

図・本館 チベット高原における寒冷氷河の質量収支

主論文

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

藤田耕史

名古屋大学図書



11322499

主論文の要旨

論文題目 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

氏名 藤田耕史

これまで高緯度地帯に分布する寒冷氷河や中緯度帯の温暖氷河の質量収支については古くから研究されてきたが、中緯度帯高所の少降水の環境下にある大陸性寒冷氷河についての詳細な研究はなく、雪氷圏の水循環との関わりを理解することが困難であった。そこで、中低緯度高所の代表的な雪氷圏であるチベット高原における、大陸性寒冷氷河の質量収支の特性を解明するために、高原中央部に位置するタングラ山城の小ドンケマディ氷河にて、1992年10月から1993年10月にかけて観測をおこなった。その結果、同氷河では氷体が冬期に冷却されているため、融解水と降雨の和である浸透水の約20%が積雪層と氷河氷体との境界面で再凍結し、上積氷として氷河に再び取り込まれていることを明らかにした。氷体がほぼ融点に達している温暖氷河であれば大部分の浸透水が氷河外に流出するとされているが、寒冷氷河ではこの再凍結過程によって、氷河からの流出が大きく抑制されていることを量的に評価した。欧米などで進められてきた氷河質量収支の研究では、表面での融解量を消費量としてきたが、寒冷氷河の質量収支を評価・推定する際には、氷体内部の温度と再凍結量を評価しないと正確な質量収支を得られないことを示した。

さらに、上記の観測結果を基に質量収支モデルを構築し、質量収支の特性に関する数値実験的研究をおこなった。チベット高原ではモンスーンの影響により、年降水量の大部分が夏期に集中する。この夏期涵養が氷河質量収支にどのように影響するかを評価するために、降水の集中する時期を仮想的に夏期と冬期にした場合の氷河質量収支について数値実験をおこない比較検討した。その結果、チベット高原上に現在の規模の氷河が存在しているのは、降水が融解期である夏期に集中していることが大きく寄与していることを明らかにした。夏期の降水の一部が降雪として降り、表面の日射に対する反射率(アルベド)が高く維持されることにより

融解が制限されるためである。降水の集中する時期が冬期であること以外は気象条件が同じ、同規模の氷河の場合、融解期間中は降雪がなく、アルベドは高く維持されることなく融解とともに低下し続け、日射吸収の増加によってさらなる融解を引き起こす。このため冬期に降水がもたらされる気候下では、氷河はより高い標高でなければ存在できないことになる。一方、夏期に降水が集中する気候下では、降水の一部が気温条件によって雨として降るために、質量収支に寄与しない。その反面、夏期にもたらされる降雪が氷河表面のアルベドを高い値に維持し、表面を融解しにくい状態に保つことで、消耗を制限していることを明らかにした。

高原における氷河の規模が夏期の涵養によって維持されていることを明らかにした一方で、夏期涵養氷河は冬期涵養氷河に比べ、気温上昇に対してはより敏感に消耗が増加することを、気象要素の変化に対する質量収支の応答感度についての数値実験によって明らかにした。冬期涵養氷河での気温上昇がそのまま融解量の増加になる一方で、夏期涵養氷河では、高アルベドの維持に寄与していた降雪が気温の上昇によって降雨として降り、表面アルベドが低くなることによって融解が冬期涵養氷河よりも加速度的に進むためである。また、夏期涵養と冬期涵養との違いほど顕著ではないものの、寒冷氷河の気温変化に対する応答感度が温暖氷河のそれに比べてより敏感であることが示唆された。氷面レベルの上昇によって、アルベドの低い氷面が表面に表れる可能性が高いためであると考えられる。

本研究による、夏期涵養氷河が気温上昇に対して冬期涵養氷河よりも敏感であるとの結果は以下の点で重要である。地球温暖化や海面上昇の問題が関心を集めはじめた 1980 年代以降、南極やグリーンランドの氷床を除く世界各地の山岳氷河や氷帽の縮小が、海水の増加にどの程度寄与していたかといった見積もりが数多くなされてきた。しかしながら、これまでの研究は古くから欧米で行われてきた冬期涵養氷河に関する知見をもとにおこなわれてきた。本研究では、モンスーンの影響により、主な降水が夏期に集中するアジア高山域における氷河の縮小が、海水量の増加に対する寄与について、これまでの研究結果では過小評価されている可能性を示唆した。

目次

	ページ
1. 序論	1
2. 観測の概要	3
3. 再凍結の観測と解析	6
3.1. 観測結果	6
3.2. 上積氷の量的評価	12
3.3. 上積氷の時間変化と高度分布	13
3.4. 質量収支における上積氷	15
4. 寒冷氷河の質量収支モデル	20
4.1. モデルの概要	20
4.2. 表面熱収支	21
4.3. 比湿と空気密度	23
4.4. 長波放射	24
4.5. アルベド	27
4.6. 圧密過程	30
4.7. 氷体温度の変化	31
4.8. 氷河内の伝導熱輸送量	32
4.9. 積雪層内の融解水	33
4.10. 再凍結過程	34
4.11. 計算手順と入出力データ	35
5. モデルの検証	37
5.1. 入力データと初期条件	37
5.2. 観測データとの比較	40

6. チベット高原における氷河質量収支の特徴と気候変化に対する応答	49
6.1. 夏期涵養寒冷氷河の質量収支の特徴	49
6.2. 気象要素の変化に対する氷河質量収支の応答	53
6.3. 気象要素の変化に対する氷河質量収支の応答の季節依存性	56
6.4. 世界の氷河との比較	58
7. 結論	62
謝辞	64
引用文献	65
計算に使用した記号	71

1. 序論

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、USDOE (1985)によればアジア高山域の海水増加への寄与は20%にも達する。過去および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し、その体積を増加、または減少させるかを知ることが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(特にチベット高原)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年を通じてその内部温度がほぼ0℃であるのに対し、チベット高原上の氷河は、南東部の一部を除き、内部の温度は1年を通して0℃以下になっている(Shi and Li, 1981; Huang *et al.*, 1982; Huang, 1990)。これらの氷河はその内部温度によって、温暖氷河・寒冷氷河と分類される。温暖氷河では、融解期に生じる融解水はそのほとんどが氷河外部へ流出してしまうが、寒冷氷河では、氷点下の冷たい氷体があるために、再凍結と呼ばれる現象が生じる。温暖氷河における融解は質量収支における消耗(質量の損失)と見なされているが、極域に広く分布する亜極地氷河(sub-polar type glacier)では、再凍結現象によって融解水が氷河に再び取り込まれることで、氷河の消耗が制限されていることが知られている(e.g. Baird, 1952; Koerner, 1970; Bazhev, 1973; Wakahama *et al.*, 1976; Trabant and Mayo, 1985; Braithwaite *et al.*, 1994)。

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・チベットの氷河では、インドモンスーンの

影響を受けるために、降水が夏期に集中する。これらの氷河は涵養される季節によって、冬期涵養・夏期涵養に分類される(上田, 1983)。夏期涵養氷河では、降水時の気温によって降水が雨として降るか雪として降るかが、質量収支に大きく影響する(Higuchi, 1977)。又、同時期に融解も生じるため、氷河の維持機構である質量収支過程は複雑である(Ageta and Higuchi, 1984)。さらに、気温の変化に対しては、降水の雨雪と融解過程の両方に影響を及ぼすため、冬期涵養氷河よりも敏感に応答するといわれている(上田, 1983)。また、近年のヒマラヤにおける氷河変動の観測結果から、ヒマラヤの氷河が世界の他の地域に比べ、急速に縮小していることが確認され、夏期涵養の影響によるものではないかと指摘されている(Fujita *et al.*, 1997)。

しかしながら、少降水の環境で氷体が寒冷であり、かつ夏期涵養の影響も受けているチベット高原の氷河質量収支については、観測的研究が数例あるほかは(*e.g.* Ageta *et al.*, 1989; 1997; Ageta and Kadota, 1992; Pu and Yao, 1994), その特性や気象要素の変化に対する応答を明らかにした研究は全くと言っていいほどおこなわれていない。

本研究ではチベット高原上の氷河を代表する寒冷氷河において、融解水の再凍結過程に関する観測・解析をおこない、再凍結の質量収支に対する寄与を評価する。これらの解析結果を基に、再凍結過程を組み込んだ寒冷氷河のための質量収支モデルを構築し、少降水気候のチベット高原に、いかにして現在の規模で氷河が存在しているのかについて評価する。さらに、夏期涵養の影響を受けている氷河の質量収支が、高原上の気象要素の変化に対してどのように応答するかについて、数値実験による結果を軸に、冬期涵養との違いを議論する。

2. 観測の概要

本研究では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、チベット高原中央部タングラ(Tanggula)山城(図 2-1)の小ドンケマディ(Xiao Dongkemadi)氷河(33 °N, 92 °E)にて、1989年から1995年にかけて質量収支の観測をおこなった(Ageta *et al.*, 1991; 1994; Seko *et al.*, 1994; Yao *et al.*, 1991).

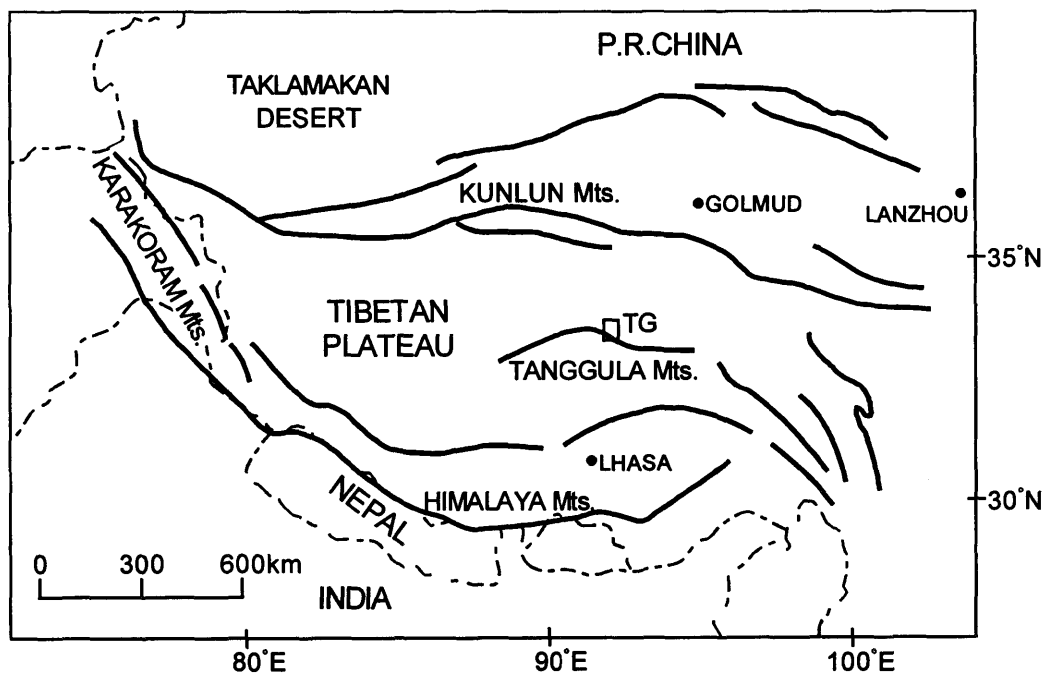
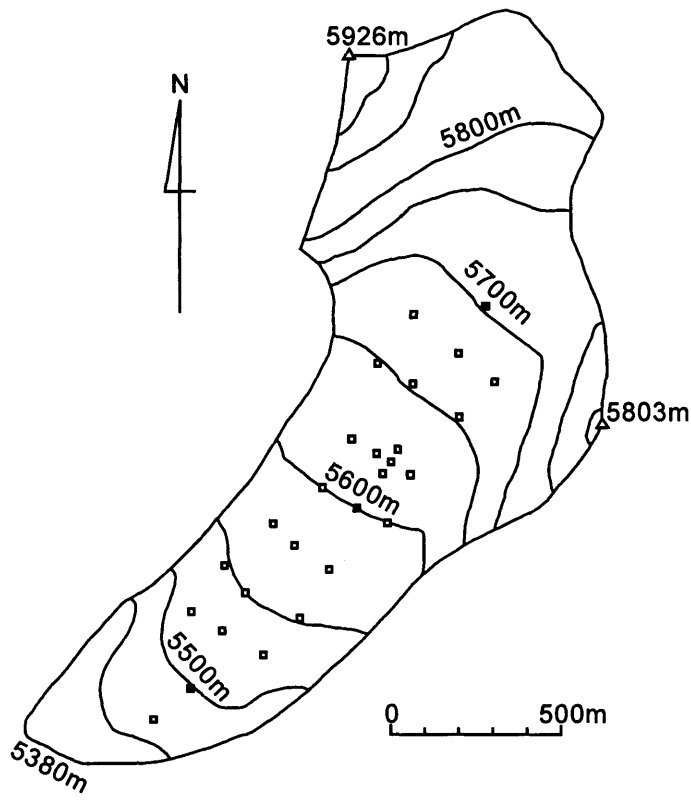
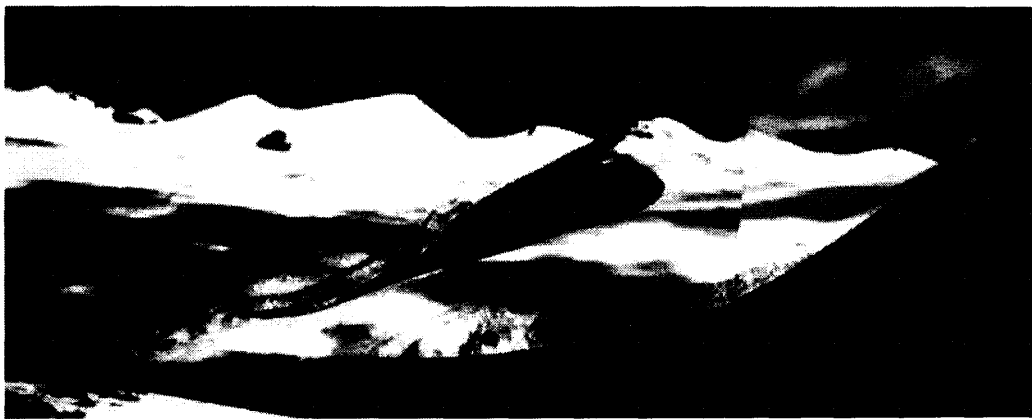


図 2-1 タングラ山城(図中の TG)の位置.

小ドンケマディ氷河は末端高度 5380 m, 最高点高度 5926 m, 面積 1.77 km²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はなく、平衡線は概ね標高 5600 m 付近に位置している(図 2-2).



a)



b)

図 2-2 小ドンケマディ氷河の地図(a)と全景写真(b). 地図中, 白抜きの口は質量収支および流動測定のためのステークを示している. 黒■は積雪深, 気象, アルベド, 氷温などを観測した地点を示している.

本研究では, 融解水の再凍結過程とこれらが質量収支に果たす役割を量的に評価するために, 特に 1993 年 5 月から 9 月にかけてのモンスーン期を集中観測期間として観測をおこなった. 観測した要素, 観測期間, 観測地点, インターバル等を表 2-1 に示す.

表 2-1 小ドンケマディ氷河における観測要素とその期間, 地点, インターバル.

BC は集中観測期間中のベースキャンプで, 氷河から約 10 km の位置にある.

項目	地点	期間	インターバル
質量収支	5450-5720 m	1989.5-1995.6	年 1 ないし 2 回
表面レベル	5600 m	1989.5-1994.5	1 日
	5480, 5700 m	1993.5-9	5 日
気象要素: (気温,湿度,風速,上下短波放射)	5600 m	1991.9-1994.5	1 時間
アルベード	5480, 5600, 5700 m	1993.5-9	1 時間
氷体温度	5480, 5600, 5680 m	1992.10-1993.10	1 日
融解水	5600, 5700 m	1993.5-9	7-10 日
降水	5500 m	1993.5-9	12 時間
河川流量	5060 m(BC)	1993.5-9	1 日

3. 上積氷に関する観測と解析

3.1. 観測結果

図 3-1 は 1989 年 5 月から 1995 年 6 月にかけて、5600 m 地点にて得た表面レベルと積雪層と氷河氷体との境界面レベル(氷面レベル, 裸氷の場合は表面と同一)の変化である。

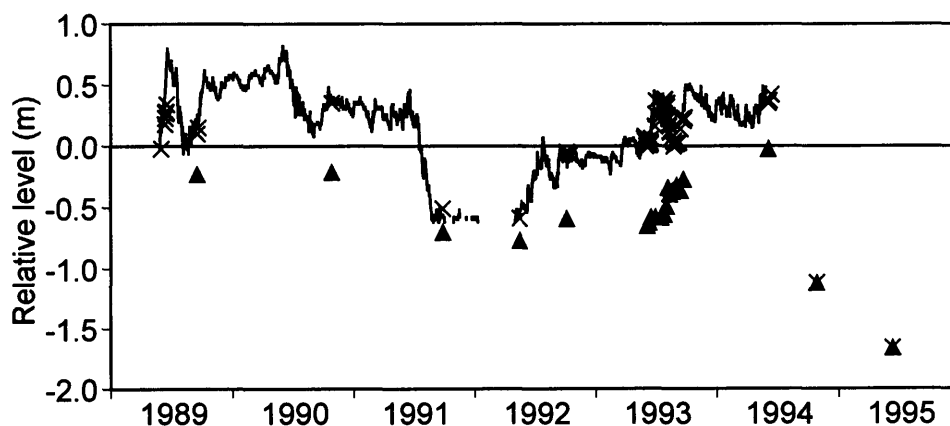


図 3-1 小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点にて、1989 年から 1995 年にかけて得た表面レベル(実線・自動積雪深計, ×・マニュアル観測)と氷面レベル(▲)の変化。

表面レベルの連続データは自動積雪深計によって得た。氷面は年に 1 度ないし 2 度おこなった現地観測の際に(1993 年は集中観測のため、1 週間に 1 度程度の頻度)、ピット観測によって積雪深を測り、表面からの相対的な位置を求めた。図中、観測を開始した 1989 年の表面の位置を 0 m としてある。全観測期間の後半に当たる、1994 年の夏期と 1995 年の春期に大きな表面レベルの低下が見受けられる。

図 3-1 には、年に 1 ないし 2 度おこなったピット観測によって求めた氷面の位置も示してある。氷面レベルは 1989 年から 1990 年にかけてはほとんど変化せず、1991 年の融解期に表面とともに低下したと考えられる。その後、1992、1993 年の夏期に上昇していることが観測され、

続く1994年の融解期と1995年の春期に表面とともに大きく低下した。1995年の観測は通常の年であれば気温の低い6月初旬におこなわれたにもかかわらず、表面に汚れが目立ち、激しい融解が生じていたことがわかっている(瀬古, 私信)。

図3-2は図3-1より抜粋した5600 m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。

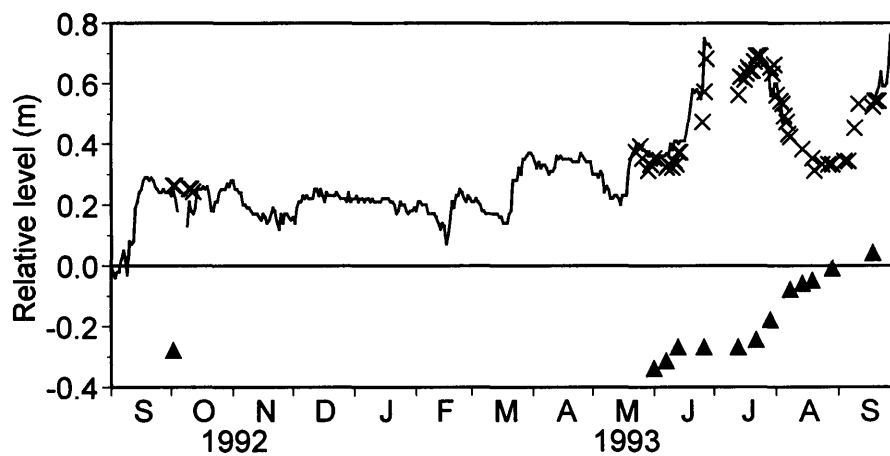


図3-2 小ドンケマディ氷河の5600 m地点にて、1992年9月から1993年9月にかけて得た表面レベル(実線・自動積雪深計, ×・マニュアル観測)と氷面レベル(▲)の変化。

