

北アルプスの近年の積雪変動と山岳遭難

飯田 肇 (立山カルデラ砂防博物館)

1. はじめに

近年、北アルプスを含む北陸地方では、降積雪特性が激変している。平野部で積雪が極端に減少しているのだ。しかし、このような温暖化の影響の現れ方は、平野部と山岳地域では大きく異なると予想される。そこで、北アルプス立山の高い標高域で積雪量や積雪内部構造の年々変動を観測し平野部での結果と比較したので、ここに概要を紹介する(飯田, 2000)。また、積雪変動により、山岳遭難の形態も変化していると考えられる。そこで、近年北アルプスで発生した遭難から、その種の事例を紹介する。

2. 立山の積雪変動

立山室堂平(標高2450m)において、1985年から2000年にかけての冬期、積雪量、積雪断面観測を実施した。また、室堂平で冬期間を含めての気象観測を継続し、基礎環境データを収集した。

(1) 積雪量の変動

図1に、立山室堂平(標高2450m)と富山市(標高9m)における1975年より2000年までの一冬期間の最大積雪深の経年変化を示す。ここで特に注目されるのは、1986~87年冬期以後の

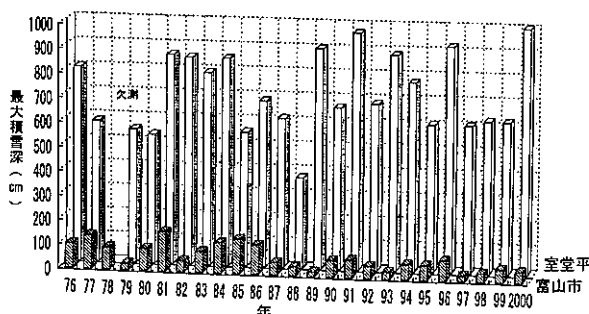


図1 室堂平と富山市における最大積雪深

平野部での寡雪傾向である。14冬期間、最大積雪深が75cm以下の年が続いている。ところが、室堂平の値をみると同様の傾向はみられず、むしろ1989年、1991年、1993年、1996年、2000年のような最大積雪深が極端に多い年も見うけられる。また、そのような年にはさまれ、1988年のように極端に最大積雪深が小さい年も見うけられ、年々変動が激しいのが近年の特徴となっている。平野部で豪雪であった1981年(56豪雪)にみられるような、平野部でも山岳地域でも最大積雪深が大きい傾向は、近年ほとんどみられない。

この原因については、冬期間の気候の変化が考えられる。図2に、富山地方気象台により調べられた富山市における冬期間(11月~3月)の降水量と降雪量(1日間に積もった新雪の深さを冬期間にわたり積算した値)の経年変化を示す。1986~87年冬期以後の降雪量にみられる顕著な寡雪傾向は、降水量変動にはみられない。つまり、降水としては平年並みに降っているのだが、平野部では降水が雪としては降れないことが考えられる。

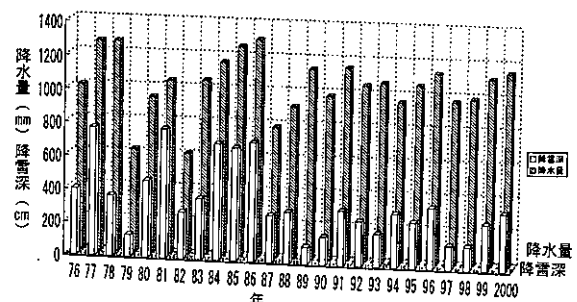


図2 富山市における降水量と降雪深

これには、冬期間の気温の上昇が関係していると推定される。そこで、山岳地域でも平野部でも雪の多かった1980～81年の冬期と、反対に平野部では極端な寡雪だったが山岳地域では多雪だった1988～89年の冬期における融解高度の季節変化の推定を試みたので図3に示す。一般に地上気温が2℃の時に降水が雪となる確率は50%とされているので、富山市での旬平均気温に0.6℃/100mの気温減率をかけ、各時期に2℃の気温域がどの標高にあるのかを推定した。図中の点線は、旬平均気温の平年値より推定した2℃線の平年値である。これより、豪雪であった1980～81年冬期では、12月中旬～3月上旬まで2℃線は標高0m以下にあり、平野部でも十分に雪が降れたことがわかる。一方、平野部で暖冬寡雪であった1988～89年冬期では、2℃線は1～2月の厳冬期でも標高300～600m付近で変動している。これより低い高度では雨が降る確率が高くなっていったと考えられる。しかし、これより高い山岳地域では、気温が上がっても降水は雪として維持され、そのため図1にみられるように最大積雪深が大きな値となったと考えられる。これより、厳冬期の北アルプスでも低い標高の地域では雨に降られる確率が高くなっていること、高い標高の地域ではしっかりと雪が降っていることが予想される。

