

広帯域 MT 法による紀伊半島の 中新世珪長質火成岩体の深部構造

梅田 浩司*・上原大二郎*・小川 康雄**・工藤 健*・角田 地文*

(2003年5月12日受付, 2003年10月21日受理)

Deep Structure of the Miocene Igneous Complex in the Kii Peninsula, Southwest Japan, Inferred from Wide-band Magnetotelluric Soundings

Koji UMEDA*, Daijiro UEHARA*, Yasuo OGAWA**,
Takeshi KUDO* and Chifumi KAKUTA*

Miocene igneous complexes in the Outer Zone of Southwest Japan intruded into the Shimanto accretionary prism of Cretaceous to Tertiary age, in association with tectonic events such as the opening of the Japan Sea and beginning of the subduction of the Shikoku Basin beneath the southwest Japan arc. A wide-band magnetotelluric survey was carried out in order to image the deep structure of the Kumano Acidic Rocks and the Omine Granitic Rocks which are large igneous complexes of Middle Miocene age in the Kii peninsula. The electrical resistivity structure of the area down to 30 km was estimated from the two dimensional inversion for the TM mode data. The electrical resistivity structure comprises a resistive layer of about 5 km thickness in the uppermost part of crust, a conductive layer at depths of 8–15 km beneath the Cretaceous sedimentary terrane, and a highly resistive body extended to the depth of about 20 km beneath the Miocene igneous complexes. Location and geometry of the highly resistive body are likely to indicate that the Kumano Acidic Rocks and the Omine Granitic Rocks are connected together in deeper subsurface. K-Ar and FT ages, geochemical compositions and other geophysical data support that the resistive body is composed of several fossil magma reservoirs in relation to the Kumano Acidic Rocks and the Omine Granitic Rocks.

Key words: wide-band magnetotelluric survey, Kii peninsula, Kumano Acidic Rocks, Omine Granitic Rocks, fossil magma reservoir

1. はじめに

西南日本外帯には外帯酸性岩類 (Shibata, 1962) と称される中期中新世に活動した珪長質の火成岩体が広く分布する。また、その背弧側には高マグネシウム安山岩を含む瀬戸内火山岩類 (Morimoto *et al.*, 1957; 中田・高橋, 1979) が産する。これらの火成活動は、中期中新世の日本海の拡大およびそれに伴う西南日本ブロックの時

計回りの回転、四国海盆の沈み込みといったテクトニクなイベントとほぼ同時期に生じたと考えられている (例えば、高橋, 1980; Shinjoe, 1997)。

紀伊半島には、主に先新第三系の四万十累層群および新第三系の熊野層群等が広く分布し、それらを基盤として熊野酸性火成岩類 (荒牧・羽田, 1965)、大峯花崗岩類 (Kawasaki, 1980; 村田, 1982; 志井田・他, 1989) など、あわせて数百 km³ を超える外帯酸性岩類が存在する。両岩体は近接し、北北東-南南西方向に平行に伸長した分布を示す。また、両岩体の活動時期はともに 14~15 Ma と推定されていること (角井・他, 1998; Sumii and Shinjoe, 2003)、チタン鉄鉱系列の花崗岩に属すること (諏訪・他, 1989) など、多くの共通点を有しており、両岩体は成因的にも密接に関係していると考えられる。

一方、これらの火成岩体の深部構造を明らかにすることは、西南日本外帯の火成活動やテクトニクスの解明に

* 〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31
核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター
Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle
Development Institute, Toki 509-5102, Japan.

** 〒152-8550 東京都目黒区大岡山 2-12-1
東京工業大学火山流体研究センター
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of
Technology, Meguro-ku, Tokyo 152-8550, Japan.
Corresponding author: Koji Umeda
e-mail: umeda@tono.jnc.go.jp

重要な制約条件を与える。花崗岩類を主体とした火成岩体の深部構造は、主に反射法地震探査などによる地震波速度構造から推定されており、上～中部地殻のバソリスの広がりや厚さなどに関する情報が得られている（例えば、Lynn *et al.*, 1981; Mortimer *et al.*, 2002）。これに対して、MT 法観測などによる比抵抗構造から深成岩体の構造に関する情報が得られた例は少なく、深成岩体の一部であったり（例えば、飯尾・他, 2000）、地表において露出が確認されていない潜在深成岩体である場合（例えば、Mitsuhashi *et al.*, 2001）が多い。

本研究では、熊野酸性火成岩類、大峯花崗岩類などの珪長質火成岩体の深部構造を把握するため、紀伊半島南部を横断する広帯域 MT 法観測および 2 次元比抵抗構造解析を行うとともに、岩体の年代値、化学組成なども併せて中新世の珪長質火成活動についての検討を行った。

2. 地質概説

調査地域である紀伊半島南部は、西南日本外帯の四万十帯に位置し、下位より白亜系～下部中新統の四万十累層群、下～中部中新統の熊野層群、田辺層群および中期中新世の火成岩類からなる。四万十累層群は日高川帯を構成する白亜系の日高川層群、音無川帯を構成する始新統の音無川層群および牟婁帯を構成する始新統～下部中新統の牟婁層群からなり、これらは断層によって境される。四万十累層群は付加体または前弧海盆堆積物からなり、地層は著しい変形を受けている（平, 1981）。熊野層群は積算層厚が 4,000 m に及ぶ海成の前弧海盆堆積物であり、四万十累層群を傾斜不整合で覆う（久富, 1981）。また、半島南西部の田辺層群は、四万十累層群を傾斜不整合で覆い、小規模の高マグネシウム安山岩岩脈によって貫かれている（三宅・他, 1985）。