表面レベルは1992年9月はじめの降雪を除けば、1993年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、1993年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夏期に集中しており、この時期に涵養と消耗が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、氷河内部での氷の形成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

涵養域である 5700 m 地点でも積雪層の厚さは 2 m 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 5 m 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(Wakahama *et al.*, 1976)。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、氷面レベルが上昇していることを意味している。

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(w.e.))は、以下のように求められる。

$$b = \Delta S \rho_s + \Delta I \rho_i \quad (3-1)$$

ここで、 ρ_s はピット観測から求めた雪の平均密度 380 kg m^{-3} 、 ρ_i は上積氷の密度 870 kg m^{-3} 、 ΔS は観測期間中における積雪層の厚さの変化量 (m)、 ΔI は測定期間中の氷面レベルの変化量(m)である。一方、一部を除いた温暖氷河の質量収支に関する研究では、内部での融解水の凍結を無視しているために、

$$b = \Delta S \rho_s \quad (3-2)$$

のようにかける。上記の 2 つの質量収支を小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点に当てはめると図 3-3 のようになる。

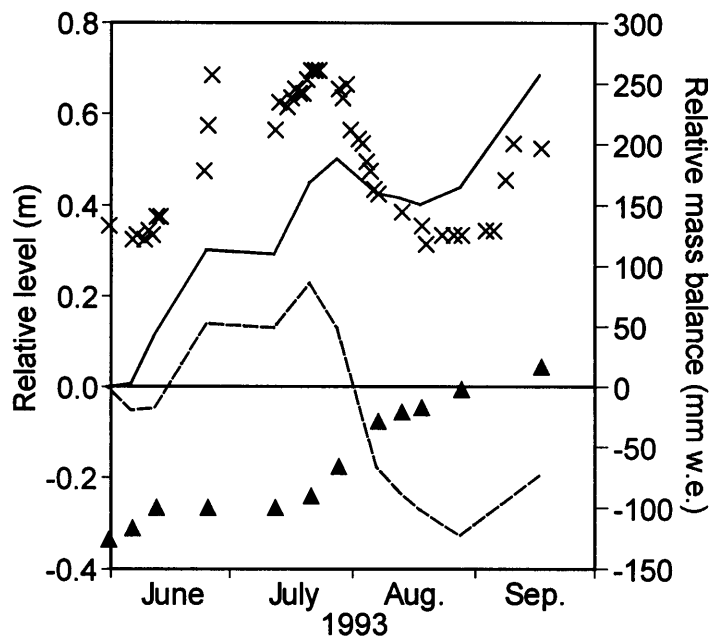


図 3-3 小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点における, 1993 年 6 月から 9 月にかけての表面(x)と氷面(▲)のレベル変化(左の縦軸)と氷面の変化を考慮した場合(実線)と考慮しない場合(破線)の質量収支(右の縦軸).

図中, 実線は式(3-1)に基づき, 氷面レベルの変化を考慮した寒冷氷河の質量収支を表しており, 破線は式(3-2)に基づき, 氷面レベルの変化を考慮せず, 表面レベルの変化だけから求めた温暖氷河の質量収支に相当するものである. 欧米で研究が進んでいる, 氷体内温度が通年でほぼ融点に達している温暖氷河では, 氷面や氷体内部で融解水が凍結することはほとんどないと考えられており, その質量収支を求める際には式(3-2)が利用されている(図中の破線). しかしながら, 寒冷氷河の質量収支に式(3-2)を適用すると, 実際の質量収支(図中の実線, 式(3-1))よりも過小に評価してしまうことがわかる.

図 3-4 は 2 高度(5600, 5700 m)で観測した浸透水の季節変化である. ここで扱う浸透水とは融解水と降雨水の和を意味している.

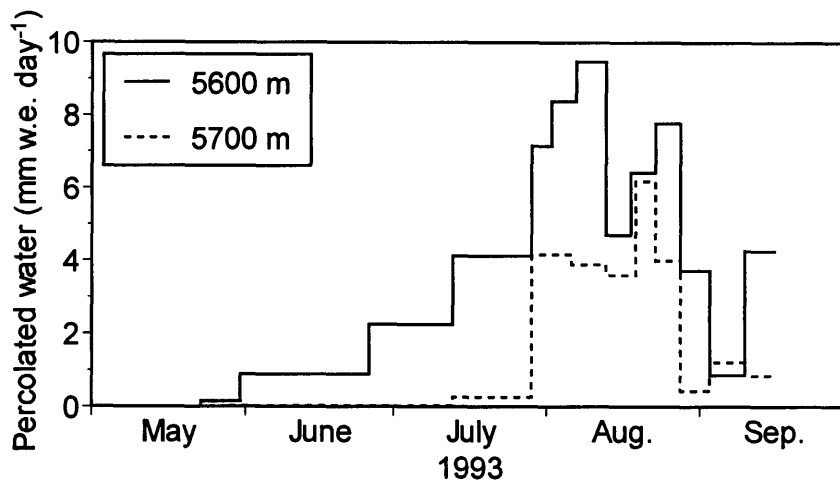


図 3-4 小ドンケマディ氷河の 5600, 5700 m 地点での 1993 年 5 月から 9 月にかけての 1 日当たりの浸透水の変化.

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 3-2 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 ヶ月間に限られていた. 集中観測期間中の 5600, 5700 m 地点での浸透水量はそれぞれ 400, 150 mm w.e.であった.

図 3-5 は 1992 年 10 月から 1993 年 9 月の間に観測された 5600 m 地点における氷河氷体温度の深さ分布の例と 4 深度における温度の季節変化である.

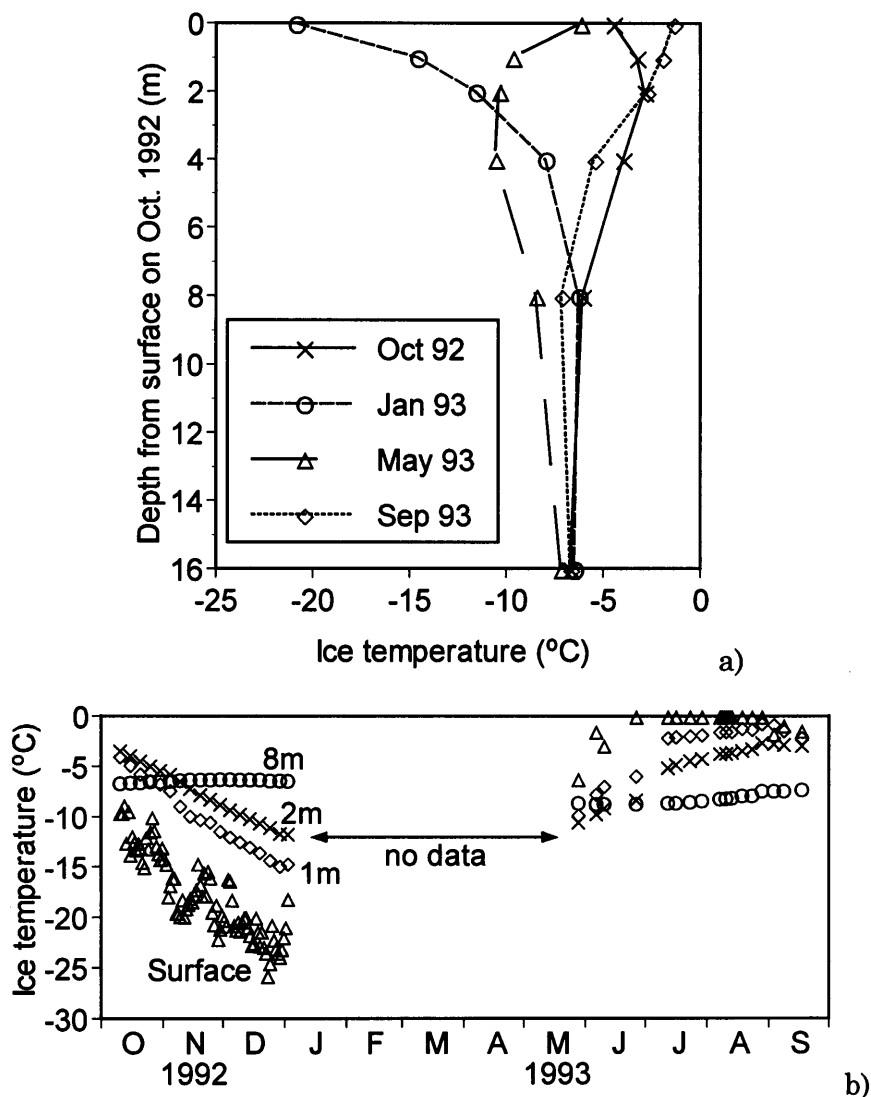


図 3-5 小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点において、1992 年 10 月から 1993 年 9 月にかけて得た氷体温度の深さ方向の分布(a)と4深度(表面(Δ), 1m(◇), 2m(×), 8m(○))における氷体温度の季節変化(b).

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。6月から9月の融解期を通して積雪層の温度は全層ほぼ0°Cに保たれ、氷面より下の温度は徐々に上昇した。氷体内に水が存在していると、そこでの温度は0°Cになるが、実際には融解期の氷体温度が零下に保たれていることは、浸透水が氷面から浸透していないことを意味している。融解期の氷体温度の上昇は、水の存在によ

て氷面の温度が 0 °C に維持され、その氷面での温度(0 °C)を境界条件とする氷体内の熱伝導によってもたらされたと考えられる。熱伝導によって氷体温度が上昇する際には、氷面から氷体に向かう熱フラックスが必要であるが、積雪層内が水の存在によって 0 °C に維持されている場合、積雪層内の融解水が再凍結する際に放出される潜熱がその熱フラックス源になると考えられる。

3.2. 上積氷の量的評価

本節では、観測によって得られたデータを元に、上積氷を量的に評価する。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、氷体温度の変化から、冷却された氷体が浸透水を再凍結できる潜在的な凍結量が以下の式によって計算できる。

$$w_p = \frac{\rho_i c p_i}{l_f} \int_{if}^{z_c} \Delta T_z dz \quad (3-3)$$

ここで w_p は凍結量(単位は kg m^{-2} で、 mm w.e. に等しい)、 z_c (m) は氷体温度の 1 年間の振幅が $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 以下になる深さ(氷の熱拡散係数 $1.16 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ から 20 m とした)、 if は雪と氷の境界面、 $c p_i$ は氷の定圧比熱($2009 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)、 l_f は水の凍結潜熱($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)、 ΔT_z は測定期間中の深さ z (m) における温度変化($^\circ\text{C}$ 、観測および補間値)である。氷体の温度変化から得られる凍結量(w_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。

例えば、南極のように氷河氷体が十分に冷えていると、潜在的な凍結可能量は非常に大きいと想像できる。しかし、そこに供給される水がなければ再凍結は生じない。このため、氷面への水の供給量を意味する「浸透量」(p_w , mm w.e. 、観測値)は上積氷の量的評価にとって重要である。「浸透量」は図 3-4 に示したように、2 高度(5600, 5700 m)で観測した。

また、図 3-2 に示したように、浸透水の再凍結は氷面上昇を引き起こす。「実凍結量」(w_a , mm w.e.)は凍結による氷面上昇(ΔI)と凍結前後の雪と氷の密度(ρ_s , ρ_i)から

$$w_a = (\rho_i - \rho_s)\Delta I \quad (3-4)$$

として求まる。

3.3 上積氷の時間変化と高度分布

図 3-6 は 5600 m 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。

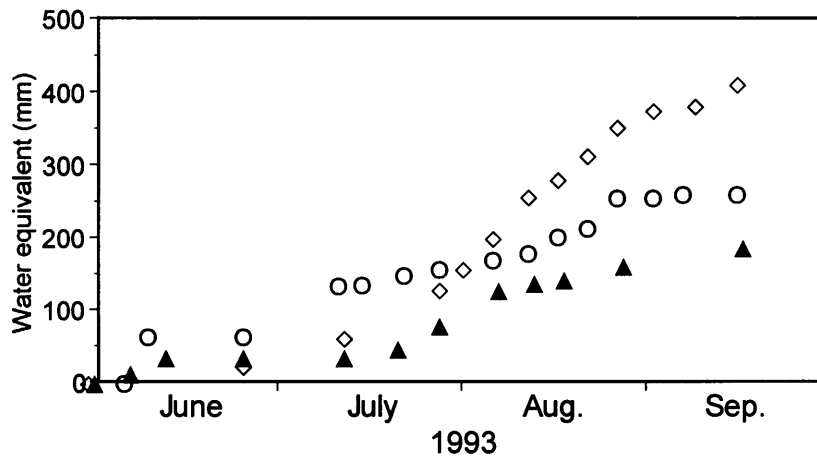


図 3-6 小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点における、1993 年 5 月終わりから 9 月下旬にかけての可凍結量(○)、浸透量(◇)、実凍結量(▲)の積算時間変化。

「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。「可凍結量」は積雪層内に常に水が存在していることを前提としているが、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。このような水の存在しない期間中における氷体温度の上昇が「浸透量」と「実凍結量」の差に表れている。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 3-7 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。

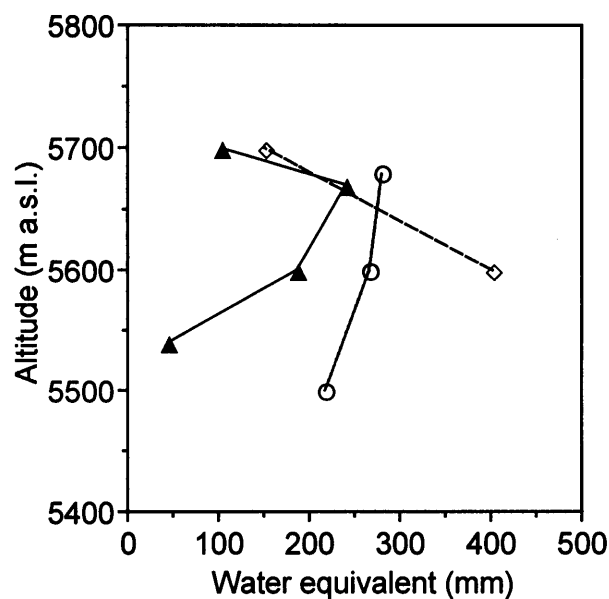


図 3-7 1993 年 5 月から 9 月にかけての集中観測期間中における、小ドンケマディ氷河の可凍結量(○), 浸透量(◇), 実凍結量(▲)の高度分布。

標高 5600 m より下の消耗域における「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(5680 m)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 3-4 に示したように、5700 m 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。5650 m 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「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、流出してしまい、図 3-7 中の消耗域における「可凍結量」と「実凍結量」の差が生じる。

3.4. 質量収支における上積氷

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。そこで本節では、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、特に 5600 m を例にとって評価する。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、本節では全ての要素を正の値を持つものとして取り扱う。

降水量(p_p , 観測), 質量収支(b , 式(3-1)), 再凍結量(w_a , 式(3-4))および浸透量(p_w , 観測)についてはすでに得られている。質量収支(b)に関わる降水量(p_p), 流出量(w_r), 蒸発量(a_e)の関係は、以下のように表現できる。

$$b = p_p - w_r - a_e \quad (3-5)$$

式中、流出量と蒸発量が未知である。一方、積雪層内での水の循環に関わる要素である、浸透量(p_w), 再凍結量(w_a), 流出量(w_r)の関係は、以下のように表現できる。

$$w_r = p_w - w_a \quad (3-6)$$

式(3-5)と式(3-6)から蒸発量が以下のように得られる。

$$a_e = p_p - b - p_w + w_a \quad (3-7)$$

チベット高原上では降水が主に夏期に集中して降るために、降水が雪として降るか雨として降るかは氷河の涵養量のみならず、表面状態を左右することからも極めて重要である。Ueno *et al.* (1994)は1993年のモンスーン期間中のベースキャンプ(BC; 標高 5060 m, 氷河からの距離約 10 km)において、降水の雨雪の確率と気温との関係を観測した。それによると、降水の雨雪判別について以下の式が成り立つ。

$$\begin{aligned} T_a \leq 0 & \quad p_s = p_p \\ 0 < T_a \leq 6 & \quad p_s = \left(1 - \frac{T_a}{6}\right) p_p \\ T_a > 6 & \quad p_s = 0 \\ p_r & = p_p - p_s \end{aligned} \quad (3-8)$$

ここで、 p_s , p_r はそれぞれ降雪量, 降雨量(mm w.e.)を表す。 T_a は気温(°C)である。BCにて得られた降水の雨雪と気温との関係(式(3-8))がそのまま氷河上にも適用できると仮定すると、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 w.e.)は、5600 m地点においては降雪 470 mm w.e., 降雨 40 mm w.e.であったと推定できる。観測によって得られている同地点での浸透量(p_w , 400 mm w.e.)は、表面での融解量(a_m)と降雨量(p_r)との和に等しい。このため、融解量は以下の式,

$$a_m = p_w - p_r \quad (3-9)$$

より 360 mm w.e.と推定できる。以上の結果、5月28日から9月11日にかけての小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点における、質量収支の各要素と氷河表面での水循環の様子は表 3-1, 図 3-8 のように描ける。

表 3-1 1993 年 5 月 28 日から 9 月 11 日かけての小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点における質量収支の各要素の算出方法とその値.

質量収支の各要素	算出方法	(mm w.e.)
質量収支(b)	観測, 式(3-1)	250
再凍結量(w_a)	観測, 式(3-4)	190
浸透量(p_w)	観測	400
降水量(p_r)	観測	510
降雪量(p_s)	式(3-8)	470
降雨量(p_r)	式(3-8)	40
流出量(w_r)	式(3-6)	210
蒸発量(a_e)	式(3-7)	50
融解量(a_m)	式(3-9)	360

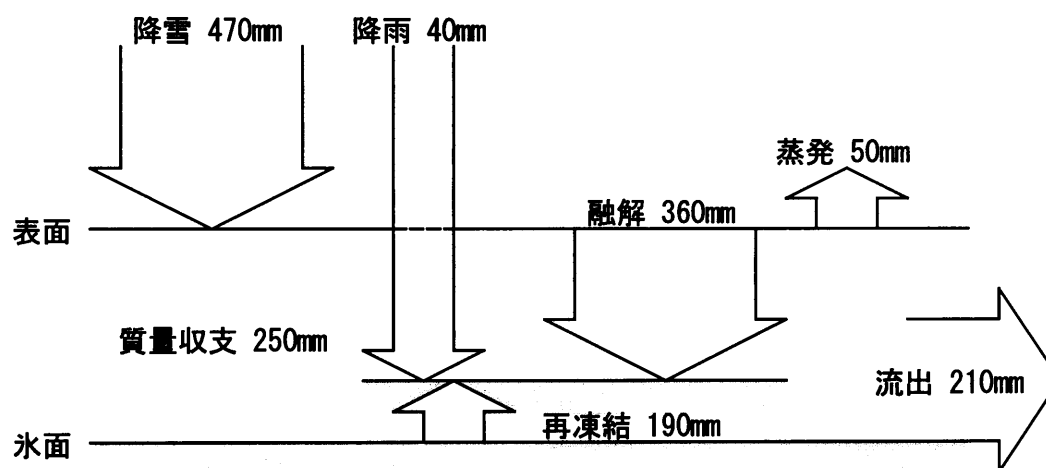


図 3-8 1993 年 5 月 28 日から 9 月 11 日にかけての小ドンケマディ氷河 5600 m 地点における, 氷河表層での水循環を表す概念図.

