

広島大学学術情報リポジトリ

Hiroshima University Institutional Repository

Title	山陰東部の白亜紀～古第三紀深成岩類の地質学的・岩石学的研究
Author(s)	先山, 徹
Citation	広島大学地学研究报告, 26 : 111 - 194
Issue Date	1986-03-31
DOI	
Self DOI	10.15027/52891
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052891
Right	
Relation	



山陰東部の白亜紀～古第三紀深成岩類の 地質学的・岩石学的研究*

先 山 徹

Geological and Petrological Studies on the Late Cretaceous to Paleogene Plutonic Rocks in the Eastern San-in District, Southwest Japan

By

Tohru SAKIYAMA

ABSTRACT : Late Cretaceous to Paleogene plutonic rocks are widely distributed in the eastern San-in district, Southwest Japan. Field occurrences and isotopic ages of these rocks have revealed three stages of plutonism ; that is, those associated with (1) Mochigase intrusive rocks (late Cretaceous), with (2) Imbi intrusive rocks (the latest Cretaceous to early Paleogene), and with (3) Namariyama intrusive rocks (middle to late Paleogene). These plutonic rocks are studied geologically and petrologically in this paper.

The activity of the *Mochigase intrusive rocks* had begun with intrusion of gabbroic to tonalitic rocks. A later activity produced a batholith which consists mainly of light-colored granitic rocks and are correlative in K-Ar age with the Hiroshima granite in the San-yo zone. The Mochigase-Koshihata granitic mass, a representative example of the Mochigase intrusive rocks, is a batholith composed mainly of biotite adamellite (Mochigase granite) and hornblende-bearing biotite adamellite with mega-crysts of alkali-feldspar (Koshihata granite). Slope of the contact planes between the country rocks and the Mochigase granite are gentle generally, and in some places the country rocks overlie the granite as roof pendants. Abundance and chemical composition of Fe-Ti oxides and R_2O_3 contents of ilmenites suggest that the outer part of the Mochigase granite formed under lower oxygen fugacity must have decreased toward the later stage of crystallization.

The activity of the *Imbi intrusive rocks* had begun with the intrusion of small stocks composed of gabbro to quartz gabbro, following intrusion of granodioritic masses some of which formed zoned-plutons, and ended with intrusion of batholiths composed mainly of light colored adamellite. The Okutsu granodioritic mass is a typical zoned-pluton of the Imbi intrusive rocks, and this mass consists of medium-grained hornblende-biotite granodiorite, medium-grained biotite adamellite, fine-grained biotite granite and aplitic granite toward the center of this mass. These facies are generally intergradational but are in sharp contact occasionally. Color index of the rocks and An-content of plagioclase suggest that the medium-grained granodiorite and adamellite formed by a differentiation in situ from granodioritic magma after its emplacement and that the fine-grained granite and aplitic granite originated in residual liquid which had been squeezed into the center of the mass. The Ogamo-Ningyotoge granitic mass, a representative batholith of the Imbi intrusive rocks, consists mainly of coarse-grained and light-colored adamellite and is divided into three stratified intrusive units, I, II and III, in ascending order. The unit I is composed mainly of coarse-grained hornblende-biotite granodiorite with megacryst

* Doctoral thesis (Science) submitted to Hiroshima University in 1985.

of alkali feldspar, unit II of coarse- to medium-grained biotite adamellite, and unit III of coarse-grained and light-colored biotite adamellite. The unit II has intruded into the other units, but the interval between their emplacements was presumably short. Boundary of each unit and arrangement of dark inclusion in the mass show a half-basin structure plunging to north, and this suggests that the mass is a sheet-like or a funnel-shaped body.

The *Namariyama intrusive rocks* are composed of granophyre, plagiophyre, granite porphyry and fine-grained granite, all with hypabyssal textures. The Namariyama granophyres, a representative example of the intrusive rocks, consist of minor stocks and dykes which form a volcano-plutonic complex with the Kijiyama volcanic rock (andesite to dacite). They are divided into facies 1 and 2 which tend to form the outer and inner parts of each pluton, respectively. Facies 1 is mainly hornblende plagiophyre with or without clinopyroxene, orthopyroxene and biotite, whereas facies 2 is mostly hornblende-biotite granophyre and hornblende quartz diorite porphyry. Based on the chemical composition of Fe-Ti oxides and hornblende and on the crystallization sequence of biotite, it is inferred that (1) phenocrysts crystallized under an oxygen fugacity slightly higher than the NNO buffer, that (2) the oxygen fugacity in the granophyres increased with crystallization of minerals, and that (3) the intrusion depth was shallower than that corresponding to $P_{H_2O} = 1 \text{ kb}$. Also disequilibrium assemblage and reverse zoning of plagioclase and pyroxene suggest that (4) the two types of magma had mixed at an early stage to form a magma from which the Namariyama intrusive rocks were derived. Compared with the Imbi and Namariyama intrusive rocks, the Mochigase intrusive rocks characterized by lower MgO/FeO_t in the whole rocks, absence of magnetite, lower R_2O_3 content in ilmenite, higher Al^{IV} and total Al and lower Ti and mg-value in biotite, and lower Ti and mg-value in hornblende. These characteristics are same as those of the Hiroshima granite not only in their K-Ar ages but also in their petrological features. This strongly suggests that the Cretaceous plutonism extended over the San-in zone and that the distinction between the San-yo and San-in zones were not present during the Cretaceous time.

Lower R_2O_3 content in the ilmenite and lower mg-value in the biotite and hornblende in the Mochigase intrusive rocks indicate that they formed under a lower oxygen fugacity than did the Imbi and Namariyama intrusive rocks. It is inferred from the R_2O_3 contents in the ilmenite and from two-feldspar geothermometer that the oxygen fugacity in the Mochigase intrusive rocks was lower than the QFM buffer. Moreover, mg-values of hornblende and biotite suggest that the oxygen fugacity was similar between the Imbi and Namariyama intrusive rocks, but that the fugacity become higher in the latter than in former toward the later stage of crystallization. Al_2O_3 and SiO_2 activities are estimated from the chemical variations of hornblende and biotites. SiO_2 activity related to the Al_2O_3 activity increased with an advance of crystallization in the Imbi and Namariyama intrusive rocks, because Al rich hornblende and quartz crystallized at an early stage and at a late stage, respectively. Al_2O_3 activity increased with advance of crystallization in the Mochigase intrusive rocks and the plutonic rocks in the San-yo zone, because pyroxene and quartz both crystallized at early stages. These differences in the crystallization sequence are presumably due to the difference in H_2O content in the magma; that is, the Imbi and the Namariyama intrusive rocks were perhaps from wetter magmas than did the Mochigase intrusive rocks and the plutonic rocks in the San-yo zone.

目 次

I. はじめに	113
II. 地質概説	115
III. 白亜紀～古第三紀火成岩類の活動史	116
A. 岡山県上斎原周辺の火成活動	116
B. 山陰東部の火成活動史	118
IV. 花崗岩類の岩石学的特徴	121
A. 用瀬～越畑花崗岩体	121
B. 奥津花崗閃緑岩体	135
C. 小鴨～人形峠花崗岩体	147
D. 鉛山グラノファイア	160
V. 岩石学的性質の時間的变化	177
A. 全岩組成	177
B. 造岩鉱物組成	178
VI. おわりに	187
参考文献	188

I. はじめに

領家帯から山陰帯に至る西南日本内帯には白亜紀後期から古第三紀にかけて活動した深成岩類が広く分布している。これらの深成岩類を広域的にみた研究の先駆的なものとしては、木野崎(1952)、小島・吉田(1957)の研究が知られている。木野崎(1952)は領家帯を除いた深成岩活動地域を、タングステン鉱床を主体として胚胎する花崗岩類が分布する広島型花崗岩区とモリブデン鉱床を主体として胚胎する花崗岩類が分布する山陰型花崗岩区とに区分した。一方、小島・吉田(1957)、吉田(1961)は深成岩類の特徴や、それら相互の地質学的関係から、山陽側に分布する広島花崗岩複合体と山陰側に分布する因美花崗岩複合体及びそれらに先行して中国山地脊梁部に活動したとみられる中央深成岩群とに区分した。これらの研究はその後の研究に大きな影響を与えたが、なかでも木野崎(1952)の知見はIshihara(1971,1977)などの多くの研究者によって大きく発展した。

河野・植田(1966)は山陰帯の花崗岩類が領家帯・山陽帯のものくらべてK-Ar年代が若いことを明らかにした。Ishihara(1971,1977)は花崗岩類に含まれる鉄-チタン酸化鉱物の分布特性に着目し、花崗岩類を磁鉄鉱系花崗岩とチタン鉄鉱系花崗岩に区分し、山陰帯には磁鉄鉱系、領家帯と山陽帯にはチタン鉄鉱系の花崗岩類が主体をなして分布することを明らかにした。そして、また次のような点において山陰帯の花崗岩類は領家帯・山陽帯のものと同様の対照をなすことが明らかにされてきた。すなわち、山陰帯の花崗岩類は帯磁率が高く(金谷・石原, 1973; Ishihara, 1979)、有色鉱物のmg値が高く(蟹沢, 1976b; Murakami, 1977; 田

結庄ほか, 1979; Czamanske et al., 1981など), Sr 初生値が低く (Shibata and Ishihara, 1979), $\delta^{18}\text{O}$ が低く (Matsuhisa et al., 1972; 本間, 1978; 加々美・本間, 1979), δD が低く (本間, 1978; Kuroda et al., 1979), $\delta^{34}\text{S}$ が高い (Sasaki and Ishihara, 1979)。

しかしながら, 各帯は同一時代の一様な性格の火成岩類からなっているのではなく, 時代や岩石学的性格の異なる多くの火成岩類からなっている。たとえば山陰東部では, 笹田ほか (1979c) によって白亜紀後期~古第三紀初期の因美進入岩類と古第三紀中~後期の鉛山進入岩類の2ステージの深成活動が区分され, 因美進入岩類とされたものは, 先山 (1982) によってさらに2ステージの深成活動に区分されることが明らかにされた。また, 先山 (1982, 1984) はステージごとに活動した深成岩類の岩石学的性格が異なる事を明らかにしている。

したがって, 西南日本内帯の白亜紀~古第三紀火成活動を理解するにおいては, さまざまな岩石学的特徴の広域的变化を議論すると同時に, 各帯での火成活動の性格の時間的变化, 個々の深成岩体のマグマの性格や形成過程, 岩体相互の成因的關係などを明らかにしていくことが必要であると考えられる。そこで, 筆者は時代・岩相の異なる多くの岩体が分布する鳥取県東部~岡山県北部地域において詳細な研究を行い, 深成岩類の岩体区分, 各岩体の構造や岩相変化, 岩体の相互進入關係の解析による火成活動史, 各岩体の造岩鉱物の化学組成の特徴などを研究してきた。その一部はすでに報告されている (先山, 1978, 1979, 1982, 1983; Sakiyama, 1983; 先山・田中, 1984)。本稿では, まず山陰東部の火成活動史を明らかにし, 次に火成活動史の各ステージで代表的なものと考えられるいくつかの深成岩体について, 構造・岩石学的特徴・造岩鉱物の特徴などを検討し, それら深成岩体の形成過程について考察する。そしてさらに火成活動史のなかで, 活動したマグマの性格が時代をおってどのように変化したかを議論する。

なお, 本稿で使用する深成岩類の分類は Streckisen (1973) にもとづいたが, 便宜上花崗岩を狭義の花崗岩とアダメロ岩とに区分した。モード分析は, 粗粒な岩石については径数 cm ~ 10cm の染色したスラブで行い, 細粒な岩石については二枚以上の薄片の平均値をもとめた。

奥津花崗閃緑岩体中の斜長石のAn組成は Suwa et al. (1974) 及び Uruno (1963) の方法によってもとめた。他の岩体の斜長石及び他の造岩鉱物の組成はすべてX線マイクロアナライザーによってもとめた。その際, 奥津花崗閃緑岩体の造岩鉱物の大部分は岡山大学温泉研究所のX線マイクロアナライザー, 他の岩体の造岩鉱物については広島大学地質教室のX線マイクロアナライザー (いずれも日本電子製, JXA-5 A型, 取り出し角 40°) で行った。分析条件は加速電圧 15kv , 試料電流 0.02mA (MgO上) で, Nakamura and Kushiro (1970) の α 値を使用し, Bence and Albee (1968) の方法に従って補正した。斜長石・アルカリ長石の組成は湯佐 (1975) による迅速法に従って, Ca, Na, Kの3元素から求めた。また, そのうちアルカリ長石についてはビーム径を $30\sim 50\ \mu\text{m}$ に広げて, 曹長石ラメラも含めて数十点以上の点分析を行い, 全体の組成を求めた。鉄-チタン酸化鉱物の Fe_2O_3 と FeO は Carmichael (1967) の方法によって再計算して求めた。

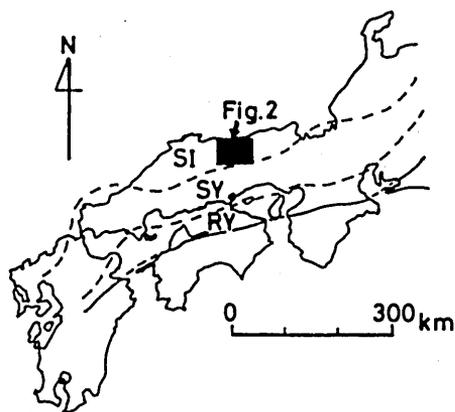
全岩化学組成について, 一部は Nicholls (1974), 先山ほか (1979) の方法に従って, イリジウム箔上で作成したガラスをX線マイクロアナライザーで分析した。他は島根大学理学部地学教室の蛍光X線 JSX-6037を使用し, 小林ほか (1981) に従い分析した。帯磁率の測定は地質調査所中国出張所の携帯用帯磁率計 (Kappameter KT-3) を使用して行った。

謝辞：本研究を進めるにあたって、終始懇切なる御指導と激励を賜り、さらに粗稿を校閲していただいた広島大学理学部地鋳教室の吉田博直教授に心より感謝の意を表します。岡山大学温泉研究所の本間弘次教授には研究の初期の段階より岩石の見方をはじめ、多くの御教示・御助言を賜り、深く感謝致します。また、日頃から適切なる御助言を頂き、さらに原稿の校閲していただいた広島大学理学部地鋳教室の原郁夫教授に深く感謝致します。さらに同大学の小島丈兒名誉教授・長谷見教授・柿谷悟教授・添田晶教授・鈴木盛久博士・嶋本利彦博士には日頃から研究の進展を暖かく見守っていただき、論文作成においても絶大なる御支援を賜り厚く御礼申し上げます。島根大学理学部の飯泉滋助教授には蛍光X線装置の使用法について指導していただき、また日頃から多くの貴重なご意見を賜っている。神戸大学教育学部の田結庄良昭助教授・地質調査所の笹田政克博士には山陰帯の深成岩類について、御教示・御討論頂いた。岡山大学温泉研究所田崎耕市助教授・加々美寛雄博士には折に触れ適切なる御助言を頂き、さらに同研究所でのX線マイクロアナライザーの使用、ガラスの作成についての便をはかって頂いた。また、当時同研究所の大学院生であった須藤宏氏には、ガラスの作成及び野外調査に際して多大なる御支援を賜った。地質調査所中国出張所の東元定雄博士・高橋裕平博士には携帯用帯磁率計の使用の便を計って頂いた。広島大学理学部地鋳教室岩石学教室の大学院生・研究生の諸兄には種々の御批判と御討論を頂いた。また同大学の南朝生技官にはX線マイクロアナライザーの使用に際して、高橋秀夫・曲井明登両技官には薄片作成に際して多大なる技術的援助をねがった。以上の方々に深く感謝致します。

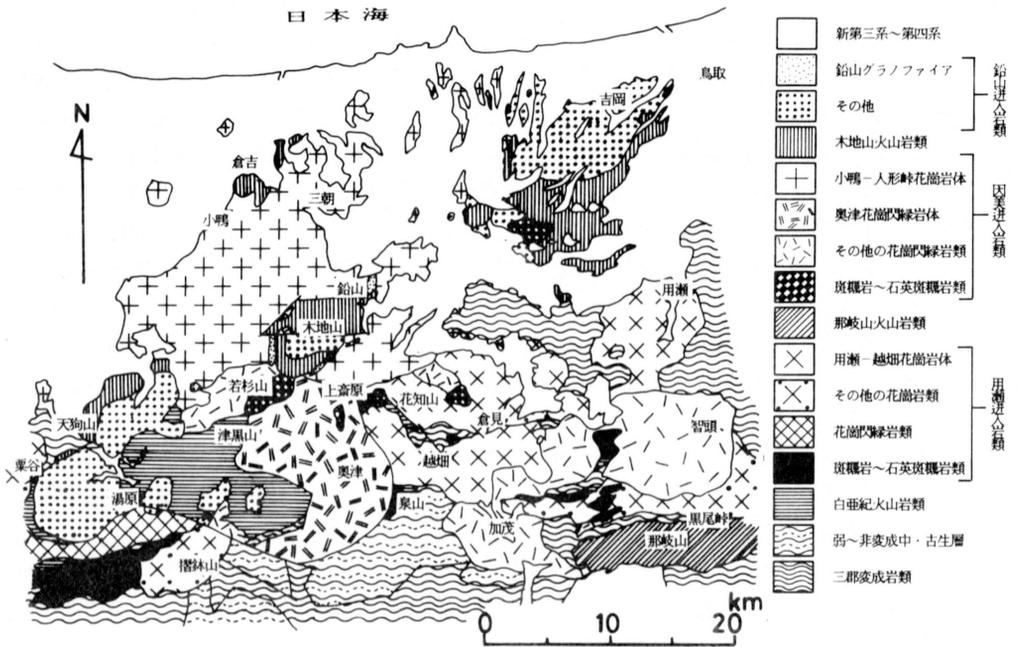
II. 地 質 概 説

筆者の研究した山陰帯東部地域の白亜紀～古第三紀火成岩類の基盤岩は、三郡変成岩類と弱変成古生層・中生層である。三郡変成岩類は地域東部の用瀬～佐治地域にかけて広く分布している（村山ほか，1963；山田，1966，1972）。ここでは泥質～砂質の結晶片岩～千枚岩を主体とし、珪質岩・塩基性岩を挟在する。一般に東西の走向で北に緩く傾斜する。越畑北方にもやや広く分布している。また花崗岩類のルーフペンダントやセプタとして各地に点在する。弱変成古生層・中生層は奥津南方に分布する。弱変成古生層は長谷(1964)の北帯古生層に属する物である。中生層は三疊紀のコノドント化石を含む（木村，1977）チャート礫を持つ礫質泥岩で、丹波層群相当層である。東西系の走向を持ち、北に急傾斜する。

三郡変成岩類・弱変成古生層・丹波層群相当層と不整合または貫入関係で白亜紀～古第三紀火成岩類が分布する。本地域の白亜紀～古第三紀火成岩類は小島(1959)によれば因美花崗岩複合体に属し、石原(1971)の山陰帯の深成岩類に属する（第1図）。これらの火成岩類は地域



第1図 調査地域及び西南日本の帯区分
SI：山陰帯，SY：山陽帯，RY：領家帯。
帯区分は Ishihara(1981) に従った。



第2図 山陰帯東部の地質概略
主として笹田ほか(1979 a)に従い、一部改変した。

北方で中新世の鳥取層群や鮮新世の三朝層群などの火山岩類及び蒜山原層や大山火山岩などの第四系に覆われている(村山・大沢, 1961; 村山ほか, 1963; 山田, 1961, 1966)。

Ⅲ. 白亜紀後期～古第三紀火成岩類の活動史

A. 岡山県上斎原周辺の火成活動

山陰東部の白亜紀後期～古第三紀火成岩類の地質概要を第2図に示す。山陰東部の白亜紀後期～古第三紀火成岩類の地質については、地質調査所の5万分の1図幅「奥津」(山田, 1961), 「青谷・倉吉」(村山・大沢, 1961), 「智頭」(山田, 1966), 「鳥取南部」(村山ほか, 1963), 「湯本」(太田, 1962) などをはじめとして多くの報告がある。笹田ほか(1979c)は、この地域の火成岩類の記載と地質のまとめを行い、火成活動を早期のものから順に白亜紀火山岩類・因美進入岩類・古第三紀火山岩類・鉛山進入岩類の4ステージに区分した。筆者は笹田ほか(1979c)が因美進入岩類としたものの多くが分布する岡山県上斎原村周辺の地質調査を行い(第3図), 第4図に示したような火成活動史を明らかにした。以下に上斎原地域に分布する火成岩類の簡単な記載と相互関係について述べる。

白亜紀火山岩類: 安山岩～石英安山岩質溶岩・火砕岩からなり、越畑花崗岩により熱変成作用を蒙っている。用瀬花崗岩とは断層で接する。

上斎原トータル岩：中粒斑状角閃石黒雲母トータル岩を主体とし、顕著な熱変成作用を蒙り、グラノプラスチック組織を示す。越畑花崗岩から派生した優白質脈に貫かれる。

越畑花崗岩：アルカリ長石の巨斑晶を持つ粗粒角閃石黒雲母アダメロ岩～黒雲母アダメロ岩で、奥津花崗閃緑岩体から派生したと思われる中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫かれ（第5図）、熱変成作用を蒙っている。

用瀬花崗岩：中～粗粒黒雲母アダメロ岩で、一部に少量のザクロ石・白雲母を含む岩相がある。越畑花崗岩との直接の関係は不明であるが、この地域では両者の岩相の違いは明瞭である。小鴨一人形峠花崗岩体の付近では黒雲母の再結晶組織が見られる。

中粒ザクロ石両雲母アダメロ岩：自形性の良いザクロ石・白雲母・緑色黒雲母を特徴的に含む優白質なアダメロ岩で、熱変成作用を蒙っている。上斎原トータル岩を捕獲する。越畑花崗岩とは数mの間で漸移する。

黒雲母花崗閃緑斑岩：斜長石・黒雲母を斑晶として持つが、顕著な熱変成作用を蒙り、斑晶の黒雲母は細粒の黒雲母の集合体に変化し、石基はプラスチックな組織を示す。中粒ザクロ石両雲母アダメロ岩を網状に貫く細脈として産する（第6図）。

三ヶ上斑れい岩：輝石角閃石斑れい岩～石英斑れい岩で、他の岩体と直接接する露頭は見つかっていないが、越畑花崗岩起源の捕獲岩を含む。

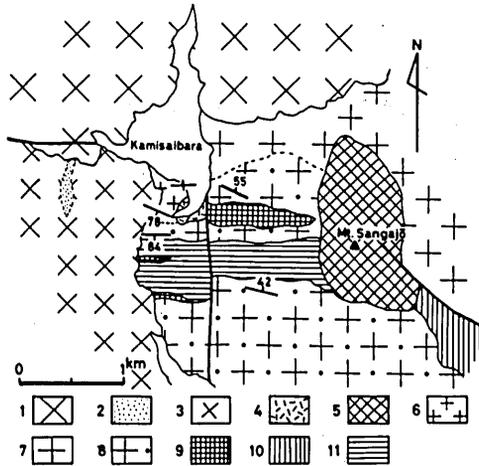
奥津花崗閃緑岩体：中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、岩体内部に花崗岩質岩を伴う zoned pluton を形成する。小鴨一人形峠花崗岩体の近くでは熱変成作用を蒙っている。

角閃石モンゾニ岩：中粒角閃石モンゾニ岩～石英モンゾニ岩からなる。奥津花崗閃緑岩体中に南北に伸びて分布し、周囲の花崗閃緑岩とは漸移関係にある。

中粒黒雲母花崗閃緑岩：色指数が高いにも関わらず、有色鉱物として黒雲母が含まれるのみで、山陰帯に一般的な花崗閃緑岩とは異なった岩相を呈する。周囲の岩体との関係は不明である。

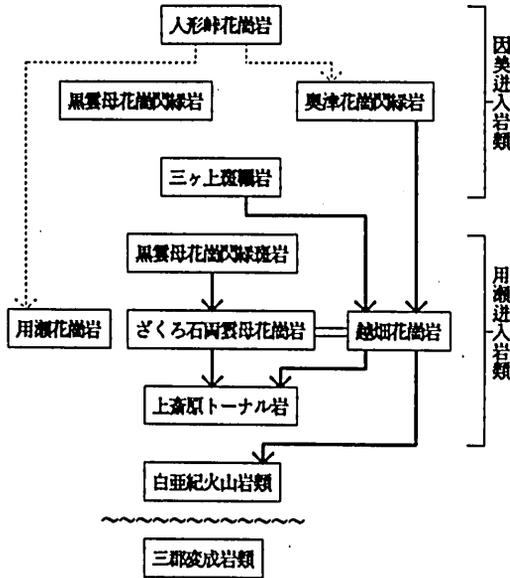
小鴨一人形峠花崗岩体（人形峠花崗岩）：粗粒黒雲母アダメロ岩を主体とし、角閃石黒雲母花崗閃緑岩を伴う。上斎原付近に分布するのはこのうち粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩でアルカリ長石の巨斑晶を伴う岩相で、従来人形峠花崗岩と呼ばれてきた岩相である。

以上のうち上斎原トータル岩から黒雲母花崗閃緑斑岩までの岩体には、しばしばE-W系の片麻状構造が見られるが、この構造は岩体の境界を切っている（第6図）。従って、この構造は岩体形成後のある程度広域的な変形作用によって与えられたと考えられる。一方三ヶ上斑れい岩以後の進入岩体中にこのような構造は認められない。これらのことから、この変形作用を



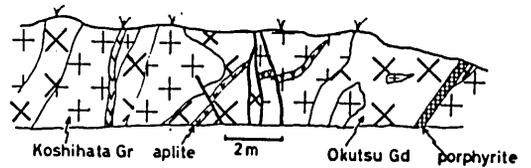
第3図 上斎原付近の地質図

- 1：小鴨一人形峠花崗岩体，2：角閃石モンゾ閃緑岩，3：奥津花崗閃緑岩体，4：中粒黒雲母花崗閃緑岩，5：三ヶ上斑れい岩，6～8：用瀬～越畑花崗岩体（6：中粒ザクロ石両雲母花崗岩，7：用瀬花崗岩，8：越畑花崗岩），9：上斎原トータル岩，10：白亜紀火山岩類，11：三郡変成岩類。

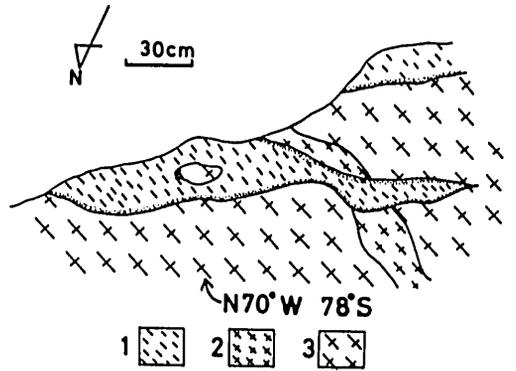


第4図 上斎原付近の火成岩類の相互関係
矢印の根元の岩体が先端の岩体を貫く。

—————> 直接観察される貫入関係
> 熱変成から推定される貫入関係
 ===== 漸移関係
 ~~~~~ 不整合



第5図 越畑花崗岩と奥津花崗閃緑岩の関係  
(奥津町下斎原 明王寺北方)  
奥津花崗閃緑岩が越畑花崗岩を貫く。



第6図 ザクロ石両雲母花崗岩を貫く黒雲母花崗閃緑斑岩 (上斎原 吉井川河床)  
1: 黒雲母花崗閃緑斑岩, 2: アプライト, 3: ザクロ石両雲母花崗岩.  
面構造が岩相の境界を切る。

境にした前後の深成活動に時間的ギャップがあったと考えられる。そこで、この変形作用をタイム・マーカーとして、それ以前の進入岩類を用瀬進入岩類とよび、従来の因美進入岩類から区別することにした。用瀬花崗岩と越畑花崗岩は東部で漸移関係にあり、ひとつのバソリス状岩体(用瀬—越畑花崗岩体)を形成している。これと同様の岩相のものは隣接する地域に点在するが、それらはいずれも他の因美進入岩類とは違って白色のアルカリ長石を有し、チタン鉄鉍系に属するなどの際立った特徴を有している。このことから、これらの花崗岩類の活動を一連のものと考え、隣接する地域をも併せて火成活動史をまとめると第7図のようになる。以下にその概要を述べる。

## B: 山陰東部の火成活動史

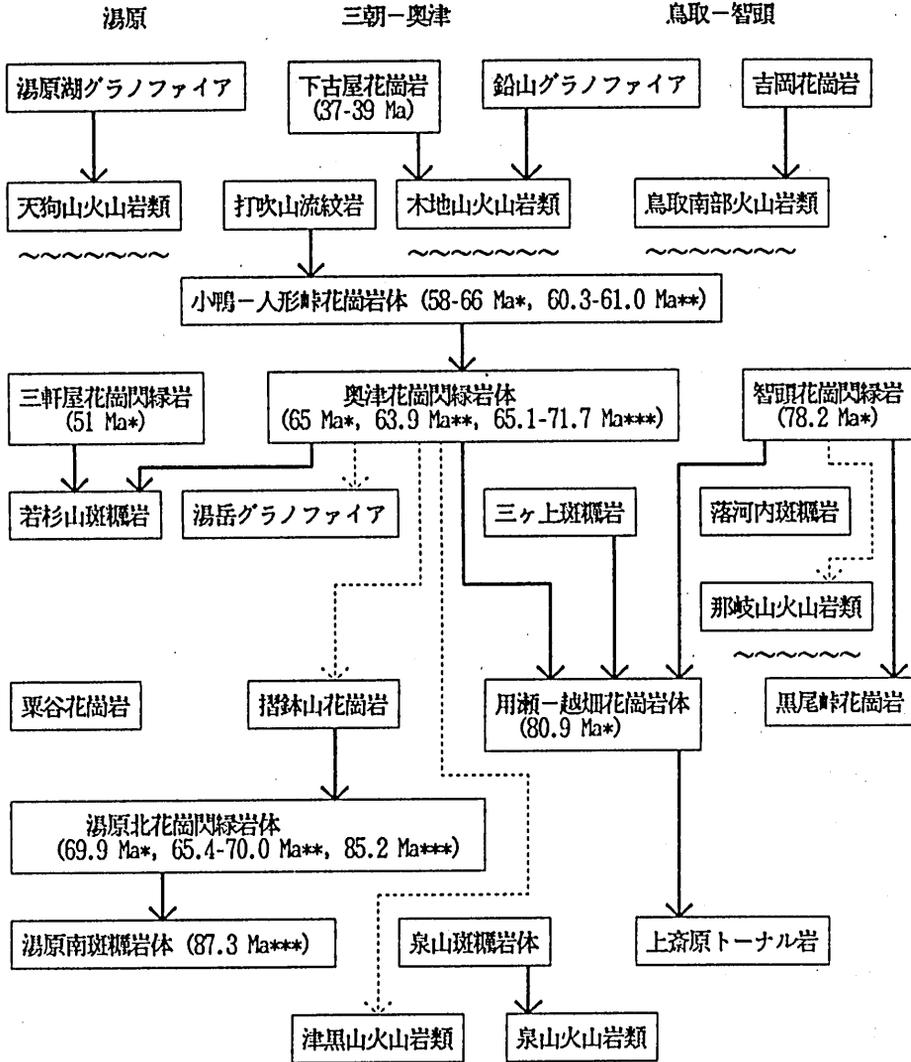
### 1. 白亜紀火山岩類

明らかにこの時期の活動に属すると考えられる物には花知仙南方・泉山北麓の火山岩類があり、両者とも安山岩～石英安山岩質のものを主体とする。泉山北麓のものは越畑花崗岩に貫かれる(本間, 1975a)。津黒山火山岩もこれに含めたが、一部に花崗岩の角礫を持つものが認められ(上田, 1979)、より新期の火山岩が含まれている可能性がある。

鉛山進入岩類

因美進入岩類

用瀬進入岩類



- 直接観察される貫入関係      \* : K-Ar 年代
- > 熱変成作用によって観察される貫入関係      \*\* : Rb-Sr 鉱物年代
- ~~~~~ 不整合      \*\*\* : Rb-Sr 全岩年代

第7図 山陰帯東部の火成岩類の相互関係  
 一部笹田ほか(1979c)による。絶対年代のデータは Shibata and Yamada(1965),  
 河野・植田(1966), 柴田(1979), 須藤(1982), 須藤ほか(1983)による。

## 2. 用瀬進入岩類

## (a) 斑れい岩～トータル岩

上斎原トータル岩がこの時期の代表例である。湯原地域では湯原南石英斑れい岩体 (Sasada, 1979) と湯原北花崗閃緑岩体 (笹田, 1978) がこの時期のものである。これらは笹田ほか(1979c)により因美進入岩類と同時期とされてきたが、用瀬花崗岩類似の摺鉢山花崗岩に貫かれることから、この時期のものに含めた。泉山斑れい岩も同時期のものであろう。

## (b) バソリス状の花崗岩

優白質な粗粒黒雲母アゲメロ岩を主体とするもので、用瀬一越畑花崗岩体が代表例である。摺鉢山・粟谷・黒尾峠・倉見などの花崗岩類がこれに含まれる。

## 3. 那岐山火山岩

那岐山周辺に分布し安山岩を主体とするもので、黒尾峠花崗岩を不整合に覆い智頭花崗閃緑岩により熱変成作用を受けるとされている (笹田ほか, 1979c)。

## 4. 因美進入岩類

## (a) 斑れい岩類

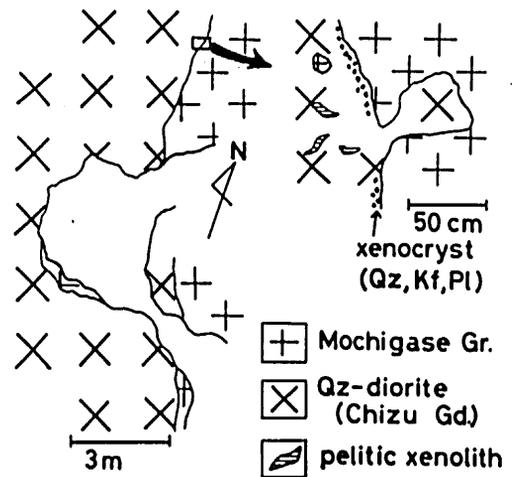
斑れい岩～石英斑れい岩からなる小岩体として点在する。三ヶ上岩体のほか、若杉山・落河内 (笹田, 1979) などの岩体が代表的なものである。これらの岩体にはしばしばチタンに富むパーガス閃石が含まれる (田結庄ほか, 1979; 笹田, 1979; 先山, 未公表)。

## (b) 花崗閃緑岩類

奥津花崗閃緑岩体が代表例である。同様の岩相特性を持つものに、智頭花崗閃緑岩がある。智頭花崗閃緑岩は K-Ar 法で 78.2Ma (柴田, 1979) というやや古い年代を示すが、用瀬花崗岩を貫くことが明らかとなったので (第 8 図)、一応この時期のものに含めた。

## (c) バソリス状の花崗岩

小鴨一人形峠花崗岩体がこれに相当する。詳細は後に示す。



第 8 図 用瀬花崗岩と智頭花崗閃緑岩との関係 (智頭町 智頭西方)

智頭花崗閃緑岩が用瀬花崗岩を貫く。

## 5. 古第三紀火山岩類

木地山・天狗山・鳥取南部に分布するものが代表例である。前二者は安山岩質岩を主体とし後者は流紋岩質岩を主体とする。倉吉付近に分布する打吹山流紋岩は笹田ほか(1979c)では白亜紀火山岩類に含まれているが、そのかなりの部分は貫入性の無斑晶質流紋岩で、小鴨一人形峠花崗岩体を貫く。

## 6. 鉛山進入岩類

### (a) 鉛山グラノファイア・下古屋花崗岩

鉛山グラノファイアは斜長斑岩・グラノファイアなどを主体とし、木地山火山岩の周囲を取り巻くように分布する岩脈状岩体である。一方下古屋花崗岩は細粒黒雲母アダメロ岩～角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、木地山火山岩の分布地域の中央部に貫入している。分布形態・岩相の類似性からみて、これらは木地山火山岩とともに火山―深成複合岩体を形成していると考えられる。

### (b) その他の岩体

その他、鉛山進入岩類に属する岩体として、湯原湖グラノファイア岩体(笹田ほか, 1982)、吉岡花崗岩(笹田ほか, 1979a)、及び津黒山火山岩を貫いて分布する岩体がある。これらはいずれもグラノファイア・花崗斑岩などの細粒・斑状で比較的優白質な岩相を主体とする。

上記の山陰帯東部の進入岩類の広域的対比は次のようになる。用瀬進入岩類は、用瀬花崗岩で80.9Maという白亜紀のK-Ar年代が得られていることから、山陽帯の深成岩類に対比され得る。因美進入岩類は大部分60～70Maで白亜紀末から古第三紀初頭にかけての年代を示す。また山陰帯中～西部に広く分布するバソリス状岩体の大部分のものはこの年代を示すので、山陰帯の深成活動の主体はこの時期であるといえよう。山陰帯西部では、因美進入岩類に属する乙原花崗岩と用瀬進入岩類に年代的に対比される高畑花崗岩の活動の間に桜江層群の存在が知られている(松田・小田, 1982; 松田, 1983)。山陰帯東部の那岐山火山岩は桜江層群に対比されるのかもしれない。鉛山進入岩類は37～39Maと古第三紀中期の年代を示し、山陰帯中～西部の石見花崗岩(吉田, 1961; 山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979)、田所花崗岩(東元, 1975)、阿須那花崗岩(吉田, 1961)などに対比される。

次に各活動ステージの深成岩類の代表例としての用瀬―越畑花崗岩体・奥津花崗閃緑岩体・小鴨―人形峠花崗岩体・鉛山グラノファイアについて、地質学的・岩石学的記載を行う。

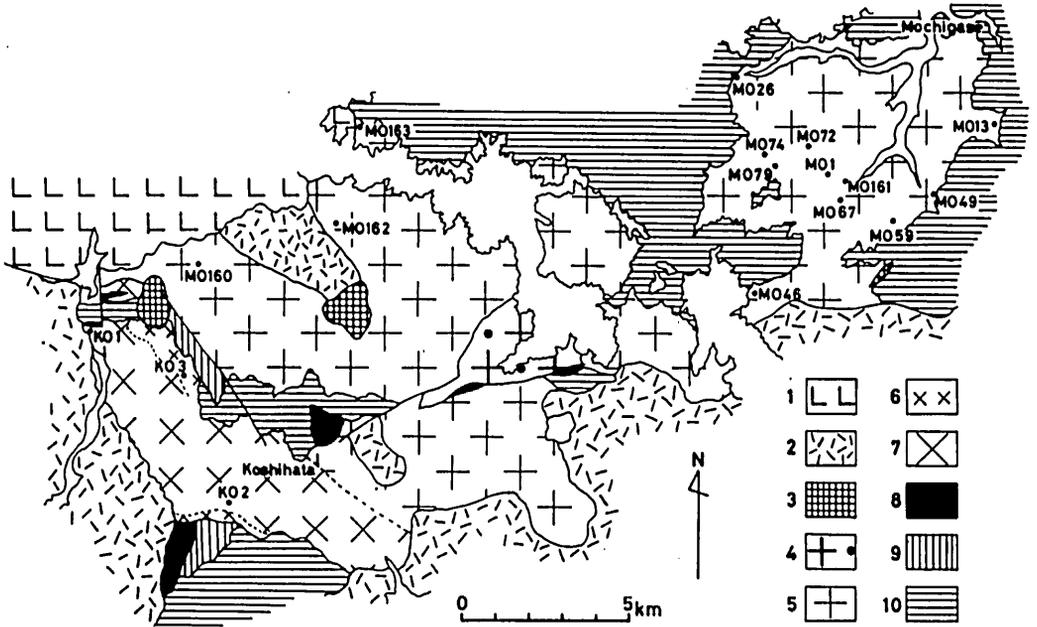
## IV. 花崗岩類の岩石学的特徴

### A. 用瀬―越畑花崗岩体

#### 1. 地質及び岩石記載

用瀬―越畑花崗岩体の地質図を第9図に示す。用瀬―越畑花崗岩体は東西約28km, 南北約18kmの広がりをもつバソリス状岩体で、主体を占める用瀬花崗岩と南西部に分布する越畑花崗岩とに区分される。用瀬花崗岩は中～粗粒で等粒状の黒雲母アダメロ岩であるが、岩体北西部の花知仙北麓でしばしばザクロ石や白雲母を含む。全体にアプライトやペグマタイトは少ないが西部では比較的それらに富んでいる。暗色包有物や母岩に由来する捕獲岩が含まれることはまれである。

用瀬花崗岩は模式地である鳥取県用瀬町周辺では約9km×8kmの独立した分布を示す。ここでは肉眼的に以下に示すような5つの岩相に区分される(第10図)。なお、各岩相のモード組成を第11図に示す。



第9図 用瀬一越畑花崗岩体の地質概要

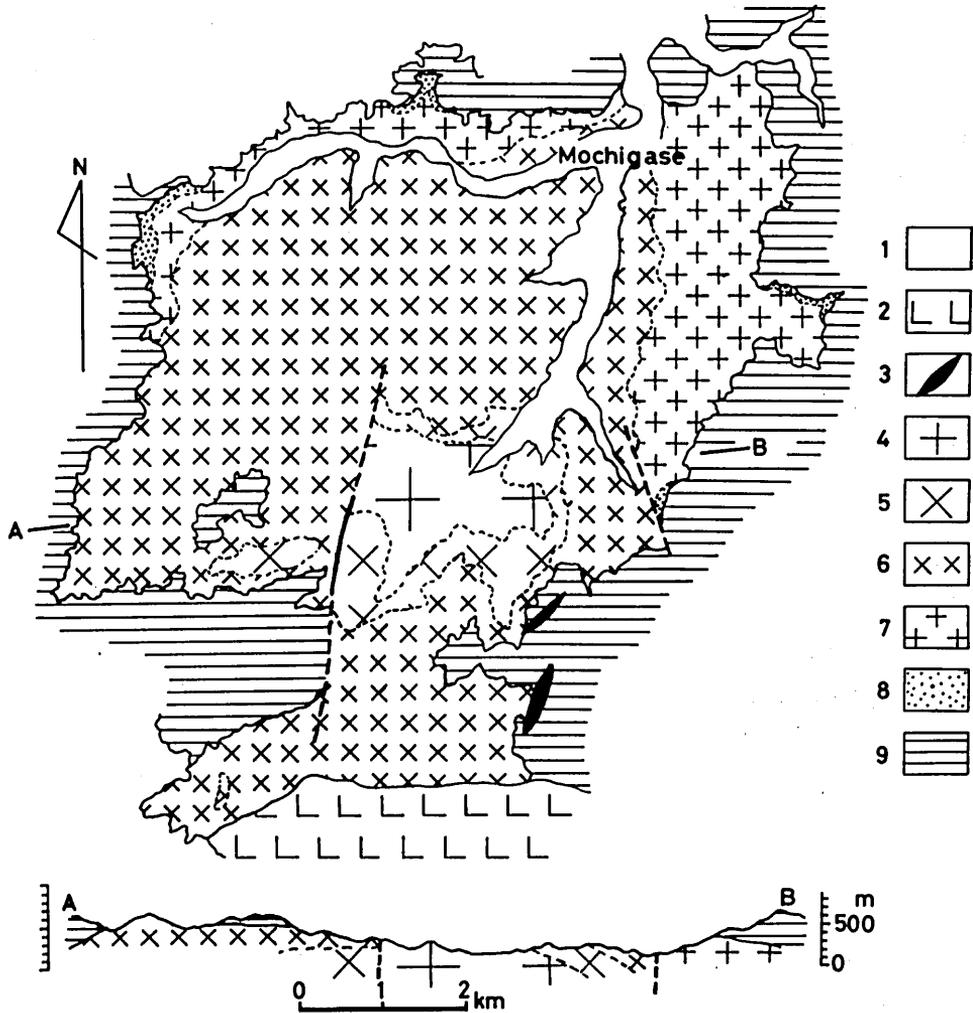
笹田ほか(1979c)に従い、一部改変した。番号は試料採集地点及び試料番号を示す。  
 1～3：因美進入岩類（1：小鴨一人形峠花崗岩体，2：花崗閃緑岩，3：斑れい岩～石英斑れい岩），4：倉見花崗岩，5～7：用瀬一越畑花崗岩体（5：用瀬花崗岩，6：越畑花崗岩タイプⅡ，7：越畑花崗岩タイプⅠ），8：斑れい岩・石英斑れい岩・トータル岩など（用瀬進入岩類に属するもの），9：白亜紀火山岩類，10：中～古生層。

