

古地磁気とプレートテクトニクス

西山慶尚*

Paleomagnetism and Plate tectonics
Yoshihisa NISHIYAMA

This paper consists of two contents. One is on the introduction of the method and principle of paleomagnetic study, and the other is an example of paleomagnetic study summarized as follows.

In the Inner Zone of Southwest Japan, there distribute isolatedly several Upper Paleozoic limestone masses, that is, the Akiyoshi, Taishaku, Atetsu, Takayama and Omi limestone. These limestones are best explained by accretion of reef complex originated on an oceanic basaltic seamount (Kanmera et al., 1983; Ozawa et al., 1985). The present author carried out paleomagnetic study to make clear the paleolatitude of the seamount. The paleolatitudes obtained from inclinations are very low of 14°N to 17°S, and these facts indicate that the limestones migrated northward after deposition in the equatorial region and accreted to the land block of Asia.

はじめに

当館の地球のゾーンの展示には、大陸移動説とプレートテクトニクススのテーマがセットで取り上げられている。これらのテーマは、当館だけではなく、多くの自然史系博物館で取り上げられているテーマであり、入館者の多くが興味を寄せているところである。

さて、1912年、ドイツ人のアルフレッド・ウェーゲナーによって提唱された大陸移動説は、それなりに説得力のある根拠を備えたものではあったが、当時としては、容易に受け入れにくいものであり、同時にいくつかの難点をもはらんでいた。そのなかでも最大の難点は、大陸を動かした原動力あるいはそのメカニズムについて十分な説明ができないということであった。この最も基本的な問題の説明ができないため、当初は白熱していた大陸移動説をめぐる論戦も次第に下火となり、そのうち人々からは忘れられるところとなった。しかし、ウェーゲナー自信は決して諦めることなく、その後も、大陸移動説の完成に情熱を燃やし続けていたが、1930年、グリーンランドでの探検途上でついに不帰の人となったのである。

ところが、1950年代に古地磁気学という学問が盛んになり、新たなデータが次々と発表されるようになると、これらのデータの中には、大陸が移動したと仮定しなければどうしても説明がつかないものが見つかり、一度は否定されていたかに見えた大陸移動説が復活するのである。このようにして大陸移動説を復活させた古地磁気学

は、その後も着実に成果を挙げ、ついには、地球科学に革命的な発展をもたらしたといわれるプレートテクトニクスの構築において、決定的に重要な役割を果たすことになるのである。しかし、この古地磁気学という地味な学問は、大陸移動説やプレートテクトニクスの華々しさの蔭に隠れ、一般的にはあまり知られていないのが現状である。

そこで、本稿では、まず最初に、筆者が愛媛県内で測定して得たデータを交えながら古地磁気学の方法・原理についてごく簡単な紹介を行い、後半では、西南日本内帯の中国地方に分布している秋吉列石灰岩体の基盤をなす玄武岩質溶岩と凝灰岩に関して行った古地磁気学的研究の成果について報告をすることにする。

古地磁気学

1 岩石の残留磁化

ここでは、火成岩を例にして話をすすめる。マグマが冷却し火成岩が形成される過程で、その温度が火成岩に含まれている磁性鉱物のキュリー点以下になると、火成岩は、地球磁場によって磁化され、地球磁場と平行な残留磁化を獲得する。このようにして獲得された残留磁化を熱残留磁化という。残留磁化の種類には、この外に、堆積岩が獲得する堆積残留磁化や変成岩にみられる化学残留磁化などがあるが、これらの残留磁化のうち、一般的には熱残留磁化が最も安定である。すなわち、火成岩が一旦熱残留磁化を獲得すると、この残留磁化の方向と磁化の強さは、半永久的にほぼ一定に保持されることが知られている。従って、火成岩の残留磁化の方向は、そ

*愛媛県総合科学博物館 学芸課長 Ehime Pref. Science Museum

の後、この岩体が水平もしくは垂直成分を有する回転運動を行わない限りにおいては不変であるので、岩石の残留磁化を測定すれば、その岩石が形成された当時の地球磁場の方向や磁極の位置を知ることができるわけである。このように、岩石の残留磁化を測定することによって過去の地球磁場などについて調べる学問を「古地磁気学」とよんでいる。

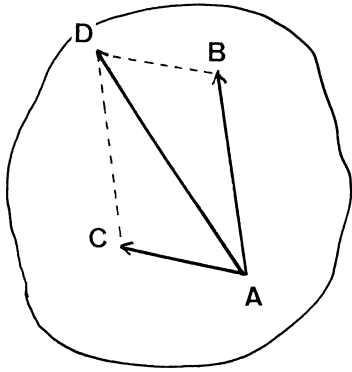


Fig. 1 Primary magnetization (\vec{AB}) and viscous remanent magnetization (\vec{AC}).

上記のように、岩石の残留磁化は一般的には安定しており、過去の地球磁場の記録が忠実に保持されていると考えられるが、岩石は、磁化したあとも変動する地球磁場のもとに長期間にわたってさらされているため、粘性残留磁化とよばれる二次的磁化成分が付加されている場合が多い。そこで、Fig. 1で、ベクトルABを最初に岩石が獲得した初生磁化ベクトルとし、ベクトルACを二次的に付加された粘性残留磁化ベクトルとしよう。すると、岩石の残留磁化を測定することによって得られるのは、二つのベクトルが合成されたベクトルADである。従って、もし粘性残留磁化が付加されていると、測定して得られた残留磁化の方向と磁化の強さは、初生磁化のそれとは一致しないことになり、その測定値は古地磁気学的には有意でないことになる。そのため、岩石の残留磁化を測定する際には、この粘性残留磁化を十分に消磁してやるのが肝要である。粘性残留磁化を消磁するには、交流消磁や熱消磁などの方法があり、これらの方法は、粘性残留磁化の保磁力が初生磁化の保磁力より弱いという性質を利用したものである。

2 岩石の残留磁化の強さ

上記の1で述べたように、岩石の残留磁化は極めて安定しているが、その磁化の強さはたいへん弱いものである。岩石の残留磁化の強さは、基本的には、その岩石に含まれている磁性鉱物の種類や量および結晶粒の大きさなどの要因によって規定される。従って、岩石の残留磁

