

## 富士山の地質と新富士溶岩の古地磁気

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 新妻, 信明 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00000347">https://doi.org/10.14945/00000347</a>

# 富士山の地質と新富士溶岩の古地磁気

新 妻 信 明<sup>1</sup>

## Geology of Mt. Fuji and paleomagnetism of lavas of Shin-Fuji Volcano

Nobuaki NIITSUMA<sup>1</sup>

**Abstract** Geologic classification and distributions of the effusives of Fuji Volcano were compiled mainly based on Tsuya (1968, 1971) and the framework of geologic age by Miyaji (1988). The effusives can be classified into those of the Ko-Fuji and Shin-Fuji Volcanos, and that of the Shin-Fuji Volcano can be divided into 3, old, middle and young. The age of the boundary between the old and middle of Shin-Fuji Volcano is ca. 6300 years, and between middle and young is ca. 2200 years. The enormous amount of effusives of Fuji Volcano is related to the collision tectonics in central Japan, induced by motion of the Philippine Sea Plate.

Paleomagnetic samples were collected from 11 sites of the old lavas and 3 sites of the middle aged lavas of the Shin-Fuji Volcano. Three oriented blocks were sampled from each site. The intensities of natural remanent magnetization (NRM) of most of the samples ranged from 5 to 25 A/m, and median destructive field (MDF) was 15-40mT. The direction of stepwise demagnetized NRM is stable and can be used for paleomagnetic studies. The positions of the virtual geomagnetic pole (VGP) are distributed around North Pole within latitudes higher than 60°N. VGP distributions are significantly different for the sites on the "same" lava. NRM intensities, MDF, anisotropy of magnetic susceptibility, and anhysteretic remanent magnetization (ARM), are useful to characterize the rock magnetism of lavas.

The 3 blocks from 2 sites of the middle aged lavas of the Shin-Fuji Volcano have extremely strong intensities ranging from 40 to 80 A/m and different rock magnetic character from the other samples with 5-25 A/m of a NRM intensity. The sampling sites are located near the lower margin of the lava flows. The strong NRM can be estimated by the precipitation of reduced iron in the lava flow, contaminated by growing vegetation.

**Key words:** Mt. Fuji, Shin-Fuji, Ko-Fuji, paleomagnetism, rock magnetism.

### はじめに

富士山は日本列島の中央に位置し、日本最高の標高と美しい容姿から親しまれてきたが、富士山についての地質学および古地磁気学的な研究は極めて限られており、富士山をより深く理解するためには今後の研究が必要である。

本報告においては、これまでの地質学的研究をレビューするとともに、1995年7月から8月にかけて実施した地質調査と古地磁気試料採取、そしてその測定結果について報告する。

<sup>1</sup>静岡大学理学部地球科学教室. 422 静岡市大谷 836.

<sup>1</sup>Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka, 422 Japan.

E-mail : senniit@sci.shizuoka.ac.jp

## 富士山の地質学研究

富士山の地質は、1935年以来の故津屋弘達東京大学名誉教授によって詳細な調査が行われ、地質調査所の5万分の1特殊地質図(1968)および「富士山」(1971)として公表されている。5万分の1特殊地質図には説明書がなく、英文概説(Tsuya, 1968)が付されているのみで、「富士山」には7葉の詳細な山頂部の地質図が示されているが、地質の要点を簡単に解説してあるにすぎず、他日完成予定であった説明書はついに刊行されないままである。

津屋によるこの2つの報告は、詳細な地質調査に基づくものである。この報告の地質図を解説することによって、不十分な説明や記号そして誤記を知ることが可能である。今回、富士山の地質の研究を開始するに当たり、津屋による地質図の解説作業を行った。

富士山についての解説書に広く引用されている「富士山噴出物の分布を示す略図」(津屋, 1971, 図21)は、その原図である5万分の1特殊地質図と比較検討してみると、新富士の旧期溶岩と中期溶岩の分布境界が明かに異なっていることが判明した。この相違は、著者が5万分の1特殊地質図を作成する以前に使用していた略図を手直しせずに掲載したために生じたものと考えられる。

富士市域については、小川(1986)によって詳細な調査が行われ2万5千分の1地質図およびルートマップとともに報告されている。基本的な地質区分については津谷(1969, 1971)を踏襲している。

富士山の噴出物の年代については、宮地(1988)が、広域テフラとの累重関係および新たな放射年代測定資料に基づき詳細な年代区分を行っている。この年代区分を津屋(1968, 1971)の新富士溶岩を旧期・中期・新期の3区分に対応させると、旧期と中期の境界は約6300年前の広域テフラK-Ahを狭在する土壌層が、中期と新期の境界は約2200年前に山頂火口から噴出したテフラS-18と山頂の火口棚に対比されるテフラ湯船第2Scoとの間にしばしば発達する土壌層が対応する。この対応関係に従って見直すと、津屋(1968, 1971)が70に区分した旧期溶岩・寄生火山の内の3つ(大嵐溶岩流、鳴沢溶岩流、船津溶岩流)が中期に、37の中期溶岩・寄生火山の内の1つの寄生火山(太平山-棧敷山溶岩流)が新期に修正されるべきことが分かる。本報告ではこの修正された旧期・中期・新期の区分に従うこととする(Fig. 1)。

## 富士山の地質概説

修正された新富士溶岩の区分と津屋(1968, 1971)・宮地(1988)に基づき富士火山の地質を概括する。

富士山が溶岩噴出を主体として成層火山を築いた新富士火山の活動の前は、全く様相の異なる広義の火砕流(古富士泥流)を広域に流出する古富士火山の活動があった。古富士泥流は富士宮周辺や御殿場周辺に広く分布し、多量の湧水をともなっている。古富士火山の活動による溶岩は、吉田口の2合目から6合目にかけて露出しており、宝永山の赤岩には凝灰岩や凝灰角礫岩が露出している。これらの噴出物や古富士泥流に含まれる岩片は、新富士火山と同じ玄武岩を主体としており、活動様式の差が噴出マグマの性質の差によるものとは考えにくい(高橋ほか, 1991)。古富士泥流に

は木片や立木が取り込まれており、それらの放射性炭素の測定から火砕流の年代は約2万年前とされている(福原・和田, 1997)。この年代は地球全体が寒冷化した最終氷期の最盛期と一致しており、既に標高2500mにも達していた古富士火山に発達した山岳水河とマグマとの相互作用によって泥流が発生したことも予想されるが、その実体の解明は今後の課題である。

富士山頂の火口から噴出する溶岩や火山碎屑物によって典型的な成層火山が形成された証拠が残っているのは、約5000年前の赤色スコリアの放出からである。この山頂火口からの活動以前には富士山体の8割にも及ぶ新富士旧期溶岩の噴出が11000年前から8000年前まであり、西は富士川に沿う芝川から水神まで、南は三島市、そして東は大月市の猿橋にまで達している。この大量の溶岩の噴出口は成層火山体に埋もれているためにその詳細を知ることはできないが、溶岩の流出方向から単一の火口からではなく、割れ目噴出によるものと考えられている。

円錐形の富士山体の大部分は、4500年前から3000年前までの山頂火口から供給された新富士中期噴出物によって形成されたが、成層する山体の中には、以前の高まりが存在している。山体の一部覆われているものとしては、南側に位置する愛鷹火山を上げることができる。愛鷹火山は40万年前から10万年前までに活動した成層火山であるが(由井・藤井, 1989)、現在は山体内部まで浸食されている。富士成層火山にそっくり覆われその一部を構成しているように見えるものとしては、吉田口の小御岳火山と吉田大沢・小富士・宝永山の古富士泥流および古富士噴出物を超えることができる。これらの最高標高は2500mを超えており、富士山は3000m近い土台の上に乗っていると言える。新富士旧期溶岩は、露出している最高標高が大沢で1800m、吉田大沢で3000mと小御岳や古富士の露出標高と大差ないことから、富士成層火山の基部を構成していると考えることができる。

富士山を遠望すると稜線の傾斜が5合目付近を境にして、山頂付近では急で、中腹で緩くなっているが、緩い部分が基部に当たる小御岳・古富士・新富士旧期溶岩によるものであり、急な部分がある上に載る成層火山体に当たる。

富士山を良く見ると完全な円錐形をしているのではなく、北西-南東に多少引き延ばされた形をしている。この引き延ばされた方向には〇〇塚などと命名されているスコリア火口丘やそこから流出した〇〇丸尾溶岩が多数分布している。このような火口は側火口、そして火口丘は側火山または寄生火山と呼ばれている。地下深部のマントルからマグマが上昇し、山頂火口直下に到達し、マグマ溜りに集積する。マグマ溜りの上部にはマグマが繰り返し上昇する中央火道が存在し、その最上端が山頂火口になる。マグマが中央火道を上昇する際に、火道壁がマグマの圧力によって割れ、割れ目に沿ってマグマが地殻内を脈状に貫くことがしばしば起こる。成層火山が成長し、山頂火口の標高が増大すると、山頂までマグマが満たされた時にかかるマグマの圧力も増大し、火道壁が割れることが多くなる。富士山の活動史の中で、側火口の形成や丸尾溶岩の噴出が活動の主体を占めるようになるのは、富士成層火山体が形成された後の新富士新期であることは、これらの側噴火活動が富士山中央火道から供給されたマグマによって起こっていることを物語っている。

