火山－深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状貫入岩：紀伊半島，尾鷲－熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質

A ring dike and a subhorizontal sheet intrusion in a volcano-plutonic complex: geology of the Kumano Acidic Rocks in the Owase-Kumano area, Kii Peninsula, Japan

Abstract

We have investigated the geology of the Kumano Acidic Rocks (KARs), a major Miocene volcano-plutonic complex in Japan, and in this paper we present a geologic map, geologic profiles, and lithologic and structural descriptions of the KARs in the Owase-Kumano area. The KARs in the mapped area consist of rhyolite lavas (the Konogi Rhyolite), rhyolitic pyroclastics occurring as both ash-flow deposits (the Owase-Shirahama Pyroclastic Rocks) and pyroclastic vent fills, granite porphyry intrusions (the Kumano Granite Porphyry) penetrating the rhyolite and the pyroclastics, and a stock of fine-grained granite (the Fudodani Granite) that intrudes the granite porphyry. Among them, the Kumano Granite Porphyry, comprising most of the KARs, occurs as a ring dike and a subhorizontal sheet intrusion. The ring dike, some 2 km or less wide and approximately 10 × 15 km in size, is found at the northern end of the mapped area. The subhorizontal sheet intrusion approximately 1 km or more in the maximum thickness, the eastern half of which is hidden in the sea. The roof of the sheet intrusion is observed in the northwestern part of the mapped area. Detailed mapping reveals a cauldron structure and indicates that a part of the sheet intrusion branches off from the ring dike at depth. Our observations argue against the previous interpretation that the Kumano Granite Porphyry formed as a gigantic lava lake body, instead we suggest a new view in which voluminous magma intrusions in the form of a ring dike-subhorizontal sheet interconnection are likely to be an intriguing feature of the volcano-plutonic complex at depth.

Key words: cauldron, Kii Peninsula, Kumano Acidic Rocks, Kumano Granite Porphyry, Miocene, volcanic geology, volcano-plutonic complex

川上 裕*† 星 博幸**

Yuu Kawakami ** and Hiroyuki Hoshi **

2006年5月8日受付.

2007年3月27日受理.

* 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻

Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan

** 愛知教育大学理科教育講座地学領域
Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya, Aichi 448-8542, Japan

† 現所属: (独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構
Present address: Japan Oil, Gas and Metals National Corporation, 1310 Omiya-cho, Saiwai-ku, Kawasaki, Kanagawa 212-8554, Japan

Corresponding author: Y. Kawakami,
kawakami-yuu@jogmec.go.jp

はじめに

熊野酸性火成岩類（以下、熊野酸性岩と略称）は、現存する体積が約 300 km³（荒牧・羽田, 1965）に達する大規模な珪長質火山－深成複合岩体である（Fig. 1）。熊野酸性岩は下位から神ノ木流紋岩、流紋岩質凝灰岩類、花崗斑岩の3岩相からなり、花崗斑岩が熊野酸性岩の分布面積の約 85 % を占める（荒牧・羽田, 1965）。花崗斑岩は大きく北岩体と南岩体に区分される（荒牧・羽田, 1965）。神ノ木流紋岩は北岩体と南岩体の中間部にまとまって分布し、凝灰岩類は主に花崗斑岩の周辺部に露出している。南岩体の南方の和歌山県串本町～古座川町付近には、凝灰岩と花崗斑岩からなる弧状岩脈（古座川弧状岩脈: 立石ほか, 1979）があり、これも熊野酸性岩の一員と考えられている。熊野酸性岩では多くの年代学的研究が行われており、形成年代は中中新世の 15 ～ 14 Ma 頃と考えられている（角井ほか, 1998; 岩野ほか, 2007）。

熊野酸性岩は侵食によって火山体の深部が露出しているた

め、大崩山火山－深成複合岩体（Aramaki et al., 1977; Takahashi, 1986）や石鎚コールドロン（Yoshida, 1984; 吉田ほか, 1993）などと同様、火山－深成複合岩体の形成を理解するための絶好のフィールドである。熊野酸性岩の形成過程については荒牧重雄と三浦大助がモデルを提案している。荒牧（1965）と Aramaki et al.（1977）は、主に南岩体周辺とその周辺の地質観察から熊野酸性岩の形成過程を以下のように考えた。まず神ノ木流紋岩の噴出が起こり、短い侵食間隙のあと、じょうご型の割れ目を伴って大量の火山灰が噴出した。その後花崗斑岩が火山灰の噴出火道を満たすように貫入し、南と北に2つの巨大な溶岩湖を形成した。荒牧（1965）の解釈では花崗斑岩の一部は地表に噴出した溶岩流ということになる。一方、Miura（1999）は南岩体周縁に弧状の断層の存在を明らかにし、古座川弧状岩脈を含む地域が蝶番型（trap-door）の陥没カルデラであると主張した。Miura（1999）はこの陥没カルデラ（コールドロン）を熊野カルデラと命名した。Miura（1999）のモデルにおいて、花

崗斑岩南岩体は陥没部を埋積した凝灰岩中にラコリス状に浅所貫入した岩体であると解釈された。

Fig. 1. Geological map of igneous rocks of the southeastern Kii peninsula, compiled from Aramaki and Hada (1965), Ministry of International Trade and Industry (1989), Tokuoka et al. (1982), Miura (1999), and our own results. The Itaya Fault and Kozagawa Dike enclose the ancient Kumano caldera (Miura, 1999), corresponding to the southern field of the Kumano Acidic Rocks. Our research concentrates on the northern field of the Kumano Acidic Rocks.

南岩体とは対照的に、北岩体とその周辺に注目した地質学的研究は少ない。北岩体とその周辺の岩相分布の概要を示した報告は数例あるが(飯塚, 1932; 荒木ほか, 1959; Aramaki et al., 1977; 笹田, 1980), 研究者により分布が大きく異なっている。特に北縁部(三重県尾鷲市周辺)に関する研究者間の相違が大きい。岩体の形成過程を考察する上で花崗斑岩の産状や定置様式が重要な鍵となるが、それらを解明するためには北岩体全域での詳細な野外観察とマッピングが不可欠である。そこで筆者らは花崗斑岩北岩体の産状と定置様式の解明を主目的として、北岩体とその周辺(尾鷲-熊野地域)の地質図を作成した。その結果、北岩体の一部が環状岩脈やシート状貫入岩として産することが新たに判明したので、その根拠となる産状記載を中心に報告する。

地 質 概 説

本研究の調査地域は、三重県尾鷲市から熊野市に至る約 20×35 km の範囲である (Fig. 1)。調査地域の層序を Fig. 2 に、地質図を Fig. 3 に示す。調査地域の層序は下位から先中新統四万十累層群(付加体)、下部~中部中新統熊野層群(棚井・水野, 1954) および尾鷲層群 (Araki, 1958; 荒木ほか, 1959; Honda, 1992)、中部中新統熊野酸性岩である。

調査地域の四万十累層群は音無川層群と日高川層群である(山下ほか, 1988)。調査地域の両層群は主に砂岩と泥岩、およびそれらの互層からなる。調査地域において前者から暁新世~前期始新世、後期から後期白亜紀の放散虫化石が報告されている(中屋・はてなし団体研究グループ, 1987; 田邊・狩野, 1994)。

熊野層群は熊野市付近から和歌山県串本町付近まで南北に長く分布する海成層である。調査地域には大沼層と小口層が分布し (Chijiwa and Tomita, 1985), 主に礫岩, 砂岩, 塊状泥岩とそれらの互層からなる。本地域では多くの層準で層理や葉理が発達する。層厚は紀伊半島南端部で約 4000 m に

System/
Series

Lithostratigraphy and lithology (max. thickness)

Fig. 2. Lithostratigraphy and lithology of Miocene rocks in the study area after Kawakami et al. (in press).

