



Title	閉鎖性汽水湖における死水の挙動特性 : 釧路市・春採湖での結氷期観測から
Author(s)	知北, 和久; CHIKITA, Kazuhisa; 福山, 龍次 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 60, 13-28
Issue Date	1997-03-31
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.60.13">https://doi.org/10.14943/gbhu.60.13</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14246">https://hdl.handle.net/2115/14246</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	60_p13-28.pdf



閉鎖性汽水湖における死水の挙動特性  
— 釧路市・春採湖での結氷期観測から —

知 北 和 久

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

福 山 龍 次

北海道環境科学研究センター

坂 本 博 明

環境コンサルタント株式会社

中 路 晃 平

(財) 日本気象協会北海道本部

(1997年1月17日受理)

**Dynamic Behaviors of 'Dead Water' in a Coastal Lagoon, Lake Harutori,  
Kushiro, Hokkaido : Field Measurements for the Ice-Covered Period**

Kazuhisa CHIKITA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Ryuji FUKUYAMA

Hokkaido Institute of Environmental Sciences

Hiroaki SAKAMOTO

Environmental Assessment Co., Ltd.

Kohei NAKAMICHI

Hokkaido Head Office, Japan Weather Association

(Received January 17, 1997)

A coastal lagoon, Lake Harutori (42°58'N, 144°24.5'E; mean water level, 0.63 m asl) is consistently stratified by the lower saline water (Electric Conductivity, EC~3 S/m or Salinity, S~18 ‰). This water, here called 'dead water', is anoxic with dissolved hydrogen sulfide (33–100 mg/l). The water deoxidization results from a direct contact of inflowing ocean water (S~33 ‰) with bottom sediment and water strongly deoxidized, since the relatively dense ocean water enters as density underflows. In order to examine the dynamics of dead water,

continuous measurements of lake currents, water properties, lake level and meteorology were carried out for the ice-covered period of December 1995–April 1996. The ocean water inflow, generated during the high spring tide, occurred three times at the first ice-covered period (December 21–26, 1995, January 4–5, 1996 and January 8–11, 1996) through a creek connected to the Pacific Ocean. Before these ocean water inflows, however, the creek (effluent river, Numajiri River) had drained the upper water excessively, irrespective of the poor freshwater supply from the drainage basin. As a result, at the first ice-covered period, the lake halocline rose from 2.9 m to 1.9 m in depth. This simultaneously induced the ascent of the 'DO-cline' (point of maximum dissolved-oxygen gradient) from 2.3 m to 1.1 m in depth or the upper interface of dead water from 2.8 m to 1.8 m in depth. The thick ice cover (pure ice, 17.5–20.5 cm thick; snow ice, 11–13.5 cm thick) tends to prevent any DO exchange between lake water and open air. Also, the lake only receives the slight supply of DO rich freshwater except in frequent snowmelt runoffs; DO in the upper layer was depleted possibly by aerobic bacteria for the first ice-covered period, and in mid February, the lake became almost anoxic at depths of less than 0.6 m. For the ice-covered period, Lake Haurortri thus offers a harmful condition to the ecosystem, especially, deeply scarlet crucian carp (*Carassius auratus langsdorffii*; Temminck et Schlegel) publicly designated as a precious natural product. Spatial distributions of water properties suggest that the lake currents (1.2–2.0 cm/s) rotating clockwise in the dead water layer is baroclinic under condition that a difference in water density depends on salinity rather than temperature. The temporal variations in flow velocity, however, are controlled by those in water temperature generated by heat conduction in ice and heat diffusion in water or by transmission of solar radiation.

## I. はじめに

四方を海によって囲まれた我が国の海岸部では、最終氷期～後氷期の海水準変動に対応し、海退や低い海水準時には陸水の下刻作用による谷の形成、海進・高い海水準時には湾入堆積や溺れ谷の形成、という営力変動を繰り返してきた。沿岸汽水湖の一つ春採湖は、今から約2,000年前（縄文時代晩期末）、海退に伴う湾口での漂砂堆積によって最終氷期に下刻された谷が外海と隔てられ形成された海跡潟湖である（岡崎ら, 1974）。海水位が湖水位より高い大潮時に、平時の流出河道を遡上して海水が流入し、下層には停滞した無酸素塩水層（死水層）が形成される。この層は還元状態が強く、硫酸還元菌による海水中の硫酸イオンの還元から生じた硫化水素を含む。吉村(1937)の観測（1936年9月）では、死水層底部（水深8 m）で硫化水素濃度670 mg/lという世界一の記録を示した。当時、春採湖は死水層上界面の深さ（約3 m）は現在と余り変わらないが、平時は明瞭な流出河川をもたない閉塞湖であった（吉村, 1937；岡崎ら, 1974）。これから、当時は強い海風による高波で海水が流入したか、または、陸水流入による湖水位上昇で沼尻部が開口し、これによる湖水位低下後、漂砂によって再び閉塞される前に海水が直接流入したことが考えられる（中尾, 1990 参照）。結果として、硫化水素の高濃度（還元状態の強化）の原因として、吉村の観測当時、湖は閉塞型で海水の流入頻度が低く、しかも湖容積が1989年現在の約3.2倍あったこと（春採炭鉱からの選炭廃水流入による著しい埋積が1953年にはじまった）によって、流入

海水の滞留時間がかなり長かったことが上げられる (Fig.1(a)参照)。

死水層の形成過程として、下層の塩分が海水塩分の約 1/2 であることから、相対的に高密度の海水が底層密度流 (density underflows) として流入し、短時間で還元状態の強い底質や底部水体に接触・混合し速やかに溶存酸素を失うことが考えられる(底層密度流の挙動については、例えば Chikita et al., 1996 を参照)。こうした状況は冬期にも起こるが、陸水供給の乏しいこの時期は、海水流入後の上層水流出によって、死水層上界面が相対的に上昇する。さらに冬期～春期は、厚い湖水により大気との酸素交換がなく、溶存酸素に富む陸水の供給がわずかなため、上層の溶存酸素も低下することが考えられる。このため、結氷期における死水や上層水の挙動を知ることは、生態系、特に 1937 年に国の天然記念物に指定されているヒブナ (*Carassius auratus langsdorfii*; Temminck et Schlegel) の生存に係わる重要な問題である。

他方、海水遡上時に海藻が河道に搬入され、これによって外海に面した河道先端のボックス・カルバート口が閉塞されることが、この 4 年間で年 11~27 回生じている(釧路市道路河川課, 資料)。この河口閉塞は大潮後の上層水流出を抑えて、これに伴う下層からの連行による塩分流出を

