

熊野酸性火成岩類の古地磁気方位

星 博幸¹

Hiroyuki HOSHI (2002) Paleomagnetic direction of the Kumano Acidic Igneous Rocks, Kii peninsula, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 53 (1), p. 43-50, 5 figs., 1 table.

Abstract: Samples of the Middle Miocene (~14.3 Ma) Kumano Acidic Igneous Rocks (KAIRs) collected at eight sites were measured for determining a paleomagnetic direction. Stepwise demagnetization with both alternating-field and thermal methods successfully isolated two remanent magnetization components, high-temperature (high-T) or high-coercivity (high-C) component and low-T or low-C one, from natural remanent magnetization in many specimens. The Konogi Rhyolite, a thick pile of rhyolite flows at the lower part of the KAIRs, has an easterly-deflected direction of normal polarity, while welded tuff and granite porphyry at the middle and upper part respectively possess a steeply inclined, southwesterly-deflected direction of reversed polarity. These characteristics of paleomagnetic direction are basically the same as reported previously (Tagami, 1982). The clockwise-deflected direction was considered by the previous study as representing a clockwise rotation of the southwest Japan arc after the emplacement of the KAIRs. The present study, however, interprets that the clockwise-deflected direction is of non-tectonic origin because there are many lines of paleomagnetic evidence suggesting the termination of the clockwise arc rotation by 15 Ma. The clockwise-deflected direction of the KAIRs would have been acquired in an extraordinary geomagnetic field during a polarity transition or excursion. Furthermore, the similarity of the direction of the tuff and granite porphyry to that of the Muro Pyroclastic Flow Deposit, also dated at about 14.3 Ma, implies that these units are genetically associated with each other.

要 旨

中新統熊野酸性火成岩類 (約 14.3 Ma) の試料を 8 地点から採取し, 残留磁化を測定した。段階交流および熱消磁により, 多くの試片から 2 つの残留磁化成分 (高温または高保磁力成分と低温または低保磁力成分) が分離された。高温または高保磁力成分の試片特徴磁化方位から, 4 つの地点平均特徴磁化方位が決定された。神ノ木流紋岩 (本火成岩類下部の流紋岩溶岩流) は正帯磁の東偏磁化を持ち, 本火成岩類中部および下部の溶結凝灰岩および花崗斑岩は SW 向きで伏角が深い逆帯磁磁化を持つ。これらの方位特徴は基本的に過去の研究 (田上, 1982) で報告された特徴と同じである。この時計まわり方向に偏向した方位は, これまで西南日本の時計まわり回転運動を表すものと考えられてきた。しかし, 15 Ma には西南日本の回転は終了していたとする古地磁気学的な証拠が多くあるため, 本研究はこの偏向を非テクトニックな原因, すなわち磁場逆転またはエクスカージョンの間の普段とは異なる磁場状態の中で獲得された磁化と解釈する。また, 溶結凝灰岩と花崗斑岩の古地磁気方位と室生

火砕流堆積物 (約 14.3 Ma) の方位にみられる類似は, これらのユニットが成因的に関連していることを示唆する。

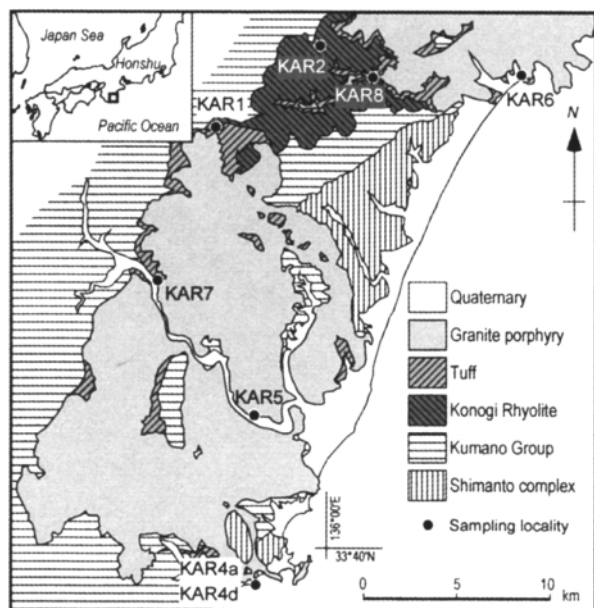
1. はじめに

紀伊半島の南東部に広く分布する熊野酸性火成岩類 (第 1 図) からは, 田上 (1982) により古地磁気方位が報告されている。それによると, 本火成岩類の最下部をなす流紋岩 (神ノ木流紋岩) は正帯磁で東偏した古地磁気方位を持ち, その上位の凝灰岩および花崗斑岩は逆帯磁で西偏した方位を持つ。合計 14 地点の平均方位は偏角 $D=63.9^\circ$, 伏角 $I=48.4^\circ$ である。田上 (1982) は, この偏向した古地磁気方位の原因を日本海の拡大に関連した西南日本の時計まわり回転運動に求めた。田上 (1982) の研究以降, 本火成岩類の古地磁気方位は回転運動を表す古地磁気方位としてしばしば引用され (Torii, 1983; Otofujii *et al.*, 1985 など), 日本新生代テクトニクスの研究において重要なデータとなってきた。