化の強さは、岩石の種類、すなわち岩石の成分・成因および産状などによって異なってくる。

そこで、実際にいろいろな種類の岩石について磁化の強さを比較してみよう。次のFig.2は、愛媛県内各地に分布している深成岩類・半深成岩類・火山岩類およびホルンフェルスの自然残留磁化(J_n)の強さを表した相対度数分布図である。測定した試料の数は、深成岩類が61地点418個、半深成岩類が29地点186個、火山岩類が29地点133個、ホルンフェルスは8地点51個、合計127地点788個である。火成岩類のなかでは、火山岩類と半深成岩類がよく似た度数分布図の形を示しており、ほぼ正規分布に近い形を示しているが、深成岩類の度数分布図は弱い方へ偏っている。磁化の強さは、火山岩が最も強く深成岩類が最も弱い。また、同じ深成岩類でも、塩基性岩類の磁化は強く酸性岩類の磁化は弱い。県内の領家深成岩類では、高縄半島先端部に産出する閃緑岩ないしは斑糲岩の磁化は比較的強いが、他の地域の深成岩類の磁化は一般的に極めて弱い。ホルンフェルスでは、残留磁化が極端に強いものと弱いものの割合が高く、その度数分布図は、他の岩石に比べてより平坦な形を呈している。ホルンフェルスの中で磁化が強いのは塩基性岩源のものであり、泥岩・粘板岩源のものは磁化が弱い。なお、火山岩類を除く他の岩石はランダムに採集したものではなく、ある程度磁化の強いものを選んで採集しているので、もしランダムに採集したとすれば、これらの岩石の自然残留磁化の度数分布図は、Fig.2のものよりさらに左へ偏ったものになるであろう。

このように、岩石の残留磁化は一般的には極めて弱いものである。しかし、岩石のなかには、次に述べるように極端に強い磁化をもつ岩石も存在する。愛媛県宇摩郡の土居町と別子山村との境界にそびえている東赤石山は橄欖岩でできている。この橄欖岩自体の残留磁化はもともとかかなり強いものではあるが、山頂付近に分布している橄欖岩の残留磁化は異常に強く、クリノメーターを近づけると、磁針そのものが反発されるほどある。従って、東赤石山の山頂付近ではクリノメーターは使いものにならない。このように、山頂付近の岩体の残留磁化が異常に強いのは、落雷による電流によって岩石が再磁化されたためであり、極めて特殊な事例であると言える。

3 磁性鉱物の種類とそのキュリー点

岩石の残留磁化を担っている磁性鉱物の種類には、チタノマグネタイト系列、イルメナイトーヘマタイト系列、マグヘマイトおよびピロタイトがある。このうち、イルメナイトーヘマタイト系列とピロタイトには結晶磁気異方性があり、結晶のC面内では磁化が容易に回転できるが、C軸方向には磁化しにくいという性質をもっている(小嶋外,1972a)。そのため、もし結晶の配列方向があ

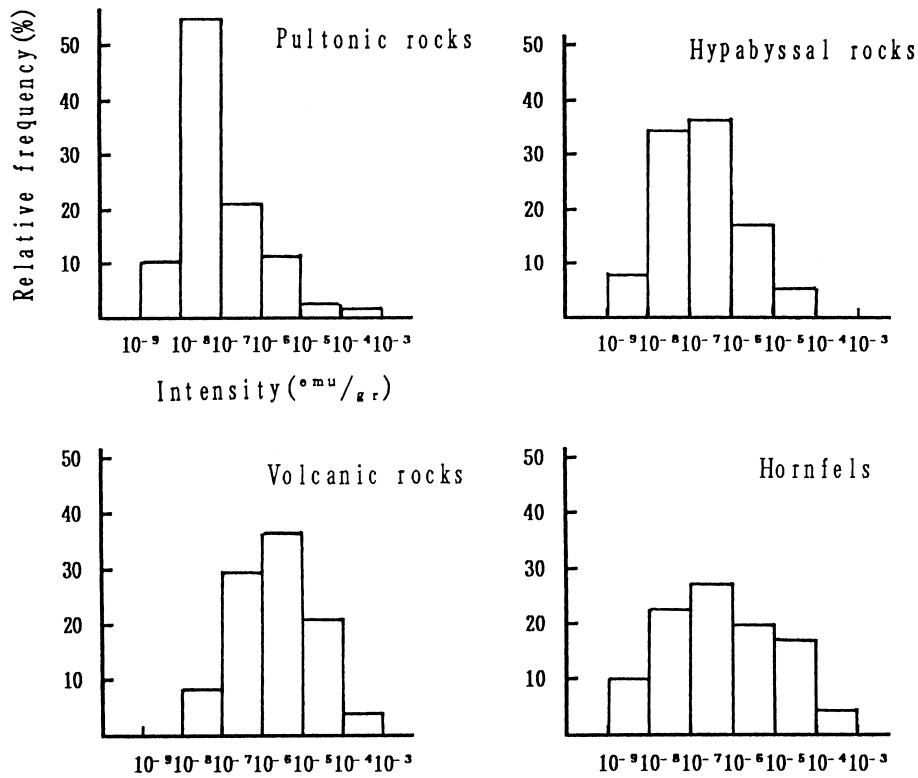


Fig. 2 Relative frequency distribution of intensity of natural remanent magnetization.

る方向に揃っていると、たとえ地球磁場の方向がC面と平行でなくとも、C面方向の磁化成分が大きくなり、その磁化方向は必ずしも地球磁場の方向と平行にならないことがある。また、チタノマグネタイトの低温酸化によってできるチタノマグヘマイトは、それが酸化されるときにできる化学残留磁化を二次的に獲得している可能性がある。従って、これらの磁性鉱物が磁化を担っている場合には、たとえその残留磁化が安定であっても、その測定値は有意ではなくなるので、岩石の残留磁化を測定する際には、同時に磁性鉱物の種類を同定することが必要になる。磁性鉱物を同定する方法には、検鏡法、X線解析法及びキュリー点測定法がある。

愛媛県の領家帯には、花崗閃緑岩を主とするいくつかの深成岩体が分布している。そこで、筆者は、これらの岩体のなかから比較的強い磁化をもつ5つの岩体を選んで、その磁性鉱物のキュリー点を測定した。その結果、Table. 1に示すように、これらの岩体に含まれている磁性鉱物のキュリー点は509℃から585℃の範囲にあることが分かった。このことから、これらの磁性鉱物の種類は、Ti含有量をそれぞれに異にするチタノマグネタイトであると判定される。従って、これらの岩石の残留磁化に関しては、結晶磁気異方性や低温酸化の問題を考慮しなくてもよく、その残留磁化の信頼性は高いと言える。本地域の深成岩類は、Ishihara (1977) によってイルメナイト系列に所属するとされているものであるが、上記の

Table. 1 Curie points of the magnetic mineral contained in Ryoke pultonic rocks of Ehime Prefecture

Sampling site	Rock type	Curie point
Niihamashi Kuroshima	Diorite	585℃
Toyoshi Kurotani	Diorite	518℃
Yoshiumicho Tsushima	Diorite	516℃
Imabarishi Kojima	Gabbro	509℃
Takanawasan Takarasakatani	Diorite	581℃

