

V-10 積雪層の脆弱化と雪崩発生危険度に関する研究

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 11～平 14

担当チーム：新潟試験所

研究担当者：秋山 一弥、林 健一、
武士 俊也

【要旨】

大規模な災害を引き起こす表層雪崩を対象に、積雪層内に形成される脆弱層について、実際の雪崩発生地においてその形成機構、気象条件、雪崩発生状況との対比を行い、雪崩発生との関係について調査を行った。

その結果、高標高部の試験地では、こしもざらめ層を主体とする脆弱層が多く形成されたが、寿命が短いうえまとまった降雪がなく安定しており、大規模な雪崩発生には至らないこと、過剰な降雪により新雪内で破断する形態についても期間中に認められないこと、低標高部の試験地ではざらめ層を主体とする脆弱層が形成され、氷板下部のざらめ層上部に低強度の層が形成されることが判明した。

キーワード：表層雪崩、脆弱層、積雪構造、雪崩発生危険度

1. はじめに

雪崩発生の予測手法については、雪崩発生事例を数多く収集し、その近傍の気象データを用いて統計的な処理を行い予測する方法が基本である。しかし、雪崩は災害後に調査を行う場合がほとんどで、最近の暖冬少雪により雪崩発生事例自体も少なくなっており、このような方法で作成された予測手法は、精度は低く手法が確立されていないのが現状である。

特に大規模な被害を及ぼす表層雪崩においてその傾向は顕著であり、雪崩現象そのもの自体についても、発生時の気象、積雪、流下記録が少なく、発生後の調査が主体となるために、現象の解明についても不明な点が多い。

統計的手法は、ある程度の情報が収集できれば精度向上が望めると考えられるが、この方法では、積雪情報に関して積雪深や降雪量を用いているだけであり、表層雪崩を発生させる積雪層の内部構造を考慮したものではなく、その研究もあまり進んでいない。

積雪層の構造に関しては、毎年各機関において調査が行われており、長年の蓄積がある。しかし、これは積雪深や雪質変化の追跡が主体であり、雪崩に関する情報は少ない。雪崩発生地のものではないため、積雪層内の脆弱な層がどのように形成され、変化して雪崩発生に至るのかについてはほとんど蓄積がない。

このような状況のもとに、高度な雪崩予知を目指す上では、従来の統計的手法とともに、積雪層内の脆弱

層形成・変態特性および積雪安定度等の物理条件を考慮した積雪層に着目した手法の開発が望まれている。

このため、本研究は雪崩発生地における積雪層内の脆弱層形成・強度変化と気象との関係ならびに雪崩発生との対応を明らかにし、雪崩発生危険度予測手法の高度化を図ることを目標として実施するものである。

2. 研究方法

雪崩発生予測には、1. 雪崩発生の正確な検知 2. 発生区に近い場所における発生までの気象情報 3. 発生前後における積雪内の情報の3つの内容について正確に収集できることが理想である。本研究では、3.の内容が主体であるが、1、2があって初めて脆弱層と雪崩発生の関係が明らかとなり、雪崩発生予測に結びつくため、次のような方法で研究を実施した。

2.1 脆弱層に関する既往調査事例の収集

積雪層内の脆弱層に関する既往の研究事例および大規模雪崩発生後に積雪調査を行い、脆弱層が確認された事例について整理を行った。

2.2 試験地の設定

新潟県妙高村幕の沢、新潟県能生町柵口地先ならびに長野県白馬村八方尾根を試験地として設定した（図1）。

設定した試験地の概要は次のとおりである。

1) 新潟県妙高村幕の沢

当地は1970（昭和45）年3月7日および1984（昭

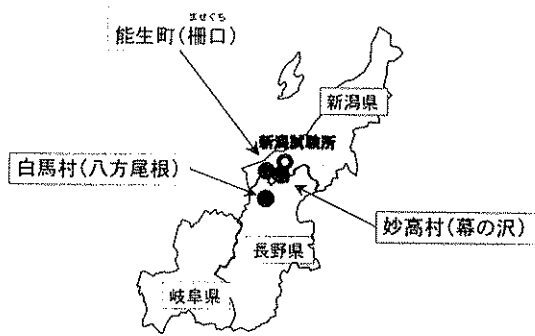


図1 試験地

和59)年2月16日に規模の大きい表層雪崩が発生し、前者は隣接するスキー場が被害を受け、2名が死亡している。後者は是沢ほか¹⁾により詳細な調査が行われている。雪崩発生区の標高はおよそ1,700mで、走路延長は水平距離で3km程度である。

2) 新潟県能生町柵口

当地は1986(昭和61)年1月26日23時頃、斜面中腹(標高850m付近)を発生源とした長さ1,800m、平均幅200mの大規模な表層雪崩が発生し、死者13名の災害が発生した。その後、各機関において雪崩誘導堤・減勢工などの防護施設や緩衝樹林帯が整備され、2001年3月より新潟試験所において総合的な雪崩観測を実施している²⁾。

3) 白馬村八方尾根南斜面

当地は白馬村を貫流する姫川の支川である平川支流崩沢上流部に相当する。昭和56年冬期に大規模な表層雪崩が発生し、融雪後に崩沢最下流部の砂防ダムが破壊されているのが発見された。平成8年2月に撮影された空中写真においても面発生規模の大きい表層雪崩跡が確認されたため、平成9年冬季より、映像を用いた観測を開始し、平成14年12月からは発生区近傍での気象観測を開始している。

