

積雪融雪モデルの諸係数の検討と 積雪深・融雪量予測モデルの構築

RESEARCH OF SEVERAL PARAMETERS AND BUILDING OF THE SNOW DEPTH AND SNOWMELT RATE FORECASTING MODEL

小原 一哉¹・笹本 誠²・堺 茂樹³
Ichiya OBARA, Makoto SASAMOTO and Shigeki SAKAI

¹正会員 工修 岩手大学生産開発工学専攻 大学院工学研究科 (〒020-8551 盛岡市上田 4 丁目3-5)

²正会員 岩手大学技術専門職員 工学部建設環境工学科 (〒020-8551 盛岡市上田 4 丁目3-5)

³正会員 工博 岩手大学教授 工学部建設環境工学科 (〒020-8551 盛岡市上田 4 丁目3-5)

Forecasting a snow phenomenon in the cold districts is a very important countermeasure to realize the repression of the natural disaster and the altitude use of the water resources. On the other hand, there are few examples that all necessary weather data are observed with a superficial spread in every time in the applicable basin. Therefore, the strict forecasting model of a snow phenomenon has low practicality in the present condition of such weather data observation. The model can forecast a change of snow depth and snowmelt rate of the snow layer by using only temperature is developed based on such conditions, and it aims at contributing to building of the safe society economic base it can be relieved, and reported here.

Key Words : snow depth, snowmelt, runoff, forecast, field observation, consolidation of snow layer, snow cover, temperature

1. はじめに

雪と強い関わりあいを持ちながら生活する人々にとって、雪は融雪洪水、交通障害等のような災害外力としての側面を強く持っている反面、河川流域の積雪は天然のダムと呼ばれるように春季に安定した河川水量を生み出し、地域社会を基礎から支える天然資源でもある。

雪に関わる挙動を予測できる事は、情報提供を通じて洪水や雪害による地域への被害を最小限に抑制できるだけでなく、予測とダム操作との一体化等により限りある水資源の有効利用を可能とし、安全で安心できる社会経済基盤の整備に大きく貢献する事ができると考える。

ここでは、降水量を把握した後の積雪～融雪過程に着目し、実用性向上の面から、気温のみをモデルパラメータとする事で積雪深及び融雪量の時間変化を予測しようとするモデルについて報告を行う。

北上川支川和賀川湯田ダム流域(集水面積 $A=583\text{km}^2$)を対象とし、1992～1999年度までの8年間、8観測地点で降水量、気温、地温、地面到達量、風向、風速を24時間観測したデータと現地及び室内実験から得られたデータを基に諸係数の検討とモデルの構築を行った。(図-1)

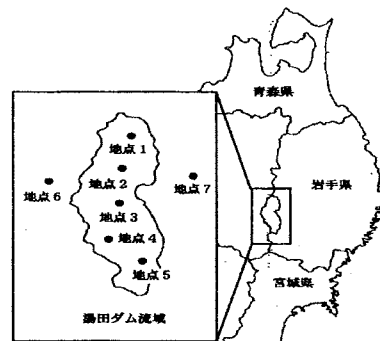


図-1 湯田ダム対象流域図

2. 積雪～融雪過程のモデル化と予測精度

(1) モデルの概要

本モデルは、入力値である降水量に対して気温及び気温から得られる積算暖度を求める事で積雪深と融雪量の時間変化を予測する事を目的としている。

モデル全体を降水過程、積雪過程、融雪過程に分類し

て各々モデル化を行った。(図-2)

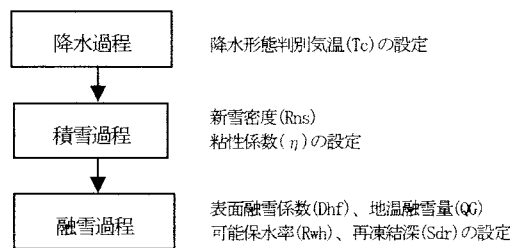


図-2 モデル構成の概要フロー

降水過程では、地上到達降水量を雪と雨に大別するための降水形態判別気温(T_c)を設定している。

積雪過程では、降水過程で雪と判断された降水量を積雪層厚へ変換するための新雪密度(R_{ns})と、自重及び上載荷重により圧密沈下する積雪深の低減特性をモデル化するために粘性係数(η)を求めている。

