中新統富草層群の古地磁気方位

林田　明*

Paleomagnetic data from the Lower Miocene Tomikusa Group, central Japan

Akira Hayashida

(Abstract)

Stable remanent magnetization found at 4 sites of the lower Miocene Tomikusa Group give a mean paleomagnetic declination: 13.4°, and inclination: 55.4° with the radius of 95% confidence circle: 15.4°. The smaller deflection, compared to the other paleomagnetic data of the Setouchi Miocene Series, suggests that the Tomikusa area was a part of the Nohi-Yatsuo block, which suffered a counter-clockwise rotation relative to Southwest Japan, or southward translation from Eurasia, associated with opening of the Japan Sea.

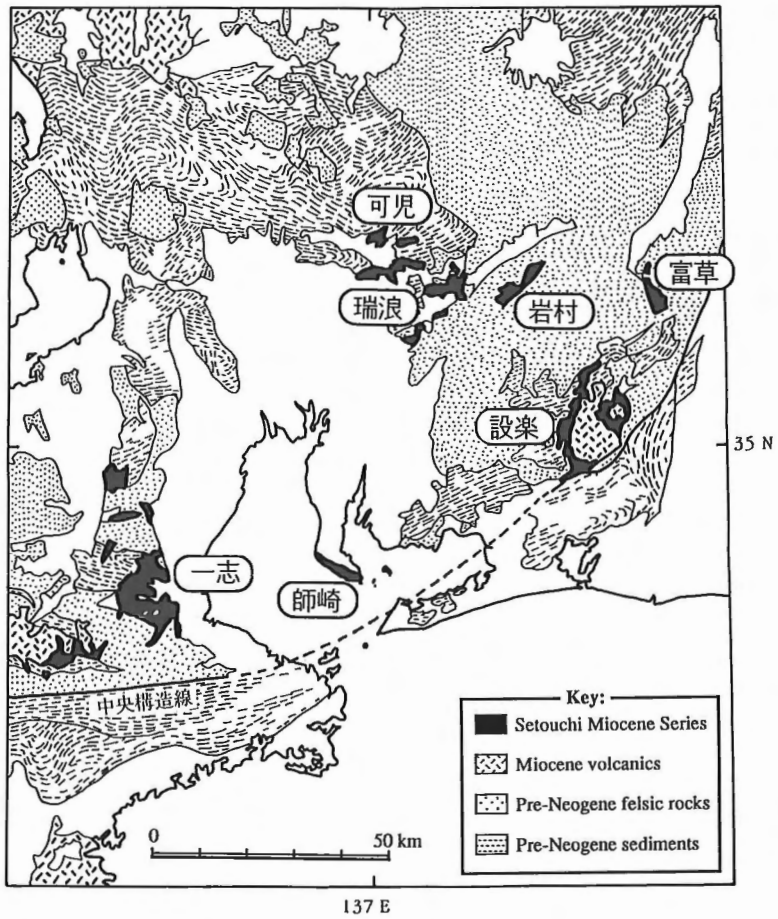
はじめに

西南日本に分布する前期中新世以前の岩石は，ほぼ45°に達する東へ偏った古地磁気方位を持っている．この偏りは，西南日本が日本海の拡大にともなってアジア大陸から分離し，時計まわりの回転運動をともなって現在の位置へ移動してきたことを示すものである（たとえばOtofuji et al., 1985；鳥居他，1985；Hayashida et al., 1988；Otofuji et al, 1991）．西南日本内帯の各地に点在する瀬戸内中新統については，これまでに一志層群・師崎層群・可児層群・瑞浪層群などの古地磁気学的研究がおこなわれた（Hayashida and Ito, 1984； Hayashida, 1986；Hayashida et al., 1991）．その結果は西南日本の古位置の復元や回転時期を決定するための重要な資料となっている．