Fig. 3. Geological map and cross sections of the study area.

達するが (Hisatomi, 1984), 調査地域では最大約 740 m である。調査地域南方に分布する本層群からは、浮遊性有孔虫化石層序 (Blow, 1969) の Zone N8 上部から N9 下部を示す有孔虫化石が産出する (Saito, 1963; 西村・三宅, 1973; 池辺ほか, 1975)。また本層群は一部で潮岬火成複合岩類の火砕岩 (フィッシュン・トラック年代は約 15 Ma: 星ほか, 2003) と指交関係にある (三宅, 1981)。本層群は四万十累層群を不整合に覆う。

尾鷲層群 (Araki, 1958) は尾鷲市周辺に分布し、熊野層

群と同様の海成中新統である。本層群は下位より大曾根層、行野浦層、瀬元鼻層の 3 層からなり (Honda, 1992), 四万十累層群を不整合に覆う。本層群の最大層厚は約 370 m である。行野浦層から産出する軟体動物化石の内容から、本層群は熊野層群下部に対比されと考えられている (荒木ほか, 1959; Honda, 1992)。

熊野酸性岩の南部と神ノ木流紋岩の地質は、荒牧・羽田 (1965), 荒牧 (1965), Miura (1999) によって詳細な調査が行われている。Miura (1999) は特に古座川弧状岩脈の産

Fig. 4. Representative columnar section through Owase-Shirahama Pyroclastic Rocks, modified from Kawakami et al. (in press).

状について詳しく記載した。北岩体とその周辺の地質については飯塚 (1932), 荒木ほか (1959), 笹田 (1980) の報告がある。皆川・吉田 (2001) は北岩体の岩石学的性質について報告している。荒牧 (1967) は花崗斑岩の石基粒度的変化や斑晶鉱物組み合わせ等を記載している。新正ほか (2002) にも、熊野酸性岩のうち花崗斑岩の主成分元素組成と微量元素組成の報告がある。熊野酸性岩の岩石物理的性質 (帯磁率, 密度, 超音波速度) については田中・金谷 (1987) が, 古地磁気方位については田上 (1982), 星 (2002), 星ほか (2004) が報告している。古地磁気方位の類似性に基づき, 南岩体と北岩体の同時発生が指摘されている (星ほか, 2004)。熊野酸性岩の放射年代は Hirooka and Kawai (1967), Shibata and Nozawa (1967), 田上 (1982), 通商産業省資源エネルギー庁 (1989), Hasebe et al. (1993), 角井ほか (1998), 岩野ほか (2007) に報告があり, 13 ~ 15 Ma 前後の年代値が得られている。角井ほか (1998) は熊野酸性岩の活動が数 10 万年以内の短期間で完了したと主張した。また最近 Miura (2005) は熊野カルデラにおいて応力状態とカル

デラ形成の関係について論じている。

調査地域 (尾鷲-熊野地域) に分布する熊野酸性岩は, 層序の下位から神ノ木流紋岩 (荒牧・羽田, 1965), 流紋岩質火砕岩類, 熊野花崗斑岩 (Kawakami et al., in press), 不動谷花崗岩 (Kawakami et al., in press) からなる (Fig. 2)。

神ノ木流紋岩は乾陸上を流れた溶岩流と考えられ (荒牧, 1965), 熊野層群を不整合に覆う。本流紋岩は大部分が石質石基をもつ黒雲母流紋岩からなるが, 一部でガラス質石基をもち松脂岩様光沢を示す。本流紋岩には流理構造や柱状節理が発達する。本流紋岩とその他の地層の境界はほぼ等高線に沿っていることが多く, 本流紋岩が平坦な上面と下面を持っていることを示している (Fig. 3 の E-G 断面)。

流紋岩質火砕岩類は火砕流堆積物として定置したものと貫入したものの 2 タイプに分けられる。本論文では前者を尾鷲白浜火砕岩類 (新称), 後者を貫入性火砕岩と呼ぶ。尾鷲白浜火砕岩類の模式地は, 三重県尾鷲市元生野南方 1.5 km 以南に位置する通称「白浜海岸」沿いである。本火砕岩類の名称に模式地周辺には適当地名がないため, 通称「白浜」の名称を用い, さらに和歌山県白浜町との混同を避けるため, 尾鷲白浜火砕岩類とした。本論文は花崗斑岩の産状記載を主題としたため, 尾鷲白浜火砕岩類の詳細な記載は別稿 (Kawakami et al., in press) に譲り, 以下ではその概要を示す。

尾鷲白浜火砕岩類は四万十累層群, 尾鷲層群, 熊野層群, 神ノ木流紋岩を不整合に覆う。本火砕岩類の模式柱状図を Fig. 4 に示す。本火砕岩類の最大層厚は約 400 m である。本火砕岩類は, 少なくとも 2 枚 (FU1 および FU2) のフローユニットから構成される。FU1 は最大層厚が約 10 m で, 調査地域の南部で顕著に観察される。本火砕岩類は主にフィアメを特徴的に含む溶結凝灰岩と結晶片を多く含む結晶質粗粒凝灰岩からなる。溶結凝灰岩は鏡下で顕著なユータキシティック組織を示す。溶結凝灰岩は下部に比較的顕著に見られ, 上部に行くにつれ結晶の多い結晶質凝灰岩に漸移する。本火砕岩類の下部には降下火山灰層や, 火砕サージ堆積物と判断される葉理の発達した凝灰岩も見られ, 長径 5 m 以上の堆積岩の巨礫が含まれるところもある。また本火砕岩類の上部には, 脱ガスに伴って形成された偏析パイプ (Gas segregation pipes; 例えば Walker, 1972) が観察される。本火砕岩類は熊野花崗斑岩の縁に沿うように分布し, 一部で熊野花崗斑岩の天井を形成する (Fig. 3 の C-D 断面)。

貫入性火砕岩は主に異質岩片を多く含む火山礫凝灰岩からなる。貫入性火砕岩は四万十累層群, 尾鷲層群, 熊野層群に貫入し, 後述するように熊野花崗斑岩に貫入される。貫入性火砕岩は幅数 10 cm ~ 10 m 程度の小規模な岩脈として産するほか, 熊野花崗斑岩とその他の地層の接触面付近にみられる。荒牧・羽田 (1965) は熊野酸性岩に見られる凝灰岩類を, 層理が明瞭で軽石の小レンズを含む凝灰岩 (軽石凝灰岩) と層理の不明瞭な凝灰岩に大別した。そのうち軽石凝灰岩は筆者らの尾鷲白浜火砕岩類の溶結部や火砕サージ堆積物に, 層理の不明瞭な凝灰岩は貫入性火砕岩が尾鷲白浜火砕岩類の結晶質な部分にそれぞれ相当すると思われる。また Aramaki

Fig. 5. Geologic structural data.

et al. (1977) の welded tuff および Miura (1999) の ash-flow tuff は本論の尾鷲白浜火砕岩類に相当するものである。

熊野花崗斑岩は大部分が斑状組織を示す花崗斑岩からなるが、その他の地層との境界付近では細粒な微晶質～隠微晶質石基を持つ部分がある。本花崗斑岩の詳細については後述する。

