

バイカル湖堆積物の元素組成特性と その鉛直変動から見た古環境

高松武次郎*, 高田 実弥**

Thirty-one short sediment cores (20-50 cm in length) and two long drilling cores (BDP93-2 and BDP96-1; ca. 100 m and 200 m in length, respectively) from Lake Baikal were analyzed for about 40 elements by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry and instrumental neutron activation analysis. The L. Baikal sediment was rich in Na, alkaline earth elements, U, and rare earth (especially light rare earth) elements, but deficient in Cs and Br. Fe•Mn-rich oxidized sediment layers, occurred sometimes as crust, contained high concentrations of Ba, Co, Ni, As, and P, among which cationic elements were in the Mn-oxide phase and anionic elements in the Fe-oxide phase. The surface sediment has been slightly polluted with Pb. Ratios of light rare earth elements/heavy rare earth elements in the sediment decreased from northern to southern parts of the lake. Climate changes induced by Milankovitch cycles have been recorded in elemental compositions of the drilling cores. Among the elements analyzed, U was the most sensitive climate indicator.

1. はじめに

バイカル湖は、インドプレートとユーラシアプレートの衝突で生じた亀裂に水が貯まってできた地溝湖で、約3,000万年の歴史があり（藤井, 1998）、地理・地質学的、陸水学的、ならびに生物学的に他に例の無い特徴を有している（Table 1）。バイカル湖は世界最古であるだけ

でなく、表面淡水の約20%を湛える大きな湖で、水深も最大で1,637m、平均で730mと世界一である。また、水深が極めて深いにも拘わらず、湖水は良く混合されていて、湖底全域が好気的であること（Hohmann *et al.*, 1997）もこの湖の特筆すべき点である。そのため、生物の生息域が鉛直的にも広くて、生物種が多い要因にも

Table 1 Specification of Lake Baikal

| <i>Geographical and geological</i> | <i>Limnological</i> |
|--|---|
| Origin: Lift lake (expanding ca. 10cm/y) | Trophic level: Oligo/meso-trophic |
| Age: 30 million years | Transparency: 40m |
| Volume: 230 million km ³ | Water residence time: 330 years |
| Area: 46 thousand km ² | Water circulation: 10 years at the bottom |
| Depth: max. 1,637m, av. 730m | Dissolved oxygen: > 75% everywhere |
| Basin area: 556 thousand km ² | |
| Population in basin: 5 million | <i>Biological</i> |
| Influent river: 336 | Number of species: > 2500 (among which |
| Effluent river: 1 (Angara R.) | ca. 2/3 are indigenous) |

*茨城大学 広域水圏環境科学教育研究センター

** (元) 京都大学原子炉実験所 原子力基礎工学研究部門

59周年秋季講演会（平成17年11月5日）講演

なっている。

この様に、バイカル湖は世界の代表的湖沼であると同時に、未だ人為影響の非常に少ない湖でもあるので、陸水学的諸過程を研究する場として格好である。また、バイカル湖周辺の気候は地球規模の変動に非常に敏感に応答するので (Short *et al.*, 1991), バイカル湖の堆積物を用いれば、過去数千万年の環境変動を明らかにすることができる。

本研究では、バイカル湖全域から採取した表面堆積物コア (Takamatsu *et al.*, 2000, 2003) とブグルジェイカ鞍部やアカデミシヤン湖嶺で採取された深層ボーリングコア (河合・田中, 2000; Kuzumin *et al.*, 2000) の元素組成を中性子放射化分析と誘導結合プラズマ発光分光分析で測定して、バイカル湖堆積物の陸水学的特徴と過去約500万年の環境変動を明らかにすることを目的にした。

2. 方法

2.1. 試料採取と前処理

表面堆積物コアは1996年 (B-シリーズ) と1999年 (M-シリーズ) の夏に湖のほぼ全域から採取した (Fig. 1)。1996年には、ボックスコーラーで得た堆積物にプラスチックパイプ (内径3 cm, 長さ30 cm) を押し込んで20–25 cmのコアを17本採取し (Takamatsu *et al.*, 2000), 1999年には、マルチプルコーラー (内径8 cm, 長さ100 cm) を用いて22–53 cmのコアを14本採取した (Takamatsu *et al.*, 2003)。コアは1–2 cm間隔で切断した後 (船上で), 凍結乾燥して分析に供した。また、地点B-9の水深300 m地点で採取した厚さ3 cm余りの鉄クラスト (固い板状のFe・Mn酸化物) も、5 mm厚さ毎に切断、乾燥後、分析した。ボーリングコアは、1993年にブグルジェイカ鞍部

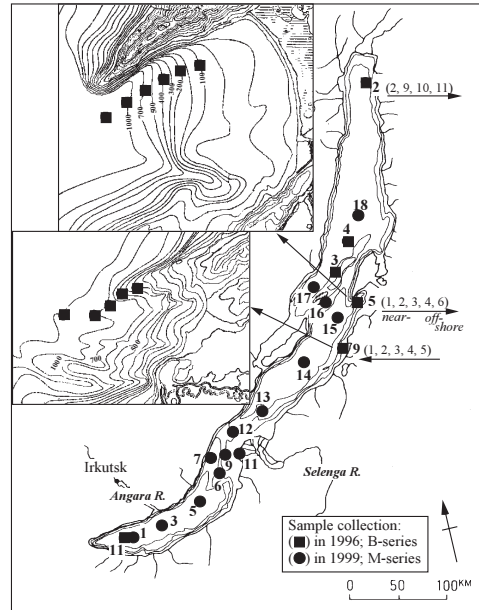


Fig. 1 Map showing the sampling sites of the surface sediment cores

(水深332m) で採取されたBDP93-2コア (コア長102m) と、1996年にアカデミシヤン湖嶺 (水深321m) で採取されたBDP96-1コア (コア長192m) を用いた (河合・田中, 2000; Kuzumin *et al.*, 2000)。前者からは228試料 (30–80 cm間隔) を、後者からは677試料 (20–50 cm間隔) を分取し、凍結乾燥して分析に供した。

