

平成 11 年度厚岸湖・別寒辺牛湿原
学術研究奨励補助金研究報告書

研究テーマ
厚岸湖の古地磁気・環境磁気学的研究

神戸大学内海域機能教育研究センター / 理学部
兵頭政幸

はじめに

湖の底に溜まった堆積物は過去の環境を連続して記録している。湖底堆積物は湖内の古環境だけでなく、グローバルな気候変化や海面変化なども記録している場合が多い。地球物理学の分野では、過去の地磁気変動とくに数百年から数千年の周期で起こる永年変化の研究で湖底堆積物が活用されている。歴史的には英国の古生物学者 Mackereth が、自らが開発した自己浮上型ピストンコアラーを使って、湖底堆積物コア試料を採取し、その磁化偏角を測定したことに始まる (Mackereth, 1971)。その後、米国中部・西部、オーストラリア、西南日本、アルゼンチンなど世界各地で完新世の地磁気永年変化データが湖底堆積物から出された (Creer et al., 1983)。

日本では、木崎湖、余呉湖、大阪湾、瀬戸内海などから堆積物コア試料を採取し、過去 1.1 万年間の地磁気永年変化が復元されている (兵頭・峯本, 1995)。このデータから多くの永年変化の特徴が明かにされ、これらの特徴は地球中心核の情報として地球物理学的に役立つだけでなく、年代指標として利用できる年代学的にも役立つことが分かった。しかし、年代測定が適用できる地理的範囲は不明である。

湖底堆積物を使って古気候、古環境を復元する研究も日本ではさかんに行われている。例えば、海跡湖である福井県の水月湖では完新世のレスや海面変化、気候変化が明かにされ (福沢ほか, 1995)、さらに古地震も堆積物に記録されていることを明かにした (Kawakami et al., 1996)。

本研究の目的は、まず第一に、厚岸湖の湖底堆積物から過去の地磁気永年変化を復元し、西南日本のデータと比べて特徴の広がりを見る、第二に、堆積物に記録された環境変動も同時に解釈し、地球規模に近い広範囲で起こっている海面変化のレスポンスとしての湖の環境変動を明かにすることである。ここでは厚岸湖で採取したコア AKL1 の分析結果について報告する。北大理学部附属臨海実験所の協力を得て採取した厚岸湾の海底堆積物コアは未分析のため本報告書には載せない。

地質概説と試料採取

厚岸湖は北海道東部の太平洋沿岸地域、釧路湿原の東、約 110 km に位置する海跡湖である (図 1)。湖面積 32.54 km²、最大水深 11 m、水面標高 0 m、5 本の流入河川をもち、流出河川は無く、隣接する厚岸湾とつながっている汽水湖である。厚岸湖の北側には別寒辺牛川低地、チライカリベツ川低地の湿原が広がり、南・東側は中・古生界、西側は厚岸湾に囲まれている (図 1)。

試料採取には、Mackereth 型ピストン・コアラーを使用した。コア試料 (AKL1) の直径は 83 mm、長さ 300 cm であった。

コア試料は採取後、縦方向に半割し、岩層の記載を行なった。上部 20 cm が黒色の細粒粘土から成り、20 cm より下部では一様な灰色の粘土で構成されていた (図 2)。ただ、深度 145 cm に礫を確認した。また 79 cm、82 cm、93 cm、100 cm、109 cm、175 cm、221 cm、264 cm、297 cm で貝殻を確認した。なお、79 cm、175 cm、297 cm で確認した貝殻は、放射性炭素同位体年代測定用試料とした。

磁化測定用試料は、約 7.0 cm³ のポリカーボネイト製キューブカプセルを、コアの切断面に対して垂直に固定ガイドに沿って押し込んで採取した、各コアで 1 層準 3 個ずつ、130 層準から層準あたり 3 個ずつの試料を採取した。しかし、最上部から 30

層準の試料（90個）は貝殻片が多く入っていたため、磁化方向の乱れが考えられるので古地磁気測定用試料として採用しなかった。

磁化測定とその解析

試料の残留磁化測定は、2G社製の超伝導岩石磁力計を用いて行った。交流消磁実験は夏原技研社製のタンブラー型交流消磁装置と試料固定型交流消磁装置を用いた。帯磁率は、Bartington社製の帯磁率計を用いて測定した。

[パイロット試料の消磁実験]

コアAKL1から、5層準毎に1個ずつ、計21個のパイロット試料を選び、0, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60mTまでの段階交流消磁実験を行なった。その結果、消磁パターンは主に2つに分類された。1つは、5mTから20~35mTまで一定の方向を保持して減衰し、その後はランダムな方向を向くもの（11個）（図3）。もう1つは不安定な消磁曲線を示し、成分を見出せないもの（10個）である。

パイロット試料の実験結果を踏まえて、残り全ての278個の試料に対して0, 5, 10, 15, 20mTまでの段階交流消磁実験を行なった。

[解析と結果]

パイロット試料のうち、安定な消磁曲線を示す11個に関しては主成分分析によって得られた磁化成分をChRMとした。

残りの試料にも主成分分析を行い、得られた結果のうち、5mT, 10mT, 15mT, 20mTにおける消磁後の磁化方向を含む結果のみをChRMとして採用した。それ以外は不採用とした。採用した試料は278個中214個である。