(a) 用瀬タイプⅠ

岩体の中央部に分布する。粗粒・優白質の黒雲母アダメロ岩で、鱗片状で大型の黒雲母が集合体を作ることなく点在している。色指数は2前後を示す。鏡下で黒雲母は緑褐色～緑色で半自形～他形を呈し、斜長石・石英に対し間隙充填状に産することが多い。斜長石は半自形～他形で累帯構造は弱い。アルカリ長石・石英により融食されることがある。アルカリ長石には微斜長石構造が発達する。石英はサブグレイン化が著しく、粒境界が縫合状である。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石、まれに磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含む。

(b) 用瀬タイプⅡ

用瀬タイプⅠの周囲に分布し用瀬タイプⅠと似ているが、黒雲母が細粒で全体に散在し2～4の色指数を示す。またやや斜長石に富んでいる。鏡下で、斜長石は一般に半自形で累帯構造が弱い、なかにAn成分の高いコアを持つものがある。また部分的に自形性の強い細粒の斜長石が集合することがある。黒雲母は褐色～緑色で間隙充填状である。アルカリ長石は微斜長石構造を有する。石英はサブグレイン化が著しく、粒境界は縫合状を呈する。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石、まれに磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含む。



第10図 用瀬町付近の地質図

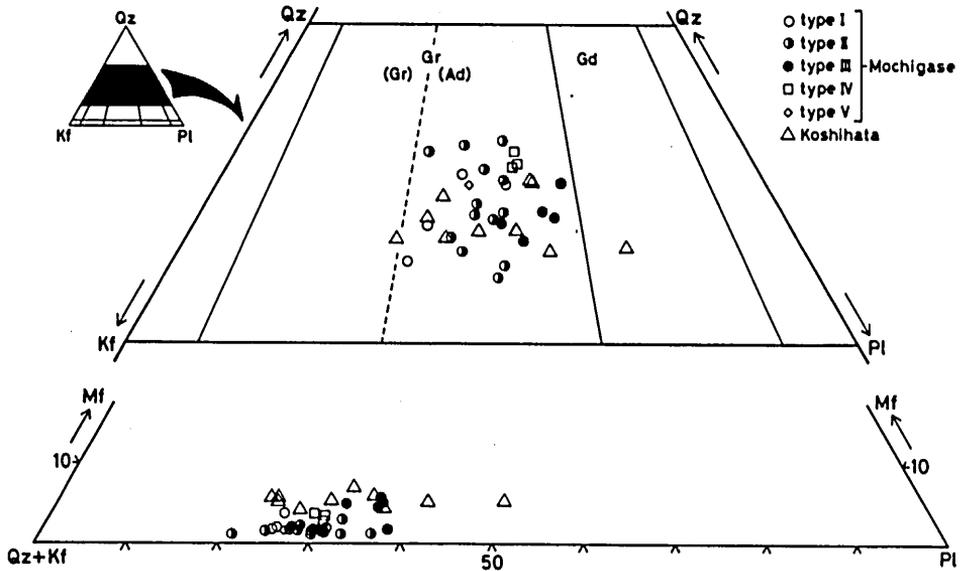
1：第四系～新第三系，2：智頭花崗閃緑岩，3：斑れい岩～輝緑岩，4～8：用瀬花崗岩（4：タイプⅠ，5：タイプⅡ，6：タイプⅢ，7：タイプⅣ，8：タイプⅤ），9：三郡変成岩類。

(c) 用瀬タイプⅢ

用瀬タイプⅡのさらに外側を取り巻いて分布する。中粒黒雲母アダムロ岩で用瀬タイプⅡと同様，細粒の黒雲母が全体に散在するが，粒度が下がり黒雲母が増加して5前後の色指数を示し，斜長石に富む。鏡下で黒雲母は褐色～緑褐色で自形～半自形を呈し，斜長石と集合することが多い。斜長石は自形性が強く，顕著な累帯構造を示す。アルカリ長石は微斜長石構造を持ち，斜長石・黒雲母を包有する。石英は波動消光・サブグレイン化が著しく，粒境界は縫合状を呈する。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石・チタン鉄鉱が含まれ，磁鉄鉱は含まれない。

第1表 用瀬一越畑花崗岩体の各岩相のモード組成及び全岩・鉱物組成の特徴

|                                        | Mochigase granite |           |           |           |      | Koshihata granite |           |
|----------------------------------------|-------------------|-----------|-----------|-----------|------|-------------------|-----------|
|                                        | I                 | II        | III       | IV        | V    | I                 | II        |
| Qz                                     | 40.2-34.0         | 42.1-32.3 | 38.0-31.2 | 41.3-40.7 | 38.7 | 37.4-29.8         | 37.9-30.1 |
| Pl                                     | 25.1-30.8         | 28.0-29.0 | 31.7-35.6 | 30.1-30.4 | 26.6 | 21.8-38.5         | 32.1-46.1 |
| Kf                                     | 38.9-28.1         | 37.4-24.9 | 28.9-21.4 | 26.0-25.4 | 32.0 | 41.5-24.1         | 24.0-18.3 |
| Mode (vol.%) Bt                        | 1.7- 2.0          | 2.2- 3.6  | 4.4- 5.7  | 2.5- 3.0  | 1.8  | 3.9- 6.3          | 5.2- 5.9  |
| Hb                                     |                   |           |           |           |      | 0.1- 1.2          |           |
| Mt                                     | -0.03             | -0.02     |           |           |      | -0.48             | -0.10     |
| Il                                     | -0.01             | -0.04     | 0.02-0.03 |           |      | -0.04             |           |
| color index                            | 1.7- 2.0          | 2.2- 3.7  | 4.4- 5.7  | 2.5- 3.0  | 1.8  | 4.1- 6.9          | 5.3- 6.0  |
| W.R. SiO <sub>2</sub> (wt.%)           | 77.8-76.2         | 76.5-76.3 | 74.0-73.0 | 77.2      | 77.0 | 74.3-73.2         | 74.8      |
| Plag. (Ant) core                       | 11.7-17.0         | 37.1      | 34.2-40.0 | 9.0       |      | 43.5              |           |
| rim                                    | 3.5- 5.0          | 6.8       | 8.6- 9.5  | 2.2       |      | 17.5              |           |
| Biotite mg                             | 0.02-0.14         | 0.11-0.13 | 0.21-0.24 | 0.01-0.03 |      | 0.30-0.40         |           |
| Ti                                     | 0.01-0.35         | 0.25-0.42 | 0.34-0.48 | 0.27-0.35 |      | 0.35-0.47         |           |
| Hornblende mg                          |                   |           |           |           |      | 0.28-0.32         |           |
| K-felds. (Or.%)                        | 73.5-82.7         | 67.0      | 81.5      | 71.0      |      | 74.2              |           |
| Ilmenite R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.30              | 5.82-3.13 | 1.69-0.98 |           |      |                   |           |



第11図 用瀬一越畑花崗岩体のモード組成

(d) 用瀬タイプIV

岩体北～東部で用瀬タイプⅢのさらに外側に分布する。肉眼的には用瀬タイプⅢより優白質になり用瀬タイプⅡと似ているが粒度は低い。鏡下で黒雲母は褐緑色～緑色で間隙充填状に産する。斜長石は自形性が強く集合する傾向があるが、累帯構造は弱い。アルカリ長石の微斜長石構造は発達しない。石英のサブグレイン化は著しく、粒境界は縫合状である。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石が含まれる。

## (e) 用瀬タイプV

細粒で極めて優白質な黒雲母アダメロ岩～アプライト質岩で一部に白雲母が認められる。またしばしば晶洞を多く含む。鏡下では一般に細粒で半自形～他形粒状の組織を示すが、石英とアルカリ長石の連晶の発達することもある。この岩相は岩体北～東部でタイプⅣの岩相が三郡変成岩類と接する部分に特徴的に産する。三郡変成岩類は泥質岩を主体とするが、岩体北西部の佐治川河床では、塩基性岩起源の三郡変成岩をこの岩相が貫く(第12図)。ここではタイプⅤの花崗岩中に褐色角閃石が認められ、また本岩相と三郡変成岩の境界に沿った幅数十μの範囲で三郡変成岩側に単斜輝石が形成されている。

用瀬付近の用瀬花崗岩の岩相変化は見掛け上ほぼ同心円状に発達している(第10図)。すなわち、岩体の中心から外側に向かってタイプⅠ→Ⅱ→Ⅲの順に分布し、外側ほどより優白質の岩相に変化する。北～東部ではさらに外側にタイプⅣが分布して逆に優白質になる。岩相はいずれも漸移的に変化し、貫入関係は見られないが、その移り変わりはタイプⅠとⅡの間で緩やかであるのに対し、他では急激であり、狭い範囲でやや不連続に移り変わる。用瀬付近では用瀬花崗岩と三郡変成岩類との境界は一般に緩傾斜で上盤に三郡変成岩類が乗り、また三郡変成岩類のルーフペンダントが存在することから、用瀬花崗岩の頂部がここに露出していると考えられる。

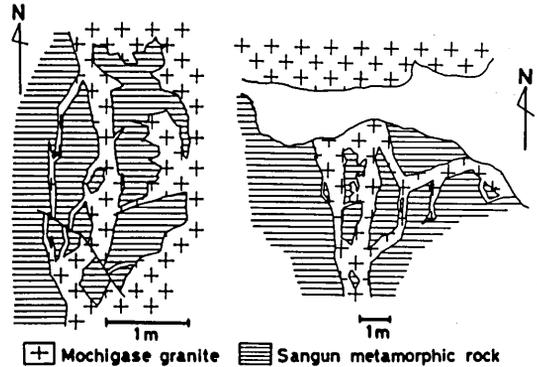
一方越畑花崗岩は長径1～1.5cmのアルカリ長石の巨斑品を含むのが特徴で、角閃石黒雲母アダメロ岩～黒雲母アダメロ岩からなる。しばしば細粒の暗色包有物や優白質で斜長石に富む包有物が含まれる。また東西性の面構造やマイロナイトの発達する部分もある。上斎原付近では電気石を含むペグマタイトが見られる。越畑花崗岩は次の2タイプに分けられる。

## (f) 越畑タイプⅠ

アルカリ長石の巨斑品を含む中～粗粒角閃石黒雲母アダメロ岩及び黒雲母アダメロ岩で越畑花崗岩の主体を占める。東部に向かってアルカリ長石の巨斑品・角閃石に乏しくなり、用瀬花崗岩と漸移する。斜長石は半自形で顕著な累帯構造を示す。アルカリ長石の微斜長石構造はあまり発達しないが、一部で顕著である。また斜長石を置き換えてアルカリ長石が産することもある。石英とアルカリ長石が文象組織を示すことがある。黒雲母は褐色で自形～半自形である。角閃石は緑色～青緑色でその量は少なく、黒雲母・斜長石と集合して産する。石英はサブグレイン化が著しい。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含むが、上斎原付近では磁鉄鉱・チタン鉄鉱をほとんど含まない。

## (g) 越畑タイプⅡ

中粒斑状黒雲母アダメロ岩で、斑品としてアルカリ長石・石英・斜長石を含み、斑品と石基の区別がはっきりしている。泉山北方・花知仙南方の特に白亜紀火山岩類に近い部分で発達し



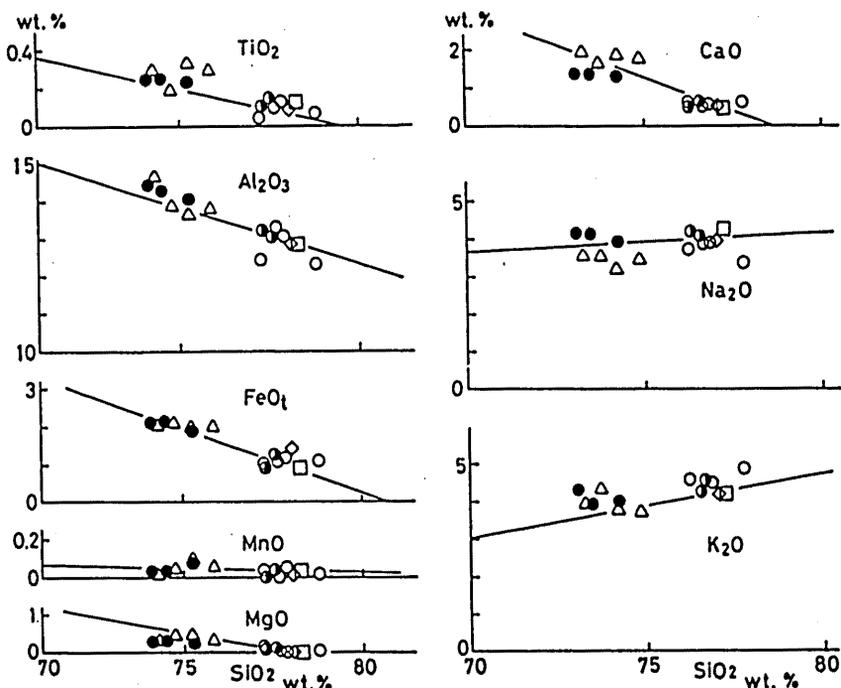
第12図 三郡変成岩を貫く用瀬花崗岩  
(佐治村森坪 佐治川河床)

越畑タイプIと漸移する。斑晶鉱物の自形性が強く、斜長石・アルカリ長石は比較的顕著な累帯構造を示す。黒雲母は褐色で自形～半自形を呈する。石基は他形の石英・アルカリ長石・斜長石からなるが、石英とアルカリ長石は文象組織を示すことがある。副成分鉱物として褐レン石・ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含む。

越畑花崗岩と母岩との境界は、越畑北方では緩傾斜であるが、南部の泉山付近や越畑南方では急傾斜である。

## 2. 全岩化学組成

用瀬-越畑花崗岩の全岩化学組成の変化を第13図に示す。全体に酸性で $\text{SiO}_2=73\sim78\%$ の狭い範囲に入るが、岩相ごとにやや組成が異なる。用瀬付近では岩体中央部の用瀬タイプIが最も酸性( $\text{SiO}_2=76\sim78\text{wt}\%$ )でタイプII・IV・Vもこれに近い組成を示すが、タイプIIIはそれらより明瞭に $\text{SiO}_2$ に乏しい( $\text{SiO}_2=73\sim74\text{wt}\%$ )。越畑花崗岩は用瀬タイプIIIとほぼ同じ $\text{SiO}_2$ 量を示すが、よりCaOに富み $\text{Na}_2\text{O}$ に乏しい。このことは次項で述べるように越畑花崗岩の方が斜長石のAn成分に富むことと調和的である。また全体にMgOに乏しいが、これは山陽帯の深成岩類で知られている傾向(沓掛ほか, 1979)と同様である。



第13図 用瀬-越畑花崗岩体の全岩化学組成の成分変化図

印は第11図と同じ。直線は日本の花崗岩類の平均値 (Aramaki et al., 1972) を示す。

## 3. 造岩鉱物の化学組成

### (a) 斜長石

斜長石及びアルカリ長石の組成を第3表に示す。また各岩相の斜長石に特徴的な累帯構造を

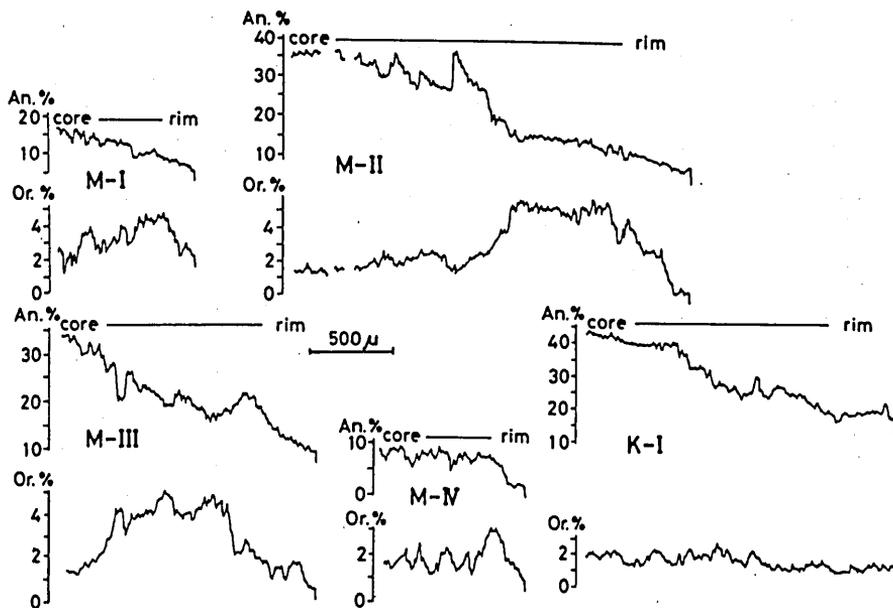
第14図に示す。用瀬タイプIの斜長石では、中央部から外側に向かって、An成分はAn<sub>15</sub>前後からAn<sub>5</sub>前後まで連続的に変化している。それに対して用瀬タイプIIIの斜長石では、An<sub>35</sub>～An<sub>17</sub>のコアとAn<sub>20</sub>～An<sub>7</sub>前後のnormal zoningを示すリムとが認められ、コア部はリム部によってリゾープションをうけている。用瀬タイプIIの斜長石には、用瀬タイプIのそれと同様の組成特性を持つものと、用瀬タイプIIIのそれに比較されるAn成分の高い斜長石とが認められるが、前者が主体である。用瀬タイプIVの斜長石はAn成分の低い累帯構造(An<sub>9</sub>～An<sub>2</sub>)を示す。越畑タイプIの斜長石にはAn<sub>40</sub>以上のコアとAn<sub>28</sub>～An<sub>17</sub>のnormal zoningを示すリムとが認められる。

(b) アルカリ長石

アルカリ長石のOr成分は75～85%の範囲に入り、比較的Or成分に富むものが多いが、用瀬タイプIIとIVではややOr成分が乏しい。

第2表 用瀬一越畑花崗岩体の長石の化学組成

| Mochigase Granite |       |                              |      |      |      |      |
|-------------------|-------|------------------------------|------|------|------|------|
| Type              | No.   | Plagioclase core Or.max. rim |      |      | K-f  |      |
| I                 | MO 1  | An                           | 17.0 | 13.3 | 5.0  | 1.6  |
|                   |       | Ab                           | 82.7 | 86.1 | 94.7 | 24.9 |
|                   |       | Or                           | 0.3  | 0.6  | 0.3  | 73.5 |
|                   | MO161 | An                           | 15.2 | 12.5 | 5.9  | 1.3  |
|                   |       | Ab                           | 81.8 | 83.0 | 92.7 | 20.4 |
|                   |       | Or                           | 2.8  | 4.5  | 1.4  | 78.3 |
| MO160             | An    | 11.7                         | 10.7 | 3.5  | 1.5  |      |
|                   | Ab    | 85.8                         | 84.8 | 93.3 | 15.9 |      |
|                   | Or    | 2.5                          | 4.5  | 3.2  | 82.7 |      |
| II                | MO 46 | An                           | 37.1 | 15.8 | 6.8  | 0.9  |
|                   |       | Ab                           | 61.7 | 78.1 | 93.0 | 32.1 |
|                   |       | Or                           | 1.2  | 6.1  | 0.2  | 67.0 |
| III               | MO 72 | An                           | 34.2 | 17.5 | 9.5  | 0.4  |
|                   |       | Ab                           | 64.8 | 77.4 | 89.7 | 18.1 |
|                   |       | Or                           | 1.0  | 5.1  | 0.8  | 81.5 |
|                   | MO 74 | An                           | 40.0 | 25.0 | 8.6  | 0.4  |
|                   |       | Ab                           | 59.2 | 72.7 | 90.5 | 23.5 |
|                   |       | Or                           | 0.8  | 2.3  | 0.9  | 76.1 |
| IV                | MO 13 | An                           | 9.0  | 7.1  | 2.2  | 0.6  |
|                   |       | Ab                           | 89.6 | 89.9 | 96.8 | 28.4 |
|                   |       | Or                           | 1.4  | 3.0  | 1.0  | 71.0 |
| Koshihata Granite |       |                              |      |      |      |      |
| Type              | No.   | Plagioclase core Or.max. rim |      |      | K-f  |      |
| I                 | KO 1  | An                           | 43.5 | 28.0 | 17.3 | 1.8  |
|                   |       | Ab                           | 54.4 | 69.1 | 81.7 | 24.0 |
|                   |       | Or                           | 2.1  | 2.9  | 1.0  | 74.2 |

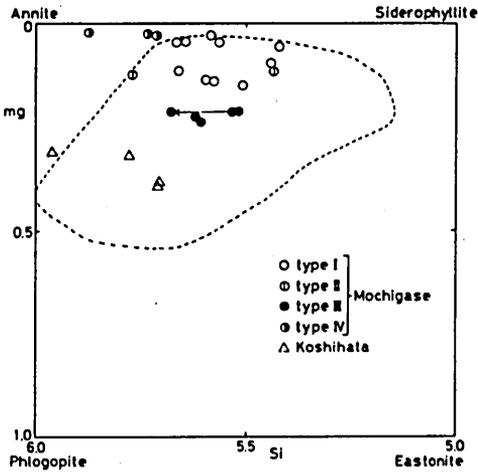


第14図 用瀬一越畑花崗岩体の斜長石の累帯構造パターン

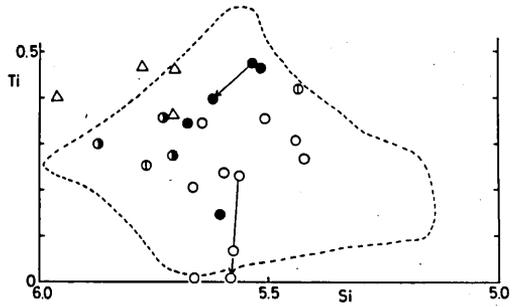
M-I～M-IVは用瀬花崗岩の各タイプ、K-Iは越畑花崗岩タイプIを示す。

第3表 用瀬一越畑花崗岩体の黒雲母の化学組成

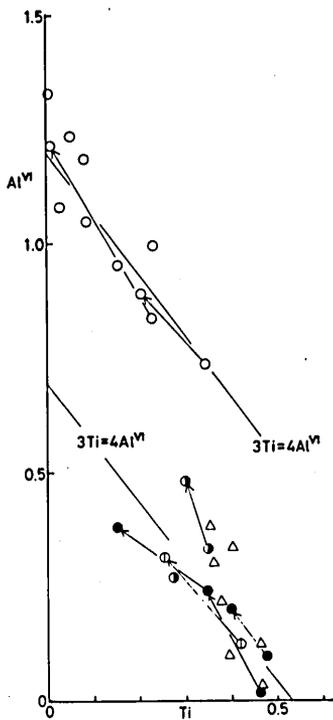
| Mochigase Granite                     |       |       |       |       |       |                   |       |       |       |       |       |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Type                                  | I     |       |       |       |       |                   |       |       |       |       | II    |
| No.                                   | MO 1  |       | MO161 |       | MO160 |                   | MO162 |       |       | MO46  |       |
|                                       | core  | rim   | core  | rim   | core  | rim               | core  | rim   | green | core  | rim   |
| SiO <sub>2</sub>                      | 35.49 | 35.26 | 34.86 | 34.65 | 33.79 | 33.76             | 35.71 | 35.14 | 35.47 | 33.27 | 35.83 |
| TiO <sub>2</sub>                      | 2.90  | 1.69  | 1.91  | 0.07  | 2.39  | 2.19              | 2.25  | 0.69  | 0.05  | 3.42  | 2.08  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 16.48 | 17.01 | 17.37 | 19.10 | 18.09 | 18.63             | 17.99 | 19.83 | 19.66 | 13.94 | 13.41 |
| FeO <sub>t</sub>                      | 30.56 | 30.28 | 31.20 | 30.35 | 28.31 | 29.92             | 27.12 | 27.79 | 27.43 | 33.40 | 33.04 |
| MnO                                   | 1.34  | 1.29  | 1.04  | 1.18  | 0.81  | 0.92              | 0.57  | 0.62  | 0.46  | 1.05  | 1.09  |
| MgO                                   | 0.75  | 0.80  | 0.83  | 0.53  | 1.97  | 0.99              | 2.44  | 2.48  | 1.96  | 2.47  | 2.64  |
| CaO                                   | tr.   | 0.12  | tr.   | tr.   | 0.01  | 0.03              | tr.   | tr.   | 0.04  | 0.15  | 0.08  |
| Na <sub>2</sub> O                     | 0.09  | 0.17  | 0.10  | 0.24  | 0.07  | 0.03              | 0.11  | 0.11  | 0.04  | 0.05  | 0.14  |
| K <sub>2</sub> O                      | 9.30  | 9.18  | 9.67  | 9.29  | 9.11  | 9.15              | 9.42  | 9.21  | 8.98  | 8.72  | 8.45  |
| Total                                 | 96.91 | 95.80 | 96.96 | 95.41 | 94.55 | 95.62             | 95.61 | 95.87 | 94.09 | 96.47 | 96.76 |
| Numbers of ions on the basis of 22(O) |       |       |       |       |       |                   |       |       |       |       |       |
| Si                                    | 5.645 | 5.667 | 5.567 | 5.585 | 5.451 | 5.424             | 5.630 | 5.528 | 5.661 | 5.438 | 5.770 |
| Al <sup>IV</sup>                      | 2.355 | 2.333 | 2.433 | 2.415 | 2.549 | 2.576             | 2.370 | 2.472 | 2.339 | 2.562 | 2.230 |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.736 | 0.889 | 0.837 | 1.214 | 0.992 | 0.952             | 0.974 | 1.185 | 1.330 | 0.124 | 0.317 |
| Ti                                    | 0.346 | 0.205 | 0.229 | 0.008 | 0.290 | 0.265             | 0.267 | 0.082 | 0.007 | 0.420 | 0.252 |
| Fe                                    | 4.065 | 4.070 | 4.167 | 4.091 | 3.821 | 4.021             | 3.577 | 3.657 | 3.661 | 4.566 | 4.499 |
| Mn                                    | 0.180 | 0.176 | 0.140 | 0.162 | 0.111 | 0.125             | 0.076 | 0.083 | 0.063 | 0.145 | 0.149 |
| Mg                                    | 0.178 | 0.191 | 0.197 | 0.127 | 0.475 | 0.236             | 0.572 | 0.583 | 0.466 | 0.601 | 0.633 |
| Ca                                    | tr.   | 0.020 | tr.   | tr.   | 0.001 | 0.005             | tr.   | tr.   | 0.007 | 0.027 | 0.014 |
| Na                                    | 0.028 | 0.053 | 0.032 | 0.074 | 0.022 | 0.011             | 0.035 | 0.034 | 0.013 | 0.014 | 0.044 |
| K                                     | 1.887 | 1.882 | 1.972 | 1.911 | 1.875 | 1.876             | 1.896 | 1.848 | 1.828 | 1.818 | 1.376 |
| 100mg                                 | 4.02  | 4.03  | 4.37  | 2.90  | 11.06 | 5.54              | 12.79 | 13.75 | 11.29 | 11.31 | 12.10 |
| Mochigase Granite                     |       |       |       |       |       | Koshihata Granite |       |       |       |       |       |
| III                                   |       |       |       |       |       | IV                |       | I     |       |       |       |
| MO72                                  |       | MO74  |       |       |       | MO13              |       | KO 1  |       | KO 2  |       |
| core                                  | rim   | core  | rim   | green | core  | rim               | core  | rim   | core  | rim   |       |
| SiO <sub>2</sub>                      | 34.48 | 35.34 | 33.81 | 35.66 | 34.49 | 34.23             | 35.92 | 38.27 | 38.55 | 36.19 | 36.08 |
| TiO <sub>2</sub>                      | 3.91  | 3.34  | 3.79  | 2.89  | 1.20  | 2.77              | 2.44  | 3.72  | 3.26  | 3.91  | 3.03  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 13.53 | 13.75 | 12.97 | 13.36 | 14.48 | 12.95             | 13.57 | 12.81 | 12.72 | 13.01 | 13.89 |
| FeO <sub>t</sub>                      | 29.75 | 29.20 | 29.59 | 29.24 | 28.82 | 33.56             | 33.46 | 27.35 | 26.72 | 23.16 | 22.71 |
| MnO                                   | 1.04  | 1.05  | 1.26  | 2.34  | 1.36  | 0.94              | 1.04  | 0.24  | 0.25  | 0.62  | 0.54  |
| MgO                                   | 4.63  | 4.92  | 4.61  | 4.62  | 5.26  | 0.49              | 0.40  | 6.82  | 7.00  | 8.29  | 8.25  |
| CaO                                   | 0.01  | 0.07  | 0.04  | 0.02  | 0.08  | 0.12              | 0.13  | 0.01  | tr.   | tr.   | tr.   |
| Na <sub>2</sub> O                     | 0.10  | 0.07  | 0.19  | 0.09  | 0.18  | 0.12              | 0.09  | 0.07  | 0.04  | 0.12  | 0.11  |
| K <sub>2</sub> O                      | 8.60  | 8.59  | 8.84  | 9.04  | 8.79  | 8.38              | 8.41  | 9.07  | 9.20  | 9.27  | 9.25  |
| Total                                 | 96.05 | 96.33 | 95.10 | 97.26 | 94.66 | 93.56             | 95.46 | 98.36 | 97.74 | 94.57 | 93.86 |
| Numbers of ions on the basis of 22(O) |       |       |       |       |       |                   |       |       |       |       |       |
| Si                                    | 5.536 | 5.622 | 5.518 | 5.680 | 5.607 | 5.761             | 5.873 | 5.853 | 5.916 | 5.707 | 5.709 |
| Al <sup>IV</sup>                      | 2.464 | 2.378 | 2.482 | 2.320 | 2.393 | 2.239             | 2.127 | 2.147 | 2.084 | 2.293 | 2.291 |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.097 | 0.201 | 0.014 | 0.239 | 0.382 | 0.332             | 0.479 | 0.160 | 0.216 | 0.125 | 0.300 |
| Ti                                    | 0.476 | 0.399 | 0.456 | 0.347 | 0.146 | 0.350             | 0.300 | 0.428 | 0.376 | 0.463 | 0.361 |
| Fe                                    | 3.996 | 3.886 | 4.039 | 3.895 | 3.918 | 4.724             | 4.576 | 3.497 | 3.427 | 3.054 | 3.005 |
| Mn                                    | 0.141 | 0.141 | 0.175 | 0.181 | 0.187 | 0.134             | 0.144 | 0.031 | 0.032 | 0.083 | 0.073 |
| Mg                                    | 1.108 | 1.167 | 1.120 | 1.097 | 1.274 | 0.122             | 0.096 | 1.554 | 1.601 | 1.948 | 1.948 |
| Ca                                    | 0.002 | 0.013 | 0.006 | 0.003 | 0.014 | 0.022             | 0.023 | 0.002 | tr.   | tr.   | tr.   |
| Na                                    | 0.031 | 0.020 | 0.061 | 0.028 | 0.056 | 0.038             | 0.028 | 0.020 | 0.011 | 0.036 | 0.035 |
| K                                     | 1.761 | 1.743 | 1.840 | 1.836 | 1.823 | 1.799             | 1.754 | 1.769 | 1.801 | 1.864 | 1.866 |
| 100mg                                 | 21.13 | 22.47 | 21.00 | 21.21 | 23.68 | 2.45              | 1.99  | 30.58 | 31.64 | 38.94 | 39.29 |



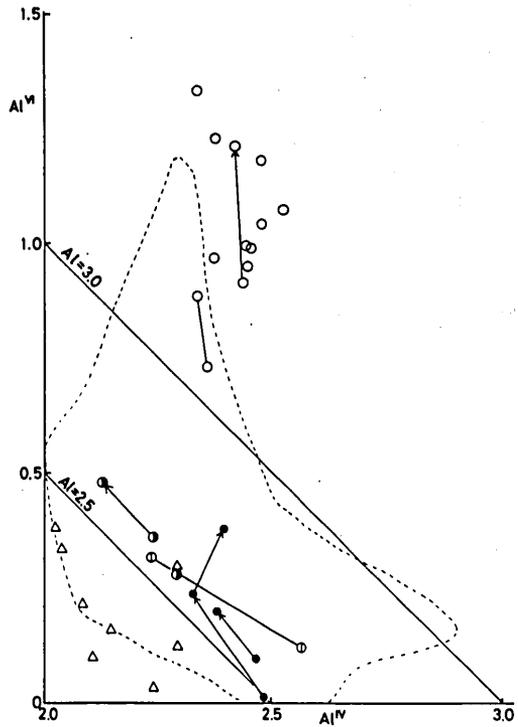
第15図 用瀬一越畑花崗岩体の黒雲母の mg-Si 図  
破線は山陽帯の黒雲母の組成範囲 (田結庄ほか, 1979; 村上, 1981; Czamanske et al., 1981)。



第16図 用瀬一越畑花崗岩体の黒雲母の Ti-Si 図  
印は第15図と同じ。



第17図 用瀬一越畑花崗岩体の黒雲母の Ti-Al<sup>VI</sup> 図  
印は第15図と同じ。



第18図 用瀬一越畑花崗岩体の黒雲母の Al<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup> 図  
印は第15図と同じ。

## (c) 黒雲母

黒雲母の Si-mg, Si-Ti, Ti-Al<sup>VI</sup>, Al<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup> 図をそれぞれ第15・16・17・18図に示す。

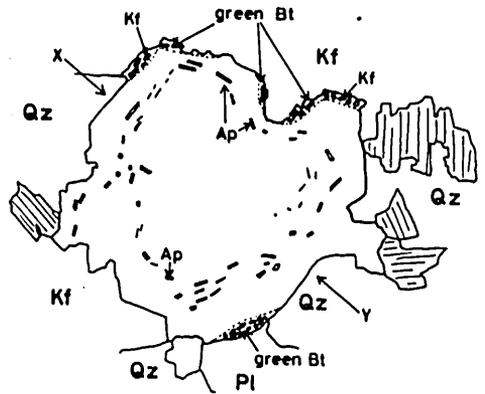
用瀬花崗岩の黒雲母は一般に顕著な累帯構造を示し、コアで褐色～緑褐色、リムで褐緑色～緑色を呈する。用瀬タイプⅢの黒雲母にはまた、第19図のように、多くの燐灰石が集中して帯状に包有される組織が観察されることがある。この様な燐灰石を包有する黒雲母の化学組成の累帯構造のパターンを第20図に示す。黒雲母の累帯構造は一般に内側から外側に向かって概略Tiの減少, SiとAl<sup>VI</sup>の増加で示される。Si・Al<sup>VI</sup>の変化をさらに詳しく見ると、越畑タイプⅠ・用瀬タイプⅡ・Ⅲではコアからリムに向かってSiの増加が顕著であり、Al<sup>IV</sup>は減少してAl<sup>VI</sup>が増加するのに対し、用瀬タイプⅠではコアからリムに向かってSiよりAlの増加が著しく、Al<sup>IV</sup>はあまり減少せずAl<sup>VI</sup>が著しく増加する(第18図)。

結晶作用に伴ってTiが減少し、Si・Al<sup>VI</sup>が増加する傾向は、Czamanske and Wones (1973), Guidotti et al. (1977), Anderson (1980) などによって指摘されているように、結晶作用に伴う温度低下又は液の組成変化で説明されるのが一般的である。たとえば領家帯ではノルム・コランダムが多い岩石ほどAlに富む黒雲母を含み黒雲母の組成が全岩化学組成に依存していることが知られている (Honma, 1974; 蟹沢, 1979)。

同様の傾向は de Albuquerque (1973) によっても報告されている。しかし、用瀬-越畑花崗岩体中の黒雲母のAl量は越畑タイプⅠで最も低く用瀬タイプⅠで最も高いのに対し、全岩のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)比は越畑タイプⅠで高く、むしろ用瀬タイプⅠで低くなっている。従って本岩体における黒雲母のAl量は全岩組成をそのまま反映しているとは考えられない。

一般に、ある鉱物と平衡な液の組成は全岩組成で代表されるのではなく、晶出する他の鉱物の種類や組成に深く関わっている。液中のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>やSiO<sub>2</sub>の活動度に大きな影響を与えるものに斜長石がある。An成分の高い斜長石はAn成分に乏しい斜長石と比べてAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富み、SiO<sub>2</sub>に乏しいため、An成分の高い斜長石の晶出は液のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>活動度を低下させ、SiO<sub>2</sub>活動度を上昇させる。そこで斜長石のAn成分と黒雲母のAl量との関係を見ると、第21図のように斜長石のAn成分が低くなるほど黒雲母のAl量が増加する傾向が見られる。このことは、An成分の低い斜長石が出現することによって液のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>活動度が増加し、その結果黒雲母のAl量が増加したことを示唆する。

石英の晶出もまた液の組成変化に大きな影響を与える。用瀬-越畑花崗岩体の無色鉱物の晶出順序は、斜長石→石英→アルカリ長石の順である。早期に斜長石が晶出し斜長石のAn成分



第19図 用瀬花崗岩の黒雲母のスケッチ  
(用瀬タイプⅢ)

Bt: 黒雲母, Qz: 石英, Pl: 斜長石,  
Kf: アルカリ長石, Ap: 燐灰石。



第20図 用瀬花崗岩の黒雲母のTiの変化  
第19図のX-Y線上の組成変化を示す。

が徐々に低下する過程で、残液中の $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ の活動度は徐々に増加したであろう。しかし石英が晶出し始めると液中の $\text{SiO}_2$ 活動度はあまり増加せず、相対的に $\text{Al}_2\text{O}_3$ 活動度が急激に増加することになる。Al量に富む用瀬タイプIの黒雲母は、多くが間隙充填状に産し、石英より後の晶出である。従って用瀬タイプIの黒雲母は石英晶出後の晩期に $\text{Al}_2\text{O}_3$ 活動度の高い条件で晶出したため、特に $\text{Al}_2\text{O}_3$ に富み累帯構造もSiがあまり変化せずAlが大きく増加するものになったのであろうと考えられる。

これらの元素の変化に対して $\text{Mg} \cdot \text{Fe}$ は結晶内で殆ど変化しない。これは $\text{Fe}^{+2}$ と $\text{Mg}^{2+}$ の置換が単純な原子置換であり拡散し易いため、初生的に存在していた累帯構造がその後消滅してしまったことによるのであろう。黒雲母にはそのほか磁鉄鉱の周囲に反応縁として産するものや、ザクロ石の分解により形成されたものが存在するが、いずれもTiに乏しい緑色黒雲母である。用瀬一越畑花崗岩体中の黒雲母の組成を他地域の花崗岩類のものと同様、山陽帯の花崗岩類のものと同様、 $\text{mg} \cdot \text{Ti}$ に乏しい範囲に入る。

#### (d) 角閃石

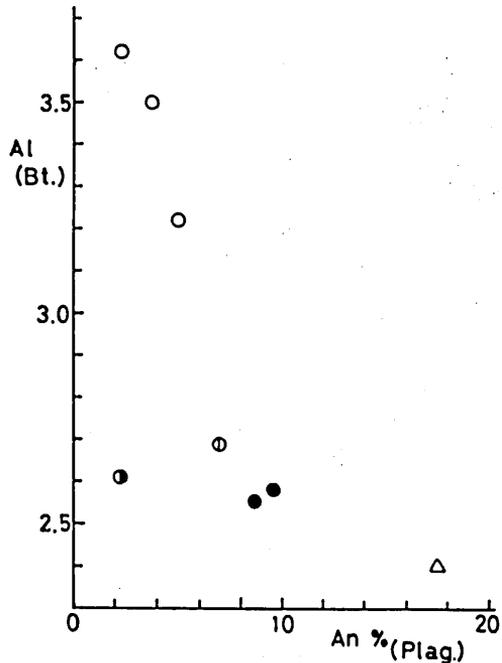
角閃石は越畑タイプIにのみ含まれる。いずれもLeake (1968) のferro hornblendeに属し、山陽帯の花崗岩類に含まれるものと同様の組成である。mg値が共存する黒雲母より低くなっている。

#### (e) 磁鉄鉱

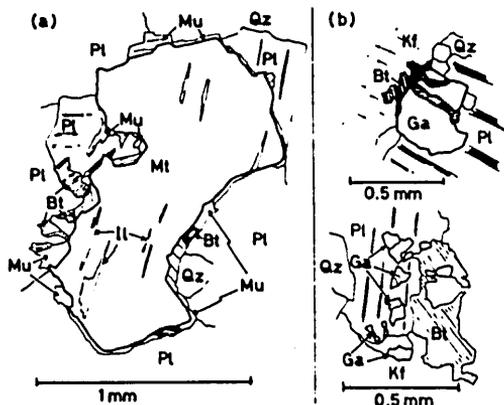
用瀬花崗岩のうち、タイプIとIIには稀に磁鉄鉱が含まれている。これらは斜長石のコア部に包有され、必ず周囲を細粒の黒雲母と白雲母によって縁取られている(第22図)。このことから磁鉄鉱は結晶作用の早期に存在していたものが、後に不安定になって分解したと考えられる。用瀬花崗岩は上斎原付近と越畑北方のものを除いて、一般に磁鉄鉱を含む。磁鉄鉱はいずれもチタン鉄鉱のラメラを析出しており、本来の組成を維持していない。

#### (f) チタン鉄鉱

チタン鉄鉱は斜長石や黒雲母に包有されて産出するが、斜長石のコア部に産するものの方が斜長石のリム部や黒雲母中に産するものより $\text{Fe}_2\text{O}_3$ に富み、 $\text{MnO}$ に乏しい傾向がある。一般に中心から外側に向かって、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ と $\text{MnO}$ の増加する累帯構造を示す。全体的には赤鉄鉱成分に乏しく(2 mol.%以下)、山陽帯の深成岩類中のもの(Imaoka and Nakashima, 1983)と似た組成であるが、用瀬タイプI・II中で磁鉄鉱と共存するものでは、やや赤鉄鉱成分に富ん

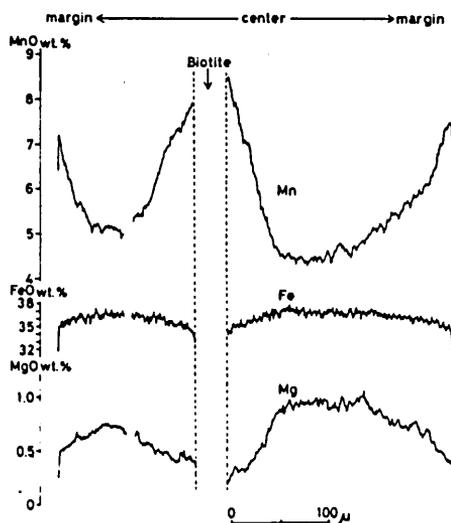


第21図 用瀬花崗岩の黒雲母のリムのAl含量と共存する斜長石のリムのAn成分の関係  
印は第15図と同じ。



第22図 用瀬花崗岩の磁鉄鉱 a、及びザクロ石 b の産状

Mt: 磁鉄鉱, Il: チタン鉄鉱, Bt: 黒雲母, Mu: 白雲母, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Kf: アルカリ長石, Ga: ザクロ石.



