

## 根 雨 花 崗 岩 体\*

—山陰帯におけるバソリスの研究(その 1)—

山陰バソリス研究グループ\*\*

The Neu Granitic Pluton\*

—Petrographical Study on the Batholith in the San'in Zone, Southwest Japan (Part 1)—

Research Group for the Batholith in the San'in Zone\*\*

**Abstract** The so-called Tottori Granite, which occupies vast areas of the San'in zone in Southwest Japan, has been presumed to be a large batholithic mass extending over 120 km from east to west with the maximum width of 35 km. Detailed and areal field investigation revealed that the Tottori Granite can be divided into several plutons. One of which, the Neu pluton, distributed around the boundary between Tottori and Shimane Prefectures has a rectangular shape and is exposed over an area of approximately 350 km<sup>2</sup>. It consists of zonally arranged four rock types as follows:

A-type: Medium-to coarse-grained leucocratic biotite granite~adamellite

B-type: Medium- to coarse-grained porphyritic biotite adamellite

B'-type: Coarse-grained porphyritic hornblende-biotite granodiorite~adamellite

C-type: Aplitic granite

Greater part of the pluton is occupied by both A- and B-type granites. In the marginal portions of the pluton A-type granite is intruded by B type granite, but in the central portions the former gradually grades to the latter. Distribution of B'-type granite which gradually change to B-type granite is limited only in a narrow zone along north-western margin of the pluton. C-type granite intrudes into other rock types as dyke at many places. Therefore, three phases of successive intrusions are recognized. Inferring from the direction of contact plane between A- and B-type granites and foliations shown by the preferred orientation of mafic inclusions, A-type granite merely lies as thin roofs on B-type granite. These field relations and petrographical study suggest that B-type granite have successively intruded beneath A-type granite at the stage that the latter was still mobile in the central portions.

### はじめに

日本列島をはじめ、環太平洋地域には、中生代から第

1981年7月28日受理

\* 日本地質学会第88年学術大会(東京)にて講演。

\*\* 代表者 飯泉 滋 島根大学理学部地質学教室。Shigeru IIZUMI, Institute of Geology, Faculty of Science, Shimane University, 690 Japan. 本間弘次<sup>1)</sup>・今岡照喜<sup>2)</sup>・加々美寛雄<sup>1)</sup>・小林英夫<sup>3)</sup>・松田高明<sup>4)</sup>・岡本康成<sup>1)</sup>・先山 徹<sup>2)</sup>・笹田政克<sup>5)</sup>・沢田順弘<sup>4)</sup>・田結庄良昭<sup>6)</sup>・上田 薫<sup>4)</sup>。1) 岡山大学温泉研究所, 2) 広島大学理学部地質学鉱物学教室, 3) 島根大学理学部地質学教室, 4) 京都大学理学部地質学鉱物学教室, 5) 地質調査所地殻熱部, 6) 神戸大学教育学部地質学教室。

三紀にかけて活動した多くの花崗岩質岩類が分布し、それらの多くは、Sierra Nevada Batholith や Coastal Plutonic Complex 等によって代表される、巨大な底盤を形成している。このような底盤は、長期間にわたって活動した多数の岩体によって構成され、いわゆる複成底盤の性格を備えている(BATEMAN *et al.*, 1963; KISTLER *et al.*, 1965; PITCHER, 1978, 1979)。最近、底盤の空間的な形態やそのマグマ活動の性格等に対する多くの知見が得られてきており(HAMILTON & MYERS, 1967; BATEMAN & DODGE, 1970; GABRIELSE & RESSOR, 1974; MURA-

KAMI, 1974; MYERS, 1975; OLIVER, 1977), このような成果とあいまって大規模な酸性マグマの成因やその地殻上部への上昇・進入, さらに冷却・固結の段階を含めた, 底盤形成の諸過程を明らかにしてゆく必要がある。長期間にわたる底盤形成の過程で, どの時期にどの程度の量のマグマが生成され, それがどのようにして上昇・進入したか, といった問題の解明には, 底盤内に群生して存在する個々の岩体を識別し, それぞれに対するさまざまな角度からの検討を行う必要がある。

従来, 巨大底盤に対して, 岩相や岩質による区分, またある場合には岩体による区分も行われてきている。しかし, このようにして区分されたものの中には, しばしば幅数 10 km, 延長 100 km 以上にも及ぶ岩体が含まれている。西南日本内帯に分布する鳥取花崗岩や広島花崗岩等は, まさにその例と言えよう。それらがはたして単一の岩体なのか, あるいは複数の岩体によって構成されているのか, といった問題を含め, それらの実態は不明確のまま残されてきている。筆者らは, 底盤の研究を進めるにあたって, まずこのような問題から解明してゆくことが必要であると考え, 延長 120 km 以上に及ぶとされる鳥取花崗岩(鳥取県, 1966)を対象に選び, 調査・検討を進めてきた。

鳥取花崗岩は, 塊状・無構造, かつ優白質の岩相変化に乏しい黒雲母花崗岩を主体としていることから, 調査・研究にあたっては, 野外における岩相変化の追求, 系統的なモード組成の測定, また暗色包有物の伸長方向の測定などの検討を行った。その結果, 本花崗岩の性格について一つの見解をもち得たのでここに報告し, 御批判をおおぐ次第である。

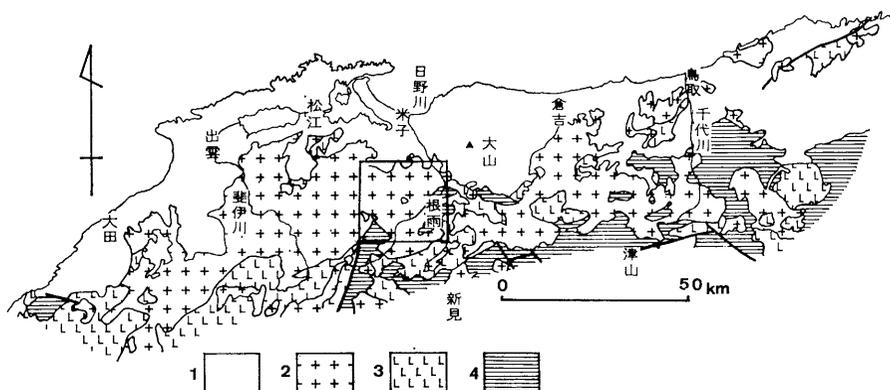
本研究は, 文部省科学研究費総合研究A「西南日本内帯の白亜紀酸性火成活動」の一環として行われたものである。研究代表者である端山好和氏をはじめ総研メンバーの方々からは多くの有益な討論をいただき, また本稿作成にあたりひとかたならぬお世話をいただいた。記して感謝の意を表します。

