

チベット高原における 土壌水分分布の微地形依存性

DEPENDENCE OF THE SOIL MOISTURE DISTRIBUTION IN THE TIBETAN PLATEAU ON THE MICRO-TOPOGRAPHY

広瀬望¹・小池俊雄²

Nozomu HIROSE, Toshio KOIKE

¹学生会員 工学博士 東京大学大学院工学系研究科社会基盤工学専攻 (〒113-8656 東京都文京区本郷7丁目3-1)

²正会員 工学博士 東京大学大学院工学系研究科社会基盤工学専攻 (〒113-8656 東京都文京区本郷7丁目3-1)

To evaluate the effect of land surface on atmosphere, spatially averaged evaporation has to be estimated correctly. We developed the model to represent the soil moisture distribution, and showed that soil moisture distribution was important to estimate the spatially averaged evaporation correctly.

To predict the soil moisture distribution based on spatially averaged soil moisture, we must understand the characteristics of soil moisture by using this model. To do so, availability of this model has to be validated using field observation. At first, based on the field observation, we show the mechanism of formation of the soil moisture distribution which is the basis of the model. Second, the model is applied to four observation sites. As the result, the model simulation agrees with observed soil moisture distribution in each site, quantitatively.

Key Words : soil moisture distribution, Tibetan Plateaus, permafrost

1. はじめに

(1) 気候システムにおける土壌水分の重要性

土壌水分は陸面から大気への蒸発量決定と、降水の河川への配分という二つの役割を持つ。このため、気候システムにおける土壌水分の影響を定量的に評価することは、将来の気候変動予測や大規模水災害や水資源枯渇に対する施策に資する。こうした観点から、気候モデルを用いて、土壌水分の重要性が指摘された。しかしながら、地表面は大気と比較し、多様である。一方、気候モデルは大きな格子点間隔(グリッド)であるため、土壌水分の不均一性を考慮できず、陸面から大気への水・エネルギー輸送を正しく算定できない。そこで、グリッド内の土壌水分の不均一性を取り込むパラメタリゼーション手法の開発が急務である。

既往の研究より、Nakaegawa *et al.*¹⁾は土壌水分が分布しているときの領域平均フラックスの集約化を提案した。また、Famigletti and Wood²⁾はtopography-soil indexを用いて、貯留能の分布を考慮し、水文過程を領域内で積分した形式で記述した。一方、Chen *et al.*³⁾は水分移動の基礎

方程式であるリチャーズの式を用いて、領域平均の水分移動の記述を試みた。

これらの研究の問題点は次の二点である。一つは数値シミュレーションを基礎とし、その妥当性は観測データから検討されていないことである。もう一つは土壌水分の不均一性が生じるメカニズムについて、現地観測に基づく物理的考察には至っていないことである。そこで、筆者ら⁴⁾はチベット高原を対象に現地観測に基づく知見から、土壌水分分布を再現するモデル開発を行い、土壌水分の不均一性が領域平均蒸発量算定に与える影響を検討した。その結果、領域平均蒸発量を正しく算定するためには、土壌水分の平均値だけでなく、その分布状態を考慮する必要があることを示した。

(2) 領域平均蒸発量推定に向けて

近年、最新の受動型マイクロ波放射計AMSR/AMSR-Eが打ち上げられた。この衛星は1日3回から4回の広域土壌水分観測が可能である。一方、空間分解能は50km程度と粗く、全球規模の平均的な土壌水分の取得が可能であるものの、観測視野内の土壌水分の不均一性把握は不可能

である。したがって、高頻度の衛星観測より得られる広域土壌水分を基礎として、領域平均蒸発量を正しく推定するためには、平均的な土壌水分から領域内の土壌水分の不均一性を予測しなければならない。この観点から、筆者らは構築した土壌水分分布再現モデル⁴⁾に基づき、まず、土壌水分変動特性を理解し、次に、得られた知見と衛星データを組み合わせ、土壌水分の平均値から分布状態の推定を行いたい。

しかしながら、基礎となるモデルには二つの問題点がある。一つはモデルの根幹である、土壌水分分布形成メカニズムの検証が十分でないこと、もう一つはモデルの広域展開が未だ検討されていないことである。

