

永久凍土帯の熱・水移動特性に関する 2次元地中流モデルの開発

DEVELOPMENT OF A 2-D SOIL MODEL FOR
HEAT AND WATER TRANSFER IN PERMAFROST REGIONS

石平博¹・小池俊雄²・陸旻皎²・広瀬望³

Hiroshi ISHIDAIRA, Toshio KOIKE, Minjiao LU and Nozomu HIROSE

¹正会員 工博 山梨大学助手 工学部土木環境工学科 (〒400 山梨県甲府市武田4-3-11)

²正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

³学生会員 長岡技術科学大学大学院 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1) .

The purpose of this study is to develop a 2-D soil model for heat and water transfer in permafrost regions. It was suggested by the field observation on the Tibetan Plateau that the local topography affects considerably the distribution of soil moisture and temperature and the active layer depth, that is, the lower soil temperature, the higher soil moisture and the more shallow active layer at the bottom of the slope. To incorporate the effect of horizontal soil water movement on vertical heat and water transfer in permafrost regions, a 2-D permafrost model is developed in this study. The numerical simulation by using the proposed 2-D model shows that the model can express the adequate distributions of soil moisture and active layer depth which correspond to the observed ones qualitatively.

Key Words : *permafrost hydrology, heat and water transfer, ground water flow,
2-D permafrost model*

1. はじめに

多様な地表面から構成されるユーラシア大陸は、大気-陸域間の水・エネルギー循環を通してアジアモンスーンの年々変動に強く影響を及ぼしている。したがって、このメカニズムを理解し、定量的に評価し予測することは、アジア地域の生活基盤を支える水資源の変動や洪水予測および地球全体の気候変動の理解と予測精度向上に大きな役割を果たすと期待されている。その中でも、雪氷-大気相互作用過程が地球規模での水・エネルギー循環において果たす役割の重要性が明らかとされつつある。本研究で対象とするチベット高原やシベリアに広がる永久凍土層については、土壤水分の季節変動の支配要因、あるいは年々変動を駆動するメモリーとしての機能の面から、モンスーン変動へ大きな影響を与えることが示唆されている。つまり永久凍土層の季節的な融解及び凍結は、土壤水分の供給とともに活動層厚(凍土融解深, active layer depth)の変化による土壤保水容量の季節的变化を生み出し、蒸発散量をコントロールしている。さらに、凍結前の夏~秋の活

動層厚や土壤水分量が翌年春~夏の融解期にまで保存されるという点において、凍土は前年の気象条件を記憶する機能により大気循環にも大きく影響を与えたと考えられている。しかしながら、永久凍土の存在する領域は非常に広大であり、各地域ごとで熱や水の輸送特性は大きく異なることから、その影響を定量的に評価することは困難である。したがって、永久凍土面での熱・水循環を包括的に表すモデルの開発が必要であると考えられる。

このような永久凍土帯での熱・水循環過程を表現するモデル開発の基礎として、石平ほか(1997a)¹⁾は凍土層中の鉛直一次元的な熱と水の輸送を表現する凍土水文モデルを開発し、さらにIshidaira et al. (1997b)²⁾はこの鉛直一次元モデルを分布型流出モデルの中に組み込むことにより、凍土帯での流出過程の検討および水文量の空間分布特性抽出を目的とした分布型凍土水文モデルの開発を試みている。これらのモデルはチベット高原の永久凍土帯に対して適用され、鉛直一次元モデルについては、ある1地点での土壤水分量、地温および活動層深さの時間変化、

