

土壌水分分布算定のための 凍土一次元モデルの開発

Development of an 1D Water and Energy Flow Model for Estimation of Soil
Moisture Distribution in Permafrost Region

広瀬 望¹・小池俊雄^{2,3}・石平博⁴・田殿武雄⁵

Wang Shaoling⁶・Shen Yongping⁶・Ye Bosheng⁶

By Nozomu HIROSE, Toshio KOIKE, Hiroshi ISHIDAIRA, Takeo TADONO

Wang Shaoling, Shen Yongping, and Ye Bosheng

¹学生会員 工修 長岡技術科学大学大学院 (〒940-2188 長岡市上富岡町1603-1)

²正会員 工博 長岡技術科学大学環境・建設系 (〒940-2188 長岡市上富岡町1603-1)

³地球フロンティア研究システム地球変動研究所 (〒105-6791 東京都港区芝浦1-2-1シーバンスN7F)

⁴正会員 工博 山梨大学工学部 (〒400-0016 山梨県甲府市武田4-3-11)

⁵正会員 工博 NASDA EORC (〒106-0032 東京都港区六本木1-9-9 六本木ファーストビル13F)

⁶Non-Member of JSCE, Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology.

To understand the effect of the Tibetan Plateau on the seasonal and interannual variation of the Asian summer monsoon, the spatial and temporal variation of land surface soil moisture and its effects on spatially averaged fluxes from land surface to atmosphere should be estimated correctly by using models. In this study, the characteristics of the surface soil moisture distributions on the Tibetan Plateau are introduced based on the observational data obtained as one of field activities of the GAME-Tibet project. To express distribution of surface moisture in permafrost regions, an 1D energy and water flow model including surface water storage function is proposed and applied for the simulation of the effect of the surface water storage on surface moisture by using the observed atmospheric forcing data.

Key Words : *distribution of soil moisture , surface storage , 1-D model to permafrost regions*

1. はじめに

地球規模の気候変動に影響を与えるアジアモンスーンの季節変化や年々変動の解明は、長期的な気象予測の精度を向上させ、アジア地域における大規模な水害防止や水資源の長期的な管理の観点から重要な課題である。アジアモンスーンの駆動源はユーラシア大陸上の大気の大規模な加熱であり、ヒマラヤ山脈やチベット高原による地形上昇効果によってモンスーン循環がさらに強化されているといわれている。すなわち、大気の加熱は、陸域から大気への水・熱フラックスが深く関係し、その定量的な把握が必要とされている。

気象予測や気候研究に用いられている大気大循環モ

デル(GCM)は大気や陸面を広い空間スケールで一様と捉えているものが多く、陸面を区分して取り込んでいる場合でも、多様で非線形な陸面の物理過程を表現するには至っていない。

特にチベット高原は、中緯度帯に位置する平均標高4000mを越える広大な陸面であり、対流圏上層を効率的に加熱するという点から、アジアモンスーンの変動に深く関係していると指摘されている。チベット高原における水文過程は、永久凍土によって特徴づけられており、その融解、凍結の季節変化が大気に与える影響を定量的に把握することは、アジアモンスーンの季節変化や年々変動を解明する上で重要な課題となっている。現在、用いられているGCMに組み込まれている陸面過程モデルでは、凍土層での一次元的な水や熱流

動が十分に評価されておらず、陸面での土壌水分量が不正確となり、結果としてボーエン比や地中熱流動の算定に問題を有している。さらにチベット高原域における地表面の土壌水分の空間分布は高原スケールでも、また河川流域スケールでも極めて多様であることが衛星マイクロ波リモートセンシングを用いた研究等から指摘されており^{5),7)}、GCMグリッドスケールでの土壌水分分布の不均一性が水・熱フラックス算定に及ぼす影響も現在のGCMでは表現されていない。土壌水分の分布は地形効果に依存する。すなわち斜面では、水分が流下することより、一般的に斜面上部で乾燥、下部で湿潤となる。特に永久凍土帯では、その作用がより明瞭となること、モデルや現地観測で得られたデータの解析より明らかとなっている²⁾。

