

## 野尻湖の湖底ボーリング試料と音波反射層との対比

公文富士夫\*・井内美郎\*\*

### All-core boring and the correlation with the acoustic reflectors in Lake Nojiri, Central Japan

Fujio KUMON, and Yoshio INOUCHI

**Abstract** All-core boring 45.10m long from the bottom surface of Lake Nojiri was carried out 250m south of Biwajima Island. The upper half of the boring sample was obtained by a special piston core-sampler, while the lower half was taken by drilling without water. The upper two-thirds of the core sample is composed mostly of clayey silt or silty clay, and was named the Nojirikotei Clay Formation. The lower one-third of the core sample, named the Biwajimaoki Peat Formation, consists mainly of peat. Both formations contain many tephra layers including four widespread tephtras. The lowest part of the core, about 1m long, is composed of ill-sorted tuff with pumice and breccias, and forms the basement for the sediments.

Major tephra layers in the core sample can be correlated with the key beds in the Nojiriko Excavation Site. The well-known and widespread Akahoya and Aira-Tn Tephtras are found at 387 cm and 1021 cm depths, respectively. The age of the Akahoya and Aira-Tn Tephtras have been determined by many <sup>14</sup>C datings. The volcanic breccia named "Breccia Zone" at a depth of 1621 cm has been dated of 36,000 Y. B. P. using the mean of three <sup>14</sup>C datings. Based on the above data sedimentation rates were calculated to have been 0.60 mm/y above the Akahoya Tephtra and 0.42 mm/y between the Akahoya and Aira-Tn Tephtras. The sedimentation rate below the Aira-Tn Tephtra was 0.62 mm/y. The age of the key tephtras can be calculated using the sedimentation rates. The Biwajimaoki Peat Formation ranges from about 100,000 to 53,000 Y.B.P., and the Nojirikotei Clay Formation ranges from 53,000 Y.B.P. to the present.

Acoustic reflectors by Uniboom correspond to the major tephra layers. The first reflector coincides with the Otagirigawa Volcanic Ash (4,000 Y.B.P.), the second with the "Kibidango II Volcanic Ash" (11,400 Y. B. P), the third with the "Nuka I Volcanic Ash" = Aira-Tn (21,000 Y.B.P.), the fourth with the "Jouichi-pink Volcanic Ash" (27,000 Y.B.P.), the fifth with the "Akasuko Scoria" (30,000 Y.B.P.), the sixth with the "Doraikare Volcanic Ash" (35,000 Y.B.P.), the seventh with "Santensetto Tephtra" (43,000 Y.B.P.) and the eighth with the "Nomi Scoria" (47,000 Y.B.P.). The isopach maps based on the depth of specific acoustic reflectors indicate that the depositional center was located in the western part of the lake between 53,000 to 27,000 years ago. The center then moved eastward to its present location. The water level seems to have been rising gradually. The eastward movement of the depositional center and the rising water level were controlled by the upheaval of the Nakamachi Hill west of Lake Nojiri.

#### 1. はじめに

\* 信州大学理学部地質学教室. Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu Univ. Matsumoto, Nagano Pref. 390, Japan.

\*\* 地質調査所. Geological Survey of Japan. Tukuba, Ibaraki Pref. 305, Japan.

野尻湖は、長野県北部の新潟県との県境近くに位置する、標高654.3m、面積4.6km<sup>2</sup>、最大水深38.5mの比較的小さな山間の湖である。野尻湖には小さな河川が数本流

入するのみで、受水面積は湖面積のわずか2.8倍である。このような湖には、細粒の均質な堆積物が連続的に堆積していることが期待される。このような堆積物は山間地の気候変動を敏感に反映している可能性があり、過去数万年前以降の気候・環境の貴重な「記録テープ」とも考えられる。

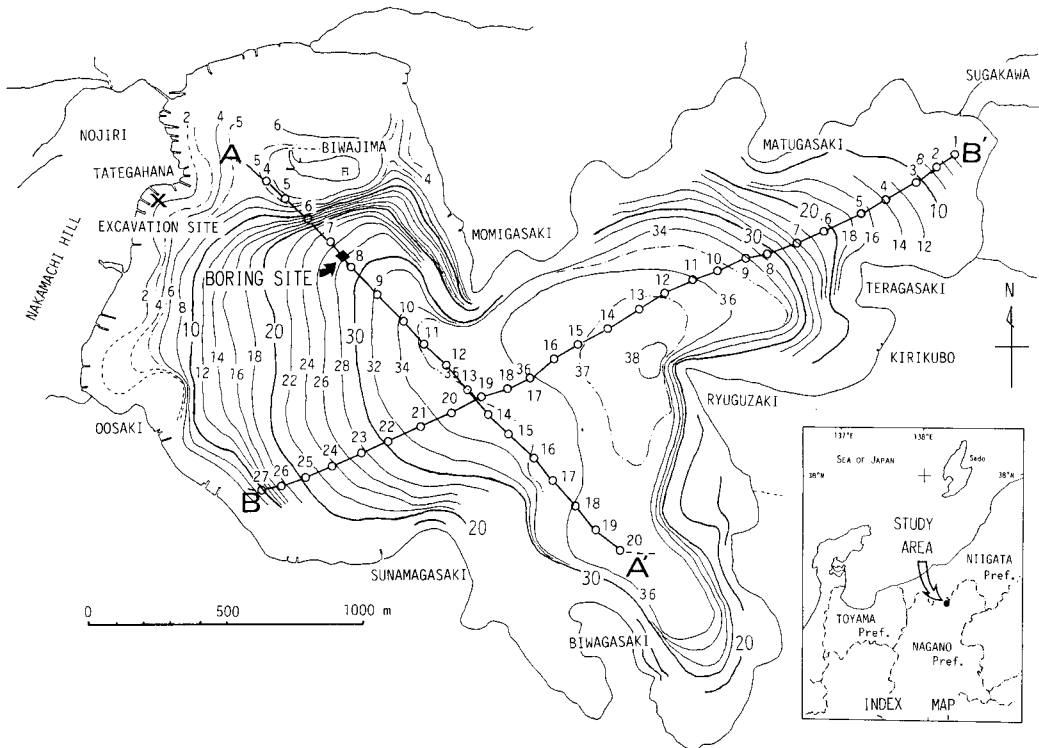
一方、湖の西側湖岸、立ヶ鼻の湖底に分布する更新世後期の野尻湖層は、ナウマンゾウ化石とともに旧石器を産出しており、10次にわたる大規模な発掘調査が行われている（野尻湖発掘調査団、1975；野尻湖地質グループ、1980、1984 a、1987、1990 a）。発掘地で得られている多量の資料と、湖底での連続的な堆積物の記録とを組み合わせることで、更新世後期から現在までの精度の高い環境変遷の解明が期待できる。

筆者らは、1985年以来、ユニブーム（地層探査装置）などの音波探査の方法をもちいて野尻湖底の調査を行ってきた（野尻湖地質グループ音波探査サブグループ、1987）。そのおもな結論は、1)野尻湖の沖合いの湖底には顕著な音波反射層を挟む厚い堆積物があること、2)それは立ヶ鼻の発掘地の野尻湖層とほぼ同じ時代の地層と推定されること、3)堆積物の層厚の変化からみて初期の

