



Title	ネパール・ヒマラヤ氷河期の湖盆拡大と決壊洪水（序報）
Author(s)	知北, 和久; 山田, 知充; 坂井, 亜規子; ギミレ, ラム P.; 門田, 勤
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 39-50
Issue Date	1996-03-25
DOI	10.14943/gbhu.59.39
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14229
Type	bulletin (article)
File Information	59_p39-50.pdf



[Instructions for use](#)

ネパール・ヒマラヤ氷河湖の湖盆拡大と決壊洪水（序報）

知北 和久・山田 知充¹・坂井亜規子²・ラム P. ギミレ³・門田 勤⁴

北海道大学理学部地球物理学教室

（1995年12月11日受理）

The Basin Extension and Outburst Potentiality of a Supraglacial Lake in the Nepal Himalaya : A Reconnaissance Study

Kazuhiisa CHIKITA, Tomomi YAMADA¹, Akiko SAKAI²,

Ram P. GHIMIRE³ and Tsutomu KADOTA⁴

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 11, 1995)

Glacial lakes of the basin scale 1–3 km in the Nepal Himalaya exist on the termini of large (D type) glaciers, and appear to have been dammed up in the past by terminal morains. In the 1950's, however, there were only a few small lakes (~100 m long) on the terminus of each glacier. The lakes were then completely bordered by glacial debris and ice as part of the glacier terminus. The present Himalayan lakes are still "supraglacial", since their bottom basin consists of the debris and ice, morains and glacier-front wall. Open clear water on the ice can afford positive feedback to extend the water area, because the solar radiation makes surface water temperature more than 0 °C and the consequent thermal convection carries the heat to the bottom. The high rate of the basin extension, however, is possibly due to the more active heat transport in the lake caused by increased glacier-melt water input from the global warming. In order to clarify the physics of controlling the lake-basin extension, in the premonsoon season of 1995, we examined the meteorology and hydrodynamics in Tsho Rolpa Lake (27°51'N, 86°29'E : water surface, 4500 m above sea level ; surface area, 1.39 km² ; mean depth, 55.1 m) on the terminus of the Trambau Glacier in the Rolwaling Valley, Nepal. Vertical and continuous measurements of water temperature and/or water turbidity revealed that under density stratification, a thermal condition at the bottom is affected by sediment-laden underflows generated off the mouth of a subglacial channel. Uplake heat transport by wind-driven currents is likely responsible for the "carving" of the glacier front ; a receding speed of the glacier front is on average 18 cm/d in 1993–1994, which is 50–200 times as high as an ice-melt speed below the lake bottom.

1 北海道大学低温科学研究所

2 名古屋大学大気水圏科学研究所

3 ネパール政府水資源省水資源エネルギー委員会事務局

4 名古屋大学大気水圏科学研究所

1 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

2 Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University

3 Water and Energy Commission Secretariat (WECS), Nepal

4 Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University

I. はじめに

ネパール・ヒマラヤ山脈に分布する氷河のうち、表面積 10 km^2 を超える大型のものは、下流部消耗域が長さ数 km にわたってデブリで覆われ、D 型氷河と呼ばれる。D 型氷河の中には、現在、末端部に長さ $1 \sim 3 \text{ km}$ に及ぶ湖をもつものがある。これは一見、ターミナル・モレーンによって堰止められたモレーン湖(moraine lake or moraine-dammed lake)のように見える。しかし、ターミナル・モレーンの下や湖底のデブリ・湖成堆積物の下には依然氷体が存在し、上流端では氷河前面と接している。このことから、これは明らかに氷河上の湖(supraglacial lake)であり、ヨーロッパ・アルプスやその周辺および北米などでみられる多くの氷河湖(氷河の侵食凹地に湛水したもの)とはその成因を異にし、スイス・チューリッヒ湖のように氷体を含まないターミナル・モレーンによって堰止められたモレーン湖でもない。これは、ネパール・ヒマラヤ山脈のようなアジア・モンスーン域の氷河がもつ固有の湖と考えられ、その成因は今も不明である。

現在のヒマラヤ氷河湖は、1950 年代に $100 \text{ m} \sim 1 \text{ km}$ 長の池沼として氷河末端上に点在していたものが、その後の氷体融解によって合体・拡大したものである。その湖盆拡大速度は急激であり、1960 年代からはついにターミナル・モレーンが決壊し、湖水流出による洪水が下流域に被害をもたらすようになった。このような氷河湖による決壊洪水を、Glacier Lake Outburst Flood (GLOF) と呼び、現在ネパール政府が進める水資源開発計画に大きな障害となっている(Yamada, 1993)。Fig. 1 (Yamada, 1993 の Fig. 2 を一部改編)に示すように、現在ネパール国内には、既に決壊した湖が 12ヶ所、決壊のおそれのある湖が 6ヶ所にある。これまでの報告では、GLOF 発生には、ターミナル・モレーン自身が自然に決壊する場合と上流の氷体崩落などによる突発的な湖水の溢流が引き金となり決壊する場合とがあるようである(Yamada, 1993)。

1995 年 5 月のプレ・モンスーン期、GLOF を引き起こす可能性の高いツォー・ロールパ(Tsho Rolpa)湖で、この形成・拡大機構と決壊洪水の危険度を明らかにするため調査を実施した。Fig. 2 は、1958~1990 年間のツォー・ロールパ湖の拡大の様子を示す(Mool et al., 1993 の Fig. 5 を一部改編)。1958 年の分布はインド隊の測量に基づくもので、下流端に約 1 km 長の湖のほか、 $100 \sim 200 \text{ m}$ 規模の