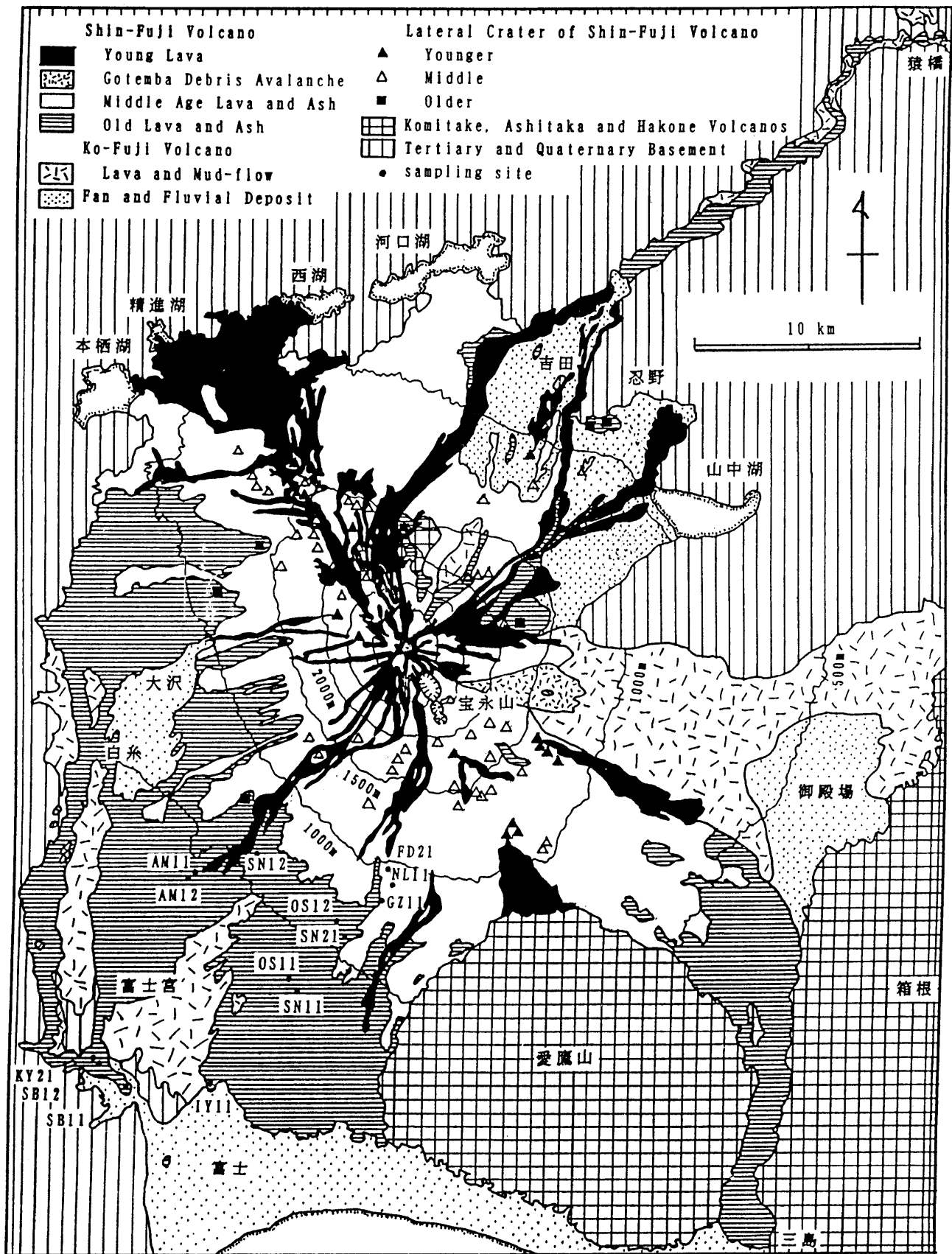


Fig. 1 富士山噴出物の分布と古地磁気測定用試料採取地点.  
 Geologic map and paleomagnetic sampling sites.  
 Geologic map is based on distribution of effusives of the Fuji Volcano by TSUYA (1968, 1971) and framework of geologic age by MIYAJI (1988).

中央火道の通る地殻が均質で応力がかかっていない場合には、火道壁に生じる割れ目はどの方向にも一様に生じるはずであり、その割れ目を通る岩脈は放射状に発達し、側噴火も山頂火口を中心とした放射状に分布する。しかし、地殻に応力がかかっている場合には、圧縮応力の小さい方向に広がろうとするため、応力の小さい方向に直交する方向（すなわち応力が大きい方向）に岩脈が貫入する(中村, 1969; NAKAMURA, 1977)。富士山付近では、フィリピン海プレートと北西方向への運動によって本州に衝突しているために、地殻には北西-南東方向の強い圧縮応力がかかっており、中央火道壁の割れる方向は北西-南東方向が圧倒的に多くなる。この地殻にかかっている応力の効果によって富士山の形態が北西-南東に伸びるとともに北西方と南東方に側火口が多く分布している。南東方に貫入した岩脈は宝永第1火口壁に多数見られる。このような地殻応力の効果は、同じ応力状態にある伊豆大島の形態や側火山分布にも見ることができる。新富士旧期溶岩を噴出した火口も残されているが、山頂からみて北西-南東方向に多い中期・新期の側火口分布と異なり広く分布していることから、成層火山を形成するための中央火道ができていなかったことがうかがえる。

成層火山においては、円錐火山体の急な上部斜面にまずガリーが急激に形成され、それが発達・結合して大きな杓子型の谷が形成される。初期には、その谷の最上部は頂部の火口縁までは届かず、最下部は急斜面から山麓の緩傾面に移化するあたりで幅を狭めて消失する。その前下方の緩傾面上には、谷壁から崩落した岩塊が土石流によって運ばれ、扇状地を形成する。富士山東斜面の御殿場岩屑流はこの土石流に当たり、西斜面の大沢や東斜面の吉田大沢とその下方の扇状地はこの段階にある。浸食が進むと、谷は拡大し、やがて隣同志の谷と谷、扇状地と扇状地が合体し始める(守屋, 1984)。この段階に達したのが10万年前の愛鷹火山である。さらに浸食が進んだのが伊豆半島北西部にある約100万年前の達磨火山であり、成層火山の面影はない。

このように成層火山は常に浸食の脅威にさらされているが、富士山はその美しい成層火山体を形成し、保っているのは、桁違いに大量のマグマを噴出しているからである。愛鷹火山は40万年前から10万年前までの30万年間活動したが、その山体の大きさは数万年しか活動していない富士山に遠く及ばない。マグマの噴出量は、マントルから供給されるマグマの量と、供給されたマグマが地表に噴出する比率によって支配される(新妻, 1992)。

九州の九重火山・阿蘇火山・島原火山の並ぶ別府-島原地溝帯では地殻が南北方向に引き裂かれているため、供給されたマグマは引き裂かれた地溝を埋めるために地下に留まり、地表への噴出量はそれほど大きくない。十和田・岩手火山・蔵王火山・吾妻火山・那須火山の並ぶ東北地方脊梁山地および岩木火山・鳥海火山・月山火山の並ぶ出羽丘陵では、マグマによって加熱された地殻が、押されて紙が上方にたわむように東西方向の地殻応力を受けて隆起し、大規模な複背斜構造を形成している。この背斜構造の下に新たな空間が形成され、マントルから供給されたマグマはその空間を埋めるので、地表にあまり噴出しない(Fig. 2)。

一方、富士山の位置する中部日本の太平洋側では、フィリピン海プレートが沈み込むと同時に衝突してお

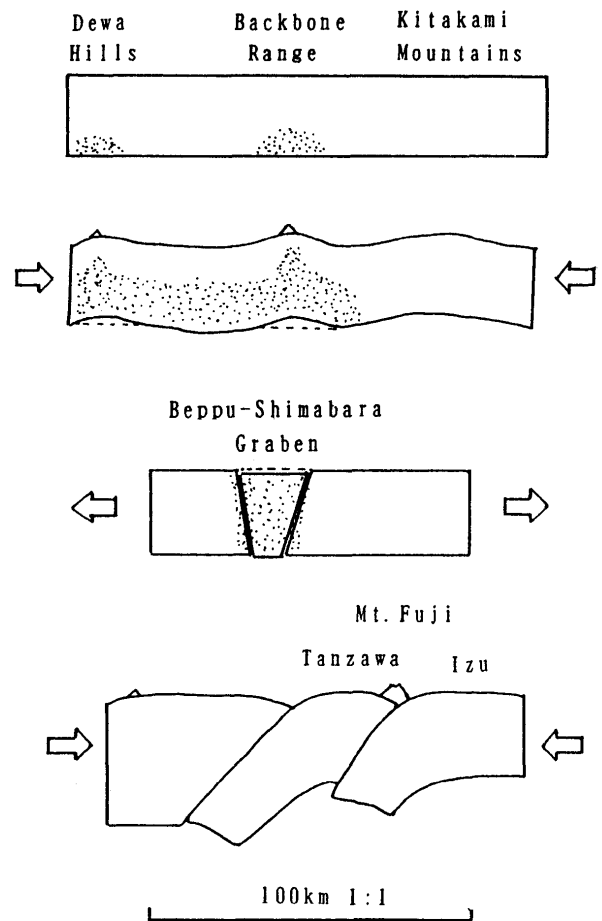


Fig. 2 日本列島における異なったテクトニクス場におけるマグマの地表噴出比率の相異。  
Relation between tectonics and a proportion of the effusive volume in the supplied magma from Mantle.

り(Niitsuma, 1996)、マントルから供給されたマグマは地下に留まるような空間は存在せず、殆どすべてが地表に噴出してしまふ。マントルから供給されたマグマが直接地表に噴出して固結すると玄武岩になるが、富士山の噴出物がおもに玄武岩質の溶岩やスコリアであることは、マントルからマグマが直行して地表に噴出していることを示している。ただし、富士山の最後の活動である宝永の噴火の際には、マグマが地下に留まり、一部の鉱物が晶出して沈降して除かれた上澄みが噴出し、軽石と黒曜石になっていることは注目される。また噴火の形式もそれまでの側火口のスコリア丘形成や丸尾溶岩流出活動とは異なり成層火山体を吹き飛ばす爆裂火口を形成している。

潤井川、芝川、羽鮒丘陵には、古富士泥流とそれをおおう新富士旧期溶岩が露出しているが、その高度分布が流出時のものとは矛盾し、下流側がより高い標高を持っている。この高度分布の逆転は、この地域の断層運動などの地殻変動によるものであり、泥流や溶岩が流出した1~2万年前から現在までに起こっており、年間数mmにもおよぶ。この変動速度は、ヒマラヤなどの隆起速度と同程度であり、フィリピン海プレート

