大雪山北部東斜面の森林限界高度における気温状況

高橋伸幸 (北海学園大学教養部)

北海道中央部に位置する大雪山の北部東斜面の森林限界 (標高 1700 m) で気温観測を行った。その結果、森林限界の年平均気温は、1995 年に -1.9°C であった。また、平年値に近い 1995 年暖候期の気温から求めた温量指数は $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ であり、吉良が示した森林限界の温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を上回る。観測点付近の温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度は標高 1823 m と推定される。一方、この森林限界とほぼ同高度にある大雪山中央部の風衝地 (標高 1710 m) では、年平均気温が森林限界よりも 1.0°C 低く、不連続的永久凍土帯の気温に相当する。また、温量指数は $13.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ であり、 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度は標高 1658 m と推定され、温量的にもこの風衝地は高山帯とみなせる。ほぼ同高度にある両地点で見られた気温状況の違いは、積雪や植生など地表面付近の気温支配要因の差によるものと考えられる。

キーワード：森林限界、温量指数、ハイマツ群落、高山帯、大雪山

I はじめに

山岳地域においては、森林限界以上の高山帯が氷河・周氷河地域にはほぼ一致する。そのため気候地形学的観点から、森林限界の位置と成立要因は重要な意味を持つ。

日本では、一般的に森林限界の位置はハイマツ帯下限に一致する。このことに関し、沖津 (1984) は、大雪山をはじめとするハイマツ群落の研究から、生態的な面においてハイマツ群落は、むしろ森林植生に属し、ヨーロッパアルプスや北アメリカの山岳と比較した場合、日本の山岳には植生の垂直分布帯としての高山帯は存在しないと結論づけている。一方、気候地形学的観点からは、大雪山山稜部の 1700 m 以上において山岳永久凍土の存在が確認されており (福田・木下 1974; 高橋・曾根 1988)、その他各種の周氷河現象が連続性を持って面的に出現している。また、山稜部風衝地における気温観測結果から、温度的には標高 1650 m まで永久凍土分布の可能性が指摘されている (Sone 1990)。このような森林限界を越えた所での永久凍土の存在は、ヨーロッパアルプスあるいはスカンジナビア地域において一般的である。

温度条件から、吉良 (1948, 1949) は温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の線が日本における森林限界にほぼ一致すると述べている。また、大森・柳町 (1989) は既存の観測点における気温データに基づいて、北海道におけるハイマツ帯下限の温度領域を統計学的に検討した。その結果、ハイマツ帯下限の夏季平均気温が 14.7°C 、標準偏差 $1.1\sim 1.2^{\circ}\text{C}$ であることを示した。

しかし、これまでの議論は、いずれも既存の観測点における資料からの推定気温に基づいたものであり、森林限界あるいはハイマツ帯下限における気温の実測値は一つも提示されていない。したがって、日本の山岳地域における森林限界についての議論を深めるためには、実測値を含めた具体例を提示し、あらためて森林限界の気候環境や成立要因を検討する必要がある。

本研究では、大雪山北部東斜面の森林限界において得られた実測気温データに基づき、森林限界における実際の気温状況を明らかにする。また、森林限界と同高度にある風衝地の実測気温との比較から、大雪山上部の気温特性について言及し、気候地形学的観点からそれを位置づける。

II 大雪山北部の概況

複数の火山によって構成される大雪山は、全体として南北に連なる熔岩台地状の地形を呈している。このうち御鉢平カルデラを中心とする北部地域には、最高峰の旭岳 (2290 m) をはじめとして 2000 m 級の山岳が集中している (図 1)。

山稜部では周氷河作用が卓越し、小泉岳から白雲岳周辺の風衝砂礫地においては、永久凍土の存在も確認されている (福田・木下 1974)。また、標高 2000 m の白雲小屋における気象観測の結果 (曾根・高橋 1988; 曾根・仲山 1992)、気温条件ではこの地域が不連続的永久凍土帯に相当することも示されている。

大雪山北部における森林限界高度は東斜面と西斜面とでは異なる (Takahashi 1990)。冬季卓越風の風背側となる東斜面の森林限界高度は、一部において標高 2000 m まで上昇するが、標高 1700 m 前後を中心としておおむね標高 1500~1800 m の間で

変化する。一方、西斜面の森林限界高度は、一部で標高 1300 m まで下がるが、ほとんど標高 1450~1500 m 付近にある。

III 気温観測

1. 観測地点

気温観測地点は、大雪山北東部の赤岳 (標高 2078 m) 東尾根の標高 1700 m 地点 (銀泉台) に位置する。地形断面 (図 2) によると、赤岳山頂から気温観測地点までは緩傾斜面を挟んで凸型斜面と凹型斜面が繰り返すが、標高 1700 m の本観測地点より下方では直線的な急傾斜面が続く。

