

# 小豆島の白亜紀花崗岩類と同時に活動した苦鉄質岩類： 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

## Evidence for the Simultaneity of Cretaceous Granites and Associated Mafic Rocks in Shodoshima Island: Large-scale felsic magma activity in subduction zones

熱田 真一<sup>\*</sup>,<sup>\*\*\*</sup>・吉倉 紳一<sup>\*\*</sup>・吉田 武義<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup> 東北大学大学院理学研究科地学専攻地球惑星物質科学科 <sup>\*\*</sup> (元所属) 高知大学自然科学系理学部門地球科学科  
<sup>\*\*\*</sup> (現所属) 株式会社アサノ大成基礎エンジニアリング

*Shinichi Atsuta<sup>\*</sup>,<sup>\*\*\*</sup>, Shin-ichi Yoshikura<sup>\*\*</sup>, and Takeyoshi Yoshida<sup>\*</sup>*

<sup>\*</sup> *The Department of Earth Science, Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai, 980-8578, Japan,*  
<sup>\*\*</sup> *(Former affiliation) Sciences Unit, Natural Sciences Cluster, Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi, 780-8520, Japan,*  
<sup>\*\*\*</sup> *(Present address) Asano Taiseikiso Engineering Co., Ltd., Kitaueno 2-8-7, Taitou-ku, Tokyo, 110-0014, Japan*

**Abstract:** The distribution of the Cretaceous Ryoke-Sanyo Granite Series in Shodoshima Island and the occurrence and petrology of mafic rocks formed during the same period were examined. The bulk chemical compositions of the mafic rocks are high-alumina basaltic, aphyric basalt to basaltic andesite. The origin of mafic rocks includes both an enriched crustal/lithospheric component and the subduction zone component, exhibiting the typical characteristics of magma that formed in active continental margin undergoing interaction with continental crust. The mafic rocks occurring in Shodoshima can be broadly classified into Mafic Magmatic Enclave (MME), syn-plutonic dikes, and late dikes. The diversity of mafic dikes resulted from repeated intrusions of high-temperature mafic magma into low-temperature granitic magma with varying degrees of crystallinity (solid/liquid ratio). The activity of large-scale Cretaceous granitic belt in southwest Japan shares similarities with that of the NE Japan arc, also the products of subduction zone magmatism, and with activity during the Late Cenozoic.

本論の表1(モード組成一覧表)、表2(全岩化学組成一覧表)、表3(サンプル採集地点一覧表)については、下記URLの東北大学総合学術博物館WEBサイトの研究紀要のページから、PDFデータで配布します。  
[https://www.museum.tohoku.ac.jp/press\\_info/bulletin/bulletin\\_index.html](https://www.museum.tohoku.ac.jp/press_info/bulletin/bulletin_index.html)

Table.1 (Mode analysis data), Table.2 (Bulk chemical compositions), and Table.3 (Sampling point), in this paper are available as PDF files on the Bulletin page of the Tohoku University Museum website at the URL below.  
[https://www.museum.tohoku.ac.jp/press\\_info/bulletin/bulletin\\_index.html](https://www.museum.tohoku.ac.jp/press_info/bulletin/bulletin_index.html)

### 1. はじめに

現在の西南日本は、ジュラ紀以降、アジア大陸東縁のプレート収束境界に位置しており、白亜紀～古第三紀には「対の変成帯 (Miyashiro,1961)」で特徴づけられる沈み込み帯が発達していた (Taira,2001)。この沈み込み帯は、極

めて速い沈み込み速度、あるいは海嶺軸の沈み込みで特徴づけられる (Nakajima et al.,2016)。このとき、西南日本外帯では、付加体である四万十帯 (90～20Ma) が形成され、内帯では活発な火成活動によりカルデラを伴う大規模な珪長質火山岩やそれをもたらしたマグマ溜りに由来する珪長質貫入岩 (バソリス群) が形成された。この珪長質

貫入岩は、前弧側の中央構造線から背弧側の日本海側に向かって領家帯、山陽帯、そして山陰帯の3帯に区分されている (Ishihara, 1971; Murakami, 1974; 飯泉ほか, 1985)。領家帯では、白亜紀の深成一変成作用が、また山陽帯や山陰帯では白亜紀から古第三紀漸新世にかけて火山一深成活動があり、当時の火山フロントは時代とともに背弧側へと移動したと考えられる。領家花崗岩はグラニュライト相に達する低圧型の領家変成帯に分布し、変成岩とともに複合岩体を形成している (Okudaira et al., 1993)。領家花崗岩は、古期領家花崗岩と新期領家花崗岩に区分され、前者は地下約 15 ~ 20 km 深度で周囲の領家高変成度岩の構造に調和的なシート状貫入形態を示すのに対して、後者は、より浅所で領家変成岩の構造に非調和的に貫入している (奥平, 1998; Okudaira et al., 2003; Nakajima et al., 2016)。90 ~ 80Ma の年代を示し、領家花崗岩を貫く山陽帯の広島花崗岩 (今岡ほか, 1994) は板状岩体を形成し、その層状集合体がバソリスを形成している (Hayashi, 1995; 山本ほか, 2006) が、同時期に活動した火山岩を貫くこともある浅所貫入岩体で、領家花崗岩に接触変成作用を与えている (東元ほか, 1983)。領家花崗岩や広島花崗岩質マグマの最終冷却固結時期に明瞭な年代差は認められないことから、これらがほぼ一体として隆起冷却した白亜紀大陸縁の上部地殻断面であるとする考えがある (横山, 1984; Nakajima, 1994, 1996)。これらの領家花崗岩や山陽花崗岩は、I タイプ・チタン鉄鉱系に属し、山陰花崗岩は I タイプ・磁鉄鉱系に属する (Ishihara, 1979; Takahashi et al., 1980)。いずれも MORB 規格化図 (Pearce, 1983) で Nb 負異常を示し、(Y+Nb)-Rb 図 (Pearce et al., 1984) では、火山弧型 (VAG) を示す。また、領家帯から山陰帯の花崗岩類へと、全岩 SiO<sub>2</sub> 量、全鉄量、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO 比は増加し、K<sub>2</sub>O 量、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比は低下している (Ishihara, 1971; Murakami, 1974; 沢田, 1979)。白亜紀火山一深成複合岩体の相伴う火山岩と深成岩の Sr 同位体初生値はほぼ等しく、起源物質を同じくすると考えられる。また、領家花崗岩は領家変成岩とは異なる Sr 同位体初生値を示している (Nakajima et al., 2016)。これらの白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩の Sr 同位体初生値は、0.707 ~ 0.708 であり、これは花崗岩類が示す範囲のうち低い側にほぼ等しい。このことから、相伴う苦鉄質マグマと珪長質マグマは元々は同源であり、おそらく大陸縁の沈み込み帯上盤のエンリッチしたリソスフェアマントルや苦鉄質下部地殻に由来すると考えられている (Nakajima et al., 2016)

近年、珪長質マグマ溜りプロセスの理解のため、上記の白亜紀花崗岩類やそれらに伴われる苦鉄質岩類の野外での産状についての再検討がなされている (例えば、吉倉・熱田, 2000; 西岡ほか, 2001; Nakajima et al., 2004; 西脇・奥平, 2007; 西村ほか, 2014)。未固結の花崗岩質マグマに貫入した、特異な形態を示す苦鉄質マグマの岩脈を「同時性岩脈 (syn-plutonic dike)」と呼ぶ。同時性岩脈は未固結の珪

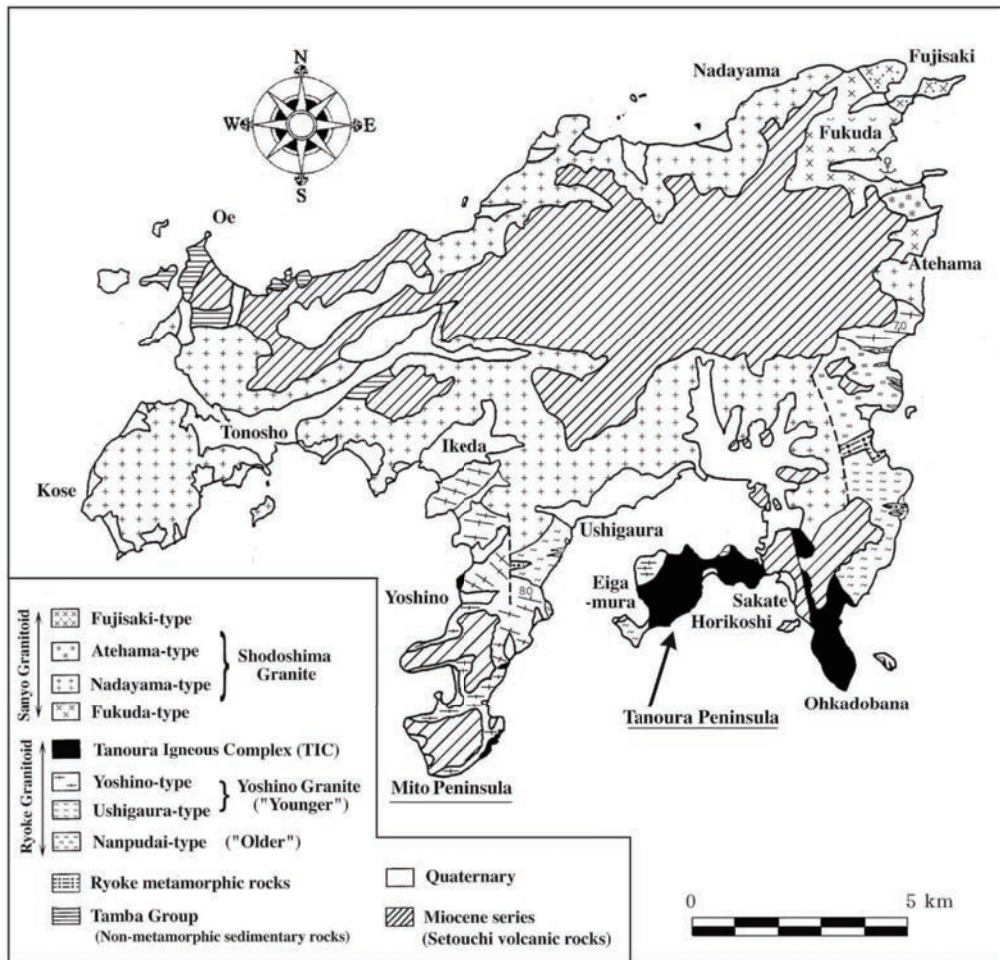
長質 (花崗岩質) マグマ溜りに地下深部から繰り返し供給されていると推定される苦鉄質マグマの存在を示す直接的な証拠である。吉倉ら (吉倉, 1997; 吉倉ほか, 1999) は、九州北部から四国を経て大阪府南部に至る地域の白亜紀花崗岩体の調査・研究によって、(1) 花崗岩には同時性苦鉄質岩が普遍的に伴われる、(2) 花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で進行した多様な相互作用が凍結されている、(3) 苦鉄質マグマの岩石化学的特徴が広域的に類似する、ことなどを明らかにしている。花崗岩質マグマの発生から固結に至る一連の過程を花崗岩のみならず、それに伴われる苦鉄質火成岩にも注目し、特に同時共存した花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で進行した熱的、機械的、化学的相互作用を解き明かすことは、マグマ組成変化やダイナミクスを明らかにする上で極めて重要である。この相互作用の様式は、関与したマグマの量比、温度、組成、H<sub>2</sub>O 量、結晶度、密度、粘性などをパラメータとして、多様に变化する (吉倉・熱田, 2000; 西村ほか, 2014)。

結晶に富む結晶マッシュュアリジッドスポンジ状の花崗岩質マグマ溜りに広域的な応力が加わると、短時間に破断が生じ、マグマに満たされた開口割れ目が形成され、岩脈の貫入が起こる。しかし、時間がたつと岩脈の周囲の花崗岩質マグマが粘性流動し、固化した岩脈の割れ目に侵入して岩脈を引き離したり、また岩脈が未固結のときには、岩脈を構成する高温の苦鉄質マグマが急冷縁を持つ液滴状の包有岩：苦鉄質火成包有岩 (Mafic Magmatic Enclave: 以下、MME) の集合体となり、周囲の低温の花崗岩質マグマが、その隙間を埋めるような形態を示したりする。さらには、岩脈を構成する未固結の苦鉄質マグマが周囲の花崗岩質マグマと混合 (mixing)・混交 (mingling) した結果、両者の境界部に新たに混合・混交マグマが形成されたりする (Wiebe et al., 1997; 吉倉・熱田, 2000; Ishihara et al., 2003; 西村ほか, 2014)。

本論では、香川県小豆島における、そのような花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの共存する様子や、それらの岩石化学的特徴を示し、それらの成因を論じる。

## 2. 小豆島の地質概略

小豆島は、香川県高松市の北東約 20km に位置し、その大きさは東西 20km、南北 17km である。本島の大部分は、白亜紀花崗岩類からなり (第 1 図)、いわゆる片状構造を伴う古期領家花崗岩類、片状構造を伴わない新期領家花崗岩類、山陽花崗岩類などが産する (沓掛ほか, 1979)。小豆島東海岸と三都半島では砂質岩・泥質岩を原岩とする変成岩が露出している。また、海拔 150 ~ 200m 以上には中新世の瀬戸内火山岩類に属する溶岩・火山砕屑岩が花崗岩類を不整合に覆って分布する。



第1図 小豆島地質図  
小豆島の地質分布図。特に深成岩と変成岩を中心とした図

Figure 1: Geological Map of Shodoshima Island.

A geological map showing the distribution of rocks on Shodoshima Island. Focusing particularly on plutonic and metamorphic rocks.

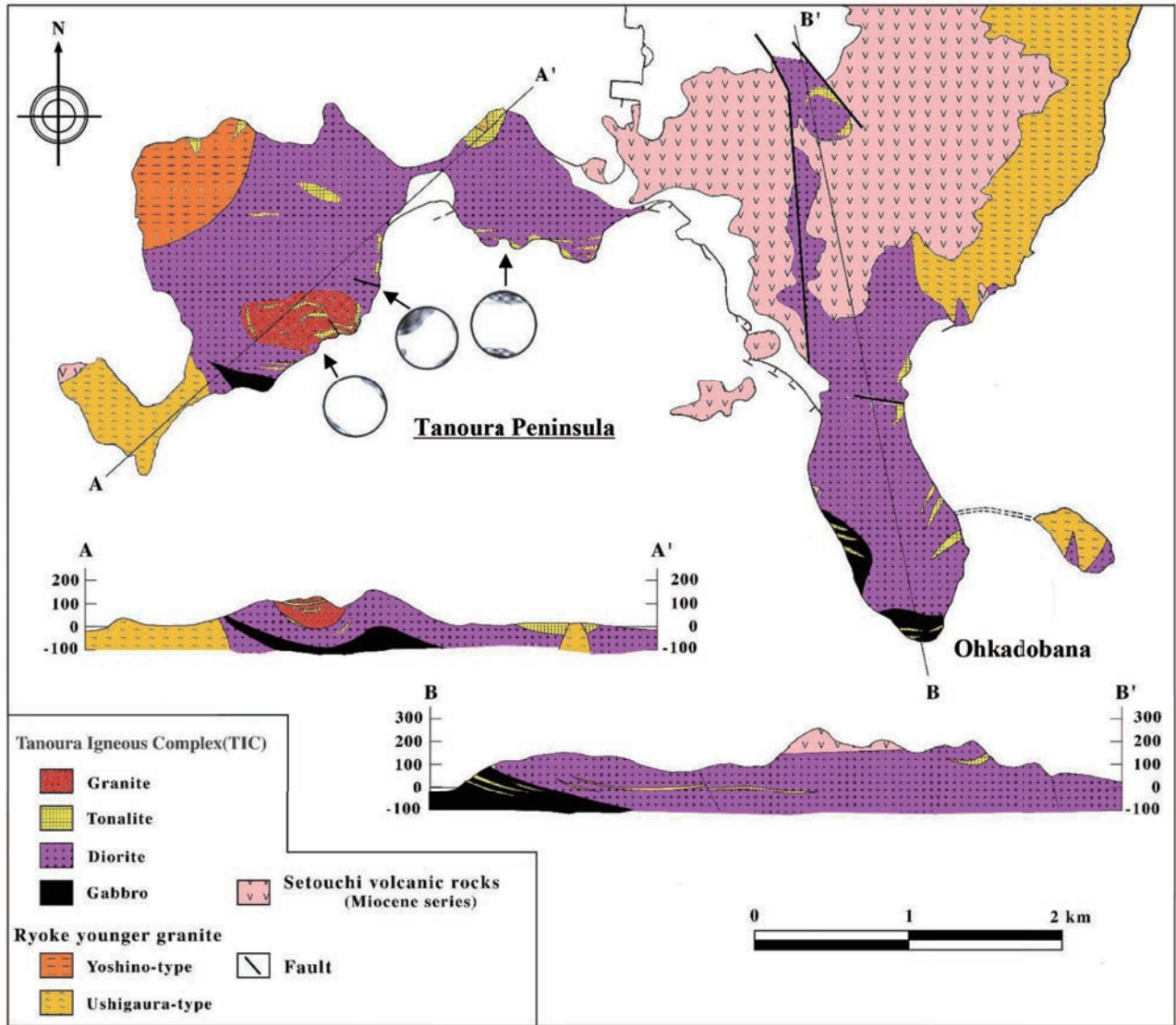
## 2.1 白亜紀花崗岩類

小豆島に産する白亜紀深成岩類は主に黒雲母花崗岩からなり、南東部の田ノ浦半島と内海町坂手から大角鼻にかけては苦鉄質岩が分布する。年代学的研究には、Kagami et al. (1988) があり、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代から  $82.1 \pm 3.0\text{Ma}$  の年代値が報告されている。深成岩類の岩相区分は、沓掛ほか (1979), 横山 (1984), Ishihara et al. (2003), 本研究などによってなされ、産状、岩相、片状構造の有無とその程度により大きく山陽花崗岩類に属する広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩体と、領家花崗岩類に属する片状構造の発達した南風台花崗岩体、一部で片状構造を示す田ノ浦複合岩体、そして弱い片状構造を持つ吉野花崗岩体の4

つの独立した深成岩体に区分できる (第1図)。花崗岩質マグマと同時期に活動した苦鉄質岩類は、小豆島南部の領家花崗岩類分布域、とりわけ角閃石黒雲母トータル岩、黒雲母角閃石閃緑岩、輝石角閃石斑れい岩など、より苦鉄質な岩相で特徴づけられる田ノ浦複合岩体 (第2図) に多産する。

## 2.2 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類

小豆島に産する白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類は、岩脈、MME、シート状岩体、集積岩体など多様な産状を示す (吉倉・熱田, 2000; Ishihara et al., 2003) が、主体を成すのは岩脈と包有岩 (MME) である (第3図, 第4図: 詳細は後述)。そのうち岩脈は、白亜紀花崗岩類、変成岩類、非変成



第2図 田ノ浦複合岩体地質図

田ノ浦半島、および大角鼻にかけて分布する深成岩類。下にはAA'およびBB'の断面図を示す。田ノ浦複合岩体の花崗岩類に発達する斜長石による定向配列はステレオネットで示す。

Figure 2: Geological Map of the Tanoura Igneous Complex(TIC)

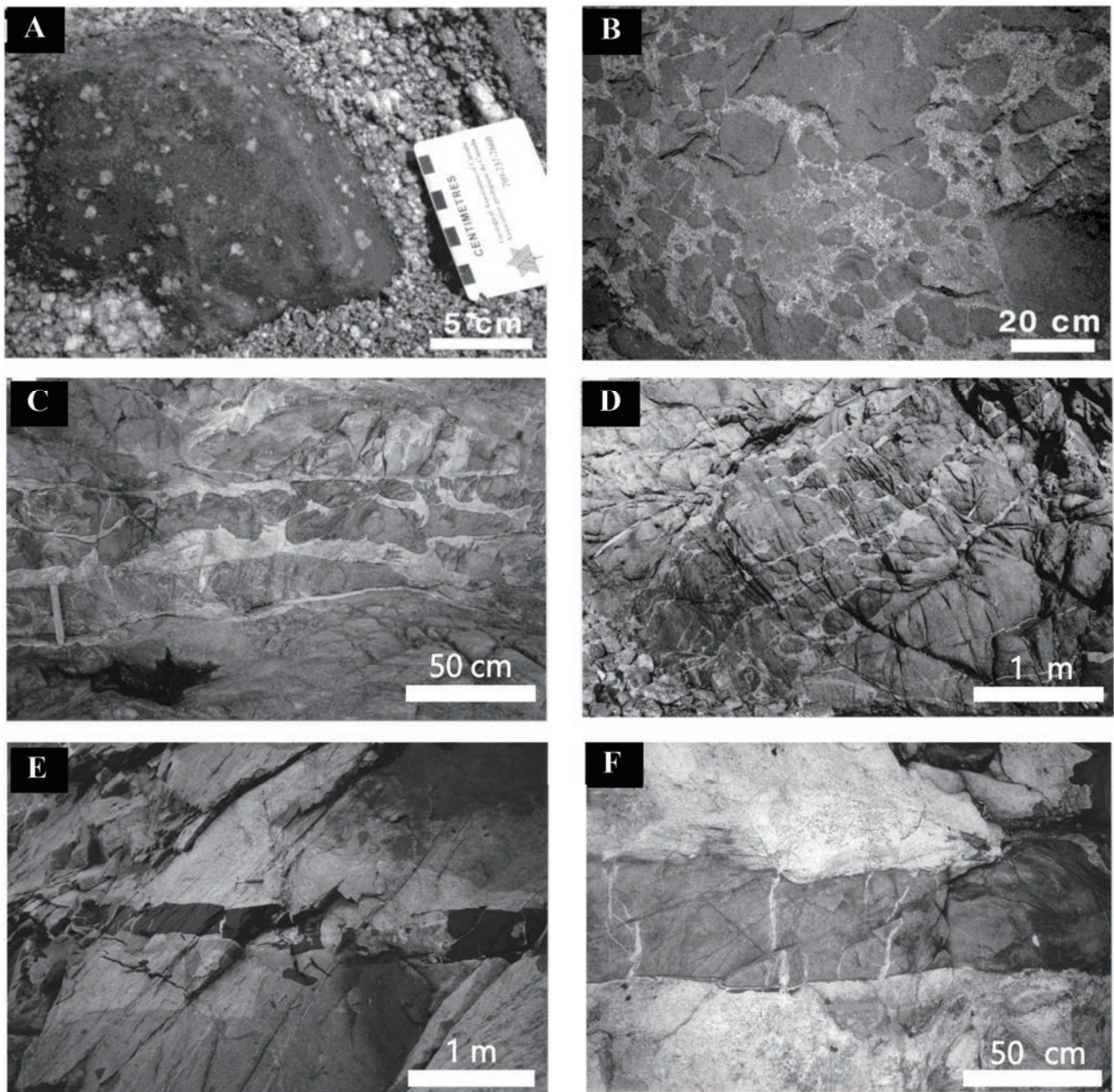
Plutonic rocks distributed across the Tanoura Peninsula and Ohkadobana.