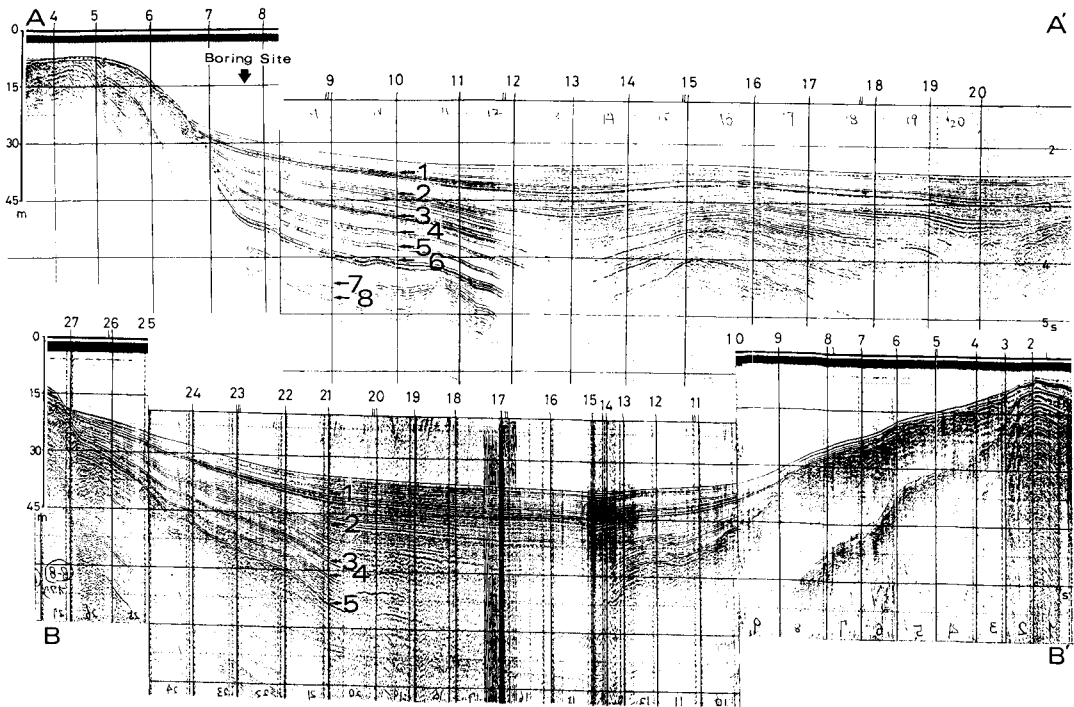
堆積の中心は現在の湖盆の西側よりにあり、その後東側に移動したと推定されること、であった。その時点では1 m以下の長さの柱状試料しか得ることができず、音波反射面（層）の年代は、表層の堆積速度を外挿して推定するにとどまった。

産業公営特別研究「湖沼汚染底質の堆積機構解明に関する研究」の一環として、野尻湖発掘調査団の協力をえて、地質調査所は1988年9月から10月にかけて、琵琶島沖で湖底から45.10mの深さまでオールコア・ボーリングを行った。その結果、音波探査の主要な反射面に対応するテフラ（火山噴出物）を確認するとともに、堆積速度からその年代を検討することができた。また、得られた100層以上のテフラを含む連続的な柱状試料は更新世後期以降の野尻湖周辺の古環境や人類の活動、ナウマンゾウの生態などを解明するための貴重な試料であることが明らかになった。

ボーリング試料の概略と地質学的意義については野尻湖地質グループ（1990b）が報告した。本報告では、ボーリング試料についてより詳しい基礎的記載を行うとともに、音波反射面とテフラの関係を明らかにする。また、堆積速度からテフラの年代を推定し、野尻湖の形成史



第1図 野尻湖の地形とボーリング位置  
A-A'、B-B'は第2図の測線を示す。



第2図 ユニブームによる野尻湖の音響的断面（野尻湖地質グループ音波探査サブグループ，1987）  
測線の位置は第1図に示す。

に関わる問題についても検討する。

湖底でボーリングを実施するにあたっては、環境庁上信越高原公園戸隠管理事務所、信濃町役場建設課および石田洋吉・石田昭吉郎・石田富士雄・田辺慶三・石田和夫の各位に大変お世話になった。京浜調査工事側の田村元成氏には困難なボーリング作業を丁寧に遂行していただいた。ボーリング試料の記載にあたっては、野尻湖地質グループの近藤洋一（野尻湖博物館）・竹村健一（飯田女子高校）・小林和宏（松本工業高校）および大島浩・間中理哉・長谷川圭子・須藤浩一（信州大学理学部）の各氏の協力を得た。また、テフラの一部については地質調査所の水野清秀氏に鑑定していただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

#### 地形・地質の概要

野尻湖の東方には斑尾山<sup>まだらお</sup>があり、その支尾根が湖の東部に続いている。これらがかなり険しい地形を呈するのに対して、湖の西側の山々は、起伏の少ない丘陵状の地形をなしている。このこととも関連して、湖の東半分は岬の突出と湾入とで特徴づけられる沈水型の地形をしている（第1図）。一方、西半分は凹凸の少ない湖岸線を持っている。

湖の中央にはほぼ平坦な湖底平原が広がるが、-38.5mの最深部は東に偏り、竜宮岬の沖合いにある（野尻湖地質グループ音波探査サブグループ，1987）。湖底斜面は、東の菅川方面と西の立ヶ鼻・大崎では比較的緩やかな傾斜であるが、それ以外では山の斜面がそのまま続いたような急傾斜をしているところが多い。琵琶島の沖合いには $10^\circ$ 以上の傾斜の急な斜面がみられる。

ボーリング位置は琵琶島の南方250mで、琵琶島南側の比較的急な斜面が終わったところの少し南にあたり、西からも緩斜面が延びてきている。掘削時の水深は28.9mであった。音波探査の記録によれば、南東側に向かって反射面が深くなり始めるところに相当する（第2図）。

野尻湖の周辺の地質については、富沢（1956）、八木・八木（1958）、竹内（1970）、野尻湖地質グループ（1980，1984a，1984b）などの報告がある。それによると、湖の東側には、斑尾火山に関係した新旧の安山岩質の火山岩類が分布している。湖の西側には、鮮新-更新統の古海層<sup>ふるみ</sup>を最下位として、更新世後期の泥流や火山噴出物が厚く分布している。

#### 試料採取と記載の方法

ボーリング位置は、琵琶島の南方250mで、測線A-

A'上のNo.7とNo.8の間にある(第1, 2図)。その位置はトランシットを用いた三角測量によって、陸上の2地点からの角度からもとめた。

ボーリングに際しては、鋼鉄製の台船の上に櫓をくみ、ボーリングマシンを設置したものを錨で固定した。試料採取においては、3mの長さのピストン式の柱状採泥器を取り付け、荷重をかけて押し込んで採泥した。上半部の試料はこの方法で採集できたが、下部のスコリアの多い層準では、泥水を使わない素掘りを行った。実際に採集できた試料の層準は第3図の左端に示してあるとおりで、回収率は93%である。19.5mから25mにかけては、2回の作業をおこなった(Rを付した試料番号が2回目のもの)。

