

降雪・積雪・融雪の観測と解析

Observation and Analysis of Snowfall, Snow-accumulation and Snowmelt

堺 茂 樹

Shigeki SAKAI

1. はじめに

雪の存在はその地方の風土の形成に大きく関与してきたし、また現在も社会生活あるいは経済活動に対する影響は、良し悪しは別として、相変わらず大きい。雪合戦やそり滑りは子供の恰好の遊びであり、スキー、スケートは年齢を問わない。また、しんと降り続ける雪が視界にある全てを覆う様や、凍てついた空中に微細な氷の結晶が漂うのを見るのも雪国ならではのものである。一方、重荷としての雪は、科学技術の発達と社会資本の整備がめざましい今日でもなお日常生活の中で肉体的、精神的負担を強いており、種々の障害あるいは災害をもたらす原因ともなっている。

雪による障害あるいは災害は風や雨のような一過性のものではなく、降雪時には交通障害、着雪、冠雪など、また積雪期には構造物の破壊や雪崩、さらに融雪期に入ると融雪洪水、融雪地滑りなどの原因となり、冬期間を通して危険性が継続する。

河川の機能に“親水性”が加えられてきたのと同じように、“防雪”に加え“利雪”“克雪”の重要性が指摘されている。自然との調和の中での利用という観点は今後益々求められるであろう。本稿では、これから雪に関する研究を開始する場合の基礎的な情報として、各現象に関する観測と解析の現況について述べる。

2. 降雪の観測と解析

2. 1 地上観測

降雪の量を表すのに、“降雪深”と“降水量”の二種類が使われる。降雪深とは、測定開始時の積雪面と同じ高さに設置した積雪板上の、ある一定時間後の積雪深である。積雪は時間の経過にともない、自重による圧縮のため深さを減じたり、あるいは気象条件によっては融雪が生じる場合があり、測定時間間隔が長い場合にはこれらの影響が含まれている可能性がある。気象官署では09時、15時、21時の3回の測定を行い、その合計を日降雪深としている。

降雪の降水量を測定するには融雪装置が取り付けられた転倒ます型雨量計が用いられるのが一般的である。融雪方法としては、電熱線を本体に巻き付けて漏斗部分を加熱するヒーター式、2重構造になった受水器の外筒に入れた不凍液を加熱する温水式、受水器内部に溢水口を設け、さらに受水器内に蓄えた水面上にオイル層を作り、これを加熱し、通過する際に融けた水分が溢水口から流出するのを計測する溢水式などがある。降雨観測に比べ降雪観測での雨量計の観測精度はいくぶん低い。その原因の一つは融雪装置から発生する熱による蒸発であり、溢水式ではオイル層によって水分の蒸発を防いでおり、この点が大きく改良されている。また、雨滴に比べ雪片は軽いため、強風時には受水器に入りにくく、また入った雪片が吹き飛ばされるなどの捕捉率の問題もある。受水器周辺の風の乱れを防ぐため、整流板を取り付けるなどの工夫がされている。

2. 2 レーダーによる観測と予測

前節で述べた地上観測では観測器自体の精度に若干問題はあるが、降水量あるいは降雪深を直接測定するため、現在のところ最も信頼できる観測値である。しかし、観測箇所数や観測時間間隔等の制約により、時間的・空間的分解能は低い。一方、近年開発が進められているレーダーによる観測は空中にある雪片等からの散乱電波から降雪量を予測するという間接的な測定法であり、観測精度を向上させるためにはまだ多くの

問題が残されているものの、地上観測に比べ時間的・空間的分解能は遙かに優れており、さらに降雪域の移動や消長の観測及び予測にも利用できる。

気象庁によるレーダー観測を利用した天気予報は既に我々の日常生活の中で馴染み深いものとなっている。建設省では昭和41年よりレーダー雨量計の研究・開発に着手し、昭和51年に赤城山レーダー基地を完成させて以来、全国をほぼ完全に覆うレーダー観測網を整備しつつある。既に運用中のものでは河川、ダム、道路等の管理情報として利用されており、また(財)河川情報センターを通して、テレメーター雨量・水位計の情報と共に地方自治体、公共機関等にも提供されている。

2.2.1 レーダー方程式

レーダー観測の原理あるいはレーダー方程式の誘導の詳細に関しては他の論文(例えば、小平(1980))に譲ることとし、ここでは雨滴に対するレーダー方程式の誘導の概略と雪片に適用する場合に注意すべき点について述べる。

レーダーの送信電力 P_T

G : アンテナ利得、 σ : 反射断面積
 A_E : アンテナの有効面積 ($= G \lambda^2 / 4\pi$)、 λ : 送信電波の波長

一個の散乱体からのアンテナ受信電力 P_{RS}

$$P_{RS} = \frac{P_T}{4\pi r^2} G \sigma \frac{A_E}{4\pi r^2} = \frac{P_T G^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad (2-1)$$

多数の散乱体からのアンテナ受信電力 P_{RM}

$$P_{RM} = \int_V \frac{P_T G^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} dv \quad (2-2)$$

$$G(\theta) = G_0 \exp(-(\theta/\theta_h)^2 \log e 2)$$

G_0 : 中心での利得

θ_h : 半値幅 (利得が G_0 の半分となる角度)

θ_0 : レーダービーム幅 ($= 2\theta_h$)

σ_1 : 目標体積 V の中では σ は一定 (*1) であるとした場合の単位体積当りの σ

h : 送信電波のパルス長 (但し、反射に寄与するのはその半分とする)

アンテナ利得の分布を考慮した場合の受信電力 P_{RG}

$$P_{RG} = \frac{P_T G_0^2 \lambda^2 h \theta_0^2 \sigma_1}{2^{10} \pi^2 r^2 \log e 2} \quad (2-3)$$

散乱体が球形 (*2) であり、直径 D が波長に比べ充分小さい場合 (*3) の σ のレーレー近似

$$\sigma_D = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6, \quad K = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2}, \quad m : \text{水の誘電率} (*4)$$

$N(D)$: 単位体積中の直径 D である散乱体の個数

散乱体の直径 D の分布を考慮した場合の受信電力 P_R

$$P_R = \frac{P_T G_0^2 h \theta_0^2 \pi^3}{2^{10} r^2 \lambda^2 \log e 2} |K|^2 \sum N(D) D^6 \quad (2-4)$$

以上のように、レーダーで測定される反射電力 P_R からレーダー反射因子 $Z (= \sum N(D) D^6)$ が計算され、 Z と降雨強度 R との関係を予め求めておけば R が推定できる。

降雪観測に於いては*印で示した箇所での注意を要する。つまり、

- *1: ビーム内が完全に散乱体で充填されていると仮定されているが、雪雲は一般に低く、ビーム上端に雪片が無いことが多い(仰角を下げると、遮蔽の問題がでる場合がある)
- *2: 雪の結晶は板状、柱状あるいは樹枝状であり、結晶同士が接着した雪片の多くは楕円体である
- *3: 単結晶の雪では概ね仮定を満足しているが、雪片の場合には大きな径のものもあり、影響する可能性がある
- *4: 雪は氷と空気の混合物であるとして、雪の反射断面積を以下のように補正しているが、密度、含水率が影響する可能性がある

$$\sigma_s = \frac{\pi^6}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} \right|^2 f_s D_s^6 = \frac{\pi^6}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \frac{1}{\rho_i^2} f_s D_M^6 \quad (2-5)$$

σ_s : 雪の反射断面積、 ϵ_s : 雪の誘電率、 f_s : 形状係数、 D_s : 雪の直径
 ϵ_i : 氷の誘電率、 ρ_i : 氷の密度、 D_M : 融解直径

