

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

# グロースベッター

第 27 巻 第 1 号

## 研究報告

生物圏モデル (SiB) の GCM への導入とその影響についてのエッセイ

..... 佐藤 信 夫 ..... 1

全球スペクトルモデル T42 の 4 か月予報実験に見られる

西部熱帯太平洋高海水温度差の影響について ..... 二階堂 義 信 ..... 25

豪雪の予測 ..... 村松 郁 栄 ..... 61

訂正のお知らせ

1988 年 9 月

L. F. グループ

# 生物圏モデル (SiB) の GCM への導入と

## その影響についてのエッセイ

佐藤 信夫

### 1. はじめに

地球表面の 3 分の 1 は陸であり、その約半分は植生に覆われている。植生の存在は大気と地表面の運動量・熱・水蒸気などの交換過程に大きな影響を及ぼす。植物の特徴は根から土壤水分を吸収し葉の気孔と呼ばれる約 10 ミクロンの穴の開閉により蒸散を制御していることである。

地表面に吸収された正味放射量の顕熱と潜熱フラックスへの配分比は大気循環にとって重要である。顕熱は大気境界層を直接加熱するが、潜熱は空間・時間的に離れて放出される。Shukla and Mintz (1982) は大気大循環が地表面フラックスのポーエン比によっていかに影響を受けるかという問題を GLA 大循環モデルを用いて調べた。地表面が完全に乾いている場合と完全に湿っている場合に陸上の降水、特にモンスーン地帯の降水が大きく異なることを示している。

従来の数値予報モデル、大循環モデルは陸面水文過程としてバケツモデル (Manabe 1969) を代表とする非常に簡単なスキームを採用してきた。これは陸面水文過程が植生分布と密度、土壤水分と積雪、小地形の起伏などに依存し複雑であること、これらの量、特に土壤水分の GCM の格子スケールでの観測値を得ることが困難なこと、また植物生理学、微気象学・土壌学などに及ぶ学際的な分野で手がつけられなかったこと、などの理由によると思われる。

近年大気モデルの他の物理過程が改善されると共に、陸面水文過程の取り扱いの不充分さが目立つようになった。また熱帯雨林の破壊や炭酸ガスその他微量ガスの増加が、生物-海洋-大気系に及ぼす影響に対する関心が高まっている。

このような問題を大循環モデルによる数値シミュレーションの手法で研究しようとするれば大循環モデルに導入できる程度には簡単で、しかし生物圏に起こる諸物理過程の本質を見逃さぬパラメタリゼーションが必要になる。Dickinson (1984) の BATS (Biosphere - Atmosphere Transfer Scheme) や Sellers (1986) の SiB (Simple Biosphere) は上述の背景のもとに生まれた。これらのモデルは未だ炭酸ガスの効果を含まず、また有機物を分解して炭酸ガスを大気に戻す微生物も変数として含まれない。しかし葉による太陽放射の反射吸収、降水遮断、根による土壤水分の吸収と葉からの蒸散、土壤内の水分の移動、積雪の融解などがパラメタライズされている。

この報文では Sellers の SiB と、それを NMC の大循環モデルに導入した効果について述べる。標題をエッセイとしたようにこの報告ではモデリングの詳細については触れない。

水文過程を記述する大循環の格子スケール (100 km × 100 km) の諸パラメタを衛星から観測しようとする国際衛星陸地表面気候計画 (ISLSCP) との関連などについては稿を改めて書く予定である。また生物圏モデルの詳細とそれを大循環モデルに結合する方法など技術的なことは、数値予

報課別冊報告 35 号 (1989 年 3 月) に掲載予定である。またこのエッセイのものとなった論文は「N. Sato et al.: Effects of Implementing the Simple Biosphere Model in a General Circulation Model」として J. A. S. に投稿された。

## 2. 大循環モデルと数値実験の概要

この研究の目的は SiB を大循環モデルに組み入れ、その影響を評価することにある。大気大循環モデルとしては、NMC 力学的延長予報用全球スペクトルモデルを基礎に物理過程を改良した。NMC モデルの力学部分については Sela (1980)、物理過程と境界条件については Kinter et al (1988) が詳しい。モデル (以後 UMD\* モデルと呼ぶ) の概要を第 1 表に掲げた。NMC モデルとの違いは放射と鉛直拡散である。長波放射は GLAS 大循環モデルに用いられている計算時間の経済性に優れたスキーム (Harshvadahn et al 1987) を採用した。太陽放射は基本的に Lacis - Hansen (1974) のスキームで Davies (Harshvadahn et al 1987) により修正されている。長波 (太陽) 放射による加熱率は 3 時間 (1 時間) 毎に計算される。鉛直拡散については Moller Yamada (1982) のレヴェル 2 のクロージャモデルを採用した。

第 1 表 UMD 全球スペクトルモデルの概要

分解能	R 40 L 18
物理過程	長波放射 (Harshvadahn 1987) 3 時間毎
	太陽放射 (Lacis - Hansen 1974) 1 時間毎
	積雲対流 (Kuo 1965)
	大規模凝結
	浅い対流 (Tiedke 1984)
	鉛直拡散 (Moller - Yamada 1982)
	接地境界層 (Moller - Obukhof の相似理論)
境界条件	水平拡散 ( $\sigma$ 面 $\nabla^4$ タイプ)
	地形 (Silhouette mountain)
	海面水温 (月平均気候値から毎日内挿 Reynolds (1982))
	積雪分布

第 2 表に SiB を組み込んだ大循環モデル (SiB - GCM) と従来のバケツモデルを陸面水面過程としてもつモデル (Ctl - GCM) の差異を示す。SiB - GCM は地面温度の予想に強制復元法を用いて

\* UMD University of Maryland

いる。

第2表 SiB - GCMと Ctl - GCMの違い

	SiB - GCM	Ctl - GCM
水文過程	SiB +強制復元法 (Dear dorff 1977)	バケツモデル +地中 2.5 cm, 10 cm, 50 cm の深さで 温度を予想
アルベード	葉の反射率透過率から2流近似の放射 伝達方程式を解いて求める。日変化あり	Posey - Clapp (1964)の季節に依存す る気候値
粗 度	植生タイプと月によって変わる。 積雪に依存する	年を通して一定値
土 壌 水 分	右の気候値から SiB用に変換	月毎の気候値(Wilmott '85)

