# 解説

# チベット高原の寒冷氷河における上積氷の研究<sup>1)</sup>

## 藤田耕史2)

#### 要旨

チベット高原上の寒冷氷河の質量収支過程を明らかにするために、タングラ山域小ドンケマディ氷 河にて、1993年のモンスーン期に観測をおこなった.この氷河では氷河表面が融解によって低下す る際にも、積雪下の氷面で浸透水の再凍結が生じ、実際には消耗とならないことを明らかにした.こ の過程を定量的に評価するために、凍結量、氷体の温度、浸透水との関係を時間的・空間的に比較し た.実際に積雪下で凍結する水の量は、氷体の温度とそこに供給される浸透水の量によって決まるこ とがわかった.質量収支が正となる涵養域では、温暖氷河なら流出してしまう浸透水の約6割が再凍 結によって流出せず、再び氷河に固体として取り込まれることを明らかにした.

キーワード:チベット高原, 寒冷氷河, 再凍結, 上積氷, 質量収支 Key Words: Tibetan Plateau, cold glacier, refreezing, superimposed ice, mass balance

#### 1. はじめに

対流圏の半分近くにまで達しているチベット高 原は、地球の大気循環にとって大きな障壁として 存在し、アジアのみならず、世界の気候に影響を 与えており、そこでの水循環を理解することは地 球科学的に非常に重要である. チベット高原には 数多くの氷河が存在しているが、降水・河川など の水循環の速さの時間スケールが数日から数十日 程度であるのに対し,固体として存在している氷 河は数百年から数千年の時間スケールをもち、高 原上の水循環の中でも特異な存在となっている. チベット高原は中緯度(30°~35°)・高標高(約 5000m)に位置しており、南東部を除いて大陸性 気候に支配されている.このため、日射が強く、 降水が少ないといった,氷河が存在する条件とし ては負の要因が大きいにも関わらず,多量の氷体 を維持している.

1) Superimposed ice in a cold glacier on the Tibetan Plateau

 2)名古屋大学大気水圏科学研究所 〒464-8601 名古屋市千種区不老町 (Koji FUJITA, Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-8601) 編注:平成9年度中谷宇吉郎科学奨励賞受賞者

世界中の南極・グリーンランド氷床以外の氷 河・氷帽は地球上に固体として存在している氷の うち,体積にしてわずか0.6%を占めているに過 ぎないが (IPCC, 1996), Meier (1984) によれ ば、過去100年の海水の増加分のほとんどがこれ らの氷河・氷帽の縮小によってもたらされてい る. さらに, 近年の海水面の上昇には, 特にアラ スカ・アジア高山域・アンデス高地の氷河の縮小 が大きく寄与しているといわれている. 将来の海 水準変動を評価する際,世界各地の氷河・氷帽が 気候の変化に対してどのように応答するかを知る ことはきわめて重要である.先に挙げた3地域の うち、アラスカを含む北極域や欧州にある氷河に 関する研究は、欧米の研究者らによって古くから 盛んにおこなわれているが、アンデス高地とアジ ア高山域にある氷河に関する研究は、これらの地 域の気象データがほとんどないことも相まってほ とんどおこなわれていない.

質量収支に関する研究が古くから進んでいる欧 米の氷河の多くが、1年を通じてほぼ0℃の氷体 をもつ温暖氷河であるのに対し、チベット高原上 の氷河は、南東部の1部を除き、氷体の温度が 0℃以下の寒冷氷河に分類される(Huang *et al.*,

1982; Huang, 1990). 寒冷氷河では, 融解水の 一部が冬の間に冷却された氷体に接触することで 再凍結を起こし、氷河の質量収支に大きく寄与し ていることが知られている(例えば Baird et al., 1952 ; Koerner, 1970 ; Bazhev, 1973 ; Wakahama et al., 1976; Trabant and Mayo, 1985; Braithwaite et al., 1994). また, 欧米の氷河は, 通常, 冬期の 降雪によって涵養され、夏期の融解によって消耗 し、その収支によって拡大・縮小を繰り返してき た. 一方, ヒマラヤ・チベットの氷河は, インド モンスーンの影響を受けるために、降雪・融解が 夏期に集中し、氷河の維持機構である質量収支過 程はきわめて複雑である (Ageta and Higuchi, 1984). このように、チベット高原の乾燥した環 境下にある寒冷氷河は独特の質量収支過程を持つ と考えられるが、これに関する研究は具体的な観 測例も含めて、ほとんどおこなわれていなかっ た.

