



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	カラコラム山脈における最近150年間の氷河変動
Author(s)	梶山, 貴弘
Relation	朝日克彦編, 平成25年度北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』報告書. 北海道大学低温科学研究所, 2014, iii, 46p.
Citation	平成25年度北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』報告書, 18-25
Issue Date	2014-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/56270
Type	conference paper
File Information	18.kajiyama.pdf



カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動

Recent glacier fluctuations in Karakoram mountains

梶山貴弘（日本大）

Takahiro KAJIYAMA (Nihon University)

キーワード：氷河変動，形態，リモートセンシング，カラコラム山脈

Keywords：Glacier fluctuation, Morphology, Remote Sensing, Karakoram mountains

1 はじめに

カラコラム山脈は、パキスタン、インド、中国およびアフガニスタンにまたがる、北西—南東方向約 500km の山脈である（図 1）。この山脈の主尾根部には、K2（標高 8,611m）を筆頭に、130 座以上の 7,000～8,000m 級的高峰が形成されている（藁谷，2008）。このような主尾根部を中心に、当該山脈の山稜部には多くの山岳氷河が発達し、その氷河面積は、アジア内陸部においてヒマラヤ山脈に次ぐ約 18,000km²である（Bolch *et al.*, 2012）。また、カラコラム山脈には、大規模な岩屑被覆氷河（Debris covered type glacier: D 型氷河）が多数発達していることが知られている（Batura Investigation Group, 1979；Goudie *et al.*, 1984a, 1984b）。大規模な D 型氷河のほとんどは、当該山脈の主尾根部から流下する氷河で、シアチェン（長さ 77km）、パツラ（59km）、ピアフォ（59km）、バルトロ（58km）およびヒスパー氷河（55km）などがある（WGMS, 1989, 図 2）。

しかしながら、カラコラム山脈における近年の氷河変動の全体像は、十分に明らかにされているとはいえない。これは、この地域のインフラが未発達なことに加え、中・大縮尺地形図および空中写真などの基礎資料が十分に整備されていないため、調査・研究が容易ではないことによる（藁谷，2008）。そのなかで、19 世紀から 20 世紀中盤におけるいくつかの谷氷河では、この地域を訪れた地理学者、探検家および登山家などによってその末端位置が記録されている（Mayewski and Jeschke, 1979; Goudie *et al.*, 1984a; Zhang, 1984; Hewitt *et al.*, 1989; 山田・白岩, 1995）。また、1990 年以降は、リモートセンシングを用いたさまざまな解析による氷河変動の研究がおこなわれている（例えば Matsuo and Heki, 2010; Scherler *et al.*, 2011; Kääb *et al.*, 2012; Gardelle *et al.*, 2012）。このため、空間・時間的偏在をとまなうものの、カラコラム山脈における最近 150 年間程度の氷河変動の傾向を捉えることは可能である。そこで本稿では、これらの氷河変動研究をまとめて、カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動の傾向と残された課題を明らかにする。また、この残された課題を踏まえて、リモートセンシングデータを用いたカラコラム山脈北西

部における最近 20 年間の氷河変動の実態とその特徴に関する解析・分析をおこなう。

2 気候環境の概要

カラコラム山脈は、乾燥した大陸的なアジア内陸部とモンスーンの影響を受ける湿潤な南アジアとの中間に位置するため、両者の影響を受けた気候環境をもつ。Wake (1989) によると、降水のパターンは、冬期から春期における偏西風擾乱による西側からの降水と、夏期におけるインドモンスーンによる南側からの降水とに分けられる。しかし、夏期における降水は、カラコラムの南側に位置するヒマラヤ山系に阻まれて、北に向かって減少する。

カラコラム山脈とその南部および西部における年降水量の分布図を図 2 に示す。年降水量が多い地域は、卓越風の風上側であるパンジャブ低地とヒマラヤ山脈の地形変換点付近で、年降水量は 1,500～2,000mm に達する。一方、降水量は風下側である北東側に向かって減少するため、カラコラム山脈の年降水量は約 100～200mm と非常に少ない。

カラコラム山脈における気候の垂直分布は大きく異なる。当該山脈における気象観測データは非常に限られているが、おおむね谷底部の乾燥帯と山稜部の湿潤帯とに大きく分けられる（藁谷，2010a）。ここで、Pakistan Meteorological Department による北西部のギルギット（標高 1,449m）における降水量と気温の平年値を図 3 に示す。降水のピークは、冬期から春期と夏期とに分けられ、それぞれは偏西風擾乱とインドモンスーンによる降水に対応していると考えられる。しかし、年降水量は約 100mm と著しく少なく、非常に乾燥している。このため気温の年較差が大きく、夏期の最高気温は 40℃近くまで上昇するが、冬期の最低気温は氷点下となる。一方、山稜部における年降水量は、氷河涵養域における積雪断面の観察・測定から推定されている。すなわち、中央部のピアフォ氷河とその周辺における氷河の年間涵養量は、標高 5,000～5,500m をピークとして 2,000mm（水当量換算）以上に達する（Wake,

