

論文

飛騨山脈，立山・劔山域の 3 つの多年性雪溪の氷厚と 流動—日本に現存する氷河の可能性について—

福井幸太郎^{1*}，飯田 肇¹

要 旨

飛騨山脈，劔岳にある小窓雪溪および三ノ窓雪溪で，2011 年春にアイスレーダー観測を行い，厚さ 30 m 以上，長さ 900～1200 m に達する日本最大級の長大な氷体の存在を確認した．同年秋に行った高精度 GPS を使った流動観測の結果，小窓，三ノ窓両雪溪の氷体では，1 ヶ月間に最大 30 cm を超える比較的大きな水平方向の流動が観測された．流動観測を行った秋の時期は，融雪末期にあたり，積雪荷重がもっとも小さく，流動速度が 1 年でもっとも小さい時期にあたると考えられている．このため，小窓，三ノ窓両雪溪は，日本では未報告であった 1 年を通じて連続して流動する，現存する「氷河」であると考えられる．立山東面の御前沢雪溪では，2009 年秋にアイスレーダー観測を行い，雪溪下流部に厚さ 27 m，長さ約 400 m の氷体を確認した．2010 年と 2011 年の秋に高精度 GPS を使って氷体の流動観測を行った結果，誤差以上の有意な水平方向の流動が観測された．流動速度は 1 ヶ月あたり 10 cm 以下と小さいものの，2 年連続で秋の時期に流動している結果が得られたため，御前沢雪溪も現存する「氷河」であると考えられる．

キーワード：氷河，多年性雪溪，立山，劔岳，流動

Key words: glacier, perennial snow patch, Mts. Tateyama, Mt. Tsurugi, glacier flow

1. はじめに

国際的にしばしば引用される氷河の定義は「積雪起源の雪氷体（雪と氷の大きな塊）で，大部分が陸上に存在し，現在もしくは過去に流動した証拠があるもの」（Flint, 1971）である．日本で広く使われている氷河の定義は「重力によって長期間にわたり連続して流動する雪氷体」（白岩，2005）である．昭和初期に，日本アルプスの多年性雪溪（万年雪）の氷河学的研究（今西，1929，1933）をはじめて行った今西錦司は，晩年の著書「四十年の回顧」の中で「氷化した万年雪に可動性さえ認められるなら，これを氷河と呼んでさしつかえない」との記述を残している（今西，1969）．このように，氷河の定義については，様々な解釈や言い方があり，現時点で確立されたものはないが，

多くの雪氷学者は，①降雪からできた雪と氷の大きな塊，②陸上に存在，③流動の 3 要素を氷河とよばれるための必要条件（例えば，成瀬，2008）と想定している．これらのことを踏まえ，本研究では，多年性雪溪でも厚い氷体を持ち，氷体が現在，連続的に流動していることを証明できれば，現存する「氷河」とであるとみなす．

日本では，今西の研究以降，立山（崎田，1931；小笠原，1964；吉田，1964；樋口ら，1971；吉田ら，1983），鹿島槍ヶ岳（五百沢，1959），東北地方の月山・鳥海山（土屋，1978，1999），北海道の大雪山（若浜ら，1968；Kawashima *et al.*, 1993）など日本各地の山岳で，氷体を持つ多年性雪溪が発見された．また，一部の多年性雪溪では，以下で述べるように，流動に関する調査も行われ，現存する氷河か否か議論されたこともある．

吉田（1964）は，立山のはまぐり雪で発見された氷体の年層構造から，はまぐり雪が年 4 m 程度

¹ 立山カルデラ砂防博物館

〒930-1405 富山県中新川郡立山町芦峯寺字ブナ坂 68

* 連絡先

流動している、小さいながらも現存する氷河であると主張した。しかし、今西 (1969) は流動を定量的に実測したわけではなく、はまぐり雪は氷河とは言えないと吉田 (1964) の主張を批判した。中尾ら (1975) は、大雪山の雪壁雪渓とその周辺にある S 雪渓、K 雪渓と便宜的に名づけた多年性雪渓で流動観測を実施した。その結果、S 雪渓と K 雪渓では、1 ヶ月あたり 30 cm の流動が実測された。しかし、S 雪渓と K 雪渓は大部分が積雪層からなり、観測された流動は、積雪層の流動であり、氷河の流動とは異なると考えられた (松田, 1976)。土屋 (1978) は、鳥海山の貝形雪渓とよばれる多年性雪渓で、氷体の流動を確認し、貝形雪渓は、小規模ながらも現存する山岳氷河であると主張した。しかし、流動観測用の測点に、雪渓上に置いた石を用いるなど、観測データの信頼性に乏しく、土屋 (1978) の主張は定着しなかった。このように、日本の多年性雪渓で氷体が流動していることを直接証明した例は無く、日本に現存する氷河は無いというのが、雪氷学者の間で定説になっていった。

また、氷河地形学の分野では、戦後、氷河地形から最終氷期の平衡線高度を復元する研究が数多く行われるようになった (例えば Kobayashi, 1958; Ono, 1984, 1991; 柳町, 1987)。これらの研究では、初期条件として現在の日本の山の平衡線高度を決定しておく必要がある。Hoshiai and Kobayashi (1957), Kobayashi (1958) は、日本アルプスの現在の平衡線高度を自由大気の高気圧の平均気温から 4000 m 前後と見積もった。この見積もりは、平衡線高度が気温のみに依存すると考え、降水量を考慮しないという致命的な問題を含んでいるにも関わらず、多数の地形学の教科書や論文で取り上げられ (例えば小嶋, 1973; 吉川ら, 1973; 貝塚・鎮西編, 1986)、日本の山は低すぎて平衡線高度に達せず、氷河が形成されないという説が地理学者の間で定着していった。