### 2. 上積氷に関する観測結果

チベット高原における寒冷氷河の質量収支特性 を明らかにするために、1989年から1995年まで の間、チベット高原中央部タングラ(Tanggula) 山域(図1)の小ドンケマディ(Xiao Dongkemadi)氷河(33°N,92°E,図2)にて、質量収支の 継続観測が行われた.小ドンケマディ氷河は高度 幅5380 m ~ 5926 m、面積 1.77 km<sup>2</sup>の小型氷河で 南を向いており、表面はなだらかでクレバスなど はなく、平衡線は概ね標高5600 m 付近に位置し ている.質量収支の中でも大きな割合を占めてい ると見られる融解水の再凍結過程を明らかにする



ために, Fujita *et al.* (1996) は 1993 年 5 月 28 日 から 9 月 11 日にかけてのモンスーン期に集中観 測をおこなった.

図3は5600m地点における1992年9月から 1993年9月にかけての氷河表面と積雪下の氷面の レベル変化である.表面レベルは9月はじめの降 雪を除けば、4月にかけての冬期に数回にわたる 少量の積雪を記録したのみで、大きな変化は見ら れなかった.一方、5月から8月にかけての夏期 には降雪によるレベル上昇と融解に伴うレベル低 下が顕著になる.夏期における表面レベルの大き な変化は、この地域の降水がモンスーンによって 集中的にもたらされ、涵養と消耗が同時期に生じ ていることを示している.

氷面レベルは表面レベルとピット観測時に求め た積雪層の厚さから相対的に求めた.通常,氷河 内部での雪から氷への変化は圧密過程によって深 さ数十m以深で生じているが,この氷河では涵



図2 小ドンケマディ氷河.○は質量 収支観測のためのステーク網.



図3 1992年9月から1993年9月にかけての5600m地 点(平衡線付近)における氷河表面レベル(× と実線)と積雪下の氷面レベル(▲)の変化. 1992年9月1日の表面レベルを0とした.

養域である5700m地点でも積雪層の厚さは2m 以下で,積雪層と氷との境界は非常に明瞭であっ た. この地点において得られた5mのコアの層位 から、この氷が部分的な氷板ではなく、連続した 氷河氷であることが確かめられている (Seko et al., 1994). このように,表面からわずか数mの ところから、連続した氷河氷が存在しているとい うことは、雪から氷河氷への変化が温暖氷河に見 られるような圧密過程によるものではなく、融解 水の再凍結過程によって上積氷(superimposed ice)が形成されていることを示している. 図中 に示されている夏期における氷面レベルの上昇 は,表面レベルの低下と対応しており,表面で生 じた融解水が氷面で再凍結することによって上積 氷が形成され,氷面自体が上昇していることを意 味している、このため、表面では一見消耗が進ん でいるように見えるが,実際の収支は逆に増加し ていることがある (Ageta and Fujita, 1996).

図4は2高度(5600,5700 m)で観測された浸 透水の季節変化である.浸透水は積雪層中に埋設 したボトルの重量を定期的に量ることで得た. 5600 m 地点では7月の終わりに急激に浸透水が 増えており,図3に示した表面レベルの低下と氷 面レベルの上昇に対応している.9月にはいると 浸透水は急激に減少した.5700 m 地点では,ほ とんどの浸透水は8月の1ヶ月間に限られて観測 された.

図5は1992年10月から1993年9月の間に観測 された5600m地点における氷河氷体温度の深さ 分布の例である.1月はじめに表面付近で強い冷 え込みが見られた後,融解が始まる直前の5月の 終わりには,表層の氷体温度は再び上昇している.



図には示されていないが,6月から9月の融解期 を通して積雪層の温度はほぼ0℃に保たれ,氷面 より下の温度は徐々に上昇した.融解期中の緩や かな氷温上昇は,浸透水が氷面から浸透せず,再 凍結する際に生じる潜熱によってもたらされたと 考えられる.

