

大雪山における積雪期の気象状況について*

菊地時夫** 金田安弘*** 山田知充****

要旨

1977年12月から78年5月にかけて、大雪山旭岳西斜面の高度1595mと1070mで測定した気温と風速の記録から、山岳地帯における積雪期の気象状況を調べた。旭岳西斜面につながる上川盆地内の3ヶ所の気象官署のデータも加味して気温の高度分布を調べると、冬期には平地から山岳地帯下部にかけて気温減率が小さくなり、逆転の現われることが多かった。特に晴天日に逆転が現われることから、放射冷却によって接地逆転が形成されることが主要な原因であることがわかった。一方、風の観測からは、高度約1400mの樹林限界より上部の高山裸地帯では、強風のため地ふぶきによる積雪の移動・再配分が激しいが、樹林帯内では風が非常に弱く、一度堆積した雪はほとんど移動しないことが明らかとなった。

1. はじめに

現在までに、山地における多年性雪溪の研究や、水資源に関連した積雪調査は、菅谷(1948)をはじめとして数多く行なわれてきた。しかし、雪の堆積機構や変態過程・融雪機構に関係する風速や気温など気象要素の現場観測は少なく、必要に応じて平地や高層の定常観測値から推定することが多かった。1977年から1978年にかけて行なわれた大雪山旭岳の積雪調査(山田他, 1978a)の際、山岳地帯の高度を変えた2地点で気温と風速の冬期における連続記録を得ることができた(山田他, 1978b)。これに、平地や高層の定常観測値を加えて解析することにより、積雪期の山岳地帯の気象状況が明らかとなったので報告する。

2. 観測および資料

観測の行なわれた旭岳西斜面とそれに連なる上川盆地の地形図を、第1図に示す。標高2290mの旭岳は北海道の中央部に位置し、東側は大雪山系につながり、西側は比較的単調な傾斜で麓の上川盆地に続いている。上川盆地は、高度100mから400mまで緩やかに変化し、ほぼ平

坦な平野部であるが、400mから森林となり山岳斜面に移行している。そこで、この高度より上を山岳地帯、下を平地と呼ぶことにする。また、大雪山系における樹高20~30mの樹林帯は高度400mから始まり、樹林限界は約1400mである。それより高地の植生は冬期雪の下に埋まってしまうので、高山裸地帯と呼び、これより下部の標高400mまでを樹林帯と呼ぶことにする。

山岳地帯での気象観測は、高山裸地帯の高度1595mにあるロープウェイ終点姿見駅と、樹林帯内の高度1070mにある湧駒別で行なわれた。姿見駅ではサーミスタ温度記録計により気温を、湧駒別では熱電対温度計と三杯風速計により気温と風速を、それぞれ連続自記記録した。測定に用いた温度計は、観測の前後に恒温槽と標準温度計を用いて検定を行なったが、感部の遮光や通風の条件の違い、読取りなどによる誤差が1°C程度あるものと思われる。また、姿見駅には風向風速の自記記録がなされており、観測期間(1977年12月~1978年5月)の記録を借用した。これらの記録は、3時間毎に前後1時間の平均値を読み取り、気温や風速の日平均値や風向・風速頻度などの統計値の計算に用いた。

一方、平地から山岳地帯にかけての気温の分布や、これと自由大気での値との関係を知るため、気象官署による定常観測のデータを利用した。使用したのは、旭岳西斜面の延長上にある、高度370mの忠別地域気象観測所(ただし1978年1月から)、215mの東川地域気象観測所、111mの旭川地方気象台の3ヶ所の日平均気温(北海道気象月報)と、札幌管区気象台の850mb(高度約1300~1450m)の気温・風速(天気図)である。これら気象官

* Meteorological features in the snow season in Mt. Daisetsu.

