

降水の季節性がアジア高山域の 氷河の気候感度にあたえる影響

(Effect of precipitation seasonality
on climatic sensitivity of glaciers in Asian Highlands)

松田 好弘

(MATSUDA, Yoshihiro)

名古屋大学大学院環境学研究科

地球環境科学専攻学位論文 博士(理学)

2008 年

主論文の要旨

ヒマラヤ・チベット高原からなるアジア高山域では、モンスーンの影響により降水が夏期に集中する。そのため、古くから研究が盛んに行われている欧米の氷河とは異なり、これらの地域の氷河は夏期の降雪によって涵養される。そして、この夏期涵養が氷河質量収支に与える影響について調べるために、降水が夏期に集中する(夏降水型)気候下と冬期に集中する(冬降水型)気候下での気候変動に対する氷河の応答度合(氷河の気候感度)の違いを比較することによって、夏期涵養氷河は冬期涵養氷河よりも気候変動に対して敏感であることが明らかにされてきた。しかし、アジア高山域では入手できるデータが限られるため、物理的な熱収支計算に基づいた数値実験によって氷河の年間質量収支が気候変動によってどのように変わるかを調べた研究は、比較的降水量の少ないチベット高原上の氷河を対象としたものはあるものの、降水量の多いヒマラヤの氷河を対象としたものについては無かった。

そこで本研究では、降水量の多いブータン・ヒマラヤの Ganju La 氷河(年間降水量 2589 mm)およびチベット高原北部の July 1st 氷河(同 335 ~ 457 mm)において現地調査を行い、質量収支と気象のデータを取得した。これらに Xiao Dongkemadi 氷河(同 672 mm)における既存のデータを加え、これら異なる降水環境下の氷河における気温や降水量の変動による年間質量収支の変化を調べることによって、氷河の気候感度について検討した。その際、夏降水型気候下と冬降水型気候下に加え、ヨーロッパ等の氷河を対象とした数値実験で使われることもある降水の季節変動が無い(一定降水型)気候下も比較対象とすることにより、従来の研究よりも更に詳しく降水の季節性が氷河の気候感度に与える影響について調べた。

降水量が多い時期は、厚い雲に日射が遮られることが多いので日射到達率(大気上端での水平面日射量に対する地上での日射量)は小さくなりやすく、相対湿度は比較的高くなるが、降水量が少ない時期にはその逆になる。このような関係が、アジア高山域内の様々な地点で得られた現地観測データの解析によって示された。日射到達率や相対湿度の季節パターン(季節変動のパターン)が変われば融解量も変わるが、日射量は氷河表面熱収支にとって主要な要素であるため、特に日射到達率の季節パターンの違いは融解量に大きな影響を及ぼすと考えられる。しかし、従来の降水の季節性と氷河の気候感度との関係についての研究では、日射到達率や湿度を降水量とそれぞれ連動させることが氷河の気候感度の計算結果に与える影

響を評価せずに、降水の季節パターンのみを変化させて数値実験を行っていた。そこでその影響を調べた結果、日射到達率と相対湿度を降水量に連動させると、降水の季節パターンのみを変化させた場合に比べて氷河の気候感度の計算結果に概ね 1 割前後の変化をもたらすことが分かった。

降水の季節パターンごとの計算結果を比べてみると、夏降水型気候下や一定降水型気候下の方が冬降水型気候下よりも気温変動に対して氷河がはるかに敏感であるという結果が得られた。また、夏降水型気候下と一定降水型気候下では、降水量が少ない環境の氷河においては気温変動に対しての気候感度に大きな差は無いが、降水量の多い Ganju La 氷河では降雪量の変化量が夏降水型気候下の方が大きいので、夏降水型気候下の氷河の方が気温変化に対して敏感であることが示された。さらに質量収支の変化の構成を調べると、降水量が少ない環境の氷河においては、降水の季節パターンごとの気候感度の違いは主に融解量変化の違いによるものであるが、降雪量が多いブータン・ヒマラヤの氷河では、融解量変化よりも降雪量変化の方が重要になることが分かった。

夏降水型気候下と一定降水型気候下で気温変動に対しての融解量変化に大きな差が無いのは、どちらの気候下でも氷河表面は夏期降雪によって融解期の氷河表面アルベドが高く維持されている影響で融解が抑制されているが、温暖化が起これば、夏期降雪が雨に変わるためにアルベドが大きく低下し、それによって融解が加速されるからである。一方、冬降水型気候下の氷河では、気温の低い冬期に降雪が集中するために温暖化による降雪量の減少は起こり難い。また、融解期の氷河表面アルベドは元々高くないので、温暖化が起きてもアルベドの低下やアルベド低下による融解促進の影響が小さい。そのために、夏降水型気候下と一定降水型気候下の氷河に比べると気温変動に対して敏感ではない。

降水量変動に対しては、夏降水型気候下と一定降水型気候下では氷河の気候感度はほぼ同じであり、夏降水型気候下と冬降水型気候下でも大きな差は無い。

夏期に降水が集中するアジア高山域の気候下では異なる気候下に比べて温暖化による融解量の増加が大きいことは、これまでの研究で指摘されてきた。しかし本研究の結果を踏まえると、降水量の多いヒマラヤ地域の気候下では温暖化による降雪量の減少が特に大きいということが、温暖化による融解量の増加が大きいということと同等もしくはそれ以上に重要であると考えられる。

目次

1	序論	1
2	対象氷河	5
3	質量収支モデル	10
3.1	モデルの詳細	10
3.2	モデル入力データ	19
4	モデルの検証	21
5	降水量と日射到達率・湿度との関係	24
5.1	降水量と日射到達率との関係	24
5.2	降水量と相対湿度との関係	32
6	気候感度	35
6.1	気候感度の評価方法	35
6.2	降水の季節パターンの種類	38
6.3	日射到達率と湿度の季節性の気候感度への影響	40
6.4	気温変化に対する気候感度	44
6.5	降水量変化に対する気候感度	49
7	結論	52
	謝辞	55
	引用文献	56

1 序論

海水準上昇や水資源、気候変動などに関連して、氷河変動の研究は重要視されている (e.g. Dyurgerov and Meier, 1997; Liu *et al.*, 1999; Houghton *et al.*, 2001)。しかしながら、リモートセンシングや現地調査によって変動が観測できる氷河は、得られるデータの精度やアプローチの問題等のために、その対象となる氷河の数や地域が限られてしまう。そのため、これらの観測データをだけで世界各地の氷河変動を推定するには無理がある。そこで、数値モデルによって氷河の海水準上昇への寄与を推定する様々な試みがこれまでに行われている。Meier (1984) は、氷河の質量収支変動幅 (涵養量と融解量の平均値) と質量収支の関係を求め、そこからグリーンランドと南極を除く地域における氷河縮小が、過去の海水準上昇に対して及ぼしてきた影響を推定した。Oerlemans and Fortuin (1992) は世界中の 12 個の氷河を対象にした数値実験によって、 1°C の温暖化に対する氷河の質量収支の変化量を年降水量の関数として示した。そして Oerlemans (2001) は、Oerlemans and Fortuin (1992) のモデルを少し修正し、対象氷河を 1 つ増やして数値実験を行い、気温や降水量の変化に対する質量収支の変化量と年降水量との間の関係を示した。Zuo and Oerlemans (1997) と Gregory and Oerlemans (1998) は、モデルによって求めた、夏期の気温上昇による質量収支の変化量と年降水量との関係と、その他の時期の気温上昇による質量収支の変化量と年降水量との関係を使って、氷河融解が過去や将来の海水準上昇に与える影響を推定した。Raper and Braithwaite (2006) は、上記のような過去の研究とは異なる方法で氷河縮小が海水準上昇に与える影響を推定した。彼らはデグリーデイ法 (気温が 0°C 以上のときに氷河の融解が起こり、その融解量は気温に比例するものとして融解量を求める方法) を使って世界の 7 地域の氷河の質量収支の高度勾配を求め (Braithwaite and Raper, 2002)、これを年降水量と夏期の気温の回帰式で表現した。そしてこの回帰式と氷河の体積と面積との関係についての経験式を使って、年降水量と気温の変動から氷河変動を求めた。

以上ように、様々な方法で氷河変動を推定する試みが行われてきた。これらの研究に共通するのは、気象や氷河についての詳細なデータが得られる地域の氷河を対象にした数値実験の結果を基に氷河変動量と気温や年降水量との関係式を求め、その関係式を世界各地の氷河に適用させるという方法で氷河変動について推定を行ったことである。データの精度や計算

コストを考えると、このように気温や年降水量のみから氷河変動量を推定する方法は非常に有意義であろう。しかしながら、上記のこれまでの研究においては、降水の季節パターン（降水量の季節ごとの増減の様子）に違いがあったとしても、年降水量が同じならば気候変動に対する氷河の応答度合（氷河の気候感度）には大きな違いは無いものとされて、降水の季節性については考慮されていなかった。

ヒマラヤ・チベット高原地域とその周辺の地域では、夏期にはモンスーンの影響によってたくさんの降水がもたらされるが、逆に冬期降水量は非常に少ない (e.g. Ding and Kang, 1985; Dai, 1990; Chen *et al.*, 2004; 図 1)。そのため、古くから氷河研究が盛んに行われている欧米では、氷河は主に冬期の降雪によって涵養されて夏期の融解によって消耗するのに対して、ヒマラヤ・チベット高原地域のほぼ全ての氷河では、涵養と融解の大部分は夏期に同時に起こる (Ageta and Higuchi, 1984)。そして近年の観測結果から、ヒマラヤ地域では世界の他地域に比べて急速に氷河が縮小していることが確認されたが、それは夏期に主な涵養が起きることの影響ではないかと指摘されている (Fujita *et al.*, 1997a)。そして既に述べたように、氷河の海水準上昇への寄与を推定する様々な試みは、冬期に主な涵養が起こる氷河における研究を基に氷河変動量を推定しているので、ヒマラヤやチベット高原地域のような夏期に主な涵養が起きる地域における氷河縮小量を過小評価しているのではないかと考えられる。

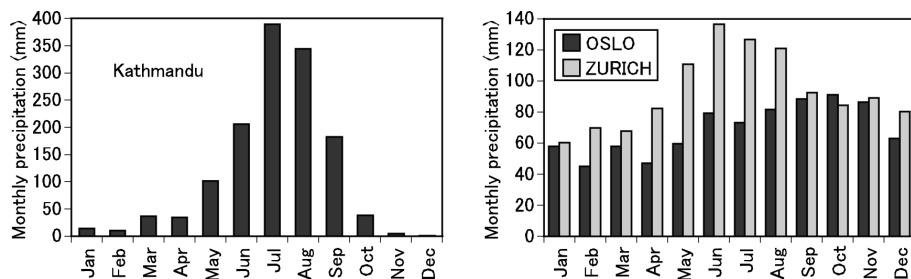


図 1: カトマンズ (ネパール)、オスロ (ノルウェー)、チューリッヒ (スイス) における月別平均年降水量。統計期間は、カトマンズは 1951～1960 年 (国立天文台, 1992)、オスロとチューリッヒは 1971～2000 年 (国立天文台, 2005)。

そこで Fujita and Ageta (2000) は、夏期涵養が氷河質量収支に与える影響について調べるために、チベット高原中央部・タングラ山脈の Xiao Dongkemadi 氷河を対象にした質量収支モデルを使って、降水が夏期に集中する(夏降水型)気候下と冬期に集中する(冬降水型)気候下での気候変動による年間質量収支変化の違いを比較した。その結果、夏期涵養氷河は冬期涵養氷河に比べて、涵養量がより大きく減少するだけでなく氷河表面のアルベドの低下に伴う融解量の増加もより大きいので、気候変動に対してより敏感に応答することを示した。さらに Fujita (2008) は、より幅広い気候下における降水の季節性と氷河の気候感度との関係を調べるために、仮想気象データを用い、年降水量を 200 ~ 6000 mm、緯度を 0 ~ 80° の範囲で変化させて、1 °C の温暖化による平衡線高度での質量収支の変化量を、夏期に降水が集中する場合と冬期に集中する場合とで計算し、その結果、様々な年降水量と緯度の条件下であっても、夏期涵養氷河の方が冬期涵養氷河よりも温暖化に対して質量収支が大きく減少することを示した。

しかし、アジア高山域では、詳細な気象観測を行っている地域が限られていたり氷河へのアプローチが困難であったりするために、入手できるデータに限りがある。そのために、物理的な熱収支計算に基づいてアジア高山域の氷河の気候感度を調べた研究は、非常に数少ない。降水量の多いヒマラヤ地域の氷河については、Kayastea *et al.* (1999) がネパール・ヒマラヤ東部の AX010 氷河を対象にして、気温・降水量・相対湿度の変化による 5 月末から 9 月末までの質量収支の変化量を調べている。しかし、対象期間を夏期だけでなく冬期も含め、年間質量収支の変動を調べた研究はなかった。

そこで本研究では、降水量の多いブータン・ヒマラヤの Ganju La 氷河だけでなく、Xiao Dongkemadi 氷河よりも降水量の少ないチベット高原北部・祁連山の July 1st 氷河において現地調査を行い、質量収支と気象のデータを取得した。そして、これらに Xiao Dongkemadi 氷河における既存のデータを加え、これら 3 つの異なる降水環境下の氷河における気温や降水量の変動による年間質量収支の変化量を調べることによって、降水の季節性がアジア高山域の氷河の気候感度にあたえる影響について検討した。

降水の季節性と氷河の気候感度との関係についての先行研究である Fujita and Ageta (2000) や Fujita (2008) は、夏期に降水が集中する場合と冬期に降水が集中する場合について数値実験を行った。しかし、数多くの氷河研究が行われているヨーロッパの降水量データを見ると、

特に北欧では降水の季節変動幅はあまり大きくない(図 1)。Oerlemans (1992) が降水量は常に一定であるものとしてノルウェーの氷河を対象とした数値実験を行ったのは、降水の季節変動幅が小さい地域の氷河を対象としたことも関係すると思われる。このように、降水の季節変動幅が小さい地域にも多数の氷河が存在することを考えると、降水の季節性が氷河の気候感度に与える影響について議論するには、夏期に降水が集中する場合と冬期に降水が集中する場合だけでなく、降水の季節変動が無い場合についても数値実験を行って、それらの結果を比較検討することも必要であろう。そこで、降水の季節性が氷河の気候感度に与える影響について、従来の研究よりも更に詳しく調べるために、夏降水型気候下と冬降水型気候下の質量収支変化量だけでなく降水の季節変動が無い(一定降水型)気候下の質量収支変化量も計算し、それらを比較検討した。

また、降水の季節性が氷河の気候感度にあたえる影響について調べる際に、Fujita and Ageta (2000) や Fujita (2008) では降水の季節パターンを変えても他の気象要素についてはその季節パターンは変えずに数値実験を行った。しかしながら、降水量が少ない時期は、日射が雲に遮られることが少ないので日射到達率(大気上端での水平面日射量に対する地上での日射量)は大きくなりやすく、湿度は比較的低くなる。また、降水量が多い時期は、厚い雲に日射が遮られることが多いので日射到達率は小さくなりやすく、湿度は比較的高くなる。このように、日射到達率と湿度の変動は降水量の変動と関係があると思われるので、日射到達率や湿度の季節パターンは降水の季節パターンとそれぞれ連動するものとするべきかもしれない。

そこで本研究では、降水の季節性がアジア高山域の氷河の気候感度にあたえる影響について議論する前に、降水量と日射到達率および相対湿度との関係について調べ、さらに、氷河の気候感度を計算する際に、日射到達率や湿度の季節パターンを降水の季節パターンとそれぞれ連動させるべきであるかについて検討した。

2 対象氷河

本研究は、次に挙げる 3 氷河を対象にして行った (図 2)。July 1st 氷河はチベット高原北部の祁連山 (図 3; Matsuda *et al.*, 2004; Sakai *et al.*, 2006a, b)、Xiao Dongkemadi 氷河はチベット高原中央部のタングラ山脈 (図 4; Seko *et al.*, 1994; Fujita and Ageta, 2000)、Ganju La 氷河はブータン・ヒマラヤにある (図 5)。ヒマラヤ・チベット高原地域は年間の降水の大部分が夏期に集中する。そのため、本研究の対象とした氷河を含むこれらの地域のほぼ全ての氷河は、夏期涵養型氷河 (上田, 1983) に分類され、年間の涵養と消耗の大部分が夏期に同時に起こる。また、ヒマラヤ地域は表面を岩屑で覆われた氷河 (D 型氷河) が多数存在する地域だが、本研究の対象とした 3 氷河は岩屑に覆われていない氷河 (C 型氷河) である。

各氷河では、AWS(automatic weather station) などによる気象観測や氷河質量収支観測などの現地調査が行われ、様々なデータが得られた。本研究の対象とした氷河の緯度・経度、氷河の高度範囲、AWS 設置点を、表 1 に示す。

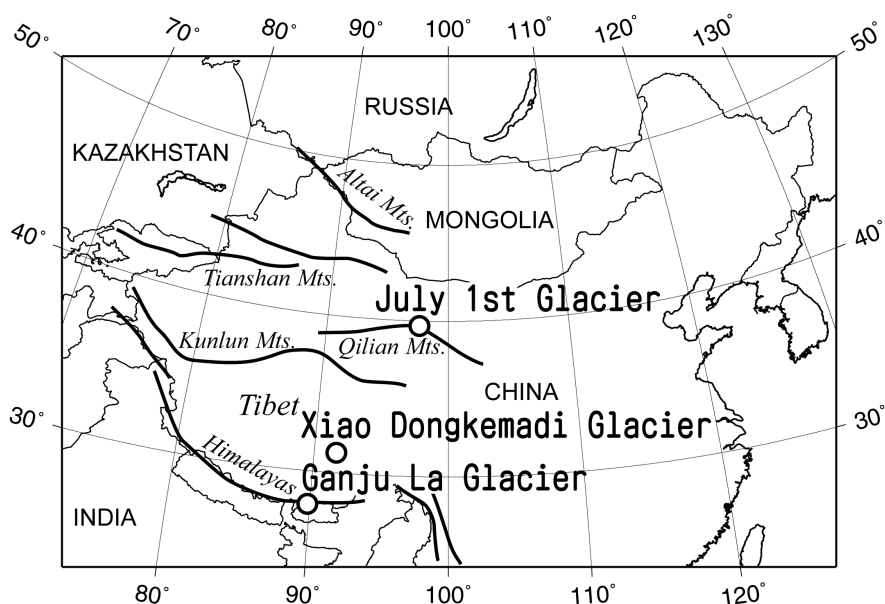


図 2: 本研究の対象とした氷河の位置。

2 対象氷河

表 1: 氷河の緯度・経度、氷河の高度範囲、AWS 設置点。

氷河名	緯度・経度	高度範囲	AWS 設置点
July 1st	39°15'N 97°45'E	4295 - 5088 m a.s.l.	氷河末端付近 4295 m a.s.l.
Xiao Dongkemadi	33°04'N 92°04'E	5380 - 5926 m a.s.l.	氷河上 5600 m a.s.l.
Ganju La	27°57'N, 89°57'E	4895 - 5203 m a.s.l.	氷河末端付近 4945 m a.s.l.