### 根岩体の位置づけ

山陰地方には, 白亜紀後期～古第三紀の花崗岩類が, 海岸線にはほぼ平行して広く分布している(第1図)。山陰地方東部においては, この時代の火成岩類は白亜紀火山岩類—因美侵入岩類, 古第三紀火山岩類—鉛山侵入岩類の大ききみて2つに区分される(笹田ほか, 1979)。また山陰地方西部においては, 白亜紀の火山岩類・深成岩類の他に始新世～漸新世の火山—深成複合岩体が, 海岸線にそって断続的に分布し, これらは火山性陥没体を形成していることが知られている(村上, 1973, 1974; 今岡・村上, 1979; 益田団体研究グループ, 1982)。

一方鳥取県日野川流域から島根県斐伊川流域にかけて, 東西約 60 km, 南北約 35 km の範囲に花崗岩類がまとまって分布する山陰地方中部は, 場所によっては詳細な地質図が公表され(服部・片田, 1964; 石原, 1971; 村山ほか, 1973; 猪木・坂本, 1977; 服部, 1978; 飯泉・沢田, 1980), また, 69~63 Ma という白亜紀後期から古第三紀を示すいくつかの K—Ar 年代が報告されている(河野・植田, 1967; HATTORI & SHIBATA, 1974)が, 花崗岩類全体の産状および活動史はかならずしも十分明らかにされているとはいえない。

本研究グループでは, この山陰地方中部に分布する花



第1図 山陰中部地域における花崗岩類の分布

1:新第三系および第四系, 2:白亜紀～古第三紀花崗岩類, 3:白亜紀～古第三紀火山岩類, 4:古生界。  
100 万分の1日本地質図(広川ほか編, 1978)を簡略化。実線の長方形の地域は, 第2図の範囲を示す。

崗岩類を対象にして、1977年より地質学的・岩石学的研究を進めてきた。現在までに同地域東半部の野外調査(概査)を行い、さらにそのうち今回報告する根雨地域については、精査を行った。その結果、東半部に分布する花崗岩類については、いくつかの侵入岩体に区分できる見通しを得た。根雨付近には、中～粗粒黒雲母花崗岩を主体とする長辺22kmの侵入岩体が、周囲の花崗岩類から明瞭に区分されて存在する。これを根雨花崗岩体(以下、根雨岩体と略す)と呼ぶ。根雨岩体を構成する花崗岩類は、その西方に分布する横田花崗岩(村山ほか、1973)とともに、従来鳥取花崗岩として扱われていたが、これが一つの侵入岩体であるという結論を得た。また根雨岩体の西方布部付近にも、径22km程度で岩相が比較的安定した中粒黒雲母花崗岩を主体とする岩体が存在する。筆者らはこれを布部岩体と呼ぶが同岩体の詳細については稿を改めて報告する。

なお、根雨岩体について K-Ar 法・Rb-Sr 法による鉱物年代および Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代が測定されており、それらはそれぞれ、59～64Ma, 64.8 Ma を示している(HATTORI & SHIBATA, 1964)。

#### 根雨岩体周辺の地質概説

服部・片田(1964)によると、根雨地域(第2図)は、黒色片岩～千枚岩、緑色片岩～緑色千枚岩を主体とした三郡変成岩類を基盤にして、白亜紀火山岩類がこれらを不整合に覆い、さらに白亜紀～古第三紀の侵入岩類がこれらを一貫し、接触部付近に熱変成を与えている。

北部においては、中新世の火山岩類がこれらを不整合に覆う。また、数か所で鮮新世のかんらん石玄武岩が小規模に分布する。大山火山の噴出物は北東部で花崗岩類を覆う。

根雨岩体については後に詳述するので、ここでは同岩体の周辺および内部に分布する白亜紀～古第三紀火成岩類について概観をのべる。江尾の南には、安山岩質の火砕岩が分布する。これは白亜紀の火山岩類と考えられている(鳥取県, 1966)。白亜紀の火山岩類はこの他に黒坂南方および鴨部南西方に分布する。黒坂南方には、流紋岩質溶結凝灰岩が見られ(鳥取県, 1966)、鴨部南方では火山岩類が花崗岩類中に北東方向に伸びた形で捕獲岩体状に分布する(服部・片田, 1964)。

根雨南東には、閃緑ひん岩・閃緑岩・斑れい岩等からなるいくつかの岩体が分布する(服部・片田, 1964; 飯泉, 1979)。これらと根雨岩体との直接の関係は不明であるが、根雨岩体より古い上石見花崗岩と密接に伴っ

て分布することなどから、これらは根雨岩体より古い可能性が高い(HATTORI & SHIBATA, 1974)。黒坂西方には、根雨岩体の内部に岩相変化に富む石英閃緑岩～花崗斑岩が分布する。これらは一般に斑状を呈し、斑晶として斜長石・石英・黒雲母・角閃石(±)・アルカリ長石(±)を含み、石基にはしばしば石英と長石の連晶組織が発達する。最大の岩体は後述する根雨岩体のA型とB型の花崗岩の境界部付近に分布し、2×1kmの規模を有する。根雨岩体との境界部付近は、花崗岩化作用を受けて混成岩となっている場合が多く、産状からみてこれらは根雨岩体中の捕獲岩である。

