



Title	気温と降雪深による山地の積雪深と積雪水量の推定
Author(s)	野村, 睦; NOMURA, Mutumi; 佐藤, 冬樹 他
Citation	北海道大学農学部 演習林研究報告, 56(2), 11-19
Issue Date	1999-09
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/21454">https://hdl.handle.net/2115/21454</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	56(2)_P11-19.pdf



# 気温と降雪深による 山地の積雪深と積雪水量の推定

野村 睦<sup>1</sup> 佐藤 冬樹<sup>1</sup> 芦谷大太郎<sup>1</sup> 榎本 浩志<sup>1</sup>

Observation and simulation of snowcover in a mountain region

by

Mutumi NOMURA<sup>1</sup>, Fuyuki SATOH<sup>1</sup>, Daitaro ASHIYA<sup>1</sup>

and Hiroshi MASUMOTO<sup>1</sup>

## 要 旨

山地の積雪分布を明らかにするために観測を行ない、さらに山地積雪の分布と経時変化を平地の気象要素から推定する方法を検討した。

観測は北海道北部に位置する北海道大学天塩地方演習林で、1995-1996年と1996-1997年の冬期に行なった。平地の観測露場では積雪深・積雪水量・降雪深・気温・底面融雪量・雪面融雪量の測定を行ない、山地では3月に積雪調査を実施した。観測の結果、露場では冬の底面融雪量は平均して0.3から0.4mm・day<sup>-1</sup>であった。雪面における日融雪量は、日平均気温を用いて、傾き4.5mm・℃<sup>-1</sup>の一次式で推定できた。山地では積雪深・積雪水量は高度に対して直線的に増加した。積雪水量の高度変化から求めた降水量の高度に対する増加率は1996-1997年で100mあたり20%であった。また、森林内外の積雪水量の差異から常緑針葉樹林における遮断率を約45%と推定した。

観測結果に基づき、平地の日降雪深と日平均気温を入力値とし、山地の積雪深と積雪水量を再現したところ、良好な結果を得た。

キーワード：北海道北部，日平均気温，日降雪深，山地積雪の推定

## 1. まえがき

北海道日本海側では冬期に多量の降雪があり、その雪は積雪として春になるまで地表を覆っている。この積雪は自然に蓄えられた水資源であり、その消長を知ることは水文学上も実用上も重要なことである。また、多雪地帯では積雪の沈降圧による樹木の被害や消雪遅延による地温上昇の阻害など積雪の消長が生物活動や農林業に与える影響も大きい。

しかし、水循環の研究上においても林業においても重要である山地の積雪深や積雪水量が測定されている例は少ない。過去には山地積雪の分布特性を調べた研究(YAMADA, 1982; 藤原ら, 1994)や平地の気象データから山地の積雪水量を推定した例(太田, 1989)などがあるが、多様な地形・植生の存在する山地の積雪については、いまだ十分な理解には至っていない。山地積雪の研究の前進には、山地における実際の調査とともに平地の気象データから山地積雪を推定する方法を確立していくことも有効であろう。そこで、山地の積雪分布の特性を把握するための調査を行ない、その調査結果に基づき、平地の気象要素から山地の積雪深と積雪水量を推定する方法について検討した。

