

鳥取・島根県境付近に分布する新生代玄武岩類の古地磁気*

岡 田 昭 明**

Shomei OKADA: Paleomagnetism of Cenozoic Basaltic Rocks from the Border Area between Tottori and Shimane Prefectures, Southwest Japan

(1981年5月15日 受理)

I ま え が き

山陰地域には、新生代の火山活動として、新第三紀中新世におけるグリーンタフ変動の火山活動、および伯耆大山で代表される第四紀火山***の形成のほか、このどちらにも属さないアルカリ岩質玄武岩類の活動がある。この玄武岩類は、グリーンタフ変動のあと、グリーンタフ積成盆の位置とは関係なく、中国脊稜山地を中心に各地で活動を開始したものとされている(吉谷ほか, 1976)。

鳥取・島根県境付近では、この活動によるカンラン石玄武岩の小岩体群が、それぞれ小規模な溶岩台地をつくって、点々と分布している(第1図)。これらの多くは、三郡変成岩類や後期中生代の酸性火成岩類を、直接の基盤として噴出している。活動時期については、確実な証拠がほとんどなく、研究者によりまちまちで、たとえば太田(1962)、服部・片田(1964)の5万分の1地質図幅では鮮新世初期、猪木・坂本(1977)は鮮新-更新世、永尾(1976)は更新世以降と、それぞれ一括してあつまっている。このように時代について混乱があるが、従来古いとされていたものが、より新しく考えられるようになってきており、大根島研究グループ(1975)にみるように、更新世後期というきわめて若い活動もふくまれていることがわかってきた。

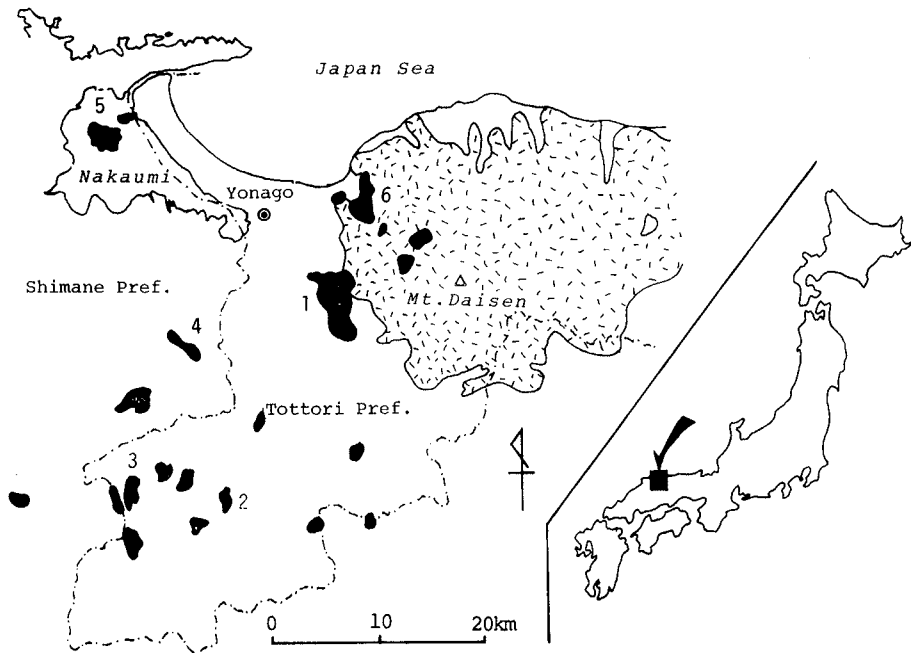
小論は、これらの玄武岩類について、自然残留磁化を測定し、古地磁気学的立場からその活動時期を吟味しようとするものである。なお、本地域の玄武岩類についての古地磁気学的研究には、いままでに次のふたつがある。Ito(1970)は、西南日本の第三紀~第四紀火成岩類による古地磁気を総括的に論じた中で、本地域の若干の岩体をとりあげ、測定データを表示している。また、鷹村(1973)は、中国地方の新生代玄武岩類の岩石学的研究の中で、古地磁気測定も実施し、Ito(1970)のデータとあわせて古地磁気編年をおこなった。ただし、鷹村の測定した試料のうち、本地域から得られたものは、一試料に限られている。

本研究は、昭和54年度文部省特定研究「鳥取県西部の地域特性に関する基礎的研究」の一部を分担したもので、代表者の本学部熊埜御堂洋教授をはじめ、関係者各位に感謝する。本学部地学教室赤木三郎教授には、アルカリ玄武岩類の地史的意義について御教示いただき、現地調

* 日本地質学会第87年学術大会(1980年)にて一部を講演

** 地学教室

*** カルクアルカリ岩系



第1図 鳥取・島根県境付近における新生代玄武岩類の分布（ハッチの地域は、大山火山噴出物の分布域をしめす）。

1：越敷山岩体，2：尾郷岩体，3：阿毘縁岩体，4：峠ノ内岩体，5：大根島岩体，6：淀江岩体。

査の一部に同行していただいた。教養部地学教室宮腰潤一郎教授には、スピナー磁力計の使用をはじめ、室内実験のうえで、常日頃種々の便宜をはかっていただいている。また、島根大学理学部大西郁夫、飯泉滋両博士には、文献についてお世話いただいた。以上の方々に、厚くお礼申しあげる。

II 地質概略

第1図にしめした玄武岩類のうち、とくに南部に点在する小岩体群は、いずれも風化が著しく、かつ露出部では滑落などによる二次的変位をしていることが多い。このような露頭条件のため、古地磁気測定にむく試料が得られたのは、3岩体に限られた（第1図の2，3，4）。これに対して、北半部に分布するものは、比較的大きな岩体であり、新鮮な試料が得られる。これらあわせて6岩体を、本研究の対象とした。個々の岩体について、従来固有な名称があたえられていないものがあるため、便宜上周辺の地名を岩体名として、次のように使用することにする。第1図の1：越敷山岩体（K），2：尾郷岩体（G），3：阿毘縁岩体（A），4：峠ノ内岩体（T）5：大根島岩体（D），6：淀江岩体（Y）。また、岩石名は、前述の地質図幅および村山（1973）にしたがった。第1表に試料採取地の位置と、試料数をしめす。以下、試料採取地を中心に、地質の概略をのべる。