一方，第一瀬戸内区の北東に分布する後期白亜紀の濃飛流紋岩類や北陸八尾地域の下部中新統の古地磁気方位は有意な偏りを持たないことが，Itoh (1988) によって示された．これによって，濃飛地域と第一瀬戸内区は異なったブロックとして回転したことが明らかになった．Itoh (1988) は，中部地方での中央構造線の屈曲が中期中新世に形成された可能性を示し，西南日本東縁と伊豆－ボニン弧との衝突がこの変形を引き起こしたと考えた．西南日本と濃飛ブロックの境界の位置や変形の様式は，まだ明らかにされていない．

ここでは，長野県下伊那郡南部の天竜川沿いに分布する中新統富草層群についておこなった古地磁気研究の予察的な結果を報告する．富草層群は瀬戸内中新統とされる地層のうち最も東に位置するものであり，その約20km東方では中央構造線が北北東－南南西の方向に延びてい

* 同志社大学工学部地学研究室　Laboratory of Earth Sciences, Doshisha University, Kyoto 602, Japan
1992年9月7日受理



第1図. 中部地方における瀬戸内中新統の分布図.
Fig. 1. Map showing distribution of the Setouchi Miocene Series in Chubu district.

る(第1図). 富草層群の古地磁気方位は, 中新世前期から中期にかけておこった西南日本の回転とそれにともなった中部地方の変形のようすを考察するうえで, 欠かせない資料となろう.

試料の採集と磁化測定の方法

下伊那地域の新第三系は, 鹿間 (1954) によって富草層群と命名され, その南の設楽盆地や西の岩村盆地とつながった主として浅海性の水系で形成されたと考えられた. その後, 宇井 (1970) などにより詳細な層序と構造が報告された. それによれば, 富草層群は礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩などからなり, 下位より和知野・温田・大下条・新木田・粟野・早稲田の6累層に区分される. これまでに, 富草層群の堆積時期を示す放射年代や微化石層序の直接の証拠は報告されていない. ただし, 設楽層群・瑞浪層群との化石, および岩相の類似から, 富草層群の時代は前期中新世の18～17.5Maと考えられている (糸魚川・柴田, 1973; 千地・IGCP-246国内ワーキンググループ, 1989).

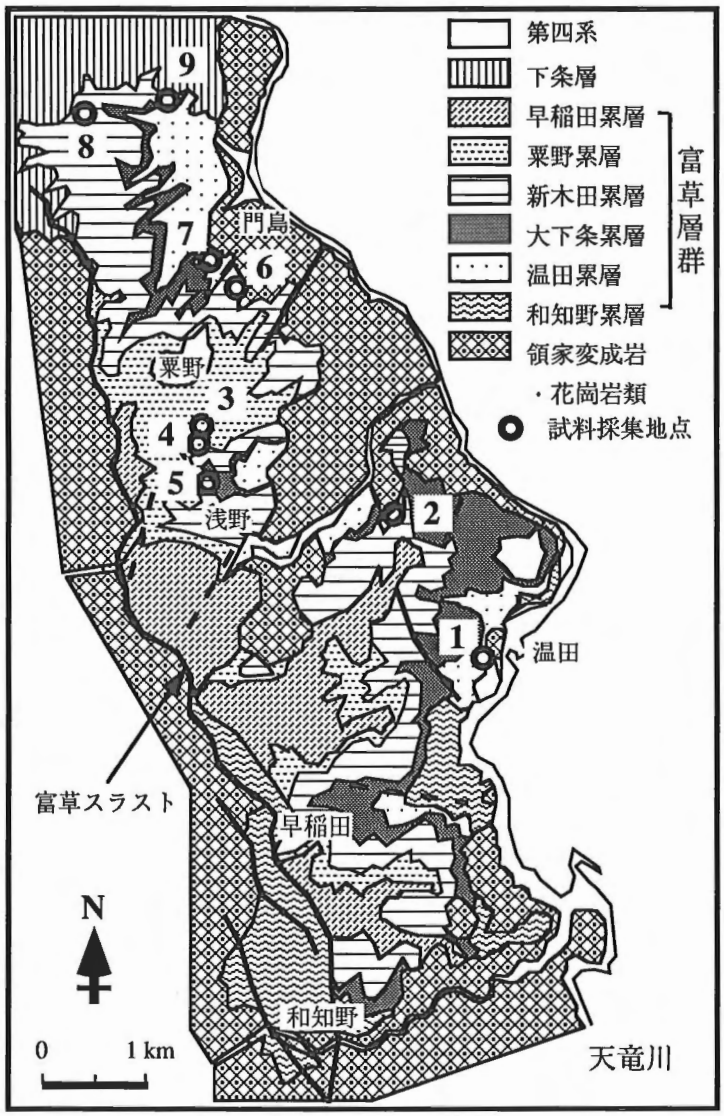
今回, 磁化測定をおこなった試料は, 9地点で採集した温田累層および新木田累層の泥岩, 凝灰質泥岩, 凝灰岩である. 採集地点を第2図に示す. それぞれの地点では5～12個のブロック試料に磁気コンパスで方位をつけて採取した. 実験室では, それぞれのブロックから直径2.4cm, 高さ2.4cmの円柱形試料2～3個を作成した.