融雪過程では、積雪層表層部から発生する表面融雪量を得るための表面融雪係数(D_{hf})と底層部から発生する地温融雪量(Q_G)を求め、また、積雪層の保水能力である可能保水率(R_{wh})と気温低下による積雪層内部の再凍結深(S_{dr})を設定して積雪層の物性変化を評価可能とした。

モデルの予測計算時間間隔は、冬季から春季の長期間を予測対象とする事から、現段階では日単位にて行い、日界は1日の中で最も気温が低下して概ね融雪現象が熱量的にリセットできる朝5時とした。

(2) 降水形態判別気温の評価

得られた地上到達降水量を積雪深の増加に関与する雪形態と、積雪深の減少や直接地面到達量に関与する雨形態に大別するため降水形態判別気温を求める必要がある。

観測は、地元住民の方の協力を得て、降水発生日の降水形態(雪、みぞれ、雨)を目視で確認・記録して頂いたと共に、同日時の気温計データとを合わせて整理した。

観測時気温と各降水形態の発生頻度の関係(図-3)から、雪形態(みぞれ含)の発生頻度が50%である気温を降水形態判別気温として標高別、降水要因別(季節風型、低気圧型)に設定した。(図-4)

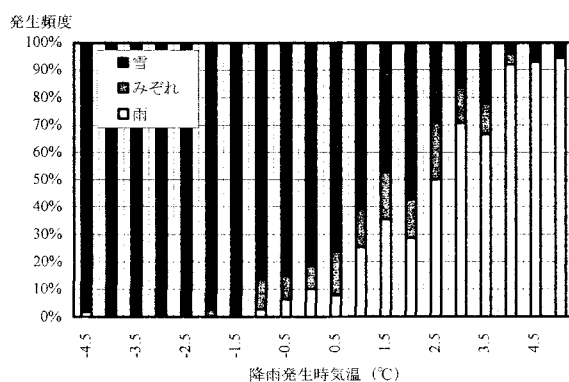


図-3 降水形態別の発生頻度分布の例

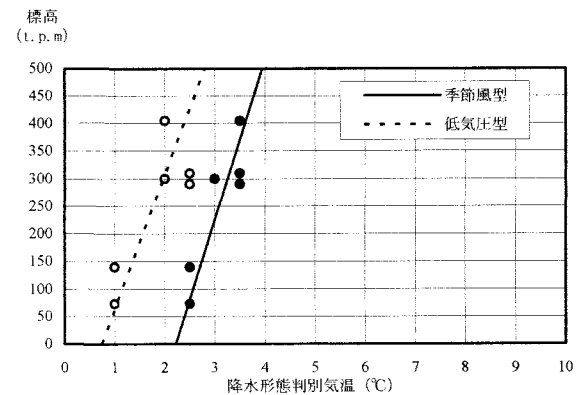


図-4 観測地点毎の標高別降水要因別降水形態判別気温

$$\text{季節風型 } T_c = 0.359 \cdot (H_t/100) + 2.175 \quad (1)$$

$$\text{低気圧型 } T_c = 0.453 \cdot (H_t/100) + 0.688 \quad (2)$$

T_c : 降水形態判別気温(°C)

H_t : 地点標高(t.p.m)

図-4では、標高が高くなるにつれて判別気温が上昇する特性と低気圧型降水時の判別気温が季節風型降水時の判別気温に比べて低い特性が示された。

降水形態は降雪粒子が落下する過程で大気から与えられる顕熱と降雪粒子が蒸発する際に奪う潜熱との大小関係から決定され、顕熱を左右する気温の鉛直分布は、地上気温、気圧、湿度で変化する気温減率で支配される。

乾燥気体の断熱気温減率 $0.976(^{\circ}\text{C}/100\text{m})$ が最大であり、大気が上昇する時に大気中の水蒸気が凝結して発生する凝結熱により湿潤気温減率は適宜小さな値になる。

降水日の気温減率の特性を評価するため、標高が異なる地点間の日平均気温を比較したところ、降水形態判別気温相当で低標高部(73tpm)から高標高部(403tpm)までの気温差が極めて小さい事が確認された。(図-5)