第23図 ザクロ石の累帯構造パターン

第4表 用瀬一越畑花崗岩体の角閃石・チタン鉄鉱・ザクロ石の化学組成

| Type                           | Amphibole |       | Garnet |        |        |        | Ilmenite                       |        |       |        |        |
|--------------------------------|-----------|-------|--------|--------|--------|--------|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|
|                                | K-I       |       | M-I    |        |        |        | M-II                           |        | M-III |        |        |
| No.                            | KO 1      | KO 2  | MO162  |        | MO163  |        | MO46                           |        | MO72  | MO74   |        |
|                                |           |       | core   | rim    | core   | rim    | A                              | B      |       |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 44.59     | 42.73 | 36.49  | 36.40  | 35.22  | 35.98  | 0.10                           | 0.12   | 0.18  | 0.13   |        |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.41      | 1.29  | 0.04   | 0.01   | 0.05   | 0.06   | 49.84                          | 50.39  | 52.41 | 51.86  |        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7.94      | 8.01  | 20.56  | 20.65  | 20.94  | 20.71  | 0.01                           | 0.01   | 0.05  | tr.    |        |
| FeO <sub>t</sub>               | 25.87     | 23.81 | 36.70  | 29.48  | 20.79  | 20.22  | 36.66                          | 45.30  | 38.24 | 36.71  |        |
| MnO                            | 0.50      | 0.96  | 4.38   | 12.74  | 23.21  | 23.67  | 13.52                          | 2.86   | 10.19 | 11.38  |        |
| MgO                            | 5.76      | 6.56  | 0.91   | 0.24   | 0.06   | 0.02   | tr.                            | 0.07   | 0.02  | 0.03   |        |
| CaO                            | 10.29     | 10.99 | 0.72   | 0.70   | 0.11   | 0.18   | 0.06                           | 0.05   | 0.15  | 0.05   |        |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.83      | 1.49  | 0.04   | 0.02   | tr.    | 0.02   | 0.02                           | 0.02   | 0.10  | 0.02   |        |
| K <sub>2</sub> O               | 1.13      | 1.18  | tr.    | 0.01   | 0.01   | 0.02   | 0.06                           | 0.03   | 0.10  | 0.05   |        |
| Total                          | 99.32     | 97.02 | 99.84  | 100.25 | 100.39 | 100.39 | recalculated                   |        |       |        |        |
|                                | O=23      |       | O=24   |        |        |        | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.10   | 3.26  | 1.62   | 1.73   |
| Si                             | 6.861     | 6.729 | 5.999  | 5.987  | 5.838  | 5.919  | FeO                            | 31.17  | 42.37 | 36.78  | 35.51  |
| Al <sup>IV</sup>               | 1.139     | 1.271 | 0.001  | 0.013  | 0.162  | 0.081  | Total                          | 100.89 | 99.18 | 101.60 | 100.76 |
| Al <sup>VI</sup>               | 0.301     | 0.217 | 3.987  | 3.991  | 3.929  | 3.935  | mol. ratio                     |        |       |        |        |
| Ti                             | 0.163     | 0.153 | 0.005  | 0.002  | 0.006  | 0.008  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.83   | 3.14  | 1.50   | 1.70   |
| Fe                             | 3.328     | 3.135 | 5.047  | 4.056  | 2.882  | 2.782  | MnTiO <sub>3</sub>             | 28.77  | 6.19  | 21.58  | 24.29  |
| Mn                             | 0.065     | 0.128 | 0.610  | 1.775  | 3.258  | 3.298  | FeTiO <sub>3</sub>             | 65.40  | 90.67 | 76.92  | 74.01  |
| Mg                             | 1.321     | 1.540 | 0.222  | 0.059  | 0.014  | 0.006  | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 5.82   | 3.13  | 1.56   | 1.69   |
| Ca                             | 1.696     | 1.855 | 0.127  | 0.123  | 0.020  | 0.032  | A : with magnetite             |        |       |        |        |
| Na                             | 0.545     | 0.456 | 0.011  | 0.006  | tr.    | 0.006  | B : without magnetite          |        |       |        |        |
| K                              | 0.222     | 0.238 | 0.001  | 0.002  | 0.002  | 0.003  |                                |        |       |        |        |
| 100mg                          | 28.02     | 32.06 |        |        |        |        |                                |        |       |        |        |

ている (3～6 mol.%)。

(g) ザクロ石

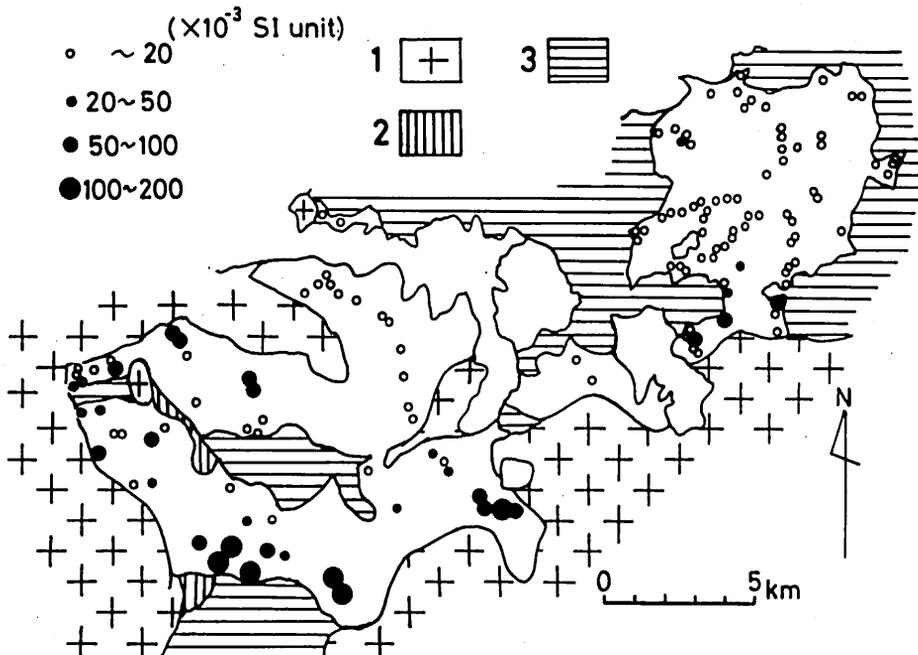
北部の岩体周縁部付近の用瀬花崗岩は、しばしばザクロ石を含む。ザクロ石は斜長石中に角張った破片状の形態で産することがあり、また割れ目に沿って黒雲母に置き換えられて産する (第22図) ことから、捕獲結晶の可能性が高い。いずれもアルマンディンースパサルティン系列の組成で、コアからリムに向かってMnOが増加しFeOとMgOが減少する逆累帯構造を示す。また割れ目に沿って黒雲母に置き換えられている部分では急激にMnOが増加する (第23図)。

4. 帯磁率

本岩体の帯磁率は全般に低く、特に用瀬花崗岩の大抵の所で $20 \times 10^{-3}$  SIU以下である。岩体内の帯磁率の変化を第24図に示す。この図に示されるように、西部～南部には高い帯磁率を示す所がある。筆者の測定によれば、普遍的に磁鉄鉱を含む (0.1vol.%以上) 岩石は $50 \times 10^{-3}$  SIU以上の帯磁率を示す。一方全く磁鉄鉱を含まない用瀬タイプⅢ・Ⅳでは $5 \times 10^{-3}$  SIU以下の帯磁率を示す。用瀬タイプⅠ・Ⅱは少量の磁鉄鉱を含むが、モードで0.03vol.%以下であり帯磁率も $20 \times 10^{-3}$  SIU以下と低い点で普遍的に磁鉄鉱を含む岩石とは明らかに異なり、むしろチタン鉄鉱系に属するとみた方が良いであろう。

5. 用瀬花崗岩の岩相変化の岩石学的意味

用瀬付近に独立して分布する用瀬花崗岩では、北～東縁部の優白質な岩相を除いて中央部か



第24図 用瀬 越畑花崗岩体の帯磁率の変化

1:その他の侵入岩類, 2:白亜紀火山岩類, 3:中～古生層.

ら外側に向かって、用瀬タイプⅠ→Ⅱ→Ⅲの順により優黒質な岩相に変化する。またここでは岩体の頂部が露出し、上部ほど優黒質になるとみることができる。岩相は漸移的で、一見同一のマグマから形成されたように見える。しかし黒雲母の組成を見ると、用瀬タイプⅠと他の岩相とでは  $Ti-Al^{VI}$  図や  $Al^{IV}-Al^{VI}$  図などで異なる所にプロットされ、マグマの性格がやや異なっていたことを予想させる。斜長石の累帯構造を見ると、リムではいずれの岩相とも似た傾向を示し、最終的にほぼ同じ経過で固結したように見える。一方コアの An 成分は用瀬タイプⅠで低いのに対し、用瀬タイプⅢで高くなっている。両者の中間に分布する用瀬タイプⅡでは、自形性が強く An 成分の高いコアを含むものと、半自形～他形で An 成分の低いコアを含むものとが混在している。このことからやや塩基性の用瀬タイプⅢとより酸性の用瀬タイプⅠのマグマがあり、用瀬タイプⅡは両者の混合した部分とみなすことができる。

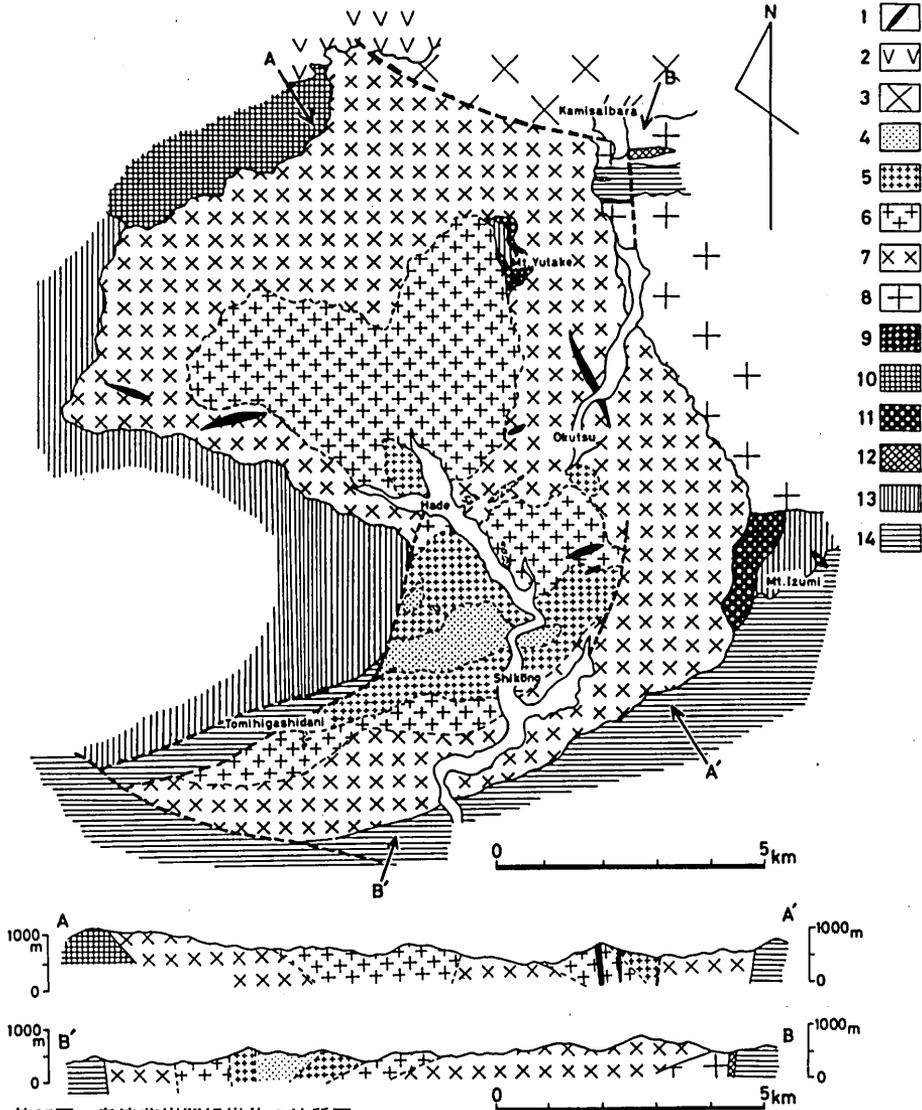
用瀬タイプⅠには少量の磁鉄鉱が含まれる。これに対して用瀬タイプⅢには磁鉄鉱が含まれず、チタン鉄鉱のみが含まれる。従ってマグマの酸化状態も異なり、岩体の中央部で酸素分圧がやや高く、周縁部及び上部で酸素分圧が低かったと考えられる。岩体の周縁部で酸素分圧が低下する要因のひとつに in situ で母岩との混成作用が考えられる (清水, 1983)。しかし本岩体の場合、母岩に由来する捕獲岩は殆ど見られない。またチタン鉄鉱・磁鉄鉱は共に、その産状からみて比較的早期に安定であったと推定される。磁鉄鉱はその後不安定になり、黒雲母に置き換えられている。従って酸素分圧の違いは in situ で生じたものではなく、比較的早期に存在していたものと考えられる。しかし、それがマグマの生成→定置の過程のどの様な時期に、どの様にして生じたのかは明らかではない。定置→固結時には両岩相は同じような物理的条件に置かれ、早期に存在した磁鉄鉱は分解し、斜長石の組成も似た物となったのであろう。

#### 6. チタン鉄鉱系と磁鉄鉱系

前述のように、本岩体には磁鉄鉱を含まないか含んでも極微量であるもの (チタン鉄鉱系) と普遍的に磁鉄鉱を含むもの (磁鉄鉱系) とが共存する。すなわち、岩体の北部ではチタン鉄鉱系が卓越するのに対し、南部では磁鉄鉱系が卓越する (第24図)。両者の母岩は北部では三郡変成岩類、南部では弱～非変成中・古生層で、いずれも泥質岩を主体としている。従って両系列の岩石の出現の要因として接触する母岩の相違を考えることはできない。先に述べたように、用瀬一越畑花崗岩体はその年代や構成鉱物の特徴から、山陽帯の深成岩類に対比される。広島花崗岩で代表される山陽帯の深成岩類は大部分チタン鉄鉱系に属するとされているが、広島北方では広島花崗岩であっても北側に向かって、次第に磁鉄鉱系に変化することが知られている (Ishihara, 1979)。この傾向は本岩体に見られる傾向とは逆である。両者を併せて考えると、この時期の深成岩類では、南北両側から中国山地脊梁部に向かって磁鉄鉱系岩石に変化するように見える。一般に広島花崗岩は母岩とルーフ接触し、岩体の頂部付近のみが露出していることが多いが、北縁ではかなり急傾斜の接触面を持つらしい (Kojima, 1954; 吉田, 1961)。一方用瀬一越畑花崗岩体の産状を見ると、北部では母岩とルーフ接触するのに対し、南部では母岩と側面接触する。このような産状と両系列の分布を考え併せると、両者において母岩とルーフ接触する部分にチタン鉄鉱系が卓越し、側面接触する部分に磁鉄鉱系が卓越する傾向があることになる。このことは、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の違いが岩体の貫入機構と密接な関係にあることを予想させる。酸素分圧を上昇させる要因としては水素の逸散・地表水の混入など、逆

に下降させる要因としては堆積岩の関与などが考えられているが、現在の所、その要因を決定するには至っていない。今後両系列の成因をより明らかにしていくためには、この問題をその岩体の形態や貫入機構との関連でとらえていくことが重要であろう。

B. 奥津花崗閃緑岩



第25図 奥津花崗閃緑岩体の地質図

- 1 : 石英斑岩・斜長斑岩, 2 : 木地山火山岩, 3 : 小鴨一人形峠花崗岩体, 4~7 : 奥津花崗閃緑岩体 (4 : アプライト質花崗岩, 5 : 細粒花崗岩, 6 : 中粒花崗岩, 7 : 中粒花崗閃緑岩), 8 : 用瀬一越畑花崗岩体, 9 : 湯岳石英閃緑斑岩, 10 : 若杉山斑れい岩体, 11 : 泉山斑れい岩体, 12 : 上斎原トール岩, 13 : 白亜紀火山岩類, 14 : 変成～弱変成中・古生層。

## 1. 岩体の地質

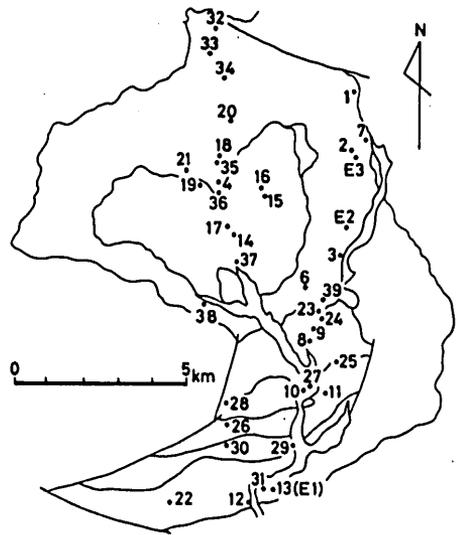
奥津花崗閃緑岩体の地質図を第25図に示す。奥津花崗閃緑岩体は中粒花崗閃緑岩・中粒花崗岩・細粒花崗岩・アブライト質花崗岩からなる zoned pluton である (先山, 1978, 1979)。中粒花崗閃緑岩は最も外側に分布し、周囲の中～古生層・津黒山火山岩・用瀬-越畑花崗岩・若杉山斑れい岩・泉山斑れい岩を貫き、熱変成作用を与えている。母岩との接触面は岩体北部では岩体の内側に傾斜し、南部では直立している。即ち本岩体は北側に開いた漏斗状岩体である。

各岩相の分布を見ると、中粒花崗閃緑岩の内側に中粒花崗岩が2箇所に分かれて分布する。中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩の接触部はシャープではなく、数cmの間で両者が移化する。両者の境界面は岩体の形態と調和的であり、北側の境界面は南側に緩傾斜で、上位に中粒花崗岩が分布するのに対し、南側では直立した境界面を持つ。さらに、中粒花崗岩の内側には細粒花崗岩が分布する。細粒花崗岩は中粒花崗岩と中粒花崗閃緑岩の両者を貫く (第27図) が、中粒花崗岩とはしばしば漸移する。さらに内側にはアブライト質花崗岩が分布し、細粒花崗岩を一部で脈状に貫き、一部では漸移している。野外観察から、貫入順序は中粒花崗閃緑岩→中粒花崗岩→細粒花崗岩→アブライト質花崗岩の順で、より外側の岩相から順次貫入していったことが明らかであるが、それぞれ漸移的であり、シャープに接する場合でも急冷相が見られないことから、各岩相の貫入時期に大きなギャップはなかったものと考えられる。

## 2. 岩石記載

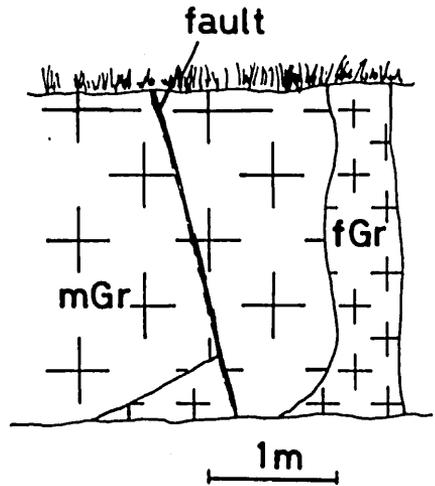
## (a) 中粒花崗閃緑岩

大部分花崗閃緑岩に属するが、一部アグメロ岩に入るものもある。有色鉱物に富み、有色鉱物と斜長石からなる数mmのクロットや径数cm～数十cmの暗色包有物を多く含む。有色鉱物として自形～半自形の角閃石と黒雲母を含み、岩体の周縁部では単斜輝石・アクチノ閃石・カミングトン閃石が角閃石のコア部や斜長石に包有されて存在する。斜長石は自形性が強く、顕著な累帯構造を示す。石英・アルカリ長石は間隙充填状で、両者の結晶周縁部では一部に文象組織



第26図 奥津花崗閃緑岩体の試料採集地点及び試料番号

番号1～38はOK1～OK38, E1～E3はOKE1～OKE3に相当。



第27図 細粒花崗岩と中粒花崗岩の貫入関係  
mGr: 中粒花崗岩, fGr: 細粒花崗岩。

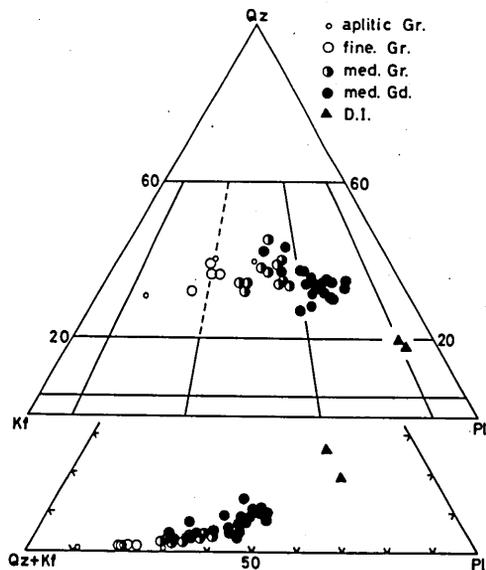
第5表 奥津花崗閃緑岩体のモード・全岩・鉱物組成の特徴

|                              | apl.Gr    | fine Gr   | med.Gr    | med.Gd    |
|------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Qz                           | 35.1-39.5 | 31.4-38.3 | 26.4-43.9 | 26.1-40.0 |
| Pl                           | 11.0-29.6 | 19.8-23.5 | 29.4-37.2 | 32.2-48.4 |
| Mode (vol.%) Kf              | 52.9-30.0 | 47.3-39.4 | 34.8-23.6 | 25.9-12.4 |
| Bt                           | 0.4- 1.3  | 1.2- 1.4  | 2.1- 4.2  | 3.0-10.0  |
| Hb                           |           |           | - 0.1     | 0.1- 3.5  |
| Cpx                          |           |           |           | - 0.1     |
| Mt                           | 0.10-0.20 | 0.14-0.19 | 0.08-0.20 | 0.42-0.86 |
| Il                           |           | tr.       | 0.03-0.11 | 0.04      |
| color index                  | 0.4- 1.5  | 1.3- 1.5  | 2.2- 4.4  | 4.5-13.5  |
| SiO <sub>2</sub> (wt.%)      |           | 78.9-76.9 | 76.2-74.2 | 70.7-69.2 |
| Plag. (An%) core             | 13.0-14.0 | 13.5-28.5 | 38.5-46.5 | 39.0-47.0 |
| rim                          | 5.0- 6.0  | 6.0-10.5  | 11.0-13.5 | 13.5-28.0 |
| Biotite mg.                  |           | 0.23-0.25 | 0.40-0.43 | 0.40-0.46 |
| K-felds. Or.%                |           | 64        | 72        | 80        |
| Mag. (x10 <sup>-3</sup> SIU) |           | 58-155    | 42-137    | 78-365    |

の見られることがある。このほか、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・褐レン石が存在する。

(b) 中粒花崗岩

比較的優白質・均質なアダメロ岩で暗色包有物をほとんど含まない。有色鉱物は黒雲母のみであるが、中粒花崗閃緑岩との境界に近い部分では少量の角閃石が含まれることがある。角閃石は他形で石英に包有される。黒雲母は自形～半自形を呈し、クロットを形成することは稀である。斜長石の自形性は強く、顕著な累帯構造を示す。石英・アルカリ長石は半自形で、斜長石・黒雲母を包有する。また石英とアルカリ長石の接触部で文象組織が見られることがある。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・褐レン石を含む。



第28図 奥津花崗閃緑岩体のモード組成

## (c) 細粒花崗岩

優白質でアルカリ長石に富み、狭義の花崗岩に属する。黒雲母は自形～半自形で少量存在するのみである。斜長石は自形～半自形で累帯構造は弱い。アルカリ長石は半自形で黒雲母・斜長石をポイキリティックに包有する。またアルカリ長石と石英の文象組織の見られることもある。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・褐レン石を含む。

## (d) アプライト質花崗岩

微細粒・優白質で、主に石英とアルカリ長石からなる晶洞を多く含む。黒雲母は半自形～他形で極少量存在するのみである。斜長石・石英・アルカリ長石からなる他形粒状組織を示すが一般的であるが、部分的に文象組織が発達し、文象花崗岩といえる岩相を呈することもある。その他、磁鉄鉱・ジルコン・燐灰石・褐レン石を含む。

## (e) 暗色包有物

主として斜長石・角閃石からなるドレライト組織を呈し、間隙充填状に石英と極少量のアルカリ長石を含む。石英・アルカリ長石を多く含む岩相では黒雲母が含まれることがある。斜長石は自形で伸長性が強く、累帯構造が著しい。角閃石は針状～長柱状で斜長石をオフィティックに包有する。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石を含むが、特に燐灰石が針状で著しい伸長性を示すのが特徴的である。

## 3. 造岩鉱物の産状と化学組成

## (a) 単斜輝石

単斜輝石は、角閃石のコア部に不規則な形態の残品として産することが多い。また細粒で粒状の結晶として斜長石中に包有されることもある。一般にカルク・アルカリ深成岩類の単斜輝石はWo成分に富むことが知られている (Best and Mercy, 1967; Tainosho, 1974; Sasada, 1979) が、奥津花崗閃緑岩体中の単斜輝石もその一般的傾向にもれず、 $Wo=42\sim 45\text{mol.}\%$ で比較的Wo成分に富むaugiteである。

## (b) アクチノ閃石

アクチノ閃石は緑色角閃石のコア部に不規則な形態で見られる。周囲の緑色角閃石との境界が明瞭な場合と、連続的に移り変わる場合とがある。比較的優黒質で単斜輝石を含む岩相に多く含まれ、一部は単斜輝石を置き換えて産することなどから (第30図)、マグマから初生的に品出したのではなく、単斜輝石を置き換えて形成されたと考えられる。アクチノ閃石のmg値は緑色角閃石より高く、単斜輝石の組成に近い。

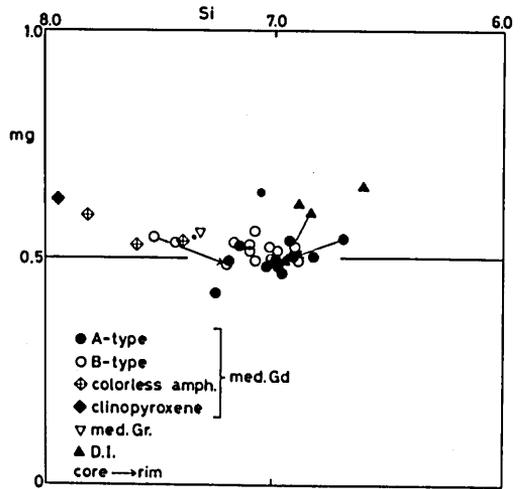
## (c) カミングトン閃石

カミングトン閃石は、他形～半自形で周囲を緑色角閃石に置き換えられている。比較的均質で、他の角閃石と連晶することはない。マグマから品出したと考えられているカミングトン閃石は、丹沢山地 (Tomita et al., 1974) などの深成岩やTaupo Volcanic Zone (Ewart et al., 1971) などの流紋岩から報告されている。奥津花崗閃緑岩体中のカミングトン閃石は均質な結晶であり、初生的なものである可能性が強いが、アクチノ閃石同様、輝石 (この場合斜方輝石) を置き換えたものである可能性も否定できない。



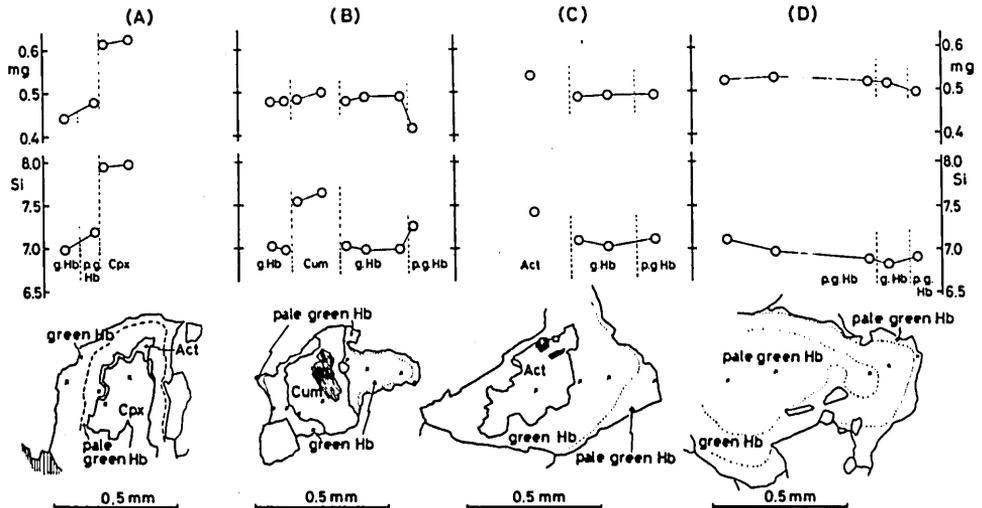
(d) 角閃石 (緑色角閃石)

角閃石の多くは Leake (1968) による magnesio hornblende と ferro hornblende の境界付近の組成を示し、一部 actinolitic hornblende に属する (第29図)。一般に累帯構造が見られ、緑褐色のコアから緑色のリムに変化するものと、淡緑色のコアから緑色のリムに変化するものがある。ここで前者をタイプA、後者をタイプBとよぶことにする。両タイプの角閃石は同一薄片内で共存することがある。両タイプともコアからリムに向かってFeが増加しMgが減少する累帯構造 (normal zoning) を示すが、他の元素の変化傾向は両タイプで異なる。即ちタイプAの角閃石ではコアからリムに向かってSiが増加してAl・Ti・Na・Kが減少するのに対し、タイプBの角閃石ではその逆である。またタイプBの角閃石の最外縁にやや淡緑色の部分があり、Siの増加が認められることもある (第30図)。中粒花崗岩にも稀に角閃石が含ま



第29図 奥津花崗閃緑岩体の角閃石の Si-mg 図

med. Gd: 中粒花崗閃緑岩, med. Gr: 中粒花崗岩, D.I.: 暗色包有物. 単斜輝石の原子比は  $O=24$  としてプロットした。



第30図 奥津花崗閃緑岩体の角閃石のスケッチと組成変化

Cpx: 単斜輝石, Bt: 黒雲母, Hb: 角閃石, Act: アクチノ閃石, Cum: カミングトン閃石.

スケッチ内のX点は分析地点を示し、上段のmg値・Siの印と対応する。

れるが、組成的に中粒花崗閃緑岩中のものと差はない。暗色包有物の角閃石は全てAタイプで、中粒花崗閃緑岩中のものと比べてSiに乏しくmg値の高いコア部を有する。

ここで角閃石のSi・Alの変化について考える。一般に高温で晶出した角閃石ほどSiに乏しくAl・Ti・Na・Kに富むことが知られている(Kostyuk and Sobolev, 1969; Leake, 1971; Helz, 1973; Raase, 1974)。上述のAタイプの角閃石の組成変化は温度の低下によって説明され得るが、Bタイプの角閃石の組成変化は温度の低下のみによっては説明され得ない。深成岩中の角閃石のmg値とSi(Al<sup>IV</sup>)について蟹沢(1976b)、田結庄ほか(1979)、村上(1981)は両者の間には相関があり、mg値が高いものほどSi(Al<sup>IV</sup>)に富む(乏しい)として、このことから酸素分圧の低い条件で晶出した角閃石ほどAl<sup>IV</sup>に富みSiに乏しいと考えた。しかし、奥津花崗閃緑岩体の場合必ずしもmg値とSi(Al<sup>IV</sup>)との間で正(負)の相関がなく、むしろ無関係である(第29・30図)。もし角閃石のmg値の減少が酸素分圧の低下に対応しているとするれば、Si(Al<sup>IV</sup>)の変化は酸素分圧の変化と対応しないことになる。

先山・田中(1984)はBタイプの累帯構造を持つ角閃石が初生的に角閃石として晶出したのではなく、単斜輝石を置き換えて晶出したものと考えた。即ち、(1)単斜輝石と液が反応してSiに富む角閃石が晶出する。(2)単斜輝石やSiに富む角閃石の晶出は結晶周囲の液のSiO<sub>2</sub>活動度を低下させ、その液の組成変化に対応してよりSiに乏しくAlに富む角閃石が周囲に形成される(第30図A)。(3)その後温度の低下に対応して、結晶周縁部にSiに富みAlに乏しい角閃石ができる。またコア部の単斜輝石は不安定になりアクチノ閃石に変化する(第30図C)。(4)さらに結晶内の拡散によって、連続的な累帯構造を持つBタイプの角閃石となった(第30図D)。これに対して、Aタイプの角閃石は輝石を包有することがなく、初生的にSiに乏しくAlに富む角閃石として晶出したものであろう。

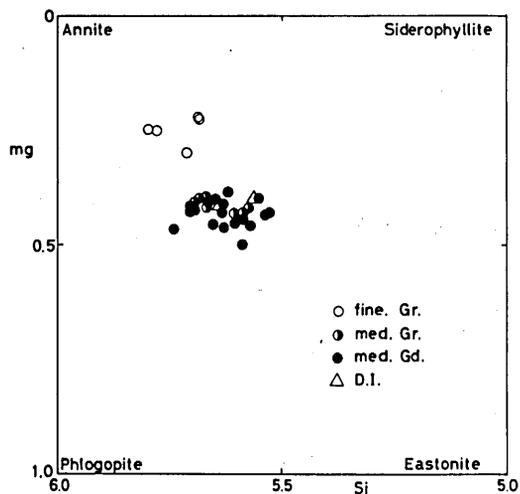
このように角閃石の組成変化は早期に晶出した鉱物の種類によって左右され、角閃石の結晶作用は本質的にはSiに乏しくAlに富むものから始まったと考えられる。これは因美進入岩類の斑れい岩類からAlに富む角閃石が見出されること(笹田, 1979; 田結庄ほか, 1979; 先山, 未公表データ)と調和的であり、因美進入岩類全体の問題を考えるうえで重要である。この問題についてはあとで触れる。

(e) 黒雲母

黒雲母の組成は第31図で明らかなように、中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩では大差無い。それに対して細粒花崗岩の黒雲母は前二者と比べて低いmg値を示し、ややSiに富む。暗色包有物の黒雲母は母岩である中粒花崗閃緑岩中のものとほとんど同じ組成を示す。いずれの岩相でも全岩のFeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO)比より低いFeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO)比を持っている。

(f) 鉄—チタン酸化鉱物

アプライト質花崗岩を除いて全ての岩相中に鉄—チタン酸化鉱物として磁鉄鉱とチタン鉄鉱



第31図 奥津花崗閃緑岩体の黒雲母のmg-Si図

第7表 奥津花崗閃緑岩体の黒雲母の化学組成

| No.                                   | fine. Gr. |       | med. Gr. |       |       | med. Gd. |       |       |       | D.I.  |
|---------------------------------------|-----------|-------|----------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|-------|
|                                       | OK10      | OK11  | OK14     | OK15  | OK 8  | OK13     | OK 7  | OK18  | OK21  | OKEL  |
| SiO <sub>2</sub>                      | 35.78     | 36.01 | 36.14    | 36.30 | 36.44 | 36.30    | 36.13 | 36.72 | 36.34 | 36.84 |
| TiO <sub>2</sub>                      | 3.29      | 3.02  | 4.55     | 4.68  | 4.61  | 5.81     | 3.83  | 4.34  | 4.61  | 4.71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 13.53     | 12.78 | 13.07    | 13.25 | 12.57 | 12.83    | 13.43 | 13.72 | 13.69 | 12.56 |
| FeO <sub>t</sub>                      | 28.85     | 28.54 | 23.28    | 22.61 | 23.24 | 22.56    | 24.57 | 21.80 | 20.75 | 23.39 |
| MnO                                   | 1.04      | 0.46  | 0.21     | 0.19  | 0.23  | 0.53     | 0.20  | 0.15  | 0.19  | 0.45  |
| MgO                                   | 4.92      | 5.48  | 8.90     | 9.82  | 9.19  | 8.90     | 9.12  | 10.07 | 10.18 | 9.70  |
| CaO                                   | 0.02      | 0.01  | tr.      | 0.05  | 0.06  | tr.      | 0.04  | 0.02  | 0.05  | 0.03  |
| Na <sub>2</sub> O                     | 0.07      | 0.09  | 0.14     | 0.12  | 0.12  | 0.13     | 0.10  | tr.   | 0.07  | 0.13  |
| K <sub>2</sub> O                      | 8.79      | 8.71  | 8.62     | 8.63  | 8.23  | 9.17     | 8.78  | 8.73  | 8.50  | 8.98  |
| Total                                 | 96.29     | 95.10 | 94.91    | 95.65 | 94.69 | 96.23    | 96.20 | 95.55 | 94.38 | 96.26 |
| Numbers of ions on the basis of 22(O) |           |       |          |       |       |          |       |       |       |       |
| Si                                    | 5.685     | 5.774 | 5.649    | 5.607 | 5.695 | 5.601    | 5.607 | 5.643 | 5.630 | 5.691 |
| Al <sup>IV</sup>                      | 2.315     | 2.226 | 2.351    | 2.393 | 2.305 | 2.334    | 2.393 | 2.357 | 2.370 | 2.309 |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.220     | 0.188 | 0.056    | 0.019 | 0.010 |          | 0.062 | 0.129 | 0.128 |       |
| Ti                                    | 0.393     | 0.364 | 0.535    | 0.544 | 0.542 | 0.674    | 0.446 | 0.501 | 0.537 | 0.484 |
| Fe                                    | 3.834     | 3.825 | 3.042    | 2.920 | 3.037 | 2.910    | 3.186 | 2.800 | 2.687 | 3.021 |
| Mn                                    | 0.141     | 0.063 | 0.028    | 0.025 | 0.030 | 0.069    | 0.027 | 0.019 | 0.025 | 0.058 |
| Mg                                    | 1.166     | 1.309 | 2.073    | 2.260 | 2.140 | 2.046    | 2.108 | 2.305 | 2.349 | 2.233 |
| Ca                                    | 0.004     | 0.002 | tr.      | 0.008 | 0.010 | tr.      | 0.007 | 0.003 | 0.084 | 0.005 |
| Na                                    | 0.021     | 0.029 | 0.042    | 0.035 | 0.036 | 0.040    | 0.030 | tr.   | 0.021 | 0.036 |
| K                                     | 1.782     | 1.782 | 1.718    | 1.700 | 1.641 | 1.805    | 1.736 | 1.717 | 1.678 | 1.769 |
| 100mg                                 | 22.68     | 25.19 | 40.31    | 43.42 | 41.10 | 40.72    | 39.62 | 44.98 | 46.41 | 42.04 |

第8表 奥津花崗閃緑岩体の鉄—チタン酸化鉄物の化学組成

|                                | fine. Gr. |        | med. Gr. |        | med. Gd. |       | D.I.  |        |
|--------------------------------|-----------|--------|----------|--------|----------|-------|-------|--------|
|                                | OK10      | OK11   | OK 8     | OK12   | OKEL     | OK10  | OK11  |        |
|                                | Mt        | Il     | Mt       | Il     | Mt       | Il    | Mt    | Il     |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.11      | tr.    | 0.09     | 0.08   | 0.06     | 0.01  | 0.22  | 0.03   |
| TiO <sub>2</sub>               | 2.48      | 50.95  | 2.20     | 49.83  | 2.12     | 48.55 | 0.52  | 49.08  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.37      | 0.01   | 0.30     | 0.03   | 0.39     | 0.01  | 0.18  | 0.01   |
| FeO <sub>t</sub>               | 90.69     | 42.21  | 89.91    | 43.19  | 90.20    | 44.86 | 90.52 | 42.61  |
| MnO                            | 0.24      | 7.45   | 0.28     | 7.04   | 0.31     | 5.39  | 0.35  | 8.08   |
| MgO                            | tr.       | 0.01   | 0.02     | 0.03   | 0.03     | 0.04  | 0.03  | 0.10   |
| CaO                            | 0.01      | 0.03   | 0.02     | 0.04   | 0.03     | 0.02  | 0.05  | 0.02   |
| recalculated                   |           |        |          |        |          |       |       |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 63.70     | 4.44   | 63.62    | 6.13   | 64.00    | 7.50  | 66.28 | 7.61   |
| FeO                            | 33.37     | 38.22  | 32.66    | 37.68  | 32.62    | 38.11 | 30.88 | 35.76  |
| Total                          | 100.28    | 101.11 | 99.19    | 100.86 | 99.56    | 99.63 | 98.51 | 100.69 |
| mol. ratio                     |           |        |          |        |          |       |       |        |
| USP                            | 7.53      |        | 6.72     |        | 6.37     |       | 1.54  |        |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 4.20      |        | 5.82     |        | 7.19     |       | 7.21  |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.35      |        | 6.14     |        | 7.53     |       | 7.23  |        |
| MnTiO <sub>3</sub>             | 15.68     |        | 14.88    |        | 11.53    |       | 17.28 |        |
| FeTiO <sub>3</sub>             | 79.97     |        | 78.98    |        | 80.94    |       | 75.49 |        |

