

タイトル	大雪山中央部，高根ヶ原周辺の高山帯環境
著者	高橋，伸幸；TAKAHASHI，Nobuyuki
引用	北海学園大学学園論集(144)： 1-35
発行日	2010-06-25

大雪山中央部，高根ヶ原周辺の高山帯環境

高 橋 伸 幸*

Alpine Environment of the Takanegahara Plateau in the Central Daisetsuzan Mountains, Central Hokkaido, Northern Japan

TAKAHASHI NOBUYUKI*

I はじめに

溶岩台地状の形態を呈する北海道中央部の大雪山では，山稜部を中心に高山帯が広がる。ここでは，多様な高山植物が分布し，ウスバキチョウを始めとする高山性昆虫なども生息している。また，高山帯は周氷河地域でもあり，北海平や小泉岳，平ヶ岳南方湿原（パルサ湿原）などでは地温観測やボーリング調査により永久凍土の存在が確認されている（福田・木下 1974；Sone et al. 1988；高橋・曾根 1988）。我国では，富士山（Higuchi and Fujii 1971；藤井・樋口 1972）を除くと，山稜部で永久凍土が報告されているのは大雪山のみである。その他，砂礫地を中心として各種の構造土が分布し（小嶋 1965；1974），我国では他に報告例のない凍結割れ目多角形土の動態も明らかにされている（曾根・高橋 1986）。このように大雪山高山帯は，日本を代表する周氷河地域であるとともに，上記の生物の中には，周北極要素も多く含まれることから，世界の寒冷地域との結びつきも示唆される。その高山帯環境に関しては，主に気温・地温観測により明らかにされてきており（曾根・高橋 1988；曾根・仲山 1992；曾根 1994；高橋 1995a, 1998a, 2000, 2004），パルサ（凍結泥炭丘）の存在とも併せ，世界の周氷河地域に匹敵する気候環境が大

*北海学園大学工学部 〒062-8605 札幌市豊平区旭町 4-1-40

*Faculty of Engineering, Hokkai-Gakuen University, Sapporo 062-8605, Japan.

雪山高山帯には存在することが明らかになってきている。本稿では、これらの先行研究成果に加え未発表データやその後の観測データを用い、大雪山中央部に位置する高根ヶ原周辺の高山帯環境を多面的に論じる。

II 高根ヶ原周辺の地質・地形概要

高根ヶ原は、4ステージ(第Ⅰ～Ⅳ期)に分けられる大雪山の火山形成史のうち、第Ⅰ期(鮮新世末～更新世初期)に噴出した大雪火山群の土台を成す複数の平坦面熔岩により構成されている(国府谷ほか 1966, 1968)。また、大雪山北部の御鉢平カルデラが給源とみられるスコリア質のテフラが、主に高根ヶ原北半部を覆っている。その他、樽前 a (Ta-a) 火山灰、駒ヶ岳 c2 (Ko-c2) 火山灰、白頭山苦小牧 (B-Tm) 火山灰などの分布が確認されている(中村ほか 1999)。

地形的には、白雲岳(標高 2230 m)から平ヶ岳(標高 1752 m)へ南北に連なる主稜線を東縁として、西へゆるく傾く小起伏の台地状態を呈している(図1, 写真1)。標高は1500～1900 m 前後であり、主稜線上の最低鞍部は標高 1714 m である。高根ヶ原の東側には、比較的新しい時期(数百～数千年前)に形成されたと考えられる地すべり地が広がり(高橋 1983)、東縁はその滑落崖のため急傾斜を呈している。一方、緩やかに標高を減じる西向き斜面は、急崖をもって忠別川の支流であるユウセツ沢川に面している。主稜線は平ヶ岳を越えてさらに南へと連なり、ほぼ直線的に忠別岳まで続く。その間に2箇所の鞍部があり、それぞれに湿原が分布し、泥炭層が形成されている。そのうち平ヶ岳の南側鞍部の湿原(以下、パルサ湿原)には不連続永久凍土帯の指標であるパルサが形成されている(高橋・曾根 1988)。また、裸地を中心に各種の構造土が分布している(後述)。その他、高根ヶ原上には径数メートル前後の巨礫が散在していたり、堆積物からなる長さ数百メートル程度の緩やかな堤防状の地形やティル状の堆積物が認められたりすることから、高根ヶ原周辺における過去の氷河作用が示唆される。しかし、その詳細については、今後の調査・検討が必要である。

III 高根ヶ原周辺の植生概要

植生は、高山帯を特徴付ける重要な要素であり、地形条件や気候条件によりその種類や分布が支配される。その一方で、植生条件は、地温の制限要因として働くこともあり、凍結・融解作用によって特徴付けられる周氷河現象の出現や分布を左右することにもなる。

高山帯の下限である森林限界高度は、高根ヶ原周辺の東斜面では標高 1500 m 前後、西斜面では標高 1600 m 前後にあり、東斜面でその高度はやや低くなっている。

ところで、森林限界の位置は、世界的にみると気温条件(温量指数)と高い相関をもっており、温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ で示される線にほぼ一致する(吉良 1948, 1949)。しかし、わが国の場合、森林限界(高山帯下限)高度は、必ずしも世界的に示された温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ と一致しているわけではなく、山頂効果の影響を受け、実際の森林限界は、より下方へ押し下げられている場合があ

大雪山中央部，高根ヶ原周辺の高山帯環境（高橋伸幸）

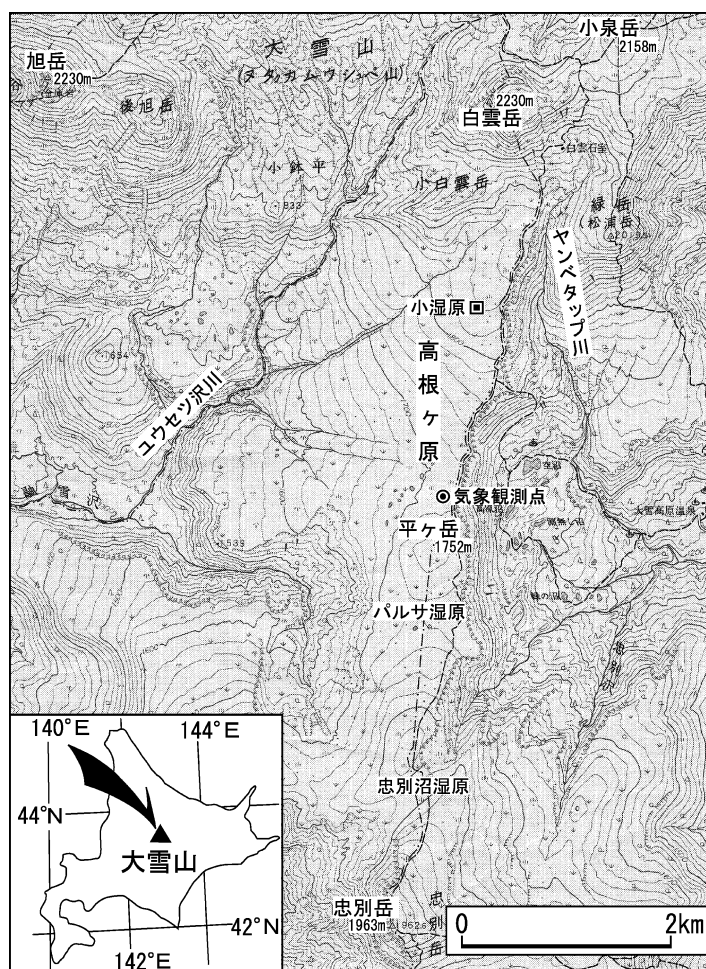


図1 調査地域周辺の地形
国土地理院発行5万分の1地形図「旭岳」による。



写真1 南側から見た高根ヶ原

ハイマツ群落が優占し，その中に砂礫地・草地，チシマザサ群落，湿地が散在する。
中央奥は白雲岳，手前灰色部分はパルサ湿原。

る(高橋 1998b; 高橋・長谷川 2003)。大雪山北東部の斜面上では、現在の森林限界は標高 1700 m 付近に位置するが、温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度は、標高 1823 m と推定されている(高橋 1998b)。高根ヶ原付近の東斜面上でも同様の傾向が認められ(気温については後述)、実際の森林限界高度(標高約 1500 m)と温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の推定高度(標高 1658 m)との間には、150 m 程度の差がある(高橋 1998b)。このように実際の森林限界(高山帯下限)高度は、温量指数からみた高度よりも低位に位置していることから、その分、高山帯の面積が拡大している。

高根ヶ原の植生に関しては、伊藤・佐藤(1981)、佐藤(1988)、佐藤(2007)などに記載があり、伊藤・佐藤(1981)では、高根ヶ原周辺の植生を高山嫌雪低木群落(ハイマツ・コケモモ群集)、高山雪田群落、高山風衝地矮性低木群落と高山岩礫地草本群落の複合体、チシマザサ群落お

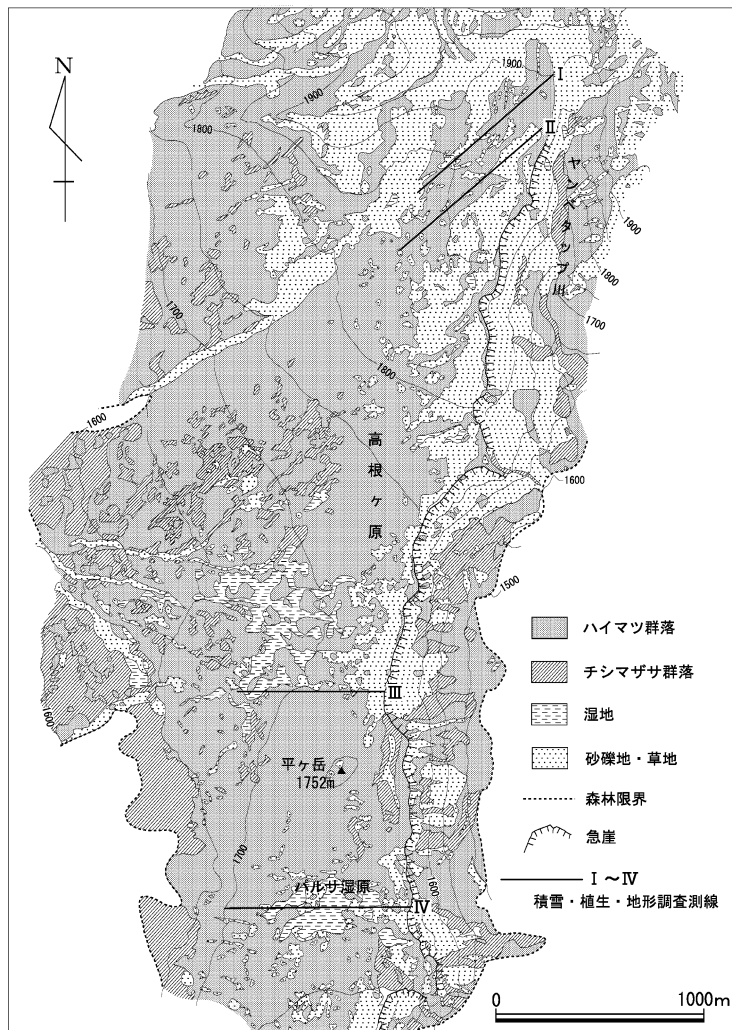


図2 高根ヶ原周辺の植生概要

よび高層湿原に区分している。本研究では，空中写真から高根ヶ原周辺の植生を判読し，ハイマツ群落，チシマザサ群落，湿地，砂礫地・草地に区分した（図2）。ハイマツ群落の中にはミヤマハンノキやウラジロナナカマドなどの低木群落が，また，砂礫地・草地の中には風衝砂礫地，残雪砂礫地，高山風衝地矮性低木群落，高山雪田群落が含まれる。

一般に日本の高山帯は，主にハイマツ群落によって特徴付けられるが，高根ヶ原周辺の高山帯でも，ハイマツ群落が優占しており，その中に砂礫地・草地や湿地，チシマザサ群落が散在している（写真1）。砂礫地・草地は，高根ヶ原東縁の急崖沿いと北部の標高 1750 m 付近から上方の斜面を中心に分布している。このうち急崖沿いの稜線上や北部斜面上に分布する砂礫地・草地は，主として冬季卓越風の風衝地に形成されたものであり，一方，急崖東側の斜面上のものは，冬季卓越風の風背地となる残雪斜面に分布している（風については後述）。湿地は，平ヶ岳の北西側や南側など地形的に緩やかな鞍部となる斜面を中心に分布している。このうち平ヶ岳南側のパルサ湿原では，周北極要素であるコヌマスゲ（佐藤・高橋 1994）とヤナギゴケ科の蘚類 *Loeskypnum badium* (Hartm.) Paul (Kanda and Sato 1994) が日本新産種として報告されている。チシマザサ群落は，高根ヶ原西半部の森林限界沿いから凹型の横断形をもつ緩斜面上に分布し，急崖東側では，砂礫地・草地の下部を縁取るように分布している。

IV 高根ヶ原における気候環境

高根ヶ原最低鞍部の西斜面上，標高 1710 m 地点に設置した気象観測点において，気温を中心に地温，風向・風速，降水量の観測を行った（図1，写真2）。観測点周辺では，イワウメやウラシマツツジ，クロマメノキなどからなる風衝地矮性低木群落が優占し，冬季でもほとんど積雪はみ