2.2. 分析

中性子放射化分析 (NAA) と誘導結合プラズマ発光分光分析 (ICP-AES) を用いて約40種の元素を分析した。NAAでは小山らが開発したコンパレータ法を採用した (Koyama & Matsushita, 1980; 高松ら, 1998; 高松・増澤, 2005)。概略は次の通りである: 二重のポリエチレン袋に封入した試料 (約50 mg) をCo標準 (30 μg) とともに照射用カプセルに詰め、

京都大学原子炉実験所 (KUR) の圧気輸送管 (Pn-2, 熱中性子束密度 (f): $2.75 \times 10^{13} \text{n/cm}^2/\text{s}$) で50分間照射した。照射試料は、約1週間冷却後、外袋を取り替え、Ge(Li) 半導体検出器を備えた4096チャンネル波高分析器を用いて γ 線スペクトルを測定した。スペクトルは γ 線解析プログラム (COVIDN, 小山らが開発) で処理して、中寿命核種 (Na, As, Br, Sb, Ba, La, Sm, Yb, Lu, 及び U) を定量した。試料は約1ヶ月後に再測定し、同様に解析して、長寿命核種 (Sc, Cr, Fe, Co, Zn, Se, Rb, Cs, Ce, Eu, Tb, Hf, Ta, 及び Th) を定量した。また、約30mgの試料を別に取り、Mn標準 ($10\mu\text{g}$) とともにカプセルに詰めて、KURのPn-3 (f: $2.34 \times 10^{13} \text{n/cm}^2/\text{s}$) で20秒間照射した。照射試料は約5分後に γ 線スペクトルを測定して、短寿命核種 (Mg, Al, Ca, Ti, V, 及び Mn) を定量した。ICP-AES分析は次の様に行った。試料 (10–20mg) をステンレス製の加圧分解ボンベに取り、混酸 (過塩素酸/硝酸/フッ化水素酸) を用いて 140°C で5時間分解した。分解液は、蒸発濃縮して硝酸とフッ化水素酸を除去した後、適宜希釈し、分析装置 (Thermo Jarrell-Ash, ICAP-61E Trace) にかけて、Al, Ca, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Ni, Zn, As, Ti, V, P, S, Sr, Ba, Pb, Sc, 及び Y を定量した (Takamatsu *et al.*, 2000; 2003)。多量元素の妨害は κ -係数法 (Hee *et al.*, 1985) で補正した。

3. 結果と考察

3.1. 元素組成の一般的特徴

表面堆積物の元素組成は、日本の代表的湖沼である琵琶湖 (Takamatsu, 1985; Takamatsu *et al.*, 1985) と比較した場合、次の様な特徴を有している。1) 風送塵 (レス) などの未風

化物質の流入量が多いために、アルカリ土類金属濃度が高い。2) Naは多いが (やはり風送塵の影響)、Csは少ない (地質の影響)。3) Brが少ない。Brは代表的な親生物元素であるので、湖の生物活性の低さ (生物生産量: $27\text{g-C/cm}^2/\text{y}$; Weiss *et al.*, 1991) を反映したものと考えられる。4) 汚染が進んでいないので (後述)、重金属類やAsは比較的少ない。5) U濃度が特異的に高い。これは、最大流入河川であるセレンガ川の上流域に高濃度Uを含む地層が分布する (Edgington *et al.*, 1996) ことに由来する。6) 希土類元素、特に軽希土類元素 (La, Ce, 及び Nd) の濃度が高い。これは、琵琶湖堆積物との比較のみならず、地殻の元素組成との比較においても同様であり、やはり地質の影響と考えられる。

3.2. 元素の平面分布

バイカル湖の水は滞留時間が長く (Table 1), かつ良く混合されているので、元素の滞留時間も通常長い (Edgington *et al.*, 1991; Falkner *et al.*, 1997)。そのため、非常に岸近い地点や南部の一地域を除いて、堆積物中の元素組成はかなり一定している。Fig. 2は1999年に採取した14本の表面堆積物コア中のAlとTi, 及びCaとSrの関係を示したもので、タービダイトが混入した場合を除いて、Ti/Al比やSr/Ca比はほぼ一定で、堆積物組成が平面的にかなり均質であることが分かる。この均質性は希土類元素などの例外を除いて、多くの元素に共通している。

一方、希土類元素は特異的な平面分布を示す。Fig. 3は表面堆積物コア中の2組の軽希土類元素と重希土類元素の濃度比 (La/YbとCe/Yb) の関係をプロットしたもので、両者の間に良い相関が見られるだけでなく、各プロッ