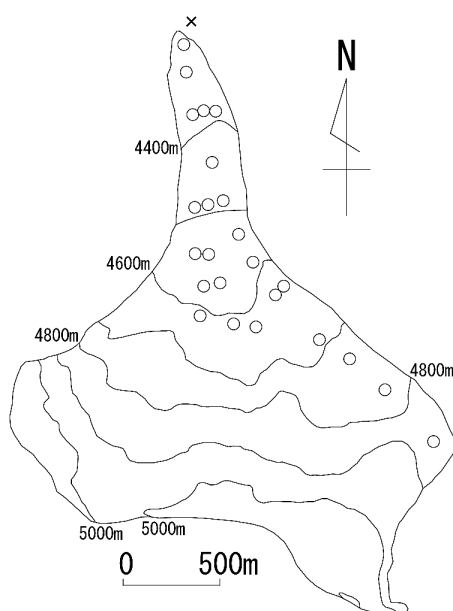


図 3: July 1st 氷河。 は質量収支観測用ステーク設置場所。×は AWS 設置点。

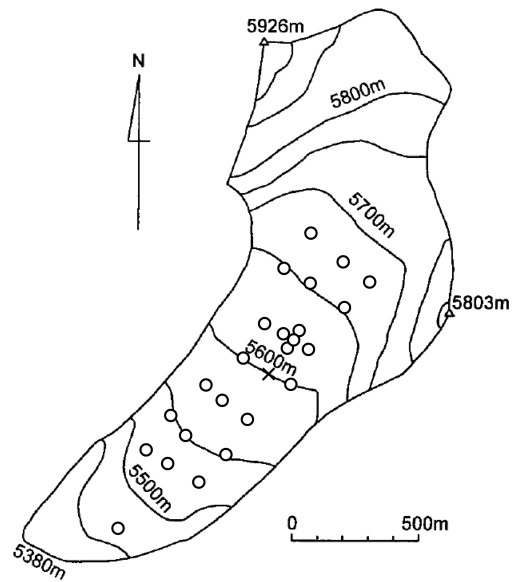


図 4: Xiao Dongkemadi 氷河。○は質量収支観測用ステーク設置場所。×は AWS 設置点。(Fujita and Ageta, 2000 に加筆)

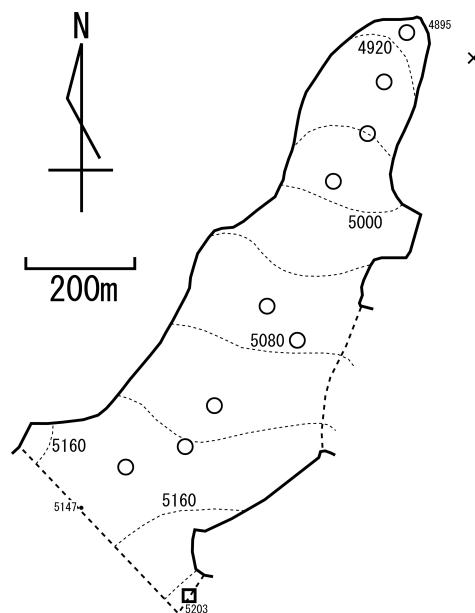


図 5: Ganju La 氷河。○は質量収支観測用ステーク設置場所。●は雪ピット観測地点。×は AWS 設置点。

AWS では、気温・日射量・相対湿度・風速などが自動計測された。July 1st 氷河と Ganju La 氷河の AWS には転倒降雨量計も備わっていたが、Xiao Dongkemadi 氷河の AWS には雨量計は設置されなかった。その代わり、夏期のみではあるが Xiao Dongkemadi 氷河付近の標高 5500 m 地点に転倒降雨量計が設置された (Ueno *et al.*, 1994)。このように降水量も自動計測されたが、Xiao Dongkemadi 氷河では、雨量計が設置されたのは夏期のみであり、また、転倒降雨量計では降水が雪の時には計測誤差が大きくなるという問題点がある。そこで、July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河における冬期の降水量は、July 1st 氷河上標高 4447 m 地点と Xiao Dongkemadi 氷河上標高 5600 m 地点において自動積雪深計 (KADEC-SNOW) によって計測された氷河表面レベル (Seko *et al.*, 1994; Uetake *et al.*, 2006) 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求めた (Fujita and Ageta, 2000)。Ganju La 氷河では氷河表面レベルの変化を連続的に計測していない。しかし、ヒマラヤ地域では冬期の降水量は少ないので、Ganju La 氷河に設置した転倒降雨量計で計測した冬期降水量の誤差は無視できるものとみなした。降水量・気温・相対湿度・日射量・風速の平均値と本研究の対象とした期間を表 2 に、本研究の対象とした期間中の AWS 地点における気温と降水量を図 6 に示す。この図と表から分かるように、対象地域では高緯度ほど降水量は小さくなる。また、夏期には降水量が多いが冬期には降水量が非常に少ないというヒマラヤ・チベット高原地域の気候的特徴が、図 6 から読み取ることができる。

2 対象氷河

表 2: AWS 地点における平均日降水量・気温・湿度・日射量・風速・本研究の対象とした期間。

	July 1st Glacier	Xiao Dongkemadi Glacier	Ganju La Glacier
Precipitation (mm day ⁻¹)	1.1	1.8	7.1
Air temperature (°C)	-6.3	-10.3	-2.2
Relative humidity (%)	48	78	77
Solar radiation (W m ⁻²)	179	240	160
Wind speed (m s ⁻¹)	2.9	4.1	2.2
Period	30 Aug. 2003 25 Aug. 2005	10 Oct. 1992 9 Oct. 1993	22 Sep. 2003 21 Sep. 2004

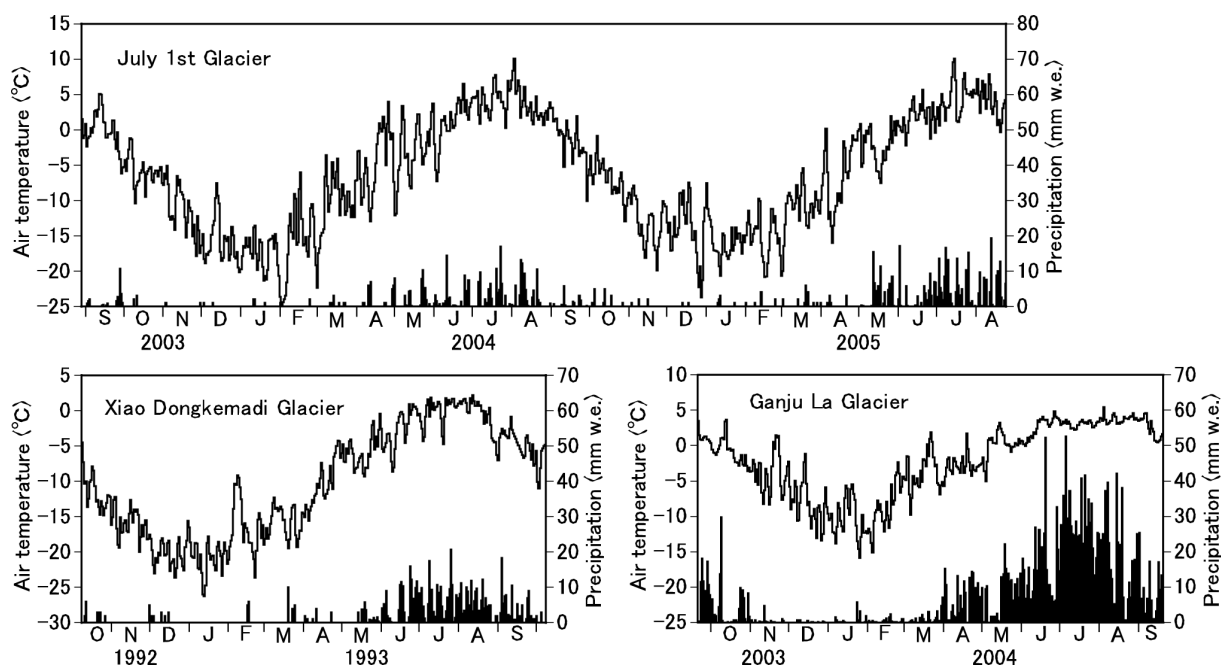


図 6: July 1st 氷河 (2003 年 8 月 30 日 ~ 2005 年 8 月 25 日)、Xiao Dongkemadi 氷河 (1992 年 10 月 10 日 ~ 1993 年 10 月 9 日)、Ganju La 氷河 (2003 年 9 月 22 日 ~ 2004 年 9 月 21 日) の AWS 地点における、日平均気温 (実線) と日降水量 (縦棒)。

3 質量収支モデル

3.1 モデルの詳細

本研究では、図 7 に示すように、氷河表面付近を氷河表面の積雪層とその下の青氷層の 2 層に簡略化したモデルを使用し、氷河表面での熱収支 (Ψ_{gl} , W m^{-2}) から質量収支を求める。質量収支を計算する際には、次のような仮定を用いる。

- 氷河表面が大気から受け取った熱は、全て氷河融解に使われ、青氷層内部への伝導熱量は無視できると仮定する。
- 氷河表面と積雪層、青氷層の表面の温度は等しい。
- 氷河と大気との間における潜熱、顕熱と長波放射による熱の交換は、氷河表面でのみ行われる。

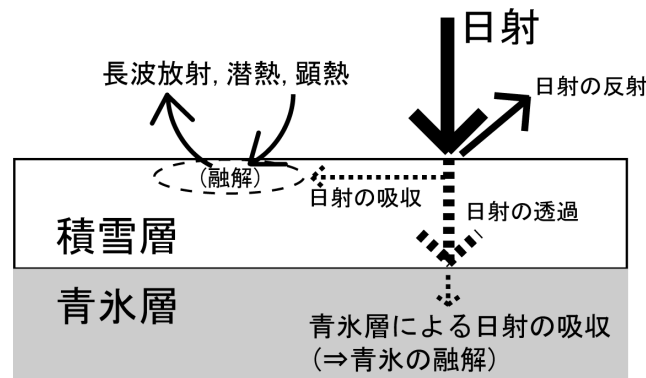


図 7: モデルにおける氷河表面付近における熱フラックスの概念図。

氷河表面温度 (T_s , $^{\circ}\text{C}$) は次のようにして求める。

1. まず、 $T_s = 0^{\circ}\text{C}$ と仮定して氷河表面での熱収支を計算する。
2. もし、氷河表面での熱収支が負 ($\Psi_{gl} < 0$) になってしまったならば、氷河表面での熱収支がゼロ ($\Psi_{gl} = 0$) になるように氷河表面温度を決める。

質量収支の各要素は次の式によって求める。計算インターバルは1日である。

$$b_{gl} = sf + m_{gl} + sub \quad (1)$$

$$m_{gl} = \min \{0, -\Psi_{gl}/l_f\} \times 24 \times 60 \times 60 \quad (2)$$

$$\Psi_{gl} = S_0 (1 - \alpha_0) + Ld + Lu + Q_L + Q_H \quad (3)$$

$$b_{snow} = sf + m_{snow} + sub \quad (4)$$

$$m_{snow} = \min \{0, -\Psi_{snow}/l_f\} \times 24 \times 60 \times 60 \quad (5)$$

$$\Psi_{snow} = Q_{S_{snow}} + Ld + Lu + Q_L + Q_H \quad (6)$$

$$Q_{S_{snow}} = S_0 (1 - \alpha_0) - S_{ice} (1 - \alpha_{ice}) \quad (7)$$

ここで、 b 、 sf 、 m 、 sub はそれぞれ、質量収支 (mm w.e. day^{-1})、降雪量 (mm w.e. day^{-1})、融解による消耗量 (mm w.e. day^{-1})、氷の昇華・凝結量 (mm w.e. day^{-1}) であり、下付き文字の gl と $snow$ はそれぞれ積雪層と青氷層での値の合計、積雪層のみの値ということを示している。また、 l_f は融解潜熱 ($3.34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)、 S_0 は氷河表面での日射量 (W m^{-2})、 S_{ice} は青氷層上端への入射日射量 (W m^{-2})、 α_0 は氷河表面アルベド、 α_{ice} は青氷層のアルベド (観測結果より 0.25 とする)、 Ld は下向き長波放射 (W m^{-2})、 Lu は上向き長波放射 (W m^{-2})、 Q_L は潜熱輸送量 (W m^{-2})、 Q_H は顕熱輸送量 (W m^{-2})、 Ψ_{snow} は積雪層での熱収支 (W m^{-2})、 $Q_{S_{snow}}$ は積雪層で吸収される日射量 (W m^{-2}) である。氷の昇華・凝結は、積雪層における質量収支としている。なお、融解による消耗量は常にゼロ以下である。

降雪量は降水量 (P , mm day^{-1}) と固体降雪確率 (R_s) との積で求める:

$$sf = P \cdot R_s \quad (8)$$

内陸アジア各地で観測された固体降水確率と地上気温との関係は、Ageta and Higuchi (1984) などに示されているが、その関係は地域によって大きく異なる。その原因としては、湿度が

低い場合には降雪片は蒸発によって熱を奪われるために融解が遅れたり融解しないで落下する (Matsuo and Sasyo, 1981a,b) ことが関係していると考えられる。よって本研究では、氷河ごとに異なる式を用いて地上気温から固体降水確率を求める。

July 1st 氷河における固体降水確率は、Sakai *et al.* (2006b) による固体降水確率と気温との関係式を使う。この式は、July 1st 氷河から約 4 km 離れた標高 3668 m の地点での観測結果から求めたもので、次のような式である。

$$\begin{aligned}
 R_s &= 1 & [Ta < 2.3 \text{ }^\circ\text{C}] \\
 &= 1.478 - 0.206Ta & [2.3 \text{ }^\circ\text{C} \leq Ta \leq 7.2 \text{ }^\circ\text{C}] \\
 &= 0 & [Ta > 7.2 \text{ }^\circ\text{C}]
 \end{aligned} \tag{9}$$

また、Ueno *et al.* (1994) は Xiao Dongkemadi 氷河から約 10km 離れた標高 5060 m の地点にて、固体降水確率と気温との関係を観測した。その結果から、Fujita and Ageta (2000) は次のような関係式を使って Xiao Dongkemadi 氷河における固体降水確率を求めた：

$$\begin{aligned}
 R_s &= 1 & [Ta < 0 \text{ }^\circ\text{C}] \\
 &= 1 - \frac{Ta}{6} & [0 \text{ }^\circ\text{C} \leq Ta \leq 6 \text{ }^\circ\text{C}] \\
 &= 0 & [Ta > 6 \text{ }^\circ\text{C}]
 \end{aligned} \tag{10}$$

Ganju La 氷河付近では、固体降水確率と気温との関係を求めるのに十分なデータは得られなかった。そこで、Ganju La 氷河については、 $Ta = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ で $R_s = 1.0$ 、 $Ta = 2 \text{ }^\circ\text{C}$ で $R_s = 0.5$ になるという仮定から固体降水確率を決定した：

$$\begin{aligned}
R_s &= 1 & [Ta < 0 \text{ }^\circ\text{C}] \\
&= 1 - 0.25Ta & [0 \text{ }^\circ\text{C} \leq Ta \leq 4 \text{ }^\circ\text{C}] \\
&= 0 & [Ta > 4 \text{ }^\circ\text{C}]
\end{aligned} \tag{11}$$

これらの固体降水確率と気温との関係をまとめると、図 8 のようになる。

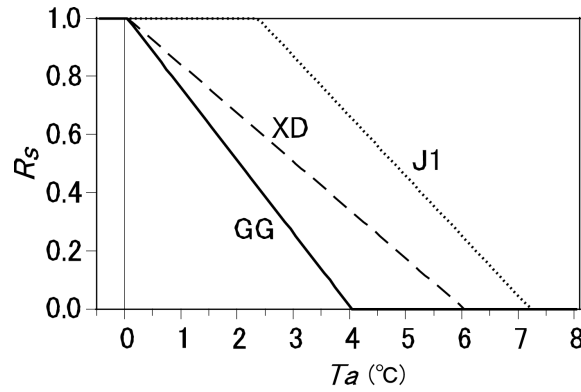


図 8: 本研究で使した、固体降水確率 (R_s) と日平均気温 (Ta) との関係。J1 は July 1st 氷河、XD は Xiao Dongkemadi 氷河、GG は Ganju La 氷河を意味する。

氷の昇華・凝結と潜熱・顕熱輸送量は、バルク式によって次のようにして計算するが、この時、氷の昇華・凝結は融解時には起こらず、(液体の) 水の蒸発・凝結は融解時のみ起こると仮定する。

$$\begin{aligned}
sub &= 0 & [m_{gl} < 0] \\
&= \rho_a CU (q_{atm} - q_{gl}) \times 24 \times 60 \times 60 & [m_{gl} = 0]
\end{aligned} \tag{12}$$

$$\begin{aligned}
Q_L &= l_e \rho_a CU (q_{atm} - q_{gl}) & [m_{gl} < 0] \\
&= l_f \rho_a CU (q_{atm} - q_{gl}) & [m_{gl} = 0]
\end{aligned} \tag{13}$$

$$Q_S = c_a \rho_a CU (Ta - Ts) \tag{14}$$

ここで、 ρ_a は空気密度 (kg m^{-3})、 C はバルク係数 (0.002; 近藤, 1994)、 U は日平均風速 (m s^{-1})、 q_{atm} と q_{gl} はそれぞれ大気と氷河表面における比湿 (kg kg^{-1})、 l_e は蒸発潜熱 ($2.50 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)、 c_a は空気の定圧比熱 ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。氷河表面は水蒸気飽和と考えて良いので、空気密度と比湿は次のように計算できる:

$$\begin{aligned}
 \rho_a &= 1.293 \frac{273.15}{273.15 + T_a} \cdot \frac{\varrho}{1013.25} \left[1 - 0.378 \frac{e_{atm} (rh/100)}{\varrho} \right] \\
 q_{atm} &= \frac{0.622 \cdot e_{atm} (rh/100)}{\varrho - 0.378 \cdot e_{atm} (rh/100)} \\
 q_{gl} &= \frac{0.622 \cdot e_{gl}}{\varrho - 0.378 \cdot e_{gl}} \\
 e_{atm} &= 6.1078 \times 10^{[7.5T_a/(237.3+T_a)]} & [m_{gl} < 0] \\
 &= 6.1078 \times 10^{[9.5T_a/(265.3+T_a)]} & [m_{gl} = 0] \\
 e_{gl} &= 6.1078 \times 10^{[9.5T_s/(265.3+T_s)]}
 \end{aligned}$$