これらの結果から, 質量収支のうち約 8 割の 190 mm w.e. 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. 温暖氷河であれば再凍結せず

に流出していたであろう分が流出量と同程度あったことがわかる。

図 3-9 に 5 月 28 日から 9 月 11 日にかけての浸透量, 質量収支, 再凍結量の高度分布と高度 50 m 毎の氷河の面積分布を示す。

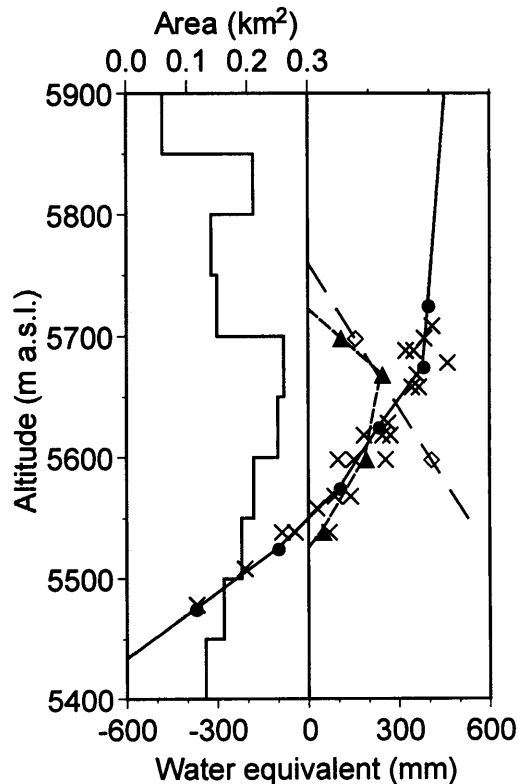


図 3-9 1993 年 5 月から 9 月にかけての小ドンケマディ氷河における質量収支の観測値(x)とその平均値(●), 再凍結量(▲), 浸透量(◇)と面積の高度分布。

この図によれば, 同期間の平衡線は 5550 m 付近にあったことがわかる。浸透水は 5750 m 付近まで生じていたが, 5650 m 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, 5550 m 以上の涵養域での再凍結量・浸透量・涵養量を, 図 3-9 中の各高度における成分を氷河面積で重み付けして求めたところ, それぞれ 1.6×10^5 , 2.6×10^5 , $6.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ 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下のように表される。

$$b = p_s - a_m - a_e \quad (3-8)$$

この氷河が温暖氷河であったなら、5600 m 地点での質量収支は 60 mm w.e.、流出は 400 mm w.e.となるところだが、図 3-8 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再凍結を考慮する必要がある。このことは、寒冷氷河の質量収支を評価する際には、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。

4. 寒冷氷河の質量収支モデル

前章における観測および解析によって、チベット高原の寒冷氷河の質量収支にとって、融解水の再凍結過程が重要な役割を担っていることを明らかにした。以降の章では、少降水気候にあり、かつモンスーンによって夏期に降水が集中するタングラ山城の小ドンケマディ氷河が、いかにしてその氷河規模を維持しているか？また、気候の変化にどのように応答するか？について数値計算モデルをもちいて明らかにすることを試みる。本章では本研究で開発した質量収支モデルについて詳述する。

4.1. モデルの概要

本研究における質量収支モデルは、氷河内の温度状態を再現するために氷河の表面における熱収支と氷河内部への熱伝導を解く部分と、降水・融解・内部再凍結を再現する質量収支の部分からなる。アルベドに代表される氷河の表面状態は積雪の有無によって大きく変化し、それにより熱収支がさらに変化するフィードバック効果があるので、再凍結に伴う氷面上昇と融解や圧密による表面低下等も考慮している(図 4-1)。

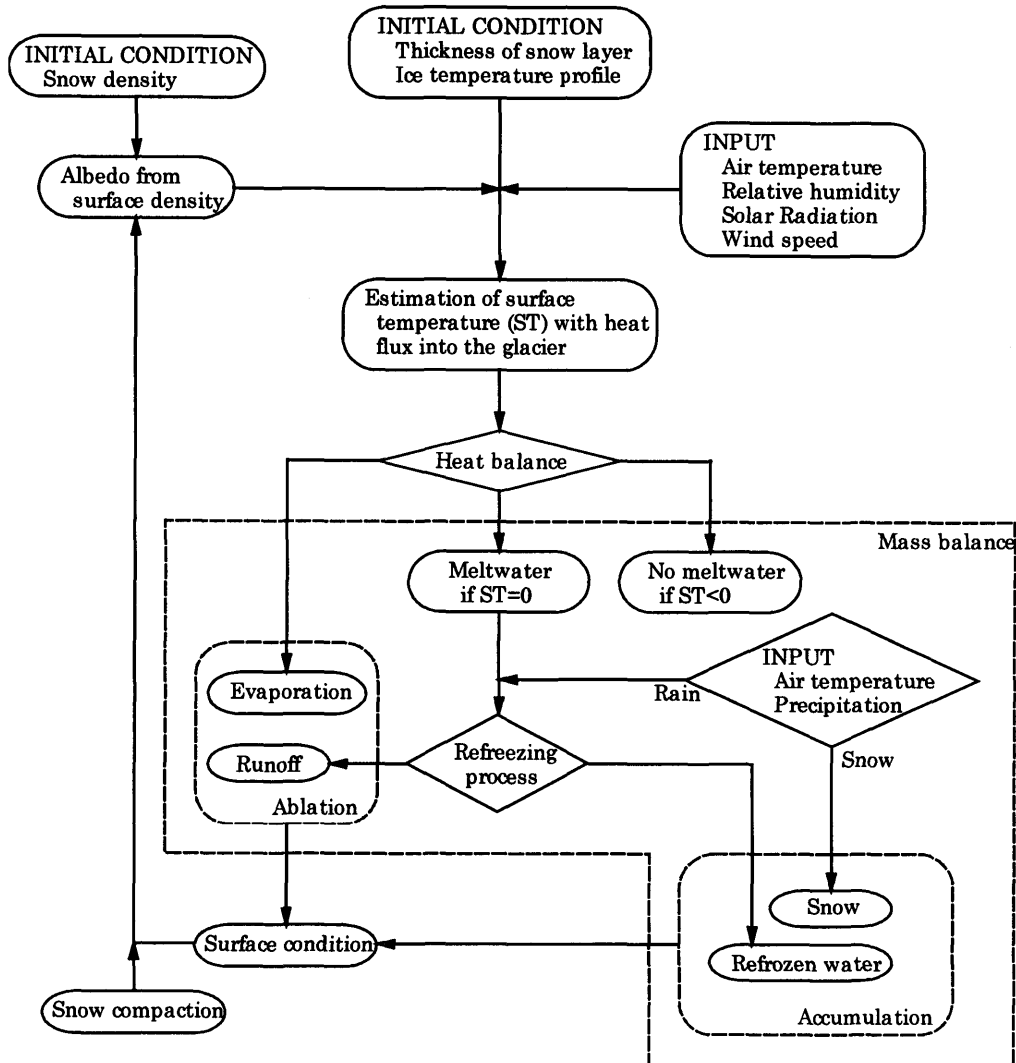


図 4-1 熱収支－質量収支モデルの概念図。

4.2. 表面熱収支

氷河表面における熱収支式は、熱輸送が表面に向かう場合に正の値をとるとして、次の式で表される。

$$H_m = R_n + H_s + H_l + H_g \quad (4-1)$$

ここで、 H_m は融解に用いられる正味熱量、 R_n は放射収支、 H_s は顕熱輸送量、 H_l は潜熱輸送量、 H_g は氷河内の伝導熱輸送量をそれぞれ表す。単位は全て $W \ m^{-2}$ である。雨による熱

の供給はここでは無視した。放射収支は短波放射と長波放射からなり、

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + \varepsilon R_l - \varepsilon \sigma (T_s + 273.2)^4 \quad (4-2)$$

と表現できる。ここで、 α は表面アルベド(無次元)、 R_s は下向き短波放射量(W m^{-2})、 ε は射出率(無次元)、 R_l は下向き長波放射量(W m^{-2})、 σ はステファン・ボルツマン定数($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 T_s は表面温度($^{\circ}\text{C}$)を表す。

顕熱・潜熱輸送量はバルク形式で以下のように書くことができる。

$$H_s = cp_a \rho_a C_b U (T_a - T_s) \quad (4-3)$$

$$H_l = l_e \rho_a C_b U (h_r q(T_a) - q(T_s)) \quad (4-4)$$

ただし、 cp_a は空気の定圧比熱($1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 ρ_a は空気の密度(kg m^{-3})、 C_b はバルク係数で近藤(1994)を参考に0.002(無次元)とした。 T_a は気温($^{\circ}\text{C}$)、 l_e は蒸発潜熱(J kg^{-1})、 U は風速(m s^{-1})、 h_r は相対湿度(無次元)、 $q(T_a)$ 、 $q(T_s)$ はそれぞれ気温と表面温度に対する飽和比湿(無次元)である。蒸発潜熱は、表面温度が 0°C の時は水の気化潜熱($2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)、 0°C 以下の時は氷の昇華潜熱($2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)とする。

式(4-1)から(4-4)と以下の近似をすることにより、

$$T_s \approx T_a,$$

$$(T_s + 273.2)^4 \cong (T_a + 273.2)^4 + 4(T_a + 273.2)^3 (T_s - T_a),$$

$$q(T_s) \cong q(T_a) + \frac{dq}{dT_a} (T_s - T_a)$$

$$H_m = 0$$

表面温度を次のように求めることができる。

$$T_s = \frac{(1 - \alpha)R_s + \varepsilon R_l - \varepsilon \sigma (T_a + 273.2)^4 - l_e \rho_a C_b U (1 - h_r) q(T_a) + H_g}{4 \varepsilon \sigma (T_a + 273.2)^3 + \left(\frac{dq}{dT_a} l_e + cp_a \right) \rho_a C_b U} + T_a \quad (4-5)$$

式(4-5)で表面温度が負の場合は、融雪は生じない。表面温度の解が正となった場合、表面

温度を 0 °C と置き換えて式(4-2)から(4-4)の熱収支の各項目を解き、式(4-1)に代入することで、融解に用いられる正味熱量を計算できる。

式(4-5)の中では氷体からの伝導熱輸送量が未知である。伝導熱輸送量は表面温度と氷体内の温度条件によって決まるので、以下の繰り返し計算によって求める。

1. 氷河内の伝導熱輸送量を 0 と仮定して式(4-5)を解き、表面温度を求める。
2. 得られた表面温度と氷河内部の温度から、氷河内の伝導熱輸送量を求める。
3. 氷河内の伝導熱輸送量を式(4-5)に代入し、新たな表面温度を求める。
4. 事前に求めた表面温度との差が 0.1 °C 以内になるまで計算を繰り返す。

入力データ・初期条件・出力データ、計算手順については 4.11.節にまとめる。

4.3. 比湿と空気密度

飽和比湿は近藤(1994)により、飽和水蒸気圧(e hPa)と大気圧(p hPa)から、以下のように計算できる。

$$q = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad (4-6)$$

飽和水蒸気圧は、融解している場合(水面上)と相でない場合(氷面上)についてそれぞれ以下のように計算できる。

$$\text{水面上} \quad e = 6.1078 \times 10^{7.5T/(237.3+T)}$$

$$\text{氷面上} \quad e = 6.1078 \times 10^{9.5T/(265.3+T)}$$

$$T = T_a \text{ or } T_s$$

さらに、式(4-5)中を得る際に必要な飽和比湿の温度に対する変化率(K^{-1})は、飽和水蒸気圧の温度に対する変化率($hPa K^{-1}$)から、

$$\frac{dq}{dT_a} = \frac{de}{dT_a} \times \frac{0.622p}{(p - 0.378e)^2} \quad (4-7)$$

飽和水蒸気圧の温度に対する変化率は、水面上と氷面上についてそれぞれ以下のように計算できる。

$$\text{水面上} \quad \frac{de}{dT_a} = \frac{6.1078(2500 - 2.4T_a)}{0.4615(273.15 + T_a)^2} \times 10^{7.5T_a/(237.3+T_a)}$$

$$\text{氷面上} \quad \frac{de}{dT_a} = \frac{6.1078 \times 2834}{0.4615(273.15 + T_a)^2} \times 10^{9.5T_a/(265.3+T_a)}$$

以上の式から、飽和比湿と飽和比湿の温度に対する変化率は全て気温から得られる。

空気の密度 (kg m^{-3}) は水蒸気圧 h, e (hPa), 気温 T_a ($^{\circ}\text{C}$), 大気圧 p (hPa), 標準大気圧 p_0 (1013.2 hPa) から,

$$\rho_a = 1.293 \frac{273.2}{273.2 + T_a} \left(\frac{p}{p_0} \right) (1 - 0.378 h, e / p) \quad (4-8)$$

以上のように推定できる。

4.4. 長波放射

下向き長波放射の推定には、近藤(1994)がまとめた経験式を採用した。それによると、雲があるときの下向き長波放射の日平均値 L_d は快晴日の下向き長波放射の日平均値 L_{df} と雲の効果を表す係数 C_d を用いて次のように表される。

$$L_d = \sigma(T_a + 273.2)^4 \left[1 - \left(1 - \frac{L_{df}}{\sigma(T_a + 273.2)^4} \right) C_d \right] \quad (4-9)$$

快晴日の下向き長波放射の日平均値は地上の日平均気温と有効水蒸気量の全量 w_T (m) から,

$$L_{df} = (1.40 + 0.47m + 0.07m^2) \sigma(T_a + 273.2)^4$$

$$m = \log_{10} w_T$$

と得られる。有効水蒸気量の全量は水蒸気圧 $h_r e$ ($^{\circ}\text{C}$) から推定される露点温度 T_D ($^{\circ}\text{C}$) から、

$$\log_{10} w_T = 0.0315T_D - 2.1836$$

$$T_D = \frac{237.3 \times \log_{10}(h_r e / 6.11)}{7.5 - \log_{10}(h_r e / 6.11)}$$

雲の効果を表す係数 C_d は雲のある日の全天日射量(本モデルでは下向き短波放射の観測値) R_s と快晴時の全天日射量 S_{df} の比を $R_s / S_{df} \equiv B_d$ として以下のように得られる。

$$\begin{aligned} B_d \geq 0.0323 & \quad C_d = 0.03B_d^3 - 0.30B_d^2 + 1.25B_d - 0.04 \\ B_d < 0.0323 & \quad = 0 \end{aligned}$$

快晴日における全天日射量は、緯度と日付から幾何的にもとまる大気上端における水平面日射量の平均値 S_T から、次式によって計算できる。

$$S_{df} = (C_1 + 0.7 \times 10^{-m_d F_1})(1 - i_1)(1 + j_1)S_T \quad (4-10)$$

$$C_1 = 0.21 - 0.2\beta_D$$

$$F_1 = 0.056 + 0.16\beta_D^{0.5}$$

$$j_1 = [0.066 + 0.34\beta_D^{0.5}](\alpha - 0.15)$$

$$i_1 = 0.014(m_d + 7 + 2\log_{10} w)\log_{10} w$$

$$m_d = k_1 m_n$$

$$\phi - \delta < \pi/2 \quad m_n = (p/p_0)\sec(\phi - \delta)$$

$$\phi - \delta \geq \pi/2 \quad = \infty$$

$$k_1 = 1.402 - 0.06\log_{10}(\beta_D + 0.02) - 0.1(\sec(\phi - \delta) - 0.91)^{0.5}$$

β_D は大気の混濁係数で近藤(1994)を参考に0.03を採用した。 ϕ , δ はそれぞれ緯度と赤緯を表す。 w は可降水量(m)で露点温度から、

$$\log_{10} w = 0.0312T_D - 2.0963$$

と表される。

大気上端における水平面日射量の平均値 S_T は、

$$S_T = \frac{I_c}{\pi} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 (H \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin H)$$

$$H = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta)$$

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \gamma + 0.00128 \sin \gamma$$

$$+ 0.000719 \cos 2\gamma + 0.000077 \sin 2\gamma$$

$$\gamma = (2\pi/365)j_d$$

ここで、 I_c は太陽定数(1365 W m^{-2}), j_d は 1 年の j_d 番目の日を表すパラメータで、1 月 1 日を 1, 12 月 31 日を 365 とする。

以上の式から 1993 年の集中観測期間中のベースキャンプ(BC)における気温、湿度、日射のデータを元に、下向き長波放射を求めた。一方、BC では、放射収支、上下短波放射、表面温度を観測しており、これらの残差として得られる観測値としての下向き長波放射を比較した(図 4-2)。

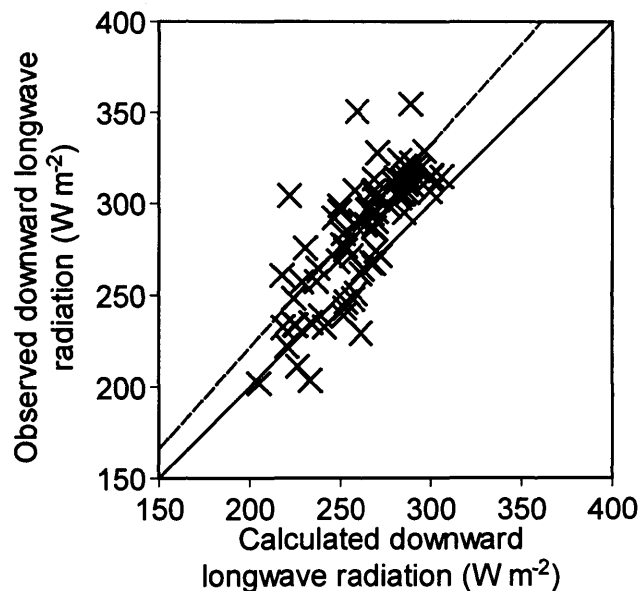


図 4-2 1993 年の集中観測期間中にタングラ山域のベースキャンプにて得た気象データを入力値としてモデルによって求めた下向き長波放射(横軸)と同時期における観測値(縦軸)との比較。実線は 1:1 の線を、破線は近似直線を示す。

図中の近似直線(破線)から, 本モデルにおける下向き長波放射 R_l を,

$$R_l = 1.108L_d \quad (4-10)$$

とした.

4.5. アルベド

日射が強い中低緯度に位置するチベット高原の氷河では, 表面アルベドの違いは熱収支に大きな影響を与えると考えられる. 気候の変化に対する氷河の応答を論ずる際には, 表面状態の変化に伴うフィードバック効果を考慮しなければならないため, 入力データとしてではなく, 表面状態からアルベドを推定する必要がある. 本研究では近藤ら(1988)によるアルベドモデルを採用した.

近藤ら(1988)は図 4-3 のように乾燥した積雪が厚さ l_I の氷板と l_A の空気の層からなると仮定し, その中での多重散乱を考慮した上でアルベドを推定した(一次元氷板モデル).

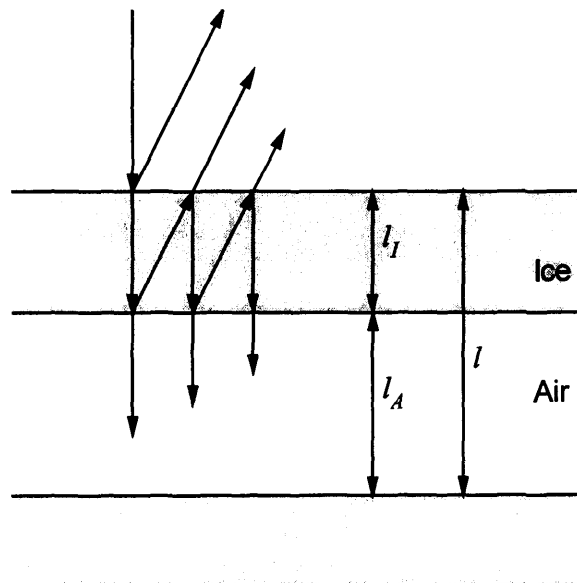


図 4-3 アルベド推定のための一次元氷板モデルの概念図.

