

中生代手取層群の古地磁気学的研究

梶 座 圭太郎 富山大学教育学部地学教室
酒 井 英 男 富山大学理学部地球科学教室
山 口 重太郎 富山大学理学部地球科学教室
北 村 英 男 富山大学教育学部地学教室
東 野 外志男 石川県立白山自然保護センター

PALEOMAGNETIC STUDIES OF THE MESOZOIC TETORI GROUP

KUNUGIZA Keitaro, *Faculty of Education, Toyama University*
SAKAI Hideo, *Faculty of Science, Toyama University*
YAMAGUCHI Jutaro, *Faculty of Science, Toyama University*
KITAMURA Hideo, *Faculty of Education, Toyama University*
HIGASHINO Toshio, *Hakusan Nature Conservation Center.*

はじめに

手取層群は飛騨帯を広く覆う堆積層で、飛騨ナップ運動の最終段階に堆積を開始して、堆積期間が約1億年近くに達する可能性のある地層である(相馬・梶座, 1993)。そのような長い期間において碎屑物が供給されるには、プレートの運動に伴う大規模な造山運動が続く必要がある。手取層群についてのこれまでの研究は、化石や岩相変化による地層の対比という手法で地層の層序について主に研究が進められてきた。しかし、そのような方法だけでは、手取層群がなぜ堆積したのか、などのテクトニクスに関する情報は十分ではない。

そこで今回、古地磁気学によるアプローチを試みた。古地磁気学では、岩石の残留磁化は岩石形成時の地磁気方位を記憶しているので、手取層群が堆積した場所の緯度・経度や、もし形成後にプレートの移動や回転があれば、磁化の方向からそれを推定できる。しかしながら、堆積岩の古地磁気強度は、火成岩類などに比べて弱いのので、従来は十分な精度のデータを取得するのが困難であった。この点について、最近、富山大学理学部に超伝導磁石を用いた高感度の磁力計や、磁化獲得の機構や堆積時の環境を検討できる帯磁率の異方性を測定する装置が導入され、堆積岩の古地磁気データを大量に精度良く得られる環境が整った。

本報告では、上記の装置を用いて石川県手取川上流域の石徹白亜層群および赤岩亜層群でおこなった予察的な古地磁気方位の測定結果について報告する。特に、白峰村湯ノ谷上流地域では、手取層群から古地磁気の逆転が繰り返し起こったことの証拠が得られたことについて詳しく述べる。

地質とこれまでの古地磁気学的研究の概要

1 手取層群と飛騨地域中生層の層序

手取層群は、下位の九頭竜亜層群、中位の石徹白亜層群、上位の赤岩亜層群の三つに区分される。下位の九頭竜亜層群はジュラ紀中期～ジュラ紀末まで堆積した可能性のある海成層であり、石徹白および赤岩亜層群はジュラ紀末～白亜紀後期まで堆積した陸成層と考えられている。石徹白と赤岩亜層群の間には不整合を示す露頭は確認されていないが、九頭竜と石徹白亜層群の間には不整合面が確認されている。また、石徹白亜層群より上位層にはジュラ紀付加体である美濃帯起源のチャート礫が存在するのに対し、九頭竜亜層群のチャート礫はそれらと見かけが異なり、放散虫化石もほとんど残っていない。このことから九頭竜亜層群と石徹白・赤岩亜層群の後背地は異なっていたと考えられる。

飛騨ナップ運動(相馬・梶座, 1993)のテクトニクス

を解明する上で関係する重要な地質体として、手取層群とほぼ同時期に堆積した来馬層群がある。来馬層群は飛驒外縁帯を覆う堆積層で、不整合をはさんで下位のジュラ紀の海成層と上位のジュラ紀末期から白亜紀の陸成層とからなる。このうち上位層は、下位層とは岩相や変形の様子が異なり、手取層群を特徴づける樹幹化石などが発見されたことから石徹白・赤岩亜層群に対比されるようになり、同一層とみなすべきだとする声も多い。このことから、来馬層群上位層を手取層群とみなすと、手取層群は飛驒帯だけでなく飛驒外縁帯をも被覆していることになる。つまり、両地帯を覆うその時には飛驒帯と飛驒外縁帯が接合していたことを示す（相馬・棚座，1993）。

2 中生層の古地磁気方位

手取層群の古地磁気学的データは、これまで多くの試みがなされているが、公表された論文として十分な量と精度のものが得られているわけではない。しかしながら、現在分かっている古地磁気データからみた手取層群の古緯度は、現在位置とほとんど変わっていないとされる（Hirooka et al., 1985）。

これに対して、来馬層群の古緯度は、下位から上位にかけて大きな変化を示す（Hirooka, 1990）。手取層群に対比される来馬層群の上位層はほぼ現在位置であるのに対し、飛驒外縁帯を直接覆う海成層である下位層の古緯度は、現在位置ではなくはるか南方で堆積したことを示している。すなわち、来馬層群の下位層は、南方で堆積した後、プレート運動によって現在位置に来たことを示している。手取層群が直接覆う飛驒帯と来馬層群下位層が覆う飛驒外縁帯は、それぞれ中朝プレートと揚子プレート南縁に別々に発達してきたものであり、来馬層群の古緯度の北上は、プレートの運動に伴う大規模なナップ運動などの何らかのテクトニックな短縮運動が起きたことを示している。

手取川流域の手取層群の古地磁気方位

1 試料採取

平成12年度では、手取層群の古地磁気方位を調べるために、石川県白峰村及びその周辺地域の4箇所の露頭から泥質岩を採集した。泥質岩を選んだ理由の一つは、堆積速度が遅い泥質岩の方が圧密・脱水が砂岩に比べゆっくり進行するので磁性粒子が磁場方向にそろうのに十分な時間があるためである。もう一つは、粗粒な砂岩では磁性鉱物も粗粒になるため、複数の磁性鉱物の集合体になり方位がうち消しあうという現象が起き、測定のパラ

タにばらつきが出る可能性があるためである。さらに、データのばらつきの要因として、地層の褶曲や厚層の変化、コンパスの読みとり誤差などがあり、これらを考えると、1試料だけでは議論は不可能である。そこで、測定の実績が統計的に有意になるように、一つのサイトで10試料以上採取するようにした。そのためにはできるだけ大きな露頭を選ぶ必要がある。

しかしながら、これらの条件を満たす露頭は限られていて、古地磁気測定用試料は、石徹白・赤岩亜層群が広く分布する石川県白峰村周辺地域から4露頭で得られただけである。福井県の真名川および九頭竜地域に分布する九頭竜亜層群の試料は得られていない。今回測定を行った試料は、尾口村の瀬戸野から22個、白峰村の太田谷・桑島・湯ノ谷からそれぞれ、14個、18個、17個の、合計71個採集した（図1）。石川県教育委員会（1978）の層序によると、瀬戸野と桑島の試料は桑島層（石徹白亜層群）に、湯ノ谷の試料は赤岩層互層部層（赤岩亜層

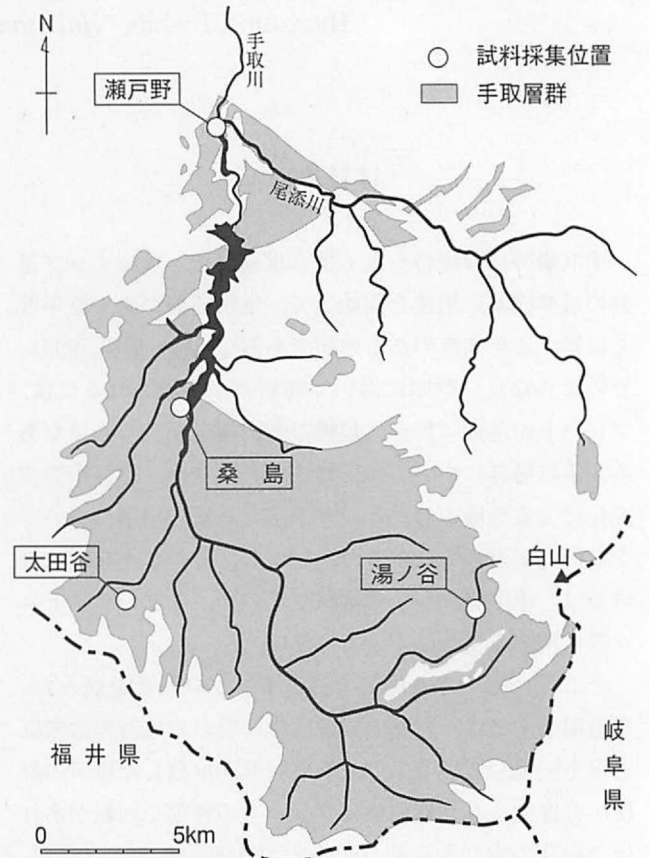


図1 手取川上流域の手取層群の分布と測定試料の採集位置。手取層群の分布は 粕野 (1993) による。

群)に、太田谷の試料は明谷層（赤岩亜層群）に属し、この順に層序的に上位となる。

2 残留磁化測定

岩石中の残留磁化測定は、磁化強度や、同一サイト内

の試料の偏角・伏角から地磁気の逆転の可能性などを探ったりすることができる。残留磁化測定には2 G社製パスルー型超伝導磁力計 (SQUID760R) を使用した。超伝導磁力計は非常に高感度なため、コアサンプルの磁化以外にもトレーやサンプルホルダーの磁化も測定される。この影響を取り除くため、まずトレーとサンプルホルダーだけの空の状態でも測定し、その測定値をコアサンプルを載せて測定した結果から引くという作業を行う必要がある。統計的に有意にするため、全てのコアサンプルについて測定した。

図2は4地点のNRMを示す。ここでは、偏角は360度で表し、伏角は黒丸が正、白丸が負、中心が90度で円周上を0度で表す。

大田谷の試料のNRMは、データの集中もよく、これまで知られている典型的な石徹白亜層群や赤岩亜層群の古地磁気方位と一致している。瀬戸野の試料は、磁化方位のばらつきが大きい。これらは二次磁化によって乱れている可能性があり、そのことを検討するには段階熱消