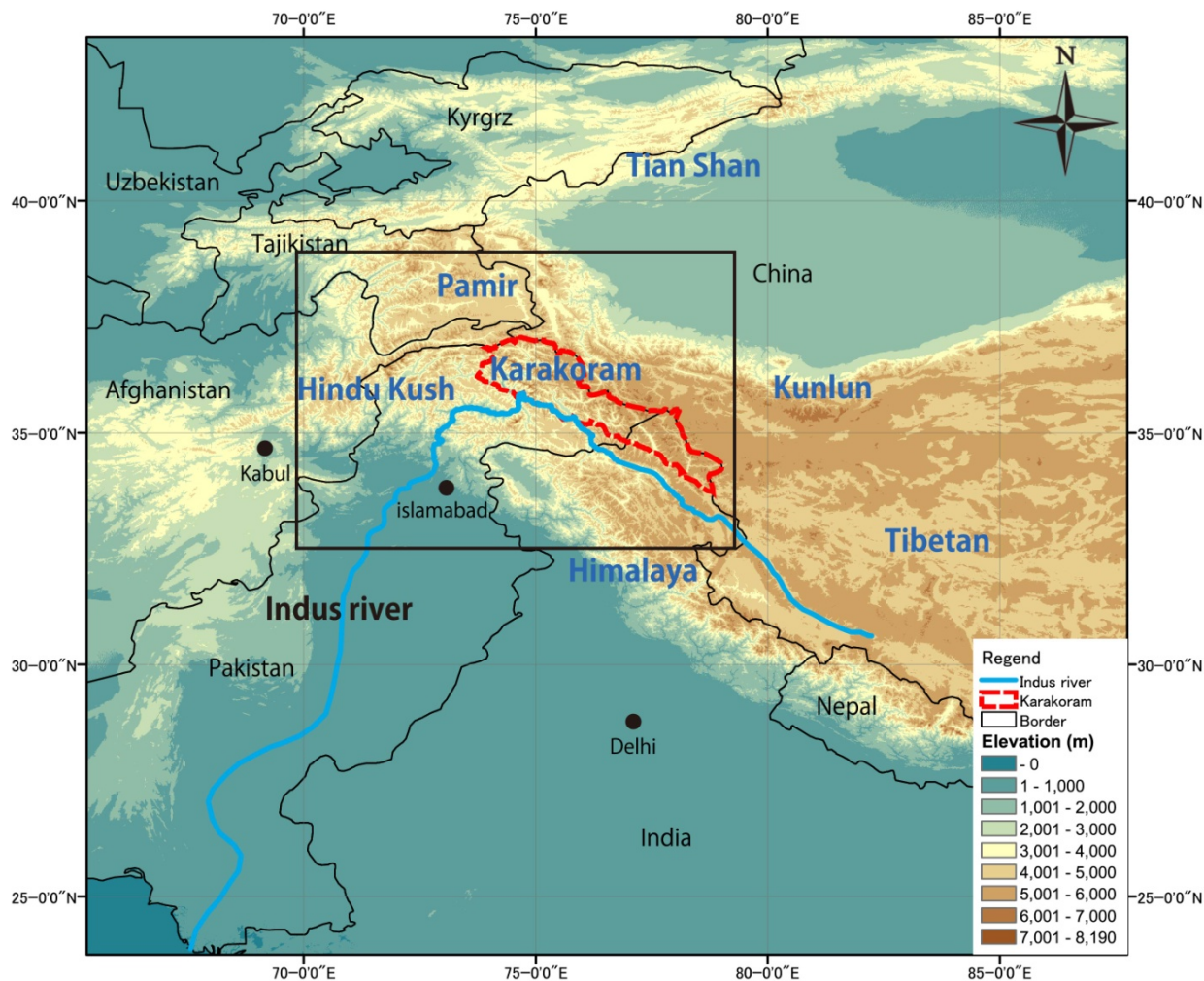


図1 アジア内陸部とカラコラム山脈の地形環境

カラコラム山脈の範囲はSwiss foundation for Alpine research (1990) による。図中の黒四角は、図2の範囲を示す。基図はGMTED2010をもとに作成。

1989)。このため、山稜部では多量の降水があり、氷河を十分に涵養していると考えられる。

3 最近 150 年間の氷河変動

19 世紀から 20 世紀中盤においては、カラコラム山脈およびヒマラヤ山脈に発達する一部の氷河の末端位置が記録されている。Mayewski and Jeschke (1979) は、カラコラム山脈においてこれらの氷河の末端位置が観察・観測されている 78 氷河の記録をまとめた。しかし、ほとんどの氷河の末端位置は 1 時期または 2 時期の記録であり、観測期間も短期間である。このため、長期間の記録が存在する氷河は、一部の大規模な氷河に限られている。これら長期間の記録が残る氷河について、Goudie *et al.* (1984a), Zhang (1984), Hewitt *et al.* (1989) および Hewitt (2011) などは、それぞれの時期において末端位置の観測をおこない、1960 年代以降の末端位置の変動を更新した。その内、Hewitt

(2011) では、1860 年または 1880 年から 2010 年までの約 150 年間における 8 つの大規模な D 型氷河（ピアフォ、パンマー、バルトロ、バツーラ、チョゴランマ、グルキン、ミナピン、ヒスパー氷河）の末端変動を示した。これによると、約 150 年間の末端変動は、全ての氷河が一樣な変動を示さず、前進と後退を繰り返している。また、ほとんどの氷河の現在の末端位置は、観測が開始された当時よりも後退しているが、グルキン氷河のように前進している氷河も認められる。

これら末端位置の記録が残されている氷河の内、60 年間以上の末端変動が明らかとなっている氷河の末端変動の傾向を 10 年間隔で図 4 にまとめた。これによると、やはり全ての氷河で一樣な変化を示さないが、おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年、1920-1960 年および 1980 年-2010 年と、前進傾向が認められる 1900-1920 年および 1960-1980 年とに区別することができる。しかし、北西部

