

07309009, 代表者: 高安克己), 一般研究 C (課題番号: 07804031, 代表者: 福沢仁之) と日産科学振興財団による第 21 回研究助成金 (一般研究) (代表者: 福沢仁之) を使用した。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, **34**: 135-149.
- 早川由紀夫・小山真人 (1998) 日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田と白頭山—。火山, **43**, 投稿中。(すでにこの内容は日本火山学会・史料火山学 WG ニュースレター 7 号 (1995 年) で公表されている)。
- 平井幸弘 (1983) 小川原湖の湖岸・浅湖底の微地形と完新世最大海進期以降の湖水準変動。東北地理, **35**: 81-90.
- 平井幸弘 (1994) 日本における海跡湖の地形発達。愛媛大学教育学部紀要, III, **14**: 1-71.

- 平山次郎・市川賢一 (1966) 1,000 年前のシラス洪水—発掘された十和田湖伝説—。地質ニュース, **140**: 10-28.
- 日下雅義 (1992) ラグーンと渤海外交。中西 進・安田喜憲 (編) 謎の王国・渤海, 80-103, 角川書店。
- 町田 洋 (1992) 火山噴火と渤海の衰亡。中西 進・安田喜憲 (編) 謎の王国・渤海, 104-129, 角川書店。
- 町田 洋 (1994) 北東アジアを襲った白頭山大噴火を探る。科学朝日, 1994 年 11 月号: 20-23.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス。276p., 東京大学出版会。
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ。科学, **51**: 562-569.
- Machida, H., Moriwaki, H. and Zhao, D.-C. (1990) The recent major eruption of Changbai Volcano and its environmental effects. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **25**: 1-20.
- 上田 雄 (1992) 渤海国の謎—知られざる東アジアの古代王国, 272p. 講談社

LAGUNA (汽水域研究) 5, 63~73 頁 (1998 年 2 月)
LAGUNA 5, p.63-73 (1998)

汽水湖底堆積物の採取・分析方法とその最近の進歩

山田和芳¹・斎藤耕志¹・福澤仁之¹

Recent progress on collecting and analyzing methods of brackish lake sediments

Kazuyoshi Yamada¹, Koji Saito¹ and Hitoshi Fukusawa¹

Abstract: Recent studies on ice cores and deep sea sediments have revealed that abrupt and rapid climate and sea-level changes occurred frequently during the Late Quaternary. The brackish lake sediments which represent non-glacial varve layers record the detailed environmental changes, however, it has been difficult to detect such rapid changes from lake sediment cores. One of the reason of the difficulty is the lack of the method for collecting intact sediments for systematic analysis. Here we present our systematic research procedure with improved efficiency, which includes an improved coring device for obtaining intact brackish lake sediments, initial description, sampling, and several analytical methods. This enables us to detect environmental variations on annual to decadal time scale.

Key words: lake sediments, collecting methods, analyzing methods, paleo-environments

はじめに

人類が急速に進化した時代である第四紀には、数～十万年スケールの氷期—間氷期サイクルにとともなう、自然環境の変動が生じていたと考えられてきた(成瀬, 1982)。しかし、近年グリーンランドの氷床堆積物や北大西洋や日本海の海底堆積物および中国内部の陸上堆積物の研究から、約 1000~3000 年周期で気候や海水準が突然かつ急激に変動することが知られるようになってきた(Dansgaard *et al.*, 1993; Bond *et al.*, 1997; Chen *et al.*, 1997; 多田, 1997)。このような急激な環境変動は、過去の人類活動に大きな影響を与えてきたと思われる。

海陸境界に位置する汽水湖沼は、さまざまな環境変動を堆積物に記録している。たとえば、福澤 (1995) は、水月湖湖底堆積物の明暗ラミナの互層が 1 年ごとに形成された「年縞」であり、さらに湖底堆積物は天然の寒暖計、検潮儀、雨量計、地震計

などの環境変動検出計でもあることを明らかにしている。また、湖沼堆積物の堆積速度は海洋堆積物と比較すると大きいことから、汽水湖底堆積物を分析することによって、さまざまな環境変動を高時間分解能で復元できると考えられる。しかしながら、湖沼堆積物コアの従来の研究からは、短い時間スケールの急激な環境変動を捉えることができなかった。その原因として、堆積物の記載を含む採取・分析方法に問題があったと考えられる。

堆積物の採取や試料の分割・分析には多くの時間と労力が費やされる。琵琶湖深層掘削研究の例が典型的である。世界に先駆けて行われた琵琶湖の湖底掘削では、有機・無機地球化学、微化石、火山灰などの総合的な研究がなされ、気候変動や古地磁気変化などに関する多くの情報が明らかにされた(Horie, 1984)。しかし、堆積物の欠層や分析試料の時間分解能の低さ、分析機器の測定誤差などのために、この研究成果がまとめられるまでには多くの時間と労

¹ 東京都立大学大学院理学研究科地理科学専攻

Division of Geography, Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University, Hachioji 192-0397, JAPAN