採用しなかった試料は、コアの最上部の礫や貝殻付近の堆積構造の乱れた部分から採取されたものであった。

[帯磁率測定]

貝殻片などの混入で乱されていない、深度70cm以下各層準1個ずつの試料について帯磁率を測定した。結果を自然残留磁化(NRM)強度とともに図4に示した。

年代決定

[放射性炭素年代測定]

厚岸湖コア堆積物から得られた3つの貝殻片を放射性炭素年代測定用の試料とした。測定は、地球科学研究所を通じ、米国のベータ・アナリック社において、加速器質量分析(AMS)により行なわれた。結果を表1に示す。なお、放射性炭素年代は、年代既知の樹木年輪の ^{14}C の測定、サンゴのU-Th年代と ^{14}C 年代の比較により補正曲線を作成し暦年代を算出した、データベース“INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration”(Stuiver et al, 1998)を用いて補正している。

[深さ軸の年代軸への変換]

3つの放射性炭素同位体年代値に加え、最上部を現在として、4つの年代値を使い深さ軸に変換した。年代値間の深さと年代の関係は線形とし、BC2455年より下から最下部まではその直上の線形関係を延長した。その結果、コアAKL1での最下部の年代はBC2520年となった(図5)。

各年代値間の堆積速度を比較すると、AD50年からAD720年の間は約1.44 mm/年で、その前後のBC2460年からAD50年が約0.42 mm/年、AD750年から現在が約0.64 mm/年であるのに比べ、2~3倍の速さである。この急激な堆積速度の変化は、厚岸湖周辺において何らかの環境変動があったことを示唆している。沢井・三塩(1998)によると、厚岸湖北部に位置するチライカリベツ川低地において、ほぼ2100年から1500年前までの間海進期のピークに達し海面が1m以上も上昇している、この間と期間が一致している厚岸湖における高い堆積速度は、海面変動と関係しているかもしれない。

地磁気永年変化

各コアにおいて、主成分分析の結果得られたChRMを3層準ごと、3~9個ずつの磁化の平均方向、95%信頼限界(σ_{95})と精密度パラメータk(Fisher, 1954)を計算した。

図6、7に厚岸湖から得られたAD900年~BC2500年の地磁気永年変化を示す。図6の偏角には安藤(2000)による網走湖のデータも合わせてプロットした。なお、偏角値は網走湖、厚岸湖の双方とも相対的な値なので両者でつながりは無い。

偏角(図6)は、AD900年~BC2500年では -15° ~ 15° の間を変動している。AD500年、BC100年、BC1400年付近に西へ向かうピークが見られる。また、AD200年、BC800年、BC1800年付近では東へ向かうピークが見られる。伏角(図7)は、AD900年~BC2500年での伏角値は、過去400年間に比べ約 15° 深い値を示す。AD900年~BC2500年では 50° ~ 67° で変動する。BC1200年付近では約 52° の浅いピークが見られ、BC1300年からBC1600年の間で約 63° の深いピークが見られる。

考察

[地磁気変動]

Hyodo et al.(1993)は、長野県の木崎湖、滋賀県の余呉湖、大阪湾などの瀬戸内海の5本の堆積物コアの古地磁気データを合成し、500年から11600年前までの50年ごとの西南日本での平均古地磁気方向を求めた。また、兵頭・峯本(1996)により、考古地磁気・観測によるデータを編集して、過去11600年間の西南日本における地磁気永年変化をまとめた。ここでは北海道東部における4500-1000年前の地磁気永年変化をこれら西南日本のデータと比較する。Hyodo et al.(1993)、兵頭・峯本(1996)は、偏角の特徴的変動にアルファベット記号を、伏角の特徴的変動にギリシャ文字記号をつけて示している。これらの記号を、今回の比較にも用いる。

西南日本での偏角は、BC2500年からBC1600年付近まで東振りが卓越し、BC1600年からAD400年までは -10° ~ 10° で変動している(図5)。そのなかで、BC800年からBC400年付近で東振りのピーク‘j’が存在し、BC1500年、紀元0年、AD500年付近に西振りのピーク‘g’、‘i’、‘k’が存在する。‘g’、‘i’、‘k’

は北海道東部で見られる、BC1500年、BC100年、AD400年の西へ向かうピークと位相差100年以内で一致する。東振りのピーク‘j’は、北海道東部で見られるBC700年からBC1000年の東へ向かうピークに対比できる。Hyodo et al. (1993)によると西南日本のデータで見られる東振り‘j’の中の短期的な西振り（BC600年付近）は1本のコアのみで見られ、他の4本のコアでは見られなかった。しかし、北海道東部でも、BC1000年からBC700年の東へ向かうピークのなかで、BC800年に西へ向かう傾向が見られ、これも信頼できる地磁気変動の特徴である可能性が高い。BC1800年以前はやや異なる傾向が見られるものの、BC1800年からAD900年までは非常に似通っている。

西南日本の伏角はAD1400年以前ではそれ以降と比べて全体的に深い伏角値を示し、この傾向は北海道東部とよく一致する（図6）。BC2500年からAD900年までの期間に、西南日本では主に40°～65°の間で変動している。この変動幅は北海道東部に比べて大きい。西南日本で見られる‘μ’～‘ν’の極大・極小の特徴は北海道東部では現れておらず、それが変動幅を小さくしている可能性が考えられる。唯一、西南日本の極小値‘ν’が北海道東部のBC1100年付近の浅い伏角値に対比できるかもしれない。