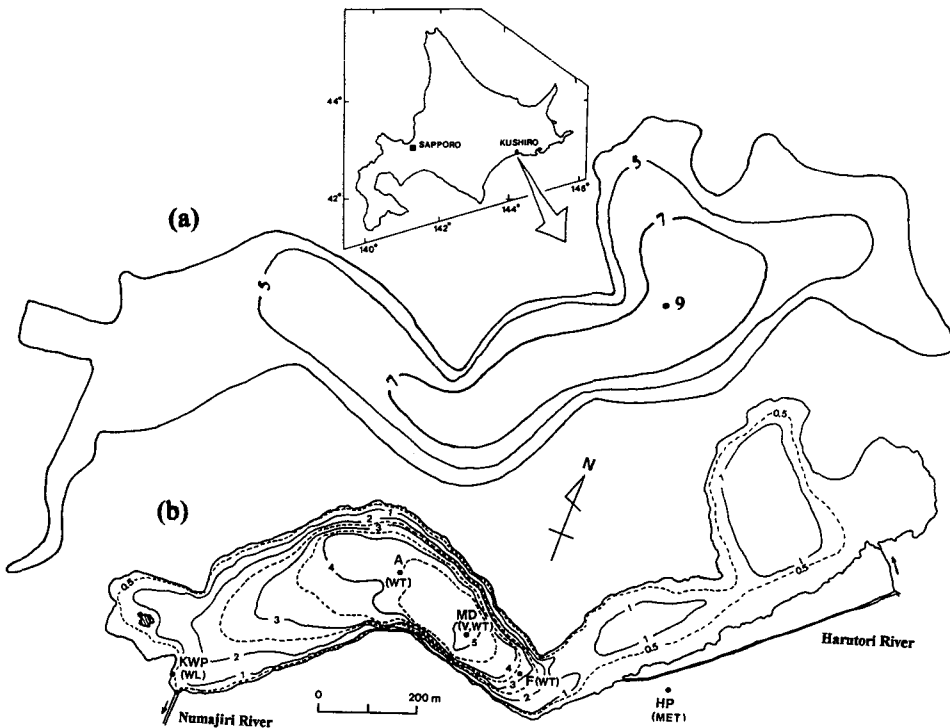


Fig. 1. Location of a coastal lagoon, Lake Harutori, Hokkaido and bathymetric maps of (a) 1938 and (b) 1989. The water volume of 1938 is about three times as great as that of 1989. Locations of observation sites, A, MD, F, HP and KWP and their measuring factors are shown on the 1989 bathymetry. The labels 'WT', 'V', 'MET' and 'WL' indicate continuous observations of water temperature, flow velocity, meteorology and lake water level, respectively at the observation sites. Contours; water depth in m.

妨げ、下層水の滞留時間を増大させる。

ここでは、結氷期に実施した観測結果をもとに、厚い湖水により風の影響がなく、吹寄せ(setup)や内部静振が発生しないと考えられる場で、死水がどのような挙動をするかを明らかにする。

## II. 流域の概要と観測方法

春採湖(北緯 42°58′, 東経 144°24.5′:湖を含まない流域面積 4.25 km<sup>2</sup>)は、釧路市東部に位置する海跡潟湖で、1989年現在、平均湖面標高 0.63 m, 湖水面積 0.36 km<sup>2</sup>, 最大水深 5.7 m, 平均水深 2.3 m, 湖容積 8.45×10<sup>5</sup>m<sup>3</sup>である。流域地質は、第三紀～第四紀洪積世の堆積岩および沖積層で、前者は湖周辺の比高 40～50 m の台地上及びその斜面に広く分布する(岡崎ら, 1974)。流入河川は春採川のほかチャランケ川, 柏木川があるが、夏期には春採川の流入量が全体の約 80% を占める。冬季の陸水供給はわずかであるが、一時融雪によって主に春採川から流入がある。Fig. 1(b)では、春採川の河道は湖への流入前に二分されているように見えるが、湖央に注ぐ河道(人工放水路)からの流出は出水時でもほとんどない。このため、冬期渇水期も春採川流入は内陸側河口からのみである。平時の流出河川は沼尻川で、約 500 m 長の河道を経て太平洋に注ぐ。この河口末端部は約 150 m 長のボックス・カルバートで、海水遡上時には大量の海藻が搬入され、この水路を頻繁に閉塞する(年 11～27 回)。河口閉塞の解除は、人為的な海藻除去によってのみ行われる(釧路市道路河川課, 私信)。

観測は 1995 年 12 月～1996 年 4 月の結氷期に実施したが、その観測点の位置を Fig. 1(b)に示す。MD 点(最深点;水深 5.7 m)では、1996 年 1 月 22 日に死水層中央(4.1 m 深)に水温計付き電磁流速計(横河ナビテック KK 製, model EMC300:精度, 水温±0.02℃及び流速±0.5 cm/s)を、塩分躍層(1.8 m 深)に自記式水温計(アイスランド国 Hugrun KK 製, Seamon mini:精度±0.03℃)をそれぞれ係留設置し、水平速度・水温を 10 分ごとに測定した。同様に A 点(水深 4.6 m)では、塩分躍層(1.8 m 深)に自記式水温計(米国オンセット・コンピューター KK 製, Optic Stow Away:精度±0.1℃)を、F 点では死水層内鉛直 2 点(2.3 m 深と 3.4 m 深)に自記式水温計(それぞれ Seamon mini, Stow Away:精度, それぞれ±0.03℃, ±0.1℃)を設置し、それぞれ 10 分, 10 分, 1 時間ごとの水温時系列データを得た。これらの測器は、1996 年 4 月 2 日または 5 月 16 日に回収し、ラップトップ・コンピューターを用いデータ転送した。

他方、MD 点では毎月 1 回、水温・電導度・溶存酸素濃度(DO)の鉛直プロファイル(0.2 m 深ごと)を電導度計・DO 計で求め、A 点では毎月 1 回、1 m ごとに水温・電導度・DO のほか、採水により硫化水素・硫酸イオンなど各化学成分を定量分析した。流速計の設置・回収時には、A, F 点でも 0.2 m 深ごとに水温・電導度・DO の鉛直測定を行い、さらにこの時、A, MD, F 点で積雪深, ゆき氷, 透明氷の厚さを計った。得られた電導度の 25℃換算値(EC 25: S/m)から、塩素量(Cl: g/l)を回帰直線( $Cl = 3.36764 \cdot EC\ 25 - 0.2476$ ;  $r = 0.9989$ )から求め、さらに硫化水素濃度が低かったため海水の化学組成比と同じとして塩分 S (%)を  $S = 0.030 + 1.8050 \cdot Cl$  (但し, Cl の単位‰: Neumann and Pierson, 1966)から求めた。HP 点では気象要素(気温・湿度・日射

量・風向風速)を1時間ごとに測定し、KWP点では湖水位をフロート式水位計(精度 $\pm 1$  cm)で求めた。

### III. 結 果

#### 1. 湖水位と潮位の変動

1995年12月～1996年4月の結氷期間は、目視により1995年12月13日に湖の全面結氷、1996年4月10日に全面開水と判断された。Fig. 2は、1995年12月1日～1996年4月29日間の1時間ごとの湖面変動と釧路港での潮位変動(いずれも海拔高度; m asl)を示す。全面結氷頃から湖水位は風による短周期の変動がなくなり、その変動は、高位の大潮時の海水流入と融雪による陸水の流入、及びこの時の河口閉塞の状況に支配される。湖水位は、12月初旬の大潮時に海水の流入によって上昇し、潮位低下から3日遅れの12月9日から湖水位が低下している。この遅れは、海水流入により一時的な河口閉塞があったが、海藻除去によって12月9日にそれが解除され、12月11日まで流出があったことを示す(釧路市道路河川課, 資料)。しかし、全面結氷以後は1996年2月12日まで、湖面より高位の大潮があるにもかかわらず、水位は0.9～1.7 cmの上昇のみで低下は全く認められない。これは河口閉塞がこの期間継続して起こっているを示し、高位の大潮時には部分的に海水が流入するが、潮位が低下しても湖水流出は起こらないという閉塞状態にあることを表す。これは明らかに、海水流入による下部塩水層の拡大をもたらす。