キュリー点の測定結果から分かるように、本地域にも、部分的であるがマグネタイト系列に属する深成岩体が存在していると言える。

4 地磁気の逆転

現在の地球磁場は、北半球には磁石のS極、南半球にはN極があるので、北半球における地球場の方向は、下向きとなっている。ところが、過去には、磁極の位置が現在とは逆になっていたことが知られており、これを地磁気の逆転 (Reversal) という。Fig. 3は、Harland, W. B. et al. (1982) によって編纂された古第三紀始新世以降における地磁気逆転のタイムスケールで、白地は逆転期、黒地は現在と同じ極性の正常期 (Normal) を表している。このようにして見ると、地磁気の逆転は決してめずらしい出来事ではなく、各地質時代を通して何回となく

繰り返し起こっているごく一般的な現象であることが分かるであろう。そして、始新世以降における地磁気逆転期のトータルと地磁気正常期のトータルを比較しても、両者の間にはほとんど隔たりはない。従って、現在の地磁気正常期は、たまたま今から70万年ほど前に始まった地磁気正常期が継続しているにすぎないと考えることができよう。なお、Fig.3に示したような地磁気逆転タイムスケールは、現在から少なくとも約1億6千万年前のジェラ紀後期まで遡ることができる (Harlad, w. B. et al., 1982)。

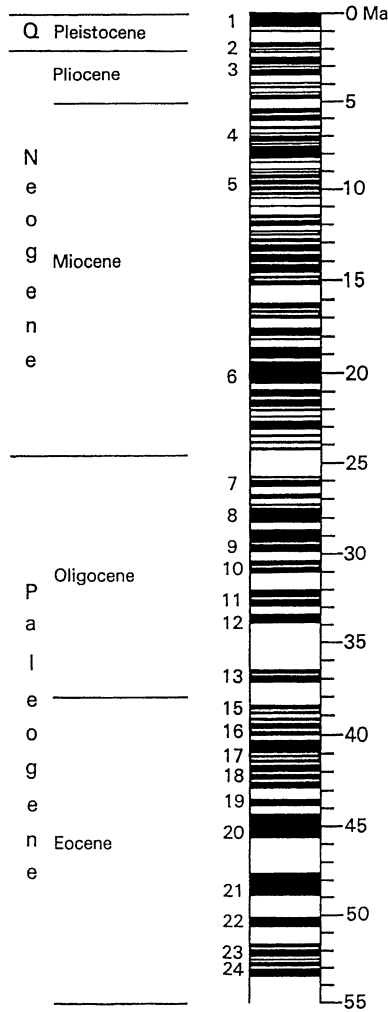


Fig.3 Geomagnetic reversal time scale from Eocene to Pleistocene.

地磁気が正常から逆転あるいは逆転から正常へ転換するのに要する時間は極めて短く、約 10^3 年ないし 10^4 年と見積もられている (小嶋外, 1972 b; Nagata, 1961)。この時間は、地磁気正常期や地磁気逆転期の継続期間、および地質学的時間に比べてはるかに短いものであるので、地磁気が逆転する途中の状態が岩石や地層に記録される確率は極めて小さい。従って、磁極が逆転するプロセスについては、詳しいことはあまり知られていない。

筆者が測定を行った愛媛県内の火成岩の中にも、逆転磁化を示すものがたくさん見つかっている。Fig.4は、県内に分布している新第三紀中新世の火山岩の磁化方向をシュミット・ネットに投影したものであり、白丸が逆転、黒丸は正常の極性を表す。また、Fig.4の数字は、Fig.5に示した試料採集地点の番号を表す。Fig.4から分かるように、24地点から採集した火山岩のうち11地点のものが逆転磁化を示している。ただし、そのうちSite15とSite20の2地点の磁化は、見かけ上は上で述べた地磁気が逆転する途中の中間的極性を示しているが、この中間的極性が果たして極移動の途中の状態を表しているものであるのか、それとも、岩体の回転運動によって磁化方向が二次的に変化したものか、このデータだけでは決めることができない。

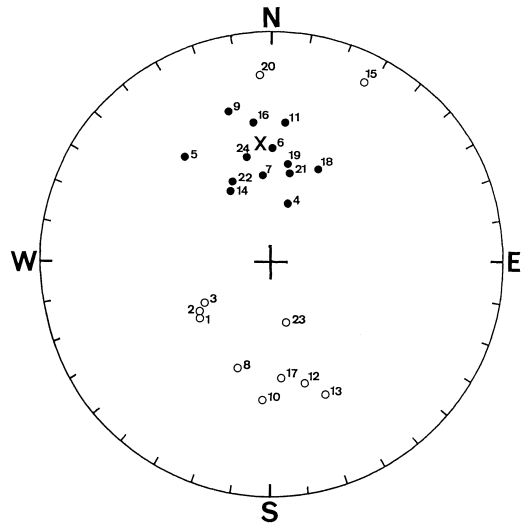


Fig.4 Paleomagnetic directions of Miocene volcanic rocks collected at Ehime Prefecture. Cross mark indicates the present direction of the geomagnetic field. Solid circles are directions of normal polarity and open circles directions of reversed polarity.

逆転磁化を示す火山岩体としては、久万町の槇野川と仰西付近に分布している斜方輝石安山岩 (Fig.4の Site 1, 2, 3) と、中央構造線の断層面に沿って噴出したと考えられる黒雲母安山岩 (Site8, 12, 13) が大規模なものである。黒雲母安山岩は、川内町土谷 (Site 8)・伊予市大南 (Site12) および双海町下灘 (Site13) の3地点で採集したものである。Site12と Site13は、ひと続きの岩体における採集地点で、両者は約8 km隔たっている。また、Site 8は、Site12とは別の岩体で Site12から約25km隔たっている。このように、黒雲母安山岩の3つの採集地点は距離的にかなり離れているにもかかわらず、その残留磁化はすべて逆転しており、しかも、それらの磁化方向はほぼ平行で、かつ現在の地球磁場方向と Antipodal な関係にある。従って、これらの黒雲母安山岩は、中新世のある地磁気逆転期にほぼ同時に噴出したもので