西寄りの冬季卓越風に対し風背側となる大雪山の東斜面では、基本的には積雪量が多く、残雪凹地の発達も良い。しかし、本研究地域のような尾根型斜面上では風衝地も分布する。

地形断面図に示した赤岳東尾根上では、標高 1800 m 以上の凸型斜面上部に風衝地が分布し、伊藤・佐藤 (1981) による高山風衝地矮性低木群落や

図 1 研究地域および気温観測地点

Fig. 1 Study area and air temperature observation sites

図2 銀泉台観測点（東斜面森林限界）付近の地形・植生状況

1: 裸地 2: 風衝地矮性低木群落 3: 雪田群落 4: ハイマツ群落 5: 灌木 6: ダケカンバ林

Fig. 2 Topographical and vegetational conditions around Ginsendai observation site at the forest line on the eastern side of the northern Daisetsuzan Mountains

1: bare ground 2: wind-blown dwarf scrub community 3: snow-bed community

4: *Pinus pumila* community 5: shrub 6: *Betula ermanii* forest

高山岩礫地草本群落が発達している。一方、積雪に覆われる凸型斜面前面にはハイマツ群落が発達している。

標高 1800 m 以下では、標高 1750 m 付近の凹型斜面上の裸地（残雪砂礫地）と雪田群落、標高 1700 m 以下の直線型斜面上の雪田群落と低木帯（主にミヤマハンノキ群落）を除き、標高 1700 m 付近より上部ではハイマツ群落が、下部ではダケカンバ林が優占する。空中写真判読によると、このハイマツ群落とダケカンバ林との境界は明瞭であり、隣接地域へもほぼ同高度で連続することから、標高 1700 m をこの付近の森林限界とした。

なお、気温観測地点の周辺は、森林限界に隣接したハイマツ群落（最大樹高 140 cm）内の小開放地となっており、地表面は地衣類、草本、矮小低木などの群落によって被覆されている。また、周囲のハイマツ群落の樹高から、冬季の最大積雪深は、140 cm 以下と考えられる。例年の消雪時期は 6 月初旬である。

2. 観測方法

上述の大雪山東側の標高 1700 m の森林限界観測点（以下、銀泉台観測点）において、地上に立てた長さ 150 cm の支柱上端に、自然通風が十分可能な直径 10 cm、長さ 20 cm の塩化ビニル製パイプ（白色）を水平南北方向に取り付け、その中にサーミスター温度センサーを設置した。サーミスター温度センサーはケーブルによって KADEC-U 型温度自動記録計（コーナシステム）に接続し、1992 年 9 月 25 日から 60 分間隔で気温の測定・記録を行った。

3. 観測結果

図 3 に 1992 年 9 月 25 日～1996 年 6 月 27 日の日平均気温の推移を示した。ただし、1993 年 10 月 8 日～11 月 6 日の期間は欠測のためデータが欠落している。

全観測期間を通して夏季の日平均気温は 20℃を超えない。その中で、1994 年の場合には、他の年に比べ顕著な高温期間が認められる。この期間中、

17℃を超えた日数は10日を数え、最高値は18.9℃である。これに対し1993年と1995年の場合には、17℃を超えた日数はそれぞれ2日である。とくに、1993年には6月下旬や7月中旬に10℃以下の状態が連続し、日平均気温の変動も他の年に比べて大きい。

一方、冬季の日平均気温に関しては、1992～1993年の場合だけが-20℃を下回っていない。それに対し、1993～1994年の場合には9日、1994～1995年の場合には11日、1995～1996年の場合には13日、-20℃以下を記録している。このうち1995～1996年には-25℃以下（最低値-27.0℃）の日が2日含まれる。

表1には1993～1995年の各年ごとに各月および年間の気温状況をまとめた。ただし、1993年の場合には10月および11月に欠測があるため年間の平均値と積算値に関する項目については示していない。

1993年の場合、最寒月は2月（-14.9℃）に、最暖月は8月（12.5℃）に出現しており、年較差は27.4℃である。また、年間の最高気温、最低気温は、それぞれ23.2℃、-23.0℃である。

1994年の場合、最寒月は1月（-17.9℃）に、

最暖月は8月（14.8℃）に出現しており、年較差は32.7℃である。年平均気温は-1.8℃である。また、年間の最高気温、最低気温は、それぞれ25.9℃、-26.8℃である。

1995年の場合、最寒月は1月（-16.0℃）に、最暖月は7月（12.6℃）に記録されており、年較差は28.6℃である。年平均気温は-1.9℃である。また、年間の最高気温、最低気温は、それぞれ23.0℃、-25.0℃である。

なお、各年とも1～3月および12月には日平均気温が0℃以上の日はなく、逆に6～9月には0℃未満の日は出現していない。また、日較差の月平均値について、その最高値は1993年の場合が7月（8.9℃）に、1994年と1995年の場合が6月（それぞれ8.8℃、8.1℃）に記録されており、最低値は1993年の場合が1月（5.3℃）に、1994年と1995年の場合が12月（それぞれ4.6℃、3.6℃）に記録されている。

