

## 南アルプス南部，大聖寺平に分布する雪窪の形成過程

佐々木明彦\* 長谷川裕彦\*\* 増沢武弘\*\*\*

### Development of Snowpatch Hollows at Daishojidaira, Southern Japanese Alps

Akihiko SASAKI\*, Hirohiko HASEGAWA\*\* and Takehiro MASUZAWA\*\*\*

[Received 13 November, 2012; Accepted 26 April, 2013]

#### Abstract

A snowpatch hollow is a landform that may reflect the timing of snow disappearance associated with Holocene climate fluctuations. Thus, the development of a snowpatch hollow provides information on geomorphic processes and landscape evolution on alpine slopes in the Holocene. In this study, first, we investigate micro-landforms and slope forming materials of snowpatch hollows located at the valley head of Okunishikochi-sawa, where the slopes were glaciated during MIS 4, around Daishojidaira (2699 m a.s.l.; 35°28.64'N, 138°09.40'E), near Mount Akaishidake, in the Southern Japanese Alps. Second, we monitor ground temperature at 1 cm depth and 20 cm depth in the snowpatch bare ground, and measure slow mass movements with a paint line drawn on the bare ground. The snowpatch hollows are divided into three landscape units based on slope profile, vegetation, and soil stratigraphy. Surface I unit is comparable to the margin of the snowpatch hollow. *Pinus pumila* communities occupy large parts of these slopes. The humic loam layer is generally thick, and directly covers the solifluction deposit, which is the surface material of the snowpatch hollow. The humic loam layer intercalates Kikai Akahoya tephra (K-Ah; 7300 cal BP) in the lower part. Surface II unit is located within surface I. The humic loam layer is less than 20 cm thick, and contains many clasts transported from nearby snowpatch bare ground. This layer does not intercalate K-Ah. Snowpatch plant communities are established on surface II. Surface III unit is comparable to the present-day snowpatch bare ground. Periglacial processes such as frost creep, needle ice creep, and gelifluction act on the slope surface.

The presence of K-Ah below surface I indicates that the nivational process became less active by the early Holocene. These geomorphic changes would have been promoted by atmospheric warming after the Late Glacial age. Subsequently, surface II was formed mainly by solifluction and slope-wash erosion. A layer composed of granules and fine pebbles, which were transported from snow-free ground by niveo-fluvial processes, overlay most of surface II. Deposition of this layer started around 5600 cal BP, and continued until at least 1200 cal BP. Therefore, surface II is estimated to have formed from 5600 cal BP to 1200 cal BP. Frost creep, needle ice creep, and gelifluction have been partially active on the snowpatch bare ground of surface III, although the slope processes weakened in the Holocene.

---

\* 信州大学山岳科学総合研究所

\*\* 山岳地理学研究所

\*\*\* 静岡大学理学部

\* Institute of Mountain Science, Shinshu University, Matsumoto, 390-8621, Japan

\*\* Institute of Mountain Geography, Sakae-town, Chiba, 270-1505, Japan

\*\*\* Faculty of Science, Shizuoka University, Shizuoka, 422-8529, Japan

**Key words** : snowpatch hollow, alpine soil, Kikai Akahoya tephra, radiocarbon date, Southern Japanese Alps, Holocene

キーワード : 雪窪, 高山土壌, 鬼界アカホヤテフラ, 放射性炭素年代, 南アルプス, 完新世

## I. はじめに

日本の高山の山稜部では、冬季季節風の風下側斜面に積雪が吹き溜まって厚く堆積するため、積雪分布は山稜を挟んで著しく非対称となる。また、吹き溜まった積雪は、地表の起伏を埋めてほぼ平滑な積雪面をつくるため、窪んだ場所ほど積雪深が大きくなる。したがって、窪んだ場所ほど融雪期に残雪が残りやすく、そこには周囲から孤立した雪田がみられる。このような雪田をもつ窪地を雪窪または残雪凹地という(小林・小野, 1981)。

雪窪は、日本海側多雪山地では冬季季節風の風下側斜面に多数分布し、同地域の地形景観を特徴づけている(例えば、檜垣, 1977; 高田, 1986; 下川, 1988; 佐々木, 2004)。一方、相対的に寡雪地域である太平洋側の山地にも、数は少ないものの雪窪が分布する。例えば、南アルプスでは北アルプスなどに比べて積雪量は少ないものの、山稜部には厚さ数 m の積雪がみられ(岡沢ほか, 1975)、雪窪が点在する(鈴木, 1975; 水野, 1984)。雪窪に夏まで残る残雪は、消雪が相対的に早い周囲の斜面とは異なる地表環境をつくりだすので、そこで働く地形形成作用は、周囲の斜面における地形形成作用とは様式や強度・速度が異なるであろうし、残雪期間の長短は植生の動態にも直接的・間接的に影響を与えてきたと考えられる。したがって、雪窪の形成過程を解明することは、山稜部における地形景観形成の一端を明らかにすることにつながると考えられる。

雪窪の形成過程を考察したこれまでの研究は、上述のように、日本海側多雪山地を対象としたものがほとんどである。雪窪の多くは、地形面の大部分がすべてが完新世初頭～前半に土層に覆われ、現在では化石地形となっている(例えば、山中, 1983; 荻谷, 1994; 佐々木・荻谷, 2000)。た

だし、消雪時期が相対的に遅い雪窪の中心部には残雪砂礫斜面が分布し、そこでは残雪の物理的・化学的な風化・運搬作用(Thorn, 1976, 1988; 岩田, 1980; Iwata, 1983)が働き、斜面の侵食が生じている。そのような雪窪の斜面縦断形および横断形は、全体の凹形をさらに浅く掘りこむ二重三重の凹形を示す(小泉, 1982)。佐々木(2004)は鳥海山の偽高山帯に分布する二重の凹形を示す雪窪を調査し、雪窪の外形はおもにソリフラクションと融雪水ウオッシュによって、少なくとも6300 cal BPまでに形成され、その後4500 cal BPから1000 cal BPの間に消雪の遅れに伴う融雪水ウオッシュによって内側の凹地が形成されたことを示した。Kariya(2005)は、月山の雪窪を微地形、植生、土層の状況とその年代、残雪期間、地形形成作用によって、3つの地形景観ゾーンに区分し、斜面物質や被覆土層の編年にもとづいて発達史を詳細に検討した。それによれば、雪窪の外形は最終氷期中から完新世前半までに、その内側の凹地はウオッシュによって4990～2150 cal BPに、それぞれ形成され、中心の残雪砂礫斜面では現在も地形形成が続いていることが示された。

以上のように、雪窪の形成は残雪滞留期間の変化と密接に関係すると考えられることから、その形成過程の解明は高山における環境変化の質や強度を具体的に議論するうえで意義深い。本研究では、これまで雪窪の形成過程が調べられた例のない南アルプス南部の主稜線部において、雪窪の形態や地表状態、斜面物質を記載するとともに、残雪砂礫斜面での地形形成作用を考察するために地温の測定とペンキラインの変形を1年間観測した。以上にもとづいて、雪窪の形成過程を考察する。

## II. 調査地の概観

南アルプス南部、赤石岳(標高3120 m)と荒川三山のひとつである前岳(標高3068 m)との

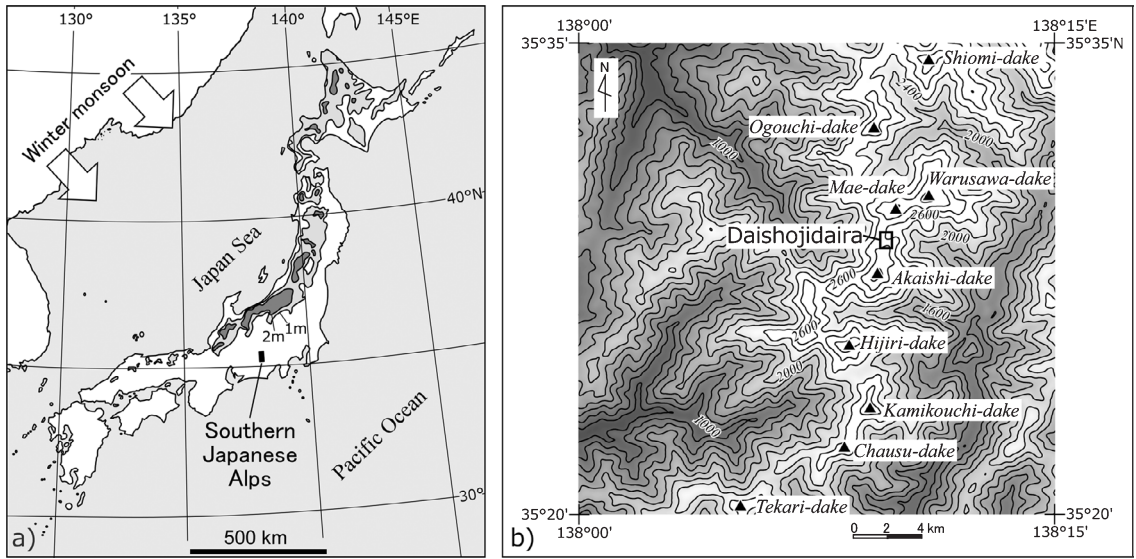


図 1 調査地域. a) 日本列島の平均最大積雪深分布 (気象庁, 1972) に南アルプスの位置を示す. b) 南アルプスの等高線図に大聖寺平の位置を示す. 等高線間隔は 200 m.

