



Title	氷河によって涵養される湖の堆積機構
Author(s)	知北, 和久; CHIKITA, Kazuhisa; スミス, ノーマン D. 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 25-38
Issue Date	1996-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.59.25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14228
Type	departmental bulletin paper
File Information	59_p25-38.pdf



氷河によって涵養される湖の堆積機構

知北 和久・ノーマン D. スミス¹・米光 昇²・マルタ ペレス-アルルーチェア³

北海道大学理学部地球物理学教室

(1995年11月30日受理)

Sedimentation Regime in a Glacier-Fed Lake

Kazuhisa CHIKITA, Norman D. SMITH¹, Noboru YONEMITSU² and Marta PEREZ-ARLUCEA³

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 30, 1995)

Sedimentation in a glacier-fed lake (Peyto Lake, Alberta, Canada ; 51°43.5'N, 116°31'W : surface area, 1.4 km² ; mean depth, 27.9 m) was examined in the glacier-melt season of 1987 and 1993. Sediment trapping near the bottom and limnological and meteorological observations in 1987 indicated that sedimentation in the lake is dominantly produced by sediment-laden underflows (or river-induced turbidity currents), which contributes to 61 % of the total sedimentation. The lake contains a midlake sill 7 m high, dividing two basins proximal and distal from the mouths of inflowing river. Measurements of wind, lake currents and water properties in 1993 revealed that the underflows pass over the sill due to the active storage of turbid suspension near the bottom in the proximal maximum-depth region. Overflows of the suspension on the sill occurred only when a hydrological threshold of the inflowing river was exceeded, consequently inducing quasi-continuous sediment-laden underflows. The underflows, again, from the suspension overflows are associated with sedimentation in the distal region.

I. はじめに

カナダ・ロッキー山脈には大小150~200個もの氷河湖が点在し、これらの多くは後氷期の氷河の後退縮小に伴いU字谷内侵食凹地に湛水し形成された。本論文の研究対象であるペイトー湖(北緯51°43.5', 西経116°31')は、現在もその流域の30%が氷河(ワプタ氷原およびペイトー氷河)でおおわれ、毎年5月~9月の氷河融解期には、流入河川であるペイトー・クリークの土砂流出によって顕著な堆積が起こる(Smith et al., 1980 ; Chikita et al., 1991 ; Chikita, 1992 ; Chikita et al., 1995)。こうした“氷河によって涵養される湖”の堆積については、これまで地理学的・地質学的観点からその概略

1 イリノイ大学シカゴ校地質学科

2 プリティッシュ・コロンビア大学土木工学科

3 ヴィーゴ大学理学部地球科学科

1 Department of Geology, the University of Illinois at Chicago

2 Civil Engineering Department, the University of British Columbia

3 Departamento de Recursos Naturais e Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidade de Vigo

的な堆積構造が明らかにされてきた(例えば, Gilbert(1975)によるカナダ, リレート湖; Smith et al.(1980)によるカナダのヘクター湖, ボウ湖, ペイトー湖; Pickrill and Irwin(1983)によるニュー・ジーランド, テカポ湖). 一般に, 明瞭な流入河川を持つ湛水域での主な堆積作用としては, 流入河口デルタの前進平衡作用(Delta Progradation), およびデルタ前置斜面の崩壊による乱泥流(Turbidity Currents from Slumping; 厳密には“再堆積作用”になる)や河川密度流(River-Induced Density Currents)による堆積作用が上げられる. これらの堆積作用に関する観測例は, 現在徐々に増えつつあるが, これは近年の高度な測定技術開発によって, 湛水域での流速・濁度・電導度・水温などの長期モニターリングが可能になったことが一因である(例えば, Weirich(1986)のカナダ, 山間水河湖; Lambert and Giovanoli(1988)のスイス, レマン湖; Wright et al.(1990)の中国, 黄河の河口デルタ沖; Phillips and Smith(1992)のアラスカ, グレイシャー湾内). しかし, 観測データそのものが依然乏しく, さらに, これまでの研究が堆積作用と流入河川の土砂流出との対応関係を定量的に示さず議論しているため, 上述の堆積機構に関し, 一貫した説明がないまま定性的な議論に終始しているのが現状である.

筆者らは, 1987年及び1993年の融氷期に, ペイトー湖における堆積機構を明らかにする目的で現地調査を実施した. 本研究は, これらの調査結果を基に, 流入河川の土砂流出と堆積作用との因果関係を定量的におさえ, 特に, 流入懸濁水が下層流を形成して湖底を流下し, 湖盆中央に存する“鞍部(Sill)”をどのような機構で乗り越え, より遠方に堆積をもたらすのかを明らかにする. ここでは, 1993年の観測結果を中心に述べ, 1987年に得た知見との対応から, この“鞍部越え(Sill Overpassing)”の機構について一貫した説明を加える.

II. 調査流域および方法

ペイトー湖は, カナダ・アルバータ州カルガリー市の北西 200 km のバンフ国立公園内にあり, 湖水面積 1.4 km², 湖面標高 1840 m である(Fig. 1). また, 1993年現在, 平均水深 27.9 m, 最大水深 48.2 m で, その流域面積 45 km² のうち 13 km² は, 標高 2000 m ~ 3150 m に分布するワプタ氷原とペイトー氷河から成る. 流域地質は, 先カンブリア界および古生界カンブリア系のアーグライト, 石灰岩, ドロマイトである.

ペイトー湖は, 主に, 毎年 5 月 ~ 9 月の融氷期, 氷河先端に端を発するペイトー・クリークによって涵養される. 融氷期の川の土砂流出によって, Fig. 1 の A 点下流ではシルト ~ 礫から成るアウトウォッシュ・プレーンが形成され, 湖面下のデルタ前置斜面に至っている(McDonald and Banerjee, 1971). アウトウォッシュ・プレーン上で, ペイトー・クリークは網状河川(braided river)となるが, Fig. 1 は 1993 年融氷期の河道分布状態を示す.

Fig. 1 にはさらに, 湖とその周辺の観測点及び湖央鞍部の頂点(△印: 南側最深点の底面から 7 m 高)を示す. 1993 年 7 月 23 日 ~ 8 月 7 日の期間, アウトウォッシュ・プレーンの頂部 A 点にステイアブンス式水位計と自動採水器(ISCO サンプラー)を設置し, 河川の流量と浮遊物質濃度(2 時間毎)の時系列データを得た. 流量は水位-流量曲線(相関係数 $r=0.988$)から求め, 浮遊物質濃度は, その代表性の問題から自動採水器と depth-integrated sampler との対応($r=0.923$)から深さ積分した後者の値として求めた. また同期間に, 湖内 F, G, H 点の湖底 1.5 m 高で温度センサーつき電磁流速計(Yokogawa Navitec KK 製)による流速・水温の連続観測(10 分ごとに 1 秒間隔で 20 回サンプリング), G, H 点の湖底 3 m 高で後方散乱式濁度計(アレック電子 KK 製)による水中濁度(後で室内での浮遊物質濃度, SSC(mg/l)に換算; $r=0.972$)の連続観測(15 分ごとに 1 秒間隔で 10 回サンブ

