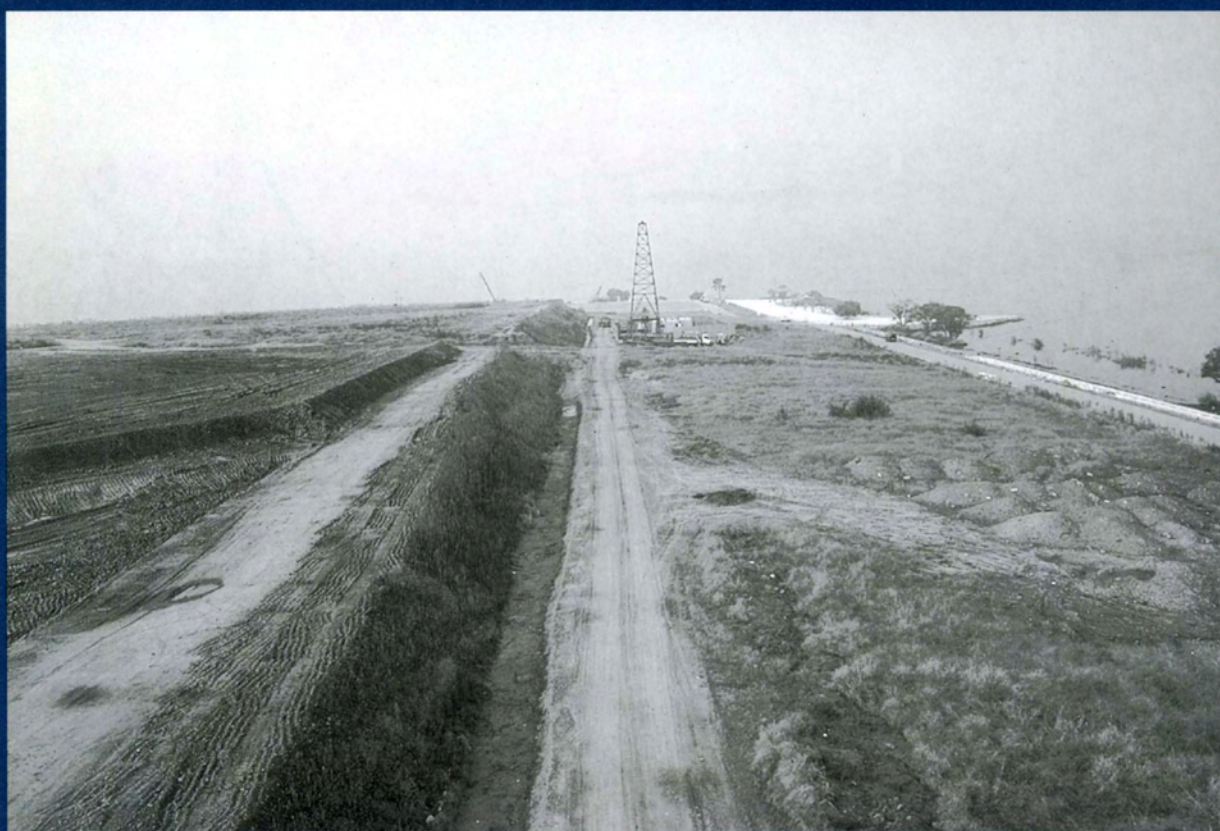


琵琶湖博物館研究調査報告

12号 1999年5月

琵琶湖東岸・烏丸地区 深層ボーリング調査

●
烏丸地区深層ボーリング調査団編



LAKE BIWA MUSEUM
琵琶湖博物館

琵琶湖博物館研究調査報告

第 12 号

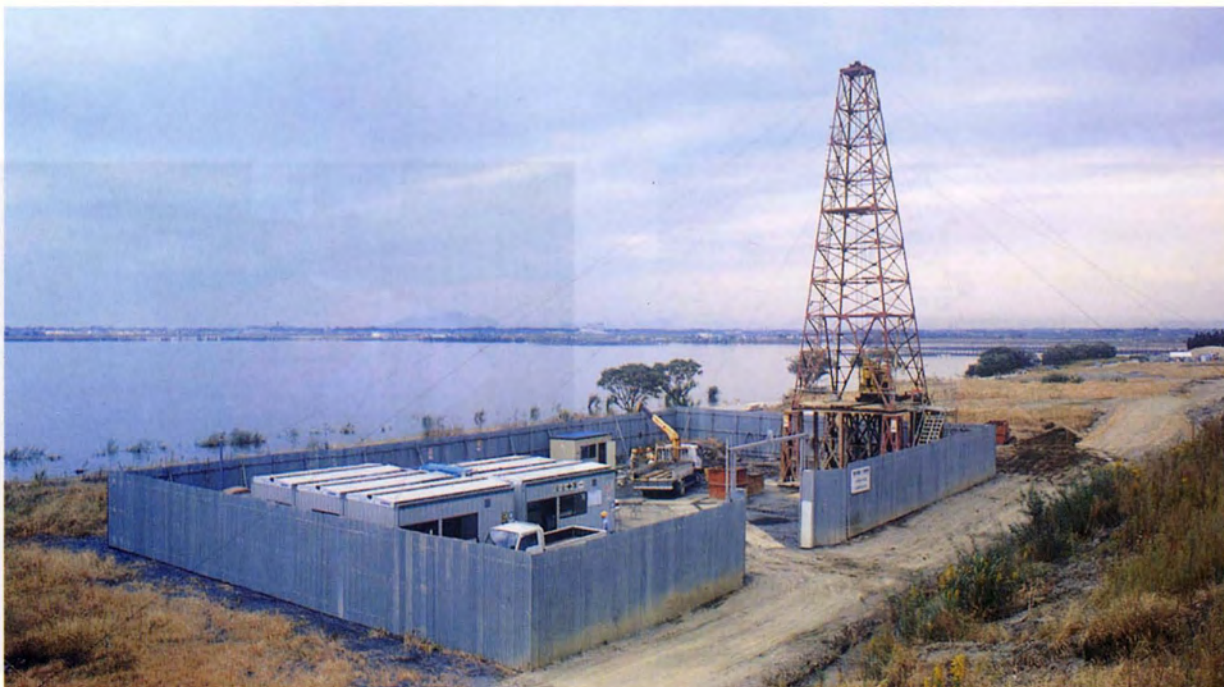
琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査

烏丸地区深層ボーリング調査団 編

編集責任者：亀井節夫・山崎博史

滋賀県立琵琶湖博物館

1999年 5 月



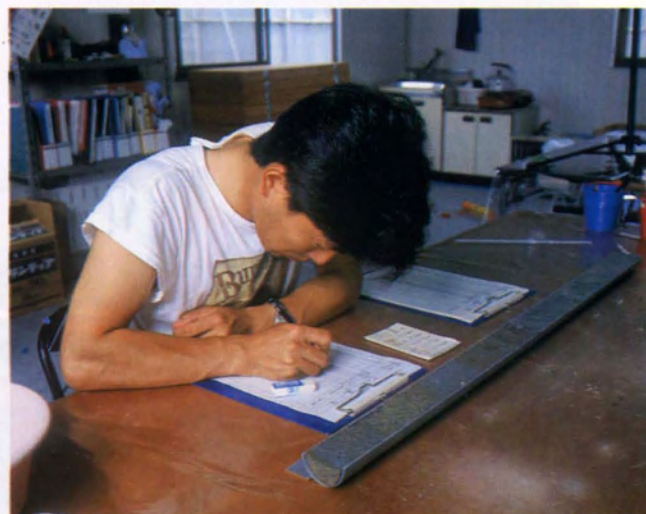
作業現場を南から望む。左端のプレハブが調査団の作業室（1992年5月）



ボーリング調査現場の見学会



①ボーリングコアの引き渡し



③コアの記載



②ワイヤーソーにより、コアを半分に割る切断作業



④写真撮影

目 次

琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査の経過	5-29
亀井節夫	
琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序	31-60
林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸	
烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺の古環境変遷	61-74
公文富士夫・今井 肇	
琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序	75-87
吉川周作	
滋賀県烏丸地区深層ボーリングコア試料中の有機遺物の加速器質量分析法による ¹⁴ C年代	89-96
中村俊夫・中井信之	
過去3万年の琵琶湖環境の変遷: 烏丸地区深層ボーリングコアの有機物解析からの知見	97-107
石渡良志・鶴崎 実・山田桂太・山本修一	
琵琶湖烏丸ボーリング試料中9元素濃度の鉛直変化	109-120
寺島 滋・井内美郎	
烏丸コア中の粘土鉱物組成・砂粒組成	121-130
藤本あゆみ・中野聰志	
琵琶湖南湖におけるAT火山灰層堆積以降の珪藻化石群集と古環境の変遷	131-145
宇佐美 徹・西村友紀・田中里志	
琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動	147-153
澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高	
琵琶湖深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境	155-162
公文富士夫	
琵琶湖付近の地震活動と熱構造	163-167
伊藤 潔・長尾年恭・*田中 豊	

The Karasuma Deep Core Investigation on South-East Coast of Lake Biwa, Central Japan

Contents

Progress report of the Karasuma deep core investigation on south-east coast of Lake Biwa	5-29
Tadao Kamei	
Lithostratigraphy of the core sediments drilled on the Karasuma site of the east side of Lake Biwa, Kusatsu, Shiga Prefecture, central Japan	31-60
Takao Hayashi, Hirofumi Yamasaki and Takayuki Kawabe	
Sedimentary facies and grain size analyses of the deep core drilled at Karasuma peninsula, southern part of Lake Biwa, Japan	61-74
Fujio Kumon and Hajime Imai	
Tephrostratigraphy of the Karasuma deep drilling core samples, east coast of Lake Biwa, central Japan	75-87
Shusaku Yoshikawa	
Accelerator mass spectrometric ¹⁴ C ages of terrestrial macro fossils collected from Lake Biwa sediment cores drilled at Karasuma Peninsula, Shiga Prefecture	89-96
Toshio Nakamura and Nobuyuki Nakai	
Environmental changes at Lake Biwa over the past 30 kyrs: Organic matter records in the long sediment core from Karasuma district	97-107
Ryoshi Ishiwatari, Minoru Uzaki, Keita Yamada and Shuichi Yamamoto	
Vertical variation of nine element contents in the Karasuma deep core samples from Lake Biwa, central Japan	109-120
Shigeru Terashima and Yoshio Inouchi	
Clay minerals and sand constituents of the Karasuma core samples, Lake Biwa, Japan	121-130
Ayumi Fujimoto and Satoshi Nakano	
Changes in fossil diatom assemblages and depositional environments after AT volcanic ashes at the southern part of Lake Biwa, central Japan	131-145
Toru Usami, Yuki Nishimura and Satoshi Tanaka	
Possible climate change estimated from borehole temperature data at Lake Biwa, Central Japan	147-153
Akihiro Sawada, Toshiyasu Nagao, Kiyoshi Ito and Masataka Kinoshita	
Tectonic movements and sedimentary environments of Omi basin deduced from the deep drillings around Lake Biwa, Japan	155-162
Fujio Kumon	
Seismic activity and thermal structure in the crust near the Karasuma drilling site, in northern Kinki district, Japan	163-167
Kiyoshi Ito, Toshiyasu Nagao and Yutaka Tanaka (deceased)	

琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査の経過

亀井節夫*

Progress report of the Karasuma deep core investigation on south-east coast of Lake Biwa

Tadao Kamei

Abstract

Lake Biwa with an area of 681km² is the largest lake in Japan, and it is also known as the oldest, extending back into Pliocene. This lake also presents a fascinating field for study in having a peculiar biota of living and extinct, and then the lake history has been challenged by many deep core studies so far. Lake Biwa has usually been classified roughly into two portions as a larger northern basin called as "Hokko" (north lake) and a smaller southern one as "Nan'ko" (south lake). Most of the deep drilling cores have been obtained from either lake bottom or near shore area of Hokko, and based on the studies on those core samples noticeable results have been brought by broad interdisciplinary study. On the other hand, a deep boring was planned on the east coast of Nan'ko by the construction of the Lake Biwa Museum at the Karasuma peninsula area of Nan'ko. The aim of this deep boring was to obtain materials for exhibition and investigation in the museum.

The 1991-1992 coring at the Karasuma peninsula revealed that the underlying sedimentary succession contains six sedimentary units that total 904m in thickness, which overlie meta-sedimentary basement rock (presumably assigned to the Tamba I type unit of Late Jurassic). Downwardly the sequence was discriminated lithologically as follows: (1) the KR-A of gravel, sand and mud (6.7~33.85m depth); (2) the KR-B, mainly of gravels intercalated with sand and clay (33.85~192.61m depth); (3) the KR-C of sand, mud and gravel (191.61~789.05m depth); (4) the KR-D of sand and mud alternation (789.05~851.12m depth); (5) the KR-E of sand and gravel (851.12~880.18m depth); (6) the KR-F of breccia sediments (880.19~904.0m depth). Throughout those sediments, 19 volcanic ash layers (tephra) were recognized, which are correlated with markers tephra around the area. By means of those tephra, the sedimentary sequence beneath the Karasuma area can be correlated with the Plio-Pleistocene Kobiwako (Paleo-Lake Biwa) Group, especially with the Kusatsu, and Zeze Formations and the Katata Formation on south western coast area. On the other hand, the uppermost KR-A unit corresponds to terrace and aluvial deposits of Lake Biwa. By means of tephrostratigraphy, the lowermost KR980 volcanic ash layer is assignable stratigraphically to the horizon just above the Olduvai subchron of paleomagnetic study, that is 1.75 Ma. This represents the age of basal part of the Karasuma sequence. From those results the sedimentation rate of the sediments is estimated as 0.5-0.54mm/y. Furthermore, the estimate rate obtained from ¹⁴C age determination for upper core ranging to 32.19m in depth is as 0.88±0.05mm/y. Then, those values obtained seems to be all smaller than the former estimation as about 1mm/y for modern sedimentation rate of Lake Biwa.

From 1090 core samples (each 1m long), all 5301 samples were taken for investigation, i.e. for lithostratigraphy, sedimentary structure, grain-size analysis, organic analysis, accelerator mass spectrometer ¹⁴C ages

* 京都大学名誉教授

of organic materials, element analysis for metal, clay mineral and sand constituents, pollen analysis, diatom analysis, geothermal structure analysis, seismography and magnetostratigraphy.

By this time, the core withdrawal ratio was as high as 97%. But coarser sediments overcome fine materials more than expected, and it has brought about some difficulties for analytical studies. The condition is quite different from cases of the former deep core which were drilled into rather fine offshore sediment sequences. In spite of this, it is possible to say that the present investigations have succeeded in to clarify the coastal history of the lake. As for the sediments up to 200m depth, the sequence indicates the effects of active mountain uplifting and basin depression of the past, 400 to 100 thousands years before. As a result of those movements, braided streams had developed to be accompanied with advance and retreat of alluvial fan, and was followed the formation of alluvial plain with meandering stream belt nearby the lake. In association with this, abundant gravel supply in this area suggests some influence of intensive climatic change toward the sedimentation. The scenario stated above is highly supported by the vertical distributin of elements in the sediments as high contents of Fe, Mn, Zn etc. instead of low content of sulphur. This result provides the evidences that paleosedimentary environments was under the river system condition, not in lacustrine state. In addition, vertical variations of organic carbon contents indicate the effects of climatic change of the past, and most of organic materials were derived from the higher land plants(C3 plants). Clay mineral analysis for eleven horizons and survey on grain composition of thirty-seven horizons indicate continuation of shallow sedimentary environments in the area.

In addition, from the analysis of temperature measurement of the Karasuma bore hole, the temperature profile is explained in relation to the effects of the past climatic changes. Further, the geothermal condition surveyed in bore hole is discussed from the view point of the seismographical structure under Lake Biwa. And so on, the investigation for the Karasuma deep core are still continued.

はじめに

1991-1992年に、琵琶湖の南湖の東岸にある烏丸半島で地下915mの深層ボーリングが行われ、1090本のコア(長さ1m)が採取された。これらのコアは、烏丸半島の地下の約200万年前から現在にかけての自然史の記録であり、琵琶湖の変遷史を明らかにする貴重な資料であるといえる。この深層ボーリングは、烏丸半島に建設予定であった琵琶湖博物館の展示および研究のための資料を得ることを目的としたものであり、得られた資料はそこに保管されることとなった。

これらの資料については、1991から1995年にかけて、主として地球科学分野の研究者たちにより調査・研究が進められた。それらの調査・研究は最終的には完了していないが、これまでに多くの新知見が得ることができたので、明らかにされた結果を本報告書にまとめることとした。本稿においては、深層ボーリングの経過と調査・研究の概要についてのまとめを述べることにする。

烏丸地区深層ボーリング調査について

日本列島の中央に位置し、日本最大の湖である琵琶湖の湖底堆積物には、琵琶湖の歴史ばかりではなく、過去数100万年にわたる地球環境の変遷を示す貴重な記録が秘められている。そのため、これまでも、湖底および湖岸地帯でのボーリング資料に基づく研究が行われ、それらの結果は国内および国際的に研究者たちの注目を集めた。

滋賀県は、県民からの要望を受けて琵琶湖をテーマとする博物館の建設を計画し、琵琶湖の南湖の東岸の烏丸半島(草津市下物町)に、1996年の10月に、琵琶湖博物館が開館したのであった。この博物館の建設にあたり、1990年には、博物館開設準備室では大きな3つの展示計画の一つの柱として「琵琶湖のおいたち」が考えられ、その中に建設予定地の烏丸半島で1000mを目標とする精度の高い深層ボーリングを行い、それによって得られたコア資料とその分析結果を展示と研究に用いることが計画された。1990年の12月、当時、博物館準備室の室長であった故 三浦泰三京都大学名誉教授からの依頼を受けた亀井は、ボーリングのコア

資料を調査・研究する調査団の編成の準備にとりかかることとなった。

このようにして、滋賀県は、1991年（平成3）から92年にかけて、烏丸半島の博物館建設予定地で深層ボーリングを実施し、博物館の展示および研究資料としての904mに及ぶ貴重なコア資料を得た。それに対応して「烏丸地区深層ボーリング調査団」が編成され、コア資料についての調査・研究を滋賀県より業務委託を受け、91年から95年にかけて地球科学の諸分野、地質・堆積物・火山灰・有機物・花粉・珪藻・同位炭素・古地磁気・物理探査などについての分析、解析、測定などの調査・研究を行うこととなったのである。

1. 調査団の組織について

「烏丸地区深層ボーリング調査団」の組織は次のとおりであった。所属については調査・研究の実施時期のものを示す。

調査員：

分担	氏名	所属
総括・古生物学	亀井 節夫	京都大学名誉教授
地層学（第四紀）	川辺 孝幸	山形大学教育学部 助教授
堆積学（構造）	井内 美郎	地質調査所研究官
分析化学（無機）	寺島 滋	地質調査所研究官
分析化学（有機）	石渡 良志	東京都立大学理学部 教授
同位体地球化学	中井 信之	名古屋大学名誉教授
同位体地球化学	中村 俊夫	名古屋大学理学部教授
堆積学（物性）	公文富士夫	信州大学理学部教授
鉱物学・岩石学	中野 聰志	滋賀大学教育学部教授
岩石学	杓掛 俊夫	愛知大学教授
物理地質学	西村 進	京都大学理学部教授
古地磁気学	鳥居 雅之	京都大学理学部教授
地球物理学	田中 豊	京都大学理学部教授
地球物理学	小林 芳正	京都大学理学部教授
地球物理学	伊藤 潔	京都大学防災研助教授
地球物理学	長尾 年恭	金沢大学理学部助手
生物学（珪藻）	清水 晃	奈良女子大学理学部 教授
火山灰層序学	吉川 周作	大阪市立大学理学部 助教授
層序学	林 隆夫	大阪府立西浦高等学校 教諭

花粉層序学	那須 孝梯	大阪市立自然史博物館 学芸課長
地質学（構造）	但馬 達雄	滋賀県立日野高等学校 教諭
地質学	雨森 清	滋賀県豊郷町立豊郷小 学校教諭
地質学	田村 幹夫	滋賀県立石山高等学校 教諭
堆積学	田中 里志	京都教育大学助手

調査補助員：

池田 香(滋賀大 学生),井上直人(大阪市大 学生),今井 肇(信州大 学生),鶴崎 実(美作女子短大講師・元都立大院生),内山 高(大阪市大 院生),卜部厚志(新潟大 院生),岸 誠一(信州大 院生),北田奈緒子(大阪市大 院生),小西省吾(大阪市大 院生),此松昌彦(大阪市大 院生),佐藤友紀(信州大学生),里口保文(大阪市大 院生),沢田 健(信州大 院生),竹村知加子(信州大 院生),田中 淳(大阪工業大講師・元大阪市大院生),中村英樹(大阪市大学生),中村正和(大阪市大 学生),長森英明(信州大 学生),奈良岡浩(都立大 院生),二階堂 学(信州大 院生),西村友紀(京都教育大 学生),藤本あゆみ(滋賀大 学生),細川栄子(滋賀大 学生),宮川ちひろ(大阪市大 院生),山川 剛(滋賀大 学生),山田桂太(都立大 院生),山本修一(創価大 教育),山本裕雄(大阪市大 学生),吉見典浩(滋賀大 学生),肖 挙楽(中国科学院地質研究所)

このほか、京都大学理学部地球物理教室の岡田篤正教授・西村敬一講師ほか戸田 茂・川崎慎治・岡本茂・John M. Londono・和賀俊治・森 健彦・松本良浩の諸氏、神戸大学理学部の宇野康治氏、大阪市立大学の井上直人・中川康一の両氏、金沢大学理学部の澤田明宏氏、東海大学海洋学部木下正高氏、愛知県環境保全公社の田中正明氏、愛知県立蟹江高校の宇佐美徹氏からは協力を得た。討論会に出席され貴重なアドバイスを戴いた西野麻知子氏には大変にお世話になり、琵琶湖文化会館および琵琶湖研究所よりは調査結果についての討論会の会場を提供していただいた。さらに、琵琶湖博物館開設準備室（当時）のメンバーの方々、とくに中島経夫調査員、高橋啓一主査、木田千代美学芸員、山崎博史学芸技師には、調査団の調査活動の全般および本報告書のまとめについて全面的に協力していただいた。また、深層ボーリングの工事を担当された応用地質株式会社の吉川治雄氏はじめ作業に従事さ

れた多くの方からは絶大な協力を得た。ここに、以上の各位に厚く御礼を申し上げる。

2. 調査・研究の目的

琵琶湖博物館の総合展示の計画としては、A. 琵琶湖のおいたち B. 人と琵琶湖の歴史 C. 湖の環境と人びとのくらし の3本の柱が立てられていた。烏丸地区の深層ボーリング計画は、そのうち、特にAのテーマに係る展示資料を得ることを目的としたものである。したがって、本調査団では、計画されていた1000mの深層ボーリングでのコア資料をもとに、諸分野での分析、解析、測定の結果を総合して琵琶湖の古環境復元と環境変遷の過程を明らかにし、博物館の展示に寄与することが主目的であった。また、本調査団は、これまでに琵琶湖およびその周辺地域の地質学・地球物理学・地球化学的な研究を行って来た研究者によって構成され、今回の採取試料をもとに、これまでに明らかにされている研究成果との比較検討を行い、博物館の今後の研究・調査の基本となる資料を作成することも考慮したのである。

琵琶湖は、日本で最大で、かつ最古の湖であり、世界的にも屈指の古さをもつ淡水湖であり、地学的にも、生物学的にも、特異性をもつものであることは容易に理解できる。なお、琵琶湖の自然環境とその保全が、近畿4府県の住民の社会生活の基盤に深く関わりをもつことは言うまでもなく、今回の調査においては、現在、問題となっている地球環境の変化の問題と琵琶湖の自然史とのかかわりについての基礎的な条件についての情報を得ることが期待された。湖底の堆積物は、堆積速度が速く、1000年あたり数10cmと深海底と比べ2桁も違い、時間の分解能がよいことから地球環境の変化についての情報量ははるかに大きい。また、海洋と比較して、滞水域の規模が小さく、しかも閉鎖的であることから、環境の変化を敏感に促えることができるし、さらに海底での掘削作業に比べてボーリング・コアの採取率が高いという利点があり、精度の高い分析結果が期待されたのであった。

地学的には、琵琶湖は日本列島の中央部に位置し、地質構造的に重要な“近畿三角地帯”の中心部にあたる。湖西、湖東、湖南（三重県上野市まで含む）に広く分布する古い琵琶湖（古琵琶湖）の堆積物は、地質時代の鮮新世に始まる。しかしながら、古い琵琶湖の堆積物である“古琵琶湖層群”から現在の琵琶湖の堆積物への移行の過程については、まだ、十分には解明

されていないといえる。琵琶湖周辺の陸上部での地質については、これまでも多くの研究があり、火山灰編年によって詳細な層序が確立されており、年代測定や古地磁気測定と併せて精度が高い研究結果がえられている（林，1974；Yoshikawa，1984；Kawabe，1989；林・川辺，1993）。したがって、得られたコア中の火山灰をもとに陸上部での層序との対比を行うことで、連続変化の実態の細かい履歴がおさえられる可能性が高いと判断された。とくに、本調査においては、これまであまり扱われてこなかった堆積学的な観点からの解析を試みることに期待がかけられていた。今回のボーリング地点について予想されていることは、地下に厚い河川堆積物が存在することであり、琵琶湖の湖底堆積物と周辺地域からの河川堆積物との関係を、火山灰層序による年代尺により明確にすることにより、琵琶湖の生立ちの歴史についての新たな情報を得ることが期待されたのである。

生物学的には、琵琶湖及び琵琶湖・淀川水系にはハス、ワタカのような東アジアと共通な遺存種や、ビワカマカ、ビワコミズシタダミのような固有種が知られ、ホンモロコ、ニゴロブナ、ゲンゴロウブナ、ビワコオオナマズ、イワトコナマズ、アブラヒガイなど琵琶湖特有の環境に適応して分化した固有種があり、生物相の特異性を示している（Ueno，1975；Mori and Miura，1980）。このことは、琵琶湖が日本列島が東アジアと共通の生物地理区に含まれていた時代があり、それが時代とともに分化し、特有な生物の進化をもたらしたことを意味しているとされている（Matsuoka，1987；中島，1987；琵琶湖自然史研究会，1994）。このように、琵琶湖の生物を環境変遷の過程と関連づけて位置づけることは、環境問題に対する戦略をたてる場合に極めて重要な意味を持つものである。さらに、琵琶湖の学術ボーリングからは、東アジアのモンスーン域での環境変化の研究に有用なデータが得られるものとして国際的にも注目されており、今回の調査結果も、琵琶湖ばかりでなく、地球規模での環境変化の研究にも寄与することも目的に含まれていた。

3. 調査・研究の経過

烏丸地区深層ボーリングのコアについての調査団の調査・研究は、1991年（平成3）4月に始まり、1995年（平成7）の3月に終了した。その後2年をかけてまとめたものが本報告書である。ここでは、深層ボーリング調査の全般にわたり、その間の経過をなるべく

詳しく記録しておくこととする。

1991年：

烏丸地区深層ボーリング調査団は、滋賀県教育委員会より調査・研究の依頼を受け、4月に参加予定の研究者との調整をはかり、5月中旬に約20名の調査員による「烏丸地区深層ボーリング調査団」が組織された。その間、これまでの琵琶湖の湖底および湖岸での深層ボーリングに関するデータの収集を行い、今回の調査・研究の内容とそれに対応できる掘削の方法についての検討が行われた。

5月23日には、滋賀県教育委員会事務局の「文化部文化施設開設準備室」の三浦泰蔵室長らと調査団メンバーとの合同で、『烏丸半島深層ボーリング調査準備会』をもち、正式に調査団が発足した。その会合で、掘削および調査の方法について意見交換と方針についての討議を行い、烏丸半島の現地見学を行った。

6月から7月にかけては、5月の『準備会』での意見に基づいて、調査団の代表の亀井と開設準備室の高橋とが、東京及び近畿の深層ボーリングの実施の経験のある業者7社を訪れ、深層・学術ボーリングについての調査を行った。その結果をもとに、調査団としての調査・研究計画を立案し、滋賀県との業務委託の契約を7月22日に行った。8月には、調査項目別の個別的な会合によってそれぞれの研究分野での準備を行ったが、堆積学的な調査として堆積構造の解析のため軟X線による方法が提案され、実施にあたっての具体的な手順についての検討がされた。また、地球物理学的な調査の一環として、堆積物の弾性波速度の直接測定とボーリング孔周辺の地下構造の推定を行うことが検討され、逆VSP (Inverse Vertical Seismic Profiling) 法による検層を行うことが計画されたが、最終的には研究態勢が十分に整わなかったために、この計画は見送られることとなった。

9月に入り、ボーリング予定地の烏丸半島の地下地質の状態について、これまでのボーリングや陸上調査のデータから予想が立てられ、浅い部分には砂層や礫層が発達していると判断されたので、それに対応しての試料の分割方法などの指針をまとめ、各研究分野ごとの調査の計画の調整を行った。調査団としては、その計画に基づいて深層ボーリングの実施についての仕様に関する意見を滋賀県あてに申し入れた。すなわち、今回のボーリングは、学術ボーリングであるためオールコアリングとし、浅い層(200mより浅い部分)と深い層、さらにより深い層とではサンプリングの方法を

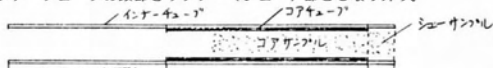
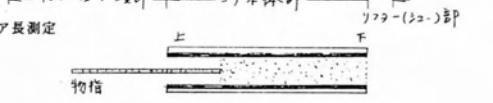
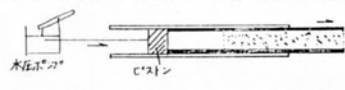
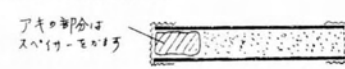
変えるので、ボーリングも深さに対応して口径を異にする2段ないし3段の切り替えをすることを考慮してほしいということであった。また、コアはコアチューブに入った状態でインナーチューブより取り出し現場処理を行うこと、物理検層(電気比抵抗、音波検層、密度検層、磁気検層の4種類と地温測定)を行うことなどを要望事項に含めた。

10月には、滋賀県教育委員会の依頼を受け、「琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング業務委託審査委員会」に調査団より派遣された5名の調査員が加わり、10月5日に6社から提出された企画書について意見を述べた。さらに、10月14日には、そのうち2社についての面接審査に2名の調査員が立ち会い、滋賀県教育委員会あてに調査団としての意見を具申した。最終的には、深層ボーリングの業務委託は、応用地質株式会社に決定され、10月31日に調査団全員と応用地質株式会社の担当者たちと連絡会議をもち、掘削についての意見交換を行った。

11月には、深層ボーリングの現場における作業態勢の準備を進め、作業器具、作業台、写真撮影装置など滋賀大学や滋賀県教育委員会などから借用したり購入したりした。また、調査団員の宿泊、その他、試料運搬や連絡のためのレンタカーの借り入れ、携帯電話のレンタルなどの調査態勢の強化と進行を図った。なお、古地磁気サンプルの収集の際の方位・傾斜角度の測定についての委託業者との協議や、軟X線撮影作業をつくば市の工業技術院地質調査所で実施、さらに、含水率の測定方法についての検討など、コアの分析についての手順についての補足を行った。なお、烏丸地区ボーリング調査の作業状況のビデオ撮影について「株式会社 美影」と契約したが、これは、後に、博物館の展示に活用する基礎資料として作成するものであった。

12月に入り、深層ボーリングを実施する位置の選定を行い、作業場の区画を決定した。作業場となる地域は、埋め立ての軟弱地盤であるため、バラスを敷き安定させた。作業場には、コアの処理と試料採取のためのプレハブ2棟、作業小屋1棟、移動式の便所を建てた。また、作業用の水を汲み上げる井戸が掘られ、発電機により水道および照明などの電源が用意された。揚水井戸の掘削のために40mのボーリングを行ったが、その深さまでの調査により、電気比抵抗から判断して地表より12mまでは砂層であり、30m以下には厚い礫層が存在することが予測されたため、急遽、それに対応する調査態勢を準備した。また、滋賀県に寄贈

1. 現場処理

- ① インナーチューブの頭部とリフター（シュー）部を取り外す。

- ② コア長測定

- ③ コアチューブごとコアをインナーチューブから押し出す。

- ④ コアチューブに番号をふる（上端に奇数、下端に偶数）。
- ⑤ コアチューブの上下端密閉

- ⑥ シューサンプル押し出し、観察、記載
- ⑦ シューサンプルを袋詰めし、番号をふる（上下の区別）。
- ⑧ コアをコア箱に納め速やかに運搬

<注意>

- ・現場では、コアの露出を最小限にする。コア観察は、シューサンプルのみにして行う。
- ・コア番号あり、コア上下の確認は、現場の責任者が行う。
- ・現場専用の野帳を作り、コア番号、採取日時、コア観察結果等を責任者が記入する（1回の掘進につき1枚、B5判大）。
- ・コアは現場に長く置かない（およそ10時間以内）。
- ・コアチューブは、地質状況に合わせて適切なものを選ぶ。
- ・コアチューブの長さは1mとする。1回の掘進で3mのコアが採取できれば、長さ1mで3本のコアに分ける。
- ・砂や岩石では、コアチューブを使用しない方がよく採取できることがある。このような場合には、現場でコアを出さざるを得ない（このようなコアは、恐らく分析対象とはならない）。

2. 室内処理


コア径は 約 60mm

- ① コアの縦分割。コアをコアチューブから出さずに、コアチューブごと切り（専用コアカッター必要）、二つのパートに分ける。砂や礫のように分割が不可能な場合は、分けない。
- ② パートI・・・写真撮影、コア観察、地磁気、含水率、軟X線、土質工学 粒度・密度（砂礫質土）等の分析用（コアの形を崩してはいけないもの）
 パートII・・・無機化学、有機化学、花粉、動物微化石、植物微化石、粒度・密度等の分析用（粘性土のみ対象、コアの形を崩しもよいもの）
- ③ パートI
 - a. コア写真撮影
 - b. コア観察・記載
 - c. 軟X線サンプル
 - d. 地磁気・含水率サンプリング
 - e. 他の分析用サンプリング
 - f. コアを梱包し、コア箱に格納。シューサンプルはここに納める、あるいは別途保存する？
- ④ パートII
 - a. 粘性土層について、厚み10cmごとに切り取る。
 - b. 表面を削り落とし、分析項目数だけ縦分割する。

c. アルミホイル等でサンプルを包み、サンプル番号をつける。
 d. 有機分析用サンプル等は、冷凍保存する。
 e. コアの取り出した部分にスベイスーパーを入れ、梱包しコア箱に納める。

<注意>

- ・現場からコアが搬入され次第、迅速に処理する。
- ・室内専用の野帳を作り、コア番号、地質観察記録、分析用サンプルの採取位置、そのサンプル番号等を記載する（1本のコアにつき1枚、A3判大）。
- ・含水率サンプルは、ただちに湿潤質量を測定する。



第1図. 試料のサンプリングマニュアル。

され、滋賀県総合教育センターに保存されていた烏丸半島の対岸の堅田の老人ホーム「アクティバ琵琶」の建設の際の深層ボーリングのコア資料は、今回の調査の参考資料として不可欠のものであると判断されたので、12月の1カ月をかけて詳細に岩相層序の記載を行った（山崎ほか、1994）。

1992年：

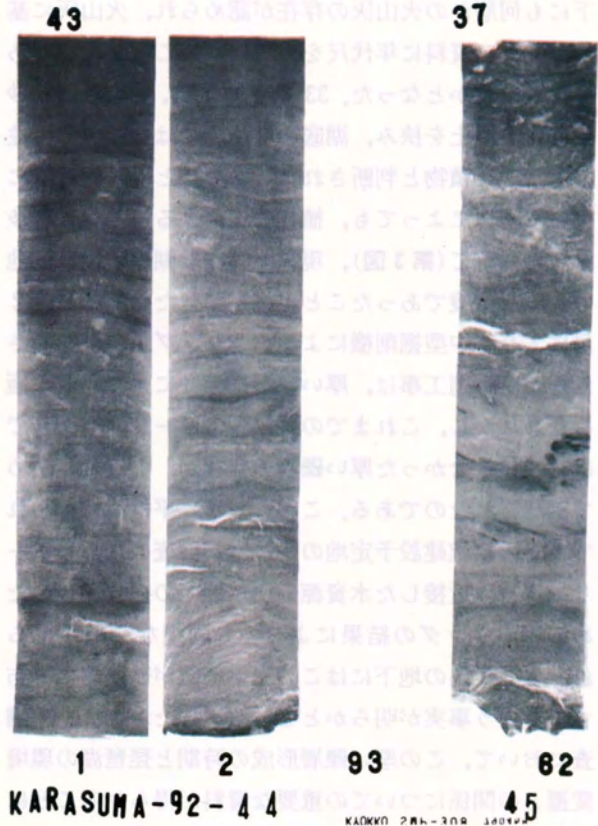
1月に深層ボーリングの工事が開始され、1月8・9・10の3日にわたり、調査団全員が烏丸半島のボーリングの現場に集まった。そこで、実際に、コア資料を扱いながら試料採取の方法を具体的に検討し、作業の流れについてのマニュアルの作成を行った（第1図）。浅い地層については、50cmごとのサンプリングを行うこととした。しかし、1月中旬に表層より約11.7mの深度に火山灰層KR21が挟まれているのが認められ、最初はATと判断されたために、堆積速度が0.3mm/yと誤って見積られ、有機物、花粉、珪藻についてはサンプリングを最初の計画よりも細かく5cmごとにするということもあった。当面、有機物、花粉、珪藻の分析用試料は、共通部分より採取することとした。そのほか、火山灰層の認定のための重鉍物試料、炭素

同位体試料、含水率測定用試料、粒度分析用試料、軟X線用試料、古地磁気測定用試料など、さらに貝殻、植物破片についても随時採取することが申し合わされた。コアは、約1mの長さの円筒状に調整した後で縦半分に分けて、その半分は写真撮影後は保存することとした。有機物分析用試料は、とくに汚染を避けるために、慎重な作業が要求され、毎日、津市内にある冷凍庫に収納するために、運搬し保存することにした。コアの記載は、1/50の柱状図に岩相、粒度、色彩、硬度を表現し、堆積構造や試料採取位置を克明に記載することとしたが、このように200mより浅い部分の試料採取の作業量は膨大で、常時、4～6名の掘削試料記載の研究補助員を必要とするものとなった。

ボーリング工事は、最初は小型掘削機によるものであったために、その深度は30mまでであった。さらに深い部分については、中型および大型掘削機が用いられ、敷地内の数m離れた地点でそれぞれ掘削された。表層の盛り土は、6.11m（中型掘削機の地点）～6.7m（小型掘削機の地点）で、それより20mまでは砂と粘土の互層であり、その間、深度24.75mに白色のAT火



第2図. 深度24.75mに確認された白色の始良Tn火山灰層.



第3図. 軟X線解析像に見られる植物根による擾乱.



第4図. 烏丸地区の深層ボーリング工事現場.
右端の檣は大型掘削機用.



第5図. コアの記載作業.

山灰層を挟むことが確認され(第2図), また, この上下にも何層かの火山灰の存在が認められ, 火山灰に基づいてコア資料に年代尺を当てはめることが可能であることが確かとなった。33.85m以下は, 主に, 礫と砂で泥炭質粘土を挟み, 湖底の堆積物ではなくて河川性の扇状地堆積物と判断された。このことは, 軟X線による解析像によっても, 植物の根による攪乱などが多く認められて(第3図), 現在と同様な湖岸の後背湿地のような環境であったことが推定できたのである。2月に入り, 中型掘削機によるボーリング工事が開始されたが, 掘削工事は, 厚い礫層の存在により難航を極めた。しかし, これまでの琵琶湖のボーリング調査では認知できなかった厚い礫層の存在が, ここで, 初めて確認されたのである。このことは, 平行して行われていた博物館建設予定地の基礎地盤調査のためのボーリングや, 近接した水資源公団用地での採水調査のためのボーリングの結果によっても同様な結果が得られ, 烏丸半島の地下にはこの厚い礫層が普遍的に分布するという事実が明らかとなった。したがって, 本調査において, この厚い礫層形成の時期と琵琶湖の環境変遷との関係についての重要な資料が得られることになり, 礫層に挟まれる粘土や砂の層の地球化学的な解析に期待が寄せられた。

中型掘削機によるボーリングは, 厚い礫層の存在と冬季の寒冷な気候条件によって妨げられ, 礫層の上部の深度75.5mの粘土層で掘り止めとなった。このボーリング孔により, 2月下旬には物理検層を行い, 見かけの電気比抵抗, 孔径, 温度, 密度, 自然放射能, 泥水比抵抗, 自然電位, 音波速度についての測定が行われた。

3月に入ってからは, 大型掘削機によるボーリングを中心に掘削作業が進められた(第4図)。大型掘削機によるボーリングは, 中型掘削機による掘削と平行して, 2月上旬より開始していたが, 中型におけるのと同様に厚い礫層に妨げられ, 掘削速度は伸びなかった。しかしながら, ワイヤライン工法による資料採取などの模索を繰り返すことにより, 良質な分析用の資料の採取が可能になったのであった。その結果として, 3月28日までで, 深度125mまでの資料の採取に成功した。なお, 3月よりRI(ラジオアイソトープ)を利用して, コア・チューブに入ったままの試料の密度をそのまま測定する装置(シンウォール スキャナー)を工業技術院地質調査所より借用して調査に利用することとした(この間のことは, 本稿の付記として扱

していただいた応用地質株式会社の吉川治雄氏の「烏丸ボーリングはどのようにしておこなわれたか」を参照されたい)。4月14日には掘削深度は200mに達したが, コアの記載は165mまでしか進めることが出来なかったため, 掘削を1時休止して物理探査を行い, 続いて掘削機械の整備, 200mまでの8インチのケーシングの挿入などにより, より深い部分のコアの採取が十分に行われるような措置がとられた。4月16日より掘削を再開して, コアの記載を平行させた。深度200mを越すとコアの固結度が高くなり, ソフテックス用の標本採取は困難となり, 深度200mのNo.197のコアをもってソフテックスによる撮影を終了し, その他の標本採取の間隔も堆積物の性質に対応させて抜けることとした。

5月に入ると, 11日には深度225m, 19日に276mと進行ははなはだ緩慢であり, 21日になってはじめて300mの深度に達し, コアの記載も268mに至った。しかしながら, このあたりから泥の部分が多くなり, 掘削速度も大きく伸びて, 6月1日には深度360mと, 2日には390mと1日の掘進速度が10mをこすような場合もあった。

7月13日には, これまでの調査結果について, 上原恵美文化長とともに稲葉 稔滋賀県知事に報告した。また, 7月17日には, 烏丸地区の現場での調査団の記者会見があり, 調査団より, 「琵琶湖東岸・烏丸地区での深層学術ボーリングのねらいと現状」として, 1. なぜ琵琶湖を掘るのか? 2. 今回のボーリングの特殊性 3. 調査の現状についての説明を行った。その内容は, 7月19日の朝日, 毎日, 読売, 京都の各紙の朝刊で報道された。なお, 滋賀県の地学教育に係る教師のグループ, 大阪市立大学理学部地球学教室の野外見学団体, 京都大学理学部地球物理学教室の院生のグループなどの見学希望があり, 掘削現場と調査・研究の作業についての見学があった。また, 8月末に, 京都国際会館で開かれた国際地質学会議(IGC)に参加した国外の研究者約30名(米国, カナダ, ドイツ, ポーランド, オランダ, 中国, 台湾など)が掘削現場を訪れ, 意見交換を行った。

7月27日には掘削深度は650mに達し, コアの記載は647m(st.no.700)まで進んだ。8月11日には深度780mに達したが, 基盤に達する深度が, 当初, 重力異常の分布状態やソノプローブによる探査結果の解析から推定されていた750~800mよりも深いと判断された。調査団は, 調査研究を遂行するためにさらに深く掘削を

続けることを希望し、それが認められて実施されることとなった。その結果、9月初旬に、深度880mで基盤の直上部と思われる角礫の層に達し、9月28日には、深度904mで基盤に到達し、目的を達成した。基盤は、予想されていたような花崗岩ではなくて、熱変成を受けた砂質ないし粗粒シルト質の頁岩であり、一部にはヒン岩も見られ、丹波帯のI型の地質帯に属するものとされた。ジュラ紀後期の堆積岩が主体であると考えられている。

最初は、基盤に達してからも、地震波や地熱測定を考慮して、さらに50mほど掘削することを希望していたが、掘削深度が予想以上に深くなったために、基盤を10mほど掘削して工事は終了し、掘削深度は915mとなった。掘削が終了したのは10月16日であり、その後大型の掘削機の作業場は解体された。調査団は、現地における全体会議を10月23及び24の両日に行い、コアの点検や、今後の調査・研究の進め方について会議をもった。10月以降は、掘削によって得られた1090のコア（各1m長）は、大津市打出浜の博物館開設準備室に運び込まれ、そこで、調査団の林・吉川・川辺の3調査員および開設準備室の山崎学芸技師を中心に、コアの検討と記載、試料の採取と配分の作業が続けられ（第5図）、その作業は3月末に終了した。

この年度の調査団の調査・研究の報告書には次のものがまとめられている。

地質の概要；烏丸コアの岩相層序；烏丸コアの粒度分析；烏丸ボーリング地点周辺の地下構造；烏丸ボーリングと地熱流量；烏丸コアの炭素同位体による年代測定；烏丸コアの有機物分析；琵琶湖湖底堆積物の花粉分析；琵琶湖湖底堆積物の火山灰層序

1993年：

コアの記載は1993年3月に完了した。得られたコア資料は、97%に達する採取率で、その分析から得られる諸情報の精度は大いに期待された。これら分析用のサンプルの試料数は、各研究分野ごとに区別すると次のようであった。

有機物分析用サンプル	1251点
花粉分析用サンプル	1180点
珪藻分析用サンプル	1180点
軟X線用サンプル	184点
火山灰分析用サンプル	95点
炭素同位体分析用サンプル	786点
古地磁気用サンプル	610点

その他	15点
合計	5301点

4月から7月にかけては、これら5301点の分析用試料の調整を行い、8月から12月にかけて、それまでに分析が進行中のものの追加として、年代測定用(¹⁴C法、FT法)、火山灰分析用、古地磁気測定用、堆積構造解析用、粒度分析用、比重および含水率測定用、有機物分析用、無機物（とくに金属）分析用、花粉分析用、珪藻分析用に区分して試料を逐次発送し、それぞれの分担者に測定・分析を依頼した。

904mコアの層序学的な検討は、林隆夫と川辺孝幸の両調査員および琵琶湖博物館開設準備室の山崎博史学芸技師を中心に進められた。そこでは、これまでの琵琶湖の湖底や湖岸での深層ボーリングの資料の再検討を行うとともに、基本的には、陸上での地質調査の結果として設立された層序区分に基づいて、岩相、堆積物の物理性、火山灰層序、年代などについての総合化が行われた。その結果、1993年に設定した層序区分については改訂をする必要があることが判明したが、調査員の間でそれについての意見が分かれ、今後の資料の分析結果ともあわせて1994年に検討することとした。しかしながら、改訂は要するものの、今回の烏丸コアによって得られた南湖東岸の堆積物の層序と北湖の雄松崎沖の島間の水深68mの湖底で行った深層ボーリングの1400mコア（1982～83年、京都大学理学部付属琵琶湖古環境実験施設）(Takemura, 1990)や、堅田の「アクティバ琵琶」でのボーリングコア（山崎ほか、1994）との対応関係は明らかとなった。それによって今回の各分野での調査・分析の基準をつくることは出来たのである。すなわち、今回の904mコアは、400万年前から古琵琶湖層群の堆積過程の中で、草津累層、膳所累層、堅田累層を含むものであり、およそ180万年前から現在までの琵琶湖の変遷過程を物語るものである。

火山灰の分析は、吉川周作調査員を中心に大阪市立大学理学部で進められ、904mコアに19層準の火山灰層の存在が確認された。これまでに古琵琶湖層群には30を越す火山灰層が認められてはいるが（Yoshikawa, 1984；吉川・井内, 1991）、この19の火山灰層の確認により、904mコアの堆積物が古琵琶湖層群のどの部分にあたるのかが明らかになった。また、これまでの深層ボーリングではコアの採取率が悪く、火山灰が量的に十分に採集できなかった場合も多かったため、今回の

ように97%という高い採取率は琵琶湖の火山灰についての情報の精度を高めることとなった。なお、粘土質の部分のコアについては採取率がほぼ100%であり、連続資料ではないが今後の研究により、多くに情報が得られることが期待された。また、火山灰の分析に伴い、火山ガラスからのITP-FT法による年代測定が試みられることとなり、西村 進調査員による年代測定(FT)と併せて、コアについての年代尺を求めることが計画された。

堆積学的研究は、公文富士夫調査員を中心に、岩相と堆積構造の関係の解析と粒度分析の結果から堆積環境の復元が試みられた。烏丸地区の堆積相は、主として河川性の堆積環境のものであることが明らかにされ、河川の変遷、気候変動、地殻変動の相互作用をとらえることにより、琵琶湖の堆積場の形成過程の解明の方法が明確に提示された。

炭素同位体については、名古屋大学年代測定資料研究センターにおいて中村俊夫調査員および中井信之調査員によって行われ、タンデム加速器質量分析計を用いて、烏丸地区深層ボーリングコア中の上部の13層準の有機物の加速器¹⁴C年代が求められた。これにより火山灰層準の位置づけが確実なものとなり、また、有機炭素同位体比による気候変化や環境変遷についての考察も試みられた。

有機物については、石渡良志調査員を中心に、東京都立大学理学部化学教室で分析が進められた。有機炭素量の測定結果およびC/N比、炭素同位体比から堆積作用と環境変化との関係が追及されたが、湖岸地域の堆積物ということもあり、これまでの湖底ボーリングのコアからの分析結果(Meyers and Horie, 1993; Meyers, Takamura and Horie, 1993)とは異なる点が指摘された。今後の資料の充実によって、さまざまな異なる堆積環境についての比較検討の研究の展開が期待されているのである。

無機物の分析は、工業技術院地質調査所において、寺島滋調査員と井内美郎調査員によって行われた。主に、コアの含水率の測定と元素濃度の分析であり、Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Liおよび有機炭素についての研究がなされ、堆積環境について検討の結果が報告された。

花粉分析は、大阪市立自然史博物館の第四紀研究室において那須孝悌調査員により、珪藻分析は、奈良女子大学理学部生物学教室で清水晃調査員により進められ、琵琶湖の180万年前から今日までの環境および気候

変化史の解明が期待されている。

古地磁気の測定は、得られた試料をもとに、京都大学理学部で鳥居雅之調査員を中心に進められることとなった。層序区分からは、この904mコアは、Brunhes-Matuyama境界を含み、この境界をまたぐ地磁気の変化過程の解明が期待されたが(Hottman, 1992; Larson and Patterson, 1993; Valet and Meynadier, 1993; Zhu, Laj and Mazand, 1994)、堆積物が砂および礫の部分が多いために測定不能の部分が多く、十分な結果は得られなかった。

地球物理学的な研究は、物理探査の結果に基づいて、京都大学理学部の小林芳正・田中豊両調査員らによって進められ、これまで明らかにされていなかった烏丸半島の地下の物性についての考察が深められた(伊藤ほか, 1982)。また、京都大学防災研究所の伊藤潔調査員、金沢大学理学部の長尾年恭調査員らにより、烏丸地区深層ボーリングの掘削孔による深さ1mごとの地温測定結果から、温度勾配に見られる急激な変化点の存在と過去の気候変化との対応関係についての興味ある問題提起がなされた。

基盤岩の岩石学的研究は、信州大学の公文富士夫調査員、愛知大学の沓掛俊夫調査員によってなされた。基盤岩は、最初に予想されていた深度より深部に存在し、また、花崗岩ではなくて、先に述べたように丹波帯のホルンフェルス化した堆積岩であった。また、コアの堆積物に含まれる粘土鉱物組成および砂粒組成の解析が、滋賀大学教育学部の中野聡志調査員等によって行われた(中野, 1982; 中野ほか, 1988; 1990; Nakano, 1992)。

以上の研究結果の中間報告を兼ねて、12月23・24日の2日間にわたり、琵琶湖研究所ホールで「琵琶湖の自然史討論会」を行い、全国的に80人あまりの関係者が集まった。それぞれの問題点について討論がされ、調査・研究を進めるにあたりきわめて有益であった。この討論会は、烏丸地区深層ボーリング調査団、琵琶湖古生態地理研究会、古琵琶湖層群堆積研究会の3者の共催であった(琵琶湖の自然史討論会要旨を参照されたい)。

1月から3月にかけては、地質調査所、東京都立大学、名古屋大学、大阪市立大学、大阪市立自然史博物館、奈良女子大学、京都大学の各研究室において、研究のまとめについての調査団としての打ち合わせが個別に行われた。この間、博物館開設準備室と調査団とによって、この深層掘削の報告書作成と関連しての写

真集「琵琶湖の生い立ち」の編集について相談会がもたれ、内容、方針、スケジュールなどについて検討がされ、1994年から製作にかかる事となった（後述するように、この写真集の計画は、「琵琶湖博物館へ行こう」という普及書の出版に変更された）。

この年度の調査団の報告書の内容は次のようであった。

烏丸コアの岩相層序；烏丸コアの火山灰層；烏丸コア試料中の有機物の加測器¹⁴C年代；烏丸コアの主要テフラの年代-ITP-FT法；烏丸コアの粒度分析と古環境；烏丸コアに含まれる有機物の特徴；烏丸コア試料の元素濃度プロファイル；烏丸コアのX線粉末法による鉍物組成の検討；琵琶湖温度検層データから抽出される過去の気候変動（序報）

1994年：

烏丸地区の深度904mまでの深層掘削では、粘土部分のコアの採取率が当初の予想を越えて良好であったために、分析を行うべき試料の数は予定していたよりも増加した。その結果、調査研究を予定していた93年度内には完了することは不可能となり、94年度に継続することとなった。また、コアの堆積物が砂および礫が主部を占めるために困難な状況は予想されていたが、詳細な古環境の解析と復元のためには、珪藻分析、有機分析、花粉分析、粘土鉍物の分析および古地磁気測定は不可欠なものであり、可能な限りそれらの調査研究を促進するようにした。

岩相層序区分や年代測定、同位体比や有機物の分析結果からの環境解析、無機物や堆積物の研究からの堆積環境の解析、火山灰の分析による対比などについては、一応、調査結果がまとめられる見通しが立てられたので、まずそれらについての総合的な報告書を作成することとした。

調査・研究の促進については、1994年の7月および8月に調査団としてそれぞれの調査員と連絡をとり進行状況を把握するとともに、これまでの試料についての調整を行った。その後、同年の9月10日に、博物館開設準備室において、ボーリングの結果の打ち合わせと調査研究の成果のまとめについての編集会議をもった。10月には、調査員全体に連絡をとり、分析などについての進行を促し、93年度と同じく、琵琶湖古生態地理研究会と古琵琶湖層群堆積研究会と共催で討論会をもつことについて意向をただし、同時に、報告書作成にかんして調査員に分担を依頼した。

討論会は、1994年の12月23・24日の両日に、滋賀県

立琵琶湖文化館を会場として、前年度と同様な形態で行われた。この討論会では、京都大学理学部地球物理学教室の西村敬一氏により、琵琶湖東岸の地域を中心とした近畿地域の地下の地球物理学的な性質に関する最近の研究成果の紹介があった。それを皮切りに、烏丸地区の深層ボーリングのコアからの本調査団の調査員の諸氏の調査・研究の成果が報告され、多数の参加者による討論が行われた。

1994年度の調査研究の報告書には次のような報告がある。

烏丸コアの重要性について；烏丸コアから見た琵琶湖の変遷；烏丸コアの粘土と砂粒の組成；烏丸コアと古地磁気；温度検層データと過去の気候変動；琵琶湖南部における反射法地震探査；烏丸ボーリングと博物館の展示

1995-98年：

調査団としての主要な業務は1995年3月に終了していたが、それぞれの分野では、コア試料の分析や解析などの作業が継続していたため、この段階では全体を強いてまとめることはせず、最終の総合的な総括の段階で全体を関連させながら検討を加え、まとめられるものから逐次まとめることとした。そのため、1995年から97年にかけては、新たに田中里志調査員を中心に珪藻分析が行われた他、各調査員により分野ごとに調査・研究と執筆が進められ、それらのまとめは琵琶湖博物館の開設準備室の協力によって編集や出版の準備が進められることとなった。

各調査員による調査・研究の結果については、原稿がほぼ1997年9月に揃い、1年あまりの編集期間を経て、論文集として出版されることとなったのである。この論文集の出版によって調査団は解散することになるが、分野によっては分析や研究が現在も継続しているものがあり、そのために、この論文集には烏丸地区深層ボーリングによる学術的な調査・研究のすべては網羅されてはなくて、今後は、それらの研究成果の報告は個々に発表されることになる。

ま と め

1. 層序と年代

烏丸地区深層ボーリングで得られた904mのコアの層序については、堆積物の諸性質について1/5のスケールで記載した台帳をつくり、その結果から、1/3000の縮尺でコンパイルした地質柱状図が、林隆夫・川辺孝幸両調査員および山崎博史学芸技師によって作

成された。それによると、烏丸コアは上位より、AからJの10層と基盤とに区分され、地表より深度6.7mまでは埋積土であるため区分からは除かれている。

- A層 (6.7 ~ 33.85m) : 砂と泥の互層
- B層 (33.85 ~ 71.1 m) : 礫層
- C層 (71.1 ~ 146.71m) : 礫, 砂と泥の互層
- D層 (146.71 ~ 292.38m) : 砂, 礫および泥の互層
- E層 (292.38 ~ 406.08m) : 砂と泥の互層, 礫を伴う
- F層 (406.08 ~ 533.29m) : 砂および泥の互層
- G層 (533.29 ~ 789.05m) : 砂がち泥層
- H層 (789.05 ~ 851.12m) : 泥がち砂層
- I層 (851.12 ~ 880.18m) : 砂および礫層
- J層 (880.18 ~ 904.0 m) : 角礫層
- 基盤 (904.0 ~ 920.15m) : 砂質頁岩

これらについては、吉川周作調査員によって確認された19の火山灰層の認定結果から、岩相年代層序区分としては、上位より、KR-A(6.7-33.85m), KR-B(33.85-192.61m), KR-C(192.61-789.05m), KR-D(789.05-851.12m), KR-E(851.12-880.18m), KR-F(888.18-904.0m)の6層に区分されることとなった。これまでの広域的な地表での地質調査の結果とあわせると、烏丸コアの層序は、KR-A~B層には沖積層・段丘構成層が含まれ、KR-C~F層は古琵琶湖層群の堅田累層、膳所累層、草津累層、蒲生累層(上部)に対応する。

古琵琶湖層群は、川辺調査員によると、近江盆地から南の上野盆地にかけての丘陵や平野の地下に分布する砂や礫や粘土によって構成されている地層であり、全体としての最大の厚さは1500mを超える。約400万年前に上野盆地の付近で堆積が始まり、次第に堆積の場が北へ移り、最終的に現在の琵琶湖が形成されたとされている(Kawabe, 1989)。また、その間の堆積物は、下位より、上野累層、伊賀累層、阿山累層、甲賀累層、蒲生累層、草津累層(膳所累層はこの上部にあたる)、堅田累層、高島累層の8累層に区分されており、400万年前から30万年前にかけて、それぞれ堆積の場を次々に移動させながら形成されたものである。したがって、それらを烏丸コアの層序と対比すると、このコアの堆積物は、蒲生累層の上部の堆積の時代、つまり約200万年前から現在にかけてのものにあたる。したがって、烏丸コアは、古琵琶湖として一括されている多くの古い湖の中で、約200万年前の蒲生湖の時代から現在の琵琶湖にいたるまでの湖の変遷(蒲生沼沢地群→堅田湖→琵琶湖)と自然環境の歴史についての情報を提供するものであるといえる。

2. 火山灰と年代

火山灰層(テフラ)、とくに広い範囲にわたって分布する広域テフラは地層の対比にとって重要である。烏丸コアの深度24.75mに約7cmの厚さで認められるKR39-E火山灰は、2.5万年前に南九州の始良カルデラから噴出した火山灰で、日本列島とその周辺海域に広く分布している広域テフラのAT(始良Tn火山灰)にあたる。今回のボーリングでは、吉川調査員によると、これまでに19の主要な火山灰層の存在が確認でき、それらは、これまで古琵琶湖層群で認定されてきた130層以上の火山灰層(Yoshikawa, 1984; Yoshikawa and Inouchi, 1991)のいずれかとの対応関係がつけられるようになった。現在、認定された主な火山灰層と、広域テフラおよびそれらの年代値との対応関係を挙げると、次のように示される。

《烏丸コアの火山灰》	《対応する広域テフラ》 《年代値》
☆KR21 (-11.74m)	横大路, K-Ah火山灰 6,300y.B.P.
☆KR39-A (-24.11m)	
☆KR39-B (-24.26m)	
☆KR39-C (-24.57m)	
☆KR39-D (-24.61m)	BT-9, 鬼虎川火山灰
☆KR39-E (-24.75m)	平安神宮, AT火山灰 25,000 y.B.P.
☆KR229 (-157.56m)	BT-61, Aso 1 火山灰 270 ka.B.P.
☆KR296 (-220.07m)	上仰木火山灰
☆KR335 (-259.43m)	
☆KR454 (-374.02m)	栗原III火山灰 (ca.0.5 Ma)
☆KR563 (-481.86m)	喜撰, アズキ火山灰 (ca.0.8 Ma)
☆KR864 (-758.19m)	
☆KR870 (-763.38m)	
☆KR939 (-825.58m)	
☆KR951-A (-836.54m)	
☆KR951-B (-836.97m)	
☆KR958 (-844.80m)	

☆KR980 (−863.93m) 五軒茶屋, 蒲生堂, 福田,
嘉例川火山灰
(ca.1.75 Ma)

☆KR990 (−874.45m)

以上の火山灰の対比からは、烏丸コアの堆積物の堆積速度を求めると、0.54mm/yである。また、中村俊夫・中井信之両調査員によるコアの有機炭素のタンデム加速質量分析計を用いての同位体年代測定値からは、−32.19mの層準で堆積年代が 28730 ± 300 y.B.P.とされ、堆積速度はほぼ単調と見て、 0.88 ± 0.05 mm/yと見積もられている。これまでは、琵琶湖湖底の現在の堆積速度は1mm/yとされてきているので (Toyoda et al., 1968; Taishi et al., 1987), 今回、烏丸コアで見積もられた堆積速度はそれより小さいことになるが、圧密による影響は考慮されなければならないであろう。年代測定には、 ^{14}C 年代法の他にフィッシュトラック (FT) および相対年代測定としての古地磁気層序法も行われている。これまでに、北湖の1400mボーリングの火山灰のジルコン粒子を用いた報告 (Horied, 1991) もあるので、それらとの対照が必要と考えられる。

3. 古地磁気

古地磁気層序について、約100年前から現在までに、次のような13のイベントが認められ、それぞれの年代が示されている (Valet & Meynadier, 1993)。

《イベント》	《年代値 (Myr BP)》
Laschamp	0.040
Blake	0.118
Jamaica	0.195
Biwa II	0.280
Biwa III	0.412
Empereur	0.419
Big Lost	0.554
Delta	0.690
Matuyama-Brunhes	0.780
Kamikatsura	0.931
Jaramillo (upper)	0.990
Jaramillo (lower)	1.070
Cobb Mountain	1.190

1967に、A.CoxとG.B.Dalrympleとが、はじめて、過

去500万年の地球磁場の年代尺度についての論文を発表して以来、そこで示された磁極の逆転の順序については大きな変更はされていない。しかしながら、短い期間の極性のインターバルについての議論はあり、そのいくつかは証明されたが、その他のものについては疑問視されているものも少なくない。琵琶湖の北湖の南部で、1971年に掘削された200mコアによる Biwa I, Biwa IIのインターバルについても同様である。これまでに調べられた長期にわたる連続的な地球磁場の強さについての記録からは、地球磁場の強さの変化には2つの様式があるとされ、地球磁場が弱くなり、さらに再生されて強くなるときに見られる大きなエピソードというものは、ほとんどの逆転の直後の数千年の出来事であったとされる。しかし、極性が安定な状態であるのは、50万年ぐらいにわたり、地球磁場の強さが極くゆっくりと緩むような過程によって特徴づけられるとされている。したがって、地球磁場の逆転は双極子磁場の漸進的な衰退現象の結果として見ることができるとするのが最近の考え方であるが、今回の烏丸コアのように慎重な採取によって得られたコアの古地磁気学的研究からは、その考えについて、さらに詳しい検証が進められることが期待されたのであった。

ところで、鳥居雅之調査員によると、地球磁場のようなグローバルな現象は、同一時間に地球上にできるだけ均等に配置された観測点で得られたデータに基づいて解析されなければならないとされる。リアルタイムでの地球磁場の変動を観測している地磁気観測所は、現在地球上に150ヶ所ほど置かれており、それらのもたらすデータを球面調和解析することによって初めて地球磁場の変動を精密に描きだすことが可能となっている。当然のことながら、過去の地球磁場を観測しようとする古地磁気学的研究においても、ある同一の時間帯に起こった地球磁場の変動を「世界中」で観測する必要がある。しかしながら、もっとも顕著な地球磁場の変動である極性逆転の、一番最近のものとして知られている Brunhes-Matuyama逆転についてすら、十分に信頼できる連続的な観測データは世界の2~3ヶ所からの報告があるに過ぎない。十分な数の観測例が得られないのは、データの質と量の両方を満たすことができる堆積物を発見することがなかなか困難なことを反映している。地球磁場逆転の古地磁気学的研究は、どのようなモデルが、地球磁場の逆転時に観測された事実をよりよく説明できるか、という点に集中している。モデルを精密化し検証するためには、1) 深海底から

の古地磁気データの収集, 2) 解像力が高い堆積残留磁気の解析方法の開発, 3) 連続的熱消磁法の開発といった条件を満たす, より精度の高い磁性逆転時の地球磁場のデータセットを, 時代や地域を特定して体系的に入手することが焦眉の課題となっている。もっとも, 最近の極性逆転である Brunhes-Matuyama 境界 (0.73Ma) を記録している古地磁気データセットのうち, 議論の材料にできるものとしては, せいぜい10組あるかないかであり, 地域的にも大きく偏っている。特に, インド洋や南半球の高緯度地域からのデータの欠如が目立つ。他の時代の逆転現象については, もっと記録が少ないのが現状である。これからの研究では, まず Brunhes-Matuyama 境界と, Brunhes 期のなかの短い地球磁場逆転 (excursionあるいは aborted reversal) の時の地球磁場の記録をできるだけ広域的に収集することが考えられている。

以上の事から見て, 烏丸コアは, 200万年の地球磁場の変遷の歴史を記録しているものとして, Brunhes-Matuyama 境界や Brunhes 期の小さな excursion, たとえば Biwa II や Biwa III など, についての重要な情報を与えてくれるであろうが, 今回の場合, 試料が粗粒堆積物であったために, 予期された結果は得られなかった。

4. 堆積環境

現在の琵琶湖がいつ, どのようにして誕生し, どのように変遷して来たかについて, 烏丸コアの堆積物の諸性質の解析による堆積環境の研究は重要である。この観点から, 烏丸コアについて, 公文富士夫調査員を中心とする堆積物の分析, 石渡良志調査員による有機物の分析, 寺島滋・井内美郎両調査員による無機物の金属などの諸元素の挙動の解析をもとに, 調査研究が進められてきた。現在のところ, 904m コアの上部の堆積物の研究の結果からは, 堆積環境についていくつか重要なことを明らかにできた。

公文富士夫調査員は, 烏丸コアの岩相に基づく堆積相の解析と系統的な粒度分析により, 堆積物が堆積した場の古環境を明らかにする研究を, 上部の200mの部分について行った。それによると, 40万年前から10万年前にかけては, 網状河川が発達する扇状地の前進と後退が繰り返され, 沖積平野下部から三角州にかけての環境であった。この点, 近江舞子沖の1400mボーリングや高島沖の200mボーリングの調査結果から, 北湖では, 約50万年前以降は深い沈降の場となったとされ

ていることは対照的である。また, 烏丸地区の地域は, 10万年前から3万年前には扇状地が大きく張り出した網状河川系の環境であり, それ以後に現在にかけては蛇行河川の河川系が卓越する沖積平野で, 一時的には浅い湖沼もあったことが知られた。したがって, この地域は, 50万年前以降, 基本的には, 現在と同様な沖積平野の環境におかれていたが, 50万年前より以前の状態とはどのように連続していたか, 氷期と間氷期のような気候変化のサイクルと堆積作用がどう関連していたかは重要である。また, 堆積速度から見て, 北湖と南湖では湖盆の沈降運動に差異が認められている。

石渡調査員による堆積物の有機物分析からは, 堆積環境, とくに生物環境の変遷過程が把握できる。烏丸コアの有機物分析結果によれば, 烏丸コアの有機物の状態, 水分含有量, 有機炭素含有量, C/N比, 炭素同位体比は, 湖底におけるものとは違い, 植物プランクトン起源ではなく, 陸上の高等植物に由来するものであることが明らかにされた。その内容は, さらに詳細に分析され, 堆積物の堆積学的な研究, 花粉や珪藻の分析, 年代測定の結果とあわせて総合的に把握されることが期待される。有機炭素量の深度分布では, 層準によって低い所と高い所とのコントラストがはっきりしていて, 高いものでは堆積物の10%を越すことがあり, 時としては50%を越す部分もある。このことは, 湖底部では, それがほぼ一定のパーセントであるのに対し, 砂質堆積物による濃度の希釈と後背湿地での泥炭質堆積物の形成とが交互に起こっている状態を示しており, 堆積学的研究からの蛇行河川が発達する沖積平野ということと調和的である。また, 堆積物中の有機物の炭素同位体比が $\delta^{13}\text{C}$ の値から, 植物プランクトン起源のものか, 高等陸上植物に由来するものかの区別も可能であり, このことは $\delta^{13}\text{C}$ 値とC/N比との相関によっても裏付けられた。烏丸コアでは, 堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ 値とC/N比がともに深度分布の中で変動しており, 堆積物の有機物の中での陸上高等植物と植物プランクトンの混合比が時間とともに変動していることが分かる。このことは, 堆積相の変動のパターンとも一致しており, 蛇行河川の消長との深い関係があったことを裏付けている。

さらに, 寺島・井内両調査員による烏丸コアの含水率と元素濃度についてのプロファイルは, 一般には, 元素濃度は堆積物の粒度と関係するとされているが, 堆積環境の変化や気候変動の解析にも用いられてい

る。含水率は、砂質堆積物を対象としたため誤差が大きい、300mまでは25%、それ以下の500mまでは20%、さらにその下位では17%に減少している。この効果は、圧密度とも関係しており、堆積速度の算定に考慮する必要があることが分かった。元素濃度については、Fe, Mn, Cu, Pb, ZnおよびNi, Cr, Liについて同様なサイクル（山と谷）が濃度（%）プロファイルに認められた。すなわち、サイクルの中で極小値を示すのは、60, 180, 280, 370, 460, 590, 700（深度m）の層準であった。また、濃度変化は、460m以下では著しく、700~800mでは大きく変化しながら濃度は深い方向に向かって上昇しているのが特徴である。これに対して、有機炭素の濃度は低く、50mでの4.66%を除いて、2%以下である。なお、金属元素の濃度変化に共通して見られる180mでの谷は認められなかった。また、元素濃度の変化と層序区分とが関連するという提案がなされた。

このほか、堆積環境の解析という点で、中野聰志調査員は、鉱物組成と粘土鉱物の同定を行なった。その結果、鉱物は石英と長石で、長石は曹長石と正長石と判定され、粘土鉱物はパーミキュライト+モンモリロナイト、イライト、カオリンであり、全層準を通して殆ど変化がなく、安定した堆積環境を示していることを明らかにした。しかし、粘土鉱物や造岩鉱物については、これまでの他の地域での研究報告とは異なる点があり、地域的な差異なのか、環境の違いなのかの検討が必要である。

5. 気候変遷

地球物理学的な研究として、ボーリング工事の終了後に、伊藤潔、長尾年恭らの調査員によって地熱流量の調査が行われ、その結果、500mまでの温度測定では温度上昇は一定であるというきわめてよい結果が得られた。この上昇率を延長すれば、孔底の900m付近では、最高39.6°Cとなるが、地熱流量の測定という点では、この烏丸地区のボーリング孔のデータからは、熱流量の測定結果と過去の気候変動との間に深い関係があるという問題が提起された。そのために、さらにこの烏丸ボーリング孔での地下温度の測定を継続して行い、地熱流量の変化などについての調査研究が行われた。測定は、深さ10mから855mまで5m間隔で行われ、深さ10mで温度は13.9°C、850m付近で39.6°Cであり、深部ほど温度勾配値が大きくなっていることがあきらかとなった。これまでは、このような温度勾配値の異常

第1表. 烏丸地区深層ボーリングの記録。

烏丸地区深層ボーリングの記録	
琵琶湖の地下1000メートルを探る	
I (7分)	<p>A. 掘削の準備【1991年秋】・秋の琵琶湖と掘削現場の風景で始まる→青い花とエリのある風景→掘削現場の地ならし作業（もやの中をトラックが走り、ブルドーザーが土を噴らす）→櫓の組み上げ作業（ロッドが打ち込まれ、ロータリーが回転）→1号井での泥水の搅拌</p> <p>B. 掘削の開始【1992年1月】・2号井と作業小屋→作業現場での試料処理の打ち合わせ会議</p>
II (7分)	<p>C. コア処理作業：・コアをチューブから取り出す→コアを半割する→コアの写真撮影→コアの写真撮影→コアからソフテックス試料の採取→コア試料の密度測定作業</p> <p>D. 火山灰の発見：・1, 8000年前のAT火山灰をコアで発見→ボーリング現場での説明→コアの記載と地質柱状図の作成</p> <p>E. 冬の琵琶湖：・2号井での掘削作業と3号井の組み立て作業→雪の比良山と琵琶湖の冬景色</p>
III (7分)	<p>F. 年代測定：・名古屋大学年代測定研究センター→タンデロン質量分析計→試料の調整作業→オッシロスコープ→年代値の打ち出し</p> <p>G. 花粉分析：・大阪市立自然史博物館→展示室と恐竜の骨格→花粉分析実験室→試料調整と顕微鏡観察→花粉化石の顕微鏡像</p>
IV (9分)	<p>H. 1000メートルへの挑戦：・1992年4月の花の咲き乱れる琵琶湖風景→4号井の高い櫓とダイナミックな掘削作業</p> <p>I. 地下の物性を探る：・物理検層のためにケーブルにセンサーを取り付ける→ケーブルを掘削孔に入れる→検層の機器を積んだ車の中で計器類を見つめる人々</p> <p>J. まとめ：・1号井にはじまり2号井、3号井から4号井への展開→コアの処理作業の流れ→年代の測定作業の流れ→各種の分析作業のさまざまな→琵琶湖に沈む夕日と掘削の櫓のシルエットで終わる</p>

はノイズとされ問題とはされなかったが、長尾調査員らは、烏丸ボーリング孔での測定結果については、過去の地表の温度の変化、たとえば氷期の温度低下の影響のようなことがこの測定値に反映していると考え、いくつかのモデルによりシミュレーション計算を行い測定結果と対応させての検討がなされた。その後に行われた温度勾配観測値では、深度200~300mに異常が認められ、その解釈として、16世紀から19世紀にかけての小氷期の影響が想定され、それ以前の地表の温度を15°Cとすれば、450年前には地表温度が数度C低下し、150年前に地表温度が再び15°Cに戻ったとするモデルに基づく計算と実際の観測値とが近似することが明らかとなった。地下の温度勾配観測値から、過去の気候変化を知る手掛かりがつかめることは注目すべき結果であり、この研究は今後さらに深める必要がある。それとともに、堆積物の影響や、花粉分析からの気候変化の解析、酸素同位体比からの研究結果との対応などによる総合的な裏付けを徹底させる必要がある。

琵琶湖の湖底堆積物および周辺地域の古琵琶湖層群

について、これまでに多くの花粉分析についての研究報告があり、それらに基づいて第四紀の気候変動が論じられてきた。本調査においても、烏丸深層ボーリングのコアの試料について、那須孝悌調査員による花粉分析と清水晃調査員および田中里志調査員により珪藻分析が進められているが、これらの分析においては、有機物試料の採取と同一部分のものを用いるようにした。それらの結果を併せ、正確な層序区分に基づく堆積環境の変遷と年代測定値などを総合して、琵琶湖200万年の歴史を明らかにする必要がある。また、とくに、それとの関連で、最終氷期におけるHeinrich Eventや広域風成塵に関する問題を明らかにすることも重要な課題であろう。

6. 学校教育および生涯学習との関係

烏丸地区深層ボーリングは、琵琶湖博物館における展示と研究を目的として行われた。したがって、コアについての調査・研究にはそうした生涯学習に役立つという観点が含まれているのである。そのために、ボーリングの記録ビデオを作成し(第1表)、このほか、学校教育との関係で、このボーリング調査とその結果を含めた琵琶湖についての普及書の作成が、但馬達雄・雨森清・田村幹夫調査員らを中心に企画され、出版が準備されている。その普及書は、『琵琶湖博物館へ行こう——自然史展示を10倍楽しむ本』という表題で、つぎのような内容である。*

1章 琵琶湖の謎を解明する

1. 烏丸半島にて
2. 堅田丘陵にて

2章 古琵琶湖層群を追って

1. 古琵琶湖層群を追って
2. 亜熱帯の湖—大山田湖
3. 点在する陶土の沼
4. 復元された古代の大河
5. 深い湖—阿山・甲賀の湖
6. ゾウのいる森
7. 蒲生沼沢地群の消滅と鈴鹿山脈の隆起
8. 新しい湖の誕生
9. 現在の湖につながる古琵琶湖—堅田湖
10. 成長する深くて広い湖—琵琶湖

3章 古琵琶湖のまわりの生き物たち

1. 竜が出た
2. 滋賀県の名のついたゾウ
3. 日本一のアケボノゾウ
4. 巨大なシンシュウゾウ
5. ナウマンゾウ化石の集まる川
6. カズサジカの発見
7. 種不明のシカたち
8. アケボノゾウといっしょに見つけたシカ化石
9. 子どもが見つけたワニ化石
10. 日本初!ヘビウの化石
11. 日本で初めて?足跡化石

4章 琵琶湖の生きものたち

1. まだまだ新しい古琵琶湖の生き物の研究
2. 大山田湖~阿山湖中頃の生き物たち
3. 阿山湖中頃~甲賀湖の生き物たち
4. 蒲生沼沢地群(「蒲生湖」)の生き物たち
5. 堅田湖の生き物たち
6. 現在の琵琶湖の生き物たち
7. 貝類・魚類以外の生き物たち

5章 琵琶湖博物館へ行こう

1. 博物館がほしい
2. アジアの中の琵琶湖
3. 琵琶湖から世界のことを考える
4. この自然を子どもにも、その子どもにも
5. 博物館へ行こう、野外へ出よう

また、このようなことは、琵琶湖博物館での展示に烏丸コアをどのように生かすか、ということとも関係して重要である。

今回のボーリング調査は、博物館建設予定地内で計画・実施されたものであり、現在の琵琶湖が形成されるまでの古地理・古環境の変遷に関する基礎資料の収集を主な目的としたのであった。また、博物館建設地の地下の実際の柱状のコア・サンプルを得ることと、さらに、古琵琶湖層群の基盤を作っている岩石類も採取して、琵琶湖の形成以前の地史を解明する資料を収集することが目的とするものであった。したがって、調査団としては、博物館での展示と研究のために次のようなものを提供することとした。

*この原稿は、琵琶湖博物館の出版計画に従って、同館の「博物館うらおもて」シリーズとして数冊に分けて出版されることになった。

- (1)915mのコアサンプル
- (2)コアサンプルを記載した地質柱状図
- (3)ボーリング工事の作業についての写真とビデオ
- (4)コア処理作業関係のマニュアル, 作業の写真とビデオ
- (5)ボーリング工事の見学者の写真
- (6)コアについての各種の分析結果の図表類など

なお、展示にあたっては、烏丸ボーリングによって得られたコアについてのことは、琵琶湖の自然史への導入として利用できる部分も少なくない。ただし、それらを展開するにあたっては、いろいろと工夫をこらさなければならない点が多々ある。たとえば、ボーリングということ自身が日常には馴染みがないので、単なる興味本位に終わってしまうおそれもあるが、そのため、ボーリングをした結果の日常生活に関することとの関係がよく分かるような展示方法を工夫しなければならない。また、文字や図表だけによる解説では、折角の成果が無味乾燥になる恐れがあるので、イラストやグラフィックによる表現で柔らかいムードが出るのが望ましいのである。

以上のようなことが、調査団として、烏丸地区深層ボーリング調査の結果についての琵琶湖博物館の今後の展示に関して、希望することであった。

文 献

- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **80**, 261-276.
- 林 隆夫・川辺孝幸, 1993, 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実(編), 大阪層群, 創元社, 158-168.
- Hoffman, K.A., 1992, Dipolar reversal state of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature*, **259**, 789-794.
- Horie, S. ed., 1984, *Lake Biwa*. Dr. W. Junk, Dordrecht, 654 p.
- Horie, S. ed., 1991, *Die Geschichte des Biwa Sees in Japan*. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 347p.
- 伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・武内俊昭・原 徹夫, 1982, 爆破地震動観測による琵琶湖底の地下構造. 地震第2輯, **35**, 353-366.
- Kawabe, T., 1989, Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **32**, 29-52.
- Matsuoka, K., 1987, Malacofaunal succession in Pliocene to pleistocene non-marine sediments in the Omi and Ueno Basin, Central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **35**, 23-115.
- Meyers, P.A. and Horie, S., 1993, Anorganic carbon isotopic record of glacial-postglacial change in atmosphere δCO_2 in the sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeog. Palaeoclima. Palaeoeco.*, **105**, 171-178.
- Meyers, P.A., Takemura, K. and Horie, S., 1993, Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quat. Res.*, **39**, 154-162.
- Mori, S. and Miura, T., 1980, List of plant and animal species living in Lake Biwa. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. ser. Biol.*, **8**, 1-33.
- 中島経夫, 1987, 琵琶湖における魚類相の成立と種分化. 水野信彦・後藤晃編, 日本の淡水魚類-その分布, 変異, 種分化をめぐって, 215-229, 東海大出版会, 東京.
- 中野聰志, 1982, 琵琶湖北湖南域-南湖北域底質中の粗粒部分粒子組成. 滋賀大学教育学部紀要(自然), **32**, 45-57.
- Nakano S., 1992, Manganian vivianite in the bottom sediments of Lake Biwa, Japan. *Miner. Jour.*, **16**, 96-107.
- 中野聰志・田中龍治・井内美郎, 1988, 琵琶湖表層堆積物の砂粒物質. 堆積研究会誌, **5**, 11-22.
- 琵琶湖自然史研究会編, 1994, 琵琶湖の自然史. 八坂書房, 340 p.
- 太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄, 1987, 琵琶湖北湖湖底表層のユニフォーム音波探査-堆積層の構造と顕著な音波反射面の由来-. 北大地物研報, **49**, 251-268.
- Takemura, K., 1990, Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. *Palaeogeog. Palaeoclima. Palaeoeco.*, **78**, 185-192.
- Toyoda, Y., Horie, S. and Saijo, Y., 1968, Studies on the sedimentation in Lake Biwa from the view-point of lake metabolism. *Mitt. Inst. Ver. Limnol.*, **14**, 243-285.
- Ueno, m, 1975, Evolution of life in Lake Biwa - A biogeographical observation. *Palaeolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **3**, 5-13.
- Valet, J.-P. and Meynadier, L., 1993, Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature*, **366**, 234-239.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫, 1994, 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部コアの層序. 地質学雑誌, **100**, 361-367.
- Yoshikawa, S., 1984, Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **27**, 1-40.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.
- Zhu, R., Laj, C. and Mazand, A., 1994, The Matuyama-Brunhes and upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **125**, 143-158.