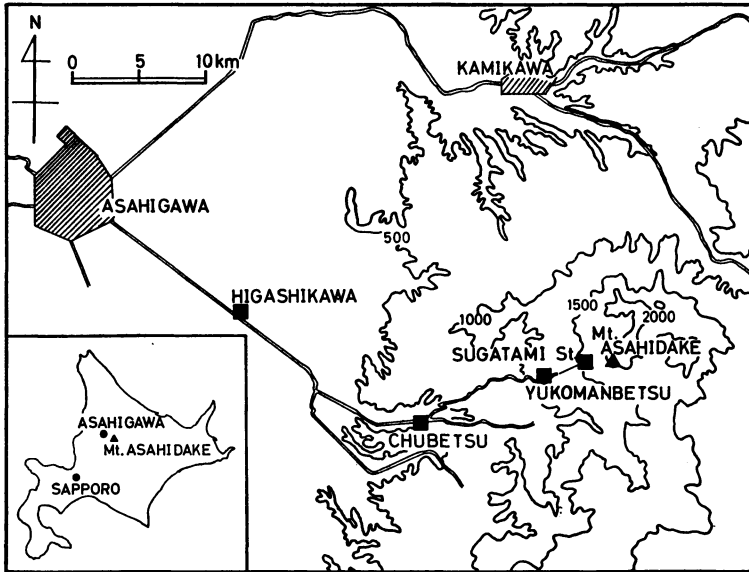
** Tokio Kikuchi, 高知大学理学部.

*** Yasuhiro Kaneda, 北海道大学大学院理学研究科.

**** Tomomi Yamada, 北海道大学低温科学研究所.

—1979年6月23日受領—

—1979年9月25日受理—



第1図 観測地点と周辺地形

署のデータの一部は、山岳地帯の気象観測における欠測の補充にも使われた。

3. 欠測値の推定補充

山岳地帯で観測した気温と風向風速の毎日の平均値(風向は最頻値)を、第2図a, bに示した。図には、平地の東川の気温も同時に示してある。今回の測定では、記録計の保守点検を頻繁に行なうことができなかったため、欠測がかなり生じた。第2図には、欠測期間を細い実線または破線で示してある。このままでは月平均値など長期間の統計値が計算できないため、気象官署の定常観測値を用いて推測を試みた。従来、山岳地帯での気温データが全くない場合には、山麓の最も近い観測点の値から、気温減率を適当に仮定して計算したり、高層データを用いて目的の地点と同じ高度の気温を使うなどの方法が用いられてきた。今回の場合は、全観測期間の6~8割は測定値が得られているため、平地と高層における気象官署での定常観測値を使って山岳地帯で測定したデータを回帰分析し、その相関がよければ、欠測日についても得られた回帰式が成り立っているものとして計算し補充することにした。

旭岳に最も近い観測点である忠別のデータは、1978年1月からしか発行されていないため、平地の代表点としては東川を選ぶことにした。東川と札幌 850 mb の日平

均気温(それぞれ T_H , T_S)を使って、姿見駅と湧駒駅の日平均気温(それぞれ T_A , T_Y)を回帰式で表わすと、次のようになった。

$$T_A = 0.20 T_H + 0.78 T_S - 2.6 \pm 1.5$$

$$T_Y = 0.36 T_H + 0.61 T_S - 0.8 \pm 1.3$$

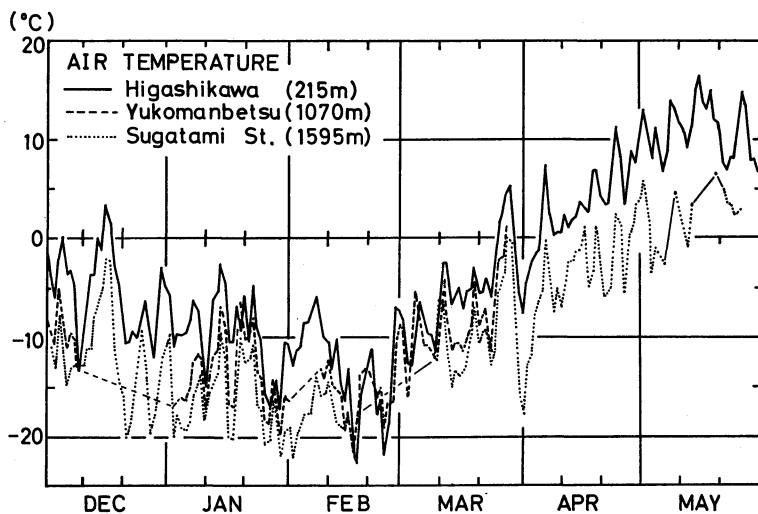
ただし、式の末尾につけた±に続く値は標準誤差を表わす。なお、 T_A , T_Y , T_H は1日8回の測定の平均値であるが、 T_S は1日2回(09時, 21時)の観測の平均値を用いた。また、得られた重相関係数は、 T_A , T_Y の両方とも0.98であった。