積雪の密度を ρ 、氷の密度を ρ_i として、空気の重さを無視すると、

$$\frac{\rho}{\rho_i} = \frac{l_i}{l} \quad (4-11)$$

ただし、 $l = l_i + l_A$ である。また、日射は雪面に垂直に入射すると仮定する。氷表面での光の反射がフレネルの式に従うとすれば、反射率 r_i は n を氷の屈折率として、

$$r_i = \left(\frac{n-1}{n+1} \right)^2$$

ここでは近藤ら(1988)に従い、 $n = 1.31$ を採用した。これにより、反射率は $r_i = 0.018$ となる。

氷板内では光の散乱は無視し、吸収のみおこなわれるものとする。氷板内のある距離 l_i を単一波長の光が透過する割合は、氷の吸収係数を k_i とすれば、 $\exp(-k_i l_i)$ であるから、一枚の氷板全体での反射率 R_i は、多重反射を考慮して、

$$\begin{aligned} R_i &= r_i + (1-r_i)^2 r_i \exp(-2k_i l_i) \sum_{n=0}^{\infty} (r_i \exp(-k_i l_i))^{2n} \\ &= r_i + \frac{(1-r_i)^2 r_i \exp(-2k_i l_i)}{1-r_i^2 \exp(-2k_i l_i)} \end{aligned}$$

で表される。また、反射・吸収を受けずに氷板を透過する割合 T_i は同様に表される。

$$\begin{aligned} T_i &= (1-r_i)^2 \exp(-k_i l_i) \sum_{n=0}^{\infty} (r_i \exp(-k_i l_i))^{2n} \\ &= \frac{(1-r_i)^2 \exp(-k_i l_i)}{1-r_i^2 \exp(-2k_i l_i)} \end{aligned}$$

積雪単位厚さあたりの反射・吸収による光の減衰率 A と反射率 B はそれぞれ、

$$\begin{aligned} A &= \frac{1-T_i}{l} \cong \frac{1-T_i}{l_i} \frac{\rho}{\rho_i} \\ B &= \frac{R_i}{l} \cong \frac{R_i}{l_i} \frac{\rho}{\rho_i} \end{aligned}$$

入射する日射フラックス密度を I_0 、積雪内の上向きと下向き日射フラックス密度をそれぞれ I^\uparrow と I^\downarrow とすれば、

$$dI^\downarrow = (-AI^\downarrow + BI^\uparrow)dz$$

$$dI^\uparrow = (AI^\uparrow - BI^\downarrow)dz$$

が成り立つ。積雪層が十分厚いとすれば、境界条件は、

$$z = +0 \text{ で } I^\downarrow = (1-r_l)I_0 + r_l I^\uparrow(+0)$$

$$z \rightarrow \infty \text{ で } I^\downarrow = I^\uparrow = 0$$

とおける。これらを解くと、

$$I^\downarrow = \frac{1-r_l}{1-\tau_l} I_0 \exp(-\mu z)$$

$$I^\uparrow = \frac{\tau(1-r_l)}{1-\tau_l} I_0 \exp(-\mu z)$$

となる。ただし

$$\tau = \frac{A - \sqrt{A^2 - B^2}}{B}$$

$$\mu = \sqrt{A^2 - B^2}$$

μ は光の減衰係数である。積雪面のアルベド α は、

$$\alpha \equiv \frac{I^\uparrow(-0)}{I_0} = \frac{r_l I_0 + (1-r_l)I^\uparrow(+0)}{I_0} = r_l + \frac{(1-r_l)^2 \tau}{1-\tau_l} \quad (4-12)$$

と表される。アルベド α は積雪密度 ρ には陽に依存せず、 $k_l l_l$ のみで決まる。

純粋な氷の吸収係数 k_l は光の波長に大きく依存するが、近藤ら(1988)は全波長に対して一定値 $k_l = 10(\text{m}^{-1})$ を使用しており、本モデルも同様とした。

氷板の厚さについては、比表面積 S^* ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$) が等しければ、光学的性質が同等であるという Warren(1982)による予想に基づき、実際の積雪と比表面積が等しくなるように決める。氷板の比表面積は、

$$S^* = \frac{2}{l \rho}$$

で表される。式 4-11 から、氷板の厚さとの関係は、

$$l_i = \frac{2}{\rho_i} \frac{1}{S^*}$$

となる。成田(1971)によれば、積雪の比表面積は積雪密度と以下のような関係を持つ。

$$\log_{10} S^* = -15.32 \times 10^{-9} \rho^3 + 16.65 \times 10^6 \rho^{-2} - 7.30 \times 10^{-3} \rho + 2.23$$

これにより、 l_i は積雪密度の関数として表すことができる。以上から、積雪面のアルベドは積雪密度で一義的に表される。

近藤ら(1988)はアルベドに影響する積雪表面の有効な厚さを 0.05 m と見積もった。そこで、本モデルでも、表層 0.05 m の積雪密度をアルベドの計算に用いた。積雪の密度は深さと加重によって時間とともに変化するので、圧密過程を計算する。近藤ら(1988)はさらに濡れ雪についての考察もおこなっており、濡れ雪の比表面積を S^*_w として、

$$S^*_w = 0.6 \times S^*$$

の関係をj得ている。Yamazaki *et al.*, (1993)はこのモデルをベースに積雪構造の変化を再現するモデルを構築し、観測結果とよい一致をj得ている。本モデルでは積雪表面に融解水や降雨水が含まれている場合には濡れ雪の比表面積を用いてアルベドを求めた。

これらの式を密度 900 (kg m⁻³)の水に適用するとアルベドは 0.028 と計算できるが、Seko *et al.* (1994)による現地観測では、1993 年の融解期に消耗域で裸氷が表面に出ていたときのアルベドの平均は 0.48 であった。これは表面にはまばらに積雪が融け残っているためである。従って、本モデルでは氷が表面に出た場合のアルベドを 0.48 とした。

4.6. 圧密過程

本モデルでは、アルベドを積雪表層(0.05 m)の密度から求めるが、積雪の密度は深さと加重によって時間とともに増加する。融解などに伴い下層の時間を経た高密度の雪が表面に露出した場合、大幅にアルベドが低下することが予想される。このため、積雪層の深さ毎の密度

を把握する必要がある。

本モデルでは Motoyama (1990)が示した圧密モデルを用い、各降水イベント毎の積雪密度を求めた。積雪層が粘性圧縮すると考えた場合、小島(1957)の観測によると、乾雪の粘性係数 η (kg d m^{-2})は積雪密度を用いて、

$$\eta(\rho) = \eta' \exp(K\rho) \quad (4-12)$$

で表される。ここで、 η' は積雪密度を 0 (kg m^{-3})とおいた場合の粘性係数の値であり、 K ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)は定数である。 η' と K の値は Motoyama (1990)を参考にそれぞれ 16 (kg d m^{-2}), 0.021 ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)とした。ある積雪層に作用する上層加重を W (kg)とすると、密度の時間変化は、

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{W}{\eta}$$

で表される。本モデルでは、計算を簡便にするために t を時間として、

$$\rho_t = \rho_{t-1} + \rho_{t-1} \frac{W}{\eta(\rho_{t-1})} dt \quad (4-13)$$

とした。Motoyama (1990)は湿雪の粘性係数についても議論しており、

$$\eta(\rho) = 0.5\eta' \exp(K\rho)$$

が適当であるとしている。この式は乾雪に比べ、湿雪が倍の速度で圧密することを示している。本モデル中では積雪層に水が含まれている場合にこの式を用いて圧密を計算した。積雪層内の水の有無については 4.8.節で詳述する。

4.7. 氷体温度の変化

乾雪時における伝導熱輸送を求める際や、前章で述べた再凍結量を推定する際には氷河内部の温度分布の変化を知る必要がある。氷河内部の温度分布は積雪層部分と氷体部分の熱伝導と雪氷体中の正味放射量(放射束密度)によって以下のように決まる。

$$\begin{aligned} \text{積雪層中} \quad \rho_s c p_i \frac{\partial T_z}{\partial t} &= K_s \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} + \frac{\partial I_s}{\partial z} & (4-14) \\ I_s &= (1 - \alpha) R_s \exp(-\mu_s z) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{氷河氷中} \quad \rho_i c p_i \frac{\partial T_z}{\partial t} &= K_i \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} + \frac{\partial I_i}{\partial z} & (4-15) \\ I_i &= I_{if} \exp(-\mu_i z) \end{aligned}$$

ここで、 T_z は深さ z における雪ないし氷の温度、 I_s 、 I_i 、 I_{if} はそれぞれ積雪内、氷河氷内、雪-氷境界における正味放射量である。積雪がない裸氷状態では、 I_{if} は $(1 - \alpha)R_s$ に等しい。 μ_s 、 μ_i はそれぞれ雪と氷の光の減衰係数であり、雪の粒径や気泡の存在、さらには光の波長によって様々な値を取るが、本モデルでは、計算の簡略化のため、波長依存などはしない定数として扱い、雪については Fukami *et al.* (1985)を参考に $40 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ を、氷については Hobbs (1974)を参考に $5 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ を採用した。

雪の熱伝導度 K_s ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)は Mellor (1977)より、雪の密度から、氷の熱伝導度 K_i ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)は Hobbs (1974)より、氷の温度の関数として、それぞれ以下のように表される。

$$\begin{aligned} K_s &= 0.029 \left(1 + 10^{-4} \rho_s^2 \right) \\ K_i &= \frac{488.2}{273.2 + T_z} + 0.47 \end{aligned}$$

4.8. 氷河内の伝導熱輸送量

式(4-5)から表面温度を正確に得るためには、氷河内での伝導熱輸送量を計算する必要がある。また、寒冷氷河における融解期の再凍結を計算するためにも、冬期の氷体の冷え込みなどを再現する必要がある。

乾雪の場合、ある期間中 (Δt , sec)の氷河内の伝導熱輸送量 (H_g)は氷河内の温度分布の変化から以下のように表される。

$$H_g = \frac{-cp_i \left[\rho_s \int_{srf}^{itf} \Delta T_z dz + \rho_i \int_{itf}^{z_c} \Delta T_z dz \right]}{\Delta t} \quad (4-16)$$

ここで、 cp_i は氷の定圧比熱($2100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ_s と ρ_i はそれぞれ雪と氷の密度(kg m^{-3})で雪については積雪層の平均値を用い、氷については $900(\text{kg m}^{-3})$ とした。 itf , srf , z_c はそれぞれ積雪層と氷河氷の境界(氷面), 表面, 氷体温度が一定となる深さ(ここでは氷面から深さ 20 m とした), ΔT_z は深さ z (m)における温度の変化量である。下部の境界条件は深さ z_c で氷体温度は一定とし、上部の境界条件は式(4-5)から得られる表面温度である。一方、積雪が濡れ雪で表面温度が 0 ($^{\circ}\text{C}$)の場合、表面とその下の積雪の間に温度勾配が無いために、積雪層の熱輸送は 0 (W m^{-2})と見なせる。他方、急激な冷え込みなどによって、表面のみが 0 ($^{\circ}\text{C}$)以下になった場合は表面付近の温度勾配によって、表面に向かう熱輸送が生じる。

$$H_g = -K_s \frac{T_s}{b_s} \quad (4-17)$$

K_s は雪の熱伝導度である。温度勾配は式(4-15)中の分母の厚さ b_s の取り方によって変わってくるが、積雪の温度変化の計算間隔 0.1 m に等しいとした。

4.9. 積雪層内の融解水

式(4-1)から式(4-5)で求まる融解熱量(H_m)と水の融解潜熱(l_f , $3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)から、1日当たりの融解量(a_d)は以下のように求まる。

$$a_d = \frac{H_g \times 24 \times 3600}{l_f} \quad (4-18)$$

前節で述べたように、融解期における積雪層内の伝導熱輸送は積雪層に浸透水が含まれている場合、温度勾配がなくなるために 0 (W m^{-2})となる。また、急な冷え込みで濡れ雪が冷却される場合、温度勾配によって表面に向かう熱輸送が生じる。このように、積雪層における浸透水の分布を把握することは融解期における氷体内の伝導熱輸送を計算する際に重要に

なってくる。更に、後述する再凍結量の計算でも、積雪層内の水の有無の判定は必要である。本モデルでは、融解水(a_m)と降雨水(p_r)の和である浸透水(p_w)は積雪層内に体積含水率 w_c (無次元)が 0.05 になるまで蓄えられ、これを越える供給があった場合はその場から下流に向かって流出することとした。積雪中を浸透していく際の時間遅れなどは考慮しなかった。

4.10. 再凍結過程

3章で述べたように、融解水の再凍結を再現することは質量収支の正確な見積もりをするうえで重要である。また、融解によって積雪層がなくなると、アルベドの低い裸氷が表面に出てくることで、融解速度は急激に変化する。この裸氷が表面に表れる時期は、上積氷の成長による氷面上昇を考慮するかどうかで変わってくる。このため、質量収支と表面熱収支を正確に求めるためにも再凍結過程を評価する必要がある。氷温変化の様子(図 3-5)から、浸透水が氷面を通して氷体内へ入ってくることはないと考えられる。このことから、融解期間中の氷体温度の上昇をもたらす熱は雪-氷境界面における再凍結に伴う潜熱であると仮定できる。この仮定に基づき、氷体温度の変化から再凍結量を以下のように見積もることができる。

$$\begin{aligned} w_c > 0 & \quad f_s = \frac{\rho_i c p_i}{l_f} \int_{z_f}^{z_c} \Delta T_z dz \\ w_c = 0 & \quad f_s = 0 \end{aligned} \quad (4-19)$$

ここで、 f_s は雪-氷境界面における再凍結量(mm w.e.)で、3.2節における「可凍結量(w_p)」に等しい。 l_f は水の融解潜熱($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)である。一方で、融解水が存在しない場合でも、単なる熱伝導によって氷体温度は上昇しうる。涵養域上部では氷体の冷却は十分であるにもかかわらず、融解期間が短いために、再凍結量が融解水の供給量に制限されていることが観測によって明らかにされている。このため本モデルでは、4.8節で述べた積雪層中の融解水の存在量を考慮した上で再凍結量を計算した。

温度が $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 以下の積雪に浸透水が接触すると雪温が $0 \text{ }^\circ\text{C}$ に上昇する分の熱量が浸透水

の凍結に使われる。この量は積雪層の温度変化によって計算できる。

$$f_c = \frac{\rho_s c p_i}{l_f} \int_{surf}^{diff} \Delta T_z dz \quad (4-20)$$

融解期における一時的な冷え込みや、秋期に移行する際の冷え込みなどで、積雪層に保持されている水(間隙水)は凍結する。この量は氷体から表面へ向かう熱輸送量から次のように与えた。

$$f_c = -\frac{K_s T_s}{l_f b_s} \quad (4-21)$$

間隙水が凍結すると、積雪層中に氷板が形成される。氷板の存在は、浸透水の浸透過程や積雪の圧密過程を複雑にするが、本モデルでは、圧密過程や水の浸透には影響を与えないとした。

4.11. 計算手順と入出力データ

1. 積雪密度から表面アルベドを計算する(4.5.節)。
2. 気象データから、比湿とその勾配(4.3.節)・空気の密度(4.3.節)・下向き長波放射(4.4.節)を求める。
3. 式(4-5)によって表面温度を求める。この時、氷体への伝導熱輸送量は0とする。
4. 3で求めた表面温度(正の値が得られたときは0°Cとする)から、熱収支の各要素を計算する(式(4-1)～式(4-4))。表面温度が0°Cのときは融解量も求まる(式(4-18))。
5. 表面温度から、氷体温度の変化を計算する(4.7.節)。
6. 積雪層中の水の存在によって、氷体内の伝導熱輸送量(4.8.節)や再凍結量(4.10.節)を計算する。
7. 6で求めた氷体内の伝導熱輸送量を式(4-5)に代入し、再び表面温度を求める。表面温度の差が0.1°C以内に収束するまで4から6を繰り返す。
8. 最終的に決まる表面温度から、熱収支と質量収支の各項目を求める。

9. 次の時間ステップへ進む.

表 4-1 に入力データ・初期条件・出力データをまとめる.

表 4-1 質量収支モデルの入力データ・初期条件・出力データ. *降水の雨雪判別については 3.4.節を参照のこと.

	入出力データ・初期条件の各要素
入力データ	気温・湿度・風速・下向き短波放射・降水量*
初期条件	積雪層の厚さ・氷体温度の分布・積雪密度
出力データ	
熱収支	放射収支・顕熱・潜熱・伝導熱・融解熱
質量収支	降雪*・降雨*・融解・再凍結・流出・蒸発

5. モデルの検証

本章では、本モデルが現実の氷河の熱収支・質量収支を再現できているかについて観測データとの比較・検証をおこなう。

5.1. 入力データと初期条件

計算期間は1992年10月10日から1993年10月9日までの1年間である。入力データのうち、気温・風速・湿度・下向き短波放射は5600 m地点において自動気象観測器によって取得された1日平均の値である(Seko *et al.*, 1994; Ohata *et al.*, 1994; Ohta and Ageta, 1996)。質量の入力である降水量は1993年の夏期モンスーン期に観測がおこなわれたもの(Ueno *et al.*, 1994)、冬期のデータは得られていない。本研究では、5600 m地点で観測された表面レベルの変化から、冬期(1992年10月10日から1993年5月15日と1993年9月20日以降)における表面レベルの上昇が全て密度100 (kg m^{-3})の降雪によるものと仮定して、冬期の降水量を求めた。入力データの季節変化を図5-1に示す。

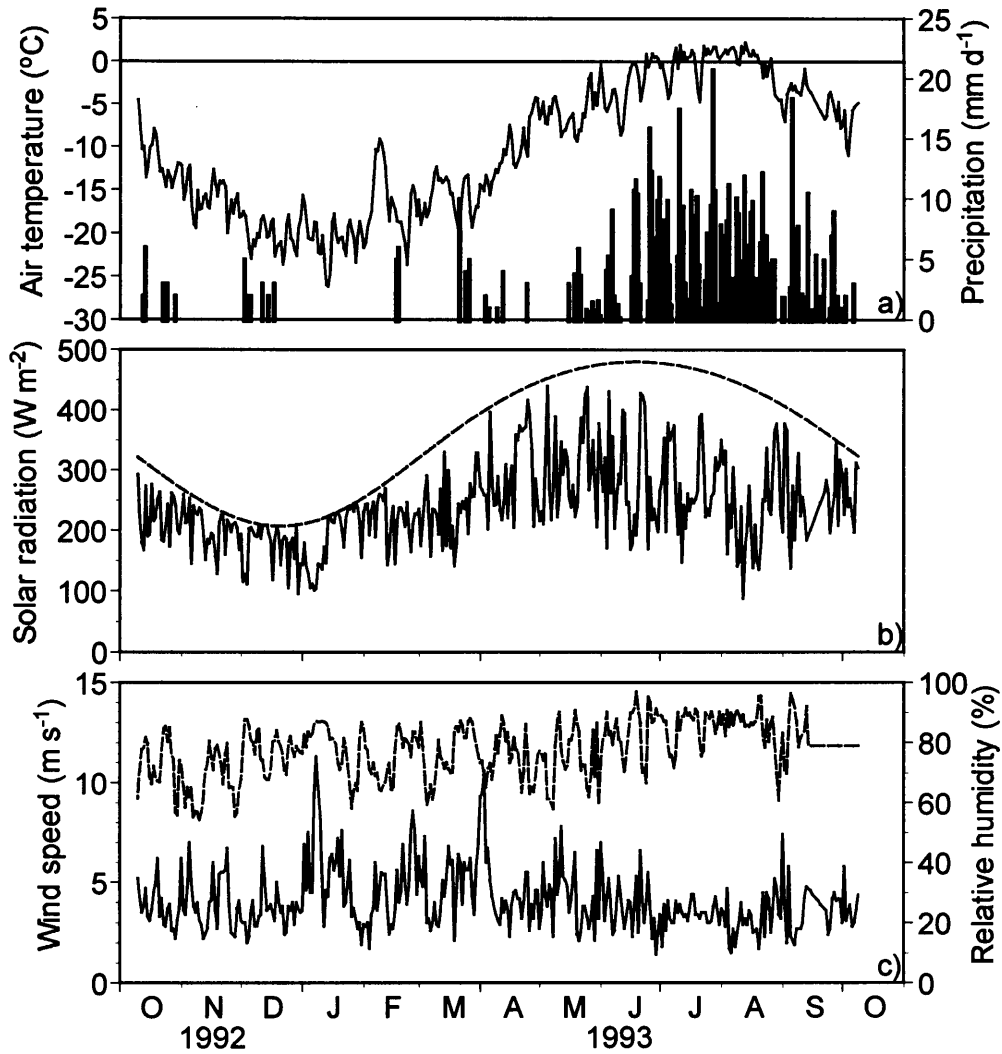


図 5-1 1992 年 10 月 10 日から 1993 年 10 月 9 日にかけての小ドンケマディ氷河 5600 m 地点における日平均の気温(a, 実線), 下向き短波放射(b, 実線), 大気上端における日射量の計算値(b, 破線), 風速(c, 実線), 湿度(c, 破線)と日降水量(a, 縦棒). 1993 年融解期の降水量は氷河脇で観測. 冬期の降水量は表面レベルの変化から推定(本文参照).