これら3箇所の試験地における観測項目は以下のとおりである。

1) 雪崩発生の検知

ITVカメラや雪崩流下震動観測により雪崩発生状況の把握を行った。

2) 気象観測

気象観測は、積雪の変態に寄与する要素を考慮し、基本的な気温、風向風速、積雪深、雨雪量の他に日射、反射、放射収支、雪面温度の計測を行った。計測間隔は10分を基本とした。

3) 積雪断面観測による脆弱層の検出と追跡

雪崩発生区に近い箇所において、定期的(7~10日前後)にスノーピットを掘削し、積雪断面観測を行った。計測項目は表1のとおりである。

以上の研究方法について、そのフローを図2に示す。

表1 計測項目

| 観測項目 | 観測方法 | 備考 |
|-------|---|--|
| 雪温・気温 | デジタル温度計により測定 | 雪面より10cm毎に測定、0.1℃まで読み取り |
| 積雪層構造 | 目視、硬度、粒度より判定 スケールにより各積雪境界層の高さを測定 | 積雪層構造の写真も合わせて撮影する |
| 積雪層雪質 | 目視、硬度、粒度より判定 | 日本雪氷学会積雪・雪崩分類(1998) ³⁾ の区分で整理 脆弱層のほか、氷板、汚れ層等特徴的な層も留意し記録 |
| 粒度 | 粒度ゲージにより測定 | 日本雪氷学会積雪・雪崩分類(1998) ³⁾ の区分で整理 |
| 積雪密度 | 密度サンプラー(100cm ³)により測定 スノーサンプラーにより測(全層平均密度) | 雪面より5cm毎に測定、各高さで3回以上測定 断面観測地点周辺3箇所を観測、雪面から地表面までサンプリング、各箇所3回程度測定 |
| 硬度 | プッシュゲージにより測定 | 雪面より2.5~5cm毎に測定、各高さで3回以上測定 |
| 脆弱層検出 | 断面観察と弱層テスト(シャベルテスト、コンプレッションテスト ²⁾)により検出 | 脆弱層を構成する雪質の種類について記載し、粒子の写真撮影を行う |
| せん断強度 | シアーフレームにより測定 | 250cm ² テスターを利用、脆弱層について3回以上測定 |

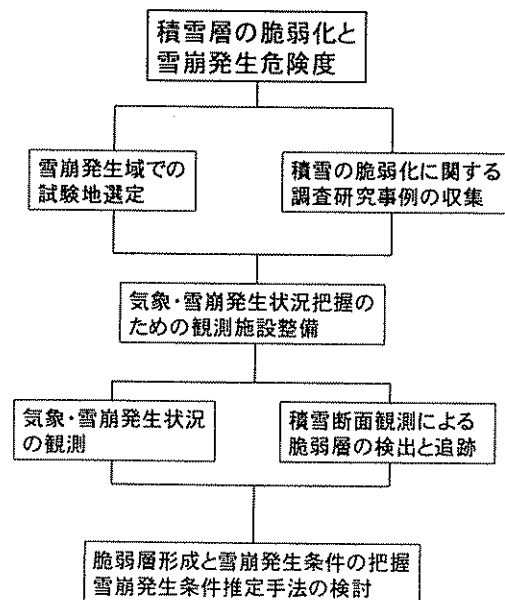


図2 研究フロー

2. 1 脆弱層に関する既往調査事例の収集

脆弱層に関する調査・研究は、脆弱層の種類別に形

成・変化を研究したものと、雪崩災害が発生した直後に現地で積雪断面から雪崩発生の原因である脆弱層を特定したものに分けられる。以下に既往事例について整理する。

2. 1. 1 脆弱層そのものの研究

表層雪崩を引き起こす脆弱層については、五種類あることがこれまでの研究事例により明らかとなっている^{4a)}。

1) しもざらめ雪

雪層中に温度勾配がある場合、雪粒子間で発生する昇華・凝結によって霜の結晶が生成される。しもざらめへの発達途中であるものは「こしもざらめ雪」と呼ぶ。これまでの研究では、既に堆積している雪が固く、その上に密度の小さい新雪やこしまり雪が数センチ程度あり、日中日射によって暖められた後に夜間放射冷却で雪面温度が急激に低下する場合に発達しやすい。

2) 表面霜

放射冷却で積雪表面が冷やされ、湿度が高く、弱い風がある場合に積雪表面に霜が発達し、横方向の連結が少なく弱層となる。

3) 新雪 (降雪結晶)

弱風・無風時に雲粒のない雪が水平に積もった場合、結晶表面の結合が少なく弱層となる。特に大きな広幅六花の結晶は顕著な弱層となる。

4) あられ

雪の結晶に多量の雲粒が付着したもので、通常の雪に比べて他の結晶と接触する点が少なく、大粒で硬い場合、圧密が進まず弱層となる。

5) ぬれざらめ雪

強い日射や気温の急激な上昇により、水分が多くなり、結合の少ない球状のざらめ雪であり、凍結せずに積雪に埋もれた場合弱層となる。

以上の弱層は積雪表面で形成されるが、その後の降雪によって取り込まれて表層雪崩が発生する。従って、気象記録による弱層形成、上載荷重である降雪、弱層の強度変化という3つの内容を解明することが雪崩発生予測で重要となる。

