

中央アジアにおける土壌水分量の季節変化・ 年々変動とインドモンスーンの関係

松山 洋, 増田 耕一*

1. はじめに

ユーラシア大陸の春先の積雪面積偏差が引き続く夏のインドモンスーンの強弱と関連のあることが Hahn and Shukla (1976) によって示されて以来, その物理的過程は Yeh *et al.* (1983), Barnett *et al.* (1989), Yasunari *et al.* (1991) らの GCM 実験によって調べられてきた。これらの研究によると, 夏のインドモンスーンにもたらすユーラシア大陸の融雪水文学的效果の重要性が指摘されている。ここで融雪水文学的效果とは Yasunari *et al.* (1991) の Fig.1 に示されている以下のような連鎖的因果関係のことを指す。

1. 冬に積雪が多い (少ない) と, 春先の融解水が多く (少なく) なる。
2. 春先の融解水が多い (少ない) と, 春から夏にかけての土壌水分量が多く (少なく) なる。
3. 春から夏にかけての土壌水分量が多い (少ない) と, 地表面の Bowen 比 (顕熱/潜熱) が小さく (大きく) なる。
4. 地表面の Bowen 比 (顕熱/潜熱) が小さい (大きい) と, 初夏の地表面温度が低く (高く) なる。
5. 初夏の地表面温度が低い (高い) と, 海陸の温度コントラストが小さく (大きく) なる。
6. 海陸の温度コントラストが小さい (大きい) と, 夏のモンスーン循環が弱く (強く) なる。

旧ソ連では土壌水分量の観測が行われており, Leningrad の State Hydrological Institute では旧ソ連の 50 地点における土壌水分量のデータがとりまとめられている。Vinnikov and Yeserkepova (1991) では, 土壌水分量分布の季節変化・経年変化などこのデータの基本的特性に関する記載と, 3つの研究機関の GCM によって得られた土壌水分量との比較がなされた。また Robock *et al.* (1995) では SSI-B モデル (Simplified Simple Biosphere Model) およびバケツモデルで得られた土壌水分量とこれらの実測データとの比較がなされた。しかしながら, 土壌水分量と夏のインドモンスーンの関係に着目して土壌水分量データを解析した例はまだ見られない。

そこで筆者らは上述した旧ソ連の土壌水分量データを入手し, その季節変化・年々変動および夏のインドモンスーンとの関係について解析を行ったので, その結果を以下に紹介する。

* 東京都立大学理学部地理学教室

2 データおよび解析方法

2.1 土壌水分量

Vinnikov and Yeserkepova (1991) で用いられた土壌水分量データをアメリカ合衆国 Maryland 大学の A. Robock 教授と K. Y. Vinnikov 教授から提供していただいた。各観測地点では上層 1 m に含まれる土壌水分量（水深換算 単位mm）が毎月 8 日, 18 日, 28 日に炉乾法によって測定されており, シオレ点以上の土壌水分量としてデータがまとめられている。各観測地点において, 土壌水分量は複数のサンプリングを平均することによって求められている。またこれらの観測地点では圃場容水量 (W_i), シオレ点の値も明らかにされている。ここでの圃場容水量は「重力排水が終わった状態の土壌水分量からシオレ点を引いたもの」と定義されている。観測地点の選定には一貫して同じ方法で土壌水分量の観測がなされていること, 土壌・植生・地下水面などの広域代表性があることなどが考慮されている。

これらの土壌水分量観測地点は旧ソ連南西部に位置している。そこで解析対象領域として, 春先の積雪面積偏差が引き続く夏のインドモンスーンの強弱と最も関係があるという森永 (1991) の「中央アジア」に注目し, この領域に含まれる 40 地点を選別した (図 1)。圃場容水量の値は地点ごとに異なるので, 地点間の比較を行ったり「中央アジア」の土壌水分量の広域平均値を算定する際に土壌水分量の絶対値を用いることは適切ではない。そこで, 各地点の土壌水分量 (W) を圃場容水量 (W_i , Vinnikov and Yeserkepova (1991) の TABLE. 1 による) で割って相対化し (W/W_i), その 40 地点の算術平均値を「中央アジア」の土壌水分量とみなして, 季節変化・年々変動の解析を行った。以後, 本稿ではこの変量のことを ANSM (Average of Normalized Soil Moisture) と呼ぶことにする。広域の土壌水分量の算定方法には今のところ決定的なものがないためこのような方法を取ったが, この是非についてはまず 3.2 節で議論する。

解析対象期間は主として, 観測地点数が比較的多い 1972~1985 年の 14 年間とした。また冬期間は 8 日, 18 日の観測データがほとんど欠測であるため (図 2), 主に各月 28 日のデータを用いて解析を行った。

2.2 その他の気象データ

本研究では, 土壌水分量の他に積雪深・降水量・気温のデータを解析に用いた。これらはいずれも日平均値であり, 旧ソ連の Obninsk にある All Union Research Institute of Hydrometeorological Information でデータがとりまとめられている。積雪深データは筑波大学地球科学系の安成哲三教授に, 降水量・気温のデータは東京大学理学系研究科の松本淳助教授に, それぞれ提供していただいた。データが利用可能な期間は地点によって異なるが, 積雪深データが 1966~1983 または 1984 年, 降水量と気温データが 1966~1986 年である。地点数は積雪深データが 215 地点, 降水量と気温データが 223 地点であり, 積雪深観測地点では降水量と気温の観測がなされている。

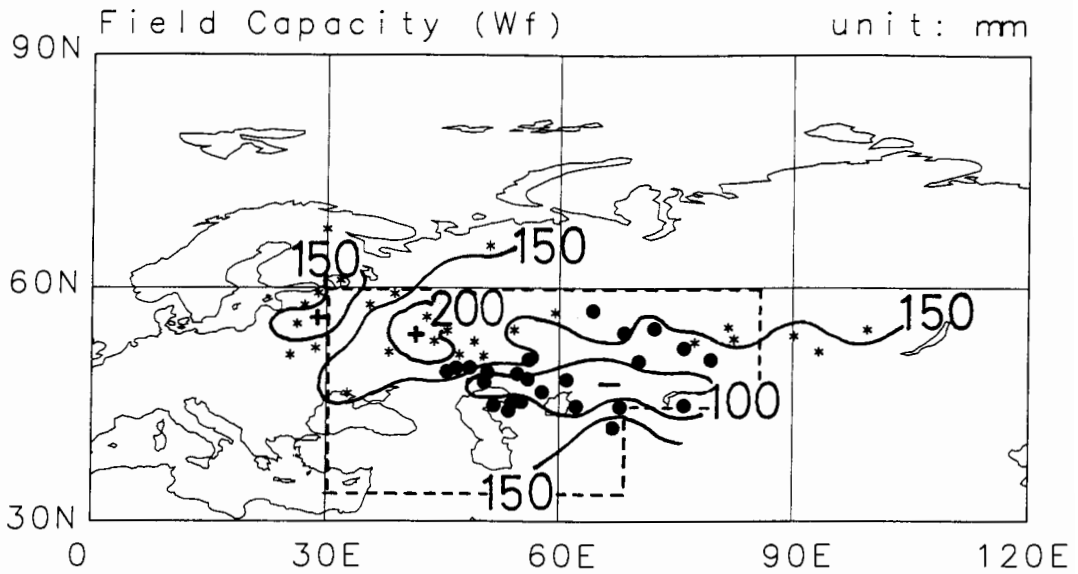


図1 土壌水分量の観測地点(●, *)および圃場容水量(W_f, 単位mm)の分布図。
●は1972年以前からのデータが利用可能な地点, *は1972年以降のデータのみ利用可能な地点をそれぞれ表している。点線に囲まれた領域が森永(1991)による「中央アジア」である。

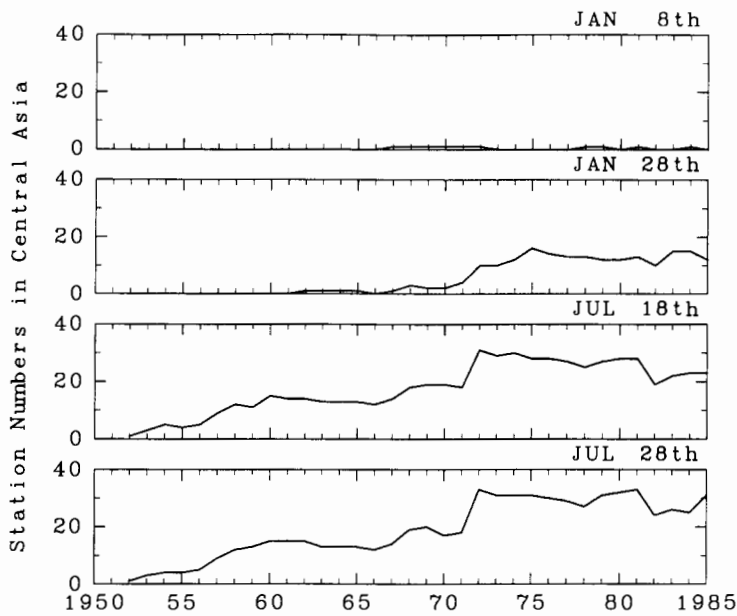


図2 「中央アジア」における観測地点数の年々変動。冬(1月8日と28日)と夏(7月18日と28日)の例を示す。

これらの観測地点は旧ソ連全土に広く分布しているが、その詳細については森永、安成（1993）を参照されたい。

2.3 All-India summer monsoon rainfall

夏のインドモンスーンの強弱の指標となる降水量データ（All-India summer monsoon rainfall）は Parthasarathy *et al.*（1991）の APPENDIX の RF2 を用いた。この APPENDIX には RF1 と RF2 があり、RF1 は 16 地点、RF2 は 306 地点の重み付けした空間平均値として 6～9 月におけるインドの降水量が求められている。RF1 も RF2 も地点の空間分布について考慮されており、RF1 のデータは 1847 年から利用できる。今回解析を行うのは主として 1972 年以降であるため、本研究では地点数の多い RF2 を用いた。

このデータを用いて ANSM と All-India summer monsoon rainfall の年々変動に関する解析を行った。また good monsoon の年、poor monsoon の年（それぞれ夏のインドモンスーンの降水量が多い年と少ない年）を数例選び出して、積雪深・土壌水分量の季節変化に関する検討を行った。

3 土壌水分量データに関する検討

3.1 圃場容水量について

図 3 は比較的湿潤な「中央アジア」北部に位置する Vologda Semenkovo（WMO No. 27037、図 12 参照）における土壌水分量の季節変化を表したものである。× は 1972～1975 年の平均値、縦線はこの期間の標準偏差（ $\pm 1\sigma$ ）を表している。この図より、この地点では圃場容水量で標準化した土壌水分量（ W/W_i ）が年間を通じて 100% を越えていることが分かる。降水直後に土壌水分量を観測する場合には土壌水分量が 100% を越えることもあり、Vinnikov and Yesserkepova（1991）では、地下水面が浅い地域ではこのようなことが起こりうると述べられているが、14 年間の平均値が 100% を越えるのは非現実的である。このような特徴は「中央アジア」北部のその他の地点でも見られるが（図省略）、この原因として圃場容水量が過小評価されていることが考えられる。

Vinnikov and Yesserkepova（1991）の Fig. 2 では W/W_i の分布の季節変化の様子が示されているが、「中央アジア」北部は一年中 overmoistened area（ W/W_i が 100% を越える地域）となっている。今回 2.1 節で定義した ANSM を算定するに際して、まず各地点の土壌水分量データを各地点の圃場容水量データで標準化した。が、「中央アジア」北部の圃場容水量が過小評価されているならば ANSM にはこれらの地域の影響がより現れやすくなる。解析結果の解釈にはこの点に留意する必要がある。

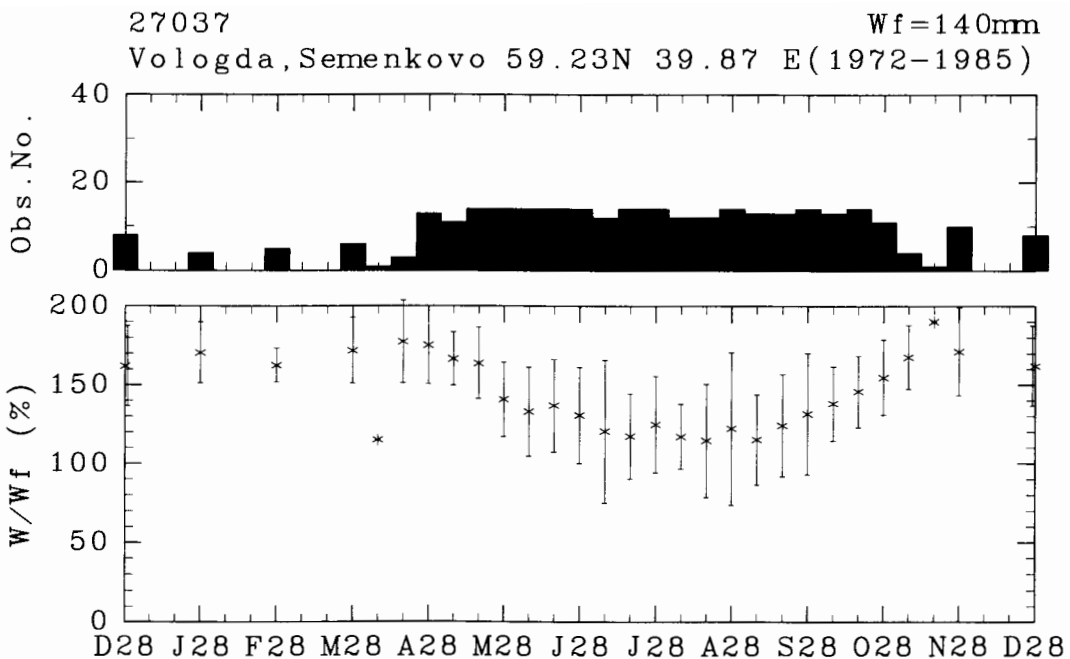


図3 Vologda Semenkovo (WMO No. 27037) において、圃場容水量 (Wf) で標準化した土壌水分量の季節変化。1972~1985年の平均値 (×), 標準偏差 (縦線) および観測回数 (縦棒) を示す。

3.2 算術平均法で土壌水分量の広域代表値を算定したことについて

図4はANSMと各地点の土壌水分量の時系列の相関係数を示したものである。この時系列には季節変化成分が含まれている。「中央アジア」中央部ほど相関係数は大きく、縁辺部ほど小さくなるという特徴があるが、両者の相関係数はおおむね0.6以上となることが分かる。すなわち、局地性の大きい土壌水分量の広域平均値を算定するのに算術平均法を用いたことはそんなに非現実的ではないと言える。これには、Vinnikov and Yeserkepova (1991) で述べられているように広域代表性を考慮して観測地点が選定されていることも効いていると考えられる。

4 土壌水分量の季節変化・年々変動

4.1 土壌水分量の季節変化

図5は「中央アジア」における各気象要素の季節変化を示したものである。ここではこの地域の季節変化の平均像をとらえるために、それぞれの長期間平均値を算術平均値として求めた。

「中央アジア」の平均気温は夏は20℃を越え冬は-10℃を下回る。すなわち、年較差が大きいという大陸性気候の特徴が見られる(図5)。「中央アジア」は年降水量400mm程度の半乾燥地域であり、降水量は毎月30mm程度であるが夏には若干多くなる。積雪は10月のはじめから翌年の4月末まで見られる。これを反映して土壌水分量は冬期間ほぼ一定値を示し、4月末に最大となって夏か