運動の激しさを示している。

### 富士溶岩の古地磁気学研究

富士山は首都圏に近く、多数の溶岩を噴出しているために古地磁気学的研究には格好の対象である。富士山北麓の青木ヶ原溶岩流の古地磁気は、故永田 武東京大学名誉教授によってその岩石磁気学的研究が行われている。当時、岩石の持つ磁性は、測定用試料採取の際のハンマーの一撃によって簡単に变化してしまい、過去の地球磁場の記録として使用できないと考えられていたが、NAGATA (1943) は青木ヶ原溶岩の磁性は安定であり、過去の地球磁場記録として十分使用可能であることを示し、近代古地磁気学の幕が開かれた。この論文は世界的に広く引用される古典となっているが、驚くべきことにその後、富士溶岩の古地磁気学的研究は全く行われていない。その理由として、富士山は国立公園で自然環境保全地域となっているために岩石試料の採取のためには特別の許可が必要なことがあげられる。

富士山は膨大な数の溶岩を過去1万年間に噴出している。この溶岩の古地磁気を測定すれば、過去1万年間の地球磁場記録を入手することが可能である。近年、中部日本の湖沼堆積物の古地磁気学的研究が行われ、新富士の旧期溶岩の噴出年代である9千年前から1万年前にかけて地球磁場の方向が著しく西偏していたとされている(HYODO *et al.*, 1993)。複数の湖沼堆積物で同層準において古地磁気方向が西偏していることは、地磁気成因論にとっても重要な基礎資料となるため、堆積物とは磁化機構が全く異なる溶岩の古地磁気測定によって確かめる必要がある。このような研究にとって富士山の溶岩は格好の試料となりうる。

地球磁場は数十年から数百年周期で変動しており、この変動を溶岩流に見出すことができれば、溶岩の年代区分や同一溶岩の認定に使用できる。特に富士山から異なる方向に同時に流下した溶岩や異なった火口から噴出した溶岩との対比に有効な手段を与えるであろう。

富士山は溶岩と火山砕屑物との互層によって構成されているが、溶岩の下位の火山放出物層が浸食によってえぐり取られ、上位の溶岩が崩壊することが各地で起こっている。このような崩壊や変位は、容易に野外で認定できることもあるが、一般には後の火山放出物に被われ、露出が限られているために認定は困難である。対象とする溶岩が本来保持していた古地磁気の方向と実際に測定される古地磁気方位を比較することができれば、変位の有無のみならず、変位の方向や大きさも定量的に知ることができる。富士山麓の建造物、例えば山小屋など、は溶岩に基礎を置いているが、危険防止のためにその溶岩が変位していないことを確かめることが重要であり、古地磁気の測定は有力な手段となる。今後の建造物の基礎調査に古地磁気学的方法が活用されることが期待される。

富士山周辺は、世界で最も地殻変動の激しい南部フォッサマグナに位置しており、富士溶岩も地殻変動によって変位している所がある。溶岩が固化した時の地球磁場方向と溶岩試料の古地磁気方位との比較は、過去数千年内に起こった地殻変動を定量的に捉える手段を与える。

### 古地磁気試料の採取

富士山の自然環境保全地域は標高800m以上であるので、今回は保全地域外である富士市と富士宮市の下部山麓地域と富士川・潤井川流域から、14地点において古地磁気測定用試料を採取した (Fig. 1, Photo. 1)。標高800m以下では新富士旧期溶岩が主体を占めており、一部の中期溶岩そして限られた新期溶岩が流下しているのみであり、新期溶岩についての試料は採取できなかった。

採取した溶岩は、新富士旧期溶岩流7、中期溶岩流3である。この内、安母山溶岩流、芝川溶岩流I、大坂溶岩流、曾比奈溶岩流Iについては2地点において同一溶岩流から試料を採取した (Table 1)。

古地磁気測定用試料は、一般に携帯用コアラーによって採取されているが、近年、採取の跡に醜い孔が残されるためその使用を自粛する動きが南極などで出てきていることを配慮し、タガネとハンマーを使用した。試料としては、1地点においてできるだけ離れた3箇所からクリノメータによって定方位した岩塊を採取した。溶岩によっては磁性が強く、クリノメータによる方位決定に影響を与えるものもあったので、風系を用いて溶岩よりも十分離れた位置における方位と岩塊の定方位面における方位を比較して、その影響の有無を知り、影響が認められた場合には離れた位置において測定された方位を用いた。

野外で採取された岩塊は、室内でダイヤモンドカッターを用いて一辺2.4mmの立方体試料数個に切断し、測定用試料とした。

### 古地磁気の測定

古地磁気の測定にはメトバ社製全自動古地磁気測定装置 NP-2 (新妻・小山, 1994) を用いた。測定感度は  $10^{-9}$  A/m 以下であり、45mT までの交番磁場消磁装置、帯磁率異方性測定装置、非履歴残留磁化装置を内蔵し、コンピューターによる完全自動制御による測定・消磁・磁化ができる。また、測定結果の解析および作図用のソフトウェアも付されている。

### 古地磁気測定結果

自然残留磁気 (NRM; Natural Remanent Magnetization)

採取された新富士溶岩試料の自然残留磁気強度  $J_n$  は、5 から 80 A/m の範囲であり、試料採取時の定方位に影響を与える溶岩は 10 A/m 以上の自然残留磁気を持つものであった。平均強度は約 10 A/m である (Table 2)。

半減交番磁場強度 (MDF; Median Destructive Field)

自然残留磁気は交番磁場消磁を行うと次第にその強度を減ずるがその強度が自然残留磁気の半分になる交番磁場消磁強度を半減交番磁場強度 MDF と呼び、MDF が大きいほど残留磁気は安定である。今回の試料については、平均 20 mT で小さいもので 8 mT、大きなもので 40 mT 以上であった (Table 2)。

交番磁場消磁に伴う残留磁気方向の変化

残留磁気の方向は、交番磁場消磁に伴ってその方向

Table 1 古地磁気測定用試料採取地点.  
溶岩名とその記号は、津屋(1968)による。  
Sampling sites of paleomagnetic studies. Lava and (symbol) are based on TSUYA (1968).

	溶岩	Lava	(symbol)	sample	sampling site
中期 Middle	日本ランド溶岩流	Nippon-land Lava-flows	(SW5)	NL11	吉原富士本中町北東道路西のガラン沢
	不動沢第2層溶岩流	Fudosawa Second-lava flows	(SW3)	FD21	天照教社東南東方道路下の沢
	ガラン沢溶岩流	Garansawa Lava-flows	(SW2)	GZ11	吉原富士本中町北東道路西のガラン沢
旧期 Old	安母山溶岩流	Ammoyama Lava-flows	(Anm)	AM11	宮内北の神社の北東方の沢
				AM12	宮内北の神社の西方の沢
	芝川溶岩流 I	Shibakawa Lava-flows I	(SW1)	SB11	中野の工場南西下の崖
				SB12	蓬萊橋南東方の富士川東岸
	北山溶岩流 II	Kitayama Lava-flows II	(SW5)	KY21	蓬萊橋南東下の富士川東岸
	大坂溶岩流	Osaka Lava-flows	(SSW10)	OS11	富士グリーン工業団地東側の沢
				OS12	吉原富士本西町東方の道路北側
	入山瀬溶岩流	Iriyamase Lava-flows	(SSW9)	IY11	入山瀬の発電所下の潤井川
	曾比奈溶岩流 II	Sobina Lava-flows II	(SSW5)	SN21	吉原富士本西町一中町道路下の沢
曾比奈溶岩流 I	Sobina Lava-flows I	(SSW4)	SN11	大淵の南279標高点付近の橋下の沢	
			SN12	カケスバタ南西の沢	

Table 2 新富士溶岩の岩石磁気学的性質.  
Rock magnetism on lavas of the Shin-Fuji Volcano.  
sample: 試料番号, Jn: 自然残留磁気強度; intensity of Natural Remanent Magnetization, MDF: 半減交番磁場消磁強度; Median Destructive Field, Jsus: 帯磁率異方性強度; intensity of anisotropy of magnetic susceptibility, SUS type: 帯磁率異方性型; type of anisotropy of magnetic susceptibility, NRM/ARM type: 交番磁場消磁に伴う自然残留磁気・非履歴残留磁気の減衰型; type of changes in the intensities of Natural Remanent Magnetization and Anhyretic Magnetization with Alternating Field Demagnetization.

	sample	Jn (A/m)	MDF (mT)	Jsus (mA/m)	SUS type	NRM/ARM type (AFD level in mT)	
中期	日本ランド溶岩流	NL11	5-6	20	2-8	不規則;irregular	2線; 2 lines (10-11)
	不動沢第2層溶岩流	FD21	5,80	20,9-12	4,3-5	3軸; 3 axes	凸2線;凸2 lines(15-27), 2線; 2 lines(10)
	ガラン沢溶岩流	GZ11	10,40	25,8	6,7	平面;planar	2線; 2 lines (10-12), 凸2線型 凸2 lines(18)
旧期	安母山溶岩流	AM11	11-20	18-30	5-39	長軸; axial	2線; 2 lines(12-20)
		AM12	8-13	25	5-13	長軸; axial	2線; 2 lines 13-14)
	芝川溶岩流 I	SB11	10-12	40	7-14	3軸; 3 axes	2線; 2 lines(12-16)
		SB12	7-8	20	10-15	3軸; 3 axes	2線; 2 lines(13-17)
	北山溶岩流 II	KY21	10-19	20	6-14	長軸; axial	2線; 2 lines(14-15)
	大坂溶岩流	OS11	7	40	5-9	長軸; axial	遷移; offset
		OS12	17-20	15	7-10	不規則;irregular	1線; 1 line (12), 漸移;transition
	入山瀬溶岩流	IY11	7	18	12-15	不規則;irregular	2線; 2 lines(12-16)
	曾比奈溶岩流 II	SN21	6-14	25-30	5-12	平面(3軸);planar(3 axes)	2線; 2 lines(12-14), 漸移;transition
	曾比奈溶岩流 I	SN11	11-22	30	5-10	3軸; 3 axes	漸移; transition(17-20)
		SN12	8-14	30	5-12	3軸; 3 axes	2線; 2 lines(12)

を変えない試料が大部分であるが、MDFの小さい試料や極めて残留磁気強度の大きい試料は方向を変化させる。ただし、方向を変化させるのは20mT以下の交番磁場消磁段階であり、それ以上の段階では殆ど変化しない。消磁面による解析(NITSUMA, 1994)によると、20mTまでの交番磁場消磁段階までは、その方向を変化させるが、20mT以上の各段階消磁後の残留磁気ベクトルは原点に向かう直線上に並ぶ(Fig. 3)。すなわち、強度のみが減少し、方向が変わらないことを示しており、20mTの交番磁場消磁後の残留磁気方向を古地磁気方向として使用できることを示しており、本報告ではこの方向を古地磁気方向として扱う。