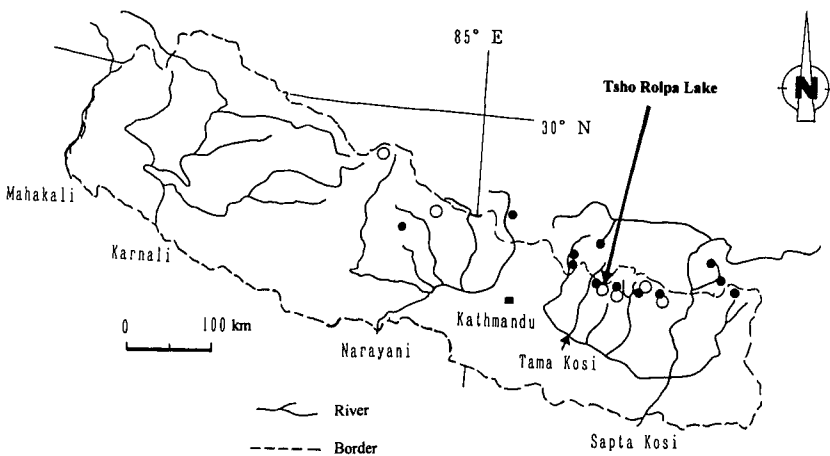


Fig. 1. Locations of supraglacial Tsho Rolpa Lake in the Nepal Himalaya and the other five lakes in danger of outburst (open circle) and twelve lakes bursted in the past (solid circle) (modified after Yamada, 1993).

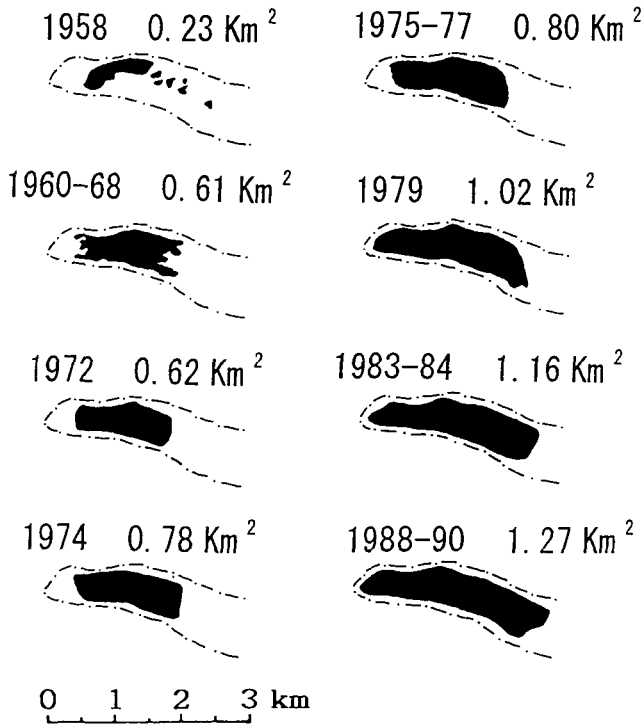


Fig. 2. History of the basin extension of Tsho Rolpa Lake (after Mool et al., 1993).

池沼が点在しているのみである。この場合、この下流端の湖が、特に上流の氷河前面方向に拡大し、他の池沼を併合して現在に至っていることがわかる。ネパール政府水資源省水資源エネルギー委員会事務局 (Water and Energy Commission Secretariat ; WECS) の要請で、氷河湖研究のため著者の山田と門田が JICA 専門家として派遣され、ツォー・ロールパ湖の研究が 1993 年から開始された。本研究は、氷河湖が急速に拡大する機構を明らかにする一環として行った湖水流動に関する観測に基づいている。ここでは、これまでのツォー・ロールパ湖に関する知見をもとに、今回得られた観測結果を中心に報告する。

II. 調査流域と方法

ツォー・ロールパ湖 (北緯 27°51′, 東経 86°29′) は、首都カトマンズから東北東約 110 km, 東ネパール・タマコシ川源頭部のトランバウ氷河末端にあり、流域面積 77.6 km², 湖面標高 4500 m で、1994 年現在、湖水面積 1.39 km², 最大水深 131 m, 平均水深 55.1 m である (Fig. 1, Fig. 3, Fig. 4 参照)。湖の下流端はターミナル・モレーンで堰止められ、上流端は約 25 m 高の氷河前面 (氷崖)、左右側岸は 40~100 m 高のラテラル・モレーン壁 (傾斜角 25~80°) と接している (坂井, 1995; 門田, 私信: Photo 1, Photo 2 参照)。なお、トランバウ氷河は標高 4500 m 以上に分布し、流域内の最高峰は標高 6943 m の Tenji Ragi Tau 山である (Fig. 3)。流域地質は、先カンブリア界の堆積岩・変成岩及び各系の貫入岩体から成る。