2月12日～3月7日間の湖水位上昇は、気温上昇に伴う流域からの融雪水流入が原因と考えられる(Fig. 3)。この河口閉塞は海藻除去によって3月28日に解除され、翌日から水位低下が認め

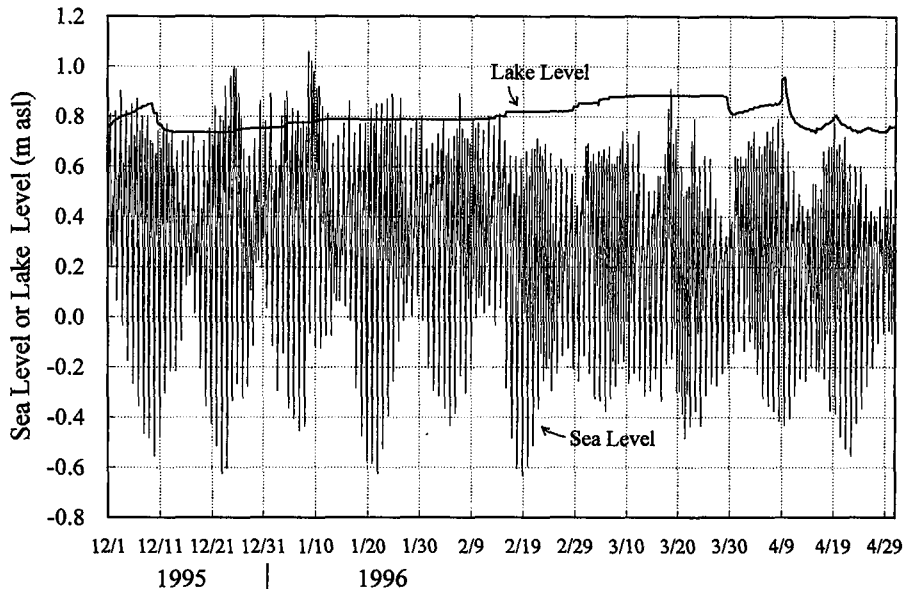


Fig. 2. Temporal variations of lake level at site KWP and sea level at Kushiro Bay recorded at 1 h intervals for December 1, 1995–April 30, 1996.

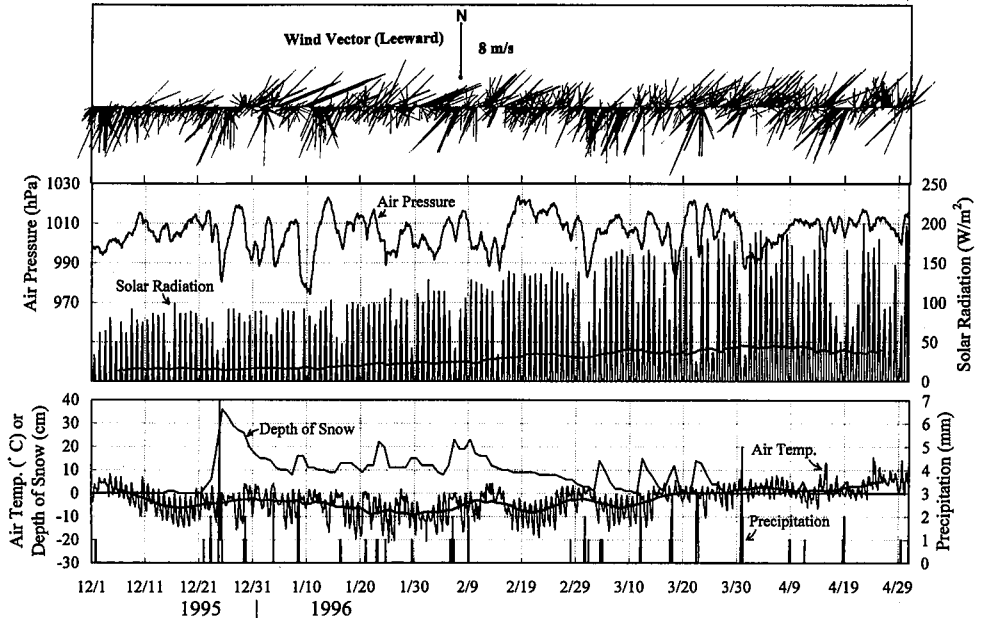


Fig. 3. Meteorology (wind, solar radiation and air temperature) at site HP observed at 1 hr intervals for December 1, 1995–April 30, 1996. Air pressure, precipitation and depth of snow were measured at the Kushiro Meteorological Observatory. The depth of snow is that at 9 a.m. every day. The 10-day smoothing for solar radiation and air temperature is shown by thick solid lines.

られた。しかし3月30日以後は湖水位に短周期変動が見られ、開水が進んで風の影響が現れたことがわかる。また、3月30日に河口閉塞がはじまり、さらに3月30日～31日に総雨量22 mmの降雨があったため融雪出水と重なって、3月30日以後、湖水位が上昇している。しかし、4月9日には海藻が除去され、同日水位は急激に低下した。その後は4月16日と4月24日に河口が閉塞し、降雨出水を含む陸水供給に対応した水位の上昇がみられた。これらの閉塞はそれぞれ4月19日と4月25日に解除され、水位は低下した(釧路市道路河川課, 資料)。なお, Fig. 3はHP点で得られた気象データを1時間ごとに示すが、気圧・降水量・積雪深は釧路地方気象台での記録であり、積雪深は毎日午前9時の値を示す。またこの図では、湖水温に影響すると考えられる日射量・気温について10日間移動平均を太い実線で示している。

## 2. 水質構造の時間変化

Fig. 4は、MD点で得た水温・電導度(25°C換算値)・溶存酸素濃度(DO)の鉛直分布を示す。1995年12月8日プロファイルは完全結氷前であり、Fig. 2から海水進入直後の分布を表す。春採湖近くの農林水産省北海道区水産研究所の観測から、進入した海水は温度約8°C、塩分約33‰と判断される。12月8日の電導度は底部(5.2 m深)で3.1 S/mであり、これは塩分18.4‰に相当する。これから相対的に高塩分で高密度の海水が、“底層密度流(density underflow)”として湖底に接し

