



| | |
|------------------|---|
| Title | 手稲山における積雪の堆積と雪質の変化 |
| Author(s) | 水津, 重雄; 山田, 知充; 若浜, 五郎 |
| Citation | 低温科学. 物理篇, 37, 47-54 |
| Issue Date | 1979-03-26 |
| Doc URL | http://hdl.handle.net/2115/18368 |
| Type | bulletin (article) |
| File Information | 37_p47-54.pdf |



[Instructions for use](#)

手稲山における積雪の堆積と雪質の変化*

水津重雄

(北海道大学大学院 理学研究科)

山田知充・若浜五郎

(低温科学研究所)

(昭和53年10月受理)

I. はじめに

積雪の諸性質は、雪の積もり方とその雪が積もってから被むる様々な条件(主に気象条件)により、時間的に刻々と変化する。このような立場から、従来、平地の積雪についての諸性質の変遷や、その地域特性の研究がなされてきた^{1,2)}。一方、山地の積雪については、水資源、融雪洪水予報などの立場から、主に最大積雪時の積雪水量が調査されてきたが^{3~7)}、高度別の堆積過程や雪の性質の変遷などに関する組織的な研究は、従来ほとんどなされたことがない。

本研究は、山地の雪について、各高度ごとに積雪深、積雪水量、層構造、雪質、雪温分布等の時間的な変化を追跡し、もって、山地積雪の特性を明らかにしようとする目的で始められた。距離的に近く、登山に便利な札幌市郊外の手稲山を調査地を選び、各高度ごとに、ひと冬を通して上記の雪の諸量を測定した。以下、その結果を報告する。

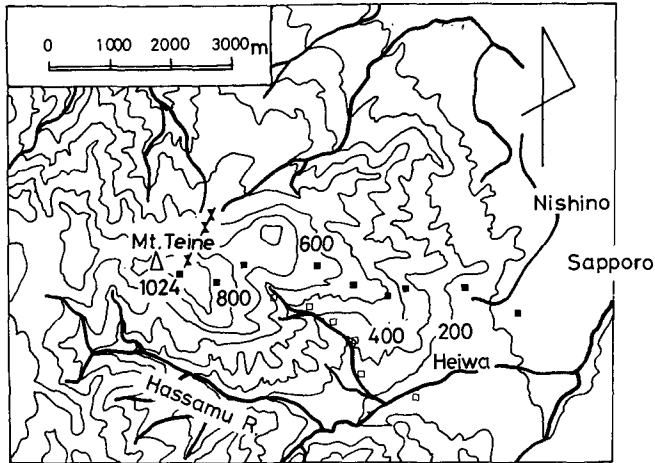
II. 調査地点と観測方法

積雪の調査は、札幌市近郊の手稲山の、山頂(標高1024 m)から東に伸びる尾根に沿って選んだ標高95 mから990 mまでの9地点(第1図に■で示した)において、1978年1月中旬から5月中旬までの間、16回に亘って行なわれた。この調査点の他に、尾根沿いと沢沿いでの積雪の違いを調べるために、この尾根のすぐ南側の沢沿い、第1図に□で示した地点でも調査を行なった。調査地点はすべて樹林帯で、その下生えは標高495 m以上では笹地、それ以下では草地であり、いずれもほぼ平坦である。

各地点における観測項目は、積雪深、積雪水量、平均密度、雪温分布、層構造、雪質の6項目である。積雪深は設置した雪尺、ステンレス鋼製の測深棒やスノーサンプラーで測定した。積雪水量、平均密度、層構造、雪質は、主にスノーサンプラーで採取したコアサンプルの秤量と観察によって求めた。積雪水量は、積雪中に融雪水を含む場合は、水も含んだ値である。雪温は日変化の激しい表面近くを除き、20~30 cmごとにサーミスターで測定した。