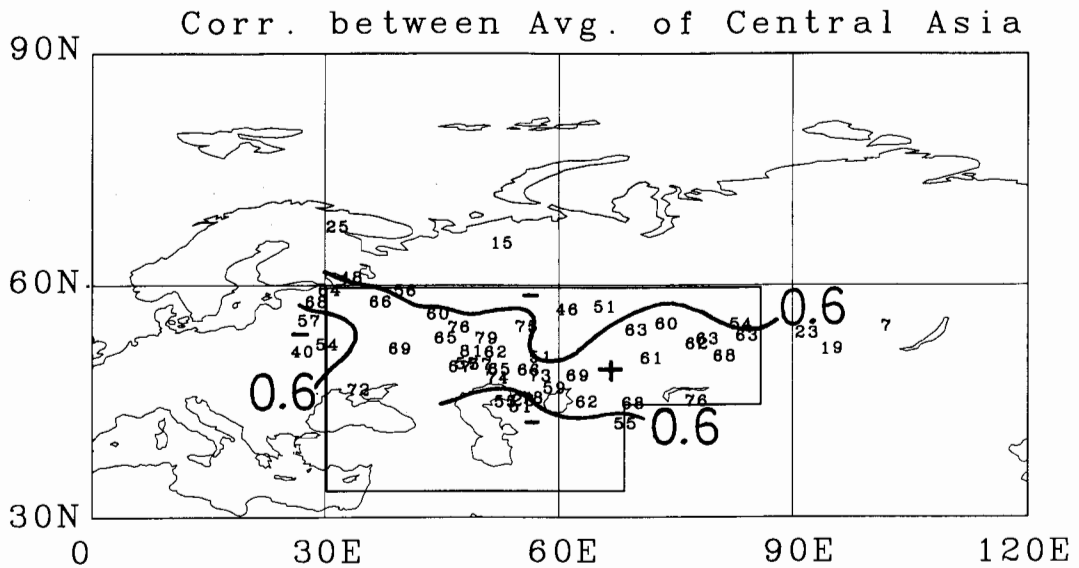


図4 「中央アジア」において、各地点の圃場容水量で標準化した土壌水分量の算術平均値 (ANSM, Average of Normalized Soil Moisture) と各地点の土壌水分量の時系列の相関分布。数値は相関係数×100を表す。細線は森永 (1991) による「中央アジア」である。

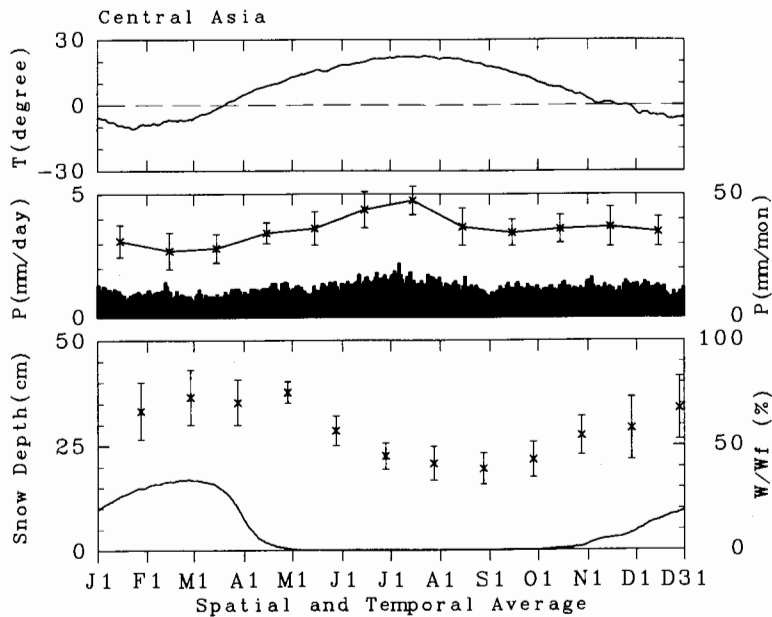


図5 算術平均法で求めた、「中央アジア」における気温 (上), 降水量 (中), 積雪深および土壌水分量 (下) の平均的な季節変化。平均期間は、積雪深が1966~1984年、土壌水分量が1972~1985年、降水量と気温が1966~1986年である。中のグラフでは左側 (右側) の目盛が日降水量 (月降水量) に、下のグラフでは左側 (右側) の目盛が積雪深 (土壌水分量) にそれぞれ対応する。月降水量については平均値 (×) と1966~1986年の標準偏差 ($\pm 1\sigma$) を、また ANSM (W/W_f) については毎月28日の平均値 (×) と1972~1985年の標準偏差 ($\pm 1\sigma$) を同時に示す。

ら秋にかけて減少するという季節変化パターンを示す。

図6は各地点において土壌水分量が最大となる季節を表したものである。この図から、南に位置する地点ほど土壌水分量が最大となる時期が早く、北へ行くほど遅くなっていることが分かる。「中央アジア」を含むユーラシア大陸の積雪分布の年々変動について、衛星 NOAA のデータを用いて調べた研究 (Masuda *et al.*, 1993) によれば、「中央アジア」では4月中～下旬に南側の領域から融雪が起りかつその年々変動も小さいことが知られている。図5から4月末に ANSM の年々変動が最小となることが分かるが、これは毎年融雪に伴って土壌水分量がある一定のレベル (80%程度) まで増加することを表している。これについては4月の月降水量の年々変動が年間で最小となることも関連しているだろう (図5)。すなわち、融雪の時期が毎年決まっていることと4月にはある程度まとまった降水が見られることが、ANSM の季節変化・年々変動に関係していると考えられる。

しかしながら、この特徴は「中央アジア」の全地点についてあてはまるわけではない。図7は各地点において土壌水分量の年々変動が最小となる季節を示したものであるが、この図より「中央アジア」は2つの地域に区分されることが分かる。すなわち「中央アジア」の中でも特に乾燥しているアラル海・カスピ海周辺では年々変動は夏から秋にかけて小さくなり、比較的湿潤な北部では春に小さくなる。このことは、前者は最も乾燥する夏から秋にかけて土壌水分量の絶対値そのものが毎年小さくなること、後者は毎年春先に土壌水分量が増加することを表している。ANSM の年々変動が春先に最も小さくなるということは、3.1節で述べたように、算術平均値には比較的湿潤な「中央アジア」北部の影響が表れているということになる。

4.2 土壌水分量の年々変動

図8は ANSM の年々変動について示したものである。図8 (a) は3月末と4月末の関係を表しているが、観測地点数がある一定数に達した1972年以降については、3月末の土壌水分量が極端に少ない1976年のような年でも4月末の土壌水分量はある一定のレベルに達していることが分かる。すなわち3月から4月にかけては土壌水分量の偏差は持続しにくく、1972～1985年の期間における両者の相関係数は0.40となっている。これに対して図8 (b) は4月末と5月末の土壌水分量の関係を示したものであるが、4月末に土壌水分量の多い (少ない) 年は5月末の土壌水分量も多く (少なく)、両者の年々変動のパターンはよく似ていることが分かる。すなわち4月から5月にかけては土壌水分量の偏差は持続しやすく、図8 (a) と同じ期間における両者の相関係数は0.67となっている。

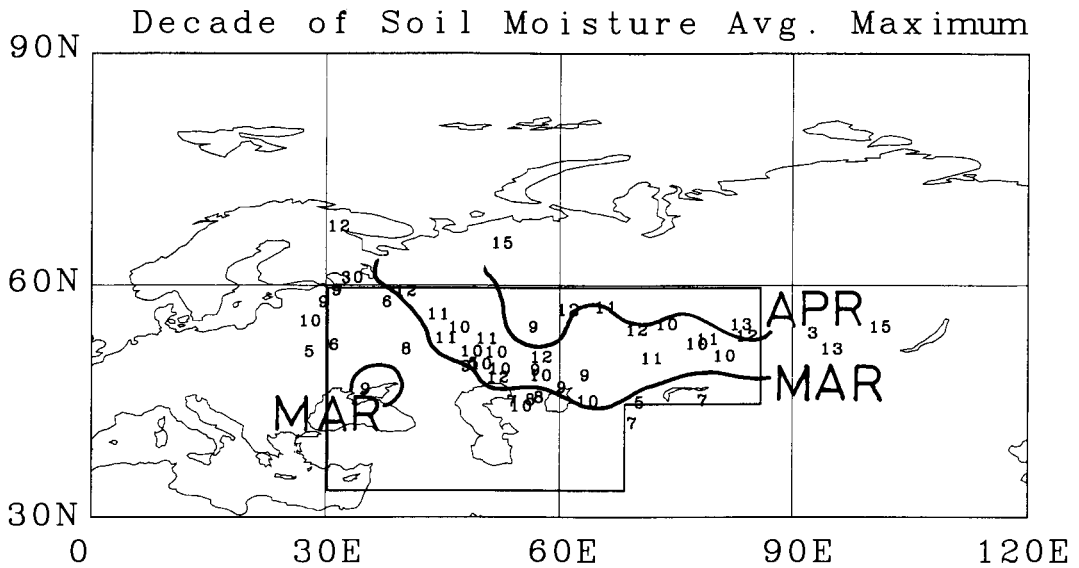


図6 「中央アジア」の各地点において土壌水分量の最大値が表れる季節。数値は旬の数を表している。細線は森永(1991)による「中央アジア」である。

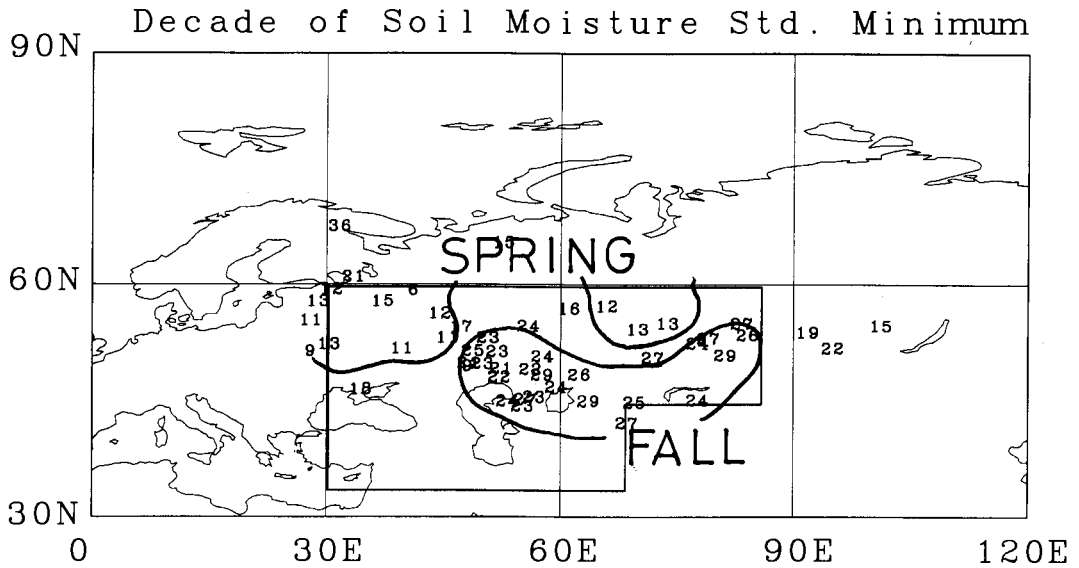
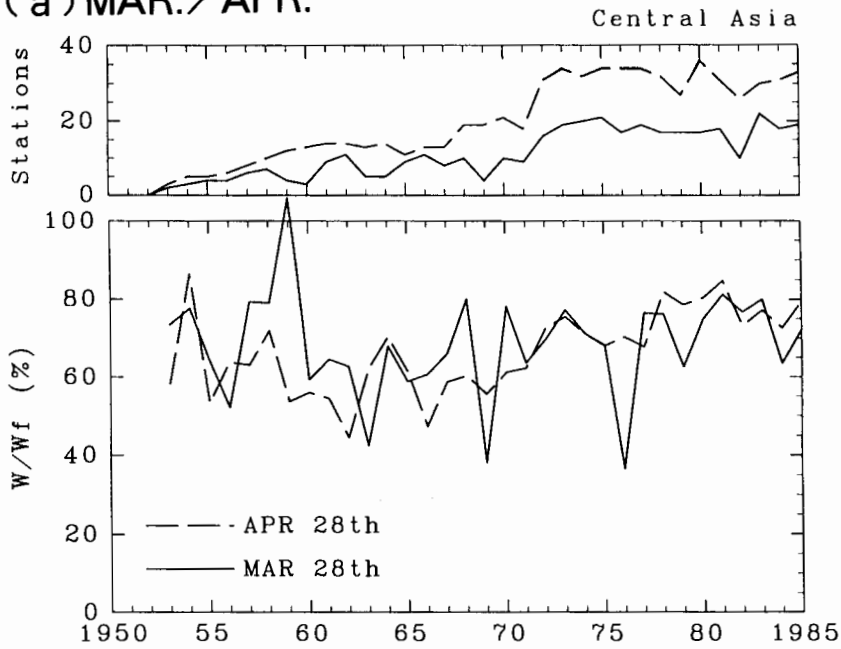


図7 「中央アジア」の各地点において土壌水分量の年々変動が最小となる季節。数値は旬の数を表している。細線は森永(1991)による「中央アジア」である。

(a) MAR./APR.



(b) APR./May

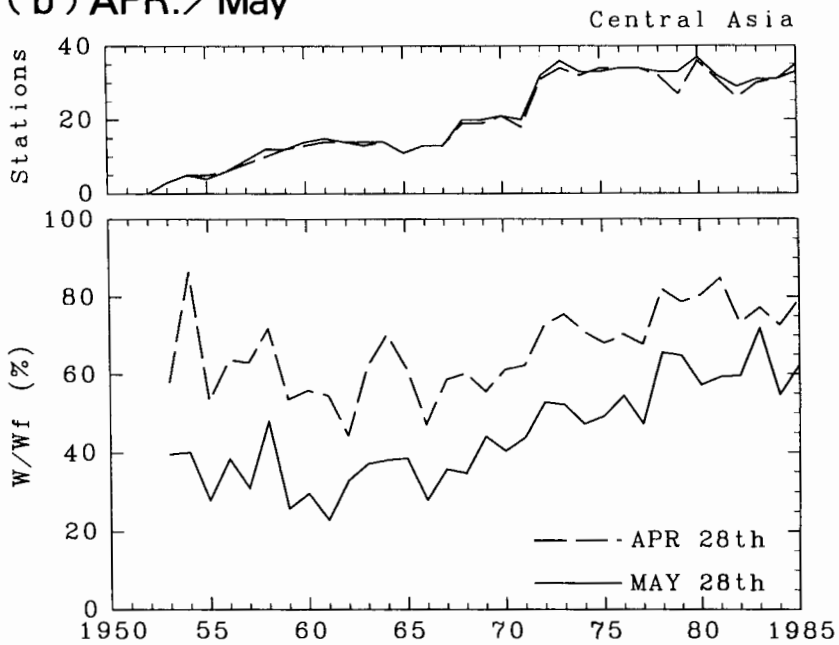


図8 ANSM (W/W_f) の年々変動。観測地点数の変動も合わせて示す。(a) 3月末と4月末の関係。(b) 4月末と5月末の関係。

1960年代以降季節を問わず、土壌水分量に増加のトレンドが見られることが Vinnikov and Yeserkepova (1991) によって指摘されており、この原因として各月の降水量が年々増加傾向にあることが挙げられている。このことは図8 (b) の4月末・5月末の土壌水分量の年々変動にもあてはまるが、1972年以前については観測地点の分布に偏りがあることも土壌水分量の増加傾向の一因と考えられる。すなわち、1972年以前についてはカスピ海・アラル海周辺の乾燥地域の観測地点のデータしか利用できないことも ANSM の年々変動に効いているのではないかと考えられる (図1)。

