

北海道中央部芦別地域に分布する空知層群・ 蝦夷層群の古地磁気学的研究

北川雄貴*, 高嶋礼詩**, 伊藤康人*

* 大阪府立大学大学院理学系研究科物理科学専攻、** 東北大学総合学術博物館

Paleomagnetism of the Sorachi and Yezo Group in the Ashibetsu area, central Hokkaido, Japan

Yuki Kitagawa*, Reishi Takashima** and Yasuto Itoh*

*Graduate School of Science, Osaka Prefecture University, 1-1 Gakuen-cho, Naka-ku, Sakai 599-8531, Japan,

**The Tohoku University Museum, 6-3 Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

Abstract: Paleomagnetic study was performed on Upper Jurassic–Lower Cretaceous Sorachi Group and Yezo Group in Ashibetsu area, central Hokkaido for quantitative estimation of tectonic movements in reference to the northeastern Eurasia. Characteristic remanent magnetization (ChRM), which is carried by various ferromagnetic minerals, was isolated for five sites. To determine their origin, we executed isothermal remanent magnetization (IRM) experiments, and origin of ChRM is categorized into two groups. One of them is positive in reversal test, and enhanced precision parameter after tilt correction implied pre-folding origin. Untilted formation mean direction ($D=-12.0^\circ$, $I=47.7^\circ$, $\alpha_{95}=12.3^\circ$) is characterized by significantly shallower inclination than the expected value for coeval mother continent. These results suggest northward movement of 2100 km (± 1500 km) since the Cretaceous. In comparison with previous paleomagnetic studies and tectonic models, central Hokkaido could consist of at least two components and have experienced rapid northward movement driven by plate movements.

Keywords: Cretaceous, central Hokkaido, paleomagnetism, northward movement

1. はじめに

北海道はユーラシア大陸東縁に位置し（図1）、中新世の末頃から千島弧の衝突により日高山脈の隆起が始まる（木村, 1981）など、非常に活発な変動の場である。北海道は地質学的に西部・中央部・東部の3つに区分され、西部は東北日本弧の北方延長、中央部は東北日本前弧からサハリンへ南北に延びる構造区の一部、東部は千島弧の南西端部をなすと解釈される（加藤ほか, 1990）。しかし、それらの発達史は複雑で、特に中央部に関しては地体構造の帰属について議論の余地が残されている。そのため、多くの研究者によってその起源を解き明かそうと研究がなされてきた（君波ほか, 1985; Kimura et al., 1994; Takashima et al., 2006 など）。北海道中央部は、さらに西より礼文－樺戸帯、

空知－蝦夷帯、日高帯に区分される（図1b）。礼文－樺戸帯は前期白亜紀の島弧火山列、空知－蝦夷帯の上部を構成する蝦夷層群は前弧海盆堆積物、日高帯は西側沈み込みに伴う付加体と解釈されている。しかし蝦夷層群の下位にある空知層群については、付加した海台（Kimura et al., 1994）や島弧火山列（Takashima et al., 2006）、海洋地殻（新井田・紀藤, 1986）など諸説ある。空知層群が、付加した海台と島弧火山列という2説には、その起源が現在よりも南にあるという共通点がある。しかし、どのようなプロセスで北上してきたかという点に明確な違いがある。付加海台説では、空知層群は海洋プレートの運動に伴ってユーラシア東縁へ向かって北上し、衝突とともにその運動は停止するとされる。島弧火山列説では、海洋プレートの斜め沈み込みに伴う左横ずれ断層運動によって北上してきたと考えられ

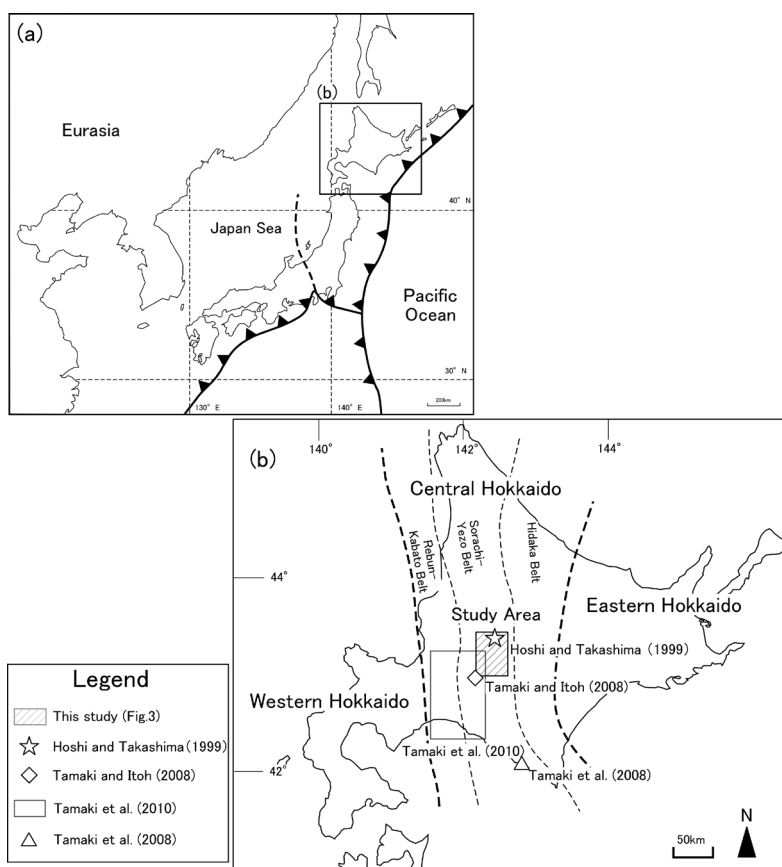


図1 (a) 日本列島周辺地図。(b) 北海道の構造区分 (君波ほか, 1986 を編図)。これまでに報告されている古地磁気学的研究と本研究対象地域をシンボルで示す。

Fig. 1 (a) An index map around Japan arc. (b) Tectonic map of Hokkaido modified from Kiminami et al. (1986). Open symbols on the map show previous paleomagnetic studies, and a hatched area denotes this study area.

る。左横ずれ断層運動に関連した日本列島の古地理復元は、Otsuki (1992) や 田沢 (2004) でも試みられているが、これらの復元図における北海道の位置は大きく異なっており、更なる検証が必要であると思われる。

このように、日本海拡大以前の北海道のテクトニクスに関する混乱の一因は、空知-蝦夷帯とユーラシア東縁の地質ユニットとの連続性が乏しく、原位置を特定できないことにある。詳細な古地理復元を行うには、大陸プレートとの南北偏距を定量的に評価できる古地磁気学的研究が必要である。本研究では、芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群に対して古地磁気学的研究を行い、道央の主部を構成する地層の古緯度を推定し、北方移動量について考察する。

2. 研究史の概説

海台説を唱える Kimura et al. (1994) では、空知層群と神

居古潭帯に分布する玄武岩の岩石学的研究を行った。空知層群玄武岩は $P_2O_5-TiO_2$ に乏しく、高い Y/Nb, Zr/Nb 比を示し、神居古潭帯の玄武岩は $P_2O_5-TiO_2$ に富み、低い Y/Nb, Zr/Nb 比を示すことから、空知層群玄武岩を N or T-type MORB (normal or transition-type mid-oceanic ridge basalts) に、神居古潭帯の玄武岩を P-type MORB (plume-type mid-oceanic ridge basalts) と対比した。これらの多様性のある玄武岩形成を説明するモデルとして、海洋プレート直下のマントルブルームによるメルトの混合を考え、ブルームにより大量の玄武岩が供給され、空知海台が形成されるモデルを提唱した。このモデルに基づくと、空知海台は白亜紀初期 (140 Ma) には、赤道付近 (北緯約 5°) に存在し、そこから海洋プレートの運動に伴って北上し、前期白亜紀の終わり頃 (110 Ma) には現在の位置に到達している。

東北日本と北海道が左横ずれ断層運動によって北上したとする説については、いずれの場合も、前期白亜紀～古第

三紀の間に中央構造線や棚倉構造線などが大規模な左横ずれを起こしたことを想定している。田沢 (2004) は、南部北上帯・飛騨外縁帯・黒瀬川帯における古生代の腕足類群集や陸上植物群集などの古生物学的根拠から古地理復元を行っている。中央構造線や棚倉構造線の活動時期、断層の移動方向や変位量に関する研究を引用しつつ、古生代での各帯の位置関係を元に、前期白亜紀から古第三紀の間に南部北上帯は中央構造線・棚倉構造線などの左横ずれ断層系に沿って、約 1500~2000 km の移動を被ったとしている。本研究では、古地磁気データから算定される古緯度に基づく議論を行うので、総移動距離を南北偏距に換算する。当時のユーラシア縁辺の形状には不確定要素が残るが、現在とほぼ同じ形状であると仮定すると、北方移動量は約 1300~1700 km 程度と見積もられる。

一方、Takashima et al. (2006) は、空知層群の詳細な地質調査により、古環境復元と古地理復元を行った。道央奈江地域の空知層群から得られている古地磁気学的古緯度 ($31.5^{\circ} \text{N} \pm 5^{\circ}$, Valanginian [139.8~132.9 Ma], 星・高嶋, 1999) を元に、海洋プレートの運動方向の変化に伴って左横ずれ断層運動が起こり、北海道と東北日本の一部が北上してきたと推定した。彼らが論拠とした古緯度データから南北移動量を計算すると約 1200 km になる。しかし、Takashima et al. (2006) では、最も地点平均方位の信頼限界円半径が小さい 1 地点のデータのみを引用しており、地磁気永年変化の影響を排除できていない可能性がある。

Otsuki (1992) は、大槻・永広 (1992) が見積もった東北日本の左横ずれ断層系の断層変位をもとに、古地理復元を

行っている。大槻・永広 (1992) では、早池峰構造帯・母体変成岩類・宮守超塩基性岩類について、変成分帯の対比と連続性や、岩相や化学組成が類似する酸性~塩基性火山岩類によって、その西・南方延長部を識別し、断層変位を見積もっている。また、マイロナイトや花崗岩の放射年代測定結果などから、各断層の主な活動時期は前期白亜紀末頃で、一部の断層は始新世に再活動したとしている。

比較的詳細な古地理復元を行っており、北方移動量に相違のある Takashima et al. (2006) と Otsuki (1992) の古地理復元図を簡略化したものを図 2 に示す。これによると、Otsuki (1992) 古地理復元によって得られた北海道の古緯度は、現在とほぼ同じであることがわかる。一方、Takashima et al. (2006) では、前述のように古地磁気学的データを根拠として、大規模な北方移動を提唱している。