中期中新世の火成岩類は外帯酸性岩類に属する熊野酸性火成岩類および大峯花崗岩類である。熊野酸性火成岩類は、熊野層群を不整合で覆い、場所によっては熊野層群中に貫入する。下位より神ノ木流紋岩、流紋岩質凝灰岩および花崗斑岩に区別される。また、主岩相である花崗斑岩は南岩体と北岩体に大別される。熊野酸性火成岩類は、流紋岩質の溶岩・火砕流の噴出に伴いマグマ溜りの天井部が崩壊し、大量の珪長質マグマの流出により南北二つの溶岩湖が形成され、これが比較的短時間に冷却固結し花崗斑岩を形成したと考えられた（荒牧, 1965）。また、最近では荒牧 (1965) のいわゆる漏斗型ではなく、ピストンシリンダー型カルデラが形成されたことも指摘されている (Miura, 1999)。南岩体の南縁から約 10～20 km 南側には、半弧状の貫入岩体があるが、これらは熊

野カルデラの形成に伴う円錐型の岩床と考えられている (Miura, 1999)。

大峯花崗岩類は、普通角閃石花崗岩～花崗閃緑岩からなる洞川・白倉岩体、優白色花崗岩からなる川迫、旭・天狗山・白谷岩体、花崗斑岩および石英斑岩からなる片川・椋呂岩体に区分される (村田, 1982)。これらは、北部では四万十累層群および秩父累帯の一部を南部では熊野層群を貫いている。大峯花崗岩類は大峯山脈に沿って分布し、大峯花崗岩類による接触変成帯がこれらの露出地域の外縁部を包括して、南北に長く連続していることから、大峯山脈の地下には延長 45 km 以上にも達する一連の花崗岩体が伏在しているものと推定されている (志井田・他, 1989)。なお、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類の関係を直接示す露頭がないことから、両者の前後関係は不明である。

紀伊半島最南端の潮岬・大島にも中新世の火成岩類 (潮岬火成複合岩体: 三宅, 1981) が存在するが、これらは岩石種と化学組成の特徴から外帯酸性岩類とは区別されている (三宅, 1981)。潮岬複合岩体は、ソレライト質のはんれい岩・玄武岩、流紋岩質の溶岩・凝灰岩からなる。このうち、層序的に下位の流紋岩が熊野層群と指交関係にあることから、本岩体は前期中新世末期頃に活動を開始したものと推定されている (久富・三宅, 1981)。また、最近行われたフィッション・トラック年代測定では、約 13～15 Ma の値が得られている (星・他, 2003)。

3. 広帯域 MT 法調査

大地の比抵抗は岩石の種類、風化や変質、空隙率、含水率、温度などに依存しているため、比抵抗構造から深部の地質構造を推定することができる。MT 法 (magnetotelluric method) は太陽風によって発生する地磁気脈動 (主に 1 Hz 以下) や雷放電から発生する空電 (1 Hz 以上) などの自然界に存在する電磁場信号を測定する電磁探査法であり、地表下数十 km までの比抵抗構造を求めることができるほとんど唯一の手法である。電磁波が大地に浸透するとき、周波数が低いほど減衰が小さく、地下深部までエネルギーが達する。したがって、高周波帯域で得られるデータは地下浅部、低周波帯域のそれは地下深部の比抵抗構造を反映している。広帯域 MT 法では 1 つの測点で幅広い周波数帯域を測定することにより、比抵抗電気探査のように電極間隔を広げることなく地下浅部から深部までの情報を得ることができることが特長である。

紀伊半島の大規模な測線を配した広帯域 MT 法調査は、主に半島下へのフィリピン海プレートの沈み込み構造を明らかにすることを目的として、プレートの沈み込

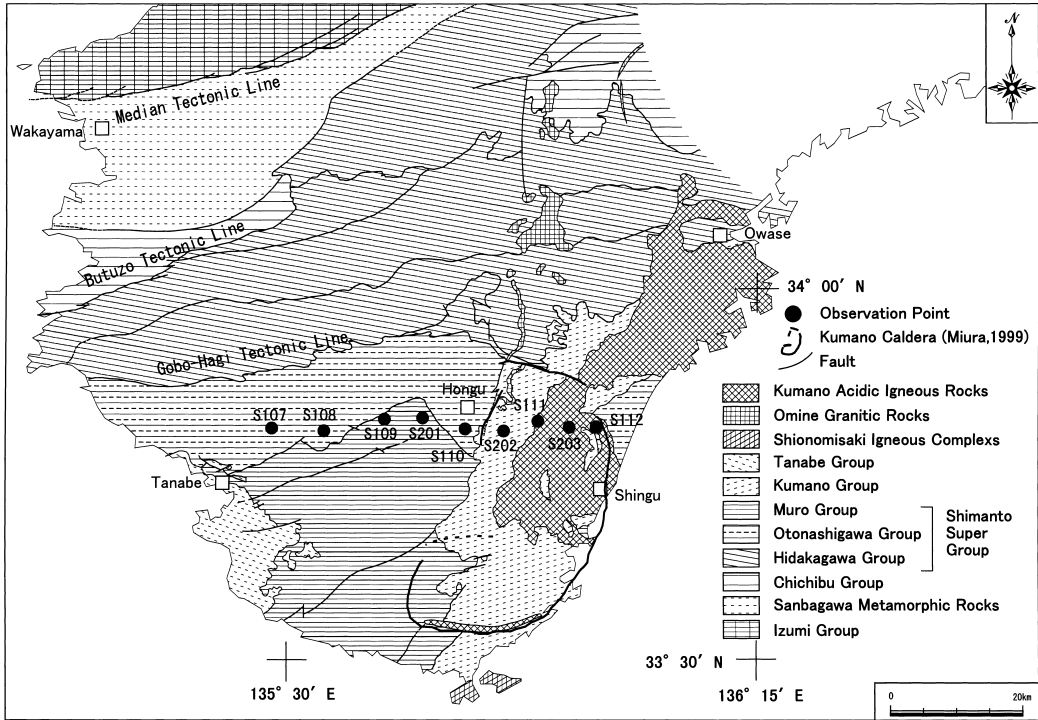


Fig. 1. Simplified geological map of the Kii peninsula made from Tokuoka *et al.* (1981) and Yoshimatsu *et al.* (1999). MT sites are indicated by the black dots (●).