なお、1972~1985年のデータを用いてある月末とその翌月末の ANSM の年々変動 (偏差の持続性) について調べたところ、3月末と4月末の相関係数が年間を通じて最も小さくなることが分かった (図9)。Yasunari (1991) は 'monsoon year' の概念を提唱し、熱帯を中心とする気候要素の偏差傾向は5月に変わりやすく夏から秋・冬にかけては持続性が高いことを示しているが、春先の積雪面積偏差が引き続く夏のインドモンスーンの強弱と最も関係があるという「中央アジア」では、大気現象に先立ち3月末から4月末にかけて土壌水分量の偏差の持続性が悪くなることは非常に興味深い。

5 「中央アジア」の土壌水分量と夏のインドモンスーンとの関係

5.1 土壌水分量と夏のインドモンスーンの年々変動

図10は4~8月末の ANSM と All-India summer monsoon rainfall の年々変動について示したものである。どちらも平均偏差を平均値で割った形で示されており、前者は1972~1985年、後

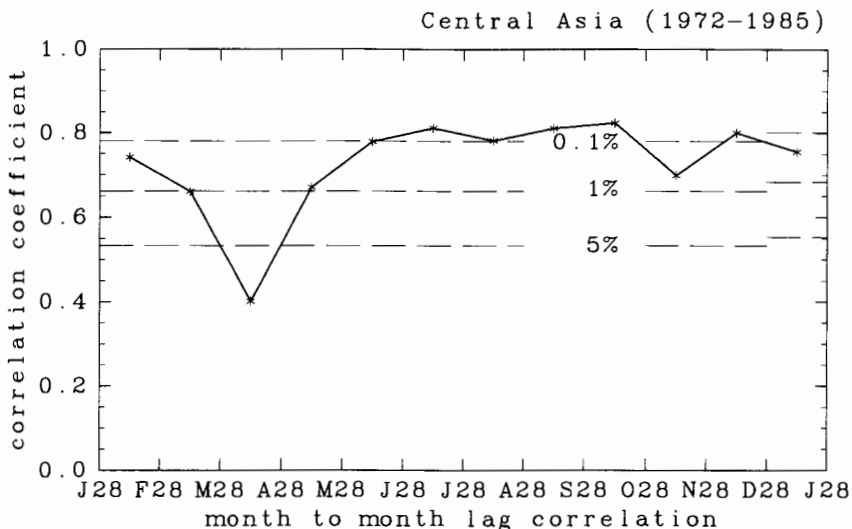


図9 ある月の28日とその翌月の28日の ANSM の相関係数の季節変化。点線は相関係数の t 検定 (岸根, 1966) による危険率を表している。

者は1950～1985年のデータを用いて平均値を算定した。この図より例えば、1975年のように4月末の土壌水分量の負偏差が8月末まで持続して good monsoon となる年もあるが、1983年のように土壌水分量が正偏差で持続するにも関わらず、good monsoon となる年もある。ちなみに1975年は4月末の「中央アジア」の積雪面積も負偏差となっており (Morinaga, 1992)、この年については融雪水文学的效果が効いていると考えられる。

しかしながら図10は、融雪水文学的效果だけではインドモンスーンの年々変動が説明できないことを示している。なお1972～1985年の期間における両者の相関係数を求めてみると、All-India summer monsoon rainfall は春先から夏にかけてのいずれの月末の土壌水分量とも正の相関を取るために、統計的な立場からはインドモンスーンの年々変動に及ぼす融雪水文学的效果は、「中央アジア」を対象とした場合にはそれほど重要ではないということになってしまう。

以上の結果は、2.1節で定義した ANSM と All-India summer monsoon rainfall との間で得られた結果であった。これと同様の解析を各地点ごとに行ったものが図11である。これは、各地点の4月末の土壌水分量と夏のインドモンスーン降水量の時系列との相関係数の分布を示したものである。ここでは融雪期の4月末を例として取りあげたが、両者の関係や分布パターンは基本的に8月末まで変わらない (図省略)。この図から、両者の間に負の相関関係が成り立つ地点もあるがそ

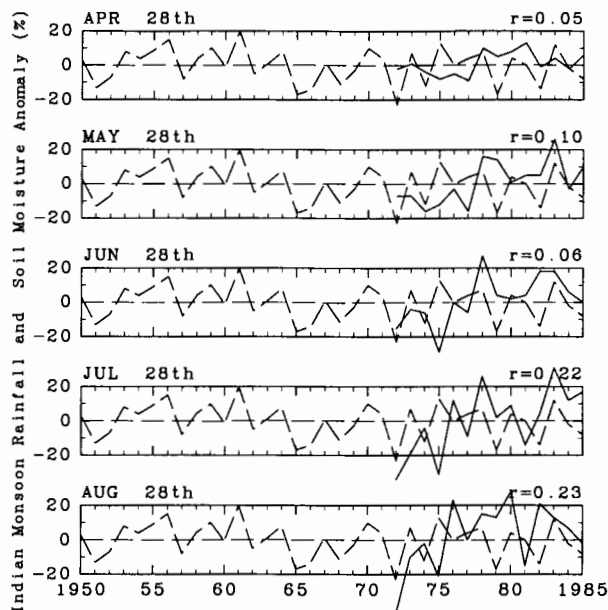


図10 4～8月28日のANSM (実線) と All-India summer monsoon rainfall (破線) の年々変動。後者は Parthasarathy *et al.* (1991) の APPENDIX の RF2 を用いた。どちらも平均偏差を平均値で除した形で表している。ANSM は1972～1985年、All-India summer monsoon rainfall は1950～1985年のデータを用いてそれぞれ平均値を算定した。

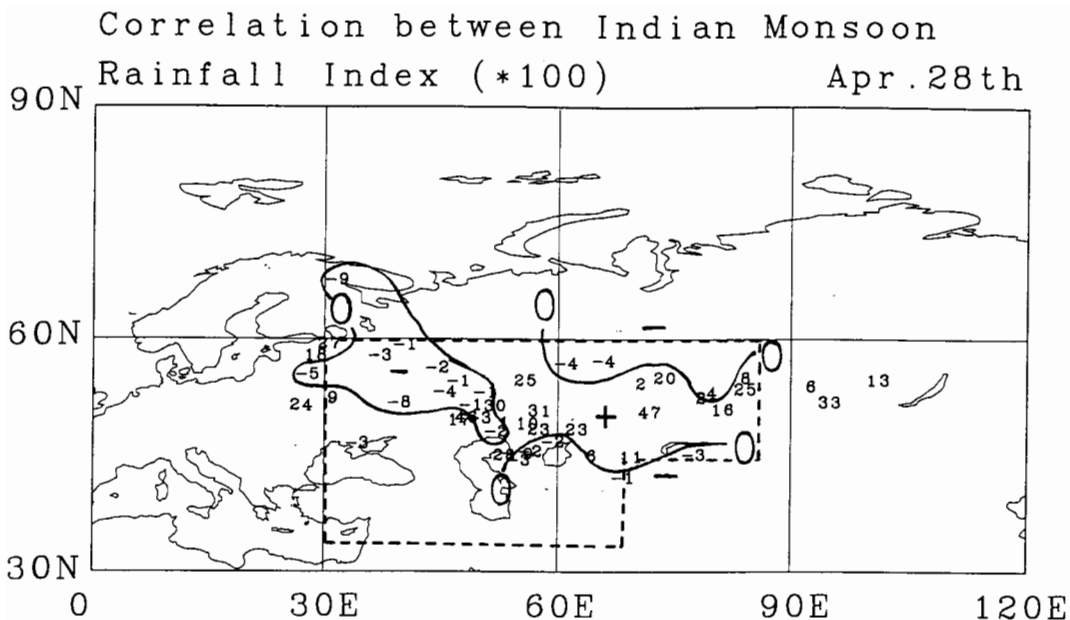


図11 4月28日における各地点の土壤水分量と All-India summer monsoon rainfall の年々変動との相関分布。数値は相関係数を100倍した値である。点線は森永(1991)による「中央アジア」である。

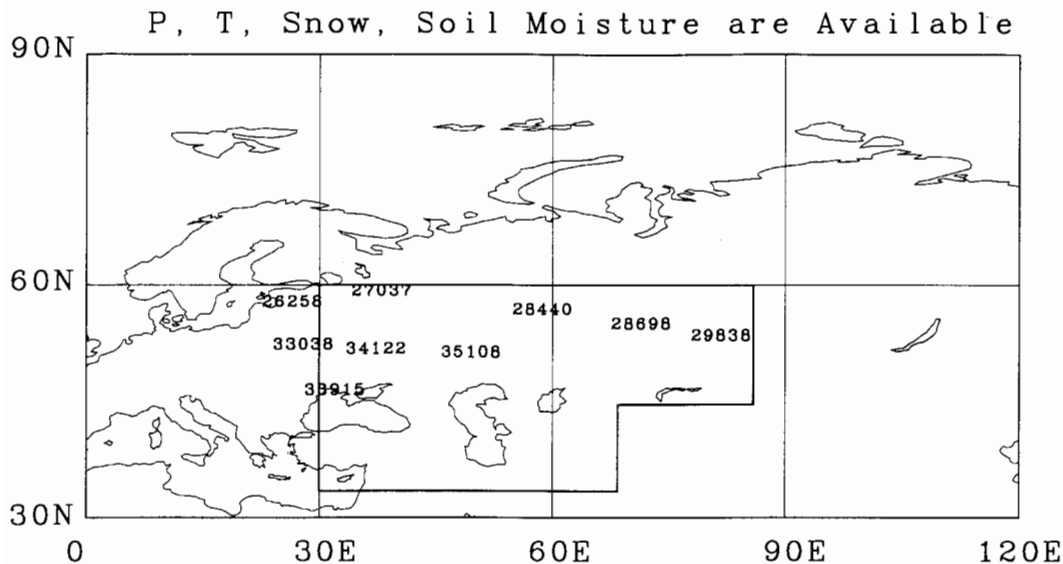


図12 降水量・平均気温・積雪深・土壤水分量の全てが利用可能な地点。数値はWMOの地点番号を表している。細線は森永(1991)による「中央アジア」である。

の絶対値は小さいことが分かる。対照的に「中央アジア」中央部には正の相関係数を取る地点がたくさんあり、しかもその絶対値は大きくなっている。このため領域平均値を算定すると両者の関係は正の相関になってしまうわけである（図10）。

5.2 good monsoon の年における各地点での気象要素の季節変化

前節では、ANSM および各地点の土壌水分量と All-India summer monsoon rainfall の年々変動との関係を調べたが、ここでは good (poor) monsoon の年におけるある1地点の気象要素の季節変化について事例解析を行う。

図12は降水量・気温・積雪深・土壌水分量の全てのデータが利用可能な地点を示したものである。Vinnikov and Yeserkepova (1991)でも触れられているように、旧ソ連では土壌水分量の観測は農業関係の研究機関で行われていることが多く、必ずしも全地点がWMOに登録されているわけではない。ここでは全てのデータが利用可能となっているのは9地点だけである。

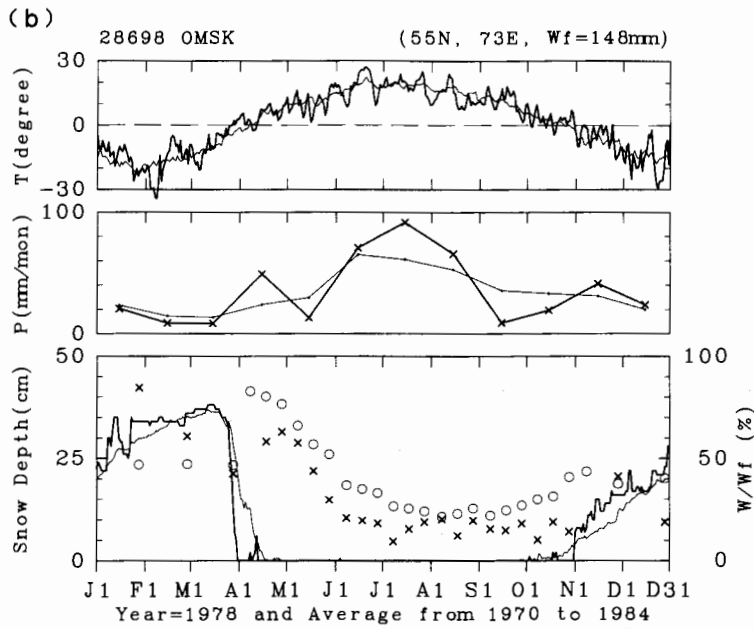
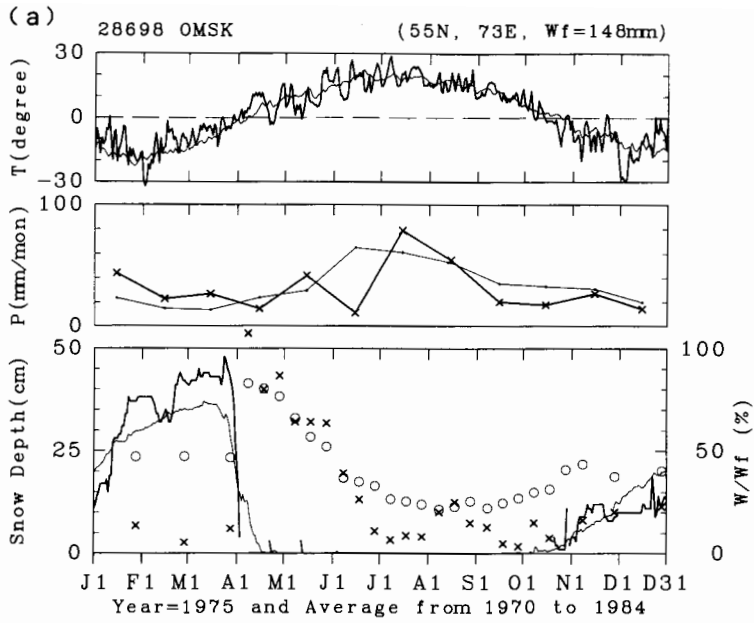
All-India summer monsoon rainfall および春先の積雪偏差 (Morinaga, 1992) の年々変動を考慮して、good monsoon の年として1975, 1978, 1983の3年を、poor monsoon の年として1972, 1974, 1979, 1982の4年を抽出した。ここで注目するのは、1章で挙げた融雪水文学的過程のうちの以下の3項目である。

1. good (poor) monsoon の年は消雪の時期が平年よりも早い（遅い）か？
2. 消雪が早い（遅い）と春から夏にかけての土壌水分量は平年よりも少なくなるか（多くなるか）？
3. 春から夏にかけての土壌水分量が少ない（多い）と good (poor) monsoon になるか？

9地点7事例について上記3点について検討したところ、good (poor) monsoon の年に共通する系統的な特徴は見られなかった。ここでは good monsoon の年において土壌水分量の季節変化に顕著な違いが見られた Omsk (WMO No. 28698, 図12参照) の事例を紹介する。取りあげるのは1975・1978・1983年の例（図13）である。

図13より、これら3例ともに4月のはじめには積雪はなくなっており、融雪の時期は平均的な季節変化（1970～1984年の15年の平均値）に比べると半月ほど早いことが分かる。消雪の時期は、その冬で初めて日平均気温が0℃を越える時期とほぼ対応している。1978年については寒の戻りがあって4月上旬に再び積雪が見られるが、good monsoon の年には消雪の時期は平年よりも早いと言ってよいであろう。しかしながら、消雪以降の土壌水分量の挙動が3例ともに異なっている。

1978年と1983年は融雪直前までは土壌水分量はともに正偏差のまま推移しているが、1978年の場合は、融雪以降秋まで土壌水分量は負偏差のまま推移している（図13(b)）。対照的に1983年の場合は、融雪以降夏まで土壌水分量は正偏差のまま推移している（図13(c)）。1975年の場合は土壌水分量の偏差の持続性は上のどちらでもない（図13(a)）。融雪直前までは負偏差、春先に