風速, 湿度, 下向き短波放射, 降水量は高度に依らず一定と仮定した. 気温の高度減率は Ohta and Ageta (1996) に収録されている BC における気温データとの比較から, $0.0072\text{ (}^{\circ}\text{C m}^{-1}\text{)}$ を得た.

本モデルでは初期条件として、1992年10月10日の氷体内の温度分布、積雪層の厚さと密度が必要となる。積雪層の厚さは観測結果から、以下のように高度に依存するとした。

$$\begin{aligned} x \geq 5500 & \quad d_s = 0.004(x - 5600) + 0.6 \\ x < 5500 & \quad = 0.2 \end{aligned} \quad (5-1)$$

ここで、 x は標高(m)、 d_s は計算開始日(1992年10月10日)における積雪の厚さ(m)である(図5-2)。

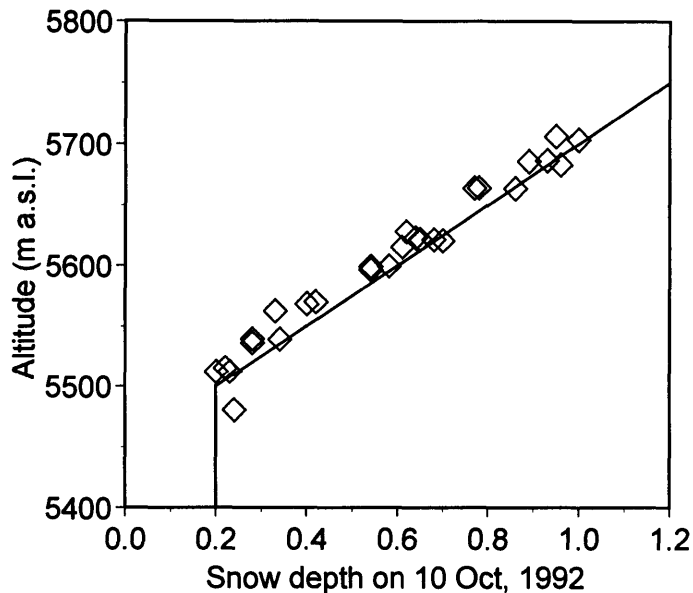


図5-2 1992年10月10日の小ドンケマディ氷河における積雪深の実測値(◇)とモデルにおける初期値(実線)。

式(5-1)によると、小ドンケマディ氷河の最高地点(5926 m)では積雪層が1.9 mあることになる。積雪の密度は $400 \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$ で均一とした。積雪層が厚い場合、計算開始直後に急速に圧密することになるが、高い標高での積雪密度に関するデータがないので積雪層内の初期密度は一定と仮定した。

氷体温度は1992年10月10日の5600 mの地点における氷体温度の深さ分布(表面, 1, 2, 4, 8, 16 m, 図(3-5)を内挿し, 0.5 m 毎の温度を求めた。16 m から 20 m の温度は 8 m と 16

m の温度勾配をそのまま外挿することで求めた. 20 m 深での氷体温度を一定とすることで, 下部の境界条件とする. 他の標高の氷体温度については, 氷体温度の高度減率を気温のそれと同じ 0.0072 ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)として各標高における氷体温度の初期値を決めた.

5.2. 観測データとの比較

図 5-3 は 1992 年 10 月から 1993 年 9 月にかけて 5600m 地点で観測したアルベドとモデルによる計算値を比較したものである.

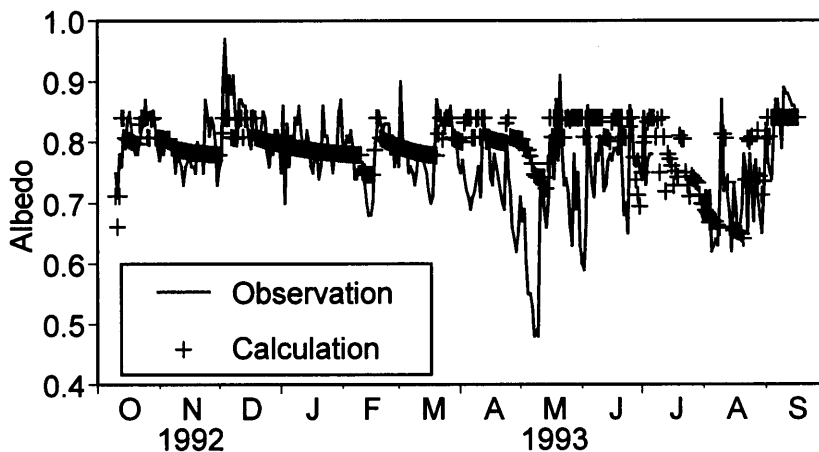


図 5-3 1992 年 10 月から 1993 年 9 月にかけて小ドンケマディ氷河 5600 m 地点にて観測したアルベド(実線)とモデルによる計算値(+).

モデルではアルベドを表面の積雪密度から推定しているため, スパイク状の細かな変化は再現できていない. また, モデルでは汚れの効果を考慮していないため, 砂塵の供給によるものと考えられる 4 月から 5 月にかけての大きなアルベドの低下も再現できていない. しかしながら, 期間を通してのアルベドの変化はおおむね再現できている. 図 5-4 は 1993 年の融解期間中に, 5500, 5600, 5700 m の各地点にて得られたアルベドの観測値とモデルによる計算値を比較したものである.

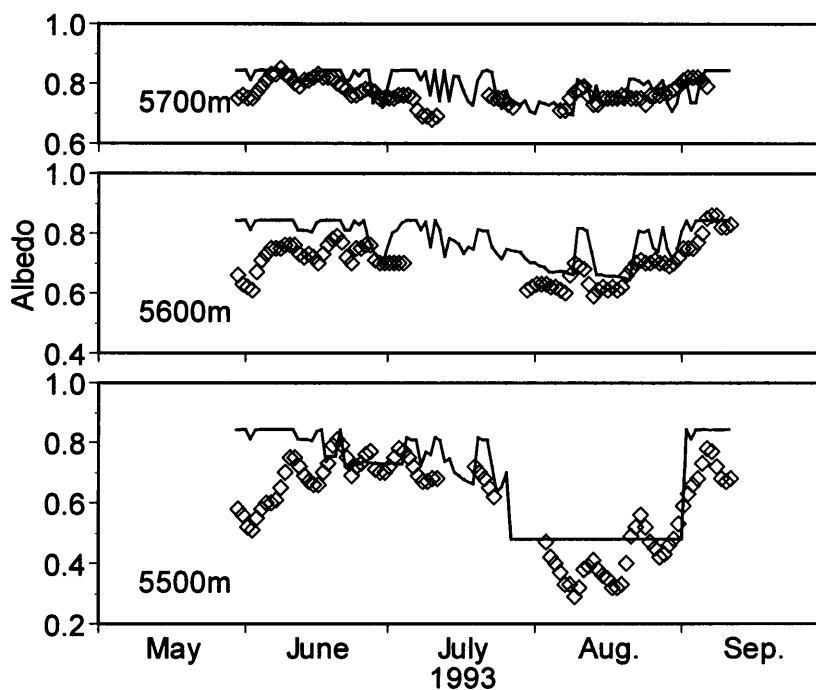


図 5-4 1993 年 5 月から 9 月にかけて小ドンケマディ氷河 5500, 5600, 5700 m
にて観測したアルベド(◇)とモデルによる計算値(実線).

5 月終わりに各地点で見受けられるアルベドの急激な低下がモデルでは再現できていないものの、その他の時期の各高度におけるアルベドの変化は概ね再現できている。

図 5-5 は 5600 m 地点における氷体温度(表面, 2m, 8 m)の季節変化とモデルによる計算値を比較したものである。

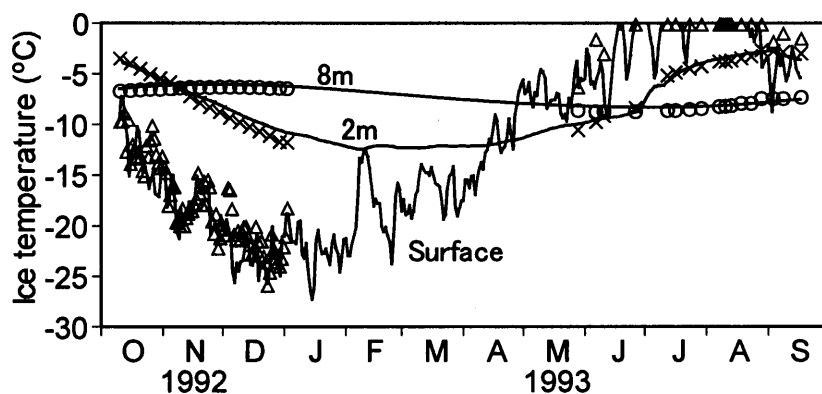


図 5-5 1992 年 10 月から 1993 年 9 月にかけて小ドンケマディ氷河 5600 m 地点にて観測した氷体温度(表面(Δ), 2 m(\times), 8 m(\circ))とモデルによる計算値(各実線).

表面温度も含め、各深さにおける温度変化をモデルが再現していることがわかる。

モデルがアルベドと氷体内温度の観測値をよく再現していることは、本モデルが表面状態、熱収支、氷体内の伝導熱輸送をよく再現していることを意味している。

図 5-6 は 1992 年 10 月 10 日からの 1 年間に、5500, 5600, 5700 m の各地点にて得た表面レベルと氷面レベルの観測値とモデルによる計算値を比較したものである。

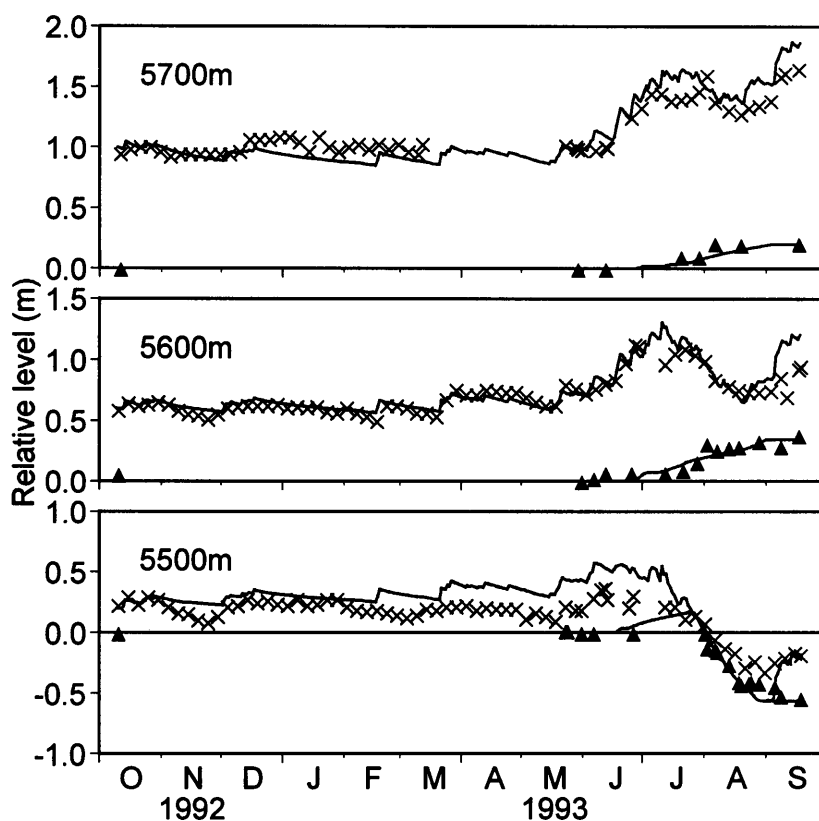


図 5-6 1992 年 10 月から 1993 年 9 月にかけて小ドンケマディ氷河の 5500, 5600, 5700 m の三高度での表面レベル(x)と氷面レベル(▲)の観測値とモデルによる出力値(実線).

各図とも、計算開始時の氷面レベルを基準としている。冬期の降水量は 5600 m 地点の表面レベルの変化から推定したため、モデルによる 5600 m 地点の表面レベルの変化は観測と非常によくあっている。一方、5500, 5700 m 地点での表面レベルの変化は、気温の高度減率とそれに伴う降雪量、融解量、表面状態の違いから計算しているが、現実の表面レベルの変化を概ね再現している。特に融解期における 5500m 地点の表面レベルの低下が再現できていることは裸氷が表面にあらわれることによるアルベドの急激な低下(図 5-4)とそれに伴う融解量の増加を本モデルがよく再現していることを意味している。

3 章で議論した 5600 m 地点における質量収支の構成要素を本モデルにて再検討すると、

図 5-7 に示したような結果となる。

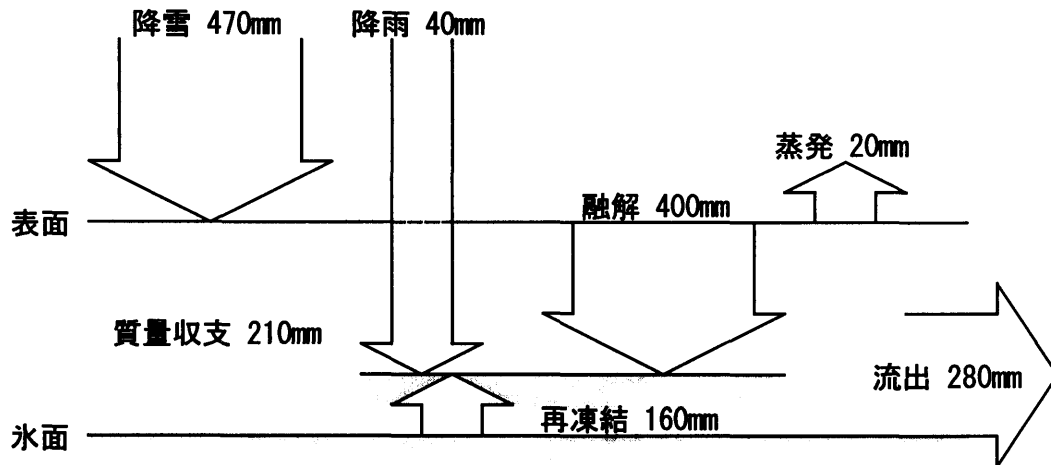


図 5-7 小ドンケマディ氷河 5600 m 地点における, 1993 年 5 月 28 日から 9 月 11 日にかけての質量収支を構成する要素の概念図(モデルによる計算値)。

降雪, 降雨量は図 3-8 と変わらないが, 融解(360→400), 蒸発(50→20), 質量収支(250→210), 再凍結(190→160), 流出(210→280)で(前者は図 3-8:観測結果, 後者は図 5-7:モデルによる計算値;単位はすべて mm w.e.), それぞれ 30~70 mm w.e.程度の違いがでており, モデルでは融解・流出を若干多めに見積もる傾向がある。一方, 1992 年の融解期を対象に大野・大畑(1994)が熱輸送のみを取り扱ったモデルを用いておこなった計算では, 同氷河の 5600 m 地点において, 融解(1180), 蒸発(74), 再凍結量は(130), 流出(1050)といった結果が得られており, 本研究における計算期間の結果とは大きく異なる。しかしながら, 図 3-1 に示した表面レベルの変化(レベルの低下量は 1992 年, 1993 年ともに同程度)や気温のデータ(5600 m 地点における 6-8 月の平均値。1992 年は -0.8°C ; 1993 年は -1.0°C)から, 1992 年融解期に 1993 年融解期の 2 倍以上の融解があったとは考えにくく, 大野・大畑(1994)の計算では融解・蒸発を過大評価していると考えられる。表 5-1 に 1993 年融解期間中(6 月から 8 月)の 5600 m 地点における熱収支要素をまとめた。

表 5-1 1993 年 6 月 1 日から 8 月 31 日の 3 ヶ月についてモデルによる, 小ドン
ケマディ氷河・5600 m 地点における熱収支各要素の日平均値.

熱収支の各要素	(W m ⁻² day ⁻¹)
全放射収支	21.1
短波放射収支	57.6
長波放射収支	-36.6
顕熱輸送量	3.1
潜熱輸送量	-8.3
氷体内伝導熱輸送量	0.1
融解熱量	16.2

表からは, 氷河上での融解がほとんど放射によってもたらされていることがわかる. 熱収支において放射の占める割合が大きく, 顕熱輸送量の寄与が小さいことは, 日射の強い中低緯度の氷河の特徴といえる(e.g. Ohata and Higuchi, 1980; Takahashi *et al.*, 1989). また, 潜熱(蒸発)輸送量による熱の放出が多い点も乾燥域における氷河上の熱収支の特徴といえる(Ohno *et al.*, 1992).

図 5-8 は 1992 年 10 月 10 日から 1993 年 9 月 11 日にかけてステーク観測によって得た質量収支と同期間のモデルによる計算値を比較したものである.

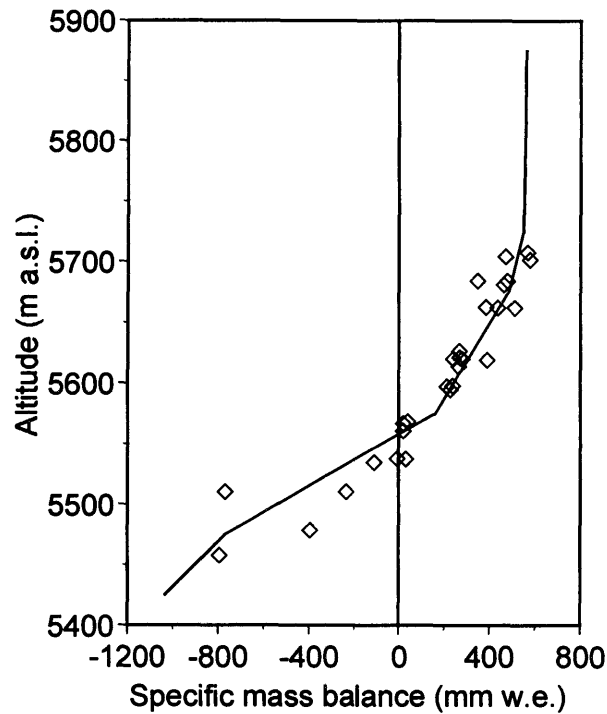


図 5-8 1992 年 10 月 10 日から 1993 年 9 月 11 日にかけて小ドンケマディ氷河にてステーク観測によって得た質量収支(◇)と同期間のモデルによる計算値(実線).

ステーク観測, モデルの出力値ともに, 質量収支には表面レベルの変化だけではなく, 上積氷の変化も考慮されている(式 3-1). 高標高での観測がないものの, 氷河全体にわたり質量収支が概ね再現できていることが見て取れる.

図 5-9 は 1992 年 10 月 10 日から 1993 年 10 月 9 日にかけてのモデルによる質量収支各要素の高度分布である.

