

カラコラム山脈における氷河の形態を考慮した
近年の氷河変動と気候変動の関係に関する研究

平成 27 年 1 月

日本大学大学院理工学研究科博士後期課程

地理学専攻

梶山 貴弘

要旨

氷河は、主に雪氷によって構成される地形で、気候とのバランスによって形成されている。氷河からの融氷水は、氷河下流域において重要な水資源であり、とくに乾燥帯・半乾燥帯においては、それら地域の社会・経済を支える天然のダム役割を担っている。気候変動に伴う氷河変動は、氷河からの融氷水量の変動を生じさせるため、氷河下流域の社会・経済に大きなインパクトを与える。そのため氷河が発達する地域、とくに乾燥帯・半乾燥帯においては、氷河変動と気候変動の関係を解明し、将来の氷河変動を予測することが求められている。

小氷期以降の氷河変動は、気温上昇により、世界的に後退傾向にある。このような氷河の後退は、1990年代以降、多くの地域でその速度が加速している。しかしながら氷河の後退は、世界一様に進行しておらず、地域差が生じている。その1つがパキスタン北部に位置するカラコラム山脈である。先行研究によると、当該山脈の氷河末端は1990年代後半以降、前進・停滞傾向にあるとされる。しかし、当該山脈における氷河の末端変動と気候変動との関係については、ほとんど未解明である。また、当該山脈は、大部分が乾燥帯・半乾燥帯に位置するため、氷河は水資源として重要な役割を持っている。そのため、カラコラム山脈の氷河の末端変動と気候変動の関係を明らかにする必要があると考えられる。

一方、氷河の末端変動は、同じ気候環境下にあっても、氷河の形態的特徴によって異なることが知られている。すなわち、気温変動に対応しやすい氷河と対応しにくい氷河があり、前者は小規模氷河や岩屑に覆われていない裸冰冰河で、後者は大規模氷河や岩屑に覆われる岩屑被覆氷河である。このような氷河の形態的特徴に着目すると、従来のカラコラム山脈における氷河の末端変動の解析対象氷河は、ほとんどが大規模氷河や岩屑被覆氷河であり、気温変動と対応しにくい氷河であった。一方、気温変動と対応しやすい小規模氷河および裸冰冰河の末端変動は、これまで明らかにされていない。そのため氷河の形態的特徴に着目すると、カラコラム山脈における氷河変動と気候変動の関係を明確化することができると考えられる。

そこで本研究は、カラコラム山脈における近年の氷河の末端変動と気温変動の関係を、氷河の形態的特徴を考慮して明らかにすることを目的とする。本論文は、7章から構成される。各章の概要は以下のとおりである。

第1章では、序論として、研究の背景と目的、研究方法を明確化した。すなわち研究の

背景は、氷河の形態的特徴、近年の氷河の末端変動および気温変動に関する先行研究をそれぞれレビューし、それを基に研究目的を設定した。研究方法は、現地における地形調査、衛星画像の解析および気象観測データ・客観解析データの解析である。研究対象期間は、時間スケールを考慮し、長期的変動を 1965-2010 年の 1 期間、短期的変動を 1965-1990 年、1990-2000 年、2000-2010 年の 3 期間とした。研究対象地域は、カラコラム山脈北西部のフンザ川流域を選定した。

第 2 章では、研究対象地域の自然環境を概観した。フンザ川流域の地形環境は、上流域と中・下流域で異なった。すなわち上流域は、山稜高度が低く比高の小さい地域、中・下流域は山稜高度が高く比高の大きい地域であった。また氷河は、表面の岩屑被覆程度から、裸氷氷河と岩屑被覆氷河に 2 分類されることがわかった。ただし現地での観察から、裸氷氷河の一部にも、末端部が少量の岩屑に覆われる氷河が存在することがわかった。一方、気候環境は 5-9 月の最高気温が 30 °C を超え、この時期に最も氷河の融解が発生していることが推察された。

第 3 章では、フンザ川流域における氷河の形態的特徴を明らかにした。始めに 2010 年前後の衛星画像・DEM を用いて氷河台帳・氷河分布図を作成し、これらをもとに氷河の形態的特徴を明らかにした。その結果、フンザ川流域には 1,322 氷河が発達し、その合計面積は 4,275.7 km² であった。裸氷氷河と岩屑被覆氷河は、氷河面積に占める岩屑被覆面積の割合（岩屑被覆率）を基に、岩屑被覆率が 10% 以下の氷河を裸氷氷河、それが 10.1% 以上の氷河を岩屑被覆氷河にそれぞれ分類した。また氷河の分布は、上流域と中・下流域の 2 つに分類されることがわかった。すなわち、上流域には小規模で比高の小さい裸氷氷河、中・下流域には大規模で比高の大きい岩屑被覆氷河がそれぞれ多く分布した。これは、氷河の規模・発達高度・岩屑被覆程度が、流域の標高分布に制約されるためと推察された。

第 4 章では、近年の氷河の末端変動を明らかにした。解析対象氷河は、氷河台帳・氷河分布図を基に、氷河の位置・規模・岩屑被覆程度の異なる 30 氷河を、流域内で分散するように選定した。解析は、3 時期（1965 年・1990 年前後・2000 年前後）の衛星画像と第 3 章の氷河分布図（2010 年前後）を用いて、氷河の末端の長期的変動と短期的変動を明らかにした。そして解析した氷河の末端変動は、第 3 章の氷河の形態的特徴を基にまとめた。その結果、フンザ川流域における長期的な氷河の末端変動は、全体的に後退傾向を示し、氷河の形態的特徴の違いに関わらなかった。短期的な氷河の末端変動は、1990-2000 年・2000-2010 年において一様な変動を示さず、それら 2 期間の変動から 3 つの変動タイプに

分類された。すなわちタイプ1は、1990-2000年に前進し2000-2010年に後退した氷河（前進-後退）で、これは最低点高度が低い裸氷氷河であった。タイプ2は、1990-2000年に停滞または後退し2000-2010年に前進または停滞した氷河（後退-前進、後退-停滞、停滞-停滞など）、タイプ3は、1990-2000-2010年を通して前進または後退し続けた氷河など（前進-前進、後退-後退など）であった。これらタイプは、最低点高度が高い裸氷氷河と岩屑被覆氷河であった。したがって、短期的な氷河の末端変動は、形態的特徴によって異なることが分かった。

第5章では、近年の気温変動を明らかにした。始めに等圧面別の気温とジオポテンシャル高度の客観解析データを用いて、標高2,000-8,000 mにおける100 m間隔の標高別の気温データを整備した。次に、気温の客観解析データと地上観測データを用いて相関分析をおこない、客観解析データの信頼性を検証した。そして、客観解析データによる1966-2010年における気温の長期的変動と短期的変動の垂直分布を明らかにした。その結果、客観解析データと地上観測データの間には非常に高い相関関係が認められ、客観解析データが現地の気温環境を表現する指標となることがわかった。また、気温変動の垂直分布は、季節によって異なることが明らかとなった。すなわち気温変動の垂直分布は、年・冬期・春期において一様に変動するが、夏期・秋期において一様に変動しない。

第6章では、氷河の形態的特徴を考慮した近年の氷河の末端変動と気温変動の関係について考察した。とくに、第3章および第5章の結果を基に、氷河の標高別面積と標高別気温を用いて、氷河の年間融解量の推定値である融解指数を求めた。その結果、融解指数変動は、長期的にみて主に増加傾向にあるものが16氷河、減少傾向にあるものが13氷河であった。短期的には、1991-2000年に減少傾向を示すもの30氷河、2001-2010年に増加傾向を示すもの30氷河であった。一方、1990-2000年と2000-2010年を対象に氷河の末端変動と融解指数変動の関係を考察したところ、両者の関係は、氷河の形態的特徴によって異なることがわかった。これらから、長期的な氷河の末端変動と融解指数変動の関係は、両者が対応する氷河が気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積の広い氷河で、対応しない氷河が、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積の狭い氷河であった。短期的な両者が対応する氷河は、気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積の広い裸氷氷河で、対応しない氷河が、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積の狭い裸氷氷河と岩屑被覆氷河であった。

第7章では結論として、本研究の成果をまとめた。カラコラム山脈において、これまで

報告されてきた 1990 年代後半以降の氷河の前進・停滞傾向は、岩屑被覆氷河を対象にしたものであった。しかし、本研究によると、これら氷河は気温変動に対応しない氷河に該当する。一方、本研究における気温変動に対応する氷河は、1990 年代に前進し、2000 年代に後退した。したがって気温変動の影響の観点から氷河変動をまとめると、カラコラム山脈の氷河の末端変動は、1990 年代が前進傾向、2000 年代が後退傾向にあると言える。

以上のことから、氷河変動と気温変動の地域性を議論する際には、気温変動に対応する氷河を選定する必要があると考えられる。とくに近年は、地球温暖化とその影響に関する話題が関心事となっている。そのため、地球温暖化の実態とその影響を正しく評価するためには、氷河の形態的特徴を考慮しなければならない。

目次

第1章	序論	1
1-1	研究の背景と目的	1
1-2	研究方法	7
1-3	研究対象地域の選定理由	8
第2章	研究対象地域の自然環境	11
2-1	地形・地質の概要	11
2-2	氷河の概要	16
2-3	気候の概要	19
第3章	氷河の形態的特徴	22
3-1	緒言	22
3-2	方法	22
3-3	結果	26
3-4	考察	27
3-5	小括	31
第4章	近年の氷河の末端変動	33
4-1	緒言	33
4-2	方法	33
4-3	結果	37
4-4	考察	41
4-5	小括	43
第5章	近年の気温変動	46
5-1	緒言	46
5-2	方法	46
5-3	結果	50
5-4	考察	57
5-5	小括	58
第6章	近年の氷河の末端変動と気温変動の関係	59
6-1	緒言	59

6-2	氷河の融解指数変動	59
6-2-1	方法	59
6-2-2	結果	61
6-3	氷河の末端変動と融解指数変動の関係	65
6-3-1	長期的変動	65
6-3-2	短期的変動	69
第7章	結論	73
注	75
参考文献	78
謝辞	85

図目次

図 1-1	研究の流れ	10
図 2-1	カラコラム山脈の概要	12
図 2-2	フンザ川流域の概要	13
図 2-3	地形断面図と降水量の垂直分布	14
図 2-4	ギルギットの雨温図	20
図 3-1	氷河のマッピングおよび氷河台帳の各項目の定義	23
図 3-2	岩屑被覆氷河の末端位置の特定	25
図 3-3	氷河分布図	28
図 3-4	氷河の面積 (A) を基に分類した氷河分布図	29
図 3-5	流域の最高点高度 (H_{Cmax}) を基に分類した氷河分布図	29
図 3-6	氷河の最低点高度 (H_{Gmin}) を基に分類した氷河分布図	30
図 3-7	氷河の岩屑被覆率 (D) を基に分類した氷河分布図	30
図 4-1	解析対象氷河の分布図	34
図 4-2	解析対象氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係	34
図 4-3	各期間における氷河の末端変動	39
図 4-4	長期的 (1965-2010 年) な氷河の末端変動の分布図	39
図 4-5	短期的 (1965-1990 年) な氷河の末端変動の分布図	40
図 4-6	短期的 (1990-2000 年) な氷河の末端変動の分布図	40
図 4-7	短期的 (2000-2010 年) な氷河の末端変動の分布図	41
図 4-8	長期的変動における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係	42
図 4-9	短期的変動におけるタイプ別の分布図	44
図 4-10	短期的変動における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係	44
図 5-1	客観解析データの範囲と地上観測地点	47
図 5-2	気温の客観解析データと地上観測データの関係	49
図 5-3	標高別の年平均の気温変動	50
図 5-4	標高別の 1 月の気温変動	51
図 5-5	標高別の 4 月の気温変動	52
図 5-6	標高別の 7 月の気温変動	53

図 5-7	標高別の 10 月の気温変動	54
図 6-1	氷河の融解指数の概念	60
図 6-2	長期的（1966-2010 年）な氷河の融解指数変動の分布図	63
図 6-3	短期的（1966-1990 年）な氷河の融解指数変動の分布図	64
図 6-4	短期的（1991-2000 年）な氷河の融解指数変動の分布図	64
図 6-5	短期的（2001-2010 年）な氷河の融解指数変動の分布図	65
図 6-6	長期的変動の対応関係における分布図.....	66
図 6-7	長期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係.....	67
図 6-8	長期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と積算気温の平均値の関係.....	68
図 6-9	短期的変動の対応関係における分布図.....	69
図 6-10	短期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係.....	70

表目次

表 3-1	氷河の形態的特徴の解析に使用したデータの概要	24
表 3-2	氷河台帳の概要	26
表 3-3	氷河の各形態における相関関係	31
表 4-1	解析対象氷河の形態	35
表 4-2	氷河の末端変動の解析に使用したデータの概要	36
表 4-3	氷河の末端変動	38
表 4-4	短期的変動におけるタイプ別の分類	43
表 5-1	気温変動の回帰係数	56
表 5-2	垂直的な気温変動の相関関係	56
表 6-1	氷河の融解指数変動	62
表 6-2	長期的変動における氷河の末端変動と融解指数変動の対応関係	66
表 6-3	氷河の形態的特徴を考慮した氷河の末端変動と気温変動の関係	72

写真目次

写真 2-1	フンザ川.....	14
写真 2-2	フンザ川中・下流域.....	15
写真 2-3	フンザ川上流域.....	15
写真 2-4	裸冰冰河.....	17
写真 2-5	岩屑被覆氷河.....	18
写真 2-6	パサー氷河の末端部.....	18
写真 3-1	岩屑被覆氷河の末端部.....	25
写真 5-1	地上気象観測ステーション.....	48

第1章 序論

1-1 研究の背景と目的

氷河は、主に雪氷によって構成される地形で、大陸氷床と山岳氷河に2分される。このうち山岳氷河(以下、氷河)は、極地や世界中の山岳域などに広く分布し、その数は約160,000氷河と推定されている(藤田, 2006)。氷河からの融氷水は、氷河下流域において重要な水資源であり、とくに乾燥帯・半乾燥帯においては、それら地域の社会・経済を支える天然のダムの役割を担っている。ところが近年は、気候変動による氷河変動が世界各地で報告され、世界的な関心事となっている(IPCC, 2007)。氷河変動は、氷河からの融氷水量の変動を生じさせるため、氷河下流域の社会・経済に大きなインパクトを与える(Immerzeel *et al.*, 2010)。そのため氷河が発達する地域、とくに乾燥帯・半乾燥帯においては、氷河変動と気候変動の関係を解明し、将来の氷河変動を予測することが求められている。

小氷期以降(19世紀中盤以降)における氷河の末端位置の変動(以下、氷河の末端変動)は、世界的に後退傾向にある(Oerlemans, 1994; IPCC, 2007)。また氷河の質量収支も、1960年代以降に負の値を示しており、氷河は世界的に縮小傾向にある(Ohmura, 2006; 大村, 2010)。これら氷河の後退・縮小傾向は、小氷期以降の気温上昇によるものとされる。さらに1990年代以降は、氷河の後退速度が、多くの地域で加速している(Haerberli *et al.*, 1999)。氷河の質量収支をみても、5年以上の観測データがある世界の161氷河のそれは、1990年代以降に大きな負の値を示し、縮小速度が加速している(Ohmura, 2006; 大村, 2010)。これらは、主に地球温暖化の気温上昇に伴う、氷河の融解量の増加によるものと考えられている。

しかし氷河の後退・縮小傾向は、世界一様に進行せず、地域的差異が認められる。例えば、スカンディナビア山脈北西部・ニュージーランドサザンアルプス山脈などの氷河の末端変動は、1990年代以降に前進または停滞傾向にある(Chinn, 1999; Chinn *et al.*, 2005; Oerlemans, 2007; Winkler and Nesje, 2009)。この要因は、海岸付近に位置する氷河であることから、気温上昇に伴う降水量の増加によって、氷河涵養量が増加または消費量が減少したためと考えられている。同様に、カラコラム山脈北西部・中央部の氷河の末端変動も、1990年代後半以降に前進または停滞傾向にある(Hewitt, 2005; Scherler *et al.*, 2011)。

このような氷河の末端変動の地域的差異は、地球温暖化を含む気候変動が世界一様に進行しないことを考慮すれば、当然であろう。しかしながら、カラコラム山脈の氷河末端の

前進・停滞傾向の要因については、1961-1999年における年・夏期の気温の低下傾向 (Fowler and Archer, 2006) や年・春期・夏期の降水量の増加傾向 (Archer and Fowler, 2004) などが指摘されているものの、気候変動との詳細な分析が行われていないため未解明である。カラコラム山脈の氷河は、内陸部に位置するため、先述の海岸付近に位置する氷河とは気候環境が大きく異なる。また当該山脈は、大部分が乾燥帯・半乾燥帯に位置するため、水資源としても重要な役割を持つ。したがって、カラコラム山脈の氷河変動と気候変動の関係を解明する必要があると考えられる。

そもそも氷河変動とは、一般的には氷河全体の雪氷の質量変動のことを指す。氷河の質量変動は、降雪・雪崩などの雪氷の涵養量と、融解・昇華などの雪氷の消費量との差である質量収支から決定される。しかし、氷河の質量収支の観測・測定は、多くのコストと手間が掛かるため、これまでにこなわれたのは約 300 氷河で、そのうち 30 年以上の継続的な観測がこなわれたのは、約 40 氷河に止まっている (藤田, 2006)。そこで世界各地では、比較的容易に観測・測定可能な氷河の末端変動の観測・測定が、古くから実施されている。氷河の末端変動とは、氷河全体の質量変動が氷河の末端変動として現れる現象である。そのため氷河の末端変動には、氷河全体の質量収支に加えて流動量に関係し、気温や降水量などの気候変動や、氷河の位置する地形・地質・水文環境などのさまざまな要素が影響する (上田, 1997; 成瀬, 1997)。したがって、氷河の末端変動プロセスは非常に複雑である。

しかしながら氷河の末端変動は、気温変動と良く対応することが、小氷期以降の経験から知られている。例えば、アイスランドにおける 1930-2005 年の氷河の末端変動と夏期気温 (5-9 月) の年々変動との間には、強い相関関係が認められている (Sigurdsson *et al.*, 2007)。また、世界の 70 氷河を対象とした氷河平衡線における気温と降水量の関係から、氷河変動には、気温による氷河融解が強く影響することが指摘されている (Ohmura *et al.*, 1992)。これらのことから、氷河の末端変動の主な要因の一つは、気温変動と言える。そのため、カラコラム山脈の氷河変動と気候変動の関係を解明するためには、氷河の末端変動と気温変動の関係を明らかにする必要がある。

ところで氷河の末端変動は、同じ気候環境下にあっても、氷河の形態的特徴によって異なる。そのため、隣接する氷河の末端変動が異なることは、珍しくない。氷河の末端変動に関わる形態的特徴について、例えば氷河の長さは、氷河全体の質量変動が氷河の末端変動に現れるまでの時間を左右し、長さが長いと時間が長くなり、それが短いと時間が短く

なる (Benn and Evans, 2010)。また氷河表面の岩屑被覆程度は、氷河表面を覆う岩屑がその下の氷河の融解程度を左右し、岩屑に覆われない場合に比べて、岩屑に覆われると氷河の融解が抑制される (Fujii, 1977 ; 坂井, 2001 ; Hewitt, 2005 ; Mayer, *et al.*, 2010)。このように氷河の末端変動は、氷河の形態的特徴の違いから、気温変動に対応しやすい氷河と対応しにくい氷河に分類される。すなわち気温変動に対応しやすい氷河は、小規模氷河や岩屑に覆われない裸氷氷河である。一方、気温変動に対応しにくい氷河は、大規模氷河や岩屑に覆われる岩屑被覆氷河である。

このような氷河の形態的特徴に着目すると、カラコラム山脈における氷河の末端変動の解析対象氷河は、ほとんどが大規模氷河や岩屑被覆氷河であり、気温変動と対応しにくい氷河である。カラコラム山脈における長期的な氷河の末端変動は、19 世紀中盤から 1990 年頃において、この地域を訪れた地理学者、探検家および登山家などの記録・観測を基にまとめられている (Mayewski and Jeschke, 1979; Goudie *et al.*, 1984a; Zhang, 1984; Hewitt *et al.*, 1989)。これら記録に 1990 年代以降の観測結果を加えて、Hewitt (2011) は、1860 年から 2010 年までの最大約 150 年間における 8 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) の末端変動を明らかにした。これによるとほとんどの氷河の現在の末端位置は、グルキン氷河を除いて、観測が開始された当時よりも後退している。その末端変動は、全ての氷河で様な変動を示さないが、前進傾向が認められる 1900-1920 年前後・1960-1980 年前後・1995-2010 年前後と、後退傾向が認められる 1860-1900 年前後・1920-1960 年前後・1980-1995 年前後におおむね分けられる。しかし、これら研究対象氷河は、全て大規模な岩屑被覆氷河である。

1990 年代後半以降の短期的な氷河変動は、氷河の末端変動に加えて面積変動・氷厚変動などが、現地での観測やリモートセンシングデータを用いた解析によって明らかにされている。1997-2001 年における氷河の末端変動および氷厚変動は、北西部・中央部の岩屑被覆氷河 (33 氷河) の多くが、現地観測から前進・拡大または停滞傾向にある (Hewitt, 2005)。同様に、2000 年代前半における氷河の末端変動は、中央部の岩屑被覆氷河 (31 氷河) の 58% (18 氷河) が、ASTER・SPOT 衛星画像の解析から前進・停滞傾向にある (Scherler *et al.*, 2011)。また、2001-2010 年における氷河の面積変動は、北西部・中央部の約 700 氷河 (岩屑被覆程度は不明) において、 $27\text{km}^2 \pm 42\text{km}^2$ と停滞傾向にある (Minora *et al.*, 2013)。同様に 2001-2010 年における消耗域の面積変動は、149 氷河 (岩屑被覆程度は不明) において、IRS 衛星画像の解析からわずかに拡大傾向にある (Bahuguna *et al.*, 2014)。さらに

2003-2009年における氷厚変動は、北西部・中央部の1地域において、SRTM-DEMとICESat衛星高度計による氷河表面高度の解析から停滞傾向にある (Kääb *et al.*, 2012)。同様に、1999-2008年における氷厚変動は、中央部の1地域において、SRTM-DEMとSPOT-DEMによる氷河表面高度の解析から停滞傾向にある (Gardelle *et al.*, 2012)。また、2002-2006年における質量変動は、カラコラム山脈全体において、GRACE衛星による重力変動の解析から増加傾向にある (Matsuo and Heki, 2010)。このように、1990年代後半以降の氷河の末端変動は、前進・停滞傾向にあり、これは、氷河面積の拡大・停滞、氷厚の増加・停滞および質量の増加からも支持される。しかし、これら研究対象氷河は、大規模氷河および岩屑被覆氷河、あるいは個々の氷河を対象としない地域全体の氷河群である。

一方、気温変動に対応しやすい小規模氷河および裸氷氷河の末端変動は、これまで明らかにされていない。そのため氷河の形態的特徴に着目すると、カラコラム山脈の氷河の末端変動は、とくに1990年代後半以降において、これまでの報告とは異なる変動を示すと推察される。したがって、カラコラム山脈における氷河の末端変動と気温変動の関係を明らかにするためには、氷河の形態的特徴を考慮し、気温変動に対応しやすい氷河の末端変動を明らかにする必要がある。

氷河の形態的特徴を考慮してそれら関係を明らかにするためには、氷河の形態的特徴を把握する必要がある。氷河が発達する世界の多くの地域では、氷河台帳と呼ばれる氷河の一覧表が作成されている (例えば、Watanabe, 1976 ; Higuchi *et al.*, 1978 ; World Glacier Monitoring Service, 1989 ; 朝日, 2001)。氷河台帳には、氷河の位置や地形量・地形相などの形態的特徴が示されていることから、これは氷河変動研究の基礎資料として利用されている (例えば、朝日, 2001 ; 藤田, 2006 ; Bhambri *et al.*, 2011 ; Cogley, 2011 ; Scherler *et al.*, 2011)。矢吹 (2009) によれば、そもそも氷河台帳は、氷河の水資源を利活用するための基礎資料として、19世紀末から作成されてきた。その後、1965年からの国際水文学10年計画を契機に、地球環境を評価する一環として、これが整備されるようになった。さらに、1986年には、環境変動による世界中の氷河の動向を調べることを目的に、世界氷河モニタリングサービス(WGMS)が発足し、1989年には世界氷河台帳が出版された(WGMS, 1989)。今日では、WGMSによるデジタル化された氷河台帳が、ウェブ上で公開されている。また、1995年には、衛星画像を用いた次世代の氷河台帳計画(GLIMS)が立案され、2005年からGISデータとして氷河台帳および氷河分布図が公開されるようになった。

このように氷河台帳の整備は進んだが、対象氷河は、主にヨーロッパや北アメリカなど

の氷河で、地形図の未整備地域や政治的不安定から十分な調査がおこなえない地域は、空白地帯として残されている。すなわちそれは、カラコラム山脈である。そのため、当該山脈に発達する氷河の形態的特徴の把握は、一部の大規模氷河（Batura Glacier Investigation Group, 1979 ; Goudie *et al.*, 1984a, 1984b）に限定されている。

ところが2005年に、パキスタン国内のカラコラム山脈の氷河台帳が、はじめて Mool *et al.* (2005) によって作成された。この氷河台帳（以下、旧台帳）は、氷河湖決壊洪水（GLOF）への対策を目的として、国際総合山岳開発センター（ICIMOD）によって、氷河湖台帳とともに作成されたものである。旧台帳は、Landsat 画像および地形図を用いて作成され、項目として氷河の経緯度、長さ、面積、方位および形態的特徴を示した5桁のコード番号が記載されている（Mool *et al.*, 2005）。

しかしこの旧台帳には、氷河の形態的特徴を把握する上で、いくつかの問題点が指摘される。その第1は、旧台帳が主に1960年代の小縮尺地形図を基に作成されていることである（矢吹, 2009）。このため旧台帳は、マッピングの精度が悪く、また、1960年代の氷河の状態を表している可能性が高い。第2は、氷河の発達高度や岩屑被覆程度が示されていないことである。これら氷河の形態的特徴は、氷河の末端変動に影響を及ぼすものである（Fujii, 1977, 坂井, 2001, Hewitt, 2005 ; Mayer *et al.*, 2010 ; 岩田, 2011）。第3は、各氷河の平面図が公開されていないことである。氷河の平面図は、氷河の表面状態を空間的に表しており、基礎資料として必要不可欠なものである。第4は、旧台帳がGISデータ化されていないことである。氷河台帳・分布図のGISデータ化は、コンピュータによる種々の空間分析を可能にするものである。

これらの点から、旧台帳を氷河の形態的特徴の把握として利用するには、困難が生じる。そのため、カラコラム山脈の新たな氷河台帳および氷河分布図を作成し、氷河の形態的特徴を把握する必要がある。

また本研究では、近年の気温変動も把握する必要がある。当該山脈の中で最も気温変動が明らかにされている地域は、北西部のフンザ川流域である。しかしそのフンザ川流域でも、長期間の気象観測データが存在するのは、最下流部のギルギットに限られる。ギルギットの気温変動は、1961-1999年において、年平均気温が低下傾向（ $-0.013^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ ）を示し、夏期（6-8月）・秋期（9-11月）平均気温は低下傾向を、冬期（12-2月）平均気温は上昇傾向をそれぞれ示す（Fowler and Archer, 2006）。また、この期間における低温期は1965年前後・1975年前後・1990年前後で、高温期は1960年前後・1980年前後・1995年前後に出現

する (Fowler and Archer, 2006)。しかし 2000 年以降の気温変動は、不明である。

フンザ川流域の気温変動の分布に関しては、Tahir *et al.*, (2011) が、流域内の標高 1,460-4,730 m における 4 地点 (ギルギット・ナルター・ジアラット・クンジェラブ) の短期間 (1999-2007 年) の気温データを用いて相関分析をおこなった。その結果、4 地点の気温観測データの間には、非常に高い正の相関関係 (全ての地点間において $R = 0.87$ 以上) が認められ、標高 1,460-4,730 m の谷底部における気温変動の分布が、水平的・垂直的に一様であることが示された (Tahir *et al.*, 2011)。このことから谷底部においては、流域全体 (上流域から下流域まで) にギルギットの気象データが適用できると考えられる。

またフンザ川流域では、気象観測データが乏しいことから、河川の流量・樹木の年輪幅・積雪面積などの気温のプロキシデータを用いて、過去の気温が復元されている。このうち河川の流量には、フンザ川流域最下流部のダンヨールにおける流量変動から、とくに年間流量のほとんどが集中する夏期の流量と平均気温の間に強い正の相関関係 ($R =$ 約 0.8) が認められている (Fowler and Archer, 2006; Tahir *et al.*, 2011)。このダンヨールにおける河川の流量は、1979-2005 年においてわずかに減少傾向を示し (Tahir *et al.*, 2011)、この期間の気温 (とくに夏期の平均気温) がやや低下傾向にあることが示唆される。また、フンザ川流域における 2000-2009 年の積雪面積は、冬期において拡大傾向にあり、とくに高標高帯 (標高 4,300 m 以上) でこの傾向が強いことが指摘された (Tahir *et al.*, 2011)。一方夏期のそれは、横ばいまたは縮小傾向を示した (Tahir *et al.*, 2011)。このことから 2000-2009 年の気温は、冬期が低下傾向、夏期が横ばいまたは上昇傾向にあることが示唆される。さらに樹木の年輪幅変動について、フンザ川流域 (標高約 2,700-4,000 m) に自生するネズ (*Juniperus*)・マツ (*Pinus*)・トウヒ (*Picea*) のコアを用いた解析から、1900-2000 年の気温はやや上昇傾向にあり、高温期が 1955 年前後・1990 年前後に、低温期が 1920 年前後・1970 年前後に出現すると推定された (Esper *et al.*, 1995, 2002; Esper, 2000)。これら気温のプロキシデータによって、当該流域の谷底部から氷河平衡線付近における時空間的に詳細な気温変動が、近年明らかにされつつある。

しかし、カラコラム山脈の気温変動を明らかにする上で、先行研究の成果を利用する場合には、2 つの問題点が存在する。1 つ目は、長期的な気温の時系列データが入手できないため、任意期間における定量的な気温変動の解析ができないことである。2 つ目は、氷河平衡線付近およびそれより高標高帯 (標高約 5,000 m 以上) の気温変動が不明なため、谷底部から山稜部までの気温変動の垂直分布を考慮した気温変動の解析ができないことであ

