

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

The basic study for variability of energy and water transfer over permafrost regions

石平 博*・小池俊雄**

By Hiroshi ISHIDAIRA, Toshio KOIKE

Abstract

The objective of this study is to investigate heat and water transfer processes over the permafrost region. For this analysis, we develop a 1-D energy and water transfer model which can consider permafrost hydrological processes, and apply it to the permafrost region on the Tibetan Plateau. The result of analysis indicates that the model which is developed in this study can represent heat and water transfer and the active layer depth accurately. By using this model, the impacts of climate change on the permafrost hydrological processes are demonstrated.

Key Words : *Permafrost hydrology, Energy and Water transfer, 1-D 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い影響を与えている。そ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ことが期待されている。ユーラシア大陸東南部からインドネシア・熱帯西太平洋、オーストラリア北部を中心とするアジア地域にモンスーンが卓越している理由は、低緯度にまで広い面積を占めるユーラシア大陸と、まわりの海洋の間での季節的な加熱・冷却の差が大きいことに加え、ヒマラヤ・チベット山塊の存在がこのコントラストをさらに強めていることによるとされている。すなわち、海洋上での蒸発による大気の冷却、風による水蒸気輸送と収束、そして大陸周辺域での凝結・降水による大気加熱という水循環過程を通して、海陸間に大きな加熱差が維持され、これを補償するように流れるのが、モンスーン循環であり、その維持・強化および大きな年々変動については、熱帯の大気・海洋結合系とユーラシア大陸での大気-陸面間の水・エネルギー循環が深く関わっていることが近年の研究によって指摘されている(安成・小池(1993)¹⁾)。ユーラシア大陸の冬の積雪面積の変動が、モンスーンの年々変動に大きな影響をもたらすことは、衛星データやGCMを使って指摘されている(Barnett et al.(1989)²⁾, Yasunari et al.(1991)³⁾, Vernekar et al.(1995)⁴⁾)。本研究では、積雪に加えて土壌水分の季節的なコントロールや年々変動を駆動するメモリーとしての機能の面から、モンスーン変動へ与える影響の重要性が指摘されているチベット高原とシベリアに広がる永久凍土層での水・エネルギー循環の素過程を対象とする。永久凍土層の季節的融解は、土壌水分の供給とともに活動層厚の変化による圃場容水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。また、凍結前の夏～秋の活動層厚や土壌水分量が翌年春～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、積雪と同様にあるいはそれ以上に大気循環に大きく影響していると推定されている。ただし、図-1に見られるように両地域の永久凍土

* 工修 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)

** 工博 長岡技術科学大学環境・建設系助教授

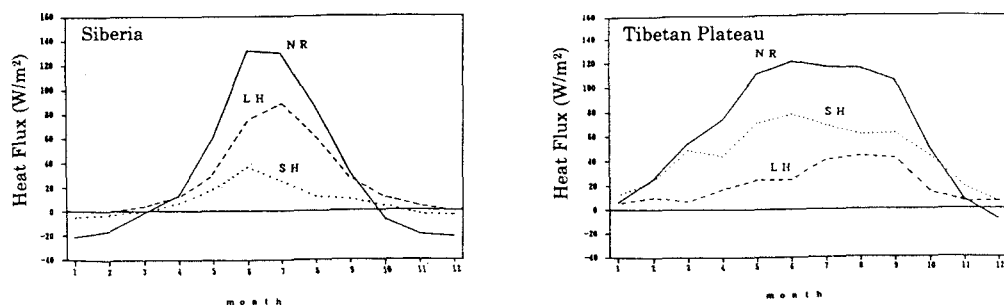


図-1 シベリアおよびチベット高原における凍土上での月平均熱フラックス (Li et al., 1987⁵⁾; Budyko, 1956⁶⁾)

面での熱収支特性は著しく異なっている。高緯度帯のシベリア永久凍土では、一か月正味放射量 (NR) が10月から3月までの半年間負となるのに対して、中緯度帯に属するチベット高原では12月を除いて正であり年間総量も大きい。またその配分をみると、チベット高原では顕熱 (SH) の占める割合が大きいのに対して、シベリアでは潜熱 (LH) の割合が極めて大きい。前者においては比較的乾燥した地表面条件下での放射加熱による地表面-下層大気の大きな温度較差が支配的であるのに対して、後者においては暖候期を通して湿潤な状態が維持されていることが示唆されている。したがって、緯度と土壤水分条件の違いによる大気-陸域応答特性を表しうる永久凍土面での熱・水循環モデルの開発が求められている。そこで、今回はこのような永久凍土帯凍土での熱・水輸送を表現するモデルを開発し、これを用いた数値実験的検討を通して永久凍土帯での一次的な熱・水の輸送プロセスについて考察する。

