

II-34

豊平川支流部における融雪観測とその解析

苫小牧工業高等専門学校 正員 八田 茂実
 北海道電力株式会社 正員 西村 哲治
 北海道大学工学部 正員 藤田 睦博

1. はじめに

雪は量的にも、流出時間特性からも発電・農業用水等の重要な水資源であり、同時に洪水や雪崩を引き起こす災害要因でもある。水資源としての雪の有効利用を図る一方で、融雪による災害を最小限にとどめる必要があり、水源地の積雪量の推定、融雪予測システムの構築が重要な役割を果たす。このような融雪流出管理システム開発のため、北海道電力(株)は豊平川上流域において水文観測システムを構築している。本研究では、これによって得られた融雪関連資料の概要と、融雪流出解析を進めるにあたって必要となる分布型の融雪量推定式を検討した結果について報告する。

2. 観測資料の概要

本年度の観測は融雪量算定ための基礎的なデータの収集を目的として行われた。豊平川流域の中流部に位置する砥山ダムのダムサイトにて、融雪量・気温・放射収支量・日射量・湿度・積雪深・降雨雪量・風速が観測されている。このうち、雨量については降雪量と同時に観測されているため、降水の観測時の気温によって降雨・降雪を分離することとした。また、融雪量はライシメータ法によって得られている。

(1) ライシメータ融雪量の検証

融雪量は積雪表面と積雪下面の熱交換によって計算することが可能である。前者は放射収支量・顕熱交換量・潜熱交換量・雨による熱量・雪中の伝導熱量の和であり、後者は地中熱流量である¹⁾。このうち積雪下面の融雪量は積雪表面の融雪量に比べて小さいとされている。融雪開始前と考えられる1月、2月にライシメータで観測された融雪量は、ほぼ一定して0.7mm/dayであり、これが積雪下面の融雪量と考えられる。融雪期においても積雪下面の融雪量は一定を保つものとする、これによる融雪量は融雪期の全融雪量の5%程度で実用上無視し得る。このため、融雪量の算定は積雪表面の熱交換のみを考える。また、融雪期においては積雪表層からの融雪水の供給によって全層が一様に0℃とすると、融雪開始後の熱収支は(1)式で表すことができる。

$$Q_M = Q_R + Q_A + Q_E + Q_P \quad (1)$$

ここに、 Q_M ：融雪熱量 Q_R ：放射収支量 Q_A ：顕熱交換量
 Q_E ：潜熱交換量 Q_P ：降水による伝達熱量

ここで、放射収支量は示差放射計によって測定されたもので、長波放射と短波放射を合わせた正味放射量を示す。また、顕熱・潜熱交換量を推定する方法としては簡便で融雪量算定によく用いられているバルク法を適用し、そのパラメータは母子里の観測結果から成瀬ら(1970)¹⁾が決定した値を用いた。このようにして

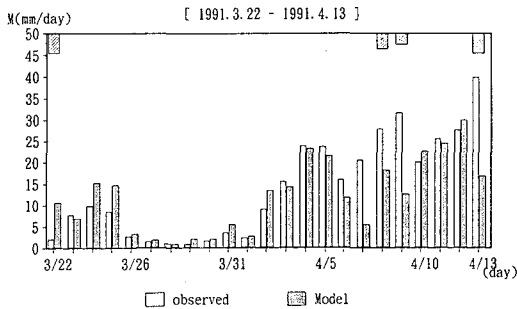


図1 熱収支法によるライシメータの検証

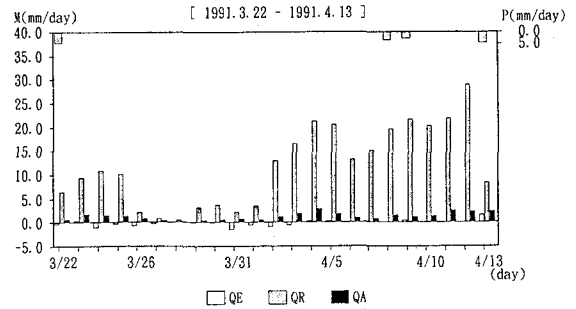


図2 熱収支量の構成

得られた融雪熱量を氷の融解潜熱 L_m で除した値が融雪量となる。

$$M = Q_M / L_m \quad (2)$$

(1),(2)式を適用することで融雪量は計算されるが、夜間気温がマイナスになるような場合、雪面からの放射が卓越するような場合には、計算される融雪量が負の値を示すことがあり、不合理な結果となる。特に北海道のような寒冷地域ではその傾向が強く、Coolingに働く熱量の評価が重要であると考えられる。本研究では(1)式で計算されたものが融雪水の再凍結の為に熱量と考え、この値が正の値になるまで融雪は発生しないと考えた。図1はこのようにして計算された融雪量とライシメータから観測された融雪量の結果を示している。降雨のない期間では計算値、観測値ともほぼ一致しており、今回観測されたライシメータの融雪量が妥当なものと考えることができる。