一方、著者らが実施したチベット高原での観測によれば、平坦な領域でも土壌水分が一定の空間内で大きく分布する領域が確認されており、それが空間平均の水・熱フラックス算定に大きな影響を及ぼすことが指摘されている⁶⁾。本研究では、まず、チベット高原域での平坦地の土壌水分分布を観測し、その分布状態を明らかにした。次に、平坦地での土壌水分の空間分布を生み出す要因として、地表面の微少な凹凸による表層貯留効果と永久凍土層での水・熱流動特性の相互作用に着目し、永久凍土帯における鉛直一次元水・熱流動モデル¹⁾に地表面の貯留効果を組み込み、水・熱流動の再現性を高め、貯留効果の違いによる表層土壌水分の変動を定量的に検討した。

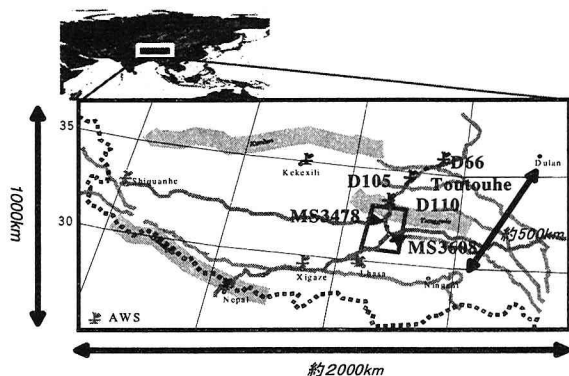


図-1 観測地点位置図

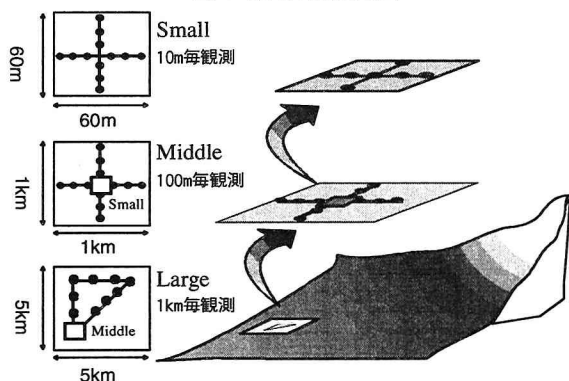


図-2 観測領域の大きさの比較図

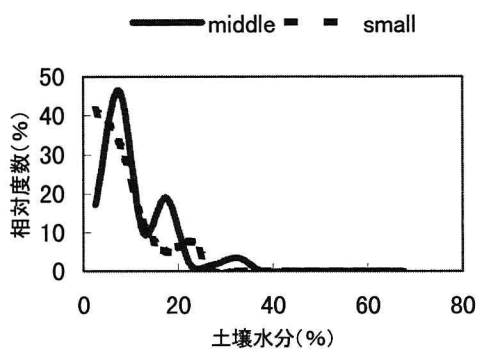


図-3a 土壌水分分布 (Toutouhe)

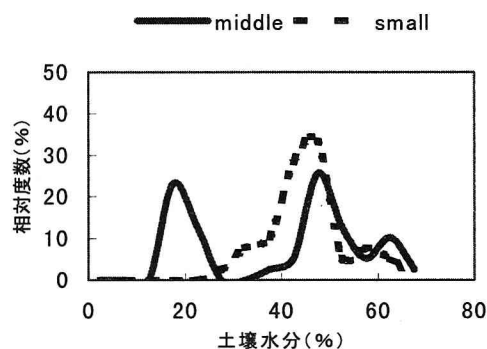


図-3b 土壌水分分布 (D110)

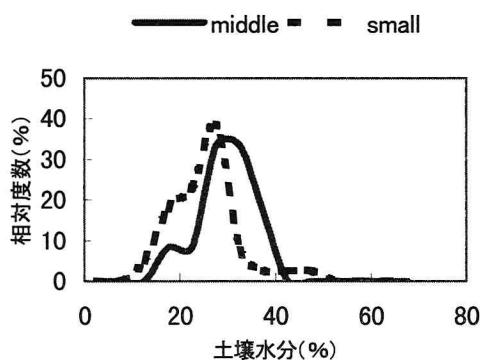


図-3c 土壌水分分布 (MS3478)