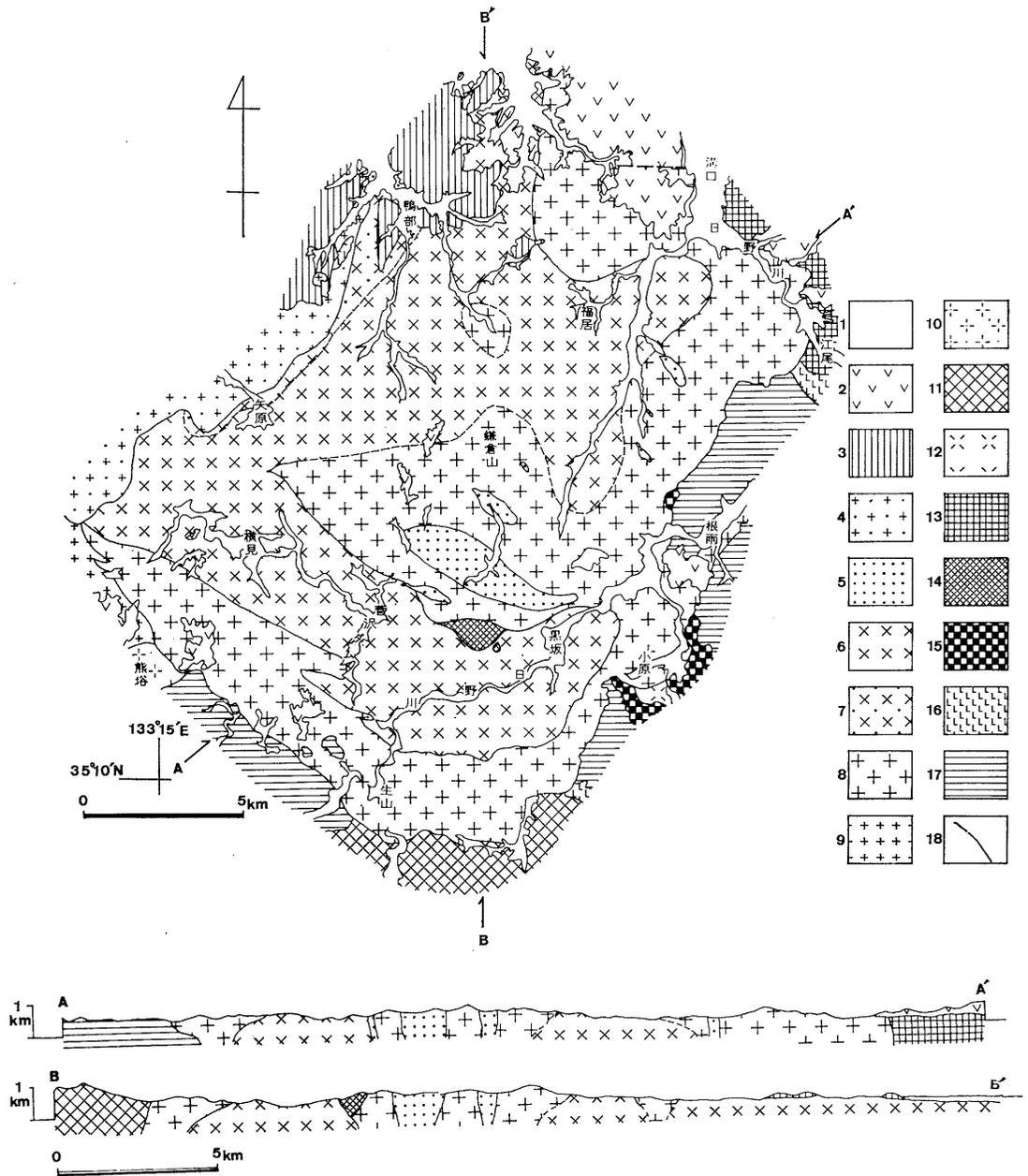
江尾から溝口にかけての日野川沿いの地域には、しばしば有色鉱物が定向配列する花崗閃緑岩・石英閃緑岩が分布する。これらは江尾花崗岩と呼ばれ(鳥取県, 1966)、その一部は、顕著なマイロナイトになっている。江尾花崗岩は溝口で根雨岩体に関連すると考えられるアプライト質花崗斑岩に貫かれる(太田, 1962; 服部・片田, 1964)。根雨岩体の東縁はこの江尾花崗岩との接触部と考えてよいだろう。

根雨岩体の南東縁、小原付近には粗粒な花崗閃緑岩が小規模に分布するが、根雨岩体との関係は不明である。根雨岩体の南縁部には、上石見花崗岩(鳥取県, 1966)が分布する。根雨岩体との貫入関係は生山南方の道路沿いの崖でよく観察でき、根雨岩体が上石見花崗岩を貫いている。上石見花崗岩は、長さ18km、幅5kmで、東西方向に伸びた岩体を構成し、花崗閃緑岩を主体とし、斑れい岩・閃緑岩を伴う。K-Ar年代は69Maである(HATTORI & SHIBATA, 1974)。

日南町熊塚付近では、中粒花崗閃緑岩が根雨岩体により貫かれている。これは下萩花崗閃緑岩と呼ばれ(猪木・坂本, 1977)、これより南西方にかけて細長く分布する。熊塚南方ではその一部が再結晶作用を受けている。

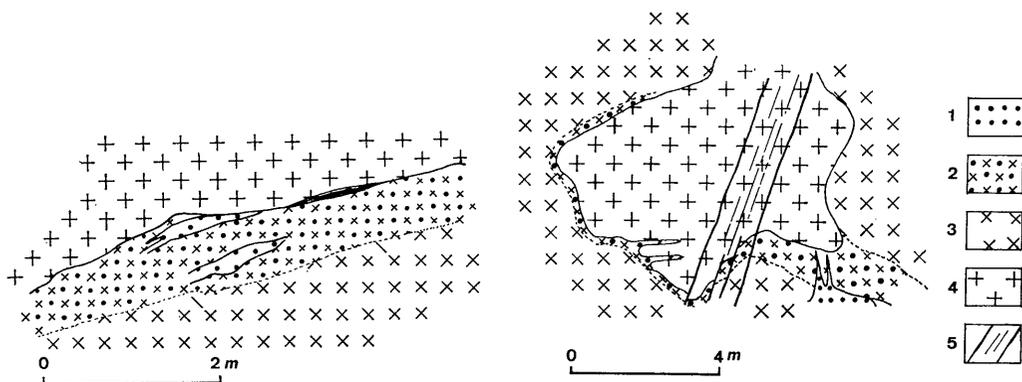
下萩花崗閃緑岩の北部には、横田花崗岩(村山ほか, 1973)と呼ばれる中～粗粒黒雲母花崗岩が、東西方向に細長く伸びた形で分布する。横田花崗岩は後述する根雨岩体のB型花崗岩と岩質が類似している。横田花崗岩は、熊塚北方の林道沿いで、根雨岩体のA型花崗岩によって明瞭に貫かれている。

根雨岩体の北西縁には、粒度変化の著しい中～粗粒の斑状黒雲母花崗岩が、幅2～6kmで北東～南西方向に伸びて分布する。一般に北西部の方が斑晶量が少なく、石基の粒度が粗い。斑晶は主として斜長石(～1.5cm)、石英(～1cm)からなり、まれにアルカリ長石も認められる。石基は0.2～1mmの斜長石・石英・アルカリ長