2. 2. 2 粒径分布及び落下速度の測定に基づく $Z-R$ 関係の検討

雪片等の粒径分布を表すには雨滴の分布に対して提案された Marshall-Palmer の式を用いるのが一般的であり、さらに式中の係数は降雪強度 R の関数として以下のように表される。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (2-6)$$

$$N_0 = a R^p \quad (2-7)$$

$$\Lambda = b R^q \quad (2-8)$$

また、落下速度も粒径の関数として、以下のように表す。

$$V(D) = c D^r \quad (2-9)$$

一方、レーダー反射因子 Z (mm^6/m^3) と降雪強度 R (mm/h) は

$$R = 6 \pi \cdot 10^{-4} \int_0^{D_{\max}} \rho_s D^3 V(D) N(D) dD \quad (2-10)$$

$$Z = \int_0^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (2-11)$$

であるから、式(2-10)(2-11)に式(2-6)(2-9)を代入し、 N_0 を消去すると、以下の $Z-R$ 関係が得られる。

$$Z = \frac{6!}{6 \pi \cdot 10^{-4} \rho_s c \Gamma(4+r) b^{3-r}} R^{1-q(3-r)} = B R^\beta \quad (2-12)$$

レーダー観測の精度は $Z-R$ 関係を如何に正確に表現するかによって決まり、従って粒径分布及び落下速度の測定が重要となる。

上式中の D の代わりに融解直径を用い、 ρ_s を ρ_w と置いた検討が従来より多く行われており、それらの結果のいくつかを以下に示す。

Gunn-Marshall(1958)	雪片	$N_0 = 3.8 \cdot 10^3 R^{-0.87}$ 、 $\Lambda = 25.5 R^{-0.48}$	$Z = 2000 R^{2.0}$
(モントリオール)			
Sekhon-Srivastava(1970)	雪片	$N_0 = 2.5 \cdot 10^3 R^{-0.94}$ 、 $\Lambda = 22.9 R^{-0.48}$	$Z = 1780 R^{2.21}$
(世界各地のデータ)			
八木・清野(1979)	雪片	$N_0 = 3.7 \cdot 10^3 R^{-0.87}$ 、 $\Lambda = 2.6 R^{-0.10}$	$Z = 1200 R^{1.8}$
(長岡)	あられ	$N_0 = 3.5 \cdot 10^3 R^{-0.88}$ 、 $\Lambda = 2.9 R^{-0.002}$	$Z = 650 R^{1.1}$
八木・上田(1980)	雪片	$N_0 = 1.5 \cdot 10^3 R^{-0.88}$ 、 $\Lambda = 2.0 R^{-0.34}$	$Z = 2600 R^{1.8}$
(長岡)	あられ	$N_0 = 9.7 \cdot 10^2 R^{-0.01}$ 、 $\Lambda = 2.2 R^{-0.20}$	$Z = 960 R^{1.8}$

図2-1 は八木・上田(1980)が粒径分布の観測結果を用いて式(2-10) (2-11)から計算したZとRの関係であり、図中の直線によって近似できる。なお、この近似直線は回帰直線であり、式(2-12)によって計算したものではなく、上記の表の他のZ-R関係式も同様の方法による。

降雪粒子の大きさを融解直径に置き換えず、降雪粒子の粒径そのものを用いるべきであるとの観点から、小池ら(1993)は粒径分布、落下速度、雪の密度に関する詳細な観測を行い、平均的な値として以下の関係をj得ている。

	粒径分布	落下速度	雪の密度
雪片 :	$\Lambda = 0.899R^0$	$V(D) = 1.080\text{m/s}$	$\rho_s = 0.022$
あられ :	$\Lambda = 1.095R^0$	$V(D) = 1.852\text{m/s}$	$\rho_s = 0.039$

これらの結果を式(2-12)に適用したのが図2-2 中の実線であり、式(2-10) (2-11)から算出されたZとRの関係を良く表現している。

以上のように粒径分布の測定に基づくZとRの対応は定量的にも満足できるものであるが、Z-R関係は観測された地域、雪の形態(雪片かあられか)によって異なり、また八木・清野と八木・上田の観測は同じ地域で行われているが、降雪成因(季節風による豪雪型降雪(1979)と前線あるいは低気圧の通過に伴う降雪(1980))によって異なっている。降雨観測に比べ降雪観測に於けるZ-R関係の統一的な取り扱いが遅れている理由は、地上観測例が少ないだけでなく、雪の形態、密度、含水量などがZ-R関係に大きく影響しているためであり、八木・清野(1979)が指摘するように、“形態、密度、含水量などの相違は気象条件に起因し、さらにその気象条件が卓越し易いという地域性の現れであり、地域毎にZ-R関係を限定的に決定する方が実用的である”と言える。

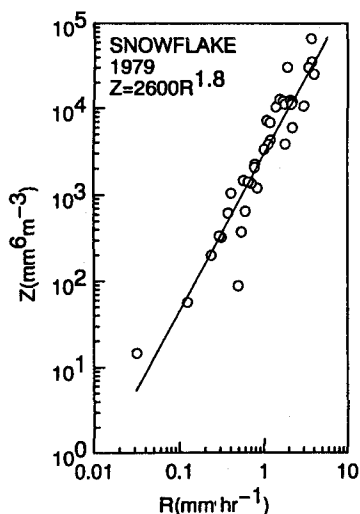


図 2-1 融解直径を用いた場合のZ-R関係
(八木・上田(1980)による)

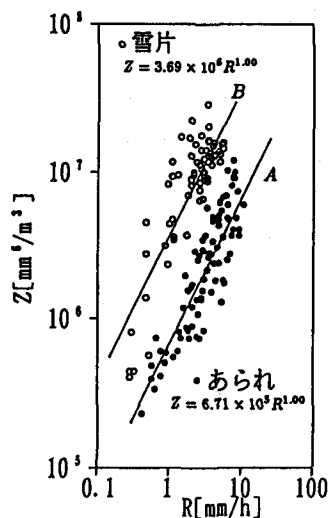
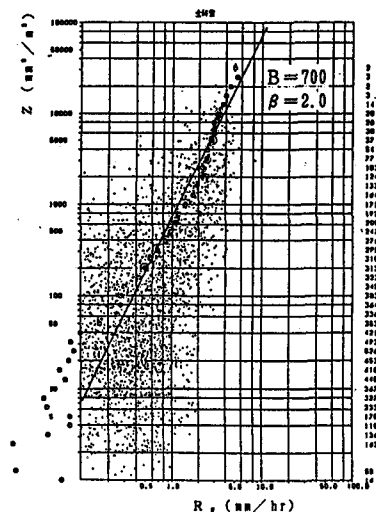


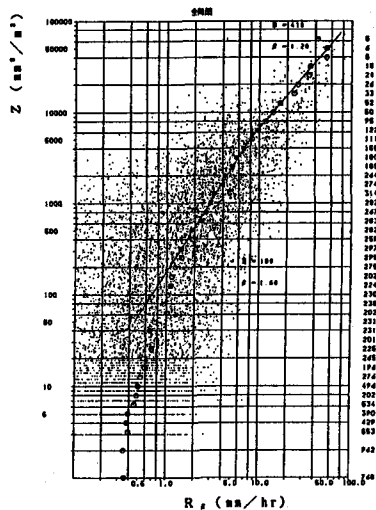
図 2-2 雪片とあられの粒径を用いた場合の
Z-R関係(小池ら(1993)による)

2. 2. 3 レーダーによる降雪観測の例

式(2-10) (2-11)から計算されるZとRの対応が良いことは確認されたが、次に問題となるのはレーダーで測定された反射因子Zと地上観測値Rとの関係である。これに関する多くの研究が世界各地で行われており、吉野ら(1986)の報告にレビューされている。以下では吉野らの報告に、他の研究成果も加えて紹介する。



(a) 降雪観測での散布図



(b) 降雨観測での散布図

図 2-3 ピンネシリレーダーで観測されたZとRの散布図(深見ら(1990)による)