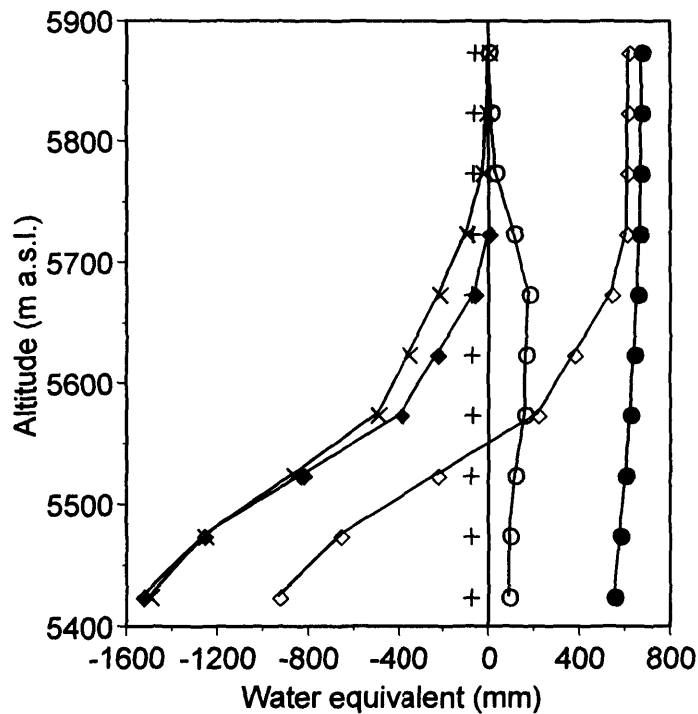


図 5-9 小ドンケマディ氷河における 1992 年 10 月 10 日から 1993 年 10 月 9 日にかけてのモデルによる質量収支各要素の高度分布. 降雪(●), 質量収支(◇), 再凍結(○), 蒸発(+), 流出(◆), 融解(×).

降雪量は 5700 m 付近から下で雨として降る分が増えるため、緩やかながら標高が下がるとともに減少する。再凍結量は 5600 m から 5700 m にかけて多く、表面で生じる融解水が再凍結によって氷河に取り込まれ、流出が制限されている様子が見て取れる。高標高では浸透水(融解水と降雨水の和)そのものが少ないために、再凍結量も減少する。最低高度では流出量が融解量を上回っているが、これは降雨が流出に寄与しているためである。蒸発量は高度によらずほぼ一定である。モデルによる質量収支各要素の高度分布は、観測結果の解析によって得た再凍結過程の高度分布の特徴(3.4 節)をよく再現している。

涵養や消耗など、質量収支に関する要素の氷河の単位面積当たりの値 y_p は各高度における値 y_x 、その高度 x を中心とする高度幅 50 m での面積 A_x (km², 図 3-9) と氷河全体の面積 A_T (1.77 km²) から求めることができる。

$$y_v = \frac{\sum y_x A_x}{A_T} \quad (5-2)$$

1992年10月10日から1993年10月9日の1年間についてモデルによって得た、小ドンケマディ氷河の単位面積当たりの質量収支各要素を表5-2にまとめた。

表5-2 1992年10月10日から1993年10月9日の1年間についてモデルによって得た、小ドンケマディ氷河の単位面積当たりの質量収支各要素。

質量収支の構成要素	(mm w.e.)
降水量(p_p)	670
降雪量(p_s)	630
降雨量(p_r)	40
融解量(a_m)	470
蒸発量(a_e)	70
再凍結量($f_s + f_c$)	110
流出量(w_r)	400
質量収支(b)	200

3章では消耗域における融解水の観測結果がなかったために、涵養域に限定して再凍結の影響評価を行ったが、モデル計算によって氷河全体での質量収支各要素の割合を示すことが可能になった。表から、内部での浸透水の凍結が無視できる温暖氷河の場合、そのまま流出してしまっていたであろう降雨水と融解水(合計 510 mm w.e.)の 22%に相当する量の水が再凍結によって氷河内に固定され、流出しないことがわかる。また、蒸発が氷河からの損失量(蒸発+流出)の 15%程度を占めており、Ohno *et al.* (1992)が指摘した、大陸性気候の氷河質量収支における蒸発の重要性を改めて確認した。

6. チベット高原における氷河質量収支の特徴と気候変化に対する応答

本章では、4, 5 章にて構築・検証をおこなった質量収支モデルを用い、少降水・寒冷といった大陸性気候とモンスーンの影響による夏期涵養の影響を受けているチベット高原の寒冷氷河が、どのようにして少降水環境下でその氷体を維持しているかについて検討する。さらに、気候変化に対する感度実験をおこない、これまでの研究によって明らかにされてきた、世界各地の氷河質量収支の感度との比較をおこす。

6.1. 夏期涵養寒冷氷河の質量収支の特徴

計算期間は5章(モデルの検証)と同期間の1992年10月10日から1993年10月9日までの1年間である。入力データも5章と同じものを用いた(図5-1)。チベット高原は少降水・寒冷といった大陸性気候の特徴のほかに、モンスーン気候の影響により、夏期に降水が集中する。表面レベルの変化(図3-2)にもこのことが現れている。そこで、夏期涵養の影響を評価するために、入力データの降水量について冬期(1992年10月から1993年3月)の半年と夏期(1993年4月から9月)の半年を入れ替え、年降水量は同じまま、仮想的に冬期涵養の気候を設定し、夏期涵養と比較する。降水の有無は日射量の強弱にも影響を与えられ(例えば、冬期涵養の場合、夏期の日射は夏期涵養の場合よりも強いと予想される)、ここでは降水以外の入力値は夏期涵養と同じと仮定した。一方、3, 5章でも述べたように、小ドンケマディ氷河では融解水が再凍結過程によって再び氷河に取り込まれ、氷河からの損失が制限されている。本数値実験では再凍結過程が氷河質量収支に与える影響を議論するために、温暖氷河での質量収支を以下の条件で計算し、寒冷氷河と比較する。

1. 初期条件の氷体温度は氷面から深さ20 m(下部境界, z_c)まで0°Cとする。
2. 熱収支については寒冷氷河と同様とし、再凍結量も計算する。
3. ただし、再凍結した水は下流へ流出し、質量収支には寄与しないとする。

夏期涵養(S)と冬期涵養(W), 寒冷氷河(C)と温暖氷河(T)の4つの組み合わせについて, 質量収支の高度分布を図 6-1 に示す.

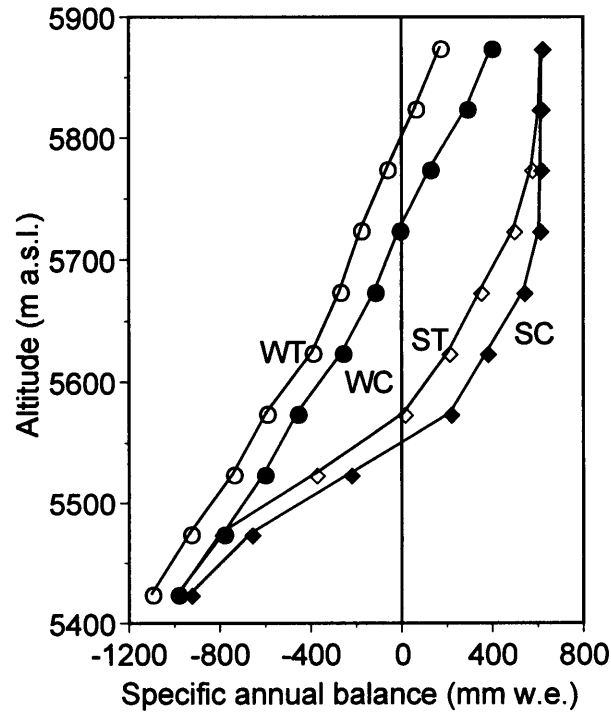


図 6-1 夏期涵養寒冷氷河(SC, ◆), 夏期涵養温暖氷河(ST, ◇), 冬期涵養寒冷氷河(WC, ●), 冬期涵養温暖氷河(WT, ○)の年間質量収支の高度分布.

図からは寒冷氷河(C)と温暖氷河(T)の違いに比べ, 夏期涵養(S)と冬期涵養(W)の違いが極めて大きいことがわかる. 図 6-1 の質量収支の高度分布を小ドンケマディ氷河の面積分布(図 3-9)で重み付けした場合(式(5-2)), 氷河の単位面積当たりの年間質量収支と平衡線高度は表 6-1 のようになる.

表 6-1 夏期涵養寒冷氷河(SC), 夏期涵養温暖氷河(ST), 冬期涵養寒冷氷河(WC), 冬期涵養温暖氷河(WT)の質量収支の高度分布(図 6-1)を小ドンケマディ氷河の面積分布(図 3-9)で重み付けした氷河の単位面積当たりの年間質量収支と平衡線高度.

氷河のタイプ	質量収支 (mm w.e.)	平衡線高度 (m)
夏期涵養寒冷(SC)	200	5560
夏期涵養温暖(ST)	80	5570
冬期涵養寒冷(WC)	-260	5730
冬期涵養温暖(WT)	-420	5800

図 6-1 からも予想される通り, 小ドンケマディ氷河の面積分布をそのまま適用すると, 夏期涵養氷河の質量収支が正であるのに対し, 冬期涵養氷河の質量収支は大きな負になる. 冬期涵養の場合, 降水のほとんどが冬期に集中するために, すべての降水が降雪として降り, その分の涵養量は増加する. にもかかわらず図 6-1 や表 6-1 のような結果になるということは, 少降水環境のチベット高原では夏期涵養であるがゆえに現在の高度に氷河が存在していることを意味している. つまり, 少降水環境の冬期涵養気候の場合では, より寒冷な気候ないしはより高標高にしか氷河は存在できないことを意味している.

降水の集中する季節の違いが氷河の質量収支にいかなる影響を与えているかをみるために, 夏期涵養寒冷氷河と冬期涵養寒冷氷河について, 気象条件が同じ標高(5600 m)地点における表面レベルと氷面レベルの変化を比較した(図 6-2).

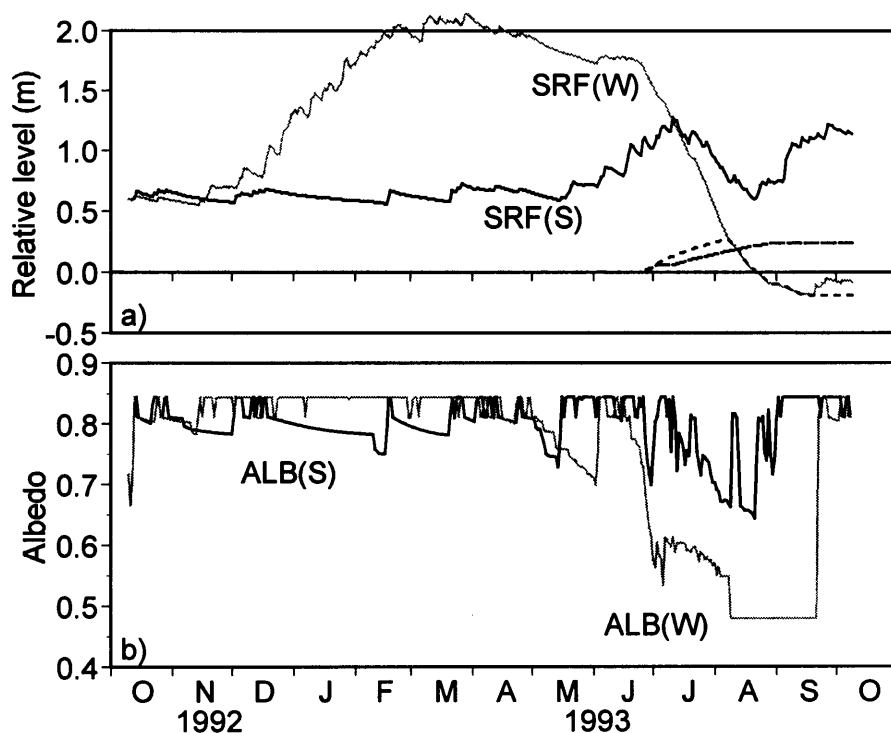


図 6-2 夏期涵養氷河と冬期涵養氷河の 5600 m における表面レベル(黒実線: 夏期, 灰色実線: 冬期)と氷面レベル(破線: 夏期, 点線: 冬期)(a)と表面アルベド (黒実線: 夏期, 灰色実線: 冬期)(b).

冬期涵養氷河では降水のほとんどが寒冷な冬期に降るために、最大積雪深は 2 m を越える。ところが融解期になると表面は融解によって一方的に低下し続け、8、9 月には裸氷が表面があらわれ融解は加速する。一方、冬期涵養氷河では表面レベルが低下し続ける 6、7 月に、夏期涵養氷河ではたびたび降雪による表面レベルの上昇がみられ、降水時期以外の気象条件は同じであるにも関わらず、夏期涵養氷河の融解が少ないことがわかる。融解期のアルベド変化を見ても、冬期涵養氷河では 6 から 7 月にかけてアルベドが低下する一方であるのに対し、夏期涵養氷河では融解期間を通じて高い値に維持されていることがわかる。これらのことから、夏期涵養による融解期間中の降雪が、表面アルベドを高い値に維持し、融解を制限していることがわかる。

6.2. 気象要素の変化に対する氷河質量収支の応答

前節にて少降水気候のチベット高原の氷河が、夏期モンスーンの影響を受ける夏期涵養型であるが故に現在のような規模での存在が可能になっていることを示した。図 6-1 中、平衡線付近の質量収支の高度に対する傾き(高度勾配)は夏期涵養(780~880 mm w.e./100m)が冬期涵養(250~270 mm w.e./100m)に比べ大きい。夏期涵養ではないが、1 年を通して涵養され、消耗条件の季節変化が乏しい熱帯地域の氷河についても同様に質量収支の高度勾配が大きくなりうる事が Kaser *et al.* (1996)によって示されている。質量収支の高度勾配が大きいほど、気温の変化に対する応答がより敏感であることが知られているが(e.g. Kuhn, 1980; 1984; Oerlemans and Hoogendoorn, 1989), 本節では夏期涵養氷河の質量収支が気温だけでなくその他の気象要素の変化にどれだけ敏感に反応するかを確認するために、冬期涵養氷河と比較した感度実験をおこなう。入力データは前節で使用したものと同様に、再凍結過程のある寒冷氷河についてのみ取り扱った。前節に示したように降水の集中する季節を入れ替えるだけで、結果としての年間質量収支は大きく変わる(表 6-1)。正の収支からの反応(夏期涵養)と負の収支からの反応(冬期涵養)を一例に比較することには問題があると考え、以下の手順による感度実験をおこなった。

1. 夏期涵養・冬期涵養それぞれについて、年間質量収支の面積平均値が 0 mm w.e.になるように年平均気温を変化させる。
2. 上記のように決めた気象状態から、それぞれの気象要素を1年を通じて変化させ、年間質量収支の面積平均値を-100 mm w.e.だけ変化させる変化量を求める。

気象要素ではないが、質量収支に大きく影響すると考えられるアルベドについても同様の計算をおこなった。この際、アルベドは積雪表層の密度から得られるが、計算中に強制的に変化

させた。小ドンケマディ氷河の 5600 m 地点における各気象要素の年平均・合計値、夏期涵養氷河・冬期涵養氷河の質量収支を 0 mm w.e.にするための気温、それぞれの氷河の質量収支を-100 mm w.e.だけ変化させる気象要素の変化量を表 6-2 にまとめた。

表 6-2 小ドンケマディ氷河 5600 m 地点の各気象要素の年平均・合計値(1 列目)、夏期涵養氷河・冬期涵養氷河の質量収支が 0 mm w.e.になるための気温(1 行目)と年平均気温からのずれ(2 行目)、それぞれの氷河の質量収支を-100 mm w.e.だけ変化させる気象要素の変化量(2, 3 列目)。

	各要素の年平均・合計値	夏期涵養型	冬期涵養型
質量収支を 0 にする気温 (°C)		-9.86	-10.93
年平均気温からのずれ(°C)		+0.39	-0.68
気温 (°C)	-10.25	+0.20	+0.27
アルベド		-0.019	-0.017
降水量 (mm w.e.)	672	-73	-75
日射量 ($W m^{-2}$)	240	+39	+24
相対湿度 (%)	77.9	+4.8	+6.1
風速 ($m s^{-1}$)	4.1	-2.8	-1.6

表から氷河質量収支が、夏期涵養・冬期涵養を問わず、アルベドの変化に極めて敏感であることが伺える。これは、融解熱がほとんど放射収支によって占められていることからわかる(表 5-1)。この地域における長期的な気象データはほとんどなく、気象要素の年々変動の変動幅について論じることはできない。しかし、年平均気温が 0.3 °C 程度変化することは、降水量・日射量・湿度がそれぞれの年平均値に対して 10 % 以上変化する可能性よりも十分あり得ると考えられる。このことから、質量収支に対する気温の影響はほかの気象要素に比べて大きいといえる。気温の上昇は融解の増加のみならず、降雪量の減少と降雪が果たしていた高アルベド

の維持効果を低減させ、さらなる融解を引き起こしている。表中、降水量の減少はその約 1.3 倍に相当する質量収支の減少をもたらす。これは氷面上の積雪が減ることによって低アルベドの裸氷が表面にあらわれる時期が早まるためと考えられる。また、相対湿度の変化が質量収支に与える影響も比較的大きいが、これは蒸発による潜熱輸送量が放射収支に次いで、熱収支の中で大きい要素であることによると考えられる(表 5-1)。

気温の変化に対する質量収支の感度を、夏期涵養と冬期涵養とで詳しく比較するため、年間質量収支が 0 (mm w.e.)となる年平均気温(表 6-2 参照)から、気温のみを変化させた場合の年間質量収支の変化を図 6-3 に示した。

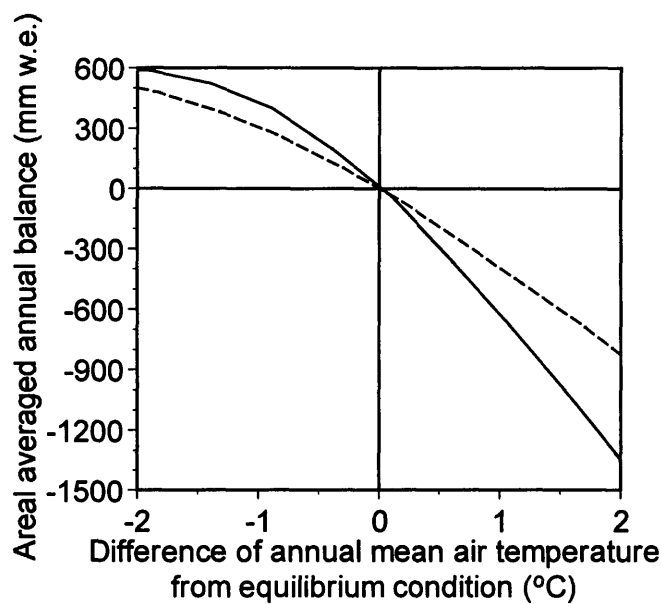


図 6-3 年間質量収支が 0 (mm w.e.)となる年平均気温から気温のみを変化させたときの夏期涵養(実線)と冬期涵養(破線)の氷河の単位面積当たりの年間質量収支。

この図より、2 °C の気温上昇では、それぞれの平衡状態から、冬期涵養型氷河では-800 (mm w.e.)程度であるのに比べ、夏期涵養型氷河では-1300 (mm w.e.)となる。このことを前

節の結果と合わせると、チベット高原の気候は夏期涵養であるが故に現在の氷河規模が維持されている一方で、気温が大きく上昇した場合、夏期涵養のために氷河規模が冬期涵養の場合より大幅に小さくなることを示している。夏期涵養型氷河の質量収支は気温が上昇すると、消耗の増加と涵養の減少が同時に生じるため、冬期涵養型氷河よりも敏感に反応すると指摘されていた(上田, 1983)。Fujita *et al.* (1997)は夏期モンスーンの影響を強く受けているヒマラヤにおける、1974年から1994年にかけての氷河の縮小を観測し、世界の他の地域における氷河の縮小と比較をおこない、ヒマラヤにおける氷河縮小が他の地域の氷河よりも速い傾向にあることを指摘し、その原因が夏期に涵養を受けていることにあると考察している。本節の結果はこれらの研究結果を裏付けるものである。