磁の温度ごとにシュミット投影してみて、よい集中が得られた場合、それを初成磁化方位と考えるのがよい。

今回の研究で特筆すべきことは、湯ノ谷の試料において、同一露頭内で正方向と負方向にほぼ反対方向に磁化していることが見いだされたことである。すなわち磁場逆転を記録している可能性がある。YT5とほぼ同じ層準のYT13が負の帯磁を示し、その上下のYT10とYT17が正の帯磁を示す。それぞれの方角でのデータの集中がよいので、初成的な磁化方位を示すと考えられる。このような帯磁パターンの説明の1つとして、磁場の逆転を観察しているとするものが考えられる。現在の地球では、数10万年から数100万年のオーダーで逆転が起きており、手取層群の堆積期間中の磁場逆転があってもよい。

3 段階消磁

段階交流消磁と段階熱消磁をSQUIDおよび温度制御装置付の電気炉を使って行った。前者は磁性粒子集団の保磁力分布や、より保磁力の高い安定な磁化成分を順に取り出していくことができ、後者は再磁化の影響ととも

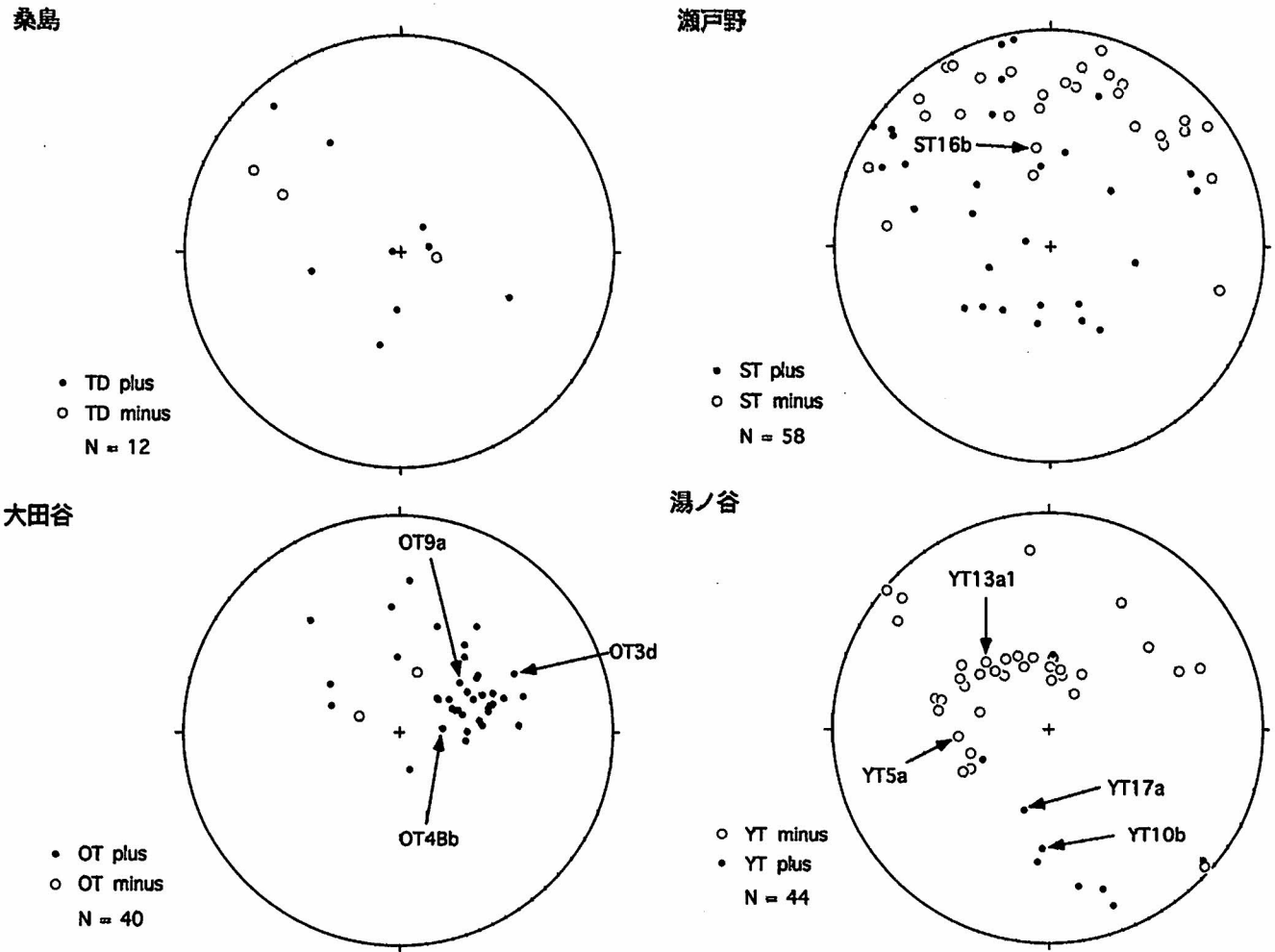


図2 手取川流域桑島・瀬戸野・大田谷・湯ノ谷露頭試料の残留磁化

にブロッキングの分布やキュリー点などが分かり、磁性鉱物の同定に役立つ。

コアサンプルの残留磁化測定の結果を古地磁気学で利用するには、残留磁化が安定でなければならない。しかし、岩石ができたときに獲得した磁化（初生磁化）が完全に保たれていることは稀で、ほとんどの場合、岩石形成後の磁氣的擾乱や変成、風化作用などの物理的、化学的環境の変化により二次的に得た磁化（二次磁化）成分が初生磁化成分と合成された状態で存在する。そこで、サンプルの磁化が安定かどうか知るために、また、二次磁化成分を消去するために消磁実験を行う必要がある。

個々のサンプルの磁化が安定かどうかは、段階消磁に対する試料の磁化ベクトルの振る舞いから判断する。その表記法として、各消磁段階での磁化ベクトルのシュミット等積投影や、ザイダーベルド図、磁化強度曲線が用いられる。

等積投影図は、磁化ベクトルの方向を直感的に捉えやすい反面、磁化強度の情報を全く含まない。磁化強度曲線は磁化方位に関する情報を持たないが、サンプルの磁化を担う磁性鉱物の保磁力やブロッキング温度の分布などを推定するには有力な手がかりとなる。ザイダーベルド図は、三次元の磁化ベクトルを水平成分、南北鉛直面内の成分に表現する方法で、水平投影として横軸にS-N成分、縦軸にW-E成分を黒丸で示し、鉛直投影として横軸にS-N成分、縦軸にUp-Down成分を白丸で示す。磁化成分も表現されているので、磁化ベクトルの減少の様子がよく分かり、複数の成分が存在する場合にはそれぞれの成分の方向を知ることができる。この図において、プロットした点が原点に向かって直線的に減少し始めた段階が、二次成分が消去された段階と見なすことができる。

試料の磁化を担う鉱物の磁氣的性質や粒径は、試料の経てきた磁氣的履歴によって異なり、二次磁化が消磁される程度はそれぞれ違う。そこで同じ試料において低い程度から段階的に消磁の程度を上げて消磁していく。これを段階消磁と言ひ、今回は段階交流消磁と段階熱消磁を行った。

(1) 段階交流消磁

段階交流消磁は交流磁場の中にサンプルを置き、段階的にその磁場を強くしていくことにより、その磁場強度より保磁力が小さい磁化成分を消去していく方法である。測定にはSQUIDを用い、残留磁化の結果から10個のコアサンプルを選び、消磁段階は19段階、つまり2.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90mTで行った。

(2) 段階熱消磁

段階ごとの一定温度まで加熱した試料を無磁場中で冷却する。それにより、その一定温度以下で得た部分熱残留磁化が消去される。冷却の過程で試料が無磁場中であれば、新たに熱残留磁化を得ることはない。消磁には夏原技研製の温度制御装置付電気炉を使用し、測定はSQUIDで行った。残留磁化測定の結果から17個のコアサンプルを選んで、50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600℃の12段階で行った。また、各段階ごとの帯磁率の変化も測定した。

図3aと3bは、4地点の段階熱消磁結果を示す。太田谷では、3試料とも熱消磁によっても大きく磁化方位は動かず、試料中でのデータ集中もよい。湯ノ谷の試料のうち逆転を示すと考えられるYT5とYT13は、310℃までの磁化方位の集中がよく、両者の方位も一致している。高温部で磁化方位が大きく変動しているのは、消磁のため磁化強度が極めて弱くなり測定誤差が大きくなることや、熱消磁後の冷却過程で熱残留磁化を獲得することなどのためと考えられる。一般に堆積残留磁化は熱残留磁化よりも一桁弱いので、熱消磁後の熱残留磁化の影響は小さくない。

4 帯磁率異方性

帯磁率異方性の測定はAGIGO社のKLY-3Sカップパブリッジ装置（試料回転法）を使って全コアサンプルについて行った。磁性体の磁気異方性を調べることによって磁化獲得の機構や堆積時の環境を検討できる。試料に外部磁場をかけたとき、試料には磁化しやすい方向と磁化しにくい方向があり、この特性を磁気異方性という。これは磁性体を磁化させるのに必要なエネルギーが方向により異なるためである。磁気異方性の原因としては、磁性体の形状によるもの、結晶構造によるもの、磁歪（外部応力による結晶構造の歪み）によるものの三つが考えられる。一般に結晶構造や磁歪よりも形状によるものの方が異方性への影響ははるかに大きい。

形状による異方性は、細長い形の針状異方性と、平板形の層状異方性に分類される。針状異方性では長い方向に磁化しやすく（磁化容易軸）、それと直角方向には磁化しにくい（磁化困難軸）。それに対し、層状異方性では平面に沿う方向には磁化容易軸が、厚さ方向には磁化困難軸がある。磁性鉱物は、これら二つの形を組み合わせた三次元の楕円体に近似できる。楕円体の長さの異なる三軸のうち最も長い軸の方向が磁気異方性の最大軸になる。

