



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	山地斜面における降雪分布の規則性について
Author(s)	西村, 嘉晃; 山田, 知充
Citation	環境科学 : 北海道大学大学院環境科学研究科紀要, 5(2), 283-292
Issue Date	1983-08-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/37135
Type	departmental bulletin paper
File Information	5(2)_283-292.pdf



山地斜面における降雪分布の規則性について

西 村 嘉 晃

株式会社 自然環境科学研究所

山 田 知 充*

北海道大学大学院環境科学研究科物理学講座

On the Roles of Snowfall Distribution along a Mountain Slope

Yoshiaki Nishimura

Institution of Nature & Environmental Science

Tomomi Yamada*

Department of Physics, Division of Environmental Conservation,
Graduate School of Environmental Science,
Hokkaido University, Sapporo, 060

I. はじめに

北海道や東北・北陸の日本海沿岸地方の山岳地帯には、冬期、北西季節風の影響で、多量の降雪がもたらされる。これらの山岳地帯における生物の生態や河川水系の動態など、多岐広範に亘る自然環境系に取って冬の積雪が大きな支配要因となっていることは論を俟たない。一方、近年、人間活動の進展につれて、多方面にわたって山岳地帯の開発がなされるようになり、それに伴って、環境保全や雪害の防止・軽減、水資源としての積雪の量的把握などが問題となっている。このような背景から、山岳地帯の降雪や積雪に関する知識が必要不可欠なものとして要請されるようになってきた。特に山岳斜面にどれだけの雪がどのように分布しているかは山岳積雪の最も基本的な情報として求められている。

山岳地帯の冬期地形性降水の実態については、気象官署がなく、観測自体も困難なことから、その実態すらほとんど不明のまま残されてきた。最近になって山岳地帯の積雪の堆積消耗過程や分布および堆積環境に関する調査が、北海道大学低温科学研究所の山岳積雪研究グループによってなされ(水津他, 1978; 山田他, 1978, 1979; Yamada *et al.*, 1979; 久保田他, 1978; 西村他, 1980; 菊地他, 1979), 次第にその実態が明らかにされてきた。これら一連の調査の過程で、山岳斜面の積雪の分布に関して、積雪期の任意の時期の積雪水量が高度の一次関数で近似できるような高度分布を取っており、その直線の傾きは時間と共に大きくなってゆくことが見い出された。

積雪水量がこのような簡単な高度分布と時間変化を示すということは、山岳斜面への個々の降雪分布に簡

1982年8月2日受理

Received 2 Aug. 1982

* 現北海道大学低温科学研究所 降雪物理学部門

単な規則性のあることを強く示唆している。

そこで、北海道の代表的な山岳地帯である旭岳の西斜面において、堆積期の1980年1月から3月まで2カ月余に亘って、数日毎の降雪水量分布を逐一調べると共に、1979年12月から3月まで約1カ月毎に積雪水量を調査した。その結果、冬期の地形性降水の分布に関するいくつかの規則性や、分布形態と総観気象との関係を見い出した。

II. 調査地域と調査方法

調査地域は、上川盆地東端の標高350 mから樹林限界の標高1,400 m付近までの高度差約1,000 mの範囲の旭岳（標高2,290 m, 43°40'N, 142°52'E）西斜面である。山麓の標高440 mまでは耕地帯、これより上部、樹林限界までは針葉樹を主とする樹林帯となっており、斜面は、冬冬季節風に面している。測点はFig. 1に■印で示したように、高度差約100 m毎に10点設置した。耕地帯の標高350 mの測点だけはFig. 1の東方にはずれている。