図2-3に深見ら(1990)がピンネシリレーダーの観測値と溢水式雨量計による地上観測値を比較した例を示す。図2-3(a)は降雪時のZとRの散布図であり、図2-3(b)に示す降雨時の散布図と比較すると、降雨観測の精度とほぼ同程度の観測が可能であることが分かるが、かなりのばらつきが見られる。Jatila(1973)はXバンドレーダー観測値と10~16kmの範囲内の日単位の降雪水量観測値との比較を行い、 $\beta=2.0$ とした場合のBの降雪毎の最適値を求めたところ、Bの範囲は360~6,000であり、降雪毎にZ-R関係が異なることを示している。また、Boucher(1981)はXバンドレーダー観測値Zと50km範囲内で30分~1時間間隔で観測された降雪強度S(inch/h)を比較し、冬期間全体を通したZ-Sの関係とある豪雪時での関係はかなり違うことを報告している。これらの原因としては、前述した雪の形態や降雪成因の他に、レーダービームの高さと幅、風による雪片の移流の影響などが考えられる。以下に従来の観測結果から得られたこれらの影響について述べる。

(1) 雪質(あるいは雪の結晶形状)の影響

Boucher(1978)はXバンドレーダーによる観測値とレーダーから50km以内の地上観測点での降雪強度S(inch/h)を比較し、SとZの関係を検討している。その結果、積雪表面温度が $-8.3^{\circ}\text{C} \sim -5.0^{\circ}\text{C}$ で乾燥した雪に比べ、 $0.2^{\circ}\text{C} \sim 1.1^{\circ}\text{C}$ の湿った雪の方が大きなZとなり、また湿った雪では樹枝状結晶が観測されている。Ohtake-Henmi(1970)は板状、柱状結晶に比べ樹枝状結晶からの反射強度が大きいことを報告しているが、このような結晶形状による反射強度の違いがZに影響する。

(2) レーダービームの高さと幅の影響

Wilson(1975)は秤量型雨雪量計による地上観測値とCバンドレーダーの観測値との比がレーダーからの距離に依存しており、遠方ほど大きくなることを示している。一般にレーダーはある仰角で観測しており、レーダーからの距離に比例してビーム高度は高くなり、またアンテナからは一定のビーム角で電波が送信されるため、距離と共に観測される体積が増加する。レーダー方程式を誘導する際には、ビーム内が雪片で充填していると仮定されており、その結果反射電波は距離の二乗に反比例する形となっているが、ビーム内の単一の物体からの反射電波は距離の四乗に反比例する。従って、距離が長くなりビームの一部が雪域外に出てしまう場合には、レーダー方程式は実際の雪の量よりも小さい反射因子Zを見積ることになる。

(3) 風による雪片の移流

建設省近畿地方建設局深山レーダー観測値とヒーター付き転倒舐型雨雪量計による地上観測値を比較すると、その対応は地上観測地点の直上のメッシュ（ $3 \times 約4 \text{ km}$ ）のみと比較した場合より、4メッシュ、9メッシュ平均の方が良く、また地上、850mb、700mb、500mbの4種類の平均風で比較するメッシュをずらした場合、850mbの平均風を用いたものが最も良い相関が得られたことが報告されている（吉野ら(1986)）。また、札幌市のSMASS(Snowfall Model Analyzer System in Sapporo)レーダー観測値と地上観測値を比較する際、700mb(高度約2000m)、800mb(1800m)、850mb(1400m)、900mb(900m)、1000mb(100m)、地上の各気圧面での平均風でその下の気圧面まで移流させ、順次下方へと計算を繰り返して地上での位置を計算した結果、移流効果を考慮しない場合の相関より幾分良くなったことが報告されている（北海道開発局石狩川開発建設部(1987)）。

以上の2例ではレーダーで観測された雪の分布を平均風で平行移動させ、地上値との比較を行っているが、対象とする地域の地形が複雑である場合は、風は地形の影響により空間的に変化するため、対象地域全体を平均風で代表させることに問題が生じる。小野ら(1990)は山田ら(1989)が地形性降雨のシミュレーションに用いた手法に基づき、任意地形上の風を3次元ポテンシャル流として計算し、風による雪片の移流を計算している。上空に均一に雪が存在するとして地上での降雪分布を検討すると、風速と雪片の落下速度の比及び風向によって降雪分布が異なり、単に平均風で平行移動するのみではなく、落下する間に分布形状自体が変化することが示されている。また、この移流計算の手法を用い、奥羽山脈東側の地域を対象として、建設省東北地方建設局物見山レーダーの観測値と地上観測値との比較を行った藤原ら(1992)の研究では、図2-4に示すように移流を考慮することにより予測精度が向上することが示されている。特に、移流を考慮しないレーダー観測値が零の場合があるが、この降雪は季節風によるものである。日本海海上で発生した雪雲が奥羽山脈を越える際の上昇気流により発達し、降雪が強まり、これが風によって奥羽山脈の東側に運ばれるため、レーダーでは雪は観測されないが実際には移流による降雪がある。奥羽山脈東側での季節風による降雪の1日当りの降雪量は少ないが、例えば岩手県内での降雪の7割近くが季節風によるものであり、年間降雪量の予測に当たってはこのような誤差は無視できない。

2. 2. 4 特殊レーダーの開発

レーダー観測の精度向上に当たっては、おもに以下のようなレーダーの観測性能の改良が求められる。

- 1) 誘電率を決定する降水粒子の形態（雨滴か雪片、あられなどの氷粒か）の識別
- 2) Z-R関係を支配する粒径分布の観測
- 3) 上層風の同時観測

これらの観測を可能にすることを目的として、各種の特殊レーダーの開発が現在進められている。例えば、ドップラーレーダーは降水粒子の運動による反射波の周波数変化を測定し、水平方向の観測では上空での風の場合が測定でき、垂直方向の観測では雨滴の落下速度が粒径に依存することを利用した粒径分布の測定が可能である。二重偏波レーダーは、あられなどの氷粒はほぼ球形と見なせるのに対し、雨滴は空気抵抗により扁平となり、そのため水平偏波と垂直偏波に対する反射断面積が異なり、また扁平度は雨滴が大きい程大きいことから、降水粒子の形態の識別と粒径分布の測定ができる。従って、Rの算定には固定したB、 β を用いる必要が無い。

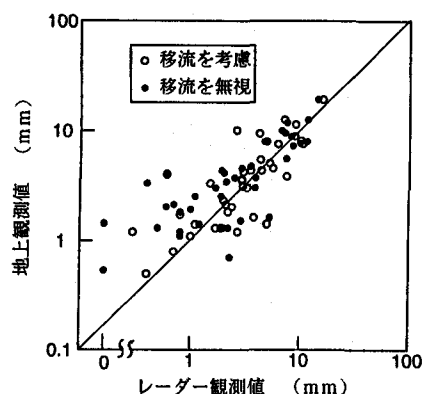


図 2-4 風による移流を考慮した
降水量の予測値と実測値の比較
(藤原ら(1992)による)

3. 積雪の観測と解析

3.1 積雪観測

積雪深の定点観測資料としては気象官署での観測値及びアメダスデータが最も入手しやすいものである。気象官署では雪尺を用い、アメダス地点では超音波積雪深計などを用いている。

雪質や積雪水量を観測するためには断面観測が行われる。まず観測用の雪穴を掘り、一つの壁面を平らに仕上げる。気温、雪温分布、層構造、雪質、粒度、密度、硬度を測定するが、密度及び硬度の測定では一定間隔で行う方法と層毎に行う方法がある。また、層構造を詳細に観察したい場合は、断面に染料を吹き付け、さらにバーナーで加熱すると、細かな層が鮮明に現れる。雪層全体の水量（積雪水量）はスノーサンプラーと呼ばれる円筒パイプを積雪表面から地面まで差込み、採取した雪の重量から測定する。

断面観測では各種の観測値が得られるが、観測時間が長いと、広域観測には適さない。そこで、流域全体を対象とした観測などではスノーサンプラーによる積雪深と積雪水量のみの観測が行われ、これはスノーサーベイと呼ばれる。建設省東北地方建設局によって昭和33年度から41年度までの8年間（昭和35年度は実施せず）、融雪期直前の3月上旬に岩手県湯田ダム流域の60～90地点でスノーサーベイが実施され、古川ら(1992)は図3-1のように観測結果を整理している。観測した年によって積雪深が異なるので、基準地点（アメダス地点）の積雪深との比と標高の関係を表したのが上段の図である。ばらつきが大きいのは観測地点が尾根か谷か、林内か裸地か、あるいは斜面の向きや観測年毎の主な降雪成因の差異などが影響しているためと考えられる。全体的な傾向としては高所ほど積雪深が深くなっており、図中の直線で近似できる。また、中段は積雪水量の比であるが、積雪深と同一の傾向にある。