各調査地点は、平坦地を選んだとはいえ、いずれも林中開地なので、その中の数点で積雪

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1955号



第1図 手稲山付近の地形図。太い実線は川を、細い実線は等高線をあらわす。■印は尾根沿い、□印は沢沿いの調査地点を示す

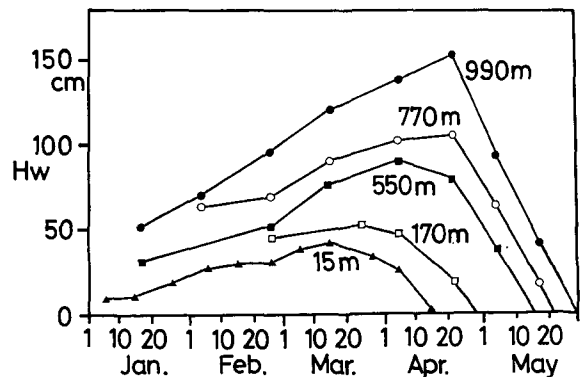
深や積雪水量を測っても、その地点の積雪深や積雪水量を代表しているのかどうか問題がある。それを調べるために、標高650mのほぼ30m×30mの林中開地で、256点の積雪深と12点の積雪水量を測定した。こうして求めた積雪深の平均値は215cm、標準偏差は13.7cm、また、積雪水量の平均値は90.5cm、標準偏差は4.7cmであった。積雪水量の変動係数(平均値にしめる標準偏差の割合の100倍)は5であった。

今回の手稲山での積雪水量の測定にあたっては、少なくとも2回の採雪を行なったが、測定値にひらきがある場合にはさらに数回の採雪をして平均値をとった。以上のことから、各調査地点で2回から数回の採雪によって得た積雪深、積雪水量等は、その地点の代表値と考えてよからう。

III. 積雪水量の高度分布

第2図に高度別の積雪水量の時間変化を示す。高度が増すほど積雪水量が多く、最大積雪水量に達する日が遅いこと、融雪がさかんになる4月下旬以降では、融雪速度が高度に無関係にほぼ一定であることがわかる。また、高度が増すほど融雪開始が遅れる状況や、平地ではすでに、さかんに融雪が進んでいる4月に入っても高度が高い地点では、まだ雪が堆積しつつある様子がみられる。

第3図に積雪水量が増えつつある時期の、また第4図には、減少しつつある時期の積雪水量の高度分布



第2図 積雪水量(H_w)の時間変化。図中の数字は高度を示す

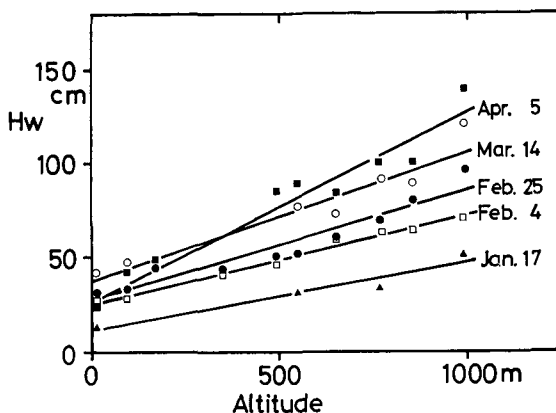
の変遷を示す。これらの図に見られるように、積雪水量は、堆積期、融雪期を通じて、高度と直線関係にあることがわかる。最大積雪水量に達する時期に、積雪水量が高度と直線関係にあることは従来も知られていたが³⁻⁷⁾、今回の調査で、この関係が積雪の堆積期、融雪期を通じた全期間に亘って常になりたっていることが明らかにされたわけである。

地形による積雪状態の相異を調べるため、4月5日と6日の両日、隣接する尾根沿いと沢沿いでの積雪調査を行なった。調査地点は第1図に示した通りである。積雪水量の高度分布と回帰直線を第5図に示す。沢沿いと尾根沿いの積雪水量は、どの高度においても同じ値を示し、地形による影響がないことがわかった。