が含まれる。磁鉄鉱の多くはチタン鉄鉱の微細なラメラを析出しているが、ラメラを持たないものも存在し、それらでは5.4%~7.5%のウルボスピネル成分を有する。チタン鉄鉱の組成は中粒花崗閃緑岩・中粒花崗岩・細粒花崗岩の順に、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>成分にやや乏しくMnTiO<sub>3</sub>成分に富

ものに变化するが、同一薄片内でも結晶毎にかなり異なった組成を有する。暗色包有物中のチタン鉄鉱の組成も母岩のものと大差無い。

(g) アルカリ長石

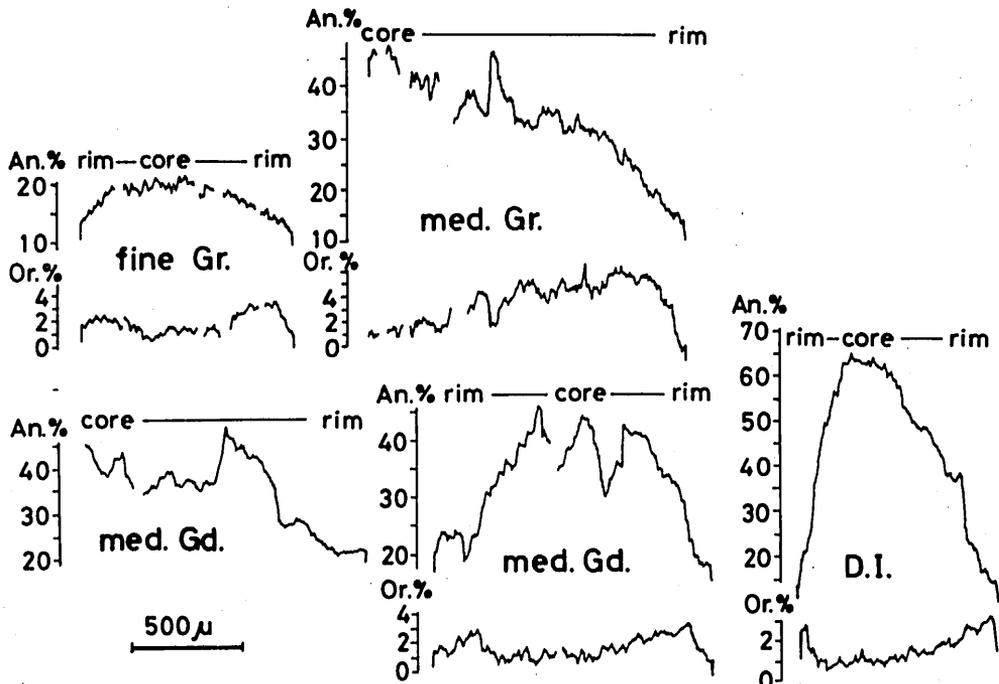
アルカリ長石は微斜長石構造を持たないのが普通であるが、羽出北方では中粒花崗閃緑岩・中粒花崗岩ともに微斜長石構造を示す。アルカリ長石の組成は中粒花崗閃緑岩→中粒花崗岩→細粒花崗岩の順でより酸性の岩相ほどOr成分に乏しいものに変化する。

(h) 斜長石

斜長石の累帯構造パターンを第32図に示す。中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩の斜長石は似た組成変化を示す。両者はAn<sub>45</sub>前後のコアを持ち、外側に向かって徐々にAn成分が下がるが、ある所でリゾープションをうけて再びAn成分が増え、さらにnormal zoningを示すリムへ連続していく。コアの組成は両岩相でほぼ同じであるが、リムの組成は中粒花崗閃緑岩でAn<sub>20</sub>前後、中粒花崗岩でAn<sub>10</sub>前後で、中粒花崗岩のほうがAn成分に乏しい。細粒花崗岩ではAn<sub>30-20</sub>のコアからAn<sub>10-5</sub>のリムまで、またアプライト質花崗岩ではAn<sub>15</sub>前後のコアからAn<sub>5</sub>前後のリムまでほぼ連続した累帯構造を示す。暗色包有物の斜長石はAn成分の高いコアからAn成分の低いリムに向かって急激に変化する単純な累帯構造を示す。母岩の中粒花崗閃緑岩と比べてコアのAn成分は高いがリムの組成は同程度である。

第9表 奥津花崗閃緑岩体の長石の化学組成

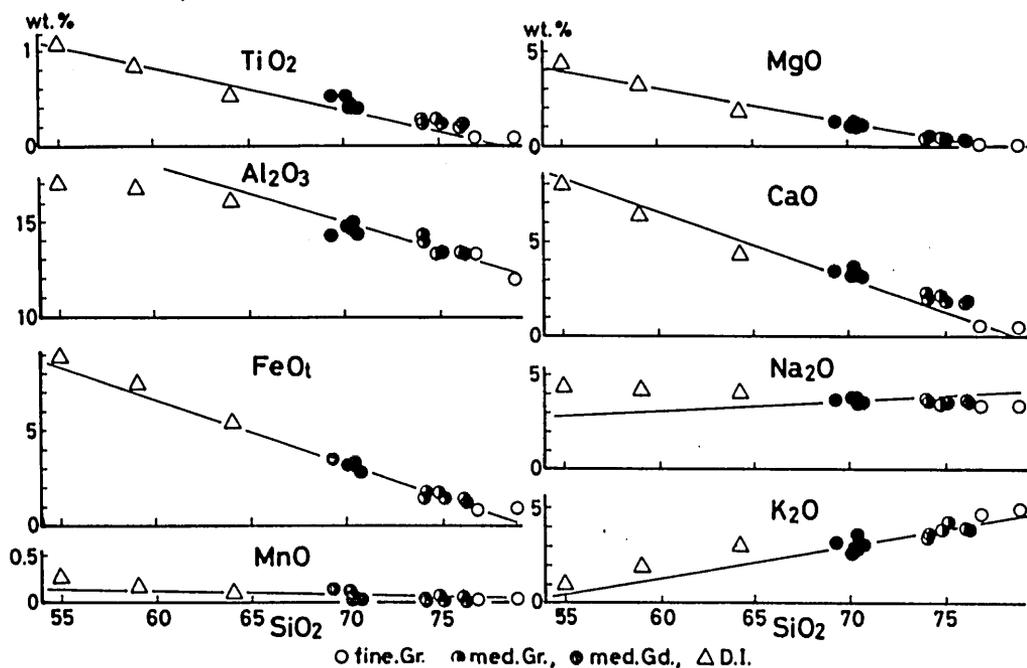
| Type      | No.  | Plagioclase |         |      | K-f  |      |
|-----------|------|-------------|---------|------|------|------|
|           |      | core        | Or.max. | rim  |      |      |
| fine. Gr. | OK11 | An          | 21.0    | 11.8 | 9.0  | 2.4  |
|           |      | Ab          | 78.0    | 82.0 | 87.5 | 33.3 |
|           |      | Or          | 1.0     | 6.2  | 3.5  | 64.3 |
| med. Gr.  | OK14 | An          | 45.8    | 28.0 | 13.5 | 2.1  |
|           |      | Ab          | 54.2    | 66.9 | 86.5 | 25.9 |
|           |      | Or          | 0.0     | 5.1  | 0.0  | 72.0 |
| med. Gd.  | OK18 | An          | 43.4    | 35.3 | 22.5 | 1.0  |
|           |      | Ab          | 55.3    | 61.8 | 77.5 | 18.6 |
|           |      | Or          | 1.3     | 2.9  | 0.0  | 80.4 |



第32図 奥津花崗閃緑岩体の斜長石の累帯構造パターン

## 4. 全岩化学組成

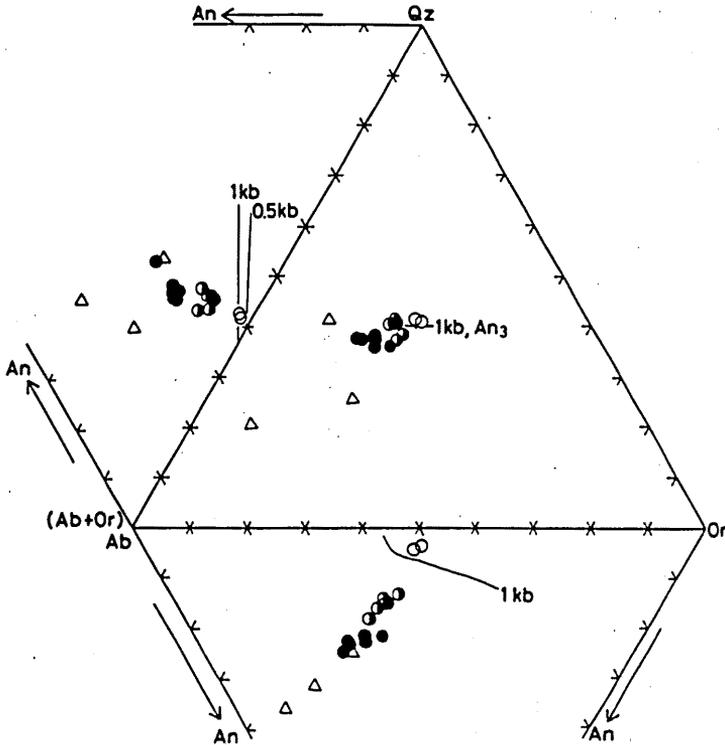
奥津花崗閃緑岩体の全岩化学組成の成分変化図を第33図に示す。この図で明らかなように各岩相の全岩化学組成はほぼ同一直線上に並び、より内側の岩相ほど  $\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O}$  に富み、 $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{MnO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O}$  に乏しくなっている。これらのことは各岩相が同一のマグマからの一連の結晶作用で形成されたとする考えと調和的である。ノルム An-Ab-Or 図においても各岩相は連続した変化傾向を示す (第34図)。暗色包有物の組成は母岩の傾向と近いがやや異なる部分もある。



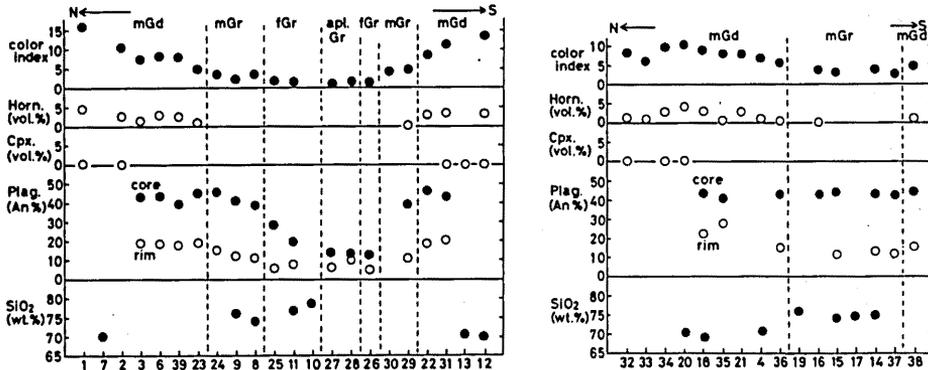
第33図 奥津花崗閃緑岩体の全岩組成の成分変化図  
直線は日本の花崗岩の平均 (Aramaki et al., 1972) を示す。

## 5. 岩体の固結過程

前述のように、奥津花崗閃緑岩体ではより内側に酸性の岩相が分布している。このような岩相変化は zoned pluton の一般的な傾向である。zoned pluton には岩体内部の各岩相の関係から見た場合、ある程度均質な各岩相が貫入関係にあるもの (例えば、茨木複合花崗岩体: 田結庄, 1971), 岩体の周縁部から内側に向かって完全に漸移するもの (例えば、石川・鮫川岩体: 丸山, 1970), 貫入関係にあるが漸移的部分もあり、各岩相内部にも組成変化が見られるもの (例えば、Tuolumne igneous series: Bateman and Chappell, 1979) などがある。奥津花崗閃緑岩体ではより内側の岩相が外側の岩相を貫くが、漸移する部分もあり、第35図に示すように同一岩相内でもより岩体内部に向かって色指数や斜長石の An 成分が減少する。このような変化傾向は Tuolumne igneous series の各 "surge" 間の関係と似ている。このような関係から、本岩



第34図 奥津花崗閃緑岩体の全岩の Qz-Ab-Or 図  
 図中の 1kb は James and Hamilton (1969) による。印は第33図と同じ。



第35図 奥津花崗閃緑岩体の SiO<sub>2</sub>wt.%, モード, 斜長石の An 成分の変化  
 番号は第26図の番号に相当する。

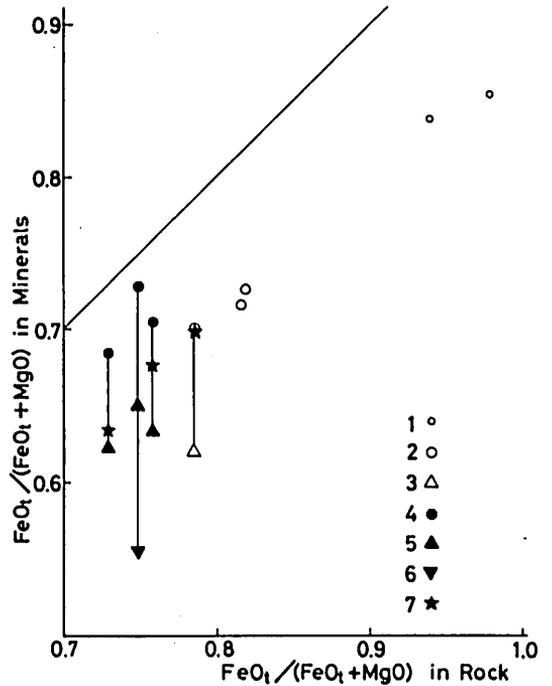
体の各岩相は連続貫入というよりむしろ、ある程度 in situ に近い位置で形成されたと考えた方が良くと判断される。

奥津花崗閃緑岩体の各岩相の全岩化学組成が SiO<sub>2</sub>-酸化物図 (第33図) や An-Ab-Or 図 (第

34図)で滑らかな変化をすることや、斜長石をはじめ造岩鉱物が系統的に変化することから、本岩体の各岩相は同一のマグマからの分化によって形成されたと考えられる。このことは各岩相がほぼ一つの Rb-Sr 全岩アイソクロン上に乗ることからも支持される(須藤ほか, 1983)。

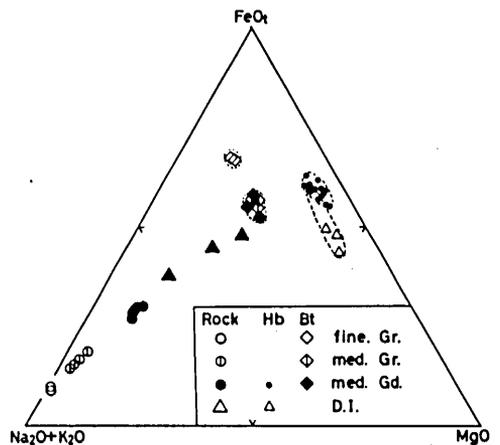
次にこのマグマの分化過程での造岩鉱物の結晶作用を考える。中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩では後者の方が高い  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を有するが、含まれる黒雲母の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比は両者で差が無い。一方細粒花崗岩の黒雲母は全岩組成の変化に対応して高い  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を有する。全岩と鉱物の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を比較すると第36図のようになり、全岩より黒雲母、黒雲母より角閃石の方が  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比に乏しい。そこで、各岩石のモード組成からそれら有色鉱物全体の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を求め、第36図にプロットするとそれらは全岩: 鉱物 = 1 : 1 の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を示す直線とほぼ平行に並ぶ。このことから、全岩の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比の変化は鉄-チタン酸化鉱物を除いた有色鉱物の量比によって決定されていると考えられる。従って、中粒花崗閃緑岩に比べて中粒花崗岩の方が高い  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を示すのは、角閃石と黒雲母を含むマグマから、主として角閃石が取り除かれたことによっているであろう。このことは A F M 図(第37図)で全岩組成の変化傾向の延長線上に角閃石の組成がプロットされることも調和的である。即ち結晶作用の早期には角閃石の分別作用が有効であったと考えられる。

斜長石の組成変化は先山(1978)にまとめられた。中粒花崗閃緑岩から中粒花崗岩にかけて斜長石のコアの An 成分は殆ど変化せず、累帯構造のパターンも似ている(第32・35図)。しかしリムの An 成分は中粒花崗岩の方が低い。このことは中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩では似た結晶作用の経路をたどったが、前者より後者



第36図 有色鉱物と全岩の  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$

1 : 細粒花崗岩の黒雲母, 2 : 中粒花崗岩の黒雲母, 3 : 中粒花崗岩の角閃石, 4 : 中粒花崗閃緑岩の黒雲母, 5 : 中粒花崗閃緑岩の角閃石, 6 : 中粒花崗閃緑岩の単斜輝石, 7 : モードから見積もった有色鉱物全体の組成。



第37図 奥津花崗閃緑岩体の全岩・黒雲母・角閃石の  $MgO - \Sigma FeO - (Na_2O + K_2O)$  図

の方でより晩期まで結晶作用が続いたことを示している。一方細粒花崗岩とアプライト質花崗岩ではコアの An 成分もリムの An 成分も前二者より低くなっている。

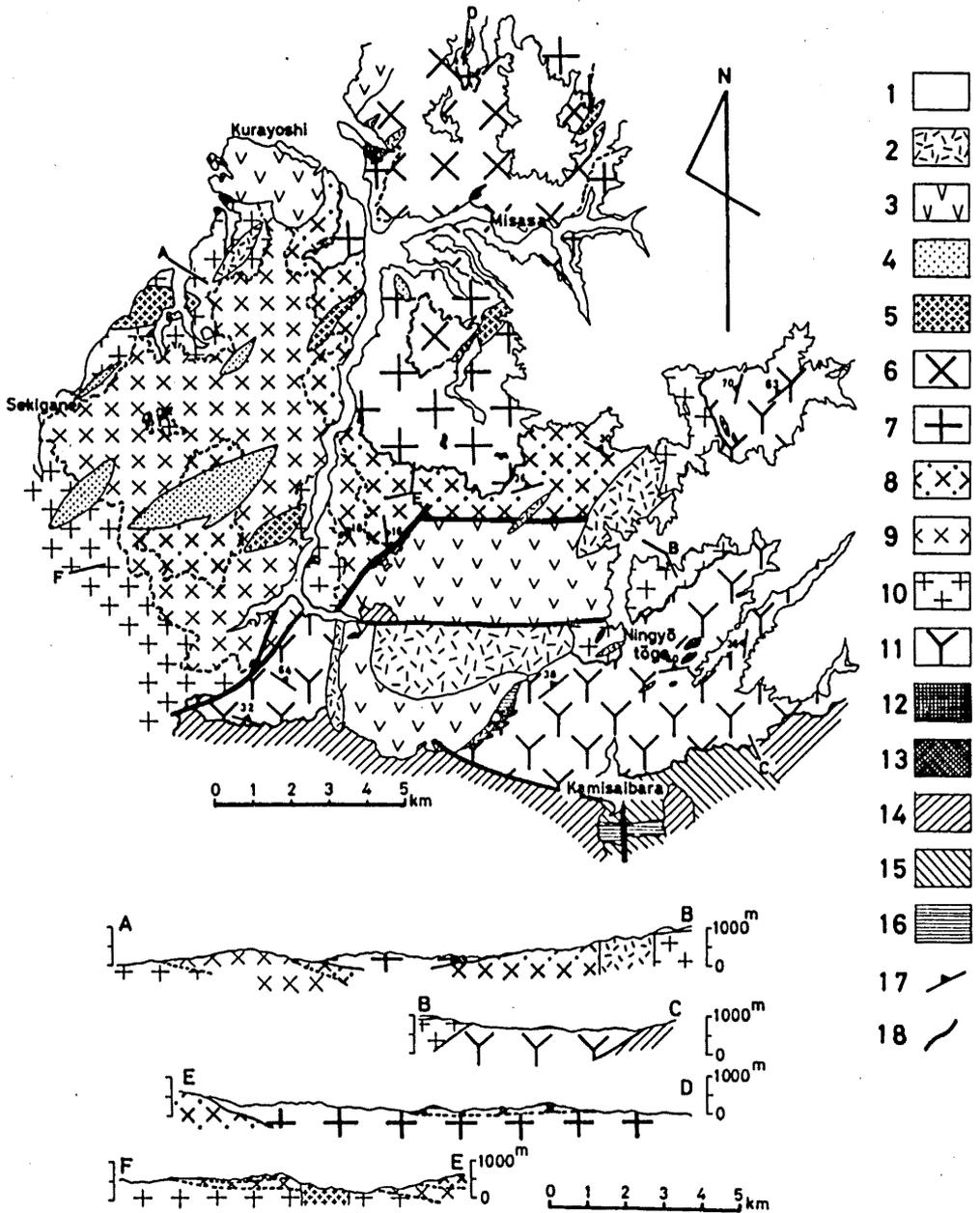
これらの鉱物の組成変化から岩体の形成過程を考えると、以下のようになろう。造岩鉱物のうち、単斜輝石・角閃石・黒雲母・An 成分に富む斜長石はマグマの定置以前に既に晶出していた。まず、これらの鉱物を含んだ花崗閃緑岩質マグマが地下浅所に貫入し、周囲から冷却・固結していく。中粒花崗閃緑岩と中粒花崗岩の斜長石で An 成分が途中で急激に増加しコアがリソープシオンを受けるのは、このようなマグマの貫入に伴う圧力降下によるのかもしれない。岩体周囲から固結していくにつれて、液は絞り出し作用によって岩体の内部又は上部に濃集していく。その過程で最も早期に固結した部分が中粒花崗閃緑岩となり、岩体の周囲に分布したのであろう。岩体のより内部ではさらに結晶作用が進むが、斜長石は液中に滞留して、さらに成長する。有色鉱物は液から取り除かれるが、黒雲母より先に角閃石が無くなるため、より酸性で  $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$  比の高い中粒花崗岩が形成される。さらに、岩体の内部に濃集した残液から新たに An 成分の乏しい斜長石や  $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$  比の高い黒雲母が晶出し、細粒花崗岩及びアプライト質花崗岩が形成された。以上の岩相変化はマグマの貫入後に *in situ* に近い位置で行われたとはいえ、まだある程度のマグマの上昇があったため、より内側の残液に富む岩相が周囲のほぼ固結した岩相を部分的に貫くことになったのであろう。

細粒花崗岩→アプライト質花崗岩と岩体中央部に向かってより細粒の岩相が存在するが、それらにはしばしば晶洞が発達する。また、各岩相とも多かれ少なかれ文象組織を有することや酸素及び水素同位体の研究により地表水の混入があったと推定されること（本間, 1978）などから、比較的浅所で固結したと考えられる。本岩体のうち細粒花崗岩は 2% 前後のノルム An 成分を有しているが、ノルム  $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{Or}$  図においてこの細粒花崗岩は James and Hamilton (1969) の  $(\text{Qz} \cdot \text{Ab} \cdot \text{Or})_{97}\text{An}_3$  系の 1 kb での最低溶融点付近にプロットされる（第37図）。このことから判断して、本岩体は 1 kb かそれよりやや浅所で固結したことになる。なお、マグマの酸素フガシティーは磁鉄鉱・チタン鉄鉱のペアから、NNO バッファー程度かそれよりやや高い条件が推定され、また結晶作用末期に黒雲母の  $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$  比が高くなることから、マグマの酸素フガシティーは結晶作用に伴って低下したと考えられる（Wones and Eugster, 1965）。

### C. 小鴨一人形峠花崗岩体

#### 1. 岩体の概要

小鴨一人形峠花崗岩体の地質図を第38図に示す。本岩体は東西約28km, 南北約24kmの花崗閃緑岩～花崗岩からなる複合岩体であり、それぞれが貫入関係にある三つの部分（ユニット）に分けられる。そして、さらにそれぞれがいくつかの岩相（タイプ）に分けられる。次に各岩相の記載を行う。また、モード組成を第40図に示す。



第38図 小鴨一人形峠花崗岩体の地質図

1 : 新第三系～第四系, 2 : 鉛山進入岩類, 3 : 古第三紀火山岩類, 4～11 : 小鴨一人形峠花崗岩体 (4 : アブライト質花崗岩, 5 : タイプIV, 6 : タイプIII b, 7 : タイプIII a, 8 : タイプII c, 9 : タイプII b, 10 : タイプII a, 11 : タイプI), 12 : 石英閃緑斑岩, 13 : 粗粒トーナラル岩, 14 : その他の因美進入岩類, 15 : 用瀬進入岩類, 16 : 三郡変成岩類, 17 : 暗色包有物の配列, 18 : 断層。

第10表 小鴨一人形峠花崗岩体のモード・全岩・鉱物組成の特徴

|                              | I                             | IIa       | IIb       | IIc       | IIIa      | IIIb      | IV        |
|------------------------------|-------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Mode (vl.%)                  | Qz                            | 43.5-28.7 | 36.2-31.9 | 34.8-29.4 | 37.1-24.8 | 38.5-27.7 | 32.9-34.9 |
|                              | Pl                            | 31.2-41.9 | 22.7-32.2 | 25.9-36.8 | 29.2-42.9 | 18.6-41.1 | 36.2-42.8 |
|                              | Kf                            | 34.3-14.3 | 42.8-32.2 | 36.8-25.9 | 32.2-17.8 | 41.0-26.5 | 32.7-15.8 |
|                              | Bt                            | 4.0- 5.2  | 0.5-2.1   | 4.1       | 2.6- 3.4  |           | 2.8       |
|                              | Hb                            | 0.4- 0.2  |           |           | 0.2       |           | 0.3       |
|                              | Mt                            | 0.24-0.52 | 0.23-0.89 | 0.40      | 0.29-0.77 | 0.12      |           |
|                              | Il                            | tr.-0.07  | 0.10-0.27 | 0.03      | 0.08-0.11 | 0.18      |           |
| color index                  | 3.6- 9.9                      | 1.0- 2.3  | 2.5- 4.8  | 2.9- 7.7  | 1.4- 4.3  | 2.3- 3.5  | 0.9- 1.6  |
| W.R. SiO <sub>2</sub> (wt.%) | 75.7-71.2                     | 79.2-77.1 | 77.1-73.9 | 75.1-72.9 | 77.7-75.1 |           | 77.6      |
| Plag. (An.%)                 | core                          | 31.0-38.4 | 16.3      | 21.3      | 34.0-52.3 | 19.0      |           |
|                              | rim                           | 19.5-21.0 | 7.8       | 12.7      | 12.0-18.0 | 7.0       |           |
| K-feldspar                   | Ort                           | 76.3      | 68.2      | 76.9      | 82.6      | 61.5      |           |
| Biotite                      | mg                            | 0.42-0.48 | 0.14-0.32 | 0.41-0.43 | 0.44-0.47 | 0.36-0.40 |           |
| Hornblende                   | mg                            | 0.45-0.53 |           |           | 0.47-0.50 |           |           |
| Ilmenite                     | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.85-5.91 | 4.78-5.53 | 5.40-8.20 | -6.40     | 5.32-6.02 |           |

2. 各岩相の記載

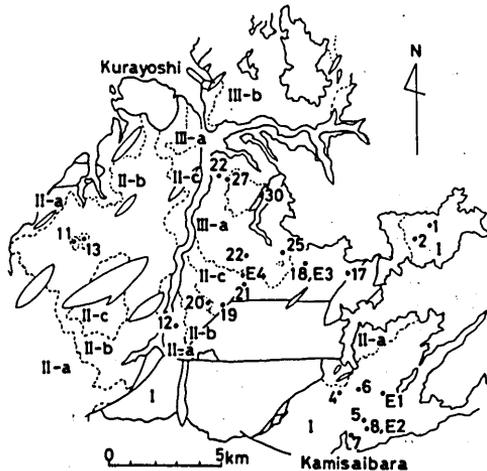
(a) ユニット I (タイプ I)

ユニット I はタイプ I のみからなる。従来人形峠花崗岩と呼ばれたもので、人形峠付近を中心に岩体の南部～東部に分布する。粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、アルカリ長石の巨斑晶 (長径1.5cm～2cm) を含むのが特徴であるが、岩相変化が著しく、アダメロ岩～トータル岩の比較的広い組成範囲を有する。このうち花崗閃緑岩～トータル岩質な岩石ではアルカリ長石のほかに石英・斜長石の巨斑晶も含まれる。また長径数十cmの暗色包有物が普遍的に含まれる。角閃石・黒雲母は自形性が強く、単独で産し、クロットを形成することは少ない。斜長石は自形性が強く累帯構造が著しい。またなかに比較的大型で有色鉱物の微細な結晶を多数含む斜長石もある。アルカリ長石は間隙充填状を呈する。巨斑晶として産するものでも結晶周縁部では他の鉱物を包有したり、間隙充填状であったりすることが多い。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。

(b) ユニット II

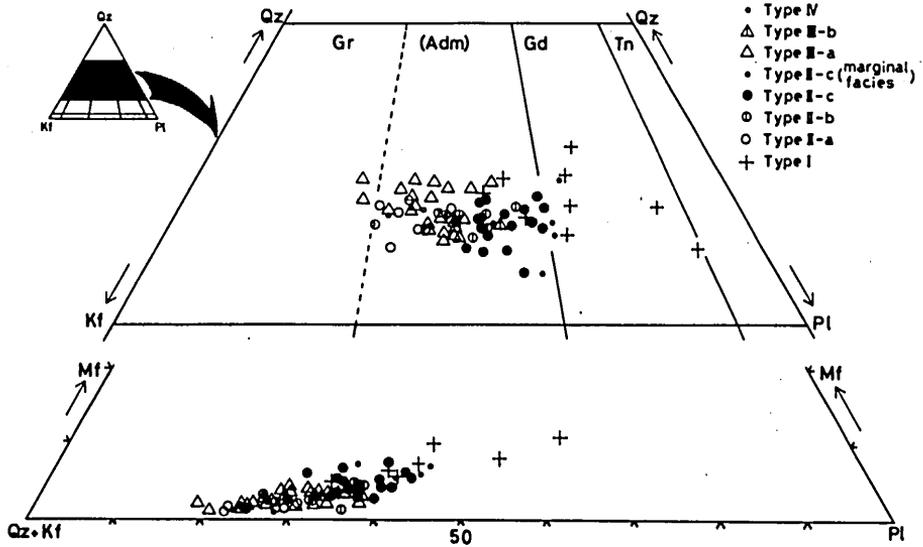
ユニット II はタイプ II a・II b・II c の3タイプに分けられる。これらは漸移関係にあり、タイプ II b はタイプ II a と II c の中間相である。

タイプ II a : 従来小鴨花崗岩又は鳥取花崗岩とよばれてきた岩相で、優白質等粒状の中～粗



第39図 小鴨一人形峠花崗岩体の分析試料採集地点及び試料番号

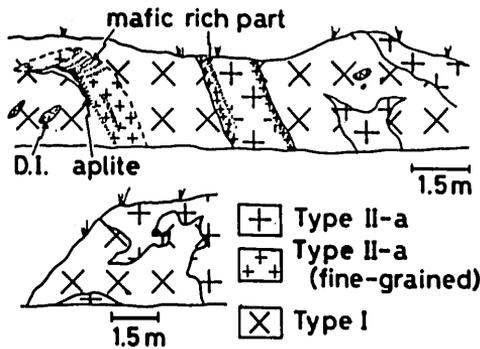
番号は1～30がOG1～OG30, E1～E4がOGE1～OGE4に対応する。



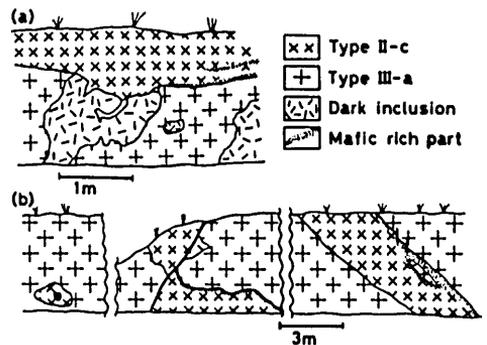
第40図 小鴨一人形峠花崗岩体のモード組成

粒黒雲母アダメロ岩からなり、タイプIを貫く(第41図)。有色鉱物としては自形～半自形の褐色黒雲母が点在シクロットを形成することはない。斜長石は自形～半自形で累帯構造に乏しい。アルカリ長石にはしばしば微斜長石構造が見られる。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。

タイプII b: 従来小鴨花崗岩又は鳥取花崗岩とよばれてきた岩相で、等粒状の中～粗粒黒雲母アダメロ岩からなりタイプII aと似ているが、より有色鉱物に富み自形～半自形の黒雲母と斜長石からなるクロットを多く含む点で区別される。タイプII a・タイプII cと漸移し、タイプII cに近い部分では暗色包有物を含む。斜長石の累帯構造は弱い。アルカリ長石に微斜長石



第41図 小鴨一人形峠花崗岩体タイプIとタイプII aの接触関係(三朝町 穴鴨)



第42図 小鴨一人形峠花崗岩体タイプII cとタイプIII aの接触関係(三朝町 a:小河内, b:福吉)

構造の見られることは少ない。その他磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。

タイプⅡc：従来人形峠花崗岩と呼ばれてきた岩相の一つである。中～粗粒黒雲母アダメロ岩で、アルカリ長石の巨斑晶（長径1cm～1.5cm）を多く含む点でタイプⅡbと区別される。またタイプⅠと似ているが、より一般に粒度が低いこと、角閃石を含むことがまれであること、有色鉱物はクロットを作り個々の結晶が独立して産することが少ないことなどにより、タイプⅠと区別される。全体に長径数十cmの暗色包有物が多く含まれる。黒雲母は自形～半自形でしばしば斜長石とクロットを形成する。角閃石は含まれないことが普通であるが、半自形の緑色角閃石が黒雲母・斜長石とともにクロットを形成したり、斜長石に包有されて産することがある。斜長石は自形性が強く累帯構造が著しい。アルカリ長石は間隙充填状に産する場合と、自形性が強く巨斑晶を形成する場合とがある。その他磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。タイプⅡcはタイプⅢaに近づくとき次第に細粒で花崗閃緑岩質の岩石となりタイプⅢaを貫く（第42図）。

#### (c) ユニットⅢ

ユニットⅢはタイプⅢaとタイプⅢbとからなる。

タイプⅢa：従来小鴨花崗岩又は鳥取花崗岩とよばれてきたものの代表的な岩相で、優白質で粗粒な黒雲母アダメロ岩からなる。タイプⅡaとほぼ同様の岩相であるが、タイプⅡaより粗粒である。黒雲母は自形～半自形で独立して産し、クロットを形成しない。斜長石は半自形で累帯構造が弱い。アルカリ長石はしばしば微斜長石構造を示す。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。

タイプⅢb：従来小鴨花崗岩又は鳥取花崗岩とよばれてきたものの一部であり、粗粒黒雲母アダメロ岩を主体とする。タイプⅢaと比べて有色鉱物に富みクロットを形成する。また暗色包有物を含むことがある。有色鉱物としては自形～半自形の黒雲母のみが産するが、まれに半自形の角閃石が黒雲母のクロット部分に見られる。斜長石の累帯構造は一般に弱い。アルカリ長石は他形で産するが、角閃石を含む岩相では巨斑晶として産することがある。その他、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・燐灰石・スフェン・褐レン石が含まれる。

#### (d) タイプⅣ

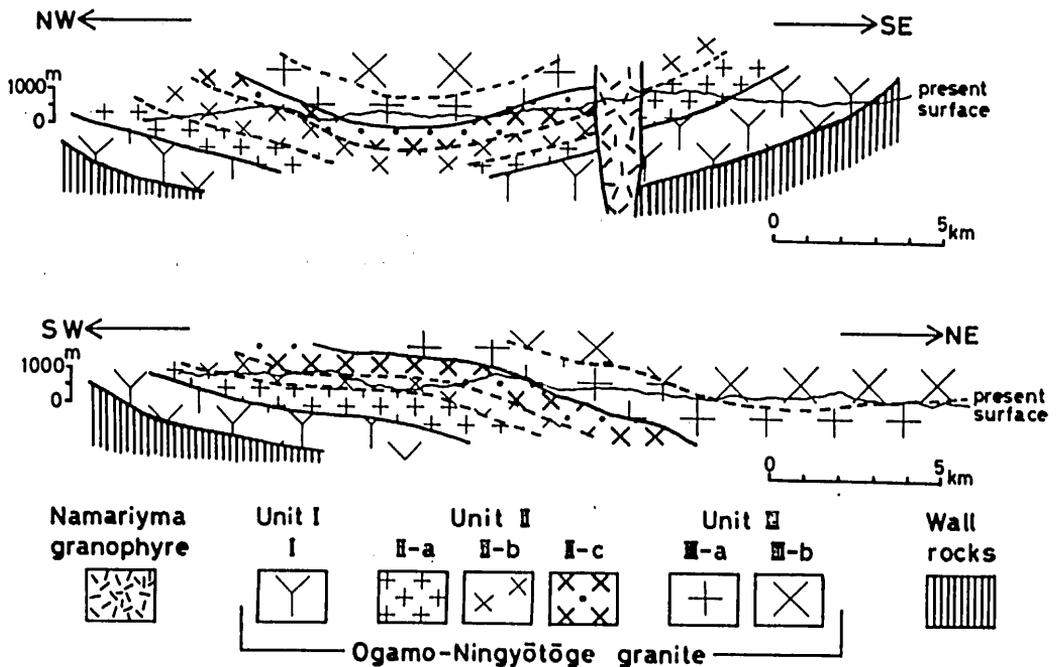
上記の各岩相を貫いて、細粒で優白質な黒雲母花崗岩が各地に点在する。これらをタイプⅣとする。半自形等粒状組織を示し、アプライト質花崗岩と漸移する。

### 3. 岩体の形態と内部構造

本岩体は西部～北部～東部で新第三紀～第四紀の火山岩などに覆われており、接触する母岩が露出しているのは南部だけである。ここにはタイプⅠが分布している。タイプⅠが母岩である用瀬～越畑花崗岩や奥津花崗閃緑岩体と直接接する露頭は見つかっていないが、これらに熱変成の形跡があることから、タイプⅠがこれらを一貫していると考えられる。このことは須藤ほか(1983)によるRb-Sr年代測定の結果と矛盾しない。タイプⅠと母岩の分布状況から、両者の境界は北傾斜で上盤にタイプⅠの岩相が分布するものと判断される。すなわち、この部分ではタイプⅠが母岩に対して北から南へ乗り上げる形で貫入している。

各ユニット及びタイプ間の境界は比較的緩傾斜で、最も下位にユニットⅠがあり、その上位

にユニットⅡ，さらに上位にユニットⅢが重なって分布している。ユニットⅡの内部では下位から上位にタイプⅡ a→タイプⅡ b→タイプⅡ cの順に分布している。これらのユニット及びタイプの境界面は岩体の内側に傾斜する。さらに，タイプⅠとタイプⅡ cには暗色包有物が多く含まれるが，それらはしばしば偏平な形態を有し，岩体の形態と調和的に配列している。このように暗色包有物の形態が岩体の形態と調和的になる例は Didier (1973)，山陰バソリス研究グループ (1982) などによって報告されているが，このような構造は一種の流理である可能性が強い。小鴨一人形峠花崗岩体は層状構造をもち，それが半盆状構造を形成している岩体であると考えられる。岩体の構造を模式的に描くと，第43図のようになるであろう。



第43図 小鴨一人形峠花崗岩体の模式断面図

#### 4. 造岩鉱物組成

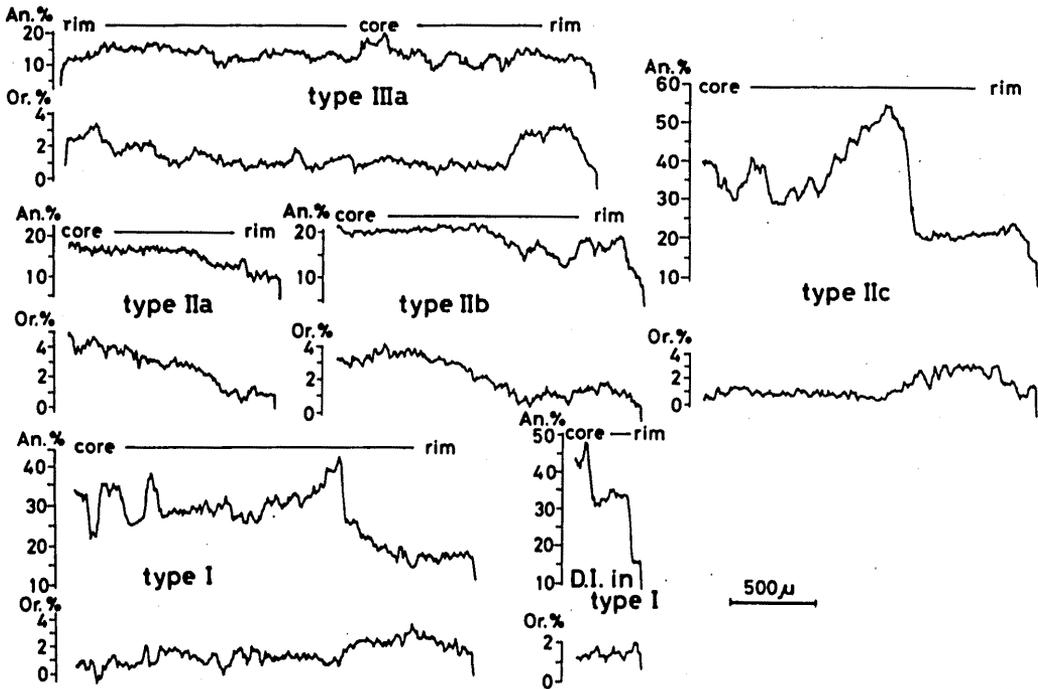
##### (a) 斜長石

斜長石の累帯構造を第44図に示す。タイプⅠの斜長石はややAn成分の高いコアとAn成分の低いリムとに明瞭に区別される。コアはAn<sub>25</sub>程度からAn<sub>35</sub>程度までと不均質であるが，リム側に向かって徐々にAn成分に富むreverse zoningを示す。コアとリムの境界部で急激にAn成分が低下し，以下normal zoningを示して最外縁ではAn<sub>15</sub>前後となる。またタイプⅠではコア部に細粒の角閃石を多数包有する斜長石が存在することがあるが，そのような斜長石のコア部ではAn成分がきわめて不均質で，An成分の高い部分ではAn<sub>40</sub>前後，包有された角閃石の付近ではAn成分に乏しくAn<sub>20</sub>前後となっている。

