

# 網走湖の湖環境変遷

中 尾 欣 四 郎

## 一、緒 言

網走湖に私が初めて興味を持ったのは、国土地理院発行の精密深度図を見てからである。これによると、<sup>みお</sup> 滯筋のような狭い深みが水深一二・五mの流出口の上流約7km地点より始まり、呼人半島沿いに深度を減じながら流出口に向って延び、流出口の上手六〇〇mでその深度は五mである。さらに、この地点から流出口までは堆積は著しく、流出口付近では水深は一m程度となっている。

幅五〇―一〇〇mの狭い深みが水深一二・五mの水深部まで明瞭に湖底に刻まれていることから見て、現在の干満による侵蝕営力によりこの滯筋が形成されたとは考え難い。それではこの滯筋はいつ、どのようにして湖底に刻印されたものであろうか。これを解く鍵は後水期の湖環境変遷史の中に見出されるであろう。そこで、滯筋などの湖底堆積物の層理状態を探索するため昭和五十一年六月、ユニブーム地層探査機による探査を実施した。その結果、滯筋は湖水位が現在より約一〇m低い時期に形成されたとの推論を得るに至った。しかし、その後の、

湖面上昇とともに低水位期に刻まれた滯筋が埋められて来たとなると、堆積状況は流出口に近いほど、堆積が進行したことになる。湖は流出口に近づく<sup>と</sup>と流積を減じ縮流され流速を増すにもかかわらず、堆積が著しいという論理の帰結に無理がないであろうか。

網走湖は深水層に七・二kmの流出河道を経て遡上した海水が安定して停滞し、表層を流下する淡水層との間に密度成層を形成している。このように明瞭な塩淡水境界を持つ汽水湖特有の環境が特有の堆積に関係していると考えられる。その後、今日まで継続して来た研究によって汽水湖の堆積機構が明らかになって来ている。

また、現在のように網走湖の深部に高塩水が安定して存在し始めたのは比較的近年になってからである。溱ら（一九五五）黒萩（一九七〇）によれば、深層水のCl濃度は一九一六―一九二七年には〇・一―〇・三‰であったものが一九三六―一九三八年、八―一〇‰、一九四七―一九五〇年、九・二―一〇・一‰、一九五八―一九六〇年、九・〇―一〇‰、一九六三―一九六七年には一〇―一一・五‰となり、現在も夏期の深水層は一〇‰以上



で冬期の湯水期には一七‰の高塩分濃度を示している。一九三五年頃を境に急激な塩分濃度を増加した原因はなんであろうか。

昭和五十七年一月、水深一六・四mの最深点において、湖底下四・三四m深迄の湖底堆積物コアを採取した。なお、このコアの堆積年代は一七―一一年以後と推定され、堆積物コアの粒度組成分析により、近年の湖環境変化に関する有力な情報を得ることができた。

さらに、我々の湖底堆積物コアリングに先だち、北海道開発局網走開発建設部により、網走湖の水質保全の観点から、昭和五十六年一月二十八日から二月二十六日まで湖水上から泥炭層に達する四五mのコアを採取することに成功した。従来から、とかく議論（溱、一九五〇

年、溲ら、一九五三年、大島、一九七一年)の多かつた網走湖の古環境の変遷に決定的な意味を持つ貴重なコアである。

ただ、その後、出された網走開発建設部の網走湖水質(保全調査業務報告書(一九八二年))によると、コアの塩素量および珪藻化石の経時変化は最も注目される場所であるが、両者の間に、時代によっては堆積物中の含有塩素量の増大と海産種珪藻化石の出現とが必ずしも調和的では無く、その解釈に大いに苦慮するところで、今後の諸種の分析結果が待たれるところである。

網走湖の湖底に刻まれた筏筋のような窪みの不思議に引かれて湖を訪れ始めてから既に七、八年を経過した。この間に明らかとなった湖環境変遷の一端を述べる(中尾ら、一九七八、一九八三)。

## 二、網走湖の溲はいかにして形成されたか

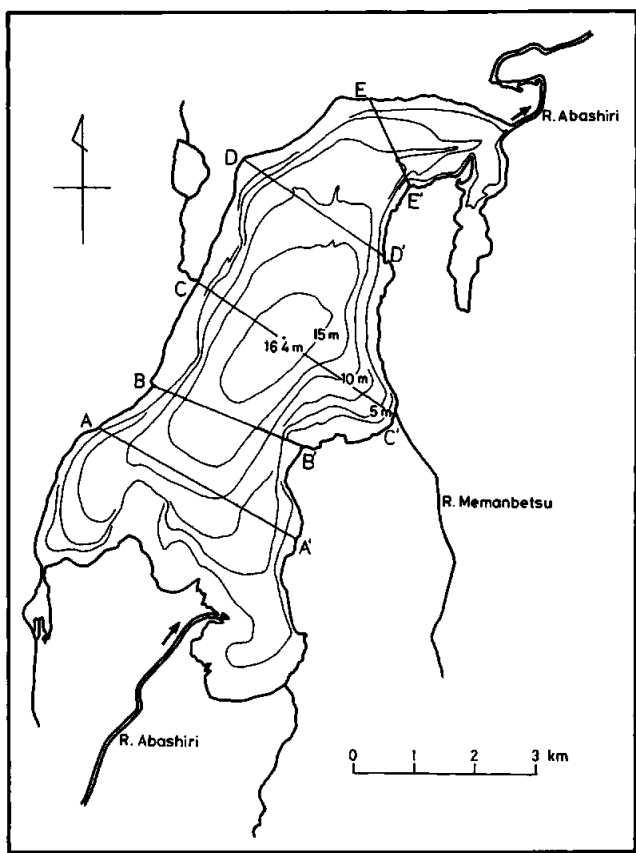
### i 網走湖の概要

網走湖は網走川の河口近くに位置し、七

表1 網走湖の湖盆形状

面積	32.8km <sup>2</sup>
最大水深	16.4m
平均水深	6.1m
湖面長	12.0km
最大湖面幅	4.0km
肢節量	2.18
湖面高度	0.35m

図1 網走湖の概要と深度図・ユニブーム探査の測線



・2kmの流出河道を経てオホーツク海に注いでいる。網走川は湖の南西から流入し、北東に流出する。湖は河道にそって北東方向に長く伸び川が低地に脹らんだような湖盆形状(表1)を成している。

湖水面標高は昭和二十八、四十二年までの一五年間の平均で〇・三五mで過水期には流出河道を通じて海水が遡上し、網走湖の〇〇m以深深水層に流入する。また、湖は流出口に向かって急激に浅くなり、流出口付近では水深一・五mとなる。このため、一旦、流入した海水が永く底層に停滞し、安定した成分成層を形成している。