付 記

烏丸深層ボーリングの施工は、応用地質株式会社により、学術ボーリングとして施工された。その経過と技術的な問題点については、施工の責任者であった同社の吉川治雄氏によって、「烏丸深層ボーリングはどのようにして行われたか」という論文によりまとめられ

ている。

この論文は、1993年12月23・24日に琵琶湖研究所ホールでもたれた「琵琶湖の自然史討論会」で発表され、その講演要旨は討論会の要旨集に掲載された。その論

文内容は、本報告書と大いに関係するので、吉川氏のご承諾を得てここにその要旨を再録することにした。再録をお許し下さった吉川治雄氏に厚く御礼申し上げます。

烏丸深層ボーリングは どのようにして行われたか

吉川治雄（応用地質株式会社滋賀支店）

技術的問題点と解決策

まえがき

琵琶湖の自然史を解明することを目的として烏丸深層ボーリングが計画された。この深層ボーリングでは、琵琶湖による堆積物を把握するため表層より基盤までサンプリングすることが要求された。当社はこれまで培ってきたボーリング技術を駆使して施工計画を立て、ボーリングを実施してきた。調査開始から終了まで約10ヶ月間を要したが、自然史を解明する上で必要とする地質サンプルを提供することができた。この報文は、烏丸深層ボーリングの経過および技術的な内容について述べるものです。

1) 機種を選定

表層の軟弱層、深層の硬質層・基盤岩を確実にサンプリングするために、地層の硬軟にあったボーリングマシンを選択した。また、掘削工法についても掘削深度が100mを越えることから、浅い深度のボーリングマシンでロッドを回転させ、コアチューブ先端のビットで掘削していく工法。なお、各種サンプラーで採取した試料を回収するときは、1回毎に全装置をボーリング孔内から引き上げることになる。は普通工法を、深い深度のボーリングはワイヤーライン工法を採用した。

・普通工法とは

ボーリングロッド($\phi=40.5\text{mm}$)の先端にコアチューブ($\phi=86\sim 116\text{mm}$)を装着し、ボーリングマシンでロッドを回転させ、コアチューブ先端のビットで掘削していく工法。なお、各種サンプラーで採取した試料を回収するときは、1回毎に全装置をボーリング孔内から引き上げることになる。

表-1 試錐機一覧表

深度 (m)	試錐機形式	重量 (kg)	寸法 (L * B * H)	標準掘進能力 (m)	
0~30	BL-MT-2	390	350 * 650 * 1100	普通	150
30~70	OL-22	560	1400 * 830 * 1455	普通	220
70~500	NL-38	2000	2280 * 1170 * 1615	ワイヤー	500
500~915	NL-55	3100	2880 * 1240 * 1800	ワイヤー	1000

表-2 サンプラーおよびサンプリングチューブ一覧表

番号	サンプラー				サンプリングチューブ				試錐方法	対象土層
	名称	外径 mm	長さ mm	記事 (特徴)	材質	内径 mm	肉厚 mm	長さ mm		
①	固定ピストン式 シンウォールサンプラー	80	1300	・人力押込	ステンレス	73	1.5	1000	普通工法	軟質粘土
②	三重管 (バック型) 式 コアチューブ	86 116	1600 3450	・スイベル機能付 ・インナー・外ナー・コアチューブ	ナイロン	65	0.2	1000 3000	〃	未固結な 砂・粘土
③	HQ・WL3-ES	98	1500 3000	・ワイヤー式 J7H-レベル ・ナイロバック 内蔵	ナイロン メタル	67	3.2	1500 3000	ワイヤー ライン工法	硬質土 岩盤
④	NQ・WL3-ES	76	1500 3000	・ワイヤー式 J7H-レベル ・ナイロバック 内蔵	ナイロン メタル	50	2.8	1500 3000	〃	硬質土 岩盤

・ワイヤーライン工法とは

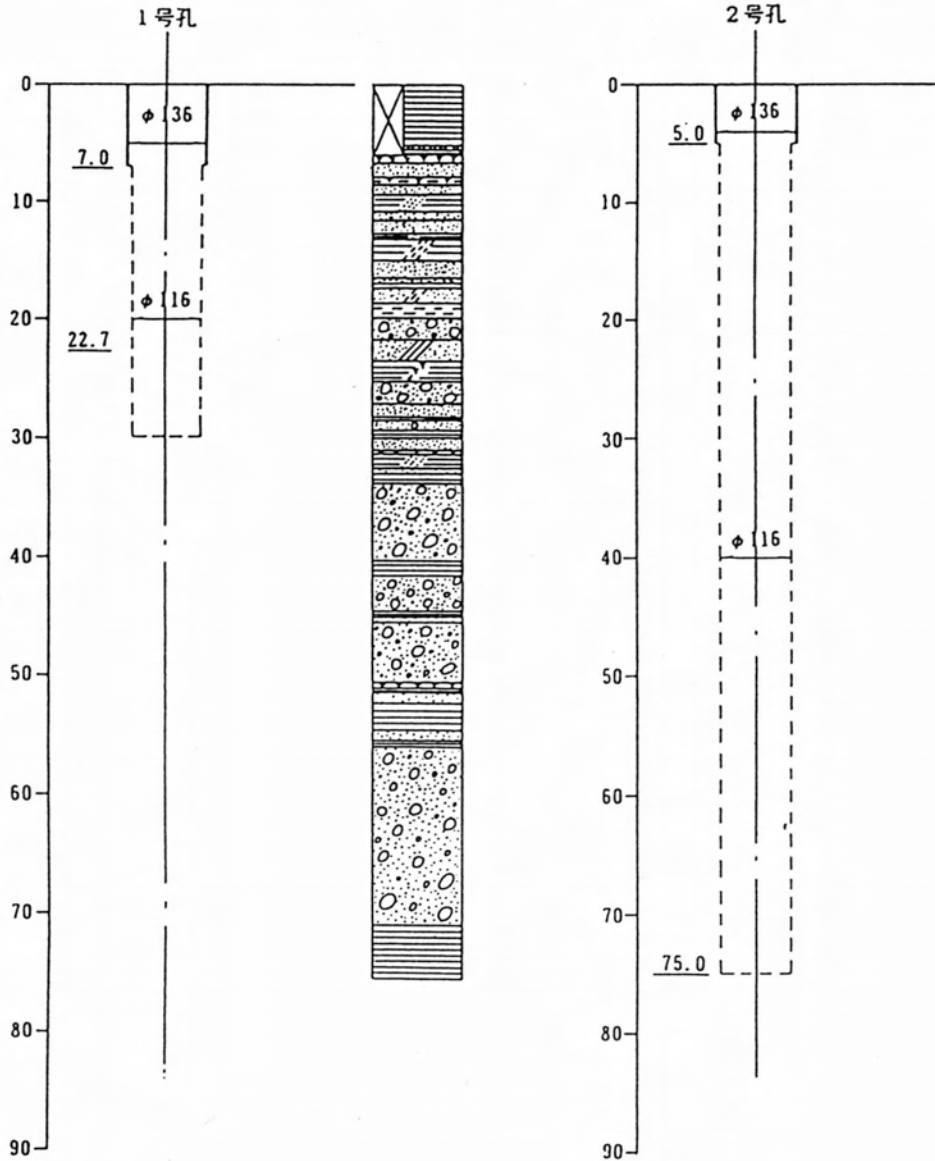
アウターチューブロッド($\phi=76\sim 98\text{mm}$)を介して先端にインナーチューブ($\phi=73\sim 56\text{mm}$)が装着されている。回転力がロッドを通じて伝達され、アウターチューブ先端のビットでもって掘削していく工法。

サンプリングした試料の回収は、インナーチューブのみをワイヤーで引き上げる。100mを越えるような

ボーリングの場合、ロッド等の昇降に時間がかかるため、インナーチューブのみを回収するだけなので作業時間の短縮をはかることができる。ボーリングマシンは、重量が重いために大きな動力を必要とするが、深層ボーリングには有効な工法である。

烏丸深層ボーリングでは、深度や地質の硬軟に応じて次に示すようにボーリングマシンを取り替えて施工

図-1 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング、浅層部ケーシング掘削口径実績



した。

2) サンプラーの選定

コアの採取は、地層の硬軟の状況に応じたサンプラー（コアチューブ）を用いて行った。

本調査では以下のサンプラーを採用した。

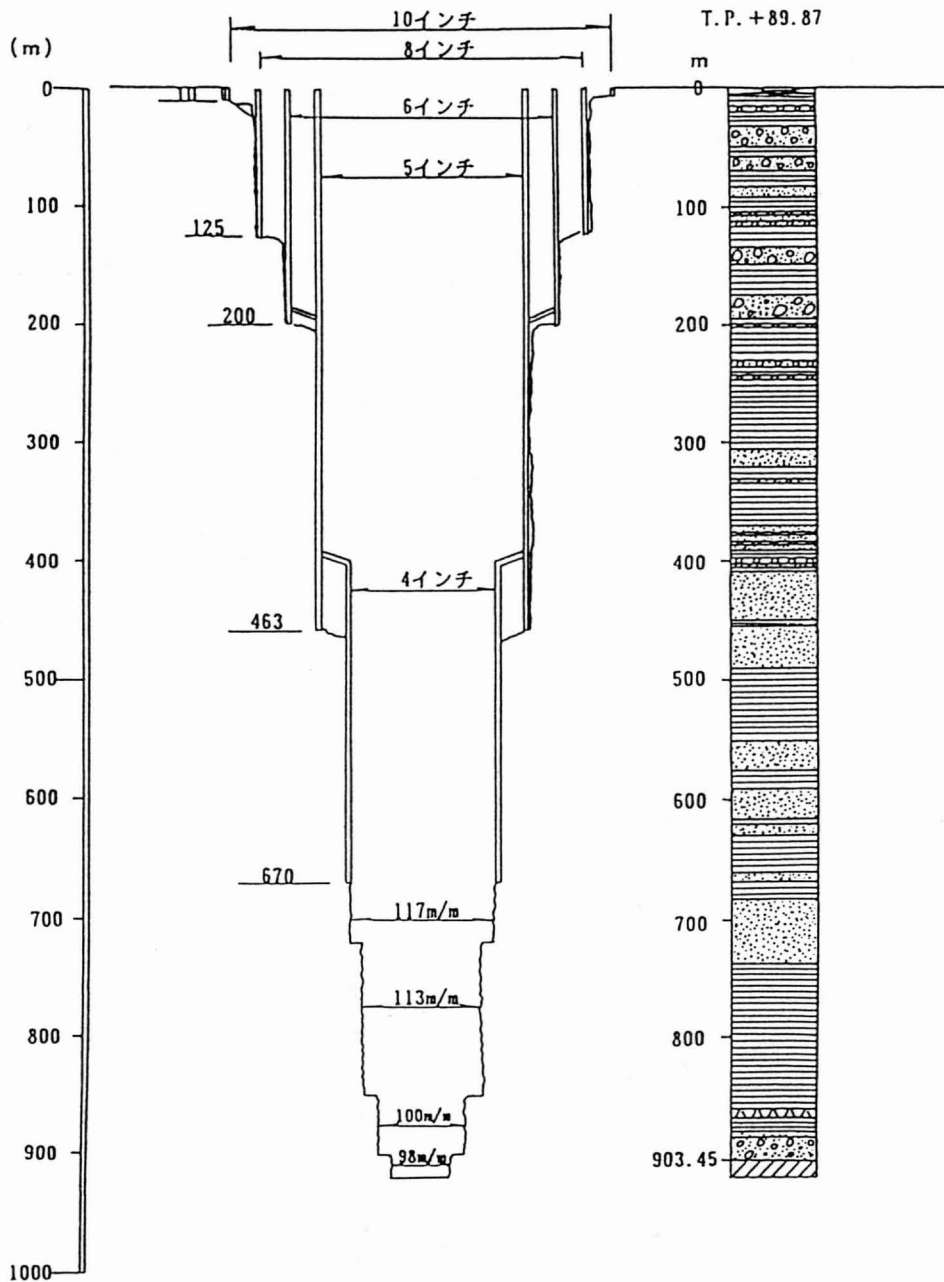
- (1) 固定ピストン式シンウォールサンプラー
- (2) 三重管（ビニールパック付き）式コアチューブ
- (3) ワイヤーライン式コアバーレル
 HQ・WL 3-ES（孔径98.4mm）
 NQ・WL 3-ES（孔径75.7mm）

(1) 固定ピストン式シンウォールサンプラー

薄肉のサンプリングチューブと、サンプラーヘッドおよび固定ピストンで構成されるサンプラーである。このサンプラーは、N値0～4程度の軟らかい粘性土を対象とした乱さない試料を採取するのに、最も普通に用いられている。本作業では、深度30m付近までの軟弱層を対象とした。

- (2) 三重管（ビニールパック付き）式コアチューブ
 三重管（ビニールパック付き）式コアチューブは、

図-2 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング，ケーシング実績



二重管式コアチューブを改良したもので、インナーチューブに入るコアをフリクション等によって乱さないように保護し、チューブ内をスムーズにスライドさせるようにするためインナーチューブ内にビニールパックが内蔵された構造となっている。特に、未固結な地層や脆弱な岩盤等を採取するときにはその威力が発揮される。さらに、コアチューブを引き上げる時によく起こる「試料の脱落」に対しては先端部にコア

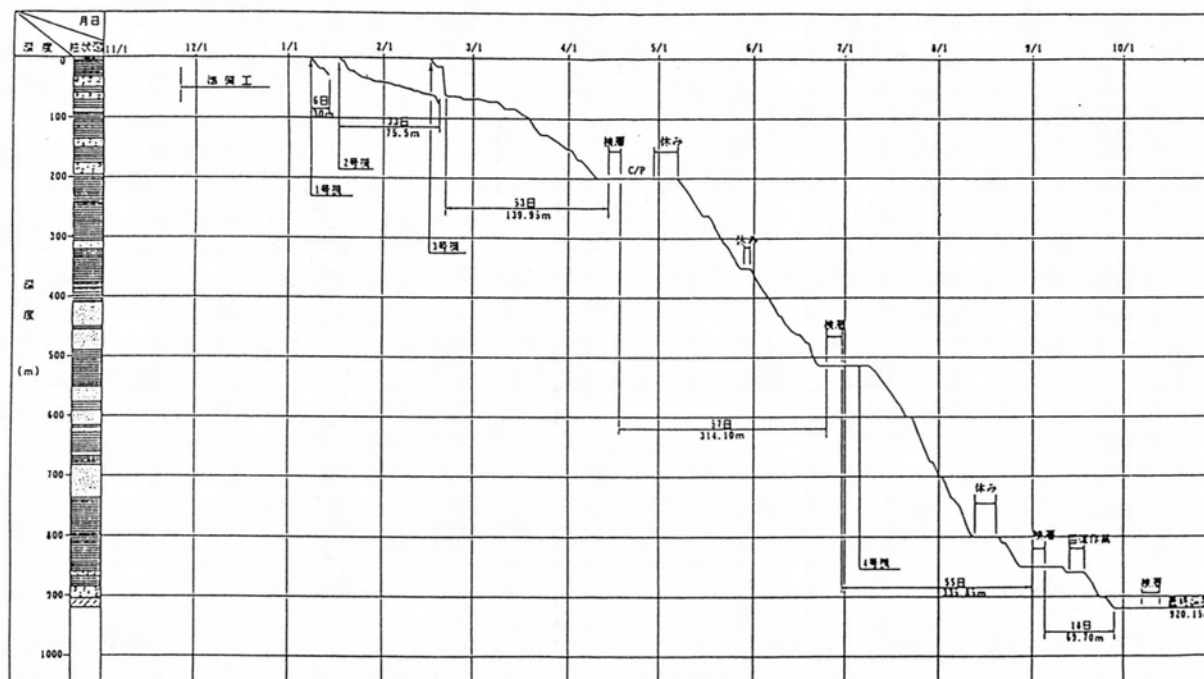
キャッチャーを取り付けておけば防止できる。

(3) ワイヤーライン式コアバーレル

コアバーレルそのものの構造は、三重管（ビニールパック付き）式コアチューブと同じであり、コアバーレルの昇降がワイヤーライン方式であることが特徴である。

上述した各サンプラーの規格を表-2に示す。

表-3 実績行程表



3) ケーシング計画

ボーリングを実施していく上で、ボーリング孔の孔壁保護も重要な問題となる。特に、深層ボーリングでは、安定液（泥水）だけで長い深度の孔壁を安定化させることは困難であり、またボーリング孔の鉛直度を確保するうえでも、ケーシングプログラムの設定が重要である。ケーシングプログラムのミスが、孔壁の崩壊あるいは段取り換えといった自己に結びつく可能性が高く、時としてボーリング孔の放棄にもつながっていく。したがって、烏丸深層ボーリングでは、コアのサンプリングが最も重要と考え、30m孔、70m孔、915m孔と、位置を変えて3孔掘削した。また、915m孔では途中で機種を変えて掘削した。

30m孔、70m孔、915m孔のケーシングプログラムを図-1、2に示す。915m孔のケーシングプログラムは5段で、大きい方より10、8、6、5、4インチのケーシングを図に示す深度まで挿入した。4インチのケーシングは、720m付近まで挿入する計画であったが、孔壁の押し出し等により670mまでしか挿入できなかった。

掘削実績

1) 作業工程

表-3に実績工程表を示す。平成3年12月初旬より準備工を開始した。準備工は、敷設造成・コア処理用の仮設ハウスの建設・工事用水のための井戸作成・仮

設用電源設備・仮囲い設置およびコア処理用の備品搬入であり、万全の体制を整えた。

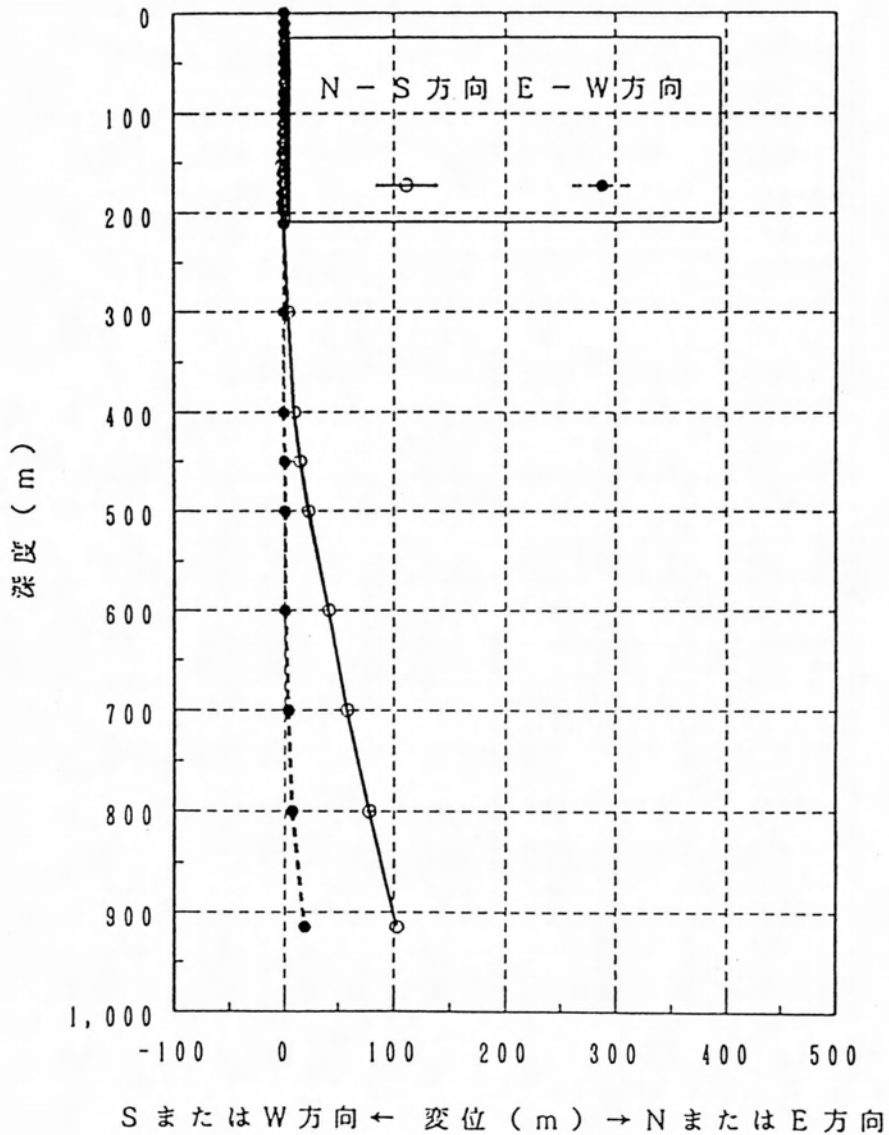
平成4年1月7日より1号機、以後次の通りボーリングマシンを搬入し、深度800m(当初予定深度)を目指して深層ボーリングがスタートした。

マシンNo.	搬入日	掘進所要日数	掘削深度(m)
1号機	1月7日	6	0~30
2号機	1月16日	33	0~75
3号機	1月25日	115	0~515
4号機	7月4日	73	515~915

ボーリングの日掘進量は次の通りで、30mから100mまでは砂礫層が優勢に分布するため、掘進速度が大幅にダウンし、この先どうなるか皆目見当がつかないほど技術的に苦労した。

深度(m)	掘進所要日数	日掘進量 (m/日)
0~30	6	5.0
30~60	18	1.7
60~100	27	1.5
100~200	26	3.8
200~514	46	6.8
514~800	35	8.2
800~915	24	4.8

図-3 孔曲がり測定結果



最終的には、9月28日に掘削は終了し、検層を終え、11月末には現地の諸施設の撤去を終了した。準備から終了まで約1年の調査作業であった。

2) 孔曲がりについて

深層ボーリングは、掘削深度900mをわずか直径0.1m程度のビットで掘削するため、ビットの回転力、振れ等の作用により、掘進方向が重力方向にあるとは限らない。このことを孔曲がりという。作成されたボーリング孔がどの程度孔曲がりをしているかを次の測定器を用いて測定した。

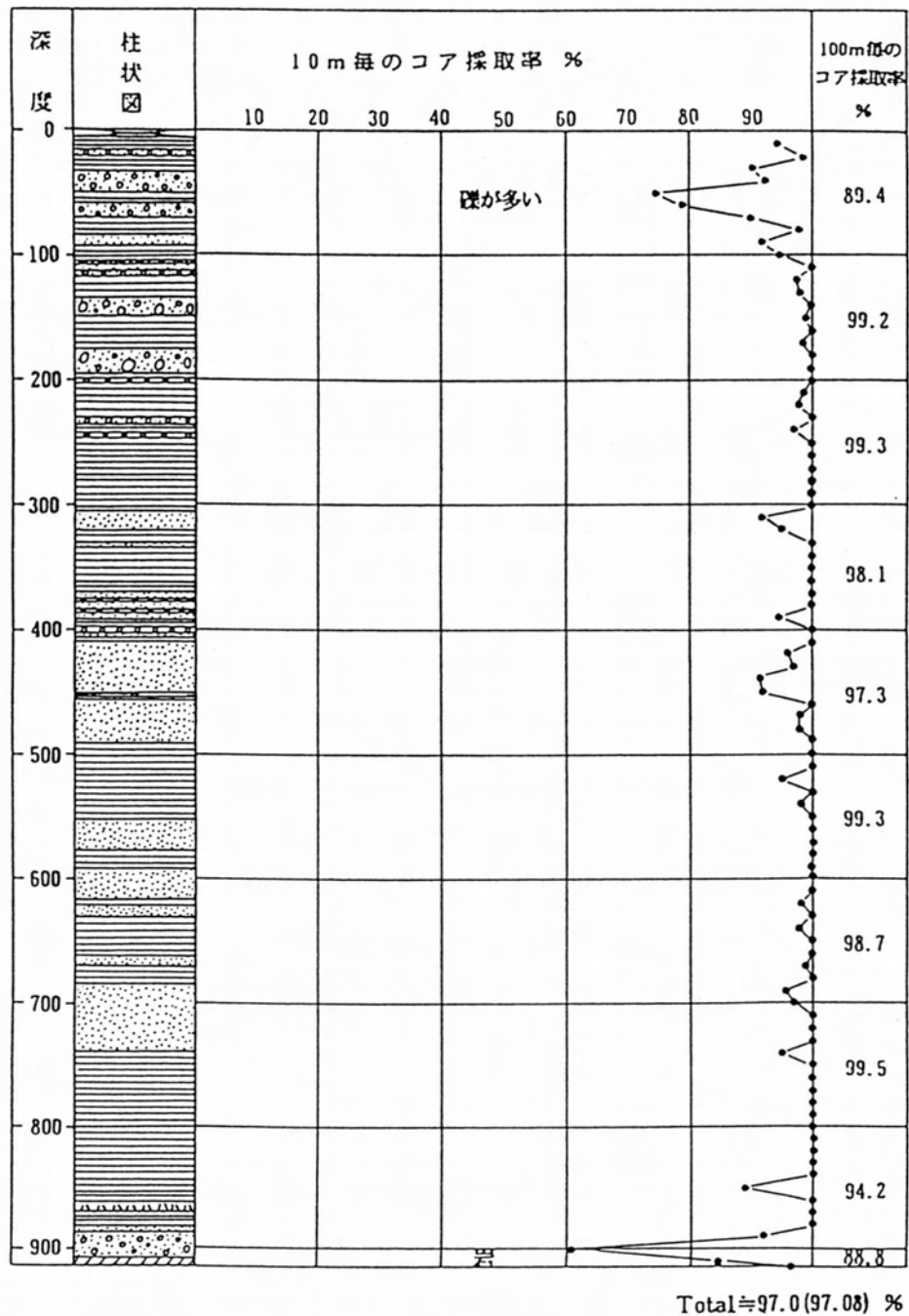
深度	機種	測定間隔
0~200m	ジオロガー-3030・ドリフトログ	10m
200m以深	孔井記録傾斜儀	100m

測定結果は、図-3に示す。孔は、深度200m付近までは僅かにS方向に傾斜しているが、その後徐々にN方向に傾斜し、最終深度915mではN側に103m、E側に18mズレが生じた。

3) コア採取率について

深層ボーリングは、堆積する地層をサンプリングす

図-4 採取率深度分布図



ることが目的であることから、地層の硬軟に応じてサンプラーを選択し採取率の向上に努めた。コアの採取率は、掘進長10m毎にコア総長を求め、採取率を算出した。

採取率を深度方向にみると図-4に示すとおりである。砂礫層が連続する50~70m付近および基盤岩直上部の砂礫層では採取率が低下している。砂礫層はこぶし大ほどの礫も含まれており、掘進時には礫が障害と

なってコアのコアの採取が不可能な部分もあった。粘性土については、ほぼ100%のコア採取率となり、火山灰層も含めて良好なコアが採取できた。層掘進長に対するコアの採取率は97%であった。

あ と が き

今回は、深層ボーリングのボーリング技術に関して報告したが、計画段階より掘進が終了するまで、どの

ような地層が分布するかが常に不安定要素としてあり、不測の事態が発生したとしても対処できる方法を考えながら実施してきた。掘進開始直後より砂礫層の存在に悩まされ、先行き不安であったため、200mの時点で、ケーシング計画を変更し、以後の掘進に対処した。また、孔曲がりの回復に時間を労したこともあった。しかしながら、知恵と技術でもってそれを克服し、

無事基盤岩まで掘削することができ、調査団にコアを引き渡すことができた。

今後も、今回の経験を生かして、より高いボーリング技術を目指していきたいと考えています。最後に、今回の成果をもとに琵琶湖自然史の解明がさらに進み、より良い研究成果が生まれることを期待しています。

琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序

林 隆夫*・山崎 博史**・川辺 孝幸***

Lithostratigraphy of the core sediments drilled on the Karasuma site of the east side of Lake Biwa, Kusatsu, Shiga Prefecture, central Japan

Takao Hayashi, Hirofumi Yamasaki and Takayuki Kawabe

Abstract

At Karasuma site on the east coast of Lake Biwa, Shiga Prefecture drilled for obtaining the data on the natural history of Lake Biwa for Lake Biwa Museum's collection in 1992. The obtained core sample is called Karasuma Core, about 920m in length. The core sample is divided into three parts by facies: they are, in descending order, the artificial sediment (depth: 0~6.7m), the sediment (depth: 6.7~904.0m) and the basement rocks (depth: 904.0~920.0m). The main sediment is divided into six members by facies: they are, in descending order, KR-A (depth: 6.7~33.85m), KR-B (depth: 33.85~192.61m), KR-C (depth: 192.61~789.05m), KR-D (depth: 789.05~851.12m), KR-E (depth: 851.12~880.18m) and KR-F (depth: 880.18~904.0m).

KR-A consists of sands and mud. KR-B is composed of gravels, sands and mud. KR-C consists of sands and mud with gravels. KR-D is composed of predominant mud and sands. KR-E consists of sands and gravels. KR-F is composed of angular gravels.

Volcanic ash layers are recognized at 19 horizons of Karasuma Core. KR21 and KR39E, which are recognized at two horizons of the KR-A Member, are correlated respectively with K-Ah and AT, the wide-spread volcanic ash layers in Japan. KR296, KR454, KR563 and KR980, which are recognized at four horizons of the KR-C Member, are correlated respectively with Kamiogi, KuriharaIII, Kisen and Gokenjaya: they are volcanic ash layers of Kobiwako Group.

The authors make an attempt at the correlation among four sequences: they are Karasuma Core, 1400m-Core (Takemura and Yokoyama, 1989) which was obtained by core-boring from the bottom of Lake Biwa, Activa Core (Yamasaki et al., 1994) which was obtained by core-boring on the west coast of Lake Biwa and the Kobiwako Group on the hills around Lake Biwa. Consequently, the basal part of the Karasuma Core probably corresponds to the lower part of Kusatsu Formation or the upper part of Gamo Formation, the middle part of Kobiwako Group.

はじめに

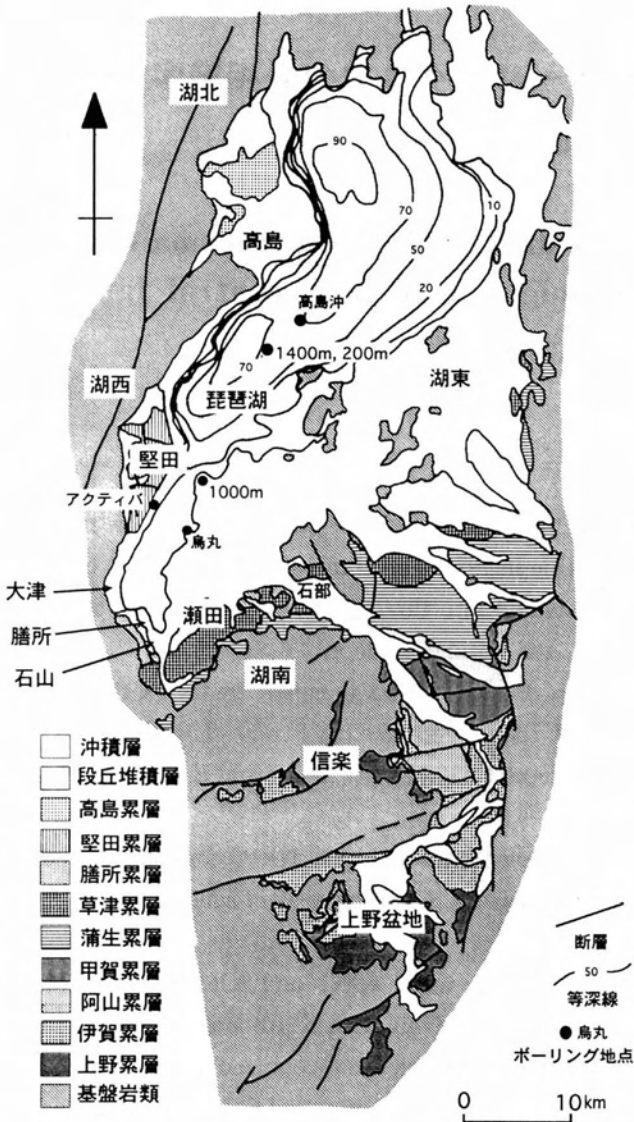
滋賀県は、1992年1月~10月、琵琶湖南湖東岸烏丸地区に於て学術深層ボーリング(烏丸ボーリング)調

査を実施した(第1図)。この深層ボーリング調査の主目的は、滋賀県立琵琶湖博物館(1996年10月開館)の常設展示(「琵琶湖のおいたち」・「人と琵琶湖の歴史」・「湖の環境と人びとの暮らし」)のうち「琵琶湖の

*大阪府立茨田高等学校

**広島大学学校教育学部地学研究室

***山形大学教育学部地学教室



第1図. 古琵琶湖層群地質略図とボーリング地点 (林・川辺, 1993を簡略化し, 加筆).

おいたち」に関連する展示試料を得ることにあつた。この深層ボーリングの掘削によって得られたボーリングコア(鳥丸コア)に関する解析は、鳥丸地区深層ボーリング調査団(代表 亀井節夫京都大学名誉教授)に委託され、各種の分析作業が進められてきた。鳥丸コアは、比較的浅い部分から基盤まで全ての層準にわたり80~85%の高い回収率を持ち、比較的高い精度で解析可能なコアであると考えられる。従つて、鳥丸コアは、琵琶湖南湖域の古環境変遷を解明するうえで極めて貴重な試料になると考えられる。筆者らは、本論文において鳥丸コアの岩相層序について記載するだけでなく、地表に見られる古琵琶湖層群・段丘堆積層・沖積層及び既存のボーリングデータとの層序関

KARASUMA BORING CORE DESCRIPTION									
DRILLING DATE	SCALE	PHOTO "STROKE" NO.	STROKE NO.	SHEET NO.					
1992.	1/5								
DESCRIPTION DATE	DEPTH INTERVAL	GRAIN SIZE & SED. STRUCTURE	SP	T	SOIL SORT.	SEDIMENTARY REMARKS	SAMPLE REMARKS	SX	
1992.		CL SL FMC G C	%	%	1 2 3 4 5				
10									
20									
30									
40									
50									
60									
70									
80									
90									
100									
110									
120									
130									
140									
150									
160									
170									
180									
190									
200									
210									
220									
230									
240									
250									
260									
270									
280									
290									
300									
310									
320									
330									
340									
350									
360									
370									
380									
390									
400									
410									
420									
430									
440									
450									
460									
470									
480									
490									
500									
510									
520									
530									
540									
550									
560									
570									
580									
590									
600									
610									
620									
630									
640									
650									
660									
670									
680									
690									
700									
710									
720									
730									
740									
750									
760									
770									
780									
790									
800									
810									
820									
830									
840									
850									
860									
870									
880									
890									
900									
910									
920									
930									
940									
950									
960									
970									
980									
990									
1000									
CORE LENGTH	REMARKS								

第2図. 鳥丸コア記載用紙.

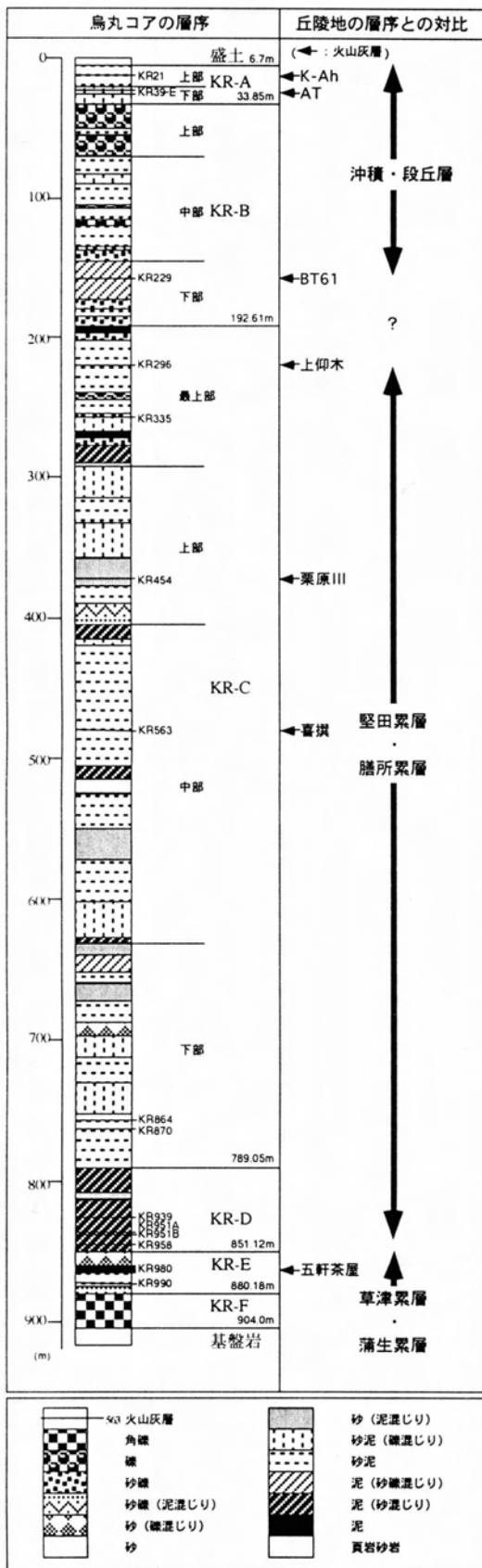
係についても論述する。

古琵琶湖層群・段丘堆積層・沖積層及び琵琶湖湖底の平坦面

1. 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は、上野-近江盆地の丘陵地を構成する鮮新-更新統であり、平野の地下や琵琶湖湖底下にも厚く発達している。本層群は、主に礫・砂・シルト・粘土からなり、130を超える火山灰層を挟有している。本層群は、かつて上野-近江盆地に存在した湖・沼・その周辺に発達していた平野や河川流域の低湿地に形成された地層群からなり、その最大積算層厚は1500mに達する。

古琵琶湖層群の層序に関する研究は、池辺(1933)による琵琶湖西方滋賀丘陵(堅田丘陵)における研究に始まり、その後多くの研究者によって進められてきた。なかでも、Takaya(1963)は、本層群分布域のほぼ全域を調査研究し、火山灰層を鍵層にしてこの層群全体の層序の概要を明らかにした。その後の研究は、Takaya(1963)の研究を基礎に、より詳細な火山灰層序を確立することを主要な目的として進められてきた(横山ほか, 1968; 鎌掛団体研究グループ, 1972; 林,



第3図. 鳥丸コアの岩相区分 (火山灰層は吉川, 1999による).

1974; 古琵琶湖団体研究グループ, 1977・1981・1992; 田村ほか, 1977; 横山ほか, 1979; Yokoyama et al., 1979; 川辺, 1981・1986; Kawabe, 1989; 林・川辺, 1993).

横山ほか (1979), 林・古琵琶湖団体研究グループ (1981), Kawabe (1989), 古琵琶湖団体研究グループ (1992), 林・川辺 (1993) などの研究によれば, 古琵琶湖層群は下位より, 上野・伊賀・阿山・甲賀・蒲生・草津・膳所・堅田・高島の9累層に区分される. 上野・伊賀・阿山累層は主として上野盆地・信楽地域に, 甲賀累層及び蒲生累層の下半部は主として湖東地域南部に, 蒲生累層の上半部及び草津累層は主として湖東地域北部・湖南地域に, 膳所累層は主として湖南膳所・石山地域に, 堅田累層は湖西堅田丘陵に, さらに高島累層は湖北高島地域に分布している. つまり, より上位の累層ほどより北方に, より西方に分布する傾向が顕著である.

古琵琶湖層群の層序に関する主な問題点は, 高島累層の火山灰層序が未確立であること及び膳所累層・堅田累層・高島累層の間の層序関係が不明確であることにある. 最近になって, 山崎ほか (1994, 1996) はこの問題点を解明するうえで重要なデータを提供した. 山崎ほか (1994) は, 琵琶湖南湖西岸大津市雄琴において掘削された「アクティバポーリングコア」の層序について報告し, 膳所累層と堅田累層との間には層序間隙が存在しないことを実証した. また, 山崎ほか (1996) は, 高島累層の最下部を占める白土谷部層が膳所累層下部に対比されることを示した. この対比によれば, 高島累層白土谷部層は, 従来の位置付け (Yokoyama et al., 1979) に比べて著しく古くなる.

2. 段丘堆積層・沖積層及び琵琶湖湖底平坦面

(1) 段丘堆積層・沖積層

近江盆地の段丘堆積層・沖積層は, 古琵琶湖層群を不整合に被って発達し, それぞれ段丘面・沖積面を形成している.

段丘堆積層は一般に砂礫からなり, その層厚は一般に数mである. 本層は, 最高位段丘・高位段丘・中位段丘・低位段丘堆積層に区分され, それぞれ最高位段丘面・高位段丘面・中位段丘面・低位段丘面を形成している. さらに, 中位段丘面はより高位の中位段丘I面とより低位の中位段丘II面に, 低位段丘面はより高位の低位段丘I面とより低位の低位段丘II面に区分される (池田ほか, 1979; 植村, 1979).

(2) 琵琶湖湖底平坦面

琵琶湖湖底に認められる平坦面は、下位より湖盆底平坦面（水深70～90m）・埋没湖底段丘面（水深45～80mに1～2段認められる）・第1湖底段丘面（水深20～25m）・第2湖底段丘面（水深約10m）・第3湖底段丘面（水深約5m）に区分される（小谷，1957，1958，1960，1964，1971）。これらの湖底段丘は、琵琶湖の間歇的な沈降にともない、後退的に重合発達した沈水デルタと考えられている（小谷，1971）。

(3) 琵琶湖湖底平坦面と地表平坦面との関係

第1湖底段丘面・第2湖底段丘面・第3湖底段丘面は、それぞれ低位段丘I面・低位段丘II面・沖積面に対比される（植村，1971；大橋，1978；植村・横山，1983；林・川辺，1993）。

烏丸コアの岩相層序

回収された烏丸コアは、掘削業者が清掃等の一次処理を行った後、長さ1mの塩化ビニルまたはアクリルパイプに納められた状態で調査団に引き渡された。調査団は、掘削現場において、コアの密度測定・岩相記載・各種分析用試料の採取を行った。

1. 岩相記載の方法

調査団は、コアを縦に半割し、その表面をナイフで削り新鮮な面をつくり、肉眼観察を行った。なお、軟弱な浅層部コアの半割はワイヤーソーやナイフで、堅固な深層部コアの半割は岩石カッター（無水）で行われた。岩相記載は、スケール5分の1で行われた（第2図）。岩相記載項目は、ストローク番号（コアの番号）（Stroke No.）・用紙番号（Sheet No.）・深度（Depth interval）・記載者氏名（Described by）・コアの回収状態（R）・色調（C）・化石（F）・岩相（L）・粒度（Grain size & Sed. structure）・火山灰（T）・分級（Sort.）・堆積学的特徴（Sedimentary remarks）・試料採取位置（Sample remarks）（火山灰分析・有機分析・花粉分析・珪藻分析・無機分析・含水率測定・古地磁気測定）・ソフトX線写真撮影用試料採取位置（SX）・コア長（Core Length）・その他（Remarks）からなっている。

2. 烏丸コアの岩相層序

烏丸コアの岩相は、地質柱状図（第3図、付録）に示した通りである。烏丸コアは、上から順に、盛土（深度0～6.7m）・堆積層（深度6.7～904.0m）・基盤岩（深度904.0～920.0m）に区分される（第3図）。

堆積層は、粘土～大礫サイズの碎屑物及び火山灰から構成されている。堆積層の特徴は次の通りである。

- ①堆積層は、主に砂泥互層からなる。
- ②堆積層には、一般に厚い泥層は認められない。深度800～850m間に泥優勢層が発達する。
- ③深度300m以浅では、頻繁に礫層を挟有する。また、厚さ数～十数mの泥層が発達する。
- ④堆積層の最下部には、基質支持の厚い角礫層が認められる。

また、堆積層は岩相によって、上から順にKR-A層～KR-F層の6層に区分される。以下に各層について記載する。

(1) KR-A層（深度6.7～33.85m）：砂泥互層

KR-A層の上部は、主として細粒砂・シルト及び粘土からなり、まれに中～粗粒砂及び細礫を伴う。単層の層厚は1～40cmであるが、一般に泥層は厚く砂層は薄い。単層はしばしば級化構造を示す。しかし、まれに層厚1～4.5cmの単層が、逆級化構造を示す。また、本層の上部は、鬼界アカホヤ火山灰層（K-Ah）に対比されるKR21火山灰層（吉川，1999）を挟有している。

KR-A層の下部は、細礫・砂・泥の互層からなり、これらの単層はしばしば級化構造を示す。深度約21～20mに見られる粗粒砂～細礫層は、逆級化構造を示す。また、本層の下部は上から順にKR39A，KR39B，KR39C，KR39D，KR39E火山灰層を挟有している。これらの火山灰層のうちKR39E火山灰層は始良Tn火山灰層（AT）に対比される（吉川，1999）。

既に述べたように、本層に挟有されているKR21火山灰層及びKR39E火山灰層は、それぞれ鬼界アカホヤ火山灰層（K-Ah）・始良Tn火山灰層（AT）に対比される。したがって、本層は沖積層～低位段丘堆積層に対比される。

(2) KR-B層（深度33.85～192.61m）：礫・砂・泥の互層

KR-B層は、上部・中部・下部に区分される。

①KR-B層上部（深度33.85～71.1m）

KR-B層上部は主に中礫からなり、深度約50.6～56mの層準に、粘土・シルト・細粒砂からなる互層を挟有している。

②KR-B層中部（深度71.1～146.71m）

KR-B層中部は、全体的に細～中粒砂と泥の互層からなるが、比較的厚い礫層（中礫主体）を挟有している。

③KR-B層下部（深度146.71～192.61m）

KR-B層下部は、主に細～中粒砂・泥・砂礫からなり、比較的厚い砂礫層や比較的厚い泥層を挟有している。また、本層下部はKR229火山灰層を挟有している。KR229火山灰層は、琵琶湖高島沖ボーリングによって得られたBT61火山灰層(吉川・井内, 1991)に対比される。

(3) KR-C層(深度192.61～789.05m): 礫層を伴う砂泥互層

KR-C層は、最上部、上部、中部、下部に区分される。

①KR-C層最上部(深度192.61～292.38m)

KR-C層最上部は、全体的に細～中粒砂と泥の互層からなるが、比較的厚い礫層(中礫主体)や砂礫層及び比較的厚い泥層を挟有している。これらの礫層には砂岩やチャートなど丹波帯起源の堆積岩からなる礫が最も多く認められ、花崗岩類・酸性岩類・丹波帯起源の緑色岩からなる礫も見られる。本層は、上から順にKR296火山灰層及びKR335火山灰層を挟有している。KR296火山灰層は、古琵琶湖層群堅田累層に挟有されている上仰木火山灰層に対比される。

②KR-C層上部(深度292.38～406.08m)

KR-C層上部は、主に細～中粒砂と泥の互層からなり、細～中礫からなる薄層を挟有している。これらの礫層には、砂岩やチャートなど丹波帯起源の堆積岩及び花崗岩類・酸性岩類からなる礫が多く認められ、丹波帯起源の緑色岩からなる礫も見られる。本層は、古琵琶湖層群堅田累層の栗原III火山灰層に対比されるKR454火山灰層を挟有している。

③KR-C層中部(深度406.08～633.29m)

KR-C層中部は、主に細～中粒砂と泥の互層からなり、極まれに、礫(細～中礫)から構成されている薄層を挟有している。本層は、古琵琶湖層群堅田累層の喜撰火山灰層に対比されるKR563火山灰層を挟有している。

④KR-C層下部(深度633.29～789.05m)

KR-C層下部は、主に砂優勢な砂泥互層からなり、薄い砂礫層を挟有している。また、本層は、上方細粒化を示す層厚20cm以上の中～粗粒砂層(層厚が50cm以上になることもある)をしばしば挟有する。礫は、砂岩・泥岩・チャート・緑色岩など丹波帯起源の岩石及び酸性岩類からなる。また、本層は上から順にKR864およびKR870火山灰層を挟有している。

(4) KR-D層(深度789.05～851.12m): 泥優勢な砂泥互層

KR-D層は、層厚数mの泥層と層厚数10cmの砂層か

らなる互層である。泥層には、しばしば生物擾乱が認められる。砂層は、主に極細～細粒砂からなり、しばしば上方細粒化または上方粗粒化を示す。また、本層は上から順にKR939, KR951A, KR951B, KR958火山灰層を挟有している。

(5) KR-E層(深度851.12～880.18m): 砂層及び礫層

KR-E層は、主に細～中粒砂からなり、しばしば礫(細～中礫)層及び泥炭層を挟有している。砂層は、一般に級化構造を示し、その層厚は1～数10cmである。また、砂層にはしばしば逆級化構造も認められる。礫は、砂岩・泥岩・チャートなど丹波帯起源の堆積岩及び酸性岩からなる。本層は上から順にKR980・KR990火山灰層を挟有している。KR980火山灰層は白色みがき砂質の顕著な火山灰からなり、その層厚は434.5cmに達する。また、KR980火山灰層は、古琵琶湖層群草津累層の五軒茶屋火山灰層(北脇火山灰層)に対比される(吉川, 1999)。

(6) KR-F層(深度880.18～904.0m): 角礫層

KR-F層は細～中礫の角礫からなる。礫は、主にチャート・頁岩・砂岩など丹波帯起源の堆積岩からなり、一部の礫は著しく風化を受けて腐食している。本層の基質はシルト質細粒砂からなり、一般に基質支持である。

3. 烏丸コアの火山灰層

烏丸コアは、次に示す19層の火山灰層を挟有している。烏丸コアの火山灰層と丘陵地に見られる古琵琶湖層群や既存のボーリングコアに挟有されている火山灰層との詳細な対比は、琵琶湖南湖の起源・変遷・古環境を復元するうえで極めて重要である。今後に残された大きな課題である。尚、烏丸コアに認められる火山灰層の岩石記載学的データ及びそれらに基づく烏丸コアの火山灰層と既知の火山灰層との対比は、本論文集の吉川論文(吉川, 1999)に詳述されている。

①KR21火山灰層(基底深度11.74m)……鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah)に対比される。

②KR39A火山灰層(基底深度24.11m)

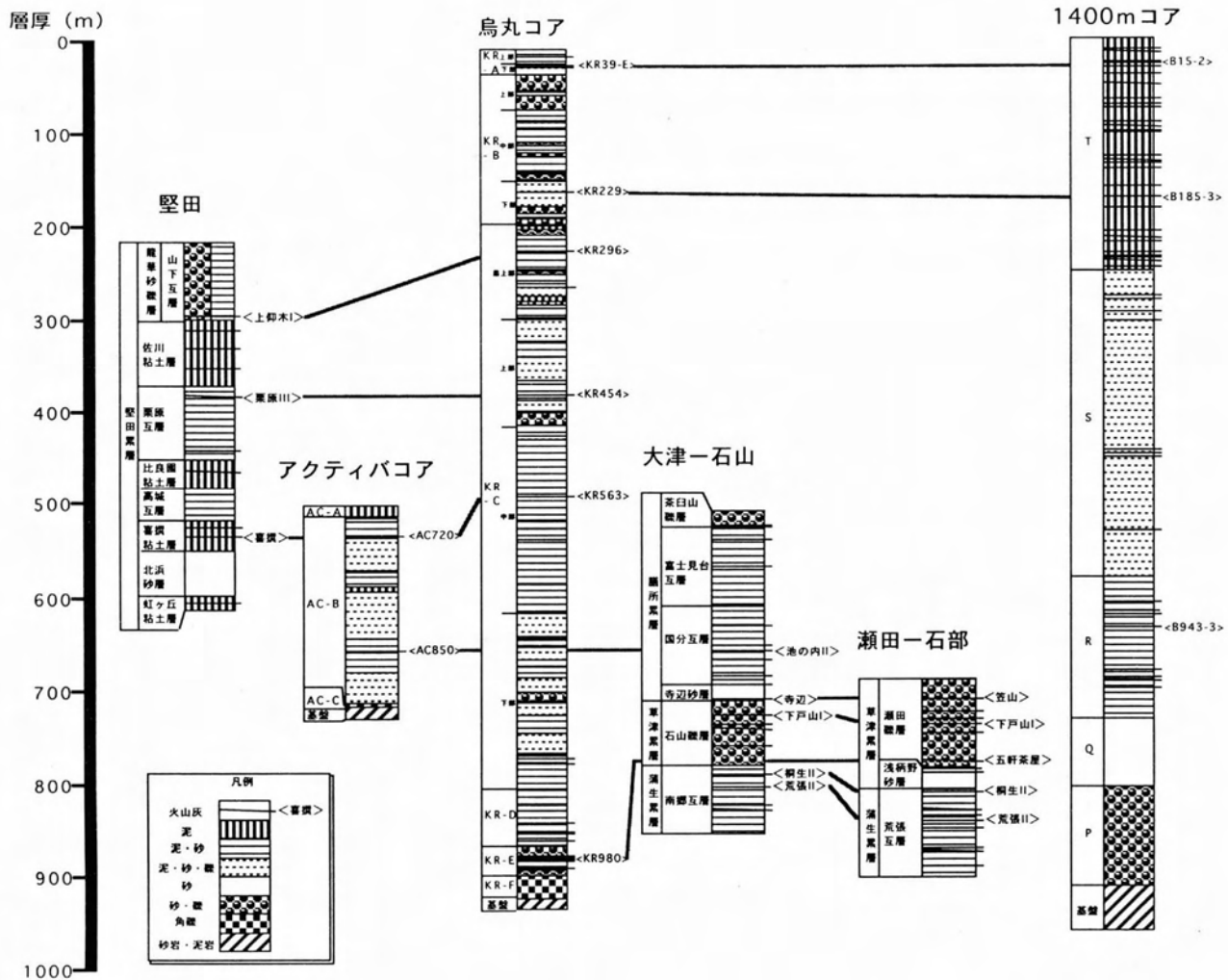
③KR39B火山灰層(基底深度24.26m)

④KR39C火山灰層(基底深度24.57m)

⑤KR39D火山灰層(基底深度24.61m)

⑥KR39E火山灰層(基底深度24.75m)……始良Tn火山灰層(AT)に対比される。

⑦KR229火山灰層(基底深度157.56m)……BT61火山灰層(吉川・井内, 1991)に対比される。



第4図. 烏丸コアと琵琶湖深層ボーリングコアおよび丘陵地の古琵琶湖層群との対比.

- ⑧KR296火山灰層 (基底深度220.07m) ……上仰木火山灰層に対比される。
- ⑨KR335火山灰層 (基底深度259.43m)
- ⑩KR454火山灰層 (基底深度374.02m) ……栗原III火山灰層に対比される。
- ⑪KR563火山灰層 (基底深度481.86m) ……喜撰火山灰層に対比される。
- ⑫KR864火山灰層 (基底深度758.19m)
- ⑬KR870火山灰層 (基底深度763.38m)
- ⑭KR939火山灰層 (基底深度825.58m)
- ⑮KR951A火山灰層 (基底深度836.54m)
- ⑯KR951B火山灰層 (基底深度836.97m)
- ⑰KR958火山灰層 (基底深度844.80m)
- ⑱KR980火山灰層 (基底深度863.93m) ……五軒茶屋火山灰層に対比される。
- ⑲KR990火山灰層 (基底深度874.45m)

烏丸コアと琵琶湖深層ボーリングコア・丘陵地の古琵琶湖層群との対比

1. 1400mボーリングコアとの対比

1982-1983年に琵琶湖湖底(35°13'06" N, 136°00'49" E)に掘削された1400mボーリングコアは、上から順にT層・S層・R層・Q層・P層及び基盤岩に区分される(第4図)。R層に挟み込まれているB943-3火山灰層(深度635.1m)は正帯磁を示し、そのF.T.年代は 2.0 ± 0.4 Maまたは 2.2 ± 0.5 Maを示し、さらにそのガラスの屈折率・化学成分が古琵琶湖層群蒲生累層に挟み込まれている中火山灰層のそれらに一致する。また、堅田累層に挟み込まれている上仰木・栗原III・喜撰などの火山灰層が、1400mボーリングコアには認められない。これらの事実から、横山(1988, 1991)やTakemura(1990)は、B943-3火山灰層を中火山灰層(オルド

バイサブクロンの層準に認められる) に対比し、少なくともハラミロサブクロンの層準に相当する地層が欠除していると推定した。しかし、この1400mボーリング地点を通る音波探査断面には不整合は認められない (Takemura, 1990) ことや1000mボーリング等の既存のボーリングデータとの関係などから、1400mボーリングコア中には横山(1988, 1991)やTakemura(1990)が主張するような大きな地層の欠除はないと推定される。さらに、1400mボーリングコアのP層は上位のQ層とは不整合の関係にあり、古琵琶湖堆積盆地の堆積層ではない (Takemura, 1990)。

このような解釈に立って大局的に見ると、1400mボーリングコアのQ層の基底は、烏丸コアのKR-C層の下部~KR-F層間の何れかの層準に対比されると考えられる。

2. アクティブボーリングコアとの対比

琵琶湖南湖西岸、大津市雄琴の老人ホーム「アクティブ琵琶」の敷地内 (35°5'20"N, 135°54'10"E) では、古琵琶湖層群を貫いてその基盤に達する温泉開発用深層ボーリング (アクティブボーリング) が掘削され、古琵琶湖層群と基盤との境界部付近の深度690.38~1001.03m間のコアが回収された。これらはアクティブコアとして滋賀県立琵琶湖博物館に保管されている。アクティブコアの深度690.38~912.87m間の部分は半固結状態の泥・砂・礫及び火山灰からなる。アクティブコアには2層の火山灰層が挟有されていて、上から順に、AC720火山灰層 (深度723.66-723.95m) およびAC850火山灰層 (深度849.48-850.06m) と命名され、各々喜撰火山灰層 (烏丸コアのKR563火山灰層・大阪層群のアズキ火山灰層に対比される) および池ノ内II火山灰層 (大阪層群のピンク火山灰層に対比される) に対比される (山崎ほか, 1994)。従って、アクティブコアを構成している堆積層の基底 (深度912.87m) は、烏丸コアのKR-C層の中部とKR-C層の下部の境界付近の層準に対比される。

3. 丘陵地の古琵琶湖層群との対比

岩相および挟有されている火山灰層の対比 (吉川, 1999: 上仰木=KR296, 栗原III=KR454, および喜撰=AC720=KR563) や前述したアクティブコアとの対比に基づくと、KR-C層最上部~中部は、湖西の堅田丘陵に分布する、佐川粘土層以下の堅田累層と湖南の大津-石山地域に分布する膳所累層相当層と考える

のが妥当である。

次にKR-C層下部以下の地層と丘陵地の古琵琶湖層群との対比について、特に堆積層基底すなわちKR-F層基底が丘陵地の古琵琶湖層群のどの層準に対比されるかについて述べる。

すでに述べたように、KR-E層に挟有されているKR980火山灰層 (深度859.585~863.93m, 厚さ434.5cm) は、古琵琶湖層群草津累層の五軒茶屋火山灰層 (北脇火山灰層) に対比される (吉川, 1999)。KR-E層と草津累層の岩相はどちらも礫層が優勢な地層であるという点で一致している。これらのことはKR-E層は草津累層に対比されることを示すものである。

KR-C層下部およびKR-D層については対比に関する直接の資料は得られていないが、砂泥を主体とする岩相は膳所累層の岩相に類似し、草津累層のそれとはやや異なっている。たしかにKR-C層下部中にも砂礫層主体の岩相が認めれるが、これらを草津累層に含めるとすると、瀬田・石部地域や膳所・石山地域の草津累層が琵琶湖南湖湖底に向かって大きくその層厚を増加させる必要がある。しかし、そのような事実を示すデータはなく、またそれはこの当時の古地理図 (川辺, 1994; 横山, 1995) から考えにくい。したがって、KR-C層下部およびKR-D層は膳所累層に対比されると考えるのが妥当である。

堆積層最下部のKR-F層を特徴づける不淘汰で、角礫を主体とする岩相は、湖南の膳所・石山地域の古琵琶湖層群と基盤岩類との境界部に発達する不淘汰角礫層 (古琵琶湖団体研究グループ, 1992) と酷似している。この不淘汰角礫層は草津累層中にも蒲生累層中にも認められる。すなわち、それらは堆積盆地縁辺に発達する岩相であり、層準によらない。このようにKR-F層に関しては岩相による対比も困難であり、本論では、草津累層最下部あるいは蒲生累層最上部に対比されるものとする。また、最下部にこのような不淘汰な角礫層が発達することは、烏丸半島周辺は、堆積盆地形成初期には起伏の大きい古地形を呈していたものと推論される。

まとめ

今回の調査によって明らかにされた事柄及び残された課題は次の通りである。

(1) 琵琶湖南湖東岸烏丸地区に於て実施された学術深層ボーリング (烏丸ボーリング) によって回収された烏丸コアは、上から順に、盛土 (深度0~6.7m) ・堆

積層(深度6.7~904.0m)・基盤岩(深度904.0~920.0m)に区分される(第3図, 付図)。さらに, 堆積層(深度6.7~904.0m)は, 岩相によって, 上から順にKR-A層, KR-B層, KR-C層, KR-D層, KR-E層, KR-F層の6層に区分される(第3図)。

KR-A層(深度6.7~33.85m)は砂泥互層からなり, KR-B層(深度33.85~192.61m)は礫・砂・泥の互層からなる。KR-C層(深度192.61~789.05m)は礫層を伴う砂泥互層であり, KR-D層(深度789.05~851.12m)は泥優勢な砂泥互層からなる。さらに, KR-E層(深度851.12~880.18m)は砂層及び礫層からなり, KR-F層(深度880.18~904.0m)は角礫層から構成されている。

この6層をさらに細分する課題は, 各研究分野のデータが出そろった段階で再検討されるべきである。

(2) 烏丸コアの19の層準に火山灰層が認められる。KR-A層に挟有されているKR21・KR39E火山灰層は, それぞれ鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah)・始良Tn火山灰層(AT)に対比される。KR-C層に挟有されているKR296, KR454, KR563, KR980火山灰層は, それぞれ古琵琶湖層群の上仰木・栗原III・喜撰・五軒茶屋火山灰層に対比される。烏丸コアの火山灰層と丘陵地に見られる古琵琶湖層群や既存のボーリングコアに挟有されている火山灰層との対比をより詳細に明らかにすることは, 琵琶湖南湖の起源・変遷・古環境を復元するうえで極めて重要である。今後に残された大きな課題である。

(3) 烏丸コアと琵琶湖深層ボーリングコア(1400mボーリングコア, アクティブボーリングコア等)や丘陵地の古琵琶湖層群との対比を試みた。その結果, 烏丸コアの基底は草津累層あるいは蒲生累層最上部に対比されると推定される。

謝 辞

本研究を進めるにあたって, 烏丸地区深層ボーリング調査団及び事務局の方々にボーリングコアの処理・観察において大変お世話になった。また, 烏丸地区深層ボーリング調査団・琵琶湖古生態地理研究会及び古琵琶湖層群堆積研究会の方々には, 貴重なご意見ご討論を頂いた。これらの方々に心からお礼申し上げる。

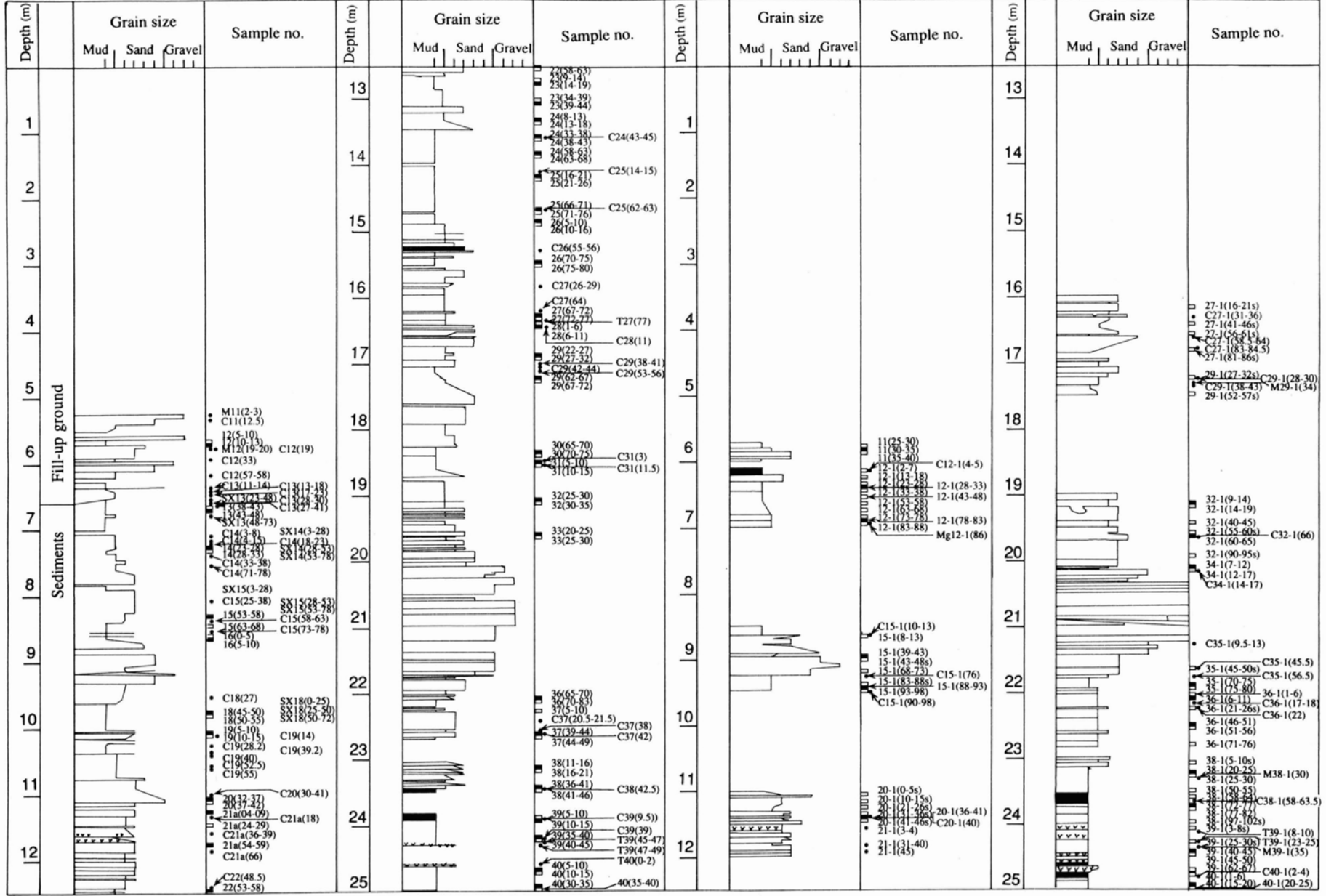
文 献

- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **80**, 261-276.
- 林 隆夫・古琵琶湖団体研究グループ, 1981, 琵琶湖の生いたち. 地学教育と科学運動, **10**, 92-97.
- 林 隆夫・川辺孝幸, 1993, 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実(編), 大阪層群, 創元社, 158-168.
- 池辺展生, 1933, 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, **20**, 241-260.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久, 1979, 近江盆地の地形. 滋賀県の自然, 1-112.
- 鎌掛団体研究グループ, 1972, 滋賀県蒲生郡, 鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **78**, 601-609.
- 川辺孝幸, 1981, 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **87**, 457-473.
- 川辺孝幸, 1986, 上野盆地西部, 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, **40**, 383-398.
- Kawabe, T., 1989, Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **32**, 39-90.
- 川辺孝幸, 1994, 第1章 琵琶湖のおいたち. 琵琶湖自然史研究会(編), 琵琶湖の自然史, 八坂書房, 25-72.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, **31**, 115-129.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1981, 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, **35**, 26-40.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1992, 大津・石山地域の古琵琶湖層群. 地球科学, **46**, 221-234.
- 小谷 昌, 1957, 琵琶湖の湖底地形. 地理調査所時報, **21**, 12-16.
- 小谷 昌, 1958, 湖底地形と漁業. 地理調査所時報, **22**, 16-21.
- 小谷 昌, 1960, 琵琶湖葛籠尾崎湖底遺跡の地学的考察. 地理調査所時報, **24**, 8-11.
- 小谷 昌, 1964, 琵琶湖の湖底段丘について(要旨). 地理学評論, **37**, 671.
- 小谷 昌, 1971, 琵琶湖の湖底地形およびその環境. 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 滋賀県, 125-175.
- 大橋 健, 1978, 琵琶湖南岸地域の地形発達史. 立命館文学, **394**・395, 208-302.
- Takaya, Y., 1963, Stratigraphy of Paleo-Biwa Group and Paleogeography of Lake Biwa with Special Reference to the Origin of the Endemic Species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., B*, **30**, 81-119.
- Takemura, K., 1990, Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **78**, 185-193.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1989, 琵琶湖1400m掘削試料の層相からみた堆積環境. 陸水学雑誌, **50**, 247-254.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄, 1977, 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質学雑誌, **83**, 749-762.
- 植村善博, 1971, 愛知川中下流域の地形. 地理学評論, **44**, 98-99.
- 植村善博, 1979, 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学, **410**・411, 777-808.
- 植村善博・横山卓雄, 1983, 琵琶湖の自然—地形と地質—. 琵琶湖編集委員会(編), 琵琶湖その自然と社会, 39-52.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫, 1994, 琵琶湖西岸, 古琵琶湖

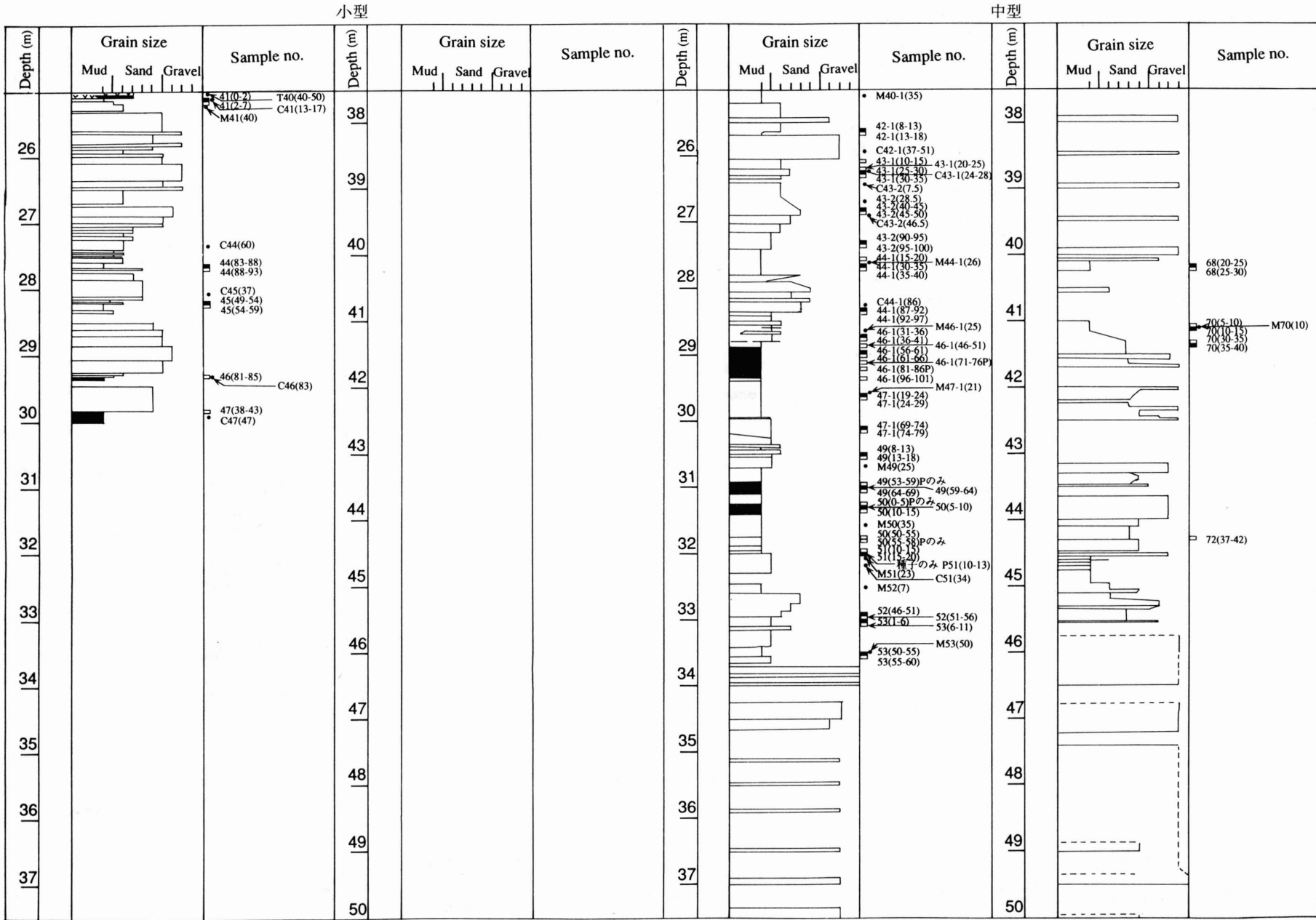
- 層群基底部コアの層序. 地質学雑誌, **100**, 361-367.
- 山崎博史・吉川周作・此松昌彦・三矢信明, 1996, 古琵琶湖層群高島累層白土谷部層の地質年代. 地質学雑誌, **102**, 303-311.
- 横山卓雄, 1988, 琵琶湖堆積物および火山灰の積み重なり方からわかること. 堀江正治(編), 琵琶湖湖底深層1400mに秘められた変遷の歴史, 同朋舎出版, 49-62.
- 横山卓雄, 1991, 琵琶湖移動説の提唱—研究史と現状—. 滋賀県自然誌, 663-685.
- 横山卓雄, 1995, 移動する湖, 琵琶湖. 312p., 京都・法政出版.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫, 1968, 古琵琶湖層群下部, 特に佐山累層について—近畿地方の新期新生代層の研究, その9—. 地質学雑誌, **74**, 327-341.
- 横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清, 1979, 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 309-389.
- Yokoyama, T., Nakagawa, Y., Takemura, K., Mori, S., Makinouchi, T., Hayashida, A., Iida, Y., Matsuoka, K., 1979, Stratigraphy of the Takashima Formation of the Pliocene-Pleistocene Kobiwako Group, Japan. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist.*, **7**, 100-114.
- 吉川周作, 1999, 琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 75-87.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.