1980 年代になると名古屋大学の樋口敬二を中心とする研究グループが、立山の内蔵助雪渓で氷体の厚さ、内部構造、年代についての総合調査を実施した (樋口, 1990)。その結果、内蔵助雪渓は厚さ 30 m 近い氷体を持っていること (吉田ら, 1983; 山本ら, 1986; Yamamoto and Yoshida,

1987)、氷体には氷河として流動していたことを示す、下流方向にせり上がるスラスト構造が認められること (飯田ら, 1990)、氷体の形成年代は、氷体中から採取された植物片の ^{14}C 年代から今から約 1700 年前の古墳時代であることが分かった (Yoshida *et al.*, 1990)。したがって、内蔵助雪渓の氷体は、少なくとも過去に流動していた氷河であると言え、立山連峰に氷河が現存している可能性は高まってきた。

また、Ono *et al.* (2003) は、立山で観測された夏の気温と降雪量の実測値から、世界的に受け入れられている Ohmura *et al.* (1992) の経験式を用いて、現在の平衡線高度を計算した。その結果、平衡線高度は 2970 m となり、現在でも立山は平衡線高度に辛うじて達しているという意見も出てきた。

そこで本研究では、劔岳と立山の 3 つの多年性雪渓で氷体の厚さと流動の観測を行い、これらの雪渓が現存する氷河か否か議論する。その上で、極東地域の現在の平衡線高度の特徴についても考察する。

2. 調査地域

調査対象としたのは、劔岳の小窓雪渓 ($36^{\circ}38'\text{N}$, $137^{\circ}37'\text{E}$)、三ノ窓雪渓 ($36^{\circ}37.5'\text{N}$, $137^{\circ}38'\text{E}$)、立山東面の御前沢雪渓 ($36^{\circ}34.5'\text{N}$, $137^{\circ}37.5'\text{E}$) である (図 1)。いずれも過去に消失した記録の無い日本最大級の多年性雪渓である。

小窓雪渓は、池ノ平山 (2561 m) 南東面と三ノ窓尾根の間の狭い氷食谷を埋めて、上流部では北東方向、中～下流部では東南東方向に伸びている大規模な雪渓で、融雪末期の面積は約 0.17 km^2 に達する (図 2a)。末端の標高は 2000 m、上端の標高は 2300 m、長さは 1200 m、幅は最大で 200 m、雪渓表面の平均傾斜は 20° である。冬には降雪と雪崩によって雪が集積し、最大積雪深は 20 m に達する。融雪末期の 10 月になると氷体が所々露出するようになり、クレバスやムーラン、融水水流路といった氷河特有の地形が表面に出現する。

三ノ窓雪渓は、三ノ窓尾根とハッ峰の間の狭く急な氷食谷を埋めて (図 2a)、東南東方向に伸びている長大な雪渓 (面積は約 0.13 km^2) である (図 1)。末端の標高は 1700 m、上端の標高は約 2400 m、長さは 1600 m、幅は最大 100 m、雪渓表

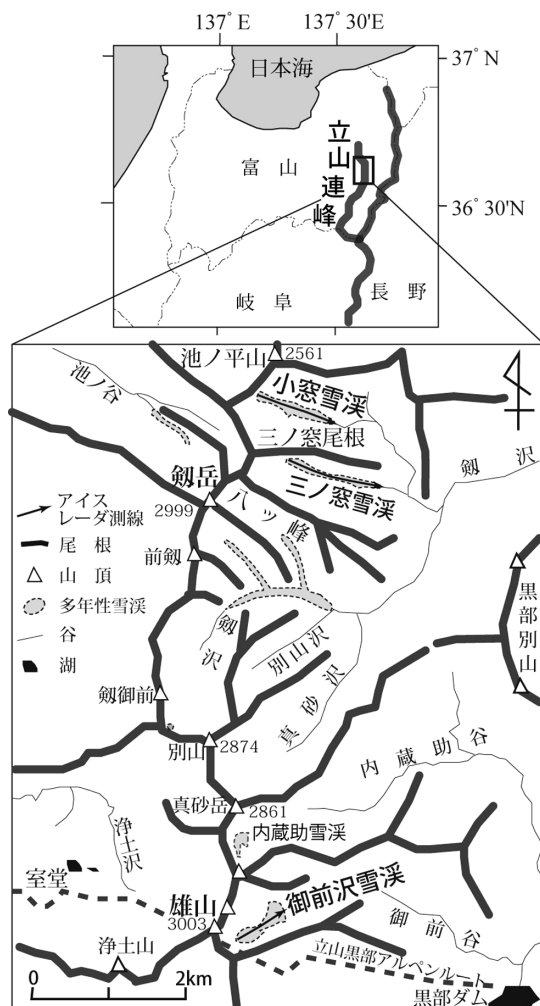


図 1 調査地域.

面の平均傾斜は 25° である。三ノ窓雪溪も冬には降雪と雪崩によって 20~30 m の雪が集積するが、融雪末期の 10 月には氷体が一部露出し、クレバスやムーラン、融氷水流路が出現する。

御前沢雪溪は、立山の主峰である雄山 (3003 m) 東面の御前沢圏谷内にある立山最大規模 (面積は約 0.1 km^2) の多年性雪溪である (図 2b)。雪溪末端には、サル股モレーンとよばれる大規模なモレーンが存在する。末端の標高は 2500 m、上端は 2800 m、長さは 700 m、幅は最大 300 m、雪溪表面の平均傾斜は約 20° である。冬には吹きだまり効果と雪崩によって積雪が 15~20 m たまるが、融雪末期の 10 月には氷体が一部露出し、ムーランと融氷水流路がみられる。