一方 Ctl - GCMでは地中 2.5 cm, 10 cm, 50 cmの温度を予想し, 500 cmでの地中温度は一定で, 年平均地上気温に等しいとしている。SiB については次章で詳説するのでここでは触れない。一方 Ctl - GCMはバケツモデル (Manabe 1969)を用いている。最大有効水分量  $W_m$  は 150 mm で, 有効水分量を  $W$ として, 蒸散能  $\beta$ は

$$\beta = \min \{ 1.0, W / (0.75 \times W_m) \} \quad (2.1)$$

で与えられる。また降水などにより  $W$ が  $W_m$ を超える場合, 超えた分は流出とみなす。潜熱フラックス  $E$  は次のように表わされる。

$$\lambda E = \rho_s L \frac{\beta (q^* (T_G) - q_1)}{r_a} \quad (2.2)$$

ここで  $\rho_s$ ; 大気密度,  $L$ ; 蒸発の潜熱,  $T_G$ ; 地表面温度,  $q^* (T_G)$ ; 温度  $T_G$ での飽和比湿,  $q_1$ ; 大気モデル最下層の比湿,  $r_a$ ; 地表面と大気モデル最下層の間の顕熱・潜熱輸送に対する抵抗である。 $r_a$  は地表面での風速  $u_s$  と顕熱・潜熱輸送に対する抵抗係数  $C_H$ を用いて

$$r_a = 1 / (u_s C_H) \quad (2.3)$$

と書ける。

地表面アルベードについては, SiB - GCMでは葉の反射・透過率など植生に依存するパラメタから計算される (Sellers 1985 3章参照)。この値は日変化し, 月によっても異なる。一方 Ctl - GCMでは Posey Clapp (1964)の季節に依る地表面アルベードの気候値を用いている。この気候値は, 例えば熱帯雨林で6% (実際には~11%), 砂漠でせいぜい25% (30%になる) など最近の観測結果とは相当異なる値が入っている。

粗度は SiB - GCMでは植生タイプと月によって変わり、また積雪のある場合、修正される。一方、Ctl-GCMでは年を通して一定値である。両者の差はユーラシアの砂漠で大きく、植生のある所では小さい。

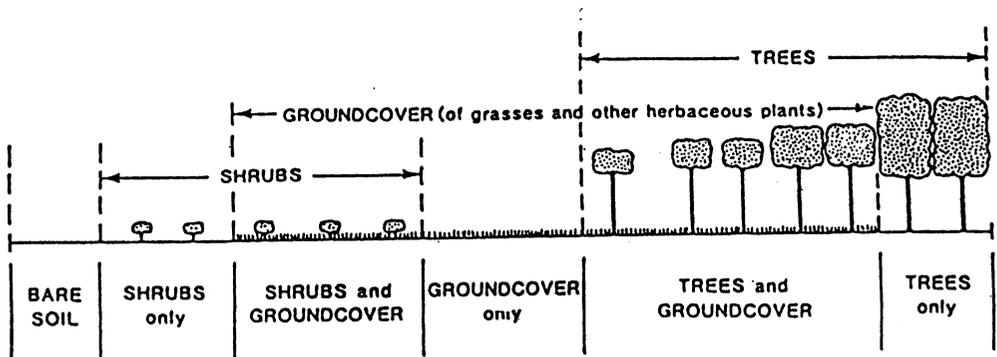
Ctl-GCMで使用した土壌湿潤度は Wilmott (1985)による月毎の気候値である。一方 SiB - GCMでの土壌湿潤度は Wilmott の気候値から変換して作っている。(詳しくは3章5節参照)

SiB - GCMにより、1985年12月10日12Z(冬のラン)、1986年6月15日(夏のラン)の初期値から出発してそれぞれ30日、50日積分した。Ctl-GCMについても同様の積分を行い、代表的な格子点での物理変数の日変化、主な領域での地表面の熱収支・水収支の時間変化、及び大気の構造などを SiB - GCMの結果と比較した。また Ctl-GCMについては土壌湿潤度を予報せず月毎の気候値から毎日内挿した場合の夏の30日積分を行った。また北アメリカの土壌を乾させた夏の30日積分も SiB - GCM, Ctl-GCM 両モデルについて行ない土壌水分の影響も調べた。

その主な結果については第4章に述べる。

### 3. 生物圏モデル (SiB) の概要

SiB は大気大循環モデルに組み込める程度には簡単でかつ実際に起こっている生理・物理的過程の本質を損なわぬようパラメタライズした陸面水文過程のモデルである (Sellers et al 1986)。バケツモデルよりは格段に複雑である。植生の効果は入っているが炭酸ガス循環に重要な有機物を分解する微生物などは含まない。微生物や、炭酸ガスは将来パラメタのひとつとして取り込まれる予定である。



第1図a 生物圏モデル (SiB)の二層構造を示す。樹木又は灌木 (Shrubs)はキャノピーとして扱われる。図に Groundcover とあるのは草のことである。(Sellers et al 1986より引用)

第1図a に示したように、植生は二層よりなる。キャノピー (林冠) と呼ばれる上の層は樹木・灌木である。地表面は裸地であるか草に覆われている。土壌は3層より成り、各層の間で水の移動がある (第1図b)。植物の根があって、水が吸収される。第2図は SiB の物理過程を示した概念

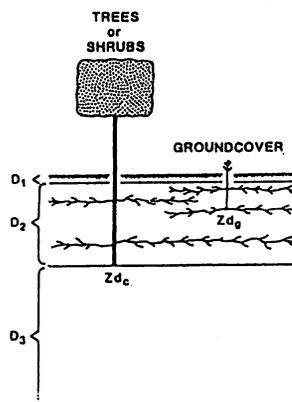
図である。実線は顕熱又は水蒸気(水)の輸送を表わし、ギザギザの印は輸送に伴う抵抗を示している。電気回路では、電圧  $V$  を抵抗  $R$  で割ったものが電流  $I$  となる。すなわち