みに対応する北西-南東方向の測線で行われている (例えば, Fujita *et al.*, 1997). 本研究では熊野酸性火成岩類, 大峯花崗岩類などの深部構造を把握することを目的とするため, これらの火成岩体の構造 (岩体の伸長方向) と直交する東西方向に測線を配置した. また, 火成岩体近傍 (観測点 S109~112) では約 5 km の間隔で, その周辺 (観測点 S107~109) では約 10 km 間隔で 9 つの観測点を設置した (Fig. 1). このうち, 観測点 S107~112 の 6 地点については 2001 年 11 月~12 月に, 観測点 S201~203 の 3 地点については, 2002 年 11 月に観測を行った. 観測は Phoenix 社の MTU-5 システムを用いて, 電場・磁場 5 成分 (テンソル) の時系列を測定し, フーリエ変換によって 384 Hz~0.00055 Hz の 40 周波数の電磁場スペクトルを求めた. 観測に際しては, 低周波数帯におけるデータの品質を高めるため, 人工ノイズが小さいと考えられる夜間に 5 日間の測定を行った. また, 地域的なノイズを軽減するためのリモートリファレンス処理 (Gamble *et al.*, 1979) を行うため, リファレンス観測点を紀伊半島から南西に約 500 km 離れた鹿児島県大口市に設置し, 観測を行った. なお, 両観測点の時刻の同期は GPS により行った.

周波数解析では, リモートリファレンス処理により地

域的なノイズの除去を行った後, 観測データの一定長ごとに coherency を基にした見掛比抵抗曲線および位相曲線のチェックを行い, SN 比の高い良質なデータの選択を行った (例えば, 藤縄・他, 1998; Ogawa *et al.*, 2002; 上原・他, 2003). これらの解析により, インピーダンステンソル, 見掛比抵抗, 位相, ティッパーストライク, ティッパーマグニチュード, スキューネスなどの比抵抗構造に関するパラメータを算定した.

4. 比抵抗構造

4-1 構造パラメータ

地下の比抵抗構造が深度方向にのみ変化する 1 次元構造の場合には, インピーダンスは, 方向に依存しないスカラー量となるが, 実際には多次元構造であるためインピーダンスも異方性を示す. データ解析に先立って, 構造の次元について検討することが肝要である (Ogawa, 2002). まず, 構造の 2 次元性について検討するため, それぞれの観測点および周波数ごとに Groom and Bailey (1989) によるテンソル分解を行った. さらに, 推定された 2 次元走向がまとまった傾向を示すかどうか検討するため, 周波数ごとに推定された走向のヒストグラムを作成した. Fig. 2 はすべての観測点における主軸方向の分

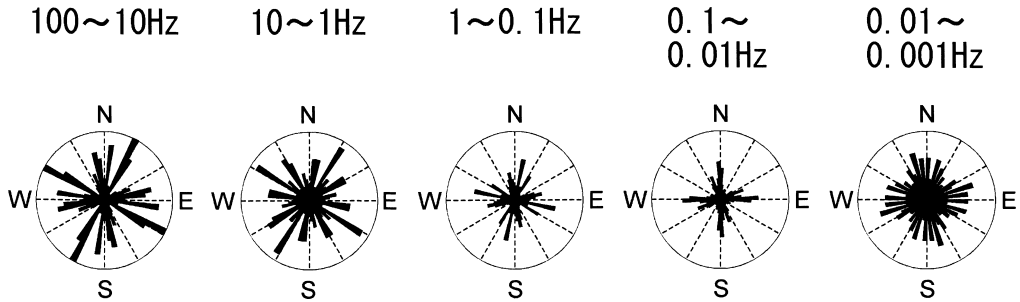


Fig. 2. Rose diagrams of impedance strikes estimated by the Groom-Bailey tensor decompositions. Note that the $\pi/2$ ambiguities are also included in each diagram.

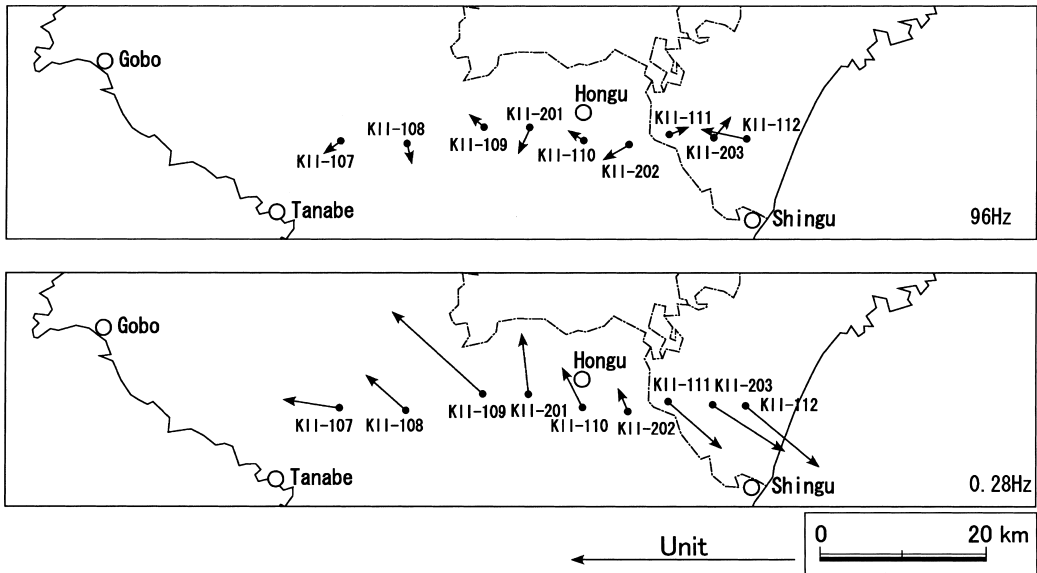


Fig. 3. Distribution of real components of induction vectors at the frequencies 96 Hz and 0.28 Hz.