採取した試料は1988年の9月末および10月末に半裁し、肉眼で岩質、色調、粒度、火山灰の有無を調べ、10分の1のスケールの柱状図に記載した。色調は切断した直後のもので、新版標準土色帖(小山・竹原, 1967)と比較して記載した。同時に、乱さないように厚さ8mmの試料をプラスチックケースに移し取り、ソフテックス写真を撮影して、肉眼観察と照合した。ソフテックス用の試料を取った残りの試料について、5cmごとに切り、含水率と含砂率を求めた。残された半裁分について各種の分析が進行中である。

#### 柱状試料の記載

掘削は45.10mまで行った。色調・粒度・岩質などを第3図に示す。

上部3分の2(湖底下0~33.87m)は、暗青灰色~暗オリーブ灰色の粘土質シルトないしシルト質粘土を主体とし、多数のテフラをはさむ、堆積の中断を示唆するような岩相の急変部はなく、ほぼ連続した堆積物である。下部3分の1(33.87~43.94m)は泥炭質で、これにも多数のテフラが挟まれている。その下位(43.94m以下)は、固結した灰色の粗粒火山灰と含角礫凝灰岩である。

採取柱状試料の上部3分の2を占める粘土質層を野尻湖底粘土層(新称)と命名する。本層は野尻湖西岸の発掘地の地層とはテフラ鍵層ではほぼ対応づけられるが、発掘地にはない地層も含んでいる。また、岩相も全く異なる。岩相はボーリング地点ではほぼ連続的で、かつ、一様であるので、一括して新しい名称で呼ぶことにする。

下部3分の1の泥炭質層は琵琶島沖泥炭層と名付けられているので(野尻湖地質グループ, 1990b), その名称を踏襲する。最下部の固結した粗粒火山灰および含角礫凝灰岩は、琵琶島沖泥炭層の「基盤」にあたるものと考え

えられるが、1m程度の試料しかないので、その同定と命名は今後の課題である。

肉眼及びソフテックス観察で確認できた火山灰についてはすべて第3図に示してあるが、本文では音波反射層や鍵層となっている主要な火山灰についておもに記述する。なお、テフラについての詳しい検討は、野尻湖火山灰グループが行っているところであるが、西岸の立ヶ鼻の発掘地およびその周辺におけるテフラ鍵層との対応は、現時点における同グループの見解(野尻湖地質グループ, 1990b)に従ったものである。その同定は基本的に肉眼観察とテフラの相互関係に基づいている。また、早津・新井(1980)および早津(1985)は、妙高火山群を中心に、野尻湖を含む広い範囲の火山灰層について検討しているため、それとの関係も述べておく。

#### A. 野尻湖底粘土層(新称)

湖底下0cmから3398cmまでの粘土質シルトないしシルト質粘土を主体とする地層を野尻湖底粘土層は、多数の火山灰とスコリアをはさむ。テフラの量的比率の小さい上部層(0~1621cm)と、しばしばスコリア層を挟み、テフラの比率の高い下部層(1621~3398cm)とに便宜的に区別する。

##### 上部層(0~1621cm)

暗オリーブ灰色の粘土質シルトないしシルト質粘土を主体とする。最上部(0~63cm)は、かなり水は含んだ軟泥状を呈するが、それ以下では次第に締りが良くなる。木の葉などの植物遺体とともに、藍鉄鉱も点在して含まれる。後述のように堆積速度をもとに推定すると、上部層は約3万年前以降から現在までの堆積物と考えられる。おもなもので30層以上のテフラが挟まれており、厚さの比で約3%を占める。

240cmの深さにある5cmの厚さの暗紫灰色細粒火山灰は、その下部がより細粒で逆級化を示す。野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)によって60cm~70cmの深さの所から得られていた紫灰色細粒火山灰と同じ見かけを持ち、早津(1985)の大田切川火山灰の特徴に似る。329cmの深さにある2cmの厚さのガラス質細粒火山灰は、赤灰色を呈し、早津(1985)の赤倉火山灰に似た見かけをもつ。

387cmの深さには、ガラス質火山灰のごく薄い層が認められる。これは火山ガラスの形態と屈折率から、アカホヤ火山灰(K-Ah:町田・新井, 1978)に対比できる(水野, 私信)。

602cmの深さには1cmの明緑灰色のゴマシオ状粗粒火山灰がはさまれ、736cmの深さには2.5cmの厚さの灰色粗粒火山灰が挟まれる。野尻湖地質グループ(1990

b) は、それぞれを湖底発掘地の「キビダンゴⅡ」および「キビダンゴⅠ」に対比しているが、後述のように堆積速度に基づく推定年代と矛盾する。882cmの深さにある0.9cmの厚さの粗粒な火山灰は、「アジシオ」にあたる。

1021cmの深さにある2.5cmの厚さの明灰色の細粒火山灰は、火山ガラスに富み、発掘地の上部野尻湖層Ⅱの「ヌカⅠ」にあたる。町田・新井(1983)は「ヌカⅠ」を広域テフラの始良Tn火山灰(AT)に対比している。この1021cmの深さのガラス質火山灰は、バブルウォール型の火山ガラスに富んでおり、また、火山ガラスの屈折率からみてもATに対比できる(水野, 私信)。

1394cmの深さにある4cmの厚さの淡紫灰色細粒火山灰は、軽石質で、上部野尻湖層Ⅰの「上Ⅰピンク」にあたる。

#### 下部層 (1621~3398cm)

主体をなす粘土質シルト~シルト質粘土は、暗オリーブ灰色を呈し、かなりよく締まっている。材化石などの植物遺体や藍鉄鉱をしばしば含む。1727~1927cmにかけては、オリーブ灰色粘土と明灰色粘土の細かな縞状の明暗の繰り返しが見られる。かなり多くの火山灰・スコリア・火山礫等をはさみ、火山噴出物の比率は、20%に近い。後述の堆積速度に基づく推定では、約5万年前から3万年前の堆積物である。

1621cmの深さからは20cmの厚さでオリーブ黒色スコリア層がある。1~1.5cmの径のスコリアが主であり、発掘地の「赤スコ」にあたる。その下位の1641cmの深さから4層の暗赤灰色~褐灰色の細粒火山灰があり、その間には、1cmおよび1.5cmの2層のシルト層粘土が挟まれる。これらの細粒火山灰は「中Ⅱピンク」にあたるものである。それに続いて、1650cmの深さから37cmの厚さでオリーブ黒色のスコリア層がある。スコリアの径は、0.3~0.5cmと小さく、「ニセノミ」にあたる。その下位で16cmの厚さの試料欠如があって、1703cmの深さから3cmの厚さで暗青灰色スコリア質砂礫がある。これは上位のスコリアと一連の堆積物と考えられる。すなわち、1621cmから1706cmまでの85cmの厚さの火山砕屑物は、ほぼ連続した火山噴出物であり、中部野尻湖層に相当する。早津(1985)は中部野尻湖層を貫の木スコリアに対比している。

1990cmの深さには、8.5cmのオリーブ黒色のスコリア質粗粒火山灰があり、発掘地の下部野尻湖層Ⅲの「ドライカラー」にあたる。早津(1985)「ドライカラー」を関山スコリアの下部に対比している。1998.5cmの深さから2.5cmの厚さで明赤灰色細粒火山灰があるが、これ

