東中国および近畿地域の後期中生代～古第

三紀花崗岩類中の Fe-Ti 酸化鉱物*

Fe-Ti oxide minerals of the late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks in eastern Chugoku and Kinki districts, Southwest Japan

田 結 庄 良 昭 (Yoshiaki Tainosho)**

Petrographic descriptions and electron microprobe analyses of Fe-Ti oxides are presented for 182 specimens from the late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks in eastern Chugoku and Kinki districts of Southwest Japan. Fe-Ti oxides in the granitoids of the Inbi and Namariyama Intrusives are dominated by magnetite, whereas the Ryōke and Hiroshima Intrusives are occupied by ilmenite with some exceptions, i.e., gabbroic rocks of the Ryōke Intrusives are considered to belong to the magnetite series, and many granitic rocks from northern part of the Hiroshima Intrusives are occupied by the magnetite series. The modal content of Fe-Ti oxides is lowest in the Ryōke Intrusives, while highest in the Inbi Intrusives. The most evident difference in the ilmenite chemistry among the five Intrusives is the content of hematite molecule which is highest in the granites of the Namariyama Intrusives, while lowest in those of the Ryōke Intrusives. The amount of Mn in ilmenite tends to increase as the host rock SiO_2 content increases. The ulvöspinel content of magnetite is distinctly lower in the Ryōke and Inbi Intrusives than in the Hiroshima and Namariyama Intrusives.

I. はじめに

西南日本内帯の後期中生代～古第三紀花崗岩類は全岩や鉱物の化学組成、同位体年代、関連鉱床、帯磁率などの面に差異があり、北から山陰帯、山陽帯、領家帯に3区分されている(木野崎, 1953, Ishihara, 1971 金谷ほか, 1973 など)。この中で最も大きな違いは花崗岩類中に含まれている Fe-Ti 酸化鉱物で Ishihara (1977) によれば山陰帯は磁鉄鉱系花崗岩であるのに対し、山陽、領家帯はチタン鉄鉱系花崗岩に属する。しかし、実際にこれら地域の花崗岩類に含有される Fe-Ti 酸化鉱物の種類や化学組成についてはこれまで津末ほか (1974) が報告しているにすぎない。しかも分析地点、個数も少なく、また、各帯の火成活動の時期、岩質など考慮に入れて検討されていない。

最近、東中国地域の花崗岩類が村上 (1979) などによ

り地質や化学組成などが詳細に検討された。この中で、この地域の Fe-Ti 酸化鉱物の種類と化学組成が調べられ、山陰帯にもチタン鉄鉱系花崗岩があり、領家帯、山陽帯にも磁鉄鉱系花崗岩が存在すること、また、その化学的特徴の一部が報告された(田結庄ほか, 1979)。このように、各帯を最も特徴づける Fe-Ti 酸化鉱物について、火成活動の時期、岩質を考慮に入れた研究は始まったばかりであり、詳細に記載し、検討しておくことはきわめて重要である。本報告では西南日本で最も地質がよく調べられている、東中国と近畿地域の花崗岩類および斑れい岩類中の Fe-Ti 酸化鉱物について、その種類、鉱物容量比、産状、化学組成を火成活動の時期、岩質、分布を考慮して検討するとともに、その成因についても考察した。また、深成岩との比較のため、一部同時代の火山岩についても検討した。

* 1981年10月岡山大学における三鉱学会で発表

** 神戸大学教育学部地学教室

(昭和57年8月9日受理)

第1図 試料採取地点と含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類。

鉛山侵入岩類：1. 文象斑岩，2. 細粒花崗岩，因美侵入岩類：3. 花崗岩，4. アダメロ岩，5. 花崗閃緑岩，6. 斑れい岩～石英閃緑岩，7. 火山岩，広島侵入岩類：8. 細粒花崗岩，9. 花崗岩～アダメロ岩，10. 花崗閃緑岩，11. 斑れい岩，12. 火山岩，白鳥花崗岩類：13. 塊状花崗岩，領家侵入岩類：14. 細粒花崗岩，15. 新期花崗岩（弱片状アダメロ岩），16. 古期花崗岩（片麻状花崗閃緑岩），17. 斑れい岩 A（白ぬき）：チタン鉄鉱系，B（黒つぶし）：磁鉄鉱系，C（半黒つぶし）：チタン鉄鉱—磁鉄鉱共存系，番号は試料番号，細い実線で囲んだのは花崗岩体。各帯の境界は Ishihara (1971) によった。

II. 東中国および近畿地域の後期中生代～古第三紀 深成作用の概略

東中国地域は村上 (1979) により総括され、鉛山進入岩類、因美進入岩類、広島進入岩類、領家進入岩類そして白鳥花崗岩類の 5 進入岩類に大別された。前 2 者は Ishihara (1971) の山陰帯に、後 2 者は領家帯に、広島

進入岩類は山陽帯に属する。これら 5 進入岩類はほぼ帯状に分布し、記載順に北から南へ配列している。以下、村上 (1979) の総括に従い、Fe-Ti 酸化鉱物の検討に必要な事項について 5 進入岩類と一部火山岩類の特徴について記載する。

1) 鉛山進入岩類

第 2 図 鉛山および因美進入岩類の火成岩類の相互関係と含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類。丸印は試料中に含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類をあらわし、第 1 図の試料採取地点図から作製した。丸の数は試料数で、岩相変化のある岩体や周辺に同一岩体に属する岩体があるものでは複数の試料の結果を示している。黒丸：磁鉄鉱系，白丸：チタン鉄鉱系，半黒丸：チタン鉄鉱—磁鉄鉱共存系。火成岩類の相互関係は笹田ほか (1979) の図に新見地域、波賀、沖山地域を加えたものである。

第 3 図 広島進入岩類の火成岩類の相互関係と含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類。黒丸：磁鉄鉱系，白丸：チタン鉄鉱系，半黒丸：チタン鉄鉱—磁鉄鉱共存系。広島進入岩類は村上 (1981) による中国地方西部地域を除いて火成岩類の相互関係はまとめられていない。そこで、本報告では柴田 (1979)、河野ほか (1966)、早瀬ほか (1967) などによる同位体年代、中国地方西部との年代や岩相対比、岸田ほか (1967) による火山層序、さらに野外での貫入関係などから第 3 図を作成した。

第 4 図 領家進入岩類の火成岩類の相互関係と含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類。黒丸：磁鉄鉱系，白丸：チタン鉄鉱系，半黒丸：チタン鉄鉱—磁鉄鉱共存系。領家進入岩類の相互関係は政岡 (1982) の図を一部簡略化して作製した。同位体年代は柴田 (1979)、Ishizaka (1966) による。斑れい岩体、変輝緑岩体はいずれもきわめて類似した岩質なので、岩体ごとでなく一括して Fe-Ti 酸化鉱物の種類を示した。

文象斑岩、文象質花崗岩、細粒花崗岩などからなり、全体として浅成の岩相により特徴づけられる（笹田ほか, 1979）。試料は石基部に微文象組織が全面に発達する文象斑岩が多くを占める。

2) 因美进入岩類

火成岩類の相互関係は（第2図）、早期に苦鉄質の岩石が进入し、後期に珪長質の岩石が进入する（笹田ほか, 1979）。同位体年代は大部分 51~70 m. y. の年代値を示すが、用瀬花崗岩、智頭花崗閃緑岩は 80 m. y. 前後と古い年代を示す（柴田, 1979）。斑れい岩は小岩株状に産するが、花崗岩は均質で比較的規模の大きな底盤状をなす。花崗閃緑岩は岩株状で、岩相変化があり、複合岩体を形成する。

3) 広島进入岩類

火成岩類の相互関係は比較的大規模に分布し均質な岩相を示すアダメロ岩~花崗岩と岩株状で岩相変化に富む花崗閃緑岩を主とする岩体からなり、後者が古期と考えられる（第3図）。そのほかにより古期の石英はんれい岩が岩株状に点在する（第1図）。なお、岡山地域では新期の石英閃緑岩がある。また、岡山地域では北部に花崗閃緑岩質岩体が、南部に花崗岩質岩体が分布する（瀧木ほか, 1979）。

4) 領家进入岩類

古期の花崗岩は須川花崗閃緑岩で代表される片麻状構造の顕著な角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、大部分が近畿地域に分布する。新期のものは柳生花崗岩、志度花崗岩で代表される弱片状の角閃石黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩である（第4図）。さらに新期の細粒花崗岩がある（沓掛ほか, 1979b）。最も古期の斑れい岩は斜方輝石角閃石斑れい岩で岩株状に産する。変輝緑岩は角閃石と斜長石からなりシート状に産する。

5) 白鳥花崗岩類

領家帯の南に東西方向に帯状分布を示す。中~粗粒、塊状の角閃石黒雲母花崗岩、黒雲母花崗岩からなり、志度花崗岩を貫ぬき浅成の花崗岩と考えられる（沓掛ほか, 1979b）。白鳥花崗岩は領家帯の南縁に分布するにもかかわらず広島进入岩類の花崗岩に類似した点が多い（沓掛ほか, 1979b）、また、政岡（1982）では領家进入岩類に属しており、その所属が確立されていない。本報告では村上（1979）に従い白鳥花崗岩類として独立させた。

6) 火山岩類

火山岩類は村上（1979）による①古第三紀火山岩類、②白亜紀火山岩類 II、③白亜紀火山岩類 I に属する。②は鳥取、岡山県境以北に分布するもので、③は岡山県中部以南に分布する。古第三紀火山岩類の試料で近畿地

