水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 11, No. 2 (1998) pp. 117-127

巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布

Seasonal Variation and Altitudinal Distribution of Snow
Density and Snow Water Equivalent in Mt. Makihata

松山 洋* (東京都立大学大学院理学研究科)

Hiroshi MATSUYAMA Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University

Seasonal variation and altitudinal distribution of snow density and snow water equivalent (SWE) were investigated in Mt. Makihata, Niigata prefecture, located in one of the heaviest snowy region in Japan. Snow surveys were conducted from November 1996 to June 1997. The altitude between 600m a.s.l to 1,550m a.s.l was studied. The studied year was one of the least snowy year, however, SWE at 1,550m a.s.l in spring about 2,500mm, was as large as that observed at the almost same altitude in the Takaragawa experimental basin in the spring of 1984, which was one of the heaviest snowy year.

The distribution factor of SWE in spring derived from the regression line, about 2 mm/m, is surprisingly large. From the comparison between the regression line and the symmetric quadratic function to reproduce the observed SWE, it is clarified that the standard errors of the latter are about one third of the former, both in the accumulation and ablation seasons. The altitudinal distribution of SWE is, therefore, found to be better reproduced by the non-linear function.

It is also made clear that in spring, the same amount of the observation error is inevitable to all of (1) sampling of snow density once only, (2) observing snow depth alone by supposing the constant snow density, (3) performing only one point snow survey, and (4) estimating the average snow density by the surface observation alone. These errors are 60~70mm of SWE per 1 m snow depth.

Key words: Mt. Makihata, Snow density, Snow water equivalent, Seasonal variation, Altitudinal distribution

日本有数の豪雪地帯に位置する新潟県巻機山において、1996年11月から1997年6月にかけて積雪密度と積雪水当量の調査を行なった。調査範囲は標高600mから1,550mにかけてである。この調査年は記録的な少雪であったが、それでも融雪期の標高1,550m地点で得られた積雪水当量約2,500mmは、豪雪年であった1984年春の、宝川理水試験地におけるほぼ同じ標高での観測結果に匹敵する。

直線回帰式より得られる、高度による積雪水当量の増加率は融雪期には約2 mm/mとなり、既存の研究と比べてかなり大きな値になった。また、積雪水当量の高度分布について直線回帰式と軸対象の2次曲線による回帰式を比較したところ、降雪期・融雪期ともに後者の標準誤差は前者の3分の1程度になり、非線形回帰の方が積雪水当量の高度分布をよりよく再現していることが分かった。

さらに、融雪期の積雪観測に伴う誤差について検討した。その結果、(1)積雪密度のサンプリングを1回で済ますこと、(2)一定の全層平均密度を仮定して積雪深のみを観測すること、(3)積雪観測を1地点で代表させること、(4)積雪の表層密度の観測だけから全層平均密度を推定すること、のいずれにもほぼ同じ大きさの誤差が生じ、それは積雪深1mにつき積雪水当量60~70mmになることが明らかになった。

キーワード: 巻機山, 積雪密度, 積雪水当量, 季節変化, 高度分布

*東京都立大学大学院理学研究科地理学教室 〒192-0397 八王子市南大沢 1-1

Department of Geography, Graduate School of Science, Tokyo Metropolitan University, 1-1, Minami-Ohsawa, Hachioji-shi, Tokyo 192-0397, Japan

I. はじめに

融雪期の日本の山岳地域では、標高が1,000m上がるごとに平均約1,000mmの割合で、積雪水当量が直線的に増加することが指摘されている(例えば風間, 沢本, 1995; 近藤, 1997). 本稿では以下, この割合を係数 a と呼ぶことにするが, 同じ山岳であっても年によって係数 a の値が2倍も変わりうることも報告されている(小池ほか, 1985; 近藤, 渡辺, 1991; 松山, 1998の表-1を参照).

山地の積雪水当量の高度分布を把握することは, 水資源量の評価だけでなく流域水収支の研究にとっても重要なことである. しかし, 水津ほか(1978)や山田ほか(1978)が指摘しているように, これまでになされてきた山地積雪に関する調査は, 水資源・融雪洪水予報などの立場から主に最大積雪時に行なわれてきたにすぎない. このため, 一冬を通して調査を行なって多くのデータを蓄積する必要がある.

筆者は1996年11月から1997年6月にかけて, 日本有数の豪雪地帯である新潟県巻機山で積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布について調査を行なった. 巻機山を選んだ理由は豪雪地帯であることに加えて, 筆者が学生時代から無雪期・積雪期ともに何度も登っており山をよく知っていることによる. 本稿ではこの調査結果について報告し, 若干の考察を加える.