このほかに、豪雪時にはこのような脆弱な層がなくても、新雪内で圧密や焼結により強度が増すよりも上載荷重が増加して安定度が低くなり雪崩が発生することを理論的に求めた事例⁵⁾もあり、この場合は、一度に降った雪そのものが脆弱層とみなすことができる。

2. 1. 2 雪崩災害発生直後に脆弱層が特定された例 表層雪崩が発生し、その後に気象記録や積雪断面か

らその原因について推定が可能であった事例はあまり多くない。そもそも雪崩発生後の調査は、天候や災害救助などで制約があるうえ、雪崩発生源に近づくことが物理的に困難なため、これらは貴重な資料であるといえる。

今回は表層雪崩を対象としていることと、災害を発生させる規模のものを対象としているため、登山やスキー場で人工的に発生したものや、規模の小さい事例については除外し整理を行った。

1) 新潟県守門村大倉

当地は1981(昭和56)年1月7日に死者8名の集落雪崩災害が発生している。形態は面発生乾雪表層雪崩であり、雪崩規模は発生量約10万 m^3 、発生標高560m、走路延長750~800m、幅約100m、見通し角 22° となっている。発生区より標高差300m、水平距離でおよそ600m離れた地点における積雪断面観測では、積雪表面より1.5mほど下部に厚さ約10cmのぬれざらめ層が存在し、密度は $0.33g/cm^3$ であった。これは、降雨により形成されずべり層になったものと推定されており、気象記録によると、その後4日間に156cmの積雪があり雪崩が発生している⁶⁾。

2) 新潟県能生町柵口

当地は1986(昭和61)年1月26日に集落が被災した事例であるが、この雪崩に関する詳細な調査報告がある⁷⁾。形態は面発生乾雪表層雪崩で、雪崩規模は発生量 $1\sim 2.5\times 10^5 m^3$ 、発生標高900~1,000m、走路延長2,100m、幅200~300mとなっている。

この中で、雪崩発生直後に雪崩発生区から水平距離でおよそ1.7km離れ、標高250m付近の雪崩デブリに覆われなかった位置で積雪断面観測が行われた。表面下190cm前後に脆く大粒で密度 $0.354g/cm^3$ のざらめ雪(層厚3cm、粒径2~4mm程度)があり、硬度、せん断強度($22gf/cm^2$)とも小さく、この層を境とした安定度は1で他の顕著な弱層がみられないことから、すべり層であると結論している。発生区から2km離れ、標高220mの地点で入手できた気象記録によると、雪崩発生時までの降雪量は6日間で245cmであった。

調査報告の中で西村ほかは、雪崩発生時の気象について検討し、災害時の1月における積雪深、降雪日数、降雪量の合計は、当時の過去9年間の記録と比較しても特徴的とはいえないが、降雪量の積雪深に対する寄与率が大きく、降り積もった時の雪の状態をほぼ保存しながら積雪深が増加し、ほとんど圧密せず不安定な状況であったと推定している。また、遠藤は新雪内で発生する形態について、密度の時間変化式および密度

とせん断破壊強度の関係をを用い雪崩発生を解析し、実際の雪崩発生時刻とほぼ一致したと述べている。

3) 北海道倶知安町ニセコひらふスキー場

当地は1998年1月28日に1名の死者が生じた。雪崩形態は面発生乾雪表層雪崩で、発生標高820m、落差400m、走路延長(水平)800m、見通し角は26°となっている。発生1日後の破断面付近での積雪断面観測と、約1km離れ標高が近い(930m)箇所の気象記録によれば、表面より1m下にこしもざらめ層があり、9日間で86cmの降雪があり、気象記録によりその形成時期の特定を行っている。安定度は3.8であった⁴⁾。

4) 岐阜県上宝村左保谷

当地は2000(平成12)年3月27日に、標高2,600付近で面発生の表層雪崩が発生し、4kmほど流下し、発生量は166万m²と国内で記録された雪崩としては最大である。3月30日に発生区と同標高の地点で実施した積雪断面観測では3層の弱層(ざらめ層1、こしもざらめ層2 層厚は数~10cm程度)があり、最下層のこしもざらめ雪がすべり層で、発生当日の安定度は1で雪崩が発生したと結論している⁸⁾。

なお、発生日前の周辺の気象記録では、3月24日~26日にまとまった降雪がみられた。

以上のように、このような雪崩災害が発生した場合は、脆弱層の存在と、直前の降雪という条件がある。後者については、気象観測などで計測可能であるが、前者についてはいずれも発生後の状態しかわからず、以前の状況については発生までの気象等により推定せざるを得ない状況である。このため、雪崩発生までにいつ積雪表面で形成され、降雪で埋没した後にどのように変化するのかについて明確にすることが重要となる。

3. 研究結果

3.1 新潟県妙高村幕の沢試験地の結果

本研究の当初の試験地として選定し、観測施設を整備した。平面図について図3に示す。当地は雪崩検知として、飯倉ほか⁹⁾が開発した検知システムを走路に設置し、平坦部において気象観測(表2)および1週間毎に積雪断面観測を実施した¹⁰⁾。