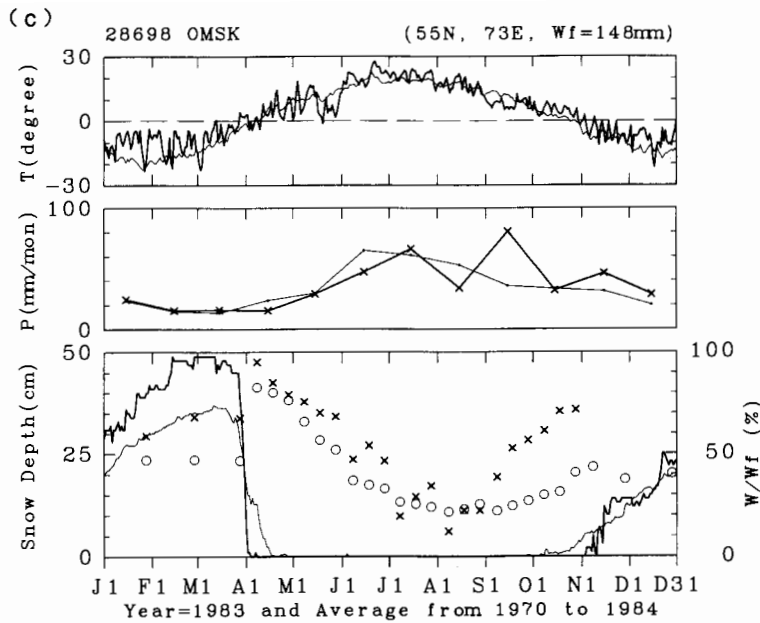


図13 Omsk (WMO No. 28698)における日平均気温(上)・月降水量(中)・日積雪深および圃場容水量で標準化した土壌水分量(下、○および×)の季節変化。下のグラフでは左側(右側)の目盛が積雪深(土壌水分量)に対応する。太線で示したものが good monsoon の年の値、細線で示したものが 1970~1984 年の平均値である。(a) 1975 年。(b) 1978 年。(c) 1983 年。

は正偏差であるものの、6月中旬に土壌水分量は負偏差に転じそのまま秋まで推移している。

このように、good monsoon の年には消雪の時期が平年よりも早いという共通の特徴が見られるが、冬季の土壌水分量の偏差が融雪期を境にして持続しなくなること、夏から秋にかけて土壌水分量が減少することを除いては、土壌水分量の季節変化に定性的な共通点は見られない。融雪以後の土壌水分量は地表面水収支の結果として決まるものであるということを考えると、「中央アジア」の積雪面積偏差とインドモンスーンの強弱を直接結びつける相関解析だけではなく、季節進行を考えた物理的なプロセススタディーが必要だと言える。

5.3 森永(1991)の結果との比較

夏のインドモンスーンはユーラシア大陸とインド洋との熱容量の違いによって引き起こされる巨大海陸風である。森永(1991)では、「中央アジア」の4月の積雪面積と引き続く夏のインドモンスーン降水量との相関係数が有意水準95%で統計的に有意であることが示され、融雪水文学的効果が成り立つ可能性が示唆された。しかしながら、本研究では「中央アジア」の土壌水分量と夏のインドモンスーン降水量の年々変動の間には明確な相関関係が見られなかった。この原因は以下のように考えられる。

「中央アジア」で春先の積雪面積が小さい（大きい）年はユーラシア大陸中央部でも積雪は少なく（多く）、融雪時期は早く（遅く）なるであろう。すなわち森永（1991）で述べられているように、「中央アジア」はユーラシア大陸南西部に位置しているため、この地域の春先の積雪面積の変動はユーラシア大陸全体の変動の代表性があると言える。もし「中央アジア」が1章で述べた融雪水文学的過程を通じて夏のインドモンスーンの熱源として効いているならば、土壌水分量の年々変動と All-India summer monsoon rainfall の間にも負の相関関係が見られるはずである。しかしながら、この仮説通りの結果が得られなかったということは、「中央アジア」以外に夏のインドモンスーンの熱源として重要である地域が他にあるということになる。その候補として、複雑地形や雲の影響で森永（1991）の解析対象地域からは外れたチベット高原が挙げられる。

ユーラシア大陸の熱源の季節変化については Yanai *et al.* (1992) による実測データの解析例があり、チベット高原の昇温が他の地域よりも先んじて起こっていることが示されている。夏のインドモンスーンに対する熱源としてのチベット高原の重要性は、最近の GCM を用いた研究（例えば Zwiers, 1993, Vernekar *et al.*, 1995）でも指摘されている。特に Zwiers (1993) では、春先にユーラシア大陸の積雪水当量を上乘せした実験（Barnett *et al.* 1989, Yasunari *et al.* 1991, Douville and Royer, 1995）とは違って、GCM の長期ランに現れる年々変動の解析がなされており、チベット高原を除くユーラシア大陸の積雪とインドモンスーンの間には統計的に有意な関係はないという結論が得られている。もちろんこれは GCM の結果であるから、解析対象範囲をユーラシア大陸全体に広げて本研究と同様の実証的研究を行う必要があると考える。この点については GAME/Siberia 計画（GEWEX Asian Monsoon Experiment, 大畑, 太田, 1995）による旧ソ連の既存の土壌水分量データの収集や、GAME/Tibet 計画（小池, 1995）によるチベット高原上での熱収支・水収支観測に期待したい。

6 まとめと今後の課題

積雪が土壌水分量を介して大気大循環へどのような影響を与えるか、という気候システムに関する重要な問題のうち、森永（1991）の「中央アジア」の土壌水分量の季節変化・年々変動を調べ、夏のインドモンスーンとの関係について検討した。「中央アジア」の土壌水分量は、各地点の土壌水分量 (W) を各地点の圃場容水量 (W_i , Vinnikov and Yeserkepova (1991) の TABLE. 1) で標準化したもの (W/W_i) の算術平均値として求め、本文中ではこれを ANSM (Average of Normalized Soil Moisture) と定義した。

本研究で明らかになったことをまとめると以下ようになる。

1. ANSM は融雪直後の4月末に最大となる。融雪直後に土壌水分量が最大となるという特徴は各地点についても共通に見られる。
2. ANSM は融雪直後の4月末に年々変動が最も小さくなる。これは「中央アジア」北部の地

点の特徴を反映している。南部の乾燥地域では逆に、夏から秋にかけての土壌水分量が最小となる時期に年々変動も最小となる。

3. ANSM の偏差の持続性は融雪期に悪くなるが、これも「中央アジア」北部の地点の特徴を反映している。また「中央アジア」北部の観測地点の圃場容水量は過小評価されている可能性がある。
4. 「中央アジア」の土壌水分量とインドの南西モンスーンの間には、融雪水文学的プロセスが成り立つ年もあれば成り立たない年もある。このことは ANSM についても言えるし、個々の観測地点についてもあてはまる。

今後は、積雪も含む地表面水収支を定量的に評価して、季節進行を考慮したプロセススタディーを行う必要がある。そのためには積雪深と積雪水当量の季節変化を同時に推定できるモデル（例えば Motoyama, 1990）を用いた解析が必要である。それにもまして大切なのは、5.3 節で述べたように、「中央アジア」だけでなくユーラシア大陸全域における土壌水分量データを収集し、解析を行うことであると考えられる。

また、本研究で用いた土壌水分量観測地点での圃場容水量やシオレ点をできるだけ客観的な方法で決め直す必要がある。アメリカ合衆国イリノイ州における土壌水分量の実測データの解析（Hollinger and Isard, 1994）では、圃場容水量は実測値を大きい順に並べ替えた際の上から3つの平均値、シオレ点は下から3つの平均値と定義されている。この方法は、常に乾燥しているところや常に湿っているところでは注意して適用する必要があるが、このような方法で圃場容水量を決め直して本研究の再解析を行う必要があるとも思われる。

謝 辞

本稿は '95 年 9 月 22 日に気象庁で行われた気象学会月例会「長期予報と大気大循環」での講演内容をまとめたものです。本研究で用いた土壌水分量データは Maryland 大学の A. Robock 教授と K. Y. Vinnikov 教授に、積雪深データは筑波大学地球科学系の安成哲三教授に、降水量・気温のデータは東京大学理学系研究科の松本淳助教授に、それぞれ提供していただきました。また森永由紀博士には草稿を読んでいただき有益なコメントを頂戴いたしました。以上の方々に心から感謝いたします。

参考文献

- Barnett, T. P., L. Dumenil, U. Schlese and E. Roeckner, 1989 : The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661–685.
- Douville, H. and J. F. Royer, 1995 : Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Météo–France GCM, *Proceedings of the Second International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME*, 180–183.
- Hahn, D. G. and J. Shukla, 1976 : An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2461–2462.
- Hollinger, S. E. and S.A. Isard, 1994 : A soil moisture climatology of Illinois, *J. Climate*, **7**, 822–833.
- 岸根卓郎, 1966 : 理論応用統計学, 養賢堂版, 600 pp.
- 小池俊雄, 1995 : GAME 観測計画 III : チベット高原, 水文・水資源学会誌, **8**, 138–141.
- Masuda, K., Y. Morinaga, A. Numaguti and A. Abe-Ouchi, 1993 : The annual cycle of snow cover extent over the northern hemisphere as revealed by NOAA/NESDIS satellite data, *Geogr. Rep. Tokyo Metro. Univ.*, **28**, 113–132.
- 森永由紀, 1991 : 北半球の積雪面積変動と大気大循環の統計的解析, *グロースベッター*, **30** (1), 1–11.
- Morinaga, Y., 1992 : Interactions between Eurasian snow cover and the atmospheric circulations in the northern hemisphere, Ph. D. Thesis, University of Tsukuba, 81 pp.
- 森永由紀, 安成哲三, 1993 : 広域積雪における大気・雪氷相互作用, *気象研究ノート*, **177**, 41–76.
- Motoyama, H., 1990 : Simulation of seasonal snowcover based on air temperature and precipitation, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 1104–1110.
- 大畑哲夫, 太田岳史, 1995 : GAME 観測計画 IV : シベリア, 水文・水資源学会誌, **8**, 250–254.
- Parthasarathy, B., K. R. Kumar and A. A. Munot, 1991 : Evidence of secular variations in Indian monsoon rainfall–circulation relationships, *J. Climate*, **4**, 927–938.
- Robock, A., K. Y. Vinnikov, C. A. Schlosser, N. A. Speranskaya and Y. Xue, 1995 : Use of mid-latitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models, *J. Climate*, **8**, 15–35.
- Vernekar, A. D., J. Zhou and J. Shukla, 1995 : The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon, *J. Climate*, **8**, 248–266.
- Vinnikov, K. Y. and I. B. Yeserkepova, 1991 : Soil moisture : Empirical data and model results, *J. Climate*, **4**, 66–79.
- Yanai, M., C. Li and Z. Song, 1992 : Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects

- on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319–351.
- Yasunari, T., 1991 : The monsoon year—A new concept of the climatic year in the tropics—, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1331–1338.
- Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioka, 1991 : Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the Northern spring and summer climate—A study with the MRI • GCM—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 473–487.
- Yeh, T. C., R. T. Wetherald and S. Manabe, 1983 : A model study of the short—term climatic and hydrologic effects of sudden snow—cover removal, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1013–1024.
- Zwiers, F. W., 1993 : Simulation of the Asian summer monsoon with the CCC GCM— 1 , *J. Climate*, **6**, 470–486.

大気の変動度に対する陸面状態と海面水温の影響比較

鬼頭 昭雄*

1. はじめに

1 カ月平均程度の地上気温や降水量の年々変動の予測を目的として、これまでも様々な統計的手法や大気大循環モデルを使った研究が数多く行われてきた。なかでも、海面水温の変化は大気のものに比べて時間スケールが長く持続性がよいため、海面水温偏差を何らかの方法で使うことが季節予報成功の一つの鍵と考えられている。よく知られているように、熱帯太平洋ではエルニーニョ現象に代表される大規模な海洋変動が、海洋と大気の相互作用の結果として、われわれの目に見える形で起こっており、それに付随する気温・降水量変動が熱帯のみならず中緯度においてもエルニーニョ・南方振動現象の一貫として観測されている (Ropelewski and Halpert, 1987; Halpert and Ropelewski, 1992)。

一方、日本の西には広大なユーラシア大陸が広がっており、大陸の影響を考えずして日本の季節予報を語れないことも事実である。積雪や土壌水分といった陸面状態の変動が大気に及ぼす影響と海面水温偏差の大気への影響はどう違うのか？ 季節進行に伴ってそれらの影響の仕方はどう変わるのか？ これらの大気にとっての「境界条件」を季節予報に生かすには、どこで、いつ、どの変数が大事なのかを定量的に調べる必要がある。

ここでは、その一側面として、大気の変動度に対する陸面状態と海面水温の相対的な重要性を評価するための実験を行った。「大気の変動度」をターゲットとしたのは、境界条件の変化に対する大気の変動度の変化が、予測可能性の一指標として使われるからである。

2. 実 験

気象研究所大気大循環モデル (4 度 x 5 度, 鉛直 5 層版) を使い、10 年間の積分を 3 例行った (表 1)。実験 A は、1970 年~1979 年の 10 年間の実測海面水温を境界条件とした実験である。10 年間の各年・各月の海面水温を日々のデータに内挿して境界条件とするため、1 カ月以上の時間スケールの海面水温の年々変動が観測どおりにきちんと与えられている。ただしデータの関係から 40 S 以南および 60 N 以北では気候値を与えている。海水分布も気候値を与えている。陸面状態すなわち積雪量・土壌水分はモデルの予報変数になっているので、陸面状態の年々変動も入っている。積雪は、直接的には地面アルベド、間接的には融雪による土壌水分変化により、大気に影響する。

* 気象庁気象研究所

表1 実験の設定

	陸面状態の年々変動	海面水温の年々変動
実験 A	○	○
実験 B	○	×
実験 C	×	×

これら陸面状態はモデルの予報変数なので、その年々変動は観測とは一般に異なっている。

実験Bでは、実験Aで使った海面水温の気候値を境界条件とした。海面水温は毎年同じ季節変化をするだけで年々変動はしない。ただし陸面は実験Aと同様に、モデル内部で予報するため、年々変動する。次に実験Cとして、実験Bで得られた陸面状態の平均値を境界条件とした実験、すなわち陸面の年々変動もない実験を行った。ここでは実験Bで得られた10年平均の月平均土壌水分、積雪量および地面アルベドを境界条件として与えた。ただし地面温度はモデルの予報変数とした。ここでの、海面水温は与えるものの地面温度は予報するという実験設定は、実際の季節予報を考えた場合に、どの変数が観測される境界条件として使えるかによっている。

実験Aと実験Bを比較することで海面水温変動の大気に対する影響、実験Bと実験Cを比較することで陸面状態の大気に対する影響を調べることにする。(なお月例会では、積分期間の10年は短いのではという懸念が示された。その後、積分期間を20年にした場合も行ったが、定性的に結果に違いはないことをつけ加えておく。)

3. 海面水温変動の影響 (A vs B)

図1は3つの実験での850 hPa気温の年々変動成分の標準偏差である。各グリッドの月平均850 hPa気温について、まず10年平均の季節変化を除いた後、12カ月移動平均して年々変動成分とし、その標準偏差を求めた。実験B、Cでは陸上で気温の年々変動が大きく、かつ高緯度ほど変動が大きい。実験Aでは与えられた海面水温の変動のために、海上でもある程度の気温の変動がみられる。図の上から下へ、陸面及び海面温度の自由度を増すにつれて変動度は増加している。全球平均値では、0.27から0.30、そして0.42へと増加している。実験Cのように、陸面および海面の変動がないケースでも大気にはかなりの年々変動が存在する。ただし実験設定で述べたように、海面水温は固定しているものの陸地の地面温度はモデル内で予報しているため、陸と海の比較は単純にはできない。