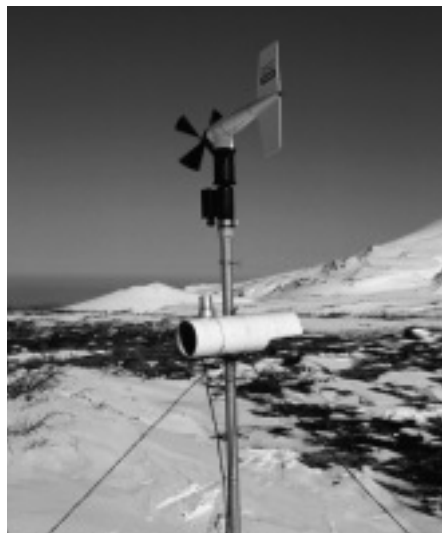


写真2 高根ヶ原観測点の気象観測機器

られない。また、標高1840 mの小湿原(図1)付近の風衝地とその周辺の植物群落内において、10 cm深の地温観測を行った。さらに、サーミスター温度計を用いた移動観測により、秋季の地温観測を行った。これらの観測結果については、それぞれ高橋(1995a, 1995b, 1998a, 2000, 2004)で既に公表しているが、本稿ではその後の観測結果なども含めて、総合的に高根ヶ原周辺の気候環境を論ずる。

1. 気温

気温観測に際しては、地上150 cmにサーミスター温度センサーを設置し、直達日射の影響を避けるため自然通風が十分に可能な塩化ビニル製パイプ(外装は白色)でセンサーを覆った。さらに、ケーブルでセンサーとKADEC-U型自動記録計(コーナシステム)とを接続し、60分間隔で毎正時に気温の測定と記録を行った。

表1には、1998年～2009年の高根ヶ原観測点における気温状況を示した。ただし、1998年1月～6月、2006年8月～2007年8月および2009年9月～12月の期間の値は、欠測あるいはデータ未回収のため含まれていない。これらの期間を除く観測期間中の気温概要は次の通りである。年平均気温は、 -2.2°C であった。最暖月(8月)および最寒月(2月)の平均気温は、それぞれ 12.7°C 、 -15.8°C であり、その結果、気温年較差は 28.5°C となる。また、観測期間中の最高気温は 25.4°C (1999年8月11日、2000年8月1日)、最低気温は -27.2°C (2001年1月14日)であった。気温日較差は、4～6月($8.0\sim 8.3^{\circ}\text{C}$)が相対的に大きく、11～12月($5.7\sim 5.8^{\circ}\text{C}$)が相対的に小さい。観測期間を通して月最高気温が 0°C を上回らなかったのは1月のみであり、一方、月最低気温が 0°C を下回らなかったのは7月と8月だけである。ただし、日平均気温をみると、 0°C を上回らなかったのは1月と2月のみであり、 0°C を下回らなかったのは7月と8月のみである。日最高気温と日最低気温が 0°C を挟んで出現する凍結・融解日の月平均出現日数は、4月(13.3日)、5月(13.9日)、10月(16.9日)に顕著であり、年平均出現日数は60.6日であった。凍結指数と融解指数の年平均値は、それぞれ $2170.9^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$ 、 $1405.6^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$ であった。また、月平

表1 高根ヶ原における気温状況(1998年～2009年)

1998～2009年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
平均気温($^{\circ}\text{C}$)	-15.7	-15.8	-11.7	-4.2	2.8	8.1	12.1	12.7	7.4	0.2	-7.5	-14.2	-2.2
日最高気温平均値($^{\circ}\text{C}$)	-12.3	-12.0	-7.4	0.1	7.1	12.4	15.8	16.8	11.4	3.6	-4.6	-11.3	1.6
日最低気温平均値($^{\circ}\text{C}$)	-18.8	-19.0	-15.4	-8.2	-0.9	4.3	8.9	9.2	3.8	-2.9	-10.4	-17.0	-5.5
気温日較差平均値($^{\circ}\text{C}$)	6.4	7.0	7.9	8.3	8.0	8.0	6.9	7.6	7.7	6.5	5.8	5.7	7.2
最高気温極値($^{\circ}\text{C}$)	-2.1	0.5	6.0	15.4	20.0	22.4	23.4	25.4	22.2	14.4	8.2	0.5	25.4
最低気温極値($^{\circ}\text{C}$)	-27.2	-26.0	-25.6	-17.8	-10.6	-2.5	2.9	1.0	-5.9	-11.7	-20.3	-24.1	-27.2
日平均気温が 0°C を超える日数	0.0	0.0	0.1	5.2	23.7	29.6	31.0	31.0	28.6	17.1	2.3	0.0	168.6
日平均気温が 0°C 以下の日数	31.0	28.2	30.9	24.8	7.3	0.4	0.0	0.0	0.9	13.9	27.8	31.0	196.2
凍結融解日数	0.0	0.2	3.0	13.3	13.9	3.1	0.0	0.0	4.5	16.9	5.4	0.3	60.6
凍結指数($^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$)	486.9	445.3	362.3	140.2	16.8	0.3	0.0	0.0	1.7	48.3	228.7	440.4	2170.9
融解指数($^{\circ}\text{C}\cdot\text{days}$)	0.0	0.0	0.2	14.6	103.8	240.8	373.2	395.4	220.2	53.0	4.5	0.0	1405.6

均気温が5℃以上の月（6月～9月）の値に基づいて算出される温量指数は，20.3℃・月となる。

2. 地温

(1) 気象観測点における地温

気温観測と同様のセンサー，記録計を用い，5 cm 深，50 cm 深，100 cm 深，200 cm 深の地温観測を行った。観測期間は，1996 年 5 月 20 日～1997 年 9 月 11 日であるが，5 cm 深の地温に関しては，センサーと記録計との不具合のため，記録が得られたのは 1997 年 7 月 14 日～9 月 11 日の期間のみである。

図 3 に示した地温推移を見ると，50 cm 以深では地温の日変化はほとんど認められず，地温日較

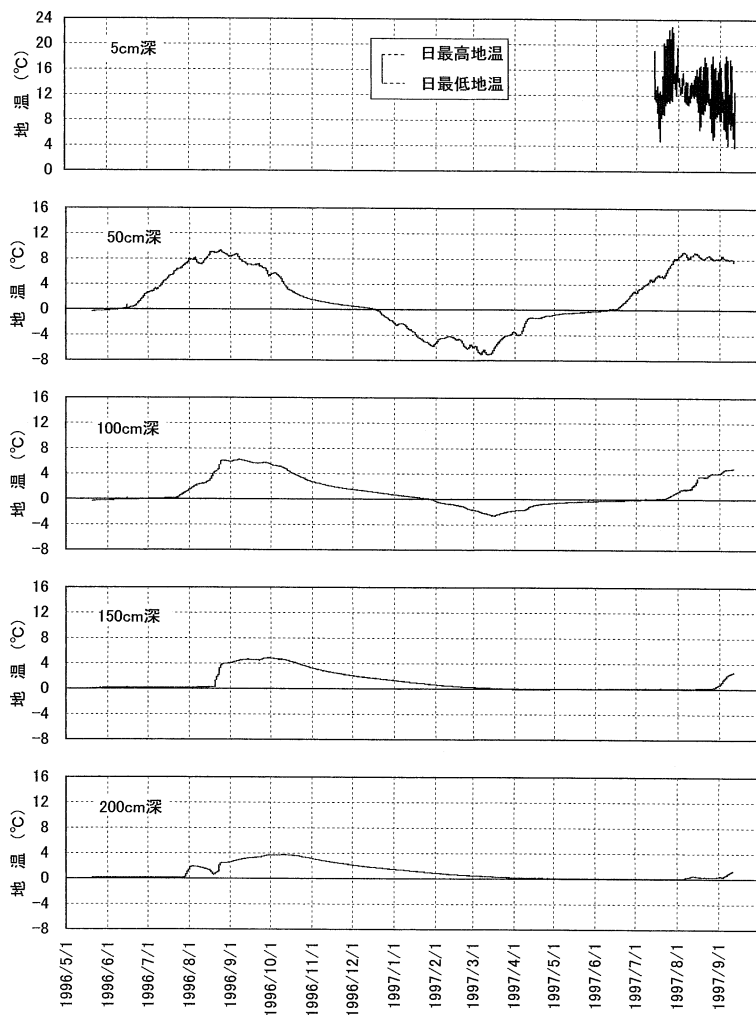


図3 高根ヶ原観測点における地温推移（1996 年 5 月 20 日～1997 年 9 月 11 日）

差の最大値は、それぞれ 0.6°C (50 cm 深), 0.7°C (100 cm 深), 1.1°C (150 cm 深), 1.0°C (200 cm 深) であった。一方、短期間の観測値ではあるが、5 cm 深では顕著な日変化が生じており、地温日較差の最大値は 13.5°C であった。

地温年較差 (日最高地温の最大値と日最低地温の最小値との差) は、深さに伴って小さくなり、50 cm 深で 16.5°C (最大値: 9.4°C , 最小値: -7.1°C), 100 cm 深で 8.9°C (最大値: 6.3°C , 最小値: -2.6°C), 150 cm 深で 5.0°C (最大値: 4.9°C , 最小値: -0.1°C), 200 cm 深で 3.8°C (最大値: 3.9°C , 最小値: 0°C) である。

地温日変化がほとんどみられない 50 cm 以深では、明瞭な日周期性の凍結融解は認められず、50 cm 深と 100 cm 深において年周期性の凍結融解が出現するのみである。150 cm 深と 200 cm 深では、それぞれ 1996 年 8 月中旬～1997 年 2 月下旬と 1996 年 7 月下旬～1997 年 3 月下旬の顕著な融解期を除くと、地温が 0°C 付近で推移するゼロカーテン状態が長期間にわたって継続し、50 cm 深や 100 cm 深でみられた 0°C を下回る明らかな凍結状態は生じていない。したがって、観測期間中の最大凍結深は 200 cm 程度と推定される。

(2) 小湿原付近における地温

標高 1840 m に位置する小湿原付近の風衝地とその周辺の植物群落内では、白金測温抵抗体温感度センサー (Pt 100 Ω) および自動記録計 (KADEC-U 6: コーナシステム) を用いて、1998 年 8 月～1999 年 7 月の 10 cm 深の地温観測を行った (高橋 2000)。

図 4 には風衝砂礫地、風衝地矮性低木群落、ハイマツ群落における 10 cm 深の地温推移を示した。風衝砂礫地と風衝地矮性低木群落では同様の地温推移がみられ、夏季には 15°C を超える地温が、冬季には -15°C を下回る地温が記録された。また、融解期と凍結期において顕著な日変化が認められる一方、1998 年 10 月中旬～12 月上旬の凍結移行期と 1999 年 4 月中旬～5 月下旬の融解移行期には、ほとんど日変化がみられない。前者の原因としては一時的な積雪による断熱作用の可能性が考えられるが、後者に関しては、凍土と融解水とが共存するゼロカーテン状態であることは明らかである。ハイマツ群落では、融解期に日変化が認められるが、上記 2 地点に比べると、日較差は小さい。これは、ハイマツ群落の林冠部およびリター層による気温の緩和作用や断熱作用のためと考えられる (高橋・佐藤 1996)。一方、1998 年 10 月中旬～1999 年 6 月中旬の期間は、日変化がほとんどみられない。1999 年 4 月中旬以降の約 2 ヶ月間は、他の 2 地点同様にゼロカーテン状態とみられるが、1998 年 10 月中旬～1999 年 4 月中旬の期間に関しては、冬季の恒常的な積雪による断熱作用の影響と考えられる。ハイマツ群落の高さから、この地点における積雪深は 1 m 前後と推定される。

(3) 移動観測による地温

1993 年秋季 (9 月 12 日～14 日, 22 日) に、高根ヶ原を中心とした合計 29 地点でサーミスター

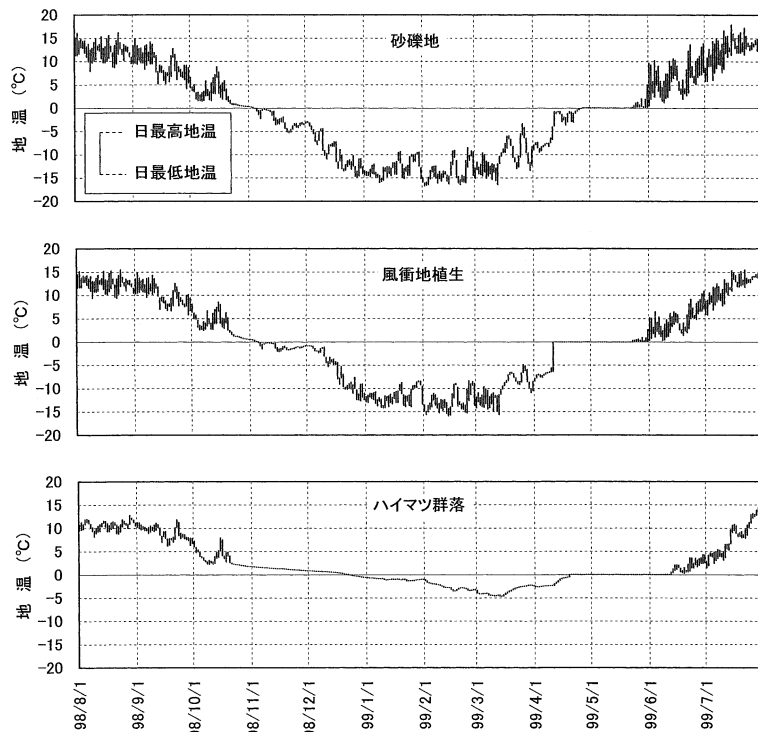


図4 小湿原付近の風衝砂礫地，風衝地矮性低木群落，ハイマツ群落における 10 cm 深の地温推移（1998 年 8 月～1999 年 7 月）

温度計を用いた地温測定を実施した(高橋 1995b)。図5には，このうち高根ヶ原上に位置する 14 観測地点を示した。このうち風衝砂礫地が 6 地点，風衝地矮性低木群落が 2 地点，ハイマツ群落 が 1 地点，チシマザサ群落が 1 地点，地衣類被覆地が 4 地点である。これらのすべての地点にお いて 50 cm 深の地温を測定した。さらに，それぞれの地点の状況に応じて，60 cm 深（2 地点）， 70 cm 深（2 地点），80 cm 深（2 地点），100 cm 深（7 地点）の地温を測定した。