残留磁化の測定は京都大学の超伝導磁力計 (ScT C-112) を用いておこない, 磁化の安定性を検討するために熱消磁実験をおこなった. 熱消磁実験では, 各地点の試料5～8個について, 自然残留磁化を測定した後, 120～150℃から30～70℃の間隔で約500℃まで, 無磁場中での加熱と磁化の測定とを繰り返した. また, 熱消磁の1段階ごとに試料の初期帯磁率の測定をおこなった. 初期帯磁率の測定には, 室温用・低周波(0.47Hz)の帯磁率測定システム(Bartington MS2)

を用いた．測定された残留磁化方位に対して露頭での試料の方位を補正し，さらに各地点の平均磁化方位に対しては地層の傾斜と現在の磁気偏角の補正をおこなった．地点1（36°W）をのぞくほとんどの場所で，地層の傾斜は10°以下であった．

測　定　結　果

段階熱消磁の結果，初生磁化とみなすことのできる成分が認められたのは，温田累層の地点3と4，および新木田累層の地点8と9の試料であった．その他の5地点の試料からは，最近の地球磁場に起因する粘性残留磁化と考えられるもの以外に特徴的な磁化成分を見いだすことはできなかった．段階熱消磁の結果の例を第3図に示す．

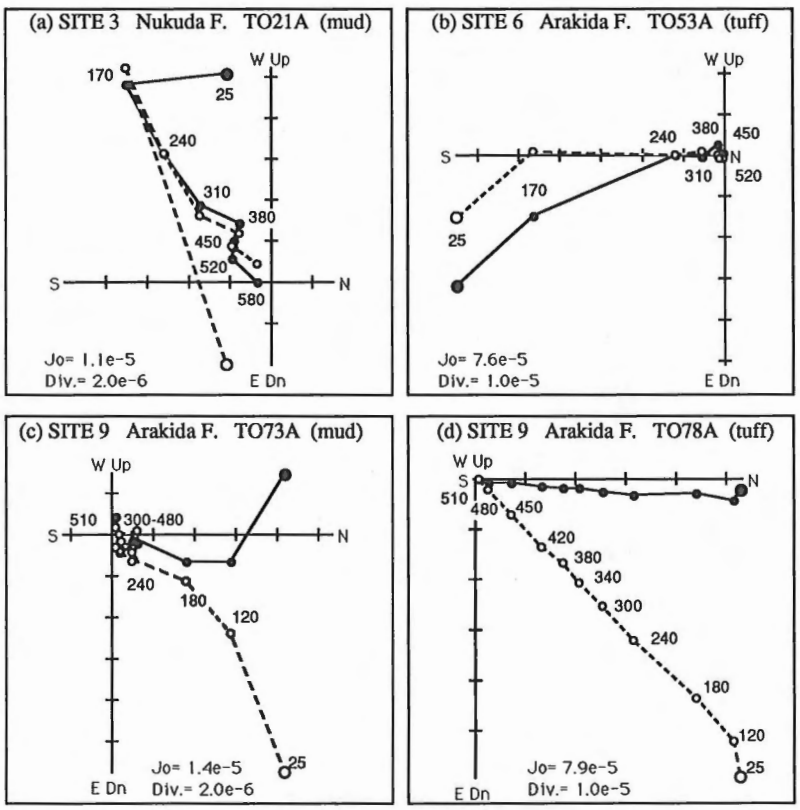


第2図．富草層群の古地磁気試料採集地点（1～9）．地質図は宇井（1970）によるものを簡略化した．

Fig. 2. Locality map of the paleomagentic sampling sites (1～9). Base map was modified from Ui (1970).