域のものは流紋岩溶岩、流紋岩質凝灰岩であり、山陰地域のものは安山岩溶岩である。白亜紀火山岩類 II の試料は安山岩溶岩が主体であるが、津黒山付近では流紋岩質凝灰岩についても検討した。白亜紀火山岩類 I の試料はすべて流紋岩質~デイサイト質溶結凝灰岩である。

III. Fe-Ti 酸化鉱物の産状

検討した岩石は標題地域から各进入岩類を代表し、地質がよく調べられている約 182 地点を選んで採取した。岩相変化がある岩体では複数試料を採取した。これら採取した岩石の地点を第1図に、火成岩類の相互関係を第2~4図に示した。Fe-Ti 酸化鉱物の同定は、1試料から Fe-Ti 酸化鉱物の容量比の高いときには 1~2 枚、少ないときには 2~3 枚の研磨薄片を作製し、反射顕微鏡下で行うとともに、EPMA で確認した。

Ishihara (1977) は花崗岩を磁鉄鉱を主とし少量のチタン鉄鉱を含む磁鉄鉱系花崗岩と磁鉄鉱を欠いたチタン鉄鉱系花崗岩に区分した。その後、花崗岩類の帯磁率の測定から、帯磁率が $100 \times 10^{-6} \text{emu/gr}$ より高いものは磁鉄鉱系、低いものはチタン鉄鉱系になることを報告している（Ishihara *et al.*, 1980, Czamanske *et al.*, 1981）。本報告では磁鉄鉱系花崗岩をさらに二分し、大部分磁鉄鉱からなる磁鉄鉱系と磁鉄鉱とチタン鉄鉱が共存する共存系に区分した。ここでいう共存系は生成時にチタン鉄鉱と磁鉄鉱が化学平衡にあったと考えられるもので、それぞれが単独の粒をなし、かつ両者が比較的多く含まれているものをさす。この条件にあう鉛山や因美进入岩類の試料の 90% 以上が Fe-Ti 酸化鉱物総量 0.35% 以上、磁鉄鉱/チタン鉄鉱比が 1.5~6.0 の値をもつ。広島や領家进入岩類の 90% 以上の試料が Fe-Ti 酸化鉱物総量 0.05% 以上、磁鉄鉱/チタン鉄鉱比 0.16~2.5 の値をもつ。そこで本報告では上記数値にあてはまるものをもって共存系とした。以後、本報告ではチタン鉄鉱系、磁鉄鉱系、共存系の3区分により検討を行なう。次に5进入岩類に含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類、産状、総量について検討する。

1) 鉛山进入岩類

文象斑岩は共存系が多く、細粒花崗岩は磁鉄鉱系が多い（第1, 2図）。Fe-Ti 酸化鉱物の総量は同程度の SiO_2 含量の他の进入岩類の岩石と比較すると、1~2% と珪長質岩石（ $\text{SiO}_2\%$ 72~75）にしては異常に高い値をもつ（第5図）。特に文象斑岩で高い。また、母岩の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 比も著しく高い値をもつ。

産状：磁鉄鉱は 200~400 ミクロンの大きさで、半自形~自形、単独結晶をなすものが多く、幅数ミクロン~

第5図 岩石の SiO_2 % と Fe-Ti 酸化鉱物の総量、チタン鉄鉱の赤鉄鉱モル%, 磁鉄鉱のウルボスピネルモル%および岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比との関係。

鉛山進入岩類 1. 磁鉄鉱系, 2. 共存系, 因美進入岩類 3. 磁鉄鉱系, 4. チタン鉄鉱系, 5. 共存系, 広島進入岩類 6. 磁鉄鉱系, 7. チタン鉄鉱系, 8. 共存系, 白鳥花崗岩類 9. チタン鉄鉱系, 領家進入岩類 10. 磁鉄鉱系, 11. チタン鉄鉱系, 12. 共存系。

Gab. 斑れい岩, Qd. 石英閃緑岩, Gd. 花崗閃緑岩, Ad. アダメロ岩, Gr. 花崗岩, 岩型は試料の容量比から決定した。

岩石の SiO_2 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比は服部ほか (1959), Shibata *et al.* (1960), 笠間 (1968), 田結庄 (1971), 鳥取県 (1971), 田結庄ほか (1977), 先山 (1978), 沓掛ほか (1979a), 飯泉ほか (1982) によった。

なお, 本報告で扱った試料と全岩分析試料の関係を下記に示す。

- ①同一試料のもの: 領家進入岩類の斑れい岩, 変輝緑岩, 広島進入岩類の三草山, 茨木岩体。
- ②同一露頭からのもの: 讃岐, 岡山地域の領家および広島進入岩類, 山陰地域の新見, 湯原, 三朝, 奥津, 鳥取地域の鉛山および因美進入岩類。
- ③文献の分析地点と同一地点と思われるもの: 近畿および淡路地域の領家進入岩類, 広島進入岩類の六甲, 大文字, 田の上岩体, 火山岩類, 因美進入岩類の波賀, 沖山地域のもの。

以上の中で③が問題となるが, 新鮮な試料が採取できる露頭が限られていること, 岩相の変化が弱いことなどから, はば同一露頭もしくはそれに相当するものと判断される。また, 本報告では全岩組成についての詳細な議論を展開しないので, ③についても問題とならない。

数 10 ミクロンのチタン鉄鉱ラメラを有するものがよくみられる。チタン鉄鉱は 300 ミクロン大の単独結晶として産するもののほかに磁鉄鉱と granular intergrowth をして産するものがある。チタン鉄鉱の多くは赤鉄鉱の微細点が点在する hemo-ilmenite である。そのほかに、黒雲母の緑泥石化によって生成された二次鉱物としてのチタン鉄鉱（二次チタン鉄鉱）も黒雲母のへき開に沿ってよくみられる。チタン鉄鉱/磁鉄鉱+チタン鉄鉱比は 0.2~0.5 である。

2) 因美进入岩類

笹田ほか (1979) の火成活動ステージごとに Fe-Ti 酸化鉱物の種類をみると、进入岩類に先行する安山岩溶岩ではチタン磁鉄鉱であり、斑れい岩の多くは共存系に属する（第 2 図）。次の花崗閃緑岩では共存系と磁鉄鉱系が混在する。ひき続く、摺鉢山、人形峠花崗岩などのアダメロ岩では一部共存系もみられるが、多くは磁鉄鉱系である。この中で用瀬花崗岩はチタン鉄鉱系花崗岩*で、因美进入岩類では特異な位置を占める。同じ例は中原花崗岩にもみられる。最後に最も大規模に活動した鳥取花崗岩は磁鉄鉱系のみとなる。

因美进入岩類の Fe-Ti 酸化鉱物の総量は鉛山岩類を除く他の进入岩類に比べ、 SiO_2 63% 以上の花崗閃緑岩から花崗岩では 0.5~2%（容量比）ときわだって高い値を示す（第 5 図）。ただし、用瀬花崗岩のようなチタン鉄鉱系花崗岩では 0.03~0.08% と著しく低い容量比を示す。容量比と同様、岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比も他の进入岩類に比べ高い、特に珪長質岩相で高い値をもつ。ただし、チタン鉄鉱系花崗岩では低い（第 5 図）。

産状：磁鉄鉱は 300~1,000 ミクロンの粒径で半自形をなし、有色鉱物や斜長石中に包有されることが多い。磁鉄鉱中にはしばしば幅数ミクロン~数 10 ミクロンのチタン鉄鉱ラメラがみられる。チタン鉄鉱ラメラは花崗閃緑岩や安山岩溶岩で最もよくみられ、花崗岩で発達が悪い。珪長質岩相の磁鉄鉱の結晶周縁部には他形粒状のチタン鉄鉱の granular intergrowth がみられる。

チタン鉄鉱は磁鉄鉱中のラメラや granular intergrowth として産するものだけでなく、共存系では 100~200 ミクロン大の結晶として半自形~他形で産する。多くの場合黒雲母中に包有されて産する。これらチタン鉄鉱中には一部赤鉄鉱ラメラが存在する。このほかに黒雲母のへき開に沿って 20~30 ミクロンの 2 次チタン鉄鉱がみられる。なお、用瀬花崗岩のチタン鉄鉱は 50 ミクロン前後、他形~半自形で、黒雲母や斜長石中に包有されて産す

る。一般に変質が著しく水酸化物化やルチル化が進行している。共存系でのチタン鉄鉱/磁鉄鉱+チタン鉄鉱比は斑れい岩で 0.2~0.4、花崗閃緑岩で 0.18~0.3 である。

3) 広島进入岩類

大部分チタン鉄鉱系であるが、瀬戸内地域の金甲山、北木島、小豆島の灘山および近畿北摂地域の妙見、剣尾山などの優白質の黒雲母花崗岩では磁鉄鉱系である（第 1, 3 図）。また、含角閃石黒雲母アダメロ岩の万成、仁堀、さらに六甲などでは共存系もみられ、磁鉄鉱を含む花崗岩も比較的多くみられる。このように広島进入岩類では珪長質岩相で磁鉄鉱系が多く、妙見山石英閃緑岩の様な小岩株状の複合岩体で共存系が多い。同様の傾向は帯磁率からも報告されている（金谷ほか, 1973, Ishihara, 1977）。Fe-Ti 酸化鉱物の総量は石英閃緑岩のものを除くと、チタン鉄鉱系、磁鉄鉱系、共存系を問わず、大部分 0.03~0.5% 前後ときわめて低い値を示す。岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比は同程度の SiO_2 含量をもつのでみると、因美や鉛山进入岩類に比べ低いが、領家进入岩類に比べやや高い。また、岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比は磁鉄鉱系、チタン鉄鉱系ともほぼ同じ値をもつ。火山岩類では多くはチタン鉄鉱系であるが、安山岩溶岩や古第三紀の金剛童子層群などで磁鉄鉱系もみられる。