以上に述べた回帰式による推定誤差は、前節で触れた測定誤差と同程度であり、十分な精度と考えられる。そこで、これらの回帰式を用いて欠測日の日平均気温を補充した。

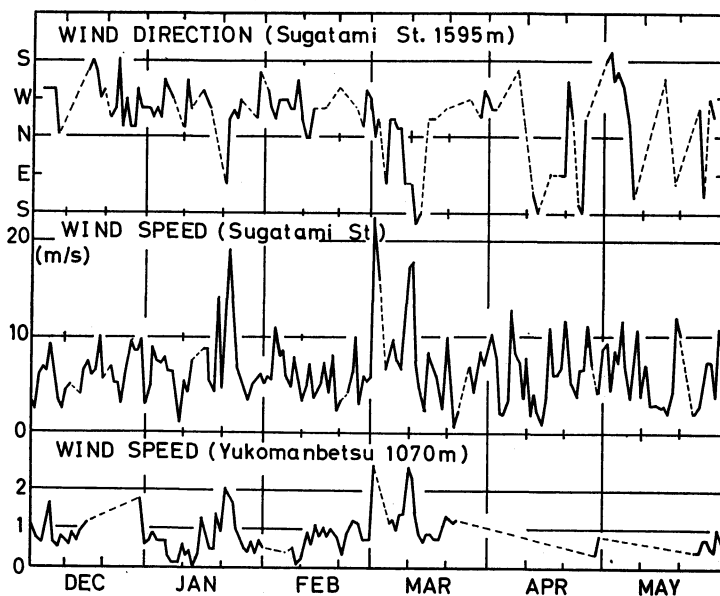
なお、風速についても同様の試みを行なったが、札幌の他に根室と稚内の850 mbの風速を使っても、相関係数は0.8程度にしかならなかったため、欠測の補充は行なわなかった。これは、風速が気温と違って地形に大きく影響されるためと考えられる。

4. 気温の高度分布

気温の高度分布の季節変化を見るために、月平均気温の高度分布を第3図に示した。図には、各月の札幌 850 mb 平均気温もその月の平均高度の位置に示してある。



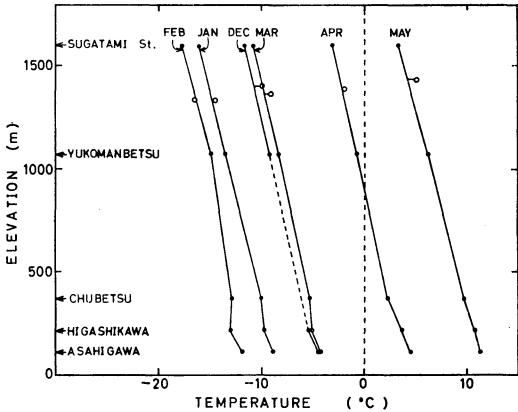
第2図 a 東川地域気象観測所，湧駒別温泉，ロープウェー姿見駅における日平均気温の季節変化（1977～1978年）。



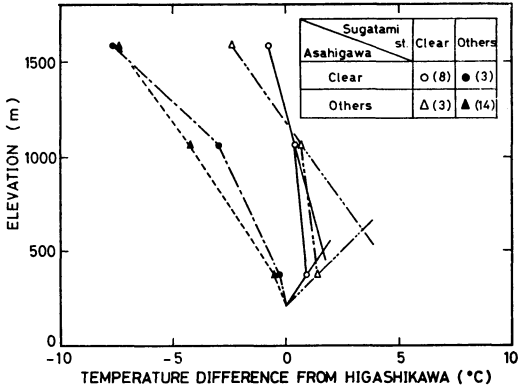
第2図 b 湧駒別温泉における日平均風速および姿見駅における日平均風速と最多風向の季節変化（1977～1978年）。

各高度の気温は2月に最低となり，1月，12月，3月，4月，5月の順で高くなっている。高度370mの忠別より上部の山岳地帯では，2月を除いてはほぼ一定の気温減率（約0.5°C/100m）であるが，忠別より下部の平地では，冬期（12～3月）の東川の気温低下が大きい