布を、100~10 Hz, 10~1 Hz, 1~0.1 Hz, 0.1~0.01 Hz, 0.01~0.001 Hz の 5 つの周波数帯域ごとにローズダイアグラムで示したものである。なお、推定された走向には 90° の不定性があるので不定性について考慮して表示してある。これによると 1 Hz 以上の走向は、ばらつきがあるものの、1 Hz 以下では南北方向あるいは東西方向に卓越し、特に 1~0.01 Hz では主軸の方向が良くまとまっている。

地磁気変換関数は、鉛直磁場と水平磁場の変換関

数であり、地表浅所の構造に影響されにくいので、深部構造の不均質性を検討するのに優れている。インダクションベクトルは、地磁気変換関数をベクトル表示したもので、その実部はより比抵抗の低い方向に向き、比抵抗コントラストが強いほど、その大きさが大きくなる。

Fig. 3 に 96 Hz, 0.28 Hz に対するインダクションベクトルの実部を示す。なお、各観測点の見掛比抵抗の平均は 500 Ω m 程度であり、96 Hz, 0.28 Hz に対応する表皮深度は約 1 km と約 20 km と考えられる。96 Hz におけるイ

Fig. 4. Two-dimensional resistivity model for the TM mode based on the inversion method by Ogawa and Uchida (1996). Hypocenters of microearthquakes for the period from January 1995 to December 2002 (determined by ERI, University of Tokyo) are projected, which are represented by the white dots (○).

Fig. 5. The observed and the calculated MT responses for each site. The calculated apparent resistivity and phase are derived from the best-fit two dimensional model (Fig. 4).

Fig. 6. The 2 to 100 km band-passed Bouguer anomaly map over the Kii peninsula (after Kakuta *et al.*, 2002). A linear trend is also subtracted from the gravity anomaly distribution.

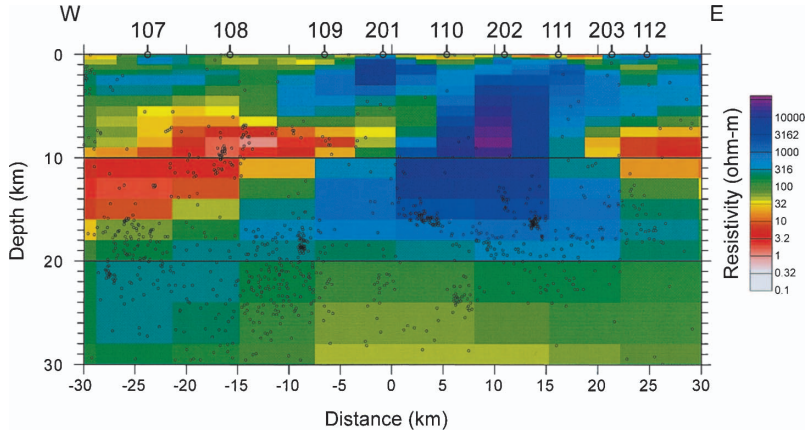


Fig. 4.

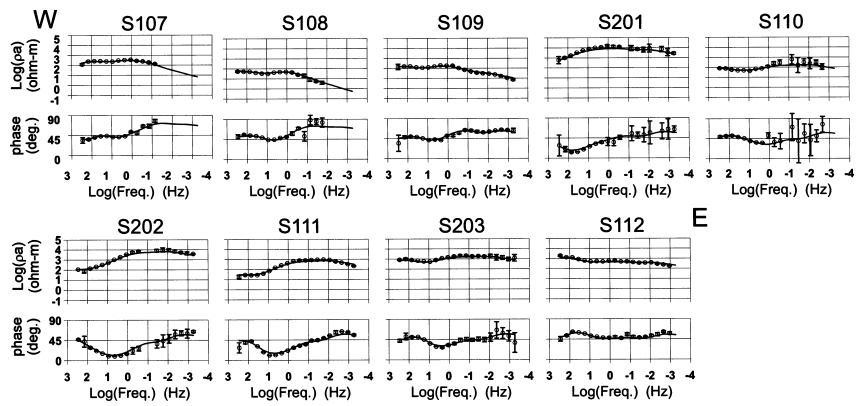


Fig. 5.

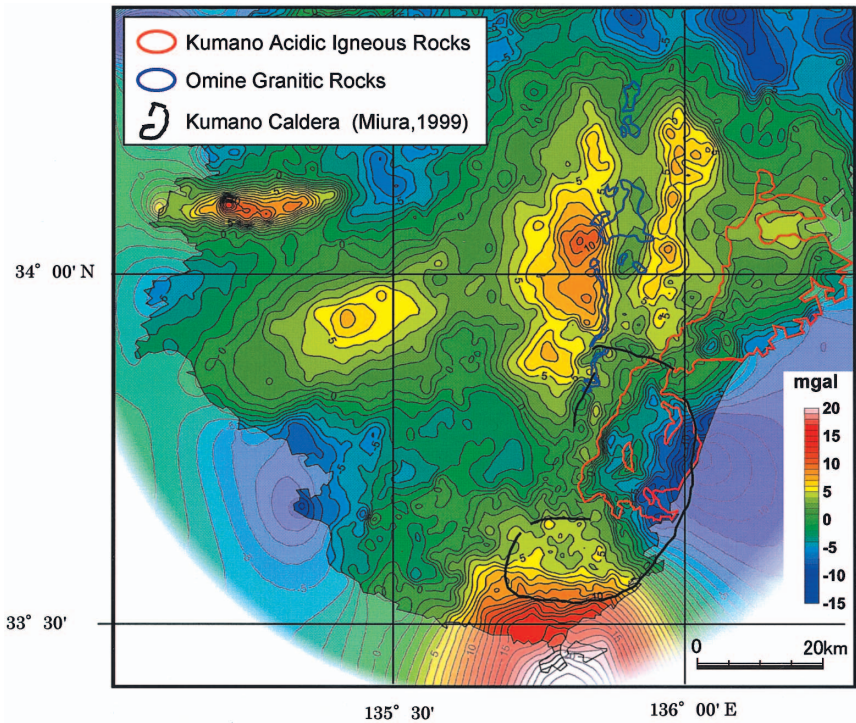


Fig. 6.