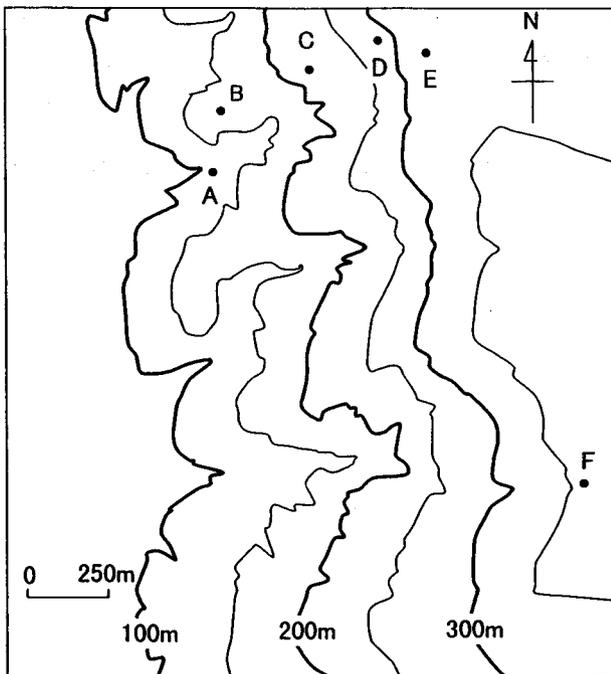


図1 中の峰地区の調査地点

表-1 中の峰地区の観測地点

地点名	高度 m	地形	植生
A	100	谷	ササ
B	170	尾根	ダケカンバ
C	220	尾根	ダケカンバ
D	280	尾根	アカエゾマツ
E	310	尾根	ダケカンバ
F	370	谷源頭	ササ

## 2. 観測地と観測方法

観測は北海道大学天塩地方演習林で行なった。平地の観測を同林の観測露場(以下では露場と呼ぶ)、山地の観測を中の峰地区(135林班)で、1995-1996年、1996-1997年の冬期に実施した。中の峰地区の調査地点の概要を図1と表1に示す。

露場では気温・積雪深・降雪深・積雪底面流出量の測定を行なった。降雪深は雪面上に置いた板の上に積もった新雪の深さであり、積雪深とともに毎朝測定した。積雪底面流出量は積雪底面から流出した融雪水の量であり、1m×1mの大きさ(底面積1㎡)の積雪ライシメーターを用いて1日1回測定した。また、1996-1997年の冬期は積雪水量を期間中に3回測定した。さらに1997年の融雪期には雪面低下量mm単位で測定し、積雪表層の密度の測定と合わせ雪面融雪量を見積もった。

中の峰地区は露場から直線距離で約15km北東に位置する。AからFの6地点では、いずれの年も3月に積雪深・積雪水量の測定を行なった。北海道北部では融雪流出が始まるのは3月下旬以降であり、調査の時期はほぼ最大積雪水量に達したころである。また、1996-1997年の冬期には、調査地点の中で最も高度の大きいF地点と唯一針葉樹林内にあるD地点で自動積雪深測定装置(コーナーステム社製kadec-snow)を用いて連続的に積雪深を測定した。

## 3. 平地における観測の結果と考察

### 1) 気温と降雪深

図2に1996-1997年冬期の露場における日平均気温と日降雪深の測定結果を示す。図に見られるように、12月から3月中旬までは日平均気温が氷点下の日が多く、また12月から2月中旬まではほぼ連日降雪がある。例年、

