

チベット高原における寒冷氷河からの流出特性と 気候変動に対する応答予測

Runoff Characteristics from a Cold Glacier and Climatic Sensitivity on the Tibetan Plateau

藤田耕史* (名古屋大学大学院環境学研究科)

Kouji FUJITA Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

太田岳史** (名古屋大学大学院生命農学研究科)

Takeshi OHTA Graduate School of Bioagricultural Sciences, Nagoya University

上田 豊* (名古屋大学大学院環境学研究科)

Yutaka AGETA Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

Model calculations are made in order to understand characteristics and response to climate change of runoff from a cold glacier on the Tibetan Plateau. Twenty percent of meltwater was preserved at the snow-ice boundary due to refreezing because glaciers in the middle to northern Tibet are cooled enough during the previous winter. This result suggests that it is not suitable to describe runoff water as same as meltwater at the glacier surface whose procedure has been done well in the previous studies.

Sensitivities to change in meteorological parameters revealed that change in air temperature will cause not only increase of melting by sensible heat, but also drastic increase of melting due to albedo lowering since a part of snowfall changes into rainfall. As additional result, it was suggested that an increase of precipitation would cause a decrease of contribution of glacier runoff to the total runoff in the river water.

Key words : Runoff, Glacier, Mass-Balance Model, Tibet, Climatic Sensitivity

乾燥域の水源として重要な役割を果たしていると考えられている氷河からの流出特性について、チベット高原中央部のドンケマディ氷河を例に数値実験を行った。この結果、ドンケマディ氷河は氷体温度が氷点下の寒冷氷河に属するため、表面で生じた融解水の約2割が氷河内部で再凍結し氷河外へ流出しないことを明らかにした。また、気候変化に対する流出の応答についての数値実験によって、昇温に対して敏感であることが示された。通常、夏期の降水の一部がアルベドの高い雪として降ることにより融解を抑制しているが、気温の上昇に伴い降雨の割合が増えるためにアルベドが下がり、単なる顕熱の増加分以上に融解量が飛躍的に増加することによる。その一方で、同じ気温条件下での降水の増加は、高アルベドの降雪による融解抑制効果によって氷河の融解を抑制し、下流における流出量への寄与を減少させることがわかった。

キーワード : 流出, 氷河, 質量収支モデル, チベット, 気候感度

I. はじめに

ヒマラヤ山脈, チベット高原からなるアジア高山域における水循環は全球的な気候システムに大きな

影響を与えていると考えられている。また、チベット高原北部の氷河から流れ出る河川の多くは北縁に広がる乾燥地帯に流入しており、乾燥域に暮らす人々の貴重な水資源でもある。タクラマカン砂漠南

* 名古屋大学大学院環境学研究科 〒464 - 8601 名古屋市千種区不老町 地球水循環センター気付

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, c/o Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya 464-8601

** 名古屋大学大学院生命農学研究科 〒464 - 8601 名古屋市千種区不老町

Graduate School of Bioagricultural Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-8601