2000年2月~4月の観測では、2月16日の16時13分に検知システムにより雪崩発生が確認された。このシステムは雪崩の規模を4段階で判断できるが、記録された規模は最大レベルの4であった。このとき検知部が破損したためこれ以外の雪崩記録はなかった。

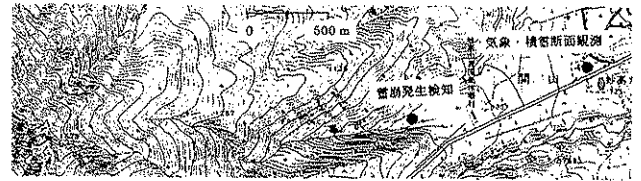


図3 試験地(妙高村幕の沢)

表2 気象観測項目

| 項目 | 測器 |
|------|-----------------|
| 日射 | 日射計 |
| 反射 | 日射計 |
| 正味放射 | 放射収支計 |
| 風向 | 風向計 |
| 風速 | 三杯式風速計 |
| 気温 | 静電容量式温湿度計(強制通風) |
| 湿度 | 静電容量式温湿度計(強制通風) |
| 表面温度 | 放射温度計 |
| 雨雪量 | 溢水式雨雪量計 |

図4に2月の24時間降雪深(アメダス関山)と日最高気温を示す。2月14日に低気圧が日本付近を通過し、気温が上昇した後に冬型の気圧配置となった。幕の沢に近いアメダス関山(標高370m)における15~16日の24時間降雪深さは88cmと多かった。

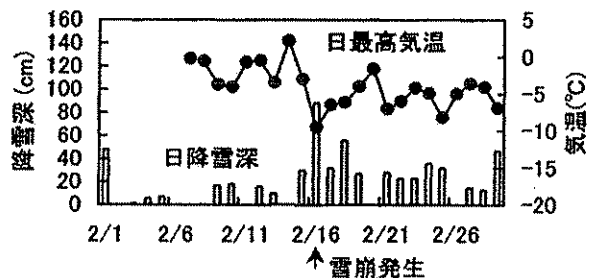


図4 24時間降雪深と日最高気温

図5に2月18日に実施した積雪断面観測の結果を示す。矢印の層は14日の表面と推定できるが、これはこしもざらめ層であり、気温上昇により積雪が昇温した後、表面温度が急激に低下して形成されたと推定され、この上に150cmほどの新雪が一度に積もったものと考えられる。

以上のように、当地では過去の事例と同様に規模の大きい雪崩が発生し、雪崩発生状況と弱層形成の関係があきらかとなった。しかし、雪崩発生検知後に機器が破損した場合はそれ以降の記録が計測できず、雪崩の発生区から堆積区までを映像等で一望できないうえ、雪崩発生区と気象、積雪断面観測位置の間の水平距離、標高差はそれぞれ3km、1kmあり、これは2.1.2で述べた雪崩災害後の調査の事例に比較して大きい点に注意する必要がある。

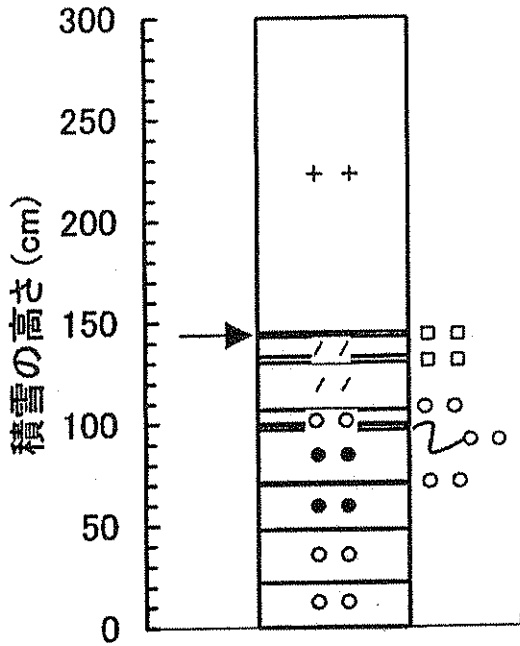


図5 積雪断面 (2000/2/18)

3. 2 新潟県能生町柵口試験地の結果

当地では雪崩総合観測施設を整備し、2001年3月より観測を開始している。ここでは、2001年2月より図6の箇所において積雪断面観測を実施している。

2001年2～3月に3回、2002年2～3月に4回の積

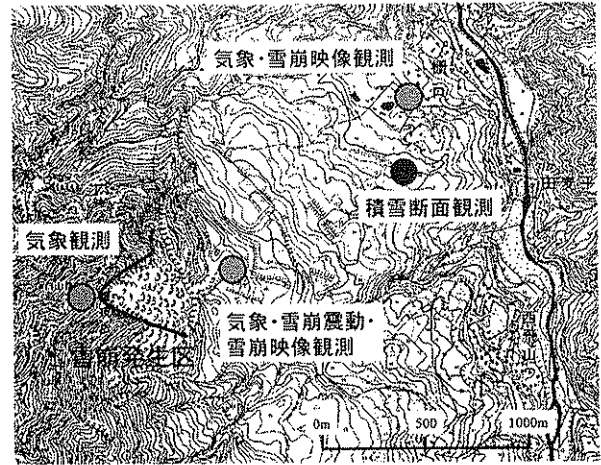


図6 試験地 (能生町柵口)

