の含有量は第Ⅰ期・第Ⅱ期塩基性岩脈と比較して少ない。チタン鉄鉱やリン灰石を副成分鉱物として含む。

顕微鏡下での特徴は、a) 田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体・南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体などに貫入した岩脈と、b) 小豆島アダメロ岩体に貫入した岩脈とではやや異なっている。

a) の場合、斜長石は半自形～自形で、Na に富む斜長石リムの発達が顕著である。角閃石は帯褐色で自形性が強く、しばしば褐色の核をもつ。まれに淡緑色～無色のリムがみられる。角閃石を交代する褐色の黒雲母が多く含まれる。b) の場合、斜長石は半自形～自形で、累帯構造はみられるが、明瞭な Na に富む斜長石のリムはない。緑泥石・絹雲母・緑レン石・ユウレン石などの微粒結晶の出現によって、核部を中心に濁っている。角閃石は淡緑色の半自形～他形結晶が一般的であるが、結晶粒のあるものは淡緑色の繊維状結晶の集合体からなる仮像になっている。黒雲母は減少し、しばしば緑泥石化している。また、単斜輝石のセクタ構造の発達やチタン鉄鈹の裂状骸晶の形成など急冷を示す組織は b) の場合の方が顕著である。小豆島アダメロ岩体に入入した岩脈であっても、花崗岩物質の浸潤を受けたものは a) の場合の岩脈に近い特徴を示す。

第Ⅳ期および第Ⅴ期塩基性岩脈 これらの時相の塩基性岩脈は上記のより早期に活動した塩基性岩脈とはやや異なった特徴を示す。岩石の色は第Ⅲ期の塩基性岩脈よりさらに緑色である。微斑晶として単斜輝石・角閃石・斜長石を含むほか、まれに少量の斜長石斑晶を伴う。石基は短冊状斜長石・単斜輝石・チタン鉄鈹とこれらの結晶粒間を埋める緑泥石・スフェーン・緑レン石などからなるインターサタル組織を呈する。単斜輝石の量は斑晶および石基中のものを合わせると 10% 以上になる。いずれも顕著なセクタ構造を示す。単斜輝石は角閃石より多い。黒雲母は全く含まれていない。稀に斑状の石英がみられることもこの時相の塩基性岩脈の特徴である。角閃石はほとんどすべて緑泥石に交代されているが、一部に淡褐色種の角閃石が残っている。石基および斑晶の斜長石の変質も著しく、絹雲母・緑レン石・方解石等の微粒結晶によって交代されていて、全体としてきたない。副成分鉱物としてチタン鉄鈹を含むが、いずれの結晶も典型的な裂状骸晶である。

上記の塩基性岩脈の特徴を第Ⅰ期から第Ⅴ期まで通してみると、次のようになる。後期に活動した岩脈ほどより低温で変質した特徴があらわれている。また、変質の程度は第Ⅳ期や第Ⅴ期の塩基性岩脈で特に顕著である。初生の有色鉱物は、第Ⅳ期や第Ⅴ期の岩脈とそれ以前の岩脈とでは大きく異なっている。後者は角閃石が卓越し、前者では角閃石よりむしろ単斜輝石が卓越している。

(b) 中・酸性岩脈

小豆島の第Ⅰ期と第Ⅱ期の酸性岩脈の岩質はいずれも斜長石-トナール岩質斑岩である。第Ⅲ期の中・酸性岩脈は 4 つの岩質が区別されている。中性岩脈として角閃石-斜長石-花崗閃緑斑岩、酸性岩脈として花崗斑岩・斜長石-花崗岩質斑岩・フェルサイトである。以下、それぞれの岩石記載を行なう。

斜長石-トナール岩質斑岩 斜長石斑晶(径 1～2 mm)を含むが、その量は 5% 前後である。石基は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる等粒状完晶質組織を呈し、鉱物容量比は、それぞれ、50.5～51.5%、31.1～31.4%、5.0～4.8%、5.3～11.8%、0.6～5.7% である。副成分鉱物としてジルコン・リン灰石・褐レン石がある。斜長石は半自形～自形で、累帯構造をもつ。斜長石斑晶は微小破断面を生じ、石英・黒雲母・カリ長石に浸入されることがある。石英はほぼ球状であるが、外形は小さな凹凸をもって他鉱物と噛み合っている。カリ長石は他形で、格子構造や細ひも状パーサイトがみられる。角閃石は明緑色～緑色

種で虫喰い状である。黒雲母は褐色の半自形葉片状結晶で、独立結晶として散在するほか、集合体を形成することもある。しばしば片理を形成する。角閃石を交代している。

角閃石-斜長石-花崗閃緑斑岩 斑晶の量は65~70%に達する。斜長石斑晶は自形~半自形卓状(径1~10 mm)で、弱~中程度の累帯構造を示す。核部は部分的に絹雲母・緑レン石・緑泥石などに変質している。角閃石斑晶は自形長柱状(径1~15 mm)で、褐色種・淡黄褐色種・淡青色種などがある。しばしば緑泥石化している。微斑晶として単斜輝石を含むことが多い。まれに球状の石英斑晶をごく少量伴うことがある。石基は斜長石・石英・カリ長石からなり、一般に微晶質であるが、一部に球顆組織や微文象組織がみられる。副成分鉱物としてリン灰石がある。

この岩脈には、数cm~数10 cm程度の暗色包有物が含まれることがある。一般に暗色包有物を含む岩脈で斑晶が粗粒である。

花崗斑岩 斑晶の量は50~70%に達する。斜長石斑晶は半自形卓状(径2~15 mm)で、累帯構造がみられる。しばしば著しい絹雲母化作用をうけている。石英斑晶は球状(径2~15 mm)で融食されている。角閃石や黒雲母があるが、緑泥石化が著しい。カリ長石斑晶は量が少なく、絹雲母化している。石基は斜長石・石英・カリ長石からなり、等粒状完晶質でしばしば文象組織がみられる。副成分鉱物として褐レン石・リン灰石・ジルコン・チタン鉄鉱(?)がある。

この岩脈にもほとんどの場合、数cm~10 数cmの暗色包有物が含まれている。岩脈の側壁の近傍では、岩脈貫入時の flow differentiation (BHATTCHARJI and SMITH, 1964; BHATTCHARJI, 1967; KOMAR, 1972)によって斑晶が中央部に移動し、フェルサイト様岩になっていることがある。

斜長石-花崗岩質斑岩 斑晶は斜長石(径2~5 mm)のほか、まれにごく少量の石英・角閃石(褐色種)・黒雲母(黄褐色種)などもみられる。石英は径0.1~0.2 mm程度の球状微斑晶として含まれることの方が多い。斑晶の量は5~7%である。石基は隠微晶質あるいは微晶質であることが多いが、ときに石基の一部に大きな球顆を生じていたり、石基の全体が小さな球顆の集合体であったりする。

フェルサイト 一般に無斑晶であるが、径0.5~1 mm程度の斜長石微斑晶を含む岩脈もある。両者の間で複合岩脈が形成されることもある。無斑晶岩相の貫入が先行している。角閃石(帯緑褐色~緑色種)や黒雲母(褐色種)の針状微斑晶(径0.1~0.3 mm)を含む岩脈もあるが少ない。石基の組織は多様な変化を示す。それは岩脈ごとに、あるいは岩脈の中央部から周辺部に向かって認められる。観察された石基の組織は i) 隠微晶質 ii) 微晶質 iii) 全体は隠微晶質あるいは微晶質であるが、一部に大きな球顆が散在する組織 iv) 全体が小さな球顆の集合体 v) 微文象組織 vi) 微晶質組織の一部に微文象組織が発達する場合などがある。

3. 活動期を異にする岩脈の貫入関係

Plate 3-2 は第I期の塩基性岩脈および塩基性-酸性複合岩脈を切断する第II期の塩基性-酸性複合岩脈を示す。

Fig. 11 は、第II期の塩基性-酸性複合岩脈に貫入する第III期の塩基性岩脈を示す。黒雲母

-角閃石-石英閃緑岩相に発達する東西走向の片麻構造と連続する片理が、第II期の複合岩脈の中にも発達している。第III期の塩基性岩脈はこの片麻構造を切って貫入している。

Plate 4-1 は第I期の塩基性岩脈を切断する第III期の塩基性岩脈である。

FIG. 12 は第III期のフェルサイト岩脈を切断する第IV期の塩基性岩脈を示す。

第IV期の塩基性岩脈と第V期の塩基性岩脈との間の貫入関係は蕪崎の海岸でみられるが、露出状況は悪い。

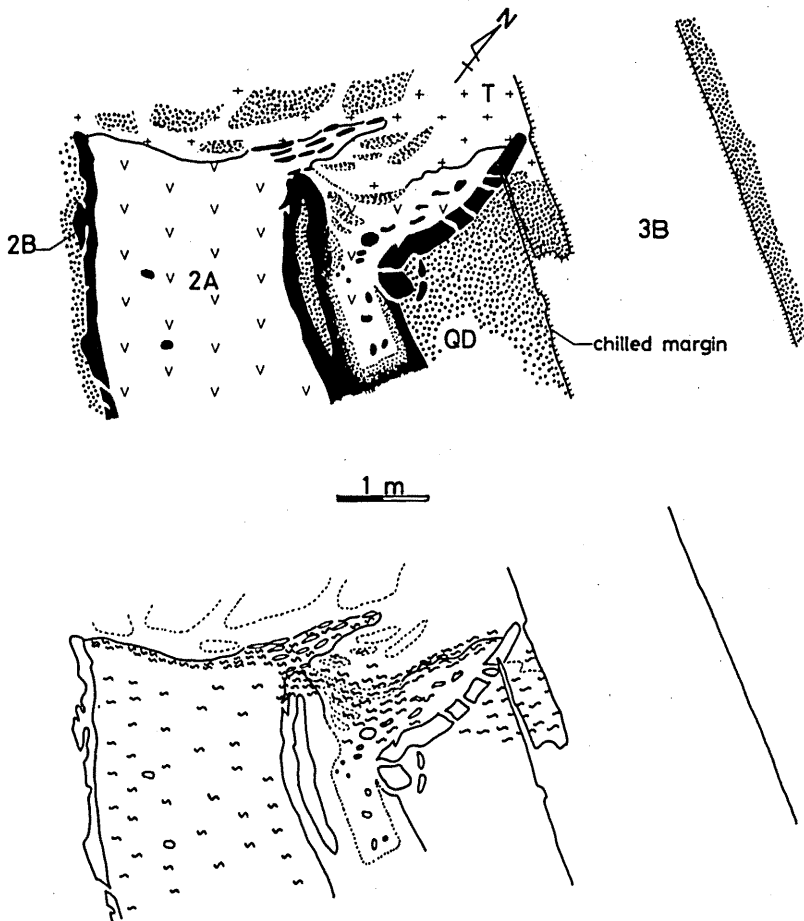


FIG. 11 Basic dyke (3B) of the third generation cutting basic (2B)-acid (2A) composite dyke of the second generation. Gneissosity runs across the mutual junction between the basic-acid composite dyke and its host (biotite-hornblende-quartz diorite (dark coloured facies (QD) and light coloured tonalitic facies (T)), but the basic dyke of the third generation cuts the gneissosity. The Tanoura Peninsula.

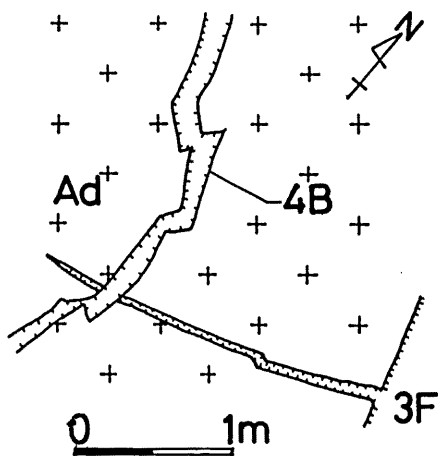


FIG. 12 Basic dyke (4B) of the fourth generation cutting felsite dyke (F) of the third generation. An exposure in the bottom of the Akashiba river, northeast of Ikeda.