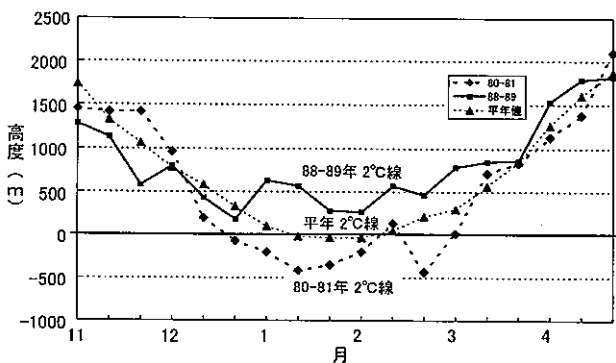


図3 融解高度の季節変化

(2) 積雪内部構造の変動

図4に、1973年～2000年間の室堂平における積雪内部構造をまとめて示す。積雪断面観測は、最大積雪深に近い時期でしかも融雪前の3月下旬～4月中旬に行った。図中ICは積雪層中の氷板、DLは黄砂等の汚れ層を示す。

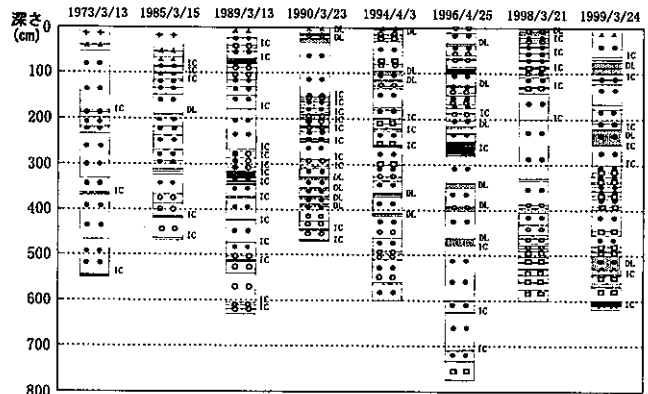


図4 室堂平における積雪内部構造

まず、1973年の層位図をみると、●印で示す層厚100cm以上にもおよぶ顕著なしまり雪層が数層みられる。この層は、顕著な冬型の気圧配置が続き1降雪期（数日間）で形成されたと考えられる層で、均一で融解層を含まない。積雪層位から推定する限り、1973年の冬期は冬型が卓越持続したと考えられる。1985年の層位でも、同様の傾向がみられる。一方、1989年以降の年の層位をみると、顕著なしまり雪層は全積雪層を通して1～2層である。むしろ、○印の融解再凍結を繰り返して形成されるざらめ雪層や、氷板、汚れ層が小刻みに分布している傾向が読みとれる。

このような変化の原因として山岳地域でも冬期間に気温が上昇していることがあげられる。その一例として、図5に立山室堂平での長期気温観測結果を示す（立山黒部貫光(株)調べ）。日最低気温の月平均値の10年毎の平均を見ると、特に厳冬期の1～2月に2℃程度の顕著な気温

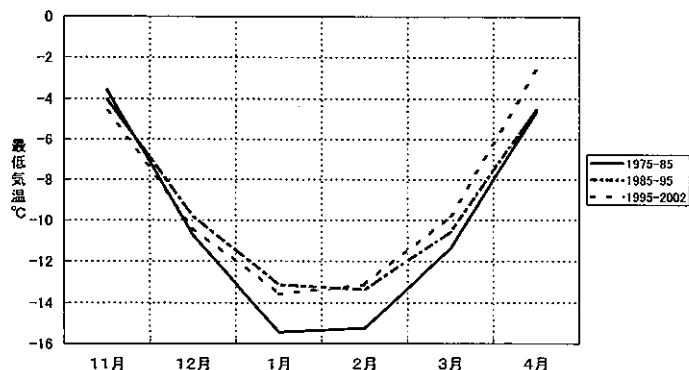


図5 立山室堂平 日最低気温の月平均値

上昇が認められる。その背景には、気候型の変化が考えられる。冬期間に降水をもたらす代表的な天気図型である西高東低の冬型と、温帯低気圧型の出現頻度が近年逆転し、冬型による降雪とともに低気圧型の降雪の占める割合が増加していることが指摘されている(横山他(1990), 飯田(2000))。冬期でも低気圧型の降水が増すと、気温上昇による雪から雨への変化、融雪による表面雪質の変化、あられの増加、卓越風向の違いによる積雪の吹きだまりの変化等が発生する可能性が増す。これらはどれも、雪崩や雪庇と深い関わりを持つ現象であり注目される。