#### 古地磁気方向

採取された試料の内、不動沢第2層溶岩流の2個の試

料を除き、現在と同じ正磁極方向を持ち、算出される磁極(VGP: Virtual Geomagnetic Pole)の緯度は、全て北半球にある。全試料について求められたVGPの平均位置は北緯88°、西経21°であり、平均位置についての95%の信頼円の半径は6°である。また、VGPの67%が収まる円の半径(標準偏差角)は23°であり、今回測定されたVGPの2/3が北緯65°以上の北極圏内にあることを示している(Fig. 4, Table 3)。

約1万年前の湖沼堆積物から求められた著しく西偏する古地磁気(HYOUUDO *et al.*, 1993)から算出される磁極の緯度は北緯58°であり、今回得られた磁極分布の範囲外である。

地球磁場は地球自転が地球の流体核内に誘乱を起こし、その誘乱にともなう電磁流体作用によって生じると考えられている。誘乱の起こり方はその時々によ

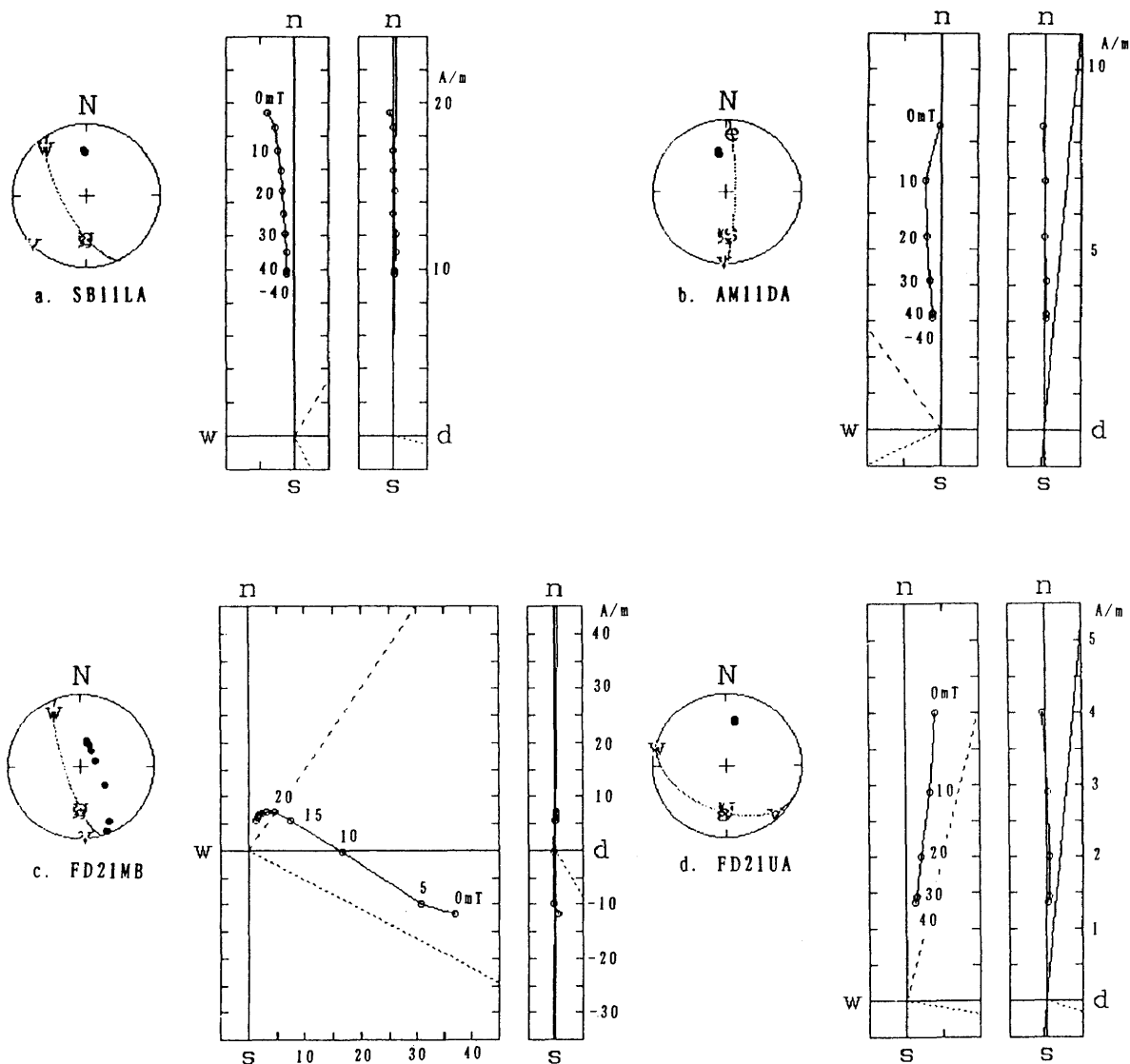


Fig. 3 新富士溶岩の自然残留磁気の交番磁場消磁経路の消磁面表示。  
Demagnetization Plane Projection of vector endpoints of stepwise demagnetized Natural Remanent Magnetization of the lavas of the Shin-Fuji Volcano.

左側のステレオネットは正射投影。黒丸が自然残留磁気方向の下半球投影、白丸が上半球投影、大円は消磁面の上半球投影、w e s nは消磁面の座標軸方向の上半球投影、uは試料上面方向の上半球投影でvは下半球投影、pは地心双極子磁場方向でgは現地における地心双極子磁場方向の上半球投影であり、今回は傾動補正を行っていないので同位置に表示されている。中央は消磁面であり、消磁に伴う自然残留磁気ベクトルの先端位置の変化を示す。破線は消磁面の傾斜方向、点線は試料上面方向(uあるいはv)、上下軸は地心双極子磁場方向n-sに合せてある。右図は残留磁気ベクトル先端が消磁面上にどの程度良く載っているかを示すための消磁面を側方から見た図である。実線は地心双極子磁場方向である。

Central graph is Demagnetization Plane, which presents vector endpoints of Natural Remanent Magnetization. Broken line: dip azimuth of Demagnetization Plane, dotted line: direction of upper surface of sample(u or v on stereo net). The vertical axis is adjusted to the magnetic field of the geocentric axial dipole(n/s on stereo net). Associated graph on rightside presents how the vector endpoints align on the Demagnetization Plane. Associated stereo net on leftside is Orthographic Projection, on which solid circle is NRM direction on lower hemisphere, open circle is NRM direction on upper hemisphere and great circle of upper hemisphere is demagnetization plane. w e s n:coordinate axes of demagnetization plane, u(for upper hemisphere) or v(for lower hemisphere):direction of upper surface of sample, p:direction of magnetic field of geocentric axial dipole after tilt correction, g:before tilt correction. In this case, p and g are plotted on same place because of no tilt correction.

- a. 芝川溶岩流;Shibakawa Lava-flows I (SW1) SB11LA: 5mTの交番磁場消磁で残留磁気方向を変化させた後は、強度を減ずるのみで方向を変化させない;There is no significant change in direction of NRM after 5mT AF-demagnetization. MDF=40 mT.
- b. 安母山溶岩流;Ammoyama Lava-flows(Anm) AM11DA: 10mTの交番磁場消磁で残留磁気方向を変化しなくなる;There is no significant change in direction of NRM after 10mT. MDF=30 mT.
- c. 不動沢第2層溶岩流;Fudosawa Second-lava-flows(SW3) FD21MB: 極めて強い自然残留磁気を有し、20mTの交番磁場消磁まで方向と強度を大きく変化させるが、35mTの交番磁場消磁からは方向を変化させない;This sample has extremely strong intensity of NRM, The direction changes with upto 20mT of AF-demagnetization and is stabilized after 35mT of AF-demagnetization. MDF=9 mT.
- d. 不動沢第2層溶岩流;Fudosawa Second-lava-flows(SW3) FD21UA: cの極めて強い自然残留磁気を有する試料と同一地点から採取された試料であるが、一般の試料と同様、aやbのような消磁経路を持つ;This sample was collected from the same sampling site of FD21MB(c) with extremely strong NRM, however, NRM of this sample has usual intensity and stable directions. MDF=20 mT.



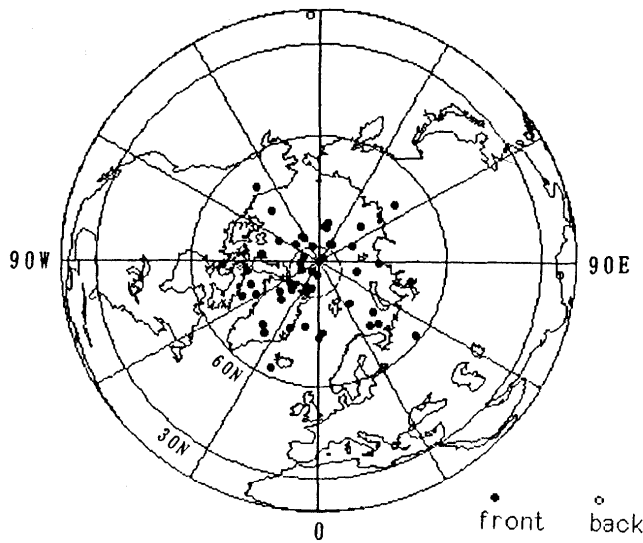


Fig. 4 新富士溶岩の古地磁気方位から算出された磁極(VGP)分布と平均位置の95%信頼円. 正射投影.  
Distribution of VGP (Virtual Geomagnetic Pole) calculated from paleomagnetic directions of the Shin-Fuji lavas. Orthographic Projection.