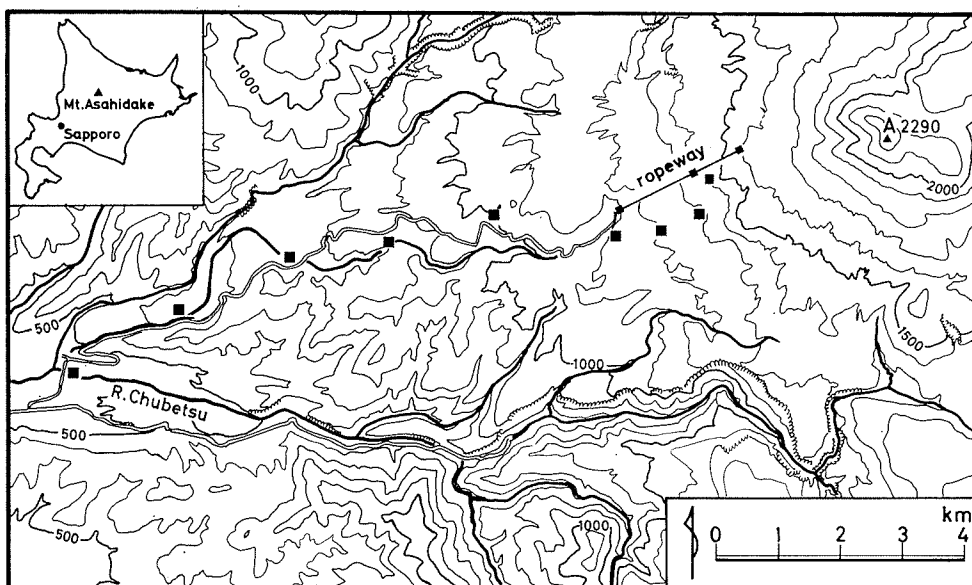


Fig. 1. Topographical map of surveyed area in the west slope of Mt. Asahidake (A), 2,290 m a.s.l., 43°40'N, 142°52'E.
■; snow survey site

大気から解放された固体降水の本来の堆積過程や分布を知ろうとする今回の調査目的から、測点の選定には次のような注意をはらった。すなわち、風などの影響で、一度堆積した雪が移動したり、あるいは移動してきたりすることのない場所で、周囲の樹林が本来の堆積を防げることのない林中の開地で、かつ地表面に凹凸のない比較的平坦な場所を選んだ。

各測点において、1979年12月上旬から3月下旬までの堆積期に、約1カ月毎に5回の積雪水量調査を行った。積雪水量 H_w は、積雪全層の平均密度 ρ と積雪深 H から

$$H_w = \rho H,$$

によって求めた。積雪全層の平均密度 ρ は、断面積 20 cm^2 のスノーサンプラーで積雪全層の鉛直コアを切り出し、コア長（積雪深） H とバネ計りで秤量したコア重量 W から、

$$\rho = W/20H,$$

で計算された。この方法で3～5点の ρ を求めると共に約1m間隔で10～15点のHを測深棒によって測定し、 ρ とHの平均値を用いて H_w を得た。

一方、斜面全体で降雪が降り積る一方である堆積期の1980年1月9日から3月7日まで一降雪毎に降雪水量を測定した。しかし、厳密に一降雪毎に測定することは技術的に困難であったため、結果的には数日毎の短期間の降雪水量の調査となった。降雪水量の測定は、まずあらかじめスプレー式塗料で約50cm四方の雪面にマークを付けておき、数日後に、そのマーク上に堆積している新雪の水量を、断面積28.5cm²の筒型スノーサンプラーとバネ計りを用いて、積雪水量測定と同様の手順で測定した。測定のつど次の測定のために、すぐ横の雪面に色の異なる塗料を散布して新たなマーキングを行った。

他に、積雪の堆積過程をモニターするために、標高440m, 730m, 1,130mおよび1,410mの測点に長期自記積雪深計(高橋・油川1979, 油川1980)を設置し、積雪深の時間変化を記録した。