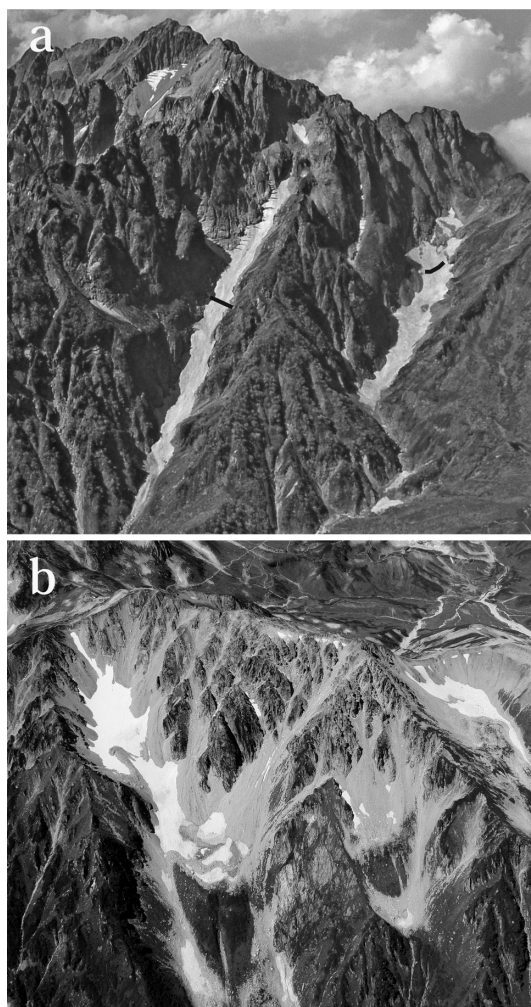


図 2 調査した 3 雪溪の全景.

a: 劔岳北東面 (2002 年 10 月 5 日, 福井撮影). 写真左上が劔岳, 中央の雪溪が三ノ窓雪溪, 右が小窓雪溪. 雪溪上の実線が断面観察を行ったクレバス.

b: 立山東面 (2009 年 9 月 14 日, 飯田撮影). 写真中央上の 3 つのピーク (左から雄山, 大汝山, 富士ノ折立) の総称が立山で, その下の大規模な雪溪が御前沢雪溪. 右端に見えるのは内蔵助雪溪.

3. 調査方法

3.1 氷体の厚さと内部構造の観測

各雪溪が流動可能な厚さの氷体をもっているかを明らかにするため、アイスレーダー観測を実施した。使用したアイスレーダーは、GSSI 社製 SIR3000 で、中心周波数 270 MHz のシールドアンテナを備えている。観測は各雪溪の上端から下

端にかけて縦断方向に実施した (図 1). 観測日は, 御前沢雪溪が 2009 年 9 月 17~18 日, 三ノ窓雪溪が 2011 年 6 月 4 日, 小窓雪溪が 2011 年 6 月 5 日である.

データ解析には GSSI 社製の解析ソフト Radan6.6 を使用した. 小窓, 三ノ窓両雪溪の厚さの解析には, フィルムの比誘電率 ($=2.7$) から計算した伝播速度 $182 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$ を用いた. 御前沢雪溪では, 観測時, 雪溪表面に氷体が所々露出していた. このため, 厚さの解析には水の比誘電率 ($=3.2$) から計算した伝播速度 $168 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$ を用いた.

観測した測線は, 干渉測位が出来る 1 周波の GPS (Ashtech 社製 ProMark 3) を使って Kinematic 測位で測量した. 誤差は水平方向 10 cm, 垂直方向 20 cm 程度である.

また, 2011 年 10 月 18 日に三ノ窓雪溪, 同 19 日に小窓雪溪のクレバス (図 2) に深度 7 m 付近まで潜って断面観察を行った.

3.2 流動観測

融雪末期の 8 月末~9 月に, アイスドリルで雪溪表層の積雪から氷体に達するまで穴を開け, ボールを挿入してその位置を GPS (ProMark 3) で Static 測位 (ボール頂部に GPS アンテナを 1 時間固定して観測) した. 27~52 日後にボールの位置を再度 GPS で測量し, ボールの動いた量から氷体の流動量を求めた. 各雪溪での観測期間は, 以下の通りである.

- ・御前沢雪溪: 2010 年 8 月 29 日~9 月 25 日の 27 日間 (上流部 2 地点), 2010 年 8 月 30 日~10 月 8 日の 39 日間 (下流部 4 地点), 2011 年 9 月 6 日~10 月 28 日の 52 日間 (6 地点).
- ・三ノ窓雪溪: 2011 年 9 月 17 日~10 月 18 日の 31 日間 (2 地点).
- ・小窓雪溪: 2011 年 9 月 18 日~10 月 19 日の 31 日間 (2 地点).

観測に用いたボールの長さは 2010 年が 3 m, 2011 年が 4.6 m である. 水膨張性能をもつゴムをボールの周囲に巻き付けて, 穴の中でしっかり固定されるようにして設置した. 観測データの後処理には, 国土地理院の室堂の電子基準点のデータを基地局データとして使用した.

小窓雪溪と御前沢雪溪では, 雪溪の脇にある岩盤に不動点を設置して GPS で測量し, 観測の誤

差を求めた. その結果, 水平方向の誤差は御前沢雪溪で 2010 年, 2011 年とも 1 cm, 小窓雪溪で 4 cm であった. ただし, 2010 年の御前沢雪溪の測量では, ボールの長さが 3 m と短かったため, 再測量時に氷体に埋め込まれている部分が 50 cm 程度になり, ボール頂部の位置が観測時に 3~4 cm ぶれることがあった. このため, 水平方向の誤差を 5 cm とした.