そこで、モデルによる土壌水分変動特性理解に向けた基礎的検討として、本論文の目的は土壌水分分布形成メカニズムの検証とモデルの広域展開の2点である。具体的には、まず、詳細な現地観測から土壌水分分布形成メカニズムを検証する。次に、土壌水分の不均一性の再現可能なモデルをチベット高原の複数観測点に適用し、土壌水分分布の再現性を評価する。

2. チベット高原における陸面水文の不均一性

チベット高原における土壌水分の不均一性形成メカニズムはその違いから、斜面と平坦地の二つに分けることができる。斜面においては、石平ら⁵⁾が高原内の典型的な斜面を対象に詳細な現地観測を行った。そして、観測結果に基づき、モデル化を行った。一方、平坦地においては、筆者らによって現象理解からモデル化まで進んでいるものの、詳細な観測結果に基づく分布形成メカニズムの検証が十分でない。

(1) 土壌水分の不均一性形成メカニズムの仮説

これまでの知見に基づき、既往のモデル⁴⁾が基礎となるチベット高原平坦地における土壌水分の不均一性形成メカニズムの仮説は以下のとおりである。

本論で推論した平坦地における土壌水分分布形成メカニズムは領域内に存在する微小な地形のうねり、つまり微地形起伏が形成する土壌水分の乾湿偏差が端緒である。すなわち、微地形起伏による凹凸が春季における融雪水や降水による水分を分配し、凹地では水分が貯留することによって、土壌水分が相対的に大きくなる。一方、凸地では水分が貯留せず、相対的に低い土壌水分となり、微地形起伏に応じた土壌水分の乾湿偏差が形成される。さらに凍土の融解過程との相互作用により、乾湿偏差が助長されると推測した。

この仮説を検証するためには、詳細な観測結果を用いて、(i)微地形起伏と土壌水分との関係と、(ii)凍土の融解過程と土壌水分との関係の二つを明らかにしなければならない。そこで、現地観測を行い、土壌水分の不均一性形成メカニズムを検証することとした。

3. 土壌水分分布形成メカニズムの検証

(1) チベット高原における観測概要

土壌水分分布形成メカニズムを検証するためには、詳細な観測結果が必要である。そこで、2002年夏季にチベット高原において地形起伏と土壌水分の同時観測を実施した。観測内容を以下に記述する。

a) 地形起伏と土壌水分との関係把握

地形起伏と表層土壌水分変動との関係を明らかにする目的で、観測区間内に10m間隔で計測点を設け、測量による地形起伏の把握と、降水前後の表層土壌水分変動を計測した。計測にはTDR法による携帯型計測器を用いた。

b) 気象要素と土壌水分・地温の一体観測

チベット高原における鉛直一次元の水・熱輸送を把握する目的で、高原域の南北方向に観測サイトを8地点選定し、大気の状態を把握するAWSと陸面における土壌水分・地温の自動計測システム(SMTMS)を設置した。これらのシステムはGAME/Tibet実施のため、1997年に設置され、現在も稼働中である。

(2) 微地形起伏と土壌水分との関係

a) 微地形起伏の定義

本論文で対象とする微地形起伏は水平距離100m内における高低差1m以下の凹凸である。一方、斜面は水平距離100m内における高低差1m以上の地形のうねりとして、両者を分類した。

b) 斜面における土壌水分変動

斜面における地形起伏と土壌水分の関係を考察する。図-1はチベット高原中央部に位置するAmdo地点における観測結果である。縦軸に地形の高低差と土壌水分を、横軸に水平距離をとり、地形の高低差と土壌水分との関係を示した。太実線が観測された地形起伏を、白丸(○)は降水前(2002/8/15)の土壌水分を、黒丸(●)は降水後(2002/8/17)の土壌水分を示した。また、細実線は両者に対し、100mの移動平均を行った結果である。

この図から、降雨後、斜面上部(水平距離100m付近)では土壌水分が相対的に小さく、地形起伏に沿って土壌水分が増加する。このため、斜面では降水後、地形の高低差に沿って土壌水分が変化の様子が示された。