2. 一次元熱・水輸送モデル

本研究においては、以下に示す一次元の熱・水輸送モデルを用いて永久凍土層における水・エネルギー循環の素過程について検討を行う。このような現象を考える上で熱と水の移動は切り離して議論することができない。これは凍土の熱的特性 (熱容量, 熱伝導率) が土壤中に存在する水と氷の量により変化し、また凍土の融解にともない増加した液相としての水が土壤の水利的特性 (不飽和透水係数, 吸引力ポテンシャル) を変化させることから明らかである。したがって、凍土の凍結・融解のモデル化においては、熱と水との相互作用を考慮した上で両者を連動させて解く必要があり、またこれまでもこのような熱・水を結合させた詳細な凍土モデルの開発およびその適用結果が報告されている (例えば福田ら (1982)⁷⁾)。ここでは、このような過去の凍土モデルに関する研究成果を踏まえた上で、GCM や分布型水文モデルへの凍土水文過程の導入を念頭に置き、物理的に矛盾の無い程度に簡略化した一次元凍土モデルの開発を行う。以下に一次元熱・水輸送モデルの概要ならびにこの中での熱と水の移動の計算方法を示す。

(1) モデル構造

図-2にモデルの概念図を示す。このモデルでは凍土における活動層の位置を正確に捉えるために、熱の移動については細かな格子点間隔 (10cm, 以下この格子点間隔をグリッドと呼ぶ) で計算を行う一方、水の移動については、SiB (Sellers 1986)⁹⁾ のような気候モデルの陸面過程と同程度に簡略化し、全層を五つの土層 (以下この土層をレイヤーと呼ぶ) に分割しモデル化している。なお、各土層の厚さの決定においては、土壤含水状態の変化の大きい地表面近くでは細かく、逆に変化幅の小さい深い部分においては粗く層の分割を行い、本検討では第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 とした。

(2) 熱輸送の計算

気象条件により変化する土壤温度プロファイルの推定には、福田ら (1980)⁸⁾ により提案されている手法を用いる。この手法では、まず気象要素 (気温, 日射, 風速など) を用いて地表面熱収支計算を行い、以下の熱収支が成り立つような地表面温度 (平衡地表面温度) を決定する。

$$R_n + LE + H + S = 0 \dots\dots\dots (1)$$

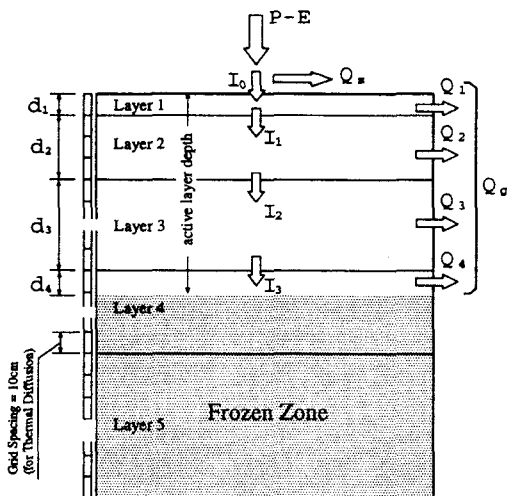


図-2 土層構造の概念図

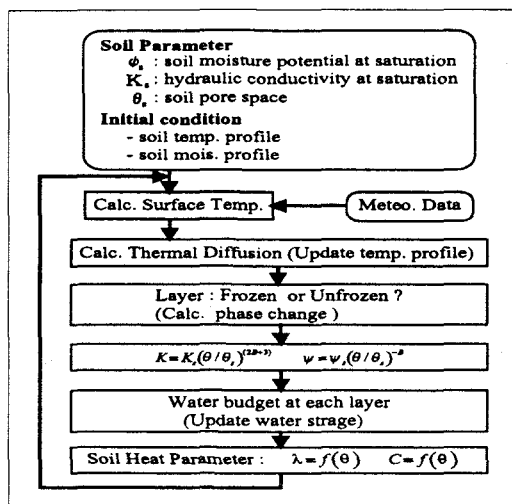


図-3 計算のフロー

ここで、 R_n, LE, H, S はそれぞれ純放射、潜熱、顕熱、地中伝導熱量であり、それぞれの要素を気象要素から順次推定することで、式(1)を成立させる反復計算を行って平衡地表面温度を決定する。