測定された帯磁率異方性が、針状異方性か層状異方性かの程度を表現する方法として、縦軸にmax/int, 横軸

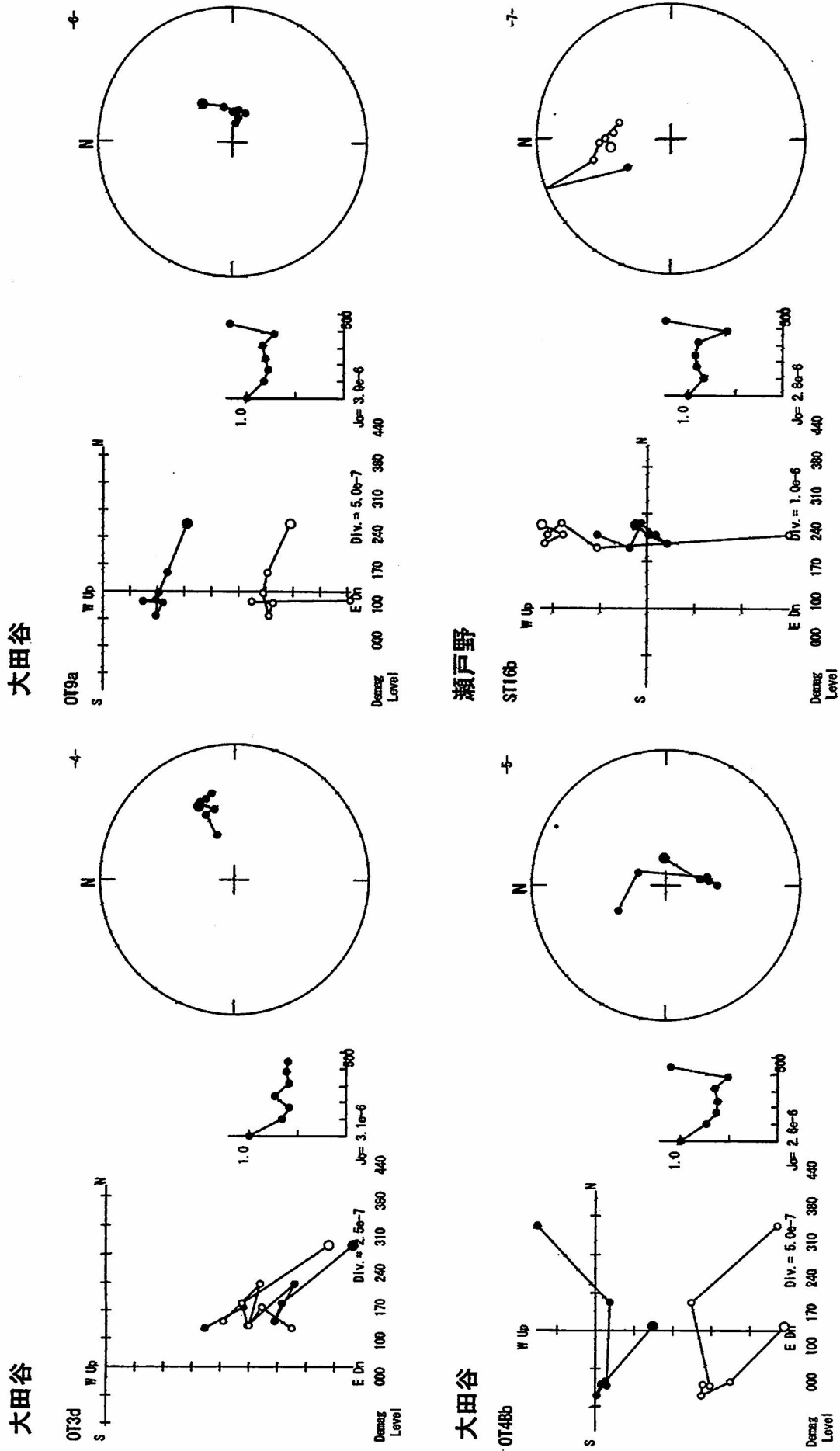
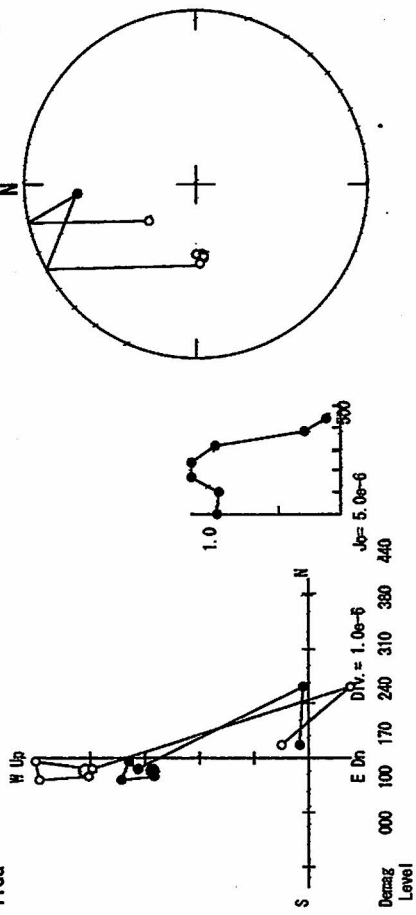


図 3 a 段階熱消磁データ：大田谷・瀬戸野露頭
 左：ザイターベルト図 (●：NS-EW面への投影 (偏角)；○：NS-上下面への投影 (伏角に近い)；中：磁化強度の温度変化；右：磁化方位のシュミットネット図への投影 (●伏角下向き (正)；○伏角上向き (負))

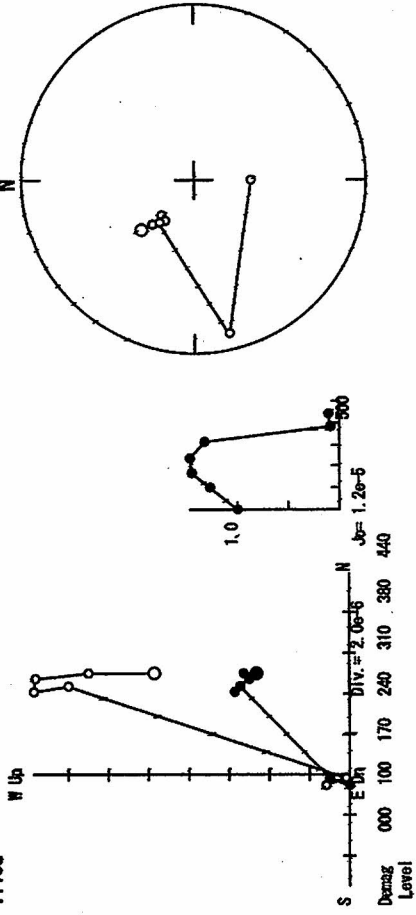
湯ノ谷

YT5a



湯ノ谷

YT13a



湯ノ谷

YT10b

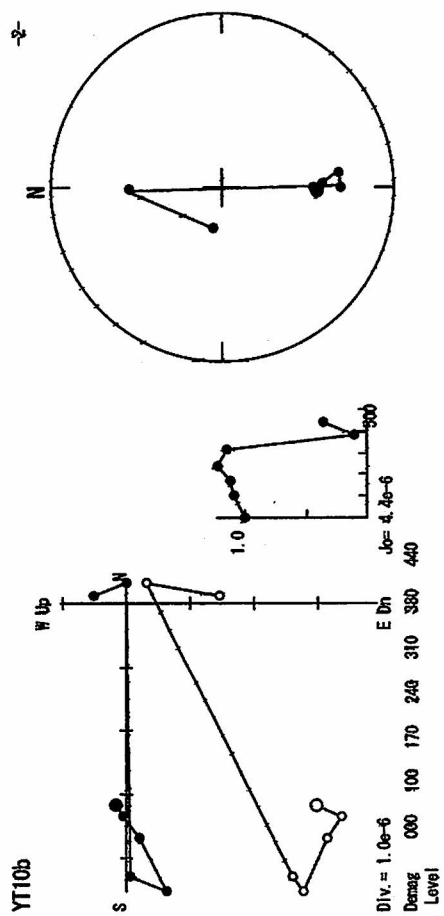
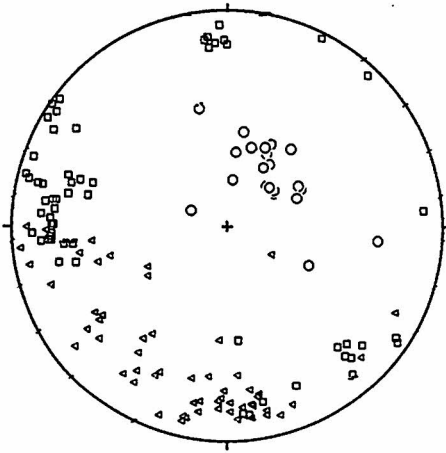


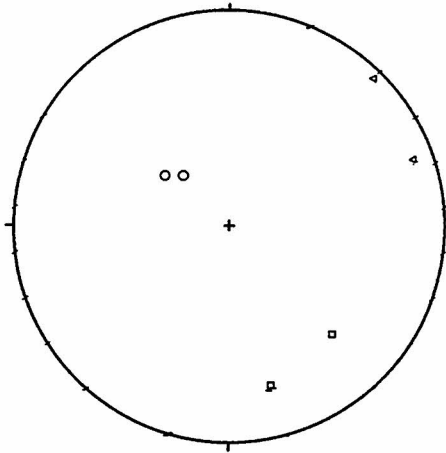
図 3 b 段階熱消磁データ：湯ノ谷露頭

左：サイターペレルト図 (●：NS-EW面への投影 (偏角)；○：NS-上下面への投影 (伏角に近い)；中：磁化強度の温度変化；右：磁化方位のシュミットネット図への投影 (●伏角下向き (正)；○伏角上向き (負))