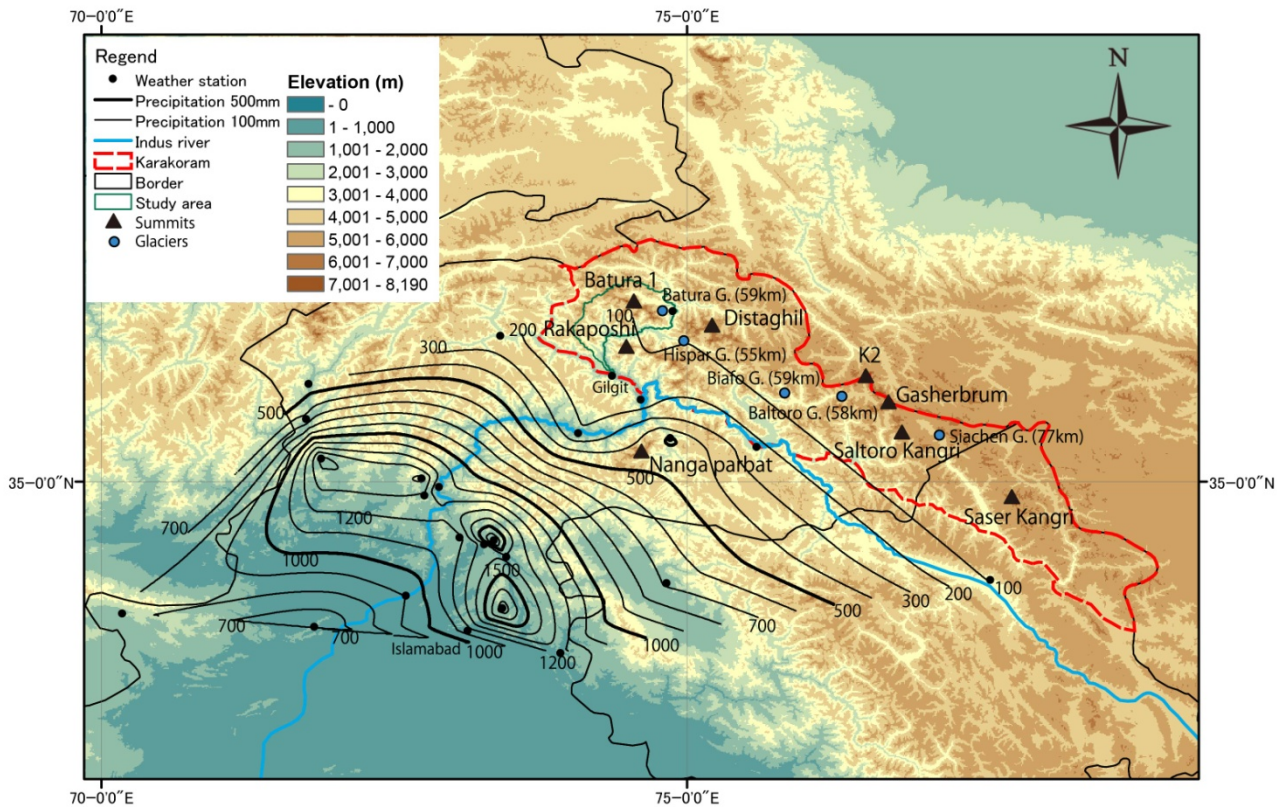


図2 カラコラム山脈とその周辺地域における地形・氷河・気候環境

氷河の長さは WGI による。降水量の分布は、Archer and Fowler (2004), Bocchiola and Diolaiuti (2013), 蘆谷 (2010a) をもとに作成。

Study area は、4 章の対象地域を示す。基図は GMTED2010 をもとに作成。

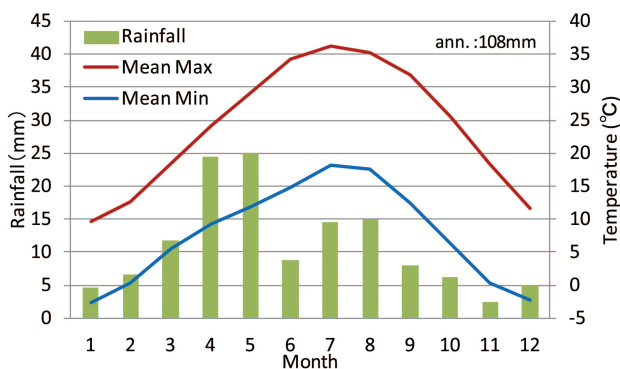


図3 カラコラム山脈北西部ギルギットの気候

データは 1961-2010 年の平年値。Pakistan Meteorological Department より作成。

および中央部と南東部とでは変動傾向が異なり、地域的差異が認められる。また、北西部においても、グルキンやヒスパー氷河などは他の氷河と変動傾向が異なり、氷河の形態の違いによって差が生じていることが示唆される。

一方、1990 年代以降は、氷河変動に関する研究が増加した。Hewitt (2005) は、北西部および中央部における 33 氷河を対象に、現地調査によって 1997-2001 年の氷河末端部の変化を観測した。その結果、氷河末端の前進または氷

厚の上昇が認められる氷河が多いことを明らかにした。また、Scherler *et al.* (2011) は、2000 年代前半 (2000・2001・2002 年と 2004・2005・2006・2007 年との比較) において、ASTER, SPOT 画像を判読して、中央部にある 31 の D 型氷河の末端変化を計測した。その結果、前進または停滞が 18 氷河 (58%)、後退が 13 氷河 (42%) で、前進または停滞する氷河の割合が高いことを明らかにした。このように、1990 年代の終わりから 2000 年代前半における氷河の末端変動は、前進傾向を示す氷河が多いと言える。

このような氷河の拡大傾向は、氷厚の上昇としても認められている。Kääb *et al.* (2012) は、2000 年の SRTM-DEM と 2003-2009 年の ICESat 高度計を用いて、氷河表面の高度変化 (氷厚変化) を計測した。この結果、2003-2009 年における高度変化は、裸氷域で低下傾向 ($-0.54 \pm 0.04 \text{myr}^{-1}$) であったが、岩屑被覆域ではほとんど変化が認められず ($-0.04 \pm 0.26 \text{myr}^{-1}$)、カラコラム山脈全体でみてもほとんど変化が無かった。また、この研究では地域別に高度変化を求めており、北西部および中央部では変化なし、南東部では低下傾向、主尾根よりも北側では上昇傾向をそれぞれ示した。同様に、Gardelle *et al.* (2012) は、1999 年の

