

栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の初生磁化 — 古地磁気礫岩テストによる検討 —

星 博幸* 高橋雅紀**

HOSHI Hiroyuki and TAKAHASHI Masaki (1995) Primary magnetization of the Early Miocene volcanic rocks in the Motegi area, Tochigi Prefecture, central Japan. paleomagnetic conglomerate test. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 46(10), p.537-553, 16figs., 3tables.

Abstract: A paleomagnetic conglomerate test for the Lower Miocene volcanoclastic rocks in the Motegi area was carried out to examine the stability and age of remanent magnetization in basalt and andesite lavas that are well developed in the study area. In this paper, we first introduce some typical conglomerate tests performed previously. Second, we describe the results of the conglomerate test on the Motegi area. The lower Miocene sequence, called the Nakagawa Group, comprises the following four formations: the Ichiba (stream conglomerate), Motokozawa (lake or swamp deposits), Yamanouchi (basaltic to andesitic volcanic products), and Motegi (andesitic to dacitic volcanic products) formations in ascending order. The geologic age of the Nakagawa Group ranges from about 18 to 16 Ma, which is dated radiometrically and limited by the biostratigraphy of the overlying strata. Samples for paleomagnetic measurements were collected from two volcanic conglomerate layers and three andesite lavas in the middle part of the Yamanouchi Formation. The clastic materials in the conglomerate layers originate from the lava and/or volcanoclastic deposits within the lower half of the Yamanouchi Formation. After progressive alternating-field and thermal demagnetizations, all clasts from one conglomerate layer and five out of all 14 clasts from another showed stable characteristic directions which differ significantly from that of the present geomagnetic field. The directions of the clasts did not agree with each other, comprising a positive conglomerate test. Two of three lavas displayed south-seeking stable characteristic directions with reversed polarity. These results indicate that the magnetization of the parent rocks of the conglomerate are of primary origin. Furthermore, the results suggest that the volcanic rocks in the Nakagawa group have retained their original magnetizations.

要 旨

栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の残留磁化安定性および残留磁化の獲得年代を検討するために、火山砕屑岩を対象とした礫岩テストを行った。本論では、ここ数十年間に実施された礫岩テストの例をいくつか紹介したのち、茂木地域で行った礫岩テストの結果を報告する。茂木地域に分布する下部中新統は中川層群とよばれ、下位から市場層（河川成礫岩）、元古沢層（湖

沼・湿地堆積物）、山内層（玄武岩～安山岩質火山岩類）および茂木層（安山岩～デイサイト質火山岩類）に区分される。中川層群の地質年代は、放射年代値と化石年代にもとづき約 18～16 Ma にわたることが明らかとなっている。古地磁気測定の試料は、山内層中部の 2 枚の火山円礫岩層 (CG 1, CG 2) と 3 枚の安山岩溶岩 (KS 2, KS 6, KS 7) から採取した。今回測定対象とした火山円礫岩は山内層下半部の溶岩および火山砕屑岩に由来するもので

* 東北大学理学部

** 燃料資源部

Keywords: conglomerate test, primary magnetization, paleomagnetism, volcanic rocks, Early Miocene, Nakagawa Group, Motegi area

ある。段階交流、熱消磁の結果、CG1から採取したすべての礫、およびCG2から採取した14個の礫のうちの5個が安定な古地磁気方位を示した。それらの方位は現在の地球磁場の方位とは大きく異なっており、さらに礫相互の方位もランダムであることから、礫岩テストとしてポジティブな結果を示している。一方、3枚の溶岩のうち2枚(KS2とKS6)から採取した試料がほぼ南を指し逆帯磁の安定な方位を示した。これらの結果は火山円礫岩の供給母岩、すなわちKS2やKS6を含む山内層下半部の火山岩類が示す残留磁化は、初生磁化であることを意味している。さらに、今回の結果は山内層下半部のみならず中川層群の火山岩類が現在も初生磁化を保持している可能性が高いことを示唆している。

1. はじめに

礫岩テスト (conglomerate test) は古地磁気学で残留磁化の安定性を検討するポピュラーな方法の一つである。このテストはGraham (1949) によって考案されたものであり、その内容は「ある礫岩中の礫それぞれがランダムな磁化方位をもっているならば、それらは礫として堆積する前に獲得した磁化を記憶していると考えられ

る。したがって礫の供給母岩が示す残留磁化は初生磁化を示している可能性が高い」というものである (Fig.1)。それとは逆に、もし礫それぞれの磁化方位がある方向に収束しているのならば、それらは礫岩堆積後に獲得した磁化と考えられ、礫の母岩は初生磁化を保持している可能性が低いとみなされる。ただしこれらの考えには「母岩が初生磁化を獲得してから礫を供給するまでの間に初生磁化を失っていない」という仮定が含まれていることに留意する必要がある。

残留磁化の安定性を確かめる方法には礫岩テストのほかに消磁法 (demagnetization)、褶曲テスト (fold test)、接触加熱域テスト (baked contact test) などがあり、最近の古地磁気の研究ではこれらの手法により磁化の安定性を慎重に検討することが不可欠となっている。これらの中で消磁法は自然残留磁化 (natural remanent magnetization ; NRM) に含まれる不安定な磁化を消し去り、安定な磁化成分 (characteristic component) を抽出するのに用いられることから、いわば磁気的なクリーニングと呼ぶことができる。ここで重要なことは、消磁によって安定な磁化は得られるが、それが果たして初生的なものなのか、または消磁に対して安定である後生的

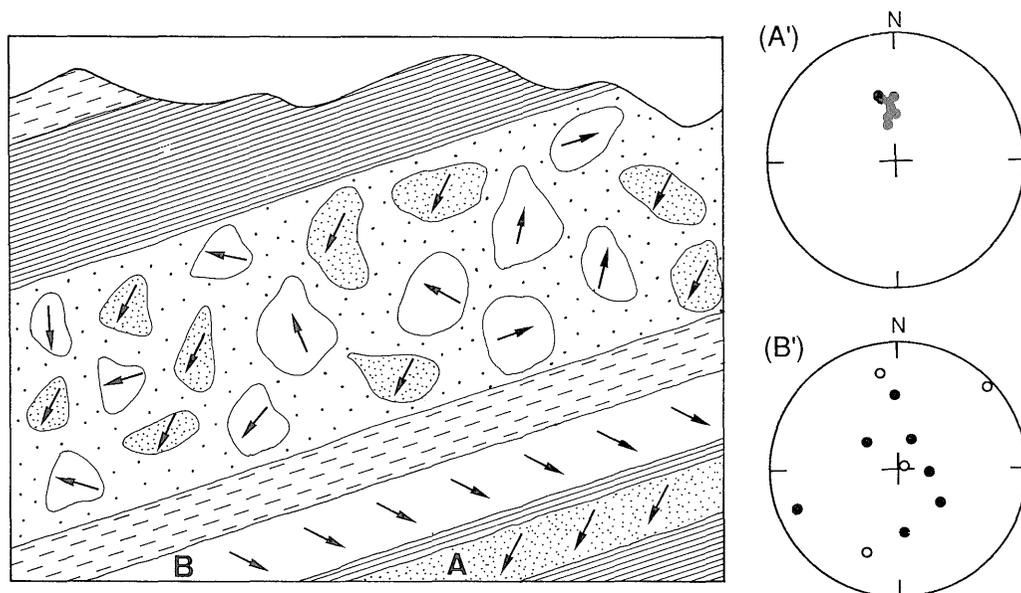


Fig. 1 Conglomerate test. If remanent magnetization of dotted conglomerate cobbles indicate a uniform direction (A'), the directions retained in their parent layer (A) will be a secondary magnetization acquired after the deposition of the conglomerate. If, on the other hand, remanent magnetization of open cobbles show random directions (B'), directions in their parent layer (B) will be a stable magnetization acquired before the deposition of the conglomerate.

な磁化なのかを区別することはできない、ということである。その意味で、磁化の方向(もしくは極性)から初生磁化か否かを検討する野外テストである礫岩テスト、褶曲テストおよび接触加熱域テストは消磁法とは性格が異なる。したがって、野外テストをおこなう際にはまず適切な消磁を施し、不安定な成分を消去した残留磁化により方向の安定性を議論する必要がある。

礫岩テストは初生磁化の有無を確かめる簡便な手法の一つであるにもかかわらず、褶曲テストに比べて実施例が少ない。この理由として、①礫の母岩の特定に困難を伴うことが多い、②褶曲テストは測定対象とする地層自身でチェックが可能であるが、礫岩テストの場合は本来結果を得たい地層の測定とそれに関連する礫岩の測定という2回の測定プロセスを経なければならない、などが考えられよう。確かに礫の母岩を特定するためには綿密な岩石記載と分析が必須であり、褶曲テストに比べれば手間はかかるが、地層がフラットであったり褶曲が発達しない地域では、可能な限り礫岩テストを実施すべきである。さらに、溶岩や火山砕屑岩が卓越する地域においては、複数の層準に発達する火山円礫岩または低温で堆積した火山砕屑岩(たとえば火山泥流堆積物)を対象に礫岩テストを行い、各々の礫の母岩の特定が不可能であってもテストがポジティブな結果を示した場合は、火山砕屑岩の主要な供給源である溶岩は全体として初生磁化を保持している可能性が高いと考えることができる。