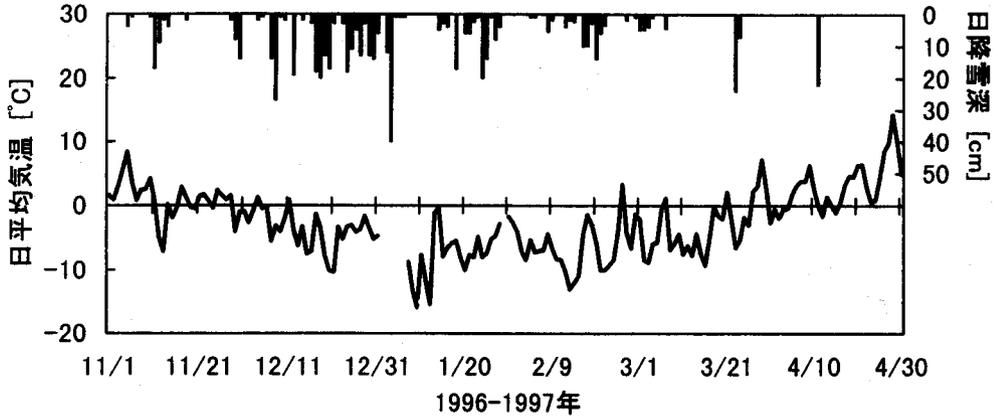


図2 露場における日平均気温と日降雪深 実線が日平均気温、棒グラフが日降雪深を表わす。

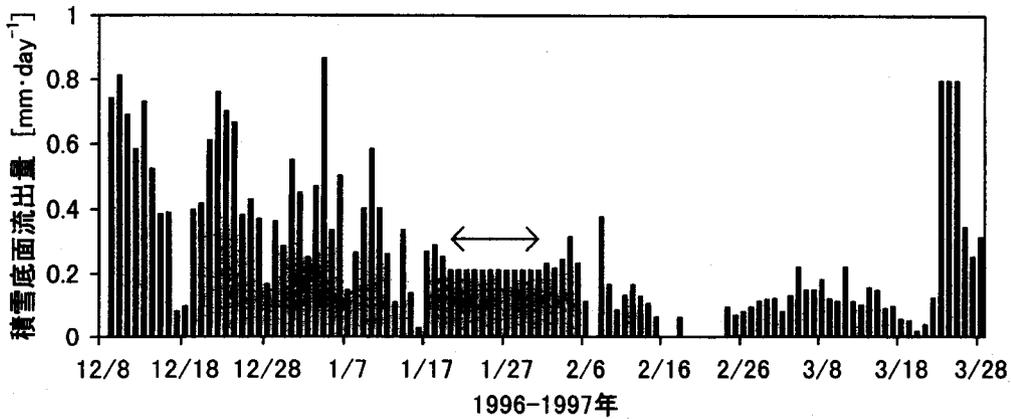


図3 積雪底面流出量

図中の矢印で示した期間(1/20-1/31)は12日間の流出量をまとめて測定したので平均値を示した。

この期間に降雨があることは稀である。

### 2) 積雪底面融雪量

図3に1996年12月9日から1997年3月28日まで積雪ライシメーターで測定した積雪底面流出量を示す。この期間において雪面での融雪はわずかであり、この流出量のほとんどは土壌からの熱による積雪底面融雪量に相当する。図3に見られるように、その値は初冬は $0.7-0.8\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ で、その後は減少し3月には $0.1$ から $0.2\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ ほどになった。平均すると底面融雪量は $0.3\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ だった。また1995-1996年冬期は平均して $0.4\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ だった。これらの値は北海道北部で同様の方法で測定した値(MOTOYAMA, 1983; 佐藤ら, 1995)とほぼ同じであった。

### 3) 雪面融雪量

1997年に行なった観測によれば、雪面で活発な

融雪が始まったのは3月29日からである。積雪底面からの流出量もこの日から急増した。融雪量は雪面での熱収支によって決まる値であるが、気温と比較的相関が高く、融雪量の予測に気温を用いることも多い(新井, 1994)。そこで、日平均気温との関係を調べた(図4)。図4において積算量を用いたのは、気温と融雪量の平均的な関係を得るためである。また、積算の気温は $-3^{\circ}\text{C}$ 以下を0、 $-3^{\circ}\text{C}$ 以上は $3^{\circ}\text{C}$ を加えて求めたものである。 $-3^{\circ}\text{C}$ という値を用いたのは日平均気温が $-2^{\circ}\text{C}$ 前後で融雪が起こっている場合があったからである。図4に見られるように気温と融雪量はほぼ直線関係にある。図中に描いた傾向線の傾きは $4.5\text{mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ であり、この値を $a$ とすると、日融雪量 $M_s$ は、

$$M_s = a(T_a - T_0) \quad (1)$$

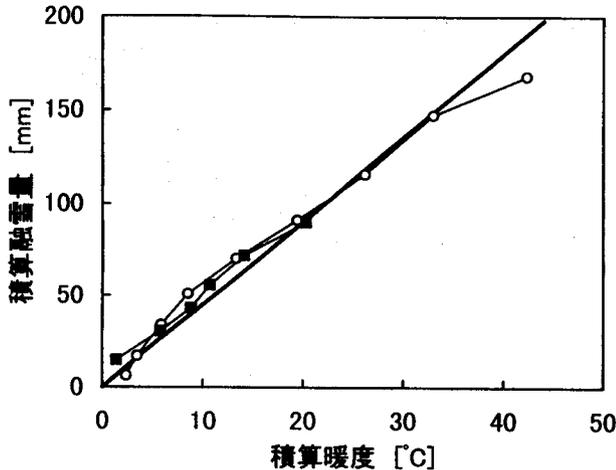


図4 積算暖度と積算融雪量  
積算暖度は $-3^{\circ}\text{C}$ を基準にしてある。  
○は1997年4月1日から9日、■は4月12日から17日の結果である。