II. 調査の概要

巻機山は三国山脈上に位置する標高1,967mの山である(図-1). 冬季は北西の季節風の影響を強く受けるため, 巻機山南方約10kmに位置する清水峠付近では11月上旬頃には根雪が見られる. また, 清水峠付近での消雪は5月中旬~下旬, 最大積雪深は5~6m以上になることが知られている(観光資源保護財団, 1977).

巻機山を含む周辺山域では亜高山帯針葉樹林帯がほとんど欠如しており, 森林限界はブナを中心とする落葉広葉樹林の上限, 標高1,500m付近にある(高田, 1986). そこで, 悪天候であっても観測を行なえるように, 新潟県側の森林限界直上である標高1,550mの7合目下(図-1, G)を調査地域の上限とした. ここから樹林帯までは歩いて1分もかからない距離である.

現地調査は, 1996年11月30日から1997年6月1日まで2週間ごとに行なった. 新潟県側の登山道を山

図-1 調査地域のルートマップ

1:25,000地形図「巻機山」をもとに作成.
A: 清水集落郊外(600m), B: 東京大学ワンダーフォーゲル部巻機山荘前(740m), C: 4合目下(870m), D: 5合目上(1,130m), E: 6合目下(1,290m, 積雪深のみ観測), F: 6合目上(1,380m, 1996年11~12月のみ観測), G: 7合目下(1,550m)

写真-1 巻機山麓(図-1のA~B間)から眺めた井戸壁と4合目下(地点C, 870m)

巻機山頂はこの地点からは見えない(1997年2月9日撮影).

麓の清水集落から登りながら、1日目に東京大学ワンダーフォーゲル部巻機山荘(図-1, B)に宿泊し、2日目に日帰り7合目下まで往復するのを基本とした。ただし1月11日～3月8日については雪が深かったため、井戸壁と呼ばれる急斜面(図-1, 写真-1)を越えられなかった。このため1シーズンを通してデータが得られたのは標高870mの4合目下(図-1, C)より下の3地点に限られる。

各観測地点では、周囲を代表すると思われる尾根状の開けた平坦な場所に、降雪期は地面にまで達する穴を毎回掘った(3月21日の7合目下での観測を除く。IV. 1. 節参照)。そして、一定体積(118ml)のスノーサンプラーを用いて約10cmごとに積雪の重さを測り、これと金属製巻尺による積雪深観測から各地点の積雪水当量を算定した。積雪の重量観測には1g単位まで測れる秤(株式会社タニタ製ポケットブルスケールミニスリム1475)を用いた。また4月20日以降の観測では、1mの長ねじを高ナットでつないで作った測深棒による積雪深観測も行なった。

III. 1996/1997年の冬の天候について

栗原(1997)がまとめた1996/1997年冬の天候の特徴のうち、巻機山に関係がありそうなものとして(1)北・東日本は暖冬、(2)日本海側で少雨雪の2点が挙げられる。このような冬になったのは、低気圧が周期的に日本付近を通過し移動性高気圧に覆われて晴

れる日が比較的多く、冬型の気圧配置が長続きしなかったためである。

図-2は、巻機山の北約30kmに位置する、新潟県小出町の積雪深観測地点での、一冬における毎日の積雪深の合計値と3月の最大積雪深の年々変動を示したものである。上述した暖冬・少雨雪という特徴を反映し、小出でも1996/1997年冬は過去21年のうち下から数えて5番目の値となっている。

ちなみに、図-2は局地的な現象を表しているのではない。気象庁(1996)のデータを調べたところ、1979/1980～1994/1995年の小出の3月の最大積雪深の年々変動は、長岡、十日町、湯沢などの新潟県内の他の地点の年々変動とよい対応を示すことが明らかになっている(図省略)。すなわち、図-2にはある程度の広域代表性がある。

IV. 結 果

1. 積雪密度の鉛直分布とその季節変化

1シーズンを通して積雪の断面観測を行なうことができた3地点のうち、東京大学ワンダーフォーゲル部巻機山荘前(図-1, B)における積雪密度の鉛直分布とその季節変化の様子を図-3に示す。2月23日までの雪の堆積期間では、表層の積雪密度は下層に比べて小さく、鉛直方向に密度勾配が生じていることが分かる。しかしながら、積雪深が減少しはじめる3月8日以降になると、表層から下層までほぼ同じような積雪密度になり、しかもその値は観測日時によらずほぼ一定になる。また図-3から、下面の積雪は圧密を受け密度の季節変化が小さいことも分かる。このように、表層に積雪が堆積しているうちから下層の積雪密度が融雪期に近い値になっている例は、平地でも(吉田ほか, 1964)、山地でも(中川ほか, 1976)報告されており、これまでの研究で指摘されてきたことが、この調査年の巻機山でも成り立っていたことになる。なお、以上で述べたことは清水集落郊外(図-1, A)、4合目下(図-1, C)にも共通して見られた。

