

淡路島の花崗岩類 —特にフォリエーションを有する花崗岩類について—

高橋 浩* 服部 仁*

TAKAHASHI Yutaka and HATTORI Hitoshi (1992) Granitic rocks in Awaji Island—with an emphasis on the foliated granites—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43(5), p. 335-357, 15fig., 2pl.

Abstract: Granitic rocks in Awaji Island can be divided into eleven bodies, judging from their lithology, areal extent and intrusive relations, and also classified into three age groups; Granitic Rocks I, Granitic Rocks II and Granitic Rocks III. And there are many dike rocks of two stages, Older Dikes and Younger Dikes.

The Granitic Rocks I are composed of the Shio Granite, Tsushigawa Granite, Shizuki Tonalite and Ei Granodiorite. These rocks are more or less deformed, exhibiting foliations and form gently undulating folds on a regional scale. Mylonite is formed in strongly deformed part of the Granitic Rocks I, indicating a dextral shear movement. The Older Dikes, mainly WNW-ESE trending, are foliated granite porphyry and meta-porphyrite, and intrude into the Granitic Rocks I. Rhyolite welded tuffs (Sennan Rhyolites) are exposed as small bodies at the southern margin of granitic rocks and are thermally metamorphosed by the Granitic Rocks II and covered unconformably with the Late Cretaceous Izumi Group.

The Granitic Rocks II are composed of the Sumoto Granodiorite and Nojima Granodiorite. These are massive and medium-grained hornblende-biotite granodiorites. Both granodiorites are emplaced to the south and the north of the Granitic Rocks I, and intrude into the Granitic Rocks I which are partly recrystallized.

The Granitic Rocks III are composed of the Tōsanji Granite, Senzan Granite, Kagaribayama Granite, Iwaya Granite and fine-grained granite. Each of these granites forms a stock, and is massive and medium- to fine-grained biotite granite rarely having dark inclusions. The Younger Dikes are granite porphyry and porphyrite, and intrude into all these granitic rocks, mainly NNW-SSE trending.

Foliations imprinted in the Granitic Rocks I and the Older Dikes are formed by mylonitization prior to intrusions of the Granitic Rocks II, judging from the latter's thermal effect.

The mylonite zone is located about 20km north of the Median Tectonic Line, and it corresponds to the "Inner Shear Zone" of the Ryōke Belt. The mylonite shows dextral shear movement, which is the reverse of many other mylonites in the Ryōke Belt.

要 旨

淡路島の花崗岩類は、岩相、分布及び岩体相互の貫入関係から大きく3時期(花崗岩類I, II, III), 11岩体に区分できる。

花崗岩類Iは、フォリエーションの発達した花崗岩-トータル岩からなり、斑れい岩類、変成岩類を伴う。花

崗岩類Iは、いわゆる、古期領家花崗岩類と呼ばれているものに相当する。花崗岩類Iには塑性変形組織が認められ、その強変形部は、典型的なマイロナイトとなっている。したがって、花崗岩類Iのフォリエーションは、花崗岩類Iの侵入・固結後の塑性変形(マイロナイト化作用)によって形成されたと解釈できる。

Keywords: Awaji Island, Sumoto, Akashi, Suma, Hyōgo, Kinki, granite, granodiorite, tonalite, dike, mylonite, foliation, Ryōke Belt, Ryōke Inner Shear Zone, Cretaceous

* 地質部

花崗岩類Ⅱは、塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、フォリエイションを持たず、一部で花崗岩類Ⅰを捕獲し、接触変成作用を与えている。花崗岩類Ⅲは、塊状の花崗岩からなり、花崗岩類Ⅰ及びⅡを貫くが、花崗岩類Ⅱには接触変成作用を与えていない。花崗岩類の南縁には、泉南流紋岩類が分布し、花崗岩類Ⅱによる貫入を受け、再結晶しており、和泉層群に不整合に覆われている。

淡路島のマイロナイト帯は、中央構造線から約20 km北に位置し、領家帯の「内部剪断帯」に相当する。マイロナイト形成時の運動像は、右横ずれ剪断のセンスを示している。この運動像は、領家帯のマイロナイト帯の多くとは逆であり、中央構造線の初期の運動像を解明する上で重要である。

1. はじめに

淡路島は、西南日本内帯の最南部に位置しており、島の南端を中央構造線がかすめている(第1図)。淡路島の基盤を構成する岩石は、主として白亜紀に形成された花崗岩類であり、花崗岩類の南端に少量の泉南流紋岩類¹⁾(市原ほか、1986)が分布する。これらの分布域の南側には、白亜紀末期の海成層である和泉層群が分布し、花崗岩類及び泉南流紋岩類を不整合に覆っている。

淡路島の先第三紀深成岩類のうち洲本北方の斑れい岩について、小川(1896)、吉澤(1950)の記載的研究がある。諏訪・濡木(1968)は、淡路島全体の先第三紀深成岩類を初めて本格的に研究し、淡路島の花崗岩類を、古い方から若い順に志筑花崗閃緑岩、明神花崗岩、洲本花崗閃緑岩及び岩屋花崗岩に区分した(第2図)。そして、志筑花崗閃緑岩を古期領家花崗岩類に、明神花崗岩及び洲本花崗閃緑岩を新期領家花崗岩類に属するものとし、岩屋花崗岩を中国地方に広く分布する後期白亜紀花崗岩類の一つとして位置づけている。

その後、5万分の1地質図幅「須磨」(藤田・前田、1984)では、淡路島北東端の花崗岩類の岩体区分と岩石記載が行われた。すなわち、淡路島北東端の花崗岩類を洲本花崗閃緑岩、岩屋花崗岩、細粒花崗閃緑岩に区分し、岩屋花崗岩が洲本花崗閃緑岩に対して貫入関係にあることが示された(第2図)。また、中島ほか(1985、1986)は、淡路島全体の先第三紀深成岩類及び泉南流紋岩類について、詳細な岩石記載を行い、これらを総括している。中島ほか(1986)のまとめによれば、淡路島の花

崗岩類は、3時期、10岩体に区分され、第1期花崗岩類は古期領家、第2期・第3期花崗岩類は新期領家花崗岩類に対比された。ただし、第3期花崗岩類は、岩質的には山陽帯の小豆島花崗岩や広島花崗岩(細粒相)に類似しているとしながらも、新期領家花崗岩類に含められた。なお、分布は多少異なるが、中島ほか(1985、1986)の都志川花崗岩、野島花崗閃緑岩は、それぞれ、諏訪・濡木(1968)の明神花崗岩、洲本花崗閃緑岩のうちの淡路島北部に分布するものに相当する。

さらに、5万分の1地質図幅「明石」(水野ほか、1990)では、淡路島北部の花崗岩類の岩体区分と岩石記載が行われ、中島ほか(1986)とは異なった見解を示している(第2図)。「明石」図幅では、淡路島北部に分布する花崗岩類を3時期(花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)、6岩体に区分した。そして、志筑トータル岩(中島ほか、1986)の志筑花崗閃緑岩に相当)と野島花崗閃緑岩との貫入時期の間隙を重視し、志筑トータル岩を花崗岩類Ⅰに、野島花崗閃緑岩を花崗岩類Ⅱに含めた。また、中島(1985)、中島ほか(1986)で、野島花崗閃緑岩常隆寺花崗閃緑岩相とされたものは、志筑トータル岩に含めた。

続いて、5万分の1地質図幅「洲本」(高橋ほか、1992)では、淡路島中央部に分布する花崗岩類を、3時期(花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)、7岩体に区分した(第2図)。「洲本」図幅では、志筑トータル岩と洲本花崗閃緑岩とは、マイロナイト化作用を挟んで貫入時期の異なるものとしてとらえ、志筑トータル岩を花崗岩類Ⅰに、洲本花崗閃緑岩を花崗岩類Ⅱに含めた。

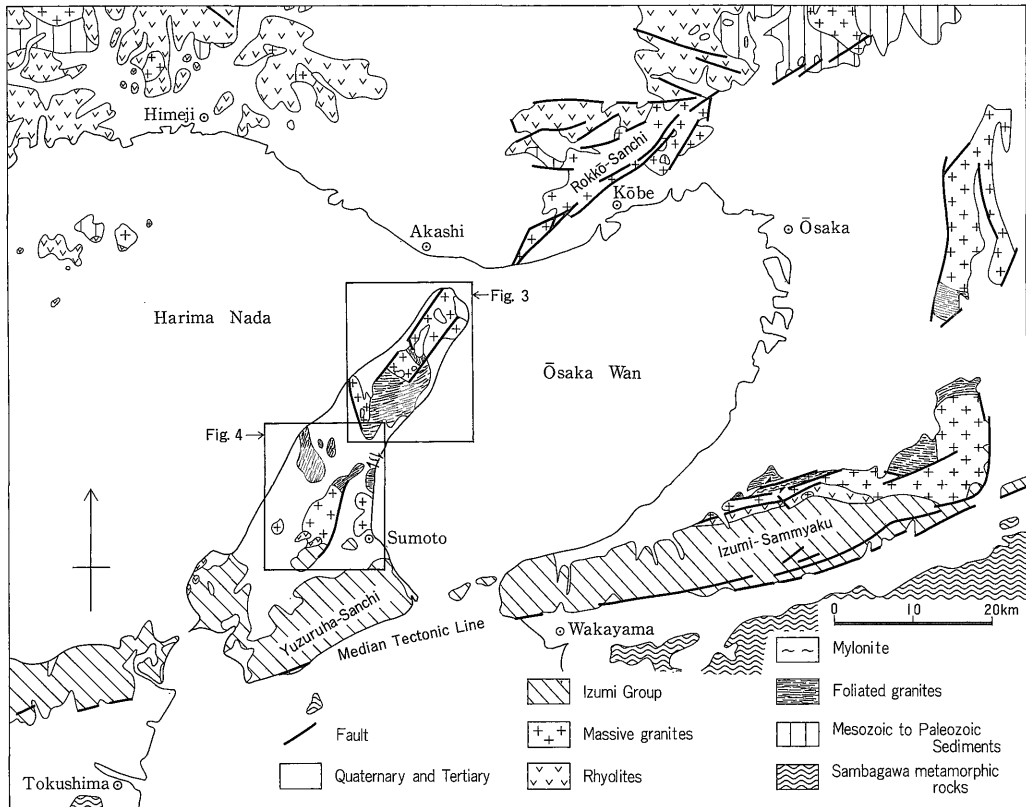
本論では、「須磨」・「明石」及び「洲本」図幅の野外調査のデータを基に、淡路島の全花崗岩類の岩体区分をまとめ、淡路島における先第三紀火成活動及び構造運動、特に花崗岩類のフォリエイションに関する諸問題について考察する。

2. 地質概説

淡路島の和泉層群堆積以前の構成岩石は、大部分が花崗岩類やこれに伴う塩基性岩類からなり、変成岩類が小岩体として花崗岩類中に捕獲されている。また、これらの花崗岩類、変成岩類の南側に少量の泉南流紋岩類が分布する。淡路島及び周辺地域の先第三紀基盤岩類分布の概略を第1図に示す。また、淡路島の先第三紀基盤岩類の地質図を、淡路島北部(第3図)と中央部(第4図)とに分けて示した。

淡路島の花崗岩類は、岩相、分布及び岩体相互の貫入関係から大きく3時期(花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)、11岩体に区分できる(第5図)。また、新旧2時期の岩脈類(古期

¹⁾ 紀伊半島の泉南地方を模式地とする流紋岩溶結凝灰岩を主とする地層は、従来、泉酸性岩類(市川、1960)、泉酸性火砕岩類(市川・大橋、1965)及び泉南層群(山田ほか、1979)と呼ばれてきたが、本論では市原ほか(1986)に従い、泉南流紋岩類と呼ぶ。



第1図 淡路島及びその周辺地域の先第三紀基盤岩類の地質図

広川ほか(1973), 田中ほか(1982), 政岡(1982), 佃ほか(1982, 1985), 寒川ほか(1983), 市原ほか(1986), 水野ほか(1990), 高橋ほか(1992)より編集。六甲山地の布引花崗閃緑岩の一部にもフォリエーションが存在する(藤田・前田, 1984)。