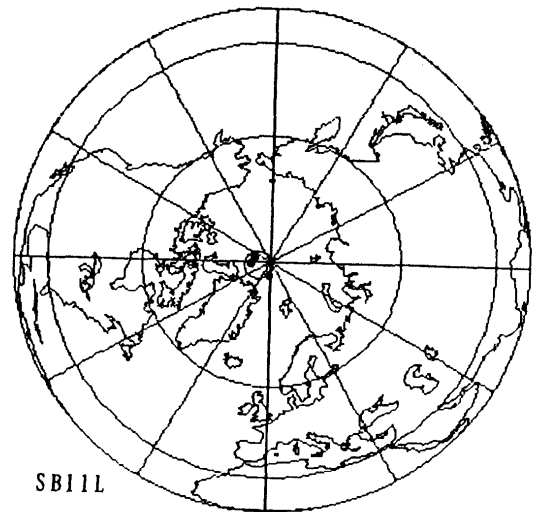


Fig. 5 新富士旧期の芝川溶岩流 I から採取された岩塊 SB11L から切り出された3個の試料の古地磁気方位から算出された磁極(VGP)分布と標準偏差角円. 正射投影.  
Distribution of VGP for 3 specimens cut from a same block of sample SB11L of the Shibakawa Lava-flows I (SW1). Orthographic Projection.

Table 3 新富士溶岩の古地磁気.

Paleomagnetism on lavas of the Shin-Fuji Volcano.

sample: 試料番号, AFD: 交番消磁強度; level of Alternating Field Demagnetization, n: 測定試料個数; number of samples,  $J_n$ : 対数平均残留磁気強度; logarithmic mean on intensities of Remanent Magnetization, VGP: 平均伏角と平均偏角から算出された磁極の北緯・東経; latitude(N) and longitude(E) of Virtual Geomagnetic Pole,  $\alpha_{95}$ : 平均磁極位置の95%信頼角; 95% confidence limit angle for mean position of VGP,  $\sigma$ : 磁極位置の標準偏差角; angular standard deviation for VGP positions, IE: 誤差角の平均; mean of error angles.

	sample	AFD (mT)	n	$J_n$ (A/m)	VGP		$\alpha_{95}^\circ$	$\sigma^\circ$	IE <sup>o</sup>	
					N <sup>o</sup>	E <sup>o</sup>				
中期	日本ランド溶岩流	NL11	20	3	2.45	71.0	-72.6	8.6	5.6	0.8
	不動沢第2層溶岩流	FD21	20	3	6.45	19.8	143.7	---	73.9	0.9
	ガラン沢溶岩流	GZ11	20	3	5.75	80.6	-21.2	37.5	23.5	0.9
	安母山溶岩流	AM11	20	3	9.33	74.2	98.0	17.7	11.5	0.9
		AM12	20	3	5.89	78.2	-30.5	8.1	5.3	0.4
	芝川溶岩流 I	SB11	20	3	7.76	86.6	-168.6	9.5	6.2	0.8
旧期		[SB11L	20	3	7.36	87.3	-75.4	4.6	3.1	0.6]
		SB12	20	3	2.82	80.1	27.0	15.0	9.8	0.8
	北山溶岩流 II	KY21	20	3	6.92	74.3	-37.3	8.7	5.7	0.9
	大坂溶岩流	OS11	20	3	4.57	80.1	123.9	12.0	9.8	0.8
		OS12	20	3	7.24	81.9	-153.5	19.8	12.8	0.5
	入山瀬溶岩流	IY11	20	3	3.09	83.1	-73.7	10.4	6.8	0.3
	曾比奈溶岩流 II	SN21	20	3	6.46	83.8	145.8	6.2	4.1	0.7
	曾比奈溶岩流 I	SN11	20	3	10.47	82.6	-133.2	13.0	8.5	0.6
		SN12	20	3	5.89	79.6	-17.5	11.7	7.6	0.5

て異なるので地球磁場は数十年や数百年周期で変動するが、十分長い期間について地球磁場方向を平均すると自転軸にほぼ一致することが予想されている。今回、測定した溶岩流の数は限られていたが、平均位置が北極と一致しており、今回の試料において地球磁場の性質を捉えるために必要とされる時間範囲を有していると考えられる。

**古地磁気方向の信頼性**

古地磁気方向については、種々の段階で誤差が入り込むので、今回の測定結果に基づき考察を行う。

**測定試料内の不均質**

一辺2.4cmの立方体の測定試料内において残留磁気が一定の方向を保持しているかを知るためには、全自動

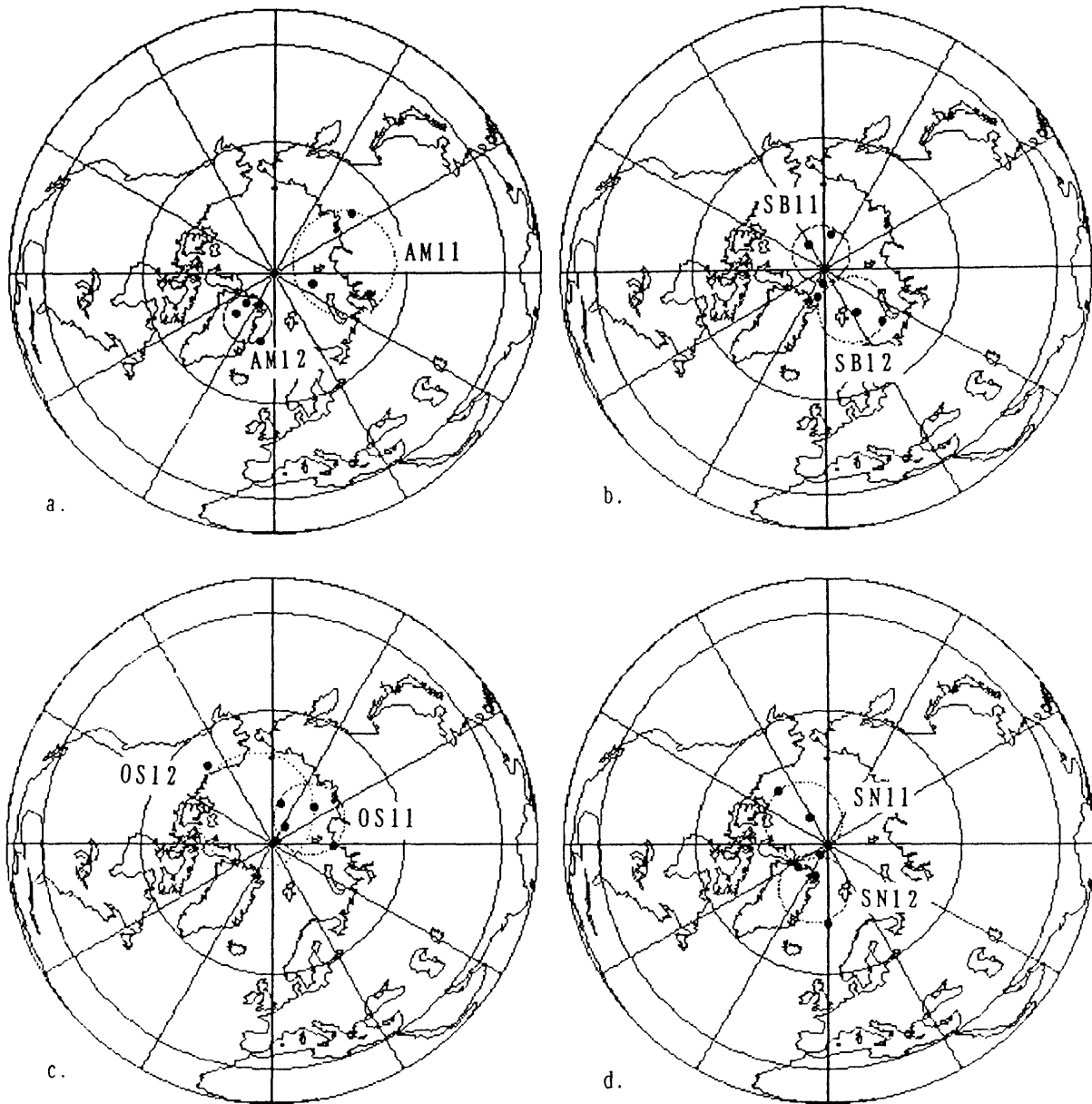


Fig. 6 異なる地点から採取された同一溶岩の古地磁気方位から算出された磁極(VGP)分布と標準偏差角円の比較正射投影。Distribution of VGP and their circles of standard deviation angle for different sampling sites on a same lava. The VGP distributions are significantly different. Orthographic Projection.  
 a. 安母山溶岩流; Ammoyama Lava-flows (Anm) AM11, AM12: 有意に異なる。  
 b. 芝川溶岩流 I; Shibakawa Lava-flows I (SW1) SB11, SB12: 有意に異なる。  
 c. 大坂溶岩流; Osaka Lava-flows (SSW10) OS11, OS12  
 d. 曾比奈溶岩流 I; Sobina Lava-flows I (SSW4) SN11, SN12: 有意に異なる。

古地磁気測定装置によって算出される誤差角を使用することができる。この装置は、試料を6回置き換えて直交する3軸の回りに回転させて測定を行うが、各軸の回りの測定においては回転軸に直交する2方向のベクトル成分を求めることができる。6軸の回りで測定を行えば12方向のベクトル成分を測定することになるが、測定ベクトル成分は共通する3方向であるので、1つのベクトル成分について4回づつ測定していることになる。この測定には、外部からの磁気ノイズや電気ノイズそして試料回転台の微弱な磁気などが加わる

が、これらは $10^{-4}$ A/m以下と今回の測定試料の磁気強度の10万分の1程度であり無視できる。残留磁気が測定試料内で均質で試料の中心に置いた双極子(小さな磁石)に近似できる場合には、4回測定されたベクトル成分は一致するはずであるが、測定試料内で残留磁気が不均質であれば一致しなくなる。この不一致の程度を角度で表したのが誤差角である(NiITSUMA, 1971)。誤差角が $90^\circ$ であれば測定するたびに異なった方向を持ち、一定した残留磁気を保持していないことを示す。 $0^\circ$ であれば均質な磁気を保持しており、双極子として