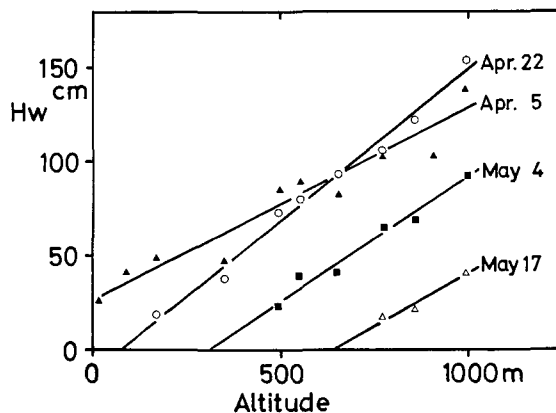
IV. 山地における雪の堆積

第3図に融雪期に入る前までの積雪水量を示したが、積雪水量の回帰直線の傾きは時間とともに増え続けている。このことは、高度が増すほど降雪量が多いことを示し、また、1回ごとの降雪でも高度の高い所ほど降雪量が多いことを示唆している。

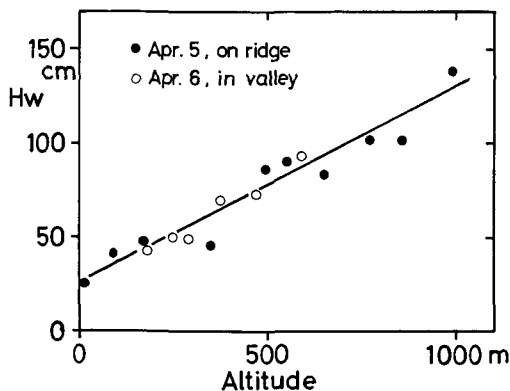
そこで、1回もしくは短期間の降雪における降雪量の高度分布を調べた。方法としては、表面近くの積雪断面観測を行い、積雪内に見出された顕著なざらめ層やかたい層を基準にしてその上に積った雪の水量を測定した。この際、指標とした顕著なざらめ層やかたい層は、全山にわたって同時に形成されたものを選び、また、水量は堆



第3図 融雪が始まる前までの積雪水量 (H_w) の高度分布。▲印は1月17日、□印は2月4日、●印は2月25日、○印は3月14日、■印は4月5日の測定結果を、それぞれの回帰直線とともに示す



第4図 融雪期に入ってからの積雪水量 (H_w) の高度分布。▲印は4月5日、○印は4月22日、■印は5月4日、△印は5月17日の測定結果を、それぞれの回帰直線とともに示す



第5図 沢沿いと尾根沿いの積雪水量 (H_w) の高度分布。●印は4月5日の尾根沿い、○印は4月6日の沢沿いの測定結果

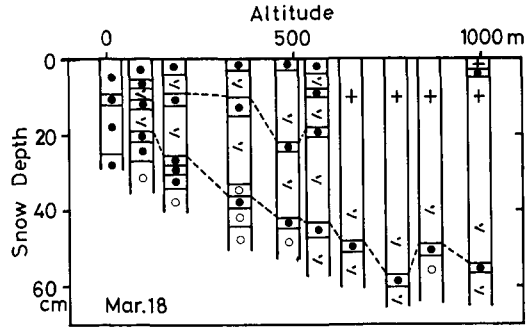
積してからあまり日数を経てない積雪についてのみ調べた。

3月18日の表面近くの層構造と雪質の高度分布を第6図に示す。図で破線で結ばれたざらめ層は、それぞれ同時に形成されたもので、上部のそれは3月12日に、下部のそれは3月6日～8日の間に形成されたものである。これらの層を基準にして求めた一回もしくは短期間の降雪水量の高度分布を第7図に示す。2月28日～3月2日の降雪は、日本海を北東進してきた低気圧と、三陸沖を北上してきた二つ玉低気圧によってもたらされたものである。この二つの低気圧は3月1日には北海道の東方海上で一つにまとまった。3月10、11日の降雪も、低気圧によってもたらされたもので、低気圧は日本海を北東に進み、北海道南部を横切って東方海上にぬけた。3月14日～16日の降雪は、サハリンを横断した低気圧によってもたらされたものである。第7図の直線は、降雪水量の高度に対する回帰直線である。2月28日～3月2日の場合は、かなりばらついてはいるが、一般に高度が増すほど一回の降雪による降雪水量が多いことがわかる。したがって、また、高度の高い所ほど降雪強度が強いといつてよいだろう。