地点3の試料（温田累層の泥岩）の磁化方位は最初の熱消磁（170℃）で大きく方向を変えたあと，原点にむかってほぼ直線的に減衰し，580℃で消磁前の磁化の5％以下にまで減少する（第3図a）．ここで見いだされた磁化方位は現在の地磁気方位と大きく異なった逆極性のものであり，地点内での集中度もよい．したがって，この高温成分は初生磁化とみなしうるものである．一方，地点6の試料（新木田累層の凝灰岩）の磁化は，消磁前に地点3の泥岩試料よりも大きな強度（約8 mA/m）を持つが，310℃の熱消磁で5%程度に減少する（第3図b）．より高温の熱消磁でその磁化は逆帯磁と思われる方位を示すが，信頼できる磁化成分を認定することはできなかった．

地点9では新木田累層の泥岩を採集したが，その一部に白色の凝灰質の部分が認められた．



第3図. 段階熱消磁による残留磁化方位の変化. 黒丸と白丸はそれぞれ水平, 鉛直面への投影を, 数字は熱消磁の温度(℃)を示す.

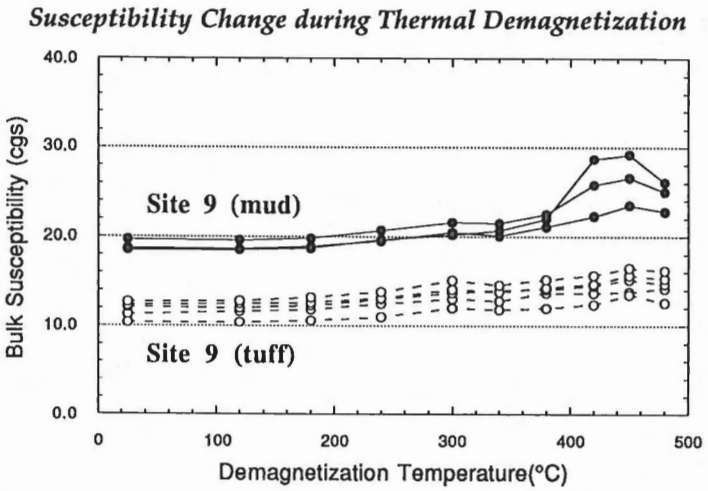
Fig. 3. Results of stepwise thermal demagnetization. Closed and open circles represent magnetization vector end-points before tilt correction, projected on horizontal and vertical planes, respectively. Demagnetization temperatures are in Celsius (℃).

凝灰質の試料の磁化は泥質部の約5倍の強度を持ち, 熱消磁に対してもより高い安定性を示した. 泥岩の試料には120～240℃の間で直線的な減衰を示す磁化成分が存在するが, これは最近の地球磁場によって付加された2次磁化である可能性が高い(第3図c). それに対し, 凝灰質の部分の磁化は300℃から500℃を越えるまで直線的に原点にむかって減衰する(第3図d). 300℃以上の温度範囲に認められる高温成分は, 初生磁化と認定できるものである.

地点6の試料や地点9の泥岩部の試料から高温成分の磁化を見いだすことができなかった理由として, (1)ブロッキング温度の高い磁性粒子が少ないこと, および(2)熱消磁の加熱によってあらたに磁性鉱物が形成され, その不安定な磁化によって高温成分の磁化の検出が妨害されたことが考えられる. 第4図には, 段階熱消磁の1ステップごとに測定した地点9の試料の初期帯磁率の値の変化を示した. 泥岩試料は, 凝灰質のものに比べ小さい残留磁化強度を持つが, 初期帯磁率の値はより大きく, 残留磁化を担わない粗粒な磁性鉱物に富むことがうかがえる. また, 熱消磁の進行とともに初期帯磁率の値は増加の傾向を示すが, 特に泥岩の試料では400℃以上の加熱後に急増する. この変化は新しい磁性粒子の析出を示すと考えられ, これ以上の温度では強度の小さい磁化成分の検出が困難となる. 同様の現象は, 信頼できる磁化方位の得られなかった他の地点でも顕著であった.