第2図 根雨岩体の地質図および断面図

1: 完新統, 2: 更新統・鮮新統, 3: 中新統, 4: 中～粗粒斑状黒雲母花崗岩, 5～8: 根雨岩体 [5: C型花崗岩 (アブライト質花崗岩), 6: B型花崗岩 (中～粗粒斑状黒雲母アダメロ岩), 7: B'型花崗岩 (粗粒斑状角閃石-黒雲母花崗閃緑岩～アダメロ岩), 8: A型花崗岩 (中～粗粒優白質黒雲母花崗岩～アダメロ岩)], 9: 中～粗粒斑状黒雲母花崗岩, 10: 中粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩, 11: 中粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩, 12: 粗粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩, 13: 中粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩～石英閃緑岩, 14: 中粒斑状角閃石-黒雲母石英閃緑岩～花崗斑岩, 15: 細～中粒斑れい岩～石英閃緑岩, 16: 白亜紀火山岩類, 17: 三郡変成岩類, 18: 断層。



第3図 A型およびB型花崗岩の相互関係

a(左): 黒坂南東方における両花崗岩の接触関係, b(右): 菅沢ダムサイトでみられるA型花崗岩の捕獲岩, 1: アプライト, 2: 細粒黒雲母花崗閃緑岩, 3: B型花崗岩, 4: A型花崗岩, 5: 破砕帯。

石・黒雲母・鉄鉱からなる。根雨岩体との直接の関係は不明であるが、根雨岩体に近づくにつれ本岩の石基の粒度が細くなることから、根雨岩体より後に進入したと推定される。

岩相区分と相互関係

根雨岩体は、その北東縁・南東縁および南西縁では、三郡変成岩や古期の火成岩類を貫くが、北西縁では斑状黒雲母花崗岩に貫かれ、また北部では中新世以降の火山岩類によって不整合に覆われる。従って本岩体は、その分布が幾分北方へ広がる可能性があるが、全体として北東—南西方向に伸びた長辺 22 km, 短辺 16 km の長方形に近い形を呈し(第2図), その長辺の方向は鳥取花崗岩全体の分布の方向(東北東—西南西)と斜交している。

服部・片田(1964)は、本岩体分布域にほぼ相当する地域の花崗岩類を角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩～黒雲母花崗斑岩～黒雲母文象斑岩など(G<sub>4</sub>)・斑状黒雲母花崗岩(G<sub>6</sub>)・粗粒黒雲母花崗岩(G<sub>7</sub>)およびアプライト質～ペグマタイト質花崗岩(G<sub>8</sub>)の4つの岩相に区分した。本研究グループでは、岩相区分にあたっては、粒度やモード組成のほかクロットや暗色包有物の量など多くの要素に着目して、服部・片田(1964)とは異なる分布を示す次の4つの岩相に大別した(第2図)。

- (1) A型花崗岩: 中～粗粒優白質黒雲母花崗岩～アダメロ岩\*。クロット・暗色包有物に乏しい。
- (2) B型花崗岩: 中～粗粒斑状黒雲母アダメロ岩。クロット・暗色包有物を普遍的に含む。
- (3) B'型花崗岩: 粗粒斑状角閃石—黒雲母花崗閃

緑岩\*～アダメロ岩。クロット・暗色包有物にとむ。

(4) C型花崗岩: アプライト質花崗岩。

このうちA型花崗岩は、本岩体の北東縁・南東縁および南西縁にそって、幅 1～7 km で岩体をとりまいて分布するのをはじめ、東縁からはり出して岩体中央部にも分布する。B型花崗岩は、岩体の中央部から北西部にかけて広く分布する。また B'型花崗岩は岩体の北西縁にそい、幅 0.5～2 km で北東—南西方向に伸びて分布する。

C型花崗岩は、岩体の中央部に北西—南東方向に伸びて分布する比較的大きな岩体のほか、岩体北東部にかけて点々と分布する。一般にA型花崗岩中に多く分布するが、B型花崗岩中にも認められ、それらの伸びの方向は、北西—南東ないし東西方向である(第2図)。

これら4つの岩相の相互関係は次のとおりである。

1 A型花崗岩とB型花崗岩の相互関係

岩体の南縁部に分布するA型花崗岩とその北側に分布するB型花崗岩との直接の関係は、黒坂南東方、あるいは生山北方等で確認され、いずれの場合も両者は明瞭な接触面をもって接している。黒坂南東方では、上盤にA型花崗岩、下盤にB型花崗岩が N50°E, 24°S の走向・傾斜を示す接触面で接する。前者は接触部にむかってほとんど岩相変化を示さないのに対し、後者はそれにむかって次第に粒度を下げ、黒雲母が濃集した幅 1～1.2 m の花崗閃緑岩質の細粒相となる(第3図a)。これはB型花崗岩の周縁相と考えられる。また両者の接触部に近い菅沢ダムサイトのB型花崗岩中には、長径 8 m に及ぶA型花崗岩の捕獲岩が含まれている(第3図b)。このよう

\* 深成岩の分類区分は、主に BATEMAN *et al.* (1963)に従った。

\* 風化が激しいため、モード組成は測定されていない。

な関係から、B型花崗岩はA型花崗岩を貫くことは確実で、しかもいずれの場合も両者の間に混成現象が認められないことから、少なくとも岩体の南部では、A型花崗岩がほとんど固結した後にB型花崗岩が進入したものと推定される。

一方岩体の中央部に分布するA型花崗岩とその周囲のB型花崗岩との直接的な関係は確認されていない。しかしその南側の境界部付近では、数10mの間露頭が欠如するが急激に変わり、両者の間に中間的な岩相が認められないことからみて、両者は貫入関係にある可能性が高い。また、北側の境界部付近、特に鎌倉山北方では、両者の間に中間的な岩相がしばしば認められることから、両者は漸移関係にあるものと判断される。

従ってA型花崗岩とB型花崗岩の関係は、岩体の周縁部、特に南部では貫入関係、岩体の中央部付近では漸移関係にあるものと判断される。

## 2 B型花崗岩とB'型花崗岩との相互関係

両者の関係は本岩体北部の鴨部南方あるいは北西部の矢原付近でよく観察される。いずれの場合も、B型花崗岩は斑状のアルカリ長石に加えて、石英・斜長石の一部が次第に粗粒となり、有色鉱物の量も次第に増加して、B'型花崗岩へ移行している。このようなことから、両者は漸移関係にあるものと推定される。

## 3 C型花崗岩とその他の岩相との相互関係

C型花崗岩は、岩体中央部の比較的大きな岩体がA型花崗岩を明瞭に貫くのをはじめ、その南方の小岩体はA・B両型の境界を切って両者を貫いている。また福居南方では幅150mの岩体がB型花崗岩を明瞭に貫いている。従ってC型花崗岩は、A・BおよびB'型花崗岩の活動後に進入したものと判断される。