星・高嶋 (1999) は、富良野地域奈江川流域に分布する空知層群に対する古地磁気学的研究を行った。試料は、玄武岩およびドレライトから採取され、段階熱消磁実験によって、 450°C までに消去される低温成分と 450°C 以上の高温で安定な成分が分離されている。高温で安定な成分は、Ti をわずかに含むチタノマグネタイトによって担われていると解釈される。安定な残留磁化成分が分離された 4 地点の傾動補正後の全地点平均方位は、 $D = -34.0^{\circ}$, $I = 40.9^{\circ}$, $\alpha_{95} = 22.3^{\circ}$ であった。高温で安定な成分の地点平均方位については、正・逆の両極性が確認されており、それらは逆転テスト (McFadden and Jones, 1981) に合格する。しかし、正帯磁を示す地点の平均方位については、95% の信頼限界円半径 (α_{95}) が大きく ($25\sim 45^{\circ}$)、データの信頼

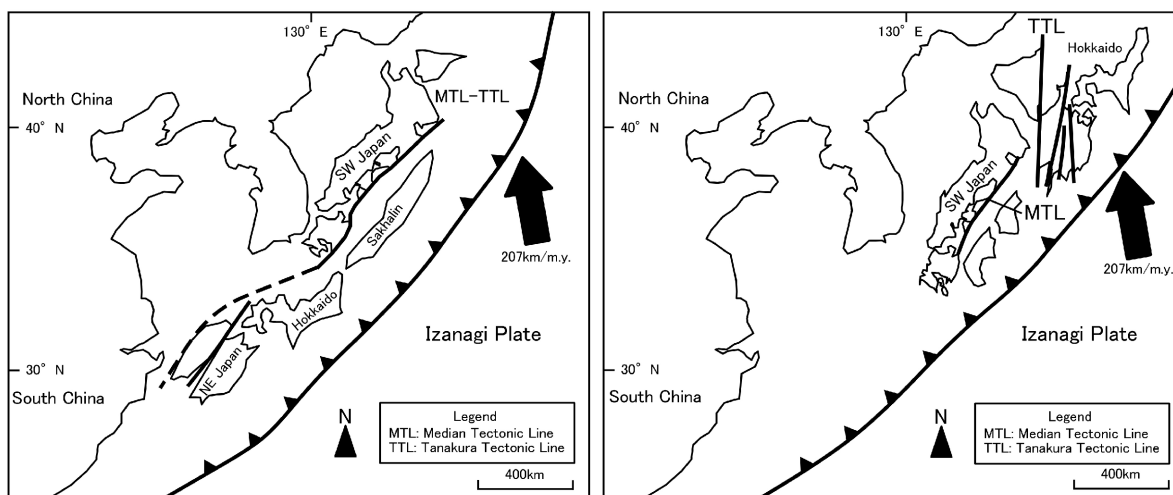


図 2 先行研究による前期白亜紀の古地理復元図。左図は Takashima et al. (2006)、右図は Otsuki (1992) を簡略化したもの。矢印は、119 Ma におけるイザナギプレートの運動速度 (Engelbreton et al., 1985) を表す。

Fig. 2 Paleoreconstruction maps in Early Cretaceous, simplified from Takashima et al. (2006; left), and Otsuki (1992; right). Thick arrow symbol shows the velocity of Izanagi plate at around 119Ma (Engelbreton et al., 1985).

性には疑問が残された。全地点の平均方位 (formation-mean direction) についても α_{95} の値が大きいこと、高精度の古地理復元を行うためにはさらなる研究が望まれる。

3. 調査地域の地質的背景

芦別地域では空知層群・蝦夷層群が南北走向で帯状に分布し (図3)、大きな背斜構造を形成している。本研究地域はその西翼にあたり、西側上位の同斜構造を示す。神居古潭帯は、北海道中央部の南北に断続しながら分布する蛇紋岩・各種高压変成岩を含む構造体である (加藤ほか, 1990)。本研究地域の空知層群・蝦夷層群は、N-SからN20°E程度の走向と垂直もしくは70°以上東側に傾く逆転構造を示す。本研究では、高嶋ほか (2001)・Takashima

et al. (2006) の定義に従い、空知層群を下位より極楽平層・芦別川層・中天狗層・尻岸馬内川層の4層に区分し、蝦夷層群下部を惣芦別川層、シューパロ川層の2層に区分した (図4)。極楽平層は、ピクライトおよびピクライト質玄武岩・ハイアロクラスタイトを主体とする。芦別川層は、赤色泥岩を主体とし、安山岩質の暗緑色火山性砂岩層を伴う。中天狗層は、粗面安山岩質角礫岩・礫質砂岩層を主とし、基底部に玄武岩質角礫岩層を伴う。尻岸馬内川層は、珪質の凝灰質泥岩と安山岩質火山碎屑物からなる砂岩を主とし、下位より御茶々岳泥岩部層、布部岳砂岩部層の2部層に区分される (図4)。御茶々岳泥岩部層下部には、ウーイドを主体とする石灰質タービダイト層が数層挟まる。惣芦別川層は、やや珪質の暗灰色泥岩を主体とし、白色の珪長質細粒凝灰岩層を頻りに挟在する。シューパロ川層は主にタービダイトからなり、砂岩優勢の礼振峰砂岩部層、オルビトリナ石灰岩を含む大規模なオリストストローム層からなる岨山オリストストローム部層、砂岩優勢の奥境の沢砂岩泥岩部層の3部層に区分される (図4)。空知層群・蝦夷層群惣芦別川層にかけては、多くの放散虫を産出し、蝦夷層群奥境の沢砂岩泥岩部層から、アンモナイト・浮遊性有孔虫化石が産出し始める。放散虫化石群集に基づく、極楽平層はKimmeridgian~Tithonian (157.3~145.0 Ma) に、芦別川層・中天狗層はBerriasian (145.0~139.8 Ma) に、尻岸馬内川層はValanginian~Barremian (139.8~125.0 Ma) に対比される (Takashima et al., 2006)、浮遊性有孔虫化石から、蝦夷層群下部の惣芦別川層・礼振峰砂岩部層・岨山オリストストローム部層はAptian (125.0~113.0 Ma) に、奥境の沢砂岩泥岩部層はAlbian (113.0~100.5 Ma) にそれぞれ対比される (高嶋ほか, 2001)。

3. 古地磁気試料とその測定方法

古地磁気用試料として芦別川ルートより6地点、奥境の沢ルートより1地点、計7地点において、エンジンドリルを用いて9~10本のコア試料 (直径25 mm) を採取した。それぞれの地点の、模式柱状図における層序学的位置と試料の岩相など基本データを、図4と表1に示す。試料採取時に、磁気コンパスを用いてコアの定方位付けを行った。

各コアから切り出した円筒形試料片 (直径25 mm、高さ22 mm) の自然残留磁化 (natural remanent magnetization; NRM) は、京都大学のシールドルーム内に設置された超伝導磁力計 (model 760-R SRM, 2-G Enterprise, Pacific Grove, CA, USA) を用いて計測した。各地点1~2個のパイロット試料片を選び、段階熱消磁 (progressive thermal demagnetization; PThD) 実験、段階交流消磁 (progressive alternating field demagnetization; PAFD) 実験を行い、どちらが安定な残留磁化成分の分離に有効かを検証した。段階熱消磁実験では、試料片位置での磁場が10 nT以下となる

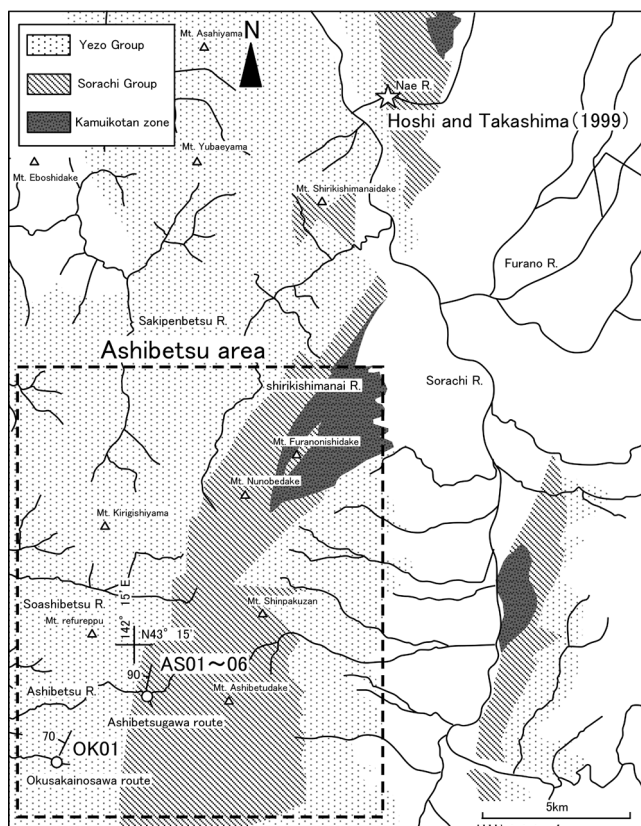


図3 古地磁気試料サンプリング地点 (AS01~06, OK01) と周辺地質図。地質図は Takashima et al. (2006) を簡略化。奈江川流域で報告されている古地磁気研究を星印で示す (星・高嶋, 1999)。

Fig. 3 Geological map around Ashibetsu area with paleomagnetic sampling points. Star denotes a previous paleomagnetic study (Hoshi and Takashima, 1999). Geological data is simplified from Takashima et al. (2006).

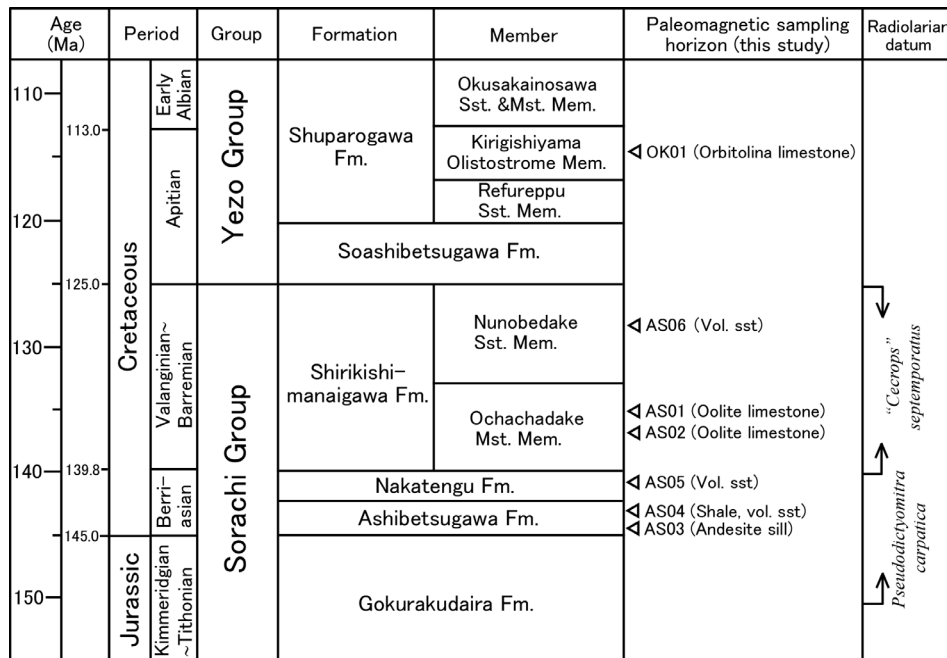


図 4 芦別地域の層序と古地磁気サンプリング層準。層序、地質年代、放散虫基準面は、高嶋ほか（2001）と Takashima et al. (2006) に従った。絶対年代は Gradstein et al. (2012) に従った。
 Fig. 4 Paleomagnetic sampling horizons. Stratigraphy of Sorachi and Yezo Groups in Ashibetsu area is from Takashima et al. (2006) and Takashima et al. (2001). Radiolarian datum is cited from Takashima et al. (2006). Geological time scale is cited by Gradstein et al. (2012).