汽水湖底堆積物コアの分析フローチャート

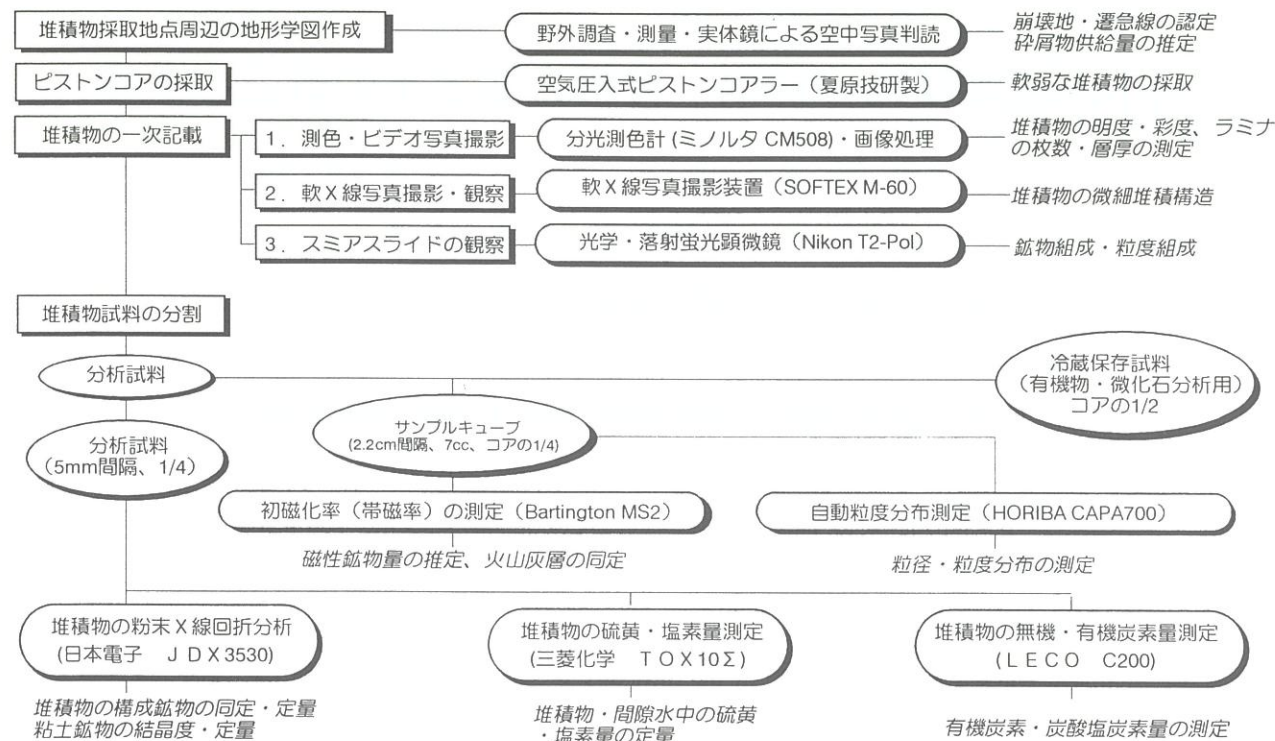


図1 汽水湖底堆積物における分析フローチャート
Fig.1 The analyzing flow chart in blackish lake sediments.

力が費やされたばかりでなく、数千年単位の自然環境変動を検出することはできなかった。

これらのことから、短い時間スケールの急激な環境変動を湖沼堆積物から検出するためには、より効率的な精度のよい堆積物の採取・記載・分析が必要となる。近年、地球環境の将来予測が重要視されてきている。その将来を知るためには過去を知らなければならず、そのためにもわれわれは、地球環境の変化してきた過程を総合的に明らかにしなければならない。すなわち、汽水湖底堆積物をこれまでよりも効率的に精度よく採取・分析することは、われわれ人類が将来歩む道を考えるうえで非常に重要であるといえる。

われわれの研究グループは、季節単位あるいは1年単位で過去の環境変動を記録している堆積物を欠層なく連続的に採取して、年単位の気候・海水準変動を明らかにしてきた。この論文では、われわれの研究グループで行っている堆積物の採取・分析方法を、堆積物から得られる情報について、その意味する堆積機構や環境の変遷に言及しながら紹介する。

堆積物の採取

われわれの研究グループは、試料分析にかかる時間と労力を考慮にいて、汽水湖底堆積物の採取・分析方法を系統的に確立している。その分析フローチャートを図1に示す。汽水湖底堆積物の研究は、試料の採取、一次記載、試料分割そして機器による分析の4項目に大別できる。

まず、堆積物から過去の環境変動を明らかにするためには、堆積物の連続性は必要不可欠な要素になる。このような連続的な堆積物を採取するためには、試料の採取地点を慎重に選定しなければならない。まず、堆積物採取地点周辺の地形学図(鈴木, 1997)を作成する。具体的には野外調査や測量、実体鏡による空中写真判読によって、崩壊地や遷急線の認定を行い、集水域や湖岸からの碎屑物供給量を想定し、土石流などの突発的かつ地域的な影響が少ない地点を推定する。また、湖底地形から、河川や湖底斜面からの土砂供給の影響を受けにくい常に安定した堆積場であるような地点を推定する。これらの推定によって、連続的な堆積物の採取のために最も適切だと考えられる地点を選定する。

次に、選定した地点からにおいて夏原技研製空気

堆積物の一次記載

われわれの研究グループでは、堆積物の一次記載を重視している。一次記載を詳細に行うことによって、分析の対象とする堆積物のおおまかな特徴や連続性の有無を把握する。そのうえで分析の手順を決定することによって、最も効率的な分析を行うことが可能になる。また、一次記載が不十分であると、機器分析の結果を誤って解釈する可能性が大きくなる。一次記載とは、肉眼観察、分光測色分析、ビデオ写真撮影、軟X線写真撮影および観察、スミアスライドおよび薄片の観察から得られる情報のことを示す。

[肉眼観察]

粒径、色調、有機物の有無、ラミナの有無などの岩相を詳細にスケッチする。

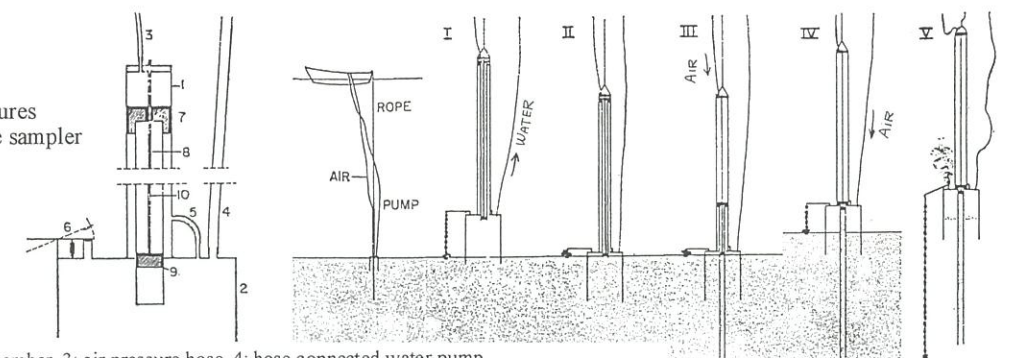
[測色・ビデオ写真撮影]

分光測色計(ミノルタ社製 CM508i)を用いて、堆積物の明度・彩度を測定する。従来、堆積物の色調の変化は肉眼観察によって把握されていて、色調を定量的に表現することは難しかった。しかし近年、分光測色計が地球化学の分野に導入され、色の