熊野酸性火成岩類の放射年代は 14.3 Ma 前後であるため (Hasebe *et al.*, 1993; 角井ほか, 1998), 偏向した古地磁気方位が西南日本の時計まわり回転運動を示すも

¹愛知教育大学理科教育講座地学領域; 地球科学情報研究部 門併任 (Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, 1 Hiroosawa, Kariya, Aichi, 448-8542 Japan; also Institute of Geoscience, GSJ)

Keywords: Kii Peninsula, Kumano Acidic Igneous Rocks, paleomagnetism, tectonics



第1図 熊野酸性火成岩類南部の地質図 (荒牧・羽田, 1965)。黒点はサンプリング地点を示す。

Fig.1 Geologic map of the southern part of the Kumano Acidic Igneous Rocks (Aramaki and Hada, 1965). Sampling localities are shown by dots.

のと解釈した場合、西南日本の回転は 14.3 Ma 以降に起きたという結論が導かれる (角井ほか, 1998)。しかし、他地域からは西南日本の回転が 15 Ma より前に起きたことを示唆する古地磁気測定結果も提出されており (Itoh, 1988; 中島ほか, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; Hoshi *et al.*, 2000; 伊藤ほか, 2000; Hoshi and Yokoyama, 2001), 本火成岩類の偏向した古地磁気方位が回転運動を示すものか否かを慎重に検討する必要がある。こうした背景のもと、筆者は本火成岩類の古地磁気を再検討した。その結果、いくつか新しい知見が得られたのでここに報告する。

2. 試料と方法

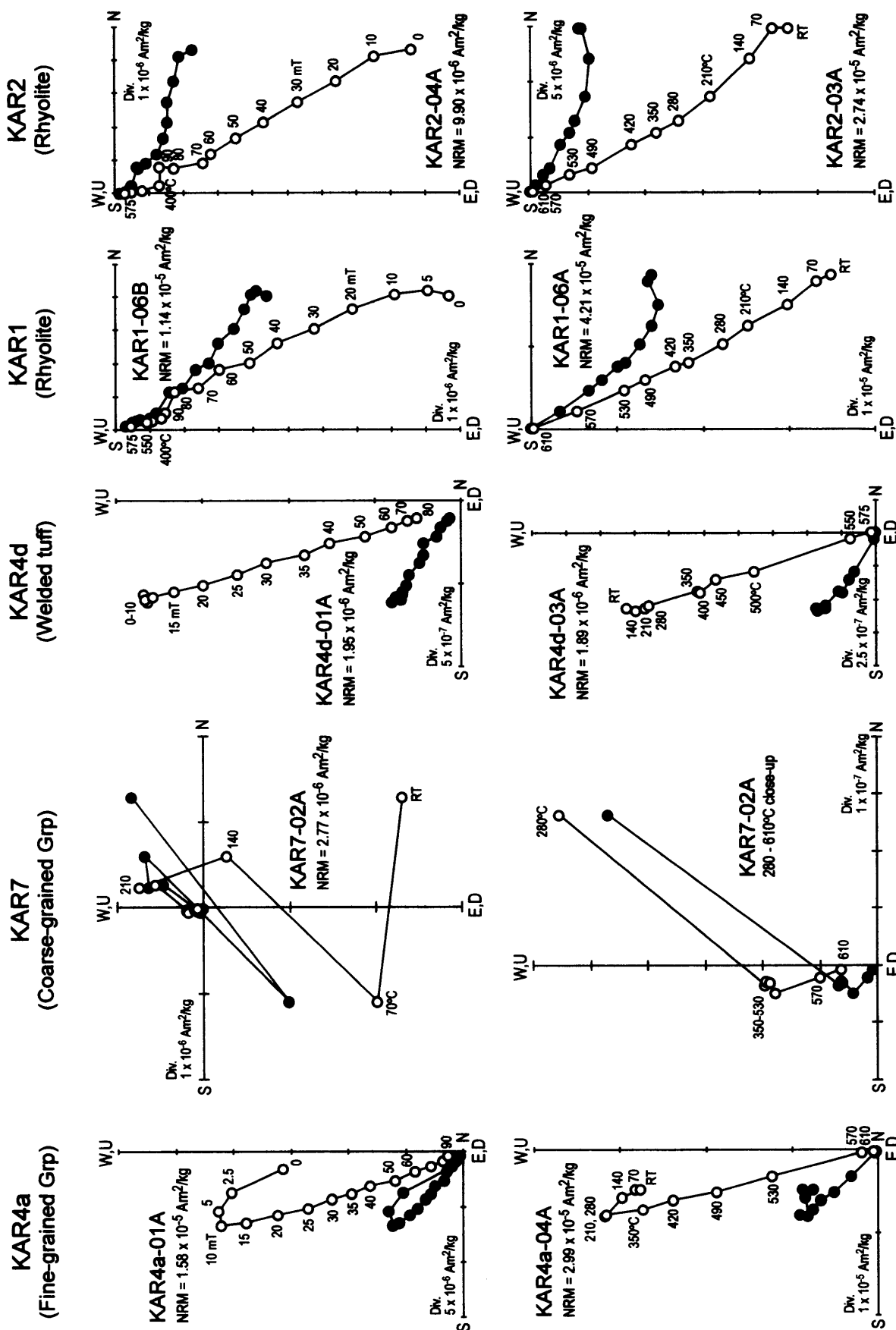
試料は神ノ木流紋岩 2 地点 (KAR 1, 2), 凝灰岩 3 地点 (KAR 4 d, 6, 8), 花崗斑岩 3 地点 (KAR 4 a, 5, 7) の, 合計 8 地点から採取した (第 1 図)。神ノ木流紋岩は陸上噴出した厚い溶岩流で、今回採取した 2 地点の試料とも石英と黒雲母の斑晶が目立つ黒雲母流紋岩である。KAR 1 の近傍から 14.2 ± 0.2 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (角井ほか, 1998)。凝灰岩は花崗斑岩を取り巻くように分布し、本地域におけるカルデラの発生と密接に関連した噴出物である (Aramaki *et al.*, 1977; Miura, 1999)。従来の研究では「凝灰岩」と一括されているが、岩相的には強溶結し部分的に花崗斑岩と見間違うような凝灰岩 (KAR 4 d が属す) と溶結構造が認