タイプⅡ aの斜長石は累帯構造が弱くAn<sub>15-20</sub>のコアからAn<sub>10</sub>前後のリムまで連続的に変化

第11表 小鴨一人形峠花崗岩体の長石の化学組成

| Type        | No.  | Plagioclase |         |      | K-f  |      |
|-------------|------|-------------|---------|------|------|------|
|             |      | core        | Or.max. | rim  |      |      |
| I           | OG 5 | An          | 38.4    | 28.0 | 21.0 | 2.1  |
|             |      | Ab          | 60.9    | 71.2 | 78.3 | 21.6 |
|             |      | Or          | 0.7     | 1.8  | 0.7  | 76.3 |
| II-a        | OG12 | An          | 16.3    | 16.3 | 7.8  | 0.8  |
|             |      | Ab          | 79.6    | 79.6 | 91.1 | 31.0 |
|             |      | Or          | 4.1     | 4.1  | 1.1  | 68.2 |
| II-b        | OG16 | An          | 21.3    | 21.3 | 12.7 | 1.8  |
|             |      | Ab          | 76.9    | 76.9 | 86.8 | 21.3 |
|             |      | Or          | 1.8     | 1.8  | 0.7  | 76.9 |
| II-c        | OG18 | An          | 52.3    | 24.2 | 18.0 | 1.7  |
|             |      | Ab          | 47.1    | 71.8 | 81.0 | 15.7 |
|             |      | Or          | 0.6     | 4.0  | 1.0  | 82.6 |
| III-a       | OG25 | An          | 19.0    | 13.7 | 7.0  | 2.0  |
|             |      | Ab          | 80.3    | 83.0 | 91.9 | 36.5 |
|             |      | Or          | 0.7     | 3.3  | 1.1  | 61.5 |
| D.I.<br>(I) | OGE2 | An          | 48.5    | 14.4 | 14.4 |      |
|             |      | Ab          | 50.4    | 84.0 | 84.0 |      |
|             |      | Or          | 1.1     | 1.6  | 1.6  |      |



第44図 小鴨一人形峠花崗岩体の斜長石の累帯構造パターン

する。タイプⅡ bの斜長石はタイプⅡ aのものと似た弱い累帯構造を示すが、ややコアのAn成分が高く累帯構造がはっきりしてくる。タイプⅡ cの斜長石はAn成分の高いコアとAn成分の低いリムとに区別される。コアはやや不均質でAn<sub>40-30</sub>の組成変化を示すが、reverse zoningを示し、最大An<sub>60</sub>前後まで変化する。リムでは急激にAn成分に乏しくなり、An<sub>25-20</sub>程度の組成を示す。最外縁ではnormal zoningを示し、An<sub>15</sub>前後まで変化する。

タイプⅢ aの斜長石はコアとリムのAn成分の差がほとんどなく、An<sub>15-10</sub>程度の組成変化を示すのみである。タイプⅢ bの斜長石は示していないが、タイプⅢ aのものと比べてややコア部のAn成分が高くなるようである。

暗色包有物の斜長石のコア部はAn成分に富むが、リムで急激にAn成分に乏しくなり、母岩と同程度のリム組成を示す。

### (b) アルカリ長石

アルカリ長石の組成はOr<sub>60-90</sub>の比較的広い範囲を示し、同一の岩石タイプでも試料によってやや異なる。これは、小鴨一人形峠花崗岩体ではアルカリ長石のパースイト構造が発達し、いずれの岩相でも曹長石ラメラの幅が著しく広いため、鉱物全体の組成を見積もるのが困難であることによっているのであろう。しかし、大きくみてより酸性の岩相中のアルカリ長石ほどOr成分に乏しくなるようである。

### (c) 黒雲母

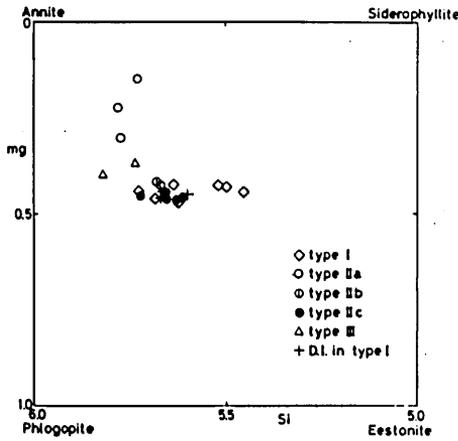
黒雲母のSi-mg図を第45図に示す。タイプⅠの黒雲母は最も高いmg値を有し、いずれもmg=0.45前後の組成を示す。ユニットⅡでは下位のタイプⅡ aから上位のタイプⅡ cに向かって、岩相変化に対応してよりmg値の高いものに変化する。タイプⅡ aの最もmg値の低いものでmg=0.15であるが、タイプⅡ cの最もmg値の高いものではmg=0.45でタイプⅠのもの

第12表 小鴨一人形峠花崗岩体の黒雲母の化学組成

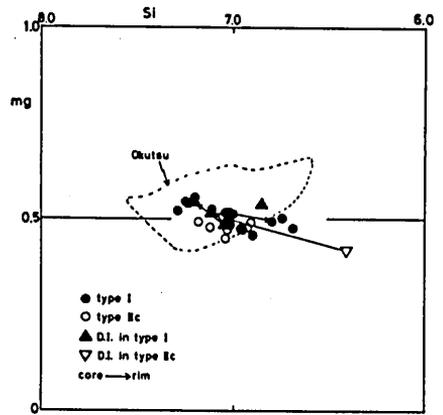
| Type                                  | I     |       |       |       |       |       |       | II-a  |       |       | II-b  | II-c  |       | III-a | D.I. (I) |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| No.                                   | OG 1  | OG 4  | OG 2  | OG 5  | OG 6  | OG 8  | OG12  | OG13  | OG14  | OG16  | OG18  | OG21  | OG25  | OGE1  |          |
| SiO <sub>2</sub>                      | 35.99 | 36.20 | 35.17 | 37.40 | 36.68 | 34.82 | 36.26 | 35.79 | 36.21 | 36.96 | 36.75 | 36.85 | 36.79 | 35.84 |          |
| TiO <sub>2</sub>                      | 4.05  | 4.86  | 4.91  | 4.07  | 4.30  | 4.34  | 3.34  | 2.86  | 3.83  | 4.30  | 4.11  | 4.00  | 4.01  | 4.33  |          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 13.02 | 12.03 | 12.65 | 13.54 | 13.22 | 13.75 | 12.45 | 13.28 | 12.71 | 12.93 | 13.12 | 13.37 | 12.32 | 13.00 |          |
| FeO <sub>t</sub>                      | 22.57 | 20.85 | 22.33 | 21.88 | 22.49 | 21.89 | 25.89 | 26.26 | 25.40 | 22.31 | 21.54 | 20.80 | 24.28 | 21.47 |          |
| MnO                                   | 0.30  | 0.91  | 0.86  | 0.31  | 0.31  | 0.72  | 1.29  | 2.52  | 0.46  | 1.22  | 1.05  | 0.97  | 1.31  | 0.71  |          |
| MgO                                   | 9.88  | 10.97 | 9.67  | 9.85  | 9.49  | 10.14 | 6.69  | 4.65  | 6.54  | 9.53  | 10.21 | 10.56 | 8.39  | 10.14 |          |
| CaO                                   | tr.   | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | tr.   | tr.   | tr.   | 0.01  | 0.14  | 0.01  | tr.   | 0.03  | 0.21  |          |
| Na <sub>2</sub> O                     | 0.09  | 0.09  | 0.10  | 0.08  | 0.12  | 0.09  | 0.05  | 0.08  | 0.11  | 0.15  | 0.13  | 0.11  | 0.08  | 0.13  |          |
| K <sub>2</sub> O                      | 9.25  | 9.41  | 9.61  | 8.73  | 8.92  | 9.28  | 9.14  | 9.11  | 8.62  | 8.94  | 9.03  | 9.36  | 8.97  | 8.80  |          |
| Total                                 | 95.15 | 95.33 | 95.31 | 95.87 | 95.54 | 95.03 | 95.11 | 94.55 | 93.89 | 96.48 | 95.95 | 96.02 | 96.18 | 94.63 |          |
| Numbers of ions on the basis of 22(O) |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |          |
| Si                                    | 5.619 | 5.623 | 5.521 | 5.726 | 5.674 | 5.453 | 5.774 | 5.779 | 5.789 | 5.680 | 5.658 | 5.654 | 5.743 | 5.601 |          |
| Al <sup>IV</sup>                      | 2.381 | 5.203 | 2.342 | 2.274 | 2.326 | 2.537 | 2.226 | 2.221 | 2.211 | 2.320 | 2.342 | 2.346 | 2.264 | 2.344 |          |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.014 |       |       | 0.167 | 0.085 |       | 0.112 | 0.305 | 0.183 | 0.023 | 0.040 | 0.072 |       |       |          |
| Ti                                    | 0.475 | 0.567 | 0.580 | 0.468 | 0.500 | 0.511 | 0.400 | 0.347 | 0.460 | 0.496 | 0.476 | 0.462 | 0.470 | 0.508 |          |
| Fe                                    | 2.746 | 2.708 | 2.932 | 2.800 | 2.908 | 2.867 | 3.448 | 3.545 | 3.394 | 2.867 | 2.773 | 2.669 | 3.166 | 2.805 |          |
| Mn                                    | 0.039 | 0.120 | 0.114 | 0.039 | 0.041 | 0.095 | 0.174 | 0.345 | 0.062 | 0.159 | 0.137 | 0.126 | 0.174 | 0.093 |          |
| Mg                                    | 2.299 | 2.540 | 2.263 | 2.248 | 2.187 | 2.366 | 1.587 | 1.118 | 1.667 | 2.182 | 2.342 | 2.415 | 1.949 | 2.361 |          |
| Ca                                    | tr.   | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | tr.   | tr.   | tr.   | 0.002 | 0.024 | 0.002 | 0.001 | 0.005 | 0.035 |          |
| Na                                    | 0.028 | 0.027 | 0.030 | 0.024 | 0.035 | 0.026 | 0.016 | 0.025 | 0.035 | 0.046 | 0.038 | 0.032 | 0.023 | 0.039 |          |
| K                                     | 1.842 | 1.865 | 1.924 | 1.704 | 1.760 | 1.854 | 1.867 | 1.876 | 1.757 | 1.753 | 1.773 | 1.831 | 1.783 | 1.754 |          |
| 100mg                                 | 45.22 | 47.32 | 42.63 | 44.19 | 42.58 | 44.41 | 30.35 | 22.32 | 31.06 | 41.89 | 44.59 | 46.35 | 36.85 | 44.89 |          |

第13表 小鴨一人形峠花崗岩体の角閃石の化学組成

| Type                                  | I     |       |           |       |       |       |              |       |       |       |       |       |       |  |
|---------------------------------------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
|                                       | OG 1  |       | OG 4      |       | OG 2  |       | OG 5         |       | OG 6  |       | OG 8  |       |       |  |
|                                       | core  | rim   | core      | rim   | core  | rim   | core         | rim   | core  | rim   | core  | rim   |       |  |
| SiO <sub>2</sub>                      | 46.70 | 45.67 | 48.32     | 46.65 | 45.39 | 47.31 | 46.14        | 48.17 | 46.57 | 47.19 | 44.06 | 45.72 | 43.45 |  |
| TiO <sub>2</sub>                      | 1.31  | 1.28  | 0.92      | 1.15  | 1.31  | 0.95  | 1.21         | 0.78  | 1.32  | 1.07  | 1.44  | 1.13  | 1.37  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 6.01  | 6.50  | 4.60      | 5.80  | 6.49  | 5.13  | 6.07         | 5.19  | 6.50  | 6.12  | 6.71  | 6.18  | 6.85  |  |
| FeO <sub>t</sub>                      | 18.71 | 19.38 | 16.67     | 17.99 | 18.78 | 18.28 | 19.38        | 17.66 | 18.99 | 17.97 | 19.50 | 17.65 | 18.18 |  |
| MnO                                   | 0.57  | 0.60  | 1.44      | 1.50  | 1.59  | 1.69  | 1.66         | 0.49  | 0.53  | 0.34  | 0.47  | 1.15  | 1.10  |  |
| MgO                                   | 11.41 | 10.20 | 12.30     | 11.57 | 10.32 | 10.94 | 9.70         | 11.17 | 10.37 | 11.37 | 9.47  | 11.20 | 10.65 |  |
| CaO                                   | 11.23 | 11.39 | 11.17     | 10.92 | 10.47 | 10.62 | 10.96        | 11.41 | 11.52 | 10.91 | 11.09 | 11.23 | 11.24 |  |
| Na <sub>2</sub> O                     | 1.65  | 1.60  | 1.51      | 1.63  | 1.83  | 1.56  | 1.65         | 0.93  | 1.57  | 1.55  | 1.62  | 1.30  | 1.40  |  |
| K <sub>2</sub> O                      | 0.61  | 0.68  | 0.45      | 0.64  | 0.70  | 0.53  | 0.72         | 0.45  | 0.70  | 0.54  | 0.71  | 0.54  | 0.64  |  |
| Total                                 | 98.20 | 97.30 | 97.38     | 97.85 | 96.88 | 97.01 | 97.49        | 96.25 | 98.07 | 97.06 | 95.07 | 96.10 | 94.88 |  |
| Numbers of ions on the basis of 23(O) |       |       |           |       |       |       |              |       |       |       |       |       |       |  |
| Si                                    | 7.015 | 6.964 | 7.246     | 7.035 | 6.955 | 7.188 | 7.041        | 7.293 | 7.015 | 7.114 | 6.902 | 7.004 | 6.802 |  |
| Al <sup>IV</sup>                      | 0.985 | 1.036 | 0.754     | 0.965 | 1.045 | 0.812 | 0.959        | 0.707 | 0.985 | 0.886 | 1.098 | 0.098 | 1.198 |  |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.078 | 0.132 | 0.060     | 0.066 | 0.127 | 0.107 | 0.133        | 0.218 | 0.169 | 0.210 | 0.143 | 0.120 | 0.067 |  |
| Ti                                    | 0.148 | 0.147 | 0.104     | 0.131 | 0.151 | 0.109 | 0.139        | 0.089 | 0.149 | 0.121 | 0.169 | 1.130 | 0.161 |  |
| Fe                                    | 2.349 | 2.470 | 2.091     | 2.269 | 2.407 | 2.323 | 2.474        | 2.235 | 2.391 | 2.264 | 2.558 | 2.262 | 2.381 |  |
| Mn                                    | 0.072 | 0.078 | 0.183     | 0.191 | 0.206 | 0.217 | 0.214        | 0.063 | 0.068 | 0.044 | 0.066 | 0.150 | 0.146 |  |
| Mg                                    | 2.554 | 2.317 | 2.749     | 2.600 | 2.357 | 2.476 | 2.207        | 2.520 | 2.328 | 2.554 | 2.210 | 2.557 | 2.484 |  |
| Ca                                    | 1.806 | 1.860 | 1.795     | 1.763 | 1.719 | 1.730 | 1.792        | 1.850 | 1.858 | 1.761 | 1.862 | 1.843 | 1.886 |  |
| K                                     | 0.117 | 0.132 | 0.087     | 0.122 | 0.138 | 0.103 | 0.140        | 0.087 | 0.134 | 0.103 | 0.150 | 0.105 | 0.128 |  |
| 100mg                                 | 51.34 | 47.63 | 54.73     | 51.38 | 47.42 | 49.36 | 45.09        | 52.30 | 48.63 | 52.53 | 45.72 | 51.46 | 49.57 |  |
| Type                                  | II-c  |       | D.I. in I |       |       |       | D.I. in II-c |       |       |       |       |       |       |  |
|                                       | OG21  |       | OGEL      |       | OGE2  |       | OGE4         |       |       |       |       |       |       |  |
|                                       | core  | rim   | core      | rim   | core  | rim   | core         | rim   |       |       |       |       |       |  |
| SiO <sub>2</sub>                      | 45.70 | 45.72 | 46.63     | 47.31 | 46.03 | 47.32 | 41.96        | 46.95 |       |       |       |       |       |  |
| TiO <sub>2</sub>                      | 1.33  | 1.14  | 1.43      | 1.10  | 1.95  | 1.15  | 2.12         | 1.31  |       |       |       |       |       |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 6.91  | 7.26  | 6.10      | 4.48  | 7.55  | 5.81  | 10.34        | 6.71  |       |       |       |       |       |  |
| FeO <sub>t</sub>                      | 18.53 | 18.50 | 18.64     | 16.78 | 16.49 | 17.34 | 19.77        | 17.94 |       |       |       |       |       |  |
| MnO                                   | 0.94  | 0.91  | 1.20      | 1.13  | 1.03  | 1.12  | 1.66         | 1.60  |       |       |       |       |       |  |
| MgO                                   | 10.66 | 10.02 | 10.58     | 12.09 | 11.54 | 11.06 | 8.67         | 11.06 |       |       |       |       |       |  |
| CaO                                   | 11.62 | 11.64 | 11.12     | 11.61 | 11.31 | 11.76 | 10.98        | 10.94 |       |       |       |       |       |  |
| Na <sub>2</sub> O                     | 1.42  | 1.56  | 1.37      | 1.00  | 1.89  | 1.14  | 2.19         | 1.33  |       |       |       |       |       |  |
| K <sub>2</sub> O                      | 0.78  | 1.00  | 0.68      | 0.50  | 0.54  | 0.66  | 0.64         | 0.60  |       |       |       |       |       |  |
| Total                                 | 97.89 | 97.75 | 97.75     | 96.00 | 98.33 | 97.36 | 98.33        | 98.44 |       |       |       |       |       |  |
| Numbers of ions on the basis of 23(O) |       |       |           |       |       |       |              |       |       |       |       |       |       |  |
| Si                                    | 6.909 | 6.928 | 7.045     | 7.209 | 6.853 | 7.127 | 6.410        | 7.057 |       |       |       |       |       |  |
| Al <sup>IV</sup>                      | 1.091 | 1.072 | 0.955     | 0.791 | 1.147 | 0.873 | 1.590        | 0.943 |       |       |       |       |       |  |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.240 | 0.225 | 0.132     | 0.015 | 0.178 | 0.159 | 0.273        | 0.150 |       |       |       |       |       |  |
| Ti                                    | 0.141 | 0.130 | 0.162     | 0.126 | 0.218 | 0.130 | 0.243        | 0.148 |       |       |       |       |       |  |
| Fe                                    | 2.343 | 2.344 | 2.355     | 2.139 | 2.054 | 2.184 | 2.526        | 2.255 |       |       |       |       |       |  |
| Mn                                    | 0.120 | 0.116 | 0.154     | 0.146 | 0.129 | 0.143 | 0.215        | 0.204 |       |       |       |       |       |  |
| Mg                                    | 2.403 | 2.263 | 2.381     | 2.745 | 2.560 | 2.482 | 1.974        | 2.478 |       |       |       |       |       |  |
| Ca                                    | 1.883 | 1.890 | 1.800     | 1.895 | 1.804 | 1.897 | 1.797        | 1.762 |       |       |       |       |       |  |
| Na                                    | 0.416 | 0.459 | 0.401     | 0.296 | 0.545 | 0.334 | 0.647        | 0.386 |       |       |       |       |       |  |
| K                                     | 0.151 | 0.193 | 0.131     | 0.097 | 0.103 | 0.127 | 0.125        | 0.115 |       |       |       |       |       |  |
| 100mg                                 | 49.38 | 47.91 | 48.69     | 54.57 | 53.97 | 51.61 | 41.87        | 50.19 |       |       |       |       |       |  |



第45図 小鴨一人形峠花崗岩体の黒雲母の mg-Si 図



第46図 小鴨一人形峠花崗岩体の角閃石の mg-Si 図  
破線は奥津花崗閃緑岩体の角閃石の領域。

と同程度の mg 値となっている。タイプ III a では mg=0.35~0.40 の組成を示している。これらの黒雲母の mg 値は岩石のもつその値より高くなっている。また、岩石が SiO<sub>2</sub> に富むにつれて黒雲母の mg 値は下がり、黒雲母の品出過程でマグマ中の酸素フガシティーが結晶作用に伴って低下したと考えられる。暗色包有物の黒雲母は母岩のものと同様の組成を有する。

(d) 角閃石

角閃石の組成の Si-mg 図を第46図に示す。角閃石はタイプ I 中に普遍的に産する。これらは 0.45~0.55 の mg 値を示し Leake (1968) の magnesio hornblende に属する。一般にコアからリムにかけて mg 値と Si が減少し、Al・Ti・Na・K が増加する。タイプ II c にまれに含まれる角閃石の組成もタイプ I の角閃石と似た組成変化を示す。このような傾向は前述の奥津花崗

第14表 小鴨一人形峠花崗岩体の鉄一チタン酸化鉱物の化学組成

|                                | I     |        |       |        |       |       | II-a   |       | II-b  |        | II-c  |        | III-a |       | D.I. (I) |       | D.I. (III-a) |  |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|----------|-------|--------------|--|
|                                | OG 2  |        | OG 4  |        | OG 5  |       | OG12   |       | OG16  |        | OG21  |        | OG25  |       | OGE2     |       | OGE4         |  |
|                                | Mt    | Il     | Mt    | Il     | Mt    | Il    | Mt     | Il    | Mt    | Il     | Mt    | Il     | Mt    | Il    | Il       | Mt    | Il           |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.08  | 0.12   | 0.13  | 0.05   | 0.06  | tr.   | 0.04   | 0.16  | 0.40  | 0.16   | 0.09  | 0.10   | 0.13  | 0.13  | 0.11     | 0.10  | 0.25         |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.27  | 50.60  | 0.41  | 48.10  | 0.48  | 50.17 | 0.21   | 49.41 | 0.18  | 50.24  | 0.18  | 50.12  | 0.30  | 48.50 | 47.93    | 0.18  | 49.42        |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.03  | 0.01   | 0.21  | tr.    | 0.09  | 0.03  | 0.16   | 0.02  | 0.07  | 0.14   | 0.03  | tr.    | 0.08  | 0.01  | 0.01     | 0.01  | 0.04         |  |
| FeO <sub>t</sub>               | 90.38 | 39.48  | 90.46 | 40.29  | 90.99 | 37.88 | 92.72  | 38.26 | 90.06 | 24.73  | 91.00 | 36.35  | 90.95 | 40.22 | 46.67    | 92.19 | 38.77        |  |
| MnO                            | 0.58  | 9.91   | 0.50  | 10.76  | 0.22  | 11.62 | 0.19   | 11.24 | 0.45  | 24.40  | 0.45  | 14.23  | 0.53  | 8.87  | 4.07     | 0.43  | 12.30        |  |
| HgO                            | tr.   | 0.05   | tr.   | 0.05   | 0.01  | 0.02  | tr.    | 0.02  | 0.30  | 0.02   | tr.   | 0.07   | 0.02  | 0.03  | 0.33     | tr.   | 0.01         |  |
| CaO                            | 0.04  | 0.13   | 0.03  | 0.02   | 0.05  | 0.01  | 0.01   | tr.   | 0.05  | 0.06   | 0.06  | 0.09   | 0.03  | 0.03  | 0.10     | 0.03  | 0.08         |  |
| recalculated                   |       |        |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |       |       |          |       |              |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 67.06 | 4.60   | 66.73 | 8.90   | 66.84 | 5.09  | 68.32  | 5.75  | 66.54 | 4.68   | 67.54 | 6.47   | 67.18 | 6.12  | 9.20     | 68.18 | 7.35         |  |
| FeO                            | 30.23 | 35.43  | 30.61 | 32.36  | 30.84 | 32.30 | 31.24  | 33.09 | 30.19 | 20.54  | 30.42 | 30.61  | 30.50 | 34.71 | 38.39    | 30.78 | 32.16        |  |
| Total                          | 98.29 | 100.85 | 98.62 | 100.24 | 98.59 | 99.24 | 100.17 | 99.69 | 98.18 | 100.34 | 98.77 | 101.69 | 98.77 | 98.40 | 100.14   | 99.71 | 101.61       |  |
| mol. ratio                     |       |        |       |        |       |       |        |       |       |        |       |        |       |       |          |       |              |  |
| USP                            | 1.11  |        | 1.72  |        | 1.64  |       | 0.95   |       | 0.54  |        | 0.89  |        | 0.90  |       | 0.33     |       |              |  |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 4.33  |        | 8.44  |        | 4.87  |       | 5.52   |       | 8.20  |        | 6.40  |        | 6.02  |       | 8.73     |       | 7.10         |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.36  |        | 8.48  |        | 4.82  |       | 5.58   |       | 8.90  |        | 6.08  |        | 6.03  |       | 8.88     |       | 7.10         |  |
| MnTiO <sub>3</sub>             | 21.15 |        | 23.09 |        | 24.85 |       | 24.22  |       | 52.18 |        | 30.11 |        | 19.37 |       | 8.84     |       | 26.04        |  |
| FeTiO <sub>3</sub>             | 74.49 |        | 68.43 |        | 70.33 |       | 70.20  |       | 43.37 |        | 63.81 |        | 74.60 |       | 82.29    |       | 66.85        |  |

閃緑岩体中のものとやや異なっている。暗色包有物中の角閃石ではコアとリムの区別が明瞭で、mg 値が低く Si に乏しいコアを mg 値が高く Si に富むリムが不連続に取り囲み、母岩であるタイプ I・タイプ II c の角閃石とは逆の累帯構造を示す。

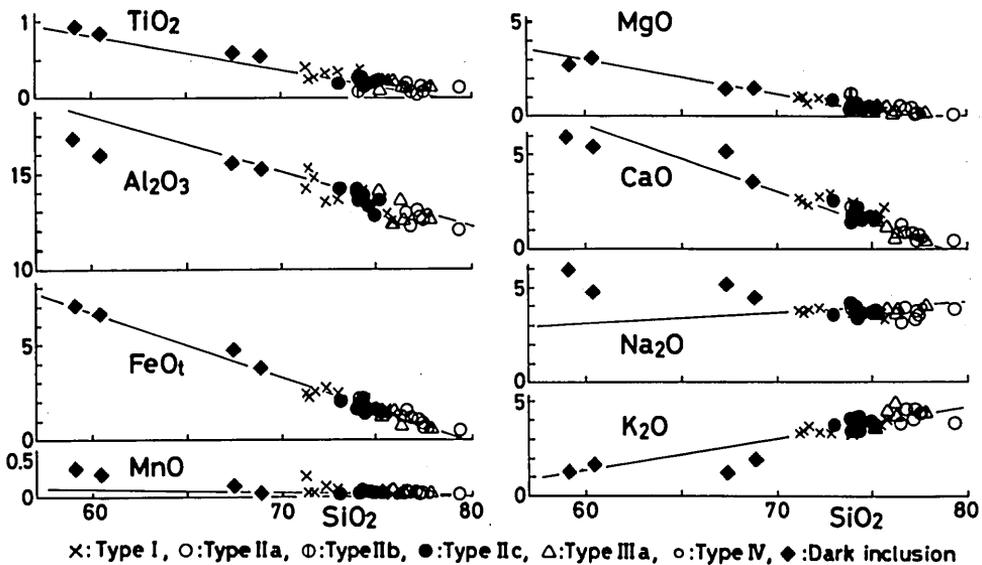
(e) 鉄—チタン酸化鉱物

磁鉄鉱はチタン鉄鉱のラメラを析出し本来の組成を保っていないことが多いが、タイプ II a・タイプ II b・タイプ III a などの酸性の岩相ではしばしばチタン鉄鉱のラメラを持たない結晶が含まれる。そのような結晶を分析すると、ほとんどウルボ・スピネル成分を含まないほぼ純粋な磁鉄鉱である。チタン鉄鉱の組成は結晶毎にかなり異なり、特に MnO 量は広い変化を示す。しかし、赤鉄鉱 ( $Fe_2O_3$ ) 成分はいずれも 4～9% 内の比較的狭い範囲に入る。

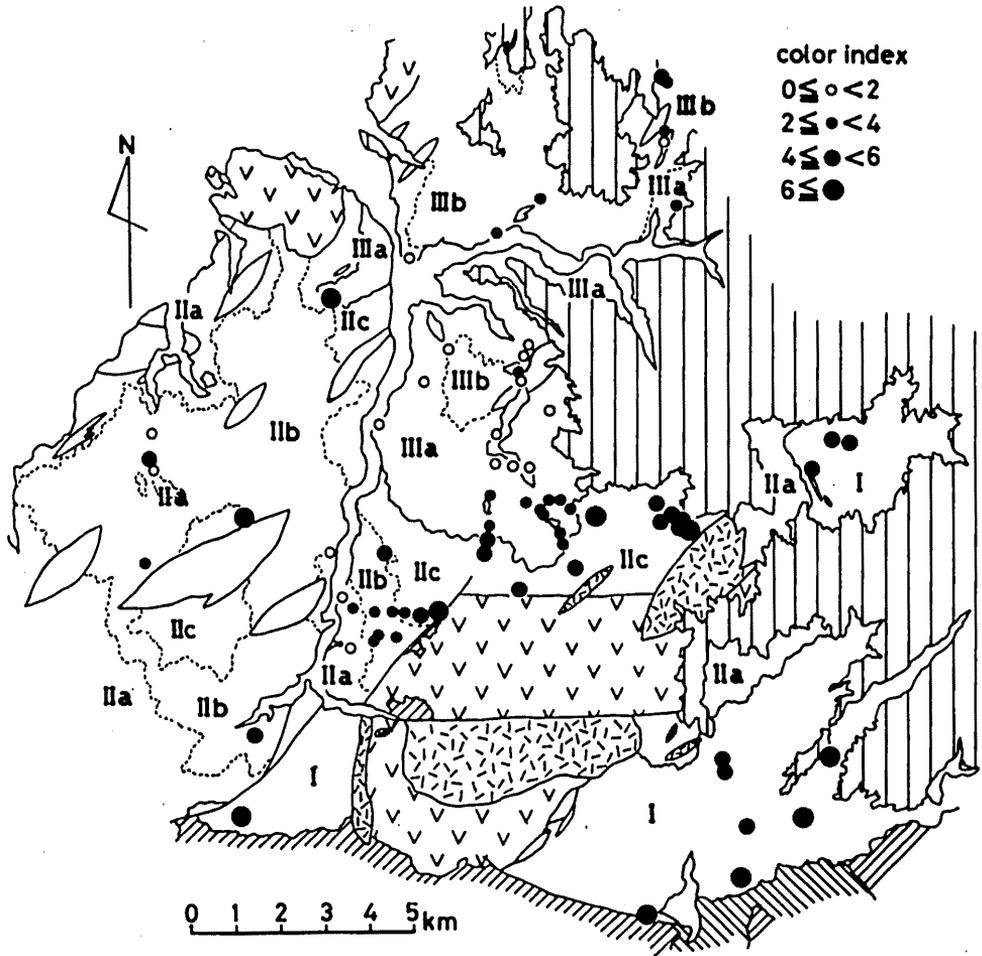
5. 全岩化学組成及びモード組成の変化

全岩化学組成の成分変化図を第47図に示す。各岩相のうちタイプ I は最も塩基性の岩相で、 $SiO_2=71\sim76$ を示す。ユニット II ではタイプ II a が最も酸性で、タイプ II b→タイプ II c となるに従って  $SiO_2$  に乏しくなる。ユニット III ではタイプ III a についてのみ全岩分析が行われ、タイプ III b については分析可能な試料が得られなかった。タイプ III a の組成はユニット II のタイプ II a・タイプ II b と同程度である。全体的にはややばらつきのある部分もあるが、比較的連続したトレンドを示すが、暗色包有物の組成は母岩の花崗岩類の組成変化に対して  $Na_2O$  に富み  $K_2O$  に乏しい傾向があって、母岩の組成とは連続しない。

岩石の色指数から、岩体内の岩相変化を見たのが第48・49図である。第49図は岩相境界面と垂直方向に見た色指数の変化である。色指数はユニット I の下底で10前後と最も高く、上位に



第47図 小鴨一人形峠花崗岩体の全岩組成の成分変化図  
直線は日本の花崗岩の平均 (Aramaki et al., 1972)。



第48図 小鴨一人形峠花崗岩体内の色指数の変化

図中のⅠ～Ⅲ bは各タイプを示す。縦線は三朝層群を示す。他の模様は第38図と同じ。

向かって低下し、ユニットⅡの付近では色指数5前後となる。ユニットⅡではユニットⅠと接する付近で色指数1以下で最も低く、上位に向かって連続的に優黒質に変化し、ユニットⅢと接する付近で色指数が7～8と最大になる。ユニットⅢでは再び優白質な岩相になるが、ユニットⅡと接する付近で色指数4前後とやや高くなる。上位のタイプⅢ bについては図示されていないが、下位のタイプⅢ aより優黒質である。

## 6. 考察

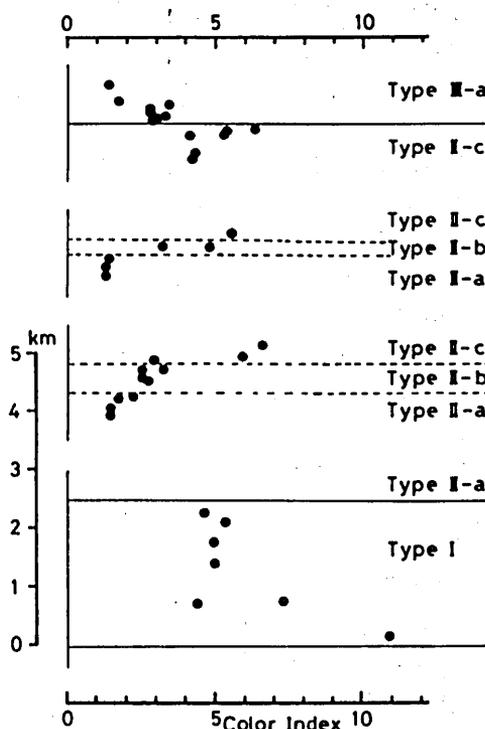
すでに述べたように小鴨一人形峠花崗岩体はこれまで小鴨花崗岩（鳥取花崗岩）と人形峠花崗岩とに区分され、それぞれが独立した均質な岩体として扱われていた。そして、両者の関係について以下の三つの考察がなされていた。即ち、(1) 柴田・猿山(1959)は小鴨型花崗岩を

人形峠型花崗岩が細粒相を持って貫くとした。一方(2)村山・大沢(1961), 山田(1961)は逆の関係にあるものとした。笹田ほか(1979c)も彼等と同様の考えを示している。それらに対して(3)杉山(1965)はすでに存在していた奥津花崗閃緑岩が後に貫入した小鴨花崗岩によってカリ添加作用を受け, 人形峠花崗岩に変化したものと考えた。

このように異なった考え方が出された背景としては両者が実際には均質な岩相からなるのではなくいくつかの岩相に分けられること, さらに各岩相ごとに接触関係の異なることがあげられる。すなわち筆者の区分によるタイプⅠとタイプⅡcは従来の人形峠花崗岩, タイプⅡa・タイプⅡb・タイプⅢa・タイプⅢbは従来の小鴨花崗岩(鳥取花崗岩)に相当するが, 人形峠花崗岩のうちタイプⅠは小鴨花崗岩であるタイプⅡaに貫かれるが, タイプⅡcは逆にタイプⅢaを貫く。さらにタイプⅡa・タイプⅡb・タイプⅡcは漸移する。そのため人形峠花崗岩と小鴨花崗岩という区分に従う限り, 両者の関係は決定され得ないのである。従って筆者は既に述べてきたように, このような各岩相を小鴨—人形峠花崗岩体というひとつの岩体内部の岩相変化として捉えるべきであると考え。

前述のように, 小鴨—人形峠花崗岩体の各タイプは平行的に重なって分布し, また暗色包有物の形態から求めた構造も各岩相の分布と調和的であり, 全体として北に傾いた半盆状構造を呈する一つの岩体である。岩体内はユニットⅠ・ユニットⅡ・ユニットⅢの三つの貫入単位に分けられ, ユニットⅡがユニットⅠとユニットⅢを貫く関係にある。それぞれの接触部をみると, 不規則な面で接することが多く接触変成作用も見られないことから, 貫入時期に大きな時間的ギャップはなかったと考えられる。またタイプⅡcがタイプⅢaを貫く露頭から連続する露頭上で, 逆にタイプⅢa中にタイプⅡcの捕獲岩が含まれるのが観察された(第42図)。このような現象は, タイプⅢaが完全に固結する前にタイプⅡcが貫入したことを示すのかもしれない。全岩化学組成がいずれのタイプもほぼ同一のトレンドに乗ること(第47図)や, 岩相や造岩鉱物組成が似ていることからみて, これら各タイプは同一のマグマの岩相変化で形成されたと考えられる。このことは, 酸素同位体比やRb-Sr同位体比の研究からも支持されている(Honma, 1983; 須藤ほか, 1983)。

鉛直方向の岩相変化を有する岩体の代表的なものに大崩山(Aramaki et al., 1977; 高橋, 1983)があり, また山陰帯東部では湯原南石英斑れい岩体(Sasada, 1979)や朝切谷花崗閃緑岩体(飯泉, 1979)などの岩体が知られている。これらはいずれも上位に向かってより優白質



第49図 小鴨—人形峠花崗岩体の各岩相の境界に対して垂直方向にみた色指数の変化

な岩相に変化する傾向があり、重力分化作用が岩相変化の有力な要因であると考えられている (Aramaki et al., 1977)。それに対して小鴨一人形峠花崗岩体の岩相変化の傾向は下位から上位に向かって一方的に変化するものではなく、たとえばユニットⅠでは上位に向かって優白質に変化するのに対し、ユニットⅡでは上位に向かってより優黒質な岩相に変化する。従ってこの岩体の岩相変化を単純な重力分化のみによっては説明できない。現在、岩相変化のメカニズムについては検討中で、ここで結論を求めることは避けたいが、本岩体が比較的底の浅いシート状又は漏斗状に貫入した岩体であることと密接に関わっているであろう。

小鴨一人形峠花崗岩体の岩相は山陰帯のバソリス状岩体に一般的なものであり、また造岩鉱物組成・帯磁率・Sr 初生値なども山陰帯のバソリス状岩体に一般的なものである。山陰帯のバソリス状岩体の詳細な岩相区分を行った例としては、山陰バソリス研究グループ(1982)や飯泉ほか(1983)による鳥取県西部～島根県東部の深成岩類の研究がある。そのうち根雨花崗岩体(山陰バソリス研究グループ, 1982)は特に詳細に記載されており、大きくA型花崗岩とそれを貫くB型花崗岩とに区分されている。A型花崗岩は小鴨一人形峠花崗岩体のタイプⅢa, B型花崗岩はタイプⅡcと酷似している。さらに興味深いのは、A型花崗岩とB型花崗岩との境界は緩傾斜で前者をルーフペンダントとして、下盤に後者が分布していることである。このように根雨花崗岩体と小鴨一人形峠花崗岩体とは、岩相・産状ともに良く似ている。山陰帯のバソリスでは小鴨一人形峠花崗岩体のような層状の岩体がそれ程特殊なものではなく、むしろ一般的な産状なのであろう。今後、他のバソリス状岩体についても詳細な岩相区分を行うとともに、岩体の立体的な形態や、現在岩体のどの部分が露出しているのかを明らかにすることが重要な課題として残されているといえよう。

#### D. 鉛山グラノファイア

##### 1. 地質概略

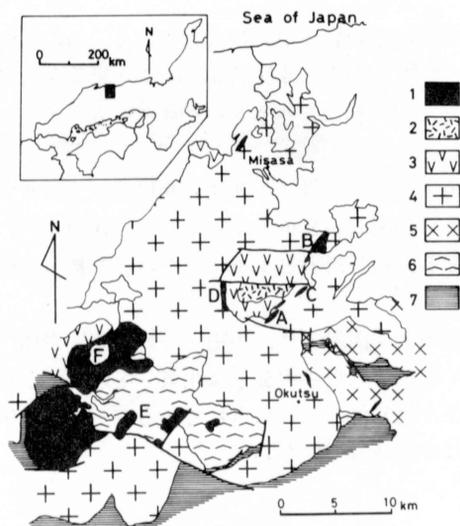
鉛山グラノファイアは木地山火山岩の周縁部に岩脈～岩株状に分布するいくつかの岩体からなり、木地山火山岩・下古屋花崗岩とともに火山—深成複合岩体を形成している(第50図)。主体を占めるのは人形仙岩体(第50・51図のA)、鉛山岩体(第50・51図のB)、人形峠岩体(第50・51図のC)、高丸山岩体(第50・51図のD)の4岩体であるが、そのほかに因美進入岩脈や木地山火山岩類を貫くいくつかの岩脈状の小岩体がある。以下、各岩体の詳細を述べる。

##### (a) 人形仙岩体

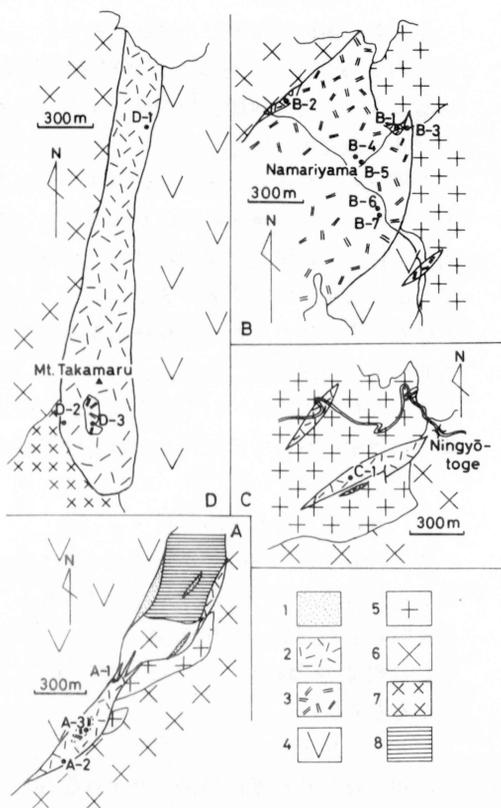
人形仙南麓には幅数m～300mのいくつかの岩脈状岩体が北東—南西方向に伸びて分布している。時代未詳の泥質・珪質岩(三郡変成岩類?), 小鴨一人形峠花崗岩体, 木地山火山岩を貫くが、多くの場合それらの境界部に貫入している。岩体の記載はすでに本間(1975a)によって詳しくなされている。主として単斜輝石角閃石斜長斑岩からなる。岩体周縁部では細粒で流理構造の発達した岩相であるが、岩体内部では粒度が上がり角閃石斜長石グラノファイア～石英閃緑斑岩である。また貫入角礫岩相の発達するところがある(本間, 1975a)。

##### (b) 鉛山岩体

三朝町鉛山を中心に北東—南西に伸びた1km×2km程度の岩体で、小鴨一人形峠花崗岩体, 木地山火山岩を貫く。主として黒雲母角閃石グラノファイアからなり、岩体の周縁部に角閃石



第50図 三朝—奥津地域の鉛山進入岩類の分布  
 1・2：鉛山進入岩類（1：グラノファイア類，2：下古屋花崗岩），3：木地山火山岩及びその相当層，4：因美進入岩類，5：用瀬進入岩類，6：白亜紀火山岩類，7：三郡変成岩類及び弱～非変成中・古生層，A～D：鉛山グラノファイア（A：人形仙岩体，B：鉛山岩体，C：人形峠岩体，D：高丸山岩体），E：雨乞山岩体，F：湯原湖岩体。  
 笹田ほか（1979c）を一部修正・加筆した。



第51図 鉛山グラノファイアの各岩体の地質図  
 A～Dは第50図を参照。1：フェルサイト，2・3：鉛山グラノファイア（2：岩相1，3：岩相2），4：木地山火山岩，5・6：小鴨—人形峠花崗岩体（5：タイプⅡa，6：タイプⅠ），7：三軒屋花崗閃緑岩，8：泥質・珪質ホルンフェルス（古生層？）。番号は試料採集地点及び試料番号を示す。