1995 年 5 月のプレ・モンスーン期 (受熱期) に調査を実施したが、その観測点を Fig. 4 に示す。A

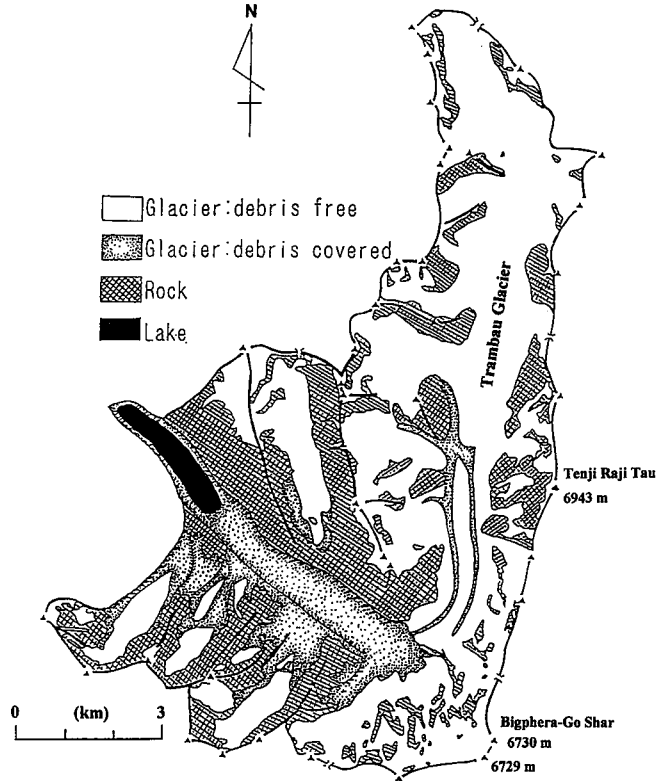


Fig. 3. Drainage basin of Tsho Rolpa Lake. The lake is on the terminus of the lower Trambau Glacier covered with debris (modified after Sakai, 1995).

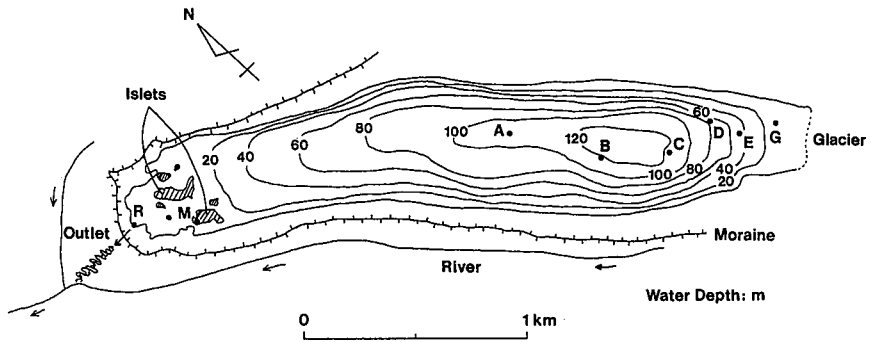


Fig. 4. Station location on the bathymetric map obtained by topographic surveys for February 1993–February 1994 (modified after Yamada et al., 1996).

点 (湖央) と G 点 (水河前面付近) には、0.5 m 深、20 m 深、湖底、および湖底から 1 m 高にペン形自記水温計 (アレック電子 KK 製, model MDS-T: 精度 $\pm 0.15^\circ\text{C}$) を設置し、水温の時系列を得た。この水温データは、FFT 法によるスペクトル解析を行い、その卓越周期の比較から湖水流動の状態を調べた。また、A, B, C, D, E, G 点の各点で船上より水温プロファイラー (アレック電子 KK 製, model ABT-1: 精度 $\pm 0.05^\circ\text{C}$) と赤外線後方散乱式濁度計 (アレック電子 KK 製, model MTB-

16 k：測定範囲 0～2000 mg/l、精度 $\pm 2\%$ ）を用いて、水温・濁度の鉛直プロファイルを得た。1993年6月以来、M点で気温・湿度・気圧・風速・日射量・雨量の気象観測が、流出口のR点で圧力式水位計による水位観測が継続的に行われている。これらは、結氷期を含む年間を通し、1時間ごとに連続測定されている。また、山田・門田・坂井により、1993年9月から、随時氷河前面の後退速度が求められ、門田による1993年2月～1994年2月間の測量からツォー・ロールパ湖の湖盆図 (Fig. 4) が得られた。

III. 結果と討論

1. 気象条件

Fig. 5は、1995年5月1日～27日間、M点で得られた気象データを1時間ごとに示す。この期間は乾期のプレ・モンスーン期であり、氷河融解に日射が効く時期である。この期間、風速・気圧・気温・日射が、明瞭な日変動を示すことがわかる。5月11日～19日の小雨は、弱い低気圧の通過による南からの湿った空気の移流によるが、この時でも日射量は大きいことがわかる。気圧は振幅は小さいが、日周期のほか半日周期の変動がみられ、11時頃と22時頃に極大、3時頃と15時頃に極小をとる。風はこれに対応し、午前の気圧上昇時間に1 m/s以下の弱い山風（南東～南南東風）、午後の気圧降下時間に4～7 m/sの強い谷風（北西～北北西風）が湖の長軸に沿って吹く (Fig. 3参照)。午前の弱い山風は、氷河から吹き下ろす局所的なカタバ風と考えられるが、強い谷風はヒマラヤ山脈南斜面のより広範囲な気圧場が関係していると思われる。

ここで重要なのは、この強い谷風が、吹送距離の長い湖の長軸に沿って吹き、しかもその風下側に湖水と直接接する氷河前面が存在することである (Photo 1)。この谷風は、こうして波浪や吹送流とし