る。これら原因は、気象観測地点が乏しいこと、政治的環境によってそれらデータの入手が困難なこと、気温分布が垂直的・水平的に複雑なことなどが考えられる。

これらの点から、近年の気温変動を把握するためには、任意期間における気温変動の垂直分布とその傾向を明らかにする必要がある。

これらのことに加えて、氷河の形態的特徴を考慮して氷河の末端変動と気温変動の関係を明らかにするためには、解析対象とする時間的スケールにも考慮する必要がある。これは、気温が変動してから氷河末端が変動するまでの時間差（タイムラグ）が、氷河の長さ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ためである。例えば、ヨーロッパアルプスやアイスランドにおける大規模な裸氷氷河の末端変動は、長期的（>40-50年）な気温変動に対応するが、短期的（<5-10年）な気温変動にはあまり対応しないとされる（Sigurdsson *et al.*, 2007; Benn and Evans, 2010）。その一方で、小規模裸氷氷河の末端変動は、長期的な気温変動に加えて、短期的な変動にも対応するとされる（Sigurdsson *et al.*, 2007; Benn and Evans, 2010）。そのため氷河の末端変動と気温変動の関係は、長期的変動と短期的変動に分けて解析する必要がある。

以上のことから、本研究は、カラコラム山脈における氷河の形態的特徴を考慮した近年の氷河の末端変動と気温変動の関係を、時間スケール別に明らかにすることを目的とする。カラコラム山脈およびその下流域は、大部分が乾燥帯・半乾燥帯に属している。そのため当該山脈の氷河は、これら地域の生活・農業・工業用水などの社会・経済的基盤となる水資源の大部分を支える給水塔の役割を持つ。したがって、当該山脈の氷河の形態的特徴を考慮して、氷河の末端変動と気温変動の関係を明らかにすることは、この地域の水資源の確保とその将来予測に寄与し、持続的発展に貢献するものと考えられる。

1-2 研究方法

本研究は、主に衛星画像、気温の客観解析データの解析および現地における氷河地形調査の3つの手法を用いておこなう。カラコラム山脈は、大部分がパキスタン・インドの係争地に位置するため、地形図・空中写真・気象データなどの多くが未整備または未公開であり、地理学的基礎資料に乏しい。そのため、衛星画像や気温の客観解析データは、広域性・歴史性・反復性・同時性に優れるデータであることから、これらを用いた解析は最適な手法と言える。

研究の流れを図 1-1 に示す。第 2 章では、既存資料、先行研究および現地調査から、研究対象地域の地形・地質・氷河・気候などの自然環境の概観を把握する。第 3 章では、氷河の形態的特徴を明らかにするため、2009 年・2010 年の衛星画像・DEM を用いて氷河台帳・氷河分布図を作成し、これを基に形態的特徴をまとめる。氷河台帳・氷河分布図の作成方法は、現地調査を基に開発する。第 4 章では、近年の氷河の末端変動を明らかにするため、解析対象とする氷河を第 3 章の結果から選定し、4 時期（1965 年・1990 年前後・2000 年前後・2010 年前後）の衛星画像を用いて解析する。氷河の末端変動は、第 3 章の氷河の形態的特徴を基にまとめる。第 5 章では、近年の気温変動の垂直分布を明らかにするため、客観解析データを用いて解析する。客観解析データの信頼性の検証には、現地で観測・取得した地上気象観測データを用いる。第 6 章では、総合的な考察をおこなう。前半部では、氷河の年間融解量とその変動を明らかにするため、第 3 章・第 5 章の結果を用いて、氷河の融解指数を定義・算出する。そして後半部では、氷河の形態的特徴を考慮した氷河の末端変動と氷河の気温変動の関係を明らかにするため、第 4 章の氷河の末端変動と第 6 章前半部の氷河の融解指数変動の関係を中心に考察する。なお、それぞれの解析・分析方法の詳細は、各章に記述する。

本研究における解析対象期間は、使用する衛星画像の関係で 1965-2010 年とする。1965 年以降を対象とするのは、カラコラム山脈において最も古い時期に観測が行われ、かつ判読可能な衛星画像（CORONA 衛星）が利用できる年であることによる。また 1965-2010 年における短期的変動を明らかにするため、1965-1990 年・1990-2000 年・2000-2010 年の 3 期間を短期的スケールの解析対象期間とする。1990 年前後と 2000 年前後の衛星画像を用いる理由は、約 10 年間隔で、出来るだけ高い時間分解能で変動を把握するためである。ただし 1965-1990 年は、1980 年前後に空間分解能の高い判読可能な衛星画像が存在しないため、25 年間と時間的開きを持つ。すなわち本研究の解析対象期間は、1965-2010 年であり、長期的変動を 1965-2010 年の 1 期間（45 年間）、短期的変動を 1965-1990 年、1990-2000 年、2000-2010 年の 3 期間（25 年間・10 年間・10 年間）とする。

1-3 研究対象地域の選定理由

本研究では、カラコラム山脈北西部のフンザ川流域を研究対象地域とする。フンザ川流域は、カラコラム山脈北西部の大部分を占める流域である。この流域は、先述したように、

1990年代後半以降に氷河の末端が前進・停滞する氷河が分布する流域の1つである。またこの流域には、氷河の全体像は明らかにされていないものの、小規模氷河や裸氷氷河に加えて大規模氷河や岩屑被覆氷河などのさまざまな形態的特徴を持つ氷河が発達すること（Batura Glacier Investigation Group, 1979 ; Goudie *et al.*, 1984a, 1984b; Mool *et al.*, 2005）が知られている。さらに先述のように、気温環境や近年の気温変動が比較的よく解明されている。このためフンザ川流域は、カラコラム山脈における近年の氷河の末端変動と気温変動の関係を、氷河の形態的特徴を考慮して明らかにする上で、最適な研究対象地域であると考えられる。

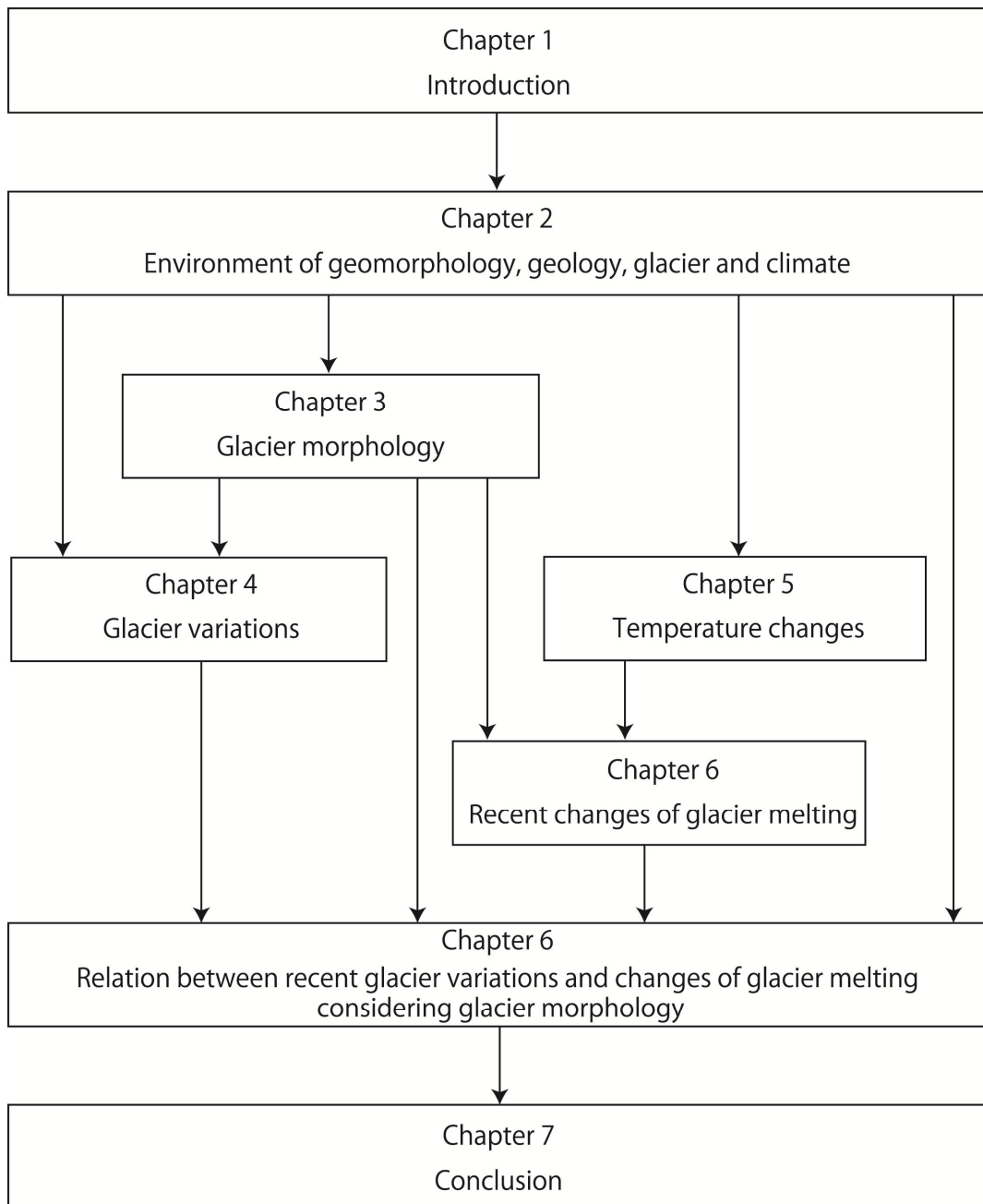


図 1-1 研究の流れ

第2章 研究対象地域の自然環境

2-1 地形・地質の概要

カラコラム山脈の概要を図 2-1 に示す。カラコラム山脈は、パキスタン・インド・中国・アフガニスタンにまたがる、北西-南東方向に約 500 km 連なる山脈である。この山脈は、アルプス・ヒマラヤ造山帯の一角を成し、ユーラシアプレートにインド・オーストラリアプレートが衝突した衝突型プレート境界の内陸に位置する。この造山運動によって、アジア内陸部には広大な山岳地帯が形成されており、カラコラム山脈の周囲にはヒマラヤ山脈・チベット高原・クンルン山脈・テンシャン山脈・パミール高原・ヒンドゥークシュ山脈などが位置する。

カラコラム山脈には、主尾根に沿って標高 7,000-8,000 m 級の山峰が数多く分布する。主な山峰には、北西部にディスタギル (標高 7,885 m) ・バツーラ I (7,795 m) ・カンジュト (7,790 m) ・ラカポシ (7,788 m) など、中央部に K2 (8,611 m) ・ガッシャーブルム I (8,068 m) ・ブロードピーク (8,051 m) ・ガッシャーブルム II (8,035 m) など、南東部にサルトロカングリ (7,742 m) ・チョゴリザ (7,665 m) ・サッサーカングリ (7,612 m) などがある (図 2-1, Swiss Foundation for Alpine Research, 1990)。これら主尾根の山頂高度は、北西部から南東部にかけて、K2 を除いて約 8,000 m 前後とほぼ一様である。一方谷底部には、インダス川とその支流のギルギット川やフンザ川などが流れる。インダス川は、カラコラム山脈の南側を南東から北西に向かって流れた後、南に転向してパンジャブ低地を流れ、アラビア海にそそぐ河川である。インダス川の谷底部の標高は、南東部の上流域で約 4,000 m、北西部の転向点付近で約 1,500 m である。したがって、カラコラム山脈の山稜部と谷底部の最大比高は、南東部で小さく、北西部で大きい。

カラコラム山脈の地体構造は、主に 5 つに区分される。そのうち 4 つは西北西—東南東方向の走向を持ち、北側から北部カラコラム地塊 (Northern Karakoram Terrane; 堆積岩, 変堆積岩, 変成岩など), カラコラムバソリス (Karakoram Batholith; 花崗閃緑岩, 優白質花崗岩, モンゾナイト, トーナライトなど), カラコラム複合変成岩体 (Karakoram Metamorphic Complex; 片麻岩, 変堆積岩, 結晶質石灰岩, 角閃岩など), コヒスタン・ラダック地塊 (Kohistan-Ladakh Terrane; 深成岩, 変堆積岩など) が、残りの 1 つは南北方向の走向を持つ高ヒマラヤ・ハラモシュ (High Himalaya-Haramosh; 主に片麻岩) が分布する (Searle,

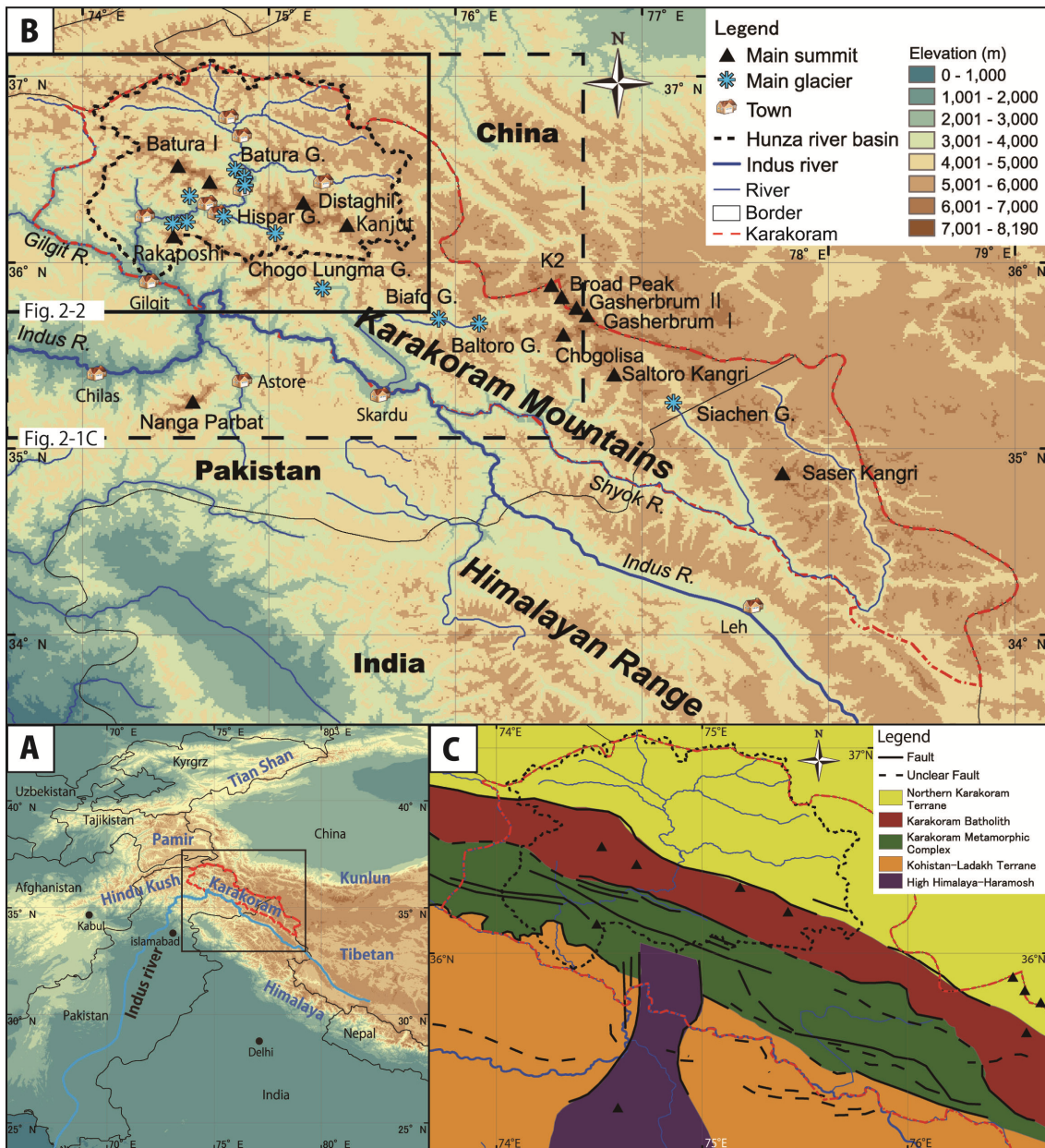


図 2-1 カラコラム山脈の概要

A : アジア内陸部の全体図。黒枠は、B の範囲を示す。標高は、GMTED を基に作成。B : カラコラム山脈の地形・氷河の概要。破線の黒枠は、C の範囲を示す。太い黒枠は、図 2-2 の範囲を示す。標高は、GMTED を基に作成。C : カラコラム山脈の地体構造。Searle (1991) , Hewitt (1998) , 藁谷・梶山 (2011) を基に作成。

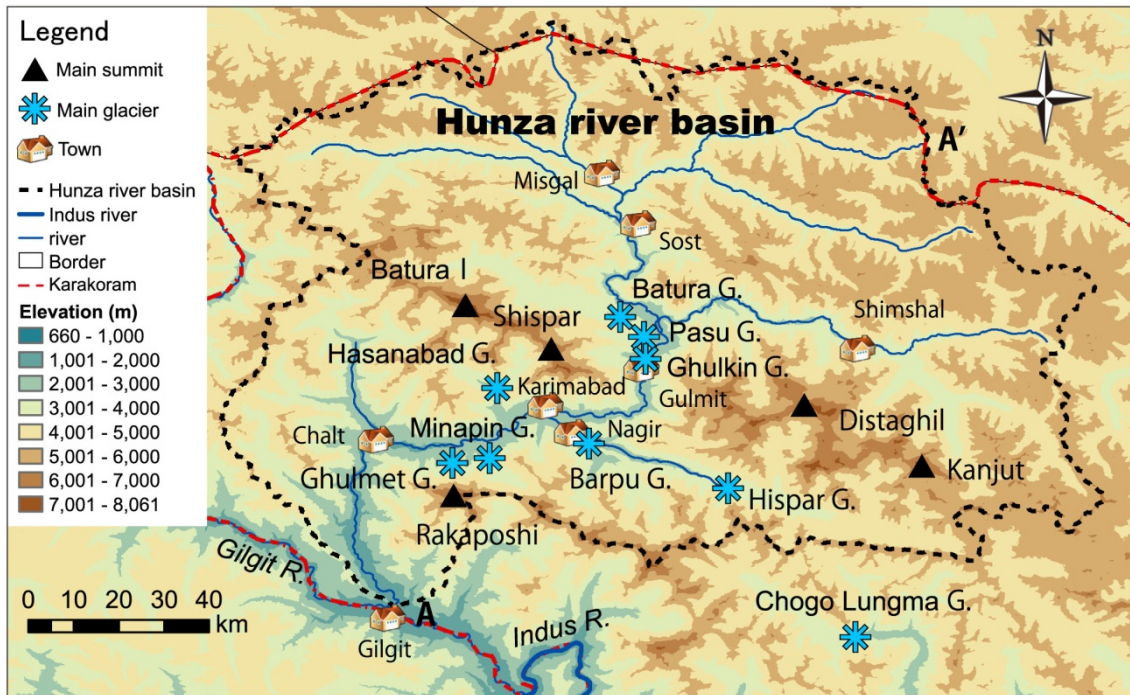


図 2-2 フンザ川流域の概要

標高は、ASTER GDEM を基に作成。

1991; Hewitt, 1998; 藁谷・梶山, 2011)。同様に、断層や縫合線も西北西—東南東または南北方向に走り、とくに、西北西—東南東方向に走る主カラコラム衝上断層付近は、カラコラム山脈で最も活発な隆起帯で、これに沿って主尾根が分布する (Hewitt, 1998; 藁谷・梶山, 2011)。

フンザ川流域の概要を図 2-2 に示す。研究対象とするフンザ川は、最大比高の大きいカラコラム山脈の北西部に流域を持つ (写真 2-1)。このフンザ川 (河川長約 230 km) は、インドス水系の支流で、パキスタンと中国の国境付近を源流として南流する。その流域面積は約 13,700 km² で、東西約 160 km、南北約 130 km の広がりを持つ。

フンザ川流域は、地形・地体構造の特徴から、フンザ川とシムシャール川の合流点付近を境界として、北部の上流域と南部の中・下流域に大きく 2 分される。フンザ川中・下流域には、カラコラム山脈の主尾根が位置し、その標高は約 7,000-8,000 m に達するが、上流域の山稜部の標高は約 5,000-6,000 m に止まる (図 2-3)。一方谷底部の標高は、下流域で約 1,500 m、上流域で約 4,000 m を示す (図 2-3)。このためフンザ川流域の地形は、中・下流域で比高が大きく (写真 2-2)、上流域で比高が小さい (写真 2-3)。地質は、上流域に北部カラコラム地塊の堆積岩・変成岩類が、中・下流域にカラコラムバソリス、カラコラム複



写真 2-1 フンザ川

中流域のカリマバードより下流側を望む。2012年8月撮影。

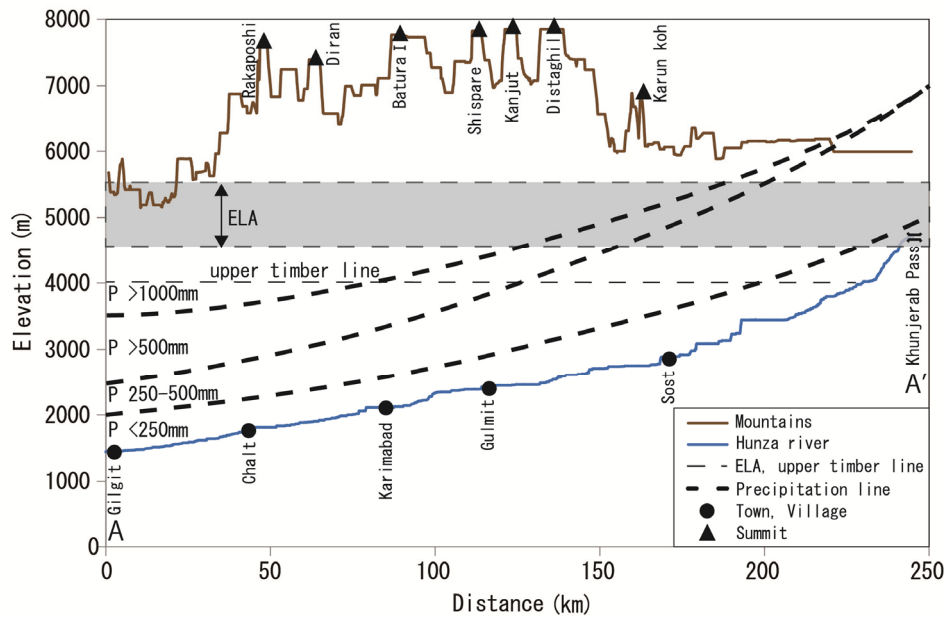


図 2-3 地形断面図と降水量の垂直分布

フンザ川の断面は、図 2-2 の A-A' のフンザ川の流路から作成。山稜の断面は、流域内の山稜の最高点高度を投影して作成。これら作成に用いた標高は、ASTER GDEM による。ELA は、藁谷 (2010b) を基に作成。森林限界は、Esper (2000) を基に作成。降水量 (P) の等値線は、Hewitt (1968, 1989), Batura Glacier Investigation Group (1979), Goudie *et al.* (1984b), Hewitt *et al.* (1989), Wake (1989), Winiger *et al.* (2005) を基に作成。



写真 2-2 フンザ川中・下流域

中流域のパスー村。2010年8月撮影



写真 2-3 フンザ川上流域

クンジェラブ峠にてパキスタン側から中国側を望む。2009年8月撮影。

合変成岩体などの深成岩・変成岩類が分布し（図 2-1, Searle, 1991; Hewitt, 1998; 藁谷・梶山, 2011), 地形と調和的である。また中・下流域には, 主カラコラム衝上断層および主マントル衝上断層などが位置し (Searle, 1991; Hewitt, 1998; 藁谷・梶山, 2011), ディスタギル (標高 7,885 m), バツーラ I (7,794 m), ラカボシ (7,788 m), カンジュト (7,760 m), シスパー (7,611 m) などの高峰が多数存在する (Swiss Foundation for Alpine Research, 1990)。

2-2 氷河の概要

後期更新世におけるカラコラム山脈の氷河変動は, ローレンタイドやスカンディナビアなどの氷床変動とは異なることが知られている (藁谷, 2010b)。フンザ川流域では, 後期更新世に 5 回, 完新世に 3 回の氷河拡大期があり, 古い拡大期からシャノズ期 (年代不明), ユンズ期 (> 60 ka), ボリットジュール期 (43.2-54.7 ka), グルキン I 期 (21.8-25.7 ka), グルキン II 期 (15.3-18.4 ka), バツーラ期 (9.0-10.8 ka), パスー I 期, パスー II 期の順である (Derbyshire *et al.*, 1984; Owen *et al.*, 2002; Spencer and Owen, 2004; 藁谷 2010b)。これらのうち, 大規模な氷河拡大期は, グルキン I 期・II 期などの MIS2 よりも, ユンズ期・ボリットジュール期などの MIS3 以前に顕著で, これはヒマラヤ山脈西部やヒンドゥークシュ山脈の傾向と一致する (Owen, 1989; 藁谷 2010b)。

現在のカラコラム山脈の氷河面積は, アジア内陸部においてヒマラヤ山脈 (約 30,000 km²) に次ぐ, 約 18,000 km² (藁谷, 2010b ; Bolch *et al.*, 2012) である。当該山脈の氷河は, カール氷河・ニッチ氷河・アイスエプロンなどが山稜部に広く分布するほか, 多数の大規模な谷氷河が流下している。とくにカラコラム山脈には, 大規模な岩屑被覆氷河が多数発達し, 北西部にはバツーラ (長さ 59 km) ・ヒスパー (55 km) ・チョゴランマ (50 km), 中央部にはビアフォ (59km) ・バルトロ (58km), 南東部にはシアチェン (70km) などがあり (Goudie *et al.*, 1984a, 1984b ; 伏見, 1997 ; Mool *et al.*, 2005), 北西部から南東部まで広く分布する (図 2-1)。当該山脈の氷河平衡線高度 (気候的雪線高度) は, 北西部でやや低く (図 2-3, 標高 4,600-5,800 m), 南東部でやや高い (4,700-5,900 m) 傾向にある (藁谷, 2010b)。

フンザ川流域の小規模な氷河は, 流域内に広く分布するが, 大規模な氷河は中・下流域に集中する。Mool *et al.*, (2005) を基にまとめると, フンザ川流域の氷河数は 913 氷河, 氷河面積は 4,030.2 km² で, これら氷河の長さは 0.2~58.8 km, 面積は 0.1~521.2 km² の範囲をそれぞれ示す。氷河は, 消耗域における氷河表面の岩屑被覆程度によって, 2 つのタイ

プに分けられる。すなわちこれは、岩屑に被覆されない裸冰冰河（写真 2-4）と被覆される岩屑被覆氷河（写真 2-5）で、これら分類はヒマラヤ山脈の氷河において分類された氷河タイプである（森林, 1974 ; Moribayashi and Higuchi, 1977）。このような岩屑被覆氷河の形成には地形環境が影響し、一般的に流域内の山稜高度が高く、また起伏が大きい氷河に形成されるという（Scherler *et al.*, 2011）。一方この分類とは別に、当該流域では、氷河末端部およびその周辺部における地形と堆積物の違いから、パサー型（Pasu type）氷河（写真 2-4）とグルキン型（Ghulkin type）氷河（写真 2-5）の分類がある（Owen and Derbyshire, 1989 ; Benn and Owen, 2002）。パサー型氷河は、氷河末端部の下流側にハンモッキーモレーンとアウトウォッシュプレーンが形成されている氷河である。グルキン型氷河は、氷河消耗域が岩屑に覆われ、氷河末端部から連続する扇状地および崖錐状の堆積地形が、下流側に形成される氷河である。このパサー型氷河は裸冰冰河に、グルキン型氷河は岩屑被覆氷河にそれぞれ対応していると考えられる。ただし現地での観察によると、パサー型のパサー氷河は、末端部表面が若干の岩屑に覆われており、全く岩屑に覆われないわけではない（写真 2-4, 2-6）。そのため当該流域の裸冰冰河には、全く岩屑に覆われない氷河と若干の岩屑に覆われる氷河の両方が含まれると考えられる。フンザ川流域の主な裸冰冰河には、パサー氷河・ミナピン氷河・グルメット氷河など、岩屑被覆氷河にはグルキン氷河・バツーラ氷



写真 2-4 裸冰冰河

パサー型氷河のパサー氷河。2012年8月撮影。



写真 2-5 岩屑被覆氷河

グルキン型氷河のグルキン氷河。2009年8月撮影。



写真 2-6 パスー氷河の末端部

氷河末端部が、若干の岩屑に覆われている。2012年8月撮影。

河・ヒスパー氷河・バルプ（ホッパー）氷河・ハサナバッド氷河などがある（図 2-2, Goudie *et al.*, 1984a, 1984b）。

2-3 気候の概要

カラコラム山脈は、インドモンスーンの影響を受ける南アジアの湿潤帯と大陸性高気圧に覆われる中央アジアの乾燥帯の漸移帯に位置する。乏しい気象観測データによると、当該山脈の年平均気温は、北西部のギルギット（標高 1,460 m）で 15.9 °C、中央部のスカルドゥ（2,210 m）で 11.5 °C、南東部のレー（3,506 m）で 5.7 °C である（藁谷, 2010a; 梶山・藁谷, 2013）。このため当該山脈の気温分布は、おおむね緯度・標高の上昇に伴い、南側から北側に向かって低下する傾向にある。

降水量分布は、水平的・垂直的に変化が激しく、地域差が大きい。当該山脈の降水は、冬期および春期が偏西風擾乱によって西側から、夏期がインドモンスーンによって南側からそれぞれもたらされる。しかし、後者の降水は、カラコラム山脈の南に位置するヒマラヤ山脈に阻まれ、北に向かって減少する。このため、降水量の季節的配分は、おおむね冬期から春期が全体の 2/3、夏期が全体の 1/3 である（Wake, 1989）。

フンザ川流域の気温分布は、おおむね下流域から上流域に向かって、また標高が高くなるに従って低下する。当該流域の気象観測地点は非常に乏しく、またそのデータの入手は一般的に困難であるため、これまでに多数の気象観測が行われているが、それらはギルギットを除いて短期間観測に限られる。ギルギットにおける気温は、年平均気温 15.9 °C、5-9 月は 30 °C を超え（図 2-4）、この期間に氷河の融解が最も起こっていると考えられる。また気温の短期間観測によると、中流部のバツーラ氷河末端部（標高 2,662 m）の年平均気温（観測期間 1994-1996 年）は 11.0 °C（Waragai, 1998, 1999）、中流部の 4 地点（標高 2,460-2,943 m）の年平均気温（観測期間 2003-2004 年）は 7.0-10.7 °C（藁谷, 2008）、ヤシユバンダン（標高 2,479 m）の年平均最高気温・最低気温（観測期間 2008 年）はそれぞれ 16.2 °C・6.4 °C（藁谷, 2010c）、ジアラット（標高 3,669 m）の最寒月平均気温（観測期間 2001-2003 年）は 1 月の -9.0 °C、最暖月平均気温は 6 月の 14.6 °C（Immerzeel *et al.*, 2012）である。

フンザ川流域の降水量分布は、水平的・垂直的に変化が激しく、地域差が大きい。当該流域の降水量データも、気温データと同様に、ギルギットを除いて短期間観測に限られて

いる。ギルギットの年降水量は、108 mm（観測期間 1961-2010 年）と少なく（図 2-4、梶山・藁谷，2013），非常に乾燥している。短期観測による各地点の年降水量は、ヤシュバندان（観測期間 2008 年）64 mm（藁谷，2010c），ナルター（標高 2,858 m，観測期間 1999-2008 年）680 mm，ジアラット（観測期間 1999-2008 年）220 mm，クンジェラブ（標高 4,730 m，観測期間 1999-2008 年）170 mm（Tahir *et al.*, 2011）である。またフンザ川流域に近接する地域では、シナッカー（標高 2,210 m）の年降水量（観測期間は不明）142 mm，ディラン（標高 4,120 m）の年降水量（観測期間は不明）720 mm（Mayer *et al.*, 2010）である。