められない凝灰岩 (KAR 6 と KAR 8 が属す) の二者がある。いずれのタイプも結晶質である。KAR 4 d は荒牧 (1965) が凝灰岩と花崗斑岩の産状を詳しく記載した大狗子半島南部の海岸に位置し、暗灰色の泥質物と結晶質溶結凝灰岩が厚さ数 cm~数 10 cm ごとに互層するような岩相を示す。花崗斑岩は分布域周縁部では比較的細粒 (KAR 4 a が属す), それ以外では粗粒 (KAR 5 と KAR 7 が属す) で、全体的にほぼ垂直な柱状節理が発達する。KAR 4 a は大狗子半島海岸の石切場跡地で (荒牧, 1965 の第 14 図の露頭), この露頭からは 14 ± 2 Ma (Shibata and Nozawa, 1967) および 14.4 ± 0.1 Ma (角井ほか, 1998) の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている。KAR 5 と 7 は熊野川左岸の道路わきの露頭である。

サンプリングにはエンジンドリルを使用し、1 地点 6 本以上のコア試料を採取した。コアの定方位付けには磁気コンパスを用いた。1 本のコアから 1~数個の測定用試片を切り出した。

残留磁化の測定には愛知教育大学および地質調査所 (現在、産業技術総合研究所:産総研) のスピナー磁力計 (Schonstedt SSM-2 A および夏原技研 SMM-85) を用いた。各地点ごと 1 個のテスト試片に段階交流消磁 (PAFD), 1 個に段階熱消磁 (PThD) を行なった。交流消磁には夏原技研 DEM-8601 (タンブラー型) を、熱消磁には Schonstedt TSD-1 を使用した。熱消磁装置の冷却ユニット内における残留磁場は 10 nT 以下である。PThD では、磁化率を測定することで加熱による強磁性鉱物の熱変質を監視した。段階消磁データはベクトル成分図と等積投影図にプロットし、古地磁気解析ソフトウェア “PaleoMag v.3.1d7” (MS-Windows 版) (コロラド大学の C. J. Jones 氏作) を用いて Kirschvink (1980) の主成分解析により解析した。テスト試片の段階消磁実験で、ベクトル成分図上で原点に向かって減衰していく磁化成分 (試片特徴磁化) が確認された地点では、テスト試片以外の試片についても PAFD または PThD を行ない試片特徴磁化の認定を試みた。また、ベクトル成分図上で原点に向かわない (試片特徴磁化以外の) 磁化成分も多くの試片で認められたため、その磁化方位も決定した。なお、磁化方位を決定するときには、3 つ以上の磁化ベクトル端点について直線を当てはめ、MAD (maximum angular deviation: Kirschvink, 1980) が 15° より小さいものを採用した。

また、残留磁化を担う強磁性鉱物の種類を推定する目的で、本研究では等温残留磁化 (IRM) の着磁実験も行なった。着磁には愛知教育大学理系機器共同利用施設の水冷電磁石を使用し、段階的に最大 1.6 T まで実施した。