図2に、850 hPa気温の年々変動成分の標準偏差の実験AとBの比を示す。この図は、海面水温の年々変動があることにより、月平均850 hPa気温の年々変動がどの程度増えるかを示している。この値が有意に大きい所では、「もし海面水温変化が分かれば」850 hPa気温の予測可能性があることになる。海面水温の年々変動を境界条件として与えた40S～60Nの海上での値が大きい。こ

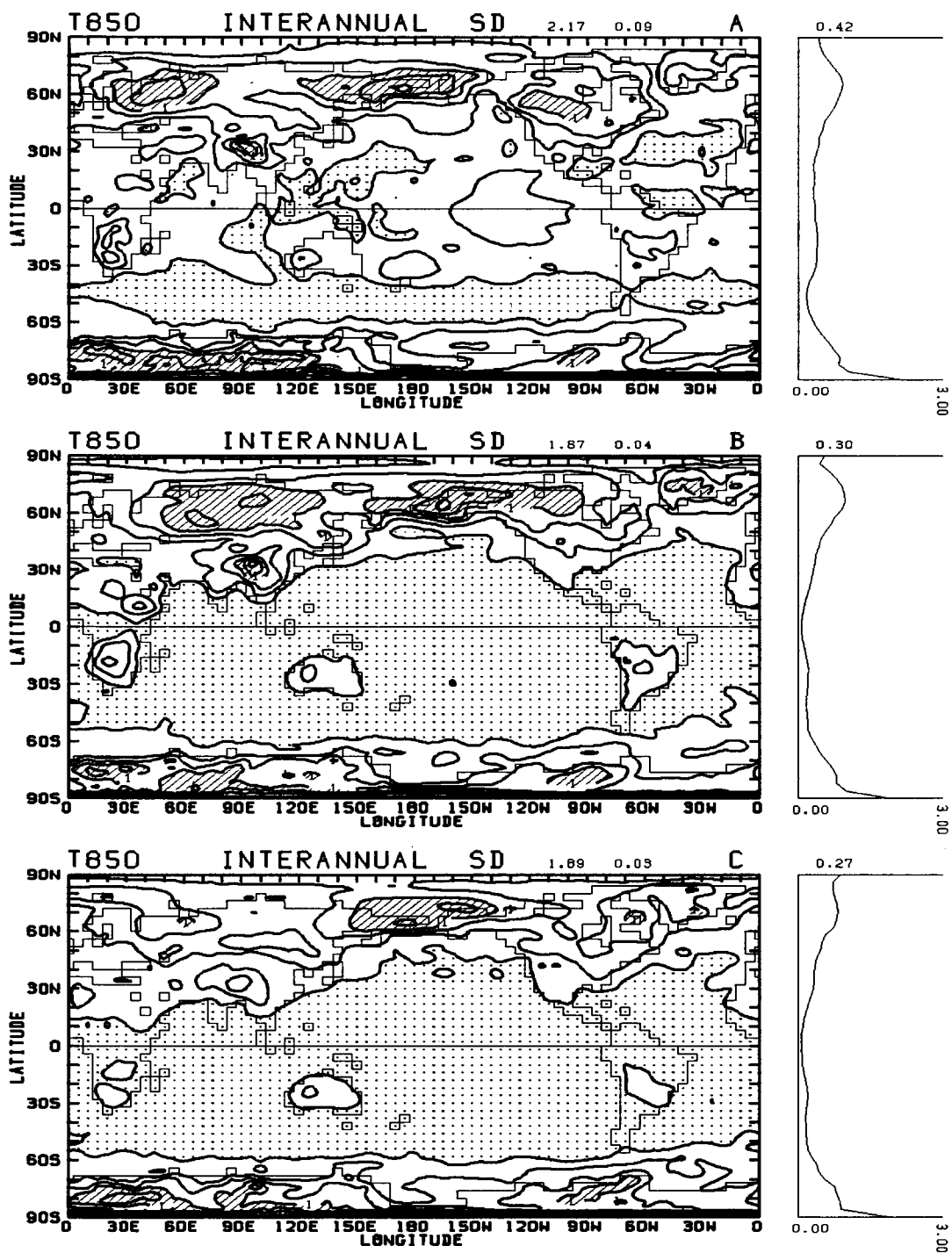


図1 月平均850 hPa気温の年々変動度。(上)実験A, (中)実験B, (下)実験C。等値線は0.25℃。1.0以上に斜線, 0.25以下に点彩。

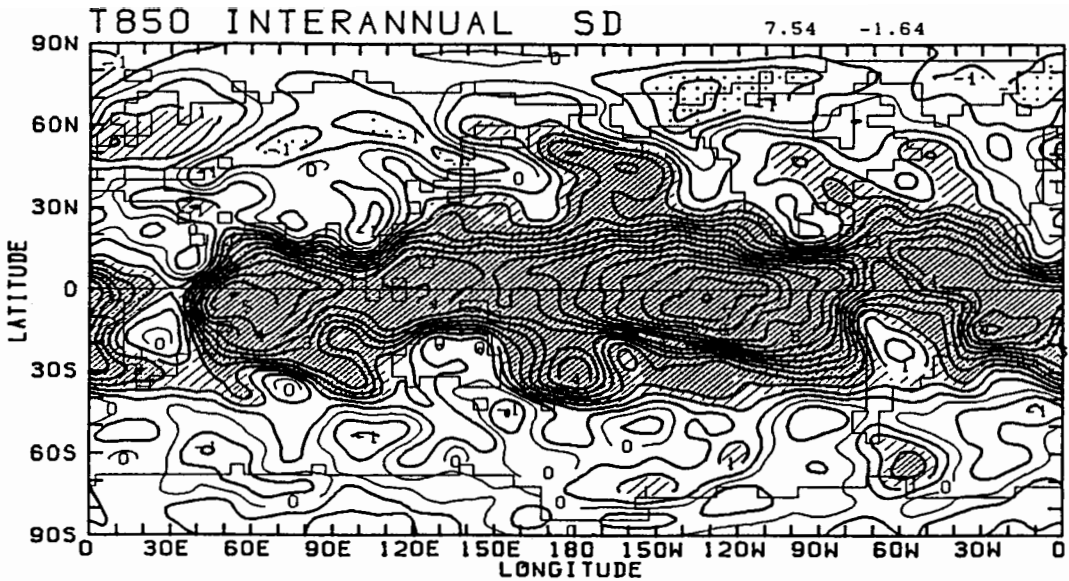


図2 月平均850 hPa 気温の年々変動度の実験Aと実験Bの比（海面水温の年々変動がある場合とない場合の比）。logスケールで表示した。0が等倍，1が2倍。斜線域は有意な差がある所。

これは問題設定（海面水温年々変動の有無）からして当然のことであろう。ただし値の大きい地域は南半球では赤道から30S付近までに対して、北半球では20N付近までであり、南北の非対称が見て取れる。また中緯度の海上では日本の東方で気温変動度に差がない（海面水温の変動を追加しても大気の変動度には変わりがない）ことが注目される。

熱帯の陸上に注目してみると、ブラジルとアフリカでは様相が異なり、ブラジルの方が海面水温変化の影響を大きく受けていることが分かる。

さらに、熱帯・亜熱帯の海上では気温のみならず、500 hPa 高度、海面気圧、降水量といった多くの変数で有意に変動度が増加している（図3）。

中高緯度の陸上ではおおむね値は小さいが、米国は例外的に有意に変動度が増加しており、エルニーニョに関係した気候の予測可能性の存在を示している。米国での高い予測スキルは現実のデータによる統計的予測からも得られている。図4はBarnston (1994) が示した、海面水温と700 hPa 高度場のみに基づいた、canonical correlation analysis による、3カ月平均700 hPa 高度場の統計的な予測スキルであるが、米国上に予測スキルの高い領域が広がっている。例えば米国南部では9月～11月のデータを用いて、1月～3月の700 hPa 高度場予測が統計的手法で可能である。興味深いことに、この冬期間においてユーラシア大陸から日本を含む中緯度帯では、Barnston (1994) の手法によるスキルはない。

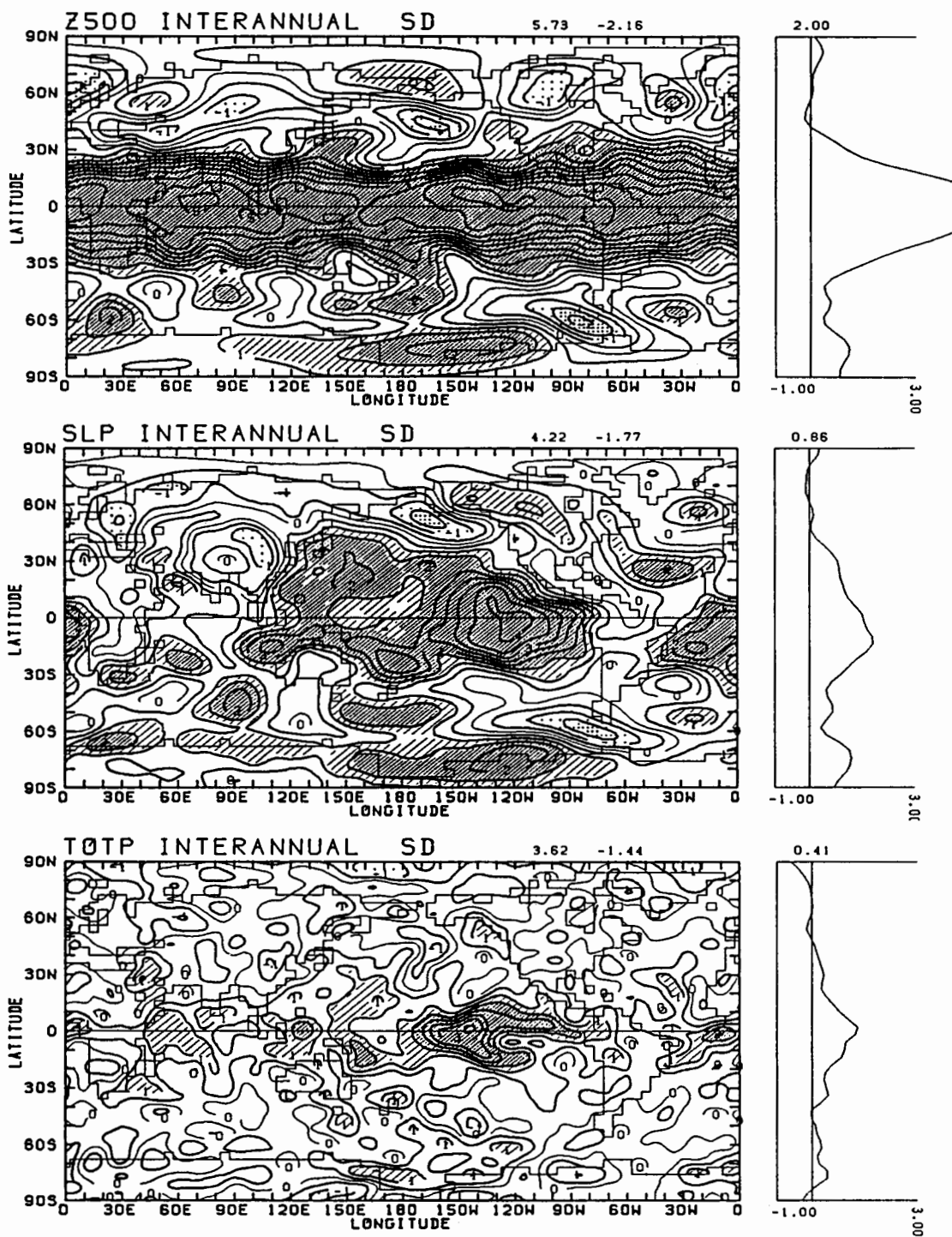


図3 図2と同じ、ただし(上) 500 hPa 高度, (中) 海面気圧, (下) 降水量

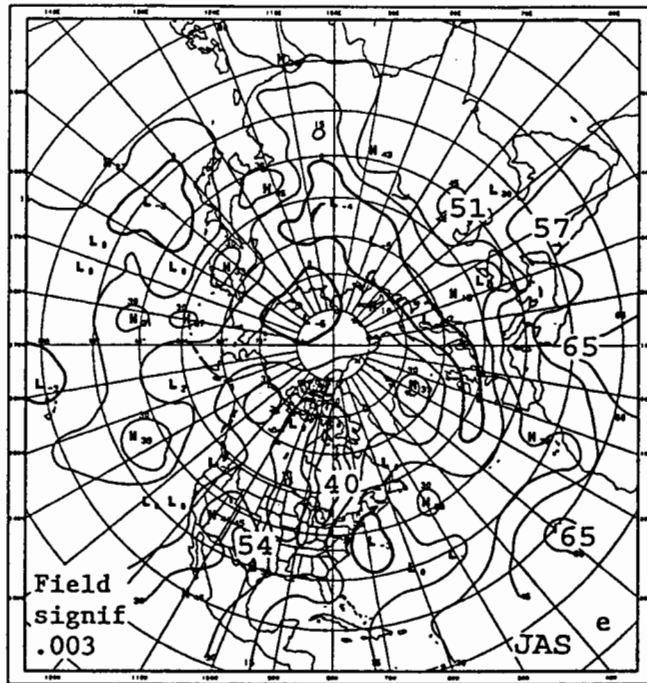
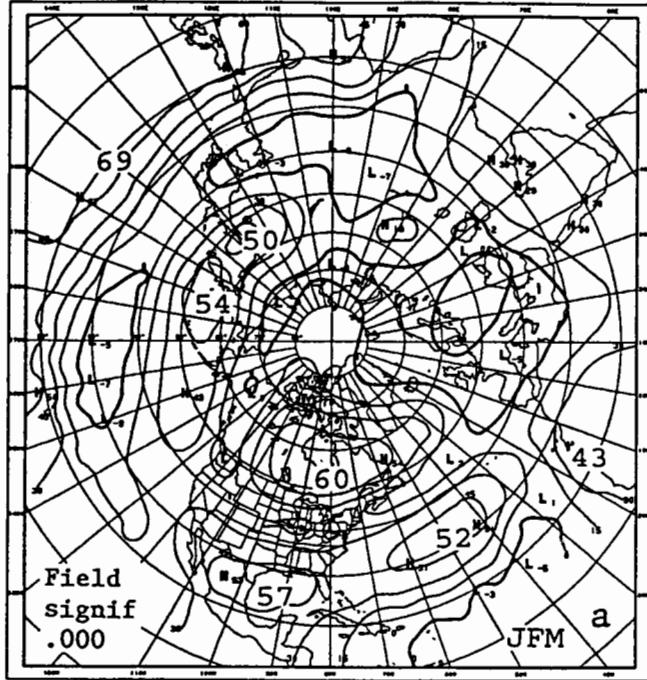


図4 (上) 9-11月の海面水温および700 hPa高度を使った1-3月の3カ月平均の700 hPa高度の統計的予報スキル, (下) 3-5月の海面水温および700 hPa高度を使った7-9月の3カ月平均の700 hPa高度の統計的予報スキル。ともに Barnston (1994) より。

4. 陸面状態変動の影響 (B vs C)

図5に850 hPa 気温の年々変動成分の標準偏差の実験BとCの比を示す。これは海面水温の年々変動がないとした場合に、陸面状態の年々変動があることによる月平均850 hPa 気温の年々変動度の増加を示している。海上ではおおむね比は1に近く、陸上での標準偏差はおおむね増加している(比が1以上)といえる。ただし陸上でも有意な違いのある所は限られており、同じユーラシア大陸上ではあってもヨーロッパロシアでは変動度の増加は小さく、ユーラシア大陸の東半分から日本付近にかけては陸面状態の変動が大気に及ぼす影響が大きいことを示している。日本付近では海上にまで、陸面状態の変動の影響が広がっていることに注目したい。これらの場所では陸面状態の年々変動を正しく評価しておかないと気候予測が出来ないことを示唆している。

