論文

積雪の熱伝導と融雪水の流下速度のパラメータ化

近藤 純正*

要 旨

簡単なモデルを用いて積雪粒子群からなる空隙内の水蒸気移動量をもとめ、積雪の実効熱伝導率を積雪密度の関数として表現した。この結果によれば、積雪密度が小さく温度が高いほど、空隙内の水蒸気移動量は大きく、積雪の内部変質の速さが大きくなると予想される。さらに、融雪水の流下フラックスを斜面流のモデルを用いて計算し、含水量・氷粒子の大きさ・積雪の乾き密度の関数として表現した。これらのパラメータ化は従来の実測値と矛盾しない。

1. は し が き

太陽エネルギーの大部分は積雪面直下の薄い層（概略10 cm）まで透過するだけで、それより下層では熱伝導が主要になってくる。また、積雪内では温度勾配があれば、高温側の氷粒子面から昇華蒸発した水蒸気が空隙を通過して低温側の他の氷粒子面に昇華凝結を起こすようになる。この水蒸気移動にともなう高温側から低温側に潜熱が運ばれる。したがって、乾いた粒子群内の熱伝導と違って、積雪内のような粒子群内では実効的な熱伝導が大きくなることが知られている。積雪の熱伝導とは、このような実効的な熱伝導のことである。

いっぽう、水蒸気の移動は氷粒子の変形・変質につながる。積雪内の温度勾配で昇華蒸発・凝結して生じた積雪内の霜は「しもざらめ雪 (depth hoar)」とよばれ力学的にもろい。

雪質の変化は、逆に、熱伝導を変える。熱伝導によって、積雪内温度が0°Cになれば、融雪が生じその水が流下を始める。水移動は水蒸気移動よりも、一般に、多量の水分移動であるので、雪質が急激に変化することになる。融雪水の流下は2つに大別されていて、「水路流下」と「皮膜流下」がある。前者は多量の水が積雪粒子間の空隙を埋め、パイプ流 (Poiseuille の流れ) のごとく流れ、流下速度は概略 $1 \sim 10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ である。後者は融雪水が少ない場合で、水が氷粒子を皮膜状につつま斜面流 (water-film の流れ) として流下し、概略 $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ($0.1 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$) であることが知られている。融雪水が積雪内部に保存されると、氷と水の共存状態になり、力学

的にもろくなる。これが氷点下になると、凍結し堅くなり、いわゆる「クラスト層」となる。

近藤・山崎 (1987) は流域の融雪による出水量を5日間毎に求める試験的研究を行った。その後、かれらは、計算の時間間隔を短くし、1日または1時間毎の出水量を予測する方法を開発し融雪洪水の時間的遅れの予測の精密化をしようとしている。その場合に融雪水の流下速度を知ることが必要になってきた。また、積雪内部での熱・水蒸気・水の移動は雪質変化や雪崩予測などを考える際にも重要である。

本研究では、積雪内の熱伝導、水蒸気 (潜熱) 輸送量および融雪水の流下速度が積雪の密度や粒子の大きさによってどのような関数形で表されるのか、いわゆるパラメータ化を行なう。これは雪と大気の熱的相互作用のシミュレーション研究などの基礎となるものである。

2. 従来の実効熱伝導率の測定値

積雪内の熱伝導をパラメータ化する前に、従来の実効熱伝導率の測定値およびそれを表す実験式をみておこう。図1は実効熱伝導率 λ と積雪の無次元密度 P の関係である。実際の測定から得られるものは実効熱伝導率で、単位面積・単位時間の熱流量 (伝導熱と潜熱の和) を温度勾配で割り算した値である。無次元密度の定義は

$$P = \frac{\rho_{sw}}{\rho_I} \quad (1)$$

である。ただし、 ρ_{sw} は積雪の密度、 ρ_I は水の密度 (0°C で 0.917 gcm^{-3})。したがって、 P は空隙がなくなった氷で1、氷河水で約0.9、堅い雪で0.5前後、乾いた新雪で0.1程度と考えてよい。