GPS データをクロスチェックするため, 2011 年に設置した御前沢雪溪下流部の 5 本のボールについては, トータルステーション (Leica Geosystems 社製 TC-407) を用いた測量も実施した. さらに, 御前沢雪溪と三ノ窓雪溪の各 1 地点では, ボールを防水デジタルカメラ (Pentax 社製 OPTIO WG-1) で定点撮影し, その動きをモニターした. 撮影間隔は 90 分, 撮影期間は, 御前沢雪溪が 2011 年 9 月 8 日~10 月 24 日の 46 日間, 三ノ窓雪溪が 2011 年 9 月 18 日~10 月 17 日の 29 日間である.

4. 結果

4.1 氷体の厚さと内部構造

小窓雪溪では, 6 月初旬に行ったアイスレーダー観測の結果, 厚さ 15~20 m の積雪の下に厚さ 30 m 以上, 長さ 900 m の氷体と考えられる反射構造が観測された (図 3a). 融雪末期に行ったクレバスの断面観察では, 厚さ 2 m の積雪の下にクレバスの底まで続く分厚い氷層を確認出来たことから (図 4a, 4b), この反射構造が氷体であるのは確実である. なお, 雪溪中流部では, 岩盤からの反射が不明瞭で氷体の厚さを決定できなかった場所もあった.

アイスレーダー断面には, 積雪と氷体の境界付近で強い反射がみられた (図 3a). 融雪末期に行ったクレバスの断面観測では, 積雪と氷層の境界付近 (深度 2 m) の積雪から水がしみ出していたため (図 4b), 氷層直上の積雪が帯水層となって強い反射が生じたものと考えられる.

小窓雪溪のクレバス断面には, 黒い汚れ層が複数みられた. 汚れ層には岩石片や木の枝や葉などがはさみこまれていて (図 4a), 融雪末期の積雪表面が起源であると考えられ, つぎの年の積雪との境界を示す年層境界であることが示唆された.

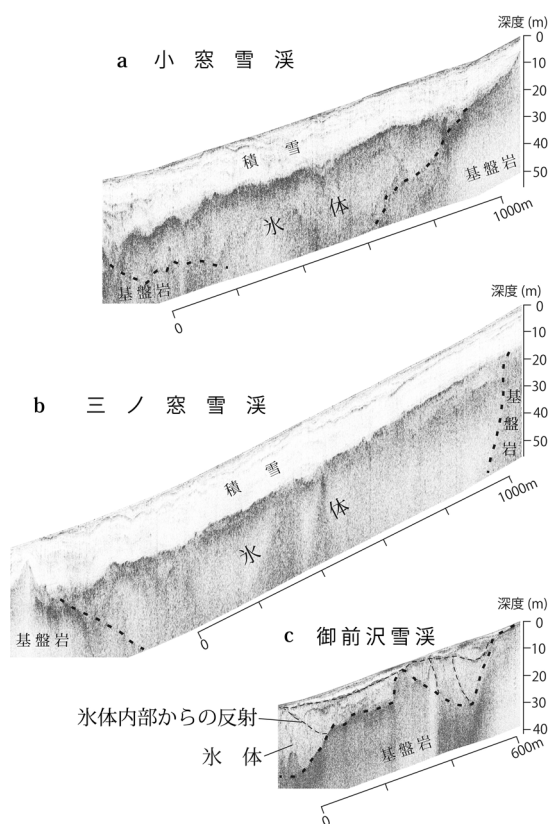


図 3 各雪溪のアイスレーダー断面。
 a: 2011 年 6 月 5 日の小窓雪溪のアイスレーダー断面。
 b: 2011 年 6 月 4 日の三ノ窓雪溪のアイスレーダー断面。
 c: 2009 年 9 月 17～18 日の御前沢雪溪のアイスレーダー断面。
 深度は 7.8 倍に強調してある。測線の位置は図 1 を参照。

氷層の上の積雪層には、年層境界と考えられる汚れ層が 1 本しかなく、積雪の水化は、急速に、2 年程度の期間で進むようである。氷層直上に帯水層がみられたこともあわせて考えると、Kawashima (1997) が日本各地の多年性雪溪で確認したように、帯水層内で積雪が水に浸かって圧密され、これが初冬の寒気の侵入によって凍結して、氷層が急速に形成されていくプロセスが、ここでも作用していると考えられる。

三ノ窓雪溪では、6 月初旬に行ったアイスレーダー観測の結果、厚さ 15～25 m の積雪の下に、厚さ 40 m 以上（探査限界深度以上）、長さ 1200 m の氷体と考えられる反射構造が観測された（図 3

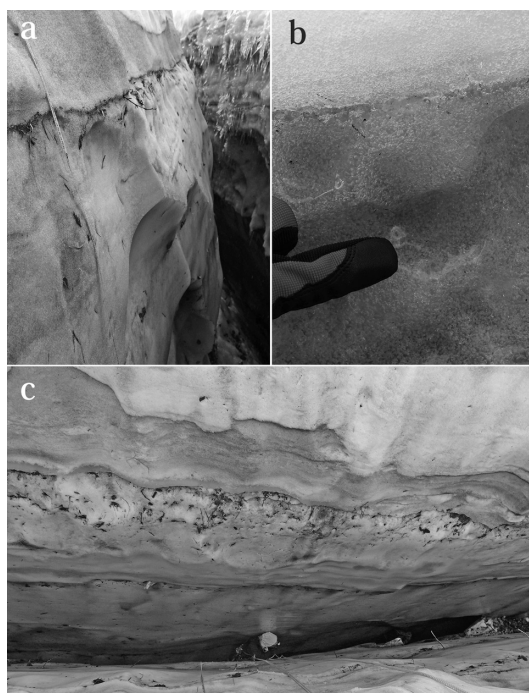


図 4 小窓雪溪と三ノ窓雪溪のクレバス断面。
 a: 小窓雪溪のクレバスと年層境界と考えられる汚れ層（2011 年 10 月 19 日撮影）。
 b: 小窓雪溪のクレバスで見られた積雪と氷層の境界（深度 2 m 付近）の拡大写真（2011 年 10 月 19 日撮影）。
 c: 三ノ窓雪溪のクレバス断面（2011 年 10 月 18 日撮影）。年層と考えられる層構造がみられる。写真中央付近から下が氷層。

b). 三ノ窓雪溪でも、融雪末期にクレバスの断面観測を行っており、厚さ 2～3 m の積雪の下に、クレバスの底（巻き尺で測った推定深度は 30 m）まで続く分厚い氷層を確認出来たことから（図 4 c）、この反射構造が氷体であるのは事実である。また、小窓雪溪同様、氷層直上の積雪には帯水層があり、年層境界と考えられる汚れ層もみられた（図 4c）。