産状：チタン鉄鉱は 100~300 ミクロン、半自形~他形で黒雲母中に包有されて産するものが多い。また、二次生産物として黒雲母のへき開に沿ってあるいは結晶周辺に 20~30 ミクロンの他形のものか観察される。時々スフェンによって交代され、交代の進んだものでは大部分スフェンにおきかえられている。

磁鉄鉱は 50~200 ミクロン大の自形~半自形で、斜長石中に包有されるものが多い。磁鉄鉱には 3 方向に配列した幅数ミクロンのチタン鉄鉱ラメラがみられる。火山岩類のチタン鉄鉱は変質が著しく水酸化物に変質しているものが多い。安山岩溶岩ではチタン磁鉄鉱がみられる。

4) 領家进入岩類

柳生花崗岩や細粒花崗岩など新期に属するものはほとんどチタン鉄鉱系に属する（第 1, 4 図）。一方、古期のものではチタン鉄鉱系花崗岩のほかに須川花崗閃緑岩の様に比較的多くが磁鉄鉱系に属する。斑れい岩ではチタン鉄鉱系もあるが、磁鉄鉱系のものの方が多い、さらに変輝緑岩ではすべて磁鉄鉱系に属する。

Fe-Ti 酸化鉱物の総量は SiO_2 53% 以上の岩石でみると、広島进入岩類に比べさらに低い値を示し、特に珪長質岩相で低い。この傾向は磁鉄鉱系花崗岩でも同じであ

* ただし、用瀬花崗岩体周縁の両雲母花崗岩では少量の磁鉄鉱がみられる（先山, 1982）。

る。一方、 SiO_2 53% 以下の斑れい岩の容量比は 0.5～1%, 場合によっては 3% 以上と比較的高い容量比で、因美进入岩類の斑れい岩とはほぼ同じ値をもち、珪長質岩相ときわだった差異を示す。岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 比は斑れい岩も含め低い値をもつが、一部珪長質岩相でやや高いものがある。

産状: チタン鉄鉱は 50～300 ミクロンで黒雲母中に包有されることが多い。包有物、ラメラなどなく非常に均質である。また、緑泥石化した黒雲母のへき開に沿って 2 次チタン鉄鉱が生成れされている。磁鉄鉱は 100～300 ミクロンで半自形をなし、片麻状花崗閃緑岩のものでは斜長石の核部に包有されて産するものが多い。なお、共存系の一部のものは斜長石の核部に磁鉄鉱が、黒雲母中にチタン鉄鉱が含まれ、平衡に共存したかどうか疑いがある。斑れい岩のものでは褐色角閃石と密接に関係して産するものが多いが、生駒斑れい岩の一部には鉱物の境界に沿って他形で産するものがある。これら磁鉄鉱にはチタン鉄鉱ラメラや intergrowth などがみられず均質である。チタン鉄鉱/磁鉄鉱+チタン鉄鉱比は斑れい岩で 0.2～0.8 である。

5) 白鳥花崗岩類

チタン鉄鉱のみを含む。Fe-Ti 鉱物の総量は領家进入岩類のものと同じくきわめて低く、0.2% を超えない。岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 比はやや高い (第 5 図)。

産状: チタン鉄鉱は 200 ミクロン前後で、半自形～他形。大部分黒雲母中に包有されて産し、ラメラや包有物などなく均質である。

IV. 化学組成

分析は岡山大学温泉研究所の EPMA (JXA, 5A) を用いて行なった。分析条件は田崎・平野 (1973) に従った。また、Fe-Ti 酸化鉱物の Fe_2O_3 量はこれらがチタン鉄鉱—赤鉄鉱 join, ウルボスピネル—磁鉄鉱 join にあるものと仮定し、Carmichael (1967) の方法に従い再計算して求めた。ラメラをもつ Fe-Ti 酸化鉱物についてはビーム径を広げ結晶内を走査させ数点～10 数点分析し、その平均組成をもってその結晶の組成とした。また、Fe-Ti 酸化鉱物の異常構造は火山岩に一部認められたが进入岩ではほとんど認められなかった。进入岩では単結晶内でラメラ近傍付近とラメラから離れた所での組成差がみられる。分析値としては再計算した酸化物の値が 97～102 に入るものを適正なものとして採用した。Fe-Ti 酸化物の化学組成を第 1 表に示した。

1) 鉛山进入岩類

本岩類のチタン鉄鉱は 5 进入岩類の中で最も赤鉄鉱成

第 6 図 チタン鉄鉱の化学組成。

鉛山进入岩類および火山岩類: 1. 文象斑岩, 2. 細粒花崗岩, 3. 古第三紀火山岩, 4. 白亜紀火山岩 II, 因美进入岩類: 5. 鳥取花崗岩, 6. 人形峠花崗岩, 7. 摺鉢山花崗岩, 8. 用瀬花崗岩, 9. 花崗閃緑岩, 10. 石英閃緑岩, 11. 斑れい岩, 広島进入岩類: 12. 花崗岩, 13. アダメロ岩, 14. 万成花崗岩, 15. 花崗閃緑岩, 16. 石英閃緑岩, 斑れい岩, 17. 白亜紀火山岩 I, 白鳥花崗岩類, 領家进入岩類: 18. 白鳥花崗岩, 19. 細粒花崗岩, 20. 新期花崗岩 (弱片状アダメロ岩), 21. 古期花崗岩 (片麻状花崗閃緑岩), 22. 斑れい岩。

第 7 図 磁鉄鉱の化学組成。

鉛山进入岩類: 1. 文象斑岩, 2. 細粒花崗岩, 因美进入岩類: 3. 鳥取花崗岩, 4. 人形峠花崗岩, 5. 摺鉢山花崗岩, 6. 花崗閃緑岩, 7. 石英閃緑岩, 8. 斑れい岩, 9. 白亜紀火山岩 II, 広島进入岩類: 10. 花崗岩, 11. アダメロ岩, 12. 万成花崗岩, 13. 石英閃緑岩, 14. 斑れい岩, 15. 白亜紀火山岩 I, 領家进入岩類: 16. 新期花崗岩 (弱片状アダメロ岩), 17. 古期花崗岩 (片麻状花崗閃緑岩), 18. 斑れい岩。

第1表 Fe-Ti 酸化鉱物の化学組成

Sample No.	11	11	12	12	18	21	21	36	36	49	49	4	4	35	35	50	51	
	Il	Mag	Il	Mag	Il	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Il	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Mag	
SiO ₂	0.13	0.75	0.11	0.15	0.29	0.28	0.43	0.15	0.18	0.18	0.08	0.36	0.23	0.24	0.35	0.16	0.25	
TiO ₂	47.09	1.08	51.42	0.69	47.15	48.87	2.54	49.74	13.21	3.01	48.86	50.82	2.65	47.29	0.39	0.33	1.10	
Al ₂ O ₃	0.07	0.28	0.08	0.23	0.07	0.46	0.09	0.06	0.76	---	0.05	0.07	0.09	0.10	0.27	0.21	0.25	
FeO	48.64	89.38	42.93	81.14	48.64	46.60	88.81	47.04	79.07	87.46	45.03	45.22	88.40	46.82	91.85	91.05	90.20	
MnO	3.37	0.33	4.25	0.20	2.07	5.05	0.68	2.59	0.92	0.35	4.81	2.82	0.93	3.56	0.23	0.25	0.21	
MgO	0.05	---	0.01	---	0.10	0.05	---	0.08	---	0.01	0.03	0.03	0.02	---	---	---	0.01	
CaO	0.10	0.10	0.05	0.02	0.05	0.14	0.09	0.19	0.07	0.05	0.10	0.06	0.05	---	0.11	0.05	0.06	
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
K ₂ O	0.04	0.07	0.04	0.02	0.05	0.05	0.04	0.01	0.02	---	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03	
Recalculated																		
Fe ₂ O ₃	10.86	63.66	1.06	66.40	9.16	10.54	62.21	5.72	41.03	60.80	6.73	2.31	62.29	8.47	67.06	66.87	65.03	
FeO	38.84	32.09	41.96	31.38	40.38	37.09	32.82	41.87	42.13	32.74	38.85	43.11	32.34	39.18	31.50	30.87	31.68	
Total	100.52	98.29	98.91	99.07	99.27	100.38	98.86	100.40	98.30	97.14	99.61	99.59	98.60	98.84	99.91	98.74	98.59	
Mol USP		6.08		2.58			9.07		38.90	9.85			8.65		2.47	1.59	4.19	
Mol R ₂ O ₃	10.41		1.10		8.89	10.58		5.50			6.50	2.31		8.31				
Mode %	1.88		1.16		0.65		0.89		1.10		0.92		0.36		0.77		0.46	
1-1	NAMARIYAMA INTRUSIVES GRANOPHYRE										← NAMARIYAMA INTRUSIVES FINE-GR. GRANITE							