各測定地点の植生と表層物質の状況および地温測定結果を表2に示した。50 cm 深の地温をみ ると，厚さ 20 cm を超える腐植層を伴ったハイマツ群落内の地点 10 (1.7°C) および地衣類被覆地 のうち表層堆積物として厚さ 50 cm 前後の泥炭層を持つ地点 6 (1.1°C) と地点 7 (1.3°C) にお いて相対的に低い地温が記録された。しかし，同じ地衣類被覆地でも地点 3 では 6.6°C，泥炭層を 伴わない地点 11 では 4.5°Cにとどまった。一方，チシマザサ群落内の地点 14 (7.8°C) や風衝地 矮性低木群落内の地点 13 (9.4°C) では相対的に高い地温が記録された。50 cm を超える深さでは， 地衣類被覆地における地点 7 の 60 cm 深で 0.3°C，地点 6 の 70 cm 深で 0.1°C，またハイマツ群落 内の地点 10 において 100 cm 深で 0.2°Cまで地温が低下していた。さらに，50 cm 深では 4.5°Cで あった地衣類被覆地の地点 11 において 100 cm 深の地温が 1.2°Cまで低下していた。

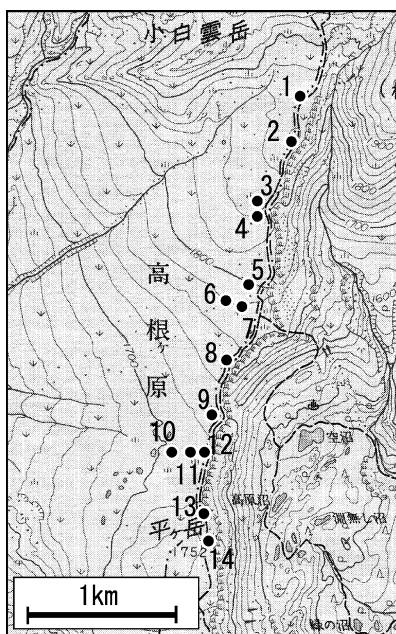


図5 地温の移動観測地点
図中の数字は表2中の地点番号に対応。
5万分の1地形図「旭岳」による。

表2 秋季の高根ヶ原における地温の移動観測結果

地点番号	植 生	表層堆積物 (層厚) (上位から順に記載)	地温 (°C)				
			50 cm 深	60 cm 深	70 cm 深	80 cm 深	100 cm 深
1	風衝砂礫地	砂礫 (60 cm 以上)	3.7	3.6	—	—	—
2	風衝砂礫地	砂礫 (60 cm 以上)	4.9	—	—	—	—
3	地衣類	泥炭 (65 cm), 砂礫質シルト (35 cm 以上)	6.6	—	—	—	6.4
4	風衝砂礫地	砂礫 (100 cm 以上)	3.7	—	—	—	3.2
5	風衝砂礫地	砂礫 (100 cm 以上)	4.6	—	—	—	3.6
6	地衣類	泥炭 (50 cm), 砂礫 (30 cm 以上)	1.1	—	0.1	0.1	—
7	地衣類	泥炭 (50 cm), 砂礫 (15 cm 以上)	1.3	0.3	—	—	—
8	風衝地矮性低木群落	腐植 (20 cm), シルト (15 cm), 砂礫質シルト (60 cm 以上)	6.0	—	—	4.9	—
9	風衝砂礫地	砂礫質シルト (100 cm 以上)	6.2	—	—	—	3.0
10	ハイマツ群落	腐植 (25 cm), 腐植質砂礫 (20 cm), 砂礫質シルト (55 cm 以上)	1.7	—	—	—	0.2
11	地衣類	腐植 (10 cm), 腐植質シルト (20 cm), 砂礫質シルト (70 cm 以上)	4.5	—	—	—	1.2
12	風衝砂礫地	砂礫質シルト (100 cm 以上)	6.1	—	—	—	3.4
13	風衝地矮性低木群落	腐植 (10 cm), 腐植質シルト (20 cm), 砂礫質シルト (50 cm 以上)	9.4	—	9.0	—	—
14	チシマザサ群落	腐植 (20 cm), 腐植質シルト (20 cm), 砂礫質シルト (20 cm 以上)	7.8	7.5	—	—	—

地点番号は図5中の数字に対応。
高橋 (1995b) を改変。

3. 風向・風速

風向・風速の観測地点は，気温・地温観測地点と同地点である。観測に際しては，地上2mに設置したKDC-S4風車型風向風速計（コーナシステム）を，ケーブルでKADEC-UN型自動記録計（コーナシステム）と接続し，60分間隔で毎正時に平均風向，平均風速および瞬間最大風速とその風向を記録した。ここで，平均風向は，正時10分前から正時までの単位ベクトルを平均したもの，平均風速は，正時10分前から正時までの算術平均したもの，瞬間最大風速とその風向は，正時60分間の最大値とその風向である。なお，高根ヶ原における風向・風速観測は，1995年8月4日～10月23日および1996年9月26日～1997年9月11日の期間（それぞれ欠測期間を含む）に行った。

図6に観測期間中の風向別出現割合を16方位別に示した。これによると，最卓越風向は西北西（43%）であり，次いで西（31.2%）である。他の風向別出現割合は，いずれも4%未満であり，高根ヶ原では西北西～西風が，ほぼ年間を通じて卓越している。次に暖候期（4月～9月）と寒候期（10月～3月）に分けたそれぞれの風向を図7に示した。暖候期においては，西～西北西風が70.5%の割合で卓越するものの，東風を中心とした東北東～東南東風も13.6%の割合で出現している。一方，寒候期には，西北西風の卓越がより顕著となり，その割合は55.4%になる。西風を併せると，その割合は78.7%に達する。

1995年8月5日～10月23日と1996年9月22日～1997年9月7日の観測期間中の日平均風速の最大値は，1997年3月31日に記録された22.8 m/sであり，次いで同4月1日に記録された21.3 m/sである。また，瞬間最大風速の最大値は，1996年12月6日に記録された37.7 m/sである。

図8に月平均風速を示した。最大値は，1997年2月の12.3 m/sであり，次いで同3月の11.5

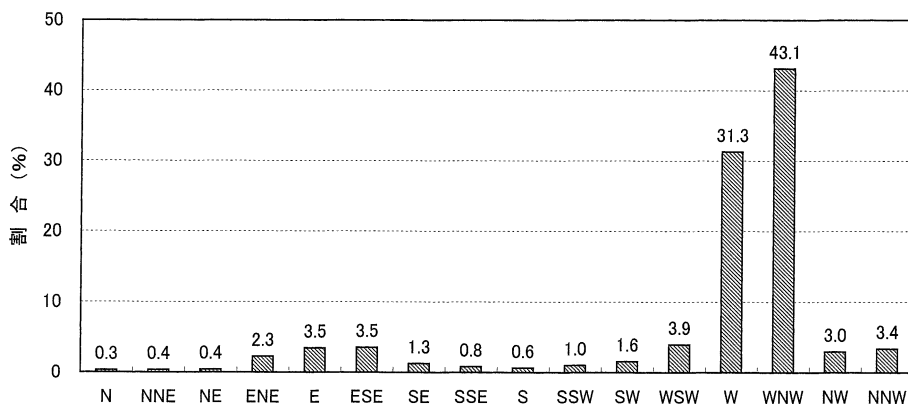


図6 高根ヶ原観測点における風向別割合（1995年8月4日～10月23日，1996年9月26日～1997年9月11日）
1996年11月24日～12月5日，1997年1月30日～2月24日および4月24日～5月25日は欠測期間

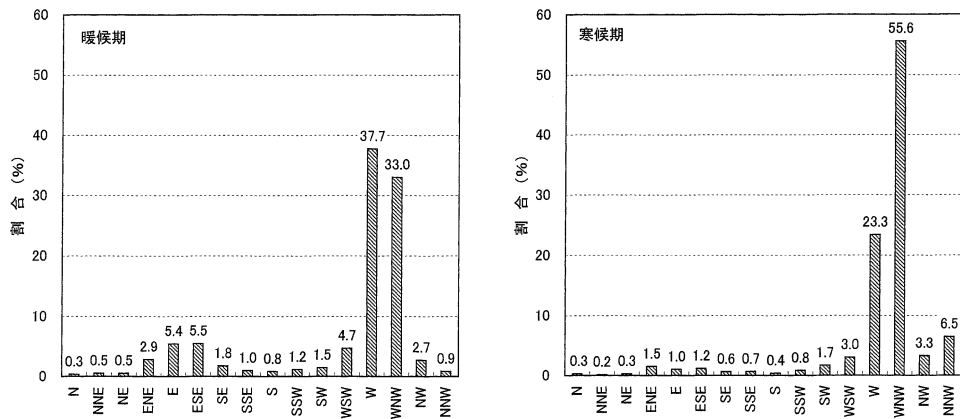


図7 暖候期(1995年8月～9月, 1996年9月, 1997年4月～9月)と寒候期(1995年10月, 1996年10月～1997年3月)における風向別出現割合
1996年11月24日～12月5日, 1997年1月30日～2月24日および4月24日～5月25日は欠測期間

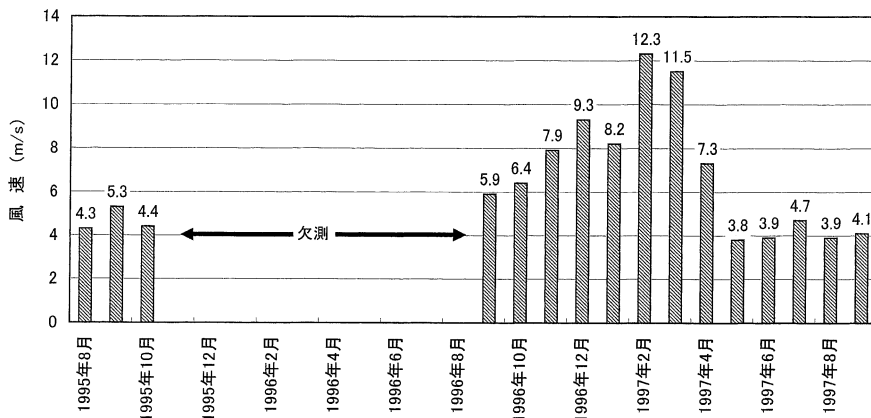


図8 高根ヶ原観測点における月平均風速(1995年8月4日～10月23日, 1996年9月26日～1997年9月11日)
1996年11月24日～12月5日, 1997年1月30日～2月24日および4月24日～5月25日は欠測期間

m/sである。平均風速が10 m/sを超えたのは、この2ヶ月のみであった。寒候期・暖候期別にみると、8日間の欠測があった1995年10月を除く1996年10月～1997年3月の寒候期には、いずれの月でも平均風速は6 m/sを超えていた。一方、1995年8月～9月, 1996年9月, 1997年4月～9月の暖候期には、1995年9月(5.3 m/s)と1997年4月(7.3 m/s)を除くと、他の月の平均風速は、いずれも4 m/s前後であった。日本建設機械化協会(1977)によると、地吹雪が発生する風速は、4～7 m/sと考えられており、高根ヶ原における寒候期の風速(月平均風速6 m/s)は、地吹雪の発生には十分な風速である。したがって、冬季の風は、後述する積雪分布と積雪量の支配要因として大きな役割を果たしている。

4. 降水量

水分をもたらす降水は，動植物の生息・生育にとって重要な因子であるが，地形形成においても外的営力として直接的にも間接的にも作用する。また，雨水が地中に浸透する際には，溶存物質を運搬すると同時に，熱の伝達にも寄与しており，とくに暖候期の降雨は，地温上昇を促す可能性がある。一方，降雪としてもたらされる場合には，積雪として地表面に貯留されるため，その積雪状況によって，植生や地形，地温へ様々な影響が生じる。さらに，残雪から供給される融雪水は，植生分布や地形形成などに影響を及ぼすことになる。