IV 森林限界（銀泉台観測点）における 温量指数と15℃・月の高度

表1によると銀泉台観測点、すなわち森林限界で

図3 銀泉台観測点（東斜面森林限界：標高1700 m）における日平均気温の推移（1992年9月26日～1996年6月27日）

Fig. 3 Variation of daily mean air temperature at Ginsendai observation site on the forest line at 1700 m a.s.l. on the eastward slope of the mountains during the period from September 25, 1992, to June 27, 1996

の月平均気温が 5°C を超えたのはいずれの年も6～9月であり、そこから求めた1993～1995年の各年ごとの温量指数は、それぞれ $18.0^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 、 $26.4^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 、 $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ である。

1993年は全国的に冷夏が出現した年であり、北海道においても春季から夏季の低温傾向が示されている(沼田 1994)。銀泉台観測点でも1993年4～7月の月平均気温は、1994年および1995年同月の値を下回っている(表1)。一方、1994年の場合には夏季の高温傾向が顕著であった。銀泉台観測点では、1994年6～9月の月平均気温が1993年および1995年同月の値を上回っており、とくに7月、8月の平均気温は 14°C を超え、1993年同月の値と比較した場合、それぞれ 3.1°C 、 2.3°C 高く、1995年同月の値と比較した場合には、それぞれ 1.9°C 、 3.1°C 高い。また9月においても、1993年と1995年の同月の値に比べ、それぞれ 2.4°C 、 3.1°C ずつ高い。

この点に関し、既設観測地点の気温データからも検証するため、表2に銀泉台観測点の北西方約25 kmに位置するアメダス地点(上川：標高350 m)での気温の準平年値(1979～1990年)と1993～1995年の各年ごとの月平均気温および年平均気温を示した。ここで月平均気温に関し、上川と銀泉台観測点における値の相関を各年ごとに取ってみると、その相関係数は、1993年が0.998(銀泉台観測点において月平均気温が得られていない10月と11月は除く)、1994年が0.999、1995年が0.997となる。

この結果、上川のアメダス地点と銀泉台観測点との月平均気温の推移には高い相関が認められる。このことから、銀泉台観測点で見られた上記の月平均気温の変動傾向は、上川を含めたこの地域に共通したものとしてみとらえられる。

次に、本観測点での温量指数算出に6～9月の月平均気温を用いたので、上川におけるアメダスデータについてもその4カ月間に限って各年ごとに月平

均気温の積算値を求め、その値を準平年値の積算値と比較してみた。その結果、準平年値($66.4^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$)に対し、1993年($63.6^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$)には $-2.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 、1994年($73.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$)には $7.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 、1995年($66.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$)には $-0.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の差がそれぞれ認められた。このことから、6～9月の気温を総合的に見た場合、1995年の値が準平年値にきわめて近いことになる。

以上のことから、月平均気温の推移に関して上川のアメダス地点と高い相関を示した銀泉台観測点においても1995年6～9月の気温状況を準平年に近いものとみなすことができる。その結果、1995年の温量指数 $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を、銀泉台観測点における温量指数の準平年値として差し支えないであろう。

吉良(1948)は、温度条件の面から温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ によって森林限界の位置を説明できるとした。この観点から、沖津・伊藤(1984)は、既存の気象観測所の資料に基づき、気温減率 $0.55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (成瀬ほか、1981)を用いて北海道内における温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度を算出している。そして、その結果が北海道の山岳における実際の森林限界高度を上回ることから、吉良(1948)が提示した温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度は、森林限界に一致しないと結論づけた。その要因として冬季の北西季節風の影響を考えている。本研究で得られた大雪山北部東斜面の森林限界における温量指数 $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ は、 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を上回り、沖津・伊藤(1984)の結論を支持する。

ところで、沖津・伊藤(1984)は、北海道内の各山岳ごとに温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度を推定しており、大雪山北部に含まれるニセイカウシュッペ山と旭岳では、その高度を標高1800 mと推定している。ここでは、便宜的に低所の既存観測データと成瀬ほか(1981)による気温減率 $0.55^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を用いて個々の山岳の温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度を求めている。しかし、本来北海道のような広い地域に分布

表 1. 銀泉台観測点（東斜面森林限界：標高 1700 m）における気温状況

Table 1 Air temperature and the related data at Ginsendai observation site on the forest line at 1700 m a.s.l. on the eastern side of the mountains