1-1 ← NAMARIYAMA INTRUSIVES GRANOPHYRE

← NAMARIYAMA INTRUSIVES FINE-GR. GRANITE

Il : チタン鉄鉱, Mag : 磁鉄鉱, 試料番号は第1図の試料採取地点番号と合致する。

BI-GR, 黒雲母花崗岩, HO-BIAD, 角閃石黒雲母アデメロ岩, FI-GR, 細粒花崗岩, ANDE, 安山岩
 1-1, 鉛山進入岩類: 11. 新見, 千屋, 12. 大佐町, 君山, 18. 湯原, 野田, 21. 富村, 穀山, 36. 三朝, 鉛山, 49. 鳥取, 落河内, 4. 日野町, 金持, 35. 三朝, 下古屋, 50. 鳥取, 湖山, 51. 鳥取, 田後。

Sample No.	1	6	27	28	28	53	54	16	17	25	25	44	44	45	43	37	37
	Mag	Mag	Mag	Il	Mag	Il	Il	Il	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Mag	Mag	Il
SiO ₂	0.13	0.18	0.16	0.14	0.24	0.11	0.65	0.08	0.16	0.17	0.20	0.10	0.20	0.15	0.20	0.14	0.14
TiO ₂	0.18	0.22	0.33	50.06	0.51	52.83	49.78	50.16	0.27	47.08	0.42	49.03	2.44	0.90	3.34	0.42	53.11
Al ₂ O ₃	---	0.11	0.21	0.05	0.16	0.05	---	0.05	0.17	0.07	0.28	0.40	0.35	0.30	0.49	0.24	0.05
FeO	91.55	92.91	91.25	45.18	91.36	41.11	43.45	46.48	91.26	47.73	93.10	46.53	88.39	90.18	87.64	91.61	39.32
MnO	0.27	0.19	0.25	3.19	0.25	5.32	6.10	1.87	0.25	1.98	0.27	2.68	0.45	0.20	0.80	0.22	6.07
MgO	---	0.01	---	0.03	0.02	---	---	0.02	---	---	---	0.02	0.02	---	---	0.02	0.02
CaO	0.05	0.05	0.05	---	---	0.11	---	0.18	0.05	0.87	0.63	0.09	0.06	---	0.02	0.07	0.07
Na ₂ O	---	0.02	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	---	0.03	0.08	0.03	0.03	0.04	---	0.04	0.02	0.03	0.06	0.61	0.05	0.06	---	0.04	0.02
Recalculated																	
Fe ₂ O ₃	67.62	68.38	66.97	3.65	66.72	1.10	4.55	3.83	67.13	9.13	68.73	5.51	62.13	65.35	60.50	67.22	66.69
FeO	30.70	31.37	31.07	41.87	31.31	42.08	39.34	43.01	30.85	39.49	31.25	41.62	32.47	31.37	33.19	31.13	31.22
Total	98.95	100.51	99.84	98.99	99.22	99.40	100.41	99.20	98.88	98.69	101.78	99.09	98.12	98.27	98.54	99.46	99.40
Mol USP	1.03	1.32	1.59		2.41				1.41		1.94		7.94	3.23	10.53	1.76	
Mol R ₂ O ₃				3.58		0.98	4.30	3.74		8.90		5.40					2.75
Mode %	0.83	0.65	0.70	0.58		0.08	0.03	1.30	2.90	0.61		0.83		0.41	0.45	0.61	

1-2 ← INBI INTRUSIVES BI-GRANITE

← INBI INTRUSIVES ADAMELLITE

1-2, 因美進入岩類: 1. 日野町, 生山, 6. 新見市, 27. 三朝, 小鴨, 28. 三朝, 穴鴨, 53. 用瀬, 小畑, 54. 用瀬, 山口, 16. 新見市, 17. 湯原, 宇南寺, 25. 湯原, 摺鉢山, 44. 奥津, 甌穴, 45. 奥津, 大鈞, 43. 奥津, 上斎原, 3. 三朝, 人形峠。

分が高く, パイロファナイト成分もやや高い。この傾向は文象斑岩でより顕著で, 火山岩類と似たような組成をもつ (第6図)。

磁鉄鉱では後述の因美進入岩類のものよりウラボスピネル成分が高い, 特に文象斑岩でこの傾向が著しく, 同程度の SiO₂ 含量の岩石でみると広島進入岩類のものとはほぼ同じ値をもつ (第5図)。

2) 因美進入岩類

全体的な特徴はチタン鉄鉱では高い赤鉄鉱成分をもつ

こと, 磁鉄鉱では低いウラボスピネル成分をもつことである (第6, 7図)。火成ステージごとにみると, 斑れい岩のチタン鉄鉱組成は花崗岩質のものと異なりやや低い赤鉄鉱成分をもつものがあり, パイロファナイト成分が低いことがあげられる (第6図)。磁鉄鉱ではやや高いウラボスピネル成分と Al 含量をもつ (第7図)。

花崗閃緑岩や次のステージの摺鉢山や人形峠花崗岩をみると, チタン鉄鉱は全体に高い赤鉄鉱成分をもち, 磁鉄鉱では低いウラボスピネル成分をもつ。さらに鳥取花

Sample No.	38	40	31	31	41	41	42	42	76	39	56	56	57	57	68	68
	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Il
SiO ₂	0.16	0.12	0.20	0.15	0.35	0.12	0.22	0.15	0.21	0.21	0.18	0.10	0.21	0.13	0.15	0.10
TiO ₂	0.76	50.41	0.35	46.65	0.39	51.24	0.32	50.78	0.51	0.32	0.22	49.03	0.32	49.96	0.18	49.26
Al ₂ O ₃	0.10	0.05	1.03	0.08	0.27	---	0.23	0.08	0.10	0.04	0.11	0.04	0.04	0.07	0.07	0.18
FeO	91.24	45.98	87.87	49.62	91.85	48.20	91.60	44.12	91.38	91.28	92.91	46.03	90.90	45.10	91.52	45.34
MnO	0.38	2.08	2.72	1.39	0.23	---	0.19	4.22	0.24	0.19	0.19	2.68	0.19	4.10	0.20	4.82
MgO	0.02	0.01	---	0.03	---	0.01	---	0.03	---	0.02	0.01	0.02	0.02	0.13	0.02	0.01
CaO	0.09	0.11	0.08	0.09	0.11	0.07	0.07	0.12	0.10	0.06	0.05	0.09	0.06	0.14	0.07	0.10
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	0.05	---	---	---	0.02	---	---	---	0.01	---
K ₂ O	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	---	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.09	0.03	0.04	0.04	0.03
Recalculated																
Fe ₂ O ₃	66.66	3.09	65.87	10.08	67.06	2.35	67.19	3.07	66.88	66.82	68.38	5.10	66.76	5.10	67.52	6.62
FeO	31.25	43.18	28.59	40.52	31.50	46.80	31.13	41.33	31.19	31.48	31.37	40.49	30.82	40.49	30.76	39.36
Total	99.42	99.05	98.84	99.00	99.91	100.59	99.32	99.79	99.23	99.15	100.51	98.86	98.42	100.12	98.97	100.33
Mol USP	2.83		1.79		2.47		1.69		2.30	1.78	1.32		1.76		1.11	
Mol Fe ₂ O ₃		3.04		9.83		2.24		3.04				5.10		5.30		6.37
Mode %	0.63	1.10		0.45		1.12		0.83	0.81	1.28		0.35		0.43		0.81

1-3

← INBI, ADAMELLITE →

← INBI INTRUSIVES GRANODIORITE →

1-3, 因美进入岩類: 38. 奥津, 石城, 40. 奥津, 上斎原, 31. 三朝, 余川, 41. 奥津, 奥津川, 42. 奥津, 大柱, 76. 奥津, 甘木, 39. 奥津, 下斎原, 56. 智頭, 智頭橋, 57. 加茂, 岸道谷, 68. 若桜, 沖山。

Sample No.	75	75	77	77	78	78	82	2	2	3	3	5	7	9	9
	Il	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Il
SiO ₂	0.17	0.22	0.14	0.15	0.11	0.15	0.10	0.16	---	0.12	0.20	0.14	0.20	0.17	0.15
TiO ₂	48.53	4.72	49.29	0.90	48.41	0.53	49.64	0.76	0.29	51.40	6.04	51.02	1.06	1.77	10.42
Al ₂ O ₃	0.11	0.56	---	0.30	0.05	0.35	0.04	0.10	0.19	0.10	1.14	0.07	0.30	0.77	0.78
FeO	49.29	87.67	48.69	90.98	48.05	89.44	45.70	90.74	91.32	44.70	85.49	45.08	89.86	89.47	80.52
MnO	0.52	0.41	0.24	0.20	2.11	0.38	3.75	0.38	0.23	3.22	0.41	3.14	0.38	0.20	0.59
MgO	0.38	---	0.13	---	0.08	0.03	0.11	0.02	---	0.02	0.04	0.03	0.01	0.05	---
CaO	0.24	0.12	0.13	---	0.15	0.10	0.08	0.09	---	0.13	0.10	0.20	0.01	0.01	0.64
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.03
K ₂ O	0.01	0.04	---	0.06	0.03	0.01	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	---	0.02	0.04
Recalculated															
Fe ₂ O ₃	7.74	58.41	5.39	65.94	7.63	65.54	5.61	66.29	67.35	2.01	54.81	2.81	64.97	62.31	46.16
FeO	42.30	35.10	43.82	31.63	41.16	30.46	40.63	31.09	30.70	42.87	36.16	42.53	31.39	33.39	38.97
Total	99.24	99.54	99.14	99.13	99.70	97.54	99.96	98.99	98.77	99.87	98.90	99.94	98.32	98.69	97.71
Mol USP		14.46		3.20		2.16		2.84	0.85		18.22		3.89	8.85	30.94
Mol Fe ₂ O ₃	7.51		5.17		7.36		5.39			2.06		2.76			4.24
Mode %	0.07		1.12		2.29		1.43		3.21		1.56		1.64	2.88	0.98