Cross-sections AA' and BB' are shown below. The plagioclase-induced orientation arrangement developed in the granitic rocks of the Tanoura Igneous Complex are depicted in Stereonet diagram.

中・古生層に貫入した、輝緑岩脈、斑岩脈、アプライト岩脈、ペグマタイト岩脈などからなる。横山・原(1981)や横山(1984)は、岩脈の活動時相を5つにわけ、活動時相が後期になるほど岩脈の活動が小豆島北部へ移動し、その活動は苦鉄質マグマの活動に始まり珪長質マグマの活動で終わったと報告している。後述するように、小豆島では岩脈が多産し、輝緑岩などある特定の岩石種だけで構成されている

こともあるが、さまざまな岩石種からなる複合岩脈をなすこともある。

苦鉄質岩は、玄武岩〜ドレライト組織や閃緑岩〜斑れい岩組織を示し、主に斜長石、角閃石、黒雲母からなり、石英や単斜輝石が含まれることもある。角閃石や斜長石斑晶を含むものもあるが、多くは無斑晶質である。モード容量比では、閃緑岩、石英閃緑岩、トータル岩などに分類され

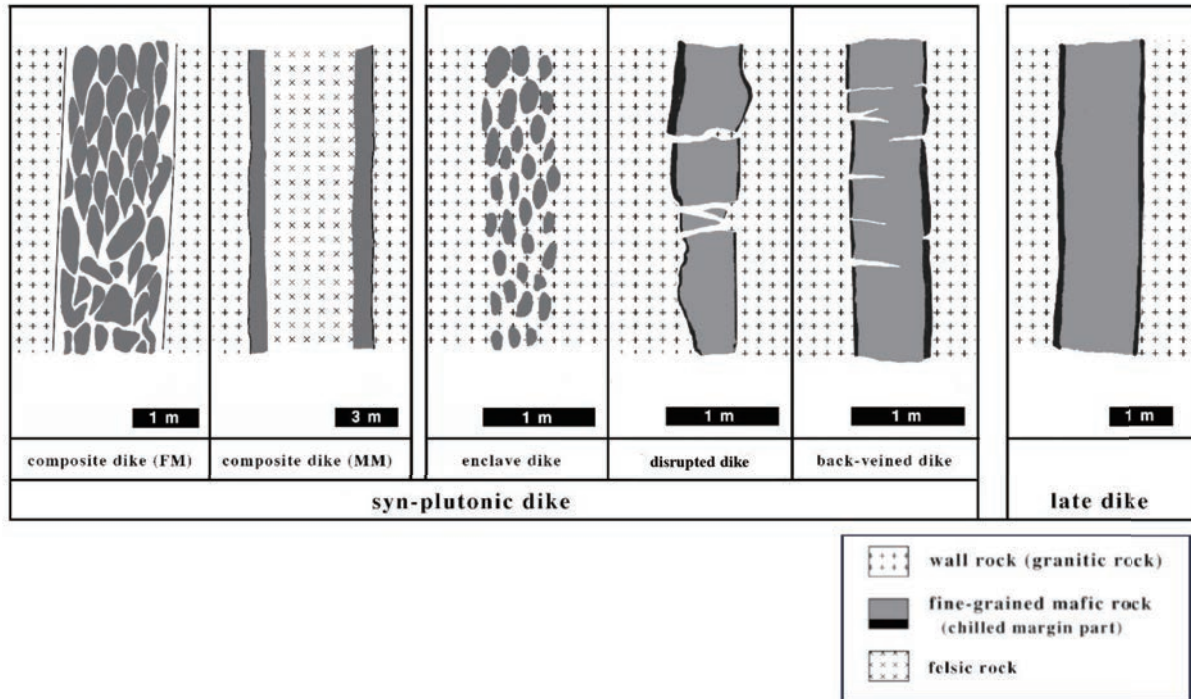


第3図 小豆島に産する苦鉄質包有岩（MME）と苦鉄質岩脈の産状。

- A : xenoporphyrictic texture を示す MME, B : MME 群,  
 C : 複合岩脈 (composite dike), D : 包有岩岩脈 (enclave dike)  
 E : 分断岩脈 (disrupted dike), F : 逆流脈岩脈 (back-veined dike)

Figure 3: Occurrence of MME and mafic dikes in Shodoshima Island.

- A : xenoporphyrictic MME, B : MME swarm,  
 C : composite dike, D : enclave dike  
 E : disrupted dike, F : back-veined dike



第4図 岩脈模式図

小豆島に産する苦鉄質岩脈の産状の模式図。

Figure 4: Schematic illustration of the Mafic dike.

Schematic illustration of the occurrence of mafic dikes in Shodoshima Island.

る。なお、一般に再結晶による火成岩組織の改変はほとんどないか、あっても軽微である。斑晶質の苦鉄質岩の中には、斑状の石英を含むものがあり、結晶周縁が融食され、角閃石や黒雲母の細粒結晶からなるコロナに被覆される構造 (mantled quartz ocelli) をなすことから、これらは花崗岩質マグマ由来の石英の捕獲結晶と考えられる。斑状斜長石も、結晶中心部にスポンジーセル状組織が認められ、融食帯や石灰質スパイクが発達するものがあることから、同様の捕獲結晶であると考えられている (西村ほか, 2014)。花崗岩質マグマに対して急冷した細粒優黒色の包有岩には、針状または樹枝状をなす中空状アパタイト、樹枝状 Fe-Ti 酸化物鉱物、swallow-tail 状コアを有する斜長石などの急冷品が含まれることがある。

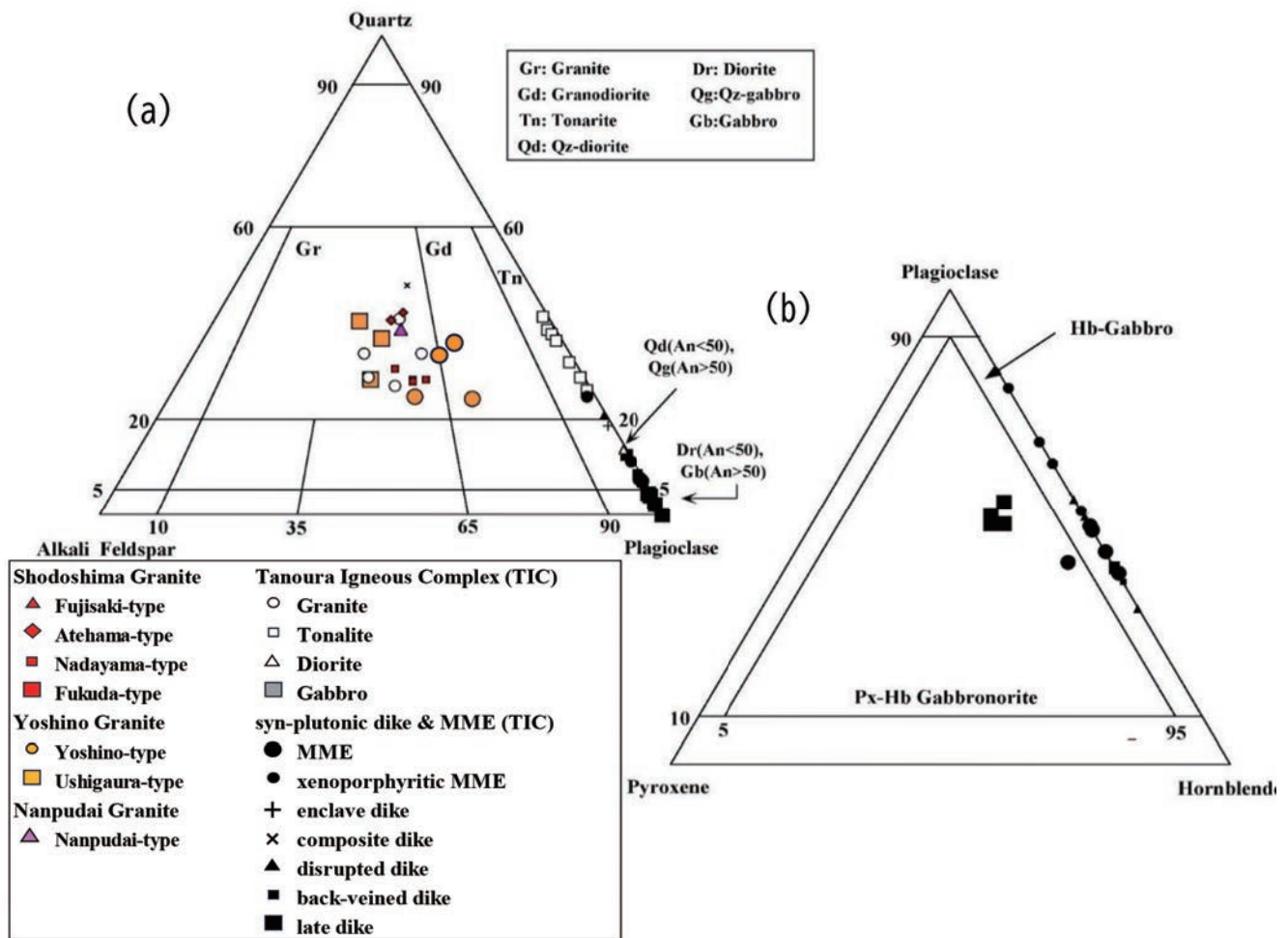
### 2.3 非変成中・古生層

小豆島の北西端の小江周辺には、ジュラ紀の付加体堆積物とされる美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックス (玖珂層群相当) が分布し、主に黒色の泥質岩・細粒砂岩からなる (沓掛ほか, 1979)。これらは広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩に貫入されて、局所的に接触変成作用を受け、黒雲母、

石英、斜長石やアクチノ閃石・斜長石が見られる。領家変成岩の原岩とされる玖珂層群には、広島花崗岩の接触変成を受けている場合があるが、その時期は年代学的検討によれば後期白亜紀 (84Ma) である (高見, 2000)。

### 2.4 変成岩類

小豆島の変成岩としては、本島東部の橋にまとまって片麻岩が分布する (第1図)。また後述する南風台花崗岩と牛ヶ浦型花崗岩の捕獲岩として、島東部の岩谷付近、南東部の北谷および三都半島東部の牛ヶ浦にも分布する (第1図)。これらは主として玖珂層群相当堆積岩源の領家変成岩 (東元ほか, 1983; 高見ほか, 1990) である。南風台の変成岩は、泥質・珪質の変成岩からなり、泥質変成岩は1~2 mmの縞状構造が顕著である。代表的な鉱物組合せは堇青石-ザクロ石-黒雲母-白雲母-アルカリ長石-斜長石-石英である。小豆島の変成岩類は領家帯に特有のもの (沓掛ほか, 1979) であり、ザクロ石・堇青石帯は、約780-870°C、深さ約15-22kmの温度圧力条件を示唆している (Ikeda, 2004; Okudaira et al., 2024)。これらの低圧型領家変成岩は、地殻深部での古期領家花崗岩のシート状



第 5 図 モード組成図

(a) 石英-アルカリ長石-斜長石三角図

(b) 斜長石-輝石-角閃石三角図

Figure 5: Modal composition diagram

(a) Quartz-Alkali Feldspar-Plagioclase Triangle diagram

(b) Plagioclase-Pyroxene-Amphibole Triangle diagram

貫入に伴う熱の供給によって広域変成され、その高温高压部は白亜紀花崗岩バソリスの底部を表すという考えもある (Okudaira, 1996 ; Miyazaki, 2004 ; 高橋, 2025)。

三都半島東部の牛ヶ浦海岸では、吉野花崗岩体・牛ヶ浦型中に泥質変成岩の捕獲岩が幅 50m にわたって露出している。泥質変成岩は、縞状片麻岩とホルンフェルスに大別でき、前者は黒雲母、紅柱石に富む暗色部と石英に富む淡色部からなり、極少量のアルカリ長石を含む。後者は石英、斜長石、アルカリ長石中に黒雲母の小片が散在し、白雲母を含む。

## 2.5 瀬戸内火山岩類 (讃岐層群)

讃岐層群は、サヌキトイドで特徴づけられる瀬戸内火山岩類の総称である。小豆島の瀬戸内火山岩類の放射年代は  $13 \pm 1\text{Ma}$  (K-Ar 年代: 巽・横山, 1978 ; 巽, 1983) で中期中新世に活動したものとされる。また、巽 (1983) によると、瀬戸内火山岩類の噴出環境は、火砕岩の多くが自破砕溶岩であることから、水中であると考えられている。小豆島・三都半島の富士付近では、安山岩の柱状節理が発達している。

### 3. 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩類

#### 3.1 白亜紀花崗岩類

##### 3.1.1 領家花崗岩類

小豆島に分布する花崗岩体のうち、南風台花崗岩体、田ノ浦複合岩体、吉野花崗岩体は、領家花崗岩類に分類される。

##### 3.1.1.1 南風台花崗岩体

領家変成岩との構造的関係は不明なものの古期領家花崗岩類と考えられている(沓掛ほか,1979),南風台花崗岩体は、小豆島東部、内海町南風台付近にのみ見られ、分布範囲は狭い(第1図)。この岩体は、片状構造が著しいのが特徴で、片状構造は一般的にE-W~N70°E走向、急傾斜である。また、圧砕が著しくマイロナイト構造が発達する。主に中粒片麻状の黒雲母花崗閃緑岩からなり、まれに2~3cm程の斑状のアルカリ長石が含まれる。本岩体には、苦鉄質岩脈とペグマタイト岩脈が貫入しており、南風台花崗岩の片状構造やマイロナイト構造を切っている。泥質変成岩のゼノリスがところどころに産する。

##### 3.1.1.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体は(1)花崗岩・トーナル岩、(2)角閃石斑れい岩・閃緑岩シート状岩体、(3)東西走向の苦鉄質同時性岩脈、(4)南北走向の苦鉄質同時性岩脈・複合岩脈、(5)アプライト脈、ペグマタイト脈、花崗斑岩脈・複合岩脈、からなり、この順に貫入定置している(Ishihara et al.,2003)。

田ノ浦複合岩体は、主に田ノ浦半島および内海町坂手から大角鼻にかけて分布する(第2図)。三都半島東部の蒲野や谷尻南、西部の吉野の一部でも田ノ浦複合岩体の閃緑岩が産する。田ノ浦複合岩体は、花崗岩~花崗閃緑岩、トーナル岩、閃緑岩、斑れい岩等からなり、苦鉄質包有岩や苦鉄質岩脈が多産する。田ノ浦複合岩体では、閃緑岩が主体をなし、花崗岩は田ノ浦半島堀越南西海岸の堀越一映画村中央部で300~400mの小岩体として産し、トーナル岩を伴う。斑れい岩は、映画村東部と大角鼻灯台下に分布している。各岩型は互いに漸移し、境界部に熱変成の痕跡は認められない。

田ノ浦岩体の主体をなす田ノ浦閃緑岩は塊状で、一部片状を呈する暗灰色~暗青色の細粒~中粒岩である。苦鉄質包有岩(MME)を多く含み、不均質である。それらは花崗岩やトーナル岩との境界部では、すこし細粒になり花崗岩から浸潤を受け、ブロック状、角礫状を呈する。

田ノ浦花崗岩は、灰白色を呈し、中粒~粗粒で、片状構造が一部で発達する。片状構造の方位は、主に走向E-W・傾斜65~85°Nである。この片状構造は黒雲母と鎖状につながる石英によって規定される。花崗岩中にはシュリーレン構造が認められ、非常に不均質である。黒雲母は片状を呈

する岩相中により多く含まれ、他の鉱物の粒間を充填して晶出し、集斑状結晶(クロット)を形成する。また、花崗岩には自形~半自形のアルカリ長石斑晶が認められることがあり、その長軸は片状構造に調和的である。そのような花崗岩には、石英の亜粒化が顕著である。これらの花崗岩のモード組成は、花崗岩~花崗閃緑岩質である(第5図)。

田ノ浦トーナル岩は、中粒、塊状~片状で、灰色~灰青色、一部灰緑色を呈する。一般に不均質で、黒雲母・角閃石がクロットやシュリーレンを形成する。クロットはE-W走向の定向配列を示す。苦鉄質岩脈とトーナル岩の境界部では有色鉱物が濃集し、配列している。トーナル岩には特徴的にペグマタイト質になっている部分があり、そこでは自形性の高い角閃石が特徴的に産する。

田ノ浦斑れい岩は、細粒~中粒で、ペグマタイト質ポケットをなすところでは一部粗粒である。映画村南東海岸で、約100mの小岩体として露出するほか、内海町坂手から大角鼻灯台下にかけて分布する。鏡下ではサブオフィティック組織を示す。