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得る。

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

ここで、 λ : 熱伝導率 [$W/m/K$], C : 熱容量 [$J/m^3/K$], T : 土の温度 [K] である。なお、各土層の熱容量 C については、凍土、未凍土を構成する土と水(氷)の容積比にそれぞれの物質の熱容量を乗ずることにより得られ、熱伝導率については福田ら(1982)⁷⁾の実験式より推定する。

$$\text{未凍土: } \lambda_u = (A_0 + A_1\theta + A_2\theta^2 + A_3\theta^3) \quad (3)$$

$$\text{凍土: } \lambda_f = (B_0 + B_1\theta + B_2\theta^2 + B_3\theta^3) \quad (4)$$

ここで $A_0 \sim A_3, B_0 \sim B_3$: 経験的な係数, θ : 体積含水率 [m^3/m^3] である。また、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、見掛けの熱容量 C_v を以下のように取り扱う。

$$C_v = \theta L + 1/2(C_u + C_f) \quad (5)$$

ここで、 L : 融解潜熱 [J/kg] である。式(3)(4)(5)のように、土壌熱特性は土壌含水量の関数として表現されており、これにより土壌水分の変化と熱の移動とが関連づけられている。以上のようにして推定したパラメータを用いて式(2)を差分化して解くことにより、地中の温度プロファイルが得られる。なお、差分化においては、深さ6m(年間恒温室)までグリッド間隔10cmで分割し、これを平衡地表面温度および6mの深さの地中温度とを境界条件として解いた。

(3) 水移動の表現

各土層(レイヤー)での水の収支は以下のように表現される。

$$\Delta S_i(t, t + \Delta t) = I_{i-1}(t, t + \Delta t) - I_i(t, t + \Delta t) - Q_i(t) + M_i(t, t + \Delta t) \quad (6)$$

ここで、 $\Delta S_i(t, t + \Delta t)$, $I_{i-1}(t, t + \Delta t)$, $I_i(t, t + \Delta t)$, $\Delta M_i(t, t + \Delta t)$, はそれぞれ時刻 t から $t + \Delta t$ の間の i 層の貯留量変化 [m], $i-1$ 層から i 層への降下浸透量 [m], i 層から $i+1$ 層への降下浸透量 [m], 水の相変化にともなう貯留量の変化 [m] であり、 $Q_i(t)$ は t の時点における i 層の貯留量に応じて発生する地下水流出力である。また、これらの各要素は以下の式より計算される。

$$I_i(t, t + \Delta t) = \bar{K} \left[2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{d_i + d_{i+1}} + 1 \right] \Delta t \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$\bar{K} = \min(K_i, K_{i+1}) \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$Q_i(t) = (A_u S_i(t))^2 \quad \dots\dots\dots (9)$$

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, $i+1$ 層の不飽和透水係数 [m/s], d_i, d_{i+1} : i 層, $i+1$ 層の厚さ [m], $S_i(t)$: 時間 t における i 層の貯留量 [m], $Q_i(t)$: i 層からの基底流出量 [m], A_u : 土壌の不圧減水定数である。なお、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、(降雨量 - 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。ここで蒸発量は、Priestley Taylor の式に基づき計算し、蒸発効率は土壌抵抗 F を通じ、モデル第 1 層の含水率の関数とした (Kondo et al.(1990)¹¹⁾)。また、 i 層の下端が凍結している場合には $i+1$ 層との間の水の移動は無いものとする。ここでの計算に必要な吸引ポテンシャル ψ および不飽和透水係数 K は、土壌体積含水率 θ の関数として与える (Clapp and Hornbeger(1978)¹⁰⁾)。

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$K = K_s W^{2B+3} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$W = (\theta/\theta_s) \quad \dots\dots\dots (12)$$