ここで、 rh は日平均相対湿度 (%), ϱ は大気圧 (hPa)、 e_{atm} は大気の飽和水蒸気圧 (hPa)、 e_{gl} は氷河表面の飽和水蒸気圧 (hPa)、 T_s は日平均氷河表面温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。本研究では、U.S. standard atmosphere 1976 の大気圧と高度の関係を用いて大気圧を求めた:

$$\varrho = 1013.25 \left(\frac{288.15}{288.15 - 0.0065H} \right)^{\frac{gM}{-0.0065R^*}}$$

ここで、 H は高度 (m a.s.l.)、 g は重力加速度 (9.80665 m s^{-2})、 R^* は一般気体定数 ($8.31432 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$)、 M は大気の分子量 ($28.9644 \text{ kg kmol}^{-1}$) である。

日射は積雪層を透過するので、特に積雪層の厚さが薄いときは積雪層のアルベド (雪のアルベド) だけでなく積雪層の下にある青氷のアルベドも氷河表面アルベドに関係する。そのため本研究では、雪のアルベドだけでなく積雪層を透過する日射についても計算して氷河表面アルベドを求めた。

Kondo and Xu (1997) は、1) 雪のアルベドは降雪後、指数関数的に低下する、2) 雪のアルベドの低下率は気温が高いときに大きい、3) 新雪のアルベドは、気温が高いときには低い、という事実に基づき、次の式を使って気温から雪のアルベドを求めた。

$$\alpha_{snow(day)} = \left(\alpha_{snow(day-1)} - \alpha_{ms} \right) \cdot \exp(-1/k) + \alpha_{ms} \quad (15)$$

$$k = 5.5 - 3Ta \quad [Ta < 0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}]$$

$$= 4.0 \quad [Ta \geq 0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}]$$

$$\alpha_{snow(0)} = 0.88 \quad [Ta < -1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}]$$

$$= 0.76 - 0.12Ta \quad [-1.0 \text{ }^{\circ}\text{C} \leq Ta \leq 3.0 \text{ }^{\circ}\text{C}]$$

$$= 0.40 \quad [Ta > 3.0 \text{ }^{\circ}\text{C}] \quad (16)$$

$$\alpha_{ms} = 0.40$$

ここで、 α_{snow} は雪のアルベド、 α_{ms} は雪のアルベドの最低値、 day は”降雪日”からの日数 (“降雪日”は $day = 0$) である。また、”降雪日”は日降雪量が 3.0 mm w.e. より多くなる日とする:

$$sf > 3.0 \text{ (mm w.e. day}^{-1}\text{)} \quad (17)$$

Giddings and LaChapelle (1961) は、雪の中への日射の透過は Fick の拡散第 2 法則の式に日射の雪への吸収を表すの項を加えたもので示せると仮定することによって、氷河表面アルベドと青氷層上端への下向き日射量を次の式で計算した。

$$\alpha_0 = \frac{2 - w(1 - y)}{2 + w(1 - y)} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} w &= \frac{2(1 - \alpha_{snow})}{1 + \alpha_{snow}} \\ y &= \frac{[2 - 2\alpha_{ice} - w(1 + \alpha_{ice})] \exp(-\kappa x)}{-w(1 + \alpha_{ice}) \cosh \kappa x - 2(1 - \alpha_{ice}) \sinh \kappa x} \\ S_{ice} &= S_0 \frac{(w + 2) \exp(-\kappa x) + y(-w \cosh \kappa x + 2 \sinh \kappa x)}{2 + w(1 - y)} \end{aligned} \quad (19)$$

ここで、 κ は雪の透過係数 (30m^{-1} ; Greuell and Konzelmann, 1994)、 x は積雪層の深さ (m) である。積雪層の深さの変化は、式 (4) で求められる積雪層の質量収支 (水当量) と雪の密度 (400kg m^{-3} と仮定) から求める。式 (18) によって求められる氷河表面アルベドは、積雪が無いときには青氷のアルベドの値であるが、積雪深が増すに従って指数関数的に増加し、積雪深が約 5cm 以上になると雪のアルベドとおおよそ等しい値になる。

下向き長波放射については、Glover and McCulloch (1958) と近藤 (1994) の経験式から推定した:

$$Ld^* = [1 - (1 - \epsilon c) Cd] \sigma (Ta + 273.15)^4 \quad (20)$$

$$\begin{aligned} Cd &= 0.826 \left(\frac{N}{N_0}\right)^3 - 1.234 \left(\frac{N}{N_0}\right)^2 + 1.135 \left(\frac{N}{N_0}\right) + 0.298 \quad [0 < N/N_0 \leq 1] \\ &= 0.2235 \quad [N/N_0 = 0] \end{aligned}$$

$$\epsilon c = 0.74 + 0.19 (0.0315 T_{dew} - 0.1836) + 0.07 (0.0315 T_{dew} - 0.1836)^2$$

$$N/N_0 = (\tau_t - 0.29 \cos \phi) / 0.52 \quad [0^\circ \leq \phi \leq 60^\circ] \quad (21)$$

$$\tau_t = S_0 / S_{top} \quad (22)$$

ここで、 Ld^* は式 (20) ~ (22) から推定した下向き長波放射、 Cd は雲に関する係数、 σ はステファン・ボルツマン係数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 ϵc は快晴時の空の放射率、 T_{dew} は露点温度 ($^\circ\text{C}$; 気温と相対湿度から計算)、 ϕ は緯度、 N/N_0 は日照率、 S_{top} は大気上端での水平面日射量 (W m^{-2})、 τ_t は日射到達率である。また、 S_{top} は緯度と日にちから、次の式を使って計

算できる。

$$\begin{aligned}
 S_{top} &= \frac{I_0}{\pi} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 (hr \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin hr) \\
 hr &= \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \\
 \frac{d_0}{d} &= 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta \\
 \delta &= \arcsin [0.398 \sin (4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta)] \\
 \eta &= (2\pi/365) jd
 \end{aligned} \tag{23}$$

ここで、 I_0 は太陽定数 (1366 W m^{-2})、 d は太陽と地球の間の距離、 d_0 は d の平均値、 hr は日の出から南中までの時角、 jd は年間通算日である。

図 9 は、July 1st 氷河の AWS 接地点における下向き長波放射について、長波放射計による測定値と式 (20) ~ (22) による推定値とを比較したものであるが、この図が示す通り、式 (20) ~ (22) による推定値は、実測値に比べて少し小さくなる傾向がある。このずれは、式 (20) が主に日本で観測したデータに基づいていることが原因と考えられる。そこで両者の関係の近似直線 (図 9 の実線) を基に、本研究における下向き長波放射は、式 (20) ~ (22) から推定した値を 1.04 倍した値を用いることにする:

$$Ld = Ld^* \times 1.04 \tag{24}$$

氷河表面の射出率は 1.0 と仮定し、上向き長波放射はステファン・ボルツマンの法則から計算する:

$$Lu = \sigma (Ts + 273.15)^4 \tag{25}$$

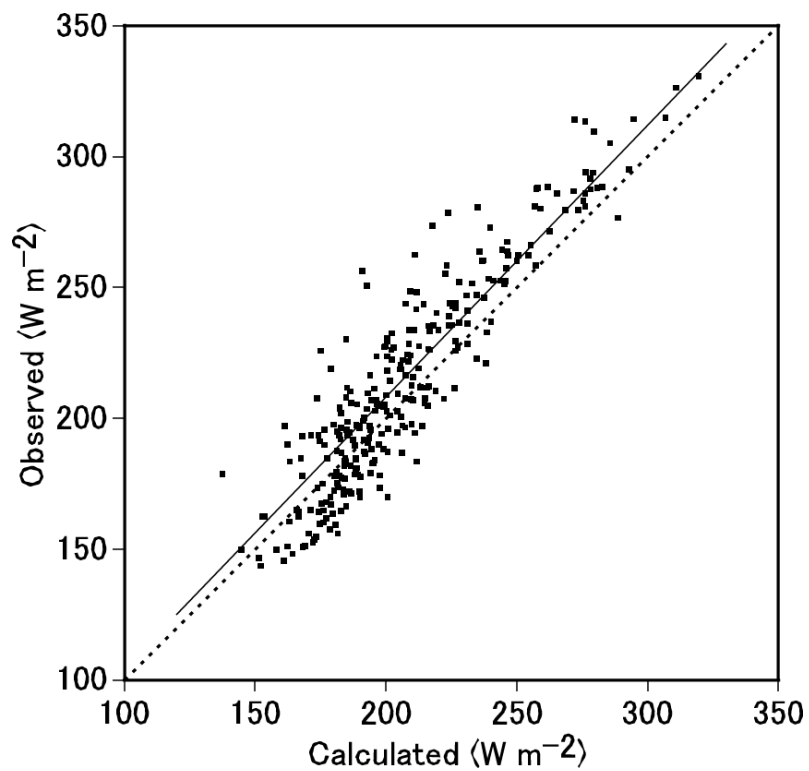


図 9: July 1st 氷河の AWS 接地点において測定された下向き長波放射と、Glover and McCulloch (1958) と近藤 (1994) の経験式から推定した下向き長波放射。実線は近似直線、破線は 1:1 の関係を示す。

3.2 モデル入力データ

モデルの入力気象データは、気温・氷河表面への日射量・相対湿度・風速の日平均値と日降水量である。気温は AWS で計測した値と気温減率から求めた。気温減率は、現地観測によって July 1st 氷河では $7.8\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 、Xiao Dongkemadi 氷河では $7.5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ が得られた。Ganju La 氷河における気温減率については、Ganju La 氷河から約 40 km 北東方向に離れた Lugge 氷河周辺にて計測された気温減率である $5.9\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (Suzuki *et al.*, 2007) を用いた。日射量・湿度・風速は AWS での計測値を用いた。降水量は図 6 で示した、雨量計と積雪深計から求めた値を用いた。ただし、降水の季節変動が無い気候下と冬期に降水が集中する気候下におけるシミュレーションを行うときには、降水の季節パターンに合わせて降水量・日射量・湿度の入力データを変えた。その変更方法は第 6.2 節で詳しく述べる。

雪のアルベドの初期値は、モデルにおける雪のアルベドの範囲の中央の値 (0.64) とした。積雪層の厚さの初期値は現地観測結果より求めた。July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河については、観測された積雪深の近似線を用いた (図 10)。Ganju La 氷河では、2003 年の 9 月 22 日には最上部付近のわずかな部分を除いて、ほぼ全域にわたって雪に覆われておらず、氷が露出していた。そこで、Ganju La 氷河における積雪層の厚さの初期値は、最上部も含めて全域でゼロにした。なお質量収支計算は、July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河では標高 50 m 毎、Ganju La 氷河では標高 40 m 毎に行った。

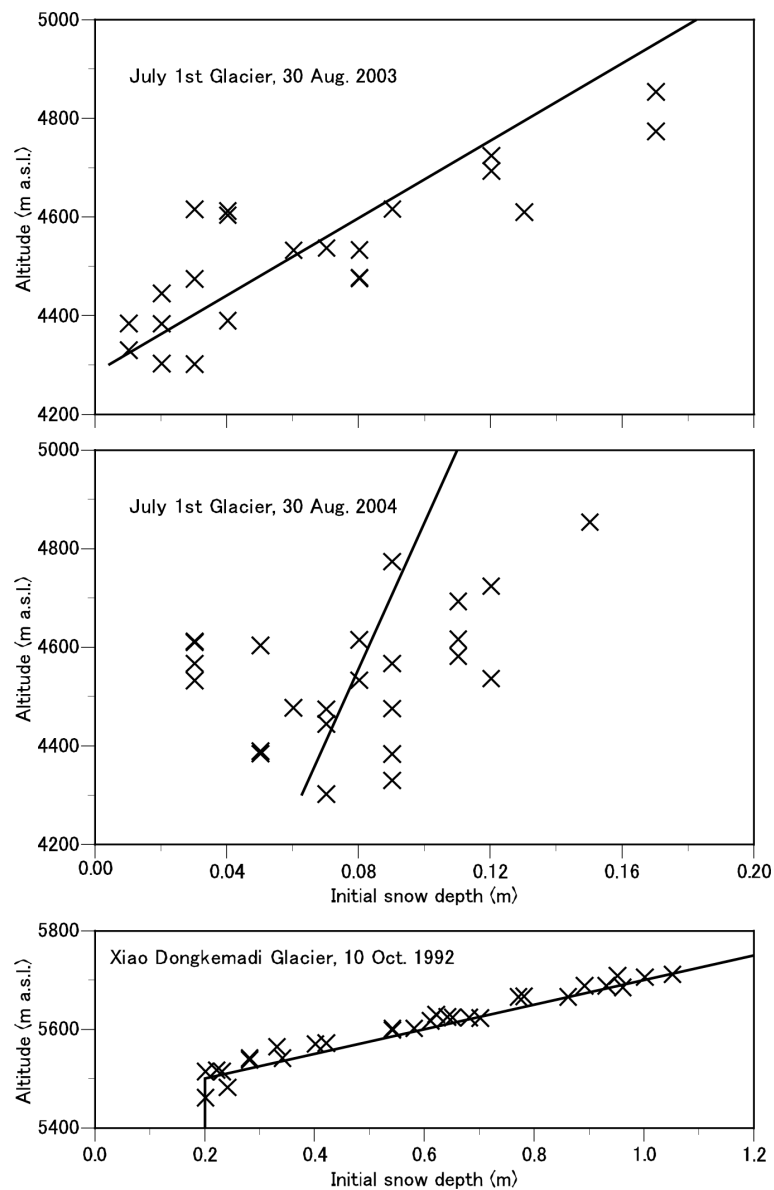


図 10: July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河 (Ohno and Ageta, 1996) における積雪層の厚さの初期値 (実線)。× は現地観測による積雪深。

4 モデルの検証

モデル実験によって求められる気候変動による質量収支の変化量は、どのようにアルベドをモデル化するかに依存する (e.g. Klok and Oerlemans, 2004)。そこで、質量収支だけでなくアルベドについても現地観測値とモデル計算値とを比較して、本研究のモデルの再現性について検討した。

July 1st 氷河標高 4447 m 地点では 2004 年 6 月上旬から 2005 年 8 月下旬まで、Xiao Dongkemadi 氷河標高 5600 m 地点では 1992 年 10 月上旬から 1993 年 10 月上旬まで (Fujita and Ageta, 2000)、アルベドが自動計測された。年間質量収支の高度分布は、July 1st 氷河については 2 年分、Ganju La 氷河については 1 年分のデータが得られた。Xiao Dongkemadi 氷河では 1989 年から 1994 年までの 5 年分のデータがあるが (Fujita *et al.*, 2000)、モデル計算に必要なデータが全て揃っている 1992 年から 1993 年までの 1 年分のデータのみ本研究では使用した。質量収支は、Ganju La 氷河標高 5203 m 地点を除き、全てステーク (雪尺) による観測によって得られた。Ganju La 氷河標高 5203 m 地点では、2003 年と 2004 年の 9 月下旬に雪ピット観測を行い (図 11)、基準となる汚れ層 (2003 年の最上部の汚れ層) より上部の積雪量の変化から質量収支を求めた。

図 12 は July 1st 氷河標高 4447 m 地点と Xiao Dongkemadi 氷河標高 5600 m 地点における氷河表面アルベドについて、観測値とモデル計算値を比較したものである。両氷河とも夏期に涵養と融解が同時に起こるために夏期のアルベドの変化は激しいことが観測値から分かる。しかし、モデルは両氷河の夏期のアルベドをよく再現している。だが、2004 年の 10 月から 12 月にかけての July 1st 氷河におけるモデル値は観測値よりも大きくなりがちであり、July 1st 氷河の 2005 年の 4 月から 5 月にかけてと Xiao Dongkemadi 氷河の 1992 年 11 月から 1993 年 2 月にかけては、モデル値は観測値よりも小さくなりがちである。観測値とモデル値との差の平均は、July 1st 氷河標高 4447 m 地点と Xiao Dongkemadi 氷河標高 5600 m 地点で共に 0.01 である。

図 13 は July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河、Ganju La 氷河における質量収支の高度分布について、観測値とモデル計算値を比較したものである。July 1st 氷河 2003/2004 の質量収支は、下部を除いてモデル値が観測値に比べてやや大きい傾向がある。また、Ganju La 氷

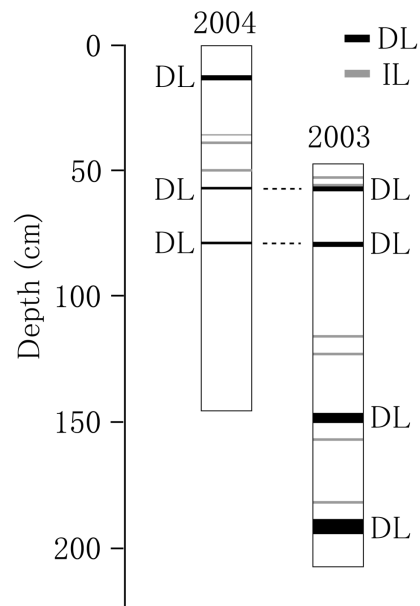


図 11: Ganju La 氷河標高 5203 m 地点の層位。観測日は 2003 年 9 月 20 日と 2004 年 9 月 20 日。DL は汚れ層、IL は氷板。縦軸の深さは 2004 年 9 月 20 日の表面を基準とする。