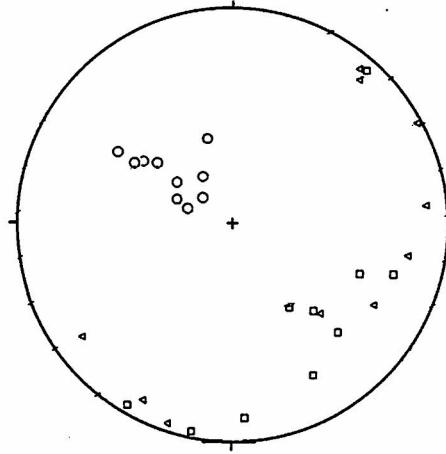
瀬戸野



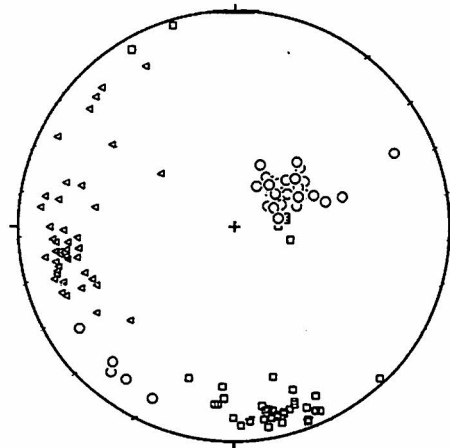
桑島KJ



桑島TD



大田谷



湯ノ谷

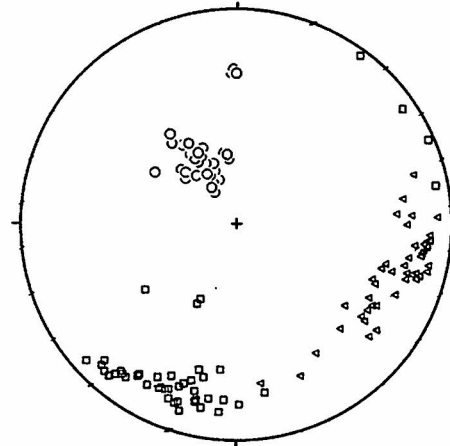


図4 手取川流域桑島・瀬戸野・大田谷・湯ノ谷露頭試料の帯磁率異方性

にint/minをとった図を用いた。max, int, minは帯磁率楕円体の最大軸, 中間軸, 最小軸の値である。この図では, 縦軸に近いほど楕円体が針状であり, 横軸に近いほど楕円体が層状であることを示す。また (max-min)/intが大きいほど異方性が強いと言える。

図4は, 4地点の帯磁率異方性の測定結果を示す。いずれの地点でも, 非常にきれいな帯磁率の異方性を示すデータが得られている。このことは, 磁性粒子そのものが定方位配列をしていることを示す。従って, 堆積時に磁性粒子方位が環境の磁場によって定まったものであり, 残留磁化は堆積残留磁化であること意味する。

5 帯磁率温度変化

高温および低温中の温度変化による帯磁率の変化をカップブリッジを使い測定し, キュリー点およびフェルベ点を調べることで, 堆積物試料に含まれる磁性鉱物の鉱物種を推定する。測定には前出のAGIGO社のKLY-3Sカップブリッジ装置を使い, コアサンプル1個を選んで-192℃から常温までの低温領域と常温から700℃までの高温領域で行った。

磁性粒子は, ある温度以上になるとその磁性を失うという特性を持つ。この温度をキュリー点と言い, 磁化だけでなく, 帯磁率も急変するのでキュリー点の検討に利用できる。一方, フェルベ点は, ある温度以下で結晶構造が相転移するその温度のことを言い, 同じく帯磁率の変化が見られる。キュリー点, フェルベ点は磁性鉱物によってそれぞれ違うので, 帯磁率温度変化の分布から, 含まれる磁性鉱物を推定するのに役立つ。

図5は, 代表例として湯ノ谷試料の帯磁率温度変化の分布を示した。温度の上昇に伴い, 単調な磁力の低下が

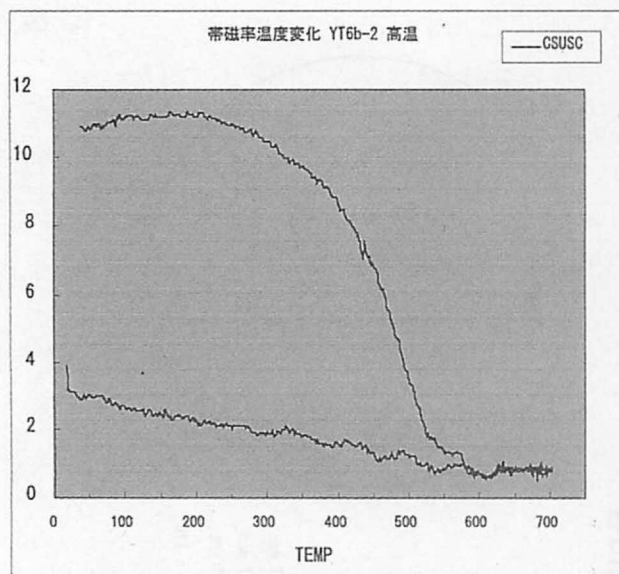


図5 湯ノ谷露頭試料の帯磁率の温度変化

起こり, 約560℃で磁力を失っていることから, 磁性粒子は磁鉄鉱であることがわかる。

湯ノ谷地域で見いだされた古地磁気方位の逆転

1 試料採取

平成12年度の研究において, 白峰村の湯ノ谷上流の試料から磁場逆転を記録している可能性が示された。そこで平成13年度において, 同じ露頭で試料採集密度を高め, より詳細な研究を進めることにした。

今回, 湯ノ谷地区における古地磁気測定用の試料採取は, 平成12年度に行ったクリノコンパスを用いてブロック試料として採取するのではなく, エンジンドリルを用いて直接コア試料を採取した。今回, 湯ノ谷地区の一つの露頭で, 古地磁気測定用試料を66本採取した(図6)。露頭における個々の試料採取の位置関係(サンプリング箇所)と熱消磁および交流消磁後の残留磁化方位を図7に示す。



図6 手取層群湯ノ谷ボーリングコア試料採取露頭写真 (上) 露頭右上, (下) 露頭左下

2 残留磁化測定

湯ノ谷露頭試料の残留磁化について, 層準と残留磁化方位を詳細に検討するために, 図8に採取試料ごとの傾

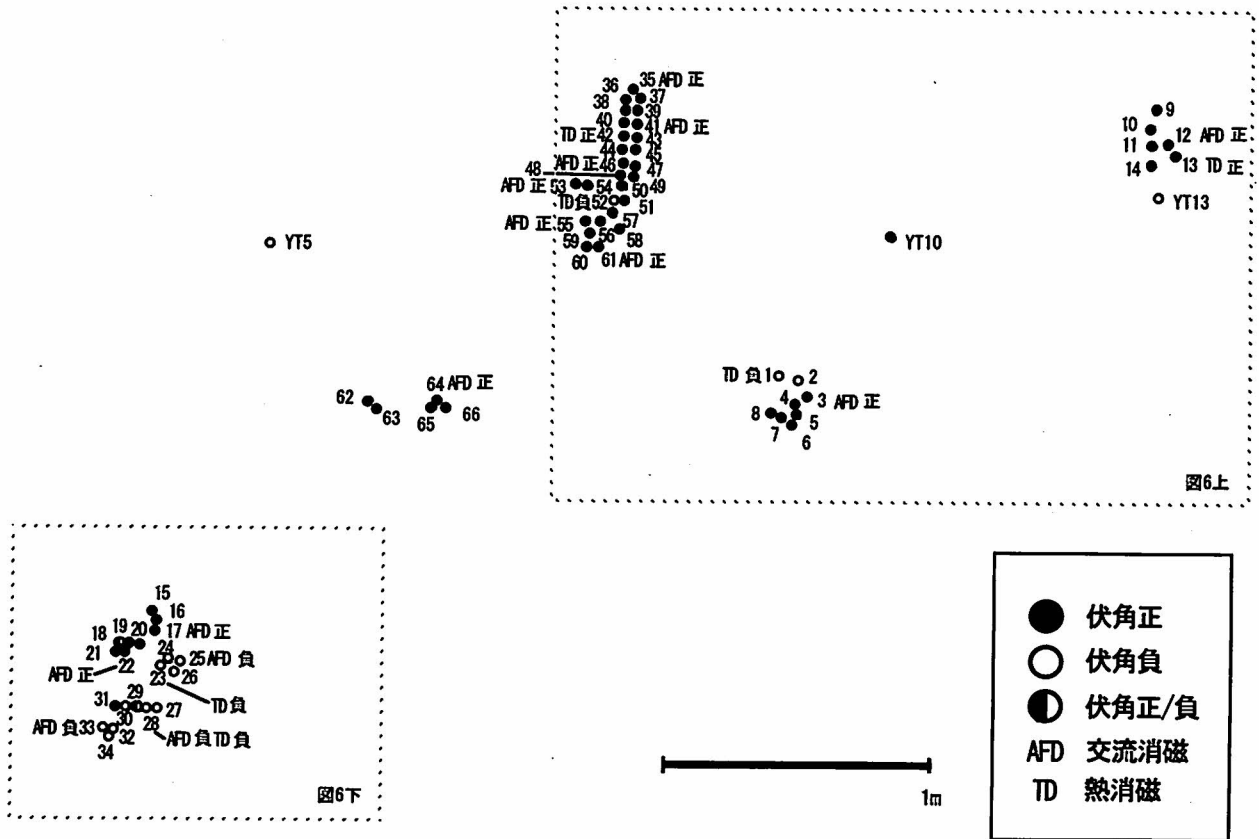


図7 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別の残留磁化方位図。一部は交流消磁および熱消磁後の方位。YTは平成12年度の試料

動補正後の残留磁化測定結果を示した。図の右下に全体のデータを示した。

全体としては、ノーマル成分に関しては、偏角がほぼ西を向き、伏角は45~70°ぐらゐに集中する。リバース成分に関しては、偏角は西あるいは南を示し、伏角は深いものがやや多い。