流入したことは間違いない。Fig. 4 の分布では、水深 5.2 m から湖底(水深 5.7 m)まで測定されておらず、12 月 8 日プロファイル下端で、相対的に高電導度・低温の水塊が捉えられていないことから、MD 点ではこの底層流の厚さが 0.5 m 以下であったことが推測される。12 月 8 日では結氷が不完全で風による混合がさかんであり、このため上層の汽水層の水温・電導度は、それぞれほぼ一様の 1.4~2.0°C、0.52~0.53 S/m(塩分 2.72~2.79 ‰相当)を示す。またこのときの DO は、水深 2.8 m より深部で定量限界値 0.5 mg/l 以下と無酸素状態にあった。DO の鉛直分布から、この躍層は水深約 2.3 m にあり塩分躍層より 0.6 m 上方で、上層では 14.7~16.4 mg/l でほぼ一様であることがわかる。

1996 年 1 月 22 日では完全結氷状態にあり、12 月 8 日の分布と比較すると、塩分躍層が水深 2.9 m から 1.9 m に、DO 躍層が 2.3 m から 1.1 m にそれぞれ大きく上昇したことがわかる。これは 1995 年 12 月 8 日~1996 年 1 月 22 日の間に、海水流入がありその後に表層水流出があったか、または、表層水流出が先にありその後に海水流入があったことが考えられる。Fig. 2 からは、12 月 9~12 日の湖水位低下に対応する表層水流出とその後の 12 月 21~26 日、1 月 4~5 日及び 1 月 8~11 日の海水流入によって、躍層の上昇が起こったと判断される。12 月 9~12 日の湖水位低下は、12 月 9 日の海藻除去による河口閉塞解除が原因である(釧路市道路河川課、資料)。実際、1 月 22 日の水深 3.5 m より深い層の塩分は、12 月 8 日のそれより 0.8~1 ‰高く、水温も 1.1~3.

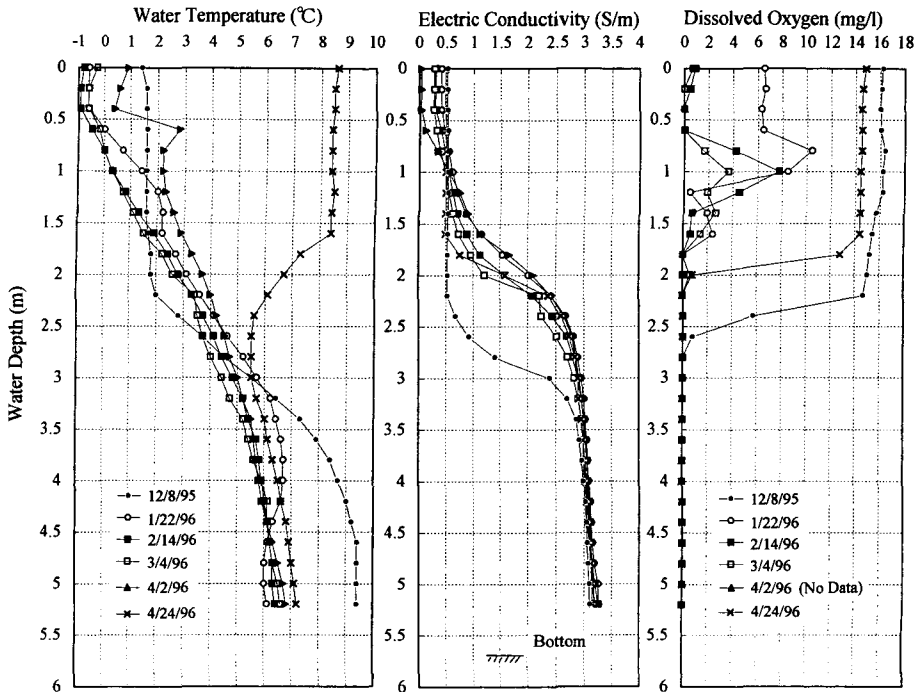


Fig. 4. Vertical profiles of water temperature, electric conductivity at 25 °C and dissolved oxygen obtained at site MD on December 8, 1995, January 22, 1996, February 14, 1996, March 4, 1996, April 2, 1996 and April 24, 1996.

4℃だけ低下しており、これらの差は深部でより大きい。これは、相対的に高塩分・低温の海水が底層に流入したことを意味する。12月8日以後のDO分布から、結氷後は上層の溶存酸素が減少するが、これは大気との酸素交換がない状態での好気性細菌の呼吸による酸素消費が考えられる(北海道大学工学部・橘 治國博士,私信:岩瀬,1988を参照)。この消費は特に0.6m以浅で大きく、2月14日にはほぼ無酸素の状態になった。結果として、結氷期は0.8m~1m深にDO極大が現れる状態で酸素消費が続き、下部死水層の上昇と共に生態系にとって極めて劣悪な条件にあることがわかる。

海水流入は上述の三期間以後、河口閉塞の状態では潮位が低下したため結氷期には起こらず、また融雪出水も小規模のため、2月14日と3月4日の電導度・水温はほぼ同様の分布を示す。しかし3月28日に閉塞が解除されて上層水の流出が起こり(Fig.2)、これに伴う連行(entrainment)によって4月2日の塩分躍層(1.7m深)は3月4日のそれ(2.1m深)に比べ上昇している。また、4月2日は沿岸の一部を除きほぼ全面結氷の状態にあったが、3月30日~31日の降雨流出(総雨量22mm)と湖水融解により表層の電導度は0.04 S/mと淡水に近かった。3月4日~4月2日の期間は、降雪・融雪・無積雪が繰り返され、気温が0℃を超えはじめる時期であった(Fig.3参照)。これから、積雪・湖水の変質と融解による日射の透過量増大、及び3月30日~31日の降雨流出によって、4月2日は3月4日に比べ、水深3.6mより上層で水温が上昇したと判断される。4月24日には既に全面開氷の状態では、その鉛直分布は水温・電導度・DO共に1.6m深まで一様で、風による混合が盛んである。しかし下層は密度的に安定し、水温分布から、風による乱流拡散の影響はせいぜい水深3mまでと判断される。このときのDOは、大気との交換により、全面結氷前の12月8日の水準まで回復している。

Table 1は、A点(水深4.6m)での水温、DO、電導度(25℃換算値)及び採水に基づく化学分析の結果である。DOが0.5 mg/l(定量限界)未満の死水層に対応し、硫化水素濃度33~160 mg/lの値を示すが、これは水深が増すほど増加している。水深が増すほど塩素量が増えるため、海水の化学組成を考慮すると本来は硫酸イオンも増加するはずであるが、12月8日と1月24日では逆に減少しており、これは還元状態での硫酸還元菌による硫化水素の生産がさかんであることを示す(伊藤ら,1992)。特に、12月8日の底部は8.9℃と高温で、硫酸還元菌の働きが活発であり、水深4mで硫化水素濃度160 mg/lという高い値を示した。しかし、2月14日の硫酸イオンは水深3mと4mで同濃度であり、3月4日には逆に4mで増加している。これは硫酸還元菌の働きが低温のため抑えられてきていることを意味し、実際、水深4mの硫化水素濃度は、2月14日以後減少している。

### 3. 水質構造の水平分布

Fig.5は、自記式水温計・流速計を設置した1996年1月22日、及びこれらを回収した4月2日におけるA、MD、F点での、水温・電導度(25℃換算値)・DOの鉛直分布を示す。但し、4月2日はDOは測定せず、A点については、同日氷が柔らかく危険のため、氷上測定はできなかった。

**Table 1.** Physical and chemical properties of lake water at site A. The labels 'WT', 'DO' and 'EC25' indicate water temperature, dissolved oxygen and electric conductivity at 25°C, respectively.