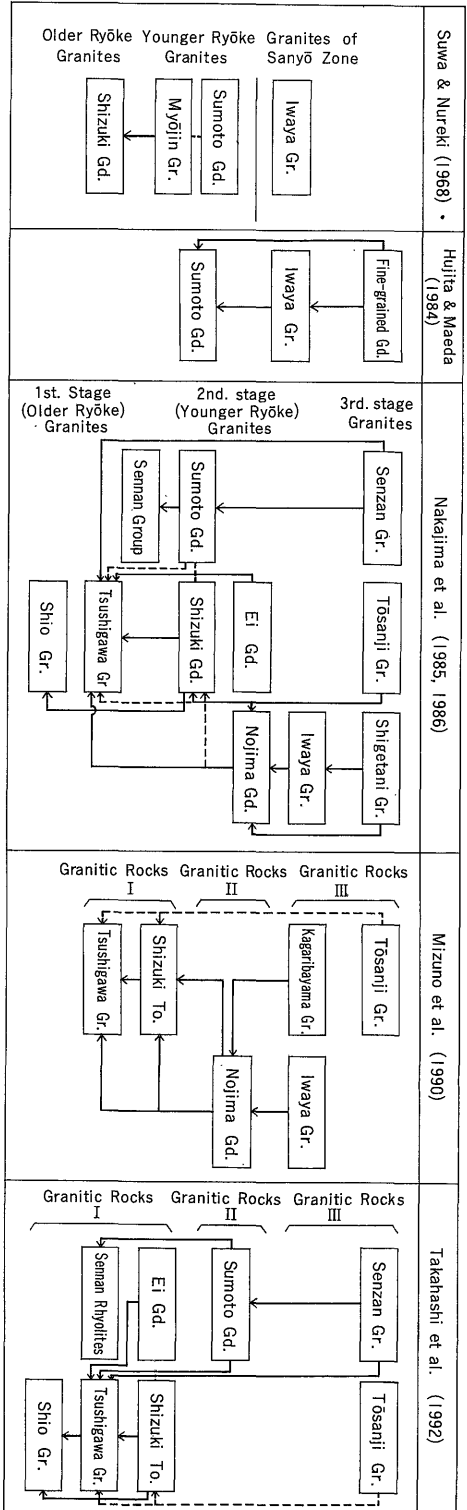
Fig. 1 Simplified geologic map of pre-Tertiary basement rocks in Awaji Island and its vicinities. Compiled after Hirokawa *et al.* (1973), Tanaka *et al.* (1982), Masaoka (1982), Tsukuda *et al.* (1982, 1985), Sangawa *et al.* (1983), Itihara *et al.* (1986), Mizuno *et al.* (1990) and Takahashi *et al.* (1992). Nunobiki Granodiorite in Rokkō Sanchi shows foliation partly (Hujita and Maeda, 1984).

岩脈類及び新期岩脈類)が、花崗岩類中に貫入している。

花崗岩類Ⅰは強弱の差はあるものの塑性変形し、フォリエーションの認められる岩石である。塩尾花崗岩・都志川花崗岩・志筑トナール岩・江井花崗閃緑岩が花崗岩類Ⅰに含まれる。古期岩脈類は、花崗斑岩及びひん岩からなり、花崗岩類Ⅰのみに貫入し、フォリエーションが認められる。岩脈の貫入方向は、西北西-東南東が卓越する。淡路島中央南部に少量分布する泉南流紋岩類は、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩による接触変成作用を受け再結晶している。泉南流紋岩類と花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類との関係は分布が離れているため確認できない。

花崗岩類Ⅱは、花崗岩類Ⅰの北方と南方に分かれて分

布し、塊状の野島花崗閃緑岩及び洲本花崗閃緑岩からなる。花崗岩類Ⅱは、花崗岩類Ⅰに対して貫入し、一部で接触変成を与えている。花崗岩類Ⅲは、花崗岩類Ⅱに引き続いて侵入した塊状花崗岩類で、先山花崗岩・東山寺花崗岩・篝場山花崗岩・岩屋花崗岩・細粒花崗岩(中島ほか, 1986の茂谷花崗岩; 藤田・前田, 1984の細粒花崗閃緑岩に相当)からなる。花崗岩類Ⅲは、花崗岩類Ⅱに対して接触変成作用を与えていない。新期岩脈類は、塊状の花崗斑岩及びひん岩からなり、花崗岩類Ⅰ, Ⅱ, Ⅲのすべてに貫入している。岩脈の貫入方向は、北北西-南南東が卓越し、前述の古期岩脈類の方向とは斜交する。

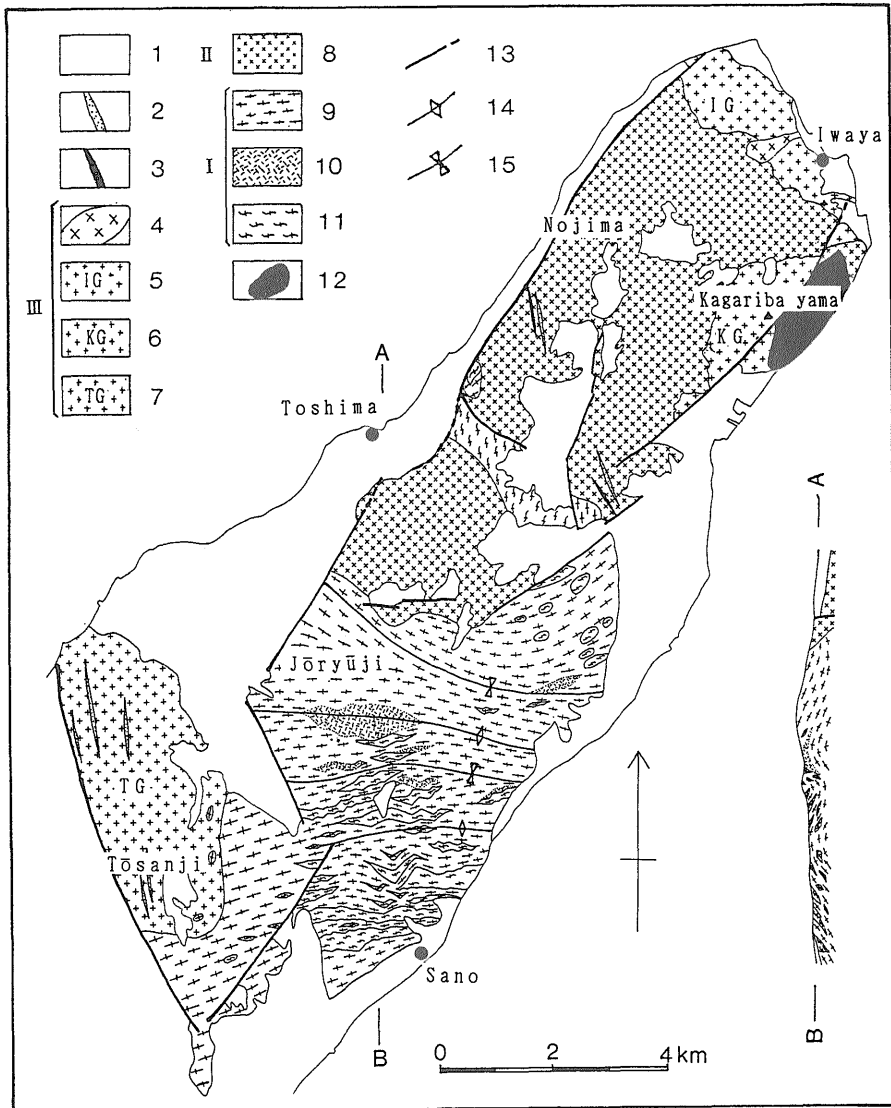


第2図 淡路島における花崗岩類の名称と区分の変遷

矢印の先は、推定侵入を示す。Gr: Granite, Gd: Granodiorite, To: Tonalite

Fig. 2 Previous divisions of the granitic rocks in Awaji Island.

Top of an arrow indicates a country rock intruded by. Gr: Granite, Gd: Granodiorite, To: Tonalite.

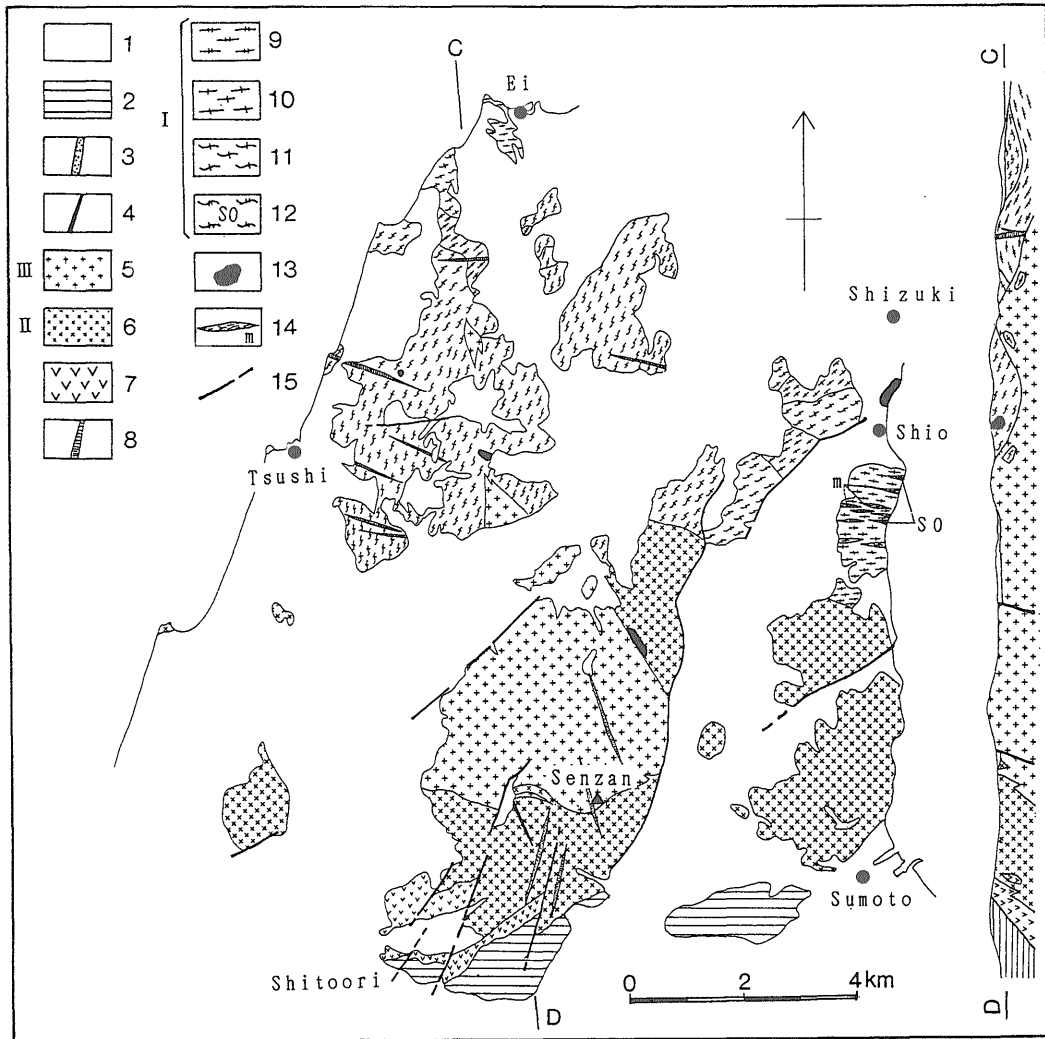


第3図 淡路島北部における先第三紀基盤岩類の地質図

1: 新第三系及び第四系, 2: 花崗斑岩, 3: ひん岩, 4: 細粒花崗岩, 5: 岩屋花崗岩, 6: 篝場山花崗岩, 7: 東山寺花崗岩, 8: 野島花崗閃緑岩, 9: 志筑トーンナル岩, 10: 志筑トーンナル岩塩基性岩相, 11: 都志川花崗岩, 12: 斑れい岩, 13: 断層, 14: フォリエーションの背斜軸, 15: フォリエーションの向斜軸.
I: 花崗岩類I, II: 花崗岩類II, III: 花崗岩類III

Fig. 3 Geologic map of pre-Tertiary basement rocks in the northern area of Awaji Island.