一方、山稜部における降水量観測はほとんどおこなわれていないが、氷河涵養域における積雪深の観測から、山稜部の降水量が推定されている。氷河上における積雪深から推定した氷河の涵養量は、フンザ川流域のバツラ氷河の標高 4,840 m 地点で冬期涵養量が水当量換算 1,030 mm（Batura Glacier Investigation Group, 1979），クルドピン氷河の標高 5,520 m 地点で年間涵養量が水当量換算 2,310 mm（Wake, 1989），フンザ川流域に近接するピアフォ氷河の標高 4,900-5,400 m 地点で年間涵養量が水当量換算 900-1,880 mm（Hewitt *et al.*, 1989; Wake, 1989）とそれぞれ報告されている。積雪深そのものの値については、フンザ川流域に近接するバグロット谷の年最大積雪深（観測期間 1990-1995 年）が標高 3,670 m 地点で約 800-1,300 mm，標高 4,050 m 地点で約 1,000-1,900 mm である（Winiger *et al.*, 2005）。

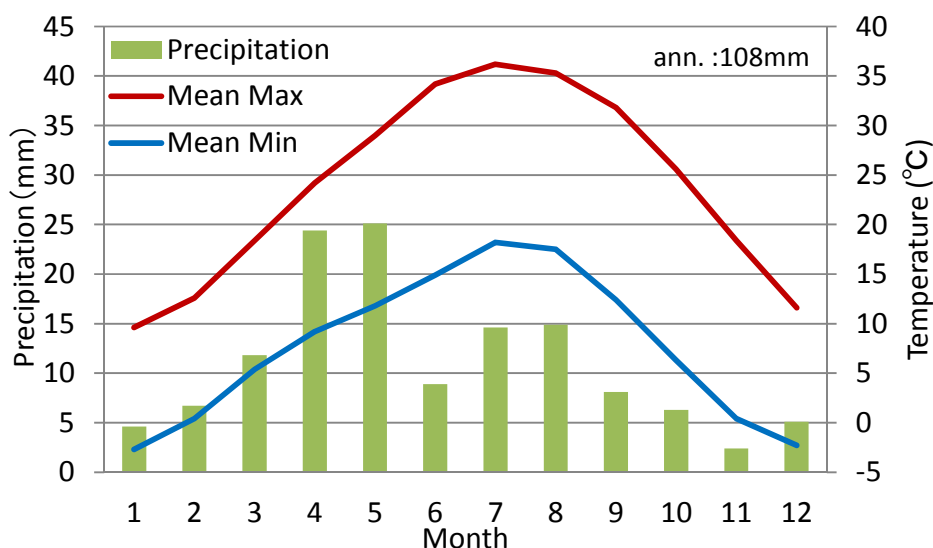


図 2-4 ギルギットの雨温図

ann.: 年降水量。データは、1961-2000 年の平年値を示す。ギルギットの位置は、図 2-2 を参照。平年値のデータは、Pakistan Meteorological Department (URL: <http://pmd.gov.pk/>) より取得。

これらをまとめると、フンザ川流域における降水量の水平分布は、下流域から上流域に向かって減少する傾向にあるが、とくにこれは中流域に位置するバツラウォールを境に急激に減少する (Immerzeel *et al.*, 2012)。また垂直分布は、谷底部から山稜部に向かって増加するため、山稜部の降水量は谷底部に比べて非常に豊富である。すなわち当該流域の降水量分布は、谷底部が年降水量 250mm 以下、山稜部が下流域で 3,500m 以上において、中流域で 4,500m 以上においてそれぞれ年降水量 1,000 mm を超える (Hewitt, 1968, 1989; Batura Glacier Investigation Group, 1979; Goudie *et al.*, 1984b ; Hewitt *et al.*, 1989; Wake, 1989; Winiger *et al.*, 2005) と考えられる (図 2-3)。

第3章 氷河の形態的特徴

3-1 緒言

本章では、フンザ川流域における氷河の形態的特徴を明らかにする。始めに 2010 年前後の衛星画像・DEM を用いて、氷河台帳・氷河分布図を作成する。そして作成した氷河台帳・氷河分布図から、氷河の形態的特徴を明らかにする。またこれら氷河台帳・氷河分布図は、本研究における基礎資料となるものである。

3-2 方法

氷河台帳と氷河分布図の作成にあたり、本研究における氷河の定義は、先行研究（比較氷河研究会，1973；WGMS，1989；岩田，2011）を参考にしつつ、現地における観察を基に、衛星画像を用いた判読およびフンザ川流域の急峻な地形環境を考慮したものである。すなわち 1 つの氷河とは、図 3-1 に示すように、末端部を最低地点とする流域内にあり、かつ末端部に連続する面積 0.1 km^2 以上の氷体である。ただし、氷体が連続していないものでも、一連の涵養・消耗システムと認められるものは、1 つの氷河とする。したがって、山稜部において広範囲に連続して発達する氷体は、氷河末端部を最低地点とするそれぞれの氷河の流域（集水域）によって区別される。また、氷河の消耗域において複数の氷河が合流している場合は、合流する全ての氷河を含めて 1 つの氷河とする。

解析の流れは、始めに衛星画像および DEM を基に氷河のマッピングをおこなって、氷河分布図を作成し、次にこの氷河分布図を基に氷河台帳を作成するものである。なおフンザ川流域には、氷河を含めた地形研究の基礎資料となる大縮尺地形図や空中写真が公開されていないため、これら公的資料を利用することができない。そこで本研究では、衛星画像および DEM から作成した衛星地図を、氷河分布図の基図として使用した。解析には、主に「ArcGIS 10 (ESRI 社製)」を利用した。

使用する衛星画像および DEM の一覧を表 3-1 に示す。衛星画像は、2009 年および 2010 年の夏期から秋期に観測された ALOS AVNIR-2 および Terra ASTER を使用した³⁻¹⁾。これら画像は、画像 1 枚につき GCP を、2000 年前後に観測され GeoTiff フォーマットにて提供されているオルソ化された Landsat ETM+から、30~40 点取得して幾何補正を施した。幾何

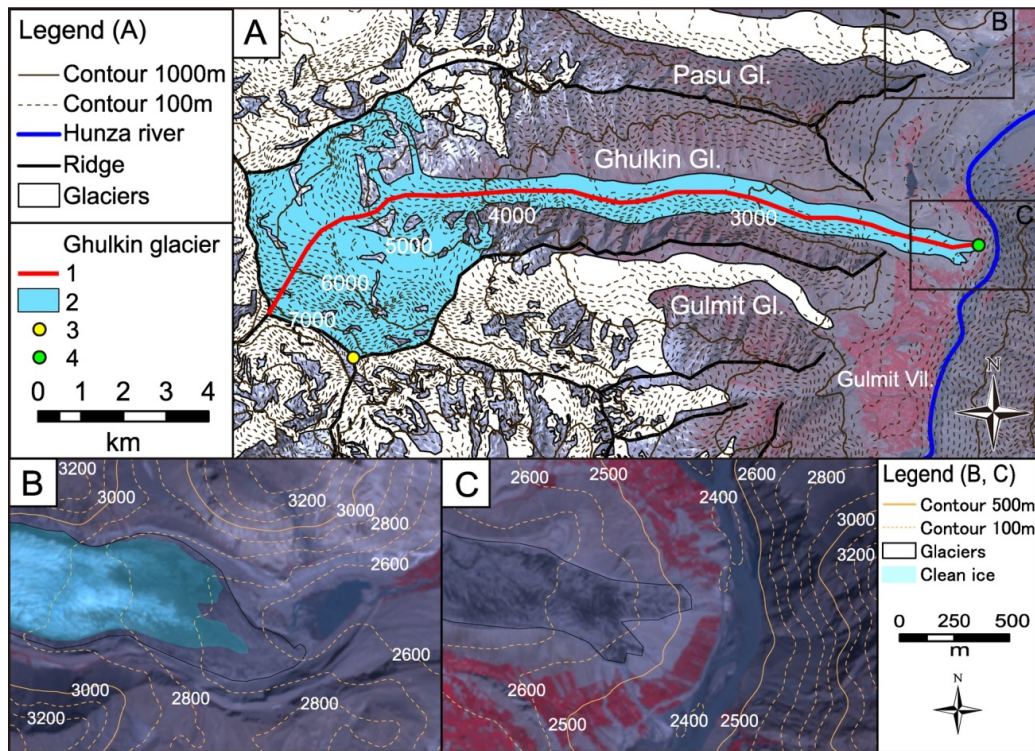


図 3-1 氷河のマッピングおよび氷河台帳の各項目の定義

A : 氷河のマッピングおよび台帳の各項目の定義 (例 : グルキン氷河), 1 : 長さ (L , 18.2 km), 2 : 面積 (A , 28.8 km²), 3 : 流域内の最高点高度 (H_{Cmax} , 7,310 m), 4 : 氷河の最低点高度 (H_{Gmin} , 2,470 m)。B : 裸氷氷河の末端部 (例 : パスー氷河)。C : 岩屑被覆氷河の末端部 (例 : グルキン氷河)。基図は, ALOS AVNIR-2 (2009 年 7, 8 月観測) のフォールス画像および ASTER GDEM から作成。

補正には, 3 次多項式を用いた。GCP は, できるだけ人工構造物を選んで取得するが, それが存在しない地域においては, 地形変化が小さいと考えられる地点から取得した³⁻²⁾。GCP の位置データの誤差は, 最大で Landsat ETM+ の空間分解能である 15 m 未満と考えられる。また, 幾何補正後の GCP の平均二乗偏差は, 2 画像を除いて全て 1 画素未満の値となった³⁻³⁾。一方 DEM は, ASTER GDEM を使用し, これから等高線を発生させて, 等高線図を作成した³⁻⁴⁾。そして, この等高線図と衛星画像を重ね合わせて衛星地図を作成した。氷河分布図は, この衛星地図を判読し, 氷河をマッピングして作成した。また判読の参考データとして, Google Earth の画像も使用した。

岩屑被覆氷河のマッピングには, 画像判読上の問題点が存在する。これは, 岩屑被覆氷河の末端部における氷体範囲の特定である。現地での観察によると, 岩屑被覆氷河の末端部は, 多量の岩屑に被覆されている (写真 3-1)。また, 現在の氷河末端部よりも下流側に

は、過去のターミナルモレーンやハンモッキーモレーンが形成されている場合がある。さらに、氷河周辺部は崩壊地や崖錐の発達が顕著で、マスマーブメントによる岩屑が広く堆積しているところも多い。このため、衛星画像を用いて氷体の範囲を特定することが、しばしば困難になる。そこで本研究では、現地での観察と予察的な衛星画像判読の結果を基に、氷河末端部の位置を特定するための定義を決定した。これは、氷河表面上と氷河周辺部で、岩屑の含水率や植生の有無などに起因する画像の反射率の違いや地表面高度が異なることを利用して、画像の色調、陰影、模様およびきめや等高線の凹凸を判読するものである。すなわち、氷河末端部における氷体の範囲は、植生の発達が乏しく、氷河周辺部より高度が高いラテラルモレーンおよびターミナルモレーンの内側である（図 3-1, 3-2）。しかしこのような画像判読によっても、氷体の範囲を特定することができない氷河は、対象外とした³⁻⁵⁾。また、本研究では岩石氷河も対象外とした³⁻⁶⁾。

表 3-1 氷河の形態的特徴の解析に使用したデータの概要

Remote sensing data	ID	Date dd/mm/yyyy	Resolution
ALOS AVNIR-2	ALAV2A186592860	26/07/2009	10m
	ALAV2A186592870	26/07/2009	10m
	ALAV2A189072860	12/08/2009	10m
	ALAV2A189072870	12/08/2009	10m
	ALAV2A190822870	24/08/2009	10m
	ALAV2A191552860	29/08/2009	10m
	ALAV2A195052870	22/09/2009	10m
Terra ASTER	ASTL1B_1010020546101103220043	06/10/2010	15m
	ASTL1B_1010020546181103220046	06/10/2010	15m
	ASTL1B_1010160558161103220040	19/10/2010	15m
	ASTL1B_1010160558251103220045	19/10/2010	15m
Landsat ETM+	LE71490342000255SGS00	11/09/2000	15m
	LE71490352000255SGS00	11/09/2000	15m
	LE71500342000246SGS01	02/09/2000	15m
	LE71500351999259SGS00	16/09/1999	15m
ASTER GDEM	ASTGTM_N35E074	- *	1second
	ASTGTM_N35E075	- *	1second
	ASTGTM_N36E074	- *	1second
	ASTGTM_N36E075	- *	1second
	ASTGTM_N37E074	- *	1second
	ASTGTM_N37E075	- *	1second

ASTER GDEM は、2000 年以降に観測された ASTER 画像から作成されている。



写真 3-1 岩屑被覆氷河の末端部

バターラ氷河の末端部。岩屑被覆の厚さは、最大約2mに達する。2012年8月撮影。

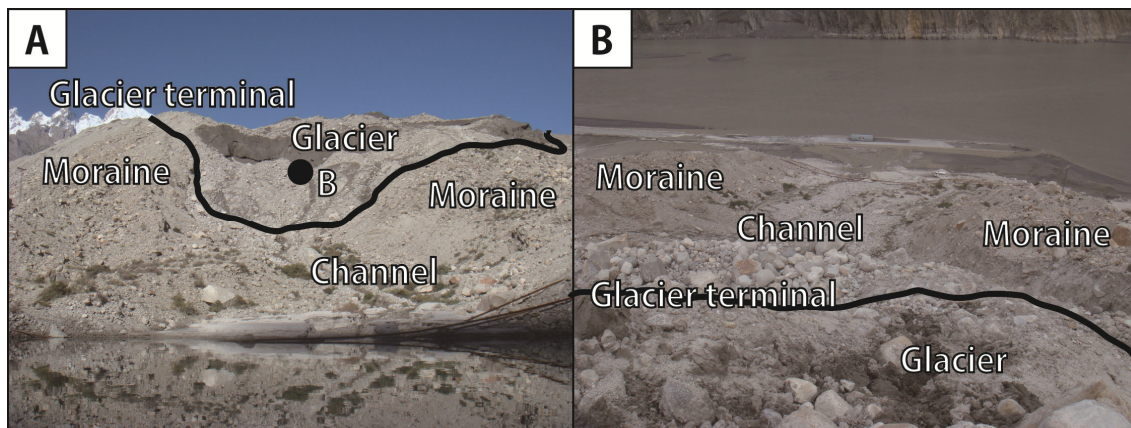


図 3-2 岩屑被覆氷河の末端位置の特定

A : 氷河下流側から撮影した末端部。B : 氷河上から下流側を撮影した末端部。黒線は、末端部の範囲を示す。写真は、グルキン氷河の末端部で、2012年8月に撮影。

氷河台帳の項目は、先行研究（野上，1968；Watanabe，1976；Fujii and Higuchi，1977；Higuchi *et al.*，1978；Iida *et al.*，1984；WGMS，1989；Shiraiwa and Yamada，1991；朝日，2001）を参考に、番号、氷河名、緯度、経度、長さ (L , km)、面積 (A , km²)、岩屑被覆面積 (A_{Debris} , km²)、岩屑被覆率 (D , %)、流域の最高点高度 (H_{Cmax} , m)、氷河の最高点高度 (H_{Gmax} , m)、氷河の最低点高度 (H_{Gmin} , m)、最大比高 (H_{Range} , m)、平均傾斜 (S , °)、涵養域の

方位（8方位）、消耗域の方位（8方位）の15項目とした。ここで氷河名は、1/250,000スケッチマップ（Swiss Foundation for Alpine Research, 1990）に掲載されている氷河のみを記載した。緯度および経度は、氷河の中心である。 L は、氷河の流路中心線を通る、末端からの最長の水平距離である³⁻⁷⁾（図3-1）。 A は、露岩部を除いた氷体の面積である（図3-1）。 A_{Debris} は、岩屑に覆われている氷河の面積である。 D は、 A に占める A_{Debris} の割合である。 H_{Cmax} は、氷河そのものの最高点高度ではなく、氷河末端を最低地点とする流域内の最高点高度である（図3-1）。 H_{Gmax} は氷河の最高点高度、 H_{Gmin} は氷河の最低点高度である（図3-1）。 H_{Range} は、氷河の最大比高で、 H_{Gmax} と H_{Gmin} の差である。 S は、氷河の平均傾斜で、 L と H_{Range} から求めた。

3-3 結果

フンザ川流域には1,322の氷河が認められ、その合計面積は4,275.7 km²であった。表3-2が示すように、これら氷河の L は、0.3-58.6 kmの範囲を示し、平均は2.6 kmであった。 A は0.1-489.3 km²と差が大きく、平均は3.2 km²であった。 A_{Debris} は最大125.4 km²、平均0.5 km²であった。 D は最大69.3%、平均6.8%であった。 H_{Cmax} は4,730-7,850 mの範囲を示し、平

表 3-2 氷河台帳の概要

		Minimum	Median	Maximum	Mean
L	(km)	0.3	1.7	58.6	2.6
A	(km ²)	0.1	0.6	489.3	3.2
A_{Debris}	(km ²)	0.0	0.0	125.4	0.5
D	(%)	0.0	0.0	69.3	6.8
H_{Cmax}	(m)	4,730	5,680	7,850	5,720
H_{Gmax}	(m)	4,220	5,660	7,850	5,670
H_{Gmin}	(m)	2,260	4,770	5,620	4,680
H_{Range}	(m)	90	820	5,140	990
S	(°)	4.2	26.0	58.1	25.9

L ：長さ、 A ：面積、 A_{Debris} ：岩屑被覆面積、 D ：岩屑被覆率、 H_{Cmax} ：流域の最高点高度、 H_{Gmax} ：氷河の最高点高度、 H_{Gmin} ：氷河の最低点高度、 H_{Range} ：最大比高、 S ：平均傾斜。

均 5,720 m で、 H_{Gmax} は 4,220-7,850 m の範囲を示し、平均 5,670 m であった。 H_{Gmin} は 2,260-5,620 m の範囲を示し、平均 4,680 m であった。 H_{Range} は 90-5,140 m の範囲を示し、平均 990 m であった。 S は 4.2-58.1° の範囲を示し、平均 25.9° であった。また、涵養域および消耗域の方位は、北に向くものが一番多く、南東または南西が少なかった。

A_{Debris} の合計は 608.0 km² で、 A の合計 (4,275.7 km²) の約 14% を占めた。岩屑被覆が認められなかった氷河 ($D=0\%$) 数は、735 氷河と全氷河の約 56% を、それが認められた氷河 ($D>0\%$) 数は、587 氷河と全氷河の約 44% を占めた。主な氷河の D をみると、裸氷氷河ではパサー氷河 1.2%・ミナピン氷河 11.7%・グルメット氷河 0.4% で、岩屑被覆氷河ではグルキン氷河 18.6%・バツーラ氷河 21.6%・ヒスパー氷河 25.6%・バルプ (ホッパー) 氷河 16.1%・ハサナバッド氷河 23.4% であった。このように裸氷氷河と言われる氷河でも、岩屑に被覆された氷河が多数存在し、裸氷氷河と岩屑被覆氷河の D の境界は、約 10% であった。そこで、 $D=10\%$ を境界として岩屑被覆が認められた氷河をまとめると、 D が 10% 以下の氷河は 222 氷河で全氷河の約 16%、 D が 10.1% 以上の氷河は 365 氷河で全氷河の約 28% であった。

フンザ川流域の氷河分布図を図 3-3 に示す。氷河は、山稜部を覆うように、フンザ川流域の全体にわたって広く分布することがわかった。しかし個々の氷河に着目すると、フンザ川上流域と中・下流域で、氷河の分布は大きく異なる。図 3-4 には A を基に分類した分布図を、図 3-5 には H_{Cmax} を基に分類した分布図を、図 3-6 には H_{Gmin} を基に分類した分布図をそれぞれ示す。上流域には、 A が 10.0 km² 以下、 H_{Cmax} が 6,500 m 以下、 H_{Gmin} が 4,001 m 以上の氷河が多く分布した。一方中・下流域には、 A が 10.1 km² 以上、 H_{Cmax} が 6,510 m 以上、 H_{Gmin} が 4,000 m 以下の氷河が多く分布した。とくに中・下流域の主尾根には、 A が 50.1 km² 以上、 H_{Cmax} が 7,010 m 以上、 H_{Gmin} が 3,000 m 以下の氷河が認められた。また、 D が 10.0% 以下の氷河は上流域に、 D が 10.1% 以上の氷河は中・下流域に多く分布した (図 3-7)。したがって、上流域には小規模で比高の小さい裸氷氷河が、中・下流域には大規模で比高の大きい岩屑被覆氷河が多く分布した。

3-4 考察

フンザ川流域の氷河は、主に上流域と中・下流域の 2 つに分類される。すなわち、上流域には小規模で比高の小さい裸氷氷河が、中・下流域には大規模で比高の大きい岩屑被覆

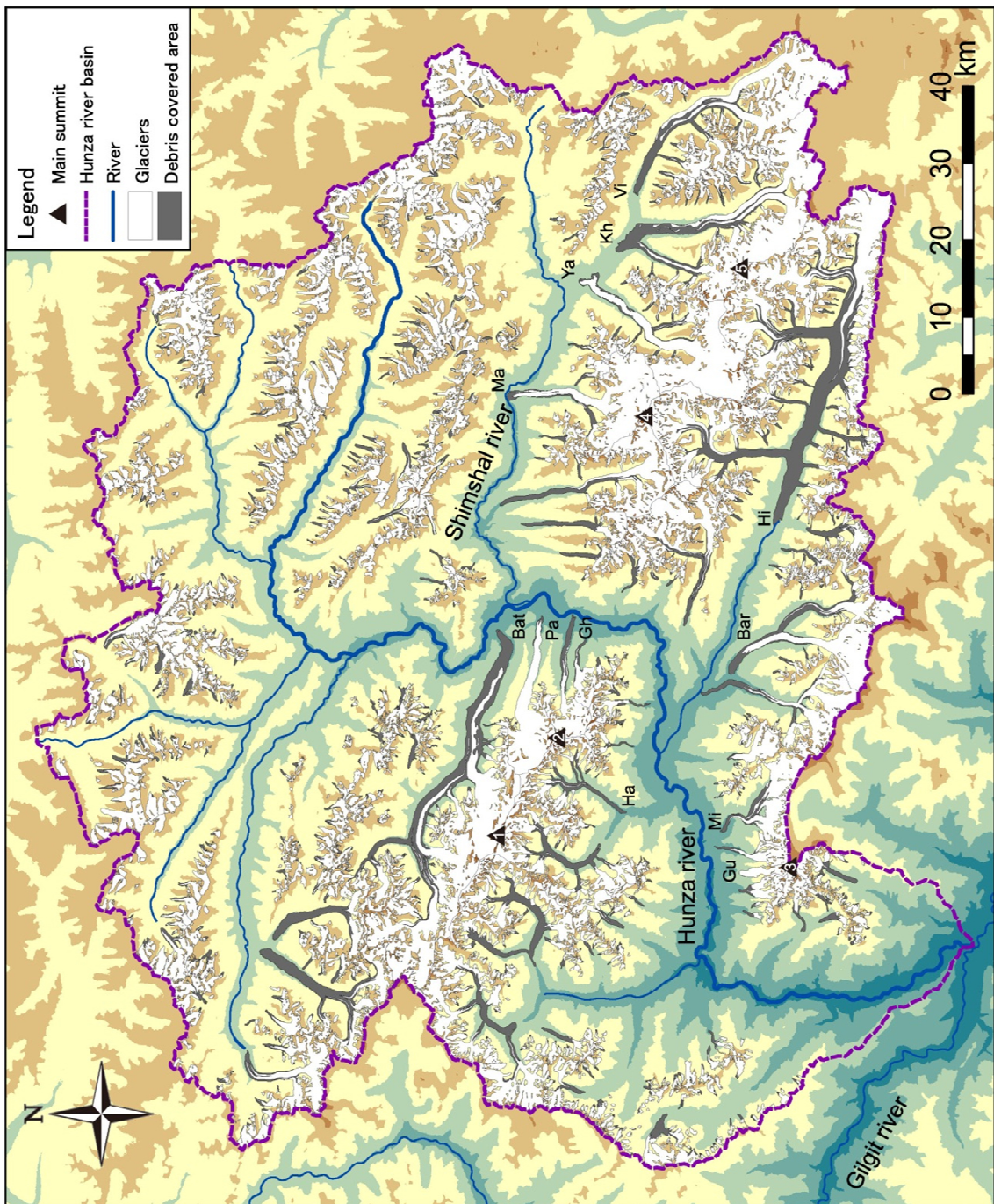


図 3-3 氷河分布図

黒三角は、主な山峰を示す。1：バツーラ I，2：シスパー，3：ラカポシ，4：ディスタギル，5：カ
ンジュト，Bat：バツーラ氷河，Pa：パサー氷河，Gh：グルキン氷河，Ha：ハサナバッド氷河，Gu：
グルメット氷河，Mi：ミナピン氷河，Bar：バルブ（ホッパー）氷河，Hi：ヒスパー氷河，Ma：モ
ラングティ氷河，Ya：ヤグヒル氷河，Kh：クルドピン氷河，Vi：バージェラブ氷河。濃い灰色は、
氷河の岩屑被覆域を示す。