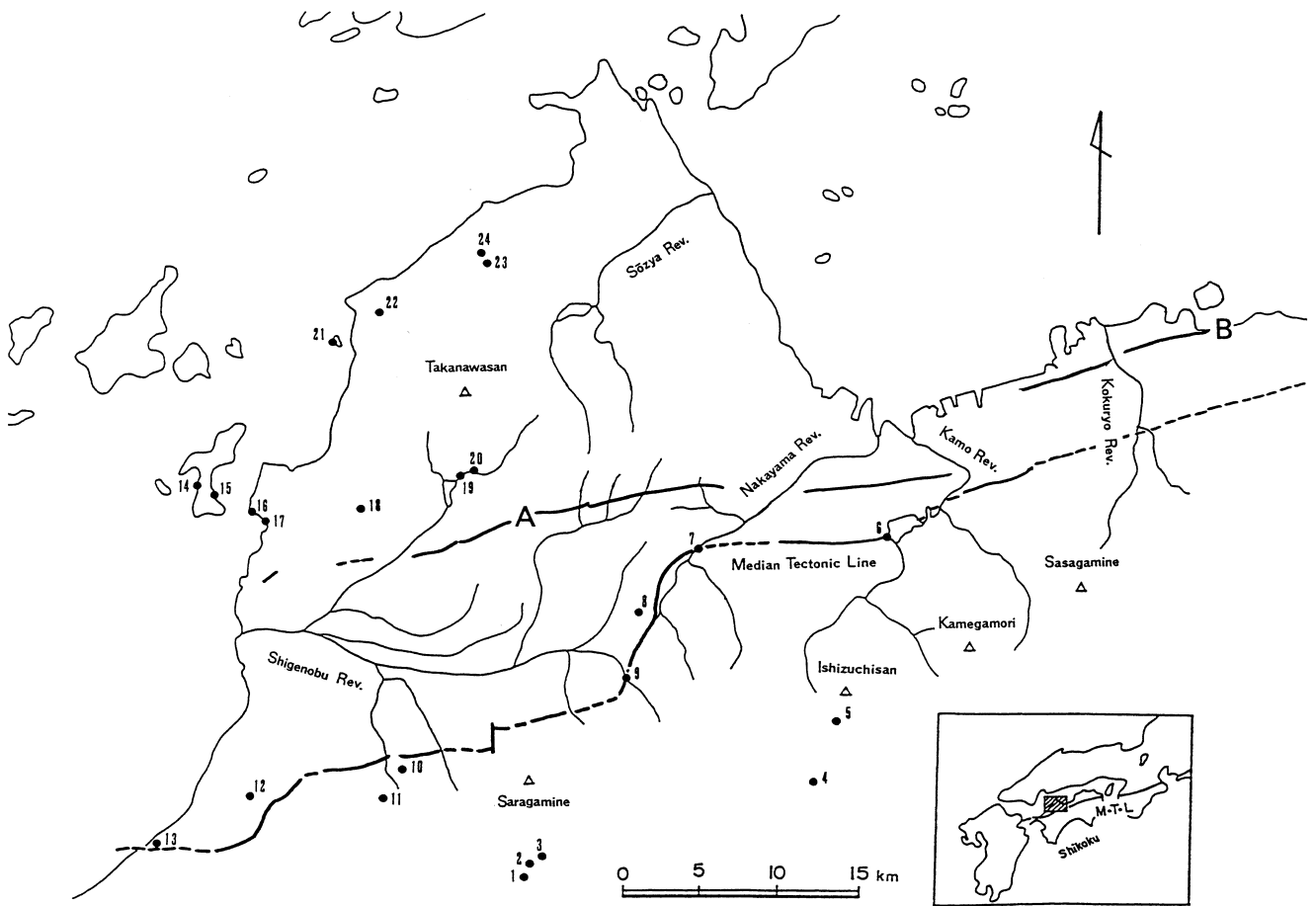


Fig. 5 Localities of the sampling sites of Miocene volcanic rocks. Line AB denotes the northern boundary of Izumi Group.

あり、かつ、その後は水平もしくは垂直成分を有する運動を行っていないということが分かる。

本地域の中新世火山岩類の絶対年代については、山崎外 (1981) や田崎外 (1990) らによる測定結果が報告されており、それによると、内帯の溶結凝灰岩が 14.2 ± 0.8 Ma、西条市大畑および川内町音田で中央構造線に貫している火山岩類が、それぞれ 15.4 ± 0.4 Ma、 15.3 ± 0.4 Ma で、同じような値を示している。従って、逆帯磁している火山岩類も、14Ma から 15Ma にかけての地磁気逆転期に磁化されたと考えられる。しかし、これらの岩石が、果たして同じ一つの地磁気逆転期に同時に磁化されたものなのか、あるいは少し時期を異にするいくつかの逆転期に磁化されたものであるのかという問題を解決するためには、Fig. 3 のスケールの精度が荒らすぎるし、絶対年代の誤差範囲も大きすぎる。

一方、本地域の領家帯の白亜紀火成岩類では、残留磁化を測定した 37 地点のうち、逆転しているのは、わずかに大西町九王に分布する岩脈だけであった。この岩脈、Nureki (1958) によれば *dyke-like-xenolith* とよばれており、その貫入時期は周囲の花崗岩体とあまり隔たりがないとされているものである。従って、今のところは測

定していないが、この岩脈が貫入している花崗岩体の残留磁化も逆転している可能性がある。このように、本地域の白亜紀火成岩類は、火山岩類に比べると、逆転磁化を示す岩石の頻度が極めて少なく、その理由は、これらの岩石が、白亜紀の 83Ma から 118Ma (Harlad, W. B. et al., 1982) にわたって長期間継続した地磁気正常期に磁化されたことによるものと解釈することができる。なお、四国東部の香川県などに分布している白亜紀火成岩類の中には、逆転磁化を持つ岩体が頻繁に存在しており、これまでに筆者が四国東部で測定した 11 地点の岩体うち、8 地点が逆転している。このように、四国東部と四国西部の白亜紀火成岩類とは、明らかに逆転磁化の割合を異にしている。これは、両地域の火成岩類が形成された時期の違いによるもので、四国東部の火成岩類の方が若いためであると考えられる。

5 古地磁気学の方法

上記の 1 で述べたように、岩石の残留磁化は安定しており、その残留磁化の方向は半永久的に一定に保たれる。従って、磁化を獲得した後で、岩石が水平もしくは垂直成分を有する運動を行えば、その岩石の磁化方向は同時

代に形成された岩石の磁化方向とは異なるはずである。このような簡単な原理は、以下に述べるように岩体や大陸の運動の解析に応用することができる。

いま、ほぼ同時に磁化された二つの岩体A、Bの磁化方向を測定したところ、両者の磁化方向が互いに異なっていたとしよう。もともと両者の磁化方向は平行であったのであるから、現在、磁化方向が異なっているということは、磁化したあと、AまたはBあるいはAとBが水平もしくは垂直成分を有する構造運動を行ったことを意味している。そして、このような構造運動の大きさは、これらの岩体の偏角の差あるいは伏角の差から定量的に求めることができる。ただし、言うまでもなく、水平あるいは垂直成分を伴っていない構造運動を解析するためには、この古地磁気学的方法は無効である。このように、古地磁気学的方法は、地質学的方法では解析が困難であるような互いに離れた二つの岩体あるいは地域の構造運動を定量的に解析することができる。

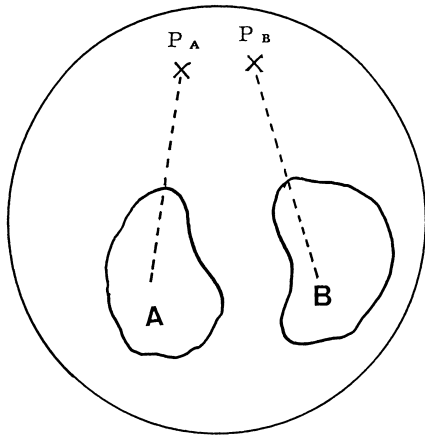


Fig. 6 Positions of virtual geomagnetic north pole obtained from two continents.