III. 冬期地形性降水の分布特性

1979年12月からほぼ1ヵ月毎に測定した積雪水量の高度分布をFig. 2に示す。斜面全域が堆積期に入った12月13日にすでに積雪水量は高度と共に直線的に増加しており、その後の堆積期を通して積雪水量の直線高度分布は維持され、直線の傾きは時間と共に大きくなっていった。以前に見い出されている積雪水量の直線高度分布が、1979～80年冬期の旭岳西斜面についても成り立っていたわけである。前述したように、2回目の積雪水量観測日である1月9日から、4回目の観測日である3月5日までの個々の降雪水量分布が観測されている。そこで、Fig. 2の1月9日の積雪水量分布から2月7日の積雪水量分布へと変化してゆく間に、個々の降雪水量が高度とどのような関係にあったかを調べてみる。数日間に降り積る個々の降雪水量は、Fig. 3に示すように、高度の一次関数で近似できる場合や、かなりそれからばらついている場合もあるが、いずれも高度と共に増加している。これらを全て加え合せた、1月9日～2月7日の降雪水量はFig. 4に示したように高度の一次関数で近似でき、当然ではあるが2月7日と1月9日の積雪水量の差に等しかった。積雪水量の3

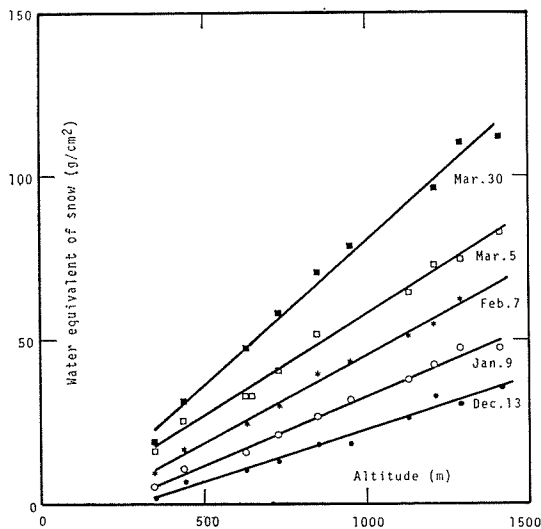


Fig. 2. Altitudinal distributions of water equivalent of snow during accumulation season on 1979-80 winter.

回目の調査日である2月7日から、4回目の3月5日までの降雪量についても同様の結果が得られた。個々の降雪分布は、高度の一次関数から色々にずれるが、次々と降り積る雪は互いに補完しあって、結局平均的には、冬期の地形性降水は高度の一次増加関数で近似できるような分布をなしているとみなすことができる。