以上の比較から、北海道東部で見られた比較的周期の長い偏角変動の特徴は、西南日本にまで広がっていることがわかった。この結果は、非双極子磁場が影響を及ぼす範囲の広がり下限を示すものと考えられる。

[古環境変動]

岩層（図2）が示すように、堆積物は全長にわたって非常に均質であった。しかし、NRM強度および帯磁率には大きな変化が見られる（図4）。深度180cmくらいを境に、それ以下では、NRM強度および帯磁率とも変化の振幅が大きくなる。一方それ以上の深度では、変化がきわめてなめらかである。

180cm以深で見られる短周期のピークは、磁性粒子量が多い物質がパルス的に流入したと解釈できる。一方、それ以上では、一様な物質の堆積が起こったと考えられる。180cm以深では河川からの流入の影響をうけるほど、試料採取地点が湖岸に近づく浅い水深になっていたのではないかと考えられる。水深180cmはBC300年ころである（図5）。

沢井・三塩（1997）が推定した過去3000年間の旧汀線高度によると、BC200年以降は現在よりも1mほど海面が高くなり、それ以前は最高で2mも今より低くなっている。この海面低下期に厚岸湖の水深も低下したと考えられる。

一方、上述したようにAD50年からAD720年までの速い堆積速度の期間は厚岸付近の海進期にあたっている。当然、湖水域は拡大し、試料採取地点は湖岸から遠ざかって、堆積物質供給量一定なら堆積速度は下がるはずである。この堆積速度の上昇は気候変化、とくに降水量の増加などによる堆積物供給量の増加があったことを示唆するのかもしれない。今後、古生物的あるいは堆積学的な分析結果がでてくることにより解決できる問題であろう。

まとめ

厚岸湖から堆積物コアを採取し磁化測定を行なった。その結果、北海道東部におけ

る BC2500-AD1000 年までの地磁気永年変化を復元した。

BC2500-AD1000 年の期間の偏角は、一部の短周期変動を除き西南日本の永年変化とよく似た変化を示すことが分かった。同期間の伏角も長周期変動はほぼ一致するが、短周期変動は一致しなかった。

BC300 年を境に湖への流入物質が磁氣的に不均質な物質から均質な物質に変化している。この変化は、海面変化に対応した湖水深の変化（浅 深）を示唆している可能性が高い。

AD50 年から AD720 年頃までの間、堆積速度がその前後の期間に比べ 2-3 倍速い。これは、海進期にあたるこの間何らかの原因で堆積物供給量が増加したことを表している。

参考文献

安藤健一、湖沼堆積物による北海道東部の地磁気永年変化の研究、神戸大学大学院自然科学研究科修士論文、2000.

Creer, K.M., Tucholka, P., & Barton, C.E. (eds.), *Geomagnetism of baked clays and recent sediments*, Elsevier, Amsterdam, 324pp, 1983.

福沢仁之、小泉格、岡村真、安田喜憲、水月湖堆積物に認められる過去 2000 年間の風成塵・海水準・降水変動の記録、地学雑誌、104(1)、69-81、1995.

Hyodo, M., Itota, C., & Yaskawa, K., *Geomagnetic secular variation reconstructed from magnetizations of wide-diameter cores of Holocene sediments in Japan.*, *J.Geomaga.Geolectr.*, 45, 669-696, 1993.

兵頭政幸、峯本須美代、日本の湖沼堆積物から得られた地磁気永年変化とエクスカーションによる年代測定、第四紀研究、35(2)、125-133、1996.

Kawakami, S., Fukusawa, H., and Kanaori, Y., *A new opportunity to detect paleo-earthquake events dating back to the past 10 millennia: a record from lacustrine sediment*, *Eng. Geol.*, 43, 177-188, 1996.

Kirschvink, J. L., *The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data*, *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 62, 699-718, 1980.

Mackereth, F.J.H. *On the variation in the direction of the horizontal component of the magnetization*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 332-338, 1971.

沢井 由紀、三塩和歌子、北海道東部厚岸湿原における過去 3000 年間の海進・海退、第四紀研究、37(1)、1-12、1998.

Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Plicht, J. v. d., and Spurk, M., INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP, Radiocarbon, 40, 1041-1083, 1998.

試料名	深度 (cm)	¹⁴ C 年代	暦年代	測定試料
AK079	79.3	1670 ± 50yBP	AD715	Shell
AK175	174.9	2300 ± 50yBP	AD50	Shell
AK297	297	4290 ± 40yBP	BC2455	Shell