分布型モデルについては流域からの流出量を比較的良く再現できることが確認されている。

その一方で、観測に基づいた永久凍土帯での熱・水輸送特性の把握も盛んに行われており、特にマイクロ波リモートセンシングを用いた広域観測や現地での集中観測により新たな知見が得られつつある。図-1は1997年7月～9月に行われたGAME-Tibetプロジェクトの予備観測において得られた土壌水分、地温の観測結果である。これはチベット高原中央部(N31° 49', E91° 44' 近辺の地点)において、高低差が約160m, 水平距離約750mの連続した1つの斜面上の3地点(斜面下部: 地点A, 斜面の変曲点: 地点B, 斜面上部: 地点C)で観測された土壌体積含水率および地温の鉛直プロファイルであり、各深度での土壌水分、地温は、地点に掘られた縦穴においてTDR土壌水分計および地温計により観測されたものである。この図より、斜面下部に位置する地点Aにおいて土壌含水率は高く地温は低い一方、逆に斜面上部の地点Cでは含水率が低くかつ深いところまで高い地温を保っていることが分かる。また、斜面下部の地点Aでは地表面から深さ75cmで凍結土壌が現れたのに対して、地点B, Cでは観測した深さの範囲で凍土は現れず、また地温のプロファイルから推測すると地点Bよりも地点Cの方がさらに深いところに凍結/融解土壌の境界面が存在することが予想される。以上のように斜面上部と下部では土壌含水状態および熱的状态が異なることが明らかとなったが、このような分布を作り出す要因の1つとして地形による土壌水の斜面方向への移動が挙げられる。図-1に示した程度のスケール斜面においては上部, 下部で降水量に大きな差は無いが、地点Aのような斜面では上

部からの土壌水の流下が斜面上部を乾燥・高温化し、斜面下部を湿潤・低温化していると考えられる。その結果、斜面上部と下部での地温や活動層深さの差を生み出すというメカニズムが存在する。

先に述べた石平ほか(1997a)の一次元凍土モデルにおいては、土壌カラムからの排水における斜面の効果は取り込まれておらず、また分布型凍土水文モデルにおいても、グリッドセルからの排水は直ちに河道に輸入される形式を取っており、図-1に見られるような斜面方向への水分移動の効果は考慮されていない。

そこで本研究では、石平ほか(1997a)の一次元モデルを基礎とし、これに斜面方向への土壌水分移動の影響を取り込んだ新たなモデルの開発を行う。さらに、これを用いた熱・水輸送の数値実験を通じ、永久凍土帯における熱と水の移動における斜面の効果について考察する。

2. 斜面方向への地中流を考慮した2次元凍土モデル

地形によって作り出される土壌水分の分布が、地表面での熱輸送に与える影響についてはこれまでも検討がなされてきた。田中ほか(1995)³⁾は地表面の起伏が作り出す土壌水分の分布が、潜熱・顕熱フラックスの時空間分布に与える影響について、陸面過程モデルSiBUCと2次元地中流モデルとを組み合わせたモデルを用いた数値シミュレーションにより検討している。さらに、田中ほか(1997)⁴⁾はSiBのようなGCMの陸面過程モデルへの適用を目指した2次元地中流モデルを開発し、これを用いたシミュレーションを通じ、陸面モデルにおいて斜面方向への流れを記述する必要があることを示している。

本研究では、これらの過去の研究報告を踏まえ、石平ほか(1997a)の鉛直一次元凍土モデルに田中ほか(1997)のモデルで表現されるような斜面方向への水分移動を取り入れた2次元凍土モデルを開発した。

(1) モデルの概要

図-2は2次元凍土モデルの概念図である。このモデルでは斜面方向を等間隔の土壌カラムで分割し、各カラムにおいては、活動層の深さを正確に捉えるために土層中の熱伝導を細かな鉛直格子点間隔で計算する一方、土壌水の鉛直移動については、深さ6mまでを深さの異なる五つの土層に分割し計算を行う。今回は、各層の深さを第1層:0～0.1m, 第2層:0.1～0.4m, 第3層:0.4～1.0m, 第4層:1.0～2.0m, 第5層:2.0～6.0mとしている。また、各カラム間での水分移動については、各土層の土壌含水状態に応じて変化する土壌水理特性値(透水係数など)および地形勾配に基づき計算する。ただし、この際、水分移動に伴う水平方向への熱輸送は考慮していない。

