

# 広域における積雪全層密度推定に関する研究

Study on the estimation of snowpack density in wide area

風間 聡\*

By So KAZAMA

The purpose of this study is to develop a model to estimate the density of snowpack in wide area. Numerical model, which is based on heat balance model and considers consolidation process, is constructed to investigate the snow density variation at various regions. This model is applied to over 200 AMEDAS points in Japan and are results are compared with observed data. The relationship between snow density variation and other factors, which are snow depth variation, maximum snow depth and minimum temperature, is investigated using the calculation and the estimation model on the snow density in wide area using snow depth variation.

Keywords : snow density, snowpack, snow depth, wide area

## 1. はじめに

水資源における積雪の役割は重要である。冬季の日本海側を中心とした膨大な降水量が、積雪の貯留効果のため長期にわたり安定した流出量の形で、水資源として利用されている。特に降水量が少なくなる4月から5月にかけて、融雪出水は梅雨までの貴重な水資源となっている。そのため取水計画やダム放水計画を立てる上で、積雪賦存量を知ることは重要である。100km<sup>2</sup>～10,000km<sup>2</sup>の積雪量を推定する方法として、人工衛星データを用いることは有効であり、深山ら<sup>1)</sup>や八田ら<sup>2)</sup>、風間ら<sup>3)</sup>によって示されている。この際、積雪水資源量を知るには、積雪の水換算高さを知る必要があるが、観測データの希少さと実測の困難さから、多くの方法が積雪全層密度を全域一定や時間変化が無いとしている。積雪密度が0.1～0.5(g/cm<sup>3</sup>)まで変化する性質を考えると、この仮定は大きな誤差を生じる可能性がある。

積雪密度推定は、降雪－積雪－融雪の各過程を組み込んだモデルが利用される。堺<sup>4)</sup>は様々なモデルを紹介しており、特徴的なものとして以下のようなものがある。近藤ら<sup>5)</sup>は、熱収支から積雪変成過程を表現し、積雪量の変化を精度よく求めている。この方法は物理過程を忠実に再現しているが、入力変数が多いため、広域の利用は困難である。池淵ら<sup>6)</sup>は日射量と降水量、気温から、丹羽ら<sup>7)</sup>は風速と降水量、気温から、大橋ら<sup>8)</sup>は気温、降水量から積雪層内密度を推定している。これらの方法は、入力変数も少なく実用的であり、それぞれの流域で比較的良好な結果を得ている。しかし、広域にこれらの方法を利用する際、観測地点間

---

\* 正会員 博士(工学) 筑波大学講師 構造工学系  
(〒305 つくば市天王台1-1-1)

の気象データの補間が、広域積雪量の推定にどれだけ影響を与えるかが判断できず、広域になればなるほど、積雪期を通して計算が必要となる上の方法では、多くの計算時間が必要となる。積雪変成を促す多くの因子が積雪深の変化で表されるならば、積雪深変化から全層密度を推定する手法が可能と考えられる。本研究では計算モデルにより、日本全域のAMeDAS点において積雪密度変化を推定し、この結果から、積雪の時間変化を用いた積雪全層密度推定手法の開発を試みた。

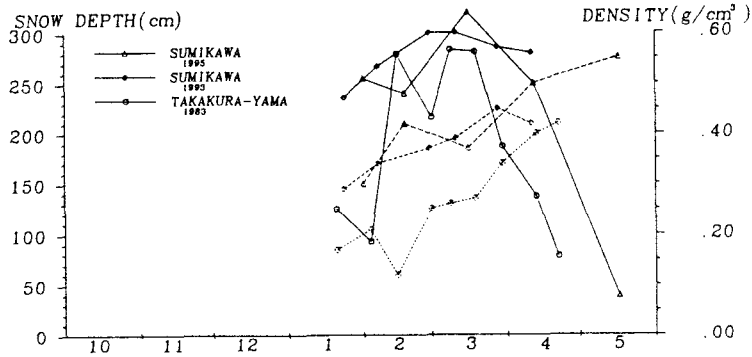


図-1 積雪深、積雪密度変化(破線が密度)