1: Neogene and quaternary, 2: Granite porphyry, 3: Porphyrite, 4: Fine-grained Granite, 5: Iwaya Granite, 6: Kagaribayama Granite, 7: Tōsanji Granite, 8: Nojima Granodiorite, 9: Shizuki Tonalite, 10: Basic facies of Shizuki Tonalite, 11: Tsushigawa Granite, 12: Gabbro, 13: Fault, 14: Anticlinal axis of foliation, 15: Synclinal axis of foliation. I: Granitic Rocks I, II: Granitic Rocks II, III: Granitic Rocks III



第4図 淡路島中央部における先第三紀基盤岩類の地質図

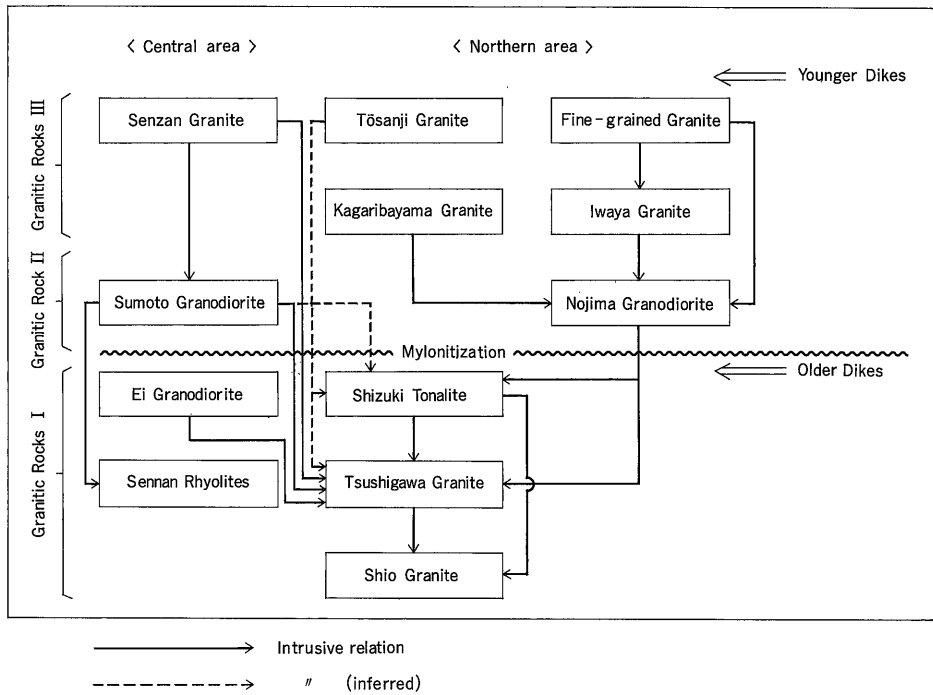
1: 新第三系及び第四系, 2: 和泉層群, 3: 花崗斑岩, 4: ひん岩, 5: 先山花崗岩, 6: 洲本花崗閃緑岩, 7: 泉南流紋岩類, 8: 花崗斑岩(古期岩脈), 9: 江井花崗閃緑岩, 10: 志筑トータル岩, 11: 都志川花崗岩, 12: 塩尾花崗岩, 13: 斑れい岩, 14: 黒雲母片岩, 15: 断層, I: 花崗岩類I, II: 花崗岩類II, III: 花崗岩類III

Fig. 4 Geologic map of pre-Tertiary basement rocks in the central area of Awaji Island.

1: Neogene and Quaternary, 2: Izumi Group, 3: Granite porphyry, 4: Porphyrite, 5: Senzan Granite, 6: Sumoto Granodiorite, 7: Sennan Rhyolites, 8: Granite porphyry (Older Dikes), 9: Ei Granodiorite, 10: Shizuki Tonalite, 11: Tsushigawa Granite, 12: Shio Granite, 13: Gabbro, 14: Biotite schist, 15: Fault. I: Granitic Rocks I, II: Granitic Rocks II, III: Granitic Rocks III.

花崗岩類Iのフォリエイションは志筑南方で最もよく発達しており、一部で典型的なマイロナイトとなっている。このフォリエイションは、北方ほど弱い傾向が認められる。志筑南方では、フォリエイションの走向・傾斜

は、ほぼ、E-W、鉛直、線構造はほぼ水平である。しかし、西方の、都志-江井周辺では、線構造はほぼ水平であるが、フォリエイションの走向・傾斜は、NE-SW、10°-55°Eのものが卓越する(第4図)。また、佐野



第5図 淡路島における花崗岩類の相互関係
Fig. 5 Mutual relations of granitic rocks in Awaji Island.

北方では、フォリエーションの走向はほぼ東西であるが、傾斜は 50°S – 30°N まで変化し、東西方向の軸を持つ、緩くうねった褶曲構造をなしている(第3図)。また、淡路島には、NE–SW及びNW–SE方向に伸びる活断層が多数存在しており、基盤岩類を変位させているが、フォリエーションの傾向は乱されていない。

3. 花崗岩類, 泉南流紋岩類及び岩脈類の記載

3.1 花崗岩類 I

(1) 塩尾花崗岩(SO)

塩尾南方の海岸沿いの地域に分布する(第4図)。中島ほか(1985)の塩尾花崗岩に相当する。

本岩は、斑状カリ長石が特徴的に認められる花崗岩–花崗閃緑岩である(第6図)。基質部は細粒緻密で灰色を呈し、黒雲母及び細粒石英集合体の定向配列によるフォリエーションが認められる(図版1-1)。また、本岩中には $2 \times 20 \text{ cm}$ – $20 \times 200 \text{ cm}$ 程のレンズ状暗色包有物が普遍的に存在する(第7図)。

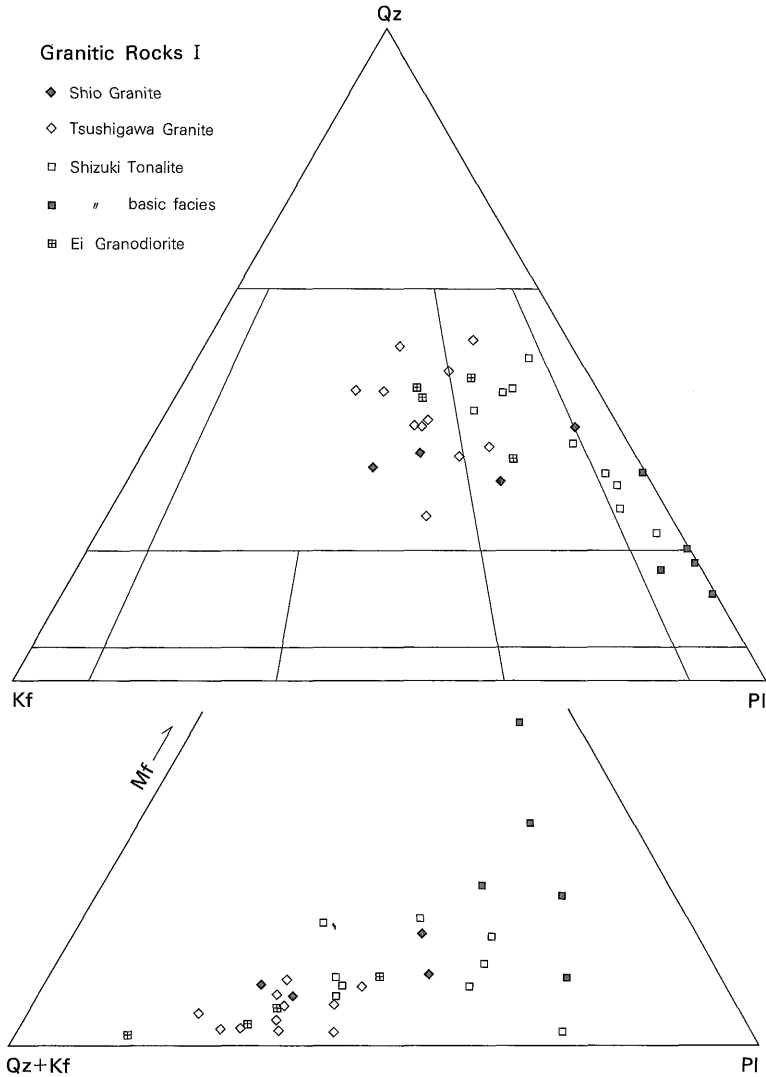
カリ長石(容量比32.4%)、石英(29.7%)、斜長石(28.2%)及び黒雲母(9.4%)からなり、褐れん石、スフ

エン、不透明鉱物を伴う(GSJ R57687, 図版1-1, 2)。カリ長石は、自形–半自形、斑状で、パーサイト組織が認められる。石英は、レンズ状に伸びた細粒結晶が集合し、斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を、うねりながら取り巻いている。斜長石は、自形–半自形、斑状で、展張割れやキンクバンドが認められる。黒雲母は、半自形–他形で、茶褐色(Y=Z軸色、以下同様)を呈する。フィルム状に伸長し、カリ長石及び斜長石の周囲を取り巻き、うねりながらフォリエーションを形成している。

(2) 都志川花崗岩

都志から志筑、江井にかけて広く分布するほか、佐野北方にも分布する(第3, 4図)。中島ほか(1985, 1986)の都志川花崗岩に相当し、分布もほぼ同様である。また、本岩は、諏訪・濡木(1968)の明神花崗岩に相当するが、分布範囲はやや異なっている。

本岩は、粗粒の角閃石黒雲母花崗岩–花崗閃緑岩であり(第6図)、暗色包有物をほとんど含まず、黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエーションが認められる(図版1-3)。また、淡路島北部の常隆寺以北のものは角閃石を含まない。



第6図 花崗岩類Iのモードを示す三角図

Qz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Mf: 苦鉄質鉱物

Fig. 6 Modal compositions of Granitic Rocks I.

Qz: quartz, Kf: potassium feldspar, Pl: plagioclase, Mf: mafic minerals.

斜長石(39.9%), カリ長石(29.9%), 石英(24.0%), 黒雲母(4.1%)及び角閃石(1.9%)からなり, 褐れん石, ジルコン, スフェン, 不透明鉱物, 緑泥石, 方解石を伴う(GSJ R57688, 図版1-3, 4). 斜長石は, 自形-半自形で, 一部の結晶は湾曲している. カリ長石は, 自形-半自形, 斑状で, 定向配列が認められる. 石英は, 細粒で扁平な結晶の集合体となっており, うねりながらカリ長石及び斜長石の粒間を埋めている. 石英の細粒結晶間

の境界は入り組み, 縫合状を呈する. 黒雲母は, 半自形-他形で, 褐色を呈する. フィルム状に伸長, 定向配列し, 石英とともにフォリエーションを形成している. 角閃石は, 自形-半自形で, 定向配列する. 緑褐色の核部と青緑色の縁部(Z軸色, 以下同様)が認められる.

(3) 志筑トーンナル岩

本岩は, 志筑南方及び, 佐野北方から常隆寺周辺にかけて広く分布し(第3, 4図), 中島ほか(1985, 1986)の



第7図 塩尾花崗岩の産状を示す露頭

(塩尾南方海岸) 斑状のカリ長石が特徴的に認められ、レンズ状暗色包有物が存在する。

Fig. 7 An outcrop showing occurrence of Shio Granite. (coast south of Shio)

Porphyritic K-feldspars and elongated dark inclusions are characteristic. After Takahashi *et al.* (1992).