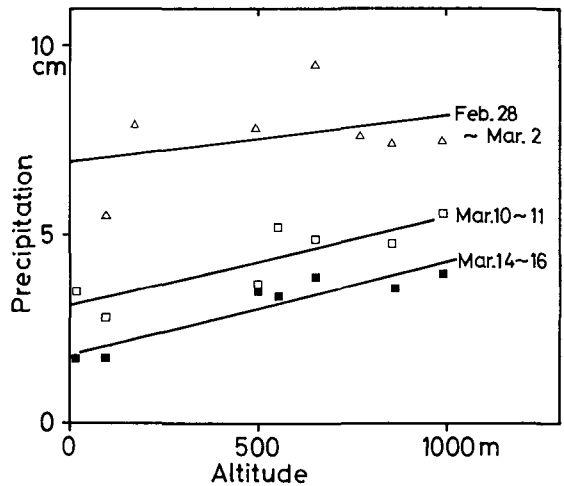
以上のべたように、高度が増すほど、積雪水量が多いのは、高度が増すほど降雪期間が長いことと、一回の降雪ごとに降雪強度が強いことによると結論することができる。

V. 融雪と雪質の変化

第2図で高度が増すほど最大積雪水量に達する時期が遅いことがわかる。これは、高い所ほど融雪開始が遅れることの反映ともいえる。また、第4図にみられたように、4月下旬以降では、融雪速度は高度にはほとんど無関係で全山一様に融雪が進む。むしろ、高度が増すほどわずかではあるが融雪速度が大きい傾向さえみえる。このことを熱収支の立場から考えてみよう。融雪に関与するエネルギーは日射、空気からの熱伝達(顕熱)、および雪面への凝結の際に



第6図 3月18日、各高度における雪質と層構造。
+印は新雪、v印はこしまり雪、○印はしまり雪、●印はざらめ雪を示す



第7図 一回もしくは短期間の降雪水量の高度分布とその回帰直線。△印は2月28日～3月2日、□印は3月10日～11日、■印は3月14日～16日の降雪水量の測定値

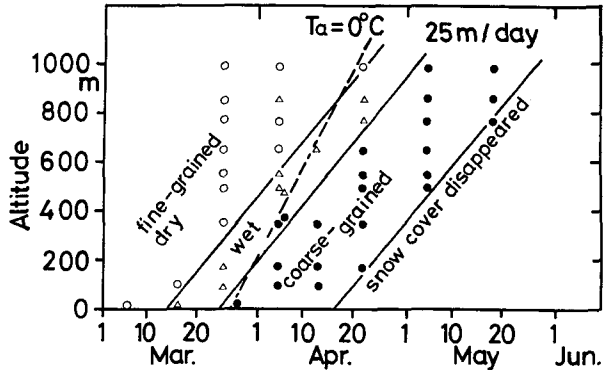
放出される潜熱の三つに大別される。このうち日射量は、高度が変わってもほとんど変わらない。一方、高度が増加するとともに一般に気温は低くなり、風は強くなるので顕熱・潜熱の量は高度によって異なるだろう。しかし、高い所では気温は低くても風が強いので雪面に流入する顕熱と雪面で放出される潜熱の総和は低高度におけるそれとほとんど変わらないか、時には上廻ることさえ起るのである。