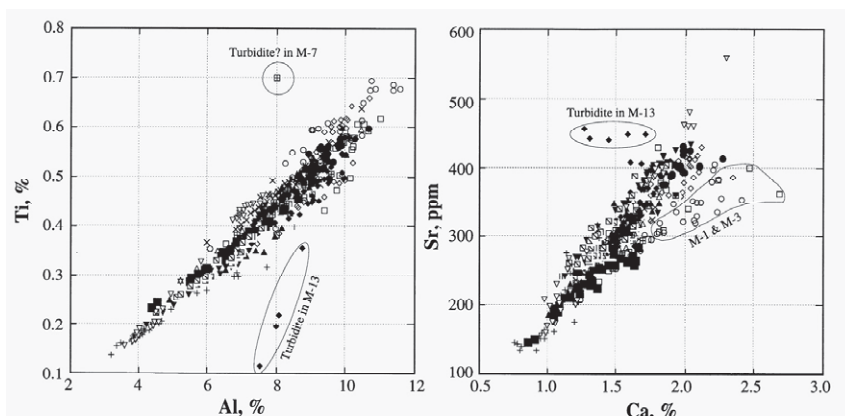


Fig. 2 Relationship between concentrations of Al and Ti, and those of Ca and Sr in the surface sediment cores.

(○) M-1, (□) M-3, (◇) M-5, (×) M-6, (⊞) M-7, (△) M-9, (●) M-11, (■) M-12, (◆) M-13, (▲) M-14, (▼) M-15, (⊞) M-16, (+) M-17, (▽) M-18.

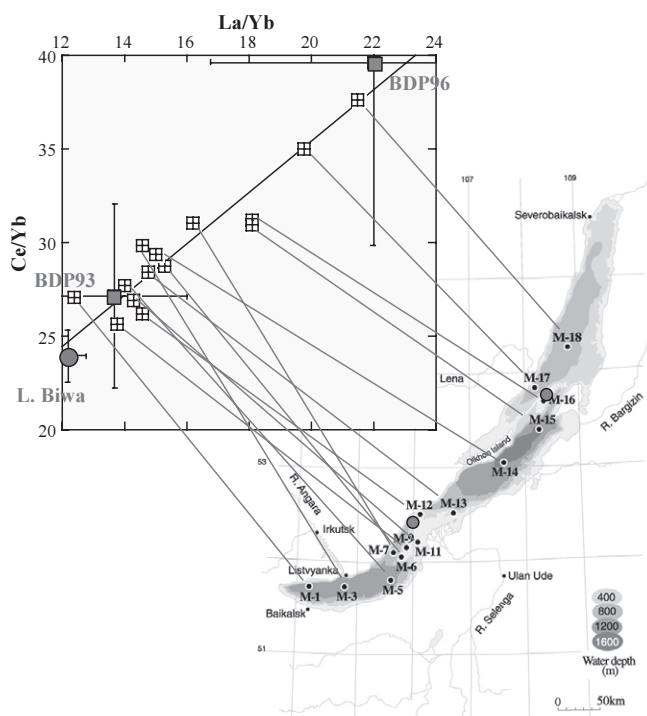


Fig. 3 Relationship between La/Yb and Ce/Yb in the surface sediment cores, and correspondence of the plots to the sampling sites.

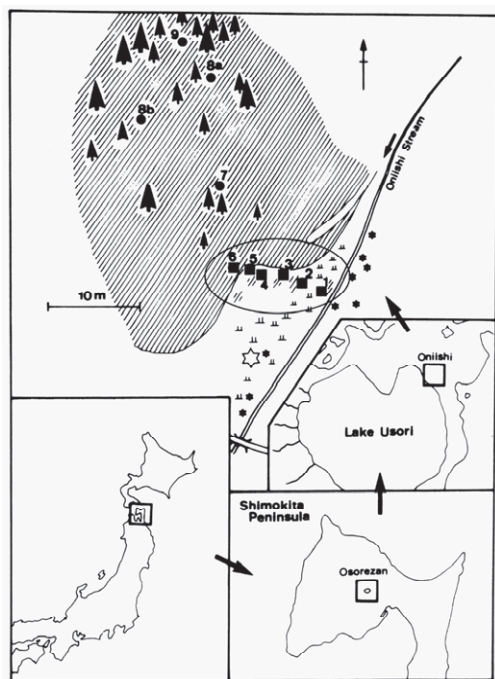


Fig. 4 Map showing the soil sampling sites at Oniishi, Osorezan (Aomori Pref.)

■ Sampling sites. ★ Fumaroles. ○ Hot springs. ▨ *Sasa kurilensis*. △ herb.

トは概ね採取地点の順に並ぶ。すなわち、北の地点ほど軽希土類元素に、反対に、南ほど重希土類元素に富んでいることが分かる。同様の分別は火山性酸性土壌（青森県下北半島の恐山鬼石；硫気の主成分は H_2S ）においても見られる

(Fig. 4). 鬼石の土壌（地点1-6）はいずれも強酸性で、pHは2.8-3.1の範囲で一定しているが、有機物含量は地点毎に大きく異なり、C含量が3.8-21.3%の範囲で平面的または鉛直的に変動する。Fig. 5左図は、それら土壌中の希土類元素濃度（Ti濃度で規格化し、同地域の対照土壌中の値との比で示す）を元素の有機（EDTA）錯体の安定度定数との関係で示したものである。地点毎にプロットの勾配が異なり、地点1は軽希土類元素に、反対に、地点5や6は重希土類元素に富んでいる。さらに、このプロットの勾配は各土壌の有機物（C）含量と良い相関を示す（Fig. 5右図）。すなわち、有機物の少ない土壌は重希土類元素に、有機物の多い土壌は軽希土類元素に富む。これは、希土類元素の溶脱が、有機物の少ない鉱質土壌では主に無機化合物（水酸化物など）の溶解反応に依存し、有機質土壌では、可溶性有機錯体の生成に依存していることによると思われる。水酸化物の溶解度は軽希土類元素で大きく、有機錯体の生成定数は重希土類元素で大きい。南北に細長いバイカル湖では、寒冷で生物活性の低い（有機物供給量の少ない）北部では、無機反応による軽希土類元素の溶脱が卓越し、一方、温暖で生物活性の高い南部では、有機錯体生成に