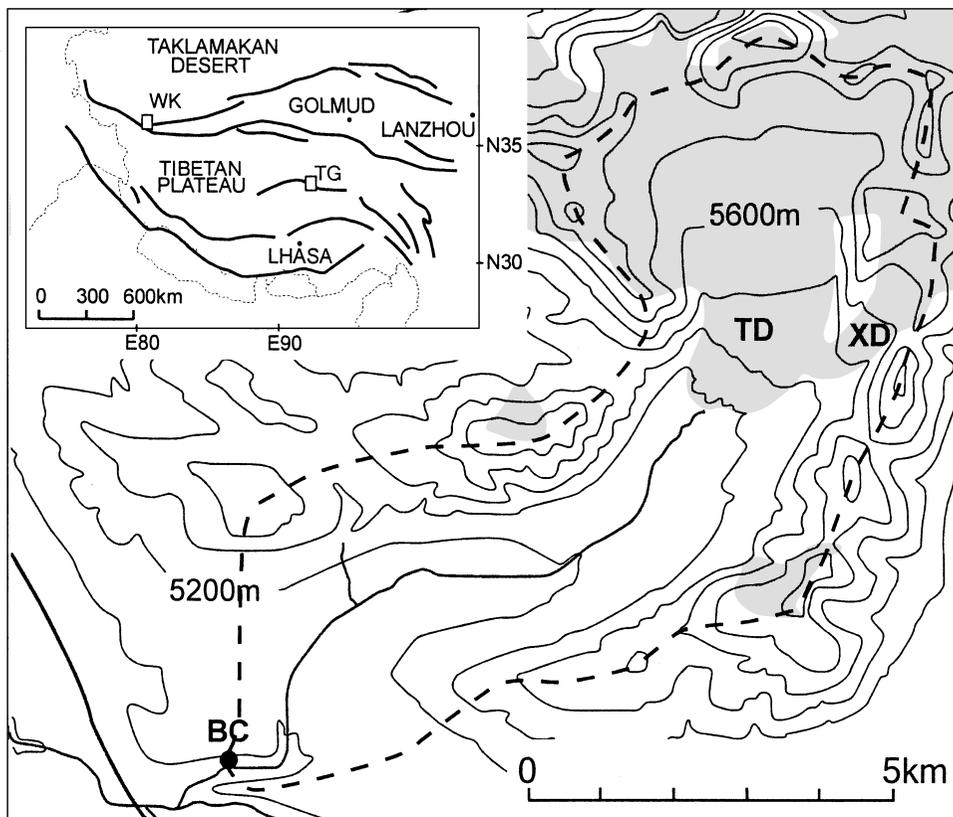


図 - 1 タングラ山域 (TG), 西コンロン山脈 (WK) の位置と大小2つのドンケマディ氷河 (灰色の部分, TD と XD) を含む流域図. 流域, 標高, 河川をそれぞれ太破線, 細実線, 灰色太線で示す.
 Fig. 1 Locations of Tanggula Mountains (TG) and West Kunlun Mountains (WK), and a map of the drainage basin including Dongkemadi Glaciers (TD & XD with gray). A drainage boundary, contour lines and rivers are indicated with a dashed line, thin solid lines and thick solid lines, respectively.

縁, チベット高原の北縁にあたる西コンロン山脈 (図 - 1, WK) から流れ出る2つの河川についての流出解析によって, 氷河から数十 km 離れたオアシス地帯でも, 氷河の流出が河川流量の約半分を占めていることが明らかにされている (Ujihashi *et al.*, 1998). このため, 水循環の源ともいえる高原上の氷河の流出特性を把握することは, 全球的気候システムのみならず地域水循環を理解する上でも重要である. チベット高原の水文特性と気候変化への応答については中国人研究者による研究があるものの (例えば Shi and Zhange, 1995; Ding *et al.*, 2000; Kang, 2000; Lan and Kang, 2000), 多くは事例解析であったり, 氷河の流出特性に着目した研究はこれまでされてこなかった.

1991 - 1994年にかけてチベット高原中央部・タン

グラ山域 (図 - 1, TG) にて, 高原上の水循環に果たす雪氷の役割を解明するための包括的観測が行われ, 凍土・降水システム・氷河質量収支に関する様々な知見が得られた (Koike *et al.*, 1994; Seko *et al.*, 1994; Ueno *et al.*, 1994; Ageta *et al.*, 1997; 矢吹ら, 1998a; 1998b). 流域水循環の水源に相当する氷河の質量収支に関しても, 表面での再凍結過程や数値計算による質量収支特性などの研究が行われたが (Fujita *et al.*, 1996; 2000), 氷河から河川への水の供給がどのような特性を持つかについては議論されてこなかった. そこで, 本研究では同山域で得られた観測データと氷河質量収支モデルをもちい, チベット高原中央部の河川における氷河からの流出特性について議論する.

II . 流域・気象条件

タングラ山域はチベット高原中央部に位置しており、流域の面積は表 - 1 のようにまとめられ、各高度幅の面積分布は図 - 2 のようになっている。源頭の大小2つのドンケマディ氷河 (Ta and Xiao Dongkemadi Glaciers) はどちらも南を向いており (図 - 1 の TD と XD), 傾斜は 8 ~ 10 とならからで、クレバスなどはない (図 - 3)。氷河における気象観測は主に小ドンケマディ氷河 (XD) の 5 600m 地点にておこない、図 - 4、表 - 2 のような季節変化・年平均値を示す気象データが得られている。チベッ

表 - 1 BC での全流域、氷河流域、氷河以外の流域における流域面積。

Table 1 Total, glacierized and no glacierized area of the watershed observed in this study.

流域	面積 (km ²)
全流域	50.5
氷河流域	15.9
氷河以外の流域	34.6

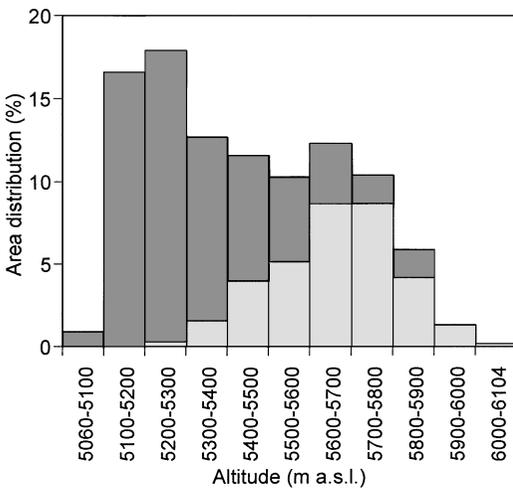


図 - 2 各高度における流域面積の分布図。灰色と黒色はそれぞれ氷河と氷河以外の流域を示す。

Fig. 2 Altitudinal distribution of area in the drainage. Glacierized area and non glacierized area are shown with gray and black, respectively.