3. 近年の北アルプスの山岳遭難事例

これまで述べてきたように、北アルプスの積雪は、その量、質ともに、近年の気候変動とともに大きく変化している。それに伴い、この山域で発生する山岳遭難の形態にも変化の兆候が現れている。以下に、いくつかの事例を紹介する。

(1) 気候変動と弱層形成

近年、立山周辺では、1991年に大日平、1996年に称名滝周辺、1997年に劔岳池ノ谷等で大規模表層雪崩が発生し、人や建物に大きな被害が及んでいる。中には、樹齢120年を越すブナの大木の幹をのきなみへし折って流下した雪崩もあった。近年の温暖化以前に発生していなかつ

た雪崩である。

大規模乾雪表層雪崩(ホウ雪崩)の発生には、積雪内の弱層が強く関与している。近年の温暖化により、図4にみられるように積雪内部構造が複雑化し、積雪内に氷板やざらめ雪層などの層構造が多くみられるようになった。この中には、しもざらめ雪層、あられ層等の弱層が含まれていることがある。

図6に1973年および1990年の室堂平における積雪層の雪温分布を示す。寒冷であった1973年には1m深付近で -10°C を記録し、それ以深で徐々に上昇して地表面で 0°C となっている。全層マイナスで積雪は融解を経していない。ところが1990年では、2m深付近で 0°C に近づきそれ以深では全層 0°C である。層位でもざらめ雪や氷板が多くみられ、冬期間でも融解が頻繁に起きていることが示唆される。積雪表面近くで融解が起きると高温の雪層ができ、放射冷却等の条件が整えば、この上に積もった新雪層中で大きな温度勾配が生じやすくなり、しもざらめ雪層が成長する。

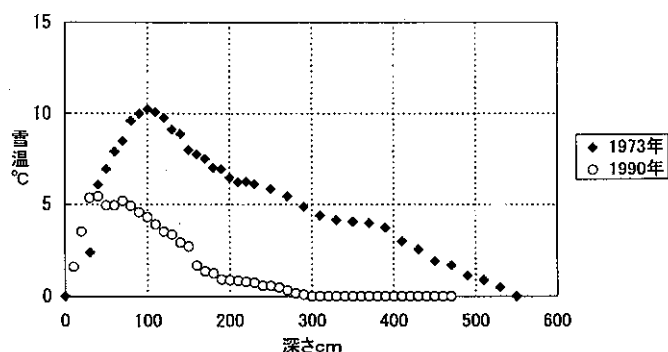


図6 雪温の比較(1973年・1990年)

また、冬型の気圧配置が続かず低気圧が頻繁に通過することにより、寒冷前線通過時にあられが降る確率が高くなると予想される。さらに、このような気候型の変化により厳冬期の好天日数が増すと、日中の強い日射と夜間の放射冷却

により雪面での寒暖の差が大きくなると予想される。これらより、近年の温暖化は弱層形成に有利に働くことになる。

以下に、これらの温暖化の影響が関連したと思われる遭難事故例について試みる。

(2) 大日岳における雪庇崩壊事故

2000年3月5日、北アルプス大日岳山頂付近において、大規模な雪庇崩落が発生し2名が亡くなる悲惨な事故があった。この際崩落した雪庇は、全体として典型的な庇状は呈さずブロック状で、山稜からの長さが40m以上、崩落点の積雪の深さが約20m、崩落した雪の厚さが約10m、雪庇先端から15m程度尾根側で破壊し、その長さは200m以上というたいへん大規模なものだった(図7, 写真1)。ここで、事故報告

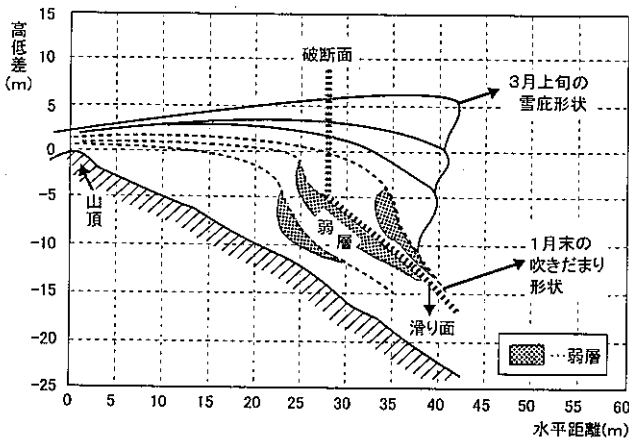


図7 雪庇の断面形状推定図

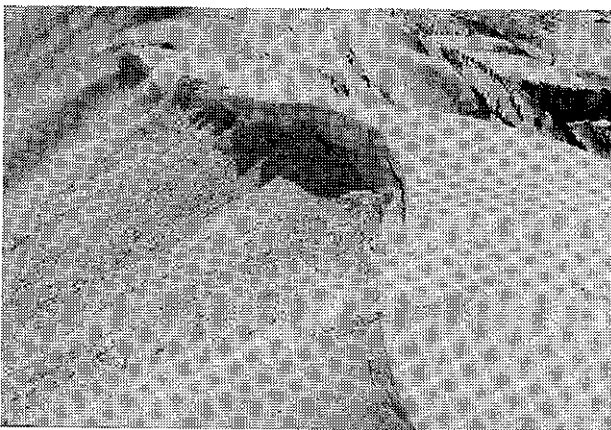


写真1 崩落した雪庇(大日岳山頂付近)