原理的には上の方法と同じであるが、古地磁気学的方法は、さらにグローバルな構造運動を解析するのにも応用することができる。いま、ある時代にある地点で形成された岩石の残留磁化の偏角と伏角を測定すると、この偏角・伏角及びその地点の緯度・経度から、その当時の磁極（地磁気極）の位置を求めることができる。そこで、二つの大陸A、Bに分布しているそれぞれの岩石から求めた磁極の位置をそれぞれ P_A 、 P_B としよう。ただし、これらの岩石はほぼ同じ時代に形成されたものとする。地球の磁極は一つしかないとするれば、 P_A と P_B は当然一致するはずである。ところが、二つの大陸から求めた同時代の磁極の位置は、Fig. 6に示したように一致しないという問題が見つかり、この問題を解決するために考え出されたのが大陸の移動であった。例えば、Fig. 6で、大陸Aを大陸Bに対して相対的に東方（右）へ移動させて大陸Bにくっつけば、二つの磁極は一致する。つま

り、もともと二つの大陸は一体となっており、その後大陸の移動によって離れ離れになったと仮定すれば、二つの磁極の問題は解決できるのである。大陸移動の議論は、実際には、Fig. 6のような一対の磁極の位置関係に基づいて行われたのではなく、各大陸ごとの極移動曲線を求めることによって行われた。

西南日本内帯の秋吉列石灰岩の残留磁化

西南日本内帯の山口帯には、西方から東方にかけて、秋吉・帝釈・阿哲・高山・青海などの石灰岩が分布している。これらの石灰岩体は、いずれも玄武岩質岩石からなる海底海山上で発達した石灰礁としての形態を示している。Kanmera et al. (1983) 及び小沢ら (1985) は、これらの石灰礁はもともと低緯度で形成され、その後プレートの運動によって北上し、山口帯を構成する陸源性砕屑岩に付加したものであるという仮説を提唱している。そこで、筆者は、これらの石灰岩礁の基底部を構成する玄武岩質の溶岩と凝灰岩の残留磁化を測定することによって石灰礁が形成された地点の古緯度を求め、この仮説を検証してみることにした。

1 古緯度の求め方

ある堆積岩の伏角 I とすると、この堆積岩が形成された地点の古緯度 ϕ は、次の式で求めることができる。

$$2 \tan \phi = \tan I$$

ただし、ここでいう古緯度とは、この岩石が形成された当時の磁極（地磁気型）に対する緯度のことであるが、磁極の位置と地理学上の極とは近似的には一致していると考えられるので、この古緯度は地理学上の緯度と見なしても差しつかえがない、なぜ「古」という接頭辞を付けるのかというと、岩石がいま位置している場所が、必ずしも岩石が形成されたもとの場所であるとは限らないからである。

堆積岩は、もともと水平に堆積したものであるが、その後の運動によって地層は傾いたりあるいは回転したりしている。従って、この堆積岩が形成された当時の伏角を正しく求めるためには、残留磁化の測定値に地層面の傾斜を補正してやらなければならない。地層面の傾斜の補正は可能であるが、地層面の走向の補正は一般的には不可能であるので、古地磁気学的方法では、古緯度は求めることができても、古緯度の方は求めることができないわけである。

2 試料の採集と残留磁化の測定

試料は、Fig. 7に示したように、秋吉石灰岩の基底部の3地点（Site 1からSite 3）、帝釈石灰岩の基底部の4地点（Site 4からSite 7）および高山石灰岩の基底部の