御前沢雪溪では、雪溪全体にわたって基盤岩からの強い反射が観測された（図 3c）。氷体は中流部で 2 つに分かれており、上流部の氷体は厚さ 23 m、長さ約 200 m、下流部の氷体は厚さ 27 m、長さ約 400 m であった。

氷体の深度 5 m 付近には、表面にほぼ平行な強い反射があり、この反射より下層では、下流方向にせり上がる反射が複数みられた（図 3c）。御前

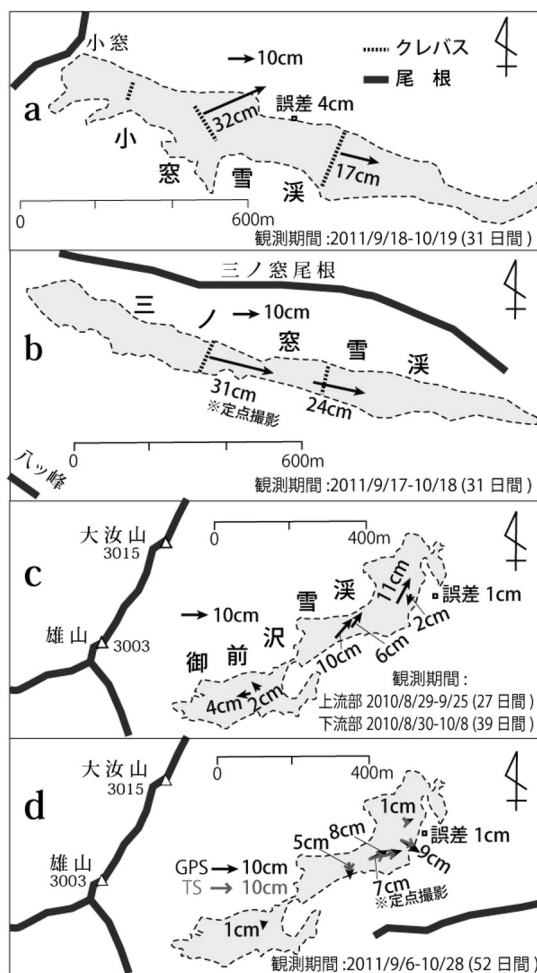


図 5 各雪溪の水平方向の流動量。

a: 小窓雪溪の 2011 年秋の流動量。

b: 三ノ窓雪溪の 2011 年秋の流動量。

c: 御前沢雪溪の 2010 年秋の流動量。

d: 御前沢雪溪の 2011 年秋の流動量。

図中の TS はトータルステーションの略。

沢雪溪の北側にある内蔵助雪溪の水体では、融雪末期、深度 5 m 付近に礫層からなる不整合面がみられ、不整合面以下の水体には、流動の痕跡を示す、下流方向にスラストアップする複数の汚れ層が確認されている (吉田ら, 1983; 山本ら, 1986)。御前沢雪溪の水体の内部構造は、内蔵助雪溪の水体のそれと酷似しているといえる。

4.2 流動

小窓雪溪では、GPS 観測の結果、約 1 ヶ月で 32 cm, 17 cm と誤差以上の有意な水平方向の流動が観測された (図 5a)。流動方向は、上流側が東北



図 6 三ノ窓雪溪のボールの定点撮影画像。矢印がボール頂部の位置を示す。10 月 17 日の写真では、ボール頂部が写真右側 (下流側) へ移動している。撮影したボールは図 5b を参照。

東、下流側が東南東で雪溪の最大傾斜方向とほぼ一致した。

三ノ窓雪溪についても、約 1 ヶ月で 31 cm, 24 cm と誤差以上の有意な水平方向の流動が観測された (図 5b)。流動方向は東南東で雪溪の最大傾斜方向と一致した。また、29 日間のボールの定点撮影の結果、ボール頂部が下流に移動しているのを撮影画像から読み取れた (図 6)。

御前沢雪溪の下流部では、2010 年に 39 日間で 6~11 cm と誤差以上の有意な水平方向の流動が観測され (図 5c)、2011 年にも下流部では、52 日間で 7~9 cm と誤差以上の有意な流動が観測された (図 5d)。流動方向は北東~東南東で雪溪の最大傾斜方向とほぼ一致した。上流部では、2010 年、2011 年とも誤差を超える有意な流動は観測されなかった (図 5c, 5d)。

また、雪溪下流部で 2011 年に実施したトータルステーション測量でも、52 日間で 6~7 cm の



図 7 御前沢雪溪のポールの定点撮影画像。矢印がポール頂部の位置を示す。10月24日の写真では、ポール頂部が写真左側（下流側）へわずかに移動している。撮影したポールは図 5d を参照。

水平方向の流動が観測され、流動方向は GPS 測量のそれと一致した (図 5d)。さらに、46 日間のポールの定点撮影の結果、わずかではあるが、ポール頂部が下流側に移動しているのを撮影画像から読み取ることが出来た (図 7)。