Ad: biotite-adamellite (type I)

C. 深成岩中における岩脈の産状

1. 接触部の特徴

多くの岩脈では、壁岩に対して急冷細粒相を形成している。急冷細粒相の幅は通常数mmから2～3cm程度であるが、幅の狭い岩脈では鏡下でのみ確認しうるほど狭いことも少なくない。

一方、岩脈が壁岩に対して与えたであろうと思われる熱変成作用の痕跡は、大部分の岩脈で観察されない。これは幅の比較的広い岩脈においてもそうである。ごく稀に岩脈との接触部の花崗岩の有色鉱物が、赤褐色の黒雲母葉片状結晶の集合体に変化しているのが観察された。

岩脈と壁岩との接触部で観察される現象で特記すべきことは、深成岩の示す破碎構造である。一般に破碎構造は岩脈に沿って幅1～2mm以下の領域に発達しているが、酸性岩脈の壁岩では、これよりもやや広くなっていることがある。通常、このような破碎部では、深成岩を構成する鉱物粒は角ばった結晶破片としてばらばらに分散しているのであるが、個々の破片はいずれも顕著な波動消光を示さない。そして、しばしば岩脈から派生した細脈が、破碎部へ浸入しているのが観察される。

ここで小豆島で観察された岩脈のうちで比較的早期に活動したものは、しばしば、周囲の深成岩から派生した深成岩物質に浸潤されていることを指摘しておきたい。このような岩脈においても、多くの場合、岩脈の接触部には急冷相とみられる細粒相が存在し(Plate 4-2, Plate 4-3), 岩脈に沿って深成岩には破碎構造が形成されているのが観察される。しかしな

がら、細粒相の観察されない岩脈はより早期の活動時相のもの(ほとんど塩基性岩脈である)に数多く存在することも事実である。

WALKER (1969) は、壁岩の花崗岩の温度と岩脈の温度との差が大きい場合には急冷細粒相が形成されるであろうが、花崗岩が高温にある冷却過程の早期に貫入した岩脈では、岩脈の側壁は直線的でなく小さな凹凸があって波打ち、急冷細粒相も形成されないであろうと述べている。しかし、WAGER and BAILEY (1953) や ROOBOL (1971) は、花崗岩マグマと塩基性(岩脈)マグマとの物質の差によってできる必然的な温度差によって急冷細粒相は十分に形成されると主張している。小豆島の場合、第Ⅰ期、第Ⅱ期の塩基性岩脈の多くは幅 50 cm 以下と狭いので、急冷細粒相が形成されたとしても数 mm 以下であったであろうと思われる。このような細粒相は、一旦は形成されたとしても、岩脈固結後周囲の花崗岩の熱によってあるいは花崗岩物質との反応によって再結晶し失われてしまった可能性がある。第Ⅰ期、第Ⅱ期の塩基性岩脈の側壁が直線的であることもその可能性を支持するかもしれない。

CHAPMAN (1962) は、塩基性岩脈の割れ目に沿って浸潤した花崗岩物質によって塩基性岩脈が metasomatic に交代されて形成された細粒相に対して真の急冷細粒相と区別するために“pseudochilled zone”という名称をあたえた。小豆島の場合、岩脈を切断する深成岩物質と岩脈との接触部には急冷細粒相や破碎構造は観察されない。深成岩物質は明らかに岩脈の両側壁面に形成された細粒相を切っているの、小豆島の岩脈に発達する周縁細粒相は pseudochilled zone ではなく、真の急冷細粒相である。

上記のような深成岩物質に浸潤された岩脈における壁岩の破碎部の特徴は次のようなものである。石英は縫合した細粒再結晶石英粒の集合体として観察される。斜長石の多くは岩脈によってシャープに切断されているのが累帯構造の切断から読みとれる。また、ある斜長石においては、双晶面の湾曲や細粒化が認められる。カリ長石は斜長石と同様にいくつかの細粒結晶に分かれたり、著しい波動消光を示したりしている。黒雲母には劈開面の湾曲やキンクバンドが発達する。

一方、接触部に沿って数 mm 程度の幅で、岩脈の角閃石は黒雲母によって交代されていることがあるが、その程度は接触面に向かって次第に強くなり、接触部では黒雲母だけになっている。

以上の観察から、岩脈は壁岩に破断面が形成されたところへ貫入したものであるということが出来る。早期の岩脈貫入時においても、壁岩の構成鉱物種のすべてがほとんど晶出していたことは明らかである。

2. 岩脈への深成岩物質の浸潤

小豆島では、第Ⅰ期から第Ⅲ期までの岩脈のあるものは、岩脈をとりまく周囲から深成岩物質の浸潤によって切断されている。岩脈に浸潤している深成岩物質の浸潤の形態は Fig. 13 の模式図に示されているような 4 つの型に分類される。

タイプ A の浸潤 深成岩物質の脈(浸潤脈)は岩脈とその壁岩の深成岩を共に切断している。

タイプ B の浸潤 浸潤脈は岩脈と壁岩の接触面から岩脈の内部に向かって発達し、その脈が壁岩中にのびることは稀である。浸潤脈の深成岩物質と壁岩の深成岩とは岩質が異なり、

両者ははっきりした境界をもっている (Plate 5-1)。一般に浸潤脈は岩脈と壁岩との接触面に高角度 (垂直に近い) で発達することが多い。

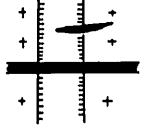
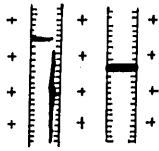
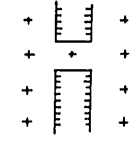

タイプCの浸潤 主に岩脈に垂直な面に沿って浸入した深成岩物質によって岩脈が分離させられているのであるが、浸潤した深成岩物質と壁岩の深成岩とは漸移し、野外で識別しがたい (Plate 4-3)。この型の浸潤では、浸潤による分離間隔はかなり広がっている。

タイプDの浸潤 岩脈と壁岩との境界に沿って深成岩物質が浸入している。多くの場合、浸潤脈は岩脈を包み込むように岩脈の両側面に発達している (Plate 5-2)。浸潤脈の幅は広いこともあるが、幅2~3cm以下のことが多い。Plate 5-2でも明らかなように、浸潤脈と壁岩の深成岩との接触面は直線的であるが、浸潤脈と岩脈との接触面は凹凸である。浸潤脈は壁岩中に分岐脈を発達させることは稀であるが、岩脈にはしばしば多数の脈が浸入し、いわゆる net-veined structure あるいは net-veined complex (ELWELL et al., 1962, ROOBAL, 1971) が形成されている (Plate 5-3)。網状の深成岩物質の脈にとりこまれた岩脈の個々のブロックは、一般に岩脈の方向に平行な長軸をもちやや丸みをおびた形態を示している。このことから、他地域の net-veined complex では、海底に噴出した玄武岩の枕状溶岩の産状に比較され、ピロ (pillow) という名称で記載されることも少なくない (ex. ROOBAL, 1971, WIEBE, 1973)。

以上に記した4つの型の浸潤現象に共通して言えることは、岩脈に浸潤した深成岩物質の脈はしばしば岩脈の壁面に対して高角度 (多くは垂直に近い) であることである。そして、深成岩物質の脈によって切断された面と岩脈の壁面とが交差する隅の部分は、net-veined complex を別にする、ほとんど角ばったままである。このような現象は、一般の岩脈に卓越する貫入面に垂直な方向の節理に沿って深成岩物質が浸潤したことを示すのかもしれないが、岩脈の貫入面に垂直な方向に圧縮されたとき、より流れやすい深成岩の流動によって塩基性岩脈が引っ張られ、一種のブーダンが形成されたことを示すのかもしれない。この現象が一種のブーダンであるとする、岩脈は切断される時ほとんど塑性変形することではなく、隅の部分は角ばったままであった。塩基性-酸性複合岩脈では、浸潤脈は塩基性岩を完全に切断しているが、その内側の酸性岩の中にはほとんど浸入していないということがしばしば観察される (Plate 6-1)。このことは、ブーダン形成は深成岩との延性度較差 (ductility contrast) の大きい塩基性岩脈では容易に起こり得たが、延性度較差の小さい酸性岩脈は脆性破壊されることなく流動した、ということを示しているのかもしれない (RAMBERG, 1955 参照)。

いまひとつ注目される点はしばしば岩脈内の面構造に沿って浸潤脈が発達しているということである (Plate 6-2)。第III期の塩基性岩脈では、面構造をもった岩脈の半数以上が深成岩物質の浸潤をうけ、しばしば、その浸潤脈は面構造に沿っている。同様の例は WATTERSON (1968) によって南グリーンランドの先カンブリア期の塩基性岩脈の場合が報告されている。

タイプCの浸潤脈は別として、他の3つの型の浸潤脈を形成している深成岩物質は、壁岩の岩石と較べて一般に細粒で優白質である。吉野花崗閃緑岩体では細粒アグメロ岩・細粒花崗岩・アプライト質花崗岩、田ノ浦ハンレイ岩質複合体では細粒トナール岩が浸潤脈を形成していることが多い。浸潤脈が石英脈や石英・長石脈であることもある。また、ペグマタイト脈が浸潤脈となっていることもある。

		Type A	Type B	Type C	Type D
					
Period of basic dykes	First	8	30	37	10
	Second	20	31	16	16
	Third	8	57	12	0

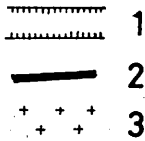


FIG. 13 Simplified illustration of four types of injection of plutonic materials and their frequency among basic dykes of the earlier three generations in Shodoshima.

1: basic dyke with chilled margins, 2: injection vein issuing from the wall, 3: wall rock.

一本の岩脈に様式を異にする浸潤脈が共生して発達することも稀ではない。第Ⅰ期から第Ⅲ期までの塩基性岩脈について、浸潤脈の型の出現頻度を調査した結果が FIG. 13 に示してある。この表から次のような特徴を読みとることができる：いずれの活動期の岩脈においてもタイプBとタイプCの浸潤脈の出現頻度が高い。それに対してタイプAの頻度は低い。タイプDは第Ⅰ期と第Ⅱ期の岩脈では観察されるが、第Ⅲ期の岩脈では観察されていない。

第Ⅰ期と第Ⅱ期のすべての岩脈は多かれ少なかれ深成岩物質の浸潤をうけている。しかしながら、第Ⅲ期の岩脈では、深成岩物質に浸潤されているのは大部分が塩基性岩脈で、その数は測定された塩基性岩脈（705 本）の約 10% である。浸潤をうけた塩基性岩脈は吉野花崗閃緑岩体と小豆島アグメロ岩体（黒雲母-アグメロ岩相（タイプⅠ））の両者において観察されたが、その頻度は吉野花崗閃緑岩体の方が高い（FIG. 14）。中・酸性岩脈で深成岩物質に浸潤されているものは、フェルサイト岩脈が 2 本、角閃石-斜長石-花崗閃緑斑岩岩脈が 2 本であるが、これらの中・酸性岩脈はいずれも吉野花崗閃緑岩体の中に貫入したものである。

岩脈に浸潤した深成岩物質の特徴を知るために、岩脈を切断した浸潤脈と壁岩の岩石とを比較してみることにしよう。ここでは、黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相に貫入している第Ⅰ期および第Ⅱ期の塩基性岩脈について検討した結果を示そう。これらの塩基性岩脈はタイプAからタイプDの浸潤脈によって切断されている。壁岩および浸潤脈の岩石を鉱物容量比で見ると、どの岩脈も斜長石・角閃石（カミングトン角閃石を含む）・石英を主成分鉱物とし、カ

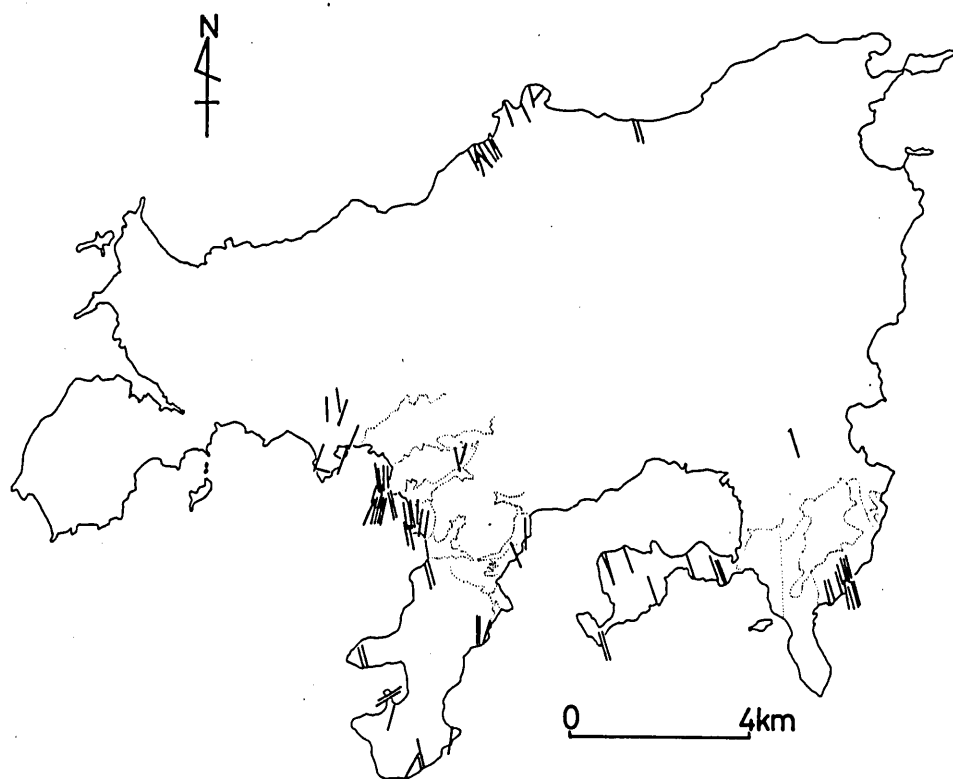


Fig. 14 Map showing the distribution of basic dykes of the third generation which indicate synplutonism.