書をもとに、2000年冬期の気候変化を通してこの雪庇の形成と崩落について推定する(北アルプス大日岳遭難事故調査委員会(2001))。

ア. 雪庇の定義と分類

「雪庇」という語は登山者間でよく使われるが、その概念は必ずしも統一されていない。そのためいろいろな混乱が生じているので、まず雪庇の定義について試みる。

雪氷辞典(1990)によると、雪庇は次のように定義されている。「地表面の起伏が緩斜面から急斜面に変化する場所に、風下側に形成される吹きだまりの一種。雪庇の先端および風下斜面に、吹雪や吹雪粒子が付着、堆積しながら成長する。ときには庇が片持ちばりのように長く伸び、その巻き込みを伴う。山地の雪庇の崩壊により雪崩の引き金となることも多い。」ここでは、風下側に形成される吹きだまりをすべて雪庇としているため、庇状でない吹きだまり状のものも雪庇に含まれる。

一方、雪氷関連用語集(1999)では、次のように定義されている。「稜線の風下側にできる庇状の雪。雪庇の成長は風速、地形、気温等によって異なる。」こちらは、庇状に張り出した雪のみを雪庇とし、庇を伴わない吹きだまりは雪庇とはしていない。このように、登山者のみならず雪氷学研究者でも、雪庇の定義が混乱しているのが実状である。

一方欧米では、雪庇各部の名称の定義(図8)や、雪庇形状と地形との関係(図9)が、詳細に文献に示されている(Seligman, 1980)。図8より、風上側の山稜の直上で雪が吹き飛ばされる領域はROOT(ルート)、風下側に庇状に張り出した領域はROOF(ルーフ)、風下側にできる急傾斜部はFACE(フェイス)、

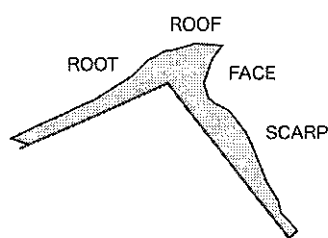


図8 雪庇各部の名称

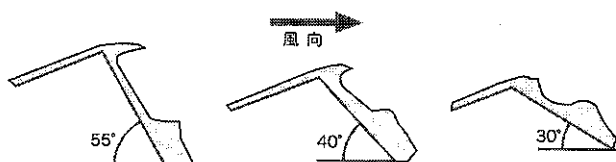


図9 雪庇形状と地形

風下側の急傾斜部の下側で雪が堆積する領域はSCARP（スカープ）である。これまで日本では、庇のない単なる吹きだまりと、ROOF部やFACE部が明瞭な庇が張り出した吹きだまりを明確に区別していなかったが、この両者は区別する必要がある。また図9より、雪庇が明瞭なFACE部を持ち庇状に発達するのは、風下斜面が急傾斜の場合である。風下側斜面が30度程度の傾斜では顕著な庇はみられなくなり吹きだまり状を呈する。

しかし、大日岳における雪庇崩落事故を契機に、次のより細かい分類が提唱されている（秋田谷(2003)）。本文では以下この分類に従う。

A 「庇のない単なる吹きだまり」

A-1 「庇のまったくない単なる吹きだまり」

A-2 「庇の発達は小さいが落差の大きな吹きだまり」

B 「庇が張り出した吹きだまり」

写真2にみられる吹きだまりはA-1タイプと一部A-2タイプである。これに対して写真3の谷側の急傾斜部と写真4にみられる雪庇はBタイプということになる。



写真2 雪庇の形状（大日岳）



写真3 雪庇の形状（大日岳）



写真4 雪庇の形状（奥大日岳）

イ. 雪庇の形成と崩落

前述したSeligman (1980) によれば、雪庇の形状は風下側斜面の傾斜によって変化し、大日岳のような30度程度の傾斜の斜面には庇状の大きな張り出しのある雪庇は成長しない。しかし実際には、山稜からの長さが40m以上、崩落点の積雪の深さが約20mにも達する巨大な雪庇が形成され、しかも典型的な庇状では