約1カ月の間の降雪量が直線高度分布をとっているということは、高度の異なる各々の測点での降雪水

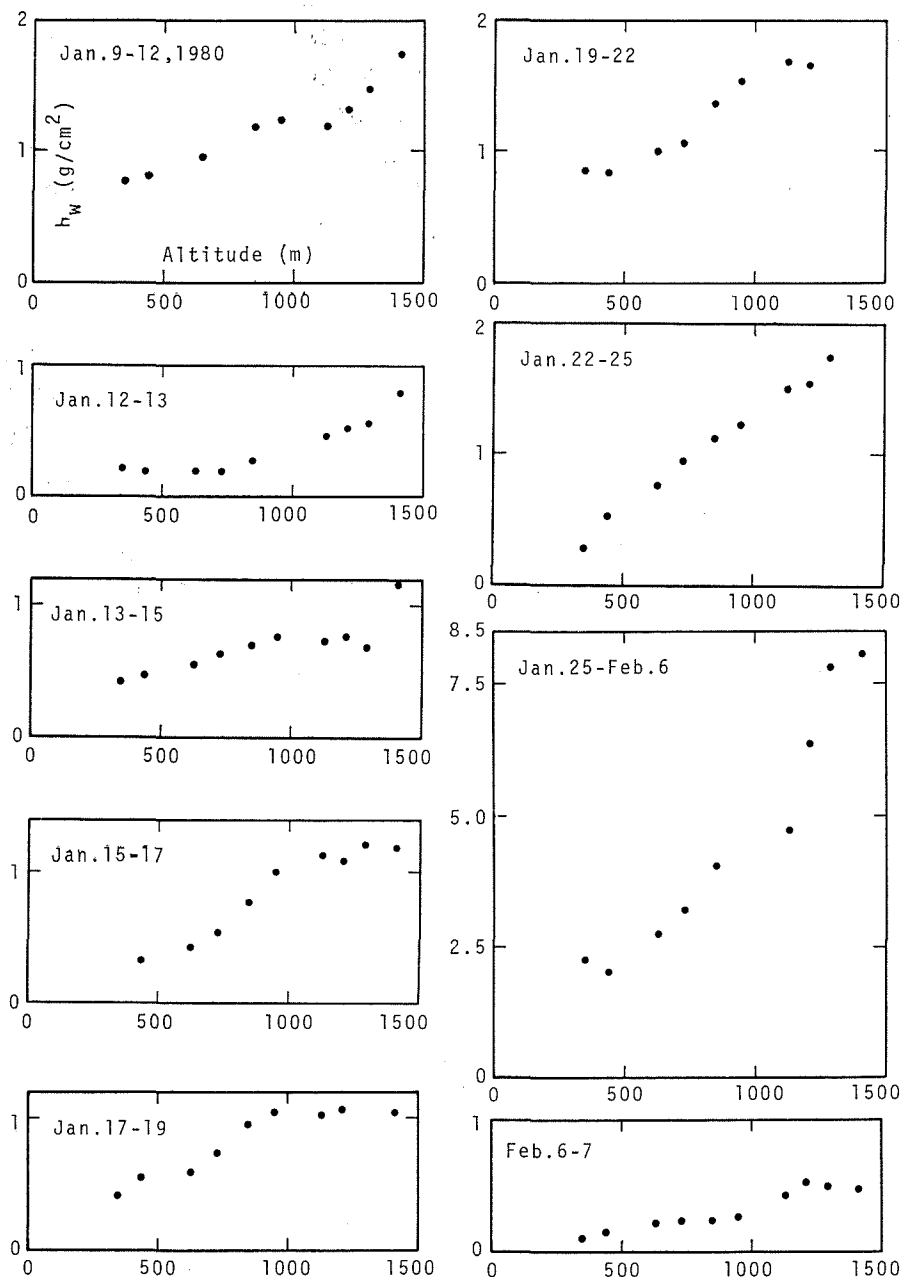


Fig. 3. Altitudinal distributions of the amount of snowfall during several days.

量の間に何らかの関係があることを示唆している。そこで、数日毎の降雪水量 h_w の観測を開始した1月9日からの各測点における積算降雪水量 Σh_w を、降雪水量観測日 t 毎に求め、ある任意高度 z_0 の測点での値と他の高度 z の測点での値との関係を調べてみた。 z_0 測点として、ここでは、たまたま標高 440 m の測点を選んだところ、Fig. 5 に示すように、

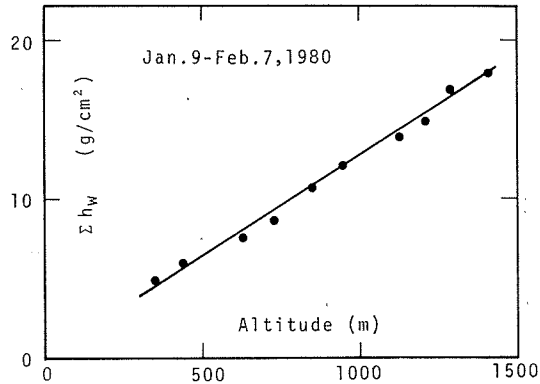


Fig. 4. Altitudinal distribution of cumulative amount of snowfall in Fig. 3 for some one month.