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 [m^3/m^3], である。

(4) 計算手順

計算手順は以下の通りである (図-3 参照)。

1. 入力値として土壌特性 (K_s, ψ_s, θ_s) および初期の含水率・地温プロファイルを与える。
2. 気象データから地表面温度を計算し、これを境界条件として熱伝導を解き地温プロファイルを更新する。
3. 更新された地温プロファイルから土壌層が凍結しているか否かを判断し、土壌が凍結していない層については、含水率から式 (10), (11) を用いて ψ, K を決定する。
4. 決定された ψ, K を用いた土層間の水分移動 (浸透量) の計算、ならびに基底流出量の計算をもとに各層での水の収支を計算し、層内の貯留量および含水率を更新する。
5. 更新された土壌含水状態における土壌熱特性を式 (3), (4) 等から決定し、これを次の time step での熱伝導計算に適用する。

3. モデルの適用・検証

本研究により開発されたモデルを実際の永久凍土帯に適用することにより、その適用性の検証を行う。

(1) 対象領域および使用データ

今回対象領域として選んだのは、長江最源流部のチベット高原タングラ・ヤンシーピン流域 (流域面積 約 $4,000km^2$) である。この流域は、永久凍土帯に位置しており、また、1991-93 年にかけて行われた CREQ (Cryosphere Research on Qingzang Plateau) project により得られた種々の気象・水文データが利用可能である。今回は CREQ 観測期間にこの流域内に設置された気象観測地点の中から条件の異なる 2 地点を選び (以下、それぞれ D105, WL と記す) この両地点に対して今回開発したモデルを適用する (図-4 参照)。なお、検証は、モデルに入力値として D105, WL それぞれの気象データ (気温, 下向き短波放射量, 風速, 降水量など) および地温, 土壌含水率の初期プロファイルを与えて約 2 か月間 (5/21~7/31) の計算を行い、得られた地温・土壌含水率および活動層深さに対応する実測値の比較により行う。