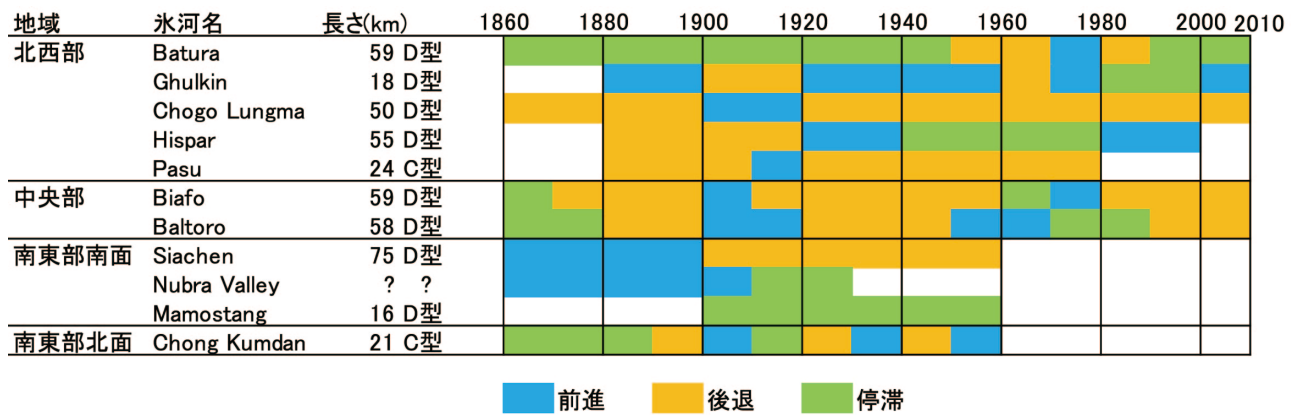


図4 カラコラム山脈における 1860-2010 年の大規模氷河の末端変動

Mayewski and Jeschke (1979), Goudie *et al.* (1984a), Zhang (1984), Hewitt *et al.* (1989), Hewitt (2011) から, 60 年間以上の変動記録が残る氷河を選定して作成した.

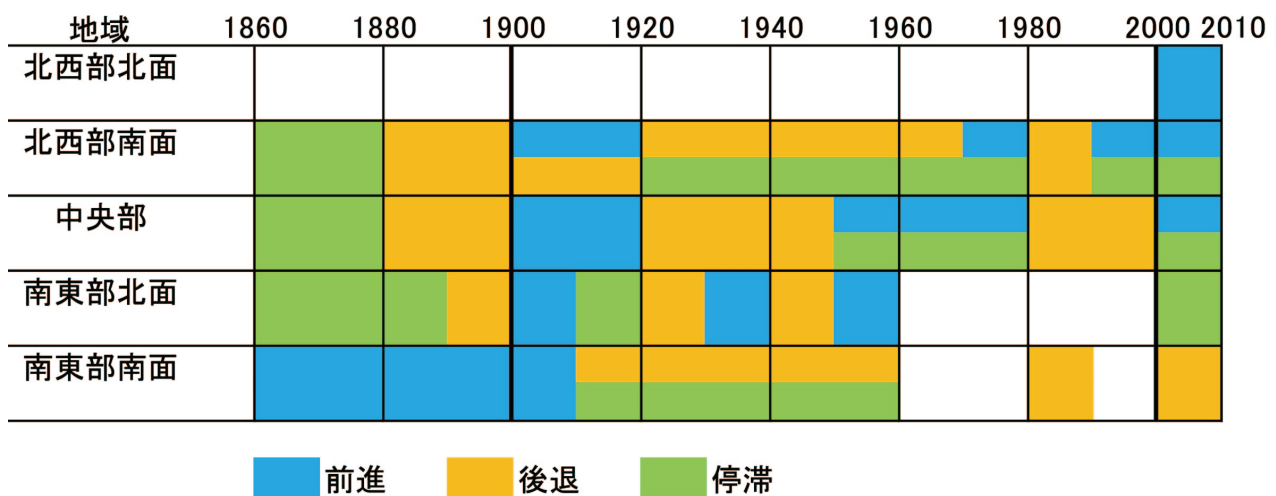


図5 地域別にみたカラコラム山脈における 1860-2010 年の氷河変動

SRTM-DEM と 2008 年の SPOT-DEM を用いた氷河表面高度の変化の計測から, カラコラム山脈全体において高度が上昇していることを明らかにした. このような氷河の拡大傾向は, Matsuo and Heki (2010) による, GRACE 衛星を用いたカラコラム山脈全体の質量の増加傾向 (2002-2006 年) から裏付けられている. ただし, 2006 年以降は, 質量が減少傾向にある.

以上のように, カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動は複雑な変動を示すが, おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年, 1920-1960 年, 1980-1995 年および 2005-2010 年と, 前進傾向が認められる 1900-1920 年, 1960-1980 年および 1995-2005 年とに区別することができる. しかし, この氷河変動には地域差が認められる. そこで, これまでに明らかになっている氷河変動の実態を基に, 地域別 (北西部北面, 北西部南面, 中央部, 南東部北面, 南東部南面) に氷河変動を図5にまとめた. 図5によると, 北西部南面および中央部と南東部南面とでは, 氷河変動の

傾向が異なっていることがわかる. とくに, 1860-1900 年の期間における北西部南面, 中央部および南東部北面の停滞・後退傾向と南東部南面の前進傾向の違い, また, 2000 年以降における南東部南面の後退傾向とそれ以外の地域の前進・停滞傾向の違いが顕著である. 一方, 2000 年以前の北西部北面および 1960-2000 年の南東部北面・南面は, 氷河変動の実態が明らかにされておらず, 氷河変動の空白地帯として残されている.