初生磁化と判断できた磁化成分については, 地点8をのぞき Kirschvink (1980) の方位によってその方位を求め, 各地点ごとに Fisher (1953) にしたがって平均方位と信頼円の半径等を求

めた．信頼できる磁化が見いだされた4地点の磁化方位，およびこれらを正帯磁に直して求めた平均方位を第1表および第5図に示した．



第4図．　新木田累層地点9の試料の熱消磁にともなう初期帯磁率の変化．黒丸と白丸はそれぞれ泥岩，凝灰岩の試料の値を示す。

Fig. 4.　Changes of mass initial susceptibility during progressive thermal demagnetization. Solid and open symbols represent values of mud and tuffaceous samples from Site 9, respectively.

考　察

9個所の採集地点のうち，信頼できる古地磁気方位が得られたのは4地点のみであった．富草層群について古地磁気層序の議論や古位置の推定をおこなうためには，さらに多くの古地磁気資料を得る必要がある．ここでは，今回の研究で得た磁化方位の極性，および他地域の瀬戸内中新統の古地磁気方位との比較について述べておきたい．

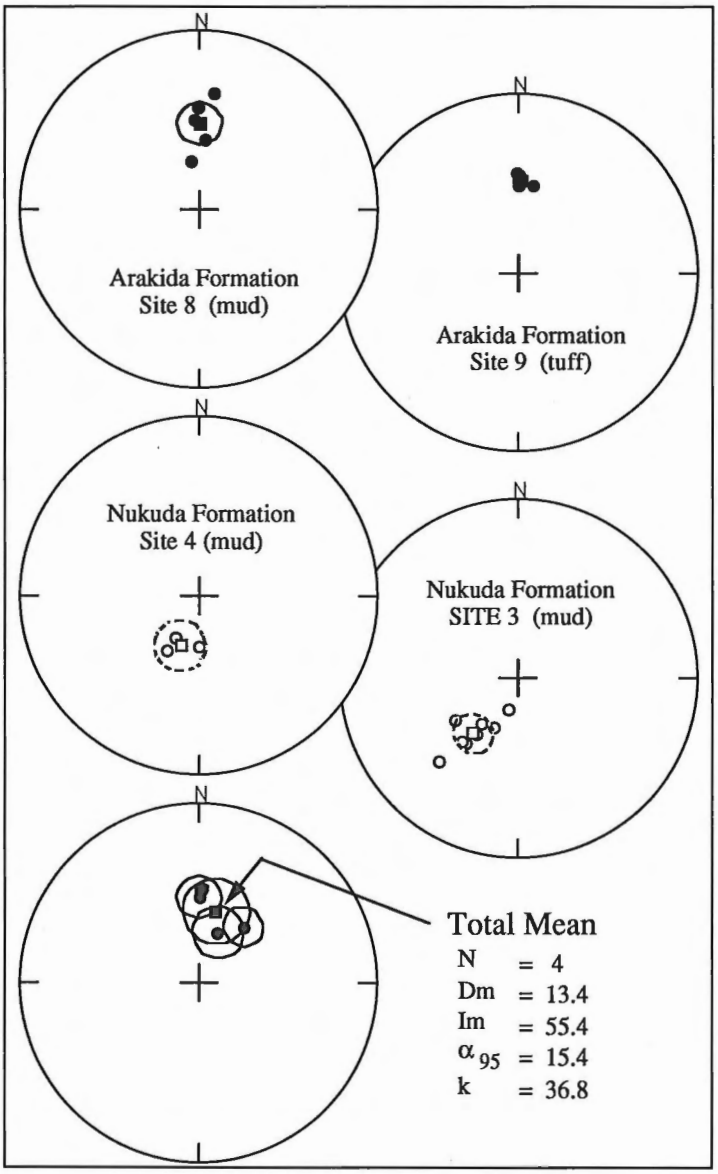
4地点の古地磁気方位のうち下位の温田累層のものは逆極性，上位の新木田累層のものは正極性を示した．4層準の結果は富草層群の磁気層序区分を確立するには不十分なものである．ただし，他地域の瀬戸内中新統との対応を考慮し，富草層群は浮遊性有孔虫の層序区分(Blow, 1969；Berggren et al., 1985など）のN.7からN.8aに対比されると考えられている（千地・IGCP-246国内ワーキンググループ，1989)．この対比にしたがえば，温田累層の逆帯磁と新木田累層の正帯磁の層準は，海洋底磁気異常に基づいた古地磁気年代区分のC5CR（16.98-17.57 Ma）とC5CN（16.22-16.98Ma）にそれぞれ対応すると考えることができる．