リ長石は含まれていても微量である。Q-Pl-K 三角ダイアグラムにプロットすると、壁岩の岩石はいずれも石英閃緑岩の領域に落ちるが、浸潤脈の岩石はトナール岩の領域に落ちる (Fig. 15-a))。壁岩の岩石に含まれる斜長石の平均含有量は 57.5%，浸潤脈の岩石中のそれは 56.2%で、両者にそれほど大きな差異は認められない。そこで、鉱物の著しく大きい 3 鉱物、石英・角閃石・黒雲母について三角ダイアグラムで比較すると、浸潤部では著しく角閃石が少なくなって黒雲母と石英とが増加する傾向が認められる (Fig. 15-b))。この傾向は野外では壁岩の岩石とそれほど差異が認められないタイプCの浸潤脈においてもみられる。そして、両者の斜長石の核部の組成は An 70-50 でほとんど変わらないが、リムの組成は壁岩の岩石では An 45-35、浸潤脈の岩石では An 45-25 となって、浸潤脈の岩石においてより Ab に富んだ斜長石が形成されている。カリ長石は共に微量であるが、浸潤脈の岩石で増加している。

しかしながら、吉野花崗閃緑岩体や小豆島アダメロ岩体では、壁岩の岩石とタイプCの浸潤脈の岩石との間で、鉱物容量や鉱物の化学組成がほとんど区別できないという結果が得られている。

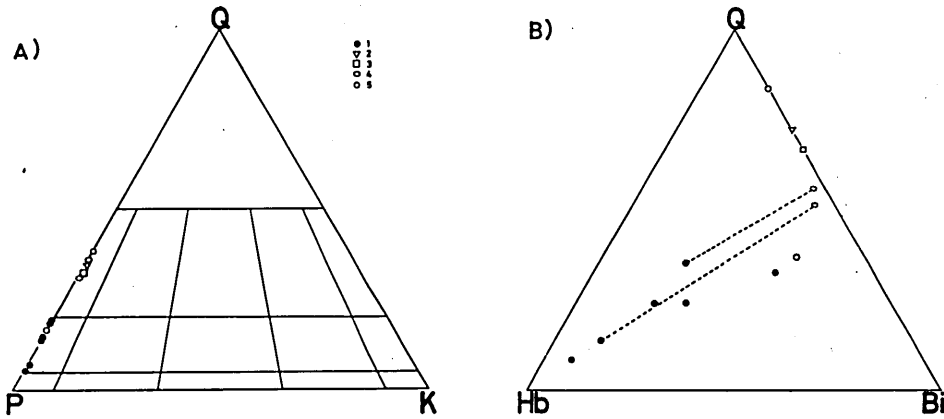


FIG. 15 Modal Q (quartz)-P (plagioclase)-K (potassium feldspar) diagram (A) and Modal Q (quartz)-Hb (hornblende)-Bi (biotite) diagram (B) for biotite-hornblende-quartz diorite and injection veins issuing from it.
1: original wall rock of dykes, 2: injection of type A, 3: injection of type B, 4: injection of type C, 5: injection of type D.

D. まとめと考察

1. 小豆島における深成岩類の冷却史の中での岩脈活動の位置

小豆島では、岩脈群は5つの主活動期に区分され、異なった活動期の岩脈の間で貫入関係が確認された。同一の活動期の岩脈群の中では、塩基性岩から酸性岩へと活動し、早期の塩基性岩脈と晩期の酸性岩脈とがしばしば複合岩脈をつくっている。このことは、塩基性岩から酸性岩へというひとつの岩脈活動のサイクルは比較的短時間に起こったことを示唆している。また、横山ほか (1976)・横山 (1979) が述べているように、塩基性岩脈の多くは幅1 m以内で、酸性岩脈も数 m 以内のものが多く。したがって、岩脈が冷却に要した時間を推定すると、塩基性岩脈で数時間、酸性岩脈でも数10～数100時間の間に大部分のものが冷却・固結したということになる (JAEGER, 1968 参照)。冷却に長時間を要する深成岩体と比較すると、1サイクルの岩脈活動は一瞬のでき事であるとみなすことができる。

岩脈群をタイムマーカーとみる時、早期の3つの活動期の岩脈活動は、深成岩類の活動と平行して起こっている。タイム・マーカーとしては東西走向の片麻構造も使用できよう。この片麻構造の形成時期は、第II期岩脈群活動後、第III期岩脈群活動前である (Fig. 11 参照)。そこで時間軸 (たて軸) として5つの岩脈群の活動時期と片麻構造形成時期をとり、深成岩類の各岩相の活動期を記入したのが Fig. 16 である。なお、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の複輝石-角閃石-ハンレイ岩相および南風台花崗閃緑岩体の各岩相は、現時点では、片麻構造形成以前にすでに貫入定置していたということしかいえないので Fig. 16 には入れていない。

第I期岩脈群活動以前 第I期の岩脈は田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁)・優白質黒雲母-アグメロ岩相 (LAd)、吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒

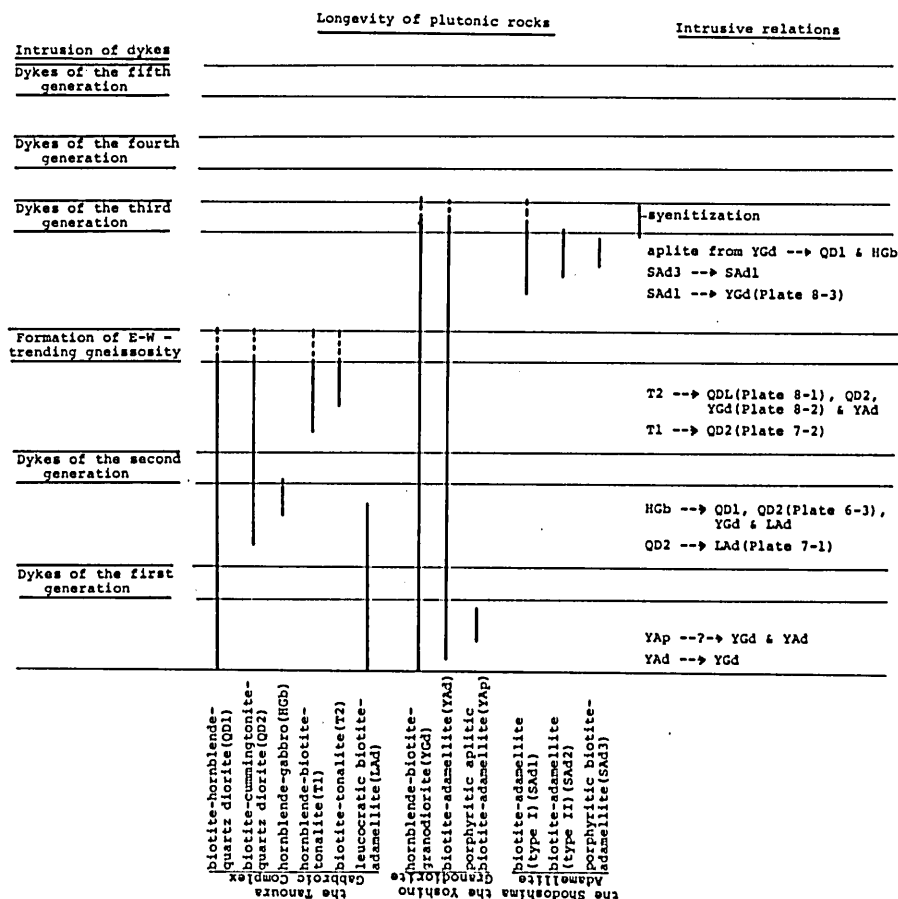


FIG. 16 Plutonic history of Shodoshima.

A → B: A intrudes into B

雲母-花崗閃緑岩相 (YGd)・黒雲母-アダメロ岩相 (YAd)・斑状アプライト質黒雲母-アダメロ岩相 (YAp) に貫入している。これらの深成岩類は、第 I 期の岩脈群活動以前にすでに岩脈貫入の必要条件——破断面形成が可能な状態——をもっていたといえる。しかしながら、これらの深成岩類は同時に第 I 期の岩脈を切断している。

次の 2 つの貫入関係は第 I 期岩脈群活動以前であったと考えられる。ひとつは、角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) と黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) との関係である。両者は分布が密接で、三都半島の谷尻や田ノ浦半島の塩谷鼻では交互にくり返し出現する。そして、島の東部の北谷の海岸では、黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) は角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) を捕かくしているが、両者の境界は漸移的でシャープではない。

いまひとつは、斑状アプライト質黒雲母-アダメロ岩相 (YAp) と、角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) や黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) との関係である。現在、前者は後者の 2 岩相

中に包有されており、捕かく岩であるかのようにみえる。しかしながら、ある産状は、初生的には前者が後者に岩脈状岩体として貫入したものが後に分断されて現在のようになったという解釈も可能である。

第Ⅰ期岩脈群活動後から第Ⅱ期岩脈群活動以前 第Ⅱ期の岩脈は田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁)・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂)・角閃石-ハンレイ岩相 (HGb), 吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd)・黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) に貫入している。したがって、これらの岩相はこの時岩脈貫入の必要条件(破断条件)をもっていたということになるが、角閃石-ハンレイ岩相 (HGb) を除く上記の4岩相は、第Ⅱ期岩脈群に逆貫入している。

Plate 7-1 は第Ⅰ期塩基性岩脈貫入後、片麻構造形成前に黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂) が優白質黒雲母-アダメロ岩相 (LAd) に貫入したことを示すものである。はじめに述べたように、黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂) は第Ⅱ期岩脈群に貫入されているので、黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂) の貫入は第Ⅱ期岩脈群活動以前である。

角閃石-ハンレイ岩相 (HGb) は黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁)・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂)・優白質黒雲母-アダメロ岩相 (LAd)・角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) に貫入している。黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂) の中には、暗色包有物を切断しており、貫入関係は明白である (Plate 6-3)。また、角閃石-ハンレイ岩相は上記の壁岩の岩相に対して細粒相を形成している (たとえば、Plate 1-1) が、それは壁岩から派生した脈によって切断されている。この関係は深成岩物質の浸潤をうけた塩基性岩脈にみられる現象に比較されるもので、角閃石-ハンレイ岩相 (HGb) の細粒相も急冷周縁相であると考えられる。

第Ⅱ期岩脈群活動後から第Ⅲ期岩脈群活動以前 第Ⅱ期岩脈群活動後、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体ではトナール岩質岩の活動が著しく活発になる。それはトナール岩質岩がしばしば第Ⅱ期の塩基性岩脈に浸潤していることから推定される。いくつかの例を示そう。Plate 7-2 の例では、第Ⅱ期塩基性岩脈貫入後、片麻構造形成前に角閃石-黒雲母-トナール岩相 (T₁) が黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁) に貫入したことを示す。黒雲母-トナール岩相 (T₂) はしばしばタイプAの浸潤脈として、黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁) や黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相 (QD₂) に貫入した第Ⅱ期岩脈群に逆貫入している (Plate 8-1)。また、黒雲母-トナール岩相 (T₂) は片麻構造形成以前に吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) や黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) に貫入し、Plate 8-2 にみられるように、壁岩の一部を捕かくしている。大泊の北の海岸では、黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) の中において、片麻構造形成以前に黒雲母-トナール岩相 (T₂) が第Ⅱ期塩基性岩脈を切断しているのが確認されている。Fig. 11 の例では、黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁) の優白質岩相 (トナール岩質) (T) が片麻構造形成前に第Ⅱ期の塩基性-酸性複合岩脈を切断したことを示す。