は「粉アズキ」にあたる。早津(1985)は「粉アズキ」を兼俣火山灰に対比している。

2093cmの深さから12cmの厚さで灰色の火山礫層が見られる。斜長石斑晶の目だつ、径0.5~2.0cmの大きさの青灰色角礫を主としており、発掘地の下部野尻湖層Ⅲの「ブレッチャーゾーン」にあたる。「ブレッチャーゾーン」は、信濃町神山を模式地とする六月火山礫層(早津・新井, 1980; 早津, 1985)に対比されている(野尻湖発掘調査団地質グループ, 1977; 野尻湖地質グループ, 1980)。

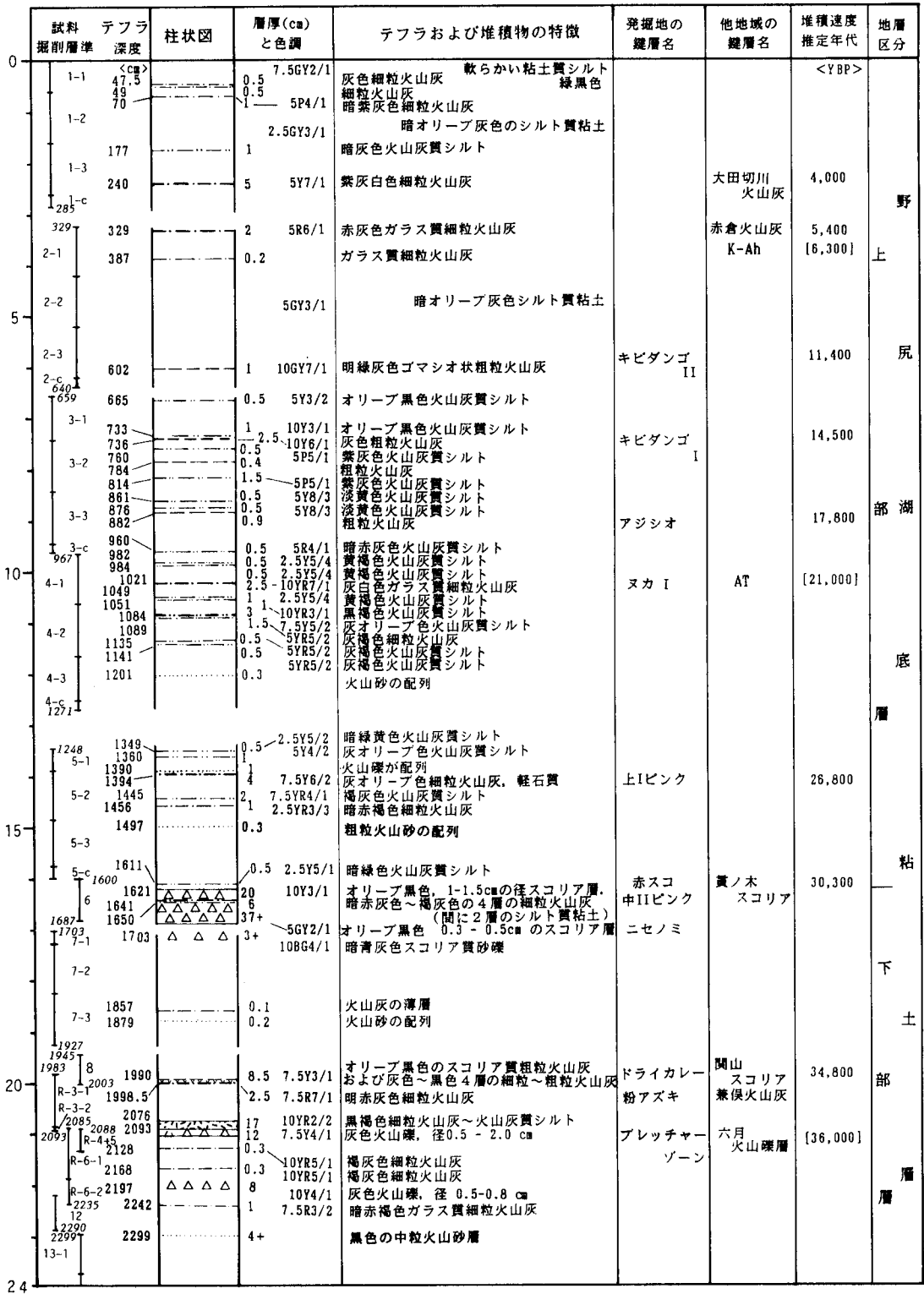
2581cmの深さからは5層のスコリア・火山礫と8層の粗粒火山灰が、間に数cmの粘土質シルト層を挟みながら交互に重なる。上から、15cmの暗緑灰色の火山礫層、12cmの暗オリーブ灰色の火山灰質シルト、5cmの褐灰色スコリア、10cmの暗紫灰色スコリア、1~3cmの3層の暗青灰色粗粒火山灰、4.5cmの暗オリーブ灰色の細粒スコリア、10cmの暗紫灰色スコリア、3cmの暗紫青灰色粗粒火山灰がおもなテフラである。粘土質シルトにはやや凝灰質なものやスコリアが点在するものがある。これら全体99cmの深さのテフラが下部野尻湖層Ⅱの「三点セット」と呼ばれている鍵層にあたる。「三点セット」は早津・新井(1980)の大平スコリアに相当する。

2765cmの深さから7.5cmの厚さで黄色をおびた灰白色の軽石質火山灰がある。最上部の1cmは下部より白っぽい。これは発掘地での下部野尻湖層Ⅰの「キゴマ」にあたり、早津(1985)は、「キゴマ」を大山倉吉軽石層に対比している。この軽石質火山灰は、特徴のある晶癖をもつシソ輝石を含むことや、シソ輝石と角閃石の屈折率からみて、大山倉吉軽石層(DKP; 町田・新井, 1979)に対比できる(水野, 私信)。