極めて定性的であるが、融雪速度が高度に無関係なことは、このようにして説明される。

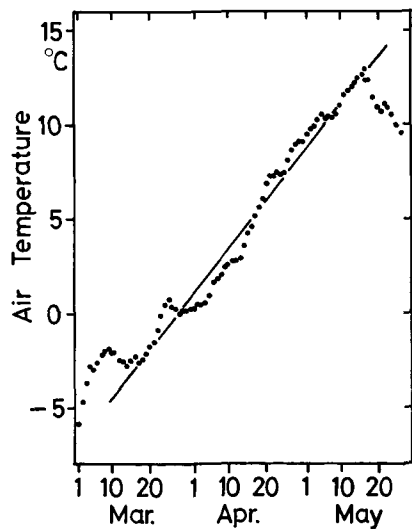
冬季、積雪は底面を除いて雪温が 0°C 以下のかわき雪でできているが、暖かくなるにつれ表面の雪温は 0°C になり、雪はぬれ始める。とけ水の滲透・流下が進むと雪温は全層 0°C になり、雪質はしまり雪から全層ざらめ雪に変わる。その後、ざらめ雪のまま融雪が進み、遂に消雪する。このような積雪の状態が、各高度で時間とともに、どのように変遷・移行するのか調べた。その結果を第8図に示す。この図で○印は、観測当日には積雪層中に雪温が 0°C 以下のかわき雪があったことを、△印は全層が 0°C になっていたことを、●印は全層がざらめ雪であったことを示す。このような雪質の変化から、各高度で全層が 0°C になる時期、全層がざらめ雪になる時期、消雪する時期が推定できる。第8図に記入した実直線はそれを示す。これらは、いずれも、雪のざらめ化、消雪などが1日に25mの速度で上昇したことを示している。

一方、図中の破線は、気温 0°C の等温線である。この等温線は、手稲山の北にある、手稲山口農業気象観測所の日平均気温⁸⁾の3月15日から5月5日の間の10日ごとの移動平均値(第9図)と、 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ とみなした気温減率とから求めたものである。第9図からわかるように、この間には手稲山口の日平均気温はほぼ直線的に上昇しており、上昇速度は $0.25^{\circ}\text{C}/\text{day}$ であった。

第8図で積雪状態図と 0°C 等温線とを見ると、平地では、日平均気温が 0°C になる以前に積雪は全層がざらめ雪になっているが、高度が高い所では、日平均気温が 0°C になった後に積雪全層が 0°C になり、その後全層がざらめ雪になっている。



第8図 積雪の状態の移行。○印はまだ積雪全層が 0°C にはなっていないことを、△印は全層 0°C を、●印は全層ざらめ雪を示す。破線は気温 0°C の等温線である



第9図 手稲山口における日平均気温の10日ごとの移動平均。直線は3月15日から5月5日までの移動平均の回帰直線

融雪期に入ってからからの積雪全層の 0°C への昇温や、雪質の急速な変化(ざらめ化)は、主に融雪水の積雪内部への浸透によって引起される。したがって、前述したように、融雪速度が高度差に関係なく一定であっても、積雪が深い山の高所ほど、全層が 0°C になるのが遅れ、したがって、また、ざらめ化するのも遅れるのであろう。

VI. ま と め

1978年1月から5月までの間、札幌市近郊の手稲山において、山地積雪の積雪水量その他の高度分布とその時間変化を明らかにするための調査を行なった。

その結果、以下のことが明らかにされた。

- (1) 積雪水量は沢や稜線などの地形に関係なく、同じ高度では積雪水量がほぼ等しい。
- (2) 積雪水量は高度に比例して増加している。この直線関係は積雪全期間を通してなりたっている。
- (3) (2)は、高度が増すほど降雪期間が長いことと、高所ほど降雪強度が強いためであることが確かめられた。
- (4) 融雪期に入ってからからの雪質の変化は、1日に高度25mの速度で高所へ向かって伝播することがわかった。消雪時期もこれと同じ速度で上昇した。

(5) 4月末以降では、高度が高いところほど、わずかではあるが融雪速度が大きい。

以上、手稲山における積雪の特徴について述べた。以上の結論は、標高約1,000mの手稲山における、ひと冬の観測について得られたもので、同じことが1,500m, 2,000mといった高い山にも適用できるか否かはわからない。現在、手稲山と同種の観測が標高2,000mを越える大雪山系でも行なわれているので、近い将来それらの比較が可能となろう。

おわりに、積雪の諸観測に際しては、低温科学研究所大学院学生の大前宏和、斎藤 隆、高橋修平、西村 寛、西村浩一、鴻野繁和の諸兄、低温科学研究所の小林俊一助手に大きな協力をいただいた。低温科学研究所応用物理学部門の方々からは有益な助言を、また、大学院学生の児玉裕二氏からは多大な協力と有益な助言をうけた。ここに記して深く感謝の意を表します。