$$I = V / R \quad (3.1)$$

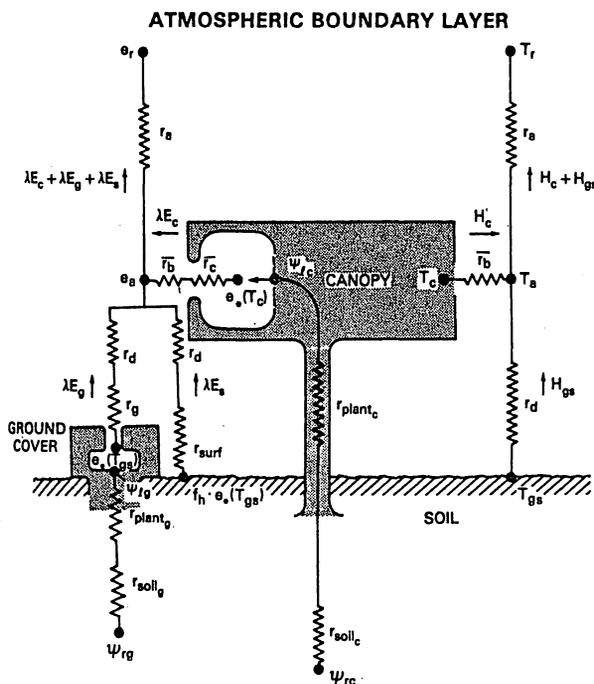
顕熱・潜熱フラックスも同様に表現することができる。その例が(2.1)式で、比湿の差  $q^*(T_G) - q_1$  が電圧に相当し、 $r_a$  が抵抗、潜熱フラックス  $\lambda E$  が電流に相当する。ここで、SiBの表現する主な物理過程を列挙する。

### 1) 地表面アルベード

キャノピー、草又は裸地面による太陽放射の透過・反射・吸収。第2章にも述べたようにSiBは2流近似の放射伝達方程式を解いてアルベードを計算する。アルベードに影響する植生のパラメタとしては、葉の透過率・反射率・葉面方位分布・葉面積である。裸地面がある場合、その反射率も与えなければならない。葉の透過率・反射率は可視域 ( $< 0.72 \mu\text{m}$ )、近赤外域 ( $0.72 \mu\text{m} \sim 4.0 \mu\text{m}$ ) で非常に異なる。典型的な常緑広葉樹の場合、可視域の反射率は0.10であるが、近赤外域では0.45である。これは葉の葉緑素の吸収スペクトルが可視域にあるためである。このためアルベードも可視・近赤外のスペクトル域毎に計算される。また放射伝達方程式の境界条件として直達光、散乱光の強度を別々に与える。このため、アルベードは可視・近赤外



第1図b 土壌水分の予報のために、土壌は3層に分けられている。樹木(灌木),草は各々の根を持っている。(Sellers et al 1986より引用)



第2図 SiBの概念図。実線は水又は熱の輸送経路、ギザギザ印は物理量の輸送に伴う抵抗を表わす。(Sellers et al 1986より引用)

／直達・散乱の4成分について各々計算され、各成分の放射強度の重みを考慮してひとつの地表面アルベードが定まる。太陽高度が時間的に変化し、葉面積も季節によって変わるので、地表面アルベードは日変化・季節変化を示す。また積雪の存在も当然考慮されている。

2) 葉の気孔による蒸散の制御。これは植物の最も重要な特徴であり、バケツモデルでの定式化(2.1)～(2.2)と本質的に異なる所である。気孔は葉の表面にある約10ミクロンの穴である。この穴を通じて炭酸ガスが葉内に拡散し、葉緑素によって補えられた可視光のエネルギーを使って光合成が行なわれ、糖と酸素ガスが生成される。酸素は気孔を通して大気に放出されるが、同時に葉の組織間の飽和した水蒸気も必然的に大気に逃げてしまう。これを蒸散という。植物の戦略は蒸散による水損失を最小にして、光合成を最大にすることであり、気孔の開閉はこの戦略に従って行なわれる。気孔の開閉を左右する要因の第一は可視光の強度、次に葉の温度、葉と周辺大気の水蒸気圧差、葉内の湿潤度である。最後の要因は根からの土壌水の吸収に依存するので土壌湿潤度も気孔の開閉に影響を及ぼす。

簡単のために草及び裸地面からの蒸発散がないとしよう。このときキャノピーからの蒸散の潜熱フラックスは次のように表わされる。

$$\lambda E = \rho_s L \frac{q_v(T_c) - q_1}{r_a + \bar{r}_b + r_c} \quad (3.2)$$

ここで  $\rho_s$ ,  $L$ ,  $q_v$ ,  $q_1$  は(2.2)式と同じ、 $T_c$ はキャノピー温度、 $\bar{r}_b$ は葉の表面とキャノピー空間の間の抵抗、 $r_a$ はキャノピー空間と大気モデル最下層の間の抵抗、 $\bar{r}_c$ はキャノピーの葉全体で積分した気孔抵抗でキャノピー抵抗と言われるものである(第2図参照ただし  $e_r \rightarrow q_1$ ,  $e^*(T_c) \rightarrow q_v(T_c)$ とした)。(3.2)式が(2.2)式と異なるのは、キャノピー抵抗の存在である。アマゾンの熱帯雨林の観測(Shuttleworth et al 1984 a, b)では  $r_c = 130 \text{ s/m}$ ,  $r_a = 10 \sim 20 \text{ s/m}$  である。葉のサイズから  $r_b$ は約  $5 \text{ s/m}$ と推定される。よって同じポテンシャル差  $q_v(T_c) - q_1$  に対して、(3.2)は(2.2)の数分の1の蒸散を与える(もちろん蒸散が減少して顕熱フラックスが増加すればキャノピー温度  $T_c$ は増加するから、蒸散の減少はより少ない)。他の例として大気が非常に乾燥している場合を考えよう。バケツモデルの定式化(2.2)式では  $q_1$ が小さいほど蒸発量は大きくなる。しかし植物は、水分損失を妨げるよう気孔を閉じるので、キャノピー抵抗  $r_c$ は大きくなる。この効果がSiBには入っており、(3.2)式のポテンシャル差  $q_v(T_c) - q_1$ の増加を  $r_c$ の増加が打ち消して、蒸散はかえって減少することがある。

### 3) 降水遮断 (Interception loss)

植物の葉は降水(雪)を遮断し、葉に水(雪)を貯える。この水は地面に達せず直接大気へ蒸発により戻る。この際の蒸発に関してはキャノピー抵抗は関与しないので、蒸発量は非常に大きくなり得る。蒸発量は正味放射量、降水強度に依存する。遮断される量の降水量に対する比は降水強度が大きいほど小さい。アマゾンの熱帯雨林の観測では降水遮断が全蒸発量の25%にもなることが報

告されている (Salati 1987)。降水強度の効果を取り入れるため大規模凝結による降水は1格子で表わされる領域内に一様に降り、積雲対流による降水は非一様に降ると仮定している。詳細は、Sato et al (1988)を参照されたい。