なかったにも関わらず先端より15mも山稜側から崩落した。以下に、この雪庇の形成過程と崩落の要因を推測する。

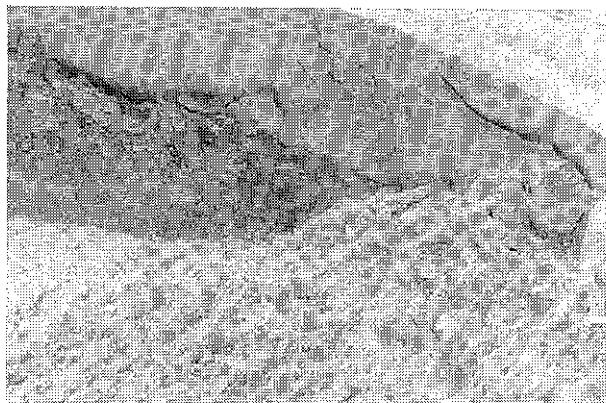


写真5 雪庇の破断面

写真5に、崩落直後の雪庇の破断面の状況を示す。上部はシャープな面となり下部は複雑に割れ雪塊がみられる。これは、上部では引張応力が、下部では圧縮応力が働いたことを示している。雪庇の自重による曲げモーメントにより発生した引っ張り応力が、積雪の引っ張り強度を超えたため、巨大なブロックが破断、崩落したと考えられる。このような崩落が発生するためには、崩落した雪庇下部に脆い層があり崩落ブロック部が片持梁のような状態になったと考えるのが妥当である。もし、雪庇下部も崩落したブロック同様に圧密された積雪であれば、むしろ丈夫な雪庇として融雪期まで長く存在したはずだ。事実、搜索時に、破断面はアイゼンの出歯をきかせなければ下降できないほど硬い積雪だったのに対して、破断面下部の雪面は、登山用の簡易スコップで容易に4m近く掘ることができると脆かったという記録がある。

それでは、なぜ積雪下部にこのような脆い層が形成されたのだろうか。これは、冬期間全体の気候との関連で考える必要がある。図

10に、立山室堂平において立山黒部貫光株式会社により観測された積雪深の変化を示す。

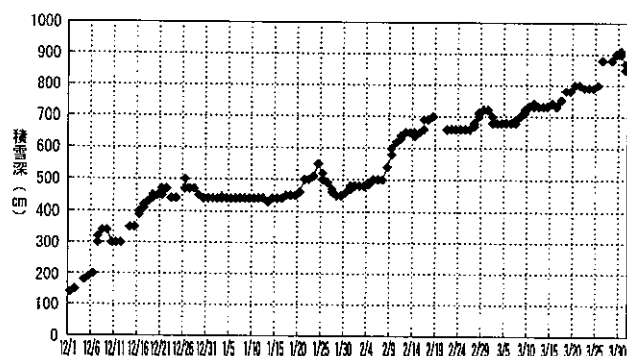


図10 1999～2000年冬期の室堂平の積雪深

これより、12月中旬までにある程度の積雪が生じた後、1月中旬まではほとんど積雪が増していないことがわかる。この期間は、従来は一番積雪が増す厳冬期にもかかわらず好天が続いた。この時期、同じ雪面が長時間外気にさらされ、積雪表面近くでは寒暖の差が激しく、強い温度勾配によりしもぞらめ雪の弱層が厚く発達した可能性が高い。その後、2月中下旬になってから強い冬型の気圧配置が連続して、1月の弱層の上に一気に多量の重い積雪層が形成された。この多量の上載積雪は、連続して圧密されているためむしろ丈夫だったが、積雪表面より10mも下部に思わぬ弱層が潜んでいたことになる。

冬期全体を通しての気象の特徴とそれから推測される雪庇の特徴を整理したものを、表1に示す。冬期前期(12～1月)は、冬型の気圧配置の出現が少なく、降雪が少なく風速も小さかった。この時期大日岳山頂付近では、風下斜面が緩傾斜のため大きな落差のある雪庇(A-2タイプ)や張り出しの大きな雪庇(Bタイプ)は発達せず、ROOFとFACEが発達していないA-1タイプの「単なる吹きだまり」が形成されたと考えられる。このタ

期 間	冬型気圧配置 の出現率	平均風速 室堂平	積雪層の厚さ 室堂平(3/10)	左のデータから推測される	
				雪庇形状	雪の特徴
前期 12~1月	33% 降雪少ない	0m/sが10日 弱風期間	30日間の層厚 53cm	吹き溜まり形成 SCRAP形成	SCRAP部分が しもざらめ化
後期 2~3/5	60% 降雪多い	3m/s以上 強風期間	36日間の層厚 250cm	SCRAP上に 巨大雪庇発達	巨大雪庇はSCRAP より硬度・密度大