(2) 融雪量と放射収支量・気温の関係

図2は熱収支法によって計算された放射収支・潜熱・顕熱の成分を日単位で表示したものである。融雪期全体では放射収支量による融雪量が全融雪量の92%を占めており、今回観測された融雪量のほとんどが放射収支量によるものであることがわかる。一方、熱収支法では観測項目も多く、一般的にこれらの項目が観測されているケースが希であるため、融雪量の計算には実用性と簡便性から、気温資料のみを指標とした方法が広く用いられてきている。ここでは、融雪の要因として融雪の大部分を占めている放射収支量と、融雪量算定の指標として現在も広く用いられている気温に着目した。融雪量(M)・気温(T)・放射収支量(R)の三者の定性的な関係を知るため相互相関係数を調べると、図3～5

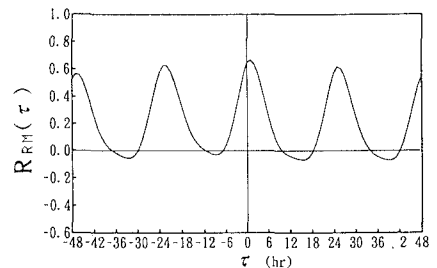


図3 放射収支量と融雪量の相互相関係数

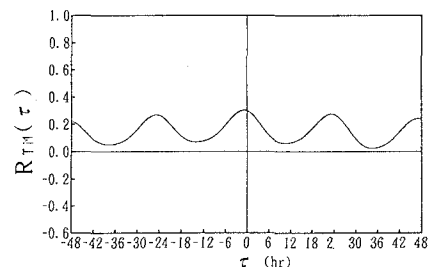


図4 気温と融雪量の相互相関係数

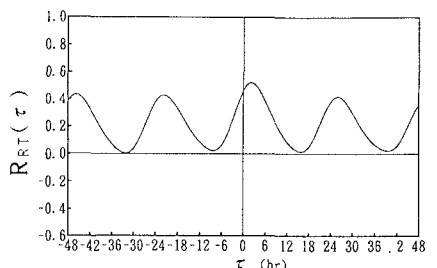


図5 放射収支量と気温の相互相関係数

が得られた。放射収支量と融雪量の相関が最も高く、放射収支量が与えられてから一時間後に最大の相関が得られる。これは表面融雪量が発生してから地面に到達するまでの平均的な所用時間と考えられる。また、図4、図5において気温と放射収支量との相関は気温と融雪量の相関よりも高く、気温資料のみによる融雪量の算定は気温と放射収支量との相関関係に依存しているといえる。流域内の地形条件によって両者の相関関係は大きく変化することが容易に想像でき、気温資料のみによる融雪量の推定式を流域に展開することは適切ではないことがわかる。

3 融雪量推定式の構築

融雪流出解析に用いる融雪量推定式は、流域の任意地点における融雪量、すなわち熱収支を適切に評価できるものでなくてはならない。このためには、計算式へ入力される観測資料は任意地点の地形特性によって推定できる量であることが必要である。よって、計算式への入力は気温・日射量・湿度・雨量のみを考えることとする。また、融雪に作用する熱量は図3から放射収支量が最も大きく、ついで顕熱交換量、潜熱交換量の順になる。推定式は小池ら(1985)³⁾のモデルに習い、第1項を放射収支量で表し、第2項を顕熱交換量としてDegree-hour法を用いることとし、第3項の潜熱交換量については特に小さいため、ここでは考えない。

(1) 放射収支量の推定

放射収支量は短波長放射収支と長波長放射収支とにわけて次式の様に表現できる。

$$Q_R = I(1 - \alpha) + \Delta R \tag{3}$$

ここで、 I : 全天日射量 α : アルベド ΔR : 有効放射量

(3)式において第1項が短波長放射収支、第2項が長波長放射収支を示す。長波長収支に関しては晴天率を考慮した次式で示される太田ら(1991)の方法²⁾を用いた。

$$\Delta R = R \downarrow - R \uparrow \tag{4}$$

$$R \downarrow = (1 + 0.2(1 - C_c)) (0.51 + 0.066\sqrt{e}) \sigma T_a^4 \tag{5}$$

$$R \uparrow = \varepsilon \sigma T_g^4 \tag{6}$$

$$C_c = (I/I_0)/F \tag{7}$$

$$T_g = \begin{cases} 1.13T_a - 1.67 & (T_a < 1.47) \\ 0.0 & (T_a \geq 1.47) \end{cases} \tag{8}$$