雪断面観測を実施し、脆弱層の形成について計測を行った。

兩年とも、規模の大きい面発生の上層雪崩は発生していないので、雪崩発生との対応は不明であるが、あられ、ざらめ層の脆弱層が検出された。当地の特徴は、冬期間全層にわたって雪温が0℃であり、硬度が小さいことである。これは暖地の積雪の特徴を表しているものと考えられる。

あられ層は、弱層テストにより破断することもあるが、シアフレームによるせん断抵抗力は比較的大き

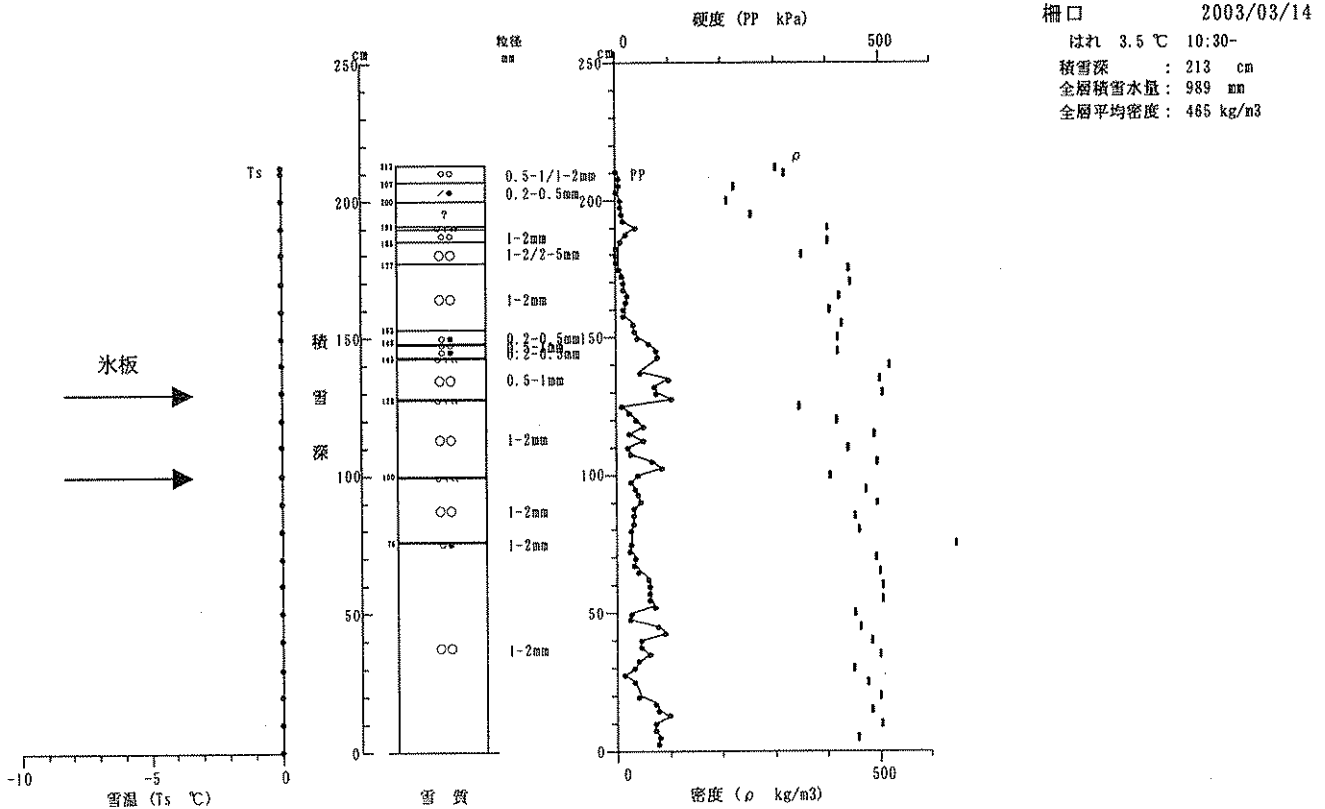


図7 積雪断面 (2003/3/14)

い。結晶は5mm程度のものが多いが、大抵はしめり状態であり結合しており、次回の断面観測ではしめり雪などに変化し消失している。このため2003年は1月より4月にかけて計12回の積雪断面観測を行った。

ざらめ層で、粒径が大きいぬれ状態のものはせん断強度が小さいうえ、ざらめが氷板化した層の下部に発達するものが多かった。図7に一例を示す。氷板の下部に形成されるざらめ層の密度、硬度が低いことがわかる。気象記録より、これらは降雪後の日射等により暖められ表面がざらめ化した後に、放射冷却で凍結しその後の降雪で取り込まれていると想定できた。

当地の最大積雪深は、2001, 02年度がそれぞれ5.5、4.2mで、2003年度が3.7mと少雪傾向であった。現在も観測中であり、今後雪崩発生との対応について検討する予定である