図 - 3 大小(左右)2つのドンケマディ氷河の近景。
Fig. 3 Dongkemadi Glaciers (Ta Dongkemadi Glacier: left, Xiao Dongkemadi Glacier: right)

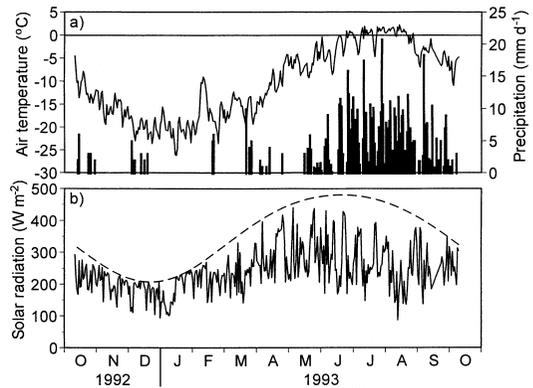


図 - 4 小ドンケマディ氷河の 5 600m 地点にて、1992 年 10 月 10 日から 1993 年 10 月 9 日の 1 年間に観測された気温 (a の実線)、降水量 (a の黒棒)、日射量 (b の実線) の各日平均値。b の破線は同緯度における大気外での日射量の計算値。

Fig. 4 Variations of daily values of air temperature (line) and precipitation (bar) in Fig. (a), and solar radiation (solid line) and calculated solar radiation at the upper limit of atmosphere at the same latitude (dashed line) in Fig. (b) at 5600m a.s.l. on Xiao Dongkemadi Glacier for a year from 10 October, 1992 to 9 October, 1993.

ト中央部はヒマラヤ南麓と同様に、モンスーンの影響で夏期に降水の大部分が集中し、日射量が比較的強く抑えられていることがわかる。

表 - 2 小ドンケマディ氷河の5,600m地点における1992年10月10日から1993年10月9日にかけての気象要素の平均及び合計 (Fujita and Ageta, 2000).

Table 2 Meteorological outline obtained at the 5600 m a.s.l. on Xiao Dongkemadi Glacier for a year from 10 October, 1992 to 9 October, 1993 (Fujita and Ageta, 2000).

気象要素	年平均・合計
気温 (°C)	-10.3
降水量 (mm w.e.)	672
日射 (W m ⁻²)	240
湿度 (%)	77.9
風速 (m s ⁻¹)	4.1

III. 流出の分離

1993年には氷河から約10km離れた地点 (図 - 1のBC, 標高5,600m) にて, 水位流量観測が融解期を通じておこなわれた (Ohta *et al.*, 1994). BCで観測された流量から氷河からの流出量を分解するために以下の式を用いた.

$$C_s \times R_s + C_g \times R_g = C_{BC} \times R_{BC} \quad (1)$$

$$R_s + R_g = R_{BC}$$

ここで, R は流量 ($m^3 d^{-1}$), C は水の電気伝導度 (Sm^{-1}) である. 添え字はそれぞれ s : 氷河外流域, g : 氷河流域, BC : BCにおける全流域, の値を意味する. 氷河外流域からの流入水と氷河の融解水の電気伝導度は, 数回の測定を元にそれぞれ 180×10^{-4} (Sm^{-1}) と 20×10^{-4} (Sm^{-1}) の値が期間中一定であると仮定した. BCにおける電気伝導度は1時間間隔で測定され, 分離のための計算には日平均値を用いた. 上記の式を解くことによって, 全流域の流量から氷河流域と氷河外流域の流量を分離した (図 - 5 a). 同時に全流域の流量に占める氷河流域・氷河外流域の割合の時間変化も求めた (図 - 5 b). 7月には全体の流量は小さく, そのほとんどが氷河外流域から流れ出てきていると考えられる. 氷河のある標高は5,200m以上と高いために (図 - 2), この季節には氷河上での融解が始まっておらず, 河川流量の多くは低標高に分布する凍土からの融解水であると考えられる. 7月末の流量の急増は氷河からの融

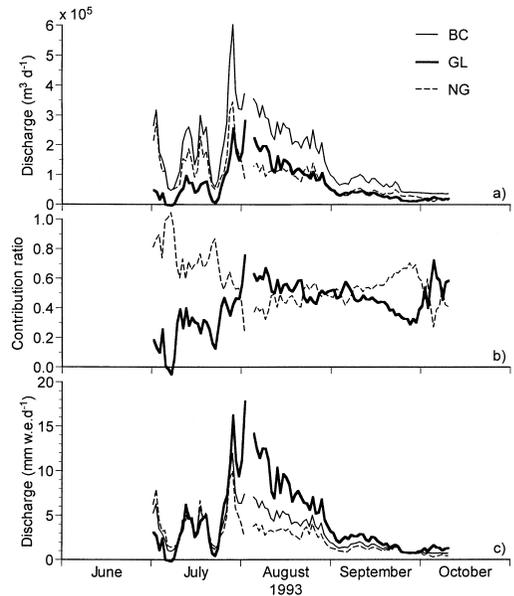


図 - 5 1993年7月1日から10月9日にかけての各流域における流出量(a), BCにおける流出量のうち, 氷河と氷河外流域からの各流出が占める割合(b), 各流域の面積で流出量を平均した流出高(c). BCにおける観測値, 氷河, 氷河以外の流域からの値をそれぞれ細実線, 太実線, 細破線で示す.