##### 3.1.1.3 吉野花崗岩体

新期領家花崗岩のタイプI, discordant-disharmonic 花崗岩(横山,2009)に対比される粗粒片麻状の吉野花崗岩体は主に普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、小豆島南部の三都半島全域と、小豆島東部の内海町橘から大泊にかけての地域、内海町岩谷の北部に分布する(第1図)。また、田ノ浦半島西部の塩谷鼻付近にも産する。吉野花崗岩体は、岩相から吉野型、牛ヶ浦型に区分できる(Ishihara et al.,2003)。両岩型とも東西方向の弱い片状構造が発達しており、それらの定向配列は吉野型では有色鉱物のクロットで、牛ヶ浦型は石英と黒雲母の伸長方向で規定されている。共に細粒のトーナル岩~アプライト質岩を伴い、その産状は包有岩、岩脈状または不規則状である。吉野花崗岩体における片状構造の発達程度は場所毎に著しく変化し、しばしばマイロナイト帯も発達している。また、その冷却末期に貫入した苦鉄質岩脈に逆貫入している部分にも片状構造が発達していることから、この場合、片状構造の形成は花崗岩体の固結がかなり進行した時期であったと考えられる(横山,1984)。

#### 3.1.2 山陽花崗岩類

##### 3.1.2.1 小豆島花崗岩体

小豆島に産する白亜紀花崗岩類のうち、山陽花崗岩類に属する広島花崗岩に対比される(沓掛ほか,1979)小豆島花崗岩体は、小豆島の北中部を中心に広く分布し、小豆島に産する花崗岩類の主体をなす(Ishihara et al.,2003)。本岩体は、岩相から斑状構造が顕著な藤崎型、ラパキビ構造が認められる当浜型、中粒黒雲母花崗岩質の灘山型、そして、優白質中粒黒雲母花崗岩質の福田型の4岩型に区分されて

いる（第1図）。小豆島花崗岩体に共通する特徴として、すべて塊状であること、ピンク色のアルカリ長石がしばしば見られること、などが挙げられる。小豆島花崗岩体の中では、灘山型の分布が最も広く、福田型、藤崎型、当浜型の分布は狭い。

### 3.2. 白亜紀花崗岩類の活動順序

#### 3.2.1 南風台花崗岩体

南風台花崗岩体には著しい片状構造が認められる。南風台花崗岩体と他の岩型との関係は、南風台花崗岩が吉野花崗岩体・吉野型、牛ヶ浦型中のゼノリスとして産すること、南風台花崗岩体に比べ他の岩型には著しい片状構造が認められないこと、などからおそらく小豆島に産する花崗岩類の中で最も活動が早期であったと思われる。一方、南風台花崗岩体中には領家変成岩のゼノリスが認められることから領家変成岩の変成時期よりは後に活動したものである。また、MMEを僅かに産するが、片状構造の方向に引き延ばされている。また、苦鉄質岩脈は、橋北部で僅かに1枚認められるのみである。南風台花崗岩体で認められる苦鉄質岩脈は後述する後期岩脈で、明瞭な急冷周縁相を有する（第4図）。また岩脈は田ノ浦複合岩体の後期岩脈と同様、斜長石、角閃石からなる。後期岩脈には片状構造が認められないことから、片状構造を生じた変形時期のあとに岩脈は貫入したものであると思われる。

#### 3.2.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体をなす、田ノ浦花崗岩、田ノ浦トータル岩、田ノ浦閃緑岩は互いに漸移したり、場所によっては切った、切られたの関係が認められるが、岩型間に急冷周縁相などが発達しないことから、花崗岩、トータル岩、閃緑岩の活動に時間的間隙はあまりなかったと思われる。また田ノ浦花崗岩は、吉野花崗岩・吉野型に酷似するが、吉野型のそれに比べ、若干色指数が高い。田ノ浦複合岩体の各岩型にはいずれも、吉野花崗岩と同程度の片状構造が発達する。また、その走向も吉野花崗岩体と調和的である。田ノ浦半島北部と西部では、それぞれ吉野花崗岩体・牛ヶ浦型、吉野花崗岩体・吉野型が分布する（第2図）。前者の牛ヶ浦型は、近接する田ノ浦トータル岩と漸移する。後者の吉野型は、田ノ浦閃緑岩に細脈として注入し、網目状脈（net-vein structure）を形成する。吉野花崗岩体・牛ヶ浦型と田ノ浦トータル岩が漸移することから、牛ヶ浦型と田ノ浦トータル岩とは同時共在し、吉野型は田ノ浦閃緑岩よりすこし後期のものであることを示す。田ノ浦斑れい岩は、田ノ浦閃緑岩に漸移するようにみられるが、その関係ははっきりしない。苦鉄質岩類と斑れい岩との関係は、斑れい岩類に貫入する複合岩脈（composite dike）があることから、斑れい岩マグマの活動は苦鉄質岩脈の活動よりは前であると思われる。田ノ浦複合岩体には、苦鉄質岩が多産し、それはMMEや、

同時性岩脈として、包有岩岩脈（enclave dike）、複合岩脈（composite dike）、分断岩脈（disrupted dike）、逆流脈岩脈（back-veined dike）、及び後期岩脈など、すべてのタイプがこの岩体で認められる（第3図、第4図）。また、苦鉄質岩の各産状の活動は、MMEがback-veined dike、後期岩脈などに切られることから、より早期にMMEが形成されたと考えられる。また、enclave dike、disrupted dike、back-veined dike、後期岩脈の順に、ホストの花崗岩類から浸潤を受けており、これら産状の違いは、まだ固結過程にあった花崗岩質マグマの活動早期から晩期まで、さまざまな時期に苦鉄質マグマの貫入があったためと考えられる（吉倉・熱田、2000）。

#### 3.2.3 吉野花崗岩体

吉野花崗岩体は、吉野型、牛ヶ浦型の両者ともに南風台花崗岩体の片状構造と調和的な片状構造（南風台に比べ弱い）が認められる。吉野型の片状構造は、三都半島谷尻と小豆島東部岩谷において特に著しい。南風台花崗岩と、吉野花崗岩・吉野型との関係は、吉野花崗岩体・吉野型中のゼノリスとして南風台花崗岩を含む。吉野花崗岩体・吉野型と牛ヶ浦型との関係は三都半島の長崎で吉野型を牛ヶ浦型が包有することから、牛ヶ浦型の方が後に活動したと考えられる。しかし、両岩型の間には急冷周縁相などが発達しないため吉野型貫入後、すぐに牛ヶ浦型が貫入したと思われる。吉野花崗岩・吉野型と小豆島花崗岩体・灘山型との関係は、岩谷北で吉野型の定向配列を明瞭に切って貫入する小豆島花崗岩体・灘山型が認められる。また、牛ヶ浦型と小豆島花崗岩体との関係は不明であるが、牛ヶ浦型に認められる弱い片状構造から考えると、灘山型よりは牛ヶ浦型の活動が早期であったと思われる。したがって、吉野花崗岩体・吉野型の貫入時期は、南風台花崗岩体より後、ついで牛ヶ浦型の前であると考えられる。また、吉野型、牛ヶ浦型にはMMEが多産し、同時性岩脈、後期岩脈も認められる。いずれも、田ノ浦複合岩体のものと同じである。

#### 3.2.4 小豆島花崗岩体

Volcano-plutonic complexとされる山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の各岩型との関係は、藤崎型、当浜型、灘山型、福田型、いずれも互いに漸移している。岩相の特徴としては、小豆島北部・藤崎型で斑状の花崗岩を含むこと、小豆島北西部の小江でジュラ紀の美濃-丹波帯堆積岩をルーフとして持つことから、小豆島花崗岩体の北部ほど、南側の領家花崗岩類より浅所併入であったと考えられる。また、ジュラ紀の美濃-丹波帯堆積岩に小豆島花崗岩体・灘山型が貫入している。小豆島花崗岩体と他の岩体との関係は、小豆島東部岩谷北で灘山型が吉野花崗岩体・吉野型の花崗岩中の定向配列を明瞭に切っていることから、山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の活動が、領家花崗岩類より晩期

であり、小豆島の各岩型のなかでは、岩脈類を除き最も晩期であったと考えられる。ただし、小豆島花崗岩体には急冷周縁相が、吉野花崗岩体には再結晶体などが認められないことから、両者の貫入時期にそれほど大きな時間間隙はなかったと思われる。小豆島花崗岩体の花崗岩類と苦鉄質岩類の関係は、MME, disrupted dike, 後期岩脈が認められることから、山陽花崗岩類の活動時にも苦鉄質岩の活動はあったと思われる。また、MME は実際には、暗黒色を呈するが岩型は花崗閃緑岩であり、“Mafic” とはいいがたい。これは、後述のとおりマグマ溜り内部での攪拌の際に一部のマグマ混合が生じた MME と考えられる。小豆島花崗岩体には、いわゆる MME が少量しか含まれない。分布も藤崎型と当浜型のものに限られる。

小豆島花崗岩体においても、花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの間で、マグマ混合があったと思われるが、MME, disrupted dike などの頻度が低いことから、活動した苦鉄質マグマの量は少なかったものと考えられる。小豆島花崗岩体に貫入する後期岩脈は大きく 3 タイプに区分され、より晩期のものほど珪長質になる。これは、横山 (1984) の示した岩脈の経年変化に調和的である。また、珪長質岩脈は小豆島土庄鹿島や蒲生で多く認められる。

### 3.3 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩脈類

白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩脈は連続性の良い後期岩脈と、伸びの方向に直交する割れ目によって分断・ブロック化され、割れ目を母岩の花崗岩類や、より優白質なアプライトによって充填されている同時性岩脈がある (第 3 図)。いずれも幅 15cm ~ 3m で、細粒~中粒、黒灰色~黒緑色を呈する。母岩との境界は直線的で明瞭である。分断岩脈では壁岩との接触部には急冷周縁相が発達するが、分断した面にはそれが認められないことがある。分断・分離がよりいっそう進行したものでは、多数の球形~楕円形包有岩が岩脈の伸長方向に配列し、enclave dike と呼ばれる苦鉄質火成包有岩列を作っている (第 4 図)。

#### 3.3.1 同時性岩脈 (syn-plutonic dike)

同時性岩脈は、母岩を成す未固結の花崗岩質マグマの固化の程度によって岩脈の切られ方が様々であり、産状から back-veined dike (逆流脈岩脈), disrupted dike (分断岩脈/崩壊岩脈), enclave dike (包有岩岩脈), composite dike (複合岩脈) などに区分できる (第 4 図)。同時性岩脈は、末端部で丸みを帯びた MME 群に移化することがある (第 3 図)。

同時性岩脈は主に斜長石、角閃石、黒雲母 (±単斜輝石) からなり、ドレライト組織やサブオフィティック組織などの初生的な火成岩組織を保持している。拍子木状の斜長石斑晶を含み斑状組織を示すものもあるが、多くは細粒で無斑晶質である。したがって、同時性岩脈は現位置に貫入した時は大部分がメルトであったと考えられる。しかし、よ

り後期に活動した同時性岩脈には斜長石斑晶をもつものもあり、必ずしもメルトのみで貫入したもののばかりではない。

#### 3.3.1.1 逆流脈岩脈 (back-veined dike)

Back-veined dike は、岩脈の伸長方向に斜交する割れ目を、母岩の花崗岩からのびるアプライト脈によって充填されるものである (第 3 図, 第 4 図)。一般に、逆流脈であるアプライト脈は岩脈を貫通していないので、岩脈の連続性は保持されている。

急冷周縁相は岩脈側面に限り、幅数 mm ~ 数 cm 程度発達する。しばしば、母岩からのびる脈で角礫状になり、ブロックを形成するが disrupted dike ほどは分断が進んでいない。母岩から延びた優白質脈の延長に石英、斜長石の捕獲結晶が認められ、bridged crystal やそれが進行した外来結晶を含む組織 (xenoporphyrict texture) を示すものもあるがその頻度は低い。Back-veined dike の分布は、小豆島南部に露出する田ノ浦複合岩体と吉野花崗岩体に限られる。例外的に小豆島中央部の奥中山で一枚認められる。貫入方向は、N10° W を中心に ± 10° の範囲にあり、三都半島で N10 ~ 20° E、田ノ浦半島で N15° W のものが卓越する。

岩石組織は、いずれもドレライト~サブオフィティック組織を示すが、しばしば母岩由来の捕獲結晶を含み、斑状を示すものがある。また、苦鉄質岩の周囲を充填する花崗岩質岩は接触部で一部細粒化している。多くは無斑晶質であるが、時に発泡跡 (vesicle) 様の空隙が認められることがある。

主成分鉱物は、斜長石 ≥ 角閃石 ≥ 黒雲母 ± 単斜輝石からなり、副成分鉱物はアパタイト、チタン鉄鉱である。斜長石は自形、短冊状~柱状で、アルバイト~カールスバド式複合双晶、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形~半自形 (0.1 ~ 0.5 mm) で、集合体を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間に分布する。黒雲母は褐色を呈し、半自形~他形 (0.1 ~ 0.4 mm) で一部間隙充填状に分布する。石英は他形で間隙充填状のものと、自形で周りに微細な輝石や角閃石の眼状縁が発達した母岩由来の石英 (mantled quartz ocelli) とがある。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1.1 mm に達する。

#### 3.3.1.2 分断岩脈 (Disrupted dike)

Disrupted dike (分断岩脈/崩壊岩脈) は、細粒、暗灰色を呈し、母岩との境界部が、鋸歯状、火炎状で岩脈側に急冷周縁相が認められる。主に貫入方向と垂直な面に沿って割れ目が発達した岩脈の分断された多数のブロックの間を、より珪長質な母岩の花崗岩類や、より優白質な細粒アプライト脈が充填している (第 3 図, 第 4 図)。岩脈として連続性を保持するものと、連続性が悪く断片化しているものがあり、岩脈の周縁が剥離して、MME を形成しているものもある。前者では、貫入方向を測定できる。分断プロッ

クと壁岩（花崗岩）との接触部には急冷周縁相が発達するが、分断した面には、それが認められない。これらの岩脈は、母岩などに分断されていることから disrupted dike と名付けられた（吉倉・熱田，2000）。

Disrupted dike は田ノ浦複合岩体に多く産するが、三都半島の吉野花崗岩体や小豆島花崗岩体・灘山型に少量認められる。産出総数は 43 枚ほどであり、同時性岩脈の中では、enclave dike や composite dike に比べて多い。田ノ浦複合岩体での disrupted dike の貫入方向は、東西性のものが多いが、他地域では、ばらつきが多く、等積投影コンターダイグラムに明瞭な傾向はない。岩質は細粒～中粒、黒灰色～灰黒色を呈し、稀に円形の小空隙（vesicle）が認められる。また多くは無珪晶質で、An 成分に富む斜長石と、半自形～自形の角閃石を有する。主成分鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母土石英。副成分鉱物としてチタン鉄鉱、アパタイトを含む。斜長石は自形～半自形で短冊状～柱状で、カールスバド式双晶を示す。斜長石には径 1mm 前後の短冊状～拍子木状のものと、比較的粗粒で斑状を呈するものがある。これは前述した後期岩脈にも認められる。粗粒斑状タイプの斜長石には累帯構造が認められ、マントル部分は汚濁している（spongy cellular plagioclase）。汚濁部分には角閃石、黒雲母の微結晶が認められる。角閃石は自形～半自形で褐色を呈する。自形の細粒角閃石が長石の粒間に分布している。黒雲母は特徴的に褐色を呈し、半自形～他形で一部間隙充填状である。石英は極く稀に間隙充填状に産する。アパタイトは針状で、中空のものが産する。

### 3.3.1.3 包有岩岩脈 (enclave dike)

Enclave dike は、球状、楕円状、枕状形態を示すエンクレーブ（MME）が多数集合して数 10cm～数 m の幅で一定方向に連なるものである（第 4 図）。エンクレーブ間は母岩の花崗岩類に間隙充填されている。Enclave dike は田ノ浦複合岩体に限って産する。しかし、この種の岩脈の総数は 10 枚でその頻度は低い。各々のエンクレーブには急冷周縁相があり、楕円形などを示すエンクレーブの長軸は岩脈の貫入方向に配列し enclave dike の貫入面は、N10° W. 80° SW が一般的である。

岩石組織は、ドレライト～サブオフィティック組織を示すが、しばしば母岩由来の捕獲結晶を含み、斑状を示すものがある。また、苦鉄質岩の周囲を充填する花崗岩質岩は接触部で一部細粒化している。主成分鉱物は、斜長石 $\geq$ 角閃石 $\geq$ 黒雲母土単斜輝石からなり、副成分鉱物はアパタイト、チタン鉄鉱である。組織、主成分鉱物、副成分鉱物のいずれも花崗岩中に分布する MME に似ている。斜長石は自形、短冊状～柱状で、アルバイトーカールスバド式複合双晶、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形～半自形（0.1～0.5mm）で、集合体を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間に分布する。黒雲母は褐色を呈し、半自形

～他形（0.1～0.4mm）で一部間隙充填的に晶出している。石英は他形で間隙充填状のものと、自形で母岩由来の外來結晶（mantled quartz ocelli）とがある。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1.1mm に達する。

Enclave dike は、母岩の細脈が網状に分布し、直径数 cm～数 10cm の枕状の MME から成る単成包有岩群に変化し、主にトータル岩で充填されている。以上の野外での特徴から、enclave dike は、花崗岩中に普遍的に産する MME の形成初期の産状が凍結されたものと考えられる。

### 3.3.1.4 複合岩脈 (composite dike)

Composite dike（第 3 図、第 4 図）には周縁が珪長質で、中心が苦鉄質なもの（Felsic Margin 型：FM 型）と周縁が苦鉄質で、中心が珪長質なもの（Mafic Margin 型：MM 型）があるが、FM 型が圧倒的に多い（吉倉・熱田，2000）。岩脈の幅は 20cm～3m 程度である。一般に壁岩との境界も、珪長質岩と苦鉄質岩の境界も共に明瞭である。FM 型では、中心部の苦鉄質岩は、連続性が悪く、多くの場合、楕円状、枕状、球状、ソーセージ状、そして、角礫ブロック状をなし、岩脈と壁岩の間、および MME の間には共に細粒～中粒のトータル岩やアプライトによって充填されており、苦鉄質岩と母岩とは直接しない（第 3 図、第 4 図）。網目状脈で取り囲まれた苦鉄質岩の個々のブロックは丸みを帯び、枕状溶岩の産状に似ている場合もある。Composite dike の分布は、enclave dike 同様、田ノ浦複合岩体に限られ、特に南東海岸の斑れい岩分布域にのみ産する。産出は 9 枚と頻度も低い。

Composite dike の苦鉄質部の岩石組織は、他の同時性岩脈と同様にドレライト組織が発達する。一方、苦鉄質部を網目状に充填する細粒トータル岩質岩は、斜長石が一部融食形を示す。苦鉄質部の主成分鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母土石英であり、副成分鉱物としてチタン鉄鉱、アパタイトを含む。苦鉄質部の斜長石は自形～半自形で短冊状、カールスバド式双晶を示す。角閃石は自形～他形（0.1～0.5mm）で、X= 淡褐色、Y=Z= 褐色である。一部の角閃石は集合体を成す。黒雲母は褐色を呈し、半自形～他形（0.3～0.5mm）で間隙充填状である。石英は他形で間隙充填している。アパタイトは針状を呈し、最大長径 1mm に達する。苦鉄質部の斜長石や黒雲母には、明瞭な流理構造が観察される。フェルシック側である基質部の細粒トータル岩には、自形の斜長石と間隙充填状石英が認められる。粗粒の斜長石は核部からリム部にかけてマントル部に An 値が高い部分（Ca スパイク）が認められる。基質部の粒界には、苦鉄質マグマ由来と考えられる角閃石や黒雲母が観察される。

### 3.3.2 後期岩脈 (late dike)

後期岩脈は、幅 10cm～5m で、花崗岩中の節理などに沿って、花崗岩の構造や enclave を明瞭に切って貫入しており、明瞭な急冷周縁相を有し、同時性岩脈に比べて岩脈の連続

性が良い(第4図)。分布は小豆島花崗岩体, 吉野花崗岩体, 南風台花崗岩体, 田ノ浦複合岩体のすべてに産し, 小豆島全域に及ぶ。急冷周縁相は岩脈の規模(数10cm~2,3m)によって異なるが, 一般に幅数mm~数10cmである。岩脈は黒灰色~灰黒色で細粒, 一部中粒である。母岩の岩片を包有するものや, 捕獲結晶として径数mmの斜長石片を含み, xenoporphyrityc textureを示すものがある。後期岩脈が disrupted dike を切る重複岩脈もある。急冷周縁相の幅は同時性岩脈に比べ広く, それは岩脈の規模に比例する。