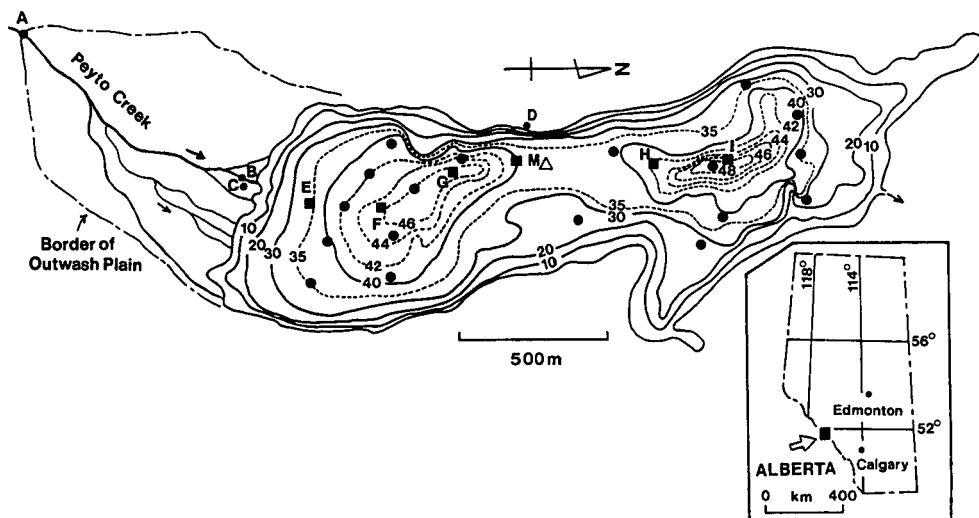


Fig. 1. Locations of Peyto Lake, Alberta, Canada and stations measuring current velocity, suspended sediment concentration and water temperature (E,F,G,H,I, M), and trapping suspended sediment (solid circles) on a bathymetric map, sediment and water discharge (A and B), and meteorological conditions (C and D). Open triangle near M indicates the crest of the sill. Contours in meters.

リング), 陸上C点で気象観測(気温, 風向・風速, 気圧, 雨量)をそれぞれ実施した。Fig.2は, G, H点で今回用いた電磁流速計と濁度計の係留方法を示す。F点では流速計のみを設置し, 濁度計がない状態でこの方法をそのまま用いた。また, 湖岸D点で風向・風速の測定, 河口付近B点(網状に流入する川のうち流量最大のもの)で川の水位・水温を連続的に測定し, 随時その浮遊物質濃度を求めた。また, 随時, E, F, G, M, H, I点で船上より水温・浮遊物質濃度の垂直分布を得た。1987年には河川の水文観測のほか, 湖水の流速・水温・浮遊物質濃度の垂直分布を随時求めたが, 6月29日より41~44日間, 湖内18点(Fig.1湖盆図上の●点)の湖底0.3m高でセディメント・トラップを設置し沈降堆積物の捕獲を行った。1987年については, この沈殿物に関するデータのみを示し, 1993年の結果と対応づける。

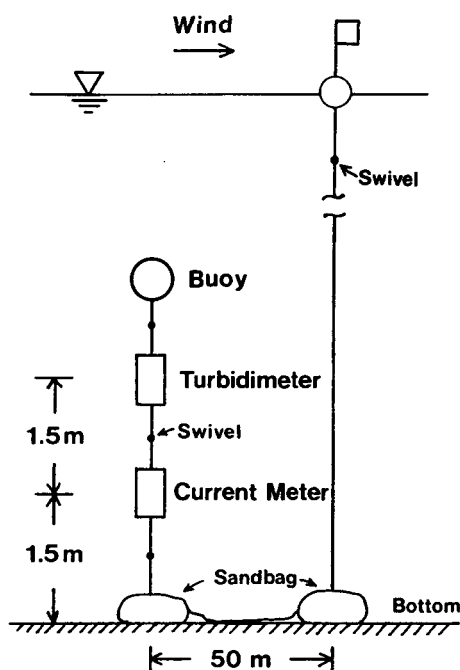


Fig. 2. Sandbag-buoy-swivel system for mooring current meter and turbidimeter at G and H.

III. 結果と討論

1. 土砂流出と気象条件

1993年調査は、7月23日～8月7日の16日間であったが、氷河融解に伴う流入河川の土砂流出は顕著に現われた。Fig. 3は、顕著な土砂流出が観測された期間の、A点での流量(WD)・浮遊物質濃度(SSC)、B点での水位(WL)・水温(WT)、D点での風向風速およびC点での風向・風速・気圧(AP)・気温(AT)の時間変化を示す。C点での風速は、データ・ロガーの電圧低下で7月26日～29日のみ計測された。A点での流量Qと浮遊物質濃度SSCおよびB点での水温・水位は、気温変化に対応して共に日周期変動を示すが、8月5日と8月6日以外、流量の極大は毎日15時～18時に現われ、浮遊物質濃度の極大はその1～2時間遅れで出現した。8月5日夜の降雨で、土砂流出量 $Q_s (= Q \cdot SSC)$ は、同日21時頃、観測期間中最大($Q=14.4 \text{ m}^3/\text{s}$; $SSC=5.50 \text{ g/L}$)となった。B点での水位は、A点での流量とほぼ同位相で変動したが、7月27日～28日の夜間は水位変動が異常に大きい。これは、河川流路内の大きな河床変動が原因と考えられる。

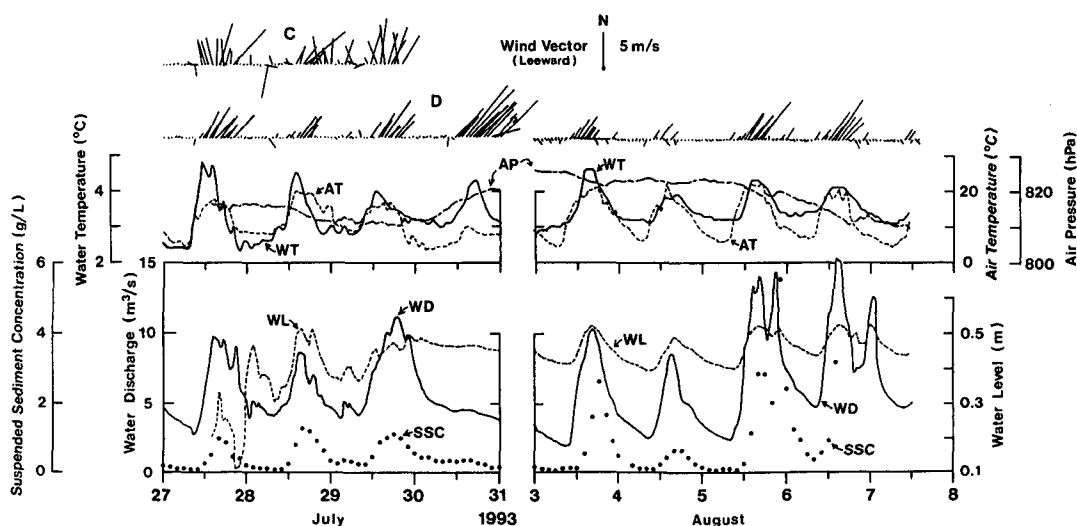


Fig. 3. Time series of wind velocity and direction at C and D, air temperature (AT) and air pressure (AP) at C, water temperature (WT) and water level (WL) at B, and water discharge (WD) and suspended sediment concentration (SSC) at A for periods 27–30 July and 3–7 August 1993.