気温が高い降水時は湿度が高く、凝結熱を多く発生するため、気温減率が小さくなる事を示していると考える。

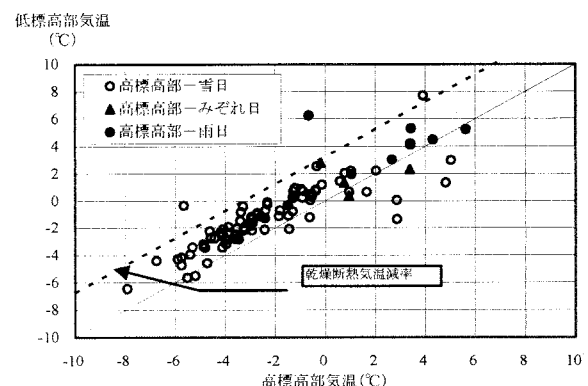


図-5 低標高部と高標高部の降水日の日平均気温相関

この様に、概ね一定の温度を持つ地上空気塊上端に降雪粒子が到達した場合、以降、降雪粒子が大気から受け取る熱量は落下距離(落下時間)に比例する事になる。

従って、降雪粒子が融解して雨になるためには、地上

までの落下距離が短い高標高部ほど気温が高い必要があるため、降水形態判別気温が上昇すると考えた。

この様に無降水時に比べて湿度が高くなる降水時では湿度の鉛直分布が降水要因別にも大きく異なってくる。

低気圧型降水は、海上を通過する過程で水蒸気を多く含み、暖かい上昇気流を伴いながら発生するため、断熱膨張に伴う凝結熱を多く放出して気温減率が小さい。

これに対し、季節風型降水は日本海側に降水した後の乾燥がより進んだ大気が対象流域に降水をもたらすため、低気圧型に比べ上空の気温減率が大きくなりやすい。

この事は、対象流域近傍の秋田地点におけるレーウィンゾンデの観測結果からも明らかである。(図-6)

従って、任意標高地点に対して、上空までより一様な気温分布を持つ低気圧型では、地上気温が低くても降雪粒子の落下途中に与える熱量が確保できるため、季節風型に比べて降水形態判別気温が低くなると考えられる。

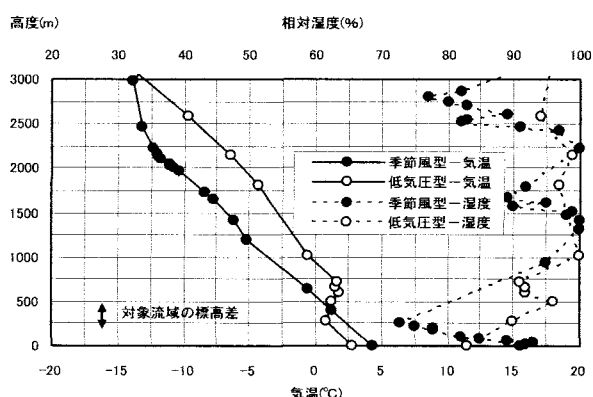


図-6 降水日の降水要因別の気温と湿度の鉛直分布

(3) 新雪密度の評価

地上到達降水量を積雪層最上層の新雪積雪層厚に変換するために新雪密度を求める必要がある。

密度観測は1997～1999年の3カ年にわたって実施し、積雪上に設置した降雪板(B=45cm×W=45cm)に一定時間内に積もった積雪水量と積雪深を測定して積雪密度とした。

新雪密度は、圧密を受けない積雪直後の密度として評価する必要があるため、観測開始後1時間の積雪密度を対象に気温による密度への影響と供に整理した。(図-7)

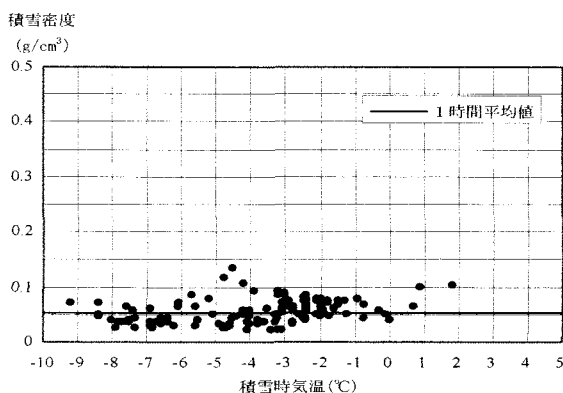


図-7 降雪後1時間の積雪密度と気温の関係

その結果、気温規模によらず概ね一定値を示したことから平均値をもって新雪密度として代表させた。

$$R_{ns}=0.0535 \quad (3)$$

R_{ns} : 新雪密度 (g/cm^3)

