

II—16 融雪におけるディグリーデーファクターについて

北見工業大学 正員 中尾隆志

北見工業大学 正員 佐渡公明

1. まえがき

積雪寒冷地における春先の融雪出水は、利水上貴重な水資源となる反面、急激な気温上昇や降雨を伴う場合、低地への浸水、道路・畑への冠水や河川氾濫等の原因となり治水に極めて重要な問題となる。

融雪量の推定法としては、Degree-day法による経験的方法と熱収支に基づく理論的方法に大別できる。前者の方法は融雪に最も影響をおよぼす気象因子として、比較的入手可能な気温データのみを用いるものであって融雪開始の日平均気温の超過度数（積算温度）に Degree-day factorを乗じて融雪量を推定する方法である。境は日平均温度が0℃付近の場合、Degree-day法では不合理となる可能性があることを指摘し、わが国のような流域面積が小さくかつ急流河川の多い地域では Degree-hour法が適している事を示し、日最高・日最低気温から日平均気温変化を求め沙留川および石狩川上流に対して融雪量の推定を試みている¹⁾。しかし、いずれの方法でも融雪の説明因子として気温のみが取り上げられており、純放射量・顕熱・潜熱の取り扱いには言及されていない。後者については小島が積雪に対する熱収支について詳しく説明し、融雪に影響する熱収支要素として純放射量、特にアルベドと顕熱の影響が大きい事を示している²⁾。一方、小池等は熱収支法は測定項目が多く広大な流域について測定することが困難なため日射量・気温・降水量を用いた独自の融雪モデルを提案し、宝川流域の融雪量推定を行い良い結果を示しているが³⁾、この方法には一般に入手困難な日射量のデータを用いており、またアルベドの影響についても言及されていない。

本論文の目的は雪面における熱収支方程式が非線形であるため、これを線形化し平衡温度と熱交換係数を定義する。次にDegree-day法における温度として従来から用いられている気温と平衡温度を用いた場合の比較検討を行い温度として平衡温度がより優れている事を示し、さらにこの場合、熱交換係数が Degree-day factorと同一のものである事を示す。

2. 雪面の熱収支とその線形化⁴⁾

2-1 熱収支方程式 融雪が積雪表面のみで起こるものとする融雪の程度は雪面の熱収支によって決定される。雪面の熱収支要素として放射成分には全天日射量 I 、雪面反射日射量 αI (α :アルベド)、大気長波放射量 R_a 、雪面からの逆長波放射量 R_b があり、対流成分として雪の蒸発または大気中の水蒸気の凝結に伴う潜熱交換量 H_E と大気と積雪表面の温度差による顕熱交換量 H_S がある。以上の各熱収支要素の総和である全熱収支量 H_T は雪面に対する加熱を正として、次式で表される。

$$H_T = (1 - \alpha I) + R_a - R_b + H_E + H_S \quad (1)$$

雪面からの逆長波放射量、潜熱交換量、顕熱交換量は雪面の温度を θ_0 として次式で示される。

$$R_b = \sigma (\theta_0 + \delta)^4, H_E = L \alpha_E (e_h - e_0), H_S = \alpha_s (\theta_h - \theta_0) \quad (2)$$

ここに、 σ : ステファン・ボルツマン定数、 δ : 273.15、 L : 蒸発の潜熱、 α_E, α_s : 潜熱伝達率および顕熱伝達率、 e_h : 高さ h における水蒸気圧、 e_0 : 雪面上の飽和水蒸気圧、 θ_h : 高さ h における気温である。ところで、雪面からの蒸発現象として雪からそのままの形で昇華する場合と、一度雪が解けて水になり水から蒸発する場合がある。この場合、蒸発の潜熱 L としては融解の潜熱 (79.7cal/g) と蒸発の潜熱 (597.1cal/g) の和となり L として677cal/gとなる。以後、本論文では L としてこの値を用いることとする。