蒸発の逆過程である葉面への結露 (降霜) とその再蒸発も考慮されている。

#### 4) 融 雪

キャノピー湿度又は地面温度が氷点以下のとき、葉面又は地面に助えられた水は雪とみなす。顕熱フラックスが大気又は地中から積雪へ流れているとき、雪温が昇温するか、(雪温が氷温を超えようとするときは) 融解があるとしている。

#### 5) 土壌水の再配分と流出

土壌は3層より成り、土壌水は相対的に湿った層から乾いた層へ移動する。

Ctl-GCMで用いた土壌湿潤度の Wilmott の気候値は湿潤度にして0 から1までの値をとる。

(2.1) ~ (2.2)に表わしたバケツモデルの定式化では、湿潤度が零に近くても蒸発がある。一方 SiB は土壌を3層に分け層間の水の移動をパラメタライズしている。湿潤度が0.30以下になると、土壌組織に強く結合した水だけが残っており、水分の移動も根による吸収もほぼ停止し植物は枯れる。また土壌が飽和していると、重力と表面張力が平衡するまで(湿潤度約0.8)土壌水が流出する。

また地表面では、地表面の層の湿潤度が1を超えると浸透が起こらず、降水は地表面を流出するとみなす。

#### 6) 運動量輸送

粗度や零面変位は葉面積に依存する。葉面積が大きい極限と小さい極限では植生の上面は相対的に滑らかになる。

SiB の予報変数を第3表、SiB にとっての大気側の境界条件を第4表に示した。予報変数のうち  $T_c$ 、 $T_g$  はタイムスケールが短かいので、大気の下層の温度  $T_r$  と水蒸気圧  $e_r$  と結合され、implicit に解くことにより、時間的な振動を抑えている (詳細は Sato et al (1988)又は別冊報告第35号参照)。

第2図に見られる種々の輸送に対する抵抗係数を決定する定数、放射伝達に関する定数、土壌中の水輸送に関する定数などは、植生タイプ毎(かつキャノピーと草に対して別々に)与えられる。第5表はその一覧表である。○印をつけたパラメタ(葉面積指数、緑葉の割合など)は月にも依る。

第3図にスペクトルモデルのガウス格子点に与えられた通年一定の植生タイプを示した。SiB-GCMの計算手順はa) 植生タイプと予報時間の属する月から第3表の植生パラメタを読みとる。b) この植生パラメタと予報変数の値から種々の抵抗係数その他の物理変数を診断的に計算する、c) 予報方程式に基づいて時間積分する、という3段階から成る。

ところで第5表を見るとそのパラメタ数の多さに読者は驚かれるだろう。またグローバルなスケ

第3表 生物圏モデルの予報変数

$T_c$	キャノピーの温度
$T_g$	草又は裸地面の温度
$M_c$	キャノピー葉面に捕捉された水分（水滴又は雪）
$M_g$	草の葉に捕捉された水分，又は草・裸地上の雪
$W_1$	土壌表層の湿潤度
$W_2$	根の張る土壌層の湿潤度
$W_3$	根のある層へ水分を補給する最下層の湿潤度
$T_d$	強制復元法で用いられる地中温度

第4表 生物圏モデルにとっての境界条件

$u_r$	大気モデル最下層の風速
$T_r$	〃 の温度
$e_r$	〃 の水蒸気圧
$F \downarrow$	下向き放射量。長波及び太陽放射（可視 $< 0.72 \mu m$ 又は近赤外 $0.72 \sim 4 \mu m$ 及び直遅光又は散乱光の4成分）
$P$	降水量（対流性と大規模凝結の2成分）

第5表 植生を表現するパラメタの一覧

添字cはキャノピー（林冠），gは草／裸地面を表わす。

植生タイプ毎に与えられる。○印は月にも依存する

形態学的パラメタ

$V_{c,g}$	キャノピー又は草に覆われている割合
$O_{c,g}$	キャノピー又は草の葉の方位分布
$Z_2, Z_1$	キャノピーの上面・下面の高さ
$L_{c,g}$	キャノピー又は草の葉面積指数
$Z_{dc,g}$	根の深さ
$D_{dc,g}$	単位体積土壌あたりの根の長さ
$A_{c,g}$	根の断面積
$D_1, D_2, D$	土壌の3層の厚さ

生理的パラメタ

$N_{c,g}$	緑葉の割合
$(a, b, c)_{c,g}$	気孔抵抗の放射強度依存性を表わす3つの定数
$(T_l, T_h, T_o)_{c,g}$	気孔抵抗の温度依存性を決める最高・最低・最適温度
$(h_s)_{c,g}$	気孔抵抗の大気湿度依存性を表わす定数
$\phi_1, \phi_2$	気孔抵抗の葉中水のマトリックポテンシャル*依存性を表わす定数
$(r_{plant})_{c,g}$	導管による抵抗
$R_{c,g}$	根の単位長さあたりの抵抗

物理的パラメタ

$\alpha_{(l)}_{c,g}$	波長 $\lambda$ 帯に対する葉の反射率
$\delta_{(l)}_{c,g}$	波長 $\lambda$ 帯に対する葉の透過率
$\alpha_{s(l)}$	波長 $\lambda$ 帯に対する土壌の反射率
$z_d$	粗度
$d$	零面変位
$B_c$	キャノピーの葉とキャノピー間大気間の顕熱輸送に対する抵抗の風速依存性を定めるパラメタ
$D_g$	葉の葉とキャノピー間大気間の顕熱輸送に対する抵抗の風速依存性を定めるパラメタ
$B$	土壌水のマトリックポテンシャルを土壌湿潤度に関係づけるパラメタ
$K_s$	飽和した土壌の水伝導率
$\phi_s$	飽和した土壌水のマトリックポテンシャル
$\theta_s$	土壌の空隙度
$S_1$	地面の傾斜面

\* マトリックポテンシャルは物体を構成する組織（土壌なら土壌粒子）に対する水の表面張力によって生ずる。これに重力ポテンシャルを加えたものが水の全ポテンシャルであり全ポテンシャルの大きい所から小さい所へ水は移動する（Hillel 1980を見よ）。



第3図 UMD 全球スペクトルモデル R40 のガウス格子 (東西 128 × 南北 102)。数字は植生のタイプ。

- |                  |              |
|------------------|--------------|
| 1. 常緑広葉樹         | 7. 草原        |
| 2. 落葉広葉樹         | 8. 落葉広葉樹木の疎林 |
| 3. 落葉広葉樹 + 常緑針葉樹 | 9. 半砂漠       |
| 4. 常緑針葉樹         | A ツンドラ       |
| 5. 落葉針葉樹         | B 砂漠         |
| 6. 草原と落葉広葉樹木     | C 耕作地 (麦畑)   |
|                  | * 氷          |