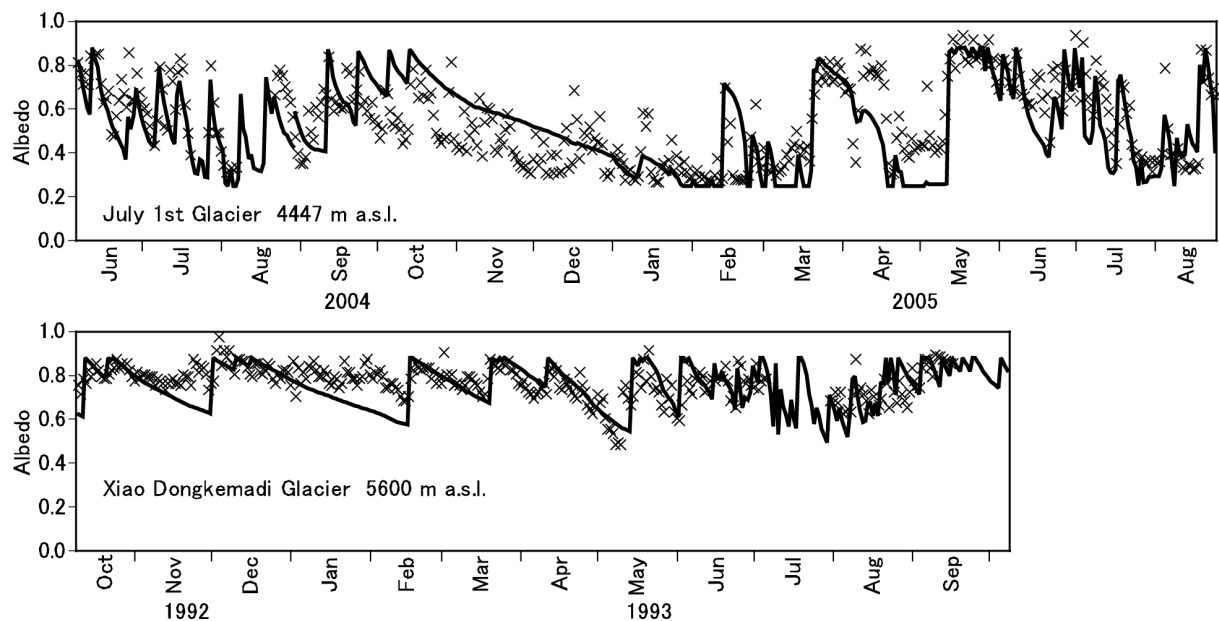


図 12: July 1st 氷河標高 4447 m 地点と Xiao Dongkemadi 氷河標高 5600 m 地点における氷河表面アルベド。× は観測値、実線はモデル計算値。

河最下部のモデル値は観測値に比べて明らかに小さい。しかし、このような誤差はあるものの、本研究のモデルは全体的によく質量収支を再現できている。

以上の結果から、本研究のモデルはヒマラヤ・チベット高原地域の様々な気候下の氷河について、アルベドや質量収支をよく再現することができると言えるので、質量収支や気候変動に対するその応答について研究するのにも適していると考えられる。

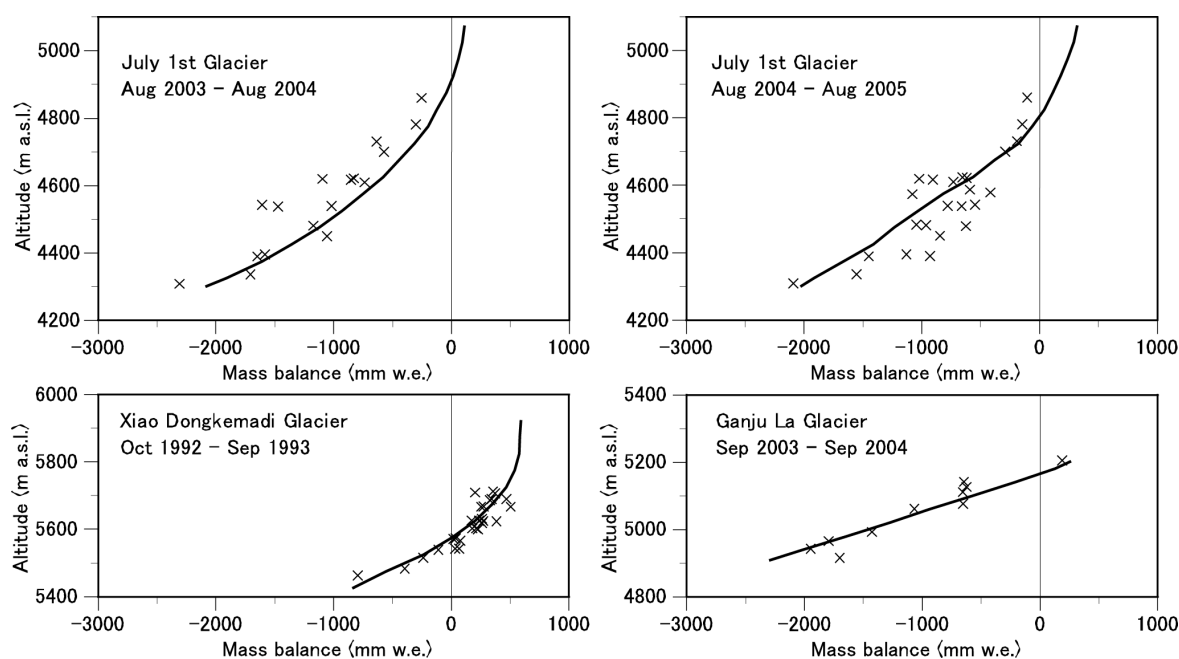


図 13: July 1st 氷河、Xiao Dongkemadi 氷河、Ganju La 氷河における質量収支の高度分布。×は観測値、実線はモデル計算値。

5 降水量と日射到達率・湿度との関係

5.1 降水量と日射到達率との関係

降水量が少ない時期は日射が雲に遮られることが少ないので、氷河表面での日射量の対大気
上端での水平面日射量に対する比である日射到達率は大きくなりやすい。また、降水量が多
い時期は厚い雲に日射が遮られることが多いので、日射到達率は小さくなりやすい。そして、
氷河が吸収する日射エネルギーは、氷河融解に使われる熱量の大きな部分を占めるので (e.g.
Ohata and Higuchi, 1980; Bamber and Payne, 2004; Sicart *et al.*, 2005)、日射到達率の違
いは氷河融解量の計算に大きな影響を与えてしまう。そこで、降水の季節パターンを変えた
場合、日射到達率の季節パターンも共に変えた方が良いのかを検討するために、本研究の対
象地域において降水量と日射到達率はどのような関係にあるのかを月平均値を用いて解析を
行った。

式 (22) で表される日射到達率は、大気の状態に左右される日射への影響だけでなく、周囲
の地形による日射の遮蔽などといった地形に関する影響も含んだ効果を表す係数である。大
気の状態が日射到達率に与える影響の大きさは、雲量や雲の光学的厚さ、エアロゾルや水蒸
気などの気体による吸収や散乱など、様々な大気の様相によって決まるものであるが、その
中でも雲に関する項目が最も大きな影響を与える (Bamber and Payne, 2004)。降水量は雲に
関連する現象なので、降水量は大気の状態が日射到達率に与える影響の大きさと良い関係が
あることが期待できる。一方、地形に関する日射への影響は降水量との関係はないだけでな
く、場所によって大きく異なる。そこで、日射到達率から地形に関する効果を除くことによ
って大気の日射到達率を求め、これと降水量との関係を調べた。

地形に関する日射への影響には、周囲の斜面からの日射の反射などの影響も含まれるが、
周囲の地形による日射の遮蔽以外の影響は無視できるものとした。また、日射は直達成分と
拡散成分とに分けることができ、直達成分と拡散成分とでは日射の遮蔽の影響の受け方が異
なるが、両者の割合は大気状態によって変化するので、直達成分と拡散成分とに分けて日射
の遮蔽の影響を議論するのは難しい。そこで本研究では、日射を全て直達成分とみなし、太
陽高度がスカイラインよりも下ならば日射は全く当たらず、それ以外では日射に関して地形
の影響は全く無いものとした。このようにすると、ある月の平均的な大気の日射到達率は次

の式のように表すことができる。

$$\tau_a = \overline{S_0} / \overline{S_{top}^g} \quad (26)$$

ここで、 τ_a は大気の日射到達率、 $\overline{S_0}$ は地表面での月平均日射量 (W m^{-2})、 $\overline{S_{top}^g}$ は太陽高度がスカイラインよりも低い時の大気上端での水平面日射量をゼロとした場合の大気上端での水平面日射量の月平均値 (W m^{-2}) である。また、 $\overline{S_{top}^g}$ は時刻・緯度・スカイラインの高度と方位角から計算できる。

本研究では、研究対象氷河を含むヒマラヤ・チベット高原地域における一般的な日射到達率と降水量との関係を調べるために、ヒマラヤ・チベット高原地域の様々な地点で得られたデータを使って、式 (26) から大気の日射到達率を求めた。使用したデータの計測地点と期間については、それぞれ図 14 と表 3 に示した

地表面での日射量は全天日射計で計測された。降水量は、AX010 氷河では貯水型雨量計、D66 と MS3608 では秤型雨量計、その他の場所では転倒升雨量計で計測したデータを用いた。スカイラインの高度・方位角については、AX010 氷河・Ganju La 氷河・July 1st 氷河・Lirung 氷河・Yala 氷河は現地で測量した値を用い、他の地点については、数値標高モデルから求めた。使用した数値標高モデルは、Lugge 氷河は ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) Level 3A01 product (<http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/index.html>) の 15m メッシュ数値標高モデル、D105・D66・Gaize・MS3608・Shiquanhe は Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) による 3 秒メッシュ数値標高モデルである。これらのデータから求めたスカイラインの高度・方位角を図 15 に示す。

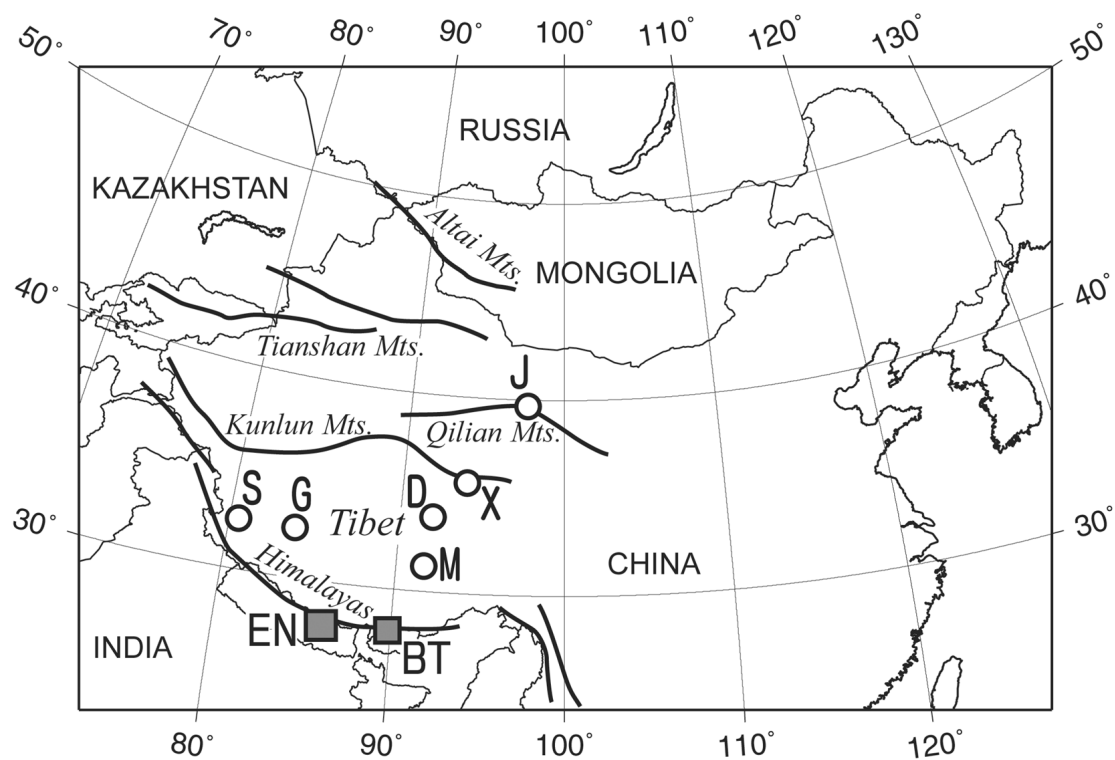


図 14: 降水と日射量の計測地点。D は D105、G は Gaize、J は July 1st 氷河、M は MS3608、S は Shiquanhe、X は D66。EN は AX010 氷河・Lirung 氷河・Yala 氷河を含む地域、BT は Ganju La 氷河と Lugge 氷河を含む地域。

表 3: 降水と日射量の計測期間。モンスーン期は 5～9 月、非モンスーン期は 10～4 月。

計測地点	計測期間	月数		引用文献
		モンスーン期	非モンスーン期	
D105	Jun.-Jul.1993	2	-	1,2
D66	Jun.-Aug.1998	3	-	3
Gaize	May-Sept.1998	5	-	3
MS3608	Jun.-Jul.1998	2	-	3
Shiquanhe	May-Aug.1998	4	-	3,4,5
AX010 氷河	Jun.-Sept.1978	4	-	6
Ganju La 氷河	Oct.2003-Aug.2004	4	7	-
July 1st 氷河	Jul.2002-Aug.2005	17	21	7
Lirung 氷河	Jun.-Sept.1996	4	-	8
Lugge 氷河	Oct.2002-Sept.2004	10	14	9
Yala 氷河	Jun.-Jul.1996	2	-	8
Total		57	42	

引用文献：¹Ohta and Ageta (1996), ²Ueno and Ohta(1996),

³GAME-Tibet (<http://monsoon.t.u-tokyo.ac.jp/tibet/>),

⁴塩原・浅野 (1992), ⁵Xu and Haginoya (2001), ⁶Ageta *et al.* (1980),

⁷Sakai *et al.* (2006b), ⁸Fujita *et al.* (1997b), ⁹Suzuki *et al.* (2007).

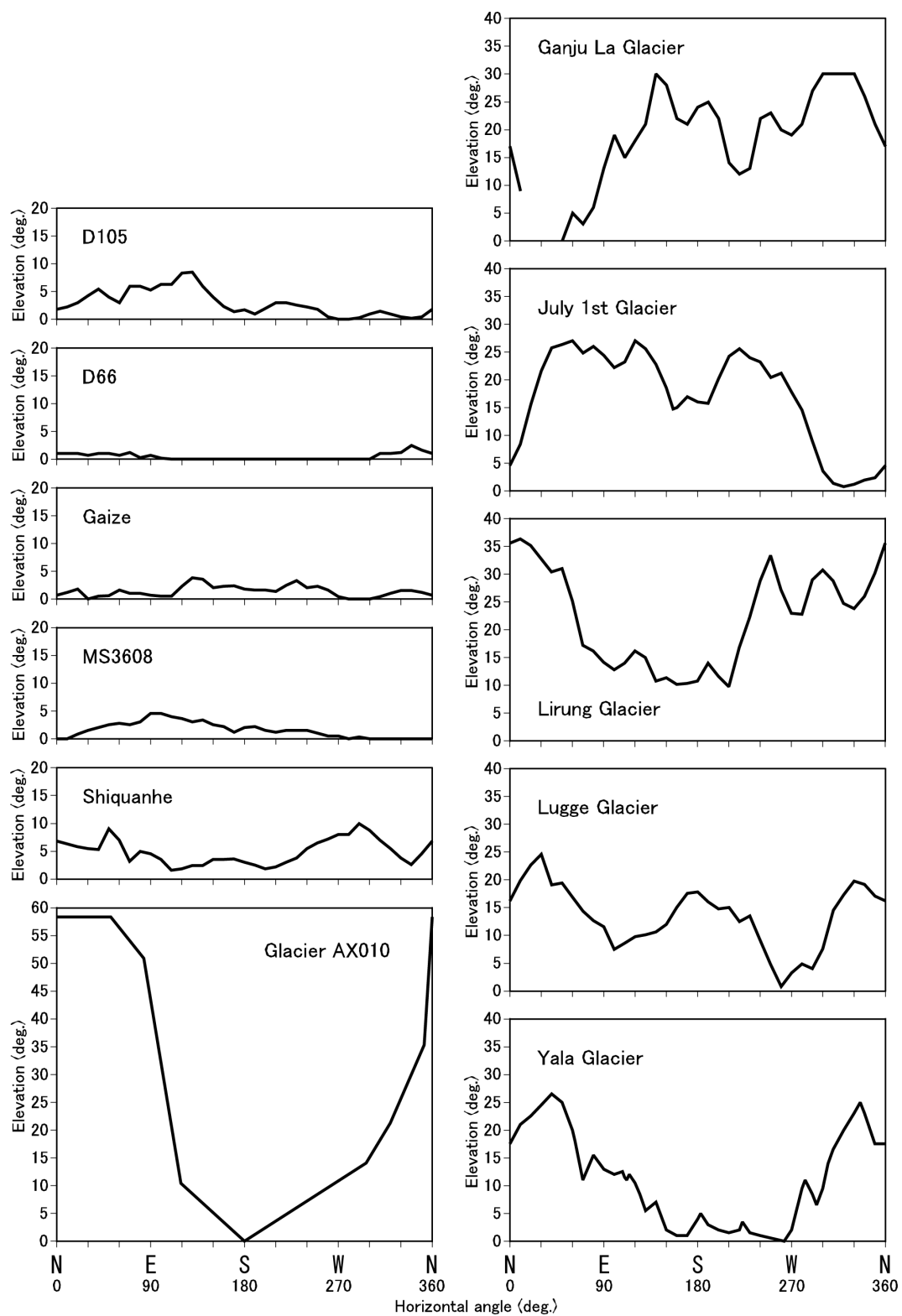


図 15: D105、D66、Gaize、MS3608、Shiquanhe、AX010 氷河 (Kayastha, 1994)、Ganju La 氷河、July 1st 氷河、Lirung 氷河 (CREH, 1997)、Lugge 氷河、Yala 氷河 (CREH, 1997) におけるスカイライン。

式 (26) で求めた大気の日射到達率と降水量との関係を図 16 に示す。この図から両者の間には良い相関関係があることが分かる。そして、両者の関係は次の式で近似できる。

$$\begin{aligned}\tau_a &= (0.49 \times 0.88^{P_m}) + 0.20 && \text{[モンスーン期]} \\ &= -0.044P_m + 0.74 && \text{[非モンスーン期]} \quad (27)\end{aligned}$$

ここで、 P_m は月平均降水率 (mm day^{-1}) である。式 (27) は加重最小二乗法で求めたが、測定地点ごとに観測データ数が異なるので、各地点毎にデータのある月数の逆数を使って重みづけを行った (例えば、July 1st 氷河における重みは、モンスーン期は $1/17$ 、非モンスーン期は $1/21$)。月平均降水率が同じ場合には、非モンスーン期の大気の日射到達率の方がモンスーン期の値よりも大きい傾向が見られるが、この結果から、非モンスーン期の方が水蒸気量やエアロゾルなどの大気中濃度が薄く、空が澄んでいるのではないかとと思われる。