平衡線付近の質量収支の高度に対する傾き(図 6-1)は夏期涵養型と冬期涵養型との違いが顕著であるが、同じ夏期涵養型ないし冬期涵養型の中で比較すると、その差は僅かながら、寒冷氷河の方が温暖氷河よりも高度勾配が大きい。質量収支の高度勾配は気温変化に対する感度を示唆しており、高度勾配の違いは寒冷氷河の方が気温変化に対して敏感であることを意味している。この僅かな違いは、寒冷氷河においては再凍結過程によって氷面が上昇するために、氷面が表面に表れる可能性が温暖氷河よりも高いためであると考えられる。再凍結過程を考慮しないと気温変化に対する寒冷氷河の感度を過小評価してしまうことがわかる。再凍結過程が生じている面積が広大な極北地域では、この僅かな感度の違いも無視できないと考えられる。

6.3. 気象要素の変化に対する氷河質量収支の応答の季節依存性

前節では、各気象要素を1年間を通して一律に変化させた場合の氷河質量収支の変化について議論した。全球気候モデルによる研究によると、温暖化は1年間を通して一律に生じるのではなく、例えば北極圏などでは冬期の気温上昇が予測されている(e.g. Hansen *et al.*, 1981; Cao *et al.*, 1992; Manabe *et al.*, 1992)。また本研究の観測値には、冬期における短

期間の気温上昇(図 5-1)や砂嵐などによる春先のアルベドの低下(図 5-3)などがみられる。

このような短期間の気象要素の変化が質量収支にどの程度の影響を及ぼすのか？また、質量収支が受ける影響は変化が与えられる時期によって違いはあるのか？を明らかにするために、夏期涵養・冬期涵養それぞれについて、年間質量収支 0 mm w.e.をもたらす気象状態(表 6-2)から 5 日間だけ気温(+1 °C), アルベド(-0.2), 日降水量(+10 mm)をそれぞれ変化させ、これらの変化が与えられる時期によって、年間質量収支がどれだけ変化するかをみた(図 6-4)。

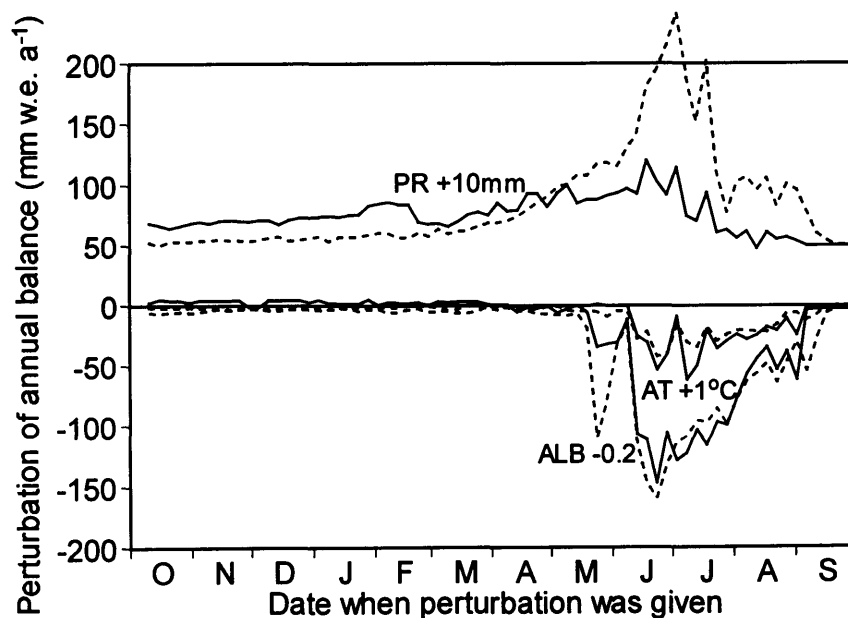


図 6-4 夏期涵養氷河(実線)と冬期涵養氷河(破線)に、短期間(5 日間)の気温・アルベド・降水の変化が与えられた場合の質量収支。横軸は 5 日間だけ気温(+1 °C), アルベド(-0.2), 日降水量(+10 mm)の変化を与えた時期。縦軸は計算終了日(1993 年 10 月 9 日)における氷河の単位面積当たりの年間質量収支。

図中、横軸は 5 日間の変化を与えた時期、縦軸は計算期間の終わり(10 月 9 日)における質量収支の面積平均を示している。夏期涵養・冬期涵養いずれの場合も、冬期の気温・アルベ

ドの変化は質量収支にほとんど影響しない。しかし、5 日間の+1 °C の気温上昇は年平均気温にすれば、+0.014 °C の変化であるにも関わらず、夏期における気温上昇は質量収支を-50 mm w.e.も変化させる。融解期間中の砂嵐などによるアルベドの低下は、仮にそれがわずかな期間であっても、融解が進むことにより裸氷が表れ表面状態が大きく変わり、質量収支は大きな負の値をとる。夏期涵養氷河における降水量の影響は 5 日間で付加される+50 mm w.e.よりも多い質量収支の増加をもたらすが、季節による違いはさして大きいとはいえない。ところが冬期涵養氷河の場合、夏期に付加された+50 mm w.e.の降水は最大で 4 倍を越える 240 mm w.e.もの質量収支をもたらす。冬期涵養氷河では、融解期に裸氷が表面に露出している間、アルベドは低い値を維持し続けるが、このときに降雪があるとアルベドが高くなり、それ以降の融解が抑制され大きな正の収支をもたらす。このことは、夏期涵養による高アルベド維持と融解抑制の効果が、氷河の質量収支を正に保つ過程を端的に示している。

6.4. 世界の氷河との比較

これまでの節でチベット高原の氷河は夏期に涵養されるが故に、融解期におけるアルベドが高い状態に維持され融解が抑制されることで、現在の氷河規模の維持が可能になっていることを示した。その一方で、気温変化に対する感度は夏期涵養の方が敏感であることを指摘した。また、Fujita *et al.* (1997)は、モンスーンの影響下にあるヒマラヤの氷河の 1970 年代以降の縮小が、世界の他地域における氷河の縮小に比べより進んでいることを指摘している。本節ではモデルによる数値実験によって、チベット高原における氷河の気候にたいする感度(気候感度)を世界の氷河と比較し、夏期涵養がどの程度、氷河の気候感度に影響を与えているかについて議論する。

気候感度を世界の他の氷河と比較するためには、同じ条件下(例えば気温上昇や降水量増加など)で比較する必要がある。Oerlemans and Fortuin (1992)は本研究におけるモデルと同様な構造の熱収支-質量収支モデルを用い、世界の 12 の氷河(表 6-3)について気温変化

に対する氷河質量収支の感度を求め、比較検討を行った。本節では世界の氷河とチベット高原における氷河質量収支の気候感度を比較するために、彼らがおこなったものと同様の感度実験をおこなった。

表 6-3 Oerlemans and Fortuin (1992)が対象とした世界各地の氷河。

Name of glacier	Latitude	Longitude	Highest altitude	Lowest altitude	Country
White	79°27'N	90°40'W	1780	80	Canada
Devon	75°25'N	83°15'W	1890	0	Canada
Enga	66°39'N	13°51'E	1594	40	Norway
Alfot	61°45'N	5°39'E	1380	890	Norway
Nigards	61°43'N	7°08'E	1950	355	Norway
Hellstugu	61°34'N	8°26'E	2130	1470	Norway
Peyto	51°40'N	116°32'W	3190	2130	Canada
Hintereis	46°48'N	10°46'E	3710	2426	Austria
Rhone	46°37'N	8°24'E	3620	2180	Swiss
Gries	46°26'N	8°20'E	3370	2389	Swiss
Tuyuksu	43°03'N	77°05'E	4219	3414	CIS
Abramov	39°38'N	71°36'E	4960	3620	CIS

感度実験は a) 気温のみを+1 °C 上昇, b) 降水量のみを 10%増加, c) 気温+1 °C 上昇と降水量 10%増加の 3 例についておこない、本研究におけるチベット高原の氷河に関する結果(夏期涵養(S)と冬期涵養(W))と比較した(図 6-5)。図中、世界の 12 の氷河の気候感度は Oerlemans (1998)から読みとった。

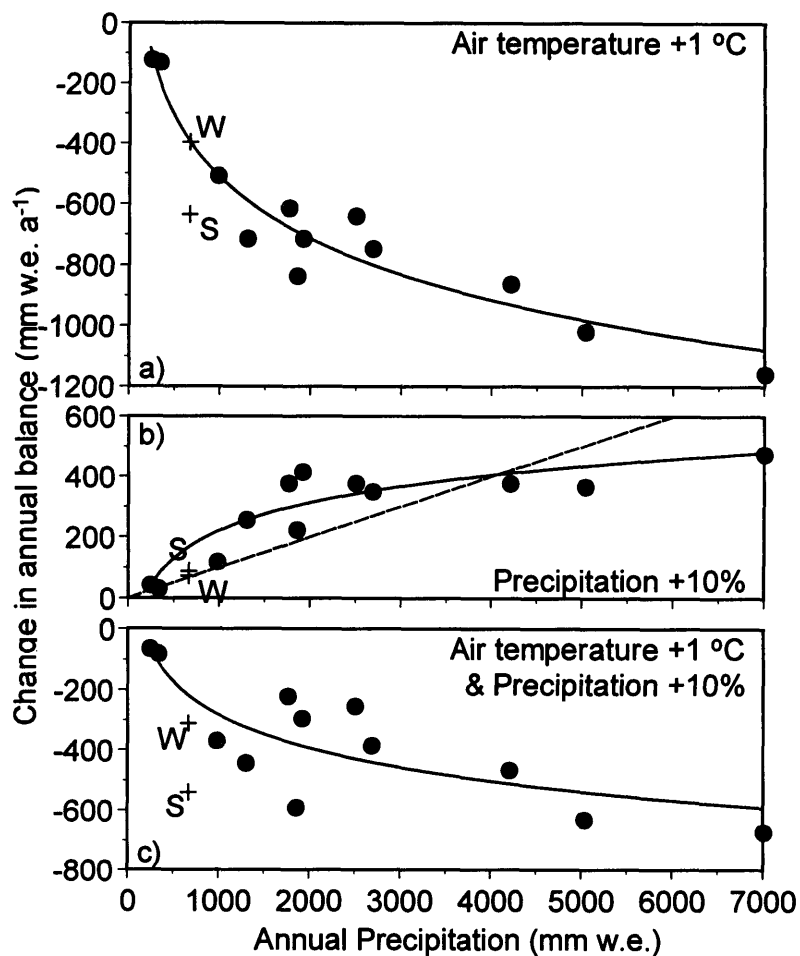


図 6-5 世界の 12 の氷河の気候感度(●; Oerlemans (1998)より)と本研究における夏期涵養(+, S)と冬期涵養(+, W)の気候感度の比較(気温変化のみ a, 降水変化のみ b, 気温変化と降水変化 c). 各図の実線は Oerlemans (1998)が示した 12 の氷河に対しての対数近似曲線. b)の破線は年間降水量の 10%(数値実験における増加分)を示す直線.

図 6-5a 中, 冬期涵養氷河の気温上昇に対する気候感度は他地域の氷河に対する近似曲線に一致しているが, 夏期涵養氷河のそれは大きく下回っている. このことは夏期涵養氷河が他地域の氷河に比べ気温の上昇に対して敏感にその質量を失ってしまうことを意味している. 一方, 降水量に対する質量収支の応答は, 年降水量が 4000 mm w.e.までの氷河では, 降水量の増加分(破線)よりも多い収支が得られている(図 6-5b). Oerlemans (1998)はこの結果につ

いて、降水(降雪)によってアルベドが高くなることで、融解抑制効果が影響していると述べている。気温上昇と降水増加を同時に与えた場合(図 6-5c)、夏期涵養氷河は冬期涵養氷河も含めた他地域氷河の気候感度の傾向から大きくはずれ、気温の上昇に対してより敏感に応答し、その質量を失う。

この結果は Fujita *et al.* (1997)が観測結果をもとに指摘した、夏期涵養型氷河の縮小速度が他地域の氷河に比べて早いとの事実を裏付けるものである。Meier (1984)によれば、アジア高山域に分布する氷河面積は南極・グリーンランド両氷床をのぞいた山岳氷河・氷帽全面積の約 20%を占め、その大部分は夏期モンスーンの影響を受けている。以上のことから、これまでの山岳氷河・氷帽の縮小による海水準上昇への寄与に関する研究では(*e.g.* Meier, 1984; Oerlemans and Fortuin, 1992; Kuhn, 1993; Dyurgerov and Meier, 1997a; 1997b; Cogley and Adams, 1998), 夏期涵養氷河の海水準上昇への寄与を過小に見積もっていた可能性がある。

7. 結論

本研究では、チベット高原中央部に位置するタングラ山城の小ドンケマディ氷河にて、1992年10月から1993年10月にかけて質量収支に関する観測をおこなった。そして、同氷河の5600 m地点における質量収支を解析し、以下のことを明らかにした。1992年10月からの1年間の年降水量の約75%が夏期の3ヶ月に降った。この夏期の降水のうち約8%が降雨として、残りが降雪として降った。同地点では降雪量の約77%に相当する融解が生じたと推定できた。一方で、氷河氷体が冬期に冷却されているため、融解水と降雨の和である浸透水の約45%が積雪層と氷河氷体との境界面で再凍結し、上積氷として氷河に再び取り込まれていることを明らかにした。この再凍結過程によって、氷河からの流出が大きく制限されていることを示した。

本研究で構築したモデル(後述)を用い氷河全体に関して評価したところ、浸透水(融解水と降雨の和)の約20%が再凍結過程によって流出せずに再び氷体に取り込まれていることを明らかにした。以上の解析により、寒冷氷河の質量収支を評価・推定する際には融解期の表面熱収支だけでは正確な質量収支・消費を得られないことを示した。

観測結果を基に構築した質量収支モデルを用い、チベット高原における大陸性寒冷氷河の質量収支の特性に関する数値実験的研究をおこなった。その結果、少降水の環境であるチベット高原上に、現在の規模の氷河が存在しているのは、降水が融解期である夏期に集中していることが大きく寄与していることを明らかにした。夏期の降水の大部分が降雪として降り、表面のアルベドが高く維持されることにより融解が制限され、低アルベドの裸氷が表面にあらわれないことを示した。仮にこの氷河が同程度の年降水量が冬期に集中する冬期涵養型氷河であったとしたら、氷河はより高い標高でなければ存在できないことを示した。

本研究によって、チベット高原の比較的降水量が少ない環境下にある大陸性寒冷氷河は、融解期である夏期に降水が集中することで現在の規模を維持できていることを明らかにした。その一方で、夏期涵養氷河は冬期涵養氷河に比べ、同じだけの気温上昇に対してより大きな

負の質量収支となることも明らかにした。冬期涵養氷河での気温上昇がそのまま融解量の増加になる一方で、夏期涵養氷河では、高アルベドの維持に寄与していた降雪が気温の上昇によって降雨として降り、表面アルベドが低くなることによって融解が冬期涵養氷河よりも加速度的に進むためである。

一方、同じ夏期涵養型ないし冬期涵養型の中で比較すると、その差は僅かながら、寒冷氷河の方が温暖氷河よりも気温変化に対して敏感である。この違いは寒冷氷河においては再凍結過程によって氷面が上昇するために、氷面が表面に表れる可能性が温暖氷河よりも高いためであると考えられる。再凍結過程を考慮しないと気温変化に対する寒冷氷河の感度を過小評価してしまうことがわかる。再凍結過程が生じている面積が広大な極北地域では、この僅かな感度の違いも無視できないと考えられる。

地球温暖化や海面上昇の問題が関心を集めはじめた 1980 年代以降、南極やグリーンランドの氷床を除く世界各地の山岳氷河や氷帽の縮小が、海水の増加にどの程度寄与していたかといった見積もりが数多くなされてきた。しかしながら、これまでの研究は古くから欧米で行われてきた冬期涵養氷河に関する知見をもとにおこなわれており、夏期涵養の影響を強く受けているアジア高山域に広く分布する氷河の海水増加への寄与率について、過小評価されている可能性が本研究によって示された。

アジア高山域全体の氷河の海水増加への寄与率を正確に見積もることは重要な課題であるが、同地域における氷河の質量収支・長期変動・動力学に関する観測・研究は、欧米の氷河に比べると極めて少ない。同地域における氷河台帳(インベントリー)すら整備されていないのが現状である。今後は衛星写真や航空写真を用いた広域での現在の氷河規模の把握と(最も古い航空写真がある)1960 年代以降の氷河変動(氷河の縮小量)の算出が、過去を把握する研究として最も重要である。また、将来予測の観点からは、全球気候モデル(GCM)を用いたアジア高山域における気候変化の予測と、その変化に氷河の質量収支とその規模の変動がどのように応答するかについて、広域にわたって評価する研究が課題となるであろう。

謝辞

本研究を進めるに当たり、多くの方々にお世話になりました。記して感謝の意を表します。

著者がはじめて氷河学という分野に興味を持ったのは、1989・1990年京都大学ヒマラヤ医学学術登山隊へ参加した時でした。著者がこの隊へ参加する際に強く後押ししてくださった、斉藤惇生氏に感謝いたします。その他、京都大学ヒマラヤ医学学術登山隊では多くの方々にお世話になりました。

上田豊氏・中尾正義氏には大学院入学時より「チベット・ヒマラヤでの氷河研究」にたずさわるきっかけを与えていただいたほか、本研究を進めるに当たり、多くのご指導を賜りました。指導のみならず、ご兩人からは、「研究斯くあるべし」なるものを教えていただいたと思います。また、瀬古勝基氏には「調査・研究を楽しむこと」を教わりました。

本研究の観測は、文部省科学研究費による国際学術研究「チベット高原の水循環における雪氷圏の役割(Cryosphere Research on Qingzang Plateau, CREQ)」の一環としておこなわれました。現地では日本人の共同研究者のみならず、蘭州冰川凍土研究所の方々にも観測・設営で多大なる協力をいただきました。

CREQ に続く国際学術研究「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(Cryosphere Research in the Himalayas, CREH)」(1994-97)では、観測結果の解析をおこないました。同プロジェクトの事務局を仰せつかり、多くの方々と知り合うことができました。また、チベットとは環境の異なるヒマラヤで多くの氷河を訪れるチャンスをいただきました。この3年間で自分の研究の位置づけを認識できたと思っています。観測では現地スタッフ(シエルパ)の多大なる協力を受けました。また、プロジェクトを通じて同世代の研究者と知り合うことができました。その後の国際学術研究「夏雪型氷河の縮小加速の検証と将来予測」(1997-2000)と基盤研究「ヒマラヤ雪氷圏の最近の衰退の原因解明に関する研究」(1997-2000)(第2期 CREH)では、本研究の主要部分である質量収支モデルの開発を中心に研究を進めました。

参考文献

- 上田豊 (1983) ネパール・ヒマラヤの夏期涵養型氷河における質量収支の特性. *雪氷*, 45(2), 81-105.
- Ageta, Y. and K. Higuchi (1984) Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya. *Geografiska Annaler*, 66A(3), 249-255.
- Ageta, Y. and T. Kadota (1992) Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau: a case study of air temperature increase for three glaciers. *Annals of Glaciology*, 16, 89-94.
- Ageta, Y., K. Seko, K. Fujita, J. Pu and T. Yao (1997) Some aspects of mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier in the Tanggula Mountains on the Tibetan Plateau, 1989-94. *Cryosphere*, 3, 68-72.
- Ageta, Y., T. Yao, K. Jiao, J. Pu, W. Shao, S. Iwata, H. Ohno and T. Furukawa (1991) Glaciological studies on Qingzang Plateau, 1989 Part 2. Glaciology and geomorphology. *Bulletin Glacier Research*, 9, 27-32.
- Ageta, Y., T. Yao and T. Ohata (1994) Outline of the study project on the role of snow and ice in the water cycle on Qingzang Plateau, 1990-93. *Bulletin Glacier Research*, 12, 87-94.
- Ageta, Y., W. Zhang and M. Nakawo (1989) Mass balance studies on Chongce Ice Cap in the West Kunlun Mountains. *Bulletin Glacier Research*, 7, 43-50.
- Baird, P.D. (1952) The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. Part I: Method of nourishment of the Barnes Ice Cap. *Journal of Glaciology*, 2(11), 2-9, 17-19.
- Bazhev, A.B. (1973) Infiltration and run-off of melt water on glaciers. *International*

- Association of Scientific Hydrology* Publ. No. 95 (Symposium at Cambridge 1969 – Hydrology of Glaciers), 245-249.
- Braithwaite, R.J., M. Laternser and W.T. Pfeffer (1994) Variations of near-surface firn density in the lower accumulation area of the Greenland ice sheet, Pâkitsoq, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 40(136), 477-485.
- Cao, H.X., J.F.B. Mitchell and J.R. Lavery (1992) Simulated diurnal range and variability of surface temperature in a global climate model for present and doubled CO₂ climates. *Journal of Climate*, 5(9), 920-943.
- Cogley, J.G. and W.P. Adams (1998) Mass balance of glaciers other than the ice sheets. *Journal of Glaciology*, 44(147), 315-325.
- Dyurgerov, M.B. and M.F. Meier (1997a) Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new global assessment for 1961-1990. *Arctic and Alpine Research*, 29(4), 379-391.
- Dyurgerov, M.B. and M.F. Meier (1997b) Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level change. *Arctic and Alpine Research*, 29(4), 392-401.
- Fujita, K., M. Nakawo, Y. Fujii and P. Paudyal (1997) Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *Journal of Glaciology*, 43(145), 583-588.
- Fukami, H., K. Kojima and H. Aburakawa (1985) The extinction and absorption of solar radiation within a snow cover. *Annals of Glaciology*, 6, 118-122.
- Hansen, J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind and G. Russell (1981) Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, 213(4511), 957-966.