- ・試料1-8：ノーマル成分がほとんどを占めるが、若干リバース成分の存在が挙げられる。偏角はどちらの成分も北より西に振っている。
- ・試料9-14：ノーマル成分のみ存在する。ひとつの試料を除いて、偏角は西に集中し、伏角は中緯度付近に集中する。
- ・試料15-22：ほとんどはノーマル成分で占められるが、リバースを示す試料が2つ存在する。ひとつの試料を除いて偏角はほぼ西に集中し、伏角に関してはノーマル成分リバース成分共に浅い。
- ・試料23-34：ひとつの試料を除き、伏角がリバース成分(深い)のもので占められる。偏角に関しては南より幾分西に振っているものが多い。
- ・試料35-66：ひとつの試料を除いて、伏角はノーマル成分(深いものが多い)で占められる。偏角は東のもの一つだけ存在するが、他は全部西寄りに集中すると言える。

3 帯磁率異方性

図9に帯磁率異方性の傾動補正後の測定結果を示す。右下図にあるように、全体として最小軸が鉛直方向に集中し、中間軸が東西方向、最大軸が南北方向にまとまる傾向が見られる。

試料35-66において、最小軸が鉛直方向、最大軸が南北方向、中間軸が東西方向にまとまる傾向が見られる。試料23-34では、今回採取した中で、唯一最大軸、中間軸、最小軸がすべてばらついている。

帯磁率異方性形状については、試料35-66では、球状あるいは層状寄りであるが、他の試料は層状を示している。このことから、比較的静かな環境下で堆積したことが伺える。

4 段階交流消磁

交流消磁は0, 2.5, 5.0, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70 (mT: ミリテスラ) の消磁段階を経て行った。図10aおよび10bに示した結果はすべて傾動補正前のもので、サイダーベルト図において、フィッティングが可能な試料のみ、フィッティングによって得られた方位を四角、四角を傾動補正したものを三角で示した。70ミリテスラまで交流消磁を行っても、消磁曲線において消磁されていないと判断できる試料については、シュミットネット上で方位が集中していてもフィッティング

湯ノ谷

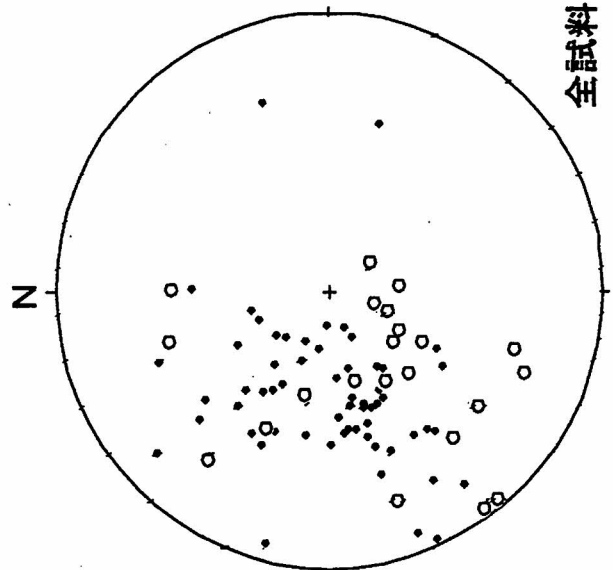
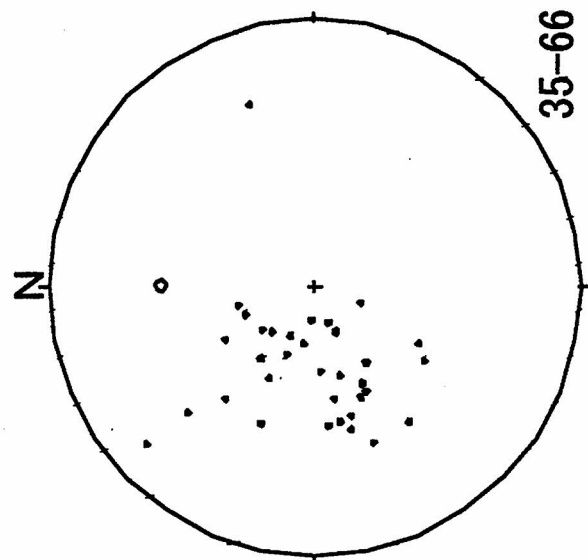
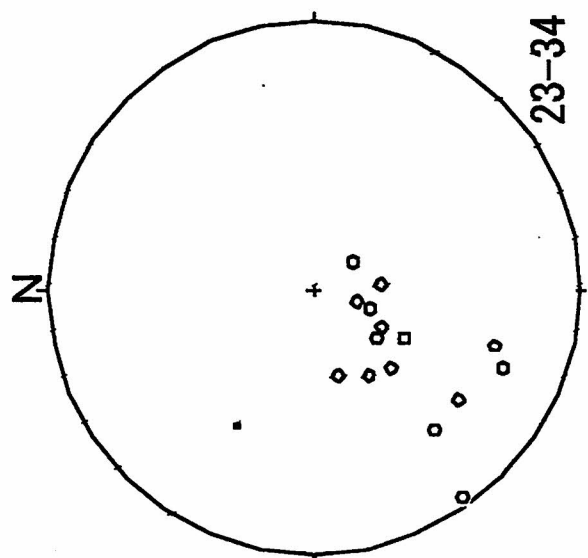
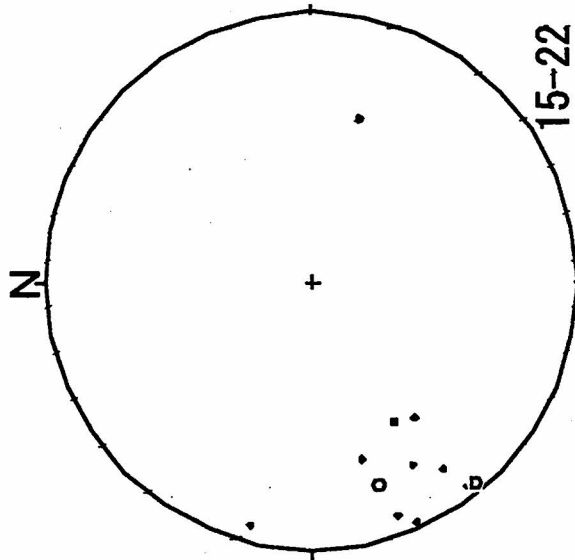
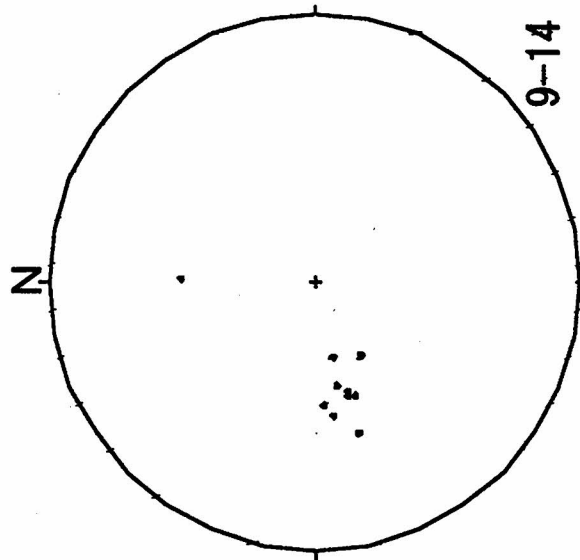
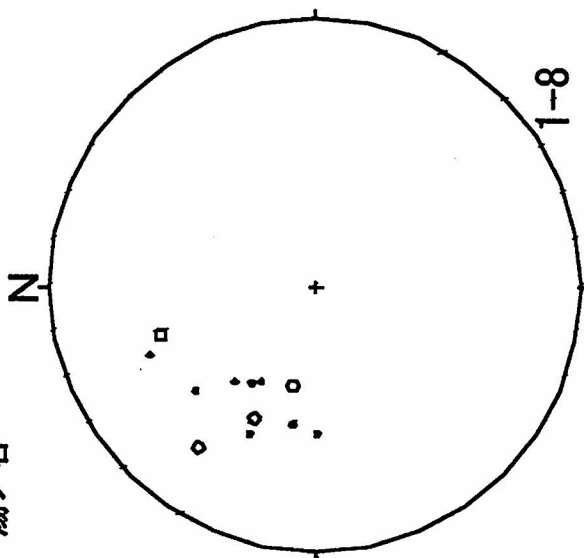


図8 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別残留磁化データ (傾動補正後)
黒塗りが正方位, 中抜きが負方位.