高根ヶ原での降水量観測では，転倒ます型雨量計(No.34-T：大田計器製作所)を用いて測定し，KADEC-UP 型自動記録計（コーナシステム）に 60 分ごとの積算降水量を記録した。なお，観測記録は，1997 年 7 月 13 日～9 月 15 日の期間のものが得られているのみで，気候環境を論ずるにはきわめて不十分である。また，観測期間の時期を考えた場合，降水の大部分は降雨としてもたらされたとみられる。なお，降雪量に関するデータは，持ち合わせていないが，積雪については，次節で述べる。

図 9 に観測期間中の時間降水量を示した。この期間中の総降水量は 1047 mm であり，時間降水量の最大値は，1997 年 7 月 15 日に記録された 36 mm である。7 月 28 日～8 月 14 日の期間には断続的に降水が記録され，この期間中の総降水量は 731 mm に達した。

次に，図 10 に高根ヶ原とその北方約 12 km に位置する層雲峡のアメダス地点（標高 540 m）における日降水量を示した。降水の出現時間は，両地点ともほぼ同調しているが，この期間に層雲峡で記録された総降水量は 253 mm であり，高根ヶ原で記録された値の約 4 分の 1 である。一般に，降水量は，低地よりも山地において多くなる（吉野 1986）といわれているが，本観測結果でもその傾向は，顕著に認められる。

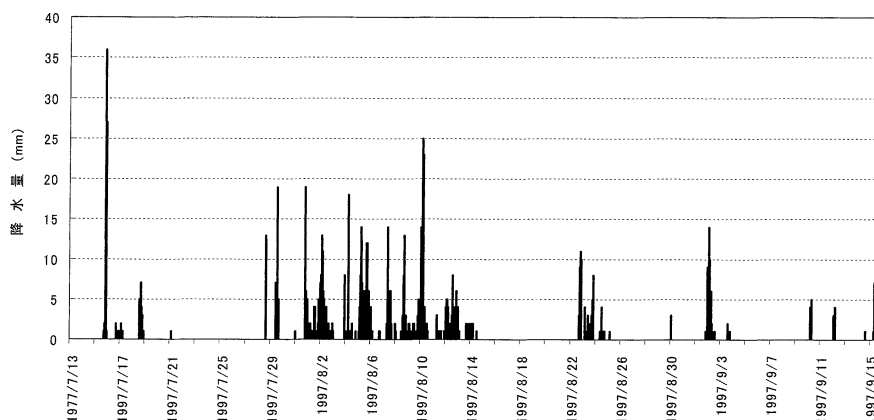


図 9 高根ヶ原観測点における時間降水量（1997 年 7 月 13 日～9 月 15 日）

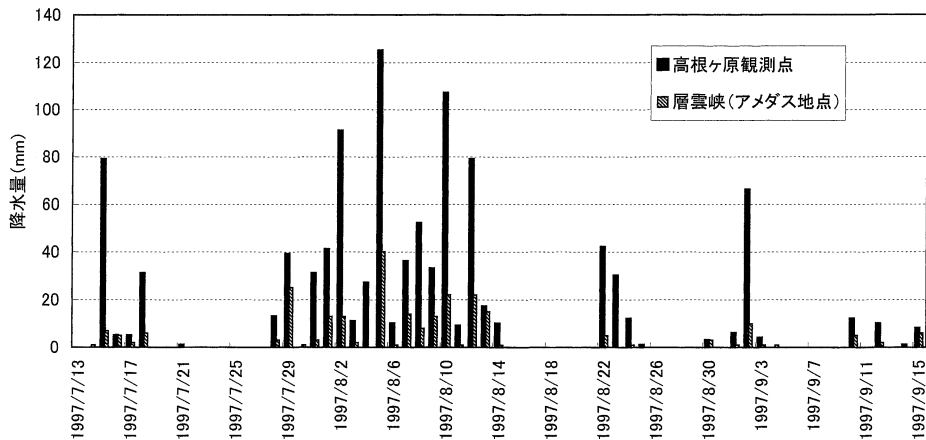


図10 高根ヶ原観測点と層雲峡（アメダス地点）における日降水量（1997年7月13日～9月15日）

V 高山帯の積雪状況

日本特有の山岳景観を作り出す上で、積雪は極めて重要な役割を果たしている。とくに高山帯では、卓越風向と地形条件とにより不均一な積雪分布がもたらされ、その積雪状況が、高山帯の自然環境に多様性を生み出す。したがって、本稿では、とくに一つの節として“積雪”を取り上げ、地形や植生との関係にも言及する。

冬季には一般に西寄りの季節風が卓越するため、積雪量は風上（風衝）側の西向き斜面で少なく、風下（風背）側の東向き斜面で多くなる。本研究地域である高根ヶ原では、既述のように西北西風が卓越し、南北に伸びる主稜線の方角性とも相まって、東西両斜面における積雪量の非対称性は極めて顕著である。風背側となる東縁の東向き急斜面上には大量の積雪がもたらされる一方、風衝側の西向き緩斜面上では、相対的に積雪量は少なく、とくに主稜線沿いではほとんど積雪がみられない場所もある(写真3)。冬期間を通した積雪量は、風背側の東向き斜面上では時間とともに増加するが、風衝側の西向き斜面上では一定量に達した後は、その量がほぼ維持されると考えられる。そして、冬季の積雪量の差異は、春季以降の消雪時期（残雪期間）の違いをもたらすことになる。このような積雪環境の違いは、それぞれの斜面における特徴的な植生分布や地形形成を生み出す大きな要因と考えられる。

本研究では、高根ヶ原およびその南側のパルサ湿原において、ほぼ東西方向に長さ約730～950mの4本の測線を設け(図2)、積雪深の測定を行なった(図11, 12)。いずれの測線も主稜線から南西方向あるいは西方向に設定した。積雪深の測定は、測深棒を用いて各測線沿いに約50m間隔で行った。50mごとの各地点では、半径5m以内の5箇所で積雪深を測定し、その平均値を各点の積雪深とした。なお、積雪深調査は、1989年3月と1990年5月に行ったものであるが、既述のように、日本の高山帯における積雪量は、風の条件と地形条件との影響を強く受けるとみられ

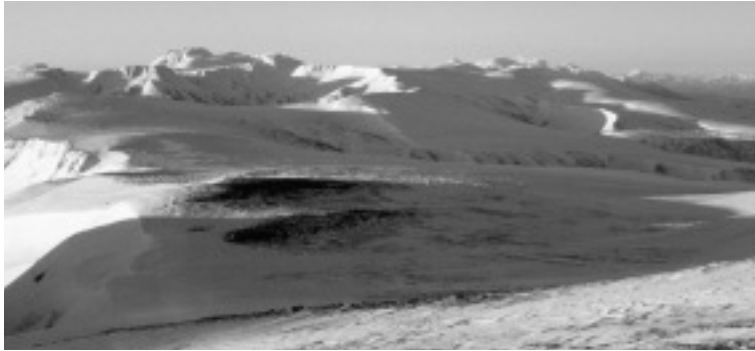


写真3 北側から見た冬季の高根ヶ原周辺（1989年2月11日）

るため，降雪量の年変動に対し，積雪量の年変動は少ないと考えられる。したがって，ここで示す積雪量は，約20年前に行った調査の結果であるが，現在の高山帯の自然環境を検討する上でも有効であると考えられる。調査測線沿いには，夏季に地形断面測量および植生調査も行った。

1. 積雪深調査

(1) 測線沿いの地形断面と植生

測線Ⅰは，高根ヶ原北部の北東－南西方向に延びる浅い谷の中に位置し，水平距離は920 mに達する。測線沿いの地形縦断面形は，北東から南西に向かい，頂部b地点を含むa－c地点間は全体的に緩やかな凸型を呈し，c－d地点間は逆に緩やかな凹型を呈する。d－e地点間とe－g地点間とはそれぞれ傾斜は異なるものの，いずれも直線型を呈する。b－g地点間の平均傾斜は約2.4%である。測線沿いの植生は，全て高さ100 cm以上のハイマツ群落が優占している。

測線Ⅱは，測線Ⅰの南側の尾根型斜面上に位置し，その方向は，測線Ⅰと同様に北東－南西方向である。水平距離は950 mである。測線沿いの地形縦断面形は，北東から南西に向かい，頂部b地点を含むa－c地点間は凸型を呈する。cおよびd地点付近の傾斜変換点を挟んで，その下方ではe地点まではほぼ直線型を呈する。e－f地点間は緩やかな凸型を呈し，f－g地点間は直線型となる。b－g地点間の平均傾斜は4.2%であるが，c地点付近の急傾斜部では34%に及ぶ。測線沿いの植生は，a地点からb地点にかけてハイマツ群落から風衝地植生，砂礫地へと変化する。ハイマツ群落の高さは，風衝地植生との境界付近では数十 cm であるが，東端のa地点では100 cmを超える。b－c地点間の約250 m区間はほとんど砂礫地であるが，c地点上方の部分的な凹型区間に高さ50 cm以下のハイマツ群落がみられる。c地点付近の急傾斜部に高さ50 cm前後のハイマツ群落が現れ，それに続く緩傾斜部には約40 mにわたってイワウメやミネズオウを主体とする風衝地植生が出現する。それより下方ではハイマツ群落が主体となるが，部分的に風衝地植生が出現する。ハイマツ群落の高さは，c－e地点間では風衝地植生付近で50 cm前後，それ以外の部分では100 cm前後となる。さらに，e地点より下方では，群落高は徐々に増大し，100 cmを超