一方, 氷河の末端変動は, 氷河の規模や岩屑被覆程度などの形態的特徴の違いによって異なることが知られている (例えば, Fujii, 1977; Mattson *et al.*, 1993; 伏見, 1997; 坂井, 2001; Hewitt, 2005; Mayer, 2010). すなわち, 氷河の規模の違いは気候変動に対する氷河の応答時間を左右し, 大規模な氷河は応答時間が長く, 小規模な氷河はそれが短い. また, 岩屑被覆程度の差は, 岩屑被覆が薄いと裸氷よりも氷の融解が促進されるが, それが厚いと裸氷よりも氷の融解が抑制される. 前述したように, カラコラム山

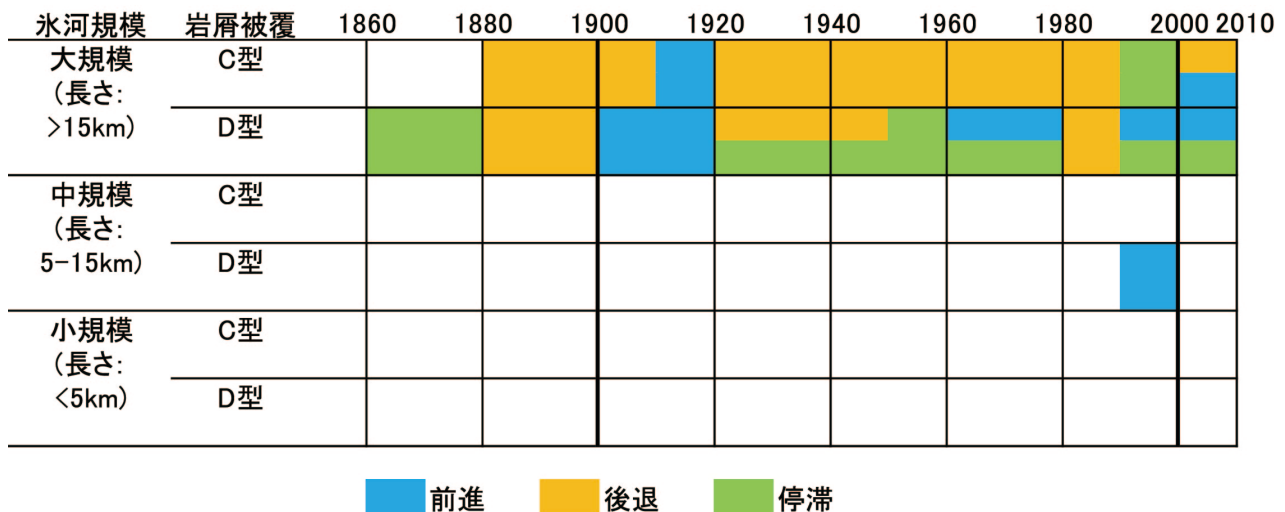


図6 氷河の形態（長さおよび岩屑被覆の有無）別にみたカラコラム山脈における 1860-2010 年の末端変動

脈には、大規模な D 型氷河が多く発達している。このため、氷河変動を正しく理解するためには、氷河の形態的特徴を考慮する必要があると考えられる。そこで、図6に氷河の規模と岩屑被覆の有無を基に、当該山脈における最近150年間の氷河変動をまとめた。この結果、氷河変動の研究対象とされた氷河は長さ15km以上の大規模氷河に限られ、長さ15km未満の中・小規模氷河の変動の実態は、ほとんど明らかにされていないことが明らかとなった。したがって、近年におけるカラコラム山脈の氷河変動は、大規模氷河の実態から評価・議論されていると言える。このため、当該山脈における近年の氷河変動を正しく理解するためには、中・小規模氷河の変動の実態を明らかにすることが必要であると考えられる。

4 北西部、フンザ川流域における 1990-2010 年の氷河の末端変動

これまでのカラコラム山脈における近年の氷河変動研究を踏まえて、本章では、中・小規模氷河を含めた近年の氷河の末端変動を明らかにする。そして、氷河の末端変動と氷河の形態的特徴および気候変動との関係について考察する。対象期間は、1990-2010年とする。

4.1 研究対象地域の概要

研究対象地域は、カラコラム山脈北西部のフンザ川中・下流域の右岸側である（図2, 7）。このフンザ川流域はインダス川の支流で、山稜の標高は上流域が約5,000～6,000m、中・下流域が約7,000～8,000mである（梶山・藁谷, 2012）。流域内には、1,322の氷河が認められ、上流域に中・小規模な裸氷氷河（Clean type glacier: C型氷河）が、中・下流域に大規模なD型氷河が比較的多く発達する（梶山・藁谷, 2012）。

対象とする中・下流域の右岸側には277の氷河が発達し、主尾根部には大規模なD型氷河が（最大はパツーラ氷河）、支尾根部には小規模なC型氷河が多く分布する（図7）。対象とした氷河の位置と形態的特徴は、2009年または2010年の「ALOS AVNIR-2」・「Terra ASTER」と「ASTER GDEM」を基に作成した氷河台帳および分布図（梶山・藁谷, 2012）から引用する。

4.2 解析のデータと方法

本章では3時期の衛星画像を判読して、Ⅰ期；1990年と2000年の変化、Ⅱ期；2000年と2010年の変化を明らかにする。これに使用した衛星画像は、1990年前後（1989年、1992年）の「Landsat TM（分解能：30m）」、2000年前後（1999年、2000年、2001年）の「Landsat ETM+（同：15m）」、2010年前後（2009年、2010年）の「ALOS AVNIR-2