湯ノ谷

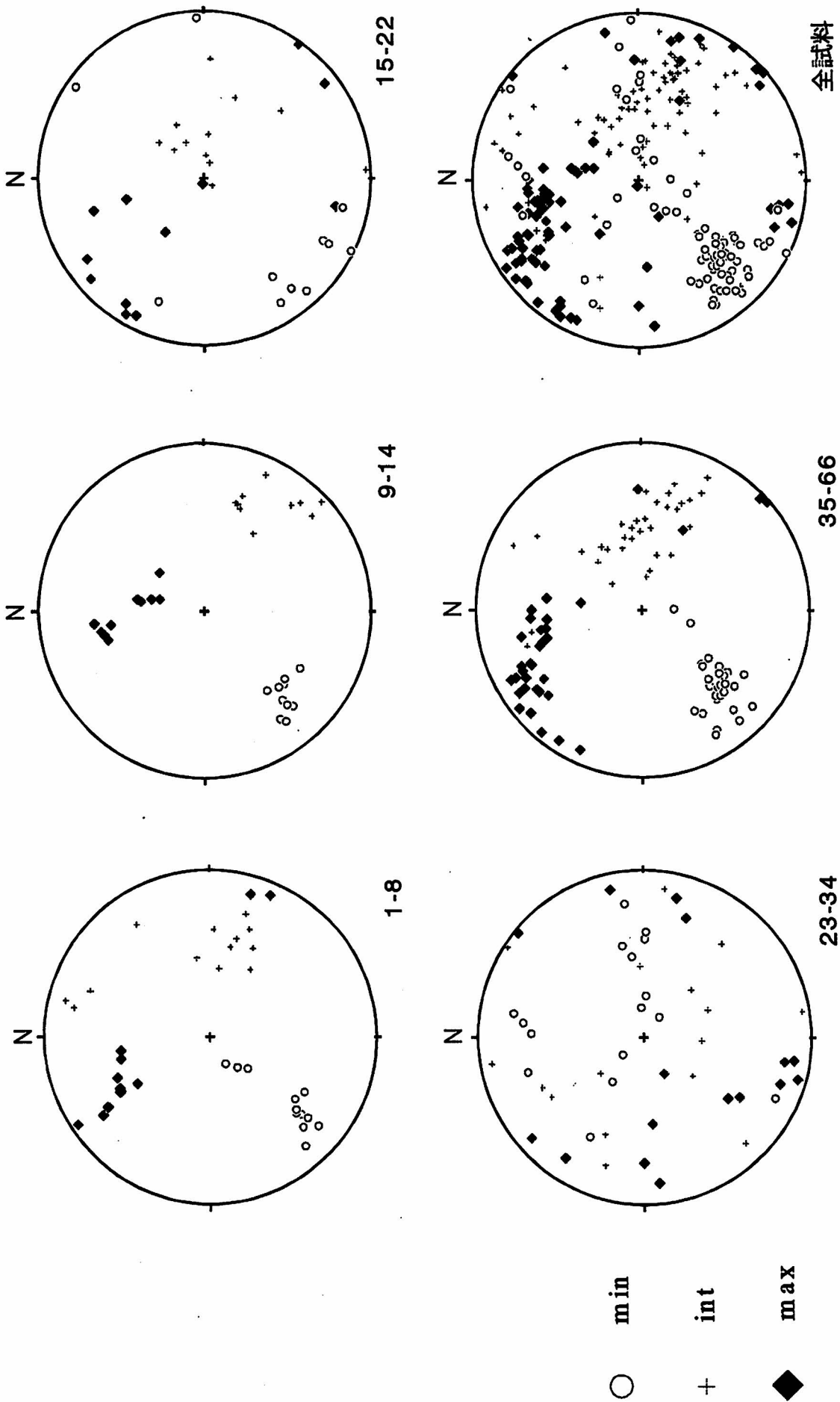
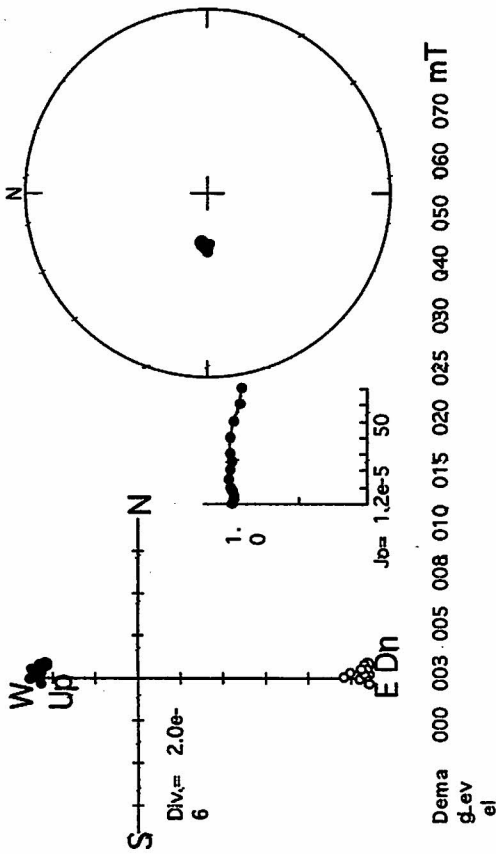
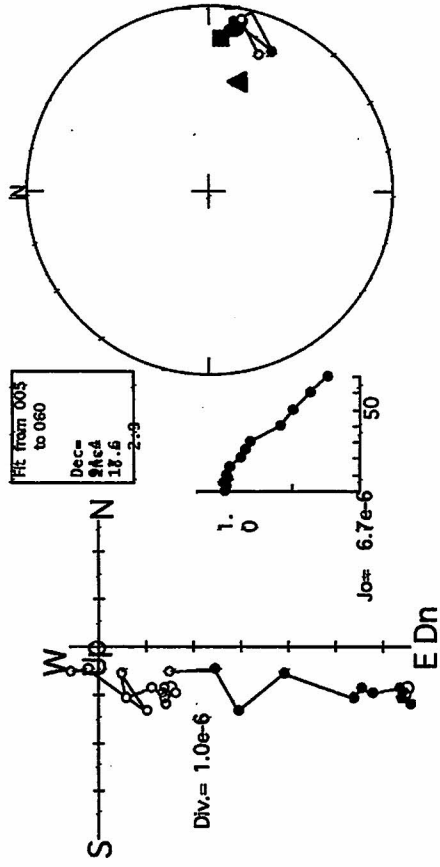


図9 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別帯磁率異方性データ (傾動補正後)

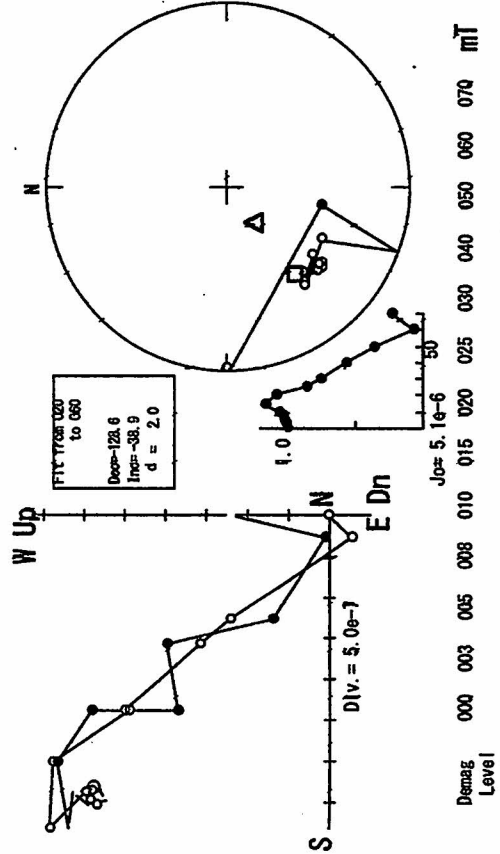
12



22



28-1



33

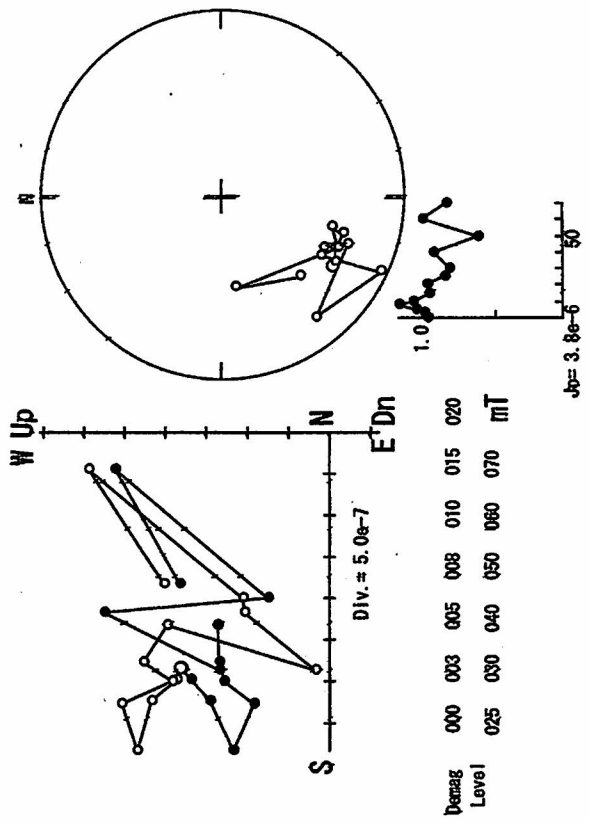
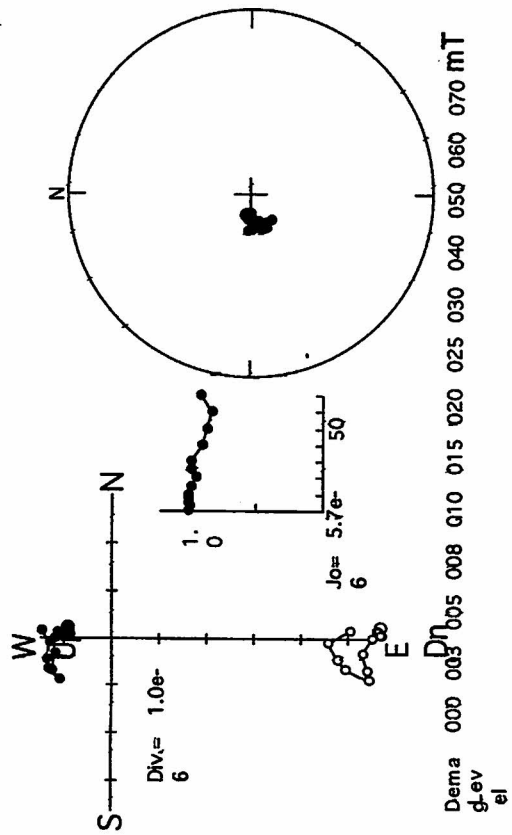


図10a 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別交流消磁データ

シンボルは図3と同じ。□はザイダーバート図でフィッティング法によって求めた方位、△はその方位を傾動補正したものを示す。それぞれ黒塗りと白抜きは伏角が正と負を示す。