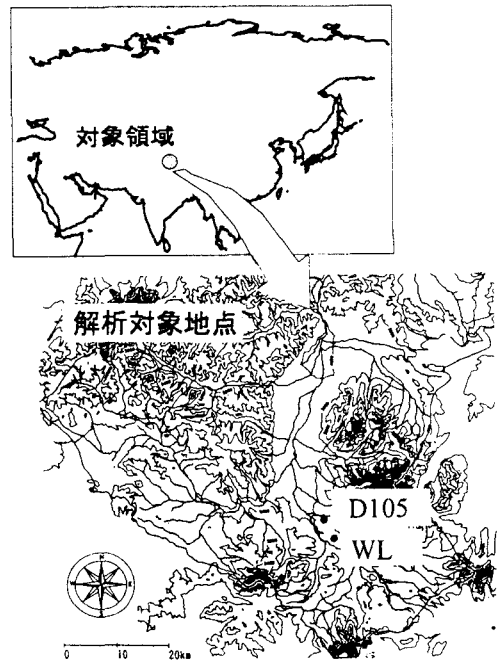


図-4 対象領域・地点位置図

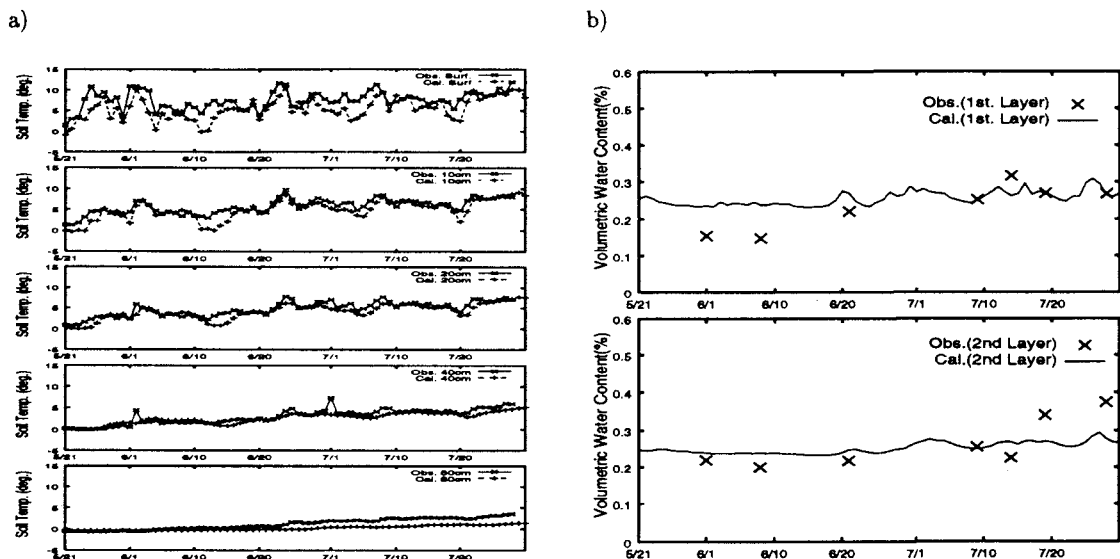


図-5 地温・含水率の推定結果；a) 地温（深さ0,10,20,40,80cm）, b) 土壌含水率（モデル第1,2層）

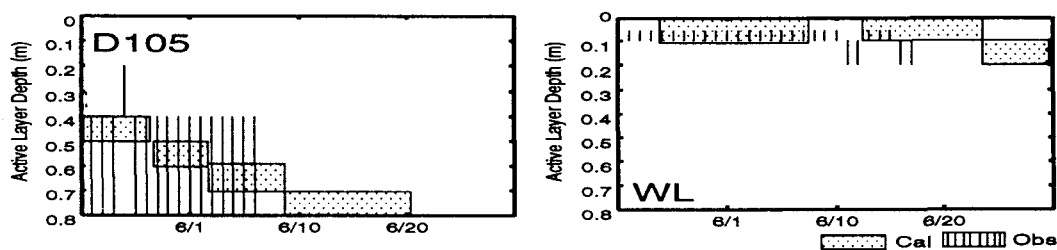


図-6 活動層深さの推定結果

(2) 実測データとの比較結果

図-5は、D105地点を対象に深さ0,10,20,40,80cmの地温およびモデル第1,2層の深さの土壌含水率について計算値と実測値とを比較したものである。地温については、比較的深いところ（ex. 深さ80cm）で系統的に低く計算されているなどの問題も見られるが、これは深い部分での土層間隔が大きく（ex. モデル第3層は厚さ60cm）、その部分での土壌含水状態等がうまく表現されていない可能性があることなどが考えられる。また土壌含水率については、全般的にその変動幅が観測値と比較して小さく計算されているが、これについては、不飽和透水係数等の土壌水理特性の与え方などの問題に加え、実測値がある深さ（点）での値であるのに対して、計算値の方はある厚さを持った土層の平均的な含水量であるという条件の違いも一因と考えられる。しかしながら、地温については全般的に観測値と良く一致しており、また、土壌含水率についてもほぼ妥当な値を示していることから、本研究で開発したモデルは永久凍土帯における熱・水輸送を比較的良く表現出来ていると考えられる。

また、図-6はモデルにより推定された活動層深さと実測の活動層深さとの比較を表している。なお、ここで推定値とはモデル計算において得られた10cmごとの地温プロファイルより特定した地温が0℃となる層の位置を意味しており、（例えば、20～30cmの間で0℃と判断された場合は図中20～30cmにハッチング）実測値とは0,5,10,20,40,80cmの深度で観測された地温プロファイルから特定した0℃となる層の位置である（もし、ある時刻に20～40cmの間で0℃と判断された場合は図中20～40cmにハッチング）。D105, WLの両地点とも計算値と実測値は良く適合していることが分かる。この活動層の深さは凍土地域における流出特性を大きく左右する要素であることから、凍土地域における流出解析への適用などに対しても有効であると言える。

4. 凍土地域における熱・水輸送特性に関する検討

前節においてその適用性が確認された一次元凍土モデルを用いて凍土域における熱・水輸送特性把握を目的とした数値実験を行う。具体的には、凍土の凍結・融解過程を駆動する気象要素の変化に対してどのような水文的応答が現れるのか、その応答特性を活動層深さの変化により評価する。なお、実験のケースについては表-1の通りであり、計算期間は前節のモデル検証の計算と同様である。また、活動層の深さは地温プロファイルより特定した地温が0℃となる層の上下2点の節点における温度を内挿することにより得られたものである。図-7 a)は降雨を変化させたときのケースであるが、降雨を変化させたケースにおいては、さほど大きな変化は現れていない。これは、土壌含水状態の変化に伴う活動層の熱的特性の変化よりも凍土融解面における見掛けの熱容量の効果が卓越することによるものと考えられるが、これよりも長い時間スケールでの雨の変化の影響(例えば全年の雨が少なく、凍土融解初期の含水率が低い場合など)についてはさらに検討を要する。また図-7 b)は日射を変化させたときの結果であるが凍土融解が進行した時に僅かではあるが太陽からの短波放射の増減に対応した活動層深さの変化が現れている。気温を変化させた図-7 c)のケースにおいてはもっとも顕著な差が現れているといえ、とくに気温を低下させた時の変化幅は温度が上昇した時の変化量よりも大きくなっている。このように与えた偏差は2℃程度ではあるが、その効果は非常に大きいことが確認された。