実線で囲んだ領域は領域平均のエネルギー・水収支を計算した。黒丸はエネルギー・水収支を詳しく調べた格子点を表わす。

ールでこれらの値を知ることができるのか疑念を持たれると思う。確かにそのような面もあるが、たとえば葉面積指数、アルベードなどは衛星から測定できる量であり、かなり確実に知ることのできるものである。またこれらのパラメタの中にはシミュレーションの結果に大きな影響を持たないものも多い (Dorman and Sellers 1987)。

今までの陸面水文過程を研究する者のコンセンサスは、「土壌湿潤度が水文過程に最も大きな影響を及ぼし、かつ広範囲に信頼できるデータを得にくい」というものである。

国際衛星陸地表面気候計画 (ISLSCP) (Sellers 1987) は陸面水文過程を決定する重要なパラメタを決め、それを観測データから推定しようとするものであり、今後この方面の研究は急速に進むものと思われる。

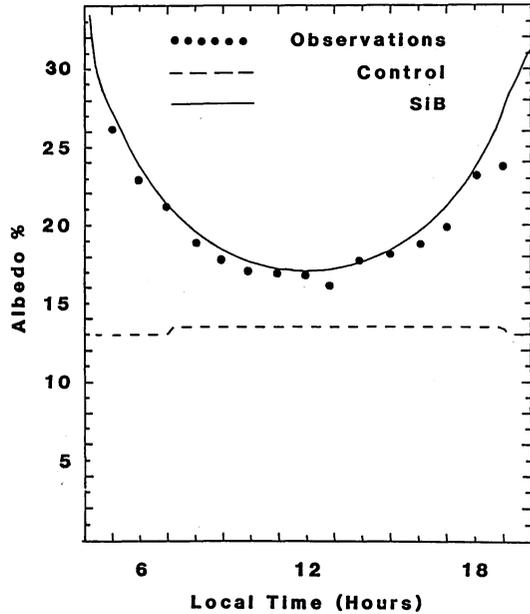
最後に第3表に示した予報変数についてその大まかなタイムスケールを考察することにより、第2図に示した SiB の諸過程について定量的な概念を与えよう。

キャノピーの葉面積指数は典型的に $\sim 5$ であり葉の厚さを $1\text{mm}$ として、その熱容量は $2 \times 10^4 \text{ J/m}^2$ である。正味放射量を $500 \text{ W/m}^2$ とすると、キャノピー温度 $T_c$ の変化のタイムスケールは約 $40$ 秒となる。強制復元法における地表面の厚さは $5\text{cm}$ としているので、雪がなければ熱容量は $2 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ 。裸地面なら正味放射量が $500 \text{ W/m}^2$ のオーダーなのでタイムスケールは約 $7$ 分となる。キャノピーに貯えられる水は約 $0.5\text{mm}$  (一枚の葉について約 $0.1\text{mm}$ ) である。この水は $500 \text{ W/m}^2$ の正味放射のうち $360 \text{ W/m}^2$ が潜熱輸送に配分されるとすると約 $1$ 時間で蒸発する。土壌表層の厚さは典型的に $2\text{cm}$ であり、空隙率が $\sim 0.5$ であることから約 $1\text{cm}$ の水を貯えられる。雨がなく裸地面からの蒸発が大きければ十分に日変化が起こりうる。また土壌の飽和透水係数として $\sim 3.5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ を与えているので $10$ 数 $\text{mm/時}$ 以上の雨が $1 \sim 2$ 時間続くと表面流出が起こる。また第2, 3層に貯えられる水は約 $1\text{m}$ 、植生が利用できるのはその $50\%$  (湿潤度 $0.8 \sim 0.3$ の間) なので、 $500\text{mm}$ となる。1日 $5\text{mm}$ の蒸発散があれば $100$ 日で失なう。このタイムスケールは Ctl-GCM で用いたバケツモデル $150\text{mm}/5\text{mm/日}=30$ 日より充分長い。これは GCM を長期間積分するときに影響を及ぼすと思われる。金光の私信によれば、 $150\text{mm}$ の深さのバケツモデルをもつ GCM の予報解析サイクル (土壌湿潤度は気候値によって更新せず予報を続ける) を $30$ 日連続行なった結果、湿った土壌は湿り続け、乾いた土壌はますます乾くという結果を得た。バケツモデルを持つ GCM の多すぎる蒸発量の問題の他に、土壌水分の時間変化のタイムスケールも問題であると思われる。

#### 4. SiB-GCM と Ctl-GCM によるシミュレーションの結果と解釈

第2章に述べたように SiB-GCM と Ctl-GCM により北半球の冬・夏の長期ランを試みたが、以下では夏の場合に限って話を進める。というのは、陸面水文過程については夏冬のランで差が見られず、その大気循環への影響は北半球の夏に大きいと見られるからであり、実際にそうである。

第4図は西ドイツのひとつの格子点(第3図)でのアルベードの日変化を示したものである。SiB-GCMでは上記格子点の植生タイプは耕作地(麦畑)であり、実線で示されている。同一格子点におけるCtl-GCMのアルベードは、気候値なので日変化させなかった。黒丸は麦畑での観測値(vander Ploeg et al 1980)である。SiB-GCMは観測されたアルベードの日変化を完璧にシミュレートしている一方、Ctl-GCMで用いたPosey-Clapp(1964)のアルベードは小さすぎる。



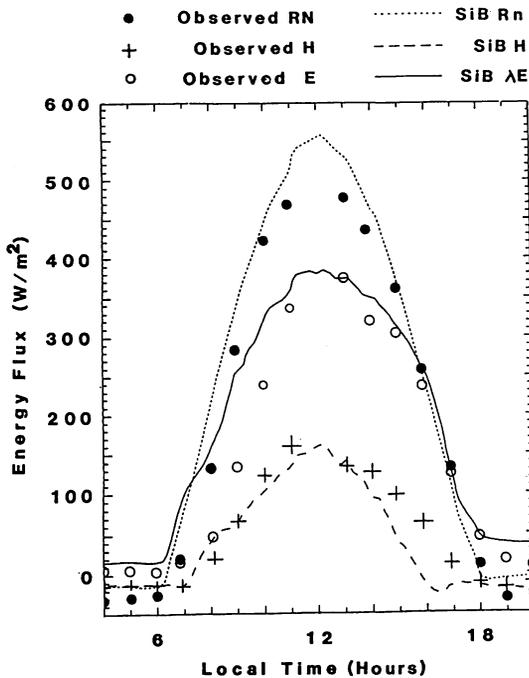
第4図 SiB-GCMによりシミュレートされた西ドイツ(第3図黒丸)の麦畑のアルベードの日変化(実線)。破線はCtl-GCMに使われたPosey-Clappのアルベード。観測(黒丸)は1979年6月20-21日、Van der Ploeg et al (1980)によってなされた。