Fig. 1 Study area. a) Location of Southern Japanese Alps, indicated on a map of mean annual maximum snow depths (Japan Meteorological Agency, 1972). b) Location of Daishojidaira, indicated on a topographical map of the southern Japanese Alps. Contour interval is 200 m.

間の最低鞍部 (標高 2699 m) 一帯の緩斜面は、大聖寺平とよばれている (図 1)。

大聖寺平は、天竜川流域の小渋川と大井川流域の奥西河内沢の分水界となっている。主稜線西側斜面は、小渋川の流域であり、急峻で、起伏量が大きい。一方、奥西河内沢の流域である主稜線東側斜面は、緩やかで、小渋川流域に比べると開析が進んでいない。この緩斜面は化石周水河性平滑斜面であると考えられる (須貝, 1990)。主稜線付近の地質は、四万十帯赤石層群の泥岩および砂岩泥岩互層を主体とする (静岡県, 1994)。

前岳から赤石岳にかけての主稜線沿いでは、森林限界はシラビソ (*Abies veitchii*) やダケカンバ (*Betula ermanii*) の分布上限がつくり、標高 2400 m から 2700 m に位置する。大聖寺平付近の森林限界高度は、主稜線西側で標高 2550 m、同東側で標高 2400 m と主稜線を挟む東西で標高差があり、また、赤石岳付近の森林限界が標高 2700 m であるのに比べて、著しく低くなっている。森林限界以上の斜面の植生は、ハイマツ群落や風

衝草本群落、風衝低木群落が卓越するが、無植被の斜面も風衝斜面や雪窪に広くみられる。

大聖寺平の標高 2810 m 地点において、2006 ~ 2007 年に気温観測を行った小山ほか (2008) によれば、年平均気温は 0.3°C、最暖月平均気温は 12.5°C、最寒月平均気温は -11.7°C である。

雪窪における残雪は、調査を実施した 2005 年と 2006 年には 7 月下旬に消失した。2006 年には、7 月 10 日の残雪分布と残雪砂礫斜面の範囲がほぼ一致した。

### III. 雪窪の形態および地表状況

1/15000 カラー空中写真 (国土地理院 1976 年撮影, CCB-76-15 C12A-21, 22) を判読して、大聖寺平周辺の地形分類図を作成した (図 2)。大聖寺平の主稜線付近には、前述のように化石周水河性平滑斜面が広がっている。化石周水河性平滑斜面は、傾斜がおおむね 30° 以下の緩斜面で、主稜線付近では凸~直線型の斜面縦断形を示す。斜面最大傾斜方向と直交する方向にも起伏が少な



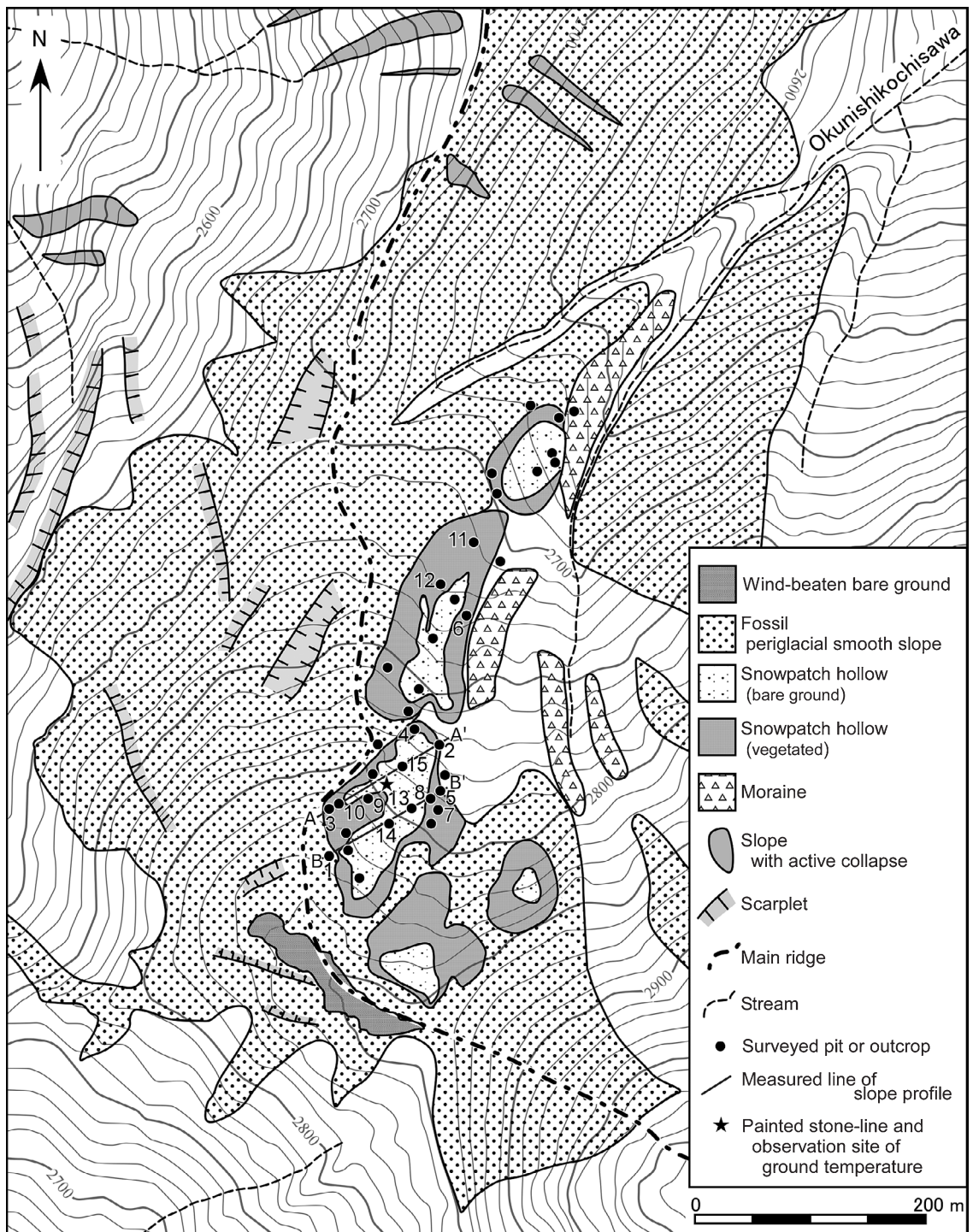


図 2 大聖寺平周辺の地形分布および調査地点.

Fig. 2 Geomorphological map around Daishojidaira.