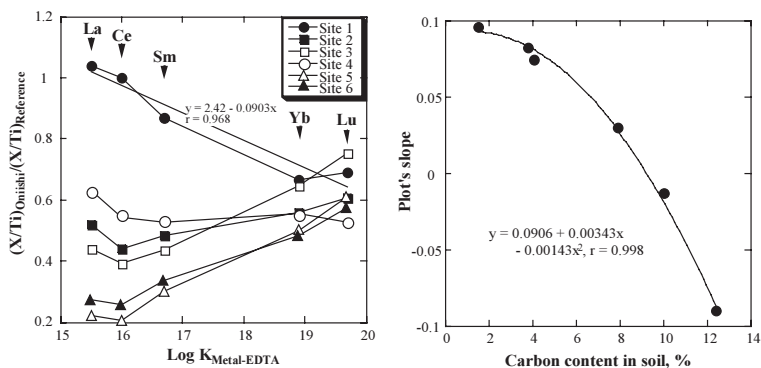


Fig. 5 Fractionation of rare earth elements in the soil at Oniishi, Osorezan

よる重希土類元素の溶脱が卓越したと考えられる。河川などを經由して湖に到達した元素が湖内で比較的速く沈降すれば、Fig. 3の様な分別が起こることになる。この結果は、希土類元素濃度が気候指標（元素温度計）（Bulnaye, 1995; Bobrov *et al.*, 2001）として有望であることを示唆している。

3.3. 表面堆積物中の元素の鉛直分布

元素の鉛直分布プロファイルは湖内の生物活性の変化、汚染、堆積後の初期続成作用などの影響で変化する。Fig. 6に分布プロファイルの一例を示した。また、Fig. 7には、主成分分析を用いて、元素を鉛直分布の類似性に基づいて分類した結果を示した（1999年採取分について解析）。元素は2群と4元素に分類された。この内、特に興味ある元素（群）はCu, Pb, とFe, Mn, Ba, As, 及びPを含む群である（Yは独自の分布を示したが不明な点が多いのでここでは省略する）。Cuは、各コア中の平均濃

度が生物起源ケイ酸量とともに変動したので、湖内の生物生産量の変化がその変動の主要因であると思われる。また、Pbは汚染の可能性が高い。Fig. 8は、各コア（1999年採取分）中のPbの鉛直分布をPb/Al比で示したものである。なお、年代は¹³⁷Csの検出開始年を1954年として均等配分した（詳細は省略）（Peirson, 1971）。殆どのコアで1950年頃からPb濃度が上昇しており、明らかに汚染の影響と思われる。Fig. 9は、各地点における単位面積当たりのPbの過剰量を示したもので、汚染は北より南でやや多く、平均で約13.5 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$ となっている。この量はカナダの汚染の少ない湖の値（61–77 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$; Dillon & Evans, 1982）の1/5程度であるので、バイカル湖の汚染は未だ非常にわずかであると言える。バイカル湖では湖に負荷されたPbの大部分が湖内に沈殿と思われるので（Boyle *et al.*, 1998）、過去に約4,240t（13.5 $\mu\text{g}/\text{cm}^2 \times 31,500\text{km}^2$ （湖底面積）から計算）のPbが湖に負荷された勘定になる。次に、Fe,

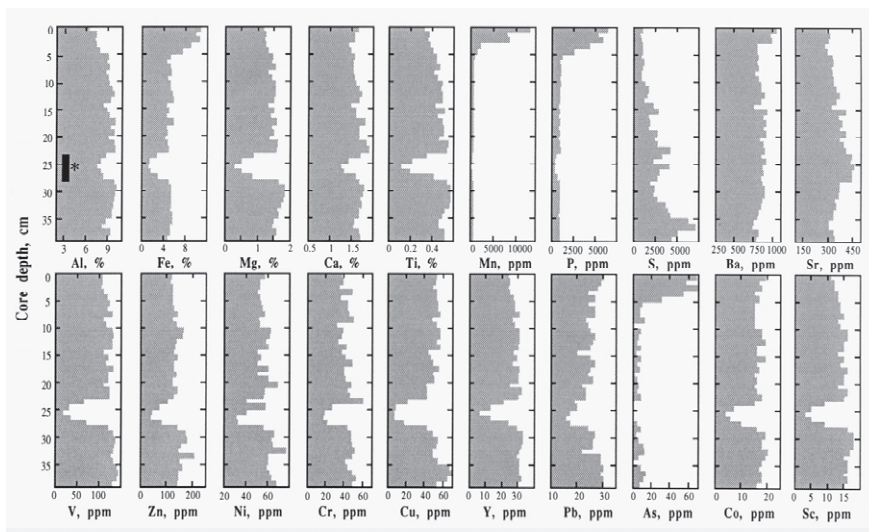


Fig. 6 Depth profiles of elements in the surface sediment core (M-13).
*: layers contained turbidite.