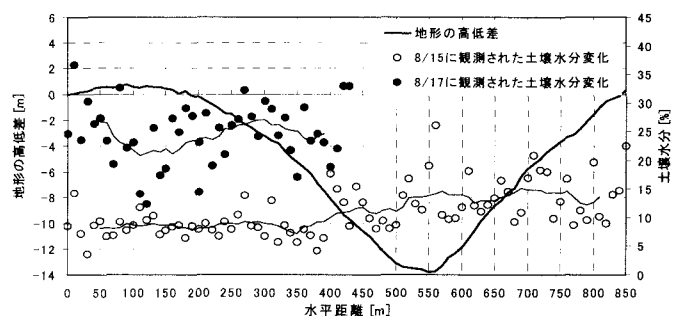


図-1 Amdo地点における地形起伏と土壌水分との関係

c) 平坦地における微地形起伏と土壌水分との関係

次に、AmdoとBJ地点における平坦地における地形起伏

と土壌水分との関係を検討する。斜面のように両者を直接比較するだけでなく、移動平均をとり、周囲との関係から検討を行った。ここでは移動平均を用いた検討結果を示す。図-2は平坦地に分類される地形起伏と降水後の土壌水分変化に対して、それぞれ30mの移動平均をとり、計測された値から移動平均値を引いた結果を示した。

実線が起伏の偏差を示し、点線は土壌水分偏差である。

図-2aはAmdo地点に着目した結果である。これは図-1の30mから130mまでの観測結果を抜き出し、に示したものである。また、図-2bはBJ地点での両者の偏差を同様に比較した結果である。

図-2abは地形起伏の偏差が正の場合、乾湿偏差が負となり、一方、起伏偏差が負の場合、土壌水分偏差は正となる傾向が示された。これは地形起伏の凹部では水分が貯留することによって、湿潤化し、一方、凸部では水分貯留効果が少なく、比較的乾燥化するというプロセスを示唆するものである。このように、平坦地における微小な地形起伏と土壌水分との関係がわかった。

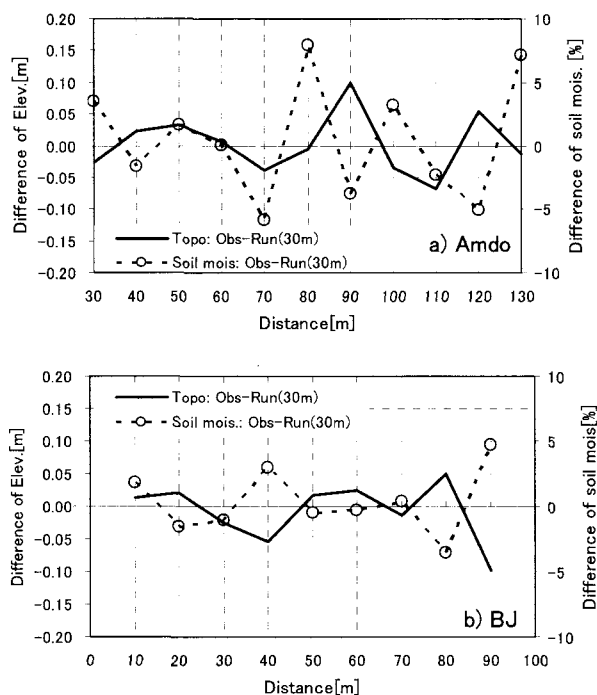


図-2 平坦地における地形起伏と土壌水分との関係：a)はAmdo地点を、b)はBJ地点を示す。

(3) 凍土の融解過程と土壌水分との関係

平坦地における土壌水分分布形成メカニズムの仮説では、微地形起伏によって生じる表層の乾湿偏差が次のプロセスによって助長される。つまり、比較的土壌水分が高い地点では、土壌の熱容量が大きい上に蒸発量も大きくなる。そのため、地中への熱輸送は小さくなり、凍土の融解層深さは浅くなる。さらに凍結層上面が不透水層として機能するため、湿潤な状態が維持される。一方、土壌水分量が比較的低い地点では、土壌の熱容量が小さくなる上に、蒸発量が小さい。そのため、地中への熱移動