(4) 圧密の評価

積雪層は荷重により圧密沈下する事から、一定の積雪深内の融解時相当水量は圧密の進行状況によって大きく異なるため、圧密過程をモデル化する必要がある。

積雪層を粘弾性体と仮定し、粘弾性体を表す最も簡単な力学モデルであるMAXWELL要素とFOIGT要素を用い、これらを直列させたバーガーモデルにて代表させる。(図-8)

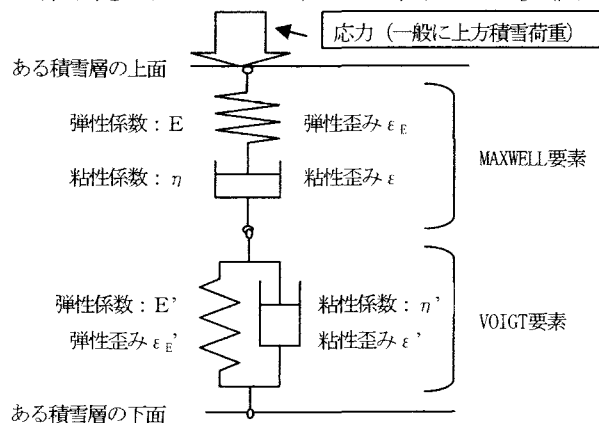


図-8 積雪層を粘弾性体としたバーガーモデル図

ここで、積雪層の変形が雪結晶形の破壊を伴いながら、長時間にわたり進行する事を踏まえ、MAXWELL要素の粘性変形が支配的であるとして、積雪層上層から与えられる応力と密度変化の関係を求める事とした。

粘性変形では応力が歪み速度に比例するので、密度(ρ_0)を持つ積雪層に応力(F)が作用し、一定時間(t)の経過後に歪みが生まれ、圧密後密度(ρ_1)になった時、粘性係数(η)を用いてそれら関係は次の様に表現できる。

$$\rho_1 = \rho_0 \cdot (1 / (1 - (F / \eta) \cdot t)) \quad (4)$$

一方、粘性変形が進行して密度が高まると、一定応力に対する密度変化が起きにくくなるため、粘性係数と乾き密度の関係を現地観測から求めた。(図-9)

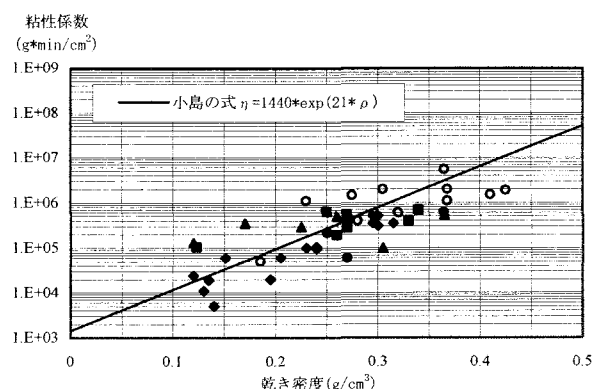


図-9 供試体規模別の乾き密度と粘性係数の関係

乾いている積雪層にサンプラー(塩化ビニール管 最大直径25cm×最大長20cm)を貫入させて得た積雪層構造を保ったサンプル上端に荷重を与えて、一定の歪み速度になった段階で粘性係数と乾き密度の関係を得た。

また、積雪層の自然状態での圧密断面観測も行った結果、従来の小島⁸⁾の式である(5)式と概ね同等の結果を得たため、新たな式は作成せず同式を適応させる事とした。

$$\eta = 1440 \cdot \exp(21 \cdot \rho) \quad (5)$$

η : 粘性係数($\text{g} \cdot \text{min} / \text{cm}^2$)

ρ : 乾き密度(g / cm^3)

(5) 表面融雪量の評価

積雪層表層部から発生する表面融雪量(QS)を厳密に評価するためには、積雪層表層部に対する熱収支の関係をモデル化する必要がある。(図-10)