越敷山岩体は、米子市南東に位置し、三位・赤木（1967）により鶴田玄武岩とよばれたもの

第1表 試料採取地点と試料数

Rock	Site No.	Locality			Number of Samples*
		Site Name	Lat. (N)	Long. (E)	
Koshikiyama trachybasalt	K1	S. of Koshikiyama	35°21'43"	133°23'15"	4 (9)
	K2	E. of Tsuruta	35°20'27"	133°25'49"	3 (12)
Ogô olivine basalt	G1	E. of Ogô	35°11'05"	133°17'54"	4 (16)
	G2	"	35°11'21"	133°17'48"	4 (14)
Abire olivine basalt	A1	S. E. of Kamiabire	35°11'11"	133°12'17"	2 (5)
	A2	"	35°11'25"	133°12'24"	5 (8)
	A3	"	35°11'28"	133°12'23"	3 (9)
	A4	"	35°11'45"	133°12'35"	3 (9)
Tawanouchi olivine basalt	T1	Tawanouchi	35°18'31"	133°14'55"	4 (11)
	T2	W. of Kaminoshiro	35°18'15"	133°15'13"	4 (9)
	T3	N. of Akaya	35°17'58"	133°15'51"	2 (5)
Daikonjima olivine basalt	D1	E. of Hanyu	35°29'17"	133°11'04"	4 (15)
	D2	N. of Hanyu	35°29'15"	133°10'37"	3 (10)
	D3	Mawatari	35°29'58"	133°11'26"	1 (4)
Yodoe aphyric andesite	Y1	N. of Inayoshi	35°26'42"	133°26'49"	4 (4)
	Y2	Inayoshi	35°26'13"	133°27'14"	4 (4)

* ブロック試料の個数, ()内はコア試料の個数

である。太田 (1962) は、岩質の相異から、越敷山を構成する北半部 (普通輝石カンラン石粗面玄武岩) と、鶴田を中心に分布する南半部 (カンラン石粗面玄武岩) とにわけ、前者がさきに噴出したものと推定した。本玄武岩溶岩は、黒雲母花崗岩を基盤とし、下部と上部に降下スコリア堆積物を伴っている。最上部は、大山中部火山灰層* におおわれる。試料採取地点のうち、K1 は太田 (1962) の北半部、K2 は南半部にあたる。本岩体については、すでに Ito (1970) により古地磁気測定がおこなわれ、逆帯磁であることが知られている。

尾郷岩体および阿毘縁岩体は、それぞれ鳥取県日野郡日南町の尾郷東方、および阿毘縁南方に、明らかなマサ地形を呈して分布するもので、赤木ほか (1981) が日野玄武岩と一括したものに属する。尾郷岩体を構成する溶岩類は、生山・板井谷から北方印賀へぬける道路の峠付近で露出している。峠北方では、マサ状に風化した花崗岩の上位に、旧河床礫層と考えられる厚さ約 1 m の花崗岩円礫からなる未固結礫層をはさみ、スコリアまじりの火山礫凝灰岩がのる。火山礫凝灰岩は、厚さ約 100 m に達し、最上部はカンラン石玄武岩の溶岩流になる (地点 G2)。一方、峠南方では三郡変成岩の黒色片岩をおおって、火山礫凝灰岩が厚く発達し、最上部に同じ溶岩流がくる (地点 G1)。火山礫凝灰岩は、本質礫およびスコリアからなり、分級がよく、明瞭に成層している。細粒の基質を欠き、粗しょうで、明らかに降下火砕堆積物の特徴を呈する。溶岩流は厚さ約 8 m であるが、上半部は風化が著しい。下半部は、下から塊状部、板状節理のやや発達した部分**、発泡の著しい部分と漸移する。溶岩流と火山礫凝灰岩とは整合で、ともに30度ほど傾斜しており、上記の産状と考えあわせれば、この岩体の主体は碎屑丘で、その表面をうすく溶岩が流れたものと考えられる。

阿毘縁岩体の溶岩類は、下阿毘縁から南西方向に建設中の、林道沿いでみることができる。本岩体の基盤は花崗岩、岩体下部は成層した厚さ 40 m ほどの火山礫凝灰岩で、上部がカンラ

* 町田・新井 (1979) の大山松江軽石 (DMP) に相当すると思われる。

** 古地磁気測定用試料は、この層準から採取した。

ン石玄武岩の溶岩流である。露頭は、溶岩台地上に分布しており（地点 A1~A4）、したがって露出する溶岩は表層の風化部であることが多い。前述の鷹村（1973）の古地磁気測定試料は、本岩体から得られたものである。この測定結果（逆帯磁）から、鷹村（1973）は大根島をのぞく本地域の玄武岩小岩体群を、横田玄武岩類と一括したものにふくめ、これを松山逆磁極期に対比した。

峠ノ内岩体は、島根県能義郡伯太町峠ノ内付近の、伯太川両岸に分布する。伯太川に面した左岸には、大規模な採石場があり（地点 T1）、ここでは火山礫凝灰岩をはきんで、2枚のカンラン石玄武岩溶岩が、基盤の花崗岩をおおっている。試料を採取した下位の溶岩は、50 m 以上の厚さを持ち、柱状節理の発達が著しい。花崗岩との境界は急斜するのに対して、上面は水平で、基盤をけずりこんだ谷を埋めて流れた状態を、明瞭にしめしている。火山礫凝灰岩と上位溶岩の層厚は、それぞれ約 20 m である。伯太川右岸には、高低2段の平坦面をもつ溶岩台地が分布し、低位面には下位溶岩が（地点 T2）、高位面には上位溶岩が露出する。岩体南部の赤屋付近では、花崗岩角礫の異質礫に富む火山礫凝灰岩および上位溶岩が、下位溶岩を欠いて直接マサ化した花崗岩にのっている（地点 T3）。

大根島岩体は、鳥取・島根県境の中海に浮かぶ大根島、および江島をつくるカンラン石玄武岩溶岩からなる。大根島では、溶岩流出のあとスコリア丘が形成され、これらをおおって大山中部火山灰、三瓶火山“木次軽石”、大山上部火山灰の分布がみられる（大根島研究グループ、1975）。本岩体の時代は、鮮新世と考えられたこともあったが（西山・三浦、1963）、大根島研究グループ（1975）は、溶岩およびスコリアと上記火山灰層との関係、溶岩表面が未風化であること、さらに中海湖底に分布するリス・ウルム間氷期の弓ヶ浜層との推定される関係などから、更新世後期と結論した。また、鷹村（1973）は、Ito（1970）の古地磁気測定結果から、本岩体の活動時期をブリュンヌ正磁極期に対比している。今回もちいた試料は、大根島南部の波入付近（D1, D2）、および北東部馬渡の湖岸（D3）から採取したもので、いずれも発泡が著しく、新鮮である。