という式から算定できる。ここで、 $T_a$  は日平均気温、 $T_0$  は $-3^{\circ}\text{C}$ である。 $a$  は融雪係数と呼ばれる値で既往の研究(新井, 1994)によれば4から $8\text{ mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ の値をとることが多い。

#### 4) 新雪の密度

積雪水量を推定するには降水量が必要であるが、降水量の測定は行なわなかったため、降雪深から降水量を推定した。降水量は降雪深に雪の密度を乗じたものであるから、この推定のためには新雪の密度がわかればよい。ある日の積雪水量は、その日までの累積降雪深に新雪密度を乗じたものから、積雪底面から流出した水量を減じたものに等しい。ここで雪面における蒸発・凝結量は相対的に小さい(小島ら, 1985)ことから無視できるものとした。以上のように考え、表2のように累積降雪深・積雪水量・積雪底面流出量から平均の新雪密度を推定した。表2から冬期の平均的な新雪の密度はほぼ $80\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ と言える。

表-2 新雪密度の推定

観測日	積雪深 cm	積雪水量 mm	底面流出量 mm	累積降雪深 cm	新雪密度 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$
1997/1/31	104	297	32	399	82
1997/2/17	109	324	35	437	82
1997/3/27	84	377	41	517	81

## 4. 山地における観測の結果と考察

### 1) 積雪深と積雪水量の高度分布

図5に山地における積雪深と積雪水量の観測結果を示す。積雪深・積雪水量のいずれもD地点を除き高度に対して直線的に増加している。高度に対する積雪深・積雪水量のこのような分布は一般的に見られる(たとえばYAMADA, 1982)。また、針葉樹林内のD地点における積雪深・積雪水量は、高度に対する増加の傾向から見ると、著しく値が小さい。積雪水量の図に描いた実線はD地点を除いて求めた傾向線である。

高度に対して積雪水量が増加する理由としては、降水量が高度とともに増加することが考えられる。図6に平地露場と各地点との高度差と、積雪水量の比との関係をD地点を除いて示した。なお1996年は露場での観測データがないことから観測地点が少ないことから、今回は対象としなかった。冬期には雪面融雪がほとんど起こらない。さらに、積雪底面融雪量が場所によって大きく変わらないとすると、積雪水量の差は降水量の差を表わすことになる。このように考えると、図6は露場と各地点の降水量の比を表わしていることになり、図中に描いた傾向線の傾きから高度に伴う降水の増加率を見積もると100mあたり約20%となった。

### 2) 針葉樹林内の積雪

D地点において積雪深・水量が低い理由は、D地点のみが常緑針葉樹林内にあり降雪の遮断量が他地点に比べ大きいためであろう。図5に描いた傾向線からD地点に相当する高度の積雪水量を求め、これとD地点における実測値を比べると、1996年は221mm、1997年は272mmの差異があった。これらが遮断によって生じたものとして遮断率を推定すると、1996年は42%、1997年は47%である。中井ら(1993)は札幌における観測で常緑針葉樹林の遮断率について30から50%の値を得ており、今回の推定値はその