2. チベット高原における観測について

1997年8月にチベット高原を対象として、GAME-Tibetの予備観測が実施された。高原上に観測地点として選定した6ヶ所について図-1に示す。

(1) 地表面水文量

本観測では、対象領域内の平坦地における地表面水文量を観測し、その分布量を評価することが目的である。

観測方法は、高原スケールで南北方向に観測地点を選定する。各観測地点においては、図-2のように60m×60m領域(small)、1km×1km領域(middle)、5km×5km領域

(large)と異なる大きさの領域内で計測を行った。
また、各領域内での測点間隔は、10m毎 (small), 100m毎 (middle), 1km毎 (large) とし、地表面水文量(土壌水分、地温、放射温度)を観測した。

3. 表層土壌水分の分布特性

チベット高原で観測された地表面水文量の中で表層の土壌水分の分布量に着目して、検討を行った。

観測された土壌水分の分布の中で分布形状が特徴的である地点の観測結果を図-3-a~cに示す。この図は横軸に土壌水分[%]、縦軸に相対度数[%]をとったものである。

(1) 観測結果の検討

図-3a~cは、実線が1km×1km領域 (middle)、点線が60m×60m領域 (small) の分布を示している。

図-3aは、チベット高原の北に位置するToutouhe地点の土壌水分分布図である。middle領域、small領域とも同様にピークが一つで比較的広がりの少ない分布形状を示し、非常に乾燥している様子が見てとれる。

図-3bはToutouhe地点より南に位置するD110地点である。middle領域、small領域ともに同様な傾向を示し、さらにToutouhe地点と比較すると湿っている。

図-3cは、さらに南に位置するMS3478地点である。図よりsmall領域では、非常に湿った分布でピークも一つである。しかし、middle領域では、比較的乾燥した値と非常に湿った値がピークとして表れており、領域内の乾湿分布のレンジが大きいことも特徴的である。

4. 凍土一次元モデルの概要

本研究に使用した凍土一次元モデルは、凍土帯を対象としたモデルである。特徴として、従来の層状モデルでは、その境界が層毎に凍結、融解を判定するために層の境界に左右されていた。しかし、本モデルでは、熱伝導方程式により凍結境界面を別に算定し、一つの層内を凍結部と未凍結部に区分して、扱うことができる。

(1) 熱輸送

熱輸送については、気象要素を用いて地表面熱収支計算を行い、以下の熱収支が成り立つような地表面温度を決定する。

$$R_n = LE + H + G \quad (1)$$

ここで、 R_n , LE , H , G は純放射、潜熱、顕熱、地中熱伝導量である。次に土壌中の熱伝導計算を行うことにより地温の鉛直プロファイルを決定する。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

ここで、 λ は熱伝導率[W/m/K]、 C は熱容量[J/m³/K]、 T は地温[K]である。

(2) 水分移動

各土層での水収支は以下のように表現される。

$$\Delta S_i(t, t + \Delta t) = I_{i-1}(t, t + \Delta t) - I_i(t, t + \Delta t) - Q_i(t) + M_i(t, t + \Delta t) \quad (3)$$

この式において ΔS_i は*i*層の水分量変化、 I_{i-1} は*i-1*層から*i*層への降下浸透量、 M_i は、*i*層の水の相変化に伴う水分量変化、 Q_i は*t*時点における*i*層の水分量に応じて発生する流出量を示す。

$$I_i(t, t + \Delta t) = \overline{K} \left[2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{d_i + d_{i+1}} + 1 \right] \Delta t \quad (4)$$

$$\overline{K} = \min(K_i, K_{i+1}) \quad (5)$$

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (6)$$

$$K = K_s W^{2B+3} \quad (7)$$

$$W = (\theta / \theta_s) \quad (8)$$

ここで ψ_i は*i*層の吸引ポテンシャル[m]、 K_i は*i*層の不飽和透水係数[m/s]、 W は飽和度、 d_i は*i*層の厚さ[m]であり、 K_s , ψ_s は飽和時の透水係数、吸引ポテンシャルである。式(4), (5)は式(3)の各項の要素である。また、土壌パラメータを決定するために式(6)~(8)を用いている。

