

Multilayered Snow/Ice Model on Road

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2012-08-23 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 藤本, 明宏, 渡邊, 洋, 福原, 輝幸, FUJIMOTO, Akihiro, WATANABE, Hiroshi, FUKUHARA, Teruyuki メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10098/6457

多層路面雪氷状態モデル

Multilayered Snow/Ice Model on Road

藤 本 明 宏^{*1}・渡 邊 洋^{*2}
Akihiro Fujimoto Hiroshi Watanabe
福 原 輝 幸^{*3}
Teruyuki Fukuhara

SYNOPSIS

A road covered with multilayered snow/ice (s/i) model called ‘multilayer model’ was proposed in this paper and applied to the melting process of s/i layer on a pavement block in a low temperature room.

Consequently, it was found that (1) the multilayer model could reproduce reduction of the thickness of the s/i layer, the volumetric ice content and temperature better than our previous model, i.e., the single layer model, (2) an accurate analysis of the melting process of the s/i layer requires that the element size (thickness) should be chosen less than 0.2 of the initial layer thickness, (3) the energy balance is effective in understanding the melting process of the s/i layer.

Keywords : heat and mass transfer, road snow/ice condition, snow melting, multilayer model

1. はじめに

路面雪氷状態は、大気、車両および舗装間の熱・水分移動に支配され、凍結防止剤散布下ではこれに化学反応熱が新たに加わる。この熱・水分移動の複合的振舞いを体系的にモデル化できれば、シミュレーションによって任意の交通条件における凍結防止剤散布後の路面雪氷状態が求まり、効果的な散布時期と量を前もって知ることが可能になる。

本研究では機械除雪される道路を対象として、路面雪氷層は厚さ5cm程度までに限定する。筆者らは路面雪氷層を一樣と近似する単一層路面雪氷状態モデル(Single-layer model, SLM)を提案した¹⁾。前報²⁾では、SLMの妥当性を検証するために、融解過程における雪氷温度、雪氷厚および質量含水率の実験値と計算値を比較した結果、雪氷厚が20mm以下では実用的な精度で再現できたがそれ以上になると誤差が大きくなることが示された。

この要因は、(i)融解する雪氷層のコントロールボ

リュームが単一層では大きすぎることに、(ii)雪氷内部の熱伝導および融解による水分(融氷水)移動が考慮されていないこと、が指摘された。

そこで本論文では、雪氷内部の伝導熱や融氷水の下方浸透に伴う顕熱を考慮した多層路面雪氷状態モデル(Multilayer model, MLM)を提案するとともに、適切な雪氷層の分割要素厚を論じ、雪氷層の融解過程を熱・水分移動の観点から考察する。

2. 熱・水分移動理論

ここでは図-1を用いて、MLMにおける大気ー路面雪氷層ー舗装間の熱、水分および空気移動の概念を説明し、次に基礎方程式を提示する。図中の熱、水分および空気の各フラックスについては、前報²⁾で詳しく記載したので、MLMで新たに考慮する雪氷内部の伝導熱および融氷水の下方浸透に伴う顕熱のみ記述する。

*1 福井大学VBL博士研究員

*2 福井大学特別研究員

*3 福井大学大学院工学研究科

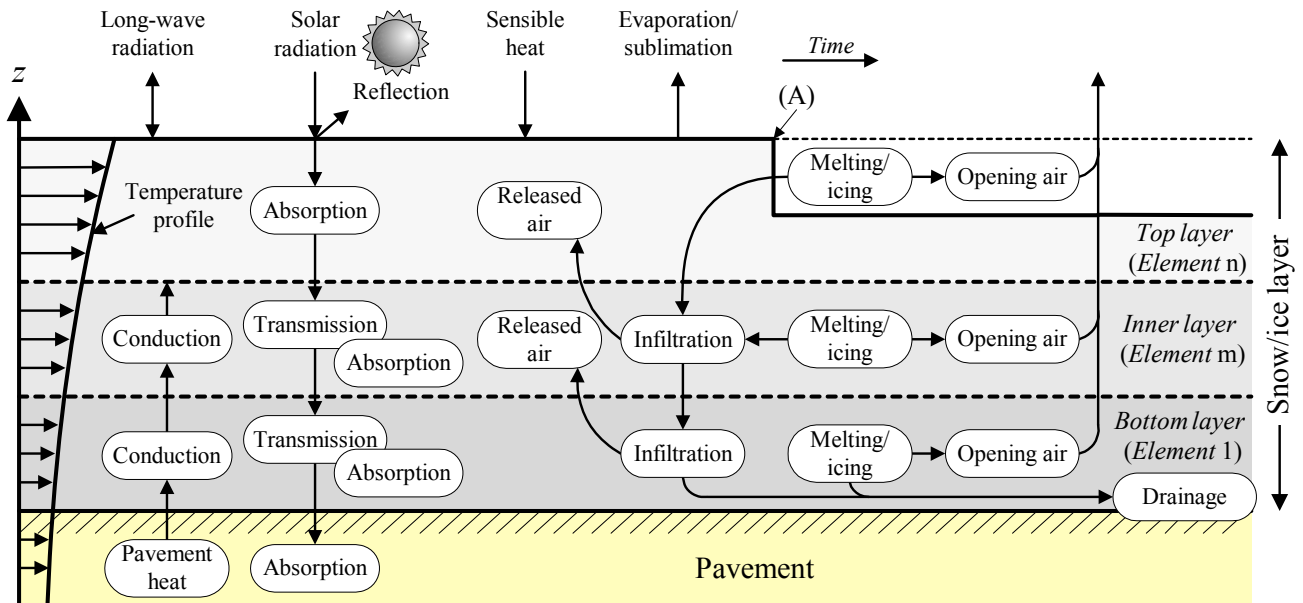


図-1 MLMにおける大気－路面雪氷層－舗装間の熱、水分および空気移動の概念図

2.1 仮定

本解析は、以下の仮定の下で行う。

- (i) 通過車両や凍結防止剤の人為要因，降雨降雪および道路勾配に伴う融氷水の道路系外への排水はない。
- (ii) 雪氷の粘性圧縮および雪氷内部の蒸発・昇華はない。
- (iii) 鉛直方向の熱，水分および空気移動は一樣に起こるものとし，道路縦横断方向の熱・水分移動は考慮しない。
- (iv) 舗装は密粒度舗装として，融氷水の舗装面下への浸透はない。