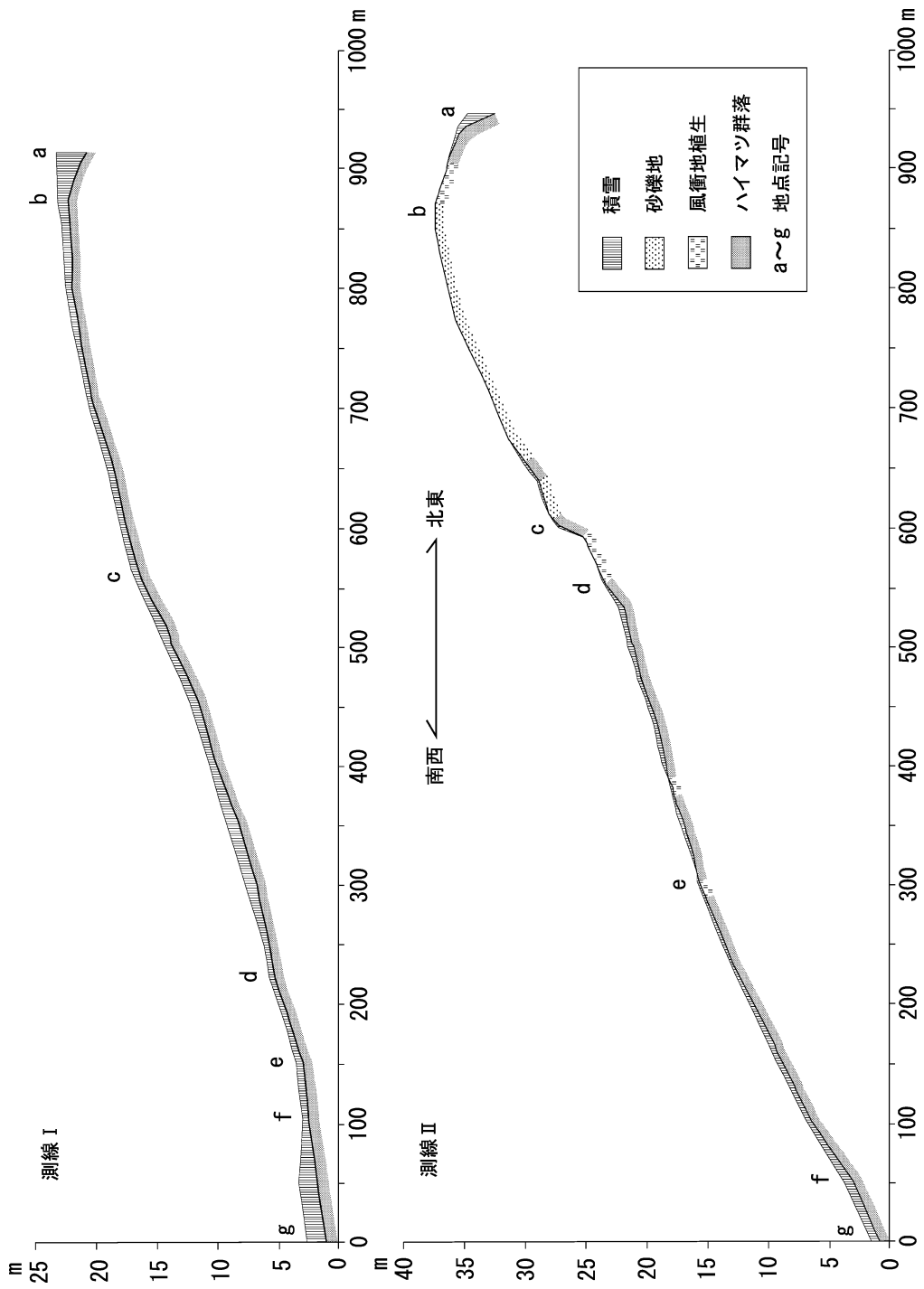


図11 測線 I・II における地形断面、植生、積雪

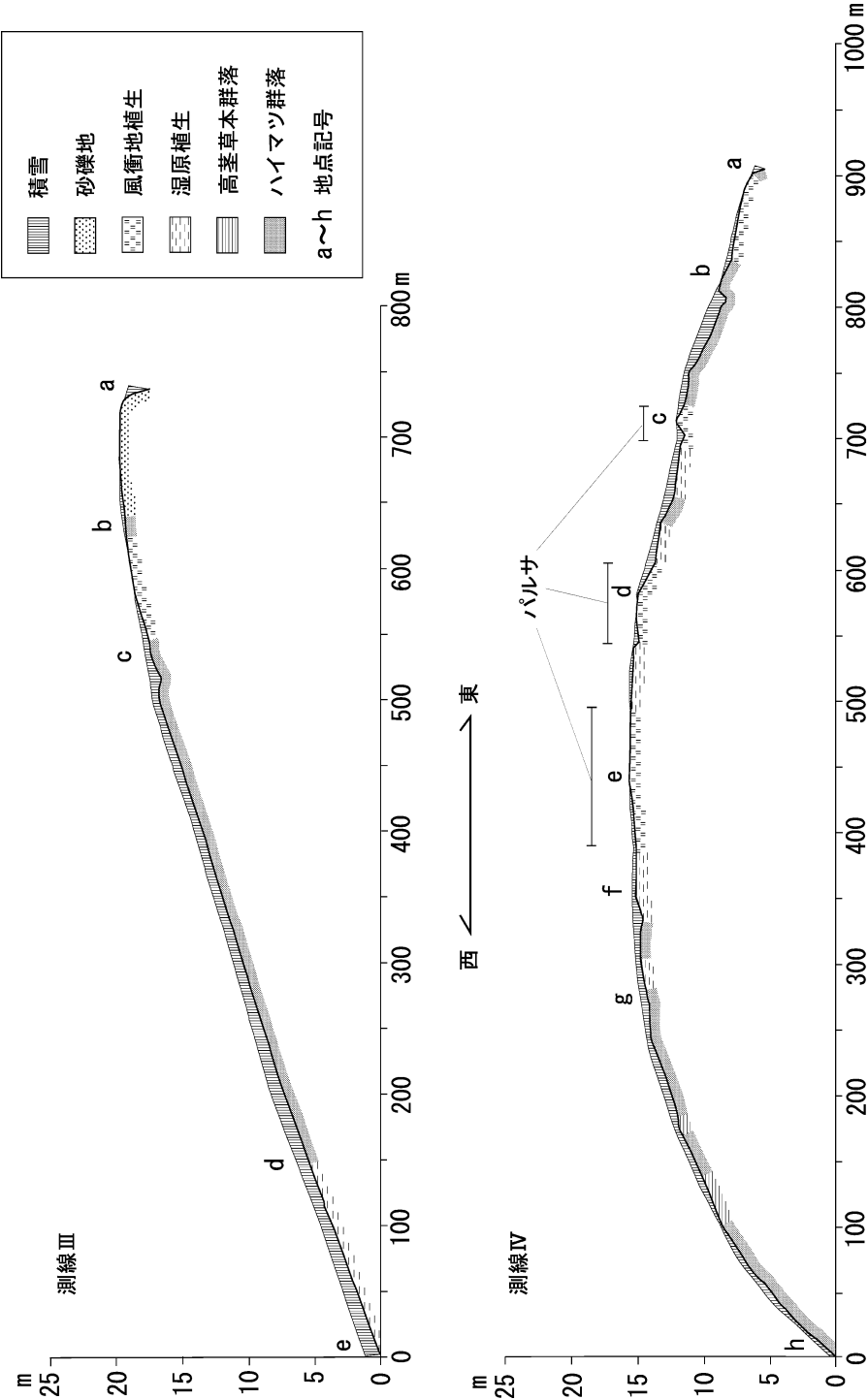


図 12 測線Ⅲ・Ⅳにおける地形断面、植生、積雪

えるようになる。

測線Ⅲは、高根ヶ原最低鞍部を東－西方向に横断するものであり、その水平距離は730 mである。その地形縦断面形は、東端 a 地点の急傾斜部および c 地点付近の凹凸部分を除き、全体として緩やかな凸型を呈している。a 地点付近の頂部から西端 e 地点までの平均傾斜は2.8%である。測線沿いの植生については、a－b 地点間の約100 m 区間にわたって砂礫地が広がり、続く30 m 弱の区間のハイマツ群落（高さ50 cm 前後）を挟んで c 地点までの80 m 区間は風衝地植生が続く。c－d 地点間の約400 m 区間は、風衝地植生との境界付近を除き、すべて高さ100 cm を超えるハイマツ群落によって占められる。d－e 地点間は、草本を主体とする湿原植生となっている。

測線Ⅳは、平ヶ岳南側の鞍部に広がるパルサ湿原を東－西方向に横断し、水平距離910 m に達する。全体的な地形縦断面形は、中央部の e 地点付近を頂部とした凸型を呈するが、頂部の東側（a－e 地点間：平均傾斜2.2%）に比べ西側（e－h 地点間：平均傾斜3.6%）の傾斜がやや大きな非対称形となっている。また、東側の a－d 地点間ではパルサを含め、比高1 m 前後、長さ数十 m 程度の顕著な凹凸が見られるが、西側の f－h 地点間では起伏は小さく、滑らかな凸型を呈している。測線沿いの植生は、東端急崖部のハイマツ群落を除くと a－b 地点間ではクロマメノキやウラシマツツジからなる風衝地植生が優占し、続く b－c 地点間は、高さ100 cm を超えるハイマツ群落により占められる。次の c－g 地点間は、基本的には湿原であるが、パルサ A, B, C の部分のみイワウメやチシマツガザクラからなる風衝地植生と露出した泥炭が優占する。また、c－d 地点間や f－g 地点間には一部ハイマツ群落もみられる。g－h 地点間は、高さ100 cm 前後のハイマツ群落が優占するが、その中に高茎草本群落がパッチ状に出現する。

(2) 積雪深

測線Ⅰでは、北東端の a 地点で積雪深が250 cm を超えるが、頂部の b 地点では100 cm まで減少する。緩やかな凸型斜面である b－c 地点間では50～100 cm でほぼ一定の積雪深を保つが、次の凹型斜面である c－d 地点間では最大積雪深が100 cm を超える。d－f 地点間では再び50～100 cm 前後で推移し、f 地点を過ぎると積雪深は増大して、200 cm 前後に達する。

測線Ⅱでは、やはり北東端の a 地点付近で積雪深が200 cm を超えるが、頂部の b 地点にかけて急減し、c 地点付近までの凸型区間ではほとんど積雪はみられない。部分的に深さ10～50 cm 程度の積雪域がパッチ状に生じている程度である。c－d 地点間でもほとんど積雪はみられない。d 地点から e 地点にかけての積雪深は10～60 cm ほどである。e 地点からは徐々に積雪深が増大し、西端の g 地点では150 cm くらいに達する。

測線Ⅲでは、東端 a 地点付近の急崖部で積雪深が200 cm を超えるが、a－c 地点間においては、ほとんど積雪は認められない。b 地点付近で深さ30 cm 前後の積雪がみられる程度である。c 地点からは、積雪域が連続し、積雪深も徐々に増大する。d 地点付近から e 地点にかけては積雪深が200 cm 前後に達する。

測線Ⅳでは、b-c 地点間，c-d 地点間および f 地点付近で，積雪深が 100 cm を超える場所がみられるが，それ以外の区間では積雪深は 100 cm 以下であり，とくに頂部の d-f 地点間では，積雪深が 50 cm を超えるところは無い。中でも，地点 c，d，e 付近のバルサ頂部では，ほとんど積雪はみられない。また，上記の 3 本の測線では，西側ほど相対的に積雪深が増大し，いずれの測線においても西端の積雪深は 150～200 cm に達しているが，測線Ⅳでは西端の h 付近でも 60～90 cm 程度である。

2. 地形と積雪

改めて 4 本の測線が位置する場所の地形条件をみた場合，測線Ⅰは谷型斜面，測線Ⅱは尾根型斜面，測線ⅢとⅣは鞍部ということになる。ただし，測線ⅢとⅣが位置する鞍部付近の斜面は極めて緩やかなものであり，測線に対する地形横断面形は，ほぼ平坦とみなせる。また，測線Ⅰ～Ⅲでは，その大部分が西向き斜面上に位置するのに対し，測線Ⅳでは，東向き斜面上に位置する区間の割合がおよそ半分である。これらの 4 本の測線における積雪状況を比較した場合，測線全体を通して顕著な積雪がみられるのは，谷型斜面上に位置する測線Ⅰだけであり，頂部の b 地点付近においても 100 cm 以上の積雪がみられる。他の測線では，いずれもそれぞれの地形縦断面で凸型形態を呈する頂部付近を中心にほとんど積雪のみられない部分がある。とくに，測線Ⅰと，それに近接した尾根型斜面上に位置する測線Ⅱとを比較した場合，共に同じ方向性をもつにも関わらず，積雪状況の違いは顕著である。このことは，同じような気象状況下にあっても，谷型斜面と尾根型斜面とでは積雪環境が異なり，谷型斜面においてより多くの積雪がもたらされることを示唆している。高根ヶ原の北西約 5 km に位置する旭岳（標高 2230 m）山頂付近での積雪分布において，凹型の地形横断面形を呈する部分の積雪深が凸型部分のものより大きくなることが示されており（山田ほか 1978），このことは，本研究の調査結果とも整合的である。

次に，無積雪域がみられる測線Ⅱ～Ⅳを比較した場合，とくに測線Ⅱの頂部付近における無積雪域の広がり大きい。これは，測線Ⅱが尾根型斜面上に位置することに加え，その地形縦断面における頂部付近の凸型形態がより広範囲にわたって突出しているため，西寄りの卓越風による風衝が広く現れたと考えられる。

西向き（風衝側）斜面上の区間のみを比較した場合，とくに測線ⅠとⅢにおいて下部区間での積雪量が大きく，西端付近の積雪深は，それぞれ 200 cm 深前後に及んでいる。測線Ⅱにおいてもその傾向は認められるが，西端付近の積雪深は 150 cm 前後である。これに対し，測線Ⅳでは，西向き区間における積雪量が全般的に少なく，西端でも積雪深は 100 cm に達しない。

この積雪状況の違いを地形縦断面形との対応でみた場合，測線下部の断面形が，凹型から直線型を呈する場合には積雪量が大きく，より顕著な凸型を呈するほど積雪量は少ない。このことから，冬季卓越風に対し，風衝側となる西向き斜面であっても，その斜面方向の地形縦断面形の違いにより積雪状況も異なってくる。

東向き（風背側）斜面上の区間に関しては、測線Ⅰ～Ⅲの場合、一部が示されているだけであるが、地形的には、いずれもさらに急傾斜区間が続く、積雪深も増大することが、現地観察により確認されている。測線Ⅳでは、東向き斜面上の凹型区間で深さ100 cmを超える積雪がみられ、凸型区間ではほとんど積雪がみられないというように、地形の起伏に対応して積雪状況は異なる。したがって、測線Ⅳのような緩斜面（平均傾斜：2.2%）では、卓越風に対して風背側と考えられる斜面上であっても、斜面上を風が吹き下り、地形条件と相まって、積雪分布を決定する。

以上、地形と積雪の関係をまとめると、谷型斜面では、その地形縦断面の形態によらず、相対的に積雪量は多い。一方、尾根型斜面あるいは横断面形が平坦な斜面では地形縦断面の凸型部分において風衝が強まるため積雪量は少なくなり、その凸型形態が広範囲に及び顕著であるほど、無積雪域は広くなる。一般に、冬季卓越風に対し風衝側と考えられる西向き斜面であっても、地形縦断面形が、凹型あるいは直線型である場合には、斜面下部ほど積雪量は増大し、凸型形態を呈する場合には、全体的に積雪量は少ない。東向き斜面においては、測線Ⅰ～Ⅲのように急斜面が続く場合には、積雪量は増加するが、測線Ⅳのように緩斜面が続くところでは、地表面の起伏により、積雪域と無積雪域とが出現する。

3. 植生と積雪

積雪域と無積雪域とに分けた場合、積雪域にのみ分布するのは、ハイマツ群落、高茎草本群落、湿原植生である。このうちハイマツ群落は、積雪深数十 cm 程度のところから200 cmを超えてところまで分布しており、谷型斜面上の測線Ⅰでは、全区間にわたってハイマツ群落が優占している。また、その群落高は、分布域の積雪深にほぼ対応している。沖津（1983）によると、ハイマツ群落が成立するためには、冬季に深さ30～300 cmの積雪に覆われる必要があるが、本調査地域内のハイマツ群落の分布と積雪深との関係は、この条件を満たすものである。高茎草本群落は、調査地域の中では測線Ⅳの西向き斜面上に分布し、その付近の積雪深は100 cm以下である。ただし、調査地域以外の場所では、積雪深が100 cmを超える場所でも高茎草本群落の分布が確認されている。湿原植生は、測線Ⅲの西端付近や測線Ⅳの中心部付近に分布している。その付近の積雪深は、測線Ⅲでは200 cmを超えるが、測線Ⅳでは数十～100 cm程度である。