筆者らは関東地方北部の茂木地域において地質学的研究とあわせて前期中新世火山岩を対象とした古地磁気の測定を進めているが、本地域には火山泥流堆積物と考えられる火山円礫岩および凝灰角礫岩・火山角礫岩層が数多く発達することからそれらを対象に礫岩テストを行った。礫岩テストでは礫の母岩の特定が重要であることは先に述べたが、本地域に発達する火山岩は均質で肉眼的には相互の溶岩の区別が困難であり、礫のおおの母岩の特定は不可能である。したがって本研究では複数層準に発達する火山円礫岩を対象にテストを行い、本地域の溶岩が全体として初生磁化を保持している可能性が高いか否かを明らかにすることに主眼を置いた。本論文ではまず、これまで各地で報告された礫岩テストの結果、および礫岩テストを応用した研究を概略的に紹介する。つぎに茂木地域で実施した礫岩テストの結果を報告し、茂木地域の前期中新世火山岩類(以下茂木火山岩類と仮称)は安定した古地磁気を保持しており、溶岩から得られた安定な残留磁化は初生磁化である可能性が高いことを示す。

2. 礫岩テストとその応用例

礫岩テストについては先に説明をおこなったが、具体的な実施例を示すことも重要であろう。ここでは以下に4例を紹介する。これらの中で、Graham (1949) は典型的なテスト内容であるが、そのほかの3例は礫岩テストを応用した研究といえる。

Graham (1949) はワシントン州 Selah 近傍に露出する礫岩層を対象にテストを実施した。この礫岩は中新統 Ellensburg Formation の一部をなし、しばしば細粒の湖沼堆積物と互層する。礫岩は火山岩の円礫と細粒堆積物のスラブ(slab)からなり、スラブはほとんど運搬されておらず礫岩直下の湖沼堆積物由来であるらしい。この論文ではスラブの残留磁化を測定することでその母岩である湖沼堆積物の古地磁気の安定性を検討している。残留磁化測定の結果、各々のスラブはランダムな磁化方位を示し、ある特定の方位への偏りまたは系統的な方位の変化は認められなかった (Fig. 2)。この研究は消磁を行わず、また測定したスラブの数も8個と少ないが、

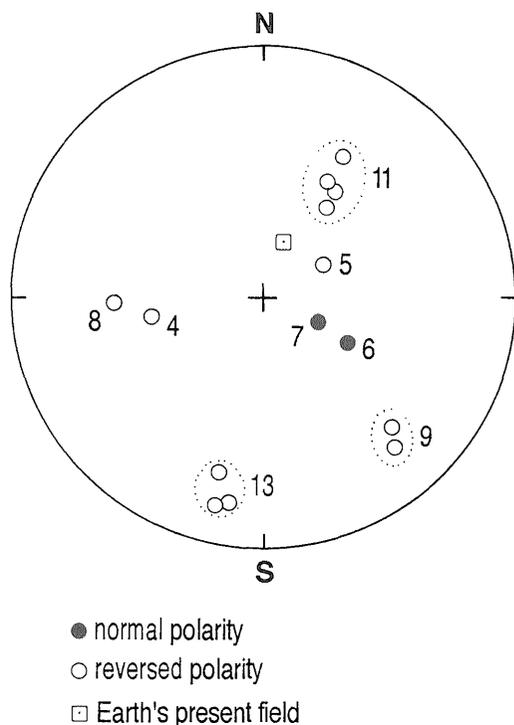


Fig. 2 An example of conglomerate test by Graham (1949). Magnetizations of conglomerate slabs in the Miocene Ellensburg Formation, near Selah, Washington. Dashed lines enclose directions from same slab.

各々のスラブの磁化方位がランダムであることから、母岩である湖沼堆積物が示す磁化方位 (正帯磁でほぼ現在の地球磁場方位と一致) は安定であり堆積時の磁場方位を示していると結論されている。

Tarduno *et al.* (1986) は Franciscan melange 帯中にみられる Albian~Coniacian Laytonville Limestone の生層序学的研究および古地磁気測定を行い、この石灰岩は南半球で堆積した後、北方に高速で (30~14 cm/y) 移動するプレート運動にともない大陸縁辺に付加したことを示した。この研究のなかで筆者らはメランジェ形成中に岩体の水平回転運動が生じた可能性を考慮し、古地磁気データのデータとして伏角のみを用いて石灰岩の緯度方向の運動を論じているが、その際 "megaconglomerate test" と称される磁化安定性の検討を行っている (Fig. 3)。これは「複数の岩体を対象に、それら各岩体中に認められる水平面をもとに傾動補正を行い算出した平均磁化方位のばらつきが補正前のそれよりも小さくなれば、残留磁化は付加作用以前の磁化を示している」という考え方に基づいており、この研究では傾動補正後の

伏角として $-26 \pm 8^\circ$ (岩体数=6, 信頼係数 $k = 60$; ちなみに補正前の伏角は $-13 \pm 49^\circ$, $k = 2$) が、石灰岩堆積時の古緯度として $14^\circ S \pm 5^\circ$ が得られている。Graham (1949) の狭義の礫岩テストでは礫岩およびその母岩という、異なる地層に対して 2 回の測定を行う必要があるが、この "megaconglomerate test" はそれ自身で得られた残留磁気安定性を吟味できるという特徴があり、今後付加体の古地磁気研究に積極的に活用されるべきであろう。

Aramaki and Akimoto (1957) は火山砕屑岩の礫の残留磁化を測定することにより、それらが堆積した当時の温度状態を推定する方法を提唱した。火山砕屑岩の分類は堆積当時の温度に大きく依存しているが、たとえば我々が高温で堆積した火砕流堆積物と低温で堆積した泥流堆積物を区別する際に、それらの岩相が酷似していることから区別に困難を伴うことはしばしば経験する。彼らの方法、すなわち「おのおのの礫の磁化方位が一樣に揃うならば、その火砕岩はキュリー点より高い温度で堆積したものであり、ランダムな場合はキュリー点より低い温度で堆積したものである」という方法によれば、少なくともキュリー点という温度を境に高温であったか低温であったかを区別することが可能である。この論文では磐梯山の 1888 年水蒸気爆発に伴う山体崩壊堆積物、箱根火山の火山泥流堆積物 (更新統)、古富士火山の火山泥流堆積物 (更新統)、浅間山の鎌原および吾妻火砕流堆積物 (ともに 1783 年) と追分火砕流堆積物 (1108 年?), および箱根火山の火砕流堆積物 (更新統) を対象に測定を行い、前三者がキュリー点より低い温度状態で堆積したことを明らかにしている。

石井 (1986) は松島地域に分布する中新統東宮浜層非山デイサイト部層 (石井ほか, 1983) の古地磁気を測定し、従来溶岩とされてきた本部層が大小の火山岩ブロックからなる火砕混濁流堆積物 (pyroturbidite) であることを明らかにした。本部層が溶岩から構成されるならばその古地磁気方位は東宮浜層と指交する大塚層と同じくほぼ南北の方位 (Yamazaki, 1989) を示すはずであるが、本部層の古地磁気方位は Fig. 4 に示したようにランダムであり、低温下で堆積した火山砕屑岩と考えられる。なお、この論文のなかで著者は、おのおのの磁化方位の偏角は互いに大きく異なっており、試料を採取した岩塊それぞれが礫として挙動したことを示唆しているが、伏角が一樣に $10 \sim 50^\circ$ の範囲で下向きを示すことは、デイサイトのブロックが当時の海底斜面に平行した回転運動、すなわちほぼ鉛直軸を回転軸とする回転運動を卓越させて流動したことを暗示していると述べている。

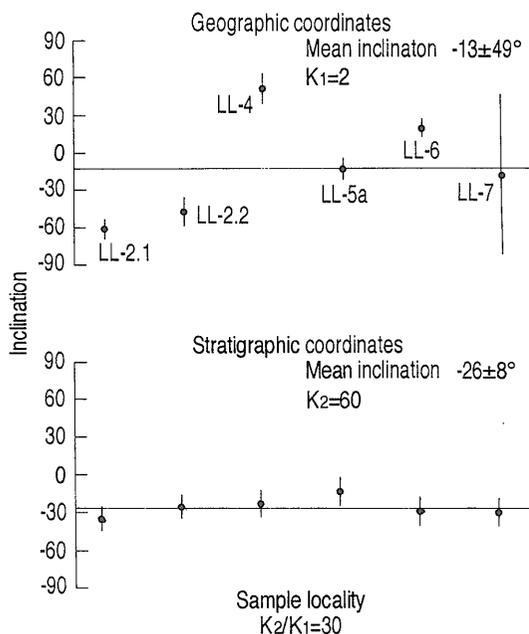


Fig. 3 Paleomagnetic results from the Laytonville Limestone (after Tarduno *et al.*, 1986). Inclinations have a 30-fold better grouping after tectonic correction to horizontal compared with the in situ directions, comprising a positive megaconglomerate test. K: precision parameter

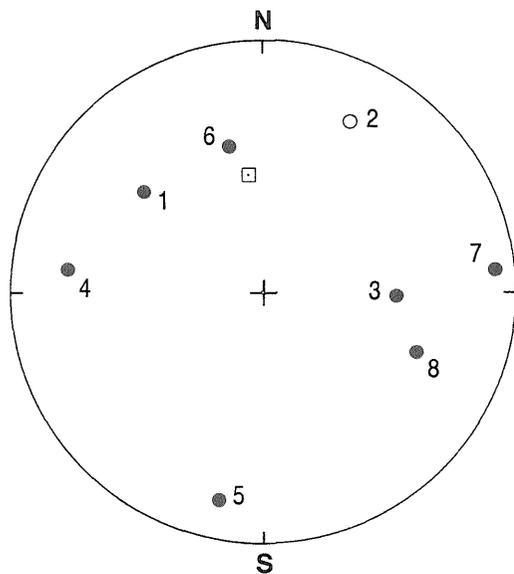


Fig. 4 Paleomagnetic directions of dacite lava samples in the Toguhama Formation, Matsushima Bay area (Ishii, 1986). The declinations of the magnetization diverged, whereas the inclinations of them coincided. This implies that most of the lavas are mega-blocks transported by turbidity currents. Solid and open circles represent normal and reversed polarities, respectively.