後期岩脈は, 主に輝緑岩質であるが, 横山(1979, 1984)が述べているように, 山陽帯に属する小豆島花崗岩体分布域の後期岩脈にはより珪長質なものが多い。例えば, 小豆島土庄町中余島と鹿島で小豆島花崗岩体・灘山型に貫入する後期岩脈は, 斜長石, 黒雲母からなる安山岩質岩脈でありそれらは平行岩脈をなす。また池田町蒲生の吉野花崗岩体に貫入する後期岩脈は斜長石斑晶を多量に含むヒン岩が平行岩脈をなす。これらの後期岩脈はいずれも母岩固結後に貫入しており, 無斑晶質ドレライト→ヒン岩→安山岩岩脈→アプライト→ペグマタイト岩脈と, 苦鉄質→珪長質に変化している。横山(1984)は, 後期岩脈が苦鉄質→珪長質へと変化すること, 同質の岩脈が平行岩脈をなすといった分布特性を持つことを述べており, 本研究と調和的である。すなわち後期岩脈は, 苦鉄質→珪長質へと変化する(横山, 1984)とともに, 半深成岩質→火山岩質へと変化している。

花崗岩母岩とほとんど反応していない後期岩脈の貫入方向は一般的に南北方向(N5°W・75~80°W)である。後期岩脈には, ドレライト組織~サブオフィティック組織を示すものと, 無斑晶質の玄武岩組織を示すもの, 斑状のものがある。玄武岩組織を示すものには一部発泡跡の空隙(vesicle)が認められる。

後期岩脈では, 卓状の斜長石斑晶が定向配列すると共に, 岩脈の伸びに並行なゾーンに濃集したり, 気孔が帯状に分布したりすることがある。また, 岩脈中で, 急冷相, および斜長石や気孔などの列が対称的にくりかえす重複岩脈(multiple dike)も多い。

主成分鉱物として斜長石 $\geq$ 角閃石 $\geq$ 黒雲母 $\geq$ 石英土単斜輝石が, 副成分鉱物は, チタン鉄鉱, アパタイト, 極く稀にジルコンを含む。斜長石は自形~半自形で短冊状, 方状, 柱状で, アルバイトーカールスバド式複合双晶, カールスバド式双晶を示す。斜長石は径0.5mm前後の短冊状~拍子木状のものと, 比較的粗粒(径3mm)斑状のものがある。粗粒斑状の斜長石には累帯構造が認められ, マントル部が汚濁し, そこに塵状包有物や角閃石, 黒雲母の微結晶を包有する。角閃石は自形~他形(0.1~0.5mm)で褐色タイプと緑色タイプがあり, 前者はX=淡褐色, Y=Z=褐色で, 後者はX=淡緑色, Y=Z=青緑色である。一般に褐色角閃石の周囲に緑色角閃石が分布している。角閃石は集斑

状を成すものがある。自形の細粒角閃石は斜長石の粒間を埋めている。黒雲母は褐色を呈し, 半自形~他形(0.15~0.4mm)で一部間隙充填している。石英も間隙充填状を呈する。ジルコンは黒雲母中に多色性ハローを伴い, 産する。アパタイトは, 針状で, 最大長径1mmである。

### 3.4 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質火成包有岩(MME: mafic magmatic enclave)

小豆島に産するMMEは, 小豆島花崗岩体, 吉野花崗岩体, 南風台花崗岩体, 田ノ浦複合岩体などを母岩として産するが, 一般的に苦鉄質な母岩ほどMMEに富む傾向があり, 田ノ浦複合岩体で多産する。直径数mm~数mの球状, 楕円状, 枕状, レンズ状, 角礫ブロック状, 不定形などをなし, 母岩の花崗岩類より苦鉄質鉱物に富み, 細粒~中粒で, 暗黒緑色~暗灰色を呈する。一般に, MMEの方が, 花崗岩質母岩より細粒で色もより濃い。MMEは, 母岩中に散在するものと, いくつかが集まり包有岩群(enclave swarm)をなすものがある(第3図)。

MMEと母岩である花崗岩との境界は, 両者の組成差が大きい場合は明瞭で, 鋸歯状や火炎状をなす。MMEは鏡下で火成岩組織を示し, 母岩の花崗岩類との境界部でMME側にしばしば急冷周縁相が発達し, 幅はMMEの大きさによるが通常0.5~20mm程度である。急冷周縁相と花崗岩母岩との境界は明瞭で, 前者は, より細粒で色もより濃い。

MMEは, 一般に苦鉄質貫入岩体の近傍で高密度に分布し, 田ノ浦複合岩体に産するMMEは, レンズ状, 楕円状を示し, 長軸方向の方位はE-W・垂直方向を示す。これは田ノ浦複合岩体に発達する片状構造の方位に一致している。小豆島に産するMMEの産状と岩石学的・鉱物学的特徴は, 高温の苦鉄質マグマが低温の花崗岩質マグマに接して急冷や, 反応を経た組織であり, mantled quartz ocelli, spongy cellular plagioclase, swallow-tail core plagioclase, acicular apatiteなどが認められる(Hibbard, 1981, 1991, 1995; Didier and Barbarin, 1991)。後述する化学組成の議論のため, MMEを以下のように区分する。

#### 3.4.1 苦鉄質火成包有岩(MME)

一般的なMMEは, 形状は球形のものが大半であるが, 急冷周縁相を伴わず角礫状のmicro-diorite質(分断角礫型MME), 母岩花崗岩からクサビ状に逆流脈のあるタイプ(back-vein型MME)がある。また, 主に小豆島花崗岩体で産出するMMEは, 内部に向かって粒径と優白色鉱物の量が増加し, 色調が明るいものがある。これは周縁部での結晶化に伴う分別結晶作用により, 内部で化学組成の変化が生じた可能性が高い(分化型MME)。

#### 3.4.2 捕獲結晶斑状火成包有岩(xenoporphyrityc MME)

Xenoporphyrityc MMEは, 一般的な優黒質なMMEに対し

て、斑状を示す特徴がある。この斑状組織の岩石学的・鉱物学的特徴は、MMEと花崗岩母岩との境界部で両者にまたがる石英や長石 (straddling crystal) が存在し、花崗岩質マグマ由来と思われる石英や長石結晶がMME岩塊中に散在している点である。このことから、これらは一般的なMMEと区別して、xenoporphyritic MME (斑状の捕獲結晶を有するMME：第3図 (A)) と呼ばれる (西村ほか, 2014)。西村ほか (2014) は、マイクロドリルと表面電離型質量分析計を用いた局所Sr同位体分析法により、ホスト花崗岩中の斜長石コア、MME中の斑状斜長石コア、ならびにMMEの基質部斜長石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を分析し、それぞれ、0.70753, 0.70757, 0.70714の値を得ている。また、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計で得られた希土類元素組成も、花崗岩中の斜長石コアとMME中の斑状斜長石コアが同じ特徴を示し、これらは苦鉄質マグマ (MMEの基質部) と平衡共存しうる組成ではないことも明らかにしている。以上のデータは、MME中の斑状斜長石はホスト花崗岩に由来し、それが苦鉄質マグマ中に混入することによって、xenoporphyritic MMEが形成されたことを強く示唆している。Xenoporphyritic MMEは、暗黒緑色～暗灰色を示すものと灰色～青灰色を示すものがある。この色調の差は、灰色を示すMMEの方が、周囲の花崗岩質マグマ由来の石英、斜長石片がより多く取り込まれていることによる。Xenoporphyritic MMEに含まれる石英、斜長石の捕獲結晶の存在は、苦鉄質マグマと花崗岩質マグマが接した時期に、花崗岩質マグマが石英、斜長石を含む結晶マッシュ状であった証拠であると考えられる。この石英、斜長石の捕獲結晶は、前述のとおり、周縁に有色鉱物がとりまくmantled quartz ocelli組織や、内部が著しく汚濁し累帯構造の発達した斜長石の特徴を有する。なお、xenoporphyritic MMEを産する周囲の花崗岩中にも、累帯構造の成長パターンが非常に似ている汚濁した斜長石の存在が確認できる。

## 4. 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩類の岩石化学

### 4.1 全岩化学分析

XRFによる全岩化学分析には、鳴門教育大学自然系地学教室所有の蛍光X線分析装置RIX2000 (理学電機工業株式会社製) を用いた。主成分元素、微量成分元素共に標準試料には地質調査所発行の岩石標準試料を使用した。主成分元素の分析はファンダメンタルパラメーター法 (FP法) を、微量元素の分析には検量線法を用いた。測定方法及びFP法の詳細については村田 (1993) に準拠している。またデータの一部のFeOについては、東北大学にて過マンガン酸カリ適定法により、 $\text{H}_2\text{O} (-)$  および灼熱減量 (LOI: Loss on Ignition) は重量法によりそれぞれ定量したが、今回は全鉄を $\text{Fe}_2\text{O}_3$ として、合計を100%に規格化したものを分析値として提示する。第1表 (ES: electrical supplement) に分析試料のモード組成データを、モード組成図を第5図に示

す。第2表 (ES) に全岩化学分析結果、第3表 (ES) に試料採取位置の緯度経度を、そして第6図にハーカー図を示す。また、第7図にTAS図 (Le Maitre et al., 1989) を示す。

### 4.2 白亜紀花崗岩類の全岩化学組成

小豆島に産する各岩体 (南風台花崗岩体、田ノ浦複合岩体、吉野花崗岩体、小豆島花崗岩体) は、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  図、AFM図 (第8図) とともにソレアイト系列とカルクアルカリ系列の領域にまたがって点示される。AFM図上では、小豆島に産する各花崗岩体から田ノ浦複合岩体の苦鉄質岩類にかけてFeOに富化する傾向があるように見られる。 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  図、AFM図においてソレアイトーカルクアルカリ系列の両方にまたがって点示される特徴は、沈み込み帯、特に陸弧のカルクアルカリ系列の火山岩に特徴的に見られるものである (例えば、Miyashiro, 1974; Frost and Mahood, 1987; Sisson et al., 1996)。他の領家帯の苦鉄質岩も同様の傾向を示す。領家帯では従来、苦鉄質岩はソレアイト系列であると考えられていた (田結庄ほか, 1989; 飯泉ほか, 1990) が、小豆島のデータ及び、他地域のデータの検討から、カルクアルカリ系列に属すると判断される。

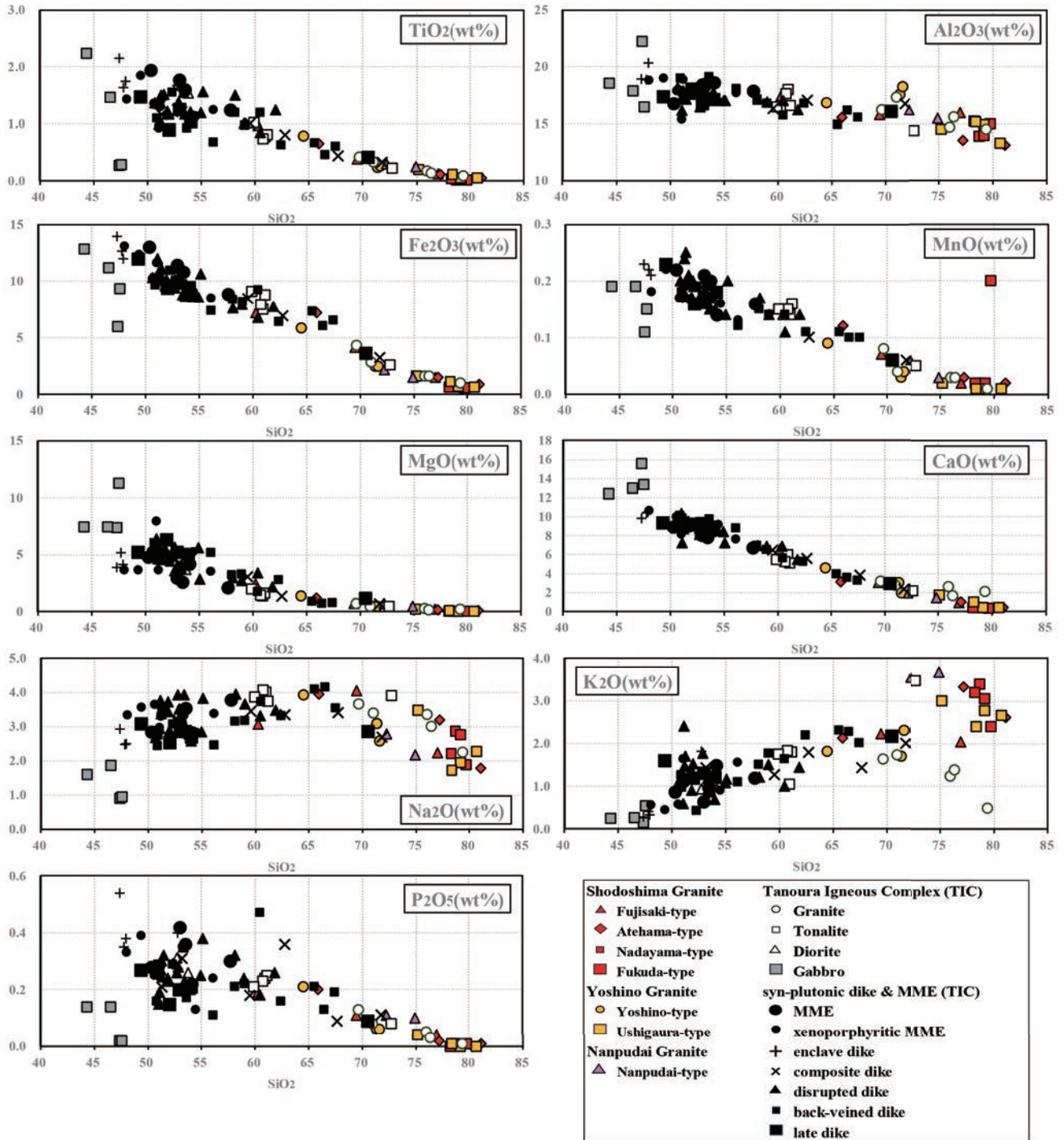
#### 4.2.1 南風台花崗岩体

片状構造が発達した領家花崗岩類に属する南風台花崗岩体の主成分元素は、 $\text{SiO}_2$  が72.20～74.88wt.%で、 $\text{K}_2\text{O}$  が他に比べ3.54～3.68wt.%と富む。微量元素は、Nb 8.1～9.5ppmと若干高い。また、Rbが $\text{K}_2\text{O}$ と同様に高い特徴を示す (第6図)。

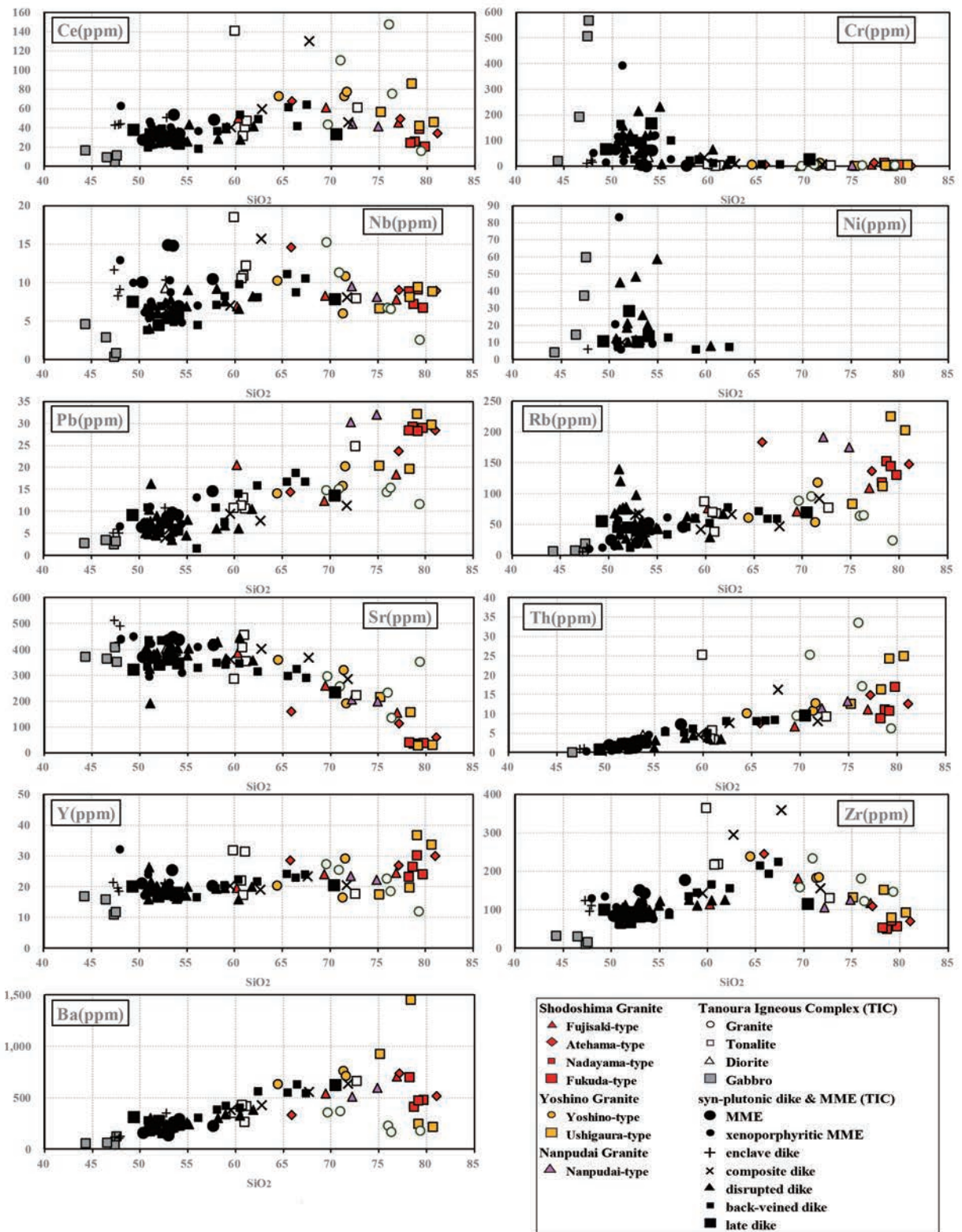
#### 4.2.2 田ノ浦複合岩体

田ノ浦複合岩体の田ノ浦花崗岩は、 $\text{SiO}_2$  が70.94～80.65wt.%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が0.65～2.85wt.%で、MgOは0.02～0.44wt.%と乏しい (第6図)。田ノ浦花崗岩の主成分元素は、吉野花崗岩体 (吉野型) と類似する。田ノ浦トータル岩は、 $\text{SiO}_2$  が60.70～61.11wt.%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が7.50～8.77wt.%で、MgOは1.37～1.63wt.%を示す。田ノ浦閃緑岩は、 $\text{SiO}_2$  が52.71～53.77wt.%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が9.75～11.19wt.%で、MgOは3.55～3.69wt.%である。田ノ浦斑れい岩は、 $\text{SiO}_2$  が44.29～47.55wt.%で、MgOが最大11.23wt.%、CaOが15.60wt.%と他の岩体、岩相に比べ、非常に高い。また、Cr, Ni量も最大568.6ppm, 59.6ppmとMgO, CaO同様に高い。田ノ浦複合岩体の花崗岩、トータル岩、閃緑岩は、 $\text{SiO}_2$ の増加に伴い、 $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO, が単調に減少し、 $\text{P}_2\text{O}_5$ は閃緑岩を、 $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ はトータル岩をピークに花崗岩へと減少している (第6図)。