3.3 長野県白馬村八方尾根試験地の結果

当地は1996年12月から開始した映像観測において、大規模な表層雪崩を含め多くの雪崩が発生しているのが確認されている。試験地について図6に示す。八方尾根は地形の影響により積雪や風の状態が大きく変化するため、初年度(2001)は図8のAの箇所(雪崩発生区と同標高)において気象・積雪断面観測を開始し、脆弱層の形成について把握を行った。次年度は、雪崩発生区の状態を詳細に把握するため、発生区直近(図中B地点)において、気象観測施設を設置し、降雪の状況をより細かく把握するために、積雪深計のほか、雨雪量計と降雪パルス検知器を新たに追加した。

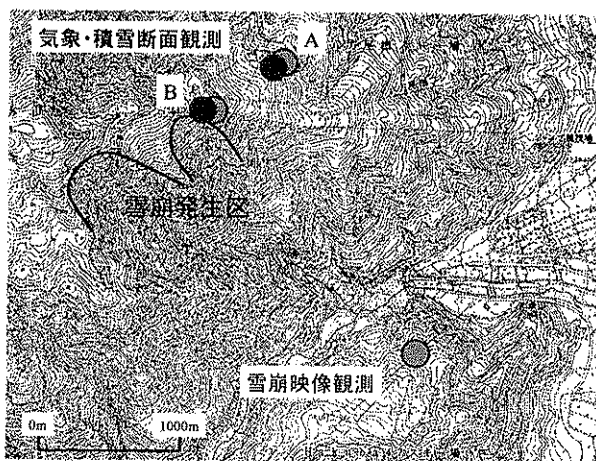
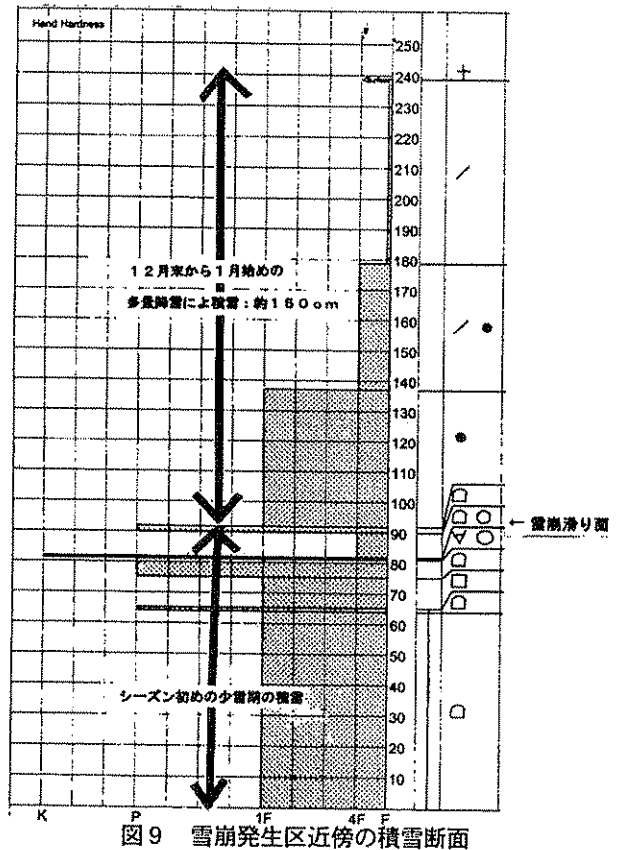


図8 試験地(白馬村八方尾根)

2001/02冬期は映像で確認できた雪崩は表層7全層6雪崩跡2の13個でそれ以前の冬期に比べて少なく、到達距離は100~400mの小~中規模であった。傾向として表層雪崩は高標高部に多いが、全層雪崩は低標高部

に多く発生区の面積も小さい。2002/1/6には尾根直下より大規模な面発生を表層雪崩跡が確認できたが悪天候のため映像は得られなかった。映像観測は高感度カメラを利用し常時行っているが、監視可能な期間は一冬期で29~56%程度(2001/02は43%)で、特に厳冬期である1月が低い。このため、映像確認以外の雪崩も数多く発生していると推定される。

この大規模な雪崩発生後の1/6には、池田¹¹⁾により破断面近くの積雪断面情報が得られている(図9)。



これによると、地表より90cmまでは12月中旬までの降雪で、その後1月始めまで約150cm積雪した。すべり面は地表上80~90cmにあるざらめ、こしもざらめ層であった。ただし、硬度やせん断強度の測定は行われていない。

周辺は高標高部ため気温は氷点下が多く乾雪が主体のため、当地では積雪断面観測による脆弱層検出(10日に1回程度)のほか、遠藤⁵⁾による積雪安定度(SI)の算出も行った。降水量はこの冬期は計測していなかったため、アメダス白馬の値を参考に、周辺スキー場の積雪記録なども用いて照合し降雪と降雨の判別を行った。