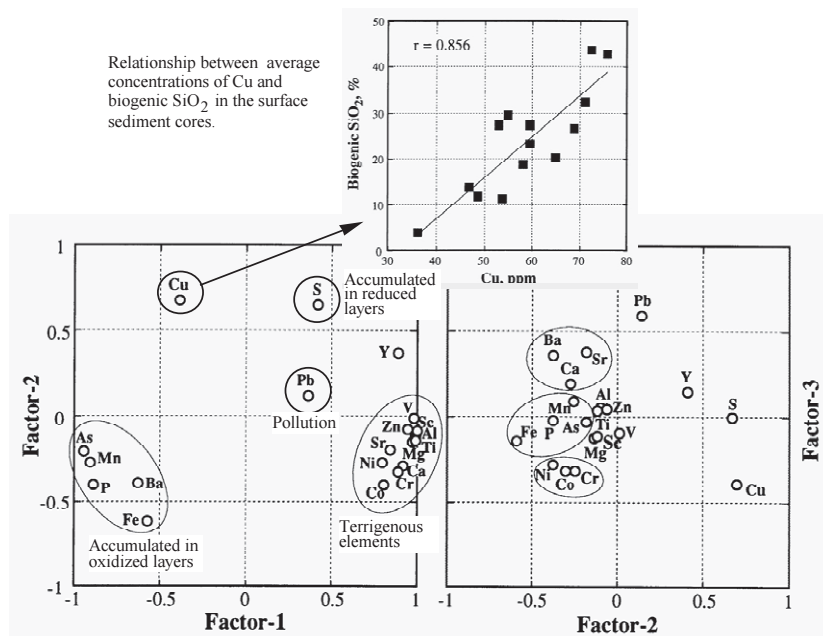


Fig. 7 Classification of elements in the surface sediment cores based on principal component analysis

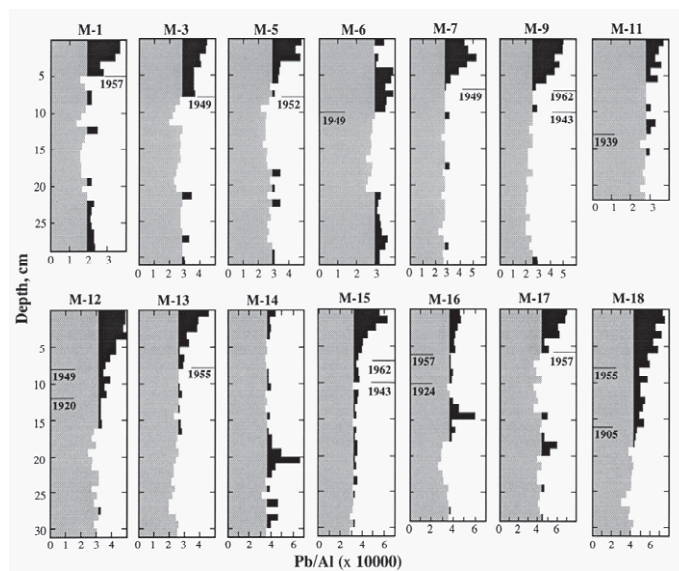


Fig. 8 Depth profiles of Pb/Al in the surface sediment cores dated by Cs-137. Black areas show excess fractions. Background levels: averages in sediment deeper than 10 cm.

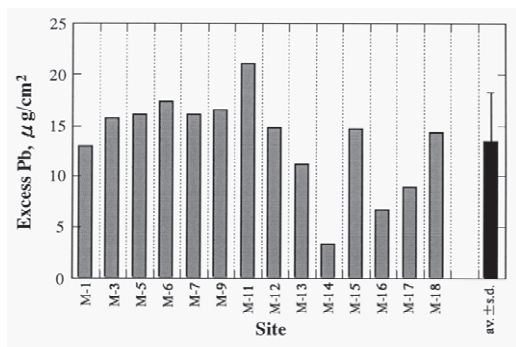


Fig. 9 Inventory in excess Pb in the surface sediment.

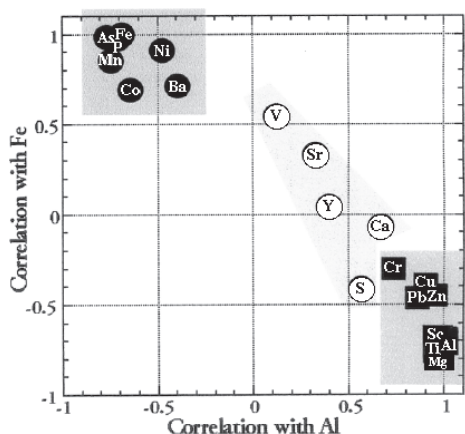


Fig. 10 Relationship between correlation coefficients of elements with Al and those with Fe in the Fe-crust.

Mn, Ba, As, Pなどの元素は、類似した分布プロファイルで堆積物表層に濃集していることから (Fig. 6), 堆積物の初期続成過程で起こる酸化還元サイクルによって表層に集められたと考えられる。バイカル湖の湖底は非常に好氣的であるので (Table 1), 酸化層が良く発達し、厚さが10cm以上に達する場合や一部が厚さ数cmの固いクラスト状に発達する場合もある。Fig. 10は、地点 B-9で採取したクラスト中の元素を Al 濃度との相関が高い元素 (クラストに混入した陸源物質に由来する元素) と

Fe 濃度との相関が高い元素 (Fe 酸化物相に濃集された元素) に分類したものである。Fe, Mn, Ba, Co, Ni, As, 及び P が Fe と深く関連していた。これらの元素の分布をさらに詳しく解析した結果, As と P は Fe に, Ba, Co, 及び Ni は Mn に伴われていることが分かった (解析の詳細は省略)。すなわち, アニオン性元素は Fe 酸化物に, カチオン性元素は Mn 酸化物に濃集されていた。バイカル湖のクラストは、琵琶湖で産出する湖成鉄 (Takamatsu *et al.*, 1993; 川嶋・高松, 2005) などと類似した特性を持つ酸化物である。