### ii ユニブーム地層探査機

ユニブーム地層探査機は米国E G & G社の製品で、ブームと呼ばれる音源を双胴型の曳航器(九〇kg)で船尾から約一五m離して水面上を曳航するとともに、これと平行にハイドロホン受波器を曳航する。音源は金属円板を電磁コイルで反撥させ、四〇〇Hz〜一四KHzの広い周波数帯域を持つ単一の音圧パルスを放射する。

船上には二〇kgの記録針、七三kgのエネルギーソース、発電機(約一二〇kg)が置かれ、記録は乾式記録紙に黒白の濃淡模様で描かれる。ユニブームは、もともと浅海の探査を目的に開発されたもので、当時としては湖沼探査に利用された例はめずらしく、わが国ではわれわれが最初であろう。ユニブーム探査の概要は図2に示した。

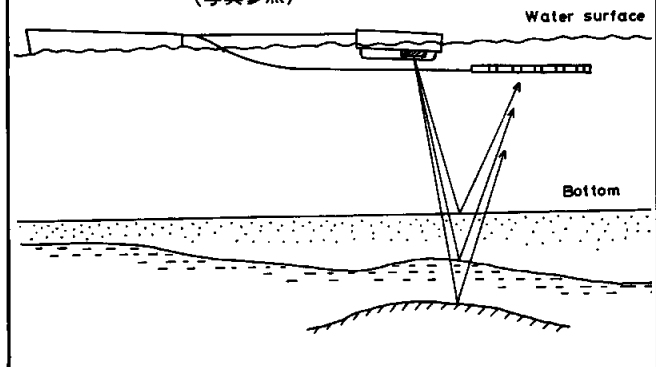
探査深度は地質や水深によって異なるが、公称七五m程度でエアガンに比べて探査能力はかなり劣るが、軽量で磯船程度でも利用できるのが湖沼調査の場合には大きな利点である。

### iii 湖底の堆積構造

探査は両岸に立てた測量旗の見通し線上を一定速度で船を直進させて実施した。各測線の曳航速度は三・〇〜四・四ノットで、適正曳航速度二、八ノットの範囲内であった。

このようにして得られた五測線(各測線は図1に示した)の横断

図2 ユニブームによる湖底堆積構造探査。  
 1. カタマラン型フロートに取り付けた音源 (Boomer) 2. ハイドロホン  
 3. 音波記録計 4. エネルギー源  
 (写真参照)



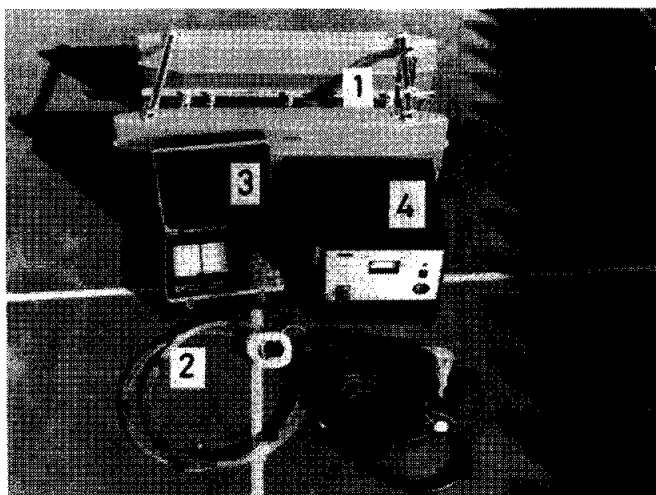
記録はそのままで見ずらいので、堆積機構の大凡を模写し図3に示した。記録を子細に見ると二つの特長的構造が見られる。一つは水深一〇m付近の両岸で堆積層の層理に顕著な乱れが見られることである。なお、この擾乱は表層下数一〇cmまでの堆積物表層には及んでいない。また、水深が一〇mより浅いE、E'測線には層理の擾乱は認められない。

さらに、第二の特長は滞筋直下の堆積構造で、出口に近いD、D'およびE、E'測線で、いずれも一二m深度に礫層と見られる強い反射層が認められる。後

水期の海面上昇のある時期に、現湖水面下約一〇mに安定した低水位期があったと仮定すると、堆積層の擾乱部は低水位期の汀線に相当し、また、D、D'測線では一m程度の水深で、E、E'測線では河道であったことになる。

そこで、一二m深度の強反射層は当時の川床礫層と考えられる。現在より約一〇m低い水位の時代に、水深一二mの湖底に刻まれた滞筋がその後の水位上昇後も埋めつくされることなく残存したと推論される。

滞筋形成のいま一つの可能性は濁水期に頻繁に流出河道を経て遡上する海水が湖出口の水深の浅い敷居を乗り越え湖の深水層に、密度流として流下する時、底層流の



侵蝕によって滞筋が形成された可能性も完全には否定することはできない。

今後、滞筋直下の湖底堆積物のコア採取を実施し、この問題に決着をつけたいと考えている。

### 三、汽水湖特有の堆積機構

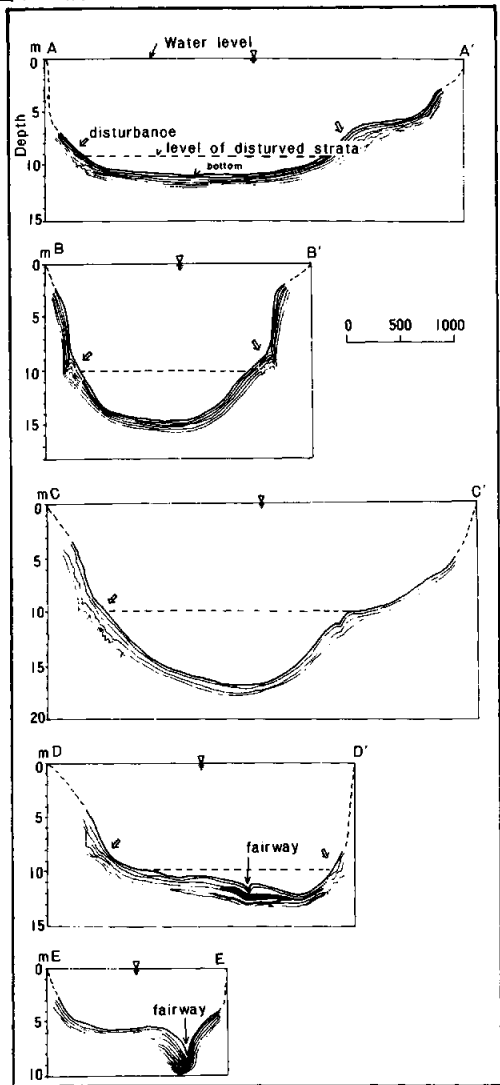
#### i. 網走湖の堆積の概要

網走川流域は年間降水量八六〇mmと道内でも最も寡降水の地域で、年蒸発量は降水量の約五〇%を占めている。流域の地質は屈斜路火山に起因する石英安山岩質軽石流および熔結凝灰岩が支配的である。網走川の下流部に位置し、流出口までの流域面積は一三三km<sup>2</sup>で、湖は網走川の沈砂池の性格を持っている。湖に流入する他生鉱物は、春の融雪期と秋の台風時期に主として網走川および湖の中央部に南東方向から流入する女満別川を経てもたらされるほかに、湖岸侵蝕でも持ち込まれるが、これらの流入土砂のうち粗粒の掃流物質は、ほぼ二m以下の沿岸帯に堆積する。