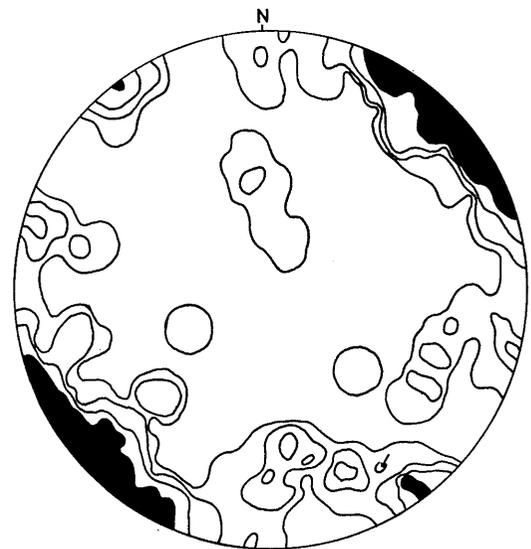
以上のほか本岩体中には、アプライト・安山岩・珪長岩などの岩脈が貫入している。アプライトは本岩体のほぼ全域にわたって分布し、その多くは幅50cm以下で、根雨岩体の各岩相を貫く一方、安山岩・珪長岩岩脈に貫かれる。アプライトの貫入方向は水平のものと垂直に近いものが卓越し、その中間の傾斜を示すものはきわめて少ない(第4図)。

安山岩岩脈は本岩体のほぼ全域にわたって分布する。服部・片田(1964)やHATTORI & SHIBATA(1974)によって指摘されているように、その走向は北西—南東方向のものが卓越し、傾斜は垂直に近いものが多い(第5図)。このことは、アプライト岩脈の傾斜と著しい対照を示し、両者の貫入様式や活動時期の相違を反映しているものと考えられる。安山岩岩脈の幅は数cm~3mの範囲



第4図 アプライト脈の走向・傾斜

シュミットネット下半球投影。測定数108本。コンターは1%、2%、3%および4%以上を示す。

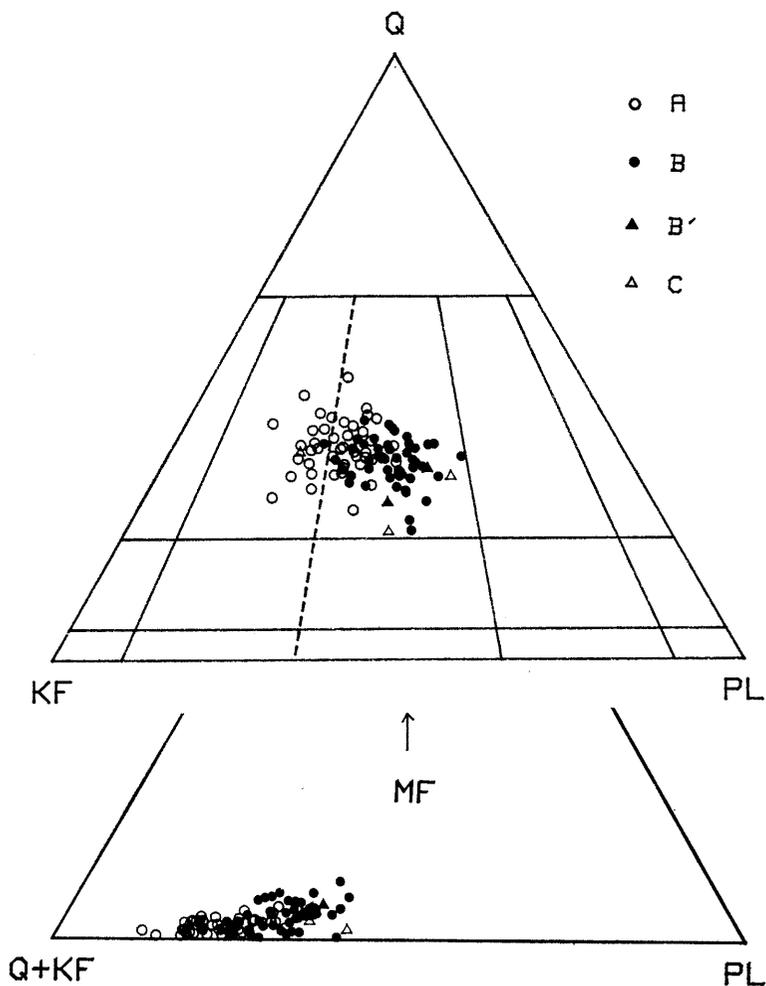


第5図 安山岩岩脈の走向・傾斜

シュミットネット下半球投影。測定数78本。コンターは1%、2%、3%および4%以上を示す。

にあるが、1m以内のものが全体の約70%を占める。

珪長岩岩脈は岩体の北西部の新第三紀火山岩類が分布する付近に限られていることから、グリーンタフの活動に関係したものと考えられる。



第6図 各岩相の石英(Q)ーアルカリ長石(KF)ー斜長石(PL)および石英(Q)＋アルカリ長石(KF)ー斜長石(PL)ーマフィック鉱物(MF)の3成分表示 白丸：A型花崗岩，黒丸：B型花崗岩，黒三角：B'型花崗岩，白三角：C型花崗岩 (B'型に含まれる花崗閃緑岩は測定値なし)。

岩石記載

根雨花岩体を構成する A・B・B' および C 型花崗岩の相違に中心を置いて以下鏡下での記載およびモード組成の特徴についてのべる。

1 鏡下での特徴

(1) A型花崗岩(中～粗粒優質黒雲母花崗岩～アゲメロ岩)

一般に等粒状であるが、ごく一部にアルカリ長石の粗粒大型結晶が含まれる。色指数は4以下の場合が多い。細粒の黒雲母・鉄鉱・斜長石および間隙充填状の石英から構成されるクロットや暗色包有物はきわめて少ない。主成分鉱物はアルカリ長石・石英・斜長石・黒雲母・鉄鉱であるが、岩体の北部では少量の白雲母を伴う。