エネルギー収支の日変化がどのように両モデルによってシミュレートされているかを見るために、アマゾン・マナウス近くの1格子点(常緑広葉樹)で地表面フラックスの50日平均をとった(第5図a, b)。マナウス近くでのShuttleworth et al (1984a, b)の観測結果も示してある\*。

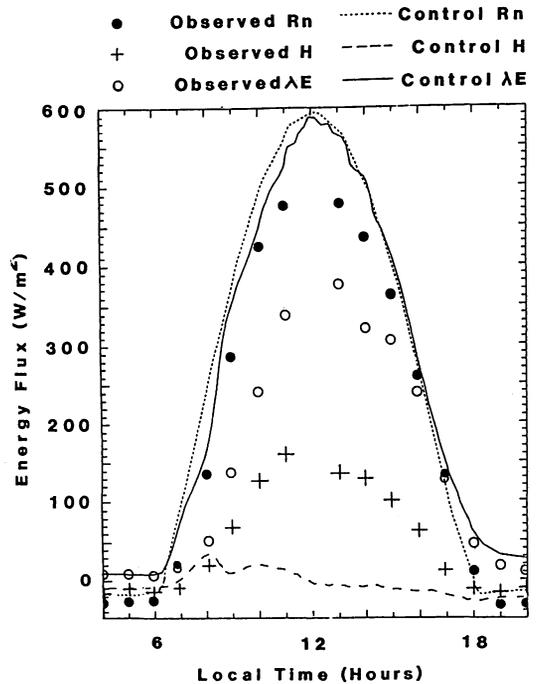
SiB-GCMによるシミュレーションで

は、フラックスの絶対値も含めて日変化が良く表わされている。一方Ctl-GCMでは正味放射の殆んどが潜熱フラックスに使われ、顕熱フラックスは小さく、ボーエン比は零に近い。この理由は第3章にも説明したが、Ctl-GCMでは大気と地表面が小さな抵抗 $r_a$ により直接結ばれており、SiB-GCMでは大きなキャノピー抵抗 $r_c$ が潜熱フラックスに対して働く為である。第6図は第5図と同じ格子点での、50日平均の $r_a$ (両モデル)と $r_c$ の日変化を示す。日中の空気力学抵抗 $r_a$ の値は両モデルとも $\sim 10 \text{ s/m}$ で変わらない(Shuttleworth et alの観測では $10 \sim 30 \text{ S/m}$ )。キャノピー抵抗は1桁大きく $100 \text{ s/m}$ の値をとる(観測からの推定値は $\sim 130 \text{ s/m}$ )。Ctl-GCMでは正味放射が殆んど潜熱フラックスになってしまうため、地表面気温、大気境界層気温の日変化の振幅も小さい(第7図b)。いっぽうでSiB-GCMでは日変化の振幅は大きく、気温も観測と良く合っている(第7図a)。SiB-GCMでは大気境界層が日中800m $\sim$ 1500mまで成長するが、Ctl-GCMではわずか200mまでしか成長しない。アマゾンでの夏期の観測によれば(M-

\* 観測で潜熱と顕熱フラックスの和が正味放射よりも大きいのはフラックス測定あるいは放射測定に誤差があるためと考えられる。地中へのフラックスは非常に小さい。



第5図a SiB-GCM夏のランで得られた、アマゾン・マナウス付近の格子点(第3図黒丸)での50日平均した正味放射(点線)・顕熱(破線)・潜熱(実線)フラックスの日変化。Shuttleworth(1984 a, b)によるGCMランに対応する期間の観測値(平均)を黒丸・白丸・+字で示した。



第5図b 第5図aと同じ。ただしCt1-GCMによるシミュレーション結果。

artin et al in prep.) 境界層の厚さが平均1200 mに達することが報告されている。

SiB-GCMはその他の植生についても地表面フラックスの観測値を良く再現している。常緑針葉樹林の例を第8図aに示す。常緑広葉樹(熱帯雨林)と違い針葉樹林は北にあって成長が遅ためキャノピー抵抗が大きい。従ってボーエン比も1に近くなっている。いっぽうCt1-GCMによるランでは、常緑広葉樹林と同じく、正味放射は蒸発に使われ、ボーエン比は零に近い(第8図b)。