## 2. 積雪全層平均密度の変化

積雪全層平均密度は、積雪深に占める水換算深さと同じ値であり、単位は $\text{g}/\text{cm}^3$ で与えられる。本論文では特に断らない限り積雪密度とよぶ。普通、積雪密度は断面観測の積分によって得られることが多い。図-1に宮城県蔵王町の澄川スキー場で行われた1993年と1995年の積雪密度実測結果と太田<sup>9)</sup>が行った岩手県雫石町の高倉山での1983年の結果を示す。積雪初期の12月期のデータが無いが、共に3月に積雪深の最大が記録され、積雪密度は直線的に増加している。このような結果から、友村ら<sup>10)</sup>や太田らはこの積雪密度の経時変化が共に

$$\rho_D = aN + b \quad (1)$$

で与えられるとしている。ここで、 $\rho_D$ は積雪全層平均密度、 $N$ は1月1日起算の経過日数、 $a$ 、 $b$ は係数である。係数 $a$ はおおよそ0.004が得られている。切片 $b$ は土地土地の積雪量の多さを表す値としている。この方法で密度が推定できるなら、広範囲に渡って適用でき、有効である。しかし、ここで示した例は多雪寒冷地域での係数である。池淵らの滋賀県北部の実測結果からは、そのような傾向は見られず、ほぼ時間変化が無い結果となっている。池淵らによると、この結果は暖地性積雪の特殊性だと述べている。そこで、寒地と暖地、もしくは多雪地域と小雪地域が分けられ、その両方に式(1)が適用できるかどうかを検討する。

## 3. 積雪変化モデル

経時変化での積雪密度実測例が少ないため、ここではモデル計算により幾つかの地点を選んで積雪密度の再現を行う。モデルは池淵ら、丹羽らが開発した両方法に基づき、幾つかの改良を加えた。

### 3.1 降水形態

降水形態は、気温が $1.5$ 度以下を降雪とし、それを越えるものを降雨とした。また、降雪の新雪密度 $\rho_s$ は、丹羽らにより、気温 $T(^{\circ}\text{C})$ を用いて、

$$\begin{aligned} T < -2 & \quad \rho_s = 0.04 \\ -2 \leq T < 1 & \quad \rho_s = 0.0667 + 0.0133T \\ T \geq 1 & \quad \rho_s = 0.08 \end{aligned} \quad (2)$$

で与えた。

### 3.2 圧密過程

降雪後は、雪自身の重さで圧密がおこる。この圧縮高さ $dD$ は、降水量 $R$ と降雪前の積雪深 $D$ 、積雪密度 $\rho_D$ で、以下のように求められる。

$$dD = \beta_N R \left( \frac{D}{10} \right)^{0.35} \frac{\rho_w}{\rho_D} \quad (3)$$

ここで、 $\beta_N$ は新雪圧縮係数、 $\rho_w$ は水の密度である。 $\rho_D$ は計算前の積雪密度 $\rho'_D$ で与えられ、積雪前の積雪水当高さ $S$ と積雪深 $D$ から、

$$\rho_D = \rho_w \frac{S}{D} + \beta(\rho_{\max} - \rho'_D) \quad (4)$$

と求められる。これは時間経過による自然圧密が考慮されており、 $\beta$ は圧密速度、 $\rho_{\max}$ は終局密度である。 $\beta$ は暖地寒地共に適用出来るように、気温によって以下のように与えた。

$$\begin{aligned} T < 1.0 & \quad \beta = 0.0005 \\ T \geq 1.0 & \quad \beta = 0.0005T \end{aligned} \quad (5)$$