1-4

← INBI INTRUSIVES GRANODIORITE →

← INBI INTRUSIVES GABBRO →

1-4, 因美进入岩類: 75. 和田山, 和田山神社, 77. 波賀, 荒尾, 78. 波賀, 鷹巣, 82. 波賀, 齊木, 2. 日野町, 明地峠, 3. 日野町, 金持, 5. 日野町, 三吉, 7. 新見, 中岩見, 9. 新見, 千屋井原。

崗岩では磁鉄鉱は最も低いウルボスピネル成分をもち、チタン鉄鉱ではやや高い赤鉄鉱成分をもち因美进入岩類の特徴が明らかとなる。同程度の SiO₂ 含量の岩石で見ると上記の特徴がより明瞭となっている (第5図)。

用瀬花崗岩のチタン鉄鉱は赤鉄鉱成分が低く、パイロファナイト成分が高く広島进入岩類と類似した組成をもつ。

火山岩類ではチタン鉄鉱の赤鉄鉱成分、磁鉄鉱のウルボスピネル成分いずれも高く、特に、安山岩溶岩ではウルボスピネル成分が高いチタン磁鉄鉱で、Al 含量が高いことで特徴づけられる。このような組成は Imaoka *et al.* (1982) の周南層群の火山岩中のものと類似して

いる。

共存系の Fe-Ti 酸化鉱物の組成は、同程度の SiO₂ 含量の岩石と比較すると、磁鉄鉱ではウルボスピネル成分にやや富み、チタン鉄鉱では赤鉄鉱成分に富む。

3) 広島进入岩類

全体的な特徴はチタン鉄鉱では赤鉄鉱成分が低いこと、磁鉄鉱ではウルボスピネル成分が高いことである。チタン鉄鉱は花崗岩、アダメロ岩で低い赤鉄鉱成分をもつものに対し、石英閃緑岩でやや高い赤鉄鉱成分をもつものがある。また、万成花崗岩ではやや高いパイロファナイト成分をもつ (第6図)。

磁鉄鉱では同じアダメロ岩質でも六甲山、万成では高

Sample No.	10	10	15	15	24	30	30	47	48	48	62	64	64	67	79	79	80
	Mag	11	Mag	11	11	Mag	11	Mag	Mag	11	Mag	Mag	11	11	Mag	11	Mag
SiO ₂	0.10	0.15	0.31	0.13	0.13	0.01	0.01	0.14	0.23	0.13	0.18	0.17	0.11	0.10	0.18	0.12	---
TiO ₂	2.79	48.68	0.53	51.63	51.59	0.87	50.19	0.83	2.26	47.96	0.44	0.70	49.18	50.20	1.55	48.49	0.39
Al ₂ O ₃	0.75	0.06	0.43	0.07	0.16	0.94	0.08	1.72	0.63	0.03	0.88	0.19	0.08	0.04	0.22	0.08	0.12
FeO	88.26	48.15	90.44	45.39	45.21	91.17	47.99	89.49	88.46	48.36	90.19	91.28	48.50	47.08	89.52	49.37	90.64
MnO	0.32	1.42	0.36	1.65	2.25	0.28	0.41	0.20	0.17	1.48	0.42	0.23	1.10	1.06	0.19	0.62	0.23
MgO	---	0.07	0.05	0.10	0.33	---	0.05	0.16	---	0.10	0.04	0.01	0.04	0.02	---	0.65	---
CaO	---	0.07	0.04	0.10	0.33	---	0.19	0.08	0.12	0.09	0.11	0.07	0.09	0.13	0.07	0.15	---
Na ₂ O	---	0.08	---	---	---	---	0.02	---	---	---	---	---	---	---	---	0.05	---
K ₂ O	0.01	0.01	0.37	0.36	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.05	---	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04
Recalculated																	
Fe ₂ O ₃	61.35	6.52	65.91	6.74	1.90	65.62	4.00	64.02	62.04	7.64	65.94	66.56	6.06	3.45	64.08	8.50	66.75
FeO	33.04	42.26	31.12	44.70	43.30	32.02	44.37	31.78	32.62	41.46	30.85	31.38	43.03	43.96	31.85	41.72	30.56
Total	98.36	99.24	98.75	99.02	100.01	99.73	99.30	98.92	98.08	98.89	98.86	99.31	99.66	98.95	98.12	100.40	98.06
Mol USP	8.54		2.75			2.60		3.00	7.52		1.98	2.69			5.19		1.15
Mol R ₂ O ₃		8.54		0.81	2.22		3.95			7.40			5.87	3.37		8.18	
Mode %	1.68		1.83		0.67	2.21		1.35	2.63		0.67	1.20		1.12	1.26		0.19

1-5

INBI INTRUSIVES GABBRO

1-5, 因美进入岩類: 10. 千屋, 井原, 15. 新見, 馬塚, 24. 湯原, 禾津, 30. 三朝, 若杉山, 47. 鳥取, 落河内, 48. 鳥取, 落河内, 62. 加茂, 岸道谷, 64. 智頭, 八河谷, 67. 若桜, 吉川, 79. 波賀, 安賀, 80. 波賀, 皆木。

Sample No.	81	81	84	96	96	99	100	101	97	98	93	94	94	90	95	95
	Mag	11	Mag	11	Mag	11	Mag	11	Mag	Mag	11	11	Mag	11	11	Mag
SiO ₂	0.14	0.29	---	0.09	1.27	0.16	0.23	0.36	0.77	0.21	0.10	0.12	0.20	0.95	0.16	0.24
TiO ₂	0.42	48.15	0.39	49.90	2.71	50.83	2.59	53.13	0.22	0.39	51.22	50.36	0.49	51.88	49.07	4.81
Al ₂ O ₃	0.24	0.07	0.12	0.08	0.82	0.08	0.60	0.27	0.19	0.50	0.05	0.04	0.12	0.03	0.07	1.14
FeO	91.62	48.64	91.64	45.20	87.41	44.98	89.06	41.02	92.51	91.47	45.21	44.75	91.31	44.71	50.68	87.48
MnO	0.22	2.07	0.23	3.56	0.49	3.10	0.26	4.22	0.28	0.37	2.34	3.18	0.28	2.29	0.73	0.26
MgO	0.02	0.10	---	0.02	---	0.03	0.01	0.06	0.02	---	0.02	---	---	0.03	0.08	0.25
CaO	0.07	0.05	---	0.12	1.10	0.06	0.06	---	0.06	0.06	0.02	0.04	0.06	0.09	0.10	0.14
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.02	---	0.07	0.03	---	0.03	---	0.05	0.02	0.03
Recalculated																
Fe ₂ O ₃	67.22	8.16	67.51	3.36	59.89	2.60	62.11	7.47	67.09	66.22	0.72	2.83	66.86	2.16	10.02	57.99
FeO	31.13	41.28	30.90	42.16	33.51	42.64	33.16	35.26	32.14	31.88	44.52	42.18	31.14	45.87	41.76	35.47
Total	99.46	100.17	99.13	98.28	99.71	89.50	99.04	100.77	100.76	99.63	98.89	98.71	99.15	99.28	101.96	99.40
Mol USP	1.76		1.14		12.57		8.40		3.56	1.96			2.20			14.68
Mol R ₂ O ₃		7.85		3.37		2.60		6.90			0.71	2.79		1.64	9.36	
Mode %	1.18		2.81	0.12		0.03	0.04	0.06	0.04	0.04	0.01	0.10		0.47		2.31

1-6

INBI INTRUSIVES GABBRO

HO-BI AD

BI-GR

HIROSHIMA INTRUSIVES OKAYAMA DISTRICT

HO-BI ADAMELLITE

QUARTZ DIORITE

1-6, 因美进入岩類: 81. 波賀, 水谷, 84. 波賀, 上野, 広島进入岩類: 96. 岡山, 万成, 99. 小豆島, 千軒, 100. 小豆島, 灘山, 101. 小豆島, 福田, 97. 倉敷, 北木島, 98. 東見, 金甲山, 93. 吉井, 仁堀北, 94. 吉井, 仁堀, 90. 津山, 旭日町, 95. 佐伯, 妙見山。

いウルボスピネル成分であるが, 金甲山, 仁堀などでは低い値を示し, 地域によって差異がある (第7図)。このような傾向は他の进入岩類ではみられない性質である。花崗閃緑岩, アダメロ岩, 花崗岩でみると, チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分は領家进入岩類より高いが因美进入岩類より低く, 磁鉄鉱のウルボスピネル成分は最も高い値を示す (第5図)。

火山岩類は磁鉄鉱のウルボスピネル成分がやや高く, チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分が低く広島进入岩類と同じ性質をもち, 因美进入岩類地域の火山岩類の組成と異なっ