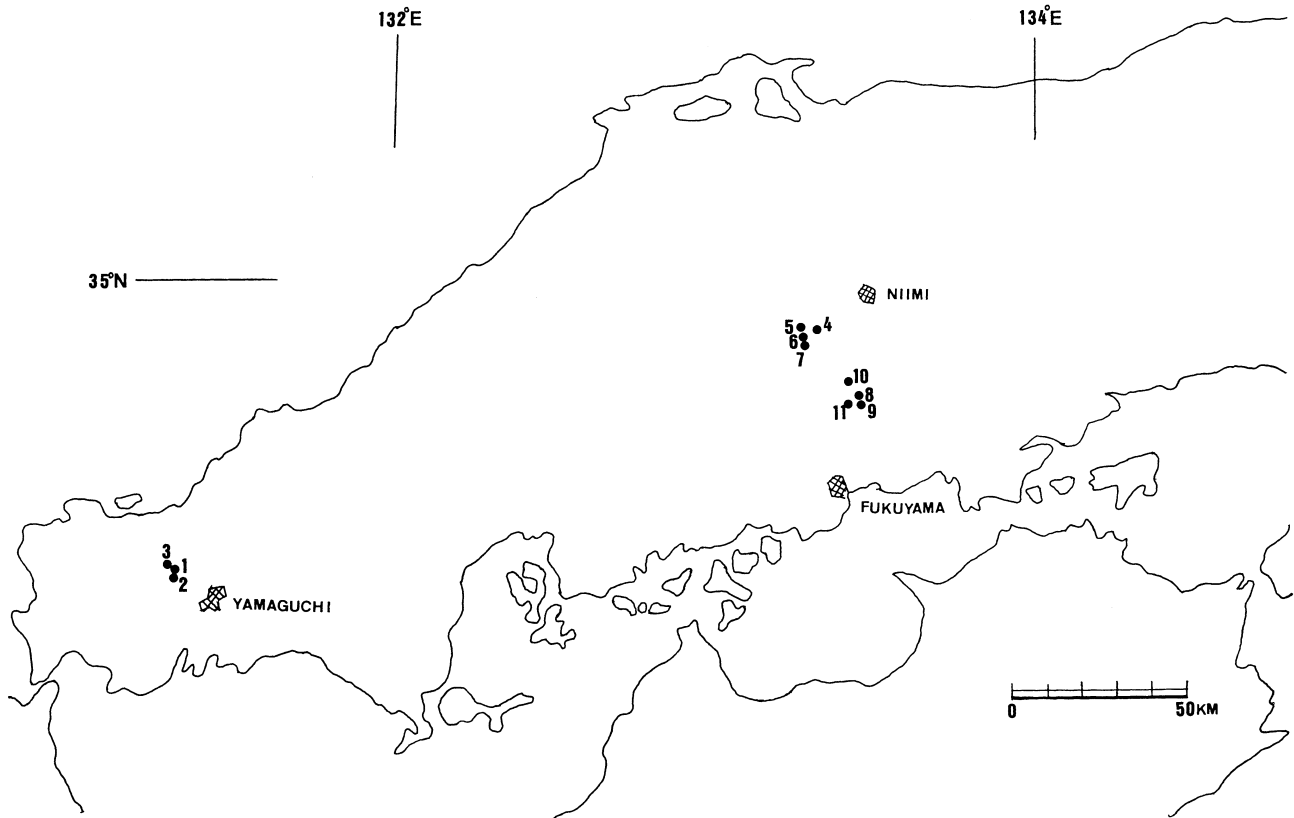


Fig.7 Localities of the sampling sites of basaltic lava and tuff.

4 地点 (Site 8 から Site11) の計11地点から94個を採集した。これらの試料のほとんどは、玄武岩質の溶岩ないしは凝灰岩であり、今から3億数千万年前の前期石炭紀に形成されたものである。このように、これらの試料は極めて古いものであるにもかかわらず、磁化は強く、自然残留磁化の強さは 10^{-4} から 10^{-3} (emu/gr) のオーダーを示しており、この値は、第四紀火山岩類の自然残留磁化の強さに匹敵している。

残留磁化の測定は、スピナー型磁力計で行い、粘性残留磁化を消磁するため交流消磁を行った。Fig. 8は、消磁磁場の強さを50 (Oe) から800 (Oe) まで段階的に変化させたときの磁化方向の変化をシュミット・ネットに投影したものである。磁場の強さが50(Oe)から400(Oe)までは、磁化方向が次第に変化しており、このことは、二次的磁化成分である粘性残留磁化が消磁されていることを意味している。400 (Oe) 以上の強い磁場に対しては、磁化方向はほとんど変化しておらず、このことは、400 (Oe) までの交流消磁で粘性残留磁化成分のほとんどが消磁されていることを示している。

交流消磁を施すと、Fig. 8のように磁化方向が変化するが、それと同時に磁化の強さも変化する。Fig. 9は、

交流消磁による磁化の強さの変化を示す消磁曲線である。ただし、縦軸は、交流消磁前の自然残留磁化の強さ(J_n)と交流消磁後の磁化の強さ(J)の比(J/J_n)を表し、この比の値は、各採集地点(図の番号)ごとのすべての試料について平均したものである。図から、Site10以外の試料は、消磁磁場を大きくするにつれて磁化の強さが減少しており、交流消磁によって粘性残留磁化成分が次第に消磁されていることが分かる。磁化の強さの減少率は試料によって異なり、減少率が最も著しいSite 6では、400 (Oe) の磁場でもとの約90%消磁されているが、減少率の小さいSite 7では、約10%が消磁されているにすぎない、一方、Site10は、300 (Oe) までは逆に磁化の強さが強くなっているが、これは初生磁化と逆向きに付加されていた粘性残留磁化成分が消磁されたため、初生磁化が相対的に大きくなったことによると考えられる。また、Site 9とSite11の交流消磁曲線にも、部分的にこれと同じような傾向が認められる。

このように、交流消磁を施すと磁化方向と磁化の強さが同時に変化する。そこで、磁化方向と磁化の強さの変化を同時に表現できる Zijderveld diagram を作成して交流消磁の結果を解析してみよう。Fig. 10と Fig. 11がその事

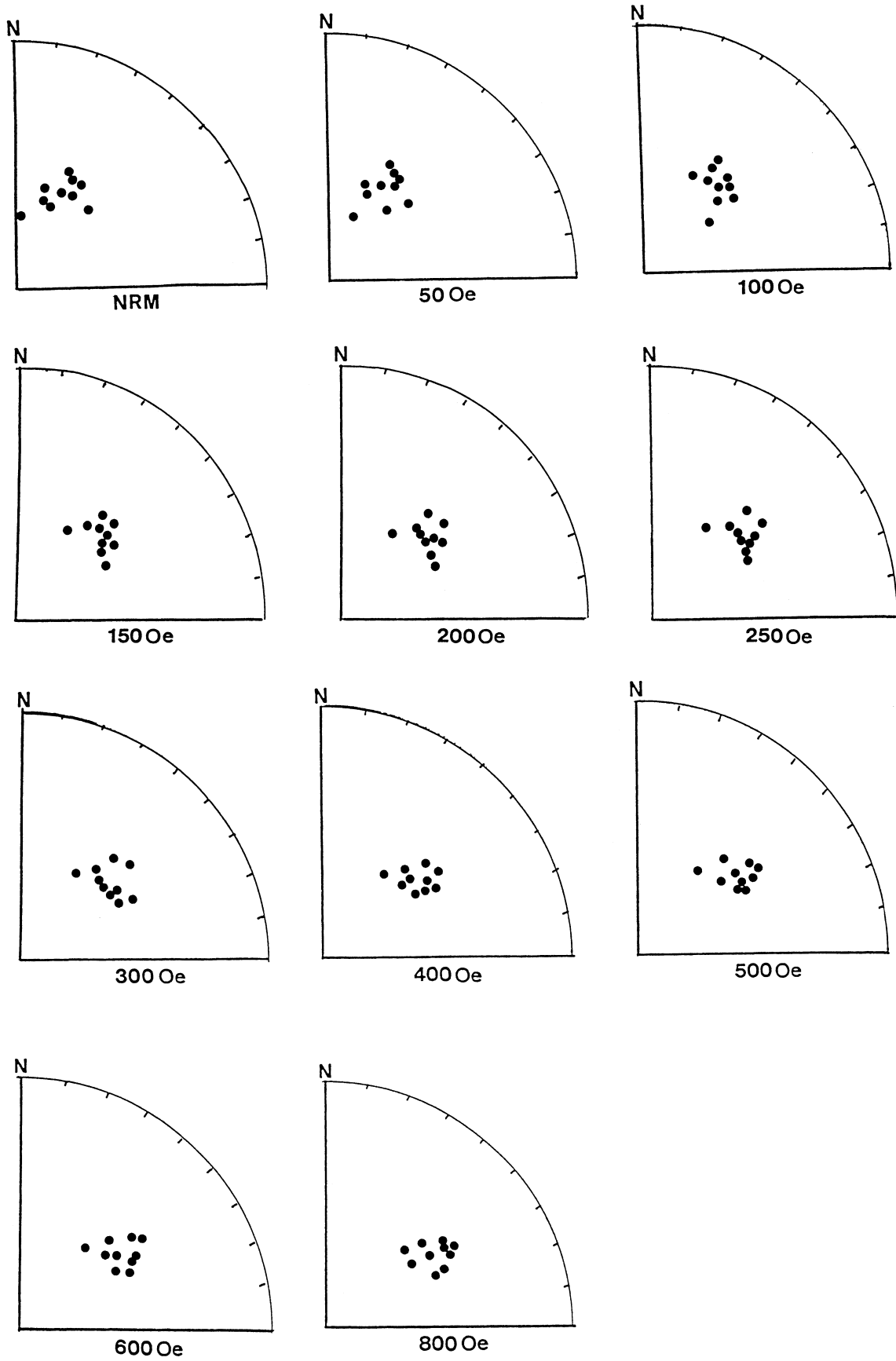


Fig. 8 Directional changes of the remanent magnetization cleaned at each step of AF (alternative field) demagnetization. Solid circles are lower hemisphere.