積雪深、積雪水量の比が標高に依存していることから、積雪水量はそれまでの降雪量の総和であるとして、降雪強度を標高の関数として表す場合がある。厳密にはスノーサーベイ以前の融雪や蒸発を考慮すると不正確な表現ではあるが、流域を対象とした積雪量分布の予測計算では有効な手法である。ただし、積雪水量の標高依存性は、降雪強度の標高による差異の他に、降雪頻度に対する標高の影響も大きいと言える。

積雪深と積雪水量から雪の密度を算定したのが下段の結果である。標高の増加と共にわずかに密度の減少が見られるが、融雪期直前ではほぼ一定と見なせる。

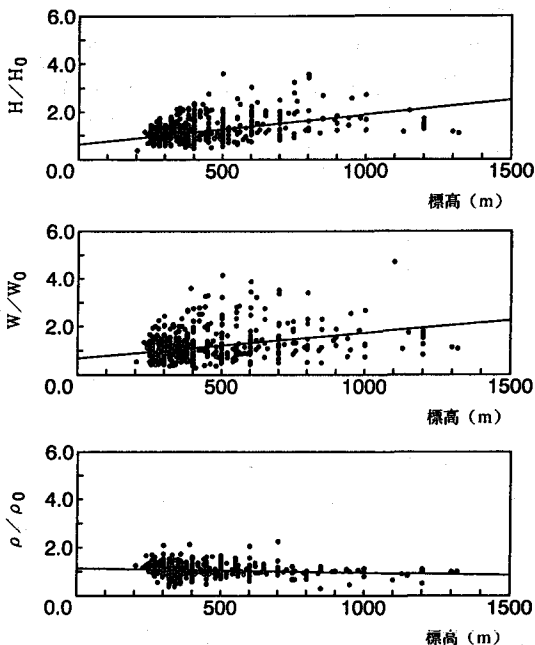


図 3-1 湯田ダム流域でのスノーサーベイの結果

上段：積雪深、中段：積雪水量、
下段：密度
(古川ら(1992)による)

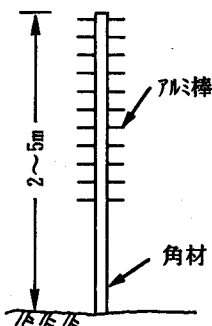


図 3-2 最大積雪深計

断面観測あるいはスノーサーベイには多大な労力を要し、さらに山岳地では危険が伴うため、現地観測の実施が困難な場合がある。このような地域での積雪水量分布を推定する方法として、最大積雪深計による観測がある。最大積雪深計とは図3-2に示すようなものであり、圧密や融雪による積雪の沈降力によりアルミ棒が下方へ押し曲げられるので、変形がみられる最上部の高さから最大積雪深を推定するものである。前述

のスノーサーベイが実施された湯田ダム流域で、筆者らが平成2年度及び3年度に行った最大積雪深分布の観測結果（基準地点との比）を図3-3に示す。図中の実線はスノーサーベイによる融雪期直前の積雪深の観測結果であるが、両者は良く一致している。この時期の雪の密度はほぼ一定であることから、最大積雪深計による結果から流域内の積雪水量増加率を推定することが出来る。観測地点の全てで同時に最大積雪深となるのではなく、その時期は場所によって異なるため、同一時期に観測されたスノーサーベイの結果に比べ不正確な把握ではあるが、この方法では積雪期前後の観測のみで済み、他の現地観測法に比べ容易である。

近年、衛星観測技術とデータの解析手法の開発が活発に進められており、これらは雪の諸現象の観測に適用されつつあり、特に積雪量の面的な把握には有効な手段と言える。衛星観測については本講習会のテーマの一つになっているので、参照されたい。

3.2 積雪深変化の予測

雪層は自重及びそれより上の積雪重量により圧縮されるが、小島(1957)はこの圧縮変形を圧密と呼び、雪を粘弾性体としたモデル化を行っている。圧密機構を図3-4に示すBurger's Modelで表現すると、自重を含む外力をFとした場合のひずみ $\varepsilon(t)$ は以下ようになる。

$$\varepsilon(t) = \frac{F}{E_1} \left[1 + \frac{E_1}{\eta_1} t + \frac{E_1}{E_2} (1 - \exp(-t E_2 / \eta_2)) \right] \quad (3-1)$$

さらに、自然積雪での圧密は極めて長い時間にわたって進行することを考えると、

$$\varepsilon(t) \approx \frac{F}{\eta_1} t \quad (3-2)$$

となる。また、雪の粘性係数 η_1 は雪の密度 ρ によって変化し、次のように表現できる。

$$\eta_1 = \eta_0 \exp(\alpha \rho) \quad (3-3)$$

積雪層厚の変化を密度変化に書き換えた最終的な式は指数積分Eiを用いると以下ようになる。

$$\rho(t) = \frac{1}{\alpha} Ei^{-1} \left[\frac{1}{\eta_0} \int_0^t F(t) dt + Ei(\alpha \rho_0) \right] \quad (3-4)$$

ρ_0 : 雪の初期密度

式(3-4)を用いて雪の密度の変化を計算するには、まず式(3-3)の関係を知る必要がある。小島(1957)は札幌での断面観測より、以下のような粘性係数 η_1 を得ている。

$$\eta_1 = 1440 \exp(21 \rho) \quad (3-5)$$

筆者らも岩手県湯田ダム流域に於て粘性係数の現地観測を行ったが、その結果を図3-5に示す。図中●印は雪のサンプルを雪室内に運んで行った室内実験の結果であり、○△◇□印は断面観測結果である。両者は同一の傾向を示しており、粘性係数に関しては室内実験でも十分な精度の結果が得られる。また図中の直線は

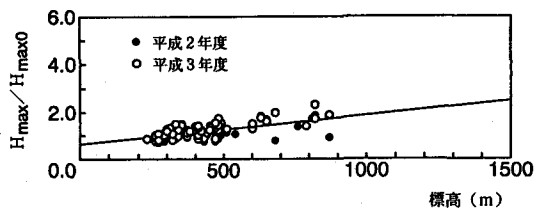
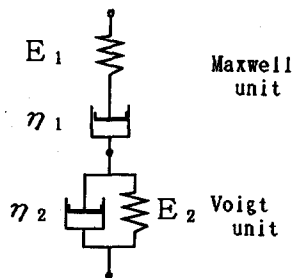


図 3-3 湯田ダム流域での最大積雪深分布



E_1, E_2 : 弾性係数
 η_1, η_2 : 粘性係数

図 3-4 バーガーモデル

小島の結果であり、雪質及び気象条件の異なる場所での観測であるにも係らず良く一致している。

雪は氷と空気の混合物であり、冬期間の気温と言えども水にとっては融点に近い温度であり、零下でも雪の結晶の焼結が進行する。また、同時に昇華も生じるため、両者にともない雪の体積は減少する。従って、観測で得られた粘性係数には昇華及び焼結に伴う変化も含まれており、粘性係数とはいわば総括的な指標であると理解すべきであろう。

4. 融雪の観測と解析

融雪量を正確に予測することは水資源管理の上で重要であるばかりではなく、融雪出水を予測するためには不可欠のものである。融雪出水は融雪のみによって発生するのではなく、春期の降雨と融雪が重なって生じている。建設省東北地方建設局の出水記録によれば、昭和41年から平成5年までの間に融雪を伴ったと思われる出水は100回あり、かなり頻繁に発生している。