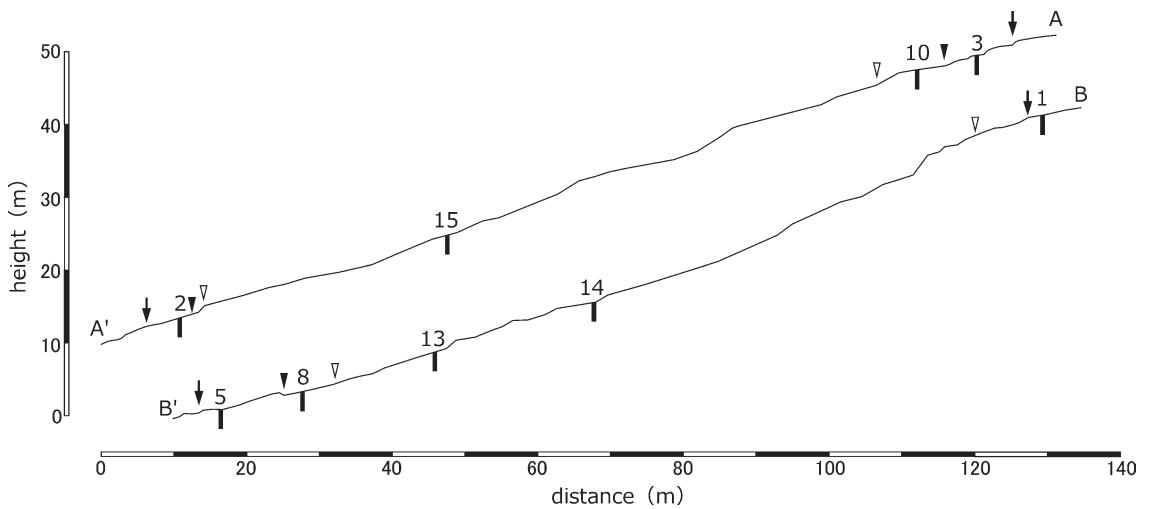


図3 雪窪の斜面縦断形。2つの地形断面が重ならないように離して図示した。図中の矢印は雪窪I面の外縁、黒塗りの三角は雪窪II面の外縁、白塗りの三角は雪窪III面の外縁をそれぞれ示す。図中の数字は試坑の位置を示す。断面の位置は図2を参照。

Fig. 3 Longitudinal surface profiles of snowpatch hollow. Two profiles are separated to avoid overlapping. Arrows indicate the margin of surface I. Closed triangles indicate the margin of surface II. Open triangles indicate the margin of surface III. Numbers show soil pits along the profiles. Locations of measured lines are shown in Fig. 2.

く、全体的に平滑な形態を呈する。化石周水河性平滑斜面の一部では、表面に礫質ロウプや植被階状土が認められる。また、とくに主稜線の一部では、西側斜面に現成の周水河砂礫地が分布している。

雪窪は主稜線の東側に並んで分布している。その分布範囲は最終氷期中に氷食を受けて形成された谷頭圏谷（五百沢, 1979）の一部にあたる。雪窪の外縁は化石周水河性平滑斜面と接しているが、雪窪と化石周水河性平滑斜面との境界は漸移的で、やや丸みを帯びていることが多い。雪窪の縁辺部には、上面の全長が5～10 m、幅3 m前後、前面の比高が1 mに達するロウプが認められる。これらのロウプは前面と側面が草本や低木に密に植被され、土層に覆われている。また、同斜面には比高30 cm程度の植被階状土も分布する。

雪窪の中心部には残雪砂礫斜面が分布する。残雪砂礫斜面の表面は、細粒物質を欠く、長径5～30 cmの角・亜角礫を主体とする表面角礫層となっていることが多く、その一部では表面角礫層

の層厚が20～30 cm程度に達する。ただし、地表が長径3 cm以下の角礫からなるような場所では、表面角礫層の層厚は最大でも4 cmで、その下位にはシルト質砂に充填された角礫層がみられる。残雪砂礫斜面には、全長3 m程度で、前面の比高が30 cm以下の礫質ロウプが多く認められ、その上面は細粒物質に充填された長径1～2 cm程度の角礫層からなる。また、全長5～10 mで前面の比高が1 mに達する礫質ロウプも疎らではあるものの存在する。これらのロウプは、前面を長径30 cm程度の角・亜角礫がつくり、上面は細粒物質を欠く、長径10～20 cmの角・亜角礫を主体とする角礫層となっている。

斜面の面積が最も大きい雪窪（図2）を対象として、レーザー距離計とハンドレベルを用いた簡易測量を実施し、雪窪の縦断形を明らかにした（図3）。設定した2本の測線では、斜面傾斜はおおむね30°であり、いずれも斜面最大傾斜方向に浅い凹型を示す。とくに断面B-B'では、縦断形が全体の凹形をさらに浅く掘りこむ二重の凹形を示す。また、地形断面にはロウプや階状土に由来

する階段状の微起伏が示されている。

雪窪に成立する植生は、消雪時期に対応して分布する。6月までに消雪する雪窪をとり囲んでハイマツ群落 distributes。同群落はハイマツ (*Pinus pumila*) が主体となるが、ウラジロナナカマド (*Sorbus matsumurana*) やタカネナナカマド (*Sorbus sambucifolia*) も混じる。雪窪の縁辺部のうち、主稜線側の風衝地では、キバナシャクナゲ (*Rhododendron aureum*)、ガンコウラン (*Empetrum nigrum* var. *japonicum*)、ミネズオウ (*Loiseleuria procumbens*) などからなる低木群落がみられる。その内側で、7月中旬までに消雪する斜面には、雪田植物群落が成立する。それらのうち、雪窪上部では、ミヤマダイコンソウ (*Geum calthifolium* var. *nipponicum*)、コイワカガミ (*Schizocodon soldanelloides* f. *alpinus*)、チングルマ (*Geum pentapetalum*)、ガンコウランなどがみられる。一方、雪窪の下部では、イネ科やカヤツリグサ科の草本が融雪水流路に沿って優占し、アオノツガザクラ (*Phyllodoce aleutica*) やガンコウランのほか、クロユリ (*Fritillaria camtschaticensis*)、バイケイソウ (*Veratrum album* subsp. *oxysepalum*) などがみられる。また、残雪砂礫斜面には、イワスゲ (*Carex stenantha*) やクモマズメノヒエ (*Luzula arcuata*)、ミヤマタネツケバナ (*Cardamine nipponica*)、コメススキ (*Deschampsia flexuosa*) が局所的にみられる。これらの草本類が分布する地表は、細粒物質に充填された長径 3 cm 以下の角礫層からなるが、直近には長径 30 cm 以上の巨礫が存在し、草本はその陰に分布する。

#### IV. 雪窪の斜面表層物質

雪窪とその周囲の露頭および試坑において、斜面表層物質を観察した。図 4 に雪窪の斜面構成層および土層の柱状図を示す。雪窪は、おおむね長径 30 cm 以下の角・亜角礫からなる礫層によって斜面表層部が構成されている。ほとんどの地点で、礫層は基質支持の構造をもち、シルト質砂によってその間隙を充填されている。ただし、残雪砂礫斜面の大部分では、マトリクスを欠く表面角

礫層がみられる (地点 13, 15)。

礫層を覆う土層は腐植質土層からなる。腐植質土層の土壌構造は団粒状で、黒褐色 (5YR 2/2) から暗褐色 (7.5YR 3/3) を呈する。土性はシルト質壤土および砂質壤土である。また、腐植質土層の下位には土層中の腐植が溶脱されて形成された溶脱層がみられる場合がある (地点 2, 3, 5, 7)。溶脱層は、土性がシルト質壤土であり、褐灰色 (10YR 5/1, 6/1) を呈する。土層の層界は、一般に明瞭であるが、腐植質土層と溶脱層の層界は漸移的である。この土層断面の特徴は、北アルプスなどの日本海側多雪山地で見られる高山草原土 (大角, 1970) の特徴と一致する。

雪窪の縁辺部では、腐植質土層の層厚が相対的に厚い。斜面上部では土層に礫をほとんど含まない (地点 1, 3) が、斜面下部では土層に長径 1 ~ 3 cm の角・亜角礫が含まれる (地点 2, 4, 7)。一方、雪窪の縁辺部と残雪砂礫斜面の間の斜面に分布する土層は、層厚が 20 cm 以下であり、長径 1 ~ 3 cm の角・亜角礫を含む。また、斜面上の位置の違いに関わらず、腐植質土層に砂礫層が挟まる地点もある (地点 6, 11)。腐植質土層に挟まる砂礫層は、長径 1 ~ 3 cm の角・亜角礫を含み、弱い葉理を示す。

雪窪の縁辺部に分布する土層には、ガラス質テフラが 1 層介在するが (地点 1 ~ 7)、それらの内側に位置する地点では、土層にテフラは認められない (地点 8 ~ 12)。土層に介在するガラス質テフラは、分布深度が地表から 20 cm 前後で、最大層厚 1 cm の褐灰色 (10YR6/1) ~ 灰黄色 (2.5Y6/2) を呈する細粒火山灰層であり、軽石粒や岩片を含まない。土層中における本テフラの側方への連続性は悪く、土層に散在するパッチとして認められる場合がある。また、本テフラが腐植質土層の下位の溶脱層に含まれる場合もある。一方、雪窪を構成する礫層中に本テフラは介在しない。