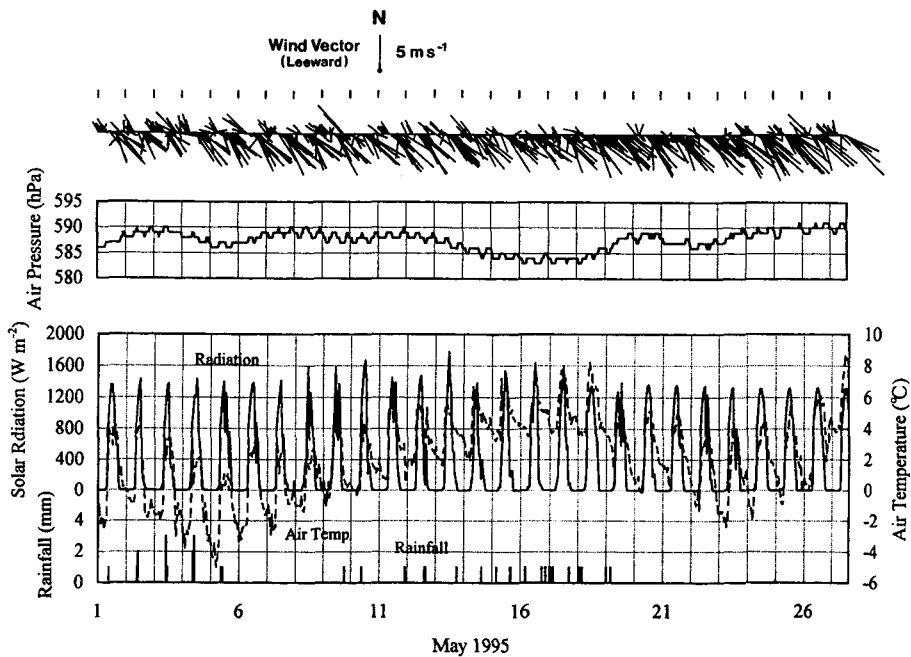


Fig. 5. Meteorological condition observed at site M for 1–27 May 1995 (on the data from Yamada et al., 1996).

て、湖面で吸収された日射による熱を氷河前面方向に輸送し、その融解を促進させる可能性がある。

2. 湖の水温・濁度構造と流動条件

Fig. 6は、B点とG点で得た水温、濁度およびこれを考慮した σ (シグマ)の垂直分布を示す。 σ は $\sigma = (\rho - 1000) \times 10$ として求められ、圧力効果を見逃して便宜上の現場密度として用いる。ここで ρ (kg/m^3)は水温 θ ($^{\circ}\text{C}$)、濁度 T_b (mg/l)での水の密度である。ここで、濁度は浮遊物質濃度の値と等しいとして置き換えて用いている。B点の水温分布(Fig. 6a)から、表層10 m深まではほぼ等温(約 5°C)の混合層があり、この下は、15 m深の 3.2°C から湖底付近の 2.6°C まで漸減する傾向を持つ。水温躍層は、水深13~14 mに存在した。濁度分布はかなり複雑で、水面から15 m深まで $320\sim 390 \text{ mg/l}$ の範囲で変動幅は小さく、これより以深では、10 m~20 m間隔で極大をはさみながら、全体として湖底に向かって増大していることがわかる。密度は、その分布形状の類似から濁度によって支配されていることがわかる。濁度は、特に100 m以深で増大傾向が大きく、湖底から5 m高で極大値(1150 mg/l)をとる。110 mから湖底までは水温低下も比較的大きく、115 m以深で密度的に不安定になる。表層(0~10 m深)に水温・濁度変化の小さな混合層があることは、風による熱輸送が盛んであることを意味し、ここでは特に、強風時の吹送流による氷河前面への熱の水平輸送が重要である。

G点での水温分布(Fig. 6b)は、ごく表層に日射吸収による高温層が存在し、0.5 m以深では、B点と同様に10 mまで約 5°C の等温層がある。10~35 m深では、水温はB点よりむしろ高く、35 m以深