(b) 鉛山岩体

三朝町鉛山を中心に北東—南西に伸びた1 km×2 km程度の岩体で、小鴨—人形峠花崗岩体、木地山火山岩を貫く。主として黒雲母角閃石グラノファイアからなり、岩体の周縁部に角閃石斜方輝石斜長斑岩を伴う。両者の前後関係は不明であるが、両者はシャープな境界で接し、後者に熱変成作用の形跡があることから、前者が後者を貫くと考えられる。

角閃石斜方輝石斜長斑岩と母岩の花崗岩類との接触部では前者が後者に網状に浸み込み、後者を捕獲岩として多数包有する。また黒雲母角閃石グラノファイアと母岩との接触部には、母岩の花崗岩中にグラノファイアの貫入の影響と思われる文象組織が見られる（本間、私信）。

## (c) 人形峠岩体

北北東-南南西に伸びた岩脈状岩体で、小鴨-人形峠花崗岩体中に貫入している。角閃石斜長斑岩からなり、周縁部で流理構造が発達する。またすでに本間(1975a)により記載されているように、貫入角礫岩相の発達するところがある。

## (d) 高丸山岩体

小鴨-人形峠花崗岩体、三軒屋花崗閃緑岩、木地山火山岩を貫き、南北方向に伸びて分布する。主として斜方輝石黒雲母角閃石斜長斑岩-黒雲母角閃石斜長斑岩からなる。岩体中央部の高丸山付近には黒雲母角閃石グラノファイアが分布し、斜長斑岩とシャープな境界を持って接するが、前後関係は不明である。

以上の各岩体のほか、斜長斑岩からなる岩脈が奥津花崗閃緑岩体、小鴨-人形峠花崗岩体、用瀬-越畑花崗岩体、木地山火山岩を貫いて分布する。それらの大部分は北東-南西の伸びを示す。これらの岩体のいくつかは北西-南東に伸びた塩基性岩脈に切られているが、上述の主要な岩体中においてはこれらの塩基性岩脈の存在は確認されていない。

## 2. 各岩相の岩石学的記載

前述のように、鉛山グラノファイアはいくつかの岩相からなっているが、主として石基の組織から大きく以下の2タイプに分けられる。岩相1：単斜輝石角閃石斜長斑岩・斜方輝石黒雲母角閃石斜長斑岩・角閃石斜方輝石斜長斑岩・角閃石斜長斑岩などの斜長斑岩類からなるもの。岩相2：角閃石グラノファイア・黒雲母角閃石グラノファイアなどのグラノファイア類からなるもの。

## (a) 岩相1

岩相1は石基が細粒の拍子木状斜長石と、間隙充填状の石英又は石英とアルカリ長石の微細な連晶からなることによって特徴づけられる。自形~半自形の斑晶として産する斜長石には

第15表 鉛山グラノファイアのモード組成

| Mass                         | A         |      | B    |           | C    | D    |           |
|------------------------------|-----------|------|------|-----------|------|------|-----------|
| Rock facies                  | 1         | 2    | 1    | 2         | 1    | 1    | 2         |
| Qz                           |           | 16.9 |      | 28.8-26.8 |      |      | 23.1-23.0 |
| Pl                           | 29.8      | 66.4 | 14.4 | 43.6-44.1 |      | 25.7 | 46.2-47.7 |
| Kf                           |           | 7.9  |      | 26.8-23.5 |      |      | 24.5-22.2 |
| Mode (vol.%)                 |           |      |      |           |      |      |           |
| Bt                           |           | 1.6  |      | 1.6- 2.6  |      | 0.4  | 4.4- 4.9  |
| Hb                           | 0.7       | 5.7  | 0.2  | 0.1- 1.2  |      | 1.4  | 0.1- 0.4  |
| Opx                          |           |      | 0.5  |           |      | 0.2  |           |
| Cpx                          | 0.5       |      |      |           |      |      |           |
| Mt                           | 2.1       | 1.5* | 0.4  | 0.7- 1.0  |      |      | 1.1- 1.2  |
| Il                           | 0.1       |      | tr.  | 0.1- 0.2  |      | 1.3* | 0.5- 0.6  |
| groundmass                   | 66.8      |      | 84.5 |           |      | 71.2 |           |
| W.R. SiO <sub>2</sub> (wt.%) | 67.0-65.5 | 63.1 | 73.3 | 73.6-72.7 | 75.3 | 72.2 | 69.7-68.5 |

\* : opaque mineral

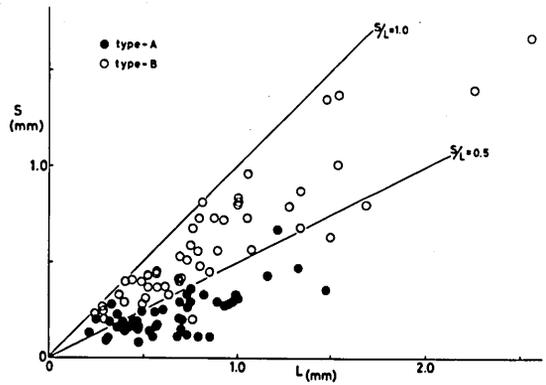
An成分の高いコアからAn成分の低いリムに急激に変化するもの（Aタイプ）と、コアとリムのAn成分の差が小さく、しばしばpatchy zoningやoscillatory zoningを示すもの（Bタイプ）がある。一般に前者は細粒で伸長性が著しいのに対して、後者は粗粒で長軸と短軸の比が小さい傾向がある（第52図）。角閃石は全ての岩相に斑晶として産する。褐色～緑褐色で周囲を緑色角閃石に置き換えられたり、オパサイト縁に取り囲まれたりすることがある。このほか高丸山岩体では石基に緑色角閃石が産する（第56図）。単斜輝石の斑晶は人形仙岩体だけに産し、斜方輝石は鉛山岩体・高丸山岩体に産する。これらの輝石類は、しばしば斜長石（Bタイプ）及び鉄-チタン酸化鉱物とともに集斑状組織を示す（第56図）。黒雲母は鉛山岩体・高丸山岩体で斑晶として産するが、石基には産しない。鉄-チタン酸化鉱物としては磁鉄鉱とチタン鉄鉱のみが産する。両者はBタイプ斜長石と輝石には包有されるが、Aタイプ斜長石のコアと角閃石のコアに包有されることはない。石英・アルカリ長石は石基にのみ産する。人形仙岩体では石基の拍子木状斜長石に対して石英が間隙充填状に産し、アルカリ長石は含まれない。一方鉛山・高丸山・人形峠の各岩体では、石基の拍子木状斜長石に対して石英とアルカリ長石の微細な連晶が間隙充填状に産する。

#### (b) 岩相 2

岩相 1 と比較して石基の粒度があがり、石基の組織が石英とアルカリ長石の連晶で特徴づけられるものである。斜長石は斑晶として産し、石基には出現しないが、やや細粒の微斑晶として産するものもある。自形性が強く顕著な累帯構造を示す。角閃石は自形の斑晶として産するが、石基に間隙充填状に産することもある。斑晶で産するものは緑色角閃石でコア部に褐色～緑褐色の部分が含まれることもある（第56図）。間隙充填状に産するものは淡緑色～無色である。黒雲母は自形～半自形の微斑晶として産し、多くの場合緑泥石化している。鉄-チタン酸化鉱物としては磁鉄鉱・チタン鉄鉱の両者が微斑晶として産する。石基には細粒の磁鉄鉱のみが産する。石英とアルカリ長石は石基に産し両者は連晶して文象組織を形成している。このような文象組織はしばしば斑晶・微斑晶を取り囲み、放射状に産することがある。副成分鉱物としてジルコン・燐灰石・スフェンが含まれる。

#### (c) 暗色包有物

岩相 2 の中にはしばしば径数十cm～数mの暗色包有物が含まれる。その分布や大きさはまちまちで、不規則な形態のものが多く。針状～柱状の角閃石と斜長石を主体とし、石英とアルカリ長石の連晶が間隙充填状に埋めている。岩相 2 と似た組織を示すが、角閃石と斜長石の量が多いこと、角閃石が針状でC軸方向に著しく伸びる（最大1cm前後）ことなどで区別される。角閃石は累帯構造を示し、褐色のコアと緑色のリムとからなる。コアの部分はリムによってリゾーションを受けている。斜長石はAn成分の高いコアからAn成分の低いリムに向かって急



第52図 鉛山グラノファイア、岩相 1 の斑晶斜長石の長軸と短軸  
試料：B-2。L：長軸，S：短軸。

激に変化するnormal zoningを示す。このほか磁鉄鉱とチタン鉄鉱の微斑晶を含む。磁鉄鉱は自形性の強いものが多いが、チタン鉄鉱はしばしば骸晶状を示す。また針状の燐灰石が特徴的に含まれる。

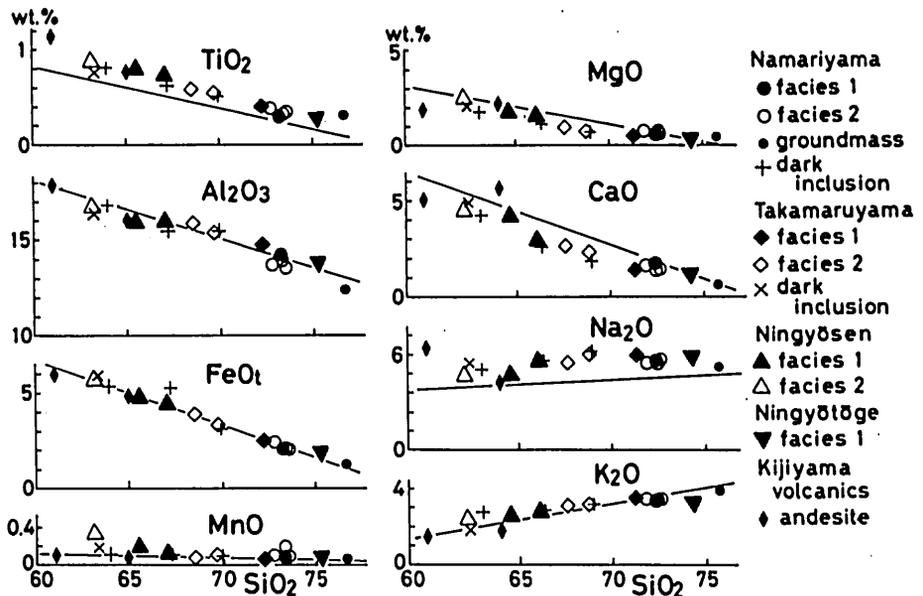
### 3. 全岩化学組成

鉛山グラノファイアの全岩化学組成の成分変化図を第53図に示す。SiO<sub>2</sub>=63~76wt.%の組成変化を示し、岩相1・2ともに幅広い変化を示すが、一つの岩体内での組成差は小さい。同一岩体内に上述の二岩相が伴う場合岩相1のほうがやや酸性になる傾向があるが、その差は小さく、岩体毎にほぼまとまった組成範囲に入る。たとえば人形仙岩体：SiO<sub>2</sub>=63.1~67.0wt.%、鉛山岩体：SiO<sub>2</sub>=72.7~73.6wt.%、高丸山岩体：SiO<sub>2</sub>=68.5~72.2wt.%となっている。暗色包有物の組成はSiO<sub>2</sub>=63~70wt.%で母岩と比べて若干SiO<sub>2</sub>に乏しくなり、成分変化図上ではグラノファイア類の変化傾向と重なる。また、木地山火山岩中の安山岩の組成も同じ範囲に入る。いずれの岩石ともK<sub>2</sub>O・CaOに乏しくNa<sub>2</sub>Oに富む傾向がある。この傾向は湯原湖グラノファイア岩体(笹田ほか, 1982)や田万川深成岩類(村上, 1981)などに見られる傾向と一致する。

### 4. 造岩鉱物の産状と化学組成

#### (a) 斜長石

鉛山グラノファイアの岩相1の斜長石斑晶は、前述のように累帯構造の性格によって2タイ



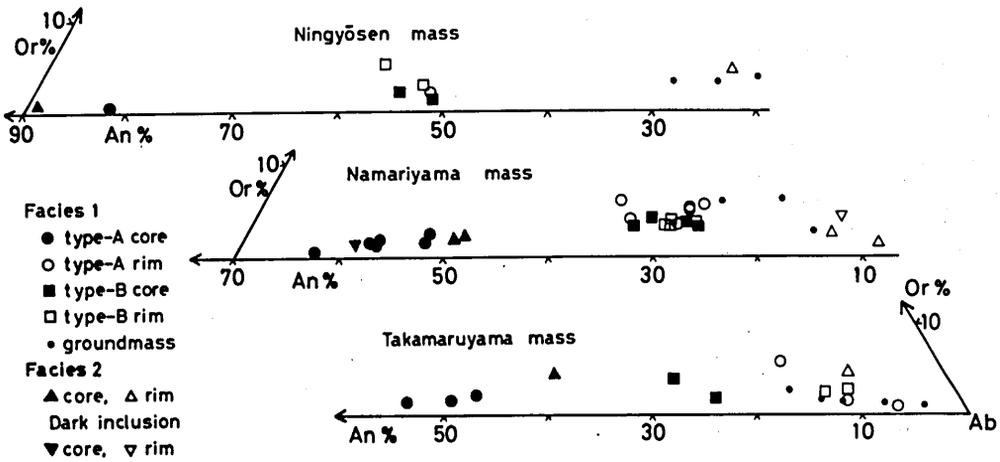
第53図 鉛山グラノファイアの全岩組成の成分変化図

直線は日本の花崗岩の平均を示す(Aramaki et al., 1972)。鉛山岩体の石基は岩相1について、斑晶のモードから計算によってもとめた。

第16表 鉛山グラノファイアの長石の化学組成

| No. |        | Plagioclase |      |     |          |      |      |      |      |     | K-feldspar |      |      |
|-----|--------|-------------|------|-----|----------|------|------|------|------|-----|------------|------|------|
|     |        | core        |      |     | Or. max. |      |      | rim  |      |     | An         | Ab   | Or   |
|     |        | An          | Ab   | Or  | An       | Ab   | Or   | An   | Ab   | Or  |            |      |      |
| A-1 | A-type | 81.0        | 18.4 | 0.6 | 49.0     | 48.8 | 2.2  | 49.0 | 48.8 | 2.2 |            |      |      |
|     | B-type | 57.5        | 41.2 | 1.3 | 50.0     | 47.0 | 3.0  | 50.0 | 47.0 | 3.0 |            |      |      |
|     | Gdm.   | 32.3        | 65.2 | 2.5 |          |      |      | 18.1 | 78.1 | 3.8 |            |      |      |
| A-3 | Ph.    | 86.5        | 12.7 | 0.8 | 21.0     | 74.5 | 4.5  | 21.0 | 74.5 | 4.5 |            |      |      |
| B-2 | A-type | 66.0        | 33.5 | 0.5 | 26.0     | 69.0 | 5.0  | 26.0 | 69.0 | 5.0 |            |      |      |
|     | B-type | 30.0        | 66.5 | 3.5 | 24.0     | 72.3 | 3.7  | 24.0 | 72.3 | 3.7 |            |      |      |
|     | Gdm.   | 20.3        | 73.7 | 6.0 |          |      |      | 13.3 | 84.1 | 2.6 |            |      |      |
| B-6 | Ph.    | 51.0        | 46.9 | 2.1 | 14.5     | 75.5 | 10.0 | 11.0 | 87.7 | 1.3 | 5.3        | 41.4 | 53.3 |
| D-2 | A-type | 48.5        | 49.5 | 2.0 | 14.0     | 80.6 | 5.4  | 14.0 | 80.6 | 5.4 |            |      |      |
|     | B-type | 27.0        | 69.0 | 4.0 | 24.0     | 70.8 | 5.2  | 10.0 | 87.0 | 3.0 |            |      |      |
|     | Gdm.   | 3.7         | 95.2 | 1.1 |          |      |      |      |      |     |            |      |      |
| D-3 | Ph.    | 34.0        | 58.0 | 8.0 | 20.0     | 84.0 | 16.0 | 10.0 | 83.5 | 6.5 | 4.7        | 28.3 | 67.0 |

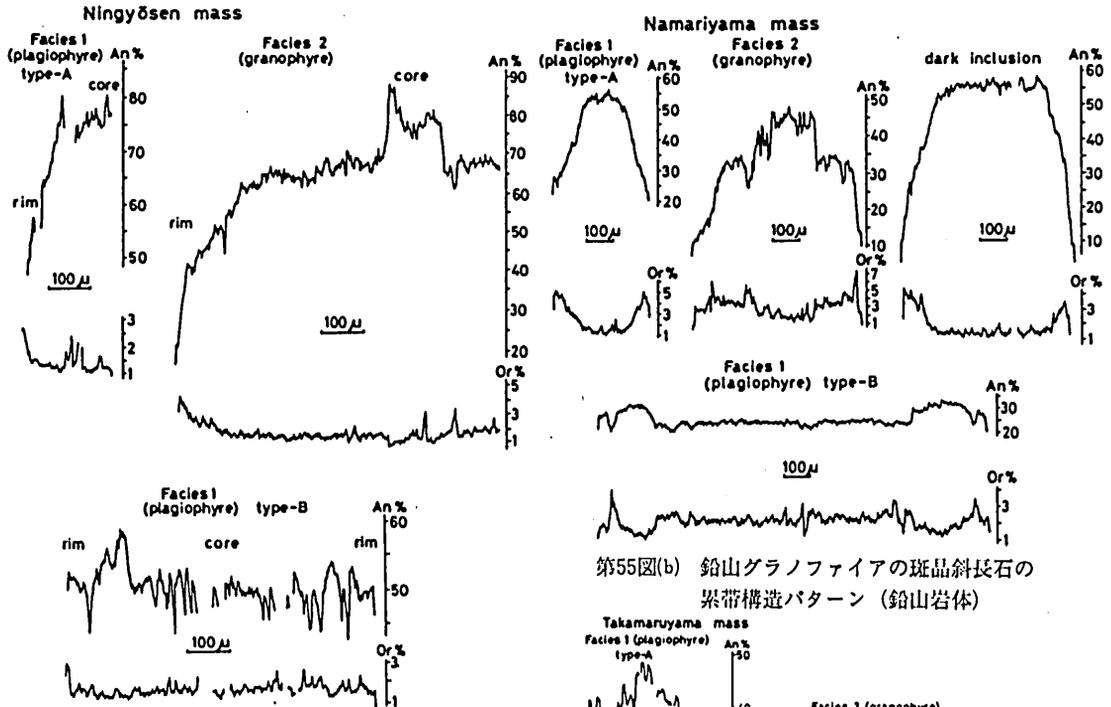
Ph.: phenocryst Gdm.: groundmass



第54図 鉛山グラノファイアの斜長石の組成

プに分けられる。第54図にそれらのAn-Ab-Or図、第55図に累帯構造を示す。斜長石の組成は岩体毎にかなり異なっているが、累帯構造のパターンは、同一タイプであれば岩体が異なっても似たものとなっている。

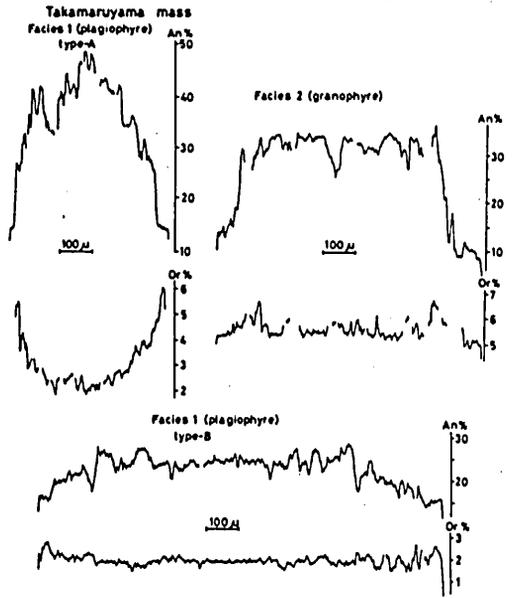
岩相1のAタイプ斜長石は、コアでAn成分が高く、リムでAn成分に乏しくなる。それに伴っ



第55図(a) 鉛山グラノファイアの斑晶斜長石の累帯構造パターン (人形仙岩体)

第55図(b) 鉛山グラノファイアの斑晶斜長石の累帯構造パターン (鉛山岩体)

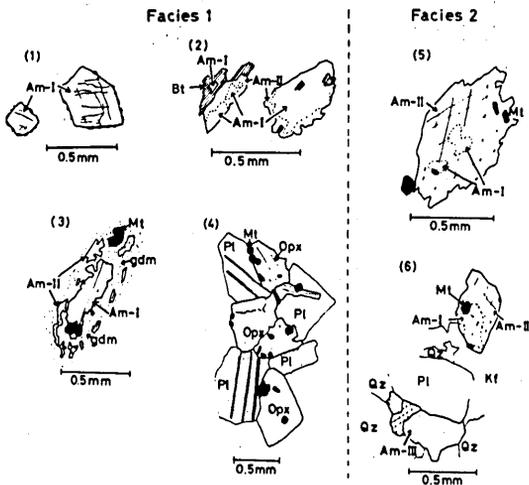
てOr成分はリムで急増する。それに対してBタイプの斜長石は、一般にコア部のAn成分に乏しく、しばしばpatchy zoningを示す。また周縁部に向かってAn成分が増加するreverse zoningを示し、更に外側のリムではAn成分の低下するnormal zoningを示す。その間Or成分の変化は少ない。このA・B両タイプの斜長石のリムの組成はほぼ等しい。石基の斜長石は斑晶斜長石のリムより低いAn成分を示し、斑晶斜長石の組成とはギャップがある。このことは斑晶と石基の品出条件に急激な変化があったことを物語っている。



第55図(c) 鉛山グラノファイアの斑晶斜長石の累帯構造パターン (高丸山岩体)

岩相2の斜長石は、岩相1のAタイプ斜長石のコアより低いAn成分を有し、normal zoningを示すが、しばしばコアにAタイプ斜長石のコアと同程度のAn成分を持つ部分が見られる。リムの組成は岩相1の石基の斜長石の組成とほぼ同じである。

暗色包有物中の斜長石は岩相1のAタイプ斜長石と同様の累帯構造を示すが、リムの組成は母岩の岩相2の斜長石のリムとほぼ同じである。

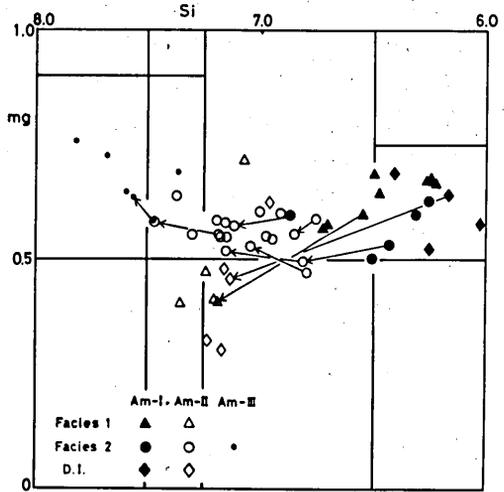


第56図 鉛山グラノファイアの角閃石・斜方輝石の産状

(1)～(4): 岩相 1, (5)～(6): 岩相 2.  
 (1): オバサイト縁を持つ角閃石-I の斑晶, (2): 周囲を角閃石-II に置き換えられた角閃石-I の斑晶, (3): 角閃石-I の斑晶と周囲を取り囲む石基の角閃石-II, (4): 斜長石と斜方輝石の集斑状クロット, (5): 角閃石-II の斑晶。コア部に角閃石-I の残晶を含む, (6): 角閃石-I の残晶を含む角閃石-II の斑晶と石基の角閃石-III。  
 (1)(5): 人形仙岩体, (3): 高丸山岩体, (2)(4): 鉛山岩体, (6): 雨乞山岩体。  
 Am: 角閃石, Bt: 黒雲母, Opx: 斜方輝石, Mt: 磁鉄鉱, Pl: 斜長石, Kf: アルカリ長石, Qz: 石英, gdm: 石基。

ように褐色角閃石は岩相 1 の斑晶として産するほか, 岩相 2 の緑色角閃石のコアに残晶として産する。この褐色角閃石を角閃石-I とする。緑色角閃石は岩相 2 の斑晶及び岩相 1 の石基に産する。これを角閃石-II とする。淡緑色～無色角閃石は岩相 2 の石基に産し, これを角閃石-III とする。個々の角閃石の組成及び累帯構造については, すでに Sakiyama (1983) に示した。以下にその概略を述べる。

角閃石-I は Leake (1968) の titani ferrousferroan pargasite ~ titaniferous ferroan pargasitic hornblende に属し, 特に  $TiO_2$  は最大 3.9wt.% に達する。このようなチタンに富むパーガス閃石は, 領家帯や山陰帯の花崗岩に先行する斑れい岩類から報告されている (笹田, 1979; 田結庄ほか, 1979; 神谷・原山, 1982) が, 酸性岩を主体とする深成岩からは報告されていない。



第57図 鉛山グラノファイアの角閃石の mg-Si 図  
 矢印は累帯構造を示し, 根元がコア, 先端がリムを示す。

(b) アルカリ長石

岩相 1 のアルカリ長石は石英と微細な連晶を示すので, 分析することができなかった。岩相 2 のアルカリ長石は  $Or_{60}$  前後の組成で, 白亜紀～古第三紀深成岩類の中で  $Or$  成分に乏しい部類に入り, 田万川深成岩類 (村上, 1981) や湯原湖グラノファイア (笹田ほか, 1982) で報告されているものに近い。

(c) 角閃石

角閃石は鏡下で褐色・緑色・淡緑色～無色の三種のものに区別される (第56図)。前述のよ

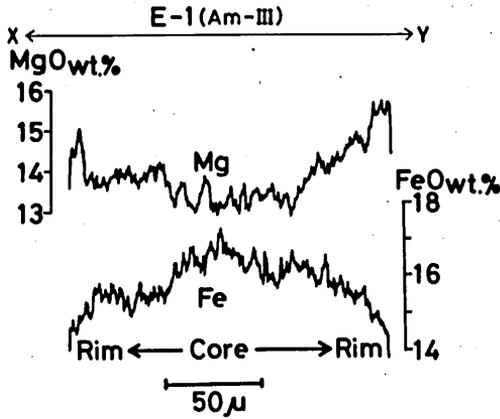
角閃石—IIは Leake (1968) による magnesio hornblende に属するものが大部分であるが、一部に ferro hornblende に属するものもある。斑晶として産するものは一般に累帯構造が著しく、コアからリムに向かって Si が増加し、Al・Ti・Na・K が減少する。一方 mg 値の変化はやや複雑で、より早期に晶出したと考えられる、比較的 Si に乏しい角閃石ではコアからリムに向かって mg 値が低下するが、より後期の晶出と考えられる、Si に富む角閃石ではリムに向かって mg 値の増加する reverse zoning を示す。

角閃石—IIIは、Leake (1968) の actinolitic hornblende ~ actinolite で、コアからリムに向かって Si・mg 値が増加し、Al・Ti・Na・K が減少する。このような角閃石の MgO と FeO の変化を第58図に示してある。

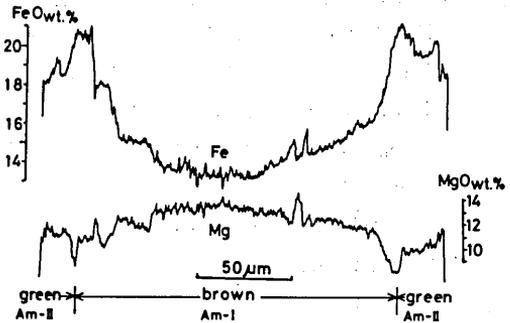
第17表 鉛山グラノファイアの角閃石の化学組成

| No.<br>Stage                          | A-1   |       | A-3   |       | B-2   |       | C-1   |       | D-2   |       | D-3   | B-6E |  |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|--|
|                                       | I     | I     | II    | I     | II    | I     | I     | II    | II    | II    | I     | II   |  |
| SiO <sub>2</sub>                      | 42.77 | 41.85 | 51.30 | 41.81 | 47.58 | 43.96 | 45.00 | 47.13 | 45.67 | 40.90 | 46.39 |      |  |
| TiO <sub>2</sub>                      | 3.88  | 3.77  | 1.03  | 3.56  | 1.18  | 2.80  | 2.23  | 0.70  | 1.97  | 3.82  | 0.82  |      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 10.79 | 11.35 | 4.19  | 10.29 | 4.57  | 9.58  | 8.02  | 4.44  | 7.26  | 11.70 | 4.10  |      |  |
| FeO <sub>t</sub>                      | 12.23 | 12.66 | 14.47 | 12.20 | 11.27 | 11.85 | 16.20 | 20.73 | 16.71 | 17.27 | 27.19 |      |  |
| MnO                                   | 0.31  | 0.29  | 0.47  | 0.32  | 0.98  | 0.18  | 0.37  | 1.03  | 0.60  | 0.25  | 0.86  |      |  |
| MgO                                   | 14.34 | 12.19 | 14.90 | 14.64 | 17.32 | 14.70 | 12.26 | 10.88 | 12.11 | 10.65 | 7.49  |      |  |
| CaO                                   | 11.06 | 11.55 | 11.07 | 10.75 | 10.70 | 11.30 | 10.86 | 9.37  | 10.63 | 10.52 | 8.54  |      |  |
| Na <sub>2</sub> O                     | 2.82  | 2.76  | 1.68  | 2.97  | 1.85  | 2.26  | 2.44  | 1.79  | 2.00  | 2.73  | 2.25  |      |  |
| K <sub>2</sub> O                      | 0.32  | 0.53  | 0.33  | 0.43  | 0.60  | 0.50  | 0.52  | 0.50  | 0.51  | 0.45  | 0.40  |      |  |
| Total                                 | 98.52 | 96.95 | 97.54 | 96.97 | 96.95 | 97.13 | 97.90 | 96.57 | 97.46 | 98.29 | 98.04 |      |  |
| Numbers of ions on the basis of 23(O) |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |  |
| Si                                    | 6.261 | 6.257 | 7.376 | 6.245 | 7.073 | 6.496 | 6.721 | 7.242 | 6.850 | 6.150 | 7.235 |      |  |
| Al <sup>IV</sup>                      | 1.739 | 1.743 | 0.624 | 1.754 | 0.800 | 1.504 | 1.279 | 0.758 | 1.150 | 1.850 | 0.754 |      |  |
| Al <sup>VI</sup>                      | 0.123 | 0.257 | 0.086 | 0.050 |       | 0.164 | 0.133 | 0.047 | 0.134 | 0.239 |       |      |  |
| Ti                                    | 0.427 | 0.424 | 0.111 | 0.399 | 0.132 | 0.311 | 0.250 | 0.080 | 0.223 | 0.432 | 0.096 |      |  |
| Fe                                    | 1.497 | 1.584 | 1.740 | 1.522 | 1.410 | 1.465 | 2.023 | 2.665 | 2.097 | 2.163 | 3.547 |      |  |
| Mn                                    | 0.038 | 0.036 | 0.058 | 0.041 | 0.124 | 0.022 | 0.047 | 0.134 | 0.076 | 0.034 | 0.113 |      |  |
| Mg                                    | 3.129 | 2.717 | 3.192 | 3.256 | 3.836 | 3.237 | 2.728 | 2.491 | 2.708 | 2.386 | 1.741 |      |  |
| Ca                                    | 1.736 | 1.850 | 1.705 | 1.718 | 1.705 | 1.789 | 1.737 | 1.543 | 1.709 | 1.695 | 1.426 |      |  |
| Na                                    | 0.800 | 0.799 | 0.469 | 0.859 | 0.534 | 0.648 | 0.707 | 0.534 | 0.581 | 0.795 | 0.680 |      |  |
| K                                     | 0.060 | 0.101 | 0.061 | 0.081 | 0.114 | 0.094 | 0.100 | 0.099 | 0.097 | 0.086 | 0.080 |      |  |
| 100mg                                 | 0.671 | 0.627 | 0.640 | 0.676 | 0.716 | 0.685 | 0.569 | 0.471 | 0.555 | 0.520 | 0.323 |      |  |

一般に高温で晶出した角閃石は Al<sup>IV</sup> と Ti に富むとされている (Helz, 1973; Raase, 1974)。従って鉛山グラノファイアの角閃石の Al<sup>IV</sup>・Ti の変化は温度の低下と対応する。また、一般に結晶作用の進行に伴って液中の SiO<sub>2</sub> 量は増加する。特に鉛山グラノファイアで石英は斑晶として晶出せず、石基にのみ産する。このことは液中の SiO<sub>2</sub> 活動度が結晶作用末期に上昇したこと



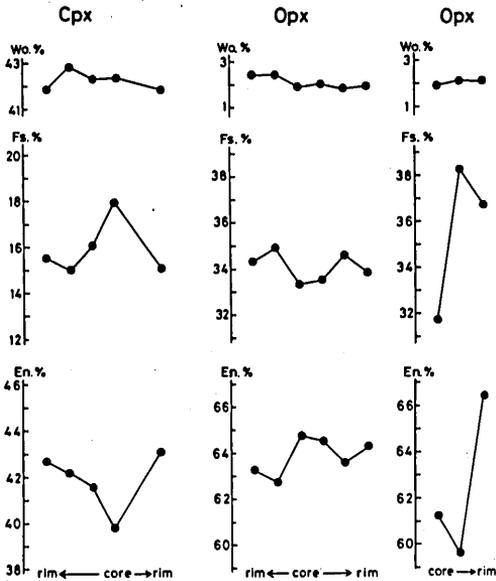
第58図 鉛山グラノファイアの角閃石の累帯構造パターン (角閃石-III)



第59図 鉛山グラノファイアの暗色包有物の角閃石の累帯構造パターン

第18表 鉛山グラノファイアの黒雲母・輝石の化学組成

| No.                            | Biotite |       | Cpx.  | Opx.  |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|
|                                | B-1     | D-2   | A-1   | B-2   |
| SiO <sub>2</sub>               | 38.20   | 36.91 | 50.90 | 51.81 |
| TiO <sub>2</sub>               | 3.83    | 3.22  | 0.50  | 0.15  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.87   | 10.92 | 2.17  | 0.42  |
| FeO <sub>t</sub>               | 14.20   | 23.81 | 8.61  | 20.96 |
| MnO                            | 0.42    | 0.65  | 0.37  | 1.93  |
| MgO                            | 17.36   | 9.35  | 15.65 | 23.70 |
| CaO                            | 0.17    | 0.03  | 19.83 | 0.84  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.14    | 0.03  | 0.39  | 0.03  |
| K <sub>2</sub> O               | 7.64    | 9.03  | tr.   | 0.01  |
| Total                          | 93.83   | 94.10 | 98.42 | 99.85 |
|                                | O=22    |       | O=6   |       |
| Si                             | 5.739   | 5.870 | 1.923 | 1.942 |
| Al <sup>IV</sup>               | 2.103   | 2.048 | 0.077 | 0.018 |
| Al <sup>VI</sup>               |         |       | 0.020 |       |
| Ti                             | 0.432   | 0.385 | 0.014 | 0.004 |
| Fe                             | 1.784   | 3.176 | 0.272 | 0.657 |
| Mn                             | 0.054   | 0.087 | 0.012 | 0.061 |
| Mg                             | 3.886   | 2.215 | 0.881 | 1.324 |
| Ca                             | 0.028   | 0.005 | 0.803 | 0.034 |
| Na                             | 0.041   | 0.055 | 0.029 | 0.003 |
| K                              | 1.464   | 1.832 | tr.   | 0.001 |
| 100mg                          | 67.89   | 40.50 | 75.62 | 64.84 |



第60図 斜方輝石・単斜輝石の累帯構造

を物語っている。液中のSiO<sub>2</sub>活動度の上昇は晶出する角閃石のSiを増加させる。角閃石の組成変化に対して温度変化と液の組成変化のうちどちらがより効果的に働いたかは不明であるが、おそらくその両方が影響して角閃石のSiを増加させたのであろう。一方、mg値は結晶作用末

期に増加する。おそらく、これは後述するように結晶作用末期に酸素フガシティーが増加し、磁鉄鉱が多く晶出したことによっているのであろう。

暗色包有物中に含まれる角閃石は顕著な累帯構造を有し、褐色の角閃石-Iを緑色の角閃石-IIが取り囲む。この場合、角閃石-Iは角閃石-IIにリソープションをうける。角閃石-Iはnormal zoningを示すのに対し、それを取り囲む角閃石-IIはreverse zoningを示す(第59図)。

#### (d) 黒雲母

変質が著しく、多くは緑泥石化しているため岩相2の黒雲母は分析できなかった。岩相1の黒雲母は高いmg値を有する。

#### (e) 輝石

単斜輝石は人形仙岩体、斜方輝石は鉛山・高丸山岩体の斑晶として産する。いずれも累帯構造が弱い、最外縁でEn成分の増加するreverse zoningを有する(第60図)。

#### (f) 鉄-チタン酸化鉱物

岩相1・2とも斑晶として磁鉄鉱とチタン鉄鉱を有する。岩相2の磁鉄鉱にはしばしばチタン鉄鉱のラメラが析出するが、岩相1の磁鉄鉱はラメラを持たない。岩相1の磁鉄鉱は累帯構造を有し、コアからリムに向かってTiO<sub>2</sub>・MnOの減少する傾向が顕著である。特にMnOに富むのが特徴的であり、1~2 wt.%のMnOを含む。またウルボスピネル成分にも比較的富み、最大44mol.%に達する。

チタン鉄鉱は15mol.%前後の赤鉄鉱成分を有し、田万川深成岩類(Imaoka et al., 1982)などと同様、赤鉄鉱成分に富む部類に入る。

## 5. 考察

### (a) 貫入過程での結晶作用

第19表 鉛山グラノファイアのFe-Ti酸化鉱物の化学組成

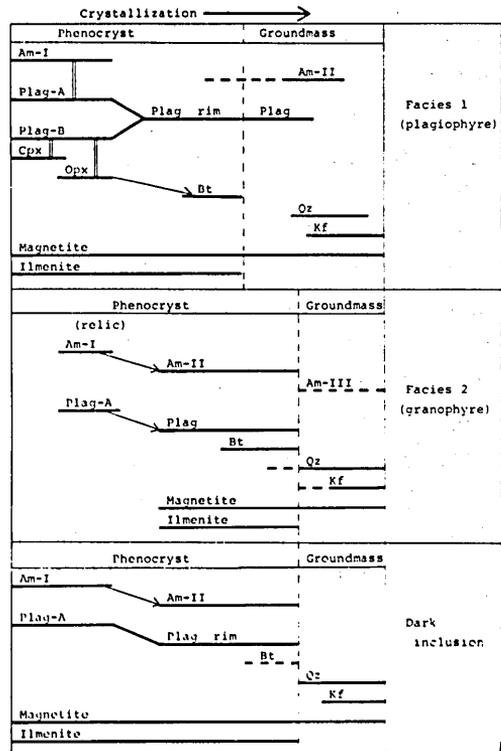
|                                | A-1    |       |       |       | B-2    |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | Il     |       | Mt    |       | Il-1   |        | Mt-1   |        | Il-2   |        | Mt-2   |        |
|                                | core   | rim   | core  | rim   | core   | rim    | core   | rim    | core   | rim    | core   | rim    |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.07   | 0.15  | tr.   | 0.02  | 0.16   | 0.13   | 0.23   | 0.21   | 0.09   | 0.14   | 0.05   | 0.11   |
| TiO <sub>2</sub>               | 44.60  | 45.45 | 16.14 | 4.57  | 44.39  | 45.06  | 6.14   | 4.57   | 44.39  | 45.06  | 5.70   | 5.49   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.27   | 0.12  | 2.18  | 0.93  | tr.    | 0.01   | 0.49   | 0.06   | tr.    | 0.01   | 0.68   | 0.80   |
| FeO <sub>t</sub>               | 42.04  | 39.25 | 74.71 | 85.36 | 48.58  | 47.82  | 86.91  | 88.62  | 50.13  | 50.01  | 85.68  | 86.24  |
| MnO                            | 11.04  | 11.90 | 2.85  | 1.75  | 5.69   | 5.88   | 0.97   | 0.58   | 3.87   | 4.23   | 2.24   | 1.98   |
| MgO                            | 0.19   | 0.19  | 0.07  | 0.04  | 0.03   | 0.04   | 0.05   | 0.01   | 0.08   | 0.06   | 0.04   | 0.03   |
| CaO                            | 0.33   | 0.38  | 0.30  | 0.13  | 0.04   | 0.05   | 0.03   | 0.03   | 0.05   | 0.03   | 0.01   | tr.    |
| recalculated                   |        |       |       |       |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.02  | 11.40 | 36.00 | 54.57 | 15.74  | 14.32  | 56.37  | 59.65  | 15.80  | 15.28  | 57.19  | 57.50  |
| FeO                            | 27.78  | 28.99 | 42.32 | 36.26 | 34.41  | 34.93  | 36.19  | 34.94  | 35.91  | 36.26  | 34.23  | 34.50  |
| Total                          | 100.30 | 98.58 | 99.86 | 98.27 | 100.46 | 100.42 | 100.47 | 100.05 | 100.19 | 101.07 | 100.15 | 100.41 |
| mol. ratio                     |        |       |       |       |        |        |        |        |        |        |        |        |
| USP                            |        |       | 44.10 | 20.56 |        |        | 18.10  | 13.94  |        |        | 16.52  | 16.09  |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 15.68  | 11.08 |       |       | 14.95  | 13.59  |        |        | 15.08  | 14.47  |        |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.64  | 11.08 |       |       | 15.89  | 14.42  |        |        | 15.86  | 15.42  |        |        |
| MnTiO <sub>3</sub>             | 23.56  | 25.30 |       |       | 12.21  | 12.60  |        |        | 8.36   | 9.05   |        |        |
| FeTiO <sub>3</sub>             | 60.80  | 63.63 |       |       | 71.90  | 72.98  |        |        | 75.78  | 75.53  |        |        |

鉛山グラノファイアは前述のようにいくつかの岩体に分けられ、岩体毎に異なる組成を示すが、一つの岩体内で岩相1が岩相2の周辺に分布する傾向はいずれの岩体でも同様である。各岩相での鉱物の晶出関係を第61図に示す。岩相1の斑晶として含まれる斜長石にはA・Bの二タイプのものであるが、それらのリムの組成は同一岩体内では一定である。それらと石基の斜長石とを比較すると、いずれも石基の斜長石の方が10～20mol.%ほどAn成分に乏しい(第54図)。一方斜長石とならんで主要な斑晶である角閃石を見ると、岩相1では斑晶として角閃石-Iを含み、角閃石-IIが角閃石-Iを取り巻いたり石基に産する(第57図)。この場合角閃石-Iと角閃石-IIの組成にはギャップがあり、後者の方がSiに富み、低いmg値を有する。これらのことは斑晶と石基の晶出条件にかなり急激な変化(おそらく急冷)があったことを示している。岩相1では石基の斜長石に対して間隙充填状に、さらに微細な文象組織を示す石英とアルカリ長石が見られる。