Date	Depth(m)	WT(°C)	DO(mg/l)	EC25(S/m)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	Ca <sup>+</sup> (mg/l)	H <sub>2</sub> S(mg/l)
December 8, 1995	0	1.8	14.8	0.518	1330	170	69	<0.5
	1	2.0	15.4	0.520	1340	170	65	<0.5
	2	2.1	15.2	0.522	1390	180	67	<0.5
	3	5.4	<0.5	2.25	7730	1000	190	54
	4	8.9	<0.5	2.95	9490	980	240	160
January 24, 1996	0	0	9.3	0.406	1000	150	90	<0.5
	1	1.3	6.0	0.595	1710	210	83	<0.5
	2	3.3	<0.5	1.91	6410	760	190	6.4
	3	4.8	<0.5	2.93	8910	1100	190	80
	4	5.9	<0.5	3.08	9690	1000	210	83
February 14, 1996	0	-0.6	1.2	0.254	617	100	89	<0.5
	1	0.1	9.5	0.520	1440	190	110	<0.5
	2	2.1	2.3	1.57	4860	230	190	<0.5
	3	4.1	<0.5	2.88	9140	1000	290	33
	4	5.8	<0.5	3.06	9470	1000	320	100
March 4, 1996	0	-0.3	1.8	0.236	582	93	74	<0.5
	1	0.2	6.8	0.481	1630	160	120	<0.5
	2	1.9	0.8	1.18	3040	210	230	<0.5
	3	3.7	<0.5	2.81	8950	1000	260	39
	4	5.5	<0.5	3.05	9580	1200	250	95
April 24, 1996	0	8.5	14.4	0.480	1350	170	78	<0.5
	1	8.3	13.3	0.484	1340	180	76	<0.5
	2	6.4	1.6	2.04	6270	780	200	<0.5
	3	7.3	<0.5	2.84	9000	1500	240	74
	4	7.7	<0.5	2.98	9650	1600	250	89

た。1月22日の水温分布から、同水深について海側A点から陸側F点に向かい、下層で水温が増加していることがわかる。この原因として、相対的に低温の海水流入がA点からMD点に向かって底層で起こったこと、またF点からA点に向かい湖水上の積雪深が減少し、気温低下に伴う積雪・湖氷内の熱伝導と湖水中の熱拡散（おそらく分子拡散）による冷却がより進んでいることが上げられる（Table 2）。実際、冷却進行の度合いを示す透明氷の厚さは、A点で最も大きく20.5 cmであった。地点による積雪深の違いは、1月の降雪時は南西～西南西の陸側に向かう風が吹き（Fig. 3）、雪粒子が内陸方向に移動しながら堆積したことが原因と考えられる。但し、Table 2から、1月22日の積雪深は釧路地方気象台の値12 cmよりかなり小さい。これは、結氷期初期の降雪が、ゆき氷の形成に使われたためと考える。

1月22日の下層の電導度はA点で最も高く、水深1.8～3.6 m間平均2.65 S/m（塩分15.7‰相当）、MD点で2.63 S/m、F点で2.64 S/mであった。この差は、A点が海水が流入する沼尻川に近く、また結氷期での水平方向の塩分拡散が弱いことが原因と考えられる。しかし、陸側F点

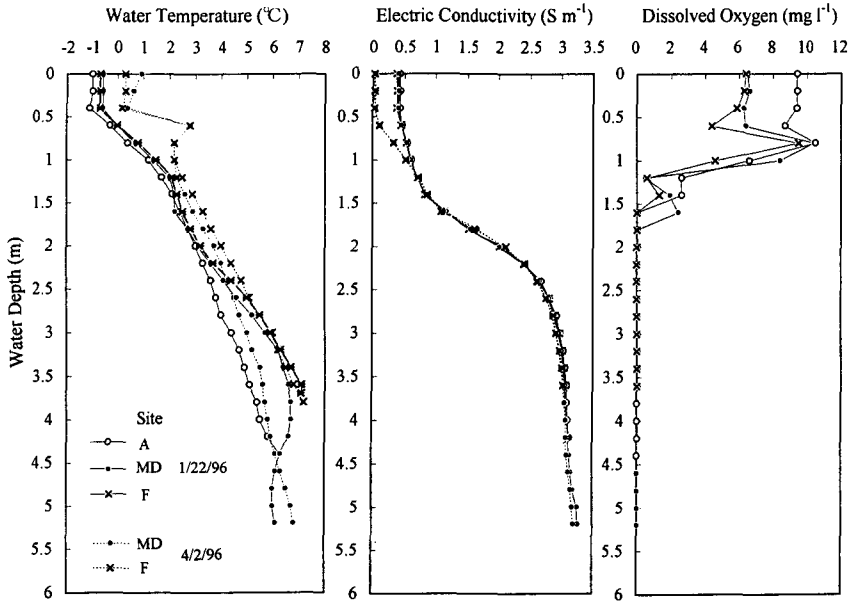


Fig. 5. Vertical profiles of water temperature, electric conductivity at 25 °C and dissolved oxygen obtained at sites A, MD and F on January 22, 1996 and at sites MD and F on April 2, 1996.

Table 2. Thicknesses of snow, snow ice and ice at sites A, MD and F. The snow ice and ice of April 2, 1996 were relatively soft and fragile.

Date	Site	Snow (cm)	SnowIce (cm)	Ice (cm)
January 22, 1996	A	8.0	11.5	20.5
	MD	8.8	11.0	19.0
	F	9.0	12.0–13.5	17.5–19.0
April 2, 1996	A	—	—	—
	MD	0	2.0–9.0	16.0
	F	0	0	22.5

の電導度がMD点よりわずかに高く、この原因については今のところ不明である。また、DOは上層でA点からF点方向に減少している。これは、沼尻川河道沿いに注ぐDOに富む生活排水が、河口閉塞状態では逆流し、湖水に流入していることが原因と考える。

4月2日の水温分布から、下層のMD~F点間の温度差は1月22日に比べさらに広がり、F点でより高い値をとる。これは、この時期積雪がなくなり湖水構造の違いによる日射透過の差が現れて、F点では全て透明氷のため日射による受熱が盛んであったことが考えられる (Table 2)。一方、電導度は両点間でほとんど差がなく、水深1.8~3.6 m間平均2.63 S/mであった。これは1月22日以後海水流入がなく、塩分の水平拡散が進行したことをうかがわせる。