め，忠別・東川間の気温減率が著しく小さくなり，気温減率の月による変化も大きい。特に2月には，東川・忠別間に気温の逆転さえ見られ，それより上部の忠別・湧駒別間の減率も0.29°C/100mにまで小さくなっている。一方，春の気温分布を見ると，4月には平地の気温



第3図 月平均気温の月別高度分布。○は札幌 850 mb の気温。



第4図 2月における天気別の東川を規準にした気温差の高度分布。

減率の方が山岳地帯に比べ若干大きくなっているが、5月の分布では、旭川から姿見駅まではほぼ一定の減率である。なお、菅谷・小林(1948)によっても、忠別から湧駒別にかけて4月以降の気温は高度とともに低下していることが報告されている。観測期間を通じて平均した、山岳斜面上の姿見・湧駒別間の気温減率は0.49°C/100mであり、札幌の地表・850 mb 間の平均減率0.62°C/100mと比べるとかなり小さい。

吉野(1961)は、湿潤断熱減率が気温によって変化するため、日本の多くの山で測った気温減率は夏に比べて冬の方が大きいと述べているが、今回の結果は明らかに逆の傾向を示している。今回と同様の結果は、吉野(1961)も一部に筑波山の例としてあげており、放射冷却による

接地逆転の影響であるとしている。観測された気温逆転が放射冷却によるものかどうかを見るためには、天気と気温分布の関係を調べる必要がある。そこで、天候による気温分布の変化について、気温減率が最小となった2月について解析を行なった。

天気の資料は姿見駅と旭川で得られたので、山岳地帯の天気は姿見駅のデータで、平地の天気は旭川のデータで代表させた。それぞれの観測点の資料から、1日を通じて晴れていた時間が長いと思われる日を晴天とし、それ以外の日と区別した。ただし、姿見駅と旭川の晴天日は必ずしも一致しなかったため、それぞれの地点が晴れていたか否かによって四つの場合に分け、第4図右上の表にそれぞれの場合の日数を示した。第4図には、東川を基準としてそれより上部の3地点の東川との気温差を求め、上記の四つの場合に分けて、それぞれについて平均した値の高度分布を示した。

この四つの分布を比較すると、気温の分布状態は山岳地帯の天気ではほぼ決定されることがわかる。つまり、山岳地帯で晴れている場合(○, △)には、平地が晴れていてもいなくても、東川・忠別間に逆転が現われているのに対し、山地が晴れていない場合(●, ▲)は平地の旭川の天気にかかわらず、忠別の方が東川よりも気温が低くなって、逆転は起こっていない。山岳地帯も平地も晴れていて、放射冷却が卓越すると考えられる日(○)には気温の逆転が現われており、その日数が8日間もあることから、冬期の気温減率が小さくなる主な原因が放射冷却による接地逆転にあると結論できよう。

一方、山岳地帯だけが晴れている場合(△)は3日しかなかったが、この時にも逆転が出現しており、これは放射冷却だけでは説明できない。このような条件のもとで出現する逆転の原因として考えられるのは、比較的低高度に存在する前線面である。しかし、天気図を参照しても、低気圧やこれに伴う前線を確認できない場合があった。この場合はむしろ、放射冷却で盆地に溜った冷気と、一般風の西風との間に地形性前線が形成されていたと見るべきであろう。冬の季節風が比較的弱くなった時には、北陸前線などの地形性前線が発達することが知られており(気象庁, 1968)、実際、2月の毎日の天気図と気温の高度分布を見比べると、西高東低の冬型気圧配置の多かった前半には気温逆転の生じる頻度は小さく、気圧傾度が小さくなって季節風の吹出しが弱まった後半に逆転が生じることが多かった。今回の場合にも、北陸前線と同様の地形性前線が存在したと考えられる。

第1表 各測定点の積算寒冷度

	姿見駅	湧駒別	東川	旭川
高度 (m)	1595	1070	215	111
$\Sigma T(\text{deg} \cdot \text{day})$	1937.3	1515.3	1018.3	901.1