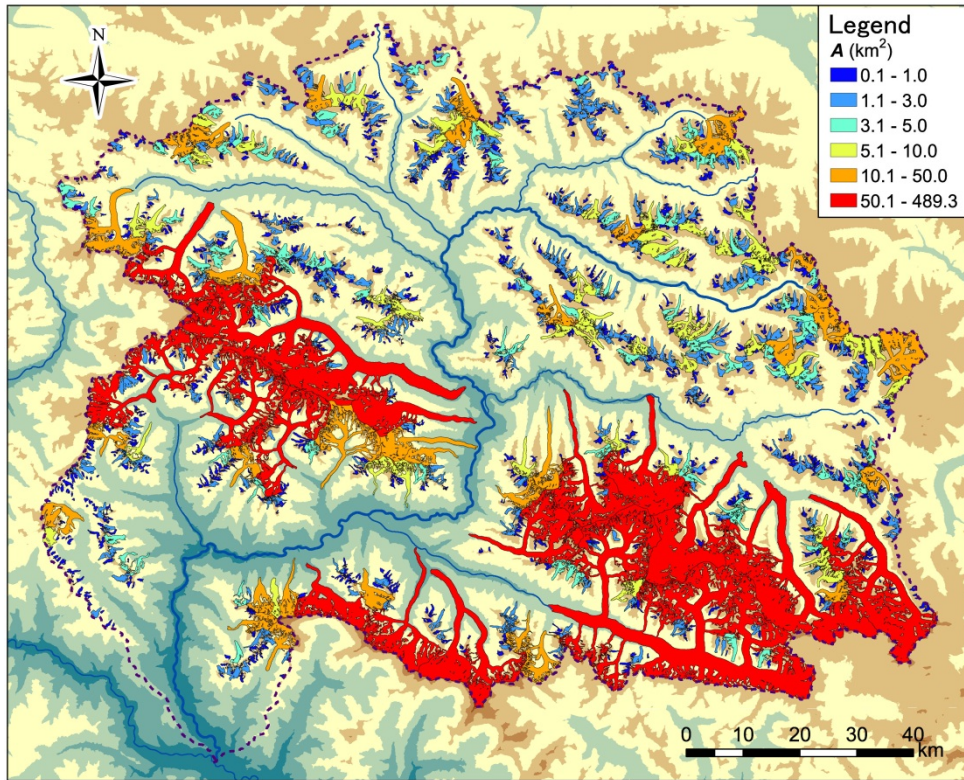


図 3-4 氷河の面積 (A) を基に分類した氷河分布図

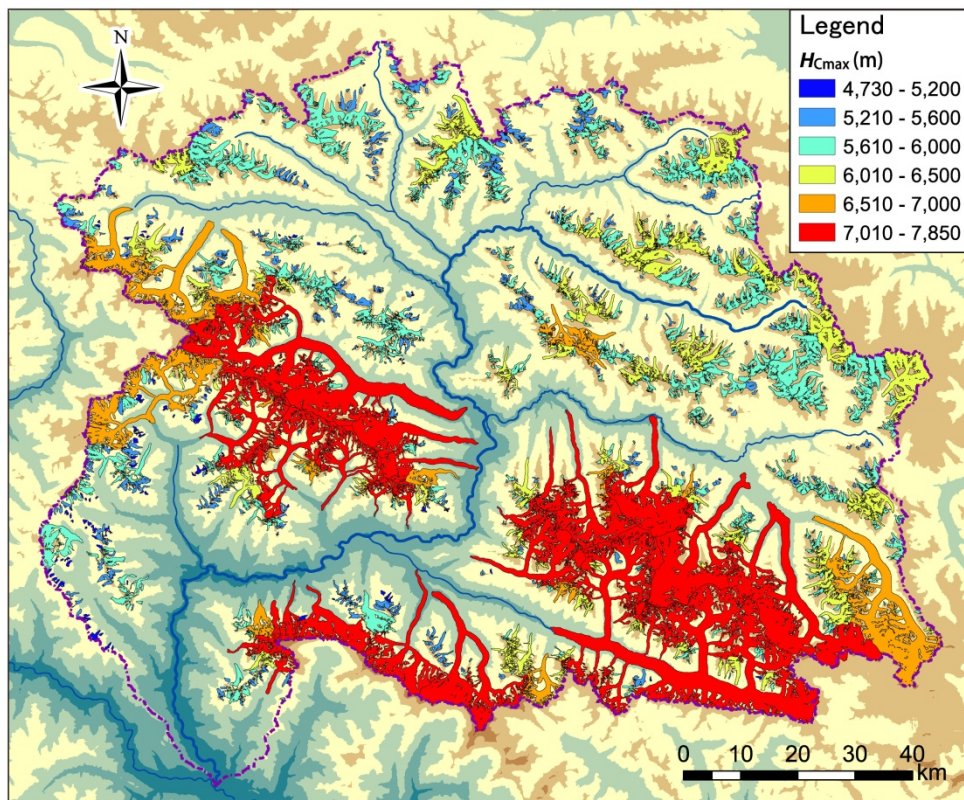


図 3-5 流域の最高点高度 (H_{Cmax}) を基に分類した氷河分布図

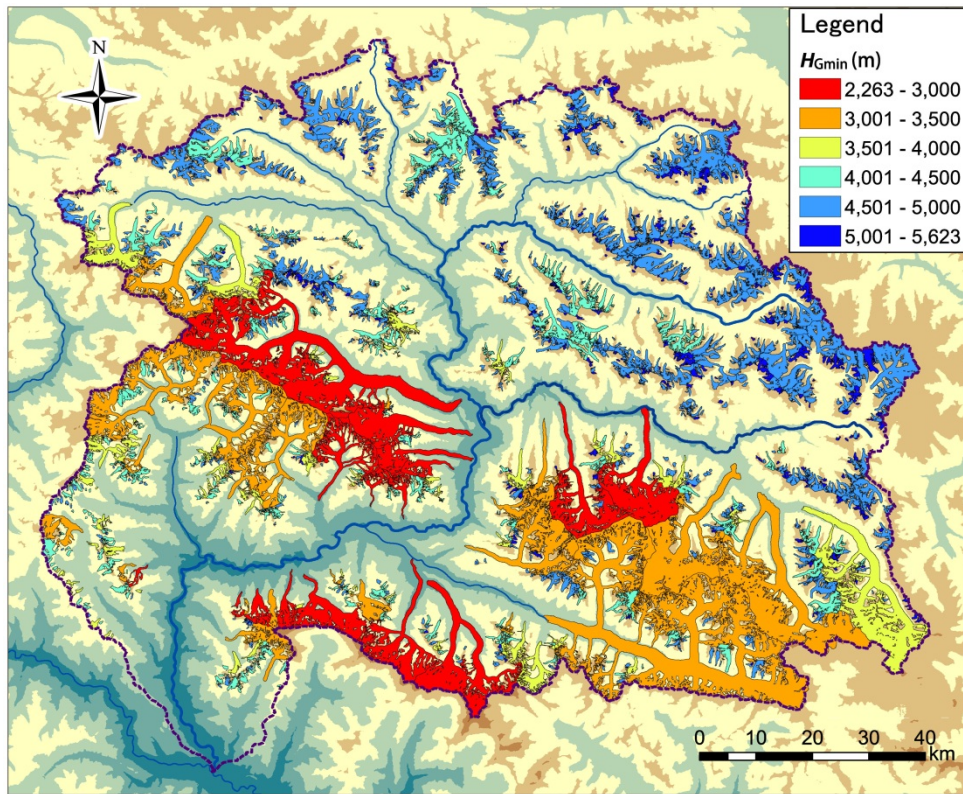


図 3-6 氷河の最低点高度 (H_{Gmin}) を基に分類した氷河分布図

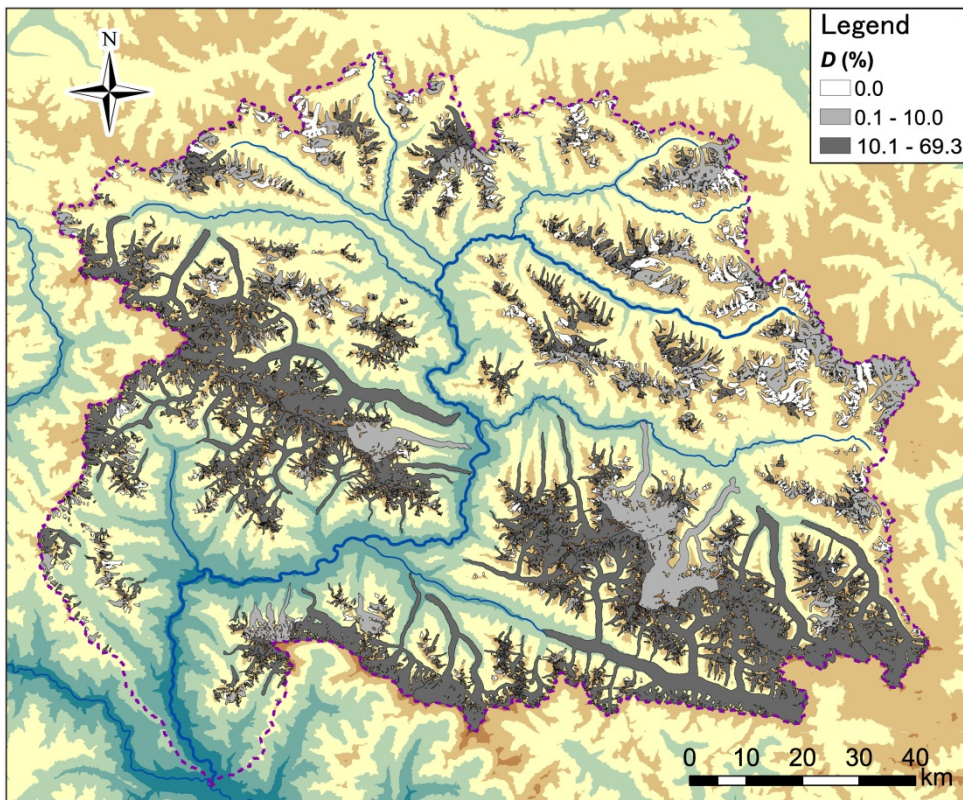


図 3-7 氷河の岩屑被覆率 (D) を基に分類した氷河分布図

氷河が多く分布した (図 3-4~3-7)。表 3-3 の各形態における相関係数をみると、 $L \cdot A \cdot D \cdot H_{Cmax} \cdot H_{Gmin} \cdot H_{Range}$ の間には、おおむね相関関係が認められる。したがって、氷河の規模・岩屑被覆程度・発達高度の間には、一定の関連性があると考えられる。一般に氷河の分布は、山稜の標高に加えて、谷底の標高 (Watanabe, 1976 ; Fujii and Higuchi, 1977 ; Bhambri *et al.*, 2011) や降水分布 (渡辺ほか, 1967) などと関連があるとされる。また岩屑の生産量は、氷河の規模や高度に比例する (Scherler *et al.*, 2011)。第 2 章で述べたように、フンザ川流域の標高分布は、上流域と中・下流域の 2 つに分類される (図 2-2)。このため、氷河の規模・岩屑被覆程度・発達高度は、当該流域の地体構造を反映した流域の標高分布と調和的であると考えられる。

しかし D は、 L や A との間に相関関係が認められなかった (表 3-3)。これは、氷河の岩屑被覆程度が、さまざまな要素によって決定されるためと考えられる。そのため氷河の形態的特徴を考慮する上で、氷河の規模と岩屑被覆程度は、それぞれ別々に扱う必要がある。

3-5 小括

フンザ川流域には 1,322 氷河が発達し、その形態的特徴は上流域と中・下流域で異なる。すなわち、上流域には小規模で比高の小さい裸氷氷河が、中・下流域には大規模で比高

表 3-3 氷河の各形態における相関関係

	L	A	D	H_{Cmax}	H_{Gmin}	H_{Range}
L	1.00					
A	0.86	1.00				
D	0.25	0.12	1.00			
H_{Cmax}	0.65	0.44	0.16	1.00		
H_{Gmin}	-0.56	-0.35	-0.52	-0.29	1.00	
H_{Range}	0.76	0.49	0.41	0.79	-0.80	1.00

L : 長さ, A : 面積, D : 岩屑被覆率, H_{Cmax} : 流域の最高点高度, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度, H_{Range} : 最大比高。

の大きい岩屑被覆氷河が多く分布する。これは、氷河の規模・発達高度・岩屑被覆程度がそれぞれ関連し、それらが流域の高度分布に制約されるためと考えられる。しかし、岩屑被覆程度は、氷河の規模との関連性が低い。そのため氷河の形態的特徴を考慮する上で、氷河の規模と岩屑被覆程度は、それぞれ別々に扱う必要があると考えられる。

第4章 近年の氷河の末端変動

4-1 緒言

本章では、氷河の末端変動の解析に利用可能な 1965 年以降の衛星画像と、第 3 章で作成した氷河分布図を用いて、近年の氷河の末端変動を明らかにする。解析対象期間は、1965-2010 年における 1 期間の変動（長期的変動）と 3 期間（1965-1990 年、1990-2000 年、2000-2010 年）の変動（短期的変動）とする。そして解析した氷河の末端変動は、第 3 章の氷河の形態的特徴を基にまとめる。

4-2 方法

氷河の末端変動の解析対象氷河は、氷河の形態的特徴を考慮し、フンザ川流域から氷河の位置・面積 (A)・岩屑被覆率 (D) の違いを基に 30 氷河を選定した (図 4-1)。ここで、氷河の位置は、上流域と中・下流域に 2 分類した。氷河の A は、 3.0 km^2 以下の小規模氷河、 $3.1-10.0 \text{ km}^2$ の中規模氷河、 10.1 km^2 以上の大規模氷河に 3 分類した。氷河の D は、10%を境界として、10%以下の氷河（裸氷氷河）と 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）に 2 分類した。このようにフンザ川流域の氷河を全部で 12 クラスに分類して、それぞれのクラスから 1-5 氷河を、流域内で分散するように選定した。ただし解析対象とする氷河は、4 時期（1965 年・1990 年前後・2000 年前後・2010 年前後）の全てにおいて、氷河の末端部が特定できる氷河とした。このため、1 時期以上において氷河の末端部を特定することができない氷河は、解析の対象外とした⁴¹⁾。また、サージ氷河やその可能性がある氷河も、解析の対象外とした⁴²⁾。選定した解析対象氷河は、図 4-2、表 4-1 に示すように、多様な形態的特徴を持つ。

氷河の末端変動の解析の流れは、始めに 3 時期の衛星画像を幾何補正・オーバーレイし、次にそれぞれの時期における氷河の末端位置を判読・マッピングして氷河分布図に移写し、末端変動量を計測した後、末端変動を 3 分類するものである。これらの解析には、ArcGIS 10 (ESRI 社製) を用いた。

解析には、3 時期の衛星画像と第 3 章の氷河分布図を使用した。使用した衛星画像は、1965 年が CORONA (空間分解能 2.7 m)、1990 年前後が Landsat TM (30 m)、2000 年前後

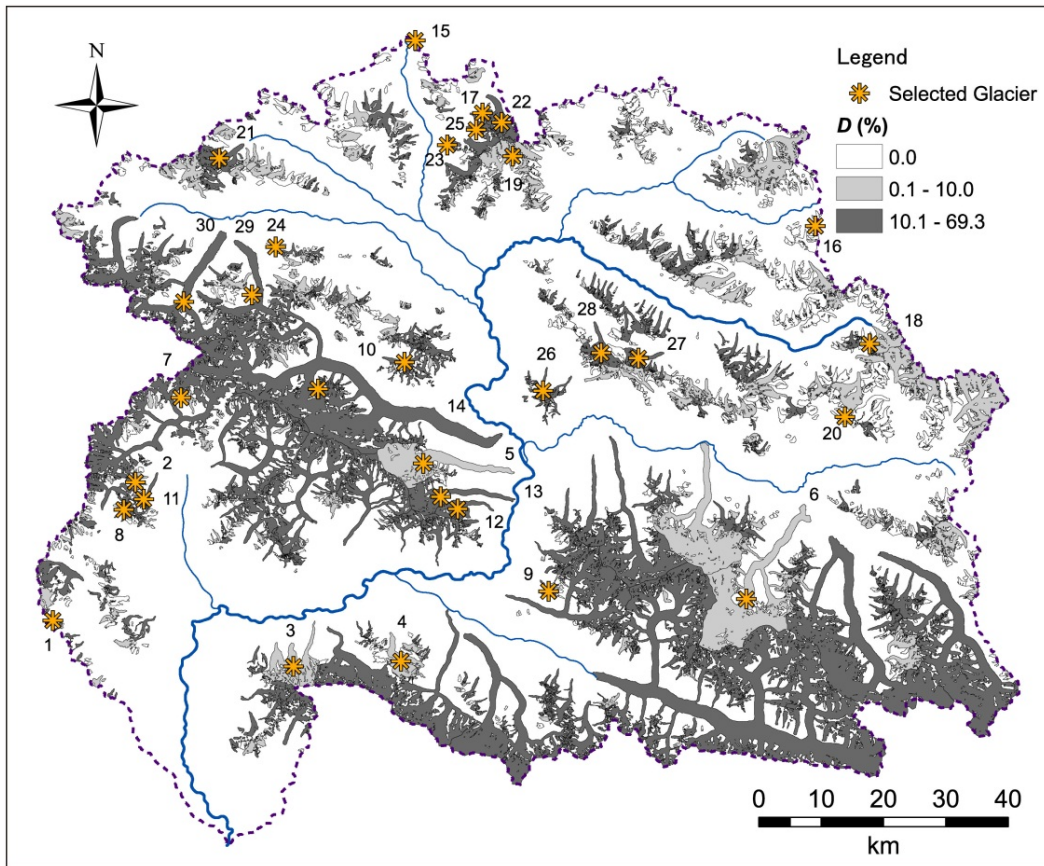


図 4-1 解析対象氷河の分布図

D : 氷河の岩屑被覆率。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

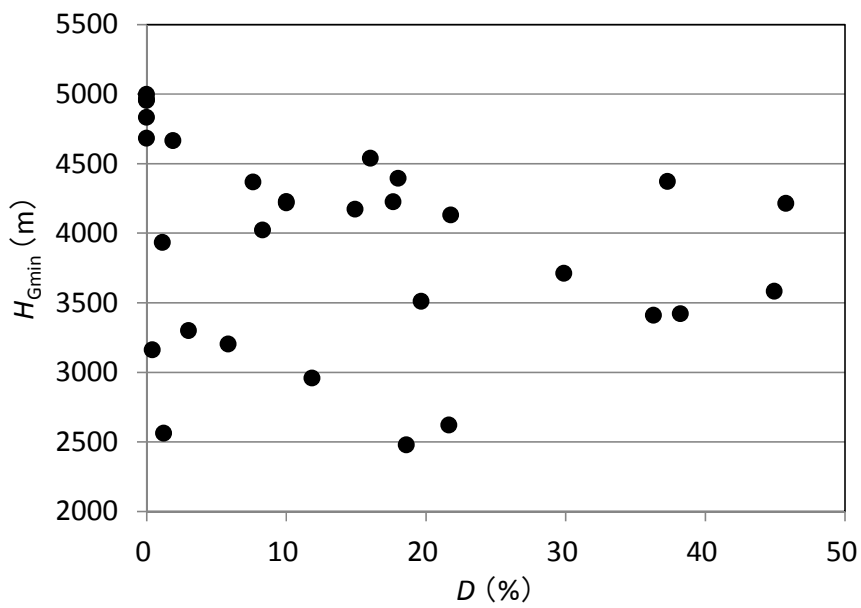


図 4-2 解析対象氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係

D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

表 4-1 解析対象氷河の形態

Region	No.	Name	L	A	D	H_{Cmax}	H_{Gmin}	H_{Range}	S	Aspect	
			(km)	(km ²)	(%)	(m)	(m)	(m)	(°)	Acc.	Abl.
Lower	1	KH14	1.0	0.4	8.3	5,040	4,020	5,040	26.4	NE	NE
	2	KH95	3.9	2.6	1.1	5,520	3,930	5,520	21.4	E	E
	3	Ghulmet	7.3	7.3	0.4	7,660	3,160	7,650	31.5	N	N
	4	Silkiang	8.8	16.6	3.0	5,650	3,300	5,630	15.0	NW	N
	5	Pasu	24.2	59.1	1.2	7,560	2,560	7,500	11.7	NE	E
	6	Yazghil	32.7	131.6	5.8	7,820	3,200	7,690	8.0	NE	NE
	7	KH110	1.6	0.5	18.0	6,130	4,400	6,130	32.1	SW	SW
	8	KH81	3.3	1.4	37.3	5,700	4,370	5,700	27.3	SW	SW
	9	KH1176	3.6	2.1	19.7	6,010	3,510	6,010	34.8	N	NW
	10	Shelin Maidan	7.8	5.7	45.8	5,820	4,220	5,810	11.1	NW	W
	11	Aldar Kush	8.0	6.2	36.3	5,700	3,410	5,690	16.0	NE	NE
	12	Gulmit	10.6	13.7	11.8	6,660	2,960	6,650	19.2	NE	E
	13	Ghulkin	18.2	28.8	18.6	7,310	2,480	7,280	14.8	NE	E
	14	Batura	58.6	297.2	21.6	7,770	2,620	7,470	5.0	NE	E
Upper	15	KH486	1.2	0.5	0.0	5,520	5,000	5,520	20.7	W	W
	16	KH660	1.7	0.8	0.0	5,660	4,960	5,660	22.5	NW	NW
	17	KH506	2.6	1.4	0.0	5,480	4,680	5,480	16.1	N	N
	18	KH780	3.3	2.0	0.0	5,810	4,950	5,810	14.5	N	N
	19	KH543	4.5	3.7	1.9	5,810	4,670	5,810	14.2	SW	S
	20	KH954	4.6	4.0	0.0	5,990	4,830	5,990	13.7	W	NW
	21	KH427	9.1	16.6	10.7	6,000	4,230	5,980	11.0	NE	NE
	22	KH503	9.1	16.8	10.7	6,350	4,220	6,330	13.2	N	NW
	23	KH511	1.8	0.5	14.9	5,600	4,170	5,600	36.8	N	NW
	24	KH328	2.2	0.9	7.6	5,470	4,370	5,470	26.4	N	N
	25	KH508	3.2	1.8	16.0	6,140	4,540	6,140	26.3	NW	W
	26	KH903	5.4	3.8	29.9	6,160	3,710	6,160	24.4	N	N
	27	East Karun Koh	8.6	8.4	21.8	6,880	4,130	6,870	17.8	E	E
	28	North Karun Koh	9.4	13.9	17.7	6,880	4,230	6,870	15.4	N	N
	29	Kukki Jerab	18.9	30.7	44.9	6,890	3,580	6,860	9.8	N	N
	30	Yashkuk	25.0	67.7	38.2	6,900	3,420	6,830	7.9	NE	NE

Lower : 中・下流域, Upper : 上流域, L : 長さ, A : 面積, D : 岩屑被覆率, H_{Cmax} : 流域の最高点高度, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度, H_{Range} : 最大比高, S : 平均傾斜, Acc. : 涵養域, Abl. : 消耗域。

が Landsat ETM+ (15 m) である (表 4-2)。氷河分布図は、第 3 章において 2010 年前後の AVNIR-2・ASTER 画像を基に作成したものである。CORONA・Landsat TM・Landsat ETM+ は、全て USGS から取得した。これら画像は、全て 7 月から 10 月の夏期から秋期に観測されたものである⁴³⁾。

使用した衛星画像は、2000 年前後の Landsat ETM+ を基準として幾何補正を施した⁴⁴⁾。1965 年の CORONA は、斜め撮り衛星画像であるため、1 枚の画像におけるひずみが非常に大きい。このため CORONA は、画像全体を補正するのではなく、各氷河の末端部付近を切り取って、画像ごとに幾何補正を施した。幾何補正は、各画像において GCP を Landsat

表 4-2 氷河の末端変動の解析に使用したデータの概要

Remote sensing data	ID	Date dd/mm/yyyy	Resolution (m)
CORONA	DS1025_1039DA009	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA010	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA011	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA012	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA013	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA014	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DA015	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF003	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF004	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF005	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF006	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF007	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF008	08/10/1965	2.7
	DS1025_1039DF009	08/10/1965	2.7
Landsat TM	ETP150R34_5T19890726	26/07/1989	30.0
	ETP150R35_5T19890726	26/07/1989	30.0
	ETP149R34_5T19921015	15/10/1992	30.0
	ETP149R35_5T19921015	15/10/1992	30.0
Landsat ETM+	LE71500351999259SGS00	16/09/1999	15.0
	LE71500342000246SGS01	02/09/2000	15.0
	LE71490342000255SGS00	11/09/2000	15.0
	LE71490352000255SGS00	11/09/2000	15.0

Landsat TM のデータは、本研究では 1990 年のデータとしてまとめた。また ETM+のそれは、2000 年のデータとしてまとめた。

ETM+から約 30 点取得して、3 次多項式を用いて補正した。GCP の取得方法は、第 3 章と同様である。1990 年前後の Landsat TM および 2000 年前後の Landsat ETM+は、オルソフォト画像として提供されていることから、大きな位置誤差が無いと考え、そのまま使用した。

氷河の末端位置の特定方法は、第 3 章と同様である。また判読の参考データとして、ASTER GDEM および Google Earth の画像も使用した。特定した各時期の末端位置は、2010 年の氷河分布図に移写した。

各期間の氷河の末端変動量は、氷河の流下中心線に各時期の氷河の末端範囲における最低地点を投影し、流下中心線上で計測した。氷河の末端変動量の誤差は、約 40 m と仮定した。これは、使用した衛星画像のうち、最も空間分解能が低い Landsat TM 画像のそれが 30 m であることや、判読および移写の際に起こる読み取り誤差などから推定したものであ

る。そこで氷河の末端変動は、この誤差を考慮して、末端変動量が 40 m 以下の場合に停滞、40 m よりも大きい場合に前進または後退として、3 分類した。

4-3 結果

各期間の氷河の末端変動の結果を表 4-3、図 4-3 に、分布図を図 4-4、4-5、4-6、4-7 に示す。長期的な 1965-2010 年における氷河の末端変動は、前進 3 氷河、停滞 3 氷河、後退 24 氷河で、全体的には後退した（図 4-3、4-4）。氷河の末端変動量は、最大値 8.1 m/yr、最小値 -20.2 m/yr と幅が大きかったが、中央値・平均値をみるとそれぞれ -3.1 m/yr ・ -4.2 m/yr を示し、後退傾向にあった（表 4-3）。

短期的な 1965-1990 年の氷河の末端変動は、前進 2 氷河、停滞 10 氷河、後退 18 氷河で、全体的には後退した（図 4-3）。氷河の末端変動量は最大値 10.4 m/yr、最小値 -26.4 m/yr と幅が大きく、中央値・平均値は -3.4 m/yr ・ -6.1 m/yr と、後退傾向を示した（表 4-3）。後退量は、中・下流域の裸氷氷河で大きく、上流域の氷河および岩屑被覆氷河で小さかった（図 4-5）。とくに上流域の岩屑被覆氷河の後退量は小さく、停滞した氷河が多く認められた（図 4-5）。

1990-2000 年の氷河の末端変動は、前進 8 氷河、停滞 13 氷河、後退 9 氷河で、一様な変動傾向が認められず、後退よりも前進・停滞した氷河が多かった（図 4-3）。氷河の末端変動量は最大値 29.0 m/yr、最小値 -21.5 m/yr と幅が小さく、中央値・平均値はそれぞれ -0.5 m/yr ・ -0.5 m/yr で、ほとんど停滞傾向を示した（表 4-3）。後退した氷河は、長さ 8 km 以上の大規模氷河に集中した（図 4-6）。一方、停滞した氷河の多くは、上流域の氷河および中・下流域の岩屑被覆氷河で、前進した氷河のほとんどは、中・下流域の裸氷氷河であった（図 4-6）。

2000-2010 年の氷河の末端変動は、前進 5 氷河、停滞 14 氷河、後退 11 氷河で、一様な変動傾向が認められなかった（図 4-3）。氷河の末端変動量は最大値 30.0 m/yr、最小値 -34.0 m/yr で、中央値・平均値はそれぞれ -2.8 m/yr ・ -3.2 m/yr と、やや後退する傾向を示した（表 4-3）。全体的には停滞した氷河が多かったが、中・下流域の裸氷氷河のほとんどは後退した（図 4-7）。一方前進した氷河は、ほとんどが長さ 8 km 以上の大規模氷河であった。

以上のように、短期的な氷河の末端変動は、全体的にみると 1965-1990 年が後退傾向（中

表 4-3 氷河の末端変動

Region No.	D (%)	H_{Gmin} (m)	Variations				Type	
			1965-2010 (m/yr)	1965-1990 (m/yr)	1990-2000 (m/yr)	2000-2010 (m/yr)		
Lower	1	8.3	4,020	-5.6 R	-8.0 R	6.0 A	-11.0 R	1
	2	1.1	3,930	-5.1 R	-6.0 R	5.0 A	-13.0 R	1
	3	0.4	3,160	-11.6 R	-18.8 R	29.0 A	-34.0 R	1
	4	3.0	3,300	-14.7 R	-26.0 R	15.0 A	-16.0 R	1
	5	1.2	2,560	-11.8 R	-24.4 R	-2.0 S	10.0 A	2
	6	5.8	3,200	-4.2 R	-5.2 R	7.0 A	-13.0 R	1
	7	18.0	4,400	-1.3 R	-2.0 R	2.0 S	-3.0 S	2
	8	37.3	4,370	-3.1 R	-6.0 R	19.0 A	-18.0 R	1
	9	19.7	3,510	-1.2 R	-1.6 S	0.0 S	-1.5 S	2
	10	45.8	4,220	-5.1 R	-9.6 R	0.5 S	0.5 S	2
	11	36.3	3,410	3.3 A	5.2 A	-5.0 R	7.0 A	2
	12	11.8	2,960	-6.0 R	-3.6 R	-21.0 R	3.0 S	2
	13	18.6	2,480	-1.1 R	-9.6 R	9.0 A	10.0 A	3
	14	21.6	2,620	-20.2 R	-26.4 R	-20.0 R	-5.0 R	3
Upper	15	0.0	5,000	-3.1 R	-3.2 R	-5.0 R	-1.0 S	2
	16	0.0	4,960	-1.7 R	-1.6 S	-1.0 S	-2.5 S	2
	17	0.0	4,680	-3.0 R	-0.6 S	-8.0 R	-4.0 S	2
	18	0.0	4,950	-5.3 R	-12.0 R	2.5 S	3.5 S	2
	19	1.9	4,670	-8.4 R	-12.4 R	-3.0 S	-4.0 S	2
	20	0.0	4,830	8.1 A	10.4 A	0.0 S	10.5 A	2
	21	10.7	4,230	-7.1 R	-4.0 R	-10.0 R	-12.0 R	3
	22	10.7	4,220	-8.1 R	-8.6 R	-12.0 R	-3.0 S	2
	23	14.9	4,170	0.0 S	0.6 S	0.0 S	-1.5 S	2
	24	7.6	4,370	-1.2 R	-1.0 S	-3.0 S	0.0 S	2
	25	16.0	4,540	-0.8 S	0.4 S	0.5 S	-5.0 R	3
	26	29.9	3,710	3.6 A	-1.6 S	20.0 A	0.0 S	3
	27	21.8	4,130	-2.6 R	-1.4 S	-3.0 S	-5.0 R	3
	28	17.7	4,230	0.2 S	-3.0 R	-21.5 R	30.0 A	2
	29	44.9	3,580	-1.6 R	-1.4 S	-3.5 S	0.0 S	2
	30	38.2	3,420	-7.8 R	-1.2 S	-13.5 R	-18.5 R	3
All	Minimum			-20.2	-26.4	-21.5	-34.0	
	Median			-3.1	-3.4	-0.5	-2.8	
	Maximum			8.1	10.4	29.0	30.0	
	Mean			-4.2	-6.1	-0.5	-3.2	

Lower : 中・下流域, Upper : 上流域, D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度, Type : 1990-2000-2010年の2期間の末端変動を基に分類した変動タイプ。各期間の変動のA・S・Rは、それぞれ前進・停滞・後退を示す。

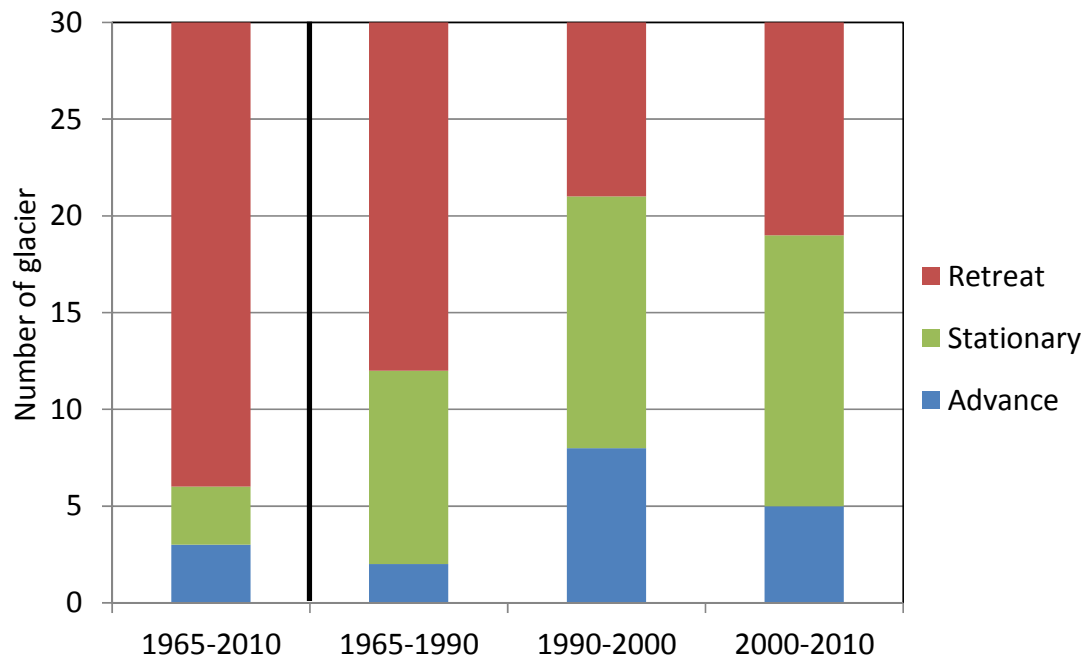


図 4-3 各期間における氷河の末端変動

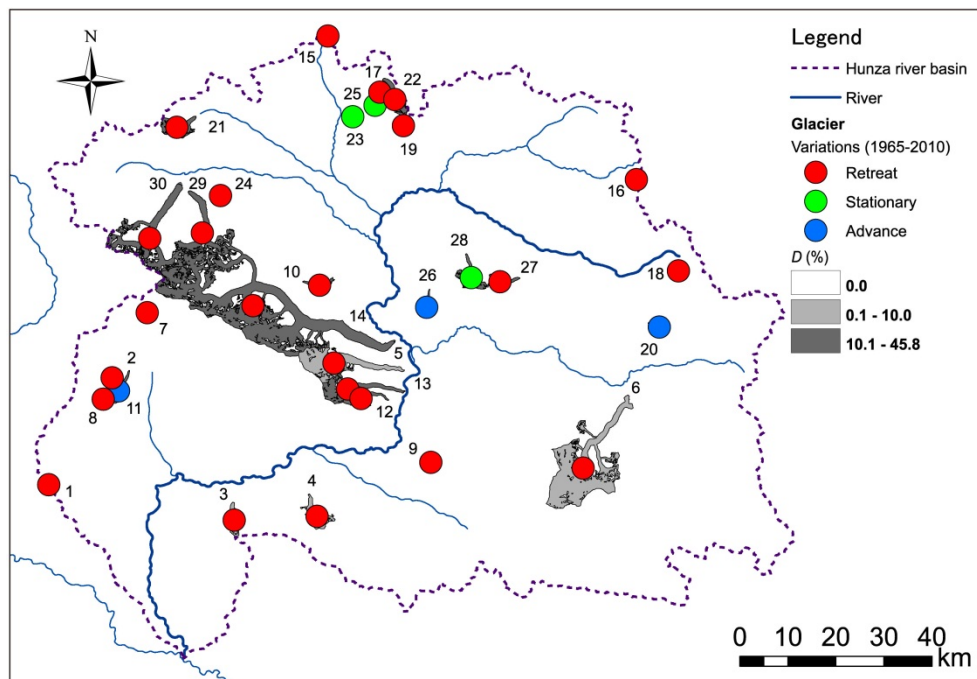


図 4-4 長期的 (1965-2010 年) な氷河の末端変動の分布図

白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を，濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は，解析対象氷河の番号を示す。