小型

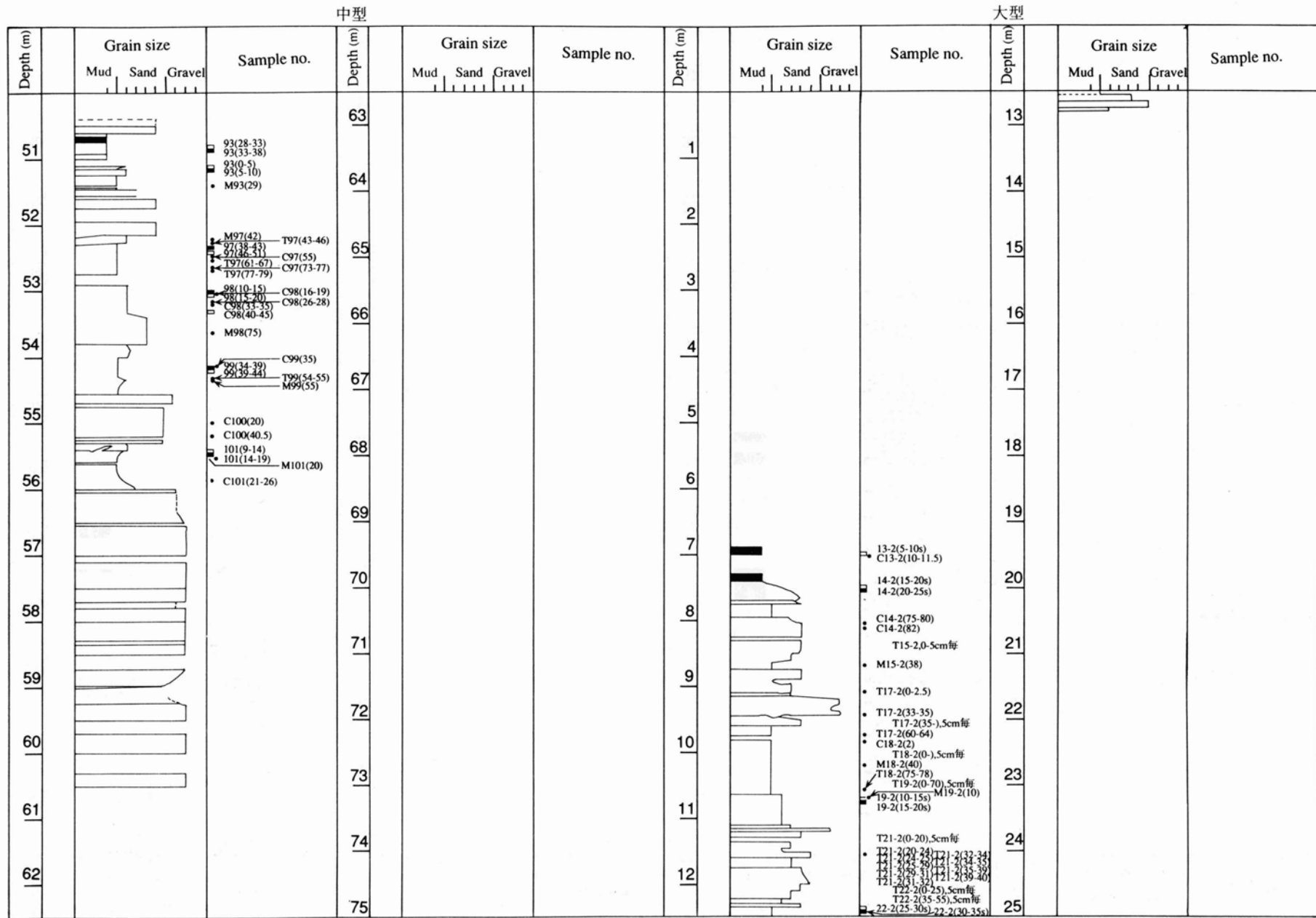
中型



付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準

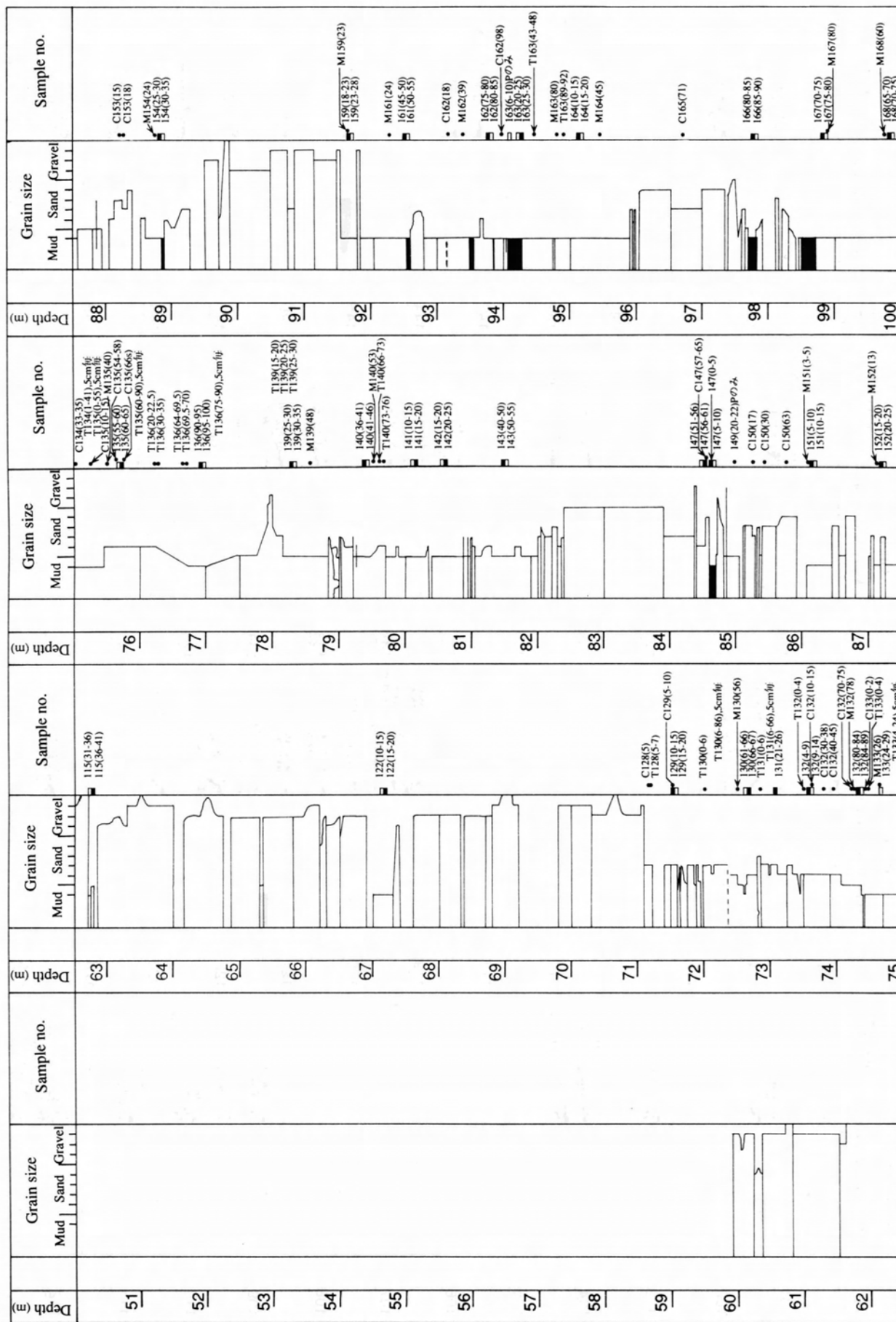


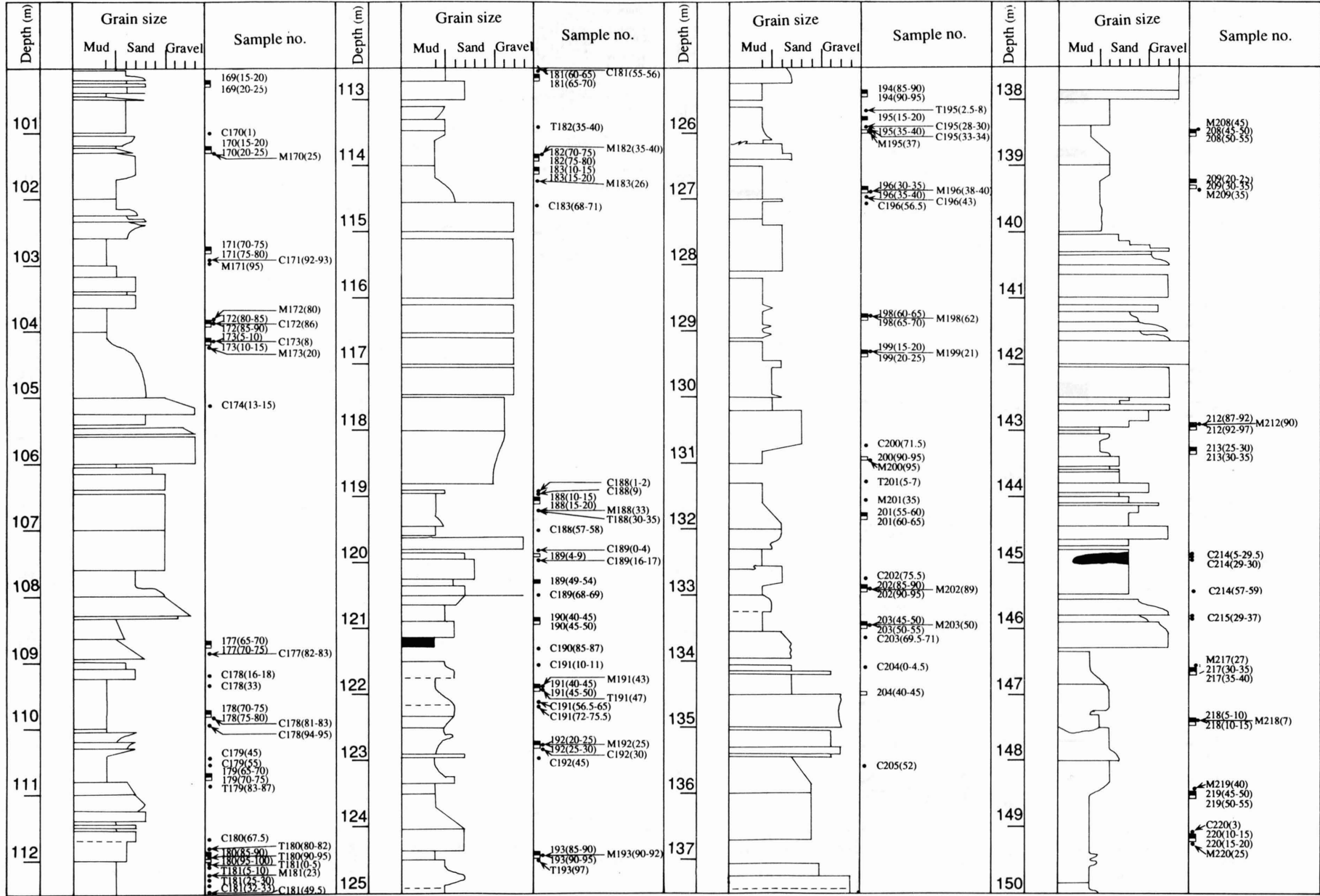
付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



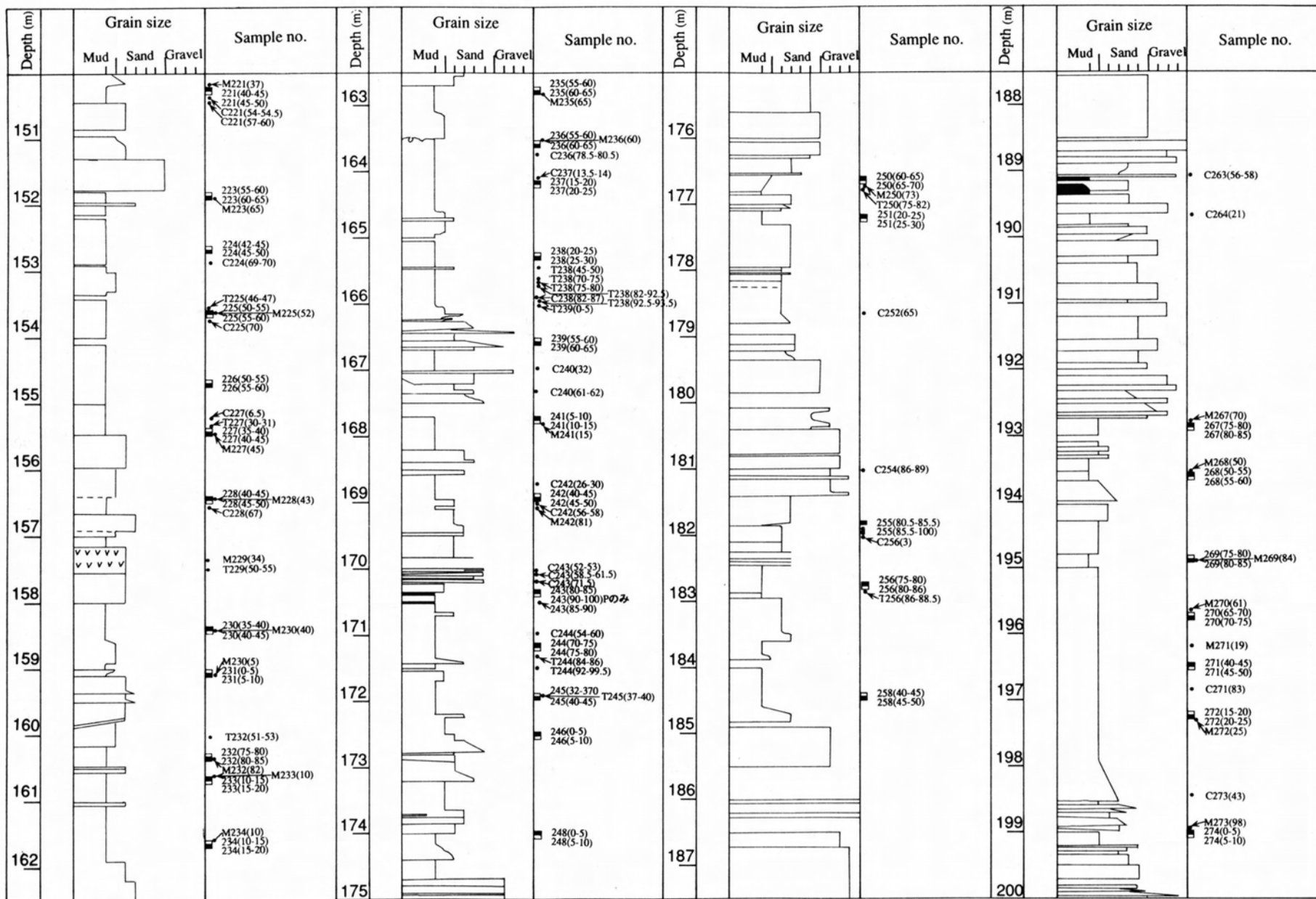
付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準

付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準

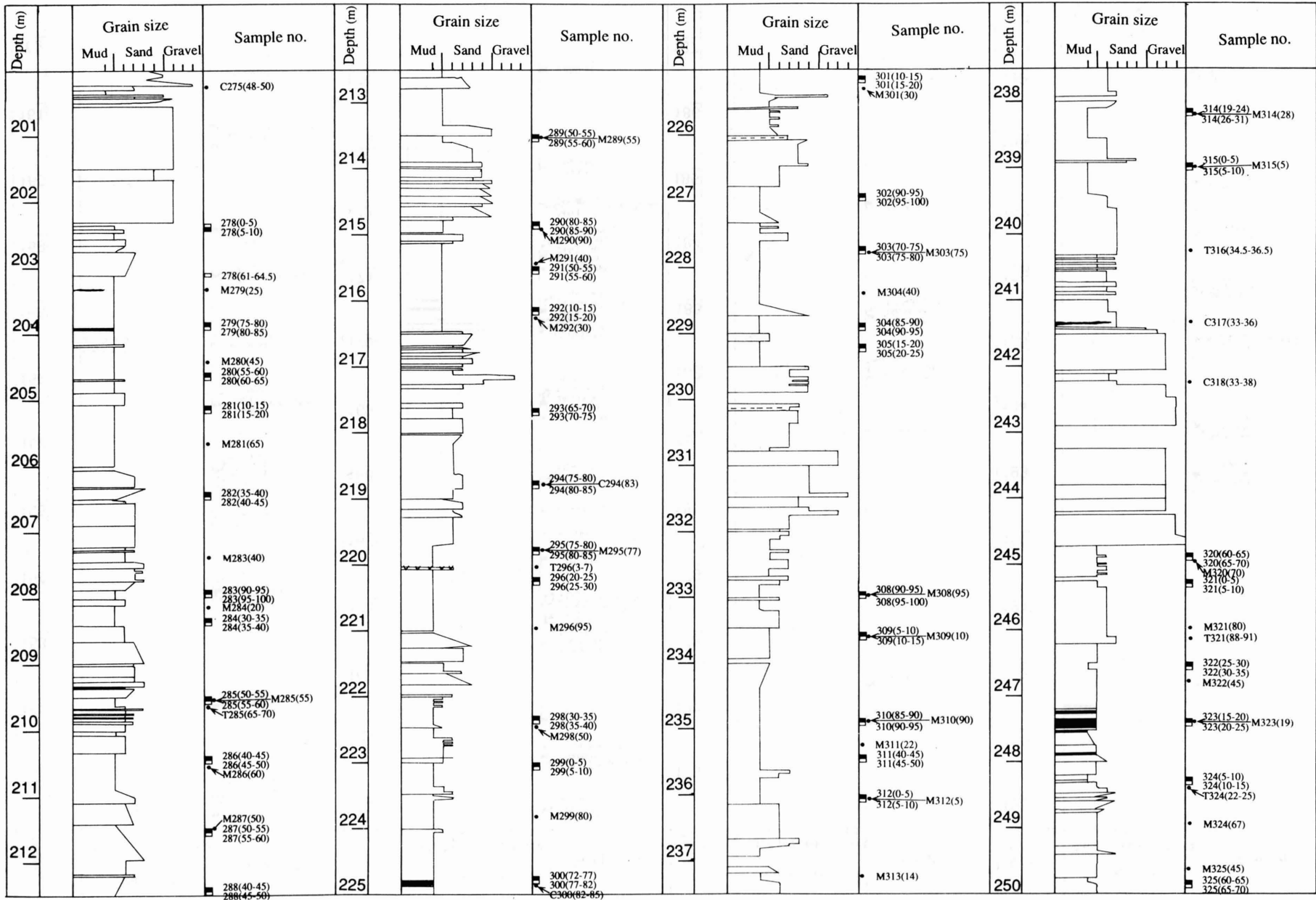




付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準

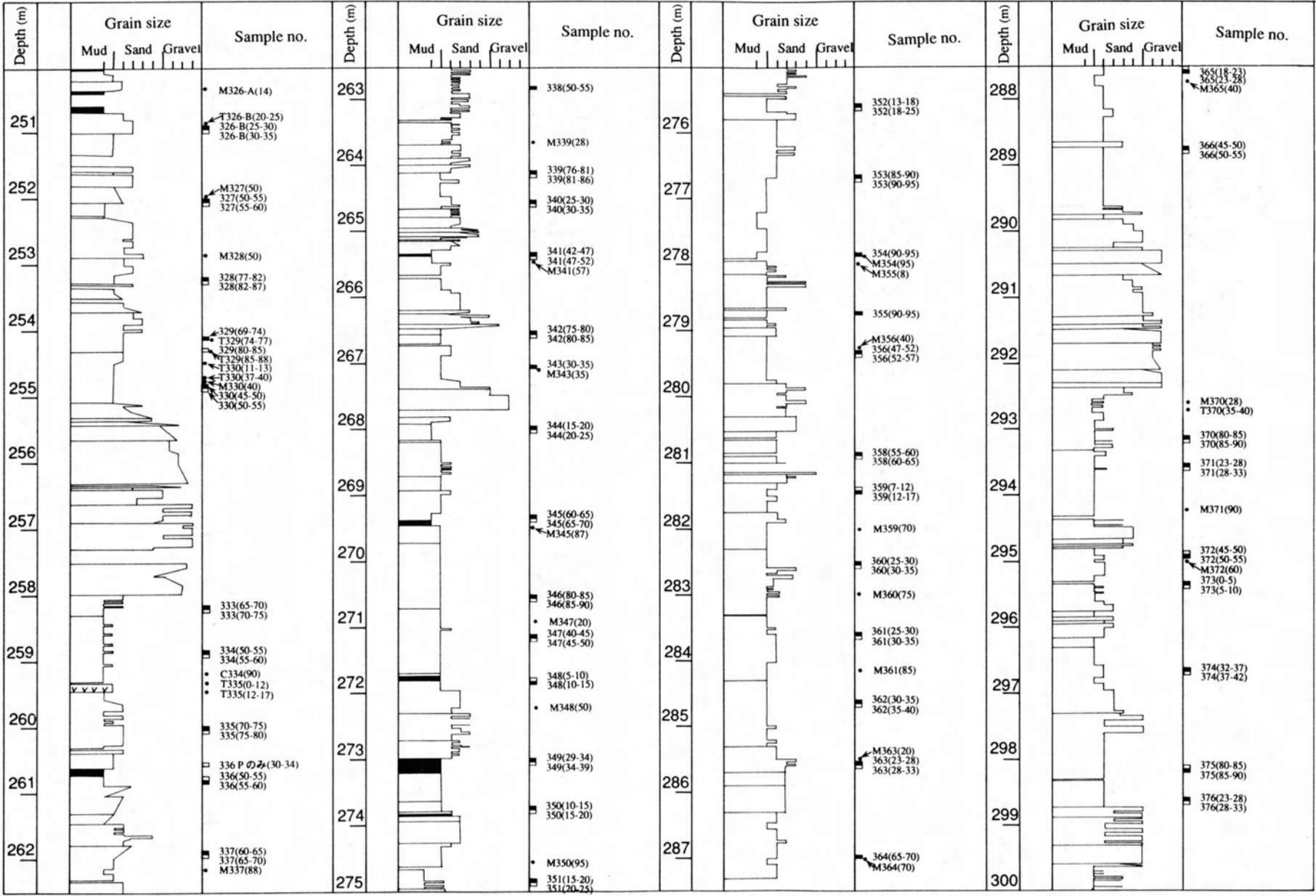


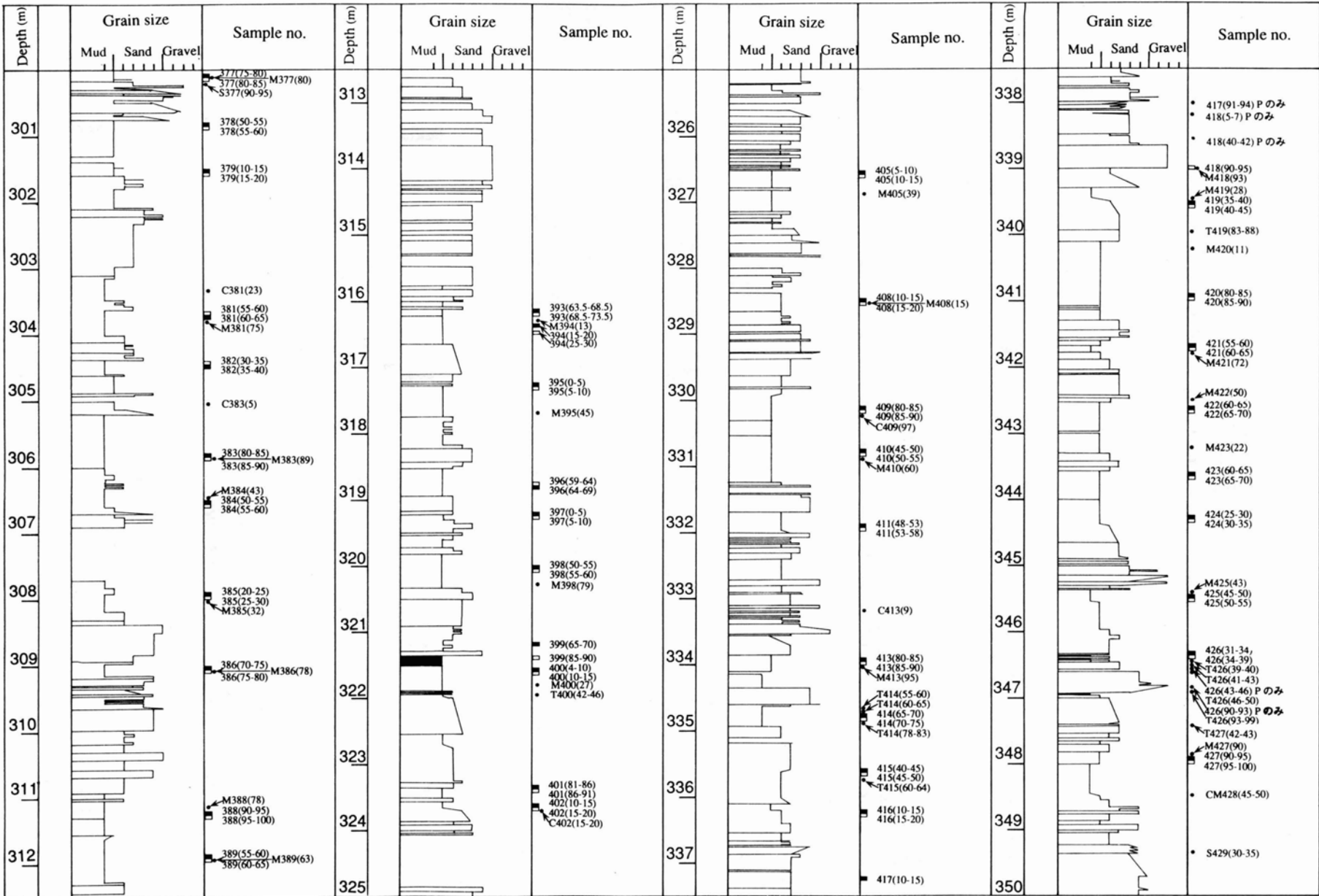
付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



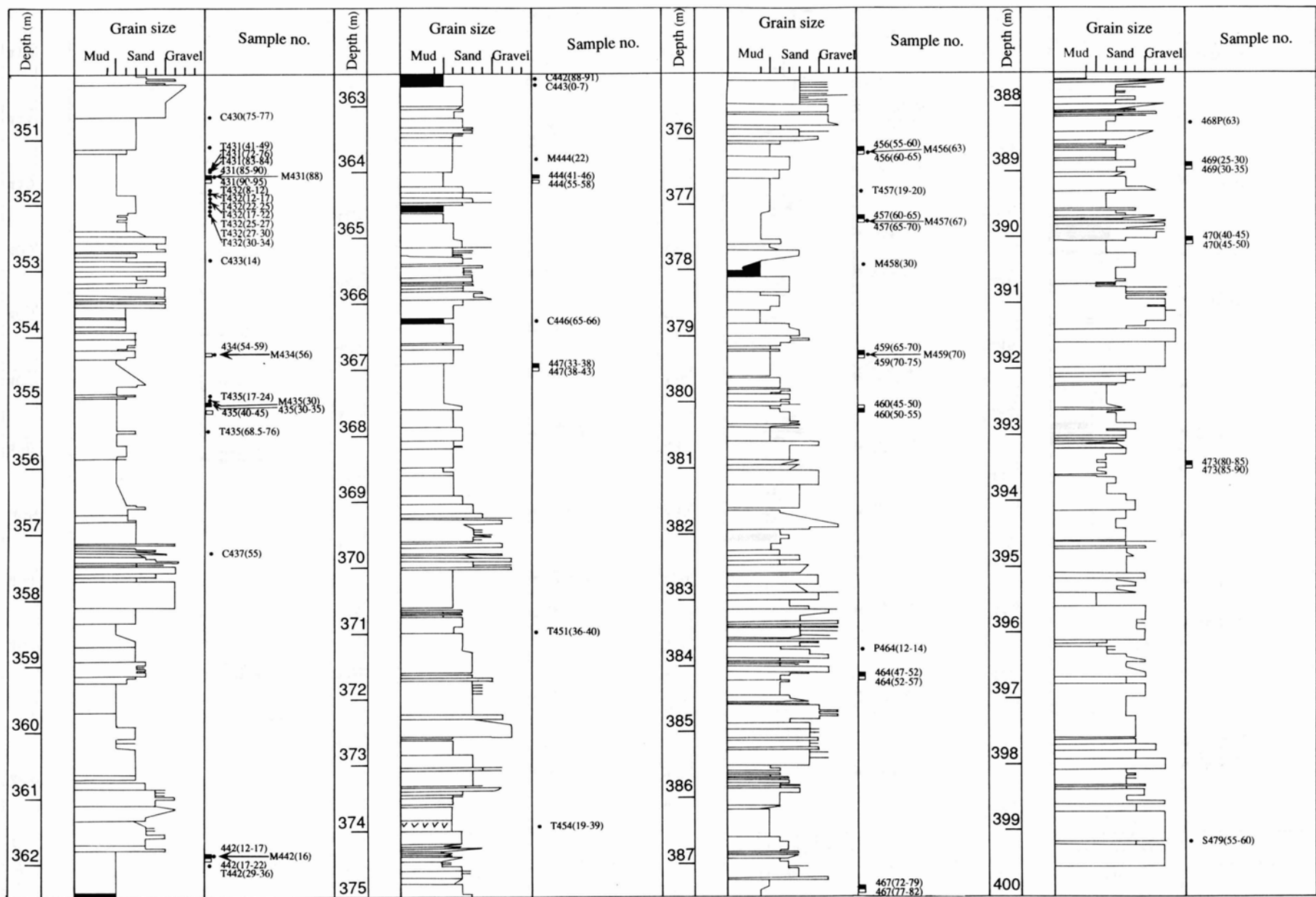
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準

付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準

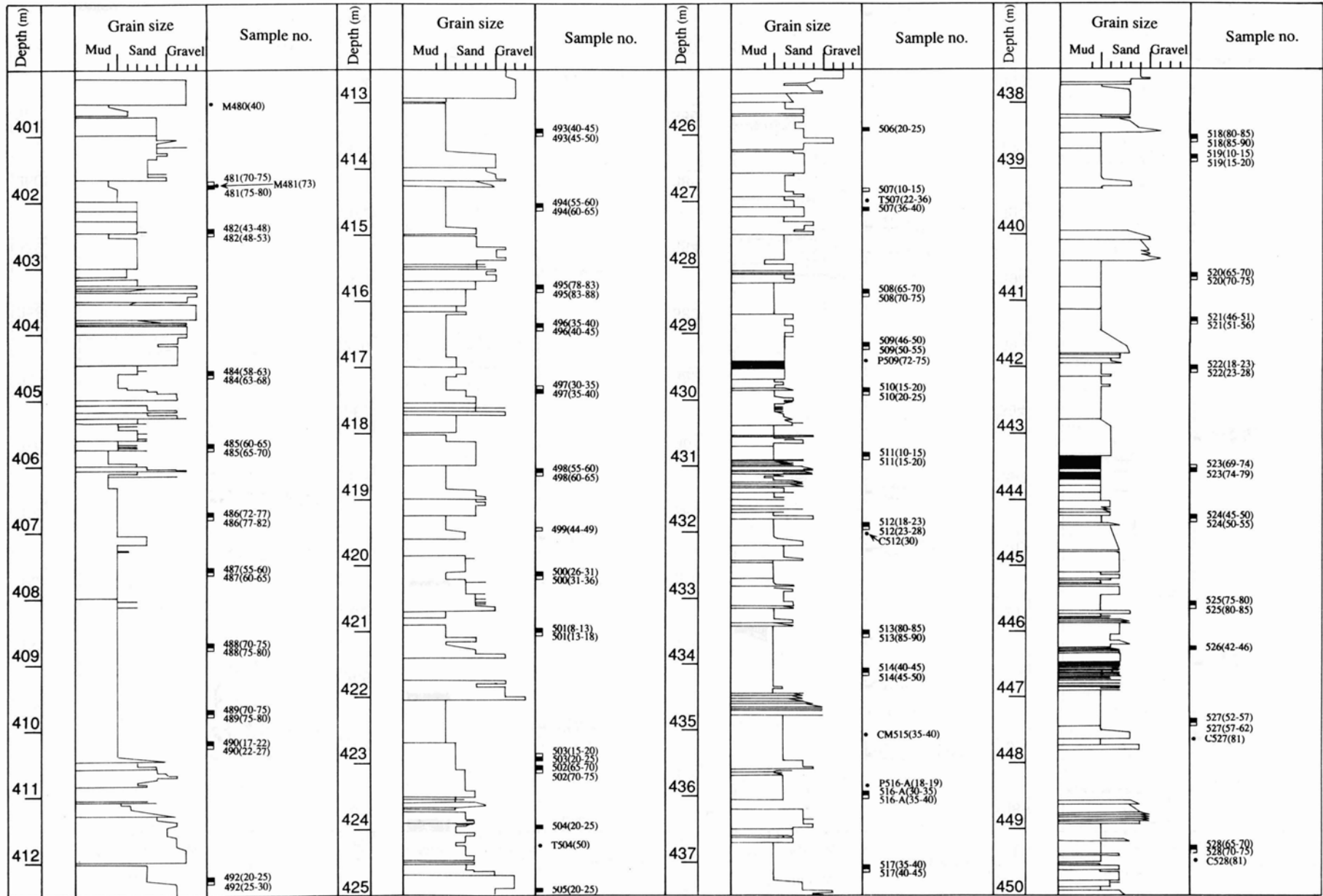




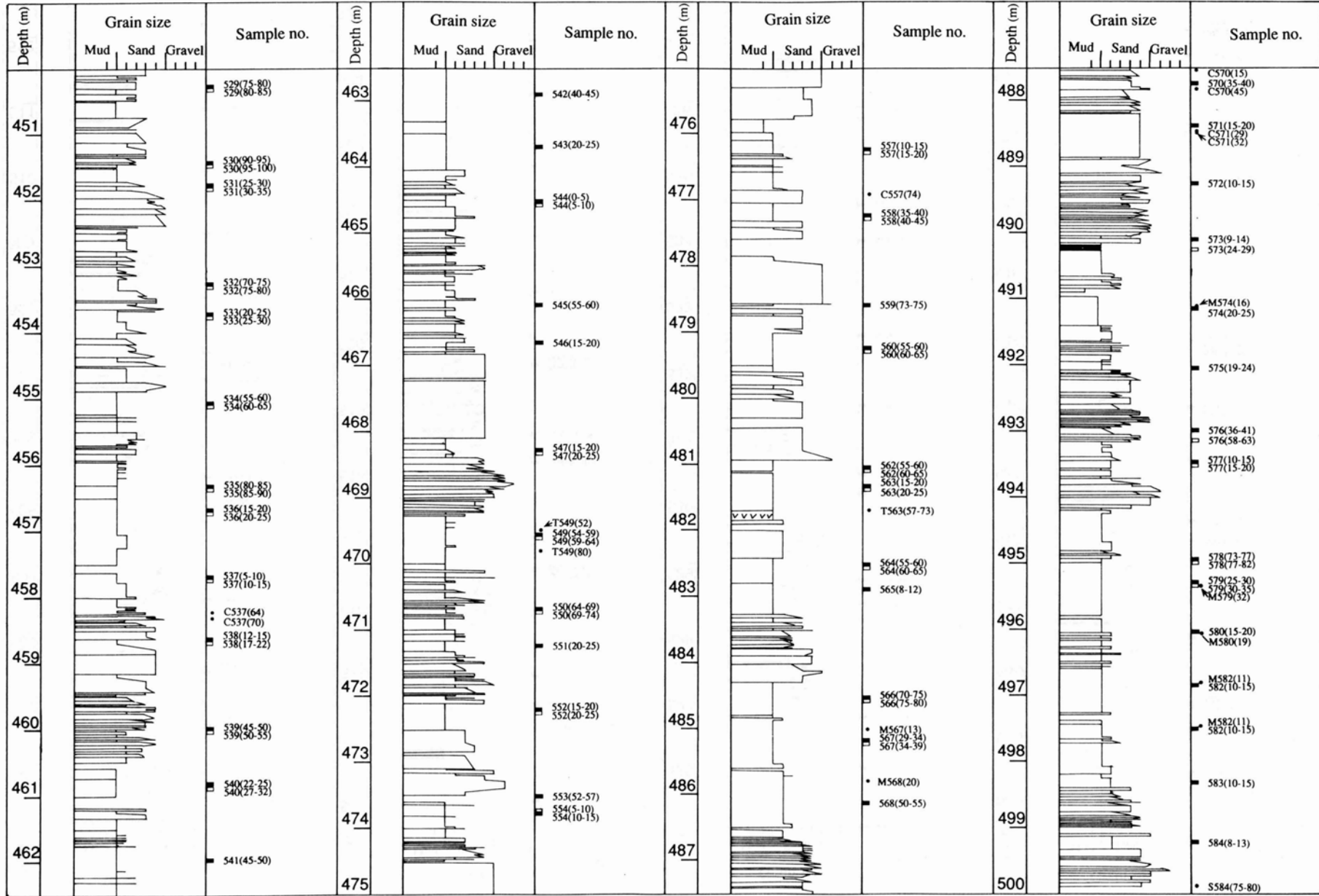
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



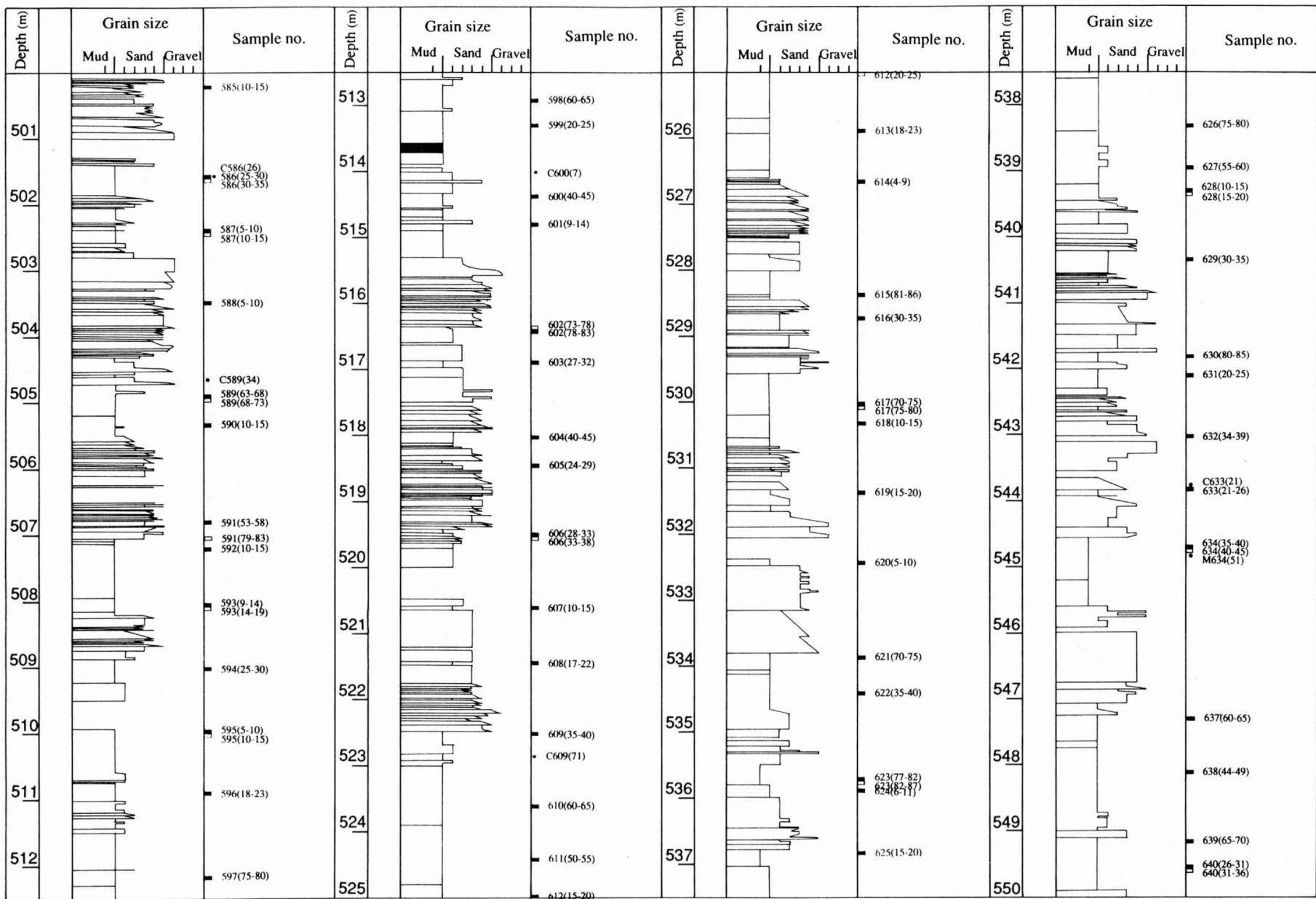
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



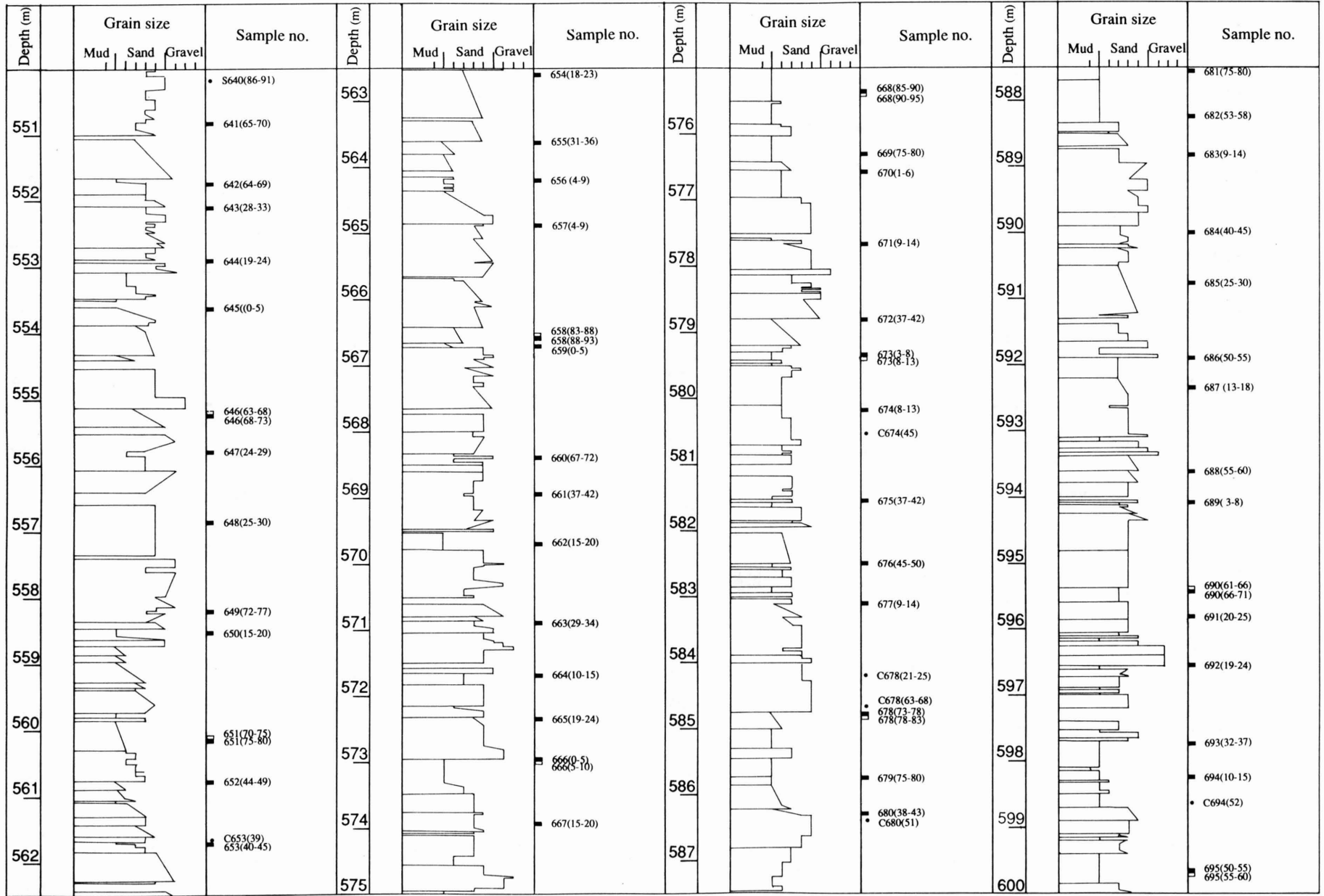
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



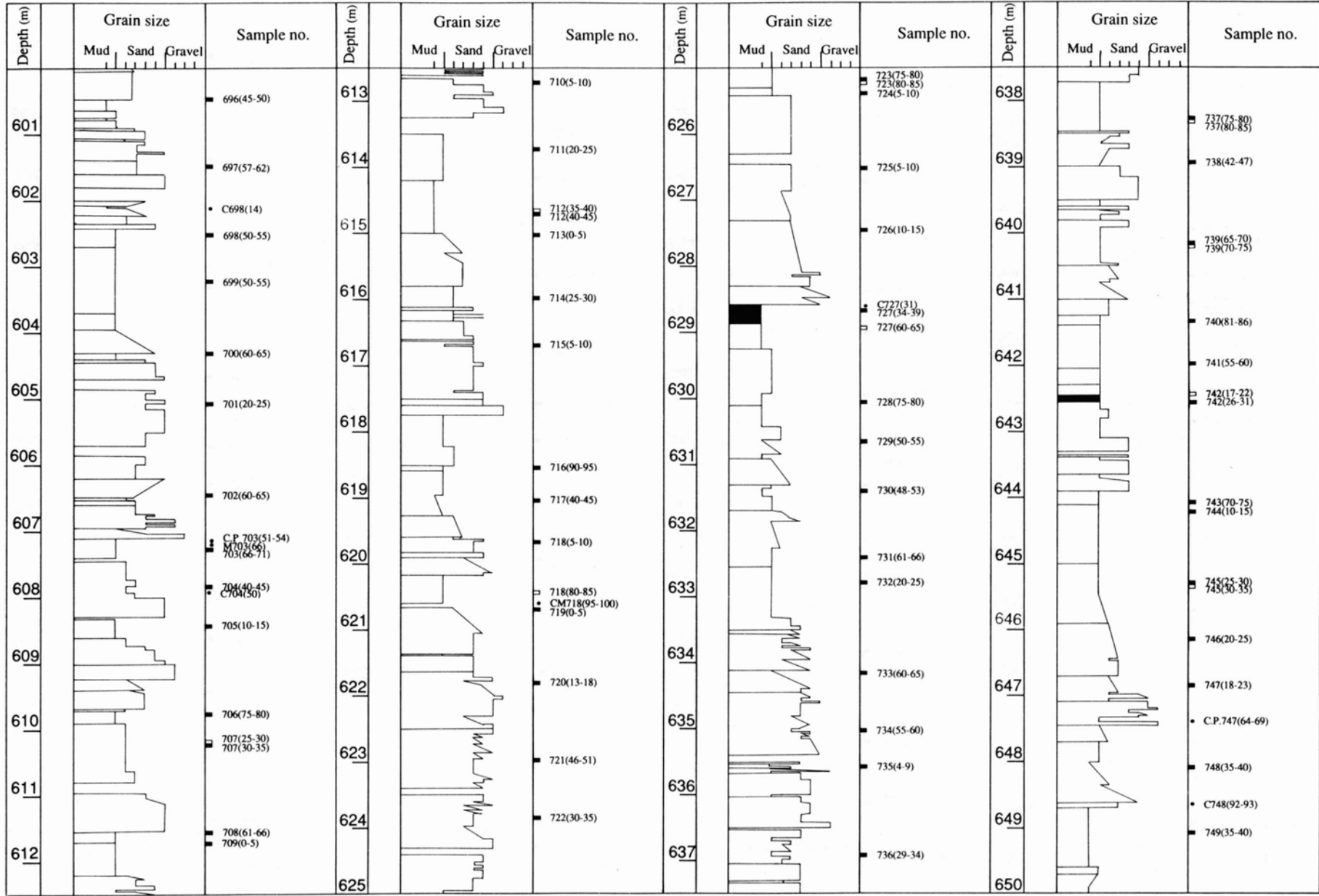
付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



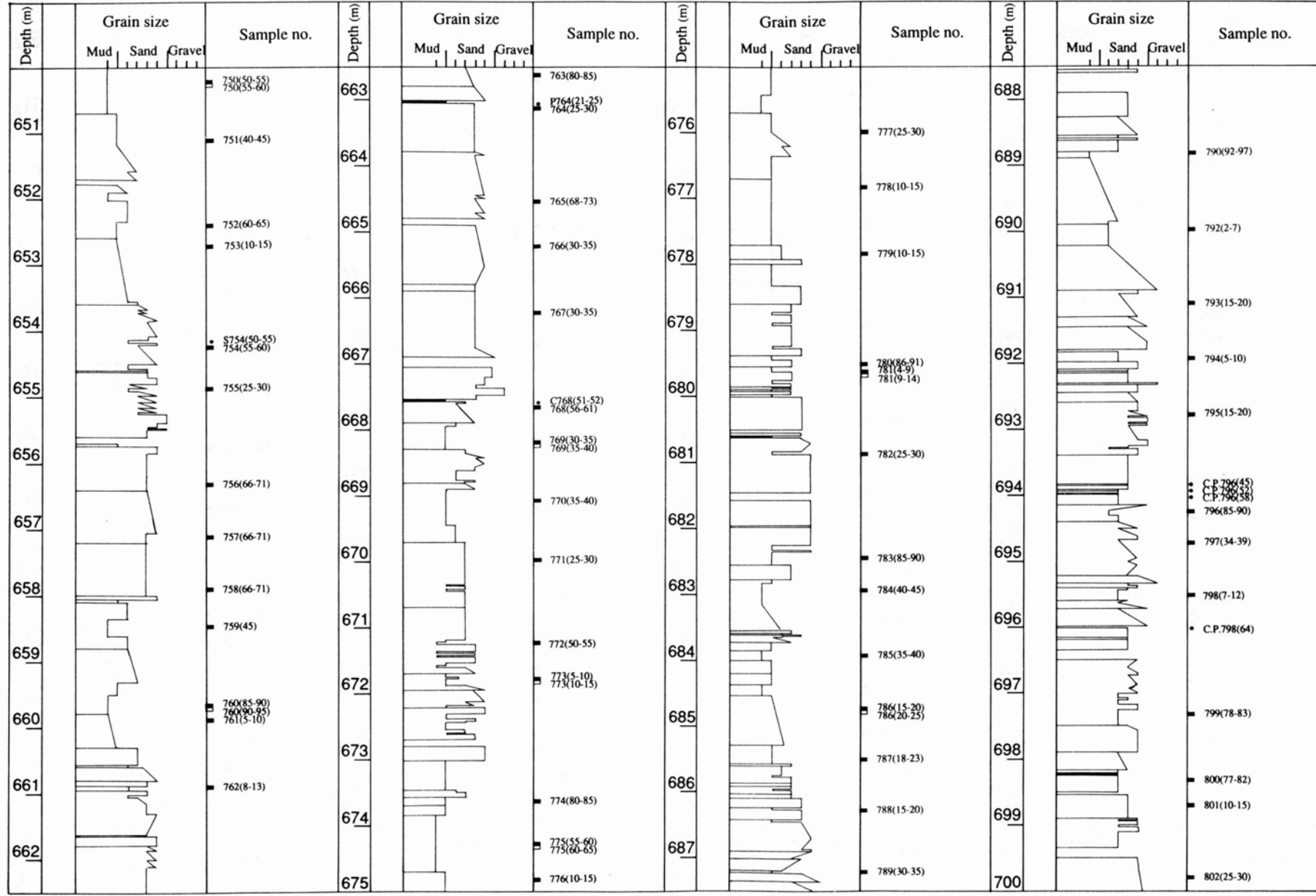
付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



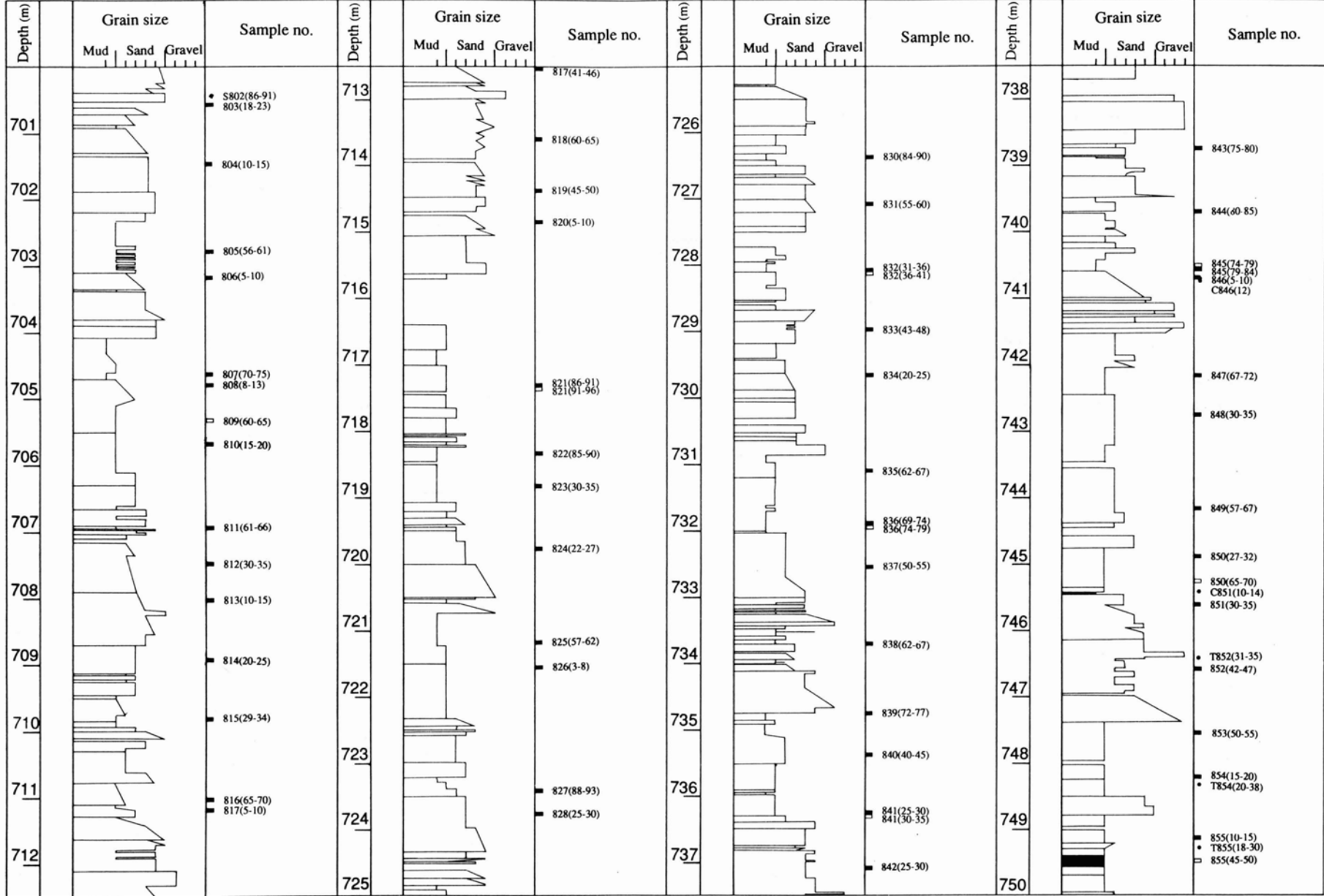
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



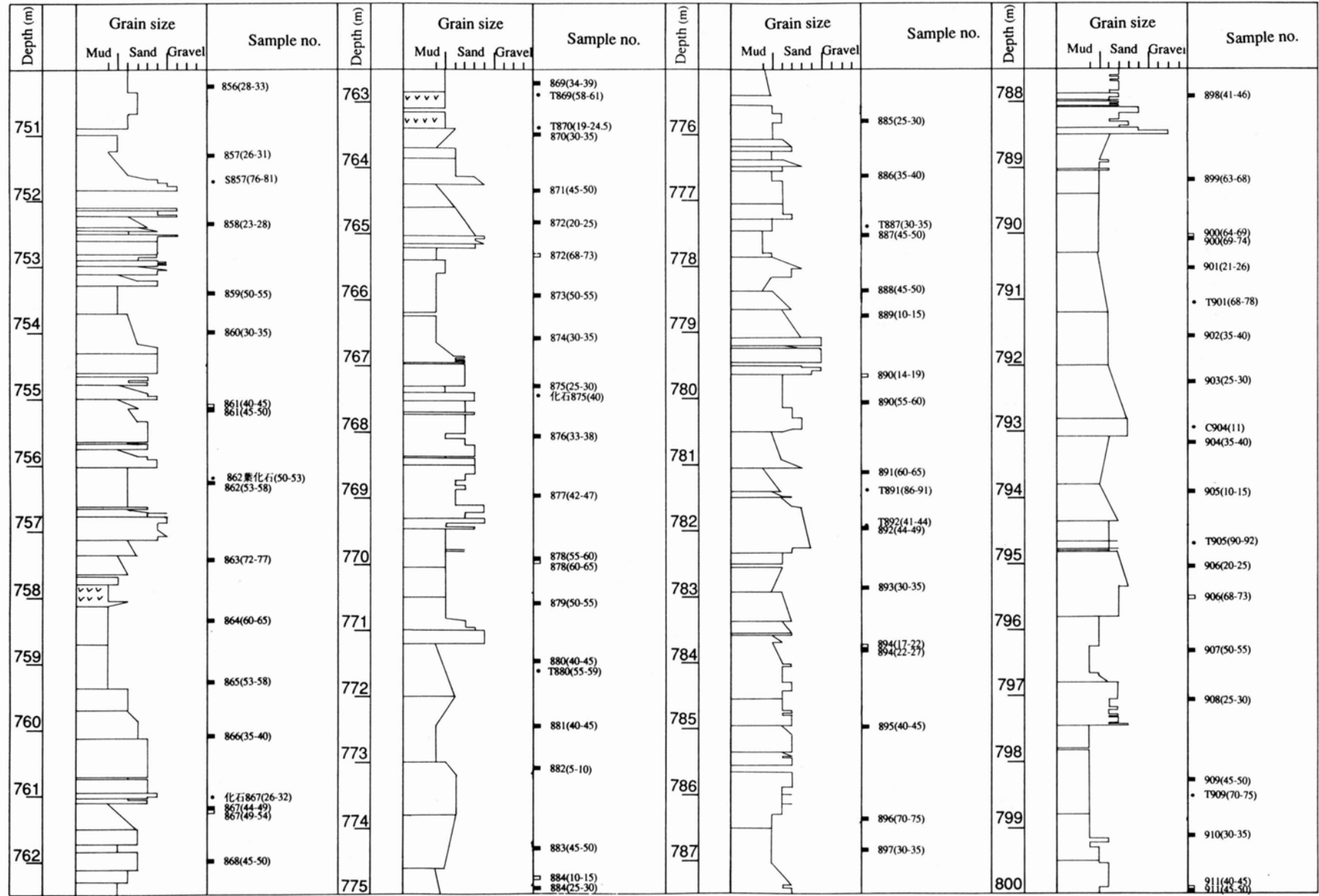
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



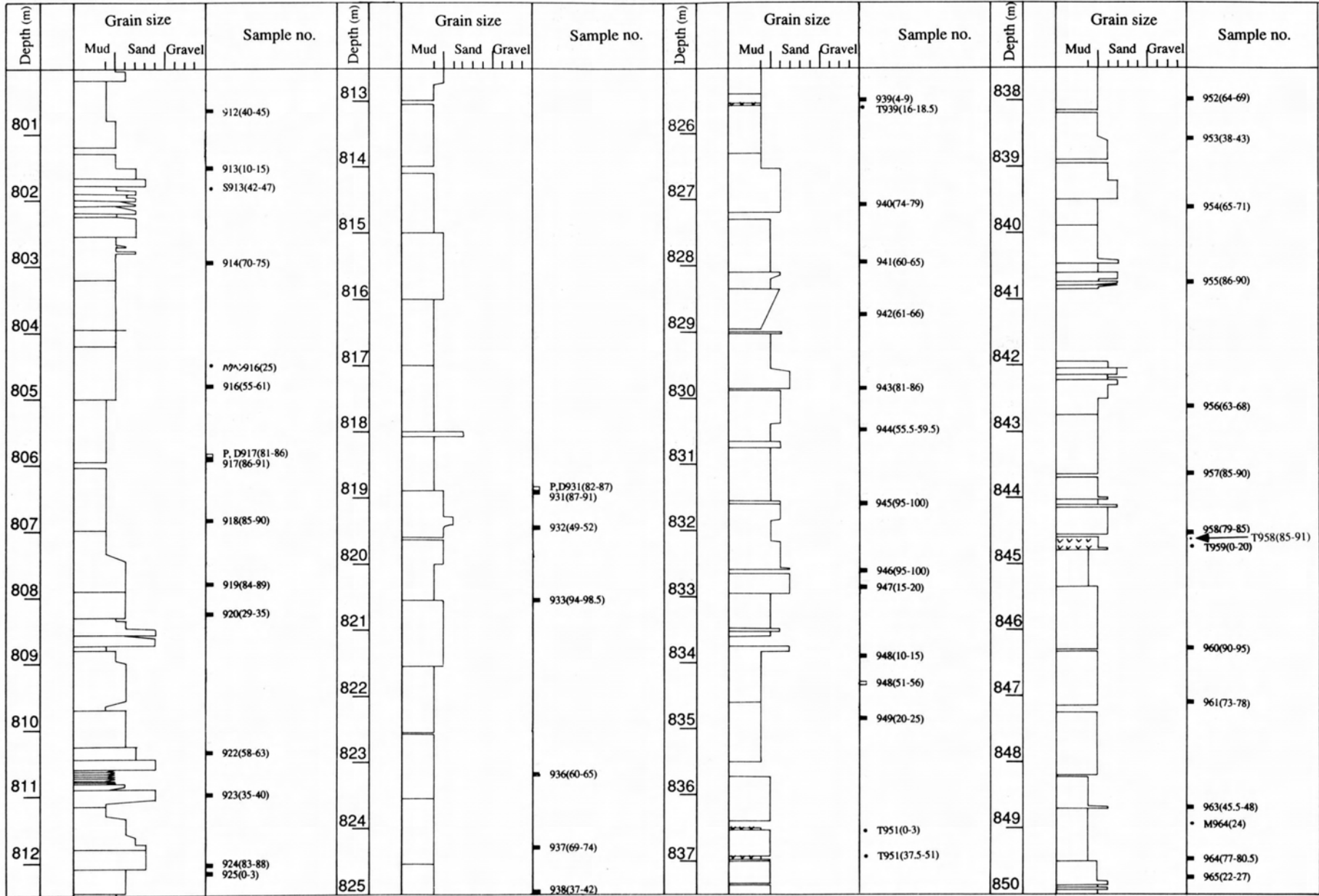
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



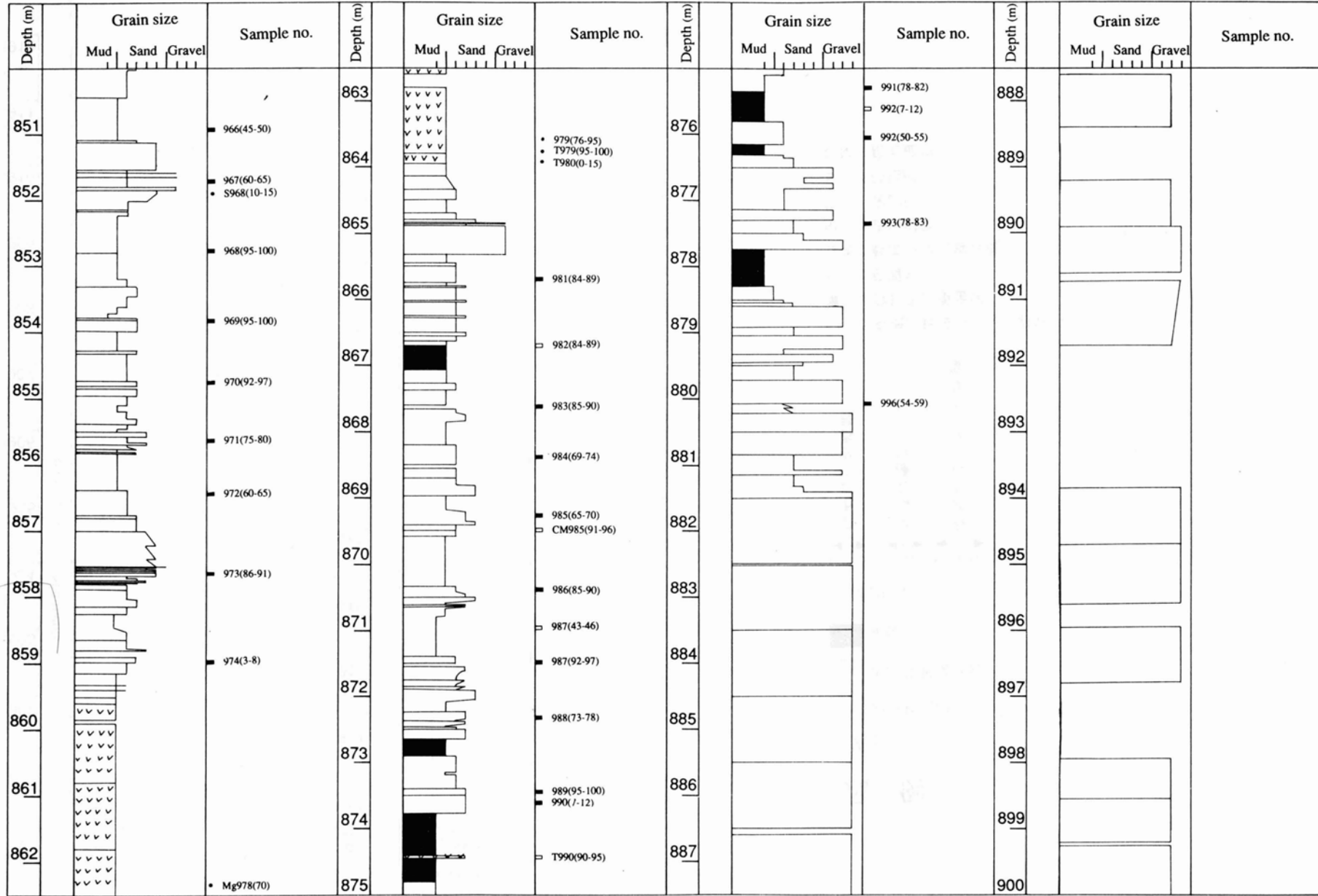
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



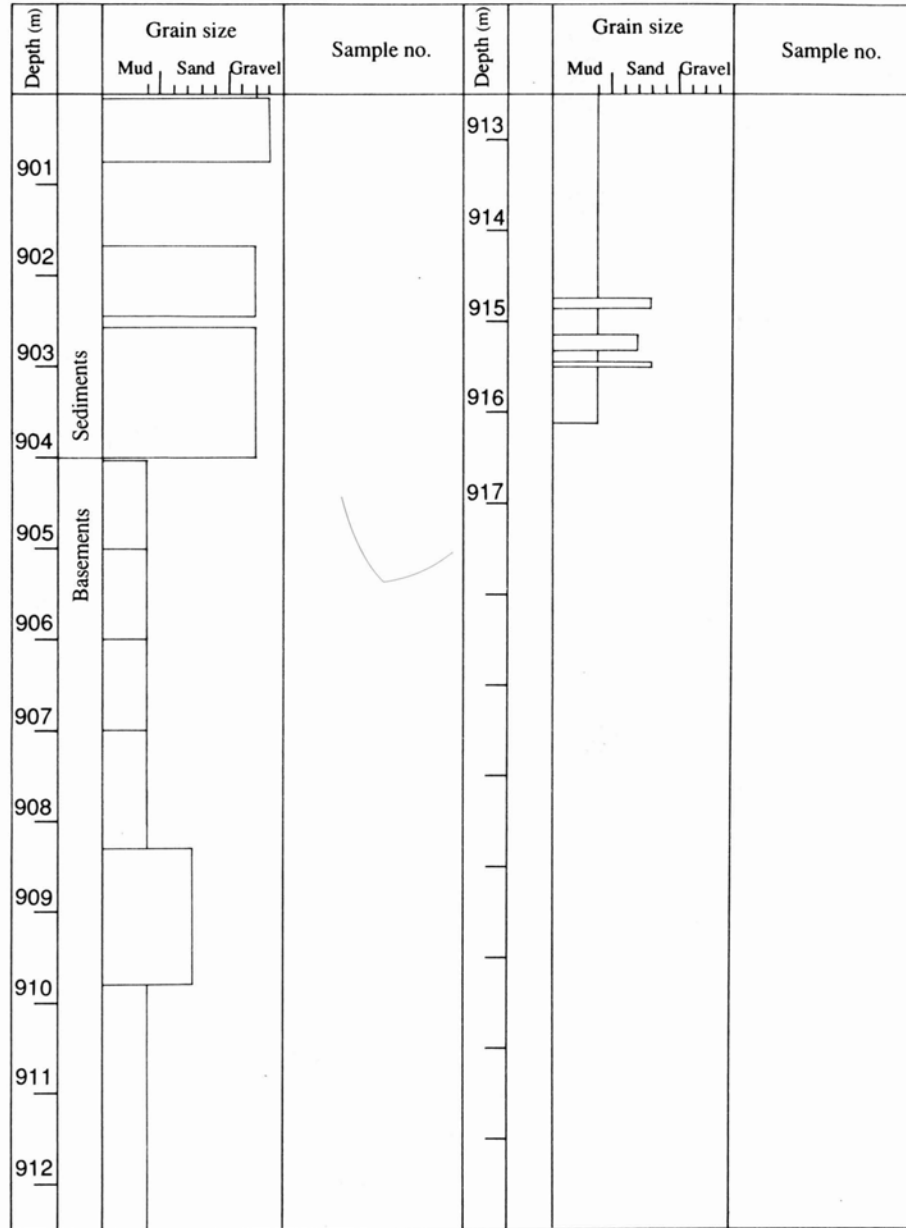
付図 烏丸コアの岩相と試料採取層準



付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



付図 鳥丸コアの岩相と試料採取層準



凡例

<岩相>

[] 碎屑物 (岩)

[vv] 火山碎屑物 (岩)

[■] 泥炭

<試料>

C, P 747 (64-69)

←→ ストローク番号
←→ 試料の種類
←→ 各ストロークでの深度

[□] : 有機, 珪藻 (D), 花粉 (P)

[■] : 含砂率, 重金属

C : 炭質物

SX : 軟エックス線写真

M : 古地磁気

T : 火山灰

S : 砂組成

CM : 粘土鉱物

烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた 琵琶湖南湖周辺の古環境変遷

公文 富士夫*・今井 肇**

Sedimentary facies and grain size analyses of the deep core drilled at Karasuma peninsula, southern part of Lake Biwa, Japan

Fujio Kumon and Hajime Imai

Abstract

The scientific deep drilling was carried out at the eastern margin of Nanko, southern part of Lake Biwa and well-preserved core samples were collected for the first time in 1992. Detailed lithological research and grain-size analysis were performed on the upper part of the drilled sediments. The sediments are composed mostly of pebble, sand, silt and clay beds with fining-upward or coarsening-upward sequence. A part of the core sample have good similarity to the braided river sediments or meandering river sediments. Grain size characters were interpreted on the basis of comparison with the recent sediments collected from various sedimentary environments around Lake Biwa. These results indicate that the southern part of Lake Biwa have been in mid-fan to fluvial environments partly with shallow lake condition during more than 330,000 years. This contrasts with the northern part of the lake where deep water environments have been developed for 400,000 years.

はじめに

琵琶湖は日本最大の面積をもつ淡水湖であり、世界的にみてももっとも古い起源をもつ湖水の一つと考えられている。その大きくて深い広がりをもつ淡水の堆積環境は、日本では類例のないものであり、また、長い時間経過におけるその変遷を解明することは現在の琵琶湖の意義づけを明確にする上で欠かせないものである。

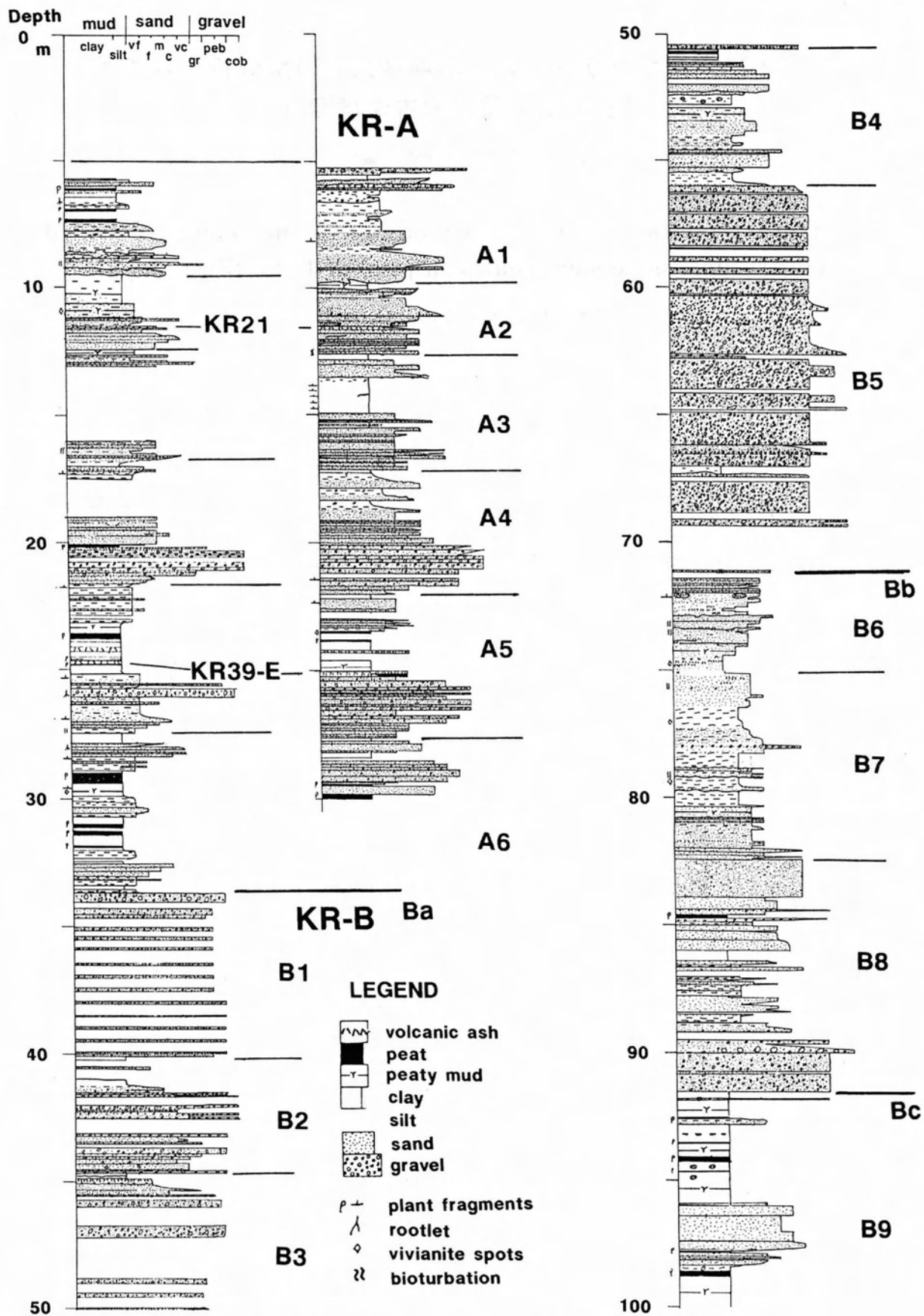
これまで琵琶湖においては何回かの深度の大きなボーリングが行われてきたが、北湖の近江舞子沖で行われた200m, 1,400mの掘削や高島沖のボーリング以外は、試料の回収率が悪く、学術的にならざるも十分な検討ができないものであった。1992年に烏丸半島の学術ボーリングは、南湖域で行われた深層ボーリングとしてははじめて十分な回収率を持つもので、南湖域の古環境変遷を解明する上で、きわめて重要な資料

となるものである。そこで、岩相にもとづく堆積相の解析とともに、系統的な粒度分析をおこなって、堆積物が形成された当時の堆積環境の解明を試みた。現在から過去に遡る方が解析に有利であることや時間的制約から、深度200m付近の岩相の境界部(深度-192.61m)までを研究対象とした。

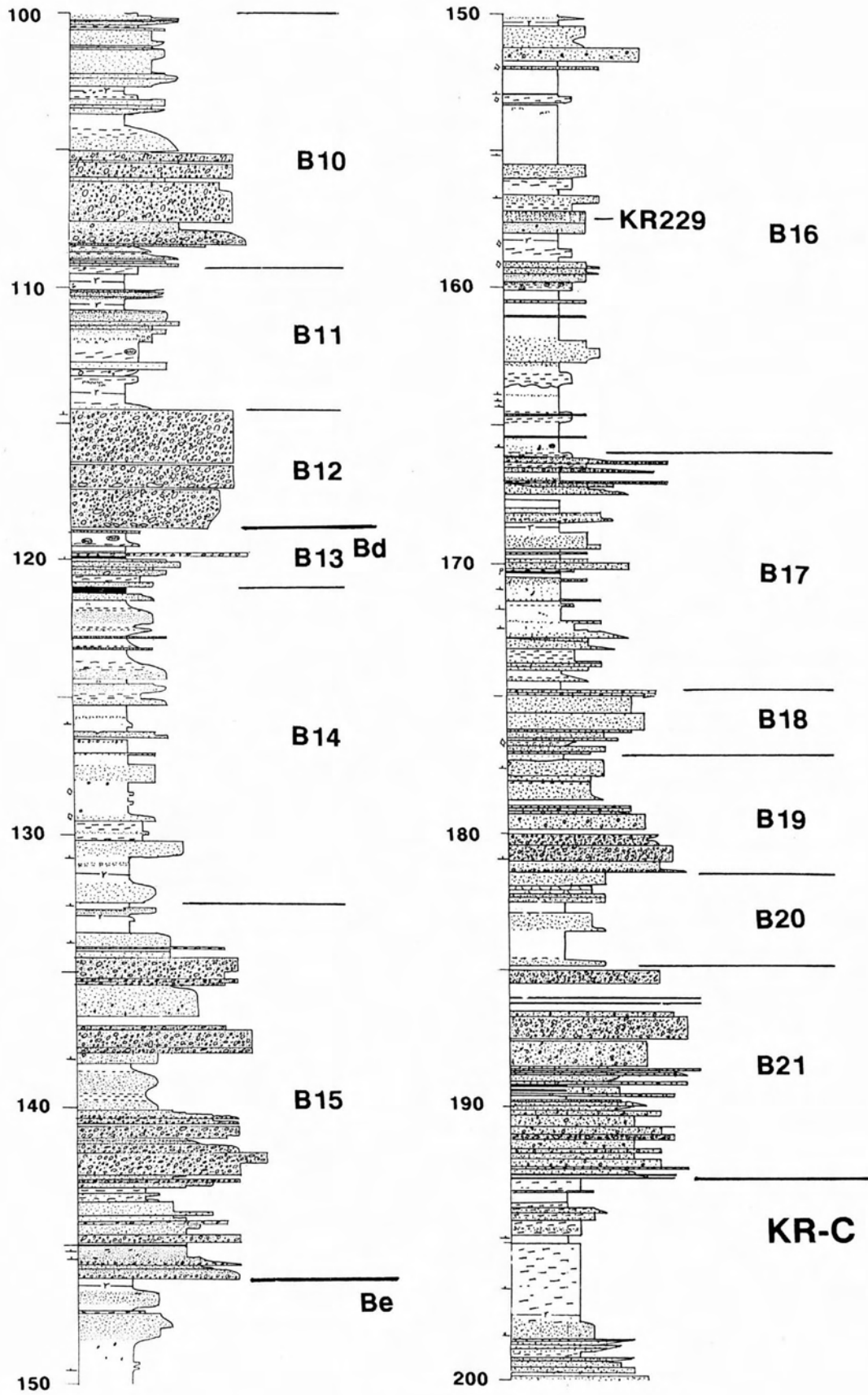
その結果として、現在から3万年ほど前までは、この地域は蛇行河川に近い形態の河川系が卓越する沖積平野の環境であり、一時的には浅い湖沼の状態も見られたものと推定された。また、3万年前から約10万年前の間は、扇状地が大きく張り出した網状河川の状態であり、10万年前から約30万年前までの間は網状河川型の河川系が支配的で、扇状地の前進と後退が繰り返えされ、扇状地の後退した時期には沖積平野下部から三角州にかけての環境が発達したと推定される。すなわち、南湖周辺は、過去3,40万年間を通じて、基本的には現在の状態と類似した沖積平野の環境にあっ

* 信州大学理学部物質循環学科

** 興銀情報開発センター



第1図. 琵琶湖, 烏丸半島深層ボーリング試料の上部における岩相と区分.



第1図. (続き)

たことが明らかになった。

烏丸半島深層ボーリングの上部の岩相

烏丸半島において採取されたボーリング試料は、烏丸地区深層ボーリング調査団によって当初A～Jの10層に分けられたが、その後同調査団によってKR-A～Fの6層に再編された(林ほか, 1994)。本研究の対象は、KR-AからKR-B層の下底(深度192.61m)までである。その詳しい岩相柱状図を第1図に示す。

深度6.7mまでは埋め立て土であり、検討から除外した。KR-A層は砂層とシルト・粘土層の数m単位の繰り返しからなる。小規模の堆積サイクルを基に6つのユニットに細分した。KR-B層は礫層や砂層、泥層の繰り返しで、上方粗粒化や上方細粒化の重なりが認められる。最上部では礫層が卓越するが、その下位では上方に細粒化する4つの大きな堆積シーケンスを認めることができる。これらを堆積サイクルと岩相の違いから、合計で21のユニット(B1～B21)に細分した。

1. KR-A層 (深度6.7～33.64m)

基本的に1～2mの厚さのシルト・粘土層と同じ程度の厚さの砂層との重なり合いによってできている。砂層は砂礫層を含むこともある。全体にわたって植物根跡・炭質物・泥炭がよくみられる。岩相の累重関係に注目すると、上部と下部に分けることができる。上部は、それほど顕著ではないが、上方細粒化の堆積サイクルによって特徴づけられる。下部は、砂礫層とシルト層または粘土層とが交互に重なっているが、特に上方細粒化といった規則性ははっきりしない。細かくみると、上部は4つのユニット(A1～A4)に、下部は2つのユニット(A5, A6)に分けることができる。なお、各ユニットの深度は小型ボーリングのデータ(第1図の右側の柱状図)に基づいている。11.5mのKR21火山灰層は鬼界-アカホヤ火山灰に、24.5m付近のKR39-E火山灰層はAT火山灰に同定されている(吉川, 1994)。

(1) KR-A層上部(ユニットA1～A4)

A1 (6.7～9.80m): 全体として上方細粒化を示す。上部はおおむねシルト～粘土からなっており、その上部ほど細粒となる傾向をもつ。途中で細～極細粒砂の薄い層をはさむ。泥炭層をはさみ、植物根跡・炭質物も豊富である。最上部に礫層が挟まるが、本来は上位の別のユニットに含まれるものかもしれない。下部は礫混じりの粗粒砂によって構成されている。層厚

は1.5mである。削り込みがいくつかの層準でみられ、平行葉理も確認される。炭質物や植物根跡、生物擾乱もみられる。小さな規模の上方細粒化、および上方粗粒化の両方がみられる。

A2 (9.80～12.60m): 全体として砂層が卓越する。砂の単層群が続いたのち、シルト層へ細粒化する。全層準にわたって植物根跡・炭質物が多くみられる。砂質部には平行葉理や細かい斜交葉理、生物擾乱がみられる。シルト層には藍鉄鉱もみられる。11.7mの深さには10cmの厚さのガラス質火山灰層(KR21)がみられる。砂の単層群はおもに中～極細粒砂からなり、その間にシルトや礫の層が若干はさまる。各層はおおむね上方細粒化を示すが、上方粗粒化を示す層もわずかにある。

A3 (12.60～17.20m): 比較的明瞭な境界で上部、下部に二分される。上部は厚さ2.8m程であり、おもに粘土層からなる。途中に上方細粒化を示す砂層(層厚0.7m程度)をはさむ。粘土層でもゆるやかな上方細粒化を示し、生物擾乱もみられる。また植物片や炭質物も多くみられる。砂層にも炭質物や生物擾乱がみられる。下部は砂質の単一単層群からなる。層厚は1.8m程である。細～極細粒砂の卓越する部分と粗粒砂の卓越する部分とに比較的明瞭に分れる。上方細粒化・上方粗粒化ともに若干みられるが、全体的な傾向はみられない。炭質物、生物擾乱がみられる。

A4 (17.20～21.90m): 上部・中部・下部の3つの部分に分けられる。境界は比較的明瞭である。上部は、中粒砂から粘土への上方細粒化を示す、ほぼ同じ厚さの3つのサイクルからなる。それぞれ全体的に炭質物がみられ、砂層には細かいラミナが発達する。中部は、細粒～極細粒砂の単一単層群で、層厚は1.1mである。下部にはシルト～極細粒砂の薄層が挟まれる。上部と中部の間には薄い泥炭層がみられる。下部は、中礫～極粗粒砂層からなり、層厚は1mである。礫径は最大2.5cmほどである。

(2) KR-A層下部(ユニットA5・A6)

A5 (21.90～27.60m): 上部・中部・下部の3つの部分に分けられる。全層準に植物根跡や炭質物が多くみられる。深度24.67mにみられる厚さ8cmのガラス質火山灰がKR39-Eである。上部はシルト層であり、薄い火山灰層を2枚はさみ、全体的に火山灰質である。層厚は1.7m。中部との境界は漸移的である。A4との境界には極細粒砂の薄層群(厚さ0.3m)がある。中部は粘土層が主体であり、火山灰層を2枚、泥炭層を数

枚はさむ。層厚は2.1mであり、下部との境界は比較的明瞭である。下部はおもに砂層からなり、層厚2.0mである。極細粒砂が主体をなすが、間に厚さ0.3mの中礫の礫層（最大径2.0cm、平均径1.0cm）がはさまる。上方細粒化がみられることもある。

A6(27.60~33.64m)：層厚0.5~1.5m程の粘土層、シルト層、および砂層が交互に重なる。上方細粒化・上方粗粒化がともに若干みられる。また、生物擾乱も認められることもある。粘土層には植物根・炭質物が豊富で、泥炭層もはさまれている。また、藍鉄鉱も若干みられる。砂層は中~極細粒砂と粗粒砂からなる単一単層群からなり、粗粒部では炭質物がみられる。KR-B層との境界に近い最下部付近は、薄い細粒砂層や粘土層をはさんだシルト層であり、径1.0~4.5cmの礫からなる礫層もみられる。

2. KR-B層

深度36.63~71.1m付近までは礫層の卓越した岩層である。その下位では、71.10から91.95mまで、91.95から118.90mまで、118.90から146.30mまで、および、146.30~192.61mまで、という4つの上方に細粒化する中規模の重なりが認められる。ここでは、それらをKR-Ba~Beと仮称して、合計の5つのシーケンスに区分して扱う。

(1) Ba シーケンス 33.63~71.1m (ユニット B1~B5)

Baシーケンスはおもに礫層からなる。わずかに挟まれるシルト・粘土層を境に、B1~B5の5つのユニットに区分される。

B1 (33.64~40.15m)：砂礫層。ボーリング時に細粒部の大部分と砂礫の一部が未回収となっている。上部では細礫~small pebbleが主体をなし、下部ではlarge pebbleも含まれてくる。礫種には砂岩が多く、泥岩・チャートの礫もみられる。径2~3cmの礫から、大きなものでは4.5~5.0cmの長径をもつものまである。炭質物や植物根跡がみられる。基質はシルト~極粗粒砂である。淘汰が悪いが、岩相的特徴なのか、ボーリング時の乱れなのか、判断できない。

B2 (40.15~45.50m)：上方細粒化を示す薄い砂層と礫層からなる小さな重なりが数回繰り返す。確認できるのは4回であるが、欠落部分を考慮に入れると6~7回程あったと思われる。シルト層や粘土層が挟まれる場合もある。礫は細礫~small pebbleを主体とし、large pebbleも点在し、径5cm程のものがみられる

こともある。礫種は、砂岩・チャート・酸性火山岩が確認されている。基質は中粒砂~極粗粒砂である。砂岩層では炭質物のラミナがみられる層もある。また、深度45mには火山灰層がみられる。

B3 (45.50~50.60m)：砂礫層。ボーリング時に細粒部の大部分と砂礫の一部が未回収となっている。礫は細礫~small pebbleが主体である。おもに亜円~亜角礫で、径4.0~4.5cmのlarge pebble礫も点在し、まれに6~8cmの礫がみられる。礫種は、粘板岩・砂岩・泥岩が多く、チャート・花崗岩・石英斑岩・凝灰岩もみられる。砂質部は中~粗粒砂である。

B4 (50.60~56.00m)：上部と下部に分けられる。上部は厚さ1.15mで中粒砂層から粘土層へ上方細粒化を示すユニットとなっている。全層準に炭質物が豊富であり、ラミナもみられる。粘土層には炭質木片がはさまれている。下部はおもにシルト層と極細粒~細粒砂層からなっている。小さな規模の上方細粒化・上方粗粒化がみられるが、顕著な規則性はみられない。炭質物が普遍的にみられ、ラミナが確認される砂層もある。52.37m、52.54m、52.70mにそれぞれ団子状・レンズ状の火山灰がみられる。また、55.33mに黄白色火山灰がみられる。

B5 (56.00~71.10m)：砂礫層を主体とするが、薄い粘土層・シルト層・極細粒砂層を二ヶ所ではさむ。部分的にはpebbleが密集している層準もある。深度63.3m~65.8mの部分は礫ばかりであるが、細粒部が未回収という可能性もある。礫は細礫~large pebbleからなる。主体をなすのは径0.5~1.5cmの礫である。礫は亜円~亜角であり、礫種は砂岩・泥岩・チャートが多く、花崗岩・粘板岩もみられる。径4~5cmの礫もよくみられ、まれに10cm程の礫も含まれる。深度63.51mではボーリング孔の径を越えるほどの大きさの花崗岩礫もみられた。基質はおもにアルコース質の細~粗粒砂であるが、シルト~極細粒砂が含まれる場合もある。深度63.3m~65.8mの区間はpebble礫が主体で、その基質は細礫である。

(2) Bb シーケンス 71.10~91.90m (ユニット B6~B8)

細礫~中礫層を基底に持ち、上方に細粒化する20mほどの厚さのシーケンスである。岩相の違いから、B6~B8の3つのユニットに細分される。

B6 (71.10~75.10m)：粘土層・シルト層・極細粒砂層からなり、全体的に上方粗粒化を示す。粘土層・シルト層には極細粒砂が混ざっており、不淘汰である。

全体的に炭質物が豊富であり、ラミナ・生物擾乱もみられる。72.10m付近と74.60m付近には火山灰層がある。

B7 (75.10～82.40m)：上部と下部に分けられる。78.00m付近のsmall pebble礫が主体を成す砂礫層の上位が上部で、この砂礫層から上方へ細粒化して砂質シルト層となり、さらに漸移的にシルト層へと変わるが、その上位では再び極細粒砂層となる。シルト層には細礫が混在する。また、細粒砂～シルト層には雲母片がよく認められ、砂層には生物擾乱がみられる。一部には淘汰の良い凝灰質砂岩が挟まれる。

下部は全体的としては上方細粒化の傾向にあるが、各層ごとには上方細粒化と上方粗粒化が小さな単位で認められる。シルト層と砂層を主体とし、しばしば炭質物がみられる。シルト層には細礫がまれに散在しており、砂層には雲母片が多くみられる。また、深度81.61mには火山灰層がみられる。

B8 (82.40～91.95m)：上部・中部・下部に分けられる。上部は層厚2.5mで、主体は細粒砂～細礫層である。礫種はチャート・石英・長石・粘板岩などからなる。small pebbleも若干含まれている。淘汰の悪いシルト質砂層と泥炭層がはさまれている。中部は層厚4.8m。おもに砂層とシルト層が主体をなす、小さな上方細粒化を示す5つの小規模な重なりからなる。下部は、層厚1.6mの細粒砂～small pebbleからなる砂礫層であり、礫の最大径は3cm程度。円礫で、礫種はおもに砂岩・泥岩・チャートである。

(3) Bc シーケンス 91.90～118.80m (ユニット B9～B12)

下部に細礫～small pebble層が発達し、上部に泥質層が多いという、全体として上方細粒化の重なりを示すが、より小さな規模の2つないし3つの上方細粒化の重なりから構成されている。岩相からB9～B12の4つのユニットに細分される。

B9(91.95～100.00m)：おもに粘土層からなり、中部に層厚2.30mの砂層がはさまれる。粘土層には炭質物が多くみられ、泥炭層も何枚かはさまれている。砂層は小さい単位では上方細粒化や上方粗粒化がみられるが、全体としてはいずれの傾向もはっきりしない。砂層には炭質物やラミナもみられる。深度94.5mにはクリーム色の火山灰質シルトがみられる。

B10 (100.00～109.00m)：上部と下部に分かれる。上部はおもに中粒～細粒砂層によって構成され、粘土層を伴う小さな単位での上方細粒化や上方粗粒化がみ

られる。砂層には炭質物やラミナが発達する。下部はおもに砂礫層からなり、薄い砂層が挟まれる。極粗粒砂～細礫が主体をなし、中礫の点在や中粒砂の混在もみられる。礫は亜円～亜角であり、礫種はおもには砂岩・泥岩・チャートである。最大径は4cmほど。砂はアルコース質で、炭質物や斜交ラミナが多少みられる。

B11 (109.00～114.55m)：粘土層と砂層からなり、全体を通した上方細粒化や上方粗粒化といった傾向はみられない。全層準に炭質物・ラミナがみられる。深度110.5m(層厚0.75m)と深度112.7m(層厚0.45m)には、粘土層から細粒砂層にいたる上方粗粒化の重なりが認められる。また、深度111.85mと深度112.90m付近には白色火山灰がみられる。

B12 (114.55～118.80m)：層厚4.2mの砂礫層である。礫は細礫～small pebbleで、亜角礫が多く、礫種は砂岩・泥岩・チャート・石英斑岩などである。基質はアルコース質の中～極粗粒砂である。深度117.00m付近から下位では、large pebbleが混ざるほど礫径が大きくなり、基質もより粗くなる。最大礫径は上部では2cm、下部では6cm程度である。

(4) Bd シーケンス 118.80～146.30m (ユニット B13～B15)

下部に細礫～中礫層がよく発達し、上部では粘土層・シルト層が多くなるという、全体として上方細粒化の重なりを示す。ただし、最上部に中礫の礫層や中粒砂層が薄く発達している。岩相の違いから、B13～B15の3ユニットに細分される。

B13(118.80～121.33m)：シルト層(層厚0.65m)・礫層(層厚0.17m)・極細粒から中粒砂の薄層などからなる単層群(層厚1.5m)が重なっている。上方細粒化や上方粗粒化といった傾向はみられない。礫は径2.2～4.0cmの砂岩・泥岩・チャートの亜角礫である。全体に炭質物は豊富であり、礫層と砂層の間には材化石がみられ、砂層の下位には薄い泥炭層がある。また、深度119.30m付近には白色火山灰と黄白色火山灰がレンズ状に入っている。

B14(121.33～132.30m)：おもに粘土層と砂層からなり、両者は漸移的であることが多い。小さな単位での上方細粒化や上方粗粒化はみられるが、全体的な傾向はみられない。粘土層では炭質物・植物片が豊富にみられ、泥炭・亜炭をはさんでいるものもある。深度128.5～129.2mでは藍鉄鉱がみられた。また、深度124.5m、125.5m、131.00mに火山灰が認められる。

B15(132.30～146.30m)：礫から粘土、または細粒

砂に至る上方細粒化の4つの重なりからなる。1) 層厚1.9m。基底の砂礫層は粗粒砂small pebbleからなり、礫は亜円～亜角で、礫種は砂岩・泥岩・チャート・石英・頁岩などである。最大礫径は6cmほどである。その上位で砂岩層から粘土層へと細粒化する。砂層の途中に基底と同じような砂礫層が薄くはさまる。砂層・粘土層では炭質物・植物痕跡・木片がみられる。2) 層厚2.6m。基底の砂礫層は粗粒砂large pebbleからなり、礫種は砂岩・泥岩・チャート・石英・石英斑岩などである。最大礫径は7cm程度。その上位に中粒砂層が重なり、細粒砂まで細粒化したところで、上位の砂礫層に削込まれている。3) 層厚4.5m。基底の砂礫層は層厚2.6mで、細礫small pebbleからなり、礫種は砂岩・泥岩・チャート・石英・花崗岩などからなる。最大礫径は6cm程度である。上方細粒化を示す厚さ20cm程の砂層をはさむ。砂礫層の上部では粗粒砂～細粒砂を主体とするようになり、層厚1.6mのシルト層に漸移する。4) 層厚2.8m。粗粒砂small pebbleからなり、砂礫層から粗～中粒砂に上方細粒化するユニットが3回重なったのちに、層厚0.5mのシルト層に漸移する。砂層には植物片がよくみられる。礫種は砂岩・泥岩・チャート・石英・花崗岩などからなる。最大礫径は1.5～2.5cmである。

(5) Beシーケンス 146.30～192.61m

Beシーケンスは、砂・礫層と粘土・シルト層との繰り返しであり、層準により礫層の優勢な部分と泥質層の優勢な部分とがみられる。岩相によりB16～B21に区分される。

B16(146.30～166.00m)：基本的に粘土層と砂層の繰り返しからなる。全体的には上方細粒化や上方粗粒化といった傾向はみられない。層厚2.5～3.5mの粘土層が主体となるが、シルト層や極細粒砂層が不規則に重なった0.5～1.5mの厚さのユニットが頻繁にはさまれている。粘土層には炭質物・植物片などが豊富にみられ、砂層にはラミナが発達する。深度152.10m, 153.10m, 158.50m, 159.20mには藍鉄鉱が確認された。深度153.60mにはレンズ状の火山灰が、157.20mには細粒な赤紫色火山灰(KR229)がみられる。後者は高島沖ボーリングで認められたBT61火山灰に同定されている(吉川・井内, 1993)。

B17(166.00～174.40m)：砂層から粘土層へ上方細粒化を示す層厚0.5～1.3mの重なりが10層認められる。上方細粒化を示さない薄い砂層やシルト層がはさまる場合もある。それぞれの重なり基底は中粒砂か

ら極粗粒砂であるが、深度166.70mのものでは細礫が基底を構成している。深度170.30m付近を境に、上部に比べて下部の方で、砂層が薄くなっている。粘土層では炭質物や植物片が多くみられる。

B18(174.40～177.10m)：シルト層から細礫層へと上方粗粒化を示す。粗粒砂～極粗粒砂層が厚さ1.3mとこのユニットの半分近くを占めている。最上部に20cmほどの厚さの細礫層が重なる。

B19(177.10～181.40m)：下部が層厚2.5mの極粗粒砂～small pebbleからなる砂礫層で、全体として上方細粒化の重なりを示す。基底部はlarge pebbleから粗粒砂へ細粒化する砂礫層である。礫の最大径は3cm程度で、礫種は砂岩・チャート・石英などである。上部に発達する粘土・シルト層には炭質物がみられ、砂礫層にも植物片がみられる。

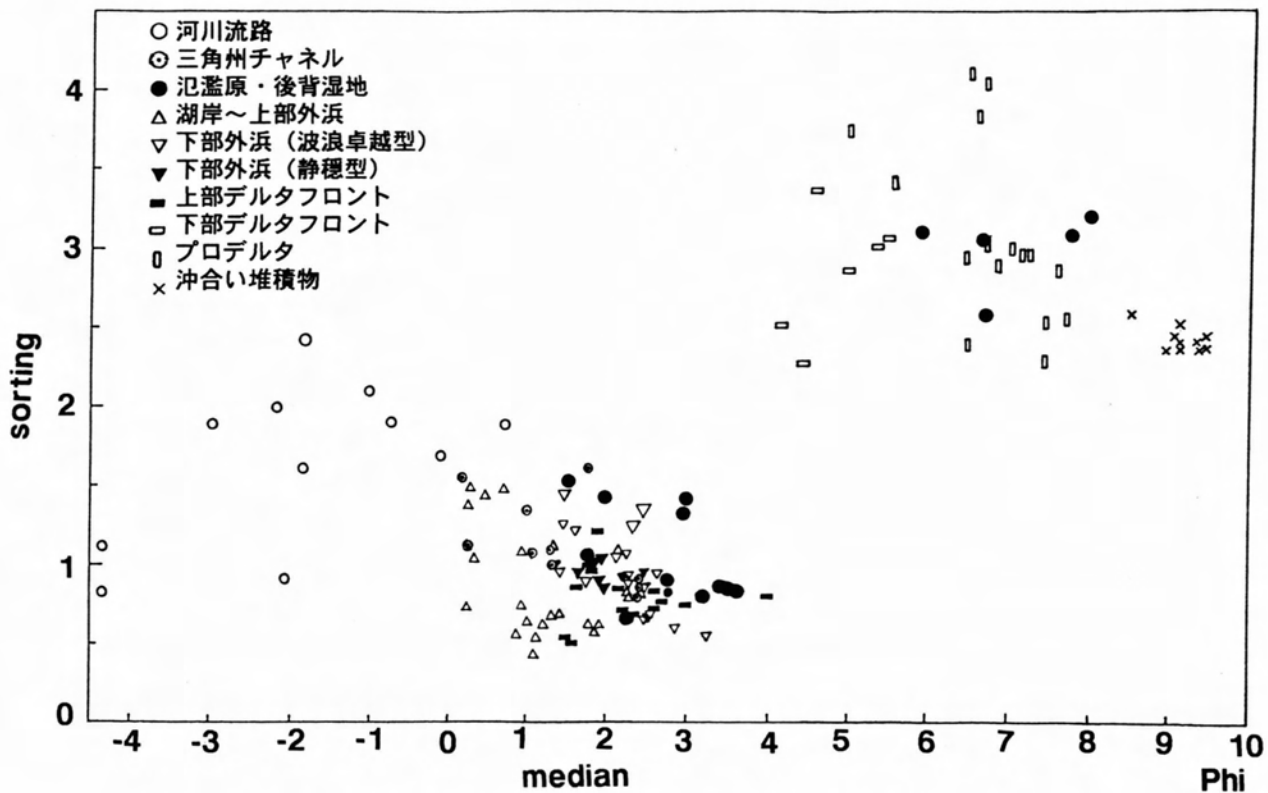
B20(181.40～184.43m)：粘土層と細粒砂層の繰り返しからなる。上方細粒化といった傾向はみられない。最上部に層厚0.4mの細粒砂層があり、その下位(深度181.80m)に層厚45cmの火山灰層(KR256)がある。下部は層厚2.25mの粘土～細粒砂層である。

B21(184.43～192.61m)：砂礫層。極粗粒砂～small pebbleが主体をなす。最大礫径は5cm程度である。礫種は砂岩・チャート・石英で、基質は中～粗粒砂のアルコース質砂である。薄い粘土層・中粒砂層がはさまれる。

琵琶湖周辺の現世堆積物の粒度特性

現世堆積物についての粒度分析は、様々な堆積環境のものについて数多く行なわれてきている。しかしながら、粒度特性をもとにして堆積環境や水理条件を明らかにすることのできる汎用的な規準はまだできていない。そこで今回の烏丸半島深層ボーリング試料の粒度分析結果を解釈するに当たって、まず地形および堆積環境の区分が明瞭な現世の堆積物について粒度特性の解析を行ない、比較の基準とすることを試みた。烏丸半島の堆積物は、琵琶湖という大きな淡水湖またはその周辺の堆積物であることは確かなので、現在の琵琶湖底や湖岸、流入河川、三角州などの堆積物を比較の対象とした。分析方法および指標値の計算方法は後の粒度分析法の節で述べるものと同じである。

野洲川は、烏丸半島に最も近い河川であり、過去には烏丸半島付近において琵琶湖に流入したこともあると推定されている(池田ほか, 1979)。その野洲川から、流路ぞいと河口近くの琵琶湖岸とから、計23ヶ所にお



第2図. 琵琶湖周辺の湖沼～河川の現世堆積物の粒度特性.