以上から新しい積雪深は、計算前の積雪深 $D'$ と降雪深 $Dn$ から以下のように求められる。

$$D = D' - dD + Dn \quad (6)$$

$$Dn = R \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (7)$$

### 3. 3 融雪

融雪量 $Qm$ は熱収支式から、潜熱交換が小さいものとして以下のように与えた。

$$Qm = Q_R + Qa + Qr + Qg \quad (8)$$

ここで、 $Q_R$ は放射融雪量、 $Qa$ は顕熱融雪量、 $Qr$ は降雨による融雪量、 $Qg$ は地面からの熱による融雪量であり以下から求められる。

$$Q_R = mI(T - T_{\min})(1 - \gamma) \quad (9)$$

$\gamma$ はアルベドで以下で与えた。

$$\gamma = 0.85(0.82)^{0.46NS} \quad (10)$$

$$Qa = (m_T + m_v V)T \quad (11)$$

$$Qr = \frac{RT}{Cm} \quad (12)$$

$Qg$ は一定量として、時間当たり0.02mmとした。 $m$ は融雪係数、 $T$ は気温(°C)、 $R$ は降水量(mm)、 $I$ は南中高度を1とした際の太陽高度による入射量の割合を表す。 $NS$ は降雪後の経過日数、 $T_{\min}$ は日最低気温、 $m$ は気温融雪係数、 $m_v$ は対流熱伝達係数、 $V$ は毎時平均風速、 $Cm$ は氷の融解熱である。また、雪温がマイナスの場合、熱量が雪温の上昇に使われ、0°Cになるまで融雪が促されないコールドコンテンツの考えを導入した。ここで融雪に達するまでのマイナスの熱量コールドコンテンツ $CC$ は、

$$CC = \frac{TSC_s}{2Cm} \quad (13)$$

と求められる。 $C_s$ は雪の比熱である。こうして積雪水当高さ $S$ は、計算前の積雪水当高さ $S'$ から、

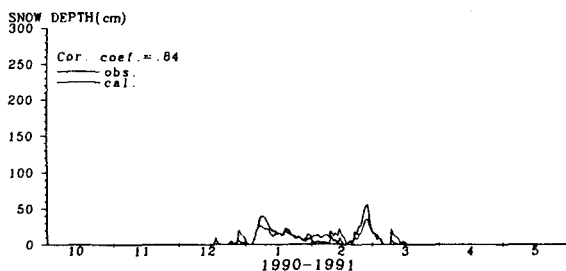
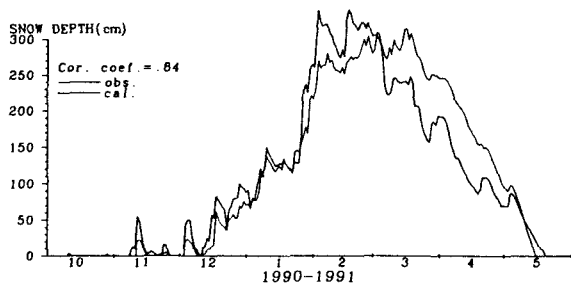
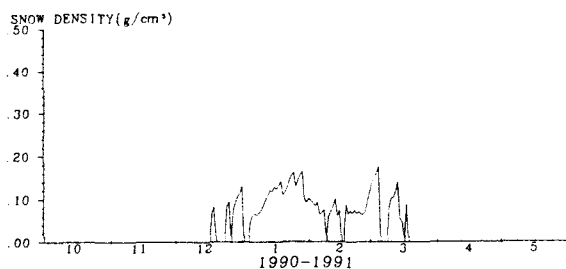
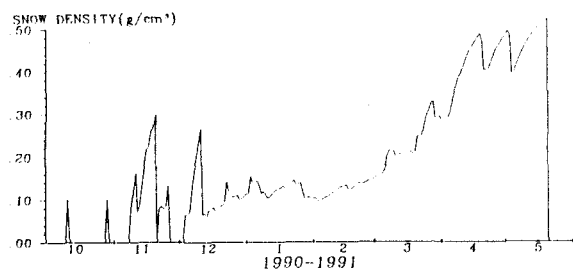
$$S = S' + R - Qm \quad (14)$$

で与えられる。ここで用いられた係数の値は、 $\beta_N = 0.001$ 、 $\rho_{\max} = 0.55(g/cm^3)$ 、 $m = 0.12(mm/°C)$ 、 $m_T = 0.015(mm/°C)$ 、 $m_v = 0.015(mm/°C \cdot m/s)$ 、 $Cm = 80cal/g \cdot °C$ 、 $C_s = 0.5cal/g \cdot °C$ である。

## 4. 積雪密度の推定

### 4. 1 式(1)の検討

上で得られた積雪深、積雪密度推定式を積雪が観測されている全AMeDAS観測点に適用し(783点)、積雪継続日数が最大30日以上、1月から3月までの実測値と計算値の相関係数が0.75以上の観測点を有意とした(203点)。積雪継続日数に制限を加えたのは、積雪継続日数が極端に短い場合には、データ数の少なさから相関係数が大きく計算されてしまうことと、広域積雪データはおおよそ1月程度で得られることを考慮したた