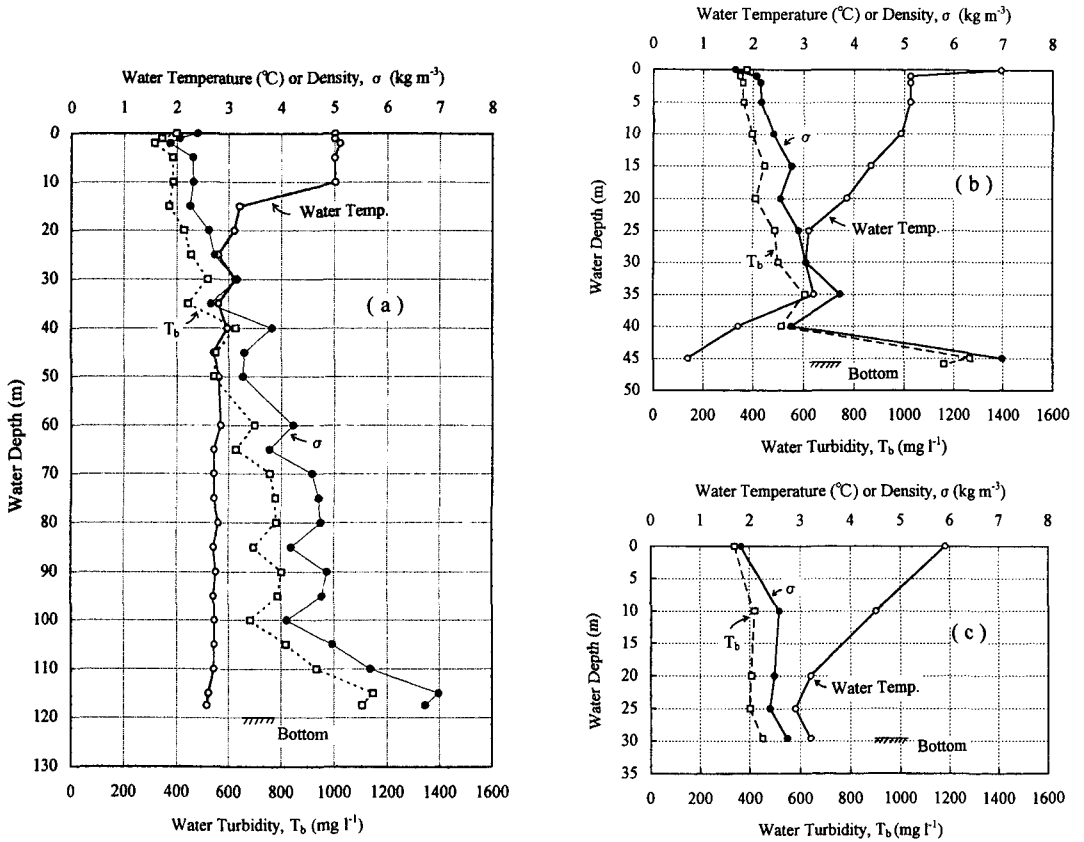


Fig. 6. Vertical profiles of water temperature, turbidity T_b and density σ at (a) site B, (b) site G and (c) a site 50 m southwest of site G.

では逆に湖底付近の 0.7°C まで急激に低下する。濁度は、40 m 深まで B 点と同様の値をとるが、これ以深で急激に増加し、湖底より 1 m 高で 1265 mg/l という高濁度となった。この低温・高濁度の底層は、氷河前面下部の水底流路から流出する氷河融解水をとらえたもので、懸濁下層流 (Sediment-laden Underflow) として湖底に沿い最深点まで流下する可能性がある。実際、B 点では、底部に濁度の極大をもつやや低温の密度不安定層が存在し、これは、この下層流をとらえたものといえる (Fig. 6a)。また、G 点の 10~30 m 深で B 点より水温が高いのは、この下層流発生によって連行される水を補償する流れが、上層から下層に向け存在することが原因と考えられる。G 点下層の低温・高濁度層が、“水底流路”という空間的に限られた流出口から形成されていることは、G 点の約 50 m 左岸側 (氷河前面中央付近) で得たプロファイルにこの層が存在しないことから判明した (Fig. 6c)。また、Fig. 6b での低温・高濁度層の厚さから、この水底流路流出口の高さは湖底から 10~12 m 程度と考えられる。なお、氷河水体と直接接する氷河湖での懸濁下層流や他の要因による堆積条件は、Edwards (1986) によって簡潔に述べられている。また、懸濁下層流の流動・堆積機構については、氷河湖について Chikita et al. (1991, 1995) や Chikita (1992 a), 貯水池について Chikita (1989, 1990, 1992 b) が野外実測・数値実験からその実相を明らかにしている。

結果として、他の C, D, E 点で得た水温・濁度プロファイルは、やはり底部に相対的に低温・高濁度の層が存在し、懸濁下層流の流下を裏付けるものとなった。ただし、A 点ではこの層は顕著には現れず、下層流の影響は G 点付近から約 110 m 以深の最深点周辺まで (ほぼ A 点底面まで) の範囲に限られることがわかった。これは、下層流の駆動力 (重力の下り斜面方向) を考えると妥当な結果といえる。

なお、B 点で観測された幾つかの濁度極大を示す密度不安定層は、高濁な氷河融解水の貫入 (懸濁中層流) によると考えられるが、その機構解明にはさらなるデータの蓄積が必要である。

Fig. 7 は、A, G 点で得た、1995 年 5 月 25 日 9 時~5 月 27 日 13 時の水温時系列 (1 時間ごと) を日射量・風速とともに示す。結果として、測定期間は 3 日足らずであるが、0.5 m 深と 20 m 深で明瞭

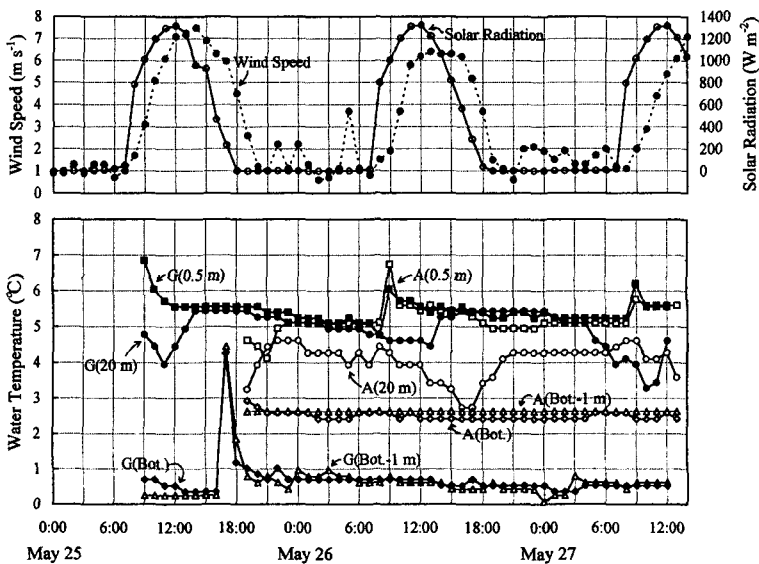


Fig. 7. Time series of water temperature at depths of 0.5 m and 20 m, at the bottom and at 1 m above the bottom (sites A and G), and wind speed and solar radiation at site M for 25–27 May 1995.