いて試料を採取し、粒度分析をした。但し、現在の野洲川は大規模な河川整備が為されているため、いずれの採取地点も人工的な影響が表れている可能性がある。

野洲川と類似性の高い愛知川については、そのデルタ堆積物および湖岸の堆積物について石油公団の行った調査（宮田ほか，1989，1990；山村ほか，1990）があるので、石油公団石油開発技術センターからその粒度分析データを提供いただいて、それも比較に使用した。

北湖の北部流入する姉川の三角州堆積物については、須藤（1991）および公文ほか（1993）が報告したデータを後述の手順と同じ方法で再計算し、使用した。ここでは河口域の三角州前面からその沖合いの湖底深部までの資料が得られている。

以上の粒度データを、中央粒径を横軸に、淘汰度を縦軸にとり、堆積環境ごとに区別して、第2図に示した。その結果に基づいて、それぞれの地形・堆積環境における粒度特性を検討した。

〈河川流路〉

この堆積物は、現在の河川の主流路に堆積している

もので、中央粒径 $-4.5\phi\sim 0.6\phi$ /淘汰度 $0.8\sim 2.4$ という広い範囲に分散するが、中央粒径 $-3.0\phi\sim 0.1\phi$ /淘汰度 $1.6\sim 2.4$ の範囲にやや集中している。野洲川と愛知川では、両者のデータには特に差はなく、大きな粒径とやや悪い淘汰度が特徴と言える。

〈三角州チャネル相堆積物〉

これは、愛知川デルタでのボーリング試料において、三角州のチャネル相堆積物とされているものである（宮田ほか，1990）。中央粒径 $0.0\phi\sim 1.8\phi$ /淘汰度 $1.0\sim 1.5$ の範囲と、中央粒径 2.4ϕ /淘汰度 $0.8\sim 1.0$ の範囲に分布している。

〈氾濫原～後背湿地堆積物〉

この資料は、野洲川流域の湿地および河岸堆積物中の砂質堆積物と泥質堆積物、そして愛知川デルタでのボーリング試料において氾濫原相堆積物とされているものである（宮田ほか，1990）。中央粒径 $1.5\phi\sim 3.6\phi$ /淘汰度 $0.7\sim 1.5$ の範囲の中～細粒砂と、中央粒径 $5.9\phi\sim 8.1\phi$ /淘汰度 $2.5\sim 3.3$ の範囲の粗粒シルトで代表されている。この泥質堆積物のデータは少ないので、実際の分布はもう少し広い可能性がある。

〈湖浜～上部外浜〉

これは、野洲川河口および愛知川河口周辺の前浜と

上部外浜(宮田ほか, 1989), そして愛知川デルタでのボーリング試料において前浜および上部外浜相堆積物とされているものである(宮田ほか, 1990). それぞれ, 中央粒径 $0.8\phi\sim 1.9\phi$ /淘汰度 $0.5\sim 0.75$ の範囲, 中央粒径 $2.3\phi\sim 2.5\phi$ /淘汰度 $0.75\sim 0.8$ の範囲, そして中央粒径 $0.2\phi\sim 1.3\phi$ /淘汰度 $1.0\sim 1.5$ の範囲に分布している. 淘汰の良好な中粒砂がこの環境の一つの典型である. なお, 宮田ほか(1989)のデータの内, 愛知川河口に近い前浜および上部外浜のデータは, 河川から影響が強いと思われるので除外した.

〈下部外浜(波浪卓越型)〉

この堆積物は, 愛知川デルタでのボーリング試料において, 下部外浜相堆積物(波浪卓越型)とされているものである(宮田ほか, 1990). 中央粒径 $1.3\phi\sim 2.6\phi$ /淘汰度 $0.75\sim 1.45$ の範囲と, 中央粒径 $2.6\phi\sim 3.3\phi$ /淘汰度 $0.65\sim 0.75$ の範囲の淘汰がやや良好な中～細粒砂で代表されている.

〈下部外浜(静穏型)〉

この堆積物は, 愛知川デルタでのボーリング試料において下部外浜相堆積物(静穏型)とされているものである(宮田ほか, 1990). 中央粒径 $1.7\phi\sim 2.5\phi$ /淘汰度 $0.7\sim 1.05$ の範囲に分布しており, 比較的淘汰のよい中粒砂としてまとまっている.

〈上部デルタフロント堆積物〉

これは, 愛知川デルタでのボーリング試料において上部デルタフロント相堆積物とされているものである(宮田ほか, 1990). 中央粒径 $1.6\phi\sim 3.0\phi$ /淘汰度 $0.75\sim 1.25$ の範囲に集中する.

〈下部デルタフロント堆積物〉

この堆積物は, 愛知川デルタでのボーリング試料において下部デルタフロント相堆積物とされているもの(宮田ほか, 1990)と, 姉川河口域において, 水深 $20\sim 40$ mの範囲で採集されたもので, 下部デルタフロント相堆積物と推定されるもの(須藤, 1991)とである. 中央粒径 $4.0\phi\sim 5.3\phi$ /淘汰度 $2.3\sim 3.4$ の範囲に分布しており, 淘汰の悪い粗粒シルトある. 両者のデータに特に差はない.

〈プロデルタ堆積物〉

この堆積物は, 愛知川デルタでのボーリング試料においてプロデルタ堆積物とされているもの(宮田ほか, 1990)と, 姉川河口域において, 水深 $40\sim 50$ mから採取されたもので, プロデルタ堆積物と推定されるものである(須藤, 1991). 中央粒径 $6.3\phi\sim 7.3\phi$ /淘汰度 $2.2\sim 2.6$ の範囲(愛知川)と中央粒径 $6.3\phi\sim 7.3\phi$ /淘

汰度 $2.9\sim 3.1$ の範囲(姉川)に集中するが, その他にも中央粒径 $4.9\phi\sim 5.3\phi$ /淘汰度 $3.5\sim 3.75$ の範囲(愛知川と姉川)と中央粒径 $6.3\phi\sim 6.4\phi$ /淘汰度 $3.8\sim 4.1$ の範囲(愛知川のみ)にも散在して分布している. 淘汰が非常に悪い中～細粒シルトが基本的な特徴と推定される.

〈沖合堆積物〉

この堆積物は, 姉川河口から 2 km以上はなれた, 水深 80 m以上の沖合湖底から採取されたもので, 中央粒径 $8.3\phi\sim 9.3\phi$ /淘汰度 $2.4\sim 2.6$ の範囲に分布している(須藤, 1991).

以上のように, 検討されたそれぞれの堆積物は, かなりの重なりがあるものの, 第2図において固有の分布領域をもっているものと見ることができる. 特に, 河川流路堆積物と後背湿地堆積物の組み合わせのように, ある環境下で組合わさって出現する堆積物の粒度特性が, 環境解析の鍵になるものと期待できる.

粒度分析法

前述の全ユニットから, 種々の岩相に対応した分析試料を採取するように心がけた. 結果的には砂質堆積物の試料が多くなり, 礫質堆積物や泥質堆積物の分析が少なくなったが, 計206試料について分析した.

礫および砂の分析は標準篩いを用いた篩分け法で行なった. 篩い分けのための特別な前処理は行わず, 試料をよく風乾した後, 50 gから 100 gの試料を 0.5ϕ 間隔で重ねた篩いの最上部に入れ, 15 分間電磁式篩振トウ機でふるった. 泥質な堆積物については, 比重計法による分析を行なった後に, 試料を篩の上にあけてよく水洗し, 乾燥させた後に篩分け法を行なって, 両者を算術的につないだ. その手順は公文ほか(1993)の方法と同じである.

分析結果から各種の粒度指標値を算出したが, 試料ごとの分析の限界に依じて, 以下のような処理と操作を行なった.

①95パーセンタイルの値が得られた場合には, Folk and Ward (1957)の式を用いて算出.

②95パーセンタイルの値が不明でも84パーセンタイルが使える場合には, Inman (1952)の式を使用.

③84パーセンタイルの値が不明な場合には, 測定できた粒度以降を 14ϕ まで均等に配分して, 14ϕ で100パーセンタイルになるものとして, モーメント法で算出.

④中央値より粗い側の半分程度しか分析できなかった場合には、中央粒径を中心とする正規分布とみなして、Inman (1952) の式を使用。

粒度分析の結果は、中央値を横軸に、淘汰度を縦軸に取った分散図の上で、琵琶湖周辺の現世堆積物の粒度特性と比較しながら検討したが、重複をさけるため、次の古環境の復元の節で堆積相の解析と併せて示す。

堆積古環境の復元

地層区分ごとの粒度特性を基に、第2図の分散図上での位置で示される粒度特性と堆積環境の関係と比較しながら、肉眼による岩相観察と併せて、以下に堆積古環境の検討を行う。

1. KR-A層

本層の堆積物を中央粒径と淘汰度によって分けると(第3図)、

(1)中央粒径 $-0.5\phi \sim 1.2\phi$ /淘汰度 $1.4 \sim 2.4$

(2)中央粒径 $2.1\phi \sim 4.1\phi$ /淘汰度 $0.6 \sim 1.3$

(3)中央粒径 $3.9\phi \sim 7.8\phi$ /淘汰度 $2.7 \sim 3.4$

の3つのグループに集中する。また、

(4)中央粒径 $1.1\phi \sim 1.2\phi$ /淘汰度 $1.3 \sim 1.4$

(5)中央粒径 $1.0\phi \sim 1.7\phi$ /淘汰度 $0.6 \sim 0.9$

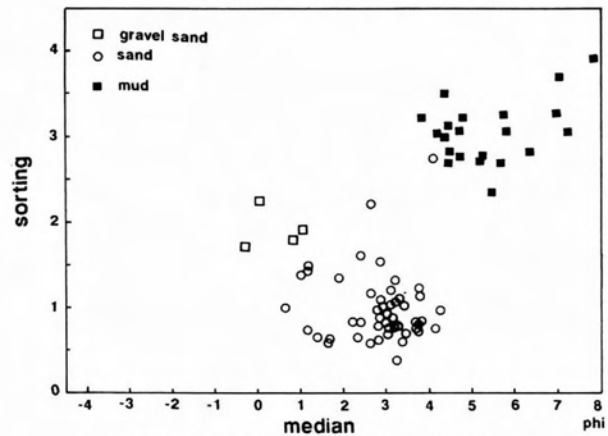
にも集中の良い小さなグループが認められる。

これを第2図と対応づけると、(1)は河川流路、(2)は三角州チャネル相・氾濫原～後背湿地の砂層・上部デルタフロント・前浜～上部外浜・下部外浜、(3)は下部デルタフロント～プロデルタ・氾濫原～後背湿地の泥層、(4)は三角州チャネル相・前浜～上部外浜、(5)は前浜～上部外浜、に対応する。

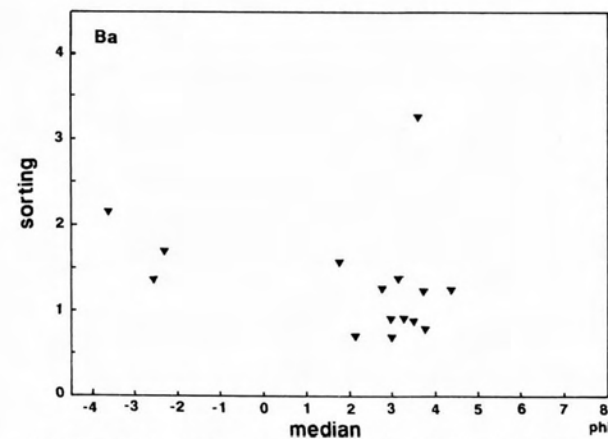
シルト～粘土層に関しては、中央値が粗いという粒度からみても沖合いの深い湖底の堆積物には対応しない。

一方、シルト～粘土層には植物根跡・炭質物が多量に確認され、泥炭を挟んでいる層もある。根を張る植生があったことは、数m以浅の水深を意味している。砂層に関しても、植物根跡が普遍的に存在することから、浅い水域、または、陸上が示唆される。上方細粒化を示すことからみると、放棄された流路の堆積物である可能性が高い。少数ながら、前浜～上部外浜に対応する粒度の砂層が見られるが、一時的に浅い湖岸の環境があった可能性もある。

KR-A層上部(A1～A4)には上方に細粒化する地層の重なりがみられ、それは蛇行河川の堆積相に似た



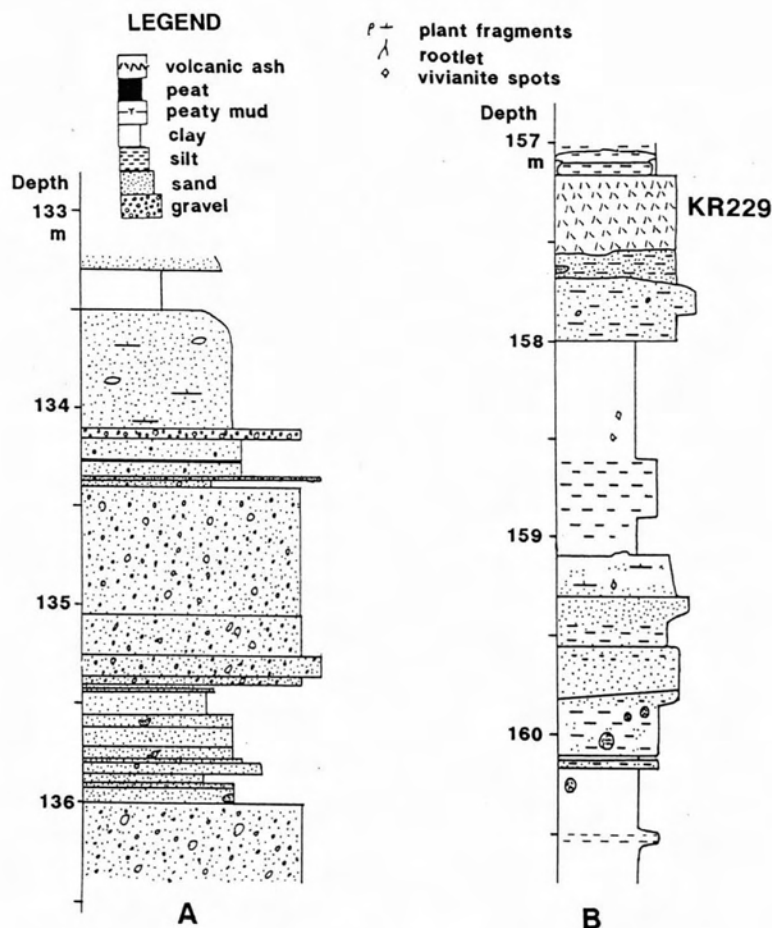
第3図. KR-A層の中央粒径-淘汰度図。



第4図. KR-B層Baシーケンスの中央粒径-淘汰度図。

ものである。典型的な蛇行河川とされているもの(Walker and Cant, 1984)よりは粗粒な砂礫の割合が高い。粒度分析の結果からみても主流路と見られる堆積物があり、碎屑物の運搬能力が高い河川の影響下にあったと考えられる。典型的な蛇行河川であったとはいえないが、それに近い状況の河川系が発達し、沖積平野を形成していたものと推定される。一時的には広がりのある湖沼であった可能性もある。

一方、KR-A層下部(A5・A6)は、上方粗粒化を示すいくつかのサイクルと $0.5 \sim 2.0\text{m}$ 程度の粘土層からなる。礫層の発達がないことから主流路の直接の影響をそれほど強くは受けていないと考えられる。上方粗粒化の重なりは、氾濫原における破堤堆積物である可能性を示す。また、粒度特性からみて、淘汰が比較的良好で、湖の湖岸域のものである可能性を示す試料が砂試料の3分の1ほどある。特に、A5ユニットの上部にみられる砂層は、シルト層から砂層をへて上位の砂礫層に至る上方粗粒化のサイクルをもち、炭質物・植物痕跡・生物擾乱がほとんどみられないことから、急速な堆積が行われたと考えられ、粒度的な特徴を加



第5図. KB-B層Bb~Beシーケンスにみられる2種類の岩相の例.

A: 礫~粗粒砂層の優勢な岩相 (B15ユニットの上部), B: 泥質層の多い岩相 (B16ユニットの中部).

味すると、ある程度の広がりをもつ湖の沿岸域であった可能性が高い。粘土層は植物痕跡・炭質物が豊富であり、泥炭層を頻繁に挟むことからラグーンもしくは河川の後背湿地・氾濫原であると考えられる。本層下部は河川の主流路の影響の小さい沖積平野にあたり、氾濫原の発達した環境と推定される。また、湖であった時期もあり、湖岸にはラグーンが発達していたこともあると考えられる。

2. KR-B層

(1) Baシーケンス層

Baシーケンスの堆積物は、中央粒径と淘汰度で分類すると(第4図),

(1)中央粒径-4.0~-2.2 ϕ /淘汰度1.4~2.2

(2)中央粒径 1.7~4.4 ϕ /淘汰度0.7~1.6

に集中が見られる。(1)のグループは、礫質堆積物で、河川流路に相当するものと考えられる。実際には礫質堆積物をもっとも多いのであるが、試料採取の偏りで、その分析値は少なくなっている。(2)のグループは、氾

濫原の砂質堆積物・上部デルタフロント・下部外浜の砂質堆積物に対応する。これらのほかに、淘汰度の著しく悪い細粒砂とシルト質粘土とが1試料ずつ認められる。前者は氾濫原から下部デルタフロントに近い領域に、後者はプロデルタと湖沖合いの堆積物の中間の領域に位置している。

本層はほとんど砂礫層からなる堆積物であり、その地層の重なりの様式は、網状河川の堆積物、または、扇状地の中・下部の堆積物に類似する。礫質堆積物の多さと泥質堆積物の少なさからみると、扇状地の中・下部で、網状河川型の堆積作用で形成された堆積物と考えられる。しかしながら、泥質堆積物が細粒で、深い水域を示唆することと矛盾する。

(2) Bb~Beシーケンス層

Bb~Beの4つのシーケンスは、いずれも中規模の上方細粒化を示し、類似した岩相の組み合わせと重なりが認められる。それゆえ、一括して検討する。これらのシーケンスには大きくわけて2つの岩相が見られる。1つは礫層を伴うの粗粒砂層が優勢な岩相で、B

8, B10, B12, B15, B19, B21などが代表的なものである。その典型的な岩相を第5図Aに示した。もう一つは、泥質層の割合が比較的多く、中～細粒砂層を伴い、礫層がまれな岩相で、B7, B9, B11, B14, B16, B17, B20などがこれにあたる。このタイプの典型的な岩相を第5図Bに示した。

中央粒径と淘汰度にもとづく分散図(第6, 7図)では、

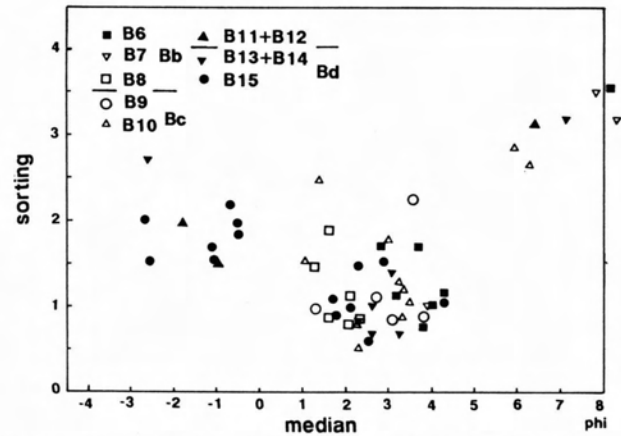
- (1)中央粒径 $-3.0\sim-0.5\phi$ /淘汰度 $1.5\sim2.9$
- (2)中央粒径 $1.0\sim 4.2\phi$ /淘汰度 $0.5\sim1.7$
- (3)中央粒径 $4.0\sim 8.0\phi$ /淘汰度 $2.2\sim3.5$

に集中がみられる。第2図との対応関係を見ると、(1)グループは河川流路にほぼ対応し、(2)グループは三角州チャネルか、氾濫原～後背湿地の砂層に対応する。(3)グループは、下部デルタフロントか、後背湿地の泥層にあたるものと考えられる。

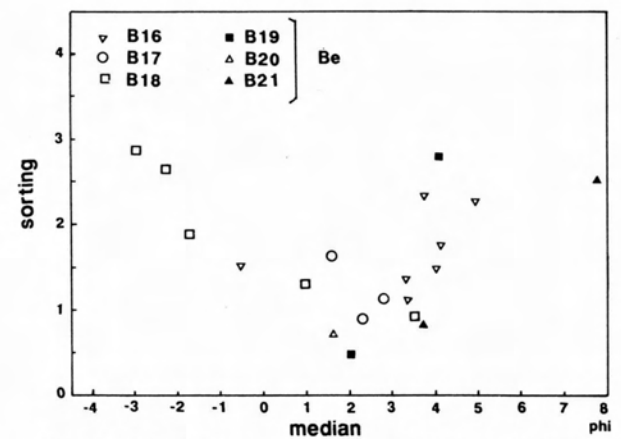
砂礫層の優勢な岩相は、網状河川に特徴的とされる上方細粒化の重なり (Walker and Cant, 1984) によく似ている。その砂礫層が(1)のグループに対応しており、それを河川流路とみることは、岩相から考えても適当である。砂礫層の間に挟まる薄い砂層や泥質層が(2)および(3)のグループの一部に対応し、それらには炭質物や植物遺体が多くみられることからみても、小規模な氾濫原の破堤堆積物および後背湿地の堆積物と考えられる。

一方、泥質層の多い岩相では、上方細粒化または上方粗粒化の重なりが顕著には見られず、泥炭層などの炭質な堆積物の発達が良い。粒度上でも(1)のグループに属する堆積物はほとんど見られず、大部分が(2)および(3)のグループである。中～極細粒砂を主体とする砂層は、三角州チャネルの堆積物、もしくは、氾濫原の破堤堆積物であり、シルトを主体とする泥質堆積物は、デルタフロントの前面の堆積物か、氾濫原の後背湿地における堆積物と考えられる。湖岸の堆積物に対応する、中央粒径 $0.8\sim2.0\phi$ 、淘汰度 $0.4\sim0.8\phi$ の砂層はほとんど見られないことは注目される。

以上のような点からみて、Bb～Beシーケンス中の砂礫層が優勢な岩相は扇状地の中・下流部から沖積平野の上部付近の網状河川の堆積物であり、主流路の影響が大きい堆積場で形成されたものと考えられる。また、泥質堆積物の優勢な岩相は、烏丸半島付近が沖積平野の下部からデルタのような環境になった時期に形成されたものと考えられる。ただし、河川が蛇行河川型に変化していて、流れの主軸が烏丸半島付近から大



第6図. KR-B層Bb～Bdシーケンスの中央値-淘汰度図。



第7図. KR-B層Beシーケンスの中央値-淘汰度図。

きく離れて、烏丸半島付近には、支流にあたる小規模な流路しかなかった状態という可能性もある。いずれにしても、粗粒碎屑物の供給が大きくて、網状河川が発達し、扇状地が烏丸半島付近まで張り出した時代と、扇状地が大きく後退して沖積平野の下流部から浅い湖沼という時代(または、蛇行河川となった時代)とが何度も繰り返していたということがわかる。

堆積環境の時代的変遷

烏丸半島の深層ボーリング試料のKR-A層では、深度11.74mに鬼界-アカホヤ火山灰(KR21)、深度24.67mにAT火山灰(KR39-E)が確認されている。鬼界-アカホヤ火山灰の年代は6,300年前である(町田・新井, 1978)。AT火山灰の年代は、様々な議論のあるところであるが、最近24,300年前という ^{14}C 年代が出され、暦年ではそれよりも2, 3千年古いだろうと指摘されている(村山ほか, 1993)。一方、タンデトロン質量分析計によって測定されたKR-A層の植物遺体や木片の ^{14}C 年代は、深度の増加とともに古い年代を示し、測定された最深の試料(深度32.19m)で

28,730年前という年代値が報告されている(中村, 1994)。これらの年代値は指標火山灰の年代とも矛盾せず、信頼性の高いものと考えられる。それ故、深度33.85mにあるKR-A層基底の年代は約3万年前と考えてよいであろう。

KR-B層の深度157.56mに見いだされたKR229火山灰は、淡桃色～淡赤色の細粒～粗粒ガラス質火山灰で、約40cmの厚さを持ち、琵琶湖高島沖ボーリングで見いだされたBT61火山灰に対比されている(吉川, 1994; 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。BT61は堆積速度や酸素同位体層序との対比から、27万年前という年代が出されている(吉川・井内, 1993)。また、BT61が26.6万年前というK-Ar年代値が報告されている阿蘇1火砕流に対比される可能性も指摘されている(吉川・井内, 1993)。

BT61の年代を27万年前と仮定し、前述のようにKB-A層下底の年代を3万年前とすると、その間の平均堆積速度は0.515mm/年となる。その堆積速度を基準として計算すると、KR-B層の下底の年代は約34万年前となる。ちなみに、同じ堆積速度で見積もると、Ba, Bb, Bc, Bdの各シーケンスの下底の年代は、それぞれ10万年前、14万年前、18万年前、25万年前となる。

ところで、烏丸半島の対岸にあたる堅田丘陵には古琵琶湖層群堅田累層が分布し、その最上部には層厚90m以上の砂礫を主体とする地層があり、龍華砂礫層と呼ばれている(林, 1974)。龍華砂礫層は佐川粘土層の上に重なり、湖側に発達する山下互層と指交関係にあるとされている。この龍華砂礫層の最下部に見いだされている上仰木I火山灰は、烏丸深層ボーリングのKR296火山灰(深度220.07m)に対比されている(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。前述の堆積速度から計算すると、KR296は約39万年前となるので、龍華砂礫層は約40万年ほどか、そのもう少し前から堆積を始めたと考えられる。

烏丸ボーリング資料においても、KR296火山灰よりも下の層準から礫層が発達し始めている。このようなことから考えると、40万年ほど前から南湖周辺では山地の隆起や盆地の沈降が盛んになり、間欠的に砂礫が多量に供給されるようになって、KR-B層の砂礫を主体とするユニットが形成されたものであろう。その堆積環境は、扇状地とそれに結びついた網状河川で、扇状地は周期的に前進と後退を繰り返していたと考えられる。後退した時期には南湖周辺には蛇行河川の流れる低平な沖積平野や浅い湖が発達していたのであ

う。約10万年ほど前からBaシーケンスの堆積が始まり、礫層が非常によく発達するようになるが、広域的な気象条件の変化などが原因なのかもしれない。その時期は、いわゆる低位段丘の時代に対応している。その後、3万年ほど前に静穏化し、蛇行河川に近い河川をつくる沖積平野の状態が続き、KR-A層が形成された。

北湖で行われた深層ボーリングでは、湖底表層から200m以上の厚さで粘土層(琵琶湖粘土層)がつづいており、過去40万年ほどにわたって深い湖の状態がづいていたと推定されている(横山, 1986; 竹村・横山, 1989)。前述のように、南湖は沖積扇状地～浅い湖の状態を続けてきており、北湖とは対照的な歴史をもつことが明らかになった。南湖域にこのような状態が生じた原因の一つは、南湖域の沈降速度と埋積速度がほぼ釣り合う状態であったことにあると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたっては、烏丸半島深層ボーリング学術調査団および同事務局の方々に、特に博物館開設準備室の山崎博史氏(現広島大学学校教育学部)には試料の観察と採取において、また、記載データの借用・閲覧において、たいへんお世話になった。また、石油公団石油開発技術センターには愛知川デルタの粒度分析のデータを提供いただき、同センターの島本敏充氏に便宜を図っていただいた。これらの方々に心からお礼を申し上げる。なお、本報告は、今井 肇の信州大学理学部卒業研究および公文富士夫の烏丸地区深層ボーリング調査団員としての研究をベースとしており、その骨子は1993年12月23～24日に行われた「琵琶湖の自然史」討論会で発表したものである(公文・今井, 1994)。滋賀県当局および調査団の方々に改めて厚く御礼申し上げます。

文 献

- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957, Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrology*, 27, 3-27.
- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質雑, 80, 261-276.
- 林 隆夫・川辺孝幸・山崎博史, 1994, 烏丸コアの岩相層序. 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 11-20.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久, 1979, 近江盆地の地形. 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編 滋賀県の自然-地形地質編一, 1-112.

- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sed. Petrology*, **22**, 125-145.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995, 平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査(滋賀県)調査報告書, 125p.
- 公文富士夫・今井 肇, 1994, 烏丸半島学術ボーリングの粒度分析と堆積相からみた南湖周辺 of 古環境変遷. 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 35-55.
- 公文富士夫・紙谷敏夫・須藤浩一・井内美郎, 1993, 琵琶湖表層堆積物の粒径分布. 地質学論集, no.39, 53-60.
- 町田 洋・新井房夫, 1978, 九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・古田土俊夫・徳橋秀一, 1989, 淡水性デルタの形成過程-琵琶湖愛知川デルタを例として-1. 現在の堆積環境. 地質学雑誌, **95**, 209-225.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一, 1990, 淡水成デルタの形成過程-琵琶湖愛知川河口部を例として-, 2. 地質構成と堆積相. 地質学雑誌, **96**, 839-858.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦, 1993, 四国沖ピストンコア試料を用いたAT火山灰噴出年代の再検討-タンデロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C年代-. 地質雑, **99**, 787-798.
- 中村俊夫, 1994, 滋賀県烏丸地区深層ボーリングコア試料中の有機異物の加速器¹⁴C年代(1994年1月 予報 その2). 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 30-34.
- 須藤浩一, 1991MS. 琵琶湖底堆積物の粒度分析に基づく堆積作用の研究. 信州大理学部卒業論文. 69p.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1989, 琵琶湖1400m掘削試料の層相からみた堆積古環境. 陸水学雑誌, **50**, 247-254.
- Walker, R.G. and Cant, D.J., 1984, Sandy fluvial systems. Walker, R.G. (edt), *Facies Models, Second Edition*, 71-89, Geoscience Canada.
- 山村恒夫・宮田雄一郎・古田土俊夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一, 1990, 湖成デルタの堆積物と形成過程-琵琶湖愛知川デルタを例として-. 地質学論集, no.36, 219-231.
- 横山卓雄, 1986, 琵琶湖深層試錐中の火山ガラスの屈折率測定値からみた現琵琶湖堆積物の火山灰層序. 地質学雑誌, **92**, 653-661.
- 吉川周作, 1994, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層. 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 21-25.
- 吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰からみた中期更新世~完新世の噴火活動史. 地球科学, **47**, 97-109.

琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序

吉川 周作*

Tephrostratigraphy of the Karasuma deep drilling core samples, east coast of Lake Biwa, central Japan

Shusaku Yoshikawa

Abstract

The Karasuma deep drilling was carried out in 1992 on the east coast of Lake Biwa at Kusatsu City. The core samples are about 920 meters in total length and composed mainly of gravel, sand and mud sediments, ranging in age from early Pleistocene to Holocene. The sediments intercalate about 19 volcanic ash layers, namely the KR21, KR39A, KR39B, KR39C, KR39D, KR39E, KR229, KR335, KR454, KR563, KR864, KR870, KR939, KR951A, KR951B, KR958, KR980 and KR990 in descending order.

The purpose of this paper is to clarify the lithologic and petrographic properties of the volcanic ash layers. Furthermore, based on the investigation and the stratigraphic position, the author have correlated the KR21, KR39D, KR39E, KR229, KR296, KR454, KR563 and KR980 volcanic ash layers with the Yokooji, Kitoragawa, Heianjingu, BT61, Kamiogi I, Kurihara III, Kisen and Gokenjaya volcanic ash layers in and around Lake Biwa, respectively.

まえがき

1992年に滋賀県草津市の琵琶湖東岸烏丸半島において、学術研究用の烏丸地区深層ボーリングが掘削された(第1図)。本ボーリングは深度約920mまで掘削され、主として完新統~中部更新統の沖積層・段丘相当層、中部更新統~鮮新統の古琵琶湖層群を貫いて、深度904.0mで基盤の丹波層群に達した。沖積層・段丘相当層・古琵琶湖層群のコアサンプル中から、19層の火山灰層が見いだされた。

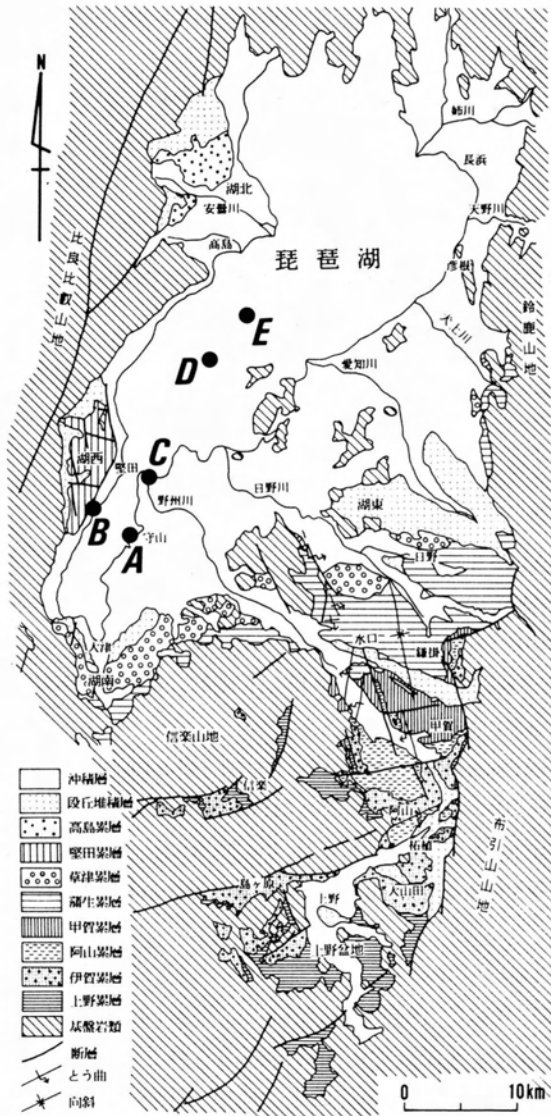
火山灰層は短時間の時間面を示し、しかも広域に分布することから、琵琶湖周辺に発達する第三系~第四系の詳細な層序は火山灰層序学的研究によって組み立てられてきた。陸上部に露出する鮮新~更新統の古琵琶湖層群、中部更新統~完新統の段丘相当層や沖積層については、すでに、その火山灰層の岩相・岩石記載的性質が詳しく記載され、詳細な火山灰層序が明らかにされている(林, 1974; 古琵琶湖団体研究グループ,

1977, 1981, 1992; Yoshikawa, 1984; 吉川ほか, 1986)。また、最近相次いで掘削されたボーリングによって発見された多くの火山灰層も記載され、琵琶湖及びその周辺地域の地下に伏在する第四系の火山灰層序が報告されている(横山, 1973; Takemura et al., 1977; 吉川・井内, 1991, 1993; 山崎ほか, 1994)。

本論文では、烏丸地区深層ボーリングで発見された各火山灰層の岩相や岩石記載的性質を系統的に詳しく記載する。そして、これらのデータに基づいて、詳細な層序学的資料が得られている周辺地域の火山灰層との対比を検討し、烏丸地区深層ボーリングコアの層序的位置・年代を考察する。

本研究を進めるにあたり、京都大学亀井節夫名誉教授、広島大学学校教育学部山崎博史助教授、琵琶湖博物館の高橋啓一氏をはじめ、烏丸地区深層ボーリング調査団の皆様には貴重な御助言・御援助をいただいた。記して深謝する。この研究の一部は、滋賀県(仮称)琵琶湖博物館開設準備室研究・調査委託費93-05

* 大阪市立大学理学部地球学教室



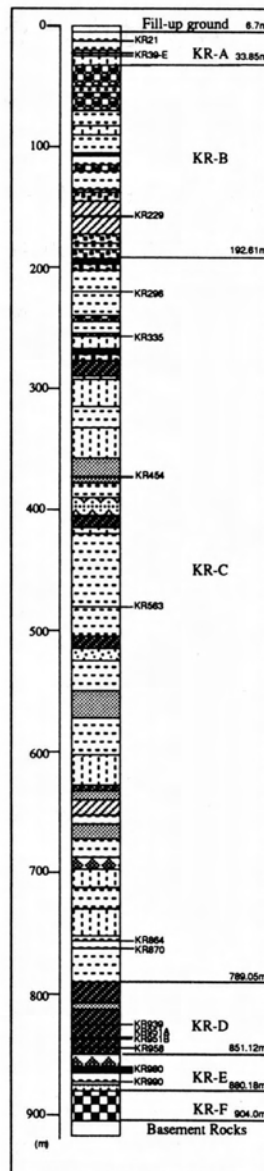
第1図. 烏丸ボーリング地点図及び地質概略図(Kawabe, 1989).

A: 烏丸ボーリング B: アクティブボーリング
 C: 野洲川1000mボーリング D: 琵琶湖1400m
 ボーリング E: 琵琶湖高島ボーリング

による。

烏丸地区深層ボーリングの地質層序概説

琵琶湖南湖東岸の滋賀県草津市下物町烏丸地区で、深度約920mまで掘削された烏丸地区深層ボーリングは、上から順に、埋土(深度0~6.7m)、主に砂・泥層からなるKR-A層(6.7~33.85)、礫層主体で礫・砂・泥層からなるKR-B層(33.85~192.61m)、砂・泥・礫層からなるKR-C層(192.61~789.05m)、砂・泥互層からなるKR-D層(789.05~851.12m)、砂・礫層主体のKR-E層(851.12~880.18m)、角礫層からなるKR-F層(880.18~904.0m)、頁岩及び砂岩からなる



第2図. 烏丸ボーリングの柱状図(林ほか, 1999に基づく).

基盤岩類(904.0~920.15m)に区分される(第2図)。なお、KR-A~B層には沖積層・段丘相当層が含まれ、KR-C~F層は古琵琶湖層群、深度904.0m以深の基盤は丹波層群に相当すると推定されている(林ほか, 1999)。

本コア中には19層の火山灰層が発見された。それらは深度11.74m, 24.11m, 24.26m, 24.57m, 24.61m, 24.75m, 157.56m, 220.07m, 259.43m, 374.02m, 481.86m, 758.19m, 763.38m, 825.58m, 836.54m, 836.97m, 844.80m, 863.93m, 874.45mに挟まれている。これらの火山灰層を上位より順に、KR21, KR39A, KR39B, KR39C, KR39D, KR39E, KR229, KR296,

第1表. 烏丸ボーリング火山灰の岩石記載的性質.

Volcanic ash	Mineral composition					Glass Shape	Glass Refractive Index (mode)	Heavy mineral composition						
	Gl.	Rf.	Fl.	Qz.	Hm. (%)			Bi.	Am.	Op.	Cp.	Zr.	Ap.	Oq. (%)
KR21	99	*	1	0	0	H>C	1.508-1.515	*	1	38	27	0	7	27
KR39A	21	1	56	4	18	T>C	1.501-1.504	3	60	29	0	0	1	7
KR39B	24	7	50	2	17	T>C	1.501-1.504	11	56	21	0	0	2	10
KR39C	94	2	4	0	*	H>C	1.499-1.502(1.500-1.501)	*	++	+	*	0	*	+
KR39D	34	6	40	5	15	T>C	1.502-1.506	12	54	22	0	1	2	9
KR39E	97	0	3	*	*	H>C	1.498-1.501(1.500)	0	13	60	13	0	*	14
KR229	99	*	1	*	0	H,C	1.519-1.522	*	6	43	16	0	9	26
KR296	98	0	2	*	*	H,C	1.503-1.505	2	11	69	3	0	3	12
KR335	78	10	11	1	2	H,C	1.498-1.505(1.502-1.505)	3	70	21	0	0	*	6
KR454	87	4	6	2	*	C>H	1.499-1.503(1.500-1.502)	*	24	43	4	3	0	26
KR563	90	2	7	*	1	C>H, T	1.511-1.515	0	3	40	45	0	1	11
KR864	82	*	16	1	1	C, T	1.505-1.512(1.509-1.511)	0	1	69	4	*	0	25
KR870	63	2	26	0	9	T>C	-----	0	94	3	0	0	0	3
KR939		+	+	+	+		-----	0	91	0	0	0	*	9
KR951A		*	+	++	*		-----		+	+				+
KR951B			++	+			-----							
KR958	94	2	4	0	0	T>C	-----							
KR980(M)	91	1	8	0	*	C>H, T	1.499-1.502	2	52	1	0	4	4	37
KR980(L)	98	*	2	0	*	C>H, T	1.498-1.502(1.500-1.502)	4	8	30	2	4	0	52
KR990		*	+	+			-----							

Mineral composition Gl:Glass Fl:Feldspar Qz:Quartz Hm:Heavy minerals ++ Abundant + common * 1%>
 Shape of glass(after Yoshikawa,1976) H:H-type shards C:C-type shards T:T-type shards
 Heavy mineral composition Bi:Biotite Am:Amphibole Op:Orthopyroxene Cp:Clinopyroxene Zr:Zircon
 Ap:Apatite Oq:Opaque minerals

KR335, KR454, KR563, KR864, KR870, KR939, KR951A, KR951B, KR958, KR980, KR990火山灰層と呼ぶことにする。

火山灰の記載・分析方法

各火山灰層の岩相・岩石記載的性質の記載・分析方法は以下の通りである。

火山灰層の岩相は、肉眼観察によって層厚・色調・粒度・内部堆積構造・構成物の種類などを記載する。なお、火山灰の粒度に関しては、粗粒とは中粒～粗粒砂程度、中粒とは細粒～極細粒砂程度、細粒とはシルト程度、極細粒とは粘土程度の粒子から主に構成されているものについて、各々用いる。

岩石記載的性質は、吉川(1976)、Yoshikawa(1984)の火山灰の記載と同様、火山灰試料を水洗・篩別し、50℃以下で乾燥させた後、必要に応じてプロモホルムで比重選鉱した。この処理後の1/4-1/16mmの粒度について記載する。記載項目は、鉱物組成(火山ガラス、長石、石英、重鉱物の個数比)、重鉱物組成(黒雲母、角閃石、斜方輝石、単斜輝石、ジルコン、燐灰石、

不透明鉱物の個数比)、火山ガラスの色・形状・屈折率、各種鉱物の特徴などである。なお、火山ガラスの形状は吉川(1976)に基づいて、扁平型(Ha型+Hb型)、中間型(Ca型+Cb型)、多孔質型(Ta型+Tb型)、その他に区分し、各個数比を求めた。火山ガラスの屈折率(n)の測定は、Yoshikawa(1984)による位相差偏光顕微鏡下で標準ガラスを用いた分散法によった。測定誤差は±0.001以下と見積られている。

火山灰層の岩相及び岩石記載的性質

烏丸地区深層ボーリングコアの観察によって見いだされた19層の火山灰層の岩相・岩石記載的性質を上位より順に述べる(第1表, 図版I~V)。

KR21火山灰層:本層は中～粗粒砂層に挟まれる厚さ16cmのガラス質火山灰で、その最下部1cmは黄橙～淡桃色・中～粗粒の火山灰、下部4cmは淡桃色・中粒の火山灰、中部6cmは淡桃色・細粒で平行葉理の発達する火山灰、上部5cmは淡桃色・中粒で斜交葉理の発達する火山灰である。

本火山灰は、主に火山ガラスと微量の長石からなる。

火山ガラスは主に薄手の無色～やや褐色透明，扁平～中間型で， $n = 1.508 - 1.515$ である。重鉱物は斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物，少量の燐灰石，微量の角閃石からなる。斜方輝石は主に破片状～半自形である。単斜輝石は破片状である。

KR39A火山灰層：厚さ0.1～0.2cm，白色・中粒のややゴマシオ状の火山灰で，泥層にレンズ状に挟まれる。

本火山灰は，主に長石・重鉱物・火山ガラスと少量の石英，微量の岩片からなる。火山ガラスは主に白色の多孔質～中間型で， $n = 1.501 - 1.504$ である。重鉱物は緑色角閃石・斜方輝石，少量の不透明鉱物・黒雲母，微量の燐灰石からなる。角閃石・斜方輝石は半自形・柱状である。

KR39B火山灰層：厚さ1cm，黄白色・中～粗粒，ややゴマシオ状で細粒軽石を含む火山灰である。泥層にレンズ状に挟まれている。

本火山灰は，主に長石・火山ガラス・重鉱物と少量の岩片・石英からなる。火山ガラスは主に白色の多孔質～中間型で， $n = 1.501 - 1.504$ である。重鉱物は角閃石・斜方輝石・黒雲母・不透明鉱物，少量の燐灰石からなる。角閃石の色調は緑色主体でごく微量赤褐色のものが含まれ，形状は自形柱状～半自形である。斜方輝石は半自形柱状のものを主体とする。

KR39C火山灰層：厚さ0.2～0.5cm，黄白色・中～細粒のガラス質火山灰で，泥層にレンズ状に挟まれる。

本火山灰は，火山ガラスと少量の長石・岩片からなる。火山ガラスは主に厚手の無色透明・扁平～中間型で， $n = 1.499 - 1.502$ (1.500-1.501) である。重鉱物は緑褐色角閃石・斜方輝石・不透明鉱物，微量の単斜輝石・黒雲母・燐灰石からなる。

KR39D火山灰層：厚さ0.7cm，黄白色・粗粒，ゴマシオ状の火山灰で，泥層にレンズ状に挟まれている。

本火山灰は，主に長石・火山ガラス・重鉱物と少量の岩片・石英からなる。火山ガラスは主に白色の多孔質～中間型で， $n = 1.502 - 1.506$ である。重鉱物は角閃石・斜方輝石・黒雲母，少量の不透明鉱物・燐灰石，微量のジルコンからなる。角閃石の色調は緑色主体で微量赤褐色のものが含まれ，形状は自形柱状～半自形である。斜方輝石は半自形柱状のものを主体とする。

KR39E火山灰層：厚さ7cm，黄橙～黄白色・中～粗粒のガラス質火山灰で，有機質泥層に挟まれる。

本火山灰は，火山ガラスと少量の長石，微量の石英・重鉱物からなる。火山ガラスは主に厚手の無色透明・扁平～中間型で， $n = 1.498 - 1.501$ (1.500) である。

重鉱物は斜方輝石・不透明鉱物・角閃石・斜方輝石，微量の燐灰石からなる。斜方輝石は破片～半自形，角閃石は緑褐色・破片～半自形のものが多い。

KR229火山灰層：厚さ約40cm，淡桃～淡赤色・細～粗粒のガラス質火山灰で，火山灰直下は細粒砂，直上は泥である。本火山灰の下部5cmは粗粒から中粒へ正級化し，上部では中～細粒になる。

本火山灰は，火山ガラスと微量の長石，ごく微量の岩片・重鉱物からなる。火山ガラスは主に薄手の無色～褐色透明・扁平～中間型で， $n = 1.519 - 1.522$ である。重鉱物は斜方輝石・不透明鉱物・単斜輝石，少量の燐灰石・角閃石からなる。斜方輝石は破片～半自形，角閃石は緑褐色・破片～半自形のものが多い。

KR296火山灰層：厚さ5cm，淡桃色・中～細粒のガラス質火山灰で，泥層に挟まれる。

本火山灰は，火山ガラスと少量の長石，ごく微量の石英・重鉱物からなる。火山ガラスは主に無色透明・扁平～中間型で， $n = 1.503 - 1.506$ である。重鉱物は斜方輝石・不透明鉱物・角閃石，少量の単斜輝石・燐灰石・黒雲母からなる。斜方輝石は破片～半自形，角閃石は緑褐色・破片～半自形のものが多い。

KR335火山灰層：厚さ9cm，淡桃～灰白色のガラス質火山灰で，下部5cmは中粒，上部4cmは細粒の火山灰からなる。本層は泥層に挟まれる。

本火山灰は，火山ガラスと少量の長石・岩片，微量の重鉱物・石英からなる。火山ガラスは主に無色透明・中間～扁平型で， $n = 1.498 - 1.505$ (1.502-1.505) である。重鉱物は角閃石・斜方輝石，少量の不透明鉱物・黒雲母，ごく微量の燐灰石からなる。角閃石は緑色・破片～半自形柱状，斜方輝石は破片～半自形のものが多い。

KR454火山灰層：厚さ18cm，黄白色のガラス質火山灰で，下部3cmは中粒，中部10cmは中～細粒，上部5cmはごく細粒で平行葉理の発達する火山灰からなる。本層は泥層に挟まれている。

本火山灰は，火山ガラスと少量の長石・岩片・石英，ごく微量の重鉱物からなる。火山ガラスは主に厚手の無色透明～白色・中間～扁平型で， $n = 1.499 - 1.503$ (1.500-1.502) である。重鉱物は斜方輝石・不透明鉱物・角閃石，少量の単斜輝石・ジルコン，ごく微量の黒雲母からなる。角閃石は緑褐色・破片～半自形柱状，斜方輝石は破片～半自形のものが多い。

KR563火山灰層：厚さ12cm以上（上限不明）のガラス質火山灰で，下部1cmは細粒・淡桃色，上部11cmは

中～細粒・赤紫色の火山灰からなる。本層は砂層に挟まれている。

本火山灰は、火山ガラスと少量の長石・岩片、微量の重鉱物からなる。火山ガラスは主に薄手の無色～褐色透明・中間～扁平型で、 $n=1.511-1.515$ である。重鉱物は単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物、少量の角閃石、微量の燐灰石からなる。角閃石は緑褐色・破片状、斜方輝石は破片状のものが多く、

KR864火山灰層：厚さ34cm、白～緑灰色・細～極細粒の火山灰で、下部6cmは細～中粒・白色、中部7cmは極細・緑灰色で葉理が発達する、上部7cmは細～極細・緑灰色、最上部14cmは極最粒・緑灰色火山灰からなる。本層は泥層に挟まれる。

本火山灰は、火山ガラスと少量の長石、微量の岩片・石英・重鉱物からなり、火山ガラスは白色～無色透明・中間～多孔質型で、 $n=1.505-1.512$ (1.509-1.511)である。重鉱物は破片状の斜方輝石、少量の不透明鉱物、微量の単斜輝石・角閃石からなる。

KR870火山灰層：厚さ55cm、灰～暗灰色・細～極細粒の火山灰で、最下部1cmは中～細粒・灰色火山灰からなる。極細粒砂～シルト層に挟まれる。

本火山灰は、火山ガラスと少量の長石・重鉱物、微量の岩片からなり、火山ガラスは白色・中間～多孔質型である。重鉱物は半自形短柱状の緑褐色角閃石、微量の不透明鉱物、斜方輝石からなる。

KR939火山灰層：厚さ2cm、暗灰色・細粒の泥質火山灰で、粘土層に挟まれる。

本火山灰は、長石・岩片・石英（高温型石英を含む）、重鉱物からなり、火山ガラスは含まない。重鉱物は半自形柱状の緑色角閃石、少量の不透明鉱物、ごく微量の燐灰石からなる。

KR951A火山灰層：厚さ3cm、暗灰～暗緑色・極細粒の泥質火山灰で、粘土層に挟まれる。

本火山灰は、長石・岩片と微量の火山ガラス・重鉱物からなる。重鉱物は角閃石・斜方輝石・不透明鉱物などからなる。

KR951B火山灰層：厚さ10cm、暗灰～暗緑色の泥質火山灰で、下部5cmは細～中粒、上部5cmは極細粒の平行葉理の発達する火山灰からなる。本層は粘土層に挟まれる。

本火山灰は、岩片と少量の長石からなる。

KR958火山灰層：厚さ28cm、暗灰～暗緑色の泥質火山灰で、最下部3cmは細粒、下部5cmは極細粒、中部14cmは細粒、上部6cmは極細粒の火山灰からなる。本

層は粘土層に挟まれる。

本火山灰は、多孔質～中間型火山ガラス、少量の長石・岩片からなる。

KR980火山灰層：厚さ430cm、灰白～白色のガラス質火山灰で、泥層に挟まれている。本層は下位より順に、最下部12cmは中粒から中～細粒へ正級化する灰白～白色火山灰、下部8cmは細～中粒で平行葉理の発達する白色火山灰、中部20cmは中粒から中～細粒へ正級化し、その最下部に重鉱物が散在する灰白色火山灰、上部390cmは細～中粒・白～灰白色の火山灰からなる。

最下部の火山灰は、主に火山ガラスと少量の長石、極微量の岩片からなる。火山ガラスは主に無色透明～白色・中間～扁平型で、 $n=1.499-1.502$ (1.500-1.502)である。重鉱物は不透明鉱物・破片状の斜方輝石、少量の破片状の緑褐色角閃石・黒雲母・ジルコン・単斜輝石からなる。一方、中部の火山灰は、火山ガラスと少量の長石、微量の岩片・重鉱物からなる。火山ガラスは主に無色透明～白色・中間～扁平型で、 $n=1.499-1.502$ である。重鉱物は破片状の緑褐色角閃石・不透明鉱物、少量のジルコン・燐灰石・黒雲母、微量の破片状の斜方輝石からなる。

KR990火山灰層：厚さ4cm、灰白色・細粒、平行葉理の発達する火山灰で、粘土層に挟まれている。

本火山灰は、長石・岩片と微量の火山ガラスからなる。

烏丸ボーリング火山灰層の対比

今回、烏丸ボーリングのコア中より見いだされた17の火山灰層の岩相・岩石記載的性質を明らかにした。これらの結果を基に、湖西の堅田丘陵や湖南～湖東の丘陵地域に分布する古琵琶湖層群の火山灰層、さらに琵琶湖およびその周辺で掘削された琵琶湖高島沖ボーリング、野洲川河口の1000mボーリング、湖西のアクティバボーリングによって発見されている火山灰層との対比を検討する。以下、上位の火山灰層より順に述べる（第2表）。

1. KR21, BT 3, 横大路火山灰層

烏丸ボーリングの最も浅層部の深度11.74mに挟まれるKR21火山灰層は、特徴的なガラス質火山灰で、高島沖ボーリングの深度2.23mに存在するBT 3火山灰層（吉川・井内, 1992）、近畿地方の沖積層に広く追跡できる横大路火山灰層（吉川ほか, 1986）と酷似する。これら火山灰の鉱物組成（ガラス主体）、ガラスの性質

第2表. 対比可能な各火山灰層の岩石記載的性質.

BT, db., 番号はそれぞれ琵琶湖高島ボーリング火山灰名, 野洲川1000mボーリング火山灰名, 凡例は第1表と同じ.

Volcanic ash	Mineral composition					Shape			Glass Refractive Index (mode)	Heavy mineral composition							
	Gl.	Rf.	Fl.	Qz.	Hm. (%)	H.	C.	T.		O. (%)	Bi.	Am.	Op.	Cp.	Zr.	Ap.	Oq. (%)
KR21	99	*	1	0	0	++	+			1.508-1.515	*	1	38	27	0	7	27
BT3	99	*	1	0	*	71	24	5		1.508-1.515(1.510-1.513)	0	*	37	24	0	4	35
Yokooji	95		4	0	1	75	23	2		1.509-1.515(1.511-1.512)	1	17	37	21	1	5	17
KR39D	34	6	40	5	15		+	++		1.502-1.506	12	54	22	0	1	2	9
BT9	20	33	38	1	8	0	24	67	9	1.502-1.506(1.503-1.505)	6	59	27	0	0	0	8
Kitoragawa	40	7	35	2	16	18	30	42	12	1.500-1.504(1.502-1.504)	2	66	20	0	0	2	10
KR39E	97	0	3	*	*	++	+			1.498-1.501(1.500)	0	13	60	13	0	*	14
BT10	95	0	2	*	*	63	34	3		1.498-1.501(1.499-1.500)	0	10	44	11	0	3	32
Heianjingu	98		2	0	*	74	22	3	1	1.498-1.501(1.500)	1	12	54	17	0	0	15
KR229	99	*	1	*	0	++	++			1.519-1.522	*	6	43	16	0	9	26
BT61	100	0	*	0	*	48	38	14		1.518-1.522(1.519-1.521)	*	9	49	9	0	10	23
KR296	98	0	2	*	*	++	++			1.503-1.506	2	11	69	3	0	3	12
Kamiogi I	97		2	0	1	66	28	6		1.504-1.507	1	31	26	22	1	2	17
db.125	97		2	0	1	61	36	3		1.503-1.506	5	28	35	14	0	0	18
KR454	87	4	6	2	*	+	++	+		1.499-1.503(1.500-1.502)	*	24	43	4	3	0	26
Kurihara III	87		9	0	4	35	53	8	4	1.500-1.502	6	46	23	3	1	0	21
db.227	82		10	1	7	32	52	10	6	1.499-1.502	5	20	34	4	5	0	32
KR563	90	2	7	*	1	+	++	+		1.511-1.515	0	3	40	45	0	1	11
Kisen	92		5	0	3	43	48	9		1.512-1.515	0	4	40	35	0	6	15
db.365	97		2	0	1	48	46	6	*	1.512-1.515	1	5	37	20	0	0	37
Ak850	91	*	6	0	3	++	++	+		1.511-1.517	0	6	47	29	0	1	17
KR980(M)	91	1	8	0	*	+	++	+		1.499-1.502	2	52	1	0	4	4	37
KR980(L)	98	*	2	0	*	+	++	+		1.498-1.502(1.500-1.502)	4	8	30	2	4	0	52
Gokenjaya(M)	94		5	0	1	23	62	15		1.500-1.502	0	59	21	3	1	0	16
Gokenjaya(L)	98		1	1	1	43	47	10		1.498-1.502	1	6	50	5	1	0	38
Gamodo(M)	94		5	0	1	34	54	21		1.500-1.502	1	76	0	0	1	0	23
Gamodo(L)	96		3	1	0	39	51	9		1.500-1.502	2	21	1	1	4	0	71

(薄手の無色～淡褐色透明, 扁平型, $n = 1.508-1.515$), 重鉱物組成(斜方輝石・単斜輝石主体)などの岩石記載的性質が良く一致している。これらの諸特徴及び層序の関係から, 各火山灰層は対比できる。

吉川・井内(1992)は, すでにBT3火山灰層・横大路火山灰層を, 6.3kaに降灰した広域火山灰のアカホヤ火山灰層(町田・新井, 1978)に対比している。KR21火山灰層もアカホヤ火山灰層に対比できる。

2. KR39D, BT9, 鬼虎川火山灰層

深度24.42mに存在するKR39D火山灰層は, 層序的位置関係や岩相・岩石記載的性質などの諸性質が類似することから, 高島沖ボーリングの深度8.34mのBT9火山灰層(吉川・井内, 1992), 近畿地方各地の低位

段丘相当層から発見される鬼虎川火山灰層(吉川ほか, 1986)に対比できる。これら火山灰層は, やや結晶質の薄層(1cm前後)の火山灰で, 鉱物組成(ガラス・結晶)・ガラスの性質(無色透明～白色・多孔質～中間型・ $n = 1.500-1.506$)・重鉱物組成(角閃石>斜方輝石)などの岩石記載的性質の特徴が酷似する。また, 各火山灰層の直下には, それぞれ対比できるKR39E・BT10・平安神宮火山灰層が存在し, 層序的位置関係も良く一致する。

3. KR39E, BT10, 平安神宮火山灰層

前述のKR39D火山灰層の0.12m下位のKR39E火山灰層は, 扁平型ガラス主体の特徴的なガラス質火山灰で, 層序的位置関係や岩相・岩石記載的性質などの諸

性質が類似することから、BT 9 火山灰層の下位約 0.15m に挟まれる BT10 火山灰層 (吉川・井内, 1992, 1993), 鬼虎川火山灰層の約 0.1m 下位の平安神宮火山灰層 (吉川ほか, 1986) に対比できる。これら火山灰層は、層厚 (10cm 前後), 色 (白～黄白色～淡桃色)・粒度 (中～細粒) などの岩相上の特徴, 鉱物組成 (ガラス主体)・ガラスの性質 (厚手の無色透明・扁平型・ $n = 1.498 - 1.501$)・重鉱物組成 (斜方輝石・角閃石・単斜輝石) などの岩石記載的性質の特徴が良く一致している。これらの火山灰層は、吉川ほか (1986) で既に指摘しているように、25ka に降灰した広域火山灰の始良 Tn 火山灰層 (町田・新井, 1976) と同じものである。

4. KR229, BT61 火山灰層

深度 157.56m に挟まれる KR229 火山灰層は厚い淡桃～淡赤色のガラス質火山灰で、岩相に特徴のある火山灰層である。高島沖ボーリングの深度 94.37m に存在する BT61 火山灰層 (吉川・井内, 1992) は、同様の特徴を有する。両火山灰層は、ガラス質火山灰で層厚 (40cm 前後)・色 (淡赤～淡桃色)・粒度 (粗～細粒) などの岩相上の特徴が酷似し、鉱物組成 (ガラス主体)・ガラスの性質 (薄手の無色～褐色透明・扁平～中間型・ $n = 1.518 - 1.522$)・重鉱物組成 (斜方輝石・燐灰石・角閃石・単斜輝石) などの岩石記載的性質も類似している。両火山灰層の層序的位置関係に矛盾がなく、岩相・岩石記載的性質などの諸性質が類似することから、両層は対比できる。吉川・井内 (1993) は、BT61 火山灰層を阿蘇 1 火山灰層に対比し、その降灰年代を 270ka と見積っている。

5. KR296, 上仰木 I 火山灰層

深度 220.07m に挟まれる KR296 火山灰層はガラス質火山灰で、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層上部の上仰木 I 火山灰層 (林, 1974) と類似した特徴を有する。両火山灰層は、ガラス質火山灰で色 (淡赤～淡桃色)・粒度 (中～細粒) などの岩相上の特徴が類似し、鉱物組成 (ガラス主体)・ガラスの性質 (無色透明・扁平～中間型・ $n = 1.503 - 1.507$)・重鉱物組成 (斜方輝石・角閃石・単斜輝石) などの岩石記載的性質も類似している。両火山灰層の層序的位置関係に矛盾がなく、岩相・岩石記載的性質などの諸性質が類似することから、対比可能である。なお、野洲川河口の 1000m ボーリングの深度 348.9m の db.125 火山灰層も類似した特

徴を有することから上仰木 I 火山灰層に対比されている (Takemura et al., 1977)。

6. KR454, 栗原 III 火山灰層

深度 374.02m に挟まれる KR454 火山灰層はガラス質火山灰で、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層中部の栗原 III 火山灰層 (林, 1974) と類似した特徴を有する。両火山灰層は、ガラス質火山灰で、鉱物組成 (ガラス主体)・ガラスの性質 (無色透明・中間～扁平型・ $n = 1.499 - 1.503$)・重鉱物組成 (斜方輝石・角閃石・単斜輝石) などの岩石記載的性質の特徴も類似している。両火山灰層の層序的位置関係に矛盾がなく、岩相・岩石記載的性質の諸性質が類似することから、対比可能である。なお、野洲川河口の 1000m ボーリングの深度 434.1m の db.227 火山灰層も類似した特徴を有することから栗原 III 火山灰層に対比されている (Takemura et al., 1977)。

7. KR563, 喜撰火山灰層

深度 481.86m に挟まれる KR563 火山灰層は特徴的なアズキ色を呈するガラス質火山灰で、湖西堅田丘陵の古琵琶湖層群堅田累層下部の喜撰火山灰層 (林, 1974) と酷似した特徴を有する。両火山灰層は、ガラス質火山灰で色 (アズキ色)・粒度 (中～細粒) などの岩相上の特徴が酷似し、鉱物組成 (ガラス主体)・ガラスの性質 (無色～淡褐色透明・扁平～中間型・ $n = 1.511 - 1.515$)・重鉱物組成 (斜方輝石・単斜輝石) などの岩石記載的性質も酷似している。両火山灰層の層序的位置関係が調和し、諸性質が良く一致することから、両層は対比できる。なお、野洲川河口の 1000m ボーリングの深度 554.0m の db.365 火山灰層 (Takemura et al., 1977), アクティブボーリングの深度 AC850 火山灰層 (山崎ほか, 1994) も類似した特徴を有することから喜撰火山灰層に対比され、さらに大阪層群のアズキ火山灰層にも対比される (吉川, 1983)。古地磁気層序によると、喜撰・アズキ火山灰層のやや上位にブリュンヌ・松山境界が存在すること、本層の直下に寒冷期が存在することから、この火山灰の降灰した年代は約 0.8～0.9Ma と推定できる。

8. KR980, 五軒茶屋, 蒲生堂火山灰層

深度 863.93m に存在する KR980 火山灰層は、非常に厚い白色のガラス質火山灰である。厚い白色のガラス質火山灰で、しかも類似した岩石記載的性質を示す古

琵琶湖層群の火山灰層は、湖東の石部地域の草津累層中の五軒茶屋火山灰、水口丘陵の蒲生堂火山灰である。五軒茶屋・蒲生堂火山灰層は、厚い白色のガラス質火山灰でその中部に赤紫色の部分を含み点に岩相上の特徴がある。岩石記載的性質を見ると、ガラス主体で、ガラスは無色透明の扁平～中間型、 $n = 1.498-1.502$ の性質を持ち、極微量含有される重鉱物は角閃石・斜方輝石・不透明鉱物主体で、少量の単斜輝石・黒雲母・ジルコンを伴っている。このような岩石記載的性質は、岩相変化と調和し、中部の部分で鉱物組成（結晶含有率の増加）・重鉱物組成（角閃石含有率の増加）が特徴的に変化する。KR980火山灰層の中部には赤紫色の部分が明瞭には認められないが、五軒茶屋・蒲生堂火山灰層と全般的な岩相が類似すること、そして岩石記載的性質の特徴が酷似し、垂直的な岩石記載的性質の変化も一致することから、これら火山灰層は対比可能と判断できる。

吉川 (1983), 吉川ほか (1988), 吉川ほか (1996) によると、五軒茶屋・蒲生堂火山灰層は、近畿・東海地方を広域に追跡でき、大阪層群の福田火山灰層、東海層群の嘉例川火山灰層などと同一とされている。そして、これら火山灰層が挟まれる層準は、市原(1960)のメタセコイア植物群消滅期のはじまり、すなわち第三紀・第四紀境界を示し、古地磁気層序では、オールドバイサブクロンの直上にある。これらの層序的資料に基づき、本火山灰層の降灰年代は1.75Maと推定されている。

ま と め

琵琶湖東岸の烏丸地区で掘削された烏丸ボーリング火山灰層の岩相・岩石記載的性質を明らかにした。そして周辺地域の火山灰層との対比に基づき、本ボーリングの層序的位置を明確にした。

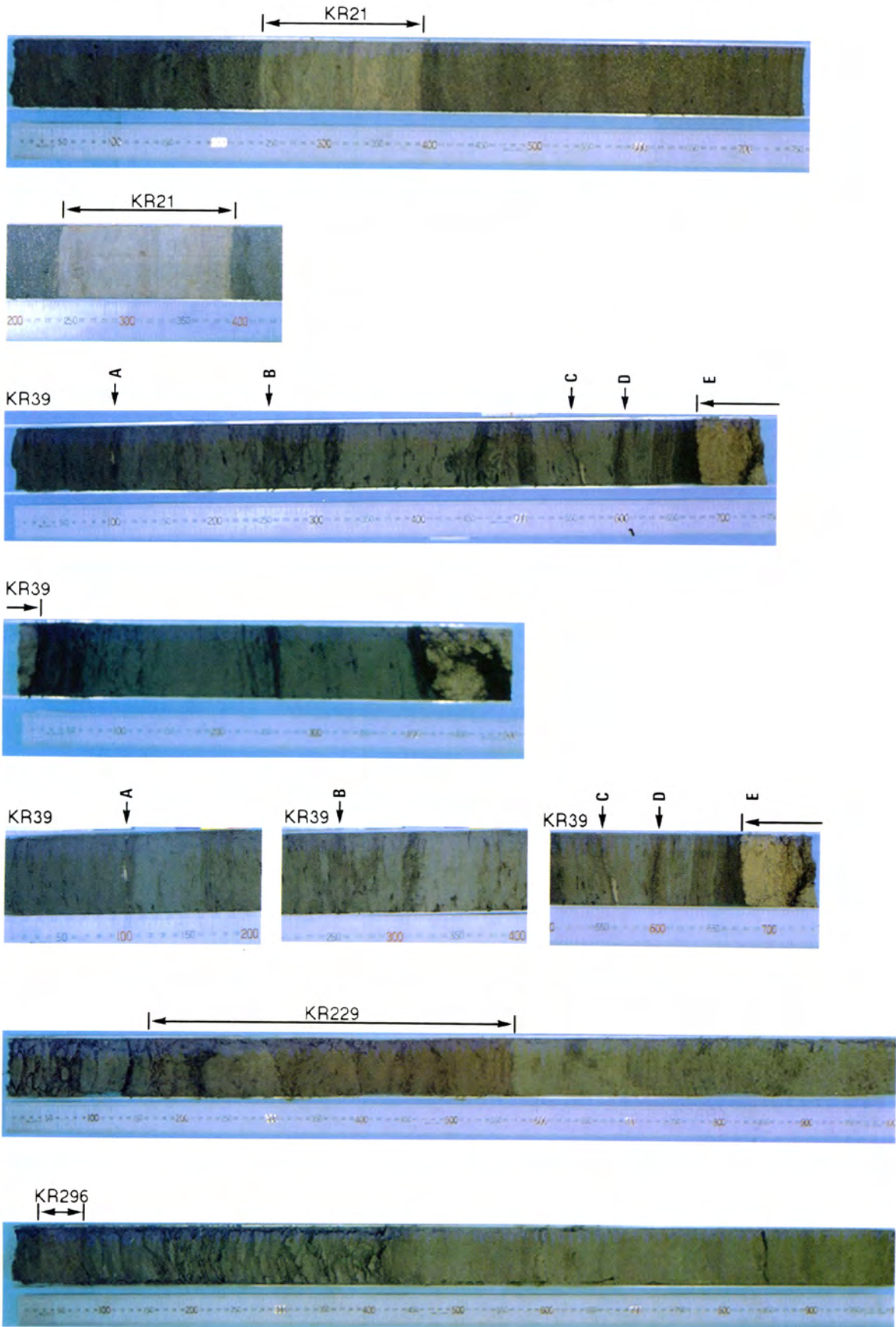
各火山灰層の対比に基づくと、烏丸地区深層ボーリングの堆積物は、その基底の年代が1.8～1.9Maで、堆積速度は、およそ54cm/千年である。本コアは第四紀の大部分をカバーし、周辺の地層との関連から見ると、古琵琶湖層群草津累層・膳所累層・堅田累層、および段丘相当層～沖積層を含むことになる。琵琶湖及びその周辺で掘削された従来のボーリングでは、いずれも基底の層準が不明確であったが、今回のボーリングによってはじめて基底層準に関する具体的資料が得られたことになる。今後、本ボーリングは琵琶湖及び周辺

に分布する第四系の層序・構造の解明に重要な役割を果たすと考えられる。

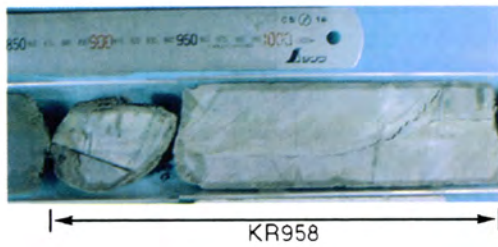
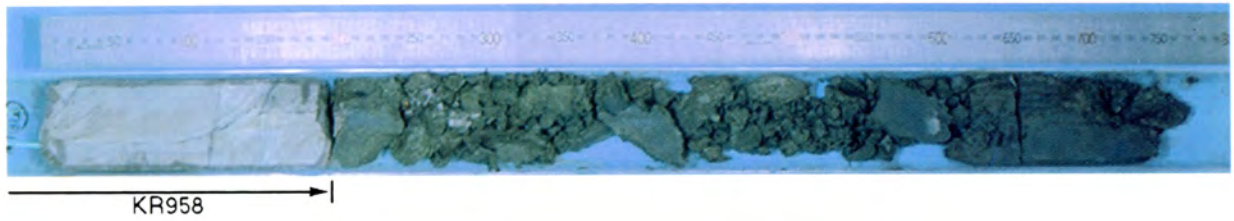
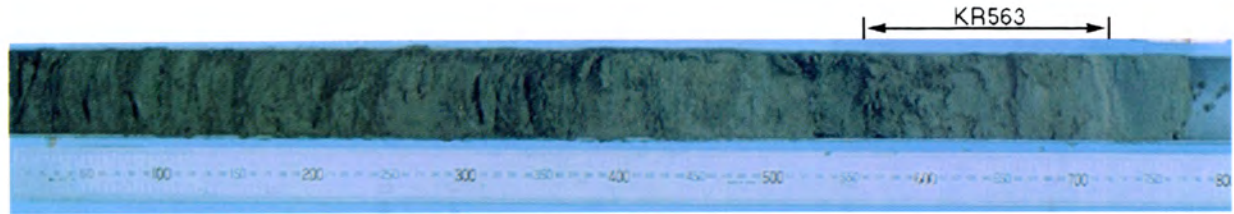
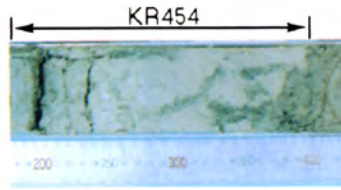
文 献

- 林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **80**, 261-276.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸, 1999, 琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 31-60.
- 市原 実, 1960, 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, **49**, 15-25.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 水口丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, **31**, 115-129.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1981, 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, **35**, 26-40.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1992, 大津・石山地域の古琵琶湖層群. 地球科学, **46**, 221-234.
- 町田 洋・新井房夫, 1976, 広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義—. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫, 1978, 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫, 1993, 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 276p.
- Takemura, K., Nishimura, S., Danhara, T. and Yokoyama, T., 1977, Properties and Fission Track Age of Volcanic Ashes in the 1000 M Core Sample of Lake Biwa with Special Reference to Correlation by Tephra among the 1000 M, 200 M Boring Core Samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolim. Lake Biwa Japan. Pleist.*, **4**, 79-95.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫, 1994, 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部コアの層序. 地質学雑誌, **100**, 361-367.
- 横山卓雄, 1973, びわ湖周辺の第四系とびわ湖ボーリングサンプルの観察結果について, および火山灰分析結果. 陸水学雑誌, **34**, 111-118.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 497-515.
- 吉川周作, 1983, 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, no. 25, 45-61.
- Yoshikawa, S., 1984, Volcanic Ash Layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki District, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **27**, 1-40.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和, 1986, 近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学, **41**, 231-241.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.
- 吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, **47**, 97-109.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆, 1996, 第三紀・第四紀境界層準の火山灰層—福田・辻又川・Kd38火山灰層—. 地質学雑誌, **102**, 258-270.
- 吉川周作・吉田史郎・服部俊之, 1988, 三重県員弁付近の東海層群火山灰層. 地調月報, **39**, 615-633.