* 東北大学理学部地球物理学教室
〒980 仙台市荒巻字青葉

図 1 積雪の実効熱伝導率 λ と無次元密度 P との関係。各プロットは実測値，点線は実験式 (2)，他は本文参照。

図 1 にプロットの記号は実測値である。破線は Abels and Jansson (吉田・岩井, 1950, より引用) および Salakvelidze (和泉・藤岡, 1975, より引用) の実験式である*。実線は後で示すモデル計算結果 (積雪温度が 0°C のとき)，点線はそれを参考にして決めた筆者の提案式である。すなわち

$$\lambda = (a_0 + 20P + 35P^2) \times 10^{-4} \quad (2)$$

λ の単位: $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

a_0 は空気熱伝導率に関係し，積雪温度によって次のように変化する。 $a_0 = 1.17$ (0°C)， 0.80 (-10°C)， 0.63 (-20°C)， 0.55 (-30°C)， 0.50 (-40°C)。

式 (2) は均質な積雪に対するものである。後で示すように，非均質な積雪の λ は均質な場合よりも必ず小さくなる。実際の積雪では上下の層によって多少とも非均質化されているので，特に積雪密度が小さいとき， λ は均質積雪より小さめに測定されている可能性がある。

実測値のばらつきが大きいのは，同一密度でも積雪の非均質性のほかに，降雪後の温度などの経時変化によ

* 最近出版された前野・黒田 (1986) の教科書にも，多くの経験式がまとめられているので参照のこと。

て粒子の焼結の進み具合が測定ごとに異なるためと考えられる (前野・黒田, 1986, p.177 も参照のこと)。

3. 実効熱伝導率のモデル計算

積雪内の熱伝導は氷粒子と空隙内の熱移動，および空隙内の水蒸気移動によって行なわれる。それゆえ，パラメータとしては，氷の熱伝導率 λ_i ，空気熱伝導率 λ_a ，空気中の水蒸気拡散係数 D ，水面の飽和水蒸気密度 C ，温度 T ，単位質量の氷の昇華蒸発の潜熱 L が関係する。そのほか，氷粒子と空隙の割合 (または積雪の無次元密度 P)，および粒子間の結合状態・幾何学的構造が効いてくる。結合状態・幾何学的構造と最も関係するのは積雪密度と考える。ここでは熱伝導が最も効率的な構造と非効率的な構造の 2 つの極端な場合について熱伝導率 λ を計算し，測定値がそれらの中間に入っている事を確かめ，そのあとで λ の実験式を提案する。

モデルを設定する前に，どの程度の近似が許されるかの目安をつけるために，空気と粒子が混在する場合の等温線の空間構造をみておこう。氷の熱伝導率 λ_i は空気のそれ λ_a の約 100 倍あるので， $\lambda_i = 100\lambda_a$ について定常熱伝導の等温線を計算し，図 2 に示した。この例は無次元密度を 0.25 とし，角柱が二次元的に規則正しく y 軸方向に並び， z 方向 (図の上下方向) に熱が流れる場合を想定してある。図によれば，角柱と空気が混在するため，等温線は完全には等間隔ではなく平行ではない。

図 2 無次元密度 $P=0.25$ で角柱が水平に並んだ場合の等温線。ただし，角柱の熱伝導率が空気のそれの 100 倍で，角柱間の温度差が 2 (任意単位)，熱が図の上から下の方向に伝わるとき。

部分的に x 方向 (図の左右方向) の熱の流れが存在し、平均としての x 方向の熱流量を大きくする。しかし、 x 方向の熱流を無視し、一次元的な取り扱いで、角柱部分と空隙部分の熱流量の和として計算しても 15% の誤差しか生じない。図 1 の縦軸は対数目盛であることを考慮すれば 15% 程度の誤差は小さく、無視してもよい。したがって、以下のすべてのモデルでは、局所的には x 方向の熱流量がないとした一次元的な計算で積雪内の熱伝導を求める。

図 3 に示すように、氷と空気層が交互に並ぶ 2 つのモデルを考える。 θ を温度差、 l を距離とし、空気層と氷にそれぞれ添字 A と I を付けて表す。熱は図の上から下へ伝わるとすれば、(a) は最も熱伝導が悪い横縞構造、(b) は最も熱伝導がよい縦縞構造である。

(a) λ が最も小さいモデル

空気密度は水の密度に比べて無視できるので、

$$P = \frac{\rho_{sw}}{\rho_I} \doteq \frac{\epsilon_I}{\epsilon_I + \epsilon_A} \quad (3)$$