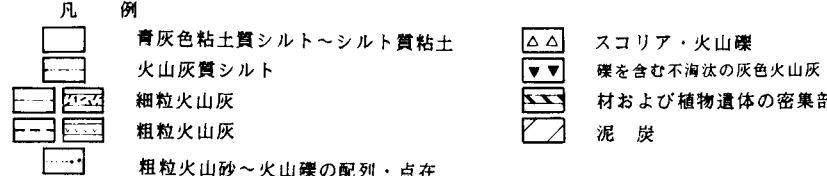
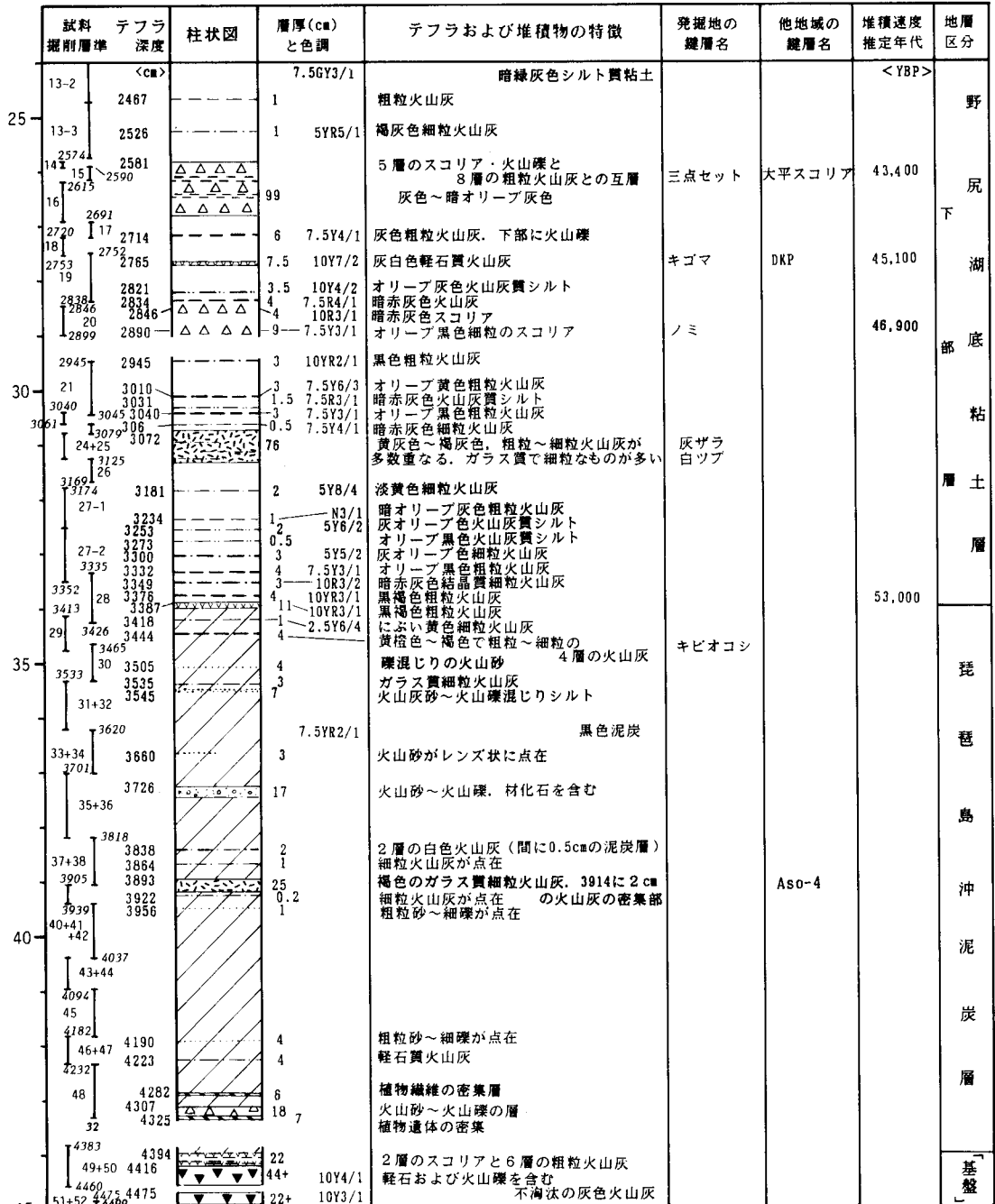
2890cmの深さから9cmの厚さのオリーブ黒色細粒スコリアがあるが、これが下部野尻湖層Ⅰの下部の「ノミ」にあたる。

3072cmの深さからは、黄灰色細粒火山灰が1cm、灰オリーブ色の中粒火山砂4cm、褐灰色のガラス質細粒火山灰10cm、暗赤灰色ガラス質火山灰シルト15cm、褐灰色細粒火山灰2cm、非常に固結のよい細粒火山灰2cm、暗赤色ガラス質細粒火山灰19cm、級化した粗粒火山砂23cmが連続して重なり、合計で76cmに達する。これらの中には上部神山ローム層(野尻湖地質グループ, 1984b)の鍵層である「灰ザラ」「白ツブ」が含まれている。

3387cmの深さから11cmの厚さで黒褐色粗粒火山灰が挟まれる。この黒色粗粒火山灰が野尻湖底粘土層の最下



第3図 野尻湖底におけるオールコア・ボーリングの柱状図



第3図 野尻湖底におけるオールコア・ボーリングの柱状図(続き)

部で、この直下から泥炭がはじまる。

#### B. 琵琶島沖泥炭層（野尻湖地質グループ, 1990b)

3398cmから4394cmまでの泥炭質堆積物を主とする層である。泥炭質堆積物は、採取直後には褐色であったが、急速に酸化して黒色(10YR1. 7/1)ないし黒褐色(10YR4/2)に変化する。圧密を受けてかなり締りがよい。全体としては分解が進み粉炭状を示すが、部分的に植物繊維や材が密集した薄い層(3718, 4282, 4325cmなどの層準)をなす。また、火山灰(砂)・スコリア・材化石などが点在することがある。テフラを多数挟み、その比率は10%に達する。

3444cmの深さには黄橙色～褐色で粗粒～細粒の4層の火山灰がある。この4層の間に泥炭の挟みはなく、合計で4cmの厚さをもつ。これは、「キビオコン」と呼ばれる上部神山ローム層の最下部の鍵層(野尻湖地質グループ, 1984b)に対比される。

3838cmの深さには1cmの厚さの白色火山灰層があり、0.5cmの泥炭層において1cmの厚さのゴマシオ状の白色火山灰層がある。

3893cmから25cmの厚さの範囲に火山ガラスがかなり高い密度で散在している。特に3913cmからは2cmの厚さで火山灰の密集する灰褐色の部分認められる。この火山灰は、火山ガラスの形態と屈折率、角閃石および輝石の特徴から、阿蘇4火山灰(Aso-4; 町田ほか, 1985)に対比できる(水野, 私信)。

4223cmの深さから4cmの厚さで、軽石質の細粒火山灰がはさまれる。4307cmの深さから11cmの厚さの火山礫混じりの粗粒火山灰層があり、その下に1cmのシルト層を挟んで1cmの前後の大きさの火山礫からなる6cmの厚さの火山礫層がある。

#### C. 灰色粗粒火山灰および含角礫凝灰岩(基盤)

4394cmの深さから最下底の4499cmまでは、灰色～黒褐色の団結した粗粒火山灰と軽石や火山礫を含む不淘汰の灰色火山灰(含角礫凝灰岩)からなり、泥炭や通常の粘土質堆積物を全く含まない。よく固結しており、琵琶島沖泥炭層の「基盤」にあたるものと考えられる。

上から個別にみると、4394cmの深さから7cmの黒褐色(2.5Y3/1)の粗粒火山灰、4401cmから7cmの黄灰色(2.5Y4/1)の火山礫を含む粗粒火山灰、4408cmから5cmの灰色(10Y6/1)の粗粒火山灰、4413cmから3cmのオリブ黒色(7.5Y3/1)の粗粒火山灰が重なる。4416cmの深さから44cm以上、4475cmの深さからは22cm以上の厚さで、灰色ないし暗灰色(10Y4/1～10Y3/1)の、軽石および火山礫を含む不淘汰の火山灰(含角礫凝灰岩)がみられる。含角礫凝灰岩の間にもいくつかの層準に相対的に細粒な火山灰が挟まる。

#### 堆積速度から推定したテフラの年代

湖では、沿岸帯を除いては、おもに懸濁運搬による細粒堆積物が堆積していることが一般的であり、現在の野尻湖においても同様である(公文・井内, 1987; 1988)。野尻湖底のボーリング試料でも3398cmより上では現湖底と同様な細粒の泥質堆積物が卓越している。このような泥質堆積物に限定すれば、堆積速度にそれほど大きな変化はないものと考えてよいであろう。それゆえなんらかの方法で堆積速度を見積れば、個々のテフラの年代の推定が可能である。