以下に水分移動及び熱伝導の計算方法を示す。

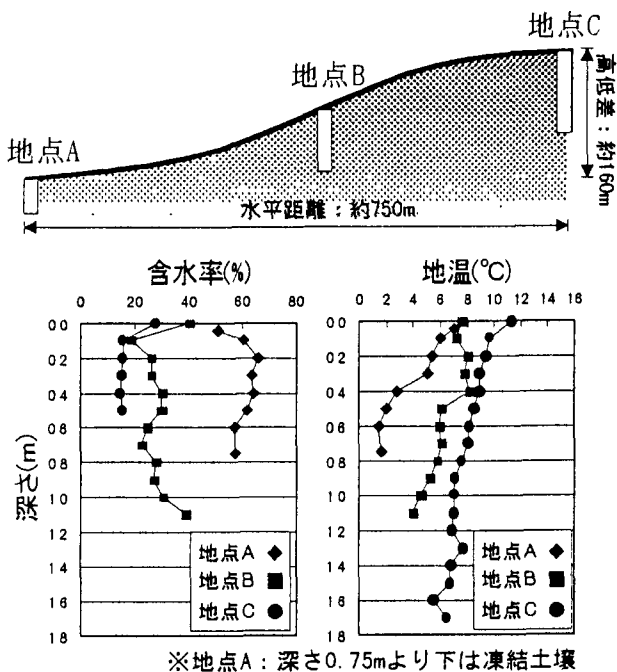


図-1 斜面における含水率、地温測定結果

(2) 水分移動の計算

先にも述べたように、水分移動については全層を5層に分割して、各層の間での水の移動を計算する。ここでは、浸透による鉛直方向への水の移動、水の相変化(凍結, 融解)および斜面方向の地下水流が考慮されており、あるカラムの*i*番目の土層(*i*=1~5)での水収支は以下のように表現される。

$$\frac{\partial S_i}{\partial t} = I_{i-1} - I_i + M_i + Q_u - Q_d \quad (1)$$

ここで S_i は *i* 層の貯留量[m]、 I_{i-1} , I_i , M_i はそれぞれ1タイムステップの間の、上層から*i*層への浸透量[m], *i*層から下の層への浸透量[m], 水の相変化にともなう貯留量の変化[m]であり、これらの各要素は以下の式より計算される。

$$I_i = \bar{K} \left[2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right] \quad (2)$$

$$\bar{K} = \min(K_i, K_{i+1}) \quad (3)$$

ここで、 ψ_i , ψ_{i+1} : *i*層, *i*+1層の吸引力ポテンシャル[m], K_i , K_{i+1} : *i*層, *i*+1層の透水係数[m/s], D_i , D_{i+1} : *i*層, *i*+1層の厚さ[m]である。水の相変化分 M_i については1タイムステップ Δt の間の凍結深変化量とその土層の含水率より計算される。また、地表面から第1層への浸透能は第1層の透水係数を与え、*i*層の下端が凍結している場合には*i*層と*i*+1層との間の水分移動は無いものとする。さらに、各土層間の水分移動計算において必要となる吸引ポテンシャル ψ_i および不飽和透水係数 K_i は、以下の Clapp and Hornberger(1978)⁵⁾ の式に基づき土壌の体積含水率 θ に応じて変化させる。

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (4)$$

$$K = K_s W^{2B+3} \quad (5)$$

$$W = (\theta / \theta_s) \quad (6)$$

ここで、 ψ_s : 飽和吸引力ポテンシャル[m], K_s : 飽和透水係数 [m/s], W : 飽和度, θ_s : 空隙率であり、 ψ_s , K_s などのパラメータは各層ごとに与えられる。

また、 Q_u , Q_d はそれぞれ上流カラムからの地下水流入量, 下流カラムへの地下水流出力量であり、難透水性層として機能する凍結土壌の直上に位置する層においては地下水面が存在すると考え飽和地中流として取り扱い、その他の不飽和層においては不飽和地下水流と考え以下の式より Q_u , Q_d を計算する。

・ 不飽和流

$$Q_u = \frac{D_{iu}}{\Delta x} \left[\bar{K}_u \left(\sin \alpha - \frac{\cos \alpha}{\Delta x} (\psi_{iu} - \psi_i) \right) \right] \quad (7)$$

$$Q_d = \frac{D_i}{\Delta x} \left[\bar{K}_d \left(\sin \alpha - \frac{\cos \alpha}{\Delta x} (\psi_i - \psi_{id}) \right) \right] \quad (8)$$

