大雪山「雪壁雪渓」の年々変化

高橋修平，亀田貴雄，榎本浩之（北見工業大学）

１．はじめに

「雪壁雪渓の観測を今でもしている」というと驚かれることが多い．大雪山の「雪壁雪渓」では，1960 年代から 1970 年代にかけて北海道大学低温科学研究所（以後，低温研と呼ぶ）の雪渓研究グループにより活発な観測が行われ，多くの雪氷学的研究が行われた（図 1）．調査観測は，野外調査のいい訓練の場ともなり，この経験をもとに南極観測やヒマラヤ調査など，各地の海外観測に携わった研究者も数多い．

低温研を主体にした観測は 1979 年の観測を最後に終わったが，その後 10 年の中断の後，北見工業大学（北見工大）雪氷研究グループが方法は変えつつ，観測を継続している．その観測経過について報告する．

図 1 大雪山「雪壁雪渓」（2005 年 10 月 5 日）．手前の逆三角型雪渓が「雪壁雪渓」．後方に白雲岳．

２．低温研観測時代

1962 年および 1963 年に長野県立山剣沢の「はまぐり雪」雪渓の調査（吉田他，1964）が行われたことがきっかけとなり，長期にわたる雪渓観測の必要性から北海道中央部・大雪山系高根ヶ原の東斜面に位置する雪渓を観測することになった．この斜面にはいくつも雪渓が存在し「雪壁」と呼ばれていたが，その内でも観測のしやすさから比較的小さな規模の雪渓が選定され，「雪壁雪渓」と名付けられた（木下他，1965）．

本格的調査は 1964 年に始まり，雪渓規模調査，ボーリング調査，密度観測，氷粒径観測，氷薄片観察等が行われ，1979 年にかけての 16 年間，様々な調査・研究が行われてきた（木下他，1966; 若濱他 1968 など）（図 2，図 3）．

井上・松田(1973)は，雪壁雪渓の毎年の縦断面形状を推定した上で，融解量は気温に依存するが，冬期間の涵養量については，降水量，風速から求めた高根ヶ原を吹走する地吹雪量とよ

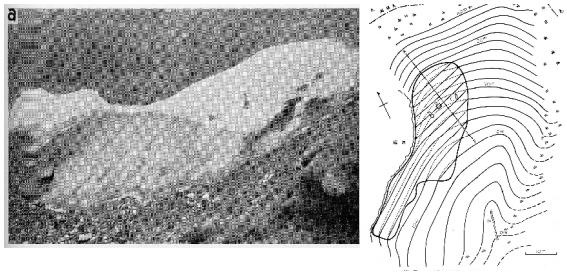

図 2 1964 年雪壁雪渓(1964 年 8 月 27 日)．木下他(1965)より．

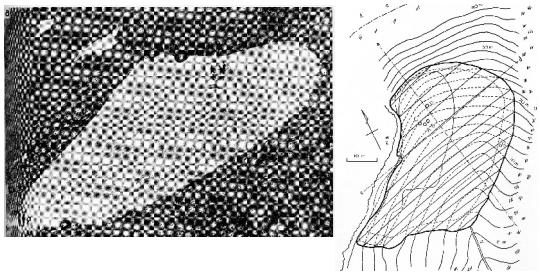

図 3 1965 年雪壁雪渓（木下他(1966)より）．右図の太実線は 9 月 3 日，細点線は 9 月 23 日，細実線は前年 8 月 23 日の雪渓周縁を示す．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

い相関をもつことを見出した.

成瀬他(1972)は，大雪山全域の雪渓調査を行い，28 個の大規模な多年性雪渓について面積，傾斜，斜面方位の測定を行い，斜面方位については 95%が北東から南南東の間にある，つまり季節風である西風の風下にあることを確かめた．その中で雪壁雪渓の面積は 20 番目であった.

1960 年代から 1970 年代にかけて，日本各地で雪渓観測が多く行われ，樋口（1969）は多年性雪渓の地球科学的意味として，「雪氷変態過程」，「氷河遷移態」，「気候変動指標」，「水収支系」等の意義を示し，地球科学の諸分野と関連して雪渓を総合的に理解する必要があると説明した.

1976～1977 年には文部省科学研究費補助金総合研究(A)「日本における山岳積雪の変動とその地域特性に関する研究」（代表者：樋口敬二）が 10 大学の研究者によって組織され，ウエンシリ岳，大雪山，岩木山，月山，立山，穂高岳，白山など 12 ヶ所の雪渓観測を行った．その結果の一部は雪氷 41 巻(1979)に特集号として収録されている（樋口,1979）.

佐藤他(1981)は，長さ 12m のゴムホースに 120 本の光ファイバーを 10cm 間隔で埋め込み，先端部で明暗を 8mm カメラでインターバル記録することにより融解を測定する長期融雪深計を作成し，雪壁雪渓のボーリング孔に埋め込んで 7 月から 10 月にかけての融解過程を観測した（図 5）.