凍結時の水分移動について、*i*層で凍結している時は、*i+1*層との間に水分の移動はないものとした。

(3) 表層での水・熱移動について

本モデルにおける表層での水・熱の移動の取り扱いについて簡単に記述する。

地表面からの第一層への浸透能は、第一層の透水係数を与え、(降水量-蒸発量)がこれを越えた場合には、余剰分を地表面流出成分として扱う。また、蒸発量に関しては、Priestley Taylorの式(9)に基づいて計算を行い、蒸発効率 β は土壌抵抗 F を通じ、モデル第一層の含水率の関数⁴⁾として計算した。

$$LE = 1.26 \beta \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (9)$$

ここで、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の傾き、 γ は乾湿計定数である。ここで、蒸発効率 β は以下の式のように土壌抵抗 F を通じてモデル第一層の含水率の関数とした。

$$F(\theta_{(1)}) = F_1(\theta_{s(1)} - \theta_{(1)})^{F_2} \quad (10)$$

ここで、 $\theta_{(1)}$ は第1層の体積含水率、 $\theta_{s(1)}$ は第1層の飽和体積含水率を示し、 F_1 , F_2 は定数である。

$$\beta = \frac{1}{1 + C_e UF / D_{atm}} \quad (11)$$

ここで、 C_e は潜熱バルク輸送係数、 U は風速、 D_{atm} は水蒸気の分子拡散係数である。

5. 土壌水分の分布量が空間平均水・熱

フラックス算定に与える影響

図-3に示した土壌水分分布を用いて、空間平均水・熱フラックスの算定を試みた。土壌水分の分布を考慮した蒸発量（面平均蒸発量と呼ぶ）と、分布を考慮せず土壌水分の平均値に着目した蒸発量（単純平均蒸発量と呼ぶ）を算出し、その結果を比較することにより土壌水分分布の影響を検討した。特に、乾燥傾向を示したToutouhe地点（図-3-a）と湿潤なMS3478地点（図3-c）の分布について、1km×1km領域(middle)の土壌水分分布から求めた解析結果を図-4に示す。この図は、面平均蒸発量（黒）と単純平均蒸発量（白）の算定結果である。横軸に平均した期間、縦軸に蒸発量[mm]をとっている。

この図から乾燥している領域では、面平均蒸発量より単純平均蒸発量が小さくなり、一方で湿潤な領域では、面平均蒸発量より単純平均蒸発量の方が大きくなる。このように土壌水分の分布量がフラックス算定に深く関係し、その効果が平均的な乾湿状態によって大きく変化する事がわかる。

6. 凍土一次元モデルへの貯留効果の組み込み

4章で述べた凍土一次元モデルの問題点は、降雨があると、蒸発と浸透以外は地表面流出として取り扱われてしまうことである。このため、地表面の凹凸による窪地のように水が貯留さする場合、その現象を物理的に取り扱うことができなかった。

しかし、先に示したように地形が平坦であっても一定領域内における土壌水分の値は、広い範囲に分布しており、この分布量が領域平均フラックスの算定において大きな影響を与えることが示されている。

本研究では、数値地形モデル(DEM)等では表現できない微地形と永久凍土の相互作用が土壌水分分布を形成する一要因と考えている。すなわち、窪地における貯留効果によって、表層の土壌水分が部分的に増加し、それが地表面でのボーエン比を変化させると同時に、永久凍土層の熱伝導特性を変化させ、凍土融解の遅延をもたらす。

そのメカニズムとしては、地表面での高い土壌水分により、放射収支で獲得した熱エネルギーの多くが蒸発に使われ、地中熱流の値が減じ、また高い土壌水分ゆえに熱伝導率は高くなるものの、同時に比熱も増加するため

（土壌の熱物理定数については、表-1参照）に、土層の昇温が遅れる。その結果として活動層厚が浅くなり、凍土層上面が不透水層として機能するため、ますます土壌水分が高くなるという相互作用が働いていると考えている。そこで、上記の凍土一次元モデルに表面貯留効果を組み込み、観測された気象データを入力値として、表層土壌水分の算定結果が表面で貯留効果の程度によって、どのように変化するか、検討する事とした。