・ 最下層および飽和層

$$Q_u = \frac{D'_i}{\Delta x} \left[\bar{K}_{su} \frac{\cos \alpha}{\Delta x} (z_{iu} - z_i) \right] \quad (9)$$

$$Q_d = \frac{D'_i}{\Delta x} \left[\bar{K}_{sd} \frac{\cos \alpha}{\Delta x} (z_i - z_{id}) \right] \quad (10)$$

ここで z : 地下水位, α : 地形勾配 であり、添字 u, d はそれぞれ上流, 下流のカラムを意味する。なお、 $\bar{K}_u$, $\bar{K}_d$ はそれぞれ対象とするカラムの土層と上流, 下流カラムの土層との間の透水係数であり、対象とする層の透水係数と上流及び下流層の透水係数のうち小さい方を採用する。また、上流, 下流カラムとの間での飽和流計算に用いられる飽和透水係数 $\bar{K}_{su}$, $\bar{K}_{sd}$ についても同様に決定する。また、最下層における飽和水帯の厚さ D' は図-3 のような仮定に基づき以下の式より求める。

$$\frac{D'}{D} = \frac{\theta_b - \theta_{b-1}}{\theta_{sb} - \theta_{b-1}} \quad (11)$$

ここで θ_b , θ_{b-1} は最下層およびその1つ上の層の含水率、 θ_{sb} は最下層の飽和含水率(空隙率)である。また、最下層が飽和している場合にはその上の層において同様の処理を行い、地下水位が第1層に存在するかあるいは最下層より1層上が凍結している場合には式(11)における θ_{b-1} をその層の残留土壌水分量 θ_r で置き換え D' を計算する。