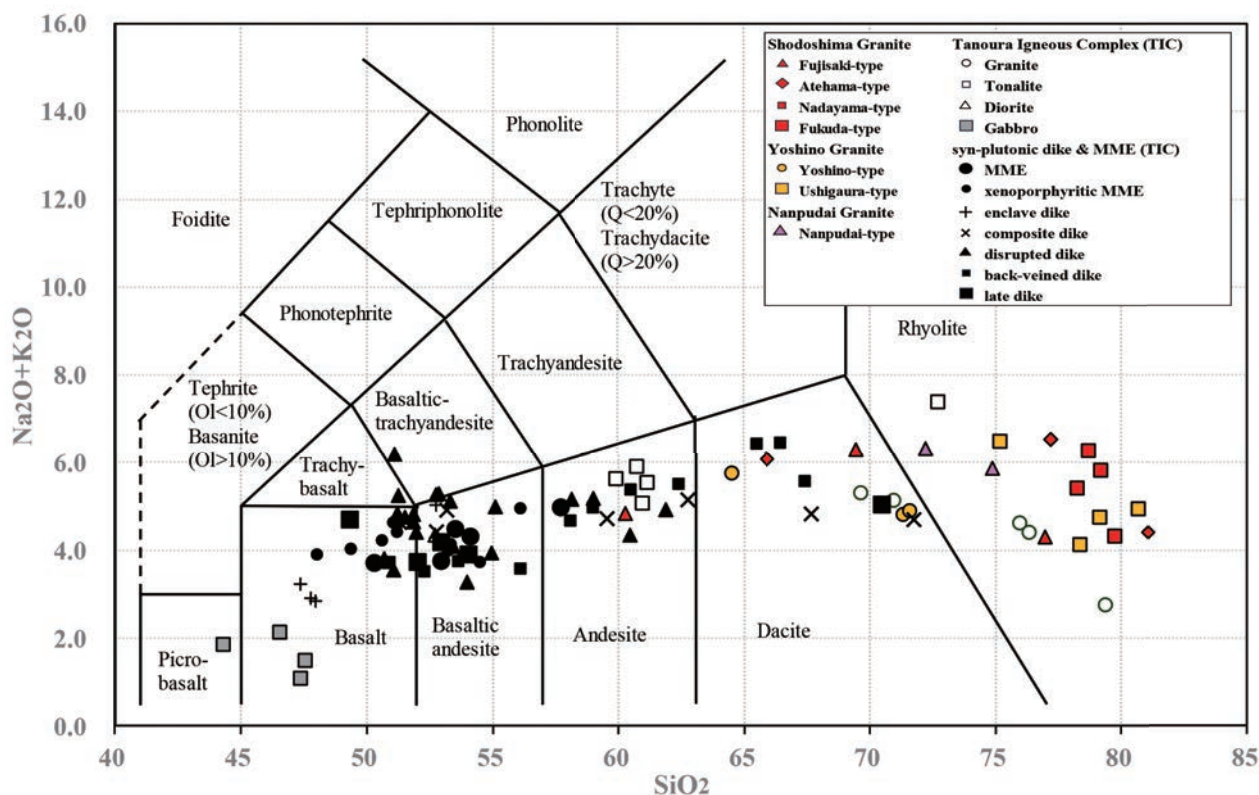
田ノ浦複合岩体を構成する岩石は、小豆島花崗岩体、吉野花崗岩体、南風台花崗岩体に比べ、 $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Baに乏しい。これは、本岩体がアルカリ長石に乏しいためであると思われる。



第6図 ハーカー図 (1)  
Figure 6: Harker diagram (1)



第6図 ハーカー図 (2)  
Figure 6: Harker diagram (2)



第7図 TAS図 (境界線: Le Maitre, 1989)  
Figure 7: TAS (Total Alkali-silica) diagram  
(Boundary lines after Le Maitre *et al.*, 1989)

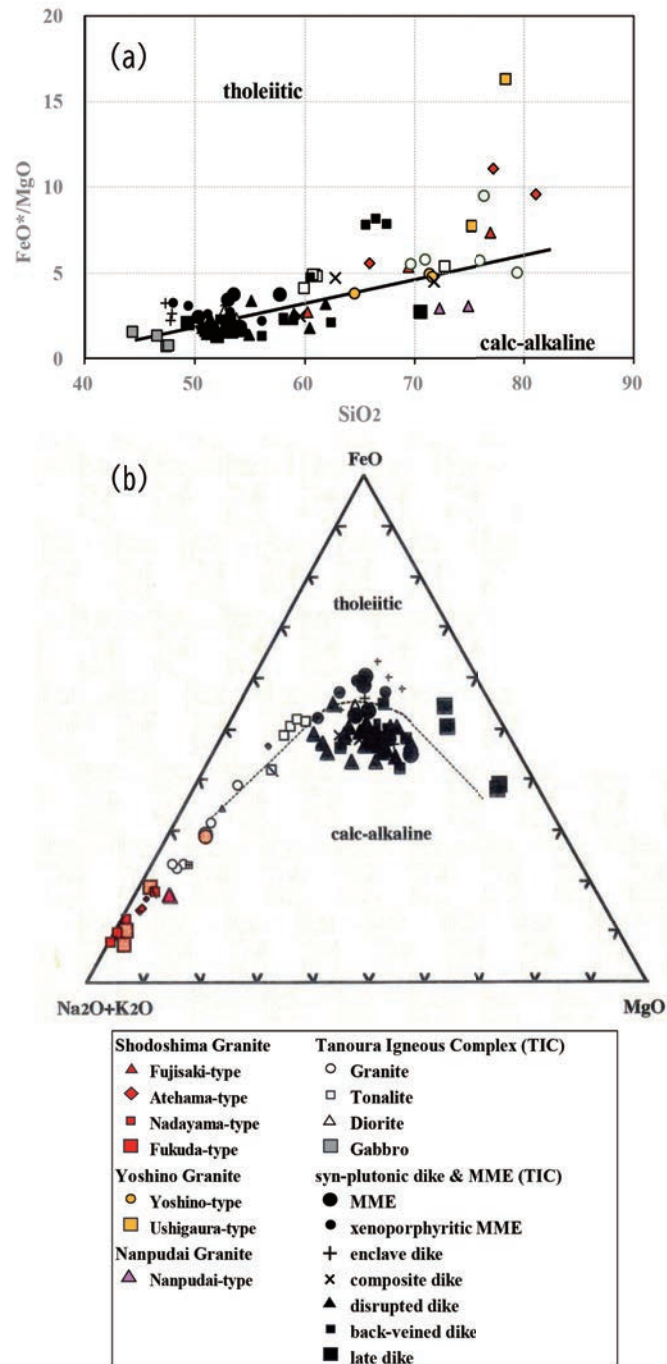
#### 4.2.3 吉野花崗岩体

領家花崗岩類に属する吉野花崗岩体の吉野型は、小豆島花崗岩体や、牛ヶ浦型に比べ、 $\text{SiO}_2$  が 71.31 ~ 71.57wt.% と乏しく、 $\text{TiO}_2$  は 0.24 ~ 0.26wt.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  は 17.58 ~ 18.24wt.% と高いのが大きな特徴である (第6図)。また、前述の他の岩型に比べ  $\text{SiO}_2$  量が乏しいことと比例して  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  は 2.45 ~ 2.46wt.%,  $\text{CaO}$  は 2.01 ~ 3.10wt.%,  $\text{MgO}$  は 0.44 ~ 0.46wt.% と高い。牛ヶ浦型は、 $\text{SiO}_2$  が 78.33 ~ 79.14wt.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  が 14.95 ~ 15.19wt.%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が 0.67 ~ 1.10wt.%,  $\text{CaO}$  が 0.42 ~ 1.05wt.% で小豆島花崗岩体の黒雲母花崗岩と似ている。微量元素については吉野型で、同岩型の2サンプルにおいても微量元素含有量に違いがある。 $\text{SiO}_2$  がそれぞれ 71.31wt.%, 71.57wt.% と違いは認められないが、Rb と Sr の含有量に大きな違いが認められる。Rb と Sr の含有量は sample No.98120403 で、Rb は 54.5ppm, Sr は 323.4ppm であるのに対し、sample No.98120504 では Rb は 119.0ppm, Sr は 192.6ppm と負の相関を示す。こ

れは両者に見られるアルカリ長石と斜長石のモード組成を反映している。その他の微量元素についてはサンプル間であまり違いは認められない。他の岩体と比べ Zr 含有量が 183.3 ~ 184.6ppm と富む。牛ヶ浦型は、Ce が 42.3ppm, 85.7ppm, Nb が 8.2 ~ 9.4ppm, Pb が 19.7ppm, 32.1ppm で小豆島花崗岩体各岩型のそれらとよく似ている。

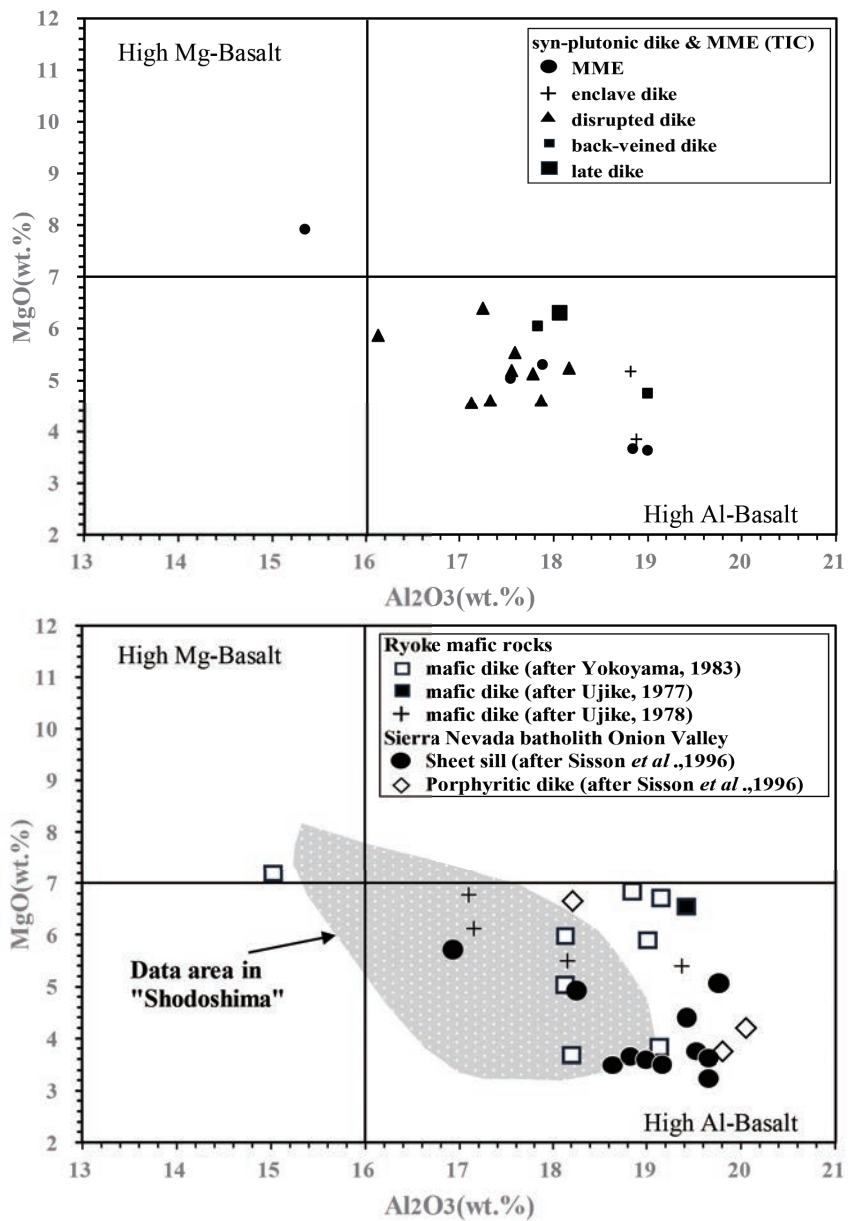
#### 4.2.4 小豆島花崗岩体

山陽花崗岩類に属する小豆島花崗岩体の藤崎型、当浜型、灘山型、福田型の主成分元素は、いずれも  $\text{SiO}_2$  が 78.67wt.% 以上と高く、 $\text{MgO}$  は 0.18wt.% 以下、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  も 1.49wt.% 以下と低い (第6図)。各岩型において主成分元素の特徴にはあまり違いは見られないが、若干、MME を含み不均質な当浜型、藤崎型で、 $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  の含有量が高い。微量元素は、藤崎型、当浜型、灘山型、福田型のいずれも、Nb, Y に対して、Sr,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba, Th に富み、活動的大陸縁辺域に噴出した VAG の特徴をもつ。

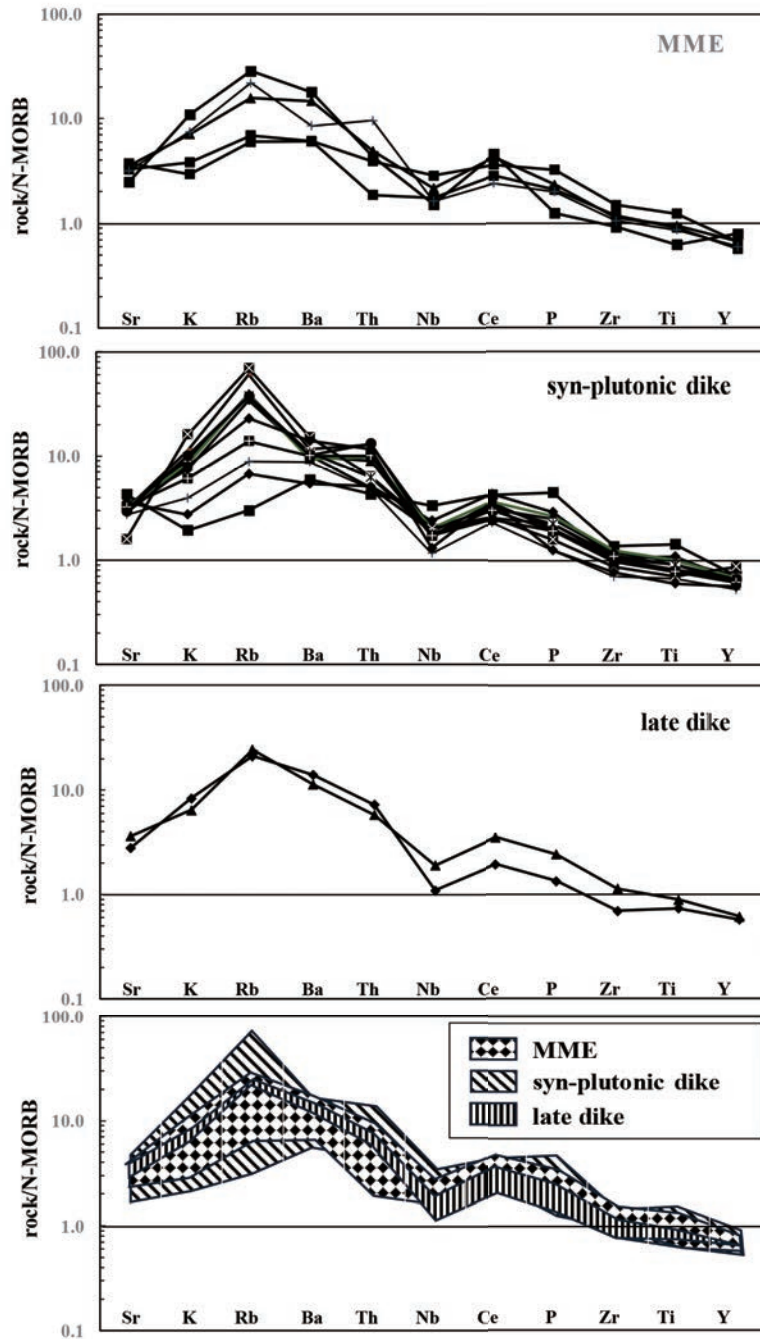


第8図 ソレアイト(岩)系とカルクアリカリ(岩)系図  
(a)  $FeO^*/MgO-SiO_2$  図, (b) AFM 図

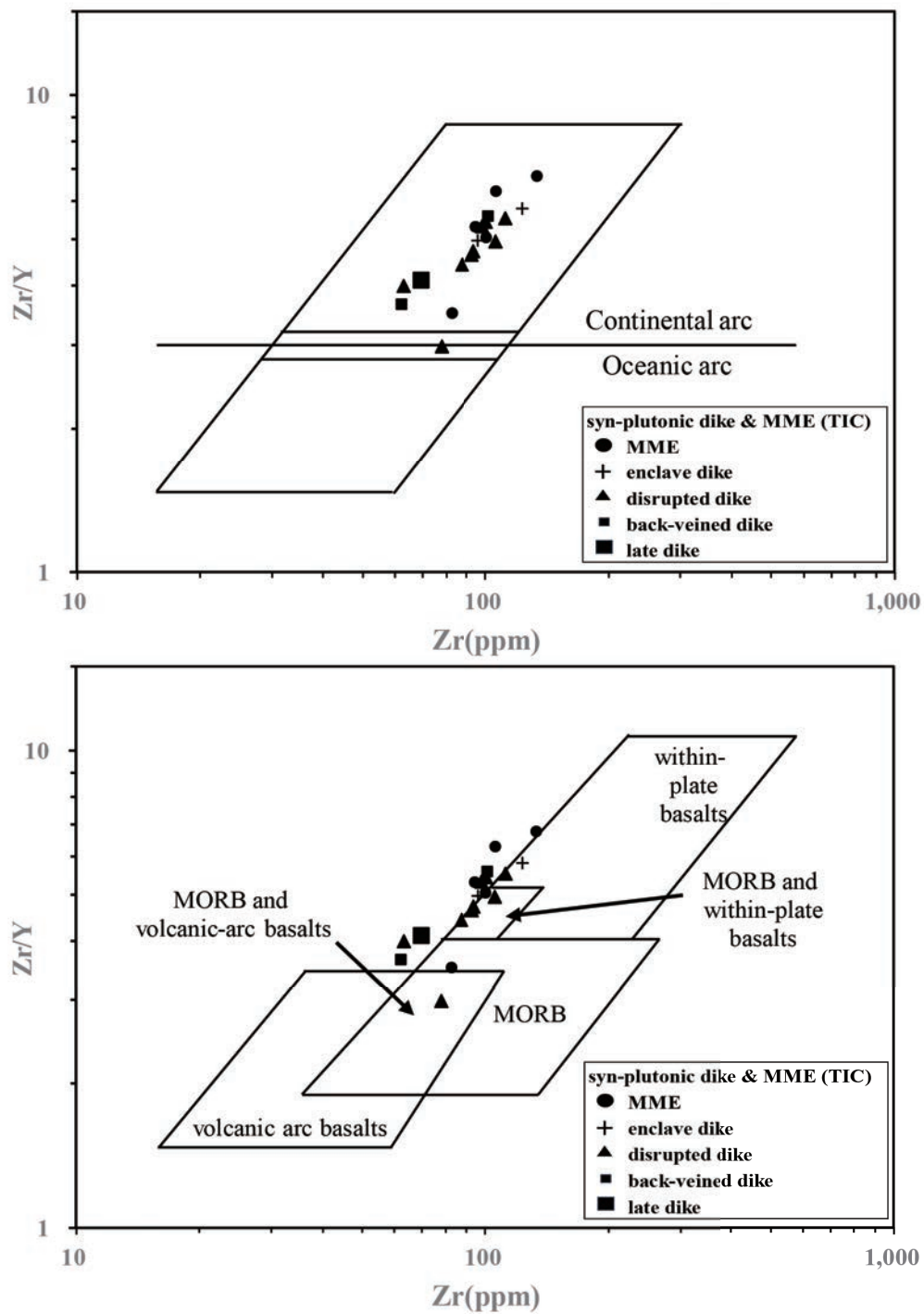
Figure 8: Tholeiite series and Calc-alkali series diagram  
(a)  $FeO^*/MgO-SiO_2$  diagram  
(Boundary lines after Miyashiro, 1974)  
(b) AFM diagram  
(Boundary lines after Irvine & Baragar, 1971)



第9図 HAB (High Al-Basalt) 図 (SiO<sub>2</sub><52wt.%)  
 (境界線は, Kersting *et al.*,1994 に基づく)  
 Figure 9 HAB (High Al-Basalt)Diagram (SiO<sub>2</sub><52wt.%)  
 (Boundary lines based on Kersting *et al.*,1994)



第10図 スパイダー図 ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 N-MORB 規格のパターンは Pearce (1983) に基づく  
 Figure 10: Spidergram ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 N-MORB normalized pattern based on Pearce (1983)



第 11 図 Zr vs Zr/Y 図 ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (境界線は, Pearce & Norry, 1979 に基づく)