不動谷花崗岩は尾鷲市北西の不動谷付近（模式地）で約 1.5×2 km の岩株状に分布する細粒黒雲母花崗岩である (Kawakami et al., in press)。この花崗岩は笹田 (1980) により存在が知られていた。本花崗岩は熊野花崗斑岩に貫入する。本花崗岩は平均粒径が約 0.2 mm の等粒状組織を示し、縁辺部に急冷相を持たない。また、本花崗岩の貫入面付近の熊野花崗斑岩の平均粒径は約 0.4 mm である。以上のことは、熊野花崗斑岩の定置後ほとんど時間をおかずに本花崗岩が貫入したことを示す。

調査地域の地質構造を Fig. 5 に示す。四万十累層群の走向は全体的に東-西ないし北東-南西で、 40° 前後で北ないし北西に傾斜する。一部で逆転層や南傾斜が見られるほかは地域的な構造差はあまりない。熊野層群は熊野酸性岩分布域に向かって $10 \sim 60^\circ$ で傾斜している。尾鷲層群も $15 \sim 50^\circ$ の傾斜を示すが、尾鷲湾の南側では南東傾斜、北側では北西傾斜を示し、尾鷲湾を通るほぼ東西の軸を持つ開いた背斜構造が推定される。神ノ木流紋岩においては流理が岩体中心部に向かって緩く ($20 \sim 40^\circ$) 傾いている場合が多いが、揺らぎが激しい所や垂直に近い所もしばしば見られる。柱状節理はほぼ垂直な所が多いが、熊野層群との不整合面付近では熊野層群の構造とほぼ直交する（例えば、熊野市神川町神上付近）。尾鷲白浜火砕岩類には平行葉理やフィアメが平行に配列した溶結構造が見られる。平行葉理は下位にある熊野層群および尾鷲層群の構造とほぼ調和している。溶結構造は局所的に揺らぐ所が多いものの全体的には熊野花崗斑岩の分布域に向かって緩やかに (40° 以下) 傾斜している。また、神ノ木流紋岩の柱状節理が垂直な所では溶結構造は水平に近い。このように、尾鷲層群と熊野層群の層理面、神ノ木流紋岩の底面と上面、および尾鷲白浜火砕岩類の溶結構造は、概ね調和的である。

熊野花崗斑岩

熊野酸性岩の花崗斑岩は荒牧・羽田 (1965) によって北岩体と南岩体に区分されたが、命名規約に準じた定義はなされていなかった。単に花崗斑岩と言うだけでは、それが熊野酸性岩の岩相層序区分 (lithostratigraphic classification) としての花崗斑岩を指すのか、あるいは岩石分類 (petrographic classification) としての花崗斑岩を指すのか曖昧で、文脈で判断せざるを得ないため混乱が生じる恐れがある。そこで本研究では、これまで単に花崗斑岩と呼ばれてきた岩体を熊野花崗斑岩 (Kumano Granite Porphyry) と定義する。模式地は尾鷲市から熊野市へ至る国道 42 号線沿い（北岩体内）とし、副模式地として熊野川下流域（南岩体内）を設定する。熊野花崗斑岩の北岩体と南岩体は、斜長石の化学組成に若干の違いが見られるものの（山下ほか, 2007）、岩相

（後述）はほぼ同じであり、また両者とも S タイプ花崗岩質岩に属し (Takahashi et al., 1980)、 $14 \sim 15$ Ma の放射年代を示し（先述）、古地磁気方位が類似する（先述）など、岩相以外の性質でも多くの共通点がある。熊野花崗斑岩の主な斑晶鉱物のモード組成は、模式地において石英 41 %、斜長石 39 %、カリ長石 13 %、黒雲母 5 %、斜方輝石 2 % であり、副模式地では石英 39 %、斜長石 41 %、カリ長石 11 %、黒雲母 7 %、斜方輝石 2 % であった。また、主な石基鉱物のモード組成は、模式地において石英 36 %、斜長石 15 %、カリ長石 47 %、黒雲母 1 % であり、副模式地では石英 39 %、斜長石 16 %、カリ長石 43 %、黒雲母 2 % であった。

北岩体の分布と岩相を以下に記載する。南岩体の岩相記載は荒牧 (1965)、荒牧・羽田 (1965)、Miura (1999) が詳しいのでそれらを参照されたい。

1. 北岩体の分布

北岩体は大局的に、尾鷲市から熊野市にかけて広く分布し北岩体の主体をなす部分（以下、主体部と記す）と、北縁部で幅 2 km 以下の弧状岩体をなす部分（以下、弧状部と記す）に分けられる (Fig. 3)。弧状部と主体部は北岩体の西部で連結する。弧状部は不動谷付近で二股に分かれる。花崗斑岩は尾鷲湾の佐波留島と桃頭島にも分布し、弧状部の東方延長と考えられる。また花崗斑岩は幅数 10 m 程度の小規模な岩脈としても産する（例えば、尾鷲市西方、不動谷北方、熊野市瀬戸の南方など）。

2. 北岩体の岩相

北岩体の石基細粒部、中粒部、粗粒部の薄片写真を Fig. 6.a, 6.b, 6.c にそれぞれ示す。北岩体は大部分が完晶質で斑状（斑晶量 $30 \sim 60$ vol.% 前後）の花崗斑岩からなる。主な斑晶鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、斜方輝石である。その他に変質鉱物として緑泥石が多くみられる。石英、斜長石、斜方輝石、黒雲母は自形を示し、カリ長石は自形と他形の両方がある。斜長石とカリ長石は累帯構造を示すことが多い。斑晶は破碎された破片状のものが多い。石基鉱物は主に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母である。本岩の石基粒度は他の地層との境界面に近いほど細粒で、境界面からの距離によって約 0.5 mm から約 0.01 mm および隠微晶質まで漸移的に変化する。局所的にほぼ等粒状の花崗岩質な組織を示すところもある（例えば、保色山山麓）。縁辺部の隠微晶質～微晶質な石基を持つ部分は多くの場所で斑晶が少なく（約 20 vol.% 以下）、石英斑岩状～珪長岩状である。また一部で脱ガラス化し微球顆構造を示すところもある。このような石基細粒部は花崗斑岩の急冷相であると判断される。急冷相の幅は約 10 cm $\sim$ 10 m で場所によって大きく変化する。花崗斑岩にはこうした冷却速度の違いによる岩相のバリエーションが観察されたが、本研究でそれ以外に顕著な岩相変化は確認されなかった。

主体部には柱状節理が、弧状部には板状節理がしばしば発達する。柱状節理は多くの場所で垂直か垂直に近い。また急冷相には境界面にほぼ平行な流理構造が見られることがある。

Fig. 6. (a, b, c) Photomicrographs (with crossed polars) of the Kumano Granite Porphyry (KGP). Bt, biotite; Kfs, K-feldspar; Pl, plagioclase; Qz, quartz. (d) Outcrop photograph of the contact between the KGP and hornfelsed mudstone of the Shimanto Supergroup (SS) at locality 42. (e) Outcrop photograph of the contact between the KGP and sediments of the SS at locality 57. A lapilli tuff dike intrudes the sediments, but is in turn cut by the KGP. (f) Boundary between the chilled marginal facies with flow banding of the KGP and mudstone of the SS on a polished specimen from locality 52. (g) Outcrop photograph of the contact between the KGP (columnar jointed) and hornfelsed mudstone of the Owase Group (OG) at locality 55. (h) Sketch of a zigzag contact between the KGP and the rhyolitic pyroclastic deposit at locality 14. The localities are shown in Fig. 5.

Fig. 7. (Left) Outcrop map along the Miyama-Owase route. See Fig. 5 for location. (S1) Intrusive pyroclastics with crossed polars. Kfs, K-feldspar; LF, lithic fragment; Qz, quartz. (S2) Contact between the Kumano Granite Porphyry and the intrusive pyroclastics.