志筑花崗閃緑岩にはほぼ相当する。しかし、中島ほか(1986)で、野島花崗閃緑岩のうち常隆寺花崗閃緑岩相としたもの(常隆寺周辺に広く分布)は、志筑トータル岩と同一岩質であり、両者の境界を確認できなかったので、志筑トータル岩に含めた(水野ほか, 1990)。また、本岩は、諏訪・濡木(1968)の志筑花崗閃緑岩のうち、塊状部を除いたものに相当するが、分布域はかなり異なっている。

本岩は、中粒の角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩である(第6図)。普遍的に暗色包有物を伴い、黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエイションが認められる(図版1-5)。また、志筑南方の斑れい岩に貫入する志筑トータル岩岩脈は、典型的なマイロナイトとなっている。常隆寺南方や東方には、細粒閃緑岩質捕獲岩(最大長径10 m+)が多量に含まれている。そこでは、捕獲岩

の周辺の本岩は石英閃緑岩質となっており、これは、志筑トータル岩塩基性岩相として区別した(第3図)。

斜長石(44.6%)、石英(29.5%)、黒雲母(12.2%)、角閃石(7.6%)及びカリ長石(5.6%)からなり、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、緑泥石、緑れん石を伴う(GSJ R 57689, 図版1-5, 6)。斜長石は、自形斑状で、一部に展張割れや湾曲が認められる。石英は、細粒で扁平な結晶が集合、伸長し、斜長石の周囲をうねりながら取り巻き、フォリエイションを形成している。石英の細粒結晶同士の粒界は、複雑に入り組み、縫合状を呈する。黒雲母は、半自形-他形で、褐色を呈する。フィルム状に伸長、定向配列し、石英とともに、斑状の斜長石の周囲を埋める。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色(核部)、褐綠色(縁部)を呈する。石英、黒雲母とともに定向配列

し、線構造を形成している。カリ長石は、斜長石と接する場合、他形粒間充填状であるが、石英に取り囲まれたものは、自形-半自形である。

マイロナイト(GSJ R57691, 図版1-7, 8)

斜長石、石英、黒雲母、角閃石及びカリ長石からなり、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物、緑れん石を伴う。斜長石は、自形-半自形で、ポーフィロクラストをなす。展張割れが認められ、非対象プレッシャーシャドウを伴う。石英は、細粒偏平な結晶が集合して、ポーフィロクラストの基質をなし、その細粒結晶の粒界は縫合状を呈し、定向配列する。また、やや粗粒の石英の集合体が、フォリエイションと平行に、層状またはレンズ状に存在する。この石英の集合体には、石英の形態定向配列が認められ、右横ずれ剪断のセンスを示している。黒雲母は、半自形-他形で、緑褐色を呈する。著しくフィルム状に伸長し、フォリエイションを形成している。非対象プレッシャーシャドウを伴うものも存在し、右横ずれ剪断のセンスを示している。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色(核部)、緑色(縁部)を呈する。黒雲母とともに定向配列し、非対象プレッシャーシャドウは、右横ずれの剪断センスを示している。カリ長石は、ポーフィロクラストをなすもののほかに、細粒石英の粒間を埋めるものが存在する。

(4) 江井花崗閃緑岩(EGd)

本岩は、江井周辺に小規模に分布し(第4図)、中島ほか(1985)の江井花崗閃緑岩に相当する。

本岩は、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩であり(第6図)、黒雲母及び角閃石の定向配列による、弱いフォリエイションが認められる。

石英(43.1%)、斜長石(30.2%)、カリ長石(23.2%)、黒雲母(3.2%)及び角閃石(0.3%)からなり、褐れん石、ジルコン、燐灰石、緑れん石を伴う(GSJ R57692, 図版2-1, 2)。石英は、再結晶し、モザイク状集合体となっている。斜長石は、自形-半自形で、正果帯構造を示す。カリ長石は、半自形-他形で、斜長石との境界部にミルメカイトを伴う。黒雲母は、フィルム状に伸長、定向配列し、フォリエイションを形成している。一部のものは、細粒葉片状結晶の集合体となっている。角閃石は、自形-半自形で、緑色を呈する。

3.2 古期岩脈類

本岩脈類は、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩中のみに認められる。岩脈を構成する岩石は、花崗斑岩がほとんどであるが、一部にひん岩が存在する。岩脈の貫入方向は、WNW-ESEのものが卓越し、これは、新期岩脈類(後述)の貫入方向とは斜交している。

花崗斑岩(GSJ R57701, 図版2-3)

石英、カリ長石、斜長石、黒雲母からなり、ジルコン、不透明鉱物、白雲母、スフェーンを伴う。石英は、半自形-自形の斑状結晶と、基質を構成する他形細粒結晶とが存在する。前者には、定向配列が認められ、波動消光する。カリ長石は、自形斑状のものと、基質部を構成する他形細粒のものが存在する。一部に展張割れが認められる。斜長石は、自形で、正果帯構造を示す。黒雲母は、斑状の粗粒結晶と、基質部を構成する細粒結晶が存在する。そのいずれも、半自形-自形で、茶褐色を呈し、定向配列する。

熱変成ひん岩(GSJ R57702, 図版2-4)

斜長石、角閃石、黒雲母及び石英からなり、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物、緑れん石を伴う。斜長石は、自形斑状のものと、基質部を構成する、自形-半自形の細粒結晶とが存在する。前者の一部には、展張割れ、キンクバンドが認められる。角閃石は、半自形-自形、淡褐緑色を呈し、細粒粒状結晶が集合し、クロットを形成している。黒雲母は、半自形-他形、茶褐色を呈し、一部のものに湾曲、キンクバンドが認められる。石英は、他形粒間充填状に産し、波動消光する。

3.3 泉南流紋岩類

本岩類は、洲本西方の倭文周辺の小範圍と、淡路島南西端の小範圍に分布する(第1図)。本岩は、淡緑灰色を呈する流紋岩溶結凝灰岩である。石英、カリ長石、斜長石、角閃石などの結晶片を多量に含むほか、流紋岩溶岩の岩片が認められることがある。本岩は、岩相変化に乏しく、野外では塊状を呈するが、まれに長径1-5cm程の本質レンズが認められることがある(高橋ほか、1992)。

3.4 花崗岩類Ⅱ

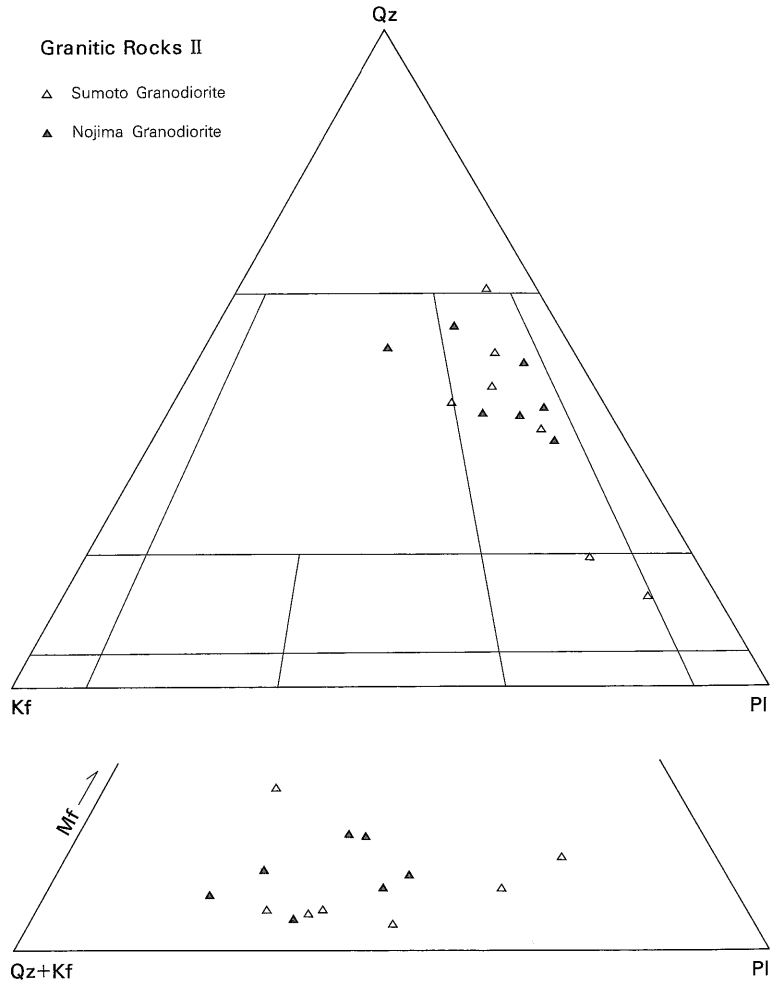
(1) 野島花崗閃緑岩

本岩は、富島南方から野島周辺にかけて広く分布する(第3図)。中島(1985)、中島ほか(1986)は、野島花崗閃緑岩を累帯深成岩体とみなし、常隆寺花崗閃緑岩相、主岩相及び灘川アプライト質花崗岩相に区分した。本論で使用する野島花崗閃緑岩は、中島(1985)、中島ほか(1986)の野島花崗閃緑岩のうちの主岩相に相当する。

本岩は、中粒、塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩であり(第8図)、暗色包有物を普遍的に含んでいる。

石英(40.4%)、斜長石(35.7%)、黒雲母(11.2%)、カリ長石(6.4%)及び角閃石(6.2%)からなり、ジルコン、スフェン、燐灰石、褐れん石、不透明鉱物を伴う(GSJ R47311)。石英は、他形で、粒間充填状に産する。斜長石は、自形-半自形で、正果帯構造を示す。黒雲母は、

淡路島の花崗岩類 (高橋・服部)



第 8 図 花崗岩類 II のモードを示す三角図

略字は第 6 図と同じ。

Fig. 8 Modal compositions of Granitic Rocks II.

Abbreviations are the same as those in Fig. 6.

自形-半自形で、褐色を呈する。カリ長石は、他形、粒間充填状である。角閃石は、自形、柱状で、緑色を呈する。

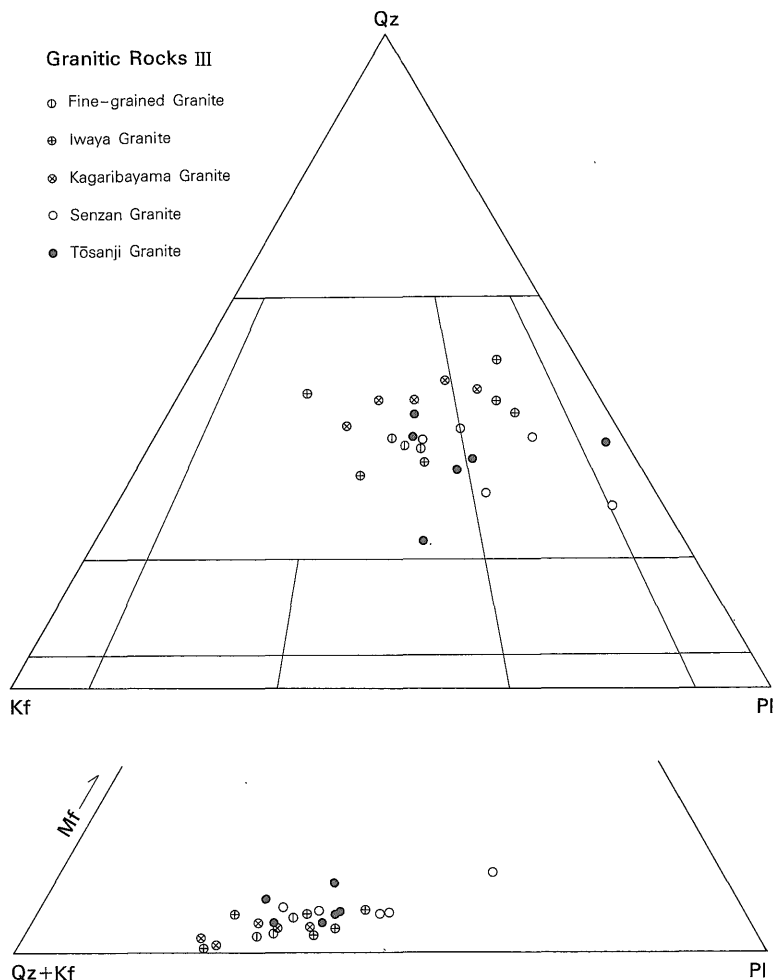
(2) 洲本花崗閃緑岩

洲本北方から先山西方にかけて広く分布する(第 4 図)。中島ほか(1985)の洲本花崗閃緑岩に相当する。また、諏訪・濡木(1968)の洲本花崗閃緑岩のうちの、洲本市周辺の岩体にほぼ相当する。

本岩は、中-粗粒、塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩である(第 8 図)。しばしば、細粒閃緑岩質の暗色包有物を

伴う。

斜長石(60.4%)、石英(17.5%)、カリ長石(12.7%)、黒雲母(7.4%)及び角閃石(2.0%)からなり、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、スフェーン、緑れん石、緑泥石を伴う(GSJ R57696, 図版 2-5, 6)。斜長石は、自形で、正累帯構造を示す。石英は、他形粒間充填状で、サブグレイン化し、波動消光する。カリ長石は、他形、粒間充填状に産する。黒雲母は、半自形-他形で、茶褐色を呈する。角閃石は、自形-半自形で、緑褐色の核部と褐緑色の縁部とからなる。



第9図 花崗岩類Ⅲのモードを示す三角図

略字は第6図と同じ。

Fig. 9 Modal compositions of Granitic Rocks III.