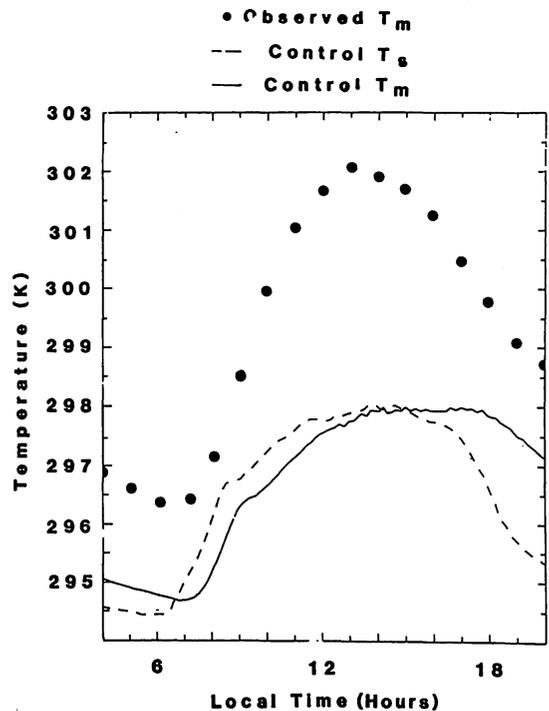
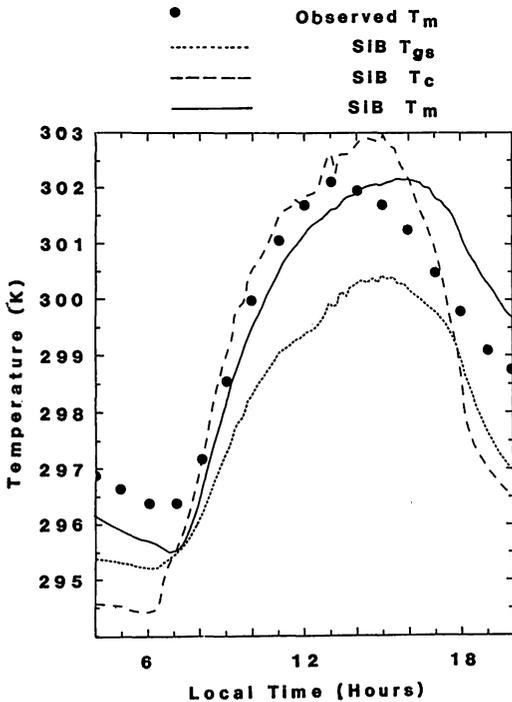
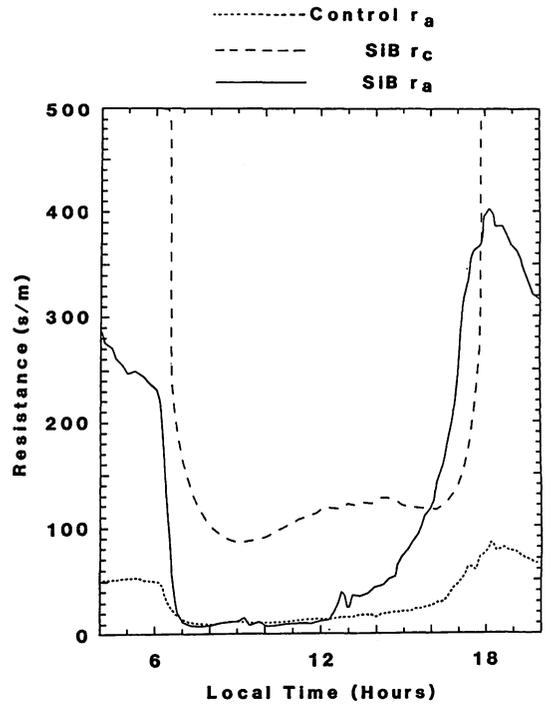
水収支・熱収支の50日積分の間の経過を見るために、第3図に示した領域で、領域平均の収支図を作成した(第9図a~d)。前にも述べたが、Ct1-GCMでは正味放射の殆んどが潜熱フラックスで占められていることが特徴である。また北米でCt1-GCMによる顕熱フラックスが積分時間と共に増加しているのは、土壤乾燥の進行した格子点が多くなるためである。土壤水分を予報せず気候値から毎日内挿してもこの傾向は変わらなかった。SiB-GCMでも弱いながら顕熱の増加が見られる。盛夏に向い北米で土壤が乾燥するのは気候値・両モデルに共通である。

アマゾンでの降水遮断量(第9図aの3b)は全潜熱フラックスの20%弱ある。マナウス北方の約25 km<sup>2</sup>の領域の水収支(Salati 1987)の観測では25%の値が報告されている。SiB-GCMの降水遮断量は妥当な範囲にあると言ってよい。

第10図a-bはアマゾン、北米での水収支を表す。アマゾンでは蒸発量がCt1-GCMでの6

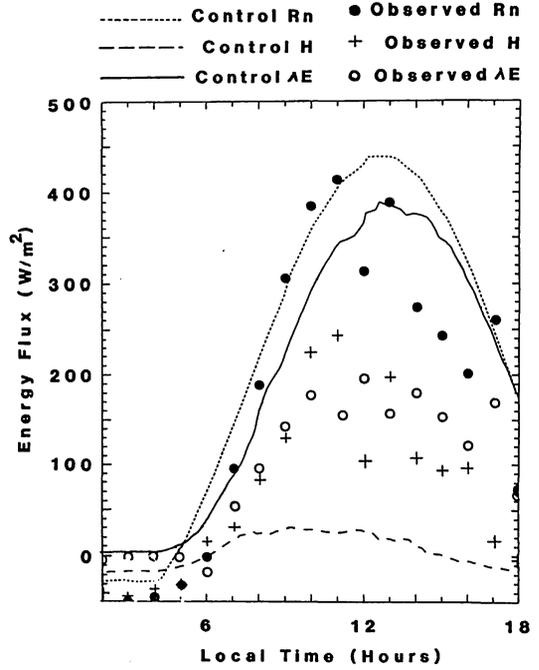
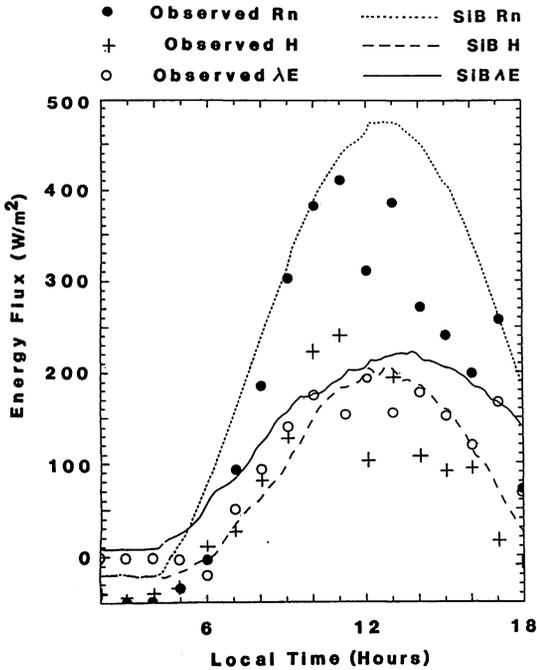
mm/日から SiB-GCM では 5 mm/日 へと減少し、それに応じて降水量も 1 mm/日減少している。Salati (1987) の総合報告によればアマゾンでの蒸発量は年平均で 3 ~ 4 mm/日と推定されている。SiB-GCM での 5 mm/日は推定値よりやや多い。平均を取った期間が異なるので断定はできないが Ctl-GCM の結果より良いと思われる。北米大陸では夏の期間、大気での水蒸気の水平収束は非常に小さく、降水量は蒸発量とつり合っていて約 3 mm/日である (Rasmusson 1968)。

第 6 図 SiB-GCM 夏のランで得られたアマゾン・マナウス付近の格子点での空気力学抵抗  $r_a$  (キャノピー間空間と大気モデル最下層の間の熱輸送に関する抵抗) と気孔抵抗  $r_c$ 。Ctl-GCM による抵抗も示した。