表 1 古地磁気サンプルリスト
 Table. 1 Paleomagnetic samples

Site name	Lithology	Stratigraphy	N demag./total	Tilting (S, D)	Demag. method
AS01	Oolite limestone	Shirikishimanaigawa Fm.	14/31	180, 76	PAFD
AS02	Oolite limestone	Shirikishimanaigawa Fm.	14/24	199, 92	PAFD
AS03	Andesite sill	Ashibetsugawa Fm.	11/17	191, 88	PThD
AS04	Shale	Ashibetsugawa Fm.	4/4	196, 92	PThD
AS04st	Volcanic sandstone	Ashibetsugawa Fm.	7/8	196, 92	PThD
AS05	Volcanic sandstone	Nakatengu Fm.	12/18	188, 90	PThD
AS06	Volcanic sandstone	Shirikishimanaigawa Fm.	11/15	189, 100	PThD
OK01	Orbitolina limestone	Syuparogawa Fm.	13/19	205, 70	PAFD

N demag., number of specimens treated by progressive thermal demagnetization (PThD) or progressive alternating field demagnetization (PAFD); total, number of total specimens in a site; Tilting, bedding attitude of a sampling site (S=strike, D=dip); Demag. method, applied demagnetization method for a site.

磁気シールド環境下で、無誘導に巻いた電気炉を用いて空气中で加熱した。天然に存在する強磁性鉱物の中で、最も高いヘマタイトのキュリー温度である 680 °C まで加熱を行っても、完全に消磁されない試料については、さらに 690 °C と 700 °C の熱消磁を行った。パイロット試料片の段階熱消磁で、安定な残留磁化成分を分離できた地点については、残りの試料片についても段階熱消磁を行い、試料の熱変質による磁化強度の急激な上昇や、残留磁化方位のランダムなふるまいがみられた地点については、段階交流消磁を採用した。測定後、主成分解析 (Kirschvink, 1980) を行い、特徴的残留磁化 (characteristic remanent magnetization; ChRM) 成分の方位決定を試みた。

残留磁化を担う強磁性鉱物を同定するため、段階交流消磁を行った試料片を用いて、等温残留磁化 (isothermal remanent magnetization; IRM) の段階着磁実験 (Kruiver et al., 2001) を行った。IRM の着磁実験では、段階的に直流磁場強度を大きくし、試料の磁化強度を測定する。そのため、実験結果は試料片中の強磁性鉱物の保磁力分布を反映する。保磁力は強磁性鉱物の種類や粒径に依存し、鉱物粒子の粒径分布は、一般に対数正規分布を取ることが知られている (Kruiver et al., 2001)。実験結果は、着磁された IRM の強度を縦軸にとった LAP (linear acquisition plot)、LAP の勾配を縦軸にとった GAP (gradient acquisition plot) などを用いて表される。これらの結果は、いくつかの保磁力スペクトル成分の重ね合わせで近似され、飽和残留磁化の半分を獲得するのに必要な磁場強度である $B_{1/2}$ 、分散を表す DP、飽和残留磁化強度 M が、強磁性鉱物同定のための主なパラメータとなる。続いて、同じ試料片の直交する 3 軸に 3.0 T, 0.40 T, 0.12 T の外部磁場によって IRM を着磁させた後、段階熱消磁を行った (Lowrie, 1990)。実験結果は、熱消磁の各段階での、3.0 T (hard)・0.40 T (middle)・0.12 T (soft) の 3 成分の磁化強度比で表され、試料片中の高保磁力成分・中間保磁力成分・低保磁力成分の存在比や熱安定性についての実験データを獲得できる。

段階熱消磁中の繰り返し加熱による、試料の熱変質の影響を評価するために、各段階において、Bartington MS2 susceptibility meter を用い、初磁化率測定を 2 種類の周波数 (LF=0.47 kHz, HF=4.7 kHz) で行った。初磁化率の測定は、測定誤差の影響を最低限に抑制するため、周波数ごとに、5 回ずつ行いその平均をとった。初磁化率には、周波数依存性が存在することが知られており、一般に高周波数での初磁化率 (χ_{HF}) は、低周波数での初磁化率 (χ_{LF}) より小さくなる。これは、超常磁性粒子が高周波数磁場に追いつけにくいためであると考えられている (Heller et al., 1991)。初磁化率の周波数依存性は、2 つの異なる周波数で測定された初磁化率を用いて、f-factor [$= (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} \times 100$; Heller et al. (1991)] によって表され、超常磁性粒子の存在度を表す 1 つのパラメータとして扱われる。

初磁化率の異方性 (anisotropy of magnetic susceptibility; AMS) を AGICO KappaBridge KLY-3 S magnetic susceptibility meter を用いて測定した。AMS は、個々の強磁性鉱物粒子の異方性と粒子配列の異方性を反映し、比較的簡便に大量の定量的なデータを取得できるため、歪解析や古流向解析、マグマの流動方向の解析などに広く利用されている。AMS は 2 階の対称テンソルで表現され、その三次元的形態は、楕円体で表される。楕円体の直交する 3 主軸の長さ (K_1, K_2, K_3 もしくは $K_{max}, K_{int}, K_{min}$) が基本的なパラメータとなる。 K_1, K_2, K_3 を用いて磁化率は、 $K_{mean} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ と表される。これら 3 主軸の値から異方性をどのように表現するかは多くの例があるが (Tarling and Hrouda, 1993)、本研究ではその中でもよく利用される、 P_j パラメータ [$= \exp\sqrt{2[(\ln K_1 - \eta_m)^2 + (\ln K_2 - \eta_m)^2 + (\ln K_3 - \eta_m)^2]}$], $\eta_m = \sqrt[3]{\ln K_1 \cdot \ln K_2 \cdot \ln K_3}$, 異方性の大きさを表す, Jelínek (1981)] と T パラメータ [$= (2 \ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)$], 異方性楕円体の形状を表す, Jelínek (1981)] を用いる。T パラメータは、 $-1 < T < 1$ の値をとり、負の場合は扁長、正の場合は扁平な AMS ファブリックをもつことを示す。

4. 実験結果

4-1. 特徴的残留磁化方位の決定

各地点の代表的な消磁結果を図 5 に示す。消磁結果を、消磁方法や残留磁化のふるまいに注目し、以下の 4 つに区分した。1) 段階熱消磁によって、最高アンプロッキング温度 580 °C と 690 °C の 2 つの成分が認められた地点 (AS04, AS05; 図 5-1)。2) 段階熱消磁によって、580 °C 以下のアンプロッキング温度をもつ、1 つの成分が認められた地点 (AS03; 図 5-2)。3) 段階熱消磁では ChRM を分離できなかったが、段階交流消磁によって 1 成分の ChRM を分離できた地点 (AS02, OK01; 図 5-3)。4) 段階熱消磁でも段階交流消磁でも、安定な ChRM を分離することができなかった地点 (AS01, AS04st, AS06; 図 5-4)。AS04 においては、岩相によって著しく異なる消磁結果が得られたため、頁岩の試料片を AS04、凝灰質砂岩の試料片を AS04st とした。AS04st・AS06 では、段階熱消磁によって、400~500 °C 程度で残留磁化がほぼ消磁され、高アンプロッキング温度の安定成分が得られなかった (図 5-4; AS0611)。AS01 では、PAFD によって試料片ごとの ChRM を分離することはできたが、地点平均では特定の方向を示さず、 α_{95} の値が 100 ° を上回ったため、同時期に獲得した ChRM を分離できなかったと判断した。

AS04, AS05 においては、最高アンプロッキング温度 580 °C (低温) と 690 °C (高温) の 2 成分の残留磁化が分離された (図 5-1) ので、低温成分に関しても高温成分と同様に方位決定を行った。石灰岩試料 (AS01, AS02, OK01) の段階熱消磁では、約 500 °C 以上で磁化強度が上昇し、残