Abbreviations are the same as those in Fig. 6

3.5 花崗岩類Ⅲ

(1) 東山寺花崗岩(TG)

東山寺周辺及びその北方に分布する(第3図)。中島ほか(1986)の東山寺花崗岩に相当するが、分布範囲は若干異なる。

本岩は、中粒、塊状の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であり(第9図)、暗色包有物を含まない。

斜長石(38.1%)、石英(36.1%)、カリ長石(21.1%)及び黒雲母(4.6%)からなり、ジルコン、褐れん石、不透明鉱物を伴う(GSJ R47315)。斜長石は、自形-半自形で、累帯構造が認められる。石英は、波動消光し、サブ

グレイン化した石英粒同士の境界は、縫合状を呈する。カリ長石は、他形で、粒間充填状のものと、斑状のものが存在する。黒雲母は、自形-半自形で、褐色を呈する。

(2) 先山花崗岩

先山からその北方にかけて分布する(第4図)。中島ほか(1985)の先山花崗岩に相当するが、分布範囲は、若干異なる。

本岩は、中-細粒塊状の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であり(第9図)、暗色包有物をほとんど含まない。

斜長石(43.9%)、石英(28.0%)、カリ長石(20.7%)及

び黒雲母(5.6%)からなり、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物、緑れん石、緑泥石を伴う(GSJ R 57698, 図版2-7, 8)。斜長石は、自形で、正累帯構造を示す。石英は、他形、粒間充填状であるが、カリ長石に対しては自形である。サブグレイン化しているものが存在し、弱い波動消光を呈する。カリ長石は、他形粒間充填状であるが、斑状のものも存在する。黒雲母は、自形-半自形で、暗褐色を呈する。

(3) 箒場山花崗岩(KG)

淡路島北東端の箒場山周辺に分布する(第3図)。中島(1985)、中島ほか(1986)の野島花崗閃緑岩のうちの、灘川アプライト質花崗岩相に相当する。また、藤田・前田(1984)は、本岩体東部に分布する細粒斑れい岩-閃緑岩を、洲本花崗閃緑岩のうちの塩基性岩類として区分した。

本岩は、細-中粒塊状の優白質黒雲母花崗岩である(第9図)。岩体東部では、細粒斑れい岩-閃緑岩を伴う(藤田・前田, 1984)。

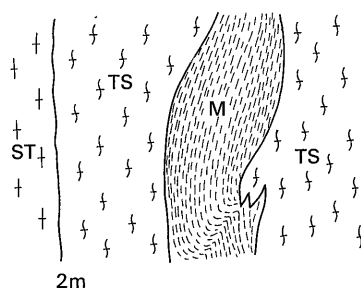
石英(38.3%)、カリ長石(33.4%)、斜長石(25.4%)及び黒雲母(2.7%)からなり、ジルコン、不透明鉱物、緑泥石を伴う(GSJ R47312)。石英は、他形で、弱い波動消光を示す。カリ長石は、他形で、一部のものは、石英とともに微文象組織を形成している。斜長石は、累帯構造をもつが、自形のものはほとんど認められない。黒雲母は、褐色を呈する。

(4) 岩屋花崗岩(IG)

淡路島北端の岩屋周辺に分布する(第3図)。本岩は、諏訪・濡木(1968)の岩屋花崗岩そのものであり、当時は、南側に分布する洲本花崗閃緑岩とは、断層関係と推定された。藤田・前田(1984)は、岩屋花崗岩と洲本花崗閃緑岩との貫入関係を確認し、本岩を六甲花崗岩に対比した。中島ほか(1986)は、本岩を新期領家花崗岩類に含めている。

本岩は、中-粗粒塊状の黒雲母花崗岩であり、包有物をほとんど含まない。本岩体南東端の、洲本花崗閃緑岩との境界部付近には、境界面と平行な、弱い流理構造(走向N85°W, 傾斜35°N)が認められる。

石英(40.0%)、斜長石(29.7%)、カリ長石(26.9%)及び黒雲母(3.2%)からなり、ジルコン、燐灰石、褐れん石、不透明鉱物を伴う(GSJ R47313)。石英は、弱い波動消光を示し、一部でサブグレイン化し、サブグレイン間の境界は、縫合状を呈する。斜長石は、自形で、正累帯構造を示す。カリ長石は、パーサイト組織を示す。黒雲母は、褐色を呈する。



第10図 都志川花崗岩中の黒雲母片岩捕獲岩の産状を示すスケッチ

(塩尾南方) 都志川花崗岩(TS)は、黒雲母片岩(M)の片状構造を切って貫入しており、黒雲母片岩の片状構造と都志川花崗岩のフォリエーションは斜交している。ST: 志筑トナル岩。

Fig. 10 A sketch indicating xenolithic occurrence of folded biotite schist (M) included in Tsushigawa Granite (TS). (south of Shio)

Schistosity of biotite schist and foliation of Tsushigawa Granite are oblique. ST: Shizuki Tonalite. After Takahashi *et al.* (1992).

(5) 細粒花崗岩(fG)

淡路島北端の岩屋付近に、小規模に分布する(第3図)。本岩は、藤田・前田(1984)の細粒花崗閃緑岩、中島ほか(1986)の茂谷花崗岩に相当する。

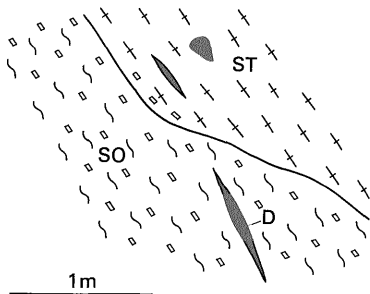
本岩は塊状の細粒花崗岩(第9図)である。石英(34.4%)、斜長石(34.4%)、カリ長石(25.8%)及び黒雲母(5.4%)からなる(Aw 630)。斜長石は、自形で、正累帯構造を示す。カリ長石は、他形、粒間充填状で、パーサイト組織が認められる。黒雲母は、自形-半自形で、暗褐色を呈する。

3.6 新期岩脈類

本岩脈類は、花崗岩類I, II, IIIのすべてに貫入している。岩脈を構成する岩石は、花崗斑岩がほとんどであり、ひん岩及びドレライトが少量存在する。

花崗斑岩(GSJ R57703)

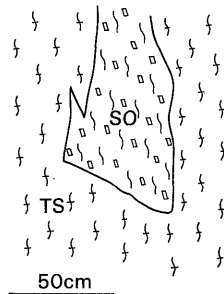
石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母からなり、ジルコン、褐れん石、不透明鉱物、緑れん石、緑泥石を伴う。石英は、自形-半自形の斑状結晶と、基質部を構成する、他形の細粒結晶が存在する。斜長石は、自形の斑状結晶と、基質部を構成する自形-半自形の細粒結晶が存在する。カリ長石は、他形の細粒結晶が、基質部に存在する。黒雲母は、自形-半自形の斑状結晶と、基質を構成する、半自形-他形の細粒結晶とが存在し、そのいずれも暗褐色を呈する。



第11図 塩尾花崗岩と志筑トータル岩の関係を示すスケッチ (塩尾南方海岸) 塩尾花崗岩(SO)を志筑トータル岩(ST)が貫き、境界付近の志筑トータル岩中には、カリ長石捕獲結晶が認められる。また、両者のフォリエーションは平行であり、貫入面とは斜交する。D: 暗色包有物。

Fig. 11 A sketch indicating intrusive relation of Shizuki Tonalite (ST) into Shio Granite (SO). (coast south of Shio)

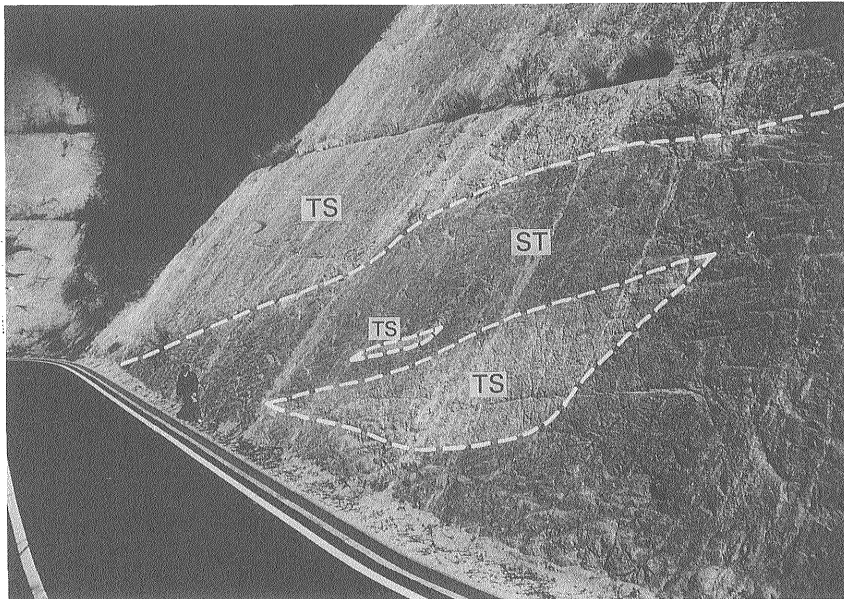
Shizuki Tonalite includes xenocryst of K-feldspar at its margin. Foliations in both granites are parallel to each other, but oblique to the boundary. After Takahashi *et al.* (1992).



第12図 塩尾花崗岩と都志川花崗岩の関係を示すスケッチ (塩尾南方海岸) 塩尾花崗岩(SO)は都志川花崗岩(TS)に捕獲され、両者のフォリエーションは平行である。

Fig. 12 A sketch indicating intrusive relation of Tsushigawa Granite (TS) into Shio Granite (SO). (coast south of Shio)

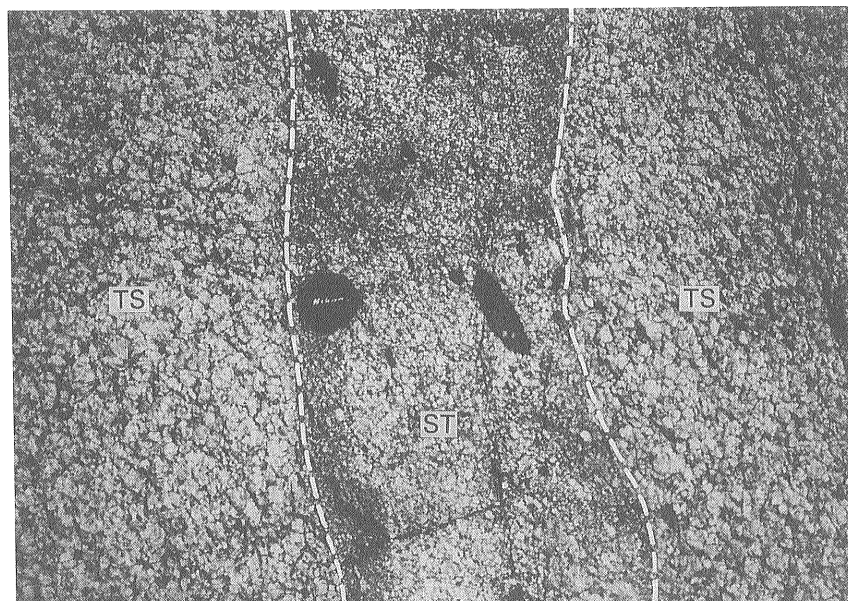
Foliations in both granites are parallel to each other. After Takahashi *et al.* (1992).