潜熱を含めた熱流量は、氷の中と空隙内では、それぞれ

図 3 熱伝導のモデル，点々印は氷，その間は空気層。(a) 最も熱伝導が悪い横縞構造，(b) 最も熱伝導がよい縦縞構造。

図 4 積雪内の実効熱伝導率 λ と無次元密度 P との関係 (左図)，および積雪内の潜熱流量と全熱流量の比と積雪の無次元密度 P との関係 (右図)。破線はモデル (a)，実線はモデル (b)，パラメータは積雪温度，左図のプロットは図 1 と同じ実測値。

$$H_T = H = \lambda_I \frac{\theta_I}{\epsilon_I} \quad (4)$$

$$H_T = \lambda_A \frac{\theta_A}{\epsilon_A} + LD \frac{dC}{\epsilon_A} \quad (5)$$

ただし,

$$dC/\epsilon_A = (dC/dT)(\theta_A/\epsilon_A) \quad (6)$$

ここで, 実効熱伝導率 λ を

$$H_T = \lambda \frac{\theta}{\epsilon} \quad (7)$$

で定義すれば, 式(3)~(7)より

$$\lambda = \frac{\lambda_I}{P + \frac{(1-P)\lambda_I}{\lambda_A + LD(dC/dT)}} \quad (8)$$

また, 全熱流量に対する積雪内の潜熱流量の比は

$$\frac{LE}{H + LE} = \frac{LD(dC/dT)}{\lambda_A + LD(dC/dT)} \quad (9)$$

(b) λ が最も大きいモデル

氷の中の熱流量は

$$H_I = \lambda_I \frac{\theta}{\epsilon} \quad (10)$$

空隙中の熱流量は

$$H_A + LE = \lambda_A \frac{\theta}{\epsilon} + LD \frac{dC}{\epsilon} \quad (11)$$

ゆえに, 両式の和は

$$H_T = H_I P + (H_A + LE)(1-P) \quad (12)$$

実効熱伝導率を

$$\lambda = \frac{\epsilon}{\theta} H_T$$

で定義すれば, 式(10)~(12)より

$$\lambda = \lambda_I P + (1-P) [\lambda_A + LD(dC/dT)] \quad (13)$$

また, 全熱流量に対する積雪内の潜熱流量の比は

$$\frac{LE}{H_T} = \frac{LD(1-P)(dC/dT)}{\lambda} \quad (14)$$

図4(左)の破線はモデル(a), 実線はモデル(b)による実効熱伝導率 λ と積雪の無次元密度 P との関係である. パラメータは積雪温度である. 実測値の大部分は両者の中間に入っている. はずれた実測値は測定誤差のためと思われる.

図4(右)は積雪内の昇華蒸発による潜熱流量 LE (ただし全熱流量 H_T で割り算して無次元化してある)と, 無次元密度 P との関係である. 単位面積を通る水蒸気の流れ E は, この LE を L で割り算すれば求まる. 図から分かるように, 実線で示すモデル(b)では水蒸気の流れは積雪温度が高く密度が小さいときに多い. 高温時の雪質の変化が急激であることの理由の一つはこの結果

から理解することができる.

(c) 並列モデル

実際の積雪粒子間の結合状態は, 上記モデル(a)や(b)よりも複雑である. ここでは, 複雑な積雪内部の構造を幾何学的に単純・対称のものと理想化しないで, 実際の積雪に熱的近似になるように, 直観的に次のモデルを想定する. つまり, 積雪内部では, 隣同士の粒子が熱的に遮断されたような部分と, 熱的にずらずらとつながった粒子群から構成されている, と考える. すなわち, 前項で示したモデルが(a)(b)(a)(b)と上下に直列に重なり, その横にモデル(a), さらにその横にモデル(b)が3並列になったものをモデル(c)として考える. それらの各部分ごとの局所的な熱伝導率は, それぞれ(a)(b)(a)(b)が直列の場合, モデル(a)が単独の場合, およびモデル(b)が単独の場合の値として, 3並列の平均熱伝導率 λ を計算した. その結果が図1の実線である (ただし, 積雪温度が 0°C の場合).