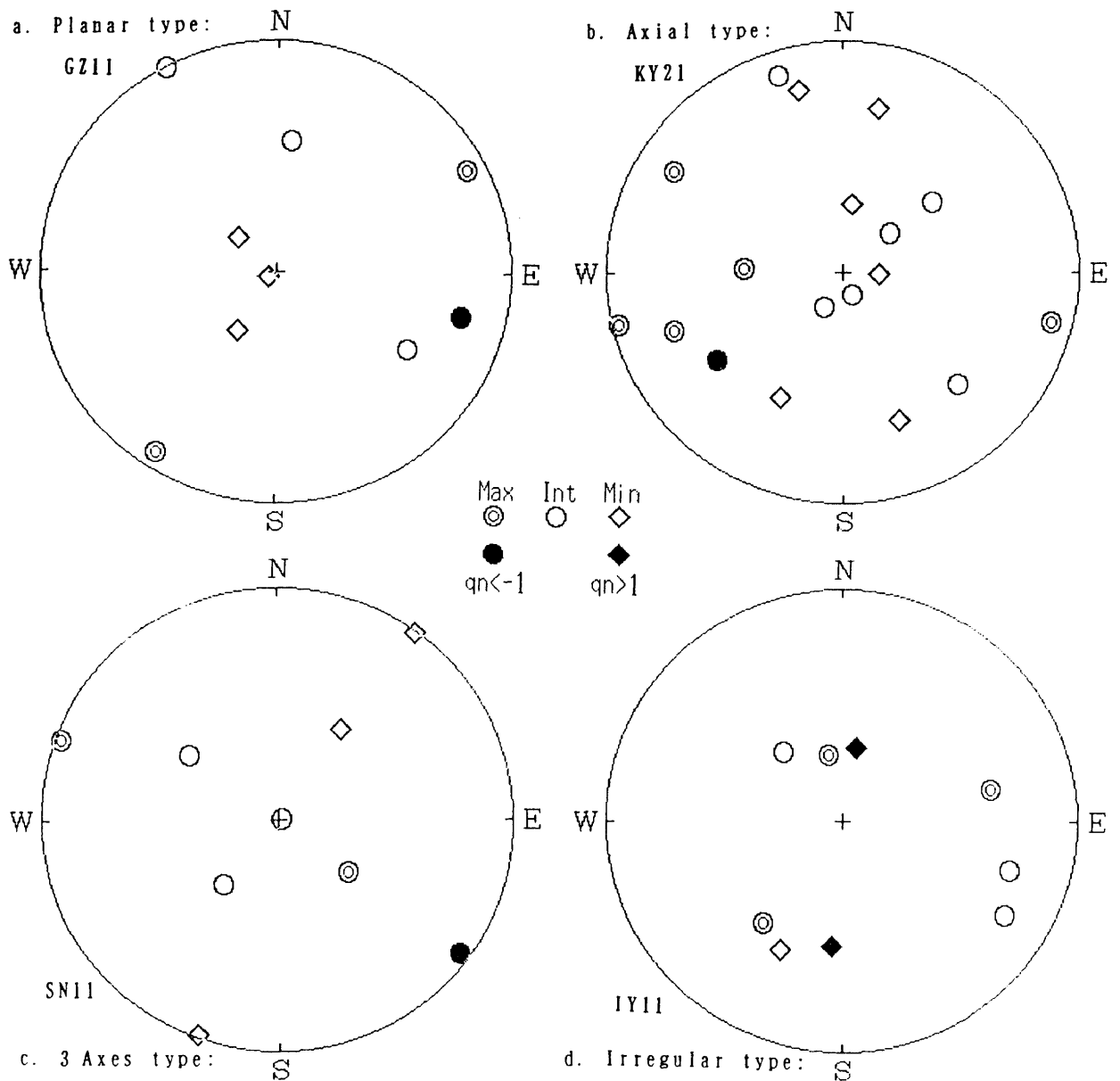


Fig. 7 新富士溶岩の帯磁率異方性による型. 平射図法上半球投影.  
Types on anisotropy of magnetic susceptibility for lavas of the Shin-Fuji Volcano upper hemisphere of Stereographic Projection.  
a. 平面型 Planar type: GZ11  
b. 長軸型 Axial type: KY21  
c. 3軸型 3 Axes type: SN11  
d. 不規則型 Irregular type: IY11

扱えることを意味している。

今回の測定された試料において、誤差角は $0.2-1.8^\circ$ で地点毎の誤差角の平均は $0.3-0.9^\circ$ の範囲にあり、極めて均質な残留磁気を持っていると言える (Table 3)。

#### 採取岩塊内の方向の不均質

採取された岩塊内で残留磁気均質であるかどうかは、同一岩塊から切り出された複数の測定用試料を測定・比較することによって調べることができる。測定試料ごとの方向については、測定試料を切り出す際の

方向付けの誤差や測定試料を測定ケースに入れる際の方向誤差もこの中に含まれる。方向付けなどの誤差は、 $\pm 5^\circ$ 以内と予想される。

芝川溶岩流 I から採取された岩塊 SB11L から切り出された 3 個の試料について測定した結果では、標準偏差角が $3^\circ$ と小さく、切り出し方向の誤差や測定ケース挿入誤差から想定される精度で一致している (Table 3, Fig. 5)。

同一地点内における方向の不均質

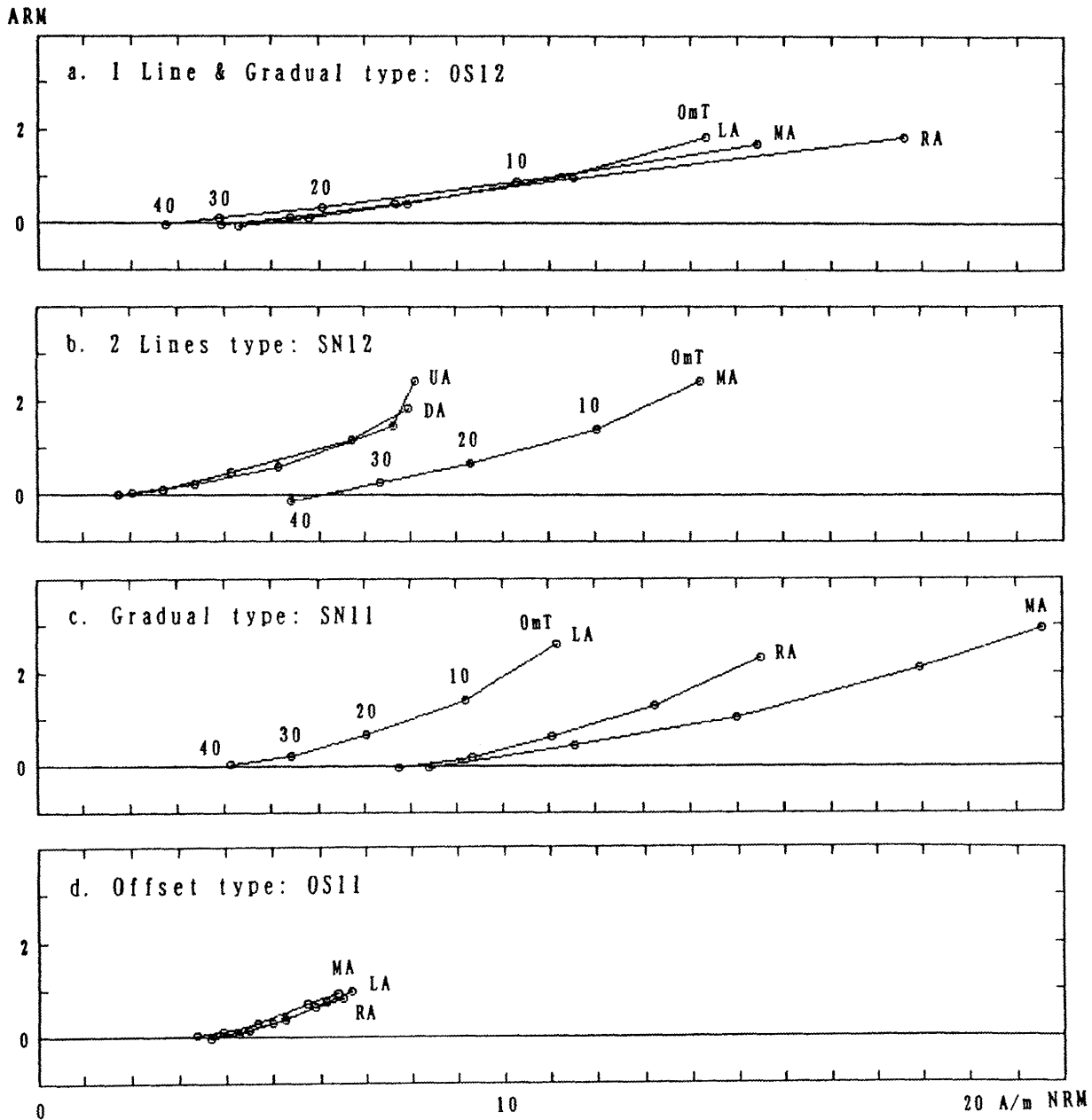


Fig. 8 新富士溶岩の自然残留磁気(横軸)と非履歴残留磁気(縦軸)の10mT毎40mTまでの段階交番磁場消磁に伴う強度変化の比較。  
 Types on changes in the intensities of NRM(Natural Remanent Magnetization: horizontal axis) and ARM(Anhysteretic Remanent Magnetization: vertical axis) during AF(Alternating Field) demagnetizaion upto 40mT with 10mT steps for lavas of the Shin-Fuji Volcano.  
 a. 1線型・遷移型; 1 Line & Gradual type: OS12  
 b. 2線型; 2 Lines type: SN12  
 c. 漸移型; Gradual type: SN11  
 d. 遷移型; Offset type: OS11

古地磁気試料採取地点において、同一溶岩流の異なる箇所から3個の岩塊を採取したので、残留磁気の同一溶岩流内における不均質性を検討できる。この岩塊ごとの比較においては、岩塊採取の際の方位付けの誤差や測定試料切り出しの際の方向誤差も含まれる。また、その地点において溶岩の一部が崩れて変位している場合にも方向の差として現れる。

今回測定した試料については標準偏差角が4ないし10°であり、岩塊の方位付けや測定試料切り出しの方位

誤差と同程度である地点が大部分であった (Table 3)。標準偏差角が10°以上の地点については、岩塊採取位置の検討から岩塊を採取した位置が崩壊変位しているものと考えられる。また、標準偏差角が20°を越す古地磁気方位が、ガラン沢溶岩流(24°)および不動沢第2層溶岩流(74°)において測定された。両地点は露出良好な沢中にあり、崩壊変位は考えにくく、この大きなばらつきは、いずれも40A/m以上の自然残留磁気強度を有する試料であり、残留磁気の地点内不均質によるも