Mackereth Core Sampler

(Gas-operated corer)

Diagram of main features of the Mackereth core sampler



1: outer tube, 2: anchor chamber, 3: air pressure hose, 4: hose connected water pump, 5: short pipe, 6: air release valve, 7: outer piston, 8: inner tube, 9: inner piston, 10: narrow innermost tube

Modified from Smith (1959)

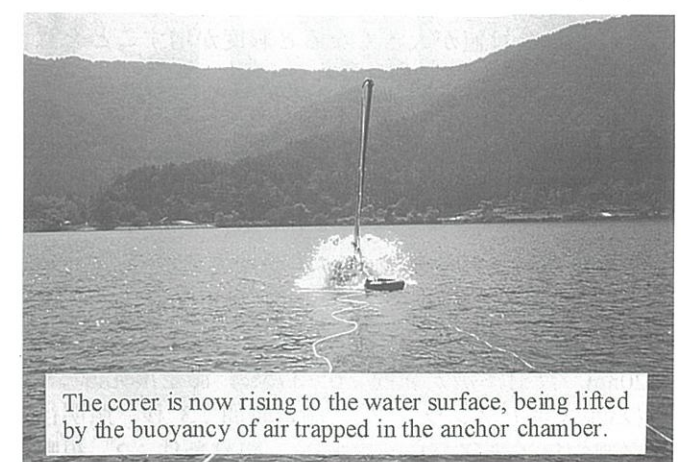
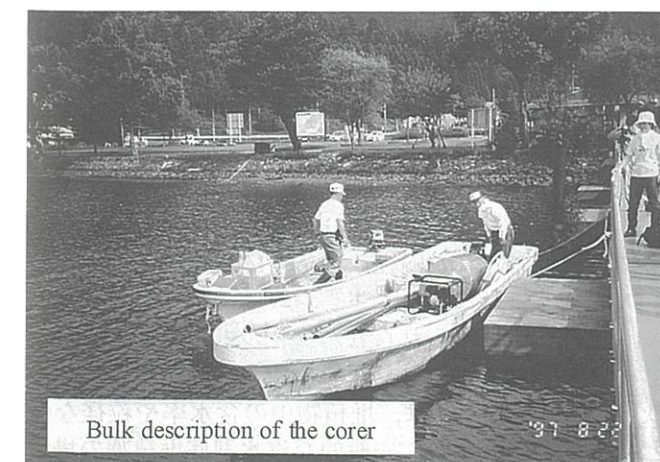


図2 空気圧入式ピストンコアラ (Mackereth Core Sampler) による堆積物の採取概念図とコアリング風景
Fig.2 The model of collecting sediments by using the Mackereth Core Sampler and photographs showing the collected lake sediments.



図3 軟 X 線写真撮影の作業風景
Fig.3 Operation of soft x-ray photography device.

数値化が行われるようになってきている（黒木，1996）。

分光測色計は可視光の反射スペクトルを測定し、反射スペクトルを等色関数で波長分解することで色の値が得られる。等色関数とは人間の目に対応する分光感度のことである。色調は $L^*a^*b^*$ 表色系で表現される。 L^* は明度を示し、0（黒色）～100（白色）の数値で表現される。また、 a^* はマイナスからプラスに変わるにつれて緑色から赤色へ、 b^* はマイナスからプラスに変わるにつれて青色から黄色へ、それぞれ絶対値が大きくなると彩度が増すことを意味する。

測定は、分光測色計のふたの内側に校正用の白色板（硫酸バリウム板）が付属しており、これで試料の測定の前に必ず白色校正を行う。その後、半分割のコアにサランラップをかぶせて、上位より 1cm ごとに行う。測定条件は、照明受光光学系：D/8（拡散照明・ 8° 方向受光）、SCI（正反射光込み方式）測定波長範囲：400～700nm、測定波長間隔：20nm、反射率測定範囲：0～175%、測定用光源：C（パルスキセノンランプ）、測定時間：3 秒、照明径／測定径：半径 11mm／8mm、観察条件： 2° 視野である。

最近の研究から、 L^* 値と堆積物中の有機物の含

有量には良い正の相関があることが、 a^* 値と b^* 値は堆積物中の鉄とマンガンの含有量と良い正の相関関係にあることが明らかにされている（中島，1994；黒木，1996）。したがって、測定結果から、汽水湖底堆積物中の有機物や鉄およびマンガンの含有量を推定することができる。また、このほかに碎屑物量の変動やテフラ層準の認定も明らかにすることができる（池田ほか，1997）。

一方、堆積物に認められるラミナの枚数や層厚の測定は、肉眼観察によって、また、ビデオ映像の画像処理あるいは薄片の観察によって行う。

珪藻に富む明色ラミナと粘土鉱物に富む暗色ラミナの律動的な互層から構成される「年縞」の枚数計測や乱泥流堆積層およびテフラ層の層厚の測定を、肉眼観察によって行う場合、1mm 以下の変化を捉えることは難しい。また、ビデオで撮影された堆積物の画像をコンピュータに取り込み、画像解析によってグレイスケール変化を明らかにして枚数計測を行う（Kitagawa and van der Plicht, 1997）場合にも、微細なラミナの枚数計測は困難であり、ラミナの計数年代と ^{14}C 年代には若干のずれを生じることがある。一方、珪藻殻は有機物を含み蛍光を発する性質があるために、珪藻殻に富む明色ラミナを落射蛍光顕微鏡（Nikon T2-Pol）で計数することによって、層厚 1mm 以下のラミナでも正確に何年間分であるのかを明らかにできる（福澤・北川，1993）。この性質を利用することで、堆積物の薄片を連続的に作成してラミナを計数することによって、堆積物に詳細な時間軸を設定することができる。

[軟 X 線写真撮影・観察]

肉眼では識別できない堆積物の微細内部構造を明らかにするために、軟 X 線写真撮影装置（SOFTX M-60）で堆積物の軟 X 線写真を撮影して観察する（図 3）。

軟 X 線には、堆積物の密度が大きいほど透過しにくい性質があることから、軟 X 線写真には堆積物のわずかな密度差が透過率の変化となってあらわれる（斎藤，1993）。軟 X 線写真を用いて堆積構造の解析を行うと、ウェーブリップルや潮汐堆積物も検出することができ（井内ほか，1983；池原，1989）、現在でも堆積相の記載に用いられている。