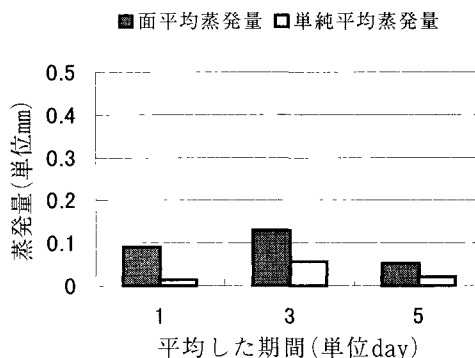


図-4-a 乾燥領域(Toutouhe)での解析結果

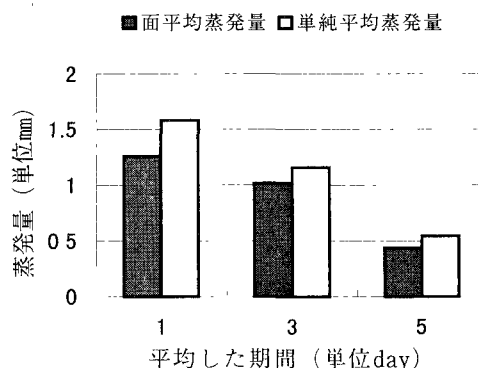


図-4-b 湿潤領域(MS3478)での解析結果

表-1 熱物理係数の概略値^{4),9)}

	熱容量(Jm ⁻³ K ⁻¹)	熱伝導率(Wm ⁻¹ K ⁻¹)
土粒子	2.08×10 ⁶	0.140
空気	1.30×10 ³	0.025
水	4.20×10 ⁶	0.570

(1) 貯留の組み込み

a) 水分移動

前述のように既存の凍土一次元モデルは降雨が発生すると、蒸発と浸透以外は地表面流出さしてしまうため、表層に薄いタンクを仮定する。以下のように定式化した。

$$S_t = P_t - Ev_t - I_{0,t} + S_{t-1} \quad (12)$$

$$Q_{surface,t} = S_t - S_{max} \quad (S_t > S_{max}) \quad (13)$$

ここで、 S は表層貯留量[m]、 P は時間降水量[m]、 Ev は実蒸発量[m]、 I は浸透量[m]である。また、 S_{max} は最大貯留量[m]であり、これを越えると表面流出 ($Q_{surface}$) として流出する。なお、添え字 t はタイムステップを示し、添え字 0 は表層を意味する。さらに、水を貯留した場合には、蒸発効率 β は1とした。

$$\beta = 1.0 \quad (S_{t-1} > 0) \quad (14)$$

これにより、タンクに貯留された水分が次の気象状態のときまで、保持されるので、水分の移動をより詳しく追跡できる。表層での水分移動の概念図を図-4-aに示す。

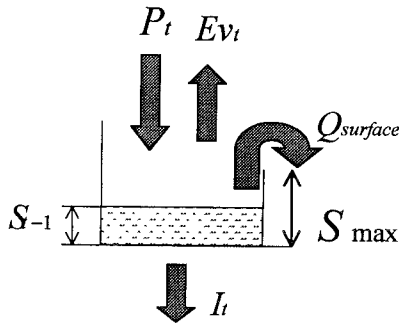


図-4 水分移動の概略図

b) 熱移動

表層で貯留効果を取り扱う上で、水分だけでなく熱の移動についても考慮する必要がある。ここでは、地表面に貯熱効果を取り入れ、定式化した。

$$ST = C_s (T_{surf,t} - T_{surf,t-1}) D_s / dT \quad (15)$$

ここで、 ST は貯熱量、 C_s [J/m³/K]は貯留層の比熱、 T_{surf} [K]は地表面温度、 D_s [m]は貯熱厚さを示す。 dT は、時間、添え字 t はタイムステップを示す。