第Ⅲ期の塩基性岩脈が、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体のいくつかの岩相に貫入することが観察されている。しかしながら、そこでは一般に壁岩からの浸潤脈はみられない。角閃石-黒雲母-トナール岩相 (T₁) や黒雲母-トナール岩相 (T₂) は田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の他

の構成岩相によって貫入されていない。したがって、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の活動は、角閃石-黒雲母-トナール岩相 (T_1) や黒雲母-トナール岩相 (T_2) などのトナール岩質岩相の形成を最後に終息したといえる。

第III期の岩脈群の貫入に先だって、東西走向の片麻構造を形成せしめる変形作用があった。この変形作用は、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体・吉野花崗閃緑岩体・南風台花崗閃緑岩体に及んでいる。

東西走向の片麻構造を形成せしめた変形作用に次いで、小豆島アダメロ岩体の定置が起こっている。島の東部の谷尻の北では、小豆島アダメロ岩体の黒雲母-アダメロ岩相 (タイプI) (SA_{d1}) が吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) の片麻構造を切って貫入する (Plate 8-3)。また、三都半島の牛ヶ浦の西部では、黒雲母-アダメロ岩相 (SA_{d1}) が吉野花崗閃緑岩体の斑状アプライト質黒雲母-アダメロ岩相 (YAp) を捕かくしている。小豆島アダメロ岩体の黒雲母-アダメロ岩相 (タイプI) (SA_{d1}) は同岩体の斑状黒雲母-アダメロ岩相 (SA_{d3}) の岩脈に貫入されているのが灘山付近の海岸で確認されているが、同岩体の黒雲母-アダメロ岩相 (タイプII) (SA_{d2}) と他の岩相との関係は不明である。

吉野花崗閃緑岩体の黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) の分布域は、沓掛ほか (1979) の分類区分による、塊状岩相を特徴とする「小豆島花崗岩の中の池田型花崗岩相」の分布域と重なるところが多い。しかしながら、前述したように、黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) には東西走向の片麻構造が発達しているので、片麻構造形成後定置した小豆島アダメロ岩体と同時相であるとはできない。

第III期の岩脈は、南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体・小豆島アダメロ岩体のほとんどの構成岩相に貫入している。これらの岩脈はしばしば花崗岩中のアプライト脈やペグマタイト脈を切断しているが、角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGD)・黒雲母-アダメロ岩相 (YAD)・黒雲母-アダメロ岩相 (SA_d) に貫入した塩基性岩脈の約10%程度のものはこれらの深成岩類から浸潤をうけている。

田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体はしばしば角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd) から派生したアプライト脈等によって切断されている。これらのアプライト脈の多くは片麻構造を切って貫入している。先に述べたように、花崗岩中のアプライト脈の多くが第III期岩脈群によって切断されていることからすれば、これらのアプライト脈が田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体に貫入したのは、片麻構造形成後から第III期岩脈群活動前と推定される。

閃長岩類は、村上 (1976) が述べているように、交代作用 (閃長岩化作用) によって既存の花崗岩質岩石より変化したことを示唆するいくつかの産状を示す。閃長石化作用は、第III期の塩基性岩脈の貫入後に形成されたカクレーサイト脈に沿って起こっていることがある。また、あるアプライト脈や第III期の花崗斑岩岩脈は、それらの組織や岩脈 (脈) の形状を留めたままで壁岩の花崗岩と共に閃長岩化している。かくして、閃長岩化作用は片麻構造形成後、第III期の塩基性岩脈活動前から第III期の酸性岩脈活動期ごろにかけて起こったと推定される。

第III期岩脈群活動後 吉野花崗閃緑岩体の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相 (YGd)・黒雲母-アダメロ岩相 (YAd) や小豆島アダメロ岩体の黒雲母-アダメロ岩相 (SA_{d1}) の活動は、第III期の塩基性岩脈貫入後しばらくして終息したらしく、第III期の中・酸性岩脈で深成岩物質

の浸潤をうけた岩脈はきわめて少なくなる。第Ⅳ期・第Ⅴ期の岩脈に対してはまったく浸潤していない。

先に記したように、塩基性岩脈にみられる角閃石や斜長石の変質の程度は、後期に活動したもののほど低温の条件下で形成されたことを示している。また、後期に活動した塩基性岩脈ほど、単斜輝石やチタン鉄鉱の結晶組織は急冷を示唆している。これらのことは、岩脈形成時の岩脈をとりまく深成岩の温度状態を反映していると考えられる。第Ⅲ期の塩基性岩脈では、一般に小豆島アダメロ岩体に貫入したものは、吉野花崗閃緑岩体に貫入したものより低温変質が進行し、急冷しているようにみえる。また、第Ⅲ期の塩基性岩脈で深成岩物質の浸潤をうけたものは吉野花崗閃緑岩体に多い。これらのことは、第Ⅲ期の塩基性岩脈貫入時には、吉野花崗閃緑岩体——領家帯の変動期花崗岩体——の方が小豆島アダメロ岩体——山陽帯の後変動期花崗岩体——より高温であったことを示唆している。

2. 岩脈へ浸潤した深成岩物質の成因

先に述べたように、小豆島地域に発達する岩脈で早期に活動したものは、貫入後その周縁の深成岩から浸潤をうけている。この浸潤物質の起源が問題となる。この問題についてこれまで述べられてきた考え方のひとつは、岩脈が貫入したとき岩脈を形成するマグマの熱によって壁岩が融解されて、浸潤物質が形成されたというものである(たとえば, BLAKE et al., 1965)。ここでは上記の資料を背景としてこの仮説の成否を検討しよう。

第Ⅰ期の岩脈は田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相(QD₁)・優白質黒雲母-アダメロ岩相(LAd)に貫入している。第Ⅰ期岩脈群活動後も田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相(QD₁)・優白質黒雲母-アダメロ岩相(LAd)・角閃石-ハンレイ岩相(HGb)・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相(QD₂)等の岩相は活動している。第Ⅱ期岩脈群の貫入後には、田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相(QD₁)・黒雲母-カミングトン角閃石-石英閃緑岩相(QD₂)・角閃石-黒雲母-トナール岩相(T₁)・黒雲母-トナール岩相(T₂)等の岩相が活動している。これらの岩脈貫入後それに浸潤した岩相は、量的に岩脈をかなり上まわるものであり、しかも、優白質黒雲母-アダメロ岩相からの浸潤脈を別とすると、浸潤脈の岩相は酸性でなく中性である。これらのことは問題の仮説に不都合な事実である。先に述べたように岩脈と壁岩との接触部では、一般に岩脈は急冷細粒相を形成しており、壁岩は岩脈に沿って破碎構造を残している。壁岩の鉱物粒は再結晶作用をうけたという組織を示すが、融解をうけたという組織は示さない。岩脈の放出熱によって周囲の深成岩体が部分融解をうけたという可能性は小さい。

Plate 9-1に示された第Ⅱ期の塩基性岩脈では、タイプDの浸潤をうけたところだけが大きく蛇行している。この時期の岩脈の一般的形態から判断して、この蛇行が初生的なものであるとは思えない。これは岩脈に沿った部分だけではなく、広い領域で壁岩の角閃石-黒雲母-花崗閃緑岩相(YGd)が変形流動したとみるのが妥当のように思われる。タイプCの浸潤では、しばしば岩脈は深成岩物質の浸潤によって大きく引き離され、限られた露頭の範囲では分離された岩脈それぞれが追跡できないほど大きく流動している(Plate 9-2)。これらの例は岩脈貫入時に壁岩の岩石が比較的流動しやすい物性状態にあったことを指示するものである。すでに述べたように、岩脈の貫入時に壁岩となる岩石には破断面が形成され、そこに岩

脈は貫入している。もし深成岩体の中で結晶粒が互いに十分接触し合っていれば、結晶粒の間に間隙流体が存在していても、造構応力場で破断を生じせしめることが可能である。

WALKER (1969) がいうように、このような深成岩物質では加わった差応力が小さく、ひずみ速度も小さければ、塑性流動するであろうが、大きな差応力が加わったり、ひずみ速度が急に大きくなると、脆性破壊を起こすことになるであろう。岩脈の貫入とそれに続いて起こるさまざまな現象は、深成岩物質のこのような物性状態をよく反映しているようにみえる。浸潤脈はやや間隙流体の多かった部分の機械的移動あるいは間隙流体を主体とする物質の選択的流入として説明されよう。

先に記したように、黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁) に岩脈が貫入したとき、壁岩では斜長石と角閃石との大部分、石英と黒雲母との一部はすでに晶出していた。一方、岩脈への浸潤脈は石英・黒雲母・カリ長石・Na に富む斜長石の含有量が壁岩の岩石と較べて多い物質で構成されている。このことは岩脈貫入時に壁岩の黒雲母-角閃石-石英閃緑岩相 (QD₁) に SiO₂・K₂O・Na₂O などに富んだ間隙流体が存在していたことを示唆している。

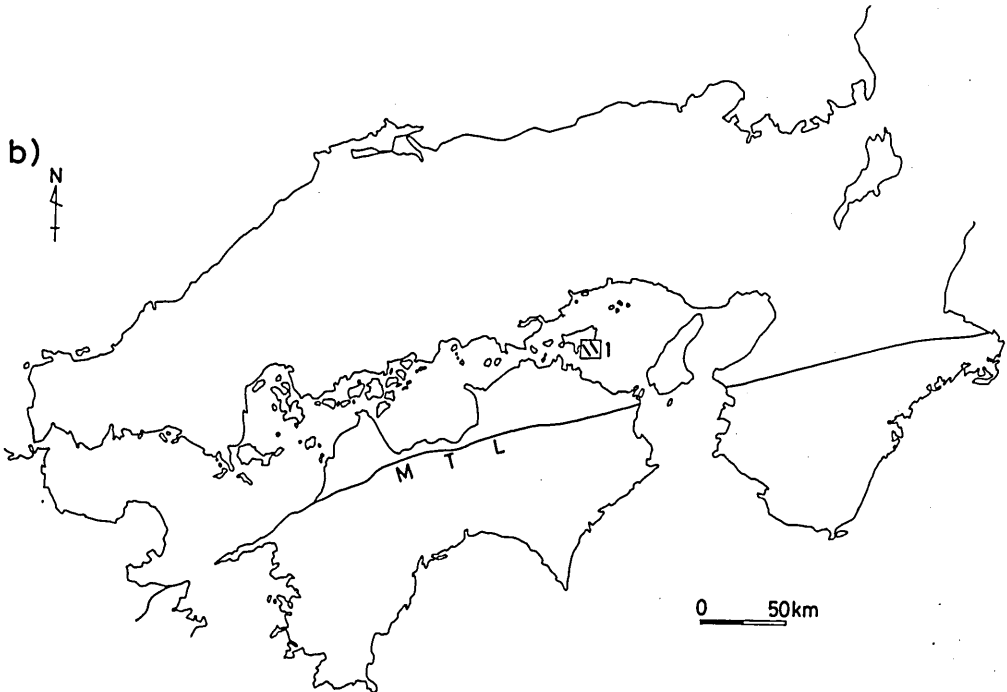
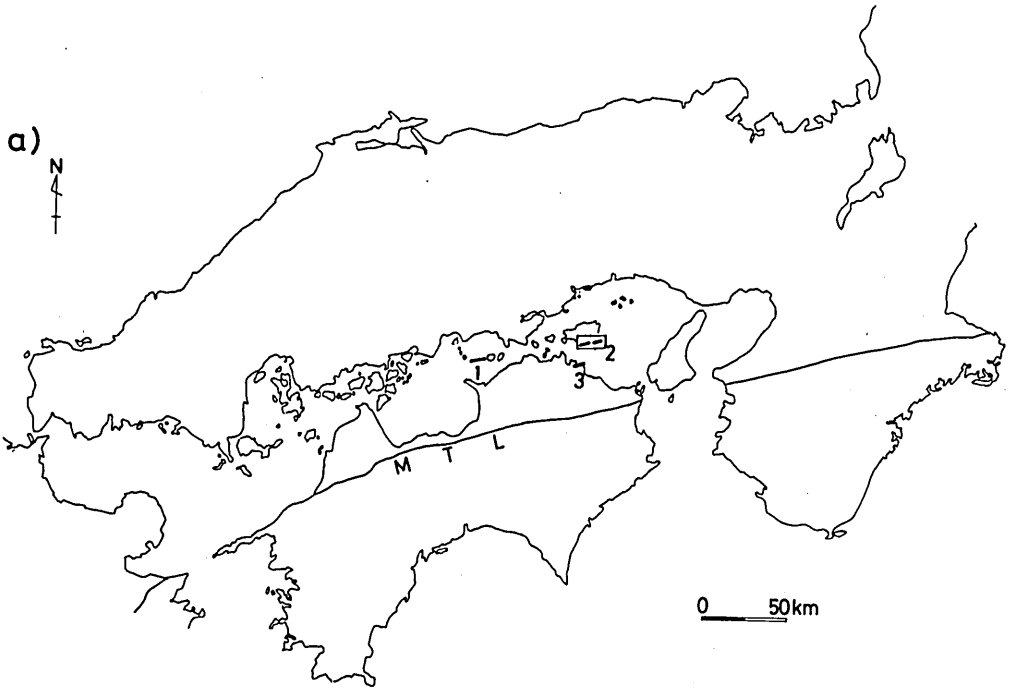
花崗閃緑岩相～アダメロ岩相の場合、タイプCの浸潤脈と壁岩の岩石との間では岩相の差異は識別不可能であった。これは次のように説明できる。石英閃緑岩相では、Na に富む斜長石・石英・カリ長石など低温でもとけていることができる鉱物群が少なく、角閃石・Ca 質斜長石・黒雲母など低温では難溶性の鉱物群に富むのに対して、花崗閃緑岩相～アダメロ岩相では難溶性の鉱物群は少なく、かなりの部分が低温で可溶性の鉱物群によって構成されているからであろう (PIWINSKII and WYLLIE, 1968 参照)。石英閃緑岩相と比較すると、花崗閃緑岩相～アダメロ岩相は長時間にわたって大規模に塑性流動が可能で、その過程で岩相は均質化されたと推察される。