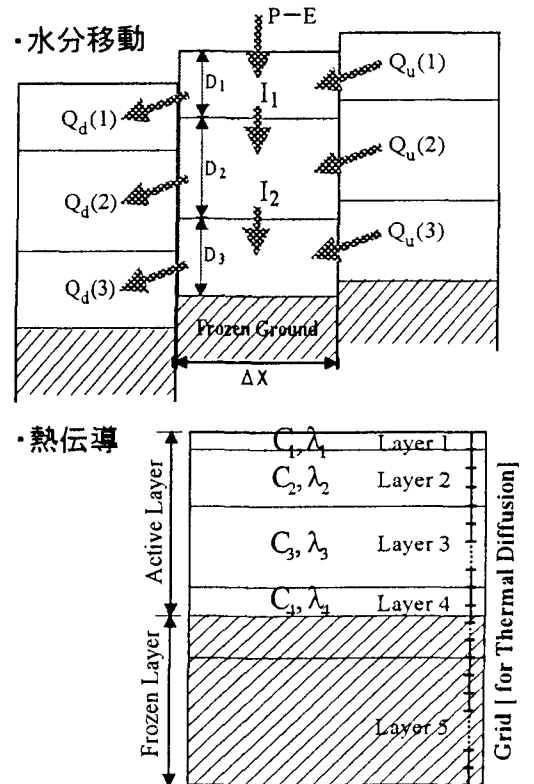


図-2 2次元凍土モデルの概念図

上図: 鉛直および斜面方向の水分移動モデル

下図: 鉛直一次元熱伝導モデル

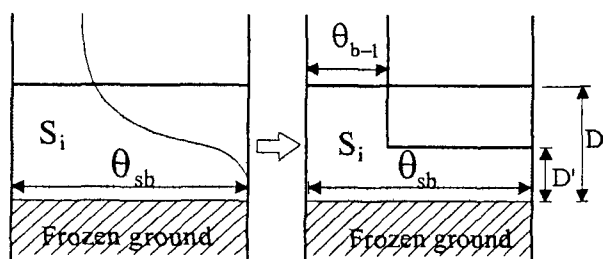


図-3 飽和層厚の計算方法

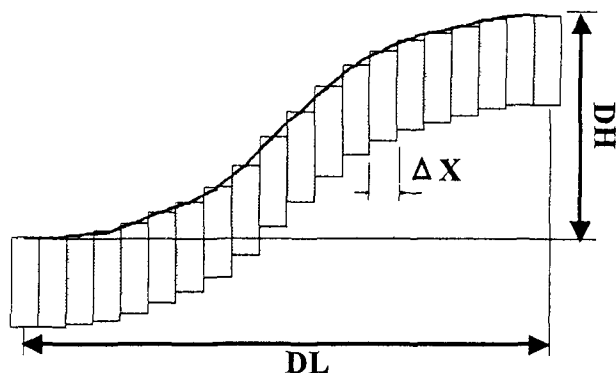


図-4 計算対象地形

(3) 熱伝導の計算

熱伝導計算については、石平ほか(1997a)と同様に、福田ほか(1980)⁶⁾により提案されている手法を基礎として用いる。この手法では、地表面温度を上端の境界条件、年間恒温深さの温度を下端の境界条件とし、以下の熱伝導の方程式を差分法で解くことにより土壌温度の鉛直プロファイルを得る。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\lambda}{C} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (12)$$

ここでλ：熱伝導率[W/m/K]、C：熱容量[J/m³/K]、T：地温[K]である。式(12)を解くために必要となる地表面温度については気象要素(気温、日射、風速など)を用いて地表面熱収支計算を行い、熱収支が成り立つような地表面温度(平衡地表面温度)を決定しこれを用いる。一方、下端の境界条件である年間恒温温度については、6mの深さの温度を与える。また、土壌の熱特性については土壌の含水状態により変化させる。熱伝導率λについては福田ほか(1982)⁷⁾の実験式により決定し、熱容量Cについては、凍土、未凍土を構成する土と水(氷)の容積比に応じてそれぞれの物質の熱容量を重み付き平均したものを用いる。さらに、凍結面では水分の凍結に伴う潜熱の発生があるためその分を比熱が凍結温度付近で大きくなっているとみなし、その効果を以下の見掛けの熱容量C_vにより表現する(福田(1980))。

$$C_v = \theta \cdot L + \frac{1}{2}(C_u + C_f) \quad (13)$$

ここでC_u、C_fは、それぞれ凍土、未凍土の熱容量であり、Lは融解潜熱である。

以上が熱伝導計算の手法であるが、先にも述べたように、今回は斜面方向への熱輸送は考慮していない。しかしながら、熱伝導率や熱容量さらには地表面の熱収支が土壌含水状態によって変化することを通じて、斜面方向の水分移動は各カラムでの鉛直方向の熱輸送に影響を与えるモデル構造となっている。

3. 斜面方向への水分移動に関する数値実験

以上のようにして開発したモデルを用いて、永久凍土帯における熱・水輸送過程における斜面方向への地中流の影響について検討する。本検討では、図-4に示すような1/2波長の正弦波形状を持つ2次元地形に対して凍土モデルを適用し、斜面方向への水分移動に伴う各層での土壌水分ならびに各カラムでの活動層深さの変化について調査した。なお、モデルに与える外力については、1993年5月～9月にチベット高原上で観測された気温、日射などの気象データ(CREQ Data Report(1996)⁸⁾)を用い、モデルの初期条件として必要となる土壌含水率および地温の初期プロファイルもCREQ観測期間における実測値を適用した。ただし、与える外力の1つである降水については、土壌水の斜面方向の移動の効果がより明瞭に現れるように今回の数値実験ではモデルへ入力せず、計算期間を通じ降水量P=0として計算を行った。また、初期条件として与える土壌含水率や地温の鉛直プロファイルについては斜面方向に均一とし、斜面方向には土壌水分および温度の差が無い状態から計算を開始した。なお、地形については水平距離DL=1000mで高低差DH=100m、200mの2つの地形を作成し、この斜面を20分割したもの(1カラムの幅=50m)で計算を行った。以上のような条件の下で行った約120日間の結果を図-5に示す。