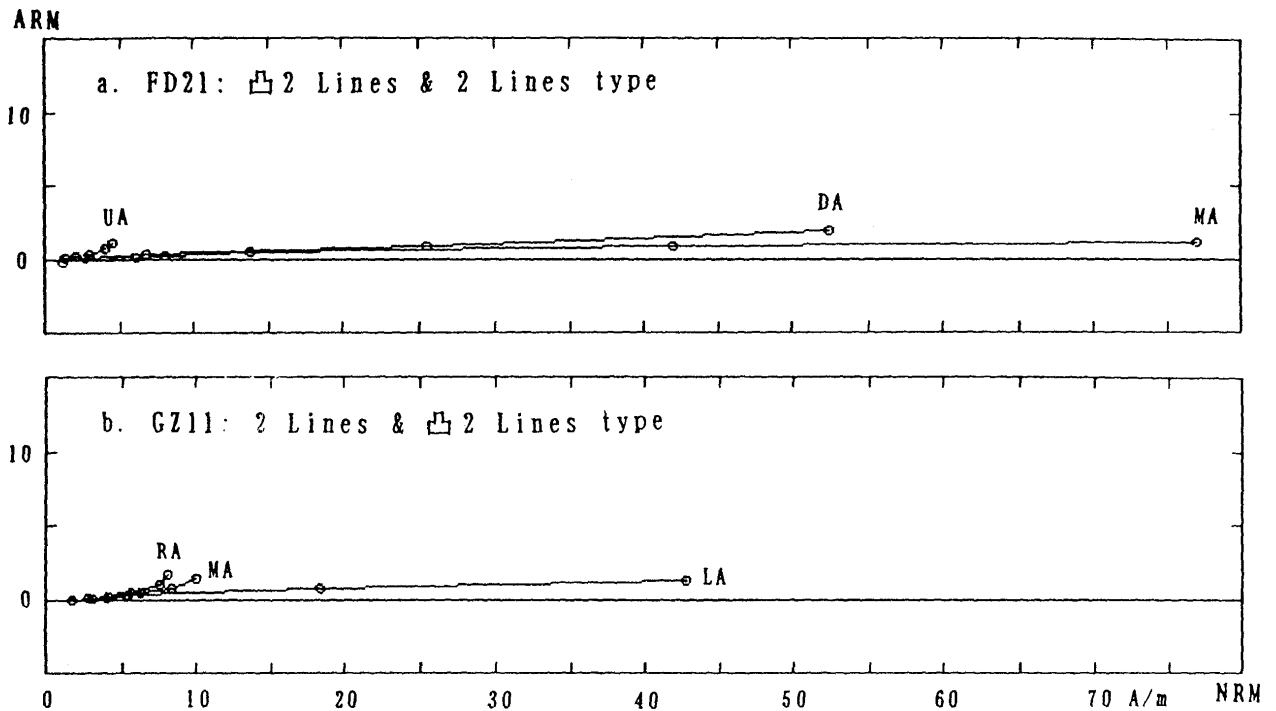


Fig. 9 極めて強い自然残留磁気を持つ試料の自然残留磁気(横軸)と非履歴残留磁気(縦軸)の10mT毎40mTまでの段階交番磁場消磁に伴う強度変化の比較。

Changes in the intensities of NRM(Natural Remanent Magnetizaion: horizontal axis) and ARM(Anhyseretic Remanent Magnetization: vertical axis) during AF(Alternation Field) demagnetizaion upto 40mT with 10mT steps for lavas of the Shin-Fuji Volcano with extremely strong intensity of NRM.  
 a. 不動沢第2層溶岩流 Fudosawa Second-lava-flows (SW3) FD21: 凸2線型・2線型; 凸2 Lines & 2 Lines type.  
 b. ガラン沢溶岩流 Garansawa Lava-flows (SW2) GZ11: 2線型・凸2線型; 2 Lines & 凸2 Lines type.

のと考えられる。

#### 同一溶岩流内における不均質

同一溶岩流について異なった地点から採取された試料の古地磁気方向を比較すれば、溶岩流内における残留磁気の不均質を知ることができる。この比較においては、試料を採取した溶岩流が同一であるかどうか最も大きな問題となる。また、この比較には、地殻変動による変位や試料採取地点全体を含むような大規模な崩壊などの影響も含まれる。

厚さ数m程度の玄武岩溶岩が数百度のキューリー温度まで冷却するには数日あるいは数カ月、長くても1年程度しかかからないので、同一溶岩流であれば地球磁場変動は無視でき、同一方向を持つはずである。

今回の測定では津屋(1968)により同一溶岩流とされている溶岩について異なる地点から採取したが、試料の平均方向は、地点内の方向のばらつきの範囲を超えて地点毎に異なる結果が得られた(Fig. 6)。この原因として、溶岩流認定の誤り、冷却した溶岩外皮の流動時の変位、地殻変動、崩壊などが考えられるが、限定するためには今後、他の地点からの試料の採取・測定、溶岩流の分布状態などの調査が必要である。

#### 岩石磁気学的性質

岩石の磁気的性質は、岩石に含まれる磁性鉱物の種

類・量・粒径・粒形・配列などによって支配されており、岩石の磁性を測定することによって知ることができる。既に残留磁気強度や半減交番磁場消磁強度MDFについては述べたが、残留磁気強度は磁性鉱物の量に関係しており、MDFは磁性鉱物の粒径に関係している。MDFが小さい場合には粒径が大きい。この2つの性質は残留磁気を測定して古地磁気を求めるために必要な残留磁気の安定性と密接に関係している。磁性鉱物が多く、しかも磁性鉱物の粒径が小さければ安定で強い残留磁気を保有する。磁性鉱物の粒径が $10\mu\text{m}$ よりも大きくなると磁性鉱物内に磁壁が形成され多磁区構造を持つようになり、外部磁場の変化に伴って磁壁が移動するために残留磁気が不安定となる。

今回使用した全自動古地磁気測定装置では、これらの岩石磁気学的性質の他に帯磁率の異方性と非履歴残留磁化も測定できる。

#### 帯磁率異方性(anisotropy of magnetic susceptibility)

磁性体に磁場をかけると一般に磁場の方向に帯磁する。多磁区構造を持つ磁性鉱物では、磁場方向に磁気を持つ磁区が拡大するよう磁壁が移動する。しかし、帯磁する量については磁性体の形状異方性があり、磁性体の長軸方向に最大となる。岩石試料の帯磁率異方性を測定できれば個々の磁性鉱物の形状を統計的に総和した異方性を求めることが可能である。堆積物の場合には長軸はほぼ水平で、短軸は垂直となるが、火山岩については測定例が少なく一般的傾向や溶岩の流れ

とどう関係しているか知られていない。

全自動古地磁気測定装置では、残留磁気を測定する磁気センサーの方向に直交するように地球磁場の約半分 ( $21.6 \mu\text{T}$ ) の磁場を懸けて岩石の磁性を測定し、磁場を懸けない場合と比較し、磁場を懸けた効果を算出し、帯磁率の異方性を直交する3つの主軸をもつ楕円体と仮定して、最大・中間・最小軸の方向と大きさを求めている。中間軸と最小軸の差と最大軸と中間軸の差との比について2を底とした対数を用いて  $qn$  の値が定義され (TAIRA & NIITSUMA, 1985),  $qn$  が正の場合には円盤型で負の場合には紡錘型になる。

今回の測定では、同一地点で採取された試料において算出された3軸の方向が一致しているかどうかを検討し、3軸型、長軸型、平面型、不規則型の4つに区分した。3軸型は長軸・中軸・短軸いずれもほぼ同じ方向を持つもの、長軸型は長軸がほぼ同じ方向を持つが中軸と短軸の方向は入れ替わるもの、平面型は短軸がほぼ同じ方向を持つが長軸と中軸の方向が入れ替わるもの、不規則型はいずれの軸も試料ごとに異なるものである (Fig. 7, Table 2)。この帯磁率型は溶岩流ごとに異なっており、溶岩流の指標となる。また、同一溶岩流から採取された地点では同一の帯磁率型であった。ただし、それぞれの軸の方向は大坂溶岩流を除いて地点によって有意に異なっている。

本装置では全帯磁率は測定できないが、3軸方向の異方性成分の自乗和の平方根である帯磁率異方性強度  $J_{\text{sus}}$  は、全帯磁率の指標として使用することができる。帯磁率異方性強度は帯磁しやすい磁性鉱物の量に比例するが、一般に粒径の大きな磁性鉱物は帯磁しやすい。今回測定した試料においては、残留磁気強度に対して約千分の1と帯磁率異方性強度は極めて小さく、磁場を懸けても懸けなくともその効果が殆ど現れないものが多かった (Table 1)。帯磁率型と  $J_{\text{sus}}$  との関係は特に見出されなかった。

#### 非履歴残留磁化 (ARM: Anhyseretic Remanent Magnetization)

交番磁場を一定の磁場中で試料に懸けると一定磁場方向に安定な非履歴残留磁化が得られる。本装置では  $40\text{mT}$  の交番磁場と地球磁場よりも多少小さい  $29 \mu\text{T}$  の一定磁場を懸けて非履歴残留磁化させることができる。非履歴残留磁化は交番磁場消磁に対して岩石が本来持っている熱残留磁気と同程度の安定性を持っており、磁化条件を一定にすることができるので、岩石内の磁性鉱物の量や粒径を知るために使用できる。

自然残留磁気と非履歴残留磁気が交番磁場消磁によってどのように消磁されるかを比較するために、横軸に自然残留磁気強度、縦軸に非履歴残留磁気強度を取り各交番磁場消磁後のそれぞれの残留磁気強度を表示すると、左下がりの線上に各点が載る。非履歴残留磁気と自然残留磁気が交番磁場強度に関係無くほぼ一定の割合で減少する1線型 (Fig. 8a)、非履歴残留磁気の方が低い交番磁場で消磁され易く高い交番磁場で消磁し難い凹型線を持つものでその境界が明瞭な2線型 (Fig. 8b)、その境界が不明瞭な漸移型 (Fig. 8c)、非履歴残留磁気が高い交番磁場で消磁され難い凸2線型 (Fig. 9)、ほぼ同じ傾斜の直線からなるが  $10\text{-}20\text{mT}$  の交番磁場間でのみ非履歴残留磁気の減少率が増して下方にずれた2つの直線からなる遷移型 (Fig. 8d) に区分できる