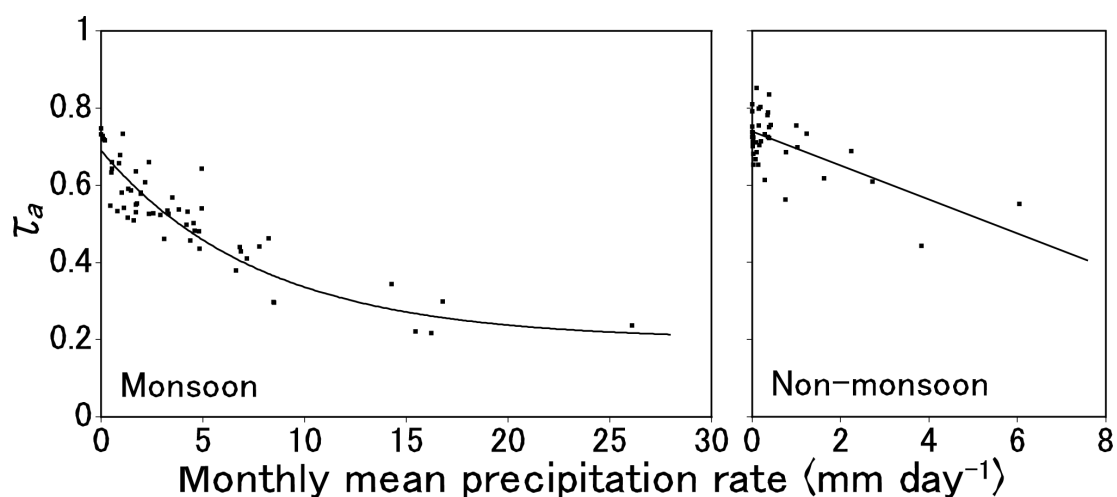


図 16: ヒマラヤ・チベット高原地域における、大気の日射到達率と降水量との関係。左図はモンスーン期 (5～9 月)、右図は非モンスーン期 (10～4 月)。実線は式 (27) で表される近似線。

図 17 は式 (27) を使って推定した月平均日射率と観測値との関係を示したものである。両者の相関係数は、モンスーン期には 0.92、非モンスーン期には 0.96 と大きな値を示す。図 18 は、式 (27) を使って推定した日射量と観測値との差について、その平均値 \pm 標準偏差と最大・最小値を示したものである。図 18 に示したように、月平均日射量の推定値と観測値との差はほとんどの場所において 40 W m^{-2} 以下である。以上のことから、大気の日射到達透過率と降水量との間には、おおよそ良い相関関係があり、一部の地域を除いて、ヒマラヤ・チベット高原地域での日射量は、式 (27) を使っておおよそ推定できることが分かる。

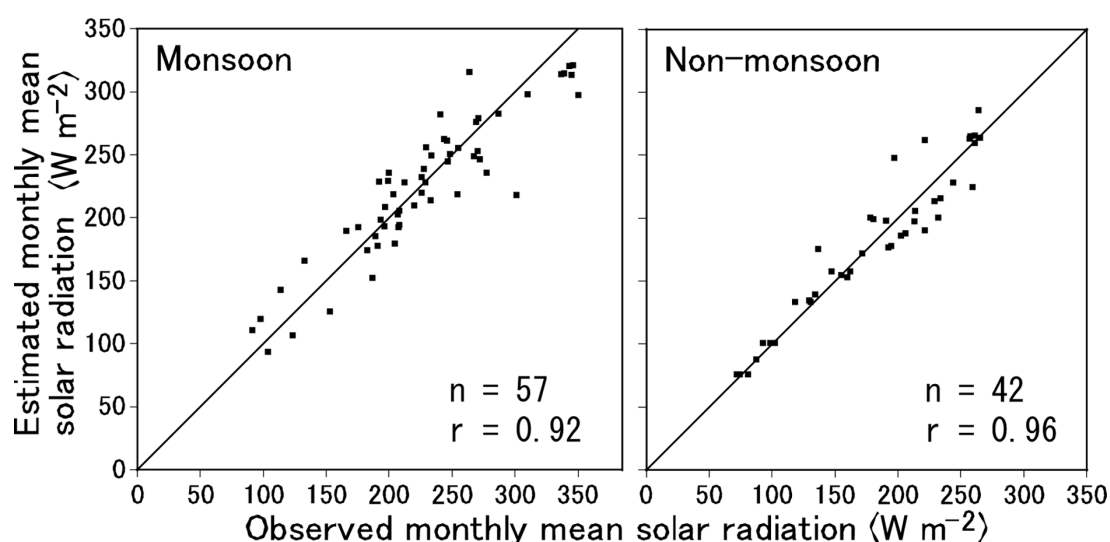


図 17: 式 (27) を使って推定した日射量と観測値との関係。実線は 1:1 の関係を示す。n と r はそれぞれデータ数と相関係数。有意水準は 0.1% 以下。

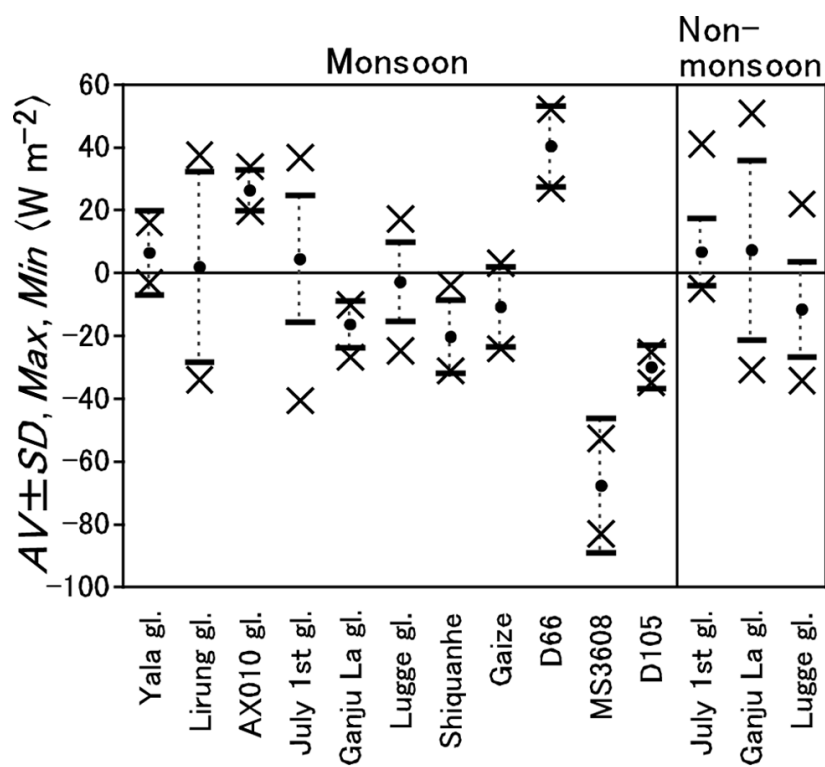


図 18: 式 (27) を使って推定した日射量と観測値との差の、平均値 ± 標準偏差 ($AV \pm SD$)・最大値 (Max)・最小値 (Min)。横棒は平均値 ± 標準偏差、× は最大・最小値を示す。

5.2 降水量と相対湿度との関係

一般的に、降水量が少ない時期は比較的乾燥しており、降水量が多い時期は湿潤である。湿度の違いは氷河上における蒸発・昇華・凝結量に影響を与える。通常、昇華・凝結量は質量収支としてはほとんど無視できる量であるが、蒸発・昇華・凝結に伴う潜熱輸送量は氷河表面での熱収支にとって簡単に無視できるものではない。そこで相対湿度についても降水量との関係について月平均値を用いて調べた。

Xiao Dongkemadi 氷河にて 1993 年 6～8 月の 3ヶ月間に観測されたデータと、表 3 に記された期間に July 1st 氷河と Ganju La 氷河で計測されたデータから得られた、月平均降水率と月平均相対湿度との関係を図 19 に示す。この図から、相対湿度と降水量との間には良い相関関係があることが分かる。ただし月平均降水率が同じである場合、Ganju La 氷河よりも July 1st 氷河の方が相対湿度が低くなる傾向がある。

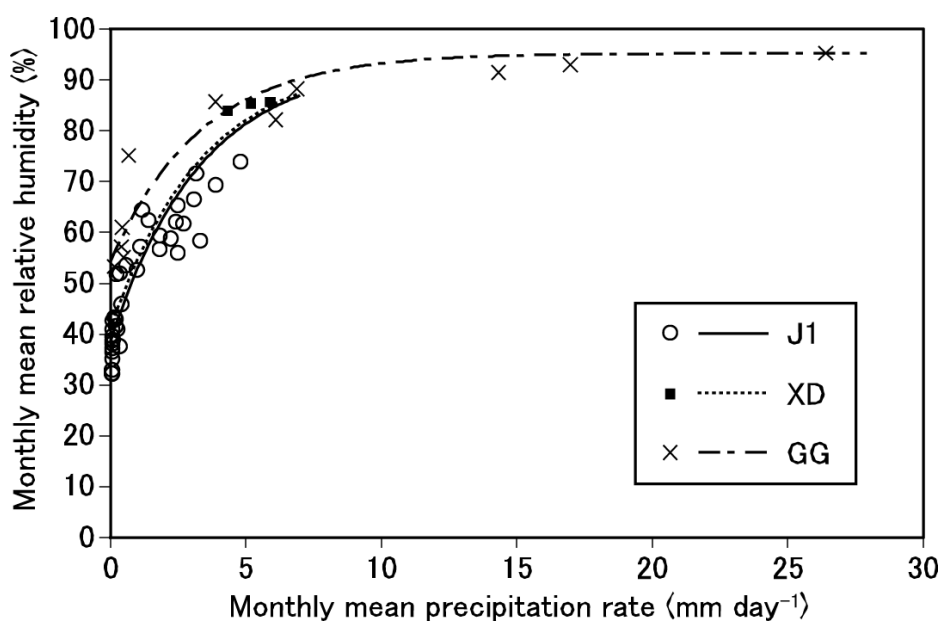


図 19: July 1st 氷河 (J1)、Xiao Dongkemadi 氷河 (XD)、Ganju La 氷河 (GG) における相対湿度と降水量との関係。曲線は式 (28) による推定値。

図 19 に示された July 1st 氷河と Ganju La 氷河のデータを見ると、降水量の少ない地域にある July 1st 氷河の方が降水量の多い地域にある Ganju La 氷河よりも月平均相対湿度の最低値が低い、両氷河のデータとも、降水量が増加するにつれて相対湿度は指数関数的に増加するように見える。このような視点から July 1st 氷河と Ganju La 氷河のデータを解析すると、降水量がほぼゼロの月の平均相対湿度は年降水量と関係あるとみなすことによって、次式のような相対湿度と降水量の関係が導ける：

$$\frac{100 - RH_m}{100 - \overline{RH}} = 0.9 \exp(-0.3P_m) + 0.1 \quad (28)$$

$$\overline{RH} = 2.6P_a + 34.6$$

ここで、 RH_m は月平均相対湿度 (%), \overline{RH} は降水量が少ない月 ($P_m < 0.1 \text{ mm day}^{-1}$) の平均相対湿度 (%), P_a は年平均降水率 (mm day^{-1}) である。

図 20 は式 (28) を使って推定した月平均相対湿度と観測値との関係を示したものである。両者の相関係数は 0.95 である。また、月平均相対湿度の推定値と観測値との差の平均は -0.3%、標準偏差は 6.0%、最大値は 14.2%、最小値は -15.5% であり、推定値と観測値との差は小さいと言える。以上のことから、相対湿度と降水量との間には、おおよそ良い関係があることが分かる。

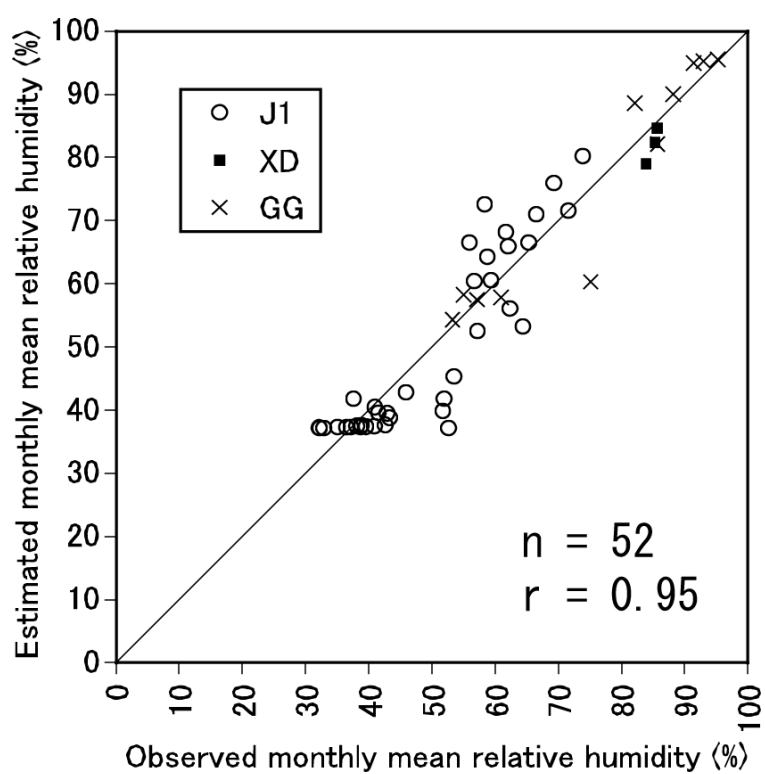


図 20: 式 (28) を使って推定した相対湿度と観測値との関係。実線は 1:1 の関係を示す。n と r はそれぞれデータ数と相関係数。有意水準は 0.1% 以下。

6 気候感度

6.1 気候感度の評価方法

本研究では降水の季節パターンに注目しているが、その違いは質量収支に大きな違いをもたらす。Fujita and Ageta (2000) は Xiao Dongkemadi 氷河を対象とした数値実験を行い、夏に降水が集中する場合には質量収支が正であっても、入力データのうち降水量のみを変更して冬に降水が集中するようにしただけで質量収支が大きく負になってしまうことを示した。そして、このような質量収支の違いは、融解期の氷河表面の状態の違いが大きく影響していると説明されている。夏に降水が集中する場合には、夏期の降雪が氷河表面アルベドを高く維持して融解を抑制するのに対して、冬に降水が集中する場合には十分な夏期降雪が無いために、融解期には氷河表面アルベドの低い裸氷域が拡大していく一方で、融解は抑制されない。このように、降水の季節パターンが異なれば質量収支の計算結果も大きく異なってしまう。そして、降水に関する条件が同じであっても、例えば 1°C 温暖化した時と更に 1°C 温暖化した時では、気温変化は同じ $+1^{\circ}\text{C}$ でも質量収支の変化量は異なる (e.g. Klok and Oerlemans, 2004)。そのため、氷河の気候感度についての適切な議論を行うためには、変動量を求める際に基準とする質量収支の値は一定にすべきであろう。

Oerlemans (2001) は世界各地の 13 氷河を対象にして、 1°C の気温変動や年降水量の 10% の増減に対して、平衡状態にある氷河の質量収支がどのくらい変動するのかを求めた。そこで本研究でも Oerlemans (2001) に倣い、氷河が平衡状態、つまり年間質量収支の氷河全域の平均値 (B) がゼロの状態を基準とし、気温 1°C の変化による基準状態からの B の変化量 ($\Delta B/\Delta T_a$, mm w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$; 以下では“気温変動に対する気候感度”と呼ぶ) と、降水量の 10% の変化による基準状態から B の変化量 ($\Delta B/\Delta P$, mm w.e. mm^{-1} ; 以下では“降水量変動に対する気候感度”と呼ぶ) を計算し、この値を使って気候変動に対する氷河質量収支の応答について議論することにする。基準状態 (平衡状態) の気温は、現地調査によって得られた気温データを平衡状態となるまで増減させることによって求めた。氷河の気候感度の計算方法は次の通りである。

$$\frac{\Delta B}{\Delta T_a} = \frac{B(+1^\circ\text{C}) - B(-1^\circ\text{C})}{2} \quad (29)$$

$$\frac{\Delta B}{\Delta P} = \frac{B(+10\%) - B(-10\%) }{2} \quad (30)$$

ここで $B(+1^\circ\text{C})$ は、基準状態よりも気温が 1°C 高い状態の年間質量収支の氷河全域の平均値、 $B(+10\%)$ は、基準状態よりも降水量が 10% 多い状態の年間質量収支の氷河全域の平均値である。

質量収支計算の期間とその期間の総降水量を表 4 に示す。表 5 に基準状態 (平衡状態) の気温と観測値との差、表 6 に基準状態時の氷河の平均高度付近での平均気温、表 7 に基準状態時における氷河全域で平均した降雪量と融解量、表 8 に基準状態時における夏期のアルベドを氷河全域で平均した値を示す。

表 4: 氷河質量収支の計算期間と総降水量。

July 1st Glacier	Xiao Dongkemadi Glacier	Ganju La Glacier
30 Aug. 2003 - 29 Aug. 2004	10 Oct. 1992 - 9 Oct. 1993	22 Sep. 2003 - 21 Sep. 2004
335 mm w.e.	672 mm w.e.	2589 mm w.e.
30 Aug. 2004 - 25 Aug. 2005		
457 mm w.e.		