Figure 11: Zr vs Zr/Y Diagram ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (Boundary lines based on Pearce & Norry, 1979)

#### 4.3 白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類の全岩化学組成

白亜紀花崗岩類に伴う苦鉄質岩類の全岩化学組成は互いに類似し、TAS 図（第 7 図）上では玄武岩ないし玄武岩質安山岩に分類される。また、詳細は後述するが、概要としては、(1) Ni, Cr, Mg などの適合元素に乏しい（第 6 図）、(2) Mg に対して Al に富む、高アルミナ玄武岩の特徴を示す（第 9 図）(3) MORB 規格化図上で HFSE に比べて、LILE や LREE に富む（第 10 図）、(4) 同 MORB 規格化図上で Nb に負の異常が認められる（第 10 図）、(5) Zr-Zr/Y 図で Zr/Y 比が MORB に比べて高い（第 11 図）、(6) Ce-Ce/Pb 図で Ce/Pb 比が MORB や OIB に比べて低い（第 12 図）、(7) Nb/Y-Th/Y 図で Th/Nb 比が MORB や OIB に比べて高い（第 13 図）、などの特徴を示す。

小豆島に産する苦鉄質岩は、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  が 15.35 ~ 20.34wt.% と高く、MgO は 3.62 ~ 7.91wt.% と低い値を示す。比較のため、Sisson et al. (1996) の Sierra Nevada Batholith Onion Valley のデータや、領家帯の苦鉄質岩 ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ ) から、氏家 (1977; 1978), Yokoyama (1983) のデータを併せて、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ -MgO 図にプロットした（第 9 図）。図において、 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\text{wt.}\%$ （又は  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16.5\text{wt.}\%$ ）、MgO  $< 7\text{wt.}\%$  の領域に点示される火山岩は、高アルミナ玄武岩と呼ばれる（Crawford et al., 1987; Kersting et al., 1994）。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ -MgO 図では、本研究の MME、小豆島の mafic dike (Yokoyama, 1983)、各 1 試料を除いてすべて、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  が 16wt.% 以上、MgO が 7wt.% 以下の高アルミナ玄武岩の領域に点示される。また、 $\text{Na}_2\text{O}$  は最大 3.94wt.% と高い。

##### 4.3.1 苦鉄質岩脈の全岩化学組成

苦鉄質岩脈類の全岩化学組成の検討は、野外や鏡下で母岩の花崗岩類と混合・反応していないと考えられる同時性岩脈を選定した。

苦鉄質岩脈岩の全岩化学分析値は、 $\text{SiO}_2$  は 47.33 ~ 56.10wt.% の範囲にあり、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  が 15.35 ~ 20.34wt.% と Al に富み、高アルミナ玄武岩質である。産状別に見ると、主成分元素で  $\text{SiO}_2$  が、後期岩脈の enclave dike 47.33 ~ 59.52wt.%, disrupted dike 50.66 ~ 58.97wt.%, back-veined dike 51.97, 53.99wt.% の値を取り、後期岩脈は 50.83 ~ 58.08 wt.% で、多くは玄武岩から玄武岩質安山岩に区分される（第 7 図）。その他の元素は、主成分元素では  $\text{SiO}_2$  の増加に伴い、 $\text{TiO}_2$ , MnO, MgO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  が減少し、 $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  は増加する傾向を示す（第 6 図）。微量元素含有量では Ni, Cr にばらつきがみられる。 $\text{Na}_2\text{O}$  は最大 3.94wt.% を示し、 $\text{Na}_2\text{O}$  が多いものでは、角閃石がモードで 40 vol.% 前後を占める。

岩石・鉱物学的にマグマ混合等の影響が少ない試料、及び  $\text{SiO}_2$  が 52wt.% 以下の初生的な玄武岩質組成に分類される試料の MgO の含有量は 3.62 ~ 7.91wt.% を示し、Ni は 5.5 ~ 82.8ppm, Cr は 9.3 ~ 390.7ppm,  $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 1.3$  でい

れも  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  は 1 より高い。これまでのところマントルかんらん岩と共存できるような初生的な組成を有するものは見出されていない。苦鉄質岩の化学組成は同時性岩脈、後期岩脈といった産状による違いはあまりない。

$\text{SiO}_2$  ( $< 52\text{wt.}\%$ ) の試料を用いて Pearce (1983) による MORB 規格化図（第 10 図）で示すと、back-veined dike, disrupted dike, composite dike, enclave dike, 後期岩脈はいずれも、K, Rb, Ba といった LILE に富み、Nb に負の異常が認められる。典型的なパターンは Y から Ce まで単調に増加し、Ba または Rb でピークに達し K, Sr の順に減少する。Zr/Y は 3.50 から 7.24 と高い。産状別に見てみると enclave dike に比べ、back-veined dike, disrupted dike, composite dike, 後期岩脈では Th に富む。いずれの苦鉄質岩も、Ce/Pb  $< 10$  で、その比が  $25 \pm 5$  と一定である MORB や OIB (Hofmann et al., 1986) に比べてはるかに小さい（第 12 図）。また、Nb は MORB の 2 倍程度含まれ、海洋弧ソレイトやカルクアルカリ玄武岩に比べて多く、大陸弧カルクアルカリ岩のそれに匹敵している (Turner and Langmuir, 2022)（第 10 図）。

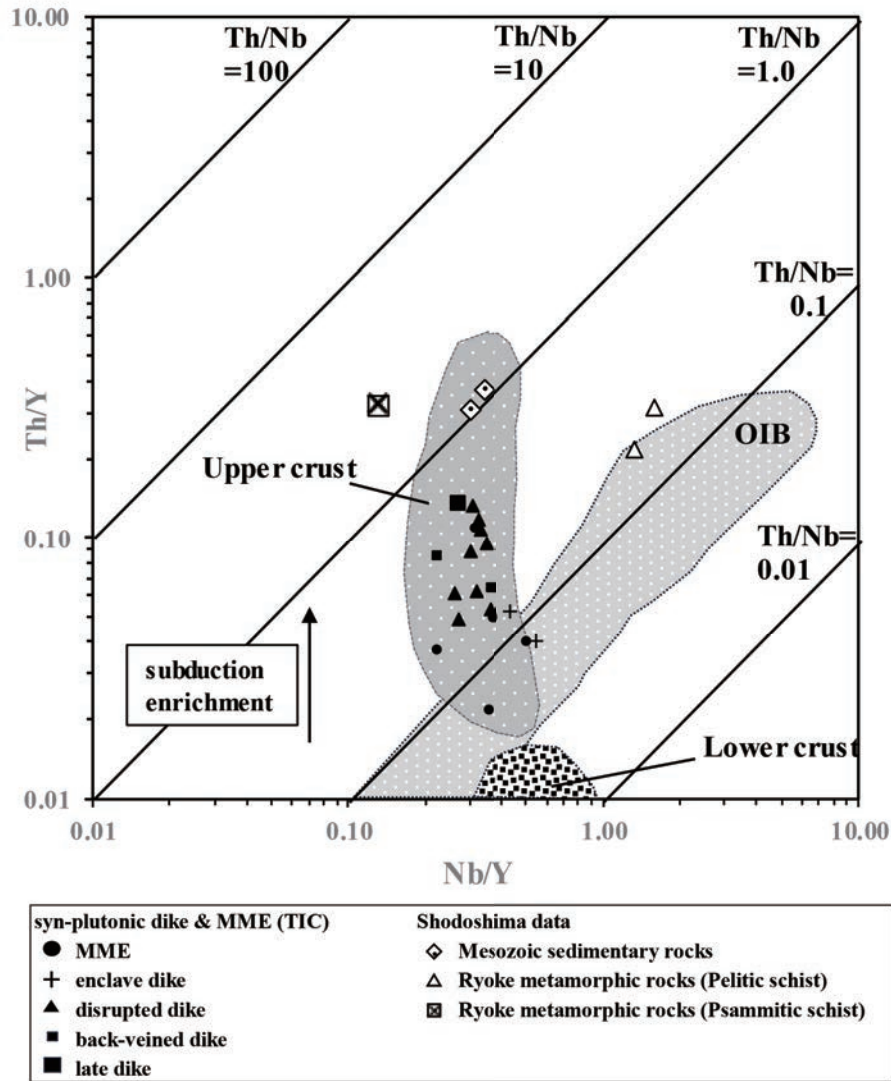
##### 4.3.2 苦鉄質包有岩 (MME) の全岩化学組成

苦鉄質岩の化学組成は MME, 同時性岩脈、後期岩脈といった産状による違いはあまりなく、Ni, Cr 値が高い MME は、単斜輝石やカミングトン閃石を特徴的に含む。MME に比べ、xenoporphyrific MME は、MME と田ノ浦花崗岩の中間領域に位置し、 $\text{SiO}_2$  量と  $\text{K}_2\text{O}$  や Ce, Rb, Ba に正の相関がある（第 6 図）。また、 $\text{SiO}_2$  で玄武岩 ( $< 52\text{wt.}\%$ ) に分類される試料の MgO の含有量は 3.62 ~ 7.91wt.% を示し、これに加えて、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  比は 1.31 以上でいずれも 1 より高い。

##### 4.3.3. $\text{H}_2\text{O}$ に富む高アルミナ玄武岩

Medicine Lake Highland で、Powers (1932) によって無斑晶質で 17wt.% 以上の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  を含む玄武岩（高アルミナ玄武岩: high-alumina basalt）が見いだされ、後に Tilley (1950) によって、これが新しいマグマ系列であることが主張された。一方、久野は、Kennedy (1933) や Yoder and Tilley (1962) が使用した意味でのソレイト（カンラン石ソレイト）とアルカリ玄武岩が日本列島で帯状配列を示すことを示した後、それらの中間的な化学組成・鉱物組成を示し、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  に比較的富む ( $> 16.5\text{wt.}\%$ ) 玄武岩が地理的にも両者の間に産することを示し、これらの玄武岩を高アルミナ玄武岩 (high-alumina basalt) と呼んだ (Kuno, 1959, 1968)。このように、高アルミナ玄武岩という呼び方には、単に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含有量を意味する場合と、島弧横断方向の組成変化を意識した場合とがある。実際、アルカリ含有量は、ソレイト・高アルミナ玄武岩・アルカリ玄武岩の順で高くなっている (Kuno, 1966)。

高アルミナ玄武岩の成因には、初生マグマからのカンラン石、輝石などの  $\text{Al}_2\text{O}_3$  をほとんど含まない早期晶出鉱物の

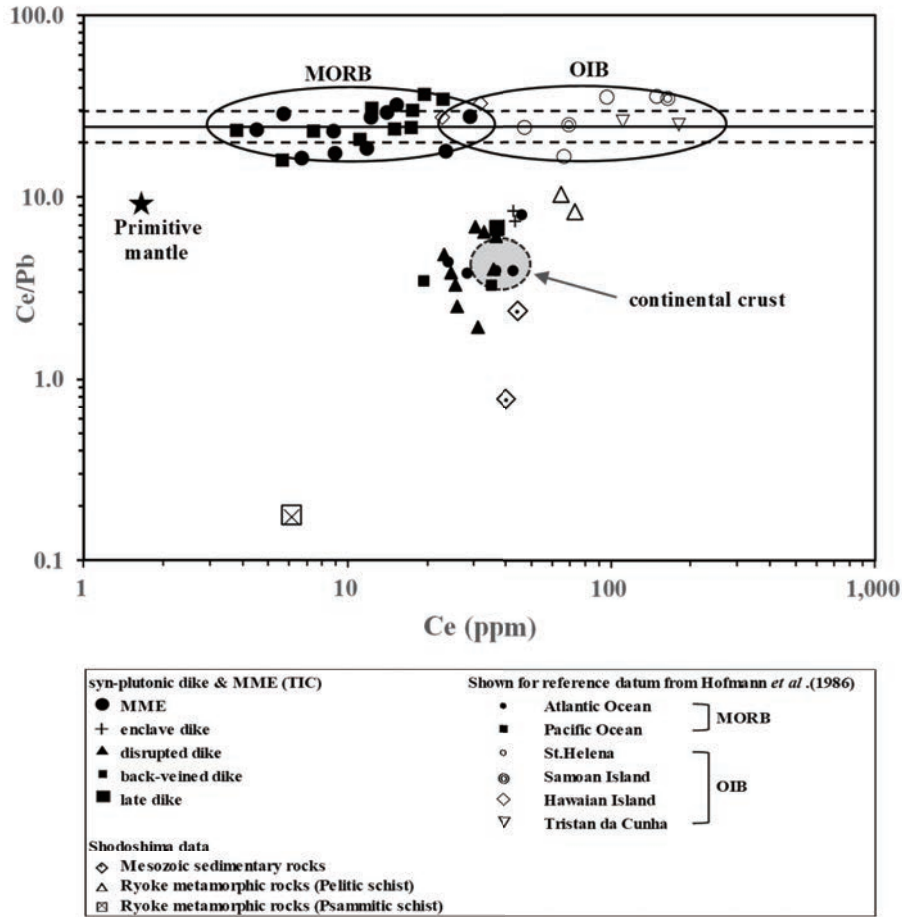


第 12 図 Nb/Y-Th/Y 図 ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (境界線は, Kempton *et al.*, 1991 に基づく)  
 Figure 12 Nb/Y-Th/Y Diagram ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (Boundary lines based on Kempton *et al.*, 1991)

結晶分作用によって形成される (Uto, 1986), 高アルミナ玄武岩を含む広義のカルクアルカリマグマは, ソレアイト質マグマよりも  $\text{H}_2\text{O}$  に富む初生マグマからの, カンラン石, 輝石および, 磁鉄鉱の分別が効果的におこることによって生成される (Sisson and Grove, 1993a, 1993b) といった, いくつかの考えがある. また, ディオブサイドとアノーサイトの 2 成分共融系では,  $\text{H}_2\text{O}$  の圧力が増すことにより, アノーサイトの領域が縮退して共融点組成が  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の多いアノーサイト寄りになり輝石の結晶分別の進行とともにメルト組成

が  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富むことになる.

小豆島に産する苦鉄質岩や他の領家帯の苦鉄質岩, 環太平洋の中生代陸弧花崗岩バソリスである Sierra Nevada Batholith (Onion Valley; Sisson *et al.*, 1996) の苦鉄質岩類は, カルクアルカリ系列で, low MgO, high  $\text{Na}_2\text{O}$ , high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の高アルミナ玄武岩の組成を有する. また,  $\text{SiO}_2$  が 52wt.% 以下の比較的未分化と思われるサンプルでも MgO, Ni, Cr などのコンパティブル元素に乏しい傾向は, 収束境界に沿って噴出した多くの若い火山岩に共通する特徴である.



第 13 図 Ce-Ce/Pb 図 ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (境界線は, Hofmann *et al.*, 1986 に基づく)  
 Figure 13 Ce-Ce/Pb Diagram ( $\text{SiO}_2 < 52\text{wt.}\%$ )  
 (Boundary lines based on Hofmann *et al.*, 1986)

Sisson and Grove (1993a, 1993b) による相平衡実験から, このような Al や Na に富み, Mg に乏しい玄武岩～玄武岩質安山岩は, ウェッジマンツルのカンラン岩の部分溶融によって生じた初生マグマからのカンラン石 + Ca 単斜輝石 + Ca 斜長石 + Fe 酸化物の分別によって導かれたもので, 4～6 wt.% の  $\text{H}_2\text{O}$  を含むことが示されている. このようなマグマからは An 成分に富む斜長石と共に, マグマが  $\text{Na}_2\text{O}$  に富めば liquidus 又は near liquidus phase で角閃石が晶出することが知られている. これは, 小豆島田ノ浦複合岩体に産する苦鉄質岩の角閃石が比較的自形性が高く, 晶出順序が早期であることと調和的である. また, 同時性岩脈, 後期岩脈の一部で確認される miarolitic cavity, 石灰質斜長石, 角

閃石—斜長石ペグマタイトなどの岩石・鉱物学的な特徴は, 数 wt.% の  $\text{H}_2\text{O}$  を含んでいたとする推定を支持する記載的な証拠として挙げられる.

#### 4.3.4 苦鉄質マグマの活動の場

小豆島の苦鉄質岩類の組成は, 前述のとおり多くが玄武岩～玄武岩質安山岩に分類され, Mg に乏しく Na に富む高アルミナ玄武岩である. インコンパティブル元素は, Ti, Y を除き MORB に比べて HFSE にも LILE にも富んでいる. MORB 規格化図では LILE/HFSE 比が高く, Nb に負の異常が認められる. また,  $\text{Zr/Y}$  は 2.98～8.77 と高い (第 11 図). これらの特徴は沈み込み帯の火山岩, 特に陸弧の火山岩に

見られるものである。小豆島に産する苦鉄質岩の中で岩石・鉱物学的にマグマ混合等の影響が少ない試料（MME, 同時性岩脈, 後期岩脈）で、かつ  $\text{SiO}_2$  が 52wt.% 以下の初生的な玄武岩質組成に分類される試料を用いて微量元素の比較検討を行った。また、上部地殻物質として、小豆島的美濃-丹波帯の堆積岩（泥岩；小豆島北西部, 小江産）および領家変成岩類（泥質片岩, ミグマタイト優白質部；小豆島東部, 橘産）の微量元素データも合わせて示す。

Kempton et al. (1991) による Nb/Y-Th/Y 図 (Th/Nb 比) によると、MORB と OIB の Th/Nb 比は 0.1 ~ 0.17 と比較的小さく、狭い範囲に限定される（第 12 図）。一方、MORB や OIB に比べて上部地殻構成岩類の同比は 0.05 ~ 0.19 以上と大きく、下部地殻構成岩類の同比は MORB や OIB より小さい。小豆島の苦鉄質岩の Th/Nb 比は 0.06 ~ 0.51 で、MORB や OIB の同比に比べて高い値を示し、上部地殻構成岩類の領域に点示される（第 12 図）。美濃-丹波帯の堆積岩の Th/Nb 比は 1.05 ~ 1.11 と高く、領家変成岩類の泥質片岩の Th/Nb 比で 0.17 ~ 0.20, 砂質片岩の Th/Nb 比で 2.50 といずれも MORB-OIB 列より高い。小豆島の苦鉄質岩類は、第 12 図の通り、MORB-OIB 列と美濃-丹波帯の堆積岩や領家変成岩類との中間領域に点示される。Hofmann et al. (1986) は、地殻物質としての Nb や Pb に注目し、大陸地殻の Nb/U 比を 10 程度、Ce/Pb 比を 4 程度であるとし、Primitive-mantle の Nb/U 比を 30 程度、Ce/Pb 比を 9 程度といった値を導いている。また、MORB として大西洋、太平洋の試料を、OIB として南大西洋のセントヘレナ島 (St. Helena), 南太平洋のサモア諸島 (Samoan Island), ハワイ島 (Hawaiian Island), 南大西洋の火山諸島・トリスタンダクーニャ諸島 (Tristan da Cunha Group) の火山岩の同比を示し（第 13 図）、Nb/U=47 ± 10, Ce/Pb=25 ± 5 の幅に示されるとした。小豆島の苦鉄質岩は Ce-Ce/Pb 図によると、Ce/Pb 比は Ce/Pb 1.9 ~ 9.6 の範囲であり、10 以下の低い値を示す（第 13 図）。美濃-丹波帯の堆積岩の Ce/Pb 比は、0.8 ~ 2.4, 領家変成岩類の泥質片岩の Ce/Pb 比は 8.3 ~ 10.3, 領家変成岩類の砂質片岩で Ce/Pb 比 0.2 と低い値を示す。第 13 図でも、小豆島苦鉄質岩は、MORB-OIB 列と美濃-丹波帯の堆積岩および領家変成岩類の砂質片岩との中間領域にプロットされる。

以上の岩石化学的な特徴は、Th や Pb に富む上部地殻物質がマグマプロセスに関与したことを示唆している。これは苦鉄質マグマの発生に、地殻物質のリサイクルによってエンリッチしたウェッジマントル (enriched source component, sub-continental lithosphere mantle) が関与した可能性 (Plank, 2005) や、苦鉄質マグマが地殻内を上昇する間に地殻物質 (subduction zone component) と反応した可能性 (Kimura and Yoshida, 2006) を示唆している。