3. 茂木地域で実施した礫岩テスト

3.1 下部中新統中川層群の地質概説 層序

栃木県の東部の茂木地域 (Fig. 5) には、八溝帯を基盤として陸成火山砕屑岩を主体とする下部中新統が広く分布する。本地域の下部中新統は中川層群とよばれ (河田, 1947), 下位から市場層, 元古沢層, 山内層および茂木層に区分されている (Kawada, 1953)。中川層群は基底礫岩をもって基盤を不整合に覆い, 中～後期中新世の海成堆積物からなる荒川層群 (河田, 1947; Kawada, 1953; 酒井, 1986) に傾斜不整合に覆われる。なお, 本地域の模式柱状図ならびに本地域の北部を流れる木須川周辺の地質図をそれぞれ Figs. 6, 7 に示した。

市場層はおもに礫岩からなり, 岩相から河川または扇状地堆積物と考えられる。層厚は最大 80 m である。市場層に整合に重なる元古沢層は礫岩, 砂岩, シルト岩, 凝灰岩を主とし, 亜炭をしばしば挟在する。シルト岩から層理面にそって多数の植物化石が産出する (Kawada,

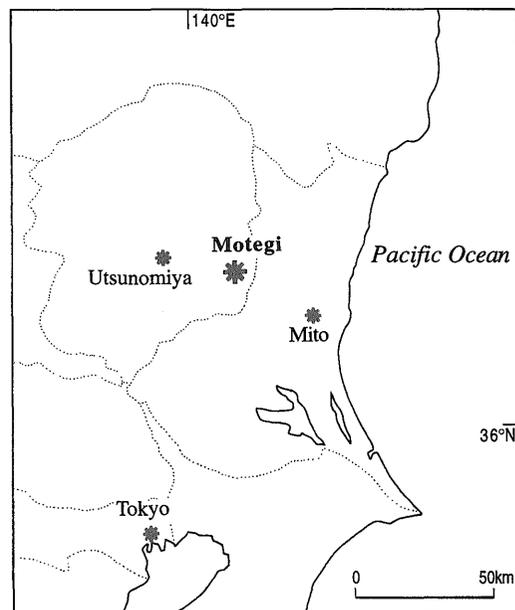


Fig. 5 Location of the Motegi area.

1953; 関根, 1983) ことと, 薄葉理が顕著に発達する細粒堆積物が卓越することから, 湿地または湖沼堆積物と考えられる。層厚は最大 350 m である。なお, 本層には溶岩は認められないが, シート状の玄武岩貫入岩が多数発達する (星・高橋, 1995)。山内層は玄武岩～安山岩質火山砕屑岩と同質の溶岩からなり, 元古沢層を不整合に覆う。溶岩は全体として上位層準に数多く発達する。積算最大層厚は 1400 m であり, 調査地域北西部で最も厚く, 南部および南東部にむけて層厚を減じる。茂木層は山内層以下の下位層にオーバーラップし, おもに珪長質凝灰岩と凝灰質砂岩, シルト岩, および安山岩～デイサイト質溶岩からなる。層厚は 400 m 以上と見積もられる。

中川層群を不整合に覆う中～上部中新統荒川層群は下位から小墻層, 大金層, 田野倉層, 入江野層に区分されている (Kawada, 1953; 酒井, 1986)。荒川層群からは軟体動物化石と石灰質ならびに珪質微化石が多数産出し, 生層序学的研究が精力的におこなわれている (酒井, 1986; 杉江, 1993; 宇佐美ほか, 1995)。

地質年代

中川層群の地質年代は元古沢層から産出する植物化石, 溶岩および凝灰岩の放射年代, さらに中川層群を不整合に覆う荒川層群基底の浮遊性有孔虫化石群集により, 約 16～18 Ma の地層と考えられる。関根 (1983) は

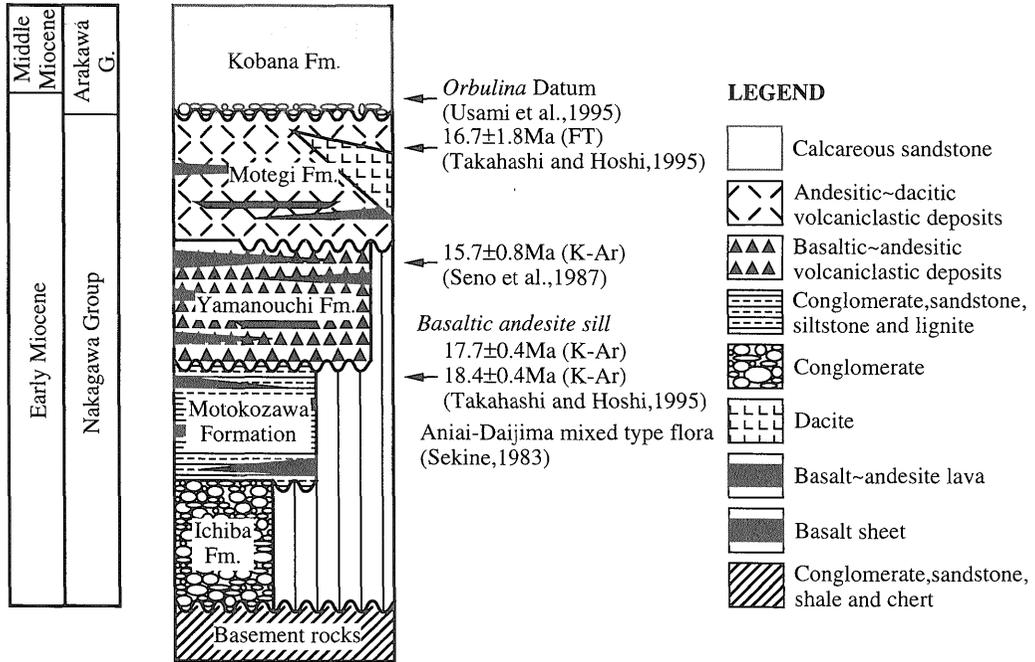


Fig. 6 Generalized stratigraphy of the Lower Miocene in the Motegi area.

元古沢層の植物・花粉化石フローラは阿仁合・台島混合型であることを指摘しており、矢部ほか(1995)により常磐地域から報告された阿仁合型から台島型への推定移行年代18~19 Maを考慮すると、市場層と元古沢層の年代は18~19 Ma前後と推定される。さらに元古沢層を貫く玄武岩質安山岩が17.7±0.4 Maおよび18.4±0.4 Ma (K-Ar全岩;高橋・星, 1995)の年代を示すことも、上記の推定と矛盾しない。一方、山内層の溶岩からは瀬野ほか(1987)により15.7±0.8 MaのK-Ar年代が、茂木層の珪長質軽石凝灰岩については高橋・星(1995)により16.7±1.8 Maのフィッション・トラック(FT)年代が得られている。さらに、荒川層群最下部の小埦層の基底面において浮遊性有孔虫化石帯(Blow, 1969)のN.8/N.9境界が認められており(宇佐美ほか, 1995)、本邦におけるN.8/N.9境界すなわち*Orbulina datum*の推定値15.5 Ma(土, 1981)を考慮すると小埦層最下部の年代15.5 Maはそのまま中川層群の上限年代となる。現在のところ茂木層と小埦層の間にある不整合による時間間隙の大きさは不明であるが、上述の放射年代および化石年代を考慮すると、中川層群の年代は約16~18 Maと考えられる。

3.2 礫岩の層準と岩相記載

今回、礫岩テストの対象としたのは山内層中部に挟在する2枚の火山円礫岩である(Fig.8)。上位の礫岩(CG1)は溶岩KS2の直上に発達し、層厚は10 m程度である。CG1の上位には安山岩~デイサイト質凝灰角礫岩(層厚約30 m)が重なる。一方、下位の礫岩(CG2)はKS2とKS6の間に挟在し、20~30 mの層厚を有する。CG2はその上下に発達する火山角礫岩とは明瞭な境界をもたず、漸移的である。なお、CG1およびCG2付近の地層はほぼN50°Eの走向を示し、南東に20°前後で傾斜する。

CG1(Fig.9 A)：山内層にみられる火山円礫岩は側方へ連続せず、さらに下位層をトラフ型に削り込むことが多いため土石流堆積物と考えられるが、CG1も同様に側方へ急激にせん滅する。また、CG1には弱いインプリケーションも認められる。礫支持であり、級化構造は認められない。礫はすべて玄武岩と安山岩の中礫~大礫からなり、まれに人頭大以上の礫も認められる。礫の平均径は15 cm程である。亜角礫~亜円礫が多く、淘汰は悪い。マトリックスは淘汰の悪い安山岩質火山砂岩および細礫岩からなる。