観測結果について図10に示す。断面観測ではこしもざらめ、表面霜などの脆弱層4種類6層が検出でき、

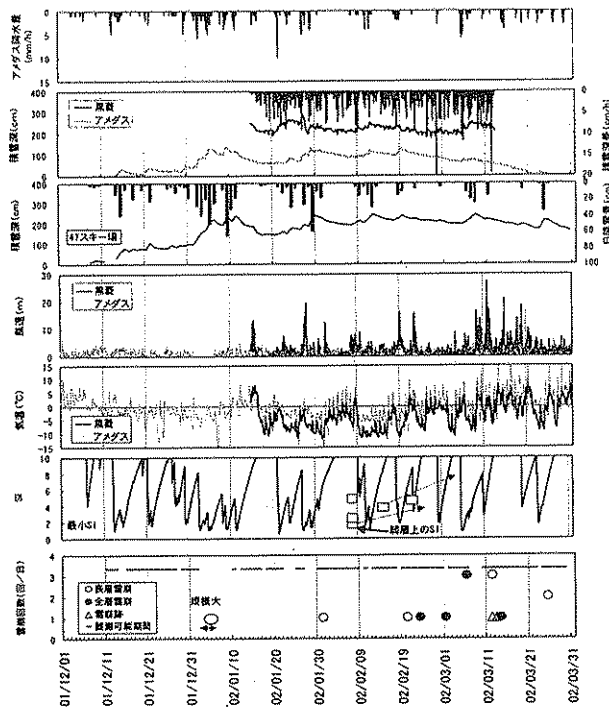


図10 2001/02 冬期の気象・積雪・雪崩発生状況

これらの層は、2.1.1 の形成条件と気象記録により形成された日時のおおよそは特定可能であった。検出後は再び断面観測を行い、層と安定度 (SFI/W・sinθ) の追跡を行ったが、2層は連続して検出できたものの、強度が増し弱層テストで崩れない状態となり消滅した。他の層は検出後に実施した観測ですでに消滅していた。なお、脆弱層検出時の安定度は、1.7~4.4であった。

3月以降に気温が上昇し 3/8 の積雪断面は 10cm 程度のしまり雪数層の他はざらめ層 (-50cm 以下は雪温

0℃) であって顕著な弱層は積雪層内にはみられなくなっていた。

次に、遠藤による新雪内で発生するタイプを考え、SIを算出し併記した(図10)。大規模雪崩発生時(4~6日朝に発生)はSIが1.1まで下がりSI値が低くなっている。2~5日に降雪があり、積雪差日計の合計は108cm(アメダス)、積雪深差80~125cm(周辺スキー場)であり、安定度最小の積雪表面からの位置は45cmとなったが、発生源の観察では破断面高さが1.5m近くあり差異がある。また、その後の表層雪崩はSI値が増加し大きくなった時に発生している。

気象観測はこの冬期は行っておらず、雪崩発生区より3km南にあるスキー場の記録を用いているが、日降雪量を見ると一度に多量の降雪があったわけではなく、1/4直前は新雪内においても安定度が低いうえ、雪崩発生直後に脆弱層が検出されたことから発生の危険度は大きかったと想定される。この他の時期は、脆弱層が検出されても強度の増加、消滅がみられるうえ、新雪内の安定度も高く大型の雪崩が発生しなかったと推定される。

次に、2002/03冬期の積雪断面について、図11に示す。この冬期においても同様にこしもざらめ層を主体とする脆弱層が検出されたが、層の追跡を行うことができなかった。これは、積雪表面で形成され、その後の降雪で取り込まれた後、層自体が変化し安定してしまったことを意味し、1月上旬以降に降まとまった降雪量がなく大きな雪崩発生に結びつかなかったと考えられる。2002/03冬期は映像で確認できた雪崩は表層38