ンダクションベクトルは、方向性に乏しく絶対値も小さいのに対し、インピーダンスの主軸のまとまりが良い0.28 Hzでは絶対値も大きくなり、観測点 S110, 202 を境に東側の観測点では東南東方向に、西側の観測点では西～西北西方向を示す。

これらのことから、この地域の深部の比抵抗構造は、大局的には南北走向と考えられ、火成岩体の分布から推定される構造と調和的であると同時に、大峯山脈付近の地下深部には、ほぼ南北走向の高比抵抗体が存在すると推定できる。

4-2 2次元解析

2次元解析は、水平一方向には比抵抗構造が変化せず、無限に連続するという仮定の下で、観測されたインピーダンスを最も良く説明する比抵抗モデルを求めるものである。ここでは Ogawa and Uchida (1996) のアルゴリズムを用い、地下 30 km までの比抵抗構造を求めた。地下深部の構造に対応するインピーダンスの主軸とインダクションベクトルの方向を参照し、東西方向（測線方向）の電場とそれに直交する磁場から得られるインピーダンスを TM モードと定義した。なお、観測点 S112 の東側約 5 km には熊野灘、S107 の西側約 10 km には紀伊水道が広がっており、少なからず海の影響を受けている可能性があることから、モデル化に際してはこれらの領域（両端）を 0.3 Ωm に固定して解析を行った。

2次元解析によって得られた比抵抗モデルを Fig. 4 に示す（なお、この比抵抗モデルによる各観測点での見掛け比抵抗と位相の計算値と観測値との比較を Fig. 5 に示す）。これによると地下 5 km 以浅には、ほぼ水平方向に 100 Ωm 以上の高比抵抗層が広く存在する。また、高比抵抗層の下位の地下 8～15 km にかけて顕著な低比抵抗層（1～10 Ωm ）が認められる。これらと非調和的に観測点 S110, 202, 111 の地下 20 km 付近までには、やや西側に傾く大規模な高比抵抗体（1,000 Ωm 以上）が存在する。地下 25 km 以深については、観測点 S109 の東側にかけて 100 Ωm 以下のやや低い比抵抗値を示す。

5. 考 察

比抵抗構造によると大局的には、地下 5 km 以浅は、100 Ωm 以上の高比抵抗層によって構成されており、これらは四万十累層群、熊野層群に相当すると考えられる。高比抵抗層の下位の地下 8～15 km には、10 Ωm 以下の低比抵抗層の広がりが水平からやや西傾斜で存在する。一方、Fujita *et al.* (1997) は紀伊半島中部の北西-南東方向の解析断面の御坊-萩構造線以北において、地下 5 km 付近に低比抵抗層を確認している。これらの比抵抗値はともに 10 Ωm 以下であるが、両者が連続した低比抵

抗層であるかは不明である。Fujita *et al.* (1997) は、この極めて低い比抵抗層の原因について、変成した頁岩に含まれる炭素や鉄鉱物などの特有な物質 (Stanley, 1989) の存在を指摘しているが、もう一つの可能性として Hyndman (1988) による 400°C 等温度面モデルが考えられる。このモデルによると、プレート上面で脱水反応によって放出された水は、400～500°C の温度を示す深度まで上昇し、岩石との加水反応や鉱物の晶出によって不透水層を形成する。いったん、不透水層が形成されれば、上昇する水は不透水層下にトラップされるが、一般に、岩石中の含水率が大きいほど比抵抗値は小さくなるため、400～500°C の等温線に沿って低比抵抗層が形成されると考えられている。紀伊半島では高い地殻熱流量が観測されており、半島南部では 80～100 mWm^{-2} にも及ぶ (古川・他, 1997)。岩石の熱伝導率は、岩石種によって異なるものの、仮に四万十累層群の岩石の熱伝導率を 3.0 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (新エネルギー・産業技術開発機構, 1993) とすると、地温勾配は約 30 Kkm^{-1} となる。この地温勾配を低比抵抗層の深度まで外挿した場合、低比抵抗層付近の深度は 400°C 以上に達することから、この低比抵抗層を Hyndman (1988) のモデルによって説明することもできる。なお、地殻内の温度が脆性-塑性遷移領域を超えると岩石のせん断破壊は延性的な挙動を示すと考えられるが、低比抵抗層の下位においても地震の発生が認められる (Fig. 4)。これらは、脱水反応によって放出された自由水によって有効圧力が減少し、岩石の強度が低下するだけでなく、地殻下部の一部が脆性化したことによるものと考えられる (例えば、大中, 2003)。

大峯山脈からその東側の地下 20 km 付近までに存在する高比抵抗体は、上記の低比抵抗層および四万十累層群、熊野層群と考えられる比抵抗層を下部から押し広げようように地下 2～3 km 付近まで連続している。この高比抵抗体は大峯花崗岩類および熊野カルデラの西側の直下に位置する。一方、Fujita *et al.* (1997) の北西-南東方向の解析断面においても、御坊-萩構造線以南において地下 1～20 km に数十 km 以上の広がりをもつ 1,000 Ωm 以上の高比抵抗体が確認されている。これらの比抵抗値はともに 1,000 Ωm 以上であること、高比抵抗体の基底深度が調和的であることから、両者は同一のものである可能性が高い。その場合、大峯山脈からその東側の地下には、数十 km 以上の広がりを有する高比抵抗体が存在することが考えられる。この高比抵抗体について、Fujita *et al.* (1997) は、ユーラシアプレートに衝突・付加された大陸的性格を有する地質体 (いわゆる黒潮古陸; Harata *et al.*, 1978) である可能性を指摘している。しかしながら、今回の解析によると深部の比抵抗構造が熊野