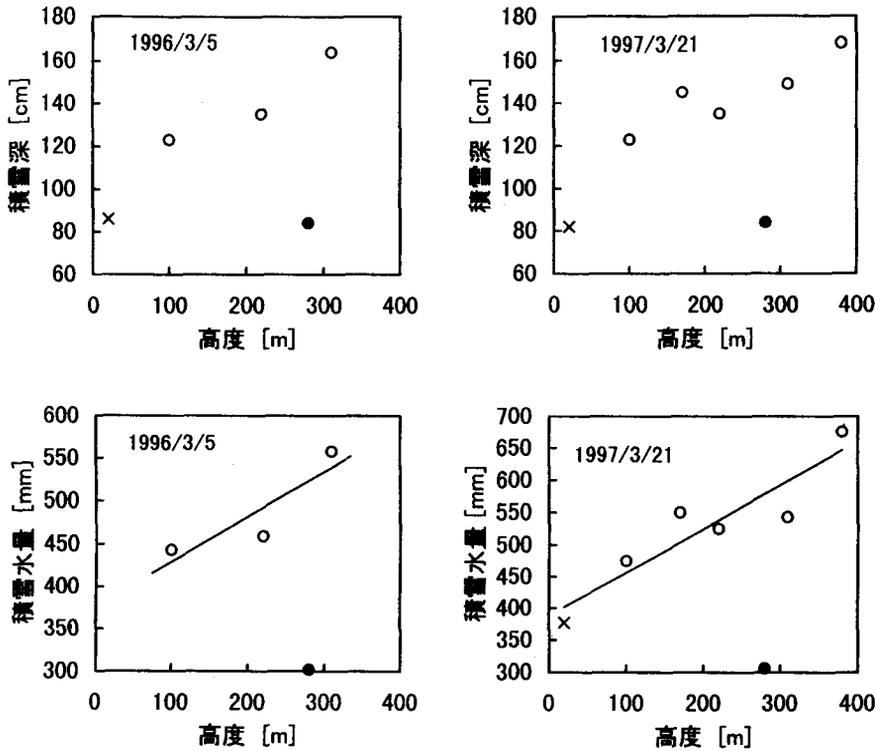


図5 積雪深・積雪水量の高度分布  
 上段の2図が積雪深について、下段の2図が積雪水量についての高度分布を表わす。  
 ×は露場、●はD地点、○はその他の地点を表わす。

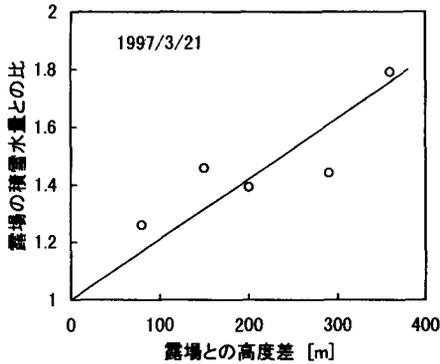


図6 露場と各地点の積雪水量の比

計算の入力となる降雪量については日降雪深を与えた。新雪の密度は表2の結果に基づき  $80 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  で一定にした。

新たに堆積した新雪層や積雪内のある層は、自重やその上に積もった雪の荷重により、層の厚みを小さくし、密度を増していく。この変化は以下のような粘性圧縮で表わせる。

$$-\frac{1}{h} \frac{dh}{dt} = \frac{W}{\eta} \quad (2)$$

ここで  $h$  は層の厚さ、 $W$  は荷重、 $\eta$  は圧縮粘性係数、 $t$  は時間である。雪の圧縮粘性係数は雪の密度  $\rho$  を用いて以下の実験式 (小島 1957) で与えた。

$$\eta = \eta' \exp(0.021\rho) \quad (3)$$

$\eta'$  の値として、小島(1957)は札幌で  $10 \text{ kg} \cdot \text{day} \cdot \text{m}^{-2}$ 、北海道北部の幌加内町母子里で  $16 \text{ kg} \cdot \text{day} \cdot \text{m}^{-2}$  を得ている。また、MOTOYAMA(1990)は日本各地の積雪深を予測するのに  $12$  から  $16 \text{ kg} \cdot \text{day} \cdot \text{m}^{-2}$  の値を

### 5. 積雪深と積雪水量の推定法

今回は、比較的数少ない気象要素から積雪深・水量を推定することを目的として、日平均気温と日降雪深を用いて計算を行なうことにする。まず、平地の積雪深の推定法について以下に述べる。

用いている。今回の計算ではこのような値を参考に、数回の数値計算の結果、 $15\text{kg}\cdot\text{day}\cdot\text{m}^{-2}$ を用いることにした。

雪面融雪量は観測によって得られた(1)式を用いて推定した。ただし、雪温の低い時期は、融雪が起こる前に雪温を上昇させるのに熱量が必要である。(1)式では日平均気温が $-3^\circ\text{C}$ 以上で融雪が起こるとしているが、気温の低い1月と2月については日平均気温が $0^\circ\text{C}$ より高い場合のみ融雪が起こるという制約をつけた。

積雪底面融雪は観測で得られた平均的な値である $0.3\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ で一定にした。