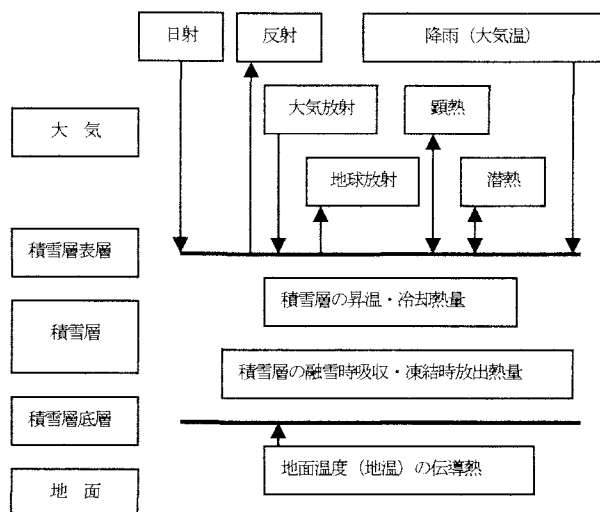


図-10 積雪層表層部、底層部における熱収支の関係

しかし、実流域にて各熱量の定量化に必要な気象データを時間的、平面的に連続して観測している例は少ない。

そこで、本モデルでは表面融雪量を生じさせる正の総熱量を積算暖度で代表させる「Degree-Hour」法を用いる事とし、積算暖度と表面融雪量の関係を表す表面融雪係数を現地観測から求めた。

積算暖度とは、単位時間内の正気温の積算値(本モデルでは5時日界の24時間合計値)である。

表面融雪量は、積雪深が十分にあり、かつ、積雪層内が表面融雪量によって十分に飽和されていると判断できる無降雨継続期間内の観測地面到達量から(6)項で示す地温融雪量(QG)を差し引いた値をもって代表させ、地面到達量は地面に置いた融雪板(1m×1m×3cm)を通じて流入する流量を地下に設置したライシメータで観測した。

その結果、表面融雪係数を次の様に得た。(図-11)

$$QS = Dh_f \cdot DH \quad (6)$$

QS: 表面融雪量(mm/day)

Dh_f: 表面融雪係数=0.169($\text{mm} / ^\circ\text{C} \cdot \text{hr}$)

DH: 積算暖度($^\circ\text{C} \cdot \text{hr} / \text{day}$)

観測地面到達量
(mm/day)

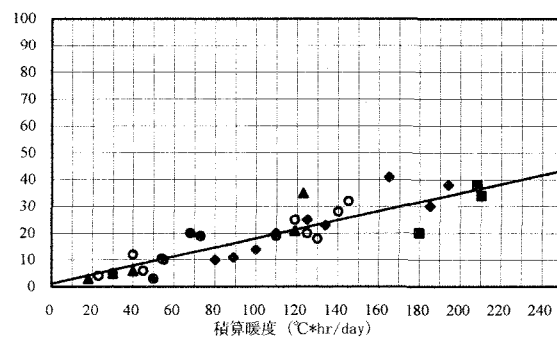


図-11 観測地点毎の積算暖度と観測地面到達量の関係

降雨に伴う表面融雪量(HR)は、降雨温度(=気温)、降雨量、氷の融解熱量80(cal/g)から次の様に評価した。

$$HR = P \cdot T / 80 \quad (7)$$

HR: 降雨による表面融雪量(mm/day)

P: 降雨量(mm/day)

T: 降雨温度=気温($^\circ\text{C}$)

(6) 地温融雪量の評価

積雪層は空隙率が大きく熱伝導率が低いため、積雪深が一定以上あると外気温の影響を受けなくなる一方で、積雪層底層部は常に地温により加熱されているため、外気温変動に関係しない定常的な融雪量が発生する。

積雪深が十分あり、氷点下の無降雨継続期間内の観測地面到達量と地温の関係を現地観測から求めた結果、観測地面到達量は地温によらず概ね一定値を示したことから、その平均値をもって地温融雪量(QG)とした。(図-12)

$$QG = 1.171 \quad (8)$$

QG: 地温融雪量(mm/day)

観測地面到達量
(mm/day)