このように沿岸帯に堆積した粗粒物質が沖合に運ばれる運搬様式としては乱泥流があるが、ここでは一〇m以下に高密度の塩水が安定した成分成層を形成しており、流入した高濁水も密度的に塩淡水境界以下には貫入することができず、表層の淡水層に拡散し、粗粒物質を沖合に運ぶことは難しい。

また、肢節量二・一八の細長い湖盆形状の網走湖では波の管力は湖の南端の女満別湾で強調されることになり、水深が三mより浅い湾内では、強風時に風波により湖底堆積物が巻き上げられて再懸濁し、濁水を湾外に供給し

図3 湖底堆積構造



ている。

汽水湖の網走湖では、深水層に停滞する塩水とその上をゆっくりと流下する淡水層との間には、冬の濁水期を除いて明瞭な塩淡水境界が存在する。いま一つの堆積上の顕著な特長は、この塩淡水境界に著しい懸濁物の集積が見られることである。

次に、その集積機構と堆積過程に与える影響を探ることにする。

### ii. 網走湖の理化学的性状

湖の流入口から流出口まで湖の中央軸に沿った縦断面で夏季（一九八〇年七月）および冬季（一九八一年三月）について、水温、電気伝導度、消散係数の状態を見ることにする。ここで、測定の容易な電気伝導度を塩分濃度の指標、水中懸濁物濃度は二五cm光路長のMettler社の濁

度計を用い光透過の消散係数を求め指標とした。

夏季のこの時期、表水層の水温は約二〇℃で、水温躍層の中心深度は、ほぼ、一〇mで約6℃の深水層へと急激に変化している。水温躍層の水温鉛直傾度は一mにつき平均四℃と極めて大きく、深水層の高塩水の存在が安定度を増大させた結果である。

塩分濃度の分布を電気伝導度で見ると、水温躍層と同様に一〇mを境に塩分濃度は急激に増大し、成分躍層を形成している。底水層では、Cl濃度一〇・五‰に相当する二五・八×10<sup>3</sup> (amhos/cm)の電導度を示した。

表水層では流入口の近傍ではCl濃度は〇・三五‰であったが、流出口に向い徐々に増加し、流出河川では〇・五五‰となった。なお、流入する網走川の値は〇・〇八‰である。また、懸濁物濃度の分布を消散係数で見ると、

一〇〜二mの水深で消散係数が一五m<sup>-1</sup>以上（懸濁物濃度一〇‰以上に相当）と、著しく懸濁物濃度が増大する層が存在するが、その下層では再び減少する。

これまでの観測によると、冬季の濁水期を除いて、網走湖では水深一〇mを中心に安定した成分躍層が形成されており、上層の淡水層と下層の塩水層とを境する明瞭な塩淡水境界を形成している。しかも、この境界層の下面に懸濁物濃度の極大が常に観測される。

水中を沈降する懸濁粒子が塩淡水境界に集積するのはどのような物理的機構に起因するのか興味を持たれるところである。

一方、湖が結氷状態にある一九八一年三月一八〜一九日に氷厚四一〜四五cmの氷を割って、水温、電気伝導度、消散係数を測定した。この時期、網走川は融雪期直前にあたり、冬季の最濁水期である。従って、湖水位は低く、また、湖からの河川流出量も少なく、七・二kmの河道を通じての活発な海水遡上が予想される。

このため、底層水の塩分濃度は夏季と比べて高く、電気伝導度で四一・四×10<sup>3</sup> amhos/cm (Cl濃度一六・九‰に相当)を示すが、海水遡上が頻繁に起るため顕著な二層構造は形成されず、明瞭な塩淡水境界は存在しない。

一般に結氷した湖沼は風波による擾乱が無いいため、極微細懸濁粒子をも沈降させる。このため、消散係数は全般に夏季に比べて値は小さく、湖水は澄んでいる。なお、この時期は、塩淡水境界の不在を反映し、中層に懸濁物濃度の顕著な増大は認められない。しかし、海水が網走川を遡上する際に連行して来たと考えられる消散係数一〇m<sup>-1</sup>程度の水塊が底層に存在する。

### iii・塩淡水境界における懸濁粒子の集積機構

これまで夏季には一〇m深の塩淡水境界に、懸濁物濃度の著しい極大が安定して存在することが明らかとなった。また、一〇m水深の試水をミリポアフィルターで濾過し、懸濁粒子をX線回折により鉱物同定した結果、水中に溶解した硫化水素に由来する硫黄の反応が顕著で、次いで石英、さらに滑石の存在が認められた。

石英は流域地質の石英安山岩質の軽石や凝灰岩に起因する他生鉱物である。滑石は農業の増量剤に使われる滑石粉に由来する可能性が高い。

水中に懸濁した粒子が塩淡水境界に集積するための物理機構として、次の三つの要因が考えられる。(i)塩淡水境界への乱泥流の貫入、(ii)塩淡水境界における粒子沈降速度の急激な減少、(iii)塩淡水境界に働く摩擦応力による沈降粒子の保持である。

図4 滞直下の微細堆積構造

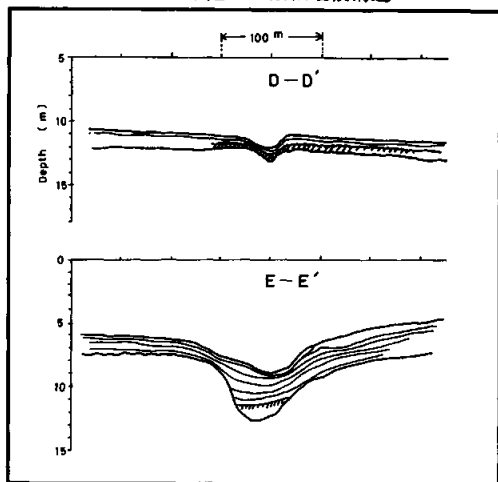
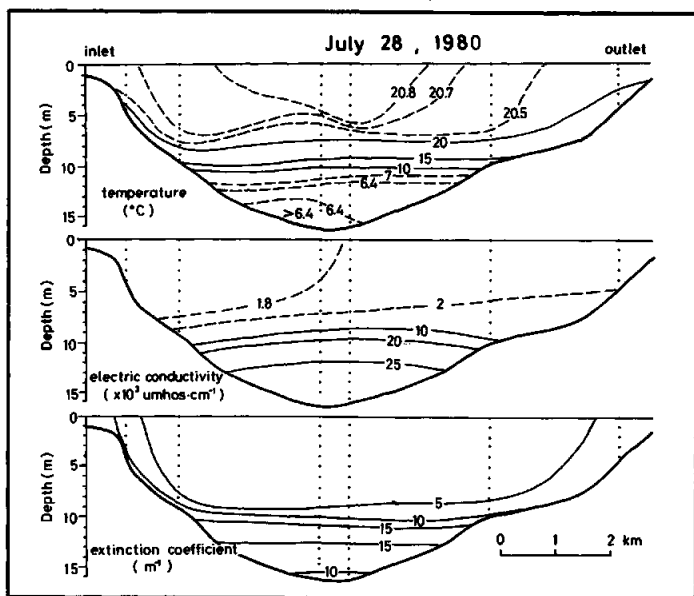