そのため、式(1)は以下のように書き直せる。

$$Rn = LE + H + G + ST \quad (16)$$

また、 D_s は貯留量に応じて変化する、貯留がない場合にも表層に貯熱の効果を組み入れた。

$$i) D_s = 0.003 \quad (S_t \geq 0.003) \quad (16)$$

$$ii) D_s = 0.001 \quad (0 < S_t \leq 0.001) \quad (17)$$

$$iii) D_s = 0.005 \quad (S_t = 0.0) \quad (18)$$

(2) パラメータの同定

1998年にチベット高原において観測が行われ、気象要

素と土壤水分、地温の鉛直プロファイルの時間変化が観測されている。この結果を用いて、凍土一次元モデルの土壤パラメータと表層貯留の大きさを同定した。

a) 観測データの説明

1998年4月から約半年間、昨年の予備観測を踏まえて、GAME-Tibetの本観測が行われた。1997年の観測より大規模に行われており、長期的なデータが取得されている。本解析では、欠損の少ない安多地点のデータを使用した。

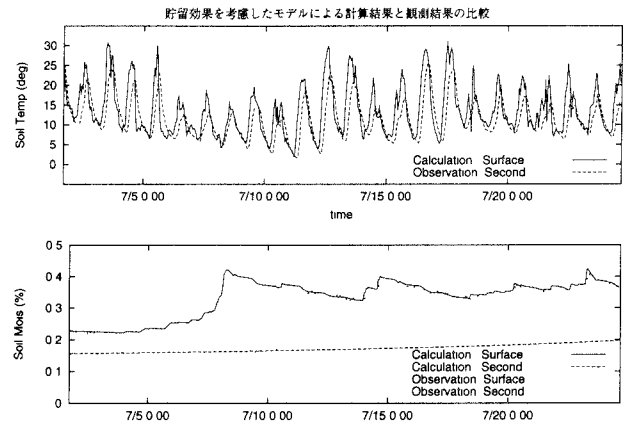


図-5 パラメータの同定結果

具体的な観測項目として、気象要素（風向、風速、放射、気温、気圧、雨量）と土壤水分、地温の鉛直プロファイルの時間変化である。

b) 同定結果

約1ヶ月(7/1~7/25)の気象要素データを改良した凍土一次元モデルの入力値として与え、観測した土壤水分と地温の時間変化に適應するように、土壤パラメータと最大貯留能を同定した。図-5の同定結果を示す。

気象要素については、欠損がない期間を抽出し、また、観測された土壤水分と地温の鉛直データについては、気象データと同一期間のデータを使用しており、良好な観測結果が取得できている。

図-5について、モデルは、土壤水分の時間変化をよく捉えており、地温についても同様である。この結果より、改良したモデルを同定することができた。

7. 表層土壤水分のシュミレーション

今回、改良したモデルは、表面貯留の効果を考えた。この貯留効果に対して、表層土壤水分や活動層厚がどのような振る舞いをするか確認することが大切である。

ここでは、初期地温プロファイルを全層凍結しているとし、また、初期土壤水分プロファイルについては同一なものを仮定した。入力気象データとして6月~7月までの2ヶ月間を使い、モデルによりシュミレーションした結果を図-6、図-7に示す。