が大きくなり、凍土の融解が深くまで進行し、凍結層上面が表層土壌水分変化に与える影響は小さくなる。

したがって、このプロセスの妥当性を示すためには、(i)土壌水分の増加は蒸発量の増加をもたらし、熱収支の配分比が変わること、(ii)土壌水分の増加は土壌の熱容量の増加をもたらし、地中への熱輸送量を減少することの二点を観測結果から示せばよい。まず、(i)については、BJ地点に着目し、蒸発量の増加によって正味放射量の配分比が大きく変化することを指摘する。(ii)については、対照的な土壌水分の鉛直プロファイルを有するD66とAmdo地点に着目する。

凍土融解期の地温プロファイル変化から、地中への熱移動量を推定する。その熱移動量と同一期間における正味放射量 R_n と比を計算し、与えられたエネルギーに対する地中への熱移動量の比を土壌水分の大きく異なる二つの地点で比較する。この2点から地中への熱移動に対する土壌水分の乾湿差の影響を定量的に示し、推論したメカニズムの妥当性を検証することとした。

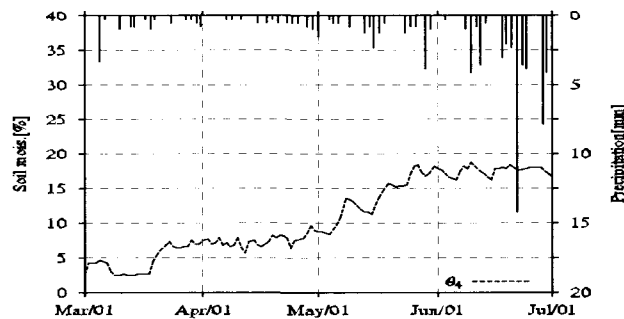


図-3 BJ地点における深さ4cmの土壌水分の時間変化

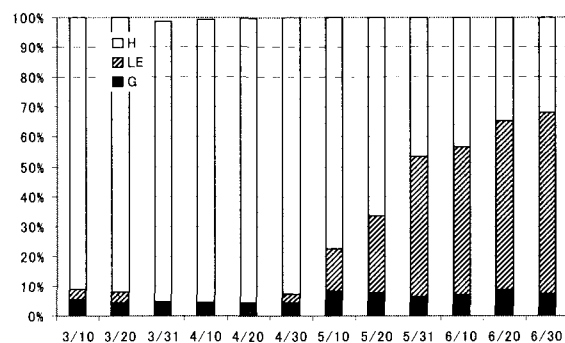


図-4 BJ地点における正味放射に対する熱収支各成分の割合

a) 土壌水分の乾湿差による熱収支の変化

土壌水分の乾湿差に対する熱収支各項の変化に着目する。図-3は3月から6月の凍土融解期に着目し、深さ4cmの土壌水分変化を示した。また、図-4は同時期における正味放射量 R_n に対する熱収支各成分の割合を10日平均値で示した。なお、熱収支計算にはボーエン比法を用いた。

図-3、4より、4月後半から5月前半にかけて土壌水分が増加するとともに、潜熱輸送量が増加し、正味放射に対する割合が増加した。しかしながら、地中熱流量 G の変化が明瞭でない。そのため、潜熱の増加によって地中

熱流量が減少したかの判定は困難である。

そこで、地中への熱移動に着目し、まず、既往の論文から問題点を明らかにする。次に観測結果を用いて、地中への熱移動量の推定を試みる。

b) 地中への熱移動の検討

地中熱流量 G の測定は熱流板を使い、容易に観測できる。しかしながら、熱流板の観測精度の問題点が多く、研究者によって指摘されている。例えば、Rouse⁶⁾は凍土の融解過程における熱収支を検討した論文において、熱流板を用いた G の観測精度が十分でないことを指摘した。この理由について、(i)熱流板と土壤との熱伝導率の大きな違いや(ii)水分の流下に伴う熱移動現象を考慮できないことの二点を挙げている。また、他の研究者によっても凍土域における熱流板による計測は過小評価となることが指摘されている。

そこで、本論文はRouse⁶⁾の論文に基づき、地中への熱移動を評価する。Rouseは観測される土壤水分・地温プロファイルから簡易に凍土の融解・凍結を考慮した熱収支式を示した。本論文はこの熱収支式を用いて、地中への熱移動量を観測結果から明らかにする。