(1) 斜面流が土壌水分分布に与える影響

図-5a)は斜面方向の土壌水分分布の時間変化を表しており、上からモデル第1層、2層、3層での土壌水分を表している。このように、時間経過とともに斜面方向に水分が輸送され斜面下流の含水率が上昇してゆく様子がモデルにより表現されており、斜面の高低差が大きいケースでその影響はより明瞭に現れている。例えば、DH=100mとDH=200mのケースの60日経過段階まではその違いは小さいが、80日経過した以降では両者に大きな差が見られる。特にDH=100mのケースでは第3層における変化はあまり見られなかったのに対して、DH=200mの場合では80日経過以降に上流部で第3層の土壌水分が下流に輸送

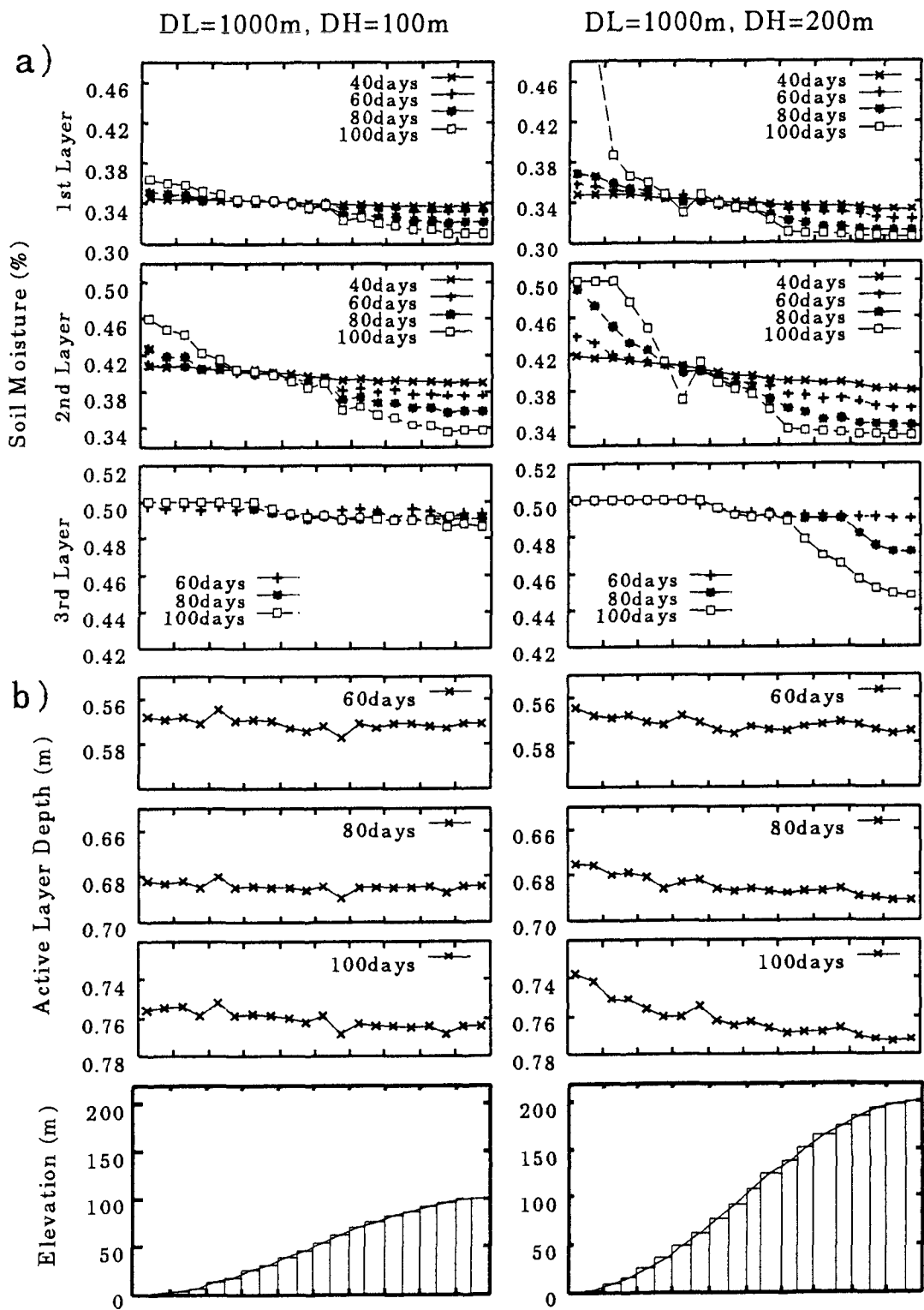


図-5 2次元地形における土壌水分、活動層深さの計算結果
a)土壌水分 b)活動層深さ

され、第2層や1層の土壤水分に影響を与えているなどの違いが見られる。このように地形勾配に応じて生ずる斜面方向への水分移動が、土壤水分分布に大きな影響を与えることが示された。