軟 X 線写真撮影用試料の採取は、有田（1983）によって開発された内径 25×5×1cm のアクリルケースで行う。軟 X 線用フィルム（Fuji X-ray Film, Ix100, 4 ツ切）が入れられたフィルムカセット上にアクリルケースにいった試料を並べ密着撮影する。軟 X 線の照射条件は、堆積物中の含水率や粒径などによって異なるが、一般的な汽水湖底堆積物の場合には、40kVp, 3mA で 4 分程度の照射時間である。

軟 X 線写真の観察からは、肉眼では判りづらい

汽水湖底堆積物中に認められるタービダイトなどの堆積異常層や薄い火山灰層などの検出ができる。また、ラミナの成因についても、年縞堆積物なのか、潮汐堆積物なのかというような違いをラミナの微細堆積構造からある程度判断できる。

[スミアスライドの観察]

堆積物の主な構成鉱物および粒径を把握するために、スミアスライドを作成して（図 4）、光学顕微鏡や落射蛍光顕微鏡で観察する。とくに肉眼観察や軟 X 線写真の観察および分光測色分析によって堆積相の変化する層準に対しては、注意深く観察する必要がある。

スミアスライドの作成方法は、1) スライドガラス上に少量の試料を落として蒸留水を 2～3 滴加え、つま楊枝など先の鋭いもので混合させる。2) 150℃に熱したヒーターにスライドガラスを乗せて乾固させる。3) 紫外線を照射すると固結する封入剤（NORILAND PRODUCTS INC. 製 NORLAND OPTICAL ADHESIVE）を熱いうちに数滴スライドガラスに垂らし、その上にカバーガラスをかぶせる。4) スライドガラスを BLACK LIGHT（紫外線照射箱）内に入れ、封入剤を固めた後にラベルを貼る。以上の方法は、カナダバルサムで封入する方法（長友，1993）よりも失敗が少なく、短時間で効率よくスミアスライドを作成することができる。

この観察結果からは、構成鉱物の形状、頻度、粒径および火山ガラスの有無などの把握や微化石（珪藻、花粉）の同定などができ、ある程度の構成物質を把握することによって堆積当時の環境を推定できる。また、薄片を作成した場合には、微細堆積構造

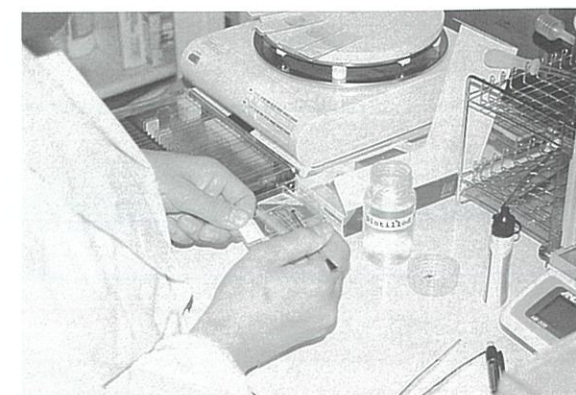


図4 スミアスライドの作成風景
Fig.4 Preparation of smear slides.

から堆積物の形成プロセスを明らかにできる。

堆積物試料の分割

われわれの研究グループは、専用のガイドにコアラをのせ、ロールカッターを用いて塩ビパイプのみを 180 度対称になるように 2 箇所切断した後に、釣糸などで堆積物を半載することによってコアの圧密変形を防いでいる（図 5）。半割したコアのうち一方を一次記載した後に、おもに機器分析用の試料を採取するために用い、他方を有機物や微化石分析用として冷蔵保存する。機器分析用として、前述の軟 X 線写真撮影用アクリルケースとポリカーボネートキュービック（PC Cube）およびサンプル袋に連続的に試料を採取する。ポリカーボネートキュー

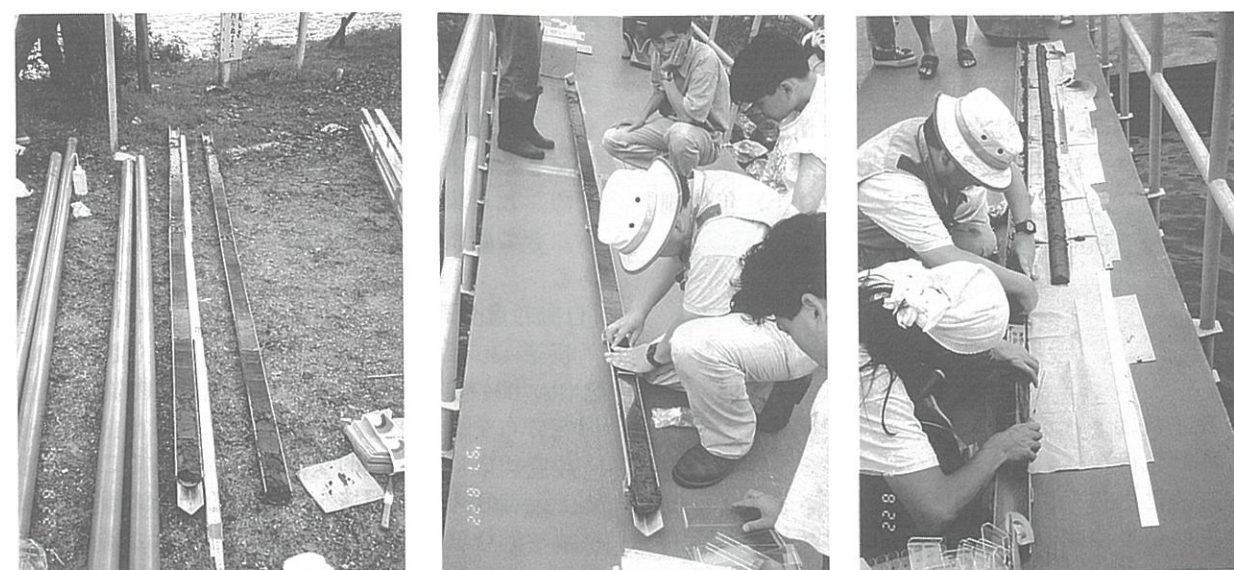


図5 コア分割のようす。左：カッターにより半載にした直後のコア 中：コアに軟 X 線写真撮影用のアクリルケースを押し込んでいる様子 右：アクリルケースが下になるように堆積物をアルミパイプからとり外している様子。この後、ポリカーボネートキュービックおよびサンプル袋での試料の採取を行う

Fig.5 Sampling for analytical methods of lake sediment core.