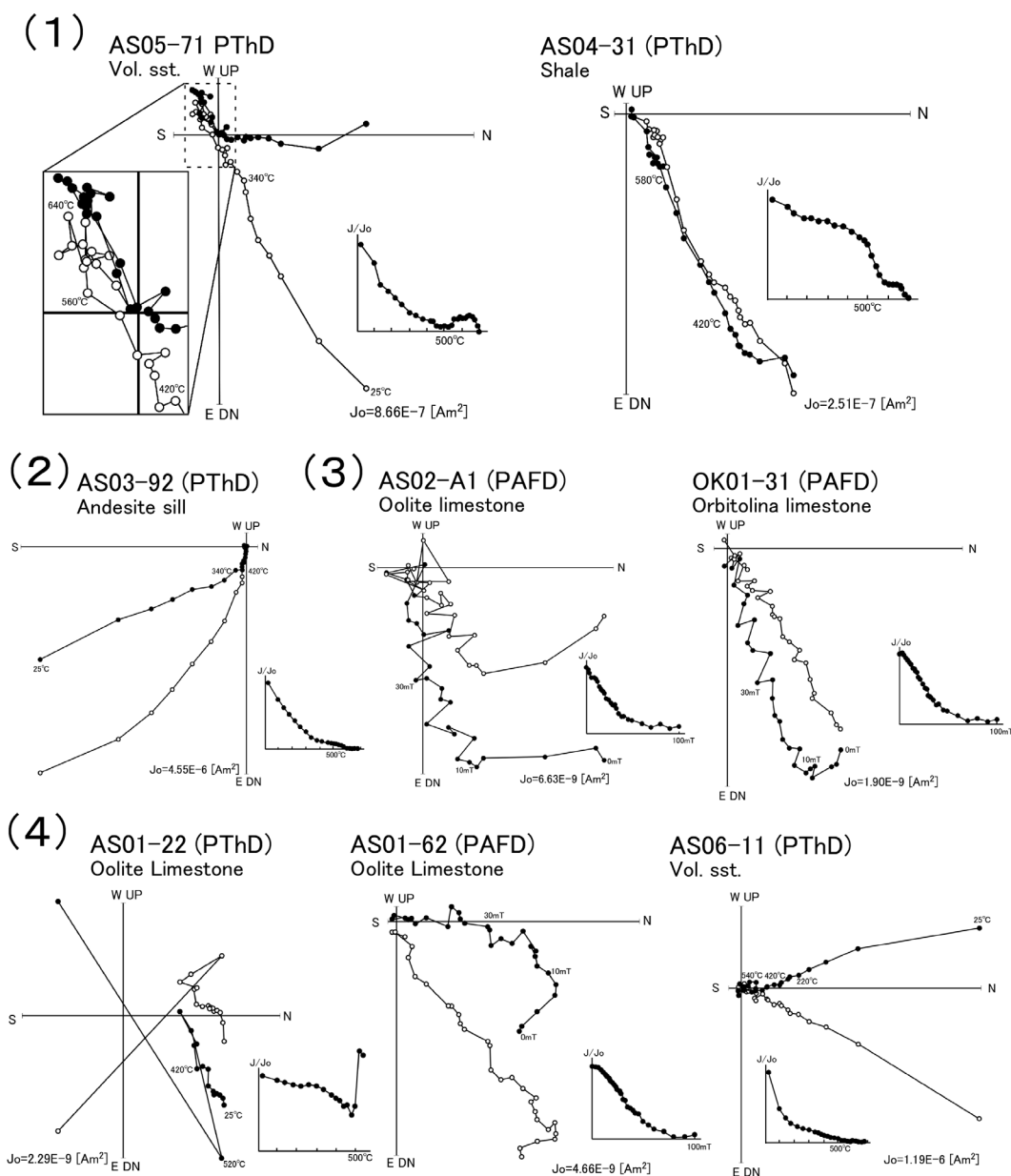


図 5 代表的な段階熱消磁 (progressive thermal demagnetization; PThD) と段階交流消磁 (progressive alternating field demagnetization; PAFD) 結果 (傾動補正前)。ベクトル投影図の黒塗り円 (●) は水平面、白塗り円 (○) は N-S 鉛直面へのベクトル終点投影を示す。 J/J_0 は各段階での磁気モーメントの大きさを自然残留磁化 (natural remanent magnetization; NRM) で規格化したものを表す。(1) は段階熱消磁によって 2 つの安定な残留磁化成分が分離された地点。(2) は段階熱消磁によって 1 つの安定な残留磁化成分が分離された地点。(3) は段階交流消磁によって安定な残留磁化成分が分離された地点。(4) は安定な残留磁化成分が分離されなかった地点を示す。

Fig. 5 Representative results of progressive thermal demagnetization (PThD) and progressive alternating field demagnetization (PAFD) in *in situ* coordinates. Solid (open) circles on the Zijderveld diagrams represent the projection of vector end-points on the horizontal (N-S vertical) plane. J/J_0 shows relative intensity of magnetic moments for each demagnetization step, standardized by natural remanent magnetization (NRM). (1) representative sites in which two stable components are isolated by PThD. (2) representative site in which a stable component is isolated by PThD. (3) representative sites in which a stable component are isolated by PAFD. (4) representative sites in which no stable component are isolated.

留磁化方位がランダムに変化するふるまいが特徴的に認められた。石灰岩にしばしば含まれるシデライト (FeCO_3) は、実験室での加熱によりマグネタイトやヘマタイトに変化し、シールドルーム内であっても化学残留磁化 (chemical remanent magnetization; CRM) を獲得することが、Dunlop and Özdemir (1997) によって指摘されている。岩相が石灰岩である地点のうち、AS02, OK01 では段階交流消磁により ChRM を分離することができた。以上の検討の結果、ChRM が分離できた地点について、地点平均方位を求め、表 2 に示した。

4-2. Isothermal remanent magnetization 実験結果

IRM の段階着磁実験結果を、図 6 に示す。実験を行った 3 地点 (AS01, AS02, OK01) は同様の傾向を示し、僅かに中間～高保磁力成分が含まれているが、低保磁力成分 ($B_{1/2}=40\sim 60$ mT) が支配的である。中間～高保磁力成分の磁化は全体の約 3 % 程度であり、残留磁化についても低保磁力で特徴づけられる強磁性鉱物が大半を担っていると考えられる。低保磁力成分の $B_{1/2}$ は、典型的なマグネタイトの保磁力 (~ 10 mT; Dunlop and Özdemir, 1997) よりも大きく、細粒で保磁力の高い単磁区サイズのマグネタイトが強磁性鉱物として主体をなす可能性を示唆している。

Lowrie (1990) の 3 軸 IRM の段階熱消磁結果を図 7 に示す。低保磁力成分 (~ 0.12 T) が支配的であり、その最高アンプロッキング温度は約 580°C である。これは、低保磁力成分を担う強磁性鉱物がマグネタイトであることを示唆している。中間保磁力成分 ($0.12\sim 0.40$ T) に関しても、最高アンプロッキング温度は、低保磁力成分と同じ約 580°C であり、中間

保磁力成分を担う強磁性鉱物もマグネタイトである可能性がある。IRM の段階着磁実験からも示唆された高い保磁力については、細粒マグネタイトの卓越を示唆していると考えられる。

4-3. 初磁化率の周波数依存性

段階熱消磁実験の各ステップで測定した初磁化率と、f-factor の値の変化を図 8 と図 9 に示す。石灰岩試料 (AS01, AS02, OK01; 図 8) においては、 500°C 付近まで測定値の変動が大きい (図 8-b)、これはバルク初磁化率の値が Bartington MS2 のノイズレベルに近いため、計測誤差の影響を強く受けている可能性が高い。

石灰岩試料について、初磁化率が上昇した 500°C 以上では、f-factor の値も安定している (図 8-c)。これを見ると f-factor は、 500°C から 680°C に向かって単調に増加する傾向がみられる。これは、加熱により新たに析出した強磁性鉱物が、存在することを示唆している。

AS05 を除くその他の地点においても、 $500\sim 600^\circ\text{C}$ 付近から f-factor の上昇がみられた。注目すべきは、初磁化率の増減と f-factor の増減の間には必ずしも明瞭な相関が認められないことである (図 9)。f-factor の増加は、新たに析出した超常磁性領域の極微粒強磁性鉱物の存在を示す。一方、初磁化率の増加には新たに析出した強磁性鉱物が、初磁化率の減少には加熱による強磁性鉱物の変質が大きく関係しており、それらのバランスが初磁化率の増減を決定していると考えられる。したがって、新たに強磁性鉱物が析出している場合でも、試料片中の強磁性鉱物が増加することにより、初磁化率は減少し得る。

表 2 芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の古地磁気方位
Table. 2 Paleomagnetic directions of Sorachi Group and Yezo Group in Ashibetsu area.

No.	Site name	N	Lithology	Dec.	Inc.	Untilted dec.	Untilted inc.	α_{95}	Demag. method
1	AS02	8	Oolite limestone	78.6	11.8	-6.3	56.8	8.5	PAFD
2	AS03m	7	Andesite sill	93.5	53.3	-73.3	38.3	10.0	PThD
3	AS04m	4	Shale	63.7	48.5	-43.8	27.6	6.1	PThD
4	AS04h	3	Shale	59.1	21.4	-13.6	38.5	4.5	PThD
5	AS05m	10	Vol. sst	62.9	51.1	-57.1	30.9	6.5	PThD
6	AS05h	7	Vol. sst	-119.7	-23.0	153.2	-46.7	2.9	PThD
7	OK01	7	Orbitolina limestone	68.6	31.5	-0.1	47.0	13.4	PAFD
formation-mean									
BC Group (No. 1, 4, 6, 7)		(4)		(66.8)	(22.1)	(-12.0)	(47.7)	12.3 (13.4)	
A Group (No. 2, 3, 5)		(3)		(72.8)	(61.8)	(-57.4)	(32.8)	20.8 (16.9)	

N, number of specimens (sites); Dec. and Inc., site (formation)-mean declination and inclination before tilt correction; Untilted dec. and Untilted inc., site (formation)-mean declination and inclination after tilt correction; α_{95} , radius of 95 % confidence circle, values before tilt correction are shown in parentheses; Demag. method, demagnetization method (PAFD is progressive alternating field demagnetization, PThD is progressive thermal demagnetization) adopted for each site.