ている。

4) 領家进入岩類

全体的な特徴はチタン鉄鉱では赤鉄鉱成分が低く, 磁鉄鉱ではウルボスピネル成分が低く, いずれも端成分に近い値をもつのが特徴である (第6, 7図)。最も古期の斑れい岩や変輝緑岩ではこの傾向が著しい。古期の片麻状花崗閃緑岩は新期の花崗岩に比べ, チタン鉄鉱では赤鉄鉱成分がやや低く, 磁鉄鉱ではウルボスピネル成分がやや低い傾向があるが, その差異はきわめてわずかである。同程度の SiO₂ 含量の岩石でみると, チタン鉄鉱の

Sample No.	110	111	111	117	118	119	113	113	126	147	161	161	162	132	136	137
	Il	Il	Mag	Il	Il	Il	Il	Mag	Il	Il	Il	Mag	Mag	Il	Il	Il
SiO ₂	0.14	0.10	0.25	0.15	---	0.13	0.16	0.36	0.12	0.08	0.13	0.21	0.30	0.18	0.10	0.15
TiO ₂	50.64	51.14	3.75	49.83	48.12	50.49	50.45	3.45	51.72	52.30	54.29	0.37	0.18	52.50	52.79	51.62
Al ₂ O ₃	0.08	0.05	0.59	0.07	0.01	0.03	0.04	0.40	0.04	0.08	0.05	0.08	0.10	0.09	0.05	0.08
FeO	45.30	45.54	88.97	46.29	48.20	43.52	46.57	88.27	44.66	44.63	41.60	91.59	90.86	41.83	44.84	43.68
MnO	2.61	2.46	0.58	3.17	3.93	2.41	1.69	0.91	2.52	2.16	3.91	0.37	0.11	6.36	1.53	4.38
MgO	---	0.02	0.02	---	0.07	0.08	0.02	---	0.03	0.06	0.03	---	0.02	0.06	0.06	0.06
CaO	0.30	0.09	0.07	0.04	0.08	0.07	0.05	0.06	0.25	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09	0.05	0.06
Na ₂ O	0.04	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.01	---	---
K ₂ O	---	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.07	0.03	0.04
Recalculated																
Fe ₂ O ₃	2.96	2.31	60.71	5.14	10.19	0.71	3.14	60.70	1.04	1.46	3.66	67.29	66.69	1.17	1.14	2.06
FeO	42.51	43.43	34.33	41.66	39.03	42.86	43.72	33.64	43.70	45.64	44.87	31.04	30.84	40.78	45.84	41.83
Total	99.30	99.61	100.30	100.09	101.45	96.78	99.27	99.52	99.42	99.31	99.67	99.40	98.32	101.37	99.28	100.24
Mol USP			11.69				11.35					1.89	1.70			
Mol R ₂ O ₃	2.95	2.28		5.0	9.6	0.74	3.07		1.06	1.09	3.40			1.20	1.01	2.0
Mode %	0.16	0.39		0.53	0.71	1.43	0.10	0.15	0.09		0.07		0.12	0.03	0.12	0.04

1-7 HIROSHIMA INTRUSIVES KINKI DISTRICT QUARTZ DIORITE HO-BI AD BI-GR RYOKE INTRUSIVES OLDER GRANITE YOUNGER GRANITE

1-7, 広島侵入岩類: 110. 神戸, 六甲山, 111. 神戸, 六甲山, 117~119. 能勢, 三草山, 113. 能勢, 宿野, 126. 京都, 大文字, 領家侵入岩類: 147. 淡路島, 志筑, 161. 奈良, 狭川, 162. 奈良, 須川, 132. 高松, 屋島, 136. 牟礼, 庵治, 137. 牟礼, 庵治。

Sample No.	141	144	146	152	163	134	142	143	131	133	149	153	159	159	168	171
	Mag	Mag	Il	Il	Il	Il	Il	Il	Il	Mag	Il	Il	Il	Mag	Mag	Il
SiO ₂	0.76	0.60	0.15	0.21	0.16	0.13	0.11	0.22	0.14	0.19	0.06	0.15	0.03	0.07	0.15	0.01
TiO ₂	0.18	0.18	52.67	48.96	52.98	52.27	50.61	49.94	52.75	0.21	52.82	52.03	51.13	1.23	0.02	54.24
Al ₂ O ₃	---	0.17	0.10	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.09	0.03	0.14	0.02	0.85	0.04	0.02
FeO	90.26	89.45	44.76	48.20	43.68	43.27	43.41	43.44	46.05	91.27	47.25	45.23	48.02	90.93	92.94	44.24
MnO	0.50	1.87	2.10	0.82	2.18	3.10	1.61	5.47	0.55	0.23	1.14	1.35	0.93	0.22	0.18	3.28
MgO	0.15	0.76	0.02	0.07	0.03	0.02	0.08	0.02	0.87	0.02	0.17	0.15	0.26	0.03	0.01	0.13
CaO	---	0.38	0.11	0.17	0.08	0.17	0.06	0.49	0.06	0.10	---	0.24	0.02	0.01	0.10	0.04
Na ₂ O	0.47	---	---	---	---	---	---	---	---	0.06	---	---	0.04	0.03	0.04	0.06
K ₂ O	---	---	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	---	0.01	0.05	0.04	0.07	0.02
Recalculated																
Fe ₂ O ₃	65.87	67.66	0.53	5.67	1.98	0.54	1.90	4.98	0.75	67.26	1.25	0.23	3.65	65.39	68.80	1.04
FeO	30.98	28.56	45.21	43.08	45.44	43.74	44.04	38.91	45.37	30.74	46.10	44.99	44.71	32.08	31.27	45.15
Total	98.44	100.18	99.83	99.02	98.94	98.93	100.17	100.11	100.55	98.84	101.59	99.29	100.93	99.88	100.67	101.83
Mol USP	3.49	2.83							1.35					3.81	0.65	
Mol R ₂ O ₃			0.35	5.52	1.82	0.45	2.0	4.79	0.89		1.21	0.43	3.46			0.94
Mode %	0.08	0.03	0.09	0.21	0.08	0.10	0.11	0.01	0.53	0.10	1.79	1.27	3.05		0.86	0.33

1-8 RYOKE INTRUSIVES YOUNGER GRANITE FI-GR SHIRATORI GR RYOKE INTRUSIVES GABBRO

1-8, 領家侵入岩類: 141. 津田, 志度, 144. 淡路島, 岩屋, 146. 淡路島, 楠本, 152. 神戸, 布引, 163. 奈良, 柳生, 134. 牟礼, 庵治, 142. 白鳥, 力石, 143. 白鳥, 本宮, 131. 小豆島, 大角鼻, 133. 高松, 屋島, 149. 淡路島, 志筑, 153. 大阪, 生駒, 159. 大阪, 二上山, 168. 奈良, 神の山, 171. 奈良, 榛原。

赤鉄鉱成分は最も低く, 磁鉄鉱のウルボスピネル成分は因美侵入岩類とはほぼ同程度に低い。

5) 白鳥花崗岩類

チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分は低く, 同程度の SiO₂ 含量をもつ岩石と比較しても領家侵入岩類のものと類似した組成をもつが, ややパイロファナイト成分に富む。

V. 考察とまとめ

1) チタン鉄鉱系花崗岩と磁鉄鉱系花崗岩の時空的分

布

因美侵入岩類は初期の斑れい岩の共存系から花崗閃緑岩の磁鉄鉱系と共存系の混在をへて磁鉄鉱系の花崗岩へと移行する。そして, 引き続き鉛山侵入岩類では珪長質岩相にもかかわらず共存系となる。

広島侵入岩類はこれまでチタン鉄鉱系と報告されてきたが (Ishihara, 1977), 磁鉄鉱系花崗岩も多く認められる。特に, 優白質な黒雲母花崗岩で磁鉄鉱系が認められるのが特徴である。しかし, Fe-Ti 酸化鉱物総量は因美

Sample No.	175	176	177	179	13	13	19	19	20	20	22	22	23	34	34	33
	Mag	Il	Mag	Mag	Il	Mag	Il	Mag	Mag	Il	Il	Mag	Mag	Il	Mag	Mag
SiO ₂	0.19	0.01	0.14	0.12	---	0.53	0.54	1.12	0.69	0.16	0.54	1.12	0.49	0.30	0.37	0.23
TiO ₂	1.18	51.40	0.04	0.04	47.28	1.49	47.70	0.18	8.77	48.43	47.70	0.18	0.57	48.95	13.43	1.90
Al ₂ O ₃	0.08	0.02	0.08	0.04	0.10	0.78	---	---	---	---	---	---	---	0.05	0.66	0.09
FeO	91.95	49.29	93.35	93.18	47.49	90.55	47.04	90.59	83.60	49.29	48.04	92.09	90.07	47.73	78.83	88.84
MnO	0.13	0.58	0.05	0.14	4.21	0.29	3.32	0.35	0.38	1.02	3.32	0.35	0.37	1.28	1.44	0.28
MgO	0.03	0.15	---	0.05	0.06	0.07	---	---	0.05	0.05	---	---	---	0.02	0.16	0.02
CaO	0.02	---	---	0.05	---	0.08	---	---	---	---	---	---	---	0.41	0.09	---
Na ₂ O	0.25	---	---	0.01	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	0.04	---	---	0.08	0.06	0.05	---	---	---	---	---	---	---	0.03	0.08	---
Recalculated																
Fe ₂ O ₃	68.34	4.35	68.98	68.98	10.39	64.15	7.63	65.17	49.39	7.42	8.75	65.46	65.39	5.80	40.89	48.90
FeO	32.25	45.35	31.27	31.10	38.12	32.82	40.15	31.94	39.14	42.69	40.15	32.78	31.22	42.49	42.01	39.84
Total	100.22	101.86	100.67	100.52	100.16	100.21	99.34	98.76	98.42	99.67	100.45	100.89	98.04	99.30	99.06	98.58
Mol USP	4.13		0.65	0.57		6.29		4.87	28.16				3.60		39.89	31.30
Mol R ₂ O ₃		4.09			10.04		7.35			7.09	8.82			5.62		
Mode %	0.43	3.61	1.30	0.57	1.20		1.10		1.58		0.38		1.80	0.07		0.93