表 5: 氷河が平衡状態時の気温と現地観測値との差。(単位: $^\circ\text{C}$)

	J1 03/04	J1 04/05	XD	GG
S-wet	-1.8	-0.8	0.4	-0.6
C-wet	-1.3	-0.4	0.5	-0.0
W-wet	-4.9	-3.0	-4.2	-1.4

表 6: 平衡状態時の氷河の平均高度付近での気温。左側が年平均值、右側が 6～8 月の平均値。(単位: °C)

	J1 03/04 4775 m a.s.l.	J1 04/05 4775 m a.s.l.	XD 5640 m a.s.l.	GG 5070 m a.s.l.
S-wet	-11.8 / -2.7	-11.0 / -1.3	-10.2 / -0.9	-3.6 / 1.7
C-wet	-11.3 / -2.2	-10.5 / -0.8	-10.0 / -0.7	-3.0 / 2.3
W-wet	-14.9 / -5.8	-13.1 / -3.4	-14.7 / -5.4	-4.4 / 0.9

表 7: 氷河全域で平均した、平衡状態時の降雪量と融解量。左側が降雪量、右側が融解による消耗量。(単位: mm w.e. a⁻¹)

	J1 03/04	J1 04/05	XD	GG
S-wet	335 / -138	454 / -325	617 / -566	1731 / -1652
C-wet	332 / -241	452 / -380	656 / -684	2094 / -2095
W-wet	335 / -158	456 / -321	672 / -604	2575 / -2573

表 8: 氷河が平衡状態のときの、6～8 月のアルベド計算値の氷河全域の平均値。

	J1 03/04	J1 04/05	XD	GG
S-wet	0.76	0.74	0.71	0.55
C-wet	0.73	0.71	0.70	0.50
W-wet	0.43	0.46	0.63	0.42

6.2 降水の季節パターンの種類

第1章で述べた通り、降水の季節性が氷河の気候感度にどの程度の影響を与えるかについて調べるために、本研究では次のような3つ異なる降水の季節パターンを持つ気候下における気候変動による質量収支の変化量を計算した:

1. 夏降水型気候 (S-wet) : 降水が夏期に集中する。
2. 一定降水型気候 (C-wet) : 降水の季節変動が無い。
3. 冬降水型気候 (W-wet) : 降水が冬期に集中する。

本研究の対象氷河周辺の気候は夏降水型であるので、現地調査によって得られた降水量(図6)を夏降水型気候に用いた。

冬降水型気候の日降水量は、夏降水型気候の日射到達率と相対湿度と日降水量について、最初の半年分を後の半年分と入れ換えることによって求めた。

日降水量は、式(17)によって決まる”降雪日”かどうかの判断に影響を与える。本研究のモデルでは雪のアルベドは”降雪日”にのみ大きくなることができるので、もし日降水量が 3.0 mm day^{-1} を上回る日が無ければ、”降雪日”は存在しないことになり、雪のアルベドは減少し続けてその結果として氷河表面アルベドは小さな値になる。年降水量が 1095 mm a^{-1} 以下の地域では平均日降水量が 3.0 mm day^{-1} 以下になるので、もし一定降水型気候下では毎日一定の降水量があるものとすれば、July 1st 氷河や Xiao Dongkemadi 氷河では”降雪日”が存在しなくなってしまう、氷河表面アルベドのモデル計算値が小さくなりすぎてしまう。そこで本研究では、一定降水型気候下では毎日降水があるのではなく、定期的に降水がある日(または降水が無い日)が訪れるものとする。また降水日の間隔は、年間降水日数が夏降水型気候の場合の日数に近くなるように決定した。具体的には、July 1st 氷河 2003/2004 では4日に1日の割合で降水があり、July 1st 氷河 2004/2005 と Xiao Dongkemdi 氷河では3日に1日の割合で降水があり、Ganju La 氷河では4日に1日の割合で降水が無いものとした。降水がある日の降水量も、年降水量が夏降水型気候の場合と同じ値になる様に求めた。

第5.1・5.2節では、日射到達率と相対湿度は降水量と良い相関関係にあることを示した。次節では、降水の季節パターンに合わせて日射到達率や相対湿度の季節パターンも変化させることは、氷河の気候感度の計算結果に影響があるのかについて検討する。降水の季節パター

ンに合わせて日射到達率や相対湿度の季節パターンも変更する場合、これらのモデル入力値について、夏降水型気候下では観測値を用い、冬降水型気候下では降水量と同様に最初の半年分を後の半年分と入れ換えることによって求め、一定降水型気候下では観測値の年平均値を用いた。

例として、日射到達率や相対湿度の季節パターンも降水の季節パターンにそれぞれ連動させた場合の、Ganju La 氷河における各降水型気候下での日射到達率と相対湿度と降水量を図 21 に示す。

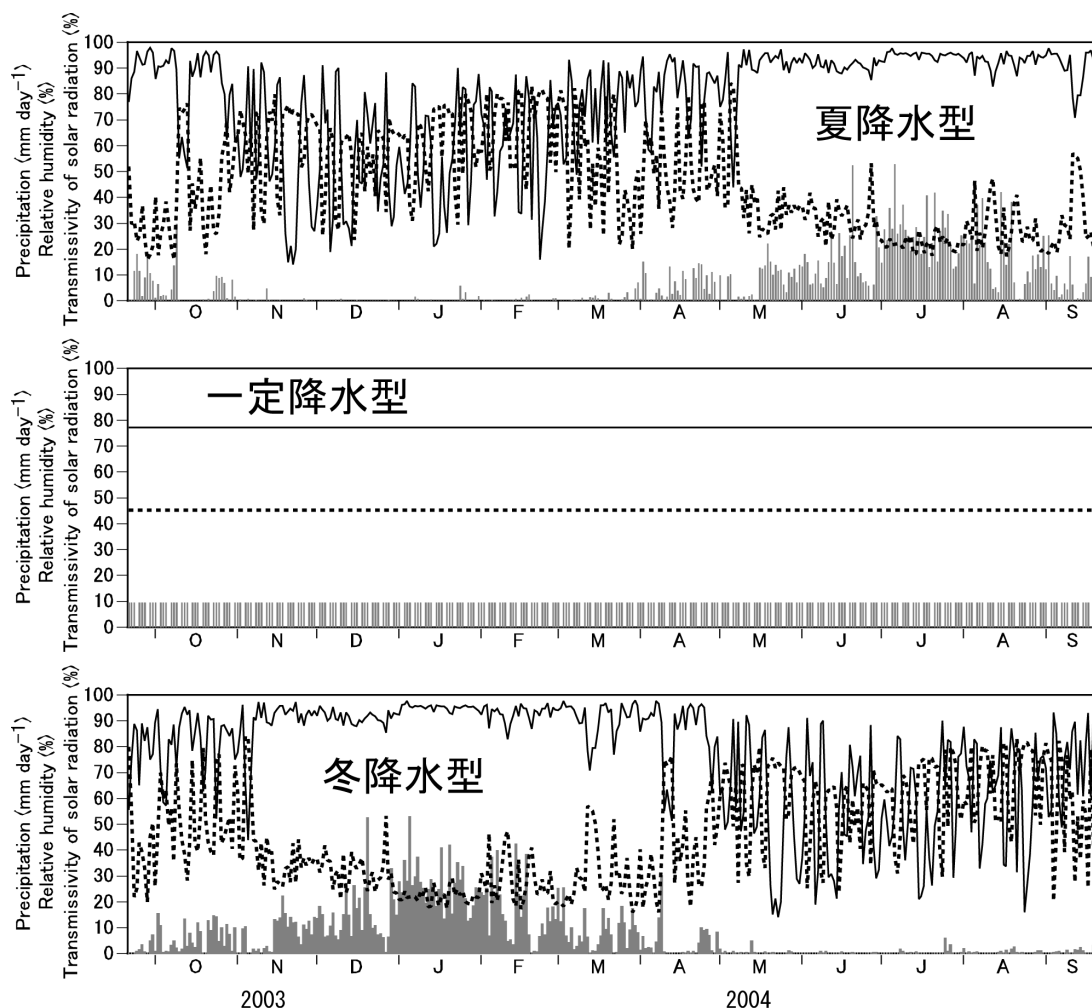


図 21: Ganju La 氷河における、日射到達率 (破線) と相対湿度 (実線) と降水量 (縦棒)。上図は夏降水型気候。中図は一定降水型気候。下図は冬降水型気候。日射到達率や相対湿度の季節パターンも降水の季節パターンごとに変化させている。

6.3 日射到達率と湿度の季節性の気候感度への影響

日射到達率と相対湿度は降水量とそれぞれ良い相関関係にあることが前節で示されたので、日射到達率や相対湿度の季節パターンは降水の季節パターンにそれぞれ連動させるのが妥当であろう。しかし、日射到達率や相対湿度の季節パターンを降水の季節パターンにそれぞれ連動させることが氷河の気候感度の計算結果に影響しないのであれば、わざわざ日射到達率や相対湿度を変える必要は無い。そこで、日射到達率や相対湿度の季節パターンの変化を降水の季節パターンにそれぞれ連動させることが気候感度の計算結果にどのくらいの影響があるかを調べることにする。なお、夏降水型気候の場合には降水量・日射到達率・相対湿度は観測値を用いるので、夏降水型気候下の気候感度についてはこの節では議論しない。

日射到達率と相対湿度は降水量に連動させずに(観測値を用いて)計算したときの気候感度と共に、日射到達率のみを降水量に連動させたときの気候感度を図 22 に、相対湿度のみを降水量に連動させたときの気候感度を図 23 に、日射到達率と相対湿度を降水量にそれぞれ連動させたときの気候感度を図 24 に示す。

一定降水型気候と冬降水型気候の両方に言えることであるが、日射到達率を降水量に連動させることは、連動させない場合に比べて、日射到達率を夏期は上げて冬期は下げることになるので、日射量は夏期は増えて冬期は減ることになる。また、相対湿度を降水量に連動させることは、連動させない場合に比べて夏期の湿度を下げて冬期の湿度を上げることになる。そして、相対湿度や日射到達率を変えれば氷河と大気との熱収支の様子が変わってしまうので、主に融解量の変化によって氷河の質量収支が変わってしまい、基準状態(平衡状態)の気温が変わってしまう。具体的には、日射到達率のみを降水量に連動させると基準状態の気温は下がり、相対湿度のみを降水量に連動させると基準状態の気温は上がる。前者については、氷河の吸収日射量の増加による融解量の増加を気温低下によって抑制するという、後者については、潜熱輸送によって氷河から奪われる熱量が増加することを気温上昇によって補うということで説明できる。日射到達率と相対湿度を降水量にそれぞれ連動させた場合には、基準状態の気温は July 1st 氷河では上がり、Xiao Dongkemadi 氷河と Ganju La 氷河では下がる。

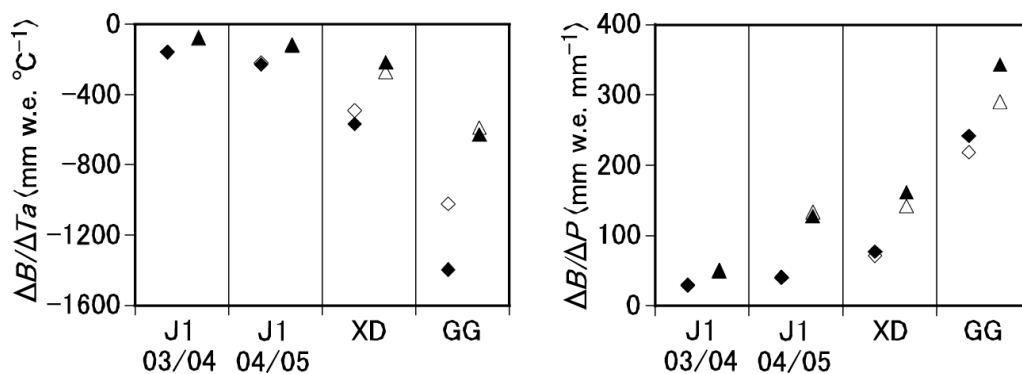


図 22: 日射到達率を降水量に連動させたときの氷河の気候感度 ()。四角は一定降水型、三角は冬降水型気候下の値。白抜き記号 () は降水量のみを変動させたときの値。

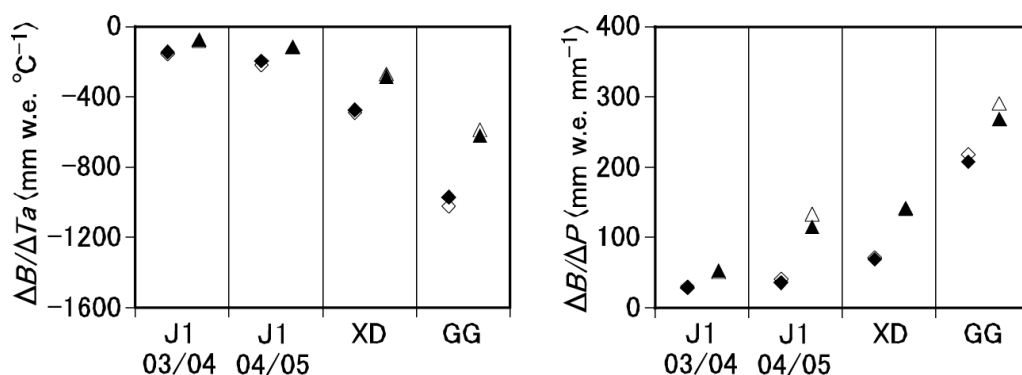


図 23: 相対湿度を降水量に連動させたときの氷河の気候感度 ()。以下、図 22 に同じ。

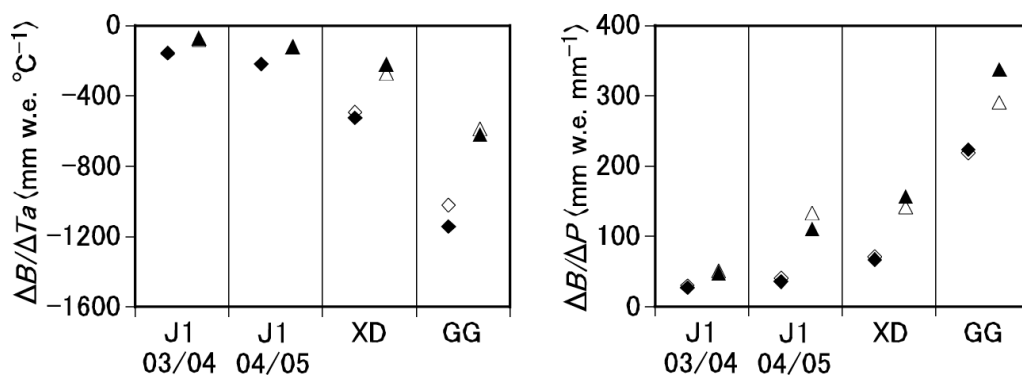


図 24: 日射到達率と相対湿度を降水量にそれぞれ連動させたときの氷河の気候感度 ()。

以下、図 22 に同じ。

日射量や相対湿度だけでなく数値実験を行う際の気温も変わってしまうことの影響も、図 22 ~ 24 に示された気候感度の変化には含まれている。この気候感度の変化は、Ganju La 氷河における一部の例を除いて、主に融解量の変化幅が変わることによって起こる。日射到達率や相対湿度を降水量に連動させることによって、July 1st 氷河の気候感度は連動させない場合の値の約 2 割にもなることもある。しかし、これは July 1st 氷河の気候感度の値が小さいからであって、氷河の気候感度の変化量を見ると最大でも $23 \text{ mm w.e. } ^\circ\text{C}^{-1}$ および $23 \text{ mm w.e. mm}^{-1}$ と小さい。

Xiao Dongkemadi 氷河で日射到達率を降水量に連動させると、気温変化に対する気候感度は一定降水型気候下では $-77 \text{ mm w.e. } ^\circ\text{C}^{-1}$ 、冬降水型気候下では $+57 \text{ mm w.e. } ^\circ\text{C}^{-1}$ 変化する。この一定降水型気候下での気候感度の変化は、日射量の増加によって一定のアルベド変化に対する氷河の吸収日射量の変化率が上昇したために、 1°C の気温変化に対する融解量の変化が大きくなったことが主な原因である。アルベド変化に対する氷河の吸収日射量の変化率の上昇は冬降水型気候下においても起こるが、気候感度は小さくなっている。これは、日射到達率を降水量に連動させた場合の基準状態の気温を連動させない場合に比べて 2.6°C も低くしたためにアルベドとその気温変化による変化量が小さくなり、その結果、氷河が吸収する日射量の変動が小さくなったので、融解量の変化も小さくなったことが主な原因である。Ganju La 氷河においても、日射到達率を降水量に連動させることによってアルベド変化に対する氷河の吸収日射量の変化率が上がるので、Ganju La 氷河は気候変動に対して敏感になる。ただし一定降水型気候下の Ganju La 氷河では、基準状態の気温の低下による降雪量の増加（基準状態で 175 mm w.e. の増加）が起こり、それに伴って降水量変化に対する降雪量の変化幅が拡大するが（ $+17 \text{ mm w.e. mm}^{-1}$ ）、これは融解量の変化幅の拡大（ $+6 \text{ mm w.e. mm}^{-1}$ ）よりも大きい。

相対湿度を降水量に連動させることによる気候感度への影響は全体的に小さい。そのため、図 22・23 に示された結果だけを見ると、日射到達率と相対湿度をそれぞれ降水量と連動させても、日射到達率のみを降水量と連動させた場合と変わらないと思われる。しかし図 24 を見ると、Xiao Dongkemadi 氷河と Ganju La 氷河における一定降水型気候下の気温変化に対する気候感度の、日射到達率と相対湿度をそれぞれ降水量と連動させたときと連動させないときとの差は、図 22 に示された差の 3~4 割程度にまで小さくなっている。それでも日射

透過率も相対湿度も共に降水量に連動しない場合に比べて、Ganju La 氷河において最大 121 mm w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$ (一定降水型) および 47 mm w.e. mm^{-1} (冬降水型) だけ気候変動に対して敏感になる。

以上の結果から、日射到達率だけを降水量に連動させることは、気候感度の計算にとって無視できない影響を与えるが、相対湿度も降水量に連動させると、気候感度は日射到達率や相対湿度を連動させないときの値に近くなることが分かった。しかしながら、日射到達率と相対湿度を降水量にそれぞれ連動させると、連動させない場合に比べて気候感度の計算結果に概ね 1 割前後の変化をもたらす。この誤差は全く無視できるものとは言えないので、日射到達率と相対湿度の季節パターンは降水の季節パターンとそれぞれ良い相関関係にあることを踏まえて、次節以降では、日射到達率と相対湿度の季節パターンを降水の季節パターンにそれぞれ連動させて数値実験を行った結果を用いて議論する。

6.4 気温変化に対する気候感度

第 3.1 節で述べたように、本研究のモデルでは、質量収支は降雪と融解と氷の昇華・凝結の 3 成分に分けて計算している。そこで、気温変化に対する気候感度 (図 25) について詳しく議論するために、氷河全域で平均した融解量の変化量 ($\Delta M/\Delta Ta$, mm w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$) と氷河全域で平均した降雪量の変化量 ($\Delta SF/\Delta Ta$, mm w.e. $^{\circ}\text{C}^{-1}$) についても調べた (図 26)。なお、 1°C の気温変化による氷の昇華・凝結量の変化は非常に小さく、その大きさが最大となるのは July 1st 氷河 2003/2004 における $12 \text{ mm w.e. } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ であるので、質量収支の変化量は融解量と降雪量の変化量だけで概ね表すことができる。また、氷河が吸収する日射は融解に使われるエネルギーの主な熱源であり、特に融解期のアルベドは融解にとって重要な要素であるので、夏期 (6~8 月) のアルベドの氷河全域の平均値の変化量 ($\Delta A_0/\Delta Ta$, $^{\circ}\text{C}^{-1}$) も求め、図 27 に示した。

図 25 から、降水量が多い地域ほど気温変化による氷河質量収支の変化が大きいことが読み取れるが、このことは Oerlemans and Fortuin (1992) や Oerlemans (2001) が示した結果からも言える。降水の季節パターンの違いに着目すると、年降水量が大きいほど降水の季節パターンごとの気候感度の違いも大きくなることがわかる。気候感度の大きさは、冬降水型気候下の方が夏降水型気候下の場合よりも小さくなる。そして、July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河における気候感度は、夏降水型気候下と一定降水型気候下とではほとんど差がないが、Ganju La 氷河では $147 \text{ mm w.e. } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ の明確な差がある。