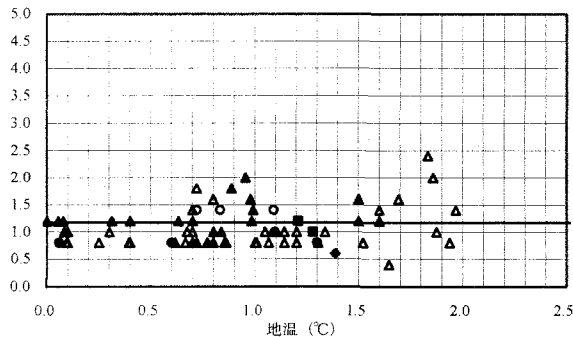


図-12 観測地点毎の地温と観測地面到達量の関係

(7) 可能保水率の評価

降雨、降雨融雪量、表面融雪量が積雪層内部を浸透する際にその一部は積雪層の空隙にとどまるため、地面到達量の時間分布は積雪層の含水状況により異なってくる。

そこで、積雪層の含水率(重量比)を可能保水率と定義して現地観測から積雪層の乾き密度との関係を求めた。

粘性係数実験で得られたサンプルを用い、数ケースの乾き密度を持つ0(℃)に保温されたサンプル上面から0(℃)の水を注水し、秋田谷式含水率計で注水後の経過時間毎に濡れ密度(含水量を含む密度)と含水率を計測すると共に、両者の関係から乾き密度を換算した。

その結果、乾き密度の増加に伴い含水率は徐々に低下する関係を得る事ができた。(図-13)

$$Rwh = 0.104 \cdot \exp(-2.14 \cdot \rho) \quad (9)$$

Rwh: 可能保水率(水分重量/乾き雪重量)
 ρ : 乾き密度(g/cm³)

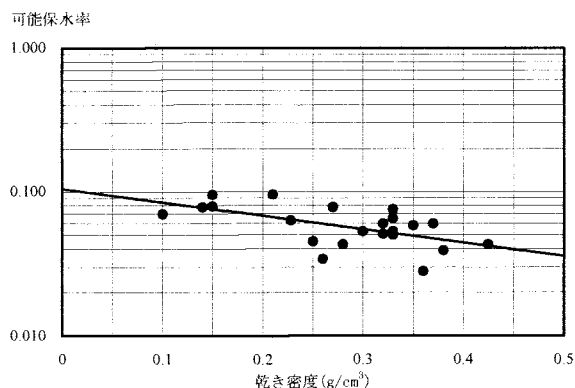


図-13 可能保水率と乾き密度の関係

(8) 再凍結深の評価

積雪層表層部から一定の深さまでは、外気温が氷点下になると内部の含水量が再凍結して新たな乾き密度を持つ積雪層へと変化し、その後の圧密過程に影響を与える。

外気温変動の影響を受ける積雪層表層部からの深さを再凍結深と定義して現地観測からその特性を求めた。

実際の積雪層を対象に地表までの鉛直断面を掘削して、積雪層表層部から一定間隔で温度計を掘削面から十分な深さまで差し込んで、貫入後の経過時間、外気温変動、積雪層内部温度変動の関係を評価した。(図-14)

積雪層表層部から20(cm)以上になると外気温の変動影響を殆ど受けない事が確認された事から、再凍結深を次の様に設定した。

$$Sdr = 20 \quad (10)$$

Sdr: 再凍結深(cm)

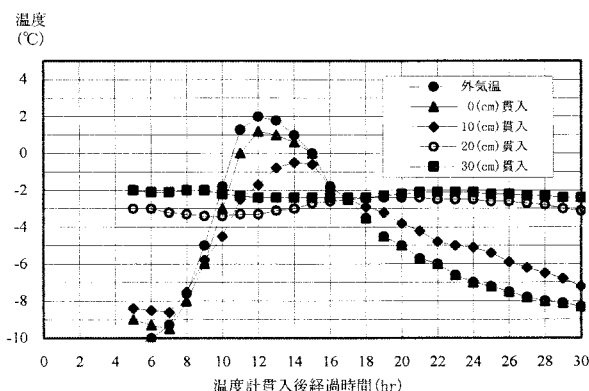


図-14 積雪層表層部からの深さと温度変化の状況

(9) 予測精度の確認

日平均気温(日積算暖度を含む)と日降水量から代表観測地点の予測積雪深と予測地面到達量を求め、観測値との比較から予測精度の確認を行った。(図-15, 16, 17)

積雪深は、降雪初期から融雪期までの長期間にわたり、50~200(cm)の幅広い積雪規模の時間変化を良好な精度で予測可能である事が確認できた。

地面到達量の予測精度も同等と判断できるが、初冬(12月頃)や初春(4月以降)の精度がやや低い傾向にある。

気温が氷点下より高く、降雨を伴う期間の地面到達量は、積雪深があると積算暖度による表面融雪量に降雨量と降雨による融解量加わるため、積雪深の有無の評価が地面到達量の予測精度に大きく影響を与える事になる。