第2表 平均気温が 0°C を越えた日

地点	高度 (m)	日平均	7日移動平均
姿見駅	1595	4月16日	4月25日
湧駒別	1070	3月27日	4月20日
忠別	370	3月25日	4月6日
東川	215	3月25日	4月4日
旭川	111	3月25日	4月3日

以上のように、冬期には放射冷却や地形性前線の影響で、平地から山岳地帯下部にかけて気温逆転が生じることがわかった。また、第4図で逆転が現われる条件(姿見駅が晴天)のとき、東川・忠別間、姿見・湧駒別間を結ぶ直線をそれぞれ外挿しその交点を求め、逆転層の平均的な高さと考え、これが500~600mであることがわかる。気温の逆転が見られる場合、その高度分布は直線的でないから、気温減率を仮定して平地の観測値から山岳地帯の気温を推定することは、原理的に大きな誤差を生ずることになる。第3節で得られた回帰式において、 T_H の係数よりも T_S の係数が大きいことや、第3図で高層の気温と同高度の山岳地帯での気温との一致が比較的よいことから、標高約600mより上の山岳斜面における気温の推定には、高層観測値を利用した方がよりよい結果を与えるであろう。

5. 気温に関するその他の特徴

ある地点の寒さを表わす指標として積算寒冷度(寒候期における日平均気温 0°C 以下の値の積算値)を使うことがあり、北海道各地の積算寒冷度を計算した表(日本気象協会北海道本部, 1973)や、その分布を示した地図(福田・武田, 1975)が作られている。しかし、これらは平地についての値であり、山岳地帯での積算寒冷度の高度分布についてはあまり調べられていない。そこで、今回得られたデータから各測定点の積算寒冷度を計算し、第1表に示した。ただし、山岳地帯では10月から、平地でも11月には日平均気温が 0°C 以下になる日があるため、観測期間外の10、11月の姿見駅、湧駒別の日平

均気温は第2節で得られた回帰式を用いて推定した。

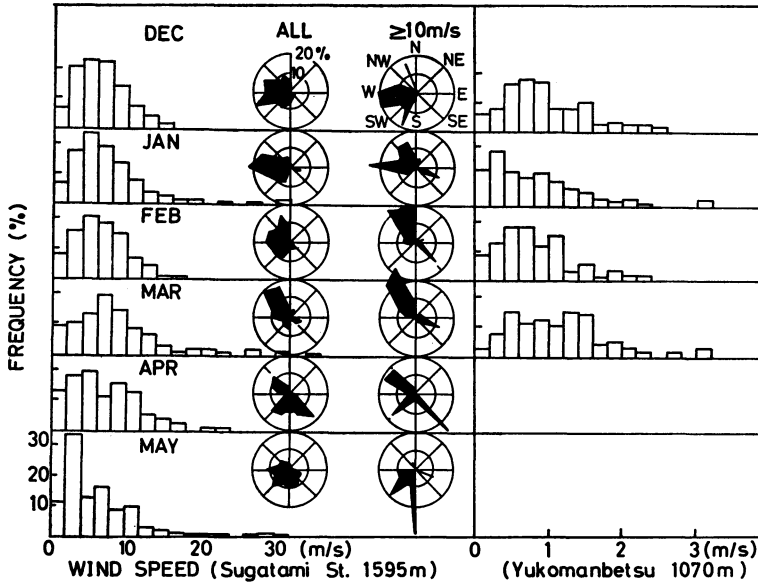
気象協会(1973)の統計によれば、旭川の1960年から1970年までの10年間にわたる積算寒冷度の平均は756 deg·day であるから、今回の測定が行なわれた1977年から1978年の冬期は、比較的寒冷であったことがわかる。このように、年によって積算寒冷度の値には変動があるが、その高度変化率は大きく変わることはないであろう。東川から姿見駅までの積算寒冷度の変化率は0.66 deg·day/m であったが、この値は他の年についての山岳地帯の積算寒冷度の推定に役立つものと思われる。