表 6 から分かるように、July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河は基準状態 (平衡状態) の時には気温が低い状態にある。そのため、これらの氷河では表 4 に示した年間降水量と表 7 に示した年間降雪量の値に大きな差が無い、つまり降水はほぼ一年中雪として降る状態にある。このように比較的寒冷な July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河における温度は、降水が雨か雪になるかの境界となる気温よりも十分低いので、 1°C の気温変化では降水の相変化が起こり難く、少ない年間降水量の影響も合わさった結果、気温変化による年間降雪量の変化量は少ない (図 26)。一方、降水量が多い Ganju La 氷河における基準状態での気温は他の氷河の場合よりも高くなる。それは、Ohmura *et al.*, (1992) から分かるように、湿潤な地域ほど降雪量が多いので、氷河が平衡状態にあるためには融解量も多くなる必要があり、その

ために気温が高くなければならないためである。その結果として、Ganju La 氷河では基準状態でも夏期には降水の一部が雨となるのに十分な暖かさがある(表 6)。しかしながら、冬期は降水が雨となるほどには暖かくない。このことは、夏降水型気候下と一定降水型気候下では、表 4 に示された年間降水量と表 7 に示された年間降雪量との間に明らかな差があるが、冬降水型気候下では両者はほぼ一致することから分かる。以上のように、Ganju La 氷河における夏期の気温は降水が雨か雪になるかの境界となる気温に近くなることが多いので、 1°C の気温変化による夏期降水の相変化が起こりやすい。そして、年間降水量が多いことも影響して、気温変化による年間降雪量の変化量は、夏降水型気候下と一定降水型気候下では多くなる。しかし冬降水型気候下では、夏期の降水量が少ないことと降水量が多くなる冬期は比較的寒いので降水の相変化が起こり難いことが合わさった結果、気温変化による年間降雪量の変化量は少ない。

温暖化すると融解量の増加と雪が雨に変わることによる降雪量の減少が起きるので氷河表面アルベドは低下するが、このアルベド低下は更に融解を促進させる。このような効果は、夏期に頻繁に降雪がある氷河ほど強く表れる。なぜならば、夏期の降雪は夏期の氷河表面アルベドを高く維持することによって融解を抑制させているが、特に夏期の降雪は温暖化によって雨に変わりやすいので、夏期に頻繁に降雪がある氷河ほど温暖化による降雪量の減少とそれに伴う融解抑制効果の低下が大きいからである (Fujita and Ageta, 2000)。夏降水型気候下と一定降水型気候下の氷河において、このような夏期降雪による融解抑制効果が働いていることは、基準状態での高い夏期の氷河表面アルベドと少ない融解量から読み取ることができる。そして図 27 に示したように、夏期の降水量が少ない冬降水型気候下の氷河では他の降水型気候下の場合よりも気温変化によるアルベド変化量は小さく、そのために融解量の変化量も冬降水型気候の場合が最も小さくなる。

Xiao Dongkemadi 氷河と Ganju La 氷河では一定降水型気候下よりも夏降水型気候下の方がアルベド変化が大きい。しかし融解量の変化は、全ての氷河において一定降水型気候下の方が夏降水型気候の場合に比べて大きい。これは、一定降水型気候の方が夏期の日射到達率が大きいことと関係がある。日射到達率が大きい方が日射量が大きくなるが、もしアルベド変化量が同じであっても日射量が大きい方が氷河が吸収する熱量も大きくなるので、融解量の変化も大きくなる。

July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河における降雪量の変化は、どの降水の季節パターンでもほとんどゼロに近いので、降水の季節パターンごとの気候感度の違いは主に融解量変化の違いによるものである。しかしながら、Ganju La 氷河では、降水の季節パターンごとの融解量変化の違いよりも降雪量変化の違いの方が大きくなる。このように、降水の季節パターンごとの気候感度の違いにおける降雪量の違いの重要度が、降水量が多い地域ほど大きくなるという結果は、Fujita (2008) と一致する。

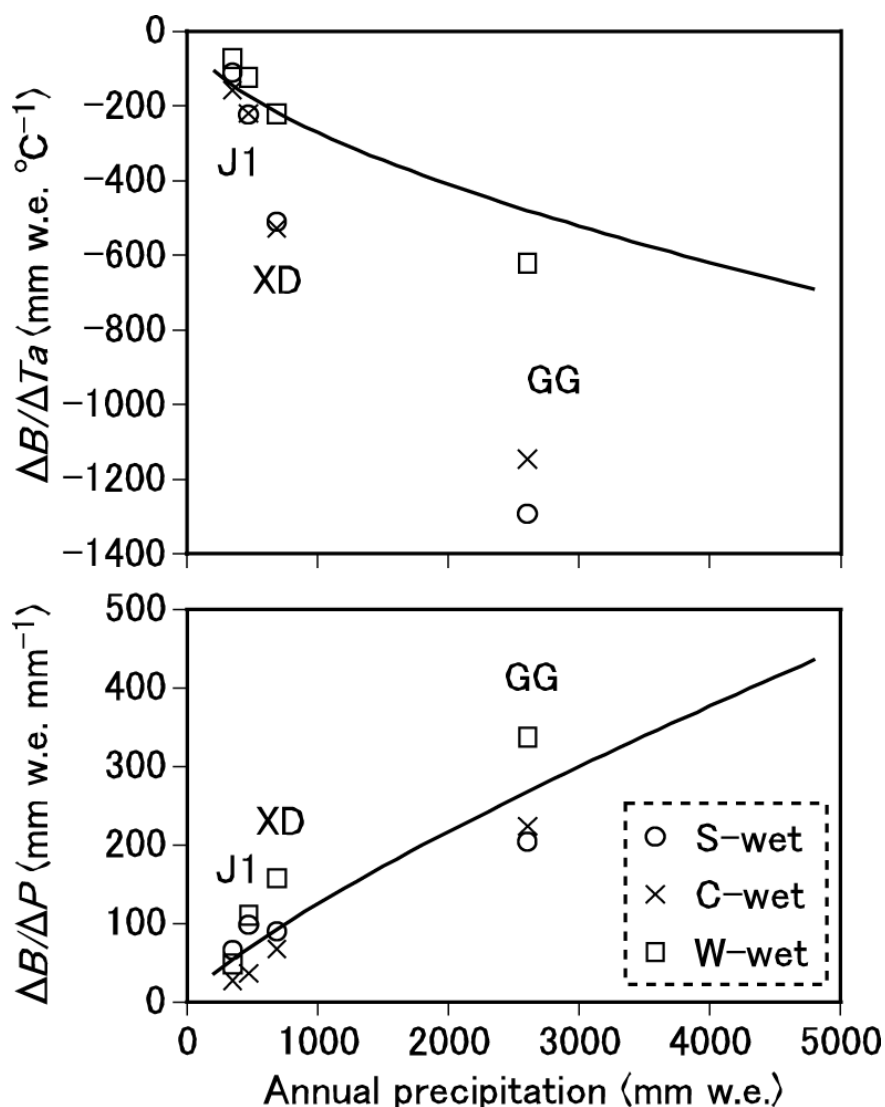


図 25: 氷河の気候感度と年降水量との関係。○、×、□ はそれぞれ夏降水型気候、一定降水型気候、冬降水型気候での値。実線は、Oerlemans (2001) が求めた世界各地の氷河の気候感度の近似線。

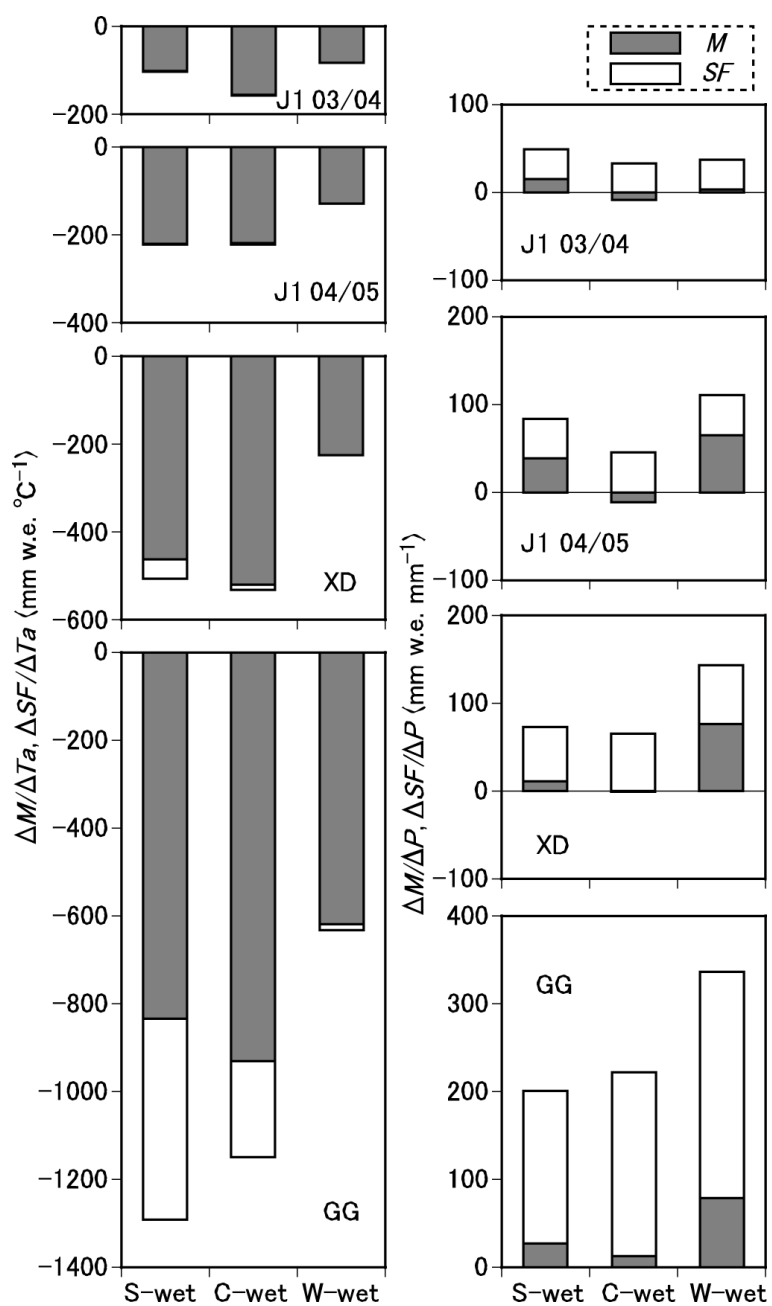


図 26: 融解量 (灰色) と降雪量 (白色) それぞれの氷河全域の平均値の変化量。

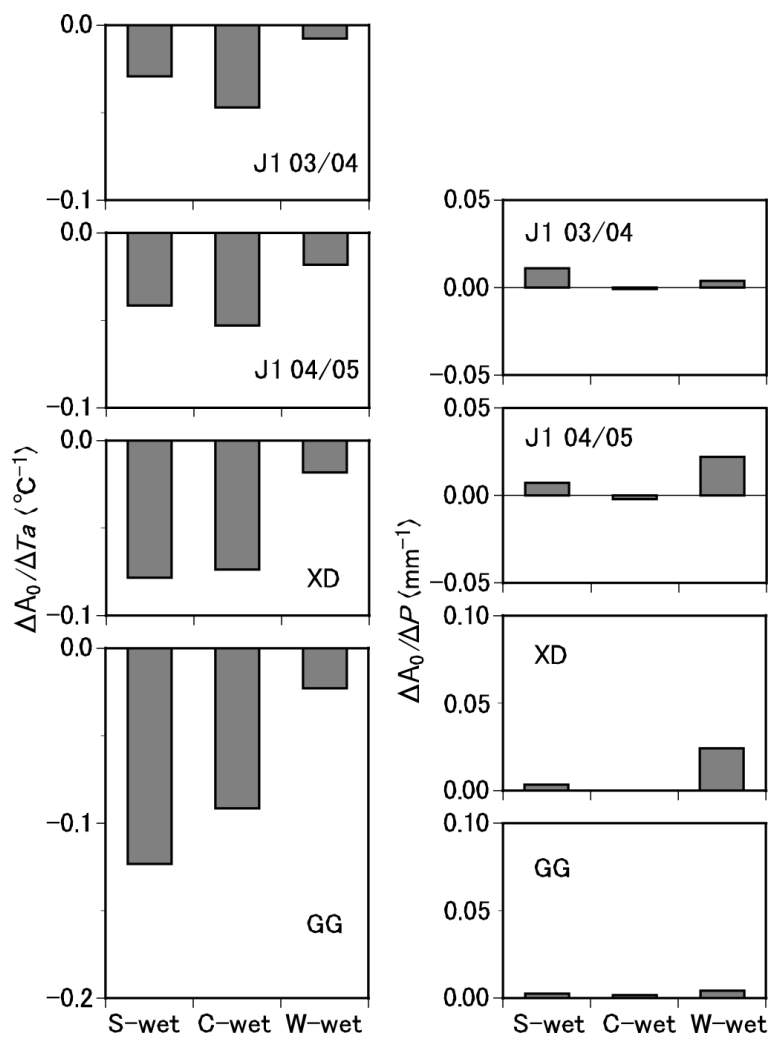


図 27: 夏期のアルベドの氷河全域の平均値の変化量。

6.5 降水量変化に対する気候感度

前節と同様に、降水量変化に対する氷河の気候感度 (図 25) について詳しく調べるために、氷河全域で平均した融解量と降雪量の変化量 (それぞれ、 $\Delta M/\Delta P$, mm w.e. mm⁻¹ および $\Delta SF/\Delta P$, mm w.e. mm⁻¹; 図 26)、夏期 (6~8 月) のアルベドの氷河全域の平均値の変化量 ($\Delta A_0/\Delta P$, mm⁻¹; 図 27) も計算した。なお、10%の降水量変化による氷の昇華・凝結量の変化は、最大でも July 1st 氷河 2003/2004 における 15 mm w.e. mm⁻¹ と、融解量や降雪量の変化量に比べて非常に小さい。

図 25 から、降水量が多い地域ほど降水量変化に対する気候感度が大きくなることが分かるが、この結果も Oerlemans (2001) と一致する。また年降水量の増加に伴い、降水の季節パターンごとの気候感度の違いも、July 1st 氷河 2003/2004 における 39 mm w.e. mm⁻¹ から Ganju La 氷河における 133 mm w.e. mm⁻¹ へとわずかだが大きくなる。しかし気候感度の大きさに比べると、この差はあまり大きいとは言えない。さらに、夏降水型気候下と一定降水型気候下の気候感度を比べても、本研究の対象とした氷河ではほぼ同じである。

次に、降水量変動に対する融解量と降雪量の変化をしてみる (図 26)。既に述べた通り、July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河は基準状態 (平衡状態) の時には降水はほぼ一年中雪になるので、これらの氷河では、降雪の変化量は降水の季節パターンがどの場合でも年降水量の変化にほぼ等しくなる。Ganju La 氷河では基準状態の時の気温が比較的高いので (表 6)、夏期の降水の一部は雨になる。よって、降雪の変化量は夏降水型気候の場合が最も小さくなり、夏期の降水量が少ない冬降水型気候の場合が最も大きくなる。Ganju La 氷河における冬降水型気候下での降雪量の変化は、年降水量の変化とほぼ等しい。

July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河では降水の季節パターンごとの降雪量変化の違いはほぼゼロであるので、降水の季節パターンごとの気候感度の違いは融解量変化の違いに依存する。一方 Ganju La 氷河では、降水の季節パターンごとの降雪量変化の違いは 36~84 mm w.e. mm⁻¹ と他の氷河に比べて大きくなり、夏降水型気候下と一定降水型気候下とで比べた場合には降水の季節パターンごとの降雪量変化の違いは融解量変化の違いに比べて 21 mm w.e. mm⁻¹、夏降水型気候下と冬降水型気候下とで比べた場合には降水の季節パターンごとの降雪量変化の違いは融解量変化の違いに比べて 33 mm w.e. mm⁻¹ 大きくなる。

図 26・27 から分かるように、融解量の変化は融解期のアルベド変化と特に関係がある。また式 (15)・(18) に示したように、本研究のモデルによる氷河表面アルベドは、積雪層の厚さと雪のアルベドによって決まる。雪のアルベドは”降雪日”にのみ大きくなることができ、日降雪量が $3.0 \text{ mm w.e. day}^{-1}$ になる日が”降雪日”となるが、降水量の増加によって日降雪量が $3.0 \text{ mm w.e. day}^{-1}$ を越え、新たな”降雪日”となる日がある(例えば、July 1st 氷河 2003/2004 標高 4625 m 地点では、夏降水型気候下と冬降水型気候下では 2 日、一定降水型気候下では 1 日”降雪日”が増え、Ganju La 氷河標高 5020 m 地点では、夏降水型気候下では 6 日、一定降水型気候下では 8 日、冬降水型気候下では 2 日”降雪日”が増える)。“降雪日”の雪のアルベドは、その日の気温にのみによって決まるので(式 (16))、”降雪日”の雪のアルベドが前日の値よりも小さくなることもモデルの性質上あり得るが、大抵の場合には前日の値よりも大きくなる。そして、雪のアルベドは”降雪日”にのみ増加することが可能であるので(式 (15))、降水量の増加によって”降雪日”が増えれば雪のアルベドが増加する機会も増えることになり、氷河表面アルベドを大きくする。また、降水量の増加は積雪層の厚さを厚くすることによっても氷河表面アルベドを増加させる。

冬降水型気候下の基準状態の氷河上では夏期には降雪量が少ないために、この時期の雪のアルベドは低くなり、積雪層の厚さは薄くなる。そのため、表 8 に示したように夏期の氷河表面アルベドは小さくなっているため、降水量の増加によって夏期の氷河表面アルベドが増加する余地がある。また、冬降水型気候下においても夏期の”降雪日”が全く無いわけではなく、夏期は常に氷層が露出しているわけでもないため、降水量が減れば雪のアルベドは低くなることと積雪層の厚さが薄くなることによる夏期の氷河表面アルベドの低下が期待できる。一方、夏降水型気候と一定降水型気候の場合、基準状態の氷河上ではしばしば起きる夏期降雪によって厚い積雪層と高い雪のアルベドが維持されている。このことは夏期の氷河表面アルベドが高いことによって示唆されている。このように積雪層の厚さと雪のアルベドの大きさが氷河表面アルベドを高い状態を維持するのに十分である場合には、降水量の増加によって積雪層の厚さが厚くなったり雪のアルベドが増加する機会が増えたりしても、それによって氷河表面アルベドが増加する余地が少ない。以上のように、夏期の氷河表面アルベドが増加する余地は冬降水型気候の場合が最も大きいので、図 27 に示したアルベドの変化量は、July 1st 氷河 2004/2005 と Xiao Dongkemadi 氷河では冬降水型気候の場合が他の降水の