な日変動がみられる。20 m 深では、氷河前面に近い G 点が、一貫して A 点より水温が高いことがわかる。これは、前述のように、下層流が運行する水を補償するため G 点の表層から下向きの流れが恒常的に起こっていることを示唆する。また、注目すべきこととして、A 点底では振幅は小さいが 6 時～7 時に極大をもつ日変動がみとめられ、底面 1 m 高では全く変動がないことである。この変動は、下層流として流下する氷河融解水の水温が日変動する事 (G 点底及び 1 m 高の変動) と対応しており、G 点 1 m 高に比べ 6～7 時間遅れでその極大が現れることがわかる。A, G 点間の距離 1.1 km を考慮すると (Fig. 4 参照), その平均流下速度は 4.4～5.1 cm/s である。また、A 点の 1 m 高で変動がみられないのは、この水深では下層流の上限を超えるため融解水の影響がなく、湖水の流動自身もほとんどないことが考えられる。こうして、Fig. 6 で議論したように、下層流が影響する範囲は、氷河前面から下流の A 点底面付近までである。

なお、G 点底及び 1 m 高の変動の中で、5 月 25 日 17 時に大きなピーク (4.2～4.3℃) が存在するが、これが融解水のいかなる挙動によるのかは不明である。また、この変動が A 点に現れないのは、おそらくこの時の融解水が比較的低濁度であったためその密度が A 点底層のそれより小さく、下層流とし

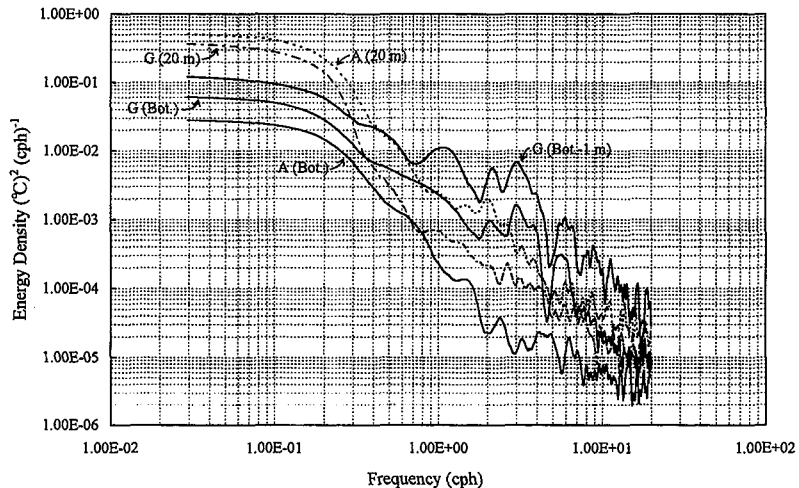


Fig. 8. Power spectra of water temperature at site A (20 m depth and bottom) and site G (20 m depth, bottom and 1 m above the bottom) calculated by the FFT (Fast Fourier Transform) method.

て A 点に達しなかったことが考えられる。A, G 点 0.5 m では、毎日 9 時頃に同時昇温するが、これは、この時刻では谷風がまだ発達しておらず、湖面での日射の影響を直接受けていることによる。

Fig. 8 は、A, G 点での水温時系列データ (1 分間隔) に対し、FFT 法によってスペクトル解析した結果である。ただし、変動のない A 点底 1 m 高と日射の影響が見られる 0.5 m 深のデータは除外している。Fig. 7 にみられる日周期変動を 3 日間データから導くことは困難であるが、G 点底 1 m 高のスペクトルは、周期として 57 分、28 分、20 分、15 分、10 分、7 分、5 分に明瞭なピークがみとめられ、日変動のような規則変動の中の高周波成分であることを示唆する。また、A 点 20 m スペクトルの卓越周期は、G 点 1 m 高のそれと類似しており (特に 30 分、10 分、7 分、5 分周期)、氷河融解水の A 点 20 m への貫入を示唆する。実際、坂井 (1995) によって最深点で得られた、1993 年 6 月 9 日と同年 9 月 19 日の水温プロファイルと比較すると、水深約 30 m 以下の浅い層で、9 月 19 日の方が 6 月 9 日より水温が 0.2～2.4℃ だけ低下していた。こうして、Fig. 7 にみられた A 点 20 m での水温日変動は、

G点底部に流入する氷河融解水の日変動と対応し、その極小をとる時間（G点底1 m高で23時～24時、A点20 m深で翌日16時～17時）の差16～18時間から、平均流速約2 cm/sの密度中層流として貫入していると考えられる。

G点20 mのスペクトルは、A点20 mのそれとほぼ同周期にピークをもつが、周期23分以外はピーク強度は余り有意でない。これは前述のように、G点では下層流発生に伴う水の連行を補償する下向きの流れがあり、これによる上下水の混合がその周期性を弱めていると考える。なお、A点底面のスペクトルは、41分、25分、14分、12分、10分、4分に卓越周期をもち、A点20 mやG点20 mの30分周期以外は、この点の周期と比較的よく対応している。また、これらは、G点底1 m高スペクトルの卓越周期とは明らかに異なる。これらのことから、A点底面の水温は、氷河融解水の貫入が直接影響しているのではなく、下層流が流下に伴い連行する水の温度を反映していることがわかる。この結果は、A点水深が約110 mであり、Fig. 7で述べたように、この水深が下層流の上界面に対応することと調和的である。下層流は、A点に達するまでにその上界面を通し周囲の水を連行するため、上界面の温度は、その経路での各水深の接触水体の温度を反映していると考えられる。連行現象は、こうして、A点底面スペクトルとA、G点20 mスペクトルとの対応関係を弱める結果を与える。