積雪と気温の関係については、積雪中の温度勾配による雪の変態など興味深い問題が多いが、ここでは、融雪の開始時期についてだけ述べる。融雪の開始を表わす指標として、日平均気温および日平均気温の前後7日間の移動平均気温がそれぞれ 0°C を越えた日を、第2表に示した。3月下旬に気温が一時上昇した時期にも、姿見駅の日平均気温は 0°C 以上にならず、その後また気温が下がったため、日平均気温の場合には姿見駅だけ特に遅くなっている。ここで、融雪開始時期が高度によって毎年平均どの程度遅れるのかを知りたいが、今回はその代わりに、この年の 0°C 線の平均上昇速度を求めてみた。

上に述べたように、日毎の気温変化は高度による気温変化よりもかなり大きく、0°C 線は前進・後退を繰り返しながら山岳斜面を上昇していくことになる。このため、平均的な上昇速度を知るには平滑化したデータを用いる必要がある。気温変化の周期は4日程度といわれているが、ここでは7日間の移動平均をとることによって、ほぼ単調な気温変化を得ることができた。平滑化したデータによると、東川から姿見駅まで約60 m/day の速度で 0°C 線が上昇していったことがわかる。

6. 山岳地帯の風の特徴

自由大気では、一般に海拔高度が高くなると風速が増加するが、山岳地帯では地形や植生の影響が大きい。自由大気での風速とはかなり違ったものとなる。雪の堆積にとって、風は非常に大きな影響を及ぼす。たとえば高山裸地帯では、積雪は谷などの凹地形に多量に吹き溜り、夏まで融け残って雪渓となることが多いが、樹林帯ではほとんど吹き溜りを見ることはない。今回の測定では、高山裸地帯の姿見駅と樹林帯に位置する湧駒別で風速の記録が得られたので、風の解析からも上記の経験が裏付けられた。



第5図 風速頻度分布(姿見駅, 湧駒別)と風配図(姿見駅: 左側は全データ, 右側は風速 10 m/sec 以上).

第5図には、3時間毎の読取り値を用いて姿見駅と湧駒別の風速出現頻度と姿見駅の風配図を示した。ただし、湧駒別では 3 m/sec 以上の頻度が少ないので、これを一つにまとめてある。姿見駅の平均風速は 6.6 m/sec であり、10 m/sec 以上の風が現われる暴風日は43%を占める。一方、湧駒別では平均風速 0.9 m/sec で、図からも明らかなように非常に風が弱く、3 m/sec 以上の風が吹くのは全期間のわずか1.3%であり、6 m/sec 以上の風は現われなかった。

地ふぶきの発生風速は、雪の硬度や気温によっても変わるが、4~7 m/sec 程度であるから(Oura *et al.*, 1967; 山田, 1974)、高山裸地帯では、一度降り積もった雪も地ふぶきによって移動し、谷地形や尾根の風下側など風の弱まる所に吹溜まりや雪庇を作ることになるのである。

ところで、全てのデータから得られた風配図(左側)を見ると、1月から3月まで北~西風が卓越しているが、10 m/sec 以上についての風配図(右側)では、その他に南東または東南東にもうひとつの極大が現われている。この南東よりの風は発達した低気圧の通過に対応しており、30 m/sec 程度の強風を伴っている。1月22日や3月1日にはこうした低気圧が通過し、日平均風速でも 20 m/sec 近くにも発達した。この時高度 1620 m の

小尾根上の積雪深が、1日のうちに 50~80 cm も減少することが観測された(山田他, 1978 a)。明らかにこれは、強風による積雪の削剝によって生じたものである。一方、樹林帯内では、湧駒別の風速に見られるように、樹林による減速効果が著しいため、降り積もった雪の移動・再配分はほとんど起こり得ないことがわかる。山田他(1978 a)の観測によって、樹林帯内では、尾根や谷などの地形によらず同一高度ではほぼ一定の積雪水量が観測されたことも、以上の推論を裏付けている。

7. まとめ

積雪期の大雪山旭岳西斜面で測定した気温と風速のデータをもとに、冬期に現われる気温の逆転や、融雪の開始時期、雪の堆積条件に関する風速・風向など、山岳地帯の気象状況を調べた。解析に入る前に、山岳地帯の気温の測定値を、札幌の高層 850 mb と東川の気温とを用いて回帰分析したところ、98%のよい相関が得られ、回帰式を用いて欠測の補充を行なうことができた。

気温の高度分布については、冬期の特に晴天日に、平地から山岳地帯下部の高度約 600 m にかけて気温の逆転が生じていた。これは、放射冷却により平地の上川盆地に形成された接地逆転や地形性前線の影響であることがわかった。