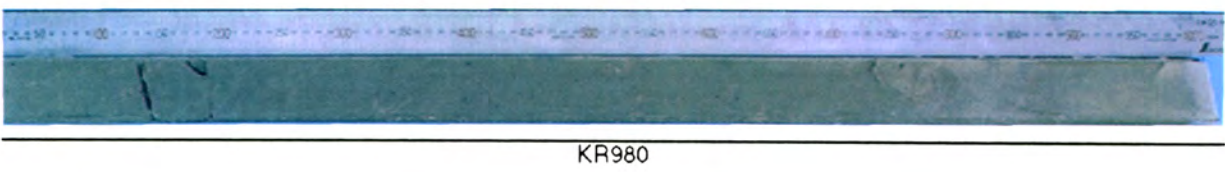
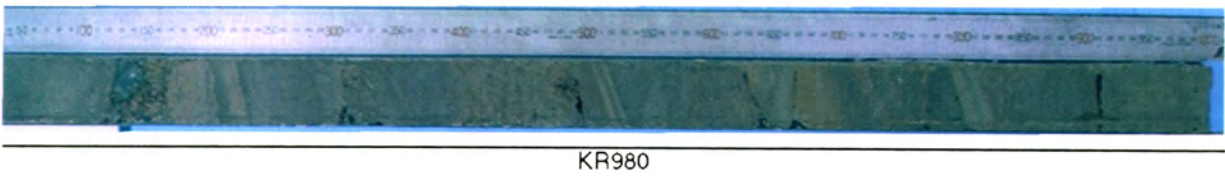
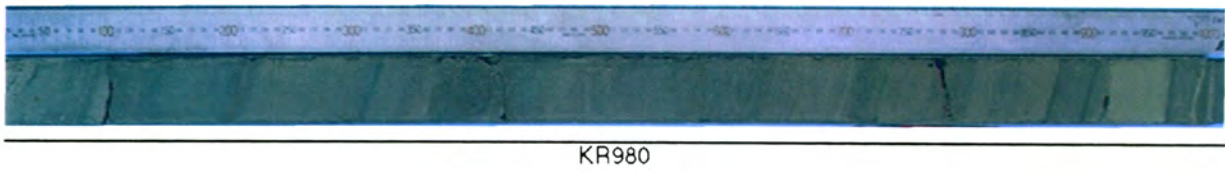
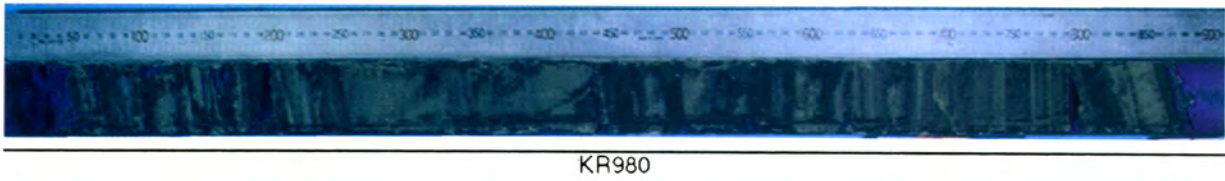
図版 (I). 火山灰層のボーリングコア写真 (写真横のスケールはcm).
 KR21, KR39A, KR39B, KR39C, KR39D, KR39E, KR229, KR296火山灰.



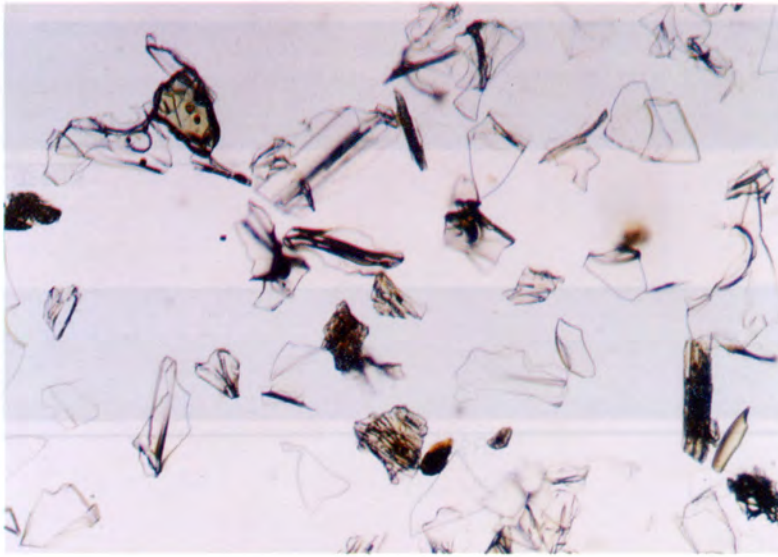
図版(II). 火山灰層のボーリングコア写真(写真横のスケールはcm).
KR454, KR563, KR958火山灰.



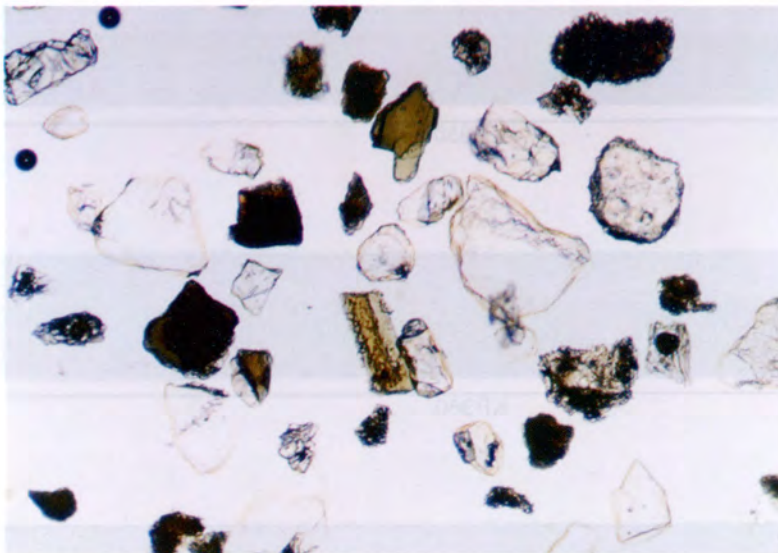
図版 (III). 火山灰層のボーリングコア写真 (写真横のスケールはcm).
KR980火山灰.



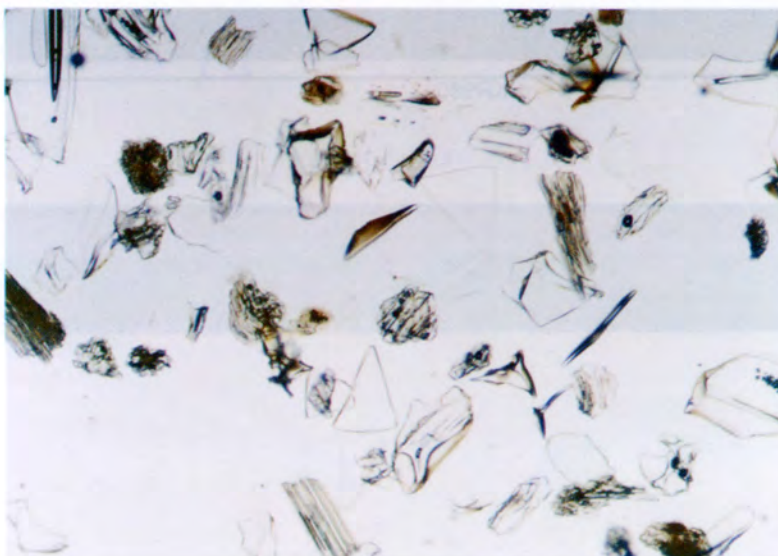
図版 (IV). 火山灰の顕微鏡写真 (写真右下のスケールは 1mm の長さ).
KR21, KR39D, KR39E 火山灰.



KR21

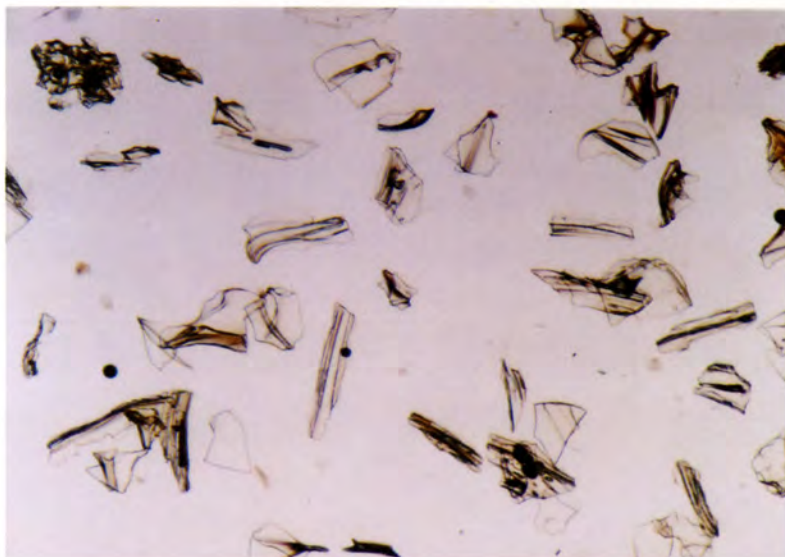


KR39D

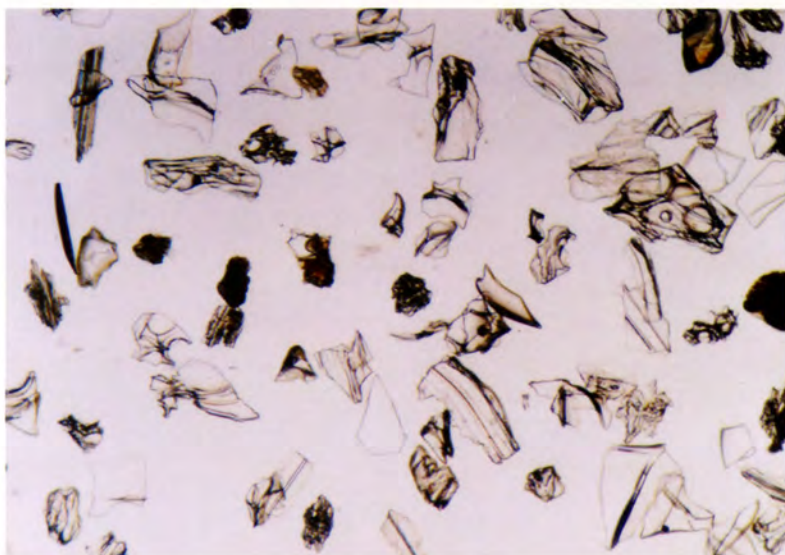


KR39E

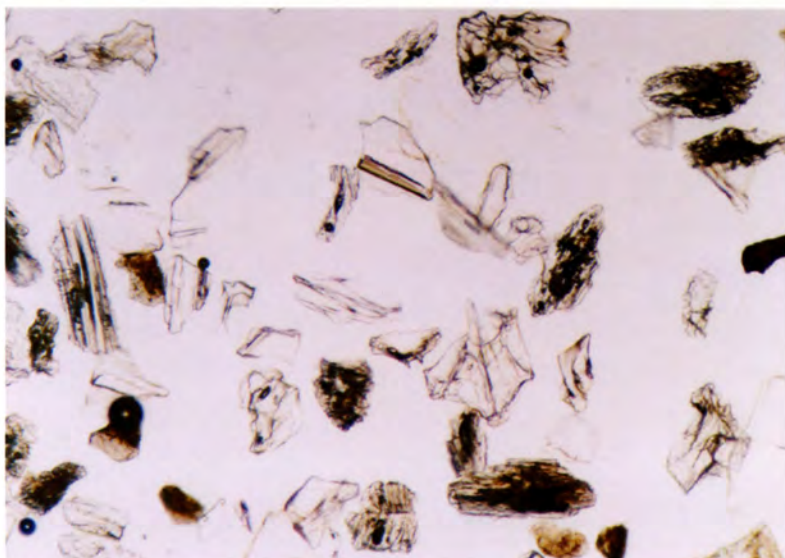
図版 (V). 火山灰の顕微鏡写真 (写真右下のスケールは 1 mm の長さ).
KR229, KR296, KR454火山灰.



KR229



KR296



KR454

滋賀県烏丸地区深層ボーリングコア試料中の有機遺物の 加速器質量分析法による¹⁴C年代

中村 俊夫*・中井 信之**

Accelerator mass spectrometric ¹⁴C ages of terrestrial macro fossils collected from Lake Biwa sediment cores drilled at Karasuma Peninsula, Shiga Prefecture

Toshio Nakamura and Nobuyuki Nakai

Abstract

Lake Biwa is one of the oldest lakes in Japan, lasting for about five million years. Thus the Lake Biwa sediments may provide us valuable samples that keep the continuous record of environmental changes from present to millions of years ago. To investigate and try to reconstruct paleoenvironmental characteristics, sediment samples were collected by a deep core drilling, up to the deepest sediment of 920.15m, in 1992, at Karasuma Peninsula on the east shore of the southern lake of Lake Biwa, Shiga Prefecture. The sediment samples have been assayed interdisciplinarily in various analytical methods. Results of radiocarbon (¹⁴C) dating conducted for the upper sediments are reported here.

Terrestrial macro fossils separated from the sediment samples were dated by using a tandemron accelerator mass spectrometer (AMS), at the Dating and Materials Research Center, Nagoya University. The tandemron AMS requires only a few mg of carbon samples, being more than three orders of magnitude less than for traditional ¹⁴C dating methods. In addition, the oldest age measurable with the tandemron AMS has been extended to 50,000-60,000yr BP.

Two out of thirteen ¹⁴C ages are obviously contradictory with others, probably owing to sample contamination from the upper sediments and re-deposition of older sediments. ¹⁴C dates for the other eleven samples increase monotonously from 1,370 to 28,730yr BP, as the depth of the sediment increases from 6.15 to 32.19 m. Despite of some small changes in sedimentation rates in the intermediate depth, the relation between the sediment depth and ¹⁴C date can be approximated well with a straight line. By using the eleven ¹⁴C dates, the average of the sedimentation rate is calculated as 0.88 ± 0.05 mm/y for the upper part of the Lake Biwa sediments. The ¹⁴C ages are also consistent with the chronology established by the tephra layers, such as Kikai-Akahoya ash (K-Ah; 6,300yr BP) and Aira-Tanzawa ash (AT; 21,000-22,000, 25,000yr BP), that were recognized in the sediments.

はじめに

滋賀県の琵琶湖南湖東岸の烏丸地区において、平成4年1月8日から始められた深層ボーリングによる堆

積物採取は、同年9月27日に基盤岩に達し、最終深度920.15mで終了した。ボーリングによる堆積物採取は、大きく分けて3回行われた。1回目は、小型のサンプラー (thin wall sampler) により表層から深度約30m

*名古屋大学年代測定資料研究センター

**地球科学研究所

まで行われた。2回目は、中型のサンプラーにより表層から深度75.5mまで、3回目は、大型サンプラーを用いて、表層から最終的に920.15mの深度まで行われた(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。この深層ボーリングによる琵琶湖堆積物試料の採取は琵琶湖の古環境復元と環境変遷の過程を明らかにすることを目的としたものであり、地質学、堆積学、層序学、火山灰層序学、地球年代学、地球化学、古生物学などの諸分野からの分析、解析が進められている。本稿は、採取された堆積物試料について放射性炭素(^{14}C)年代測定法を適用して測定された琵琶湖堆積物の年代についての報告である。

堆積物の年代の推定は、主として火山灰編年を利用して行われている(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)が、年代の若い上層の堆積物については、現代から5~6万年前までの年代範囲をカバーする ^{14}C 年代測定法が適用できる。地質学や考古学などで利用される年代測定法は種々あるが、放射性同位体を時計として用いる年代測定法が一般に利用されている。なかでも、1950年頃Libby (1955)によって開発された ^{14}C 年代測定法は、炭素を含有する有機物・無機物試料に適用できるため応用範囲が広く、また現代から数万年前の年代範囲を対象とする年代測定のうちで、最も信頼できる年代測定法の一つとされている。

^{14}C 年代測定のために試料中に現存する ^{14}C を定量する方法として二つの方法がある。一つは放射能測定法である。放射能測定では、 ^{14}C が放射性壊変する際に放出されるベータ線を低バックグラウンドのガス比例計数装置や液体シンチレーション計測装置などを用いて計測し、既知量の炭素試料中に含まれている ^{14}C の個数を定量する。第二の方法として、1977年に開発され1980年代初めに実用化が進んだ加速器質量分析法(Accelerator Mass Spectrometry)では、 ^{14}C の放射性壊変を待つのではなく、 ^{14}C 自身を識別して直接計数する。加速器質量分析法は、わずか数ミリグラムの炭素を用いて放射性炭素同位体 ^{14}C と安定同位体 ^{12}C の比を 10^{-12} ~ 10^{-15} の範囲で測定可能な超高感度同位体比分析法である(中村・中井, 1988)。この第二の方法に基づいて ^{14}C 年代測定を行うための装置として名古屋大学に設置されているタンデム加速器質量分析計を用いると、数ミリグラム程度のごく少量の炭素試料で、5~6万年前に遡って年代測定が可能である。従って、今回のボーリングコア試料のように、採取される堆積物が少ないために大きな植物破片が検出できる可能性

が低い場合には測定に利用できる植物質試料の量が限られるため、この装置の利用はきわめて有効である(中村・中井, 1988; 中村ほか, 1993)。

本稿では、加速器質量分析法による ^{14}C 年代測定法の原理を概観し、さらにこの方法を用いて、烏丸地区で採取された琵琶湖堆積物試料の年代測定を行った結果について報告する。今回は、第1回目と2回目のボーリングコア試料について、深度6.15mから32.19mまでの13層準の堆積物から採取された植物片、木片試料を用いて、極めて詳細に ^{14}C 年代測定を行った。

加速器質量分析法による ^{14}C 年代測定の原理

1. 放射性同位体時計による年代測定

物質をその構成要素に次々に分割していったとき、一定の化学的性質を示す最小の単位が分子と呼ばれ、これはさらに元素(原子)に分割される。同じ元素には質量数の異なる同位体はいくつかある。そのなかで、放射線を放出することにより、他の元素に変わったり、元素はもとのままだが物理的性質を変えたりするものを放射性同位体、放射線を放出せず性質を変化させないものを安定同位体という。放射性同位体から放出される放射線には、アルファ線、ベータ線、ガンマ線の3種類がある。

放射性同位体の壊変定数はその同位体に固有の値であり、温度、圧力あるいは化学形態にはほとんど影響を受けない。すなわち、放射性同位体は、地中深くで高圧高温下にあっても、地表面やまた高層大気中にあってもほとんど同じ早さで壊変する。そこで、放射性同位体の放射性壊変が、正確に時を刻む時計の振子として利用されるのである。

放射性同位体の壊変の理論によると、放射性同位体の個数 N は時間 t とともに指数関数的に減少する。

$$N = N_0 \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

ここで、 N_0 は時間がゼロのときの放射性同位体の個数であり、 λ は壊変定数である。放射性同位体の個数が始めの半分、すなわち

$$N = (1/2) N_0 \quad (2)$$

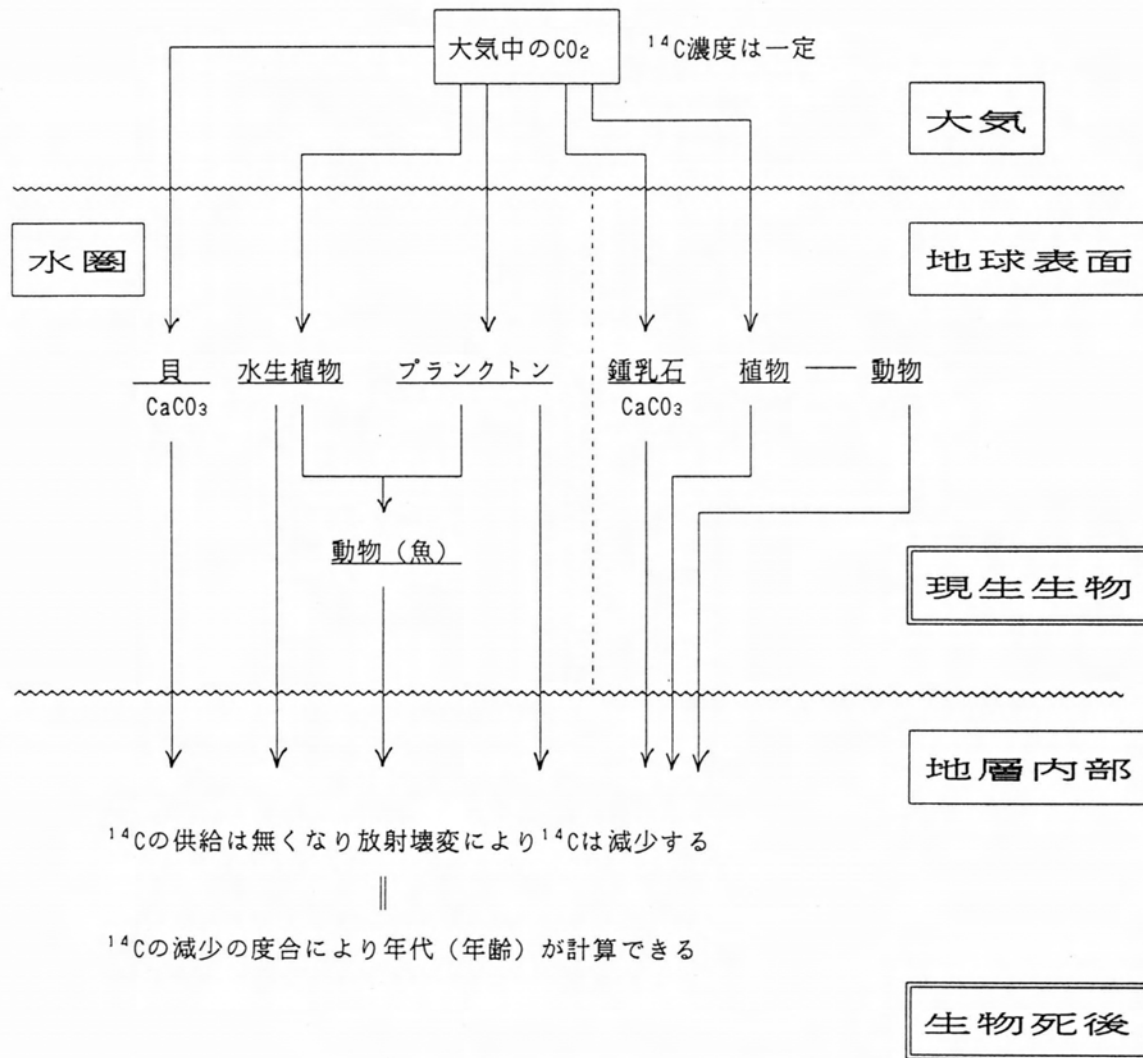
となる時間 $t_{1/2}$ は半減期と呼ばれ、 λ を用いて次式で与えられる。

$$t_{1/2} = \ln(2)/\lambda \quad (3)$$

また、(1)式は半減期を用いて次のように書き直すことができる。

$$N = N_0 (1/2)^{t/t_{1/2}} \quad (4)$$

N 、 N_0 および $t_{1/2}$ がわかれば、次式により放射性同位体



第1図. 環境中の¹⁴Cの挙動と¹⁴C年代測定の方法.

が N_0 個から N 個へと減少するに要する時間 t が得られる.

$$t = (1/\lambda) \ln (N_0/N) = (t_{1/2}/\ln(2)) \ln (N_0/N) \quad (5)$$

これが放射性同位体を用いた年代測定法の原理である. (5)式が, ある試料について適用でき, 正確な年代値 t が得られる条件として次の3項目が挙げられる.

①試料が外界から隔離された際の試料中の放射性同位体の濃度が正確にわかっていること, ②試料が外界から隔離されてから年代測定に供されるまでの間には, 目的の元素について外界との交換は全くなく, 閉鎖系に保たれていること, ③目的とする放射性同位体の半減期が正確にわかっていること, である. 条件③以外

は, 測定対象となる試料自身の性質であり, 試料の年代が古くなるほど, 初期濃度は不確定になるし, 試料が自然環境に置かれていた間に条件②が満たされていたか否かはより不明確になる. 初期濃度については, 放射性同位体の濃度と共に娘の同位体の濃度を測定することにより, 測定対象となる試料自身から推定できることもあるが(兼岡, 1988), ¹⁴Cの場合には, 娘の同位体が大気中に多量に存在する¹⁴Nであることからこうした初期濃度の推定は困難であり, 別の方法による初期濃度の検討が必要になる (Aitken, 1990; 中村, 1995). また, 試料の正しい年代値を得るためには, 測定対象とする試料の吟味・選別がきわめて重要な検討課題となる (中村, 1995) が, ここでは議論しない.

地球上のいろいろな物質や地層の年齢を測定するに

は、年齢の大きさに応じて、半減期が地球の年齢46億年よりずっと長いものから数十年と短いものまで、様々な放射性同位体が用いられる。 ^{14}C の半減期は5,730年であるため、現在から、半減期の10倍程度、すなわち、5～6万年前までの年代範囲が測定可能とされており、最終氷期の後半から完新世を測定可能範囲としている。また、炭素は生物を構成する主要な元素の一つであり、生物に関連する、埋もれ木、木片、木炭、泥炭、貝殻、骨化石、歯牙化石、サンゴなどさまざまな遺物が測定対象となり、第四紀の研究にとってまさに最適な年代測定法と言えよう。

2. 環境中の ^{14}C の生成および壊変

環境中に存在する ^{14}C は、地球上に絶え間なく降り注いでいる宇宙線によって生成されている。すなわち、二次宇宙線である中性子と大気の主成分である窒素とが核反応を起こして ^{14}C が造られる。この過程による ^{14}C 生成の年変化は小さく、全地球上で年間あたりほぼ7 kgの ^{14}C が生成されている。

地球上の ^{14}C はこうして生産されて増加すると同時に、一方では放射壊変により消滅して減少する。 ^{14}C はベータ線を放出して元の窒素に変わる。 ^{14}C の半減期は、現在のところ5,730年が最も信頼しうる値として国際的に採用されているが、 ^{14}C 年代測定の際には、 ^{14}C 年代測定法の創始者であるLibbyが用いた半減期である5,568年を用いて ^{14}C 年代値を算出することが国際的な慣例となっている。

大気中で形成された ^{14}C 原子は、直ちに酸化されて二酸化炭素($^{14}\text{CO}_2$)となり、半減期が5,730年と長いいため、炭素安定同位体からなる二酸化炭素($^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2$)と混合して地球表面の炭素循環に従って混合拡散する。すなわち、第1図に示す様に、大気圏、水圏あるいは土壤中に広く分布している。

3. ^{14}C 年代測定の原理

^{14}C は大気中で一定の割合で生成され、また一定の割合で放射壊変により減少する。宇宙線による ^{14}C の生産は長年月に亘って大きな変動はなかったと考えられている。従って、大気圏内での核実験による ^{14}C の付加(中村ほか, 1987)がなく、かつ化石燃料(石油, 石炭, 天然ガスなど)による ^{14}C を含まない二酸化炭素(十分に古く、放射壊変により ^{14}C は完全に消滅し尽くしている)の付加による ^{14}C 濃度の希釈(Suess効果: Suess, 1955)がまだ本格化していなかった19世紀以前では、

長年月の間、地球上の ^{14}C の濃度(本稿では、 ^{14}C 濃度とは ^{12}C の存在量に対する ^{14}C の存在量の割合、すなわち $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を意味する)はほぼ一定になっていたと考えられている(過去の大気中二酸化炭素の ^{14}C 濃度の調査は、暦年代のはっきりした樹木年輪などを用いて検討が進められてきた)。特に大気中では、 ^{14}C の半減期に比較して大気の混合はずっと速やかであり、大気中の ^{14}C 濃度は地域差がほとんどなく地球上のどこでもほぼ一定である。大気中の ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C の存在比はほぼ

$$^{12}\text{C} : ^{13}\text{C} : ^{14}\text{C} = 0.989 : 0.011 : 1.2 \times 10^{-12} \quad (6)$$

である。

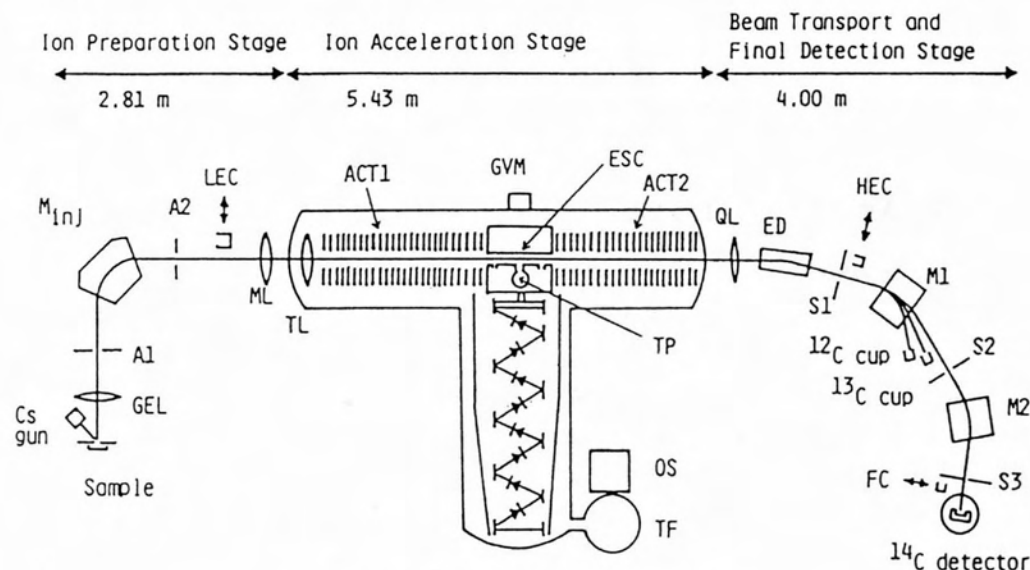
植物が光合成により大気中の二酸化炭素を用いて植物体を形成するとき、 ^{12}C , ^{13}C と共に ^{14}C も同じ比率で取り込まれ、生きている植物体、また植物体を食して生長する動物体の ^{14}C 濃度は、大気中の濃度とほぼ等しくなっている。ところが生物が死ぬと光合成や炭素の交換が止まり、生物体の ^{14}C は新たに補充されることなく、 ^{14}C の半減期に従って時間の経過と共に一定の割合((1)式あるいは(4)式に従って)で減少する。この ^{14}C 濃度の減少の程度から、生物が死んでから今日まで経過した時間を推定する方法が ^{14}C 年代測定法である(第1図)。

以上の議論では ^{14}C 年代測定の原理をいささか単純に概観したが、近年では加速器質量分析計を用いることにより測定誤差が $\pm 20 \sim \pm 40$ 年程度の高精度の ^{14}C 年代測定が比較的簡単に行えるようになってきており、試料調製、年代測定、年代値算出の方法についてより詳細な検討が加えられている(中村, 1995)。

4. 加速器を用いる ^{14}C 年代測定法とその特徴

1947年から1950年にかけて、 ^{14}C 年代測定法の基礎がLibby (1955)により確立された。約40年後の現在では、 ^{14}C 年代測定法の技術は飛躍的に進歩した。数百年前から数万年までの範囲の年代測定において、 ^{14}C 年代測定法は最も信頼しうる年代測定法の一つと考えられている。さらに、約10年前に開発された、加速器技術を取り入れた新しい ^{14}C 年代測定法は、 ^{14}C の放射能の測定に基づく従来の年代測定法に比較して、 ^{14}C 年代測定の応用上の限界を大幅に更新した。

従来の方法では、環境中の炭素試料の ^{14}C 濃度は放射能測定法により測定されている。すなわち、 ^{14}C が放射壊変して窒素に変わる際に放出されるベータ線を、ガス比例計数管や液体シンチレーション計数装置などの低バックグラウンド放射能測定装置を用いて計測する



第2図. 名古屋大学タンデトロンAMSの全体図.

A1, A2, S1, S2, S3: ビームスリット, GEL, ML, TL, QL: 静電レンズ系, LEC, HEC, ^{12}C cup, ^{13}C cup, FC: イオン電流計測用ファラディカップ, Cs gun: セシウムスパッタ負イオン源, Minj, M1, M2: 質量分析用電磁石, ED: エネルギー分析用静電型15度デフレクタ, ACT1, ACT2: 加速管, GVM: 発電型高電圧計, ESC: 荷電変換チャンネル, TP: 荷電変換ガス(アルゴン)トラップ用のターボ分子真空ポンプ, OS: 高電圧発生用の高周波交流電源の発振器, TF: 高周波交流電源のステップアップトランス.

ことにより、 ^{14}C 濃度が定量されている。しかし、 ^{14}C の半減期は比較的最長のため、放射能測定法は ^{14}C の定量には効率があまり良くない。すなわち、年代測定用の標準体(西暦1950年に相当する)の炭素1mgには 6×10^7 個もの ^{14}C が含まれているが、 ^{14}C の半減期は5,730年と長いので、1時間あたりに崩壊する ^{14}C の個数は計数上わずかに0.8個にすぎない。このため放射能測定では、炭素試料の量を数グラムに増やして、崩壊する ^{14}C の個数を増やすことになる。

これに対して加速器法では、炭素1mgにつき 6×10^7 個もある ^{14}C 原子そのものが直接(崩壊を待つのではなく)計数される(中村・中井, 1988)。すなわち加速器法では、野外で採取された炭素含有物質試料から炭素を抽出し、その炭素試料から ^{14}C と安定同位体 ^{12}C , ^{13}C をイオン源でイオン化し、タンデム加速器で加速する。加速されたイオンのエネルギー選別、質量選別を行ってバックグラウンドイオンを除去したあと、安定同位体イオンをファラディカップを用いて電流として定量し、さらに ^{14}C のイオンを重イオン検出器を用いて識別して1個1個直接計数する。こうして、炭素試料の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比(又は $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比)が測定される。従って、加

速器法は、 ^{14}C に限らず、多くの放射性同位体(半減期の長短には無関係に)や安定同位体の定量に適用可能である。

名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計の全体図を第2図に示す。タンデトロン分析計による ^{14}C 年代測定は次のような特徴を持つ(中村・中井, 1988)。

まず第一に、炭素試料の量が従来の千分の一ですむ。従来の放射能測定法では1~5gの炭素が必要とされるが、タンデトロン加速器質量分析計では1~5mgの炭素で測定できる。例えば、1~3個のコメ粒程度の炭素量で年代測定が可能である。従って、採取できる炭素の量が少なくても従来の方法では測定できない試料や、貴重な文化財などの様に破壊することが許されない試料についても、この分析計を用いると年代測定が可能となる。

第二には、測定可能な年代の上限が上げられる。従来の方法では3~4万年前までが限界となっているが、タンデトロン加速器質量分析計では5~6万年前に遡って年代測定ができる。

第三に、従来の方法では一試料を約20時間かけて測定している。一方、タンデトロン加速器質量分析計で

は、一試料の測定時間は3～5時間であり、一日あたり5～6個の試料の測定が可能である。

タンデトロン加速器質量分析計による年代測定の精度は、現在のところ、従来の方法と同程度となっている。すなわち、年代値の誤差は、数千年前までの比較的新しい試料で±80年 (one sigma)、それより古い試料では±150～±200年である。

烏丸地区琵琶湖堆積物の加速器¹⁴C年代測定

1. ¹⁴C年代測定試料とその処理

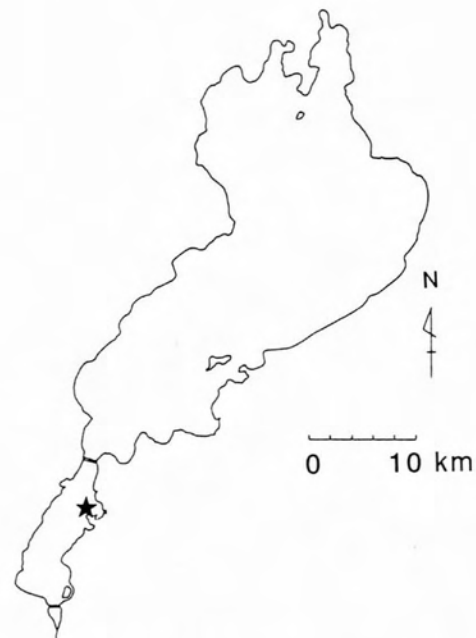
琵琶湖南湖の北東岸に位置する烏丸半島 (第3図) における深層ボーリングで採取された琵琶湖堆積物試料について、深度6.15m～32.19mまでの13層準の堆積物試料から採取された植物片、木片試料について¹⁴C年代測定を行った。13点の植物試料のうち、木片については、カッターナイフを用いて数ミリ角の小片に分割した。植物細片はそのまま用いた。蒸留水で超音波洗浄して付着した泥などを除去したあと、ルーテインの方法 (中村・中井, 1988) に従って試料の調製操作を行った。

前処理の過程では、まず試料に1.2規定の塩酸100mlを加えてホットプレートを用いて2時間約85°Cに加熱して試料に付着している可能性のある炭酸塩等を溶解除去した。次に1.2規定の水酸化ナトリウム水溶液100mlを加え、ホットプレートを用いて2時間約85°Cに加熱した。この操作を、水酸化ナトリウム水溶液が黄色に着色しなくなるまで、水酸化ナトリウム水溶液を取り替えて繰り返した。次に、蒸留水で洗浄したあと、再度1.2規定の塩酸100mlを加えて2時間約85°Cに加熱して残留している可能性のある炭酸塩等を完全に溶解除去した。蒸留水を用いて充分洗浄したのち、95°Cにて乾燥した。

前処理を終えた試料を、塩酸で洗浄したパイレックスガラス管に入れ真空装置を用いて真空封入し、それを2時間500°Cに加熱して試料を炭化した。炭化試料を、前処理の場合と同様にして、熱塩酸処理を行い蒸留水で洗ったのち、乾燥した。炭化された木片試料を5mg分取し、30mgの銀粉末と乳鉢で混合し、手動式の圧縮装置を用いて直径3mmφ、厚さ約1mmのペレットを作製した。このペレットについて、タンデトロン加速器質量分析計を用いて¹⁴C年代測定を行った。

2. タンデトロン加速器質量分析計による¹⁴C年代測定

¹⁴C年代測定法では、試料炭素中の¹⁴C濃度が標準体



第3図. 滋賀県烏丸半島の深層ボーリング地点。
★がボーリング地点を示す。

炭素中の¹⁴C濃度 (西暦1950年に相当する¹⁴C濃度) に比較して減少している割合から、¹⁴Cの半減期を用いて試料の年代値が算出される。

本研究では、炭化された植物質 (約5mg) から製作したペレットについて、名古屋大学年代測定資料研究センターに設置されているタンデトロン加速器質量分析計を用いて、¹⁴C濃度を測定した。タンデトロン分析計では、炭素の放射性同位体である¹⁴Cと安定同位体である¹³Cの存在比 (¹⁴C/¹³C比) が、未知試料と¹⁴C濃度が既知の標準体とについて交互に繰り返して測定され、試料の¹⁴C/¹³C比が得られる。測定に要した時間は試料1個あたり約3時間であった。¹⁴C濃度の標準体としては、国際的に標準体として使用されているNBS-SRM-4990蓼酸を用いて¹⁴C濃度を検定した木曾ひのき (1840-1860年の年輪) から調製した木炭が、二次標準体として用いられた (中村・中井, 1988)。また、¹⁴C年代値の算出にあたっては、¹⁴Cの半減期としてLibbyの半減期 (5,568年) を用いた。

¹⁴C年代測定の結果

年代測定の結果を第1表に示す。第1表のNo.2の試料 (深度8.04～8.09m) の木片は、今回¹⁴C年代測定を実施した試料のうちで唯一第1回目のボーリングにおいて小型サンプラーを用いて採取された堆積物から分取したものである。この試料は、その¹⁴C年代値が

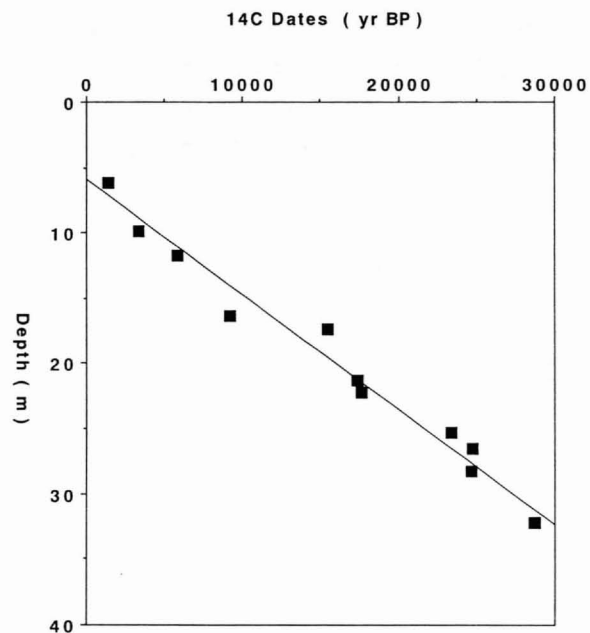
第1表. 滋賀県烏丸地区深層ボーリングコア試料の¹⁴C年代値.

番号	コアストローク番号	深 度 (m)	試料材料	¹⁴ C age* (yr BP)	測定コード番号
1	12-1 (4~5)	6.15 ~ 6.16	植物片, 木片	1370±280	NUTA-2524
2	14-2 (75~80)	8.04 ~ 8.09	木片	0±150 (modern)	NUTA-2525
3	18-2 (2)	9.84	植物片	3350±120	NUTA-2895
4	21-1 (31~40)	11.71 ~11.80	植物片	5860±220	NUTA-2530
5	27-1 (31~36)	16.31 ~16.36	植物片	9200±330	NUTA-2532
6	29-1 (38~43)	17.31 ~17.36	植物片	15510±330	NUTA-2893
7	35-1 (9.5~13)	21.245~21.28	木片	17350±250	NUTA-2531
8	36-1 (17~18)	22.17 ~22.18	植物片	17590±170	NUTA-2907
9	40-1 (63~65)	25.31 ~25.33	植物片	23380±250	NUTA-2908
10	43-2 (7.5)	26.48	植物片	24780±330	NUTA-2913
11	43-2 (46.5)	26.87	木片	33900±300	NUTA-2899
12	44-1 (85)	28.26	植物片	24670±250	NUTA-2914
13	51 (34)	32.19	植物片	28730±300	NUTA-2900

*) ¹⁴Cの半減期としてLibbyの半減期5568年を使用した。年代値は西暦1950年より過去へ遡った年数を示す。誤差はone sigmaを表す。

modern (0±150yr BP) を示したことから、上部の現世に近い堆積物からの混入物と考えられる。また、上部の堆積物は近世の開発により攪乱されているかも知れない。一方、第1表のNo.11の木片試料(深度26.87 m)では、上下の層準の年代に比べ極端に古い年代33,900±300yr BPを示している。この試料はやや固めで、外見上は機械的に圧縮を受けつぶされた木片であった。1.4m下層の堆積物試料の年代値が24,670±250yr BPであることから、恐らく約1万年間にわたって他所に堆積していたものが流されて来て、この地点で二次堆積したものと考えられる。試料No.2および11を除いた11点の試料につき深度と¹⁴C年代値との関係を第4図に示す。2回目のボーリングコア試料では、深度が6.15mから32.19mと深くなると共に、年代値は1,370yr BPから28,730yr BPへと、ほぼ単調に古くなっている。11点の試料の¹⁴C年代値を用いて、平均的な堆積速度は0.88±0.05mm/yと得られる(第4図)。

第1回目のボーリングコア試料において、火山灰層が、深度11.54~11.65m, 16.34mあたり、および23.40~23.80, 24.2~24.59, 25.00~25.10mで検出さ



第4図. 滋賀県烏丸地区琵琶湖堆積物の深度と¹⁴C年代値。図中の直線は、堆積物の深度と¹⁴C年代値とを直線で最小二乗法によりフィットした結果であり、平均の堆積速度が0.88±0.05mm/yrと得られる。

れている。今回の¹⁴C年代測定値から見ると、最上の火山灰がアカホヤ火山灰 (K-Ah; 6,300yr BP, 町田・新井, 1992) で、次が鬱陵-隠岐火山灰 (U-Oki; 9,300 yr BP, 町田・新井, 1992) で、最後の3層はみな同じもので始良-丹沢火山灰 (AT; 21,000~22,000, 25,000yr BP, 町田・新井, 1992; 松本ほか, 1987; 村山ほか, 1993; 池田ほか, 1995) であると推察される。吉川 (1996) による火山灰層序の調査によれば、深度11.54~11.65mの火山灰はK-Ahであり、24.2~25.10 mあたりの火山灰層がATであることが確認されている。U-Okiは確認されていない。また、ATの直上の23.40~23.80mあたりには数層の大山系の火山灰層が確認されている。このように堆積物の¹⁴C年代値は、K-AhおよびATについては良く一致している。

おわりに

今回の年代測定により、琵琶湖堆積物の深度が32.19 mの層準で、堆積年代が28,730±300yr BPと得られた。今回得られた13層準の年代値のうち2層準を除く11層準で、深度が6.15mから32.19mと深くなると共に、年代値は1,370yr BPから28,730yr BPへとほぼ単調に古くなっており、堆積物中に検出されたK-Ah, ATといった広域火山灰の降下年代とも良く一致している(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。今回得られた¹⁴C年代値から見ると、このボーリング地点での堆積速度は、堆積が急に進む時期と堆積が停滞する時期とがあるが、全体的にほぼ単調に堆積しており、表層から深度32.19mまでの平均的な堆積速度はほぼ一定で0.88±0.05mm/yと算出される(第4図)。

文 献

- Aitken, M. J., 1990, *Science-based dating in archeology*. Longman, 274p.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫, 1995, 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化樹木の加速器質量分析法による¹⁴C年代. 第四紀研究, **34**, 377-379.
- 兼岡一郎, 1988, 放射年代決定法. 杉村 新・中村保夫・井田喜明(編) 図説地球科学, 岩波書店, 162-169.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995, 烏丸地区深層ボーリング調査(滋賀県) 調査報告, 滋賀県, 125p.
- Libby, W. R., 1955, *Radiocarbon dating*. University of Chicago Press, Chicago, 175p.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス「日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 276p.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史郎, 1987, 始良Tn火山灰の¹⁴C年代. 第四紀研究, **26**, 79-83.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚人・平 朝彦, 1993, 四国沖ピストンコア試料を用いたAT火山灰噴出年代の再検討-タンデトロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C年代-. 地質学雑誌, **99**, 787-798.
- 中村俊夫, 1995, 加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代測定の高精度化および正確度向上の検討. 第四紀研究, **34**, 171-183.
- 中村俊夫・中井信之, 1988, 放射性炭素年代測定法の基礎-加速器質量分析法に重点をおいて-. 地質学論集, no. 29, 83-106.
- 中村俊夫・中井信之・木村雅也・大石昭二・服部芳明・木方洋二, 1987, 樹木年輪(1945-1983)の¹⁴C濃度変動. 地球化学, **21**, 7-12.
- Nakamura, T., Nakai, N., Sakase, T., Kimura, M., Ohishi, S., Taniguchi, M. and Yoshioka, S., 1985, Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its application to age measurements. *Jpn. J. Appl. Phys.*, **24**, 1716-1723.
- 中村俊夫・大石昭二・中井信之, 1993, 北海道十勝海岸のホロカヤントウ沼堆積物の放射性核種による年代測定と人間活動歴の解析. 月刊地球, **8**, 138-145.
- Suess, H. E., 1955, Radiocarbon concentration in modern wood. *Science*, **122**, 415-417.
- 吉川周作, 1996, 私信(大阪市立大学理学部).

過去3万年の琵琶湖環境の変遷：烏丸地区深層 ボーリングコアの有機物解析からの知見

石渡 良志*・鶴崎 実**・山田 桂太***・山本 修一****

Environmental changes at Lake Biwa over the past 30kyrs: Organic matter records in the long sediment core from Karasuma district

Ryoshi Ishiwatari, Minoru Uzaki, Keita Yamada and Shuichi Yamamoto

Abstract

Organic carbon, nitrogen and carbon isotopic composition of bulk organic matter and lignin phenols were measured for the upper 34m sections (corresponding to approximately 30kyr B.P.) of the 904m-long sediment core taken at Karasuma district, east coast of Lake Biwa, with the following results.

(1) For the majority of sediment samples, total organic carbon (TOC) contents are less than 20mg/g-dry sediment (ds). TOC content is high (higher than 100mg/g-ds) for the sections at the depth of 14m, 23-25m, 29-32m. The latter two sections consist of peats. The sediment samples whose TOC are higher than 40mg/g-ds give high C/N weight ratios (29.8 on average), whereas those with lower TOC contents (less than 35mg/g-ds) give low C/N ratio (19.1 on average). This result indicates that organic matter (OM) in the former samples are predominantly derived from terrestrial higher plants, while OM in the latter samples are mixture of OM from both terrestrial high plants and aquatic organisms.

(2) $\delta^{13}\text{C}$ values of TOC in the sediment samples range from -18 to -28 permil (PDB). TOC in peat sections are depleted in ^{13}C relative to those in the other sections. The sediment samples having heavier $\delta^{13}\text{C}$ values give lower C/N ratios. The sediment samples including peat sections with C/N higher than 20 give $\delta^{13}\text{C}$ of approximately -28 permil.

(3) $\delta^{13}\text{C}$ of TOC decreases with increasing the amounts of lignin phenols or cutin-derived hydroxy fatty acids relative to TOC. This indicates that $\delta^{13}\text{C}$ of TOC decreases with increasing the degree of contribution of terrestrial higher plants relative to TOC.

(4) It is inferred from this study that $\delta^{13}\text{C}$ and C/N of TOC in the core records the water level changes over the past 30kyrs.

はじめに

湖沼堆積物コアから過去の地球環境変動の情報を解読する研究が盛んになりつつある。わが国では琵琶湖、

三方湖、水月湖等の研究があり、外国でも、Karewa湖(インド)、Tanganyika湖、Lac du Bouchet、Lac St Front (フランス)などの研究がある。これらの研究から湖沼周辺の環境変動は地球規模の環境変動に呼応し

* 東京都立大学大学院理学研究科

** 美作女子大学短期大学部

*** 東京都立大学大学院理学研究科 (現在, 学振特別研究員)

**** 創価大学教育学部

ていることが一層ハッキリとしてきた。

湖底堆積物中に埋もれている有機物は、植物プランクトンを始めとする湖内生物が作り出したものと湖外から運ばれ堆積したもの（陸上植物由来の有機物）から出来ている。したがって、有機物分析から湖内外の生物活動を通じた環境の変遷についての情報が得られるのである。

著者らは、過去において琵琶湖湖心付近での200m（1971年より開始）および1400m（1981年より開始）の学術研究用ボーリング調査研究（代表者 堀江正治、京都大学教授）に有機地球化学の立場から参加した。それらの成果は一連の報告書ならびに論文に発表されている。200m、1400mコアの分析結果によると、上部250mの堆積物はほぼ均質な粘土物質より成り、炭素にして1-2%（重量）の有機物が含まれている。琵琶湖のように比較的深い湖では低層水からの栄養塩の回帰が制限されるために、植物プランクトンによる有機物の生産量は比較的小さい。そのため、堆積物中の有機炭素含有量は一般に低い。

琵琶湖湖心コアの解析はその後も続けられた。最近になって、琵琶湖表層部250mの年代はこれまで考えられてきたより遥かに若い（約40万年）ことが分かった（町田ら1991；Meyers et al. 1993）。このことは、約40万年前には、現在と基本的に同じ規模の琵琶湖が現在の位置に安定して存在し始めたことを意味する。また、堆積物コアに記録された環境変動は地球規模の気候変動と概ね対応することが分かった。

著者は本研究を行うにあたって、烏丸地区における過去3万年間の環境変遷はどの様であったか、またこれが湖心での環境変遷の情報とどの様に関連するのか、を知ることに強い興味を持った。本研究では、著者は烏丸地区深層ボーリングコア中の有機物の分析を行いその結果を湖心コアでの知見と対比しつつ、過去3万年間の琵琶湖環境の変遷について考察する。

試料および分析方法

1. 試料

解析用の堆積物試料は、あらかじめ検討した方法により汚染をさけるために細心の注意を払って試料採取担当の研究者および研究補助者によって採取され、直ちに冷凍保存された。冷凍保存された試料は東京都立大学に移送され、分析時まで -20°C で冷凍保存された。

試料は分析直前に凍結乾燥された。凍結乾燥後試料を100mesh程度に粉碎され、以下の分析に供された。有

機物分析は、A層（6.7-33.85m）の試料（平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査：調査研究報告書、1995；以下「調査研究報告書」と略す）について行われた。A層の試料は年代にして約3万年前の堆積物である。また、 -32.19m の層準での堆積年代は $28,730 \pm 300\text{y.B.P.}$ (^{14}C 年代：以下同じ)であり、平均の堆積速度は 0.9mm/y と見積もられている（調査研究報告書p. 24, 1995）。

主たる測定項目は、(1)有機炭素含有量、(2)窒素含有量、(3)C/N比、(4)有機物の炭素同位体比、(5)詳細な有機化合物分析、である。

2. 全有機炭素および全窒素の測定

(1) 試料の塩酸処理：凍結乾燥試料に濃塩酸10~20mlを少しずつ加え、超音波洗浄器で攪拌した後一晩放置された。遠心分離により堆積物試料と塩酸溶液とを分離し、つぎに塩酸はパスツールピペットを用いて除去された。残った試料に蒸留水を加え、超音波洗浄された。洗液は遠心分離後、パスツールピペットにより取り除かれた。蒸留水による洗浄は洗液がほぼ中性近く（pH 約5）まで繰り返され、最後に残った試料は凍結乾燥された。凍結乾燥後、試料は再び100mesh程度に粉碎され、以下の分析に供された。

(2) 元素分析：塩酸処理済みの乾燥試料の炭素量、窒素量は、FISONSインスツルメンツ社製元素分析計NA1500-NCSを用いて測定された。定量には標準試料としてBBOT標準物質を用いた検量線を使って行われた。本論文では、測定された炭素量を有機炭素、窒素量を全窒素と定義して表現されている。

3. 全有機炭素（TOC）の安定炭素同位体比

堆積物試料の安定炭素同位体比の測定は以下の操作で行われた。乾燥試料50-150mgを石英製内管（6mm ϕ ×5cm）にとり、あらかじめ針状還元銅0.8gを加えておいた石英製燃焼管（9mm ϕ ×25cm）に移し、さらに針状酸化銅2g、適当な大きさの銀箔（厚さ0.1mm、4mm×20mm）2枚を加え真空封管された。封管後、燃焼管は一度 500°C まで昇温し30分間定温に保たれた後、さらに 800°C まで昇温され2時間保持された。この操作で有機物は燃焼し、二酸化炭素に変換された。放冷後、真空ラインを使用して二酸化炭素ガスのみがパイロックス管に集められ、炭素同位体比の測定が行われた。測定はFinnigan MAT社製delta-Sダブルインレットシステムを用いて行われた。

第1表. 琵琶湖烏丸ボーリングコア分析結果.

深度 cm	CORE CODE No.	含水率 深さに対する %	全有機炭素 TOC mg/g-乾燥泥	全窒素 mg/g-乾燥泥	C/N 比 重量	TOCの炭素 同位体比 ‰	深度 cm	CORE CODE No.	含水率 深さに対する %	全有機炭素 TOC mg/g-乾燥泥	全窒素 mg/g-乾燥泥	C/N 比 重量	TOCの炭素 同位体比 ‰
11-1	25-30	31.4	21.1	13.4	13.4	-26.0	1917	32-1	14-19	3.9	0.40	9.9	-25.9
11-1	35-40	28.9	15.8	13.5	13.5	-24.4	1943	32-1	40-45	4.3	0.33	13.0	-26.0
12-1	2-7	69.0	187.4	23.0	23.0	-27.6	1958	32-1	55-60S	2.2	0.22	10.2	-25.7
12	5-10	28.4	19.2	14.3	14.3	-25.8	1966	33	25-30	6.0	0.44	13.5	-25.6
613	12-1	13-18	36.0	35.7	16.8	-26.8	1993	32-1	90-95S	2.6	0.24	11.0	-25.8
623	12-1	23-28	78.6	329.1	14.64	22.5	2065	34-1	13-17	100.2	2.89	34.7	-27.4
633	12-1	33-38	41.4	55.5	2.47	22.4	2163	35-1	45-50S	11.4	0.54	21.0	-27.0
643	12-1	43-48	28.6	19.3	1.06	18.2	2193	35-1	75-80	33.2	1.73	19.2	-28.0
653	12-1	53-58	25.6	15.1	0.82	18.5	2204	36-1	1-6	8.5	0.62	13.7	-26.4
658	13	38-43	25.8	15.0	0.92	16.4	2210	36	70-75	31.9	1.75	18.2	-28.5
663	12-1	63-68	24.4	8.8	0.59	14.9	2224	36-1	21-26S	8.8	0.57	15.4	-26.5
673	12-1	73-78	23.5	5.5	0.43	12.9	2229	37	5-10	8.6	0.60	14.3	-26.5
683	12-1	83-88	25.3	3.1	0.29	10.5	2254	36-1	51-56	9.2	0.62	14.8	-26.3
696	13-2	5-10S	170.0	8.75	19.5	19.5	2268	37	44-49	8.9	0.57	15.5	-26.4
728	14	28-33	27.4	3.9	0.39	10.2	2279	36-1	76-81	8.8	0.59	15.1	-26.3
747	14-2	15-20S	31.5	12.0	0.83	14.5	2303	38-1	5-10S	8.5	0.57	14.8	-26.4
843	15	63-68	31.5	7.1	0.54	13.1	2323	38	16-21	7.7	0.53	14.5	-26.3
858	15-1	8-13	28.0	5.5	0.48	11.5	2323	38-1	25-30	11.3	0.83	13.7	-26.9
860	16	0-5	29.3	7.0	0.57	12.3	2348	38-1	50-55	160.5	6.69	24.0	-27.2
893	15-1	43-48S	23.3	4.2	0.27	15.7	2348	38	41-46	182.6	7.40	24.7	-27.3
918	15-1	68-73	27.4	8.6	0.51	16.8	2356	38-1	58-64	296.2	10.31	28.7	-27.5
933	15-1	83-88	33.4	17.7	1.03	17.1	2375	38-1	77-82	218.3	7.35	29.7	-28.2
943	15-1	93-98	32.9	17.7	1.05	16.8	2395	38-1	97-102S	321.4	12.03	26.7	-27.4
980	18	50-55	31.5	7.1	0.54	13.1	2407	39-1	3-8S	48.2	2.14	22.5	-28.1
1012	19	10-15	27.3	7.2	0.54	13.3	2427	39-1	40-45	53.1	2.40	22.1	-27.8
1062	19	60-65	33.0	11.3	0.80	14.2	2449	39-1	25-30S	99.4	3.97	25.0	-28.2
1072	19-2	10-15S	25.4	1.30	19.5	-26.6	2449	39-1	45-50	64.1	3.08	20.8	-28.0
1100	20-1	0-5S	23.4	4.1	0.29	14.2	2466	39-1	62-67	76.4	3.13	24.4	-27.9
1111	20-1	11-16S	23.5	4.5	0.28	16.1	2472	40-1	5-6	55.0	2.94	18.7	-28.0
1111	20	37-42	23.7	5.1	0.29	17.6	2472	40-1	7-8	456.9	15.73	29.0	-27.8
1121	20-1	21-26S	30.8	7.8	0.47	16.6	2479	40	10-15	21.2	1.18	18.0	-27.2
1131	20-1	31-36S	32.4	10.2	0.53	19.3	2491	40-1	20-25	21.6	1.28	16.9	-24.0
1137	21a	24-29	28.2	7.6	0.42	18.2	2498	40	35-40	17.4	1.02	17.1	-27.1
1141	20-1	41-46S	31.4	6.5	0.37	17.7	2514	41	2-7	6.8	0.63	10.8	-24.8
1179	21a	64-69	21.6	3.8	0.24	15.5	2622	43-1	10-15	2.2	0.29	7.5	-24.4
1237	22-2	25-30S	14.3	0.74	19.1	-26.2	2632	43-1	20-25	4.9	0.44	11.1	-25.6
1258	22	58-63	23.2	4.8	0.37	13.1	2686	43-1	30-35	2.3	0.28	8.3	-25.5
1272	23	9-14	33.2	9.5	0.69	13.7	2738	43-2	45-50	2.8	0.22	12.3	-24.9
1297	23	34-39	31.6	12.5	0.75	16.5	2759	44-1	15-20	9.5	0.73	13.0	-26.1
1333	24	13-18	34.1	13.3	0.84	15.8	2768	44	88-93	9.3	0.70	13.2	-26.3
1359	24	38-43	43.9	46.8	2.44	19.2	2779	44-1	35-40	10.2	0.81	12.7	-26.0
1384	24	63-68	38.0	46.7	2.31	20.2	2830	45	54-59	7.9	0.60	13.3	-25.9
1420	25	21-26	40.9	90.3	3.15	28.7	2836	44-1	92-97	5.8	0.41	14.4	-25.9
1465	25	66-71	29.7	8.7	0.60	14.6	2876	46-1	36-41	22.7	1.31	17.3	-26.1
1483	26	10-15	29.8	10.3	0.64	16.0	2886	46-1	46-51	396.8	11.25	35.3	-26.2
1548	26	75-80	28.4	7.7	0.59	13.2	2901	46-1	61-66	485.9	15.42	31.5	-27.8
1616	27-1	16-21S	20.3	2.0	0.21	9.8	2933	46	81-85	221.3	8.37	26.4	-25.3
1627	27	72-77	35.6	41.6	2.16	19.2	2936	46-1	96-101	23.8	1.31	18.2	-25.9
1636	28	01-06	35.2	46.9	2.39	19.6	2963	47-1	24-29	7.7	0.66	11.8	-25.8
1641	27-1	41-46S	25.4	7.3	0.53	13.7	2987	47	38-43	302.4	11.03	27.4	-27.0
1656	27-1	56-61S	21.7	2.9	0.28	10.5	3013	47-1	74-79	10.2	0.76	13.3	-26.4
1681	27-1	81-86S	28.8	6.9	0.53	12.9	3057	49	64-69	9.9	0.66	14.9	-26.9
1688	29	27-32	25.0	6.5	0.47	13.8	3108	49	64-69	387.3	10.57	36.6	-27.9
1698	29-1	12-17	27.8	7.2	0.55	13.0	3139	50	10-15	126.6	4.37	29.0	-28.5
1713	29-1	27-32S	26.9	6.0	0.51	11.9	3179	50	50-55	230.3	9.73	23.7	-28.3
1728	29	67-72	24.2	4.7	0.55	8.6	3198	51	10-15	71.9	2.88	24.9	-28.3
1731	29-1	45-50	30.6	16.6	1.32	12.6	3298	52	51-56	5.0	0.40	12.5	-27.7
1738	29-1	52-57S	26.3	4.0	0.53	7.7	3308	53	6-11	17.8	0.72	24.8	-28.0
1838	30	70-75	3.0	0.0	0.40	7.5	3357	53	55-60	2.6	0.47	5.4	-26.1
1853	31	10-15	10.4	0.94	11.1	-25.4							
1909	32	30-35	4.0	0.45	9.0	-25.5							

4. アルカリ酸化銅分解

パイレックスガラス管に8%水酸化ナトリウム水溶液を6ml入れ、窒素ガスを吹き込み溶液中の酸素を追い出した後、乾燥堆積物試料 約10-400mg, 酸化銅約500mg, 硫酸鉄(II)アンモニウム 約50mgが加えられた。これに再度窒素ガスが吹き込まれた後、封管され、170°C, 3時間加熱して酸化分解が行われた。加熱後ガラス管を開管し、内容物は前もって6N塩酸3mlを入れた50ml遠沈管に移され、次に分解生成物はエチルエーテルで抽出された。抽出液を水洗した後、内部標準としてエチルバニリンが一定量加えられ、溶媒流去の後トリメチルシリル化剤(Silyl-8)が加えられ、誘導体化され、ガスクロマトグラフィー・質量分析(GC/MS)に供された。

5. ガスクロマトグラフィー・質量分析(GC/MS)

GC/MSの測定には高分解能ガスクロマトグラフ(島津GC14)を直結した四重極質量分析計(島津QP2000A型)・MASPAQ200QPデータ解析システムを使用した。ガスクロマトグラフィー用カラムには、0.25mm i.d.×30m 溶融シリカキャピラリー(Phenyl

methyl silicon化学結合同型 DB-5)が使用された。ガスクロマトグラフの条件は以下の通りである。注入口温度300°C, カラム温度60°C 1分恒温後、60~120°Cまで30°C/分, 120~235°Cまで4°C/分, 235~310°Cまで6°C/分で3段階昇温, 310°Cに20分間保持された。

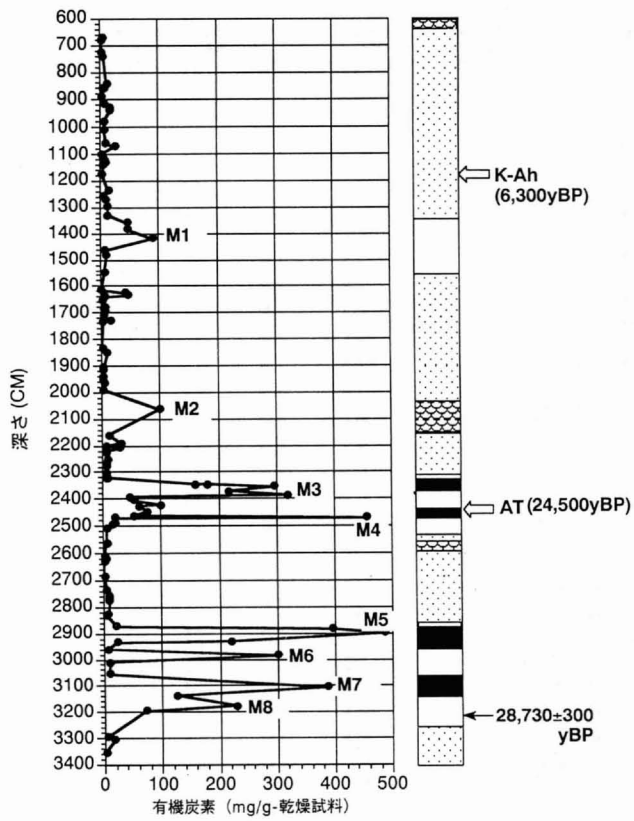
質量分析条件は以下の通りである。イオン化はEIモード, イオン化電圧70eV, イオン化室温度250°C, 測定質量範囲は50~650a.m.u., スキャン間隔は1.5秒で行われた。有機化合物の同定は、標準物質のマススペクトルおよびクロマトグラフィーにおける保持時間の一致, 文献値およびイオン開裂の規則性, NBS標準スペクトルとの対比によって行われた。

分析結果

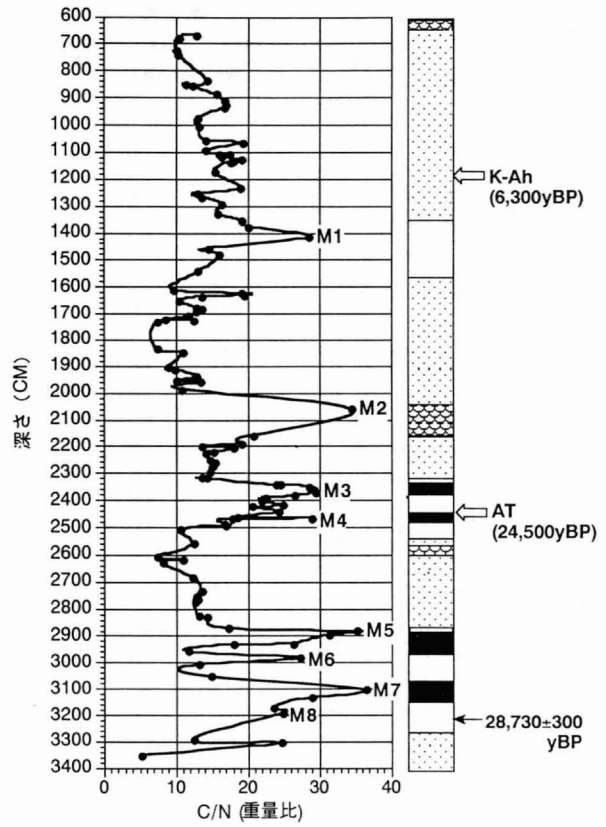
烏丸コアの有機炭素, 全窒素および有機物の炭素同位体組成分析結果を第1表に示す。

1. 堆積物中の有機炭素量および全窒素量

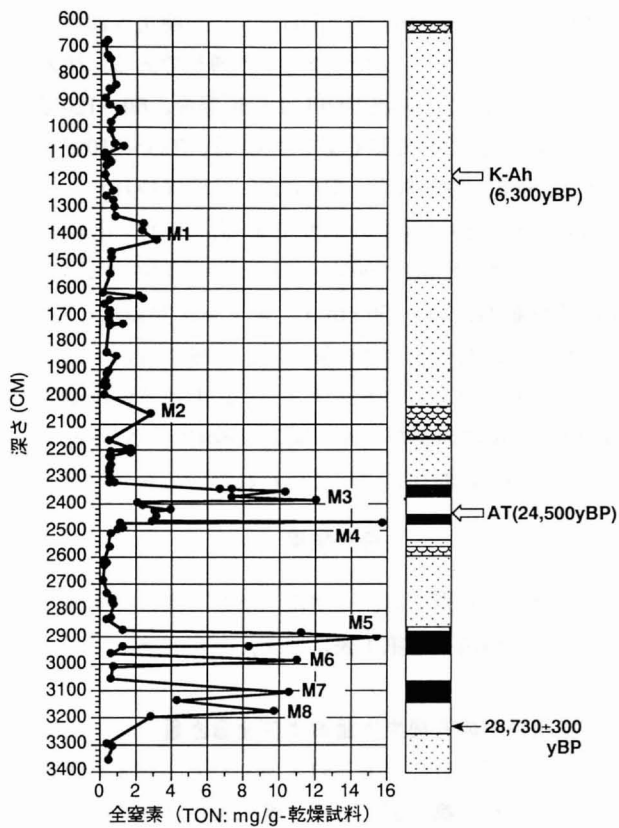
堆積物コアの有機炭素(TOCまたはCで示す)含有量の深度分布を第1図に示す。第1図には柱状図を要約して示した。7.0-7.3m付近には大口径コア試料で



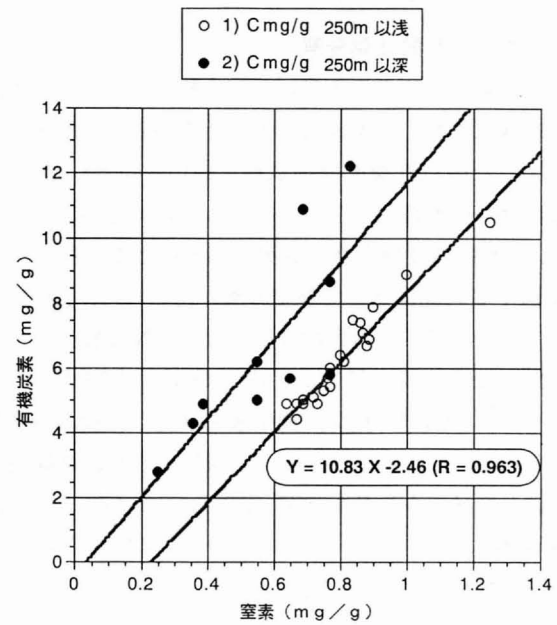
第1図. 烏丸ボーリングコア中の有機炭素の深度分布.



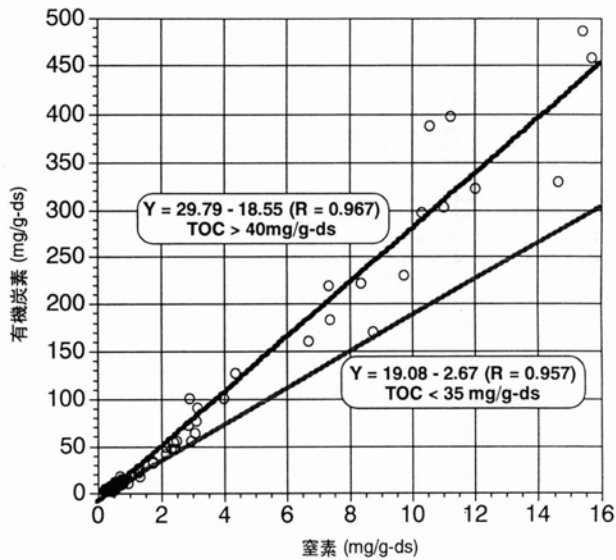
第3図. 烏丸ボーリングコアのC/N比の深度分布.



第2図. 烏丸ボーリングコア中の全窒素の深度分布.



第4図. 琵琶湖湖心コア中の有機炭素と窒素との関係 (Ishiwatari&Uzaki, 1987).



第5図. 烏丸コア中の有機炭素と窒素との関係.

は泥炭層が認められたが、小口径コア試料では記載がない。このことから、この層準には泥炭層は存在しないと解釈され、柱状図には表示していない。

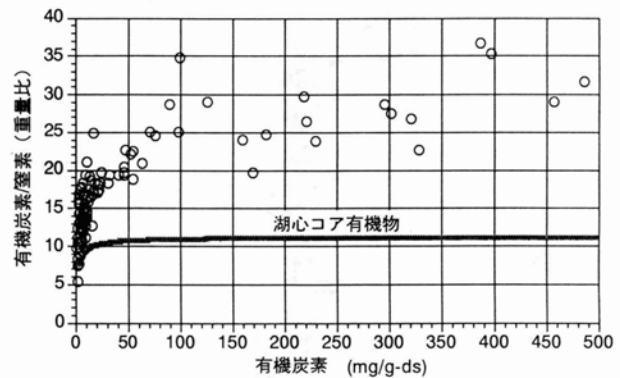
第1図から分かるように、約8層準(第1図中のM1-M8)を除く多くの堆積層では有機炭素含有量は2% (乾燥泥中の重量%) 以下である。これら2%以下の有機炭素量は、琵琶湖心コア(250m:以下湖心コアと略称する)の粘土層での値と大差ない。しかし、湖心コアの場合は大部分粘土物質であったのに対して、烏丸コアの場合、概ね砂質の堆積物であった。

深度14m (M1), 23-25m (M3, M4), 29-32m (M5-M8)の層準では、有機炭素濃度は10%を越える。時には50%を示す層が見られる。これらの層は、いずれも肉眼観察から「泥炭」と記載されている。つまり、ここで大量の有機物が蓄積していることを意味する。20m (20.15m試料No.34-1 12-17cm: M2)付近でも有機炭素量が10%となる層があるが、これも肉眼で薄い泥炭層と記載された層である。

堆積物コアの全窒素(TNまたはNで示す)含有量の深度分布を第2図に示す。全窒素の深度分布はほとんどTOCの深度分布と同じである。

2. C/N比(有機炭素/全窒素)

C/N比の測定結果を第3図に示す。一般に植物プランクトンはアミノ酸が含まれるためにN含有量が高く、したがってC/N比は10以下と比較的小さい。これに対して陸上の高等植物ではアミノ酸は少なくセルロース含有量が高いので、C/N比は相対的に大きい。時には50以上の値を示すことがある。



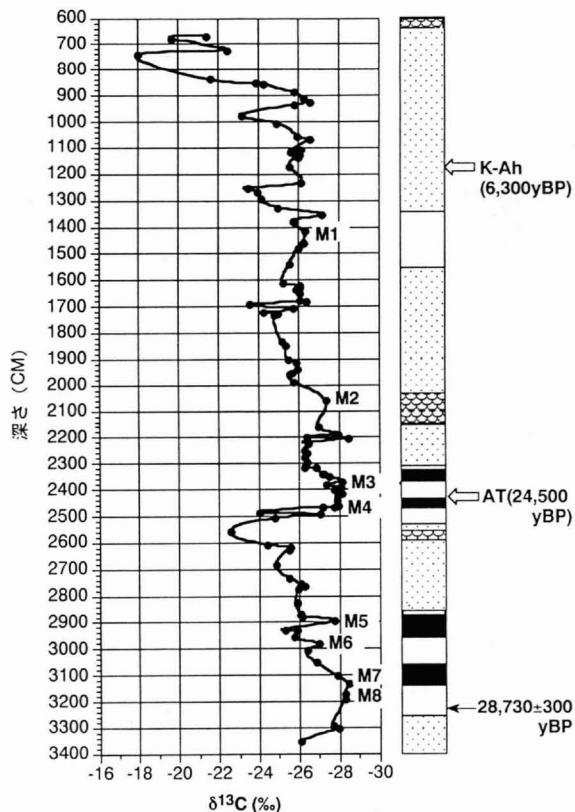
第6図. 有機炭素と[有機炭素/窒素]比との関係.

烏丸コアのC/N比は5.4-37と大きく変動する。コアのC/N比には2つの特徴が認められる:(1)大部分の堆積物のC/N(重量)比は10以上である,(2)C/N比の深度分布は有機炭素の深度分布(第1図)と大変似ている。つまり有機炭素濃度が高い層準ではC/N比が高い。

これらの結果から、有機炭素濃度を高くしている物質はC/N比の高い有機物であることが分かる。先に述べたように、有機炭素濃度の高い層は肉眼で泥炭あるいは炭素質多しと記載された層であることから、C/N比の高い有機物は泥炭あるいは陸上高等植物の破片であると結論される。

烏丸コアの分析結果を湖心コア試料のそれと比較するときわめて対照的である。すなわち、湖心コア試料の深度250mまでのC/N比は10以下であった。湖心コア結果(1400mコア, 1981年)を第4図に示す。有機炭素とNとの間には直線関係が得られた。第4図から湖心コアについて2つのことが分かる:(1)堆積物の有機炭素濃度がゼロであっても窒素が存在する。つまり、堆積物中には無機態の窒素が含まれている,(2)有機炭素-窒素直線の傾斜から、有機炭素と有機窒素の比(重量)は10.8と計算される。10.8はプランクトン由来の有機物の値としては若干高いので、若干の高等植物起源有機物が混在する可能性はある。

つぎに、烏丸コアについて有機炭素と全窒素(N)との関係を第5図に示す。第5図から分かるように、烏丸コアの場合は2つの直線が得られる。(1)有機炭素が40mg/g-乾燥試料(以下dsと略す)以上の堆積物試料では無機窒素の影響を取り除いた後の有機物のC/



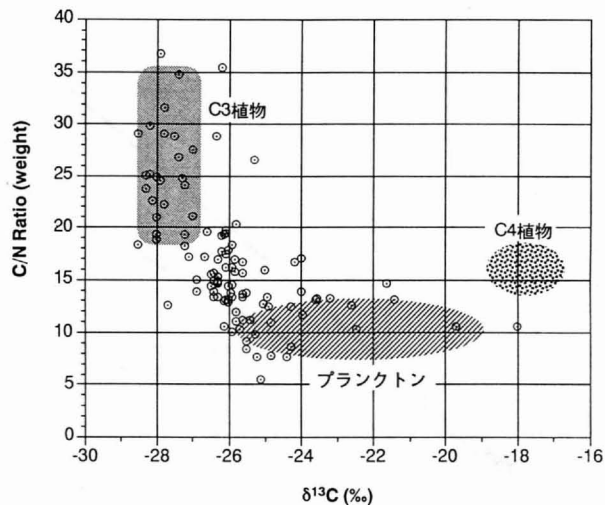
第7図. 烏丸コア有機物の炭素同位体比の深度分布。

N比 ((C/N) orgと略す) は平均29.8である；(2)有機炭素が35mg/g-ds以下の試料では、(C/N) org比は平均19.1である。このことから、前者の堆積物中の有機物は高等植物由来であり、有機炭素含有量の低い試料ではこれに植物プランクトン由来の有機物が混在していると言える。19.1というC/N比は、湖心コアでのC/N比(平均10.8)に比べるとかなり高いので、プランクトン由来の有機物の混在の割合は低いと思われる。

烏丸コアで見られる有機炭素とC/N比との関係を示す第6図に示す。第6図中の曲線は、湖心コアでのC/N比と有機炭素含有量との関係式：

$$C/N \text{ (重量比)} = 10.83C \text{ (mg/g-ds)} / [C \text{ (mg/g-ds)} + 2.46]$$

より得た曲線である。もし烏丸コアが湖心コアと同じC/N比を示すのであれば、測定値はこの曲線上に乗るはずである。第6図から明らかなように、殆どの測定点は理論曲線より上方に外れている。この結果から、たとえ有機炭素濃度の小さな堆積層であっても、烏丸コア中の有機物は湖心コアの有機物に比べて窒素分の少ない有機物、つまり高等植物由来の有機物の占める割合が高い。この結果から、烏丸ボーリングコア地点

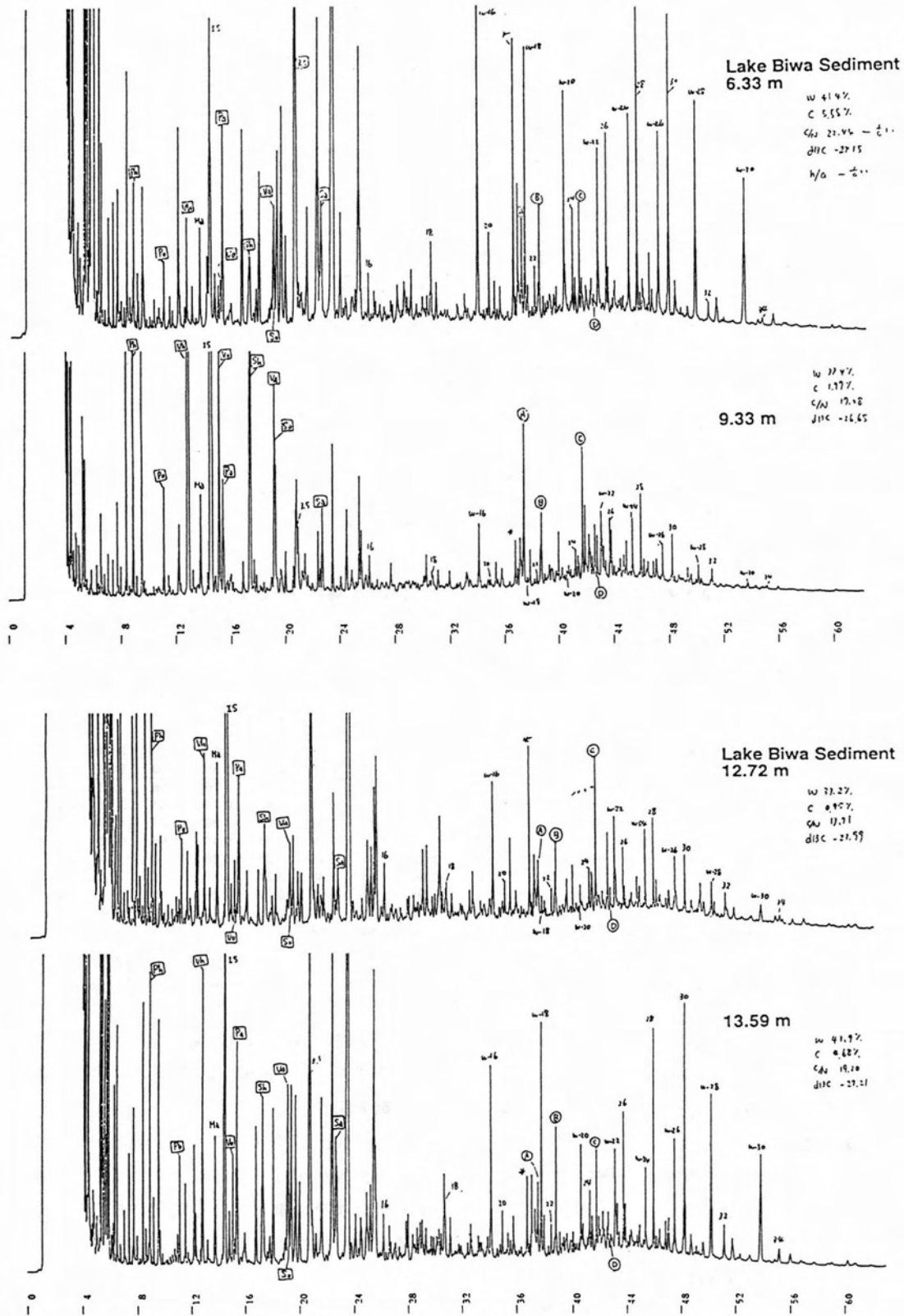


第8図. 烏丸コア試料のC/N比とδ¹³C値との関係。

では深度34mまでを堆積した時代(約3万年間)は、基本的には現在の水辺環境とあまり変わらない環境、堆積物中の有機物の大部分は陸上ないし水辺の高等植物由来であると推定される。

3. 有機物の炭素同位体比

一般に植物が作る有機物中の¹³Cと¹²Cの存在比は光合成の時に用いるCO₂の存在形態によって異なる。したがって、炭素同位体比の測定から、有機物が植物プランクトンによって作られたか、それとも陸上の高等植物によって作られたかを区別することができる。一般に高等植物(C3植物)のδ¹³C値は植物プランクトンのそれより軽い。したがって、δ¹³C値が重い値を示すときには、植物プランクトンの寄与が大きく、δ¹³C値が軽い値を示すときには、高等植物(C3植物)の寄与が大きいと考えられる。ただし、高等植物でもC4植物の場合にはδ¹³C値は重いので、C4植物由来の有機物が寄与するときにはδ¹³C値は重くなり、δ¹³C値からは植物プランクトン由来の有機物と区別が難しくなる。しかし高等植物由来の有機物のC/N比はプランクトン由来の有機物のそれより小さいので、C/N比の大小から区別は可能である。琵琶湖におけるプランクトンのδ¹³Cのデータは手元にないので他の湖でのデータを参考にする。Yoshioka et al. (1989)によれば、木崎湖のプランクトンのδ¹³C値は-35—-15‰間で季節変動する、年によっては-25—-18‰間で変動する。一方水深10mで捕集された沈降粒子のδ¹³C値は-26—-22‰で、藻類の大量発生期には重くなる。また、粒径1mm以上の植物片の存在する湖沼堆積物のTOC



第9図. 烏丸コア中の有機物のガスクロマトグラム.