野尻湖西岸の発掘地およびその西方の陸上発掘地においては、多数の<sup>14</sup>C年代が測定されているが、測定値にばらつきが大きい。また、個々のテフラの年代を明確にし得る資料は少ない。そこで、今回確認できた広域テフラのアカホヤ火山灰(K-Ah)と始良 Tn(AT)を基準に用いることにする。両者は放射年代も多数測定されている。K-Ahは、鬼界カルデラを給源とする広域テフラで、6,000～6,500年前という年代が推定されている(町田・新井, 1979)。前述のように387cmの深さにあるごく薄いガラス質火山灰がK-Ahにあたる。ATは、始良カルデラを給源とするもので、広域の指標テフラとして広く認められている(町田・新井, 1976)。1021cmの深さにある2.5cmの厚さのガラス質火山灰がATに対比され、それは発掘地における「ヌカI」にあたる。

もう1つの基準には2093cmの深さにある灰色火山礫層を用いる。これは発掘地で「ブレッチャーゾーン」と呼ばれており、35,400年前および37,220年前の2つの<sup>14</sup>C年代が報告されている(野尻湖地質グループ, 1980)。「ブレッチャーゾーン」は六月火山礫層に対比されており、早津ほか(1980)は35,010年前という<sup>14</sup>C年代を報告している。これらの測定値は互いに近似しているので、「ブレッチャーゾーン」の年代として採用して良いと考えられる。

上述の諸点をふまえて、以下のような仮定において、主要な火山灰の年代の推定した。K-Ahの年代は、6,300年前によく集中するという(町田・新井, 1893)なので、その年代を6,300年前と仮定する。ATの<sup>14</sup>C年代は21,000～22,000に集中する(町田・新井, 1976, 1983)が、ここでは21,000年前と仮定する。また、「ブレッチャーゾーン」の年代を、3つの<sup>14</sup>C年代の算術平均をとり、36,000年前と仮定する。火山噴出物の堆積に要する時間は、地質学的には一瞬と考えて良いので、火山噴出物の厚さは除外する。堆積物は深さとともに圧密が進むが、それは計算に入れない。

湖底から387cmの深さにあるK-Ahまでの平均堆積速



度は0.60mm/yであり、240cmの深さの大田切火山灰が4,000年前、329cmの深さの赤倉火山灰が5,400年前になる。

K-Ahから1021cmの深さのATまでの平均堆積速度は、0.42mm/yであり、602cmの深さの「キビダンゴⅡ」が11,400年前、736cmの「キビダンゴⅡ」が14,500年前、882の「アジンオ」が17,800年前という計算になる。

ATから2093cmの深さの「ブレッチャーゾーン」までの平均堆積速度は、0.62mm/yである。この値を用いると、1394cmの深さの「上Iピンク」が26,800年前、1621cmの「赤スコ」が30,300年前、1990cmの「ドライカレー」が34,800年前という年代になる。この堆積速度を「ブレッチャーゾーン」の下方まで延長して計算すると、2581cmの「三点セット」が43,400年前、2765cmの「キゴマ」=DKPが45,100年前、2890cmの「ノミ」が46,900年前、粘土質堆積物の最下部にあたる3387cmの深さの火山灰が53,000年前になる。

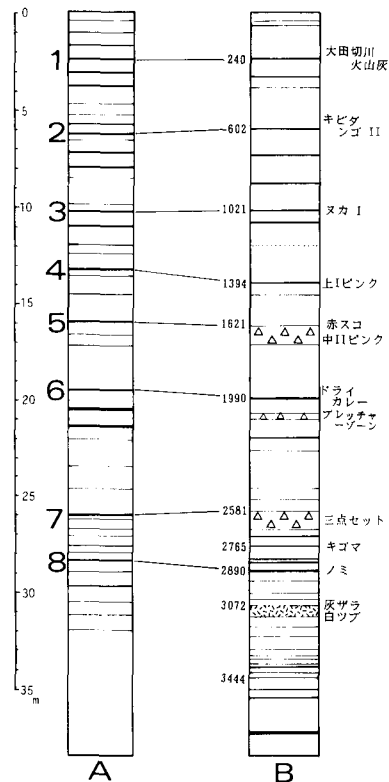
琵琶湖の例では、圧密は上部の3～5mまでで急速に進行し、それ以下で徐々に進んでいる(井内, 1987)。そのことを考慮すると、最上部での堆積速度の見かけの大きさは、圧密がすすんでいないことが原因であろう。また、このことは、堆積速度が一定という仮定が成り立っていると看做しても、それぞれの区間ごとに平均的な密度の位置よりも上半ではやや古い値が、下半では少し新しい値が出ていることを意味する。10mより深い層準では圧密の進行はかなり小さいと考えてよいので(井内, 1987)、圧密の違いによる誤差は小さいであろう。

以上のような火山灰の推定年代は、これまで得られている年代値(主として<sup>14</sup>C年代)とも比較的良好に合う。例えば、大田切川火山灰が4,000～4,500年前(早津, 1985)、赤倉火山灰が5,700～5,900年前(早津・古川, 1981; 早津, 1985)、「三点セット」が41,900年前(野尻湖地質グループ, 1980)、という年代はよく一致した例である。また、「キゴマ」の推定年代も大山倉吉軽石層の推定年代(45,000～47,000年前; 町田・新井, 1979)とよく一致している。その年代はOmura (1986) がイオニウム/トリウム比およびウラン/トリウム比に関するアイソクロンから推定した46,000年前という年代とも一致している。しかし、「キビダンゴⅠ、Ⅱ」の推定年代は、同火山灰が柏原黒色火山灰層中の鍵層で、完新世であるという見解(野尻湖地質グループ, 1980, 1987)と矛盾する。また、「赤スコ」の推定年代は約30,000年前となり、これまでの<sup>14</sup>C年代に基づく2.5万年前という推定(野尻湖地質グループ, 1980; 1987)よりかなり古い値となっている。

琵琶湖沖泥炭層の中からは、広域に対比できる火山灰層としては、阿蘇4火山灰が確認されているだけである。阿蘇4火山灰の推定年代は、7～9万年前と大きな幅がある(町田ほか, 1985)ので、堆積速度の計算とそれにもとづく年代推定は行わなかった。しかし、おおざっぱな見積りとして、琵琶湖沖泥炭層の下底は約10万年前となる。

#### 音波反射面と火山灰層との対比

野尻湖には第2図に示したように、明瞭な多数のユニブームの反射面がほぼ全域的にみられる(野尻湖地質グループ音波探査サブグループ, 1987)。このように、明瞭な反射面が認められる点は、琵琶湖と共通している(井内ほか, 1986; 太井子ほか, 1987)。野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)は、湖底にみられる顕著なユニブームの反射面に第1から第8までの番号をつけて、その広がりを解析するとともに、湖岸の野尻湖層の



第4図 ユニブームの音波反射面と火山灰層との対比  
A: ユニブーム反射面: 反射面の相対的強弱は線の太さに対応, B: 柱状試料中の主要な火山噴出物層: 特に厚いものを除いて、線の太さで厚さを相対的に表現

火山灰に対比した。その模式測線はA-A'測線で、その琵琶島沖 (Point Nos. 9~12) を基準とした。今回の掘削位置は、A-A'測線上のNo.7とNo.8との中間あたり、基準地点から8つの反射面を容易に追跡できる(第2図)。