本テフラは、おもに平板状バブル型の火山ガラスからなり、斑晶をほとんど含まないことが顕微鏡下で確認された。火山ガラスの多くは無色透明だが、淡褐色に色づいたガラス片も認められる。



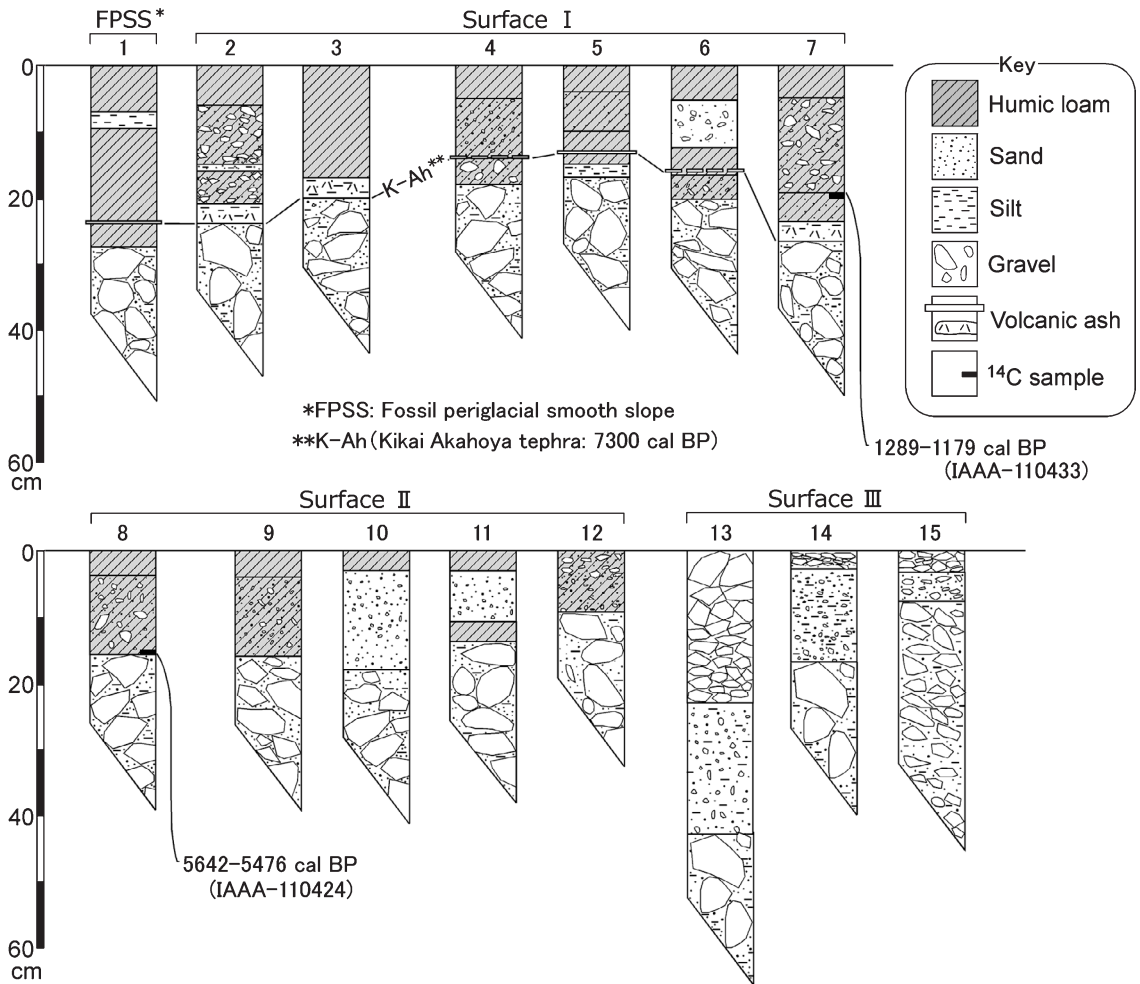


図 4 斜面表層物質の柱状図。調査位置は図 2 を参照。

Fig. 4 Columnar sections of surface materials of snowpatch hollows. Locations of soil pits are shown in Fig. 2.

火山ガラスの屈折率は  $n = 1.506 \sim 1.513$  である (表 1)。これらの岩石記載の特徴は、九州南端の鬼界カルデラから約 7300 年前に噴出した鬼界アカホヤテフラ (K-Ah; 町田・新井, 1978) のそれに合致する。

土層の生成年代を明らかにするために、地点 7 の砂礫混じり腐植質土層の基底と、地点 8 の土層基底から厚さ 0.5 cm 分の土壤試料を採取し、放射性炭素年代を測定した。その結果、地点 7 の試料から 1289 ~ 1179 cal BP (IAAA-110433) が、

地点 8 の試料から 5642 ~ 5476 cal BP (IAAA-102424) の年代が得られた (表 2)。

#### V. 残雪砂礫斜面における地温およびペンキライン変形の観測

斜面傾斜が  $15 \sim 21^\circ$  の残雪砂礫斜面において、表面礫に 2 cm 幅でペンキを塗布し、長さ約 3.8 m のペンキラインを設定した (図 5)。ペンキライン沿いでは、長径が 10 ~ 20 cm 程度の角礫もみられるが、一般には長径 1 ~ 5 cm の扁平な角礫

表 1 雪窪の斜面表層から得られたテフラの岩石記載的特徴.

Table 1 Petrographic properties of tephra obtained from the surface materials of the snowpatch hollows.

Tephra	Pit No.	Glass type <sup>1)</sup>	Phenocryst	Ref. index <sup>2)</sup>	Remarks
Kikai-Akahoya (K-Ah)	1	bw	rare	1.506-1.511 (n)	
	2	bw	rare	1.506-1.511 (n)	
	3	bw	rare	1.506-1.513 (n)	
	4	bw	rare	1.506-1.511 (n)	
	5	bw	rare	1.506-1.511 (n)	
	6	bw	rare	1.507-1.512 (n)	
	7	bw	rare	1.506-1.513 (n)	
Kikai-Akahoya		bw, pm	—	1.505-1.513 (n)	Machida and Arai (1978)

1) Types of volcanic glass are: pm, pumiceous; bw, bubble-wall. 2) Refractive indices of volcanic glass shards were measured by A. Sasaki using RIMS 86 (Kyoto Fission-Track Co. Ltd.) in the Institute of Geography, Tohoku University.

表 2 土層の放射性炭素年代測定結果.

Table 2 Radiocarbon dates of soil samples.

Pit No.	Lab. Code	Material	Method	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, AMS)	Conventional age* (1 $\sigma$ , yrs BP)	Calibrated age** (2 $\sigma$ , cal BP) with probability distributions (%)
7	IAAA-110433	Humic loam	AMS	-23.88 ± 0.32	1303 ± 22	1289-1226 (68.2)
						1212-1179 (31.8)
8	IAAA-102424	Humic loam	AMS	-27.34 ± 0.42	4830 ± 30	5642-5631 (1.9)
						5612-5576 (48.5)
						5540-5476 (49.7)

\*The half-life of  $^{14}\text{C}$  (Libby half-life) for calculating a conventional radiocarbon age is 5568 yrs. Reference year of calculate is AD 1950.

\*\*Calibrated ages are calculated on the basis of the calibration curve of INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009) using CALIB 6.1.0. (Copyright 1986-2011 M Stuiver and PJ Reimer; Stuiver, M. and Reimer, P. J., 1993).