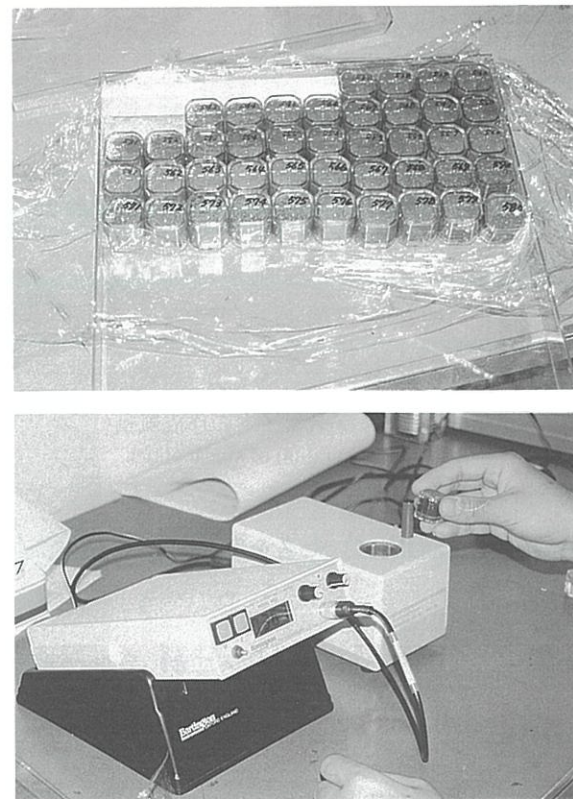


図6 上) ポリカーボネートキュービックで採取された試料 下) 初磁化率計による測定風景

Fig.6 Several cubic samples (upper) and measurement of magnetic susceptibility(lower).

ピックは容積 7cc, 外径 2.2cm の立方体である。キュービックで採取した試料の容積は一定であるために、試料重量を測定するだけでかさ密度を容易に算出できる。この試料では、初磁化率を測定した後に、粒径・粒度分布の測定を行う。また、サンプル袋にはカッターナイフで 5mm 間隔ごとに切り分けた試料をいれ、粉末 X 線回折分析、硫黄量・塩素量の測定および無機・有機炭素量の測定に使用する。場合によっては、放射性炭素炭素 ^{14}C や熱ルミネッセンス (TL)、光励起ルミネッセンス (OSL) 年代測定用の試料も採取する。

機器による分析

一次記載によって堆積物の特徴を把握した上で、堆積物から得られるであろう分析結果を予測しながら系統的に機器分析を行う。そして、さまざまな機器分析の結果に基づき、堆積物に記録されている過去の環境変動について考察する。ここでいう機器による分析とは、初磁化率の測定、自動粒度分布測定、堆積物の粉末 X 線回折分析、硫黄・塩素量測定および無機・有機炭素量測定を示す。

〔初磁化率の測定〕

初磁化率計 (Bartington MS2, Sensor type B) を用いて、堆積物の磁気特性や火山灰層の有無を明らかにするために初磁化率 (帯磁率) を測定する (図 6)。

初磁化率は、印加磁場により誘導される磁化の係数として表わされ、強磁性鉱物の種類や量および粒径を反映している (鳥居・福間, 1998)。従来、初磁化率は岩石磁気学の研究分野で使われていた。しかし、Heller and Liu (1984) は、中国のレス古土壌堆積物の初磁化率を測定し、初磁化率の変動が、深海底堆積物の酸素同位体比変動曲線と同調することをはじめて報告した。その後、非破壊方式による測定装置の開発とポリカーボネートキュービックによる試料採取の確立によって、初磁化率は堆積物研究に広く浸透した。近年では陸上堆積物だけでなく海洋堆積物 (Beget *et al.*, 1990) や湖底堆積物 (吉川ほか, 1993; 竹村ほか, 1996) で、初磁化率が環境解析の指標として一般的に広く測定されるようになっていく。

初磁化率の測定には、Bartington Instruments Ltd. 製初磁化率計 Model MS-2、検出器は同社製、36mm Internal diameter Model MS-2B を使用する。測定器の印加交流磁場は、80A/m (地球磁場の約 2 倍)、交流磁場の周波数は 465Hz、測定分解能は $2 \times 10^{-6}\text{SI}$ である。検出器のなかに測定試料をキュービックごと入れる非破壊式で測定を行い、同一サンプルを 3 回測定し、その値の平均値を湿潤重量で割って規格化した値を初磁化率とする。また、補正は 5 試料おきに標準試料を測定することで行う。

湖底堆積物中の初磁化率は、おもに磁性鉱物量を推定するという目的で測定される。とくに、火山灰層中には、火山ガラスとともに多くの磁性鉱物が飛来し堆積しているため、肉眼では火山灰層を検出できない場合においても、微量な磁性鉱物の存在により、その層準が初磁化率のピークとなってあらわれる。また、堆積物中に浜堤部分から流入した砂層が認められる場合にも、初磁化率の値が顕著に高くなり、その層準を津波堆積物として認定できる場合がある。

〔自動粒度分布測定〕

超遠心式自動粒度分布測定装置 (HORIBA 製 CAPA700) を用いて、堆積物の構成物質の粒径・粒度分布を測定する (図 7)。

粒度組成は、基礎的な記載事項であることに加えて、堆積物の堆積環境を推定するための重要な資料となる。粒度組成の測定方法としては、顕微鏡法、ふるい分け法、コールターカウンター法、レーザー回折法、ピペット法、比重計法、光透過法などがある (細野ほか, 1993)。汽水湖底堆積物のような均質なシルト～粘土質の堆積物の測定には、ピペット



図7 自動粒度分布測定装置による作業風景

Fig.7 Measurement of grain size analysis.