皆川・吉田 (2001) は北岩体の花崗斑岩を石基組織の違いから花崗斑岩と文象斑岩に区別している。前者の石基は等粒状、後者は微文象状組織を示し、両者は互いに漸移する。皆川・吉田 (2001) によると文象斑岩は北岩体の南東部に多い。

3. 北岩体の層位関係

後述するように北岩体は四万十累層群、熊野層群、尾鷲層群、尾鷲白浜火砕岩類、貫入性火砕岩に貫入する。調査地域では北岩体が神ノ木流紋岩に貫入する露頭は見出されなかったが、地下での貫入が推定される (Fig. 3 の E-F 断面)。また、不動谷付近で北方に派生した花崗斑岩は不動谷花崗岩に貫入される。

北岩体とその他の地層の境界

筆者らは北岩体とその他の地層の境界を計 57 地点で確認した。境界確認地点を Fig. 5 に、観察結果を Table 1 に示す。全ての地点で明瞭な岩相境界が確認できた。

境界には大きく次の 2 タイプがある。

- (i) 花崗斑岩とその他の地層が直接する境界。地点 1 ~ 17, 27 ~ 47, 50 ~ 57 で観察され、境界の多くの箇所がこのタイプらしい。
- (ii) 花崗斑岩とその他の地層の間に貫入性火砕岩が産する境界。花崗斑岩と火砕岩は明瞭な境界で接する。火砕岩には砂岩、泥岩、凝灰岩、流紋岩からなる角礫～亜円礫が含まれる。またアメーバ状に引き伸ばされた礫を含むところもある (地点 20)。地点 18 ~ 26, 48, 49, および海山-尾鷲ルート (Fig. 7) で観察され、主体部の北西部や弧状部の一部に集中して見られるようである。

以下では代表的な観察地点をピックアップし、弧状部と主

体部に分けて記載を行う。

1. 弧状部

地点 42 と 57 では花崗斑岩と四万十累層群の境界が確認された。両地点ともタイプ (i) の境界である。地点 42 の境界は明瞭で容易に認識できる (Fig. 6.d)。花崗斑岩の急冷相の幅は約 3.5 m である。本地点の四万十累層群はホルンフェルス化した泥岩からなる。境界面の一般走向/傾斜は $N64^{\circ}E/40^{\circ}N$ である。地点 57 でも境界が明瞭に識別できる (Fig. 6.e)。花崗斑岩急冷相の幅は約 3 m である。本地点では境界付近の四万十累層群 (砂岩泥岩互層) 中に幅数 cm から数 m の火山礫凝灰岩岩脈が貫入している。岩脈には石英と長石の結晶と碎屑岩の角礫が含まれる。この岩脈は花崗斑岩に明瞭な境界をもって切られている。

海山-尾鷲ルートのルートマップを Fig. 7 に示す (位置は Fig. 5 を参照)。本ルートでは四万十累層群、尾鷲白浜火砕岩類、貫入性火砕岩、熊野花崗斑岩が露出しており、境界にはタイプ (i) と (ii) の両者が確認できる。貫入性火砕岩は 1 mm 前後の石英・長石の結晶片を多く含む粗粒凝灰岩からなり、砂岩と泥岩の角礫 (中礫サイズ) を含む。角礫はいびつな形をしたものが多く、凝灰岩が注入している角礫も認められる。また最大 50 cm 程度の流紋岩礫も少量認められる。本ルートの地点 S1 の貫入性火砕岩を鏡下で観察すると、鋭角に破碎された 0.1 mm ~ 1 mm 程度の鉱物とそれらの間を埋める細粒火砕物がみられる (Fig. 7)。一部の鉱物では鉱物中の割れ目が細粒火砕物で充填されている。花崗斑岩は貫入性火砕岩と明瞭な境界で接する。地点 S2 では花崗斑岩は斑晶が 5 vol.% 以下と極めて少なく珪長岩に近い岩相を示す。境界面付近では花崗斑岩にも角礫が含まれるが、その量は隣接する貫入性火砕岩に比べ少なく、大きさも 5 mm 以下の小

Fig. 8. (Left) Outcrop photograph of the boundary between the Kumano Granite Porphyry and the Owase-Shirahama Pyroclastic Rocks at locality 2. (Right) Close-up view of the boundary.

さいものが多い (Fig. 7). 本ルートには尾鷲白浜火砕岩類も見られる. 尾鷲白浜火砕岩類は炭化木片を含み, 花崗斑岩とほぼ垂直な境界で接する.

弧状部の露頭においてタイプ (ii) の境界は海山—尾鷲ルートでしか見出されなかったが, 尾鷲湾の北岸一帯や地点 45 付近で貫入性火砕岩の転石が確認された. したがって弧状部ではタイプ (ii) の境界が他にも存在する可能性がある.

2. 主体部

地点 52 では花崗斑岩と四万十累層群の境界が確認された. 境界付近の花崗斑岩の斑晶量は 10 vol.% 以下である. 花崗斑岩の斑晶は自形のものが多いが, 1 mm 以下の細破片状斑晶も見られる. 境界付近の花崗斑岩には流理が明瞭に見られる. 四万十累層群の泥岩は緻密で強くホルンフェルス化している. 境界部の研磨サンプルを見ると (Fig. 6.f), 四万十累層群の泥岩と花崗斑岩は明瞭な境界で接しており, 両者が混合しているような所はない. 本地点の境界面の構造は, 露頭規模で変化が激しいため測定できなかった.

地点 55 では花崗斑岩と尾鷲層群の境界が確認された (Fig. 6.g). 花崗斑岩の急冷相の幅は約 3 m である. 花崗斑岩には境界面に垂直な柱状節理が発達する. 本地点の尾鷲層群は泥岩からなるが, ホルンフェルス化しており構造は不明瞭である. 境界面の走向/傾斜は $N84^{\circ}E/15^{\circ}S$ である. また境界面から約 5 m 離れた泥岩の平行葉理の走向/傾斜は $N88^{\circ}W/18^{\circ}S$ で, 境界面の構造と似ている.

地点 2 では花崗斑岩と尾鷲白浜火砕岩類の境界が確認された (Fig. 8). 花崗斑岩は境界面から約 20 cm まで急冷相となっている. 花崗斑岩には境界面に垂直な柱状節理が発達する. 境界面付近の尾鷲白浜火砕岩類は結晶質凝灰岩からなる. 結晶質凝灰岩に構造は確認できなかったが, 境界から約 20 m 下位の火砕岩にはほぼ水平な溶結構造が観察された. 岩相境界の研磨サンプルを見ると (Fig. 8 の*印), 斑晶の大きさ, 斑晶量, 色の違いなどから境界が明瞭に認識できる. しかし鏡下では火砕岩と花崗斑岩急冷相はともに隠微晶質の基質および石基を持つため厳密な境界が認識し難い. 斑晶は,

花崗斑岩では比較的大きい (4 ~ 7 mm) ものが多いのに対し, 火砕岩では 1 mm 前後の小さいものが多い. また斑晶の形は, 花崗斑岩は角が取れて丸みを帯びているものが多いのに対し, 火砕岩は角ばった破片状のものが多い. また, 境界付近の花崗斑岩の斑晶にはジグソークラックが入っているものが肉眼で認められる. この地点の境界面の走向/傾斜は $N4^{\circ}E/8^{\circ}E$ で, 見かけ上花崗斑岩が尾鷲白浜火砕岩類を覆っているように見える.