2-2 平衡温度、熱交換係数とディグリーデーファクター 式(2)において、 α_E, α_s は風による強制対流の他に大気の安定度に基づく自由対流をも考慮すると、 θ_0 の関数となる。また、 e_0 はGoff-Gratch やMagnuss-Tetens式から求めることができるが、いずれも θ_0 の非線形関数である。したがって、全熱収支量 H_T は $R_b, e_0(\theta_0)$ 及び自由対流を考慮すると $\alpha_E(\theta_0), \alpha_s(\theta_0)$ のために θ_0 に関して非線形となる。そこで、

式(1)を線形化するために式(1)に式(2)を代入し、 θ_a に近いある基準温度 θ_b を使ってTaylor級数で展開し、1次の項までとると次式が得られる。

$$H_T(\theta_a) \doteq H_T(\theta_b) + H'_T(\theta_b)(\theta_a - \theta_b) = K(\theta_b)\{\theta^*(\theta_b) - \theta_a\} \quad (3)$$

$$K(\theta_b) = 4\sigma(\theta_b + \delta)^3 - \alpha'_s(\theta_b)(\theta_h - \theta_b) + \alpha_s(\theta_b) - L\alpha'_E(\theta_b)\{e_h - e_a(\theta_b)\} + L\alpha_E(\theta_b)e'_a(\theta_b) \quad (4)$$

$$\theta^*(\theta_b) = \theta_b + H_T(\theta_b)/K(\theta_b) \quad (5)$$

ここで、' は θ_a に対する1階微分を表しており、 $K(\theta_b)$ と $\theta^*(\theta_b)$ は雪面に対する熱交換係数、平衡温度である。小島は潜熱伝達率、顕熱伝達率として風による強制対流のみを考え、高さ100cmの風速の1次式として次式を与えている。

$$\alpha_E = 1 \times 10^{-3}U, \alpha_s = 0.38U \quad (6)$$

この場合 α_E 、 α_s はともに θ_a に無関係となり、さらに θ_b として気温 θ を用いると式(3),(4),(5)は、

$$H_T(\theta_a) = K(\theta)\{\theta^*(\theta) - \theta_a\} \quad (7)$$

$$K(\theta) = 4\sigma(\theta + \delta)^3 + 0.38U + Le'_a(\theta) \times 10^{-3} \quad (8)$$

$$\theta^*(\theta) = \theta + \frac{(1 - \alpha I) + R_a - \sigma(\theta + \delta)^4 + L\{e - e_a(\theta)\} \times 10^{-3}}{K(\theta)} \quad (9)$$

と表せる。雪面での融雪量 M は H_T が正の場合、融解熱量($l=79.7\text{cal/g}$)と水の密度 ρ_w で除することにより求められる。

$$M = H_T / \rho_w \cdot l = K(\theta)\{\theta^*(\theta) - \theta_a\} / \rho_w \cdot l \quad (10)$$

ところで、Degree-day法によれば日融雪量はその日の平均温度が融雪に寄与する温度以上であるならば、これにDegree-day factor を乗じて求めることができる。融雪に寄与する温度としては一般に 0°C 以上が採用される。したがって、毎時の 0°C 以上となる気温の和をとり、その24時間平均を $\bar{\theta}_{eff}$ とし、Degree-day factorを f とすると $M = f \bar{\theta}_{eff}$ となる。以下、 $\bar{\theta}_{eff}$ を日平均有効気温と呼ぶ。一方、雪面上で融雪が起きているとき、 $\theta_a = 0$ となる。したがって式(10)は簡単になり、

$$M = K(\theta)\theta^*(\theta) / \rho_w \cdot l \quad (11)$$

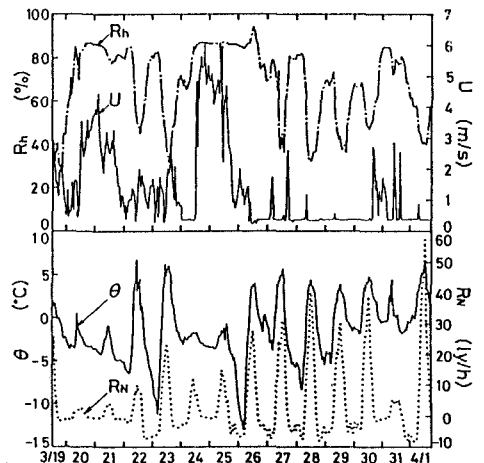
θ^* についても $\bar{\theta}_{eff}$ と同様に 0°C 以上の毎時の平衡温度について日平均有効平衡温度 $\bar{\theta}^*_{eff}$ を定義すると、 $M = \bar{K}_{eff} \bar{\theta}^*_{eff} / \rho_w \cdot l$ となり、Degree-day factor f は $\bar{K}_{eff} / \rho_w \cdot l$ に一致する。