1993	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.	YEAR
monthly mean air temp. (°C)	-14.0	-14.9	-12.1	-6.3	2.3	7.4	11.4	12.5	6.7	-	(-6.5)	-12.9	-
monthly mean daily max. air temp. (°C)	-11.3	-11.9	-8.3	-2.5	6.3	11.5	16.2	17.3	10.2	-	(-2.9)	-9.7	-
monthly mean daily min. air temp. (°C)	-16.6	-17.4	-15.5	-9.4	-1.2	3.9	7.2	8.9	3.4	-	(-9.7)	-15.5	-
monthly mean diurnal range (°C)	5.3	5.5	7.1	6.8	7.5	7.7	8.9	8.5	6.8	-	(6.8)	5.8	-
monthly max. air temp. (°C)	-4.1	-3.9	-0.3	4.6	17.3	19.0	23.2	21.8	15.4	-	(10.8)	-3.0	23.2
monthly min. air temp. (°C)	-20.9	-21.2	-19.9	-15.2	-6.9	-0.8	2.7	4.4	-1.6	-	(-17.4)	-23.0	-23.0
number of days daily mean temp. ≥ 0 °C	0	0	0	3	23	30	31	31	30	-	(5)	0	-
number of days daily mean temp. < 0 °C	31	28	31	27	8	0	0	0	0	-	(25)	31	-
1994	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.	YEAR
monthly mean air temp. (°C)	-17.9	-14.5	-13.5	-5.1	2.6	8.0	14.5	14.8	9.1	0.8	-6.3	-14.3	-1.8
monthly mean daily max. air temp. (°C)	-14.8	-12.1	-9.7	-1.3	6.7	12.8	19.2	19.0	12.8	4.4	-2.9	-11.8	1.9
monthly mean daily min. air temp. (°C)	-20.5	-16.8	-16.5	-8.6	-1.5	4.0	10.8	11.6	5.9	-2.6	-9.5	-16.5	-4.9
monthly mean diurnal range (°C)	5.7	4.7	6.7	7.3	8.2	8.8	8.3	7.4	6.9	7.0	6.6	4.6	6.9
monthly max. air temp. (°C)	-7.3	-2.0	-2.1	8.8	17.1	20.5	25.9	22.9	21.2	12.8	4.6	0.1	25.9
monthly min. air temp. (°C)	-26.8	-24.4	-19.6	-15.9	-10.4	-0.5	5.5	8.1	-0.4	-9.9	-18.3	-24.1	-26.8
number of days daily mean temp. ≥ 0 °C	0	0	0	2	20	30	31	31	30	20	2	0	166
number of days daily mean temp. < 0 °C	31	28	31	28	11	0	0	0	0	11	28	31	199
1995	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.	YEAR
monthly mean air temp. (°C)	-16.0	-15.0	-11.3	-4.4	3.0	8.0	12.6	11.7	6.0	2.5	-6.7	-13.1	-1.9
monthly mean daily max. air temp. (°C)	-13.4	-11.2	-7.2	-0.8	6.7	12.2	16.6	15.4	9.8	6.0	-3.6	-11.2	1.6
monthly mean daily min. air temp. (°C)	-18.7	-17.6	-14.7	-7.8	-0.2	4.1	9.3	8.5	2.7	-0.4	-9.8	-14.8	-5.0
monthly mean diurnal range (°C)	5.3	6.4	7.5	7.1	6.9	8.1	7.3	7.0	7.1	6.4	6.2	3.6	6.6
monthly max. air temp. (°C)	-7.0	-6.1	0.8	9.6	15.2	21.2	23.0	18.4	15.6	16.3	5.0	-4.2	23.0
monthly min. air temp. (°C)	-25.0	-21.3	-21.4	-13.8	-5.4	-2.4	3.3	5.3	-0.6	-8.1	-14.3	-18.9	-25.0
number of days daily mean temp. ≥ 0 °C	0	0	0	7	25	30	31	31	30	24	2	0	180
number of days daily mean temp. < 0 °C	31	28	31	23	6	0	0	0	0	7	28	31	185

表2 上川 (アメダス地点: 標高 350 m)における月平均気温 (°C)
Table 2 Monthly mean air temperature (°C) at Kamikawa observation site from the AMeDAS, 350 m a.s.l.

	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.	YEAR
1979 ~ 1990	-9.1	-8.5	-3.9	3.2	9.5	14.7	18.5	19.6	13.6	6.8	0.4	-4.9	5.0
1993	-6.3	-6.5	-3.4	2.3	8.9	14.1	17.5	17.9	14.1	7.1	1.4	-4.8	5.2
1994	-10.1	-6.3	-4.7	2.6	10.8	14.7	20.6	22.0	16.2	8.2	1.6	-5.9	5.8
1995	-8.2	-7.8	-3.4	4.0	11.1	14.9	19.3	18.5	13.6	8.5	1.9	-4.7	5.6

する個々の山岳の温量条件を議論する場合には、それぞれの山岳の気候環境を十分に吟味するか、あるいは実際に観測を行い、その気温データを用いるべきである。また、気温減率は、地域や季節により異なった値を取る (吉野 1986) ことから、気温減率を用いて広い地域に分布する個別の山岳の、しかも森林限界という地表面付近の現象の温量条件を議論する際に、各場所ごとの気温支配要因 (地形条件、植生条件、積雪条件など地表面付近の諸条件) とその関与の度合いを考慮せず、一律に同じ気温減率値を用いることは適切でない。