この融雪観測に基づき，高橋他(1981)は雪壁雪渓融解過程の熱収支を解析した．熱収支各要素と気温の関係から融雪量と積算気温を比較しよい相関を得た．ただし，日射量やアルベードは気温と関係ないことから，融雪係数は日射吸収量をパラメータとして表した．この研究は融雪係数の熱収支特性研究のさきがけとなった（図 6）.

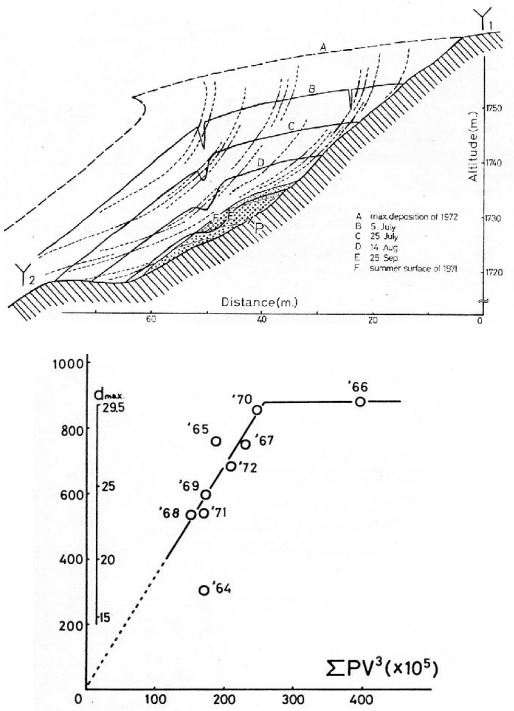

図 4 1972 年雪壁雪渓縦断面(上)および冬期最大涵養量と地吹雪量の関係（下）（井上・松田, 1973）.

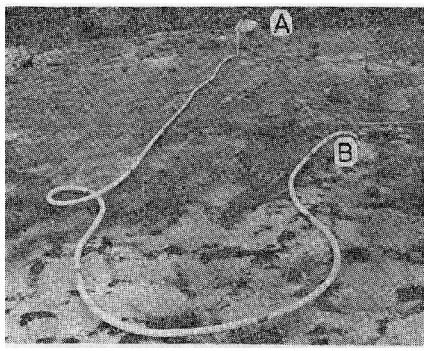

図 5 雪壁雪渓での長期自記融雪深計．1978 年 7 月 4 日設置後，9 月 2 日の時点で約 9m の融雪．佐藤他(1981)より.

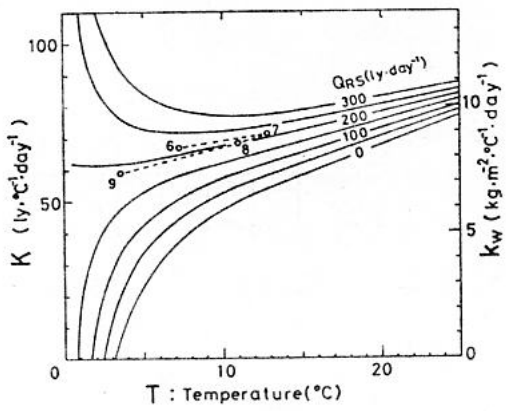

図 6　雪壁雪渓の表面熱収支を考慮した融雪係数の変化．高橋他(1981)より.

3．北見工大観測時代

低温研による観測は，雪渓観測に携わっていた研究者が各機関に移動したり，南極観測や海外調査に携わって不在になったこと等が重なり，

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

1979年の観測を最後に中止していたが，1989年から北見工大・雪氷研究グループにより雪壁雪渓観測は再開された．北見からは早朝出発すれば日帰り調査が可能であり，9月下旬の消耗期に雪渓測量をすることとした．

低温研時代調査ルートは高原温泉から三笠新道経由で往復 4 時間と時間が短かったが，その後，三笠新道は熊出没危険のため不通となり銀線台から白雲小屋経由の長いルートに変更し，往復 10 時間と不便になった．

1989～1992 年の観測では，1991 年に雪壁雪渓はほとんど消失状態まで縮小した．これは 1988 年 12 月～1989 年 3 月に十勝岳噴火による火山灰の降灰があり，アルベード低下による日射吸収量増大の影響があったと思われる（高橋等, 1993）（図 7）．

図 8 に雪壁雪渓の毎年の消耗期末期の様子を示す．悪天等で必ずしも毎年の写真はない．1991 年および 2000 年に非常に小さく，1992 年，1997 年，2005 年に大きいのが目を引く．

悪天や積雪などのため現地 測量調査は必ずしも毎年実施できず，1999 年から空撮も行うようにした．空撮に用いた飛行機は北見農道空港を拠点にスカイスポーツ活動を行っている加藤隆士氏所有の複座モーターグライダーである．