C点とD点での風ベクトル時系列は、気圧低下に伴い午後にカタバ風が発達することを示す。風は、一般に湖長軸に沿って北～北東方向に吹くが、風向はD点に比べC点での変動が大きい。これは、C点がアウトウォッシュ・プレーン上の比較的オープンな場所にあることが原因と考えられる。このことから、湖上を吹く風は、湖が存する谷地形の影響を受けやすいことがわかる。河川水温は、 $2.4\sim 4.2^\circ\text{C}$ の範囲で気温とほぼ同位相で変化した。

2. 湖の堆積過程

「I. はじめに」で述べた3つの堆積作用は、ペイトー湖でも同時発生していると考えられるが、その寄与の定量的評価はChikita(1992)によって求められた。デルタ前置斜面の崩壊による乱泥流は、「堆積物の再配分」の役割を果たし、堆積過程としては重要であるが、湖の堆積には直接寄与しない。

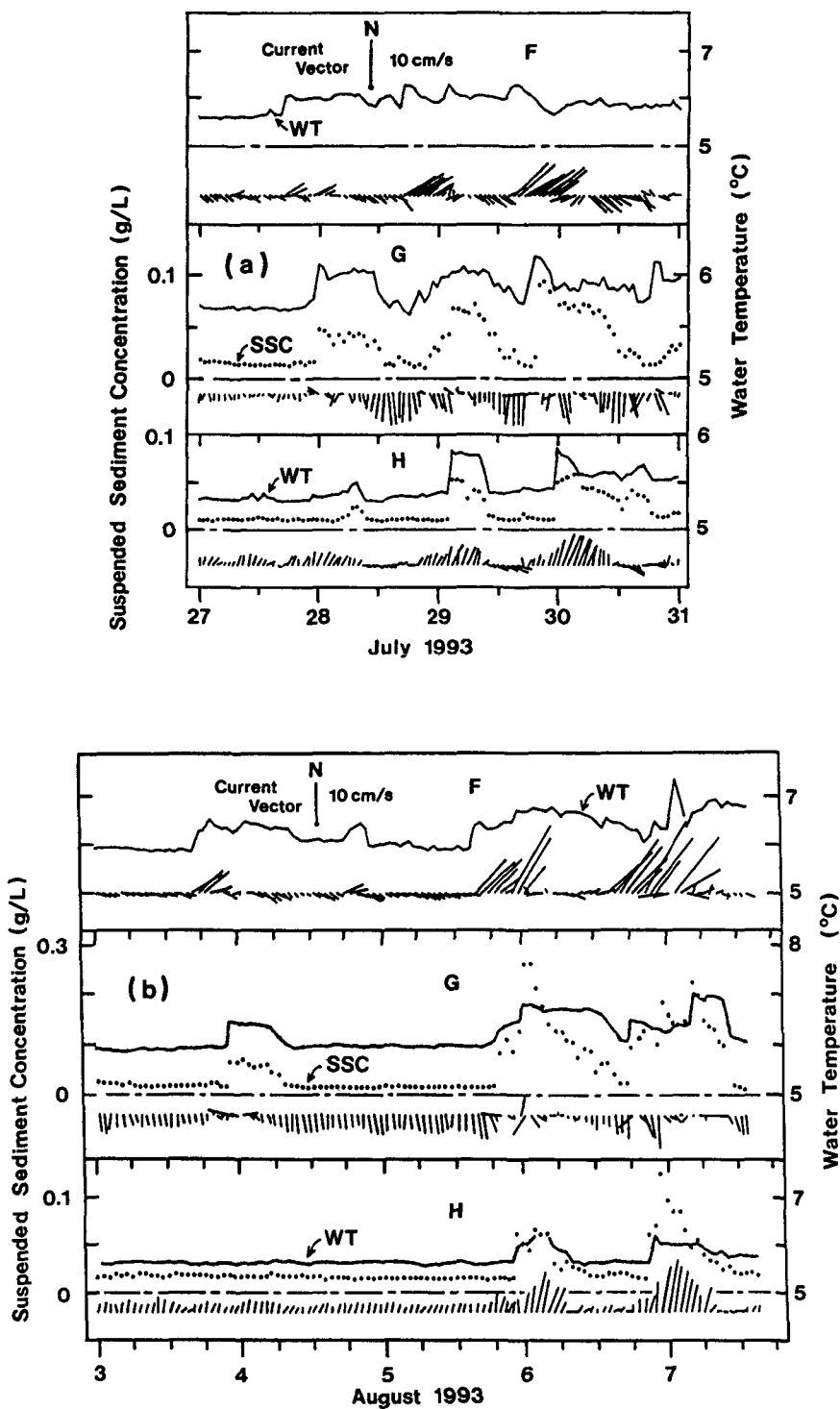


Fig. 4. Time series of current velocity and direction and water temperature (WT) at F, G and H, and suspended sediment concentration (SSC) at G and H for (a) 27-30 July 1993 and (b) 3-7 August 1993.

このことから Chikita (1992) は、デルタの前進平衡作用と河川密度流（上層流・中層流・下層流）についてそれぞれの寄与率を求めた。結果として、前者は全体の 32%，後者は、下層流（ここでは懸濁下層流）が 61%，そして、上層流・中層流が 7% であることを示した。こうして、懸濁下層流による寄与が最も大きく、その堆積機構を調べることは極めて重要である。ここでは、先ず 1993 年の観測結果を示し、湖全体の流動特性とそこから得られる懸濁下層流の流動機構、特にそれが湖央鞍部を乗り越える機構を明らかにする。

1) 懸濁下層流の流動と鞍部越えの機構

Fig. 4 は、F, G, H 点で得た 1.5 m 高での流速ベクトルと水温、G, H 点の 3 m 高での浮遊物質濃度 SSC (濁度から換算) の 1 時間ごとの変動を、Fig. 3 の期間に対応して示す。なお、図は、サンプリング回数 (濁度計は 1 秒間隔で 10 回、流速計は 1 秒間隔で 20 回) の平均値を示している。7 月 27~29 日と 8 月 3~6 日の日変動する顕著な土砂流出に対応して、F 点での流速は北東方向に増大するが、その際、水温も上昇し次に漸減することがわかる。この流向は、ほぼ F 点底面の最大傾斜方向に一致する (Fig. 1 参照)。実際、F 点で高流速が記録されている間に、同地点で得た浮遊物質濃度の垂直分布 (Fig. 5) を見ると、底部に約 5 m 厚の高濃度層があり、湖底で最大値 0.066 g/L をとっていることがわかる。さらに水温についても、この高濃度層の約 6 °C が、Fig. 4 での値と良く一致している。以上のことから、F 点での早い流速は、ペイトー湖の堆積に大きく寄与する懸濁下層流 (Sediment-Laden Underflow) を捉えたものであり、それが、ペイトー・クリークの土砂流出によって発生したことがわかる。また、F 点での高流速を記録した継続時間 (2~10 時間) に対応し、Fig. 3 での流入河川の流量 Q 、浮遊物質濃度 SSC、水温 θ の時間変化と比較すると、 $Q > 7 \sim 8 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $\text{SSC} > \sim 0.6 \text{ g/L}$ 、 $\theta = 3 \sim 5 \text{ }^\circ\text{C}$ の条件下で 2~5 時間遅れで懸濁下層流が継続的に発生していることがわかる。さらに、この下層流の速度は、流入河川の浮遊物質濃度よりも流量に支配されていることがわかる。なお、Fig. 5 の密度 σ は、 $\sigma = (\rho_{oc} - 1) \times 10^4$ から求められ、ここで、 ρ_{oc} は、浮遊物質濃度 SSC (g/L) と温度 θ (°C) での水密度で、 $\rho_{oc} = (1 - \text{SSC} \times 10^{-3} / \rho_s) \rho_\theta + \text{SSC} \times 10^{-3}$ で与えられる。ここで、 ρ_θ は θ (°C) での純水の密度、 ρ_s は粒子密度 (g/cm³) でペイトー湖の場合、 $\rho_s = 2.823 \text{ g/cm}^3$ である (Chikita et al., 1991)。なおここでは、溶解物質濃度は無視している。