すでに、銀泉台観測点の西南西約 2.5 km (赤岳山頂の南西約 0.8 km) の小泉岳北西斜面上 (標高 2010 m 地点) においても、同様の観測方法により 1995 年 6 ~ 9 月の気温データが得られている¹⁾。したがって、本研究の赤岳東尾根上の温量条件を議論する場合には、広範な地域の議論に用いられた気温減率値 (0.55 °C/100 m) を使うよりは、赤岳東尾根付近の森林限界以上において観測された気温データに基づく気温減率値を用いることの方がより妥当である。銀泉台観測点と小泉岳北西斜面観測点における気温データから、両地点間の気温減率は 0.67 °C/100 m となる。この気温減率値と銀泉台観測点 (標高 1700 m) における温量指数 18.3 °C・月を用いて計算した銀泉台観測点付近の温量指数 15 °C・月の高さは、標高 1823 m である。

V 風衝地 (高根ヶ原観測点) における 気温との比較

大雪山中央部を南北に走る山稜が緩やかな鞍部を呈する標高 1700 ~ 1880 m 付近に、高根ヶ原と呼ばれる西向きの緩斜面が広がる。その東縁頂稜部の東側には地すべりによる急崖が形成されている。西寄りの冬季卓越風に対し風衝側となる高根ヶ原上では、東縁頂稜部から西側のハイマツ群落縁辺部までの約 150 m 間、風衝砂礫地や高山岩礫地草本群落、高山風衝地矮性低木群落が分布する。一方、風背側積雪斜面となる東側の急崖部には残雪砂礫地を中心として雪田群落が成立している。高根ヶ原周辺の森林限界高度は、西斜面で約 1600 m、東斜面で約 1500 m である。高根ヶ原上の積雪はせいぜい 20 cm 程度であり、融解期に入る 5 月上旬までにはほとんど消雪する。そのため土壌凍結が進み、8 月下旬くらいまで凍土が残る。この高根ヶ原の高山風衝地矮性低木群落内の標高 1710 m 地点 (高根ヶ原観測点、図 1) において、銀泉台観測点と同様の方法により 1992 年 10 月 ~ 1993 年 9 月の 1 年間の気温データが得られている (高橋 1995)。

銀泉台観測点の南南西約 7 km に位置する高根ヶ原観測点 (標高 1710 m) は、銀泉台観測点 (標高 1700 m) とほぼ同高度に位置する。また、銀泉台観測点においても同期間 (1992 年 10 月 ~ 1993 年 9 月) の気温データが得られている (高橋 1995) ことから、標高差に関する要因をとくに考慮せずに両地点の気温状況を比較することができる。

表3に上記期間の両観測点における各月および1年間の気温状況を示した。各月の平均気温については、高根ヶ原の風衝砂礫地における値の方が、いずれの月においても低い、その差は、2月、3月に最小(0.4℃)、5月に最大(1.9℃)となり、全般的には冬季に小さく、夏季に大きい。このため気温年較差は、高根ヶ原観測点(風衝砂礫地)の値(26.4℃)よりも銀泉台観測点(森林限界)の値(27.4℃)の方が大きい。年平均気温では1.0℃の差が見られる。また、10~11月および4~6月に

は日平均気温0℃未満の日が高根ヶ原において多く出現している。

ところで、地表面条件の違いは、地表面での熱収支に与える影響が強く、接地境界層内の気候にとって重要である(吉野 1986)。そのため、上述のような気温差が生じた原因として、既述した両観測点間の地形条件の違い(銀泉台観測点:東向き尾根型斜面, 高根ヶ原観測点:西向き鞍部状緩斜面)、植生条件の違い(同:ハイマツ群落とダケカンバ帯とが成す森林限界, 同:風衝地)、冬季積雪深の違い

表3 高根ヶ原観測点(風衝地:標高1710 m)と銀泉台観測点(森林限界:1700 m)における1992年10月~1993年9月の気温状況

Table 3 Air temperature and related data from October 1992 to September 1993 at Takanegahara (wind-blown area, 1710 m a.s.l.) and Ginsendai (forest line, 1700 m a.s.l.) observation sites