地点 14 でも花崗斑岩と尾鷲白浜火砕岩類の境界がみられた (Fig. 6.h). 花崗斑岩には幅約 3 m の急冷相がみられる. 境界面付近の尾鷲白浜火砕岩類は溶結した粗粒凝灰岩からなる. 境界面の一部では花崗斑岩が尾鷲白浜火砕岩類中に注入するような構造が認められる. 境界面は癒着しており境界に沿って剥れることはない. 境界面は鋸歯状で凹凸があり, 一般走向/傾斜は $N6^{\circ}W/30^{\circ}E$ である. なお境界付近の溶結構造の走向/傾斜は $N11^{\circ}W/60^{\circ}E$ で境界面と斜交する.

地点 21 ではタイプ (ii) の境界が確認された (Fig. 9). この地点では四万十累層群と花崗斑岩の間に幅約 5 m の貫入性火砕岩がみられる. 貫入性火砕岩は四万十累層群の泥岩と不規則な境界で接する. 貫入性火砕岩は 1 mm 前後の石英と長石の結晶をもつ凝灰岩からなり, 砂岩, 泥岩, 細粒凝灰岩の亜円礫~角礫を含む. 礫は 5 cm 以下のものが多い. 礫の中には割れ目に沿って凝灰岩が注入しているものも認められる. 礫の量は四万十累層群との接触面付近で多く (約 65 vol.%), 接触面から 3 m ほど離れると少なくなる (約 35 vol.%). 花崗斑岩は貫入性火砕岩と明瞭な境界で接する. 花崗斑岩には火砕岩との境界から約 3 m まで流理の見られる急冷相が発達する. 急冷相には火砕岩に見られるような礫は確認されなかった. この地点では四万十累層群が熊野花崗斑岩の上に覆い被さるような分布を示し, 同様の分布は地点 19, 20, 22, 23, 26 でも見られた.

3. 境界の構造

花崗斑岩とその他の地層の境界面の構造は弧状部と主体部で大きく異なる (Fig. 5). 弧状部の境界面は 60° 以上の急傾

Fig. 9. Field relationships between the Kumano Granite Porphyry (KGP), a pyroclastic intrusion, and sediments of the Shimanto Supergroup at the roof of the subhorizontal intrusion of the KGP (locality 21), after Kawakami et al. (in press). The Shimanto sediments are intruded by the 5 m-wide pyroclastic intrusion, and the pyroclastic intrusion is in turn cut by the KGP. The pyroclastic intrusion has a rubble concentration zone, containing rubbles of sandstone (ss), mudstone (ms), and fine-grained tuff (ft) and the tuffaceous matrix (mx), as indicated in the circular graphs of lithic composition (closed and open stars denote the rubble concentration zone and the lapilli tuff of the pyroclastic intrusion, respectively). The KGP has a chilled marginal facies in which phenocrysts of quartz (Qz) and feldspars (Fs) are pronounced.

斜を示すところが多い。ただし弧状部の内側の境界面は 30° 前後のやや緩やかな傾斜を示すところがある (地点 29, 41 ~ 43)。また弧状部の境界面は基本的に弧状部の外側に向かって傾斜している。一方、主体部の境界面はほぼ水平か岩体内部に向かって緩やかに (30° 以下) 傾斜しているところが多い。主体部の北西縁では上記のように花崗斑岩の上に四万十累層群が覆い被さるような分布が見られるが (地点 19 ~ 23, 26), 両者の境界面は主体部の外側 (北 ~ 北西) に向かって緩やかに (35° 以下) 傾斜している。

議 論

1. 北岩体の定置様式

従来、熊野花崗斑岩北岩体は南岩体とともに、じょうご型に開いた火道を通して地表に噴出し、巨大な溶岩湖を形成した岩体であると考えられてきた (荒牧, 1965; Aramaki et al., 1977)。しかしこのモデルは主に南岩体の調査結果に基づいたものである。その南岩体では最近、溶岩湖ではなく浅所貫入したラコリス状岩体であるというモデルが提出されている (Miura, 1999)。こうした状況の下、筆者らは北岩体の形成過程を解明すべく上に記載したように北岩体の分布と構造を調査した。その結果、荒牧の見解とは異なる新見解を得るに至った。

まず弧状部の定置様式について考える。弧状部の境界面は多くの観察地点で 60° 以上の急傾斜を示していた (Fig. 5)。また、いくつかの地点で、境界面が他の地層の構造や火砕岩岩脈を切っている様子が観察された (例えば、地点 29, 43, 57)。これらの事実は弧状部が岩脈であることを示す。弧状

部は貫入面の傾斜が基本的に岩脈の外側に向いていることから、環状岩脈であると筆者らは判断する。弧状部の境界面付近に見られる貫入性火砕岩は、弧状部の先駆として貫入した岩体であると考えられる。

次に主体部の定置様式について考察する。以下に列記する観察事実は、従来の溶岩湖説ではうまく説明できないものが多いが、逆に主体部も弧状部と同様貫入岩であると解釈するとすべてうまく説明できる: ①主体部は四万十累層群、尾鷲層群、尾鷲白浜火砕岩類、貫入性火砕岩と明瞭な境界をもって接し、これらの地層との境界付近に急冷縁を伴う; ②主体部は、多くの地点で尾鷲白浜火砕岩類の溶結度や粒度の異なる岩相および構造 (葉理面、フィアメが平行に配列した溶結構造) を切っている (Table 1; 地点 1-15, 53, 56); ③主体部の見かけ直下に降下火山灰が見られない; ④主体部と接する四万十累層群、尾鷲層群、尾鷲白浜火砕岩類に、地表風化の痕跡や古土壌が見られない; ⑤境界面付近の花崗斑岩に自破碎やスパイラクルといった構造が見られない; ⑥一部で花崗斑岩が他の地層に注入するような構造が見られる (例えば、地点 14: Fig. 6.h); ⑦主体部の天井にあたる部分が観察される (例えば、地点 21: Fig. 9)。

荒牧・羽田 (1965) は、南岩体において、見かけ上凝灰岩と漸移関係にある花崗斑岩が多いことを指摘した。しかし、①の事実は、少なくとも調査地域に分布する火砕岩 (尾鷲白浜火砕岩類および貫入性火砕岩) は主体部と漸移関係にないことを示す。熊野花崗斑岩の急冷縁が尾鷲白浜火砕岩類との境界面付近にも観察されることは (例えば、地点 2: Fig. 8), 尾鷲白浜火砕岩類が堆積してある程度冷却された後、主体部が定置したことを示す。②の事実は、主体部が尾鷲白浜火砕岩類の様々な層準を切っていることを示す。③および④の事実から、②の原因を尾鷲白浜火砕岩類が侵食によって削剥を受けたものとするよりも、主体部の貫入によるものとするのが妥当と考える。⑦の事実は、主体部が貫入岩であることを強く示唆するものである。この⑦の天井についてやや詳しく検討する。地点 19 ~ 23 および 26 (いずれも主体部の西部) では見かけ上四万十累層群が熊野花崗斑岩を覆うような状況がみられた。地質断面を描くと、これらの地点付近の主体部は厚さ約 400 m のシート状に貫入しており (Fig. 3 の C-D 断面)、これらの地点はシートの天井 (上面) に当たる。またこれらの地点では、シートの先駆として貫入したと考えられる貫入性火砕岩が見られ (例えば、地点 21: Fig. 9)、花崗斑岩を見かけ上覆う四万十累層群が荒牧 (1965) の主張にあるような溶岩湖に取り込まれた地塊でないことを示している。天井にあたる部分は主体部の西部でしか確認されなかったが、天井が緩やかに主体部の外側に傾いている事実は、主体部全体がかつては四万十累層群や尾鷲白浜火砕岩類からなる天井を持っていた可能性を示唆する。荒牧 (1965) は南岩体において、花崗斑岩の石基が標高が高くなるにつれて細粒になることを示し、平坦な上端冷却面 (荒牧, 1965 の解釈では溶岩湖の表面) が存在したことの根拠の 1 つとした。北岩体では荒牧 (1965) が示したような石基粒度の変化は見出されていない。しかし主体部内部ではほぼ垂直な柱状節理が発

Table 1. Field observations of the margins of the Kumano Granite Porphyry.