CG2(Fig.9 B)：おもに安山岩と玄武岩の礫からなる中礫~巨礫岩で、まれに基盤に由来する頁岩の巨礫を含む。礫の平均径は20 cm程である。亜角礫~亜円礫が

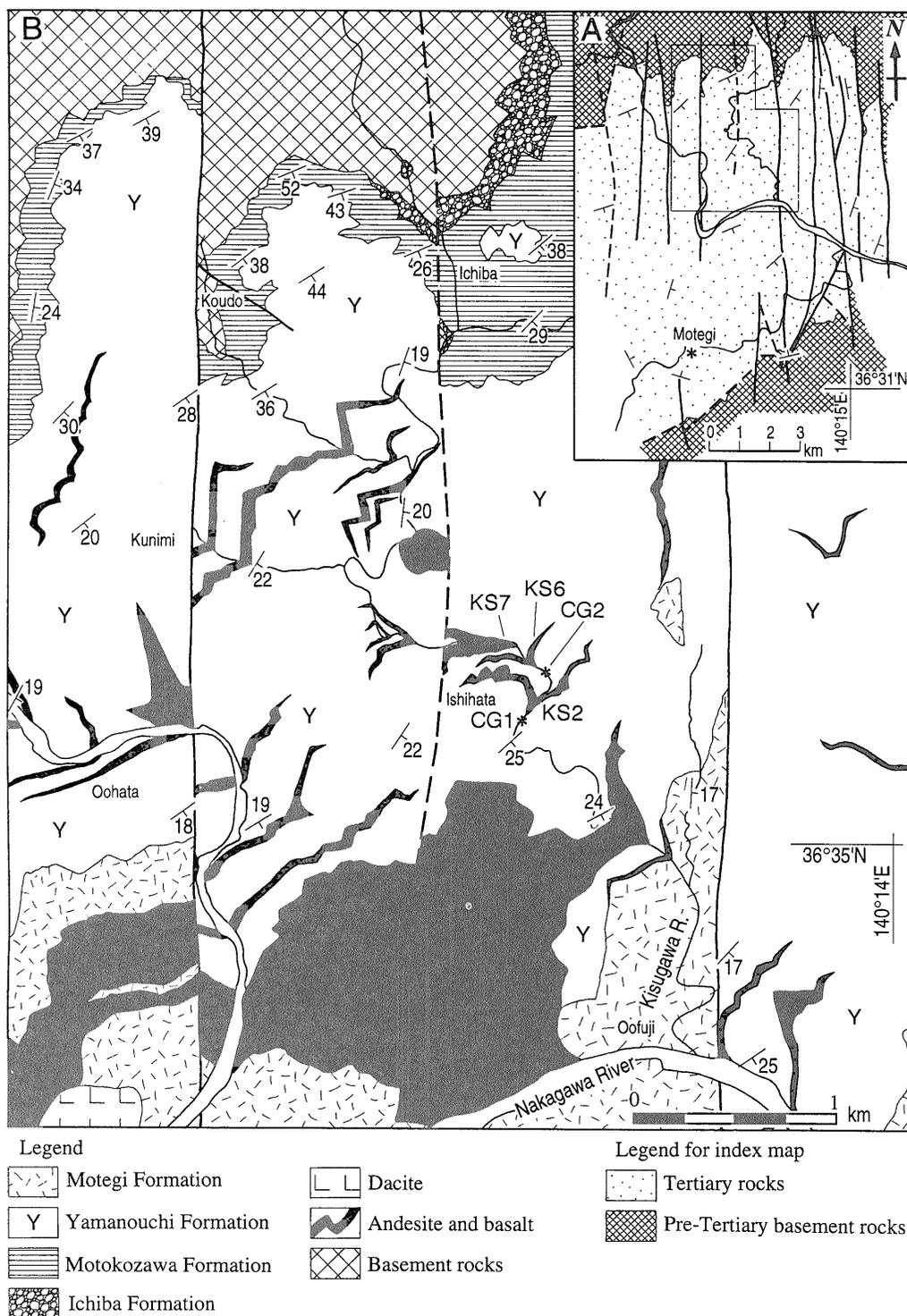


Fig. 7 Geological map around the sample sites.

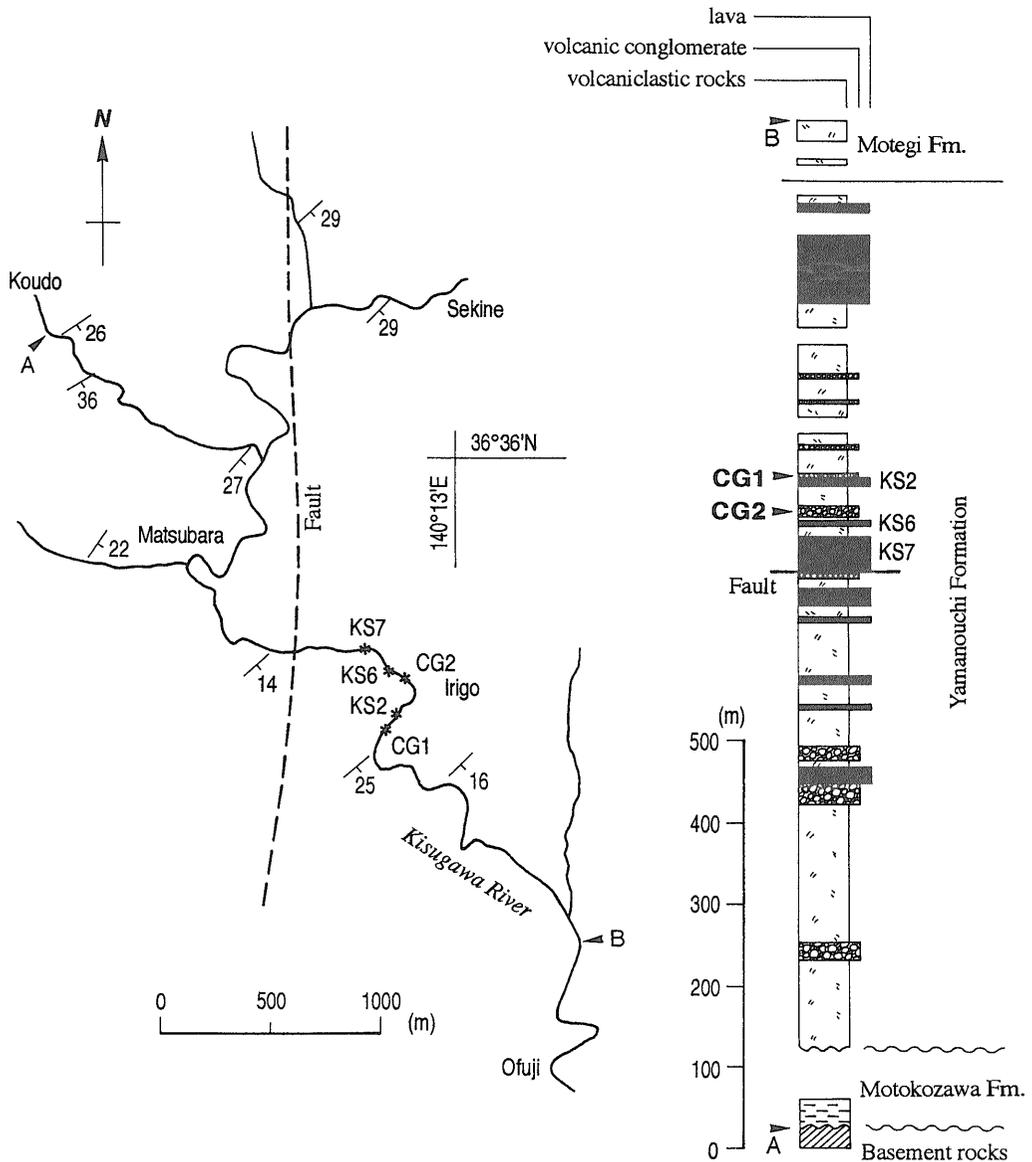


Fig. 8 Columnar section along the Kisugawa River and the location and stratigraphic horizons of the sample sites.