法を用いることが多いが、試料を完全に分散させないと誤差が大きくなる欠点がある。そのため、コールターカウンター法などの機器分析が行われることもあるが、測定に必要な試料が多量なことや測定範囲が狭すぎることもおよび測定分解能が低いなどの問題があった。最近では、液相沈降法にもとづく非接触式測定法により粒度分布を求める遠心式自動粒度分布測定装置を用いることによって、約 2.5ml という少量の試料で、 $0.01 \sim 100 \mu\text{m}$ の測定範囲で最大 $0.005 \mu\text{m}$ の測定分解能での測定が可能になっている。

分析の際には、ポリカーボネート製プラスチックセルに、透過光量が 20% 程度になるように試料と蒸留水を混合させ、粒子をよく攪拌させた直後に測定をおこなう。

汽水湖底堆積物の粒度組成を明らかにすることにより、洪水堆積層やタービダイト層などの堆積異常層の検出が可能となる。山本ほか (1992) は、琵琶湖湖底堆積物の研究から、ほぼ均質なシルト～粘土から構成される堆積物の粒径変動が、過去の河川流入量をあらわし、粗粒化する傾向は流入量が多くなる温暖期にあたり、古降水量を復元できることを示した。また、堆積物中から化学処理によって抽出された石英の粒径変動が、風成塵変動の指標になる可能性も指摘されている (Xiao *et al.*, 1997)。

〔堆積物の粉末 X 線回折分析〕

粉末自動 X 線回折分析装置 (日本電子製 JDX3530) を用いて、堆積物の構成鉱物の同定・定量および粘土鉱物の結晶度・定量を明らかにする (図 8)。

X 線回折の基礎理論として、結晶性の物質に X 線を照射すると、錯乱線が互いに干渉して回折線が測定される。そして回折が生じるための入射 X 線の波長 λ 、結晶面間隔 d 、回折角 θ との関係はブラッグの方程式 ($n\lambda = 2d\sin\theta$) により示される。X 線回折分析は、ブラッグの方程式の関係を利用し

て、波長 λ が一定の単色 X 線を使用し、回折角 θ を測定することによって、結晶面間隔 d を知ることである。粉末試料 (不定方位試料) の場合、これは様々な方向に傾いた結晶の集合体と考えられ、X 線回折分析によりその結晶のすべての結晶面間隔を知ることができ、これに基づいて鉱物の種類の同定をすることができる (丸茂, 1993)。

鉱物の定量は、試料に酸化亜鉛を加え、その含有量が 2% になるようなした後、メノウの乳鉢で約 1 時間間混合させ X 線回折分析を行う。そして、測定された各鉱物の代表回折反射強度を酸化亜鉛 (101) 回折反射強度で割った値を検量線に対応させることで行う (白水, 1988)。検量線は、酸化亜鉛に対して各鉱物がそれぞれ 0.1, 0.3, 0.5, 1, 3, 5, 7, 10, 15, 20% の含有率になるよう人工的に作成した試料を X 線回折分析することによって含有率と回折反射強度の関係を求めたものである。

自動 X 線回折分析装置は 1946 年に開発され、堆積岩中の粘土鉱物を対象として研究に使用されてきた。従来は鉱物の定性法として使用されてきたが、内部標準法による定量法も 1966 年に確立した。分析装置についても幾度となく改良され、日本電子製 JDX3530 型の粉末自動 X 線回折分析装置では、サンプルチェンジャーを使用することによって最大で 50 試料を一度に測定できるようになっている。また、付属のデータ解析ソフトには JCPDS (Joint Committee on Powder Diffraction Standard) カードに収集されているデータバンクが登録されており、鉱物の同定を自動的に行うことができる。さらに、反射強度を自動的に求めることもでき、直接法で検量線を描くことにより、簡便に定量を行うことができる。このように、現在では従来と比べて非常に短時間で大量の試料の分析が可能になっている。

分析は次の手順で行う。5mm 間隔に分けた試料を風乾させた後に、メノウの乳鉢で 200 メッシュ (指



図8 X 線回折分析装置 (後方) と付属のワークステーション

Fig.8 Operation of X-ray powder diffraction device.



図9 全硫黄全塩素分析装置による全硫黄量の測定風景

Fig.9 Measurement of total sulfur.

で触ってざらつきがなくなる程度)以下に摩砕する。その後、この粉末試料をガラス板でアルミ製試料板に表面が平らになるように詰めて X 線回折分析を行い鉱物の回折パターンを求める。そして、そのパターンに表われるピークから鉱物を同定する。また、酸化亜鉛による内部標準法で各鉱物の定量を行う。さらに、粉末自動 X 線回折分析装置付属の半価幅中点 (full width of half maximum: FWHM) 法によって粘土鉱物の結晶度を求める。測定条件は、X 線発生管球: 2kw, 発散スリット: 1° , 感光スリット: 0.15mm, 散乱スリット: 1° , ターゲット: Cu/K α , 管電圧: 35kV, 管電流: 20mA, 走査範囲: $2\sim 60^\circ$ (2θ), ステップ角度: 0.01° である。汽水湖底堆積物には、風や河川によって湖沼の外部から運ばれてくる外来鉱物が含まれている。そのうち、石英と粘土鉱物の一種であるイライトは、中国大陸内部から飛来してくる風成塵鉱物と考えられる (福澤, 1998)。中国大陸内部では乾燥化すると裸地が拡大し、拡大した裸地から巻上げられる碎屑粒子の量が増えることにより、偏西風や冬季モンスーンによって日本列島に飛来してくる風成塵量は多くなる。反対に湿潤化すると、植生が地表を覆うために風成塵量は少なくなる。また、イライトの結晶度は、降水量に起因する水和作用の程度の違いにより大陸内部の乾湿変動を示す指標となる (福澤・小泉, 1994)。具体的には結晶度の不良とは湿潤気候を、また良好とは乾燥気候を示唆するものである。すなわち、粉末 X 線回折分析で明らかになるイライトや石英の量およびイライトの結晶度の変動は、大陸内部の寒暖・乾湿変動の指標となる。また、粘土鉱物の一種である緑泥石は、おもに河川を通じて湖内に流入してくる鉱物である (Juen, 1976)。集水域において降水量が多くなれば、湖沼に流れ込む河川の流入量も増加することから結果的に緑泥石も多く流入する。このことから、緑泥石の