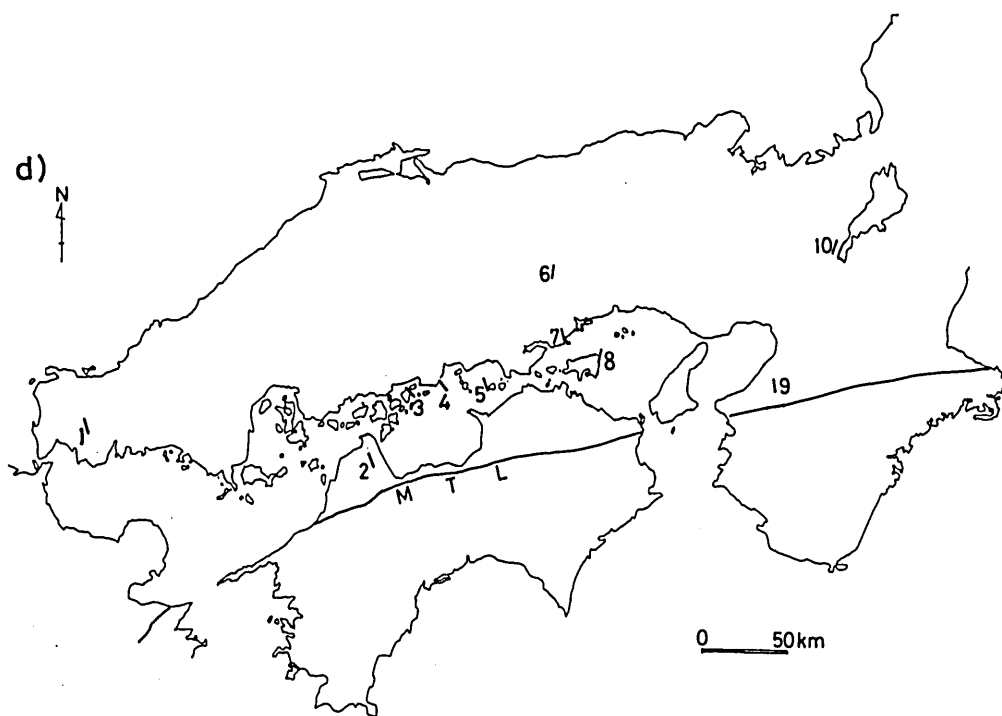
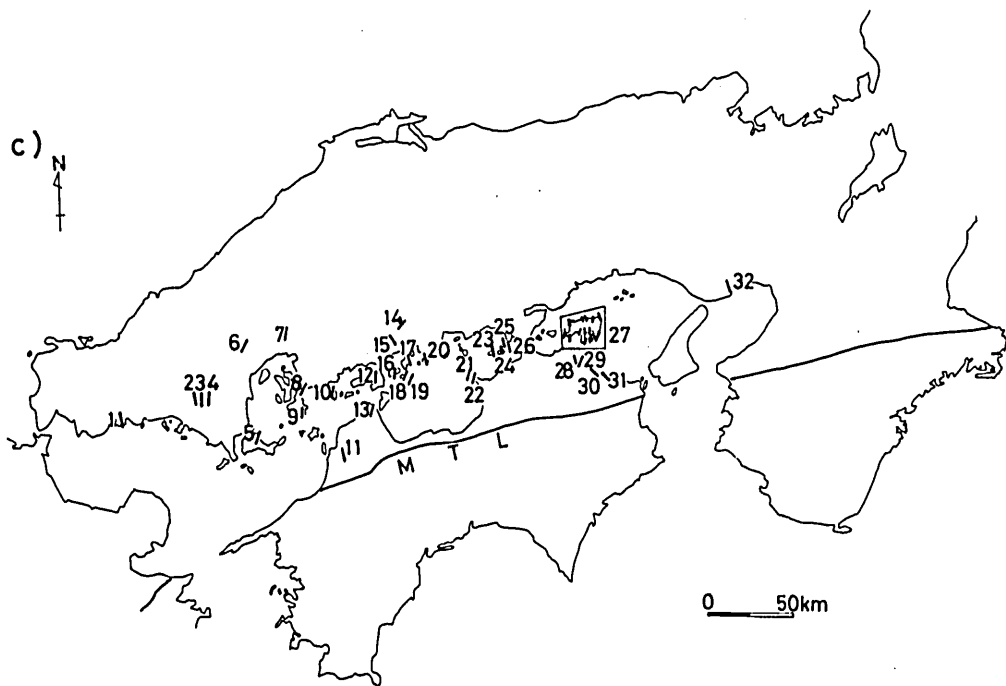
かくして岩脈貫入時に岩脈のもつ熱によって壁岩が部分融解し、それが岩脈に浸潤したという可能性は本地域では少ないといえよう。しかしながら、岩脈の放出熱は周囲の岩石をより流動しやすくする条件となり得たことは確かである。

III. 西南日本内帯の岩脈群——小豆島の岩脈群との対比——

西南日本内帯には多くの岩脈が発達しているが、その分布様式、貫入方向、深成岩体との関係、岩石学的特徴などから、その多くは小豆島の各活動期の岩脈群のいずれかに対比可能であると思われる。ここでいま1度小豆島地域の岩脈群の特徴を整理しておく。

先に記したように、小豆島の岩脈群は5つの活動時期に区分された。これらの岩脈群は東西走向の片麻構造の発達によって特徴づけられる変動期深成岩類である領家新期花崗岩類 (南風台花崗閃緑岩体・吉野花崗閃緑岩体) および田ノ浦ハンレイ岩質複合岩体と、後変動期深成岩類である山陽帯花崗岩類 (小豆島アダメロ岩体) に貫入している。第I期、第II期の岩脈群の分布は変動期深成岩類に限られ、岩脈はそれらに発達する片麻構造形成以前に貫入している。第III期、第IV期、第V期の岩脈群は片麻構造形成後に活動しており、第III期と第IV期の岩脈群は変動期深成岩類と後変動期深成岩類にまたがって分布している。第I期、第II期、第III期の岩脈群の活動は、それらの貫入をうけた深成岩相の構成部分が一部流動可能で、それらに浸潤し得る条件下で起こった。この時期にはまた、別の深成岩相 (岩体) の貫





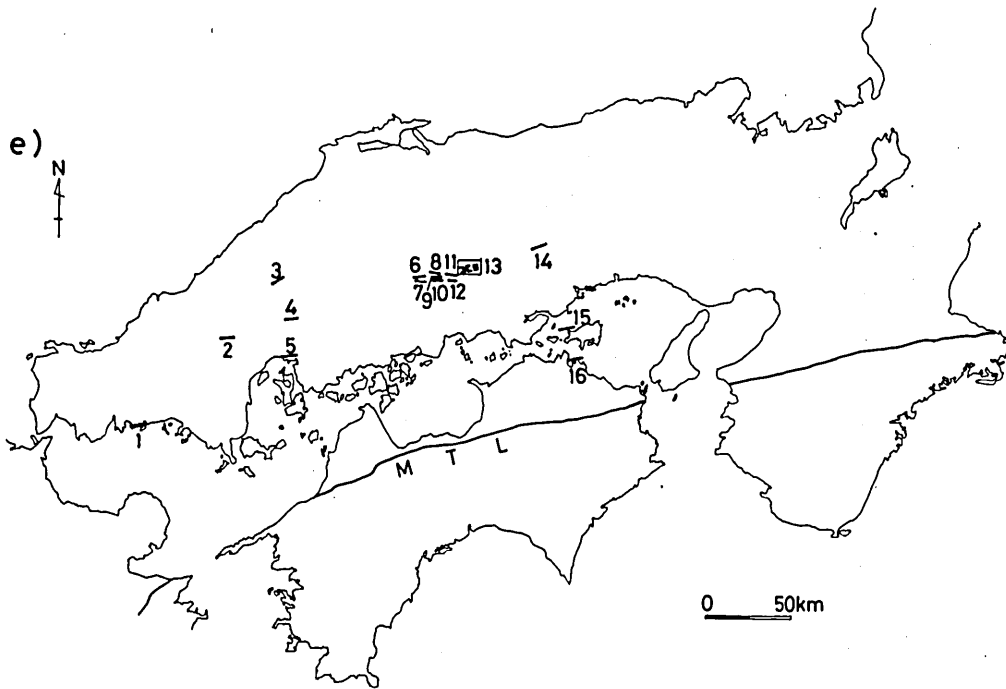


FIG. 17 Map showing the distribution of dyke-domains of the individual generations in Southwest Japan.

a) Dykes of the first generation. See also Table 1.

1: Teshima and Oteshima, 2: Shodoshima, 3: Ookushi

b) Dykes of the second generation. See also Table 2.

1: Shodoshima

c) Dykes of the third generation. See also Table 3 and 4.

1: Ogoori, 2-4: Yashiro, 5: kuga in Ooshima, 6: Rakan, 7: Gongenzan, 8: Ondo, 9: Kashima, 10: Kamikamagarijima, 11: Matsuyama, 12: Miyanoura in Oomishima, 13: Hakata, 14: Mitsugi-cho, 15: Mihara, 16: Ikuchijima, 17: Hiraki in Innoshima, 18: Ikinajima, 19: Yugejima, 20: Tashima, 21 & 22: Misaki, 23: Sanuki-Hiroshima, 24: Honjima, 25: Mukuchijima and Honjima, 26: Shimotsui, Hitsuishijima and Igurojima, 27: Shodoshima, 28: Ookushi, 29: Shido, 30: Sanbonmatsu, 31: Shirotori, 32: Hiyodorigoe.

d) Dykes of the fourth generation. See also Table 5.

1: Kibe, 2: Nibukawa, 3: Kagamiura in Innoshima, 4: Sensuijima, 5: Teshima, 6: Yanahara, 7: Ushimado, 8: Shodoshima, 9: Sennan, 10: Hieizan

e) Dykes of the fifth generation. See also Table 6.