ここまでは12カ月移動平均することにより季節性を落として議論してきた。次に季節依存性を調べる。そのために各月毎に10年平均値を除いた偏差に対して、月別の標準偏差を求めた。図6は月別の地表気温と降水量の各グリッドでの標準偏差を、ユーラシア大陸上で平均したものである。一般的傾向として、気温の年々変動は冬に大きく、降水量の年々変動は夏に大きいという違いはあるものの、両変数ともおおむね実験A、Bは似た変動度の大きさをしており、実験Cは他の2つの実験と比べて夏季に値が小さい。すなわち夏を中心に陸面状態の変動の有無が気温や降水量の年々変動に大きく関わっていることが分かる。夏季に活発な地表面での水循環の変動が、降水量および気温の変動度の差となって現れていると考えられる。このことについては水・エネルギー収支の各成分についてさらに調べる必要がある。

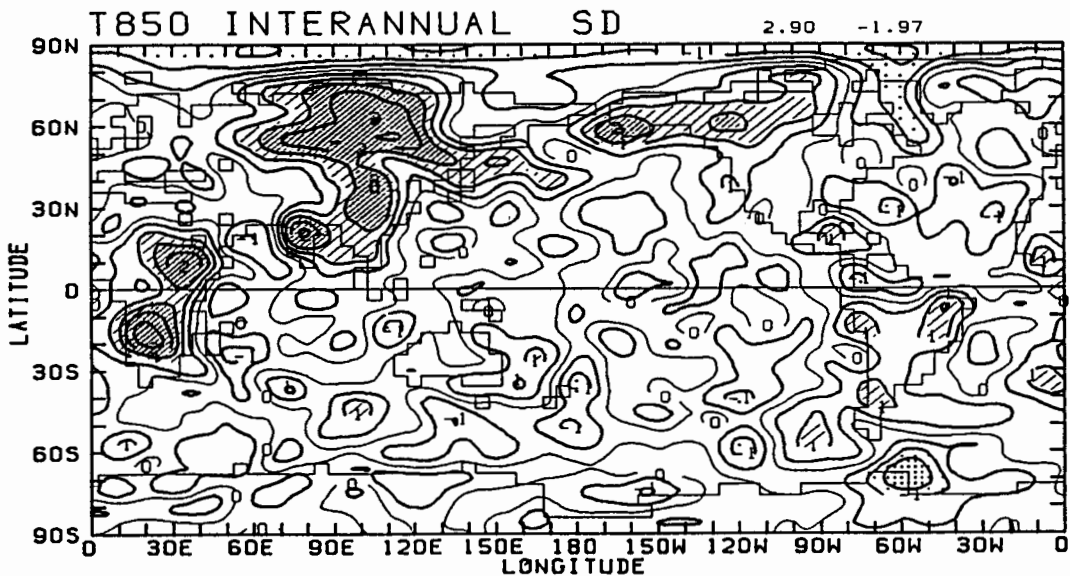


図5 図2と同じ、ただし実験Bと実験Cの比(陸面状態の年々変動がある場合とない場合の比)

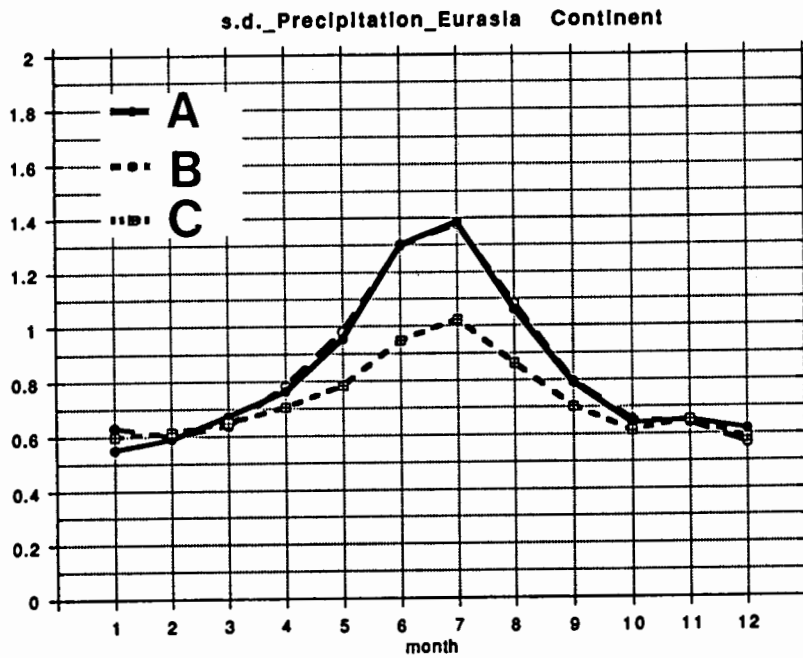
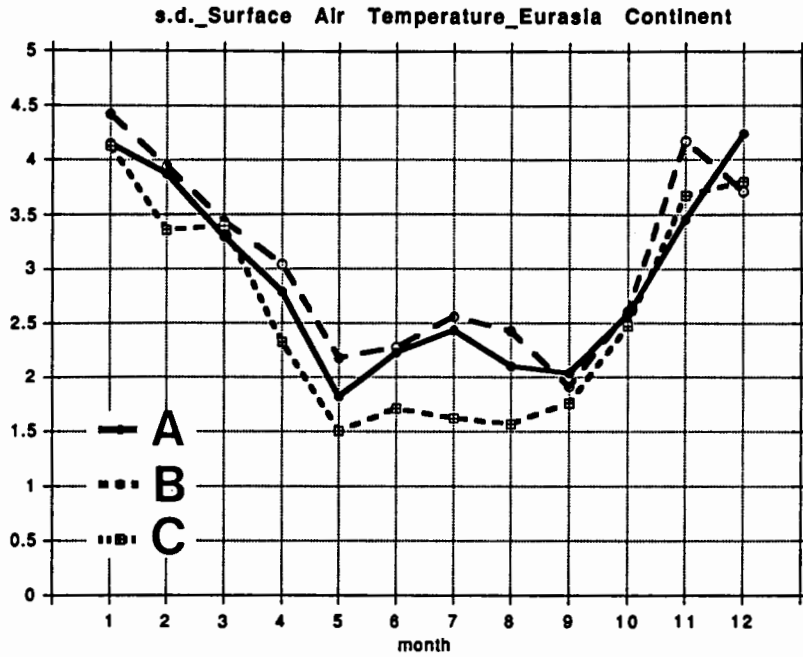


図6 ユーラシア大陸上で平均した（上）地上気温および（下）降水量の標準偏差。実線が実験A，破線が実験B，点線が実験C。

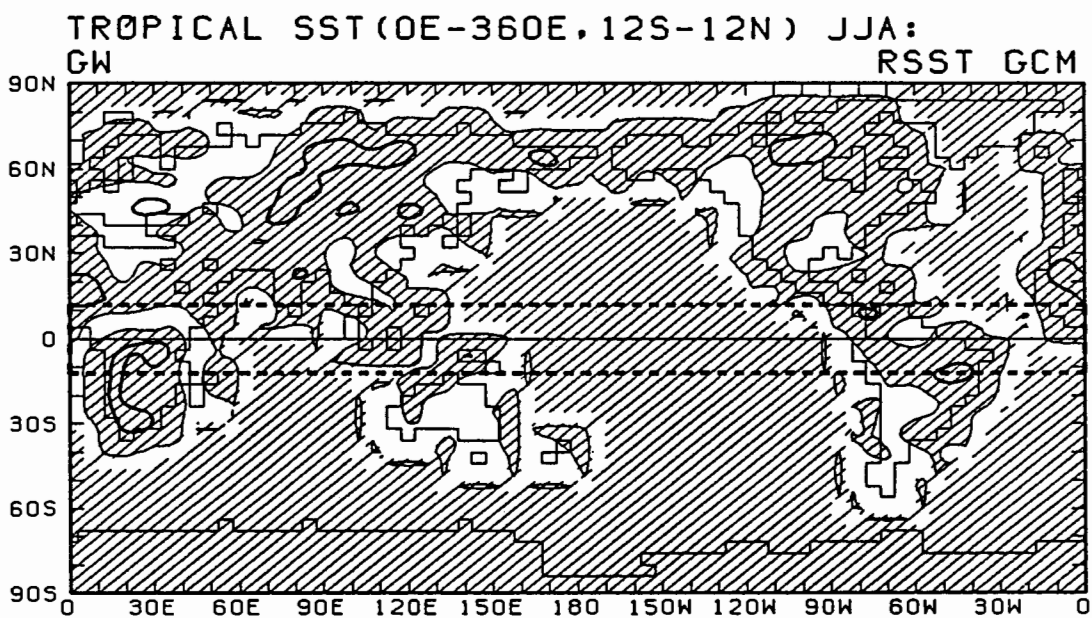
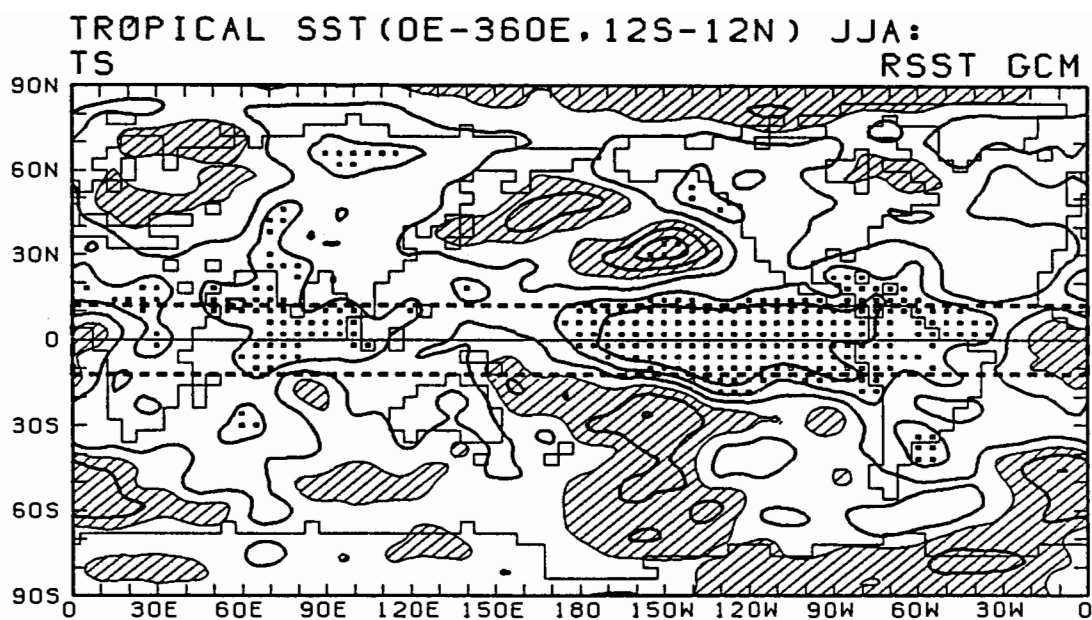


図7 実験Aによる夏季(6-8月)の熱帯海面水温和(上)地上気温および(下)土壌水分との同時相関係数。等値線は0.2, 負に斜線。ドットは有意な所。

5. まとめ

ここでは、変動度の大きさを判定因子として、海面水温変動と陸面状態の変動のそれぞれが大気循環の変動に及ぼす影響について、理想的な実験により調べた。その結果として、ユーラシア大陸東部では、陸面変動の影響が大きいことが分かった。一方米国では海面水温変動の影響の方が大きかった。後者はエルニーニョ等の熱帯海面水温を予測することが季節予報の鍵であることを示唆している。一方日本ではユーラシア大陸の存在を忘れてはならないと言える。これらの結果は、気候予測を行うに当たって、アメリカと日本とでは戦略は大きく異なるものになることを意味していると考えられる。

ここで注意しておかねばならない点は、変動度の違いが必ずしも1対1で季節予報可能性とは対応しないということである。すなわち海面水温変動により大気状態の変動幅が増えないにしても、偏差の現れる確率分布に違いが出るのであれば、それを予測対象とすればよい。この方面での研究は、はじめに触れたようにこれまでに数多く行われており（たとえば Tokioka et al., 1987; Kitoh, 1995）、今後もより一層系統的に進められて行くはずである。そのために、このことは本報告ではあえて触れないできた。

もう一つ考慮しなければならないことは、海面水温変動がどの程度陸面状態を規定しているかである。一例として、図7に実験Aによる夏季（6～8月）の全熱帯域で平均した海面水温と、各グリッドの地上気温および土壌水分との同時相関係数分布を示す。熱帯海面水温が高い時には、モデル中の夏季のユーラシア大陸の東半分の、気温が高く土壌は乾いている傾向にあることがわかる。一部の場所の気温を除いてはこの関係は統計的には有意ではないが、このことは、ユーラシア大陸東部で土壌を乾燥し気温を高くするような中緯度大気循環の変化が、熱帯海面水温変化に励起されて起こりやすくなっていることを示唆させる。この方面での研究は、今後陸面状態の観測データあるいは予報解析システムによる観測データの proxy が得られるようになればさらに進展するであろう。

海面水温変動に伴う大気の変化および陸面状態の変化を、観測データとモデル実験により、統一的に評価しなければならないことはいうまでもない。ただし、海面水温変動が万能ではない。海面水温偏差が小さい年もあろう。そのような時にこそ、大陸の陸面状態の影響が大きく効いてくると思われる。

引用文献

- Barnston, A. G., 1994 : Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *J. Climate*, 7, 1513-1564.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski, 1992 : Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, 5, 577-593.
- Kitoh, A., 1995 : Observation and simulation of the relationship between the global sea surface temperature variability and the 500hPa height in the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 247-253.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987 : Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- Tokioka, T., K. Yamazaki and M. Chiba, 1987 : A case study of sea surface temperature anomalies and initial conditions on dynamical forecast up to two months in the early summer of 1983. *Pap. Met. Geophys.*, 38, 265-277.