アルカリ長石は半自形でパーサイト組織が発達する。

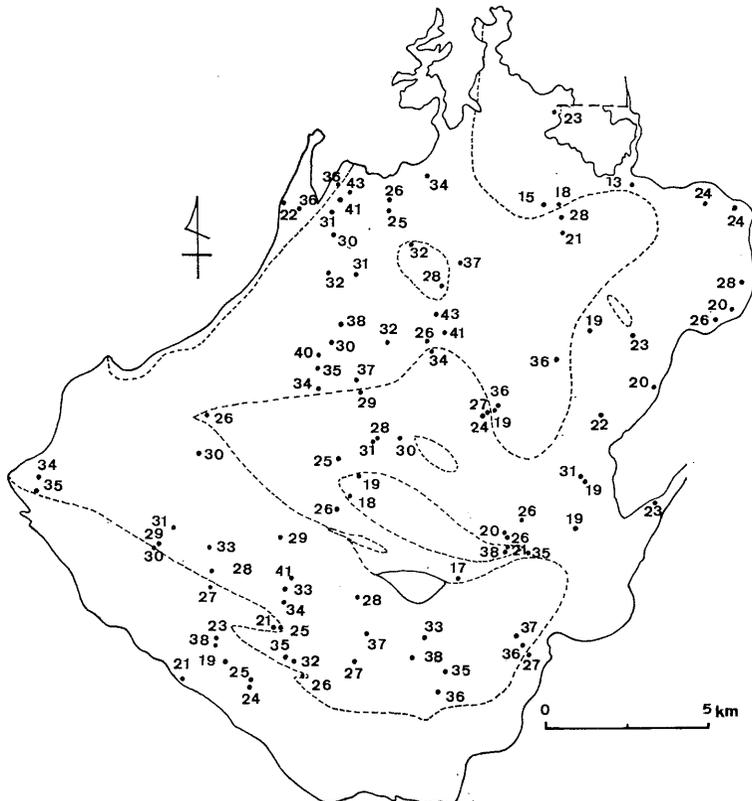
アルバイトラメラの幅は 10μ 程度で比較的広いが一部ではさらに細かなアルバイトラメラが認められる。また、しばしば格子構造が認められる。なお、岩体北部のものでは、アルカリ長石が斜長石結晶中に湾入する特徴をもつ。

石英は粒状で包有物は少ないが、時に微細な白雲母を包有する。

斜長石は半自形で累帯構造はあまり発達せず、コア(An<sub>18</sub>\*)と幅の広いマントル(An<sub>16</sub>)、さらに最外縁部はAn<sub>13</sub>のアルバイト質のリムで縁どられる。

黒雲母は六角板状で自形性が強い。単独で散在し集合することは稀である。X=黄色、Y=Z=緑褐色～褐色の軸色を示す。鉄鉱は自形で量は少ない。多くは磁鉄鉱

\* An 組成は WINCHELL & WINCHELL(1951)の表にもとづき、最大対称消光角法により求めた。以下同様。



第7図 岩体内部における斜長石容量比の変化 数字は(斜長石)/(斜長石)+(石英)+(アルカリ長石)の百分率。

で一部チタン鉄鉱と連晶する。白雲母は自形～半自形で、一部は石英中に包有される。

なお岩体中央部付近に分布する岩相は主岩相に比べやや粒度が下がり、クロットを含む場合がある。また斜長石容量が若干多く、An組成がやや高いほか、アルカリ長石のパーサイトのアルバイトラメラの幅が狭い(6~8 $\mu$ )等の特徴をもつ。

### (2) B型花崗岩(中～粗粒斑状黒雲母アダメロ岩)

アルカリ長石、時に石英の大型結晶を含み、斑状組織を示す。径数 mm のクロット・長径数 cm～数 10 cm の暗色包有物を普遍的に含む。主成分鉱物は石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母であるが、岩体南部ではしばしば角閃石を含む。色指数は5前後である。

アルカリ長石は半自形で、大型結晶では結晶面が発達し、その周縁部をやや細粒の石英が縁どって分布する。パーサイト組織のアルバイトラメラの幅は3~10 $\mu$ で変化にとむ。格子構造は結晶の核部にわずかに認められる程度である。

斜長石の累帯構造は、中～粗粒結晶では比較的強く、

典型的なものではコアはAn<sub>24</sub>で、ときにパッチゾーニングを示す。マントルはAn<sub>22</sub>前後で幅が広く、オシレイトリーゾーニングを示す。リムは幅がせまくAn<sub>14</sub>である。

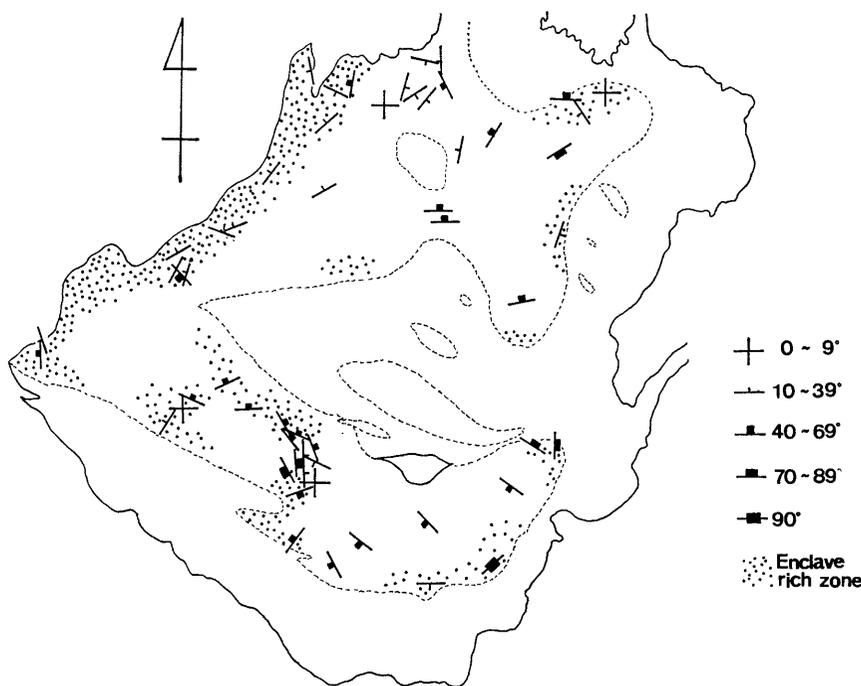
黒雲母は鉄鉱とともに集合して産することが多い。A型花崗岩に比べ、量が多いが自形性がやや弱い。X=黄色、Y=Z=緑褐色～褐色の軸色を示す。なお、角閃石を含む岩相はクロットや暗色包有物を多く含む。

鉄鉱はA型花崗岩に比べ量が多く、黒雲母に伴われるものと単独に存在するものがある。磁鉄鉱が大部分で、少量のチタン鉄鉱を含み、また両者は連晶する。スフェンは角閃石を含む岩相にしばしば認められる。