風衝地植生と砂礫地は、主に無積雪域から寡積雪に分布する。このうち風衝地植生は、積雪深が数十 cm 以下の場所に限られるが、砂礫地は、測線Ⅲの東端にみられるように、積雪深が200 cmを超える斜面にも分布する。冬季の強風にさらされ植物の侵入が困難な場所や、表層物質の移動が頻繁に生じるため植物の定着が困難な場所に、砂礫地が形成されるが、消雪時期が遅いため植物の生育期間が確保できない場所にも砂礫地は形成される。測線Ⅲの東端では、他の測線と同様に多量の積雪がもたらされるが、砂礫地が形成されているのは測線Ⅲにおいてだけであり、他の測線の東端にはハイマツ群落が出現している。したがって、測線Ⅲの東端では、単に積雪の有無や積雪量が植生を決めているのではなく、土壌あるいは地質条件が植生状況の違いを生み出して

いる可能性がある。現地観察によると，測線Ⅲの東端では比較的厚い未固結の表層物質が存在しており，周氷河作用の下でその表層物質が動きやすい状況にあると考えられる。その結果，測線Ⅲの東端において砂礫地が形成されているとみられる。

Ⅵ 周氷河環境下での諸現象

1. 気温からみた周氷河環境

フレンチ (1984) は，経験的な定義として，年平均気温 3°C 以下のすべての地域を周氷河地域としており，さらに，年平均気温 -2°C 以下の地域を，凍結作用が卓越する環境として細分している。この定義に従えば，年平均気温 -2.2°C の高根ヶ原は，凍結作用が卓越する周氷河地域ということになる。また，凍結指数と融解指数に基づく Harris (1981) の永久凍土地域の区分に従うと，凍結指数と融解指数がそれぞれ $2170.9^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$ と $1405.6^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$ である高根ヶ原は，不連続永久凍土帯に位置づけられる。このようなことから，高根ヶ原周辺の高山帯は，土壤凍結が卓越し，構造土が形成され易く，しかも条件次第では永久凍土が存在する気温条件の下にあるといえる。

2. 地温の支配要因

上述のように，フレンチ (1984) の定義に基づく，高根ヶ原周辺も凍結作用が卓越する周氷河地域に含まれる。しかし，凍土の発達程度や地温状況は諸条件によって異なる。

冬季には積雪が地温低下の制限要因として働き，積雪が少ないほど土壤凍結は進行する。地温観測結果(図3)から，高根ヶ原の風衝砂礫地における土壤凍結深は 200 cm 前後と推定され，150 cm 深付近では，少なくとも 8 月下旬までは凍土が維持される。また，平ヶ岳南側の湿原では，寡雪条件に加えて，後述する夏季の乾燥した泥炭層の存在が，永久凍土の形成に寄与している。

一方，夏季には植生・土壤条件が，地温の重要な支配要因として働き，植被による断熱作用や気温の緩和作用あるいは植被からもたらされるリター層の断熱効果により，地温上昇が抑制される傾向にある。また，土壤の空隙率や含水量は熱伝導率に影響を与える。表2中に示されたハイマツ群落(地点10)や地衣類被覆地(地点6，7)においては，秋季まで 50 cm 以深の地温が相対的に低温状態で維持されている。ハイマツ群落では，とくにリター層の存在が夏季の地温上昇の抑制に大きな役割を果たしている(高橋・佐藤 1996)。また，同じ地衣類被覆地であっても，地点3や地点11では比較的高い地温が観測されている。その差異は土壤条件に起因すると考えられる。地衣類被覆地では，いずれも泥炭層あるいは腐植層が表層部に見られるが，その下位に地点6と地点7では砂礫層が存在し，水はけが良く，表層部は乾燥しやすい状態にある。一方，地点3と地点11ではシルト層が存在し，表層部は比較的湿った状態にある。泥炭層の含水量増大に伴って熱伝導率が増大することは知られており(Williams and Smith 1989: p90)，含水量に関する土壤条件の違いが熱伝導率に影響を及ぼし，上述のような地温状況の差異をもたらしたとみられる。

表2中の風衝砂礫地や風衝地矮性低木群落では、秋季の50 cm深における地温(3.7~9.4℃)は相対的に高くなっている。このような場所では、積雪が少なく、断熱効果や気温緩和効果をもたらす地表面付近の堆積物や植生を欠いているため、冬季には土壤凍結が進行する一方で、夏季には熱が伝わり、地温が上昇し易いと考えられる。また、チシマザサ群落(地点14)でも、高い地温が記録されている。この原因は、積雪により冬季の地温低下が抑制されたことと、ハイマツ群落にみられた断熱材の役割を果たすリター層が未発達であったことにあり、そのことが夏季の地温上昇に結びついたと考えられる。

さらに、地温の支配要因として夏季の降雨が考えられる。図13は、1997年7月14日~9月10日の地温推移と時間降水量を示したものである。5 cm深の地温は、全般的に日変化が顕著であり、気温の日変化に対応しているものと考えられるが、所々その地温日変化が小さくなっている期間(7月中旬、7月下旬~8月中旬、8月下旬、9月上旬など)がみられる。これらの期間は、それぞれ降水が記録されている期間に対応しており、雲により日射が遮られたことで日中の気温上昇が抑制され、日変化が小さくなったと考えられる。50 cm以深の地温では、ほとんど日変化は認められないが、50 cm深の地温推移の傾向は、5 cm深の全体的な地温推移傾向と調和的である。しかし、7月中旬の推移をみると、5 cm深では地温低下が生じている一方で、50 cm深の地温は上昇傾向を示している。この時期には降水が記録されており、雨水の地中への浸透が地表面から地中への熱運搬に寄与し、50 cm深の地温上昇に繋がったと考えられる。この時期、100 cm

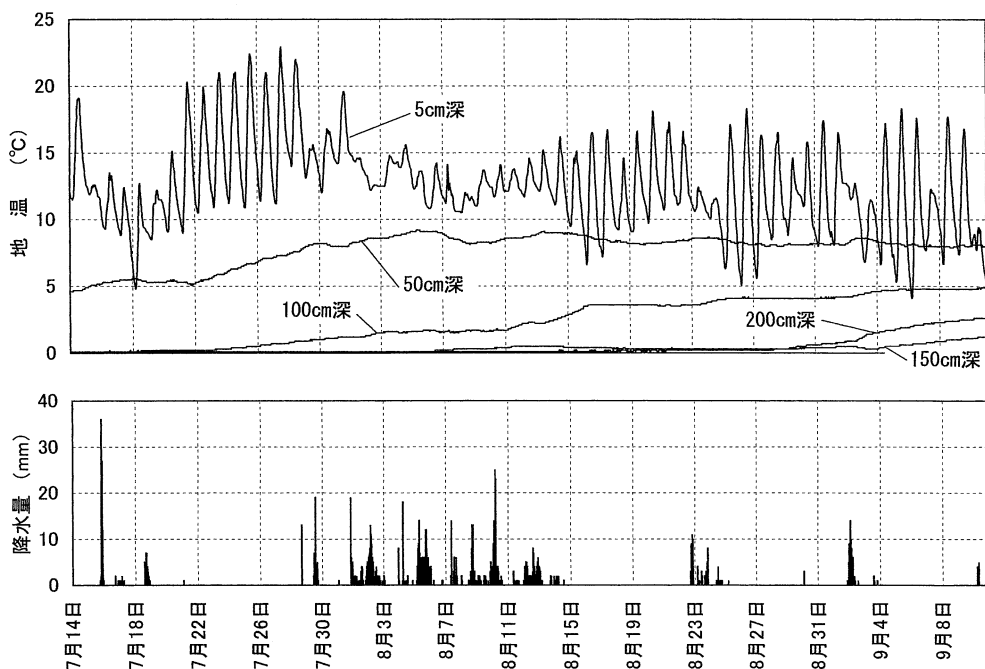


図13 高根ヶ原観測点における1997年7月14日~9月10日の地温と降水量の推移

以深の地温は 0°C で推移していることから、この深さでは、依然として凍土が存在しており、雨水がこの深度まで到達したとしても、凍土を全て融解し、地温上昇をもたらすまでの熱は供給されなかったと考えられる。100 cm 深における地温上昇は 7 月下旬頃から生じており、その後も上昇傾向は続く。その中で、8 月中旬、8 月 24 日前後、9 月 3 日前後に上昇率が大きくなっている。7 月下旬から 8 月中旬にかけて断続的に顕著な降水が記録されており、この間の 8 月上旬は、ほぼ一定の地温状態が維持されている。この期間の 5 cm 深における地温推移は低下傾向にあり、雨水の浸透による熱の運搬が生じていたとしても、100 cm 深の地温上昇をもたらすまでには至っていなかったと考えられる。その後 8 月中旬にかけて 5 cm 深の地温が上昇傾向を示しており、この時期の降水による雨水の地中への浸透が地表の熱を運搬し、100 cm 深の地温上昇を引き起こしたと考えられる。8 月 24 日前後および 9 月 3 日前後の 100 cm 深における地温上昇も、5 cm 深の地温が上昇傾向にあった時の降水に対応しているものである。150 cm 深および 200 cm 深の地温は、9 月 3 日頃から顕著な上昇傾向を示している。ここでもそれに先行する 9 月 2 日の降水が、その原因になっている可能性がある。

以上のように、夏季の、とくに地表付近の地温上昇期に降水が生じた場合、雨水による地中への効率的な熱の運搬が行われ、地中深部の地温上昇が引き起こされることが考えられる。したがって、凍土が存在する場合には、凍土の融解も促進されることになる。

3. 構造土の分布と形成環境

図 14 に、高根ヶ原付近の構造土（植被階状土、礫質ソリフラクションロウプ、礫質多角形土、条線土、アースハンモック、凍結割れ目、パルサ）およびハイマツ群落の分布を示した。おもに、高根ヶ原東縁に付けられた登山道沿いに調査を行ったため、図 14 では、調査範囲内の構造土分布のみが示されている。これらの構造土は、砂礫地・草地を中心に分布しているため、調査範囲以外の砂礫地・草地（高根ヶ原北部や東縁急崖下）にも構造土は分布していると考えられる。しかし、高根ヶ原の主要部分は、東縁の砂礫地・草地を除くと、そのほとんどが、ハイマツ群落やチシマザサ群落、湿地で占められているため（図 2）、東縁の本調査範囲は、高根ヶ原における構造土の実質的な分布地域とみてよいであろう。以下にそれぞれの構造土の分布地域とその形成環境をみていく。

(1) 植被階状土

植被階条土（写真 4）は、調査地域内の傾斜地においてほぼ普遍的に出現する。大雪山における植被階状土の形成斜面の傾斜限界が 20° である（小嶋 1999, p 92）ということから、起伏が小さく、傾斜 20° を超える斜面が少ない高根ヶ原周辺は、植被階状土の形成にとって基本的な地形条件を備えていることになる。植被階状土は、ジェリフラクションやフロストクリープ、霜柱クリープなどのソリフラクションによる斜面物質の移動が、植生により堰き止められることで形成され

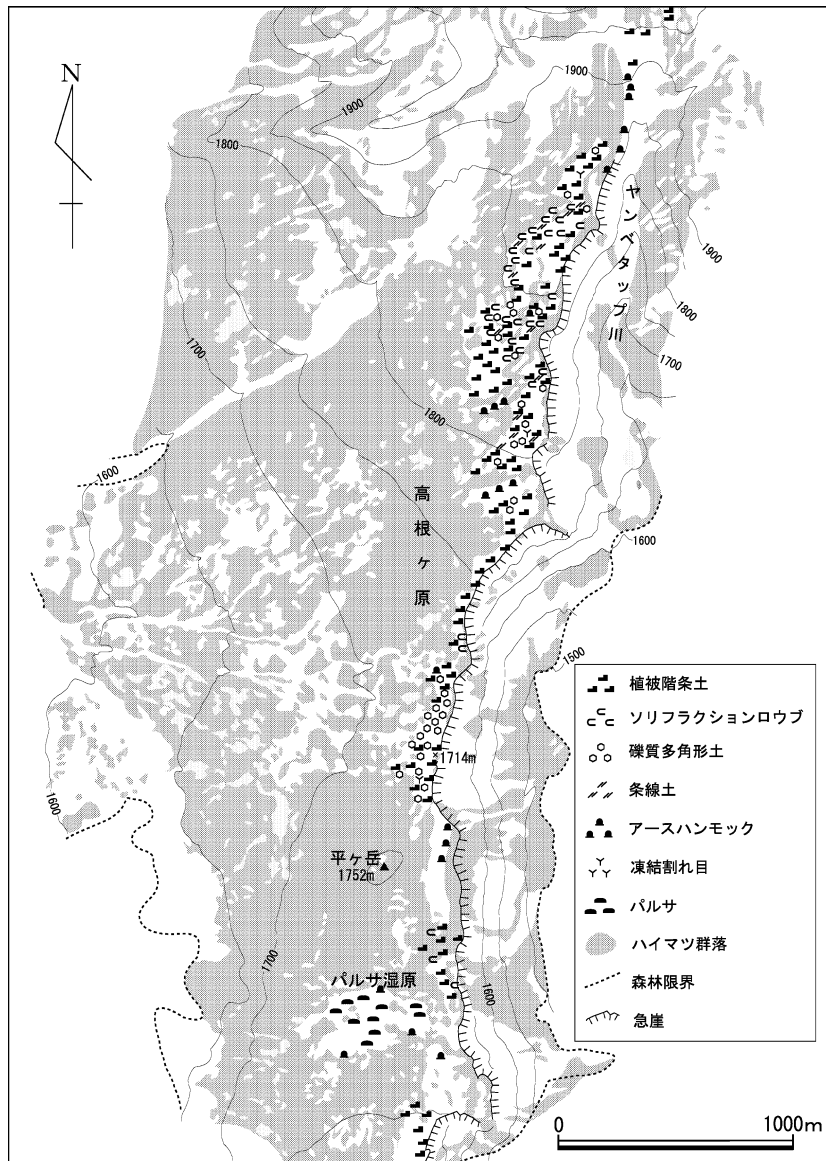


図14 高根ヶ原周辺における構造土の分布

る。高山帯の砂礫地では、春季や秋季を中心に土壌の凍結融解が頻繁に繰り返され、そのたびに霜柱が形成される。高根ヶ原では地表面温度の通年データは得られていないが、高根ヶ原北方に位置する小泉岳北西斜面（標高 2010 m）における 2 cm 深の地温観測結果によると、1996 年に 39 回（高橋 1998a）、2000 年に 37 回（高橋 2004）の凍結融解が生じている。気温における凍結融解日は、小泉岳北西斜面（1993～2001 年の年平均日数：52.2 日）よりも高根ヶ原（1992～2002 年の年平均日数：57.8 日）において多く出現していることから（高橋 2004）、高根ヶ原では、上記の