表 1 厚岸湖堆積物の AMS 放射性炭素同位体年代測定結果

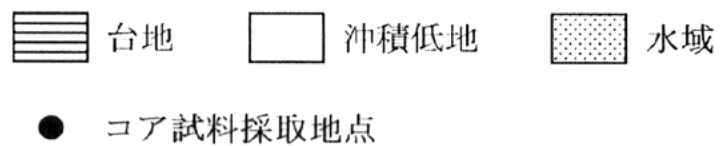
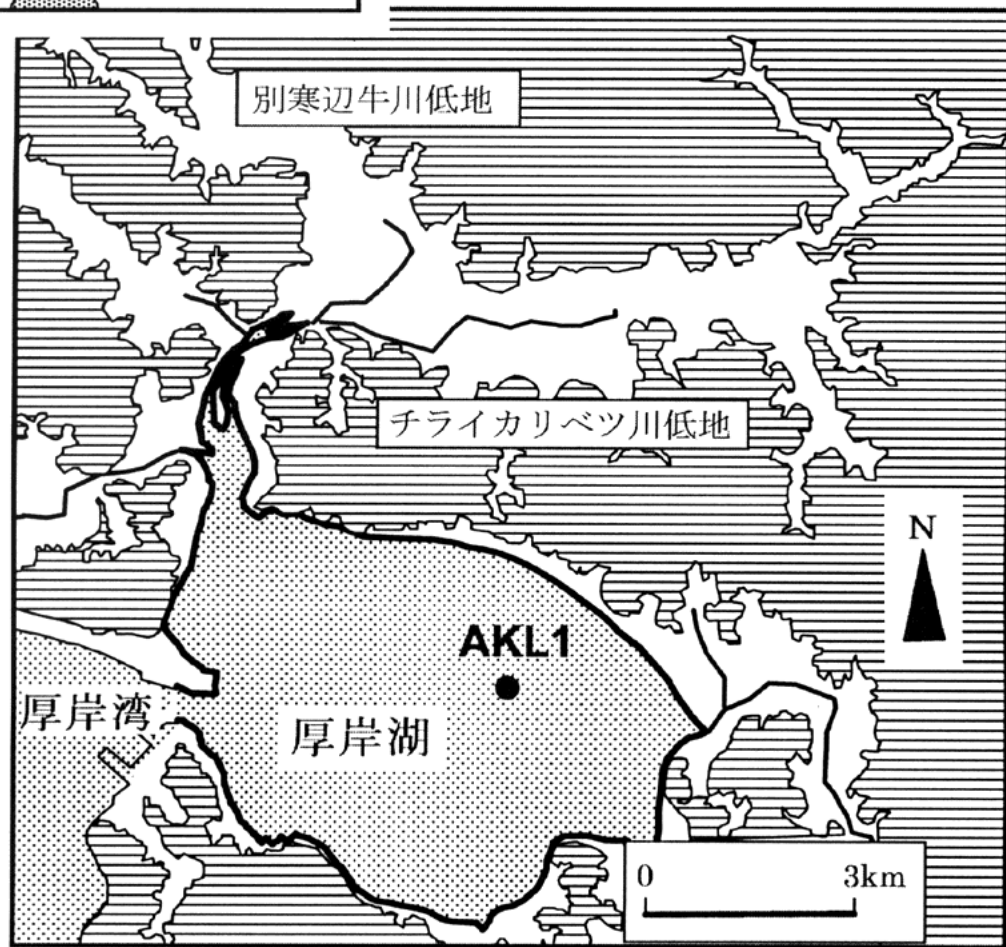
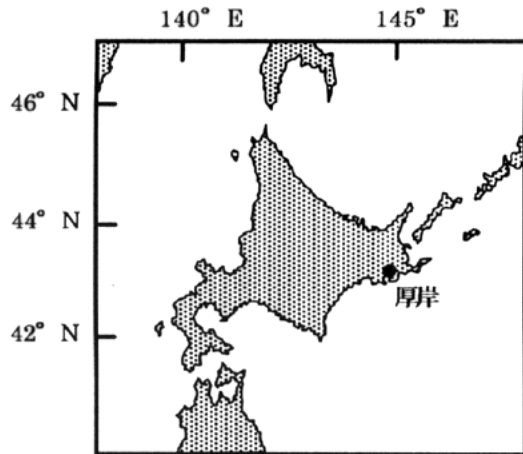