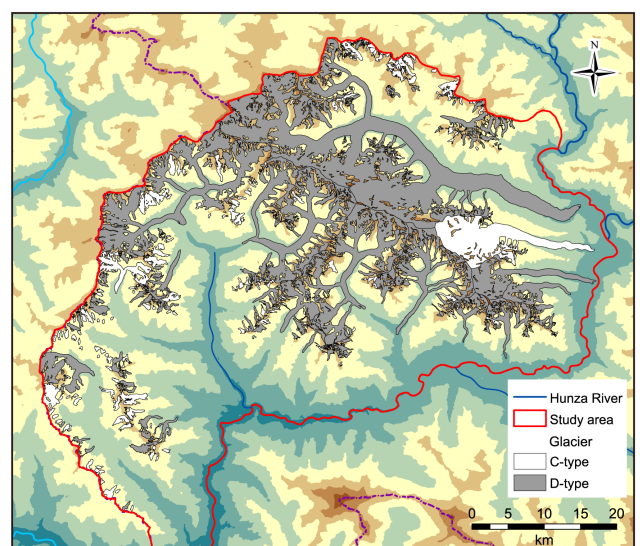


図7 研究対象地域

研究対象地域の位置は、図2を参照。

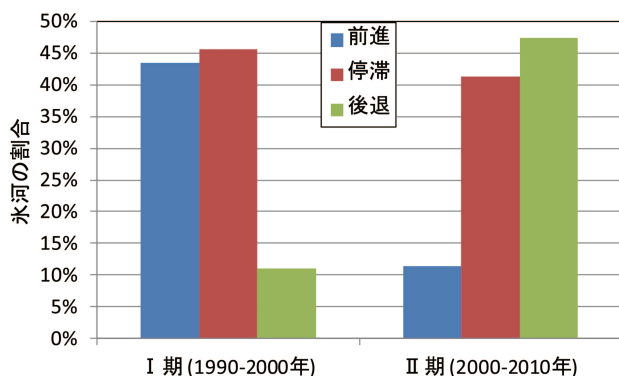


図 8 氷河の末端変化

I 期は 1990-2000 年の変化, II 期は 2000-2010 年の変化をそれぞれ示す。

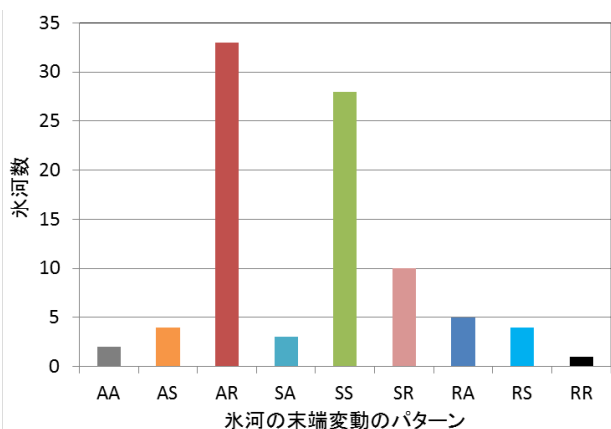


図 9 氷河の末端変動のパターン

I 期, II 期 (1990-2000-2010 年) において判読することができた 90 氷河の末端変動を示す。A: 前進, S: 停滞, R: 後退。

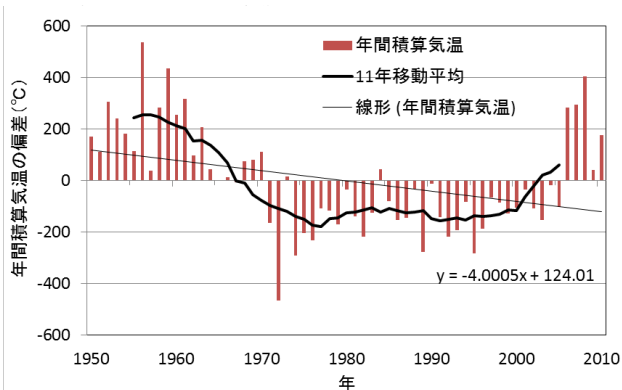


図 10 1950-2010 年の年間積算気温の偏差

年間積算気温は, 61 高度 (2000-8000m における 100m 間隔) において, 0°C 以上の月平均気温を積算した値である。偏差は, 1950-2010 年の平均値からの偏差を示す。

(同: 10m)」および「Terra ASTER (同: 15m)」である。2010 年の衛星画像は, 2000 年の「Landsat ETM+」を基準として幾何補正を施した。

氷河の末端位置の変化は, 前進・停滞・後退の 3 種類に分類した。ただし, 使用する衛星画像の質や読み取り誤差を考慮して, I 期で 40m 未満, II 期で 20m 未満の変化量は, それぞれ停滞とした。

気候変動の解析には, 客観解析データを用いた。気温データは, NOAA の NCEP データである。これは, 2.5° グリッド間隔で整備されており, 各等圧面におけるジオポテンシャル高度と気温が月別に記載されている。本章では, これらのデータを高度 2,000~8,000m における 100m 間隔の気温に変換した。一方, 降水量データは, WMO の GPCC である。これは, 1° グリッド間隔で整備されており, 地表降水量が月別に記載されている。本章では, それぞれの要素において 1950~2010 年のデータを使用した。また, それぞれの要素は, 2 グリッドを平均した値を使用した。

4.3 氷河の末端変動とその特徴

氷河の末端変化を判読することができた氷河数は, I 期が 90 氷河, II 期が 211 氷河であった。解析の結果, I 期における氷河の末端変動は, 前進 39 (43%), 停滞 41 (46%), 後退 10 (11%) であり, 停滞または前進する氷河の割合が高かった (図 8)。一方 II 期は, 前進 24 (11%), 停滞 87 (41%), 後退 100 (48%) であり, 後退または停滞する氷河の割合が高かった (図 8)。ここで, I 期と II 期の両期間において末端変動が明らかとなった 90 氷河の変動をみると, 最も多い変動パターンは, I 期に前進・II 期に後退であった (図 9)。