(注)平均風速及び積雪層の厚さについては、標高が大日岳と近似している室堂平のデータを参考としている。

表1 気象の特徴とそれから推測される雪庇の特徴（北アルプス大日岳遭難事故調査報告書より）

イブは、大規模に崩壊することは考えられない。しかし、この吹きだまりの風下側は崖状の急斜面（SCRAP）となった。また、この期間は降雪が少なかったため、積雪表面付近にしもざらめ雪層が発達したと推測される。SCRAP部の雪は低密度であるため、しもざらめ化はより顕著だったであろう（図11）。冬期後期（2～3月）は、冬型の気圧配置が連続して大雪と強風が続いた。そのため、A-1タイプの「単なる吹きだまり」の上に、A-2タイプで特に巨大な雪庇が形成された可能性が大きい。

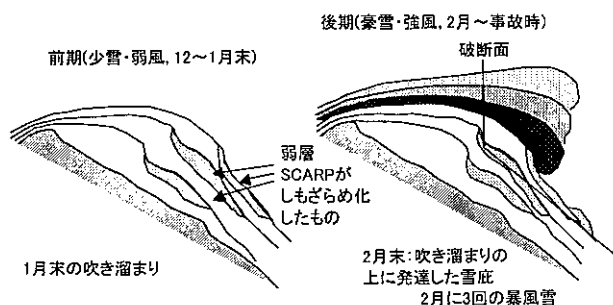


図11 雪庇の形成過程と内部構造

なお、室堂平での積雪観測でも、1月中旬までの積雪層中に厚いしもざらめ雪層が観測されている。また、2月中下旬の降雪時に黄砂層が3層形成されている。崩落した雪庇の破断面にも、3層の黄砂層が認められることから、崩落した雪庇はこの時期に発達したものと考えられる。

このように、大日岳の雪庇崩落事故は、冬期間全体の降積雪特性が要因となり発生したものであり、このような事故を防ぐためには、

より長期間の天候変化にも細心の注意を払う必要があることが、貴重な教訓として残された。

(3) 蒲田川左俣谷における大規模雪崩事故

大日岳の事故と同時期の2000年3月27日、北アルプス笠ヶ岳付近の蒲田川左俣谷穴毛谷の上流で表層雪崩が発生し、2名が死亡した。流下距離約4.6km、堆積区での雪崩堆積量約107万m³に及ぶもので、記録された雪崩としては日本最大級のものだった。

この雪崩も発生区に顕著な破断面が見られることから、面発生表層雪崩と判定された。それにしても、3月下旬になってからこのような大雪崩を発生させた弱層は何だったのだろうか。3.27左俣谷雪崩災害調査報告書(2001)によると、発生区とはほぼ同じ標高の新穂高ロープウェイ西穂高駅付近で行った積雪断面観測の結果、雪面から3m下部に顕著なこしもざらめ雪の弱層が見いだされ、これがすべり面となっていたこと

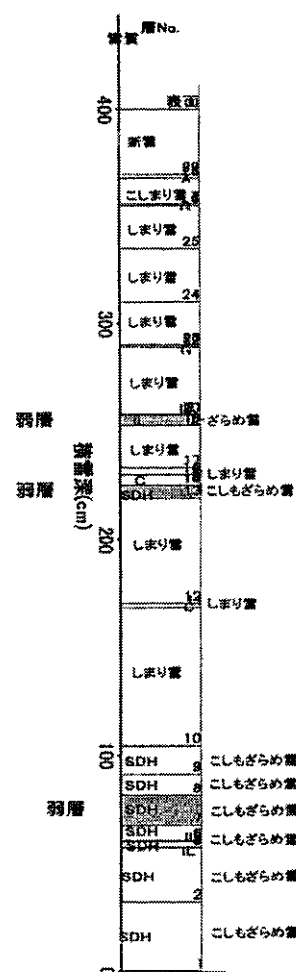


図12 積雪断面観測結果

がわかった(図12)。付近の気象状況より、この弱層は、12月17日の降雪後、数日にわたり気温が急激に低下し、積雪表面付近に急激な温度勾配が生じて形成されたと推定された。その後も長期間顕著な積雪の増加はみられず、しもざらめ化が促進された。そして、3月に入ってから多量の降雪により上載積雪が一気に増し、厚さ3mにも及ぶ積雪層が表層雪崩となって崩落したものと考えられた。

この事故の直接の要因は、大日岳の雪庇崩落事故と同じく、冬期前半に降雪が極端に少なく好天期間が続いて形成された弱層上に、冬期後半になって季節はずれの多量の積雪が続き上載積雪の重量が増したことによる。1999～2000年冬期は、特徴的な天候により形成された弱層が北アルプスに広範囲に分布し、複数の遭難事故を招いたことになる。

