

水文モデルを用いた米代川流域における積雪貯留量と地下水貯留量の評価

東北大学大学院工学研究科 学生会員 ○齋藤 優人
東北大学大学院工学研究科 正会員 風間 聡
東北大学大学院工学研究科 正会員 会田 俊介

1. はじめに

日本の山岳地域における水資源量を評価するためには、積雪貯留量と地下水貯留量の関係性を把握することが重要である。年間の貯留量変動を把握することで、例えば温暖化が進み降雪量減少が予想される将来、下流域での水需要量を満たすための貯留施設の検討に利用することができる。日本の山岳地域における降水量と貯留量の間を評価するために様々な水文モデルが開発されているが¹⁾、本研究では融雪量を求める計算に熱収支法を適用した一次元モデルを開発した。さらにこのモデルを二次元へと拡張し流域内における水収支を求めることで積雪貯留量と地下水貯留量について評価を行った。

2. 方法

2.1 対象流域

対象流域は秋田県北部に位置し主に八幡平を水源とする米代川流域である(図-1)。米代川流域は、東北地方で5番目に大きな面積を持つ。幹川流路延長136km、流域面積4100km²の一級河川である。米代川は流域中央に位置する鷹巣盆地、大館盆地、花輪盆地、能代平野を通り日本海へ流れ出る。各盆地の出口において狭窄部が形成されており、過去に洪水被害が発生している。

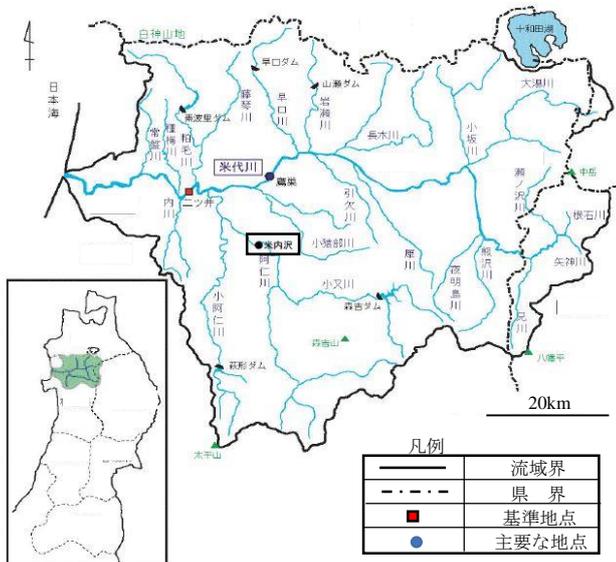


図-1 米代川流域地図

2.2 データセット

水文モデル計算において必要となるデータセットは、標高データ(国土数値情報より)、降水量データ・気温データ・風速データ・積雪深データ・気圧データ・湿度データ・照時間データ・日射量データ(地域気象観測 AMeDAS : Automated Meteorological Data Acquisition System より)、流出量データ(水文水質データベースより)、並びに気温データ・湿度データより求められる水蒸気圧データである。

2.3 使用するモデル

本研究における水文モデルはSWEモデルと流出モデルで構成される。SWEモデル内の融雪量を求める計算に対して今回は、気象データを入力値として積雪層上面と積雪層下面における熱収支と積雪層ごとの温度、密度、含水量の鉛直分布を計算する一次元多層積雪モデル TSM (Tohoku Snow Model Multi)を適用する²⁾。

2.3.1 SWEモデル

SWEモデルは降雪モデルと融雪モデルから構成され以下の式で表わされる。

$$\frac{d}{dt}(SWE) = SF - SM \quad (1)$$

ここで、 SWE は積雪水量(mm)、 SF は降雪量(mm/h)、 SM は融雪量(mm/day)である。

1) 降雪モデル

降水形態は気温2°C以下を降雪、2°Cより高い場合を降水とした。降水量は横山ら(2003)にならぬ降雪量はServuk(1985)を参考に推定し、標高による降雪量の補正は近藤ら(1995)にならぬ以下の式で推定した。

$$\begin{aligned} P &= (1 + mV)P' \\ SF' &= P' \times \exp(k \times V) \\ SF &= SF' \times \{1 + \alpha(elv_i - elv_k)\} \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 P は真の降水量(mm/h)、 P' は観測降水量(mm/h)、 m は風による影響を表わす係数($m=0.0192$)、 V は風速(m/s)、 k は降雪補正係数、 SF' は観測降雨量から求めた降雪量(mm/h)、 SF は真の降雪量(mm/h)、 elv_i はメッシュ標