2.2 多層路面雪氷状態モデルの概念

図-1に示すように，MLMでは雪氷を n 層に分割し，底層を第1層，任意の内部層を第 m 層，表層を第 n 層とする。

各雪氷層の温度は熱収支より，コントロールボリュームおよび水・氷・空気の体積割合は，水・氷質量収支(式(1)・式(2)を参照)および空気体積収支(式(3)を参照)よりそれぞれ求められる。雪氷温度 $T_s < 0^\circ\text{C}$ であれば，雪氷層の純熱フラックス Q_n (式(4)または式(5)を参照)によって， T_s のみ変化し，新たな融解・凝固は生じない。 $T_s = 0^\circ\text{C}$ かつ $Q_n > 0$ であれば融解，逆に $Q_n < 0$ であれば凝固が生じる。例えば，図-1中

の(A)に示すように表層から融解が生じるとすれば， n 層では雪氷密度の増加(含水率の増大)と同時に，融解前まで雪氷層としてコントロールボリュームを形成していた空気の一部が大気へ開放され，雪氷厚が小さくなる。融氷水は氷粒子間の表面張力により一時的に n 層に保持されるが，限界保水体積含水率(詳細は2.4)を超えるとそれより1つ下の層へ浸透するものとする。 m 層がその直上の $m+1$ 層からの浸透水を受け取ると，それと同体積の空気が $m+1$ 層へ押しやられる(浸透水と空気との置換)。こうして，融氷水はより下層へ移動し，舗装と接する第1層で貯留される。

融解が進行し， n 層が設定した微小厚以下になると， n 層の水，氷および空気を $n-1$ 層に加え， n 層を消失する。代わって， $n-1$ 層が表層となる。

2.3 基礎方程式

2.3.1 水分および空気移動理論

図-1に従い，単位水平面積当たりの路面雪氷表層の水質量 M_w (kg/m^2)，氷質量 M_i (kg/m^2)および空気体積 V_a (m^3/m^2)の時間変化率は，以下の式で表される。

$$\text{水質量} : \frac{\partial M_w}{\partial t} = M_{wl} + M_{wi} + M_{ws} \quad (1)$$

$$\text{氷質量} : \frac{\partial M_i}{\partial t} = M_{il} - M_{wi} \quad (2)$$

$$\text{空気体積} : \frac{\partial V_a}{\partial t} = -V_{aex} - V_{ao} \quad (3)$$

ここに、 M_{wl} : 蒸発・凝結フラックス ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)、 M_{wi} : 融解・凝固フラックス ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)、 M_{ws} : 融氷水の下方浸透フラックス ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)、 M_{il} : 昇華フラックス ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)、 V_{aex} : 置換空気フラックス¹⁾ ($\text{m}^3/\text{m}^2/\text{s}$)、 V_{ao} : 開放空気フラックス¹⁾ ($\text{m}^3/\text{m}^2/\text{s}$) および t : 時間 (s) である。

2.3.2 熱移動理論

路面雪氷を構成する要素(雪氷分割要素)の熱収支は、図-1に従い以下の式で表される。

表層：

$$\frac{\partial}{\partial t} \{(\rho c)_s z_s T_s\} = C_i + R_{sa} + R_{nl} + S_a + S_m - L_e + L_m = Q_n \quad (4)$$

内部および底層：

$$\frac{\partial}{\partial t} \{(\rho c)_s z_s T_s\} = C_i + C_{sp} + R_{sa} + S_m + L_m = Q_n \quad (5)$$

ここに、 $(\rho c)_s$: 雪氷分割要素の体積熱容量 ($\text{J/m}^3/\text{K}$)、 z_s : 雪氷分割要素厚 (m)、 C_i : 純伝導熱フラックス (W/m^2)、 R_{sa} : 日射の吸収熱フラックス (W/m^2)、 R_{nl} : 純長波放射熱フラックス (W/m^2)、 S_a : 自然風に伴う顕熱フラックス (W/m^2)、 S_m : 融氷水の下方浸透に伴う顕熱フラックス (W/m^2)、 L_e : 蒸発・昇華潜熱フラックス (W/m^2)、 L_m : 融解・凝固潜熱フラックス (W/m^2) および C_{sp} : 舗装熱フラックス (W/m^2) である。ただし、 C_{sp} は底層のみに作用し、 $(\rho c)_s$ および z_s は式(1)～(3)を基に水、氷および空気の体積割合より時間ステップ毎に計算される¹⁾。当然ながら、 z_s の総和は雪氷層厚に等しい。

2.4 雪氷層内部を移動する熱フラックス

C_i は、Fourierの法則に従い計算される。ただし、雪氷の平均熱伝導率 λ_s は水、氷および空気の熱伝導率と体積割合を基に計算される¹⁾。

次に、 S_m について述べる。一般的に、気-液-固相から成る混合物中の水分移動は、Darcy則に準じて毛管ポテンシャルと重力ポテンシャルによって規定される。しかしながら、路面雪氷層では氷の粒径および形状が不規則かつ複雑に変化するために、毛管ポテンシャルを正確に求めることは難しい。従っ