(2) 斜面流が活動層深さの分布に与える影響

また、図-5b)は斜面方向の活動層深さの変化を表している。斜面方向の活動層深さ分布については土壤水分のような明瞭な傾向は見られなかったが、これは土壤含水率の増加が熱輸送に及ぼす影響の複雑さに起因する。一般に土壤含水率が増加すると、土壤の空隙が水で満たされるため熱伝導率は高くなるが、その一方で熱容量は水分増加とともに大きくなることから、これらの影響のうちどちらが支配的になるかで土壤水分増加が熱輸送に与える影響は全く逆に働く。また、このような原因だけでなく凍土モデル中の熱伝導率や熱容量の水分依存性のモデル化における問題なども考えられるが、この点については今後更なる検討が必要である。

しかしながら、凍土融解の進行とともに、わずかではあるが斜面上流で活動層が深く、斜面下流部で活動層が浅くなる傾向が確認される。これは、図-1に示した実測結果と同様の傾向であり、斜面流が熱輸送に与える影響がモデルにより表現されていることを示唆している。

以上のように、熱輸送に与える斜面流の影響についてはまだ十分に検討できなかったが、観測事例を定性的ではあるが再現するような計算結果も得られ、斜面流が熱輸送を変化させることがモデル計算からも確認された。

4. 結論

本研究において得られた主な成果を以下に示す

- (1) 永久凍土帯における熱・水輸送における斜面方向への土壤水移動の効果について検討することを目的とし、その効果を取り込んだ2次元凍土モデルを開発した。

- (2) 開発したモデルを単純2次元地形に適用し、斜面流が土壤水分および活動層深さに与える影響について検討した。

- (3) モデル計算と実測データとの対比から、本モデルにより斜面流が熱・水フラックス分布に与える影響をある程度表現可能であることが確認された。

謝辞： 本研究は文部省国際共同研究等経費「アジアモンsoonエネルギー・水循環観測研究計画(GAME)」，科学研究費補助金(国際学術研究)「チベット高原におけるエネルギー・水循環過程の研究」の補助を受けている。また、本研究では、CREQ並びにGAME-Tibetプロジェクトを通して得られたデータを使用している。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 石平博，小池俊雄：永久凍土帯での一次元的な水・エネルギー輸送の変動に関する基礎的研究，水工学論文集，第41巻，pp.233-238，1997。
- 2) Ishidaara, H. Koike, T. and Lu. M. : Development of a Distributed Hydrological Model for Energy and Water Cycle in Permafrost Regions, Proceedings of third International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, pp.174-179, 1997.
- 3) 田中賢治，前田敏彦，池淵周一：地表面起伏形状と水・熱フラックス分布の関係，水文・水資源学会1995年研究発表会要旨集，pp.54-55，1995
- 4) 田中賢治，前田敏彦，高棹琢馬，池淵周一：陸面モデルのための2次元地中モデルの開発，水工学論文集，第41巻，pp.93-98，1997。
- 5) Clapp, R.G. and Hornberger, G.M. : Empirical Equations for some soil hydraulic properties, Water Resources. Research. 14., pp.601 - 604. 1978.
- 6) 福田正己,石崎武志：平衡値表面温度による土壤凍結深推定モデル,雪氷42巻 2号, pp.71-80., 1980.
- 7) 福田正己,木下誠一,中川茂：熱と水の結合した流れモデルによる野外凍上の予測,低温科学物理篇, pp.83-97, 1982.
- 8) Ohta,T and Ageta, Y. [edited]: Data Report of Cryosphere Research on Qingzang Plateau,1991-1993. 207pp, 1996.

(1997. 9. 30受付)