Fig. 5 Variations of discharge (a), contribution ratio to discharge at BC (b) and runoff height (c) during the period from 1 July to 9 October, 1993. BC (thin solid line) observed discharge at Base Camp (5060m a.s.l.), GL (thick solid line) discharge from glacierized area, NG (dashed line) discharge from non glacierized area

解水が急増することに起因していると推定され, 全流量に占める割合は両者がほぼ半々となる. その後はその割合を維持しつつ, 9月以降は全体の流量も減少する. 7月1日から10月9日の期間のうち, 2日間の欠測日 (8月2, 3日) を除いた流出量を求めると表 - 3 のようになり, 氷河流域・氷河外流域からの寄与はそれぞれ45%, 55%であった. しかし, 単位面積あたりの流出量 (流出高) を求めると (表 - 3), 期間中を通じての氷河流域における流出高 (氷河の融解量 + 降雨量) は氷河外流域からの流出高 (凍土・降雪の融解量 + 降雨量) に対して約1.8倍となる. 流出高の時間変化を見ると (図 - 5 c), 氷河

表 - 3 各流域における1993年の7月1日から10月9日にかけての流出量と流出高（8月の2日間の欠測日を除く）。

Table 3 Discharge and runoff height in each watershed from 1 July to 9 October, 1993.

流域	流出量 ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	流出高 (mm w.e.)
全流域	156.9	310.7
氷河流域	70.4	442.5
氷河以外の流域	86.5	250.1

は高い標高にあるため融解期の始まりは遅いが、短期間に激しく融解することによって河川へ水が供給されていることがわかる。

IV. 氷河からの流出特性

本研究で目的としている、中央チベット高原における氷河からの流出特性を明らかにするためには、寒冷氷河の特徴を内包したモデルを構築する必要がある。Fujita *et al.*, (1996) は、氷河表面での質量収支過程を観測し、標高5,600mでは表面で生じる融解水のうちの約6割が寒冷な氷河水体に接触することで再凍結し、上積氷となって氷河内に再び取り込まれることを指摘した。再凍結による融解水の氷河への取り込みは、融解強度、積雪層の厚さと氷河水体の冷たさに依存し、標高によってその量も融解水に対する割合も異なる (Fujita *et al.*, 1996)。このため寒冷氷河からの流出量を推定するには、融解量のみを熱収支などを解いて求め、融解量をそのまま流出量と見なしていたこれまでのモデルでは不十分であり、前の冬期の冷え込みも考慮する必要がある。上記の観測・解析結果を元に、Fujita and Ageta (2000) は寒冷氷河のための熱収支・質量収支モデルを構築し、夏期に降水が集中する気候における氷河質量収支の維持機構や気候変化に対する応答を議論した。モデルは氷河内部の熱伝導も含めた熱収支と再凍結現象も考慮した水収支からなり、入力要素は日射量・気温・湿度・風速・降水量である。V章で後述するように、気候変化への流出の応答を議論するために、標高や季節の違いによって異なる表面アルベドを表面積雪の密度から計算する方法 (近藤ら, 1988) によって推定している。また、積雪の密度はMotoyama (1990) の圧密計算によって求めている。モデルの詳細は藤田 (2000) に詳しく記述されている。モデル計算では標高50m毎に熱収支・質量収支を求め、標高毎の面積 (図 - 2) をかけるこ

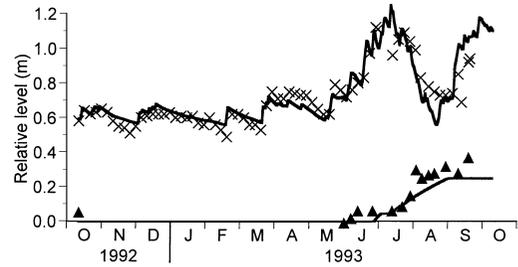


図 - 6 小ドンケマディ氷河の5,600m地点における表面レベルと氷面レベルの1992年10月10日から1993年10月9日にかけての観測値 (記号) と計算値 (線)。表面レベルを×印と太実線で、氷面レベルを△印と灰色太線で示す。

Fig. 6 Variations of glacier surface level and ice surface level at 5600m a.s.l. on Xiao Dongkemadi Glacier for a year from 10 October, 1992 to 9 October, 1993. Observed values of glacier surface and ice surface are indicated with cross and triangle, respectively.