て、土壌の水分特性曲線で知られるように、毛管ポテンシャルは体積含水率が增大するにつれて減少し、保水能力が低下するものとする。そこで、雪氷層の体積含水率がある限界値(限界保水体積含水率 θ_{wc})を超えると融氷水の下方浸透が生じるという仮定を設ける。ここでは、下方浸透は計算の時間間隔 Δt で完了すると仮定し、 M_{ws} を式(6)で与える。

$$M_{ws} = -\frac{\rho_w(V_w - V_s\theta_{wc})}{\Delta t} \quad (6)$$

ここに、 ρ_w : 水の密度 (kg/m^3)、 V_s : 単位水平面積当たりの雪氷体積 (m^3/m^2)、 V_w : V_s に含まれる水体積 (m^3/m^2) である。なお、本モデルではGerdel³⁾、前野・福田⁴⁾、山崎ら⁵⁾、岩倉・佐藤⁶⁾の報告を参考に $\theta_{wc} = 0.02$ とした。

従って S_m は、上述の M_{ws} を用いて、式(7)で与えられる。

$$S_m = c_w M_{ws} T_s \quad (7)$$

ここに、 c_w : 水の比熱 (J/kg/K) である。

3. 実験値と計算値の比較検討

3.1 融雪実験

融雪実験では、低温恒温槽で赤外線放射ランプを用いて密粒度舗装上の人工雪を融解させる。その際、 T_s および舗装温度 T_p 、雪氷厚 H_s (mm)、質量含水率 θ_i および雪密度 ρ_s (kg/m^3) を測定する。

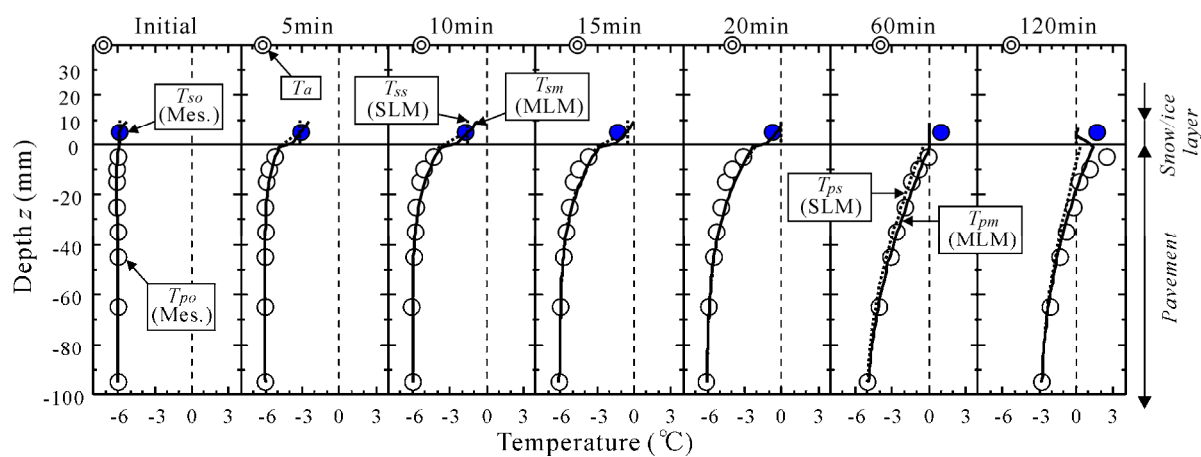
実験は、初期の雪氷状態を $\theta_i = 1.0$ (乾燥雪) と $\rho_s =$ 約 500 kg/m^3 に統一して、初期の H_s 、 $H_{s0} = 10, 20$ および 30 mm (Case 1, Case 2 および Case 3) の3ケースとした。