- Higuchi, K. (1977) Effect of nocturnal precipitation on the mass balance of the Rikha Samba Glacier, Hidden Valley, Nepal. *Seppyu*, 39(Part II), Special Issue, 43-49.
- Hobbs, P.V. (1974) *Ice physics*. Oxford, Clarendon Press, 837pp.
- Huang, M. (1990) On the temperature distribution of glaciers in China. *Journal of Glaciology*, 36(123), 210-216.
- Huang, M., Z. Wang and J. Ren (1982) On the temperature regime of continental type glaciers in China. *Journal of Glaciology*, 28(98), 117-128.
- Intergovernmental Panel of Climate Change (1996) *Climate change 1995 - the science of climate change: changes in sea level*. WMO/UNEP, Cambridge University Press, 359-405.
- Kaser, G., S. Hastenrath and A. Ames (1996) Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32, 75-81.
- Koerner, R.M. (1970) Some observations on superimposition of ice on the Devon Island ice cap, N.W.T. Canada. *Geografiska Annaler*, 52A(1), 57-67.
- 小島賢治 (1957) 積雪層の粘性圧縮 III. *低温科学, 物理篇*, 16, 167-196.
- 近藤純正 (1994) *水環境の気象学*. 朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正・沼田洋一・山崎剛 (1988) 雪面アルベードのパラメータ化. *雪氷*, 50(4), 216-224.
- Kuhn, M. (1980) Climate and glaciers. *International Association of Scientific Hydrology* Publ. No. 131, (Symposium at Canberra 1979 - Sea level, ice and climatic change), 3-20.
- Kuhn, M. (1984) Mass balance as a criterion for climatic classification of glaciers. *Geografiska Annaler*, 66A(3), 229-238.

- Kuhn, M. (1993) Possible future contributions to sea level change from small glaciers. *In* Warrick, R.A., E.M. Barrow and T.M.L. Wigley eds., *Climate and sea level change: observations, projections and implications*. Cambridge, Cambridge University Press, 134-143.
- Manabe, S., M.J. Spelman and R.J. Stouffer (1992) Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part II: Seasonal response. *Journal of Climate*, 5(2), 105-126.
- Meier, M.F. (1984) Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226(4681), 1418-1421.
- Mellor, M. (1977) Engineering properties of snow. *Journal of Glaciology*, 19(81), 15-66.
- Motoyama, H. (1990) Simulation of seasonal snowcover based on air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 29, 1104-1110.
- 成田英器 (1971) 積雪の比表面積の測定 II. *低温科学, 物理篇*, 29, 69-79.
- Oerlemans, J. (1998) Modelling glacier fluctuations. *In* Haeberli, W., M. Hoelzle and S. Suter eds., *Into the second century of worldwide glacier monitoring*. Paris, UNESCO, 85-96.
- Oerlemans, J. and N.C. Hoogendoorn (1989) Mass-balance gradients and climatic change. *Journal of Glaciology*, 35(121), 399-405.
- Oerlemans, J. and J.P.P. Fortuin (1992) Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 258, 115-117.
- Ohata, T. and K. Higuchi (1980) Heat balance study on Glacier AX010 in Shorong Himal, East Nepal. *Seppyo*, 41(Part IV), Special Issue, 42-47.
- Ohata, T., K. Ueno, N. Endoh and Y. Zhang (1994) Meteorological observations in

- the Tanggula Mountains, Qingzang (Tibet) Plateau from 1989 to 1993. *Bulletin Glacier Research*, 12, 77-86.
- 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(4), 341-351.
- Ohno, H., T. Ohata and K. Higuchi (1992) The influence of the humidity on the ablation of the continental type glaciers. *Annals of Glaciology*, 16, 107-114.
- Ohta, T. and Y. Ageta (eds.). (1996) Data report of cryosphere research on Qingzang Plateau, 1991-1993. *Research Report of IHAS*, 2, 207pp.
- Pu, J. and T. Yao (1994) Mass balance of glaciers in the East Kunlun and Tanggula Mountains, Tibetan Plateau. *Bulletin Glacier Research*, 12, 105-107.
- Seko, K., J. Pu, K. Fujita, Y. Ageta, T. Ohata and T. Yao (1994) Glaciological observations in the Tanggula Mts., Tibetan Plateau. *Bulletin Glacier Research*, 12, 57-67.
- Shi, Y. and J. Li (1981) Glaciological research of the Qinghai-Xizang Plateau in China. *Proceedings of Symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*, 2, Beijing, Science Press, 1589-1597.
- Takahashi, S., T. Ohata and Y. Xie (1989) Characteristics of heat and water fluxes on glacier and ground surfaces in the West Kunlun Mountains. *Bulletin Glacier Research*, 7, 89-98.
- Trabant, D.C. and L.R. Mayo (1985) Estimation and effects of internal accumulation on five glaciers in Alaska. *Annals of Glaciology*, 6, 113-117.
- 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 Glacier Research*, 12, 39-47.
- US Department of Energy (1985) Glaciers, ice sheets and sea level: effect of a CO₂-

induced climatic change. United State Department of Energy, DOE/EV60235-1.

Wakahama, G., D. Kuroiwa, T. Hasemi and C.S. Benson (1976) Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology*, 16(74), 135-149.

Warren, S.G. (1982) Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67-89.

Yamazaki, T., J. Kondo, T. Sakuraoka and T. Nakamura (1993) A one-dimensional model of the evolution of snow-cover characteristics. *Annals of Glaciology*, 18, 22-26.

Yao, T., Y. Ageta and T. Ohata (1991) Glaciological studies on Qingzang Plateau, 1989 Part 1. Outline of the project. *Bulletin Glacier Research*, 9, 23-26.

計算に使用した記号

- a_e : 蒸発量(mm w.e.).
- a_m : 融解量(mm w.e.).
- a_d : 1日当たりの融解量(mm w.e. day⁻¹).
- A : アルベド計算における仮想的積雪層単位厚さあたりの光の減衰率(m⁻¹).
- A_T : 小ドンケマディ氷河の面積(1.77 × 10⁶ m²).
- A_x : 小ドンケマディ氷河の標高 x (m)(50 m 高度毎)における面積(m²).
- b : 質量収支(mm w.e.).
- b_s : 積雪層内の熱伝導計算における計算間隔(0.1 m).
- B : アルベド計算における仮想的積雪層単位厚さあたりの光の反射率(m⁻¹).
- B_d : 下向き短波放射量と快晴日の全天日射量との比.
- cp_a : 空気の定圧比熱(1006 J kg⁻¹ K⁻¹).
- cp_i : 氷の定圧比熱(2009 J kg⁻¹ °C⁻¹).
- C_b : バルク係数(0.002, 無次元).
- C_d : 下向き長波放射計算の際の雲の効果を示す係数.
- C_1 : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- d : 大気上端における水平面日射量の計算の際の係数.
- d_0 : 大気上端における水平面日射量の計算の際の係数.
- d_s : 積雪層の厚さの初期値(m).
- e : 飽和水蒸気圧(hPa).
- f_s : 雪-氷境界面における再凍結量(mm w.e.).
- f_c : 積雪層に保持されている水(間隙水)の凍結量(mm w.e.).
- F_1 : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- h_r : 相対湿度(無次元).

- H : 大気上端における水平面日射量の計算の際の係数.
- H_g : 氷体内伝導熱輸送量($W m^{-2}$).
- H_l : 顕熱輸送量($W m^{-2}$).
- H_m : 融解に用いられる熱量($W m^{-2}$).
- H_s : 顕熱輸送量($W m^{-2}$).
- i_1 : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- itf : 積雪層と氷河水体との境界面(雪-氷境界面).
- I_0 : アルベド計算における積雪層へ入射する日射フラックス密度($W m^{-2}$).
- I_c : 太陽定数($1365 W m^{-2}$).
- I_i : 氷体内における正味放射量($W m^{-2}$).
- I_{if} : 雪-氷境界面における正味放射量($W m^{-2}$).
- I_s : 積雪層内における正味放射量($W m^{-2}$).
- I^{\downarrow} : アルベド計算における積雪層内の下向き日射フラックス密度().
- I^{\uparrow} : アルベド計算における積雪層内の上向き日射フラックス密度().
- j_d : 1年の j_d 番目の日を表すパラメータ.
- j_1 : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- k_1 : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- k_l : アルベド計算における氷の光の吸収係数($10 m^{-1}$).
- K : 圧密計算における係数($0.021 m^3 kg^{-1}$).
- K_i : 氷の熱伝導度($W m^{-1} K^{-1}$).
- K_s : 雪の熱伝導度($W m^{-1} K^{-1}$).
- l : アルベド計算における仮想的積雪層の厚さ(m).
- l_A : アルベド計算における仮想的空気層の厚さ(m).

- l_e : 蒸発潜熱(氷河の表面温度が $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の場合, $2.83 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$),
(氷河の表面温度が $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ の場合, $2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).
- l_f : 水の凍結(氷の融解)潜熱($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$).
- l_i : アルベド計算における仮想的氷板の厚さ(m).
- L_d : 雲があるときの下向き長波放射の日平均値(W m^{-2}).
- L_{df} : 快晴日の下向き長波放射の日平均値(W m^{-2}).
- m_d : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- m_n : 快晴日の全天日射量計算の際の係数.
- n : アルベド計算における氷の光の屈折率.
- p : 大気圧(hPa).
- p_0 : 標準大気圧(1013.2 hPa)
- p_p : 降水量(mm w.e.).
- p_r : 降雨量(mm w.e.).
- p_s : 降雪量(mm w.e.).
- p_w : 浸透量(mm w.e.).
- q : 飽和比湿(無次元).
- r_i : アルベド計算における氷の光の反射率.
- R_i : アルベド計算における仮想的氷板の光の反射率.
- R_l : 下向き長波放射量(W m^{-2}).
- R_n : 放射収支(W m^{-2}).
- R_s : 下向き短波放射量(W m^{-2}).
- $surf$: 表面(0 m).
- S_{df} : 快晴日における全天日射量(W m^{-2}).

- S_T : 大気上端における水平面日射量の日平均値($W m^{-2}$).
 S^* : アルベド計算における仮想的氷板の比表面積($m^2 kg^{-1}$).
 S_w^* : アルベド計算における湿雪の仮想的氷板の比表面積($m^2 kg^{-1}$).
 T_a : 気温($^{\circ}C$).
 T_D : 露点温度($^{\circ}C$).
 T_l : アルベド計算における仮想的氷板の光の透過率.
 T_s : 表面温度($^{\circ}C$).
 T_z : 雪-氷境界面からの深さ z (m)における氷の温度($^{\circ}C$).
 U : 風速($m s^{-1}$).
 w : 可降水量(m).
 w_a : 実凍結量(mm w.e.).
 w_c : 積雪の体積含水率(無次元, 最大 0.05 と仮定).
 w_p : 可凍結量(mm w.e.).
 w_r : 流出量(mm w.e.).
 w_T : 有効水蒸気量(m).
 W : 圧密計算において計算の対象となる積雪層にかかる加重(kg).
 x : 標高(m).
 z : 氷体内の深さ(m).
 z_c : 氷河の氷体温度の1年間の振幅が $0.1^{\circ}C$ 以下になる深さ(雪-氷境界面から 20 m と仮定).
 y_v : 質量収支構成要素の氷河全体の面積平均値(mm w.e.)
 y_x : 小ドンケマディ氷河の標高 x (m)における質量収支の構成要素(mm w.e.)
 α : 表面アルベド(無次元).
 β_D : 大気の混濁度(0.03).

- γ : 大気上端における水平面日射量の計算の際の係数.
- δ : 赤緯.
- ΔI : 計算対象期間の氷面レベル(雪-氷境界面)の変化(m).
- ΔS : 計算対象期間の積雪層の厚さの変化(m).
- ΔT_z : 計算対象期間中の雪-氷境界面からの深さ z (m)における温度の変化量($^{\circ}\text{C}$).
- ε : 射出率(無次元).
- $\eta(\rho)$: 圧密計算における密度 ρ の積雪の粘性係数(kg d m^{-2}).
- η' : 圧密計算において積雪密度を 0 と仮定したときの粘性係数(16 kg d m^{-2}).
- μ : アルベド計算における光の減衰係数(m^{-1}).
- μ_s : 積雪層内の熱伝導計算における雪の光の減衰係数(40 m^{-1}).
- μ_i : 積雪層内の熱伝導計算における氷の光の減衰係数(5 m^{-1}).
- π : 円周率(3.142).
- ρ : アルベド計算における仮想的積雪層の密度(kg m^{-3}).
- ρ_a : 空気の密度(kg m^{-3}).
- ρ_i : 氷の密度(870 kg m^{-3}).
- ρ_l : アルベド計算における氷の密度(kg m^{-3}).
- ρ_s : 雪の密度(kg m^{-3}).
- ρ_t : 圧密計算の際の時間 t における計算の対象となる積雪層の密度(kg m^{-3}).
- σ : ステファン・ボルツマン定数($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).
- τ : アルベド計算における係数.
- ϕ : 緯度(33°N).

副論文

1. Effect of summer-accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass balance model.
Fujita, K. and Y. Ageta
Journal of Glaciology (in press)
(質量収支モデルによるチベット高原における氷河質量収支に対する夏期涵養の影響評価)
2. Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau.
Fujita, K., K. Seko, Y. Ageta, J. Pu and T. Yao
Journal of Glaciology, 42(142), 454-460. (1996)
(チベット高原における氷河質量収支に対する上積氷の研究)
3. Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan Plateau.
Ageta, Y and K. Fujita
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, 61-65. (1996)
(ヒマラヤ山脈とチベット高原における夏期涵養型氷河の質量収支の特徴)

参考論文

1. Mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier on the central Tibetan Plateau, 1989-1995.
Fujita, K., Y. Ageta, J. Pu and T. Yao
Annals of Glaciology (in press)
(中央チベット高原小ドンケマディ氷河の1989年から1995年の質量収支)
2. チベット高原の寒冷氷河における上積氷の研究.
藤田耕史
雪氷, 60(5) 379-385. (1998)
3. Glaciological observations of Yala Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1994 and 1996.
Fujita, K., N. Takeuchi and K. Seko
Bulletin of Glacier Research, 16, 75-81. (1998)
(1994・1996年ネパールヒマラヤ・ランタン谷のヤラ氷河における氷河観測)
4. Meteorological observation in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1996.
Fujita, K., A. Sakai and T. B. Chhetri
Bulletin of Glacier Research, 15, 71-78. (1997)
(1996年、ネパールヒマラヤ・ランタン谷における気象観測)
5. Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994.
Fujita, K., M. Nakawo, Y. Fujii and P. Paudyal
Journal of Glaciology, 43(145), 583-588. (1997)
(1974年から1994年にかけてのネパールヒマラヤ・ヒドゥンバレーにおける氷河の変化)
6. Surface flow of the ablation area of the Lirung Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas.
Naito, N., M. Nakawo, T. Aoki, K. Asahi, K. Fujita, A. Sakai, T. Kadota, T. Shiraiwa and K. Seko
Bulletin of Glacier Research, 16, 67-73. (1998)
(ネパールヒマラヤ・ランタン谷のリルン氷河消耗域における表面流動)

7. Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996.
Sakai, A., M. Nakawo and K. Fujita
Bulletin of Glacier Research, 16, 57-66. (1998)
(1996年、ネパールヒマラヤ・ランタン谷のリルン氷河における氷壁の融解速度)
8. Snow algae community on a Himalayan glacier, Glacier AX010 East Nepal : Relationship with glacier summer mass balance.
Takeuchi, N., S. Kohshima and K. Fujita
Bulletin of Glacier Research, 16, 43-50. (1998)
(ネパールヒマラヤ・AX010氷河の雪氷藻類群集：氷河の夏期質量収支との関係)
9. The response of glacier ELA to climate fluctuations on High-Asia.
Zhang, Y. K. Fujita, Y. Ageta, M. Nakawo, T. Yao and J. Pu
Bulletin of Glacier Research, 16, 1-11. (1998)
(アジア高山地域における氷河平衡線高度の気候変化への応答)
10. Monitoring and prediction of shrinkage of a small glacier in the Nepal Himalaya.
Kadota, T., K. Fujita, K. Seko, R. Kayastha and Y. Ageta
Annals of Glaciology, 24, 90-94. (1997)
(ネパールヒマラヤにおける小氷河の縮小に関するモニタリングと予測)
11. Basic studies for assessing the impacts of the global warming on the Himalayan cryosphere, 1994-1996.
Nakawo, M., K. Fujita, Y. Ageta, K. Shankar, A. P. Pokhrel and T. Yao
Bulletin of Glacier Research, 15, 53-58. (1997)
(ヒマラヤ雪氷圏における地球温暖化による環境評価の基礎的研究 1994-1996)
12. Water discharge from the Lirung Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1996.
Sakai, A., K. Fujita, T. Aoki, K. Asahi and M. Nakawo
Bulletin of Glacier Research, 15, 79-83. (1997)
(1996年、ネパールヒマラヤ・ランタン谷のリルン氷河の流量)

13. Some aspects of mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier in the Tanggula Mountains on the Tibetan Plateau, 1989-94.
Ageta, Y., K. Seko, K. Fujita, J. Pu and T. Yao
Cryosphere, 3, 68-72. (1997)
(チベット高原タングラ山脈の小ドンケマディ氷河における質量収支の概要)
14. A comparison of mass balance between the Meikuang Glacier and the Xiao Dongkemadi Glacier, Tibetan Plateau.
Pu, J., T. Yao, K. Seko, Y. Ageta, K. Fujita, Y. Zhang and L. Tian
Cryosphere, 2, 81-86. (1996)
(チベット高原のドンケマディ氷河とメイカン氷河の質量収支の比較)
15. An experimental study of climate and ablation at the equilibrium line of Dongkemadi glacier, Tanggula Mountains, Qinghai-Xizang Plateau.
Zhang, Y., T. Yao Z. Xie and K. Fujita
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, 67-74. (1996)
(チベット高原タングラ山脈のドンケマディ氷河平衡線における消耗と気候)
16. ネパール・クンブー地方「1995年パンガ雪崩」報告.
山田知充・伏見碩二・R. Aryal・門田勤・藤田耕史・瀬古勝基・安成哲三
雪氷, 58(2), 145-155. (1996)
17. Glaciological research in Hidden Valley, Mukut Himal in 1994.
Fujii, Y., K. Fujita and P. Paudyal
Bulletin of Glacier Research, 14, 7-11. (1996)
(1994年、ネパールヒマラヤ・ヒドゥンバレーにおける氷河観測)
18. Seko, K., J. Pu, K. Fujita, Y. Ageta, T. Ohata and T. Yao
Glaciological observation in the Tanggula Mts., Tibetan Plateau.
Bulletin of Glacier Research, 12, 57-67. (1994)
(チベット高原タングラ山脈における氷河観測)