5. 考察

5.1 「氷河」の認定

2011 年春に行ったアイスレーダー観測の結果、小窓雪溪および三ノ窓雪溪には、厚さ 30 m 以上、長さ 900~1200 m に達する氷体が存在することが分かった。多くの氷河が目に見える形でクリープがはじまる深度は約 30 m (例えば岩田, 2011) であり、小窓、三ノ窓両雪溪は、氷が塑性変形して流動するのに十分な厚さの氷体を持っているといえる。

同年秋に行った高精度 GPS を使った流動観測の結果、小窓雪溪および三ノ窓雪溪では、1 ヶ月間に最大 30 cm を超える比較的大きな水平方向

の流動が観測された。立山や劔岳のような豪雪地帯にある多年性雪溪では、観測を行った融雪末期は、積雪荷重がもっとも小さく、流動速度が 1 年でもっとも小さい時期にあたると考えられている (藤井・竹中, 1990)。このため、小窓、三ノ窓両雪溪は、1 年を通じて連続して流動している可能性が高く、現存する「氷河」と考えられる。

小窓、三ノ窓両雪溪の水平方向の年間流動速度は、少なく見積もっても 4 m a^{-1} 程度と推定される。地球上のほかの小型氷河の水平方向の年間流動速度をみると、例えば、ネパール・ヒマラヤの長さ約 1500 m の AX 010 氷河 (Ageta *et al.*, 1980) では、1998/1999 年の年間流動速度が最大で約 9 m a^{-1} (Fujita *et al.*, 2001)、同じくネパール・ヒマラヤのヤラ氷河 (長さ約 1500 m) では、2008/2009 年の年間流動速度が $1.1 \sim 7.3 \text{ m a}^{-1}$ (刀根ら, 2010)、南米・パタゴニア最南端のフェゴ島にある Martial 氷河 (長さ約 500 m) では、1984/1998 年の年間流動速度が $2.3 \sim 3.2 \text{ m a}^{-1}$ (Strelin and Iturraspe, 2007) である。したがって、小窓、三ノ窓雪溪の流動速度は、ヒマラヤやパタゴニアなどの小型氷河の流動速度に匹敵するといえる。

また、最終氷期、日本に発達した氷河の流動速度と比較してみる。劉ら (1998) は、北海道、日高山脈の氷河地形から最終氷期 (1.8 万年前) の 18 の氷河を復元し、各氷河の厚さと表面傾斜から、塑性変形による流動速度を計算した。このうち、面積 0.2 km^2 以下の 6 つの小型氷河の年間流動速度は $2 \sim 3 \text{ m a}^{-1}$ と推定された。実際の氷河流動には、計算された塑性変形による流動のほかに、底面滑りによる流動が加わるため、もう少し大きな速度になると考えられるが、小窓、三ノ窓両雪溪の年間流動速度は、最終氷期に日本で氷河地形を形成した同規模の氷河の流動速度と、少なくとも同じオーダーであるといえる。

2009 年秋のアイスレーダー観測の結果、御前沢雪溪の上流部には厚さ 23 m、長さ約 200 m、下流部には厚さ 27 m、長さ約 400 m に達する氷体が存在することが分かった。2010 年と 2011 年の秋に実施した流動観測の結果、下流部では、誤差以上の有意な水平方向の流動が観測された。流動速度は、1 ヶ月あたり 10 cm 以下と小さいものの、2 年連続で秋の時期に流動している結果が得られ

たため、御前沢雪溪も現存する「氷河」であると考えられる。なお、上流部では、2 年連続で流動が確認出来なかった。このため、上流部の氷体は、少なくとも秋には流動を停止していて、現在、停滞氷になっていると考えられる。

5.2 極東地域の現在の平衡線高度の特徴について

日本と同じ極東地域のカムチャッカ半島では、降雪量が西から東（オホーツク海側から太平洋側）に向かって急増することが知られている（Muravyev, 1999）。カムチャッカ半島では、現在 448 の氷河が現存しているが（Muravyev, 1999）、半島中央部に位置するクリュチェフスカヤ火山群の氷河の平衡線高度が約 2800 m であるのに対して、太平洋側に突き出たクロノツキー山地の氷河の平衡線高度は約 700 m である（白岩・山口, 2002）。両山地はほぼ同緯度（北緯 55°~56°）にあるのに、降雪量の大幅な増加によって、太平洋側にあるクロノツキー山地の方が、2000 m 以上も平衡線高度が低下しているといえる（白岩・山口, 2002）。

日本列島では、カムチャッカ半島とは逆に、東から西（太平洋側から日本海側）に向かって、降雪量が急増する。本研究で観測した 3 つの多年性雪溪（氷河）の中流部付近に平衡線があると仮定した場合、その高度は、御前沢雪溪で 2600 m 前後、小窓、三ノ窓雪溪で 2000 m 前後となる。太平洋側の富士山（3776 m）には、氷河が現存していないことを考えると、現在の日本の中部山岳地域では、降雪量の大幅な増加に伴って、太平洋側から日本海側に向かって平衡線高度が 1800 m 以上も低下している可能性がある。現在の極東地域の平衡線高度は、降雪量の大きな東西差を反映して、東西方向にも顕著に変化するのが特徴といえるかも知れない。

6. 結論

- 1) 2011 年春にアイスレーダー観測を行い、小窓雪溪は厚さ 30 m 以上、長さ 900 m、三ノ窓雪溪は厚さ 40 m 以上、長さ 1200 m に達する長大な氷体をもっていることを確認した。
- 2) 2011 年秋の高精度 GPS を使った氷体の流動観測の結果、小窓、三ノ窓両雪溪とも 1 ヶ月間に最大 30 cm を超える比較的大きな水平

方向の流動が観測された。観測を行った時期は、融雪末期にあたり、積雪荷重がもっとも小さく、流動速度が 1 年でもっとも小さい時期にあたると考えられている。このため、小窓、三ノ窓両雪溪は、1 年を通じて連続して流動する、現存する「氷河」であると考えられる。