らなり、級化構造やインプリケーションは認められない。淘汰は悪く、おおむね礫支持であるが、マトリックス支持のところもある。マトリックスは淘汰の悪い安山岩質火山砂岩および細礫岩からなる。

なお、溶岩の残留磁化安定性を検討するために、本研究ではCG1とCG2の層位的近傍に挟在する溶岩KS2、KS6およびKS7(Figs.7, 8)についても試料を採取し古地磁気測定を行った。これらの溶岩は肉眼的に

は輝石と斜長石の斑晶が顕著な安山岩で、柱状および板状節理がよく発達する。

3.3 試料採取

試料を採取するにあたり筆者らが特に留意した点は、採取誤差を小さくすることである。定方位ハンドサンプリングに比べ、定方位コアサンプリングの方が採取誤差を小さくできることが経験的に知られているので

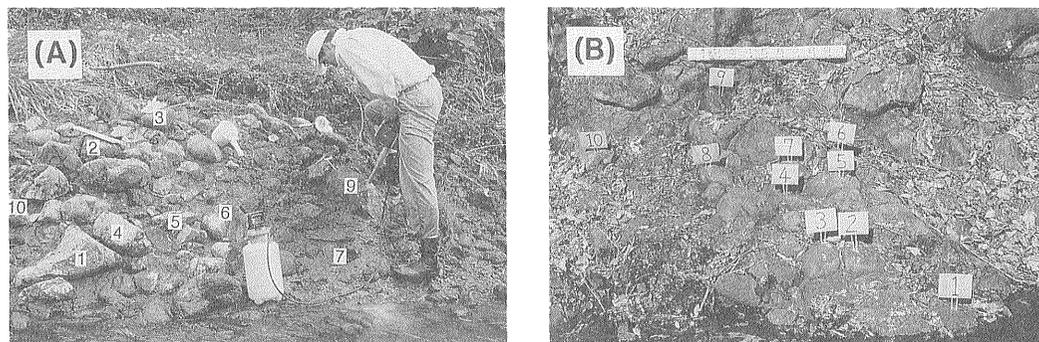


Fig. 9 Outcrop photographs of the studied conglomerate beds. (A) CG 1. (B) CG 2.

(Otake *et al.*, 1993), 本研究ではポータブルエンジンドリルを用いたコアサンプリングを行った。なお、コア試料の定方位には Brunton 磁気コンパスを使用した。まず、CG 1 と CG 2 から新鮮な礫をそれぞれ 10 個選定してサンプリングをおこない (Fig. 9), その後 CG 1 についてはさらに 3 個, CG 2 については 4 個追加し, 合計 27 個の礫からコア試料を採取した。各々の礫から 1 本または 2 本のコア試料が得られた。溶岩については 1 サイト (溶岩) につき 5~7 本のコア試料を得た。

3.4 古地磁気測定

コア試料 (直径 25 mm, 最大長 150 mm) は実験室で岩石カッターを用いて数個の測定試料 (高さ 22 mm) に整形した。準備した測定試料の総数は 237 個である。残留磁化の測定には地質調査所に設置してある夏原技研製 SMM-85 スピナー磁力計, 夏原技研製 DEM 8601 交流消磁装置および熱消磁装置を用いた。まず、各コア試料につき任意に 2 個のパイロット試料を選び、それぞれについて自然残留磁化を測定した後、段階交流消磁 (progressive alternating-field demagnetization: PAFD) と段階熱消磁 (progressive thermal demagnetization: PThD) によって磁化の安定性を検討した。PAFD は 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80, 100 mT の消磁レベルで行い、高透磁率合金でシールドされた 3 軸回転のタンブラーを用いた。段階熱消磁実験は空気中で 70, 140, 210, 280, 350, 400, 450°C と消磁温度を上げ、その後は 25°C ずつ順に温度を上げて最高 650°C まで実施した。段階熱消磁実験にもちいた電気炉は高透磁率合金によって四重にシールドされ、残留磁場強度は 20 nT 以下、温度上昇率は約 15°C/min である。

3.5 測定結果

段階消磁

以下では各礫・溶岩ごとに段階消磁の結果を記述する。

① CG 1: 段階消磁結果の例を Fig. 10 に示す。すべてのパイロット試料に二次的な磁化が付着していたが、適切な消磁を施すことにより安定な characteristic component を得ることができた。例えば CG 1-11 B (Fig. 10) では、NRM から 7.5 mT までは図上で原点に向かわない不安定な成分が認められるが、それ以降は順調に強度を減少しながら原点へ収束している。CG 1-32 D も同様に 350°C までは方位が安定しないが、それ以降の消磁レベルでは強度を減少しながら直線的に原点へ向かう。結果的に CG 1-4 礫以外の礫については PAFD, PThD の両手法により安定な characteristic component を得ることができたため、これらに対してはパイロット試料以外の測定試料の消磁を交流消磁で行った。その際、一律に消磁を施すレベルの設定は、段階消磁の結果を参考にした。CG 1-4 礫は PThD の方が PAFD よりも効果的に不安定な成分を除去できると判断し、残りの測定試料についても熱消磁 (475°C) を施した。

Fig. 11 に消磁による二次磁化の消去例として、CG 1-7 礫の NRM および 15 mT 交流消磁後の測定結果を示す。この礫から得られた測定試料は 7 個であった。同一礫から採取した試料にもかかわらず、それぞれの測定試料の NRM 方位にはばらつきが認められたが (ばらつきの度合いを示す Fisher (1953) の精密度パラメーター $k = 24.8$), 消磁後のそれぞれの方位は収束してばらつきが小さくなっている ($k = 204.4$)。このことは 15 mT の消磁により二次的な磁化成分が効果的に取り除かれたことを示している。

② CG 2: 段階消磁結果の例を Fig. 12 に示す。CG 2 の試料は消磁により安定な characteristic component

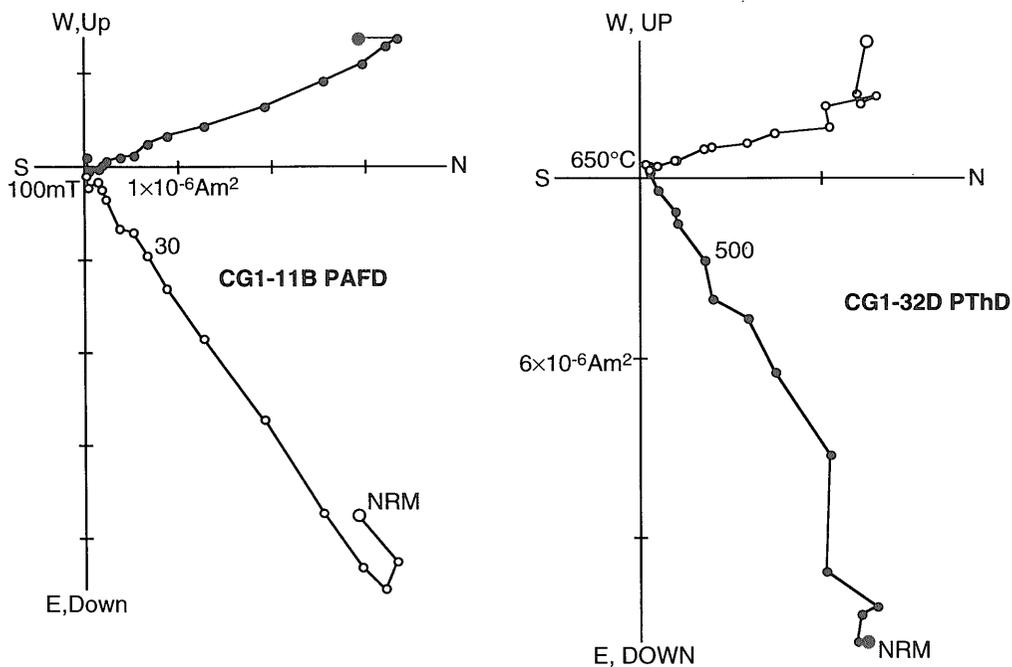


Fig. 10 Orthogonal end-point diagrams showing examples of andesite cobbles in CG 1. Solid and open circles denote vector end-points of the remanent magnetization projected on the horizontal and vertical planes, respectively, after each demagnetizing step.

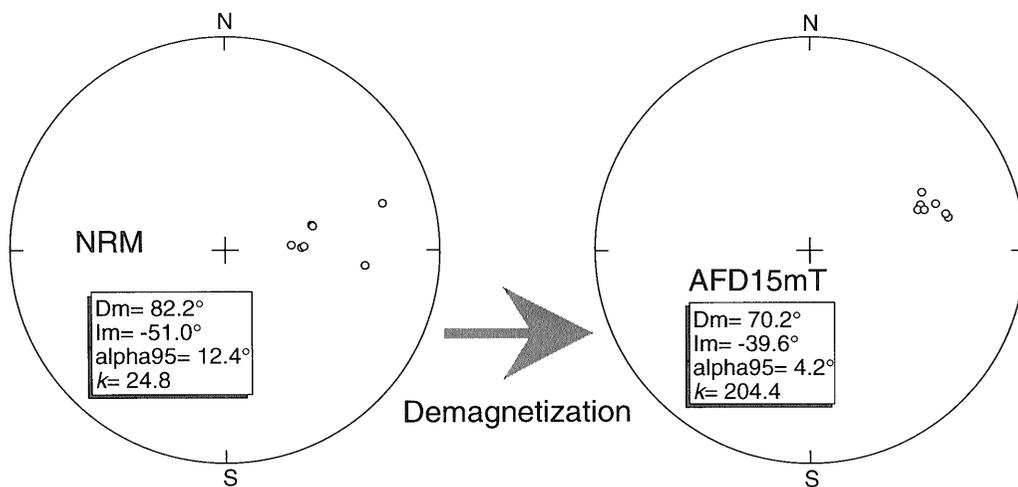


Fig. 11 Equal-area plots of specimens of clast CG1-7 before and after demagnetization. The remanent directions make tight cluster after demagnetization, indicating that secondary magnetic overprints were erased effectively through the alternating-field demagnetization.