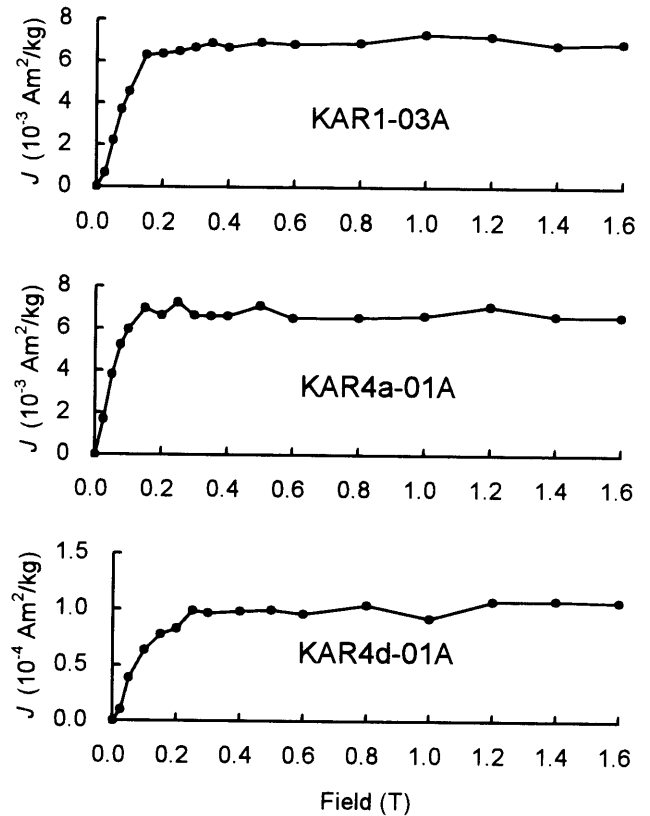
第2図 段階消磁結果のベクトル成分図 (代表的な例)。● (○) 印はベクトル端点の水平面 (南北鉛直面) 投影を表す。
 Fig. 2 Vector component diagrams showing examples of stepwise demagnetization results. Solid (open) circles represent vector endpoints projected onto the horizontal (N-S vertical) plane.

3. 結果

テスト試片に対する段階消磁実験の結果、KAR 1, 2, 4 a, 4 d, 7 の5地点で、PAFDまたはPThDまたはそれら両方により試片特徴磁化が確認された。これら5地点の代表的な消磁結果を第2図に示す。これらの地点では、610°Cまでの熱消磁で磁化が図の原点と区別できないほどまで消去された。また、PThDを施した多くの試片で、約500~600°Cの温度レンジで磁化が急激に減衰した。これらのことは、今回測定したほとんどすべての試片の磁化がチタノマグネタイトにより担われていることを示す。KAR 7を除く4地点では、PAFD, PThDの両手法でほぼ同じ方向の試片特徴磁化成分が確認された。ただし、神ノ木流紋岩のいくつかのPAFD試片では、90 mTまでの交流消磁でも自然残留磁化の1~2割の強度が残り、そのレベルまでの消磁で認められた磁化成分も原点に向かうものではなかった。そうした試片に対しては90 mT消磁後に400°C以上のPThDを適用した。その結果、400または450°C以上で試片特徴磁化成分が認識された。KAR 7は、テスト試片に対するPAFDでは試片特徴磁化が得られなかったが、PThDを施したテスト試片では強度が弱いながらも350°C以上で試片特徴磁化が認識された。KAR 7の残りの試片にはPThDを適用したが、残りの試片では試片特徴磁化が認識されなかった。KAR 7は粗粒な花崗斑岩で、強磁性鉱物も粒径の大きい(多磁区サイズの)ものが多く含まれていると予想され、そのことが試片特徴磁化の分離を妨げた要因と思われる。

神ノ木流紋岩 (KAR 1-03 A)、花崗斑岩 (KAR 4 a-01 A)、凝灰岩 (KAR 4 d-01 A) の代表的な試片 (PAFD実施後のもの) に対するIRM着磁実験の結果を第3図に示す。いずれの試片も50~100 mTまでの磁場で速やかに磁化強度が増加し、300 mTよりも弱い磁場で飽和残留磁化に達した。このことから、残留磁化を担っている鉱物はヘマタイトやゲータイトといった高保磁力鉱物ではなく、より保磁力の低い鉱物(おそらくチタノマグネタイト)と考えられる。この結果はPThD結果からの推定とも調和的である。なお、KAR 4 d-01 A (凝灰岩) では100~300 mTにおける緩やかな磁化強度の増加が認められたが、凝灰岩のPThD結果(第2図のKAR 4 d-03 A)を見ると280~350°Cの温度範囲でunblockされる成分が確認されるため、ピロタイトも含まれていると推定される。

KAR 2では、6つの試片特徴磁化方位と7つの低温または低保磁力磁化方位(ベクトル成分図上で原点に向かわない直線成分)が決定された。それらの方位を第4図に示す。試片特徴磁化か否かを問わず、すべての磁化方位が約240°/27°(Az/Pl)を極とする大円に沿っているように見える。段階消磁(第2図)において、試片KAR 2