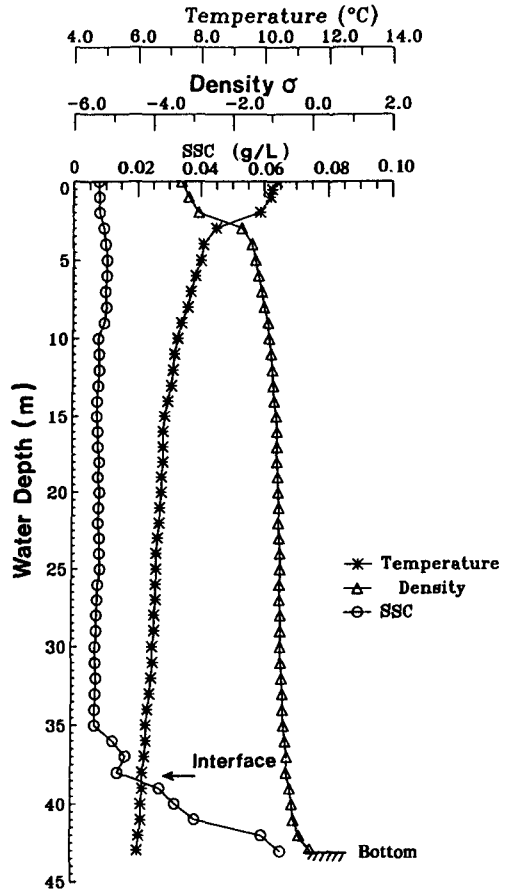


Fig. 5. Vertical profiles of suspended sediment concentration SSC, temperature and suspension density σ obtained at 16 : 23~16 : 48 on 3 August 1993 at F.

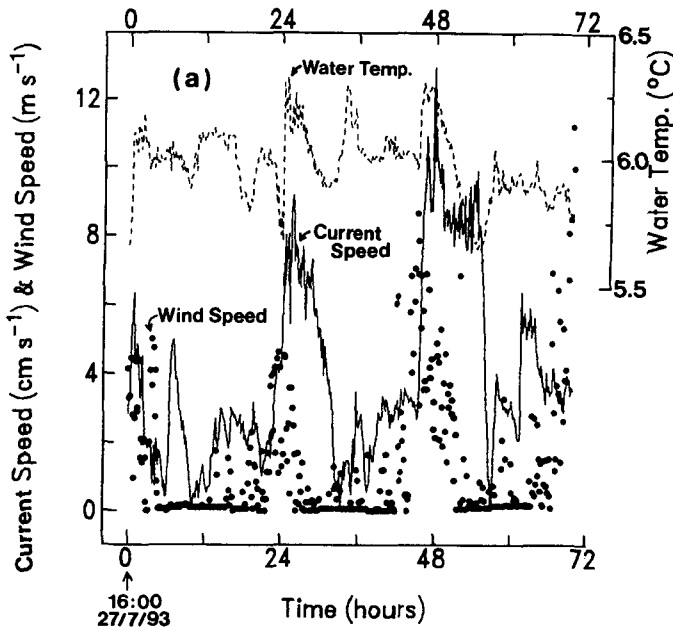
G 点での流速ベクトルと浮遊物質濃度の変動 (Fig. 4) は、0.02~0.03 g/L の低い濃度の間、0.6~8.

0 cm/sの南方向の流れが一貫して存在し、0.06~0.3 g/Lの高い濃度では、さらに0.2~2.0 cm/sの東向きか西向きの比較的に弱い流れが存在することを示す。この南向きの流れの速度は、北向きのカタバ風のそれに対し2時間遅れで増加している。この様子は Fig. 6 で詳細に示されている。Fig. 6 は7月27~30日の期間について、F, G, H点での記録(10分または15分間隔)とD点での風速(15分間隔)との関係を表す。Fig. 6 から、北向きのカタバ風によって湖上層に北向き吹送流が生じ、これを補償する下層の流れが、上述の南向き流れとしてとらえられた、と考えられる。なお、この南方向の流れは流向が極めて安定しているが、この理由としては、G点に南に開いた湖盆の狭隘部に位置しており(Fig. 1 参照)、この地形的影響の結果と考えられる。また、Fig. 6a で示すように、F点では日変化する流速の極大が風速の下降時に現われ、しかも懸濁下層流は強風時でも強い。このことは、南向きの補償流が相対的に弱く、F点での下層流には力学的に影響しないことを示唆する。

G点での浮遊物質濃度と水温は、F点での早い流速と高い水温に対応して、4~5時間遅れで増大した。8月4日18:00頃、F点で観測された弱い懸濁下層流は、G点には到達しなかったようにみえる(Fig. 4b 参照)。これは、8月4日の夜間、G点での浮遊物質濃度が~0.017 g/Lの低い値を維持していることから判断される。この原因は、F点で水温6.4°Cをもつその下層流の浮遊物質濃度が小さく、G点での6.0°C、0.017 g/Lに対応する水の密度を越えなかったことが考えられる。この場合、G点密度以上となるにはF点で0.040 g/Lを越える浮遊物質濃度が必要で、これは、Fig. 5 に示す相対的に強い下層流の平均濃度0.038 g/Lを越える値である。

G点で高濃度の期間、上述の南向き補償流は弱くなることがわかる。これは、G点方向に流下する北向きの懸濁密度流との衝突によると考えられる。この相互作用は、結果として鉛直方向の対流を引き起こす可能性がある。

Fig. 5 に示す懸濁下層流は4.5 mの層厚を持ち、これは、湖央鞍部の高さ7 mより小さい値である。このことは、F点より流下方向で上界面での連行(上部水の取り込み)によって層厚が7 mを越えない限り、下層流が鞍部を直接越えることはないことを意味する。なお、ここで下層流の上界面としては、Ashida and Egashira(1975)に従い、浮遊物質濃度の垂直プロファイル上の変曲点をとった。8