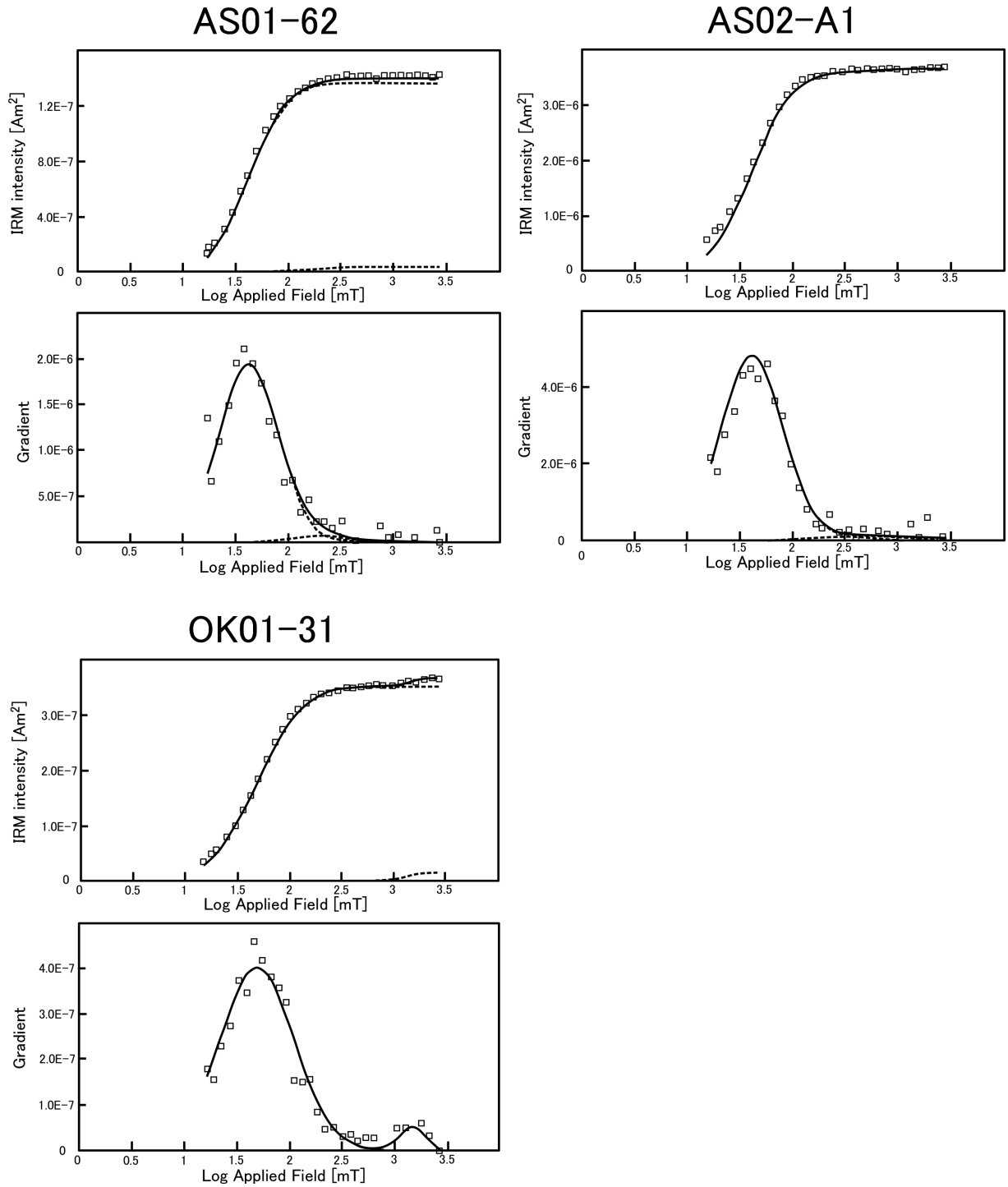


図 6 等温残留磁化 (isothermal remanent magnetization; IRM) の段階着磁実験 (Kruiver et al., 2001) 結果。シンボル (□) は測定データ。実線は合計フィッティングデータ。破線は各フィッティングの各保磁力スペクトル成分。
 Fig. 6 Results of progressive IRM acquisition experiments (Kruiver et al., 2001). Open squares are raw data, and broken (solid) lines are individual (total) fitting data, respectively.

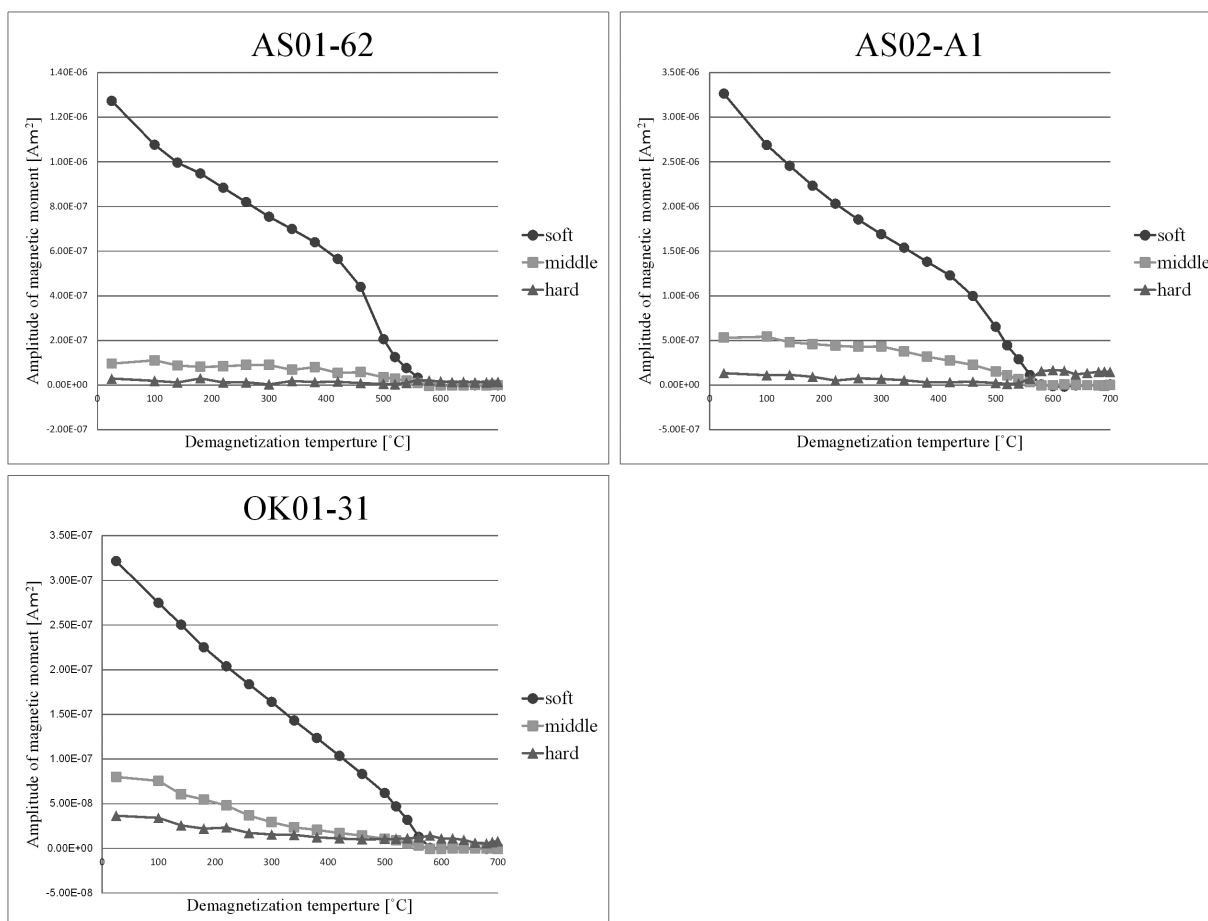


図7 直交3軸IRM (hard=3.0 T, middle=0.40 T, soft=0.12 T)の段階熱消磁実験 (Lowrie, 1990)。Hard成分が550 $^{\circ}C$ 付近から増加しているのは、消磁途中に加熱などの影響により新たな磁化を獲得したためと思われる。

Fig. 7 Progressive three-axes IRM demagnetization experiment (hard=3.0T, middle=0.40T, soft=0.12T, Lowrie, 1990). Slight increase of hard component around 550 $^{\circ}C$ is caused by chemical change of ferromagnetic minerals during repeated heating.

以上の結果は、初磁化率の周波数依存性が、新たな強磁性鉱物の析出についてバルク初磁化率とは別種の情報を与えるパラメータとなりうることを示している。

4-4. 初磁化率異方性

初磁化率異方性 (anisotropy of magnetic susceptibility; AMS) データを図10に表す。AMSは、鉄を含む鉱物粒子の配列方向を反映する。Tarling and Hrouda (1993)によると、一般に堆積岩においては、初期の堆積構造が保存されている場合、AMSの K_3 軸が地層面と垂直な方向に束縛され、AMSファブリックは扁平 ($T>0$) になる。AS02, AS04, AS05では、 K_3 軸が地層面と垂直に近く、堆積初期の構造を保持していることを示唆している。

5. 議 論

5-1. 特徴的残留磁化の起源

芦別地域の古地磁気試料片から得られた磁化方位は、段階消磁に対する特徴から3つのグループに分類される (図11)。1つ目は段階熱消磁によりChRMが分離された、最高アンブロッキング温度560~580 $^{\circ}C$ のAグループ (AS03m, AS04m, AS05m)、2つ目は段階熱消磁によりChRMが分離された最高アンブロッキング温度690 $^{\circ}C$ のBグループ (AS04h, AS05h)、最後に段階交流消磁によってChRMが分離されたCグループ (AS02, OK01) である。

Aグループ (AS03m, AS04m, AS05m) は、予察的に行った段階交流消磁においても、段階熱消磁と同様の成分が確認された。MDF (median destructive field) は10 mT以下

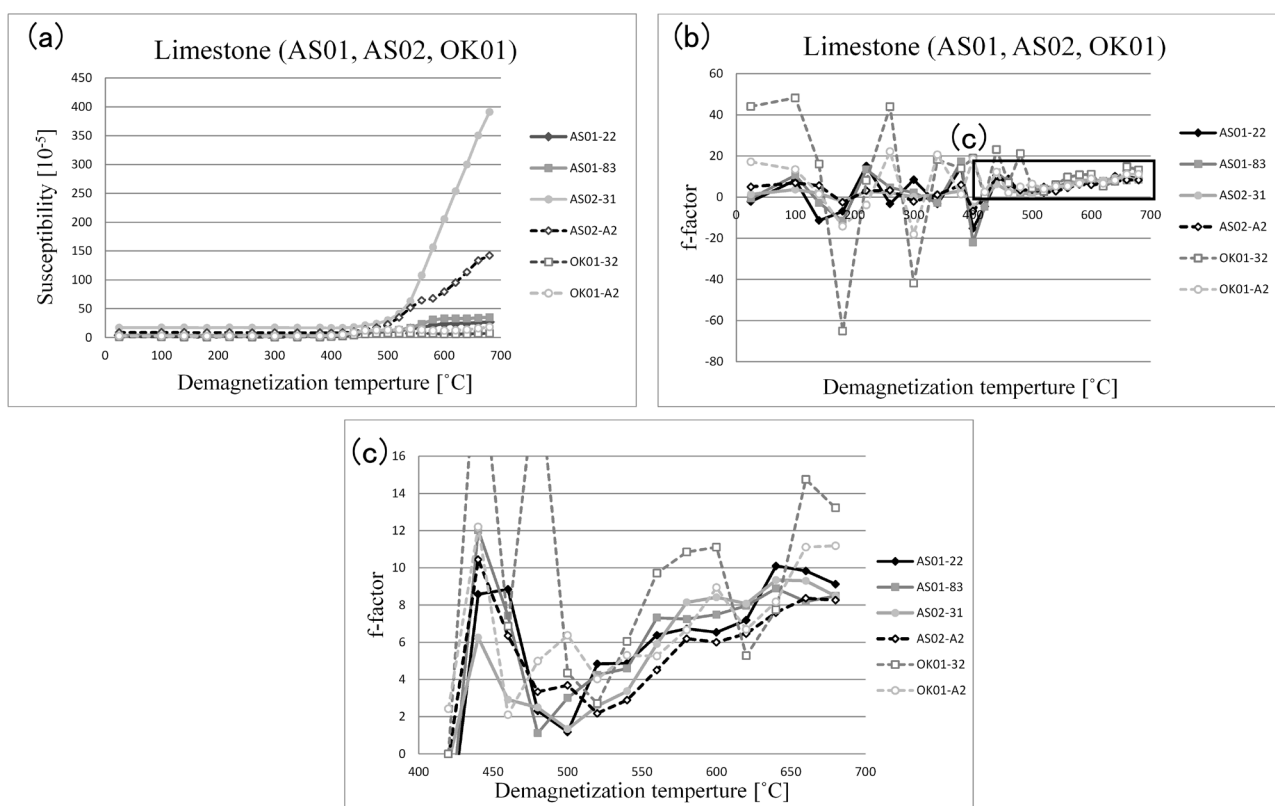


図 8 (a) 石灰岩試料 (AS01, AS02, OK01) の段階熱消磁中、各段階の初磁化率強度。(b) f-factor [$= (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} \times 100$; Heller et al. (1991)] の値。(c) 高温領域の f-factor 拡大図。
 Fig. 8 (a) Low-field susceptibility of limestone specimens (AS01, AS2, OK01) during progressive thermal demagnetization. (b) f-factor [$= (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} \times 100$; Heller et al. (1991)] of limestone specimens. (c) enlarged f-factor changes in high temperature treatments.