とによって氷河全体での質量収支・流出量を求めている。氷河上における計算結果の一例として、図 - 6 に標高5,600mにおける表面レベルと積雪層と氷河水体の境界面 (氷面) レベルについて、1992年10月から1993年10月にかけての時間変化の実測値とモデルによる計算結果を示す。冬期には降水がほとんどないために表面レベルはほとんど変化しない。また、氷面レベルも融解水の供給がないため変化することはない。6月から降水・融解が始まると、表面レベルの増減の振幅が大きくなり、融解水の再凍結による氷面上昇が観測された。これらの現象について表面レベル・氷面レベルとも、モデルによってよく再現されていることが示されている。

氷河からの流出量について、モデルによる計算値とBCにおける流出量から求めた氷河成分 (式(1), 図 - 5 a, 以下では観測値として扱う) を比較した (図 - 7)。流出量の計算値は観測値に比べ、1日程度早く変化が現れる傾向がある。氷河からBCまでの距離は約10kmで、融解水の流下に1日かかるほど遠くはない。しかし、モデルの中では積雪内の間隙水として保持できない余剰の水はすぐに流出するものとして扱っており、積雪内の水の浸透にかかる時間などは考慮していない。また、氷体内の温度は

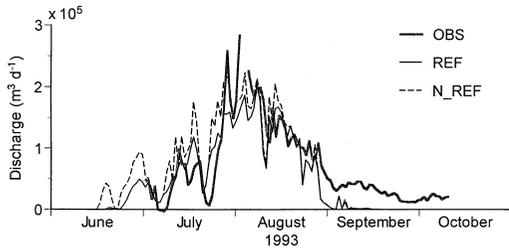


図 - 7 1993年6月から10月にかけてのドンケマディ氷河からの流出量. BCの流出量から電気伝導度の値を用いて分離した氷河成分(本文参照), 再凍結過程を考慮した場合と考慮しなかった場合の流出量をそれぞれ灰色太線, 細実線, 細破線で示す.

Fig. 7 Variations of discharge from Dongkemadi Glaciers (OBS: thick solid line), and calculated results considering refreeze (REF: thin solid line) and no refreeze (N_REF: dashed line) from June to October, 1993.

- 7 (5,600m地点における12m深の年平均値)と寒冷なため, ヨーロッパに多い氷体が年間を通してほぼ全層が0の温暖氷河で見られるように, 融解水が氷河内部で滞留する現象はないと仮定している. より正確な氷河流出モデルを構築する際には考慮すべき点であろうが, 流出の増減の変化はよく再現できていると言える.

図 - 7には, モデルで再凍結過程を考慮せず, 表面の熱収支で生じる融解水がそのまま流出した場合の流出量も併せて示している. 融解水は氷河氷体の内部には浸透しないと考えられるため, 氷面における再凍結の速度は, 凍結によって生じる潜熱が寒冷な氷体によってどれだけ吸収できるかに依存する (Fujita *et al.*, 1996). このため, 融解期初期には氷河氷体の温度が十分に冷たく, 表面で生じる融解水の量も少ないため, 再凍結過程が効率よく進み, 6, 7月にずれが大きくなる. また, 一時的な冷え込みの後にも差が大きくなる様子が見られる(7月下旬). 一方, 8月になり融解が激しくなると, 既に氷体が暖められていることと氷面への融解水の供給量が急増することとあいまって, 融解水量に対する再凍結量が小さくなるために両者の差も小さくなる. 7, 8月の2ヶ月についてそれぞれの流出量の総量を比較してみると(表 - 4), 再凍結を考慮しない場合の流出量が考慮した場合に比べ約2

表 - 4 7, 8月の氷河からの流出量(8月の2日間の欠測日を除く).

Table 4 Discharge from Dongkemadi Glacier in July and August.

	流量 (×10 ⁵ m ³)
観測値	59.5
再凍結考慮	58.4
再凍結考慮せず	69.0

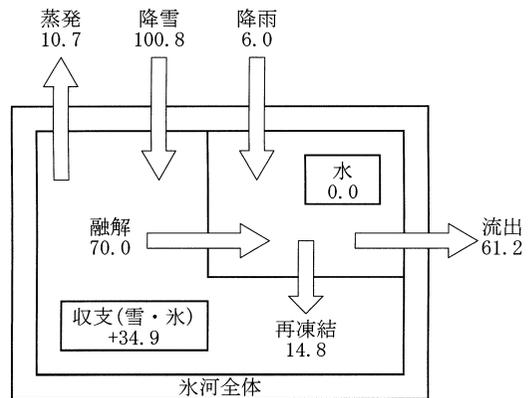


図 - 8 1992年10月10日から1993年10月9日にかけてのドンケマディ氷河における水・質量収支の各要素についての概念図. 数値の単位は(×10⁵m³).

Fig. 8 Relations among water-mass budget elements for Dongkemadi Glaciers for a year from 10 October, 1992 to 9 October, 1993. (unit: ×10⁵m³)

割程度多めになることがわかる. このような現象は, ヒマラヤの氷河を対象に開発された氷河流出モデル(例えば Fukushima *et al.*, 1991; Braun *et al.*, 1993) などでは考慮されてこなかったが, 寒冷氷河に適用するには注意が必要であることを示している. また, ヒマラヤに比べ, 降水量の少ないチベット高原北縁の乾燥域には寒冷氷河が多く分布しているため (Huang, 1990), 氷河流出がより重視される乾燥域での再凍結過程の考慮が必要である.