5. 結論

- 本研究において得られた主な成果は以下の通りである。
- ・ 広域水文気象モデルへの適用が可能な、凍土水文過程を考慮した一次元の熱・水輸送モデルを開発した。
 - ・ 開発したモデルをチベット高原上の永久凍土帯に適用し、その有用性の検証を行った。
 - ・ モデルを用いた数値実験を通じ、凍土水文過程に与える気象要素の影響の評価が試みられた。

謝辞

本研究は、文部省国際共同研究等経費「チベット高原のエネルギー・水循環過程の研究」のもとに実施されている。また、解析に用いたデータの取得は「チベット高原の雪氷圏と水循環」の一環として行われたものであり、特に気象データ等の取得においては名古屋大学大気圏科学研究所の矢吹裕伯氏に多大なる御協力を頂いた。関係各位に記して謝意を表する。

参考文献

1) 安成哲三, 小池俊雄: 地球の気候とアジアモンスーンの水循環, 科学 Vol.63 No.10, pp.626-645, 1993.
2) Barnett, T. P., Dumenil L., Schlesse U., Roedner E., Latif M.: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, Journal of Atmospheric Sciences, 46, pp. 661-685, 1989.
3) Yasunari, T., Kitoh, A., Tokioka, T: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate, Journal of Met. Society of Japan, 69, pp.1033-1049, 1991.
4) Vernekar, A. D., Zou J., Shukla J.: The effect of eurasian snow cover on the indian monsoon Journal of Climate, 8, pp.248-266, 1995.
5) Li, D. Wu, J., Ji, G., Yuan, F.: The heat balance in the Lhasa, Nagqu, Gerze and Garze during August 1982 to July 1983, Acta Meteorologica Sinica, 45, pp370-373, 1987.
6) Budyko, M. I., : The heat balance of the Earth's surface, Leningrad, Gidrometeoizdat. 1956.
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) 福田正己, 石崎志志: 平衡値表面温度による土壌凍結深推定モデル, 雪氷 42 巻 2 号, pp.71-80, 1980.
9) Sellers, P.J., Mintz, Y. and Dalcher, A., : A simple biospherer model(Sib) for use within general circulation models, Journal of the Atomospheric Science 43., pp.505 - 531. 1986.
10) Clapp, R.G, G. M, Hornberger., : Empirical Equations for some soil hydraulic properties, Water Resources Research 14., pp.601 - 604. 1978.
11) Kondo, J. and Saigusa, N. and Sato, T., : A parameterization of evaporation from bare soil surface, Journal of Applied. Meteorology., 29, pp.383-387. 1990.
12) Research Report of IAHS, Data Report of Cryosphere Research on Qingzang Plateau, 1991-1993., 207pp. 1996.

表- 1 数値実験の計算条件

ケース	条件	内 容
No change	-	D105 の気象 データをそのまま使用
Rain (no rain) Rain (×2)	降雨	降雨を与えない 2 倍の降雨量を与える
Rsw (+ 10%) Rsw (- 10%)	日射	日射量を 10%増加させる 日射量を 10%減少させる
Temp.(+ 2 deg.) Temp.(- 2 deg.)	気温	気温を 2℃上昇させる 気温を 2℃下降させる

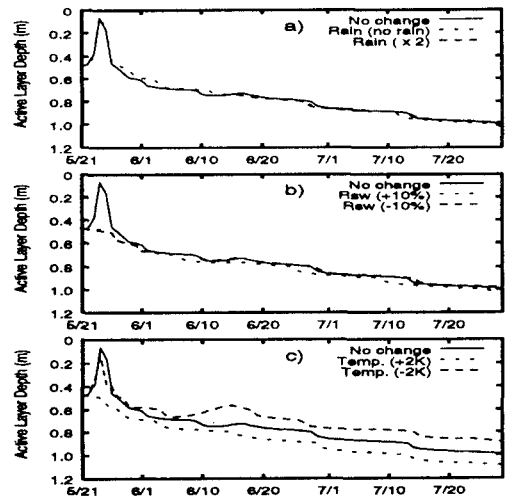


図- 7 気象条件の変化に対する活動層深さの変動