なお、実験の詳細は参考文献1)および2)を参照されたい。

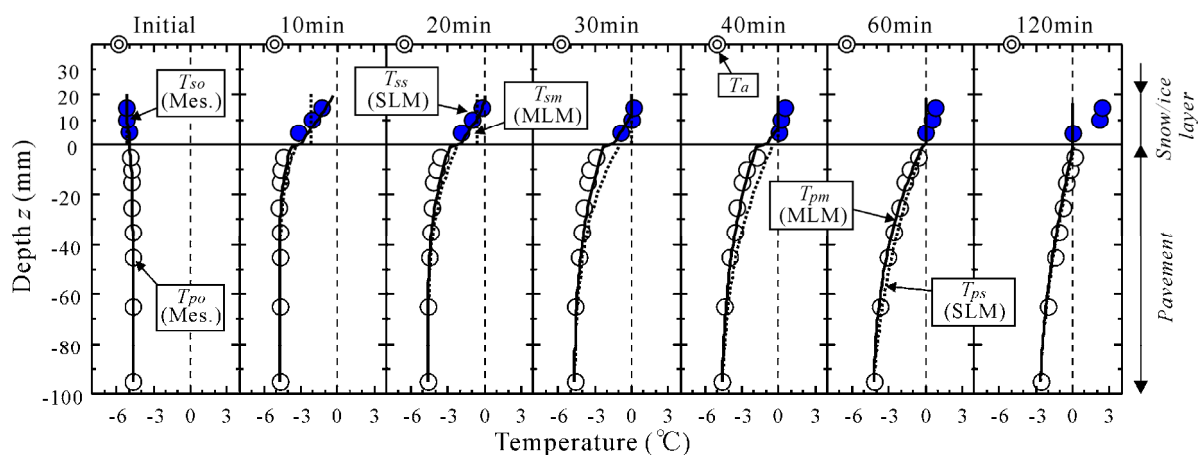
3.2 計算結果

3.2.1 雪氷温度および舗装温度

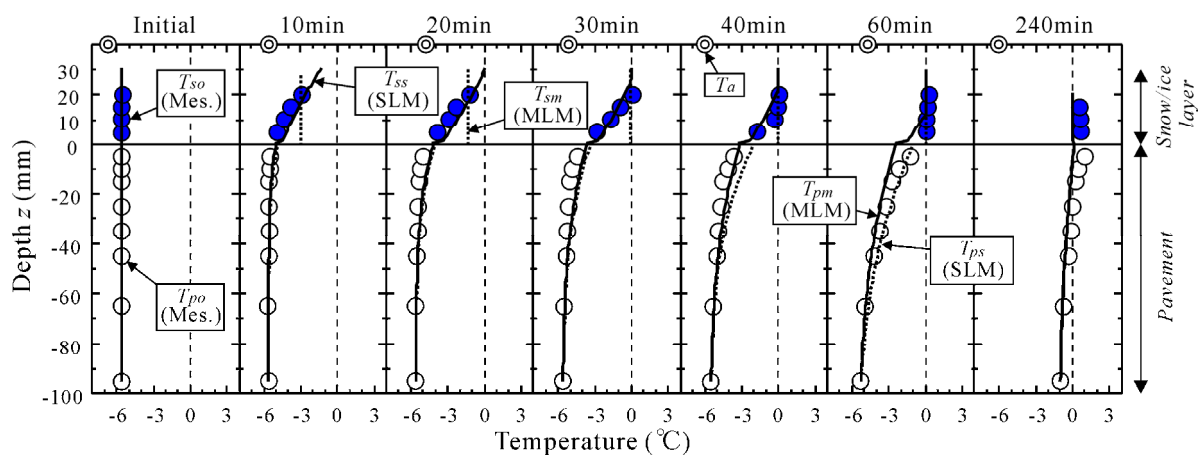
図-2(a)、(b)および(c)は、Case 1, Case 2 および Case 3 における気温 T_a ($^{\circ}\text{C}$)、 T_s および T_p の鉛直分布の経時変化である。図中には、点線でSLMによる T_s および T_p の計算値、 T_{ss} ($^{\circ}\text{C}$) および T_{ps} ($^{\circ}\text{C}$)、実線でMLMによる T_s および T_p の計算値、 T_{sm} ($^{\circ}\text{C}$) および T_{pm} ($^{\circ}\text{C}$)、塗潰しのシンボル(●)および白抜きのシンボル(○)



(a) Case 1 ($H_{s0} = 10\text{mm}$)



(b) Case 2 ($H_{s0} = 20\text{mm}$)



(c) Case 3 ($H_{s0} = 30\text{mm}$)

図-2 雪氷および舗装の鉛直温度分布の経時変化

で T_s および T_p の実験値、 T_{so} (°C)および T_{po} (°C)、二重丸のシンボル(◎)で T_a の実験値、をそれぞれ示す。なお、以下の下付き添字 s はSLMの計算値を、 m はMLMの計算値を、 o は実験値をそれぞれ意味する。

また、MLMでは計算開始時の z_s 、 z_{s0} は1mmとした。

まず、(a) Case 1について記述する。 T_a は-5°Cに設定したが冷凍機の制約を受けて設定値の $\pm 2.0^\circ\text{C}$ の範囲で変動した。実験開始時の T_{so} および T_{po} は、一様に