地中への熱移動量 G は水平方向の勾配がなく、一次元で考えるとすれば、次式で表される。

$$G = Q_s + Q_L + Q_p \quad (1)$$

ここで、 Q_s 、 Q_L 、 Q_p はそれぞれ土壤の貯熱量、凍土の融解・凍結に伴う潜熱発生量、融解層下部から凍結層への伝導熱量である。まず、 Q_p は次式で表される。

$$Q_p = \lambda_{\text{bottom}} \frac{dT_{\text{bottom}}}{dZ} \quad (2)$$

ここで、 λ_{bottom} は融解層下部の熱伝導率である。また、 dT_{bottom}/dZ は融解層下部における温度勾配を示す。

貯熱量 Q_s は Δt での温度変化 ΔT_s に依存する。

$$Q_s = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{Z_{\text{max}}} C(Z) \Delta T_s(Z) dZ \quad (3)$$

ここで、 C は土壤の熱容量であり、 Z_{max} は温度変化する最下部の深さである。

Q_L は融解(凍結)に伴い生じる含水分量(含水量) $\Delta X_{w(i)}$ に依存し、次式で表される。

$$Q_L = \frac{L_f}{\Delta t} \int_{z_1}^{z_2} \Delta X_{w(i)} dz \quad (4)$$

ここで、 $\Delta X_{w(i)}$ は深さ z_1 と z_2 の間で融解(凍結)により生ずる含水量(含水量)である。

c) 土壤の乾湿差による地中への熱移動量の違い

土壤の乾湿状態が異なるD66とAmdo地点に着目し、式(1)の各項の和から地中への熱移動量を算定する必要がある。しかしながら、現地観測では、凍土の熱伝導率と含水量を計測することができない。そこで、 Q_p と Q_L を無

視できるように、下層の温度勾配がほとんどない時期のデータを用いる。この結果、地中への熱移動 G は Q_s を観測結果から計算することによって推定できる。なお、 Q_s の推定に用いたD66地点の期間は1998年4月29日から1998年5月5日までの7日間とし、Amdo地点は2001年4月26日から5月5日までの10日間とした。

図-5a, bはD66地点における地温と土壤水分の鉛直プロファイルを示した。図-5c, dはAmdo地点における土壤水分と地温プロファイルを示した。また、初期状態を点線で、最終状態を実線で示した。