図1 厚岸湖周辺の地質図とコア採取地点
地質図は沢井・三塩（1998）に加筆。

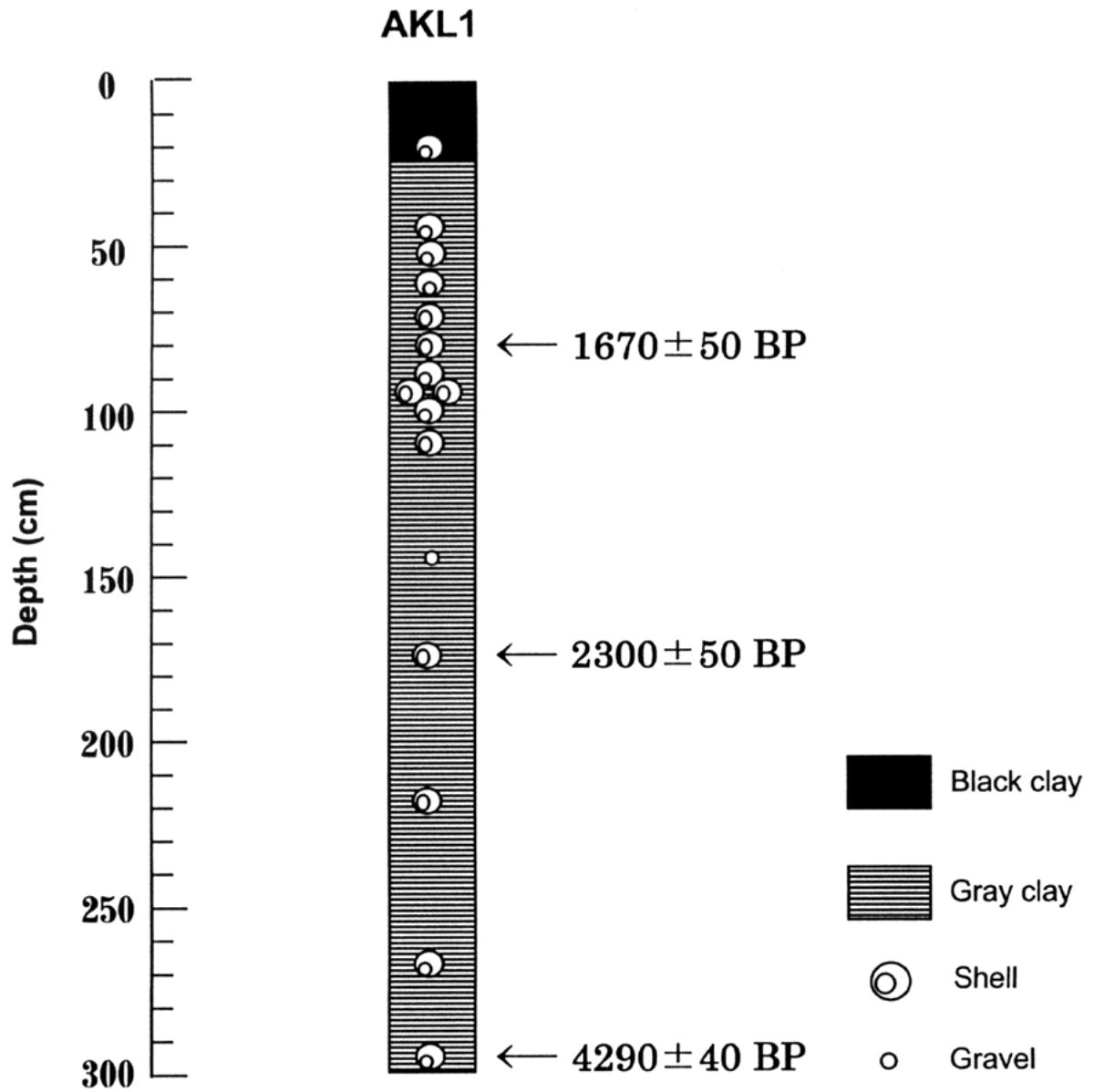


図2 厚岸湖で採取したコア AKL1 の岩層と ^{14}C 年代

AKL1-101a