図5 網走湖の中央軸に沿った水温、電気伝導度、消散係数の鉛直分布 (1980年7月)



しかし、七月と同様に、一〇m深に顕著な懸濁物濃度の極大が見られる一九八一年一〇月には、湖は放熱期に当り、明瞭な塩淡水境界を持つ成分成層は存在するが、粘性係数に最も影響を与える水温変化、すなわち、水温躍層はほとんど消失している。なお、沈降速度には主として粘性係数が影響し、密度変化の影響は僅かである。従って一〇m深から湖底に向って、四℃程度の水温低下しかない一〇月末では沈降速度の減少率も小さく、減少率の最大となる深度は懸濁物濃度が極大となる

### (i) 乱泥流貫入の可能性

乱泥流とは湖や海に河川から流入した高濁水や水中地汙りで発生した高濁水が懸濁粒子のため高密度の水塊となって水底を流下する現象であるが、懸濁水塊の密度によつては、これと相当密度の中層に貫入することもある。夏季に懸濁物濃度の極大を示す一〇m水深の密度は一・〇一〇五 $\rho_{20}$ となる。この塩淡水境界に貫入するためには一・八 $\times 10^4$ 程度の高濁水であることが必要であり、湖へ流入する網走川や女満別川の洪水時にもごく希にしか起らず、まして、強い波浪によつて生じる女満別湾での

底質の巻き上げによる濁水では、このような高濃度に達することはない。

従つて、安定して存在する塩淡水境界の懸濁物濃度の極大を乱泥流による貫入で説明することには無理がある。

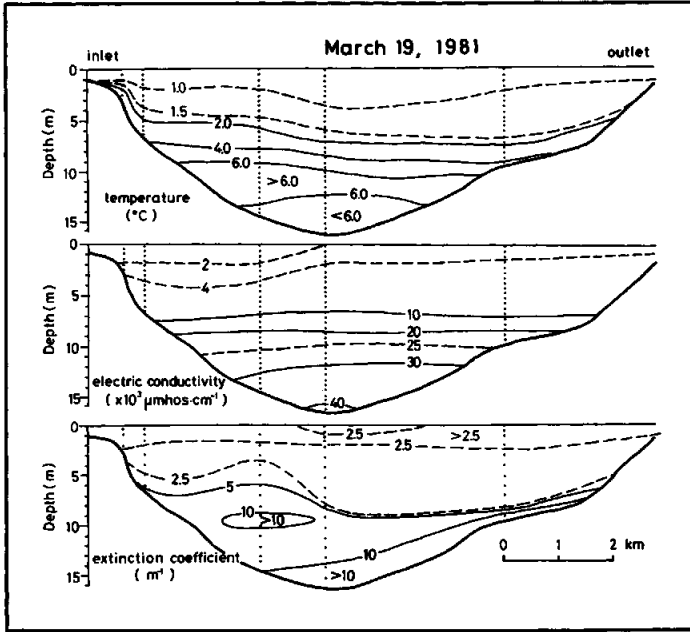
### (ii) 粒子沈降速度の減少

定常的な粒子沈降があるとき、ある水層間で沈降速度が減少すると、この深度の水層に沈降粒子が遅滞することになる。

同一粒子の沈降速度は流体の粘性係数と流体密度に依る。粒子の沈降速度の沈降に伴う変化は、成分躍層

および水温躍層がともに良く発達した一九八〇年七月の例で見ると、沈降速度は淡水層の下面の八m深から湖底まで急激に減少し、各層間の沈降速度減少率の最大は懸濁物濃度が極大となる一〇m深に、ほぼ一致し、一見して一〇m深での懸濁物粒子の集積を説明できたように見える。

図6 網走湖の中央軸に沿った水温、電気伝導度、消散係数の鉛直分布 (1981年3月)



これら三つの鉛直分布図から、湖心部における各水深の粒度組成を図10で見ると、塩淡水境界の上層、下層の懸濁物に比べて、境界では細粒化する傾向とともに、七・七φより細粒部の比率が約九三%と増大している。

これまで塩淡水境界に急激な懸濁粒子の集積を生じる主要因を検討してきた結果、境界面に働く摩擦応力が沈降粒子を保持することが結論された。このような汽水湖特有の堆積過

数および懸濁粒子の平均粒径の鉛直分布を図9に示したが、懸濁物濃度の極大が見られる9m深の塩淡水境界において、粒子径の細粒傾向が認められる。これは、七・七φ以下の細粒子が境界に選択的に保持される結果である。

また、湖心点における各水深の粒度組成を図10で見ると、塩淡水境界の上層、下層の懸濁物に比べて、境界では細粒化する傾向とともに、七・七φより細粒部の比率が約九三%と増大している。

これまで述べて来たように、懸濁粒子が摩擦応力によ

程が、湖底堆積物の粒度組成にどのように反映しているであろうか。

湖底堆積物の粒度組成

湖底堆積物は主としてグラビティコアサンプルにより、数十cm長の表層コアを採取した。なお、沿岸帯の砂礫堆積物の地点ではグラビティでは採取できず、ドレッジを用いた。採取地点は図11に示した湖を横断する六測線を選び、両岸に立てた旗を見通しながら船を走らせ、音響測深機と〇・五m毎の等深線を持つ一万分の一網走湖精密湖沼図(国土地理院発行)によって選定した。

平均粒径は沿岸帯を除いて五φ(三〇μ)〜八φ(四μ)で、平均粒径でシルトの範囲である。また、深度の増加に伴う細粒化傾向が強く、湖心部では極微粒子クレイの含有率が五〇%以上を占めている。

深度と一致せず、やや深い。このように季節を通じて沈降速度の減少で、塩淡水境界における懸濁粒子の集積を説明することはできない。

い 塩淡水境界面に働く摩擦応力による沈降粒子の保持

沈降に抗して粒子を保持する力として、摩擦応力が挙げられる。これまでの実験から、摩擦応力の指標である摩擦速度と同程度の沈降速度の粒子までを保持できることが明らかにされている。

深水層に停滞した塩水層と、その表層を流下する淡水層との塩淡水境界に働く摩擦速度を見積ることにする。調

査を実施した一九八三年一月には、網走湖の流出量から淡水層の平均流速は〇・〇九%で、大坪・福島(一九六〇)が求めた石狩川下流における塩淡水境界の粗度係数一・五七×10<sup>-3</sup>mを用いると、摩擦速度は一・四九×10<sup>-3</sup>gとなる。