1: Hōfu, 2: Inumodori Gorge, 3: Ooasa, 4: Nabara Gorge, 5: Hiroshima, 6: Kusaki, 7: Shinchiku, 8: Yokkaichi, 9: Nakagō-Oitani, 10: Tenda-Uchiyama, 11: Higashimihara, 12: Kōyama-Nanachi, 13: Nariwa, 14: Yanahara, 15: Shodoshima, 16: Ookushi

入も起こっている。これに対して第IV期と第V期の岩脈群の活動が行なわれたのは、深成岩活動が完全に停止した時期であった。岩脈の貫入方向は、第I期が東西、第II期が北西-南東、第III期が北北西-南南東と北北東-南南西、第IV期が北北東-南南西、第V期が東西であった。

西南日本内帯で、小豆島の5期の岩脈群に対比される岩脈の多くは、東西走向の片麻構造の発達によって特徴づけられる変動期深成岩類と、後変動期深成岩体とに貫入している。しかしながら、従来から領家新期花崗岩類とされている深成岩体の中で岩体の形態に調和的な片麻構造の発達によって特徴づけられる後変動期深成岩体（たとえば、柳生花崗岩（桜井・原，1979），初瀬ベースン（KUTSUKAKE，1973）など）には、小豆島の岩脈群に対比される岩脈活動はみられない。また、蒲野花崗閃緑岩体（岡村，1957）など領家古期花崗岩類中にも、小豆島の岩脈群に対比される岩脈活動はきわめて少ない。

東西走向の片麻構造形成前に変動期深成岩類に貫入した岩脈群は、いくつかの地域で観察された。これらの岩脈群の示す次のような特徴は、小豆島の第I期の岩脈群にもみられるものである：i) 多くの岩脈の貫入方向は東西で片麻構造とほぼ平行である ii) 塩基性岩脈にはかなり緩傾斜なものがある iii) 深成岩物質の浸潤が著しい。香川県大串半島に発達する先片麻構造形成期の塩基性岩脈のもつ諸性質は小豆島の第I期岩脈群のそれと類似しており、貫入面も片麻構造と調和的であるが、その方向はばらつく。これは片麻構造形成後に起こったブロック化・回転によるためである。ここでは一応、これらの岩脈群は小豆島の第I期岩脈群に対比されるものとしておく（Fig. 17-a），Table 1）。

TABLE 1 NUMBER OF DYKES AND THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE FIRST GENERATION

Name of locality	Number in the map of Fig. 17-a)	Basic dyke	Acid dyke
Teshima and Oteshima	1	68/14207	44/2078*
Shodoshima	2	85/4734	1/500**
Ookushi	3	27/2710	0

* : granite porphyry, ** : plagioclase tonalitic porphyry number of dykes / total width of dykes

片麻構造形成期前に貫入した岩脈群で、北西-南東走向をもち、小豆島の第II期岩脈群に対比可能な岩脈活動は、小豆島以外の地域では見出されていない。第II期の岩脈群は Fig. 17-b), Table 2 に示す。

TABLE 2 NUMBER OF DYKES and THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE SECOND GENERATION

Name of locality	Number in the map of Fig. 17-b)	Basic dyke	Acid dyke
Shodoshima	1	77/5852	11/1744*

* : plagioclase tonalitic porphyry number of dykes / total width of dykes

変動期深成岩類においては片麻構造形成後に貫入し、後変動期深成岩類にも広く分布している岩脈群には、3つの活動期が認められる。岩脈の貫入方向からみると、北北西-南南東あるいは北北東-南南西の走向をもった岩脈群と、ほぼ東西走向をもった岩脈群とにわけられる。さらに前者は、壁岩の深成岩体がなお高温であるときに貫入した岩脈群と、深成岩活動が完全に終息してから貫入した岩脈群とにわけられる。

深成岩からの浸潤を受けた岩脈を含む領域は、壁岩が変動期深成岩類の場合、Fig. 7-c) の5・13・22・23・24・25・26・28・29・30・32にみられ、壁岩が後変動期深成岩類の場合、

TABLE 3 NUMBER OF DYKES AND THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE THIRD GENERATION IN THE MAP OF FIG. 17-c).

Name and number of locality	Basic dyke	Hb-Pl- granodiorite porphyry	Granite porphyry	Felsite
Ogoori (1)	2/610	2/1130	5/4500	36/19680
Yashiro (2)	53/13425	0	0	14/3465
Yashiro (3)	8/2730	0	0	47/24552
Yashiro (4)	20/1495	0	0	0
Kuga in Ooshima (5)	15/610	0	0	1/480
Rakan (6)	34/4891	0	18/8120	10/5960
Gongenzan (7)	25/3110	0	0	58/24590
Ondo (8)	1/25	0	13/46640	4/4200
Kashima (9)	0	2/640	0	5/927
Kamikamagarijima (10)	2/180	0	0	9/2610
Matsuyama (11)	0	0	7/8920	110/91274
Miyanoura in Oomishima (12)	5/1445	0	0	0
Hakata (13)	11/990	0	0	0
Mitsugi-cho (14)	38/4160	0	0	2/630
Mihara (15)	6/1010	0	0	0
Ikuchijima (16)	10/383	0	0	0
Hiraki in Innoshima (17)	10/754	0	0	3/3864
Ikinajima (18)	15/4383	0	0	1/1600
Yugejima (19)	74/7742	0	0	0
Tashima (20)	25/3110	0	0	58/24590
Misaki (21)	14/2580	0	0	0
Misaki (22)	0	0	0	9/2750
Sanuki-Hiroshima (23)	43/4687	0	0	0
Honjima (24)	48/7865	0	0	0
Mukuchijima and Honjima (25)	62/9858	0	0	0
Shimotsui, Hitsuishijima and Igurojima (26)	29/4210	0	0	0
Ookushi (28)	13/720	0	0	0
Shido (29)	0	0	0	25/11475
Sanbonmatsu (30)	12/1267	12/7145	0	2/860
Shirotori (31)	220/20558	21/8200*	0	114/55990
Hiyodorigoe (32)	8/2210	0	5/4970	18/8010

*: 'hybrid' rock between basic and acid dykes
 of dykes

number of dykes / total width

TABLE 4 NUMBER OF DYKES AND THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE THIRD GENERATION IN SHODOSHIMA (LOCALITY NUMBER : SEE THE MAP OF FIG. 7).

Loc. no.	Basic dyke	Hb-Pl- granodiorite porphyry	Granite porphyry	Pl-granitic porphyry	Felsite
1	23/2370	0	0	0	0
2	26/3245	2/1200	0	0	0
3	13/3990	10/5140	0	0	2/110
4	0	0	1/800	1/100	31/9380
5	16/3183	32/22860	0	0	17/6020
6	67/8482	33/18322	2/4400	10/2210	19/3420
7	77/8629	23/19000	4/4940	3/1720	11/3310
8	84/9048	4/2680	4/3800	9/7970	33/12008
9	151/14244	9/7900	2/4700	3/1240	36/10559
10	0	0	0	0	14/4270
11	25/2041	2/780	8/11420	0	31/9185
12	9/665	23/12172	2/560	0	1/120
13	22/3223	1/45	5/9040	5/3335	5/9060
14	8/794	0	0	0	18/4585
15	16/1545	0	0	0	0
16	27/3861	0	0	0	0
17	34/3965	2/4680	0	0	0
18	11/688	0	1/2560	0	1/75
19	1/100	0	2/2350	0	17/3960
20	0	0	0	0	12/3775
21	25/2703	0	1/1600	0	0
22	19/2178	0	0	0	0

number of dykes / total width of dykes

FIG. 17-c) の 1・2・6・7・8・12・14・17・19・31 でみられた。FIG. 17-c) (Table 3 と 4) に示された岩脈群には直接浸潤をうけていないものも含まれているが、それらの岩脈群もいずれも北北西-南南東あるいは北北東-南南西の走向をもち、岩石の外観、組織、鉱物組合せ、鉱物容量比などにおいても、小豆島の第Ⅲ期の塩基性岩脈、中・酸性岩脈と酷似する特徴を示す。これらの岩脈群は小豆島の第Ⅲ期岩脈群に対比可能である。

深成岩活動が完全に終息してから貫入した北北西-南南東あるいは北北東-南南西の走向をもった岩脈群では、塩基性岩脈は、i) いずれも岩石全体として著しく変質をうけている ii) 単斜輝石をかなり多く含む iii) 石基はインターサータル組織である iv) 単斜輝石やチタン鉄鉱の組織は急冷を示す v) もちろん、壁岩からの浸潤をうけることはないなど、小豆島の第Ⅳ期の塩基性岩脈に対比される特徴をもつ。これらの塩基性岩脈と同時期に活動したと考えられる中・酸性岩脈もある。しばしば複合岩脈や重複岩脈が形成されているが、活動は塩基性岩から酸性岩へと連続的である。中・酸性岩脈の構成岩石種は第Ⅲ期のものと同じであるが、後者と比較すると、岩石全体として著しく変質している。これらの岩脈群は小豆島の第Ⅳ期岩脈群に対比可能である (FIG. 17-d), Table 5)。

ほぼ東西走向をもつ岩脈群の岩石種は第Ⅳ期の岩脈群のそれと同じであり、それらの活動も塩基性岩から酸性岩へと短時間の間に連続的に起こっていることが複合岩脈・重複岩脈の

TABLE 5 NUMBER OF DYKES AND THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE FOURTH GENERATION IN THE MAP OF FIG. 17-d).

Name and number of locality	Basic dyke	Hb-Pl- granodiorite porphyry	Granite porphyry	Felsite
Kibe (1)	3/160	0	5/1340	2/3200
Nibukawa (2)	47/9403	0	0	0
Kagamiura in Innoshima (3)	14/1295	0	0	34/5654
Sensuijima (4)	15/2015	0	2/2400	0
Teshima (5)	31/2118	0	0	8/720
Yanahara (6)	(9/5077)	0	(6/4800)	(3/3150)
Ushimado (7)	15/1365	2/100	6/8110	0
Shodoshima (8)	8/1075	0	4/2195	6/4750
Hieizan (10)	23/2435	0	0	0

number of dykes / total width of dykes

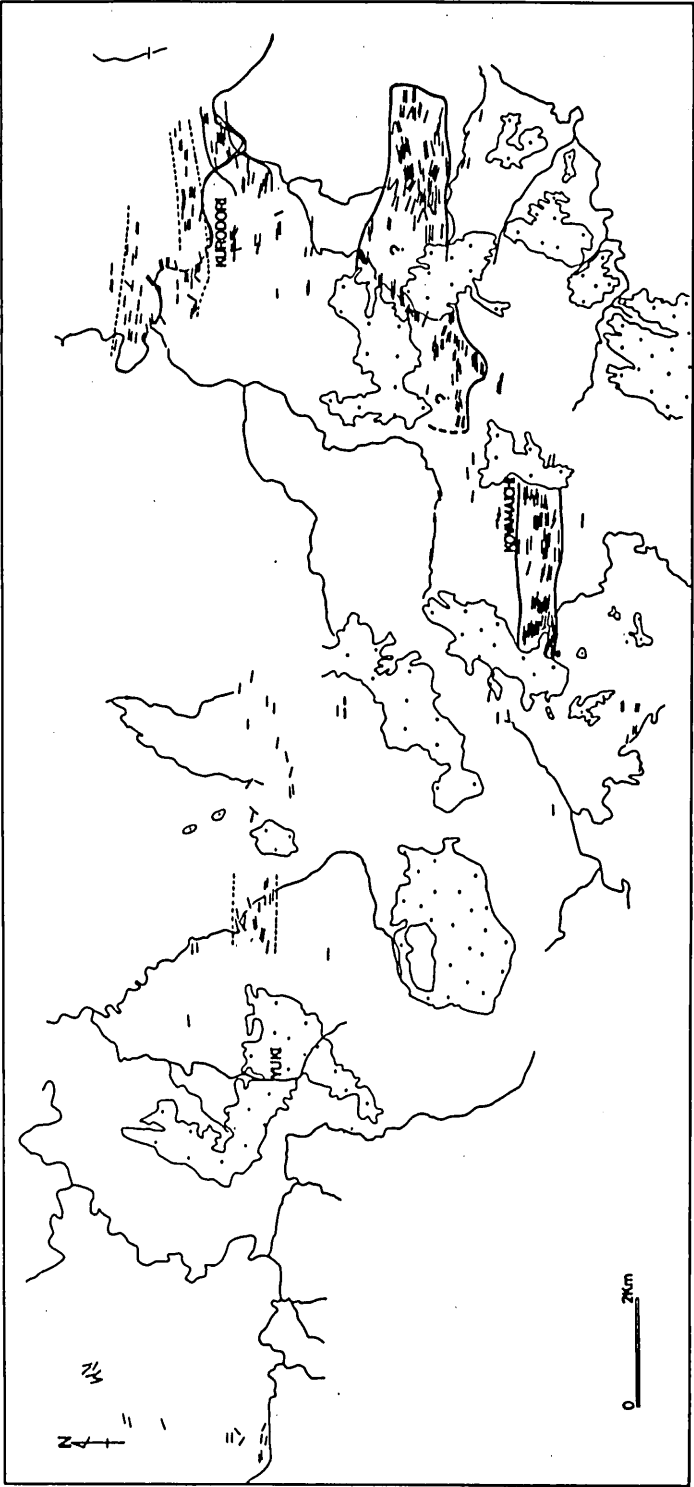
存在によって確かめられる。塩基性岩脈の特徴は小豆島の第Ⅴ期の塩基性岩脈の示すものと酷似している。壁岩からの浸潤はうけていない。これらの岩脈群は、瀬戸内地域よりもむしろ山陽帯の北側に分布する傾向があるが、第Ⅲ期、第Ⅳ期の岩脈群と重なって分布することもある。このような地域では、東西走向の岩脈が北北西-南南東ないし北北東-南南西走向の岩脈を切断しているのが観察される。とくに第Ⅳ期の岩脈群との関係は、小豆島の蕪崎の海岸でもみられたが、岡山県棚原では棚原鉾山の坑内の好露頭で確認されている(Fig. 17-d)の6とFig. 17-e)の14]。以上のことから、Fig. 17-e)およびTable 6に示す東西走向の岩脈群は小豆島の第Ⅳ期岩脈群に対比可能であると考えられる。