第13図 都志川花崗岩と志筑トータル岩の関係を示す露頭

(常陸寺南方) 都志川花崗岩(TS)は、レンズ状に志筑トータル岩中に捕獲されている。フォリエーションは両者の境界と平行に発達し、およそ30°北に傾斜している。

Fig. 13 An outcrop showing mutual relation of Tsushigawa Granite (TS) and Shizuki Tonalite (ST). Tsushigawa Granite occurs as lenticular xenoliths in Shizuki Tonalite. Foliations in both Tsushigawa Granite and Shizuki Tonalite are parallel to each other and dip about 30° to north. After Takahashi *et al.* (1992).



第14図 都志川花崗岩中に貫入する志筑トータル岩岩脈
(塩尾北方海岸のほぼ水平な露頭) 都志川花崗岩(TS)及び志筑トータル岩(ST)の境界面と斜交したフォリエイションが形成されている。志筑トータル岩中の暗色包有物はフォリエイションと平行に伸長している。

Fig. 14 Dike of Shizuki Tonalite (ST) intruding into Tsushigawa Granite (TS). (flat surface of an outcrop on coast north of Shio)

Foliation is oblique to the boundary between Tsushigawa Granite and Shizuki Tonalite. Dark inclusions in Shizuki Tonalite are elongated parallel to the foliation. After Takahashi *et al.* (1992).

ドレライト(GSJ R57704)

斜長石、角閃石及び単斜輝石からなり、不透明鉱物、黒雲母、緑泥石を伴う。斜長石は、自形、短冊状の結晶が密集している。角閃石は、半自形-他形、緑褐色を呈し、斜長石の粒間を埋める。一部に単斜輝石を交代するものが存在する。単斜輝石は、半自形-他形で、角閃石とともに斜長石の粒間を埋める。

4. 花崗岩類、泉流紋岩類及び岩脈類の相互関係と地史

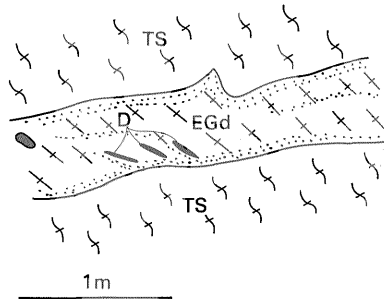
4.1 花崗岩類 I 及び古期岩脈類の相互関係

花崗岩類 I の都志川花崗岩は、志筑南方や都志東方において、斑れい岩類を捕獲している(高橋ほか, 1992)。このことは、都志川花崗岩侵入前に、塩基性火成活動が生じていたことを示している。また、都志川花崗岩は、黒雲母片岩も捕獲している。塩尾南方では、都志川花崗岩が厚さ 2 m 程の板状の黒雲母片岩を捕獲している(第 10 図)。ここでは、都志川花崗岩は、黒雲母片岩の片状構造を切って貫入しており、黒雲母片岩の片状構造と都

志川花崗岩のフォリエイションとは斜交している。このことは、都志川花崗岩貫入前の広域変成作用によって黒雲母片岩が形成されたことを示している。

塩尾花崗岩は、塩尾南方において、志筑トータル岩中の捕獲岩体として産する(第 4 図)。そこでは、塩尾花崗岩と志筑トータル岩のフォリエイションは互いに平行であり、両者の境界面とは一部で斜交する(第 11 図)。このことは、塩尾花崗岩に対し、志筑トータル岩が貫入・固結した後、フォリエイションが形成されたことを示している。また、塩尾花崗岩は、都志川花崗岩にも捕獲されている(第 12 図)。この場合も、両者のフォリエイションは平行であり、境界面とは斜交する。

佐野北方では、志筑トータル岩中に、都志川花崗岩の捕獲岩体が多量に存在する(第 3 図)。そこでは、都志川花崗岩と志筑トータル岩とが低角の境界で接しており、都志川花崗岩は志筑トータル岩中にレンズ状に捕獲されている(第 13 図)。また、ここでは、両者のフォリエイションは互いに平行であり、両者の境界面と部分的に斜交するが、ほとんど平行である。塩尾北方の海岸では、志



第15図 都志川花崗岩に貫入する江井花崗閃緑岩岩脈のスケッチ

(江井南西方海岸) 江井花崗閃緑岩 (EGd) 岩脈中には、貫入面と平行な流理構造 (有色鉱物濃集部) が認められる。さらに、岩脈の貫入面と斜交したフォリエーションが、都志川花崗岩 (TS) 及び江井花崗閃緑岩中に発達している。D: 暗色包有物。

Fig. 15 A sketch showing Ei Granodiorite (EGd) intruding into Tsushigawa Granite (TS). (coast southwest of Ei)

Flow structure (clearly illustrated by the darker part rich in mafic minerals) in Ei Granodiorite is parallel to the intrusive boundary. Foliations in Ei Granodiorite and Tsushigawa Granite are parallel to each other, but oblique to the boundary. After Takahashi *et al.* (1992).

筑トータル岩が、幅約30 cm の岩脈として都志川花崗岩に貫入している (第14図)。ここでは、両者のフォリエーションは互いに平行であるが、岩脈の貫入面とは斜交する。このことは、志筑トータル岩が都志川花崗岩に貫入・固結した後にフォリエーションが形成されたことを示している。

志筑南方では、志筑トータル岩が、幅約30 m 及び20 m の2本の岩脈として、斑れい岩中に貫入しており、典型的なマイロナイトとなっている (高橋ほか, 1992)。岩脈の貫入方向は、N45°W、鉛直である。マイロナイトのフォリエーションは、岩脈の貫入面と平行であり、線構造は、ほぼ、水平である。このマイロナイトのフォリエーションは、周辺の都志川花崗岩及び志筑トータル岩のフォリエーション (走向 E-W、鉛直) とは斜交している。

江井花崗閃緑岩は、都志川花崗岩に貫入し、一部でこれを捕獲している (高橋ほか, 1992)。江井南西方の海岸では、本岩が都志川花崗岩中に、幅50 cm 程の岩脈として貫入している (第15図)。この岩脈には、貫入面に平行な流理構造 (有色鉱物濃集部) が認められる。しかし、暗色包有物や有色鉱物の定向配列によるフォリエーション

は、岩脈の貫入面とは斜交し、都志川花崗岩のフォリエーションとはほぼ平行である。また、これらの岩石は、すべて、熱変成を受け再結晶している。これらのことから、江井花崗閃緑岩と都志川花崗岩について、以下の地史を編むことができる。まず、都志川花崗岩の侵入・固結後、江井花崗閃緑岩が、都志川花崗岩中に岩脈として貫入し、流理構造を形成した。次に、江井花崗閃緑岩固結 (ソリダス通過) 後に、都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩に共通のフォリエーションが形成された。さらに、花崗岩類ⅡまたはⅢの貫入により、熱変成を受け再結晶した。この花崗岩類は、現在、付近の地表では認められていないが、地下に伏在しているものと考えられる。おそらく、先山花崗岩 (花崗岩類Ⅲ) の北方延長部が伏在しているのであろう。

古期岩脈類は、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩中のみ認められ、母岩の都志川花崗岩及び江井花崗閃緑岩のフォリエーションと平行なフォリエーションが認められる (高橋ほか, 1992)。したがって、古期岩脈類の貫入後に、花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類に共通のフォリエーションが形成されたことになる。

4.2 花崗岩類Ⅱと花崗岩類Ⅰ及び泉南流紋岩類の相互関係

泉南流紋岩類の岩体北縁部は、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩による貫入を受け、再結晶している (高橋ほか, 1992)。また、岩体の南縁は、和泉層群に不整合に覆われている。泉南流紋岩類と花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類との関係は、分布が離れているため不明である。

野島花崗閃緑岩 (花崗岩類Ⅱ) は、富島東方において、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び志筑トータル岩を捕獲し熱変成を与えている (水野ほか, 1990)。ここでは、都志川花崗岩及び志筑トータル岩には、弱いフォリエーションが認められる。しかし、野島花崗閃緑岩は塊状で、フォリエーションが認められない。このことから、都志川花崗岩及び志筑トータル岩の侵入・固結・フォリエーションの形成後に、野島花崗閃緑岩が都志川花崗岩及び志筑トータル岩を捕獲し、熱変成を与えた、と解釈できる。

洲本花崗閃緑岩 (花崗岩類Ⅱ) は、塩尾西南方において、都志川花崗岩と低角の境界で接している (高橋ほか, 1992)。ここでは、都志川花崗岩にはフォリエーションが認められるが、洲本花崗閃緑岩は、塊状で、フォリエーションが認められない。

4.3 花崗岩類Ⅲと花崗岩類Ⅰ、Ⅱ及び新期岩脈類の相互関係

東山寺花崗岩 (花崗岩類Ⅲ) は、東山寺南東方におい

て、志筑トータル岩(花崗岩類Ⅰ)の一部に熱変成を与えている(高橋ほか, 1992)。また、東山寺花崗岩周辺の志筑トータル岩には、弱いフォリエイションが認められる。しかし、東山寺花崗岩は、塊状で、フォリエイションが認められない。以上のことから、志筑トータル岩の侵入・固結・フォリエイション形成後に、東山寺花崗岩が志筑トータル岩に貫入し、熱変成を与えた、と解釈できる。

先山花崗岩(花崗岩類Ⅲ)は、都志川花崗岩(花崗岩類Ⅰ)及び洲本花崗閃緑岩(花崗岩類Ⅱ)に貫入する(高橋ほか, 1992)。また、江井周辺では、江井花崗閃緑岩及び都志川花崗岩(花崗岩類Ⅰ)が熱変成を受け、再結晶している。このことは、その分布からみて、先山花崗岩の北方延長部が江井周辺に伏在していることを示唆する。

篝場山花崗岩(花崗岩類Ⅲ)は、野島花崗閃緑岩(花崗岩類Ⅱ)に貫入しているが、接触変成を与えていない(水野ほか, 1990)。中島(1985)、中島ほか(1986)は、篝場山花崗岩(中島, 1985; 中島ほか, 1986)の野島花崗閃緑岩灘川アプライト質花崗岩相に相当)と野島花崗閃緑岩主岩相とは漸移関係にあるとした。しかし、篝場山花崗岩は、野島花崗閃緑岩との境界部付近で、野島花崗閃緑岩中に岩床状に貫入している。境界部付近でも野島花崗閃緑岩は再結晶しておらず、接触変成作用の影響は認められない。

岩屋花崗岩(花崗岩類Ⅲ)は、野島花崗閃緑岩(花崗岩類Ⅱ)に貫入しているが、接触変成を与えていない(藤田・前田, 1984; 水野ほか, 1990)。

細粒花崗岩(花崗岩類Ⅲ)は、岩屋花崗岩及び野島花崗閃緑岩に貫入している(藤田・前田, 1984)。

新期岩脈類は、花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲのすべて、及び、泉南流紋岩類中に貫入しており、再結晶していない(高橋ほか, 1992)。花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類中のものは、それらのフォリエイションを切って貫入している。

4.4 地史のまとめ

花崗岩類、泉南流紋岩類及び岩脈類の相互関係から組み立てられた地史を、以下にまとめて述べる。

花崗岩類Ⅰの侵入前に、広域変成作用によって黒雲母片岩が形成された。また、塩基性の火成活動が生じ、斑れい岩類が形成された。広域変成作用と塩基性火成活動との関係、それらの時期は、今のところ不明である。

広域変成作用、塩基性火成活動の終了後、花崗岩類Ⅰの塩尾花崗岩、都志川花崗岩、志筑トータル岩、江井花崗閃緑岩が相次いで侵入し、黒雲母片岩及び斑れい岩類を捕獲した。さらに、古期岩脈類が花崗岩類Ⅰ中に貫入した。岩脈の貫入方向は、西北西-東南東のものが卓越

する。古期岩脈類の貫入・固結後、花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類に共通のフォリエイションが広域的に形成された。花崗岩類Ⅰの南側では、流紋岩溶結凝灰岩からなる泉南流紋岩類が噴出・堆積した。泉南流紋岩類と、花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類との関係は、分布が離れているために不明である。

泉南流紋岩類の噴出・堆積の後、花崗岩類Ⅰと泉南流紋岩類との間に、花崗岩類Ⅱの洲本花崗閃緑岩が侵入し、泉南流紋岩類に熱変成を与えた。同じ頃、花崗岩類Ⅰの北側では、花崗岩類Ⅱの野島花崗閃緑岩が侵入し、花崗岩類Ⅰの都志川花崗岩及び志筑トータル岩を捕獲し、熱変成を与えた。