であったことと、最高アンブロッキング温度が 560~580°C であることから、残留磁化を担う強磁性鉱物はマグネタイトあるいは Ti に乏しいチタノマグネタイトであると考えられる。

B グループ (AS04h, AS05h) はその最高アンブロッキング温度 (約 690°C) から、残留磁化を担う強磁性鉱物はヘマタイトであると考えられる。

C グループの試料は、以下の特徴をもつ。1) 石灰岩からなる、2) IRM の段階熱消磁実験の最高アンブロッキング温度は約 580°C であった、3) MDF は 10~30 mT 程度であり、IRM の着磁実験では $B_{1/2}=40\sim60$ mT であった。以上のことを踏まえると、残留磁化を担う強磁性鉱物は、保磁力の高い単磁区サイズのマグネタイトであると考えられる。

全地点の平均方位を求めるにあたり、B グループと C グループをまとめたものを、BC グループとし全地点平均方位 (formation-mean direction) を求めた (表 2, 図 12)。A グループ

(AS03m, AS04m, AS05m) では、傾動補正後の集中度パラメータ κ (Fisher, 1953) は減少し (図 12)、McElhinny (1964) の統計テストも不合格であった。BC グループでは、傾動補正後に集中度パラメータ κ の値は改善されている。これは BC グループの残留磁化が、傾動前に獲得したものであることを示唆している。また、正帯磁・逆帯磁のほぼ反平行な地点平均方位が得られており、逆転テスト (McFadden and Jones, 1981) に合格した。したがって、BC グループの全地点平均方位は、地球磁場の永年変化を平均化しているものと解釈できる。以上の結果より、BC グループの残留磁化は、初生的あるいは初生的に近い磁化であると解釈し、以下の議論を進める。

5-2. 北方移動量の見積もり

全地点平均方位は、傾動補正後に、 $D = -12.0^\circ \pm 18.5^\circ$ 、 $I = 47.7^\circ \pm 12.3^\circ$ 、 $\alpha_{95} = 12.3^\circ$ となった。 ΔD は、信頼限界円の半径 (α_{95}) と伏角 I を用いて、 $\Delta D =$

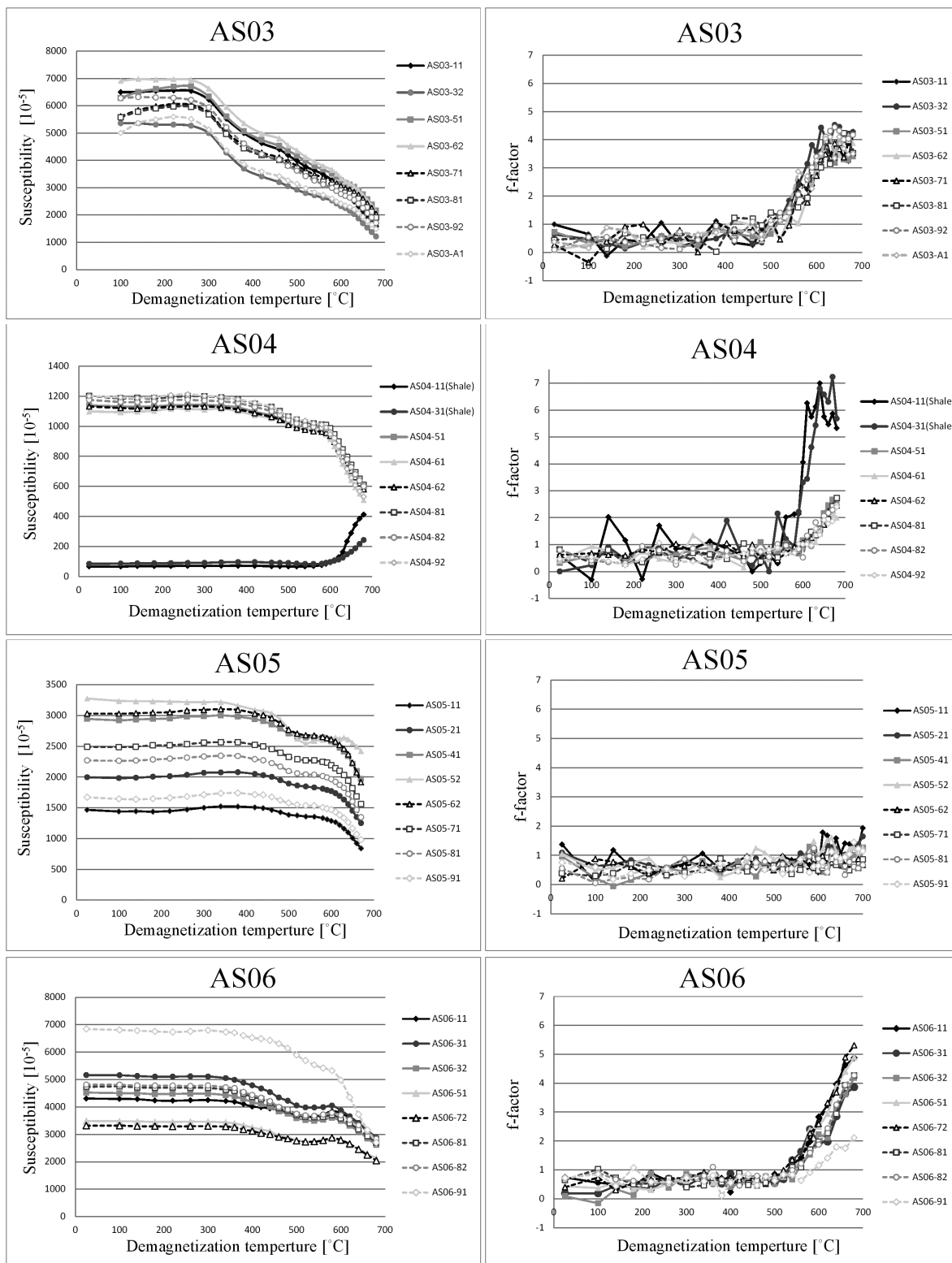


図9 段階熱消磁中各段階での初磁化率と f-factor (Heller et al., 1991) の値。
 Fig. 9 Low-field susceptibility and f-factor (Heller et al., 1991) during progressive thermal demagnetization.

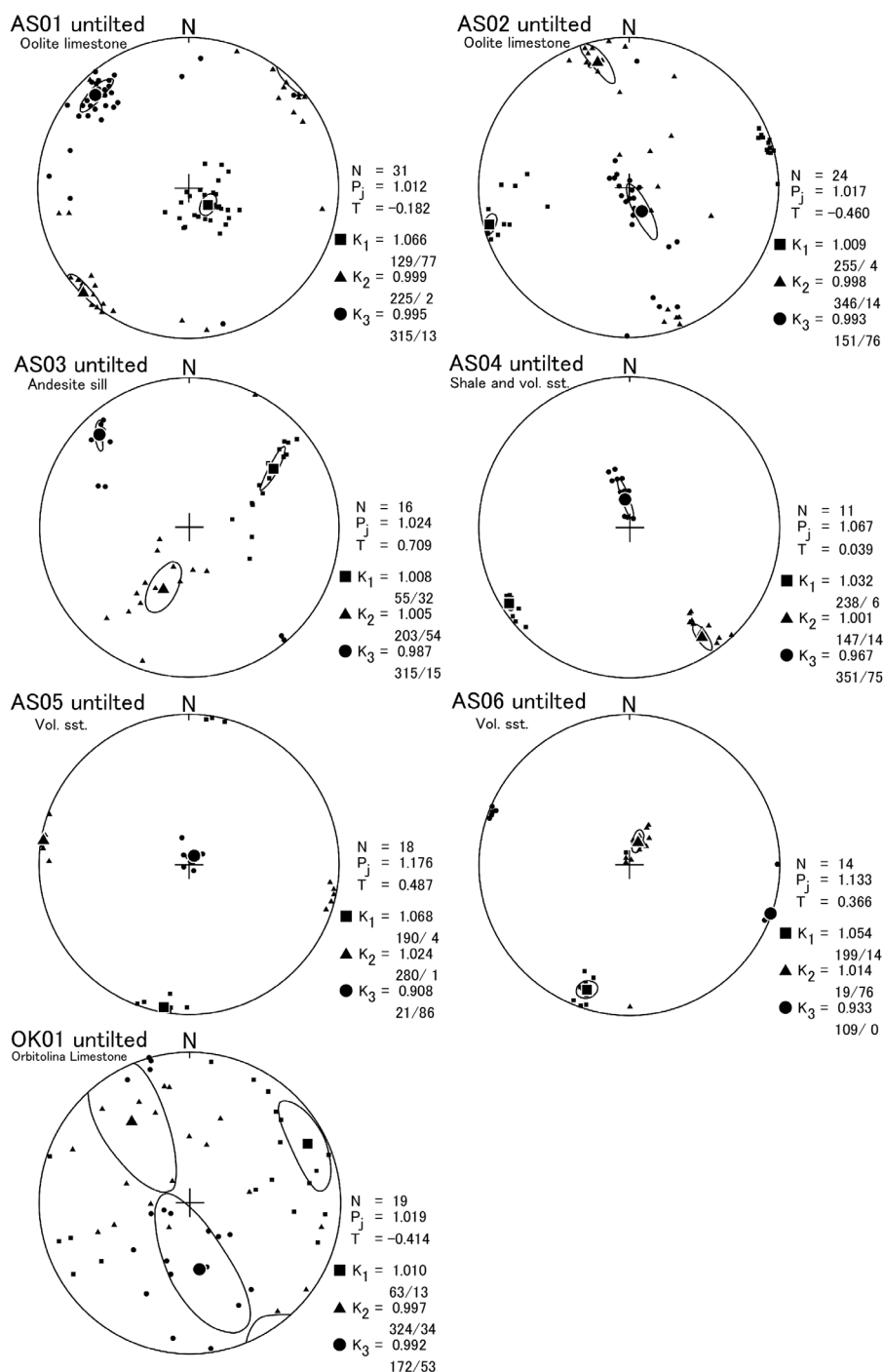


図 10 初磁化率異方性 (anisotropy of magnetic susceptibility; AMS) データ (傾動補正後) を等面積投影図上に表したものの。 K_1, K_2, K_3 は異方性を表す楕円体の直交する 3 主軸の方向と、3 主軸の大きさの平均で規格化した各軸の長さを表す。実線楕円は 95 % 信頼限界 (Bingham, 1974) を表す。N, 試料片数; $P_j [= \exp \sqrt{2[(\ln K_1 - \eta_m)^2 + (\ln K_2 - \eta_m)^2 + (\ln K_3 - \eta_m)^2]}]$, $\eta_m = \sqrt[3]{\ln K_1 \cdot \ln K_2 \cdot \ln K_3}$, 異方性の大きさを表すパラメータ; $T [= (2 \ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)]$, 形状パラメータ。