3. 熱収支観測

雪面の熱収支の変化を調べることを目的として、昭和61年 3月19日12時~4月1日17時までの約2週間北見工大敷地内の前庭で熱収支観測を行った。観測項目は下記の通りである。1時間毎に記録計にデータを収集し、さらに毎日 9、12、17時の3回天気、雪の密度、雲の状態、積雪深(雪尺)についても観測した。

気温(地面上より150cm, 70cm, 50cm)、風速・風向(地面上147cm)、相対湿度(地面上127cm)、全天日射量・反射日射量(ネオ日射計)、純放射量(放射収支計)

図一に観測期間中の相対湿度 R_h 、風速 U 、気温(地面上150cm) θ 、純放射量 R_N の1時間毎の変化を示す。3月21、24、25日の3日間は日中でも気温が負であり、いわゆる真冬日であった。特に、3月24~25日昼までは風も強く吹雪であったため R_h は昼でも80%近くと高かった。融雪の進行と共に気温センサーの位置が変化するため、以下に行う熱収支計算では気温70cmと150cmのデータを次式のべき乗則により、それぞれ100cmの気温に高度変換し、その平均値を用いた。



図一 湿度・風速・気温・純放射量の日変化

$$\theta = \theta_0 + (\theta_z - \theta_0)(100/Z)^{0.15} \quad (12)$$

ここに、 θ_z ：高さ Z cm の気温である。

θ_0 は実測されていないので式(12)を用いて気温 50、70 cm のデータよりそれぞれ逆算してその平均値を用いた。100 cm の e 、 U についてもベキ乗則による高度変換を行った。

図-2 は 100 cm における気温と平衡温度を示している。図-1 と同様に 100 cm の気温による真冬日は 3 月 21、24、25 日の 3 日間であるが、平衡温度は日較差が大きく平衡温度に基づく真冬日は 3 月 21 日のみであった。

4. 日平均有効温度と融雪量

H_T がわかれば、 H_T を融解熱量と水の密度で除することにより単位時間当りの融雪量を求めることができる。そこで本観測で得られた H_T より 1 時間毎の融雪量を求め 100 cm の気温との関係を図-3 に示す。図中の $\circ$ 印は気温が正となる時の融雪量と気温の関係を示しており、全体で 111 個に対して 84 個であった。この場合について回帰分析を行うと相関係数 $r=0.63$ で

$$M = 0.58\theta + 0.49 \quad (13)$$

となる。回帰係数 0.58 は Degree-hour 法の Degree-hour factor に相当する。一方、気温が負であるにもかかわらず融雪がある場合がある（図中の $\triangle$ 印で 27 個）。この理由として気温の高度変換による誤差も考えられるが融雪開始の気温が 0°C 以下で生ずるものと思われる。この点について石井は Degree-day 法の融雪開始温度を山岳地帯では -3°C とすることを提案している⁵⁾。本解析例では式(13)から逆算すると -0.8°C が融雪開始温度となる。 0°C 以下の気温による融雪は、アルベドの低い天気の良い日に放射融雪が気温融雪よりも卓越する場合に考えられる。

図-4 は温度として平衡温度を用いた場合の時間当りの融雪量との関係を示している。式(9)から明らかにように平衡温度の算定式に純放射量の項を含むため気温を用いた場合に比べ、8 個であった。式