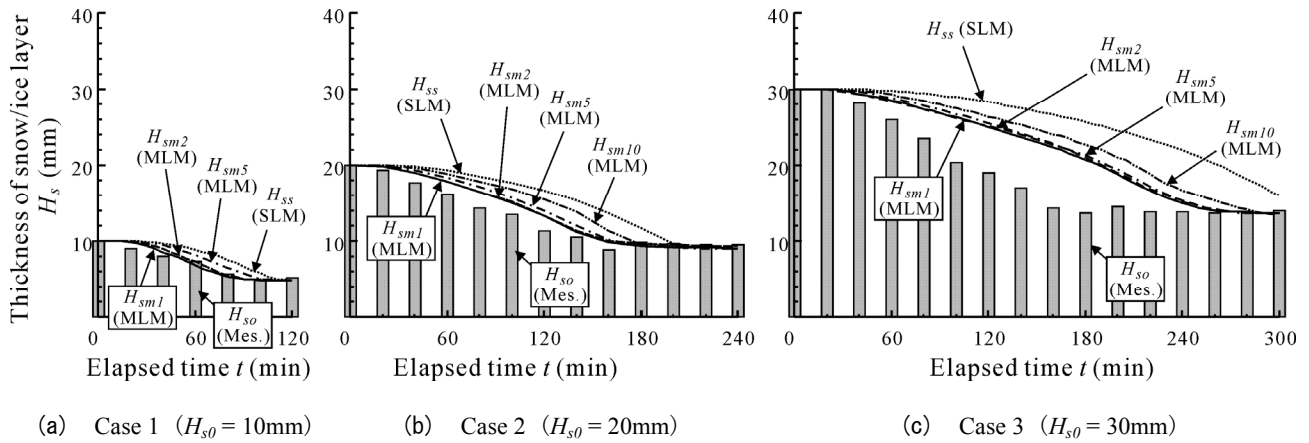


図-3 雪氷厚の経時変化

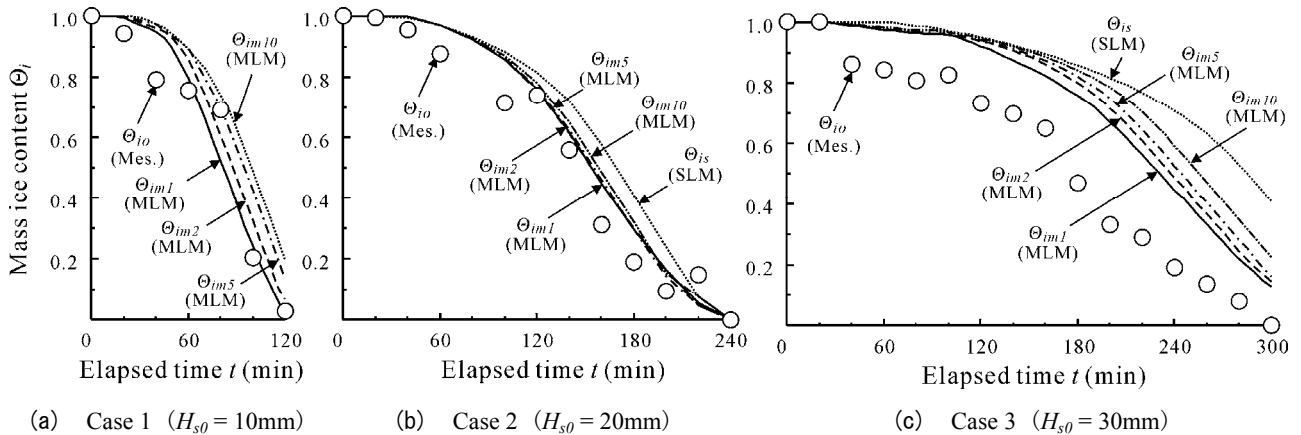


図-4 質量含水率の経時変化

-6.0℃である。 T_{so} は放射ランプからの熱供給により上昇し、 $t = 120$ 分後では正の値をとる。 T_{po} は T_{so} の上昇に引きずられて舗装表面から上昇し、舗装全体が昇温する。

次に、 T_s の計算結果を見ると、 T_{sm} は雪氷表層から温度上昇が起こり、ほぼ線形的な温度分布となるが、その後全域に亘って0℃になる。一方、 T_{ss} は当然ながら一様に上昇する。両者の関係は雪氷表層付近で $T_{ss} < T_{sm}$ 、雪氷底層付近で $T_{ss} > T_{sm}$ であり、 T_{ss} は T_{sm} の平均的な値を推移する。 $t = 15$ 分に注目すると、 T_{ss} は約-1℃に対して、雪氷表層の $T_{sm} = 0℃$ であることから、MLMではSLMより早く融解が発生する。

次に、(c) Case 3について述べる。傾向はCase 1と同様であるが、 dT_{sm}/dz はCase 1より大きい。表層の T_{sm} は $t = 20$ 分で0℃に到達し、その後 $T_{sm} = 0℃$ の領域は下方へ広がる。それに対して、 T_{ss} は $t = 30$ 分でさ

氷点下であり、MLMとSLM間の融解発生時間差はCase 1に比べてより明瞭になる。

各ケースの T_{sm} は T_{so} と良好に一致しており、MLMは融解過程における雪氷層内の温度分布を再現することができた。

3.2.2 雪氷厚

図-3(a)、(b)および(c)は、Case 1、Case 2およびCase 3における H_s の経時変化である。図中の棒は実験値(H_{so})を、点線はSLMの計算値(H_{ss})、実線、破線、一点破線および二点破線は $z_{s0} = 1, 2, 5$ および10mmにおけるMLMの計算値(H_{sm1} , H_{sm2} , H_{sm5} および H_{sm10})である。

まず、(a) Case 1に着目する。 H_{so} (■)は、実験開始から $t = 80$ 分まで直線的に低下し、 $t = 80$ 分以降では雪氷層が完全に融解したときの水深約5mmになる。

雪氷層の低下(融解)開始は、 H_{ss} では $t = 27$ 分であ

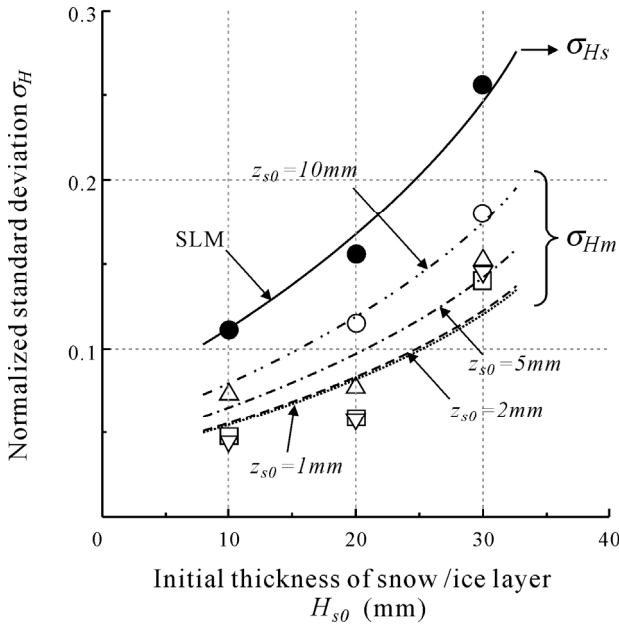


図-5 初期雪氷厚と計算誤差の関係

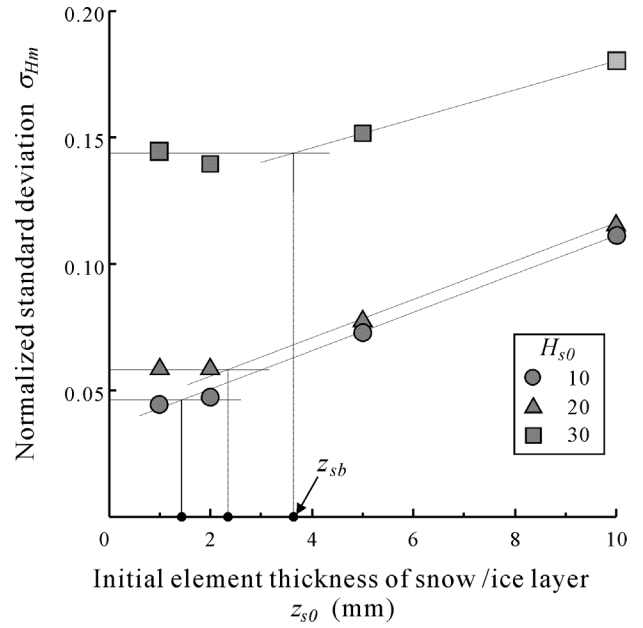


図-6 初期雪氷分割要素厚と計算誤差の関係

るのに対して、 H_{sm5} 、 H_{sm2} および H_{sm1} ではそれぞれ $t=21$ 、 20 および 19 分のように早まり、実際の融解状況に近づく。このように、SLMに比べてMLMの方が、また z_{s0} が小さいほど計算精度は高まる。この理由は先述したとおり、 z_{s0} が小さくなるにつれて雪氷表層の融解が適切に計算されていることによる。

