

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
Citation	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., 18-25
Issue Date	2014-05
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/56270
Туре	proceedings
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、北西一南東方向約 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 級の高峰が形成さ 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)、バ ツーラ (59km), ビアフォ (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言い難い. 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 をともなうものの, 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体とに大き 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, 中央部のビアフォ氷河とその 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 (ビアフォ,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、全ての氷河が一様な変動 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様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), 藁谷 (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.



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±0.04myr⁻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±0.26myr⁻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





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.





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) からも裏付けられている.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

氷河規模	岩屑被覆	1860	188	80 19	00 1	920 19	940 19	960 19	80 20	000 2010
大規模 (長さ:	C型									
>15km)	D型									
中規模 (長さ:	C型									
5–15km)	D型									
小規模 (長さ:	C型									
<5km)	D型									
			前進		後退	停清		-		

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(最大はバツーラ氷河), 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℃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 表面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℃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℃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℃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章の結果が異なったと考えられる.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・カラコルム地域における 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, アッパー・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 Climatology113: 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. *Seppyo39* (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 Geoscience5*: 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 Development31: 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 Glaciology13: 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 Jensche 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 sheet1. 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/ICSI, 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.