第2表. 烏丸コア有機物のアルカリ酸化銅分解生成物.

Peak No. in Fig. 1	Scan No.	Molecular weight(M)	M-15	Base peak	Compound(1)	Probable origin (2)
1	223	194	179	179	benzoic acid	M
8	275	260	245	245	trans-n-C4:1 diacid	M
10	290	194	179	179	p-OH benzaldehyde (Ph)	M
17	352	208	193	193	p-OH acetophenone (Po)	M
22	399	224	209	194	vanillin (Vh)	M
26	424	282	267	267	m-OH benzoic acid (Ma)	L
30	466	238	223	193	acetovanillon (Vo)	L
32	473	282	267	267	p-OH benzoic acid (Pa)	M
35	488	272	257	117	n-C12:0 monoacid	M
40	529	254	239	224	syringyl aldehyde (Sh)	L
47	584	312	297	297	vanillic acid (Va)	L
48	588	268	253	238	acetosyringone (So)	L
55	633	370	355	370	3,5-diOH benzoic acid	M
57	645	300	285	117	n-C14:0 monoacid	P(M)
65	692	342	327	327	syringic acid (Sa)	P(M)
84	799	328	313	117	n-C16:0 monoacid	P(M)
108	941	356	341	117	n-C18:0 monoacid	P(M)
124	1047	416	401	147	ω -OH n-C16:0 monoacid	S
127	1075	384	369	117	n-C20:0 monoacid	S
132	1102	430	415	147	n-C18:0 diacid	S
143	1163	504	489	317	9,16-diOH C16:0 monoacid	C
143a	1163	504	489	331	10,16-diOH C16:0 monoacid	C
144	1172	444	429	147	ω -OH n-C18:0 monoacid	S
148	1206	412	397	117	n-C22:0 monoacid	S
151	1213	518	503	303	8-OH 1,16-C16:0 diacid	C
151a	1213	518	503	289	7-OH 1,16-C16:0 diacid	C
152	1224	458	443	147	n-C18:0 diacid	S
160	1288	472	457	147	ω -OH n-C20:0 monoacid	S
166	1318	440	425	117	n-C24:0 monoacid	S
169	1339	486	471	147	n-C20:0 diacid	S
169a	1339	620	605	317	9,10,18-triOH C18:0 monoacid	C
179	1385	634	619	317	9,10-diOH C18:0 diacid	C
181	1398	500	485	147	ω -OH n-C22:0 monoacid	S
185	1428	468	453	117	n-C26:0 monoacid	S
189	1448	514	499	147	n-C22:0 diacid	S
199	1505	528	513	147	ω -OH n-C24:0 monoacid	S
203	1534	496	481	117	n-C28:0 monoacid	S
205	1552	542	527	147	n-C24:0 diacid	S
211	1587	510	495	495	n-C30:0 alcohol	S
214	1606	556	541	147	ω -OH n-C26:0 monoacid	S
218	1636	524	509	117	n-C30:0 monoacid	S
220	1654	570	555	147	n-C26:0 diacid	S
228	1712	584	569	147	ω -OH n-C28:0 monoacid	S
231	1747	552	537	117	n-C32:0 monoacid	S
232	1771	598	583	147	n-C28:0 diacid	S
236	1847	612	597	147	ω -OH n-C30:0 monoacid	S
237	1900	580	565	117	n-C34:0 monoacid	S
238	1937	628	611	147	n-C30:0 diacid	S

(1) Abbreviation: Ca,b: a-carbon number, b=number of double bond; diacid: dicarboxylic acid; monoacid=monocarboxylic acid; n: normal chain; ω -OH: alpha hydroxyl; β -OH: beta hydroxyl; ω -OH: omega hydroxyl; diOH: dihydroxyl; triOH: trihydroxyl
 (2) L: Lignin-derived, C: Cutin-derived, S: Suberin- and plant wax-derived, P: Plankton-derived, P(M): Predominantly plankton-derived, B: Bacteria-derived, M: Mixed origin or unknown origin

第3表. 琵琶湖烏丸ボーリングコア試料の有機物分析結果.

深さ cm	CORE CODE No.	TOC mg/ g-sed	C/N 比 重量	d13C of TOC ‰	Lignin mg/ 100mgC	S/V	Va/Vh	Sa/Sh	Cutin mg/ 100mgC	Lignin/ Cutin	C16FA mg/ 100mgC	C28FA	C28/C16	Lignin/ C28FA	Cutin/ C28FA
623	12-1 23-28	329.1	22.5	-28.1	6.26	0.95	0.45	0.25	4.11	1.52	0.61	2.15	3.52	2.91	1.91
633	12-1 33-38	55.5	22.4	-24.2	2.18	0.79	0.29	0.16	1.92	1.14	0.27	1.42	5.30	1.54	1.35
643	12-1 43-48	19.3	18.2	-19.1	1.29	0.70	0.32	0.24	0.58	2.22	0.25	0.78	3.05	1.65	0.74
653	12-1 53-58	15.1	18.5	-17.4	0.87	0.82	0.23	0.15	0.12	7.25	0.22	0.49	2.21	1.78	0.24
658	13 38-43	15.0	16.4	-22.6	2.95	1.06	0.17	0.12	1.19	2.48	0.28	0.91	3.25	3.24	1.31
663	12-1 63-68	8.8	14.9	-19.2	3.78	1.26	0.34	0.28	0.31	12.19	0.31	0.65	2.09	5.82	0.48
673	12-1 73-78	5.5	12.9	-21.4	4.02	1.12	0.40	0.24	0.60	6.70	0.53	1.36	2.58	2.96	0.44
683	12-1 83-88	3.1	10.5	-19.7	2.36	0.71	0.22	0.15	0.15	15.73	0.46	0.71	1.57	3.32	0.21
933	15-1 83-88	17.7	17.1	-26.7	3.79	0.80	0.10	0.07	1.56	2.43	0.15	0.26	1.67	14.58	6.00
943	15-1 93-98	17.7	16.8	-25.8	4.24	0.51	0.10	0.09	1.30	3.26	0.24	0.47	1.95	9.02	2.77
1121	20-1 21-26S	7.8	16.6	-25.6	3.68	0.76	0.16	0.12	1.12	3.29	0.28	0.28	0.98	13.14	4.00
1131	20-1 31-36S	10.2	19.3	-26.1	4.66	0.74	0.21	0.18	1.94	2.40	0.27	0.51	1.89	9.14	3.80
1258	22 58-63	4.8	13.1	-23.5	2.48	0.87	0.12	0.08	1.07	2.32	0.20	0.23	1.12	10.78	4.65
1272	23 9-14	9.5	13.7	-24.0	0.56	1.00	0.34	0.19	0.73	0.77	0.19	0.19	1.00	2.95	3.84
1359	24 38-43	46.8	19.2	-27.2	2.76	1.02	0.32	0.26	1.64	1.68	0.31	0.79	2.58	3.49	2.08
1384	24 63-68	46.7	20.2	-25.8	1.69	1.04	0.62	0.39	2.61	0.65	0.38	1.36	3.61	1.24	1.92

Lignin = vanillyl phenols + syringyl phenols (V + S); S = syringyl phenols; V = vanillyl phenols; Va = vanillic acid; Vh = vanillin;
 Sa = syringic acid; Sh = syringaldehyde; Cutin = 9,16-diOH C16 acid + 10,16-diOH C16 acid + 7-OH C16 diacid + 8-OH C16 diacid + 9,10,18-tri-OH C18 acid + 9,10-diOH C18 diacid; C28FA = n-C28 fatty acid; C16FA = n-C16 fatty acid

の $\delta^{13}C$ 値は -30 - -26‰ を示す (Yoshioka et al., 1988).

烏丸コア中の有機物の炭素同位体比の深度分布を第7図に示す。第7図から分かるように、 $\delta^{13}C$ 値は -18 から -28‰ の間で変動する。泥炭層の有機物では $\delta^{13}C$ は -27 - -28‰, また C/N 比は 22 - 36 と大きい。

もし泥炭以外の堆積層の有機物が陸上高等植物由来と植物プランクトン由来の有機物の混合物であるとすれば、 $\delta^{13}C$ 値と C/N 比との間に相関が見られる筈である。つまり、 $\delta^{13}C$ 値が重たい時には、C/N 比は小さく

なり、反対の時には、C/N 比は大きくなる傾向が見られる筈である。 $\delta^{13}C$ 値と C/N 比との関係を第8図に示す。第8図から分かるように、この傾向は概ね認められる。C/N 比が 20 以上では $\delta^{13}C$ 値はおおよそ -28‰ を示すが、C/N が 20 以下ではデータはばらついているが、 $\delta^{13}C$ 値は次第に重たくなる傾向にある。したがって、堆積有機物に対する上記の考えが概ね成り立つと考えられる。

4. 烏丸コア中の有機分子の特徴

烏丸コア中の有機分子の特徴を知るために、アルカリ酸化銅分解を行い生成物を解析した。この操作によって堆積物試料中の有機物は、加水分解およびエーテル結合の切断を受けて有機分子が生成する。この方法は特に高等植物中のリグニン、クチンおよび高分子脂肪酸、ヒドロキシ酸の組成および存在量の知見を得るのに適している。リグニンおよびクチンは高等植物の樹皮の主要な細胞壁成分である。

リグニン等の分析は表層より深さ14mまでの堆積物試料について行った。得られたガスクロマトグラムのうちで代表的なものを第9図に示す。第9図から、多種類の有機分子が堆積物試料中に含まれていることが分かる。質量分析によって同定された主な有機分子を第2表にまとめた。いずれの試料にもリグニフェノール、クチン由来分子その他の有機分子が認められた。多くのものは高等植物由来の分子である。主な生成物の定量値を第3表にまとめた。

(1) 烏丸コア有機分子の特徴(1): 湖心コアとの比較

リグニフェノールについて、烏丸コアと湖心コアとを比較した。湖心コアのデータは Ishiwatari & Uzaki (1987) の中から烏丸コアの34m試料にほぼ対応するコア試料の結果を用いた。比較結果を第4表に示すように、烏丸コアと湖心コアとでは分析値に明瞭な違いが見られる。烏丸コアではリグニン量(全有機炭素に対する比率)は湖心コアに比べて3倍多い。これは烏丸コア地点が湖岸であることを裏付けるものである。S/V(シリングルフェノール/バニルフェノール)比は、被子植物/裸子植物の相対存在比を知る指標である。第4表から分かるように、S/V値は烏丸コアの方が湖心コアより大きい。これは湖岸(烏丸コア)では被子植物(例えば草本類)由来の有機物の寄与が湖心より多かったことを示唆する。

Va/Vh比およびSa/Sh比は、有機物の新鮮度が高いほど小さな値を示す。また、植物片が陸上で風化作用を受ける(酸化される)ほど、前記の比は大きくなる。第4表から分かるように、烏丸コアのVa/VhおよびSa/Sh比は湖心コアのそれよりも低い値を示す。このことから、烏丸コア地点では風化をあまり受けていない植物片が堆積した、と推定される。

(2) 烏丸コア有機分子の特徴(2): 有機分析結果と $\delta^{13}\text{C}$ との関係

第4表. 烏丸コアと湖心コア間のリグニンの比較。

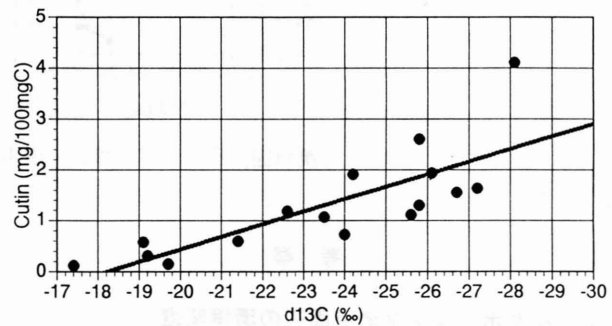
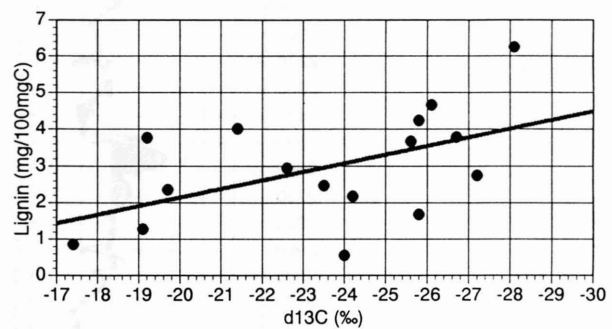
項目	烏丸コア	湖心コア* (表層25m)
リグニン量 (S+V) **	3.02±1.28	1.19±0.02
S/V**	0.86±0.19	0.58±0.19
Va/Vh***	0.26±0.17	0.57±0.06
Sa/Sh***	0.18±0.10	0.59±0.11

*Ishiwatari and Uzaki: Geochim. Cosmochim. Acta 51, 321-328 (1987)

**100mg炭素あたりのmg; S: シリングルフェノール; V: バニルフェノール;

***Va/Vh: (バニリン酸/バニリン) リグニン酸化度の指標

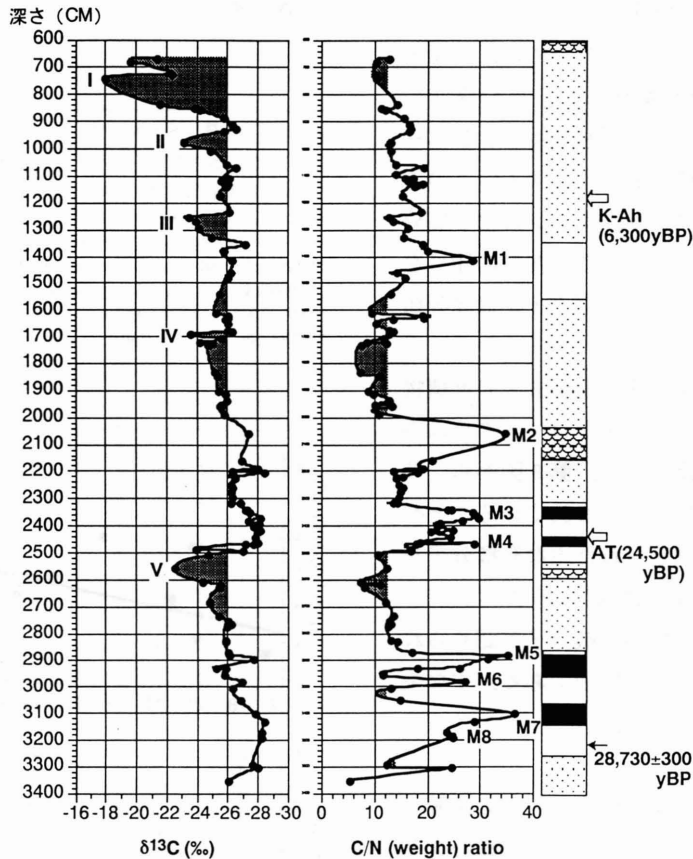
****Sa/Sh: (シリングル酸/シリングルアルデヒド) リグニン酸化度の指標



第10図. 烏丸コアの有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値とリグニンおよびクチン濃度との関係。

第10図に示すように、有機分析から得られたリグニンおよびクチン物質の全有機炭素量に対する比と有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ との間には明瞭な関係、すなわち、堆積有機物中でのリグニンやクチンの割合が小さいと、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は重くなる。有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値を重くする有機物は高等植物由来の有機物ではないことを示している。この結果は、「 $\delta^{13}\text{C}$ 値が重い値を示すときには、植物プランクトンの寄与が大きい」という仮説(セクション3.3での記述)を支持している。

有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値との間ではリグニンとよりもクチンの方が相関がよい。これは、クチンが高等植物に普遍的に含まれていることによるためであろう。リグニンの場合、高等植物の種類によって存在量がまちまちであることが考えられる。



第11図. 烏丸コア有機物の炭素同位体比およびC/N比の深度分布。

考察

1. 烏丸ボーリング地点周辺の環境変遷

分析結果を要約すると、烏丸コア地点は過去約3万年間現在の水辺環境とあまり変わらなかった。さらに $\delta^{13}\text{C}$ 値とC/N比の鉛直変動からは、堆積物中の有機物の大部分は陸上高等植物(C3植物)由来であるが、幾度となく植物プランクトン由来有機物の混合の影響が認められる。この時期は湖水が広がったと推定される。

有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値とC/N比の深度分布を併せて第11図に再録する。ここで、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が -26‰ より重たい層準およびC/N比が12より低い層準を黒色に塗った。黒色で示した層準では「植物プランクトン性有機物」の寄与が相対的に大きい、すなわち湖水面が拡大したと推定される。第11図から、(1)AT(24.5ky B.P.)以前には一時湖水面が拡大した。この時期湿潤気候が出現したことが示唆される；(2)AT降灰前後で泥炭層が発達した。この時期一時的な寒冷気候が考えられる；(3)AT以後、4度(IV:15-10kyrBP; III:7kyBP; II:4kyBP; I:3kyBP-現在)の湖水面拡大が起こっ

た。この時期湿潤気候が出現したことが示唆される。

2. 有機物分析結果と他の知見との対比

公文・今井(1999)は、本コアの堆積相を解析して、表層部より34mの堆積物は蛇行型河川の堆積物であること、堆積相の繰り返しから、A6-A1に区分されることを明らかにした。そこで「植物プランクトン有機物」の寄与率が高いと思われた層準とA6-A1の区分とがどの様に対応するのかを検討した。比較の結果A6とA5区分を除く区分A1-A4では、各区分の後半に「植物プランクトン有機物」層が出現するのが見られる。

さらに、詳細に見ると、「植物プランクトン有機物」は砂→シルト→粘土への転換層に出現することが読みとれる。公文・今井(1999)によれば、27-25m, 19-17m, 13m, 11-9m, 8mでは砂→シルト→粘土への顕著な粒度変化が認められる。この層準は「植物プランクトン有機物」の寄与率の高い層にほぼ対応する。このことは、この時期に本ボーリング地点では湖水環境は比較的穏やかとなり植物プランクトンの寄与率が高くなったことを示唆する。やがて水深は浅くなり、

陸上植物の寄与率が増加する、また泥炭層が生成した。過去にはこのようなことが何度も繰り返されたのであろう。28kyBP以降の数千年間(?)およびAT火山灰降灰前後での泥炭層の存在から、寒冷気候の下での時期水生植物の育成に適した浅い盆地が形成されたことが考えられる。

まとめおよび今後の課題

烏丸地区ボーリングコアのうち、過去約3万年間の環境変化を有機物分析を行った結果、以下のことが明らかになった。

- (1) 約8層準(M1-M8)を除く多くの堆積層では有機炭素含有量は20mg/g-ds以下である。深度14m(M1), 23-25m(M3, M4), 29-32m(M5-M8)付近では、有機炭素の濃度は堆積物の100mg/g-dsを越える。有機炭素が40mg/g-ds以上の試料では(C/N)org比は平均29.8である。一方、有機炭素が35mg/g-ds以下の試料では、(C/N)org比は平均19.1である。このことから、有機炭素含有量の高い層準では大部分の有機物は陸上高等植物由来であり、有機炭素含有量の低い層準ではこれに植物プランクトン由来の有機物が混在していると示唆される。
- (2) コア中の有機物の炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$ 値)は-18から-28%の間で変動する。泥炭層の有機物では $\delta^{13}\text{C}$ は-27--28%と軽い。 $\delta^{13}\text{C}$ 値が重たい時には、C/N比は小さくなり、反対の時には、C/N比は大きくなる傾向が認められる。C/N比が20以上では $\delta^{13}\text{C}$ 値はおおよそ-28%を示す。
- (3) 分子レベルの有機物分析は、C/N比および炭素同位体組成からの推論を裏付けた。リグニンおよびクチン物質濃度とC/N比および $\delta^{13}\text{C}$ との間にはよい相関が認められた。
- (4) 以上の結果から、烏丸コア地点では深度34mまでを堆積した時代(約3万年間)は、基本的には現在の水辺環境とあまり変わらない環境であったと推定される。さらに、堆積物中の有機物の大部分は陸上高等植

物(C3植物)由来であるが、幾度となく植物プランクトン由来有機物の混合の影響が認められる。この時期は湖水が広がったと推定される。

今後、より詳細な議論をするには堆積有機物の前駆体(植物、および現在の水辺植物)の採取と有機物測定が必要である。また、水深と有機物組成との間の定量的関係を求めることも重要である。これには、琵琶湖岸において10m程度の短いコアを採取し解析すること、および岸からの距離の関数で表層堆積物を採取し解析することが必要である。

謝 辞

本烏丸地区深層ボーリング調査団を組織して、再び琵琶湖について研究する機会を与えて下さいました亀井節夫先生に感謝致します。

文 献

- Ishiwatari, R. and Uzaki, M., 1987, Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa, Japan). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 321-328.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995. 平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査(滋賀県)調査研究報告. 125p.
- 公文富士夫・今井 肇, 1999, 烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた琵琶湖南湖周辺古環境変遷. 琵琶湖博物館研究報告, no.12, 61-74.
- 町田 洋, 新井房夫, 横山卓雄 (1991): 琵琶湖200mコアにおける指標テフラ層の再検討. 第四紀研究, **30**, 439-442.
- Meyers, P.A., Takemura, K. and Horie, S., 1993, Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine Glacial-Interglacial cycles. *Quaternary Research*, **39**, 154-162.
- Yoshioka, T., Wada, E. and Sajo, Y., 1988, Isotopic characterization of Lake Kizaki and Lake Suwa. *Jpn. J. Limnol.*, **49**, 119-128.
- Yoshioka, T., Hayashi, H. and Wada, E., 1989., Seasonal variations of carbon and nitrogen isotope ratios of plankton and sinking particles in Lake Kizaki. *Jpn. J. Limnol.*, **50**, 313-320.

琵琶湖烏丸ボーリング試料中9元素濃度の鉛直変化

寺島 滋*・井内 美郎**

Vertical variation of nine element contents in the Karasuma deep core samples from Lake Biwa, central Japan

Shigeru Terashima and Yoshio Inouchi

Abstract

One hundred and sixty sediments collected every 5 m from Karasuma deep core which drilled in the southern part of Lake Biwa were analyzed for iron, manganese, copper, lead, zinc, nickel, chromium, lithium and organic carbon in order to examine their geochemical behavior together with relationship to sedimentary environments. Almost all the elements are enriched more in fine-grained sediments than coarse one. The vertical profiles of element concentrations are clearly affected by the grain size distribution in the sediments. Anomalously high concentrations of iron, manganese and zinc in the oxide phases may be caused mainly by the diagenetic enrichment. Average concentration values of elements in the studied sediments are more or less similar to those of the delta soils collected from the Yasu and Ane rivers, but much more depleted if compared in those of the sediments from Takashima core drilled in the central part of Lake Biwa, and the bottom surface samples from Lake Biwa. It is considered that the studied sediments have been mainly accumulated under the contribution such as marginal area of lake, river mouth or deltaic places. Vertical profile of organic carbon content versus age shows good correlation with that of oxygen isotope in marine sediment. It can be concluded that the organic carbon content in studied sediments chiefly reflects the glacial-inter glacial global climatic change.

はじめに

琵琶湖烏丸ボーリングは、1992年に滋賀県草津市の琵琶湖東岸烏丸半島にある県立琵琶湖博物館（仮称）の建設予定地で掘削されたものである。得られたコア試料は、烏丸地区深層ボーリング調査団（代表 亀井節夫）により、地質、堆積物、火山灰、有機物、花粉、珪藻、同位体、古地磁気等についての総合的な調査・研究が実施された。筆者らは、調査団のメンバーとして主としてコア試料中の重金属を主とする元素濃度の鉛直変化と、それを支配する要因に関する研究を分担し、元素濃度の鉛直変化は古堆積環境を解明する上で貴重な情報を提供することを報告した（井内・寺島、

1994）。

琵琶湖とその周辺地域の堆積物中の重金属に関しては、近年の人為的な汚染に対する関心の高まりを反映して多くの研究が実施された（小林ほか、1975；川嶋ほか、1978；立川、1979 a, b；立川・川端、1981；中島、1982；Takamatsu et al., 1985；井内ほか、1986）。しかし、これらの研究のうち古い時代の堆積物を対象としたのは小林ほか（1975）のみであり、この研究においても近年の人為汚染を評価するためのバックグラウンド値の算出が主目的で、元素濃度を支配する要因や古堆積環境との関係は検討されていない。

本研究では、前報（井内・寺島、1994）での議論をふまえて、元素濃度と堆積物の特性、現世の堆積物中

* 地質調査所地殻化学部

** 愛媛大学理学部

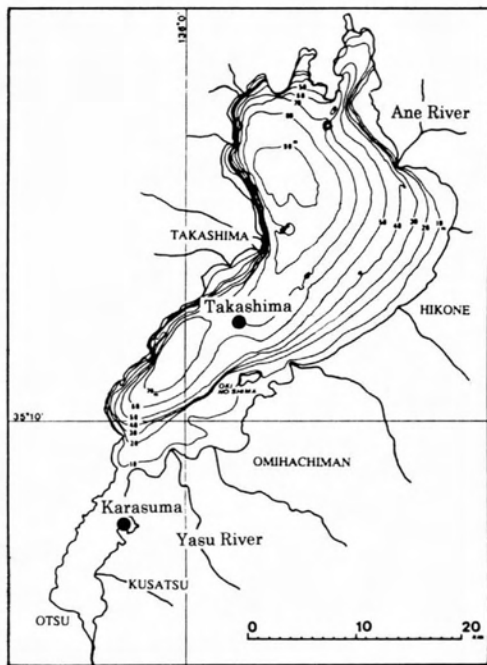


Fig. 1. Drilling sites of the Karasuma and Takashima deep core samples in Lake Biwa. Base map from Yoshikawa et al. (1993). Contour interval is 10 m.

元素濃度との対比等によって解析をすすめた結果、元素濃度を支配する要因としては粒度組成の影響が最大であること、Fe, Mn等は主として酸化物として濃集すること、元素濃度の特徴から推定される古堆積環境は主として河川系であること、有機炭素の鉛直変化は古気候変動の影響を受けていることなどが明らかになったので報告する。

試料

鳥丸ボーリングの掘削位置ををFig. 1に、コアの層序区分をFig. 2に示した。コア全体では最上位のA層から最下位のJ層までと基盤の11に分けられるが、本研究ではA層からH層の上部(深度800m)までを分析対象とした。各層序列の岩相は、A層は砂と泥の互層、B層は礫層、C層は礫と砂と泥の互層、D層は砂、礫及び泥の互層、E層は砂と泥の互層、F層は砂及び泥の互層、G層は砂がち互層、H層は泥がち互層である。

堆積物中の重金属等の濃度は、堆積物の粒度組成によって大きく変化する。このため、鳥丸ボーリングでは各ストローク毎の試料について、できるだけ泥質部分を選んで採取したが、泥質部分がない深度では砂質部分が含まれている。深度5mから800mまで、5m毎に1試料となるよう合計160試料をビニール袋に採取

した。いずれの試料も80°Cで約12時間乾燥した後に石川式めうの粉碎機で150メッシュ以下となるように粉碎し、分析試料とした。

本研究では、比較のために高島沖ボーリング(井内ほか、未発表)、琵琶湖堆積物(井内ほか、1986)、野洲川・姉川三角州土壌(立川・川端、1981)のデータも扱うので各試料の概要を以下に示す。

高島沖ボーリングは、琵琶湖北湖の南湖盆と北湖盆との間に位置する(Fig. 1)、水深63mの地点で掘削された柱状試料で、ほとんど均質な粘土質堆積物から成る。分析試料は、深度0mから136mまでほぼ1m毎に計137個が採取されている。

琵琶湖堆積物は、琵琶湖の北湖と南湖の全域から、湖底表層堆積物(0~5cm)を計158試料を採取したものである。一般に湖岸部では砂質堆積物が多く、水深の増大と共に粘土質堆積物が卓越するようになる。なお、明らかに人為的な影響によって高濃度が得られていると判断されるデータは除外した。

野洲川・姉川三角州土壌は、琵琶湖の南部及び北部に流入する代表的な河川の河口付近の陸上部(表層0~20cm)で採取されたもので、前者で114試料、後者で41試料が分析されている(立川・川端、1981)。

分析方法

重金属等：試料0.2gを白金皿に採取し、HNO₃ 3 ml, HClO₄ 2 ml, HF 6 mlを加えて加熱分解し、蒸発乾固した。希塩酸(2.4M) 2.5mlを加えて加温溶解した後、正しく10mlに希釈して試料溶液とした。空気-アセチレンフレームを用いる原子吸光法によりFe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Liを定量した。

有機炭素(Org.C)及び全硫黄(T.S)：試料0.2gを使用し、燃焼-赤外吸収法(Terashima et al., 1983)で定量した。

リン(P)：重金属等分析用の試料溶液2mlを正しくメスフラスコ(50ml)に分取し、水で全体を約25mlにした後、モリブデン酸アンモニウム-硫酸溶液(20gの(NH₄)₆Mo₇O₂₄・4H₂Oを5Mの硫酸に溶かして1lとする)5mlと硫酸ヒドラジン溶液(0.75gの(NH₂)₂・H₂SO₄を水に溶かして500mlとする)2mlを加えた後水で標線まで希釈する。沸騰水浴中で20~30分間加温して発色させた後水冷し、再び標線まで水を加えて混合し、830nmに於ける吸光度を測定してリン含有量を求めた。

酸溶出Fe, Mn, Zn：試料0.2gをピーカ(50ml)に

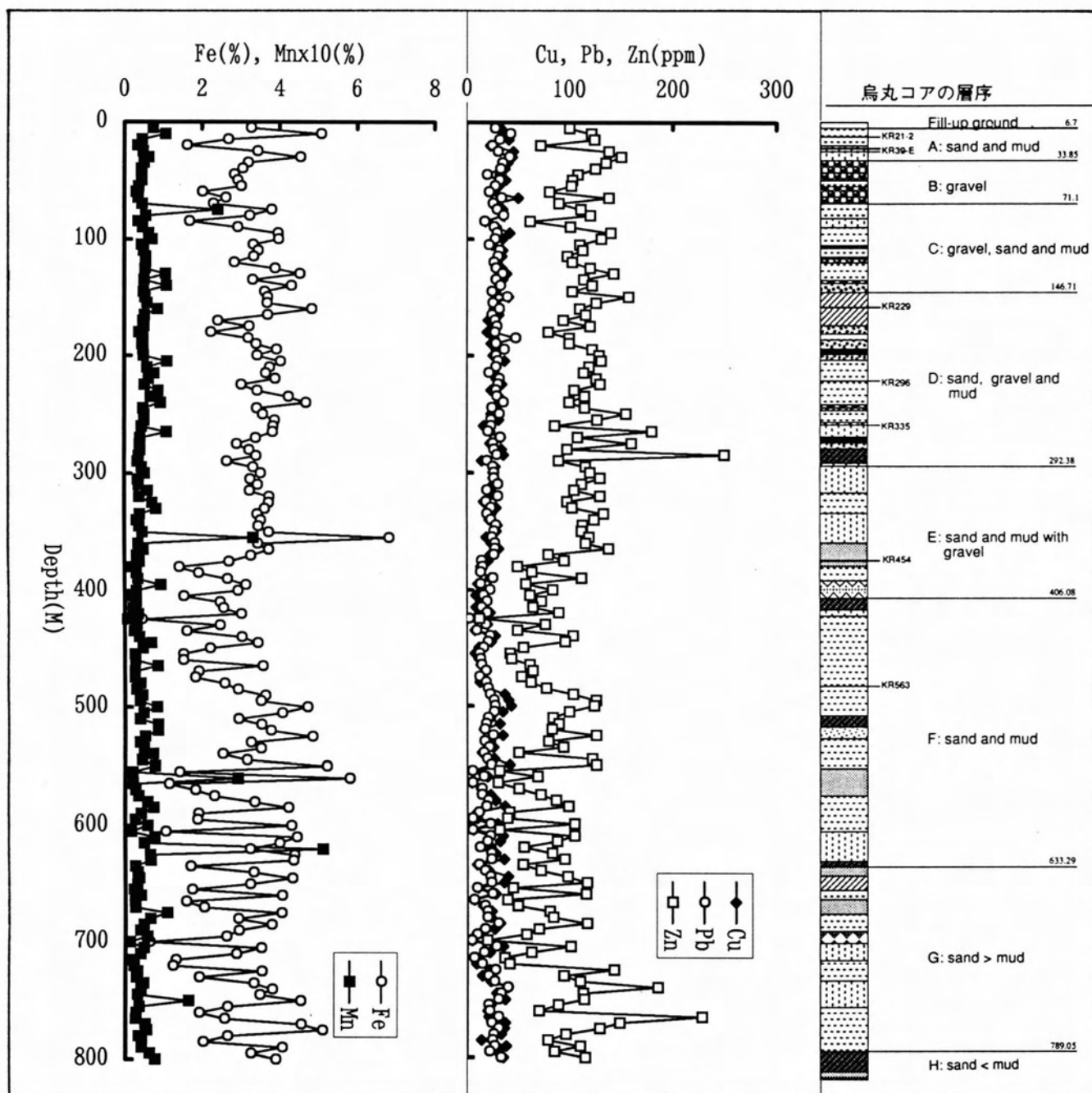


Fig. 2. Vertical variation of the content of Fe, Mn, Cu, Pb and Zn in the Karasuma deep core samples.

採取し、希塩酸 (0.6M) 10mlを加え、時計ざらで覆って約15分間静かに沸騰させた。不溶解残さを濾別した後、正しく20mlに希釈し、原子吸光法によりFe, Mn, Znを定量した。

元素存在量の特徴

烏丸ボーリングから採取した160試料についてFe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Li, Org.Cを分析した値をTable 1に、鉛直方向の濃度分布図をFig. 2～3に

示した。また、この結果をもとに各元素別の平均値、標準偏差、最大値、最小値を求め、比較の為に高島沖ボーリング(井内ほか、未公表)、琵琶湖表層堆積物(井内ほか、1986)、野洲川・姉川三角洲の土壤(立川・川端、1981)についての平均値及び世界の頁岩、砂岩、炭酸塩岩中元素濃度の文献値をTable 2に示した。この表から明らかなように、烏丸ボーリングに於ける元素濃度は高島沖ボーリングや琵琶湖の表層堆積物に比べて明らかに低値であり、Mn, Cu, Pb, Znについて

Table 1. Analytical results for the Karasuma deep core samples.

Analysis No.	Stroke No.	Fe (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Org.C (%)	Depth (m)
1	11,30-35	3.25	730	34	28	100	26	42	44		5
2	18,45-50	5.05	1050	37	43	121	28	50	49	0.65	10
3	26,5-10	2.66	450	42	32	124	20	42	44		15
4	34,7-12	1.60	330	24	25	72	11	26	29	0.48	20
5	40,15-20	3.42	480	46	31	138	26	54	49		25
6	47,19-24	4.52	620	45	42	150	29	55	50	0.76	30
7	53,50-55	3.18	500	41	35	135	25	50	48		35
8	68,20-25	3.04	430	38	33	125	26	47	45	0.59	40
9	80,10-15	2.81	440	33	20	108	21	42	43		45
10	93,33-38	2.90	440	39	32	103	20	48	45	4.66	50
11	101,14-19	3.00	360	32	28	102	26	48	46		55
12	115,36-41	2.00	300	25	22	81	11	29	34	0.09	60
13	122,15-20	2.60	350	51	34	138	19	47	44		65
14	129,10-15	2.28	450	29	26	90	12	30	36	0.82	70
15	135,60-65	3.78	2400	36	30	111	24	41	40		75
16	141,15-20	3.21	540	36	36	120	26	41	46	0.20	80
17	147,56-61	1.66	340	19	18	62	8	24	30		85
18	154,25-30	2.90	460	30	27	101	22	40	38	1.60	90
19	164,10-15	3.94	620	43	30	140	30	52	49		95
20	167,70-75	3.96	710	36	28	131	23	49	46	1.80	100
21	173,5-10	3.30	440	26	22	110	30	46	41		105
22	178,70-75	3.43	490	36	32	113	30	48	46	1.42	110
23	183,10-15	3.31	540	35	31	98	18	52	48		115
24	189,49-54	2.82	540	29	27	103	26	36	38	1.04	120
25	194,85-90	3.87	520	35	29	120	27	49	44		125
26	199,15-20	4.50	1050	40	35	143	27	51	50	0.46	130
27	203,45-50	3.29	500	36	29	114	24	44	44		135
28	209,20-25	4.29	1080	34	33	122	22	47	45	0.18	140
29	213,25-30	3.60	490	29	25	103	22	42	39		145
30	221,40-45	3.67	530	42	40	157	25	56	51	1.42	150
31	226,55-60	3.66	580	29	26	126	37	50	49		155
32	232,80-85	4.81	850	28	32	110	14	40	35	0.20	160
33	237,15-20	3.68	510	32	25	116	29	51	46		165
34	243,80-85	2.40	470	22	28	94	10	32	34	0.68	170
35	248,0-5	3.20	500	28	30	120	28	41	42		175
36	255,81-86	2.21	370	21	28	80	7	30	33	0.33	180
37	258,45-50	3.17	470	28	48	100	21	43	44		185
38	267,75-80	3.38	450	25	29	100	17	40	40	0.09	190
39	269,80-85	3.91	480	30	37	122	25	50	44		195
40	274,0-5	3.40	490	27	29	129	21	45	42	0.22	200
41	280,55-60	4.01	1090	38	31	131	33	50	44		205
42	286,40-45	3.72	580	30	29	119	22	47	42	0.40	210
43	290,80-85	3.62	760	28	22	114	23	45	44		215
44	296,75-80	3.87	610	30	32	126	20	47	45	0.71	220
45	300,72-77	3.00	510	35	31	130	23	51	51		225
46	305,15-20	3.40	860	25	29	105	17	38	36	0.84	230
47	311,40-45	4.21	670	32	30	115	28	49	49		235
48	315,0-5	4.66	920	34	36	100	17	49	43	0.14	240
49	320,60-65	3.39	480	28	25	115	24	50	47		245
50	325,60-65	3.55	500	25	32	155	21	54	52	1.42	250
51	330,45-50	3.85	500	32	24	127	25	52	49		255
52	335,65-70	3.81	430	18	24	86	17	40	38	0.15	260

は、野洲川、姉川三角州の土壤に近い値である。この事は、鳥丸ボーリング地点の古堆積物環境が全体的には河川系であった結果と解釈される。

堆積物の粒度組成と元素濃度に関しては、一般に本研究で分析した元素はいずれも粗粒堆積物よりも細粒堆積物中で高濃度を示すことが知られており、このことは砂岩に比べて頁岩中で高濃度が得られることに示されている (Table 2)。Fig. 2～3 からわかるように、鳥丸ボーリング試料中の元素濃度にも大きな変化が認

められるが、全体の平均値 (Table 2) よりも濃度が高い試料は粘土質で、低い試料は砂質堆積物という明瞭な相違が認められた。従って、概括的には元素濃度の変化が大きい層準は堆積環境が不安定であったことを示し、また元素濃度が低い層準は河川系の、高い層準は湖沼系の堆積環境下にあったと言える。この解釈によれば、C、D及びE層の上部はやや湖沼的で安定した環境下であり、これに対してF、G層の堆積環境は不安定で河川系が卓越した環境下にあったことになる。

Table 1. (continued)

Analysis No.	Stroke No.	Fe (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Org.C (%)	Depth (m)
53	340, 25-30	3.80	1080	24	21	180	24	43	44		265
54	346, 80-85	3.37	400	34	33	108	19	55	50	0.49	270
55	351, 15-20	2.88	380	24	26	160	26	50	49		275
56	356, 47-52	3.20	400	35	27	98	17	52	50	0.67	280
57	362, 30-35	3.38	360	37	30	250	29	56	58		285
58	366, 45-50	2.63	330	16	20	90	16	40	44	0.65	290
59	372, 50-55	3.30	430	29	26	116	28	51	51		295
60	377, 75-80	3.50	510	27	27	120	18	47	50	0.88	300
61	383, 35-40	3.22	330	27	27	130	33	60	50		305
62	386, 70-75	3.42	360	27	31	112	21	54	51	0.68	310
63	393, 63-68	3.21	590	24	20	105	23	41	39		315
64	398, 50-55	3.71	370	30	31	130	24	57	56	1.72	320
65	402, 10-15	3.70	710	18	19	98	22	43	44		325
66	409, 80-85	3.60	810	30	24	103	22	49	43	0.58	330
67	414, 65-70	3.41	390	25	20	133	30	51	49		335
68	419, 35-40	3.49	310	23	24	124	30	54	50	0.13	340
69	424, 25-30	3.43	370	31	29	113	24	54	50		345
70	427, 90-95	3.70	450	30	27	112	22	57	50	0.20	350
71	435, 30-35	6.81	3300	20	25	119	33	46	46		355
72	442, 12-17	3.42	350	25	28	116	31	58	54	0.44	360
73	444, 41-46	3.70	470	32	28	138	40	55	45		365
74	447, 32-37	3.24	310	24	27	80	18	53	41	0.17	370
75	456, 55-60	2.68	370	22	15	95	24	46	43		375
76	460, 50-55	1.39	190	15	16	50	7	29	39	0.42	380
77	464, 47-52	1.90	290	15	14	64	15	28	33		385
78	470, 40-45	2.64	330	24	26	112	23	50	44	0.64	390
79	473, 80-85	3.11	920	12	14	58	14	26	28		395
80	481, 75-80	2.90	300	17	23	84	16	50	48	0.10	400
81	484, 58-63	1.51	190	10	17	62	14	24	29		405
82	490, 17-22	2.45	300	15	20	73	13	34	32	0.35	410
83	494, 55-60	2.53	200	10	15	65	15	32	34		415
84	500, 26-31	3.00	340	24	20	90	17	44	39	0.69	420
85	505, 20-25	0.43	70	2	3	13	2	8	16		425
86	510, 15-20	2.44	310	21	19	77	14	37	34	0.76	430
87	515, 90-95	1.59	230	9	10	50	8	20	27		435
88	520, 65-70	3.01	370	29	23	104	26	46	44	0.91	440
89	525, 75-80	3.42	680	25	21	96	22	44	42		445
90	529, 75-80	2.19	460	13	17	56	8	27	28	0.28	450
91	534, 55-60	1.50	260	9	13	43	8	20	27		455
92	539, 45-50	1.50	270	13	14	44	4	19	23	0.22	460
93	544, 0-5	3.55	850	15	15	62	14	31	30		465
94	550, 64-71	1.90	250	20	19	65	16	34	33	0.37	470
95	553, 52-57	1.80	260	15	13	54	11	30	29		475
96	561, 3-8	2.56	400	14	19	63	8	27	29	0.39	480
97	567, 29-34	2.91	300	22	21	78	20	45	40		485
98	573, 9-14	3.61	450	38	23	104	26	62	49	0.74	490
99	579, 25-30	3.50	390	42	27	126	32	72	48		495
100	581, 20-25	4.70	820	44	28	124	41	66	52	1.44	500
101	589, 63-68	4.04	480	36	27	100	27	60	42		505
102	595, 10-15	2.92	380	24	21	84	20	44	37	0.35	510
103	601, 9-14	3.51	850	33	19	90	33	54	39		515
104	606, 28-33	3.75	840	18	18	83	17	40	34	0.52	520
105	612, 15-20	4.83	510	36	26	126	40	72	49		525
106	617, 70-75	3.24	380	24	18	80	17	41	37	0.07	530

Fe, Mnの濃集要因

前述のように、元素濃度が高くなるのは主として堆積粒子が細粒化するためであるが、一部の重金属は硫化物としても濃集しやすく、また鳥丸ポーリングや琵琶湖の堆積物からは藍鉄鉱 (Nakano, 1992; 中野・藤本, 1995) 及びFe-Mn酸化物等 (川嶋ほか, 1978; 中野・藤本, 1995) が見出されているので、Fe, Mnの濃集要因を検討することにした。

まず、Feについては5%以上、Mnについては1500 ppm以上の高濃度を示す試料を選定し、さらに比較のためにZn濃度が200ppm以上の2試料といずれの重金属も高値を示さない2試料を合わせ計12試料についてS, P及び酸可溶性Fe, Mn, Znの定量を行い、結果をTable 3に示した。S濃度はいずれも低く(0.004~0.039%)、またFeやZnに富む試料中のSが高値を示さないことから、硫化物としての濃集は重要でないと判断される。P濃度に関しては、試料No. 2で0.20%、71

Table 1. (continued)

Analysis No.	Stroke No.	Fe (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Org.C (%)	Depth (m)
107	623,77-82	3.50	490	27	22	94	28	50	41		535
108	629,30-35	2.51	720	16	17	51	12	30	28	0.36	540
109	634,35-40	3.14	430	28	20	122	26	49	41		545
110	640,26-31	5.20	770	43	24	126	37	63	54	0.77	550
111	646,68-73	1.40	190	7	6	32	4	16	22		555
112	651,75-80	5.79	2900	21	17	69	17	37	31	1.28	560
113	657,4-9	1.12	200	6	6	31	3	15	24		565
114	662,15-20	1.80	270	15	15	51	9	27	29	0.24	570
115	668,85-90	2.29	350	24	15	72	15	42	37		575
116	673,3-8	3.33	580	29	21	87	21	46	41	0.17	580
117	697,75-80	4.20	730	38	19	99	32	65	47		585
118	684,40-45	1.88	410	11	12	42	8	26	28	0.12	590
119	691,20-25	1.85	260	11	6	40	9	24	28		595
120	695,50-55	4.28	570	31	23	105	27	55	47	1.26	600
121	701,20-25	1.04	160	7	6	32	6	15	23		605
122	707,30-35	4.41	750	36	23	105	33	67	50	0.37	610
123	712,40-45	3.97	490	33	20	88	26	54	38		615
124	718,5-10	3.21	5100	24	13	56	12	35	28	0.40	620
125	723,75-80	4.35	640	29	24	83	33	65	52		625
126	728,75-80	4.33	650	37	24	95	31	61	43	0.26	630
127	734,55-60	1.68	250	11	12	55	14	23	28		635
128	739,65-70	3.30	320	22	18	72	17	48	39	0.42	640
129	744,10-15	4.30	360	41	23	98	32	67	44		645
130	750,50-55	3.21	310	37	24	117	28	63	52	0.30	650
131	755,25-30	1.72	220	12	10	45	8	24	30		655
132	761,5-10	4.03	400	29	25	116	34	61	52	0.09	660
133	766,30-35	1.56	240	8	7	40	7	18	27		665
134	771,25-30	2.02	260	17	18	50	10	33	33	0.20	670
135	776,10-15	4.02	1080	25	20	81	26	53	43		675
136	781,4-9	2.91	640	24	20	84	20	42	44	0.39	680
137	786,15-20	3.76	470	33	31	117	33	61	50		685
138	792,2-7	2.92	380	28	18	70	17	43	39	0.06	690
139	797,34-39	2.60	560	10	10	58	14	26	27		695
140	802,25-30	0.61	110	6	5	20	1	11	18	0.02	700
141	808,8-13	3.50	480	36	29	101	33	58	49		705
142	814,29-34	2.86	390	23	17	63	15	35	36	0.05	710
143	820,5-10	1.29	190	10	7	37	8	20	28		715
144	824,22-27	1.22	220	10	15	42	2	15	20	0.03	720
145	829,52-57	3.51	310	23	28	143	22	49	47		725
146	834,20-25	1.90	280	16	21	94	4	23	28	0.05	730
147	840,40-45	3.30	460	24	27	110	17	44	38		735
148	845,79-84	3.78	400	41	40	185	22	56	49	0.11	740
149	850,27-32	3.46	310	30	33	113	22	59	45		745
150	856,28-33	4.50	1620	38	31	114	21	50	47	0.37	750
151	861,45-50	2.63	350	24	21	89	15	42	42		755
152	866,35-40	1.89	270	21	22	70	10	32	42	0.04	760
153	872,20-25	2.55	260	22	31	228	16	42	38		765
154	880,40-45	4.52	500	38	24	148	33	61	40	0.06	770
155	884,25-30	5.07	540	37	31	129	38	85	54		775
156	890,55-60	2.63	330	34	26	96	20	50	48	0.11	780
157	895,40-45	2.00	410	15	25	79	9	25	38		785
158	900,69-74	4.03	410	39	27	110	30	63	44	0.09	790
159	906,20-25	3.22	610	31	22	85	22	49	45		795
160	911,50-55	3.87	750	36	33	115	26	55	51	0.28	800

で0.114%の高値が得られ、これら2試料はいずれもFeに富むことから、Feの一部は藍鉄鉱として濃集していると考えられる。しかし、他試料中のP濃度はいずれも0.033%以下であり、藍鉄鉱によるFeの濃集効果は無視できると言える。

Table 3からわかるように、試料中に含有されるFe, Mn, Znの全濃度の増加に伴って酸可溶性Fe, Mn, Zn濃度も増加している。造岩鉱物中の重金属は、希塩酸処理では溶出しにくいいため、希塩酸で溶出する部分

は主として酸化物として存在すると考えられ、この事はFe, Mn, Znの濃集が酸化物に起因することを示している。筆者らの未公表データによれば、新潟県下の信濃川河口付近の葦原中の小水域にはFeに富む茶褐色の堆積物が存在し、最大濃度はFe17.40%, Mn7500 ppmに達する。そしてこの濃集はFe-Mn酸化細菌の作用によると考えている。琵琶湖の湖底堆積物に於いて、Mnが濃集する要因については古くから多くの研究が行われている(川嶋ほか, 1978; 立川, 1979a,

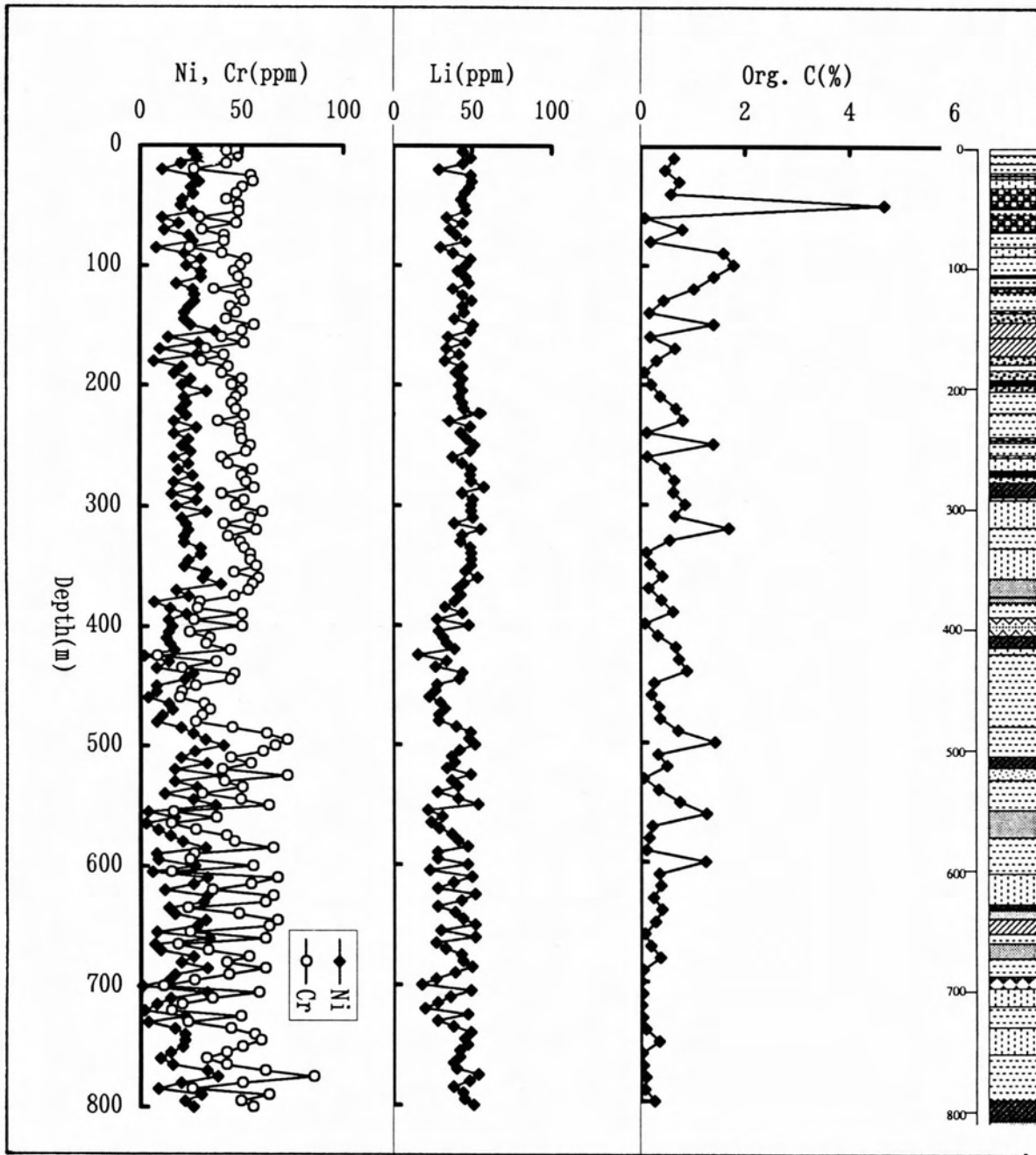


Fig. 3. Vertical variation of the content of Ni, Cr, Li and Org. C in the Karasuma deep core samples.

b ; 中島, 1982 ; Takamatsu et al., 1985). これらによれば, 風化作用や還元的条件下で生成したMn (II) が水中で酸化され, 堆積物表層の酸化層にMn酸化物として濃集するためとされている。しかしながら, 河川系の堆積物に於いて, Mn濃度が2000ppmを越えるような試料では, Mn酸化細菌の影響を受けている場合が多いのではないかと, 筆者らは考えている。

元素濃度と集水域の地質

湖沼や河川堆積物中の重金属等の濃度を支配する要因としては, 前述の粒度組成や酸化物としての濃集要因の他に集水域の地質や堆積環境も重要である。集水域の地質に関しては, もし火成岩類であれば本研究で分析した元素のうちPb, Liは苦鉄質岩よりも珪長質岩により多く含有され, その他の重金属はいずれも苦鉄質岩中に濃集している (Turekian and Wedepohl,

Table 2. Regional average element contents. Reported abundances data are given for comparison.

	(n)	Fe (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Org.C (%)
Karasuma (A)	160	3.16	555	27	24	99	21	44	41	0.55
Takashima (B)	137	5.13	1679	52	32	129	42	72	55	0.93
Lake Biwa (C)	158	4.30	1800	62	40	155	33	71	47	1.70
Yasu delta (D)	114	n.g.	446	22	27	78	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.
Ane delta (D)	41	n.g.	706	38	30	93	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.
Shales (E)	n.g.	4.72	850	45	20	95	68	90	66	n.g.
Sandstones (E)	n.g.	0.98	n.g.	n.g.	7	16	2	35	15	n.g.
Carbonate rocks (E)	n.g.	0.38	110	4	9	20	20	11	5	n.g.

A, This study; B, Drilling core(Inouchi et al., unpublished); C, Bottom surface sediments(Inouchi et al., 1986); D, Soils (Tatekawa and Kawabata, 1981); E, World average(Turekian and Wedepohl, 1961). n.g., not given.

Table 3. Analytical results of S, P, Fe, Mn and Zn in selected twelve samples.

Analysis No.	T. S (%)	P (%)	Fe(%)		Mn(ppm)		Zn(ppm)	
			T.	AE	T.	AE	T.	AE
2	0.008	0.200	5.05	3.28	1050	790	121	80
7	0.005	0.025	3.18	2.06	500	300	135	89
15	0.004	0.020	3.78	2.45	2400	2010	111	71
30	0.016	0.026	3.67	1.50	530	370	157	98
57	0.012	0.019	3.38	1.18	360	220	250	150
71	0.006	0.114	6.81	4.61	3300	3000	119	68
110	0.039	0.033	5.20	2.83	770	580	126	96
112	0.027	0.026	5.79	4.00	2900	2700	69	52
124	0.006	0.018	3.21	2.28	5100	4800	56	51
150	0.008	0.020	4.50	3.25	1620	1260	114	97
153	0.011	0.011	2.55	1.30	260	120	228	154
155	0.008	0.019	5.07	3.47	540	460	129	101

T., Total ; AE, Acid(0.6M HCl) extractable

Table 4. Average element contents in selected muddy sediments for eight stratigraphic units.

Stratigraphic unit	(n)	Fe (%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Org.C (%)
A	4	3.46	570	42	33	128	25	48	47	0.76
B	8	2.73	409	36	29	110	20	43	43	1.54
C	12	3.63	620	35	30	118	25	47	45	0.94
D	27	3.56	586	29	29	120	22	47	45	0.58
E	19	3.28	449	24	24	107	24	49	46	0.54
F	30	3.39	509	27	21	89	23	49	40	0.55
G	18	3.40	447	29	24	103	23	51	44	0.18
H	2	3.95	580	38	30	113	28	59	48	0.19

Data of 30 sandy sediments(Anal. no. 4, 17, 24, 36, 76, 77, 78, 85, 87, 91, 92, 94, 95, 108, 111, 113, 118, 119, 121, 127, 131, 133, 134, 140, 143, 144, 146, 152, 157 and 159) and 10 Fe, Mn or Zn rich sediments(Anal. no. 2, 15, 57, 71, 110, 112, 124, 150, 153 and 155) are excluded.

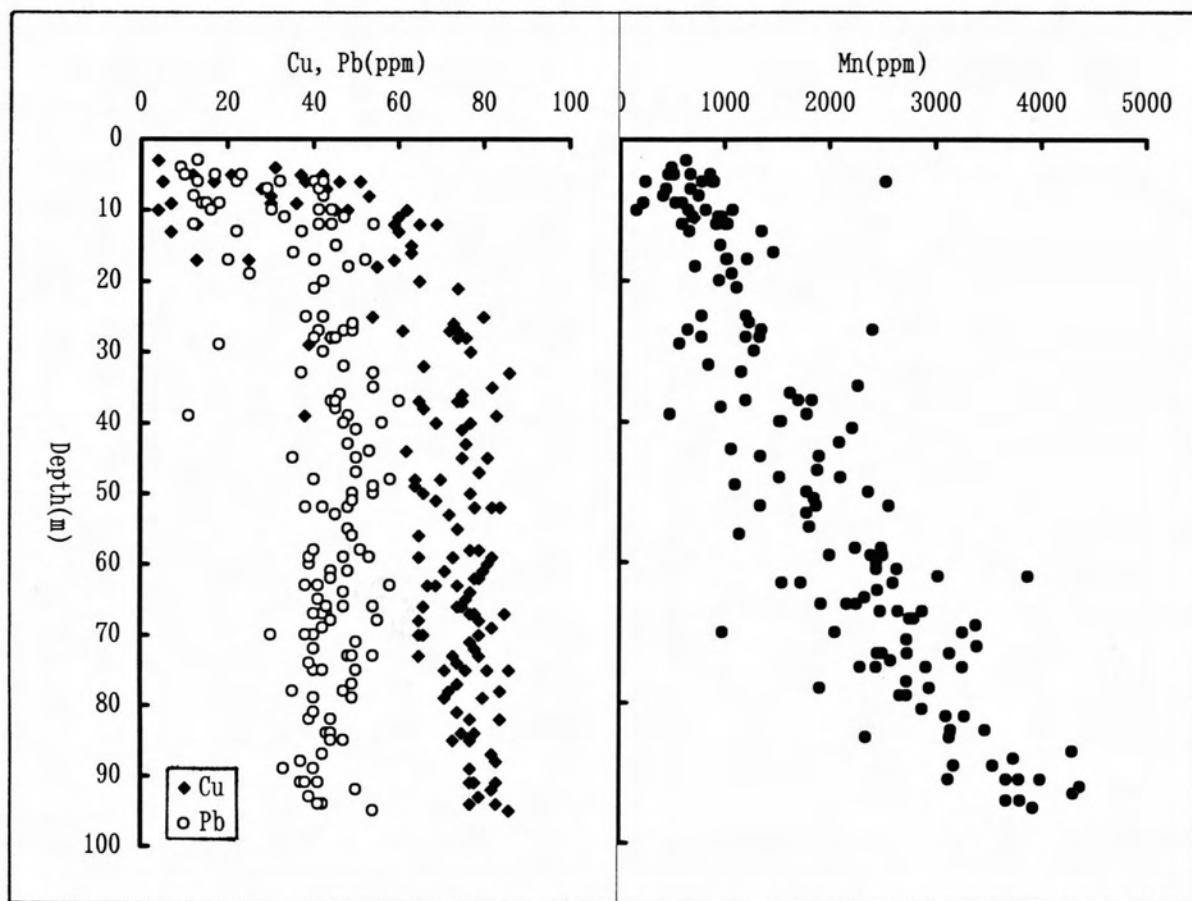


Fig. 4. Plot of Cu, Pb, and Mn content in the bottom surface sediments of Lake Biwa vs water depth of the sampling stations.

1961). 堆積岩類であれば、いずれの元素も砂岩や石灰岩に比べて頁岩中で高い (Table 2)。従って、堆積期間中に堆積物の供給源に明らかな変化があれば、各元素濃度の鉛直分布にも変化が生ずることが予測される。

そこで、まず全元素の鉛直分布を示したFigs. 2, 3 について検討すると、多くの元素が最下位から上位に向かって大きく変化しながら濃度を減じ、F層の最上位付近で最低値を示す。そしてE層の下位から上位に向かっては増加傾向を示し、E層の中位からD~C層にかけては比較的高濃度である。しかしながら、これらの鉛直分布は前述の粒度組成や酸化物としての濃集の影響を受けており、後背地に関する検討ではこれらの影響はできるだけ小さくする事が望ましい。そこで“一般的な泥質堆積物”の分析値を求めるため、極細粒砂以上の平均粒径を有する試料(No. 4, 17, 24, 36, 76, 77, 78, 85, 87, 91, 92, 94, 95, 108, 111, 113, 118, 119, 121, 127, 131, 133, 134, 140, 143, 144, 146, 152, 157, 159), 及び酸化物としての濃集の影響

があると考えられる試料 (No. 2, 15, 57, 71, 110, 112, 124, 150, 153, 155)を除外した後に各層準別の平均値を算出し、Table 4 に示した。この表からわかるように、B層においてFe, Mn, Ni, Crが最低値を示しているが、これはこの層準が礫層を主体とすることに関係すると考えられる。CuについてはE層で、Pb, ZnではF層で最低値を示し、その上位では高濃度となり、最上位のA層で最大となる。E, F層の堆積物は主としてCu, Pb等に乏しい地層から供給され、その後上位に向かってこれら元素に富む地層の影響が強くなったことが考えられる。そしてPb, Liの増加であれば珪長質岩からの供給と考えられるが、Cu, Pbの増加であるため頁岩の影響を考えるのが妥当であろう。最下位のH層は、分析数は少ないが、Fe, Ni, Cr, Liが最大値を示し、またMn, Cu, Pb, Znも直上のG層に比べて明らかに高い特徴を有している。川辺 (1994) によれば、G層は古琵琶湖層群の草津累層に対比され、H層は蒲生累層の上部に相当すると考えられており、草津累層中の礫はチャートが多く、蒲生累層では湖東

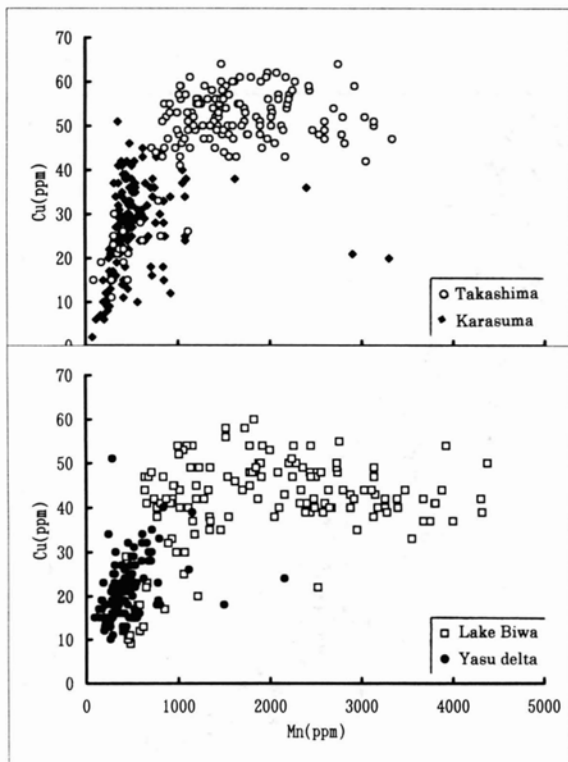


Fig. 5. Plot of Cu content vs Mn content of the Karasuma and Takashima deep core samples, bottom surface sediments of Lake Biwa and soils from Yasu delta.

紋岩が卓越する。従って、G層とH層で各種元素濃度が異なる原因の1つは後背地の地質特性に由来すると思われる。これに加えて、G層に比べH層に於ける堆積物が全体として細粒であることも影響しているであろう。

元素濃度と地形・水理環境

堆積物中の元素濃度は、堆積地点の地形や水理環境の変化によっても変わるが、古い時代の堆積物についてこれらの要因を個別に評価することは困難である。ここでは、現世の琵琶湖底の表層堆積物（井内ほか，1986）、野洲川の三角州土壌（立川・川端，1981）、さらに高島沖ボーリング（井内ほか，未公表）についての重金属等の研究結果との比較から鳥丸ボーリング地点の古堆積環境を検討する。

Fig. 4 は、琵琶湖の堆積物に於ける試料採取地点の水深とCu, Pb, Mn濃度との関係を示したものである。いずれの元素も水深の増加に伴って高濃度となるが、水深10m以下ではCuとPbの間に明らかな濃度差が認められないのに対して水深が大きくなるとCuの方が

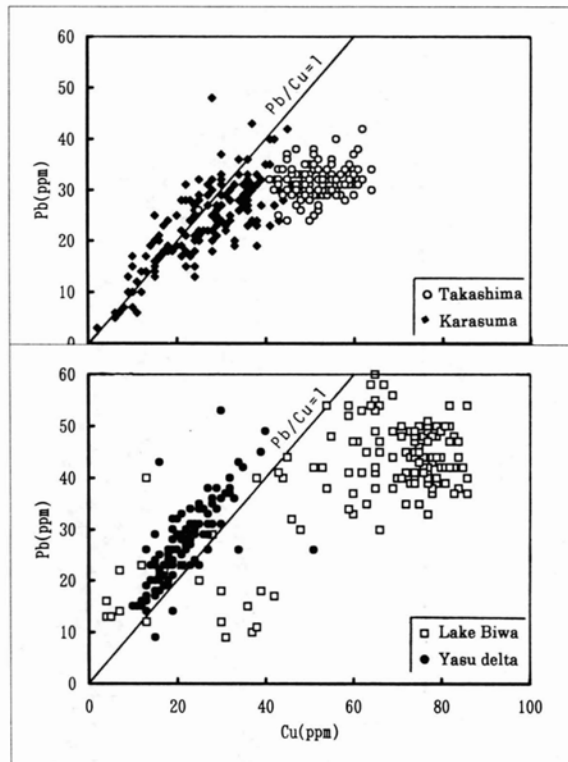


Fig. 6. Plot of Pb content vs Cu content. Samples are the same as in Fig. 5.

高濃度になる特徴がある。Mn濃度と水深の間には良好な正相関 ($r=0.84$) があり、1試料を除くと水深10m以下ではMn濃度は1000ppm以下である。立川（1979b）は、琵琶湖南湖の水深1~8mの地点から採取した40試料についてをMnを定量し、平均793ppmを得ている。鳥丸ボーリングに於ける層準別のMn濃度は620ppm以下（Table 4）、全試料の平均値は555ppmであり、このことはこの地域の古環境が主として河川系であったことを示している。また湖沼環境になった場合でも水深は10m程度以下と考えられる。

Fig. 5 は、鳥丸ボーリング、高島沖ボーリング、琵琶湖堆積物、野洲川三角州の土壌に於けるCuとMn濃度の関係をプロットしたものである。鳥丸ボーリングに於けるCu, Mn濃度は、高島沖ボーリングや琵琶湖堆積物中の両元素に比べて低く、野洲川三角州の土壌に近い濃度を示している。Fig. 6 は、Fig. 5 と同一試料についてPbとCu濃度の関係をプロットしたものである。野洲川三角州土壌の殆どは $Pb/Cu > 1$ の範囲にプロットされるが、琵琶湖堆積物の多くは $Pb/Cu < 1$ の範囲内に存在する。そして鳥丸ボーリング試料に於けるPb/

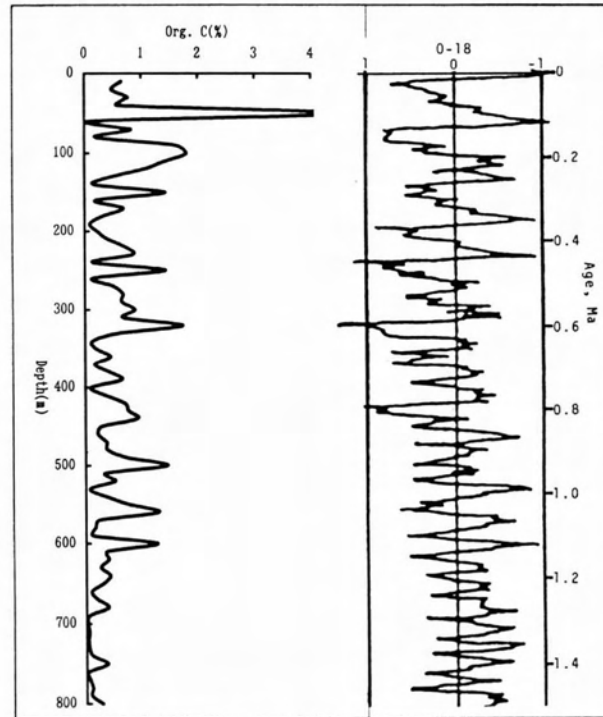


Fig. 7. Vertical variation of Org. C content in the Karasuma deep core samples. Variation of oxygen isotope data from Masuda (1991).

Cu比は野洲川三角洲土壌と琵琶湖堆積物のほぼ中間にプロットされる傾向がある。この原因としては、鳥丸ボーリング地点の古堆積環境が湖沼的になった時期があったこと及び現在の野洲川三角洲土壌よりもややCuに富む堆積物の供給が多かったことが考えられる。野洲川よりもCuに富む堆積物は、姉川 (Table 2) のほか天の川、愛知川、芹川等からも供給されている (井内・寺島、未発表)。

有機炭素濃度の鉛直変化と古気候

堆積物中の有機炭素は、多くの重金属等と同様に粗粒堆積物中では少なく、細粒堆積物中に濃集することが知られている。しかしながら、Fig. 3 から分かるように有機炭素の鉛直変化は重金属のそれとはかなり異なっており、粒度組成以外にも重要な変動要因があることを強く示唆している。Inouchi et al. (1996) は、高島沖ボーリング試料中の有機炭素の鉛直変化と堆積年代及び化石殻の酸素同位体比曲線から求めた過去の気候変動との関係を研究し、有機炭素に富む層準は気候が温暖な時期に形成され、乏しい層準は寒冷期に対応することを示した。石渡ほか (1994) によれば、鳥丸ボーリング試料中の有機物の主な供給源は陸上高等植物であり、陸上植物の増減は古気候と密接な関係を有することから、有機炭素の増減と酸素同位体比曲線

とを比較し、結果をFig. 7 に示した。この図において、鳥丸ボーリング試料の堆積年代はKR563 (深度481.86 m) 火山灰層を90万年前とし、堆積速度は一定として見積もってある。有機炭素濃度のピーク位置と古気候が温暖であった年代との間にはかなりの一致が認められ、このことは鳥丸ボーリング試料中の有機炭素濃度も過去の気候変動の影響を受けていることを示すと思われる。これについては、堆積年代の精度を上げること、粒度組成等有機炭素濃度を変動させる他の要因を適正に補正することによりさらに良好な一致が得られるであろう。

まとめ

琵琶湖鳥丸ボーリングから採取された160試料についてFe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Li, Org.C等を分析し、元素濃度の鉛直変化とその成因、古堆積環境等について研究し、次の結果を得た。

- 1) 元素濃度を支配する最大の要因は堆積物の粒度組成であり、いずれの元素も細粒堆積物で高く、粗粒堆積物で低かった。このため概括的には元素濃度の変化が大きい層準は堆積環境が不安定で、また元素濃度が低い層準は河川系の、高い層準は湖沼系の環境下にあったと言える。
- 2) Fe, Mn, Zn等が高濃度であってもS濃度は低く、

硫化物による濃集はみられなかった。一部試料では藍鉄鉱による濃集が認められたが、Fe, Mn, Znの濃集は主として酸化物の生成に起因する。

3) 泥質堆積物を主体とする分析値をもとに、各層準別の平均値を算出した結果、H層に比べて直上のG層で元素濃度が低く、集水域の地質特性の影響があると考えられた。またCu, Pbは最上位のA層で高濃度を示し、これら両元素に富む地層の影響を受けるようになったと考えられた。

4) 琵琶湖とその周辺地域に於ける現在の堆積物中の元素濃度と鳥丸ボーリング試料のそれを比較した結果、鳥丸地域の古堆積環境は主として河川系であり、湖沼的環境下にあった時でも水深は10m程度以下と推定された。

5) 鳥丸ボーリング試料中のOrg.C濃度の鉛直変化は、過去の気候変動の影響を受けており、温暖期で高濃度を、寒冷期で低濃度を示すと考えられた。

文 献

- 井内美郎・中尾征三・横田節哉・村上文敏・斉藤文紀・寺島 滋・寺島美南子・竹内三郎・吉川秀樹・志岐常正・太井子宏和・徳岡隆夫・公文富士夫, 1986, 湖沼汚染底質の堆積機構解明に関する研究。環境庁環境保全研究成果集, 64-1~64-14。
- 井内美郎・寺島 滋, 1994, 琵琶湖鳥丸深層ボーリング試料の元素濃度プロファイル。琵琶湖の自然史討論会要旨集, 61-67。
- Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S., 1996, Climatic changes around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. (in press).
- 石渡良志・山田桂太・奈良岡 浩・山本 修一・鶴崎 実, 1994, 鳥丸地区深層ボーリングコアに含まれる有機物の特徴。琵琶湖の自然史討論会要旨集, 56-60。
- 川辺孝幸, 1994, 古地理と河川性堆積物の層相—伊賀累層を例にして—。琵琶湖の自然史討論会要旨集, 88-89。
- 川嶋宗継・中川利宏・中嶋美栄子・塩田 晃・谷口孝敏・板坂修・高松武次郎・松下録治・小山睦夫・堀 太郎, 1978, 琵琶湖堆積物における種々の元素の鉛直分布と化学的性質—特にマンガン, リン, ヒ素の分布について—。滋大紀要, 28, 13-29。
- 小林 純・森井ふじ・村本茂樹・中島 進・寺岡久之・堀江正治, 1975, 琵琶湖底堆積物中のヒ素, カドミウム, 鉛, 亜鉛, 銅, マンガン含有量について。日本陸水学会誌, 36, 6-15。
- 増田富士雄, 1991, 古気候変動史から見た現在。地学雑誌, 100, 976-987。
- 中島 進, 1982, 琵琶湖柱状堆積物中の重金属元素(マンガン, 鉄, ヒ素, カドミウム, 鉛, 銅, 亜鉛, コバルト, ニッケル)の形態分別。日本陸水学会誌, 43, 67-80。
- Nakano, S., 1992, Manganoan vivianite in the bottom sediments of Lake Biwa, Japan. *Mineralogical Journal*, 16, 96-107。
- 中野聰志, 藤本あゆみ, 1995, 鳥丸半島ボーリング試料の粘土組成, 砂粒組成。平成6年度鳥丸地区深層ボーリング調査(滋賀県)調査研究報告, 38-72。
- Takamatsu, T., Kawashima, M., Matsushita, R. and Koyama, M., 1985, General distribution profiles of thirty-six elements in sediments and manganese concretions of Lake Biwa. *Jan. J. Limnol.*, 46, 115-127。
- 立川正久, 1979 a, 琵琶湖底泥中の重金属類について。関西自然保護機構会報, 3, 1-26。
- 立川正久, 1979 b, 琵琶湖の堆積物の研究 (X(監)) 南湖表層堆積物中のマンガンと亜鉛について。滋大紀要, 29, 75-88。
- 立川正久・川端 一, 1981, 琵琶湖の堆積物の研究 (X(企))—野洲川及び姉川三角州に於ける重金属元素の分布について—。滋大紀要, 31, 9-24。
- Terashima, S., Yonetani, H., Matsumoto, E. and Inouchi, Y., 1983, Sulfur and carbon contents in recent sediments and their relation to sedimentary environments. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 34, 361-38。
- Turekian, K. K. and Wedepohl, K. H., 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 175-192。
- 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。

烏丸コア中の粘土鉱物組成・砂粒組成

藤本 あゆみ*・中野 聡志**

Clay minerals and sand constituents of the Karasuma core samples, Lake Biwa, Japan

Ayumi Fujimoto and Satoshi Nakano

Abstract

Semiquantitative ratios of illite, kaolinite, smectite (montmorillonite and vermiculite) and chlorite were clarified for selected 11 samples of the Karasuma core samples. Sand constituents of 125-250 μ m size were also clarified for the 37 samples of different horizons with a petrographic microscope. Muddy samples consist mainly of pellet grains of three colors (brownish yellow-green, red and black) with detritus of plankton. Sandy samples consist mainly of mineral and rock fragments derived from acidic igneous rocks with a small quantity of pellet and plankton. Small vivianite crystals, which are observed under a microscope, grow in pellet grains mainly of brownish yellow-green color. Spherical vivianite nodules of several millimeters, which are observed with the naked-eye, grow in muddy samples. The vivianite crystals of both microscopic size and naked-eye size contain several mol percent MnO. An iron concretion was also found in a sample. The results suggest that the samples were as a whole deposited under the circumstances of shallow water depth such as a river mouth.

はじめに

琵琶湖湖底堆積物の粒子解析は、琵琶湖における物質運搬を明らかにするために非常に重要である。しかし、その重要性に比較すると、実際の研究はそれほど多くはない。今後琵琶湖の汚濁機構解明の研究が進めば進むほど、琵琶湖へ運搬され堆積する粒子の正体は何かということが問題になってくるであろう。また、およそ400万年間に及ぶ琵琶湖の自然誌をさらに豊かに知るときにも、その間に形成された堆積物中の各構成粒子は何かということが重要になる。

本稿では、烏丸コア中の11層準のサンプルについての予察的な粘土組成解析の結果と37層準のサンプルについての砂粒組成解析の結果を述べる。なお、いくつかの層準で藍鉄鉱結晶が、肉眼的にまた顕微鏡的に見い出された。そのほかに、湖成鉄粒子が見い出された。

これらについても、簡単に述べる。

琵琶湖湖底表層堆積物中の粘土鉱物は、筆者たちが知るところ、繁沢(1957a)によってはじめて北湖深部サンプルについて解析された。その後、橋本・立川(1974)が、琵琶湖全域52サンプルについて粘土組成の解析を行った。琵琶湖湖底1400mボーリングコアについての粘土鉱物組成は、Tomita et al. (1992)に報告されている。古琵琶湖層中の粘土鉱物については、兼松(1955)・繁沢(1957b)等若干の報告がある。

琵琶湖湖底表層堆積物中の砂粒粒子解析は、中野(1982)により始めて本格的に取り組み、その後琵琶湖全域に渡る結果が公表された(中野ほか, 1988; 中野ほか, 1992)。前述の1400mボーリングコアサンプルについては、Takemura et al. (1979)の報告がある。

*草津市立松原中学校

**滋賀大学教育学部地学教室

Table 1. Horizons of the samples used in this study.

Sample No.	深度 (m)	粒度	Sample No.	深度 (m)	粒度
15	9.38- 9.43	C	312	236.02-236.07	C
40	24.83- 24.88	C	314	238.58-238.62	S
50	31.56- 31.61	C	315	238.62-238.67	C
70	41.10- 41.15	C	326	250.94-250.99	S
122	67.17- 67.22	C	371	293.52-293.57	C
133	74.41- 74.45	C	377	300.20-300.25	S
134	74.90- 74.95	Si	429	349.32-349.37	S
136	76.05- 76.10	S.Si	436	356.19-356.21	S
140	79.21- 79.26	Si	449	368.85-368.90	S.Si
164	95.85- 95.90	C	481		C
193	123.55-123.60	C	530	451.40-451.45	S
199	129.24-129.29	C	584	449.85-449.90	S
217	146.63-146.68	C	640	550.15-550.20	S
223	151.89-151.99	C	697	601.04-601.09	S
225	153.09-153.14	Si	718	620.55-620.60	C
230	158.45-158.50	C	754	654.10-654.15	S
231	159.10-159.15	S.Si	802	700.35-700.40	S
269	194.86-194.91	C	857	751.65-751.70	S
275	200.40-200.45	S	968	851.65-751.70	S
311	235.07-235.27	C	985	869.45-869.50	C

S : Sand S.Si : Sandy Silt Si : Silt C : Clay

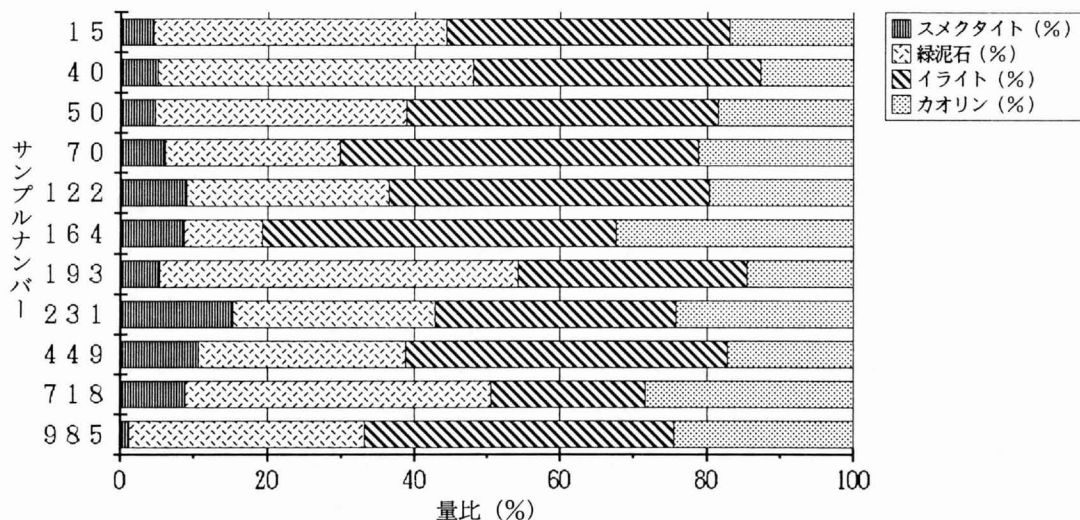


Fig. 1. Semiquantitative ratios of clay minerals.