中央部のA型花崗岩との接触部付近に分布するものでは、やや優白質になり、石英中に白雲母が包有される。しかしA型花崗岩にくらべて斜長石容量が多い。

### (3) B'型花崗岩(粗粒斑状角閃石-黒雲母花崗閃緑岩～アダメロ岩)

B型花崗岩と漸移し、B型花崗岩の亜相と考えられる。アルカリ長石・石英・斜長石の大型結晶が斑状をな



第8図 暗色包有物の配列方向

す。暗色包有物・クロットはB型花崗岩よりかなり多く、角閃石は普遍的に含まれる。色指数は4~9である。

斜長石は自形性が強く、コアで  $An_{25}$ 、リムで  $An_{20}$  を示し、累帯構造が顕著である。斑晶アルカリ長石はしばしばアルバイト質の斜長石で縁どられる。一方斑晶以外のアルカリ長石や石英は半自形~他形で、やや間隙充填状を呈する。黒雲母・角閃石は集合して存在し、それらの容量比はB型花崗岩にくらべると高い。しかしそれらの軸色は同じである。

(4) B型花崗岩中に含まれる暗色包有物とクロット

暗色包有物は細粒の斜長石・黒雲母・鉄鉍および少量のスフェン・アパタイト・ジルコンから構成される。斜長石は他形のリムによって縁どられ、楕円形を呈することが多く、コアは一般に絹雲母化作用を受けている。黒雲母は集合して産し、多くはへき開にそって緑泥石化を受けている。鉄鉍は花崗岩よりも容量比が高く、黒雲母と密接に伴う。スフェンが比較的多く含まれる。

一方、クロットは細粒の斜長石・黒雲母・鉄鉍および間隙充填的な石英から構成される。黒雲母は集合して産し、緑泥石化が著しい。

(5) C型花崗岩(アプライト質花崗岩)

細粒(0.5mm以下)で半自形ないし他形の粒状組織を示すアプライトと、これを石基とし、アルカリ長石・石英・斜長石の数mmの斑晶をもつ斑状アプライトからなり、両者は漸移関係にある。色指数は3前後である。斜長石は他形ないし半自形、短柱状~粒状で累帯構造は一般に弱い。アルカリ長石は他形で、一部に格子構造がみられる。石英は他形粒状ないし充填状で、斑晶は波動消光を示す。黒雲母は他形鱗片状で、 $X=黄色$ 、 $Y=Z=淡褐色$ の軸色を示す。鉄鉍は磁鉄鉍を主とし、チタン鉄鉍が伴われる。

2 モード組成

根雨花體を構成する4つの岩相のうち、A型およびB型花崗岩を中心に100個の標本についてモード組成を測定した。測定標本採集地点は無色鉍物中の斜長石容量比とともに、第7図に示した。

標本は一部風化の著しい地域を除いて、ほぼ岩体全域から採集された。モード組成は、岩石スラブをもちい、3mm方眼のネットを使用し、実体顕微鏡のもとで測定した。測定結果を石英—アルカリ長石—斜長石および有色鉍物—石英+アルカリ長石—斜長石三角ダイアグラムにプロットした(第6図)。

A型花崗岩は花崗岩からアダメロ岩の領域にまたがっ

てプロットされるのに対し、B型花崗岩はほとんどがアダメロ岩の領域にプロットされ、B型花崗岩の方が斜長石に富む。B'型花崗岩およびC型花崗岩は測定個数が少ないが、アダメロ岩の領域にプロットされる。有色鉱物の含量は、A型花崗岩では4%以下であるが、B型花崗岩ではばらつきが大きいものの5%前後の値を示し、全体としてA型花崗岩よりやや高い値を示している。

岩体全域にわたる無色鉱物(斜長石+石英+アルカリ長石)中の斜長石含量の変化を第7図に示した。A型花崗岩では、それが30%以下である場合が多く、特に岩体の南縁および北東縁では低い値を示している。一方B型花崗岩では、30%以上の値を示すことが多く、特にその分布域南部の中央部から外側にかけて、岩体中央部のA型花崗岩をとりまくように、斜長石含量の高い地域が帯状に分布している。

### 根雨岩体の形態と構造

すでに述べたように根雨岩体はA・B・B'およびC型花崗岩により構成されるが、大部分の地域はA型およびB型花崗岩によって占められている。A型およびB型花崗岩の分布関係をみると、岩体の中央部にA型が、そのまわりにB型が分布し、さらにその外側をA型がとりまいて分布している。そして中央部のA型と外側のA型とは根雨西方において連続している。従って、本岩体は完全ではないが、複合岩体等にしばしば認められる同心円状の累帯構造をなしている。

本岩体の空間的な形態を明らかにするのは困難であるが、本岩体の南西縁および南東縁は数10mにわたる地形的高度差を利用して、母岩との接触面の方向を求めると、南西縁では、40°~50°で北へ傾斜しており、また南東縁では垂直に近い。

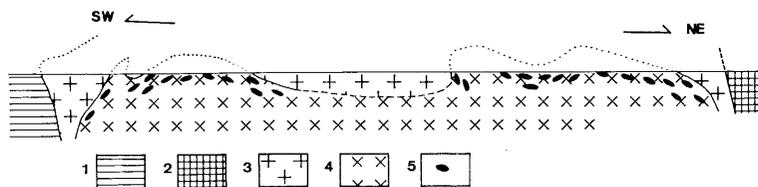
またA型およびB型花崗岩の関係は、数ヶ所の露頭におけるA型とB型花崗岩の接触面の走向と傾斜および地形図上で追跡される両者の境界線から判断して、少なく

とも岩体南部ではB型花崗岩が南へ20°~30°の傾斜でA型花崗岩の下方向へもぐりこんでいるものと推定される。

既述のように、A型およびB型花崗岩とも岩石自体塊状であるため、鉱物の定向配列等を利用してそれらの構造を求めることは困難であるが、B型花崗岩中には数cm~数10cmの暗色包有物が普遍的に含まれており、しばしば扁平な形を有し定向配列が認められる。暗色包有物が特に多く含まれている地域およびその配列の方向を第8図に示した。暗色包有物の量はB型花崗岩の中央部で少なく、周辺部で多い傾向がある。扁平な暗色包有物の示す構造は、ばらつきはあるものの、その走向には規則性が認められ、B型花崗岩の伸びの方向と一致する(第8図)。従ってこのような暗色包有物の示す構造は、BALK(1937)やLINK(1970)が述べているように、岩体の侵入に関連して形成された一種の流理構造を表わしていると考えられる。