1-9 ← RYOKE INTRUSIVES GABBRO → ← CRETACEOUS VOLCANIC ROCKS (INBI DISTRICT) → ← ANDESITE → ← RHYOLITE → ← ANDESITE → ← PALEOGENE ANDE →

1-9, 領家進入岩類: 175. 名張, 滝ノ原, 176. 家城, 福田山, 177. 家城, むとどおり, 179. 家城, 高峰, 火山岩類: 13. 新見市, 馬塚, 19.~23. 富村, 霞山, 34. 三朝, 木地山, 33. 三朝, 大谷。

Sample No.	63	63	73	73	74	91	104	105	105	106	107	108
	Il	Mag	Mag	Il	Il	Il	Mag	Mag	Il	Il	Mag	Il
SiO ₂	0.10	0.18	1.36	0.27	0.12	0.13	0.70	0.20	0.60	0.23	0.19	0.43
TiO ₂	48.69	0.18	9.07	51.82	48.04	50.73	19.55	3.33	50.89	52.78	3.57	50.42
Al ₂ O ₃	0.07	0.12	---	0.11	---	0.05	2.75	0.49	0.68	0.08	0.13	0.08
FeO	45.79	91.36	85.70	46.64	48.13	46.77	73.58	86.40	46.77	43.55	88.26	46.51
MnO	4.33	0.21	---	---	1.78	1.30	---	0.57	0.45	2.23	1.06	2.17
MgO	---	0.02	---	---	0.02	0.03	---	1.34	0.05	---	0.51	0.02
CaO	0.08	0.06	---	---	0.12	0.08	---	---	---	0.07	0.09	0.12
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ₂ O	---	---	---	---	---	---	0.16	---	---	0.08	---	0.02
Recalculated												
Fe ₂ O ₃	7.09	67.32	48.56	0.31	7.65	2.75	25.84	6.08	2.60	2.04	61.35	3.39
FeO	39.39	30.78	41.39	46.89	41.32	44.27	50.34	31.67	44.15	45.36	33.04	43.44
Total	99.75	98.87	100.38	98.78	99.05	99.34	99.14	98.81	99.62	98.71	99.94	100.07
Mol USP		1.23	30.93				57.62	11.04			12.50	
Mol R ₂ O ₃	6.87			0.13	7.36	2.73			2.60	1.83		3.33
Mode %		0.35	0.11		1.52	0.10		0.16		0.22	0.05	0.06

1-10 ← VOLCANIC ROCKS (INBI DISTRICT) → ← ANDESITE → ← RHYOLITE-ANDESITE → ← VOLCANIC ROCKS (KINKI DISTRICT) → ← RHYOLITE →

1-10. 火山岩類: 63. 智頭, 八河谷, 73. 波賀, 戸倉, 74. 和田山, 91. 建部町, 福渡, 104. 八塔寺, 皆坂, 105. 神戸, 丹生山, 106. 神戸, 金剛童子山, 107. 神戸, 丹生山, 108. 神戸, 山田。

進入岩類と違って低い。また、磁鉄鉱系花崗岩の共存する珪酸塩鉱物の Mg/Mg+Fe 値 (mg 値) は低い。

領家進入岩類は大部分チタン鉄鉱系であるが、古期の片麻状花崗閃緑岩では磁鉄鉱系もみられる。ただし、Fe-Ti 酸化鉱物の総量はきわめて少ない。さらに斑れい岩や変輝緑岩ではむしろ磁鉄鉱系が主体を占め、その量も多い。このように領家進入岩類ではより新期のものほどチタン鉄鉱系が卓越する。さらに、白鳥花崗岩ではチタン鉄鉱系となる。

以上、5 進入岩類の共通的な傾向として同程度の SiO₂ 含量をもつもので比較した場合、初期に活動した斑れい

岩では多くが磁鉄鉱系もしくは共存系で Fe-Ti 酸化鉱物総量も高く、各進入岩類間で明瞭な差異が認められない。ひき続く花崗閃緑岩では各進入岩類を特徴づける Fe-Ti 酸化鉱物を含むようになるが共存系も多い。そして、より後期の最も大規模に活動した花崗岩でその進入岩類の性質を最も特徴づける Fe-Ti 酸化鉱物を含むようになり、かつ Fe-Ti 酸化鉱物含有量が地帯別に著しく異なる。

地理的分布について Ishihara (1971) および金谷ほか (1973) の帯磁率を中心とした各進入岩類の境界と比較してみると、用瀬花崗岩のように広島進入岩類に類似し

たチタン鉄鉱系花崗岩が因美进入岩類地域にみられる。同じ現象は島根県東部（津末ほか, 1976）や和田山付近（石原ほか, 1981）にもみられ、因美进入岩類地域に広島进入岩類が分布する可能性がある。

2) 化学組成

Buddington and Lindsley (1964) の結果からマグマの酸素分圧とチタン鉄鉱の赤鉄鉱成分量には正の相関があると推定される。因美や鉛山进入岩類では赤鉄鉱成分が高く、Ishihara (1977) や村上 (1979) が述べているように、これら进入岩類で酸素分圧が高かったことを示している。広島や領家进入岩類、白鳥花崗岩類は低い赤鉄鉱成分をもち、低酸素分圧下で晶出したことを表わしている。

磁鉄鉱のウルボスピネル成分は Taylor (1964) による $\text{TiFe}_2\text{O}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$ 系の相平衡図によると、マグマ組成一定で、水蒸気圧が高いか同一条件でチタン鉄鉱と cotectic な関係のもとではウルボスピネル成分の増大は低温かつ低酸素分圧と解される。同程度の SiO_2 含量のもので比べると、広島进入岩類は因美进入岩類よりウルボスピネル成分がかなり高い。広島进入岩類は低酸素分圧と考えられ、因美进入岩類より深部进入であり（村上, 1979）、また、2 長石地質温度計から因美进入岩類に比べ低温で形成されたと考えられるので（田結庄ほか, 1979）、低いウルボスピネル成分をもつに至ったのであろう。

Fe-Ti 酸化鉱物の Mn 量は第 8 図に示すように磁鉄鉱には少なく、チタン鉄鉱に濃集する。特に共存系でこ

の傾向が著しい。

Buddington and Lindsley (1964), Anderson (1968), Czamanske *et al.* (1972) などによるとチタン鉄鉱の Mn 量は生成時の温度が低く、マグマの Mn/Fe 比が高く、酸素分圧が高い条件下で高くなる。因美や鉛山进入岩類は Mn 含量が高いものが多い、特に珪長質岩相で高い。この現象は Imaoka *et al.* (1982) が述べているように、因美や鉛山进入岩類が高酸素分圧下で晶出したことに原因する。すなわち、 Fe^{2+} は Mn^{2+} より酸化されやすいため、チタン鉄鉱の octahedral site の Fe^{2+} が Mn^{2+} に置換されたためと解される。珪長質岩相で Mn がより濃集するのは Tsusue (1973) が報告しているように結晶作用に伴って Mn が濃集したと考えられるが、著しく Mn が高いものは中田 (1980) が議論したように徐冷過程で結晶粒間の液と反応したため高くなったのかもしれない。

3) 酸素分圧

各进入岩類の火成活動ごとの相対的な酸素分圧の推移について検討する。酸素分圧の高低の基準として、1) 含まれている Fe-Ti 酸化鉱物の種類、2) Fe-Ti 酸化鉱物の総量、特に磁鉄鉱の量、3) チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分、4) 岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比、5) 珪酸塩鉱物の $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ 値 (mg 値)、6) 共存する磁鉄鉱—チタン鉄鉱組成から得た最終平衡時の酸素分圧、を採用した。

鉛山进入岩類は珪長質岩にもかかわらず、磁鉄鉱系な

第 8 図 Fe-Ti 酸化鉱物の MnO 含量と母岩の SiO_2 % との関係。

鉛山进入岩類：1. 磁鉄鉱，2. チタン鉄鉱，因美进入岩類：3. 磁鉄鉱，4. チタン鉄鉱，5. 火山岩中の磁鉄鉱，6. 火山岩中のチタン鉄鉱，広島进入岩類：7. 磁鉄鉱，8. チタン鉄鉱，9. 火山岩中の磁鉄鉱，10. 火山岩中のチタン鉄鉱，白鳥花崗岩類：11. チタン鉄鉱，領家进入岩類：12. 磁鉄鉱，13. チタン鉄鉱。