(b) Case 2および(c) Case 3でもCase 1と同様に z_{s0} を細かくするほど、計算精度は上がるものの、Case 1よりも計算値と実験値の差は大きい。この理由は、不飽和浸透の簡略的な表現方法および熱移動に関連するパラメーター(アルベド、透過率および λ_s)に含まれる誤差などが考えられる。本来は、凍結・融解を考慮した不飽和浸透流モデルを用いて水分移動を解くべきであるが、マトリックポテンシャルや透水係数の決定は非常に複雑である。この不飽和浸透解析が θ_w 、 θ_l および H_s に及ぼす影響を今後調べる必要がある。

3.2.3 質量含水率

図-4(a)および(b)は、Case 1およびCase 3における θ_l の経時変化である。図中の黒丸は実験値(θ_{lo})を、点線はSLMの計算値(θ_{ls})、実線、破線、一点破線および二点破線は $z_{s0} = 1, 2, 5$ および 10 mmにおけるMLMの計算値(θ_{lm1} 、 θ_{lm2} 、 θ_{lm5} および θ_{lm10})である。

Case 1の θ_{lo} (●)は、時間経過につれ低下し、 $t=120$ 分でゼロになった。計算結果は、SLMよりMLMで実験値に近づき、 z_{s0} を細かくするほど実験値との差が小さくなるものの、実験結果より過大に評価される。また、計算誤差はCase 1、Case 2およびCase 3の順で大きい。

3.3 計算誤差に関する検討

図-5は、 H_{s0} と無次元計算誤差(σ_H)の関係を示しており、 σ_H は式(8)で与えられる。

$$\sigma_H = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (H_{s0} - H_{sc})^2}}{H_{s0}} \quad (8)$$

ここに、 H_{sc} ： H_s の計算値および n ：サンプル数(実験での測定回数)である。

$H_{s0}=20$ mmに着目すると、SLMの σ_H 、 σ_{Hs} は 0.156 、 $z_{s0}=1, 2, 5$ および 10 mmでMLMの σ_H 、 σ_{Hm} はそれぞれ $0.058, 0.059, 0.077$ および 0.115 のように増加する。ただし、 $z_{s0}=1$ mmと 2 mmの差異は極めて小さい。

同じ z_{s0} では、 H_{s0} の増加とともに σ_{Hs} および σ_{Hm} は下に凸のような形状で非線形的に増大する。また、その増加率は z_{s0} が厚くなるにつれ増大する傾向にある。

図-6は σ_{Hm} と z_{s0} の関係を示す。いずれの H_{s0} においても z_{s0} の減少に伴い σ_{Hm} は低下し、一定値に漸近す

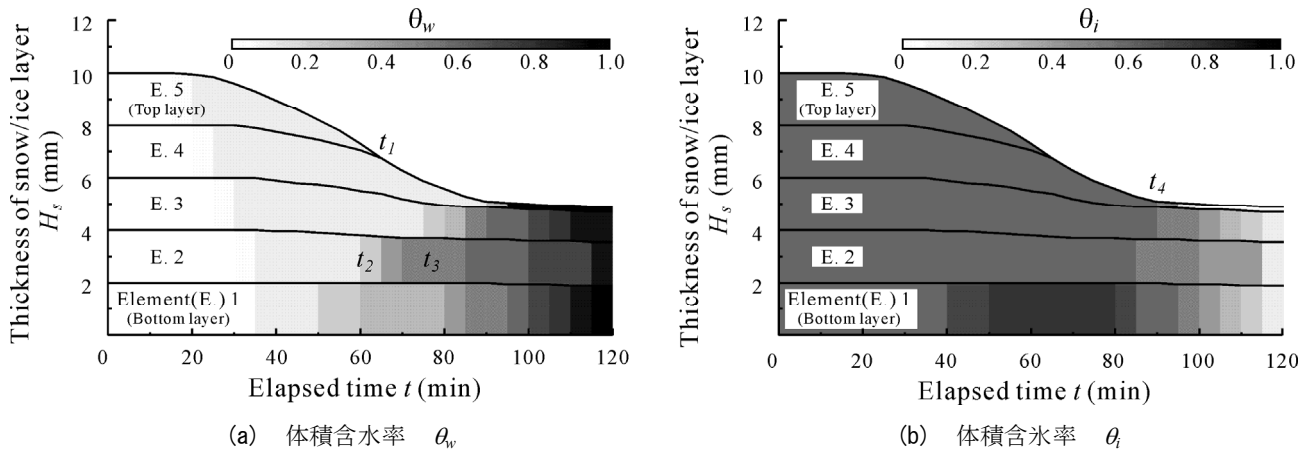


図-7 雪氷厚、体積含水率および体積含氷率の経時変化

る。

この結果より、MLMにおける適切な z_{s0} について以下に述べる。図-6中に示すように、 $z_{s0}=1\text{mm}$ と 2mm の σ_{Hm} に差が殆どないことから、これらの σ_{Hm} を結んだ水平線と σ_{Hm} の変化の大きい $z_{s0}=5\text{mm}$ と 10mm を結ぶ直線の交点の z_{s0} を z_{sb} とする。そこで、 z_{sb} と H_{s0} の比率 $R_z (=z_{sb}/H_{s0})$ を調べると、 R_z は $H_{s0}=10\text{mm}$ で0.14、 $H_{s0}=20\text{mm}$ で0.12、 $H_{s0}=30\text{mm}$ で0.12となる。しかしながら $R_z=0.2$ であっても、 σ_{Hm} は $R_z=0.1$ と比べると、 $H_{s0}=30\text{mm}$ で0.14→0.16、 $H_{s0}=20\text{mm}$ で0.06→0.07、 $H_{s0}=10\text{mm}$ で0.04→0.05に増大するだけで、精度の低下は大きくない。