が層厚 2 ~ 3 cm の表面角礫層をつくっている。その下位には長径 3 ~ 5 cm の角礫からなる細粒物質に充填された角礫層がある。

ペンキラインの変形を 2005 年 8 月 3 日から 2006 年 8 月 18 日までの約 1 年間観測した (図 5)。長径 20 cm の礫が斜面下方に最大 4 cm 移動した例も認められたが、移動した礫のほとんどは長径 5 cm 以下であった。全体としては、長径 3 cm 程度の表面礫が 5 cm 程度、長径 1 cm 程度の礫は 15 cm 程度、斜面下方に移動した。ペンキラインは、全体的に波状に変形した。ただし、長径 1 cm 以下の角礫が集中して分布する部分では、ペンキ塗布礫が少なくとも数 10 cm 移動し、図 5

の範囲外に流れて追跡できない場合もあった。

ペンキライン沿いで地温観測を実施した。地温観測地点の斜面物質は、地表から 3 cm 深までが表面角礫層であり、3 ~ 26 cm 深はシルト質細砂 ~ 中砂を基質とする長径 3 ~ 5 cm の角礫からなる角礫層である。26 ~ 43 cm 深は 2 cm 程度の角礫を主体とする角礫層で、基質はシルト質細砂 ~ 中砂である。43 cm 以深は風化した基盤岩である。地温観測にはサーミスター温度センサーを用い、これをデータロガー (温度ロガー 3633 : 日置電機製) に接続して 1 cm 深の表面角礫層と 20 cm 深の角礫層中に埋設した。地温の測定は 2005 年 8 月 3 日より 60 分間隔で 2006 年 8 月 18



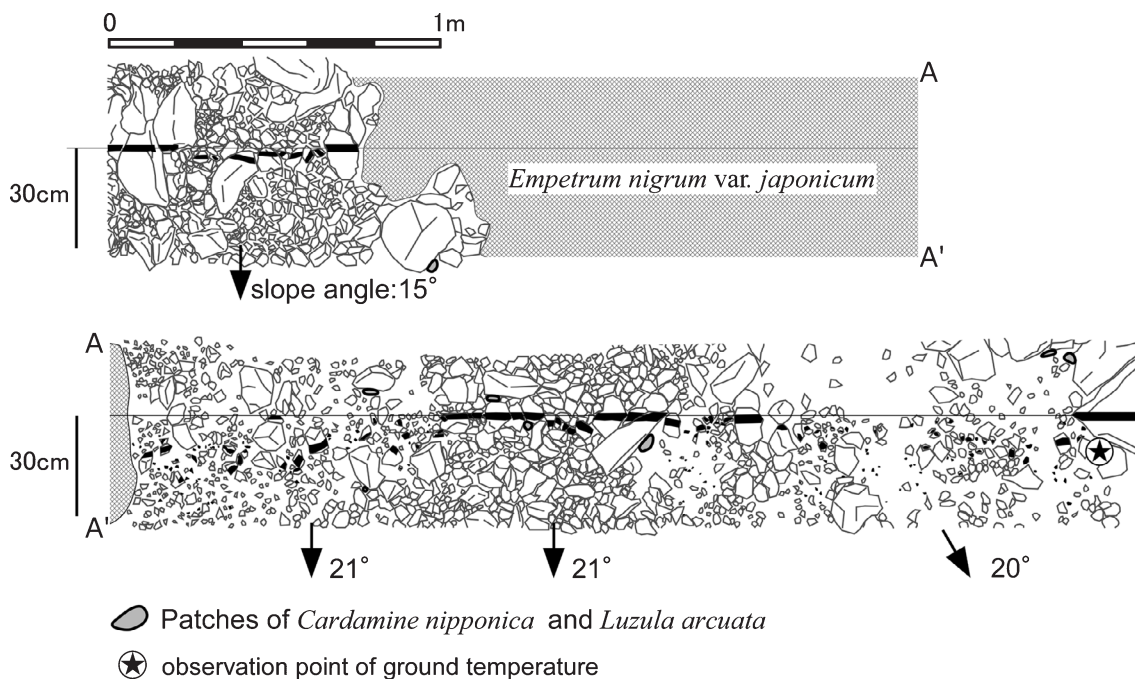


図 5 2005年8月～2006年8月の期間におけるペンキラインの変形。ペンキラインの位置は図2を参照。長径1cm以上の礫とペンキ塗布礫を図示した。図中の矢印は斜面の最大傾斜方向を示す。

Fig. 5 Deformation of painted stone-line from Aug. 2005 to Aug. 2006. Location of painted stone-line is shown in Fig. 2. Painted clasts of more than 1 cm along the long axis are illustrated. Arrows indicate the direction of maximum slope.

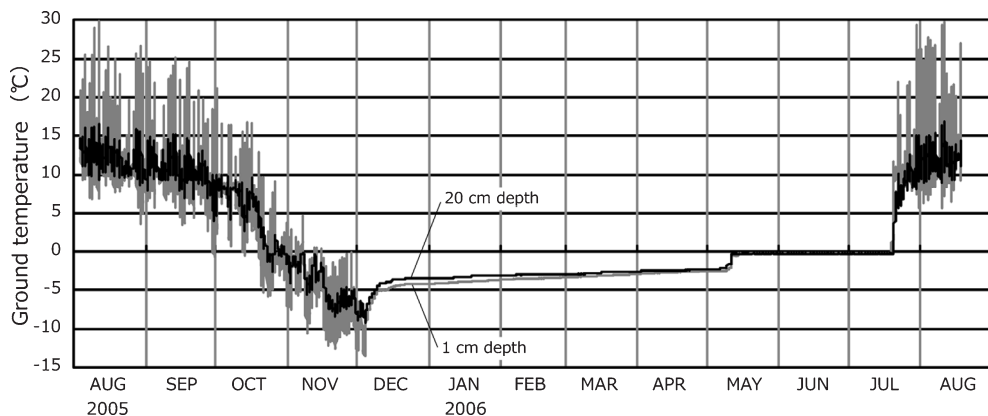


図 6 残雪砂礫斜面における地温の変化。

Fig. 6 Annual variations of ground temperature on the snowpatch bare ground.

日まで行った(図6)。2005年8月4日から2006年8月3日の1年間では、1cm深および20cm深での年平均地温はそれぞれ0.7°C、0.8°Cであっ

た。また、1cm深での最高・最低地温は、それぞれ29.9°C、-13.5°C、20cm深での最高・最低地温は、それぞれ16.6°C、-9.3°Cであった。

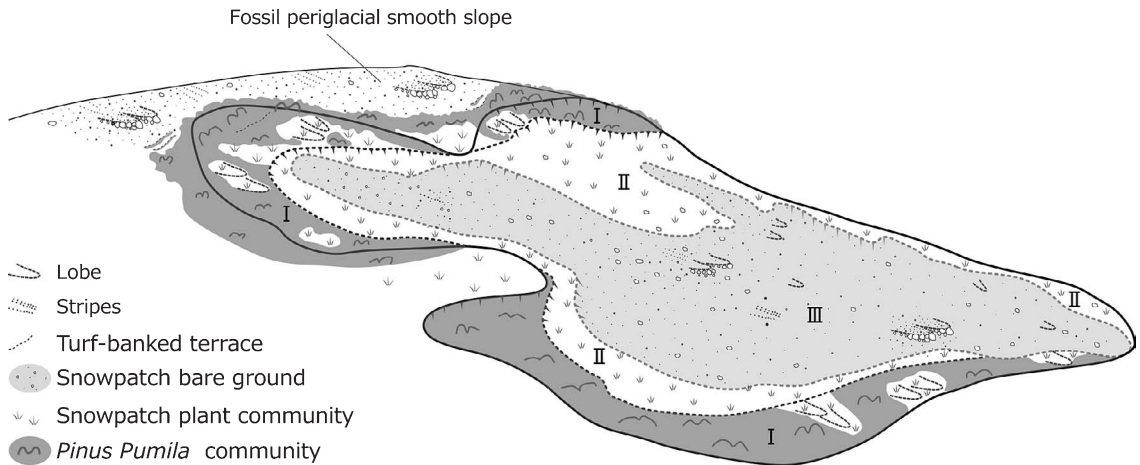


図 7 雪窪の模式図.

Fig. 7 Schematic block diagram showing surface conditions of snowpatch hollow.