図-4は、7合目下(図-1, G)における同様の観測結果である。3月21日に底面から200cmまでの積雪密度の観測がなされていないのは、時間切れで底面まで達する穴が掘れなかったためである。このため、この日の雪面の位置を観測地点から12m離れた木の幹にマークしておき、4月6日までの雪面低下量と4月6日の積雪断面観測から3月21日の積雪深を推定した。また4月6日の表層30cmの積雪密度

図-2 新潟県小出町の積雪観測地点での、一冬における毎日の積雪深の合計値($\text{cm} \times \text{day}$)と3月の最大積雪深(cm)の年々変動

1996/1997年冬の値は1997年のところにプロットされている。前者は新潟県農業気象月報および新潟県気象月報から、後者は気象庁(1996)と新潟県気象月報から作成した。どちらも毎日9時の観測データを用いた。

TWV Makihata Lodge (740 m a.s.l.)

図-3 東京大学ワンダーフォーゲル部巻機山荘前(図-1, B)における積雪密度の鉛直断面図の季節変化
観測日および観測開始時刻を合わせて示す。●は積雪密度の観測位置を表しており、その半径は観測誤差(V. 2. 節参照)を示している。縦棒は積雪深を表しており、その絶対値0.5~0.6g/cm³は北陸・東北地方における融雪期の積雪密度(新井, 1980)を示している。

7th Step (1550 m a.s.l.)

図-4 7合目下(図-1, G)における積雪密度の鉛直断面図の季節変化

凡例は図-3と同じ。3月21日および4月6日の積雪密度観測に一部欠測があることについては本文を参照のこと。

が観測されていないのは、当日吹いていた強風に身の危険を感じたためである。

7合目下では厳冬の観測は行なえなかったが、図-3で得られた知見は7合目下にもあてはまる。

唯一の例外は4月6日の積雪密度であり、この日はほぼ全層で0.6g/cm³を超える大きな値が得られた。これは強風下で行なわれた観測であるため、日中の融雪現象を捉えた結果であると考えられる。また、

図-3の特徴は5合目上(図-1, D)でも同様に見られた。

2. 全層平均密度の季節変化

各地点における全層平均密度の季節変化を図-5に示す。1シーズンを通してデータを取得できた清水集落郊外(図-1, A), 東京大学ワンダーフォーゲル部巻機山荘前(図-1, B), 4合目下(図-1, C)の3地点はいずれも似たような季節変化を示す。12月中の観測結果($0.4 \sim 0.5 \text{ g/cm}^3$)がその前後に比べて大きな値になっているのは、調査日前の穏やかな天候に伴う融雪により含水率が高くなったためと考えられる。1月から春先にかけて全層平均密度は増大していき、3月上旬以降はどの地点も $0.5 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$ ではほぼ一定値になる。

ただしIV. 1.節で述べたように、森林限界上に位置する7合目下(図-1, G)では、観測時の気象条件の影響が強く現れている。すなわち、晴天・強風であった4月6日の日中の全層平均密度は 0.69 g/cm^3 であり、晴天・平穏であった5月18日の早朝の観測値は 0.46 g/cm^3 であった。これについては東京管区気象台、東京電力株式会社(1956)や吉田(1971)が指摘しているように、含水率の日変化も影響していると考えられ、今後さまざまな気象条件下での検討が必要である。

図-5 各観測地点における、全層平均密度の季節変化

黒塗りの記号で示したのが1シーズンを通して観測できた地点、白ネキの記号で示したのが1月11日～3月8日の間観測できなかった地点である。

3. 積雪水当量の高度分布と直線回帰式のあてはめ

IV. 2.節で得られた結果より、森林限界下における融雪期の積雪水当量は、積雪深に一定の全層平均密度($0.5 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$)を乗じることで算定してよい。従来から、6合目下(図-1, E)には地面からの高さを幹に記入した木があるので、融雪期の6合目下における積雪水当量は、他の地点で得られた観測当日の全層平均密度の平均値に6合目下の積雪深を乗じて算定した。

図-6は、清水集落郊外(A)から7合目下(G)までの全地点で積雪が見られた時の積雪水当量の高度分布である。この図より、融雪期の4合目下(C)ではそれより標高の低い観測地点と比べて系統的に積雪水当量が小さくなっていることが分かる。4合目下は井戸壁(図-1)に連なる細い支尾根上に位置しており(写真-1)、観測期間中も風が強かったことから、ここでの観測結果は局地的な地形・気象条件を表していると考えられる。また図-6より、融雪期には井戸壁を境にして、積雪水当量の増加率が異なっていることも分かる。さらに、融雪期の7合目下で得