解析サンプル

1. 粘土鉱物組成

烏丸地区深層ボーリング調査団によって採取された904mのコア(烏丸コア)より、11層準の泥質サンプルを使用した。

2. 砂粒組成

烏丸コア中より、上記11層準を含む37層準のサンプルを選び、解析に使用した。これらのサンプルリストを、Table 1 に示した。

解析方法

1. 粘土鉱物組成

通常の水簸法により、粘土鉱物の分画を行った。そ

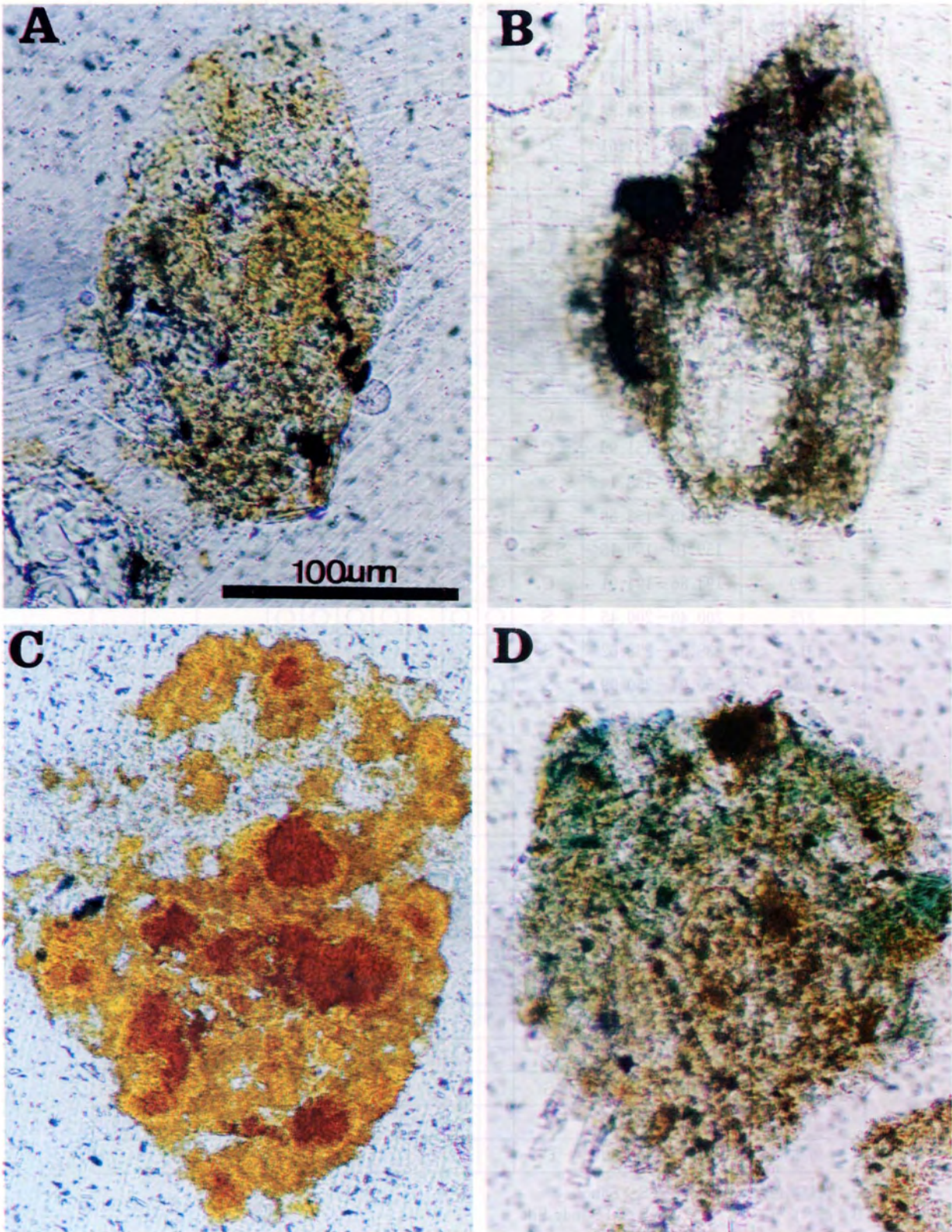


Fig. 2. Photomicrographs of pellet grains (one nicol). A: pale-yellow ~ brownish-green pellet. B: black pellet. C: red pellet. D: vivianite (green) in a pellet. A scale in Fig. A is common to Figs. B - D.

Table 2. Sand constituents and occurrence of vivianite nodules in the samples.

Sample No.	深度 (m)	粒度	ペレット			主要鉱物片				その他	藍鉄鉱	
			P	B	R	Q	Pl	Af	Rf	Pu	砂粒	肉眼
15	9.38- 9.43	C	○	○	○	○			○	○		
40	24.83- 24.88	C	○	○		○			○	○		
50	31.56- 31.61	C	○	○	○	○				○		
70	41.10- 41.15	C	○	○	○	○		○	○	○		
122	67.17- 67.22	C	○	○	○	○			○	○		
133	74.41- 74.45	C	○	○		○	○	○		○	○	○
134	74.90- 74.95	Si	○		○	○	○	○	○	○	○	○
136	76.05- 76.10	S.Si	○	○	○	○	○	○	○		○	○
140	79.21- 79.26	Si	○	○		○		○	○	○	○	○
164	95.85- 95.90	C	○	○		○	○	○	○	○		
199	129.24-129.29	C	○	○	○	○	○	○		○	○	○
223	151.89-151.99	C	○		○	○	○	○	○	○	○	○
225	153.09-153.14	Si	○	○	○	○	○	○		○	○	○
230	158.45-158.50	C	○	○		○	○	○			○	○
231	159.10-159.15	S.Si	○	○	○	○	○	○		○		○
269	194.86-194.91	C	○	○	○					○		
275	200.40-200.45	S	○	○		○	○	○	○			
314	238.58-238.62	S	○	○	○	○	○	○	○		○	○
326	250.94-250.99	S	○	○		○				○		
377	300.20-300.25	S	○	○	○	○	○	○	○	○		
429	349.32-349.37	S		○		○	○	○	○			
436	356.19-356.21	Si	○	○		○	○	○	○		○	○
449	368.85-368.90	S.Si	○	○	○	○	○	○	○	○		○
530	451.40-451.45	S	○	○		○	○	○		○		
584	449.85-449.90	S	○	○		○	○	○	○	○		
640	550.15-550.20	S	○	○	○	○	○	○	○			
697	601.04-601.09	S	○		○	○	○	○	○		○	
718	620.55-620.60	C	○	○	○	○	○	○	○			
754	654.10-654.15	S	○	○	○	○	○	○	○			
802	700.35-700.40	S	○	○	○	○	○	○	○			
857	751.65-751.70	S	○	○		○	○	○				
968	851.65-851.70	S				○	○	○	○			
985	869.45-869.50	C		○	○	○	○	○	○			

P : 黄緑褐色ペレット S : Sand
 B : 黒ペレット S.Si : Sandy Silt
 R : 赤ペレット Si : Silt
 Q : 石英 C : Clay
 Pl : 斜長石
 Af : アルカリ長石
 Rf : 岩片
 Pu : プラントン遺骸

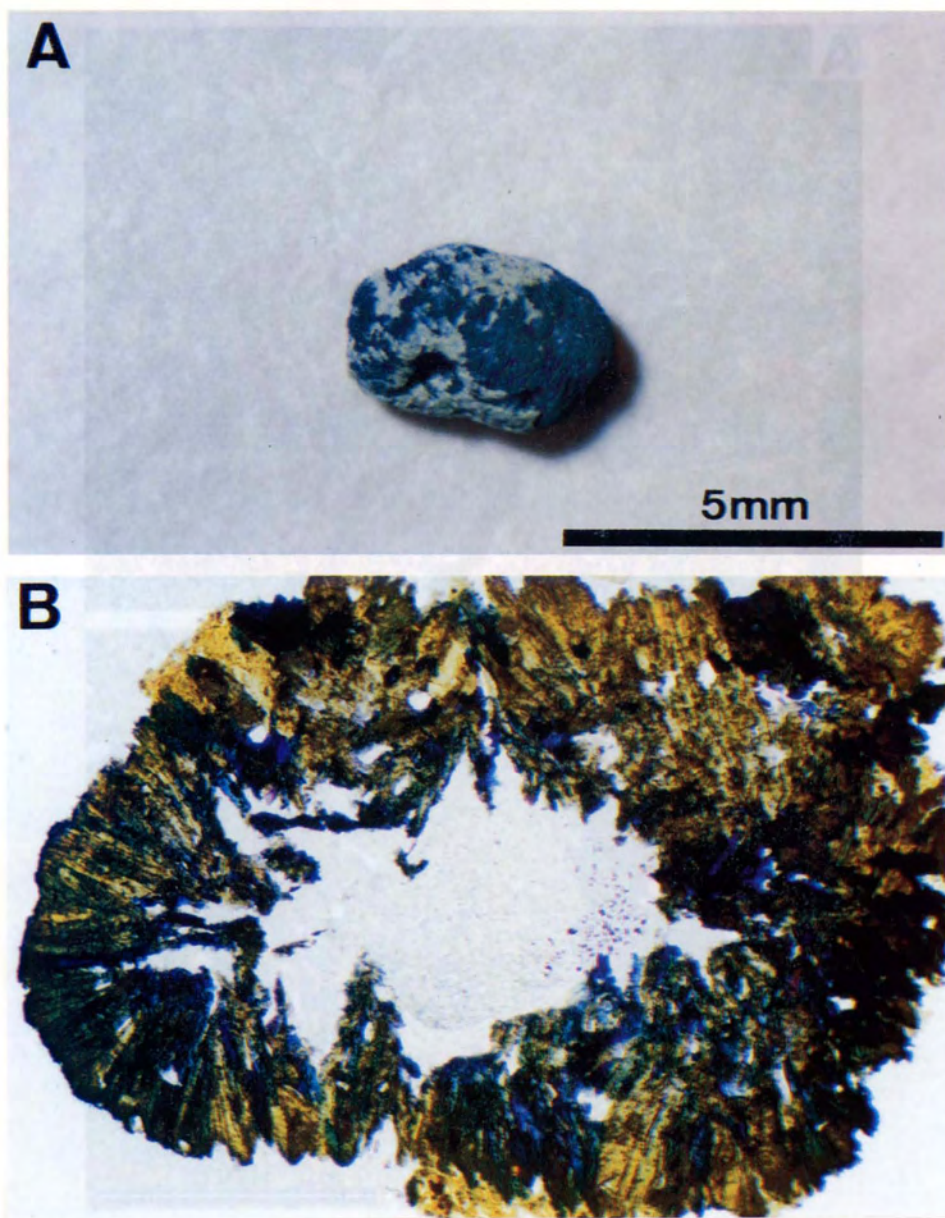


Fig. 3. A: spherical vivianite concretion. B: microphotograph of the same nodule (one nicol).

して、スライドガラス上に粘土粒子を塗り付け定方位薄片を作成した。この定方位薄片を、X線ディフракトメーター（滋賀大学教育学部リガク2013A）による解析に供した。解析条件は、次の通りである。対陰極Cu、管電圧30kV、管電流15mA、Niフィルター、走査速度1°/min、粘土鉱物の同定のために、加熱処理、塩酸処理、エチレングリコール処理を行った。

加熱処理：150°Cで1時間加熱。スメクタイト（モンモリロナイト・パーミュキュライト）は、層間水が除かれる。

塩酸処理：1規定の塩酸で1時間煮沸。緑泥石が溶解する。

エチレングリコール処理：エチレングリコールの

5%水溶液を加える。モンモリロナイトの底面間隔が広がる。

各粘土鉱物については、次のような基準でその存在の有無が判定できる。

モンモリロナイト：エチレングリコール処理で、底面間隔が $\sim 14.7 \text{ \AA}$ に移動する。塩酸処理で、底面間隔が $9.5 \sim 10 \text{ \AA}$ に移動する。

パーミュキュライト：エチレングリコール処理でも、底面間隔は変化しない。

イライト：約 10 \AA の底面間隔は、いずれの処理によっても変化しない。

カオリン：約 7 \AA の底面間隔は、塩酸処理でも変化しない。

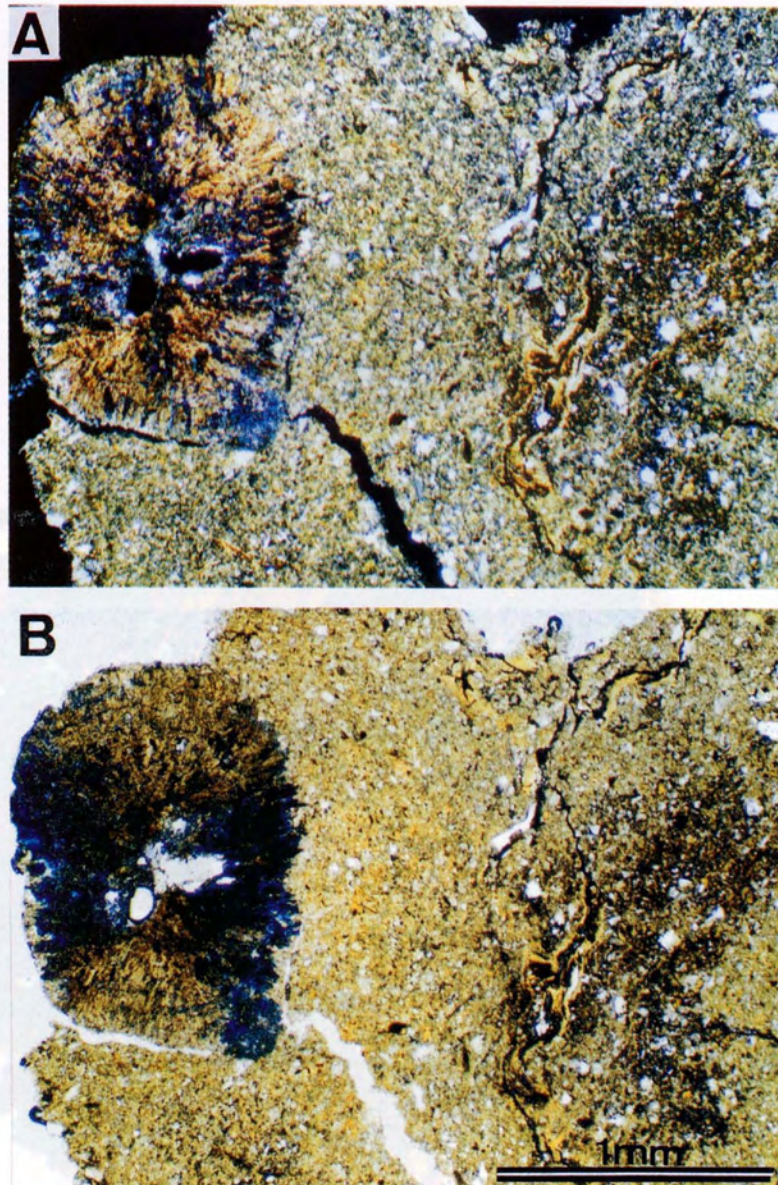


Fig. 4. Microphotographs of a vivianite nodule in a mud matrix. A: two nicols. B: one nicol.

緑泥石：約 7 Å の底面間隔は、塩酸処理で消滅する。
それぞれのサンプルについての主要粘土鉱物量比の
半定量解析は、白水（1988）の方法により行った。

2. 砂粒組成

ふるいを用いた湿式法により125~250μmサイズの
砂粒子を分画し、それをPレジン・ガラスリング等
を用い固定した後、光硬化接着剤でスライドガラスに貼
り付け通常の方法で偏光顕微鏡観察用の薄片を制作し
た（中野，1982；中野ほか，1992）。

3. 藍鉄鉱の化学組成

肉眼的大きさのものと顕微鏡的大きさのもの両方

の藍鉄鉱の化学組成を、X線マイクロアナライザー
（EPMA）で求めた。使用したEPMAは、滋賀大学教
育学部設置のJXA8800Mである。分析条件は、加速電
圧15kV、プローブ電流0.02μA、ビーム径5μmである。

解析結果

1. 粘土鉱物組成

解析した11層準すべてのサンプルに、イライト・緑
泥石・カオリン鉱物・スメクタイト（モンモリロナイ
トとパーミュキュライトの両方）の各粘土鉱物が含ま
れていた。

11層準における各粘土鉱物の半定量存在量比がFig.
1に示されている。

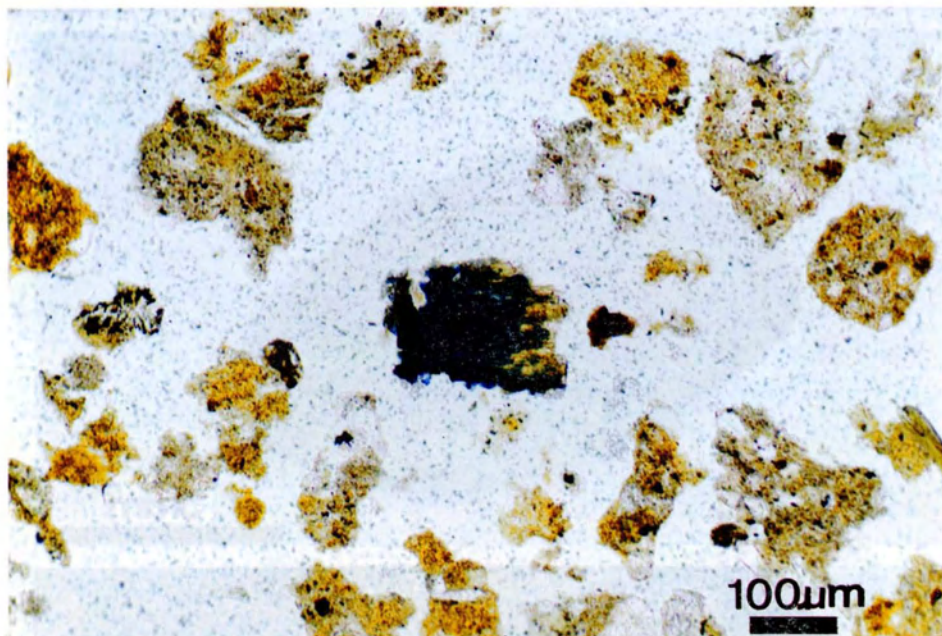


Fig. 5. Photomicrograph of a vivianite crystal (center) in a sand fraction (one nicol).

2. 砂粒組成

サンプルが泥質であるか砂質であるかによって、含まれている粒子の種類が異なる。泥質である場合には、ほとんどの場合ペレットが主体である。それ以外に、石英、長石類、雲母類、各種岩石片等が含まれていたが、量的には少ない。ペレットとは、fecal pelletの意味であり、いわゆる生物糞粒である。琵琶湖堆積物中では、中野ほか(1988)がはじめて注目した。その中にプランクトンが含まれている場合は識別が容易であるが、そうでない場合は岩石片との識別が困難な場合がある。今回のペレットの識別は、中野ほか(1988)の判定基準とほぼ同じである。まず、プランクトンを含みラグビーボール状のものは明確に識別できる。それ以外のものについても、プランクトンが含まれなくても、含まれているものと同じ形状・色のものは同じくペレットとした。ペレットの形状はいずれもほぼラグビーボール状であるが、色の違いで3種に分けることができる(Fig. 2)。多くのペレットは黄緑褐色であるが、ほかに赤色のもの(赤ペレット)・黒色のもの(黒ペレット)が存在する。この結果も、中野ほか(1988)とほぼ同じであるが、赤ペレットは赤色微粒子の集合体のように見え、湖成鉄の形状と共通点がある。プランクトンとして、中野ほか(1988)が報告したMelosira, Stephanodiscusのほか、Stauromensis, Pinnularia, Fragilaria等が観察された。

Table 3. Chemical compositions of vivianite in the Karasuma core.

試料No.	肉眼サイズ				砂サイズ
	230	311	314	315	314
Feo*	42.19	43.08	41.70	40.94	39.57
Mno	1.85	1.58	1.00	1.47	2.03
P ₂ O ₅	31.12	35.03	27.85	33.56	33.08
SiO ₂	0.32	0.06	0.10	0.07	0.97
Total	75.48	79.75	70.65	76.04	75.65wt%

* Total iron as Feo.

砂質である場合には、鉍物片・岩石片が主体であるが、少量とはいえ常にペレットとプランクトンが含まれている。鉍物片は、石英、アルカリ長石、斜長石がほとんどであり、雲母類を含めていわゆる酸性火成岩の鉍物組み合わせに相当する。以上の砂粒子構成についての定性的観察結果が、Table 2 に示されている。

3. 藍鉄鉍

藍鉄鉍は、もともと無色であるが、空気に触れると酸化されて白色になり、その後青色になる(中野ほか, 1998)。肉眼サイズの藍鉄鉍は、ボーリング現地での作業中に、白色から青色に変わるのが確認された。烏丸

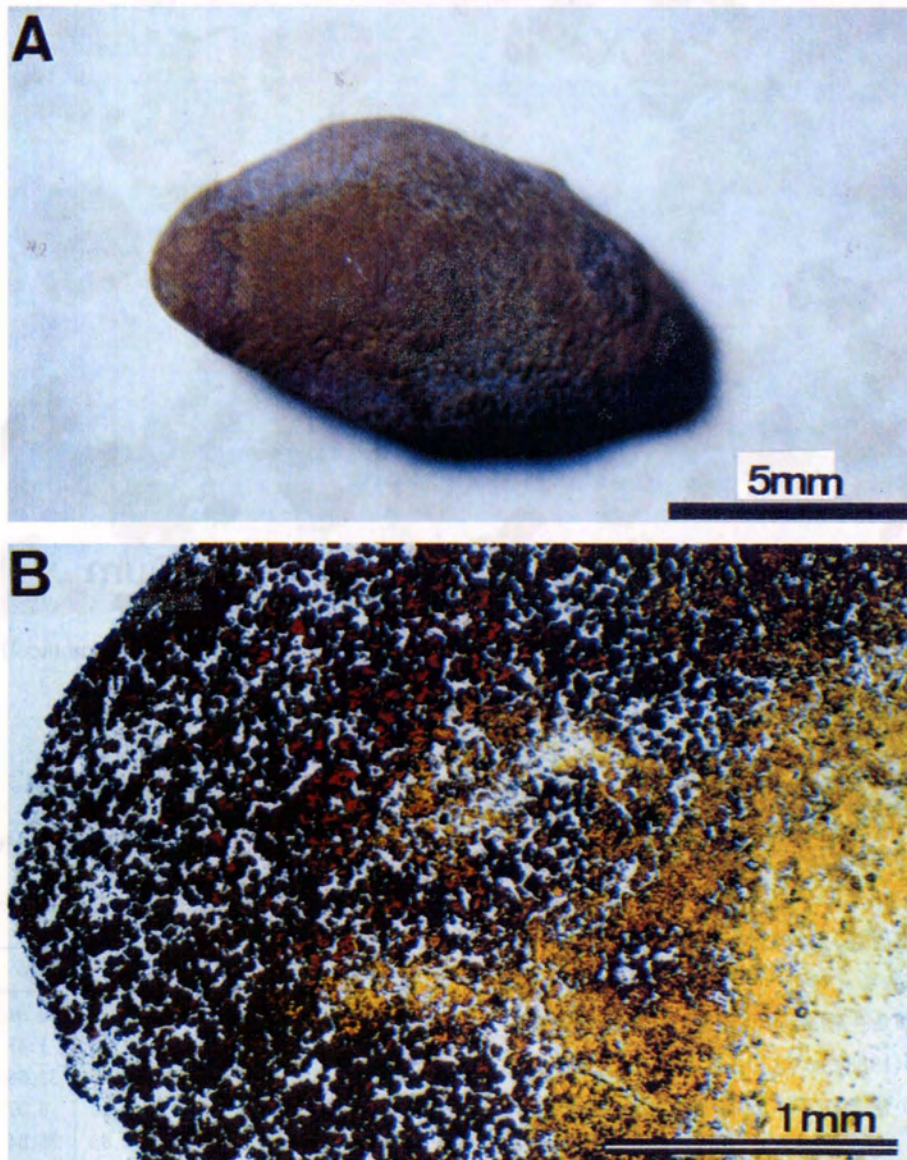


Fig. 6. A: iron concretion. B: microphotograph of the same nodule (one nicol).

コア中の肉眼サイズの藍鉄鉱は、最大数ミリのほぼ球状からラグビーボール状のものである (Fig. 3-A)。それらを薄片にして偏光顕微鏡で観察すると、放射状結晶の集合体であることがわかった (Figs. 3-B and 4)。中心部が空洞になっているのが特徴であり、その空洞が表面に顔を出している場合が観察された。

肉眼的にわからない場合でも、顕微鏡で観察すると藍鉄鉱結晶が認められる場合が多い。多くの場合、それらはペレット中に生成している (Figs. 4 and 5)。大きさの異なる2種類の藍鉄鉱の産出層準は、Table 2に示されている。

これらの藍鉄鉱の化学組成を、特にマンガン含有量に注目してEPMAで分析した。その結果、分析した範

囲でのいずれの藍鉄鉱結晶も、若干のマンガン (MnOで計算) を含むが、最大数パーセントに留まることがわかった。代表的な分析値が、Table 3に示されている。

なお、本烏丸コア中の藍鉄鉱について得られたX線粉末データ (銅管球: 35kV, 15mA) がTable 4に示されている。

4. 湖成鉄

今回解析したサンプルの中では、No.199 (深度129.44-129.29m) の泥質層準で唯一見出された。当初は黒色であったが、5分経過後赤褐色に変化した。長径9mmのラグビーボール状のものであるが、鏡下

Table 4. Data of X-ray powder diffraction of vivianite.

ASTMカード (30-0662) Sameshima et al. (1985)			琵琶湖底藍鉄鉱 Nakano (1992)		烏丸コア藍鉄鉱 本研究	
d	hkl	I	d	I	d	I
7.39	110	13	7.95	(10)		
6.73	020	100	6.74	(100)	6.73	(100)
4.90	200	12	4.913	(28)	4.915	(59)
4.588	101	5	4.553	(12)		
4.343	011	2	4.358	(9)	4.335	(40)
4.081	130	12	4.088	(15)	4.081	(40)
3.849	101	7	3.877	(17)	3.898	(40)
3.768	121	1	3.773	(9)	3.792	(50)
3.361	040	1	Q			
3.343	121	2	Q			
3.210	031	16	F			
2.985	301	10	2.983	(28)	2.981	(68)
2.960	211	8	2.934	(5)	2.936	(50)
2.770	240	4	2.781	(7)		
2.728	321	9	2.728	(16)	2.720	(45)
2.706	141	9	2.718	(15)		
2.687	330	6	2.649	(9)		
2.593	150	4	2.599	(8)	2.598	(40)
2.530	141	8	2.544	(13)	2.530	(50)
2.514	231	3	2.522	(7)		
2.448	400	1	Q			
2.421	301	6	2.425	(5)		
2.321	051	7	2.325	(7)		
2.296	002	1	Q			
2.279	202	1	Q			
2.233	341	5	Q			
2.194	251	5	2.193	(8)		

Q: 石英, F: 長石.

では赤色粒子の集合体である (Fig. 6). 粒子と粒子の間隙は、ペレット状のもので充填されている。このペレット部には、Melosira等のプランクトンが含まれている。

討 論

1. 粘土鉱物組成

堆積物中の粘土鉱物組成を決める大きな要因の一つは、後背地の地質である。古琵琶湖層中の粘土鉱物については、供給源が花こう岩の場合カオリン・モンモリロナイトが、中・古生層の場合加水ハロサイト・イライトが存在する (兼松, 1955)。今回のサンプル中には、既に述べたようにカオリン・モンモリロナイト・イライトがともに存在していた。これは、それらの供給源が琵琶湖南部の花こう岩と中・古生層であることを示している。

Tomita et al. (1992) は、北湖中心部での1400mボーリングコア中で、カオリン・イライトが卓越するがスメクタイトがほとんど存在しない場合があることを見出ししている。この要因として、河口ないしは河口近くの堆積環境が指摘されている。したがって、今回のNo.985の泥質サンプルも、河口近くで堆積した可能性が指摘できる。なお、そのほかのサンプル中にも、ス

メクタイトは多くは含まれていない。

2. 砂粒組成

砂質サンプルは、全体として、後背地が花こう岩であることを示唆している。岩片の中には、湖東流紋岩類似のものも多く認められたので、現在の野洲川のような供給流路が考えうる。

今回観察したペレットでは、産出層準が深くなるほど中に含まれるプランクトンの量が減る。これは、続成作用中に分解するためであろう。前述した3種類のペレットのうち、なお、最も普遍的な黄緑褐色ペレット中と赤ペレット中には藍鉄鉱が認められたが、黒ペレット中には認められなかった。色の異なるペレットは、元素組成が異なるためであろう。

3. 藍鉄鉱

現在の琵琶湖湖底直下では、南湖を除くほぼ全域にわたり、泥質堆積物のペレット中で藍鉄鉱が生成している (Nakano, 1992)。また、河口部でも湖底より少し深い場所では藍鉄鉱が肉眼的に認められる (宮田ほか, 1990)。琵琶湖のペレット中の藍鉄鉱にはマンガンが相当量含まれているが、浅い場所ほど少なくなっている (Nakano, 1992)。

今回のペレット中の藍鉄鉱のマンガン含有量は、最大数パーセントである。これは、Nakano (1992) が報告したものに比較すると少ない。しかし、藍鉄鉱は一般的にはマンガンをほとんど含まないので無視できる量ではなく、これまで報告されているものと比較すると多いものに属する (松原, 1988)。松原 (1988) が指摘するように、もともと多量と多くのマンガンを含んでいたものが続成作用の過程で減少している可能性も否定できない。しかし、Nakano (1992) がマンガン含有量を分析したサンプルは、いずれも水深数十メートルより深い場所のものであり、浅い堆積環境のものではない。その結果を浅い場所に外挿して考えると、今回のマンガン含有量は河口部のようなかなり水深の浅い堆積環境のものに対応していると考えることが可能である。なお、河口部堆積物の特徴については、琵琶湖の場合愛知川の事例 (宮田ほか, 1989; 宮田ほか, 1990) と芹川の事例 (中野, 1990) が既に示されている。

4. 湖成鉄

現在の琵琶湖では、かなり広域的に湖成鉄が認めら

れている(小谷, 1965)。その多くは湖岸近くの場合であり, その生成環境として湖流の強い場所であることが一般的に指摘されている。特に, 野洲川湖底デルタでは, 数ミリの大きさの湖成鉄粒子が大量に生成している(藤本, 1985; 井内ほか, 1991)。今回唯一発見されたNo.199の泥質サンプル中の湖成鉄は, 野洲川湖底デルタのものと同様なので同じような堆積環境を示唆しているものと考えることができる。

ま と め

烏丸コアの11層準の泥質サンプルについて, 粘土鉱物組成を明らかにした。また, 37層準の泥質及び砂質サンプルについて砂粒組成を明らかにした。それぞれの結果は, 藍鉄鉱中のMnO量や湖成鉄の産出を含めて, 烏丸コア全体を通しての浅い堆積環境を示唆している。

謝 辞

本研究を行う機会を与えていただいた烏丸地区深層ボーリング調査団長・亀井節夫先生, 本研究を行なうに当たり種々便宜をはかっていただいた高橋啓一・山崎博史(現広島大学学校教育学部)・木田千代美の各氏をはじめとする(仮称)琵琶湖博物館開設準備室及び琵琶湖博物館の方々, 烏丸地区深層ボーリング調査団のメンバーの方々に, 心から感謝いたします。

文 献

藤本秀弘, 1984, 琵琶湖湖成鉄の一, 二の話題。岡本巖教授還暦記念論集, 88-95。
橋本雅昭・立川正久, 1974, 琵琶湖の堆積物の研究(VIII)。滋賀大学教育学部紀要(自然), 7, 71-88。

井内美郎・藤本秀弘・中野聰志, 1991, 琵琶湖の堆積物。滋賀県自然誌(滋賀県自然保護財団), 715-758。
兼松四郎, 1955, 古琵琶湖層の粘土鉱物について。岩鉱, 35, 223-232。
小谷 昌, 1965, 琵琶湖の湖成鉄と湖底地形。国土地理院時報, 29, 1-8。
松原 聡, 1988, 堆積岩中の磷酸塩の鉱物学的研究。昭和62年度科学研究費補助金一般C研究成果報告書, 28p。
宮田雄一郎・山村恒夫・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一, 1990, 淡水性デルタの形成過程—琵琶湖愛知川河口部を例として—2。地質学雑誌, 96, 839-858。
宮田雄一郎・山村恒夫・古田土俊夫・徳橋秀一, 1989, 淡水性デルタの形成過程—琵琶湖愛知川河口部を例として—1。地質学雑誌, 95, 209-225。
中野聰志, 1982, 琵琶湖北湖南域～南湖北域底質中の粒子構成。滋賀大学教育学部紀要(自然), 32, 45-57。
中野聰志, 1990, 芹川河口域底質の粒度組成と砂粒組成。滋賀県琵琶湖研究所研究報告No.89-A05, 琵琶湖における河川水の分散と物質収支, 103-114。
Nakano, S., 1992, Manganoan vivianite in the bottom sediments of Lake Biwa, Japan. *Mineral. Jour.*, 16, 96-107。
中野聰志・井本達也・児玉秀之・藤本あゆみ, 1998, 古琵琶湖粘土層中の藍鉄鉱。滋賀大学教育学部紀要(自然), 48, 31-42。
中野聰志・田中龍治・井内美郎, 1988, 琵琶湖表層堆積物の砂粒物質, 碎屑性堆積物の研究(碎屑性堆積物研究会), 5, 11-22。
中野聰志・田中龍治・井内美郎, 1990, 琵琶湖表層堆積物の砂粒子サイズの組成。滋賀大学教育学部紀要(自然), 40, 41-49。
Sameshima, T., Henderson, K. A., Black, P. M. and Rodgers, K. A., 1985, X-ray diffraction studies of vivianite, meta vivianite and baricite. *Mineral. Mag.*, 49, 81-85。
繁沢和夫, 1957a, 琵琶湖底泥の研究。滋賀大学学芸学部紀要, 6, 47-50。
繁沢和夫, 1957b, 滋賀県信楽粘土の研究(1)。滋賀大学学芸学部紀要, 6, 63-68。
白水晴夫, 1988, 粘土鉱物学。朝倉書店, 185p。
Takemura, K., Iida, Y., and Yokoyama, T., 1979, Mineral composition and origin of sand grains in the 1,000m core sample and at the coast and rivers around Lake Biwa, Japan. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist.*, 7, 78-99。
Tomita, K., Horie, S., and Kawano, M., 1992, Mineral composition of the upper 800m of 1,400m sediment core samples from Lake Biwa. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 87, 481-490。

琵琶湖南湖におけるAT火山灰層堆積以降の 珪藻化石群集と古環境の変遷

宇佐美 徹*・西村 友紀**・田中 里志***

Changes in fossil diatom assemblages and depositional environments after AT volcanic ashes at the southern part of Lake Biwa, central Japan.

Toru Usami, Yuki Nishimura and Satoshi Tanaka

Abstract

The Karasuma core was drilled at Karasuma peninsula on the east bank of south basin of Lake Biwa, Central Japan. The diatom fossils were analysed on the 25m of the upper part in the Karasuma core, that has two key beds such as the K-Ah and AT volcanic ash layers. The fossil diatom assemblages were classified into eight sedimentary environments from I to VIII. Comprehensively, the environments I to V can be interpreted as the river, backmarsh, moor, and floodplain environments on the deltaic condition, but VI to VIII show the stagnant water conditions such as lakes and/or ponds. Through the core, depositional environments have been changed four times after the AT volcanic ash layer. These sedimentary environment changes were influenced by the fluctuations of the ancient lake-water-level during the 24,000 (25,000)–5,000 years B.P..

はじめに

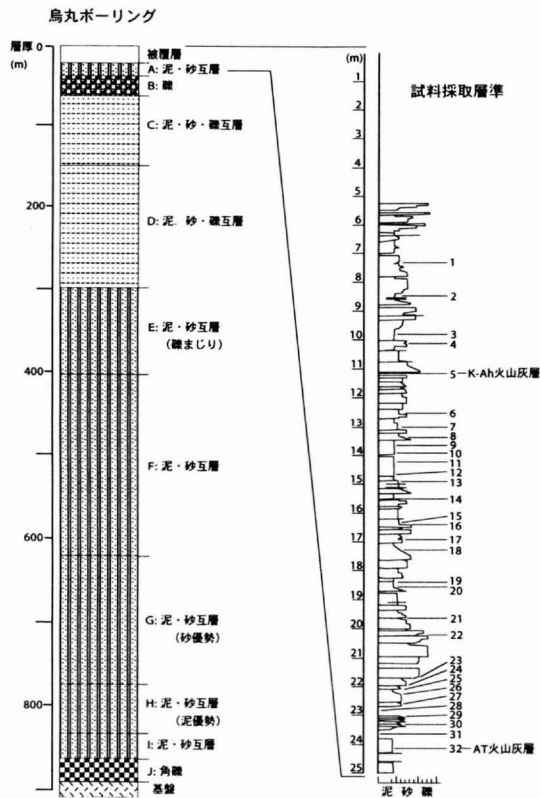
近年、琵琶湖湖岸および湖底では多くの学術深層ボーリングが掘削されている。その主なものとして、沖島と北小松のほぼ中央の雄松ヶ崎で掘削された200mボーリングと1400mの深層ボーリング、さらにその北東5kmの地点で141m掘削された高島沖ボーリング、琵琶湖南湖の西岸で1001.03mまで掘削されたアクティバボーリングなどである。200m・1400mの各ボーリングコアについては、火山灰層序、粒度分析、花粉、珪藻などの微化石解析、古地磁気測定ならびに炭素同位体組成などの化学分析などが行われている (Horie, 1984; Meyers et al., 1993など)。特に、1400mボーリングは琵琶湖においての最深部まで掘削されたボーリングコアであり、琵琶湖の標準的なデータとして扱われている。また、Fuji (1983) は、200mコアの花粉化石解析による琵琶湖の過去600,000年の気候変化を汎世界的な気候変動と比較し、両者により対応関係があ

ることを指摘している。さらに、Fuji (1986) は、同コアの花粉化石解析により琵琶湖の250,000年前から100,000年前に至る詳細な古気候の変化を指摘している。一方、高島沖ボーリングコアについては、火山灰層序の研究が行われており、コアの年代層序が明らかにされている (吉川・井内, 1991, 1993) とともに、酸素同位体比の変動と合わせた議論がなされている (Inouchi et al., 1995)。また、同コアの珪藻殻数分析も行われ、前述の200mボーリングコアとの比較も合わせ珪藻殻数の変化がミランコビッチサイクルと密接に関連していることが指摘されている (加ほか, 1997)。さらに、アクティバボーリングについては、山崎ほか (1994) が、湖南地域に分布する膳所累層と湖西の堅田累層との直接的な層序関係を明らかにし、古琵琶湖層群の連続した層序を確立した。しかしながら、これらの研究は、ボーリングコア全体を通しての大きな変化ならびに層序関係を議論したものであり、詳細な古環境ならびに古環境変遷については議論されていない。

* 愛知県立蟹江高等学校

** 京都みやこ信用金庫大宮支店 (元京都教育大学地学教室)

*** 京都教育大学地学教室



第1図. 烏丸ボーリング柱状図(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)と試料採取層準.

一方、珪藻化石に基づく先駆的研究例として、根来(1967)が6mのボーリングコアを用いて珪藻化石群集ならびに珪藻殻数について検討したものが、北湖における表層古環境の解析を行っている。しかしながら、年代を明らかにしての詳細な古環境の推定は行われていない。

本論では、烏丸半島(琵琶湖博物館敷地内)で904mまで掘削されたボーリングコアの地表面より25mのコアから得られた32試料を対象とし(第1図)、火山灰層を基にした時間変化とともに化石珪藻殻群集がどのように変化するかを検討し、現在、烏丸半島が位置する場におけるAT火山灰層堆積以降の環境変遷を明らかにした。

なお、上部25mに挟在する広域火山灰層は、K-Ah火山灰層(約6,300年前)、AT火山灰層(24,000~25,000年前)にそれぞれ対比されている(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。

烏丸ボーリングコア

琵琶湖南湖の南東にある烏丸半島の琵琶湖博物館の建設予定地では、学術用深層ボーリング(烏丸ボーリング)の掘削が実施され、深度904mまでのコアが回収された。

烏丸ボーリングコアは、挟在する火山灰層に基づき下位からKR-F層, KR-E層, KR-D層, KR-C層, KR-B層およびKR-A層に層序区分されており、それらの岩相は礫, 砂, 泥からなり、砂泥互層, 砂礫互層, 砂と礫と泥の互層などで特徴づけられる(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995; 林ほか, 1999)。

烏丸ボーリングコアには、19層準の主要な火山灰層の存在が確認され、広域テフラを含む他地域との対比に有効な火山灰層が7層準あることが明らかとなっている(吉川, 1999)。本論では、KR-A層にあたる上部25mを議論として扱うが、同層準にはAT火山灰層に対比可能なKR39-E火山灰層と、K-Ah火山灰層と対比可能なKR21火山灰層がそれぞれ確認されている(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995; 吉川, 1999)。

珪藻化石の解析

1. 試料の処理

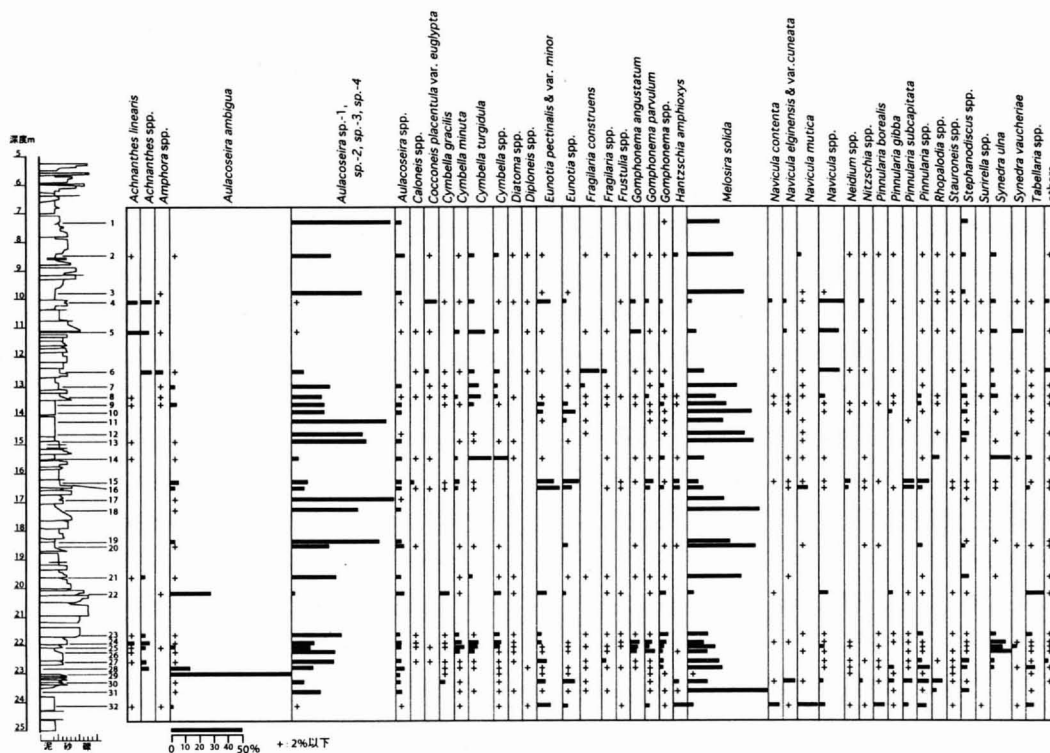
試料の処理は次のように行った。

1. 乾燥させた試料(0.5g)をとり、ビーカー(300ml)に入れる。これに15%の過酸化水素水30mlを加えて5分間煮沸し、有機物の分解と漂白を行う。
2. 次に蒸留水を200ml加えた後、12時間放置して上澄み液を捨てる。この操作を2回くり返して洗浄を行う。
3. 洗浄を終えた試料に水100mlを加えてゆっくり攪拌し、細粒物を浮き上がらせ、それを別のビーカーに移し、粗粒物と分離する。
4. 3の操作により得られた懸濁液に蒸留水を加え全体で300mlにし、よく攪拌してからピペットで0.5mlとり、乾燥させた後封入剤(M.X.: 松浪硝子工業株式会社製)で封入した。

2. 種の同定・珪藻殻の算定・群集組成解析の方法

種の同定は、1000倍の顕微鏡下で任意に走査し、200個体に達するまで行った。また、検鏡と同時に視野面積の測定を行い、珪藻殻の算定の資料とした。その際、1/2以上殻面が破損したものについては計数を行わなかった。ただし、破損されやすい形状・性質の珪藻化石については殻数の算定に影響が及んだ可能性はあるものとして議論した。

群集組成解析に当たっては、Hustedt(1930, 1938, 1930-1966), Chlcnoky(1968), Foged(1954), Krammer and Lange-Bertalot(1986, 1988, 1991a, 1991b), Patrick and Reimer(1966, 1975), Lowe(1974), Round et al.(1991)による珪藻の生態学的分類(生



第2図. 烏丸ボーリング, 上部25mの珪藻化石.

息環境の水素イオン濃度 (pH), 水流に対する適応性, 珪藻の生態性など) に基づき, 珪藻化石の群集組成の解析ならびに古環境を考察した.

3. 分析結果

分析を行ったNo. 1~32の全試料から珪藻化石を得た. 産出化石は, 全体で33属135種(6変種, 4未同定種を含む)である(第2図).

出現した主な珪藻化石は, *Achnanthes linearis*, *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira distans*, *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4, *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Cymbella minuta*, *Cymbella sinuata*, *Cymbella turgidula*, *Eunotia pectinalis* var. *minor*, *Fragilaria construens*, *Gomphonema angustatum*, *Gomphonema parvulum*, *Hantzschia amphioxys*, *Melosira solida*, *Navicula mutica*, *Pinnularia subcapitata*, *Stephanodiscus carconensis*, *Synedra ulna*, *Synedra vaucheriae*, *Tabellaria fenestrata*である. なお, *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4については, Tanaka et al.(1984)の *Melosira praeislandica* およびその変種と同種であると考えられるが, 現段階では十分な電子顕微鏡下で

の観察まで至っていないため, *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4とした. なお, 以下で述べる珪藻殻数は, 試料1.0g中に含まれる総珪藻殻数を示す.

4. 各層準の珪藻化石群集

(Sample No.32)

Navicula mutica (16%), *Hantzschia amphioxys* (9.5%), *Pinnularia borealis* (7.5%) をはじめとする *Pinnularia* 属(18%), *Eunotia pectinalis* var. *minor* (9%) をはじめとする *Eunotia* 属 (13.5%) などがあげられる. 試料中の珪藻殻数は比較的多く, 保存も良好である.

(Sample No.31)

出現率の高い種として, *Melosira solida* (56%), *Aulacoseira* sp.-3 (9%) があげられる. それらに, *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4 の出現率を加えると全体の76%を占める. このように, 出現する珪藻化石は, *Aulacoseira* 属と *Melosira solida* で特徴づけられる. 試料中の珪藻殻数は比較的少なく, 殻の保存は悪い.

(Sample No.30)

出現率の高い種として, *Melosira solida* (16%) が

あげられるほか、*Eunotia pectinalis* var. *minor* (5.5%)をはじめとする*Eunotia*属 (15.5%)、*Pinnularia subcapitata* (7.5%)をはじめとする*Pinnularia*属 (13%)が主なものである。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は9%と低率である。試料中の珪藻殻数は比較的多く、保存も良好である。

(Sample No.29)

出現率の高い種として*Aulacoseira ambigua* (85.5%)があげられる。本試料からは、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4は全く出現しないほか、*Melosira solida*の出現率も2%と低率である。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No.28)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (23.5%)、*Aulacoseira* sp.-3 (12.5%)ならびに*Pinnularia*属 (16%)があげられる。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No.23~27)

Melosira solida (11.5~22%)、*Aulacoseira* sp.-3 (9.5~24.5%)などの珪藻化石が主として出現する。さらに、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4の出現率を加えると、全体の26.5~50.5%を占める。*Aulacoseira*属と*Melosira solida*以外では、*Gomphonema parvulum* (2~7%)をはじめとする*Gomphonema*属 (7~14.5%)、*Cymbella minuta*をはじめとする*Cymbella*属 (6~17.5%)、さらに、*Synedra ulna* (2.5~13.5%)などがあげられる。Sample No.26・27の珪藻殻数は比較的多く、保存も良好である。一方、No.23~25は、珪藻殻数は少なく、保存も良くない。

(Sample No.22)

出現率の高い種として、*Aulacoseira ambigua* (28.5%)、*Tabellaria fenestrata* (11%)、*Eunotia pectinalis* var. *minor* (6.5%)、*Cymbella gracilis* (7%)ならびに*Pinnularia*属 (5.5%)などがあげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は2.5%、*Melosira solida*は4.5%とそれぞれ低率である。全体として試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No.20・21)

Melosira solida (39.5~46%)、*Aulacoseira* sp.-3

(17.5~20.5%)が出現率の高い種としてあげられる。それらに、*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の70.5~72%を占める。*Aulacoseira*属と*Melosira solida*以外では、*Cymbella*属 (2~7%)、*Gomphonema*属 (2~3%)が出現する。試料中の珪藻殻数は比較的多く、保存も良好といえる。

(Sample No.17~19)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (25~49%)、*Aulacoseira* sp.-3 (35~54%)ならびに*Aulacoseira* sp.-1 (3.5~10.5%)があげられ、さらに、*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の出現率の90~96%を占める。本試料中から出現する珪藻化石の主なものは、*Aulacoseira*属と*Melosira solida*で特徴づけられる。試料中の珪藻殻数は、Sample No.19では比較的多いが、Sample No.17・18は少ない。全体として珪藻殻は破損が著しく、保存は悪い。

(Sample No.15・16)

出現率の高い種として、*Eunotia pectinalis* var. *minor* (9~15%)をはじめとする*Eunotia*属 (20.5~22.5%)、*Pinnularia subcapitata* (7.5%)をはじめとする*Pinnularia*属 (11%~16%)、*Navicula mutica* (2~7.5%)、*Gomphonema parvulum* (3~5.5%)をはじめとする*Gomphonema*属 (7.5~9%)などがあげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は9.5~11.5%、*Melosira solida*は7.5~10.5%である。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No.14)

出現率の高い種として、*Cymbella turgidula* (16.5%)、*Synedra ulna* (14.0%)などがあげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は5%、*Melosira solida*は11.5%である。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No.11~13)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (24~45.5%)、*Aulacoseira* sp.-3 (26~45.5%)、*Aulacoseira* sp.-1 (7.5~11%)があげられ、さらに、*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の85~89.5%を占める。このように、出現する珪藻化石は、*Aulacoseira*属と*Melosira solida*で特徴づけられる。試料中の珪藻殻数はわずかで、珪藻殻の保存も悪い。

(Sample No.10)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (43.5%), *Aulacoseira* sp.-3 (9%), *Aulacoseira* sp.-1 (8.5%)があげられる。さらに、*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の66%を占める。*Aulacoseira*属と*Melosira solida*以外では、*Eunotia pectinalis*とその変種(4%)をはじめとする*Eunotia*属(13%)が出現する。試料中の珪藻殻数は少なく、保存も悪い。

(Sample No. 8・9)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (18.5~26%), *Aulacoseira* sp.-3 (11~16%)があげられ、さらに、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の39~48.5%を占める。*Aulacoseira*属と*Melosira solida*以外では、Sample No. 8で*Cymbella turgidula* (11%), *Cymbella sinuata* (7.5%), *Synedra ulna* (5%)が出現し、Sample No. 9では*Eunotia pectinalis* var. *minor* (5%)をはじめとする*Eunotia*属(8.5%)がそれぞれ出現する。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良い。

(Sample No. 7)

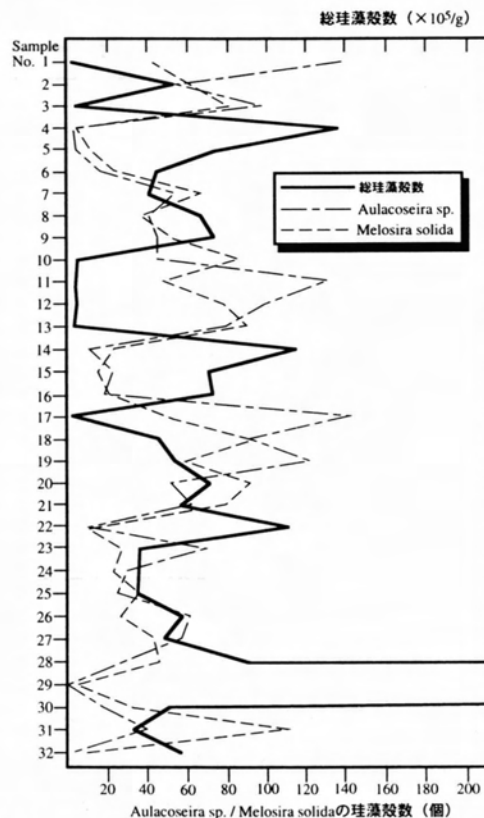
出現率の高い種として、*Melosira solida* (33.5%), *Aulacoseira* sp.-3 (9%), *Aulacoseira* sp.-1 (8.5%)があげられる。さらに*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の66%を占める。*Aulacoseira*属と*Melosira solida*以外では、*Eunotia pectinalis*とその変種(4%)をはじめとする*Eunotia*属(13%)がよく見られる。試料中の珪藻殻数は少なく、保存も悪い。

(Sample No. 6)

出現率の高い種として、*Fragilaria construens*とその変種(13.5%)があげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は8.5%, *Melosira solida*は11%である。試料中の珪藻殻数は少なく、保存も悪い。

(Sample No. 5)

出現率の高い種として、*Cymbella turgidula*(11%), *Achnanthes linearis* (10.5%), *Cymbella sinuata* (9%), *Gomphonema angustatum*(7.5%), *Synedra vaucheriae* (7.5%)があげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は2%, *Melosira*



第3図. 総珪藻殻数の変化と二次化石 (*Aulacoseira* sp.と*Melosira solida*) の出現頻度。総珪藻殻数は、試料1g中に含まれる総数、二次化石は、計数200個体中の出現殻数を表す。

*solida*は6%と、それぞれ低率である。試料中の珪藻殻数は比較的多く、保存も良好である。

(Sample No. 4)

出現率の高い種として、*Cocconeis placentula* var. *euglypta* (8%), *Achnanthes linearis* (7%), *Eunotia pectinalis* var. *minor* (6.5%)があげられる。また、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4の総出現率は1.5%, *Melosira solida*は2.5%と、それぞれ低率である。試料中の珪藻殻数は多く、保存も良好である。

(Sample No. 3)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (40.5%), *Aulacoseira* sp.-3 (29%), *Aulacoseira* sp.-1 (11%)があげられ、さらに、*Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4を加えると全体の89%を占める。このように、出現する珪藻化石は、*Aulacoseira*属と*Melosira solida*で特徴づけられる。試料中の珪藻殻数は少なく、殻の保存は悪い。

(Sample No. 2)

出現率の高い種として、*Melosira solida* (31%), *Aulacoseira* sp.-3 (12.5%)があげられる。さらに

第1表. 堆積環境区分と堆積環境.

堆積環境区分	Sample No.	堆積環境	相対的環境
I	1, 3, 11-13, 17-19, 31	乾燥した陸地?	陸域環境 ↑ ↓ 滞水域環境
II	2, 7, 9, 10, 20, 21	湿地 (非常に浅い水域を含む)	
III	32	湿原・湿地 (一部陸上に露出)	
IV	15, 16, 28, 30	湿原・湿地	
V	8, 23-27	河川 (流路)	
VI	22	やや水深のある滞水域 (湿原・湿地を伴う)	
VII	4-6, 14	河口 (浅い水域)	
VIII	29	安定した滞水域	

Aulacoseira sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4 を加えると全体の58.5%を占める。*Aulacoseira* 属と *Melosira solida* 以外では, *Cymbella* 属 (7.5%) や *Navicula mutica* (5%) が出現する。また, 試料中の珪藻殻数は少なく, 珪藻殻の保存も良くない。

(Sample No. 1)

出現率の高い種として, *Aulacoseira* sp.-3 (43%), *Melosira solida* (21.5%), *Aulacoseira* sp.-1 (17%) があげられ, さらに, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-4 を加えると全体の91%を占める。このように, *Aulacoseira* 属と *Melosira solida* で特徴づけられる。試料中の珪藻殻数は少なく, 珪藻殻の保存も悪い。

議 論

1. 二次化石の問題

烏丸ボーリングコアのAT火山灰層堆積以降の32試料から *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 ならびに *Melosira solida* が出現する。特に, *Aulacoseira* sp.-1 は, Sample No. 4, 14, 29, 30, 32を除く27試料から, *Aulacoseira* sp.-2 は, Sample No. 4, 22, 25, 28, 29, 32を除く26試料から, *Aulacoseira* sp.-3 は, Sample No. 29, 32を除く30試料から, *Aulacoseira* sp.-4 は, Sample No. 4, 5, 6, 14, 28, 29を除く26試料からそれぞれ出現し, 各々の出現率は各試料により大きく異なる。これらの種において, *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 は, 前述したように *Melosira praeislandica* およ

び, その変種 (Tanaka et al., 1984) と同種と考えられる。*Melosira praeislandica* は, 古琵琶湖層群伊賀累層ならびに甲賀累層からそれぞれ報告されており, 過去数100万年の間生息していた種と考えられている (Tanaka et al., 1984; 田中・松岡, 1985)。また, *Aulacoseira* sp.-2 は, 田中・松岡 (1985) が *Melosira* sp.-2 として古琵琶湖層群甲賀累層から報告し, 新種の可能性が高いとしているものと同種である。これらの珪藻は, いずれも現生での報告例のない種で, 古琵琶湖層群から多産することや, 烏丸ボーリングの地点が旧野洲川デルタの先端部に位置し, 本論で扱った試料の多くは, デルタの形成にともなう碎屑物が多いこと, また, 野洲川が古琵琶湖層群の丘陵地に形成された谷地形にその源流を追うことができることなどを考慮に入れると, ここで産出した *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 の化石珪藻種は, 古琵琶湖層群からもたらされた誘導 (二次) 化石と考えるのが妥当である。

Melosira solida については, 32試料すべてから出現しており, この種も試料によっては高い出現率を示す。*Melosira solida* は, 琵琶湖の準固有種として知られており, 琵琶湖で冬季の主要プランクトンとして現生している (根来, 1968)。

一方, 化石としての *Melosira solida* は, 根来 (1967), Mori (1974), 加ほか (1997) が, 琵琶湖北湖におけるボーリング試料から, 田中・松岡 (1985) が古琵琶湖層群甲賀累層からそれぞれ報告している。さらに, 根来 (1967) は, *Melosira solida* に伴って *Stephanodiscus*

*carconensis*が多産することを指摘しているほか、加ほか(1997)も深度0~33mから*Melosira solida*と*Stephanodiscus carconensis*が多産することを報告している。しかしながら、今回の解析では*Melosira solida*の増減にかかわらず、*Stephanodiscus carconensis*の出現率が0~4.5%と低率にしか出現せず、しかも全体的に破片が多いという特徴がある。むしろ、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, ならびに*Aulacoseira* sp.-4との相関関係がみられ、*Melosira solida*の増減と同調する(第3図)。また、加ほか(1997)は*Melosira solida*や*Stephanodiscus carconensis*などの浮遊生種の増減が試料1g中に含まれる珪藻殻数を規制するとしている。すなわち、浮遊生種が増加すれば、珪藻殻数が増加するとしているが、今回の解析では、*Melosira solida*の増減と珪藻殻数の増減は、逆の関係になっていることが多い(第3図)。一般に、*Melosira solida*の保存の良い試料では、珪藻殻の群体が観察できることが多いが、本試料中に見られる珪藻殻は、半細胞~1細胞分の珪藻殻がほとんどで、群体を構成している殻はほとんどない。さらに、殻面のつなぎ目に見られる極刺も破損するなど保存が悪く、観察できないものが多い。これらの事実と、*Melosira solida*が古琵琶湖層群甲賀累層から多産することを考慮するならば、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, ならびに*Aulacoseira* sp.-4と同じように、本試料の*Melosira solida*は二次化石と考えた方が妥当である。

これらのことより、本論では*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 ならびに*Melosira solida*を二次化石として扱い、以下の議論を進める。

2. 堆積環境

烏丸ポーリングコアのAT火山灰層堆積以降の32試料の珪藻化石の分析結果について、浮遊生種、付着生・底生種の増減およびpH、水流、水温などの生態性をもとに古環境の推定を行った。ただし、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida* については、二次化石とし、群集組成から除外し議論を進めた。

AT火山灰層堆積以降の32試料の珪藻群集組成を解析した結果、特徴的な堆積環境I~VIIIを認識することができた。すなわち、各々の試料は8つの堆積環境の何れかに該当すると考えられる。I~VIIIの堆積環境毎

に該当する層準をまとめ、その特徴を以下に示すとともに、第1表にまとめる。

堆積環境I (No. 1, 3, 11~13, 17~19, 31)

出現した珪藻化石は、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida* がその大半を占める。それら以外では、若干の付着生、底生種が出現するが、出現率は非常に低い。また、全体として珪藻殻数も少ない。このことは、碎屑物が滞水環境下で徐々に堆積したのではなく、例えば陸域(空气中にさらされた乾燥した場所)の環境で、洪水などに伴って比較的短時間に二次化石を含む碎屑物が、堆積・固定した可能性を示している。

堆積環境：乾燥した陸上?

堆積環境II (No. 2, 7, 9, 10, 20, 21)

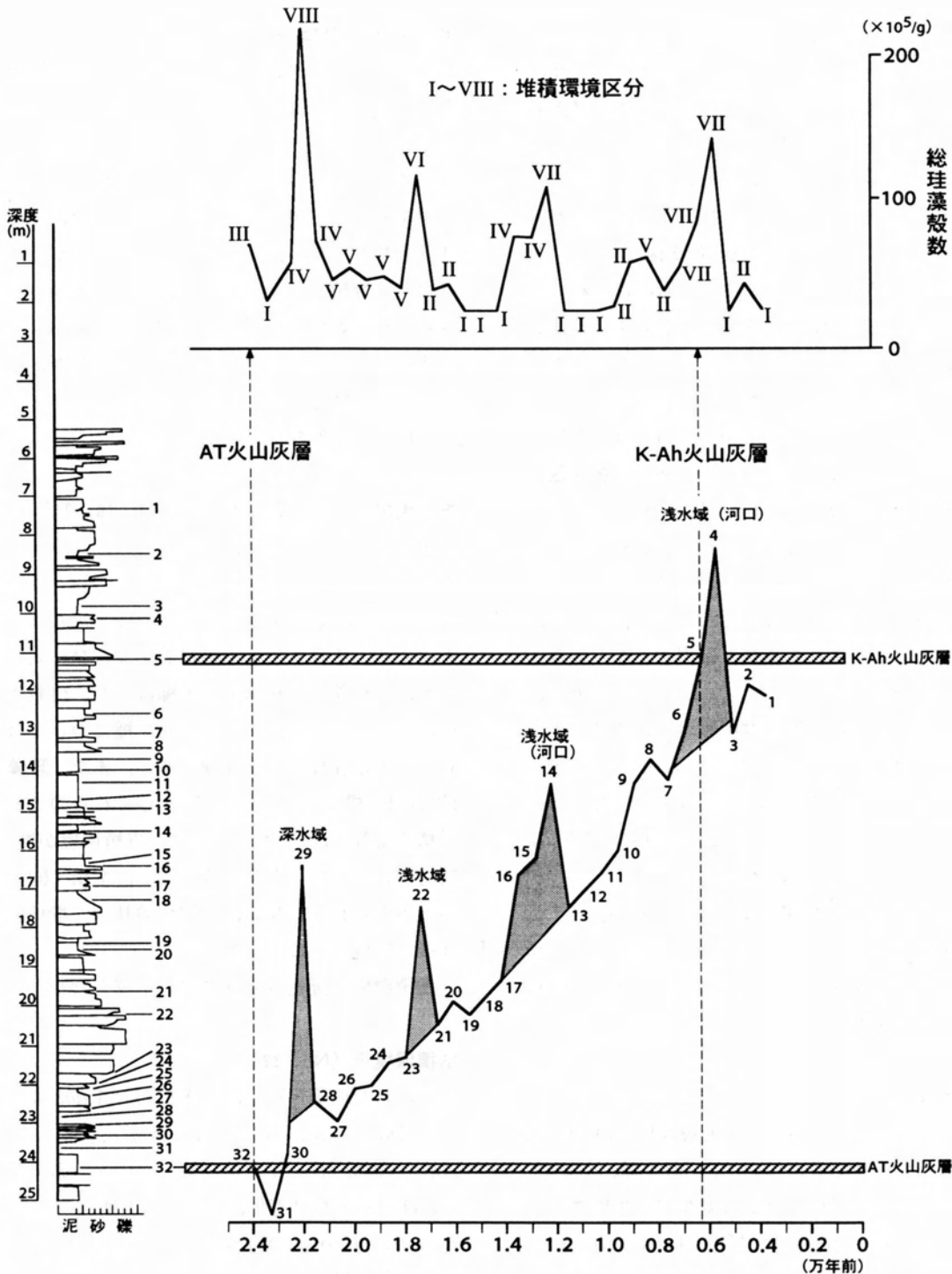
出現した珪藻化石は、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida* がその多くを占める。それらに若干の付着生ならびに底生種を伴うが、堆積環境Iを構成する種群より、付着生、底生種の出現率が高い。付着生、底生種については水流に対して不定性種、止水性種が多い。また、珪藻殻も堆積環境Iを構成するものより多い。これらのことから、堆積環境IIは、浅い水域か湿地の堆積環境が推定でき、短時間に二次化石を含む碎屑物が、堆積・固定したものと考えられる。なお、堆積環境IIは、堆積環境Iの前後に出現することが多い。

堆積環境：湿地(非常に浅い水域を含む)。

堆積環境III (No. 32)

出現した珪藻化石は、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida* の割合が低く、ほとんどが付着生、底生を示す種群である。また、*Eunotia pectinalis* や *Pinnularia* 属など湿原や湿地を好む種群が31.5%出現する。さらに、*Navicula mutica*, *Hantzschia amphioxys* などの陸生珪藻が46%の割合で出現することや、*Gomphonema parvulum*, *Cymbella minuta* など流水域を好む種群を伴うことから、一部陸上に露出した湿原や湿地の環境で、ごく弱い河川水が流入する環境が推定できる。

堆積環境：一部陸上に露出した湿原、湿地。



第4図. 堆積環境の変遷.

堆積環境IV (No.15, 16, 28, 30)

出現した珪藻化石の中で二次化石の *Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida* の割合は低く、それらを除くとほとんどが附着生、底生を示す種

群で構成される。*Eunotia pectinalis*をはじめとする *Eunotia* 属, *Pinnularia* 属, *Tabellaria fenestrata* など酸性の止水環境で湿原や湿地を好む種群が38~46%の割合で出現する。堆積環境IIIにみられる陸生珪藻の出現率は低率である。このことから、水深が浅い湿原や

湿地環境を示すと考えられる。さらにNo.30は、*Navicula elginensis*などの流水域を好む種群を伴うことから河川水の流入も考えられる。堆積環境IIIとは、陸域環境を示す珪藻化石がほとんど出現しないことで異なる。

堆積環境：湿原，湿地。

堆積環境V (No. 8, 23~27)

出現した珪藻化石は、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida*が全体の25%~50%を占める。それらを除くと付着生を示す種群の出現率が高い。また、*Gomphonema parvulum*, *Cymbella minuta*, *Synedra ulna*などの流水環境を示す種群が多く出現する。これらのことから、水草などの付着物の存在が推定でき、河川の影響を強く受ける環境で堆積したものと考えられる。

堆積環境：河川。

堆積環境VI (No. 22)

出現した珪藻化石の中で二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida*の割合は低く、それらを除くと付着生・底生環境を示す種群が56.5%、浮遊生の種群が43.5%の割合で出現する。付着生・底生種では*Eunotia*属, *Pinnularia*属, *Tabellaria fenestrata*など湿原や湿地を好む種群が比較的多い。また、止水生種が多く、流水生種はほとんど出現しない。これらのことから、やや水深がある湿原や湿地などの滞水環境が考えられる。堆積環境IVとは、滞水環境を示す珪藻化石が出現することで異なり、古水深は、堆積環境IVより深かったものと考えられる。

堆積環境：浅水深の滞水域(湿原, 湿地をともなう)。

堆積環境VII (No. 4~6, 14)

出現した珪藻化石は、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida*の出現率は低い。付着生の種群の出現率が高く、*Gomphonema parvulum*, *Synedra vaucheriae*, *Synedra ulna*などの流水環境で生息する種群が止水性を示す種群を卓越する。そのことから、水草などが繁茂する水深の浅い水域で、河川の影響を受ける環境下で堆積したものと考えられる。さらに、湖や池などの沿岸を好む種群が出

現すること、試料中の珪藻殻数が多いことなどから、堆積環境Vより安定した水域、すなわち河口などの環境が想定できる。また、堆積環境Vと比較して、二次化石の出現率が低く、二次化石を含む碎屑物の供給が少なかったと考えられる。

堆積環境：河口(浅い水域)。

堆積環境VIII (No. 29)

出現した珪藻化石の中には、二次化石の*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4 および *Melosira solida*はほとんど含まれない。また、珪藻殻数は非常に多い。浮遊生でアルカリ性の水域を好む *Aulacoseira ambigua*が85.5%の出現率を示す。したがって、堆積環境VIIIは水深が十分あり、安定した滞水環境であったと考えられる。

堆積環境：安定した水深のある滞水域。

3. 堆積環境の変遷

本試料より得られた珪藻群集から、堆積環境I~VIIIの8つの堆積環境が認められたが、それと合わせて試料1g中の珪藻殻数の計数を行った。その結果、各試料において顕著な珪藻殻数の増減が見られ、その増減は堆積環境I~VIIIの変化と調和的であることが明らかとなった。これらのことから珪藻殻数の増減は、堆積環境の変化を反映しているものと考えられる。

烏丸ボーリングコアの表層25mは、K-Ah火山灰層、AT火山灰層からそのおよその堆積年代が明らかになっている(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。そのことから、広域火山灰であるAT火山灰層(Sample No.32)がおおよそ24,000(~25,000)年前、K-Ah火山灰層(Sample No.5)がおおよそ6,300年前の降下火山灰層とすると、本論での珪藻化石群集および珪藻殻数の解析は、その間の変化を追跡することになる。

珪藻化石の特徴から、AT火山灰層堆積期には、一部陸上に露出した微高地を伴った湿原・湿地環境(堆積環境III)が、K-Ah火山灰層堆積期には、浅水域へ流れ込む河口環境(堆積環境VII)がそれぞれ発達していたと考えられる。この間には、およそ20,000年の隔りがある。本論では、琵琶湖烏丸ボーリングのAT火山灰層の堆積以降、縄文中期(およそ5,000年前)に至る連続的な細粒碎屑物を用いて、珪藻化石群集および珪藻殻数の解析を行い、議論を進めた。その結果、本地域では4回の堆積環境の変化が明らかとなった。

第4図に、時代の推移にともなう珪藻殻数の変化を示した。なお、横軸に時間、縦軸にサンプル層準を示し、AT火山灰層層準 (Sample No. 32) とK-Ah火山灰層層準 (Sample No. 5) をそれぞれ基準とし、その間の珪藻殻数の変化を表現した。また、珪藻殻数は、二次化石を除いた値である。

珪藻殻数は層準ごとに増減が見られるが、特に、Sample No. 29, 22, 14, 4の4層準において、珪藻殻数の増加のピークが顕著に認められる。これらのピークが示す古環境は、Sample No. 29では安定した滞水環境 (堆積環境VIII)、Sample No. 22では湿原・湿地をとともなう滞水環境 (堆積環境VI)、Sample No. 14, 4では浅水の河口環境 (堆積環境VII) とそれぞれ考えられる。ここに示した堆積環境VI~VIIIは、それぞれ異なる古水深であったと想像できるものの、どれも珪藻がその絶対数を増加させることができる、ある程度安定した水域を示す環境と解釈できる。

一方、堆積環境I~Vは、乾燥した陸上?、河川ならびに浅水・湿地の堆積環境で特徴づけられ、これらは河川とその氾濫原を示す堆積環境と解釈できる。

このように、烏丸半島が位置する南湖では、この時期少なくとも4回の滞水・浅水環境への変化 (湖水面の変動?) を記録している。

池田ほか (1983) は、南湖において最終氷期以降の古地理と地形発達史を議論しており、南湖の地形発達史を4期に区分している。それらは、120,000~50,000年前までの湖が広がった時代に引き続く、第1期の湖面低下にともなう湖の縮小化 (やせ細り)、第2期における南湖の回復と扇状地の形成、第3期の扇状地の解析と前面の三角州の形成、そして第4期 (弥生時代~現在) の人間による地形改変期である。本論で扱っている層準は、これらの区分の第1~3期にかけての時代に相当すると考えられる。

ここで、仮に堆積速度が一定として考えた場合、第4図のグラフが上方に突出した部分が示す、およその年代は、Sample No. 29 (滞水環境) は22,000年前、Sample No. 22 (湿原や湿地をとともなう滞水環境) は17,000~18,000年前、Sample No. 14 (浅い水域を示す河口環境) は12,000年前、Sample No. 4 (浅い水域を示す河口環境) は5,000~6,000年前である。このことから、およそ5,000~6,000年周期で堆積環境が変化していることが指摘できる。

4. 堆積環境の変化は何を意味するか?

近年、第四紀の水河性海面変動とそれにとともなう沿岸堆積物の関係が多く地域で明らかにされている。一方、琵琶湖の堆積物 (古琵琶湖層群を含める) については、海性要素をまったく含まず海域とのつながりがなかったことが知られており (松岡, 1979; Yokoyama, 1984)、汎世界的な海面変動による直接的な湖水面の変動は考えられない。しかしながら、Horie (1969) は、根来 (1967) の珪藻群集を検討し、後氷期の高温暖期以降に珪藻殻数が減少することから、珪藻殻数の変化が気候変化と密接に関連していることを指摘している。さらに、加ほか (1997) は、琵琶湖高嶋沖ボーリングコアにおける珪藻殻数 (生産量) の変化が、汎世界的な気候変化 (酸素同位体比曲線の変化) と密接に関連しているとともに、水域環境の変化に調和的であることを指摘している。このほか、岸 (1992) は、湖西の古琵琶湖層群堅田累層において、花粉分析に基づく古気候の変動曲線と酸素同位体比変動曲線が調和的に変化することを示し、さらにMeyers et al. (1993) は、琵琶湖北湖の200mボーリングについて行われた珪藻殻数の解析結果 (Mori, 1974) を吟味し、珪藻殻数の多産層準は汎世界的な温暖期と対応することを議論している。このように琵琶湖堆積物中 (古琵琶湖層群を含める) の微化石の変化は、汎世界的な気候変化と密接に関連していることが指摘されており、汎世界的な海面変動の影響は直接受けていないが、それらの変化と調和的であることが明らかになりつつある。このような変化とは別に、琵琶湖ではしばしば渇水時に湖水面が低下することがある。例えば、琵琶湖の観測史上最大の渇水を記録した1994年9月15日には、-123cmの値まで低下し沿岸域が露出した事例がある (田中ほか, 1998)。このような渇水にとともなう湖水面低下は、せいぜい数日~数週間ほどで通常の湖水面に回復する。もし、琵琶湖の渇水が過去に起きていたとしても、細粒碎屑物を数10cmの厚さで堆積させる間の堆積場の無変化が必要であり、渇水期間内にそれだけの碎屑物を堆積・固定できるとは考えにくい。したがって、地質学的時間スケールでみた渇水期は、無視できると考えられる。

一方、宮田ほか (1990) は、音響探査記録ならびにボーリング試料から、琵琶湖北湖の愛知川デルタの形成機構を議論している。それによると、過去30,000年で湖水面は1m/1,000年の速度で変化しており、そこでの相対的な湖面上昇は間欠的に3,500年周期で約

3.5mずつの割合で起こったと結論づけている。そして、湖水面変動は、気候変動によるものより、むしろ断層運動に起因する可能性が高いことを指摘している。

ここで、本論での相対的な4回の堆積環境(湖水面)の変化は何を反映したものであるか。この疑問に対しては、次のような可能性があげられる。(1)野洲川デルタ形成時の河川の形態変化によるもの。すなわち、河川の側方移動にともなうデルタ河口域の堆積場の変化で、河川・後背湿地(放棄湖を含む)・河川という一連の変化で、一見湖水面が変化しているように見える。(2)地震にともなう地殻変動により、沈降・隆起が相対的な湖水面の変動をもたらした。あるいは、(3)汎世界的な気候変動の影響を反映し湖水面が変動した、など。現在のところ、これらの仮説について明確な結論を出すには至っていない。この時期の湖水面の変動を示す地質学的データはほとんどない。しかしながら、濱(1994)は、琵琶湖周辺ならびに湖底における遺跡の分布深度をもとに、縄文時代早期(10,000年前)から近現代に至る琵琶湖の古水位の変化を議論している。その中で、10,000年前から4,000年前に至る間に、湖水面が2m弱上昇したことを指摘している。ボーリングコア中のAT火山灰層(No.32)は、およそ24mの深度に認められ、被覆層を考慮しても、24,000(～25,000)年でおおよそ20数mという見かけの水位上昇が見積られる。この見かけの水位上昇速度は、琵琶湖で一般に言われている速度(石田ほか, 1984; Yokoyama, 1979)にほぼ匹敵する。一方で指摘されている、この10,000年前から4,000年前に至る期間の湖水面上昇がおおよそ2m弱という遺跡からの値(濱, 1994)と比較した場合、圧密沈降のみで20数mの碎屑物を堆積させたと考えるのは非常に無理がある。したがって、宮田ほか(1990)が指摘する断層運動に起因する湖水面の変動が最も考えやすく、AT火山灰層の堆積以降から縄文時代中期(4,000年)の4回の堆積環境の変化は、現在のところ、この様な断層運動にともなう湖水面の変動と考えるのが妥当である。しかしながら、今後様々な外的要因を考慮し、さらに細かなオーダーでのデータを収集する必要があると考えられる。

ま と め

琵琶湖南湖における烏丸ボーリングコアの上部25m中の32層準について、珪藻化石の解析を行いAT火山灰層堆積以降の古環境の推定を行った。その結果、す

べての試料から化石珪藻殻が見いだされ、以下のことが明らかとなった。

- (1)出現する珪藻化石のうち、*Aulacoseira* sp.-1, *Aulacoseira* sp.-2, *Aulacoseira* sp.-3, *Aulacoseira* sp.-4ならびに*Melosira solida*は、出現状況などからそのほとんどが古琵琶湖層群からの誘導(二次)化石と考えられる。
- (2)珪藻化石群集から堆積環境I～VIIIの堆積環境を認定した。それらは、堆積環境I:乾燥した陸上?, 堆積環境II:湿地(非常に浅い水域を含む), 堆積環境III:一部陸上に露出した湿原, 湿地, 堆積環境IV:湿原, 湿地, 堆積環境V:河川, 堆積環境VI:浅水深の滞水域(湿原, 湿地をとまなう), 堆積環境VII:河口(浅い水域), 堆積環境VIII:安定した水深をもつ滞水域, とそれぞれ解釈できる。
- (3)25mコア中の珪藻殻数は、AT火山灰層の堆積以降4回の滞水環境あるいはそれに準ずる環境に変化したことを示しており、南湖において少なくとも4回の堆積環境の変遷があった。これらの変化は、この時期の湖水面の変化を反映している。

謝 辞

本論は、著者の一人である西村友紀が京都教育大学在学中に卒業研究として行った資料に新たなデータを追加してまとめたものである。本論をまとめるにあたり、京都教育大学生物学教室の坂東忠司博士、同教室大学院生の岩佐朋美氏には珪藻化石の顕微鏡撮影の際ご指導いただいた。また、同大学学生の今堀美紀氏には図版作製の際お世話になった。以上の方々に心よりお礼申し上げる。

文 献

- Cholnoky, B. J., 1968, *Die Okologie der Diatomeen Binnengewässern*. Cramer, Germany, 699p.
- Foged, N., 1954, On the Diatom flora of some Funen lakes. *Fol. Limnol. Scandinavica, Copenhagen*, 6, 1-76.
- Fuji, N., 1983, Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, central Japan. I. The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the last 600,000 years. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, 132, 230-252.
- Fuji, N., 1986, Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, central Japan. II. The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the ca. 250,000-100,000 years B.P.. *Transactions and Proceed-*

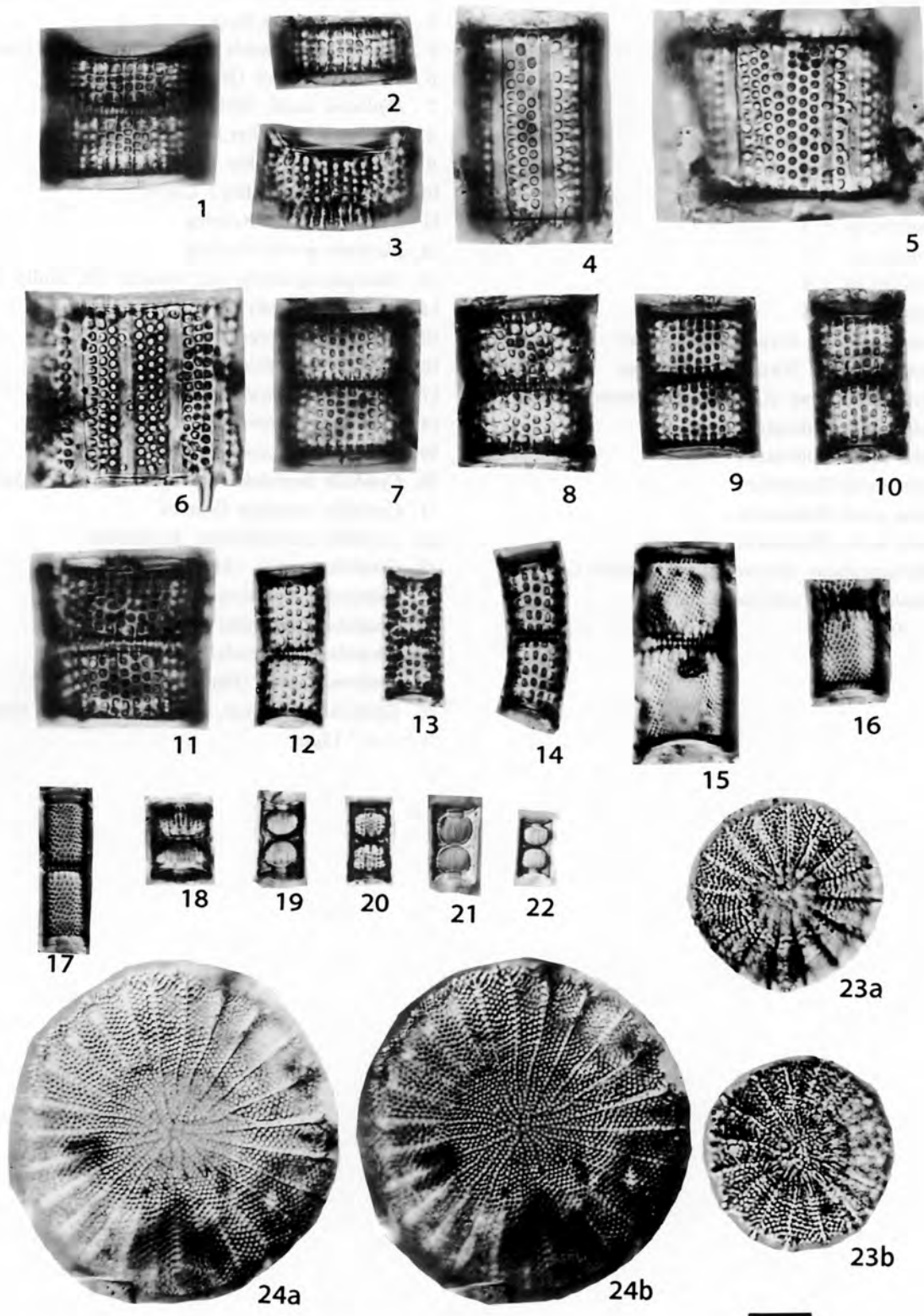
- ings of the Palaeontological Society of Japan, **144**, 490-515.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸, 1999, 琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 12, 31-60.
- Horie, S., 1969, Late Pleistocene limnetic history of Japanese ancient lakes Biwa, Yogo, Suwa, and Kizaki. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, **17**, 436-455.
- Horie, S., 1984, *Lake Biwa*. Dr. W. Junk Publ., 645p.
- Hustedt F., 1930, Bacillariophyta (Diatomeae). In A. Pascher (ed.), *Die Susswasser Flora Mitteleuropas*, 10, Gustav Fischer Jena, Berlin, 466p.
- Hustedt F., 1938, Systematische und Okologische Untersuchungen über die Diatomeen-Flora von Java, Bali und Sumatra. nach dem Material der Deutschen Limnologischen Sunda-Expedition Teil I. *Arch. Hydrobiol. Suppl. Bd.*, **15**, 131-506.
- Hustedt F., 1930-1966, Die Kieselalgen Deutschland, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In L. Rabenforst (ed), *Kryptogamen-Flora, Leipzig*, I: 920p., II: 845p., III: 816p.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久・辰己 勝, 1983, 瀬田川とその周辺の地形・地質・水文. 瀬田川浚渫工事に伴う流域分布調査, 瀬田川, 滋賀県文化財保護協会, 80p.
- Inouchi, Y., Yokoto, S. and Terashima, S., 1995, Climatic changes around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. In T. Mikami, E. Matsumoto, S. Ohta and T. Sueda (eds.), *Paleoclimate and environmental variability in Austral-Asian transect during the past 2,000 years, Proceedings of the 1995 Nagoya IGBP-Pages/PEP-II Symposium*, 109-114.
- 石田史朗・河田清雄・宮村 学, 1984, 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 121p.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995, 平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査研究報告, 調査研究報告書, 滋賀県, 125p.
- 岸 英順, 1992, 古琵琶湖層群堅田累層の花分析にもとづく古気候変動. 瑞浪化博研報, **19**, 495-507.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1986, Bacillariophyceae. 1 Teil, In H. Ettl, J. Gerloff, H. Heying and D. Mollenhauer (eds.), *Susswasserflora von Mitteleuropa*, 2/1, Gustav Fischer Jena, Stuttgart, 876p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1988, Bacillariophyceae. 2 Teil, In H. Ettl, J. Gerloff, H. Heying and D. Mollenhauer (eds.), *Susswasserflora von Mitteleuropa*, 2/2, Gustav Fischer Jena, Stuttgart, 539p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991a, Bacillariophyceae. 3 Teil, In H. Ettl, J. Gerloff, H. Heying and D. Mollenhauer (eds.), *Susswasserflora von Mitteleuropa*, 2/3, Gustav Fischer Jena, Stuttgart, 576p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991b, Bacillariophyceae. 4 Teil, In H. Ettl, J. Gerloff, H. Heying and D. Mollenhauer (eds.), *Susswasserflora von Mitteleuropa*, 2/4, Gustav Fischer Jena, Stuttgart, 437p.
- 加 三千宣・吉川周作・井内美郎, 1997, 琵琶湖湖底堆積物, 過去40万年間の珪藻化石記録. 第四紀研究, **36**, 113-122.
- Lowe, L. R., 1974, *Environmental requirements and pollution tolerance of freshwater diatoms*. National Environmental Research Center, US Environmental Protection Agency, Cincinnati, 333p.
- 松岡長一郎, 1979, 滋賀県の地質概説. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, 113-131.
- Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S., 1993, Reinterpretation of late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quaternary Research*, **39**, 154-162.
- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一, 1990, 淡水デルタの形成過程-琵琶湖愛知川デルタを例として-2. 地質構成と堆積相. 地質雑, **96**, 839-858.
- Mori, S., 1974, Diatom succession in a core from Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **3**, 368-391.
- 根来健一郎, 1967, 新資料に基づく琵琶湖湖底堆積物の珪藻分析. 陸水学雑, **28**, 132-135.
- 根来健一郎, 1968, 琵琶湖の植物プランクトン. 滋賀県植物史, 275-300.
- Patrick, R. and Reimer, C. W., 1966, *The Diatoms of the United States*. (Monogr. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 13), Philadelphia, 688p.
- Patrick, R. and Reimer, C.W., 1975, *The Diatoms of the United States*. (Monogr. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, 13), Philadelphia, 213p.
- Round, F. E., Crawford, R. M. and Mann, D. G., 1991, *The Diatoms, Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 747p.
- 田中正明・松岡敬二, 1985, 滋賀県甲賀・阿山地域の鮮新世淡水珪藻化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, **12**, 57-69.
- Tanaka, M., Matsuoka, K. and Takagi, Y., 1984, The genus *Melosira* (Bacillariophyceae) from the Pliocene Iga Formation of the Kobiwako Group in Mie Prefecture, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, **11**, 55-68.
- 田中里志・田中 淳・山崎博史・成田耕一郎・橘 徹・金沢 淳・前島 渉・志岐常正, 1998, 琵琶湖の1994年最大濁水時に出現したバーの形態と内部構造. 地球科学, **52**, 262-274.
- 山崎博史・吉川周作・林隆夫, 1994, 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部コアの層序. 地質学雑誌, **100**, 361-367.
- Yokoyama, T., 1979, Tectonic development of the Nanko Basin, southern part of Lake Biwa, central Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **7**, 115-134.
- Yokoyama, T., 1984, Stratigraphy of the Quaternary system around Lake Biwa. In S. Horie (ed.), *Lake Biwa*, Dr. W. Junk Publ., 43-128.
- 吉川周作, 1999, 琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 12, 75-87.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.
- 吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世~完新世の噴火活動史. 地球科学, **47**, 97-109.