初冬や初春では元々積雪深が低いために、積雪深予測誤差によって積雪深の有無の判断に実績と予測との誤差が発生しやすく、この事が地面到達量の予測精度を低下させている主要因であると考えている。

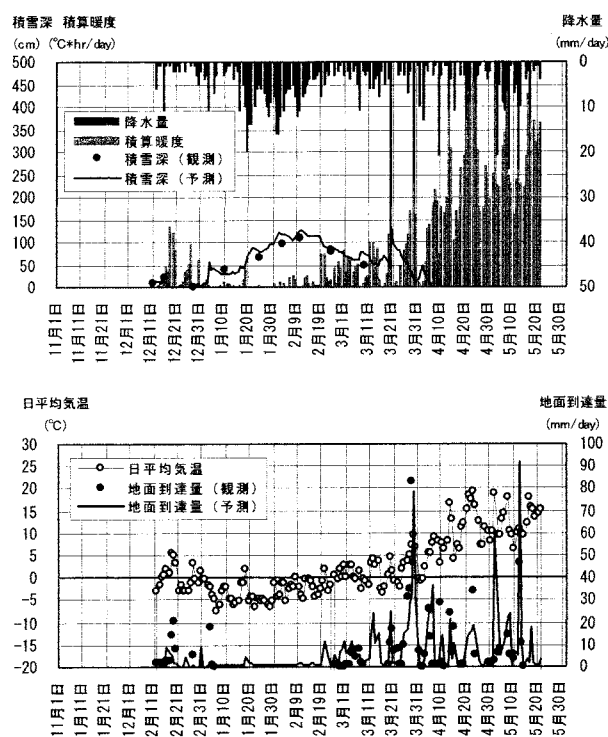


図-15 積雪深と地面到達量の予測結果(地点1 1997年)

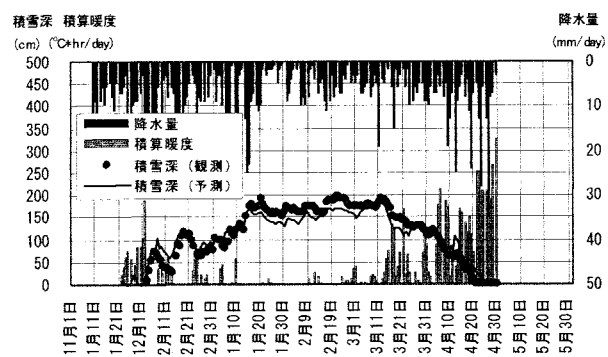


図-16 積雪深の予測結果(地点5 1994年) 融雪量欠測

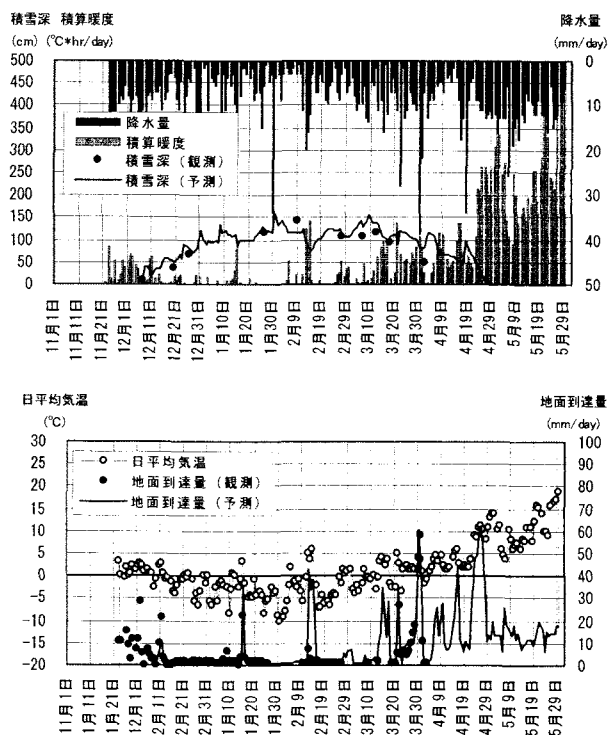


図-17 積雪深と地面到達量の予測結果(地点2 1995年)