(8) から明らかにように常に、 $K > 0$ であるので $H_T > 0$ にもかかわらず平衡温度 $\theta^* < 0$ となるのは $\theta_0 < \theta^* < 0$ の場合のみである。このような場合は θ^* の符号が変わる日の出から午前 8 時ごろと日の入り前後の気温の低い場合である。気温の場合と同様に $\theta^* > 0$ の時の融雪量との回帰分析の結果は、

$$M = 0.071\theta^* + 0.53 \quad r = 0.94 \quad (14)$$

と気温の場合よりも相関がよい。これは θ^* は気温以外にも R_N や水蒸気圧の項を含み放射融雪、潜熱融雪の影響を考慮しているためである。

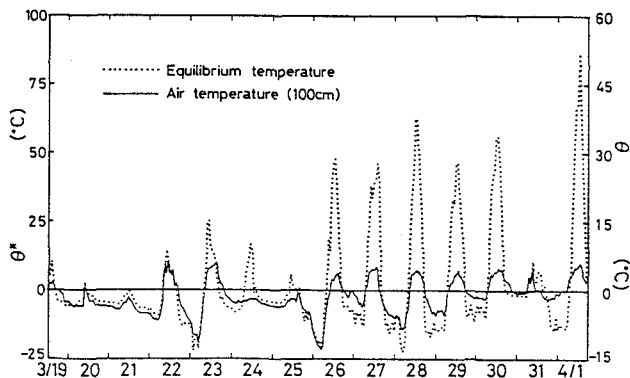


図-2 平衡温度・気温の日変化

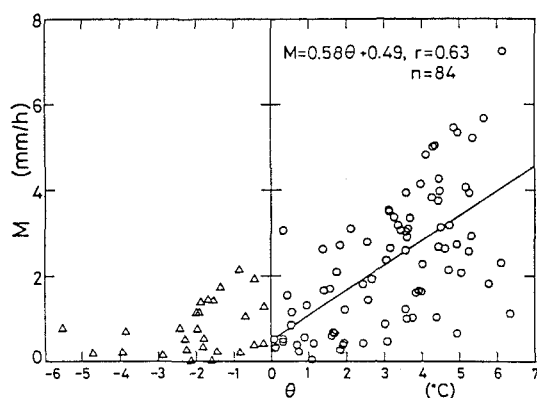


図-3 毎時の気温と時間融雪量の関係

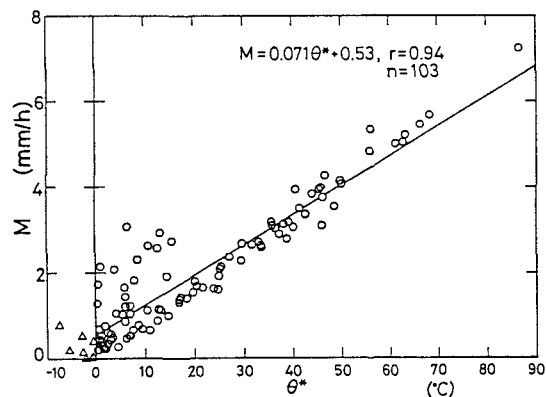


図-4 毎時の平衡温度と時間融雪量の関係

図一5、6は日界を0時とした時、1時間毎の融雪量を合計し、これを日融雪量としたものと有効温度として 0°C 以上の気温または平衡温度から求めた日平均有効気温 $\bar{\theta}_{eff}$ 、日平均有効平衡温度 $\bar{\theta}^*_{eff}$ との関係を示している。観測開始日の3月19日と終了日の4月1日は終日データを収集していないので3月20日～31日までの12日間を解析の対象とし、回帰分析を行った。回帰式の傾きである回帰係数はDegree-day法のDegree-day factor f を示す。一般に f は日本での場合、 $0.7\sim 8.0\text{mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ の範囲にあると言われており⁶⁾、これに比べ本解析では $14.1\text{mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ と大きな値を示す。この理由として、通常 f の値は流出量を日平均有効温度で除して求められるため積雪層や土層内での融雪水の遅滞の影響が含まれているのに対し、本論文では遅滞なく全て流出するものと仮定していることによる。図一7は毎日の $\bar{\theta}_{eff}$ 、 $\bar{\theta}^*_{eff}$ 、 M 、 $\bar{K}_{eff}$ の変化を示したものである。3月24、25日のような真冬日には日融雪があるにもかかわらず、日平均有効気温 $\bar{\theta}_{eff}$ が $0^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ となるためDegree-day法では $M=0$ となるが $\bar{\theta}^*_{eff}$ は正となり融雪量と非常によい近似を示している。