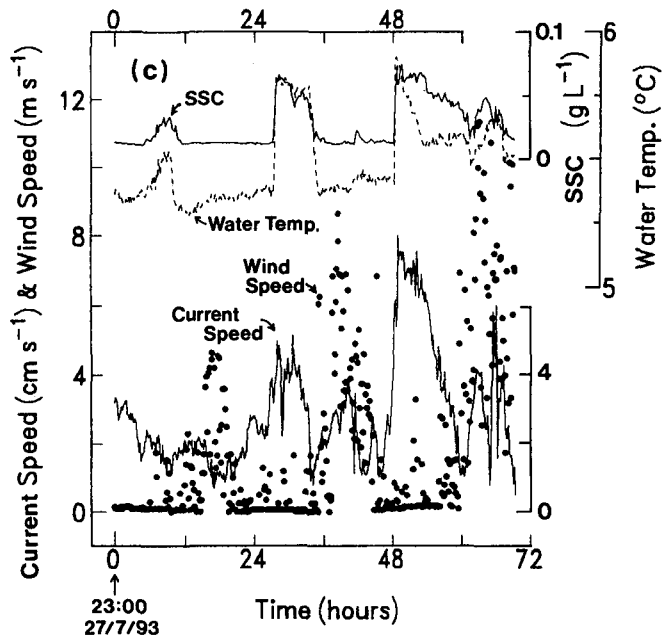
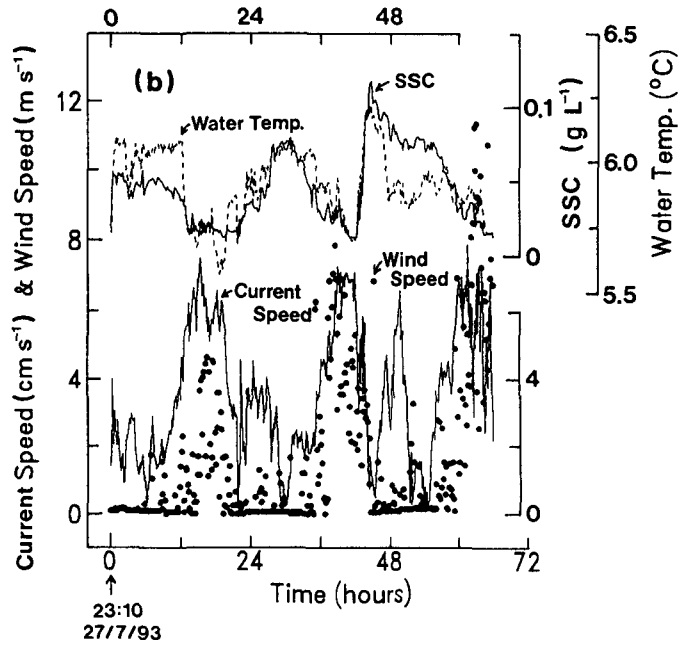


Fig. 6. Temporal variations in current speed and water temperature at F, G and H, suspended sediment concentration SSC at G and H, and wind speed at D for about 72 hrs from (a) 16 : 00 (Sta. F), (b) 23 : 10 (Sta. G), and (c) 23 : 00 (Sta. H) on 27 July 1993 (see Fig. 3).

月3日夜、G点では浮遊物質濃度が増大しており、Fig. 5の懸濁下層流がG点に到達したことを示す。これは、F点での下層流の密度 $\rho_{oc}=0.999981 \text{ g/cm}^3$ ($\theta=6.3^\circ\text{C}$, $\text{SSC}=0.038 \text{ g/L}$) が、G点底層での8月3日の低濃度時 ($\text{SSC}=0.007 \text{ g/L}$) の密度 $\rho_{oc}=0.999970 \text{ g/cm}^3$ ($\theta=6.1^\circ\text{C}$) を越えたことが原因と考える。F点で高流速の期間、その水温はG点での対応する高濃度時の水温とほとんど変わらない。これは、F、G点間での下層流の連行は無視でき、これによる層厚の増加や密度の減少がほとんどないことを意味する。こうして、Fig. 5の下層流は、層厚が7 m未満であり、しかも南向き補償流との衝突によって慣性力を弱められることから、湖中央鞍部を直接乗り越えることはなかった。事実、E、F点で船上観測された懸濁下層流は、8月6日の高い土砂流出の際も4.0~4.5 mの層厚であった (Fig. 3および Fig. 7)。以上のことから、懸濁下層流によって輸送される浮遊物質は、直接湖中央鞍部を乗り越えず、G点付近での乱流状態の対流セルの中で“捕獲”されることが考えられる。この濁水貯留は、北向きの下層流が、カタバ風によって生じる南向きの補償流と衝突する限り継続する。

G点で高い浮遊物質濃度が継続する時間は、これに対応するF点での高流速の継続時間より4~8時間長い。これは、G点付近で下層流が停止後、浮遊物質が沈殿または周囲の水と混合するのに数時間要することを示唆する。船上でとらえた懸濁下層流中の浮遊物質は、95%重量がシルトと粘土 ($d < 62.5 \mu\text{m}$) から成る (Fig. 8)。もし下層流の層厚が4.5 mなら、その平均粒径 ($\sim 6 \mu\text{m}$) の粒子が静水中を沈殿するのに要する時間は、約51時間である。こうして、G点での浮遊物質濃度の急激な減少は、浮遊物質の沈殿に加え乱流混合による濁水の希釈があったことが考えられる。

H点での浮遊物質濃度SSCと流速の変動は、風速の変動にかかわらず吹送流が常に弱いこと、比較的強い北向きの流れが、高い浮遊物質濃度のときに起こること、を示す (Fig. 4と Fig. 6c参照)。この北方向は、H点底面の最大傾斜方向に一致する (Fig. 1)。このことから、この流れは懸濁下層流であり、その継続時間から、7月27~29日と8月5~6日の高い土砂流出時 ($Q > \sim 8 \text{ m}^3/\text{s}$, $\text{SSC} > \sim 1 \text{ g/L}$) に対応し発生したことがわかる。G、H点で高濃度の継続時間を比較すると、G点の浮遊物質濃度が 0.08 g/L を越える時間 (水温約 6.5°C) に対応して、2~3時間遅れでH点で懸濁下層流が生じることがわかる。H点では、低濃度時、 $\text{SSC} \sim 0.014 \text{ g/L}$, $\theta \sim 5.6^\circ\text{C}$ の値を維持した。こうして、H点で懸濁下層流が発生するには、 6.5°C の水が 0.06 g/L を越えるSSCを持つ必要がある。鞍部頂点とH点の間で懸濁下層流の水が相対的に低濃度・低温の底層水と混合することを考慮すると、この 0.08 g/L という濃度は、鞍部を乗り越える下層流に対して妥当な値といえる。このことから、G点付近の懸濁した

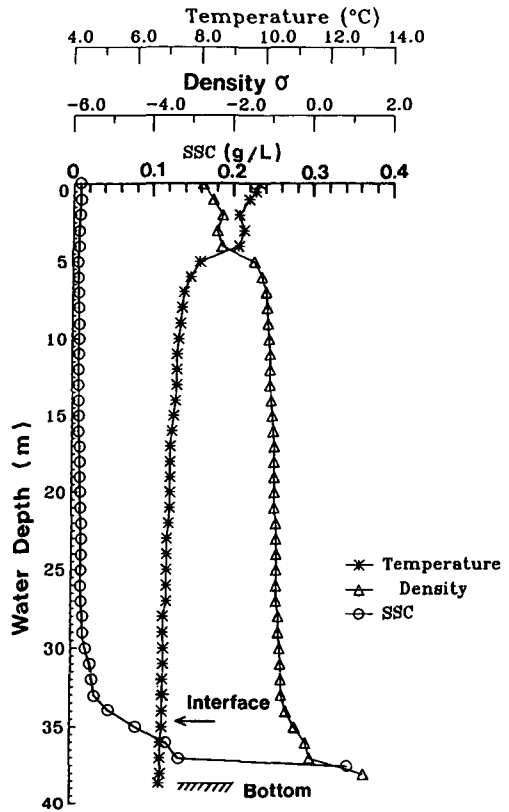


Fig. 7. Vertical profiles of SSC, temperature and suspension density σ obtained at 15:34~15:09 on 6 August 1993 at E. The underflow thickness is about 4.0 m, and the maximum SSC is 0.342 g/L near the bottom.