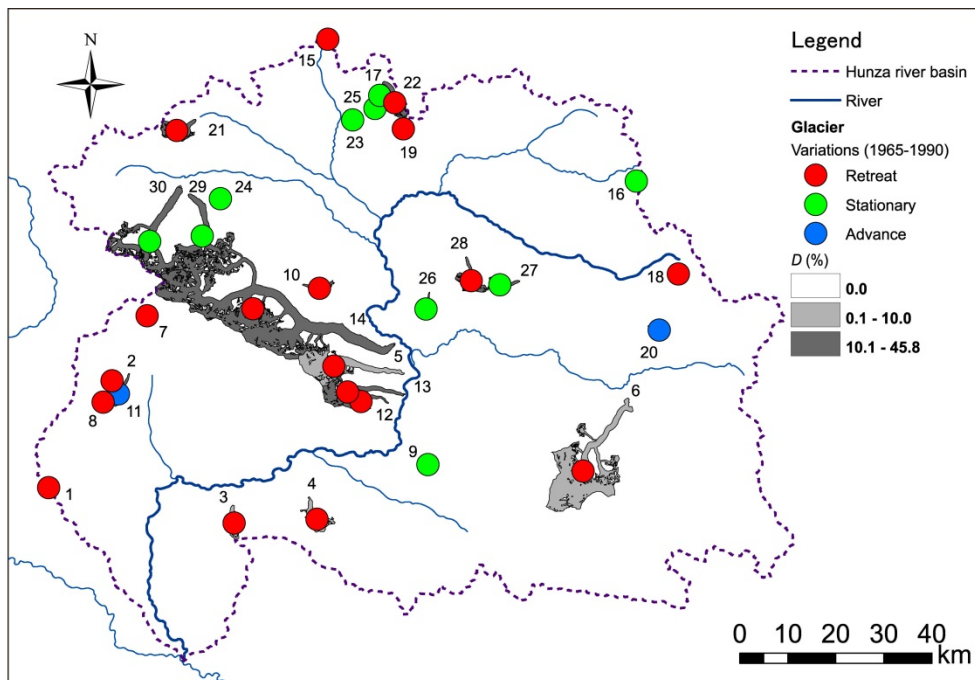


図 4-5 短期的 (1965-1990 年) な氷河の末端変動の分布図

白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

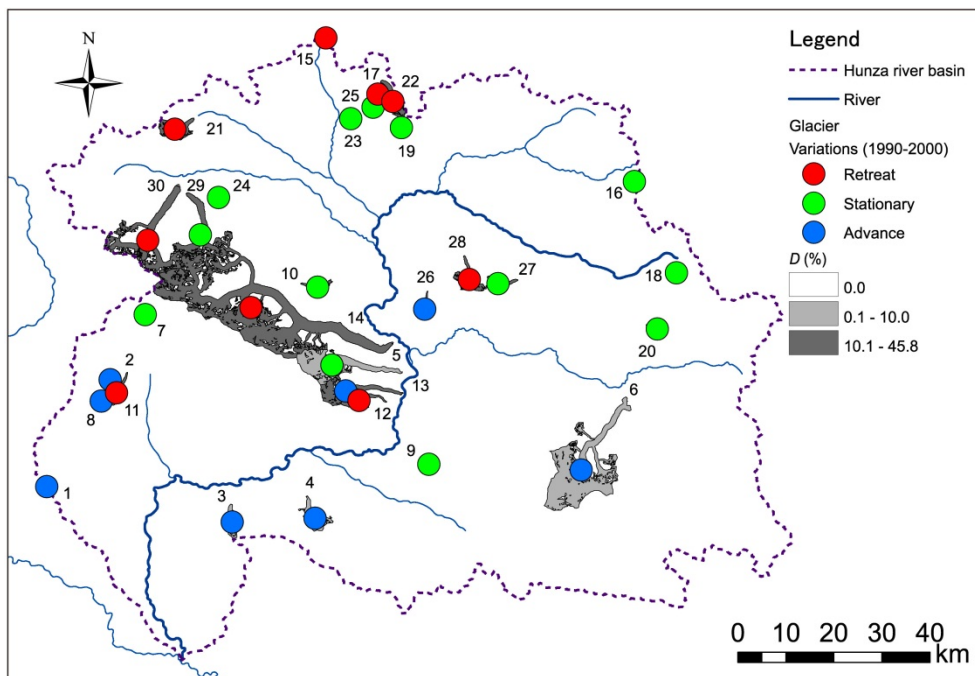


図 4-6 短期的 (1990-2000 年) な氷河の末端変動の分布図

白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

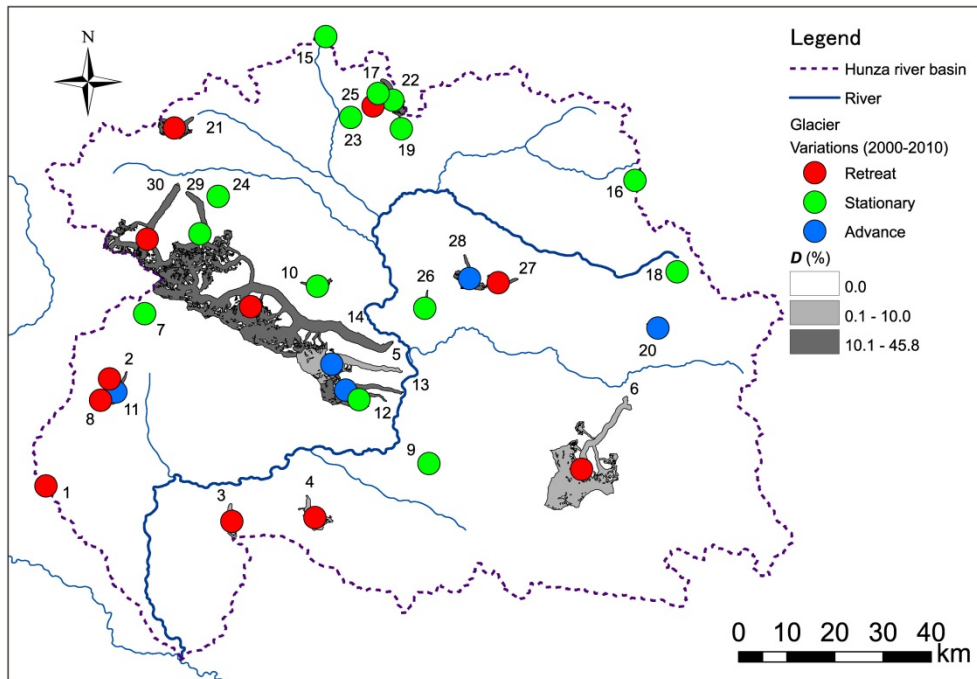


図 4-7 短期的 (2000-2010 年) な氷河の末端変動の分布図

白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

中央値-3.4 m/yr), 1990-2000 年がほぼ停滞傾向 (中央値-0.5 m/yr), 2000-2010 年が後退傾向 (中央値-2.8 m/yr) にあった (表 4-3)。しかしながら 1990-2000 年と 2000-2010 年の末端変動は、氷河によって大きく異なり、前進・停滞・後退した氷河の割合がほぼ同じであった (図 4-3)。また、3 期間において後退し続けた氷河はわずか 2 氷河、停滞し続けた氷河は 5 氷河で、前進し続けた氷河は認められず、多くの氷河が前進・停滞・後退を繰り返す、激しい変動を示した。このように、1990-2000-2010 年の 2 期間における短期的な氷河の末端変動は、一様な変動を示さず、氷河の位置・規模・岩屑被覆程度の違いによって異なった。

4-4 考察

氷河の末端変動は、長期的変動と短期的変動で異なった。長期的な氷河の末端変動は、全体的に後退傾向を示し、氷河の形態的特徴に関わらなかった。短期的な氷河の末端変動は、3つの変動タイプに分類され、氷河の形態的特徴の違いが認められた。

長期的な氷河の末端変動は、全体的に後退した氷河が多かった（図 4-3, 4-4）。分布をみると、後退した氷河は流域全体に位置した（図 4-4）。また図 4-8 に示すように、後退した氷河の最低点高度 (H_{Gmin}) と D には、傾向が認められなかった。したがって、長期的な氷河の末端変動は、氷河の形態的特徴に関わらないと考えられる。

北西部のフンザ川流域や中央部における 1965 年前後以降の大規模岩屑被覆氷河の後退傾向は、Hewitt (2011) でも報告されており、本研究の結果と一致する。また、これまで明らかにされていなかった小規模氷河や裸氷河の末端変動も、Hewitt (2011) の大規模岩屑被覆氷河の末端変動と調和的であった。

短期的な氷河の末端変動は、1965-1990 年はほとんどの氷河が後退したが、1990-2000 年と 2000-2010 年は前進する氷河と後退する氷河の割合がほぼ同じで、一様な傾向が認められなかった。そこで、1990-2000-2010 年の 2 期間の氷河の末端変動に着目し、氷河を 3 つの変動タイプに分類した（表 4-4）。この分類は、Hewitt (2005) や Scherler *et al.* (2011) の 1990 年代後半の氷河末端の前進・停滞の報告を考慮して、始めに 2000-2010 年の末端変動を前進・停滞した氷河と後退した氷河に分け、次に 1990-2000 年の末端変動を基に分けたものである。すなわちタイプ 1 は、1990-2000 年に前進し 2000-2010 年に後退した氷河 (6

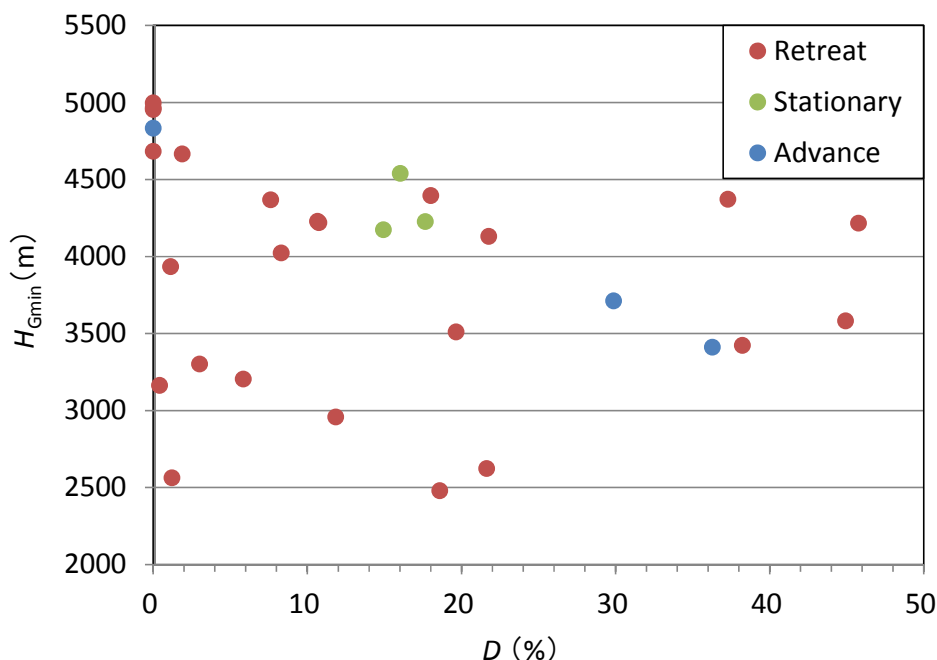


図 4-8 長期的変動における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係

D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

表 4-4 短期的変動におけるタイプ別の分類

		1990-2000		
		Advance	Stationary	Retreat
2000 2010	Advance	Type3 (1)	Type2 (2)	Type2 (2)
	Stationary	Type3 (1)	Type2 (9)	Type2 (4)
	Retreat	Type1 (6)	Type3 (2)	Type3 (3)

1990-2000年と2000-2010年の変動を基に分類。括弧内の数字は、氷河数を示す。

氷河：前進-後退），タイプ2は1990-2000年に停滞または後退し2000-2010年に前進または停滞した氷河（17氷河：後退-前進，後退-停滞，停滞-停滞など）である（表4-4）。またその他として，1990-2000-2010年を通して前進または後退し続けた氷河などは，タイプ3（7氷河：前進-前進，後退-後退など）に分類した（表4-4）。

図4-9に示すタイプ別の分布をみると，タイプ1は下流域に，タイプ2・タイプ3は上・中流域に認められた。図4-10に示すタイプ別の H_{Gmin} と D の関係をみると，タイプ1は，1氷河を除いて H_{Gmin} が約4,100m以下で D が約10%以下の氷河であった。タイプ2・タイプ3は，1氷河を除いて H_{Gmin} が約4,300m以上で D が10%以下の氷河と， D が10.1%以上の氷河であった。すなわちタイプ1は， H_{Gmin} が低い裸氷氷河で，タイプ2・タイプ3は， H_{Gmin} が高い裸氷氷河と岩屑被覆氷河である。したがって，短期的な氷河の末端変動は，氷河の形態的特徴によって異なる。

フンザ川流域を含めたカラコラム山脈北西部・中央部における大規模氷河および岩屑被覆氷河の末端変動は，1980-1995年前後に後退傾向，1995-2010年前後に前進傾向にある（Hewitt, 2011）。このような傾向は，本研究のタイプ2・3と一致し，タイプ1とは一致しなかった。

4-5 小括

フンザ川流域における1965-2010年の氷河の末端変動は，長期的変動と短期的変動で異なる。長期的な氷河の末端変動は，全体的に後退傾向を示し，氷河の形態的特徴の違いに

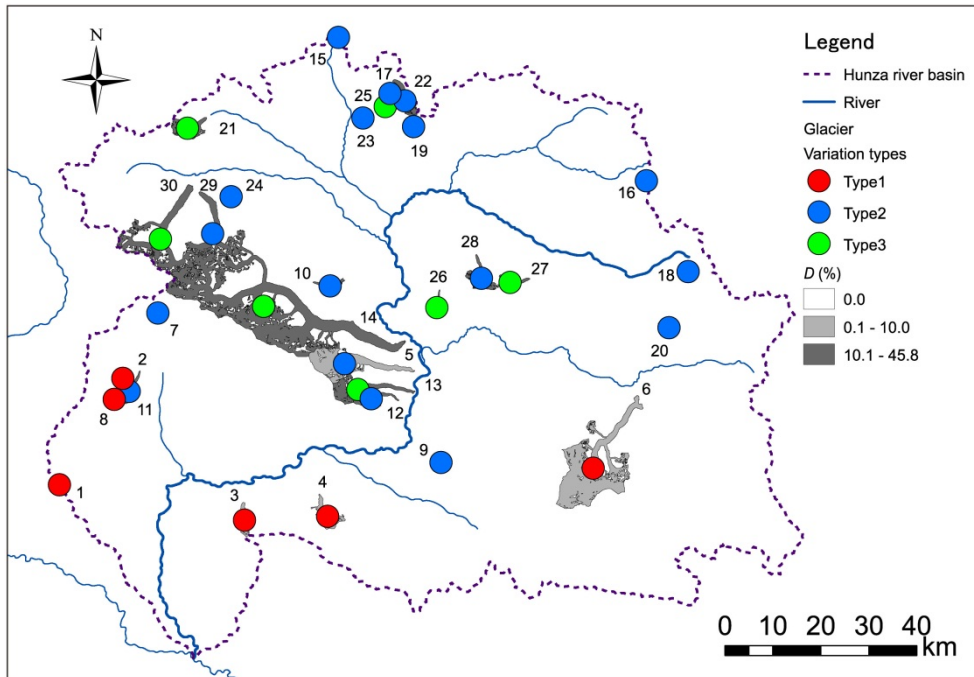


図 4-9 短期的変動におけるタイプ別の分布図

白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

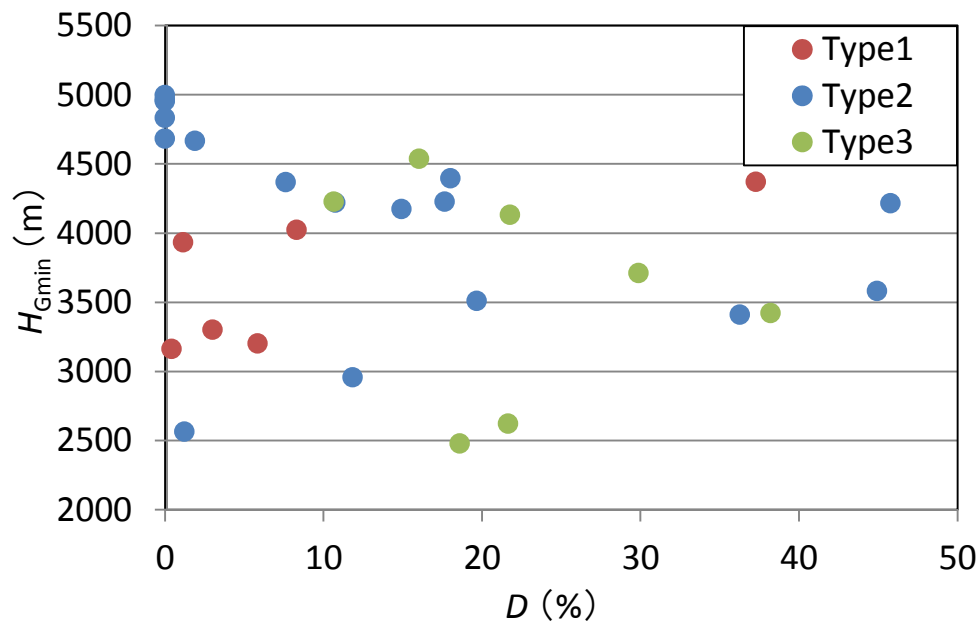


図 4-10 短期的変動における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係

D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

関わらなかった。短期的な氷河の末端変動は、1990-2000年・2000-2010年において一様な変動を示さず、それら2期間の変動から3つの変動タイプに分類される。すなわちタイプ1は、1990-2000年に前進し2000-2010年に後退した氷河（前進-後退）で、 H_{Gmin} が低い裸氷河である。タイプ2は、1990-2000年に停滞または後退し2000-2010年に前進または停滞した氷河（後退-前進、後退-停滞、停滞-停滞など）、タイプ3は、1990-2000-2010年を通して前進または後退し続けた氷河など（前進-前進、後退-後退など）で、 H_{Gmin} が高い裸氷河と岩屑被覆氷河であった。したがって、短期的な氷河の末端変動は、形態的特徴によって異なる。

第5章 近年の気温変動

5-1 緒言

本章では、客観解析データを用いて、近年の気温変動を把握する⁵⁻¹⁾。解析期間は、氷河の末端変動の解析期間に合わせて、1966-2010年における1期間の変動（長期的変動）と3期間の変動（短期的変動）とする⁵⁻²⁾。そして、フンザ川流域の気温変動の垂直分布とその傾向を明らかにする。

5-2 方法

近年の気温変動の解析には、気温の客観解析データを用いた。客観解析データは、NCEP/NCAR再解析データ1（NOAAより入手⁵⁻³⁾）を使用した。このデータは、グリッド形式で凡地球的に整備されており、そのグリッド間隔は 2.5° である。各グリッドには、17等圧面のデータがあり、各等圧面に気温、ジオポテンシャル高度、相対湿度、絶対湿度、気圧、風向および風速が4時間平均、日平均および月平均で格納されている。データの整備期間は、1948-2010年である。本研究では、 $N35^\circ E75^\circ$ と $N37.5^\circ E75^\circ$ のグリッドを用いて（図5-1）、2グリッドの平均値を使用した⁵⁻⁴⁾。気温データは、月平均を使用した。解析期間は、氷河の末端変動の解析期間に合わせて、1966-2010年とした⁵⁻²⁾。

気温の客観解析データは、複数の等圧面の気温とジオポテンシャル高度を用いることで、標高別の気温に変換することができる。本研究では、氷河の発達高度に合わせて、標高2,000-8,000 mにおける100 m間隔の気温（全61データ）に変換した。使用した等圧面のデータは、850hPa・700hPa・600hPa・500hPa・400hPa・300hPaである。標高別の月平均気温（ T_i ）は、以下の式（5-1）、（5-2）、（5-3）で求めた。

$$T_i = T_{pn} + \gamma \times \Delta h \quad (5-1)$$

$$\gamma = \frac{(T_{pn} - T_{pn+1})}{(h_{pn} - h_{pn+1})} \quad (5-2)$$

$$\Delta h = h_i - h_{pn} \quad (h_i > h_{pn}) \quad (5-3)$$

ここで、 T_i : 標高 i (100 m 間隔) の気温 (°C), T_{pn} : 等圧面 pn における気温 (°C), γ : 気温減率 (°C/m), Δh : 100 m 間隔の高度と等圧面の高度との差 (m), h_{pn} : 等圧面 pn におけるジオポテンシャル高度 (m), h_i : 標高 i (100 m 間隔) の高度 (m) である。すなわち 100 m 間隔の気温は、各等圧面間の気温減率と各高度差の積に、求める高度よりも低い 100 m 間隔の等圧面の気温を足して求めた。気温減率は、それぞれの等圧面間ごとに算出した。

また、客観解析データの検証用として地上観測データも使用した。気温の地上観測データは、フンザ川中流域に位置するヤシュバンダン (図 5-1) の自動気象観測ステーション (YAMeDAS) のデータを用いた (藁谷, 未発表資料)。YAMeDAS は、フンザ川右岸のラ

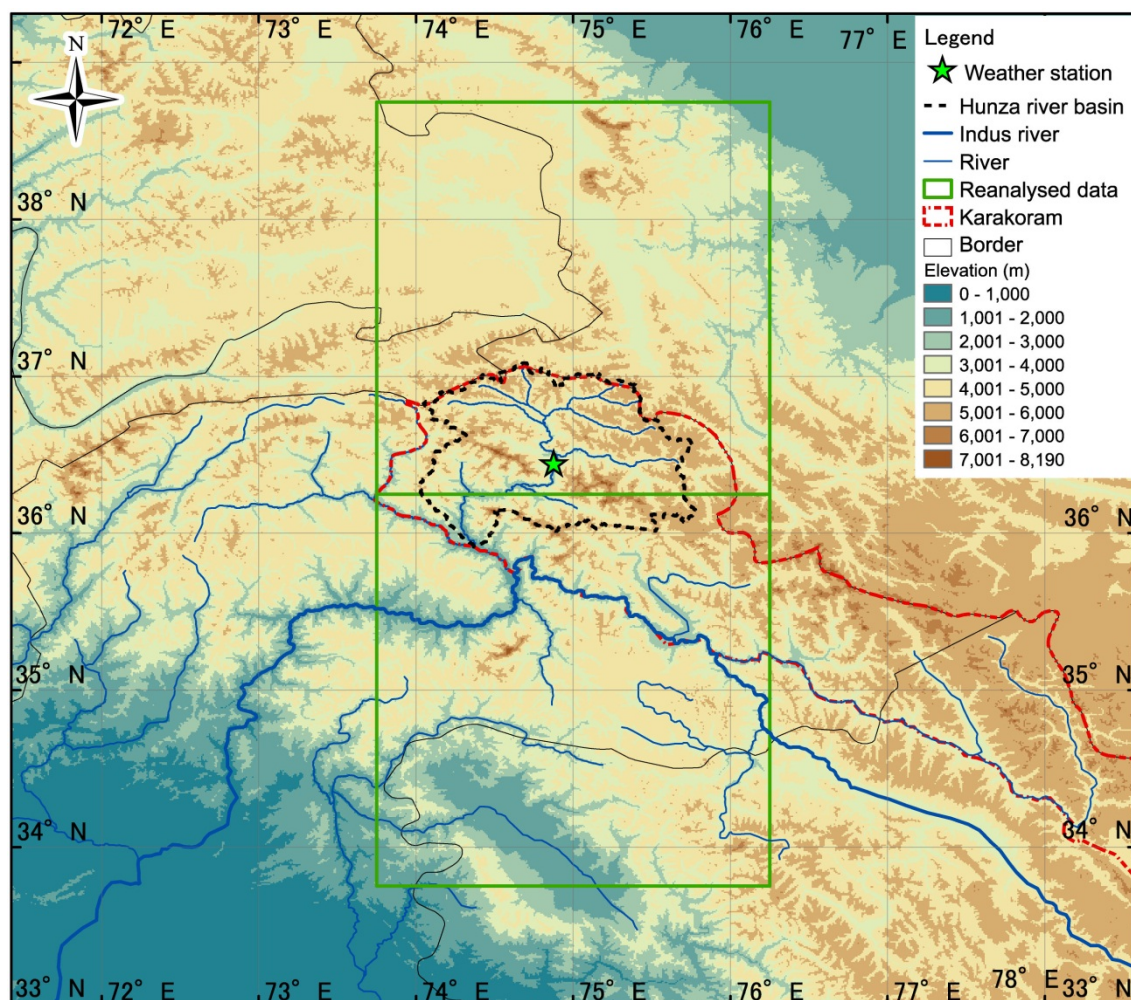


図 5-1 客観解析データの範囲と地上観測地点

地上観測地点は、YAMeDAS の自動気象観測ステーションを示す。



写真 5-1 地上気象観測ステーション

フンザ川中流域のヤシュバンダン村に設置されている YAMeDAS。2012 年 8 月撮影。

テラルモレーン上に設置されており、その標高は 2,479 m で、フンザ川との比高は約 45 m である（写真 5-1）。観測されている気象要素は、気温、降水量、湿度、風向、風速および全天日射量で、観測間隔は、10 分または 60 分である。データ期間は、2004 年以降である。本研究では、10 分または 60 分間隔の気温データから計算した月平均気温を使用した。使用するデータ期間は、2005 年 1 月から 2010 年 12 月とした。ただしこれら月別データには、欠測期間が多く存在する。そこで本研究では、各月において 1 日以上欠測日がある月のデータは除外した。すなわち本研究で用いる月平均気温は、欠測日の無い月である 2005 年 3 月から 2006 年 7 月までと、2007 年 3 月から 2010 年 7 月までの計 76 ヶ月分である。

解析方法は、始めに客観解析データの信頼性を検証するため、客観解析データと地上観測データの相関分析をおこなった。相関分析には、2005-2010 年の地上観測データの欠測日のない 76 ヶ月分における、それぞれのデータの月平均気温を用いた。客観解析データは、地上観測データの設置地点の標高に合わせて、標高 2,500 m のデータを使用した。

次に客観解析データを用いて、標高別の気温の年々変動と変動の傾向を把握した。気温変動の傾向は、第 4 章の氷河の末端変動の解析期間に合わせて、1966-2010 年の長期的変動と 1966-1990 年、1991-2000 年、2001-2010 年の 3 つの短期的変動を求めた⁵⁻²⁾。各期間の

気温変動の傾向は、最小二乗法による回帰直線を求め、その回帰係数（傾き）によって示した。気温の年々変動と気温変動の傾向は、おおむね氷河の消耗域・氷河平衡線高度・氷河涵養域として、それぞれ標高 2,500 m・5,000 m・7,500 m の結果を代表値として示した。

最後に、垂直的な気温変動の分布を把握するため、1966-2010 年の標高別の客観解析データを用いて、相関分析をおこなった。標高別の気温データは、標高 2,500 m・4,000 m・5,000 m・6,000 m・7,500 m を用いた。これらを使用した標高データは、おおむね氷河消耗域・氷河平衡線高度・氷河涵養域に合わせて選定した。

ところでフンザ川流域の季節区分は、冬期・春期・夏期・秋期の4期に分けられることが多いが、それぞれの期間は先行研究によって異なる。そこで本研究では、ギルギットの平年値を基に（図 2-4）、季節区分をおこなった。それぞれの期間は、月降水量が最も多い（約 20 mm）3-5 月の春期、月降水量がその次に多く（約 10 mm）月平均気温の高い 6-8 月の夏期、月降水量が最も少ない（約 5 mm）9-11 月の秋期、月降水量が多く（約 10 mm）月平均気温の低い 12-2 月の冬期である。以下の結果では、各期間の代表値として 1 月・4 月・7 月・10 月のデータを示す。

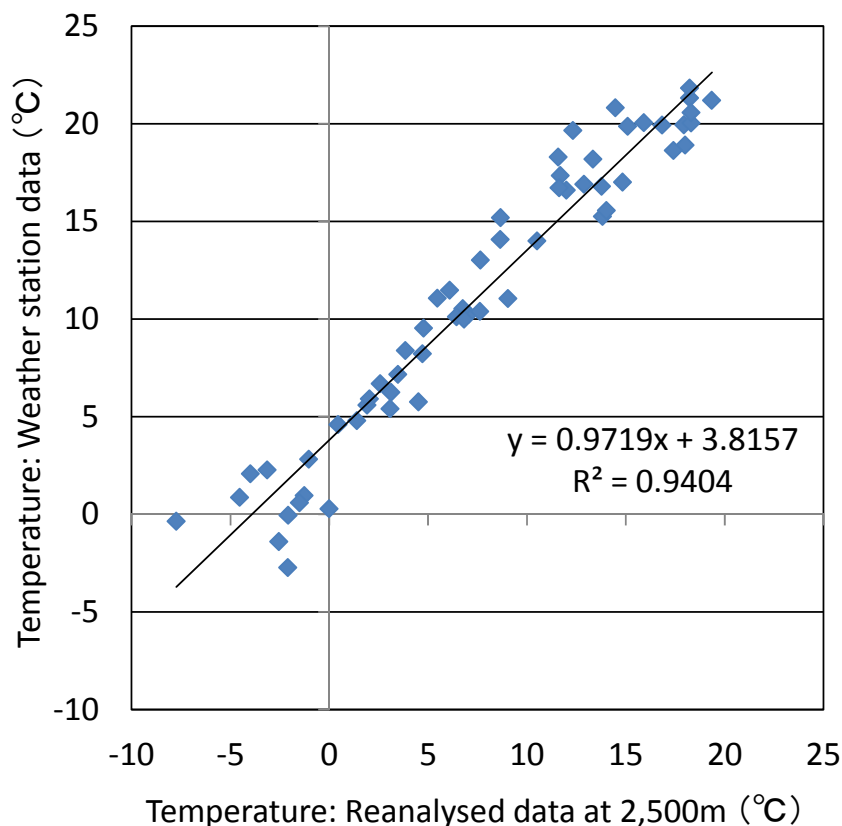


図 5-2 気温の客観解析データと地上観測データの関係

5-3 結果

2005-2010年（76ヶ月分）における客観解析データ（標高2,500m）と地上観測データの気温の関係を図5-2に示す。両者の相関係数は $R = 0.97$ で、非常に高い正の相関関係が認められた。ただし客観解析データの気温は、地上観測データよりも $2-3^{\circ}\text{C}$ 低かった⁵⁻⁵⁾。