酸性火成岩類と大峯花崗岩類の分布と調和的な南北走向であること、東西方向の広がりが地表で認められる両岩体の分布と整合的であることなどから、この高比抵抗体は、これらの珪長質火成岩体に関連する伏在した深成岩体に相当するものと推定できる。また、両岩体に対応する独立した複数の高比抵抗体は存在せず、むしろ両岩体は地下深部では一つの巨大な高比抵抗体に収斂しているようにみえる。つまり、比抵抗構造によると熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類は、地下の深成岩体（バソリス）と連結する一つのユニットである可能性がある。

貫入年代の同時性:

熊野酸性火成岩類の形成年代については、Shibata and Nozawa (1968) による黒雲母 K-Ar 年代、田上 (1982)、Hasebe *et al.* (1993) によるフィッション・トラック年代などが報告されている。最近、角井・他 (1998) は、神ノ木流紋岩、主岩相である花崗斑岩、南部の円錐形岩床について、黒雲母 K-Ar 年代の測定を実施するとともに、活動年代の再検討を行った。それによると、熊野酸性火成岩類は中期中新世の 14.2~14.4 Ma 頃に形成され、噴出活動は数十万年以内といった極めて短い時間内に完了したことが判明している。

大峯花崗岩類については、Itaya *et al.* (1982) により角閃石および黒雲母の K-Ar 年代測定が行われており、角閃石で 12.1~14.2 Ma、黒雲母で 11.6~15.6 Ma の値を得ている。また、Sumii and Shinjoe (2003) は大峯花崗岩類の 6 つの岩体から 13.4~15.4 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告した。黒雲母の K-Ar 年代で比較する限り、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類の形成年代は、誤差の範囲で一致しており、紀伊半島中~東部において 14 Ma 頃に大規模な珪長質火成活動が集中的に生じたことを示している。この結果は、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類が成因に共通性がある一連の活動であった可能性を支持する。

化学組成の類似性:

大峯花崗岩類は、鉱物組合せ、全岩化学組成から Chappell and White (1974) の I タイプ花崗岩と S タイプ花崗岩に区分され、仏像構造線以北の洞川・白倉岩体が I タイプ、以南の川迫・旭・天狗山・白谷・片川・棕呂岩体が S タイプであることが明らかにされている (村田, 1982)。また、鉱物化学組成、微量化学組成などから、大峯花崗岩類は起源物質の異なる二種類のマグマによって生じたことが示唆されている (村田, 1984; 村田・吉田, 1985)。そのため、以下では熊野酸性火成岩類に隣接する中~南部の S タイプ花崗岩の岩体 (川迫・旭・天狗山・白谷・片川・棕呂岩体) と熊野酸性火成岩類の化学組成からみた類似性について議論する。

熊野酸性火成岩類および中~南部大峯花崗岩類は、ともに白雲母、ざくろ石などを含みパーアルミナスな全岩化学組成 (モル $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ 比がともに 1.1 以上) を有する S タイプ花崗岩質の岩体である。また、西南日本外帯花崗岩の特徴である FeO/CaO 比、 K_2O/Na_2O 比もともに 1 以上である (村田, 1982)。希土類元素のパターンについては、両者とも軽希土に富み重希土はフラットで、比較的大きな負の Eu 異常を有する (新正・他, 2001; 新正・他, 2002)。これらのマグマの化学組成の類似性は、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類は、伏在する深成岩体に連続する一つのユニットである可能性を示す。

また、村田 (1984) は花崗岩 (Qz-Ab-Or) 系の最低溶融点組成などから中~南部大峯花崗岩類は、5 kb (地下約 20 km)・740°C の条件で泥質堆積岩の部分溶融によって生じたマグマの一部 (分化したメンバー) が 0.5~1 kb (地下約 2~4 km) の深さまで上昇して定置したことを示唆している。一方、比抵抗モデルから推定した高比抵抗体は、地下 2~3 km 付近から地下 20 km まで連続している。ここで、部分溶融域から定置深度までの空間が一連の活動によって上昇したマグマに充填されているとすれば、この高比抵抗体の広がりを説明することができる。

その他の地球物理データ:

比抵抗データとともに、地震や重力などの地球物理データは、深部構造を推定する際の重要な情報となる。Fig. 4 には、紀伊半島で 1995~2002 年に発生した震源の分布 (東京大学地震研究所地震地殻変動観測センターのデータを使用) が比抵抗構造とともに示されている。なお、震源の分布は、比抵抗断面から南北各 10 km の範囲で発生したものを断面図に投影したものである。これによると、高比抵抗体内では地震がほとんど発生していないことから、高比抵抗体を構成する物質は空隙率 (含水率) が小さいことに加えて、せん断強度が大きいと推定できる (例えば、菊地・他, 1984; 桑原, 1984)。また、この高比抵抗体は、高い地震波速度 (6.8 km/s) の領域とも整合する (Fujita *et al.*, 1997)。一般に、花崗岩類などの結晶質岩は、堆積岩に比べて弾性波速度やせん断強度が大きく、空隙率が小さい (例えば、日本材料学会編, 1993)。これらのことから、大峯山脈からその東側の下に存在する高比抵抗体が地下深所で固結した深成岩体と考えれば、地震の発生しないことや地震波高速域であることが説明できる。

角田・他 (2002) は、紀伊半島南部の上部地殻の密度の不均質性を議論するため、西南日本重力研究グループ (Shichi and Yamamoto, 2001) などの重力データから短波