表4-1 は最上川の梨郷水位観測所で警戒水位を越えた場合の上流にある雨量観測所での日雨量を示している。上段は6月の例であり、2日間の雨量は34～70mm程度ではあるが、梨郷付近が狭窄地形であるため、警戒水位を越えている。一方、下段は融雪期である4月の例であるが、降雨量は2日間でわずかに4～11mmであるにも係らず、上段の例を若干上回る水位になっている。この間の積雪深の減少量は2～20cmであり、融雪最盛期であるこの時期の雪の密度は0.5程度と考えられるため、融雪水量は10～100mmと推定される。降雨量と融雪量の合計は上段の場合の雨量にはほぼ相当しており、融雪期には極めて弱い降雨によっても出水が起ることが理解できよう。

融雪流出量の予測には、1)融雪機構、2)融雪水の積雪層内での挙動、3)流出過程の理解が必要であるが、以下では融雪機構の観測と解析についてのみ述べる。なお、中津川(1990)は1)、3)に関連する多くの論文のレビューを行っており、本稿でも参考にした。また、以下では記号を統一したため、原論文での記号と異なる場合がある。

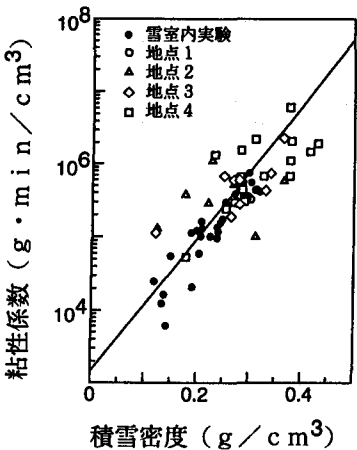


図 3-5 湯田ダム流域での粘性係数の観測値

表 4-1 融雪出水の例

梨 郷			米 沢	小 松	高 畠
警戒水位14.80m	6 月 5 日	降 雨 量	26mm	15mm	21mm
最高水位14.93m	6 月 6 日	降 雨 量	34mm	19mm	49mm
6.7 2:00AM	計	降 雨 量	60mm	34mm	70mm
警戒水位14.80m	4 月 1 3 日	降 雨 量	1mm	1mm	1mm
最高水位15.10m		積雪深減少量	7cm	8cm	2cm
4.15 2:00AM		(推定融雪水量)	(35mm)	(40mm)	(10mm)
	4 月 1 4 日	降 雨 量	5mm	10mm	3mm
		積雪深減少量	5cm	12cm	0cm
		(推定融雪水量)	(25mm)	(60mm)	(消雪)
	計	降 雨 量	6cm	11mm	4mm
		積雪深減少量	12cm	20cm	2cm
		(推定融雪水量)	(60mm)	(100mm)	(10mm)

4. 1 熱収支式

小島(1979)は融雪機構に於ける熱収支に関して詳細な解説を行っており、以下ではこれに沿って熱収支の概要を述べる。

雪面での熱収支は以下のように記述できる。

$$Q_R + Q_A + Q_E + Q_C + Q_r = Q_M \quad (4-1)$$

ここで、 Q_R ：放射熱収支量、 Q_A ：大気と雪面の温度差に基づく顕熱交換量、 Q_E ：雪の蒸発または大気中の水蒸気の雪面への凝結による潜熱交換量、 Q_C ：雪層内部への伝導熱流量、 Q_r ：雨による熱量、 Q_M ：融雪熱量である。また、放射収支量は短波長放射（日射）と長波長放射の成分で表示すると以下のようになる。

$$Q_R = I(1-\gamma) - \Delta R \quad (4-2)$$

ここで、 I ：全天日射量（直達日射量＋散乱日射量）、 γ ：雪のアルベド（反射率）、 ΔR ：長波長放射収支量（雪の赤外放射と大気長波長放射との差）である。

長波長放射エネルギーの交換は表面のごく薄い層内で行われるのに対し、短波長放射エネルギーは雪面から10cm以上の深さにわたって交換される。そこで、20cm程度の厚さの表面層を考え、この層内での温度変化あるいは相変化（融解、凍結）を考慮すると、以下のような熱収支式が得られる。

$$Q_R + Q_A + Q_E + Q_{cz} + Q_r = Q_M + Q_H \quad (4-3)$$

Q_{cz} とは表面層下面での伝導熱流量であり、 Q_H は雪層の温度上昇あるいは低下に伴う熱量である。 Q_M が正であれば融雪に消費される熱量であり、負であれば層内の水分が凍結する際に放出する熱量を意味する。

上式の左辺の各項が与えられれば、層内の温度変化と相変化（融解、凍結）が計算される。各項は測定も可能であるし、また気象要素から算出することもできる。 Q_A と Q_E の算出法としては、乱流熱伝導に基づくものと、いわゆるバルク法と呼ばれる実用式があり、以下では一般的な計算式のみを示す。

$$\Delta R: \quad \Delta R = \{ \delta T_s^4 - \delta T^4 (0.51 + 0.0066 e^{0.5}) \} (1-nk) \quad (4-4)$$

T_s ：雪面温度（K）、 T ：地表面近傍の気温（K）、 e ：水蒸気圧（mb）

δ ：Stefan-Boltzmann定数、 n ：雲量、 k ：雲定数（下層雲0.86、中層雲0.77、上層雲0.21）

$$Q_A: \quad Q_A = \alpha_h u_h (T_h - T_s) \quad (4-5a)$$

$$= (a + b u_h) (T_h - T_s) \quad (4-5b)$$

T_h ：高さ h に於ける気温、 T_s ：雪面温度、 u_h ：高さ h に於ける風速

α_h 、 a 、 b ：経験定数

尚、下段の式は風が弱くても顕熱伝達があることを考慮したものである

$$Q_E: \quad Q_E = L \beta_h u_h (e_h - e_o) \quad (4-6)$$

L ：水の融解熱あるいは水の気化熱、 e_h ：高さ h に於ける水蒸気圧

e_o ：雪面温度での飽和水蒸気圧、 β_h ：経験定数

$$Q_{cz}: \quad Q_{cz} = \eta (dT/dz) \quad (4-7)$$

η ：雪の熱伝導率、 T ：雪の温度、 z ：表面からの深さ

$$Q_r: \quad Q_r = (p/10) T_r \quad (4-8)$$

p ：時間雨量（mm）、 T_r ：雨の温度

以下に、小島(1979)による現地観測及び熱収支法による解析の結果を項目別に要約する。

全熱収入に占める放射熱収支量 Q_R の割合：

- ・ 初冬から厳冬期（12月から2月）ではほぼ50%程度であり、この期間内での太陽高度の影響は顕著ではない。融雪期に入ると急激に増大し、70%以上となる。雪面が新雪に覆われた場合には、アルベドの増加にともない一時的に割合が減少する。
- ・ 融雪量が多い日は気温も高い（顕熱交換量が大い）ことから、顕熱交換により雪面のアルベドが低

下し、これが放射熱の吸収を促進させていると考えると、気温のみによる融雪量の算定法は物理的に無意味とは言えない。

熱収支に対する地形の影響：

- ・ 標高が高ければ気温が低下するため一般的には高所ほど融雪量は少ないが、逆に風速が大きくなるため顕熱及び潜熱伝達が増大することもある。また、夜間の逆転層の出現により気温自体も高所の方が高いことも有り得る。
- ・ 斜面向きや尾根と谷での差異は気象条件に左右されるため、一律ではないが、一般的には晴天時では南斜面での融雪が最も大きい。

積雪下面での融雪（地面融雪）：

- ・ 積雪下層では地面に近いほど温度が高い（零度に近い）ため、この温度勾配に対応して上方へ向かう熱流が存在する。地中からの熱流フラックスが雪中でのフラックスを上回ると地表面での融雪が生じる。逆の場合には土の凍結が生じ、その後は地面融雪はなく、このような現象は積雪が浅く、低温が続いた場合に起きる。
- ・ 融雪開始と共に、地中熱流は若干減少するが、雪層内が水で飽和され、温度勾配が減少するとむしろ融雪は盛んになる。
- ・ 地面融雪量は冬期間の河川流量の約半分に相当する場合がある。