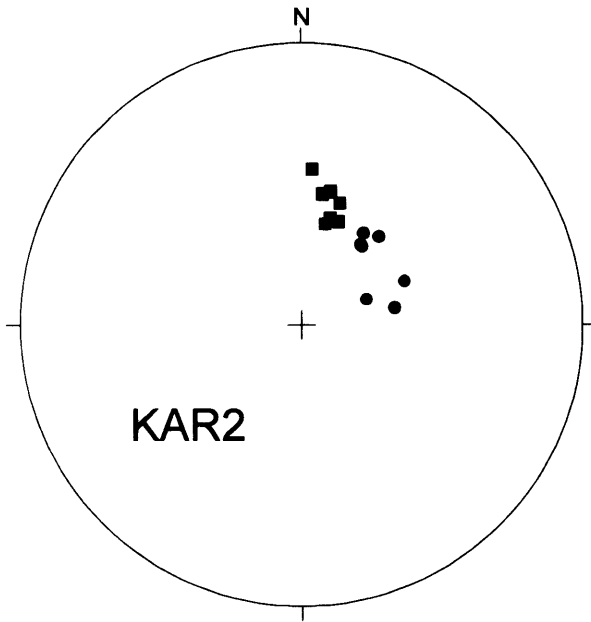


第3図 神ノ木流紋岩 (KAR 1-03 A)、花崗斑岩 (KAR 4 a-01 A)、溶結凝灰岩 (KAR 4 d-01 A) の代表的試片に対するIRM着磁実験の結果。

Fig. 3 Results of IRM acquisition experiments for representative specimens of the Konogi Rhyolite (KAR1-03A), granite porphyry (KAR4a-01A), and welded tuff (KAR4d-01A).

-04 A では低温・低保磁力成分 (10 mT~400°Cの消磁範囲で $D=20.0^\circ$, $I=58.3^\circ$, $MAD=4.9^\circ$) と高温成分 (450~575°Cの範囲で $D=80.3^\circ$, $I=62.6^\circ$, $MAD=3.6^\circ$) の2つの成分が分離され、高温成分(試片特徴磁化)はENE向きの方位を示した。しかし、試片KAR 2-03 Aでは主成分解析により $D=36.6^\circ$, $I=61.2^\circ$, $MAD=1.5^\circ$ (490°C以上) という高温成分(試片特徴磁化)の方位が決定されたものの、その方位は04 Aの低温・低保磁力成分の方位と近いように見える。試片03 Aでは低温から高温にかけてベクトル端点の軌跡が緩やかな曲線を描いており、低温成分と高温成分のプロッキング温度スペクトルが大部分の温度範囲で重なっていることが示唆される。こうしたことを考慮すると、低温または低保磁力磁化方位に近いところにある3つのNE向き試片特徴磁化方位(第4図)は、粘性残留磁化 (VRM) が完全に消去されていない可能性がある。そのため、この地点については低温または低保磁力磁化方位から遠く離れた3つのENE向き試片特徴磁化方位を使って地点平均特徴磁化方位を算出した。

地点平均特徴磁化方位を第1表および第5図に示す。



第4図 地点 KAR2 の試片から決定された磁化成分の方位。■印は弱磁場または低温の消磁ステップで分離された方位を示し、●印は強磁場または高温の消磁ステップで決定された方位を示す。下半球等積投影。

Fig. 4 Directions of magnetization components determined from specimens of site KAR2. Solid squares indicate directions revealed in low-field or low-temperature demagnetization steps, and solid circles denote those in high-field or high-temperature steps. Lower-hemisphere equal-area projection.

第5図では、地点平均特徴磁化方位 (●と○) に加え、低温または低保磁力磁化成分の平均方位も■で示してある。試片特徴磁化が確認された5地点とも、岩相境界の傾斜が10°以下 (KAR 4 a, 4 d), または柱状節理がほぼ垂直 (KAR 1, 2, 4 a, 7) であり、古地磁気方位に無視できない影響を及ぼすほどの地層傾動は受けていないと考えられる。そのため、以降に記す古地磁気方位はすべて *in situ* のものである。神ノ木流紋岩から得られた2つの地点平均特徴磁化は正帯磁を示し、ENE 向きの偏角とやや深い伏角が特徴である。2地点の平均は $D=67.4^\circ$, $I=60.8^\circ$ となった。一方、花崗斑岩と凝灰岩から求められた2つの地点平均特徴磁化は逆帯磁で、SW 向きの偏角と深い伏角で特徴づけられる。KAR 7 からは1つの試片特徴磁化方位しか決定できなかったが、その方位も KAR 4 a や 4 d の地点平均特徴磁化方位と同様の方位の特徴を持つ。KAR 4 a と 4 d の平均は $D=214.5^\circ$, $I=-69.0^\circ$ となった。結局、地点平均特徴磁化方位が決定された合計4地点 (KAR 1, 2, 4 a, 4 d) の全平均は、 $D=53.6^\circ$, $I=65.8^\circ$, 95%信頼限界を示す $\alpha_{95}=11.3^\circ$ となった。なお、低温または低保磁力磁化成分の地点平均方位 (3地点) の全平均は $D=9.4^\circ$, $I=53.6^\circ$, $\alpha_{95}=11.2^\circ$ となり、この方位は本地域の地心双極子磁場方位 ($D=0^\circ$, $I=53.2^\circ$) と区別できない。