同地点では、2005～2006年の凍結進行期の秋季に、1 cm 深で 24 回の日周期の凍結融解サイクルが生じた (図 6)。1 cm 深での日周期の凍結融解サイクルは、2005 年 9 月 29 日にはじめて認められ、10 月 19 日～11 月 15 日の期間には、ほぼ連日発生した。そして、11 月 16 日以降は継続的な凍結状態に入った。一方、20 cm 深では、10 月 23 日から同 30 日の間に 2 回の凍結融解サイクルが生じたが、それ以後は継続的な凍結状態に入った。したがって、10 月末から季節的凍結が進行したといえる。2005 年 12 月 12 日から 2006 年 7 月 17 日の期間は、1 cm 深と 20 cm 深での地温の日較差が 0.0～0.1℃で推移し、地温の日変化が生じなくなった。また、2005 年 12 月 12 日から 2006 年 5 月 11 日までは両深度の地温が -5℃から -2.5℃まで徐々に昇温し、5 月 11 日から 7 月 17 日の期間は、ほぼ 0℃で推移した。すなわち、12 月中旬より積雪による断熱作用の影響を受けるようになり、さらに 5 月中旬からの約 2 ヶ月間は、融雪の影響も加わって地表から少なくとも 20 cm 深まではゼロカーテン状態であり、凍土と融解水とが共存する状況であったと考えられる。

残雪砂礫斜面には、前述したように、クモマスズメノヒエやミヤマタネツケバナ、コメススキな

どの草本類がきわめて疎らに分布する。ペンキラインの周辺における草本のパッチは、斜面表層まで細粒物質に充填されているものの、巨礫の陰などで斜面物質の動きが妨げられる角礫層の表面に限って分布するようである。また、表面角礫層の層厚が 20 cm にもなるような場所では、表面礫の移動はほとんど生じていないことが確かめられた。

## VI. 雪窪の形成過程

斜面物質および土層の状況から、雪窪は次の 3 つの地形・景観単位に分けられる (図 7)。I 面：雪窪の縁辺部にあつて K-Ah を含む腐植質土層や溶脱層が雪窪の斜面構成層を覆う。ハイマツ群落や低木群落、雪田植物群落が成立する。II 面：I 面の内側にあつて、腐植質土層が生成するものの、土層厚は I 面の土層のそれに比べて薄く、土層中に K-Ah は認められない。雪田植物群落が成立する。III 面：II 面の内側にあつて、現在の残雪砂礫斜面に相当する。I 面と II 面との地形境界は、明瞭な遷急線となっている場合があるものの、境界が漸移的な部分もある。一方、II 面と III 面の境界は一般に判然としない。I 面を II 面が侵食する関係にあること、II 面には土層が生成するものの III 面は現成の残雪砂礫斜面であることから、これらの地形面の形成は、I 面、II 面、III

面の順で進んだことは確実である。なお、化石周氷河性平滑斜面には、山体の重力変形（例えば、目代・千木良，2004）に伴う小崖や線状凹地が認められる（図2）。こうした小崖や線状凹地は、周囲より積雪を堆積させやすく、雪窟が形成されるきっかけになった可能性もある。しかし、雪窟の各地形面に重力変形に伴う小崖地形は存在しないので、雪窟の形成がはじまって以降に、山体の変形で積雪場が大きく変化するようなことはなかったと考えられる。

### 1) I面の形成過程

雪窟の縁辺部にあたるI面では、K-Ahが腐植質土層の最下部あるいはその下位の溶脱層に介在することから、7300 cal BP頃には腐植質土層が生成していた。これは、雪窟の外形であるI面が完新世前半には化石化し、その形成は完新世前半以前にさかのぼることを示す。雪窟が分布する奥西高地沢源頭部には、最終氷期に氷河が存在したと考えられる（五百沢，1979）。この氷河前進期は五百沢（1979）によって旧期（北アルプスの横尾氷期）に対比された。北アルプスなどを例にした最近の議論によれば、この亜氷期は海洋酸素同位体ステージ4（MIS4）に対比される（例えば、Aoki and Hasegawa, 2003）。また、奥西高地沢源頭部には、五百沢（1979）が氷河復元範囲の根拠とした堆石より上流側にも堆石が分布するが、それがどの氷河前進期に対比されるかは今のところ明らかではない。したがって、雪窟I面はMIS4以降に形成されはじめ、完新世前半までに形成を終了したと、現時点では考える。なお、土層の下位の角礫層の状況を斜面傾斜方向に連続的に観察することは困難であるため、I面の形成に関わった地形形成作用を角礫層の構造から考察することはできない。ところで、I面には全長5～10 m、前面の比高が1 mにおよぶロウブが分布している。Matsuoka（2001）やMatsuoka *et al.*（2005）によれば、ロウブ前面の高さは、凍結融解の及ぶ深度や水分条件、細粒物質の層厚に規定された斜面物質の最大移動深度を反映している。加えて、土層融解期にロウブ背後の残雪から融雪水が供給されることで過飽和となった斜面物質

が、泥流性の移動をすることでもとのロウブに積み重なり、ロウブ前面の高さが1 mを越す例もある。Matsuoka *et al.*（2005）は、スイスアルプスの永久凍土帯下限付近において、前面の高さが0.2～1.5 mの高段型ロウブと、前面の高さがそれ以下の低段型ロウブを対象に物質移動と環境変数に関する観測を実施した。これらの観測結果に、本研究地域のロウブを照らしあわせると、I面に分布するロウブはMatsuoka *et al.*（2005）の高段型ロウブに該当し、日周期のプロストクリープと年周期的なジェリフラクションで形成されたと考えられる。

### 2) II面の形成過程

I面の内側に位置するII面では、I面が化石化してから雪窟の形成がはじまった。I面とII面の境界が明瞭な遷急線となっている部分があることから、I面を侵食してII面が形成されたと考えられる。II面は現在までに土層に覆われて、化石化している。K-AhがII面の土層中に認められないことから、II面の形成は7300 cal BP以降に生じた可能性が高い。II面の形成期を考察する材料として、2点の放射性炭素年代が得られている（図4、表2）。II面の下部斜面に位置する地点8の土層基底の年代は、5642～5476 cal BPであることから、少なくとも5600 cal BP頃までは雪窟の形成が続いていたと考えられる。ただし、II面の他の地点では年代資料が得られていないため、地点8における土層生成開始の年代観がII面全域にあてはまるかどうかは確かではない。ところで、地点8では土層の基底から地表下4 cmまでの腐植質土層に長径1～3 cmの角・亜角礫が混じる。このような例は、II面の地点9のほか、I面の地点2、地点4、地点7などでも確認できる。一方、腐植質土層に長径1～3 cmの角・亜角礫を主体とする砂礫層が挟まる地点もある（地点6、11）。これらの砂礫層は、弱い葉理をもつことから、流水で運搬され、堆積したと考えられる。この点から、腐植質土層に介在する砂礫も流水によって運搬され、I面あるいはII面の一部の植被斜面に疎らに堆積した可能性が高い。これらの砂礫の起源は、残雪砂礫斜面であると考えられ

るので、I面の内側の斜面、すなわちII面とIII面において斜面の侵食が生じていたことを示す。I面に位置する地点7において、1289～1179 cal BP以降に腐植質土層に砂礫が介在することは、1200 cal BP頃以降にもII面の一部やIII面において斜面の侵食が生じ、おもに融雪水や降雨によるウオッシュで砂礫が植被されたI面やII面に運搬されていたことを示すものと考えられる。I面とII面の地形境界は、明瞭な遷急線となる部分がある一方、漸移的な部分もある。この点も踏まえると、完新世前半までに安定したI面の内側にあつて、5600 cal BP頃以降に安定化してII面となった部分と、I面を侵食して残雪砂礫斜面が拡大し、その後安定してII面となった部分とが存在すると思われる。

日本海側多雪山地では、氷期中に形成された雪窪は完新世前半に安定し、その後、残雪砂礫斜面の再拡大・再縮小を経て現在に至っている場合が多い(佐々木, 2004; Kariya, 2005)。ここでは、大局的には残雪砂礫斜面の再拡大は5000年前以降に生じ、残雪砂礫斜面の再縮小は2000～1000年前に生じたことが明らかとなっている。そして、残雪砂礫斜面の拡大は、それ以前より残雪滞留期間が延長されたことに関係すると考えられている。残雪期間の延長は、寒冷化による融雪の遅れと多雪化による積雪深の増加のいずれか、あるいはそれらの両方が原因と考えられる(例えば、小泉, 1982)。本調査地のように稜線直下の冬季季節風風下側では、積雪は一般に吹きだまりの雪庇の前進によって形成される(例えば、若浜ほか, 1968; Daimaru *et al.*, 2002)。Daimaru *et al.* (2002)は、奥羽山脈の筑森山において7月半ばの雪田の大きさの経年変化と気象条件の関係を解析し、7月半ばの雪田の大きさを決めるのは、融雪期の気温よりも冬季の気象条件で、とくに冬季の吹きだまり量に影響を与える風速であることを指摘している。したがって、稜線直下に分布する雪窪において最大積雪深を規定するのは、雪窪の大きさや深さであると考えられ、多雪化が生じても雪窪の積雪深が著しく増加することはなさそうである。