図-6 全観測地点で積雪が見られた日の積雪水当量の高度分布

ただし3月21日、4月6日の6合目下(E)における積雪水当量は、他の地点で得られた観測当日の全層平均密度の平均値に6合目下での積雪深を乗じて算定した。直線回帰した場合の係数 a の値と軸対称の2次関数による回帰曲線を同時に示す。これらは4合目下(C)のデータを用いた場合の解析結果(表-1(a)による)である。

られた積雪水当量約2,500mmという値は、豪雪年であった1984年春(図-2参照)の、宝川理水試験地におけるほぼ同じ高さでの観測結果(小池ほか, 1985)に匹敵する。

図-6で示した5回の観測結果に、従来の研究で用いられてきた直線回帰式をあてはめた結果が表-1である。この表では、局地性が大きいと考えられる4合目下(図-6, C)のデータを用いた場合(a)と用いなかった場合(b)の両方の結果を示した。両者の比較から、直線回帰に関しては、4合目下のデータを除いた方が係数 a の値が小さくなり、かつ標準誤差が小さくなるのが分かる。1996年12月30日の観測結果はこの傾向から外れるが、これは回帰に用いた地点数が他の日時よりも少ないことが影響している可能性がある。しかしながら、4合目下のデータを用いても用いなくても、以下で述べる本論文の主張が大きく変わることはない。

表-1(a)に挙げた係数 a の値は図-6にも示されており、融雪期間は雪の堆積期間よりも大きな値になることが分かる。このことは、一冬を通じて積雪水当量の高度分布を調べた研究(水津ほか, 1978; Yamada, 1982; 友村ほか, 1982)でも指摘されている。また、図-7はこれまでの研究で得られた係数 a の値(松山, 1998)の頻度分布を示したものである。灰色で示した巻機山周辺(松山, 1998の表-1のうち1. 宝川理水試験地, 2. 只見川, 11. 片品川流域, 12. 尾瀬沼地域)で得られた値は、白色で示したその他の

地域での観測結果よりも大きいことが、ラベージ検定(例えば石村, 1989)によって統計的にも確かめられている(有意水準1%)。すなわち、巻機山周辺は

Results of Previous Studies and Mt. Makihata

図-7 これまでになされてきた研究(松山, 1998の表-1)で得られた係数 a の値の頻度分布

灰色で示したのが、巻機山周辺(松山, 1998の表-1のうち1. 宝川理水試験地, 2. 只見川, 11. 片品川流域, 12. 尾瀬沼地域)の73事例、白色で示したのはその他の地域の134事例である。なお、松山(1998)の表-1のうち係数 a の値に幅がある18. 戦場ヶ原と34. 鬼怒川はこの図には含まれていない。今回、融雪期の巻機山で得られた係数 a の値(●, ★, 表-1(a)による)と観測年月日も同時にプロットした。

表-1 巻機山における標高(x , 単位: m)と積雪水当量(y , 単位: mm)の関係式およびその季節変化; 4合目下(地点C, 870m)のデータを用いた場合(a)と用いなかった場合(b)
標準誤差の単位はmmである。

(a)					
調査年月日	地点数	直線回帰式	標準誤差	軸対称の2次曲線による回帰式	標準誤差
1996.11.30-12.1	6	$y = 0.36x - 245$	56	$y = 1.71 \times 10^{-4}x^2 - 74$	18
1996.12.15-12.16	6	$y = 0.49x - 303$	51	$y = 2.30 \times 10^{-4}x^2 - 68$	24
1996.12.30	5	$y = 0.80x - 502$	136	$y = 3.33 \times 10^{-4}x^2 - 47$	27
1997.3.20-3.21	6	$y = 1.93x - 706$	281	$y = 8.83 \times 10^{-4}x^2 + 216$	91
1997.4.5-4.6	6	$y = 2.43x - 1454$	368	$y = 1.09 \times 10^{-3}x^2 - 271$	113

(b)					
調査年月日	地点数	直線回帰式	標準誤差	軸対称の2次曲線による回帰式	標準誤差
1996.11.30-12.1	5	$y = 0.34x - 216$	55	$y = 1.64 \times 10^{-4}x^2 - 58$	18
1996.12.15-12.16	5	$y = 0.48x - 276$	48	$y = 2.24 \times 10^{-4}x^2 - 53$	24
1996.12.30	4	$y = 0.81x - 514$	167	$y = 3.69 \times 10^{-4}x^2 - 112$	37
1997.3.20-3.21	5	$y = 1.83x - 528$	242	$y = 8.77 \times 10^{-4}x^2 + 315$	102
1997.4.5-4.6	5	$y = 2.30x - 1237$	334	$y = 1.11 \times 10^{-3}x^2 - 183$	130