これと同等の沈降速度を持つ粒子径は七・七φ(四・八μ)である。この粒子径以下の懸濁粒子は沈降に抗して境界に保持される。

さらに、コールター・カウンターにより、懸濁粒子の粒度分析を実施した。湖心点付近の電気伝導度、消散係

って境界層に保持されるという、汽水湖特有の堆積過程が湖底堆積物の粒度組成にも反映していることが明らかになった。

一方、すでに述べたごとく、冬季の濁水期を除く期間は、約一〇m深に安定して塩淡水境界が存在している。従って、境界に保持され運ばれた微細粒子は塩淡水境界を形成しない一〇m以浅の流出口付近では境界から解放され沈降堆積することになる。近年における網走湖の深水層における塩水化の進行と、流出口近傍の堆積傾向は互いに関連した問題と考えられる。

#### 四、網走湖はなぜ急速に汽水化したか

網走湖は一九三五年頃に境に深水層の塩分濃度が増加し始め、急激に汽水化傾向を強めて来た。黒萩(一九七〇)によれば、これとともに、一九二八年に藻琴湖から

図7 塩分濃度( $Cl^-$ )、水温( $\theta$ )および計算で求めた粘性係数( $\eta$ )、流体密度の( $\rho_f$ )鉛直分布(1980年7月)

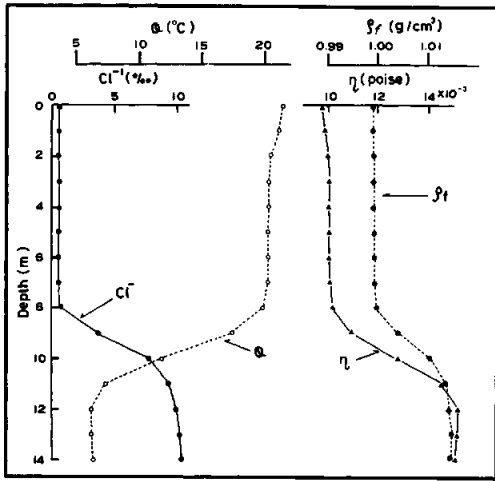
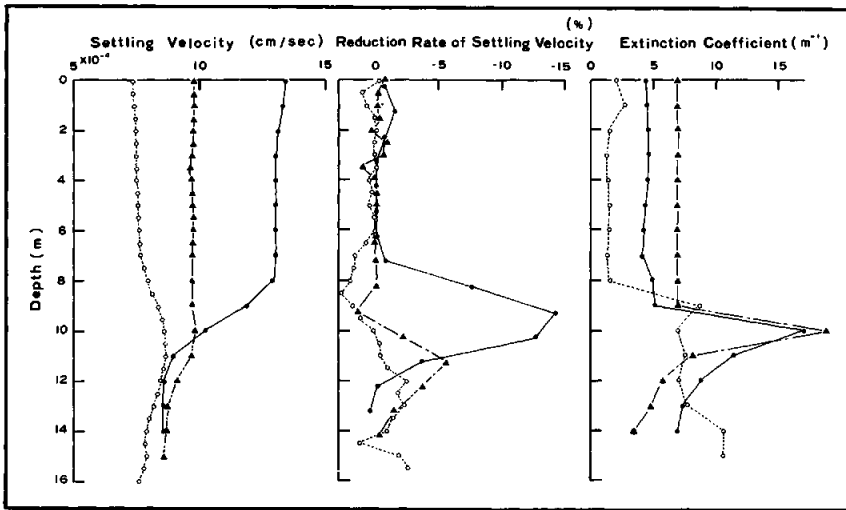


図8 塩淡水境界の懸濁粒子の平均粒径 $4\mu$ について、沈降速度、沈降速度の各層間の減少率(%)および消散係数の水深変化の比較。(●)1980年7月,(○)1981年3月,(▲)1981年10月の測定例



持ち込まれた汽水性のヤマトシジミが急に繁殖し始め、塩分増加とともにヤマトシジミの漁獲量も年々急上昇し、現在ではワカサギなどとともに重要な漁業資源となっている。網走湖の塩水化傾向を最初に指摘した湊・北川(一九五五)は、その原因は網走湖周辺水域の沈降ではないかと推論されている。

七・二kmの流出河道を経て海水遡上の条件は、海水が淡水に比べて高密度のため、水位差に抗して上流へ底層を逆流することにある。従って、河道および湖盆の沈降は遡上を決める直接的条件とはなり得ず、汽水化の原因をわずかな沈降に求めることには無理がある。

平均の湖水標高〇・三五mで、単純に淡水と海水の密度差から海水の侵入深度を見積ると一四mとなる。もちろん、満潮と濁水位とが重なれば流出口の浅部を乗り越えて海水の遡上は充分に可能である。

このように、海水遡上は湖水位と潮位との水位差によるほかに、流出河道の流量にも影響される。河道の底層を遡上する海水の上層には、湖から流出する淡水が流下している。河道の塩淡水境界に働く摩擦応力が遡上する海水を下流に引き戻すことになる。遡上を阻止する働きは流出流量に比例して増大する。

従って、急激な汽水化の原因として、上流域の水利利用の増大などの人為的要因を除けば、自然要因としては、湖への河川流入量の減少をもたらず降水量の減少をまず挙げねばならない。

さらに、考えられる第二の副次的な要因としては、流出河道の流通能力の変化と流出口付近の湖の浅化が考えられる。

現在の湖盆は湖の流出口に向かって急激に浅くなっており、これが濁水期の満潮時に遡上し、湖の深水層に流入した塩水の排出を阻害

図9 湖心点における電気伝導度、消散係数、平均粒径 (Mφ) の鉛直分布 (1983年10月)