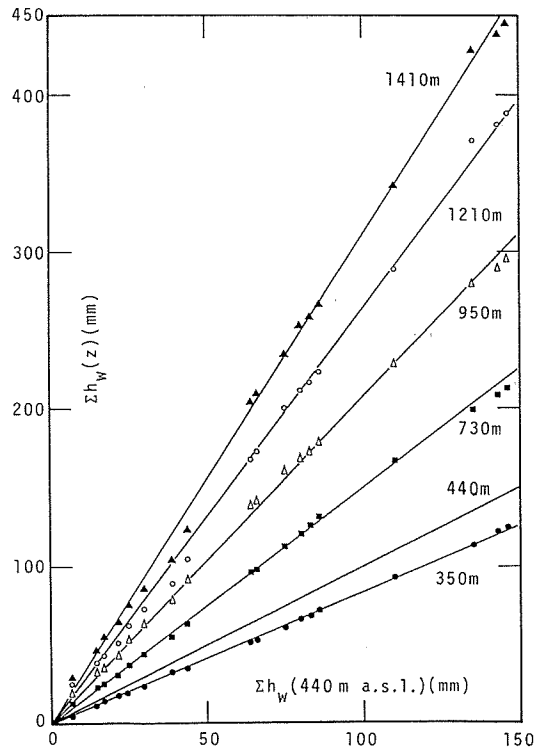


Fig. 5. Relationship between cumulative value of snowfall amount at the arbitrarily chosen reference site of 440 m altitude ($z_0 = 440$ m a.s.l.) and those at various snow survey sites during accumulation season from Jan. 9 to Mar. 5, 1980.

$$\sum_{\text{Jan. 9}}^t h_w(z) = \alpha(z) \sum_{\text{Jan. 9}}^t h_w(z_0),$$

で表わされる比例関係が認められた。ある高度 z の1月9日からの積算降雪量は基準地点として選んだ高度 $z_0 (=440 \text{ m})$ の1月9日からの積算降雪量に、堆積期を通して比例しているのである。Fig. 5 の直線の傾きである比例係数 α は、図からわかるように高度 z が高いほど大きくなっている。そこで α と z の関係をみると Fig. 6 のように、 α は z の一次関数

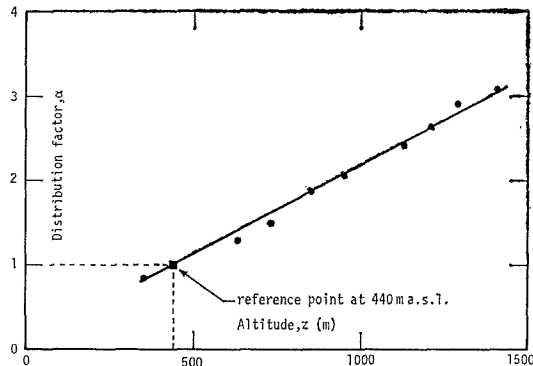


Fig. 6. Altitudinal distribution of distribution factor of solid precipitation α .

$$\alpha(z) = c_1 z + c_2,$$

となっていた。比例係数 α を降雪分布係数と呼ぶことにする。基準地点の降雪分布係数 $\alpha(z_0)$ は、当然 Figs. 5, 6 に示したように1であり、従って、

$$\alpha(z) = c(z - z_0) + 1,$$

である。

ここでは、たまたま基準地点として山麓付近の標高 440 m 地点を選んだ。しかし、基準地点としては、Fig. 2 や Fig. 4 のような積雪量や降雪量の直線高度分布の認められる山岳斜面上の任意地点を採用することができる。すなわち、新しい基準地点を標高 $\bar{z}_0$ の地点に選んだとすると、

$$\sum h_w(\bar{z}_0) = \alpha(\bar{z}_0) \sum h_w(z_0),$$

であり、従って

$$\sum h_w(z) = \bar{\alpha}(z) \sum h_w(\bar{z}_0),$$

となる。ただし、

$$\begin{aligned} \bar{\alpha}(z) &= \left\{ c(z - z_0) + 1 \right\} / \left\{ c(\bar{z}_0 - z_0) + 1 \right\} \\ &= \left[c / \left\{ c(\bar{z}_0 - z_0) + 1 \right\} \right] (z - \bar{z}_0) + 1 \\ &= \bar{c}(z - \bar{z}_0) + 1, \end{aligned}$$