淀江岩体としたものは、鳥取県西伯郡淀江町周辺に分布する無斑晶質安山岩溶岩で、大山火山の寄生火山である、孝霊山の基盤を構成する。孝霊山の東麓に低平な丘陵をつくり、沖積地に孤立して壺瓶山をつくっている。また、大山火山噴出物の分布域にも、露出がみられる。試料採取地点は、孝霊山東麓稻吉の採石場（Y2）、およびその北西方（Y1）である。太田（1962）は、本岩体の時代を鮮新世と考え、鳥取県地質図（1966）も鮮新世火山岩類としてあつかっている。応地・応地（1966）は、岩質がまったく同一であるとして、本岩体を中海西方の和久羅山安山岩、および鳥取県中部三朝層群中の鉢伏山安山岩に対比し、アルカリ玄武岩（大根島をのぞく）の活動よりもあととした。和久羅山安山岩については、Hirooka and Kawai（1967）により、逆帯磁、 6.34 ± 0.19 m. y. という古地磁気および K-Ar 年代測定結果があたえられている。

III 試料採取と古地磁気測定の方法

第1表にしめしたように、各岩体につき2~4地点の試料採取地（露頭）をえらび、各地点から1~5個の定方位ブロック試料を採取した。1地点から複数のブロック試料を採取する際には、可能なかぎり相互の間隔を大きくとり、露頭全体からとるように努めた。

ブロック試料は、室内にもちかえたあと、コアドリルにより直径 25 mm, 高さ 25 mm の円柱型コアに整形した。1 個のブロック試料から、1~5 個のコアを切りだし、総計144個のコア試料を古地磁気測定に供した。

自然残留磁化 (NRM) の測定には、スピナー磁力計を使用し、12スピン法により磁化方位および磁化強度をもとめた。NRM 測定のおと、各ブロック試料から任意にえらんだ代表コア試料について、あるいは必要な場合は全コア試料について、段階交流消磁による、最高 400 Oe までの磁気クリーニングをおこなった。交流消磁は、地球磁場中で試料を 3 軸回転し、60 Hz の交流磁場を最高磁場から零まで、液体抵抗器* により減衰させる方法をとった。

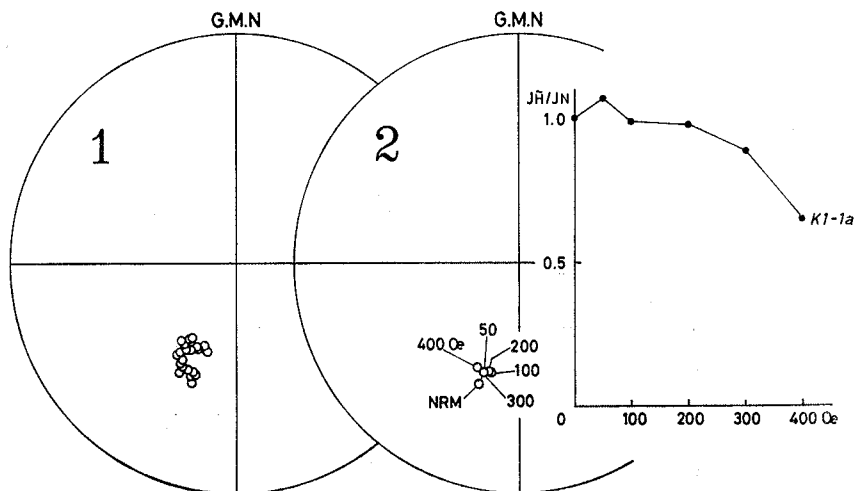
以下、混乱をさけるため、試料採取地点番号 (たとえば K1, K2...) に数字を付したものをブロック試料番号 (K1-1, K1-2...), これにアルファベットを付したものを個々のコア試料番号 (K1-1a, K1-1b...) としてもちいることにする。

IV 古地磁気測定結果

残留磁化方位の測定結果は、現在の磁北 (GMN) を基準として、等面積投影法により図示した (第 2 図~第 8 図)。图中、黒丸は下半球投影、白丸は上半球投影をしめす。また、交流消磁結果については、磁化強度の変化をあわせて図示した。以下、各岩体ごとに測定結果をのべる。

越敷山岩体 (第 2 図)

本岩体から採取した試料の NRM は、すべて逆帯磁であり、磁化方位はよくまとまる (第 2 図-1)。交流消磁に対しては、きわめて安定で、磁化方位はほとんど変化しない。また、磁化強度も、400 Oe までの消磁で、NRM 強度 (Jn) の半分以下にへることはなく、充分な抗磁力を有している。交流消磁結果の 1 例を、第 2 図-2 にしめす。



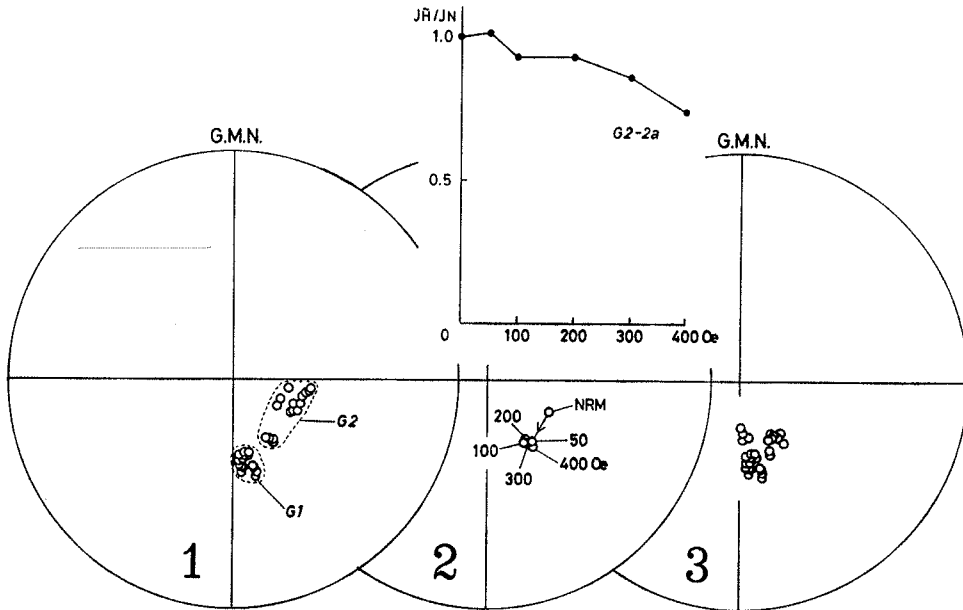
第 2 図 越敷山岩体試料の自然残留磁化方位 (1) と交流消磁の例 (2)。

* 電解液中の 2 本の電極の間隔を次第に広げ、無限大まで抵抗を増す装置。

尾郷岩体 (第3図)