モデルによって得られた1992年10月から1993年10月までの1年間における, 2つの氷河全体についての水収支は図 - 8のようにまとめられる. これらの要素には次の関係が成り立っている.

氷河全体の水収支：

$$\text{降雪} + \text{降雨} = \text{収支} + \text{蒸発} + \text{流出}$$

氷河内部の水収支：

$$\text{融解} + \text{降雨} = \text{再凍結} + \text{流出}$$



氷河と外部との水収支について見た場合、降水量（降雪 + 降雨）のうち、10%が蒸発、57%が流出によって氷河から失われ、33%が収支の結果として氷河にとどまったことになる。また氷河内部の水収支について見ると、温暖氷河であればそのまま流出するはずであった水（融解 + 降雨）のうち、19%が再凍結によって上積氷として氷河に再び取り込まれ、外部へ流出しなかったことがわかる。

V. 気候変化への応答

研究の対象期間である1992年10月から1993年10月は、氷河にとって正の収支となる気象条件であった（図 - 8）。このことは、相対的に氷河流出が少なかったともいえる。氷河からの流出量が気候値の変化にどう応答するかについて、流出量が10%増加するために必要となる気象要素の変化量について、各要素のみを変化させ他の要素は変えないことで求めた（表 - 5）。この値が小さいほど、その要素の変化に対して氷河流出が敏感であることを示している。単位の異なる要素の値を単純に比較することはできないため、通常は年々変動の標準偏差などで規格化し、生じる変化量に対する値の大小を議論する。しかし、チベット高原では長期間の気候値の観測が行われていないため、標準偏差を用いた規格化など

表 - 5 モデルによって得られた小ドンケマディ氷河の1993年の流量が1割増加するのに必要な各気象要素の変化量（気候感度）。

Table 5 Change of meteorological elements needed to increase the 10 % of discharge from Xiao Dongkemadi Glacier in 1993 using the prediction model.

気象要素	気候感度
気温 (°C)	+0.11
降水量 (mm w.e.)	-108
日射 (W m ⁻²)	+20.2
湿度 (%)	+2.7
風速 (m s ⁻¹)	-2.6

はできない。それでも、気温の変化量は明らか小さく、わずかな気温上昇によって氷河からの流出量が増加することを示唆している。これは、表面の短波放射に対する反射率（アルベド）を高く維持していた融解期の降雪が、わずかな気温上昇によって雨として降ることで融解量が飛躍的に増加することを示唆している。このことは、通常の氷河表面では夏期の降水の一部が雪として降ることにより表面のアルベドが高く維持され、融解が抑制されていることを意味している。

一方、降水の変化が氷河流出を1割増加させるためには比較的大きな変化（年降水量の16%）が必要であり、氷河流出に対する降水の影響は小さいといえる。しかし、その符号は降水の減少が流出量の増加をもたらすことを意味しており、一般的な河川流出の特徴とは正反対である。降水量の減少は氷河表面の高いアルベドを維持するために必要な降雪の減少をもたらす、ひいては融解・流出量が増加する。対象流域全体を考えた場合、氷河以外の流域では降水の減少は河川へ流出する量の減少を意味し、降水が減少するとBCにおける流量は減少すると予想される。しかし、氷河からの流量は増加することから、相対的に河川流量に占める氷河流出の割合が大きくなる。最終的なBCでの流量の応答は、多くの面積を占める凍土帯からの流出特性を合わせてモデル化する必要がある。

表 - 5 で示した気候変化に対する感度は各気象要素を通年にわたって変化させた場合を示している。しかし、一口に温暖化といっても通年にわたって一様に温度上昇するわけではない。また、降水量にしても一様な増加・減少はせず、ある時期に降水が集中して降ったり降らなかったりといった変化をするだろう。このような短期間の気温・降水の変化が与えられたときの氷河流出が受ける影響や、変化が生じる時期の違いによる影響を議論するために、5日間だけ気温・降水量を変化させたときの流出量の変化を計算した。一例として、1993年6月18日から22日の5日間にわたり、気温が観測値より1 昇温した場合と降水が観測値より10mm 多く降ったときの、流出量の違いを示す（図 - 9）。観測された気象条件下での氷河流出に比べ、わずか5日間の昇温にもかかわらず、7月中旬まで流量の多い状態が続いている。反対に降水量の増加は融解を抑制し、その影響は8月の初旬まで続く。このような短期間の変化が生じる時期が異なるとき、総流出量がどの様に違っ