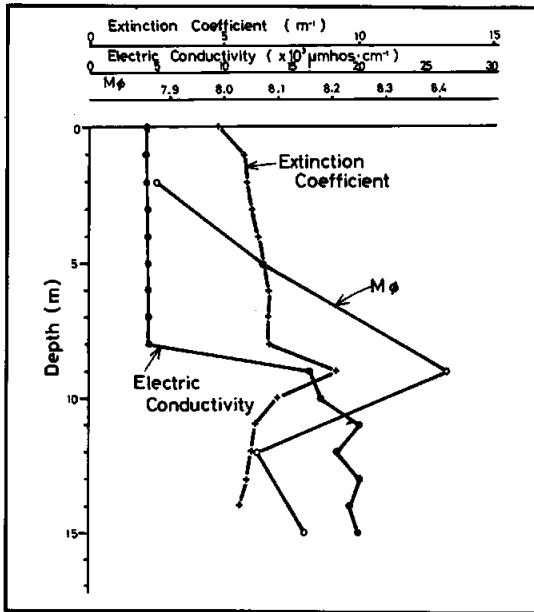
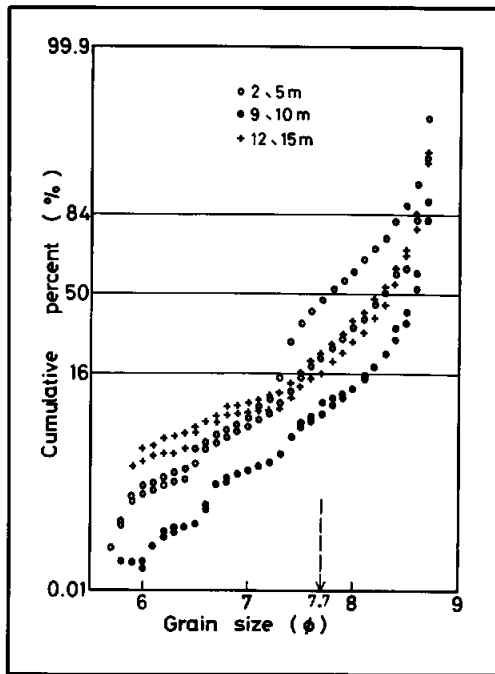


図10 湖心点の各深度における懸濁粒子の粒度組成



しい寡降水時代に  
対応する堆積物の  
細粒化は、コア分  
析の分解能のため  
か認められない。  
ただ、網走湖が  
一九二五年頃を境  
として、底層水が  
〇・一%程度低鹹  
水の湖から一〇%  
以上の高鹹水の湖  
へと急激に変化し  
た事実は、降水量

し、塩水を深部に停滞させ、安定した汽水条件を現出し  
ている。もし、なんらかの原因によって、出口付近の  
堆積が進行したとすれば、これも汽水化傾向の要因の一  
つと考えられる。  
ここで、約二七〇年前からの湖底堆積物コアの分析に  
より、網走湖の環境変遷を考察してみることにする。  
一九八二年一月、水深一六・四mの最深点において、  
湖水上からわれわれが新たに改良試作したりビングスト  
ン型のピストンコアラを用い、湖底下四・三四m深ま  
での不攪乱コアを採取した。その後、北海道開発局網走  
開発建設部、網走湖水質保全調査業務報告書(一九八二  
)によれば、Pb二一〇より求めた表層コアの堆積速度は年  
間一・六cmとなる。従って、ここで採取したコアの末端  
は一七二一年に当る。一方、汎地球的な最後の寒冷期は、

一五〇〇〜一八五〇年の期間で小氷期と呼ばれている。  
われわれが採取したコアは小氷期の後半から現在に至る  
湖環境を物語る貴重な試料である。  
コアについて平均粒径の深度分布(図15)を見ると、  
四・二五m(一七二一年)より三m(一九二〇年)までは  
細粒となっているが、三mより一m(一九二〇年)までは、  
これに比べて、堆積物は粗粒となる。しかし、一m  
以浅、一九二〇年代以降は再び粗粒化する傾向が認めら  
れる。  
小氷期における北海道の降水量については、中尾ら(一  
九七六)が羊蹄山半月湖の水没立木遺物の水収支的評価  
から一七〇〇年代の年降水量は、現在に比べて三・六割  
の減少であったことが知られている。また、山本(一九  
七二)は古雨量資料として有名な朝鮮京城雨量の解析か

ら、京城では一七〇〇年代および一八〇〇年代は著しい  
雨量の減少期に当ることを確かめた。北海道と京城とは  
降水量では正の相関関係にあることから見て、小氷期の  
北海道は寡降水の時代であったと考えられる。  
また、網走地方気象台観測の一八九〇年以降の年降水  
量を五年間の移動平均で見ると、一八九〇〜一九一〇年  
で、平均七三〇mmと降水量の少ない期間に当るが、一九  
一〇〜一九二五年では、一旦、九四〇mmと多雨傾向が続  
くが、一九二五年から現在までは八五〇mmと再び、やや  
減少する傾向にある。  
湖底堆積物の粒度組成と降水量の経年変動との関係で  
は、小氷期の間は細粒堆積物をもたらす寡降水の時代で、  
小氷期が終わるとともに降水量が増加したことが粗粒堆  
積物によって示される。ただ、気象観測時代の一八九〇



図11 湖底表層堆積物の採取地点。等深線(m)

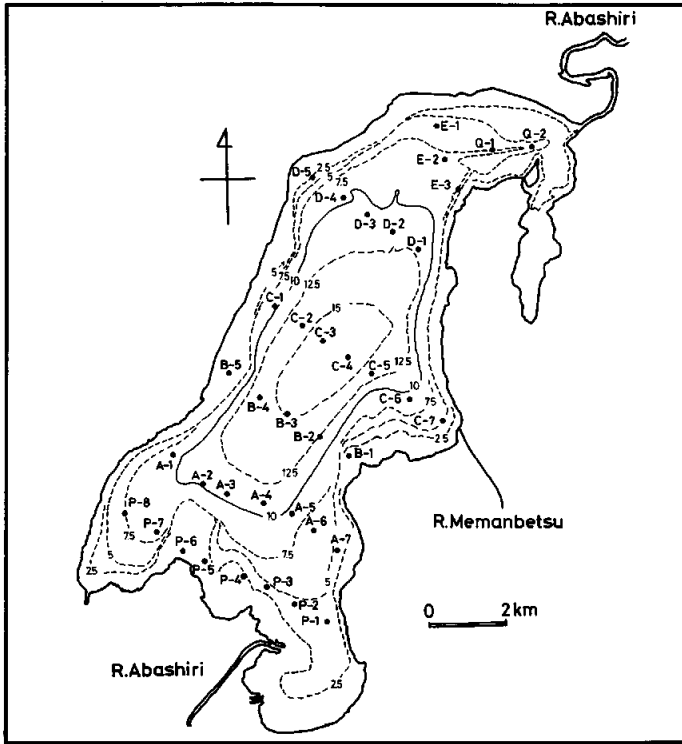


表2 湖底表層堆積物の粒徑パラメーター

平均粒徑;  $M\phi = \frac{1}{2}(\phi_{16} + \phi_{84})$ , 中央粒徑;  $Md\phi = \phi_{50}$ ,  
 分散度;  $\sigma\phi = \frac{1}{2}(\phi_{84} - \phi_{16})$ , 歪度;  $\alpha\phi = (M\phi - Md\phi) / \sigma\phi$ ,  
 尖度;  $\beta\phi = \frac{1}{2}(\phi_{95} - \phi_5) - \sigma\phi / \phi$ ,  
 $\Phi_m$ は累加値%のPhi scaleの粒徑, ★印はドレッジによる採取試料。