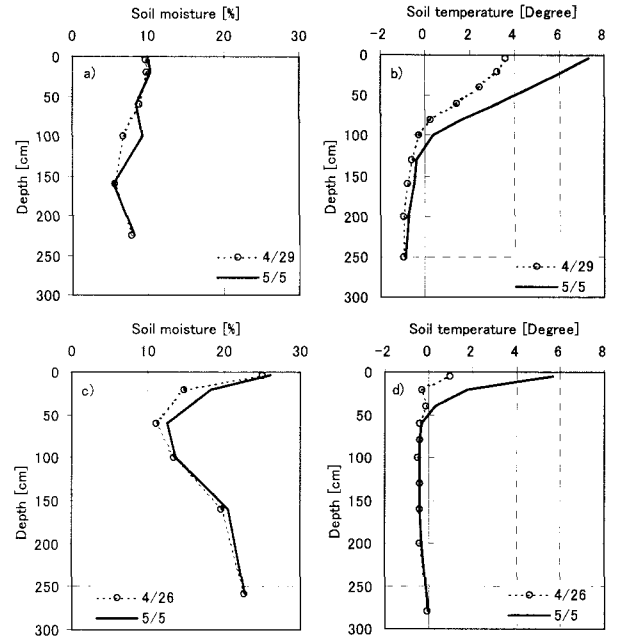


図-5 対象とした土壤水分(a, c)と地温(b, d)の鉛直プロファイル：a), b)はD66地点を、c), d)はAmdo地点を示す。

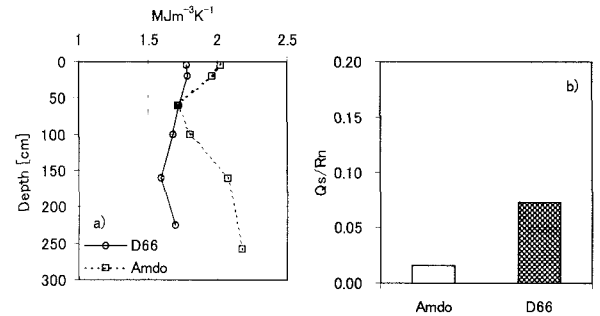


図-6 a)D66とAmdo地点における熱容量の比較を、b)両地点における R_n に対する Q_s の比を示す。

次に、両地点における熱容量の鉛直分布の比較を図-6aに示した。この熱容量分布は図-5に示したD66とAmdoの土壤水分プロファイルから推定した結果である。

この図に示すように、Amdo地点は土壤水分が大きいいため、熱容量が大きく、一方、D66地点は土壤水分が小さいため、熱容量が小さい。図-6bは両地点における正味放射量に R_n 対する地中への熱移動量 G の比を示した。図に示すように、Amdo地点よりD66地点は R_n に対する地中

への熱移動量の割合が大きい。このように、土壌水分が大きいと、正味放射量に対する地中への熱移動量の割合が小さくなる。一方、土壌水分が小さいとその割合が大きくなることがわかった。

4. モデルを用いた土壌水分分布の再現性

筆者らはチベット高原域での土壌水分分布を再現するために、表層での貯留効果を既存の凍土一次元モデルに組み込み、モデルを構築した。本節ではこのモデルを用いて、土壌水分分布の再現性を検討する。まず、土壌パラメータの同定を行い、次に高原域の4地点にモデルを適用し、土壌水分分布の再現性を検討した。

(1) 修正凍土一次元モデルについて⁴⁾

a) 既往の凍土一次元モデルについて

石平・小池は永久凍土帯を対象にした鉛直一次元の水・熱移動を簡単に記述したモデルを提案した。このモデルの特徴は、土層を5層に分割して水フローを記述している。このモデルの特徴は凍結面境界を層区分と独立して決定ができることである。モデルの構造に関しては以下のとおりである。熱移動については、熱拡散方程式を基礎として、10cm間隔で細かく計算する。一方、水分移動については、リチャーズの方程式を差分化し、土層を鉛直5層に分割し、各土層での水収支を計算するものである。

b) 土壌水分分布再現のためのモデル化

現地観測から得られた知見に基づき、既往の凍土一次元モデルに微地形起伏の凹凸による水分貯留効果を導入した。水分貯留効果は簡単なタンクモデルで表現し、5層ある土層の上部にタンクを置いた。そして、微地形起伏の凹凸に応じてタンクが持つ最大貯留高が変化すると考えた。したがって、本モデルはタンクの最大貯留高分布をモデルの境界条件とし、領域内の土壌水分分布を再現するモデルである。なお、水平方向の水分移動については直接記述せず、余剰水分はそのまま流出させることとした。また、蒸発量の計算については、降水によってタンク内に水分が貯留した場合、蒸発効率 β を1とした。

(2) モデルの同定

土壌水分の不均一性形成の主たる要因は微地形起伏である。そのため、微地形起伏に由来する最大貯留高分布以外のパラメータは全地点で同一とした。鉛直方向の水・熱移動の再現性は土壌パラメータの地域的な分布を考慮しなければならないため、今後の課題とした。

モデルパラメータの同定手順は、高原全域でモデルパラメータは同一とし、各地点の表層土壌水分分布が再現できるように各地点における最大貯留高分布を決定した。

同定した土壌の物理特性に関するモデルパラメータを

表-1に整理した。また、推定した各地点における最大貯留高分布を図-7に示した。この図はD66地点では貯留しない領域が多く存在する一方、BJ地点では貯留する領域が多く存在することを示す。

表-1 同定した土壌の物理特性に関するパラメータ

	Depth	θ_s	θ_r	ϕ_s	K_s	B
	[m]	[%]	[%]	[m]	[m]	-
First Layer	0.0-0.1	48.0	2.3	-0.12	1.0×10^6	2.7
Second Layer	0.1-0.2	41.0	5.0	-0.12	1.0×10^6	2.0
Third Layer	0.2-1.0	41.0	5.0	-0.10	1.0×10^6	2.0
Fourth Layer	1.0-2.4	41.0	5.0	-0.10	1.0×10^6	2.0
Fifth Layer	2.4-6.0	41.0	5.0	-0.10	1.0×10^6	2.0