である。

IV. 降雪分布と総観気象の関係

山岳斜面の降雪量は、平均的には高度の一次増加関数で近似できるという非常に簡単な高度分布をとつ

ていることがわかった。そこで、Fig. 3 に示したような数日間の降雪水量の高度分布も直線近似できるとみなすことにする。数日毎の降雪水量が、なぜ Fig. 3 のような色々な高度分布をとるかは、山岳地帯の降雪雲の構造や気流、降雪の微物理過程など冬期の地形性降水機構を明らかにしない限り説明できないが、ここでは、個々の降雪の高度分布の特徴が総観気象とどのような関係にあるかを調べてみた。

個々の降雪水量分布の実測値は Fig. 3 に示したように、観測期間が異なり、またその期間中の降雪強度や降雪継続時間も量的には不明である。これらの点を考慮して、降雪分布の特徴を表わす量として、山麓付近の標高 400 m 地点と樹林限界付近の標高 1,400 m 地点の降雪水量の比 β を採用した。すなわち、

$$\beta = h_w(1,400\text{ m})/h_w(400\text{ m})$$

である。 $h_w(400\text{ m})$ と $h_w(1,400\text{ m})$ は、実測した降雪水量分布を最小二乗法で直線近似して求めた。 β の値は降雪強度やその継続時間に関係なく、山間部の 1,400 m 地点に降った降雪の量が、山麓部の 400 m 地点のその何倍になっているかという点に注目したものである。 β の値は降雪分布の特徴を示す最適な量とは必ずしも言えないが、得られたデータの質から、これ以上の適切な量を導き出すことは困難である。

冬期の北海道の主要な降雪原因は、総観気象の観点から、北西季節風による降雪と低気圧または前線の通過に伴う降雪に大別できる(河村, 1961)。そこで、前者を M 型、後者を L 型と呼ぶことにし、測定した個々の降雪分布が、どちらの気圧配置でもたらされたかを調べた。個々の降雪水量の観測期間中、いつ降雪があったかは、現地での目視観測記録、旭岳ロープウェイの姿見駅(標高 1,595 m)の業務日誌、標高 440 m, 730 m, 1,130 m および 1,410 m に設置した長期自記積雪深計の記録と山麓の標高 370 m 地点の「忠別」アメダス観測点の記録から判断した。旭岳西斜面に降雪があった時の気圧配置の型は、天気図と気象衛星「ひまわり」の映

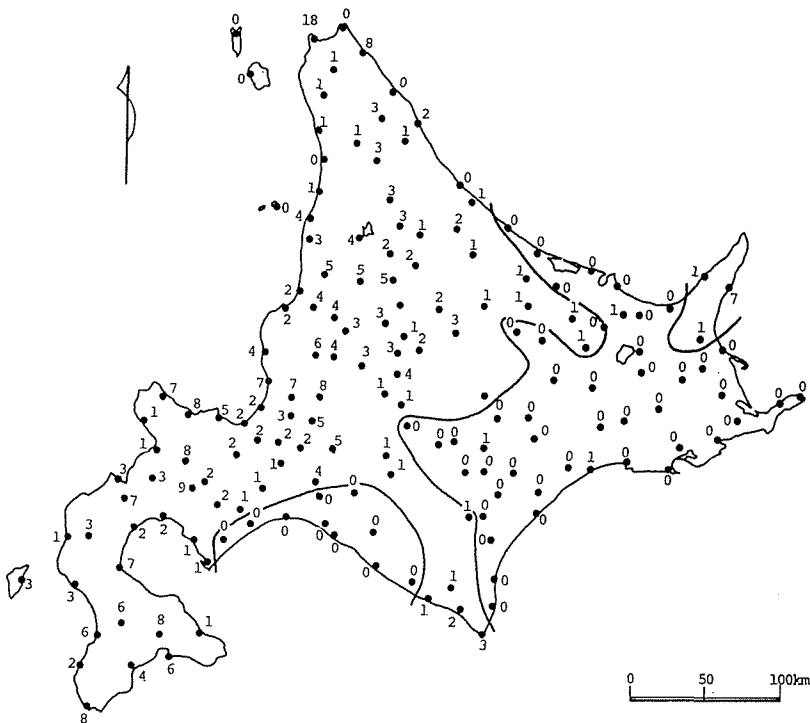


Fig. 7. Distribution of daily amount of precipitation in Hokkaido under the pressure pattern of winter monsoon.