Takanegahara	OCT.	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT. 92 ~ SEP. 93
monthly mean air temp. (°C)	-0.1	-7.8	-12.8	-14.6	-15.3	-12.5	-7.0	0.4	6.1	10.2	11.1	6.1	-3.0
monthly mean daily max. air temp. (°C)	4.0	-4.5	-10.4	-12.0	-12.3	-8.9	-3.0	4.1	9.8	15.0	15.2	9.6	0.6
monthly mean daily min. air temp. (°C)	-3.4	-11.3	-15.4	-17.4	-17.9	-16.1	-10.9	-3.1	2.8	5.9	7.2	2.9	-6.3
monthly mean diurnal range (°C)	7.4	6.7	5.0	5.4	5.6	7.3	8.0	7.1	6.9	9.1	7.5	6.7	6.9
monthly max. air temp. (°C)	16.3	2.8	1.9	-5.2	-6.2	-3.3	4.8	14.2	16.7	20.8	21.8	15.5	21.8
monthly min. air temp. (°C)	-10.2	-17.8	-20.0	-21.1	-21.6	-20.4	-14.9	-11.1	-1.7	-0.6	4.5	-1.1	-21.6
number of days daily mean temp. $\geq 0^{\circ}\text{C}$	17	0	1	0	0	0	2	18	28	31	31	30	158
number of days daily mean temp. $< 0^{\circ}\text{C}$	14	30	30	31	28	31	28	13	2	0	0	0	207

Ginsendai	OCT.	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUN.	JUL.	AUG.	SEP.	OCT. 92 ~ SEP. 93
monthly mean air temp. (°C)	1.0	-6.9	-12.0	-14.0	-14.9	-12.1	-6.3	2.3	7.4	11.4	12.5	6.7	-2.0
monthly mean daily max. air temp. (°C)	4.8	-3.2	-9.1	-11.3	-11.9	-8.3	-2.5	6.3	11.5	16.2	17.3	10.2	1.7
monthly mean daily min. air temp. (°C)	-2.2	-10.4	-14.6	-16.6	-17.4	-15.5	-9.4	-1.2	3.9	7.2	8.9	3.4	-5.2
monthly mean diurnal range (°C)	7.0	7.2	5.5	5.3	5.5	7.1	6.8	7.5	7.7	8.9	8.5	6.8	7.0
monthly max. air temp. (°C)	17.2	4.8	2.7	-4.1	-3.9	-0.3	4.6	17.3	19.0	23.2	21.8	15.4	23.2
monthly min. air temp. (°C)	-8.7	-18.1	-19.0	-20.9	-21.2	-19.9	-15.2	-6.9	-0.8	2.7	4.4	-1.6	-21.2
number of days daily mean temp. $\geq 0^{\circ}\text{C}$	19	1	1	0	0	0	3	23	30	31	31	30	169
number of days daily mean temp. $< 0^{\circ}\text{C}$	12	29	30	31	28	31	27	8	0	0	0	0	196

(同：最大積雪深 140 cm 程度，同：同 20 cm 程度)と春季以降の消雪時期の違い(同：5月上旬以前，同：6月上旬)などが考えられるが，現時点ではこれらの諸条件と気温との関係を十分に検討できるだけのデータは得られていない。しかし，このように同じ山岳地域のほぼ同じ高度にありながら，気温状況に明らかな差が見られるということは，気温に関連して地表面で生じる諸現象を扱う場合，その対象地域の気温支配要因を十分考慮しなければならないことを示している。

両地点において夏季の気温差が大きいということは，温量指数の差にも大きな影響をもたらす。1993年の気温から求められる温量指数は，銀泉台観測点(森林限界)で $18.0^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ ，高根ヶ原観測点(風衝砂礫地)で $13.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ であり，高根ヶ原観測点の温量指数は，吉良(1948, 1949)の示した森林限界の温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を下回る。ただし，前述したように1993年夏季には低温現象が出現しており，温量指数の平年値は，上記の値を上回るはずである。そこで，銀泉台観測点における温量指数の準平年値とみなした1995年の値 $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ と1993年の同指数との差 $0.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を高根ヶ原観測点の1993年の温量指数に単純に加算すると，その値は $13.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ となり，なお $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を下回る。

銀泉台付近における温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度を求める際の気温減率として $0.67^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を用いたが，高根ヶ原観測点では，その北約4 kmに位置する白雲岳山頂部(2210 m)との間で1992年5月下旬～6月中旬の実測値に基づいた気温減率($0.58^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)が得られている(高橋 1995)。白雲岳山頂は高根ヶ原へと続く南北性主稜線の北端にあたり(図1)，主稜線沿いに幅100～200 mの風衝地(風衝砂礫地，高山岩礫地草本群落，高山風衝地矮性低木群落)が続く両地点間の地表面状況は，ほぼ均質であると考えられる。したがって，銀泉台観測点周辺(東斜面上)とは地表面状況が異なる高根ヶ

原周辺(南北性主稜線上)の温度状況を議論する際には，やはりこの付近の気温支配要因を反映した高根ヶ原観測点と白雲岳山頂部との実測気温から求められた気温減率 $0.58^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を用いる方が妥当である。この値を用いて算出した高根ヶ原付近における温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度は，標高1658 mである。この値は，Sone(1990)が推定した大雪山における永久凍土分布の下限高度(標高1650 m)にきわめて近い。