気温は, 1950 年以降において低下傾向であった。最近 20 年間をみると, 1990-2000 年は低下傾向であるが, 2000 年以降は上昇傾向が認められた。降水量は, 1950 年以降において増加傾向であった。最近 20 年間をみると, 1990-2000 年および 2000-2010 年はともに増加傾向が認められた。ここで図 10 に, 0°C 以上の月の気温を全高度 (61 高度) において累積して求めた, 0°C 以上年間積算気温 (WI) の偏差を示す。これを更に 10 年間で累積した結果, WI は, 1991~2000 年が 1255 で 2001~2010 年が 1483 であった。WI は, 0°C 以上の積算気温であることから氷の融解量の程度を表しており, 1991~2000 年は氷の融解量が少ない期間, 2001~2010 年はそれが多い期間であると言える。したがって, 最も多かった I 期に前進・II 期に後退する氷河の末端変動パターンは, 気温の変動に対応するものと考えられる。

氷河の末端変動パターンと氷河の規模・岩屑被覆程度との関係をみると, I 期に前進・II 期に後退する変動パター

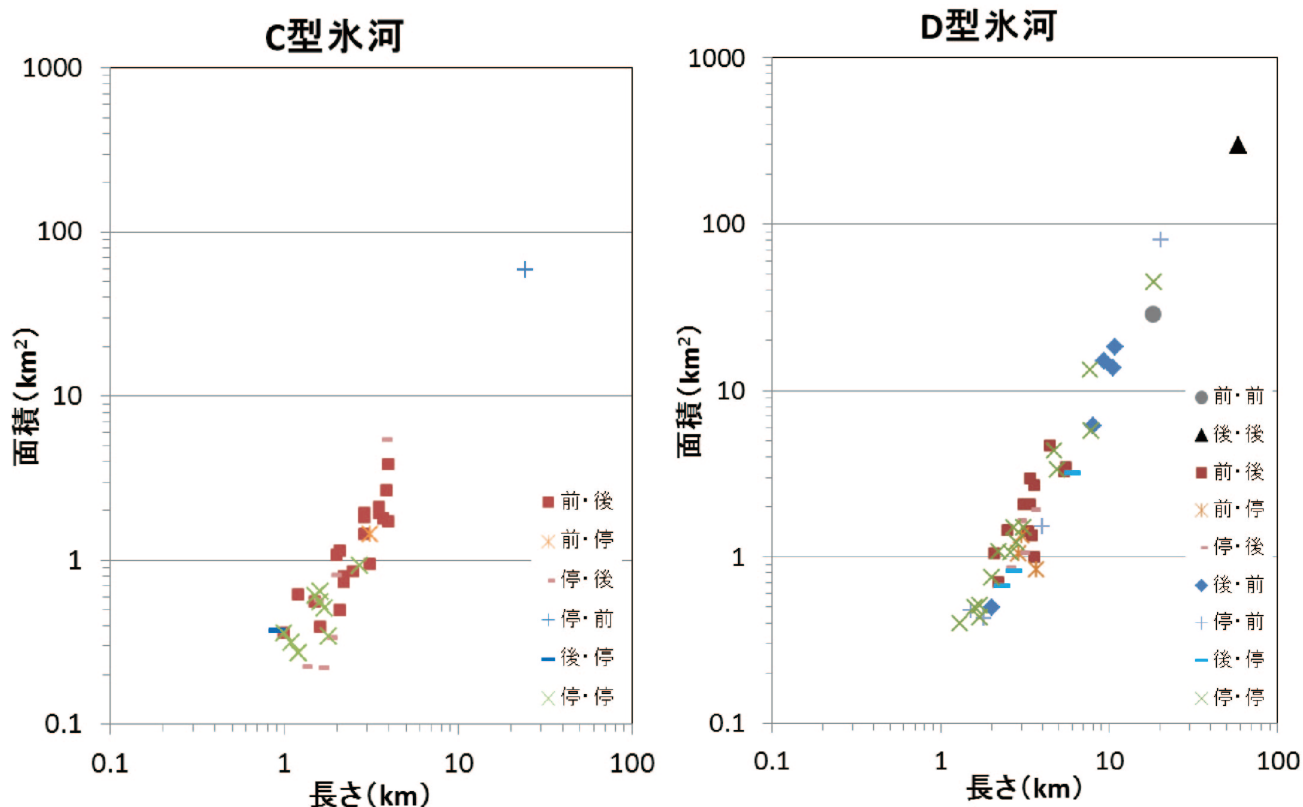


図 11 氷河の末端変動のパターンと氷河の形態（長さ，岩屑被覆の有無）との関係

ンは，長さ 6km 以下の C 型および D 型氷河に認められ，岩屑被覆程度による違いがほとんど認められなかった（図 11）。したがって，長さ 6km 以下の氷河は，気温変動と対応した末端変動を示す氷河であると言える。一方で，長さ 6km 以上の氷河は，6km 以下の氷河とは異なる傾向を示した（図 11）。これは，気温変動に対する氷河の応答機構が，氷河の規模によって異なるためと考えられる。また，氷河変動は，気温変動だけではなく，降水（降雪）の変動にも大きく影響される。このため今後は，降水量の変動についても，分析していく必要があろう。

5 おわりに

本稿では，カラコラム山脈における近年の氷河変動研究をまとめ，最近 150 年間の氷河変動の傾向と残された問題点を明らかにした。その結果，150 年間の氷河変動の傾向は，おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年，1920-1960 年，1980-1995 年および 2005-2010 年と，前進傾向が認められる 1900-1920 年，1960-1980 年および 1995-2005 年とに区別することができた。また，北西部および中央部と南東部とでは，氷河変動の傾向が異なることがわかった。一方で，2000 年以前の北西部北面および 1960-2000 年の南東部北面・南面は，氷河変動の実態が解