なお、本研究に要した費用の大部分は、文部省科学研究費(総合研究(A), 研究代表者 名古屋大学水圏科学研究所 樋口敬二)から支出された。

文 献

- 1) 遠藤八十一・秋田谷英次・高橋 徹・和泉 薫 1976 石狩・勇払平野における積雪の特性. 低温科学, 物理篇, **34**, 133-145.
- 2) 秋田谷英次・遠藤八十一 1977 石狩・空知地方の積雪調査. 低温科学, 物理篇, **35**, 105-115.
- 3) 菅谷重二 1947 大雪山積雪水量調査及び流出調査. 経済安定本部資源委員会, 90 pp.
- 4) 東 晃・樋口敬二 1952 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査. 北大地球物理学報告, **2**, 1-12.
- 5) 樋口敬二・板垣和彦 1953 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査(II). 北大地球物理学報告, **3**, 51-62.
- 6) 東 晃・樋口敬二・板垣和彦 1956 然別沼流域の積雪水量調査. 北大地球物理学報告, **4**, 65-79.

- 7) 孫野長治・織笠桂太郎 1957 然別湖流域の水文学的研究. 北大地球物理学報告, 5, 45-65.
8) 札幌管区気象台 1978 北海道農業気象月報, 3月~5月.

Summary

Aiming at clarifying the depositional and melting processes of snow and the general characteristics of snow covers in mountainous areas, observations and measurements were conducted on snow stratigraphy, depth, temperature, water equivalent and type of snow every 20 days throughout the snow season from January to May 1978, at different altitudes of Mt. Teine, 1024 m a. s. l., located immediately west of Sapporo (Fig. 1). Nine observational sites were chosen at comparatively flat places in the sparse forest on the east slope of the mountain at an interval of approximately 100 m in elevation from the foot (95 m a. s. l.) up to the summit area (990 m a. s. l.).

The results on the changes in water equivalent of snow with time during the entire snow season obtained at different altitudes of the slope are shown in Fig. 2. As seen in this figure, the amount of snow accumulation is larger at higher altitudes, and the maximum water equivalent is observed on the last ten days of April while heavy melting of snow proceeds in lower altitudes.

A linear relationship is found between the water equivalent of snow and the altitude throughout the depositional period of snow, as illustrated by the regression lines in Fig. 3. It is noteworthy that the gradient of the regression line increases with the lapse of time, which strongly suggests that the amount of snow deposited at one snowfall is larger in higher altitudes. This is confirmed by comparing the stratigraphy of snow covers at different altitudes observed before and after a heavy snowfall, as illustrated in Figs. 6 and 7.

In order to clarify the effect of the topography to the deposition of snow, water equivalent of snow was measured both on a ridge and in the neighbouring valley on the same slope. No marked difference was found in water equivalent in both, as shown by solid (ridge) and open (valley) circles in Fig. 5.

A linear relationship between the water equivalent of snow and the altitude is also found during the melting season, as shown in Fig. 4. As seen in this figure the gradients of the regression lines are almost the same (or even slightly decreases with time). The fact that the melting rate is nearly the same regardless of the altitude (or slightly larger in higher altitudes) seems to be curious because the air temperature is lower with increasing altitude; hence, the melting rate is expected to be smaller in higher altitudes. This may be attributed to an effective transfer of sensitive heat into the snow surface because of the strong wind in higher altitudes.

The metamorphic processes of snow were studied throughout the melting season in conjunction with the thermal regime of the snow cover. The results obtained at different altitudes were summarized in Fig. 8, where open and solid circles respectively show fine-grained dry snow and coarse-grained wet snow, and open triangles indicate that the temperature of entire snow cover was found 0°C. Before the melting season, a snow cover is characterized by fine-grained dry snow and the temperature of snow is kept below the melting point of ice, 0°C, in any altitude. When the melting of snow begins, however, the temperature of snow is forced to rise up to 0°C by the percolation of meltwater deep into the snow cover and

the entire snow turns into coarse-grained wet snow. It should be noted that transitions from dry snow to wet snow or from fine-grained to coarse-grained snow go up on the slope with a speed of 25 m in elevation per day, as seen from the solid lines in Fig. 8.