5. 結論

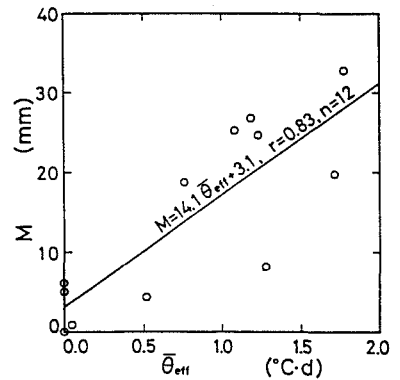
昭和61年 3月19日～4月1日までの熱収支観測をもとに、雪面に対する熱収支方程式を線形化することにより導き出される平衡温度についてDegree-day法を試み次のような結論を得た。

- 1) 日平均温度として気温を用いた場合よりも平衡温度を用いた方が日融雪量に対する近似が良く、相関係数は気温の場合の $r=0.83$ に比べ平衡温度のばあいは $r=0.96$ であった。
- 2) Degree-day法の気温として平衡温度を用いた場合、熱交換係数 K を $\rho_w \cdot l$ で除した値はDegree-day factorに一致し、本解析の場合、 $f=1.9\text{mm}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ となる。
- 3) 純放射量、特にアルベドが低く、全天日射量が大きく影響するような場合、平衡温度を用いた方が気温を用いたよりも融雪量推定の精度は良くなる。

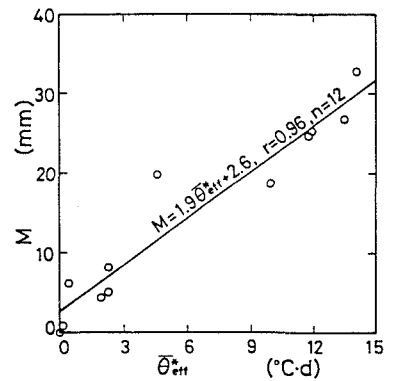
融雪はその大半が昼間に発生し、この時間に平衡温度に最も大きな影響を及ぼす気象因子は気温と純放射量である。この平衡温度と熱交換係数の予測が可能となれば、かなりの精度で融雪量を推定できるものと思われる。今後は実測の融雪量と検証するとともにより少ない気象要素を用いた平衡温度予測式の確立を進める予定である。

参 考 文 献

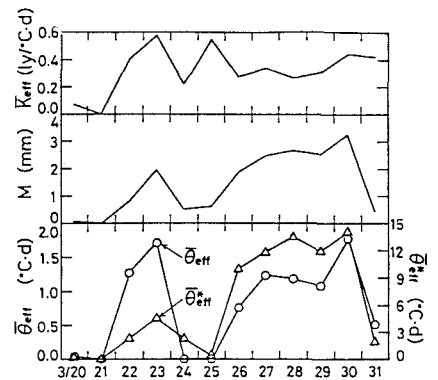
- 1) 境 隆雄：河川の融雪流出に関する研究、土木学会論文集、N0.95,1963.
- 2) 小島賢治：融雪機構と熱収支、気象研究ノート、Vol.136, pp.1～38,1979.
- 3) 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一：融雪量分布のモデル化に関する研究、土木学会論文集、N0.363,1985.
- 4) 佐渡公明：貯水池結水板の氷厚増加について、第29回水理講演会論文集、pp.185～190,1985.
- 5) 石井幸男：融雪の研究、札幌管区気象台、1959.
- 6) 土木学会編：水理公式集、昭和60年版、土木学会、pp.168,1985.



図一5 $\bar{\theta}_{eff}$ と M の関係



図一6 $\bar{\theta}^*_{eff}$ と M の関係



図一7 毎日の $\bar{\theta}_{eff}$ 、 $\bar{\theta}^*_{eff}$ 、 $\bar{K}_{eff}$ 、 M の変化