Fig. 10 Three principal axes of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) on equal-area projection after tilt correction. K_1, K_2, K_3 are principal axes of the magnetic susceptibility ellipsoid, and their value is normalized by average of them $[= (K_1 + K_2 + K_3) / 3]$. Solid oval is 95 % confidence limit (Bingham, 1974). N, number of specimens; $P_j [= \exp \sqrt{2[(\ln K_1 - \eta_m)^2 + (\ln K_2 - \eta_m)^2 + (\ln K_3 - \eta_m)^2]}]$, $\eta_m = \sqrt[3]{\ln K_1 \cdot \ln K_2 \cdot \ln K_3}$, degree of anisotropy; $T [= (2 \ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)]$, shape parameter.

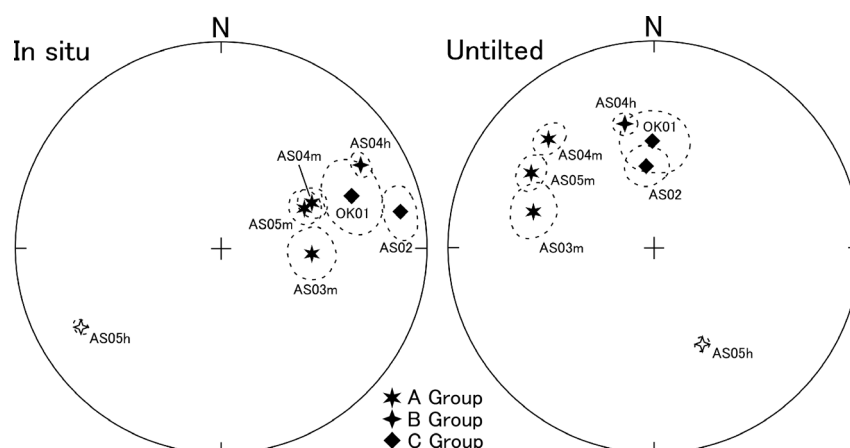


図 11 傾動補正後と傾動補正前の地点平均方位を等面積投影図上に表したものの。黒塗りは下半球への投影、白塗りは上半球への投影を表す。破線楕円は 95 % 信頼限界を表す。六稜星(★), A グループ; 四稜星(◆), B グループ; 菱形(◇), C グループ。

Fig. 11 Site-mean directions in *in situ* and untilted coordinates on equal-area projections. Solid (open) symbols are on the lower (upper) hemisphere. Broken ovals are 95 % confidence limits. Six-pointed stars, A Group (AS03m, AS04m, AS05m); four-pointed stars, B Group (AS04h, AS05h); diamonds, C Group (AS02, OK01).

$\arcsin(\sin \alpha_{95}/\cos l)$ から求められる。 Δl は α_{95} に等しい。期待される地磁気方位と、観測された残留磁化方位の比較に際し、Beck (1980) の定義より、時計回り回転量 $R = D_{\text{observed}} - D_{\text{expected}}$ ($\Delta R = \sqrt{\Delta D_{\text{observed}}^2 + \Delta D_{\text{expected}}^2}$)、南北偏距 $F = I_{\text{expected}} - I_{\text{observed}}$ ($\Delta F = \sqrt{\Delta I_{\text{expected}}^2 + \Delta I_{\text{observed}}^2}$) を用いる。

比較には、データがカバーする時代と地域の範囲が十分であり、初生磁化の認定が厳密に行われ、ユーラシア大陸の複数ブロックの衝突した時期が明瞭に記されている研究として、Gilder and Courtillot (1997) を用いた。Gilder and Courtillot (1997) によると、北中国ブロックと南中国ブロックの衝突は中期ジュラ紀には完了し、これらのブロックを含むユーラシア東部は、白亜紀には現在とほぼ同じ位置に達していたとしている。そのため、本研究では、Gilder and Courtillot (1997) による、白亜紀の北中国ブロックにおける仮想地磁気極から予測される地磁気方位と、今回得られた残留磁化方位を比較した。その結果、時計回り回転量 $R = -26.8^\circ \pm 20.7^\circ$ 、南北偏距 $F = 18.0^\circ \pm 13.2^\circ$ が得られ、有意な北方移動を被っていることが示された (表 3)。

北海道中央部では過去に蝦夷層群を対象とした古地磁気学的研究が行われている (Tamaki and Itoh, 2008; Tamaki et al., 2008)。図 13 に、周辺から報告されている空知層群・蝦夷層群の古地磁気方位と、本研究の古地磁気方位との南北偏距・年代の比較を示す。比較に用いたデータは表 3 に示す。図 13 をみると、白亜紀の古地磁気データは、大夕張

(Tamaki and Itoh, 2008) を除く 3 地域で、有意な北方移動量を示していることがわかる。夕張～南長沼地域で報告されている後期始新世～前期漸新世の古地磁気方位 (Tamaki et al., 2010) は、現在の地球磁場方位から予想される伏角と同程度の値を示しており (表 3)、北海道中央部は少なくとも後期始新世には、現在と同程度の緯度に位置していたものと思われる。

本研究データの伏角から計算される北方移動量は、 2100 ± 1500 km となる。これは、Takashima et al. (2006) や田沢 (2004) で示される移動量と調和的である。一方、Otsuki (1992) から推測される北方移動量と比較すると 2100 km という値は明らかに大きい (図 2)。北海道中央部から得られている古地磁気データを説明するためには、より大規模な北方移動量を想定する必要がある。

Kimura et al. (1994) によると、空知層群は太平洋赤道付近で形成され、その後イザナギプレートの運動に伴って北上し、110 Ma 頃には、ユーラシア東縁に衝突する。Kimura et al. (1994) のモデルから予想される南北偏距との比較を図 13 に示す。図を見ると、プレート上のブロックの北方移動は、前期白亜紀の間に急速に起こっており、奈江地域・大夕張地域・芦別地域の古地磁気データと調和的である一方、浦河地域のデータとは矛盾する。これは、北海道中央部が異なるブロックから構成されていることを示唆している。

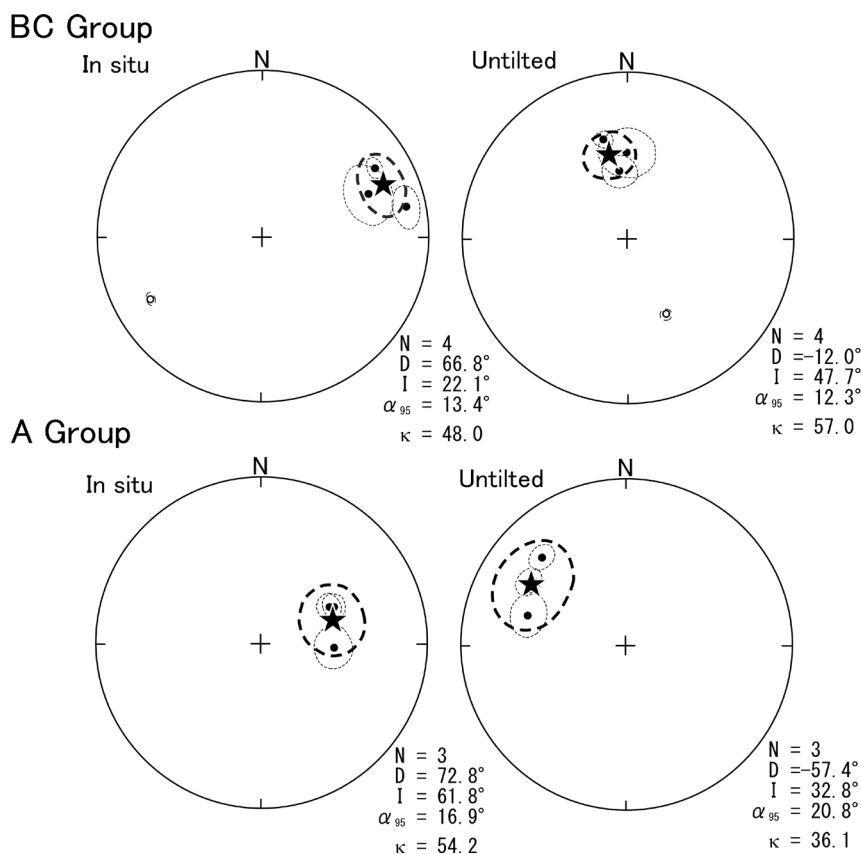


図 12 傾動補正前（左）と傾動補正後（右）のサイト平均方位を等面積投影図上に表したものの。黒塗りは下半球への投影、白塗りは上半球への投影を表す。円は地点平均方位、星印は全地点平均方位を示す。太い破線楕円は全地点平均方位（formation-mean direction）の 95 % 信頼限界、細い点線楕円は地点平均方位（site-mean directions）の 95 % 信頼限界を示す。BC グループは、AS02, AS04h, AS05h, OK01 からなり、C グループは AS03m, AS04m, AS05m からなる。N, 地点数; α_{95} , 95 % 信頼限界円の半径; κ , 集中度パラメータ (Fisher, 1953)。

Fig. 12 Site-mean directions and a formation-mean direction in *in situ* (left) and untilted (right) coordinates on the equal-area projection. Solid (open) symbols are on the lower (upper) hemisphere. Circles show site-mean directions and a star shows formation-mean direction. Thick (thin) broken (dotted) ovals are 95 % confidence limits of formation-mean (site-mean) directions. The BC Group consists of AS02, AS04h, AS05h and OK01. The A Group consists of AS03m, AS04m and AS05m. N, number of sites; α_{95} , 95 % confidence limit; κ , precision parameter (Fisher, 1953).