#### 3. 上積氷の量的評価

融解期間中の氷河氷体の温度上昇が,全て氷面 で浸透水が再凍結する際に生じる潜熱によっても たらされていると仮定すると,冷却された氷体が 浸透水を再凍結によって氷河に固定できる潜在的 な凍結量が以下の式によって計算できる.

$$r_p = \int_0^{z_c} \frac{\rho_i c_p}{L} \Delta T(z) dz \tag{1}$$

ここで $r_p$ は凍結量(単位は kg m<sup>-2</sup>で, mm 水当 量に等しい),  $z_c$  (m) は氷体温度の1年間の振幅 が 0.1°C 以下になる深さ(氷の熱拡散係数 1.16 × 10<sup>-6</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> から 20 m とした),  $\rho_i$ は上積氷の密度 870 kg m<sup>-3</sup>,  $c_p$ は氷の定圧比熱(2009 J kg<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>),



図5 1992年10月から1993年9月に かけての5600m地点における氷 河氷体温度の深さ分布.温度セ ンサーは1992年10月にセット したときの位置に固定されてい るため、参考に表面(▼)と氷 面(-)の位置を示してある. Lは水の凍結潜熱( $3.34 \times 10^5$ J kg<sup>-1</sup>),  $\Delta T$ (z) は 測定期間中の深さz(m)における温度変化(°C) である.氷体の温度変化から得られる凍結量 ( $r_p$ )は,温度変化を観測した期間中に氷体が凍 らせることのできる水の最大量を意味しており, 「可凍結量」と呼ぶ.

一方で,図3に示したように,浸透水の再凍結 は氷面の上昇を引き起こす.「実凍結量」(r<sub>a</sub>, mm水当量)は凍結前後の雪と氷の密度から

$$r_a = (\rho_i - \rho_s) \Delta I \tag{2}$$

として求まる. $\rho_i$ は上積氷の密度 870 kg m<sup>-3</sup>, $\rho_s$ はピット観測から求めた雪の平均密度 380 kg m<sup>-3</sup>, $\Delta I$ は測定期間中の氷面レベルの変化量(m)である.

例えば、南極のように氷河氷体が十分に冷えて いたとしても、供給される水がなければ再凍結は 生じようがない.このため、氷面への水の供給量 を意味する「浸透量」(*p*<sub>w</sub>)は上積氷の量的評価 にとって重要である.

#### 4. 上積氷の時間変化と高度分布

図6は5600m地点での「可凍結量」・「浸透 量」・「実凍結量」の積算時間変化である.「可 凍結量」は7月はじめに増加しているが,「浸透 量」・「実凍結量」はそれほど増加していない. この時の氷体温度の上昇は,浸透水の再凍結を伴 わない温度上昇であったことになる.7月末から 8月はじめにかけて,「実凍結量」は「浸透量」 と共に,急激に増加している.浸透水は氷面を透 過しないと考えられるので,氷面での水の凍結速



図6 1993年5月28日から9月17日までの5600m地 点における「実凍結量(▲)」・「可凍結量 (○)」・「浸透量(◇)」の積算時間変化.

度は氷面より下にある氷の熱伝導に依存してい る.このため、8月半ば以降、氷面に「可凍結 量」を上回る十分な「浸透量」が供給されていて も、「実凍結量」は「可凍結量」以上に凍結する ことなく、余剰の浸透水は下流へと流出してしま う.

図7は5月28日から9月11日にかけての「可 凍結量 | ・ 「浸透量」・「実凍結量」の高度分布を示 している。消耗域における「浸透量」は得られて いないが,裸氷が露出しアルベドが低かったため, 図から直線的に外挿される量よりもさらに多いと 考えられる.「可凍結量」は、3高度における同 期間の氷体温度プロファイルの変化から求めた. 氷体温度を測った最も高い高度(5680m)では, 5月の時点でそれより低い高度よりもよく冷えて おり、より多くの水を凍結させることができたは ずである.しかし、図4に示したように、5700m 地点での融解は7月の終わりにならないと始まら なかったため、十分な「浸透量」がなく、「実凍 結量」は少なく押さえられている. 高度が下がる と「実凍結量」は「浸透量」と共に増加し、「可 凍結量|と「浸透量|が交差する 5650 m 付近ま で、浸透水のほぼ全てが凍結していたことがわか る.5650m付近より下では、浸透水の供給は十 分にあるものの、「実凍結量」は氷体温度を表す



図7 1993年5月28日から9月11日 にかけての「実凍結量(▲)」・ 「可凍結量(○)」・「浸透量(◇)」 の高度分布.

383

「可凍結量」によって制限を受ける.5600 m 地点 より下での氷面レベルは融解期のはじめにわずか に上昇するものの,8月中に積雪層がなくなり裸 氷が表面に出てしまうことで消耗し,再び低下す る.このように,消耗域においては「浸透量」と 「可凍結量」が十分であっても,それを上回る消 耗によって融解期はじめに形成された上積氷は失 われ,流出してしまう.