長重力異常分布(波長2~100 km 成分)の解析を行っている(Fig. 6)。これによると、大峯花崗岩類の東西には岩体の分布に沿うような南北に伸長する正の重力異常が認められるが、これらは高比抵抗体の分布とも整合的である。また、大峯花崗岩類付近より、むしろその両側の正の重力異常が認められるが、これらは岩体の貫入・上昇に伴う東西の引張応力場によって生じた小規模のリフトの可能性も考えられる。

以上のことから、熊野酸性火成岩類と中~南部の大峯花崗岩類は、成因に共通性がある一連の火成活動によって生じた産物であり、熊野酸性火成岩類は地表部に噴出した溶岩・凝灰岩およびカルデラ内の比較的浅所で固結した花崗斑岩、大峯花崗岩類はより深所で固結した花崗斑岩・花崗岩に相当する。紀伊半島中央部には、高野・護摩壇山地・大峯山脈・大台ヶ原山地が連なり、新第三紀以降の隆起運動に伴う北東-南西方向の隆起準平原面が形成されている。大峯花崗岩類は、この隆起帯(大峯山脈)に位置しており、地下深所で固結した花崗岩類が中期中新世以降の傾動した隆起運動によって地表に露出したものと考えられる。

一方、中央構造線の北方の奈良と三重の県境には、両岩体と同時期に活動した室生火砕流堆積物が存在する。室生火砕流堆積物は、東西28 km、南北15 kmの範囲に分布し、現存する体積は100 km³を超える(西岡・他, 1998)が、その給源については明らかにされていない。近年、放射年代、古磁気方位、全岩化学組成などの特徴からこの火砕流堆積物は、奈良県東部の石仏凝灰岩、二上層群の玉手山凝灰岩とともに、熊野酸性火成岩類を給源とする広域テフラであることが指摘されている(岩野・他, 2000; 星・他, 2002; 新正・他, 2002)。このような大規模火砕流を伴う火山活動では、地殻浅所に巨大なマグマ溜まりを形成することが指摘されている(例えば、Lipman, 1997)。今回明らかにされた高比抵抗体、すなわち伏在深成岩体の規模は数百 km³にも及ぶことから、室生火砕流堆積物などの大規模珪長質火砕流は、紀伊半島中~南部を給源とした活動であった可能性を支持する。

6. ま と め

紀伊半島南部を東西に横断する広帯域 MT 法観測により比抵抗構造を推定した結果、大峯山脈からその東側の地下20 km 付近までには、大規模な高比抵抗体が存在し、熊野酸性火成岩類および中~南部の大峯花崗岩類に連続していると考えられる。また、貫入年代の同一性、マグマの化学組成の類似性などから、両岩体は成因に共通性がある一連の火成活動によって形成された珪長質火

成岩体と考えられ、その分布や岩相の違いは新第三紀以降の地殻変動や冷却・固結した環境の違いなどを反映している可能性がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京大学の鍵山恒臣氏には大所高所からのご指導を賜った。また、東北大学の吉田武義氏、信州大学の三宅康幸氏には粗稿を読んでいただくとともに、貴重なご意見を賜った。東京経済大学の新正裕尚氏および他一名の匿名の査読者、編集委員で京都大学の大倉敬宏氏には、原稿の不備な点についてご指摘いただくとともに、建設的なご意見を賜った。なお、現地調査にあたっては、住鉦コンサルタントの棚瀬充史氏、千葉昭彦氏、武田祐啓氏および三重・和歌山・奈良県、関係市町村のほか、観測点の地権者の方々には多大なご協力をいただいた。以上の方々に、厚く謝意を表す。

引用文献

- 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・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.
- Chappell, B. J. and White, A. J. R. (1974) Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- 藤縄幸雄・川上則明・上島 誠・本蔵義守(1998)東北地方中部地域の電気伝導度構造. 地震, 50, 357-376.
- Fuji-ta, K., Ogawa, Y., Yamaguchi, S. and Yasukawa, K. (1997) Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc—a lost paleoland reveal? *Phys. Earth Planet. Int.*, 102, 231-238.
- 古川善紹・新正裕尚・西村 進(1997)近畿地方のヒートフロー測定: 熱構造から探る付加体テクトニクス. 月刊地球, 19, 683-689.
- Gamble, T. D., Goubou, W. M. and Clarke, J. (1979) Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 81, 69-89.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.
- Harata, T., Hisatomi, K., Kumon, F., Nakazawa, K., Tateishi, M., Suzuki, H. and Tokuoaka, T. (1978) Shimanto geosyncline and Kuroshio paleoland. *J. Phys. Earth*, 26, 357-366.
- 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.
- 久富邦彦(1981)紀伊半島南東部の熊野層群の地質と堆積. 地質雑, 87, 157-174.