41



53

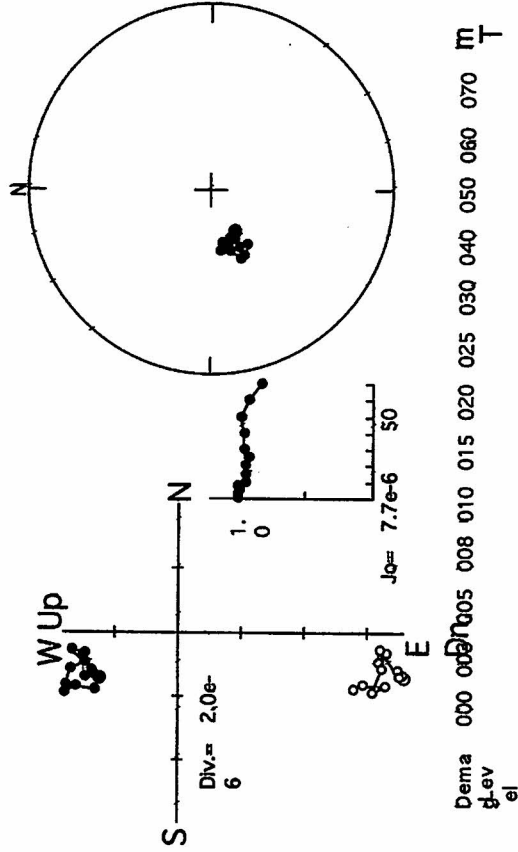


図10b 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別交流消磁データ

を行っていない。

- ・ 試料12：消磁曲線において、ほとんど磁化強度が変化していない。磁化方位においても、サイダーベルト図とシュミットネット図で判断する限り、どの消磁段階も偏角90° 伏角70° 付近に集中している。
- ・ 試料22：6～50ミリテスラまでの範囲でフィッティングを行った。得られた方位は偏角94.4°、伏角17.6°である。この値を傾動補正した結果、偏角107.1°、伏角38.7°となった。
- ・ 試料28-1：20～60ミリテスラまでの範囲でフィッティングを行い、偏角128.6°、伏角38.9°を得た。この値を傾動補正すると偏角130.1°、伏角69.9°となる。
- ・ 試料33：サイダーベルト図では消磁後の方向が不規則な変化をし、フィッティングができなかった。また、消磁曲線では50ミリテスラで一度磁化が大きく減少したが、その後再び磁化強度が上がった。シュミットネット図においては、30ミリテスラまでは偏角160°、伏角30° 付近にプロットが集中している。
- ・ 試料41：消磁曲線においてほとんど磁化強度が変化していない。磁化方位においては、シュミットネット図で判断する限り、どの消磁段階も偏角90°、伏角80° 付近に集中している。
- ・ 試料53：消磁曲線においてほとんど磁化強度が変化していない。磁化方位においては、シュミットネット図で判断する限り、どの消磁段階も偏角115°、伏角65° 付近に集中している。

5 段階熱消磁

熱消磁は0, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 580 (°C) の消磁段階を経て行った (図11)。図に示した結果はすべて傾動補正前のもので、サイダーベルト図において、フィッティングが可能な試料のみ、フィッティングによって得られた方位を四角、傾動補正したものを三角で示した。

- ・ 試料13：サイダーベルト図において150～450°Cの範囲でフィッティングを行った。得られた方位は偏角103.4°、伏角81.7°である。この値を傾動補正すると、偏角122.0°、伏角51.3°となる。消磁曲線においては、300～350°Cの範囲で劇的に強度が下がっている。
- ・ 試料23-1：サイダーベルト図において300～580°Cの範囲でフィッティングを行った。得られた方位は偏角140.4°、伏角11.1°である。この値を傾動補正すると、偏角140.9°、伏角19.1°となる。消磁曲線においては、500～580°Cの範囲で急激に強度が下がっている。含まれる磁性鉱物は、ほとんどマグネタイトと考えられる。

- ・ 試料42：サイダーベルト図において150～350°Cの範囲でフィッティングを行った。得られた方位は偏角162.9°、伏角77.9°である。この値を傾動補正すると、偏角138.0°、伏角48.7°となる。消磁曲線においては、300～350°Cの範囲で急激に強度が下がっている。
- ・ 試料52：サイダーベルト図において250～400°Cの範囲でフィッティングを行った。得られた方位は偏角23.8°、伏角62.6°である。この値を傾動補正すると、偏角37.1°、伏角33.6°となる。消磁曲線においては、300～350°Cの範囲で急激に強度が下がっている。

6 消磁後の磁化方位

図12に、湯ノ谷露頭から採取した試料の交流消磁および熱消磁後の磁化方位を示した。共に、消磁後の磁化方位は、南西方向の偏角を示し、伏角については消磁後においてもノーマル成分とリバース成分の両存在が確認できる。消磁後の結果をサンプリング箇所に加えたものが図7である。

考 察

1 古地磁気方位から見た手取層群

今回の古地磁気測定では、湯ノ谷の試料を除いて、おおむねこれまで石川県手取川上流域の、石徹白亜層群や赤岩亜層群で得られている古地磁気方位とほぼ同じ結果が得られた。すなわち、これまでの報告では層序間の古緯度のずれは5度程度であり、石徹白亜層群より上部層では現在とほぼ同じ位置で堆積したとされている。

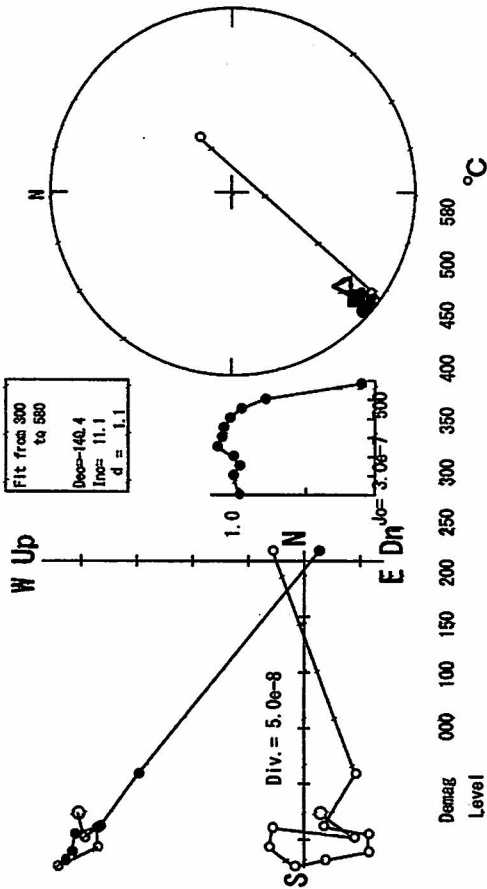
今回の研究目的の1つは、手取層群の層序ごとに古地磁気方位を調べ、手取層群の堆積場のテクトニックな変動を決めることであった。しかしながら、最下部の九頭竜亜層群からはよい古地磁気年代測定用試料が得られなかったために、今後の課題である。

2 白亜紀スーパーカロン時の逆転磁場

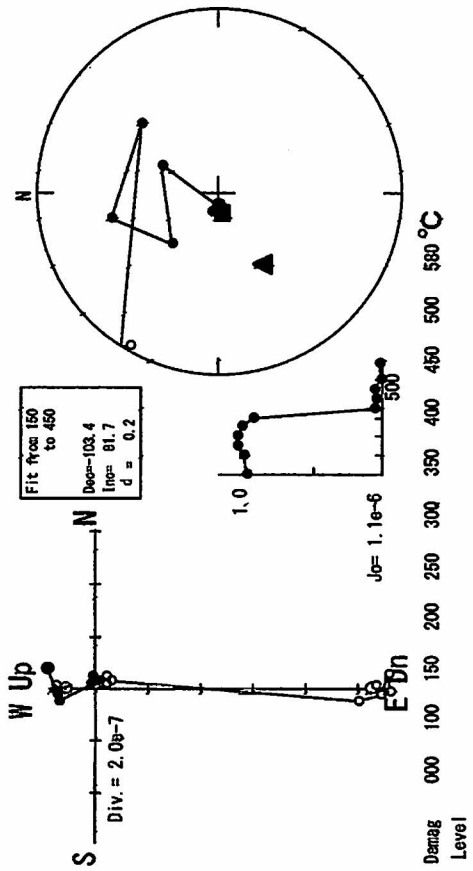
湯ノ谷で得られた試料では、磁化 (伏角) が下向きと上向きの領域がともに存在している。露頭に沿って伏角の向きから堆積当時の地磁気を復元すると、下位の地層から上位層へ向かって地磁気のN-S極性が逆転し、再び元の極性に戻った過程が考えられる。

地磁気は過去において、そのN, S極の極性をかなりの頻度で変えていることが知られている。最近では、78万年前より古い数10万年間はコンパスは北を指さず、南を向いた地磁気逆磁極期 (N, S極が逆さま) な時代であった (Cande and Kent, 1995; MacElhinny and MacFadden, 2000)。この地磁気の逆転は、新第三紀以降では20万年に1回ぐらいの割合で起こっているが、手

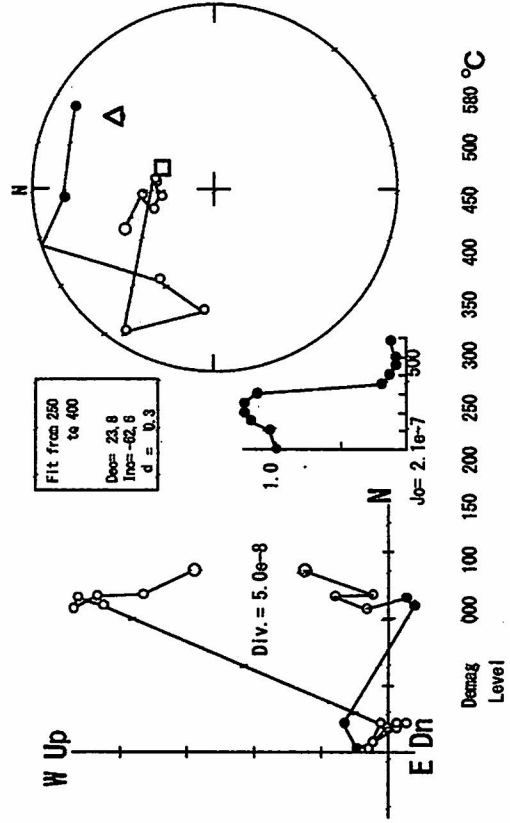
23-1



13



52



42

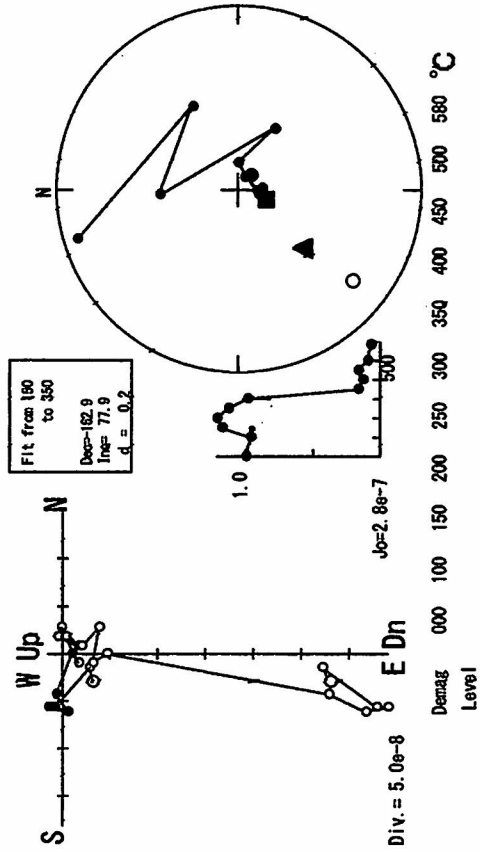


図11 湯ノ谷露頭ボーリングコア試料別熱消磁後データ

左：ザイターベルト図 (●：NS-EW面への投影 (偏角)；○：NS-上下面への投影 (伏角に近い)；中：磁化強度の温度変化；右：磁化方位のシュミットネット図への投影 (●伏角下向き (正)；○伏角上向き (負))；□：フィッチング法によって求めた方位；△：傾動補正後の方位