- 3) 小窓、三ノ窓両雪溪の年間の流動速度は、少なく見積もっても 4 m a^{-1} 程度と推定される。この速度はヒマラヤやパタゴニアなどの小型氷河の年間流動速度に匹敵し、最終氷期に発達した日本の小型山岳氷河の流動速度と同じオーダーである。
- 4) 2009 年秋にアイスレーダー観測を行い、御前沢雪溪の下流部は厚さ 27 m、長さ約 400 m の氷体をもっていることを確認した。
- 5) 御前沢雪溪の下流部では、2010 年秋と 2011 年秋に誤差以上の有意な水平方向の流動が観測された。流動速度は 1 ヶ月あたり 10 cm 以下と小さいものの、2 年連続で秋の時期に流動している結果が得られたため、御前沢雪溪も現存する「氷河」であると考えられる。
- 6) 今回観測した 3 つの多年性雪溪（氷河）の中流部付近に平衡線が存在すると仮定した場合、現在の日本の中部山岳地域では、降雪量の大幅な増加に伴って、太平洋側から日本海側に向かって平衡線高度が 1800 m 以上も低下している可能性がある。

本研究では、立山・剱岳の 3 つの多年性雪溪が流動していることを発見し、小さいながらもこれらの雪溪が現存する「氷河」と呼べることを示した。今後は、継続的な流動観測や質量収支のモニタリングを行い、日本アルプスでの氷河の形成プロセスと現在の平衡線高度を明らかにしていく予定である。

謝 辞

国立極地研究所の藤井理行所長（当時）には、研究当初から調査の進め方やデータの解釈など研究全般についてご指導頂いた。立山ガイド協会の北村俊之さん、富山宏治さん、山岳ガイドの前原徹さんには、野外観測の際にルート工作或や安全管理面で強力にサポートして頂いた。国立極地研究

所の藤田秀二准教授には、国立極地研究所所有のアイスレーダーの使用を快諾して頂き、さらに観測結果についても貴重な意見を頂いた。名古屋大学の藤田耕史准教授からは、研究の意義について貴重なアドバイスを頂いた。林野庁富山森林管理署には、調査を許可して頂いた。査読者の成瀬廉二さんと匿名査読者、および編集担当の北海道大学の白岩孝行准教授からは数々の貴重なコメントを頂いた、以上の皆様に心より感謝申し上げます。

なお、本研究には、平成 22 年度「富山県元気な雪国づくり事業」研究助成金、平成 23 年度富山県「立山連峰における氷河調査委託業務」委託金、平成 23・24 年度文部科学省科学研究費補助金（課題番号：11025004、代表者：福井幸太郎）を使用した。

文 献

- Ageta, Y., T. Ohata, Y. Tanaka, K. Ikegami and K. Higuchi, 1980: Mass balance of glacier AX010 in Shorong Himal, east Nepal during the summer monsoon season. *Seppyo*, **41** Special Issue, 34-41.
- Flint, R. F., 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, New York, 892pp.
- 藤井理行・竹中修平, 1990: 北アルプス、内蔵助園谷における越年性氷の長期変動。日本最古の化石氷体（北アルプス内蔵助沢）の構造と形成に関する研究。平成元年度科学研究費補助金（総合研究 A）研究成果報告書, 134-140.
- Fujita, K., T. Kadota, B. Rana, R.B. Kayastha and Y. Ageta, 2001: Shrinkage of Glacier AX010 in Shorong region, Nepal Himalayas in the 1990s. *Bulletin of Glaciological Research*, **18**, 51-54.
- 樋口敬二, 1990: 日本最古の化石氷体（北アルプス内蔵助沢）の構造と形成に関する研究。平成元年度科学研究費補助金（総合 A）研究成果報告書, 181pp.
- 樋口敬二, 渡辺興亜, 牛木久雄, 奥平文雄, 上田 豊, 1971: 剱沢における多年性雪渓の研究（I）（1967 年度調査）, 雪氷, **32**, 129-146.
- Hoshiai, M. and K. Kobayashi, 1957: A theoretical discussion on the so-called "snow line", with reference to the temperature reduction during the Last Glacial Age in Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **28**, 61-75.
- 飯田 肇・竹中修平・上田 豊・伏見碩二, 1990: 北アルプス内蔵助雪渓氷体の内部構造—化石氷体の可能性について—。日本最古の化石氷体（北アルプス内蔵助沢）の構造と形成に関する研究。平成元年度科学研究費補助金（総合研究 A）研究成果報告書, 19-30.
- 今西錦司, 1929: 剱沢の万年雪に就いて。地球, **11**, 267-282.
- 今西錦司, 1933: 日本アルプスの雪線について。山岳, **28**, 193-282.
- 今西錦司, 1969: 四十年の回顧。日本山岳研究, 中央公論社, 東京, 357-408.
- 五百沢智也, 1959: カクネ里記。地理, **4**, 96-104.
- 岩田修二, 2011: 氷河地形学。東京大学出版会, 東京, 387pp.
- 貝塚爽平・鎮西清高編, 1986: 日本の自然 2 日本の山。岩波書店, 東京, 272pp.
- Kawashima, K., 1997: Formation processes of ice body revealed by the internal structure of perennial snow patches in Japan. *Bulletin of Glacier Research*, **15**, 1-10.
- Kawashima, K., T. Yamada and G. Wakahama, 1993: Investigation of internal structure and transformation processes from firn to ice in a perennial snow patch. *Ann. Glaciol.*, **18**, 117-122.
- 小嶋 尚, 1973: 日本の氷期の氷河の消長。地理, **18**, 29-37.
- Kobayashi, K. (1958) Quaternary Glaciation of the Japan Alps. *Journal of the Faculty of Liberal Arts and Science*, Shinshu University, Part 2, Natural science **8**, 13-67.
- 劉 大力, 小野有五, 成瀬廉二, 1998: 最終氷期における日高山脈の氷河の流動の復元。雪氷, **60**, 47-54.
- 松田益義, 1976: 大雪山系、多年性雪渓の構造。雪氷, **38**, 115-126.
- Muravyev, Y.D., 1999: Present-day glaciation in Kamchatka-Distribution of Glaciers and Snow-. *Cryospheric Studies in Kamchatka II*, Inst. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo, 1-7.
- 中尾正義・松田益義・井上雅之・若浜五郎, 1975: 大雪山の雪渓調査 VI (1972 年度)。低温科学 物理篇, **33**, 135-149.
- 成瀬廉二, 2008: 氷河の変動 陸水の長周期変動。地球の変動と生物進化 新・自然史科学 II, 北海道大学出版, 札幌, 167-186.
- 小笠原和夫, 1964: 北アルプスの氷河。北アルプスの自然, 富山大学学術調査団, 古今書院, 東京, 5-34.
- Ohmura, A., P. Kasser, and M. Funk, 1992: Climate at the equilibrium line of glaciers. *J. Glaciol.*, **38**, 397-411.
- Ono, Y., 1984: Late glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **57B**, 87-100.
- Ono, Y., 1991: Glacial and periglacial paleoenviron