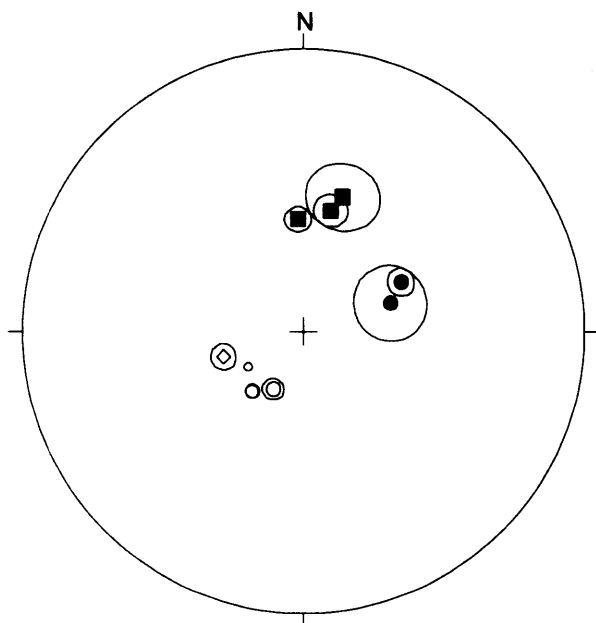
高温または高保磁力成分の地点平均磁化方位から決定された仮想的な地磁気極 (VGP) の位置をみると (第1表)、神ノ木流紋岩の2地点 (KAR 1, 2) の平均は 37.4°N , 195.9°E , 花崗斑岩 (KAR 4 a) と凝灰岩 (KAR 4 d) の

第1表 熊野酸性火成岩類の古地磁気データ。

Table 1 Paleomagnetic data from the Kumano Acidic Igneous Rocks.

Site	Latitude (N)	Longitude (E)	Rock	Component	<i>N</i>	<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	α_{95} (°)	<i>k</i>	λ (°N)	ϕ (°E)
KAR4a	33°38'46"	135°57'30"	G	H	10	220.3	-66.9	1.8	694.4	56.5	185.4
				L	6	16.4	48.9	10.2	44.1	75.6	236.9
KAR7	33°47'41"	135°53'56"	G	H	1	237.3	-70.9	ND	ND	45.5	179.0
KAR4d	33°38'46"	135°57'30"	T	H	5	207.6	-70.9	3.1	592.3	61.1	169.1
KAR1	33°51'57"	135°56'03"	R	H	7	63.3	58.1	4.0	229.6	39.8	200.9
				L	4	357.1	57.2	3.8	579.5	85.4	105.9
KAR2	33°54'18"	135°59'53"	R	H	3	72.3	63.4	10.8	132.1	34.9	191.3
				L	7	12.8	53.8	4.8	161.2	79.4	220.1
Mean	(4a + 4d)		G + T	H	(2 sites)	214.5	-69.0	ND	ND	59.1	177.8
Mean	(1 + 2)		R	H	(2 sites)	67.4	60.8	ND	ND	37.4	195.9
Mean	(4a + 4d + 1 + 2)		G + T + R	H	(4 sites)	53.6	65.8	11.3	67.1	48.6	188.8
Mean	(4a + 1 + 2)		G + R	L	(3 sites)	9.4	53.6	11.2	123.1	82.5	219.9

G, granite porphyry; R, rhyolite; T, tuff; H, high-coercivity or high-temperature component; L, low-coercivity or low-temperature component; *N*, number of specimens used to calculate site-mean direction; *D*, declination, *I*, inclination; α_{95} , radius of 95% confidence cone; *k*, precision parameter; λ and ϕ , latitude and longitude of virtual geomagnetic pole; ND, not determined. The latitude and longitude of each site locality are based on Tokyo Datum.



第5図 熊野酸性火成岩類のサイト平均磁化方位を示す等積投影図。黒印(白印)は下半球(上半球)投影。丸印は高保磁力または高温成分の、四角は低保磁力または低温成分の平均磁化方位を示す。平均方位の周囲の楕円は95%信頼限界範囲(半径 α_{95})。地点KAR7で求められた1つの高温成分の方位は小さい白丸で示してある。室生火砕流堆積物の平均方位も示す(Torii, 1983)(◇印)。

Fig. 5 Equal-area projection showing site-mean directions of the Kumano Acidic Igneous Rocks. Solid (open) symbols are directions on the lower (upper) hemisphere. Circles show site-mean directions determined from high-coercivity or high-temperature magnetization components, and squares represent those from low-coercivity or low-temperature ones. Ovals around mean directions show the area of 95% confidence with radius α_{95} . The only high-temperature component of site KAR7 is indicated by the small open circle. The mean direction of the Muro Pyroclastic Flow Deposit (Torii, 1983) is also shown by the diamond.

2地点の平均は 59.1°N , 177.8°E となり、いずれも緯度が 60° よりも低い中間帯磁的な特徴を示した。これら4地点の平均極は 48.6°N , 188.8°E , $A_{95}=17.5^{\circ}$ となった。一方、3地点の低温または低保磁力磁化成分の地点平均方位から決定された平均極は 82.5°N , 219.9°E , $A_{95}=14.2^{\circ}$ で、これは95%信頼限界範囲を考慮すると地理的北極と区別できない。

4. 考 察

本研究では、測定対象としたすべての試片に段階消磁を適用し、主成分解析により磁化方位を決定する方法(Kirschvink, 1980)を用いるなど、昨今の古地磁気学で通常行なわれている手順で古地磁気解析を行なった。そ