この並列モデル(c)による λ と実測値との比較, および P が小さい範囲で実測値が小さ目に測定されている可能性を考慮して(次節参照), 図1の実線は「均質な積雪」

図5 積雪内の潜熱流量と全熱流量の比と無次元密度 P との関係, パラメータは積雪温度. ただし, 並列モデル(c).

に対する実効熱伝導率を近似的に表すものとする*。

この並列モデルが実際の均質積雪の熱伝導を近似的に表現するものとし、積雪内の潜熱流量 LE (ただし無次元化してある) と無次元密度 P との関係を図 5 に示した。

(その他、数種類の複雑な組み合わせモデルについて計算しても、似たような結果が得られた)。図 5 から、積雪密度の小さい新雪が 0°C に近い場合 (図の左上方) は、水蒸気移動が大きく雪の変質が激しいことが予想される。また、積雪内で弱い内部融雪が起これば液体水が流下し空洞化して、積雪密度が部分的に小さくなったような場合でも、同様に水蒸気移動が激しく変質が一層進むことが考えられる。

以上のようなパラメータ化ができたので、将来、積雪内の熱伝導と雪質の時間変化のシミュレーション計算が可能になる。そしてシミュレーションと実測を比較し、パラメータ化の改良を行うことができる。

4. 層状化による熱伝導率の低下

積雪の表面近くでは、気象条件の時間的な変化によって変質の受けかたが深さによって異なり、層状化する。つまり上下方向に非均質化する。層状化が起これば、たとえば、厚さ 5 cm 内は均質な層でも、異質同士が 2 つ重なると、厚さ 10 cm の実効熱伝導率 λ は 5 cm ごとの局所的な熱伝導率の算術平均値というわけにはならなくなる。このような場合を「非均質」な積雪とよぶことにして、その実効熱伝導率を計算しよう。

図 6 のように、積雪密度と実効熱伝導率がそれぞれ異なる 2 層が上下に重なった場合を考える (ただし各層ごとの密度と熱伝導率は与えられているとする)。第 1 層と第 2 層にそれぞれ添字 1 と 2 を付ける。上下方向に伝わる熱を H_T とし、定常状態を想定すれば 2 層間で H_T は連続であるので

$$H_T = H_1 + LE_1 = H_2 + LE_2 \quad (15)$$

$$= \lambda_1 \frac{\theta_1}{\epsilon_1} = \lambda_2 \frac{\theta_2}{\epsilon_2} \quad (16)$$

これらの式から、2 層合わせた実効熱伝導率は

$$\lambda = \frac{1 + (\epsilon_2/\epsilon_1)}{1 + (\lambda_1\epsilon_2/\lambda_2\epsilon_1)} \lambda_1 \quad (17)$$

また、2 層合わせた無次元密度は

$$P = \frac{P_1 + P_2(\epsilon_2/\epsilon_1)}{1 + (\epsilon_2/\epsilon_1)} \quad (18)$$

図 7 は計算例である。曲線 (1) は均質積雪の場合の λ ,

* 注意: 均質とは、雪粒子がひとつひとつ同じという意味ではなくて、粒子群からなる 1 立方センチメートル程度の空間ごとの熱的構造が均質であることを指す。

図 6 積雪の層状化のモデル、 θ は温度差、 ϵ は厚さ。

図 7 積雪の実効熱伝導率 λ と無次元密度 P の関係、実線は 0°C 、破線は -40°C 。(1) は均質積雪、(2) は下半分が圧縮され密度が上半分の 3 倍になった場合、(3) は下半分が縮まないで密度が上半分の 3 倍の場合、(4) は $P=0.5$ の雪の上に他の雪が積もった場合。

曲線 (2) は最初に P_1 の積雪密度であったものが、その下半分のみが最初の 3 倍の密度に圧縮されたような場合の全体としての λ 、曲線 (3) は最初に $3P_1$ の密度の積雪があった上に、 P_1 の密度の新雪が同じ厚さだけ積もったような場合の全体としての λ 、曲線 (4) は $P_2=0.5$ の一定の堅い雪の上に密度 P_1 の新雪が積もったような場合の全体としての λ である。その他、いずれの場合でも、上下方向に層状化した積雪の熱伝導率は均質積雪の場合より必ず小さくなる。