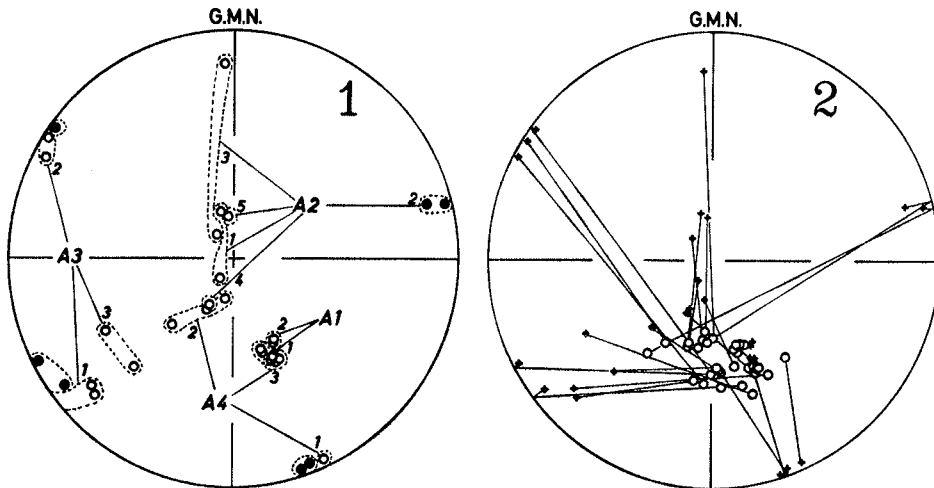
本岩体の2地点から採取した試料のうち、第3図-1にみるように、地点 G1 からの試料 (G1 試料と略す) の NRM 方位は、よくまとまっているのに対して、G2 試料のそれは、集中域を異にし、かつややばらつきが大きい。

G1 試料は、交流消磁に対してきわめて安定である。いっぽう、G2 試料の場合は、第3図-

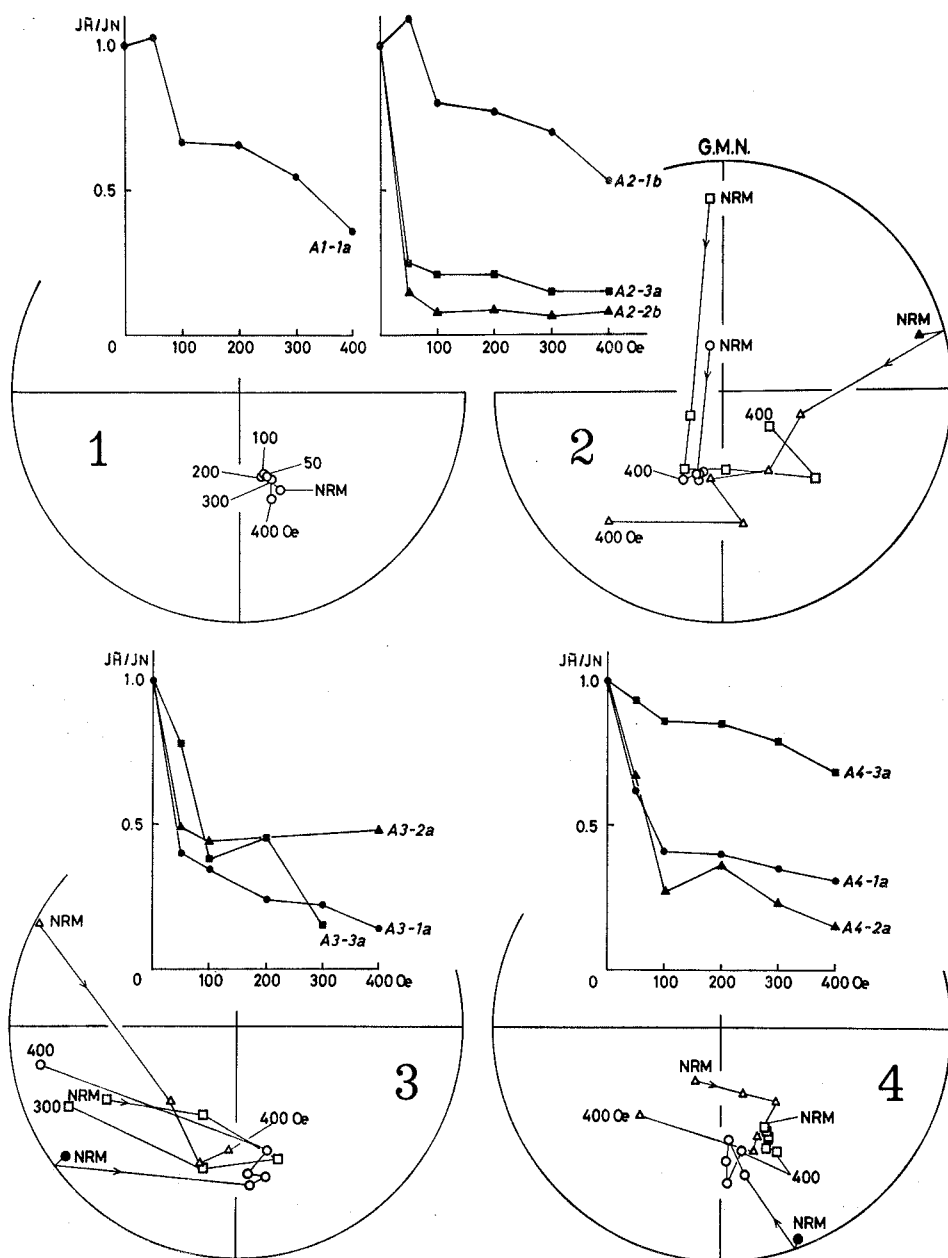


第3図 尾郷岩体試料の自然留磁化方位と交流消磁結果。

1: 自然残留磁化方位, 2: 交流消磁の例, 3: 磁気クリーニング後の残留磁化方位。



第4図 阿毘緑岩体試料の自然残留磁化方位(1)と磁気クリーニング後の残留磁化方位(2)。



第5図 阿毘縁岩体試料の交流消磁例。

1: A1 試料, 2: A2 試料, 3: A3 試料, 4: A4 試料。

2に例示するように、磁化強度の減少はわずかであるが、磁化方位は、50 Oe 消磁で G1 試料の NRM 方位収れん域に近づき、以下 400 Oe まで変化がみられなくなる。これは、2次的に付加されていた不安定磁化成分が、50 Oe 消磁により除去され、磁気クリーニングが有効におこなわれたことを意味している。G2 試料全部について、50 Oe 消磁をした結果が第3図-3で、磁化方位のまとめりが、第3図-1の場合よりもよくなっているのが明らかである。