その8つの反射面と柱状試料との対比を第4図に示す。ユニブームの反射面は弱・強のペアになっていることが多いので、その場合は強い面を代表させた。音波の伝播速度は1,500m/sとしてある。なお、ユニブームの性能・特性については、中尾・山下(1978)、太井子ほか(1987)に詳しい。

明瞭な8つの反射面に対応する深度には、周囲の堆積物と比較してより粗粒で、しっかりした火山灰層またはスコリア層が見られる。深度の対応には最大で1m弱のずれがあるが、掘削の誤差や音波速度の仮定の誤差等を考慮すると、かなりよい一致である。

第1反射面は240cmの深さの細粒火山灰(層厚4cm, 大田切川火山灰)に、第2反射面は602cmの粗粒火山灰(層厚1cm, 「キビダゴII」)に、第3反射面は1021cmのガラス質細粒火山灰(層厚2cm, AT=「スカI」)に、第4反射面は1394cmの細粒火山灰(層厚4cm, 「上Iピンク」)に、第5反射面は1621cmのスコリア層(層厚20cm, 「赤スコ」)に、第6反射面は1990cmのスコリア質粗粒火山灰(層厚8.5cm, 「ドライカラー」)に、第7反射面は2581cmの深さから始まるスコリア・火山礫と粗粒火山灰の交互層(層厚99cm, 「三点セット」)に、第8反射面は2890cmの細粒スコリア(層厚9cm, 「ノミ」)に対応する。ただし、第8反射面付近には何層もの火山灰があり、その特定には多少の問題が残る。

野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)では、第2反射面に対応する火山灰層が推定できず、また、第3反射面以下の反射面を1つずつ若い火山灰へずらして対応づけている。これは、圧密の進んでいない湖底表層付近の堆積速度を用いて、深い深度の反射面の年代を推定したことに一因がある。

8つの主要な反射面の間にも相対的に弱い、または連続性の悪い反射面が多数見られる。これらの全てをそれぞれ特定の火山灰層に対応させることは難しいが、多くの反射面には対応するテフラが認められる(第4図)。

以上のように、野尻湖においてもユニブームの反射面がテフラ層に対応することが明らかになった。このことは、琵琶湖において近年指摘されたことであり(井内ほか, 1986; 太井子ほか, 1987)、音波探査が湖の堆積史を明らかにする上で、後述のように有効な方法であることを示している。

## 野尻湖の堆積史についての検討

野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)は、第1反射面から第8反射面までの深さを調べて、反射面間のそれぞれの厚さ、すなわち堆積量を明らかにした。その反射面間の層厚の変化から、堆積の中心の移動を明らかにして、その移動の原因を仲町丘陵を含む野尻湖の西岸地域の隆起運動に求めた。今回のボーリングによってそれぞれの反射面がテフラに対応づけられたこと、そしてその年代が推定されたことを踏まえて、野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)の音波探査の解析をもとに野尻湖の堆積史の検討を行う。

野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)では、堆積物全体の厚さと堆積速度のおおよその見積りから、野尻湖の起源を5万年前と推定した。今回のボーリング試料によって、火山灰の年代とより正確な堆積速度の見積りから、約5.3万年前から湖成の堆積物(野尻湖底粘土層)があることが明らかになった。その下位に約10mの厚さの泥炭層(琵琶島沖泥炭層)があり、その下底は約10万年前と推定された。かなり古くから、かつ長い湿地の時代があったことになる。

琵琶島沖泥炭層は約10mの厚さを持つ。このような厚い泥炭層は、泥炭の形成速度と調和的な水位の上昇があるという条件下で、形成が可能である。約10万年前から湿原をせき止め、徐々に水位の上昇をもたらした作用があったものと推定される。

湖の時代以降の堆積の様子には、音波探査から明らかになった堆積物の分布状態の資料が有効な鍵なる。第8反射面が追跡できた範囲はあまり広くなく、第8反射面と第7反射面との間の堆積物の分布はよくわからない。第7反射面から第6反射面までの堆積物(4.3万年前~3.5万年前)は、現野尻湖の中心より西側に1つの堆積の中心を持つ、琵琶湖島の南方の東向き斜面に当たるところに厚い堆積物ができており、地殻変動による地層の変異がなかったものと仮定して復元した第7反射面形成時の古地理(野尻湖地質グループ音波探査サブグループ, 1987; 図2-13)と調和的でない。第6反射面から第5反射面まで、および第5反射面から第4反射面までの堆積物も同様に西側よりの位置に堆積の中心を持つ。野尻湖地質グループ(1980, 1984b)により、数十m以上の仲町丘陵の隆起が指摘されていることを考慮すると、第7反射層と第6反射層の間の堆積当時は、仲町丘陵は今よりずっと低い高さであったが、現野尻湖の西部にあたる地域に比較的深い水域をつくる程度には高まりをつくり始めていたものと推定される。この状態は、遅くと

も4.3万年前以前に、たぶん湖が始まった5.3万年前に出現し、第4反射面の頃(2.7万年前)まで続いたと考えられる。

第4反射面以降の各層は、現在の湖底地形と調和的な層厚分布を示しており、野尻湖の中央より東側に堆積の中心をもっている。すなわち、第4反射面に当たる「上Iピンク」の堆積した27,000年前以降は、堆積の中心が東側に移り、かなり現在に近い地形的枠組みの中で堆積が行われたことを示唆する。しかし、それが現在の湖水位に近いものであったことを意味するとは限らない。B-B'側線の東岸側(Nos. 2~13)では、第3反射面以降の上位の反射面ほどより東側に(より高い標高まで)分布している(第2図)。このことは、湖水位が徐々に上昇したことを示唆する。また、第3反射面以降の堆積物は野尻湖の西岸においてはオフラップの堆積様式を示す(野尻湖地質グループ音波探査サブグループ, 1987)。これは、野尻湖の西岸地域の隆起を示唆する。すなわち、第4反射面(27,000年前)以降に、野尻湖の西岸と仲町丘陵の隆起が一層活発になり、それによるせき止めに対応して、堆積中心の東への移動、湖水位の上昇と湖面の東方への拡大が進行したものと考えられる。

以上のように、音波探査から推定した野尻湖の堆積物の分布状態は、野尻湖の堆積の中心が、構造運動の影響を受けて、時代とともに移動し、湖面の広がりも大きく変化したことを示している。湖の堆積中心が西から東へ移動したことや仲町丘陵の隆起は、野尻湖地質グループ(1980, 1984b)によっても指摘されている。言い換えれば、仲町丘陵を中心とする野尻湖西岸域の隆起が、野尻湖の形成と発展に決定的な役割を果たしたものと考えられる。これは、新井高校(1960)による野尻湖の成因説に近い結論である。

具体的には、次のような変遷が1つの合理的な説明であろう。最初のころ(約10万年前)に、仲町丘陵地域にゆっくりとした隆起が始まり、それが10m以上の厚さの琵琶島沖泥炭層を形成した。その後、5万年ほどまえから隆起速度が大きくなり、水位が急上昇して湿地は深く水没して、湖の状態が始まった。3万年ほど前からは隆起速度が一層大きくなり、また、累積した隆起量も大きくなって、湖の堆積の中心が東に移動した。その後も隆起は続き、水位の上昇と湖の東方への拡大が続いた。