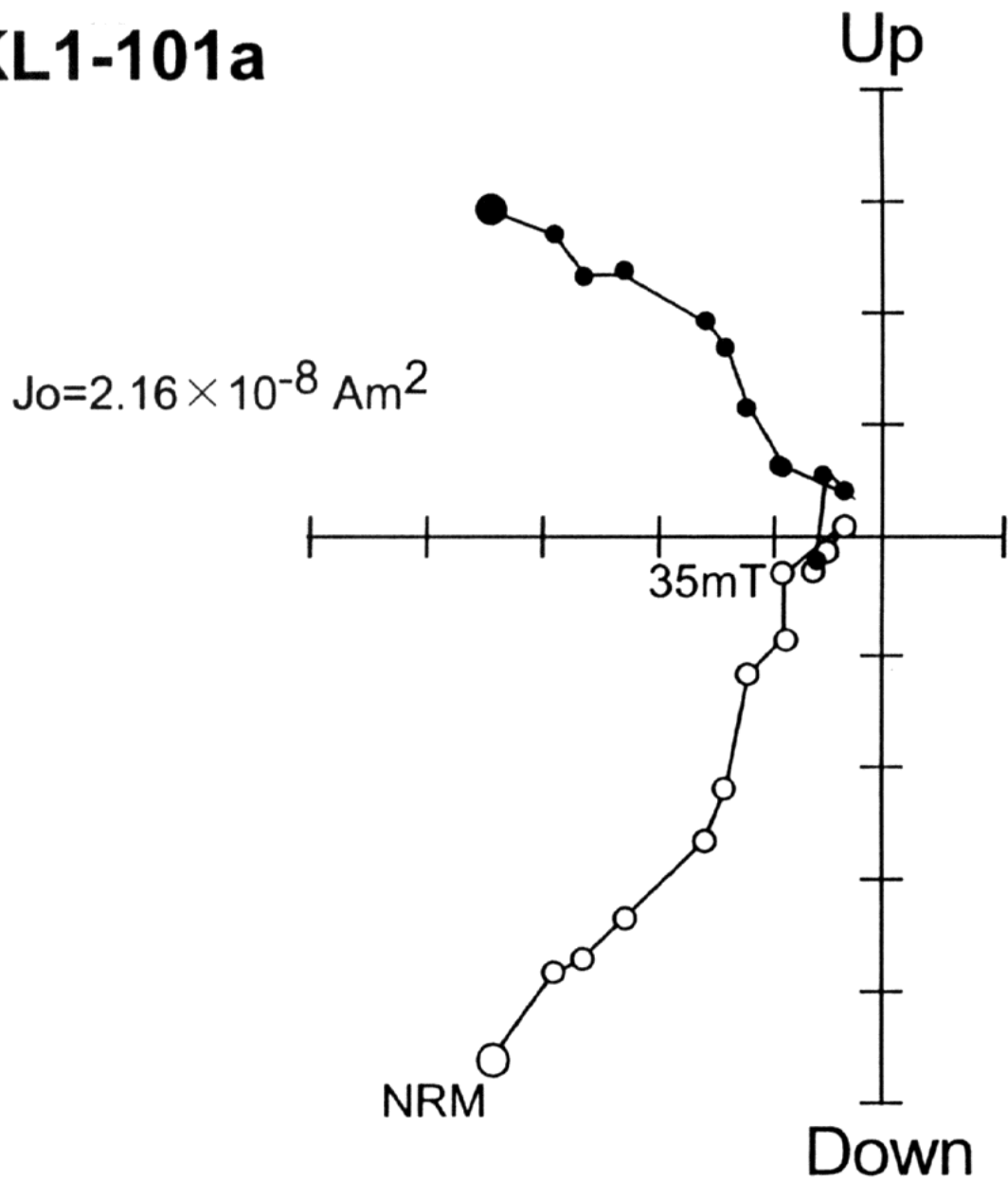


図3 代表的な消磁結果のベクトル投影図
黒丸が水平面投影、白丸が鉛直面投影。

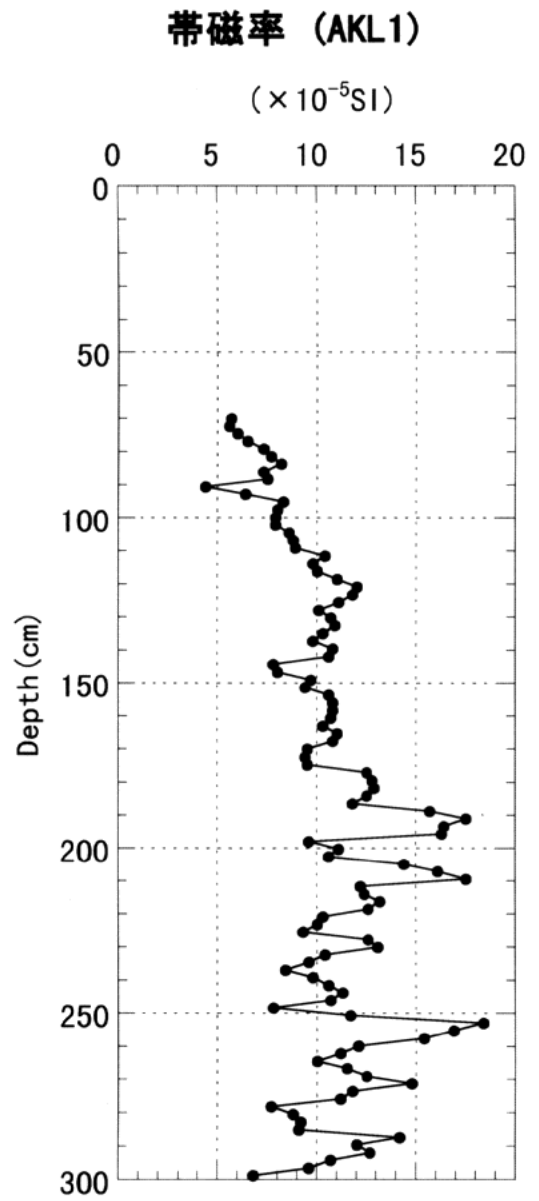
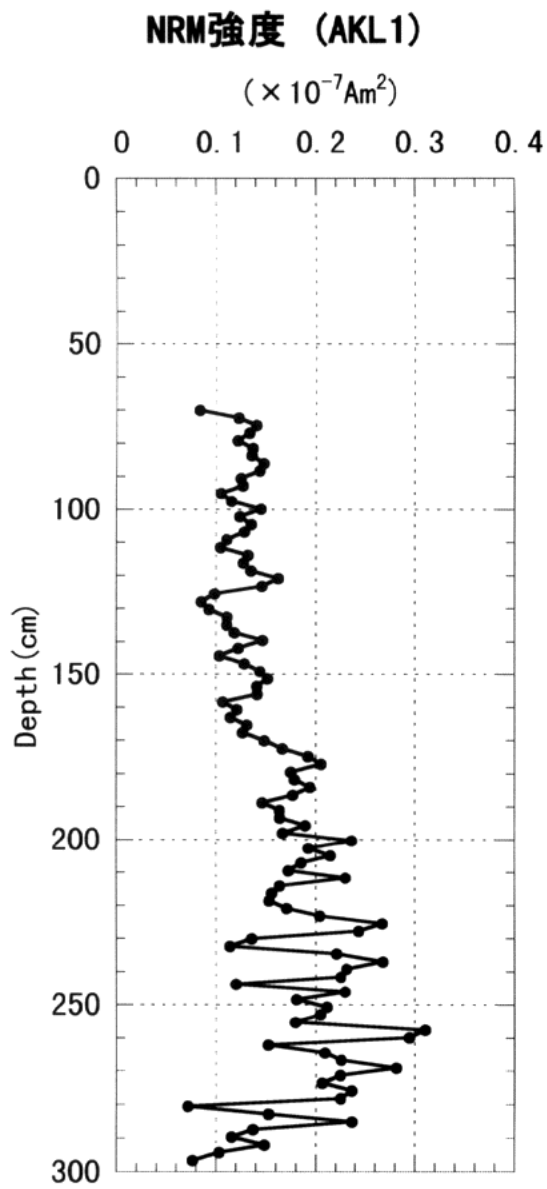