以上から、G点から湖央A点までの湖底水温は、懸濁下層流の流動によって支配されているといえる。しかし、低温な融解水を運搬し、新たな堆積物を運搬・供給すると言う意味では、この流れが湖底下の氷体融解に与える寄与は相対的に大きくないことが予想される。しかも、湖底下には既に湖成堆積物や氷河性デブリが堆積しており、この存在は、湖底と氷体との間の温度勾配を小さくする。このため、湖底の融解条件を明らかにするには、他方でこの堆積層の構造や厚さをユニブームなどの地層探査機で調べ（中尾・山下, 1978; 半田ほか, 1987）、現在の堆積速度を明らかにする必要がある。

3. 湖盆拡大速度

現在、湖盆拡大が最も進行しているのは氷河前面（氷崖）である。これはその下部が湖水と接して融解が進み、湖面上の氷体が不安定となって分割崩落する“カービング(Carving)”が生じているからである(Photo 3)。門田による測量では、氷河前面は1993年9月18日～1994年6月20日間で最大80 m(平均50 m)後退している。1994年6月27日には大規模な崩落によって最大120 mさらに後退し、この崩落でデブリ氷河上の池が消失した(門田, 私信)。実際、今回の調査中(1995年5月25日16:40頃)に氷河前面での崩落によってサージが発生し、これにより、下流端のターミナル・モレーン左岸のベースキャンプで約40 cmの水位変動(周期26秒)が観測された。このように、氷河前面の平均日後退速度は最大29～71 cm/d(平均18 cm/d)と極めて高く、湖盆拡大がこのカービングによって著しく進行しているのがわかる。ここで見られる氷体の分割崩落は、現在南極大陸で観察される外海と接する氷床の氷山分離と対応し、氷河後退に大きな役割を果たす。

また、湖決壊の観点からは、ターミナル・モレーンの一部には内部に氷体の存在が確認されており(Yamada et al., 1996)、この内部氷体の融解条件を明らかにする必要がある。坂井(1995)によれば、M点付近の湖底断面測量から1993年11月～1994年11月間で75 cmの融解沈降がみとめられ、平均融解速度0.35 cm/dと与えられた。R点ではプレ・モンスーン期からモンスーン期にかけ1～10 m³/sの流出量があり(Fig. 4; 坂井, 1995)、水深20 mより浅い領域ではこの流出に伴う流動(傾斜流)による熱輸送が無視できないと考える。

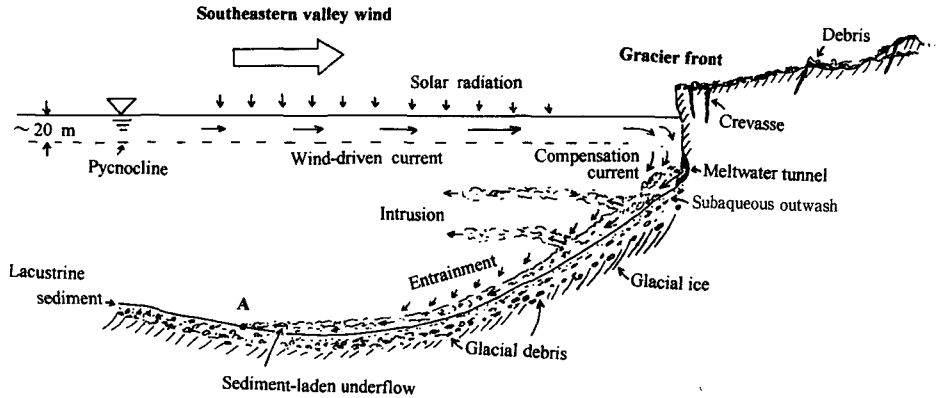


Fig. 9. Schematic of lake currents affecting the ice melt in the upper region of Tsho Rolpa Lake. The bottom level of site A corresponds to the upper boundary of sediment-laden underflow.

IV. 結 論

本論文のツォー・ロールパ湖調査では、氷河前面から湖中央までの領域について、特に湖底水温を決める流動条件を調べた。水温・濁度の垂直分布から、氷河前面下部には氷底流路が存在し、ここから高濁な氷河融解水が流入して懸濁下層流(sediment-laden underflow)を形成していることがわかった(Fig. 9)。この流れは湖中央にまで達し、流下に伴う連行水の動きとともに湖底水温を決定していることが判明した。水温時系列データから、融解水は湖中央層(30 m以浅)にも貫入し、その温度場を決定していることが示唆された。湖の密度構造は水温より濁度(または浮遊物質濃度)に支配され、全体として密度は湖底に向かい増大する。しかし、所々に濁度極大の不安定層があり、この成因は氷河融解水の貫入と考えられる。

湖盆拡大の最も顕著な氷河前面では、定性的に次のような流動による熱輸送が考えられる(Fig. 9 参照)：

日射吸収の大きい日中に強い谷風が吹き、湖表層では相対的に高温の混合層が形成され、層内に生じた吹送流は氷河前面にこの熱を輸送する。他方、氷河前面では懸濁下層流及びこの発生・連行に伴う下向きの補償流が生じ、吹送流による熱を下層へ運び氷河融解に寄与する。結果として融解熱を奪われた水は、懸濁下層流の一部として取り込まれより下層へ輸送される。下層流は側方拡大によって湖底との接触面積を広め、湖中央までの広範囲に湖底温度を決める要因となる。