量の変動は、堆積物を採取した湖沼の周辺地域の降水量変動を示す指標となる。

一方、汽水湖底堆積物には、当時の水塊の状態によって自生する鉱物も含まれている。そのような鉱物としては、黄鉄鉱や菱鉄鉱などの鉄鉱物がある。黄鉄鉱は汽水環境下で、菱鉄鉱は淡水環境下で生成する (福澤, 1995)。すなわち、黄鉄鉱や菱鉄鉱の量の変動は、湖内への海水流入量の変動に対応し、ひいては海水準変動の指標となる。

[堆積物の硫黄・塩素量測定]

全硫黄全塩素分析装置 (三菱化学製 TOX-10 Σ) を用いて、堆積物あるいは間隙水中の硫黄・塩素量を定量する (図 9)。

白神 (1993) による硫黄含有量の測定法では、特殊な分析機器を必要とせずに、分析操作も容易であるが、測定値の精度に問題がある。さらに、10g 程度の試料が必要なことや分析に最低でも 2 日間を必要とすることなどから、効率的に分析するためにはこの方法は不向きであると考えられる。三菱化学製 TOX-10 Σ 型全硫黄全塩素分析装置では、少量の試料かつ短時間 (1 試料当たり 20 分) で硫黄量あるいは塩素量を精度よく測定することができる。

硫黄測定時には、測定妨害物質になる塩化合物を除去するために、脱塩処理を行った後に粉末試料 1~2mg 程度を精秤して助燃剤 (タンゲステン) とともにセラミック試料ポートに入れ、分析装置で 1000 $^\circ$ C で完全に燃焼させ、ヨウ素イオンを用いた電量滴定方式で定量する。塩素測定時には脱硫酸処理を行い、以下同様の手順で進める。

全硫黄量と FeS₂ (黄鉄鉱, Pyrite) 量には良い正の相関が認められ、その量は堆積環境に大きく依存する。堆積物中の全硫黄量は、湖水の硫酸イオン濃度が高く、湖底に有機物が豊富に存在する嫌気的な環境下で多くなる。とくに海水中では淡水中よりも極端に硫酸イオン濃度が高いために、堆積物中の全硫黄量は黄鉄鉱態硫黄量として、海成層準の認定 (市原, 1960) や海水準変動を示す指標 (白神, 1985) となる。また、全硫黄量は、海水中の塩素量にも規定されることから (白神, 1993)、全塩素量は全硫黄量と同調的な変動を示すことになる。

[堆積物の無機・有機炭素量測定]

炭素分析装置 (LECO 社製 C-200) を用いて、有機炭素量および炭酸塩炭素量を定量する (図 10)。LECO 社製 C-200 型炭素分析装置では、1 試料の測定時間が数分程度であり、1 日に約 400 試料の測定が可能である。

各試料を風乾した後に、メノウの乳鉢で 200 メッシュ以下に摩砕する。乾燥粉末試料 0.1 g を LECO 社セラミックス製ルツボにいれ、助燃剤 (銅粉、鉄粉) を加え分析装置で高周波燃焼させて、発生した



図10 炭素分析装置による全炭素量の測定風景

Fig.10 Measurement of total carbon.

二酸化炭素を赤外線吸収させることで全炭素量を測定する。次に、再び乾燥粉末試料 0.1 g を新しいルツボにいれ、1N 塩酸を 3ml 加えてガスバーナーで試料が蒸発乾固するまで加熱して炭酸塩炭素を除去する。この炭酸塩炭素除去試料を排気ドラフト内で 72 時間風乾させた後に、助燃剤を加えて燃焼させて、全有機炭素量を測定する。全炭素量から全有機炭素量を差し引いたものが全炭酸塩炭素量になる。

三瓶ほか (1996) によれば、有機炭素量 (%) は、汽水湖底堆積物において堆積速度と負の相関を示し、河川からの流入量が多いときは、碎屑鉱物による希釈化によって減少する傾向があることを示し、陸域の乾湿変動を示す指標になる。一方、全炭酸塩炭素量と菱鉄鉱との間に良い正の相関がある時には、全炭酸塩炭素量は菱鉄鉱態炭酸塩量として海水準低下にともなう淡水環境を示す指標となる。

おわりに

従来の汽水湖底堆積物の研究では、湖沼堆積物に記録されている地球環境変動 (図 11) を包括的に明らかにすることはできていなかった。たとえ明らかになったとしても、目的の達成のためには多くの時間と労力を必要とした。しかし、われわれの研究グループは、上述のような汽水湖底堆積物の採取・分析方法を確立して、効率的に精度よく過去の環境変動を明らかにすることに努めてきた。そして、現在までにこの分析フローチャートにしたがって、鳥取県東郷池 (Kato *et al.*, 1998)、福井県水月湖 (福澤, 1995)、青森県小川原湖 (池田ほか, 1997) の汽水湖底堆積物から、気候や海水準が突然かつ急激に変動していたことを明らかにした。汽水湖沼堆積物を採取・分析する際には、堆積物の採取地点を慎重に選定することと、堆積物の一次記載を詳細に行うことの、これら 2 点のことをとくに強調しておく

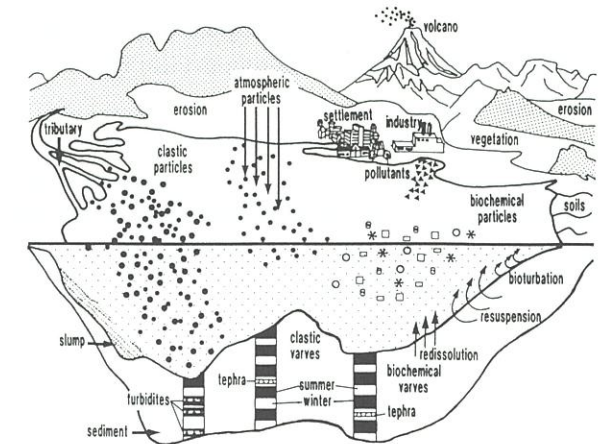


図 11 地球環境変動を高精度に記録する湖沼堆積物 Beer and Strum(1995)より引用

Fig.11 Lake sediments which recording the detailed environmental variations. The figure was quoted from Beer and Strum (1995).