汎世界的規模では、温暖な完新世においても5500年前ころに寒冷化がはじまり(例えば、Magny and Haas, 2004)、小氷期(AD 1300～1850年)までの間に山岳氷河の前進期が複数回みられる(例えば、Wanner *et al.*, 2008)。一方、日本周辺では、黒潮の年間表層海水温が約7000年前をピークにその後減少する(Koizumi, 2008; Isono *et al.*, 2009)など、完新世中頃以降の寒冷化を示す資料が得られている。また、本調査地の主稜線西側に広がる、晩氷期に形成された化石周氷河性平滑斜面の斜面物質を覆って、主稜線付近から下方に周氷河性平滑斜面の新たな拡大が生じた。両者の斜面物質の間にはK-Ahを含む土層が介在することから、その周氷河性平滑斜面の拡大時期はK-Ah以降であると考えられる(菅沢・増沢, 2012)。本研究の対象の雪窪における残雪砂礫斜面の拡大は、汎世界的規模の寒冷化に関連して生じた可能性が考えられる。

### 3) III面の形成過程

III面は現在もお雪窪の形成が続いている残雪砂礫斜面である。II面とIII面の地形境界は、一般に漸移的であるので、安定してII面となったところを再侵食している部分は少なそうである。III面では、表面礫の移動を生じさせる地形形成作用が働いているほか、前面の比高がMatsuoka *et al.* (2005)の低段型ロウブに匹敵する礫質ロウブが多く分布し、高段型に相当する礫質ロウブもわずかに分布する。地温状況とペンキ塗布礫の変形で示される地形形成作用は、秋季におもに20 cm以浅で日周期の凍結融解にともなう生じるフロストクリープ(Matsuoka *et al.*, 2005)であると考えられる。また、長径1 cmの角礫が長径3 cmの角礫に比べてより下方に移動していることから、霜柱クリープも生じているとみられる(Matsuoka, 2001)。ただし、これは地表付近まで細粒物質に充填された角礫層分布域に限られる。また、5月11日からの約2ヶ月間は、地表から少なくとも20 cm深まではゼロカーテン状態で推移し、季節凍土と融解水とが共存する状況であったと考えられる。この点から、20 cm以深までおよぼジェリフラクションが生じている



ことが考えられる (例えば, Harris *et al.*, 2008)。III 面に分布する礫質ロウブのうち, 前面の比高が 30 cm 程度の低段型ロウブは, フロストクリーブとジェリフラクションで形成されうるが, 高段型ロウブは表面に細粒物質を欠くために, 現在は形成されていない (例えば, 澤口, 1995) 可能性が高い。

III 面での消雪時期が 7 月上旬であることから, 残雪期間の長さや消雪後の積算温度の低さが植物の生育に阻害的に働いていることは間違いないと考えられる。そのほかに, 斜面物質移動量が大きいところでは植生の定着は困難な状況にあると考えられ, イワスケやクモマスズメノヒエ, 根系を砂礫層深くに張って物理的作用から個体を守るコマススキ, 種子繁殖によって個体数の維持を行うミヤマタネツケバナ (中条, 1983) など一部の植物が生育を許されるようである。一方, 斜面物質移動が活発には生じていなくとも, 層厚 20 ~ 30 cm の表面角礫層となっている場所では, 細粒物質の欠如によって根系の定着が困難なため, 植生の成立は困難となっているようである。いずれにしても, 現在の気温と残雪状況が続くならば, III 面では植生の定着は困難で, 雪窪の形成が続くと考えられる。

## VII. まとめ

南アルプス南部の大聖寺平に分布する雪窪を対象として, 斜面物質の調査をおもに行い, 雪窪の形成過程を考察した。雪窪は, 斜面構成層および土層の状況から, 3 つの地形・景観単位に分けられる。すなわち, I 面は雪窪の縁辺部にあつて K-Ah を含む腐植質土層や溶脱層が雪窪の斜面構成層を覆う斜面で, ハイマツ群落や低木群落, 雪田植物群落が成立する。II 面は, I 面の内側にあつて, 腐植質土層が生成するものの, 土層厚は I 面の土層のそれに比べて薄く, 土層中に K-Ah は認められない斜面で, 雪田植物群落が成立する。III 面は II 面の内側にあつて, 現在の残雪砂礫斜面に相当する。これらの形成過程は以下のようによまとめられる。

I 面: MIS 4 以降, 当地に存在した氷河の消失

後に残雪下での侵食作用が卓越するようになり, 谷頭圏谷を侵食して雪窪の形成がはじまった。少なくとも 7300 cal BP 以前の完新世前半に I 面の形成は終了した。

II 面: I 面が安定化した後に雪窪の形成が生じた。II 面では雪窪の形成が 5600 cal BP 頃に終わった場所があるものの, 斜面形成が 1200 cal BP 以降にも生じた場所もあると考えられる。

III 面: 現在もなお雪窪の形成が続いている地形面である。フロストクリーブやジェリフラクションが生じている。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり, 静岡県自然保護課ならびに (株) 東海フォレストの皆様にご多大なご援助をいただいた。また, 匿名査読者と編集委員会の有益なコメントによって本稿は大幅に改善された。以上の皆様に御礼申し上げます。本稿のとりまとめには日本学術振興会学術研究助成基金助成金 (24501288) を使用した。

## 文 献

- Aoki, T. and Hasegawa, H. (2003): Late Quaternary glaciations in the Japanese Alps controlled by sea level changes, monsoon oscillations and topography. *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge*, **130**, 195-215.
- 中条広義 (1983): 木曾御嶽山高山帯における表面礫の移動と植生—ミヤマタネツケバナ群落の成立要因について—。日本生態学会誌, **33**, 461-472. [Chujo, H. (1983): Alpine vegetation and periglacial movement of slope materials on Mt. Ontake, central Japan: Factors controlling the *Cardamine Nipponica* community. *Japanese Journal of Ecology*, **33**, 461-472. (in Japanese with English abstract)]
- Daimaru, H., Ohtani, Y., Ikeda, S., Okamoto, T. and Kajimoto, T. (2002): Paleoclimatic implication of buried peat layers in a subalpine snowpatch grassland on Mt. Zarumori, northern Japan. *Catena*, **48**, 53-65.
- Harris, C., Kern-Luetsch, M., Smith, F. and Isaksen, K. (2008): Solifluction processes in an area of seasonal ground freezing, Dovrefjell, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, **19**, 31-47.
- 楢垣大助 (1977): 飯豊山山山稜部の地形について。東北地理, **29**, 212-220. [Higaki, D. (1977): A geomorphological study of the ridges on the Iide Mountains. *Annals of the Tohoku Geographical Association*, **29**, 212-220. (in Japanese with English abstract)]
- 五百沢智也 (1979): 鳥瞰図譜 = 日本アルプス [アルプ