水体が氷河上にあるため、春先の開氷時には、清水であれば湖面での日射の吸収・透過によって密度不安定となり、対流による熱輸送で底面融解が進行する。結果として、静水状態でも正のフィードバックが働きその融解は常に進行する。しかし、水密度が濁度に支配され、静水状態で密度成層する場合、湖面での受熱が融解に効率よく使われるには、湖流による下部への熱輸送と融解に使われた低温水の排出が必要である。ツォー・ロールパ湖は、現在この条件を有した湖であり、融解進行の程度が静水状態に比べかなり大きいことが予想される。また水体の露出した氷河前面ではカービング現象によって、湖成堆積物やデブリの被覆する他の底部に比べ、50~200倍大きい拡大速度をもつ。湖全体の流動条件と湖盆融解やカービング現象との関係を系統的に明らかにし、全体の拡大速度を定量的に評価すること、そしてこれまでの湖盆拡大と氷河融解水の挙動・量との関係を水収支・熱収支的に明らかにすることが湖盆形成・拡大の機構解明と決壊予測を行うために重要である。

謝辞 調査準備に際し、名古屋大学大気水圏科学研究所の中尾正義博士、藤田耕史氏にはお世話頂きました。御礼申し上げます。なお本研究の一部は、1994~1996年度文部省科学研究費(国際学術研究、課題番号06041051、「ヒマラヤ雪氷圏における地球温暖化による影響評価の基礎的研究」：研究代表者、名古屋大学大気水圏科学研究所・教授・上田豊)とJICAの専門家派遣費一般現地業務費によった。

文 献

- Chikita, K., 1989. A Field Study on Turbidity Currents. *Water Res. Res.*, **25**, 257-271.
- Chikita, K., 1990. Sedimentation by River-Induced Turbidity Currents : Field measurements and Interpretation. *Sedimentology*, **37**, 891-905.
- Chikita, K., 1992a. The Role of Sediment-Laden Underflows in Lake Sedimentation : Glacier-Fed Peyto Lake, Canada. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido University, Ser. VII(Geophys.)*, **9**, 211-224.
- Chikita, K., 1992b. Dynamic Processes of Sedimentation by River-Induced Turbidity Currents. II. Application of a Two-Dimensional, Advective Diffusion Model. *Trans., Jpn. Geomorph. Union*, **13**, 1-18.
- 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. *Jpn. 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.
- Edwards, M., 1986. Glacial Environments. In : *Sedimentary Environments and Facies* (ed. by H.G. Reading), Chapter 13, 445-470.
- 半田暢彦・金成誠一・井内美郎・沖野外輝夫, 1987. 湖沼調査法. 古今書院, 215 pp.
- Mool, K., T. Kadota, P. R. Maskey, S. Pokharel and S. Joshi, 1993. Interim Report on the Field Investigation on the Tsho Rolpa Glacier Lake, Rolwaling Valley. WECS Report No. 3/4/021193/1/1, Seq. No. 436.
- 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.
- 坂井亜規子, 1995. ネパール・ヒマラヤにおける氷河湖の熱的特性. 北海道大学修士論文, 66 pp.
- Yamada, T., 1993. *Glacier Lakes and their Outburst Floods in the Nepal Himalaya*. WECS/JICA, Nepal, 37pp.
- Yamada, T., T. Kadota and T. Kita, 1996. Meteorological and Hydrological Condition and Physical Characteristics of Tsho Rolpa Glacier Lake, Rowaling Valley (in preparation as WECS Report).



Photo 1. Supraglacial Tsho Rolpa Lake (4500 m above sea level) and Trambau Glacier front (25 May 1995). Two peaks in front are Bigphera-Go Shar (6729 m and 6730 m above sea level).

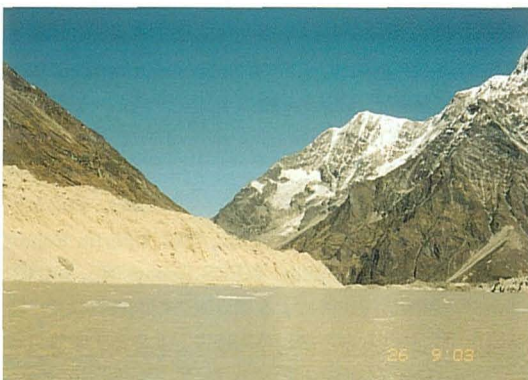


Photo 2. Lateral moraine wall (40–100 m high ; slope angle, 25–80°), a southwestern border of Tsho Rolpa Lake (26 May 1995). Some ice masses from failure at the glacier front are drifting toward the terminal moraine.

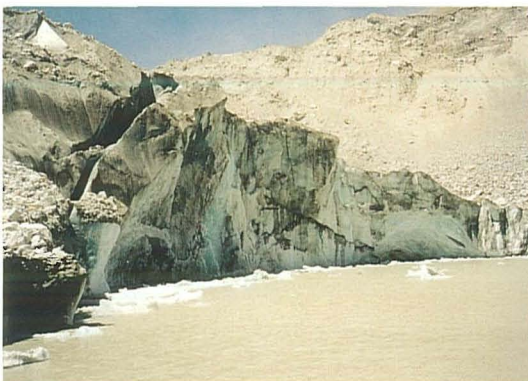


Photo 3. “Carving” of the glacier-front wall about 25 m high (27 May 1995).