## 5. 議論

### 5.1 苦鉄質岩脈と苦鉄質包有岩の起源

#### 5.1.1 マッシュ〜フレームワーク状マグマ溜り

花崗岩質マグマ溜りなど、火山下のマグマ溜りについては、つねにその内部がすべてメルトで充填されていると考えられているわけではなく (Miller and Wark, 2008), マグマ溜りの冷却に伴う時間発展によって、通常は斑晶状の結晶を多く含んでおり、それらがマッシュ状あるいはフレームワーク状を呈し、マグマ溜り全体としては固体に近い高い粘性をもつケースが多いと推定されている (Marsh, 1996; 2002)。そのような場合でも、上方へのマグマの供給は広域的な応力場の下で局部的に発生した破壊によって、このフレームワークが壊されて、マグマ溜り内上部のメルトが孤立して分布するメルトレンズ、メルトポケットやメルトチャンネルに絞りだされ、さらに上方や側方へと移動することによって、一時的あるいは間欠的にマグマを地表にもたらす。

マグマの物性は、マグマ中の固体/液体比によって、大きく変化する。結晶が 25% 以下の場合を流動マグマ (結晶分散部: suspension zone), 結晶が 25% ~ 55% までの領域をマッシュ状部 (mush zone), 結晶が 55% ~ 100% の領域をマグマの剛体殻部 (rigid crust) と呼ぶ。そして、流動マグマがマッシュ状になる 25% の固体を含む状態を沈積フロントと呼ぶ (中川, 2008; 吉田ほか, 2017)。

マグマ溜りの下底部に、高温の苦鉄質マグマが供給され、それによって熱が供給されて、暖められることで、マグマ溜りシステムが長期にわたって冷却固化することなく維持される場合があると考えられている。また、深部から供給された高温苦鉄質マグマ、あるいはそれに由来する高温流体が剛体殻部あるいはマッシュ状部の結晶を融解して流動化を促進し、それが噴火の引き金になる場合もある。マグマ溜り内で高結晶度・高粘性であったと思われる大規模マグマの噴出に先行して、高温の苦鉄質マグマの注入によって生じた低粘性マグマが噴出している場合があり、この低粘性マグマによる火道の開口が高粘性マグマの噴出を促したとする考えもある (Pallister et al., 1992; Takeuchi and Nakamura, 2001)。

#### 5.1.2 成層マグマ溜りにおける液-液マグマ混合と液-結晶マグマ混合

結晶を含む花崗岩質マグマの下に苦鉄質マグマが存在する成層マグマ溜りにおいては、結晶、花崗岩質メルト及び苦鉄質メルトの密度の大小関係により、マグマ溜りは異なる挙動を示す (西村, 2021)。苦鉄質メルトの密度 < 花崗岩質メルトの密度 < 結晶の密度の関係がある場合、マグマ溜り全体が重力的に不安定になり、花崗岩質メルトと苦鉄質メルトの液-液マグマ混合が進行し、結晶はマグ

マ溜まり底部に沈積する。花崗岩質メルトの密度<玄武岩質メルトの密度<結晶の密度の関係がある場合、両メルトは密度成層構造を保つが、花崗岩質マグマ中の結晶は苦鉄質マグマ中に沈降して液-結晶マグマ混合が進行しながら、結晶はマグマ溜まりの底に堆積する。花崗岩質メルトの密度<結晶の密度<苦鉄質メルトの密度の関係がある場合、花崗岩質マグマ中の結晶は苦鉄質マグマ中に侵入できず、両マグマの境界に沈積して、マグマ混合は起こらない。ただし、苦鉄質メルトの密度は、 $H_2O$ を数%含有すると斜長石の密度より低くなるので、苦鉄質メルトがカルクアルカリ系列の含水高アルミナ玄武岩質である場合、上記の最後のケースが起こる可能性は低い。つまり、花崗岩質メルトに対して、苦鉄質メルトが著しく $H_2O$ に富んでいる場合は、液-液マグマ混合が進行し、一方、花崗岩質メルトと苦鉄質メルトが同程度に $H_2O$ を含んでいる場合は、液-結晶マグマ混合が進行する(西村, 2021)。

液-液マグマ混合の場合、マグマの混合線は、両端成分を結んだラインとなる。一方、液-結晶マグマ混合の場合は、液-液マグマ混合とは異なる化学組成変化を示す。固相濃集元素の場合、液-結晶マグマ混合の組成進化経路は液-液マグマ混合の経路より高濃度側に、液相濃集元素の場合、液-結晶マグマ混合の組成進化経路は液-液マグマ混合の経路より低濃度側にくる(西村, 2014)。Ishihara et al. (2003)は、野外観察から花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの混合によって生じたと考えられるトータル岩が、両マグマの単純な混合では説明できない組成を持つことを指摘している。このことは、モード組成図(第5図)でトータル岩の組成が斜長石-石英辺近傍にほぼ並んでおり、斑れい岩-花崗岩の混合線から大きく外れていることから明らかである。西村(2014)は、液-結晶マグマ混合に関する質量保存則に基づく微量元素組成変化モデルを構築し、上記のトータル岩が、苦鉄質マグマに花崗岩質マグマ中の斜長石が混入する液-結晶マグマ混合によって形成されることを明らかにしている。

### 5.1.3 花崗岩質マグマの冷却固結の進行と苦鉄質マグマとの混合・混交過程

花崗岩質マグマの固結過程の早期に注入した $H_2O$ に富んだ苦鉄質マグマは、花崗岩質マグマ溜り内での結晶マッシュの粘性流動に伴い、花崗岩質マグマと液-液混合したと推定される。そのようにして生じた混合マグマは、さらに花崗岩質マグマや、新たに注入した苦鉄質マグマと繰り返し混合して、比較的均質な閃緑岩、花崗閃緑岩や斜長石と石英結晶が集積したトータル岩などを生じる。

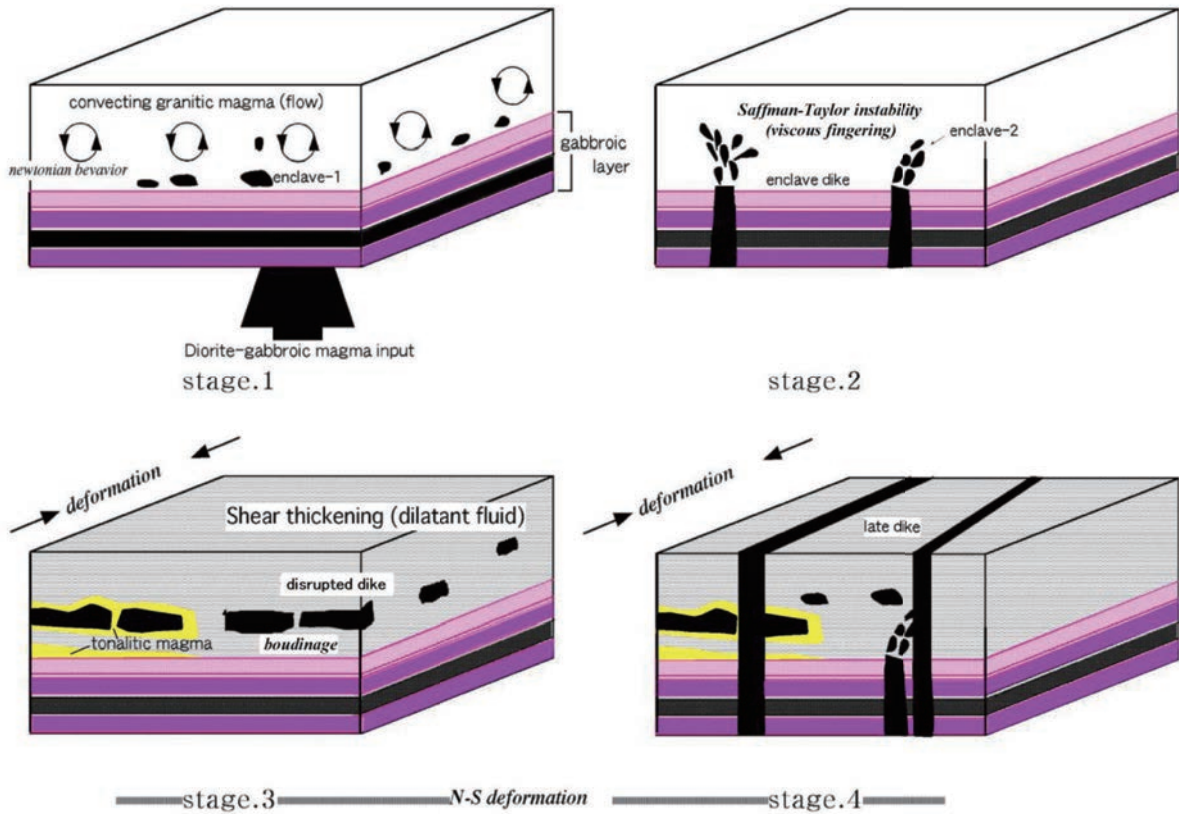
花崗岩質マグマの冷却固結が進み、固体/液体比が大きくなると、高温の苦鉄質マグマとの粘性差が大きくなり、マグマ溜り内での流動性が小さくなって、液-液マグマ混合にかわって機械的なマグマ混交が卓越するようになる。苦鉄質岩の多くは無斑晶質なので、苦鉄質マグマはほ

ぼメルトの状態で貫入したと考えられる。それに対して、xenoporphyratic MMEなどには捕獲結晶が含まれることから、マグマ混交時の花崗岩質マグマは多くの斑状結晶を有するマッシュ状あるいは剛体殻の状態にあったと推定される。二重包有岩、混合マグマ起源のMMEや岩脈、マグマ混合を経験したホスト花崗岩などが存在することから、この時期にも、端成分マグマ間のみならず、多様なマグマや結晶間で繰り返し混合や混交が行われ、液-結晶マグマ混合によるトータル岩の形成もこの時期になされたと考えられる。

### 5.1.4 苦鉄質包有岩(MME)におけるマグマ混合の進行

MMEは、その産状、鉱物組み合わせ、全岩化学組成が苦鉄質岩脈に類似すること、などから花崗岩質マグマ溜りへの苦鉄質岩脈の早期注入体と考えられる。Xenoporphyratic MMEの特徴は分散結晶を有する花崗岩質マグマと苦鉄質マグマが液-結晶マグマ混合したことを示している。母岩由来の石英、斜長石結晶片の量は、混合した花崗岩質流動マグマの量と関連している。田ノ浦閃緑岩~トータル岩中のxenoporphyratic MMEに含まれる捕獲結晶はその多くが斜長石、石英からなり黒雲母を欠く。これは田ノ浦閃緑岩~トータル岩での結晶品出順序が斜長石→石英→黒雲母であることから、少なくともxenoporphyratic MMEと閃緑岩~トータル岩は、花崗岩質マグマが石英、斜長石を含むクリスタルマッシュの状態のとき混合したと考えられる。さらに、田ノ浦閃緑岩や一部の田ノ浦トータル岩に産するxenoporphyratic MME中の捕獲結晶はその多くが斜長石であることから、この場合は斜長石を主とするクリスタルマッシュであったと思われる。田ノ浦複合岩体に産する閃緑岩や一部のトータル岩中のxenoporphyratic MMEには、mantled quartz ocelliが少なく、disrupted dikeなどでは、しばしばmantled quartz ocelliが認められる。これは、当初、xenoporphyratic MMEを形成した苦鉄質マグマが貫入して、固結した段階では、花崗岩中に、まだ石英は晶出していなかったが、disrupted dike形成時には、温度低下した花崗岩質マグマ中に、斜長石と共に石英が晶出していた可能性を示す。またMMEを含む田ノ浦閃緑岩や田ノ浦トータル岩は、全体的に不均質で、苦鉄質岩に由来すると考えられる数mmほどのmafic clotやシュリーレンが顕著である。Xenoporphyratic MME中の斜長石はマントル部が著しく汚濁している、いわゆるspongy cellular plagioclaseであり、またパッチ累帯構造が顕著である。田ノ浦閃緑岩や田ノ浦トータル岩にも同様の斜長石が認められ、著しく汚濁していること、累帯構造のパターンが非常に似ていること、が特徴であり、このことは、苦鉄質マグマと斜長石斑状花崗岩質マグマの混合を強く示唆している。

したがって、田ノ浦複合岩体に認められる多様なMMEは、低温の花崗岩質マグマの冷却固結過程のさまざまな時期に、高温の苦鉄質マグマが相次いで注入したことによって形成



第 14 図 田ノ浦複合岩体のマグマ溜りの進化モデル  
Figure 14 A model for magma chamber evolution in Tanoura Igneous Complex(TIC)

されたと考えられる (第 14 図)。即ち、花崗岩質マグマが低い固体/液体比をもつ、冷却固結過程の早期に注入した苦鉄質マグマは、マグマ溜り内での流れと攪拌の結果、液-液マグマ混合や液-結晶マグマ混合が進行し、さまざまな中間組成の岩石や、液-結晶マグマ混合を示す MME などが形成された (第 14 図 stage.1)。花崗岩質マグマの冷却固結の進行に伴う固体/液体比の増加とともに、花崗岩質マグマの粘性が増加して、マグマ溜り内での流れが弱くなったことで、マグマ混合にかかわって、Back-vein を生じるような破断や分断過程を伴う MME の形成が主体となった (第 14 図 stage.2 ~ 4)。

MME には、鋸歯状や火炎状の外形を有する、Straddling crystal が存在する、enclave dike を形成する、苦鉄質岩脈から MME が分離・分断される過程が凍結されている、などの特徴があることから、MME の多くは現位置で形成されたと考えられ、田ノ浦複合岩体の地質分布 (第 2 図) から、そこではマグマ溜り進化過程が保存されたものと考えられる。ただし、MME の中には、その近傍に源となった苦鉄質

岩脈が認められず、花崗岩質マグマの流動に伴う剪断によって著しい変形を示したり、複成包有岩群が存在することなどから、別の場所で形成され、花崗岩質マグマの流動に伴って現位置まで運搬されたものもあると考えられる。

#### 5.1.5 苦鉄質岩脈に見られる内部構造変化の成因

小豆島に産する苦鉄質岩脈は極めて産状が多様であるが、大きく 6 type に区分できる (第 3 図, 第 4 図)。それらのうち、enclave dike, disrupted dike, back-veined dike といった同時性岩脈は小豆島南部に、後期岩脈は小豆島全域に産する。enclave dike, disrupted dike, back-vein dike, そして後期岩脈の産状の違いは、母岩の花崗岩質マグマの固結度と、それに関連した固体/液体比の変化に、主に規定されていると考えられる (第 14 図)。特に、田ノ浦複合岩体に多産する同時性岩脈には、母岩の花崗岩質マグマとの様々な相互作用が認められる。それら同時性岩脈を分離・分断している物質は、母岩と同様の花崗岩類~アプライト質岩であることが多い。これは、低温の花崗岩質マグマの剛体殻部に

生じた開口割れ目に高温の苦鉄質マグマが注入・充填して、冷却固結した後、母岩の剛体フレームワーク中の残液が苦鉄質岩脈に再貫入 (back-vein) して、岩脈が破断、分断された結果であると考えられる (第 14 図)。また、小豆島における同時性岩脈と後期岩脈の貫入方向のトレンドは、後期岩脈がほぼ南北 (N10° W・90°) 走向を示すのに対して、同時性岩脈のそれは、enclave dike で東西、disrupted dike で東西方向からバラつき、そして back-veined dike で南北、と変化している。これは、同時性岩脈間や、後期岩脈との間に、貫入時期の違いがあったことによるものと考えられる。同時性岩脈貫入時には、母岩が比較的メルト (残液) に富んでおり、しかも開口割れ目を保持できる剛体殻状態であったのに対し、後期岩脈貫入時には、母岩は全体的に冷却固結しており、南北方向の広域的な圧縮応力場の下で、南北性の開口割れ目が生じたと考えられる (第 14 図)。また、同時性岩脈貫入後、母岩のネットワークの崩壊などにより、岩脈が分離、分断されたことが、disrupted dike などにみられる貫入方向のばらつきの主要因であったと考えられる。また連続性の良い disrupted dike などは、多くが貫入方向が E-W で、分断面が N-S のプーディング構造を示す (第 3 図 (E))。これは、後に disrupted dike になる苦鉄質マグマの E-W 走向の開口割れ目への貫入後、母岩の冷却固結が進むと共に、N-S 性の広域圧縮応力が強まった結果、苦鉄質マグマの冷却固結に伴う体積収縮で東西性の岩脈の破断が進み、その破断面内に母岩の残液が侵入したと考えると合理的に説明が出来る。すなわち disrupted dike に見られる構造は、岩脈の冷却固結に伴う体積収縮が最大冷却面 (貫入面) に垂直に生じた後、N-S 性の広域圧縮応力場の下で残液の搾りだしが効果的に行われた結果であると考えられる。そして、back-veined dike の形成ステージになると、後期岩脈と同じ南北方向の走行を示すことから、同時性岩脈形成の最終段階では、岩脈走向の東西から南北への転換が起こったと考えられる (第 14 図)。

## 5.2 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

### 5.2.1 珪長質マグマが地下に巨大なマグマ溜りを形成する要因

一般に、カルデラのような大規模珪長質火山体の地下 5 km ほどの深さには、厚さ数 km から 10 km ほどで、平面積がカルデラの大きさに匹敵するような、平たい箱型のマグマ溜りが存在し、また、マグマ溜り (マグマに満たされた貫入岩体) は、バソリス規模であっても、漸増定置によって形成された基本的に板状から箱型のさまざまな規模の開口空間複合体の融合したものであると考えられている (高橋,2025)。

カルデラを形成するような巨大噴火を起こした珪長質マグマ溜りは、噴火までに少なくとも約数万年から百万年以上の長期にわたって完全に固化することなく、マグマの状

態のまま、存在し続けていたと考えられている (Gelman, Gutiérrez and Bachmann,2013)。そのような大量の珪長質マグマは必ずしも高いマグマ供給率の下で形成されたものではなく、時間をかけてマグマを集めることで超巨大マグマ溜りに成長したと考えられている (高橋,2025)。また、マグマ供給率が低い場合でも、深部から熱の供給があれば、マグマ溜りが固化せずに長期間維持される可能性がある。例えば、ほぼ固化した低温結晶集合体からなる珪長質マグマ溜りに、深部から高温苦鉄質マグマが注入されると、その熱や、それに伴う高温流体により、全体が過熱され、再融解する。

また、日本の第四紀後期の超巨大噴火を行った大規模カルデラ火山が活動している地域は、一般に引張テクトニクスの場合にあり、長期的な地殻変形速度 (歪) が小さい地域とほぼ一致している。地殻変形速度が小さく、地殻が静穏な状態にあると、地下のマグマ溜りが安定で、長期間にわたって大量のマグマを蓄積しやすい。すなわち、超巨大噴火を行うような大規模な珪長質マグマ溜りが形成されるかどうかは、長期的な地殻変形速度にも依存していることになる (高橋,1995)。

### 5.2.2 沈み込み帯における大規模珪長質マグマ活動

カルデラ形成を伴うような巨大噴火の珪長質マグマ溜りは、大規模なバソリス状花崗岩体と量的にほぼ同じものである (高橋,2025)。吉田ほか (1999) は、後期新生代の島弧火山活動期 (10 ~ 1Ma) に東北日本弧脊梁域で活動したカルデラ群の分布密度は、白亜紀 (120 ~ 110Ma) に活動的大陸縁辺部で形成された北上山地花崗岩の分布密度にほぼ匹敵することを示し、東北脊梁カルデラ群は北上山地花崗岩に匹敵する珪長質深成岩体群の活動に対応したものであると論じている。一方、Yamamoto (2003) は、西南日本後期白亜紀 (83 ~ 65Ma) カルデラ群の噴出率 ( $3 \times 10^5$  DRE km<sup>3</sup>/ky km<sup>2</sup>) は、東北日本の後期新生代カルデラ群の噴出率に近く、比較的低いマグマ生成率の下で長期間をかけて形成された珪長質マグマ活動に伴うものである、と結論している。すなわち、西南日本白亜紀の大規模珪長質マグマ活動の場合も、珪長質マグマの生成率が特に大きかったというよりは、大規模珪長質マグマ溜りが形成されるためには、当時の地殻変形速度が小さいといった、大量のマグマが地殻内に溜りやすい安定した環境があった可能性が考えられる。