花崗岩類Ⅱの侵入に引き続き、花崗岩類Ⅲの東山寺花崗岩・先山花崗岩・篝場山花崗岩・岩屋花崗岩・細粒花崗岩が相次いで侵入した。花崗岩類Ⅲの侵入・固結後に、新期岩脈類の花崗斑岩及びひん岩岩脈が貫入した。新期岩脈類は、花崗岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲのすべてに対して貫入しており、岩脈の貫入方向は、北北西-南南東のものが卓越し、上記の古期岩脈類の貫入方向とは斜交する。

5. フォリエイションの成因とその形成時期について

花崗岩類Ⅰ(塩尾花崗岩、都志川花崗岩、志筑トータル岩、江井花崗閃緑岩)及び古期岩脈類には、強弱の差はあるものの、互いに平行なフォリエイションが認められる。フォリエイションは、志筑南方で最もよく発達しており、北方ほど弱い傾向が認められる。フォリエイションの走向・傾斜は、志筑南方で、ほぼ、E-W、鉛直、線構造はほぼ水平である。しかし、西方の、都志-江井周辺では、線構造はほぼ水平であるが、フォリエイションの走向・傾斜は、NE-SW、 10° - 55° Eのものが卓越する。また、佐野北方では、フォリエイションの走向はほぼ東西であるが、傾斜は 50° S- 30° Nまで変化し、東西方向の軸を持つ緩くうねった褶曲構造をなしている。ここでは、都志川花崗岩及び志筑トータル岩が、露頭規模でも、地質図上においても、一見して互層状、すなわち、layered intrusion に似た、厚さ数 m-数百 m オーダーの層状構造を示している(第3, 13図)。

花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類には、塑性変形を示す組織が認められ、花崗岩類Ⅰの強変形部は、典型的なマイロナイトとなっている(図版1-7, 8)。したがって、花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類中に発達するフォリエイションと線構造は、本岩類の侵入・固結後の広域的な塑性変形・再結晶作用(マイロナイト化作用)によって形成された、と解釈する。マイロナイト化作用の時期は、都志川花崗岩及び志筑トータル岩が、マイロナイト化作用を受けた

後、塊状の野島花崗閃緑岩(花崗岩類Ⅱ)中に捕獲され、熱変成を受け、再結晶していることから、野島花崗閃緑岩進入時よりも古いことになる。また、佐野北方で認められる褶曲構造は、マイロナイト化作用によって形成されたフォリエーションが変形していることから、マイロナイト化作用の後の広域的な構造運動によるものと解釈する。その時期は、少なくとも、マイロナイト化作用終了後から新第三系の堆積以前の間であるが、詳細は不明である。

6. 淡路島のマイロナイト帯の広域的な位置付けについて

中部地方から紀伊半島にかけての中央構造線沿いには、フォリエーションの発達した花崗岩類(いわゆる古期領家花崗岩類)が分布している。中央構造線近傍には、左横ずれ剪断のセンスを示すマイロナイト帯の存在が知られており、これは「領家南縁剪断帯」と呼ばれている(原ほか, 1977)。古期領家花崗岩類の北側(内帯側)には、塊状花崗岩類(いわゆる新期領家花崗岩類)が分布しており、古期領家花崗岩類に貫入し、熱変成を与えている。

紀伊半島中央部より西方では、フォリエーションの発達した花崗岩類の分布は中央構造線から北に離れ、それらの間に塊状花崗岩類が存在する(第1図)。マイロナイト帯も中央構造線から北に離れ、これは領家帯の「内部剪断帯」と呼ばれている(高木, 1985)。この「内部剪断帯」の存在は、三重県粥見地域(越後・木村, 1973; 高木, 1985)、奈良県三茶屋地域(領家研究グループ, 1974; Hara *et al.*, 1980)及び大阪府泉南地域(市原ほか, 1986; 高木ほか, 1988)から報告されている。

「領家南縁剪断帯」及び「内部剪断帯」のマイロナイトの構造解析から得られたマイロナイト形成時の運動像は、ほとんどが左横ずれ剪断のセンスを示しており、粥見地域の「内部剪断帯」で右横ずれ剪断のセンスが報告されているのみである(高木, 1985)。

淡路島においても、中央構造線から20 km 以上も北に離れた地域にフォリエーションの発達した花崗岩類が分布しており(第1図)、右横ずれ剪断のセンスを示すマイロナイト帯を伴っている。淡路島のマイロナイト帯は、斑れい岩中に貫入する、幅約30 m 及び20 m の志筑トール岩脈を原岩とした、比較的規模の小さなものである。マイロナイトのフォリエーション(走向 N45°W, 鉛直)は、岩脈の貫入面と平行であり、周辺の花崗岩類Ⅰのフォリエーション(走向 E-W, 鉛直)とは斜交している。これは、比較的塑性変形しにくい斑れい岩中の岩脈であるために、岩脈に歪が集中し、変形作用が規制され

たためであろう。このマイロナイト帯は、フォリエーションを有する花崗岩類(花崗岩類Ⅰ)の強変形部に生じており、南側には、塊状花崗岩類(洲本花崗閃緑岩)が進入している。これらの特徴は、紀伊半島の泉南地域や三茶屋地域のマイロナイト帯と同一であり、淡路島のマイロナイト帯は、「内部剪断帯」に相当する。

淡路島におけるマイロナイト形成時の運動像は、マイロナイトの構造解析から右横ずれ剪断のセンスを示しており、粥見地域と同様であるが、他地域の「領家南縁剪断帯」及び「内部剪断帯」とは異なる。この右横ずれ剪断が広域的な構造運動の中で、どの様に位置づけられるのかは、今のところ不明であり、中央構造線の初期の運動像を解明する上で今後の重要な課題である。

7. ま と め

(1) 淡路島の花崗岩類は、岩相、分布及び岩体相互の貫入関係から、大きく3時期(花崗岩類Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ), 11岩体に区分できる。また、新旧二時期の岩脈類が、花崗岩類に貫入している。

(2) 花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類には、互いに平行なフォリエーションが認められる。その形成時期は、花崗岩類Ⅱ(野島花崗閃緑岩・洲本花崗閃緑岩)の進入以前である。

(3) 花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類には、塑性変形を示す組織が認められ、花崗岩類Ⅰの強変形部は、典型的なマイロナイトとなっている。したがって、花崗岩類Ⅰ及び古期岩脈類のフォリエーションは、広域的な塑性変形作用(マイロナイト化作用)によって形成されたものである。

(4) 淡路島のマイロナイト帯は、領家帯の「内部剪断帯」に相当する。しかし、マイロナイトの構造解析から得られた、マイロナイト形成時の運動像は、右横ずれ剪断のセンスを示している。これは、紀伊半島の泉南地域や三茶屋地域の「内部剪断帯」とは、運動のセンスが逆である。

文 献

- 越後格之・木村敏雄(1973) 中央構造線に沿う破碎岩の小構造解析—紀伊半島東部粥見付近における例—。中央構造線, 東海大学出版会, p. 115-137.
- Hara, I., Syōji, K., Sakurai, Y., Yokoyama, S. and Hide, K. (1980) Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 27-49.

- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三(1977) 領家南縁剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像—。地球科学, vol. 31, p. 204-217.
- 広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子(1973) 50万分の1地質図幅「岡山」。地質調査所。
- 藤田和夫・前田保夫(1984) 須磨地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101p.
- 市川浩一郎(1960) 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題(演旨)。地質雑, vol. 66, p. 466.
- ・大橋邦宏(1965) 大阪南部の泉酸性火砕岩類と和泉層群。日本地質学会72年年会地質見学案内書, 19p.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- 政岡邦夫(1982) 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類。地質雑, vol. 88, p. 483-497.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩(1990) 明石地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 中島和一(1985) 淡路島北部の野島花崗閃緑岩体。MAGMA, no. 73, p. 79-82.
- ・政岡邦夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三(1986) 淡路島北部の領家花崗岩類。地球科学, vol. 40, p. 227-237.
- ・————・田結庄良昭・杭田康弘(1985) 淡路島中央部の領家帯—特に花崗岩類の区分と相互関係について—。地球科学, vol. 39, p. 124-135.
- 小川琢治(1896) 淡路島始原界橄欖輝紫岩ならびに褐簾半花崗岩略説。地質雑, vol. 3, p. 264-275.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質。地球科学, vol. 28, p. 103-114.
- 寒川 旭・杉山雄一・衣笠善博(1983) 50万分の1活構造図「京都」。地質調査所。
- 諏訪兼位・濡木輝一(1968) 淡路島の領家帯。地球科学, vol. 22, p. 11-18.
- 高木秀雄(1985) 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類。地質雑, vol. 91, p. 637-651.
- ・水谷知世・廣岡圭一(1988) 領家帯内部剪断帯における石英の変形—大阪府岸和田地域の例—。地質雑, vol. 94, p. 869-886.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁(1992) 洲本地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107p.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村学(1982) 50万分の1地質図幅「京都」, 第4版。地質調査所。
- 佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博(1982) 50万分の1活構造図「高知」。地質調査所。
- ・————・水野清秀(1985) 50万分の1活構造図「岡山」。地質調査所。
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上充英・吉田久昭・吉倉伸一・赤羽久忠(1979) 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—。地質学論集, no. 17, p. 195-208.
- 吉澤 甫(1950) 淡路島志筑ノーライトの産状とそれに基づく考察。地学, vol. 2, p. 33-35.

(受付: 1991年8月19日; 受理: 1991年10月31日)