次に、気候学的指標として積算寒冷度と、融雪開始時期の指標として平均気温がはじめて 0°C を越える日をそれぞれ求め、その高度変化の様子を知ることができた。これらの指標は年によってもその数値に変化があるため、さらに長期にわたる観測が望まれる。

最後に、風の解析から、樹林帯内では樹林の減速効果のため地ふぶきによる雪の移動はほとんど起こり得ないが、高山裸地帯では地ふぶきによる雪の再配分が大きいことがわかった。姿見駅での冬の卓越風向は北西～西であるが、低気圧の通過の際には南東の強風が吹き、これが雪の再配分に及ぼす影響は非常に大きい。このため、将来高山裸地帯での吹溜まり量や削剝量を問題にする場合には、単に卓越風だけでなく、強風時の風向に注意を払う必要がある。

謝辞

株式会社大雪山ハイランドには記録計の設置と風向風速資料の借用を、湧駒別温泉白雲荘の工藤虎雄氏には気温と風速記録計を設置させていただいた。また、測器の保守・点検には北海道大学低温科学研究所の古川義純助手、北海道大学院生の西村寛氏と水津重雄氏の手助けをいただきました。ここに記して、以上の皆様に深く感謝の意を表します。

文 献

- 福田正己, 武田一夫, 1975: 北海道における昭和49～50年冬の積算寒度値の分布, 低温科学, 物理篇, 33, 資料集, 85-91.
- 気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, 66, 1-481.
- 日本気象協会北海道本部, 1973: わかりやすい北海道の気象, 1-98.
- Oura, H., T. Ishida, D. Kobayashi, S. Kobayashi and T. Yamada, 1967: Studies on Blowing Snow II, Physics of Snow and Ice, Part 2, Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 1099-1117.
- 菅谷重二, 1948: 積雪水量の定量的調査について, 経済安定本部資源委員会・北海道庁土木部, 1-42.
- 菅谷重二, 小林幹夫, 1948: 融雪期における忠別川水源地域の気象観測, 同上, 69-78.
- 山田知充, 1974: 昭和基地沿岸からみずほ観測拠点に至る地域の気象状態について, 南極資料, 50, 1-20.
- 山田知充, 西村 寛, 水津重雄, 若浜五郎, 1978 a: 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, 物理篇, 37, 1-12.
- 山田知充, 菊地時夫, 金田安弘, 1978 b: 大雪山における積雪期の気象観測資料 (1977-1978), 低温科学, 物理篇, 36-37, 資料集, 11-24.
- 吉野正敏, 1961: 小気候, 地人書館, 1-274.

支部だより

北海道支部地方講演会の報告

北海道支部では、昨年度網走市において地方講演会を開催し、大きな成果をあげることができたが、本年度も第1回理事会において地方講演会の開催を計画し、釧路市教育委員会の後援を得て下記のとおり実施した。

記

名 称 「釧路の霧と氷の講演会」
日 時 昭和54年10月6日 13.00～16.30
会 場 釧路市立図書館

講演会次第

1. 開会 (司会) 札幌管区気象台技術部 岡村 存
2. あいさつ 北海道支部 孫野長治
〃 釧路市 梅山源悦
3. 講演 (座長: 釧路地方気象台 松倉秀夫)
 - (1) 釧路の霧と生活: 渡辺栄二 (釧路地方気象台防災業務課)
 - (2) 霧と氷による海難: 菅野瑞夫 (釧路海上保安部警備救難課)
 - (3) 海霧の話: 孫野長治 (北海道大学)
 - (4) 春採湖の氷について: 東海林明雄 (北海道教育大学)

4. 映画「宇宙の気象台—ひまわり—」「北方の霧」

当日は、朝からあいにくの雨で入場者の出足が心配されたが、定刻前から市民が続々と集まり、会場は100名を越す人で埋めつくされた。参加者の内訳も、大学、高校、官公庁の関係者をはじめとして、漁業・船舶・報道関係者から一般市民までと広範囲に及んでいる。このため質問も多方面にわたり、時間の足りないのを歎くありさまであった。

同時に行なった映画会も反響が大きく、ことに「北方