## 4. 水温・流速の時間変化

Fig. 6はA, MD, F点で得られた1996年1月24日～4月2日間の1時間データに基づく水温時系列を示す。A, MD点の1.8 m深は結氷期での塩分躍層付近に位置し (Fig. 4 参照), 死水層に対する気温低下による放熱や日射による受熱の様子を知ることができる。1.8 m 深では, 結氷期間を通し A 点の水温はほぼ常に MD 点より低く, 特に1月29日～3月4日の期間は, 0.4～0.5℃と測定精度以上の有意な差がある。A 点がより低いのは, 熱伝導率( $\kappa$ )の小さな積雪( $\kappa \sim 2.6 \times 10^{-4} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{°C}$ )が A 点で薄く (Table 2), 気温変動に伴う熱伝導と熱拡散とによる冷却がより盛んであるためと考える。実際, この期間の MD 点の水温変動は, Fig. 3 に示す気温の10日間移動平均 (太い実線) と5～7日遅れで同様の傾向を示し, 死水層が放熱状態にあると判断される。3月4日以後, A, MD 点で温度が上昇し, 同様の傾向で推移する。この MD 点の変動は, 10日間移動平均の日射量の変動と似ており (Fig. 3), さらに A 点間との差が3月4日以前より小さいことがわかる。また, 測定精度が MD 点と等しい F 点 (2.3 m 深) の変動をみると, 短時間の昇温が3月5日, 3月18日, 3月28～29日で同時に起こっている。以上から, 3月4日以後は湖水上の積雪融解によって日射透過が盛んになり (Fig. 3 の気温・積雪深に着目), 水温変動が気温よりも日射によって支配されていると判断される。

MD 点 4.1 m 深と F 点 3.4 m 深の変動から, 死水層内部の温度はほぼ一定で, その変動幅はせいぜい0.5℃である。この安定した水温状態は, 結氷期は夏期に比べ湖水や積雪により日射透過量が乏しく, さらに風による熱の乱流拡散がないこと, また今回の場合, 海水流入がなかったことが要因と考えられる。

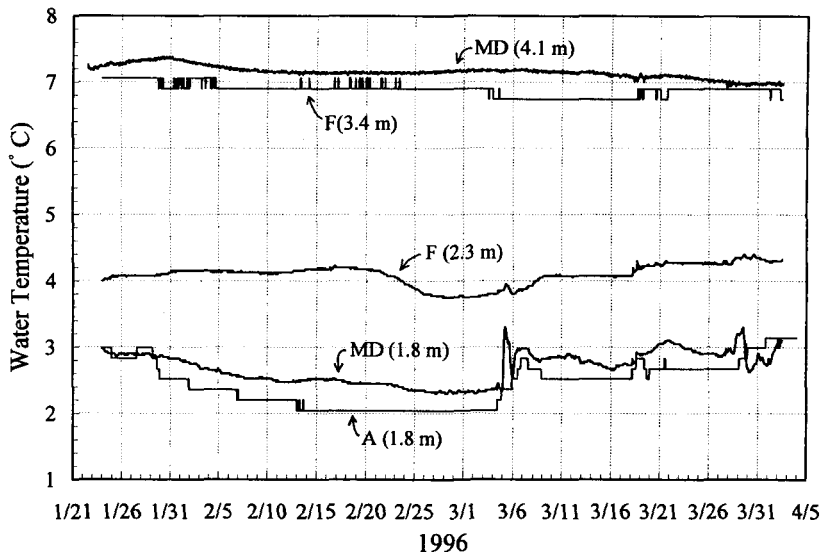


Fig. 6. Time series of water temperature at a depth of 1.8 m at site A, at depths of 1.8 m and 4.1 m at site MD and at depths of 2.3 m and 3.4 m at site F for the ice-covered period January 24 to April 2, 1996. The lines are drawn from the data at 1 hr intervals

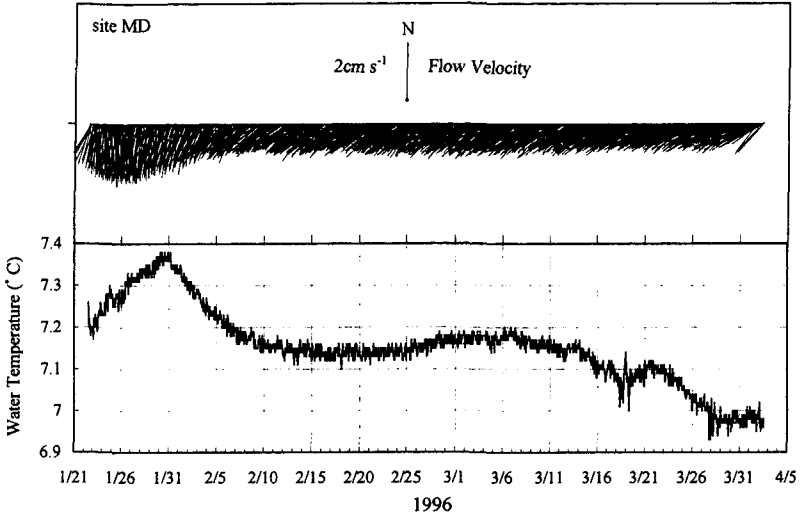


Fig. 7. Time series of flow velocity and water temperature at 4.1 m depth of site MD for a period January 22 to April 2, 1996.

Fig. 7 は、MD 点の死水層内 4.1 m 深で得られた水平流速ベクトルと水温の時系列を示す。流速は測定誤差 $\pm 0.5$  cm/s を超え 1.2~2.0 cm/s で変動し、その流向は南~南西方向とほぼ一定である。これは、MD 点で時計回りの水平流があることを意味し、この流れが駆動される物理機構を明らかにする必要がある。

水温が 7.2°C より下がる 2 月 6 日以後、水温がほぼ一定となり、これに対応して流向が南から南西へと変化し流速も減少して、同日以後はほぼ一定速度を維持している。Fig. 5 の 1 月 22 日プロファイルを用い、A, MD, F 各点の静水圧 ( $\int_0^z \rho g dz$ ;  $\rho$ , 塩分・水温を考慮した湖水密度;  $g$ , 重力加速度;  $z$ , 水深) を計算すると、同水深で  $F < MD < A$  の関係があり、この圧力勾配が死水層の流動を駆動していることが考えられる。つまり、流れとして傾圧流 (baroclinic current) が考えられる。但し、この場合、各点間の密度差は水温より塩分によって支配されている。そのため、ここで流速と共に電導度の時系列が得られていないのは残念であるが、上記の水温との対応は、水温変動も速度変動の一因として上げられ、Fig. 5 に示す水温分布の水平方向の偏りの時間変化が、この水平流の変動を引き起こす要因と考えられる。

Fig. 7 の流速  $U = 1.2 \sim 2.0$  cm/s を用いロスビー数  $R_0 = U/fL$  ( $f$ , コリオリ因子;  $L$ , 湖の幅) を計算すると、 $R_0 = 0.99 \sim 1.65$  であり、流速が大きい観測の初期には慣性力がコリオリ力に比べ優勢である。つまり、ここでは、春採湖の水平スケールが小さいためコリオリ力は大きく効かず、むしろ底面や塩水層上界面での摩擦抵抗が大きいことが推測される。しかし、 $U \sim 1.2$  cm/s (一定) となる 2 月 6 日以後は、 $R_0 \sim 0.99$  であり、コリオリ効果を考慮する必要が出てくる。つまり、力のバランスとして、駆動力は塩分分布に基づく圧力勾配であり、これにコリオリ力と底面・境界面での摩擦力がバランスして、一定流動が存在することが考えられる。但し、なぜ時計回りの流