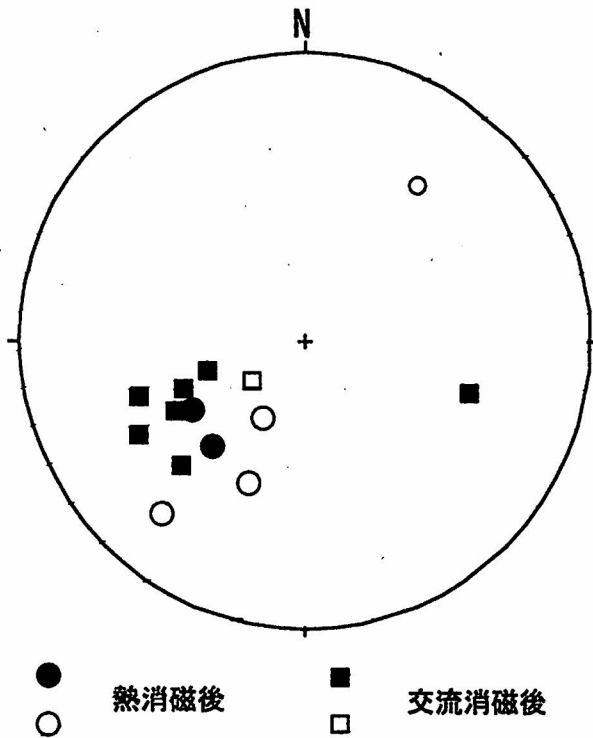


図12 交流消磁，熱消磁後の磁化方位（傾動補正後）

熱消磁に関してはフィッティング法によって求めた方位を示す。交流消磁については、強い消磁磁場でも方位が変化しなかった試料では消磁段階のある範囲における平均の方位を、方向が大きく変化した試料ではフィッティング法で求めた磁化方位を示している。

取層群が堆積した白亜紀には、地磁気が数1000万年逆転しなかった、過去数億年間を通して非常に特異な時代が存在する。これは、地磁気静穏期と言われる時代で、具体的には1億1800万年前から8300万年前までの約3500万年の間、正磁極（現在と同じN、S極性）の時代である。磁極極性の時代表ではスーパークロンC34nと言われている。

今回、湯ノ谷試料の残留磁化の解析から、地磁気NS極性の2度における逆転が連続地層から見つかったことは、同露頭の堆積年代は、C34nで無かったことを示唆する。今回は、信頼できる絶対年代が露頭で得られていないが、今後1地点においてでも年代が決められると、地磁気の逆転表と対比により、露頭の地磁気年代を決めることができ、堆積速度などの環境も議論が可能となる。

スーパークロンの存在など、謎が多い白亜紀の地磁気変動は従来は粗いものであった。最近の深海堆積物コアの高解像度での古地磁気層序の研究により、海底の地磁気異常に現れないようなごく短いサブクロンの存在も指摘されている。今回の研究結果は、湯ノ谷の連続する露

頭についてより広範囲で古地磁気の研究を行えば、手取層群の時代や堆積環境を詳細に知ることもできるだけでなく、地磁気の成因、変動に関係する地球内部の核の履歴を調べ、磁場逆転の頻度やメカニズムなどの実態を解明する上でも重要な成果が期待できることを示している。

ただし残念ながら、今回は層序方向の試料採取密度が不足していることと、それに対応した年代測定が成功していないので、これ以上のことは論じられない。年代測定については、今回年代測定をした湯ノ谷の試料のモナザイト結晶からコア、マントル、リムからなる三層の累帯構造が見いだされており、このうちコア、マントルの年代が得られた。リムの年代は、リムのPbの含有量が少ないためにEPMAによるU-Th-Pb化学年代測定法では得られなかったものであり、高感度で且つ同位体分析のできるSIMSやSHRIMPを用いた測定では得られる可能性がある。従って、層序方向の密な試料採取と鉱物の累帯構造レベルでの同位体年代測定を駆逐することで、C34nの期間におけるリバースのサブクロンの実態を解明できる可能性があると考えられる。

3 帯磁率異方性の研究による堆積環境の復元

湯ノ谷の地層などで研究した帯磁率の異方性は、層理面内に磁性鉱物が並ぶ傾向を示している。これは、鉱物が例えば湖のような静かな環境下で堆積したことを意味しており、タービダイトの様に急激な流動を受けて堆積したのではないことを示すと解釈できる。僅かに磁性鉱物は南北の方向に並んでいることは、堆積物の供給は南もしくは北に源があったのではないかと想像させる。今後は、こうした帯磁率の異方性により手取湖の堆積環境を探る研究も重要な手法になると考える。

4 帯磁率異方性の研究による堆積環境の復元

今回測定した手取層群石徹白亜層群よりも下位の九頭竜亜層群についても、古地磁気測定用試料を採取を試みたが、よい試料が得られず報告しなかった。ただし、古地磁気測定とU-Th-Pb化学年代測定を組み合わせることの重要性を示す結果が得られた。

柵座ほか（本報告書）は、福井県真名川地域の九頭竜亜層群の試料のモナザイトのU-Th-Pb化学年代について報告しているが、140~120MaのU-Th-Pb化学年代が得られている。この年代は、九頭竜亜層群の堆積年代より若く、堆積後に火成岩の貫入による熱変成を被っていると考えられる。砂岩の薄片観察では、基質には細粒の黒雲母が多数生成しており、熱変成作用を被ったことは明らかである。

このような試料の残留磁化は、堆積時では無く熱変成

時の古地磁気を記憶している可能性が高い。もしこの試料の年代測定を行っていなかったとすると、古地磁気方位が得られた場合、九頭竜亜層群の堆積場の位置を示すものと誤った解釈をする可能性がある。すなわち、このことは古地磁気方位の測定と年代測定は必ずペアで行うべきであることを示している。

まとめ

- 1 石川県手取川上流域の石徹白亜層群と赤岩亜層群から得られた古地磁気方位は、従来の報告と同様のものであった。
- 2 湯ノ谷地域の試料の磁化から、同露頭の堆積時代に、地磁気のN, S極性が3度逆転したことを示す結果が得られた。手取層群が堆積した白亜紀にはスーパーカロン時代があるが、今回の結果は、湯ノ谷地域はスーパーカロンC34n（1億1800万年前から8300万年前）の時代ではないことを示している。今回、EPMAによるU-Th-Pb化学年代測定は困難であったため、逆転時期の特定は困難であったが、ジルコンやモナザイト結晶をSHRIMPを用いて年代測定を行うことができれば、この磁極逆転の時代やそのプロセスを明らかに出来る可能性がある。
- 3 今回、帯磁率異方性も調査したが、その結果は層理面内に堆積物の磁性鉱物が並ぶ傾向が得られた。湯ノ谷の露頭が堆積した環境はタービダイトではなく、湖のような静かな状況にあったことを示した。また、磁性鉱物は南北方向に並ぶ傾向も認められ、堆積物の供給源は南

もしくは北にあったと推定された。

文 献

- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- Hirooka K., Uchiyama, S., Date, T., Kanai, H. and Nakajima, T. (1985) Paleomagnetic evidence for accretion and bending tectonics of the Hida and the Circum-Hida terranes, central Japan. in Houell, D.G. ed., "Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region", The Circum-Pacific council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, USA., 391-399.
- Hirooka, K. (1990) Paleomagnetic studies of Pre-Cretaceous rocks in Japan, in Ichikawa et al. ed., Pre-Cretaceous terranes of Japan, 401-405.
- 石川県教育委員会 (1978) 手取川流域の手取統珪化木産地調査報告書. 石川県教育委員会文化財保護課編集, 石川県教育委員会発行, 301p.
- 粕野義夫 (1993) 石川県地質誌. 石川県発行, 321p.
- MacElhinny, M.W. and MacFadden, P.L. (2000) *Paleomagnetism*, Academic Press.
- 相馬恒雄・梶座圭太郎 (1993) 飛騨ナツの形成と中生層のテクトニクス：飛騨地域の構造発達史. *地質学論集*, **42**, 1-20.

要 旨

梶座圭太郎・酒井英男・山口重太郎・北村英男・東野外志男, 2002, 中生代手取層群の古地磁気学的研究. 手取川流域中生代手取層群調査報告書, 71-87.

石川県手取川流域の石徹白亜層群と赤岩亜層群の古地磁気測定を行った。得られた方位は、白山直下の湯ノ谷のものを除いて従来の報告と同様のものであった。湯ノ谷地域の試料の磁化から、同露頭の堆積時代に、地磁気のN, S極性が3度逆転したことを示す結果が得られた。この露頭の堆積時期は、白亜紀のスーパーカロンC34n（1億1800万年前から8300万年前）の時代ではないことを示す。帯磁率異方性の測定から、層理面内に堆積物の磁性鉱物が並ぶ傾向が得られた。堆積環境は、タービダイトのような荒れたものではなく静かなものであったと考えられる。