全国的に見ても係数 a の値が大きくなる地域なのであるが、このような特性を考慮してもなお、今回の観測結果はこれまでの研究と比較してかなり大きい値であることが図-7より分かる³⁾。すなわち、1997. 3. 20~21の巻機山での観測結果よりも大きい係数 a の値は、筆者の知る限りこれまでに1. 宝川理水試験地、13. 月山、26. 手稲山でしか観測されていないのである(番号はそれぞれ、松山、1998の表-1に対応する)。

V. 考 察

1. 積雪水当量の高度分布に関する回帰式についての検討

図-6の散布図から判断する限り、今回の観測で得られた積雪水当量の高度分布について、一本の直線で回帰するのは不適当であるように思われる。また、積雪水当量の高度分布がある標高を境に異なることは、吉田(1960)などでも指摘されている。ここで、山田、立花(1989)が十勝岳の積雪水当量の高度分布について検討した時のように、山地斜面は山麓からではなく山腹から始まると仮定すれば、巻機山でも4合目下(図-6, C)から山地斜面が始まるという解釈も成り立つ。しかしながら、積雪水当量の高度分布を二次あるいは高次の関係として求めようとする試みは昔からなされてきたので(石原, 1957), ここでは非線形回帰による積雪水当量の高度分布について検討する。

直線と軸対称の二次関数の一般形はそれぞれ $y = ax + b$, $y = ax^2 + b$ で表すことができ、どちらもパラメータは a , b の2つだけである。それゆえ回帰の際の標準誤差を比較することで両者の精度について議論してよい。そこで図-6に軸対称の二次関数をあてはめたところ、その標準誤差は降雪期・融雪期ともに直線回帰した場合の3分の1程度に減少することが分かった(表-1)。また、この表より4合目下(図-6, C)のデータを用いた場合(a)には、用いなかった場合(b)に比べて融雪期の標準誤差が小さくなることが分かる。積雪の堆積期間では両者に顕著な差は見られないが、IV. 3. 節でも述べたように1996年12月30日の観測結果についてはこの傾向から外れている。

非線形回帰の方が適合度がよくなった理由として、井戸壁(図-1, 写真-1)を境に積雪の堆積環境が異なる可能性、すなわち巻機山固有の地形的要因がその一つであることが考えられる。また、巻機山の

北北東約10kmに位置する阿寺山での標高と積雪深の関係、散布図のみで示した佐伯ほか(1979)によれば、1967年3月20日における両者の関係は、直線回帰よりも非線形回帰の方がよく適合するように筆者には思われる。このため、融雪期の山地の積雪水当量が非線形的な分布になるのは、巻機山だけでなくこの地域に共通する特徴である可能性もある。

さらに、巻機山も分水嶺の一部をなす魚野川流域の融雪流出解析を行なった小池ほか(1995)は、流域積雪水量と積雪面積率の関係をよりよく再現するためには、直線回帰よりも軸対称の二次曲線を用いて積雪水当量の高度分布を表現する方がよいと述べている。特に積雪面積が比較的小さな場合にこの傾向が顕著であることについては、標高の低い部分の面積が比較的大きく山地が急峻であることが、降雪分布に与える影響が大きいためであると述べている。このことは上述した巻機山での観測結果と矛盾しない。すなわち、衛星計測で得られた積雪面積と河川流量データによって検証された小池ほか(1995)の分布型融雪モデルの特性が、積雪水当量の高度分布によっても支持されたことになる。

本研究は1シーズン限りの事例解析であり、回帰に用いた地点数も十分であるとは言えない。積雪水当量の高度分布に関して検討するためには、地点数を増やしてもっと回帰の精度を上げる必要がある。このためには、調査に手間と時間がかかる積雪断面観測でなく、測深棒による積雪深観測を主体にする方がよい。その際全層平均密度を一定とする必要があるが、これが積雪水当量の推定精度に及ぼす影響については、他の観測条件と絡めて次節で議論する。

2. 観測に伴う誤差について

観測には誤差がつきものである。

本研究で用いた秤(II. 章参照)の取扱説明書によれば、この秤の精度は100gまで $\pm 2g$ 、100~500gの範囲で $\pm 4g$ となっており、観測期間中積雪の重さが500gを超えることはなかった。またスノーサンプラーの体積は118mlなので、秤の精度を積雪密度に換算すると、それぞれ $\pm 0.017g/cm^3$, $\pm 0.034g/cm^3$ になる。

観測期間中天候や時間に余裕がある時には、同じ深さの積雪を3回サンプリングすることがあった。その際のばらつきは最大でも $\pm 3g$ であったから、サンプリング誤差を積雪密度に換算すると $\pm 0.025g/cm^3$ になる。すなわち、この秤を用いて積雪密度の