図4 厚岸湖堆積物コア AKL1 の NRM 強度と帯磁率

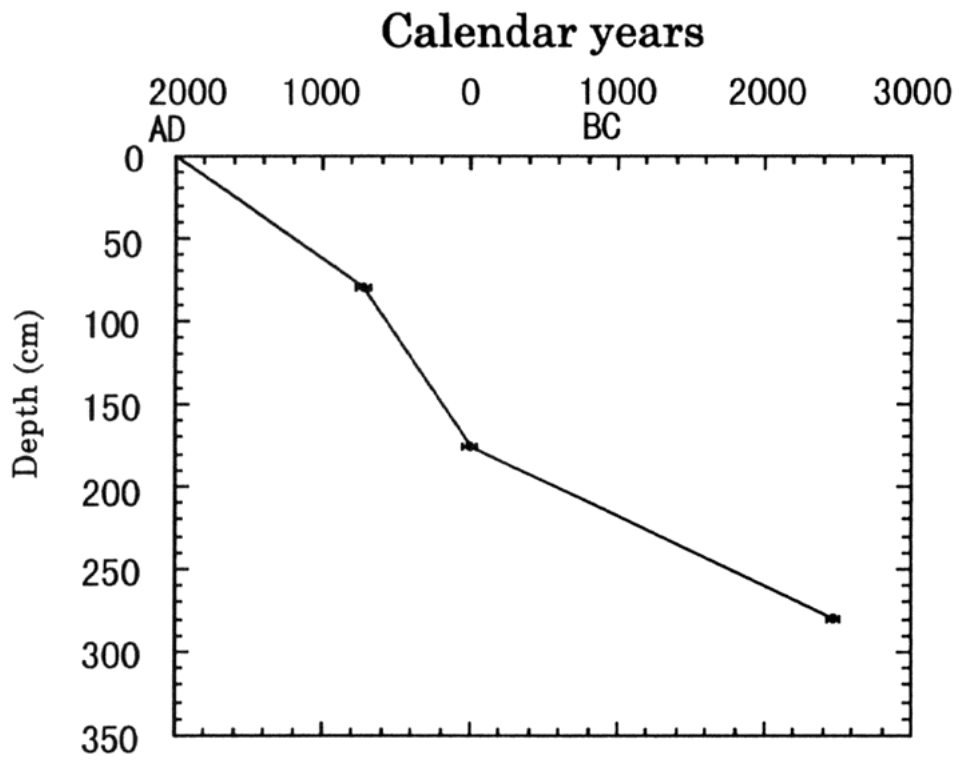


図5 厚岸湖コア AKL1 の深さ - 年代の関係

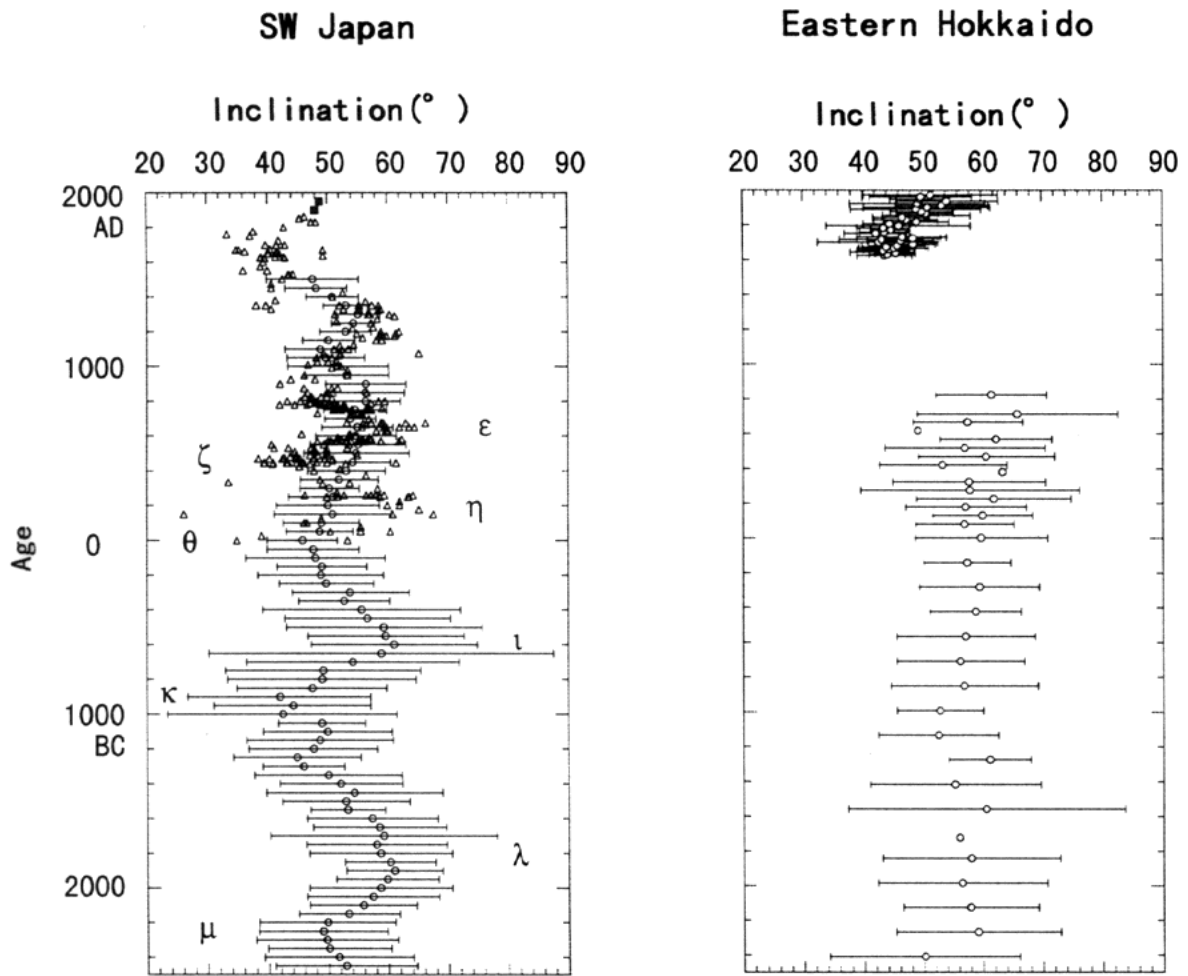


図6 厚岸湖（右）と西南日本（左）における偏角の永年変化

厚岸湖のデータには過去400年間の網走湖のデータ（安藤、2000）も合わせてプロットした。