キーワード 降雪, 熱収支, 水資源

連絡先 〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6-06 TEL:022-795-7455

高値(m), $elvk$ は観測点標高値(m), α は補正係数($\alpha=0.001$)である。

2) 融雪モデル

融雪量は TSMM を参考に積雪層を 1 層とし、積雪層表面において気温 0°C 以上の時に以下の熱収支式右辺の第一項、降雨による融解熱量を第二項として推定し、底面融雪は 1.0mm/day として計算を行った。

$$Q = ((1 - \alpha)S \pm L - H - IE) + P \times T \times 4190 \quad (3)$$

$$SM = Q/333500 + 1.0/24$$

ここで、 Q は融雪に使われる熱量($\text{MJ/m}^2/\text{s}$), a はアルベド, S は短波放射量($\text{MJ/m}^2/\text{s}$), L は長波放射量 ($\text{MJ/m}^2/\text{s}$), H は顕熱輸送量($\text{MJ/m}^2/\text{s}$), IE は潜熱輸送量($\text{MJ/m}^2/\text{s}$), T は気温($^{\circ}\text{C}$)である。

2.3.2 流出モデル

本研究では、流出モデルを地表面で Manning 式、地中ではダルシー則に基づいて推定した。また、各メッシュの気温については以下の式で標高補正を行った。

$$T = T' - 0.06 \times (elvi - elvk) / 10 \quad (4)$$

1) Manning 式

$$Q_s = \frac{1}{n} B h^{5/3} I^{1/2} \quad (5)$$

2) ダルシー則

$$v = k_b i \quad (6)$$

$$Q_g = vA$$

ここで、 T は補正後気温($^{\circ}\text{C}$), T' は補正前気温($^{\circ}\text{C}$), Q_s は地表流流量(m^3/s), n は Manning の粗度係数($\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$), B はメッシュ幅(m), h は水深(m), I は動水勾配, v は流速(m/s), k_b は透水係数(m/s), Q_g は地中流流量(m^3/s), A は流水断面積(m^2)である。

3) 浸透モデル

浸透量 r' は以下の式により推定した。

$$r' = k_a \times h \quad (7)$$

ここで、 k_a はモデル定数($k_a=8.0 \times 10^{-6}/\text{s}$)である。

3. 結果と考察

2004 年 11 月~2005 年 10 月の米代川流域南部に位置する米内沢流量観測所に集水する流域の降水量ハイドログラフと流量ハイドログラフを図-2 に示す。観測流量と計算流量の誤差の指標としてナッシュ・サトクリフ効率係数(NS)を用いたところ $NS=0.72$ と比較的高い再現性を得た。また、計算期間における積雪と地下水の貯留高年間変動を図-3 に示す。

観測流量と計算流量の誤差は主に融雪期から消雪期にかけて大きい結果となった。これは春先の気温変動による融雪量増減の計算と実際の挙動が異なることが考えられる。総貯留高年間変動は地下水貯留高が通年でほぼ一定であることから積雪貯留高に依存する結果となった。地下水貯留量は透水係数を $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$, 不透水層を一様に地下 10m に設定して計算を行った。この条件では地下水貯留量が積雪貯留量と比べて大きく卓越する結果となった。地下水貯留量は透水係数と不透水層の位置により大きく変動するため、正確な透水係数の決定と不透水層の在り方を把握することが求められる。米内沢流域内水収支は概ね一致していた。

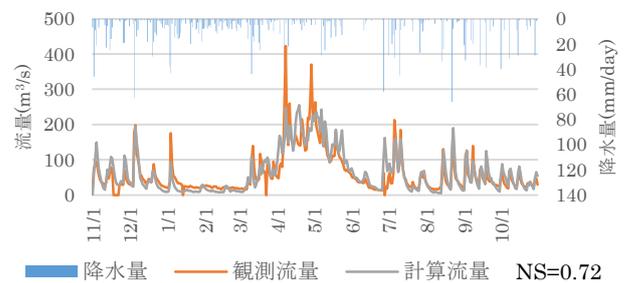


図-2 降水量ハイドログラフ, 流量ハイドログラフ (2004 年 11 月~2005 年 10 月)

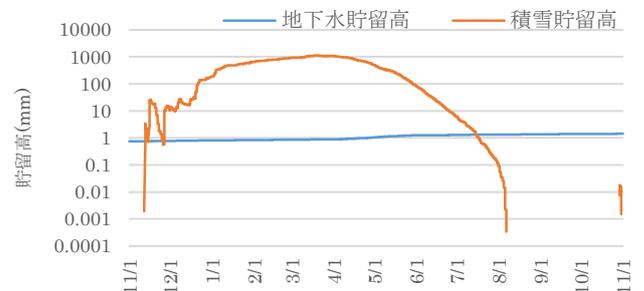


図-3 積雪と地下水の貯留高年間変動

謝辞 : 本研究は、環境省の環境研究総合推進費 (S-14), 東北地域づくり協会の支援により実施された。ここに謝意を表す。

参考文献

- 1) 菊池秀哉, 風間聡, 朝岡良浩 : 流出解析による積雪と森林の貯留効果評価, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, p46, 2012.
- 2) Yamazaki, T.: A One-dimensional Land Surface Model Adaptable to Intensely Cold Regions and its Applications in Eastern Siberia, J. Meteorol. Soc. Japan, Vol. 79, pp.1107-1118. 2001.