3.4. ボーリングコアの元素組成を指標にした気候変動の復元

グローバルな気候は、地球の軌道要素に依存した日射量変動 (いわゆるミランコビッチ周期; Berger *et al.*, 1984) がペースメーカーとなり、地理、地形、海洋、アルベドなどの因子でチューニングされて決まる。ミランコビッチ周期には、地球公転軌道の離心率の変化 (100ky, 400ky, 600ky, 1,000ky 周期など)、地軸の傾きの変化 (41ky 周期)、及び自転軸の歳差運動 (19ky と 23ky 周期) に関するものが含まれ、実際の日射量はそれらの複合で決まる。この周期は、気候やそれと連動した水循環、生物活性の変化などを通して、堆積物の元素組成にも反映される。Fig. 11は、BDP96-1コアの上部 1 my 部分 (年代は Sakai *et al.* (2000) による) において、ミランコビッチ周期と同期して変動した元素のプロファイルである。図示した元素以外にも、Sr, Cu, Zn などが同様に変動した。100ky 周期がはっきりと現れていることが分かる。これらの元素は、日射量が増大、すなわち温暖化すると増加するので、温暖指標元素と呼ばれる。一方、温暖指標元素とは逆に変動する元素 (寒

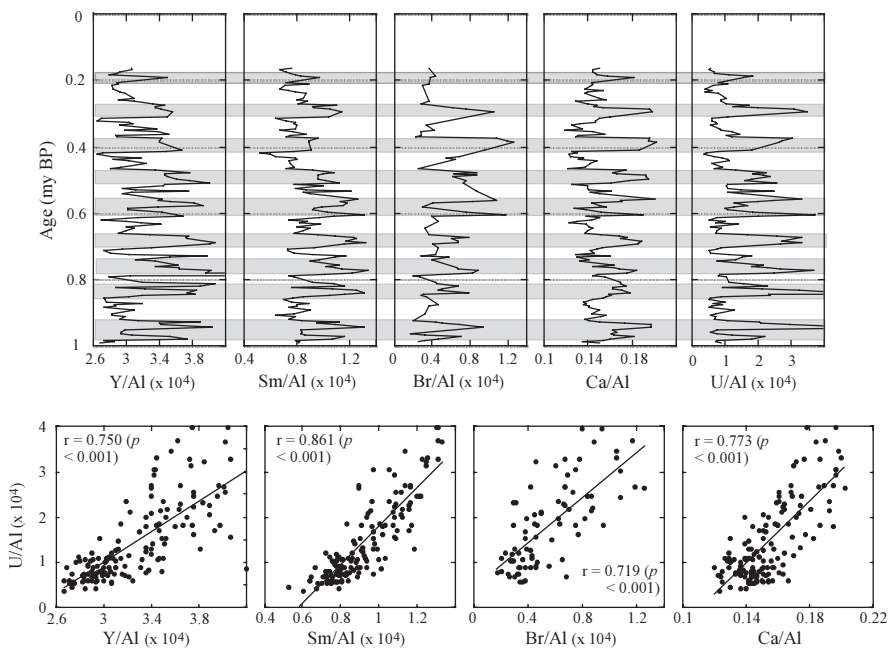


Fig. 11 Depth profiles of some warm index elements (X/Al) in the 0-1 my BP part of BDP96-1 core, and correlations between X/Al and U/Al.

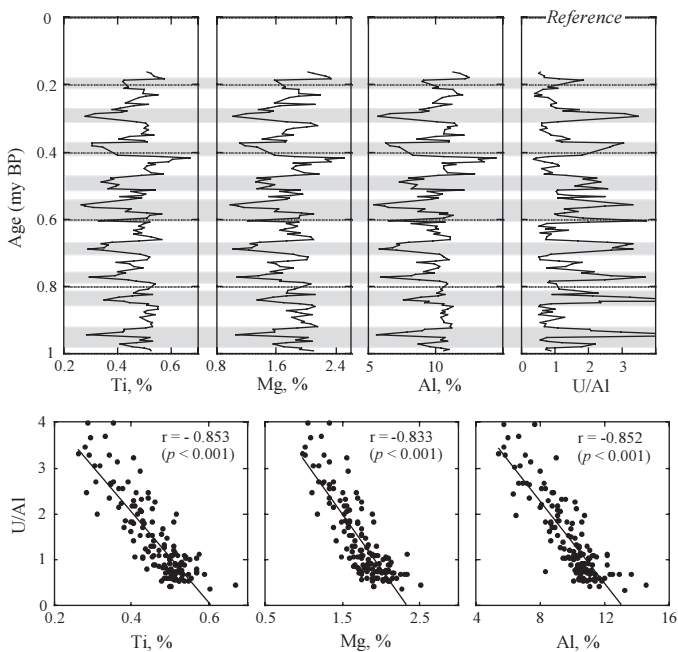


Fig. 12 Depth profiles of some cold index elements in the 0-1 my BP part of BDP96-1 core, and correlations between concentrations of those and U/Al.