Loc.	Granite porphyry *1	Attitude of contact with country rock	Max. width (m)		Country rock		Other description *2
			Chilled margin	PI *2	Lithology *2	Attitude *3	
1	SI	N81°W60°N	1.5	—	OS (C-g CT)	—	Flow banding in chilled margin.
2	SI	N4°E8°S	0.2	—	OS (C-g W CT)	Flat (PL)	Uneven contact plane; columnar jointing in GP.
3	SI	N76°W20°N	1.0	—	OS (C-g CT)	—	—
4	SI	N84°E25°N	0.3	—	OS (C-g CT)	—	Rectilinear and sharp contact.
5	SI	N84°E25°N	0.1	—	OS (C-g CT)	N86°W30°N (PL)	Relatively narrow chilled margin.
6	MD	N86°W60°S	5.0	—	OS (C-g CT)	—	The quantity of phenocryst of the granite porphyry increases suddenly in the place about 10m away from the contact boundary.
7	SI	N81°W67°N	2.0	—	OS (C-g CT)	—	Columnar jointing in GP.
8	SI	N4°E20°S	0.5	—	OS (C-g tuff)	—	—
9	SI	N59°E8°S	1.0	—	OS (C-g W tuff)	N69°E22°S (PL)	—
10	SI	N36°E10°N	1.0	—	OS (C-g CT)	N19°E20°S (PL)	—
11	SI	N34°E15°N	2.0	—	OS (C-g W tuff)	—	Columnar jointing in GP.
12	SI	N44°E25°S	3.5	—	OS (C-g W CT)	—	—
13	SI	N54°E35°N	1.0	—	OS (C-g CT)	N54°E20°N (PL)	Flow banding in chilled margin.
14	SI	N6°W30°N	3.0	—	OS (C-g W tuff)	N11°W60°N (PL)	Saw-toothed contact.
15	SI	N16°W28°N	2.0	—	OS (C-g CT)	N4°E20°N (Lam)	Columnar jointing in GP.
16	SI	N16°W15°N	3.5	—	SS (Mud)	N84°E35°N (BP)	Narrow black glasses in chilled margin.
17	SI	N16°W45°N	1.5	—	SS (Sand & Mud)	—	Rectilinear contact.
18	SI	N89°E35°N	2.0	0.2	SS (Sand & Mud)	—	Mudstone rubbles in PI.
19	SI	N36°W40°N	1.0	0.5	SS (Sand & Mud)	—	—
20	SI	N76°W18°N	3.0	2.5	SS (Sand & Mud)	—	Amoeboid boulders in PI.
21	SI	N76°W20°N	1.0	5.0	SS (Sand & Mud)	—	Many mudstone rubbles (1-5 cm) in PI.
22	SI	N84°E15°S	4.0	1	SS (Sand & Mud)	N6°W35°N (BP)	Thin intrusion of black glass into PI.
23	SI	N56°W25°N	1.0	0.2	SS (Sand & Mud)	N56°W30°N (BP)	—
24	SI	N24°W25°S	2.5	7.0	SS (Sand & Mud)	—	Many rubbles and rounded pebbles in PI.
25	AD	N14°E65°N	2.0	0.5	SS (Sand & Mud)	—	Mudstone rubbles in PI.
26	SI	N21°W20°N	2.0	2.0	SS (Sand & Mud)	—	Many mudstone rubbles in PI.
27	SI	N84°E50°S	2.5	—	OG (Mud)	N20°E35°S (BP)	—
28	AD	N34°E70°N	3.0	—	SS (H Mud)	—	—
29	AD	N6°W°36S	3.0	—	SS (Sand & Mud)	N56°W45°N (BP)	—
30	AD	N56°W80°S	2.0	—	SS (H Mud)	—	—
31	AD	N46°W30°S	2.0	—	SS (H Sand & Mud)	—	Platy jointing in GP.
32	MD	N24°E90°	2.0	—	SS (Sand & Mud)	—	—
33	MD	N74°E80°N	1.5	—	SS (Sand & Mud)	—	—
34	AD	N84°E80°N	2.0	—	SS (H Sand & Mud)	—	—
35	AD	N64°E60°N	7.0	—	SS (H Sand)	—	—
36	AD	N74°E30°N	5.0	—	SS (H Sand & Mud)	—	—
37	AD	N69°E30°N	5.0	—	SS (H Sand & Mud)	—	—
38	AD	N9°E30°N	5.0	—	SS (Mud)	—	—
39	AD	N74°E70°N	4.0	—	SS (H Sand)	—	—
40	AD	N50°E75°N	4.0	—	SS (H Mud)	—	—
41	AD	N66°W40°N	2.0	—	SS (H Mud)	—	—
42	AD	N64°E40°N	2.0	—	SS (H Sand)	—	—
43	AD	N34°E30°N	1.0	—	SS (Sand & Mud)	N78°E70°N (BP)	—
44	AD	N64°E60°N	2.5	—	SS (H Sand)	—	Thin (~1 cm) intrusion of black glass into Sand.
45	AD	N46°W75°N	4.5	—	SS (Sand)	—	—
46	AD	N56°W50°N	3.0	—	OG (Conglomerate)	N84°E30°S (SL)	Curvilinear flow banding in chilled margin.
47	AD	N66°W76°N	2.0	—	OG (Conglomerate)	—	—
48	AD	N66°W85°S	5.0	8.0	SS (Sand & Mud)	—	—
49	MD	N14°E75°N	1.5	0.3	SS (H Sand)	—	Variable thickness of PI.
50	MD	N56°W65°S	3.0	—	SS (H Sand & Mud)	N80°W70°S (BP)	—
51	MD	N6°W70°E	4.0	—	SS (H Mud)	—	—
52	SI	—	>2.0	—	SS (H Mud)	—	—
53	SI	N84°E30°S	3.0	—	PD (C-g W CT)	—	—
54	SI	N86°W20°S	3.0	—	OG (Mud)	—	—
55	SI	N84°E15°S	3.0	—	OG (H Mud)	N88°W20°S (Lam)	Columnar jointing in GP.
56	SI	flat	1.0	—	PD (C-g CT)	—	—
57	AD	N16°W80°E	3.0	—	SS (Sand & Mud)	N25°E55°S (BP)	—

*1 AD, arcuate dike (ring dike); MD, minor dike; SI, subhorizontal sheet intrusion.

*2 C-g, coarse-grained; CT, crystal-rich tuff; GP, granite porphyry; H, Hornfelsed; Mud, mudstone; OG, Owase Group; OS, Owase-Shirahama Pyroclastic Rocks; PI, pyroclastic intrusion; Sand, sandstone; SS, Shimanto Supergroup; W, welded.

*3 BP, bedding plane; Lam, Lamination; PL, pumice lens; SL, sandstone lens.