I_0 : 大気外放射量, C_c : 晴天率, F : 見かけの大気透過率, ε : 雪面の射出率, e : 蒸気圧(mb)
 σ : ステファン・ボルツマン係数, T_a : 気温, T_g : 雪面温度

ここで、大気透過率(F)はAMeDAS日照時間と可照時間の比(日照率)が1の時の I/I_0 で定義される。

一方、短波長収支においてはアルベドの推定が重要となる。積雪表層の密度の増加とともにアルベドが低下することから、圧縮粘弾性解析により表層密度を推定してアルベドを推定する手法が提案されている²⁾。本研究では、融雪量の総和である積雪水量と積雪深から算定される積雪平均密度を用いてアルベドを推定した。これは、計算上のアルベド(α_{cal})と積雪平均密度(ρ_{mean})の間に

$$\alpha_{cal} = a + b \cdot \rho_{mean} \quad (\rho_{mean} \leq 0.50) \tag{9}$$

上式の様な関係が成立するものとして a, b の値を同定するものである。図6は同定の結果を示しており、これ

から、 $a=1.00$, $b=-1.78$ が得られた。

以上のようにして放射収支量の推定は係数 a , b を定めることにより計算される。

(2) 顕熱交換量の推定

顕熱交換量の推定としてはDegree-hour法を用いる。

d. h. f (degree hour factor)は無降雨日の融雪量から推定した放射収支量を差引いた分にDegree-hour法を適用し、最小2乗法によって決定した。

(3) 放射収支量と融雪量の推定結果

以上の方法によって放射収支量の推定をした結果、図7が得られる。4月7日は極端に日射量が小さかったため放射収支量の推定も過小評価されている。全体としては、夜間・昼間放射収支量とも実測値をほぼ再現している。

また、図8はこれらを用いて融雪量を推定した結果である。先の理由で放射収支量の推定に誤差を生じたと考えられるところを除いて全体的には融雪量をほぼ再現しており、本手法により融雪量の推定が可能であることが示された。

4. おわりに

本報告では今年度の観測から得られた水文資料を用いて、融雪に作用する熱量の寄与率について検討した。この結果、小池らの報告している宝川流域³⁾に比して放射収支量の占める割合が非常に高く、特に寒冷地の融雪を考える際には放射収支量を精度よく推定されなくてはならないことが示された。また、本報告で得られた推定式により融雪量の推定が可能であるが、融雪末期の計算上のアルベドが従来の観測から得られているものより過小な値を示しており、更に検討を進めていかななくてはならないと考えている。

謝辞

本研究の一部は河川環境財団の補助を受けました。関係各位に謝意を表します。

参考文献

- 1) 小島賢治: 融雪機構と熱収支, 気象研究ノート, pp. 1-37, 1979.
- 2) 太田岳史, 橋本 哲: 落葉樹林内外における雪面上純放射量の推定と表層融雪量, 水文・水資源学会1991年研究発表会要旨集, pp. 18-21, 1991.
- 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, 363, pp. 165-174, 1985.

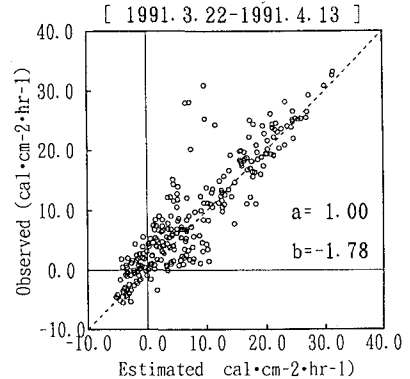


図6 係数 a , b の同定

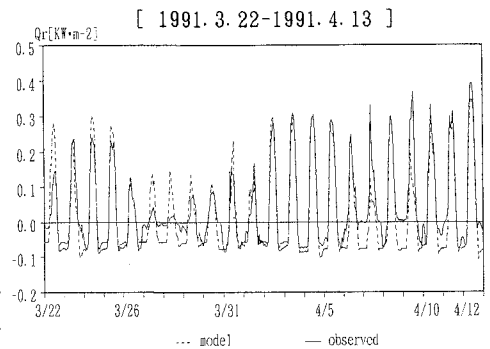


図7 放射収支量の推定

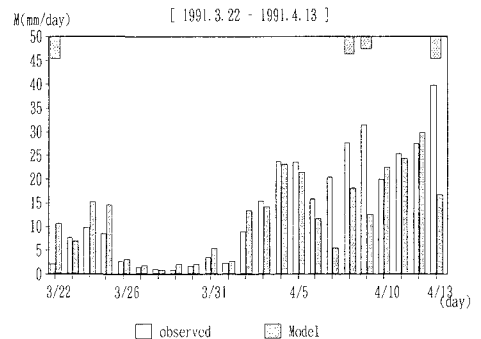


図8 融雪量の推定