阿毘縁岩体（第4図、第5図）

本岩体の4地点で採取した試料の NRM 方位を、第4図-1にしめす。この図で、点線でかこんだものは、同一ブロック試料から切りだしたコア試料の磁化方位である。A1 試料の NRM 方位はよくまとまるが、他の3地点からの試料の NRM 方位は、ブロック試料ごとに大きくばらついている。さらに、同一ブロック試料から切りだしたコア試料間においても、NRM 方位の著しく異なるものがある（A2-3など）。このような NRM のばらつきから、これらの試料には、粘性残留磁化などによる2次的磁化の存在が予想される。そこで全試料について、交流消磁をおこなった。第4図-2は、400 Oe までの段階交流消磁の過程で、磁化方位がもっともよく収れんする場合をしめしてある。磁気クリーニングの効果が明瞭にあらわれているが、この場合、消磁の peak field は個々のコア試料によって異なっているため、以下採集地点ごとに消磁結果をみていくことにする。

NRM 方位のまとめりのよい A1 試料は、第5図-1にしめすように、交流消磁に対しても安定で、磁化方位の変化はほとんどない。

地点 A2 から採取した5個のブロック試料のうち、A2-1, A2-4, A2-5 の磁化方位は、50 Oe 消磁で南、上向きに収れんし、以下 400 Oe まで変化がなく安定する。これらの例として、第5図-2に A2-1b コア試料の消磁結果をしめす。つぎに、A2-3 から切りだした2個のコア試料（A2-3a, b）は、前述のように NRM 方位が著しく異なるものであるが、消磁においても両者の間に異なった結果が得られた。すなわち、A2-3b は前記3個のブロック試料（A2-1, 4, 5）の場合とまったく同様な消磁結果であるのに対して、A2-3a は磁化方位が安定せず、磁化強度の減少も著しい（第5図-2）。このような NRM 方位あるいは消磁結果の相異は、ひとつのブロック中でも、風化の程度が局部的に著しく異なっていることによるものであろう。もうひとつのブロック試料 A2-2 は、A2-3a と同じように、消磁に対してきわめて不安定であった（第5図-2）。一般に、このような磁氣的に不安定な試料は、古地磁気学的研究の対象からは除外されるべきものである。しかし、第5図-2にしめしたように、A2-3a では 100~200 Oe で、A2-2b では 200 Oe で消磁した際の磁化方位が、他の A2 試料の磁気クリーニング後の収れん磁化方位と、ほぼ一致するという結果が得られた。

A3 試料には、消磁に対して不安定なものが多い。しかし、この場合も第5図-3の例のように、A3-1a, A3-2a, A3-3a では、それぞれ 50~300 Oe, 400 Oe, 100 Oe 消磁時の磁化方位が密接に集中している。図示を省略した、他の A3 試料の結果を加えても、この集中域は変わらない。

A4 試料のうち、A4-3 の NRM 方位は、すでにのべた A1 試料の NRM 方位と一致しており、かつ A1 試料と同様に、消磁に対してもきわめて安定である（第5図-4）。他の A4 試料の A4-1 および A4-2 は、消磁に対してやや不安定であるが、その磁化方位は 100~300 Oe の消磁で、A4-3 の NRM 方位とほぼ同じ方向に収れんする。

以上のべてきたように、本岩体の試料の NRM 方位は著しくばらつくものであるが、個々の

試料にもっとも適当な peak field をえらんで交流消磁をすることにより、採取地点ごとにきわめてよく収れんする磁化方位をもとめることができる。第4図-2は、こうしてもとめた磁化方位を、まとめたもので、これが本岩体の初生的磁化方向をしめしていると考えられる。

峠ノ内岩体 (第6図, 第7図)

本岩体から採取した試料の NRM 方位は、著しくばらつく (第6図-1)。これらについて、阿毘縁岩体の場合と同様に磁気クリーニングをおこなった結果が、第6図-2である。第7図には、段階交流消磁の過程を、各地点ごとに例示するが、全試料中でもっとも安定な NRM をもつものは、T1-1 および T1-4 (図示省略) であることがわかる。磁気クリーニングの結果、大きくばらついていた NRM 方位の多くが、この T1-1, 4 の安定な NRM 方位に向けて移動し、収れんしてきている。ただし、T2-3 および T2-4 の磁化方位の移動方向は、この方向と逆行しており、また T3 試料については、移動方向は調和的であるが、上記の収れん方位までは達しない。この原因は、露頭条件の悪さからきているものと思われる、これらの試料が滑落などにより二次的に動いたものであったためと考えられる。したがって、これらを除外した他の試料の磁気クリーニング結果が、本岩体の初生的磁化方向をしめしていると考えてよいであろう。

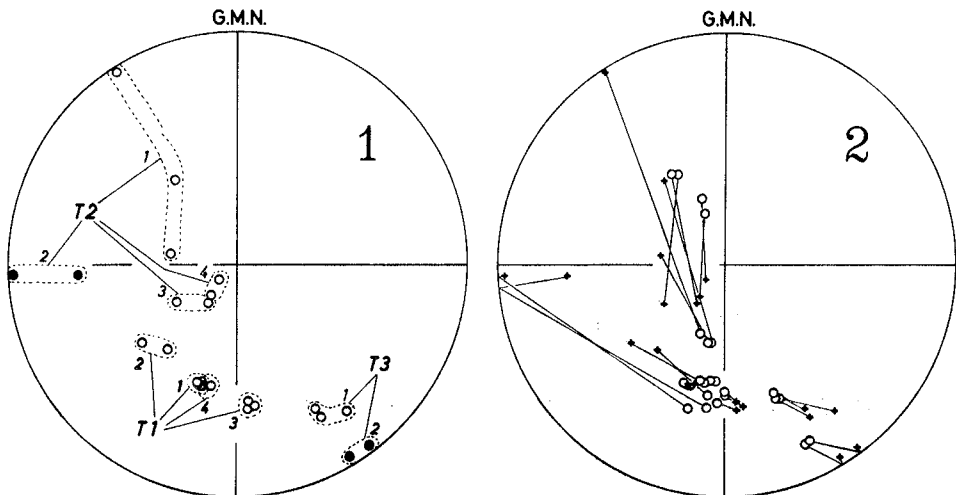
大根島岩体 (第8図)