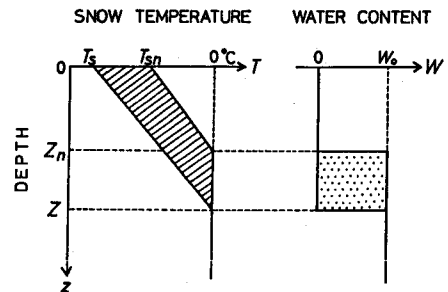


図 4-1 雪温及び含水量の分布

4. 2 近藤・山崎の熱収支モデル

近藤・山崎(1990)は積雪表面温度、凍結深及び融雪流出量を同時に求めることの出来る熱収支モデルを提案している。雪層内熱伝導の数値計算の結果から、雪面温度が T_s である時の層内温度分布を図4-1のように直線で近似する。ここで、 Z は凍結深であり、これより下方の雪層内水分は最大含水量 (W_0) に達しており、雪温は零度である。 Δt 後の雪面温度及び凍結深を T_{sn} 、 Z_N とすると、この間の雪層全体に対する熱収支は、 C_s ：雪の比熱、 ρ_s ：雪の密度、 $T_0 = 0^\circ\text{C}$ 、 L ：氷の融解熱、 M_0 ：融雪流出量、 G ：総熱量を用いると、以下ようになる。

$$C_s \rho_s \{ Z (T_0 - T_s) - Z_N (T_0 - T_{sn}) \} / 2 + W_0 \rho_s L (Z - Z_N) + M_0 \Delta t = G \Delta t \quad (4-9)$$

左辺第1項は図4-2中の斜線部分の雪層の昇温あるいは冷却を意味し、第2項は $Z \sim Z_N$ の雪層内の水分量が最大含水量に達するために必要な融解熱あるいは同量の水分が全て凍結する際に放出する熱量であり、第3項は最大含水量を超過して雪層内から流出する融雪水を生じさせる熱量である。総熱量 G は以下のようである。

$$G = I (1 - \gamma) + \varepsilon (R - \delta T_{sn}^4) + Q_A + Q_E + Q_r + Q_B \quad (4-10)$$

ここで、 I ：全天日射量、 γ ：雪のアルベド、 ε ：雪の放射率(=0.97)、 R ：下向き大気長波長放射量、 Q_B ：地面からの熱流量である。 I 、 γ 、 L は実測値あるいは計算値を用い、また Q_A 、 Q_E はバルク法により算出し、 Q_r 、 Q_B は無視する。

一方、積雪表面での熱収支は、日射は雪層内に伝達されることを考慮すると以下のようなものである。

$$\varepsilon (R - \delta T_{sn}^4) + Q_A + Q_E + \eta (T_0 - T_{sn}) / Z_N = 0 \quad (4-11)$$

ここで、 η は雪の熱伝導率である。式(4-9)で $M_0 = 0$ とした式と式(4-11)から T_{sn} を消去すると、 Z_N が計算される。雪層全体の厚さを d とし、最小凍結深（式(4-11)の左辺第4項の発散を防ぐために定義されており、

ここでは1cmとしている)を Z_{min} とすると、 $Z_{min} \leq Z_N \leq d$ であれば、融雪流出はないことになる。一方、 $Z_{min} > Z_N$ であれば $Z_N = Z_{min}$ において T_{SN} を計算し、もし T_{SN} が正であれば、この分の熱量が最大含水量を超過する融雪水を生じさせることになり、 $Z_N = Z_{min}$ 、 $T_{SN} = 0$ を式(4-9)に代入すると、融雪流出量が計算される。

日射収支量、大気長波長放射量、風速、気温、湿度の観測値を用い、最大含水量 W_0 を0.1、熱伝導率 η を $0.42 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ とした計算結果と実測値の比較を図4-2に示してあるが、積雪水量の日変化が良く再現されている。

4. 3 融雪流出量予測モデル

熱収支式を完全な形で用いるとすると、多くの熱収支項の観測が必要となるが、流域全体の融雪を対象にする場合、多数の地点で全ての熱収支項を観測することは事実上不可能である。そこで、熱収支式の各項をより一般的な気象要素によって算定し、さらに観測地点での値から他の地点での値を推定する試みがこれまで多く為されてきた。

ある流域の融雪現象を解析しようとする場合、どのようなモデルを構築するかは入手可能な気象要素の種類に依存する。そこで、予測に必要な気象要素の種類別に、いくつかの融雪量予測モデルの(1)熱収支項のモデル化と(2)気象要素に対する標高、斜面、森林等の影響の表示法について以下に示す。

4. 3. 1 日射量、湿度、風速、降水量、気温(太田(1993)のモデル)

太田(1993)は山岳小流域を対象として125mメッシュのデジタルマップを作製し、各メッシュ毎に予測される気象要素から近藤・山崎のモデルにより融雪量を計算し、流域全体の流出計算を行っている。このモデルでは各メッシュの植生(落葉樹林、常緑樹林、裸地)を考慮しているため、森林伐採等による積雪深あるいは融雪流出量の変化が予測できる。なお、融雪は時間単位で、流出を日単位で計算し、流出モデルとしては蒸発散と土層厚分布を考慮した複数の貯留関数から成るモデルを用い、流出パラメータは夏期の流出例から同定してある。大気長波長放射量のモデル化と各メッシュでの気象要素の予測方法を以下に示す。

(1) 熱収支項のモデル化

大気長波長放射量をMonteithの式を簡略化した以下の式から算出し、他はすべて実測値を用いる。

$$R = (1 + 0.2 (1 - (I_v / I_t) / F) R_t \quad (4-12)$$

R : 大気長波長放射量、 I_v : 1日当りの日射量の観測値、 I_t : 1日当りの大気圏外縁での日射量

F : 0.74、 R_t : 晴天時の大気長波長放射($= \delta T^4 (0.51 + 0.0066 e^{0.5})$)

(2) 気象要素の補正

日射量: 各メッシュの斜面法線方向と時刻毎の太陽光の入射方向を考慮し、太陽定数と大気透過率から直達日射量と散乱日射量を計算する。ただし、太陽高度角が低く、そのメッシュが日陰になる時間帯では直達成分は無いものとする。計算された日射量は晴天時に対応するものであるから、気象観測地点での計算値と実測値との比較により補正係数を求める。この値は一日を通して一定とし、流域全体に適用する。

また、アルベドは表層3cmの密度の関数とし、密度は小島の粘弾性理論より計算する。

風速、降水量: 任意地点での値と基準地点での値の比は標高のみの関数とし、風速の増加率は $0.001/\text{m}$ である。最も標高が低い位置にある基準地点に於て 1.75°C を基準として降水形態を判別する。雪の場合の降

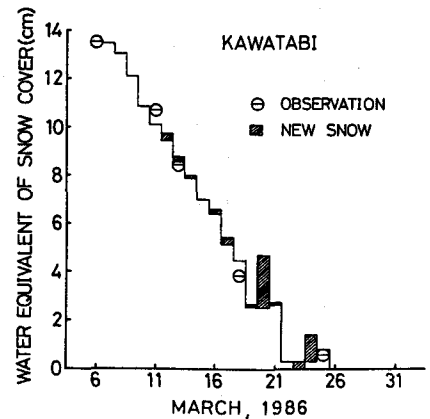


図 4-2 近藤・山崎のモデルによる計算値と実測値の比較(近藤・山崎(1990)による)