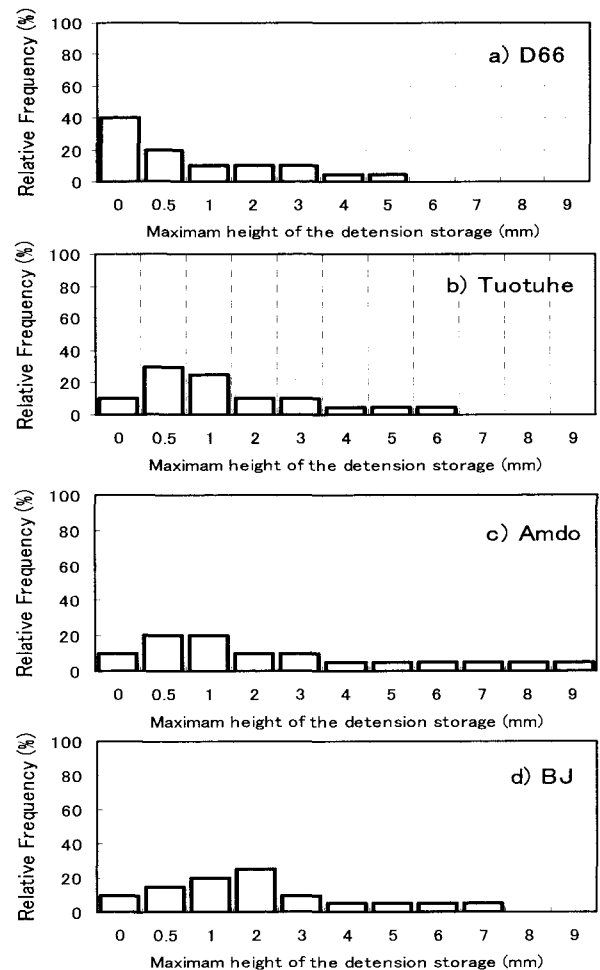


図-7 推定された最大貯留高分布

(3) 複数地点における土壌水分分布の再現

次に、モデルにより算出した土壌水分分布と観測結果を比較し、土壌水分の再現性を検討する。

図-8、図-9は積算相対度数分布を用いて、計算結果と観測結果を比較した結果である。図-8ab、図-8cd、図-9abc、図-9defはそれぞれD66、Tutouhe、Amdo、BJ地点において両者を比較した結果である。図-8aを例示すれば、実線が観測結果を、点線が計算結果を示した。その結果、図-8、図-9に示すように、計算結果と観測結果と