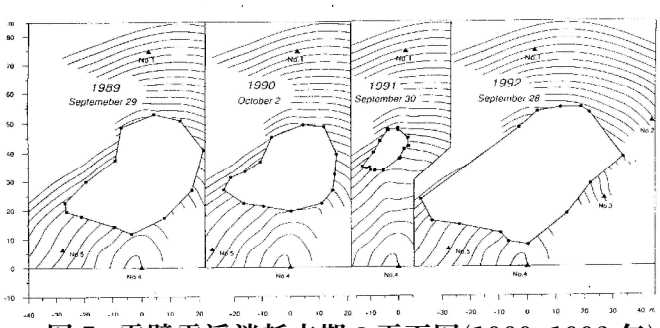

図 7　雪壁雪渓消耗末期の平面図(1989-1992 年)．1991 年は消失に近かった（高橋他, 1993）

図 8　消耗末期の雪壁雪渓現地写真(1989～2005 年)．

図 9　雪壁雪渓の空撮写真

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

図９に空撮された写真を示す．写真は斜め写真であり，面積推定はかなりの誤差を伴うが雪渓規模の大小は判別できる．2000 年に小さく，2005 年に大きいことがわかる．

４．雪壁雪渓の年々変動

図 11 に「雪壁雪渓」の面積変動を示す．面積は大きく変動し，その傾向は気候変化に直接は対応しないように見えるが，面積が比較的大きい拡大期と縮小期に分けて考えると，そのトレンドはある変化を示しているように見える．

雪渓面積が拡大期と縮小期にスイッチして変化するフリップフロップ型変化の原因を考察する．一つのヒントは 1962 年と 1989 年に十勝岳が噴火した後，2～3 年後に雪渓が極小になっていることである．つまり表面の火山灰層がアルベドを下げ，日射吸収増加により融解が進行したと思われる．

同様に雪渓内部の古い表面層のダストが現れたとき，融解が促進される．何層もの層が現れればますます融解が行われる．一旦，極小となり，再び大きくなるときは内部に過去の表面層は含まず，しばらくは大きいままでいられる（図 11）．同じことが氷河消耗域でも起こり，多年生汚れ層が融解を促進している可能性がある．

汚れ層が余りに厚いときはヒマラヤの氷河のように融雪を抑制することもある．このように汚れ層は雪渓や氷河の融解の大きな要素となっている．

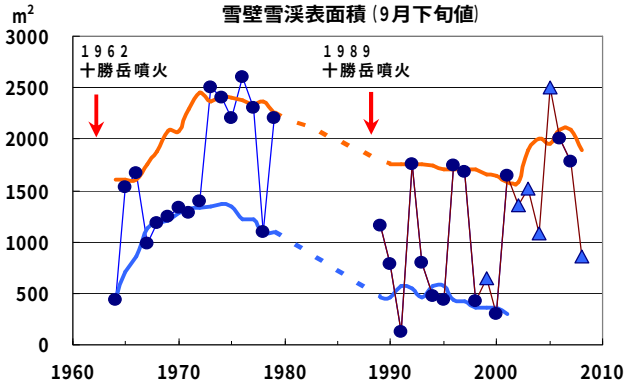

図10　雪壁雪渓の消耗来面積変化．
●は測量値，▲は空撮写真による推定値．

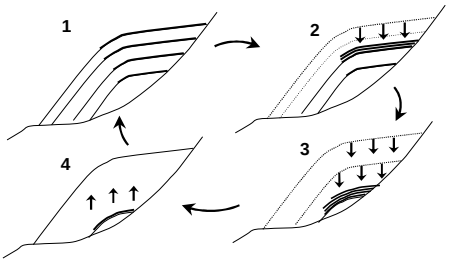

図11 多年性汚れ層による融雪促進の概念図

５．おわりに

データを単に並べて見ると，一見ランダムに見える雪渓面積の挙動も気候学的・雪氷学的には意味を持っているようである．それも長いデータの積み重ねがあってわかることであり，まさに「継続は力なり」である．長年に渡り，「雪壁雪渓」に携わった多くの人たちに感謝します．

参考文献

井上雅之，松田益義 (1973) 大雪山雪壁雪渓における質量収支の研究．雪氷，35，180-191.
木下誠一他(1965):大雪山の雪渓調査(第 1 年度).低温科学,物理編,23,121-127.
佐藤篤司他(1981):大雪山「雪壁雪渓」の長期消耗過程.雪氷,43,97-100.
高橋修平他(1981):大雪山「雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性.雪氷,43,147-154.
成瀬廉二，石本敬志，坂本雄三，高橋修平(1972):大雪山における多年性雪渓の分布，および雪壁雪渓の消長について.低温科学,物理編,30,115-128.
樋口敬二(1969)：多年性雪渓の地球科学的意味．雪氷，31，63-68.
樋口敬二(1979)：日本における雪渓の地域的特性（Ⅰ）まえがき－雪渓観測と国際氷河観測との関連．雪氷，41，1-7.
若濱五郎他(1968):大雪山の雪渓調査(第 3 年度).低温科学,物理編,26,215-229.

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会