像および道内178地点の気象観測所のデーターから描いた日降水量の分布をもとにして、M型、L型に分類した。ちなみに、M型気圧配置の時の日降水量の分布は、Fig. 7に示すように、日本海沿岸地方とオホーツク沿岸地方北部に降雪がみられるが、根室・釧路・十勝・日高・胆振地方にはほとんど降雪がないという非常に特徴的な降雪分布を示す。L型の場合は低気圧の経路によって日降水量は色々な分布をとり得るが、いずれも、Fig. 7の分布とは異なっているので区別することができる。

旭岳西斜面に降雪がもたらされた時の気圧配置の型と、降雪分布の特徴を示す β の値との関係をTable 1に示す。M、L型に分類できなかった場合は横棒で示してある。実際には、個々の観測期間中一定の気圧配置の型が継続することは稀であり、また、全測点を一通り観測するのに3~4時間かかり、途中で降雪が始まることもあった。Table 1に示した気圧配置の型は、ある期間の降雪量が、M型とL型のどちらの気圧配置で比較的多く降ったかの目安を与えるものである。

Table 1. The value of β and pressure pattern in each snowfall on the west slope of Mt. Asahidake.

No.	Observation period	Duration (day)	β	Pressure pattern
1	Jan. 9-12	3	2.02	L
2	12-13	1	5.41	L
3	13-15	2	2.14	L
○ 4	15-17	2	4.59	M
5	17-19	2	2.26	L
○ 6	19-22	3	2.36	L
7	22-25	3	4.48	M
8	Jan. 25-Feb. 6	12	4.37	—
9	Feb. 6- 7	1	4.78	M
10	7-12	5	3.79	—
11	12-14	2	2.66	M
12	14-15	1	1.89	L
13	15-17	2	3.31	L
14	17-27	10	3.91	—
15	Feb. 27-Mar. 3	5	5.82	M
○ 16	Mar. 3- 4	1	1.06	L
17	4- 6	2	2.31	M

M型・L型気圧配置と β の関係を、もう少し明瞭に見い出すため、Table 1に示した17回の観測のうち、終始M型あるいはL型の気圧配置が継続していた期間を調べたところ、Table 1の観測番号に○印を付してある1月15~17日が全期間M型、1月19日~22日と3月3~4日が全期間L型であった。それぞれの β の値は4.59, 2.36, 1.06で明らかにM型はL型に比べて β の値が大きい。すなわち、M型では β は大きく、L型では小さい。この観点からTable 1を見ると、2, 3の例外もあるが、一般にM型では β が大きくL型では小さいという傾向を認めることができる。

M型気圧配置でもたらされる降雪水量の高度分布は急で、山麓と山間部での差が大きい。L型では、その違いは小さいことがわかった。

V. ま と め

北海道の中央部に位置する旭岳の西斜面において、1979～80年冬期の約1カ月毎の積雪水量と、1980年1月から3月まで約2カ月間の数日毎の降雪水量を観測し、以下の結果を得た。

1) 数日毎の降雪水量は直線高度分布をとる場合や直線分布からかなりばらつく場合もあるが、いずれも高度と共に増加している。

2) 個々の降雪水量を約1カ月に亘って積算すると、積算値は明瞭に高度の一次増加関数で近似できる分布をしており、当然ではあるが、この約1カ月間の積雪水量の増加分に均しい。