前述した図 1 で、たとえば Abels の実験式が理論的に予想される最も熱伝導率の大きなモデル (b) より勾配が大きいのは、均質でない雪に対する実測値を基にしたためではないかと思われる。

5. 融雪水の皮膜流下フラックス

積雪内の流下水が多量で「パイプ流」に近い場合は、積雪が厚くても大部分の水は数分間で積雪下面に達するので、通常は瞬間的に流下するとみなしてよい。ここでは、融雪水の流下速度がおそく、積雪内に数時間～数日間も貯留するような場合についてパラメータ化を行う。図 8 に示すように、積雪内の氷粒子の表面を斜面とみなし、斜面に垂直な方向を x とし、その上に融雪水が厚さ δ で流れている場合を想定する。単位面積をもつ微小部分 (厚さは dx) に作用する斜面方向の力は、

重 力: $\rho g dx \sin \alpha$

摩擦力: $f = \mu (du/dx)$

$$f + df = f + \mu \frac{d}{dx} (du/dx) dx$$

ただし、 ρ と μ は水の密度と粘性係数、 u は流速、 g は重力の加速度、 α は斜面傾斜角。したがって、厚さ dx の水に作用する力の釣り合いは

$$\mu \frac{d}{dx} (du/dx) dx = -\rho g \sin \alpha dx \quad (19)$$

境界条件を

$$x = \delta \text{ で } du/dx = 0, \text{ および } x = 0 \text{ で } u = 0$$

として、式 (19) を解けば流速は

$$u = \frac{g}{\nu} \left(\delta x - \frac{x^2}{2} \right) \sin \alpha, \text{ ただし } \nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (20)$$

ゆえに、斜面方向の流量 (水の質量輸送) は

$$qu = \int_0^\delta \rho u dx = q_* \sin \alpha \quad (21)$$

ただし、

図 8 斜面上の流れのモデル

$$q_* = \frac{\rho g}{3\nu} \delta^3 \quad (22)$$

水面の単位の幅当たりについて、水の流下量の鉛直下向き成分は

$$q_z = qu \sin \alpha = q_* \sin^2 \alpha$$

である。ところで、積雪中の氷粒子の表面では、傾斜角 α はいろいろな値をもつので、実際の流下量 q は、 q_z の平均値である。 $\sin^2 \alpha$ は 0~1 の間にあり、 q_z の平均は、ごく大まかに q_* の 0.5 倍程度とみなしてよいだろう。したがって次のようにおける

$$q = \beta q_* \quad (\beta \text{ は } 0.5 \text{ 程度}) \quad (24)$$

ここで氷粒子を一辺 d の立方体とし、粒数を n とすれば、単位体積中に含まれる氷の重量 (積雪の乾き密度) は $\rho_{dry} = \rho I n d^3$ 。また、単位体積中に含まれる氷の表面積は $a_I = 6d^2 n$ 。ゆえに、

$$a_I = \frac{6\rho_{dry}}{\rho I d} \quad (25)$$

実際の氷粒子は立方体ではなく、複雑でいろいろな形をしている。成田 (1971) の比表面積の測定結果を参照し、融雪期の積雪密度 $0.4 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$ 付近について計算してみると、粒子の表面積は上式の概略 2 倍程度の値をもつ。つまり、表面積は

$$a = \gamma a_I \quad (\gamma \text{ は } 2 \text{ 程度}) \quad (26)$$

とおくことができる。したがって、積雪の水平な単位面積を鉛直下方向に流れる水の量は

$$Q = aq \quad (27)$$

ここで、単位体積中に含まれる水の重量 (積雪の含水量) を m 、水の密度を ρ とすれば、氷を包む水の厚さは

$$\delta = \frac{m}{a\rho} \quad (28)$$

式 (23)~(28) より

$$Q = \frac{\rho g}{3\nu} \left(\frac{\beta}{\gamma^2} \right) \left(\frac{d}{6} \right)^2 \left(\frac{\rho_I}{\rho_{dry}} \right)^2 \left(\frac{m}{\rho} \right)^3 \quad (29)$$