各地点の平均方位の伏角は46～65°の範囲にあり，採集地域の現在の緯度で期待される地心双極子磁場の伏角値（約55°）と近い．一方，新木田累層の2地点（8，9）の磁化方位は現在の北にほぼ一致しているが，温田累層の2地点（3，4）では南北方向から時計まわりに20～40°の偏角のずれが見られる．新木田累層と温田累層の古地磁気方位に，時代のちがい，または富草盆地の北部と中部という地域のちがい（第2図）を反映した差があるかどうかについては，その

第1表．　富草層群から求めた古地磁気方位*

地　点	消磁温度	D	I	α_{95}	k	N
8（新木田累層）	380℃	0.1	49.8	10.1	44.8	6
9（新木田累層）	240－380℃	1.5	46.4	3.2	452.3	6
4（温田累層）	240－380℃	-159.2	-64.9	12.0	106.9	3
3（温田累層）	200－400℃	-141.2	-56.4	9.0	38.9	8
平均方位		13.4	55.4	15.4	36.8	4

＊D, I：傾動補正後の平均偏角，および伏角，α_{95}：95%信頼円の半径，k：Fisher（1953）の統計パラメーター，N：試料数，または地点数



第5図. 富草層群の4地点の古地磁気方位。各地点について，傾動補正後の試料の磁化方位とその平均方位および95%信頼円を示し，あわせて4地点の平均方位を示した。

Fig. 5. Paleomagnetic directions after tilt correction obtained from the Tomikusa Group, shown on equal-area projections. On the top four diagrams, magnetic directions of each specimens (circles) and their site mean direction (square) with a 95% confidence circle are shown. On the bottom, the four site mean directions in normal polarity (circles) and their mean (square) are shown. Solid symbols are on the lower hemisphere, and open symbols on the upper hemisphere.

有意性を今回の資料から判定することはできない．ここでは，4地点の古地磁気方位に地磁気経年変化を越える有意の差は無いと仮定し，4地点の平均磁化方位（第5図）についての議論にとどめる．

富草層群の平均磁化方位は地心双極子磁場に較べ約13°の時計まわりの偏りを示すが，これは西南日本の前期中新世の古地磁気方位の偏りに比べ有意に小さい値である．たとえば，第一瀬戸内の中新統では，一志：45.1°(Hayashida and Ito, 1984)，師崎：58.0°，瑞浪：55.1°(Hayashida, 1986)，可児：49.9°(Hayashida et al., 1991) といった偏角の値が得られている．これに対し，富草層群の磁化方位は，Itoh (1988) が報告した北陸，八尾地域の楡原・岩稲・医王山・黒瀬谷・東別所累層の古地磁気方位（偏角：13.0°，伏角：52.7°）とよく一致している．Itoh (1988) は，後期白亜紀の濃飛流紋岩類の古地磁気方位も大きな東偏を示さないことを明らかにし，八尾地域を含む濃飛ブロックが西南日本の山陰地方や瀬戸内中