以上のことから平地の積雪深の推移を推定することができる。実際には、降雪があった日に新たに堆積した部分を一つの層として、一日毎に計算を行なった。

積雪水量については、降雪深に新雪の密度を乗じて求めた降水量から、上述の積雪深の推定で用いる雪面と底面の融雪量を減じて求めた。

山地の積雪深・水量の推定も基本的には平地と同様の計算から行なった。ただし、観測結果によれば降水量は高度100m毎に露場に比べ20%増加していたので、日降雪深も計算する地点

の高度に合わせて同じ割合で増加させた。新雪の密度は平地と同じにした。また、日平均気温については高度100mあたり $0.6^\circ\text{C}$ の温度減率を与えて変化させた。さらに針葉樹林内の地点における計算では観測結果からの推定に基づき45%の遮断率を考慮した。

計算は露場については1995-1996年、1996-1997年の2冬期、山地については観測データ数の多い1996-1997年の冬期を対象に行なった。

## 6. 推定結果

図7に露場を対象にした積雪深の計算の結果を示す。図に見られるように2冬期とも計算値は観測値をうまく再現している。また1997年に実測した積雪水量の値を計算値と比較した(図8)。実測値は表2に示したものと同じである。積雪水量についてもほぼ実測値を再現できた。

図9に積雪深の自動測定を行なった最も高度の大きいF地点と針葉樹林内のD地点における観測値と計算値を示す。両者とも1月から2月にかけてやや再現性が悪いが、おおむね良好な結果を得た。図10に各観測地点で1997年3月21日に行なった積雪水