(4) 劔岳における雪崩事故

1997年12月31日、北アルプス劔岳早月尾根の標高2850m付近の稜線にて、東京の岩峯登高会、新潟の三条山岳会のパーティー6名が雪崩にまき込まれ、うち5名が行方不明になる事故が発生した。事故発生時、稜線上から雪が崩れたことより雪庇の踏み抜き事故との報道がなされた。しかし、事故当時の写真(写真6)をよく見ると、稜線上のトレースを境に雪面が切れ落ち、その延長上に厚さ50cm程度の破断面が顕著にみられ、典型的な面発生表層雪崩の跡と思われた(飯田、1999)。もし、庇状の雪庇を踏み抜き転落し雪崩を誘発したなら、雪崩の破断面は稜線のトレースと連続せずそれよりも下側の斜面になければならない。この事故は雪庇踏み抜き事故ではなく雪崩事故ということになる。発生した雪崩の規模は、流路延長約2000m、高度差

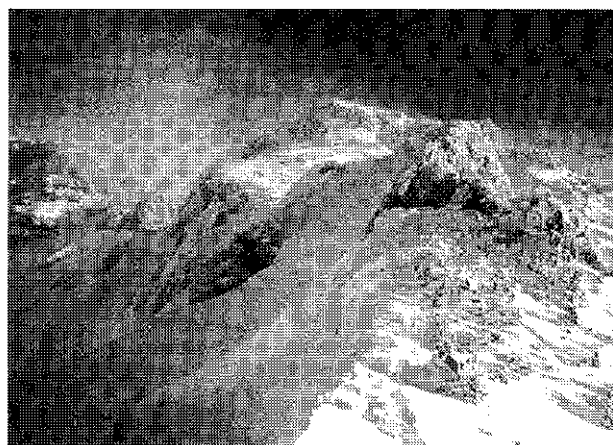


写真6 雪崩発生現場

約1000m、幅約60～100mに及ぶ大規模なものであった。

では、雪崩の要因となった弱層は何だったのだろうか。事故当時劔岳に入山した福岡山の会の島津氏が近隣で積雪断面観測を行い、雪面から20cmほど下部に0.2cmの薄いあられ層を観察している。この層は、弱層テストでは手首で引くと簡単に切れ、今回の事故を誘発した弱層である可能性が高い。あられは、寒冷前線通過時などに発達した積雲から短時間にまとめて降ることが多く、粒の大きさがそろっているので、短時間に層を形成しやすい。また、粒同士の接触点が少なく硬いため圧密が進みにくい。このため長時間弱層として振る舞うことがある。

事故前の天気を見ると、この時期としては珍しく好天が続いていたが、事故直前の30日に南岸低気圧が通過し、久々に40cmのまとまった降雪があった。低気圧の通過後午後から一時的に冬型となるが、翌31日の早朝には好天に向かった。30日の16時20分に富山県に雷波浪注意報が発令されているが、低気圧の東進後寒気が流入して大気が不安定となり対流性の積雲が特に発達していたことが予想される。この時間帯の降雪に事故の要因となったあられが含まれていた

可能性が高い。

今回の事故では、冬の劔岳を多く経験しているベテランの登山者も雪崩に巻き込まれたため、どうしてこの場所で、という声も多かった。この冬の積雪状況に例年と特に異なる点があったのだろうか。あくまでも推測に過ぎないが、室堂平の気象観測記録を見ると、通常年と比較してこの年の12月の卓越風向が異なっていた可能性がある。通常この地域では冬期、特に西風が卓越する。ところがこの年は、南から東にかけての風向が周期的に出現した。これは、冬型の気圧配置が長続きせず周期的に南岸低気圧等の低気圧が東進してくることが影響したからだ。このような時に降雪を伴っていたら、積雪の吹きだまりや雪庇が形成される場所が例年と変化することは十分に考えられる。特に早月尾根のような西に延びた尾根では、わずかの卓越風向の差が大きな積雪の変化となりやすい。

この事故にみられるように、最近、厳冬期でも低気圧が通過する頻度が増したことにより、あられの降る頻度が増し、たま卓越風向の変化により吹きだまりの形成場所も微妙に変化している可能性が高い。

(5) 劔岳における気象遭難

近年、冬期に冬型の気圧配置が続かず低気圧の通過頻度が増している。このため、低気圧通過から冬型への移行による急激な天気変化が度々発生し、山岳での気象遭難事故が増大している。図13に、1994年2月19～24日の低気圧の通過後冬型の気圧配置へ移行する期間の室堂平における気温と風速の変化を示す。2月としては珍しく大型の低気圧が三陸沖で急速に発達し、急激に冬型へと移行した。この悪天下、劔岳では、早稲田大学山岳部の遭難が発生した。21日