TABLE 6 NUMBER OF DYKES AND THEIR TOTAL WIDTH AT EACH DYKE-DOMAIN OF THE FIFTH GENERATION IN THE MAP OF FIG. 17-e).

Name and number of locality	Basic dyke	Hb-Pl- granodiorite porphyry	Granite porphyry	Felsite
Hōfu (1)	82/37950	0	1/700	4/1350
Inumodori Gorge (2)	0	0	3/5130	7/4040
Ooasa (3)	20/2518	0	2/1330	1/300
Nabara Gorge (4)	0	0	0	15/6420
Hiroshima (5)	0	17/13290	4/3400	0
Kusaki (6)	53/10870	0	0	4/1350
Shinchiku (7)	13/2120	0	0	1/20
Yokkaichi (8)	81/15830	0	2/980	12/7260
Nakagō-Oitani (9)	31/4415	0	1/1200	3/3500
Tenda-Uchiyama (10)	19/6410	0	0	0
Higashimihara (11)	2/520	0	0	26/13980
Kōyama-Nanachi (12)	10/2415	0	22/8550.5	68/34410
Nariwa (13-a)	0	0	2/1800	32/13520
Nariwa (13-b)	116/28070	0	0	0
Yanahara (14)	(13/2971)	0	(1/250)	(1/160)
Shodoshima (15)	6/660	0	0	0
Ookushi (16)	7/494	0	0	0

number of dykes / total width of dykes

a)



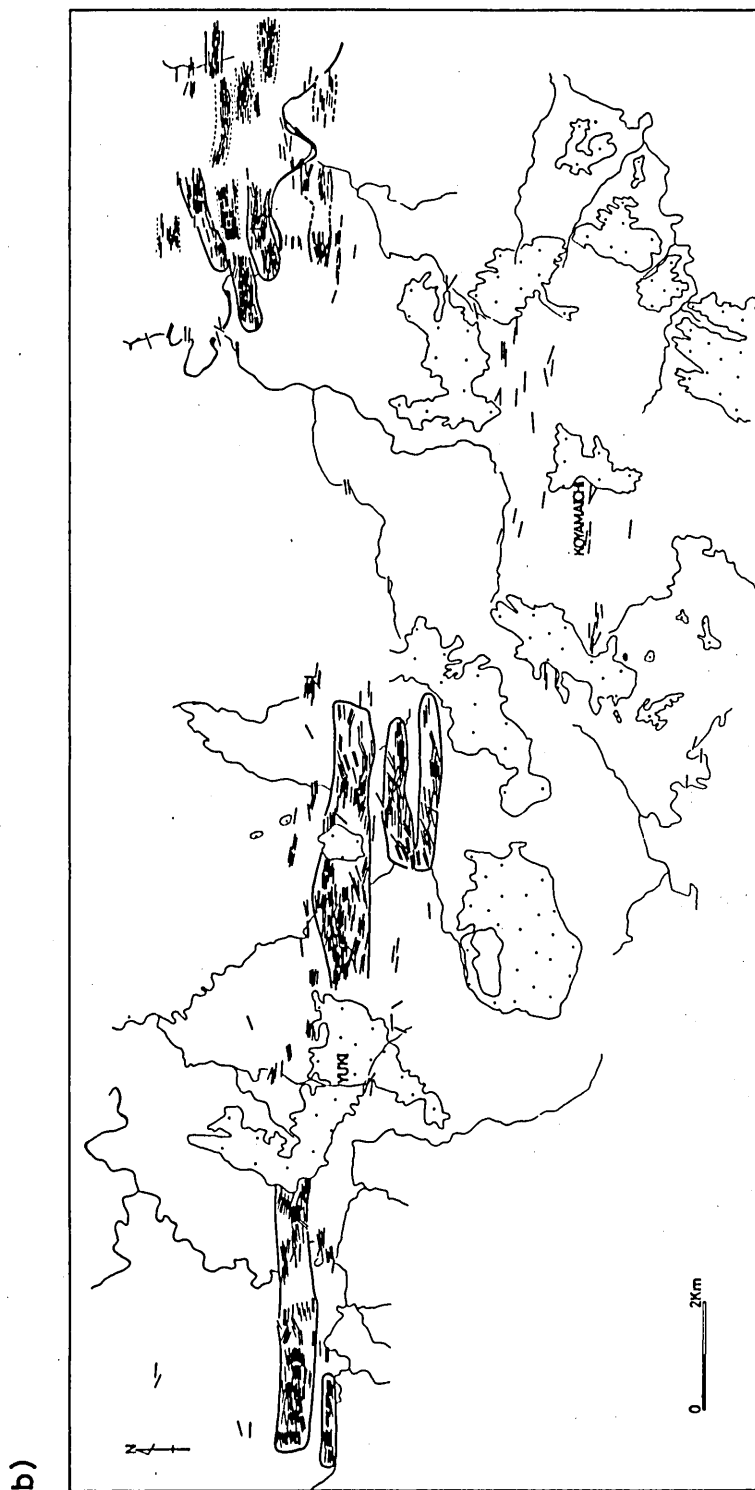


FIG. 18 Maps showing the distribution of dykes of the fifth generation in the Yuki-Nariwa district.
a) felsite dykes, b) basic dykes and granite porphyry dykes

第Ⅰ期から第Ⅴ期の各岩脈群に共通していえる重要な事実は、塩基性岩から酸性岩へと活動していることである。油木-成羽地域では、第Ⅴ期のフェルサイト岩脈群(Fig. 18-a))の活動後、それを切断して多量の塩基性岩脈と少量の花崗斑岩岩脈からなる岩脈群(Fig. 18-b))が活動している。この塩基性岩脈と花崗斑岩岩脈はしばしば複合岩脈を形成し、塩基性岩から酸性岩へと活動したことを示している。塩基性から酸性へという活動サイクルと貫入時期からすれば、後期に活動した岩脈群は第Ⅵ期岩脈群として区別すべきものであるかもしれない。

第Ⅰ期、第Ⅱ期、第Ⅲ期の岩脈群の活動は、壁岩となっている後期白亜紀花崗岩類の冷却期と重なっている。愛媛県松山(Fig. 17-c)の11)や香川県白鳥(Fig. 17-c)の31)の第Ⅲ期の岩脈活動に対比される岩脈群は浦河統最上部亜階〜ヘトナイ統後期(75-65 m.y.)の和泉層群に不整合に覆われている。

広島県北部大朝町では、南側に80 m.y.の年代を示す広島花崗岩体とそれと接して北側に38 m.y.を示す田所花崗岩(山陰帯花崗岩類に属する)が分布する(東元, 1975)。第Ⅴ期の岩脈群(Fig. 17-e)の3)は南側の広島花崗岩体中にもみ分布し、田所花崗岩に貫かれている。

これまで述べてきた5つの活動期の岩脈群に対比される岩脈群の分布は領家帯および山陽帯の花崗岩類の分布領域に限られ、山陰帯の田万川深成岩類(村上, 1973)や鉛山進入岩類(笹田ほか, 1979)、因美進入岩類(笹田ほか, 1979)などの深成岩類に関係の深い岩脈類とは活動領域からみても岩石学的にも区別されるようである。第Ⅳ期および第Ⅴ期に対比される岩脈群も、このような点からみて、後期白亜紀深成岩類と深く関係しているに違いないと考えているが、貫入の時代は古第三紀に入るかもしれない。

IV. 結 論

西南日本内帯の後期中生代火成作用は火山活動・深成活動・岩脈群を形成した岩脈活動という貫入様式を異にする3つの火成活動によって特徴づけられる。とくに岩脈活動は深成活動と時空間的に密接であり、成因的にも密接な関係があると考えられる。

領家帯に分布する変動期深成岩類および山陽帯に分布する後期変動期深成岩類に貫入した岩脈群は5つの活動期に区分された。早期の3つの活動期の岩脈群は、これらの花崗岩類がなお高温で十分流動し得る物性特性をもっている時期に貫入した。しかも、第Ⅰ期、第Ⅱ期の岩脈群は片麻構造形成以前に活動している。一方、後期の2つの活動期の岩脈群は、花崗岩類の活動が完全に終息した後に貫入した。

各活動期の岩脈群の活動は塩基性岩から酸性岩へと短時間の間に連続的に起こり、複合岩脈・重複岩脈を形成していることがある。

各活動期の岩脈の貫入方向は広域的に一樣であり、それは岩脈貫入時の広域的造構応力場を反映している。岩脈の貫入方向から推察される水平最大圧縮主軸の方向は第Ⅰ期：東西、第Ⅱ期から第Ⅳ期：南北、第Ⅴ期：東西となり、古応力場に変換があったことは明らかである。

参考文献

- BHATTACHARJI, S., 1967 : Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. *Jour. Geology*, 75, 101-112.
- and SMITH, C. H., 1964 : Flowage differentiation. *Science*, 145, 150-153.
- BLAKE, D. H., ELWELL, R. W. D., GIBSON, I. L., SKELHORN, R. R. and WALKER, G. P. L., 1965 : Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. Jour. Soc. London*, 121, 31-49.
- BRANCH, C. D., 1967 : Genesis of magma acid calc-alkaline volcanoplutonic formations. *Tectonophysics*, 4, 83-100.
- CHAPMAN, C. A., 1962 : Diabase-granite composite dykes, with pillow-like structure, Mount Desert Island, Moine. *Jour. Geol.*, 70, 539-564.
- ELWELL, R. W. D., SKELHORN, R. R. and DRYSDALL, A. R. 1962 : Net-veining in the diorite of north-east Guernsey, Channel Islands. *Jour. Geol.*, 70, 215-226.
- 原郁夫・横山俊治, 1974 : 中央構造線の発生にともなう領家花崗岩類の変形. 島弧基盤, 1, 9-14.
- ・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三, 1977 : 領家帯南縁剪断帯の研究 — 中央構造線発生時の運動像. 地球科学, 31, 204-217.
- ・桜井康博, 1978 : 花崗岩組織と圧砕作用. MTL, No 3, 155-159.
- 東元定雄, 1975 : 中国山地中央部大朝地域の広島花崗岩と山陰花崗岩について. 地調月報, 26, 513-518.
- 平山健, 1951 : 香川県白鳥本町付近の所謂スペサルタイト及び文象斑岩について. 地調報告, 141, 9 P.
- 本間弘次, 1975 : 小鴨・倉見両花崗岩中の斑岩相を伴う輝緑岩岩脈について. 岡大温研報, No44, 33-40.
- ICHIKAWA, K., MURAKAMI, N., HASE, A. and WADATSUMI, K., 1968 : Late mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, 1, 97-118.
- 今岡照喜・村上允英, 1979 : 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質学論集, No17, 259-272.
- ISHIHARA, S., 1971 : Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 77, 441-452.
- JAEGER, J. C., 1968 : Cooling and solidification of igneous rocks, in Hess, H. H. and POLDERVAART, A. eds., *Basalts*, 2, New York, Intersci. Publishers, 503-536
- 小島文児, 1964 : 広島県地質図説明書, 深成岩, 87-101.
- 河野義礼・岸田考蔵, 1940 : 香川県白鳥本町付近の岩脈群をなすスペサルタイト岩及び文象斑岩について, 岩鉱, 23, 165-178.
- KOMAR, P. D., 1972 : Mechanical interactions of phenocrysts and the flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 973-988.
- KUTSUKAKE, T., 1973 : Structure and petrography of the Hatsuse basin in the Ryoke zone of the Kinki district, Japan. *Jour. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 68, 37-57.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井豊・山田哲雄・吉田勝, 1977 : 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, No17, 47-68.
- MERCIER, J. C. C., ANDERSON, A. and CARTER, N. L., 1977 : Stress in the lithosphere : Inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 199-226.
- 宮久三千年・平岡卓郎, 1970 : 四国西部領家帯の花崗岩体群の相互関係. 愛媛大学紀要, 自然科学,

D (地学), 5, 59-72.