3. 結論

本報告では、降水量と気温のみを用いた積雪深・融雪量予測モデルの構築を目的に種々の検討を行い、次の主たる成果を得る事ができた。

- 降水形態判別気温(T_c)は標高と共に増加し、低気圧型降水時の方が季節風型降水時に比べて地上気温が約 $1(^{\circ}\text{C})$ 程度低くても雨になる事がわかった。
- 降雪後1時間以内の積雪密度から、新雪密度(R_{ns})が概ね $0.0535(\text{g}/\text{cm}^3)$ 程度である事がわかった。
- 積雪層の圧密過程をMAXWELL要素の粘性変形で代表させた場合、粘性係数(η)は乾き密度(ρ)を用いて $\eta=1440 \cdot \exp(21 \cdot \rho)$ で表現できる事がわかった。
- 積雪層表層部の表面融雪量を決定する正の総熱量を積算暖度で代表させる「Degree-Hour」法を用いると、表面融雪量(Q_s)は積算暖度(DH)から $Q_s=Dhf \cdot DH$ で表現できる事、及び、 Dhf は概ね $0.169(\text{mm}/^{\circ}\text{C} \cdot \text{hr})$ 程度である事がわかった。
- 積雪層底層部からは、地温規模によらず一定の地温融雪量(Q_g)が常に発生しており、その規模は概ね $1.171(\text{mm}/\text{day})$ 程度である事がわかった。
- 積雪層の可能保水率(R_{wh})は、乾き密度(ρ)の増加により減少し、 $R_{wh}=0.104 \cdot \exp(-2.14 \cdot \rho)$ にて概ね表現できる事がわかった。
- 外気温変動は、積雪層表層部から約 $20(\text{cm})$ の再凍結深(S_{dr})まで影響を及ぼす事がわかった。
- 現地観測から諸係数の評価検討を行い、積雪深・融

雪量変化をモデル化した結果、気温と降水量から観測地点毎に概ね良好な予測結果を得る事ができた。

4. 課題

(1) 降水形態判別気温と標高スケールの関係

積雪深と融雪量予測では、降水形態の判別が精度を大きく左右する事から、同モデルの汎用性向上を目指し、標高差が大きい流域の降水形態判別気温の標高特性と本報告結果との比較を行い、降水要因や湿度等から決定される気温減率との相互関係を確認する必要がある。

(2) 濡れ密度と粘性係数の関係

融雪中で積雪層内部に水分を含んでいる場合の圧密過程をより精度よく表現するために、濡れ密度、可能保水率、粘性係数を一体化させた関係を構築する必要がある。

(3) 降雪予測、流出モデルとの一体化

予測の平面性を確保するため、レーダーや高層気象データによる降雪移流モデルを構築し、面的に評価可能となった降雪～融雪過程と流出計算との一体化、及び計算時間間隔の変更により、流域を対象とした降水・積雪深・流出量予測モデルへの展開を目指す必要がある。

謝辞：本研究に際して、国交省北上川ダム統合管理事務所、水域防災工学研究室諸氏、卒業生並びに対象流域の地域住民の方の協力を得た。ここに、記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Amorocho J and B.Espildora : Mathematical Simulation of the Snow Melting Processes, Water Science and Engineering papers, No.3001, University of California, Davis, P.156, 1966.
- 2) Laramie R.L and J.Schaake : Simulation of the Continuous Snowmelt Process, Water Resources and Hydrodynamics Report, No.143, MIT, P167, 1972.
- 3) 池淵周一・宮井 宏・友村光秀:琵琶湖大浦川流域の積雪・融雪・流出解析, 第28回水理講演会論文集, pp. 441~446, 1984.
- 4) 長谷見達雄:冬季降水における降雪の発生割合と地上気温の関係(1)ー発生割合の地域性と雨雪判断的的中率についてー, 雪氷 53巻1号, pp. 33~43, 1991.
- 5) 太田岳史:気温及び降水量による山地積雪水量の経時変化の推定, 雪氷 51巻1号, pp. 37~48, 1989.
- 6) 梶川正弘:新積雪の密度と降雪粒子の結晶形との関係, 雪氷 51巻3号, pp. 178~183, 1989.
- 7) 遠藤八十一・大関義男・庭野昭二:低密度の雪の圧縮粘性係数と密度の関係, 雪氷 52巻4号, pp. 267~274, 1990.
- 8) 小島賢治:積雪層の粘性圧縮 III, 低温科学 物理編 pp. 167~196, 1957.

(2004.9.30 受付)