比較した結果、両者がよく一致することが定性的にわかった。

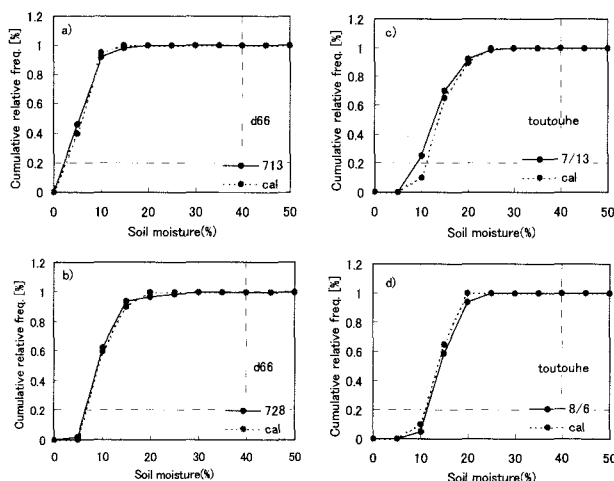


図-8 土壌水分分布の再現性：a)-b)はD66の、c)-d)はToutouhe地点における土壌水分分布の再現性

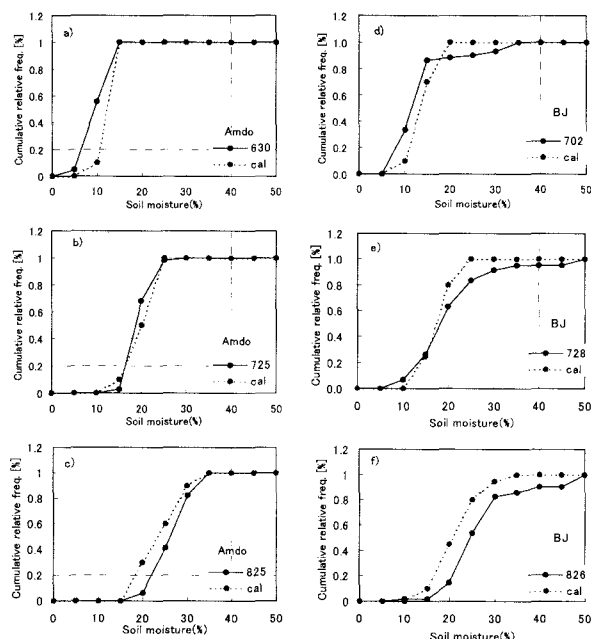


図-9 土壌水分分布の再現性：a)-c)はAmdo地点の、d)-f)はBJ地点の結果を示す

表-2 観測結果に対する計算した土壌水分分布の適合度評価

観測地点	図番号	観測日	χ^2	$\chi^2(0.05)$
D66	図-8a	1998/07/13	0.009	7.8147
	図-8b	1998/08/07	0.003	11.0705
Toutouhe	図-8c	1998/07/12	0.097	9.4877
	図-8d	1998/08/06	0.069	7.8147
Amdo	図-9a	1998/06/30	0.421	5.9915
	図-9b	1998/07/25	0.196	5.9915
	図-9c	1998/08/25	0.972	5.9915
BJ	図-9d	1998/07/02	0.031	11.0705
	図-9e	1998/07/28	0.155	12.5916
	図-9f	1998/08/26	0.191	12.5916

(4) 適合基準を用いた定量的な評価

次に、モデルの再現性を定量的に議論する。そのため、

計算結果に対して適合度の χ^2 検定を行った。表-2はモデルによる土壌水分分布の再現性を整理した。なお、この表には χ^2 分布表より得られる限界値を $\chi^2_{(0.05)}$ として記載した。表-2に示すようにモデルの計算結果より得られた χ^2 は小さく、適合度が高いことがわかる。

このように、現地観測結果と比較し、モデルによる土壌水分分布の再現性が良好であることを定量的に示した。

6. まとめ

本論文で得られた成果は次の2点である。

- ・詳細な現地観測結果を用いて、チベット高原平坦地における土壌水分分布形成メカニズムの仮説を検証した。
- ・モデルをチベット高原域の複数地点に適用し、観測された土壌水分分布の再現を試みた。その結果、モデルによる土壌水分分布の再現性は良好であった。さらに適合度基準を導入し、再現性を定量的に評価した。

謝辞：本研究は、文部省国際共同研究等経費(GAME)、科学研究費補助金特定領域研究(GAME)、科学技術振興事業団戦略的創造研究(地球変動のメカニズム)、統合地球水循環強化観測期間プロジェクト(CEOP)の研究成果の一部である。記して深く謝意を表す。

参考文献

- 1) Nakaegawa, T., T. Oki and K. Musiakke: The effects of heterogeneity within an area on areally averaged evaporation. *Hydrol. Process.*, vol.14, pp.465-479, 2000.
- 2) Famigletti, J. and E.F. Wood: Evapotranspiration and runoff from large land areas: land surface hydrology for atmospheric general circulation models, *Land-Surface Atmosphere Interactions for Climate Modeling, Observation, Models and Analysis* (Edited by E.F. Wood), pp179-204, 1991.
- 3) Chen, Z. -Q., M. L. Kavvas and R. S. Govindaraju: Upscaling of Richards equation for soil moisture dynamics to be utilized in mesoscale atmospheric models. *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*, IAHS, 212, pp125-132, 1991.
- 4) Nozomu Hirose, Koike Toshio and Ishidaira Hiroshi: Study on Spatially Averaged Evaporation under Soil Moisture Heterogeneity Affected by Permafrost Micro-topography, *JMSJ*, Vol.80, pp191-203, 2002.
- 5) 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*, Vol.42, pp133-138, 1998.
- 6) Rouse, W.R.: Microclimate of Arctic Tree Line 2. Soil Microclimate of Tundra and Forest. *Water Resources Research*, 20, 67-73, 1984

(2003.9.30受付)