観測を行なう場合、最大で $\pm 0.06 (= \pm 0.034 \pm 0.025) \text{ g/cm}^3$ 程度の誤差は避けられないことになる。これは積雪深1mに対して水当量60mmの誤差に相当する。

一方、各観測地点における3月8日以降の全層平均密度の頻度分布を示したものが図-8である。晴天・強風下だった4月6日の7合目下での観測結果 0.69 g/cm^3 を除けば、全サンプルが $0.46 \sim 0.60 \text{ g/cm}^3$ の範囲に分布しており高度依存性はない。そこで平均密度 0.53 g/cm^3 を融雪期の代表値とした場合、誤差の最大値は 0.07 g/cm^3 になる。すなわち、融雪期の全層平均密度を一定とした場合の積雪水当量の算定誤差の最大値は、積雪深1mに対して水当量70mmになる。

さらに、1地点の積雪断面観測で、ある高度の積雪水当量を代表することによっても誤差は生じる。実際問題として、地面まで達する穴は登山道上に掘らなければならない、地点選定の余地はないわけであるが、この空間代表性について検討した一例が図-9である。これは、晴天に恵まれた4月20日の観測の際に、7合目下(図-1, G)の積雪断面観測地点から南東方向に4mおきに、ほぼ同じ高さの直線上に位置する26地点の積雪深を、測深棒で測ったものである。積雪断面観測地点における積雪深は360cm、26地点の平均値は315cmとなり、これらは全体の頻度分布の中央値・最頻値に近い(図-9)。当日の7合目下における全層平均密度は 0.54 g/cm^3 であったから、積雪断面観測地点における積雪深と26地点の平均値の差45cmは積雪水当量に換算して243mmになる。これは積雪深1mに対して水当量68mmの

図-8 3月8日以降の各観測地点における全層平均密度の頻度分布

図-9 4月20日の7合目下(図-1, G)における積雪深の頻度分布

これは、積雪断面観測地点から南東方向に4mおきに、ほぼ同じ高さの線上に位置する26地点の積雪深を、測深棒で測った結果である。

図-10 3月8日以降の各観測地点における、雪面に最も近い層の積雪密度と全層平均密度の差の頻度分布

誤差になる。

実際問題として、最も効率的に精度よく広範囲の積雪水当量を求める方法は、測深棒で積雪深観測を行なうと同時に積雪表層付近の密度を観測して、全層平均密度を推定することであろう。そこで3月8日以降の各観測地点における、雪面に最も近い層の積雪密度と全層平均密度の差の頻度分布を示したものが図-10である。この図には、強風が吹いていた4月6日の7合目下における観測結果は含まれていない。図-10からは、積雪表層密度から全層平均密度を算定すると過少評価気味になることが分かる。

両者の差の最大値 $-0.10\text{g}/\text{cm}^3$ は4月20日の7合目下において観測されているが、この日は晴天でありかつ観測開始時刻が9:20と早かったため(図-4)、積雪表層付近では早朝の放射冷却の影響がまだ残っていたのではないと思われる。この例を除けば全観測結果が $\pm 0.06\text{g}/\text{cm}^3$ 以内に含まれており、積雪表層付近の密度の観測から全層平均密度を推定することに伴う誤差の最大値も、積雪深1mに対して水当量60mmになる。

限られた事例解析ではあるが、以上より融雪期の観測では、(1)積雪密度のサンプリングを1回で済ますこと、(2)一定の全層平均密度を仮定して積雪深のみを観測すること、(3)積雪観測を1地点で代表させること、(4)積雪の表層密度の観測だけから全層平均密度を推定すること、のどれにもほぼ同じ大きさの誤差が生じ、それは積雪深1mにつき積雪水当量60~70mmに相当することが分かった。特に、(2)と(3)のどちらの方法でも同じ程度の誤差が生じるという関係は非常に興味深い。このことは、来シーズン以降の融雪期の積雪観測の際に役立つと考えられる。しかしながら、小池ほか(1985)でも指摘されているように、山麓が融雪期に入っていない場合もあり、時期によっては「全層平均密度一定」の仮定が成り立たないことがある。この点、積雪深観測だけから積雪水当量を算定する場合には注意が必要である。

3. 最大誤差と相対誤差について

前節では最大誤差について議論したが、これまでになされてきた研究では相対誤差について検討を行なう場合が多かった。そこで、この点についても一言述べておく。

まず、全層平均密度を一定とした場合に生じる誤差については、裏磐梯の積雪調査を行なった東京電力猪苗代電力所ほか(1955)で述べられている。この研究によれば、平均密度を用いた場合の誤差は7%以下になるという。図-8の標準偏差は、4月6日の7合目下での観測結果 $0.67\text{g}/\text{cm}^3$ を含めば $0.05\text{g}/\text{cm}^3$ 、除けば $0.04\text{g}/\text{cm}^3$ であり、平均値に対してはそれぞれ約9%、8%の誤差になる。すなわち、裏磐梯で得られた知見は巻機山でもほぼ成り立っていると言える。