29個のコア試料の NRM 方位は、すべてよく収れんし、正帯磁をしめす。(第8図-1)。交流消磁に対しても、きわめて安定である (第8図-2)。

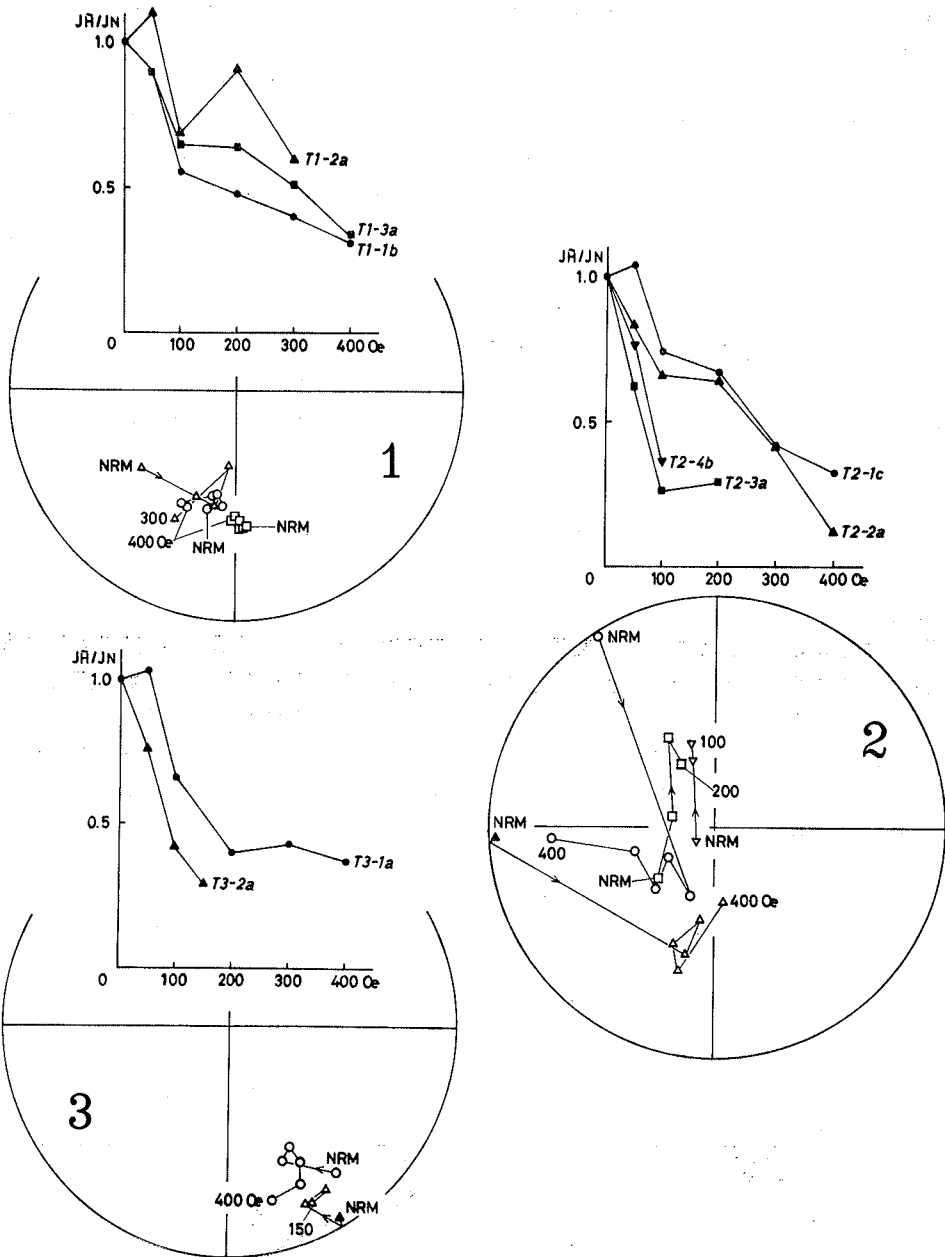
淀江岩体 (第9図)

NRM 方位はよくまとまり、やや東偏するが、正帯磁である (第9図-1)。交流消磁結果では、磁化強度の減少が大きい、磁化方位の変化はほとんどみとめられない (第9図-2)。

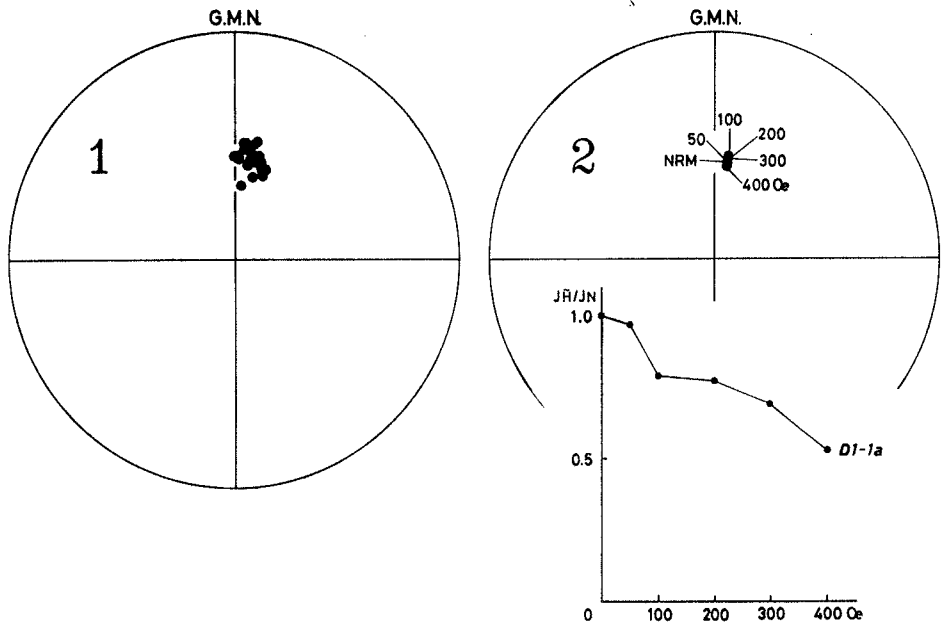
以上の測定結果から、各岩体について、試料採取地点ごとの平均磁化方位 (Site Mean Direction) を算出し、これからさらに岩体ごとの平均磁化方位をもとめた。また、後者の値から、対応する地磁気北極 (VGP) の位置を算出した。これらの値を第2表にしめす。表中、偏角 (D) は、地理的北を基準とする値に補正してある。VGP の位置は第10図に図示する。