3) 斜面上のある高度 z 地点の積算降雪水量は、基準地点として任意に選んだ高度 z_0 の積算降雪水量と堆積期を通して

$$\sum h_w(z) = \alpha \sum h_w(z_0)$$

のような比例関係にある。

4) 降雪分布係数と名付けた比例係数 α は

$$\alpha(z) = c(z - z_0) + 1$$

のような高度 z の一次増加関数となっている。

5) 季節風によってもたらされた降雪は低気圧でもたらされた降雪に比べて、高度による違いが大きいという傾向がある。

株式会社大雪山ハイランドには現地調査に当って多くの便宜をお計りいただいた。また気象衛星センター資料課には衛星写真の閲覧をさせていただいた。ここに記して深く感謝の意を表します。

文 献

- 油川英明 (1979): 光学繊維を利用したD型積雪深記録計. 低温科学, 物理篇, **38**, 73-79.
 河村 武 (1961): 北海道における冬季の降水分布の総観気候学的考察. 地理学評論, **34**, 583-595.
 菊地時夫・金田安弘・山田知充 (1979): 大雪山における積雪期の気象状況について. 天気, **26**, 751-757.
 久保田裕士・深見浩司・大前宏和・金田安弘・山田知充 (1978): 大雪山旭岳の融雪調査. 低温科学, 物理篇, **36**, 181-188.
 西村 寛・水津重雄・山田知充 (1980): 大雪山旭岳における山地積雪の物理的特性. 雪氷, **42**, 9-15.
 水津重雄・山田知充・若浜五郎 (1978): 手稲山における積雪の堆積と雪質の変化. 低温科学, 物理篇, **37**, 47-54.
 高橋修平・油川英明 (1976): 光学繊維を利用した積雪深記録計. 低温科学, 物理篇, **34**, 79-86.
 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, 物理篇, **37**, 1-12.
 山田知充・西村 寛・水津重雄・若浜五郎 (1979): 大雪山の積雪水量分布. 低温科学, 物理篇, **38**, 63-71.
 Yamada, T., Suizu, S., Nishimura, H. and Wakahama, G. (1979): Relationships between snow distribution and climate in mountain areas. Sea Level, Ice and Climatic Change, IAHS, Publ. No. **131**, 109-118.

Summary

The distribution of snowfall were investigated in the winter season of 1979-80 along the west slope of Mt. Asahidake (2,290 m a.s.l., 43°40'N, 142°52'E), facing to the cold northwesterly wind of the winter monsoon, the central part of Hokkaido, the northernmost island of Japan (Fig. 1). As

the results of investigation, the following simple roles of snowfall distribution along the mountain slope are found: Though the amount of each snowfall h_w during several days is not necessarily well approximated by a linear function of altitude z , it generally increases with z (Fig. 4); the total amount of h_w during some one month obtained by adding h_w 's is well approximated by a linear function of z (Fig. 5): The cumulative values of $h_w(z)$ at various altitudes z , from January 9 to each observation time are clearly proportional to the cumulative value of $h_w(z_0)$ over the same time interval, at the arbitrarily chosen reference site of the altitude z_0 (Fig. 6); hence

$$\sum h_w(z) = \alpha(z) \sum h_w(z_0):$$

the summation interval is generally arbitrary in the accumulation season of the slope; the proportional coefficient $\alpha(z)$ is approximated by a linear function of z (Fig. 7);

$$\alpha(z) = c(z - z_0) + 1.$$

When distributions of h_w with z as shown in Fig. 4 are approximated by a linear function of z , the inclination of the function, i.e. the ratio $\beta (=h_w(1,400 \text{ m})/h_w(400 \text{ m}))$ may be attributed to the pressure pattern as indicated in Table 1; the distribution of snowfall along the mountain slope due to pressure pattern of monsoon type (M-type) may shows greater difference of h_w with z than that due to pressure pattern of the winter cyclonic type (L-type), that is, in the snowfall under the pressure pattern of monsoon type, the h_w at upper part of the slope is considerably larger than h_w at lower part of it.