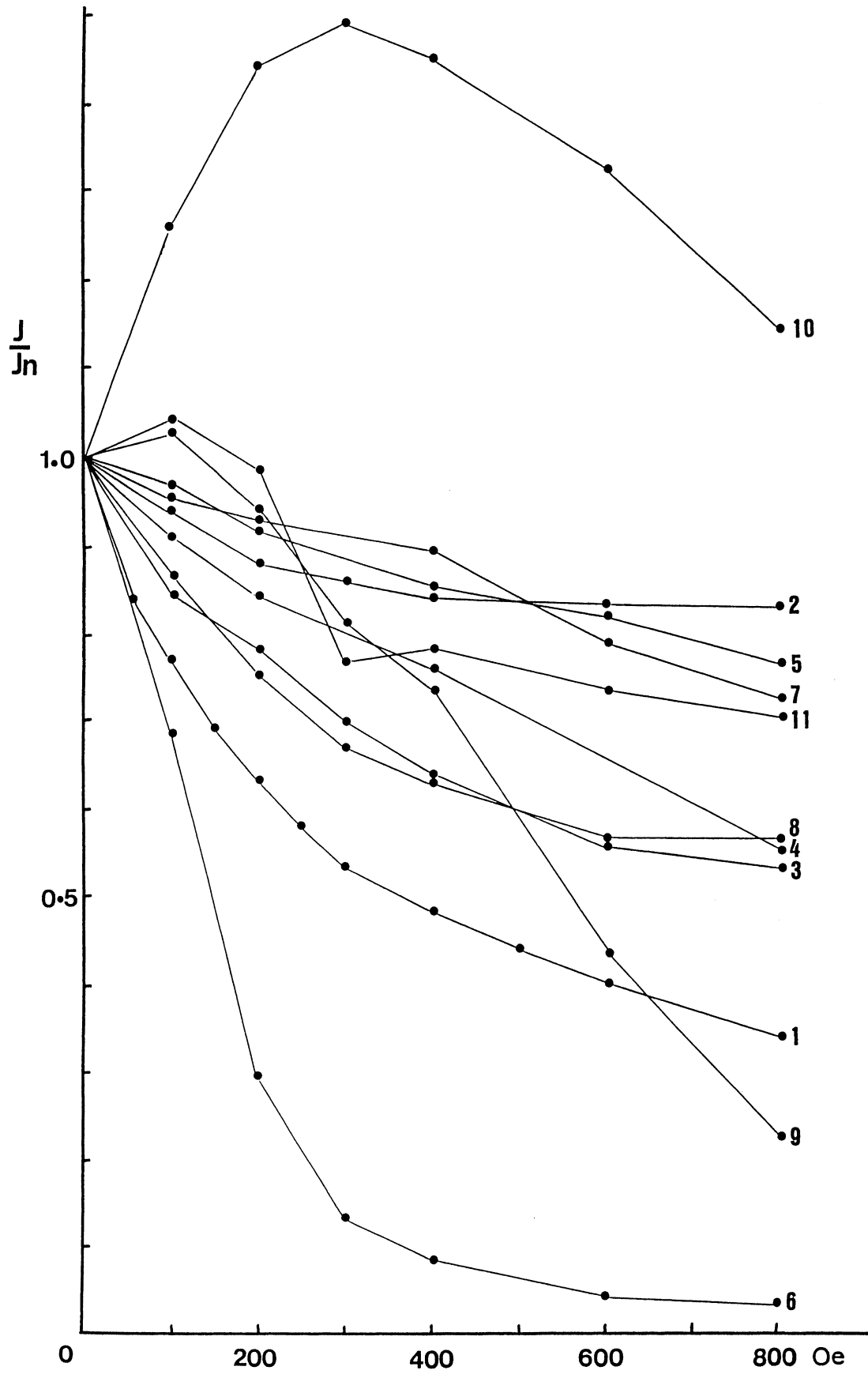


Fig.9 AF demagnetization curves. Numbers indicate sampling sites shown in Fig. 7.

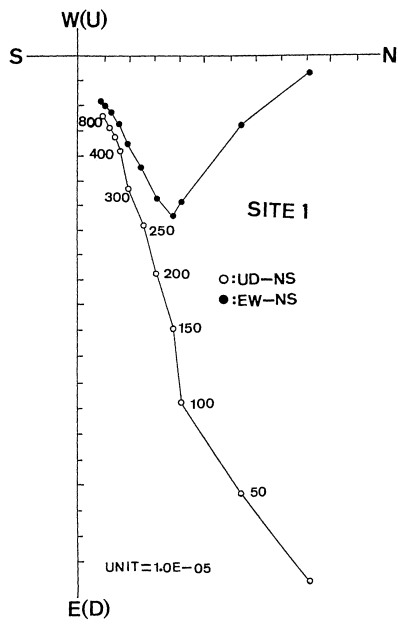


Fig. 10 Zijderveld diagram plot of the AF demagnetization(Site 1).

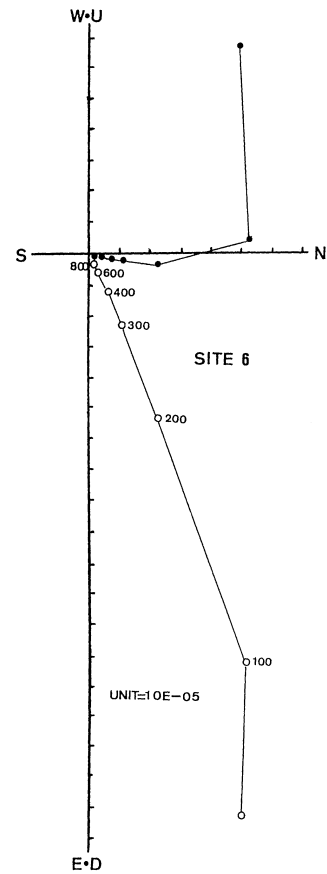


Fig. 11 Zijderveld diagram plot of the AF demagnetization(Site 6).