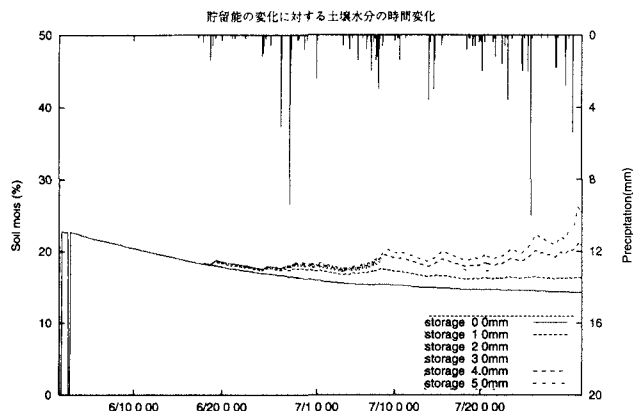


図-6 貯留能の変化に対する表層土水分の動き

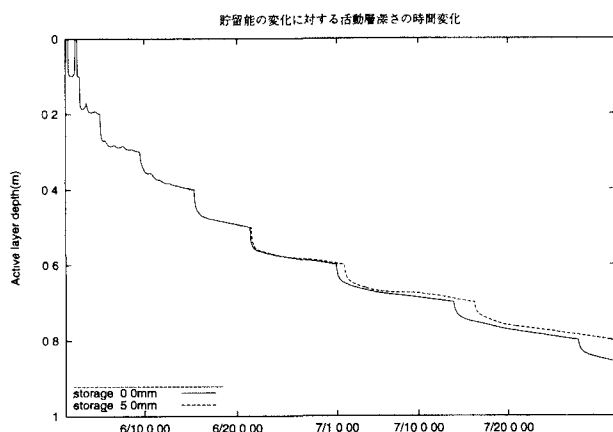


図-7 活動層厚さに与える貯留能の影響

図-6は、最大貯留量を5mmまで変化させたときの表層土水分の時間変化を図化したものである。この図は、最大貯留高の変化に応じて表層土水分量の変化がよく表れている。

図-7は、貯留効果があるときと無いときの活動層厚さの時間変化を示したものである。貯留効果のある場合の方が活動層厚さは薄く算定された。

これは、前述した通り、表層の上に貯留層をおくことで表層土水分量が高くなるので、蒸発が大きく、土壌層の比熱増加を伴うため、下層への熱移動が小さくなるために凍結層の融解が遅れる。この相互作用は、凍土帯における平坦地での土壌水分分布を考える上での一つの有力なアプローチであると考えられる。

9. まとめ

本研究では、チベット高原で得られた土壌水分の分布量を整理し、分布特徴を明らかにした。また、観測された分布量を用いて、水・熱フラックスへの影響を定量的に示した。さらに、地表面の土壌水分のばらつきは、明確に表れていない微少な地形の凹凸の影響であるため、水の貯留する箇所と、貯留せず表面流出する箇所が分布していると考えた。そこで、土壌水分分布を表現するモデル構築の第一ステップとして、貯留している箇所に着目した。具体的には表層貯留の効果をモデルに組み込み、土壌パラメータを同定した。そして、改良したモデルのシミュレーション結果より、表面貯留効果の大小によって凍土の熱的性質が変化し、その結果、降雨終了後の土壌水分や活動層厚さに変化がみられる事が確認された。

謝辞

本研究は文部省国際共同研究等経費（GAME）、国際学術共同研究（チベット）、地球フロンティア研究システム（陸域寒冷圏）の研究成果の一部である。本研究では、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。

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, pp233-238, 1997
- 2) 石平 博, 小池俊雄, 陸 旻皎, 広瀬 望: 永久凍土帯の熱・水移動に関する2次元地中流モデルの開発, 水工学論文集, 第42巻, 1998
- 3) Clapp, R. G., G. M. Hornberger., : Empirical Equations for some soil hydraulic properties, Water Resources Research, 14, pp601-604 1978
- 4) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店
- 5) 小池俊雄, 塚本賢明, 飯島義之, 藤井秀幸, 熊倉俊郎, 柴田彰: 衛星搭載マイクロ波放射計によるチベット高原の土壌水分の時空間変動特性に関する研究., 水工学論文集, 第41巻, pp915-9201, 1997
- 6) 広瀬 望, 小池俊雄, 石平 博, 田殿武雄: 表層土水分の面的分布量が空間平均水・熱フラックスに算定に及ぼす影響, 土木学会年次講演会概要集, pp51-52, 1998
- 7) 田殿武雄, 小池俊雄, Jiancheng SHI, DING Yongjian, CHEN Xianzhang, WANG Shaoling, YANG Meixue: 地表面素度の空間分布を考慮したSARによる凍土帯土壌水分の推定手法の開発, 水工学論文集, 第42巻, pp103-108, 1998
- 8) Kondo, J. and Saigusa, N. and Sato, T., : A parameterization of evaporation from bare soil surface, Journal of Applied Meteorology., 29, pp383-387. 1990
- 9) 理科年表(1995)

(1998.9.30受付)