の結果、神ノ木流紋岩は正帯磁、凝灰岩と花崗斑岩は逆帯磁で、それらがすべて時計まわりに偏向した古地磁気方位を持つことが示された(第5図)。こうした方位の特徴は基本的に田上(1982)の測定結果と調和的である。本研究の結果は、熊野酸性火成岩類の古地磁気は大きく東偏した磁化方位で特徴づけられるとする田上(1982)の主張を支持する。

田上(1982)は凝灰岩の1地点から磁化方位を求めているが、その方位は分散の大きい試片磁化方位を一気に平均して求められたもので、信頼性が高いとはいえない。他方、本研究で決定された凝灰岩(KAR 4 d)の磁化方位は地点内での試片特徴磁化方位の集中度が高く、古地磁気方位として十分信頼できると考えられる。ただし、田上(1982)の凝灰岩測定地点とKAR 4 dは位置が異なる。

神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩の三者とも、本地域で期待される値よりも深い伏角を示した。中期中新世以降に日本列島が緯度方向に大規模な移動を経験したとは考えられず、伏角の異常値はテクトニックな原因ではないと考えられる。この深い伏角はおそらく、地球磁場の伏角が平均的な状態よりも深い時期に本火成岩類が定置・冷却したことを示すのだろう。これは言い換えれば、地球磁場の平均的な状態を示すほどの時間記録を本火成岩類は持っていないことを意味する。

他方、時計まわりに偏向した偏角の原因として、田上(1982)は①磁場の永年変化の影響、②磁場反転の途中やエクスカージョンをとらえた、③構造回転運動、という3つの可能性をあげた。①の可能性で平均 50° 以上もの偏角の偏向を説明するのは困難と考えられ、筆者も田上(1982)と同様、①の可能性には否定的である。田上(1982)は③を受け入れ、偏角の時計まわり偏向を日本海の拡大に伴う西南日本の時計まわり回転運動と関連づけた。この可能性を受け入れた場合、本火成岩類の形成はK-Arおよびフィッシュン・トラック(FT)年代測定結果から14.3 Ma前後と考えられるため(Hasebe *et al.*, 1993; 角井ほか, 1998)、西南日本は14.3 Ma以後に 50° 以上時計まわりに回転したことになる。紀伊半島北部に分布する室生火砕流堆積物の年代も本火成岩類と同様14.3 Ma前後と考えられ(Uto *et al.*, 1997)、その古地磁気もやはり大きく時計まわりに偏向した偏角を示す(Torii, 1983)(第5図)。室生火砕流堆積物の偏向した古地磁気方位も西南日本の回転運動を示すものとする解釈もある(Torii, 1983; 宇都ほか, 1996)。しかし、西南日本の各地に分布する15 Ma前後の地層からは、有意な偏向を示さない古地磁気方位が多数報告されている(Itoh, 1988; 中島ほか, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; Hoshi *et al.*, 2000; 伊藤ほか, 2000; Hoshi and Yokoyama, 2001)。最近、Hoshi *et al.* (2000)は、大阪府と奈良県の府県境に分布する中部中新統二上層群の火山岩類がほぼ南北の偏角で特徴づけられることを示し、そ

の年代が14.6 Ma よりも古く、約15 Ma の数十万年という期間に形成されたものであることを磁気極性層序の観点から明らかにした。伊藤ほか (2000) は北陸地方から得られている中新世の古地磁気データを総括し、珪藻化石層序 (Yanagisawa and Akiba, 1998) の *Crucidenticula kanayae* Zone (NPD 3 A: 16.9~16.3 Ma) に対比される地層やそれよりも下位の地層は東偏した古地磁気方位を持つものに対し、*Denticulopsis lauta* Zone (NPD 4 A: 15.9~14.9 Ma) に対比される地層はほぼ南北の方位を持つことを示した。また、Hoshi and Yokoyama (2001) は、愛知県設楽盆地にみられる南北性平行岩脈群 (K-Ar 年代は約15 Ma) の古地磁気もほぼ南北の方位を示すことを報告した。こうした最近の古地磁気データを考慮すると、熊野と室生の古地磁気偏向を西南日本の回転と関連づけるのは現時点では明らかに困難である。紀伊半島だけが14.3 Ma 以降に時計まわりに回転したと考えるのも、田上 (1982) も述べているように、中央構造線や外帯の地質帯状構造の配列をみる限り現実的ではない。結局、田上 (1982) は②の可能性を「非常に低い確率」と表現し棄却したが、確かに低い確率と思われるものの筆者はこの②の可能性を受け入れたい。神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩の三者の高精度な黒雲母 K-Ar 年代はいずれも誤差を考慮すると区別できず (角井ほか, 1998), FT 熱年代学的研究も本火成岩類の急速な冷却を示唆している (Hasebe *et al.*, 1993)。約14.3 Ma に形成された本火成岩類は、速やかに冷却していく過程で地磁気逆転またはエクスカージョンの一部を記録したと考えられる。ただし、以上の議論は本火成岩類の放射年代値が岩体の形成年代を示しているという前提に立つものである。