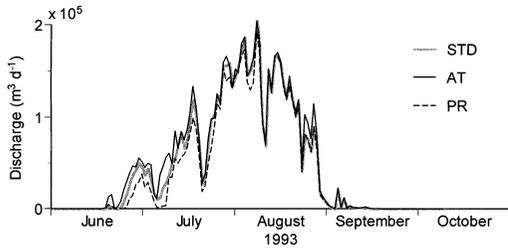


図 - 9 1993年6月18日から22日の5日間、観測された気象条件から1 昇温させた場合(細実線)と10mm 降水が余分に降った場合(細破線)のドンケマディ氷河からの流出量の変化。氷河からの流出を再凍結過程を考慮して求めたときの変化を灰色太線で示す。

Fig. 9 Differences among variations of discharge from Dongkemadi Glaciers for June to October, 1993 in cases of air temperature 1 increase (AT: thin solid line) and precipitation 10 mm increase (PR: dashed line) for 5 days from 18 to 22 June in comparison with the observed condition considering the refreeze process (STD: thick solid line).

てくるかを見るために、気温と降水について5日間の増加を与える時期を変えたときの1993年の氷河流出量の応答を求めた(図 - 10)。図中、横軸は気温・降水の5日間の増加が与えられた日付を示し、縦軸は1993年の融解期における氷河からの総流出量を示している。変化が与えられなかった場合の総流出量は $61.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ である(図 - 8)。図 - 10からは、冬期から春期間の昇温が翌シーズンの融解量にほとんど影響を与えていないことが分かる。ところが6月から8月にかけてはその影響は大きく、5日間1 の昇温は年平均気温に換算するとわずか0.0137 の昇温でしかないにもかかわらず、多いときで流量が1割近く増加する。年平均気温が一樣に変化した場合に氷河流量が1割増加するためには0.11 の昇温が必要であることから(表 - 5)、夏期の昇温がいかに融解を促進するかがわかる。これは、顕熱増加に伴う融解量の増加だけでなく、降雪が降雨として降ることによるアルベド低下で日射の吸収が増加するため、融解量が飛躍的に増加することによる。他方、降水増加の影響は冬期でも顕著に表れる(図 - 10)。冬期の降水は雪として付加され、アルベドの低い氷河水が表面に現れる時期を遅らせ

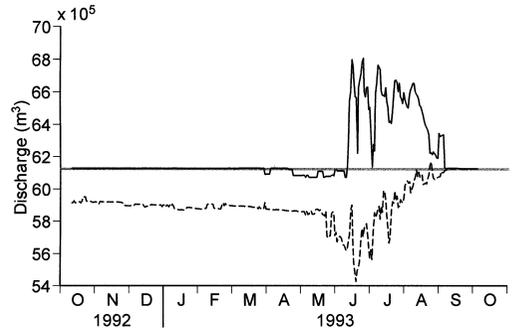


図 - 10 1992年10月10日から1993年10月5日にかけて昇温(細実線)、降水付加(細破線)の5日間の変化が生じる日付を変化させたときの1993年におけるドンケマディ氷河からの総流出量の応答。横軸は変化が生じた日付を、縦軸は1993年融解期の総流出量を示す。変化が生じなかった場合の値($61.2 \times 10^5 \text{ m}^3$)を灰色太線で示してある。

Fig. 10 Response of total discharge from Dongkemadi Glaciers in 1993 with changing dates of air temperature 1 increase (thin solid line) and precipitation 10 mm increase (dashed line) for 5 days. The horizontal axis indicates the occurred date of the 5 days increase. The vertical axis indicates total discharge during the melting season in 1993; a result of the no 5 days increase is shown with a horizontal thick line ($61.2 \times 10^5 \text{ m}^3$).

ることにより、融解が抑制されると思われる。降雪による融解抑制の効果は融解初期の5月から6月にかけてもっとも大きくなる。融解最盛期の7月から8月になると、気温も高くなるために雨として降る割合も多くなり、アルベドを高く維持する効果が小さくなるために融解を抑制する効果もおのずと小さくなると考えられる。9月にはすでに融解期が終了しているため、翌年の流出量に影響をもちたらずと思われる。

VI. まとめ

本研究では、チベット高原中央部の氷河を対象としたモデルを用い、内部の水温が氷点下の寒冷な氷河からの流出が内部の再凍結現象によって表面での融解量が流出量と一致しないことを示した。気候変

化に対する応答実験から、気温上昇は降雪の減少によるアルベド低下を引き起こすため、氷河の融解・流出が飛躍的に増加することが示された。このことは、通常の氷河表面では夏期に降水が集中することにより、表面のアルベドが高く維持され、融解が抑制されていることを意味している。また、これまで行われたことのない、短期的な気温や降水量の変化が流出に与える影響について議論した。

タクラマカン砂漠などの中国乾燥域の河川における氷河流量の占める割合は、チベット高原などよりも大きいと考えられ、氷河流出量の変動は周辺の水環境や人々の生活に極めて大きな影響を与えている。温暖化は短期的には氷河流出量の増加をもたらすが、数十年、数百年といった長期間にわたって持続すると氷河が縮小するために融解域も縮小し、氷河流出量は温暖化前よりも減少すると想像される。一時的な増加量は本論文で示したような質量収支モデルで推定可能だが、長期的な流出量の時間変化などは氷河規模の変化を再現する氷河変動モデルとの組み合わせで議論する必要がある。