1966-2010年における気温の年々変動を図5-3、5-4、5-5、5-6、5-7に示す。気温の年々変動は、1966年から1995年まで小さな上下変動を繰り返した後、1995年前後に低温期を示し、2000年以降に急激に上昇した。この年々変動は、標高2,500mにおいては季節に関わらず同じ変動を示したが、標高5,000mと7,500mでは季節によって異なった。標高5,000mと7,500mの年々変動は、年・1月・4月において標高2,500mと同じ変動を示した（図5-3、5-4、5-5）が、7月・10月は、標高2,500mと異なる変動を示した（図5-6、5-7）。

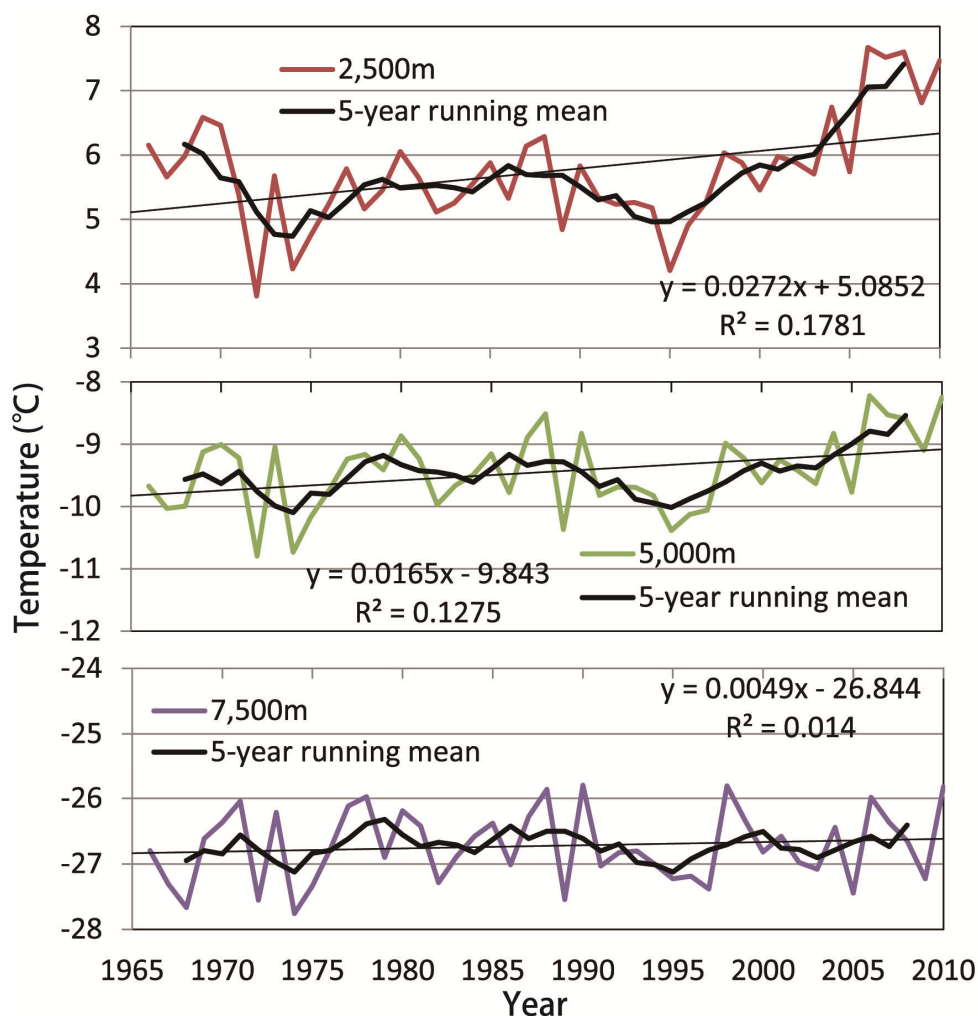


図 5-3 標高別の年平均の気温変動

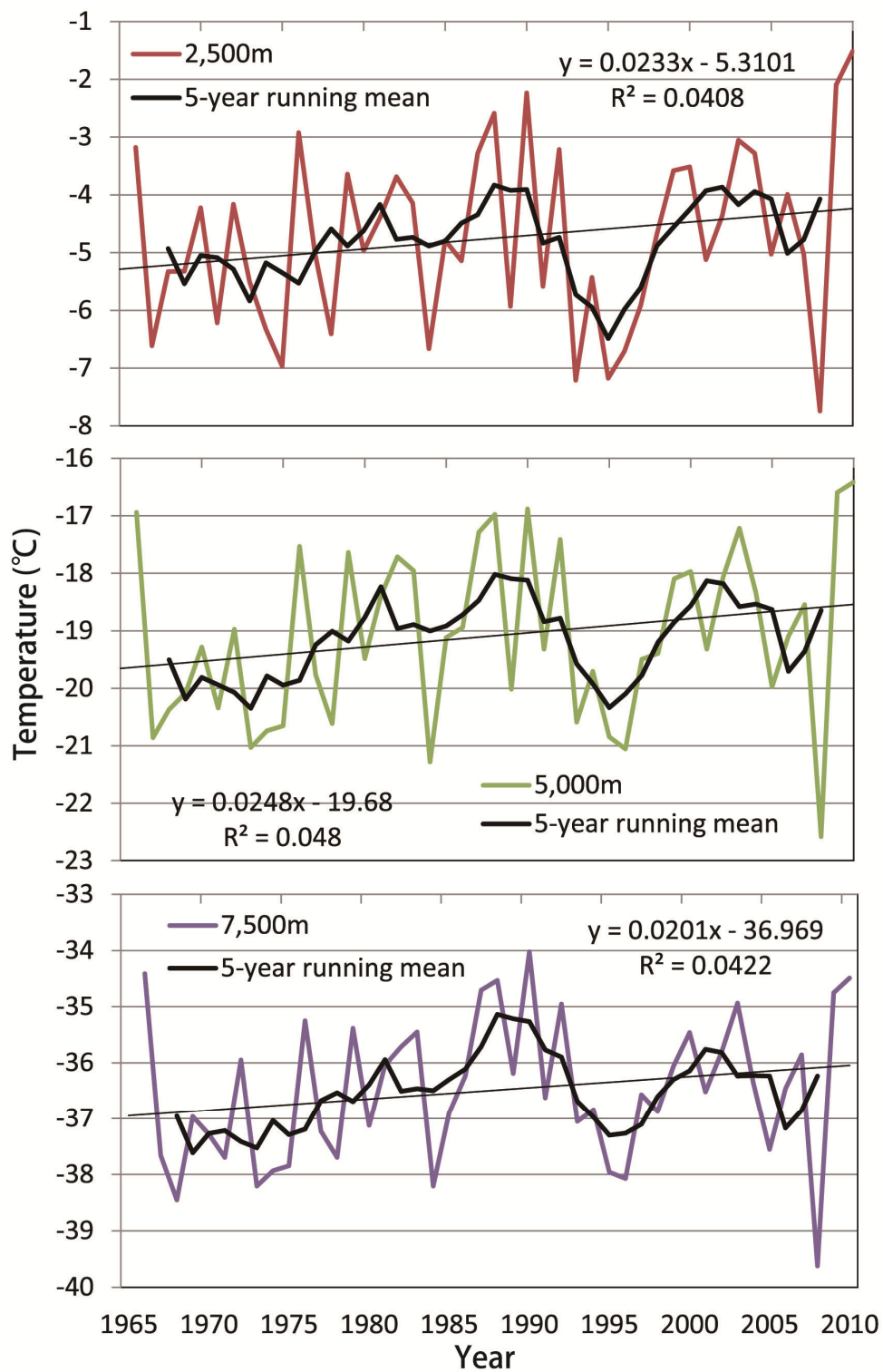


図 5-4 標高別の1月の気温変動

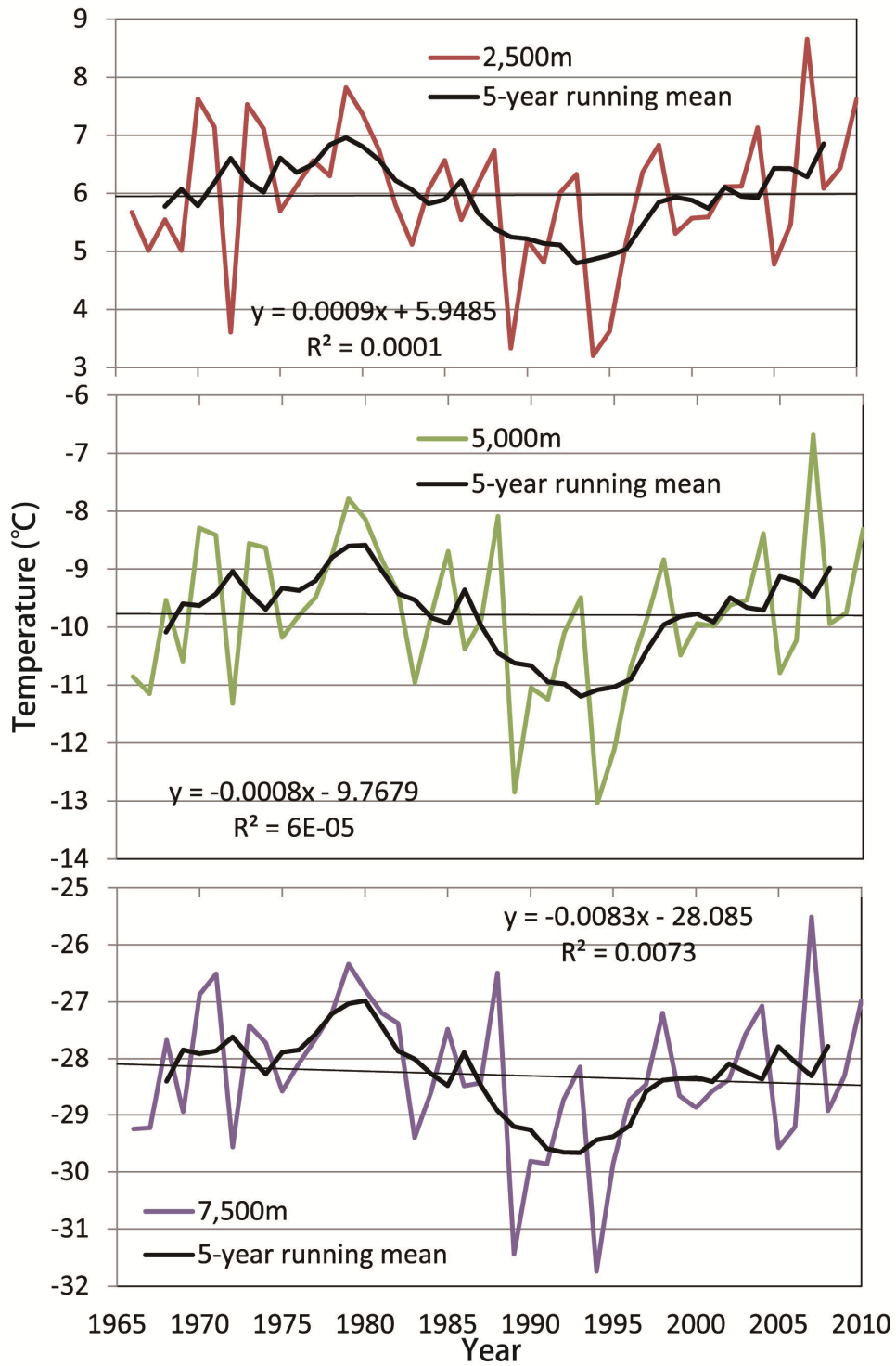


図 5-5 標高別の4月の気温変動

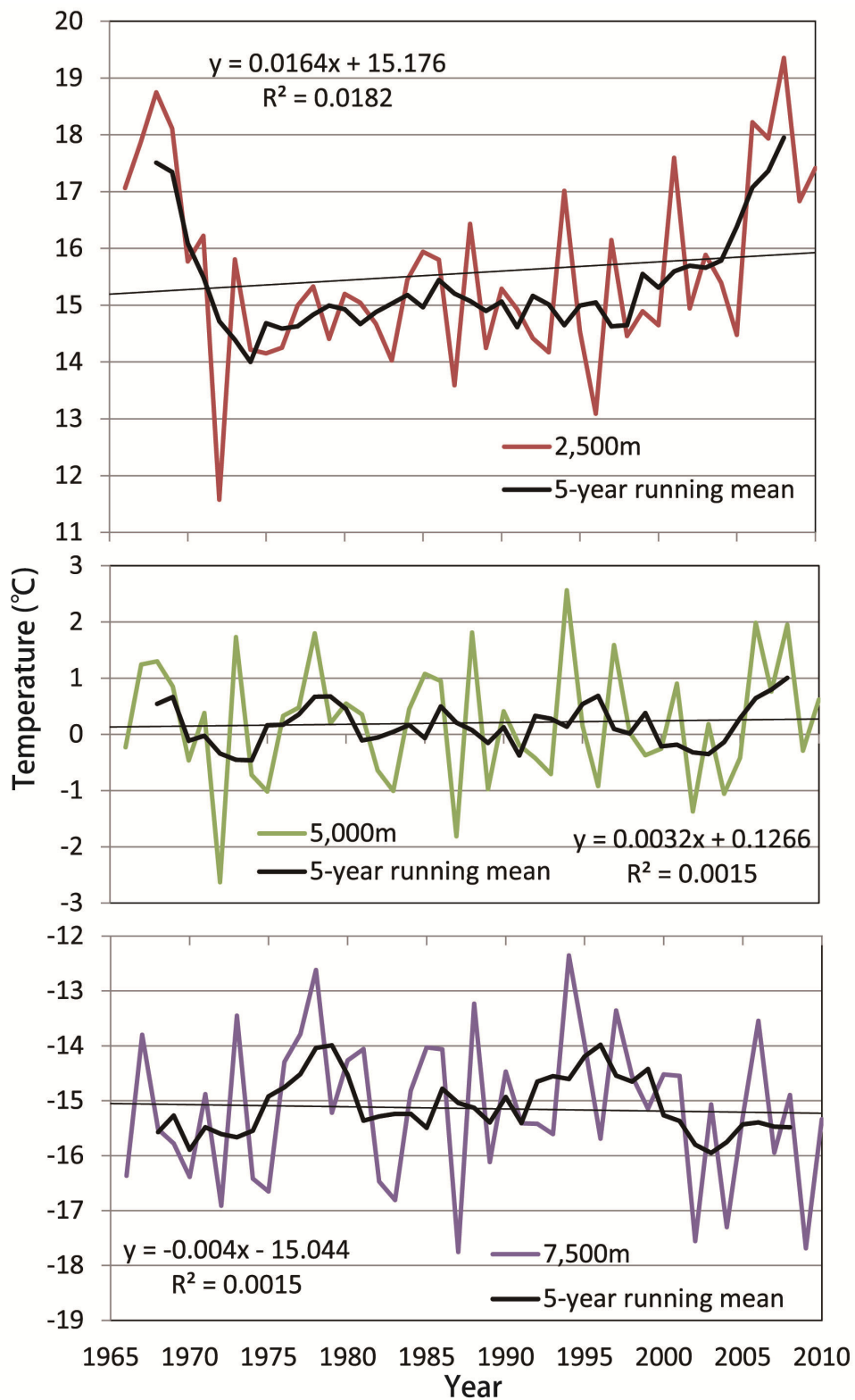


図 5-6 標高別の7月の気温変動

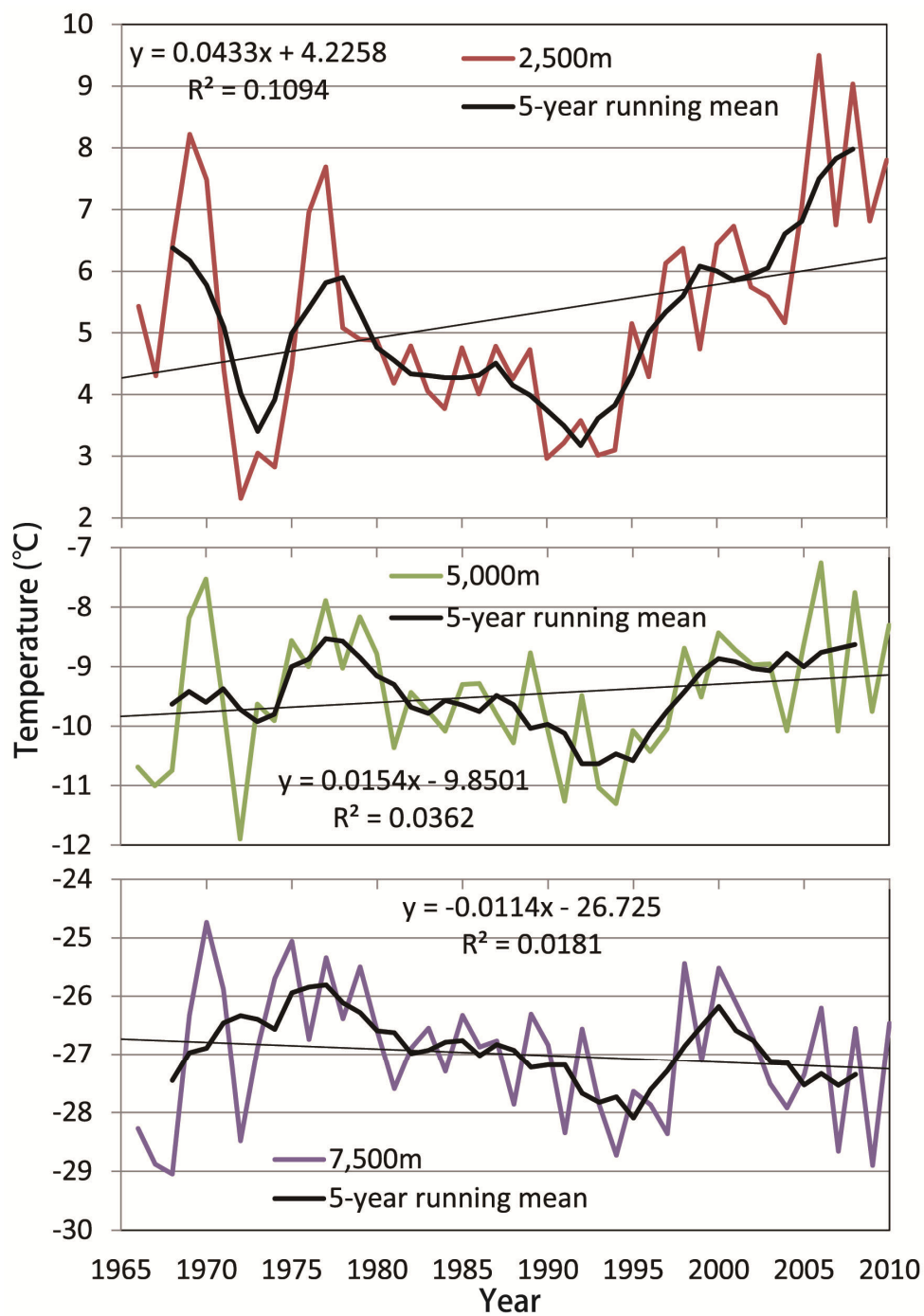


図 5-7 標高別の 10 月の気温変動

気温変動の傾向について、各期間の標高別の気温の回帰係数を表 5-1 に示す。1966-2010 年の長期的な気温変動は、全体的に上昇傾向を示した。年の回帰係数は、全標高で $0.006-0.024^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と上昇傾向を示した。また標高 2,500 m・5,000 m の回帰係数は、全ての季節で上昇傾向を示したが、その値は 1 月・10 月で高く、4 月・7 月で低かった。一方、標高 7,500 m の回帰係数は、7 月が $0.000^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と横ばい、4 月が $-0.004^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ 、10 月が $-0.015^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と低下傾向にあった。

1966-1990 年における短期的な気温変動は、標高と季節によって異なった (表 5-1)。年の回帰係数は、標高 2,500 m で $-0.008^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ とやや低下傾向を、標高 5,000 m・7,500 m でそれぞれ $0.024^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ 、 $0.027^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と上昇傾向を示した。季節別にみると、標高 2,500 m の回帰係数は 1 月を除いて低下傾向を、標高 5,000 m は 7 月を除いて上昇傾向を、標高 7,500 m は 4 月を除いて上昇傾向をそれぞれ示した。1 月は、全ての標高で $0.033-0.062^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と上昇傾向を示した唯一の月で、その値も比較的大きかった。

1991-2000 年における短期的な気温変動は、季節によって大きく異なった (表 5-1)。年の回帰係数は、標高 2,500 m で $0.022^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と上昇傾向を、標高 5,000 m・7,500 m でいずれも $-0.005^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ とやや低下傾向を示した。季節別にみると、回帰係数は 1 月が全ての標高で低下傾向を、7 月が標高 2,500 m・5,000 m で低下傾向をそれぞれ示した。一方 4 月・10 月の回帰係数は、全標高で上昇傾向を示し、その値も大きかった。

2000-2010 年における短期的な気温変動は、全体的には上昇傾向を示したが、その傾向は標高によって異なった (表 5-1)。年の回帰係数は、全ての標高で $0.048-0.210^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ と上昇傾向を示した。季節別にみると、標高 2,500 m の回帰係数は、全ての月で大きな上昇傾向を示し、標高 5,000 m も 4 月・7 月は大きな上昇傾向を示した。しかし、回帰係数は標高が高くなるに従って小さくなり、標高 7,500 m では 4 月を除いて低下傾向を示した。

垂直的な気温変動の相関関係は、季節によって異なった。表 5-2 に示すように、1 月・4 月の垂直的な気温変動の相関係数は、 $R = 0.88\sim 1.00$ を示し、全ての標高間において非常に高い正の相関関係が認められた。しかし、年・7 月・10 月の気温変動の相関係数は、標高差が大きくなるに従って減少し、とくに標高 2,500 m と標高 7,500 m の間において $R = 0.25\sim 0.27$ と低かった。また 7 月・10 月における標高 2,500 m と標高 5,000 m・6,000 m の相関係数は、1 月・4 月よりも低かった。したがって垂直的な気温変動は、1 月・4 月において同期するが、年・7 月・10 月において同期しないことが分かった。

表 5-1 気温変動の回帰係数

Periods		Elevation		
		2,500m (°C/yr)	5,000m (°C/yr)	7,500m (°C/yr)
1966-2010	January	0.016	0.019	0.015
	April	0.002	0.003	-0.004
	July	0.010	0.003	0.000
	October	0.035	0.011	-0.015
	Annual	0.024	0.017	0.006
1966-1990	January	0.033	0.053	0.062
	April	-0.008	0.003	-0.008
	July	-0.090	-0.006	0.031
	October	-0.082	0.002	0.009
	Annual	-0.008	0.024	0.027
1991-2000	January	-0.013	-0.051	-0.099
	April	0.076	0.128	0.151
	July	-0.029	-0.015	0.042
	October	0.357	0.185	0.134
	Annual	0.022	-0.005	-0.005
2001-2010	January	0.067	0.015	-0.013
	April	0.154	0.109	0.098
	July	0.281	0.125	-0.060
	October	0.215	0.007	-0.145
	Annual	0.210	0.116	0.048

表 5-2 垂直的な気温変動の相関関係

A	(m)	2,500	4,000	5,000	6,000	7,500
	2,500	1.00	0.98	0.95	0.93	0.91
	4,000	0.98	1.00	0.99	0.98	0.95
	5,000	0.95	0.99	1.00	1.00	0.97
	6,000	0.92	0.98	1.00	1.00	0.99
	7,500	0.88	0.94	0.96	0.98	1.00
B	(m)	2,500	4,000	5,000	6,000	7,500
	2,500	1.00	0.94	0.72	0.45	0.27
	4,000	0.95	1.00	0.91	0.71	0.52
	5,000	0.73	0.90	1.00	0.93	0.79
	6,000	0.39	0.64	0.91	1.00	0.95
	7,500	0.25	0.51	0.81	0.97	1.00

A : 左のカラムが1月, 上のローが4月の相関係数をそれぞれ示す。B : 左のカラムが7月, 上のローが10月の相関係数をそれぞれ示す。

5-4 考察

フンザ川流域の垂直的な気温変動は、一様な傾向を示さなかった。そのため、気温変動を検討するには、気温変動の垂直分布を考慮する必要がある。

気温の客観解析データは、フンザ川流域の谷底部の気温環境を十分に表現するデータであると考えられる。これは、客観解析データの標高 2,500 m の月平均気温と地上観測データの月平均気温との間に、非常に高い正の相関関係が認められたこと（図 5-2）による。

客観解析データによる気温変動は、地上観測データやプロキシデータに基づく気温変動と調和的である。客観解析データによる標高 2,500 m における 1965-2010 年の気温の年々変動は、季節に関わらず低温期が 1975 年前後・1995 年前後に、高温期が 1970 年前後・1985 年前後・2005 年前後に出現した（図 5-3～5-7）。これは、地上観測データおよびプロキシデータによるフンザ川流域の谷底部における気温の年々変動（Esper, 2000; Esper *et al.*, 1995, 2002; Fowler and Archer, 2006; Tahir *et al.*, 2011）とおおむね一致する。また、客観解析データによる標高 2,500 m における短期的な気温変動は、1966-1990 年が 1 月を除いてほとんど停滞か低下傾向を、1991-2000 年が 7 月に低下傾向を示した（表 5-1）。このような傾向は、対象期間が完全に一致しないものの、ギルギットにおける 1961-1999 年の年・春期・夏期・秋期の気温の低下傾向（Fowler and Archer, 2006）とおおむね調和的である。また、客観解析データによる 2001-2010 年における標高 2,500 m の短期的な気温変動は、全ての季節で急激な上昇傾向を示し、とくに夏期の上昇率は高かった（表 5-1）。このような傾向も、プロキシデータによる 2000 年以降の夏期の気温の上昇傾向（Tahir *et al.*, 2011）と一致する。

気温変動の垂直分布は、季節によって異なることが分かった。1 月・4 月の気温変動は、全標高間において非常に高い相関関係が認められたこと（表 5-2）から、一様な垂直分布を示すと考えられる。7 月・10 月の気温変動も、標高 2,500 m と標高 4,000 m の間において非常に高い相関関係が認められ（表 5-2）、この範囲においては一様な気温変動を示すと考えられる。このような傾向は、フンザ川流域の標高約 1,500 m から約 4,500 m における地上観測データおよびプロキシデータを用いた解析からも指摘されている（Esper *et al.*, 2007; Tahir *et al.*, 2011）。

一方、7 月・10 月における標高 2,500 m と標高 5,000 m 以上の間の相関係数は、低い値を示した（表 5-2）。このような傾向は、客観解析データによる標高別の気温変動の傾向に

も表れている。例えば7月の短期的な気温変動の傾向は、3つの期間全てにおいて、標高2,500 mと標高7,500 mで正負が異なる(表5-1)。また7月の気温は、標高5,000 mにおいて正の値を示し(図5-6)、客観解析データの値が地上観測データよりも2-3°C低い値を示すこと(図5-2)を考慮すれば、実際にはさらに気温が高いと考えられる。そのため夏期の氷河の融解は、標高5,000 m以上でも生じていると考えられる。したがって、氷河の末端変動と気温変動の関係を議論する際には、谷底部などの単一の標高の気温のみを空間代表値として使用せず、標高別の気温変動を考慮する必要があると言える。

5-5 小括

客観解析データによる気温変動の垂直分布は、季節によって異なることが分かった。すなわち気温変動の垂直分布は、年・冬期・春期において一様に変動するが、夏期・秋期において一様に変動しない。したがって、氷河の末端変動と気温変動の関係を議論する際には、標高別の気温変動を考慮する必要がある。

第6章 近年の氷河の末端変動と気温変動の関係

6-1 緒言

本章では、氷河の形態的特徴を考慮した近年の氷河の末端変動と気温変動の関係についての考察をおこなう。氷河の形態的特徴は、第3章から、それぞれの氷河によって発達高度が大きく異なることが分かった。また気温変動は、第5章から、夏期・秋期において垂直分布が異なることが分かった。これらのことから本章の第2節では、氷河の標高別面積と標高別気温を用いて、各解析対象氷河の年間融解量を推定する。この推定量を氷河の融解指数と呼称する。そして第3節では、第4章における氷河の形態的特徴を考慮した末端変動と融解指数変動の関係を、長期的変動と短期的変動に分けて考察する。

6-2 氷河の融解指数変動

6-2-1 方法

氷河の年間融解量の推定値とは、1年間に氷河が受け取る気温の合計値、すなわち顕熱の合計値である。これを氷河の融解指数と呼称する。気温上昇による氷河の融解は、氷河の消耗プロセスの主要な要素の一つであり、例えば氷河の消耗量は、夏期のヒマラヤ山脈において、気温の3乗に比例することが知られている（上田，1983）。

氷河の融解指数は、各氷河の標高別面積と標高別気温を積算して求める（図6-1）。この方法は、雪氷の融解量を推定する方法の1つであるディグリーデイ（Degree-Day）法を利用したものである。ディグリーデイ法は、気温のみを変数とする方法であり、簡便に計算できることから、氷河の融解を求める方法（例えば Braithwaite, 2008, 2009）としても広く利用されている。ここで氷河の融解指数（MI, °C・km²）は、式（6-1）によって求める。

$$MI = \sum T_{ij} \times A_j \quad (T > 0) \quad (6-1)$$

ここで、 T_{ij} は各月の100 m間隔の各標高帯の月平均気温（°C）、 A_j は100 m間隔の各標高帯の氷河面積（km²）、 i は月（1, 2, …, 12）、 j は標高（2000, 2100, …, 8000）である。すなわち融解指数は、月平均気温が0°C以上の時に氷が融解すると仮定して、100 m間隔の標高別の月平均気温が0°C以上の標高帯において月平均気温（ T , °C）と面積（ A , km²）

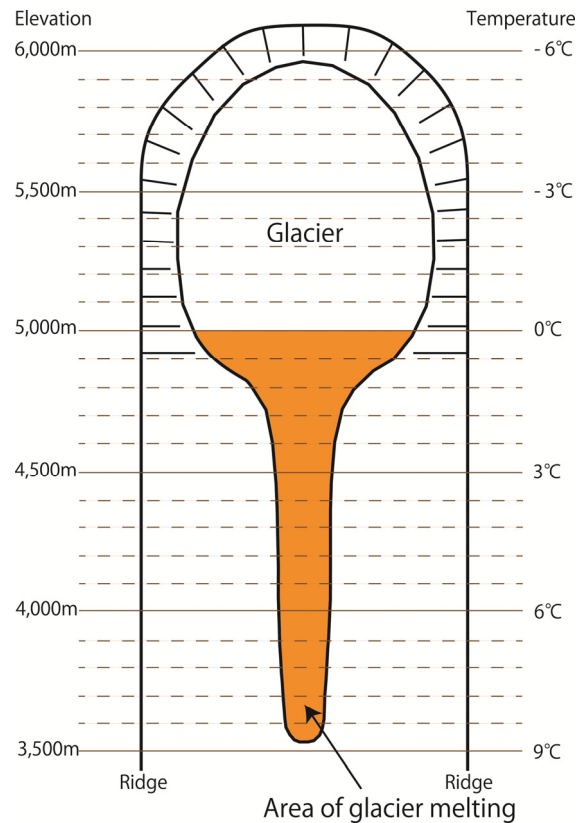


図 6-1 氷河の融解指数の概念

を掛け合わせ、その各氷河の発達高度および各月（12ヶ月分）の総和から求めるものである。融解指数は、第4章の氷河の末端変動において解析対象とした30氷河それぞれに対して求めた。