この式に $\beta = 0.5$, $\gamma = 2$, および各物理定数として $\nu = 0.018 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $g = 980 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$, $\rho_I = 0.917 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$, $\rho = 1 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$ を用いれば、

$$Q = B m^3 \left(\frac{d}{\rho_{dry}} \right)^2 \quad (30)$$

ただし、

$$B = 53 \text{ cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$$

Q は融雪水が積雪の水平な単位面積を単位時間に鉛直下方向に流れる流量である。これを水の流下フラックス (流動降下量) という。

図 9 は水の流下フラックス Q と積雪中の含水量 m の関係である。プロットは実測値である。斜めの実線は式 (30) で、パラメータは氷粒子の大きさ d と積雪の乾き密

図 9 水の流下フラックス Q (縦軸) と積雪中の含水量 m (横軸) の関係。斜めの実線は式 (30), プロットの記号は実測値。

度 ρ_{dry} の比である。上記の理論は実測値をほぼ説明している。なお、乾き密度とは積雪密度から含水量を引き算した値である。積雪密度は、ぬれ雪については通常「ぬれ密度」とも呼ばれている。

6. まとめ

積雪内の熱伝導、水蒸気（潜熱）輸送量、および融雪水の流下フラックスについてパラメータ化を試みた。このパラメータ化は、従来の実測値と矛盾しない。

- (1) 積雪の実効熱伝導率を積雪密度の関数として表し、簡単な実験式を提案した(式 2)。
- (2) 積雪が上下方向に非均質化され層状化すると、実

効熱伝導率は必ず低下する(式 17)。

- (3) 積雪内の水蒸気移動（潜熱流量）は積雪密度が小さいほど、また積雪温度が高いほど大きい。したがって、このような条件では積雪の内部変質が速いことを意味する。
- (4) 融雪水の流下フラックスは積雪内の含水量の 3 乗に比例して大きくなり、さらに、氷粒子の大きさの 2 乗、乾き密度のマイナス 2 乗に比例する(30 式)。

文 献

- 秋田谷英次, 1964: しもざらめ雪の研究. 低温科学, A, **23**, 67-74.
- 秋田谷英次, 1969: 地中から積雪内へ流れる熱流の測定. 低温科学, A, **27**, 409-413.
- 藤野和夫, 1971: 積雪内部における融雪水の流下速度の測定 II. 低温科学, A, **29**, 151-158.
- 和泉 薫・藤岡敏夫, 1975: 積雪の変態と熱伝導率の研究 I. 低温科学, A, **33**, 91-102.
- 小林大二, 1973: 積雪中の融雪水の皮膜流下速度 I. 低温科学, A, **31**, 135-142.
- 近藤純正・山崎 剛, 1987: 熱収支法による融雪量の予測. 雪氷, **49**, 181-191.
- 前野紀一・黒田登志雄, 1986: 雪氷の物性と構造 (基礎雪氷学講座 I). 古今書院, 209 pp.
- 成田英器, 1971: 積雪の比表面積の測定 II. 低温科学, A, **29**, 69-79.
- 成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治, 1970: 気温融雪の野外研究. 低温科学, A, **28**, 191-202.
- 扇谷繁二, 1946: 文献からひろった積雪の熱伝導度. 雪氷, **8**, 53.
- 高橋喜彦・相馬清二, 1956: 夜間輻射による積雪層の冷却について. 雪氷, **18**, 43-47.
- 若浜五郎, 1968: 積雪内に於ける融雪水の移動 III. 低温科学, A, **26**, 77-86.
- 山田知充・長谷美達雄・和泉 薫・佐藤篤司, 1974: 積雪組織の異方性と弾性波の伝搬速度及び熱伝導率について. 低温科学, A, **32**, 71-80.
- 吉田順五・岩井 裕, 1950: 積雪塊の熱伝導率の測定. 低温科学, A, **3**, 79-87.

**Parameterizations of thermal conduction, water-vapor transport
and flow-down speed of melt water in snow cover**

Junsei KONDO

*Geophysical Institute, Tohoku University,
Sendai, 980, Japan*

Abstract: With parameterizations of heat and water vapor transport in snow cover, it is found that the water vapor transport increases with decreasing density and increasing temperature of snow cover, indicating that speed of metamorphosis is fast for soft snow. Flow-down speed of melt water in snow cover is expressed in terms of liquid water content, size of snow particle, and density of snow cover.

(1987年 5 月16日受付, 1987年 8 月31日改稿受付, 1987年 9 月 7 日受理)