れになるのかは現在のところ不明である。なお、コリオリ因子  $f$  は、 $f = 2\Omega \cdot \sin \phi$  ( $\Omega$ , 地球の自転角速度  $= 7.29 \times 10^{-5}$  rad/s;  $\phi$ , 春採湖の緯度  $= 42^\circ 58.25'$ ) から求め、湖の幅  $L$  として、図 1 (b) の 4 m 等深線の平均幅 ( $= 122$  m) を用いた。

#### IV. 討 論

結氷期の観測結果から、風応力の働かないこの時期に、春採湖死水層に弱いながら安定した時計回りの水平流があり、この変動を引き起こす一因として気温・日射の気象条件に依存した水温変動が上げられる。ここでは、24 時間以下の短周期変動の対応からその因果関係を明らかにする。このため、二つの異なる変動傾向を持つ水温について期間を分け、気象要素・水温・流速の時系列データに対し FFT 法によるスペクトル解析を行った。この期間は、塩分躍層の水温変化が気温に支配された 1996 年 2 月 18 日 8:00~2 月 28 日 23:00 の期間、同じく日射透過に支配された 1996 年 3 月 2 日 8:00~3 月 12 日 23:00 の期間とした (Fig. 6)。

Fig. 8 は、Fig. 3 の気象要素 (日射量・気温) と Fig. 6 の塩分躍層付近の水温時系列について、スペクトル解析を行った結果を示す。但し、日射量は、1 時間積算値 ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ) のデータを用いた。前述 2 つの期間について、気温・日射は共に明瞭な日周期、半日周期またはその倍モードで変動していることがわかる。他方、水温については、F 点 2.3 m 深では変動巾が小さく顕著な変動周期が現れないが (Fig. 6 参照)、MD 点 1.8 m 深水温は 2 つの期間について相異なる周期変動を行う。水温変化が気温に支配された 1996 年 2 月 18 日 8:00~2 月 28 日 23:00 の期間では、MD 点 1.8 m 深の水温は気温の変動周期に依らない 18 時間、13 時間という独自の周期で変動する。しかしこれらのピークは余り顕著でなく、このことから、湖水上に積雪のある時期は、塩分躍層の温度は気温の 24 時間以下の短周期変動よりも長期間の変動に支配されることが考えられる。これは、Fig. 6 の MD 点 1.8 m の水温変動が、5~7 日遅れで気温の 10 日間移動平均と対応することと調和的で、熱伝導と熱の分子拡散による遅い熱輸送の結果と思われる。他方、日射透過の影響がある 1996 年 3 月 2 日 8:00~3 月 12 日 23:00 の期間では、同水温は日射に対応した日周期、半日周期及び倍モードの明瞭な変動を示す。これから、Fig. 6 でみられる同時昇温のように、日射透過は短時間で水温変動を決めることがわかる。

A 点 1.8 m 深の水温は水温計の精度が悪く、1996 年 2 月 18 日 8:00~2 月 28 日 23:00 の期間は一定値を示しスペクトルは計算できなかった (Fig. 6)。また 1996 年 3 月 2 日 8:00~3 月 12 日 23:00 の期間も有意な周期は認められない。

Fig. 9 は、Fig. 8 と同様の期間に関する、死水層内の F 点 3.4 m 深の水温、及び MD 点 4.1 m 深の水温・流速に対するスペクトルを、気温・日射量のもと共に示す。1996 年 2 月 18 日 8:00~2 月 28 日 23:00 の期間では、水温・流速スペクトルは、ともに日射量・気温の 12 時間、6 時間周期に対応した卓越周期を持つが、他は 21 時間、8.3 時間、7.5 時間など独自の周期で変動している。この期間の流速の卓越周期は、21 時間、16 時間、12 時間、7.5 時間などで、これらは MD, F 点水温の卓越周期に対応する。これより、積雪があり気温低下による放熱が盛んな時期は、

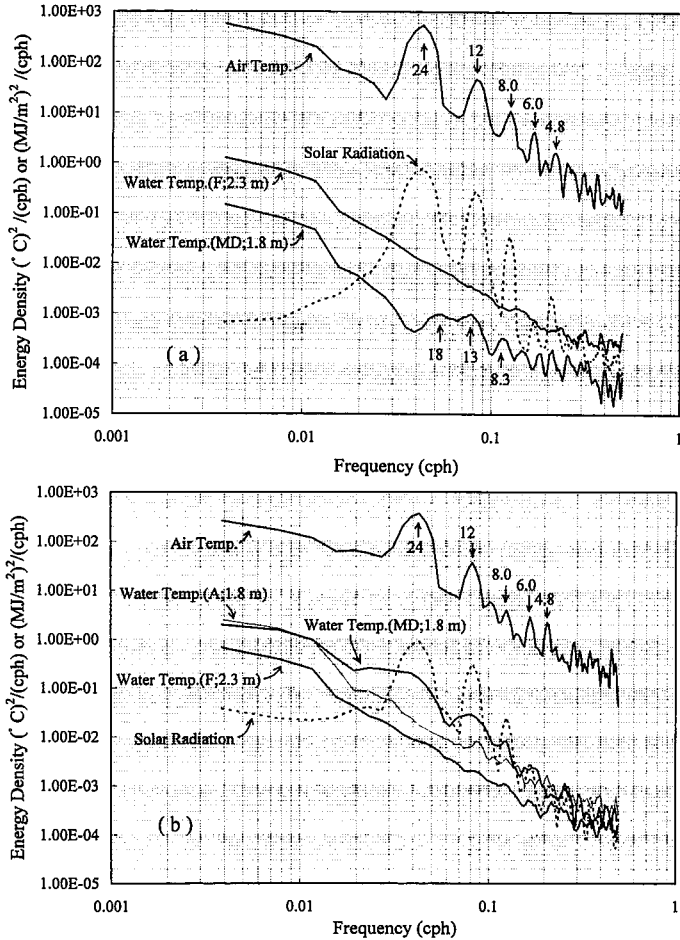


Fig. 8. Power spectra of air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and solar radiation ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ) at HP, and water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at sites A (1.8 m depth), MD (1.8 m depth) and F (2.3 m depth) recorded for (a) 8:00 February 18–23:00 February 28, 1996 and (b) 8:00 March 2–23:00 March 12, 1996. The numerical values with arrows indicate periods in hours of spectral peaks. The spectra were calculated by the FFT (Fast Fourier Transform) method.