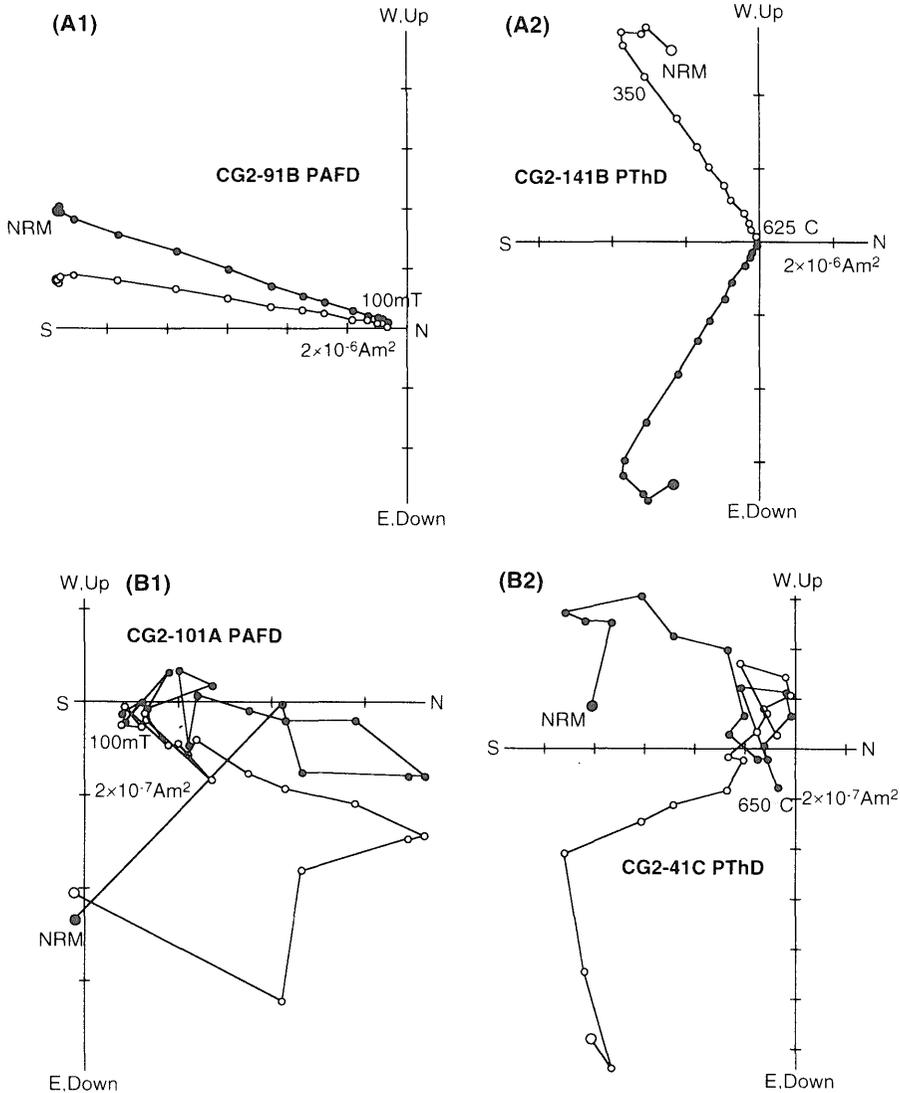


Fig. 12 Representative progressive demagnetization of andesite cobbles in CG2. The upper two samples (A1 & A2) indicate stable magnetization, while lower two specimens show unstable magnetization. Refer to Fig.10 for symbols.

が得られるもの (Fig.12 A) と、消磁に対し不安定な挙動を示し安定な成分が得られないもの (Fig.12 B) に大別される。前者はCG 2-6, 7, 9, 12, 14 礫であり、これらについてはパイロット試料以外の測定試料についても段階消磁の結果を参考にして一律に適切な消磁を施した。一方、後者については安定な磁化成分が得られないため、段階消磁結果の検討以降、残りの測定試料に対する実験を中止した。

消磁により安定な成分が得られるものと安定な成分が

得られないものとの相違点について詳しく検討してみよう。Fig.13 は PThD の結果をもとに作成した熱消磁曲線である。この図で、実線で示した曲線が消磁により安定な成分が得られたパイロット試料の結果を表している。この図から読み取ることができると、

- 1) 安定な成分が得られた試料は NRM (約 30°C) から 280°C までは磁化強度の減少がわずかで、280°C 以降順調に強度を減少し 600°C で NRM 強度に対する各消磁ス

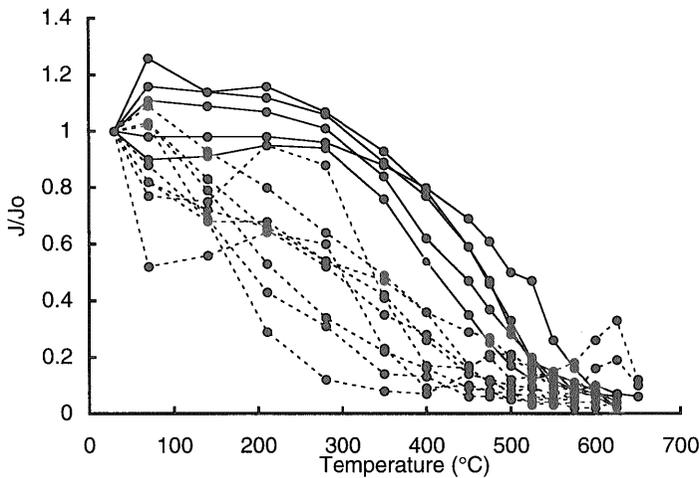


Fig. 13 Thermal demagnetization curves of clasts in CG2. The curves for pilot specimens from which stable and unstable magnetizations were obtained are shown as solid and dotted lines, respectively.

トップにおける磁化強度の割合 (J/J_0) が 0.1 以下となる。それに対し、消磁により安定な成分が得られない試料は 70°C 以降急激に磁化強度が減少し、400°C において J/J_0 が 0.4 以下となる (ちなみに安定な試料は 400°C において J/J_0 が 0.8~0.5)。

2) 安定な成分が得られた試料は約 500°C 以上で J/J_0 が 0.2 以下となる。このことから、含まれる強磁性鉱物のキュリー点は 500°C 以上と見積もられ、600°C 以上でほとんど残留磁化がないことから、主な強磁性鉱物としてマグネタイト、もしくは Ti をわずかに含むチタノマグネタイトが考えられる。一方、安定な成分が得られない試料は 280°C で J/J_0 が約 0.1 というものもあり、SP(超常磁性)や MD(多磁区)粒子の割合が大きいため粘性残留磁化(VRM)が大きく、それが熱消磁により消去されており、またそれが不安定磁化の原因となっていると推察される。

③ KS 2, KS 6, KS 7: 段階消磁実験結果の例を Fig. 14 に示す。KS 2 と KS 6 からは PAFD と PThD により安定な characteristic component を得ることができたため、パイロット試料以外の測定試料について一律に適切な交流消磁を施した。その一方、KS 7 は消磁に対し不安定な挙動を示し、安定な characteristic component を抽出することができなかった。

古地磁気測定結果

CG 2 で段階消磁により安定な磁化成分が得られなかった礫と溶岩 KS 7 を除き、不安定な成分を完全に消去できるレベルで残りの測定試料について消磁を施し

た。礫平均磁化方位 (clast-mean direction) および溶岩の平均磁化方位の算出は Fisher (1953) の統計にもとづいた。CG 1, CG 2 および溶岩の古地磁気測定結果をそれぞれ Tables 1, 2, 3 に示す。それぞれの表に示されているように、得られた方位の集中度はすべて高い。

① CG 1: すべての礫から礫平均磁化方位を得ることができた。測定結果のステレオネット投影を Fig. 15 に示す。数字は礫の番号に対応する。地層の走向・傾斜を用いた傾動補正は行っていない。おのおのの礫の磁化方位はさまざまな方向を指し、ある特定の方向に集中する傾向は認められない。さらに正帯磁、逆帯磁ともに認められることから、これらの方位はすべてランダムに分散していると判断され、礫岩テストとしてポジティブな結果を示している。

② CG 2: 先に述べたように、CG 2 の多くの礫は消磁に対して不安定であることから、採取した 14 個の礫のうち 5 個の礫についてのみ礫平均磁化方位を得たにすぎない。しかしながら、測定結果のステレオ投影 (Fig. 15) からは、これら 5 つの磁化方位がある特定方向へ集中しているとは認められない。すべて第 2, 第 3 象限にプロットされるものの、これらには正、逆の両極性が含まれることから礫岩テストとしてポジティブな結果を示しているとみなされよう。さらに測定数を増やして安定な古地磁気方位を得ることにより、第 1, 第 4 象限にプロットされる磁化方位が得られると期待される。