一方、融雪期の大雪山での観測結果によれば、ある高度の任意の一地点で積雪水当量を測った時の誤差は7%程度であり、尾根や谷とで顕著な堆積量の

違いは見られないという(山田ほか, 1978)。同様の特徴は同じ北海道の手稲山でも見られる(水津ほか, 1978)。しかしながら、図-9より得られる積雪深の標準偏差は63cmとなり、平均値に対しては約20%の誤差になる。これは融雪期の観測であるから、積雪深をそのまま積雪水当量に読みかえてよいが、相対誤差に関する結果は芳しくない。

この点に関しては、今成(1958)が只見川・黒又川の水文気象調査のデータを用いて同様の検討を行っており、尾根と谷とでは30%程度の積雪水当量の違いが見られると述べている。この値は、今回巻機山で得られた値とかなり近い。すなわち、山田ほか(1978)や水津ほか(1978)との定量的な違いは、北海道と本州の雪質や地形の違いを反映しているのかもしれない。この点についてはさらなる検討が必要である。

VI. まとめ

新潟県巻機山において1996年11月から1997年6月にかけて、積雪密度と積雪水当量の調査を行なった。調査範囲は標高600mから1,550mにかけてである。本研究で新たに得られた知見をまとめると以下のようになる。

- 1) 1996/1997年冬は、巻機山周辺では過去21年間で5番目の少雪年であった。しかしながら、融雪期の標高1,550m地点で観測された積雪水当量約2,500mmは、豪雪年であった1984年春の、宝川理水試験地におけるほぼ同高度での観測結果に匹敵した。
- 2) 融雪期の積雪水当量の高度分布について、従来から用いられている直線回帰式をあてはめたと、高度による積雪水当量の増加率(係数 α)は約2mm/mとなった。これは従来の研究と比較してもかなり大きい値である。
- 3) 積雪水当量の高度分布について、直線と軸対称の二次曲線による回帰式を比較すると、降雪期・融雪期ともに後者の方が回帰精度がよくなることが分かった。結果として、後者の標準誤差は前者の3分の1程度になった。
- 4) 積雪観測に伴う誤差について検討したところ、融雪期には、(1)積雪密度のサンプリングを1回で済ますこと、(2)一定の全層平均密度を仮定して積雪深のみを観測すること、(3)観測地点を1個所で代表させること、(4)積雪の表層密度の観測だけから全層平均密度を推定すること、のど

れにも同じ程度の大きさの誤差が生じ、それは積雪深1mにつき積雪水当量60~70mmになることが分かった。

V. 1. 節で述べた積雪水当量の高度分布の回帰の問題についてさらに検討を加えるには、引き続きデータを積み重ねていくしかない。もし1997/1998年冬が少雪年であれば、今回の観測で得られた知見があてはまるかどうかを検討できる。逆に多雪年であれば、少雪年-多雪年という視点でデータを比較しながら解析できる。どちらになっても貴重なデータが得られるのは間違いなく、1997/1998年冬がどのような年になるのか、今から楽しみである。

なお、冒頭で触れた係数 a の年々変動と多雪年・少雪年との関係については、稿を改めて論じる予定である。

謝辞：本研究、特に積雪観測を行なうに際して、清水集落の民宿「山の宿雲天」の小野塚忠男さん、久子さん、和彦さん、奈穂子さんには、御心配をおかけするとともに多大なる御支援をいただきました。

長岡技術科学大学の小池俊雄先生からは観測に関するアドバイスを、筑波大学の鈴木力英さんからは作図に関する指導を受けました。文献の入手に際しては、立正大学の新井正先生、北海道大学の山田知充さんと八久保晶弘さん、科学技術振興事業団の牛山素行さん、奈良女子大学の高田将志さん、東京都立大学の岩田修二さんのお世話になりました。同大学の杉浦芳夫さんには統計解析手法について御教示いただきました。また、草稿に対して東北大学の山崎剛さんと査読者の方から貴重な御意見をいただきました。

ここに記して皆様に感謝したいと思います。

注) 図-7のうち、巻機山周辺での観測結果(母集団Aとする)とその他の地域の観測結果(母集団Bとする)が正規分布にあてはまるかどうか χ^2 (カイ自乗)検定を行なったところ、両母集団とも正規分布にあてはまらないことが分かっている(有意水準5%)。このため本文中では、正規分布を仮定しなくても適用できるラベージ検定を行なって、2つの母集団の違いを論じた。