#### 5. 上積氷と質量収支

これまでの解析の結果,氷面での再凍結が浸透 水(融解水)の量と氷体温度(冷え込み)によっ て決まることがわかった.そこで,再凍結によっ て,流出せずに氷河に再び取り込まれた氷が,氷 河質量収支の中でどの程度の割合を占めているか について評価した.なお,質量収支の定義では消 耗に関する要素は負の値で表現するが,ここでは 全ての要素を正の値を持つものとして取り扱う.

ある地点における,再凍結量も考慮した質量収 支*b*(mm 水当量)は,以下のように求められる.

$$b = \Delta S \rho_s + \Delta I \rho_i \tag{3}$$

ここで、 $\Delta S \ge \Delta I$ は観測期間中における積雪層の 厚さと氷面レベルの変化量(m)である. $\rho_s$ はピット観測から求めた雪の平均密度380 kg m<sup>-3</sup>, $\rho_i$ は上積氷の密度870 kg m<sup>-3</sup>である.質量収支(b) に関わる降雪( $c_s$ ),降雨( $c_r$ ),融解( $a_m$ ),蒸発( $a_e$ ),流出( $r_o$ ),再凍結( $r_a$ )の関係は、以下の ように表現できる.

$$b = c_s + c_r - a_e - r_o$$

$$r_o = c_r + a_m - r_a$$
(4)

氷河脇で測られた5月28日から9月11日にかけ ての降水量(510 mm 水当量)は、Ueno *et al.* (1994)が観測した雨雪と気温との関係から、 5600 m 地点においては降雪が470 mm 水当量,降 雨が40 mm 水当量であったと推定される.観測 によって得られている同地点での浸透量( $p_w$ , 400 mm 水当量)は、表面での融解量( $a_m$ )と降 雨量( $c_r$ )との和に等しい.

$$p_w = a_m + c_r \tag{5}$$

このため、融解量  $(a_m)$  は 360 mm 水当量と推定 される.蒸発による消耗量  $(a_e)$  に関する観測は おこなわれなかったが、大野・大畑 (1994) は数 値計算によって 1992 年の同期間中・同地点で約 60 mm 水当量であったと推定している.再凍結 量  $(r_a)$  は 190 mm 水当量なので、同地点におけ る流出量  $(r_e)$  は 210 mm 水当量と推定され、質 量収支 (b) は 240 mm 水当量ととなり、観測結果 (250 mm 水当量) とほぼ一致する (図 8).質量 収支のうち約8割の 190 mm 水当量が再凍結によ るものであり、浸透水の再凍結が正の質量収支に 大きく寄与していることがわかる.また、温暖氷 河の質量収支では通常無視される降雨も、浸透水 の一部として正の質量収支に寄与しうることがあ る.

図9に5月28日から9月11日にかけての浸透 量 ( $p_{av}$ ),質量収支 (b),再凍結量 ( $r_{a}$ )の高度分 布と高度50m毎の氷河の面積分布を示す.同期 間の平衡線は5550m付近にあったことがわかる. 浸透水は5750m付近まで生じていたが,5650m 付近より上では浸透水のほぼ全てが再凍結によっ て氷河から流出しなかった.消耗域での浸透量が 推定できていないので,5550m以上の涵養域で の再凍結量・浸透量・涵養量を氷河の面積分布を 考慮して求めたところ,それぞれ1.6×10<sup>5</sup>, 2.6×10<sup>5</sup>,6.1×10<sup>5</sup>m<sup>3</sup>となった.涵養域では浸 透水の約6割が再凍結によって流出せず,再び氷 河に取り込まれていることになる.

通常,温暖氷河では氷河表面で生じた融解水は そのまま氷河の外へ流出してしまい,融解は消耗 を意味する.温暖氷河で確立された質量収支は以



図8 1993年5月28日から9月11日にかけての5600m 地点における質量収支の各項目.

面積 (km<sup>2</sup>) 0.1 0.2 0.3 n 5900 5800 5700 唐度(m) 5600 5500 5400 -600 -300 0 300 600 mm水当量 1993年5月28日から9月11日 にかけての質量収支の実測値 (×)とその高度 50 m 毎の平均 (●),および再凍結量(▲), 浸透量(◇)の実測値と氷河面

下のように表される。

(6)  $b = c_s - a_m - a_e$ 

積の高度分布 (灰色).

この氷河が温暖氷河であったなら、同地点での質 量収支は50mm水当量,流出は400mm水当量 となるところだが、式4と図8に示したように再 凍結過程が無視できない寒冷氷河の質量収支で は、表面での融解はそのまま氷河にとっての消耗 とはならず、通常無視されてきた降雨・再凍結・ 流出を考慮する必要がある.このことは、チベッ ト高原に限らず、世界の寒冷氷河が海水準に与え る影響を評価する際、融解期の氷河表面での熱収 支だけでなく、氷河内部の温度条件とそこでの再 凍結量を考慮しないと,氷河からの流出量を正し く推定できないことを示している.