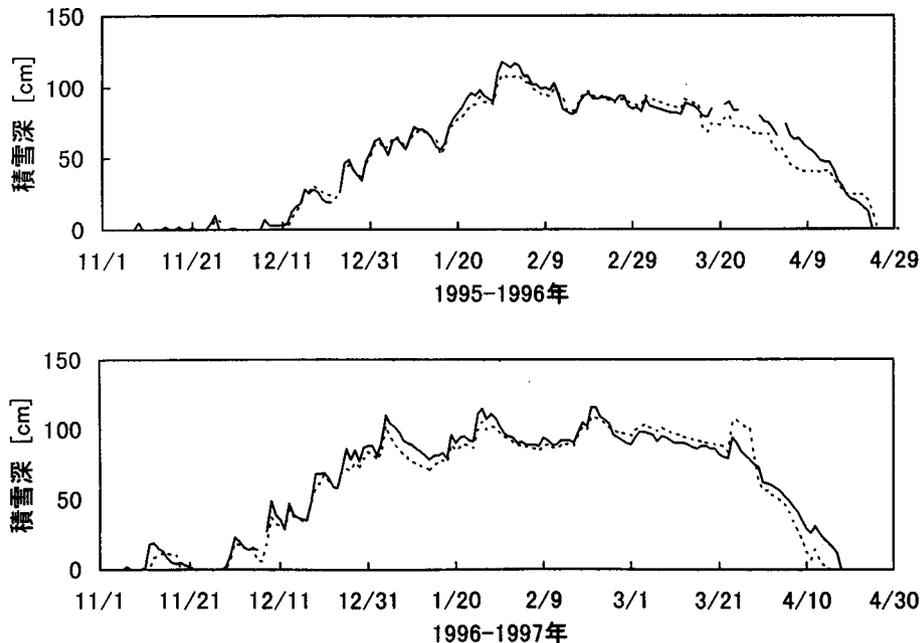


図7 露場における積雪深の観測値と計算値  
上の図が1995-1996年、下の図が1996-1997年を表わす。実線が観測値、点線が計算値を表わす。

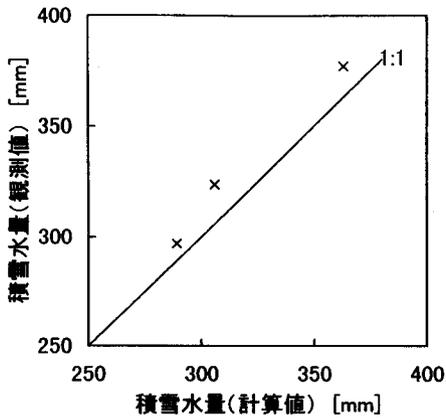


図8 露場における積雪水量の計算値と観測値の比較

量調査の結果と計算値を比較したものを示す。図に見られるように結果は良好であった。

今回の計算で再現性が良かった理由の一つは入力値として日降雪深を用いたことであろう。一般的には降雪深よりも降水量のデータの方が得やすい。しかし、降雪に対する降水量計の補足率は低く、真の降水量を推定する方法を考えねばならない。さらに雨と雪の判別が必要である。今回はこれらのことを検討するのに十分なデータが得られなかったこともあり、降雪深のデータを用いた。

どの地点に対しても融雪量は同じ式を用いて推定した。しかし実際に融雪量を定める雪面熱収支において、その成分の構成は地点によって異なっているだろう。たとえば、高度が大きくなると風速が大

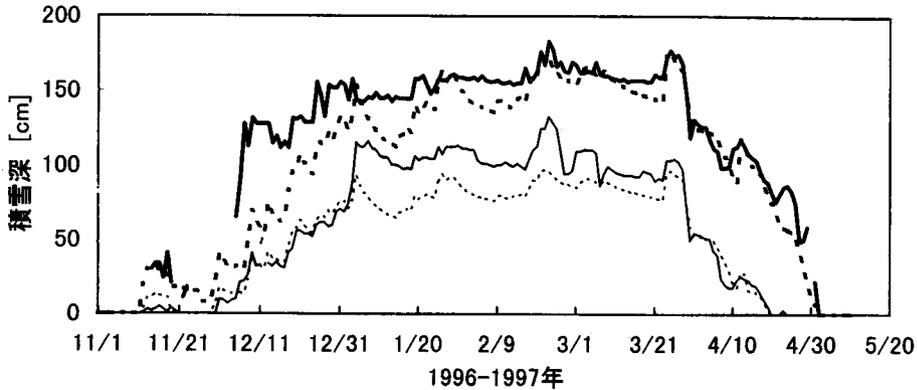


図9 D地点とF地点の積雪深の観測値と計算値

細い実線・太い実線はそれぞれD地点・F地点の観測値であり、細い点線・太い点線はそれぞれD地点・F地点の計算値を表す。

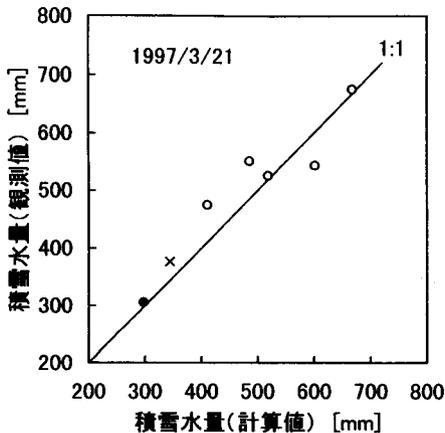


図10 露場と山地における積雪水量の計算値と観測値の比較  
×は露場、●はD地点、○はその他の地点における結果を表す。

きくなり顕熱・潜熱の伝達量が異なってくる、森林内では日射が遮蔽されるというようなことは容易に想像できる。今回は同じ式で良好な再現が得られたが、熱収支観測に基づいた推定についても検討すべきだろう。

降水量の高度による増加率は、積雪水量の高度変化から1997年は高度100mあたり20%と推定した。しかし、積雪水量の高度変化は年毎に異なっており、降水量の増加率を見積もる適切な方法の検討が必要である。引き続き観測を行ない、山地における積雪の堆積過程を明らかにしたい。

## 7. まとめ

天塩地方演習林において山地の積雪分布の特性を把握するために積雪調査を実施した。あわせて平

地の露場において降雪深・積雪底面融雪量・雪面融雪量などの観測を行なった。観測結果に基づき平地の気象データを用いて山地の積雪深と積雪水量の推定を行なったところ、良好に観測値を再現できた。以下に結果についてまとめる。