融解指数変動の傾向の求め方は、長期的変動と短期的変動で異なる。1966-2010年⁶⁻¹⁾における長期的な融解指数変動の傾向は、マン・ケンドール（Mann-Kendall）検定の統計量（ τ ）を求め、その正負で示した。マン・ケンドール検定は、外れ値の影響を受けにくい手法で、時系列の始点・終点付近の外れ値の影響を大きく受ける線形回帰直線よりも、変動傾向を正確に表現することができるものである。またこれは、確率分布をt検定のようには正規分布と仮定する必要が無く、確率分布の形状に依存しないノンパラメトリック検定である。マン・ケンドール検定の統計量（ τ ）は式(6-2)で示される（松山・谷本, 2005）。

$$\tau = 4 \left[\sum \frac{n_i}{(N(N-1))} \right] - 1 \quad (6-2)$$

ここで、 N : サンプル数 (x_1, x_2, \dots, x_n), n_i : サンプル N の i 番目 (x_i) よりも後 ($x_{i+1}, x_{i+2}, \dots, x_n$) における i 番目の値よりも大きい値 ($x_i < x_n$) のサンプル数である。融解指数変動は、

τ が正の値を示す場合に増加傾向を、負の値を示す場合に減少傾向をそれぞれ示す。 τ のマン・ケンドール検定は、

帰無仮説 $H_0: \tau = \tau_g$: 変化傾向が認められない、

対立仮説 $H_1: \tau \neq \tau_g$: 変化傾向が認められる、

と置くと、棄却域 (τ_g) は式 (6-3) で示される (松山・谷本, 2005)。

$$\tau_g = \pm t_g \left[\frac{(4N + 10)}{9N(N - 1)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6 - 3)$$

ここで、 t_g : t 分布における自由度 $N-2$ に対する任意の有意水準 α % 点 (両側) である。したがって「 $\tau > \tau_g$ 」であれば、帰無仮説は棄却され、対立仮説が採用される。本研究における有意水準は、5% および 1% を用いた。

短期的な融解指数変動の傾向は、1966-2010 年の融解指数の平均値からの偏差で示した。この変動の傾向は、相対的な値であるが、偏差が正の値を示す場合に融解指数変動は増加傾向を、負の値を示す場合に減少傾向を示す。各期間の偏差の検定は、平均値の差の検定 (ウェルチ検定) によっておこなった。ここで、1966-2010 年の平均値 (N_1) と各期間の平均値 (N_2) を 2 つの標本とする母平均の差 ($\mu_1 - \mu_2$) の検定は、

帰無仮説 $H_0: \mu_1 = \mu_2$: 1966-2010 年の平均値と各期間の平均値は同じである、

対立仮説 $H_1: \mu_1 > \mu_2$ または $\mu_1 < \mu_2$: 1966-2010 年の平均値よりも各期間の平均値の方が大きい、または小さい、

と置くと、検定統計量 T は、式 (6-4) で示される (石村, 1989)。

$$T = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\sqrt{(s_1^2/N_1) + (s_2^2/N_2)}} \quad (6 - 4)$$

ここで、 \bar{x} : 平均値、 s^2 : 不偏分散、 N : サンプル数である。この分布は、自由度 m の t 分布に従い、その自由度 m は、式 (6-5) で示される (石村, 1989)。

$$m = \frac{[(s_1^2/N_1) + (s_2^2/N_2)]^2}{[s_1^4/N_1^2(N_1 - 1)] + [s_2^4/N_2^2(N_2 - 1)]} \quad (6 - 5)$$

本研究における有意水準は、片側 10%、5%、1% を用いた。

6-2-2 結果

氷河の融解指数変動を表 6-1 に、各期間の分布図を図 6-2, 6-3, 6-4, 6-5 に示す。1966-2010 年の長期的な融解指数 τ は、正の値が 16 氷河 ($p < 0.01$: 16 氷河)、負の値が 13 氷河 ($p <$

表 6-1 氷河の融解指数変動

Region	No.	Name	D (%)	H _{Gmin} (m)	Type	Variations				T (°C)
						1966-2010 τ	1966-1990 (°C·km ²)	1991-2000 (°C·km ²)	2001-2010 (°C·km ²)	
Lower	1	KH14	8.3	4,020	1	0.030	-0.29	-2.41	3.14	66.7
	2	KH95	1.1	3,930	1	-0.020	-0.26	-7.49	8.13	23.4
	3	Ghulmet	0.4	3,160	1	0.097	-25.80	<i>-87.53</i>	<i>152.04</i>	172.1
	4	Silkiang	3.0	3,300	1	0.055	-28.58	<i>-142.88</i>	214.35	102.9
	5	Pasu	1.2	2,560	2	0.087	-96.17	<i>-368.54</i>	<i>608.96</i>	84.3
	6	Yazghil	5.8	3,200	1	0.093	-185.54	<i>-679.63</i>	<i>1143.49</i>	71.4
	7	KH110	18.0	4,400	2	-0.028	0.04	-1.15	1.05	15.7
	8	KH81	37.3	4,370	1	-0.018	0.02	-2.97	2.92	15.6
	9	KH1176	19.7	3,510	2	0.073	-3.58	<i>-15.21</i>	<i>24.16</i>	94.4
	10	Shelin Maidan	45.8	4,220	2	-0.008	-1.40	-22.66	26.17	34.9
	11	Aldar Kush	36.3	3,410	2	0.061	-10.03	-46.64	71.71	92.5
	12	Gulmit	11.8	2,960	2	0.085	-35.11	<i>-131.11</i>	<i>218.88</i>	130.6
	13	Ghulkin	18.6	2,480	3	0.109	-106.89	<i>-326.56</i>	<i>593.77</i>	172.4
	14	Batura	21.6	2,620	3	0.101	-812.00	<i>-2793.60</i>	<i>4823.61</i>	133.9
Upper	15	KH486	0.0	5,000	2	-0.024	0.06	-0.49	0.35	5.6
	16	KH660	0.0	4,960	2	-0.034	0.09	-0.99	0.75	7.5
	17	KH506	0.0	4,680	2	-0.018	0.09	-3.46	3.24	17.8
	18	KH780	0.0	4,950	2	-0.034	0.23	-2.19	1.61	6.3
	19	KH543	1.9	4,670	2	<i>-0.014</i>	0.34	-5.93	5.07	10.4
	20	KH954	0.0	4,830	2	-0.016	0.34	-5.55	4.69	9.2
	21	KH427	10.7	4,230	3	-0.010	-1.58	-35.66	39.62	18.5
	22	KH503	10.7	4,220	2	0.000	-4.68	-64.98	76.68	34.9
	23	KH511	14.9	4,170	2	0.028	-0.41	-3.05	4.08	59.0
	24	KH328	7.6	4,370	2	<i>-0.012</i>	0.04	-2.08	1.97	16.3
	25	KH508	16.0	4,540	3	-0.018	-0.15	-4.81	5.19	21.9
	26	KH903	29.9	3,710	3	0.073	-10.13	<i>-40.48</i>	65.80	138.5
	27	East Karun Koh	21.8	4,130	3	0.036	-6.97	-41.59	59.01	55.3
	28	North Karun Koh	17.7	4,230	2	0.016	-4.83	-51.03	63.10	35.1
	29	Kukki Jerab	44.9	3,580	2	0.048	-43.61	-217.99	327.01	84.6
	30	Yashkuk	38.2	3,420	3	0.061	-109.79	-502.81	777.28	91.9

Lower : 中・下流域, Upper : 上流域, D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度, Type : 1990-2000-2010年の2期間の末端変動を基に分類した変動タイプ。Variations は, 融解指数変動を示す。1966-2010年の長期的変動は, マン・ケンダー検定統計量の τ を, 1966-1990年・1991-2000年・2001-2010年の短期的変動は, 1966-2010年の平均値からの偏差をそれぞれ示す。太字は有意水準1%, 斜字は長期的変動が有意水準5%, 短期的変動が10%をそれぞれ示す。T : 氷河の積算気温の平均値。

0.01 : 9氷河, $p < 0.05$: 2氷河), ゼロが1氷河であった(表6-1)。したがって融解指数変動は, 16氷河が増加傾向を, 13氷河が減少傾向を示した。融解指数変動が増加傾向を示した氷河は, 中・下流域の裸氷氷河および岩屑被覆氷河と上流域の岩屑被覆氷河に集中した(図6-2)。融解指数変動が減少傾向を示した氷河は, 上流域の規模の小さい裸氷氷河が多かった(図6-2)。

1966-1990年の短期的な融解指数の偏差は, 正の値が9氷河, 負の値が21氷河であった

(表 6-1)。したがって融解指数変動は、9 氷河が増加傾向を、21 氷河が減少傾向を示したが、有意な ($p < 0.1$)⁶⁻²⁾ 氷河は認められなかった。偏差の値は、平均値 (1 標準偏差) $-49.55 \pm 150.60 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ ・中央値 $-2.58 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ と負の値を示したが、最小値 $-812.00 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ ・最大値 $0.34 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ の範囲は、比較的小さかった (表 6-1)。増加傾向を示した氷河は、上流域の裸氷氷河に集中し (図 6-3)、それら (No.15-22) の中央値は $0.09 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ と小さかった。

1991-2000 年の短期的な融解指数の偏差は、全 30 氷河が負の値を示した (表 6-1)。したがって融解指数変動は、30 氷河が減少傾向を示したが、有意な ($p < 0.1$)⁶⁻²⁾ 減少傾向が認められたのは 9 氷河のみで、中・下流域の中・大規模氷河に集中した (図 6-4)。偏差の値は、最小値 $-2793.60 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ ・最大値 $-0.49 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ と範囲が広く、平均値 ($-187.05 \pm 519.25 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$)・中央値 ($-29.16 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$) は比較的小さな値を示した (表 6-1)。

2001-2010 年の短期的な融解指数の偏差は、全 30 氷河が正の値を示した (表 6-1)。したがって融解指数変動は、30 氷河が増加傾向を示した。偏差の値は、最小値 $0.35 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ (KH486 氷河)・最大値 $4823 \text{ }^\circ\text{Ckm}^2/\text{yr}$ (バツーラ氷河) と範囲が広く、平均値 ($310.93 \pm$

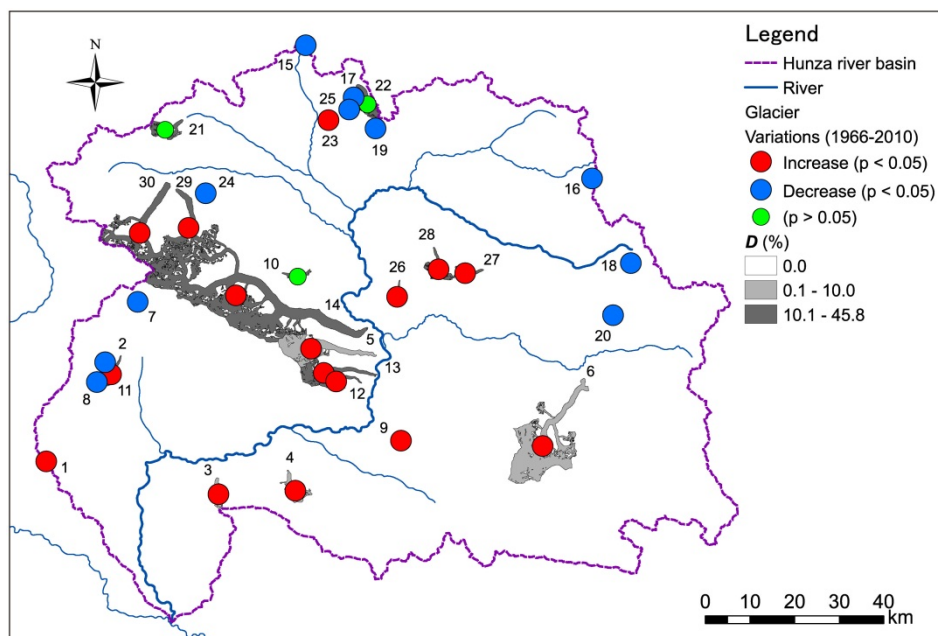


図 6-2 長期的 (1966-2010 年) な氷河の融解指数変動の分布図

変動傾向は、マン・ケンドール検定統計量 (τ) から求めた。白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河 (裸氷氷河) を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河 (岩屑被覆氷河) をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

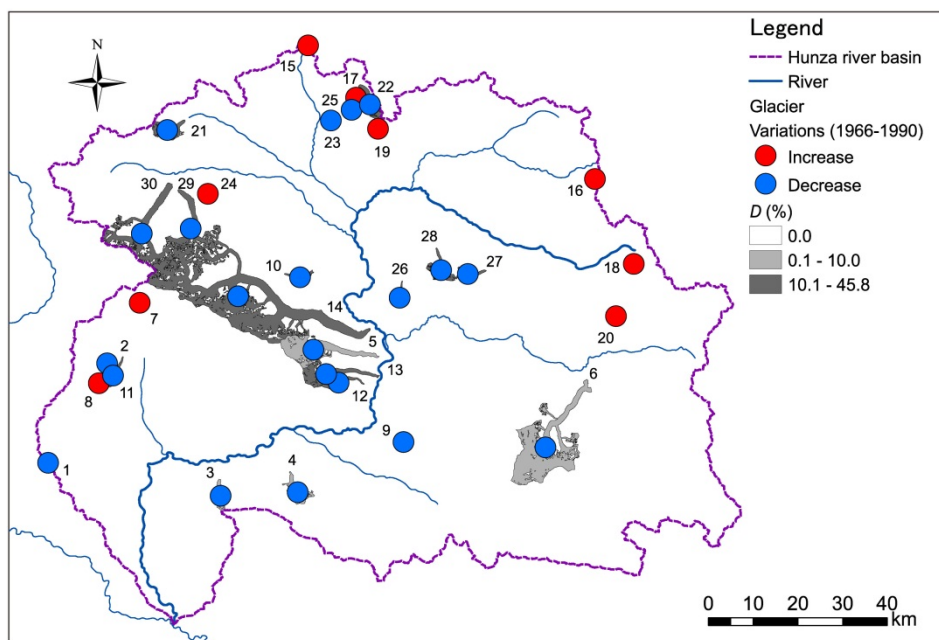


図 6-3 短期的 (1966-1990 年) な氷河の融解指数変動の分布図

変動傾向は、融解指数の偏差から求めた。白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

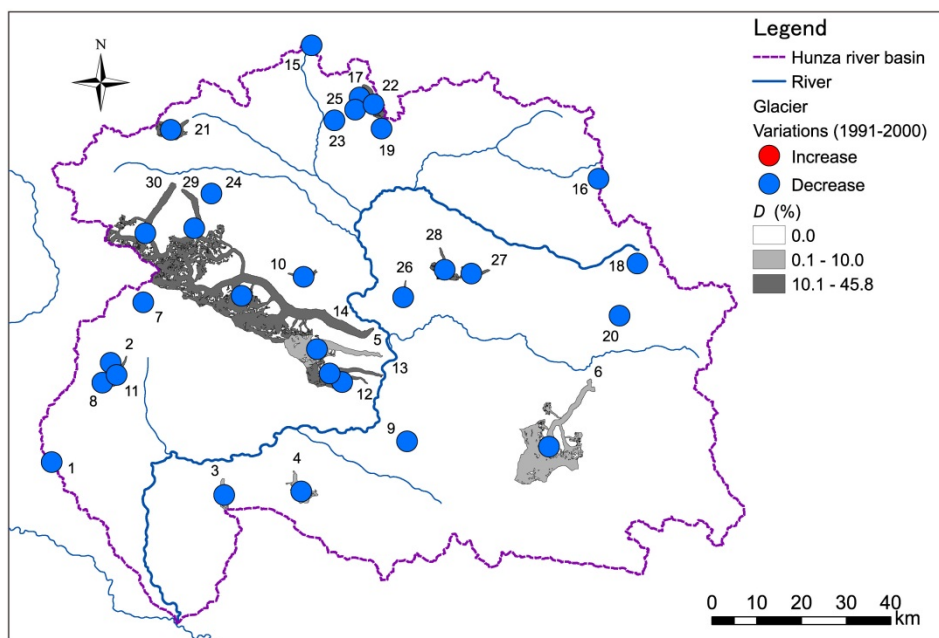


図 6-4 短期的 (1991-2000 年) な氷河の融解指数変動の分布図

変動傾向は、融解指数の偏差から求めた。白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

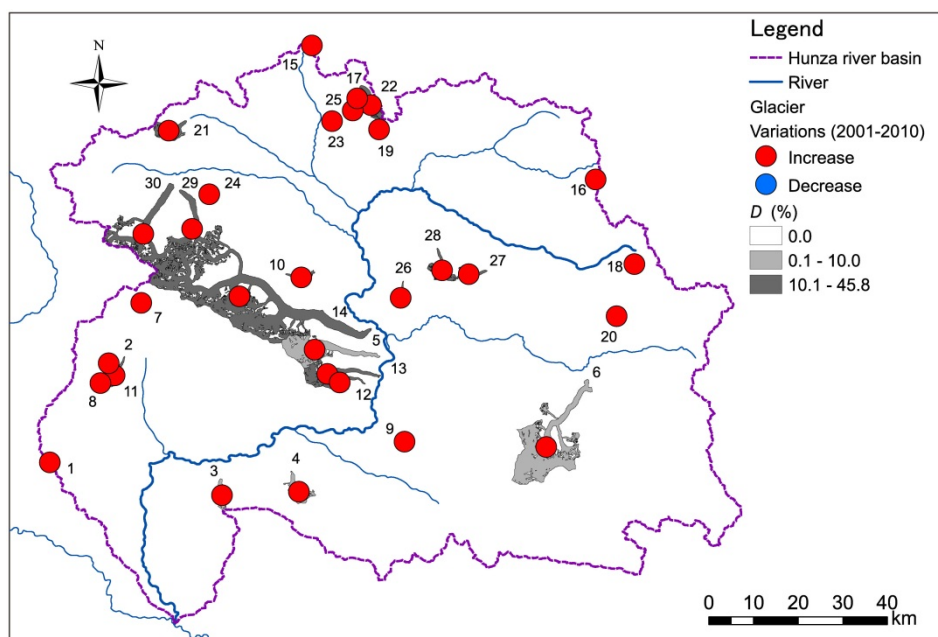


図 6-5 短期的（2001-2010 年）な氷河の融解指数変動の分布図

変動傾向は、融解指数の偏差から求めた。白色および薄い灰色の氷河は岩屑被覆率 10%以下の氷河（裸氷氷河）を、濃い灰色の氷河は岩屑被覆率 10.1%以上の氷河（岩屑被覆氷河）をそれぞれ示す。数字は、解析対象氷河の番号を示す。

895.43 °Ckm²/yr・中央値（32.90 °Ckm²/yr）は大きな正の値を示した（表 6-1）。しかし、有意な（ $p < 0.1$ ）⁶⁻² 増加傾向を示した氷河は 7 氷河で、中・下流域の中・大規模氷河に集中した（図 6-5）。

6-3 氷河の末端変動と融解指数変動の関係

氷河の末端変動は、氷河の融解指数変動が増加傾向を示す場合に後退し、それが減少傾向を示す場合に前進すると仮定した。このような仮定を基に、以下では、長期的変動と短期的変動に分けて考察をおこなう。

6-3-1 長期的変動

1965-2010 年の長期的な氷河の末端変動は、全体的に後退傾向にあり（図 4-3, 4-4）、氷河の形態的特徴の違いに関わらなかった（図 4-8）。しかし、氷河の融解指数変動は、増加 16 氷河（ $p < 0.01$: 16 氷河）、減少 13 氷河（ $p < 0.01$: 9 氷河, $p < 0.05$: 2 氷河）、ゼロが 1

表 6-2 長期的変動における氷河の末端変動と融解指数変動の対応関係

		Glacier variations		
		Advance	Stationary	Retreat
MI variations	Increase ($p < 0.05$)	Other (3)	Other (2)	Correspondence (12)
	Decrease ($p < 0.05$)	-	Other (1)	Non-correspondence (9)
	($p > 0.05$)	-	-	Other (3)

括弧内の数字は、氷河数を示す。MI は、融解指数を示す。

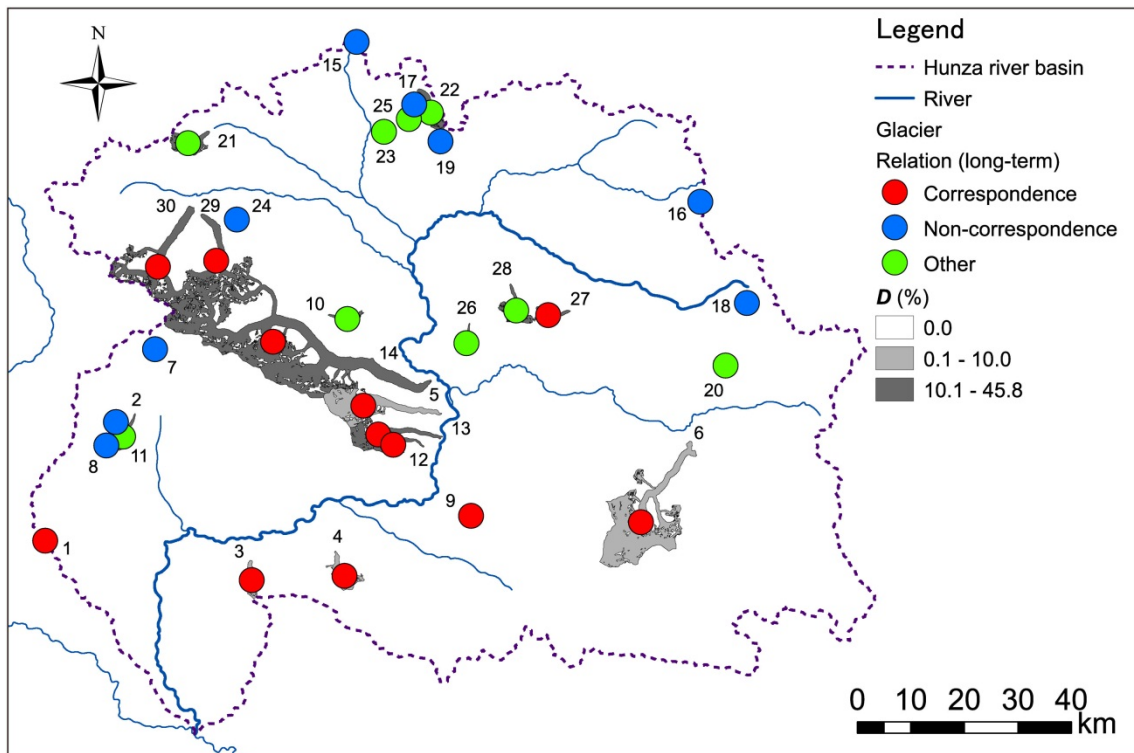


図 6-6 長期的変動の対応関係における分布図

数字は、解析対象氷河の番号を示す。

氷河で（表 6-1，図 6-2），増加傾向と低下傾向に分かれた。これら関係から表 6-2 に示すように，氷河の末端変動と融解指数変動の関係は，対応する氷河・対応しない氷河・その他の氷河の 3 つに分類できる。対応する氷河は，氷河の末端が後退し，かつ融解指数変動が有意な ($p < 0.05$) 増加傾向を示した氷河で，12 氷河が認められた。対応しない氷河は，氷河の末端が後退したにも関わらず，融解指数変動が有意な ($p < 0.05$) 低下傾向を示した氷河で，9 氷河が認められた。その他の氷河は，氷河の末端が前進・停滞を示した氷河や，有意な ($p < 0.05$) 融解指数変動の傾向が認められなかった氷河で，9 氷河が該当した。

これら氷河の分布は，対応する氷河が中・下流域に，対応しない氷河が上・中流域に位置した（図 6-6）。対応する氷河と対応しない氷河の形態的特徴には，氷河の最低点高度 (H_{Gmin}) に違いが認められた。 H_{Gmin} と岩屑被覆率 (D) の関係を示した図 6-7 をみると，対応する氷河は H_{Gmin} が 4,300 m 以下と低く，対応しない氷河は H_{Gmin} が 4,300 m 以上と高かった。

このような H_{Gmin} の違いは，氷河が受け取る顕熱量の違いを生じさせると考えられる。図 6-8 に示すように，1966-2010 年の氷河の融解指数の平均値 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^2$) を氷河面積 (A , km^2) で除した，氷河の積算気温の平均値 ($^{\circ}\text{C}$) は，氷河が受け取る顕熱量を示す値であり，その値は H_{Gmin} が高い氷河で小さく， H_{Gmin} が低い氷河で大きい。これは， H_{Gmin} の低い

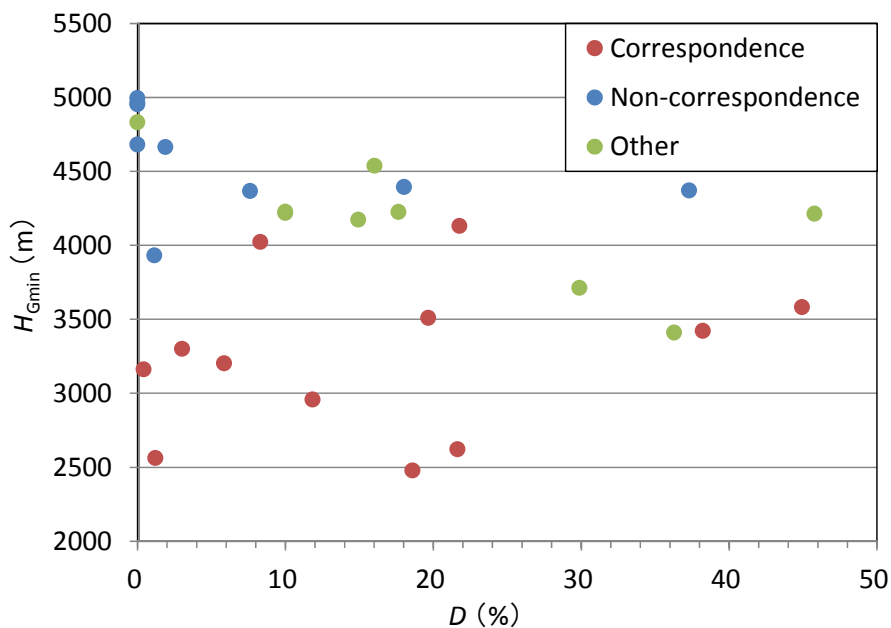


図 6-7 長期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係

D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

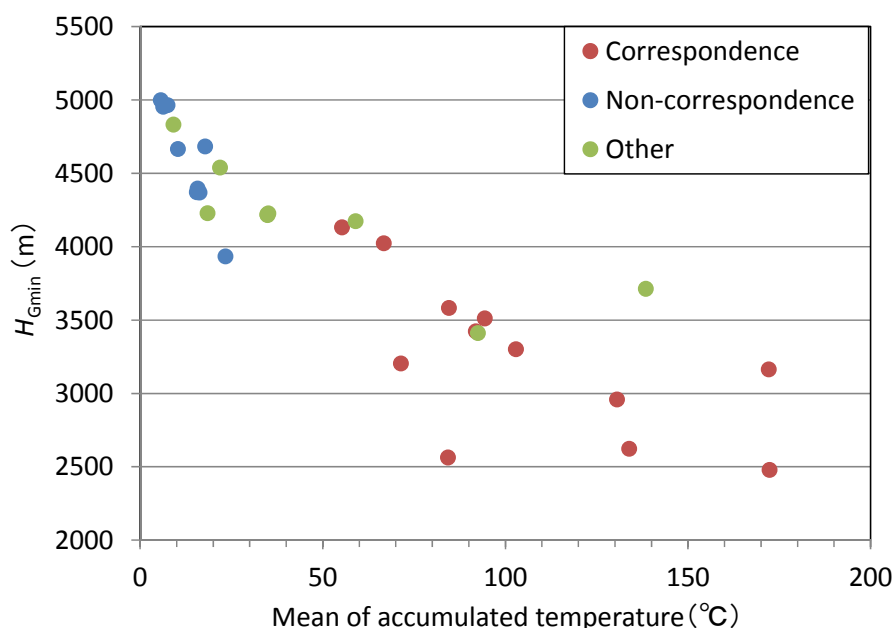


図 6-8 長期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と積算気温の平均値の関係

H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

氷河が低標高帯の面積の広い氷河で、 H_{Gmin} の高い氷河が低標高帯の面積の狭い氷河であることを示すものである。したがって、対応した低標高帯の面積が広い氷河は受け取る顕熱量が多く、対応しなかった低標高帯の面積が狭い氷河は受け取る顕熱量が少ないと言える。氷河の消耗量の大部分を占める融解・昇華を生じさせる熱は、主に顕熱と日射による放射熱によって供給されるが⁶⁻³⁾、それら熱供給の割合は、低緯度や低標高帯などの気温の高い温暖域で顕熱が、高緯度や高標高帯などの気温の低い寒冷域で放射熱がそれぞれ卓越する（上田，1997）。すなわち氷河消耗量に関わる熱供給の割合は、低標高帯の面積が広い氷河で気温による顕熱が、高標高帯の面積が広い氷河で日射による放射熱が相対的に高い。そのため、気温変動による顕熱の供給程度が氷河に与える影響は、低標高帯の面積が広い氷河で大きく、低標高帯の面積が狭い氷河で小さいと考えられる。

これらのことから長期的な氷河の末端変動と融解指数変動が対応する氷河は、気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積が広い氷河で、それが対応しない氷河は、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積が狭い氷河であると考えられることができる。

北西部のフンザ川流域や中央部における 1965 年前後以降の大規模岩屑被覆氷河の後退傾向は、Hewitt (2011) でも報告されており、本研究における気温変動と対応する氷河の後退傾向と一致する。Hewitt (2011) が解析対象とした大規模岩屑被覆氷河は、 H_{Gmin} が低

い（約 2,500-3,500 m）ことから、低標高帯の面積が広い氷河であり、気温変動に対応する氷河と考えられる。そのためこれら氷河は、気温の上昇傾向に対応して、末端が後退したと考えられる。

6-3-2 短期的変動

短期的な氷河の末端変動は、1965-1990 年はほとんどの氷河が後退したが、1990-2000 年と 2000-2010 年は複雑な変動を示した。そこで本節では、1990-2000-2010 年の 2 期間の末端変動について、融解指数変動との関係を考察する。

1990-2000-2010 年の 2 期間の氷河の末端変動は、第 4 章において、3 つの変動タイプに分類された（表 4-4）。すなわちタイプ 1 は、前進-後退（1990-2000 年に前進、2000-2010 年に後退）を示した氷河、タイプ 2 は後退-前進または後退-停滞（1990-2000 年に後退、2000-2010 年に前進または停滞）などを示した氷河、タイプ 3 は前進-前進または後退-後退（1990-2000-2010 年に前進または後退）などを示した氷河である。一方、氷河の融解指数変動は、1990-2000 年に全 30 氷河が減少、2000-2010 年に全 30 氷河が増加した（表 6-1、