岩相2の斑晶の斜長石は岩相1の斜長石(特にAタイプ斜長石)より低いAn成分を有し、コアからリムに向かって連続した累帯構造を示すが、コア部にAタイプ斜長石のコアと同程度の高いAn成分を示す部分がやや不規則に存在することがある。これらの斜長石のリムの組成は岩相1の石基の斜長石の組成とほぼ等しい。岩相2の角閃石の斑晶は緑色の角閃石-IIで、岩相1の石基に晶出する角閃石-IIと同様の組成である。これらの斜長石と角閃石を斑晶として、石基には文象組織を示す石英とアルカリ長石が産する。

以上のことから両岩相ともほぼおなじ結晶作用の経路をたどり、同様の条件で固結したと考えられる。一方全岩化学組成は岩相1と岩相2では大差が無く、両者の鉱物組合せの違いを斑晶鉱物の分別作用によって説明することは困難である。おそらく全体に冷却速度が速かったため、岩体内の分化はそれほど起きず、両岩相の差異は主として結晶作用と液との反応の程度の違いによって生じたのであろう。即ち、斜長石・角閃石-I・輝石を含んだマグマが貫入し、著しい急冷によってそれらの鉱物をそのまま斑晶として残した部分が岩相1となり、より緩冷条件で固結した部分が岩相2となった。岩相2では貫入・固結過程で早期の鉱物と液との反応が進み、Aタイプ斜長石と角閃石-Iは残晶として残り、Bタイプ斜長石と輝石は消滅したと考えられる。

結晶作用末期には両岩相とも石英とアルカリ長石の晶出がある。石英の晶出はアルカリ長石



第61図 鉛山グラノファイアの各鉱物の晶出関係  
二重線：集合してクロットを形成  
矢印(一重)：包有関係  
矢印(二重)：反応関係

より若干早く、稀に微斑晶や岩相2の斜長石のリムと連晶することがある。それに対してアルカリ長石が産するのは石基のみである。石基の石英とアルカリ長石の連晶は岩相1では石基の拍子木状斜長石を、岩相2では斑晶の斜長石を取り巻き、斜長石を芯にして放射状に成長している。このような産状から、結晶作用末期にはアルカリ長石のみが晶出して、アルカリ長石と斜長石が共晶関係に無いと考えられ、いわゆるハイパー・ソルバス花崗岩である可能性が強い。アルカリ長石のOr成分が60mol.%前後と乏しいことも、この推論と調和的である。

次に結晶作用時の物理条件を考える。結晶作用時の酸素フガシティーは共存する磁鉄鉱とチタン鉄鉱の組成により決定することができる (Buddington and Lindsley, 1964; Spencer and Lindsley, 1981)。鉛山グラノファイアの磁鉄鉱・チタン鉄鉱とも累帯構造を示し、また両者が接することが少ないので、各結晶のどの部分が平衡であった部分かを知るのは難しいが、一応リム同志が平衡であったと仮定して、その温度と酸素フガシティーを求めると、ほぼ730℃~790℃で $10^{-16}$ ~ $10^{-15}$ の酸素フガシティーとなる。コア同志で求めると、900℃~1000℃まで温度が上昇する。これらはT-f<sub>O2</sub>図で多少のバラツキがあるもののいずれもNNOバッファーよりやや高い酸素フガシティーで、緩衝線とほぼ平行な曲線上に位置する。

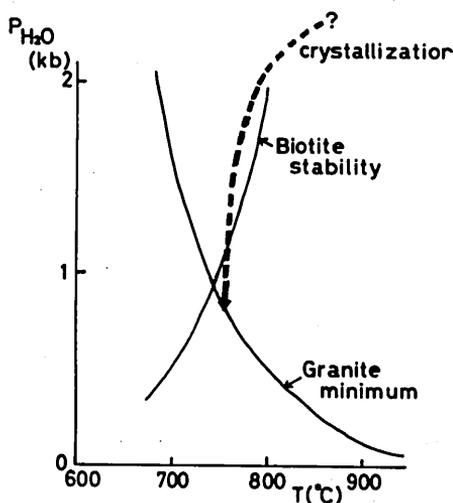
一方石基に晶出するのは磁鉄鉱のみである。そこで石基の有色鉱物を見ると、岩相1では角閃石-II、岩相2では角閃石-IIIが存在し、それらはリムに向かってmg値の増加するreverse zoningが見られる。reverse zoningの要因としては温度上昇 (Sakuyama, 1977)、水蒸気圧の上昇 (大島, 1975)、酸素フガシティーの上昇 (Mason, 1978) などが考えられるが、角閃石のSiの増加とAl・Tiの減少は温度の上昇で期待される傾向とは逆であり、また共存する斜長石のリムや石基のAn成分が低くなっていることは、急激な温度低下又は水蒸気圧の低下に都合が良い。おそらくSakiyama (1983) で指摘したように酸素フガシティーの上昇によって磁鉄鉱が多く晶出し、それに伴ってreverse zoningが形成されたのであろう。Al<sup>IV</sup>・Tiの減少は酸素フガシティーの上昇によって期待される傾向と一致する (Helz, 1973; Spear, 1981)。以上のことから斑晶形成の末期~石基形成時、即ちマグマの定置・固結時期に酸素フガシティーの上昇があり、斑晶形成時のNNOバッファーよりさらに高い酸素フガシティーになったと考えられる。このように結晶作用にともなって酸素フガシティーの上昇する岩体としてはBen Nevis (Haslam, 1968); 田万川 (Murakami, 1969); Finnmarka (Czamanske and Wones, 1973) 等が有名であるが、これらはいずれも地下浅所に貫入した岩体とされている。

次に岩体の貫入深度を推定しよう。黒雲母の分解曲線と花崗岩の溶融曲線からある程度の圧力を見積もることが出来る。Czamanske and Wones (1973) によると、黒雲母とアルカリ長石+磁鉄鉱との間に次のような関係式が成り立つ。

$$\log f \text{H}_2\text{O} = (7409/T) + 4.25 - \frac{1}{2} \log f \text{O}_2 + 3 \log X_{\text{Fe}^{2+}} + 2 \log X_{\text{OH}} - \log a_{\text{Or}} - \log a_{\text{Mt}}$$

ここで $a_{\text{Or}}$ 、 $a_{\text{Mt}}$ はそれぞれアルカリ長石と磁鉄鉱の活動度を示し、Czamanske and Wones (1973) に従って、 $a_{\text{Or}}=0.6$ 、 $a_{\text{Mt}}=1$ とする。黒雲母の分析は全てXMAによるもので、 $X_{\text{Fe}^{2+}}$ 、 $X_{\text{OH}}$ を求めることができない。そこで山陰帯の各地のデータ (Czamanske et al., 1981; 村上, 1981) を参考にして、 $X_{\text{Fe}^{2+}}=0.82$ 、 $X_{\text{OH}}=0.97$ として計算し、それによって鉛山岩体の岩相1の黒雲母の分解曲線を得た (第62図)。ここで鉛山グラノファイアの黒雲母の産状を見ると、

斑晶として産することはあるが石基に産することは無く、有色鉱物の晶出順序は角閃石-I→黒雲母→角閃石-II、あるいは角閃石-I→角閃石-II+黒雲母→角閃石-IIIとなる。このことから、結晶作用時のマグマの水蒸気圧と温度の変化を示すと、第62図のようになり、鉛山グラノファイアのマグマは $P_{H_2O} = 1$  kb以下の条件で固結したことになる。この固結条件の推定にあたり、 $X_{Fe^{2+}}$ 、 $X_{OH}$ について直接本岩体のデータが得られていないことなどから、上述の条件をそのまま使用するのには問題があるかも知れないが、角閃石と黒雲母の晶出関係ははっきりしており、本岩体が浅所に進入したことについてはそれほど異議が無いであろう。前述のように鉛山グラノファイアがハイパー・ソルバス花崗岩の可能性があると、結晶作用末期に酸素 fugacity が上昇したことは、このようにマグマが浅所に進入したと密接に関係するのである。



第62図 鉛山グラノファイア・岩相1の固結経路

(b) マグマ溜りでの結晶作用

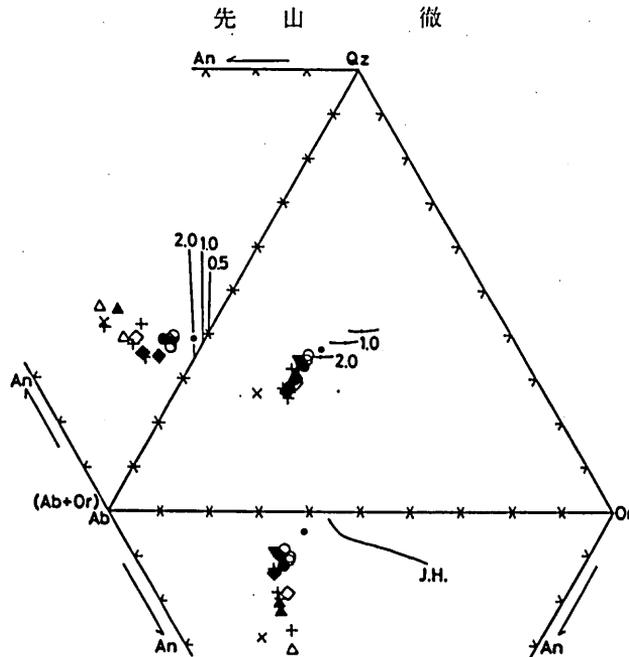
i. マグマ溜りの物理的条件

鉛山グラノファイアの全岩化学組成は成分変化図上で連続した変化を示し、またノルム An-Ab-Or 図でも連続したトレンドを示す(第63図)。木地山火山岩の組成もこれらの変化傾向に乗る。また造岩鉱物の組合せやそれらの化学組成は岩体によって異ならず、また木地山火山岩中の造岩鉱物もこれらと同様の性格を持っている。以上のことから、鉛山グラノファイアの各岩体及び木地山火山岩を形成したマグマはそれぞれ単独のものではなく、同一のマグマから形成されたものと考えられる。このことは、これらを生じた一つのマグマ溜りの存在を想定させる。鉛山グラノファイアの全岩化学組成は  $SiO_2 = 63 \sim 75$  wt.% と安山岩～流紋岩質の組成変化を示すが、各岩体内の組成変化は小さい。従ってこのような組成変化は各岩体の定置・固結時ではなく、それ以前に前述のマグマ溜り内で生じたと考えられる。

全岩化学組成・斑晶のモード組成・鉱物組成から、岩相1の石基の化学組成を求めた。Kudo and Weil(1970)によれば斜長石及びそれと平衡な液の組成が判れば、その温度を見積もることによって水蒸気圧を推定することができる。鉄-チタン酸化鉱物のリムから求めた温度

第20表 岩相1の石基の組成及び温度と水蒸気圧

| No.       | B-2    |                                |
|-----------|--------|--------------------------------|
| $SiO_2$   | 76.66  | Mt-Il geotherm.<br>730°C-790°C |
| $TiO_2$   | 0.29   |                                |
| $Al_2O_3$ | 12.45  | Plag. rim<br>An=25%            |
| $FeO_t$   | 1.28   |                                |
| MnO       | 0.06   | $P_{H_2O}$ T                   |
| MgO       | 0.42   |                                |
| CaO       | 0.67   | 1.8kb-788°C                    |
| $Na_2O$   | 4.34   | 2.1kb-727°C                    |
| $K_2O$    | 3.85   |                                |
| Total     | 100.02 |                                |



第63図 鉛山グラノファイアの全岩組成のノルム Qz-Ab-An-Or 図

0.5, 1.0, 2.0はそれぞれ Tuttle and Bowen (1958) による  $\text{KH}_2\text{O} = 0.5, 1, 2 \text{ kb}$  での最低溶融点を示す。J.H. は James and Hamilton (1968) による  $\text{PH}_2\text{O} = 1 \text{ kb}$  での相境界線。印は第53図と同じ。

は730℃～790℃であることから、水蒸気圧は2 kb前後となる。次にこの石基のノルム組成を見るとノルム Qz-Ab-Or 系 (Tuttle and Bowen, 1958) で  $\text{PH}_2\text{O} = 2 \text{ kb}$  の最低溶融点のやや Qz 側にプロットされる (第63図)。James and Hamilton (1968) の1 kbでの実験で得られた石英-長石相境界から、2 kb, 0.5 kb の場合の石英-長石相境界面を推定したものを第63図の An-(Ab+Or)-Qz 図に示したが、鉛山グラノファイアの石基の組成は  $\text{PH}_2\text{O} = 2 \text{ kb}$  の相境界面上に位置する。石基の組成はマグマ溜りの液を代表すると考えられ、上述のことから、マグマ溜りの水蒸気圧は2 kb前後であったと考えられる。現実には、水に飽和したマグマ溜りの存在は考え難く、水に不飽和なマグマを想定すれば、マグマ溜りの全圧力は2 kbよりやや高くなるであろう。

鉛山グラノファイアで最も早期に晶出した鉱物の一つに角閃石-Iがある。角閃石-Iはチタンに富むパーガス閃石である。Sakiyama (1983) はこの角閃石の Ti・Al について、各地の岩石や実験によって得られた角閃石と比較した。それによると、Helz (1973) による  $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$  での実験で合成された角閃石と Allen et al. (1976) による  $\text{PH}_2\text{O} = 10 \text{ kb}$  以上での実験で合成された角閃石を比較すると、Helz (1973) による  $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$  での実験で合成された角閃石の方が Ti に富み Al に乏しい。さらに Allen et al. (1976) による実験の内でも、より低圧で存在する角閃石ほど Ti に富み、Al に乏しい傾向がある。また地下深部起源の角閃石は一般に Ti に乏しく、Al に富む (Best, 1974)。それに対して鉛山グラノファイアの角閃石-Iは、Helz (1973) による  $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$  での実験で合成された角閃石より、さらに Ti に富み Al に乏しい。以上のことから、鉛山グラノファイアの角閃石-Iの晶出は  $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$  以下の条件であったと考え

られる。このことは角閃石—Iが $Al^{VI}$ に乏しいこととも調和的である。従って鉛山グラノファイアのマグマ溜りでの斑晶鉍物の晶出は、少なくとも5 kbより浅く、2 kb又はそれよりやや深い所で行われたのであろう。

## ii. マグマの混合

岩相1の斑晶として、まず斜長石がある。斜長石にはAタイプとBタイプの二種類のものがある。既に述べたように、両タイプの斜長石のコアの組成及び累帯構造のパターンは大きく異なり、どちらか一方のタイプの斜長石の累帯構造パターンに他のタイプの斜長石の累帯構造パターンが含まれることはない。このことから両タイプの斜長石が同一のマグマからの一連の結晶作用で形成されたとは考えられない。一方有色鉍物として角閃石—Iと輝石があるが、これらは斜長石とともに集斑状のクロットを形成することがある。その場合角閃石—IはAタイプ斜長石、輝石はBタイプ斜長石と集合する。また、角閃石—Iと輝石が接することは無い。即ち岩相1のクロットにはAタイプ斜長石と角閃石—Iの組合せと、Bタイプ斜長石と輝石の組合せの二種類のものがあり、両者は異なった条件下で形成されたと考えられる。このようなクロットの成因に関して、捕獲岩と考えられることがあるが、本岩体の場合、斜長石の双晶がいずれも火成岩の性格を持ち、これらのクロットはいずれも火成源であると考えられる。次にこの二種類のクロットの形成条件を考察する。

Aタイプ斜長石と角閃石—Iは単独の斑晶として産するのが一般的で、クロットを形成することは少ない。角閃石—Iは前述のようにチタンに富むパーガス閃石であるが、このようなチタンに富むパーガス閃石が中性～酸性のカルク・アルカリ岩から産することは稀であり、本邦の白亜紀～古第三紀火成岩類でも、鉛山グラノファイアのほかに山陰帯や領家帯の斑れい岩類に含まれるのみである。Sakiyama (1983) はそのような産出状況を考慮し、角閃石—Iの起源に関与したマグマとして、ある程度塩基性のマグマを想定した。しかし沢田 (1981) が示したように中性マグマからでも斑れい岩が形成され得ることや、山陰帯の古第三紀火山岩で最も塩基性の岩石でも玄武岩質安山岩であること、木地山火山岩中に安山岩より塩基性のものが存在しないことなどから、極端に塩基性のものを仮定することは適当ではなく、玄武岩質安山岩～安山岩程度のマグマを考えるのが妥当であろう。また角閃石—Iを角閃石—II及びIIIと比較した場合、それらが連続した組成変化の傾向を示すことから、それらの形成に関与したマグマは全く異質なものではなく、角閃石—Iは同質マグマからの早期晶出相と見るべきであろう。角閃石—Iは輝石を置き換えて産することがなく、包有物も殆ど含まず均質であることやAタイプ斜長石に包有されることから、液相線付近で晶出した可能性がある。このように角閃石—Iが結晶作用の早期に初生的に晶出したことは、このクロットを形成したマグマが比較的水に富むものであったことを示唆している。また水蒸気圧が上昇するにつれて、斜長石の液相—固相線が低下する (Yoder et al., 1957) ため、同じ温度で水蒸気圧の高い程斜長石のAn成分が高くなることが知られている。Aタイプ斜長石のコアのAn成分が高いことも、水蒸気圧が高かったと考えることと調和的である。

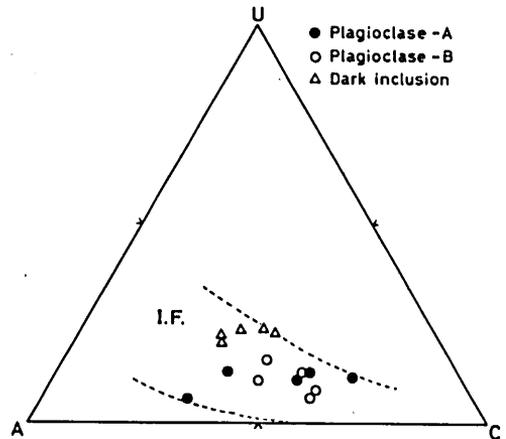
次にBタイプ斜長石と輝石について見る。Bタイプ斜長石と輝石は、単独の斑晶として産するよりクロットを形成することの方が多し。斜長石と輝石のクロットについてはこれまで多くの研究が知られている (Stewart, 1975; Flood et al., 1977)。Stewart (1975) はこのようなクロットの成因として、高压で形成されたパーガス閃石質な角閃石の低压条件での分解を考えている。

彼の考えを適用すれば、角閃石—Iと液の反応によって輝石とBタイプ斜長石が形成されたことになる。しかし、実際に角閃石—Iが輝石に置き換えられた産状を示すものは存在しないし、クロットの組織も再結晶を示すものではない。むしろ、Flood et al. (1977) によって記載されたもののように、早期晶出相あるいは部分溶融時の難溶性残存物とみなした方が自然であろう。

このクロットが早期晶出相であるか難溶性残存物であるか区別するのは困難であるが、Bタイプ斜長石の双晶が火成岩の領域に入ること(第64図)やBタイプ斜長石のコア部にしばしば見られる oscillatory zoning や patchy zoning は火成岩に一般的であるとされていること(Vance, 1962, 1965)などを考えると、このクロットも火成源であり、早期晶出相の可能性がある。Bタイプ斜長石のコア部のAn成分はAタイプと比べ低い。それに伴う有色鉱物は輝石である。輝石の周縁部は黒雲母に置き換えられていることがあるが、それ以外の含水鉱物はこのクロット中に含まれない。Naney (1983) によれば、水に富む花崗岩質マグマでは温度の低下に伴って早期に晶出した輝石が液との反応によって角閃石に変化するのに対し、水に乏しい場合には黒雲母に変化して角閃石が晶出しない。このことは鉛山グラノファイアのBタイプ斜長石+輝石のクロットが比較的水に乏しいマグマから晶出したことを示唆している。Vance (1965) が patchy zoning を比較的水に乏しい条件で形成されるものとしていることは、このことと調和的である。

Bタイプ斜長石のAn成分はリム付近で不連続に増加する。また輝石の累帯構造は弱い、リムに向かってEn成分に富みFs成分に乏しくなる傾向がある。非平衡な鉱物組合せや、reverse zoning の存在は、しばしばマグマの混合(magma mixing)の証拠とされる(Anderson, 1976)。鉛山グラノファイアの場合も、Aタイプ斜長石+角閃石—IとBタイプ斜長石+輝石の性格の異なる二種類の鉱物組合せが同時に存在し、後者の組合せにはreverse zoningが見られる。従って早期晶出相として、Aタイプ斜長石と角閃石—Iを含む比較的水に富むマグマと、Bタイプ斜長石と輝石を含む比較的水に乏しいマグマとが混合することにより、後方で水蒸気圧の上昇が起り、斜長石・輝石ともにreverse zoningが形成されたと解釈される。

岩相2では、このような非平衡な鉱物組合せは見られない。これは岩相2が岩相1と比べてやや緩冷条件で固結したため、液との反応によってBタイプ斜長石と輝石が消失したことによるのであろう。岩相2には、しばしば暗色包有物が含まれている。暗色包有物はAタイプ斜長石及び角閃石—Iからなるが、これらの結晶のリムは岩相2の斜長石・角閃石のリムと同様の組成を示す。また、石基は石英とアルカリ長石の連晶からなり、母岩と似た組織を示す。このことは、暗色包有物内部では最終段階に母岩と同様の結晶作用が行われたことを示し、暗色包



第64図 鉛山グラノファイアの斜長石の双晶

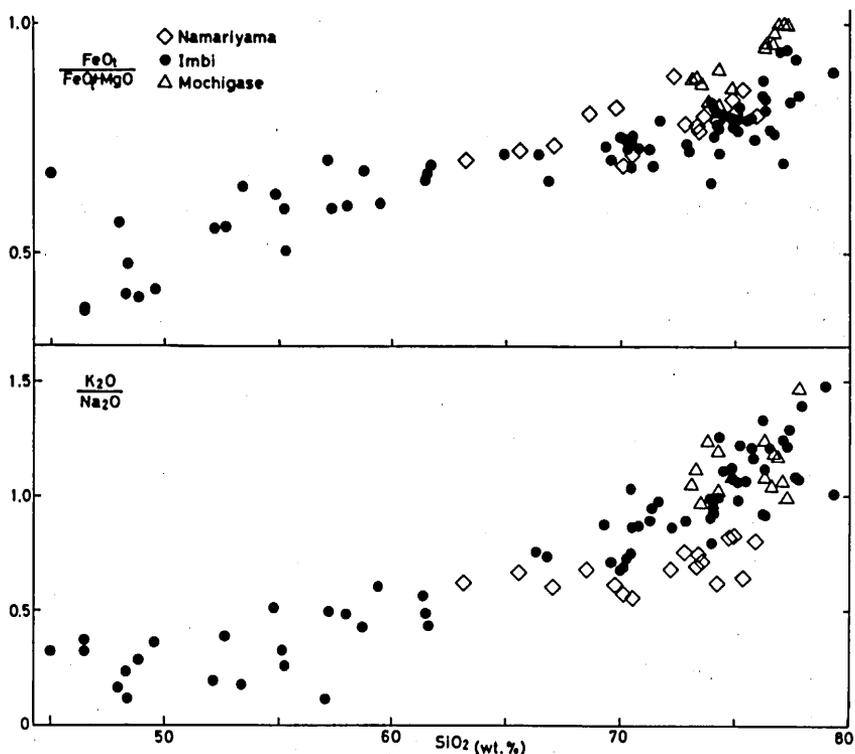
U: 双晶を持たないもの, C: カールスバッド双晶などの複合双晶, A: アルバイト双晶. I.F.: Gorai (1951) による火成岩中の斜長石の双晶の領域.

有物が母岩に取り込まれた際、完全に固結していなかったことを示唆する。このことから暗色包有物はAタイプ斜長石と角閃石—Iを晶出させたマグマに相当し、前述のマグマ混合の際、Bタイプ斜長石と輝石を晶出させたマグマと充分混合しきれなかった部分である可能性が強い。以上のように、鉛山グラノファイアのマグマは二種類の、性格の異なるマグマの混合により形成され、暗色包有物はその一つの端成分を表していると考えられる。その端成分を示すマグマが暗色包有物となる過程としては、Blake et al.(1965)の示した、酸性マグマ中に注入した塩基性マグマが冷却して暗色包有物になるというモデルが、これまでのところ最も有効であろう。

### V. 岩石学的性質の時間的变化

#### A. 全岩化学組成

全岩化学組成から見て、山陰帯東部の深成岩類は全てカルク・アルカリ岩に属し、Chappell and White(1974)のIタイプに属する。因美进入岩類は組成範囲が広く、 $SiO_2=45\sim 78wt. \%$



第65図 山陰東部の进入岩類の全岩組成の変化  
 三角：用瀬进入岩類，黒丸：因美进入岩類，四角：鉛山进入岩類。

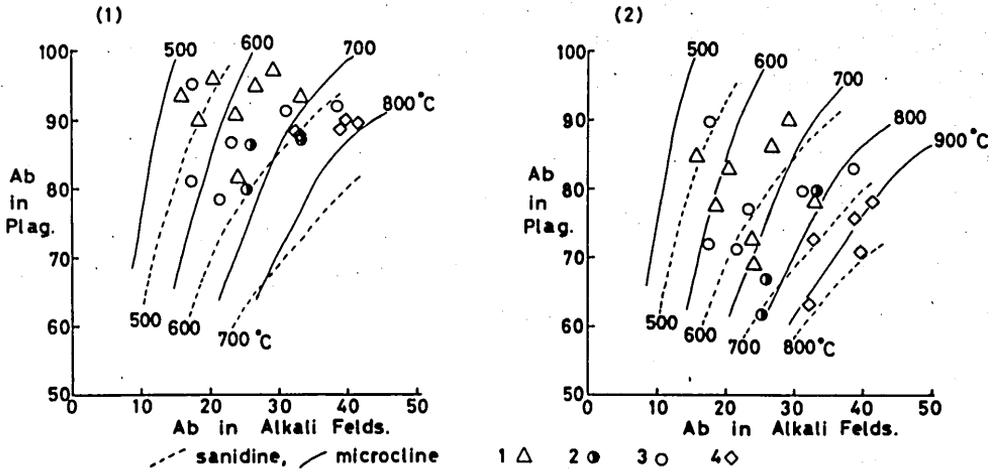
に及ぶが、それらは成分変化図でほとんど全て滑らかな曲線上に乗る。用瀬進入岩類はそれに対して  $MgO$  に乏しく、高い  $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比を有する (第65図)。これは山陽帯の深成岩類 (沓掛ほか, 1979), 匹見層群 (今岡・村上, 1979), 濃飛流紋岩 (原山, 1979) などに比較される特徴である。これらの火成岩類はいずれも白亜紀末の同ステージの活動の産物と考えられるものであるが、上記の化学組成上の特徴はこれらがチタン鉄鉱系に属することと共に、この時期の特徴の一つとなっている。 $FeO_t / (FeO_t + MgO)$  比の高いことは磁鉄鉱の分別がなかったことと関連する現象なのかも知れない。

鉛山進入岩類は用瀬・因美両進入岩類と比べて  $Na_2O$  に富み、やや  $K_2O$  に乏しく、従って  $K_2O/Na_2O$  比が低い (第65図)。この傾向は山陰帯西部の田万川深成岩類 (村上, 1981) や田万川層群 (今岡・村上, 1979) にも見られるものであり、古第三紀中期以降の火成岩類の一般的特徴となっている。既に述べたように、用瀬一越畑花崗岩はチタン鉄鉱系の岩石が主体で、磁鉄鉱系に属する因美進入岩類の各岩体と異なるが、 $K_2O/Na_2O$  比は両者で差がない。同様のことはチタン鉄鉱系を主体とする山陽帯のバソリスを形成する深成岩類との間にも見られる (Sakiyama and Imaoka, 1981; 村上, 1981)。このことは、全岩の  $K_2O/Na_2O$  比の違いは鉄-チタン酸化鉱物による花崗岩系列と直接には無関係であることを示している。

## B. 造岩鉱物組成

### 1. 斜長石の Or 成分

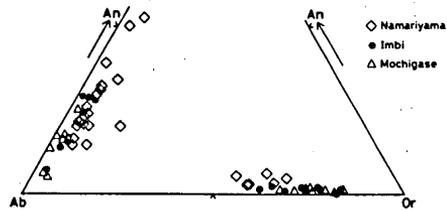
これまで記載してきた各岩体の斜長石の Or 成分の変化を見ると、コアからリムに向かって最初は徐々に増加するが、その後再び減少してリムでは Or 成分に乏しくなるものが多い。おそらくこのような累帯構造は花崗岩質な岩石には極一般的な性質なのであろう。An-Ab-Or 系で早期に晶出した斜長石は Or 成分に乏しく、温度が低下して液の組成が cotectic line に近づくにつれて Or 成分に富むものに変化していく (Carmichael et al., 1974)。Or 成分の増加する累帯構造はこの過程で形成されたものであると考えられる。リムで Or 成分の減少する累帯構造については二通りの考えがある。一つはサブ・ソリダスでの晶出を考えるものである。Kawasaki (1980) は大峯酸性岩の石基の Or 成分の乏しい斜長石についてサブ・ソリダスでの晶出を考えた。また Ujike (1983) は急冷したガラスの脱ハリ作用により、サブ・ソリダスで Or 成分に乏しいリムが形成されたとしている。山陰帯東部の深成岩類の場合、鉛山グラノファイアを除いて大部分は粗粒・完品質なもので、ガラスの形成は望めない。また Or 成分の減少する累帯構造を示す斜長石は粗粒の岩相に多く見られ、ものによってはコアからリムに向かって一方的に Or 成分が減少することがある。このような粗粒な斜長石を全てサブ・ソリダスで晶出させるのは不可能であろう。いま一つはアルカリ長石の晶出による液の Or 成分の減少である。斜長石の晶出が進み、液の組成が cotectic line に達すると、斜長石と同時にアルカリ長石が晶出し始める。そのため液中の  $K_2O$  はアルカリ長石に消費され  $K_2O$  活動度が減少し、その結果晶出する斜長石の Or 成分はそれ以前ほど増加しなくなる。同様の考えは徳和バソリスなどでも出されている (清水, 私信)。ただし、この過程で斜長石の Or 成分が実際に減少するかどうか、実験的に確かめられた訳ではない。そこで山陰帯東部の深成岩類について見ると、一般に酸性でアルカリ長石に富む岩相では比較的早期から連続的に Or 成分に乏しくなる



第66図 山陰東部の進入岩類の共存する二長石のAb成分

(1): 斜長石のリムとアルカリ長石のペア, (2): 斜長石のOr成分が最大の部分とアルカリ長石のペア, 1: 用瀬進入岩類, 2・3: 因美進入岩類 (2: 奥津花崗閃緑岩体, 3: 小鴨一人形峠花崗岩体), 4: 鉛山進入岩類. 温度は Stormer (1975) による。

累帯構造があり, 一方鉛山グラノファイアの岩相1のように微細なアルカリ長石が石基に存在するのみの岩相では, 斑晶斜長石のOr成分が外側に向かって一方的に増加する。このように斜長石のOr成分の変化はアルカリ長石の有無に左右される。このことは後者の考えを支持しているように思われる。斜長石のリム部が液相からの晶出であるか, サブ・ソリダスでの晶出であるかを決定するには, これまでのデータでは不十分であるが, いずれにしてもOr成分の減少する部分はアルカリ長石の晶出が始まった後に形成されたのであろう。



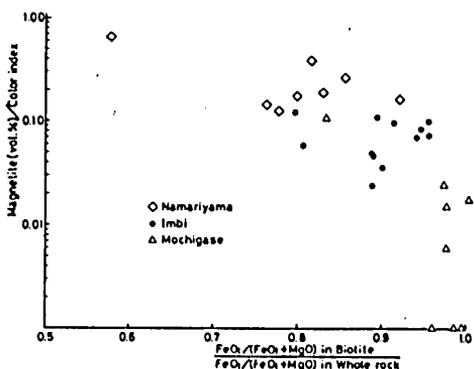
第67図 山陰東部の進入岩類の斜長石とアルカリ長石の組成

地質温度計として, 共存する二長石の組成がしばしば使用される (Stormer, 1975)。その場合アルカリ長石と斜長石の平衡関係を決定するのが難しい。アルカリ長石にはパーサイト構造が見られるのが普通であり, 結晶全体の組成を求めなければならない。それに対し斜長石については, そのリムの最外縁の組成が使用されることが多い。しかしここで述べたように, 斜長石の累帯構造でOr成分の減少する部分はアルカリ長石と共存していた可能性が強い。従って最もOr成分の高い部分の組成と全アルカリ長石の組成から求めた温度と, 最外縁部の組成と全アルカリ長石の組成から求めた温度が, 可能な温度範囲を表すことになる。アルカリ長石の組成と共存する斜長石のリム及びOr成分最大の部分の組成をその温度と併せて図示したのが第66図である。それによると, 用瀬進入岩類が最も低温側, 鉛山進入岩類が最も高温側にプロットされる。

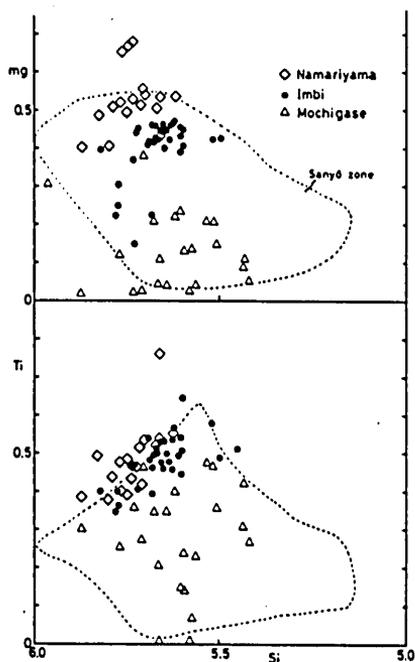
斜長石の累帯構造の中で、最も Or 成分に富む部分の組成とアルカリ長石の組成を第67図に示した。この図で斜長石の Or 成分を比較すると、鉛山進入岩類の斜長石が最も Or 成分に富む。因美進入岩類と用瀬進入岩類ではあまり差が無いが、因美進入岩類の方がやや Or 成分に富むように見える。一方アルカリ長石の組成は鉛山進入岩類で Or 成分に乏しく Ab・An 成分に富み、因美進入岩類と用瀬進入岩類では差が無い。長石類の組成範囲は、液相一固相面とソルバスとの交わる程度で異なる。PH<sub>2</sub>O=P<sub>total</sub> の場合、圧力が低下すると液相一固相面とソルバスとの交わる範囲は減少し、その結果斜長石の Or 成分とアルカリ長石の Ab・An 成分は増加する。このことは、鉛山進入岩類が因美進入岩類及び用瀬進入岩類より浅所に進入したことを示唆する。因美進入岩類と用瀬進入岩類では進入深度にあまり差が無かったであろう。

2. 黒雲母・角閃石の mg 値と鉄—チタン酸化鉱物

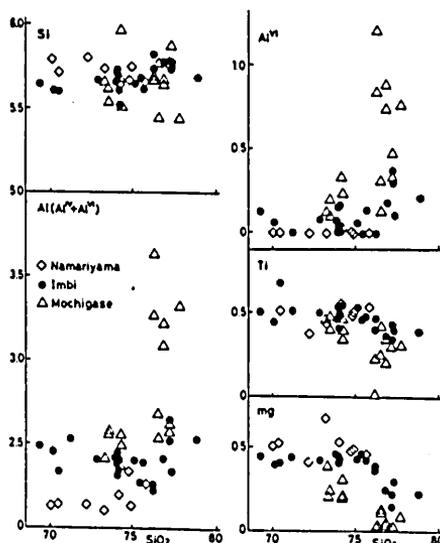
黒雲母の mg 値は用瀬進入岩類で最も低く、因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に高くなる(第68図)。黒雲母と全岩化学組成を比較すると、両者の FeO/(FeO+MgO) 比は用瀬進入岩類で 1 に近いのに対して、因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に黒雲母の方が岩石より MgO に富み、低い FeO/(FeO+MgO) 比を示すように



第69図 山陰東部の進入岩類における、有色鉱物中に占める磁鉄鉱の量比と全岩組成に対する黒雲母の組成との関係

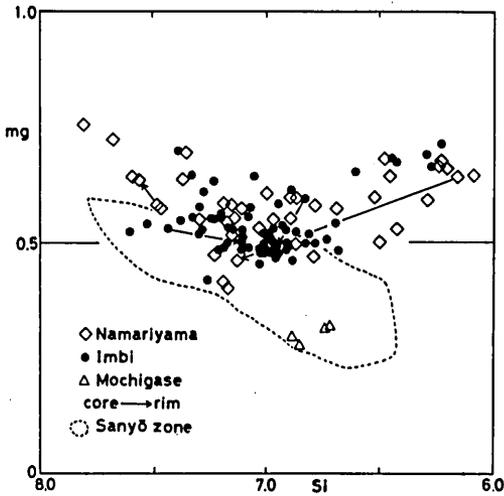


第68図 山陰東部の進入岩類の黒雲母の mg-Si, Ti-Si 図

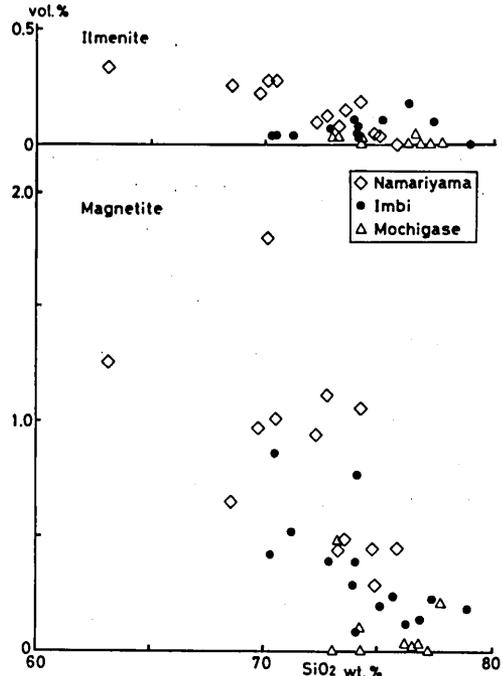


第70図 山陰東部の進入岩類の全岩 SiO<sub>2</sub>wt. % 及び含まれる黒雲母の組成変化

なる(第69図)。このことは、この順に磁鉄鉱の量が増加することと調和的である。従って黒雲母の晶出時の酸素フガシティーは用瀬進入岩類で最も低く、因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に時代をおって高くなっていったと考えられる。Czamanske et al. (1981) は山陰帯の深成岩類の特徴として、母岩のSiO<sub>2</sub>の増加とともに黒雲母のmg値が増加することを挙げているが、第70図に示されるように、用瀬進入岩類と因美進入岩類では母岩のSiO<sub>2</sub>の増加とともに黒雲



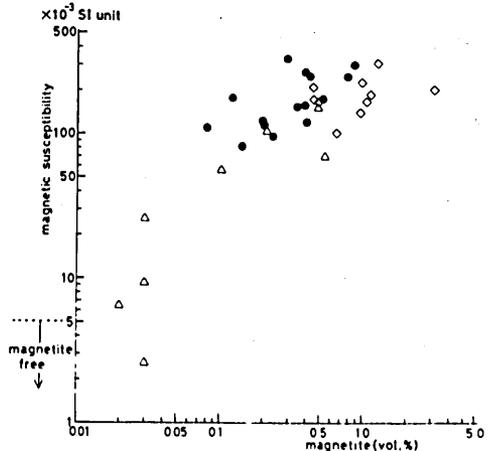
第71図 山陰東部の進入岩類の角閃石のmg-Si図  
山陽帯の花崗岩類の角閃石の組成は田結庄ほか(1979), 村上(1981), Czamanske et al. (1981)による。



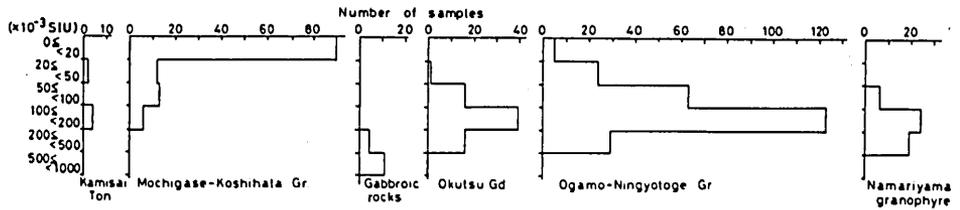
第72図 山陰東部の進入岩類の全岩SiO<sub>2</sub>wt. %と磁鉄鉱・チタン鉄鉱のモード組成

母のmg値が低下し、彼等の示す傾向は山陰帯の深成岩の一般的傾向とは言い難い。用瀬進入岩類と因美進入岩類の黒雲母の組成変化は、Wones and Eugster (1965) によって示された結晶作用に伴って酸素フガシティーが低下する傾向と一致し、酸素に関して閉じた系であったことを示唆する。鉛山進入岩類については、はっきりした傾向が見られない。

次に角閃石について見ると、角閃石のmg値も用瀬進入岩類で低く、低酸素フガシティーでの結晶作用を示唆するが、因美進入岩類と鉛山進入岩類とは大差無い(第71図)。しかしそれらの累帯構造を見ると、因美進入岩類のものはいずれもコアからリムに向かってmg値の減