銀泉台観測点において推定された温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度(標高約1823 m)と高根ヶ原における同推定高度との間には165 mの差がある。この高度差は，地形条件の違いとそれによる風衝の度合いの違い，そしてそれに伴う積雪分布や植生分布など地表面付近における気温支配要因の違いによりもたらされたと考えるのが妥当であろう。これら気温支配要因の関与についての詳細な検討は今後の課題である。ただし，ここに示された結果は，大雪山のような山岳において上部の気温を推定する場合，単純に既存の気象資料と一般的な気温減率値を用いるのではなく，地表面状況を含めた気温支配要因を十分に考慮しなければならないことを示唆している。

標高1660 mを超える風衝地は，大雪山北部においては山稜部伝いに面的広がりを持って連続し，中央部の高根ヶ原や南部のトムラウシ山を中心とした地域にも連続的に分布する。そして，最初にも述べたように風衝砂礫地を中心に永久凍土をはじめとする各種の周氷河現象が出現している。これらの風衝地の形成が山頂現象によるものである可能性は大きい。本研究の結果から，この風衝地という条件が気温支配要因の一つとして大雪山山稜部の気候環境に影響を与えている可能性は十分にある。したがって，山頂現象の影響を受けているにしろ，温度的にも，また気候地形学的にも，明らかに大雪山山稜部に高山帯を認めることができる。そして，銀泉台観

測点周辺や高根ヶ原観測点周辺において見られるように、温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 以下の領域においても、なおかつハイマツ帯が形成されている。このことは、ハイマツ群落の存在が日本において高山帯を考慮する場合の否定要因ではなく、ハイマツ群落自体が大雪山のような高山帯にも十分に侵入し得る植生であることを示している。

VI おわりに

本研究では、これまで既存の気象観測データからの推定によってのみ議論されてきた森林限界の温度条件に関し、大雪山北部東斜面の森林限界における実測気温データを提示した。その結果、標高 1700 m の森林限界（銀泉台観測点）における温量指数は $18.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ であり、吉良（1948, 1949）が日本における森林限界高度の温量指数とした $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ を上回った。そこで、 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度を推定したところ、標高 1823 m という値が求められた。

一方、銀泉台観測点とほとんど同高度にある風衝地（高根ヶ原観測点：標高 1710 m）の実測気温データと比較してみたところ、高根ヶ原観測点（風衝地）における温量指数 $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ の高度（標高 1658 m）が銀泉台観測点（森林限界）に比べ 165 m も低いことが示された。このことにより、山岳上部の気温が単に高度のみによって支配されるのではなく、山頂現象に関係する地形、積雪、植生などの諸条件が大きく関わっている可能性が示唆された。

この結果、大雪山では風衝地周辺で森林限界が低下するとともに、同高度の森林限界付近よりも気温が低下し、周氷河地域がより低高度まで広がっている。そのため、温度条件および気候地形学的条件から見ると、大雪山山稜部には水平的にも垂直的にも連続性を持った高山帯を認めることができる。

今後、西斜面の森林限界付近においても同様の気温観測を行うとともに、本文中で触れたいくつかの課題について検討することにより、大雪山における

森林限界の成立要因および高山帯の位置づけがさらに明確になるであろう。

本研究には 1995・1996 年度文部省科学研究費補助金、基盤研究（B）「日本の高山帯における周氷河現象とその環境に関する研究」（代表者：高橋伸幸、課題番号：07458023）の一部を使用した。

（投稿 1997 年 8 月 27 日）

（受理 1998 年 2 月 7 日）

注

- 1) 筆者は、小泉岳北西斜面上の風衝地において、1993 年 9 月以降、本研究の気温観測と同様の方法により 60 分ごとの気温観測を行っている。その結果については未公表であるが、本研究では赤岳東尾根上の気温減率を求める目的のため、銀泉台観測点の温量指数を算出する際に用いたと同じ期間（1995 年 6～9 月）の気温データを利用した。

文 献

- 伊藤浩司・佐藤 謙 1981. 大雪山系現存植生図および概説。北海道。
- 大森博雄・柳町 治 1989. 北海道におけるハイマツ帯下限およびダケカンパ帯上限、下限の温度領域。地学雑誌 98: 1-18.
- 沖津 進 1984. ハイマツ群落の生態と日本の高山帯の位置づけ。地理学評論 57A: 791-802.
- 沖津 進・伊藤浩司 1984. 北海道山岳の森林限界高度と WI 15. 日本生態学会誌 34: 341-346.
- 吉良竜夫 1948. 温量指数による垂直的な気候帯のわちかたについて——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』（林業解説シリーズ 17）日本林業技術協会。
- 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 年の気温観測資料。低温科学 物理篇 51 資料集: 31-48.
- 高橋伸幸 1995. 大雪山の高山帯における 1992-1993 年の気温・日射量資料。北海学園大学学園論集 84: (41)-(57).
- 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バルサ。地理学評論 61A: 665-684.
- 成瀬廉二・高橋修平・藤木忠美 1981. 気候変化にともな

う北海道山地の融雪量変動およびその結果から推定される氷期の年積雪量. 低温科学 物理篇 40: 67-81.