全球土壌水分分布について

西村 照幸*, 佐藤 信夫**

1. はじめに

太陽から大気を経て地表面に到達したエネルギーは、地面を温め、地球放射、顕熱、潜熱によって再び大気へ戻る。地表面における顕熱フラックス (H) と潜熱フラックス (LE) の比、

$$B_o = \frac{H}{LE}$$

はボーエン比と呼ばれ、その地域の気候の特徴を表す指標の一つである。

一方、降水は地表面に達すると、積雪や土壌水として貯留されるか、流出あるいは蒸発する。大気モデルにおける地表面過程のもっとも重要な役割は、地表面でのエネルギーフラックスの分配を決めることである。ここで、地表面の潜熱フラックスと蒸発量は、どちらも水蒸気の移動という同じものをあらわしているのだから、地表面のエネルギーと水の（質量）収支は互いに関連し合っている。蒸発は土壌水分に大きく依存する。したがって、地表面での蒸発量を適切に見積もるには、土壌水分がわからなければならない。

これまでに全球の土壌水分を求めたものとしては Wilmott *et al.* (1985), Mintz and Serafini (1992) がある。これらの研究はどちらも、可能蒸発量を経験的な Thornthwaite 法によって求め、陸面水文過程としてシンプルなバケツモデルを用いて土壌水分を計算している。

Mintz and Serafini では、長年平均した月降水量と月平均気温のデータを与え、全球 $4^\circ \times 5^\circ$ の月ごとの土壌水分の気候値データセットを作成した。このデータセットは、各研究機関をはじめ各国の気象局で、大気大循環モデルや数値予報モデルを走らせる際、土壌水分の初期値としてしばしば用いられている。

しかしこのデータセットは土壌水分の気候値なので、特に異常気象が発生した時のような場合、実際の土壌水分と著しく異なる可能性がある。さらに、土壌水分はモデルの他の量（温度、湿度、風速など）に比べると時間スケールが非常に長いので、土壌水分が実際と異なる場合、モデルを動かしてしばらくの間は不適切な地表フラックスを大気側に与えることになる。その間のモデルの出力は、土壌水分が適切な場合と異なったものになる。このことは特に数値予報にとって大問題で、気温や降水の予報に大きな影響を及ぼす。

Thornthwaite 法は気温だけから可能蒸発量を求めることができるのだが、アメリカ合衆国での

* 東京大学気候システム研究センター

** 気象庁数値予報課

実測値から経験的に得られたものである。したがって他の地域での適用には注意が必要である。例えば日本でこの方法を用いると、冬から春にかけては過小評価、夏から秋にかけては過大評価となり、年間では小型蒸発計の値の約0.7倍になる（樫根，1989）。これは蒸発量が、気温だけでなく、放射量や湿度、風速にも依存しているからである。さらに、気温の日変化や降水の時間分布（継続時間）にも大きく依存している（Sato and Nishimura, 1995）。

また Mintz and Serafini では、積雪および融雪を考慮していないため、中・高緯度の冬の降水もすべて雨とみなされ土壌に入る。実際には春の融雪で大量の流出が発生するが、このことが表現されていないので年間の流出が過小評価されている。

そこでこの研究では、植生や積雪・融雪、凍土なども考慮した、より現実に近いと言われている陸面水文過程モデルを用いて、土壌水分および地表フラックスを求めることを目標とする。さらに、モデルに与えるデータの時間および空間分解能をできるだけ細かくとり、土壌水分・地表フラックスの時間変化・空間分布の再現を試みる。

2. 実験方法

この研究では、鉛直一次元の陸面水文過程モデルを用いた。このモデルに大気側の境界条件をデータで与え、エネルギー収支・水収支を解くことにより、各時間ステップで土壌水分や積雪量を求める。

2.1 モデル

モデルは気象庁で使われているモデルを基にしたものである。気象庁のモデルには陸面水文過程として、エネルギー・水に関する植生の作用を考慮した SiB (Simple Biosphere) モデル (Sellers *et al.*, 1986) が使われている。

SiB モデルでは地表面からの蒸発は、裸地面からの蒸発だけでなく、土壌のより深い層から根によって水を吸い上げ、葉の気孔から放出する蒸散、そして降水によって濡れた葉からの蒸発（遮断蒸発）を考慮している。

それぞれの蒸発散量は、予報変数のキャノピー葉面温度および地表面温度と、診断的に求まるキャノピー空間湿度とを使ったバルク法で求める。顕熱フラックスも同様なバルク法で求める。

ここで、裸地面蒸発と遮断蒸発に関するバルク係数*は、周囲の空気との安定度に依存している。蒸散は、気孔の開閉によって制御されるので、光、湿度、葉面温度、根のある層の土壌水分に依存

* SiB モデルなど地表面モデルでは、バルク式中の

$$\frac{1}{(\text{バルク係数}) \times (\text{風速})}$$

を、例えば気孔抵抗、空気力学的抵抗のように、「抵抗」の概念でとらえることが多い。

する。

植生による降水遮断量は葉の量（葉面積指数）に依存する。また、強い降水は葉に捕捉されにくいように、降水強度にも依存する。今回は、2.2節で述べるように、モデルを駆動する境界条件データに総降水量と対流性の降水量があるので、層雲などによる弱い降水と積雲などによる対流性の強い降水とを別に与えた。

土壌は3層考え、土壌水分は各層の水理ポテンシャルに従い移動する。水理ポテンシャルとは、土壌水に作用する重力と、毛管現象による吸引力とを合わせた力によるポテンシャルである。

流出は、降水強度が土壌の浸透能力より強い場合に起こる地表面流出、土壌が飽和した時の流出、そして土壌のもっとも深い第3層からの重力による流出を考えている。

今回は、このSiBモデルに凍土過程を考慮したmodified SiBモデル（Sato *et al.*, 1996）を使用した。

2.2 地上気象データ

陸面水文過程モデルを駆動する大気側の境界条件データとしては、1995年5月にNASAから発行されたISLSCPのInitiative 1のCD-ROMに含まれる、地上気象データを用いた。

このデータセットには、

- ・高さ2mの気温
- ・高さ2mの露点温度
- ・地表面気圧
- ・高さ10mの風速
- ・地表面での下向き短波放射フラックス
- ・地表面での下向き長波放射フラックス
- ・総降水量
- ・対流性の降水量

についてのデータが、

期 間：1987年1月1日00:00 GMT～'88年12月31日18:00 GMT

時間分解能：6時間ごと

空間分解能：全球陸上 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$

で入っている。

気温、露点温度、気圧、風速はECMWFの客観解析データから作られている。放射フラックスはNASA LaRC（Langley Research Center）で人工衛星データから求めた月積算値を基にして、ECMWFの客観解析から6時間ごとの値を求めてある。降水量はGPCP（Global Precipitation Climatology Project）の月ごとの雨量計データを基にして、NMCの再解析プロジェクトによっ

て求められた6時間ごとの総降水量および対流性降水量のデータを使って、6時間ごとの値に配分して作られている。

モデルは時間ステップ1時間で計算するため、これらの6時間ごとのデータを1時間ごとの値に補間しながら与える。気温、露点温度、気圧、風速については単純に時間で線型補間した。放射フラックスはエネルギーが保存するように配慮し、短波放射フラックスは太陽高度に対応して各時間ステップに割り振った。長波放射フラックスは線型補間した。降水量は、積算値が合うように6時間同じ値を与えた。

モデルの植生・土壌パラメータは、気象庁の予報モデルで使われているものをそのまま用いた。植生分布は、人工衛星観測によるNDVI (Normalized Difference Vegetation Index) データに基づいて全球陸上を $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ で15種類に分けたものを用いた。これは上記のCD-ROMに入っている。今回は南極大陸は省いたため、計算した陸上の全格子数は15,388点である。

スピニアップの初期値は、温度についてはモデルに与える地上気象データから適当に与えた。土壌水分は、各層で飽和値の75%とした。'87年の1年間のデータを繰り返し与え、定常になった後、'87・'88年の2年間のデータを与えた。

得られた結果を3節で見えていく。「定常」かどうかの判定は、全球の土壌水分が、その前年の同時刻で±1%以内になった時を定常とした。土壌水分が定常に達するまでに3~4年を要した。

3. 結 果

'87・'88年の7月の土壌水分の結果を図1に示す。土壌は3層あるが、図1は蒸発散に有効な、最上層と第2層の土壌水分の和である。また、植生がそれ以上くみ上げることができない、最小の土壌水分量(シオレ点)以下の水分を差し引いた土壌水分インデックス、

$$W_{index} = \frac{W - W_{wil}}{W_{sat} - W_{wil}}$$

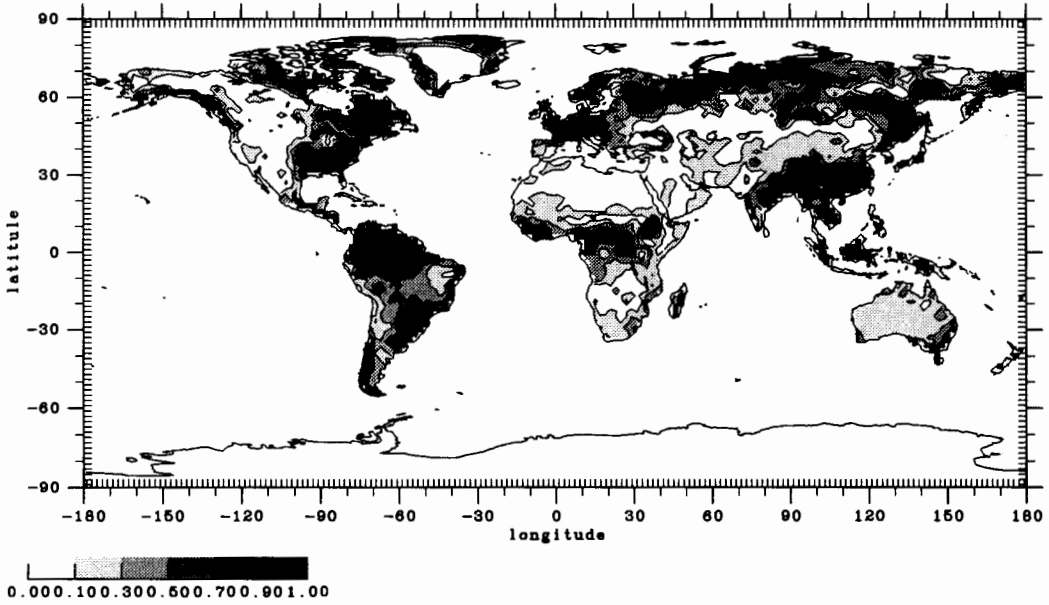
で示してある。ここで、 W :土壌水分、 W_{wil} :シオレ点の土壌水分、 W_{sat} :飽和時の土壌水分、である。

図1を、気候値の気温と降水量データから求められたMintz and Serafini (1992)の7月の結果と比較すると、北アメリカ西部と西シベリア、チベット高原で今回の結果の方が土壌水分インデックスは小さくなったが、その他はおおむね似ている。しかし細かく見ると各地で違いがある。この理由は主として、今回の結果で'87年と'88年の間でも違いがあることから、気温や降水量などのモデルに与える地上気象データが年々変動で年によって違うために生じたと考えられる。

土壌水分インデックスの極大は降水量の多い赤道直下の熱帯雨林およびそのやや北側、アジアのモンスーン地域、北アメリカ東部、ヨーロッパで見られる。北極海沿岸やシベリアでも大きい。こ

(a) July 1987

0.0DAY



(b) July 1988

0.0DAY

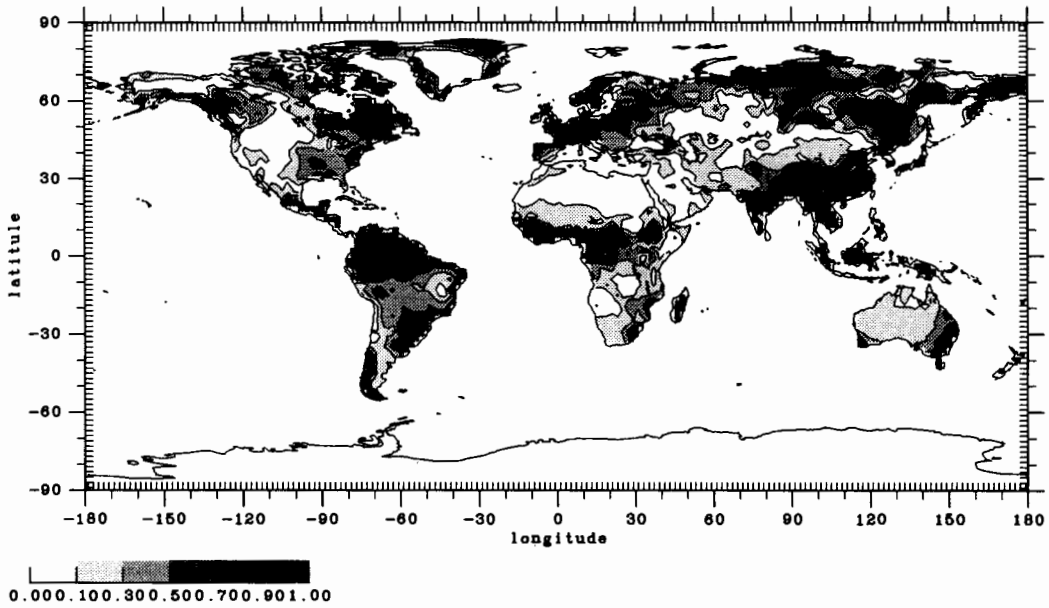


図1 北半球夏季の土壌水分インデックス (シオレ点で0, 飽和で1)。それぞれ(a)'87年7月, (b)'88年7月。黒いところほど土壌水分が飽和に近い。

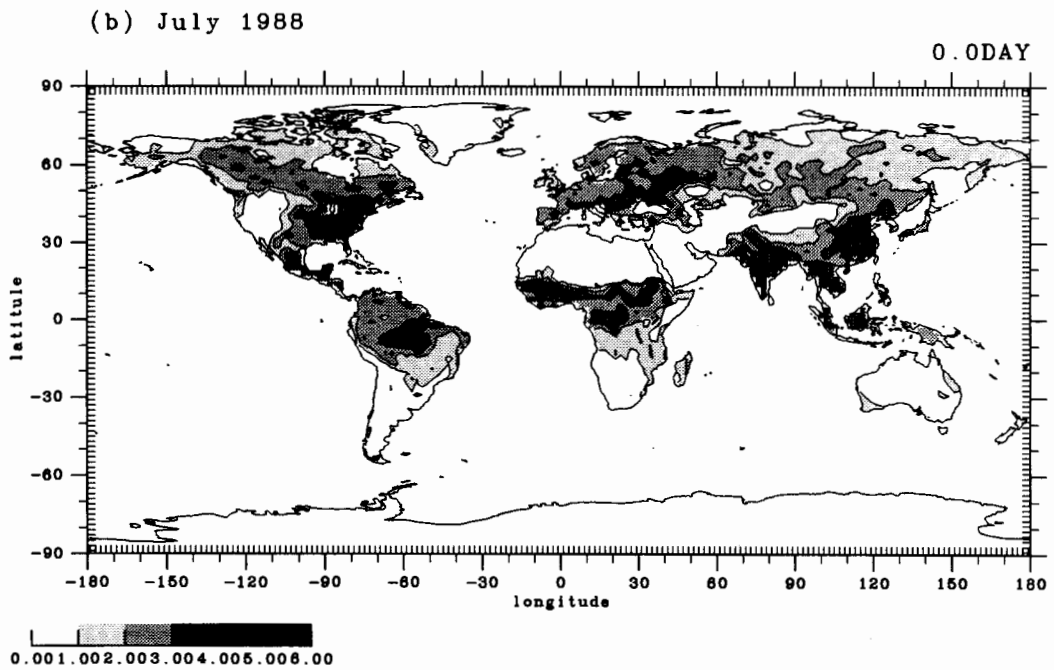
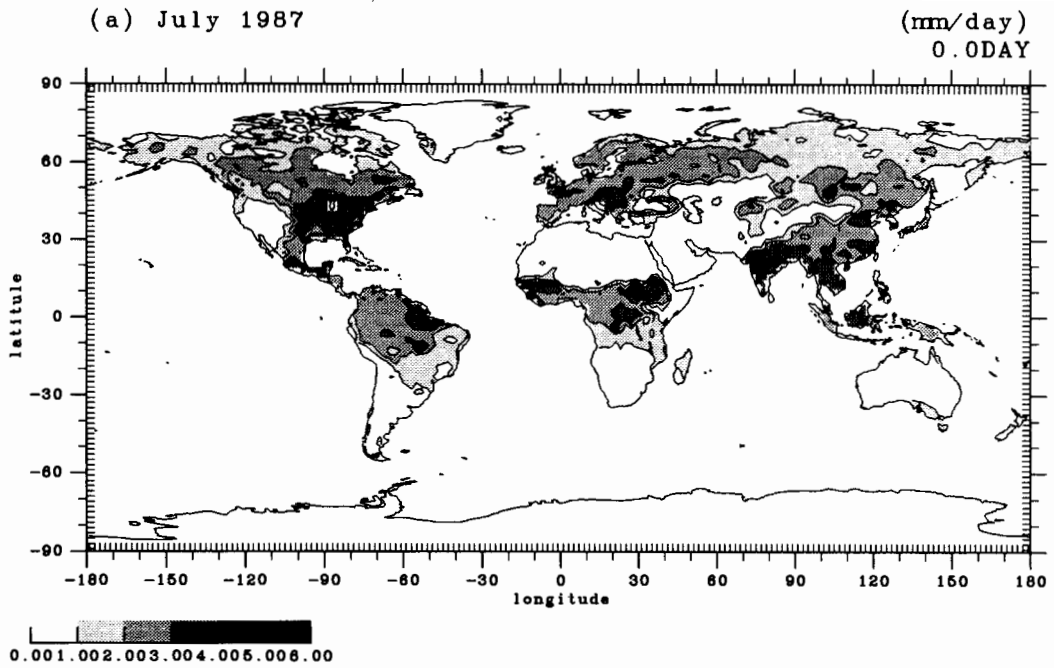