表 3 北海道中央部における後期ジュラ紀から古第三紀の古地磁気データ
Table. 3 Upper Jurassic ~ Paleogene paleomagnetic data from central Hokkaido.

Area	Age	D [°]	I [°]	α_{95} [°]	F [°]	R [°]	Reference pole	Reference
Yubari and Minaminaganuma	Late Oligocene	32.4	67.4	13.3	3.4±14.1	33.2±38.8	Eurasia	Tamaki et al. (2010)
	Late Eocene~Early Oligocene	8.4	58.1	7.4	12.7±8.7	9.2±18.7	Eurasia	Tamaki et al. (2010)
Urakawa	Campanian	-146.6	31.0	15.4	34.7±16.1	-161.5±20.3	NCB	Tamaki et al. (2008)
Oyubari	Cenomanian/Turonian	7.5	65.9	6.6	-0.2±8.1	-7.3±18.8	NCB	Tamaki and Itoh (2008)
Ashibetsu	Berriasian~Aptian	-12.0	47.7	12.3	18.0±13.2	-26.8±20.7	NCB	This study
Nae	Tithonian~Barremian	-34.0	40.9	22.3	24.8±22.8	-48.8±31.5	NCB	Hoshi and Takashima (1999)

F and R, inclination flattening ($=I_{\text{expected}} - I_{\text{observed}}$) and clockwise rotation ($=D_{\text{observed}} - D_{\text{expected}}$) (Beck, 1980). Reference pole: NCB (North China Block), Gilder and Courtillot (1997) (Cretaceous, 78.6 °N, 202.6 °E, $A_{95} = 6.2^\circ$); Eurasia, Besse and Courtillot (1991) (30~50 Ma, 78 °N, 140 °E, $A_{95} = 7^\circ$)

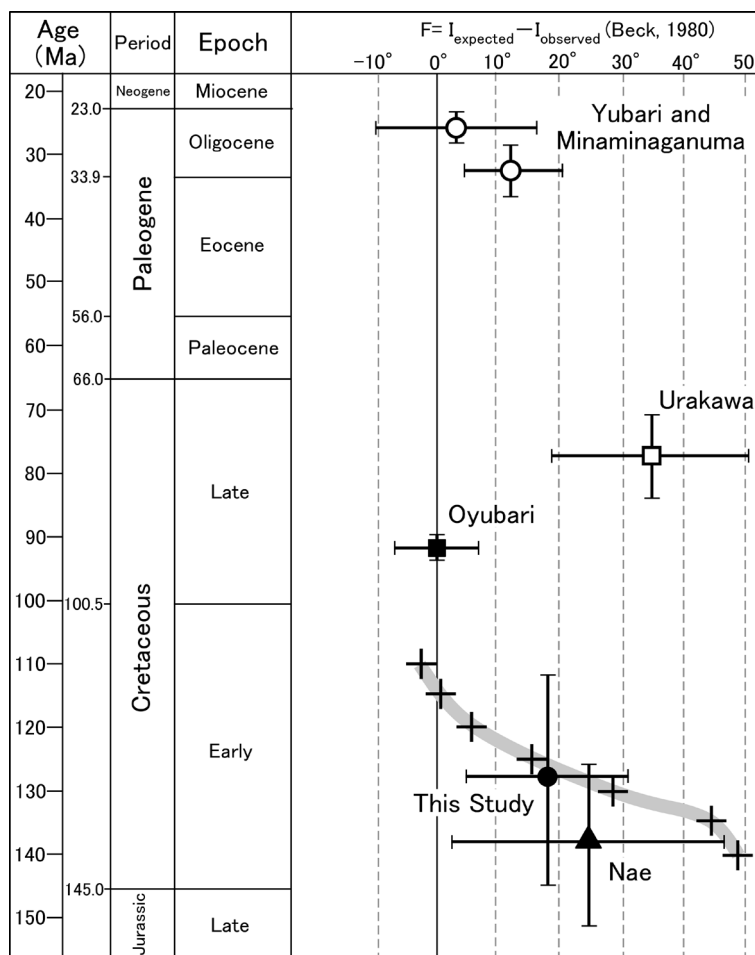


図 13 北海道中央部での、古地磁気学的研究から見積もられる南北偏距 $F (=I_{\text{expected}} - I_{\text{observed}}; \text{Beck, 1980})$ と年代をプロットしたもの。十字のシンボル (+) と灰色の太線は、Kimura et al. (1994) のモデルから見積もられる南北偏距。黒塗り三角 (▲), 奈江地域 (星・高嶋, 1999); 黒塗り円 (●), 芦別地域 (本研究); 黒塗り四角 (■), 大夕張地域 (Tamaki and Itoh, 2008); 白塗り四角 (□), 浦河地域 (Tamaki et al., 2008); 白塗り円 (○), 夕張～南長沼地域 (Tamaki et al., 2010)

Fig. 13 Plot of inclination flattening ($F = I_{\text{expected}} - I_{\text{observed}}; \text{Beck, 1980}$), estimated by paleomagnetic studies, versus age for the central Hokkaido. Cross symbols (+) and thick gray line is northward block transportation estimated from Sorachi-plateau model (Kimura et al., 1994). Solid triangle, Nae area (Hoshi and Takashima, 1999); solid circle, Ashibetsu area (this study); solid square, Oyubari area (Tamaki and Itoh, 2008); open square, Urakawa area (Tamaki et al., 2008); open circle, Yubari and Minaminaganuma area (Tamaki et al., 2010).

6. まとめ

(1) 北海道中央部の芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の火山碎屑物からなる砂岩・頁岩・安山岩・石灰岩試料について古地磁気測定を実施した。段階熱消磁・段階交流消磁によって分離された安定残留磁化のうち、褶曲テストによって、4地点から初生的な磁化成分を決定することができた。

(2) NRM の段階消磁実験と IRM の着磁・消磁実験の結果、

初生的残留磁化の担い手は、ヘマタイトと細粒なマグネタイトであることが示された。

(3) 段階熱消磁中のバルク初磁化率値は、繰り返し加熱による強磁性鉱物の変化と新たに析出した強磁性鉱物のバランスに影響されるのに対し、初磁化率の周波数依存性パラメータは、新たに析出した超常磁性粒子サイズの強磁性鉱物の存在比を示す。これら2つの測定データは、異なる情報を提供してくれると考えられる。

(4) 安定な残留磁化成分の傾動補正後の伏角は、東アジア

アの同時期の仮想地磁気極から計算される伏角に対し有意に浅く、北方移動量は 2100 ± 1500 km と見積もられる。

(5) 周辺地域を対象とした古地磁気データとの比較の結果、北海道中央部は前期白亜紀に急激な北方移動を被っており、少なくとも2つの異なるブロックが存在することが示唆された。

7. 謝 辞

京都大学人間・環境学研究科自然環境動態論講座の石川尚人教授には、岩石磁気実験室の使用に関して各種の便宜を図っていただくとともに、古地磁気データの意義について貴重なコメントをいただきました。ここに記して、深謝いたします。

8. 引用文献

和文

- 星 博幸・高嶋礼詩, 1999. 北海道中央部, 富良野地域の空知層群火山岩に対する古地磁気解析. 三笠市立博物館紀要, 自然科学 3号, 23-30.
- 加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈 編, 1990. 日本の地質 1「北海道地方」. 共立出版, 337p.
- 木村 学, 1981. 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質学雑誌, **87**, 757-768.
- 君波和雄・紀藤典夫・田近 淳, 1985. 北海道の中古生界・層序・年代とその意義. 地球科学, **39**, 1-17.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986. 北海道中世界の構造区分と層序. 地団研専報, **31**, 1-15.
- 新井田清信・紀藤典夫, 1986. 北海道における白亜紀島弧—海溝系—その地質構成と造構史. 地団研専報, **31**, 63-79.
- 大槻憲四郎・永広昌之, 1992. 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成り立ち. 地質学雑誌, **98**, 1097-1112.
- 高嶋礼詩・吉田武義・西 弘嗣, 2001. 北海道夕張 - 芦別地域に分布する空知層群・蝦夷層群の層序と堆積環境. 地質学雑誌, **107**, 359-378.
- 田沢純一, 2004. 横ずれ説: 日本列島の起源と形成についての考察. 地質学雑誌, **110**, 503-517.

英文

- Beck, M. E., 1980. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 7115-7131.
- Besse, J. and Courtillot, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4029-4050.
- Bingham, C., 1974. An antipodally symmetric distribution of the sphere. *Annals of Statistics*, **2**, 1201-1225.
- Dunlop, D. J. and Özdemir, O., 1997. *Rock Magnetism*. In Edwards, D., ed., Cambridge University Press, Cambridge, 573p.
- Engbreton, D. C., Cox, A. and Gordon, R. G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *The Geological Society of America Special Paper no.* **206**, 1-59.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a space. *Proceeding of the Royal Society A*, **217**, 295-305.
- Gilder, S. and Courtillot, V., 1997. Timing of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China block. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17713-17727.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M.D., Ogg, G. M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, 1176p.
- Heller, F., Xiuming, L., Tungsheng, L. and Tongchun, X., 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. *Earth and Planetary Science Letters*, **103**, 301-310.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 63-67.
- Kimura, G., Sakakibara, M. and Okamura, M., 1994. Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan. *Tectonics*, **13**, 905-916.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**, 699-719.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J. and Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 269-276.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, **17**, 159-162.
- McElhinny, M. W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **8**, 338-340.
- McFadden, P. L. and Jones, D. L., 1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **67**, 53-58.
- Otsuki, K., 1992. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *Island Arc*, **1**, 51-63.
- Takashima, R., Nishi, H. and Yoshida, T., 2006. Late Jurassic–Early Cretaceous intra-arc sedimentation and volcanism linked to plate motion change in northern Japan. *Geological Magazine*, **143**, 753-770.
- Tamaki, M. and Itoh, Y., 2008. Tectonic implications of paleomagnetic data from upper Cretaceous sediments in the Oyubari area, central Hokkaido, Japan. *Island Arc*, **17**, 270-284.
- Tamaki, M., Oshimbe, S. and Itoh, Y., 2008. A large latitudinal displacement of a part of Cretaceous forarc basin in Hokkaido, Japan: paleomagnetism of the Yezo Supergroup in the Urakawa area. *Journal of the Geological Society of Japan*, **5**, 207-217.
- Tamaki, M., Kusumoto, S. and Itoh, Y., 2010. Formation and deformation processes of late Paleogene sedimentary basins in southern central Hokkaido, Japan: Paleomagnetic and numerical modeling approach. *Island Arc*, **19**, 243-258.
- Tarling, D. H. and Hroudá, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Springer, Netherlands, 218p.