水量増加率は0.001/mとし、雨の場合は降水量は標高に依存しないが、各メッシュでの降水形態はその場所の気温で判別する。

気温：標高のみの関数とし、気温減率を0.6℃/100mとする。

森林の効果：落葉樹林内の日射量を裸地での日射量の70%とし、常緑樹林内では35%とする。森林内での風速は裸地での値の60%とする。森林内の下向き放射量 R_{to} は、大気長波長放射の森林透過率 f_t （日射の透過率に等しいと仮定する）と森林からの放射量を考慮して以下のようにする。

$$R_{to} = f_t R + (1 - f_t) \delta T_{to}^4 \quad (4-13)$$

δ ：Stefan-Boltzmann定数、 T_{to} ：樹木の表面温度（ただし、気温に等しいと仮定する）

4. 3. 2 日射量、降水量、気温（小池ら(1985)のモデル）

（1）熱収支項のモデル化

Q_R ：昼間の放射収支量は日射の影響を強く受けるが、式(4-4)に示すように気温が上昇すると大気放射量も増加することから、昼間の総放射収支量 Q_{rd} を1日当りの日射量 I と昼間平均気温 T_{6-18} で表現する。また、夜間に放射冷却があれば、気温の時間的変化率が增大することから、夜間の総放射収支量 Q_{rn} を18時から21時の気温変化率 ΔT を用いることとし、観測結果から以下のように表す。

$$Q_R = Q_{rd} + Q_{rn} \quad (4-14)$$

$$Q_{rd} = 0.332 I \left[(T_{6-18} + 273) / 273 \right]^4 \quad (4-15)$$

$$Q_{rn} = -33.4 \Delta T \left[273 / (T_{18} + 273) \right]^4 + 3.0 \quad (4-16)$$

Q_A ：Degree-hour法を用い、融雪係数は実測値との比較により、0.102とする。

Q_E ： Q_A に含まれる。

Q_{cz} ：積雪層全体を対象とした計算であるから地中熱流量に対応するが、ここでは $Q_{cz} = 0$ とする。

Q_r ：降雨の伝達熱量は式(4-8)と同一であるが、降雨時の潜熱交換量は大きいことから、

$$Q_r = \text{式(4-8)} + L \Sigma \beta_h (e_{sat} - e_o) \quad (4-17)$$

L ：気化熱、 $\beta_h = 0.0042$ 、 e_{sat} ：気温に対する飽和水蒸気圧、 e_o ：雪面での飽和水蒸気圧（=6.1）

Q_H ： $Q_H = 0$ とする。

（2）気象要素の補正

気温：気温は標高のみの関数として、気温減率を0.6℃/100mとする。

斜面の影響：対象地域の斜面毎にその平均的な斜面勾配及び斜面向きと太陽南中時の入射角から受光係数を算定し、これを用いて I を補正する。

森林の影響：森林の日射遮蔽率 C （=0.55）を用い、

$$I_t = (1 - C) I_o \quad (4-18)$$

とする。ここで、 I_t ：森林内の日射量、 I_o ：林外日射量である。

尚、このモデルでは日単位で計算されている。

4. 3. 3 日射量、降水量、気温（池淵ら(1984)のモデル）

（1）熱収支項のモデル化

Q' ： Q_R 、 Q_A 、 Q_E の全ての項を含めて以下の式で算定する。

$$Q' = m I / I_4 (1 - \gamma) T \quad (4-19)$$

m ：融雪係数（=1.0）、 I ：日射量、 I_4 ：4月の平均日射量（=359）、 γ ：雪のアルベド

T ：気温

Q_{cz} ：積雪層全体を対象とした計算であるから地中熱流量に対応しており、一時間当たり0.02mmの地面融雪に相当する熱量とする。

Q_r ：式(4-8)と同一である。

Q_H ：コールドコンテンツ CC を以下のように定義する。

$$CC = T_{sA} S C_s / L \quad (4-20)$$

ここで、 T_{sA} ：雪温、 S ：積雪水量、 C_s ：雪の比熱、 L ：雪の融解熱

雪層に伝達される熱量はまず CC を 0 にするために消費され、余剰分が融雪に関与することとする。

(2) 気象要素の補正

気温：気温は標高のみの関数として、気温減率を $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ とする。

降水量：任意地点での値と基準地点での値の比は標高のみの関数とし、増加率は積雪水量観測の結果より、 $0.09/100\text{m}$ とする。

尚、このモデルでは時間単位で計算されており、積雪深変化、密度、雪温、含水量も予測できる。

4. 3. 4 風速、降水量、気温（土研モデル（丹羽・盛谷(1990)））

(1) 熱収支項のモデル化

Q_R ：融雪係数 m 、各時刻での気温 T 、日最低気温 T_{min} 及び雪のアルベド γ を用い以下のようにする。

$$Q_R = m (T - T_{min}) (1 - \gamma) \quad (4-21)$$

Q_A ：風速と気温を用い、バルク法により算定する。

Q_E ： Q_R に含まれる。

Q_{cz} ：積雪層全体を対象とした計算であるから地中熱流量に対応するが、ここでは $Q_{cz} = 0$ とする。

Q_r ：式(4-8)と同一である。

Q_H ：コールドコンテンツ CC を、雪層内の温度分布を図4-2のように仮定し、以下のように定義する。

$$CC = T_s S C_s / 2 L \quad (4-22)$$

ここで、 T_s ：表層の雪温、 S ：積雪水量、 C_s ：雪の比熱、 L ：雪の融解熱

雪層に伝達される熱量はまず CC を 0 にするために消費され、余剰分が融雪に関与することとする。

(2) 気象要素の補正

気温：気温は標高のみの関数として、気温減率を $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ とする。

降水量：任意地点での値と基準地点での値の比は標高のみの関数とし、増加率の決定は積雪深観測の結果によるものと、全冬期間のダム流入量の実測値から推定するものがある。

斜面の影響：対象地域を 1km 四方のメッシュに分割し、各メッシュの傾斜面と各時刻での太陽高度の成す角の正弦 ($\sin$) を用いて、 Q_R を補正する。

尚、このモデルでは時間単位で計算されており、積雪深変化、密度、雪温、含水量も予測される。

4. 3. 5 降水量、気温（筆者らのモデル（大橋ら(1991)））

(1) 熱収支項のモデル化

Q' ： Q_R 、 Q_A 、 Q_E の全ての項を含めて以下の式で算定する。

$$Q' = m DH \quad (4-23)$$

ここで、 m ：融雪係数（現地観測結果により1.4とする）

DH ：正である気温のみを時間で積分した量

Q_{cz} ：積雪層全体を対象とした計算であるから地中熱流量に対応しており、真冬日の融雪量の実測結果から、一日当たり 1.4mm の融雪を生じさせるものとし、熱収支式から除く。

Q_r ：式(4-8)と同一である。

Q_H ：表面から約 30cm 以下の雪層内の温度には日変化がほとんど見られないことから、前日の気象の影響を受ける厚さを 30cm とし、融雪が生じるためには、この雪層が前日の平均気温から零度になるのに必要な熱量以上の熱量が必要であるとする。

(2) 気象要素の補正

気温：気温は標高のみの関数として、気温減率を $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ とする。

降水量：任意地点での値と基準地点での値の比は標高のみの関数とし、増加率は積雪水量観測の結果より、

0.09/100m とする。

尚、このモデルでは日単位で計算されている。一日の降雪が一つの雪層を形成するとしているため、密度、含水量などの鉛直分布も計算されており、また積雪深の変化も予測される。

図(4-3)(4-4)(4-5)(4-6)(4-7)は上記のモデルによる計算例である。

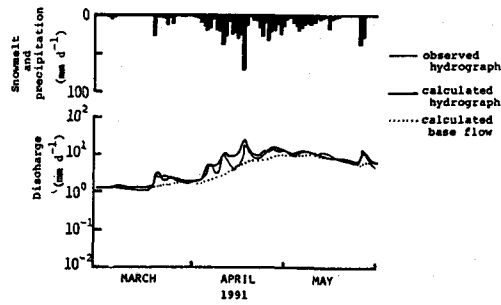


図 4-3 太田のモデルによる計算値と実測値の比較 (Ohta(1993)による)

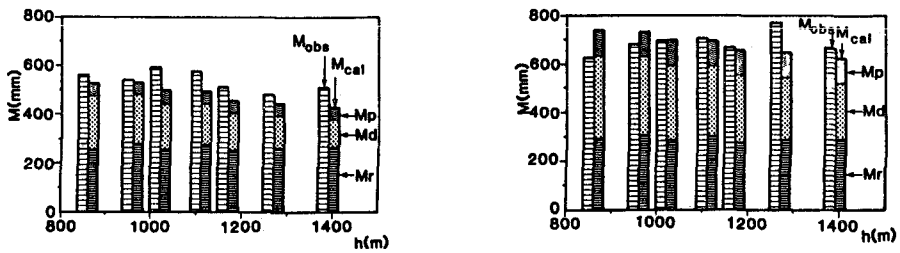


図 4-4 小池らのモデルによる計算値と実測値の比較 (小池ら(1985)による)