村上允英, 1959: 中国西部における広島花崗岩中の岩脈類. 岩鉱, 43, 267-274.

——, 1960: 山口県八代花崗岩体の貫入機構に関する一考察. 地質雑, 66, 202-210.

MURAKAMI, N., 1963: Ferropagasite and ferroedenite in the metasomatic syenites from Shodo Islet, Kagawa Prefecture, Japan. Jour. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., 50, 93-109.

村上允英, 1973: 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. 地質学論集, No 9, 93-105.

——, 1974: 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係 — とくに西中国を例にして. 地団研専報, No18, 9-31.

MURAKAMI, N., 1974: Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. Pacific Geol., 8, 139-151.

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, 1号, 261-281.

村山正郎・大沢禮, 1961: 5万分の1地質図幅「苜谷」「倉吉」および同説明書. 地質調査所, 71 p.

NAKAMURA, K., 1977: Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation — Principle and proposal —. Jour. volc. Geoth. Res., 2, 1-16.

中村一明・宇井忠夫, 1973: 変動 (tectonics) と岩脈群. GDP 構造地質学連絡紙, 1, 59-61.

——・——, 1975: 岩脈群などによるテクトニック応力場の復元の問題. GDP 応力場の復元の問題. GDP 構造地質学連絡紙, II-1-(1), 構造地質3, 75-82.

NICOLAS, A. and POIRIER, J. P., 1976: Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley and Sons, NY, 444p.

西浦地研グループ, 1974: 愛知県西浦半島の領家変成岩類, とくに変成岩脈について. 地球科学, 28, 71-85.

野沢保, 1957: ひだ花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係. 地質雑, 63, 601-608.

岡村義彦, 1957: 山口県柳井地方領家変成岩類および花崗閃緑岩類の構造. 地質雑, 63, 684-697.

OKAMURA, Y., 1960: Structural and petrological studies on the Ryoke gneiss and granodiorite complex of Yanai district, Southwest Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 3, 143-213.

大原鈴美, 1976: 香川県白鳥町付近の岩脈群について — 特に塩基性, 酸性岩の共生関係について —. 小島丈児先生還暦記念文集, 245-250.

OOSHIMA, T., 1964: Geology and ore deposits of the Yanahara mine, west Japan, with reference to structural control of ore deposition. Jap. Jour. Geol. Geogr., 35, 81-100.

PIWINSKII, A. J. and WYLLIE, P. J., 1968: Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. Jour. Geol., 76, 205-234.

RAMBERG, H., 1955: Natural and experimental bounding and pinch and swell structures. Jour. Geol., 63, 512-526.

ROOBEL, M. J., 1971: Some relations between common acid-basic associations. Geol. Mag., 108, 525-531.

桜井康博・原郁夫, 1979: 花崗岩組織の研究 — とくに石英について. 地質学論集, No17, 289-294.

笹田政克・山田直利・先山徹・上田薫, 1979: 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類. 地質学論集, No17, 19-34.

佐藤源郎, 1932: 讃岐地質雑観. 地学, 44, 520-522.

西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967: 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, No13, 50 p.

SPRY, A., 1969: Metamorphic Textures. Pergamon Int. Libr., 350p.

諏訪兼位・瀧木輝一, 1968: 淡路島の領家帯. 地球科学, 22, 11-18.

TWISS, R. J., 1977: Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. Pure

- Appl. Geophys., 115, 227-244.
- and SELLARS, C. M., 1978 : Limits of applicability of the recrystallized grain size geopiezometer. *Geophys. Res. Let.*, 5, 337-340.
- 氏家治, 1977 : 香川県小豆島産の先新第三紀岩脈 8 個の化学組成. *地調月報*, 28, 561-567.
- , 1978 : 香川県白鳥町付近の岩脈群の多様性. *地調月報*, 29, 85-97.
- UJIKE, O., 1978 : Petrology of a composite dike with biotite granite porphyry and hornblende quartz diorite porphyry at Shirotori, Kagawa, Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 73, 167-175.
- , 1979 : Petrology and petrochemistry of Shirotori-Hiketa dyke swarm, northeastern Shikoku, Japan : The products of amphibole-dominated fractional crystallization. *Jour. Petr.*, 21, 721-741.
- USTIYEV, YE. K., 1965 : Problems of volcanism and plutonism. Volcano-plutonic formations. *Izv. Akad. Nauk S. S., Geol.*, 12, 3-30. *Engl. Transl. : Intern. Geol. Rev.*, 7, 1994-2016.
- WAGER, L. R. and BAILEY, E. B., 1953 : Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, 172, 68-70.
- WALKER, G. P. L., 1969 : The breaking of magma. *Geol. Mag.*, 106, 166-173.
- WATTERSON, J., 1968 : Plutonic development of the Ilordleg area, South Greenland, Part II, Late kinematic basic dykes. *Meddr. Greenland, Bd. 185, Nr. 3*, 104p.
- WEATHERS, M. S., KOHLSTEDT, D. L., BIRD, J. M. and COOPER, R. F., 1978 : Microstructure of deformed quartzite from the Moine thrust fault, Scotland. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 59, 1207.
- WIEBE, R. A., 1973 : Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dyke. *Amer. Jour. Sci.*, 273, 130-151.
- 山口県, 1968 : 5 万分の 1 山口県地質図.
- 山田直利, 1966 : 西南日本およびその周辺地区における後期中生代火成活動の性格. *地球科学*, 85・86, 53-58.
- 横山俊治, 1979 : 瀬戸内海地域の岩脈群の分布様式・地質学論集, No17, 295-302.
- ・小島丈児・原郁夫, 1976 : 領家帯とその北縁に発達する岩脈群の研究序説 — 特にその貫入の様式と方向について —. *小島丈児先生還暦記念文集*, 266-273.
- 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*, 8, 1-39.
- YOSHIDA, H., 1965 : On metamorphic dykes in the Hiroshima granitic complex. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, 14, 331-344.
- 吉田勝・領家研究グループ, 1979 : 大阪府南部領家帯の脈岩類. *構造総研連絡誌「中生代造構作用の研究」*, No 1, 59-63.

(1980 年 1 月 10 日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室

EXPLANATION OF PLATE I

- FIG. 1 Contact between hornblende-gabbro and biotite-cummingtonite-quartz diorite (bottom). Grain-size of hornblende-gabbro decreases toward the contact with the quartz diorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 Rhythmic alternation layers in hornblende-gabbro. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 3 Agmatitic structure in biotite-hornblende-quartz diorite. The individual blocks of dark coloured facies enclosed by light coloured tonalitic facies show angular form. The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE II

- FIG. 1 Gneissosity defined by the preferred orientation of aggregates of biotite and hornblende (up to 1.5 cm in size) observed on the weathered surface of hornblende-biotite-granodiorite. A coastal exposure near Iwaya.
- FIG. 2 Clots and schlierens of biotite in biotite-adamellite (type II) of the Shodoshima Adamellite. South of Fukuda.
- FIG. 3 Gneissosity running across the mutual junction between hornblende-biotite-granodiorite (right) and biotite-adamellite of the Yoshino Granodiorite. Black arrow indicates the direction of gneissosity. Shioyohana in the Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE III

- FIG. 1 Gneissosity running across the mutual junction between an irregular shaped dyke of biotite-tonalite and hornblende-biotite-granodiorite. The orientation of lenticular dark inclusions in the biotite-tonalite dyke also parallels to the direction of gneissosity indicated by a hammer. Gamano.
- FIG. 2 A basic-acid composite dyke of the second generation cutting a basic-acid composite dyke and some basic single dykes of the first generation. The surroundings of the dykes : hornblende-biotite-granodiorite. The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE IV

- FIG. 1 A non-porphyritic basic-porphyritic basic composite dyke of the third generation (left) cutting a basic dyke of the first generation. The surroundings of the dykes : hornblende-biotite-granodiorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 Basic dyke of the second generation showing synplutonism. Quartz-feldspathic vein cuts the dyke. The surroundings of the dyke : biotite-hornblende-quartz diorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 3 Basic dyke of the first generation dismembered by injection of plutonic material from hornblende-biotite-granodiorite. The plutonic material penetrates the chilled margins of basic dyke. The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE V

- FIG. 1 Basic dyke of the first generation dismembered by injection of plutonic material (type B-injection). The plutonic injection veinlets are more leucocratic than the surrounding plutonic host. Kuga.
- FIG. 2 Basic dyke of the first generation closely packed and partially insinuated inward by narrow veins of fine-grained and leucocratic plutonic material (type C-injection). The surroundings of the dyke : biotite-hornblende-quartz diorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 3 Basic dyke of the first generation showing a typical net-veined structure which consists of a network of tonalite veins. The surroundings of the dyke : biotite-hornblende-quartz diorite. The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE VI

- FIG. 1 Basic-acid composite dyke of the first generation injected by plutonic material issuing from the surrounding biotite-hornblende-granodiorite. Note that the injection vein (I) penetrates basic margin (B), but does not acid center (A). The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 Basic dyke of the third generation injected by aplitic vein outlining S-foliation. The surroundings of the dyke : hornblende-biotite-granodiorite. North of Yoshino.
- FIG. 3 A thin vein ramified from hornblende-gabbro mass penetrating dark inclusions enclosed in biotite-cummingtonite-quartz diorite (See white arrows). The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE VII

- FIG. 1 Biotite-cummingtonite-quartz diorite (QD2) truncating basic dykes of the first generation which intruded into leucocratic biotite-adamellite (LA). The basic dykes are cut by plutonic materials issuing from the leucocratic biotite-adamellite. E-W-trending gneissosity runs across the contacts between the biotite-cummingtonite-quartz diorite and leucocratic biotite-adamellite (See vermicular symbols). Arrow indicates a direction of alignment of dark inclusions in the quartz diorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 Photograph showing that hornblende-biotite-tonalite emplaced into biotite-hornblende-quartz diorite after the emplacement of basic dykes of the second generation and before the formation of E-W-trending gneissosity. In the bottom left of photograph, a fragment consisting of the biotite-hornblende-quartz diorite and basic dyke-rock is completely enclosed by the hornblende-biotite-tonalite. The Tanoura Peninsula.

EXPLANATION OF PLATE VIII

- FIG. 1 Biotite-tonalite injecting into basic dyke of the second generation in biotite-hornblende-quartz diorite. Gneissosity is strongly developed into only the biotite-tonalite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 A dyke of biotite-tonalite enclosing fragments of hornblende-biotite-granodiorite. Gamano.
- FIG. 3 Detail photograph showing intrusive relation between hornblende-biotite-granodiorite of the Yoshino Granodiorite and biotite-adamellite (type I) of the Shodoshima Adamellite (left). The latter cuts gneissosity of the former.
- Along the mutual contact align biotite flakes. A coastal exposure about 1500m north of Iwaya.

EXPLANATION OF PLATE IX

- FIG. 1 Photograph showing basic dyke of the second generation largely meandering in hornblende-biotite-granodiorite. The Tanoura Peninsula.
- FIG. 2 Isolated tabular bodies of basic dyke of the first generation in hornblende-biotite-granodiorite. These bodies originally intruded as dykes into the surrounding granodiorite. Ookushi.