季節パターンの場合よりも明らかに大きい。Ganju La 氷河においてもアルベドの変化量は冬降水型気候の場合が最も大きい、他の降水の季節パターンの場合との差はほとんど無い。これは、Ganju La 氷河では基準状態の気温が他の氷河に比べて高いために (表 6) 夏期の雪のアルベドの最大値が他の氷河に比べて低いので、降水量変化時に雪のアルベドが変化する余地が少ないことが原因である。なお、表 8 に示した夏降水型気候下と冬降水型気候下の氷河表面アルベドが、Ganju La 氷河では他の氷河ほど大きくないのは雪のアルベドの値が他の氷河に比べて小さいためである。

“降雪日”の雪のアルベドは式 (16) によって決まるので、その日の気温にのみ依存する。そして、雪のアルベドは、“降雪日”には前日の値に比べて大きくなるのがほとんどであるが、モデルの性質上、“降雪日”の気温が高い場合には前日に比べて小さくなることもあるだけでなく、さらにその低下量が“降雪日”ではない場合の低下量 (式 (15) による低下量) を上回ることもあり得る。そのため、降水量の増加によって新たに生まれた“降雪日”の雪のアルベドが、降水量を増加させる前 (“降雪日”となる前) の値よりも小さくなることもある。図 27 を見てみると、一定降水型気候下の July 1st 氷河におけるアルベドの変化量は負の値になっているが、これは、実際に July 1st 氷河において一定降水型気候下で降雪量を増加させてみると、このような、“降雪日”となることによる雪のアルベドの低下が起こる日が数日あることが原因である。例えば、一定降水型気候下での July 1st 氷河 2003/2004 標高 4625 m 地点では、降水量増加によって“降雪日”が 1 日増えることは前にも述べたが、この日 (2003 年 7 月 19 日) のこの地点での日平均気温は 3.4°C である。このように温暖な日が“降雪日”となったことにより、この日の雪のアルベドは 0.64 から 0.40 に大幅に低下してしまう。

比較的アルベドが高い乾雪の上に比較的アルベドが低い湿雪が積もることがあれば、現実の氷河表面アルベドも降水量増加によって低下することがあるかもしれない。しかし、一定降水型気候下のアルベド変化でアルベドの変化量が負になるのは、本研究のモデルの性質によるものであると思われる。そのため、アルベドの変化を詳細に調べることを目的とするならば、本研究で示した一定降水型気候下のアルベド変化は議論の材料としては不適當であろう。しかし、アルベドの変化が関係する融解量の変化よりも降雪量の変化の方が大きいので、このモデルの性質は本研究が注目している氷河の気候感度に対しては大きな影響は無いだろう。

7 結論

本研究では、降水の季節性がヒマラヤ・チベット高原地域からなるアジア高山域の氷河の気候感度に与える影響について、熱収支法に基づく質量収支モデルを用いて調べた。

降水の季節性と気候感度との関係については既に Fujita and Ageta (2000) や Fujita (2008) が調べてきたが、彼らは、モデル入力データの降水の季節パターンを変えても、他の気象要素は変化させずに数値実験を行ってきた。しかしながら、降水の季節パターンが異なれば、他の気象要素の季節パターンも異なるものになって不思議ではない。特に、日射到達率と相対湿度の季節パターンは降水の季節パターンとそれぞれ連動するだろうと考えられた。そこで、本研究ではヒマラヤ・チベット高原地域における現地観測データを解析することによって、日射到達率と相対湿度は降水量とそれぞれ良い相関関係にあることを明らかにし、日射到達率と相対湿度の季節パターンを降水の季節パターンとそれぞれ連動させることの妥当性を示した。

さらに、日射到達率や相対湿度の季節パターンを降水の季節パターンと連動させることが気候感度の計算結果に影響があるのかを調べたところ、日射到達率と相対湿度をそれぞれ降水量に連動させると、日射到達率も相対湿度も連動させない場合の気候感度とは、概ね 1 割前後の差が生じることが分かった。

以上の結果を踏まえて、本研究では日射到達率と相対湿度を降水量とそれぞれ連動させて計算した氷河の気候感度を使って、降水の季節性がヒマラヤ・チベット高原地域の氷河の気候感度に与える影響について議論することにした。また、Fujita and Ageta (2000) と Fujita (2008) では、夏降水型気候下と冬降水型気候下での気候感度について議論されたが、降水の季節変動幅が小さい地域にも氷河が存在することや、降水の季節変動が無い条件下で数値実験を行った過去の研究があることを考慮して、本研究では、夏降水型気候下と冬降水型気候下だけでなく一定降水型気候下の気候感度も求めて考察を行った。

気温変化に対する氷河の気候感度については、夏降水型気候下と冬降水型気候下では大きな違いができるが、夏降水型気候下と一定降水型気候下では、降水量が少ない July 1st 氷河と Xiao Dongkemadi 氷河においては気温変化に対する氷河の気候感度はほぼ一致するが、降水量の多い Ganju La 氷河のみで主に降雪量変化の違いによる明確な差が見られた。降水量

変化に対する氷河の気候感度については、本研究の対象とした氷河では夏降水型気候下と一定降水型気候下ではほぼ同じ値であり、夏降水型気候下と冬降水型気候下でも大きな差はなかった。このように、一定降水型気候は夏降水型気候と冬降水型気候の平均的なものであるにもかかわらず、一定降水型気候下の気候感度は夏降水型気候の値に近くなる。また、降水の季節パターンごとの気温や降水量の変動に対する降雪量や融解量の変化量の違いについては、降水量の少ない July 1st 氷河や Xiao Dongkemadi 氷河では主に融解量変化の違いの方が降雪量変化の違いよりもはるかに大きいですが、降水量の多い Ganju La 氷河では降雪量変化の違いが重要になってくる。なお、ここで述べた、夏降水型気候下と冬降水型気候下での気温変動に対する気候感度の違いについては、Fujita (2008) の結果と一致する。

図 25 には、本研究によって求めた現在の気候 (夏降水型気候) 下におけるヒマラヤ・チベット高原地域の氷河の気候感度とともに、Oerlemans (2001) が示した世界各地の氷河の気候感度の近似線も示した。本研究の結果と Oerlemans (2001) の結果を比較すると、降水量変動に対する気候感度については大きな差は無いものの、気温変動に対する気候感度については大幅に異なる。本研究で示したヒマラヤ・チベット高原地域の氷河の気温変動に対する気候感度と Oerlemans (2001) が示した値との間に違いが生じる原因の一部としては、モデル入力値の降水の季節パターンが異なることも考えられるだろうが、それ以外の原因の方が重要だと思われる。それ以外の主な原因としては、氷河の形状の違いや質量収支モデルの違いが考えられるが、特にアルベド計算方法の違いによる影響は無視できないであろう。Klok and Oerlemans (2004) によると、アルベドモデルが異なれば融解に対するアルベドフィードバックの強さが大きく変わってしまう可能性がある。もし、アルベドが変化し難いようなモデルを使った場合には、アルベドフィードバックが弱くなり、融解量があまり大きく変化しなくなるので、気候感度は小さくなる。

これまでの研究では、モンスーンによって夏期に降水が集中するアジア高山域の氷河が他地域の氷河に比べて気温変化に対して氷河が敏感である主因は、温暖化による融解量の増加がアジア高山域の氷河の方が大きいことだと考えられてきた。本研究でも降水量の少ないチベット高原上の氷河についてはこの考えと一致する結果が得られた。しかし、降水量の多いブータン・ヒマラヤ地域の氷河を対象とした数値実験の結果を見ると、気温変化による融解量変化よりも降雪量変化の方が、ヒマラヤ地域と他地域との差が大きいと考えられる。よっ

て、第1章で述べたようにヒマラヤ地域の氷河縮小は他地域よりも急速であるが、その要因としては、この地域では温暖化によって降雪量が大幅に減少しやすいことが、温暖化によって融解量が増加しやすいことと同等もしくはそれ以上の重要性を持っていると考えられる。

降水の季節パターンの違いは氷河の気候感度に大きな影響を与えることは示されたが、世界全体の氷河の海水準上昇への寄与率を見積もる際に、降水の季節性に関するどのような要素を使えば良いのかは、本研究だけでは具体的に示すことはできない。今後は、アジア高山域や欧米など、世界各地の様々な降水環境下の氷河を対象にして数値実験を行い、降水の季節性を表すパラメーターとして何を使うことが適切なのかを調べる必要があると思われる。

また、アジア高山域と欧米などの地域では気温の年変動幅や日射量なども異なるが、これらの要素も氷河の気候感度に影響を与えると思われる。アジア高山域の氷河と気候の相互関係の特徴を解明するには、このような気候の違いが氷河の気候感度に与える影響について1つずつ評価していく作業が有効であろう。

謝辞

本研究を進めるにあたり、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。

上田豊氏、藤田耕史氏には、大学院入学後まずヒマラヤやチベット高原などのアジア高山域の氷河の研究を始める機会を与えてくださり、その後も研究を進めるにあたり、多くのご指導、助言、御協力を頂きました。

著者は、the Japan-Bhutan Joint Research on the assessment of Glacier Lake Outburst Flood in Bhutan、および総合地球環境学研究所によって推進された研究プロジェクト「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的変遷」(通称: オアシスプロジェクト)の一環として行われた現地調査に参加させていただきました。そして、本研究にとって非常に重要なデータをこれらの調査によって得ることができました。現地では、ブータン地質調査局の Karma 氏や中国科学院寒区旱区環境与工程研究所の Keqin Duan 氏や Jianchen Pu 氏など、現地国の方々に調査や滞在などで大変お世話になりました。そして、これらのプロジェクトを通じて多くの方々と交流することによって、本研究に有用な御意見をいただくことができました。本研究では、これらのプロジェクト以外にも the China-Japan joint project on Cryosphere Research in Qingzang Plateau (CREQ) および GAME-Tibet によって得られたデータも使用させていただきました。これらの研究プロジェクトに携わられた方々に厚く御礼申し上げます。

名古屋大学 21 世紀 COE プログラム「太陽・地球・生命圏相互作用系の変動学」では、セミナーや研究集会などで様々な研究分野の方々と意見交換できる場をいただき、氷河を全く知らない人に自分が行っている研究について伝えるにはどうすれば良いのかを考えるきっかけをいただきました。

本研究の一部は、日本学術振興会科学研究費補助金(特別研究員奨励費)と日本雪氷学会井上フィールド科学研究基金による補助を受けて行われました。

引用文献

- 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 I. 雪氷, **45**(2), 81-105.
- Ageta, Y., Ohata, T., Tanaka, Y., Ikegami, K. and Higuchi, K. (1980): Mass balance of glacier AX010 in Shorong Himal, east Nepal, during the summer monsoon season. *Seppyo*, Special Issue, **41**, 34-41.
- Ageta, Y. and Higuchi, K. (1984): Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya. *Geogr. Ann.*, **66A**(3), 249-255.
- Bamber, J.L. and Payne, A. (2004): Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes. Cambridge University Press, 644pp.
- Braithwaite, R.J. and Raper, S.C.B. (2002): Glaciers and their contribution to sea level change. *Phys. Chem. Earth*, **27**, 1445-1454.
- Chen, T.-C., Huang, W.-R. and Takle, E.S. (2004): Annual variation of midlatitude precipitation. *J. Climate*, **17**(21), 4291-4298.
- CREH (1997): CREH data report (1994-1996), Basic studies for assessing the impacts of the global warming on the Himalayan cryosphere, 1994-1996. Institute for Hydrospheric-Atmospheric Science, Nagoya University; Department of Hydrology and Meteorology, HMG of Nepal; Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Science, 448pp.
- Dai, J. ed. (1990): Climate of Qingzang Plateau. Meteorological Press, 356pp (in Chinese).
- Ding, L. and Kang, X. (1985): Climatic conditions for the development of glacier and their effect on the characteristics of glaciers in Qilian mountains. *Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology Chinese Academy of Science*, No.5, 9-15, (in Chinese).
- Dyurgerov, M.B. and Meier, M.F. (1997): Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes. *Arct. Alp. Res.*, **29**(4), 392-402.

- Fujita,K. (2008): Influence of precipitation seasonality on glacier mass balance and its sensitivity to climate change. *Ann. Glaciol.*, **48**, in press.
- Fujita,K. and Ageta,Y. (2000): Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciol.*, **46**(153), 244-252.
- Fujita,K., Ageta,Y., Pu,J. and Yao,T. (2000): Mass balance of Xiao Dongkemadi Glacier on the central Tibetan Plateau from 1989 to 1995. *Ann. Glaciol.*, **31**, 159-163.
- Fujita,K., Nakawo,M., Fujii,Y. and Paudyal,P. (1997a): Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *J. Glaciol.*, **43**(145), 583-588.
- Fujita,K., Sakai,A. and Chhetri,T.B. (1997b): Meteorological observation in Langtang vally, Nepal Himalaya. *Bull. Glacier Res.*, **15**, 71-78.
- Giddings,J.C. and LaChapelle,E. (1961): Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. *J. Geophys. Res.*, **66**(1), 181-189.
- Glover,J. and McCulloch,G. (1958): The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **84**, 172-175.
- Gregory,J.M. and Oerlemans,J. (1998): Simulated future sea-level-rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature*, **391**(6666), 474-476.
- Greuell,W. and Konzelmann,T. (1994): Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of Greenland Ice Sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). *Global and Planet. Change*, **9**(1-2), 91-114.
- Houghton,J.T., Ding,Y., Griggs,D.J., Noguer,M., van der Linden,P.J., Dai,X., Maskell,K. and Johnson,C.A. eds. (2001): *Climate Change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881pp.

- Kayastha,R.B. (1994): Sensitivity of glacier mass balance to meteorological conditions in the Himalaya. (名古屋大学理学研究科修士論文.)
- Kayastha,R.B., Ohata,T. and Ageta,Y. (1999): Application of a mass-balance model to a Himalayan glacier. *J. Glaciol.*, **45**(151), 559-567.
- Klok,E. and Oerlemans,J. (2004): Modelled climate sensitivity of the mass balance of Morteratschgletscher and its dependence on albedo parameterization. *Int. J. Climatol.*, **24**, 231-245.
- 国立天文台 編 (1992): 理科年表. 丸善株式会社, 1042pp.
- 国立天文台 編 (2005): 理科年表. 丸善株式会社, 1022pp.
- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学. 朝倉書店, 350pp.
- Kondo,J. and Xu,J. (1997): Seasonal variations in the heat and water balances for nonvegetated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **36**(12): 1676-1695.
- Liu,C., Kang,E., Liu,S., Chen,J. and Liu,Z. (1999): Study on the glacier variation and its response in the arid region of Northwest China. *Sci. China D*, **42**, 64-71.
- Matsuda,Y., Sakai,A., Fujita,K., Nakawo,M., Duan,K., Pu,J. and Yao,T. (2004): Glaciological observations on July 1st glacier in Qilian Mountains of west China during summer 2002. *Bull. Glaciol. Res.*, **21**, 31-36.
- Matsuo,T. and Sasyo,Y. (1981a): Non-melting phenomena of snowflakes observed in substaturated air below freezing level. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, **59**(1), 26-32.
- Matsuo,T. and Sasyo,Y. (1981b): Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, **59**(4), 462-476.
- Meier,M.F. (1984): Contribution of small glaciers to global sea level. *Science* **226**(4681),1418-1421.
- Oerlemans,J. (1992): Climatic sensitivity of glaciers in southern Norway: applications of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstrugubreen and Alfotbreen. *J. Glaciol.*, **38**(129), 223-232.

- Oerlemans, J. (2001): *Glaciers and Climate Change*. A.A. Balkema Publishers, 148pp.
- Oerlemans, J. and Fortuin, J.P.F. (1992): Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, **258**(5079), 115-117.
- Ohata, T. and Higuchi, K. (1980): Heat balance study on Glacier AX010 in Shorong Himal, East Nepal. *Seppyo, J. Jpn. Soc. Snow Ice*, **41**, Special Issue, 42-47.
- Ohmura, A., P. Kasser and M. Funk. (1992): Climate at the equilibrium line of glaciers. *J. Glaciol.*, **38**(130), 397-411.
- Ohta, T. and Ageta, Y. eds. (1996): Data report of cryosphere research on Qingzang Plateau, 1991-1993 (Research Report of IHAS 2). Institute for Hydrospheric-Atmospheric Science, Nagoya University, 207pp.
- Raper, S.C.B. and Braithwaite, R.J. (2006): Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature*, **439**(7074), 311-313.
- Sakai, A., Fujita, K., Duan, K., Pu, J., Nakawo, M. and Yao, T. (2006a). Five decades of shrinkage of July 1st Glacier, Qilian Shan, China. *J. Glaciol.*, **52**(176), 11-16.
- Sakai, A., Matsuda, Y., Fujita, K., Matoba, S., Uetake, J., Satow, K., Duan, K., Pu, J., Nakawo, M. and Yao, T. (2006b): Meteorological observation at July 1st Glacier in northwest China from 2002 to 2005. *Bull. Glaciol. Res.*, **23**, 23-31.
- Seko, K., Pu, J., Fujita, K., Ageta, Y., Ohata, T. and Yao, T. (1994): Glaciological observations in the Tanggula Mts., Tibetan Plateau. *Bull. Glacier Res.*, **12**, 57-67.
- 塩原匡貴, 浅野正二 (1992): シリコン製ドーム付赤外放射計のドーム効果の定量化と測定誤差について. *気象研究所研究報告*, **43**(1), 17-31.
- Sicart, J.E., Wagnon, P. and Ribstein, P. (2005): Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *J. Geophys. Res.*, **110**(D12), D12106. (10.1029/2004JD005732.)
- Suzuki, R., Fujita, K., Ageta, Y., Naito, N., Matsuda, Y. and Karma (2007): Meteorological observations during 2002-2004 in Lunana region, Bhutan Himalayas. *Bull. Glaciol. Res.*, **24**, 71-78.

- Ueno,K., Endo,N., Ohata,T., Yabuki,H., Koike,T., Koike,M., OhtaT. and Zhang,Y.
(1994): Characteristics of precipitation distribution in Tanggula, Monsoon, 1993.
Bull. Glacier Res., **12**, 39-47.
- Ueno,K. and Ohata,T. (1996): The importance of correction of precipitation measurements on the Tibetan Plateau. J. Meteorol. Soc. Jpn, **74**(2), 211-220.
- Uetake,J., Sakai,A., Matsuda,Y., Fujita,K., Narita,H., Matoba,S., Duan,K., Nakawo,M.
and Yao,T. (2006): Preliminary observations of sub-surface and shallow ice core
at July 1st Glacier, China in 2002 - 2004. Bull. Glaciol. Res., **23**, 85-93.
- Xu,J. and Haginoya,S. (2001): An emission of heat and water balances in the Tibetan
Plateau. J. Meteorol. Soc. Jpn, **79**(1B), 485-504.
- Zuo,J. and Oerlemans,J. (1997): Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD
1865: a regionally differentiated calculation. Clim. Dyn., **13**, 835-845.