- (1) 積雪底面における融雪量は冬期を通じて0.1から0.8mm・day<sup>-1</sup>であり、平均すると0.3mm・day<sup>-1</sup>であった。
- (2) 雪面における融雪量は日平均気温を用いて、傾き4.5mm・day<sup>-1</sup>の一次式で推定できた。
- (3) 1996-1997年の冬期は、積雪水量の高度変化から高度100mごとに降雪量が20%の増加をすると推定した。
- (4) 常緑針葉樹林では林内外の積雪水量の割合から降雪の遮断率が45%程度であると推定した。
- (5) 以上のような結果に基づき、日平均気温と日降雪深を用いて平地と山地の積雪深・積雪水量を推定したところ良好な結果を得ることができ、平地の気象要素から山地積雪量を推定できると判断された。

## 謝 辞

この研究は北海道大学演習林試験課題「蛇紋岩地帯の水・物質循環と森林の機能に関する観測」の一環として行なったものであり、天塩地方演習林の職員皆様の支援を受けた。厚く御礼申し上げます。

## 参 考 文 献

- 新井 正(1994): 融雪量と融雪出水, 基礎雪水学講座VI 雪水水文現象(前野紀一・福田正己編)第3章, 49-91
- 藤原滉一郎・笹賀一郎・佐藤冬樹(1994): 北海道大学天塩・中川地方演習林附近の積雪分布, 北海道大学農学部演習林研究報告 51(1), 74-88
- 小島賢治(1957): 積雪層の粘性圧縮Ⅲ, 低温科学物理篇 16, 167-196.
- 小島賢治・石川信敬・本山秀明・山田芳則(1985): 積雪の蒸発量, 低温科学物理篇44, 49-62
- Motoyama H.(1986): Studies on basin heat balance and snowmelt runoff models, Contributions from the Institute of Low Temperature Science A35, 1-53
- Motoyama H.(1990): Simulation of seasonal snow-cover based on air temperature and precipitation, Journal of applied meteorology 29(11), 1104-1110
- 中井裕一郎・北原 曜・坂本知己・斉藤武史・寺嶋智巳(1993): 森林における降雪の遮断蒸発, 日本林学会誌 75(3), 191-200
- 太田岳史(1989): 気温および降水量による山地積雪水量の経時変化の推定, 雪氷 51(1), 37-48
- 佐藤冬樹・小宮圭示・芦谷大太郎・笹賀一郎(1994): 積雪底面融雪水のpH変化, 北海道大学演習林試験年報 13, 31-33
- Yamada T.(1982): Studies of accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido, Contributions from the Institute of Low Temperature Science A31, 1-33

## Summary

In order to investigate the characteristics of snowcover in a mountain region, field observations were made in northern Hokkaido, Japan, in two snowy seasons (1995-1996, 1996-1997). The depth of snow (*HS*) and the water equivalent of snow (*HSW*) were surveyed in the mountain region. At the lowland observatory near the mountain, the depth of daily new snowfall (*HN*), air temperature and daily snowmelt at the bottom and the surface of snowcover were measured in addition to *HS* and *HSW*.

The average snowmelt at the bottom of snowcover during winter, which was measured with snow lysimeter, was between 0.3 and 0.4 mm・day<sup>-1</sup>. The daily snowmelt at the surface of snowcover showed high correlation with daily mean air temperature. At the lowland observatory, this relationship was described as  $M_s = a(T_a - T_0)$ :  $M_s$  was daily snowmelt(mm・day<sup>-1</sup>);

$T_a$  was daily mean air temperature( $^{\circ}\text{C}$ );  $a$  was  $4.5\text{mm}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ;  $T_0$  was  $-3^{\circ}\text{C}$ . In the mountain region, both  $HS$  and  $HSW$  increased linearly with altitude. This increase could probably be caused through the increase of precipitation. For 1996-1997 winter season, the increase rate was 20% per 100m altitude. According to the difference of  $HSW$  between in and out the forest, 45% of snowfall was reckoned to be intercepted by the canopy.

Based on above the results, we simulated the time variations of  $HS$  and  $HSW$  using  $HN$  and  $T_a$  obtained through this observation. The results reproduced the time variations and distributions of  $HS$  and  $HSW$  in both lowland and mountain region well.

**Key words**: northern Hokkaido, daily mean air temperature, depth of daily new snowfall, simulation of mountainous snowcover