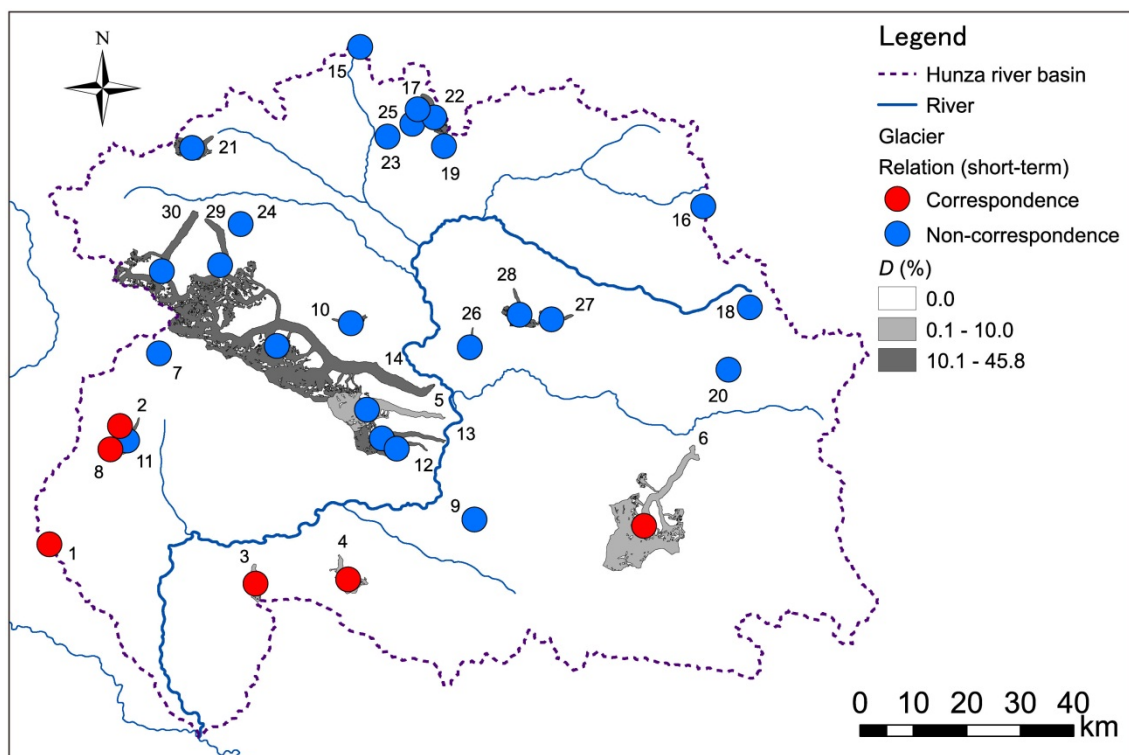


図 6-9 短期的変動の対応関係における分布図

数字は、解析対象氷河の番号を示す。

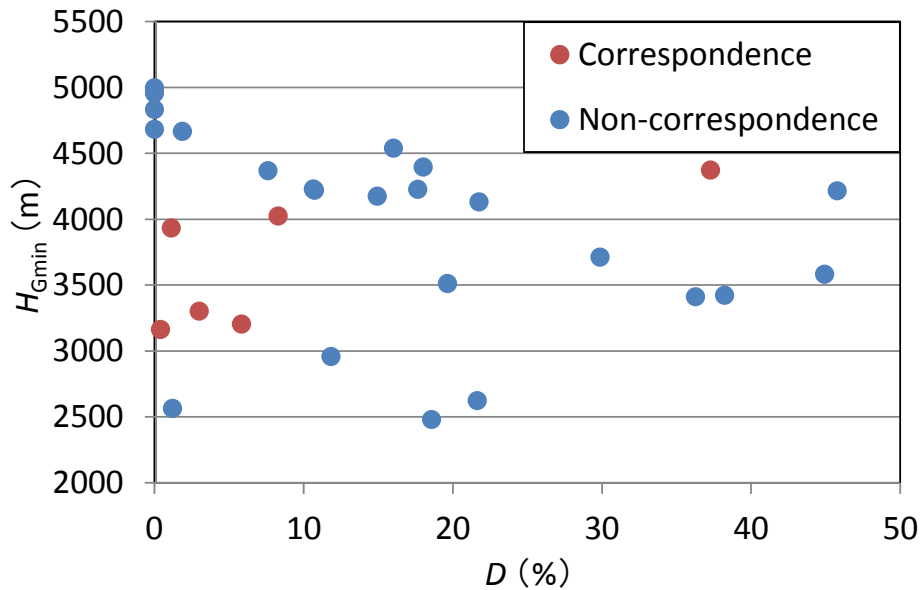


図 6-10 短期的変動の対応関係における氷河の最低点高度と岩屑被覆率の関係

D : 岩屑被覆率, H_{Gmin} : 氷河の最低点高度。

図 6-4, 6-5)。すなわち、氷河の融解指数変動は、全 30 氷河が減少-増加を示した。したがって、短期的な氷河の末端変動と融解指数変動が対応する氷河は、前進-後退を示したタイプ 1 の氷河で、対応しない氷河はタイプ 2 とタイプ 3 の氷河である。

これら氷河の分布と形態的特徴について、対応する（タイプ 1）氷河は下流域に、対応しない（タイプ 2・タイプ 3）氷河は上・中流域に分布した（図 6-9）。また氷河の形態的特徴は、第 4 章から、 H_{Gmin} と D に違いが認められている（図 4-10）。前項から H_{Gmin} の違いは、低標高帯の面積の違いを示すことから、対応する（タイプ 1）氷河のほとんどは低標高帯の面積が広い裸冰冰河で、対応しない（タイプ 2・タイプ 3）氷河は低標高帯の面積が狭い裸冰冰河と岩屑被覆氷河であった（図 6-10）。

D の違いは、前項で述べた低標高帯の面積の違いと同様に、氷河が受け取る顕熱量の違いを生じさせると考えられる。氷河の岩屑被覆程度は、氷河表面を覆う岩屑がその下の氷河の融解速度を左右し、岩屑が無い場合に比べて、岩屑の厚さが 3-4cm 以上になると融解を抑制する (Fujii, 1977 ; 坂井, 2001 ; Hewitt, 2005 ; Mayer, 2010)。本研究の D は、岩屑の範囲を示すものであり、岩屑の厚さを示すものではない。しかし現地での観察によると、 $D = 10.1\%$ 以上の岩屑被覆氷河は、岩屑の厚さが 3-4 cm 以上あり、数十 cm から数 m に達している地点も多い（写真 3-1）。一方、 $D = 10\%$ 以下の裸冰冰河は、岩屑の厚さが数 mm

から 1-2 cm 程度である (写真 2-6)。このため D は、おおよそ岩屑の厚さに対応していると推察される。このことから岩屑被覆氷河は、厚い岩屑に覆われているため、裸氷氷河に比べて、氷河が受け取る顕熱量が少ないと考えられる。したがって裸氷氷河は、気温変動の影響を受けやすい氷河で、岩屑被覆氷河は気温変動の影響を受けにくい氷河であると考えられる。

以上のことから、短期的な氷河の末端変動と融解指数変動が対応する氷河は、気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積が広い裸氷氷河で、それが対応しない氷河は、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積が狭い裸氷氷河と岩屑被覆氷河である。このことから短期的な氷河の末端変動は、長期的変動よりも限定された氷河において、気温変動と対応する。長期的変動と短期的変動における、氷河の形態的特徴を考慮した氷河の末端変動と気温変動の関係を表 6-3 にまとめる。

これまでに報告されているフンザ川流域を含めたカラコラム山脈北西部・中央部における氷河の末端変動は、1980-1995 年前に後退傾向、1995-2010 年前後に前進・停滞傾向にある (Mayewski and Jeschke, 1979; Goudie *et al.*, 1984a; Zhang, 1984; Hewitt *et al.*, 1989; Hewitt, 2011; Scherler *et al.*, 2011)。とくに 1990 年代後半以降の前進・停滞傾向は、氷河面積の拡大・停滞 (Minora *et al.*, 2013; Bahuguna *et al.*, 2014)、氷厚の増加・停滞 (Gardelle *et al.*, 2012; Käab *et al.*, 2012)・質量の増加 (Matsuo and Heki, 2010) からも支持される。これら解析対象氷河は、ほとんどが大規模氷河や中・小規模な岩屑被覆氷河であることから、本研究におけるタイプ 2・3 の氷河に該当すると考えられる。本研究におけるタイプ 2・3 の氷河は、気温変動に対応しない氷河であり、その末端変動も 1990-2000-2010 年に後退-前進・後退-停滞などを示すことから、先行研究の末端変動とほぼ一致する。一方、気温変動と対応するタイプ 1 の氷河の末端変動は、1990-2000-2010 年に前進-後退を示し、先行研究とは異なる。これらのことから、これまで報告されてきた 1990 年代後半以降の氷河の前進・停滞傾向は、気温変動と対応しない氷河の変動傾向を示すものと考えられる。したがって気温変動の影響の観点から氷河変動をまとめると、カラコラム山脈の氷河変動は、1990 年代に前進傾向、2000 年代に後退傾向にあると言える。

表 6-3 氷河の形態的特徴を考慮した氷河の末端変動と気温変動の関係

Long-term		<i>D</i>	
		(Low) Clean type	(High) Debris covered type
Area of glacier in lower elevation	Small	Non- correspondence	Non- correspondence
	Large	Correspondence	Correspondence
Short-term		<i>D</i>	
		(Low) Clean type	(High) Debris covered type
Area of glacier in lower elevation	Small	Non- correspondence	Non- correspondence
	Large	Correspondence	Non- correspondence

D : 岩屑被覆率。

第7章 結論

本研究は、氷河の形態的特徴を考慮して、氷河の末端変動と気温変動の関係を明らかにすることを目的とした。その結果、氷河の末端変動と気温変動の関係は、氷河の形態的特徴と時間スケールによって異なることが分かった。45年間程度の長期的な氷河の末端変動と気温から求めた融解指数変動が対応する氷河は、気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積が広い氷河で、それらが対応しない氷河は、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積が狭い氷河であった。10-25年間程度の短期的な氷河の末端変動と融解指数変動が対応する氷河は、気温変動の影響を受けやすい低標高帯の面積が広い裸氷氷河で、それが対応しない氷河は、気温変動の影響を受けにくい低標高帯の面積が狭い裸氷氷河と岩屑被覆氷河であった。このことから短期的な氷河の末端変動は、長期的変動よりも限定された氷河において、気温変動と対応すると言える。

これまで報告されてきた1990年代後半以降のカラコラム山脈の氷河の前進・停滞傾向は、その解析対象氷河が岩屑被覆氷河であることから、本研究のタイプ2・3に該当する氷河であり、気温変動に対応しない氷河であると考えられる。したがって気温変動の影響の観点から氷河変動をまとめると、カラコラム山脈の氷河変動は、1990年代に前進傾向、2000年代に後退傾向にあると言える。

このように、氷河変動と気温変動の地域性を議論する際には、気温変動に対応する氷河を選定する必要があると考えられる。とくに近年は、地球温暖化とその影響に関する話題が、一般的にも関心事となっている。そのため、地球温暖化の実態とその影響の実態を正しく評価するためには、氷河の形態的特徴を考慮しなければならない。

一方で、カラコラム山脈などの乾燥帯・半乾燥帯では、氷河が天然のダムの役割を持ち、氷河下流域の社会・経済を支えている。そのためこのような地域では、氷河全体における氷河変動と気候変動の関係を解明する必要がある。したがって、気温変動に対応する氷河だけでなく、気温変動に対応しない氷河の末端変動の要因も、明らかにする必要がある。氷河の末端変動の要因は、気温による融解だけではなく、さまざまな要素が関わっている。とくに降水量などの氷河涵養量の変動は、氷河消耗量の変動と同様に重要な要素である。そのため今後は、降水量変動などの他の要素も考慮して、気温変動に対応しない氷河の末端変動の要因を明らかにする必要がある。その中で、気温変動に対応する氷河は、氷河変動と気候変動の比較対象として機能すると考えられる。

以上のように本研究は，氷河変動研究に新たな知見を提供し，カラコラム山脈および周辺地域における水資源の確保とその将来予測に寄与し，持続的発展に貢献するものである。

注

- 3-1) 使用した衛星画像は、夏期から秋期に観測されたものである。そのため氷河の末端位置は、年間において最も消耗が進み、後退した状態を示していると考えられる。
- 3-2) 地形変化が小さいと考えられる地点は、山稜のピーク、尾根部における明瞭な地質の境界および2つの小規模な河谷の合流地点などである。一般的に、山岳域におけるこれら風化・侵食の卓越する地形場は、堆積の卓越する地形場よりも相対的に地形変化量が小さいと考えられる。一方、ALOS AVNIR-2 と Terra ASTER の空間分解能は、それぞれ 10 m と 15 m である。したがって、選定地点における Landsat ETM+の観測年と ALOS AVNIR-2・Terra ASTER の観測年の差である約 10 年間の地形変化量は、衛星画像の空間分解能よりも小さいと推測される。このためこれら選定地点は、解析上ほぼ不動点とみなすことができると考えられる。
- 3-3) AVNIR-2 画像「ALAV2A189072870」と ASTER 画像「ASTL1B_1010160558161103220040」の幾何補正後における GCP の平均二乗偏差は、1 画素以上の値であり、それぞれ 25 m と 15 m である。
- 3-4) 等高線図の作成には、ArcGIS 10 の「Spatial Analyst」ツールを使用した。作成した等高線図では、ホルンおよびアレートなどにおいて、1/250,000 地形図よりも最大で約 50 m 低い高度を示す場合がある。
- 3-5) 氷体の範囲を特定することができない氷河とは、主に小規模氷河と末端部が岩石氷河と接している氷河である。この理由は、氷河およびその周辺地域の地表面状態の複雑さに加えて、衛星センサの空間分解能や積雪・雲域分布などの画像の質・状態によるものと考えられる。
- 3-6) 当該流域におけるほとんどの岩屑被覆氷河の末端部は、谷底の河岸部に達しておらず、それより高度が高い山地内の U 字谷底に位置する。一方 Owen and England (1998) によると、当該地域の岩石氷河の多くは谷底の河岸部に発達しており、岩屑被覆氷河の末端部よりも低い高度帯に形成されている。このため、ほとんどの岩屑被覆氷河の末端部は、岩石氷河と接していない。しかし、谷底の河岸部に達している一部の岩屑被覆氷河の末端部は、その下流側の岩石氷河と接している場合がある。このような氷河の末端部の判読には、岩屑被覆氷河の末端部の判読と同様な方法を用いており、これによって判読できない氷河は対象外としている。

- 3-7) L は、標高を考慮しない水平距離である。
- 4-1) なお、このような氷河とは、ほとんどが小規模氷河や岩屑被覆氷河であった。この原因は、氷河およびその周辺地域の地表面状態の複雑さに加えて、衛星センサの空間分解能や積雪・雲域分布などの画像の質・状態によるものと考えられる。
- 4-2) カラコラム山脈には、短期間において急速に氷河の末端が前進する現象である氷河サージが発生するサージ氷河またはその可能性がある氷河が複数認められている (Hewitt, 2007; Copland *et al.*, 2011)。氷河サージの要因には、氷河の位置する地形・地質・水文環境などが影響していると考えられている (Sharp, 1988) が、その詳細なプロセスや気候変動との関係は、現在のところ未解明である。そのためサージ氷河やその可能性がある氷河は、解析の対象外とした。
- 4-3) 使用した衛星画像は、夏期から秋期に観測されたものである。したがって、本研究の解析の時間システムは、確定日付システムに該当する。
- 4-4) この Landsat ETM+は、第 3 章において、2010 年前後の AVNIR-2 と ASTER の幾何補正の基準画像として使用した画像である。
- 5-1) 降水量変動は、気温変動と同様に氷河の末端変動の主な要因の一つである。しかし、当該流域の降水分布は地域差が大きく (Tahir *et al.*, 2011)、その地域的差異を考慮できる高密度な気象観測網が整備されていないことや、高解像度な客観解析データが存在しないことから、本研究では降水量に関する議論を省略した。
- 5-2) 気温変動の各解析期間の開始年は、氷河の末端変動のそれよりも 1 年遅く設定した。これは、氷河の末端変動における解析の時間システムの開始時期が 7 月から 10 月に設定されているため、気温変動と氷河の末端変動の解析期間の開始年を同じにすると、両者の間に最大 10 ヶ月間の時間的差異が生じることを考慮したものである。
- 5-3) URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>
- 5-4) 2 グリッドの平均値を使用したのは、フンザ川流域が $N35^{\circ} E75^{\circ}$ と $N37.5^{\circ} E75^{\circ}$ のグリッドの中間部に位置するためである。
- 5-5) この要因には、客観解析データの値が、低い空間分解能 (2.5° グリッド) の平均値であることや、自由大気を想定していることなどが考えられる。
- 6-1) 氷河の融解指数変動の各解析期間の開始年は、氷河の末端変動のそれよりも 1 年遅く設定した。これは、注 5-2 の理由に加えて、注 3-1 の理由から、解析期間における氷河の末端変動には、解析期間の開始年における春期から夏期の気温の影響、すなわち

融解量が反映されていないことを考慮したことによる。

6-2) 短期的な融解指数変動では、有意水準 5%未満の氷河が認められなかった。

6-3) 顕熱と放射熱の他には、潜熱による熱供給もあるが、その割合は一般的に小さい。

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 I—東ネパール AX010 氷河の質量収支—. 雪氷, **45**, 81-90.
- 上田 豊 (1997) 氷河の形成. 藤井理行・小野有五編『基礎雪氷学講座IV 氷河』古今書院, 11-31.
- 朝日克彦 (2001) ネパール・ヒマラヤ東部の氷河目録と最近の氷河変動. 雪氷, **63**, 159-169.
- 石村貞夫 (1989) 『統計解析のはなし』東京図書.
- 岩田修二 (2011) 『氷河地形学』東京大学出版会.
- 大村 纂 (2010) 観測時代の氷河・氷床の質量収支と気候変化について. 地学雑誌, **119**, 466-481.
- 坂井亜規子 (2001) 岩屑に覆われた氷河の融解過程. 雪氷, **63**, 191-199.
- 成瀬廉二 (1997) 氷河の流動. 藤井理行・小野有五編『基礎雪氷学講座IV 氷河』古今書院, 33-81.
- 野上道男 (1968) Cordillera Real (Bolivia) の氷河. 地学雑誌, **77**, 125-140.
- 比較氷河研究会 (1973) ヒマラヤ山脈, 特にネパール・ヒマラヤの氷河研究における諸問題. *Bulletin of Glaciological Research*, **1**, 1-100.
- 藤田耕史 (2006) 氷河変動と海水準に関する最近の研究. 雪氷, **68**, 625-637.
- 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』古今書院, 177-194.
- 松山 洋・谷本陽一 (2005) 『UNIX/Windows/Macintosh を使った 実践! 気候データ解析』古今書院.
- 森林成生 (1974) ネパール・ヒマラヤの氷河について—その特性と最近の変動—. 雪氷, **36**, 11-21.
- 矢吹裕伯 (2009) 氷河インベントリの現状と問題点—グローバルインベントリとアジアインベントリ—. 雪氷, **71**, 471-483.
- 渡辺興亜・遠藤八十一・石田隆雄 (1967) ヒマラヤの氷河について I. 低温科学物理編, **25**, 197-217.
- 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 号, 67-75.

- 藁谷哲也 (2010a) カラコラム山地, フンザ川流域における 19 世紀以降の氷河変動と氷河堰止湖の決壊洪水. 富士学研究, **7**, 48-56.
- 藁谷哲也 (2010b) 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』二宮書店, 90-105.
- 藁谷哲也 (2010c) 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号, 95-108.
- 藁谷哲也・梶山貴弘 (2011) 2010 年 1 月にパキスタン北部・アタバードで発生した巨大崩壊と堰止湖の拡大. 地学雑誌, **120**, 993-1002.
- 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.
- Bahuguna, M., Rathore, B.P., Brahmabhatt, R., Sharma, M., Dhar, S., Randhawa, S.S., Kumar, K., Romshoo, S., Shah, R.D., Ganjoo, R.K. and Ajai (2014) Are the Himalayan glaciers retreating? *Current Science*, **106**, 1008-1013.
- Batura Glacier Investigation Group (1979) The Batura glacier in the Karakoram Mountains and its variations. *Scientia Sinica*, **22**, 958-974.
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciation*. London, Hodder Education.
- Benn, D.I. and Owen, L.A. (2002) Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains. *Quaternary International*, **97-98**, 3-25.
- 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.
- 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.
- Braithwaite, R.J. (2008) Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, **54**, 437-444.

- Braithwaite, R.J. (2009) Calculation of sensible-heat flux over a melting ice surface using simple climate data and daily measurements of ablation. *Annals of Glaciology*, **50**, 9-15.
- Chinn, T.J. (1999) New Zealand glacier response to climate change of the past 2 decades. *Global and Planetary Change*, **22**, 155-168.
- Chinn, T., Winkler, S., Salinger, M.J. and Haakensen, N. (2005) Recent glacier advances in Norway and New Zealand: a comparison of their glaciological and meteorological causes. *Geografiska Annaler*, **87**, 141-157.
- Cogley, J.G. (2011) Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers. *Annals of Glaciology*, **52**, 69-73.
- Copland, L., Sylvestre, T., Bishop, M.P., Shroder, J.F., Seong, Y.B., Owen, L.A., Bush, A. and Kamp, U. (2011) Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **43**, 503-516.
- Derbyshire, E., Li, J., Perrott, F.A., Xu, S. and Waters, R.S. (1984) Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. in Miller, K.J. ed., *The International Karakoram Project*. Vol. 2, Cambridge; Cambridge Univ. Press, 456-495.
- Esper, J. (2000) Long-term tree-ring variations in *Juniperus* at the upper timber-line in the Karakorum (Pakistan). *The Holocene*, **10**, 253-260.
- Esper, J., Schweingruber, F. H. and Winiger, M. (2002) 1300 years of climatic history for western Central Asia inferred from tree-rings. *The Holocene*, **12**, 267-277.
- Esper, J., Bosshard, A., Schweingruber, F. H. and Winiger, M. (1995) Tree-rings from the upper timberline in the Karakorum as climatic indicators for the last 1000 years. *Dendrochronologia*, **13**, 79-88.
- Esper, J., Frank, D. C., Wilson, R. J. S., Büntgen, U. and Treydte, K. (2007) Uniform growth trends among central Asian low- and high-elevation juniper tree sites. *Trees*, **21**, 141-150.
- Fowler, H. J. and Archer, D.R. (2006) Conflicting signals of climatic change in the Upper Indus Basin. *Journal of Climate*, **19**, 4276-4293.
- Fujii, Y. (1977) Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover. *Seppyo*, **39** (Special Issue), 20-21.
- Fujii, Y. and Higuchi, K. (1977) Statistical analyses of the forms of the glaciers in the Khumbu Himal. *Seppyo*, **39** (Special Issue), 7-14.

- 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. in Miller, K.J. ed., *The International Karakoram Project*. Vol. 2, Cambridge; Cambridge Univ. Press, 411-455.
- 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. in Miller, K.J. ed., *The International Karakoram Project*. Vol. 2, Cambridge; Cambridge Univ. Press, 359-410.
- Haeberli, W., Frauenfelder, R., Hoelzle, M. and Maisch, M. (1999) On rates and acceleration trends of global glacier mass changes. *Geografiska Annaler: Series A Physical Geography*, **81**, 585-591.
- Hewitt, K. (1968) The freeze-thaw environment of the Karakoram Himalaya. *Canadian Geographer*, **12**, 85-98.
- Hewitt, K. (1989) The altitudinal organization of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.*, **76**, 9-32.
- Hewitt, K. (1998) Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Geomorphology*, **26**, 47-80.
- Hewitt, K. (2005) The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the 'elevation effect,' Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*, **25**, 332-340.
- Hewitt, K. (2007) Tributary glacier surges: an exceptional concentration at Panmah glacier, Karakoram Himalaya. *Journal of Glaciology*, **53**, 181-188.
- 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.
- Higuchi, K., Fushimi, H., Ohata, T., Iwata, S., Yokoyama, K., Higuchi, H., Nagoshi, A. and Iozawa, T. (1978) Preliminary report on glacier inventory in the Dudh Kosi region. *Seppyo*, **40** (Special Issue), 78-79.

- Iida, H., Watanabe, O., Mulmi, D.D. and Thapa, K.B. (1984) Glacier distribution in the Langtang River region, Nepal. *Bulletin of Glaciological Research*, **2**, 117-120.
- Immerzeel, W.W., Beek, L.P.H. and Bierkens, M.F.P. (2010) Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, **328**, 1382-1385.
- Immerzeel, W.W., Pellicciotti, F. and Shrestha, A.B. (2012) Glaciers as a proxy to quantify the spatial distribution of precipitation in the Hunza Basin. *Mountain Research and Development*, **32**, 30-38.
- IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- 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.
- Mayer, C., Lambrecht, A., Belo, M., Smiraglia, C. and Diolaiuti, G. (2006) Glaciological characteristics of the ablation zone of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, **43**, 123-131.
- Mayer, C., Lambrecht, A., Mihalcea, C., Belo, M., Diolaiuti, G., Smiraglia, C. and Bashir, F. (2010) Analysis of glacial meltwater in Bagrot Valley, Karakoram. *Mountain Research and Development*, **30**, 169 – 177.
- Mayewski, P.A. and Jenschke P.A. (1979) Himalayan and trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. *Arctic and Alpine Research*, **11**, 267-287.
- Minora, U., Bocchiola, D., D'Agata, C., Maragno, D., Mayer, C., Lambrecht, A., Mosconi, B., Vuillermoz, E., Senese, A., Compostella, C., Smiraglia, C. and Diolaiuti, G. (2013) 2001-2010 glacier changes in the Central Karakoram National Park: a contribution to evaluate the magnitude and rate of the “Karakoram anomaly”. *The Cryosphere Discussions*, **7**, 2891-2941.
- Mool, P.K., Bajracharya, S.R., Shrestha, B., Joshi, S.P., Roohi, R., Ashraf, A., Naz, R., Hussain, S.A. and Chaudhry, M.H. (2005) *Inventory of glaciers and glacial lakes and the identification of potential glacial lake outburst floods (GLOFs) affected by global warming in the Mountains of Himalayan region –Indus Basin -*. International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), UNEP.

- Moribayashi, S. and Higuchi, K. (1977) Characteristics of glaciers in the Khumbu region and their recent variations. *Seppyo*, **39** (Special Issue), 3-6.
- Oerlemans, J. (1994) Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*, **264**, 243-245.
- Oerlemans, J. (2007) Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palue, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *Journal of Glaciology*, **53**, 257-362.
- Ohmura, A. (2006) Changes in mountain glaciers and ice caps during the 20th century. *Annals of Glaciology*, **43**, 361-368.
- Ohmura, A., Kasser, P. and Funk, M. (1992) Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, **38**, 397-411.
- Owen, L.A. (1989) Terraces, uplift and climate in the Karakoram Mountains, northern Pakistan: Karakoram intermontane basin evolution. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.*, **76**, 117-146
- Owen, L.A. and Derbyshire, E. (1989) The Karakoram glacial depositional system. *Z. Geomorph. N.F.*, **76**, 33-73.
- Owen, L.A. and England, J. (1998) Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakoram Mountains of northern Pakistan and India. *Geomorphology*, **26**, 199-213.
- Owen, L.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., and Gualtieri, L. (2002) Timing of multiple Late Quaternary glaciations in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, northern Pakistan: defined by cosmogenic radionuclide dating of moraines. *Geological Society of America Bulletin*, **114**, 593-604.
- 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.
- Searle, M.P. (1991) *Geology and Tectonics of the Karakoram Mountains*. Wiley.
- Sharp, M. (1988) Surging glaciers: behaviour and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, **12**, 349-370.
- Shiraiwa, T. and Yamada, T. (1991) Glacier inventory of the Langtang Valley, Nepal Himalayas. *Low Temperature Science*, **50** (Ser.A), 47-72.
- Sigurdsson, O., Jónsson, T. and Jóhannesson, T. (2007) Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930. *Annals of Glaciology*, **46**, 170-176.

- Spencer, J.Q., and Owen, L.A. (2004) Optically stimulated luminescence dating of Late Quaternary glaciogenic sediments in the upper Hunza Valley: validating the timing of glaciation and assessing dating methods. *Quaternary Sciences Reviews*, **23**, 175-191.
- Swiss Foundation for Alpine Research (1990) *1/250,000 KARAKORAM orographical sketch map sheet1*. Zurich.
- Tahir, A. A., Chevallier, P., Arnaud, Y. and Ahmad, B. (2011) Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River Basin, Karakoram Range, northern Pakistan. *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 2275-2290.
- 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.
- Waragai, T. (1998) Effects of rock surface temperature on exfoliation, rock varnish, and lichens on a boulder in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. *Arctic and Alpine Research*, **30**, 184-192.
- Waragai, T. (1999) Weathering processes on rock surfaces in the Hunza Valley, Karakoram, north Pakistan. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.*, **119**, 119-136.
- Watanabe, O. (1976) On the types of glaciers in the Nepal Himalayas and their characteristics. *Seppyo*, **38** (Special Issue), 10-16.
- Winiger, M., Gumpert, M. and Yamout, H. (2005) Karakoram-Hindukush-western Himalaya: assessing high-altitude water resources. *Hydrological Processes*, **19**, 2329-2338.
- Winkler, S. and Nesje, A. (2009) Perturbation of climatic response at maritime glaciers? *Erdkunde*, **63**, 229-244.
- World Glacier Monitoring Service (1989) *World glacier inventory –status 1988-*. Zurich: IAHS/ICSU, GEMS/UNEP and UNESCO.
- Zhang, X. (1984) Recent variations of some glaciers in the Karakoram Mountains. in Miller, K. J. ed., *The International KARAKORAM Project*. Vol.1. 39-50. Cambridge Univ. Press.

謝辞

本研究を進めるにあたり，日本大学文理学部地理学教室の藁谷哲也先生には，現地調査も含め，研究全般にわたりご指導いただきました。また，日本大学文理学部地理学教室の森島済先生および地球システム科学教室の中山裕則先生にも，多くのご指導をいただきました。

現地調査では，日本大学文理学部地理学教室の水嶋一雄先生および落合康浩先生や，パキスタン・イスラム共和国の Darbar Karim 氏，Meharban Karim 氏およびギルギット・バルティスタン州のパスー村の方々にご協力いただきました。

また，日本大学文理学部地理学教室の先生方，日本地理学会・日本地形学連合・日本地図学会・日本雪氷学会の会員の先生方および日本大学大学院理工学研究科地理学専攻の大学院生には，多くのご助言をいただきました。

以上の方々に御礼申し上げます。

最後に，研究生生活を支えていただいた家族と在学中に他界した母に感謝いたします。