死水層流動の短周期変動が水温変化によって支配されることがわかる。また、ここでの MD 点水温の卓越周期 21 時間、12 時間、8.3 時間は、Fig. 8 での同点 1.8 m 深水温の 18 時間、13 時間、8.3 時間に対応し、このことは、熱伝導と熱拡散による水温変動が死水層に及んでいることを示唆する。この熱的効果は、Fig. 5 の 1 月 22 日水温分布から、積雪深に対応して水深 1.8 m より深部の水温が 3 点で相異なることから判断される。1996 年 3 月 2 日 8:00~3 月 12 日 23:00 の期間 (Fig. 9b) では、MD 点 4.1 m 深の流速・水温は 7.5 時間の卓越周期を持つが、24 時間・12 時間に有意なピークをもたず、これらの短周期変動には日射透過による影響がないことがわかる。しかし、流速の卓越周期 7.5 時間は、2 つの水温スペクトルに認められ、この場合も、水温の独自

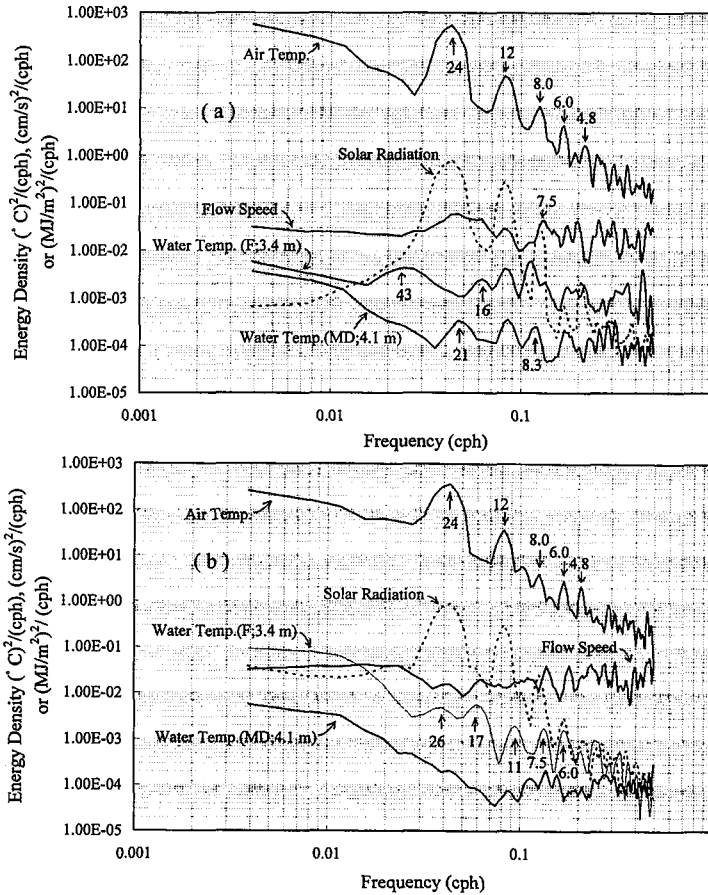


Fig. 9. Power spectra of air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and solar radiation ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ) at HP, and flow speed ( $\text{cm}/\text{s}$ ) and water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at site MD (4.1 m depth) and water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at site F (3.4 m depth) measured for (a) 8:00 February 18–23:00 February 28, 1996 and (b) 8:00 March 2–23:00 March 12, 1996.

の短周期変動に対応した流速変動があることを示す。

## V. 結 論

本研究では、結氷期における春採湖での水質構造や流動の時間変化について、特に死水の挙動に着目し、その特性と機構を明らかにすることを目的とした。ここでは、次のことが結論される。

- (1) 潮位が湖水位より高い大潮時に、海水が底層密度流 (density underflow) として湖に流入するが、流域からの陸水供給が乏しい結氷期では、大潮後の過剰な表層水流出によって、海水の底層貯留に伴う死水層上界面の上昇が起こる。また、流出河口が閉塞され、大潮時に一部海水が流入しても表層水の流出が抑えられるという状態が続く。これは、結氷期間の湖水位上昇に伴う実質的な死水層の拡大をもたらす。

- (2) 湖水上の積雪深に対応した断熱効果の違いにより、透明氷の成長や水温の鉛直分布が空間的に大きく異なる。
- (3) 結氷期前期では、日射に対するアルベドが高い積雪があり、このため湖の上層の水温変動は、日射よりも気温変動に対応した積雪・湖水内の熱伝導と湖水中の熱拡散による熱輸送に支配される。しかし、結氷期後期には積雪の融解によって湖水を透過する日射が増え、これが上層の水温変動を支配する。
- (4) 最深点の死水層中央部(水深 4.1 m)で 1.2~2.0 cm/s の時計回りの流れが観測された。この流動の駆動力は塩分の空間分布に基づく圧力勾配であり、流れは傾圧流(baroclinic current)と考えられる。特に  $U \sim 1.2$  cm/s (一定) となる 2 月 6 日以後は、圧力勾配にコリオリ力と底面・上界面での摩擦力が釣り合い一定流動となっていると判断される。
- (5) (4)の流動機構をさぐる目的で、水温・流速の時系列データを定常変動成分に分け、流動と水温との因果関係を調べた。この結果、死水層内の流速の短周期変動は水温変動に対応し、特に、結氷期前期の熱伝導と熱拡散による影響は、死水層水温の 21 時間、16 時間、12 時間、7.5 時間周期の変動として明瞭に現れ、これが死水層流速の変動にも現れていることが判明した。

(4)(5)については、春採湖の密度安定は水温より塩分に依存するため、死水層で観測された流動の物理機構を水温のみから明らかにすることには限界がある。今後は、電導度の連続測定を加えて流速の多点観測を行い、積雪・湖水の厚さや密度及び水温・電導度・DO 分布について測定点を増やすことが必要である。また、DO の豊富な海水が底層密度流として流入後どのような過程で無酸素状態になるか、流入海水と底層水や底質との相互作用を定量的に明らかにする必要がある。

謝辞 調査に際し、環境コンサルタント株式会社の方々から一方ならぬご援助を頂いた。深く御礼申し上げます。資料提供に関し、釧路市道路河川課の方々にご協力頂いた。深謝致します。また、データ整理や流速計検定にあたり北海道大学大学院理学研究科・合川千晴氏にご助力頂いた。御礼申し上げます。

## 文 献

- Chikita, K., N.D. Smith, N. Yonemitsu and M. Perez-Arlucea, 1996. Dynamics of Sediment-Laden Underflows Passing over a Subaqueous Sill: Glacier-Fed Peyto Lake, Alberta, Canada. *Sedimentology*, **43**, 865-875.
- 伊藤俊彦・角田富男・木村 稔, 1992. 冬の春採湖の水—平成 4 年 2 月の調査結果を例にして—. 釧路市立博物館報, 337 号, 123-129.
- 岩瀬政吉, 1988. 春採湖の水質の変化に関して —特に冬季間における DO の変化の特異性について—. 水処理技術, **29**, 35-44.
- 中尾欣四郎, 1990. 海岸湖沼の海への開口頻度の水収支評価と沼環境の変遷. 地質学論集, 36 号, 89-102.
- Neumann, G. and W.J. Pierson, Jr., 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall, 545 pp.
- 岡崎由夫・鈴木順雄・伊藤俊彦, 1974. 春採湖の自然. 春採湖共同調査団編「春採湖」 第 1 章, p.11-41, 大日本印刷.
- 吉村信吉, 1937. 湖沼学. 生産技術センター, 1976 年増補版. 508 pp.