今回、巻機山で得られた係数 a の値が、母集団Aと比較しても飛び抜けて大きいものであるかどうかを調べるためには、標本の棄却検定を行なえばよい。しかしながら、トンプソン棄却

検定やグラブス・スミルノフ棄却検定(例えば石村, 1989)を適用するためには、母集団に対して正規分布が仮定できなければならない。上述したように母集団Aは正規分布にあてはまらないので、今回の観測結果との関係については、統計的アプローチからはこれ以上言及することができない。

筆者は、母集団の分布の型に関する情報なしに検定ができる、ノンパラメトリック検定についてこれ以上の知識を持たない。どなたか統計学にもっと詳しい方の御教示を仰ぎたい。

参考文献

- 新井 正(1980): 日本の水 その風土の科学, p. 231, 三省堂, 東京.
- 今成士郎(1958): スノーサーベアの簡易化と面積雪量の尾根・谷の補正について, 電力気象連絡会集報 第二輯, 9, pp. 24-30.
- 石原健二(1957): 日本における雪量調査, 雪氷, 19, pp. 36-49.
- 石村貞夫(1989): 統計解析のはなし, pp. 250-276, 東京図書, 東京.
- 観光資源保護財団(1977): 巻機山の自然, 景観保全と適正利用の展望, 観光資源調査報告, 5(4) pp. 25-27.
- 風間 聡・沢本正樹(1995): NOAA/AVHRRを用いた積雪深分布および水資源量推定, 水文・水資源学会誌, 8, pp. 477-483.
- 気象庁(1996): 地域気象観測による積雪の統計月・寒候期最深積雪の累年平均値と累年値(1979/80-1994/95), 気象庁観測技術資料, No. 61, pp. 119-121.
- 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一(1985): 積雪面積情報による流域積雪水量の推定, 土木学会論文集, 357II-3, pp. 159-165.
- 小池俊雄・陸 旻皎・早川典生・古谷 健・石平博(1995): 積雪高度分布を考慮した総合的融雪流出解析, 水工学論文集, 39, pp. 79-84.
- 近藤純正(1997): わたしの水文水資源学—十和田湖から中国乾燥域まで, 水文・水資源学会誌, 10, pp. 3-13.
- 近藤純正・渡辺 力(1991): 広域陸面の蒸発—研究の指針, 天気, 38, pp. 699-710.
- 栗原弘一(1997): 日本の天候 冬(1996年12月~1997年2月), 気象, 41(5), pp. 34-36.

- 松山 洋(1998):日本の山岳地域における積雪水当量の高度分布に関する研究について, 水文・水資源学会誌, 11, pp. 117-127.
- 中川正之・川田邦夫・岡部俊夫・清水 弘・秋田谷英次(1976):立山の積雪の性質の研究, 雪氷, 38, pp. 157-164.
- 佐伯正夫・大関義男・渡辺成雄(1979):豪雪地帯の山地斜面における樹幹傾斜と海拔高, 雪氷, 41, pp. 289-291.
- 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, pp. 47-54.
- 高田将志(1986):三国山脈主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地, 地理学評論, 59A, pp. 729-749.
- 友村光秀・福嶋義宏・鈴木雅一・窪田順平・太田岳史(1982):琵琶湖西北山地における積雪水量の高度分布, 京都大学農学部演習林報告, 54, pp. 106-120.
- 東京電力猪苗代電力所・若松測候所・福島測候所(1955):吾妻山系裏磐梯積雪水量調査報告(概要), 電力気象連絡会集報 第二輯, 4, pp. 1-5.
- 東京管区気象台・東京電力株式会社(1956):昭和28年度尾瀬沼, 尾瀬原, 片品川上流域積雪調査報告, 電力気象連絡会集報 第二輯, 5, pp. 155-184.
- Yamada, T. (1982): Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, Contr. Inst. Low Temp. Sci., A31, pp. 1-33.
- 山田知充・立花義裕(1989):大正15年十勝岳泥流発生時の積雪水量について, 低温科学物理篇, 48, pp. 41-49.
- 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, pp. 1-12.
- 吉田順五(1971):雪の科学, pp. 196-198, 日本放送協会, 東京.
- 吉田順五・木下誠一・若浜五郎・中村 勉・藤岡敏夫・清水 弘・秋田谷英次・清水孝一・権平長四郎・佐藤幸三郎・近江 満(1964):北陸豪雪の雪質調査, 低温科学物理篇, 22, pp. 129-146.
- 吉田義信(1960):建設予定の米沢湖集水域の積雪調査, 地理学評論, 33, pp. 26-43.

(受付:1997年9月12日, 受理:1997年11月19日)