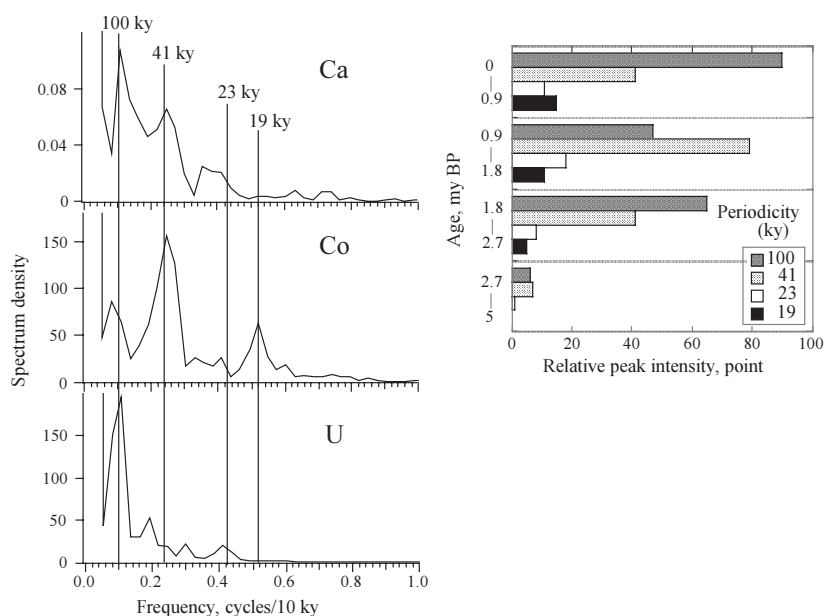


Fig. 13 Analysis of periodicity for variations in elemental concentrations in the 0-0.9 my BP part of BDP96-1 core (left), and relative intensities of 100 ky-, 41 ky-, 23 ky-, and 19 ky-peaks in the 4 time-ranges (right). The peaks were ranked into 3 levels, i.e., strong (3 points), medium (2 points), and weak (1 point), and they were summed for all (36) elements.

冷指標元素)もある。Fig. 12はその例である。寒冷指標元素は、主に陸源物質に含まれて存在する元素で、寒冷期には、アイスラフティングによる供給が増えることや、生物起源物質(有機物、ケイ酸など)の減少で希釈効果が低下することによって増加する。Fig. 13左図は、元素の濃度変動に関する波形解析を、BDP96-1コアの上部0.9my部分について行った例である。卓越する周期は元素によって異なるが(理由は不明)、100ky, 41ky, 23ky, 及び19ky周期が明瞭に検出されている。Fig. 13右図は、BDP96-1コア全体を、地質年代上のイベント(0.9my BP: 第4紀中期の気候ジャンプ(Maasch, 1988); 1.8my BP: 第4紀開始時の気候ジャンプ(Maasch, 1988); 2.7my BP: 大陸氷床の著しい拡大(Shackleton *et al.*,

1984))で区分し、Fig. 13左図の様な解析を行って、周期の相対的出現強度を見たものである。ミランコビッチ周期は、北半球の大陸氷床が拡大した2.7my BP以降に現れている。この時期は、ヒマラヤの隆起によって、ユーラシア大陸で大気の流れが変わり(モンスーンが発達し)、バイカル湖地域の気候が激変したとされる時期である(Muller *et al.*, 2001)。2.7my BP以降は、強い100kyと41kyの周期、及び弱い23kyと19kyの周期が明瞭に現れている。また、理由は不明であるが、0-0.9my BPでは100ky周期が、0.9-1.8my BPでは41ky周期が卓越した。この様に、堆積物の元素組成はミランコビッチ周期を明瞭に記録しているので、気候指標として有効であると言える。多くの元素が気候指標になるが、バイカル湖の場合、Uが特に有

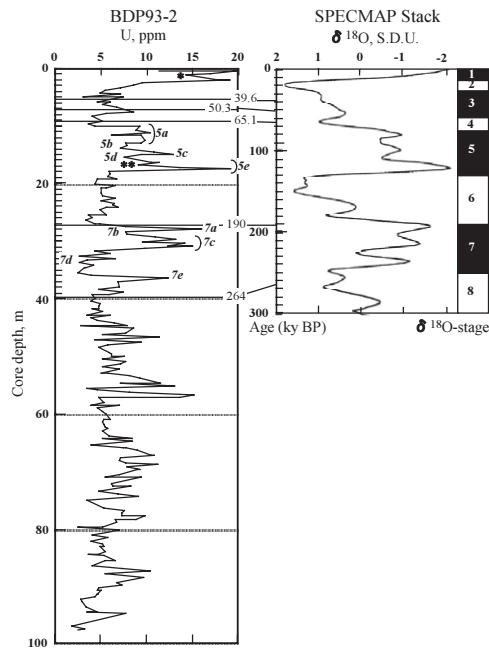


Fig. 14 Depth profile of U in the BDP93-2 core, and its correspondence to the SPECMAP (NOAA Paleo-climatology Program, 1997).S.D.U: Standard deviation unit. *: Younger Dryas (?). **: Cold period in the Eamian (?).