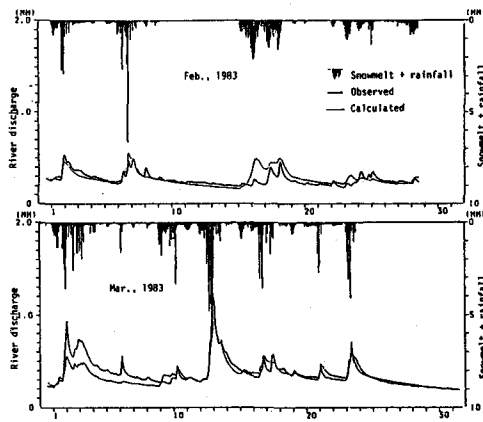


図 4-5 池淵らのモデルによる計算値と実測値の比較 (池淵ら(1984)による)

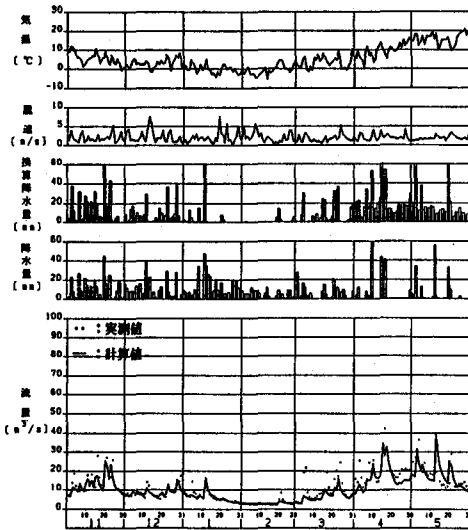


図 4-6 土研モデルによる計算値と実測値の比較 (丹羽・盛谷(1990)による)

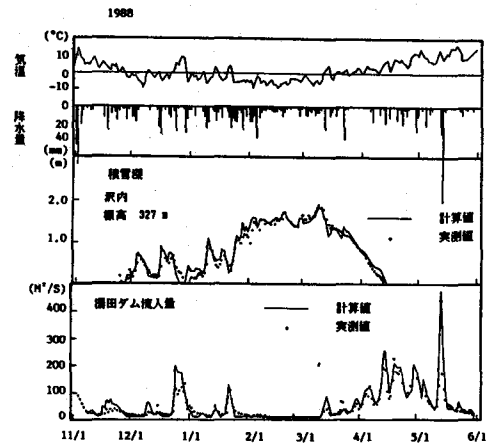


図 4-7 筆者らのモデルによる計算値と実測値の比較 (大橋ら(1991)による)

5. おわりに

雪に関連する研究は雪の結晶の成長メカニズムのようなマイクロなものから地球温暖化に伴う地球規模水循環の変化の予測など幅広いものである。ここで取り上げた内容は雪に関する研究全体から見ると極一部に過ぎないが、降雪、積雪、融雪に関しては従来より多くの研究が為され、また現在も活発に進められており、その一つ一つが大きな研究テーマである。従って、本稿は降雪から融雪までの概略を解説したものとなった。執筆に当たっては多くの方々から資料を頂いたり、また貴重なご意見を賜った。ここに記して感謝申し上げる。本稿がこれから雪に関する研究をしようとする際の一助に、あるいは雪に興味を持つ契機になれば幸いである。

参考文献

- 池淵周一・宮井宏・友村光秀(1984):琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京大防災研究所年報 第27号 B-2, pp. 197~219
- 大橋伸之・笹本誠・堺茂樹・平山健一・江口斉(1991):北上川ダム貯水池への融雪流入量の計算, 水工学論文集 第35巻, pp. 51~56
- 小野節夫・菅原透・笹本誠・堺茂樹・平山健一(1990):風の影響を考慮した降雪分布予測について, 水工学論文集 第34巻, pp. 103~108
- 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一(1985):融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集 第363号/II-4, pp. 165~174
- 小池俊雄・水津武・藤吉康志・藤田敏和・田中洋一(1993):レーダによる降雪定量観測手法の開発(投稿中)
- 古川俊也・笹本誠・堺茂樹・平山健一・川又一博(1992):最大積雪深分布測定と融雪開始期スノーサーベイ結果の比較検討, 土木学会第45回年次学術講演会概要集 II-306, pp. 662~663
- 小島賢治(1957):積雪層の粘性圧縮 III, 低温科学 物理篇 第16輯, pp. 167~196

- 小島賢治(1979): 融雪機構と熱収支, 気象研究ノート 第136号, pp. 1~38
- 小平信彦(1980): 気象レーダの基礎, 気象研究ノート 第139号, pp. 1~31
- 丹羽薫・盛谷明弘(1990): ダム流入量予測のための融雪流出のモデル化, 土木研究所資料 第2826号, p. 161
- 中津川誠(1990): 雪に関わる水文現象を扱った既往知見について, 北海道開発局開発土木研究所月報 444号
pp. 105~121
- 深見親雄・川辺一明・阿部英志(1990): レーダ雨雪量計による降雪観測の精度向上について, 河川情報研究所報告 第4号, pp. 27~36
- 藤原俊夫・笹本誠・堺茂樹・平山健一(1992): レーダー情報を用いた流域内の総降水量の計算結果とダム流入量との比較, 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要 II-26, pp. 122~123
- 北海道開発局石狩川開発建設部(1987): レーダ雨雪量計による降雪観測検討の概要, p. 176
- 八木鶴平・清野裕(1979): 長岡における降雪粒子のZ-R関係および粒度分布の特徴 I, 国立防災科学技術センター研究報告 第22号, pp. 49~61
- 八木鶴平・上田博(1980): 長岡における降雪粒子のZ-R関係および粒度分布の特徴 II, 国立防災科学技術センター研究報告 第23号, pp. 29~46
- 山田正・渡辺英章(1989): 山地地形における風の場の解析, 土木学会第43回年次学術講演会概要集 II-16, pp. 68~69
- 吉野文雄・水野雅光・河関大祐・兪朝夫(1986): 降水現象のレーダ観測に関する調査報告書, 土木研究所資料 第2353号, p. 117
- Boucher R. J. (1978): "Correlation of Radar Reflectivity and Snowfall Rate during moderate to heavy Snow", Conference on Radar Meteorology of American Meteorological Society, 18th
pp. 328~331
- Boucher R. J. (1981): "Snowfall Rate obtained from Radar Reflectivity within a 50km Range"
Conference on Radar Meteorology of American Meteorological Society, 20th, pp. 271~275
- Gunn K. L. S. and J. S. Marshall(1958): "The distribution with size of aggregate snowflakes"
J. Meteorology, Vol. 15, pp. 452~461
- Jatila E. (1973): "Experimental study of the measurement of Snowfall by Radar", Univ. of Helsinki
Dept. of Met., Paper No. 122, Geophysica 12, No. 2, pp. 1~10
- Kondo J. and T. Yamazaki(1990): "A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Method", J. Appl. Meteor., Vol. 29, No. 5, pp. 375~384
- Ohta T. (1993): "A Distributed Snowmelt Prediction Model in Mountain Areas Based on An Energy Balance Method" Annals of Glaciology, Vol. 19 (投稿中)
- Ohtake T. and T. Henmi(1970): "Radar reflectivity of aggregated snowflakes", Conference on Radar Meteorology of American Meteorological Society, 14th, pp. 209~210
- Sekhon R. S. and R. C. Srivastava(1970): "Snow Size Spectra and Radar Reflectivity", Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 27, pp. 299~307
- Wilson J. W. (1975): "Measurement of Snowfall by Radar during the IFYGL", Conference on Radar Meteorology of American Meteorological Society, 16th, pp. 508~513