湿地の状態から湖への移行の原因も重要な問題である。野尻湖地質グループ(1990b)は、それが池尻川泥流と密接な関係を持つことを指摘している。上述のように単純に隆起速度の増加に伴う水位の上昇なのか、ある事件に関わったものなのか、今後の検討が必要である

う。

ところで、堆積の中心が移動したということは、火山灰の年代推定に用いた「堆積速度は一定」という仮定が厳密な意味では必ずしも成り立たないことを示している。本来ならば、堆積中心の移動前と移動後を区別して、それぞれに堆積速度を見積ってやる必要があるであろう。現時点では十分な $^{14}\text{C}$ 年代値がないために、その点の検討はできていない。

## ま と め

野尻湖底において、45.10mのオールコア・ボーリングを行い、その岩相記載を行った。そして、以下に記すような新しい知見を得ることができた。

1. 野尻湖底には100層以上のテフラを挟む粘土質堆積物(野尻湖底粘土層)と泥炭層(琵琶島沖泥炭層)があることが判明した。
2. 堆積速度に基づいて、野尻湖周辺に分布するおもなテフラ鍵層の年代が推定された。また琵琶島沖泥炭層は約10万年前から5.3万年前、野尻湖粘土層の下部は5.3万年前から3万年前、同層上部は3万年前から現在までの堆積物であることが判明した。
3. 音波探査で記録された反射層は、野尻湖発掘地の鍵層とされている、しっかりしたテフラに対応することが判明し、反射層のおおよその年代が明らかになった。
4. 5万年前から2.7万年前にかけては、現在の野尻湖の中心より西側に堆積の中心があり、それ以後は、中心より東側に堆積の中心が移動し、現在に近い状態で堆積が進行した。野尻湖の始まりと湖盆の東への移動・拡大は、野尻湖西側の仲町丘陵の隆起運動に支配されていることが具体的に明らかにされた。

## 文 献

- 新井高校, 1960: 野尻湖の自然と環境。築地書館, 東京。
- 早津賢二, 1985: 妙高火山群—その地質と火山活動史—。344p. 第一法規出版, 東京。
- 早津賢二・新井房夫, 1980: 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—指標テフラ層の記載および火山活動との関係—。地質学雑誌, 86, 243-263。
- 早津賢二・永高 賢・田代達雄, 1980: 黒姫火山・六月火山礫層(RG)の $^{14}\text{C}$ 年代とそれに関係した2・3の問題。第四紀研究, 19, 49-51。
- 早津賢二・古川成光, 1981: 妙高火山の赤倉火砕流堆積物と田口泥流堆積物の $^{14}\text{C}$ 年代。第4紀研究, 20, 31-33。
- 井内美郎, 1987: 音探堆積速度算定法—音波探査で求めた

- 琵琶湖の堆積速度－. 地球科学, 41, 231-241.
- 井内美郎・中尾征三・横田節哉・村上文敏・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, 1866: 湖沼汚染底質の堆積機構解明に関する研究. 昭和60年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, 64-1~64-14.
- 小山正忠・竹原秀雄編・著, 1967: 新版標準土色帖. 日本色研事業(株).
- 公文富士夫・井内美郎, 1987: 中部地方, 野尻湖底堆積物の粒度分析(予報). 信州大・理・紀要, 22, 39-48.
- ・———, 1988: 中部地方, 野尻湖の湖底堆積物. 砕屑性堆積物の研究, No. 5, 73-83.
- 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.
- ・———, 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.
- ・———, 1979: 大山倉吉軽石層－分布の広域性と第四紀編年上の意義－. 地学雑誌, 88, 313-330.
- ・———, 1983: 広域テフラと考古学・論評に対する原著者の回答. 第四紀研究, 22, 133-148, 160-163.
- ・———・百瀬 貢, 1985: 阿蘇4火山灰－分布の広域性と後期更新世示標層としての意義. 火山, 第2集, 30, 133-148.
- 中尾欣四郎・山下武男, 1978: ユニブーム地層探査機による網走湖の湖底堆積構造. 陸水学雑誌, 39, 61-65.
- 野尻湖地質グループ, 1980: 野尻湖発掘地とその周辺の地質(1976-1978). 地質学論集, 19, 1-31.
- , 1984a: 野尻湖層の層序－野尻湖発掘地とその周辺の地質 その3(1981-1983)－. 地団研専報, 27, 1-21.
- , 1984b: 神山ローム層と野尻ローム層の層序－野尻湖発掘地とその周辺の地質 その4(1979-1983)－. 地団研専報, 27, 23-44.
- , 1987: 野尻湖層の層序－野尻湖発掘地とその周辺の地質 その5(1984-1986)－. 地団研専報, 32, 1-21.
- , 1990a: 野尻湖発掘地とその周辺の地質 その6(1986-1988). 地団研専報, 37, 1-13.
- , 1990b: 野尻湖におけるボーリング試料の層序とその意義. 地団研専報, 37, 15-20.
- 野尻湖地質グループ音波探査サブグループ, 1987: 音波探査による野尻湖底堆積物の層序と形成史. 地団研専報, 32, 23-36.
- 野尻湖発掘調査団, 1975: 野尻湖の発掘1962-1973. 共立出版, 東京, 278p.
- 野尻湖発掘調査団地質グループ, 1977: 野尻湖発掘地とその周辺の地質(1974-1975). 地質学論集, 14, 255-268.
- Omura, A., 1986: Age estimation of the Daisen Kurayoshi Pumice using the  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  radioactive disequilibrium system. Quaternary Research, 25, 129-132.
- 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ブーム音波探査－堆積層の構造と顕著な音波反射層の由来－. 北海道大・理・地物研究報告, No. 49, 251-268.
- 竹内順二, 1970: 斑尾火山. 長野県上水内郡誌・自然編, 126-133.
- 富沢恒雄, 1956: 長野県北部野尻湖周縁の地質と象化石. 地質雑, 62, 409-414.
- 八木貞助・八木健三, 1958: 上水内郡地質誌. 長野上水内教育会.

## (要 旨)

公文富士夫・井内美郎, 1990: 野尻湖の湖底ボーリング試料と音波反射層との対比. 地質学論集, 36, 167-178. (KUMON, F., and INOUCI, Y. 1990: All-core boring and the correlation with the acoustic reflectors in Lake Nojiri, Central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 36, 167-178.)

野尻湖底において, 45.10mのオールコア・ボーリングを行った. 上部の約34mは粘土質堆積物を主としており, 野尻湖底粘土層と命名された. 下部の約10mは泥炭(琵琶島沖泥炭層)であった. 両層には4層の広域テフラを含む多数のテフラが挟まれていた. 最下部には1m以上の厚さの含角礫凝灰岩があった. 堆積速度に基づいておもなテフラの年代を推定した. 琵琶島沖泥炭層は約10万年前～5.3万年前まで, 野尻湖粘土層は5.3万年前～現在までの連続的な堆積物であることも判明した.

音波探査記録の反射面は, 野尻湖西岸の発掘地で認められているテフラ鍵層に対応することが確認でき, その年代も明らかになった. 5.3万年前から2.7万年前までは現野尻湖の中央より西側に堆積の中心があり, それ以後は, 東側に堆積の中心が移動した. 野尻湖における貯水の始まりと湖盆の東への移動と拡大は, 野尻湖西側の仲町丘陵の隆起運動に支配されていたと考えられる.