効である。Fig. 14は、BDP93-2コアにおけるUの変動（年代はColman (1998)による）を海洋堆積物中の酸素同位対比の変動(SPECMAP; NOAA Paleoclimatology Program, 2003)と対比して示したものである。良く一致しているだけでなく、バイカル湖では気候変動に対する応答が海洋より迅速で、酸素同位体比サブステージ5a-eや7a-eも明瞭に現れている。バイカル地域では、115ky BPと230ky BP頃の日射量極小期に対応して、5e→5dや7e→7dの急激な寒冷化が起きていたことや、5bと5d、及び7bと7dの寒冷化は海洋より激しく、かつ、7dでは期間も長期に及んだことが読み取れる。温暖で生物生産が活発な時期には、土壌への有機物負荷量が増え、土壌水中の溶存有機物や炭酸イオンも増すので、Uは可溶性の有機錯体や $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ となって

多量に溶け出す。これらが温暖期の多雨によって湖に運ばれて湖水中のU濃度を高める。またこの時期、有機物の増加で湖底が還元的になり、Uの還元固定（難溶性の UO_2 や $U(OH)_4$ として）も進む。堆積物中のU濃度はこれらの反応によって、温暖期に増加し、反対に寒冷期に減少する。バイカル湖はUに富む地質を流域に持つので、Uは極めて良い気候指標となる（高松ら、2003）。

3.5. おわりに

本研究では、ここで紹介したこと以外にも、ヒマラヤ隆起によって内陸の乾燥化が進んだ3 my BP頃から、バイカル湖に供給される風送塵が急増した事実や、0.6my BP頃以降の水深変動の歴史などについても明らかにすることができた（高松ら、2003）。

謝辞

本研究で用いたボーリングコアはバイカル湖ドリリングプロジェクトの中で河合崇欣博士(名古屋大学環境学研究科)らによって採取されたものである。また、1999年の表層堆積物コアは柏谷健二博士(金沢大学理学部)から提供されたものである。ここに深謝いたします。

引用文献

- Berger, A. *et al.* (eds.): Milankovitch and Climate - Understanding the Response to Astronomical Forcing, D. Reidel Publ., Dordrecht, 895 pp. (1984).
- Bobrov, V.A. *et al.*: Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., **A470**, 431-436 (2001).
- Boyle, J.F. *et al.*: J. Paleolimnol., **20**, 135-150 (1998).
- Bulnayev, A.I.: Analyst, **120**, 1445 - 1452 (1995).
- Colman, S.M.: Geology, **26**, 531-534 (1998).
- Dillon, P.J. & Evans, R.D.: In P.G. Sly (ed.), Sediment/Freshwater Interaction, Junk, The Hague, pp. 121-130 (1982).
- Edgington, D.N. *et al.*: Nature, **350**, 601-604 (1991).
- Edgington, D.N. *et al.*: Earth Planet. Sci. Lett., **142**, 29-42 (1996).
- Falkner, K.K. *et al.*: Limnol. Oceanogr., **42**, 329-345 (1997).
- 河合崇欣・田中敦: In バイカル湖の湖底泥を用いる長期環境変動の解析に関する国際共同研究成果報告書, 科学技術庁研究開発局, pp. 27-37 (2000).
- 川嶋宗継・高松武次郎: In 藤永太一郎(監修), 宗林由樹・一色健司(編), 海と湖の化学 — 微量元素で探る, 京都大学学術出版会, 京都, pp. 312-332 (2005).
- Koyama, M. & Matsushita, R.: Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ., **58**, 235-243 (1980).
- Kuzumin, M.I. *et al.*: In K. Minoura (ed.), Lake Baikal - A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-14 (2000).
- 藤井昭二: In 井上源喜・柏谷健二・箕浦孝治(編), 地球環境変動の科学 — バイカル湖ドリリングプロジェクト, 古今書院, 東京, pp. 21-42 (1998).
- Hee, S.S.Q. *et al.*: Anal. Chem., **57**, 1242-1252 (1985).
- Hohmann, R. *et al.*: Limnol. Oceanogr., **42**, 841-855 (1997).
- Maasch, K.A.: Clim. Dyn., **2**, 133-143 (1988).
- Muller, J. *et al.*: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **174**, 305-326 (2001).
- NOAA Paleoclimatology Program: Paleoclimatic data, Paleoceanography, Specmapl, File 017 (<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/data.html>).
- Peirson, D.H.: Nature, **234**, 79-80 (1971).
- Sakai, H. *et al.*: In K. Minoura (ed.), Lake Baikal - A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes, Elsevier, Amsterdam, pp. 35-52 (2000).
- Shackleton, N.J. *et al.*: Nature, **307**, 620-623 (1984).
- Short, D.A. *et al.*: Quat. Res., **35**, 157-173 (1991).
- Takamatsu, T. (ed.): Res. Rept. NIES, Japan, No. **75**, 125 pp. (1985).

- Takamatsu, T. *et al.*: Jpn. J. Limnol., **46**, 115-127 (1985).
- Takamatsu, T. *et al.*: Jpn. J. Limnol., **54**, 281-291 (1993).
- 高松武次郎ら：In 井上源喜・柏谷健二・箕浦孝治（編），地球環境変動の科学 — バイカル湖ドリリングプロジェクト，古今書院，東京，pp 137-144 (1998).
- Takamatsu, T. *et al.*: In K. Minoura (ed.), Lake Baikal -A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes, Elsevier, Amsterdam, pp. 155-164 (2000).
- Takamatsu, T. *et al.*: In K. Kashiwaya (ed.), Long Continental Record from Lake Baikal, Springer-Verlag, Tokyo, pp. 313-327 (2003).
- 高松武次郎ら：月刊地球／号外 No. **42**, 108-118 (2003).
- 高松武次郎・増澤敏行：In 藤永太一郎（監修），宗林由樹・一色健司（編），海と湖の化学 — 微量元素で探る，京都大学学術出版会，京都，pp. 467-474 (2005).
- Weiss, R.F. *et al.*: Nature, **349**, 665-669 (1991).