- 久富邦彦・三宅康幸 (1981) 紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動. 地質雑, 87, 629-639.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹 (2002) 瀬戸内火山岩類のフィッション・トラック年代測定: 近畿地方, 二上層群の例. 地質雑, 108, 353-365.
- 星 博幸・岩野英樹・檀原 徹・吉田武義 (2003) 紀伊半島, 潮岬火成複合岩類のフィッション・トラック年代測定. 地質雑, 109, 139-150.
- Hyndman, R. D. (1988) Dipping reflectors, electrically conductive zones and free water beneath a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 93, 13391-13405.
- 飯尾能久・池田隆司・小村健太郎・松田陽一・汐川雄一・武田祐啓・上原大二郎 (2000) 長野県西部地域における地震発生域の電気伝導度構造. 物理探査, 53, 56-66.
- Itaya, T., Nagao, K., Murata, M. and Ogata, K. (1982) Rare gas composition and K-Ar ages of I- and S-types in the Ohmine granitic rocks, Central Kii Peninsula, Japan. *Abstract of 5th Int. Conf. on Geochron. Cosmochron. and Isotope Geol.*, 164-165.
- 岩野英樹・星 博幸・檀原 徹 (2000) 二上層群玉手山凝灰岩-室生火砕流堆積物-熊野酸性岩の FT 年代とその対比. フィッション・トラックニュースレター, 12, 25-26.
- 角田地文・梅田浩司・石丸恒存・工藤 健・棚瀬充史・小松 亮 (2002) 紀伊半島南部における地殻構造について—非火山地域における高温異常域の地殻構造の検討例—. 日本応用地質学会中部支部研究発表会・講演会予稿集, 14, 25-30.
- Kawasaki, M. (1980) Omime acid rocks, Kii peninsula—Geology and major element chemistry. *J. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 75, 86-102.
- 菊地宏吉・藤枝 誠・岡 信彦・小林隆志 (1984) ダム基礎岩盤の耐圧性に関する地質工学的評価. 応用地質, 特別号 (岩盤分類), 103-118.
- 桑原啓三 (1984) 岩石の圧縮強度とせん断強度による分類の試み. 応用地質, 特別号 (岩盤分類), 25-33.
- Lipman, P. W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, 59, 198-218.
- Lynn, H. B., Hale, L. D. and Thompson, G. A. (1981) Seismic reflections from the basal contacts of batholiths. *J. Geophys. Res.*, 86, B11, 10633-10638.
- Mitsuhata, Y., Ogawa, Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T. and Uchida, T. (2001) Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4371-4374.
- Miura, D. (1999) Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92, 271-294.
- 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.
- 三宅康幸・石川尚人・石田志朗・鳥居雅之 (1985) 中新統・田辺層群に貫入した高マグネシウム安山岩岩脈の発見. 地質雑, 91, 573-576.
- Morimoto, R., Huzita, K. and Kasama, T. (1957) Cenozoic Volcanism in Southwestern Japan with special reference to the history of the Setouchi (Inland Sea) Geologic Province. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 35, 35-45.
- Mortimer, N., Davey, F. J., Melhuish, A., Yu, J. and Godfrey, N. J. (2002) Geological interpretation of deep seismic reflection profile across the Eastern Province and Median Batholith, New Zealand: crustal architecture of an extended Phanerozoic convergent orogen. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 45, 349-363.
- 村田 守 (1982) 紀伊半島中部, 大峯地域の S タイプおよび I タイプ花崗岩質岩. 岩鉱, 77, 267-277.
- 村田 守 (1984) 紀伊半島中部, 大峯地域の中新世 I タイプおよび S タイプ花崗岩質岩の岩石学. 岩鉱, 79, 351-369.
- 村田 守・吉田武義 (1985) 紀伊半島中部大峯地域の中新世 I タイプおよび S タイプ花崗岩質岩の微量化学組成. 岩鉱, 80, 227-245.
- 中田節也・高橋正樹 (1979) 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性〜珪長質マグマの化学組成広域的变化. 地質雑, 85, 571-582.
- 日本材料学会編 (1993) 岩の力学—基礎から応用まで—. 丸善, 688 p.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸 (1998) 名張地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 72 p.
- Ogawa, Y. (2002) On two-dimensional modelling of magnetotelluric field data. *Surveys in Geophysics*, 23, 251-272.
- Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, 126, 69-76.
- Ogawa, Y., Takakura, S. and Honkura, Y. (2002) Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation. *Earth Planet. Space*, 54, 1115-1120.
- 大中康譽 (2003) 岩石破壊と水. 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編, 地震発生と水 地球と水のダイナミクス. 東京大学出版会, 193-207.
- Shibata, H. (1962) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces: Part X, petrographic provinces of Japan. *Sci. Rep. Tokyo Univ. Education, Ser. C*, 8, 33-47.
- Shibata, H. and Nozawa, T. (1968) K-Ar ages of granitic rocks from Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. J.*, 4, 131-137.
- Shichi, R. and Yamamoto, A. (Representatives of the Gravity Research Group in Southwest Japan) (2001) Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM). *Bull. Nagoya Univ. Museum, Special Rept.*, No. 9.
- 志井田 功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄 (1989) 山上ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 100 p.
- 新エネルギー・産業技術開発機構 (1993) 地熱開発促進調査報告書 (No. 37) 本宮地域. 885 p.
- Shinjo, H. (1997) Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: Melting of the Shimanto accretionary prism. *Chem. Geol.*, 134, 237-255.

- 新正裕尚・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一 (2001) 西南日本中期中新世のパーアルミナスな珪長質火成岩類の全岩化学組成の特徴. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, K2-P002.
- 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: その給源の手掛り. 岩石鉱物科学, **31**, 307-317.
- Stanley, W. D. (1989) Comparison of geoelectrical/tectonic models for suture zones in the western U.S.A. and eastern Europe: Are black shales a possible source of high conductivities? *Phys. Earth Planet. Int.*, **53**, 228-238.
- Sumii, T. and Shinjoe, H. (2003) K-Ar ages of the Ohmine Granitic Rocks, Southwest Japan. *Island Arc* (in press).
- 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.
- 諏訪兼位・蟹沢聡史・高橋正樹 (1989) かこう岩. 久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎編, 日本の火成岩, 岩波書店, 139-173.
- 田上高広 (1982) 熊野酸性岩類の古地磁気とフィッシュン・トラック年代. 大阪微化石研究会機関誌, **9**, 23-32.
- 平 朝彦 (1981) 四万十帯の形成過程. 科学, **51**, 516-523.
- 高橋正樹 (1980) 変動帯における大量珪長質マグマ活動と上部地殻形成. 月刊地球, **2**, 837-845.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・井内美郎・石上知良・木村克己・公文富士夫・中條健次・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・谷口純造 (1981) 龍神地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 69 p.
- 上原大二郎・石丸恒存・棚瀬充史・小川康雄・鍵山恒臣 (2003) MT 法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造. 応用地質, **44**, 164-174.
- 吉松敏隆・中屋志津男・児玉敏孝・寺井一夫 (1999) 紀伊半島の地質と温泉. アーバンクボタ, no. 38, 株式会社クボタ, 56 p.

(編集担当 大倉敬宏)