(a)青森県酸ヶ湯

(b)山形市

図-2 実測値と計算値の比較

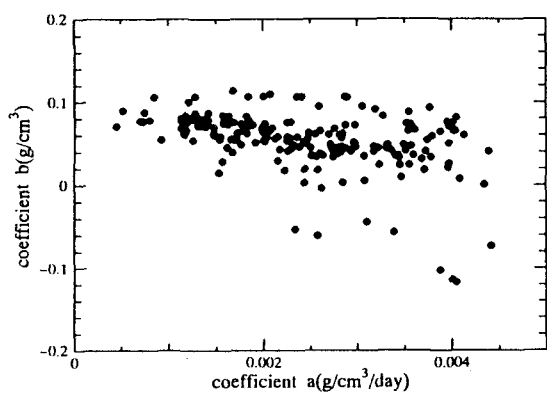


図-3 係数 $a$ 、 $b$ の関係

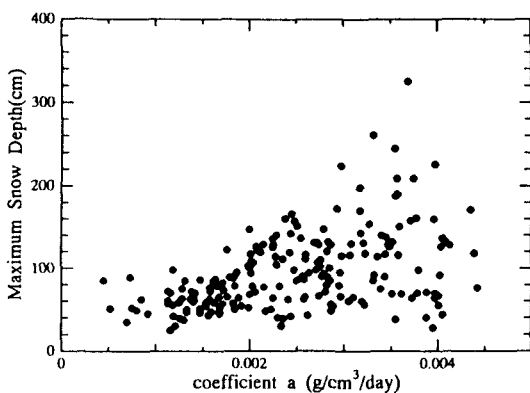


図-4 係数 $a$ と最大積雪深の関係

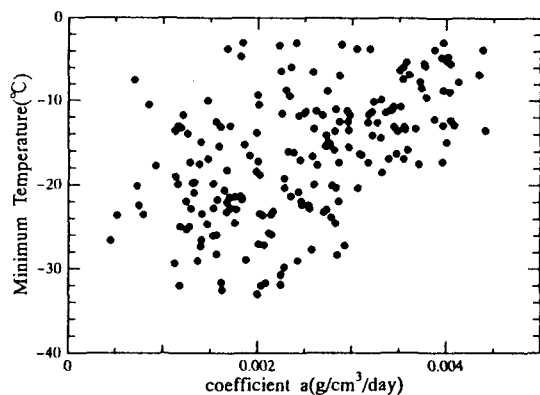


図-5 係数 $a$ と最低気温の関係

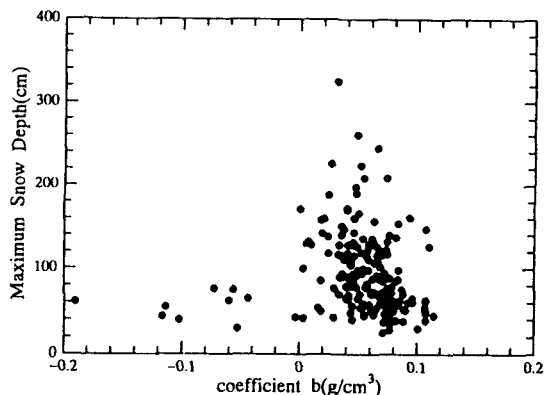


図-6 係数 $b$ と最大積雪深の関係

めである。計算時間は、1990年10月1日から1991年5月31日までとし、計算時間間隔は1時間毎である。積雪AMeDASは、委託、自動観測データの両方を利用した。計算結果の一例として、青森県酸ヶ湯と山形市の結果を図-2に示す。多雪、小雪地域ともに積雪深の計算結果は良好であり（相関係数0.82）、この計算で積雪密度も表せるものとする。