Table.2 Results of paleomagnetic measurement

Site	N	D(°E)	I(°)	α_{95} (°)	K	J	F(Oe)	Bedding	Dc(E°)	Ic(°)	PL(°N)	Rock type
1	10	52.0	49.3	3.7	168.4	15.7	400	N50E, 80E	93	3	1.5	lava
2	11	79.5	41.5	3.2	199.0	3.66	300	N56E, 53S	99	6	3.0	tuff
3	7	80.8	46.4	4.8	159.7	2.52	300	N74E, 30S	104	32	-17.4	tuff
4	10	31.2	63.9	3.0	263.2	0.37	400	N5E, 46E	64	27	14.3	tuff
5	7	41.8	61.0	3.5	292.7	4.01	400	N10W, 40E	57	24	12.6	tuff
6	8	16.7	66.6	3.5	257.5	7.42	200	N20W, 50E	46	23	12.0	tuff,lava
7	8	41.5	60.6	8.3	45.9	3.91	200	N15W, 36E	54	26	13.7	tuff,lava
8	9	54.3	55.3	5.1	101.6	1.18	200	N44W, 48N	47	7	3.6	tuff
9	7	55.2	10.0	11.9	26.6	16.5	300	N54W, 42N	58	-28	-14.9	tuff,lava
10	9	56.7	47.5	3.4	231.1	0.61	200	N13W, 64N	61	-15	-7.6	tuff
11	8	241.7	-4.1	7.6	53.7	79.4	600	N60W, 20N	243	12	-6.1	tuff,lava

N : number of samples D : mean declination before bedding correction I : mean inclination before bedding correction
 α_{95} : semi-angle of cone of 95% confidence K : precision parameter
 J : intensity of the remanence after optimum AF demagnetization (10^{-5}emu/gr) F : optimum demagnetization field
 Dc : mean declination after bedding correction Ic : mean inclination after bedding correction PL : Paleolatitude

例で、図の見方は次の通りである。いま、岩石の残留磁化を表す磁化ベクトルの始点に、南北方向 (NS)・東西方向 (EW) および上下方向 (UD) に直交する 3 本の軸をとり、この磁化ベクトルの UD-NS 面上と UD-NS 面上の成分を求め、このそれぞれの成分を直交座標軸上にプロットしたものである。まず、Fig. 10 の試料では、150(Oe) でベクトル成分の方向が大きく変化しており、それ以降は、ベクトル成分はほぼ直線的に変化している。磁化方向は変化せず、磁化の強さだけが減少している。また、Fig. 11 の試料では、約 100 (Oe) で磁化方向が急変し、それ以降は磁化の強さのみが減少している。

3 測定結果と考察

各試料に精密な交流消磁を施し、その結果、安定な初生磁化成分をもつと判定された試料の測定結果を Table 2 に掲げた。

表の α_{95} と K は、いずれも磁化方向の分散度を表すパラメーターであり、 α_{95} はその値が小さいほど、 K はその値が大きいほど分散度が小さいことを示すものであるが、表のこれらの値を見て分かるように、各地点とも磁化方向の分散が極めて小さい。次に、地層面の傾斜を補正する前の伏角の値 I と、補正後の伏角の値 I_c を比較してみると、 I_c は I に比べ一様に浅くなっていることが分かるであろう。 I_c は、岩石が形成された時点での伏角を表している。伏角が浅いということは、これらの岩石の形成された場所が低緯度に位置していたことを意味している。そこで、地層面の傾斜を補正した後の伏角 I_c を上記の式に代入して、岩石が形成された地点の緯度すなわち古緯度 (PL) を求めてみると、古緯度は南緯 17.4° から北緯 14.3° の範囲にあり、例外なく低緯度を指している。従って、これらのデータは、秋吉列石灰岩体がもともと赤道付近の低緯度で形成されたことを示しており、このことは、冒頭で紹介した秋吉列石灰岩体の付加説を強く支持するものである。

4 結論

秋吉列石灰岩体の基底部を構成している玄武岩質溶岩・凝灰岩の残留磁化を測定し古緯度を求めた結果、これらの古緯度は、いずれも低緯度を指している。このことから、秋吉列石灰岩体は、前期石炭紀にパンサラサ洋上の低緯度海域の海山上で石灰礁として形成され、その後二畳紀末にプレートに乗って北上し、古アジア東南縁に付加したものであると考えられる。

謝 辞

本論の後半で報告した秋吉列石灰岩体の古地磁気学的

研究は、筆者の畏友でもある名古屋大学理学部の小澤智生助教授のアドバイスと協力によって完成したものである。サンプリングの夜、二人で語り明かした中国山地の宿は、いい思い出である。また、島根大学理学部の伊藤晴明名誉教授と時枝克安教授には、残留磁化測定の便宜を与えていただくとともに、古地磁気学について懇切なご指導を賜った、本稿を閉じるにあたり、これらの方々へ改めて心から謝意を表するものである。

引用文献

- Ishihara, S. (1977) : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Min. geol.* Vol. 27, P. 293-305.
- 小沢智生・平朝彦・小林文雄 (1985) : 西南日本の帯状構造はどのようにしてできたか, *科学*, 岩波書店, Vol. 55, No.1, P. 4-13.
- 小嶋稔・小嶋美都子 (1972a) : 岩石磁気学, 共立全書, P. 116-124.
- — (1972b) : 岩石磁気学, 共立全書, P. 4-6.
- Kanmera, K. and Nishi, H. (1983) : Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions, *Terra Sci. Pub.*, P. 195-206.
- 田崎耕市, 高橋治郎, 板谷徹丸, グレープス, R.H., 鹿島愛彦 (1990) : 四国北部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代, *岩石鉱物鉱床学会誌*, 第 85 巻, 第 9 号, P. 155-160.
- Nagata, T. (1961) : Rock magnetism, *Maruzen, Tokyo*, P. 300-305.
- Nureki, T. (1958) : On the structure of the granitic complex in the northern part of the Takanawa Peninsula, Ehime Prefecture, *Jour. Sci.*, Hiroshima Univ., Ser. C. 2, P. 109-127.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewelyn, P.G., Picton, C.A.G., Smith, A.G., and Walter, R. (1982) : A Geologic time scale, *Cambridge Univ. Press*, P. 131.
- 山崎俊嗣, 鳥居雅之, 石坂恭一 (1981) : 四国北東部および北西部の瀬戸内海酸性火山岩類のフィッション・トラック時代と K-Ar 年代—瀬戸内海火山岩類の年代測定その 6—, *岩鉱*, Vol. 76, P. 276-280.