図2 蒸発散量。図1と同じ時期で、それぞれ(a)'87年7月、(b)'88年7月。単位はmm/day。黒いところほど蒸発散量が多い。

表1 全球陸上の水収支

著者	降水量	蒸発量	流出量	手法
Lvovitch (1972)	760	480	280	流域水収支
Baumgartner and Reichel (1973)	748	481	267	降水量と流域水収支
沖 他 (1995)	852	608	244	大気流域水収支 (ECMWF データ, Legates 降水量)
Oki (1996)	704	460	244	大気流域水収支 (ECMWF, Xie and Arkin 降水量)
本研究	638	369	264	モデル ('87年の結果)
	670	378	281	('88年)

単位:mm/yr

れは冬の間に積もった雪の融雪水が残って、湿地や泥炭地のようになっているのであろう。

図2にそれぞれの年の7月の蒸発散量を示す。北半球の夏なので、蒸発散量の極大は土壤水分の多い赤道直下の熱帯雨林およびそのやや北側、アジアのモンスーン地域、北アメリカ東部、ヨーロッパにある。シベリアやカナダの森林地帯でも蒸発散量が多い。'88年はそれまで干ばつが続いていたアフリカのサヘル地方で平年以上の降水があり、そのためにこの地方で土壤水分・蒸発散量が多くなっている。また'88年にはアメリカ合衆国東部で干ばつが発生した。土壤水分には'87・'88両年の違いが現れているが、蒸発散量にはあまり違いはない。

表1は、全球陸上で水収支の結果である。過去の研究の結果も示してある。地表面への水のインプットである降水量が各研究で異なるので一概には言えないが、蒸発量と流出量との割合で見ると、今回の結果は蒸発量が少なく流出量が多い。これらの値は気孔抵抗の大きさなどモデルのパラメータ、蒸散の土壤水分への依存性の定式化、大規模凝結による対流性降水の区別の有無など大気からの外力の取り扱いに依存する。このため感度実験により、モデルから導かれた諸物理量のパラメータ依存性などを評価する必要がある。表2は、世界の大河流域での2年間の水収支の結果である。図3に主な河川の水収支の時系列を示す。

アマゾン河流域(図3(a))の熱帯雨林では降水量は非常に多く、雨季・乾季の季節変化がよく現れている。蒸発散量はほとんど変化しないが、土壤水分・流出量は変化する。雨季の多量の降水はまず土壤水分を満たし、余剰な水が流出となって河川を流れて出ていく様子が現れている。図3には、GRDC(Global Runoff Data Center)による長年の流量の観測値を平均し、流域面積で割った流域の平均流出量(以下この値も河川流量と呼ぶ)も示してある。流出量は季節的な位相のずれはあるが、年間の総量は観測の河川流量に近い。図4は、表2での、年間の流出量(計算値)と河

表2 大河川流域での水収支

番号は図4に対応している。

流域	降水量 (観測値)	蒸発散量	流出量	河川流量 (観測値)
1. アマゾン川	2005.5	1046.9	957.7	1055.5
2. コンゴ川	1370.3	983.3	389.1	372.9
3. チャオプラヤ川	1251.5	901.7	356.8	189.4
4. ブラマプトラ川	1434.8	478.4	965.1	961.6
5. ガンジス川	955.1	596.8	350.4	407.2
6. ニジェール川	798.9	507.6	278.9	35.6
7. ザンベジ川	739.8	530.3	207.5	112.1
8. オリノコ川	1885.6	987.6	882.9	1172.5
9. ラプラタ川	1176.1	659.4	544.8	268.6
10. マーレー川	500.7	418.4	76.0	8.2
11. 長江	1104.7	622.4	502.8	464.0
12. 黄河	463.9	398.6	63.5	59.7
13. ミシシッピ川	480.7	406.8	86.1	119.2
14. アムール川	455.3	320.2	145.0	178.2
15. オビ川	413.8	320.9	124.6	133.9
16. エニセイ川	450.7	266.0	190.8	228.6
17. レナ川	371.0	219.4	145.7	215.8
18. コリマ川	250.0	154.5	116.6	191.9
19. ユーコン川	331.9	227.1	106.5	29.1
20. マッケンジー川	399.6	298.4	106.6	168.6

単位:mm/yr

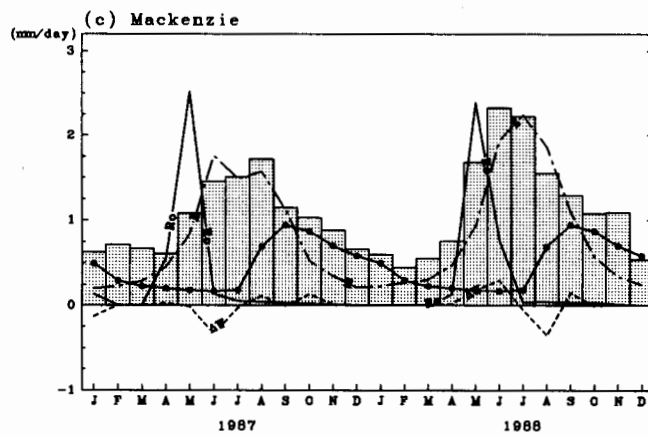
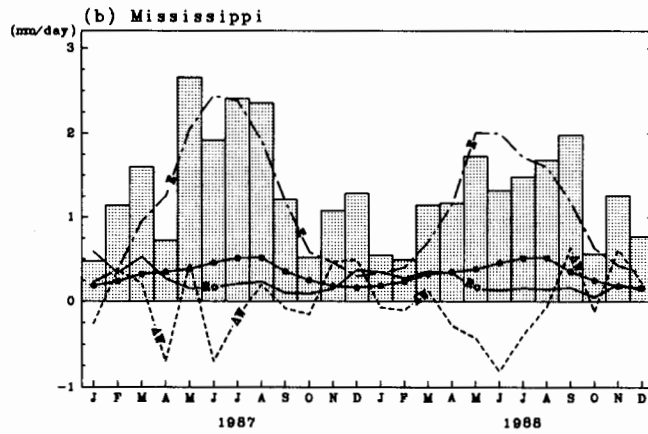
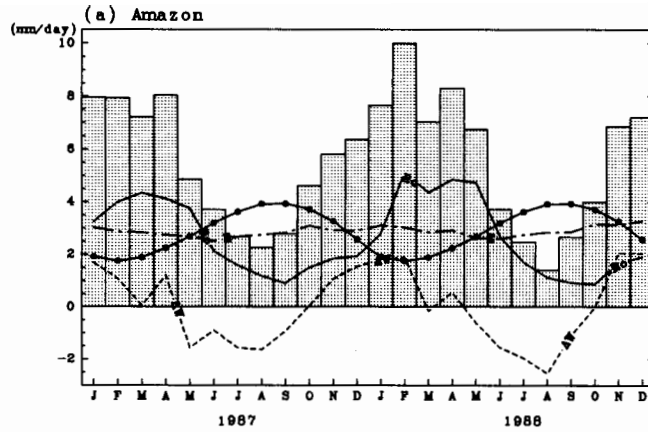


図3 河川流域の水収支の時系列。それぞれ(a)アマゾン川、(b)ミシシッピ川、(c)マッケンジー川。棒グラフは降水量、実線は流出量、一点鎖線は蒸発散量、破線は土壌水分の変化量である。また、つぎの実線は観測による河川流量である。

川流量（観測値）をプロットしたものである。合っていない河川もあるが、これは、その流域の '87・'88 の2年間の気候が平年と大きく違っていたか、あるいは河川流量の観測点が河口からかなり上流にあり、流域面積が異なるためと考えられる。地表面での水収支の式は、

$$\Delta S = Pr - E - R_o$$

である。ここで貯留量の変化 ΔS は、

$$\Delta S \approx (\text{土壌水分量の変化} : \Delta W) + (\text{積雪量の変化})$$

で、1年間通すと小さな値であり、降水量 Pr は観測値から境界条件データとしてモデルに与えたものである。よってモデルで求められた年間の流出量 R_o が観測値に一致している流域では、求められた年間の蒸発散量 E は現実に近いと考えられる。

位相のずれは、この陸面水文過程モデルでは河川流路を考慮せず、ある格子で流出した水が、実際は、河川に出てある速さで流れて海に出ていくところを、瞬時に海に運ばれるようにみなしているためである。

中緯度のミシシッピ川流域（図3(b)）では、蒸発散量は季節変化する。

カナダのマッケンジー川（図3(c)）などの高緯度の河川では、冬季に積雪する地域からの融雪水が、春に流出となって現れている。しかしこれも河川流路を考慮していないため、観測された河川流量との季節的な位相のずれが顕著である。

4. 議 論

'87年は大規模な El Niño が起こり、世界各地で異常気象が発生した年である。一方、'88年は La Niña 年である。ここでは土壌水分および蒸発散量の '87・'88 両年の夏における違いを中心にみる。

低緯度の熱帯雨林では、アマゾン川の結果（図3(a)）のように、蒸発散量の変化は非常に小さい。土壌中にいつも十分な水分があり、赤道直下で放射も1年間を通じてあまり変化せず、植生からの蒸散の変化は小さい。土壌表層は層厚が数cmと薄く、また大気に直接さらされているために土壌水分変化の時間スケールは短く、降水量や放射によって土壌水分は変化しやすい。そのために裸地面蒸発の変化は激しい。しかし熱帯雨林は密林で、全蒸発散量に対する裸地面蒸発の割合は低い。また乾季でも降水があり遮断蒸発の変化は小さい。降水量の年々変動で乾季が長引くと根層の水分も減少するが、よほど大きな変動でなければ蒸散量の抑制されず、蒸発散量全体に大きな影響はないと考えられる。

一方、低緯度の半乾燥地では、土壌水分や蒸発散量の年による違いは大きい。半乾燥地の植生では、降水量の変動に対して蒸発散量はかなり大きく変動する。これは草原とかん木のような植生では、全蒸発散量に対する表層からの裸地面蒸発の割合が高いためと考えられる。また土壌中の蒸散に有効な水分が少なく、根層の土壌水分が植生のシオレ点近くにあり、わずかの水分変化で蒸散が

起こったり止まったりするためとも考えられる。つまり、蒸発散のためのエネルギーは1年中十分あるが、水自体が不足しているために蒸発散が抑制されていると考えられる。蒸発散量はこのような半乾燥地の条件においては、降水量に関して特に敏感になる。

中・高緯度では、冬は放射エネルギーが小さく、また可能蒸発量が少ないために、蒸発散や土壌水分の年による違いは低緯度に比べて小さい。また夏には放射の年による違いが低緯度に比べて大きい。蒸発散量とはあまり対応していない。土壌水分・蒸発散量の年による違いはむしろ降水量と対応している。この状況は低緯度の半乾燥地と似ている。半乾燥地ほどではないが、夏の間、蒸発散のためのエネルギーは足りているにもかかわらず、土壌水分が少なく蒸発散が抑制されているためと考えられる。

5. まとめ

鉛直一次元の陸面水文過程モデルに境界条件として地上気象データを与えて時間積分し、南極を除く全球陸上 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ で土壌水分・積雪量を求めた。

使用した陸面水文過程モデルは、植生のエネルギー・水に関する作用を考慮したSiBモデルである。これは、現在気象庁の予報モデルの中で使われているものを融雪・土壌凍結などについて改良したものである。

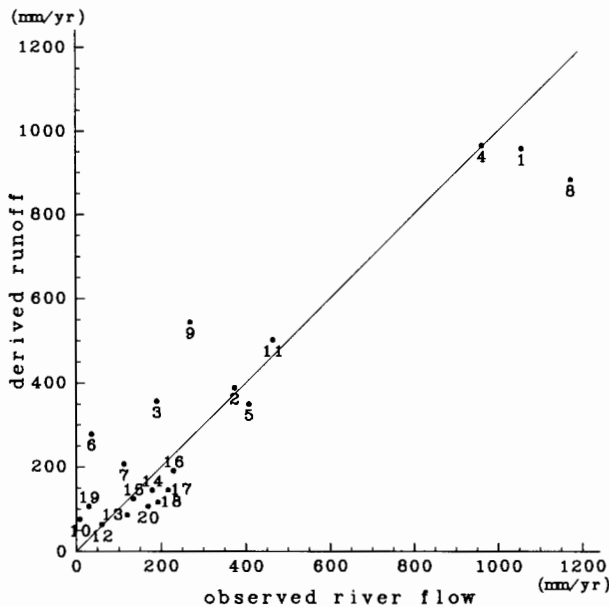


図4 第河川流域における流出と河川流量（観測値）の関係。番号は表2に対応している。

モデルを駆動した地上気象データは、1995年5月に、NASAによって作成された ISLSCP の Initiative 1 の CD-ROM に入っている地表面気象データである。これには '87・'88 年の 2 年間について、6 時間ごと、全球陸上 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ での、陸面水文過程モデルを駆動するのに必要な地上気象データが入っている。

得られた結果は、流出量が観測された大河川の流量とおおむね一致した。しかし半乾燥地では、蒸発散量が降水量に対して非常に敏感で、一部、過大とも思われる蒸発散量となった地域もあった。これは植生・土壌パラメータが原因と考えられるので、今後、感度実験などを通して説明する必要がある。

El Niño 年だった '87 年と、La Niña 年だった '88 年の両年についての違いを調べた。低緯度の熱帯雨林では蒸発散量の季節変化および年による違いは小さい。半乾燥地では、蒸発散量および土壌水分の年による違いは大きい。中・高緯度では、太陽からのエネルギーが少ないために、年による違いは低緯度に比べると小さい。

この研究で求めた土壌水分は、これまでに求められている気候値の土壌水分とは異なった結果となった。特に、年による違いが現れていることは重要である。数値予報の際に土壌水分の初期値として、この研究で求めた土壌水分を用いた場合と、これまでのように気候値の土壌水分を用いた場合とで、予報にどの程度の違いが現れるか興味もたれる。

参考文献

- 沖 大幹, 虫明功臣, 松山 洋, 増田耕一, 1995 : 大気水収支と地球規模の水循環, 土木学会論文
集, 13-27
- 榎根 勇, 1989 : 水と気象, 朝倉書店, 180p.
- 佐藤信夫, 里田 弘他, 1989 : 力学的長期予報を目指して 第1章 生物圏と大気圏の相互作用
数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部
- Mintz, Y. and YV. Serafini, 1992 : A global monthly climatology of soil moisture and water
balance. *Climate Dynamics*, 8, 13-27.
- Sato, N. *et al.*, 1989 : Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General
Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2757-2782.
- Sato, N. and T. Nishimura, 1995 : Sensitivity of a Simulated Water Budget. To Temporal
Resolution of Atmospheric Forcings. *GEWEX NEWS*, vol.5, No.2.
- Sato, N., K. Mabuchi and P. J. Sellers, 1995 : Simulation of snow deposition and melting by
modified simple biosphere model (SiB). *J. Meteor. Soc. Japan*, submitted.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986 : A Simple Biosphere Model (SiB) for
Use within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, 15, 505-531.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe and Y. Mintz, 1985 : Climatology of the Terrestrial Seasonal
Water Cycle. *J. Climatology*, 5, 589-606.