温暖氷河のように涵養域において数十mもの 積雪層があると、雪の断熱効果によって冬期の寒 気による冷却効果が阻まれ、氷体はそれほど冷え ない.小ドンケマディ氷河の涵養域のように積雪 層がわずか数mしかないことは、冬期に氷体が より冷却されることを意味しており、「可凍結量|

を増加させる方向に働いている、しかしながら、 薄い積雪層はアルベドの低い氷が表面に出るチャ ンスが多いことも意味している。特に日射が強い チベット高原では、裸氷が表面に出てからの融解 は非常に早く、大きな負の収支になりうる.実際、 1989年からの同氷河における質量収支の継続観 測結果から,負の収支の年は正の収支の年に比べ, 大きい負の値になる傾向があった(Ageta et al., in press). このことは、チベット高原の寒冷氷河 が、大陸性気候の降水の少ない環境下で効率よく 水を固体として取り込んでいる一方で、温暖化に 対しては非常に敏感でありうることを意味してい る.

終わりに、この研究を進めるにあたり、名古屋 大学大気水圏科学研究所の上田豊教授にご指導を 賜った. Cryosphere Research on Qingzang Plateau (CREO) プロジェクトに参加された日本・中国 のメンバーの方々には観測・研究のみならず. 様々な方面でご支援・ご協力をいただいた。記し て心から感謝申し上げる.

#### 文 献

- Ageta, Y. and Fujita, K., 1996: Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan Plateau. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, 61-65.
- Ageta, Y. and Higuchi, K., 1984: Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya, Geografiska Annaler, 66A, 249-255.
- Ageta, Y., Seko, K., Fujita, K., Pu, J. and Yao, T., in press: Some aspects of mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier in the Tanggula Mountains on Qingzang Plateau, 1989-94. Cryosphere, 3.
- Baird, P. D., Ward, W. H. and Orvig, S., 1952: The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950, I, II. Journal of Glaciology, 2, 2-23.
- Bazhev, A. B., 1973. Infiltration and run-off of melt water on glaciers. International Association of Scientific Hydrology Publication, 95 (Symposium at Cambridge - Hydrology of Glaciers), 245-250.
- Braithwaite, R. J., Laternser, M. and Pfeffer, W. T., 1994: Variation of near-surface firn density in the lower accumulation area of the Greenland ice sheet, Pâkitsoq, West Greenland. Journal of Glaciology, 40, 477-485.
- Fujita, K., Seko, K., Ageta, Y., Pu, J. and Yao, T., 1996: Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau. Journal of Glaciology, 42, 454-460.

Huang, M., 1990: On the temperature distribution of glac-



iers in China. Journal of Glaciology, 36, 210-216.

- Huang, M., Wang, Z. and Ren, J., 1982: On the temperature regime of continental-type glaciers in China. Journal of Glaciology, 28, 117-128.
- IPCC, 1996: Climate Change 1995, The Science of Climate Change. Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572p.
- Koerner, R. M., 1970: Some observations of superimposition of ice on the Devon Island ice cap, N. W. T. Canada. Geografiska Annaler, **52A**, 57-67.
- Meier, M. F., 1984: Contribution of small glaciers to global sea level. Science, **226**, 1418-1421.
- 大野宏之·大畑哲夫, 1994: 大陸性氷河における通年蒸発 量, 雪氷, 56, 341-351.

- Seko, K., Pu, J., Fujita, K., Ageta, Y., Ohata, T. and Yao, T., 1994: Glaciological observation in the Tanggula Mts., Tibetan Plateau. Bulletin of Glacier Research, **12**, 57-67.
- Trabant, D. C. and Mayo, L. R., 1985: Estimation and effects of meltwater refreezing on five glaciers in Alaska. Annals of Glaciology, 6, 113-117.
- Ueno, K., Endoh, T., Ohata, T., Yabuki, H., Koike, T., Koike, M., Ohta, T. and Zhang, Y., 1994: Characteristics of precipitation distribution in Tanggula, Monsoon, 1993. Bulletin of Glacier Research, **12**, 39-47.
- Wakahama, G., Kuroiwa, D., Hasemi, T. and Benson, C. S., 1976: Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska. Journal of Glaciology, 16, 135-150.

(1998年6月30日受付)