達し、主体部が上端と下端に水平ないしは水平に近い冷却面を持っていたことが示唆される。また前述のように、今回の露頭調査結果は多くの地点で主体部の境界が 30° 以下の緩やかな傾斜を持つことを明らかにした。したがって、主体部をなす貫入岩は全体がシート状の巨大な貫入岩体である可能性が高い。主体部の南西部では層厚 $50 \sim 100$ mの尾鷲白浜火砕岩類がほぼ途切れなく露出しており、見かけ主体部が尾鷲白浜火砕岩類を被覆しているように見えるが、このことはシート（主体部）が圧密により自身とほぼ等しい比重になった尾鷲白浜火砕岩類の層準に沿って貫入したことを示唆しているのかもしれない。

主体部は弧状部と連結しているため（Fig. 3のC-D断面）、少なくとも主体部の一部は環状岩脈から派生して貫入したと考えられる。さらに、調査地域では幅 100 m程度の花崗斑岩の岩脈が観察された。岩脈は尾鷲市街西方および不動谷北西にみられたほか、熊野市瀬戸付近にも小規模な岩脈が推定された（Fig. 3）。これらの岩脈は 60° 以上の急な貫入面を持ち（Table 1; 6, 32, 33, 49, 50, 51）、一部で弧状部および主体部と連結している。したがって、これらの岩脈も主体部の花崗斑岩の供給火道の一部である可能性がある。主体部の供給火道は他にも海に覆われている東部や、荒牧（1965）が主張するように岩体中央部にも存在する可能性があるが、本研究ではその存在を確認できなかった。

以上の考察から、北岩体の北部は環状岩脈とそこから派生するシート状貫入岩から構成されていると判断できる。北岩体の中央部～南部は、尾鷲白浜火砕岩類等からなるルーフは確認されていないものの、北部のシート状貫入岩の延長であると推定される。したがって北岩体は、荒牧（1965）が主張したような溶岩湖が冷却固結した岩体ではなく、環状岩脈とシート状貫入岩からなる巨大な貫入岩体であると筆者らは考える。シート状貫入岩（主体部）の供給火道として、環状岩脈（弧状部）と小規模な花崗斑岩岩脈が考えられる。

2. 北岩体北部にみられる陥没（コールドロン）構造

調査地域では、直径約 20×30 kmの陥没（コールドロン）構造が見出された。コールドロン構造の詳細についてはKawakami et al. (in press) に示したので、ここではその概要を示し、コールドロンにおける花崗斑岩の位置づけについて述べる。

調査地域北部の地層の分布をみると、尾鷲層群と尾鷲白浜火砕岩類は弧状部の内側にのみ分布し外側には分布していない（Fig. 3）。またFig. 3のA-B断面では、尾鷲市北岸に分布する尾鷲層群が弧状部の外側に連続していない。これらの事実は弧状部に沿って内側が陥没していることを強く示唆する。したがって、弧状部の花崗斑岩はコールドロンの環状断層に沿って貫入した岩体であり、主体部はコールドロンの陥没地塊中にシート状に貫入した岩体であると考えられる。

本地域のコールドロンは、弧状部外側の山頂の標高を考慮すると、弧状部付近において少なくとも 600 m以上の垂直陥没量を持つ。南岩体でも直径 41×23 km、垂直陥没量 $0.7 \sim 1$ kmに及ぶ大型の蝶番型陥没構造が見出されており（Miura, 1999）、熊野酸性岩は複数のコールドロンの集合体

であると考えられる。また最近、熊野酸性岩北方の大台ヶ原山付近にも中期中新世のコールドロン構造が指摘された（佐藤・大和大峯研究グループ, 2006）。紀伊半島中央部～南東部には、中期中新世の $15 \sim 14$ Ma頃に大型のカルデラ火山が複数存在し、後期中新世～鮮新世の東北日本火山弧や第四紀の九州地方と同様のカルデラクラスターを形成していたとみられる。ただしそうした各地域のテクトニックセッティングは大きく異なっていたと考えられ、今後はテクトニクスとカルデラ火山活動との関係を探る必要があるだろう。西南日本の中期中新世カルデラ火山を対象とした三浦・和田（2007）のレビューはそうした試みの一つである。

調査地域で見られた環状岩脈とそこから派生したシート状貫入岩の組み合わせは他のコールドロンでも見出されている。例えば石鎚コールドロンでは、環状岩脈から派生したシート状（逆鍋底状）のマグマがコールドロン内部に貫入するモデルが提唱されている（Yoshida, 1984; 吉田ほか, 1993）。熊野カルデラ（Miura, 1999）およびGrizzly Peak カルデラ（Fridrich et al., 1991）でも、陥没カルデラ内を埋積した火砕流堆積物中にシート状ないしラコリス状のマグマが貫入するモデルが提唱されている。環状岩脈とそこから派生したシート状貫入岩という組み合わせは、火山—深成複合岩体の深部における特徴的な構造であるかもしれない。

結 論

本研究では、熊野酸性岩北部とその周辺地域において詳細な野外地質調査を行った。そして岩相層序学単位としての熊野花崗斑岩を定義し、その北岩体の分布と産状を記載し、さらに定置様式について議論した。結論を以下にまとめる。

- (1) 北岩体は、北部が環状岩脈とシート状貫入岩からなることが明らかとなった。前者は北岩体北縁部で幅 $1 \sim 2$ kmの弧状の環状岩脈として産する。後者は鉛直方向に最大 1 km以上の厚さを持ち、少なくともその一部は環状岩脈から派生して貫入した。北岩体の中央部から南部にかけてもシート状貫入岩の延長であると推定される。
- (2) 弧状部はコールドロンの縁に沿って貫入した岩体で、主体部はコールドロンの陥没地塊中に貫入した岩体であると解釈される。環状岩脈とそこから派生したシート状貫入岩という組み合わせは、火山—深成複合岩体の深部を特徴づける構造である可能性がある。

謝 辞

本論は筆者の一人川上が愛知教育大学在学中に行った卒業研究および修士研究の成果の一部をまとめたものである。東北大学大学院理学研究科の吉田武義氏と皆川 淳氏には現地にて有益な議論をして頂いた。奈良教育大学地学教室の和田 穰隆氏には、火砕岩の産状を理解する上で有益なアドバイスを頂いた。野外調査においては、尾鷲市在住の浜田俊次さん、熊野市教育委員会ならびに森林組合おわせの方々にお世話になった。本研究の調査の一部は名古屋大学21世紀COEプログラム「太陽・地球・生命圏相互作用系の変動学」および文科省科学研究費補助金（14740291）を受けて行われ、前

者では名古屋大学の山口 靖氏にお世話になった。東京大学地震研究所共同研究プログラム (2003-B-03) の援助も授かり、その際東京経済大学の新正裕尚氏にお世話になった。また編集委員の角井朝昭氏、査読者の三宅康幸氏ならびに高橋正樹氏には本稿を改善するにあたり的確なコメントをいただいた。以上の方々ならびに関係機関に深く感謝いたします。