式(1)を調べるために、有意な点すべてにおいて、この計算から得られる積雪密度変化を回帰し、係数 $a$ 、 $b$ を調べた。図-3に $a$ と $b$ の関係、図-4に $a$ と最大積雪深、図-5に $a$ と期間最低気温、図-6に $b$ と最大積雪深、図-7に $b$ と期間最低気温を比較したものを示す。これらの結果からでは、 $a$ と $b$ を気象データから得られる地域毎の特徴から見いだすことは出来ない。特に $b$ については、積雪量の大小と関係があるとされたが、図-6からでは、やや右下がりの様子が見られる程度である。式(1)は、積雪が3mを越えるような本州の豪雪域を比較した場合、 $a$ 、 $b$ の地域毎の関係が見いだせるかもしれないが、ここで用いたデータはAMeDAS観測点がある比較的標高の低い箇所であることと、北海道のような極端な寒冷地を多く含んでいるため、そのような結果は得られなかった。

#### 4-2 積雪深変化からの積雪密度推定

図-2をみると、積雪密度は、直線的に増加するのではなく、降雪期には緩やか増加し、融雪期に激しく増加する傾向にある。そこで、積雪変化から積雪密度の推定を試みる。前節と同様のデータを用いて、得られた積雪密度とその30日前からの積雪深変化（傾き）との関係を最大積雪深毎に図-8に示す。30日としたのは、深山らや風間らが得られた積雪深分布はおおよそ1月単位であるためである。最大積雪深が50cmを越すような地域の場合、積雪密度は、降雪期には約0.12、積雪深の安定期には0.2、傾きがマイナスになる融雪初期には0.2~0.3、融雪後期には0.4以上となっており、一般的に知られた密度変化とほぼ一致する。この変化を表したものが図-9であり、これを利用すれば従来のような季節を問わず全域一定とした場合よりも、物理過程を含んだ形で求められる。広域にモデル計算を行うより簡易に、計算時間も短くすることが可能である。しかし、最大積雪深が50cmを切る小雪域の場合、勾配の変化が小さく、積雪変化から推定するのは、困難である。この場合は、勾配に関わらず、密度の変化が0.1~0.2に多く分布することから、平均値であるおおよそ0.15を用いれば、広域で考える場合、誤差は小さくできるものと考えられる。