第9図 共存するチタン鉄鉱—磁鉄鉱組成から推定される温度と酸素フェグанти。

鉛山进入岩類: 1. 文象斑岩, 2. 細粒花崗岩, 因美进入岩類: 3. 鳥取花崗岩, 4. 人形峠花崗岩, 5. 花崗閃緑岩, 6. 斑れい岩, 広島进入岩類: 7. アダメロ岩, 領家进入岩類: 8. 斑れい岩, 9. 因美进入岩類地域の安山岩。Fe-Ti 酸化鉱物による地質温度計は Spencer *et al.* (1981) によった。

いし共存系で磁鉄鉱量やチタン鉄鉱の赤鉄鉱成分が他の进入岩類に比べ著しく高い。また、同程度の SiO_2 の岩石でみた場合、岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比、珪酸塩鉱物の mg 値が他の进入岩類よりかなり高い (田結庄ほか, 1979)。さらに、共存する Fe-Ti 酸化鉱物からの酸素分圧条件も高い値をもつ (第9図)。以上のことからみて、鉛山进入岩類は5进入岩類中最も高い酸素分圧下にあったと考えられる。この高酸素分圧の原因として、鉛山进入岩類は subvolcanic 岩相を示し、Matuhisa *et al.* (1980) が同じ古第三紀の雲城岩体で酸素同位体比が低いことから述べたように地表水が関与したのかもしれない。あるいは、Czamanske *et al.* (1981) が強調しているように水素の拡散による逸脱が考えられる。

因美进入岩類は初期の苦鉄質岩から後期の珪長質岩になるにつれ、共存系から磁鉄鉱系になること、磁鉄鉱量は珪長質岩でも高い値をもち、チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分も高く、さらに岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比や珪酸塩鉱物の mg 値も塩基性岩に比べ逆に高くなることから後期の珪長質岩で酸素分圧がより高くなったと推定される。

領家进入岩類は初期の塩基性岩から後期の珪長質岩にかわるにつれて、磁鉄鉱系からチタン鉄鉱系にかわることで、Fe-Ti 酸化鉱物総量、特に磁鉄鉱量が後期のもので著しく低く、また、チタン鉄鉱の赤鉄鉱成分も低くなる。さらに、岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比や珪酸塩鉱

物の mg 値も低くなることから、より後期のものほど低酸素分圧であったことを示している。

広島进入岩類は初期の苦鉄質岩から後期の珪長質岩に向うにつれ、チタン鉄鉱系がより多くなること、磁鉄鉱量が減少すること、岩石の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ 比や鉱物の mg 値が低くなることなどから、より後期のものの方が一般に低酸素分圧と推定されるが、地理的位置によってこの傾向があてはまらない所もあり、他の进入岩類のように必ずしも均一な性質を有していなかったと解される。

以上、各进入岩類を火成ステージごとにみると初期の塩基性岩では各进入岩類間で大きな差異がみられないのに対し、より後期の大規模に活動した花崗岩で酸素分圧の差異が最も顕著になったと判断される。この原因については推測の域を出ないが、大規模で均質、しかも一定の酸素分圧条件をもつ大量の花崗岩マグマを形成するためには堆積岩による汚染や H_2O の解離による水素の逸脱より、むしろ Ishihara (1978) が指摘したようにマグマの起源物質やその発生深度などのマグマの発生段階によると考えるのが妥当である。

謝 辞

本研究は筆者が文部省派遣の内地研究員として岡山大学温泉研究所で行ったものである。同研究所滞在中、本間弘次博士、田崎耕市博士、加々美寛雄博士からは指導、助言ならびに EPMA 使用の教示を頂いた。麻田斉氏からは研磨薄片の作製の教示を、山涌裕子氏からは研究上の便宜を、当時、同研究所大学院生の先山徹、渡辺謙二の各氏からは EPMA 使用の便宜をはかって頂いた。神戸大学の中島和一博士には内地留学の機会を与えられた。以上の方々に記して深く感謝する。

引用文献

- Anderson, A.T. (1968), Oxidation of the La-Blache lake titaniferous magnetite deposit, Quebec. *J. Geol.*, **76**, 528-547.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H. (1964), Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**, 310-434.
- Carmichael, I.S.E. (1967), The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 36-64.
- Czamanske, G.K. and Mihálik, P. (1972), Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 1 the opaque oxides. *J. Petrol.*, **13**, 493-

509.

- Czarnanske, G.K., Ishihara, S. and Atkins, S.A. (1981), Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- 服部 仁, 野沢 保 (1959), 本邦産花崗岩質岩石の化学成分. 地質調査所特別出版物, 1-217.
- 早瀬一, 石坂恭一 (1967), Rb-Sr 法による地質年令, (I) 西南日本. 岩鉱, **61**, 182-189.
- 飯泉 滋, 加々美寛雄, 田結庄良昭, 端山好和 (1982), 近畿～瀬戸内領家帯に産する塩基性岩類の化学組成と Sr 同位体比. 総研 A (代表者, 山本博達), 領家帯の岩石学的研究成果報告書. 87-90.
- Imaoka, T., Nakashima, K. and Murakami, N. (1982), Iron-titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 235-255.
- Ishihara, S. (1971), Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner zone of Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441-452.
- Ishihara, S. (1977), The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. (1978), Metallogeneses of the Japanese island arc system. *J. Geol. Soc. London*, **135**, 389-406.
- Ishihara, S. and Ulriksen, C.E. (1980), The magnetite-series, ilmenite series granitoids in Chile. *Mining Geol.*, **30**, 183-190.
- 石原舜三, 佐藤興平, 月村勝宏 (1981), 明延鉱床における若干の問題について. 鉱山地質, **31**, 147-156.
- Ishizaka, K. (1966), A geochronology study of the Ryoike metamorphic terrain in the Kinki district. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, **B. 33**, 69-102.
- 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**, 211-225.
- 笠間太郎 (1968), 六甲山地の花崗岩類. 地質雑, **74**, 117-128.
- 河野義礼, 植田良夫 (1966), 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) — 西南日本の花崗岩類 — 岩鉱, **56**, 191-211.
- 木野崎吉郎 (1953), 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). 広大地研報告, **3**, 61-77.
- 岸田孝蔵, 弘原海清 (1967), 姫路酸性岩類の火山層序 — 近畿の後期中生代火成岩類の研究 (1). 柴田秀賢教授退官記念論文集 241-255.
- 杵掛俊夫, 白川頼子, 先山 徹, 岩井秀治 (1979a), 東中国における花崗岩類の主化学組成. 地質学論集, **17**, 87-92.
- 杵掛俊夫, 端山好和, 本間弘次, 政岡邦夫, 宮川邦彦, 仲井 豊, 山田哲雄, 吉田 勝 (1979b), 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, **17**, 47-68.
- 政岡邦夫 (1982), 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類. 地質雑, **88**, 483-497.
- Matsuhisa, H., Imaoka, T. and Murakami, N. (1980), Hydrothermal activity indicated by oxygen and hydrogen isotopes of rocks and minerals from a Paleogene cauldron, Southwest Japan. *Mining, Geol., Spec. Issue, No. 8*, 49-65.
- 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. 地質学論集, **17**, 3-19.
- 村上允英 (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 —. 山口大教養部紀要, **15**, 33-74.
- 中田節也 (1980), イルメナイト系列火山岩類におけるイルメナイトの組成変化 — 尾鈴山酸性岩類の場合. *MAGMA*, **59**, 1-7.
- 濡木輝一, 浅見正雄, 光野千春 (1979), 岡山県中南部の花崗岩類. 地質学論集, **17**, 35-47.
- 先山 徹 (1978), 岡山県北部, 奥津花崗閃緑岩体の岩石学的研究. 岡山大学温泉研究所修士論文 (手記).
- 先山 徹 (1982), 山陰東部, 奥津—三朝地域の白亜紀末—古第三紀深成岩類の鉱物組成の時代的变化. *MAGMA*, **64**, 11-19.
- 笹田政克, 山田直利, 先山 徹, 上田 薫 (1979), 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類. 地質学論集, **17**, 19-35.
- Shibata, H., Okada, S. and Hara, K. (1960), Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces, part III. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku Sec. C. 7*, **59**, 71-82.
- 柴田 賢 (1979), 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, **17**, 69-73.
- Spencer, K.J. and Lindsley, D.H. (1981), A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **66**, 1189-1201.
- 田結庄良昭 (1971), 大阪府北部, 茨木複合花崗岩体の岩石学的研究. 地質雑, **77**, 57-20.
- 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. 地質学論集, **17**, 99-112.
- 田結庄良昭, 中島和一, 池垣憲二 (1977), 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩—文象斑岩複合岩体について. 岩鉱, **72**, 263-276.
- 田結庄良昭 (1981), 西南日本内帯花崗岩類の Fe-Ti 酸化鉱物の化学組成. 第 56 年三鉱学会講演要旨集, 148.

- Taylor, R.W. (1964), Phase equilibria in the system $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ at 1300°C . *Amer. Mineral.*, **49**, 1016-1030.
- 田崎耕市, 平野英雄 (1973), X線マイクロアナライザー (JXA5A) の定量精度に関する 2, 3 の検討. 岡大温研報, **42**, 9-23.
- Tsuse, A. (1973), The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Ōsumi peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 305-314.
- 津末昭生, 石原舜三 (1974), 西南日本における花崗岩質岩石中の Fe-Ti 酸化鉱物, 鉱山地質, **24**, 13-30.
- 鳥取県 (1971), 鳥取県地質図および説明書 (10 万分の 1), 1-109.