白丸は平均値、エラーバーは95%の信頼限界を表す。西南日本のデータはHyodo et al. (1993)による。

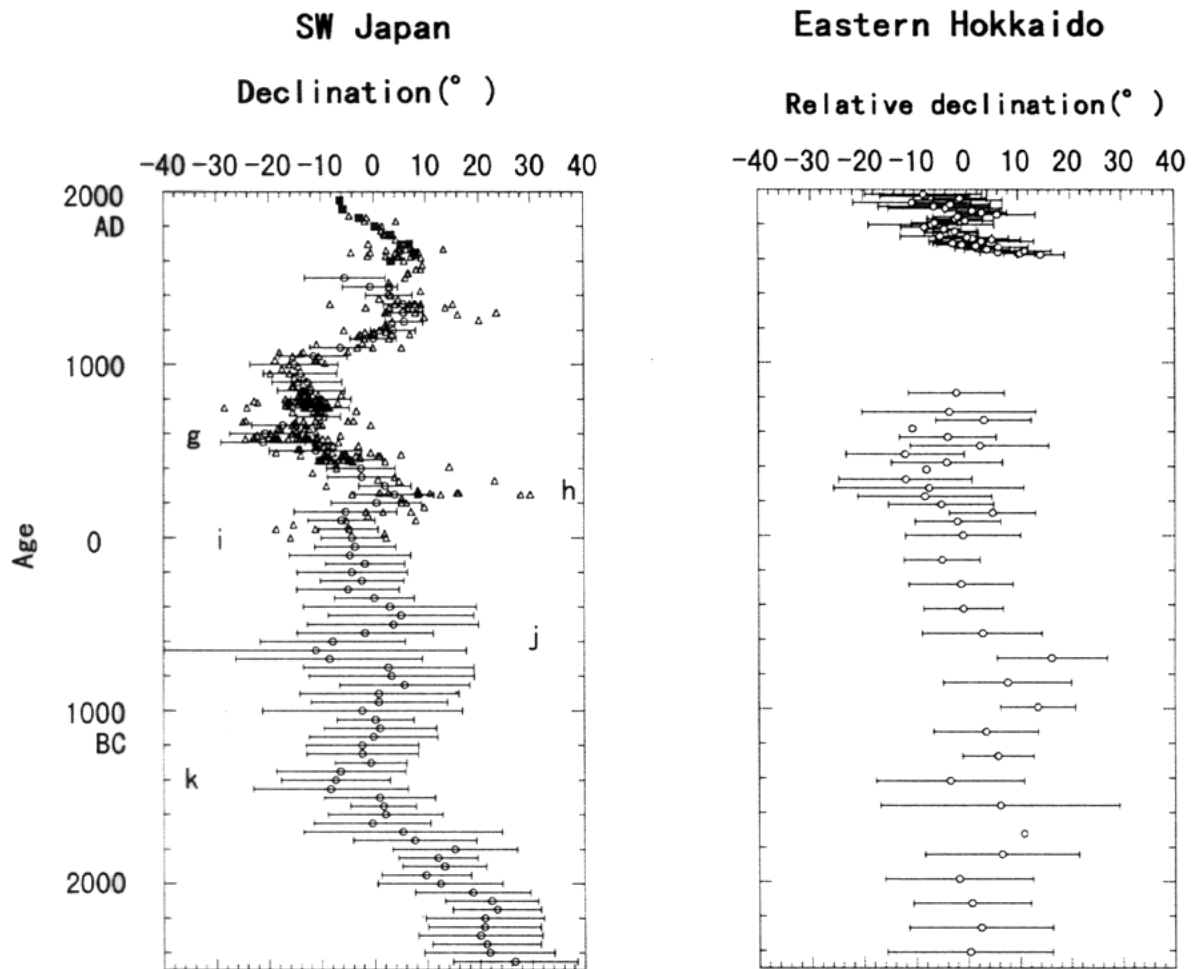


図7 厚岸湖（右）と西南日本（左）における伏角の永年変化

厚岸湖のデータには過去400年間の網走湖のデータ（安藤、2000）も合わせてプロットした。白丸は平均値、エラーバーは95%の信頼限界を表す。西南日本のデータはHyodo et al. (1993)による。