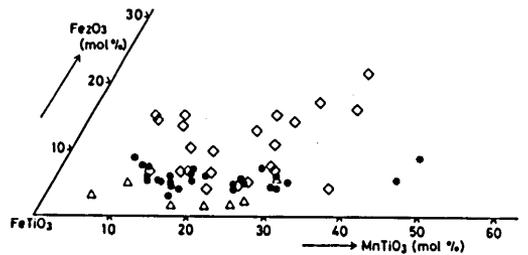


第73図 山陰東部の進入岩類の帯磁率と磁鉄鉱の容量比の関係  
印は第66～72図と同じ。

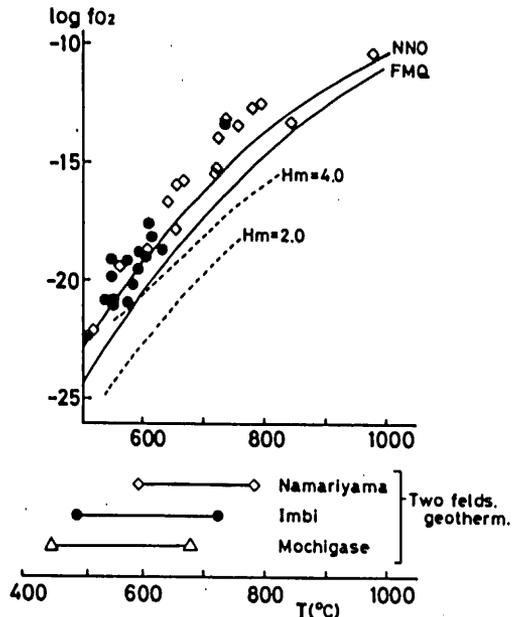


第74図 山陰東部の進入岩類の帯磁率

少する normal zoning を示すが、鉛山進入岩類では reverse zoning を有する角閃石が少なくない。このことから、結晶作用末期に因美進入岩類では酸素フガシティーの低下、鉛山進入岩類では酸素フガシティーの上昇があったと考えられる。鉄—チタン酸化鉱物としては磁鉄鉱とチタン鉄鉱があるが、その量は両者とも用瀬進入岩類で乏しく、因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に多くなる（第72図）。特に用瀬進入岩類では磁鉄鉱を含まないか、含んでも微量である。磁鉄鉱の量を敏感に反映するものに、帯磁率がある（第73図）。用瀬進入岩類は大部分が  $20 \times 10^{-3}$  SIU 以下で、他の進入岩類と比べて低い帯磁率を示す（第74図）。チタン鉄鉱の組成を見ると第75図のように用瀬進入岩類→因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に赤鉄鉱成分に富む。チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分は晶出時の酸素フガシティーに依存する（Buddington and Lindsley, 1964）ことから、より後の時代の進入岩類程高い酸素フガシティーで晶出したと考えられる。共存するチタン鉄鉱と磁鉄鉱から酸素フガシティーと温度を見積もると（Spencer and Lindsley, 1981）、因美進入岩類と鉛山進入岩類はいずれも NNO バッファーよりやや高酸素フガシティー側にプロットされる（第76図）。ただし、鉛山進入岩類のものは斑晶として産するもののデータである。鉛山進入岩類の石基に産する鉄—チタン酸化鉱物は磁鉄鉱のみであり、酸素フガシティーを求めることはできないが、おそらく斑晶晶出時より酸素フガシティーが高かったであろう。一方用瀬進入岩類では共



第75図 山陰東部の進入岩類のチタン鉄鉱の組成印は第66～72図と同じ。



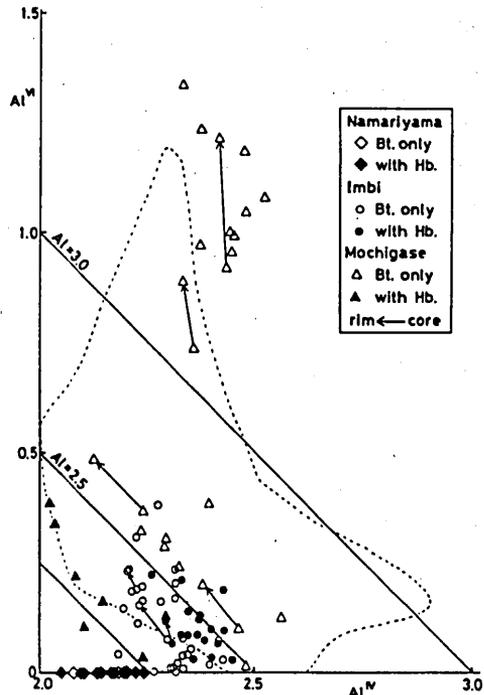
第76図 山陰東部の進入岩類の鉄—チタン酸化鉱物及び長石から見積もった酸素フガシティーと温度

存する磁鉄鉱の化学組成が得られないので、チタン鉄鉱の組成と長石温度計から求めた温度を使用した。用瀬進入岩類の温度は450～700℃で、チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分は大部分が4 mol.%以下である。従って第76図から、用瀬進入岩類の多くは少なくともFMQバッファより低い酸素フガシティーであったと考えられる。

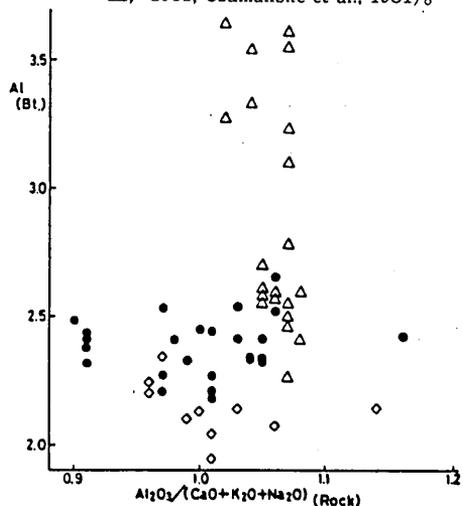
以上の鉱物から見た酸素フガシティーの変化を活動ステージ毎にまとめると、次のようになる。用瀬進入岩類ではFMQバッファより低い酸素フガシティーで赤鉄鉱成分に乏しいチタン鉄鉱やmg値の低い角閃石・黒雲母が晶出した。因美進入岩類ではNNOバッファよりやや高い酸素フガシティーで磁鉄鉱とチタン鉄鉱及びmg値の高い角閃石・黒雲母が晶出した。用瀬進入岩類と因美進入岩類では、酸素フガシティーの高低の差があるが、その多くは酸素に関して閉じた系で固結したのであろう。一方鉛山進入岩類では結晶作用の早期の磁鉄鉱・チタン鉄鉱・角閃石などの斑晶の晶出時には因美進入岩類と同様、NNOバッファよりやや高い程度の酸素フガシティーであったが、おそらく酸素に関して開いた系であり、結晶作用に伴って酸素フガシティーが上昇することによって、細粒の磁鉄鉱・mg値の高い黒雲母・reverse zoningを示す角閃石などが晶出したのであろう。

### 3. 黒雲母・角閃石のAl・Ti

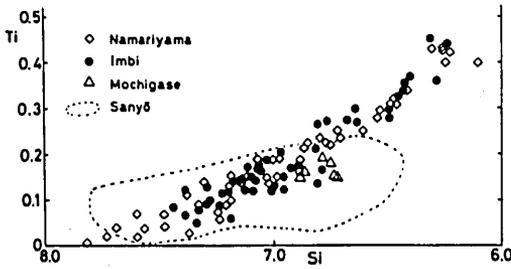
黒雲母のAl量は、用瀬進入岩類→因美進入岩類→鉛山進入岩類の順に乏しくなり、特に鉛山進入岩類では大部分の黒雲母でAl<sup>VI</sup>に不足する(第77図)。用瀬進入岩類では角閃石と共存する黒雲母より単独で存在する黒雲母の方がAlに富み、Nockolds(1947)により指摘された傾向と一致するが、因美進入岩類と鉛山進入岩類ではそのような傾向は見られない。また全岩組成のAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)モル比と黒雲母のAl量との関係を第78図に示すが、こ



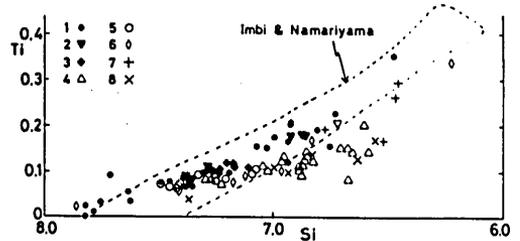
第77図 山陰東部の進入岩類の黒雲母のAl<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup>図  
破線は山陽帯の花崗岩類の黒雲母の組成範囲を示す(田結庄ほか, 1979; 村上, 1981; Czamanske et al., 1981)。



第78図 山陰東部の進入岩類の全岩Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)モル比と黒雲母のAl含量  
印は第66～72図と同じ。

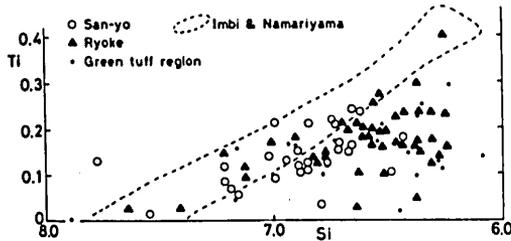


第79図 山陰東部の進入岩類の角閃石の Ti-Si 図



第81図 世界各地の深成岩体中の角閃石の Ti-Si 図

1. West Highland (Mason, 1978)
2. Finnmarka complex (Czamanske and Wones, 1973)
3. Ben Nevis (Haslam, 1968)
4. Central Sierra Nevada (Dodge et al., 1968)
5. Northern Portugal (de Albuquerque, 1974)
6. Southland, New Zealand (Price and Sinton, 1978)
7. Guadalupe (Best and Mercy, 1967)
8. South Korea (Tsusue et al., 1981)



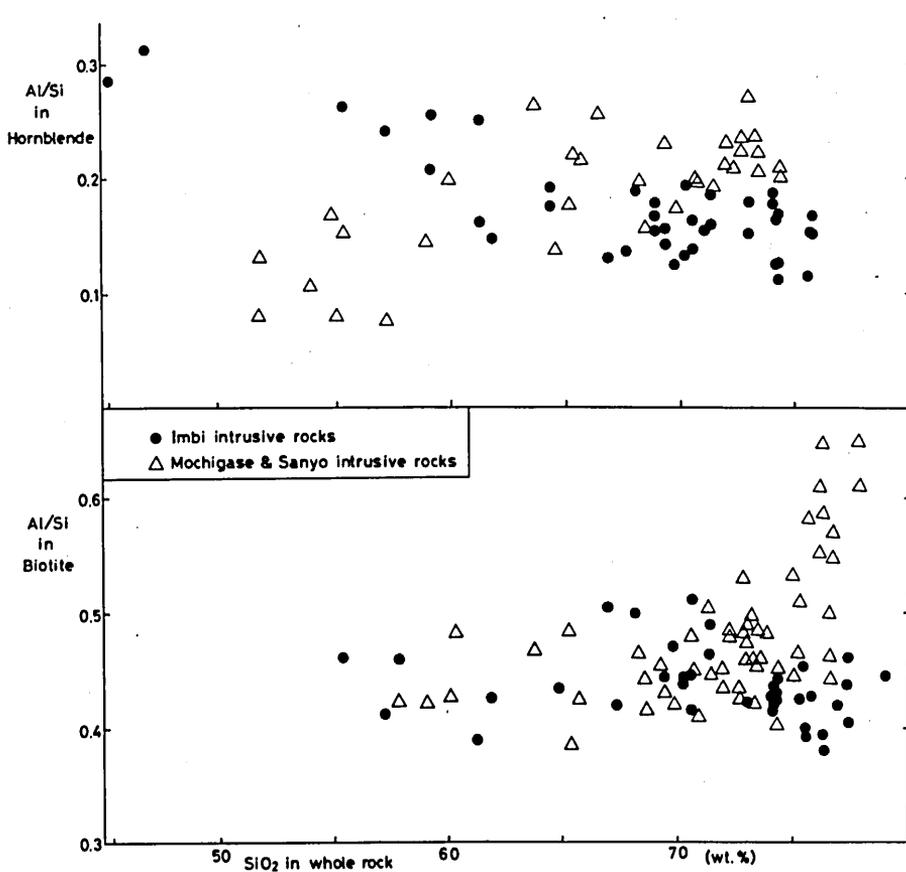
第80図 西南日本内帯各地の深成岩類の角閃石の Ti-Si 図

山陽帯：田結庄ほか(1979), 村上(1981), Czamanske et al.(1981)  
 領家帯：Kanisawa(1975), 田結庄ほか(1979), 村上(1981), Czamanske et al.(1981)  
 グリーンタフ地域：沢田(1978), 滝田(1980)

の図で明らかのように、黒雲母の Al 量は全岩の  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  モル比と無関係である。従って黒雲母の Al 量の違いを全岩化学組成の違いで説明することはできない。黒雲母の Ti 量は因美進入岩類と鉛山進入岩類では大差無いが、用瀬進入岩類の黒雲母はそれら

と比べて Ti に乏しい (第68図)。一般に温度の低下とともに黒雲母の  $Al^{VI}$  は増加し、Ti は減少するとされていることからみて、むしろ低温で晶出したことが用瀬進入岩類の黒雲母を  $Al^{VI}$  に富み、Ti に乏しいものにしたと推定される。

次に角閃石の組成を見る。これまで山陰帯の深成岩類中の角閃石は領家帯・山陽帯の深成岩類中のものと比べて Al に乏しいとされ、その要因のひとつに高い酸素フガシティーが挙げられている (蟹沢, 1976a; Murakami, 1977; 田結庄ほか, 1979; 村上, 1981)。しかし既に述べてきたように、鉛山進入岩類・因美進入岩類とも Al に富み Si に乏しいものから Al に乏しく Si に富むものまでを含み、山陽帯の深成岩類中のものと比べて特に Al に乏しいわけでは無い。第79図は角閃石の Si と Ti の量を示したものである。山陽帯の深成岩類中の角閃石は Si の減少に対してそれほど Ti が増加しないのに対し、因美・鉛山両進入岩類では Si の減少に対応して急激に Ti が増加する。従って同じ Si の量で見た場合、因美・鉛山両進入岩類の角閃石は山陽帯・領家帯のものより Ti に富む。用瀬進入岩類の角閃石は山陽帯の深成岩類のものと同じ範囲に入る。角閃石の Ti は低い酸素フガシティー又は高温の場合ほど富むとされている (Helz,



第82図 因美侵入岩類と用瀬侵入岩類・山陽帯の深成岩類の全岩 SiO<sub>2</sub>wt. %と黒雲母・角閃石の Al/Si 比

1973 ; Raase, 1974 ; Spear, 1981)。既に述べたように、結晶作用時の酸素フガシティーは因美・鉛山両侵入岩類で高く、用瀬侵入岩類及び山陽帯の深成岩類で低い。このことからみて、上述の Ti 量の差を酸素フガシティーの違いで説明することは無理である。むしろ用瀬侵入岩類及び山陽帯の深成岩類のものに比べて、因美・鉛山両侵入岩類の角閃石が高温で晶出したことによる可能性が強い。角閃石の Si と Ti について他地域のものと比較したのが第80図及び第81図である。因美侵入岩類・鉛山侵入岩類の角閃石は大きな Ti 量の変化を示すと同時に、最も Ti に富むものを含むといえる。このような角閃石の急激な変化は、Ben Nevis (Haslam, 1968), Finnmarka complex (Czamanske and Wones, 1973), West Highland (Mason, 1978) などの浅所進入型とされている岩体に見られる特徴である。

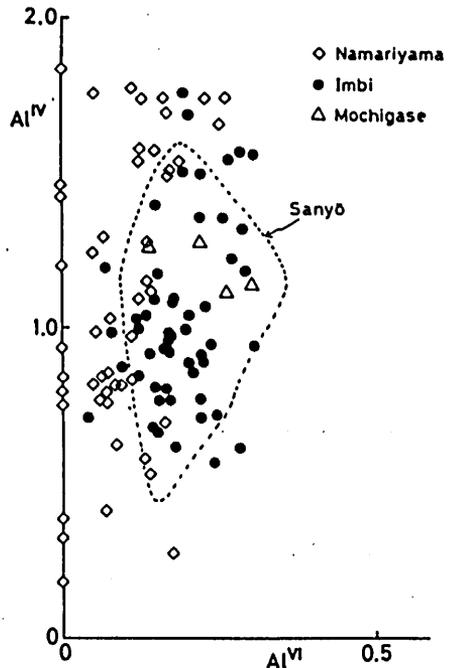
このような組成変化を考える際に重要なことは、角閃石の組成が結晶作用にともなってどう変化したかである。そこで全岩の SiO<sub>2</sub>wt.% の変化に対する角閃石の Al/Si 比を示したのが第82図である。因美侵入岩類では奥津花崗閃緑岩体で示されたように、早期に晶出した角閃石は

Alに富むものであり、コアからリムに向かってAlが減少しSiが増加する。斑れい岩類ではしばしばAlに富む角閃石が含まれ、小鴨一人形峠花崗岩体のような酸性の岩体ではAlに富む角閃石は含まれない。そのため、全岩のSiO<sub>2</sub>wt.%の増加に伴って、含まれる角閃石のAl/Si比が低下することになる(第82図)。鉛山进入岩類では全岩化学組成との相関ははっきりしないが、鉛山グラノファイアに見られるように、結晶作用の進行に伴って角閃石のAlが減少しSiが増加することから、因美进入岩類と同じ変化傾向を示すと言えよう。

用瀬进入岩類は全岩化学組成変化に乏しく、角閃石の累帯構造もはっきりしないので、結晶作用に伴う角閃石の組成変化ははっきりしない。用瀬进入岩類は山陽帯の深成岩類に比較されるものであるので、用瀬进入岩類を含めた山陽帯の深成岩類中の角閃石の組成変化を見ることにする。山陽帯の塩基性岩からは、これまでのところAlに富む角閃石は見出されていない。一方酸性の岩石では比較的Alに富む角閃石が多い。そのため山陽帯の深成岩類の角閃石では因美进入岩類の場合と逆に、SiO<sub>2</sub>wt.%増加とともにAl/Si比が高くなる(第82図)。

以上のように、因美进入岩類と鉛山进入岩類ではSiに乏しい角閃石が早期に晶出するのに対し、山陽帯の深成岩類では晩期のより酸性の岩石でSiに乏しい角閃石が産する。角閃石のTi量は一般にSiに乏しい程多くなる。因美进入岩類と鉛山进入岩類中のSiに乏しい角閃石は早期の高温時に晶出したため、Tiに富むものになり、山陽帯の深成岩類中のSiに乏しい角閃石は晩期の低温時に晶出したため、Siに乏しくてもそれ程Tiに富むものにはならなかったであろう。

次にこのような角閃石のAl/Si比の変化の違いが何に起因するのか考えてみよう。一般に温度の低下に伴って角閃石のSiは増加し、Alは減少するとされているが、山陽帯の深成岩類中の角閃石の変化は温度の低下のみでは説明され得ない。またSiの変化は既に述べたように、mg値の変化とは無関係であり、酸素フガシティーの変化も考え難い。奥津花崗閃緑岩体の角閃石には前述のように、二種類のものがあり、コアからリムに向かってSiが増加しAlが減少するものは、初生的にAlの多い角閃石として晶出したものであり、Siが減少してAlが増加するものは輝石を置き換えて晶出したものである。一方山陽帯の塩基性~中性の岩体についての記載は少ないが、茨木複合岩体(Tainosho, 1974)のように、角閃石は輝石を置き換えて産することが多いようである。この場合角閃石はSiに富むものである。このように早期に角閃石として晶出するか、それとも輝石を置き換えて晶出するかによって、角閃石の組成が異なる。早期に晶出する鉱物の違いは後の液の組成変化を支配する。即ち早期にAlに富む角閃石が多



第83図 山陰東部の进入岩類の角閃石のAl<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup>図

く晶出した場合、液の  $Al_2O_3$  活動度が上昇する。そして、それともなって晶出する角閃石の  $Al/Si$  比は減少する。一方早期に輝石やそれらを置き換えた  $Al$  に乏しい角閃石が晶出すると、液の  $Al_2O_3$  活動度が上昇し、相対的に  $SiO_2$  活動度が低下するため晶出する角閃石の  $Al/Si$  比は次第に増加する。このほか石英・斜長石などの晶出も液の組成変化に影響を及ぼすと考えられるが、これらと角閃石との関係はまだ明らかでは無い。同様の傾向は黒雲母の  $Al/Si$  比にも見られ、 $SiO_2$  wt. % の増加に伴って黒雲母の  $Al/Si$  比は因美進入岩類では減少、山陽帯の深成岩類では増加する（第82図）。用瀬進入岩類の黒雲母の  $Al$  量が増加することについては、すでに述べたように石英の晶出に伴う液の  $Al_2O_3$  活動度の上昇が考えられる。

これらの鉱物の晶出関係を支配する要因として最も重要なものに、マグマ中の水の量の違いが挙げられる。水に乏しいマグマでは輝石の晶出が主体となることは容易に予想できであろう（Wyllie, 1977など）。さらに重要なことは、水に富む場合に含水鉱物に対し石英の晶出時期が遅いのに対し、水に乏しい場合には逆に石英の方が先に晶出することである（Wyllie, 1977; Naney and Swanson, 1980）。従ってマグマ中の多量の水は早期に角閃石を晶出させ、石英の晶出を遅らせ、その結果液の  $SiO_2$  活動度を上昇させ、 $Al_2O_3$  活動度を低下させるのに有効に働いたであろう。それに対し、水の量が少ない場合には輝石に対して角閃石の晶出が遅れ、石英の晶出が早くなることにより、液の  $SiO_2$  活動度が低下して  $Al_2O_3$  活動度が上昇したであろう。このことから、因美進入岩類と鉛山進入岩類は比較的水に富むマグマに由来したものであり、用瀬進入岩類を含めた山陽帯の深成岩類は比較的水に乏しいマグマに由来したものであると考えられる。

なお角閃石の  $Al^{VI} - Al^{VI}$  図では、因美進入岩類と用瀬進入岩類及び山陽帯の深成岩類中の角閃石はほぼ同じ組成範囲に入るのに対し、鉛山進入岩類中の角閃石はそれらに比べて  $Al^{VI}$  に乏しい（第83図）これは因美進入岩類と鉛山進入岩類の角閃石が全く同じ条件で晶出したわけではなく、おそらく鉛山進入岩類のほうが浅所に進入したことによっているのであろう。

## VI. おわりに

用瀬進入岩類及び山陽帯の深成岩類の多くがチタン鉄鉱系に属し、マグマの酸素フガシティーが低かったことについて、地殻物質の影響を全く否定してしまうことは、各種の同位体組成などからみても不可能なことであろう。しかし、捕獲岩が少なく全体に均質であることなどからみて、in situ での大規模な母岩との反応は少なく、ある程度地下深所で決定されていたであろうと考えられる。一方因美進入岩類・鉛山進入岩類とも初生的に磁鉄鉱を含み、発生過程ですでに酸素フガシティーの高い、用瀬進入岩類とは異なった性格のマグマであった可能性が強い。前述のように、用瀬進入岩類と後二者とはマグマの水の量もかなり早期から異なっていた可能性がある。マグマの水の量の違いが鉄—チタン酸化鉱物の晶出や酸素フガシティーとどのように関わっているのかを明らかにすることが今後の重要な課題であろう。

因美進入岩類と鉛山進入岩類では結晶作用末期の物理的条件が異なり、鉛山進入岩類で酸素フガシティーが高くなっている、酸素フガシティーを上昇させる要因として、水素の離脱・地表水の混入などが考えられるが、いずれにしても鉛山進入岩類では比較的高温のマグマが浅所に進入したことが酸素フガシティーの上昇の一因となっていることは確かであろう。それに対

して両進入岩類のマグマの早期の状態は、両者とも Ti と Al に富む角閃石を含むなど、似た点が多い。両者のマグマの初生的な物理的条件はそれほど差が無かったであろう。しかしながら、化学的には後者の方が  $\text{Na}_2\text{O}$  に富み、やや  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しくなっている。このことは両者のマグマが似た物理的条件下で発生したが、沢田 (1981) が主張したように、源物質の組成が時代を追って変化していったことを示すのかも知れない。これについては、マグマの成因そのものに関わる問題であり、今後微量元素や同位体さらには構造運動の解析など、総合的に検討を重ねていく必要がある。

最後に、近年西南日本内帯の深成岩の帯状配列に関して様々な方面からの議論が為されている。その場合領家帯・山陽帯・山陰帯といった区分が一般的にされている。しかし、ここで重要なのは年代の違いである。例えば領家帯では古期と新期の活動が知られ、ここで述べた山陰帯では少なくとも三ステージの活動が区分されている。それらを“帯”としてまとめて論じることにそれほど意味があるとは考えられない。帯状配列を議論するならば、同時代のもののみを比較すべきであろう。本稿では山陰帯の深成岩類のうち用瀬進入岩類が山陽帯の深成岩類に対比されることを示した。即ち白亜紀後期の深成活動は山陽帯とされている地帯のみではなく、山陰帯にも広がっている。さらにこの時期の活動についてみると、山陽帯・山陰帯の深成岩類はともにチタン鉄鉍系を主とし、同様の岩石学的特徴を持っている。即ち同一時代で見た場合に山陽帯と山陰帯の区別は無く、これまで言われてきた山陽帯=チタン鉄鉍系、山陰帯=磁鉄鉍系といった図式は成り立たない。むしろ山陽帯=白亜紀で活動を終了した地帯、山陰帯=白亜紀以降も活動の続いた地帯と見る方が妥当であろう。帯状配列の問題は重要な課題として残されているが、水平的変化のみにとらわれるのではなく、時代変化も考慮した別の観点から見直すことが必要であろう。

#### 参 考 文 献

- de Albuquerque, C.A.R., 1973 : Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, 1779-1802.
- , 1974 : Geochemistry of actinolitic hornblendes from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, 789-803.
- Allen, J.C., Boettcher, A.L. and Marland, G., 1976 : Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of P-T-fO<sub>2</sub>. *Amer. Mineral.*, vol. 60, 1069-1085.
- Anderson, A.T., 1976 : Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 1, 3-33.
- Anderson, J.L., 1980 : Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 280, 289-332.
- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T., 1972 : Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, 39-49.
- , Takahashi, M. and Nozawa, T., 1977 : Kumano acidic rocks and Okueyama complex: Two examples of the granitic rocks in the outer zone of southwestern Japan. *Plutonism in Relation to Volcanism and Metamorphism*, 7th CPPP-IGCP, 127-155.
- Bateman, P.C. and Chappell, B.W., 1979 : Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 90,

465-482.

- Bence, A.E. and Albee, A.L., 1968 : Empirical correlation factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, vol. 76, 382-403.
- Best, M.G., 1974 : Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic-basaltic lavas. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 79, 2107-2113.
- , and Mercy, E.L.P., 1967 : Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Mineral.*, vol. 52, 436-474.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H., 1964 : Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Jour. Petrol.*, vol. 5, 310-357.
- Carmichael, I.S.E., 1963 : The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 119, 95-131.
- , 1967 : The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 14, 36-64.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974 : Two contrasting granitic types. *Pacific Geol.*, no. 8, 173-174.
- Czamanske, G.K. and Wones, D.R., 1973 : Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, the mafic silicates. *Jour. Petrol.*, vol. 14, 349-380.
- , Ishihara, S. and Atkin, S.A., 1981 : Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous–Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 86, 10431-10469.
- Didier, J., 1973 : Granites and their enclaves. Elsevier, 393p.
- Dodge, F.C.W., Papike, J.J. and Mays, R.E., 1968 : Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. *Jour. Petrol.*, vol. 9, 378-410.
- Ewart, A., Green, D.C., Carmichael, I.S.E. and Brown, F.H., 1971 : Voluminous low temperature rhyolitic magmas in New Zealand. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 33, 128-144.
- Flood, R.H., Vernon, R.H., Show, S.E. and Chappell, B.W., 1977 : Origin of pyroxeneplagioclase aggregates in rhyodacite. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 60, 299-309.
- Gorai, M., 1951 : Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineral.*, vol. 36, 884-901.
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T. and Conature, P.D., 1975 : Interrelationship between Mg/Fe ratio and octahedral Al content in biotite. *Amer. Mineral.*, vol. 36, 884-901.
- 原山 智, 1979 : 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, 56号, 23-29.
- 長谷 晃, 1964 : 古生界. 広島県地質図説明書, 31-59, 広島県.
- Haslam, H.W., 1968 : The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *Jour. Petrol.*, vol. 9, 94-104.
- Helz, R.T., 1973 : Phase relations of basalts in their melting range at  $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$  as a function of oxygen fugacity, Part 1, mafic phases. *Jour. Petrol.*, vol. 14, 249-302.
- 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号, 513-518.
- Honma, H., 1974 : Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke Belt, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 69, 390-402.
- 本間弘次, 1975a : 人形峠付近の文象斑岩類(鉛山石英閃緑岩類)に関する2, 3の新知見. 岡山大学温泉研究所報告, 44巻, 21-32.
- , 1975b : 小鴨・倉見両花崗岩中の斑輝岩相を伴う輝緑岩岩脈について. 岡山大学温泉研究所報告, 44巻, 33-40.
- , 1978 : 広島・鳥取花崗岩の黒雲母の D/H と  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比. 岩鉱, 73巻, 253-261.

- Honma, H., 1983 : Oxygen isotope and some other geochemical evidence for the origin of two contrasting type of granitic rocks of Japan. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, no. 159, 141-147.
- 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. 鳥根大学理学部紀要, 13号, 161-182.
- ・山陰パソリス研究グループ, 1983 : 鳥取県西部~鳥根県東部に分布する白亜紀~古第三紀 侵入岩類の相互関係. *MAGMA*, 67号, 7-11.
- 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. 地質論集, 17号, 259-272.
- Imaoka, T., Nakashima, K. and Murakami, N., 1982 : Iron-Titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, Southwest Japan -Special reference to manganese content of ilmenites-. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 77, 235-255.
- Ishihara, S., 1971 : Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, 441-452.
- , 1977 : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, 293-305.
- , 1979 : Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, 509-523.
- , 1981 : The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. 75th Anniversary Vol.*, 458-484.
- James, R.S. and Hamilton, D.L., 1969 : Phase relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2$  at 1 kilobar water vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 21, 111-141.
- 加々美寛雄・本間弘次, 1979 : 東中国における花崗岩類の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比. 地質論集, 17号, 93-98.
- 神谷久美子・原山 智, 1982 : 岐阜県大野郡荘川村, 牧戸苦鉄質複合岩体の地質と岩石. 地質雑, 88巻, 24--269.
- 金谷 弘・石原舜三, 1973 : 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, 68巻, 211-224.
- Kanisawa, S., 1974 : Zoned hornblendes and associated cummingtonites from Numabukuro plutonic mass, Kitakami Mountains, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 11, 89-93.
- , 1975 : Chemical composition of hornblendes of some Ryoke granites, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 70, 200-211.
- 蟹沢聡史, 1976a : 山陰帯花崗岩質岩石の黒雲母と角閃石の化学組成. 地質雑, 82巻, 543-548.
- , 1976b : 花崗岩質岩石中の角閃石および黒雲母の化学組成. 岩鉱特別号, 1号, 243-249.
- , 1979 : 中部地方領家花崗岩中の黒雲母の化学組成. 地質論集, 17号, 281-286.
- 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—. 岩鉱, 56巻, 191-211.
- Kawasaki, M., 1980 : Omine acid rocks, Kii peninsula-Mineralogy. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 75, 146-159.
- 木村敏夫, 1977 : 日本列島—その形成に至るまで—〔1〕秩父地相斜の時代. 古今書院, 243p.
- 木野崎吉郎, 1952 : 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広島大学地学研究報告, 3巻, 61-71.
- 小林英夫・渡辺暉夫・飯泉 滋, 1981 : 珪酸塩岩石主成分元素の蛍光X線による全自動分析. 鳥根大学理学部紀要, 15号, 115-124.
- Kojima, G., 1954 : Geological situation of the Cretaceous Hiroshima granite. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 4, 1-5.
- 小島文兒, 1959 : 岡山県下の火成岩類 (特に深成岩類). 岡山県地下資源調査報告書, 11号, 1-2.
- ・吉田博直, 1957 : 中国地方東部の深成岩について. 総研“日本の後期中生界の研究”研究

連絡紙, 5号, 1-3.

- Kostyuk, E.A. and Sobolev, V.S., 1969 : Paragenetic type of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. *Lithos*, vol. 2, 67-82.
- Kudo, A.M. and Weill, D.F., 1970 : An igneous plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 25, 52-65.
- Kuroda, Y., Suzuoki, T., Murakami, N., Kanisawa, S. and Kinugawa, T., 1977 : D/H ratios of biotites and hornblendes from some granitic rocks in the Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, 719-724.
- 沓掛俊夫・白川頼子・先山 徹・岩井秀治, 1979 : 東中国における花崗岩類の主化学組成. 地質論集, 17号, 73-86.
- Leake, B.E., 1968 : A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, no. 98, 210p.
- , 1971 : On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineral. Mag.*, vol. 38, 389-407.
- 丸山孝彦, 1981 : 南部阿武隈高原・鮫川および石川複合岩体の分化作用 (2)—特に古期型花崗岩質岩類の構造に関連して, その3—, 秋田大学鉱山学部研究報告, 2号, 7-13.
- Mason, D.R., 1978 : Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of Western Highland, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, vol. 73, 878-890.
- 松田高明, 1983 : フィッション・トラック年代からみた山陰帯中～西部の白亜紀・古第三紀火成岩類. *MAGMA*, 65号, 9-13.
- ・小田基明, 1982 : 島根県川本町周辺の白亜紀～古第三紀火成岩類の地質. 地質雑, 88巻, 31-42.
- Matsuhisa, Y., Honma, H., Matsubaya, O. and Sakai, H., 1972 : Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 37, 65-74.
- Murakami, N., 1969 : Two contrastive trends of evolution of biotite in granitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 64, 73-94.
- , 1977 : Compositional variations of some constituent minerals of the late Mesozoic and early Tertiary granitic rocks of Southwest Japan. *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, vol. 9, 75-90.
- 村上允英, 1979 : 東中国における後期中生代～古第三紀酸性岩類の南北変化の概要. 地質論集, 17号, 3-18.
- , 1981 : 益田—松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の化学組成変化—とくに益田—柳井間の深成岩類—. 山口大学教養部紀要, 15号, 33-74.
- 村山正郎・一色直記・坂本 亨, 1963 : 5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および説明書. 地質調査所, 66p.
- ・大沢 穠, 1961 : 5万分の1地質図幅「青谷」・「倉吉」および説明書. 地質調査所, 66p.
- Nakamura, Y. and Kushiro, I., 1970 : Compositional relations of coexisting ortho pyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 26, 265-275.
- Naney, M.T., 1983 : Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 283, 993-1033.
- and Swanson, S.E., 1980 : The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Amer. Mineral.*, vol. 65, 639-653.
- Nicholls, I.A., 1974 : A direct fusion method of preparing silicate rock glasses for energy-dispersive electron microprobe analysis. *Chem. Geol.*, vol. 14, 151-157.
- Nockolds, S.R., 1947 : The relation between chemical composition and petrogenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 245, 401-420.

- 大島 治, 1975: 噴火現象の Mineralogy. 火山, 第2集, 20巻, 特集号, 275-298.
- Price, R.C. and Sinton, J.M., 1978: Geochemical variations in a suit of granitoids and gabbros from Southland, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 67, 267-278.
- Raase, P., 1974: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 45, 231-236.
- 先山 徹, 1978: 岡山県北部奥津花崗閃緑岩体の岩石学的研究—その1. 地質および岩石記載. 岡山大学温泉研究所報告, 47号, 33-40.
- , 1979: 岡山県北部奥津花崗閃緑岩体の黒雲母・角閃石. *MAGMA*, 55号, 22-27.
- , 1982: 山陰帯東部奥津—三朝地域の白亜紀～古第三紀深成岩類の鉱物組成の時代変化. *MAGMA*, 64号, 11-18.
- , 1983: 山陰帯東部, 三朝・奥津・用瀬地域のバソリスの地質(概報). *MAGMA*, 67号, 69-75.
- Sakiyama, T., 1983: Amphiboles in the Namariyama granophyres, eastern San'in district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser.C*, vol. 8, 189-211.
- and Imaoka, T., 1981: Whole-rock and constituent mineral chemistry of Cretaceous to Paleogene plutonic rocks in the Chugoku district, Japan. in Hara, I., ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, 81-88.
- 先山 徹・加々美寛雄・田崎耕市・麻田 斉, 1979: X線マイクロアナライザーによる標準岩石試料JB-1, JG-1の分析. 岡山大学温泉研究所報告, 48号, 7-11.
- ・田中 忍, 1984: 山陰帯および飛騨帯花崗岩類中の角閃石に見られる累帯構造について—鉛山グラノファイエ岩類・奥津花崗閃緑岩体・船津複合岩体を例に一. *地球科学*, 38巻, 321-333.
- Sakuyama, M., 1978: Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 5, 179-208.
- 山陰バソリス研究グループ, 1982: 根雨花崗岩体—山陰帯におけるバソリスの研究(その1). *地質雑*, 88巻, 299-310.
- 山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979: 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀～古第三紀火成岩類. *地質論集*, 17号, 249-258.
- 笹田政克, 1978: 岡山県北部湯原地域の後期白亜紀～古第三紀侵入岩類. *地質雑*, 84巻, 23-34.
- , 1979: 鳥取県落河内斑れい岩体の地質および岩石記載. *地質論集*, 17号, 231-238.
- Sasada, M., 1979: Petrological study of the South Yubara quartz gabbroic mass, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 74, 1-15.
- 笹田政克・瀧木輝一・沓掛俊夫・山田直利・村上允英, 1979a: 東中国花崗岩地域地質図. *地質論集*, 17号.
- ・大久保太治・金原啓司, 1979b: 地熱開発基礎調査変質帯調査報告書, 10号, 「鹿野・松崎」, I, 1-20.
- ・山田直利・先山 徹・上田 薫, 1979c: 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. *地質論集*, 17号, 19-34.
- ・先山 徹・飯泉 滋・本間弘次・上田 薫, 1982: 岡山県北部湯原湖グラノファイエ岩体の地質および岩石記載. *地球科学*, 36巻, 185-198.
- Sasaki, A. and Ishihara, S., 1979: Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 68, 107-115.
- 沢田順弘, 1978: 島根県吉田複合岩体のAl・Crに富む輝石とパーガス閃石. *地質雑*, 84巻, 601-620.
- , 1979: 山陰中央部における後期白亜紀～新第三紀火成岩類の主化学組成変化—マグマ組成・岩系に及ぼす物理化学的制約と歴史的制約—. *MAGMA*, 56号, 30-35.
- , 1981: 火山岩と深成岩の組成的対応関係—島根県掛合火山—深成複合岩体を例にして—. *MAGMA*, 62号, 1-8.
- 柴田秀賢・猿山光男, 1959: 鳥取県三朝町付近の地質及び岩石. 岡山大学温泉研究所報告, 25号,

1-12.

- 柴田 賢, 1979 : 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 地質論集, 17号, 69-72.
- Shibata, K. and Yamada, N., 1965 : Potassium-argon ages of the granitic rocks in the vicinity of Ningyo-toge, Chugoku district, West Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, 473-442.
- and Ishihara, S., 1979 : Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, 381-390.
- Spear, F.S., 1981 : An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 281, 697-734.
- Spencer, K.J. and Lindsley, D.H., 1981 : A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, vol. 66, 1189-1201.
- Stewart, D.C., 1975 : Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 53, 195-204.
- Stormer, J.C., 1975 : A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, vol. 60, 667-674.
- Streckisen, A.L., 1973 : Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, Oct. 1973, 26-30.
- 須藤 宏, 1982 : 岡山県北部から鳥取県に分布する白亜紀～古第三紀火成岩類の地球化学的研究. 岡山大修士論文, 手記.
- ・本間弘次・笹田政克, 1983 : 山陰地域に分布する深成岩類の Rb-Sr 地質年代学. *MAGMA*, 67号, 129-134.
- 杉山隆二, 1965 : 山陰地方の地質展望—山陰の基盤花崗岩類一. 岡山大学温泉研究所報告, 35号, 85-99.
- Suwa, K., Mizutani, S. and Tsuzuki, Y., 1974 : Proposed optical method of determining the twinning laws of plagioclase. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 11, 167-250.
- 田結庄良昭, 1971 : 大阪府北部, 茨木複合花崗岩岩体の岩石学的研究. 地質雑, 77巻, 57-70.
- Tainosho, Y., 1974 : Geology and petrology of the Ibaragi granitic complex in the northern part of Osaka Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 17, 53-71.
- 田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市, 1979 : 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質論集, 17号, 99-112.
- 高橋正樹, 1983 : 大崩山 zoned pluton—火山体直下の固結した大規模珪長質マグマ溜り. 日本地質学会総合討論会資料「環状累帯深成岩と輪状複合火成岩の分化と貫入」, 45-54.
- 滝田良基, 1980 : 丹沢山地の斑れい岩質岩類の岩石学的研究—特にトータル岩との成因的關係について—. 地質雑, 86巻, 369-387.
- Tomita, K., Yamaguchi, Y. and Takita, R., 1974 : Exsolution texture in coexisting amphiboles from Tanzawa tonalite complex, Tanzawa Mountainland, Central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 11, 95-106.
- Tsusue, A., Mizuta, T., Watanabe, M. and Min, K.G., 1981 : Jurassic and Cretaceous granitic rocks in South Korea. *Mining Geol.*, vol. 31, 261-280.
- 上田 薫, 1979 : 岡山県北部津黒山周辺に分布する後期中生代火山岩類—概報—. 地質論集, 17号, 239-248.
- Ujike, O., 1983 : Microprobe mineralogy of plagioclase, clinopyroxene and amphibole as record of cooling rate in the Shirotori-Hiketa dike swarm, northeastern Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 15, 281-293.
- Urano, K., 1963 : Optical study on the ordering degree of plagioclases. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, vol. 8, 171-200.
- Vance, J.A., 1962 : Zoning in igneous plagioclase : normal and oscillatory zoning. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 260, 746-760.

- , 1965 : Zoning in igneous plagioclase : patchy zoning. *Jour. Geol.*, vol. 73, 636-651.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965 : Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Amer. Mineral.*, vol. 50, 1228-1272.
- Wyllie, P.J., 1977 : Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophys.*, vol. 43, 41-71.
- 山田直利, 1961 : 5万分の1地質図幅「奥津」および同説明書. 地質調査所, 51p.
- , 1966 : 5万分の1地質図幅「智頭」および同説明書. 地質調査所, 69p.
- , 1972 : 鳥取一大原地域の三郡変成岩類. 地調月報, 23巻, 525-537.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B. and Smith, J.R., 1957 : Ternary feldspars. *Year Book of Carnegie Inst. Washington*, no. 56, 206-214.
- 吉田博直, 1961 : 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大地研報, 8巻, 1-39.
- 湯佐泰久, 1975 : 固溶体鉱物のEPMA迅速分析法—かんらん石・輝石・長石について. 岩鉱, 70巻, 141-146.

雨乞山 Amagoisen,  
福吉 Fukuyoshi,  
加茂 Kamo,  
倉吉 Kurayoshi,  
森坪 Moritsubo,  
人形仙 Ningyosen,  
小河内 Ogouchi,  
三軒屋 Sangenya,  
下斎原 Shimosaibara,  
富東谷 Tomihigashidani,  
若杉山 Wakasugisen,  
湯原湖 Yubarako,

穴鴨 Anagamo,  
花知山 Hanachigasen,  
木地山 Kijiyama,  
黒尾峠 Kurootoge,  
明王寺 Myooji,  
人形峠 Ningyotoge,  
奥津 Okutsu,  
関金 Sekigane,  
摺鉢山 Suribachiyama,  
鳥取 Tottori,  
吉井川 Yoshiigawa,  
湯岳 Yutake.

粟谷 Awadani,  
泉山 Izumigasen,  
越畑 Koshihata,  
三朝 Misasa,  
那岐山 Nagisan,  
落河内 Ochigakochi,  
佐治 Saji,  
至孝農 Shikono,  
高丸山 Takamaruyama,  
津黒山 Tsugurosen,  
吉岡 Yoshioka,

智頭 Chizu,  
上斎原 Kamisaibara,  
倉見 Kurami,  
用瀬 Mochigase,  
鉛山 Namariyama,  
小鴨 Ogamo,  
三ヶ上 Sangajo,  
下古屋 Shimokoya,  
天狗山 Tenguyama,  
打吹山 Utsbukiyama,  
湯原 Yubara,

(1985年1月30日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室