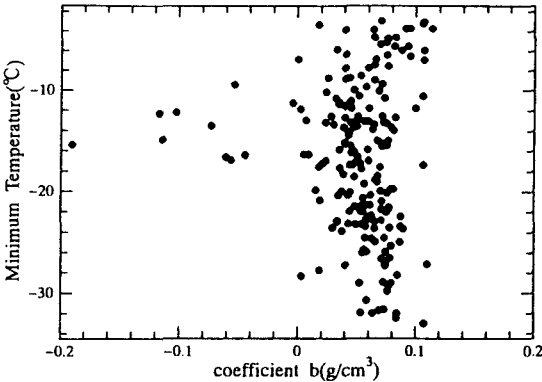


図-7 係数 $b$ と最低気温の関係

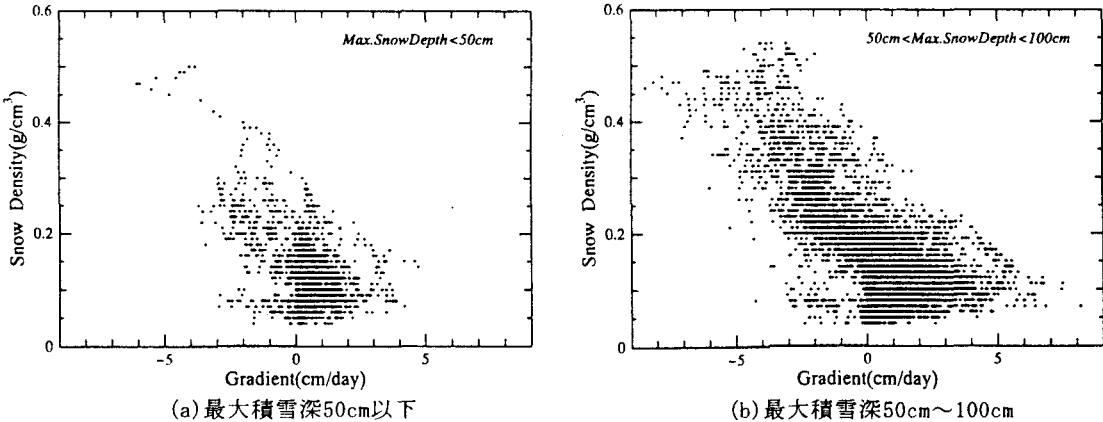
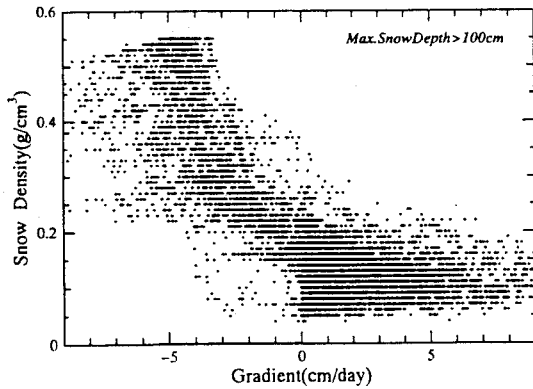
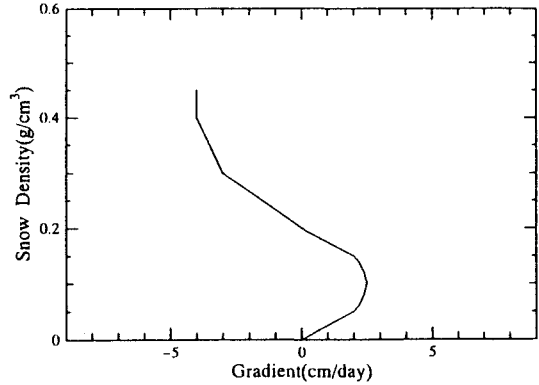


図-8 積雪密度と積雪深変化の関係



(c)最大積雪深100cm～

図-8 積雪密度と積雪深変化の関係



推定関数

図-9 積雪深変化からの積雪密度推定

## 5. まとめ

近年のリモートセンシング技術の発達から、積雪水資源の推定が様々な形で試みられている。マイクロ波センサーは直接的に、積雪深、積雪密度を推定する手法として期待されているが、日本のような土地利用の多い地域では、その推定にまだ多くの課題が残されている。広域の積雪深分布が30日以内に手に入れられるならば、数少ない密度の観測点からの補間や一定値を用いることより、この推定法によってある程度誤差が押さえられるものと考えられる。

今後は、この方法を実際に流域で適用し、流出解析、水収支等の結果から積雪水資源賦存量推定を検討し、本手法の精度について議論しなければならない。

## 参考文献

- 1) 深山一弥・小川茂男：TMデータによるダム集水域の積雪深分布の推定，写真測量とリモートセンシング，Vol. 31, No. 4, pp. 27-36, 1992.
- 2) 八田茂実・小池俊雄・陸旻皎：積雪量分布の推定と融雪流出解析，水工学論文集，第36巻，pp. 617-622, 1992.
- 3) 風間聡・沢本正樹：NOAA/AVHRRを用いた積雪深分布および水資源量推定，水文・水資源学会誌，Vol. 8, No. 5, pp. 477-483, 1995.
- 4) 堺茂樹：降雪・積雪・融雪の観測と解析，水工学に関する夏期研修会講義集，第29回，Aコース，pp. 6. 1-6. 17, 1993.
- 5) Kondo, J and T. Yamazaki : A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Model, J. Appl. Meteor., Vol. 29, No. 5, pp. 375-pp. 384, 1990.
- 6) 池淵周一・宮井宏・友村光秀：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，第27号B-2, pp. 197-219, 1984.
- 7) 丹羽薫・盛谷明弘：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，121pp., 1990.
- 8) 大橋伸之・笹本誠・堺茂樹・平山健一・江口斉：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, 1991.
- 9) 太田岳史・島田徹・石橋秀弘：盛岡西方山地における積雪水量調査報告ー1983年1月から4月の結果ー，岩手大学農学部演習林報告，第15号，pp. 15-23, 1983.
- 10) 友村光秀・福嶋義宏・鈴木雅一・窪田順平・太田岳史：琵琶湖西北山地における積雪水量の高度分布，京大農演報，54, pp. 106-120, 1982.