たい。汽水湖沼堆積物には、過去の環境変動が高精度に記録されていることは間違いのない事実であるからこそ、最善の方法で過去の環境変動を定量的に復元することが汽水域にかかわるわれわれ研究グループの責務であり、自然環境変動が将来の人類活動に与える影響を知る上で重要であろう。

謝辞

本小論を進めるにあたって、東京都立大学大学院理学研究科の岩田修二教授、塚本すみ子博士には有益なご助言をいただいた。東京都立大学大学院理学研究科の加藤めぐみさんには、分析写真撮影の際にご協力をいただいた。以上の方に記して厚く御礼申し上げます。なお、本研究の経費の一部として、文部省科学研究費補助金の文部省科学研究費補助金の基盤研究 A (課題番号: 07309009、代表者: 高安克己)、重点領域研究 (課題番号: 07238219 および 08228219、代表者: 福沢仁之)、総合研究 A (課題番号: 06302072、代表者: 平川一臣) および一般研究 C (課題番号: 07804031、代表者: 福沢仁之) と日産科学振興財団による第 21 回研究助成金 (一般研究) (代表者: 福沢仁之) を使用した。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 有田正史 (1983) 堆積物の軟 X 線撮影法—その 2. 地質ニュース, 350: 46-56.
- Beer, J. and Strum, M. (1995) Dating of lake and loess sediments. *Radiocarbon*, 37: 81-86.
- Beget, J. E., Stone, D. B. and Hawkins, D. B. (1990)

- Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*, **18**: 40-43.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, **278**: 1257-1266.
- Chen, F. H., Bloemendal, J., Wang, J. M., Li, J. J. and Oldfield, F. (1997) High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75kyr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **130**: 323-335.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climatic from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**: 218-220.
- 福澤仁之・北川浩之 (1993) 水月湖の縞状堆積物に記録された完新世海水準・乾湿変動とその周期性. 日本第四紀学会講演要旨集, 23: 144-145.
- 福澤仁之・小泉 格 (1994) 東アジアにおける更新世後期の気候変動を記録した日本海の深海堆積物. 月刊地球, **16**: 678-684.
- 福澤仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**: 135-149.
- 福澤仁之 (1998) 最終氷期以降の気候・海水準の年々変動を読む. 科学, **68**: 353-360.
- Heller, H. and Liu, T. S. (1984) Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **77**: 125-141.
- Horie, S. ed (1984) *Lake Biwa*. Dr. W. Junk Publishers, Netherlands, 654p.
- 細野 衛・駒村正治・成岡 市 (1993) 物理的性質の測定法. 日本第四紀学会 (編)「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」: 47-57, 東大出版会.
- 市原優子 (1960) 海成粘土層にみられる粘土鉱物の風化. 地質学雑誌, **66**: 812-819.
- 池田まゆみ・福澤仁之・岡村 真・松岡裕美 (1997) 青森県小川原湖と十三湖における過去 2,300 年間の環境変動と地震津波. 福澤仁之 (編)「汽水湖堆積物を用いた過去 2000 年間の気候・海水準・降砂変動の解明」: 124-159, 平成 8 年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書.
- 池原 研 (1989) 軟 X 線による未固結堆積物の堆積構造観察法. 地質ニュース, **418**: 17-25.
- 井内美郎・斎藤文紀・横田節哉 (1983) 霞ヶ浦湖底泥の堆積速度. 地質学雑誌, **89**: 125-128.
- Juen, S. (1976) Vertical variation of I_{chf}/I_{int} of a 200 meter core sample from Lake Biwa. S. Horie (eds) *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **2**: 257-276.
- Kato, M., Fukusawa, H. and Yasuda, Y. (1998) Non-glacial varved lake sediments of Lake Tougou-ike in western Japan and Holocene sea-level changes. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **33**: in preparation.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1997) A 40000 years varved chronology from Lake Suigetsu, Japan. *Radiocarbon*, **39**: in press.
- 丸茂義輝 (1993) 一次鉱物同定法—X 線回折法. 日本第四紀学会 (編)「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」: 90-98, 東大出版会.
- 長友由隆 (1993) 一次鉱物同定法—実体・偏光顕微鏡法. 日本第四紀学会 (編)「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」: 70-90, 東大出版会.
- 中嶋 悟 (1994) 地球色変化. 近未来社, 東京, 292p.
- 成瀬 洋 (1982) 第四紀. 岩波書店, 東京, 269p.
- 黒木紀子 (1996) 岩石・鉱物の分光測色法. 月刊地球, **18**: 212-216.
- 斎藤文紀 (1993) 軟 X 線写真観察法. 日本第四紀学会 (編)「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」: 103-108, 東大出版会.
- 三瓶良和・松本英二・徳岡隆夫・井上大栄 (1996) 地中海における過去 8,000 年間の有機炭素埋積速度—Carbon Sink としての汽水域堆積物—. 第四紀研究, **35**: 113-124.
- 白神 宏 (1985) FeS_2 含有量からみた広島平野沖積層の堆積環境. 地理評, **58**: 631-664.
- 白神 宏 (1993) イオウ分析法. 日本第四紀学会 (編)「第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法」: 119-124, 東大出版会.
- 白水晴雄 (1988) 粘土鉱物学. 朝倉書店, 東京, 185p.
- 鈴木隆介 (1997) 建設技術者のための地形図読図入門 第 1 巻 読図の基礎. 古今書院, 東京, 200p.
- 多田隆治 (1997) 最終氷期以降の日本海および周辺域の環境変遷. 第四紀研究, **36**: 287-300.
- 竹村恵二・林田 明・檀原 徹 (1996) 火山灰と帯磁率測定による琵琶湖ピストン・コア堆積物の対比と年代. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 27: 145.
- 鳥居雅之・福間浩司 (1998) 黄土層の初磁化率: レビュー. 第四紀研究, **37**: 33-45.
- Xiao, J., Inouchi, Y., Kumai, H., Yoshikawa, S., Kondo, Y., Liu, T. and An, Z. (1997) Eolian Quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. *Quat. Res.*, **48**: 48-57.
- 山本淳之・粕谷健二・福山 薫 (1992) 琵琶湖の堆積過程と古水文環境. 安成哲三・粕谷健二 (編)「地球環境変動とミランコビッチ・サイクル」: 112-

125, 古今書院.
吉川周作・近藤洋一・井内美郎 (1993) 帯磁率によ

る「肉眼では識別することのできない火山灰」の検出. 地質学雑誌, **99**: 293-296.