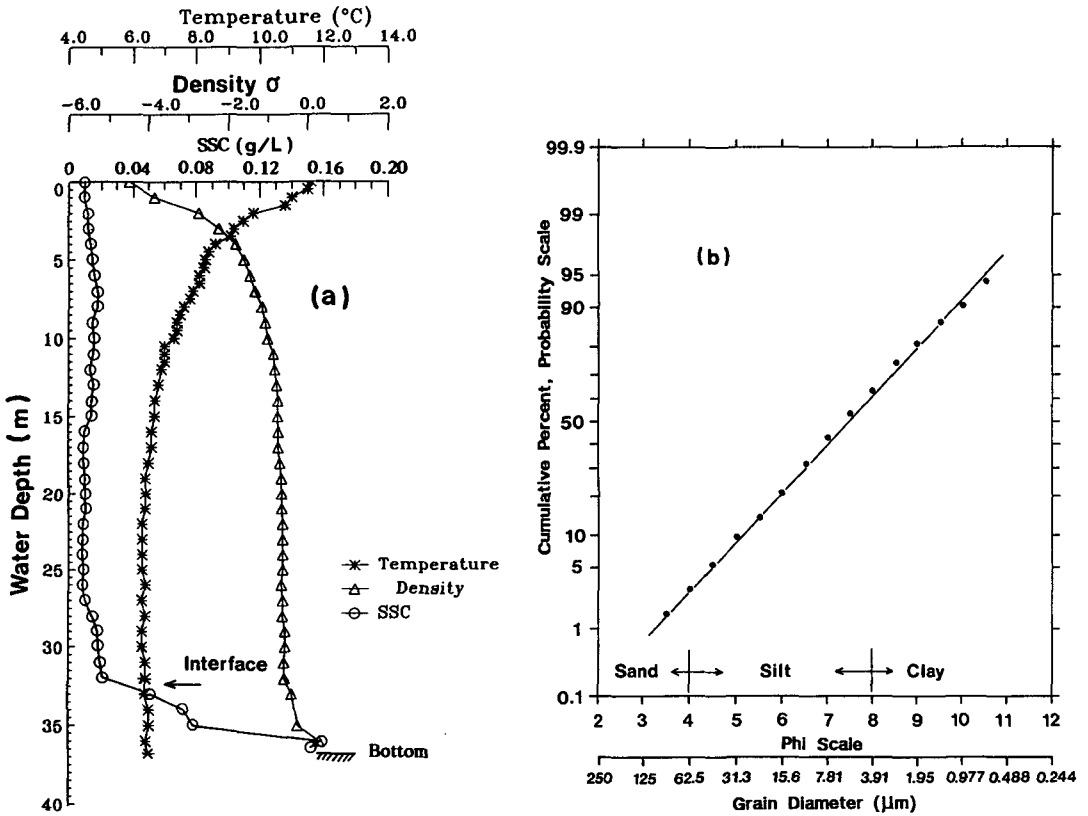


Fig. 8. (a) Vertical profiles of SSC, temperature and suspension density σ obtained at 15 : 34-16 :16 on 28 August 1993 at E. The underflow thickness is about 4.0 m, and the maximum SSC is 0.157 g/L at a depth of 36 m. (b) Grain size distribution of suspended sediment sampled then at a depth of 36 m. This is plotted on a log probability paper, showing that the grain size is lognormal if the distribution curve is linear. The suspended sediment is thus nearly lognormal as shown by the solid line. The phi (ϕ) scale is defined by $\phi = -\log_2(d \times 10^{-3})$, where d is the grain diameter in μm .

底層水は、乱流混合条件下で垂直方向に一様な SSC と水温を維持しながら貯留され、ついに鞍部を乗り越えたことが考えられる。こうして、懸濁下層流は、“底面近くの懸濁水塊が、その上界面が鞍部頂点を越えるまで貯留される”という過程を通し、鞍部を乗り越えたことがわかる。

8月4日の午前中、H 点は低濃度のままであり、同日の G 点での懸濁水貯留は H 点で下層流を引き起こさなかったようにみえる。これは、G 点での懸濁水密度 ρ_{oc} は、そのとき 0.999939 g/cm^3 ($\theta=6.4^\circ\text{C}$, $\text{SSC}=0.06 \text{ g/L}$) で、H 点での密度 0.999990 g/cm^3 ($\theta=5.6^\circ\text{C}$, $\text{SSC}=0.017 \text{ g/L}$) より小さかったことによる。こうして、懸濁水密度のわずかな差が、懸濁下層流の発生とその後の挙動を支配することは注目すべきである。

Fig. 9 は、鞍部頂点付近の M 点で得た SSC, 水温, 密度の垂直分布を示す。Fig. 9a の観測時、G, H 点の両方で SSC は低い値のままであった。これは、対応するペイトー・クリークの土砂流出量が低かったことによる (Fig. 3 と Fig. 4b 参照)。結果として、Fig. 9a の SSC は水深方向にはほぼ一様な低濃度の分布で、その極大はどの深さにも認められない。他方、Fig. 9b の時間帯では、G, H 点両方で比較的高濃度を示し、鞍部で懸濁水の溢流があったことを示唆する。実際、Fig. 9b の SSC 分布は、底部 (約 34 m 深) に比較的高濃度の層があることを示す。この層の平均水温 $6.2\sim 6.4^\circ\text{C}$, $\text{SSC}=0.013 \text{ g/}$