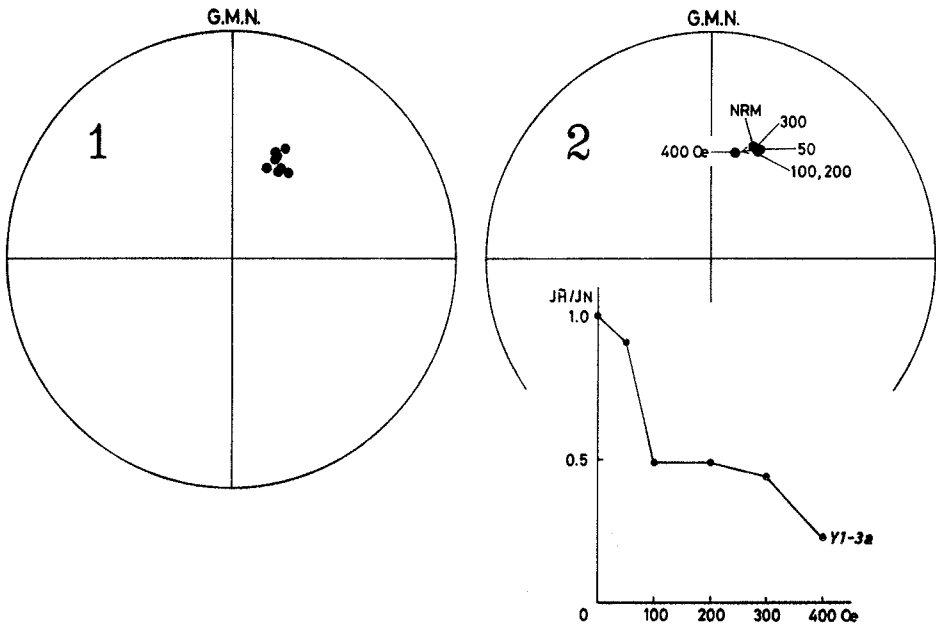
第6図 峠ノ内岩体試料の自然残留磁化方位(1)と磁気クリーニング後の残留磁化方位(2)。



第7図 峠ノ内岩体試料の交流消磁例. 1: T1 試料, 2: T2 試料, 3: T3 試料.



第8図 大根島岩体試料の自然残留磁化方位(1)と交流消磁の例(2)。

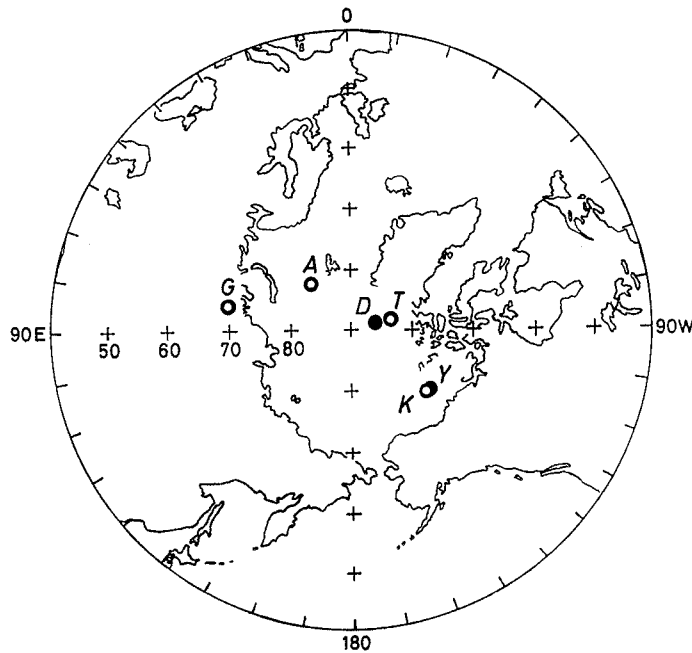


第9図 淀江岩体試料の自然残留磁化方位(1)と交流消磁の例(2)。

第2表 古地磁気測定結果

Rock Unit	Site No.	N	Site Mean Direction				Jn × 10 ⁻⁶ emu/g	V. G. P.	
			D	I	K	α_{95}		Lat.	Long.
Koshikiyama	K1	9	197.1	-52.1	199	3.7	1154	74°S	49°E
	K2	12	200.4	-51.4	178	3.3	1120		
	Mean	2	198.8	-51.8	2816	4.7			
Ogô	G1	16	163.5	-58.7	377	4.7	545	69°S	102°W
	G2	14	145.9	-67.1	166	7.1	921		
	Mean	2	156.0	-63.2	99	25.4			
Abire	A1	5	155.7	-57.2	1414	2.0	1294	80°S	141°W
	A2	8	185.6	-59.4	106	5.4	306		
	A3	10	175.3	-45.5	51	7.8	129		
	A4	9	158.1	-49.2	55	7.0	321		
	Mean	4	168.4	-53.4	59	12.0			
Tawanouchi	T1	11	183.7	-45.2	209	3.2	1042	83°S	99°E
	T2	5	185.2	-51.9	31	14.0	133		
	Mean	2	184.4	-48.6	286	14.8			
Daikonjima	D1	15	0.3	52.3	218	2.6	1608	86°N	68°W
	D2	10	5.8	53.4	844	1.7	3483		
	D3	4	359.2	48.0	1741	2.2	2278		
	Mean	3	1.7	51.3	507	5.5			
Yodoe	Y1	4	16.7	48.2	900	3.1	333	74°N	128°W
	Y2	4	20.1	53.6	591	3.8	190		
	Mean	2	18.3	50.9	389	12.7			

N: 測定試料数, D: 偏角, I: 伏角, K: 精密度パラメーター, α_{95} : 95%信頼角, Jn: 磁化強度
 Lat.: 緯度, Long.: 経度



第10図 各岩体の残留磁化方位から得られた VGP の位置(黒丸は古地磁気北極, 白丸は古地磁気南極). K: 越敷山岩体, A: 阿毘縁岩体, T: 峠ノ内岩体, D: 大根島岩体, Y: 淀江岩体

V 考察および結論

第2表および第10図から明らかなように、各岩体について得られた VGP の位置は、いずれも高緯度にあり、いわゆる中間帯磁をしめすものはない。すなわち、広岡ほか (1972) の定義にしたがい、VGP の位置が70度以上の高緯度にくるものを、典型的な正、逆帯磁とすれば、大根島、淀江の両岩体は典型的な正帯磁 (N)、越敷山、阿毘縁、峠ノ内の各岩体は典型的な逆帯磁 (R) であり、尾郷岩体は東偏した逆帯磁 (RE) ということになる。ただし、この場合の RE は、R の範囲をわずかにはずれただけであり、両者の間に有意な差はないものとする。

大根島岩体については、すでにのべたように、大根島研究グループ (1975) により、更新世後期という活動年代が結論されている。今回の古地磁気測定結果は、この結論と矛盾せず、これを支持するものである。測定に供した試料は、発泡顕著な溶岩流表層部から採取したものでありながら、その NRM はきわめて安定で、岩石磁気的にも風化の影響はまったくみとめられない。この点は、大根島研究グループが、本岩体を若くみる根拠のひとつとした、風化度についての同グループの見解と一致する。