Sampling Date	Sampling Site	Depth (m)	Mean Diameter $M\phi$	Sorting $\sigma\phi$	Skewness $\alpha\phi$	Kurtosis $\beta\phi$	Grain Density ( $g/cm^3$ )	Ignition Loss (%)
'82.11.28	P-1 *	3.9	6.76	1.68	0.363	0.574	2.4545	10.2
	P-2 *	4.8	6.92	1.62	0.353	-	2.5020	10.4
	P-3 *	4.8	5.71	2.38	0.417	0.456	2.5521	5.9
	P-4 *	2.6	4.25	1.89	0.468	0.848	2.5577	4.7
	P-5	1.5	-	-	-	-	-	-
	P-6	1.4	-	-	-	-	-	-
	P-7	7.9	7.26	1.72	-0.051	0.731	2.3470	10.7
	P-8	7.5	6.78	2.02	0.257	-	2.4186	10.7
	A-1	9.0	7.42	1.50	-0.184	-	2.4086	13.5
	A-2	10.0	6.72	1.79	0.055	0.416	2.4985	11.8
	A-3	10.5	7.48	1.38	0.036	0.868	2.4598	12.5
	A-4	10.9	7.11	1.61	-0.084	0.594	2.4902	11.9
	A-5	9.1	7.51	1.27	0.042	0.966	2.4479	11.9
	A-6	6.0	6.86	1.75	-0.017	-	2.4945	10.8
	A-7 *	4.2	2.59	0.85	0.138	2.798	2.6602	3.4
	B-1 *	1.7	-0.65	1.92	-0.299	0.141	2.7214	1.3
B-2	12.7	7.62	1.61	-0.231	0.598	2.4755	11.7	
B-3	15.4	8.12	1.38	-0.098	-	2.5408	11.2	
B-4	14.5	7.83	1.70	-0.195	-	2.4886	11.5	
B-5 *	1.0	0.06	2.27	-0.721	0.330	2.8386	1.3	
'82.11.29	C-1	9.4	4.41	2.47	0.625	0.560	2.5491	5.2
	C-2	14.1	7.73	1.87	-0.180	-	2.4837	11.4
	C-3	16.1	6.83	2.02	-0.086	0.335	2.4849	13.5
	C-4	17.0	8.39	1.23	-0.042	-	2.4487	13.2
	C-5	13.9	7.09	1.85	-0.046	-	2.4464	14.6
	C-6	9.0	6.61	1.90	0.272	0.635	2.3873	18.2
	C-7	4.6	5.90	2.25	0.334	0.471	2.3931	12.7
	D-1	11.9	7.64	1.88	-0.158	-	2.4216	12.8
	D-2	12.5	7.17	1.92	-0.164	0.433	2.4172	11.6
	D-3	10.3	7.24	1.68	-0.472	-	2.4479	13.3
	D-4	9.8	6.86	1.49	-0.312	0.392	2.5852	15.2
	D-5	2.9	-0.51	1.87	0.014	0.155	2.6777	11.9
	E-1	6.5	8.40	2.30	0.651	0.406	2.4473	7.8
	E-2	8.5	6.83	2.15	-0.209	-	2.4290	11.2
	E-3	7.5	5.02	3.08	0.544	0.360	2.5688	4.7
	Q-1	6.0	7.15	2.18	-0.208	-	2.4243	11.0
Q-2	6.0	5.67	2.48	0.386	0.386	2.3400	11.6	

の減少、堆積物の細粒傾向と極めて良く、符合している。  
 降水量の減少が渇水期の湖水位を低下させるとともに、湖からの流出量の減少が海水遡上の頻度を高めた結果と判断される。  
 さらに、長い時間尺度の最終氷期から現在までの網走湖の環境変遷を、網走開発建設部が湖心点において採取した四五m長湖底堆積物コアの分析結果について見ると、コアの最深付近(四五m、四八〇〇年B.P.)に泥炭層が見られ、海が遠く退いた最終氷期に湖は湿原状態から始

まったことを示している。コアの塩素含有量を見ると湖底下二〇m深度(二一〇〇〇年B.P.)より急激に増加を始め、一m深(一九二〇年)で極大となるが、以後、現在まで再び減少している。湖水の塩分濃度を反映した湖底堆積物のCl<sup>-</sup>含有量変化は主として氷期から間氷期に至る海面上昇に支配されているが、さらに降水量の経年変動が副次的影響を及ぼしていると考えられる。  
 なお、同コアの珪藻などの微化石分析結果とコア中

のCl<sup>-</sup>含有量とが必ずしも調和的ではないので、今後、さらに精密な諸分析が待たれるところである。  
**五、結語**  
 網走湖では、化学的酸素消費量(COD)が環境基準値を越えたり、アオコが発生するなど水質の悪化が懸念

図12 平均粒径( $M\phi$ )の分布

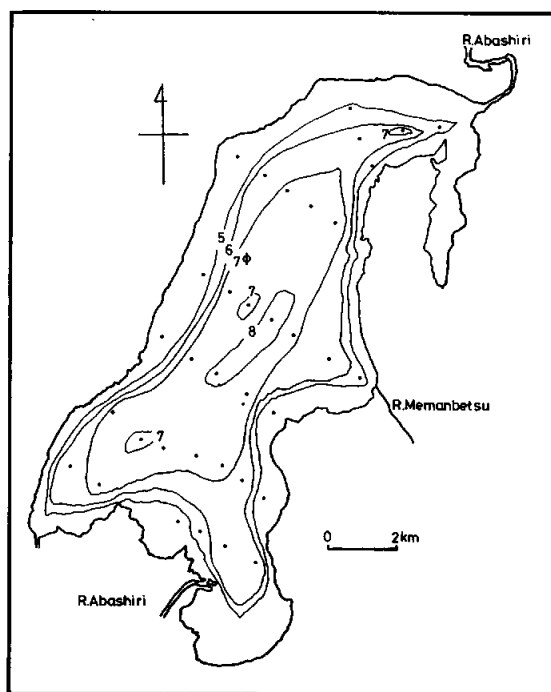


図13 平均粒径( $M\phi$ )と分散度( $\sigma\phi$ )との関係

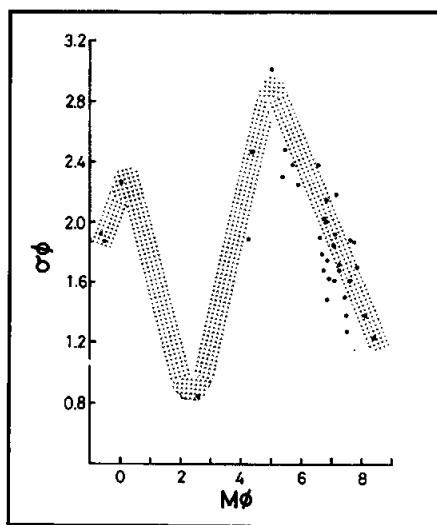
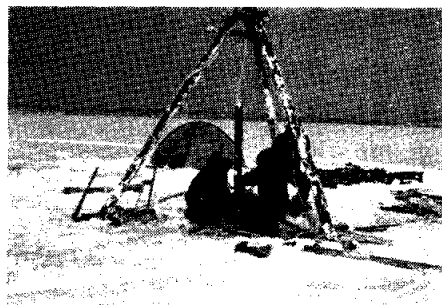