以上より、 H_{s0} の2割程度が z_{s0} として望ましいと考えられる。

4. 多層路面雪氷状態モデルを用いた融解過程の考察

ここでは、MLMによる計算結果から融解過程の熱・水分移動および物性変化を詳しく考察する。計算に用いた実験データはCase 1 ($H_{s0}=10\text{mm}$)、 z_{s0} は 2mm とした。雪氷は5層に分割され、底層をE. 1、上層に向かってE. 2、E. 3、E. 4、表層をE. 5と呼ぶ。

4.1 雪氷物性

図-7は、 H_s 、体積含水率 θ_w および体積含氷率 θ_i の経時変化を表したものであり、E. 1からE. 5に分けて表示している。同図(a)および(b)中の色分けは θ_w および θ_i の変化を意味し、白から黒への変化は θ_w およ

び θ_i ともに0から1.0に対応する。

融解による H_s の低下は、E. 5からE. 1に向かって順に生じ、その低下率も同順で小さくなる。図中の t_1 はE. 5が十分に小さくなったため消滅した時間である。これ以降、E. 4の低下(融解)は促進する。

4.1.1 体積含水率 θ_w

図-7(a)より、 $t \leq 35$ 分までは融氷水が各層で保持され、融解はE. 5から始まるために、 θ_w はE. 5からE. 2に向かって順次増大することが分かる。その後、 $\theta_w > \theta_{wc}$ になると融氷水は下層に浸透するために、E. 2からE. 5で θ_w は θ_{wc} を維持する。一方、E. 1では浸透がないために、 θ_w は時間とともに増大し、図中 t_2 の時間で飽和となる。従って、その後はE. 2に融氷水が貯留されるようになり、E. 2の θ_w は時間とともに増大する。

また、図中 t_3 に着目すると、E. 2の $\theta_w > \text{E. 1の}\theta_w$ となっていることが分かる。これは、E. 1では上層からの浸透水の一部が再凍結することにより生じるものである。この再凍結の原因は、E. 1がそれより低温な舗装に熱を奪われることによる(詳細は4.2)。なお、この再凍結現象は目視でも観られた。

最終的に各層ともに $t=120$ 分で $\theta_w=1.0$ となった。

4.1.2 体積含氷率 θ_i

図-7(b)に示す θ_i について述べる。 $t=0$ の θ_i は一律に0.54である。E. 1の θ_i は $t=35$ 分から増大し、 $t=63$ 分には最大0.77となり、上述の再凍結が確認される。E. 2からE. 5では、図中 t_4 の時点まで融解によって V_i

は減少するものの、 H_s も減少するために、結果的に θ_i は殆ど変化しない。しかしながら t_4 以降、 θ_i の低下は顕著となり、最終の $t=120$ 分で $\theta_i=0$ となる。

4.2 熱フラックス

図-8の上段、中段および下段は、E. 5、E. 4およびE. 1の熱収支の内、絶対値の大きかった熱フラックス R_{ns} 、 R_{nl} 、 C_i 、 C_{sp} および L_m を示す(値の小さかった S_a 、 S_m および L_e は割愛)。また、図中に示す P_{r1} は T_s の上昇期間、 P_{m1} は融解期間および P_{r1} は再凍結期間を、添字は各々の出現番号を表す。同図縦軸の正は雪氷層への熱供給を、負は熱損失を意味する。なお、以下の文章では、負の熱フラックスの増減は絶対値のそれと同じ表現とする。

まず、E. 5について説明する。 P_{r1} において、 R_{ns} (▲)は実験開始と同時に増大した後、一定となる。 R_{nl} (▽)は T_s の上昇に伴って雪氷層からの長波放射熱フラックスが増大するために微減となる。 C_i (■)は雪氷層の温度勾配 $\partial T_s / \partial z_s$ が大きくなるために、僅かに増大する。 L_m (○)は、当初0である。 P_{m1} では、 R_{nl} は殆ど変わらない。 R_{ns} は融解に伴うアルベドの低下により増大する。また、 $\partial T_s / \partial z_s = 0$ ($T_s = 0^\circ\text{C}$)より $C_i = 0$ となる。従って、E. 5の融解の主要因は R_{nl} であるが、時間とともに R_{ns} により融解が促進される。この R_{ns} および R_{nl} による熱供給は L_m によって消費される。

次に、E. 4に着目する。E. 4の素過程は同図中の P_{r2} 、 P_{m2} 、 P_{m3} および P_{r3} に分けられる。 P_{r2} では、 R_{ns} の熱供給は C_i によって下方へ伝達される。 P_{m2} では、融解に伴うアルベドの低下とE. 5の透過率の増大によって、 R_{ns} は増大する。そのため融解が促進し、 L_m は増大する。 P_{m3} では、 R_{ns} はアルベドの低下により一旦増大するもののその後、E. 4の透過率が増大することにより減少する。E. 4が表層になったことで R_{nl} が発生し、その値は時間とともに減少する。 R_{ns} に R_{nl} が加わったことにより、融解に寄与するエネルギーが増大し、これと同等の値にまで L_m は急増する。その後、 L_m は R_{ns} および R_{nl} の減少に伴って小さくなる。 P_{r3} のE. 4は、完全に融解したため $L_m = 0$ となり、 R_{ns} と R_{nl} を加えた熱フラックスは C_i によって下方へ輸送される。