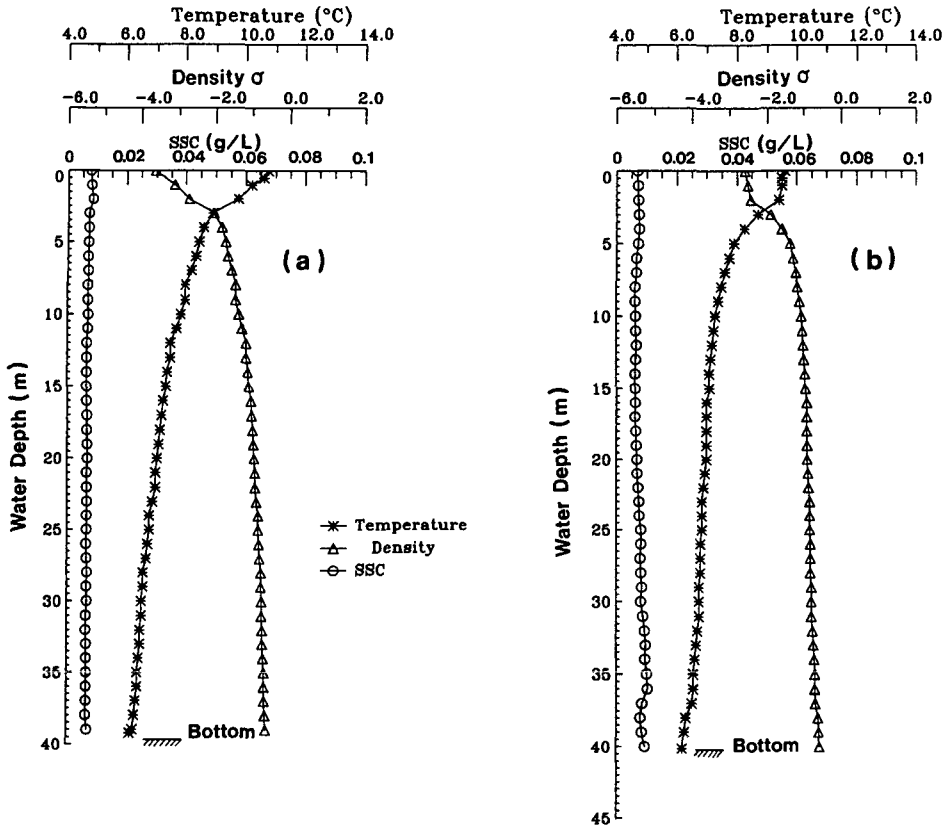


Fig. 9. Vertical profiles of SSC, temperature and density obtained at M at (a) 13 : 32-13 : 53 on 3 August 1993 and at (b) 11 : 16-11 : 41 on 6 August 1993.

Lは、同時帯のG点での値に近い。このことから、この時間帯では、懸濁水の溢流が進行していたことがわかる。なお、I点での船上観測は、懸濁下層流の通過時間に見合った観測が行えず、結果として、浮遊物質濃度の極大を示すプロファイルは得られなかった。

2) 沈殿物の粒度特性

Fig. 10は、1987年6月29日から41~44日間、湖底から0.3m高のセディメント・トラップで捕獲した沈殿物の平均堆積速度(mm/day)とその粒度特性(ファイ・スケールでの平均粒径 M_1 、標準偏差 σ_1 、歪度 Sk_1)の空間分布を示す(Chikita et al., 1991; Chikita, 1992)。堆積速度の分布形状は、流入河口沖でその極大をとり、北端の流出口に向かって連続的に減少することを示す。このパターンは、懸濁下層流による浮遊物質の運搬・沈殿過程の結果として合理的に説明できる。懸濁下層流の駆動力は、本来重力の下り斜面方向成分であるが、ペイトー湖は、懸濁下層流が発生する前置斜面から南側最深点(G点付近)の最深点に向かい底面勾配が減少する湖盆形態を持つ(Fig. 1参照)。結果として、流下に伴う淘汰作用により、沈殿物は最深点に向かい漸次細粒に(M_2 が大きくなり、粒径範囲が広く(σ_1 が大きくなり)、そして粒径頻度分布が左右対称に(Sk_1 の絶対値が小さく)なってくる。Fig. 10では、F点下流までこの傾向が読み取れるが、南側最深点では、逆に粒径の粗い(M_2 の小さい)、粒径範囲の狭い(σ_1 の小さい)、より非対称な(Sk_1 の絶対値が大きな)特異領域が存在する。これは、

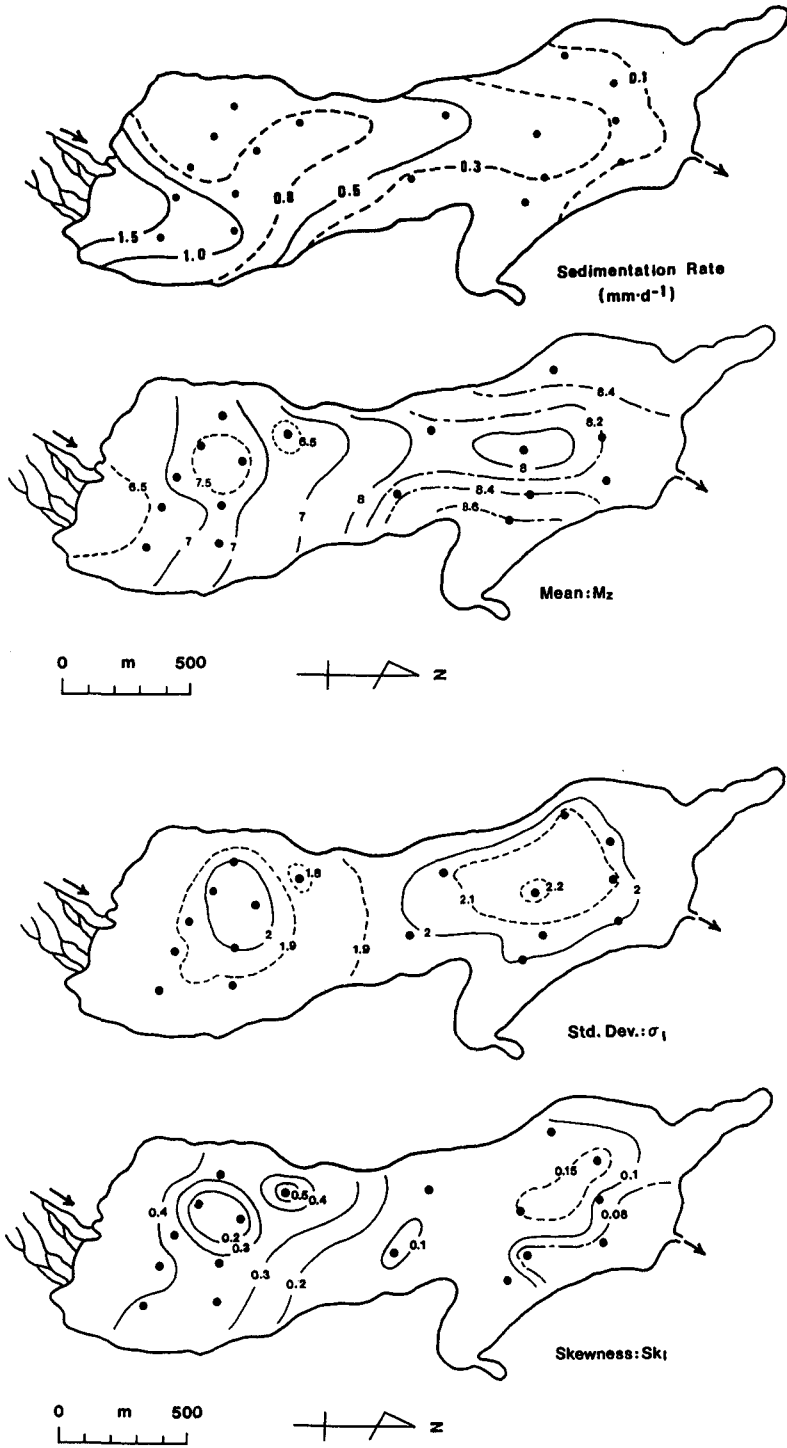


Fig. 10. Spatial distributions of sedimentation rate (mm/day) and three grain size parameters (mean M_z , standard deviation σ_1 and skewness Sk_1) in phi scale for sediment trapped at 0.3 m above the bottom (Chikita et al., 1991 ; Chikita 1992).