- ments in the Japanese Islands. 第四紀研究, **30**, 203–211.
- Ono, Y., T. Shiraiwa and D. Liu, 2003: Present and last-glacial equilibrium line altitudes (ELAs) in the Japanese high mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge Supplement, **130**, 217–236.
- 崎田龍二, 1931: 立山御前澤の谷頭に横はれる氷塊に就て. 地理学評論, **7**, 734–747.
- 白岩孝行, 2005: 氷河の定義・分類・分布・変動. 雪と氷の辞典, 朝倉書店, 東京, 277–287.
- 白岩孝行・山口 悟, 2002: カムチャッカ半島の近年の氷河質量収支変動と気候変動復元. 地学雑誌, **111**, 476–485.
- Strelin, J. and R. Iturraspe, 2007: Recent evolution and mass balance of Cordon Martial glaciers, Cordillera Fuego Oriental. *Global and Planetary Change*, **56**, 17–26.
- 刀根賢太・杉山 慎・福井幸太郎・藤田耕史, 2010: 2009 年ネパールヒマラヤ・ヤラ氷河における氷厚探索および流動測定. 北海道の雪氷, **29**, 45–48.
- 土屋 巖, 1978: 鳥海山貝形小氷河の雪氷気候学的研究 (2) 一形態測量と流動観測. 雪氷, **40**, 1–9.
- 土屋 巖, 1999: 日本の万年雪一月山・鳥海山の雪氷現象 1971–1998 に関連して一. 古今書院, 東京, 286pp.
- 若浜五郎・遠藤八十一・山田知充・牛木久雄・成瀬廉二, 1968: 大雪山の雪渓調査 (第 3 年度). 低温科学物理篇, **26**, 215–229.
- Yamamoto, K. and M. Yoshida, 1987: Impulse radar sounding of fossil ice within the Kuranosuke perennial snow patch, central Japan. *Ann. Glaciol.*, **9**, 218–220.
- 山本勝弘・飯田 肇・高原浩志・吉田 稔・長谷川浩, 1986: インパルスレーダーによる内蔵助雪溪の内部構造調査. 雪氷, **48**, 1–9.
- 柳町 治, 1987: 氷河・周氷河地形からみた中部日本における最終氷期の気候. 第四紀研究, **25**, 295–303.
- 吉田順五, 1964: 立山の万年雪の雪氷学的調査. 北アルプスの自然, 富山大学学術調査団, 古今書院, 東京, 35–54.
- 吉田 稔・伏見碩二・池上宏一・竹中修平・高原浩志・藤井理行, 1983: 北アルプス, 内蔵助雪溪の氷体部に存在する縦穴の分布と形状. 雪氷, **45**, 25–32.
- Yoshida, M., K. Yamamoto, K. Higuchi, H. Iida, T. Ohata and T. Nakamura, 1990: First discovery of fossil ice of 1000–1700 year B. P. in Japan. *J. Glaciol.*, **36**, 258–259.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊, 1973: 新編日本地形論. 東京大学出版, 東京, 415pp.

Identifying active glaciers in Mt. Tateyama and Mt. Tsurugi in the northern Japanese Alps, central Japan

Kotaro FUKUI^{1*} and Hajime IIDA¹

¹ Tateyama Caldera Sabo Museum 68 Ashikuraji-bunazaka, Tateyama-machi, Toyama 930-1405

*Corresponding author

Abstract: Japanese glaciologists and geographers believed that there are no active glaciers in Japan. We studied the surface flow velocity and ice thickness of the Gozenzawa perennial snow patch in Mt. Tateyama (3015 m asl), and the Sannomado and the Komado perennial snow patches in Mt. Tsurugi (2999 m asl) in the northern Japanese Alps, central Japan, since 2009. The Sannomado and the Komado perennial snow patches have large ice masses (>30 m in thickness). We measured the surface flow velocity and found that both the ice masses had flowed over 30 cm month⁻¹ in the autumn of 2011. Hence, we regard both the snow patches as active glaciers. The Gozenzawa perennial snow patch too has a large ice mass (27 m in thickness). We measured the surface flow velocity and found that the ice mass had flowed slightly (<10 cm month⁻¹) in the autumns of 2010 and 2011. Hence, we regard this snow patch also as an active glacier.

(2012 年 1 月 22 日受付, 2012 年 3 月 12 日改稿受付, 2012 年 3 月 31 日最終改稿受付,
2012 年 4 月 1 日受理, 討論期限 2012 年 11 月 15 日)