一般に、地磁気逆転やエクスカージョンという現象は、地質学的にはごく短期間に起きるものと考えられている。地磁気逆転やエクスカージョンに要する時間についてはさまざまな推定があるが、数千年程度かそれ以内という見積もりが多い (Jacobs, 1994)。熊野酸性火成岩類の古地磁気地磁気逆転またはエクスカージョンの途中を記録したものと解釈すると、本火成岩類の定置・冷却もせいぜい数千年以内に行なわれたことになる。熱伝導冷却モデル (Kamata *et al.*, 1993) を用いて数値計算を行なうと、神ノ木流紋岩 (最大層厚約400 m: Aramaki *et al.*, 1977) が定置後に約600°Cまで冷却するのに要する時間は1000年程度である。また、花崗斑岩の厚さを1000 m と仮定すると、定置後600°Cまでの冷却に要する時間は6000年程度と見積もられる。ただし、これらの推定時間は定置時のマグマの温度を900°C、気温を20°C、熱拡散率を15 m²/yr とした場合である。この計算には降雨や地下水による冷却の影響を考慮していないが、冷却に対する水の影響は無視できないほど大きい (Peck *et al.*, 1978)、実際にはもっと短期間に冷却が進むものと

考えられる。神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩の相互の形成にどの程度の時間間隔があったのかは不明であるが、上記の計算結果は、岩体の形成がほぼ連続的に (数百~数千年といった長い間隔をおかずに) 起きたならば、地磁気逆転やエクスカージョンの途中という短期間のうちに本火成岩類が熱残留磁化を獲得できる温度まで冷却され得ることを示すものである。

なお、室生火砕流堆積物と、本火成岩類の凝灰岩および花崗斑岩の古地磁気方位は、ともに逆帯磁で、伏角が深く、偏角がSW~WSW 向きと、磁化方位の特徴が酷似している (第5図)。前述のように、両者の放射年代値も区別できない。このことは、両岩体が成因的に強く関連していることを示唆する。熊野地域では大規模なバイアス型カルデラが推定されており (Miura, 1999)、その噴出物の一部が室生火砕流堆積物なのかもしれない。

謝辞 吉田武義さん (東北大学大学院) には野外調査に同行していただき、火成岩類の産状についてご教示いただいた。高橋雅紀さん (産総研) には測定の際にお世話になった。中村智子さんと三輪哲生さん (愛知教育大学) には測定を手伝っていただいた。角井朝昭さん (産総研) には角井ほか (1998) の試料採取地点をご教示いただき、また熊野酸性火成岩類に関して有意義な議論をしていただいた。山崎俊嗣さん (産総研) による建設的な査読により、本論文は大きく改善された。以上の方々に感謝します。

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.
- 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 (Proceedings of the 7th CPPP meeting, IGCP)*, 127-147, Toyama.
- 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.
- Hoshi, H. and Yokoyama, M. (2001) Paleomagnetism of Miocene dikes in the

- Shitara basin and the tectonic evolution of central Honshu, Japan. *Earth Planets Space*, **53**, 731-739.
- Hoshi, H., Tanaka, D., Takahashi, M. and Yoshikawa, T. (2000) Paleomagnetism of the Nijo Group and its implication for the timing of clockwise rotation of southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **95**, 203-215.
- Itoh, Y. (1988) Differential rotation of the eastern part of southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 3401-3411.
- 伊藤康人・山本朗子・岩野英樹・檀原 徹・渡辺真人 (2000) 金沢・医王山地域に分布する中新統の古地磁気とフィッシュン・トラック年代. 地調月報, **51**, 495-504.
- Jacobs, J. A. (1994) *Reversals of the Earth's magnetic field, 2nd Ed.* Cambridge Univ. Press, Cambridge, 346p.
- Kamata, H., Suzuki-Kamata, K. and Bacon, C. R. (1993) Deformation of the Wineglass Welded Tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **56**, 253-266.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **62**, 699-718.
- Miura, D. (1999) Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **92**, 271-294.
- 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸 (1990) 福井県北部新第三系の K-Ar 年代と古地磁気—西南日本ブロックの回転に関して—. 岩鉱, **85**, 45-59.
- Otofujii, Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985) When was the Japan Sea opened?: Paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In Nasu, N. et al., eds., *Formation of active ocean margins*, 551-566, Terrapub, Tokyo.
- Otofujii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T. (1991) Rapid rotation of southwest Japan: Paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophys. Jour. Int.*, **105**, 397-405.
- Peck, D. L., Wright, T. L. and Decker, R. W. (1978) The lava lakes of Kilauea. *Sci. Amer.*, **241** (4), 114-122.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967) K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **1**, 131-137.
- 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ュン・トラック年代. 大阪微化石研究会誌 (NOM), no. 9, 23-32.
- Torii, M. (1983) Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi province: Evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at Middle Miocene time. Doctoral dissertation, Kyoto Univ., 126p.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂 (1996) 西南日本, 中期中新世生火山岩の K-Ar 年代. 火山, **41**, 257-261.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Society of Japan: System outline and preliminary results. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **48**, 23-46.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.

(受付: 2001年11月9日; 受理: 2002年1月31日)