沼田 武 1994. '93 年暖候期における道内の低温現象. 北海道ウォーターフロント研究 4: 27-34.

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.

吉野正敏 1986. 『小気候』 地人書館.

Sone, T. 1990. The permafrost environment of the

Daisetsu Mountains, central Hokkaido, northern Japan. *Environmental Science, Hokkaido University* 13(2): 1-28.

Takahashi, N. 1990. Environmental-geomorphological study on the Holocene mire development in the Daisetsuzan Mountains, central Hokkaido, northern Japan. *Environmental Science, Hokkaido University* 13(1): 93-156.

Geographical Review of Japan 71A-8 588-599 1998

Air Temperature Conditions at the Forest Line Level on the Eastern Side of the Northern Daisetsuzan Mountains, Central Hokkaido, Northern Japan

Nobuyuki TAKAHASHI (Faculty of General Education, Hokkai-Gakuen Univ.)

In Japanese mountains, the altitude of the forest line is often controlled by factors, such as thermal conditions, prevailing wind, and superficial deposits. The vegetation above the forest line of high Japanese mountains is characterized by the *Pinus pumila* community which essentially belongs to the upper part of the forest zone. The vegetation is different from that of high European mountains which are characterized by conifer krummholz. From this vegetational point of view, the existence of the alpine zone in vertical distribution such as in high European mountains is sometimes not the same as in Japan. The area above the forest line in high Japanese mountains, however, nearly corresponds to the periglacial area. Therefore, when natural phenomena in the upper part of the forest line of high Japanese mountains are studied from the viewpoint of climatic geomorphology, it is important to clarify the controlling factors and the current climatic conditions of the forest line.

In this study, air temperature observations were carried out at the forest line of 1,700 m a.s.l. (Ginsendai observation site) on the eastern side of the northern Daisetsuzan Mountains, and the air temperature at the wind-blown site of 1,710 m a.s.l. (Takanegahara observation site) on the main ridge running north to south, about 7 km SSW of the Ginsendai observation site, was also observed for the purpose of comparing the air temperature with that of the former site.

The results of air temperature observations in 1993, 1994, and 1995 at the forest line, Ginsendai, are shown in Table 1. The annual mean air temperatures were -1.8°C in 1994 and -1.9°C in 1995. The mean air temperatures in the coldest month in 1993, 1994, and 1995 were -14.9°C , -17.9°C , and -16.0°C , respectively, and those in the warmest month were 12.5°C , 14.8°C , and 12.6°C , respectively. The monthly mean air temperatures from June to September in 1995, which were higher than the standard temperature (5°C) and were almost normal, gave a warmth index (WI) of $18.3^{\circ}\text{C} \cdot \text{months}$ at the forest line. This WI value exceeds $15^{\circ}\text{C} \cdot \text{months}$ of Kira's WI for the forest line in Japan. The altitude of WI $15^{\circ}\text{C} \cdot \text{months}$ around the observation site is estimated at 1,823 m a.s.l. This result supports the proposal that the forest line of the Daisetsuzan Mountains is controlled not by thermal conditions but by other factors such as the prevailing westerly wind in winter or superficial deposits.

The results of air temperature observations from October 1992 to September 1993 at Ginsendai and Takanegahara are shown in Table 3. The mean annual air temperature at Takanegahara, a wind-blown site, was -3.0°C , lower than that at Ginsendai at the forest line by 1°C , which suggests that the thermal conditions of Takanegahara correspond to those of the discontinuous permafrost zone. The WI at Takanegahara is estimated $13.8^{\circ}\text{C} \cdot \text{months}$, and the altitude of WI $15^{\circ}\text{C} \cdot \text{months}$ is 1,658 m a.s.l. These thermal conditions indicate that Takanegahara clearly belongs to the alpine zone. The present forest line is situated at about 1,500 m a.s.l. around Takanegahara. Although both observation sites are located at almost the same altitude, there is a conspicuous difference in thermal conditions between the two. This is considered to be caused by the difference in the controlling factors of temperature, such as snow cover and vegetation cover, on the ground surface which are influenced by the landform and prevailing wind conditions.

Around the main ridges such as Takanegahara strong prevailing winds in winter caused the altitude of the forest line to be lowered. Consequently climatic conditions equivalent to that of the alpine zone in terms of thermal condition are produced on the main ridge, where periglacial phenomena are distributed widely. As a result, the alpine zone can be defined on the upper part of the Daisetsuzan Mountains from the viewpoint of climatic geomorphology.

Key words : forest line, warmth index, *Pinus pumila* community, alpine zone, Daisetsuzan Mountains