つぎに、逆帯磁をしめす玄武岩類は、いずれも小規模な溶岩台地を形成しており、解析のあまりすすんでいない平坦面をのこしている。また、溶岩流出の前後に噴出した火山礫凝灰岩は、末国結、粗しょうな降下火砕堆積物で、岩体の主体が碎屑丘である場合もある。さらに一部では、基盤との間に、未固結の旧河床礫層がみられる。これらの産状や、一様に逆帯磁であることから判断して、この玄武岩類の活動時期は、それぞれ大きく異なることはなく、かつそう古くまでさかのぼることはないと考えられる。したがって、鷹村 (1973) がすでにのべているように、これらの逆帯磁は松山逆磁極期に対比されると考えるのが、もっとも矛盾がない。

正帯磁の淀江岩体は、大山火山の基盤を構成しており、明らかに大山の活動以前のものである。大山火山噴出物中には、松山逆磁極期の活動によるものがみいだされており (岡田, 1978)、淀江岩体の正帯磁は、それ以前のいずれかの正磁極期 (あるいは正磁極事件) に相当すると考えて、まずまちがいない。応地・応地 (1966) は、前述のように、本岩体を和久羅山安山岩、および鉢伏山安山岩に対比している。しかしながら、和久羅山安山岩は逆帯磁であり (Hiirooka and Kawai, 1967)、いっぽう鉢伏山安山岩も逆帯磁であることが報告されている (宮腰ほか, 1966; Ito, 1970)。ところで、鉢伏山安山岩の下位には、亀尻玄武岩とよばれる溶岩流があり、その下部は逆帯磁 (宮腰ほか, 1966; Ito, 1970) 上部は正帯磁 (Hiirooka and Kawai, 1967; Ito, 1970) で、上部の K-Ar 年代は 5.84 ± 0.51 m. y. であるとされている (Hiirooka and Kawai, 1967)。この年代は、和久羅山安山岩の K-Ar 年代 6.34 ± 0.19 m. y. (Hiirooka and Kawai, 1967) に近いものであるが、古地磁気逆転層序 (Watkins, 1976) にあてはめると、前者は Epoch 5~6、後者はほぼ Epoch 6 に相当している。ここで、亀尻玄武岩上部の正帯磁を、正磁極卓越期である Epoch 5 に対比すれば、鉢伏山安山岩の逆帯磁は、ギルバート逆磁極期に対比される可能性が強くなる。したがって、淀江岩体の正帯磁は、和久羅山、鉢伏山両安山岩の活動時期とそう大きく変わらない正磁極期、すなわち Epoch 5 に対比するのがもっとも妥当であると考えられる。

以上、のべてきたことをまとめると次のようになる。大根島岩体の正帯磁はブリュンヌ正磁極期に、越敷山、尾郷、阿毘縁、峠ノ内の各岩体の逆帯磁は松山逆磁極期に、淀江岩体の正帯磁は Epoch 5 に対比される。すなわち、これらの時代は、それぞれ更新世後期、鮮新世末

期～更新世初期，そして中新世最末期ないし鮮新世初頭である。

文 献

- 赤木三郎・岡田昭明・佐治孝次 (1981) 5 万分の 1 表層地質図「横田・多里・上石見」。鳥取県 (印刷中)。
 大根島研究グループ (1975) 大根島は第四紀の火山である。地球科学, 29 (6), 297-299.
 服部 仁・片田正人 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「根雨」および同説明書。地質調査所, 49p.
 Hirooka, K. and Kawai, N. (1967) Results of age determination of some Late Cenozoic rocks in south-western Japan. 1967 Ann. Progr. Rep. Palaeomagnetic Research in Japan, 69-73.
 広岡公夫・奥出恒夫・西村 進 (1972) 福井県丹生山地火山岩の古地磁気。福井大学教育学部紀要, 第 II 部 (自然科学), 22 (2), 1-15.
 猪木幸男・坂本 亨 (1977) 多里地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)。地質調査所, 53p.
 Ito, H. (1970) Polarity transition of the geomagnetic field deduced from the natural remanent magnetization of Tertiary and Quaternary rocks in Southwest Japan. J. Geomag. Geoelectr., 22 (3), 273-290.
 三位秀夫・赤木三郎 (1967) 5 万分の 1 表層地質図「米子」。経済企画庁
 宮腰潤一郎・太田垣彰夫・都田重久 (1966) 大山系火山における火山岩類の岩石磁気について (I) —特に亀尻玄武岩および鉢伏山安山岩類について—, 鳥取大学教育学部研究報告, 17, 94-101.
 村山正郎 (1973) 5 万分の 1 地質図幅「横田」, 地質調査所。
 永尾隆志 (1976) 中国, 四国地域における新生代末期の火山活動。地球科学, 30 (2), 110-121.
 西山省三・三浦 清 (1963) 20 万分の 1 鳥根県地質図および同説明書。鳥根県。
 岡田昭明 (1978) 大山火山岩類の古地磁気学的研究 I. 罫拔山・飯戸山寄生火山。鳥取大学教育学部研究報告, 28 (1), 33-40.
 応地恭子・応地善雄 (1966) 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (IV) —松江・米子地区の玄武岩類—。岩鉱, 56 (4), 141-156.
 太田良平 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「米子」および同説明書。地質調査所, 29p.
 鷹村 權 (1973) 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究。広島大学地学研究報告, 18, 1-167.
 Watkins, N. D. (1976) Polarity subcommission sets up some guidelines. Geotimes, 21 (4), 18-20.
 吉谷昭彦・山内靖喜・小坂哲朗・大西郁夫 (1976) 鳥根地域を中心とした新第三紀・第四紀火山活動。地球科学, 39 (2), 95-101.

Abstract

In San'in district, southwest Japan, many of the Late Cenozoic alkali basaltic rocks are sporadically distributed forming the lava plateaus of small size on the Late Mesozoic granitic rocks.

Fifty-four oriented block samples from 16 sites were collected from 6 lava flows including one trachy basalt, four olivine basalts and one aphyric andesite. The results of NRM measurements and magnetic cleaning by stepwise AF demagnetization on 144 specimens drilled from block samples show that one olivine basalt and the aphyric andesite are normally magnetized and other basalts are reversely magnetized.

The normal and reversed magnetization of basalt lava flows correspond to the Brunhes normal and the Matuyama reversed epochs respectively. The aphyric andesite have been correlated petrologically with another reversely magnetized andesite, developing in western outside of the investigated area, which have been dated as 6.34 m.y. by K-Ar method. From this correlation, the aphyric andesite of normal magnetization may be considered to be a lava flow erupted within the time of the Epoch 5.