謝辞：本研究は総合地球環境学研究所によるプロジェクト、「水資源変動負荷に対するオアシス地域の適応力評価とその歴史の変遷（研究代表者：中尾正義）」（略称：オアシスプロジェクト）のもとに行いました。査読者からは貴重なコメント・アドバイスをいただきました。記して感謝します。

引用文献

- Ageta, Y., K. Seko, K. Fujita, J. Pu and T. Yao (1997): Some aspects of mass balance of the Xiao Dongkemadi Glacier in the Tanggula Mountains on the Tibetan Plateau, 1989-1994. *Cryosphere*, **3**, 68-72.
- Braun, L. N., W. Grabs and B. Rana (1993): Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola basin, Nepal Himalaya. (Proceedings of the Kathmandu symposium, November 1992) IAHS Publication, **218**, 221-237.
- Ding, Y., B. Ye and S. Liu (2000): Impact of climate change on the alpine streamflow during the past 40 a in the middle part of the Qilian Mountains, northwestern China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, **22**(3), 193-199. (in Chinese)
- 藤田耕史 (2000): チベット高原における大陸性寒冷氷河の質量収支に関する研究, 名古屋大学学位論文, 75pp.
- Fujita, K. and Y. Ageta (2000): Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model, *Journal of Glaciology*, **46**(153), 244-252.
- Fujita, K., Y. Ageta, J. Pu and T. Yao (2000): Mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier on the central Tibetan Plateau from 1989 to 1995, *Annals of Glaciology*, **31**, 159-163.
- Fujita, K., K. Seko, Y. Ageta, J. Pu and T. Yao (1996): Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau, *Journal of Glaciology*, **42**(142), 454-460.
- Fukushima, Y., O. Watanabe and K. Higuchi (1991): Estimation of streamflow change by global warming in a glacier-covered high mountain area of the Nepal Himalaya. (Proceedings of the Vienna symposium, August 1991), IAHS Publication, **205**, 181-188.
- Huang, M. (1990): On the temperature distribution of glaciers in China. *Journal of Glaciology*, **36**(123), 210-216.
- Kang, E. (2000): Review and prospect of hydrological studies in cold and arid regions of China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, **22**(2), 178-188.
- Koike, T., K. Seko, X. Chen, T. Tadano, K. Tamagawa, H. Igarashi and T. Takizawa (1994): Monitoring ground surface condition on Tibetan Plateau by using satellite remote sensing, *Bulletin of Glacier Research*, **12**, 95-104.
- 近藤純正・沼田洋一・山崎剛 (1988): 雪面アルベドのパラメータ化。雪氷, **50**(4), 216-224.
- Lan, Y. and E. Kang (2000): Change trend and features of the runoff from mountain areas of some main rivers in the Hexi inland region, *Journal of Glaciology and Geocryology*, **22**(2), 147-152. (in Chinese)
- Motoyama, H. (1990): Simulation of seasonal snow-cover based on air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 1104-1110.
- Ohta, T., H. Yabuki, T. Koike, T. Ohata, M. Koike and Y. Zhang (1994): Hydrological observations in the Tanggula Mountains, Tibetan Plateau. -Discharge, soil moisture and ground temperature-, *Bulletin of Glacier Research*, **12**, 49-56.

- Seko, K., J. Pu, Fujita, Y. Ageta, T. Ohata and T. Yao (1994) Glaciological observations in the Tanggula Mts., Tibetan Plateau, Bulletin of Glacier Research, **12**, 57-67.
- Shi, Y. and X. Zhang (1995) Influence and future trends of climate variation on water resources in the arid area in the northern China. Science in China (Series B), **25**(9), 968-977. (in Chinese)
- Ueno, K., N. Endoh, T. Ohata, H. Yabuki, T. Koike, M. Koike T. Ohta and Y. Zhang (1994) Characteristics of precipitation distribution in Tanggula, Monsoon, 1993, Bulletin of Glacier Research, **12**, 39-47.
- Ujihashi, Y., J. Liu and M. Nakawo (1998) The contribution of glacier melt to the river discharge in an arid region, Proceedings of the International Conference on Echohydrology of High Mountain Areas, Kathmandu, Nepal, 24-28 March 1996, 413-422.
- 矢吹裕伯・大畑哲夫・上田豊.(1998): チベット高原凍土地帯の地表層過程の季節変化, 1. 地表層の水分・熱的状态, 水文・水資源学会誌, **11**(4), 324-335.
- 矢吹裕伯・大畑哲夫・上田豊.(1998): チベット高原凍土地帯の地表層過程の季節変化, 2. 蒸発量と地表層の水収支, 水文・水資源学会誌, **11**(4), 336-345.
- (受付: 2002年1月28日, 受理: 2002年10月21日)