③ KS 2, KS 6: 傾動補正後のデータは、これらの溶岩が南またはそれよりやや時計廻りに偏向した逆帯磁の

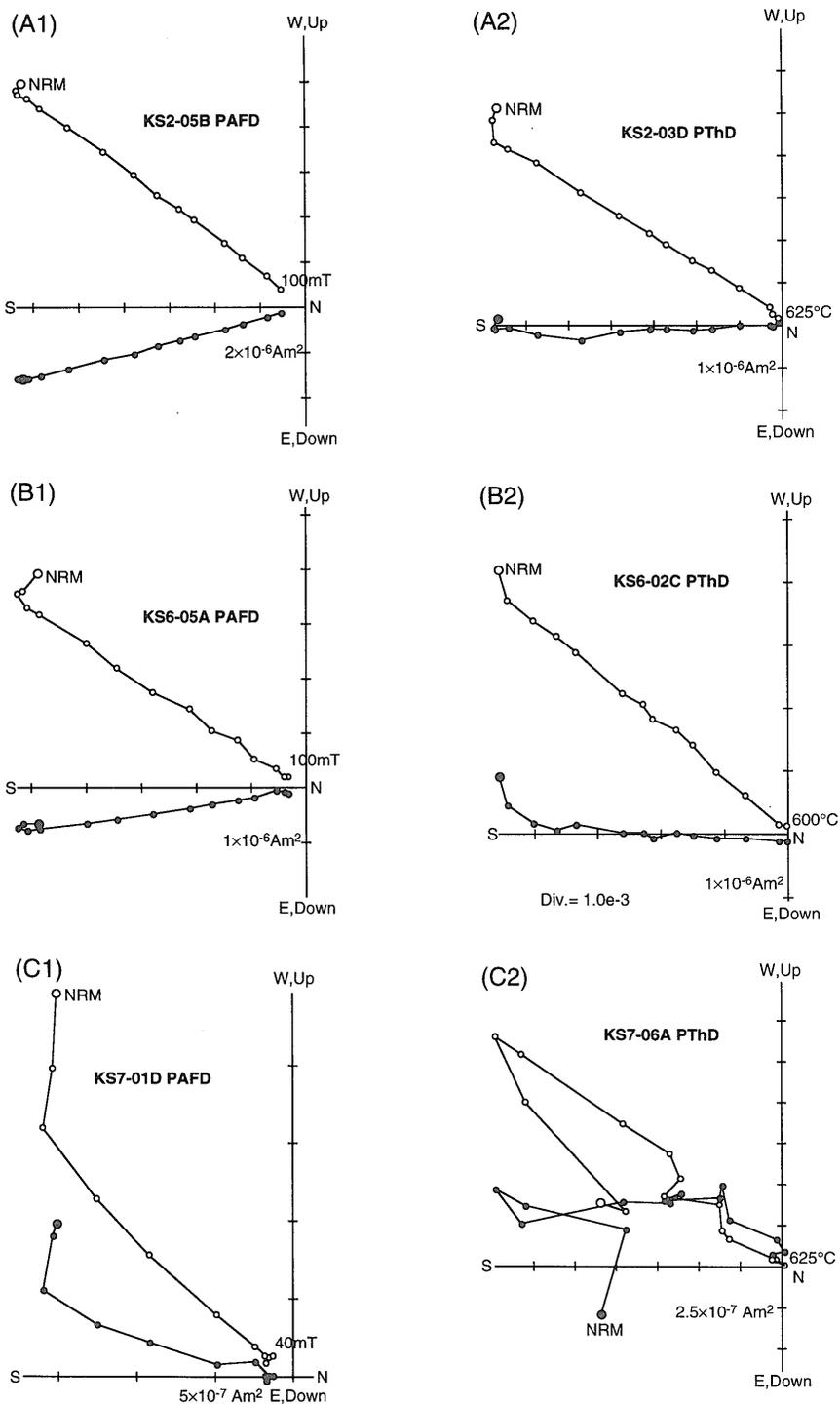


Fig. 14 Representative progressive demagnetization of andesite in (A) KS2, (B) KS6 and (C) KS7. Samples from KS2 and KS6 showed stable decay pattern through both alternating-field and thermal demagnetizations, whereas those from KS7 demonstrated unstable behavior.

Table 1 Clast-mean paleomagnetic data from CG 1.

Clast	N	Demag.	Decl.(°)	Incl.(°)	α_{95} (°)
1	7	15mT	-17.7	56.3	1.9
2	6	15mT	85.1	-39.2	3.4
3	8	40mT	67.8	-2.3	3.1
4	3	475°C	-81.3	-30.1	7.3
5	5	15mT	134.3	-61.7	2.2
6	4	10mT	13.3	-1.2	4.5
7	7	15mT	70.2	-39.6	4.2
8	8	10mT	9.7	28.4	2.5
9	7	20mT	162.0	-30.2	1.2
10	4	10mT	-43.4	-27.7	2.3
11	8	20mT	-26.0	-51.9	1.2
12	5	15mT	152.9	-59.1	0.7
13	8	15mT	168.4	25.7	3.6

N is the number of specimens measured; Demag. is demagnetization level; Decl. and Incl. are in situ declination and inclination, respectively; α_{95} is a radius of 95% confidence circle.

残留磁化を保持していることを示している。Table 3 には傾動補正の前後の結果を示してあるが、傾動補正により著しい方位の変化および極性の逆転が生じていないことが読み取れる。

3.6 考察

今回の古地磁気測定から、CG 1 の各礫は分散した磁化方位を示し、CG 2 も最終的な測定数こそ少ないものの特定の方位への集中は認められない。したがって、CG 1 と CG 2 の礫は、火山円礫岩として堆積する以前に獲得した残留磁化を未だ保持しているといえる。一方、CG 1 と CG 2 の間に挟在する溶岩 KS 2 と、CG 2 の下位にはさまる溶岩 KS 6 は、ほぼ南向きで逆帯磁した古地磁気を

Table 2 Clast-mean paleomagnetic data from CG2.

Clast	N	Demag.	Decl.(°)	Incl.(°)	α_{95} (°)
6	2	20mT	-163.5	2.1	-
7	3	15mT	-159.2	-22.5	6.4
9	3	15mT	-162.3	-10.0	1.7
12	6	15mT	118.6	2.6	8.3
14	7	10mT	125.3	-36.1	2.6

Refer to Table 1 for explanations.

示す。さらに KS 6 の下位の溶岩 KS 7 は安定した古地磁気を示さなかった。これらの結果を概念的に表現した図を Fig.16 に示す。

今回礫岩テストの対象とした巨礫を含む火山円礫岩は、山内層下半部の溶岩または火山砕屑岩起源であることは確実である。まず、茂木地域周辺の基盤をなす八溝帯の中〜古生層には苦鉄質の火山岩は認められず、もし小規模ながら存在したとしても、たとえば足尾帯中に認められる苦鉄質火山岩(たとえば柳本, 1973; 中島ほか, 1992) のようにそれらは強い変質を被り緑色岩となっているであろう。よって新鮮な火山岩礫のみからなる CG 1 および CG 2 の主要な供給岩とはなりえない。中川層群の最下部をなす市場層は礫岩からなり、溶岩または火山砕屑岩を挟在しない。よって、元古沢層と山内層の下半部に挟在する火山岩が上記礫岩の供給源であろう。元古沢層にはわずかに玄武岩質火山砕屑岩が認められるものの、それらは細礫〜中礫サイズの火山岩礫からなるために巨礫を供給する母岩とはなり得ないと考えられる。また、元古沢層に発達する玄武岩シルが陸上に溶岩として噴出したことを示す情報は、いまだ野外調査において認められていない。これらのことから、CG 1 と CG 2 の主要な供給母岩は山内層下半部の溶岩と火山砕屑岩に求められる。

Table 3 Site-mean paleomagnetic data from andesite lava.

Site	N [n]	Demag.	D (°)	I (°)	Strike and dip	Dc (°)	Ic (°)	α_{95} (°)	k	VGP	
										lat.	long.
KS2	6 [26]	25mT	171.1	-37.4	N48°E 18°E	-177.7	-51.6	6.3	113.1	85.3°S	116.4°E
KS6	5 [14]	15mT	-177.8	-40.4	N41°E 18°E	-162.1	-49.8	6.7	130.2	74.0°S	66.9°E

N[n] is the number of sample[total of specimen]; Demag. is demagnetization level; D and I are in situ declination and inclination, respectively; Dc and Ic are tilt-corrected declination and inclination; α_{95} is a radius of 95% confidence limit; k is the precision parameter; lat. and long. are latitude and longitude of the virtual geomagnetic pole (VGP) position.

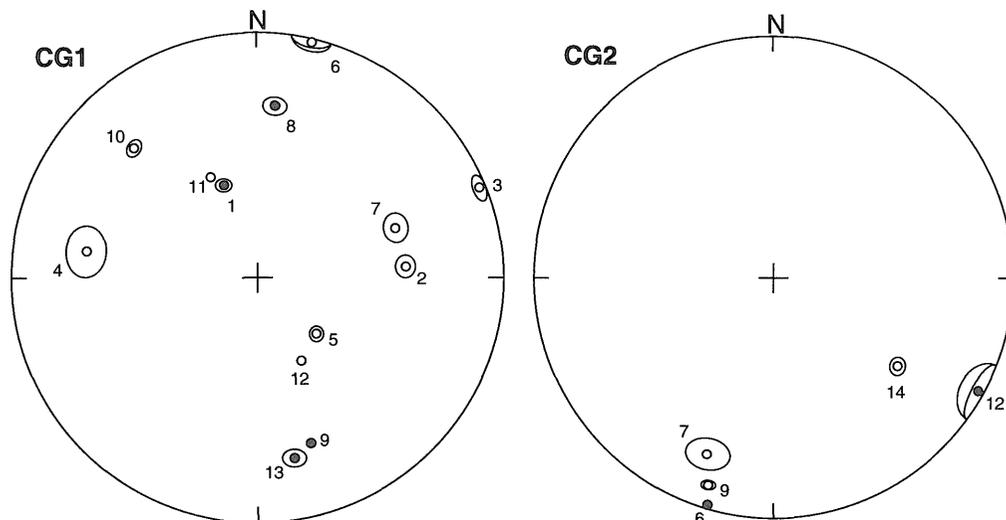


Fig. 15 Directions of magnetization in conglomerate cobbles from CG1 (left) and CG2 (right). Solid and open circles denote normal and reversed polarity, respectively. Ovals represent 95% confidence limit.