最後に、E. 1について述べる。E. 1の素過程は P_{r4} 、 P_{r1} 、 P_{m4} および P_{r5} の4つに大別される。 P_{r4} では、上層

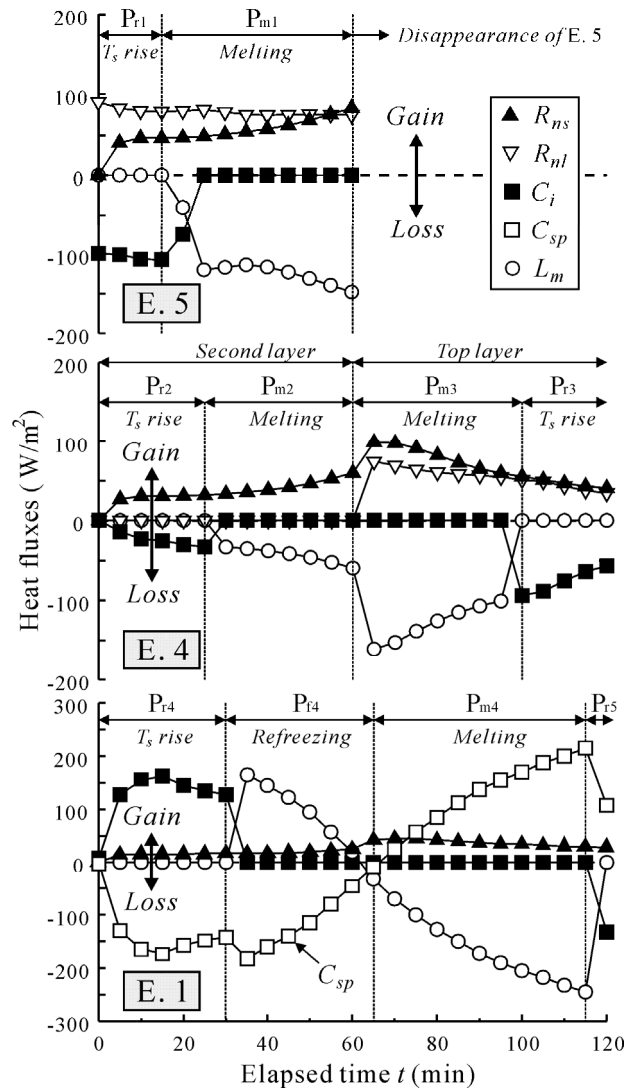


図-8 熱フラックスの経時変化

からの C_i は C_{sp} (□)によって舗装へ輸送される。 P_{r1} では、上層からの浸透水(0°C)の流入とほぼ同時に、 $\partial T_s / \partial z_s = 0$ ($T_s = 0^\circ\text{C}$)となり、 $C_i = 0$ となる代わりに $L_m > 0$ 、すなわち凝固潜熱フラックスが発生する。その後、 T_p の上昇に伴い、 C_{sp} および L_m はともに減少する。 P_{m4} では、 $C_{sp} > 0$ ($T_p > 0^\circ\text{C}$)によって、 $L_m < 0$ 、すなわち融解潜熱フラックスとなり、時間とともに増大する。 P_{r5} では、 C_{sp} と R_{ns} の熱フラックスは C_i によって上層へ輸送される。

なお、同図には示していないが、 S_m は一時的に発生するものの、その絶対値は極めて小さい。これは雪氷層中の温度勾配、 $\partial T_s / \partial z_s \approx 0$ となるためである。

5. おわりに

本論文では、多層路面雪氷状態モデルを構築し、実験結果との比較から、適切な雪氷分割要素厚を提案するとともに、雪氷層の融解過程を熱・水分移動の観点から考察を行った。

その結果を以下に列举する。

- (1) 計算精度は、多層路面雪氷状態モデルの方が従来の単一層路面雪氷状態モデルより高い。
- (2) 多層路面雪氷状態モデルは、雪氷厚が20mm以下であれば、無次元計算誤差0.06以下(雪氷厚の計算誤差1.2mm以内)の精度で実験値を再現し得る。
- (3) 多層路面雪氷状態モデルでの雪氷分割要素厚は初期雪氷厚の2割程度で良い。
- (4) 雪氷温度の上昇過程において、雪氷内部の伝導熱フラックスから純熱フラックスへの貢献は無視できない。
- (5) 雪氷内部の浸透水は雪氷層の熱物性値(アルベド、透過率および舗装－雪氷層間の接触熱抵抗など)に影響を及ぼすものの、融氷水に伴う顕熱フラックスが熱収支に及ぼす影響は、本実験条件では無視できる。

今後は、本モデルの野外への適用性を調べるとともに、凍結防止剤の熱・物理・化学的影響をモデルに組み込み、最適な凍結防止剤の散布量および時期を前もって決定するためのツール開発に取り組む。

参考文献

- 1) 藤本明宏，渡邊洋，福原輝幸：輻射－透過を伴う路面薄雪氷層の融解解析，土木学会論文集，Vol. 63, No. 2, 2007, pp. 156-165.
- 2) 藤本明宏，渡邊洋，福原輝幸：単一層路面雪氷状態モデルの適用範囲および熱的考察，日本雪工学会誌，査読中。
- 3) Gradel, R. W. : The transmission of water through snow, Am. Geophys. Union 35, 1954, pp. 475-485.
- 4) 前野紀一，福田正巳：基礎雪氷学講座 I 雪氷の構造と物性，古今書院，1986, pp. 173-174.
- 5) 山崎剛，櫻岡崇，中村亘，近藤純正：積雪の变成過程について：Iモデル，雪氷，Vol. 52, No. 2,

1991, pp. 115-123.

- 6) 岩倉栄一，佐藤晃三：積雪の熱収支と融雪モデル－融雪流出の基礎的研究 (I) －，農業土木学会論文集，Vol. 154, 1991, pp. 99-107.