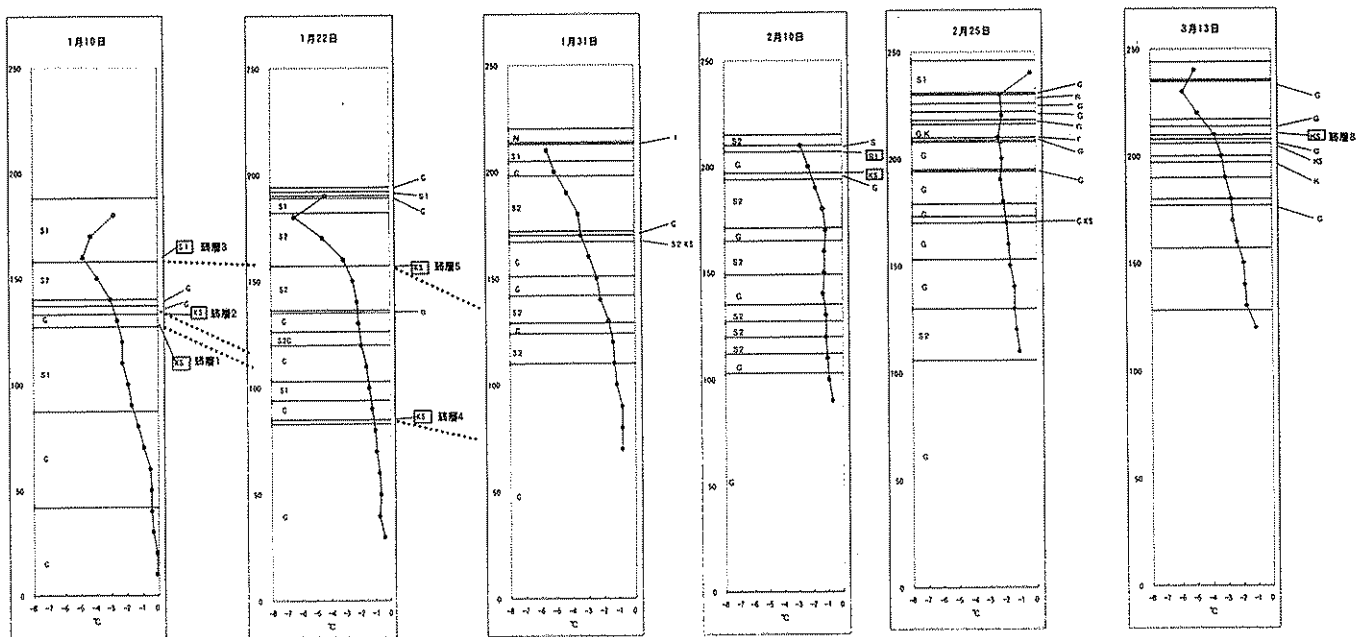


図11 2002/03 冬期の積雪断面変化

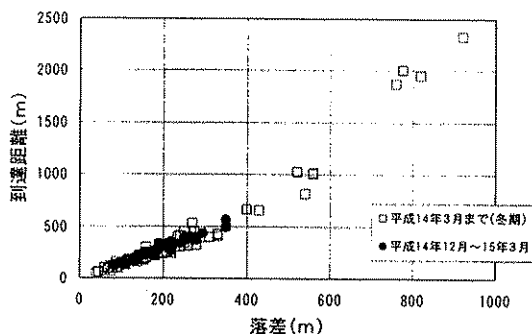


図12 表層雪崩の落差と到達距離
(白馬村八方尾根南斜面)

個であり、例年より数は多いが、図12のとおり到達距離は短く小～中規模なものであり大面積で発生するのはなく、積雪断面観測の結果と適合する。

4. まとめ

本研究では、積雪層の脆弱層と雪崩発生に関して手法について検討を行った。その結果、以下のことがわかった。

1) 白馬村八方尾根の高標高試験地(標高1700m)では、こしもざらめ層を主体とする脆弱層が検知され、気象よりその形成時期も特定可能で、積雪内の温度勾配計測からも脆弱層の形成条件は整っていることが判明した。

実際に平成14年1月4日には、こしもざらめ層をすべり面とし、大面積で破断する表層雪崩が発生したが、その後平成15年3月までの観測期間中は、こしもざらめ層が形成されていたが、脆弱層検出時の安定度は雪崩発生の目安である1.5よりも大きく、層の寿命が短く短期間で消滅していた。また、過剰な降雪により新雪内で破断する形態について過去の映像観測による雪崩発生状況と気象記録から検証したところ、期間中にこのような形態で発生する雪崩は想定できず、脆弱層と降雪量が表層雪崩発生に強く関係していることが想定された。

2) 能生町柵口の低標高試験地(標高320m)では、ざらめ層を主体とする脆弱層が検出され、特にざらめが氷化した氷板下部にもろいざらめ層が発達する場合が多くみられた。雪崩発生との対応については今後となるが、層全体の硬度が小さいことが特徴であった。

本研究では、積雪断面観測を主体とし、気象観測、雪崩検知のための映像や震動観測を並行して実施したものの、後者については整備中途であったため、はっきりとした雪崩発生危険度は提示できなかった。しかし、

選定した2つの試験地では、雪崩発生検知の高度化を図り、標高別の気象観測施設を整備中であり、雪崩発生区に近い箇所での積雪構造が把握可能で、試験地での脆弱層の種類なども判明した。

このため、今後も精度の高い雪崩発生予測手法作成を目指し、試験地において積雪構造の調査を継続する方針である。

参考文献

- 1) 是沢ほか:「大規模表層雪崩実態調査」-幕ノ沢大雪崩の例-, 土木研究所資料, 2619, 1988.1
- 2) 秋山・井良沢:「雪崩震動を利用した雪崩自動観測システム」, 2001年度雪氷学会全国大会講演予稿集, p.118, 2001.10
- 3) 社団法人 日本雪氷学会:「積雪・雪崩分類」, 雪氷, 60巻5号, pp.419-436, 1998.9
- 4) 北海道雪崩事故防止研究会編:「決定版雪崩学」, pp.70-72 (4a), pp.226-232 (4b), 2002.2
- 5) 遠藤:「降雪強度による乾雪表層雪崩の発生予測」, 雪氷, 第55巻2号, pp.113-120, 1993.6
- 6) 中俣・和泉:「56年豪雪と新潟地方の雪崩災害」, 新潟大学災害研年報, 第3号, pp.119-123, 1981.11
- 7) 小林(研究代表):「新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合的研究」, 自然災害特別研究突発災害研究成果, (文部省科学研究費NO.60020051), 1986.3
- 8) 社団法人日本雪氷学会:「3.27左保谷雪崩災害調査報告書(概要版)」, pp.1・5-6, 2001.3
- 9) 飯倉ほか:「振動センサを利用した雪崩発生検知システムの開発」, 雪氷, 62, 367-374
- 10) 竹内ほか:「妙高・幕の沢における雪崩発生と気象・積雪観測」, 2000年度雪氷学会全国大会講演予稿集, p.71, 2000.10
- 11) 秋山ほか:「大規模雪崩の動態観測」, 2002年度雪氷学会全国大会講演予稿集, p.183, 2002.10
- 12) 池田:「01～02冬期における長野県白馬村周辺の雪崩発生状況」, 日本雪氷学会上信越支部論文報告集, 第2号, pp.17-18, 2002.8