図版 1

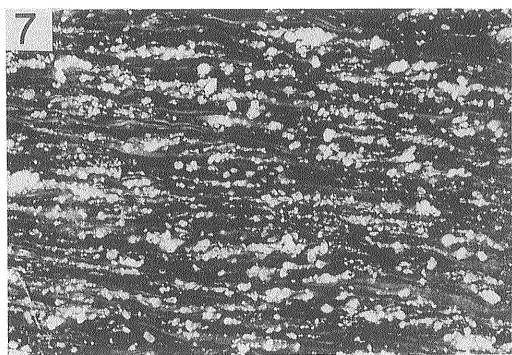
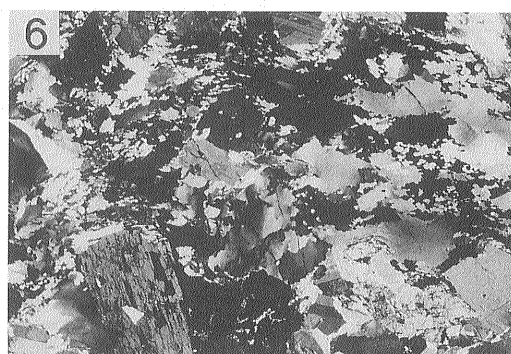
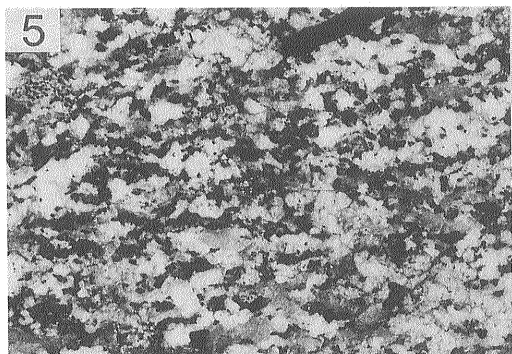
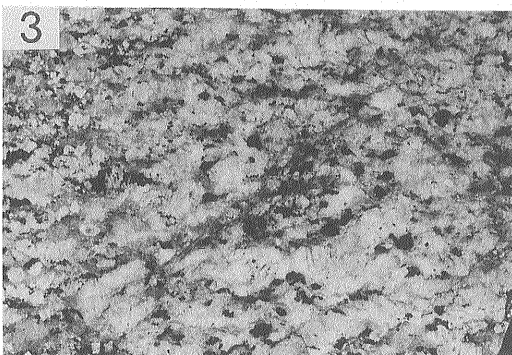
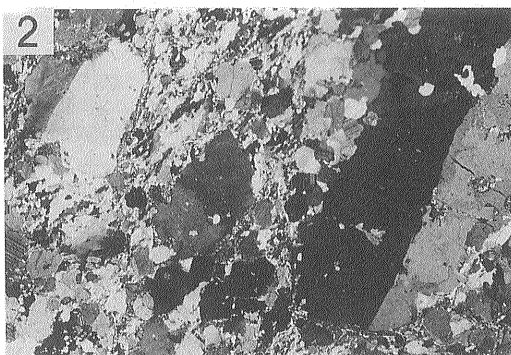
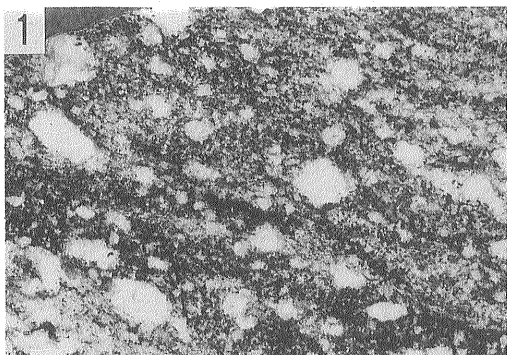
1. 塩尾花崗岩の研磨面 <GSJ R57687>
斑状のカリ長石及び斜長石の周囲を、細粒の黒雲母及び石英がうねりながら取り巻き、フォリエイションを形成している。
白色部：カリ長石及び斜長石、灰色部：石英、黒色部：黒雲母。
2. 塩尾花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57687>
斑状のカリ長石及び斜長石の周囲をフィルム状に伸長した黒雲母及び細粒レンズ状の石英の集合体を取り巻いている。
3. 都志川花崗岩の研磨面 <GSJ R57688>
黒雲母及び角閃石の定向配列によるフォリエイションが認められる。白色部：斜長石、淡灰色部：カリ長石、暗灰色部：石英、黒色部：黒雲母及び角閃石。
4. 都志川花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57688>
斑状のカリ長石、斜長石の周囲を、細粒扁平な石英の集合体及び黒雲母、角閃石が埋めており、フォリエイションが認められる。
5. 志筑トータル岩の研磨面 <GSJ R57689>
黒雲母及び角閃石の定向配列による、明瞭なフォリエイション、線構造が認められる。白色部：斜長石、淡灰色部：カリ長石、暗灰色部：石英、黒色部：黒雲母及び角閃石。
6. 志筑トータル岩の顕微鏡写真 <GSJ R57689>
斑状斜長石及び角閃石の周囲を、細粒扁平な石英の集合体及びフィルム状に伸長した黒雲母が、うねりながら取り巻いており、フォリエイションを形成している。
7. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの研磨面 <GSJ R57691>
顕著なフォリエイションが認められる。白色部：斜長石、淡灰色部：カリ長石、暗灰色部：石英、黒色部：主に細粒の黒雲母、石英から成る集合体。
8. 志筑トータル岩起源のマイロナイトの顕微鏡写真 <GSJ R57691>
斜長石、カリ長石及び角閃石からなるポーフィロクラストの周囲を、細粒石英の集合体及びフィルム状に伸長した細粒黒雲母が埋め、顕著なフォリエイションを示す。破断長石の再配列(写真左下)、再結晶石英の形態定向配列、マイカフィッシュ、非対象プレッシャーシャドウなどの変形組織は右横ずれ剪断のセンスを示す。

スケールは、1, 3, 5, 7が3 cm, 2, 4, 6, 8が3 mm。1, 3, 5, 7はカリ長石を黄色に染色して撮影。2, 4, 6, 8は定方位薄片を直交ポーラーで撮影。

Plate 1

1. Polished slab of Shio Granite <GSJ R57687>
Fine-grained biotite and quartz are aligned to form foliation, undulating around porphyritic K-feldspar and plagioclase. white: K-feldspar and plagioclase, gray: quartz, black: biotite.
2. Photomicrograph of Shio Granite <GSJ R57687>
Elongated biotite and aggregates of fine-grained lenticular quartz surround porphyritic K-feldspar and plagioclase.
3. Polished slab of Tsushigawa Granite <GSJ R57688>
Preferred orientation of biotite and hornblende forms foliation. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: biotite and hornblende.
4. Photomicrograph of Tsushigawa Granite <GSJ R57688>
Aggregates of fine elongated quartz, biotite and hornblende form foliation, surrounding porphyritic K-feldspar and plagioclase.
5. Polished slab of Shizuki Tonalite <GSJ R57689>
Preferred orientation of biotite and hornblende forms clear foliation. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: biotite and hornblende.
6. Photomicrograph of Shizuki Tonalite <GSJ R57689>
Aggregates of fine-grained and elongated quartz and biotite show preferred orientation, which forms foliation.
7. Polished slab of mylonite derived from Shizuki Tonalite <GSJ R57691>
Foliation is very clear. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: aggregates of fine-grained biotite and quartz.
8. Photomicrograph of mylonite derived from Shizuki Tonalite <GSJ R57691>
Fine-grained quartz and elongated biotite form clear foliation, surrounding porphyroclasts of plagioclase and K-feldspar.

Scale bar indicates 3 cm (1, 3, 5, 7) and 3 mm (2, 4, 6, 8). Photos 1, 3, 5, 7 are taken on polished slabs after staining K-feldspar. Photos 2, 4, 6, 8 are photomicrographs of thin sections of preferred orientation, taken under crossed polars.



3 cm

3 mm

図版 2

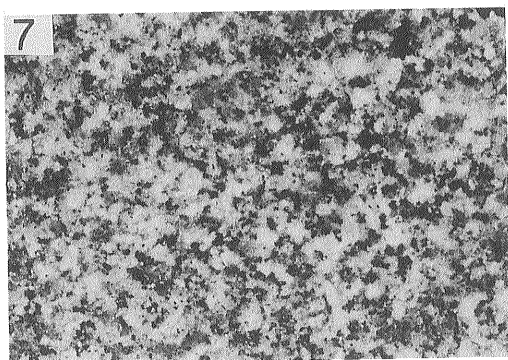
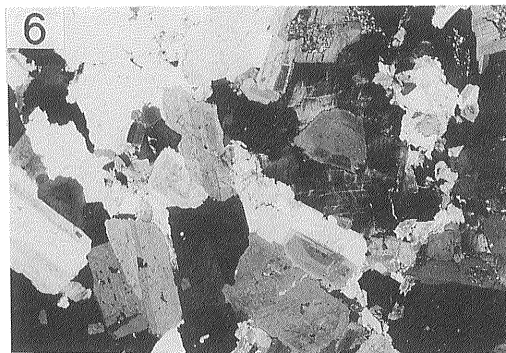
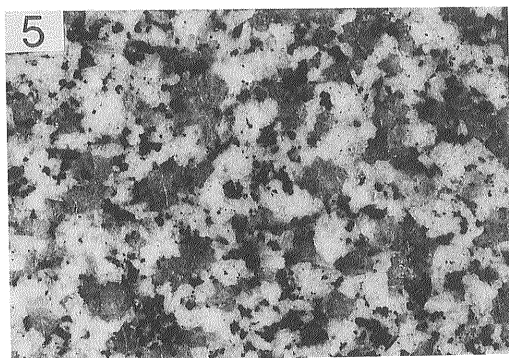
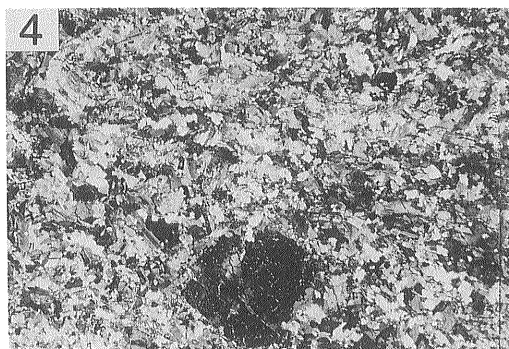
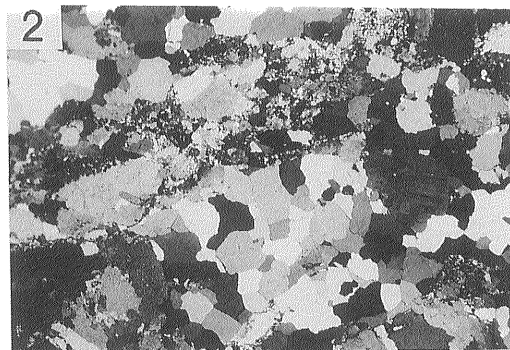
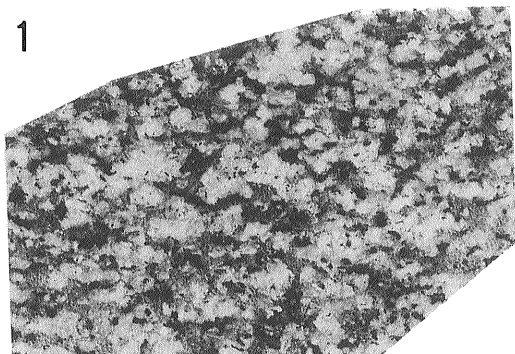
1. 江井花崗閃緑岩の研磨面 <GSJ R57692>
黒雲母の定向配列による弱いフォリエーションが認められる。白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
2. 江井花崗閃緑岩の顕微鏡写真 <GSJ R57692>
石英はサブグレイン化し，モザイク状集合体となっている。
3. 花崗斑岩(古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57701>
斑状の石英，カリ長石，斜長石，黒雲母及び基質を構成する細粒の黒雲母が定向配列し，フォリエーションを形成している。
4. 熱変成ひん岩(古期岩脈)の顕微鏡写真 <GSJ R57702>
自形，斑状の斜長石の周囲を細粒の斜長石，角閃石，黒雲母及び石英が埋める。黒雲母及び角閃石は細粒結晶の集合体となっている。
5. 洲本花崗閃緑岩の研磨面 <GSJ R57696>
中-粗粒塊状で，斑状の石英が特徴的に認められる。白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母及び角閃石
6. 洲本花崗閃緑岩の顕微鏡写真 <GSJ R57696>
変形組織が認められず，斑状石英(写真左上)が存在する。
7. 先山花崗岩の研磨面 <GSJ R57698>
中-細粒塊状で均質な岩相を示す。白色部：斜長石，淡灰色部：カリ長石，暗灰色部：石英，黒色部：黒雲母
8. 先山花崗岩の顕微鏡写真 <GSJ R57698>
変形組織が認められず，斑状のカリ長石が存在する(写真右)。

スケールは，1，5，7が3 cm，2，3，4，6，8が3 mm。1，5，7はカリ長石を黄色に染色して撮影。2，3，4，6，8は，直交ポーラー。

Plate 2

1. Polished slab of Ei Granodiorite <GSJ R57692>
Biotite clots are oriented to form weak foliation. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: biotite and hornblende.
2. Photomicrograph of Ei Granodiorite <GSJ R57692>
A large quartz grain was recrystallized into mosaic aggregates.
3. Photomicrograph of granite porphyry (Older Dikes) <GSJ R57701>
Porphyritic quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite are deformed and stretched in very fine-grained matrix with foliation.
4. Photomicrograph of meta-porphyrite (Older Dikes) <GSJ R57702>
Fine-grained plagioclase, hornblende, biotite and quartz compose matrix in which porphyritic plagioclase is seen. Fine-grained biotites and hornblendes form aggregates.
5. Polished slab of Sumoto Granodiorite <GSJ R57696>
Porphyritic quartz is granular and rounded. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: biotite and hornblende.
6. Photomicrograph of Sumoto Granodiorite <GSJ R57696>
The texture has no evidence of deformation, and porphyritic quartz is present (upper left).
7. Polished slab of Senzan Granite <GSJ R57698>
This granite is massive and homogeneous. white: plagioclase, pale gray: K-feldspar, dark gray: quartz, black: biotite.
8. Photomicrograph of Senzan Granite <GSJ R57698>
The texture shows no evidence of deformation, and porphyritic K-feldspar is present (right).

Scale bar indicates 3 cm (1, 5, 7) and 3 mm (2, 3, 4, 6, 8). Photos 1, 5, 7 are taken on polished slabs after staining K-feldspar. Photos 2, 3, 4, 6, 8 are taken under crossed polars.



3 cm

3 mm