文 献

- Araki, Y., 1958, Notes on the Cenozoic deposits in Owase City, Mie Prefecture, Japan. *Bull. Fac. Agricult., Mie Univ.*, **16**, 191-200.
- 荒木慶雄・赤嶺秀雄・山田 純, 1959, 熊野灘沿岸北部の地質. 熊野灘沿岸国立公園調査報告, **XI**, 19-22.
- 荒牧重雄, 1965, 熊野酸性火成岩類の噴出様式. 地質雑, **71**, 525-540.
- 荒牧重雄, 1967, 熊野酸性岩の花崗斑岩のマグマと斑晶長石の成分. 地質雑, **73**, 181-191.
- 荒牧重雄・羽田 忍, 1965, 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質. 地質雑, **71**, 494-512.
- Aramaki, S., Takahashi, M. and Nozawa, T., 1977, Kumano Acidic Rocks and Okueyama complex: Two examples of the granitic rocks in the outer zone of southwestern Japan. In Yamada, N., ed., *Plutonism in relation to volcanism and metamorphism* (Proc. 7th CPPP meet., IGCP), Toyama, 127-147.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, Vol. 1*, Leiden, 199-422.
- Chijiwa, K. and Tomita, S., 1985, On the Onuma Formation of the Kumano Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D (Earth Planet. Sci.)*, **25**, 319-336.
- Fridrich, C. J., Smith, R. P., DeWitt, E. D. and McKee, E. H., 1991, Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, 1160-1177.
- Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S., 1993, The evidence of along-arc differential uplift of the Shimanto accretionary complex: Fission track thermochronology of the Kumano Acidic Rocks, Southwest Japan. *Tectonophysics*, **224**, 327-335.
- Hirooka, K. and Kawai, N., 1967, Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. 1967 annual progress report of paleogeophysics research in Japan, 69-73.
- Hisatomi, H., 1984, Sedimentary environment and basin analyses of the Miocene Kumano Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral., L*, 1-65.
- Honda, Y., 1992, A Miocene molluscan fauna from the Owase Group, Kii Peninsula, Southwest Honshu. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.19, 413-425.
- 星 博幸, 2002, 熊野酸性火成岩類の古地磁気方位. 地調研報, **53**, 43-50.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹・吉田武義, 2003, 紀伊半島, 潮岬火成複合岩体のフィッション・トラック年代測定. 地質雑, **108**, 139-150.
- 星 博幸・三輪健治・川上 裕, 2004, 古地磁気方位の比較からみた熊野酸性岩類北部と南部及び室生火砕流堆積物の時間関係. 地質雑, **110**, 103-118.
- 飯塚保五郎, 1932, 7万5千分の1地質図幅「尾鷲」. 地質調査所.
- 池辺展生・千地万造・両角芳郎, 1975, 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina* 層準. 大阪市自然史博研報, no.29, 81-89.
- 岩野英樹・檀原 徹・星 博幸・川上 裕・角井朝昭・新正裕尚・和田稷隆, 2007, ジルコンのフィッション・トラック年代と特徴からみた室生火砕流堆積物と熊野酸性岩類の同時性と類似性. 地質雑, **113**, 326-339 (本特集号).
- Kawakami, Y., Hoshi, H. and Yamaguchi, Y., in press, Mechanism of caldera collapse and resurgence: observations from the northern part of the Kumano Acidic Rocks, Kii peninsula, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*
- 皆川 淳・吉田武義, 2001, 熊野酸性岩北岩体花崗斑岩の内部構造から推定される貫入方向と定置様式. 地球惑星関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jn-P012.
- Miura, D., 1999, Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **92**, 271-294.
- Miura, D., 2005, Effects of changing stress states on the development of caldera-bounding faults: Geological evidence from Kumano caldera, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **144**, 89-103.
- 三浦大助・和田稷隆, 2007, 西南日本弧前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山. 地質雑, **113**, 283-295 (本特集号).
- 三宅康幸, 1981, 和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と岩石. 地質雑, **87**, 383-403.
- 中屋志津男・はてなし団体研究グループ, 1987, 三重県御浜町付近の音無川層群の層序. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, 180.
- 西村 昭・三宅康幸, 1973, 熊野層群から *Lepidocyclina*, *Miogypsina* の産出. 四万十地向斜シンポジウム論文集, **2**, 37-38.
- Saito, T., 1963, Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Ser. (Geol.)*, **35**, 123-209.
- 笹田政克, 1980, 熊野酸性火成岩類北岩体の地質. 日本地質学会第 87 年学術大会講演要旨, 234.
- 佐藤隆春・大和太峯研究グループ, 2006, 大峯・大台コールドロンー紀伊山地中央部にみられる弧状および半円形の断層・岩脈群と陥没構造一. 地球科学, **60**, 403-413.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1967, K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **1**, 131-137.
- 新正裕尚・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一, 2002, 室生火砕流堆積物の全岩化学組成: その給源への手掛り. 岩石鉱物科学, **31**, 307-317.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄, 1998, K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質雑, **104**, 387-394.
- 田上高広, 1982, 熊野酸性岩類の古地磁気とフィッション・トラック年代. 大阪微化石研究会誌 (NOM), no.9, 23-32.
- 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.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- 田邊裕高・狩野謙一, 1994, 紀伊半島南東部海山地域の四万十帯上部白垂系. 静岡大地球科学研報, **21**, 1-10.
- 棚井敏雄・水野篤行, 1954, 伊半島南, 熊野炭田付近の地質構造についてー紀伊半島南部の地史学的研究その 1ー. 地質雑, **60**, 28-39.
- 田中信一・金谷 弘, 1987, 熊野酸性岩の 2-3 の物理定数ー密度・帯磁率・超音波速度についてー. 地調月報, **38**, 423-426.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫, 1979, 江住地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 65p.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・鈴木博之・八尾 昭, 1982, 20 万分の 1 地質図幅「田辺」. 地質調査所.
- 通商産業省資源エネルギー庁, 1989, 昭和 63 年度広域地質構造調査報告書「那智地域」, 164p.
- Walker, G. P. L., 1972, Crystal concentration in ignimbrites. *Contrib. Miner. Petrol.* **36**, 135-146.
- 山下 昇・糸野義夫・糸魚川淳二編, 1988, 日本の地質 5「中部地方 II」, 共立出版, 310p.
- 山下 透・檀原 徹・岩野英樹・星 博幸・川上 裕・角井朝昭・新正裕尚・和田稷隆, 2007, 紀伊半島北部の室生火砕流堆積物と周辺に分布する凝灰岩の対比およびそれらの給源: 軽鉱物屈折率を用いたモード分析によるアプローチ. 地質雑, **113**, 340-352. (本特集号)
- Yoshida, T., 1984, Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: formation by ring fracture subsidence. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8502-8510.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦, 1993, 石鏡コールドロンの形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, no.42, 297-349.

(要 旨)

川上 裕・星 博幸, 2007, 火山－深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状貫入岩：紀伊半島, 尾鷲－熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質. 地質雑, **113**, 296－309. (Kawakami Y. and Hoshi H., 2007, A ring dike and a subhorizontal sheet intrusion in a volcano-plutonic complex: geology of the Kumano Acidic Rocks in the Owase-Kumano area, Kii peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 296－309.)

紀伊半島の尾鷲－熊野地域に分布する熊野酸性火成岩類（熊野酸性岩）について詳細な地質調査を実施し、花崗斑岩岩体の産状と定置様式を検討した。調査地の熊野酸性岩は流紋岩溶岩（神ノ木流紋岩）、流紋岩質火砕岩類（火砕流起源と貫入起源）、花崗斑岩（熊野花崗斑岩）、細粒花崗岩（不動谷花崗岩）よりなる。調査地の熊野酸性岩の大部分を占める熊野花崗斑岩は、その一部がコールドロン構造の中で環状岩脈（幅 2 km 以内）とそこから派生するシート状貫入岩（厚さ最大 1 km 以上）として産することが新たに判明した。シート状貫入岩の天井を調査地北西部の複数の地点で確認した。熊野花崗斑岩は従来言われてきたような溶岩湖が冷却固結した岩体ではなく、巨大な貫入岩体である可能性が高い。環状岩脈とそこから派生したシート状貫入岩という組み合わせは、火山－深成複合岩体の深部における特徴的な構造である可能性がある。