新統の分布地域に対して相対的に反時計まわりの回転運動をおこなったことを示した．また，この時期は15～12Maの間であると考えられている．今回の研究で得られた古地磁気方位は，富草地域が濃飛ブロックに属し，西南日本とは異なる回転運動をおこなった可能性を示すものである．富草地域は，西南日本とともに時計まわりに回転した後，反時計まわりの回転をおこなったか，あるいは西南日本の回転の際，約13°の小さな回転をともなった並進運動に近い動きで南下してきた可能性が考えられる．

Itoh (1988) が指摘したように，西南日本東縁部の変形には日本海の拡大と伊豆－ボニン弧の本州への衝突が関わっていたと考えられる．また，この変形によって，中部地方に見られる先新生代基盤岩類の帯状配列の屈曲が形成されたとも考えられる．富草地域と他の瀬戸内中新統との間の古地磁気方位のちがいは，西南日本から中部地方にかけての帯状配列と中央構造線の屈曲が前期中新世以降におこったことをより直接的に示すものである．西南日本と濃飛ブロックの境界と変形の様式を明らかにするためにも，さらに中部地方の瀬戸内中新統の古地磁気学的研究を進める必要がある．

謝　辞

1978年2月，瑞浪市化石博物館でおこなわれたシンポジウムに参加された竹村恵二・石田克・岡崎美彦の諸氏に，筆者は瑞浪層群の凝灰岩から定方位試料を採取するように依頼した．手元に届けられた上下アベック・タフの試料は，すでに知られていた室生火山岩と同様の南西に大きく偏った逆極性の磁化方位を示し，筆者をおどろかせた．1983年には乙藤洋一郎・松田高明の両氏が山陰地方で漸新世火山岩類の磁化方位の東偏を報告し，磁化方位が時計まわりに偏る理由の見当がついた．それ以来，筆者が瀬戸内中新統の古地磁気研究を進めることができたのは，糸魚川淳二先生を初めとする先達の研究成果の蓄積に負うところが大きい．糸魚川先生には，瀬戸内中新統の層序や対比についてたびたび多くのことを教えていただいた．また，鳥居雅之氏には野外と実験室で多大のご援助をいただいた．この機会を借り，上記の方々にお礼申し上げます．

文　献

Berggren, W. A., Kent, D. V. and Van Couvering, J. A., (1985), The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. *In* N. J. Snelling, ed., *The Chronology of the Geological Record., Geol. Soc. London Mem.* **10**, 211-260.

千地万造・IGCP-246国内ワーキンググループ，(1989)，日本海形成に伴う古地理・古環境の復元．*In* IGCP-246国内ワーキンググループ，ed.，*日本海の形成とそれに伴う新第三紀地史的事件*，57-70.

Fisher, R., (1953), Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London,* Ser. A, **217**, 295-305.

Hayashida, A., (1986), Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene Series. *J. Geomag. Geoelectr.,* **38**, 295-310.

————, Fukui, T. and Torii, M., (1991), Paleomagentism of the Early Miocene Kani Group in Southwest Japan and its implication for the opening of the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.,* **18**, 1095-1098.

———— and Ito, Y., (1984), Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma: implication from

paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 335-342.

————, Otofuji, Y. and Torii, M., (1988), Paleoposition of Southwest Japan and convergence between Eurasia and Pacific plates in pre-Neogene time. *Modern Geol.*, 12, 467-480.

Itoh, Y., (1988), Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *J. Geophys. Res.*, 93, 3401-3411.

糸魚川淳二・柴田博, (1973), 古環境の変遷と対比……瀬戸内区中新統の場合. *地質学論集*, 8, 125-135.

Kirschvink, J. L., (1980), The least-squeares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 699-718.

Otofuji, 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. J. Internat.*, 105, 397-405.

鹿間時夫, (1954), 長野県南部第三紀層富草層群について. *横浜国立大学紀要*, Sec. II, 3, 71-108.

鳥居雅之・林田明・乙藤洋一郎, (1985), 西南日本の回転と日本海の誕生. *科学*, 55, 47-52.

宇井啓高, 1970, 長野県下伊那郡阿南町に分布する中新世, 富草積成盆地の構造. *地質学雑誌*, 75, 131-142.