写真4 調査地域南部の傾斜10度前後の斜面に形成された植被階条土



写真5 凍土の融解水で飽和された砂礫地の地表面

小泉岳北西斜面よりも頻繁に土壌の凍結融解が生じていると考えられる。この凍結融解が，砂礫斜面における霜柱クリープを促す。また，冬季に凍結した土壌は，春季以降，地表面から融解が進む。その際，地中に残る凍土層が不透水層となり，融解水の地中への浸透を妨げるため，地表付近の土壌は水で飽和された状態になる（写真5）。10 cm 深の地温観測（図4）で春季の1ヶ月以上にわたってゼロカーテン状態が出現していることから，融解期の地表付近は水で飽和状態にあることが示唆される。その結果，砂礫斜面は，ジェリフラクションが生じ易い状況になる。

斜面物質の移動を阻止する植生の侵入に関しては，冬季の積雪状況を考慮しなければならない。既述のように，主稜線付近の西向き斜面では，冬季卓越風の風衝により積雪が生じ難い。このような場所では，一般的に，冬季の低温や風衝，乾燥の影響で植生の侵入が困難になるため，景観

的には風衝砂礫地が広がる。しかし、このような風衝地でも、地表面の微起伏により、凸部の風背側にパッチ状の積雪域が形成されると、その積雪が植物を保護するため、矮性低木群落や地衣類を主体とした風衝地植生の侵入が可能となる。むしろ、植被を全く欠いた風衝砂礫地は極めて少ない。しっぽ状植生(高橋・佐藤 1994)は、このようにして形成された風衝地における顕著な植生の島であるが(写真6)、小山(2006)は、このしっぽ状植生が、斜面物質の移動を妨げ、植被階状土の形成に関わった可能性を指摘している。

以上のように、高根ヶ原付近の風衝砂礫地では、ソリフラクションの発生や風衝地植生の侵入が一般に生じており、その結果として、植被階状土も広く分布すると考えられる。

(2) 礫質ソリフラクションロウプ

礫質ソリフラクションロウプの分布は、調査地北部の標高 1850 m 前後の凸型斜面上に集中しており、とくに植被階状土の分布が希薄となる標高 1850 m 以上の西向き凸型斜面において顕著となっている。(写真7)。礫質ソリフラクションロウプもジェリフラクションやフロストクリー



写真6 高根ヶ原に分布するしっぽ状植生

写真の右手が西で、冬季卓越風に対し風衝側となる。
礫の風背側にハイマツと風衝地植生を主体とした植生の島が形成されている。



写真7 調査地北部のソリフラクションロウプが発達する風衝砂礫斜面

プ、霜柱クリープが形成要因であることから、基本的には植被階状土と同様の形成環境に発達すると考えられる。しかし、上記のような分布特性や植被がきわめて希薄であるという特徴から、礫質ソリフラクションロウプが発達する砂礫地は、他の砂礫地に比べて、より風衝の程度が大きいか、あるいは斜面物質の動きが活発なため、植生の侵入がとくに困難な場所であると考えられる。なお、本研究地域内では観察されなかったが、残雪凹地内の砂礫斜面においてソリフラクションロウプが顕著に発達している例が高根ヶ原周辺においてみられる。

(3) 礫質多角形土

礫質多角形土は、高根ヶ原最低鞍部(標高 1714 m)付近の平坦地を始めとして、標高 1800～1850 m 付近に広がる緩傾斜で平坦な山頂部に見られる。このような分布特性からみて、平坦で傾斜の小さい砂礫地であるという地形条件が必要である。高根ヶ原の場合、これらの砂礫地は、風衝地となっているが、大雪山地域における顕著な礫質多角形土の分布地をみると、南部のトムラウシ山付近(酒匂ほか 1958)を始めとして、ほとんどは凹地内である。これらの凹地では、冬季にある程度の積雪がみられ、融雪時期には一時的に湛水する。したがって、礫質多角形土形成の場合は、必ずしも風衝地である必要はない。

周氷河地域における多角形土の形成については、融解期に地表面付近で水の密度差により発生した対流が礫移動をもたらすことにより形成されるという対流説(トリカル 1963)があったが、それに対しては否定的な見解が出され(Washburn 1956)、その経緯については小疇(1999：p 83-84)で述べられている。この対流説に対し、小疇(1965, 1999：p 85)は、大雪山を始めとする日本国内の構造土の観察から、礫質構造土の原型を作るものは凍結割れ目であるという割れ目・凍上説を示し、それにより構造土の成因を説明している。また、構造土の大きさを左右する要因のひとつは温度であり、凍結深度が大きくなると、大型の構造土が形成されるとの考えを示している。高根ヶ原においても凍結割れ目が形成されており(後述)、この点からは、凍結割れ目が礫質多角形土の原型を形作るという可能性が支持される。しかし、その凍結割れ目の形態は不明瞭であり、多角形土の規模・形態と調和的であるか否かは分からない。また、高根ヶ原では多角形土は風衝地に分布地するため、冬季には土壤凍結が積雪域よりも進行すると考えられるが、トムラウシ山付近のような積雪に覆われ、土壤凍結が抑制されるとみられる凹地内の多角形土に比べると、規模も小さく、形態も明瞭さに欠けており、大雪山で形成されている多角形土をみる限り、小疇(1999)が示した凍結深度と規模との関係は、必ずしも明確ではないようである。

ところで、割れ目の成因として、凍結のほかに乾燥がある。高山帯に限らず、湿潤な地表面が乾燥する際に乾燥割れ目が生ずるが、大雪山高山帯においても、融解期後や降雨後に土質の地表面で乾燥割れ目が生じ、そのパターンが多角形を成していることがある。さらに、その割れ目に沿って粗粒な砂礫が集積している状況がしばしば観察される(写真 8)。土質の地表面が露出している場所は、小規模な凹地や山稜上の平坦面であることが多く、そこで見られる乾燥割れ目多角



写真8 乾燥割れ目に沿って集積した砂礫

形土の規模は、径数十～100 cm 程度である。その規模は、高根ヶ原で観察された礫質多角形土の規模に相当する。礫質多角形土が形成されている場所は、地表面が砂礫に覆われており、下層の細粒土層部の状況は確認されていないが、融解期には高山帯の地表面付近が湿潤な状態であることは既述の通りである。とくに平坦面や凹地では水が集まり易く、併せて土壌も集積し易い。したがって、たとえ砂礫に覆われていても、このような場所が乾燥していく際には土壌中に乾燥割れ目が生じる可能性があり、その場合、当然、上層の砂礫は、乾燥割れ目の中に落ち込むことになる。その後、凍結融解に伴って不等凍上、不等沈下が繰り返されれば、礫質多角形土は発達していくと考えられる。また、乾燥割れ目の規模が土壌層の厚さに対応していると仮定すれば、土砂が集積し、厚い土壌層が形成され易い大きな規模の凹地では、乾燥割れ目の規模も大きくなり、土壌層の発達し難い山稜部では乾燥割れ目の規模も小さくなると考えられる。この点に関しては、今後、確認が必要であるが、このように考えれば、礫質多角形土の規模と形成場所との関係を、合理的に説明できるのではなかろうか。

(4) 条線土

北部の標高 1800 m 以上の斜面で、条線土の分布が認められたが、中部以南では明瞭な条線土が形成されている場所は確認できなかった。大雪山における条線土（縞状土）の形成場所の傾斜が $2 \sim 12^\circ$ (小疇 1999: p 91) であることを考慮すると、調査地の中部以南ではそのような地形条件を備えた砂礫地が少ないことが、その主な要因と考えられる。また、北部の分布地域では、植被階状土やソリフラクションロウプの上面に条線土が形成されている状況も観察される（写真9）。



写真9 高根ヶ原東縁の植被階状土上面に形成された条線土



写真10 調査地域北部，ヤンベタツ川源頭部付近に分布するアースハンモック
6月中旬までには積雪から解放されるが，残雪あるいは凍土からの水分供給によりしばらく湿潤状態が維持される。

(5) アースハンモック

アースハンモックは，ヤンベタツ川源頭部の右岸斜面や平ヶ岳の東斜面，パルサ湿原周辺などに分布している(写真10)。いずれの分布地も冬季には積雪に覆われるが，6月中旬までには積雪から解放される。また多くの場合，アースハンモックは残雪斜面の下部に位置しており，積雪から解放された後も，融雪水の供給により周辺部は湿潤な状態が維持される。このような状況は，高根ヶ原周辺に限らず，大雪山の高山帯周辺では，一般的にみられる。



写真 11 高根ヶ原最低鞍部付近の風衝地植生の中にみられる凍結割れ目（白色破線部）

(6) 凍結割れ目

凍結割れ目は、大雪山では北部の北海平や白雲岳火口底で顕著に発達しているが（曾根・高橋 1986）、本調査地域では、標高 1880 m 付近、標高 1810 m および最低鞍部（標高 1714 m）付近の平坦地に分布している。北海平や白雲岳火口底のものに比べると形態や発達状況は顕著ではないが、割れ目に沿ってイワウメなどの風衝地植生がみられる状況は同じである（写真 11）。これらの場所は、冬季にはほとんど積雪に覆われず、北海平と同様の形成環境下にあると考えられる。

(7) パルサ

パルサ（凍結泥炭丘）は、永久凍土を凍結核としてもつ小丘であり（写真 12）、基本的には泥炭地に形成され、不連続永久凍土帯の指標とされる。日本では、本調査地域南部のパルサ湿原においてのみ、その分布が確認されている。既述のように、気温条件からみた場合、高根ヶ原付近は不連続永久凍土帯に位置づけられるが、パルサの存在は、そのことを裏付けるものである。パルサの形成には、冬季に土壤凍結が進行するための寡積雪条件と夏季の凍土融解を抑制する断熱材（乾燥した泥炭層）の存在が重要である。しかし、大雪山における泥炭地（湿原）は、パルサ湿原を除き、積雪域に形成されている。高根ヶ原においても、積雪深調査を行った測線Ⅲの下端付近にみられる湿原では、200 cm を超える積雪に覆われる（図 12）。パルサ湿原付近の 3 月下旬における積雪下 120 cm の地表面温度が -1.1°C （気温 -5.0°C ）であったことから分かるように、積雪が 100 cm を超えるようなところでは、寒気の侵入が大きく妨げられ、土壤凍結が抑制される（高橋 1995b）。それに対し、パルサ湿原を横断する測線Ⅳでは、全体的に積雪量が少なく、とく



写真 12 パルサ湿原内のパルサ



写真 13 パルサ周辺の積雪

にパルサが形成されている区間では，ほとんど積雪がみられないため（図 12，写真 13），冬季に土壌凍結がより深くまで進行する。このような寡積雪の原因は，既述のように，冬季卓越風方向の地形断面形が全体として凸型を呈していることにあると考えられる。ちなみに，パルサ湿原の南約 1.5 km に位置する忠別沼湿原（図 1）は，パルサ湿原と同様に鞍部状の地形に立地し，山稜部を横断する地形断面形も同様に全体として凸型を呈する（図 15）。ここでは，1993 年 9 月に泥炭層中の深さ 60 cm 付近で厚さ 10 cm 程度の凍土層が確認されている（高橋 1995b）が，これが永久凍土として存続し，パルサを形成するまでには至っていない。忠別沼湿原付近の山稜部を横断する凸型地形断面の向き（北東－南西方向）が，寒候期に卓越する西北西の風向（図 7）からずれており，忠別沼湿原が西側の小丘の風背地となるため，冬季には積雪に覆われる。したがって，忠別沼湿原ではパルサ湿原のように風衝による寡積雪状態が出現しないため，永久凍土が発達し，パルサが形成されるほどの土壌凍結は生じないと考えられる。