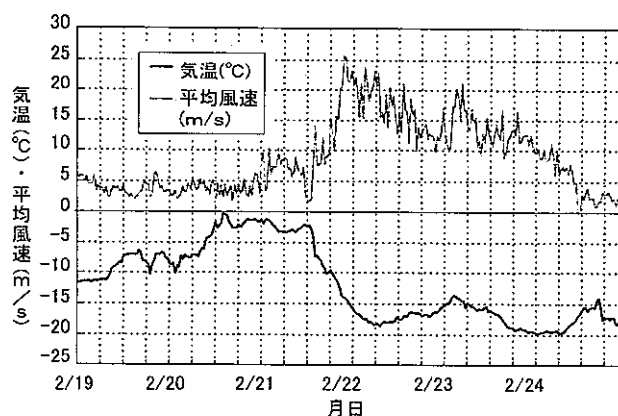


図13 室堂平における気温と風速の変化

の午前、低気圧の影響はうけていたものの比較的穏やかな天気、行動には支障はなかった。しかし、13時以後の低気圧の急激な発達に伴う悪天への変化が激しかった。隊は13時30分に下山を開始したが、急激な天気変化のためすぐに行動不能となりピバーク中に3名が死亡した。21日午後の半日で気温が15°C以上下がり平均風速が20m/S以上も増した。冬型への移行の天気変化とはいえ、通常例と比較してもその変化の激しさには驚かされる。

(6) 雪泥流

これまで乾雪表層雪崩や雪庇の崩落について述べてきたが、立山近隣の黒部峡谷では標高が1000m前後と低いために、前述のように冬期でも雨が降る頻度が増している。このため、本来なら融雪期に発生する融雪地すべりや雪泥流(スラッシュ雪崩)が冬期に発生している。1992年3月1日に黒部峡谷仙人ダム付近で、雪崩のデブリが黒部川を堰き止めて作った雪ダムが決壊して大規模な雪泥流となって流下し、死傷者2名、発電施設破損の大被害をもたらした事故例がみられる。また、1990年2月11日には、長野県栂池スキー場で雪泥流が発生し2名が死亡した事故もみられた。

4. おわりに

近年、地球温暖化が叫ばれて久しいが、温暖化の影響は、山岳地域にも多様な形で現れている。その中には、山岳遭難と密接に関連する現象も多く含まれる。北アルプスを例にとると、冬期気温上昇による低標高域での降雨の増加、厳冬期の全層雪崩や湿雪雪崩、雪泥流、融雪地すべりの発生、積雪中の層構造の複雑化、寒暖の差による積雪層中の弱層形成、低気圧の頻繁な通過によるあられの増加、短時間降水量の増加等である。これらの現象は、従来の登山テキストには記載されておらず、今まさに変動の最中にある。

これらの温暖化に対する応答特性は、各山域により大きく異なり、地域毎のモニタリングが重要である。本文の事例でも、立山における冬期積雪モニタリング観測で得られたデータが、これらの現象を解明する重要な手がかりとなっている。しかしながら、その観測の困難性から特に山岳地域の観測データの集積が不足している。そこで、今後の課題として、登山者側でも山の変動を記録する情報ネットワークを構築する必要があるだろう。例えば、早月尾根の雪庇は今冬はどこにどれだけ出ているとか、積雪深はどの高度で何cmだとか。年末年始の山行だけでも、各山岳会が入山した地域のこの種の情報を集めネットワーク化できれば、それが山の変動にメスを入れる大きな武器となるだろう。

多様化する山岳遭難を少しでも減らすために、この種のモニタリング観測網が各山岳地域で広がることを期待したい。

文 献

- 横山正紀, 森永由紀, 安成哲三, 飯田 肇, 川田 邦夫(1990): 立山室堂の降雪の気候学的解析 -1988~89年度観測結果報告-, 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, 94-107.
- 福沢卓也, 秋田谷英次(1996): 雪崩の発生メカニズム, 最新雪崩学入門, 山と溪谷社.
- 飯田 肇, 瀬古勝基, 矢吹裕伯, 長田和雄, 幸島 司郎(1997): 立山室堂平における近年の積雪変動について, 積雪中の固体不純物の動的な組成, 光学特性変動の研究, 101-113.
- 飯田 肇(2000): 立山の近年の積雪変動と雪氷災害, 防災科学技術研究所2000年度第25回雪氷防災研究会梗概集, 1-6.
- 北アルプス大日岳遭難事故調査報告書(2001): 北アルプス大日岳遭難事故調査委員会.
- Gerald Seligman(1980): SNOW STRUCTURE AND SKI FIELDS.
- 雪氷辞典(1990): 社団法人日本雪氷学会
- 雪氷関連用語集(1999): 社団法人雪センター
- 3.27左俣谷雪崩災害調査報告書(2001): 社団法人日本雪氷学会.
- 飯田 肇(1999): 劔岳早月尾根における雪崩について, 遠い頂-劔岳遭難報告と追悼集, 岩峯登高会.