明されていないことが明らかとなった。さらに氷河の形態別にみると，中・小規模な氷河の変動は，ほとんど明らかにされていないことが判明した。

そこで 4 章では，氷河の形態に着目し，北西部フンザ川中・下流域右岸側を対象として，中・小規模氷河を含めた 1990-2010 年の氷河の末端変動を明らかにした。その結果，1990-2000 年は前進または停滞する氷河の割合が，2000-2010 年は後退する氷河の割合がそれぞれ高く，これらの傾向は中・小規模氷河において多く認められた。これは，先行研究の結果とは異なる傾向である。先行研究では，対象とする氷河のほとんどが大規模氷河か，または個々の氷河に着目していないものが多くを占める。このように研究対象とする氷河やそのスケールが違うため，先行研究と 4 章の結果が異なると考えられる。4 章においても，氷河の規模によって，末端変動が異なることが示されている。したがって，大規模な D 型氷河が多数発達するカラコラム山脈の氷河変動を正しく理解するためには，氷河の形態に着目して，氷河変動を議論する必要があると考えられる。このため今後は，これまでほとんど明らかにされていない，中・小規模氷河の近年の氷河変動を解明する必要があるだろう。

参考文献

- 梶山貴弘・藁谷哲也 2012. カラコラム山脈・フンザ川流域における氷河台帳の作成と氷河分布. 日本地理学会 2012 年度春季学術大会発表要旨集: 615.
- 坂井亜規子 2001. 岩屑に覆われた氷河の融解過程. 雪氷 63: 191-200.
- 伏見硯二 1997. ヒマラヤの氷河. 藤井理行・小野有五編『基礎雪氷学講座Ⅳ 氷河』177-194. 古今書院.
- 山田知充・白岩孝行 1995. ヒマラヤ・カラコラム地域における近年の氷河変動. 雪氷 57: 257-267.
- 藁谷哲也 2008. パキスタン北部山岳地帯, アッパ・フンザの地形・地質および気候環境の特徴. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 43: 67-75.
- 藁谷哲也 2010a. カラコラム山脈とパミールにおける氷河消長の特性. 遠藤邦彦・山川修治・藁谷哲也編『極圏・雪氷圏と地球環境』90-105. 二宮書店.
- 藁谷哲也 2010b. パキスタン北部・ヤシュバンダンにおける気象観測システム (YAMeDAS) の設置と 2004~2008 年の気象概要. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 45: 95-108.
- Archer, D.R. and Fowler, H.J. 2004. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. *Hydrology and Earth System Sciences*8: 47-61.
- Batura Glacier Investigation Group 1979. The Batura glacier in the Karakoram mountains and its variations. *Scientia Sinica*22: 958-974.
- Bhambri, R., Bolch, T., Chaujar, R.K. and Kulshreshtha, S.C. 2011. Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing. *Journal of Glaciology*57: 543-556.
- Bocchiola, D. and Diolaiuti, G. 2013. Recent (1980–2009) evidence of climate change in the upper Karakoram, Pakistan. *Theoretical and Applied Climatology*113: 611-641.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S. and Stoffel, M. 2012. The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*336: 310-314.
- Cogley, J.G. 2011. Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers. *Annals of Glaciology*52: 69-73.
- Fujii, Y. 1977. Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover. *Seppyo*39 (Special Issue): 20-21.
- Gardelle, J., Berthier, E. and Arnaud, Y. 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience*5: 322-325.
- Goudie, A.S., Jones, D.K.C. and Brunsden D. 1984a. Recent fluctuations in some glaciers of the Western Karakoram mountains, Hunza, Pakistan. Miller, K.J. ed., *In The International Karakoram Project*. Vol. 2: 411-455. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Goudie, A.S., Brunsden, D., Collins, D.N., Derbyshire, E., Ferguson, R.I., Hashmet, Z., Jones, D.K.C., Perrott, F.A., Said, M., Waters, R.S. and Whalley, W.B. 1984b. The geomorphology of the Hunza valley, Karakoram mountains, Pakistan. Miller, K.J. ed., *In The International Karakoram Project*. Vol. 2: 359-410. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Hewitt, K. 2005. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the “elevation effect,” Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*25: 332-340.
- Hewitt, K. 2011. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus basin. *Mountain Research and Development*31: 188-200.
- Hewitt, K., Wake, C. P., Young, G. J. and David, C. 1989. Hydrological investigations of Biafo glacier, Karakoram Range, Himalaya: an important source of water for the Indus river. *Annals of Glaciology*13: 103-108.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J. and Arnaud, Y. 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*488: 495-498.
- Matsuo, K. and Heki, K. 2010. Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry. *Earth and Planetary Science Letters*290: 30-36.
- Mattson, L.E., Gardner, J.S. and Young, G.J. 1993. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot glacier, Punjab, Himalaya. *International Association Hydrological Science*218: 289-296.
- Mayer, C., Lambrecht, A., Mihalcea, C., Belo, M., Diolaiuti, G. and Smiraglia, C. 2010. Analysis of glacial meltwater in Bagrot valley, Karakoram. *Mountain Research and Development*30: 169-177.
- Mayewski, P.A. and Jonsen, P.A. 1979. Himalayan and trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. *Arctic and Alpine Research*11: 267-287.
- Scherler, D., Bookhagen, B. and Strecker, M.R. 2011. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience*4: 156-159.
- Swiss Foundation for Alpine Research 1990. *1/250,000 KARAKORAM orographical sketch map sheet I*. Zurich.
- Wake, C.P. 1989. Glaciochemical investigations as a tool for determining the spatial and seasonal variation of snow accumulation in the central Karakoram, Northern Pakistan. *Annals of Glaciology*13: 279-284.
- World Glacier Monitoring Service 1989. *World glacier inventory – status 1988*. Zurich: IAHS/ICSU, GEMS/UNEP and UNESCO. http://nsidc.org/data/glacier_inventory/ (最終閲覧日: 2013 年 1 月 30 日)
- Zhang, X. 1984. Recent variations of some glaciers in the Karakoram mountains. Miller, K.J. ed., *In The International KARAKORAM Project*. Vol.1: 39-50. Cambridge Univ. : Press, Cambridge.