この付近で周囲に比べより乱流状態の強い懸濁水の動きがあることを示唆する。この乱流状態が、2-1)で指摘した懸濁下層流と逆向きの補償流との衝突によって生じた対流現象を指すことは明らかである。

湖中央部の北側では、最深点 (I 点付近) に向かい漸次細粒になり、粒径範囲が広くなり、そして粒径頻度分布がより左右対称になってくる。これは、懸濁下層流による通常の淘汰作用があったことを示す。以上から、沈殿物の粒度特性は、懸濁下層流が継続して流下する限り、南側最深点の底層で懸濁水が乱流状態で貯留されること、そして懸濁水上界面が鞍部頂点を越えて北側湖盆に流れ込み、再び懸濁下層流を形成すること、を裏付けている。

IV. 結 論

本論文は、1993年の調査結果を中心に、ペイトー湖の堆積に最も寄与する懸濁下層流の流動機構、特に湖中央鞍部を乗り越える機構を明らかにした。その機構を模式的に示したのが Fig. 11 である。これは、B 点近くの河口から出口まで、E~I 点を通る断面上に描いたものである。懸濁下層流の特徴ある動きとしては、次の様に要約できる。

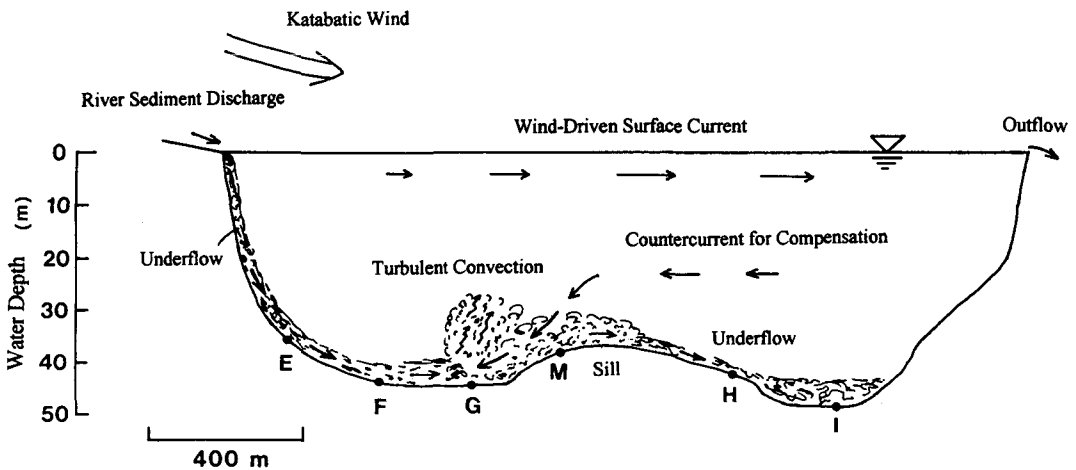


Fig. 11. Schematic of serial processes of generating sediment-laden underflow, described on a longitudinal section along the axis from the river mouth near station B to the outlet via E-I.

- (i) 流入河川の土砂流出によって河口沖で発生した懸濁下層流は、南側最深点 (G 点付近) に向かい湖底斜面を流下するが、カタバ風によって発生した北向き吹送流を補償する南向きの流れとの相互作用で、急激にその推進力を失う。
- (ii) 結果として、流入河川の流量 $Q > 7 \sim 8 \text{ m}^3/\text{s}$ 、浮遊物質濃度 $\text{SSC} > \sim 0.6 \text{ g/L}$ の条件下では、懸濁下層流が継続して発生し南側最深点まで流下するが、運搬された浮遊物質は、(i)の衝突によって生じた乱流状態の対流内でトラップされ、結果として懸濁水が底層で貯留される。
- (iii) 貯留された懸濁水は、最後に鞍部頂点を越え北側湖盆に流れ込むが、その水塊が $\text{SSC} > 0.08 \text{ g/L}$ 、 $\theta \sim 6.5^\circ\text{C}$ の条件を持つとき、北側最深点 (I 点付近) に向かう懸濁下層流を形成する。

謝辞 現地調査に当たっては、カナダ、ブリティッシュ・コロンビア大学土木工学科大学院生、A.

C. Phadke 氏と A.B. Kennedy 氏にご援助頂いた。ここに感謝致します。また、調査に対する事務的手続きについて、カナダ、カルガリー大学の R.W. Davies 博士及びバンフ国立公園管理事務所の職員の方々に大変お世話になった。ここに御礼申し上げます。また、アメリカ、シカゴでの調査準備には、Ron Morimoto, Yumiko Morimoto ご夫妻に多大なご協力を頂いた。ここに深謝いたします。なお、本研究の費用の一部は、カナダ、アルバータ州立大学連絡協議会・調査補助金によった。

文 献

- Ashida, K. and S. Egashira, 1975. Basic Study on Turbidity Currents. *Trans. Jpn. Soc. Civ. Eng.*, **7**, 83-86.
- Chikita, K., 1992. The Role of Sediment-Laden Underflows in Lake Sedimentation : Glacier-Fed Peyto Lake, Canada. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido University, Ser. VII(Geophysics)*, **9**, 211-224.
- Chikita, K., N.D. Smith, N. Yonemitsu and M. Perez-Arlucea, 1995. How did Sediment-Laden Underflows Pass over the Subaqueous Hill? : Glacier-Fed Peyto Lake, Alberta, Canada. *Jour. Sed. Soc. Japan*, No. 42, 11-20.
- Chikita, K., N. Yonemitsu and M. Yoshida, 1991. Dynamic Sedimentation Processes in a Glacier-Fed Lake, Peyto Lake, Alberta, Canada. *Jpn. J. Limnol.*, **52**, 27-43.
- Gilbert, R., 1975. Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **12**, 1697-1711.
- Lambert, A. and F. Giovanoli, 1988. Records of Riverborne Turbidity Currents and Indications of Slope Failures in the Rhone Delta of Lake Geneva. *Limnol. Oceanogr.*, **33**, 458-468.
- McDonald, B.C. and I. Banerjee, 1971. Sediments and Bed Forms on a Braided Outwash Plain. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**, 1282-1301.
- Phillips, A.C. and N.D. Smith, 1992. Delta Slope Processes and Turbidity Currents in Prodeltaic Submarine Channels, Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **29**, 93-101.
- Pickrill, R.A. and J. Irwin, 1983. Sedimentation in a Deep Glacier-Fed Lake- Lake Tekapo, New Zealand. *Sedimentology*, **30**, 63-75.
- Smith, N.D., M.A. Vendl and S.K. Kennedy, 1980. Comparison of Sedimentation Regimes in Four Glacier-Fed Lakes of Western Alberta. *Proc. 6th Guelph Symp. on Geomorph., the University of Guelph, Guelph, Canada*, 203-238.
- Weirich, F., 1986. The Record of Density-Induced Underflows in a Glacial Lake. *Sedimentology*, **33**, 261-277.
- Wright, L.D., W.J. Wiseman Jr., Z.-S. Yang, B.D. Bornhold, G.H. Keller, D.B. Prior and J.N. Suhayda, 1990. Processes of Marine Disposal and Deposition of Suspended Silts off the Modern Mouth of the Huanghe (Yellow River). *Continental Shelf Res.*, **10**, 1-40.