詳細にみると、岩体南東部の生山北方では、暗色包有物の示す構造が走向北西-南東で40°~60°で南西へ傾斜していることが多い。この方向はA・B両型花崗岩の接触面の方向と一致する。岩体南西部の菅沢ダム北方では、走向北西-南東で、北東に40°~50°で傾斜するものが多い。岩体西縁部の横見西方では、南北の走向で西に30°~40°の傾斜を示し、岩体の西縁の方向と調和している。また岩体北西部の矢原付近では、走向北東-南西で、北西に20°~40°で傾斜するものが多い。これらの方向はA型とB型花崗岩の境界面の方向、あるいは本岩体の縁の方向と一致している。また根居西方では、小規模に分布するA型花崗岩をとり囲むような走向をもち、内側にむかってゆるく傾斜している。

本岩体と母岩との接触面の方向、A型およびB型花崗岩の接触面の方向、さらには上述の暗色包有物の示す構造等から、本岩体ではB型花崗岩が下方に広く分布し、その上盤にA型花崗岩が薄く分布しているものと考えら



第9図 岩体の北東-南西方向における模式断面図

1: 三郡変成岩類, 2: 中粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩~石英閃緑岩(江尾花崗岩), 3: A型花崗岩, 4: B型花崗岩, 5: 暗色包有物の配列方向.

れる(第9図)。従って中央ではA型花崗岩がB型花崗岩の上にルーフペンダント状にのっているものと考えられる。

### ま と め

鳥取県西部から島根県東部にかけて分布する花崗岩類について、広域的な調査・検討を行った結果、それらがいくつかの進入岩体に区分し得る見通しを得た。その一つである根雨花崗岩体は、次のような特徴をもつ。

1 根雨花崗岩体は、鳥取花崗岩全体の分布の方向とは斜交する北東—南西方向にのびた、長辺約 22 km、短辺 16 km の長方形に近い形を呈する。本岩体は次の4つの岩相によって構成される。

A型花崗岩：中～粗粒優白質黒雲母花崗岩～アダメロ岩。クロット・暗色包有物に乏しい。

B型花崗岩：中～粗粒斑状黒雲母アダメロ岩。クロット・暗色包有物に富む。

B'型花崗岩：粗粒斑状角閃石—黒雲母花崗閃緑岩～アダメロ岩。

C型花崗岩：アブライト質花崗岩。

岩体の大部分は、A型およびB型花崗岩によって占められ、B'型は岩体の北西縁に、またC型は岩体の随所に岩脈状に産する。このうち、A型・B型およびB'型花崗岩は、全体として一種の累帯構造を形成している。

2 A型花崗岩は岩体の周縁部では、B型花崗岩に明瞭に貫かれるが、中央部では一部漸移する。B型とB'型花崗岩とは漸移する。C型花崗岩はそれらを岩脈状に貫く。従って本岩体は少なくとも3回にわたるマグマの進入によって形成された。

鏡下での記載・モード組成等から判断してA型花崗岩はB型花崗岩よりやや酸性である。したがってより酸性のA型花崗岩の進入にひきつづいてB型花崗岩の進入があった。

3 母岩との接触関係および内部構造から判断して、本岩体の深部は大部分がB型花崗岩によって占められ、A型花崗岩はその上にルーフ状にうすくのっているにすぎないものと推定される。

### 文 献

- BALK, R., 1937: Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **5**, 177p.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., HURBER, N. K., MOORE, J. G. and RINEHART, C. D., 1963: The Sierra Nevada Batholith—a synthesis of recent work across the central part. *U. S. Geol. Surv. Prof. pap.*, **414D**, D1—D46.
- and DODGE, F. C. W., 1970: Variations of major chemical constituents across the Central Sierra Nevada Batholith. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**, 409—420.
- GABBRIELSE, H. and REESOR, J. E., 1974: The nature and setting of granitic plutons in the central and eastern parts of the Canadian Cordillera. *Pacific Geol.*, **8**, 109—138.
- HAMILTON, W. and MYERS, W. B., 1967: The nature of batholiths. *Prof. Paper U. S. Geol. Surv.*, 554—C, C1—C30.
- 服部 仁, 1978: 上石見地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所. 65p.
- ・片田正人, 1964: 5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書. 地質調査所. 40p.
- HATTORI, H. and SHIBATA, K., 1974: Concordant K—Ar and Rb—Sr ages of the Tottori Granite, Western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **25**, 157—173.
- 広川 治ほか編, 1978: 100 万分の1日本地質図. 第2版. 地質調査所.
- 猪木幸男・坂本 亨, 1977: 多里地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所. 53p.
- 飯泉 滋, 1979: 鳥取県西部, 根雨付近に分布する朝切谷花崗閃緑岩質岩体について. 島根大理紀要, **13**, 161—182.
- ・沢田順弘, 1980: 松江南方の白亜紀後期～新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会第87年総会年会見学旅行案内書. 38p.
- 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, **17**, 259—272.
- 石原舜三, 1971: 日本のモリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地調報告, **239**, 178p.
- KISTLER, R. W., EVERNDEN, J. F. and Shaw, H. R., 1971: Sierra Nevada plutonic cycle, 1. Origin of composite granitic batholiths. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **82**, 853—868.
- 河野義礼・植田良夫, 1966: 本邦産火成岩の K—A dating (V)—西南日本の花崗岩類一. 岩鉱, **56**, 191—211.
- LINK, A. J., 1970 MS: Inclusions in the Half Dome Quartz-Monzonite, Yosemite National Park, California. *Thesis, Northwestern Univ. Evanston, Ill.*, 113p.
- 益田団体研究グループ, 1982: 古第三紀益田陥没体. 地質雑, **88**, 321—335.
- 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, **18**, 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.
- 村山正郎・服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本 亨,

- 1973 : 5 万分の 1 地質図幅「横田」. 地質調査所.
- MYERS, J. S., 1975 : Cauldron subsidence and fluidisation : mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 1209—1220.
- NOCKOLDS, S. R., 1954 : Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **65**, 1007—1032.
- OLIVER, H. W., 1977 : Gravity and magnetic investigations of the Sierra Nevada Batholith California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **88**, 445—461.
- 太田良平, 1962 : 5 万分の 1 地質図幅「米子」および同説明書. 地質調査所. 29p.
- PITCHER, W. S., 1978 : The anatomy of a batholith. *Jour. Geol. Soc. London*, **135**, 157—182.
- , 1979 : The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Jour. Geol. Soc. London*, **136**, 627—662.
- 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, no. 17, 19—34.
- 鳥取県, 1966 : 10 万分の 1 鳥取県地質図および同説明書. 鳥取県, 109p.
- WINCHELL, A. N. and WINCHELL, H., 1951 : *Elements of optical mineralogy. Part II, Descriptions of minerals (4th ed)*. John Wiley & Sons, Inc. 551p.
-