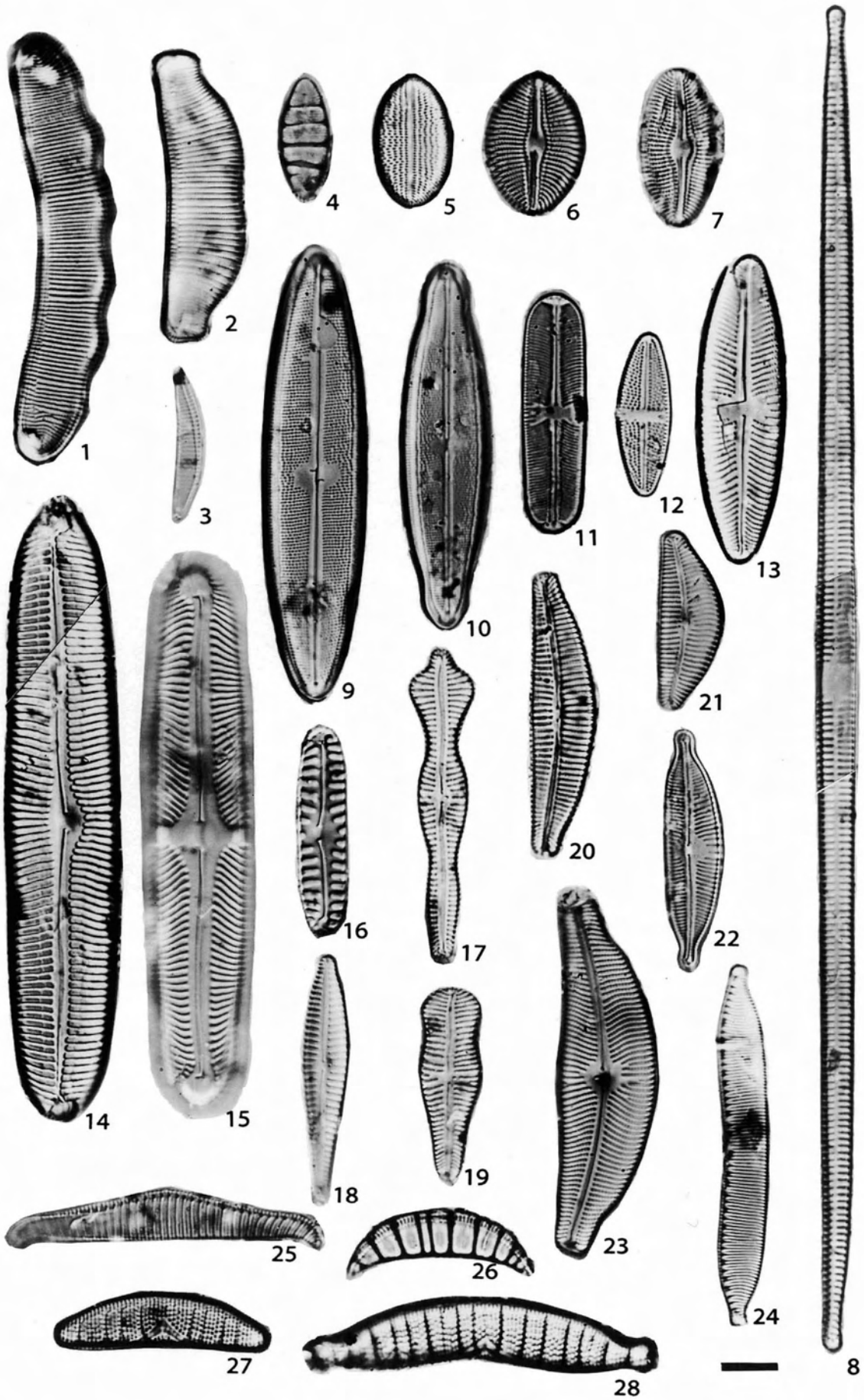
PLATE I

1. *Aulacoseira* sp. - 1
 2. *Aulacoseira* sp. - 1
 3. *Aulacoseira* sp. - 1
 4. *Aulacoseira* sp. - 2
 5. *Aulacoseira* sp. - 2
 6. *Aulacoseira* sp. - 2
 7. *Aulacoseira* sp. - 3
 8. *Aulacoseira* sp. - 3
 9. *Aulacoseira* sp. - 3
 10. *Aulacoseira* sp. - 3
 11. *Aulacoseira* sp. - 3
 12. *Aulacoseira* sp. - 4
 13. *Aulacoseira* sp. - 4
 14. *Aulacoseira* sp. - 4
 15. *Aulacoseira valida* (Grunow) Krammer
 16. *Aulacoseira valida* (Grunow) Krammer
 17. *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen
 18. *Melosira solida* Eulenstein
 19. *Melosira solida* Eulenstein
 20. *Melosira solida* Eulenstein
 21. *Melosira solida* Eulenstein
 22. *Melosira solida* Eulenstein
 - 23a, b. *Stephanodiscus carconensis* var. *Pusilla* Grunow
 - 24a, b. *Stephanodiscus carconensis* Grunow
- スケール : 10 μ m

PLATE II

1. *Eunotia monodon* Ehrenberg
 2. *Eunotia praerupta* Ehrenberg
 3. *Eunotia pectinalis* var. *minor* (Kutz.) Rabenhorst
 4. *Diatoma vulgare* Bory
 5. *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cleve
 6. *Diploneis smithii* (Breb.) Cleve
 7. *Diploneis ovalis* (Hilse.) Cleve
 8. *Synedra ulna* (Nitz.) Ehrenberg
 9. *Neidium iridis* (Ehr.) Cleve
 10. *Neidium affine* (Ehr.) Cleve
 11. *Navicula pupula* Kutzing
 12. *Navicula mutica* Kutzing
 13. *Navicula elginensis* var. *cuneata* (M. Moll.) Lange-Bertalot
 14. *Pinnularia viridis* (Nitz.) Ehrenberg
 15. *Pinnularia divergens* W. Smith
 16. *Pinnularia borealis* Ehrenberg
 17. *Gomphonema acuminatum* Ehrenberg
 18. *Gomphonema parvulum* Kutzing
 19. *Gomphonema constrictum* Ehrenberg
 20. *Cymbella turgidula* var. *nipponica* Skvortzow
 21. *Cymbella turgidula* Grunow
 22. *Cymbella naviculiformis* Auerswald
 23. *Cymbella tumida* (Breb.) Van Heurck
 24. *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grunow
 25. *Rhopalodia musculus* (Kutz.) O.Muller
 26. *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O.Muller
 27. *Epithemia zebra* (Ehr.) Kutzing
 28. *Epithemia zebra* var. *proboscidea* (Kutz.) Grunow
- スケール : 10 μ m





琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動

澤田 明宏*・長尾 年恭**・伊藤 潔***・木下 正高****

Possible climate change estimated from borehole temperature data at Lake Biwa, Central Japan

Akihiro Sawada, Toshiyasu Nagao, Kiyoshi Ito and Masataka Kinoshita

Abstract

It is well known that borehole temperature data can contain information on the past climatic change. In 1993, we measured temperature of a borehole to the depth of 900m near the coast of Lake Biwa, central Japan, in order to investigate the past climatic change in this area. The obtained temperature profile has the following anomalies: 1) the temperature gradient increases with increasing depth; 2) the temperature gradient value at 200-300m interval is larger than those from other intervals.

A non-linear temperature profile can be explained either by the rapid sedimentation, variation in thermal conductivity, or the past climatic change. The thermal conductivity was measured for the core sample by using the semi-infinite plain continuous heating method. The results show that the thermal conductivity variation can not explain this concave shape of the temperature profile. Although the rapid sedimentation which started in 1.6Ma at ca. 0.6mm/y also bears a concave profile, it is not large enough to explain the observed data. Thus, the past climatic change can be the most probable cause for the non-linear profile.

Considering effects of both Wurm and Little ice ages, we carried out a simple numerical simulation using a forward scheme. We assumed that the Wurm ice age started 68ky B.P. and ended 8 ky B.P., and that the Little ice age started 450 years B.P. and ended 150 years B.P. The amplitude of temperature decrease for each ice age is treated as a parameter. The best estimates of temperature decrease during Wurm and Little ice ages are 10°C and 2.5°C, respectively. In order to confirm this result, it is necessary to consider results from pollen, 18O and palaeomagnetic studies.

はじめに

海溝-島弧-背弧系の熱構造の研究は、プレートの沈み込みプロセス、及びそれに伴う火成活動や背弧海盆の形状などの地学現象を理解する上で本質的なもののひとつである。地殻熱流量は地下の温度情報を直接反映しており、地殻内の熱構造を解明する上で最も重要な観測量である。1960年代以来、日本付近の陸上、

海上の双方で地殻熱流量の測定が行われており、これをもとにして沈み込み帯の熱構造モデルが提案されている。しかしながら、陸上での測定には深さ100m以上のボーリング孔が必要であり、陸上での地殻熱流量の観測点はなかなか増加しないのが現状である。このような地球熱学的な要請から今回、琵琶湖・烏丸ボーリング孔を利用して地殻熱流量測定を行った。Fig. 1に近畿地方の地殻熱流量分布を示す。

* 金沢大学理学部地学教室

** 東海大学地震予知研究センター

*** 京都大学防災研究所

**** 東海大学海洋学部海洋資源学科

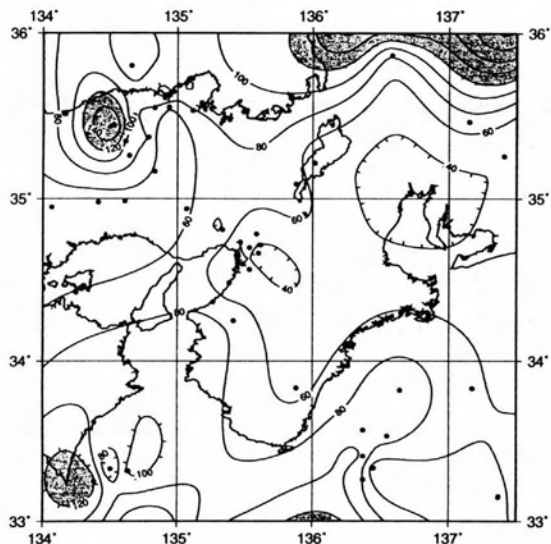


Fig. 1. Heat flow map of central Japan.

一方地下の温度を測定することにより、過去の気候変動を推定することが可能である。これが最近、地球の温暖化を解明する上での画期的な方法として注目されている（たとえばHarris and Chapman, 1995）。琵琶湖ボーリング孔での温度測定の結果は、地下からの熱流量を求めるだけでなく、このような目的にも役立つ事ができる。

実際に琵琶湖・烏丸ボーリング孔の温度勾配データ（深さ1mあたりの温度差）は深さ毎に一定せずバラツキが見られ、深くなるにつれて温度勾配が大きくなる傾向があることが判明した。従来地球熱学を研究する上では、これらの温度勾配異常はノイズとして扱われてきたが、本研究ではこれらの異常の原因を地表の温度変化にあると考え、このデータから逆に過去の気候変動の推定を行った。今回測定された温度分布データ、測定地点の堆積物の物性値、堆積速度などのデータをもとに、過去の氷期（約10000年前のウルム氷期、約300年前の小氷期）における地表の温度を熱伝導計算によって推定することを試みた。

孔内温度測定結果

温度測定は1993年9月及び94年1月に行った。両者の測定結果はきわめて良く一致し、現在孔内温度はボーリングを行ったことによる影響は消失し、ほぼ定常状態にあると結論できる。1993年9月の測定結果をFig. 2に示す。その結果、深さ10mでの温度は13.9°C、850m付近では39.6°Cであるほか、温度分布をプロットした線が全体的に下に凸の弧状になっている。測定結果から5点を用いた移動平均値による温度勾配分布を

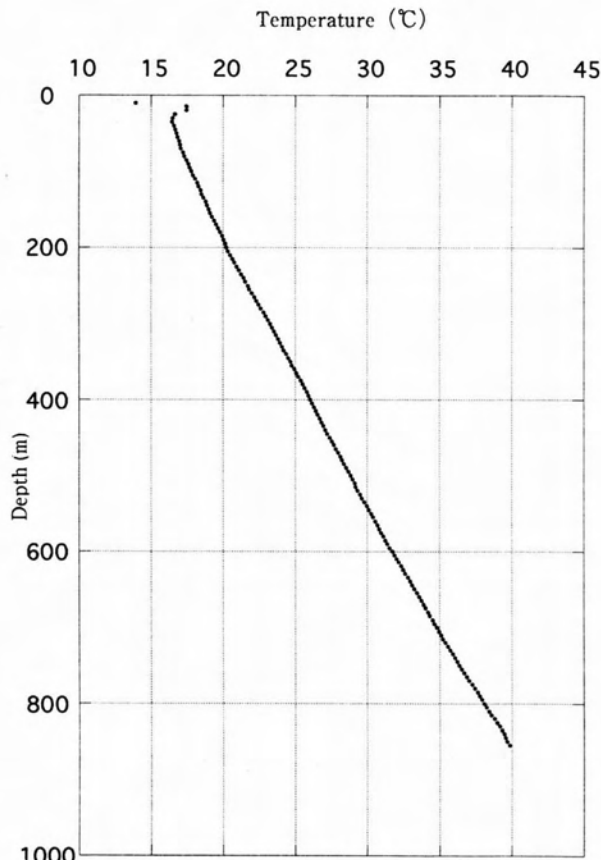


Fig. 2. Temperature profile in borehole.

Fig. 3 aに示す。温度勾配平均値は0.0285°C/mであるが、深さ50m～100mでの温度勾配値は0.0202°C/mであるのに対し、深さ700m以深では0.031°C/m以上となるように、深部ほど温度勾配値が大きくなっているという特徴が見られる。その他、深さ約300mでは温度勾配が0.0313°C/mと大きくなっているような顕著な温度勾配異常が見られる。

熱伝導率測定

ボーリングコアの熱伝導率は半無限平板非定常法によって測定を行った。測定結果をFig. 3 bに示す。これらの値の平均値は1.18W/mKであった。地殻熱流量は地球内部から地表に向けて伝わってくる熱量の値であり、通常、熱伝導率と温度勾配との積で求められる一般に温度測定を行った深さの範囲内では、地殻熱流量はほとんど一定と考えることができる。そのため、熱伝導率が大きい場所では温度勾配値は小さくなる。

熱伝導率の測定結果を見ると、温度勾配値の大きい深さでの熱伝導率は平均値と比較しても小さくなく、むしろ大きな値を示している。これら2つの測定値はどちらかといえば逆相関的であり、そのためこの熱伝

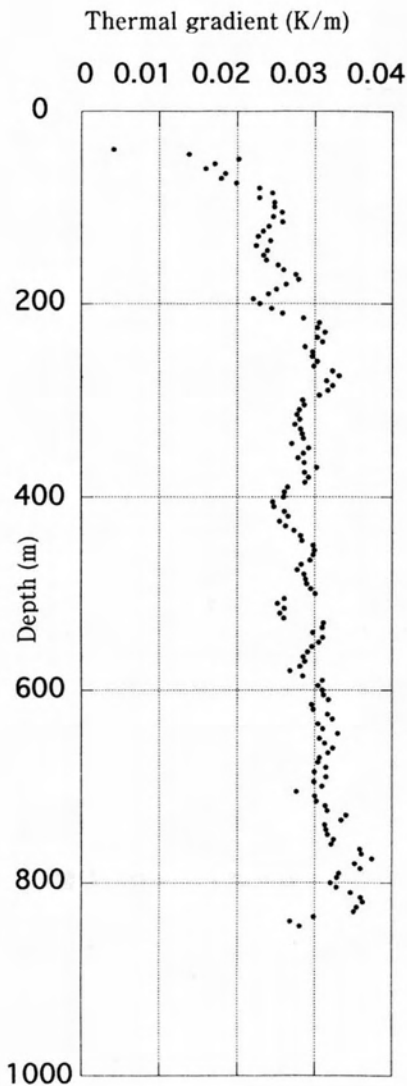


Fig. 3 a. Profile of the thermal gradient.

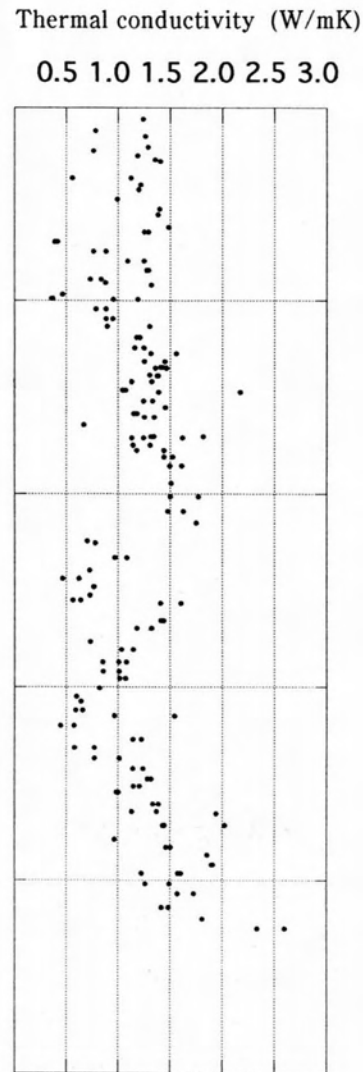


Fig. 3 b. Result of measurement of thermal conductivity.

導率の鉛直分布から温度勾配分布の異常を説明することはできない。

今回測定した熱伝導率の値は、コアの測定条件が良くない可能性があり(コアの乾燥のため)、熱伝導率を堆積物の密度、空隙率、弾性波速度等の他のデータから推定することが今後必要となるであろう。

堆積効果

地表の温度が一定の場合、堆積作用によって相対的に地表面が上昇すると、それによって深くなった地下のある地点の温度は徐々に上昇する。しかし、熱伝導の法則により温度の上昇には時間的遅れが生じるため、温度勾配分布は浅い部分で小さく、深くなるほど大きな値を示すようになる。

測定地点の堆積物は約900mであり、また、平均堆積速度は0.58mm/年と報告されている(公文, 1995)。これらから計算して基盤岩直上の堆積物が160万年前に堆積したものと考える。堆積の速度は160万年前から現在まで一定であったと仮定し、堆積開始前の深さ毎の温度勾配は一定であるとする、堆積による温度勾配の変化が理論的に求められる(Von Herzen and Uyeda, 1963)。その結果、深くなるにつれて温度勾配値は大きくなっているが、観測値と比較して深さにもなう温度勾配値の変化率が小さい。これは160万年の間に上部900mの範囲ではほとんど熱が拡散してしまい、温度勾配の異常が900mの範囲内ではほとんど解消されるためである。そのため、観測値に見られる温度勾配の異常は堆積効果のみで説明するには不十分であ

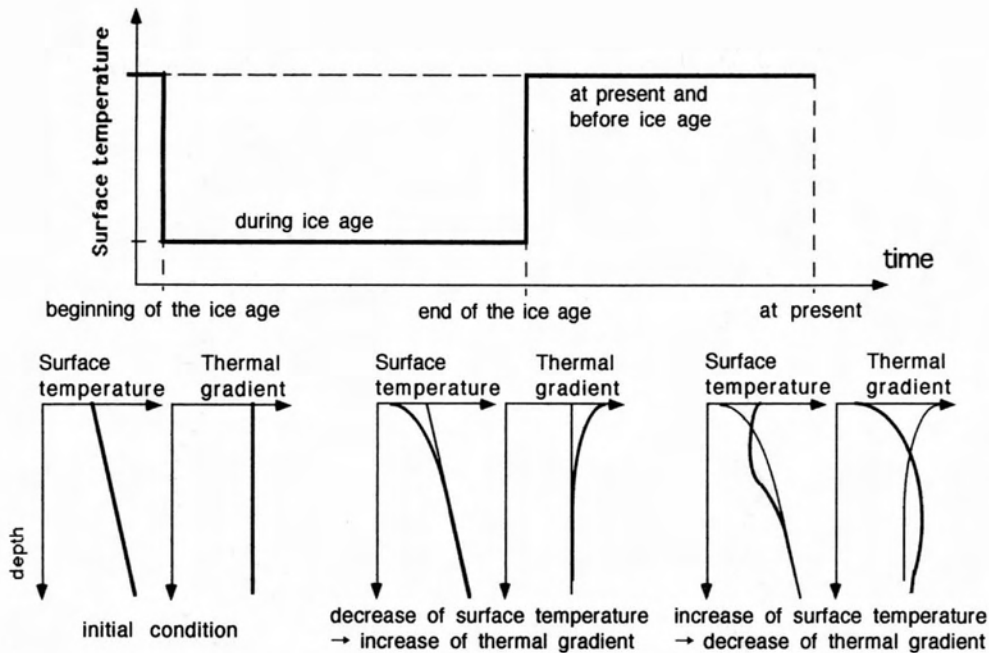


Fig. 4. Schematic diagram of surface temperature changes.

ることが判明した。

地表の温度変化の効果

地表の温度が季節の変化や気候変動などによって変化すると、地下の温度分布も影響を受ける。仮に地表の温度が上昇すると地下の温度も徐々に上昇するが、十分に地下に熱が伝わるにはやはり時間的遅れが生じる。そのため温度勾配分布は浅い地域ほど小さくなり、深くなるほど大きくなる傾向を示す。地表の温度が下降するとこれと逆の傾向になる。

地表の温度が変化することによる地下の温度の変化量は、やはり熱伝導計算を行うことによって求めることができる。この計算を行うためには、地下構造（堆積物の熱拡散率、堆積効果による補正項、地下水の流れなど）、計算前の初期温度分布、そして過去の地表の温度変化の時期（過去の気候変動が起こった年）が必要であり、それによって現在の温度分布の計算値が得られる。気候変動時の温度変化量をいろいろと変えてみることによって、もっとも計算結果が現在の温度分布と一致するモデルが過去を良く反映していると考えられる。地表温度変化が地下の温度構造に与える影響の概念図をFig. 4に示す。

今回行った計算では、地下の構造は各深さにおいて均一であると仮定した。また、地下水の対流、積雪や凍結の影響は考慮していない。堆積物の熱拡散率は

1.0×10^{-7} (m²/sec) と仮定し、現在と氷河期前の地表の温度を15°Cとしている。

ウルム氷期・小氷期の影響

温度勾配分布の観測値に見られる深くなるほど温度勾配値が大きくなるという全体的な傾向は、比較的長波長の異常なので、古い時代に温度が現在より低かったために起こっていると考えられる。ウルム氷期は、約68000年前に海水準が現在より120~130m下がり、6000~7000年前に現在の海水準に近づいたとされている。小氷期は16世紀から19世紀半ばまでの約300年間の世界的に寒冷だった時期のことを示す（三上, 1991）。

今回は温度低下量を見積もるために氷河期が“いつ”始まり “いつ” 終わったかという点については次のようにパラメータを固定した。ウルム氷期については68000年前から8000年前までの60,000年間、小氷期については450年前から150年前までの300年間寒冷であったとした。

色々な温度低下の組み合わせでシミュレーションを行った結果、ウルム氷期では10°C、小氷期では2.5°C温度が低下したモデルがもっとも良く観測値を説明することが判明した（Fig. 5）。

地殻内部の温度分布

琵琶湖・烏丸地区における地殻熱流量測定という当

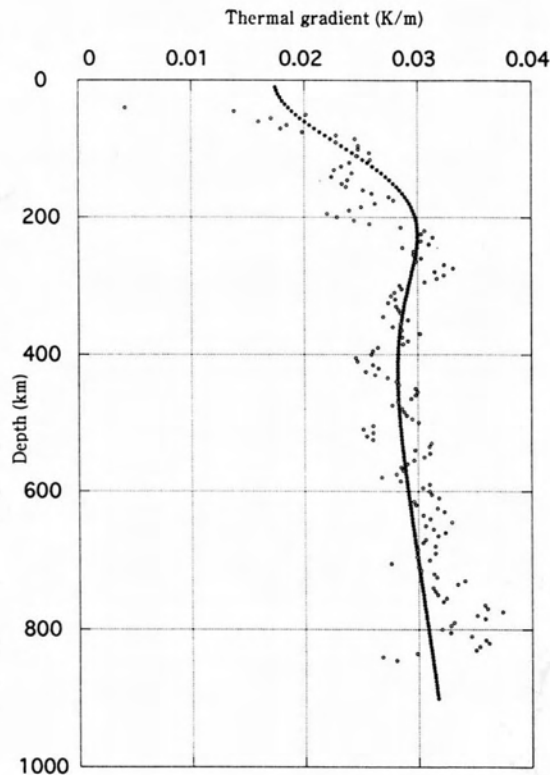


Fig. 5. Theoretical thermal gradient considered with Wurm glacial, little glacial and sedimentation (solid line).

初の目的はほぼ達することができた。堆積作用、気候変動の両者を補正して得られた温度勾配は $0.032^{\circ}\text{C}/\text{m}$ となり、これに測定された堆積物の平均的な熱伝導率を掛け合わせて得られた地殻熱流量は $38\text{mW}/\text{m}^2$ となった。また近年地殻内で発生する地震の下限というのが温度構造と深く関係していることが判明してきており、岩石の脆性-流動境界に関係するという考えが有力になってきている(例えばSibson, 1982)。もちろん地震の下限の原因は単純ではないが、基本的には岩石の変形が温度とともに脆性から延性に変わることに関係すると思われる。岩石の種類が変われば、当然物性が変わり地震の下限の深さも変化することになる。しかし世界中の地殻内で地震の下限と地殻熱流量とは逆相関の関係が見られ(Ito, 1990)、近似的には地震の下限は熱によって変化すると考えられる。

特にIto (1990) は近畿地方北部において地殻内地震の下限の深さ分布を調べ、地震の下限はコンラッド不連続面に対応しているのではなく、地下の温度構造に深く関係していることを定量的に明らかにした。具体的には地殻内地震の下限はコンラッド面より2~8 km浅がわかってきた。ここでは琵琶湖・烏丸ボーリング孔で得られた地殻熱流量の値を利用し、上部地殻内の放射性発熱量については堆積層の下10kmに放射性熱源

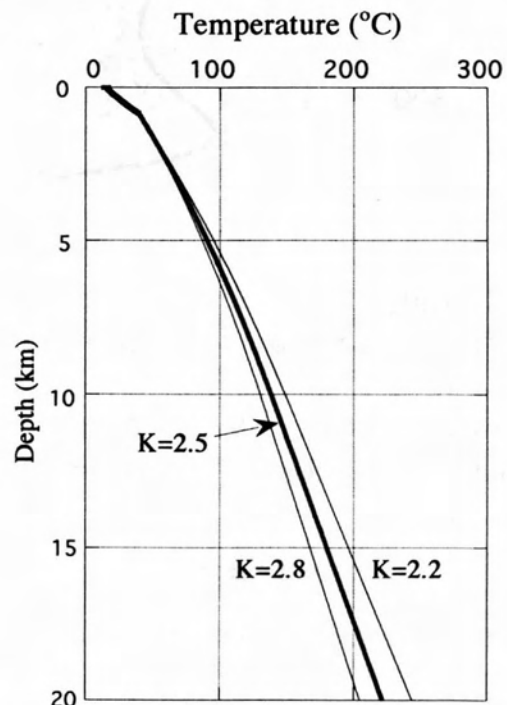


Fig. 6. Estimated temperature profile in the crust.

を仮定した。その分布はFurukawa and Uyeda (1989) によった。なお熱伝導率の温度依存性は考慮していない。熱伝導率としては上部地殻での代表的な値(花崗岩を推定)と考えられる $2.5\text{W}/\text{mK}$ のほかに $2.2\text{W}/\text{mK}$

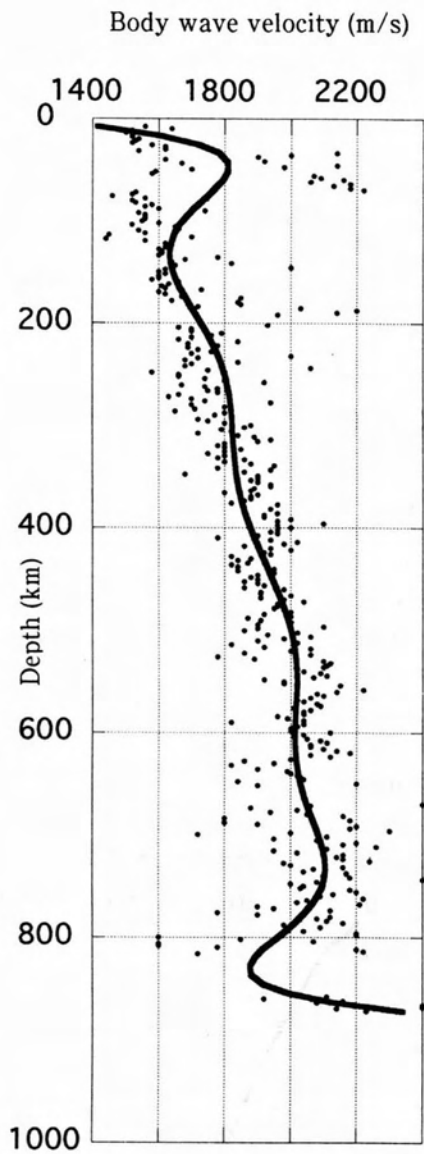


Fig. 7 a. Well logging of body wave velocity.

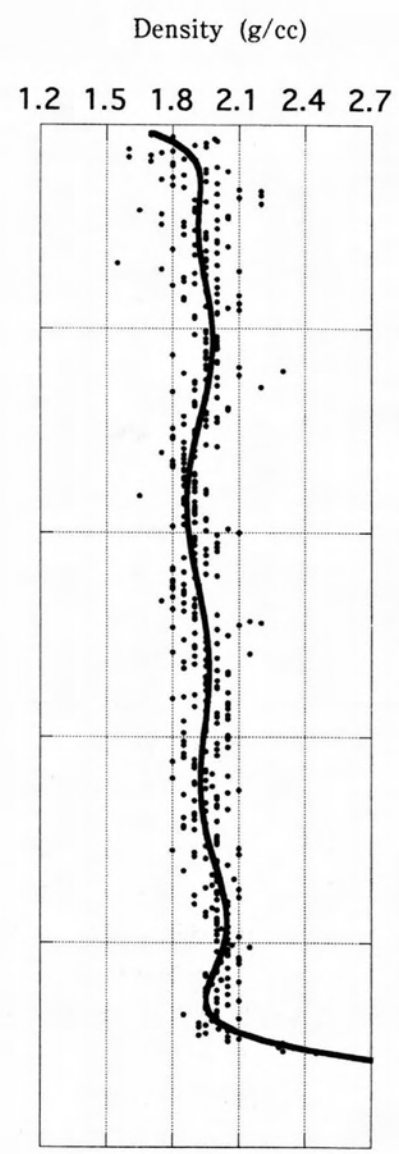


Fig. 7 b. Logging data for density.

と2.8W/mKを採用し、1次元熱伝導計算を行った (Fig. 6)。その結果深度19kmでは220°C前後の値が推定された。

今後の課題

温度分布から過去の気候変動を推定するには、堆積構造の詳しい情報が不可欠である。今回のシミュレーション計算では、堆積構造を全て一様であると仮定しているためにあまり細かい議論ができていない。しかし今回得られた結果は純粋に地球熱学的な情報から得られた独立のもので、今後¹⁸Oや花粉の結果を総合して考えることでより意味をもつであろう。またFig. 7に応用地質株式会社によって行われた検層結果のうち

弾性波速度と密度とをデジタイズしたものを示した。これらのデータを今後有効に活用する必要もあろう。特にコアサンプルの空隙率と熱伝導率との間には強い相関があることが期待される。空隙率及び弾性波速度データから逆に熱伝導率を推定することが今後の課題である。

計算によって得られた本研究での結果と、花粉や酸素同位体比などの研究によって得られている気候変動との比較研究を行い、お互いの気候変動モデルを改良していくことが今後の課題である。またこのようなボーリング孔は地球科学的にも極めて貴重なものであり、特にケーシングにより孔底まで確保されている。地震予知の可能性などもからみ筆者らはこの烏丸

ボーリング孔で精密な温度連続観測が行われることを強く希望するものである。

文 献

- Furukawa, Y. and Uyeda, S., 1989, Thermal state under the Tohoku Arc with consideration of crustal heat generation. *Tectonophysics*, **164**, 175-187.
- 公文富士夫, 1995, 琵琶湖の深層ボーリング資料から見た琵琶湖堆積盆の変遷. 平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査(滋賀県) 調査研究報告, 35-55.
- Harris, R. N. and Chapman, D. S., 1995, Climate change on the Colorado Plateau of eastern Utah inferred from borehole temperatures. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6367-6381.
- Ito, K., 1990, Regional variations of cutoff-depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes. *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- Lachenbruch, A.H., 1970, Crustal temperature and heat production: implication of the linear heat flow relation. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3219-3300.
- 三上岳彦, 1991, 小氷期一気候の数百年変動. 科学, **61**, 681-688.
- Sibson, R. H., 1982, Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Sei. Soc. Am.*, **72**, 151-163.
- Von Herzen, R. P. and S. Uyeda, 1963, Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4219-4250.

琵琶湖深層ボーリング資料からみた近江盆地の構造運動と堆積環境

公文 富士夫*

Tectonic movements and sedimentary environments of Omi basin deduced from the deep drillings around Lake Biwa, Japan

Fujio Kumon

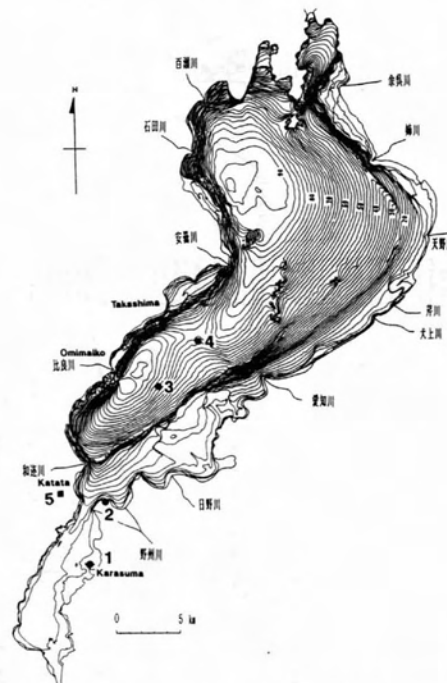
Abstract

The sinking rates of the different parts of Lake Biwa can be calculated based on the marker tephtras and their depth in the four deep drillings in and near the lake. Two sites of the drilling have high sinking rate as large as 0.8mm/year, and other two sites have slow rates as large as 0.5mm/year. On the other hand, modern structural units in the Omi basin can be estimated by the topography, geology and active fault systems. There exist many small quadrilateral units of which sides are as long as a few kilometers to a few tens kilometer in the Omi basin. New tectonic movement started about 400,000years ago, and the differential sinking of the structural units have been played a basic roll to form the present Omi sedimentary basin and its topography which include Lake Biwa. Strong subsidence and poor sediment supply formed deep water environment such as northern lake of Lake Biwa., and weak sinking or strong sinking with abundant sediment supply caused the shallow lake or fluvial environments for a long time such as southern lake of Lake Biwa and Koto plain, east-side plain of Lake Biwa.

はじめに

琵琶湖南湖の北東岸に位置する烏丸半島では、琵琶湖博物館の建設に伴い、その予定地に915mの深度の基盤に達する学術深層ボーリングが行われた。これは南湖域で行われた唯一の学術ボーリングで、コアの回収率も97%と高く、南湖の地史を解明する上で重要な試料である。琵琶湖では、これまでに南湖と北湖の境界部にあたる野洲川河口で1976年に行われた1000mボーリング (Yokoyama et al., 1976)、北湖の近江舞子沖で行われた200mと1400mボーリング、高島沖の140mボーリング (井内, 1987) などの学術ボーリングが行われてきた(第1図)。一方、堅田丘陵にはかつての琵琶湖の堆積物が露出しており、指標火山灰にもとづいてボーリング試料との比較が可能である。

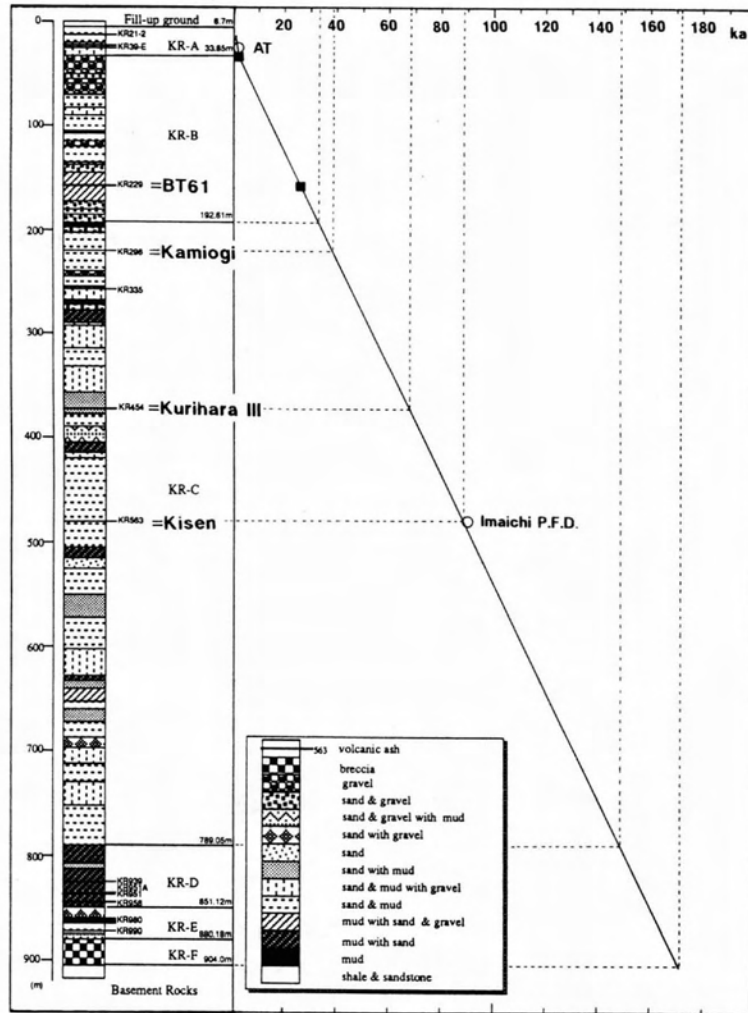
これらの資料を使って、琵琶湖の5つの地点における過去数十万年間の平均的な垂直変位速度を見積もることを試みた。その変位速度には地点ごとにばらつき



第1図. 琵琶湖の湖底地形と深層ボーリングおよび堅田丘陵の位置。

- 1：烏丸半島，2：野洲川河口，3：近江舞子沖，
4：高島沖，5：堅田丘陵。

* 信州大学理学部物質循環学科



第3図. 堆積速度からみた烏丸深層ボーリング試料の年代。
 黒四角：堆積速度の基準とした年代，白丸：別の基準から得られた火山灰の年代
 (AT：AT火山灰，Imaichi P.F.D.：今市火砕流堆積物)。

があり，最近数十万年間，琵琶湖およびその周辺は，比較的小さな構造単元に分かれて，それぞれが異なる速度で沈降と上昇の運動をしてきたと考えられる。小さな構造単位の差別的な沈降運動が，琵琶湖を含む近江盆地の現在の地形と様々な厚さと岩相をもつ堆積物とを形成した主要な要因であると推定される。

なお，以後の議論では，年代の基準として高島沖のBT61火山灰（吉川・井内，1993：27万年前）を使う。BT61は，40cmほど厚さをもつ，淡桃色～淡赤色のガラス質火山灰で，多くのボーリング試料で見つかっているからである。その年代は堆積速度と酸素同位体層序とからクロスチェックされていて，信頼性が高い。また，相対的垂直変動の基準として琵琶湖の湖水面を使う。後述する各検討地点の柱状図，主要火山灰，およびそれらの対比を，第2図に概略的に示しておいた。

烏丸半島の変位量

烏丸半島ボーリング試料の上部192.6m (KR-A, B層) についての岩相と粒度分析の検討結果は，烏丸半島周辺が沖積平野から沖積扇状地であったことを示している（公文・今井，1994，1999）。深度157.6mの位置にあるKR229火山灰がBT61火山灰に対比されている（林ほか，1994）。KR-A層の下限が約3万年前であるので，KR-Bの上限からBT61までの平均の堆積速度は0.515mm/年と計算される（公文・今井，1999）。この堆積速度を外挿すると，KR-B層の下底の年代は34万年ほど前となる（第3図）。KR-B層は類似した岩相の繰り返しであるので，下底の層準まで堆積速度を外挿する事には問題が少ない。また，KR-A層の深度までに圧密作用が急速に進行するので（井内，1987），厚さを基にした堆積速度の計算では，その部分を含まずに堆

積速度を求める方が合理的である。

烏丸半島は現在も沖積平野の末端であり、水深はほぼ0mとしてよいので、堆積量と沈降量は等しい。KR-B層下底の年代をつかって、KR-A層の上面かKR-B層下底までの平均堆積速度を計算すると、0.55mm/年となるので、沈降速度も0.55mm/年である。この値は少なくとも34万年前以降の平均的な沈降速度とみなしてよいであろう。

なお、KR-A層下底からKR229までの平均堆積速度をKR-C層やささらに下位まで外挿することには多少問題があるが、岩相は大局的に見て一様であるので、堆積物の大まかな年代を推定する材料としては有効であろう。第3図に示したように、深度33.85mのKR-A層の下底を3万年前とし、深度157.555mのKR229を27万年前として直線で結び、それを下位に延長すれば、それぞれの深さの堆積物の年代を求めることができる。上仰木火山灰に対比されているKR296火山灰が39万年前、栗原IIIに対比されるKR454が69万年前、喜撰火山灰に対比されるKR563が90万年、KR-C層の下底が150万年前、KR-F層の下底は170万年前となる。喜撰火山灰は大阪層群のアズキ火山灰に対比されており（吉川、1983など）、中九州の今市火砕流を給源とする火山灰とされている（鎌田ほか、1992）。今市火砕流は約80万年前（星住ほか、1988）とか、90万年前（鎌田ほか、1994）という指摘がなされており、堆積速度からの推定とほぼ一致している。それ故、前述の堆積速度から求めた年代はある程度妥当なものと考えられる。

野洲川河口の1000mボーリング

このボーリングでは、200mまでで10°、200m以深では20~30°の孔曲りがある（Yokoyama et al., 1976）。堆積物はほぼ水平であると考えられるので、孔曲りを補正した地表からの層厚を深度と考慮して計算する。ここでは、BT61に相当する火山灰は確認されていないが、深度334mのdb125火山灰が上仰木火山灰に対比されている（第2図）。烏丸ボーリング試料では、上仰木火山灰はBR296に対比され、堆積速度からその年代は39万年前と推定される。この年代値を使うと、野洲川河口での堆積速度は0.85mm/年と計算される。

このボーリング試料は、礫・砂・泥が繰り返すという岩相で、沖積平野から扇状地の環境であったものと推定される。この環境は烏丸ボーリングの試料の場合とよく類似しており、数m程度の水深から、琵琶湖水

面より数m高い状態が続いていたことを示唆する。それ故、ここでも盆地の沈降速度と堆積速度がほぼ釣り合っている状態が続いていたものと考えられる。ただし、こちらの沈降速度は烏丸半島よりも1.5倍ほど大きい。

近江舞子沖の1400mボーリング

近江舞子沖の水深68mの地点（第1図地点3）では、200mの深さの予備ボーリングと1400mの大深度ボーリングがおこなわれた（Yokoyama and Horie, 1974；Yokoyama and Takemura, 1983）。200mボーリングの方が試料の回収率が高く、多くの火山灰が確認されている。200mボーリングのBB425、1400mボーリングのB185-3がBT61火山灰に対比されている（吉川・井内、1991）。1400mボーリングで検討してみると、B185-3火山灰は深度169mにあるので（第2図）、堆積速度は0.63mm/年と計算される。その堆積速度で、深度249.5mの深さにあるT層（琵琶湖粘土層）の下底の年代を計算すると、約40万年前となる。T層の下位にあるS層は砂質堆積物を主体とし、沖積平野の堆積物とされている（竹村・横山、1989；Takemura, 1990）ので、S層の上面（=T層の下底面）は、40万年前には水深0m付近であったと考えてよい。それが、現在は水深68mの湖底から249.5mの深度にあるので、平均の沈降速度は、0.79mm/年と計算される。このボーリング地点は湖底の緩斜面上に位置している。そこから2kmほど西よりに南湖盆の最深部があり、その付近ではもっと大きな堆積速度と沈降速度が予想される。

高島沖の140mボーリング

このボーリング地点は、北湖の南湖盆と北湖盆との間にある幅広い高まりの上にある（第1図地点4）。水深63mの地点で掘削された141mほどの柱状試料は、最下部を除いて均質な粘土質堆積物と多数の火山灰層からなり、近畿地方の火山灰層序の優れた基準となることが指摘されている（吉川・井内、1991、1993）。いくつかの指標テフラの年代と酸素同位体比層序とから0.34mm/年の堆積速度が得られている。BT61火山灰は、その94.37mの深度に見いだされており（第2図）、堆積速度に基づいて27万年前という年代が計算されている。均質な粘土質シルトという岩相は、堆積速度を一定と仮定する条件としては最も良好なもので、年代の信頼性は高い。

その下位、深度137mから下には砂質堆積物があり、

沖積平野の堆積物と考えられる。均質な粘土質シルト層の下限の年代は、堆積速度から計算すると約40万年前となる。粘土質シルト層の堆積直前には、この面は湖水面とほぼ同じ高さであり、現在は水深63mの湖底下137.4mの深度にあるので、その沈降量は200.4m、沈降速度は0.50mm/年と計算される。なお、この地点の堆積速度は他の場所に比較してかなり小さいが、地形的に周囲より高まったリッジとなっていることに起因していると考えられる。琵琶湖では深度が大きいくところほど堆積量が多くなるというsediment focusing現象が起きていることが知られている（太井子ほか、1987）。

堅田丘陵の変位量

堅田丘陵に露出する堅田累層（第1図地点5）の場合、堆積相の検討や粒度分析によると、ある程度の深さをもった水域があったことは確かである（林、1974；飯田、1988MS；古琵琶湖層群堆積研究会、1994）。ある程度の深さと広がりをもつ湖沼の堆積相を代表する佐川粘土層とその上に重なる扇状地性の龍華砂礫層の境界がかつては琵琶湖の平均的水面にほぼ一致していたと考えることは妥当であろう。龍華砂礫層は90mほどの層厚を持ち、その最下部にある上仰木火山灰は、烏丸ボーリングのKR296（深度220.07m）に対比されている（第2図）。烏丸ボーリングのKR-B層における堆積速度（0.515 mm/年）から計算すると、KR296の年代は約39万年前となる。それ故、龍華砂礫層の下底の年代は約40万年前と推定される。

この境界面が一旦どの深さまで沈んだのか、という見積もりが必要である。堅田の堆積盆は沈降を継続しており、龍華砂礫層もほぼ古琵琶湖面の位置で堆積しつづけたものとみるか、堆積盆の沈降は止まっており、龍華砂礫層は湖面の高さから積み上げられた扇状地とみるか、という問題である。現在の比良山地山麓の扇状地は、扇中央部の高さが琵琶湖水面から50～60m程度の比高であるので、龍華砂礫層が湖面から90mもの高さに積み上げられたとは考えにくい。また、実際には堅田累層は高位段丘堆積物に覆われている（池田ほか、1979）ので、龍華砂礫層の上面が湖水面に近い位置まで沈降し、その上に段丘堆積物が堆積したはずである。龍華砂礫層の下底はその時点で層厚に相当する90mの深さに埋没していたことになる。

堅田丘陵の堅田累層は、東縁部を除いて西側に5～20°ほどゆるやかに傾斜しており、丘陵中央部（大

津市佐川町付近）で佐川粘土層の上面は標高150m付近に分布している。地層面の傾斜に示されるように、地塊は西側に傾動しているが、丘陵中央部を全体の平均としておく。琵琶湖湖水面の標高を85mとすると、湖面からの比高で65mほどの高さになっている。一旦90mほど沈降していたものが隆起したと考えると、変位量は155mとなる。

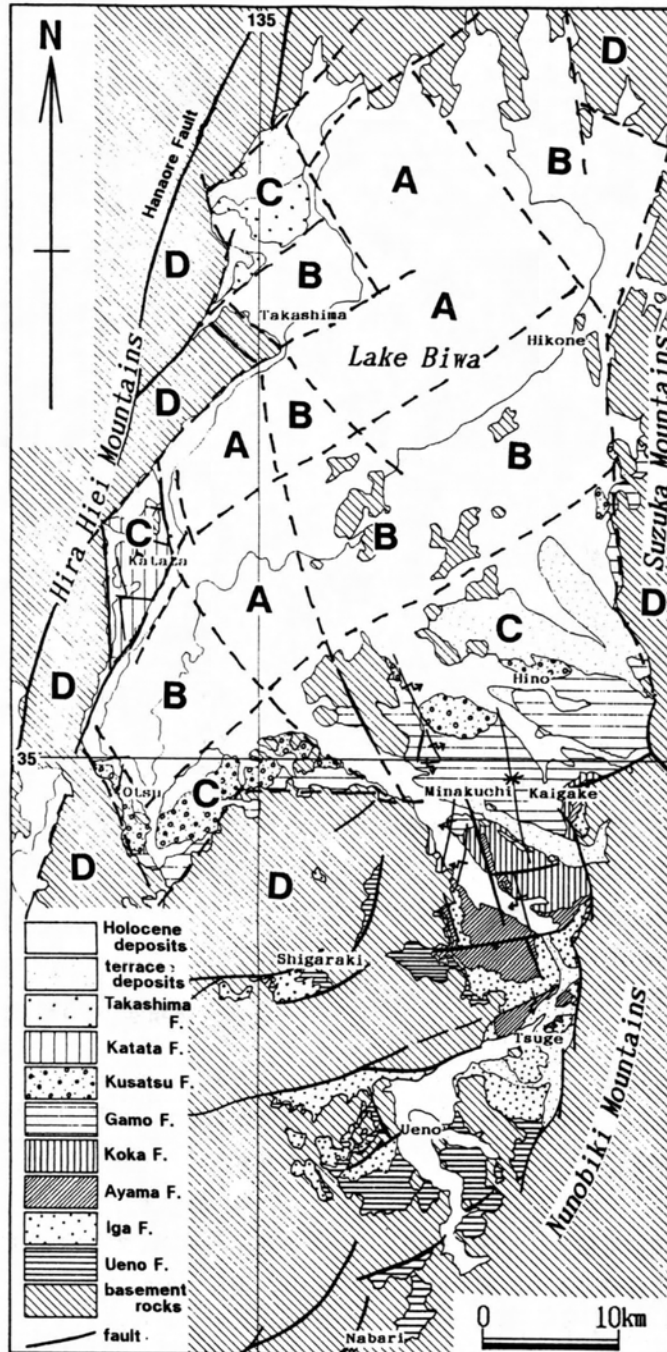
堅田丘陵の運動が隆起に転じた年代を直接に知ることは大変難しいが、高位段丘の堆積年代より新しいことは確かである。この堅田層群を不整合に覆う高位段丘堆積物の年代も問題であり、正確な年代決定が困難である。その年代を大ざっぱに20万年前と仮定すると、堅田丘陵は平均で0.77mm/年の速度で隆起してきたことになる。高位段丘の年代をある程度古く見積もり、また、高位段丘堆積層の累重に伴った沈降量を考慮していないので、この速度推定は控えめな値である。また、近江舞子沖や高島沖の沈降速度が、約40万年前以降の平均値であるのに対して、ここでの隆起速度は、もっと新しい時期（20万年前？）以降の運動を表しているという点で、同一に論ずるには問題があることも確かである。このような問題をはらんだ隆起速度であるが、一つの目安としての役割は果たせるものと考えられる。

堆積盆の枠組みと近江盆地の地史

このような幾つかの例からみて、約40万年前以降、琵琶湖およびその周辺の近江盆地は、場所によってかなり異なる沈降速度を持っていたことが推定される。

一方、最近100年程度の間は測量の繰り返しから、数十万年前からの地殻変動は現在までも引き継がれており、現在の地形はこの間の変動の積み重ねとして理解できると、言われている。現在の地形的な枠組みや、活断層の分布、地層の変位から明らかにされた断層などはこの約40万年前に始まった新しい変動の反映と見てよいわけである。それらの資料にもとづいて、琵琶湖周辺に盆地や丘陵をつくった変動の速度と広がり単元を推定できる。

第1図に示した琵琶湖の湖底地形図は、国土地理院の5万分の1地形図を編集したものであるが、直線上につづく地形の急変部が明瞭である。それらの急崖はほとんどが活断層と推定される。このような地形を参考に、また、活断層として認定されているもの（活断層研究会、1992）や地質図（Kawabe、1989）を考慮して、Kawabe（1989）が作成した琵琶湖周辺の地質概略



第4図. 近江盆地内の構造的枠組み.

A: 強い沈降域, B: 弱い沈降域, C: 弱い隆起域, D: 強い隆起域 (Kawabe, 1989に加筆).

図に、構造単位の境界を推定して記入したものが、第4図である。

各構造単位は各辺が数kmから20kmほどの長さをもつ四辺形をなす。これらのブロックが、相対的に強く沈降する区域、弱く沈降する区域、弱く隆起する区域、強く隆起する区域、のように分かれて差別的に運動してきたものと考えられる。強い沈降域は近江舞子沖や野洲川河口に代表され、 $-0.8\text{mm}/\text{年}$ か、それよりもやや大きい沈降速度をもっていた。弱い沈降域は、高島沖

や烏丸半島に代表され、 $-0.5\text{mm}/\text{年}$ 程度の小さな沈降速度をもっていた。弱い隆起域は、堅田丘陵や湖東丘陵に代表されるが、その隆起速度の見積もりには前述のように問題が多い。堅田丘陵の例では、比較的最近の時期には少なくとも $0.8\text{mm}/\text{年}$ よりも大きい隆起速度をもっていたと考えられる。強い隆起域は基盤岩類の露出する比良山地などに代表される。その隆起速度についてのデータは得られていないが、現在数百mを越す高い山地を形成していることからみて、かなり大きな

隆起速度を持っていたと推定される。第4図では各構造單元ごとの運動様式を前述の4段階に区分して示したが、中間的なものも存在していたであろう。

このような構造單元ごとの差別的な運動に加えて、既存地形の影響を受けた侵食や堆積の作用が働いて、琵琶湖周辺の現在の地形が形成されてきたものと考えられる。具体的にみると、つぎのような変遷が推定される。

約40万年前までは琵琶湖周辺は地形的凹凸の少ない平原で、広域的に沖積平野の環境が広がっていた。しかし、40万年ほど前からは、第4図に示したような小さな単位で、地域ごとに異なった沈降と隆起を行うようになった。強い沈降域、および、沈降が弱くても碎屑物の供給が少ない(供給源から遠い)地域には、深い湖が発達した。それが現在の琵琶湖の北湖にあたる。弱い沈降域や強い沈降域でも十分に碎屑物が供給される地域では、沈降水量と埋積量がほぼ釣り合い、扇状地末端から沖積平野のような状況が長い期間継続した。それが、湖東の沖積平野や南湖周辺にあたる。弱い隆起域は堅田丘陵や湖南・湖東の丘陵地帯を形成した。ただし、この地域の隆起は、40万年前より新しい時期(高位段丘堆積物の堆積後?)から発生したと思われる。強い隆起域は、碎屑物の主要な供給源となり、大きな侵食を受けたが、それを上回る隆起によって、比良-比叡の山地や鈴鹿山地を形成した。

謝 辞

本研究は、烏丸半島深層ボーリング学術調査団の一員としておこなった研究、および、古琵琶湖層群堆積研究会が平成5年度に滋賀県から委託された堅田丘陵の調査研究の一部を個人の責任でまとめたものである。また、その概要は平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査調査報告書で報告した(烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995)。この研究に際しては、滋賀県当局、学術調査団および研究会の方々には種々の面で大変お世話になった。特に博物館開設準備室の山崎博史氏(現広島大学学校教育学部)には様々な便宜を図っていただいた。これらの多くの方々には心からお礼を申し上げます。

文 献

林 隆夫, 1974, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質雑, 80, 261-276.

- 林 隆夫・川辺孝幸・山崎博史, 1994, 烏丸コアの岩相層序. 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 11~20.
- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎, 1988, 別府地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 131p.
- 井内美郎, 1987, 音探堆積速度算定法-音波で求めた琵琶湖の堆積速度-. 地球科学, 41, 231-241.
- 飯田和明, 1988MS, 滋賀県堅田丘陵に分布する古琵琶湖層群-特に堆積相・化石魚類相からみた古環境について-. 信州大・理・地質・修士論文, 160p.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久, 1979, 近江盆地の地形. 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編, 滋賀県の自然-地形地質編-, 1-112.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・竹村恵二・星住英夫, 1992, 中部九州の今市火砕流堆積物の給源カルデラの推定, および大阪層群アズキ火山灰と今市火砕流との対比. 火山学会講演予稿集, no.2, 109-110.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・林田 明・星住英夫・山下 透, 1994, 中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出源の推定. 地質雑, 100, 279-291.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団, 1995, 平成6年度烏丸地区深層ボーリング調査(滋賀県)調査研究報告. 125p.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層. 437p. 東大出版会.
- Kawabe, T., 1989, Stratigraphy of the lower Part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ., 32, 39-152.
- 公文富士夫・今井 肇, 1994, 烏丸半島学術ボーリングの粒度分析と堆積相からみた南湖周辺の古環境変遷. 琵琶湖の自然史討論会要旨集, 35-55.
- 公文富士夫・今井 肇, 1999, 烏丸半島学術ボーリング試料の堆積相と粒度分析からみた南湖周辺の古環境変遷. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 61-74.
- 古琵琶湖層群堆積研究会, 1994, 平成5年度(滋賀県)依託研究報告書, 38p.
- 太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄, 1987, 琵琶湖北湖底表層のユニフォーム音波探査-堆積層の構造と顕著な音波反射面の由来-. 北大地物研報, 49, 251-268.
- Takemura, K., 1990, Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78, 185-193.
- 竹村恵二・横山卓雄, 1989, 琵琶湖1400m掘削試料の層相からみた堆積古環境. 陸水学雑誌, 50, 247-254.
- Yokoyama, T. and Horie, S., 1974, Lithofacies of a 200m-core sample from Lake Biwa. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist.*, 2, 31-37.
- Yokoyama, T., Ishida, S., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A., Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofujii, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S. and Horie, S., 1976, Lithofacies of the 1,000m core samples on the east coast of Lake Biwa, Japan. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist.*, 4, 52-66.
- Yokoyama, T. and Takemura, K., 1983, Geologic column obtained by the deep drilling from the bottom surface of Lake Biwa, Japan. *International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate Newsletter*, 3, 21-23.
- 吉川周作, 1983, 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰の対比. 地団研専報, no.25, 45-61.

吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山
灰層序. 地球科学, 45, 81-100.

吉川周作・井内美郎, 1993, 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から
みた中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, 47, 97-109.

琵琶湖付近の地震活動と熱構造

伊藤 潔*・長尾 年恭**・*田中 豊***

Seismic activity and thermal structure in the crust near the Karasuma drilling site, in northern Kinki district, Japan

Kiyoshi Ito, Toshiyasu Nagao and Yutaka Tanaka

Abstract

Earthquakes in the crust occur only in the upper 15-20km in depth and no shocks happen in the lower crust. This is closely related to the brittle-ductile transition of rocks in the crust. The cutoff depth of seismicity in the crust roughly corresponds to temperature of about 300-400°C, for various thermal regimes in the world. However, regions where both a heat flow value and a cutoff depth are accurately measured, are not so many that precise measurements of both values are essential to estimate the thickness of the brittle layer in the crust. The drill hole at Karasuma Peninsula provides an excellent site of the measurements. The heat flow value obtained from the survey in the drill hole is about 40mW/m², which gives a temperature of about 220°C at the cutoff depth of seismicity of about 19km. The temperature is fairly low compared to the previously obtained results of 300-400°C at the seismic-aseismic boundary. The low temperature can be used to consider the causes of the cutoff depth in addition to the thermal structure as well as to check the method of measurement of the surface heat flow.

はじめに

地震の分布を詳細に調べるとその分布は深さ方向に著しい特徴をもつことがわかってきた。すなわち、内陸で発生する地震は地殻の上層部(深さ20km程度)だけで発生し、それより深い下部地殻では発生しないのである。また、大地震の余震も地殻の上層部のみに発生し、大地震の際の波形から求められる破壊域も上部地殻の範囲に限られる。たとえば、1995年兵庫県南部地震でも長さ40-50km、深さ20km以浅が破壊したことが知られている。

上記のことは岩石の変形・破壊様式の相違として解釈され、上部地殻は脆性破壊を起こすが、下部地殻は流動変形をされると考えられるようになった。プレートテクトニクスにおけるリソスフェアとアセノスフェア

と同じようなことが規模を小さくして、地殻内で生じていると考えられる。地殻を支えている強度は主に上部地殻が担っている。

したがって、この脆性-延性境界を決め、その原因を調べることは、テクトニクスを研究する上でも地殻内の地震発生能力を調べる上でも重要である。この脆性-延性境界には種々の要素が関連しているが、大局的には熱構造が支配的である。しかし、実際に熱構造と地震の深さ分布が同じ地域で精度良く求められている例は少なく、これらの問題を一步先に進めるためには精度を上げたデータの取得が不可欠である。精度が上がれば熱構造だけではなく、地震の下限を決めている他の要素についての研究も一步進むことになると思われる。

上記をふまえて、烏丸ボーリング孔における調査の

* 京都大学防災研究所

** 東海大学地震予知研究センター

*** 元京都大学理学部

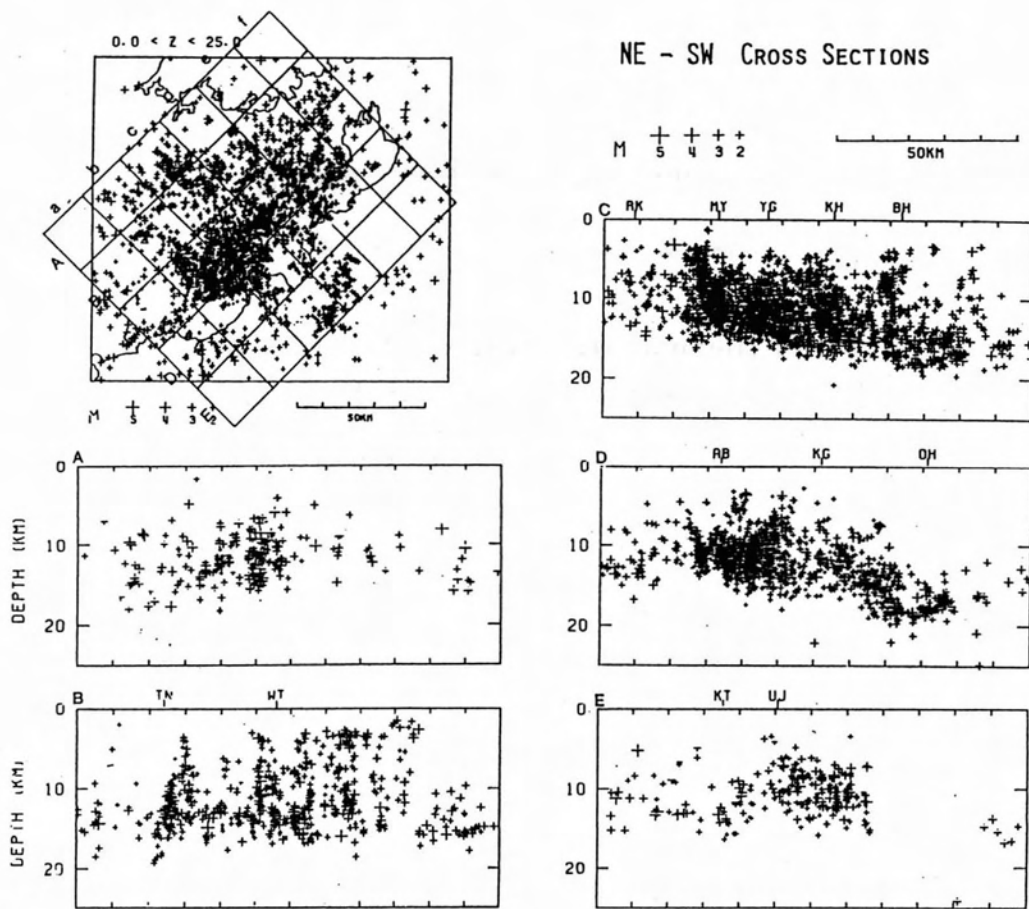


Fig. 1. Distribution of well-defined epicenters of earthquakes and vertical cross sections of hypocenters in 20km strip along the NE-SW direction. Station names attached to the top of each figure show the stations in each profile. Data are collected by the network stations of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. About 8,000 well-determined focal depths are selected out of 20,000 events (Ito 1990).

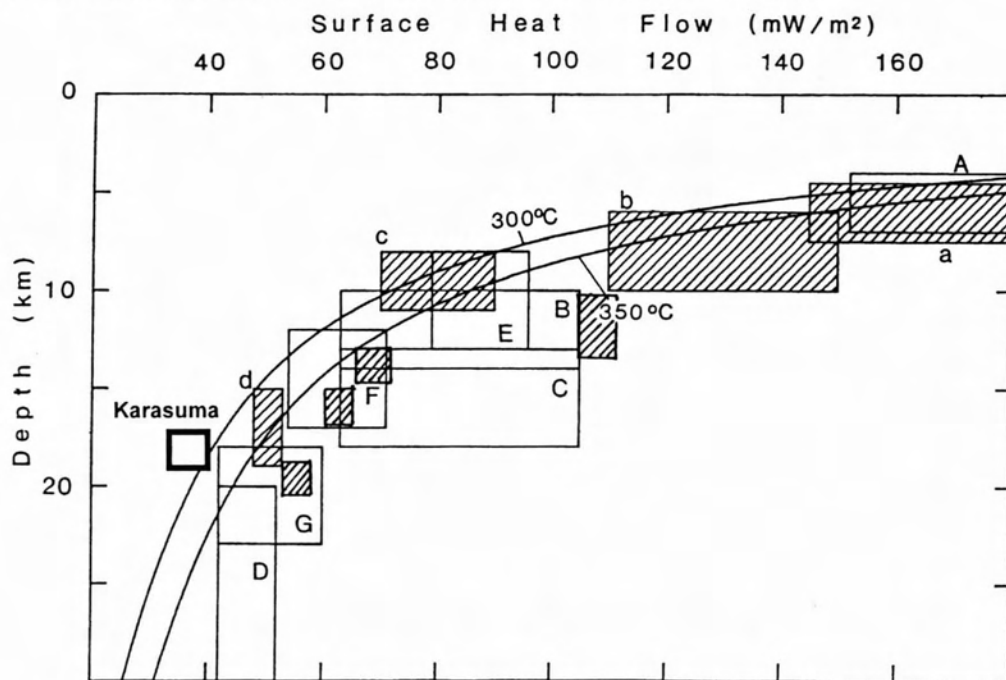


Fig. 2. Depth to seismic-aseismic boundaries and surface heat flow for well-determined focal depths. The upper extent of the rectangle indicates the depth above which 90% of shocks occur, while the lower extent shows the cutoff depth of seismicity. Shaded data show those in Japan. Isotherms of 300 and 350 C are calculated and shown on an assumption of mean thermal conductivity and heat production in the crust (Ito, 1990). Data at the Karasuma drilling site is added.

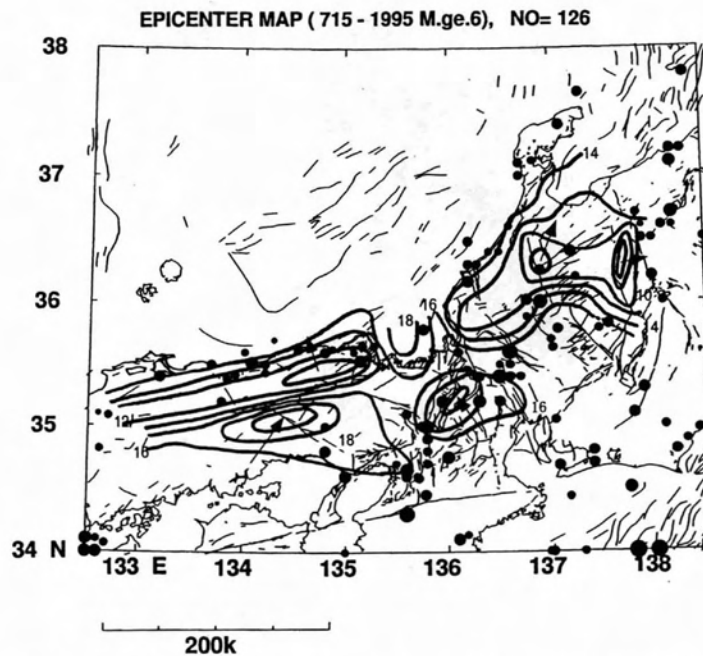


Fig. 3. Contours of the seismic-aseismic boundaries, active faults and large ($M > 6$) inland earthquakes. Contours are derived from the data of the network stations of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (Ito et al., 1995). Contour interval is 2 km.

結果を、周辺の地震活動との関連を含めて報告する。

地震の深さ分布と熱構造

Fig. 1には近畿北部の地震の震央と深さ分布を示す(Ito, 1990)。これらのデータは京都大学防災研究所阿武山観測所の観測網で約20年かけて得られたものである。震源を再決定し、深さの精度の良いものを選び出してあるが、総数約20,000個の地震から約8,000個が選ばれている。

Fig. 1には北東-南西方向の断面図が短冊ごとに示されているが、どの地域でも地震発生の下限が存在し、その深さは12-22kmと地域的に変化していることがわかる。特に、Fig. 1 C, Dに特徴的に見られるように、琵琶湖の西岸付近で地震の下限が深くなっていることも顕著である。

このような地震の深さ変化は基本的には地殻の熱構造に関係していることがわかる。Fig. 2には世界中の地震の深さの下限と地表地殻熱流量の関係を示す。図の斜線の部分が国内のデータで、dが琵琶湖付近である。火山地域および地熱地帯では地震は非常に浅いところのみに発生し、その下限が5 km程度である。Fig. 2はIto (1990)のもので、最近はいくつかの精度の高いデータが得られ、このような関係が確認されてきた。琵琶湖付近はFig. 2から、低熱流量地帯で地震が深い

地域であるという結果が得られているが、これは高島町でのボーリング結果によっている(Fujisawa, et al., 1985)。また、Fig. 2から、地震の下限は温度の300~400°Cに対応することがわかる。

上記のように熱構造が地震の下限を支配すると考えると、地震の下限の分布を詳細に知ることで逆に地殻の温度構造を推定することもできる。Fig. 3には京都大学の観測網による、地震の下限の概略の分布である(伊藤ほか, 1995)。図によると下限が浅いのは飛騨山脈、白山地域および中国山地で深いのは琵琶湖周辺、中国地方南部地域である。この変化の傾向はキュリー一点温度分布(Okubo et al, 1983)や地表地殻熱流量の分布と調和的である。さらに、Fig. 3には活断層(活断層研究会, 1991)と内陸の大地震の震央(宇佐見, 1987)がプロットされている。Fig. 3によると、地震発生層の深さが変化する付近で過去の大地震が発生しているようである。このことは、地震発生層の厚さが大地震及びテクトニクスと深く関係していることを示唆している。

ボーリング孔付近の地震深さ分布

烏丸ボーリング孔付近の地震の深さと熱構造の関係を調べるために、Fig. 4 aにはボーリング孔付近の震央分布をFig. 4 bには深さの頻度分布を示す。Fig. 4 a

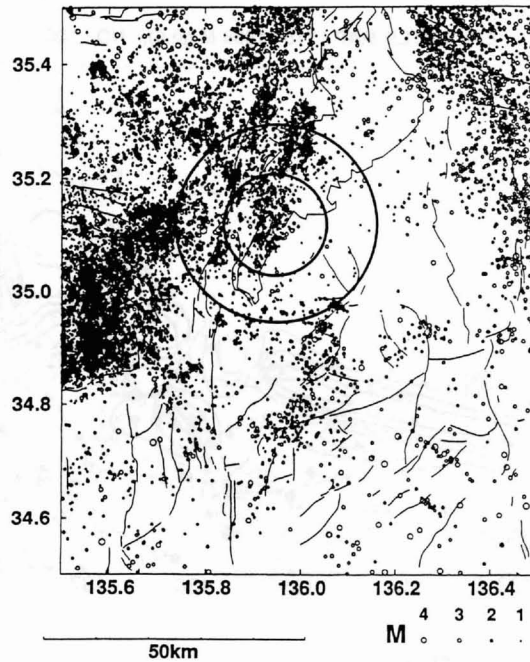


Fig. 4 a. Epicenters of earthquakes near the Karasuma drilling site. The center of the circles shows the Karasuma drilling site and radii of the circles show 10 and 20km ranges from the drill hole.

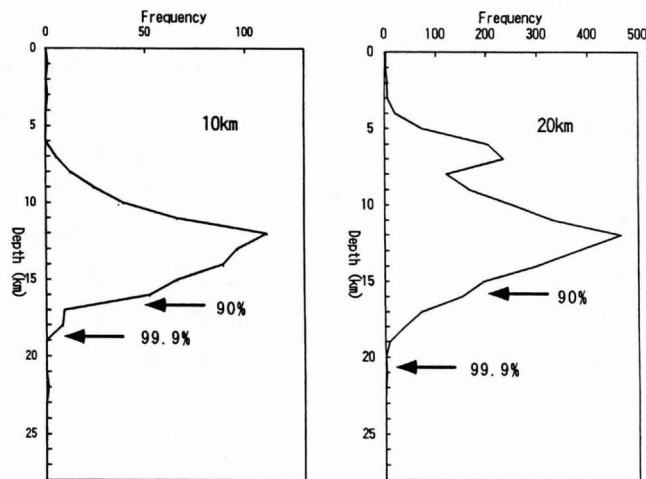


Fig. 4 b. Depth-frequency diagrams for events within 10 (left side figure) and 20km (right side figure) from the drill hole. Arrows show the depths above which 90 or 99.9% events occur.

の丸印はボーリング孔から半径10, 20kmの範囲を示しており、Fig. 4 bにはそれぞれの範囲の地震の深さの頻度分布を示す。Fig. 4 bには地震数を浅い方から数えたときの積算発生度数の割合とその深さを90および99.9%について示してある。地震の深さの絶対精度は1~2 kmであるが、相対的にはこの1/10程度の精度であるので、地域的な深さの相違についての議論は可能である。Fig. 4 bからわかるように烏丸ボーリング孔付近の地震の下限は19km, 90%下限は17km程度である。範囲を広げると下限の深さに変化するが、これは周囲(実際は北東側)に深さの異なる地震群があるからで

ある。地震の下限の見積もりにはこのように地震数とその範囲との兼ね合いがあるが、地震活動が活発な地域では半径10km程度の地域については、十分高い精度の下限が得られる。

このような方法で地震の下限を見積もって、温度など他のデータと対比するのがこれからの課題である。その際、地震多発地域は狭い範囲で十分精度のある深さ分布が得られるが、地震が少ない地域は範囲を広くとるか長期間のデータを取る必要があって、実際に十分なデータを得るのは難しい。したがって、地震多発地域でこのような比較を多数行うことが望まし

い。

さらに、Fig. 4bに見られるように、烏丸ボーリング孔の10km以内では深さ6km以浅の地震はほとんど発生していない。このことは地震の発生については重要な意味を持つと思われるが、今のところ定説はない。浅い部分はストレスをためずに地殻下部と同じように流動的に変形するとも考えられる。一方、Fig. 4b右図によると、浅いところ（深さ3~8km）に地震のもう一つのピークが見られ、地震が浅いところでも発生している。この浅い地震群は花折断層の南部（Fig. 4a北西側、大中円の間付近の地震群）に集中しており、これらのことも地殻の強度分布を知る上で興味深いことである。

ボーリング孔付近の地震深さ分布と温度分布の対応

ボーリングによって得られた温度分布は本報告（澤田ほか）に示されているが、深さ19kmでは約220°Cである。熱流量は約40mW/m²と求められている。堆積物が厚いところで熱流量は堆積過程などを考慮した見積もりが必要である。したがって、この値は最低値を示しており高くなる可能性はあるが、300°C以上になることは難しいようである。Fig. 1に示すように、地震の下限はボーリング地点から北東に行くほど深くなり、高島町での地表面地殻熱流量は約50mW/m²なので（Fujisawa et al., 1983）、今回の結果はFig. 2に示す熱流量と地震の下限との関連からややはずれる。このことはこれまでの測定に何かおかしいところがあるか、熱構造以外に地震の下限を支配する要素が大きく作用しているかである。

前者についてはさらに事例を重ねて検討するべきである。一方後者についてはいろいろ考え得る。たとえば、Furlong and Atkins (1993) はサン・アンドレアス断層付近において、標準的な熱流量と合わない地震の下限の深さは将来の大地震を示唆していると考えた。これが正しいとすれば、烏丸半島付近では地震はもっと深くまで発生しうるのであって、将来大地震が発生しうる可能性があるということになる。いずれにしろ、このような精度の高い測定結果を積み重ねて、概略的に温度と地震の下限を決める以上の新しい知見を得ることが必要である。

おわりに

琵琶湖烏丸ボーリングで得られた温度、熱流量デー

タはその付近で得られた地震の下限のデータと比較するとき、新しい問題を投げかけている。すなわち、従来の地震の下限が300°C程度になるという結果と比べて、この地域は地震の下限19kmの深さの温度が低いことが推定される。今後この原因を究明していく過程で、次のレベルの精度の高い議論へと発展させられ得るべきデータが得られた。

最近、地震に関連して深井戸における温度の観測を継続することによって、地下の温度変化と歪み変化との関連がさらに注目されるようになった。これは内陸の地震に地下の高温流体が大きく作用していると考えられるからである。烏丸ボーリング孔のような深い井戸を利用して温度の連続観測を行うことはこの意味でも興味深いことである。

謝 辞

本報告をまとめるに当たり、測定の機会を与えて下さった調査団長の亀井節夫氏、種々の便宜を図って下さった山崎博史、高橋啓一両氏をはじめ、琵琶湖博物館準備室（当時）の方々に感謝します。

文 献

- Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- Fujisawa, H., T. Nagao, S. Uyeda, S. Honda and T. Tsunoda, 1985, Heat flow measurements in the Lake Biwa, Central Japan: A preliminary study. *Proc. Japan Acad.*, **61**, Ser. B, 145-148.
- Furlong, K.P. and S.M. Atkins, 1993, Seismicity and thermal structure along the northern San Andreas fault system California, USA. *Tectonophysics*, **217**, 23-41.
- 伊藤 潔・松村一男・和田博夫・平野憲雄・中尾節郎・渋谷拓郎・西上欽也・片尾 浩・竹内文朗・渡辺邦彦・渡辺 晃・根岸弘明, 1995, 京大防災研年報, 第38号B-1, 209-219.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437p.
- 澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高, 1999, 琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動。琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, 147-153.
- Okubo, Y., H. Tsu and K. Ogawa, 1989, Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. *Tectonophysics*, **159**, 279-290.
- 宇佐見龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 435p.

「琵琶湖博物館研究調査報告」 12号

琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査

発行日：1999年（平成11年5月）

編集：烏丸地区深層ボーリング調査団

〒739-8524 東広島市鏡山1-1-1

広島大学学校教育学部地学研究室気付

電話 0824-24-7098

編集責任者：亀井節夫・山崎博史

発行：滋賀県立琵琶湖博物館

〒525-0001 滋賀県草津市下物町1091

電話 077-568-4811

印刷：ニシキプリント

Research Report of the Lake Biwa Museum

no. **12** May 1999



LAKE BIWA MUSEUM

滋賀県立
琵琶湖博物館

〒525-0001 草津市下物町1091
TEL. 077-568-4811(代) FAX. 077-568-4850

LAKE BIWA MUSEUM
1091 Oroshimo, Kusatsu.
Shiga 525-0001, Japan