後期新生代の東北日本弧などの活動的大陸縁や背弧拡大を伴う島弧では、大規模珪長質マグマの噴火を伴うカルデラ火山活動は、引張場での玄武岩を伴うリフト形成期から強い水平圧縮場での安山岩質火山活動への漸移期に認められる。この漸移期は、地殻変形速度が小さく、プリアパートを伴う横ずれ断層の活動はあるものの、地殻が比較的静穏な状態に置かれていた時代である (Acocella et al.,2008)。

そのような状況では、強い引張場や圧縮場に比較して、地下のマグマ溜まりがより安定であり、長期間にわたって地下に大量のマグマを蓄積しやすく、カルデラ火山活動を引き起こすような大規模珪長質マグマ溜りを形成しやすかった(高橋,1995;2025)と考えられる。

西南日本の白亜紀花崗岩類の活動には、時間とともに火山フロントが背弧側へと後退しながら、活動するマグマのアルカリ量が低下するという特徴がある(沢田,1979)。同様の火山フロントの背弧側への後退や、それに伴う活動するマグマの高アルミナ玄武岩から低アルカリソレイトへの変化が、東北日本弧の後期新生代火山活動においても認められ(Yoshida et al.,2013)、これら両沈み込み帯での火成活動には共通点が少なくない。例えば、東北日本弧の中新世火山フロント(北部本州リフト系の東縁)に沿っては活発な火山活動が認められるが、このリフト縁では、リフト形成に伴う地殻の薄化と、リフト縁に沿った根の深い大量の苦鉄質マグマ活動により、板状高密度のP波高速度帯(リフトルート帯)を伴う下部地殻の厚化が生じている(Yoshida et al., 2013; 吉田ほか, 2020)。同様の幅30kmを超えるモホ面深度に至るP波高速度帯が、中央構造線の北側(領家帯)に沿って分布していることがOmuralieva et al. (2012)によって明らかにされている。このP波高速度帯が発達している場所は、地殻が薄化している場所にあたり(Ito et al., 2009)、東北日本弧中新世火山フロントにおけるリフト縁での大量の苦鉄質マグマ活動に対応したリフトルート帯と同様の構造がこの場所にも存在することを示唆している。この領家帯でのP波高速度リフトルート帯を形成したリフトを「領家リフト系」と呼ぶこととする。これらの類似性から、領家花崗岩類に発達する火山フロントに平行に発達した片状構造や岩脈群は、領家リフト系活動期の構造に対比できる可能性がある。リフト形成は引張場に引き続く圧縮場の下で、沈降ブロック内に開口割れ目を生じ、そこに岩床状のマグマ溜りを形成する。ここに漸増定置によって開口空間を埋める大規模珪長質マグマ溜り、バソリスが形成されると考えられる。東北日本弧で認められる、沈み込み帯の火山フロントで起こる、引張場での玄武岩主体のリフト活動から、珪長質カルデラ火山活動、そして圧縮場での安山岩火山活動への経時変化(Yoshida et al.,2013)が、大陸縁の沈み込み帯に位置していた西南日本白亜紀の大規模な花崗岩体群の形成にも関わっていた可能性が高い。

### 5.2.3 白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩の形成発達史

小豆島の領家花崗岩類にしばしば認められる東西走向で垂直に近い片状構造は、おそらく領家リフト系の活動に関係した火山フロントに平行に発達した東西性の火道に沿って、マッシュ状の花崗岩質マグマが上昇した結果であると考えられる。つまり、20~15 km前後の地殻深部へ、シート状に貫入してきた古期領家花崗岩類に対して、新たに供給されたマッシュ状の花崗岩質マグマが、東西性の火道に

沿って浅部側へと粘性流動した結果、古期領家花崗岩類を貫いて新期領家花崗岩類が、東西性の片状構造を発達させながら上昇したと考えられる(西脇・奥平, 2007)。

田ノ浦複合岩体中に分散しているMMEは、元々は東西方向に生じた開口割れ目を充填した苦鉄質岩脈に由来すると考えられる(第14図)。このことは、この時期の東西性の片状構造の形成と開口割れ目の形成が互いに関連していたことを示唆している。

開口割れ目を充填した高温の苦鉄質マグマは、花崗岩質マグマと混合しながら、周囲の低温花崗岩質マグマによって冷却され、同時性岩脈を形成した。苦鉄質マグマの熱で流動性を保っていた花崗岩質マグマ中で、苦鉄質岩脈が破断、分断され、多様な形態を示すに至った(第4図, 第14図)。花崗岩質マグマの固化が進行するに伴い、同時性岩脈の構造進化の早い段階で全体の冷却固結が終了するようになる。田ノ浦岩体の同時性岩脈のうち、母岩の冷却が進み、南北圧縮応力に変化してから貫入したと思われるback-venined dikeや後期岩脈などは南北走向の開口割れ目を充填している(第14図)。

その後、地表での火山フロントの背弧側への後退を伴いながら、領家花崗岩類の分布域北側の山陽帯に火山一深成岩体である広島花崗岩に対比される小豆島花崗岩体が浅所貫入し、周囲の堆積岩類に接触変成を与えながら、冷却固結した。この冷却固結した花崗岩体を、南北圧縮応力の下で生じた南北走向の開口割れ目に沿って、安山岩などから成る後期岩脈が注入されたと考えられる。

## 6. 結論

小豆島に分布する領家花崗岩類一山陽花崗岩類と、同時期に活動した苦鉄質岩の産状と岩石化学を検討し、相伴う花崗岩類と苦鉄質岩との関係を明らかにするとともに、それらの形成発達史を検討した。

- (1) 小豆島の白亜紀花崗岩体に伴う苦鉄質岩の組成は、カルクアルカリ系列に属する高アルミナ玄武岩質の含水無斑晶質玄武岩~玄武岩質安山岩である。この高アルミナ玄武岩質マグマは、enriched source componentと、subduction zone componentの両者を含み、大陸地殻や、大陸リソスフェアとの相互反応を経験した典型的な活動的大陸縁で活動したマグマの特徴を持つ。
- (2) 小豆島に産する苦鉄質岩は、MME,同時性岩脈,後期岩脈に大別できる。さらに、同時性岩脈はenclave dike, disrupted dike, back-veined dike, composite dikeに分類される。
- (3) 苦鉄質岩脈の産状の多様性は、固結度(固体/液体比)が変化する低温の花崗岩質マグマに、高温の苦鉄質マグマが繰り返し貫入したことによって生じた

ものである。同時性岩脈の形態進化は、周囲の花崗岩の冷却固結の早い段階で形成されたものほど、マグマ混合を伴うMME化が進行し、ホスト花崗岩の冷却固結が進行するに伴い、enclave dike, disrupted dike, back-veined dike, そして後期岩脈へと苦鉄質岩の破断の程度が弱いものへと変化している。

- (4) 西南日本白亜紀の大規模花崗岩体の活動は、同じ沈み込み帯火成活動の産物である東北日本弧、後期新生代での火成活動と類似性があることを指摘した。そのような観点から、領家リフト系の活動に始まる西南日本白亜紀花崗岩類とそれに伴う苦鉄質岩の形成発達史を論じた。

### 謝辞

本研究にあたり、筆者の一人(S.A)は、村田守 鳴門教育大学名誉教授に、蛍光X線分析装置の使用にあたりご協力を頂きました。太田岳洋 山口大学大学院創成科学研究科教授には、火山岩のマグマ混合や噴火プロセスについて議論を頂きました。東北大学大学院理学研究科地学専攻地球物質科学科・島弧マグマ学研究室(当時)の皆様には、様々なご助言を頂きました。また本論文は、高嶋礼詩東北大学総合学術博物館長、木村純一氏、匿名の査読者らのコメントによって改善されました。これらの方々には厚く感謝致します。

### 参考文献

- Acocella, V., Yoshida, T., Yamada, R. and Funicello, F., 2008. Structural control on late Miocene to Quaternary volcanism in the NE Honshu arc, Japan. *Tectonics*, **27**, TC5008.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. and Eggins, S., 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 417-430.
- Dider, J. and Barbarin, B., 1991. The different type of enclaves in granites: Nomenclature. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves in Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 272-291.
- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J. and Bachmann, O., 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, **41**, 759-762.
- Hayashi, T., 1995. Geological and petrological studies on the Hiroshima granite in the Togouchi-Yuu-Takehara district, Southwest Japan. *Bull. Fac. Sch. Educ. Hiroshima Univ.*, **17**, 95-150.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 158-170.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves in Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431-444.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey, 587p.
- 東元定雄・瀧木輝一・原郁夫・佃栄吉・中島隆, 1983. 岩国地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 79p.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalt: new constraints on mantle evolution. *Earth. Planet. Sci. Let.*, **79**, 33-45.
- 飯泉滋・沢田順弘・先山徹・今岡照喜, 1985. 中国・四国地方の白亜紀-古第三紀火成活動-火成岩類の対比を中心として-. *地球科学*, **39**, 372-384.
- 飯泉滋・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和, 1990. 領家帯塩基性岩類の成因. *月刊地球*, **12**, 424-429.
- Ikeda, T., 2004. Pressure - temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in the Yanai district, SW Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 577-589.
- 今岡照喜・大平武・沢田順弘・板谷徹丸, 1994. 中国・四国地方における白亜紀~第三紀火成岩類の放射年代. *岡山理科大学自然科学研究所研究報告*, no. 20, 3-57.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Jour. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Ishihara, S., 1971. Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441-452.
- Ishihara, S., 1979. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509-523.
- Ishihara, S., Yoshikura, S., Sato, H., Satake, Y. and Atsuta, S., 2003. Ilmenite-series pink and gray granitoids and felsic/mafic magma interaction across the late Cretaceous Inner Zone batholith of SW Japan. *Interim-Report*, **28**, 41-60. Geological Survey of Japan, AIST.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., 2009. Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**, 124-134.
- Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T., 1988. Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene Igneous activity in space and time. *Geochem. Jour.*, **22**, 69-79.
- Kennedy, W.Q., 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. *Amer. Jour. Sci.*, **25**, 239-256.
- Kersting, A.B. and Arculus, R.J., 1994. Klyuchevskoy Volcano, Russia: The Role of High-Flux Recharged, Tapped, and Fractionated Magma Chamber(s) in the Genesis of High-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from High-MgO Basalt. *Jour.*

- Petrol.*, **35**, 1, 1-41.
- Kimura, J.-I. and Yoshida, T., 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Jour. Petrol.*, **47**, 2185-2232.
- Kuno, H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37-76.
- Kuno, H., 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds.), "Basalts, Vol. II", 624-688, Wiley Intersciences.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井豊・山田哲雄・吉田勝, 1979. 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, **17**, 47-68.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 236p.
- Marsh, B.D., 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Min. Mag.*, **60**, 5-40.
- Marsh, B.D., 2002. On bimodal differentiation by solidification front instability in basaltic magmas, Part 1: Basic mechanics. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, **66**, 2211-2229.
- Miller, C.F. and Wark, D.A., 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions, *Elements*, **4**, 11-16.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts, *Jour. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- Miyazaki, K., 2004. Low-P-High-T metamorphism and the role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **22**, 793-809.
- Murakami, N., 1974. Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, **8**, 139-151.
- 村田守, 1993. 蛍光 X 線分析法による韓国岩石標準試料の主成分および微量成分の分析. 鳴門教育大学研究紀要, **8**, 37-50.
- 中川光弘, 2008. マグマ供給系. 下鶴大輔・荒巻重雄・井田喜明 (編), 「火山の事典 (第 2 版)」, 182-190, 朝倉書店.
- Nakajima, T., 1994. The Ryoke plutonometamorphic belt: crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin. *Lithos.*, **33**, 51-66.
- Nakajima, T., 1996. Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming process in the eastern Eurasian margin. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **87**, 183-191.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K., 2004. Mafic rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke / San-yo granitic magma genesis. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **95**, 249-263.
- Nakajima, T., Takahashi, M., Imaoka, T. and Shimura, T., 2016. Granitic rocks. In: Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W. (2016) (eds.), "The Geology of Japan", *Geol. Soc. London*, 251-272.
- 西村光史, 2014. 共存する 2 種のマグマ間の結晶移動による微量元素組成変化モデル. 東洋大学紀要, 自然科学篇, **58**, 47-56.
- 西村光史, 2021. 成層マグマ溜まりにおける結晶沈降のモデル化. 東洋大学紀要, 自然科学篇, **65**, 41-52.
- 西村光史・柴田知之・吉倉紳一・芳川雅子・昆慶明・高木哲一, 2014. 小豆島にみられる苦鉄質マグマと花崗岩由来結晶の混合・混交過程: 局所微量元素・同位体分析からの制約. *MAGMA*, **96**, 45-55.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川旭・山元孝広・宮路良典, 2001. 桜井地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 141p.
- 西脇仁・奥平敬元, 2007. 近畿中央部, 初瀬深成複合岩体の位置過程. 地質学雑誌, **113**, 249-265.
- Okudaira, T., 1996. Thermal evolution of the Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: Tectonics and numerical modeling. *The Island Arc*, **5**, 373-385.
- 奥平敬元, 1998. 花崗岩質マグマの貫入テクトニクス. 月刊地球, **20**, 120-124.
- Okudaira, T., Hara, I. and Takeshita, T., 1993. Emplacement of the older Ryoke granites in the Yanai district, southwest Japan, with special reference to extensional deformation in the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **10**, 357-366.
- Okudaira, T., Kawakami, T., Ikeda, T. and Skrzypek, E., 2024. Inside the Ryoke magmatic arc: crustal deformation, high-T metamorphism, and magmatic pulses. *Elements*, **20**, 96-102.
- Okudaira, T., Yuhara, M., Ikeda, T. and Nakajima, T., 2003. Mid-Cretaceous plutono-metamorphic complex of the Ryoke and San-yo zones in the Iwakuni-Yanai district, SW Japan. Hutton Symposium V, Field Guidebook, *Geol. Surv. Japan, Interrim-Report*, **28**, 23-40.
- Omuraeva, A.M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T., 2012. Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, **518-521**, 93-105.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. and Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano?. *Nature*, **356**, 426-428.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich: Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, **25**, 956-983.
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the

- evolution of the continents. *Jour. Petrol.*, **46**, 921-944.
- Powers, H.A., 1932. The lavas of the Modoc Lava-Bed quadrangle, California. *Am. Min.*, **17**, 253-294.
- 沢田順弘, 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**, 30-35.
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993a. Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 143-166
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993b. Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low-MgO high-alumina basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 167-184.
- Sisson, T.W., Grove, T.L. and Coleman, D.S., 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**, 81-108.
- 田結庄良昭・飯泉滋・加々美寛雄・端山好和, 1989. 近畿—瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. *地球科学*, **43**, 16-27.
- Taira, A., 2001. Tectonic evolution of the Japanese island arc system. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 109-134.
- 高橋正樹, 1995. 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. *火山*, **40**, 33-42.
- 高橋正樹, 2025. 超巨大噴火の地球科学—大量珪長質マグマの成因とマグマシステム. 東京大学出版会. 383p
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite series / Ilmenite-series vs. I-type / S-type granitoids. *Mining Geol. Spec. Issue*, **8**, 13-28.
- 高見美智夫, 2000. K-Ar年代に基づく弱変成付加体の年代学—西南日本におけるジュラ紀—白亜紀初頭付加体の例—. *地質学論集*, **55**, 27-41.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸, 1990. 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加コンプレックス(玖珂層群)の原岩形成年代と変成年代. *地質学雑誌*, **96**, 669-681.
- Takeuchi, S. and Nakamura, M., 2001. Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: Evolution from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bull. Volcanol.*, **63**, 365-376.
- 巽好幸, 1983. 小豆島の火山地質—瀬戸内火山岩類の噴出環境—. *地質学雑誌*, **89**, 693-706.
- 巽好幸・横山卓生, 1978. 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 1—. *岩鉱*, **73**, 262-266.
- Tilley, C.E., 1950. Some aspects of magma evolution. *Q. Jour. Geol. Soc. London*, **106**, 37-61.
- Turner, S.J. and Langmuir, C.H., 2022. A quantitative framework for global variations in arc geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **584**, 117411.
- 氏家治, 1977. 香川県小豆島産の先新第三紀岩脈岩 8 個の化学組成. *地調月報*, **28**, 561-567.
- 氏家治, 1978. 香川県白鳥町付近の岩脈群の多様性. *地調月報*, **29**, 85-97.
- Uto, K., 1986. Variation of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in late Cenozoic Japanese basalts: a re-examination of Kuno's high-alumina basalt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 397-411.
- Wiebe, R.A., Smith, D., Sturm, M., King, E.M. and Seskler, M.S., 1997. Enclaves in the Cadillac Mountain granite (coastal Maine): Samples of hybrid magma from the base of the chamber. *Jour. Petrol.*, **38**, 393-423.
- 山本慎一・今岡照喜・金丸龍夫・田結庄良昭, 2006. 山口県中南部, 白亜紀防府花崗岩バソリスの岩石学的特徴と帯磁率異方性: 貫入・定置機構の解明に向けて. *地球科学*, **60**, 415-429.
- Yamamoto, T., 2003. Lithofacies and eruption ages of Late Cretaceous caldera volcanoes in the Himeji-Yamasaki district, southwest Japan: Implications for ancient large-scale felsic arc volcanism. *The Island Arc*, **12**, 294-309.
- Yoder, H.S. Jr. and Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, **3**, 342-532.
- 横山俊治, 1979. 瀬戸内海地域の岩脈群の分布様式. *地質学論集*, **17**, 295-302.
- Yokoyama, S., 1983. Late Mesozoic to Early Tertiary Basic-Acid Dyke Swarms in the Chugoku-Setouchi District, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, **8**, 165-189.
- 横山俊治, 1984. 西南日本内帯の後期中生代岩脈群の地質学的・岩石学的研究. 広島大学地学研究報告, **24**, 1-63.
- 横山俊治, 2009. 白亜紀—古第三紀の火成活動、領家帯. 日本地方地質誌 6「中国地方」(2009), 250-258, 日本地質学会編, 朝倉書店.
- 横山俊治・原郁夫, 1981. 岩脈群による西南日本の後期中生代造構応力場の解析. 構造総研連絡誌「中生代造構作用の研究」, **3**, 149-163.
- 吉倉紳一, 1997. 四国領家帯の塩基性岩と花崗岩類. 地学団体研究会第 51 回総会シンポジウム要旨, 66-69.
- 吉倉紳一・熱田真一, 2000. 花崗岩体に記録されたマグマ混交混合現象. *地球*, 号外. 花崗岩研究の最前線—花崗岩成因論の新地平をめざして—, **30**, 140-145, 海洋出版.
- 吉倉紳一・熱田真一・山本哲也・山本隆広・村井政徳・島田和明・山本定雄, 1999. 花崗岩—苦鉄質マグマ同時共存の広域的証拠と苦鉄質岩の岩石化学的特徴. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 232.
- 吉田武義・相澤幸治・長橋良隆・佐藤比呂志・大口健志・木村純一・大平寛人, 1999. 東北本州弧、島弧火山活動期の地史と後期新生代カルデラ群の形成. *月刊地球*, 号外, **27**, 123-129.
- Yoshida, T., Kimura, J.-I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O.D.A., Kudo, T., Shibazaki, B., Tanaka, A. and Imaizumi, T., 2013. Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust-mantle structure in the NE Japan Arc. In: Gomez-Tuena, A., Straub, S.M. and Zellmer, G.F. (eds.), *Orogenic Andesites and Crustal Growth. Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, **385**, doi: 10.1144/SP385.15.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦, 2017. 火山学. 392p. 共立出版.
- 吉田武義・高嶋礼詩・工藤健・プリマ オキ ディッキ, A.・前田純伶・吉田圭佑・岡田知己・三浦哲・高橋友啓・長橋良隆・片岡香子, 2020. 東北日本弧における後期新生代の火成活動と地殻構造—内陸地震活動の背景—. *地質学雑誌*, **129**, 529-563.