写真1 網走湖水上の湖底堆積物コアリング

(a) 湖底に達するガイドパイプの降下



され、水質保全対策の実施が検討されている。

これまでも、水質汚濁源であるビート工場などの工場排水や生活排水などの改善などの対策が講じられて来たにもかかわらず、現在も環境基準値を下廻るに至らない。

COD増加の自然的要因の一つとして、深水層における塩水の安定した停滞が挙げられるが、一方、これが湖に安定した汽水環境を生来し、シジミを始めとする汽水性の豊富な漁獲量を揚げる結果とな

され、水質保全対策の実施が検討されている。

これまでも、水質汚濁源であるビート工場などの工場排水や生活排水などの改善などの対策が講じられて来たにもかかわらず、現在も環境基準値を下廻るに至らない。

COD増加の自然的要因の一つとして、深水層における塩水の安定した停滞が挙げられるが、一方、これが湖に安定した汽水環境を生来し、シジミを始めとする汽水性の豊富な漁獲量を揚げる結果とな

(b) コアリング作業



(c) コアチューブからのコア押し出し



っている。

水質保全対策のため深水層の塩水停滞を改善するなど、土木事業を軽々しく実施することは極めて危険であり、角を矯めて牛を殺すことのないよう充分な現況調査を行うことはもちろんであるが、さらに遠く網走湖の環境変遷史とその変動機構から学ぶ視点も必要であろう。

最後に、四季を通じてきびしい湖の調査に同行して下さった大勢の方々に心より謝意を表します。

(北大地球物理学教室)

図14 平均粒径(Mφ)と歪度(αφ)との関係

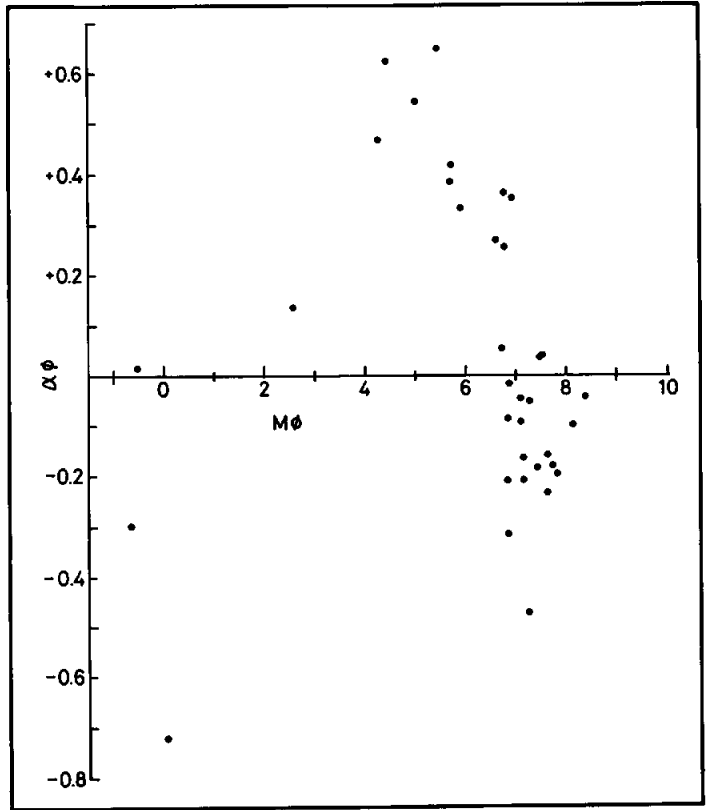
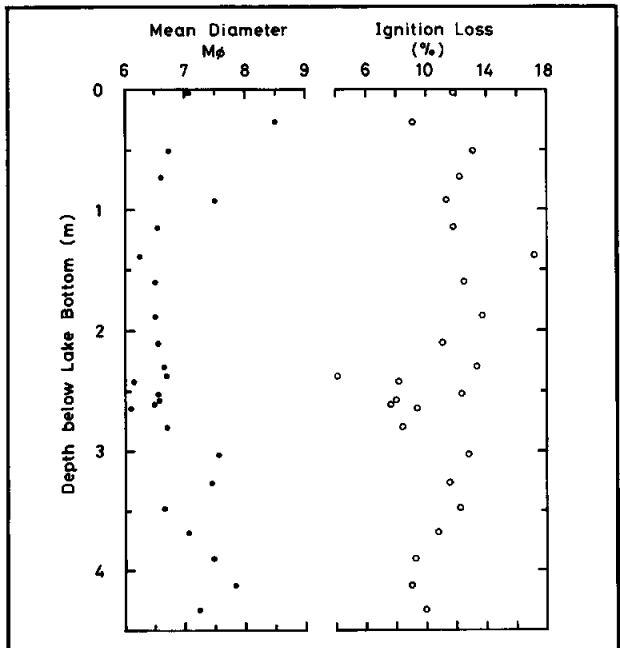


図15 湖底堆積物コアの平均粒径、灼熱減量の深度分布



参考文献

北海道開発局網走開発建設部(一九八二) 網走湖水質保全調査業務報告書 一一五  
 黒田久仁男・黒萩 尚(一九六五) 網走湖の現況と汚水事情について、北大試月報、二二巻七号、三四七―三五九  
 黒萩 尚(一九七〇) 網走湖におけるプランクトンの遷移、北海道さけ・ますふ化場研究報告二四号、一〇―一二四  
 Lerman, A.(ed.) 1978. Lakes, Chemistry, Geology, Physics, P.G.Sly. Sedimentary Processes in Lakes, 65-89

漆 正雄(一九五〇) アバシリ湖周辺の最近の地史、北海道地質要報、一三号、六一―一〇  
 Minato, M., Y.Kitagawa, S.Kumano and S.Sugiyama. 1953. Zur Entwicklung des Abashiri-Sees. Journal of the Faculty of Science Hokkaido University, Series IV, Geology and Mineralogy, Vol.VIII No.3, 259-266  
 湊正雄・北川芳男(一九五五) 海岸湖の鹹度の変化、陸水学雑誌、一七巻一号、一―三  
 中尾欣四郎・大友和雄・川村政和・内田和隆(一九七六) 羊蹄山半月湖の水収支と占降水量の推定、陸水学雑誌、三七巻三号、八五―九二

中尾欣四郎・山下武男(一九七八) ユニフォ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、三九巻二号、六一―六五  
 中尾欣四郎・松原三喜・石井吉之・知北和久(一九八三) 塩淡水境界における懸濁物の集積機構、北大地球物理学研究報告、四二号、一一―一四  
 大島和雄(一九七二) 北海道サロマ湖の後氷期の地史、地質調査所月報、二二号、六一―六二七  
 山本武夫(一九七二) 極東における降水量の長期変動、地学雑誌、八一巻四号、一九九―二〇二