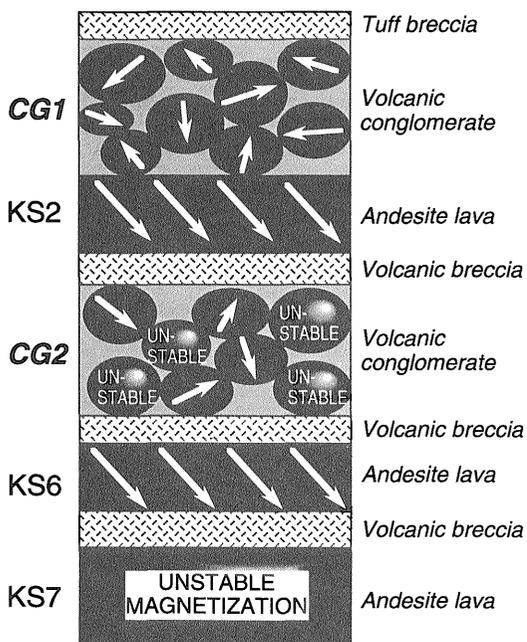


Fig. 16 Schematic illustration of the paleomagnetic results in this study. Positive results of the conglomerate test from CG1 and CG2 indicate that lavas and volcanoclastic rocks below the conglomerate layers including KS2 and KS6 have retained the primary magnetizations acquired at the time of formation. It is uncertain whether unstably-magnetized volcanic fragments in CG2 originate from KS7.

以上の結果, 山内層下半部の溶岩は CG 1 と CG 2 が堆積してから現在まで安定な残留磁化を保持していると判断される。ところで, CG 1 や CG 2 層準より下位の山内層下部は玄武岩～安山岩質の火山碎屑岩および溶岩からなり, 途中に大きな時間間隙が存在したという観察事実は得られていない。さらに, 山内層を堆積させた火山の活動期間を考慮すると, 今回測定した礫岩とより下位の山内層の年代は地質学的にはほぼ同時期であったと推定される。すなわち, 今回の礫岩テストの結果は CG 1 および CG 2 が示した安定な残留磁化は初生磁化であり, それら礫を供給した山内層下半部の溶岩 (または火砕岩) が示す安定な残留磁化も初生であることを強く示唆している。したがって, CG 1 に KS 2 や KS 6 起源の火山岩礫が, また CG 2 に KS 6 起源の火山岩礫がどの程度混入しているかは評価できないものの, KS 2 や KS 6 が示す安定な残留磁化は溶岩冷却時に獲得した初生的な熱残留磁化である可能性が高い。さらにつけ加えると, 本調査地域の山内層と茂木層の分布域には断層近傍に局所的な変質帯が見受けられる程度で, 茂木火山岩類はおおむね新鮮である。したがって今回の礫岩テストから, 茂木火山岩類は 16~18 Ma の噴出以降, 安定な初生熱残留磁化 (thermal remanent magnetization: TRM) を保持している可能性が高いと考えることができよう。

4. まとめと今後の課題

本論では, 過去の礫岩テストの実施例について簡単に

レビューしたのち、茂木地域で行った礫岩テストの結果を報告した。本研究で筆者らは、山内層中部の火山円礫岩に対する礫岩テストが成功したことから、礫岩層準以下に認められる溶岩が示す残留磁化は初生磁化であることを結論として示し、さらに山内層中部以上の茂木火山岩類も初生的な残留磁化を保持している可能性が高いことを考察した。今後、岩石学的な見地から礫の供給母岩の特定を試みることに加え、さらに複数層準の礫岩についてテストを行うことにより、茂木火山岩類が示す残留磁化の起源(初生のものか、二次的なものか)をより明確に検討したい。

ところで、古地磁気学的手法を用いてテクトニクスや年代論を議論する際、その残留磁気が初生的なものか後生的なものかを慎重に検討することは非常に重要である。特に古地磁気情報をもちいた研究は地質体の移動や回転、さらに地磁気年代尺度といった年代の物差しに関連するものが主体であるために、地球科学の中でも議論の波及効果が大きくなることしばしばである。それゆえ、議論の根幹となる古地磁気データの信頼性に関するチェックは必要不可欠である。本研究で実施した礫岩テストはGraham(1949)により定義された厳密な意味でのテストではなく、母岩の特定はできないが礫岩の下位の地層が全体として初生磁化を保持していることを示す、いわば「広義の礫岩テスト」であるといえよう。礫岩テストにおいて岩相の類似性から礫の母岩を特定することは困難な場合が多く、さらに傾動補正が水成堆積岩のように単純にはいかないことなど、火山岩の古地磁気には解決すべき課題は多い。しかしながら、火山岩の古地磁気は基本的に熱残留磁化起源であることから磁化強度が強く、また安定性も高いことから、テリエ法により磁場強度が求められ、さらに直接放射年代が測定可能であるなど、これらの点では堆積岩より優れている。したがって褶曲テストや、今回実施した「広義の礫岩テスト」などの手法により磁化の安定性を検討し、同時に詳細な地質調査を抛り所に傾動補正の問題をクリアすることで、本邦のように地殻変形の進行している地域でも火山岩の古地磁気が今後のテクトニクス、あるいは地質年代論に与える影響は大きいと筆者らは信じる。

謝辞：著者の一人星は東北大学理学部地圏環境科学科の「IGPSセミナー」において、礫岩テストに関する多くの御助言、御批判をいただいた。同学科の鈴木紀毅修士には八溝帯・足尾帯の地質に関して御助言をいただいた。さらに地質調査所海洋地質部の山崎俊嗣博士には本論に関する適切な指摘とアドバイスをいただいた。以上の

方々に深く感謝の意を表します。

文 献

- Aramaki, S. and Akimoto, S. (1957) Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 255, p. 619-627.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. (eds.) *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, p. 199-422.
- Fisher, R. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, vol. 217, p. 295-305.
- Graham, J. W. (1949) The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 54, p. 131-167.
- 星 博幸・高橋雅紀(1995) 栃木県茂木地域にみられる前期中新世シートコンプレックス(予報). 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, p. 93.
- 石井武政(1986) デイサイトメガブロックを含む“火砕混濁流堆積物”としての東宮浜層. 北村信教授記念地質学論文集, p.133-142.
- ・柳沢幸夫・山口昇一(1983) 塩竈地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) 地質調査所, 112 p.
- 河田喜代助(1947) 栃木県鷲子山塊周縁の第三紀層について. 地質雑, vol.53, p.92.
- Kawada, K. (1953) Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kwanto district. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, ser. C*, vol. 2, p. 217-307.
- 中島 裕・内田悦生・今井直哉・今井浩人・大野 仁(1992) 栃木県葛生地域の鍋山炭酸塩岩層中に産する含ブルーサイト白色岩とその生成に関与した玄武岩岩脈について. 岩鉱, vol.87, p.445-459.
- Otake, H., Tanaka, H., Kono, M. and Saito, K. (1993) Paleomagnetic study of Pleis-

- tocene lavas and dikes of the Zao Volcano Group, Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 45, p. 595-612.
- 酒井豊三郎(1986) 中新統荒川層群(栃木県)の模式地における層序. 宇都宮大学教養部研究報告, no.19, p.49-70.
- 関根泰代(1983) 栃木県茂木町周辺の新第三系. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p.146.
- 瀬野徹三・高橋正樹・小林洋二(1987) 関東地方における中新世火成岩の年代測定. 宇佐美龍夫編: 文部省科学研究費自然災害科学特別研究成果「関東平野直下の地震活動予測についての基礎的研究」, p.81-85.
- 杉江博幸(1993) 放散虫化石群集による上部中新統荒川層群の古環境解析. 大阪微化石研究会誌(特別号), no.9, p.313-335.
- 高橋雅紀・星 博幸(1995) 茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の地質年代. 地質雑, vol.101, p.821-824.
- Tarduno, J. A., McWilliams, M., Sliter, W. V., Cook, H. E., Blake, M. C. Jr. and Premoli-Silva, I. (1986) Southern hemisphere origin of the Cretaceous Laytonville Limestone of California. *Science*, vol. 231, p. 1425-1428.
- 土 隆一(1981編) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基礎資料(続編). 文部省科学研究費総合研究(B)「日本の新第三系の生層序・年代層序の総括」, 124 p.
- 宇佐美守弘・高橋雅紀・尾田太良(1995) 荒川層群小埤層の浮遊性有孔虫による微化石層序. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, p.137.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦・小布施明子(1995) 常磐炭田南部に分布する下部中新統櫛平層の植物および軟体動物化石群. 地質雑, vol.101, p.532-548.
- Yamazaki, T. (1989) Paleomagnetism of Miocene sedimentary rocks around Matsushima Bay, Northeast Japan and its implication for the time of the rotation of Northeast Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 41, p. 533-548.
- 柳本 裕(1973) 栃木県葛生地域の中・古生層の層序と地質構造の再検討. 地質雑, vol.79, p.441-451.

(受付: 1995年9月18日; 受理: 1995年9月29日)