(Table 2)。

#### 極めて強い自然残留磁気強度を持つ試料

不動沢第2層溶岩流およびガラン沢溶岩流から採取した試料の中で  $40\text{A/m}$  以上の自然残留磁気強度を持つ試料があった (Table 1)。この溶岩はいずれも新富士中期溶岩流であり、溶岩流末端に近い位置から採取されたものである (Fig. 1)。これらの試料は定方位に際し、クリノメーターを近づけると磁針が大きく振れ、扇系を用いて定方位しなければならなかった岩塊である。これらの試料には脈状の析出物があり、ダイヤモンドカッターでの切断も困難であった。採取地点はいずれも沢底であり、この極めて強い残留磁気の原因として、落雷による大電流は考えにくい。

これらの試料は、同一地点から採取した普通の強度を持つ試料とは、岩石磁気学的性質が異なる。

自然残留磁気は交番磁場消磁によって急激に減少し、磁気方向が急変する (Fig. 3c)。ARM はあまり獲得されず、低い交番磁場では消磁され難い凸2線型であった (Fig. 9, Table 2)。

溶岩流内においては鉄は酸化物である磁鉄鉱として結晶化するが、溶岩表面のように大気と接するところでは赤鉄鉱、水分と接するところでは水酸化鉄である褐鉄鉱などとなり、赤褐色となる。溶岩が流下する際に樹木が取り込まれ焼失した溶岩樹型が新富士溶岩の中に見出されるが、樹木が酸化焼失する際に酸素を奪い溶岩内が還元になり、樹木の表面に自然鉄の析出することが報告されている (KANEHIRA & SHIMAZAKI, 1971)。ここに報告した極めて強い自然残留磁気強度と特異な岩石磁気学的性質の原因として、このような自然鉄の析出が考えられる。これらの試料は、谷間を流れ下った中期溶岩の末端部という、樹木の取り込みの影響を最も強く受けることが予測される位置から採取されている。

#### まとめ

1. 野外における分布に基づく新富士溶岩の区分は、津屋 (1968, 1971) でその大局は押さえられており、宮地 (1988) によってテフラと年代区分が与えられている。今後は、各地に露出する溶岩を1枚1枚年代区分に対応させる必要がある。
2. 津屋 (1968) による新富士溶岩の旧期・中期・新期の区分は富士火山の形成過程と対応している。旧期には成層火山の土台を築き、中期には成層火山体を形成し、新期には中央火道の割れ目に沿う岩脈が発達し、その岩脈が成層火山体表面に達した所に側火山を多数形成した。旧期と中期の境界は約6300年前で、中期と新期の境界は約2200年前である。
3. 新富士溶岩は  $5\text{-}25\text{A/m}$  の残留磁気を持ち、交番磁場消磁に対して安定な方向を有し、強度が半減する消磁強度は  $15\text{-}40\text{mT}$  で、古地磁気学的研究に使用できる。
4. 今回採取した新富士溶岩の古地磁気の平均方向から算出された磁極は、ほぼ北極にあり、湖沼堆積物の古地磁気から報告されている著しい西偏は認められなかった。
5. 異なる地点で津屋 (1968) が同一としている溶岩流を採取し、古地磁気を比較したところ有意に異なる方向を有していた。原因として、溶岩流が同一でないか、

採取地点において崩壊などによって傾動しているかが考えられるが、今後の調査研究が必要である。

6. 帯磁率異方性および非履歴残留磁気は試料の岩石磁気学的性質を知るために有用である。

7. 岩塊を定方位する際にクリノメーターの磁針が大きく振れるほど大きな残留磁気強度を有する溶岩があった。残留磁気強度は40-80A/mで、いずれも新富士中期溶岩の末端部の沢中で採取されたものであり、落雷の影響とは考えられない。同一地点で採取された5-10 A/mの強度を持つ岩塊とは岩石磁気学的性質が異なり、大強度の岩塊には自然鉄が析出していることが原因と考えられる。

謝辞：調査に際して地域環境計画研究所の塩坂邦雄・池谷龍生の両氏にはお世話いただいた。静岡大学理学部の和田秀樹・海野進、教育学部の小山真人・大塚謙一、Paleontological Research InstitutionのRobert Ross、国立科学博物館の斎藤靖二の各氏には本稿作成に当たり討論いただいた。

## 引用文献

- 福原達雄・和田秀樹 (1997), 静岡大学<sup>14</sup>C年代データ集 1. 静岡大学地球科学研究報告, **24**, 15-26.
- HYODO M., ITOTA C. & YASKAWA K. (1993), Geomagnetic secular variation reconstructed from magnetizations of wide-diameter cores of Holocene sediments in Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 669-696.
- KANEHIRA K. & SHIMAZAKI Y. (1971), Native iron in basalt surrounding tree-molds at Mt. Fuji, Japan. *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Monarchefre*, **3**, 124-130.
- 宮地直道 (1988), 新富士火山の活動史. 地質学雑誌, **94**, 433-452.
- 守屋以智雄 (1984), 概説. 日本火山学会編「空中写真による日本の火山地形」, 154-160, 東京大学出版会, 東京.
- NAGATA T. (1943), The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. *Bulletin Earthquake Research Institution, University of Tokyo*, **21**, 1-196.
- 中村一明 (1969), 広域応力場を反映した火山体の構造. 火山, **14**, 8-20.
- NAKAMURA K. (1977), Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **2**, 1-16.
- NIITSUMA N. (1971), Detailed study of the sediments recording the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *Science Reports of the Tohoku University, 2nd Series (Geology)*, **43**, 1-39.
- 新妻信明 (1992), 島弧テクトニクスと火成活動. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 354.
- NIITSUMA N. (1994), The demagnetization plane: a new method for presenting stepwise demagnetization. *Geoscience Reports of Shizuoka University*, **21**, 21-28.
- NIITSUMA N. (1996), The trench-trench-trench type triple junction and tectonic evolution of Japan. *Geoscience Reports of Shizuoka University*, **23**, 1-8.
- 新妻信明・小山真人 (1994), 全自動古地磁気測定装置. 静岡大学地球科学研究報告, **21**, 11-19.
- TAIRA A. & NIITSUMA N. (1985), Turbidite sedimentation in the Nankai Trough as interpreted from magnetic fabric, grain size, and detrital modal analyses. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **87**, 611-632.
- 小川賢之輔 (1986), 富士地域の地質及び地形. 「富士市の自然」, 富士市, 3-582.
- 高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本晴彦 (1991), 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から. 火山, **36**, 281-296.
- TSUYA H. (1935), On some lavas of volcano Huji (Fuji). *Bulletin Earthquake Research Institution, University of Tokyo*, **13**, 645-659.
- 津屋弘達 (1968), 富士火山地質図. 5万分の1特殊地質図, 地質調査所.
- TSUYA H. (1968), *Geology of Volcano Mt. Fuji*. Geological Survey of Japan, Kawasaki, 24p.
- 津屋弘達 (1971), 富士山の地形・地質. 1-149, 富士山総合学術調査報告書「富士山」, 富士急行株式会社創立45周年記念出版, 富士急行株式会社・堀内浩庵会, 東京.
- 由井将雄・藤井敏嗣 (1989), 愛鷹火山の地質. 地震研究所彙報, **64**, 347-389.

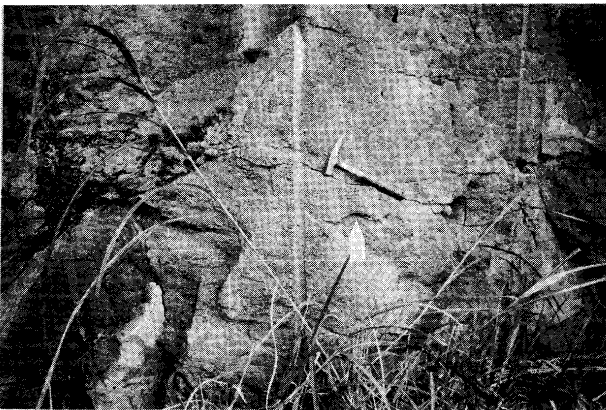
Photo. 1 古地磁気測定用岩塊採取地点.  
Sampling sites for paleomagnetic measurement.



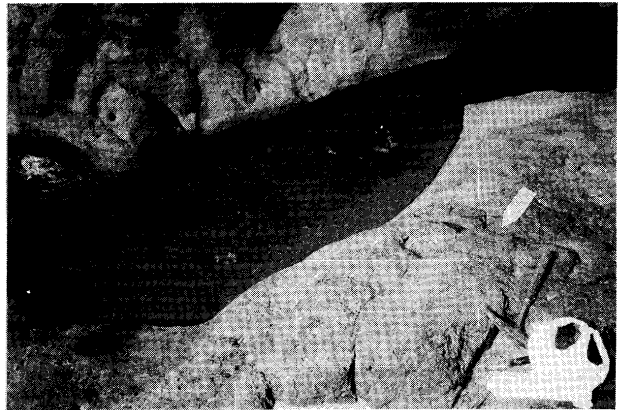
a. 不動沢第2層溶岩流; Fudosawa Second-lava-flows (SW3) FD21M:天照教社東南東方道路下の沢



b. 安母山溶岩流; Ammoyama Lava-flows(Anm) AM12M: 宮内北の神社西方の沢



c. 芝川溶岩流 I ; Shibakawa Lava-flows I (SW1) SB11L: 中野の工場南西下の崖



d. 北山溶岩流 II; Kitayama Lava-flows II (SW5) KY21l: 蓬萊橋南東下の富士川東岸



e. 大坂溶岩流; Osaka Lava-flows(SSW10) OS11L: 富士グリーン工業団地東側沢の岩脈(N80E北に急斜)



f. 曾比奈溶岩流 I; Sobina Lava-flows I (SSW4) SN12U: カケスバタ南西の沢