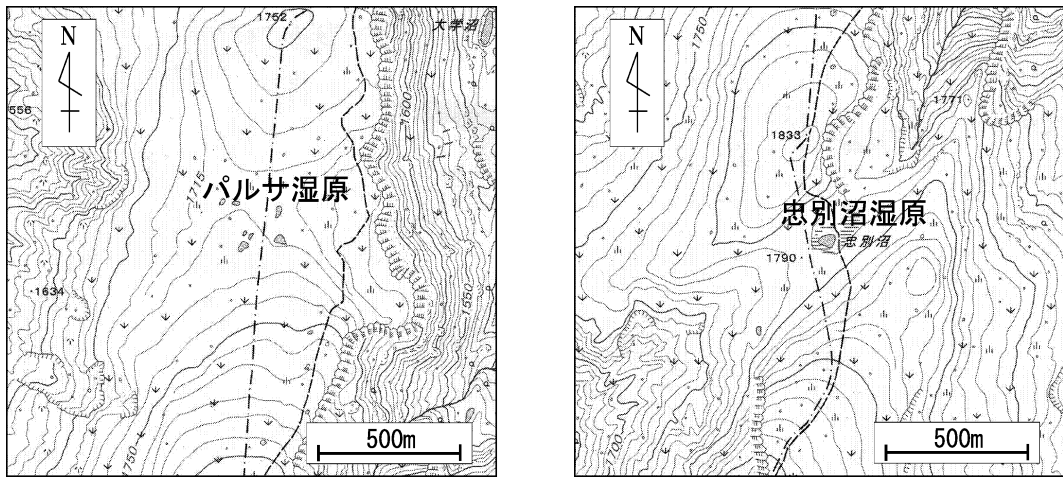


図15 パルサ湿原（左）と忠別沼湿原（右）付近の地形

4. 高山帯における湿原の形成

大雪山地域には、完新世に入って形成されたと考えられる湿原が多く分布し（高橋 1992），高根ヶ原周辺にも、パルサ湿原を始めとして、池塘を伴った大小いくつかの湿原が形成されている。一般的に、湿原や池塘が維持されるためには、恒常的な水分供給や水分が滞留しやすいような地形条件が必要となる。したがって、山岳地域で湿原が形成される場所は、背後に十分な集水域を伴った場所や斜面上部に残雪が遅くまで存在する場所など斜面中・下部、あるいは山稜部であっても水分が十分に滞留できるような広い凹型の地形を有する場所に限られることが多い。したがって、これらの諸条件に欠ける頂稜部では一般的に湿原の成立は難しい。しかし、大雪山の場合には、高根ヶ原に限らず、乾燥しやすい小泉岳山頂付近の斜面などに湿潤地を好む植生が分布しており（小泉・新庄 1983），山稜部においても恒常的に湿潤状態が維持される場所がある。その要因として、凍土からの水分供給が考えられる。小泉岳やパルサ湿原では、永久凍土が存在し、その周辺の水温は夏季でも 0°C に近いことが確認されていることから、水分供給源が永久凍土であることが示唆される。高根ヶ原の気象観測点（標高 1710 m）における 1996 年 5 月～1997 年 9 月の地温観測では、永久凍土の存在は確認されていないが、150～200 cm 深の地温が 1997 年 8 月下旬まで 0.5°C 以下の状態で維持されていた（図 3）。また、1993 年 9 月 14 日における観測では、100 cm 深で 0.2°C という地温が記録されている。これらのことから、高根ヶ原では 9 月上旬くらいまでは、地下 100～200 cm 深で凍土と水とが共存するゼロカーテンの状況が続き、湿潤な状態になっていると考えられる。さらに、気象観測点の北方約 2 km に位置する小湿原（標高 1840 m：図 1，写真 14）では、その縁辺部で湧水がみられ、1997 年 9 月 2 日に測定した湧水地点の水温が 1.0°C （気温 11.8°C ）であった。また、そこから約 20 m 離れた風衝砂礫地での 165 cm 深における同日の地温は 0.2°C であり、土壌はきわめて湿潤な状態であった。2008 年 9 月 5 日においても湧水は確認



写真 14 標高 1840 m 付近の山稜上に形成された小湿原
湿原内の池塘は，径約 15 m，水深 1 m 余りであるが，夏季にも干上がることはない。

されており，その水温は 2.2°C （気温 15.1°C ）であった。これらのことから，この小湿原周辺の風衝地には 9 月上旬でも凍土が存在しており，そこから供給される融解水によって湿原が涵養されていることは明らかである。

これまで，高根ヶ原周辺ではパルサ湿原以外で永久凍土が確認されてはいないが，以上のことから，高根ヶ原では，風衝地を中心に少なくとも 9 月上旬までは凍土が存在し，その融解水によって，山稜部に分布する湿原が涵養，維持されていると考えられる。

VII おわりに

これまでの気象観測結果やパルサに象徴される永久凍土の存在から，高根ヶ原周辺の高山帯環境は，不連続永久凍土帯の環境に位置づけられ，各種の周氷河現象が出現している。パルサを除くと，高根ヶ原周辺では，各周氷河現象が必ずしも典型的に出現するものではないが，大雪山地域に分布する周氷河現象のほとんどを観察することができる。本研究では，まず高根ヶ原の気候環境を明らかにし，気温・地温条件からだけでなく，地形や植生，積雪，風，降水などとの関係から，それぞれの周氷河現象の出現環境や成因を考察することができた。いずれの現象に関しても未だ検討の余地は残されているが，その中で，日本特有の高山帯環境を生み出す上で重要な役割を果たすと考えられる積雪状況を微地形との関係から明らかにすることができ，さらに植生との対応についても示すことができた。また，礫質多角形土の成因に関して，これまであまり注目されていなかった乾燥割れ目がその原型とみられるような現象を観察することができ，今後の成因論を検討するうえで，一つの示唆を与えることができたと思う。

ところで，地球温暖化が各分野で問題として取り上げられる中で，日本の高山帯環境や周氷河環境への影響も懸念される。とくに永久凍土地域の周辺部に位置する大雪山や富士山では，気候のわずかな変化がその存否に大きな影響を与えられと考えられる。富士山では，1965 年以来その山

頂部で継続的な気温観測が行われており、45年間にわたる気温データが蓄積されている。一方、大雪山高山帯では、1985年に初めて通年気温観測が行われて（曾根・高橋 1988）以来、1993年以降ほぼ連続的に気温データが得られている。これらのデータから1993年～2007年までの気温推移をみると、富士山では上昇傾向が見られるのに対し、大雪山高山帯では、ほぼ横ばいで推移しており、富士山の気温にみられるような上昇傾向は認められない（高橋 2010）。また、大雪山周辺の気象台（旭川）やアメダス（上川）の気温データも大雪山高山帯の気温推移と同じ傾向を示している。このように大雪山あるいは北海道の気温推移は、必ずしも本州の山岳における気温推移と同調しているわけではないが、詳細についてはより一層のデータの蓄積が必要がある。大雪山では、現在でも気温観測を継続しており、今後の気温推移と共に、地形・植生現象を始めとする高山帯の自然環境の動向にも注目していきたい。

最後に、これまで大雪山における調査・研究を行うにあたり、北海学園大学の佐藤 謙教授、北海道大学低温科学研究所の曾根敏雄博士、元層雲峡博物館館長の保田信紀氏、昆虫写真家の渡辺康之氏、大雪山国立公園上川管理間事務所（現上川自然保護官事務所）の方々を始めとする関係各位には色々な面において大変お世話になった。ここに記して感謝を申し上げます。

文 献

- 伊藤浩司・佐藤 謙 1981. 大雪山系現存植生図および同概説. 北海道生活環境部自然保護課.
- 吉良竜夫 1948. 温量指数による垂直的な気候帯のわかちかたについて——日本の高冷地の合理的利用のために. 寒地農学, 2, 143-173.
- 吉良竜夫 1949. 『日本の森林帯』日本林業技術協会.
- 小疇 尚 1965. 大雪火山群の構造土. 地理学評論, 38, 179-199.
- 小疇 尚 1974. 凍結・融解作用がつくる微地形. 科学, 44, 708-712.
- 小疇 尚 1999. 『大地にみえる奇妙な模様』岩波書店.
- 小泉武栄・新庄 1983. 大雪山永久凍土地域の植物群落. 日本生態学会誌, 33, 357-363.
- 国府谷盛明・小林武彦・金 喆祐・河内晋平 1968. 5万分の1地質図および説明書「旭岳」. 北海道開発庁.
- 国府谷盛明・松井公平・河内晋平・小林武彦 1966. 5万分の1地質図および説明書「大雪山」. 北海道開発庁.
- 小山拓志 2006. 大雪山緑岳周辺における植被階条土の形成過程. 文学研究論集(明治大学), 25, 169-183.
- 酒匂純俊・河内晋平・藤木忠美・小林国夫・稲垣益次・千野光芳 1958. トムラウシ山のみごとな構造土をめぐる. 地球科学, 第36号, 1-4.
- 佐藤 謙 1988. 大雪山. 宮脇昭編『日本植生誌 北海道』, 378-383. 至文堂.
- 佐藤 謙 2007. 『北海道高山植生誌』. 北海道大学出版会
- 佐藤 謙・高橋伸幸 1994. 日本新産コママスゲについて. 植物研究雑誌, 69, 235-238.
- 曾根敏雄 1994. 北海道, 大雪山白雲小屋における1990-1993年の気象観測資料. 低温科学, 物理篇, 53, 資料集, 33-50.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 1986. 北海道大雪山北海平における凍結割れ目多角形土の冬期観察. 地理学評論, 59, 654-663.
- 曾根敏雄・高橋伸幸 1988. 1985年通年気象観測値からみた大雪山の気候環境. 東北地理, 40, 237-246.

- 曾根敏雄・仲山智子 1992. 大雪山白雲小屋における 1987-1989 年の気象観測資料，低温科学，物理篇，51，資料集，31-48.
- 高橋伸幸 1983. 大雪山高根が原周辺の崩壊地形．日本地理学会予稿集，24，88-89.
- 高橋伸幸 1992. 大雪山における湿原の成立．季刊地理学，44，1-17.
- 高橋伸幸 1995a. 大雪山高山帯における 1992-1993 年の気温・日射量観測資料．北海学園大学学園論集，84，41-57.
- 高橋伸幸 1995a. 大雪山中央部高山帯における秋季の地温分布とその支配要因．地理学評論，68，27-42.
- 高橋伸幸 1998a. 大雪山小泉岳高山帯における気温・地温状況．北海学園大学学園論集，98，221-246.
- 高橋伸幸 1998b. 大雪山北部東斜面の森林限界高度における気温状況．地理学評論，71，588-599.
- 高橋伸幸 2000. 高山帯風衝地周辺における気温・地温状況．北海学園大学学園論集，104，95-113.
- 高橋伸幸 2004. 大雪山高山帯の気候環境．高橋伸幸編『北海道大雪山地域における第四紀後期の氷河・周氷河環境変遷』平成 12-14 年科学研究費補助金・基盤研究（C）（2）研究成果報告書，56-107．北海学園大学工学部．
- 高橋伸幸 2010. 大雪山高山帯における 1990 年代以降の気温動向．地理学論集，印刷中．
- 高橋伸幸・佐藤 謙 1994. 高山帯風衝砂礫地にみられる冬季卓越風指標としての“しっぽ状”植生．季刊地理学，46，136-146.
- 高橋伸幸・佐藤 謙 1996. 大雪山のハイマツ群落内における夏季の地温環境．地理学評論，69，693-705.
- 高橋伸幸・曾根敏雄 1988. 北海道中央高地，大雪山平ヶ岳南方湿原のパルサ．地理学評論，61，665-684.
- 高橋伸幸・長谷川裕彦 2003. 気温観測結果から推定される北アルプス南部常念乗越の森林限界高度と周氷河環境．地理学評論，76，161-171.
- トリカル，J. 著，照田宥子訳 1963. 『周氷河地形』創造社．
- 中村有吾・片山美紀・平川一臣・石川 守 1999. 大雪山主稜線付近に分布する完新世テフラ —— 同定と高山環境変動の問題検討への意義 ——．北海道地理，No.73，85-91.
- 日本建設機械化協会 1977. 『新防雪工学ハンドブック』森北出版．
- 藤井理行・樋口敬二 1972. 富士山の永久凍土．雪氷，34，9-22.
- 福田正己・木下誠一 1974. 大雪山の永久凍土と気候環境．第四紀研究，12，192-202.
- フレンチ，H.M. 著，小野有五訳 1984. 『周氷河環境』古今書院．
- 山田知充・西村 寛・水津重雄・若浜五郎 1978. 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積，融雪過程．低温科学，北海道大学低温科学研究所，A 37，1-12.
- 吉野正敏 1986. 『小気候』地人書館．
- Harris, S. A. 1981. Distribution of active glaciers and rock glaciers compared to the distribution of permafrost landforms, based on freezing and thawing indices, *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 376-381.
- Higuchi, K. and Fujii, Y. 1971. Permafrost at the summit of Mount Fuji, Japan. *Nature*, 230: 521.
- Kanda, H. and Sato, K. 1994. An arctic moss, *Loeskygnum badium* (Hartm.) Paul (Amblystegiaceae), new to Japan. *Hikobia*, 11, 429-433.
- Sone, T., Takahashi, N. and Fukuda, M. 1988. Alpine permafrost occurrence at Mt. Taisetsu, central Hokkaido, in Northern Japan. *Permafrost, Proceedings of Fifth International Conference on Permafrost*. Tapir Publishers, Trondheim, 1, 253-258.
- Washburn, A. L. 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin of the geological Society of America*, 67, 823-866.
- Williams, P. J. and Smith, M. W. 1989. *The frozen earth*. Cambridge: Cambridge University Press.