- ス・ハヶ岳・富士山]の地形誌. 講談社, 190p. [Iozawa, T. (1979): *Atlas of Bird's Eye View = The Japanese Alps, Geomorphological History of "The Alps, Mt. Yatusgatake, and Mt. Fuji"* (Chokanzufu = *Nihon Arupusu "Arupusu, Yatsugatake, Fujisan" No Chikei shi*). Kodansha, 190p. (in Japanese)\*]
- Isono, D., Yamamoto, M., Irino, T., Oba, T., Murayama, M., Nakamura, T. and Kawahata, K. (2009): The 1500-year climate oscillation in the midlatitude North Pacific during the Holocene. *Geology*, **37**, 591-594.
- 岩田修二 (1980): 白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用一移動様式とその強度. 地学雑誌, **89**, 319-335. [Iwata, S. (1980): Types and intensity of the processes in the high mountain region of Shiroumadake, the Japan Alps. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **89**, 319-335. (in Japanese with English abstract)]
- Iwata, S. (1983): Physiographic conditions for the rubble slope formation on Mt. Shiroumadake, the Japan Alps. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **18**, 1-51.
- 荻谷愛彦 (1994): <sup>14</sup>C年代とテフロクロノロジーからみた月山の亜高山帯に分布する埋没黒泥層の生成期. 第四紀研究, **33**, 269-276. [Kariya, Y. (1994): Genesis of buried muck in the subalpine zone of Mount Gassan, snowy mountain in northern Japan. *The Quaternary Research*, **33**, 269-276. (in Japanese with English abstract)]
- Kariya, Y. (2005): Holocene landscape evolution of a nivation hollow on Gassan volcano, northern Japan. *Catena*, **62**, 57-76.
- 気象庁 (1972): 日本気候図 第2集. 地人書館. [Japan Meteorological Agency (1972): *Climatic Atlas of Japan vol. 2*. Chijin Shokan. (in Japanese.)]
- 小林 詢・小野有五 (1981): 雪窟. 町田 貞・井口 正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編: 地形学事典. 二宮書店, 617. [Kobayashi, M. and Ono, Y. (1981): Nivation hollow. *Encyclopedia of Geomorphology (Chikeigaku Jiten)* edited by Machida, T., Iguchi, M., Kaizuka, S., Sato, T., Kayane, I. and Ono, Y., Ninomiya Shoten, 617. (in Japanese)\*]
- Koizumi, I. (2008): Diatom-derived SSTs (Td' ratio) indicate warm seas off Japan during the middle Holocene (8.2-3.3 kyr BP). *Marine Micropaleontology*, **69**, 263-281.
- 小泉武栄 (1982): 化石周水河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究, **21**, 245-253. [Koizumi, T. (1982): Increase in snowfall since late Glacial Age in the mountainous region of Japan, viewed from fossil periglacial slopes, nivation hollows and mountain oligotrophic bogs. *The Quaternary Research*, **21**, 245-253. (in Japanese with English abstract)]
- 小山拓志・天井澤暁裕・増沢武弘 (2008): 南アルプス南部, 大聖寺平および丸山周辺における気温・地温状況. 日本地理学会発表要旨集, **74**, 126. [Koyama, T., Amaizawa, A. and Masuzawa, T. (2008): Air temperature and ground temperature conditions around the Daisyoujidaira and Mount Maruyama, Southern Japanese Alps. *Proceedings of the General Meeting of the Association of Japanese Geographers*, **74**, 126. (in Japanese)]
- 町田 洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163. [Machida, H. and Arai, F. (1978): Akahoya ash: A Holocene widespread tephra erupted from the Kikai caldera, south Kyushu, Japan. *The Quaternary Research*, **17**, 143-163. (in Japanese with English abstract)]
- Magny, M. and Haas, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Ice man. *Journal of Quaternary Science*, **19**, 423-430.
- Matsuoka, N. (2001): Solifluction rates, processes and landforms: A global review. *Earth-Science Reviews*, **55**, 107-134.
- Matsuoka, N., Ikeda, A. and Date, T. (2005): Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16**, 99-113.
- 水野一晴 (1984): 赤石山脈における「お花畑」の立地条件. 地理学評論, **57A**, 384-402. [Mizuno, K. (1984): Habitat types of *ohanabatake* vegetation in the Akaishi Mountains, central Japan. *Geographical Review of Japan*, **57A**, 384-402. (in Japanese with English abstract)]
- 目代邦康・千木良雅弘 (2004): 赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形. 地理学評論, **77**, 55-76. [Mokudai, K. and Chigira, M. (2004): Geomorphic features and processes of gravitational mountain deformation in the area from Mt. Yambushi to Oya-kuzure, central Japan. *Geographical Review of Japan*, **77**, 55-76. (in Japanese with English abstract)]
- 大角泰夫 (1970): 本邦の高山土壌の分類と生成. ペドロジスト, **14**, 68-84. [Ohsumi, Y. (1970): Classification and genesis of Alpine soils in Japan. *Pedologist*, **14**, 68-84. (in Japanese with English abstract)]
- 岡沢修一・小疇 尚・岩田修二・相馬秀広 (1975): 赤石岳, 大聖寺平における solifluction について. 日本地理学会予稿集, **9**, 130-131. [Okazawa, S., Koaze, T., Iwata, S. and Shoma, H. (1975): Observation of the solifluction in the Daisyojidaira of Akaishi Range. *Proceedings of the General Meeting of the Association of Japanese Geographers*, **9**, 130-131. (in Japanese)\*]
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton,

- T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150.
- 佐々木明彦 (2004): 鳥海山における残雪凹地の多重構造形態とその形成過程. 駿台史学, **123**, 29–48. [Sasaki, A. (2004): A multiple snowpatch hollow form and its evolution after Last Glacial age on Mt. Chokai-san, northeast Japan. *Sundai Shigaku (Sundai Historical Review)*, **123**, 29–48. (in Japanese with English abstract)]
- 佐々木明彦・荻谷愛彦 (2000): 三国山地平標山の亜高山帯に分布する泥炭質土層の生成開始期. 季刊地理学, **52**, 283–294. [Sasaki, A. and Kariya, Y. (2000): Initiation age of a peaty soil layer in the subalpine zone of Mount Tairappyo, the Mikuni Mountains, central Japan. *Quarterly Journal of Geography*, **52**, 283–294. (in Japanese with English abstract)]
- 澤口晋一 (1995): スピッツベルゲンの周氷河性岩屑斜面における斜面物質の移動速度とプロセス. 地学雑誌, **104**, 874–894. [Sawaguchi, S. (1995): Rates and processes of mass movement on periglacial rubble slopes in Spitsbergen. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **104**, 874–894. (in Japanese with English abstract)]
- 静岡県 (1994): 50,000 分の 1 土地分類基本調査 (赤石岳・身延・大河原・鵜沢). 63p. [Shizuoka Prefecture (1994): 1:50000 *Fundamental Land Classification Survey (Akaishi-dake, Minobu, Ogawara, Kajikazawa)*. 63p. (in Japanese)\*]
- 下川和夫 (1988): 多雪景観の分布からみた東北日本の自然領域区分. 札幌大学女子短期大学部紀要, **12**, 61–82. [Shimokawa, K. (1988): Natural regions of northeast Japan as formed by the effect of snow on landform and vegetation. *Sapporo University Women's Junior College Journal*, **12**, 61–82. (in Japanese)]
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993): Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215–230.
- 須貝俊彦 (1990): 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, **63A**, 793–813. [Sugai, T. (1990): The origin and geomorphic characteristics of the erosional low-relief surfaces in the Akaishi Mountains and the southern part of the Mikawa plateau, central Japan. *Geographical Review of Japan*, **63A**, 793–813. (in Japanese with English abstract)]
- 菅沢雄大・増沢武弘 (2012): 南アルプス南部, ダマシ平南西斜面における周氷河性平滑斜面の発達史と植物群落. 日本地理学会発表要旨集, **81**, 163. [Sugawara, Y. and Masuzawa, T. (2012): Development of periglacial smooth slopes and plant communities on southwest facing slope of Damashidaira, Southern Japanese Alps. *Proceedings of the General Meeting of the Association of Japanese Geographers*, **81**, 163. (in Japanese)]
- 鈴木郁夫 (1975): 赤石山地南部の線状凹地. 式正英編: 日本の氷期の諸問題. 古今書院, 112–123. [Suzuki, I. (1975): The linear depressions on the southern part of Akaishi Range. *Issues Related to the Glacial Age in Japan (Nihon No Hyoki No Shomondai)* edited by Shiki, M., Kokon Shoin, 112–123. (in Japanese)\*]
- 高田将志 (1986): 三国山地主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地. 地理学評論, **59A**, 729–749. [Takada, M. (1986): Fossil periglacial smooth slopes and fossil nivation hollows along the main ridge in the Mikuni Mountains, central Japan. *Geographical Review of Japan*, **59A**, 729–749. (in Japanese with English abstract)]
- Thorn, C.E. (1976): Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1169–1178.
- Thorn, C.E. (1988): Nivation: A geomorphic chimera. *Advances in Periglacial Geomorphology* edited by Clark, M.J., John Wiley, Chichester, England, 3–31.
- 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 III (第3年度). 低温科学, 物理篇, **26**, 215–229. [Wakahama, G., Endo, Y., Yamada, T., Ushiki, H. and Naruse, R. (1968): Studies of firn on Mt. Daisetsu in summer, III. *Low Temperature Science, Ser. A*, **26**, 215–229. (in Japanese with English abstract)]
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, M., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. and Widmann, M. (2008): Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 1791–1828.
- 山中英二 (1983): 飯豊山地の高山湿草地土の <sup>14</sup>C 年代とそれに関連した二・三の問題. 第四紀研究, **21**, 315–321. [Yamanaka, H. (1983): Radiocarbon ages of alpine wet-meadow soil on Mt. Iide. *The Quaternary Research*, **21**, 315–321. (in Japanese)]

\* Title etc. translated by A.S.