第 7 図 b 第 7 図 a と同じ。ただし Ctl-GCM による。

第 7 図 a SiB-GCM 夏のラン 50 日平均の  $T_{gs}$  (地表面温度),  $T_c$  (キャノピー温度),  $T_m$  (大気モデル最下層の温度) の日変化。Shuttleworth et al (1984) によりマナウス熱帯雨林でのキャノピー上面から 5 m (地面から 40 m) で観測された温度は黒丸で示されている。

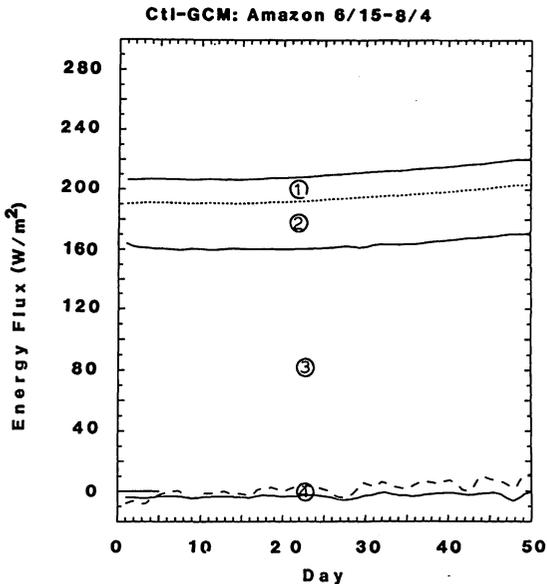
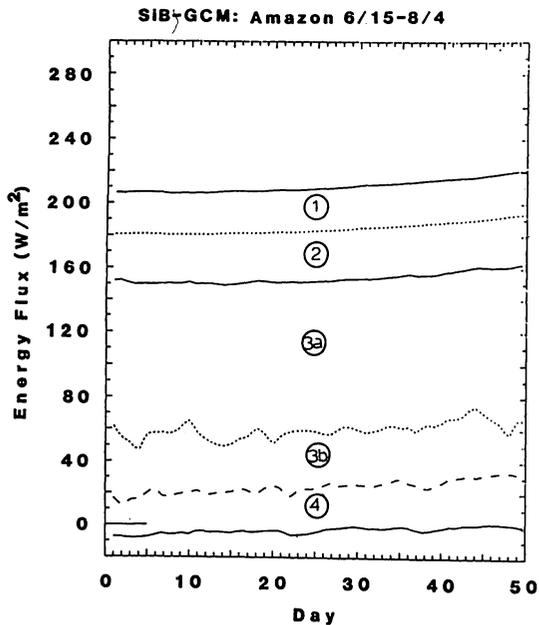


第8図a 第5図aに同じ。ただしカナダの常緑広葉樹林 (第3図の黒丸) に対するもの。観測はダグラス樺に対するもの (McNaghton and Black 1973)。

第8図b 第8図aに同じ。ただし Ct1-GCM による。

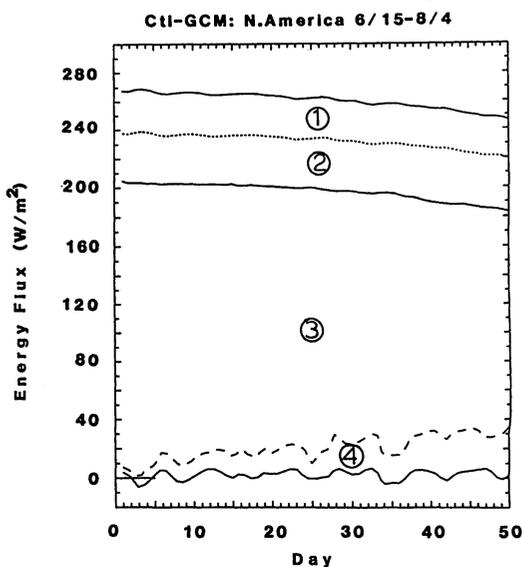
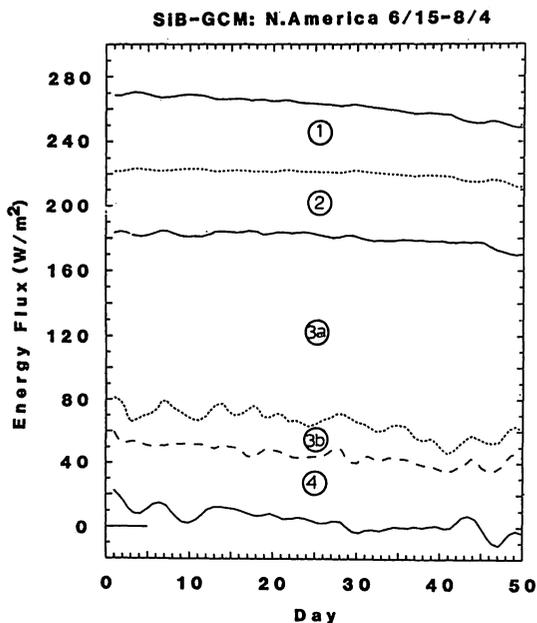
SiB-GCMの蒸発散量は4.5mm/日、Cnt-GCMのそれは5.5mm/日でどちらも降水量にっ合っている。すなわち Rasmussonの高層データから推定したものと同じく、大気中水蒸気の水平収束は時間平均すると零に近い。このことから、GCMにおいて気候値に近い降水量を得るためには蒸発散量を制御する必要のあることが判る。SiB-GCMの蒸散量はCt1-GCMのそれに比較すれば~1mm/日少ないが、高層データによる水収文の推定値よりは1.5mm/日多い。土壤湿潤度、キャノピー抵抗その他蒸発散量に影響する要因は種々考えられる。ひとつの試みとして土壤湿潤度の効果を調べるため、北米での土壤湿潤度の最大値を0.45として6月15日の初期値からSiB-GCMによる30日間積分を行った。その結果、北米域の蒸発散量・降水量は共に3.0mm/日と観測値に近くなり、土壤湿潤度の効果の大きいことを示している。土壤湿潤度の気候値はそれを求めるモデルに依存し不確実性が大きい。大循環モデルの格子スケールの土壤分量を求める問題は、陸面水文過程を研究するうえでの重要な課題である。

上記のCt1-GCM、及びSiB-GCMの2個の数値実験で興味深いのは、6-7月の北米大陸の蒸発量がモデルと境界条件によって非常に異なるにもかかわらず、大気中水蒸気の水平収束が常に零に近く、降水量とバランスしていることである。何らかの原因で春に降水が少なく土壤水分が平年より少ないとしよう。北米大陸での6・7月の降水はほぼ陸面からの蒸発散によって供給されるので、土壤水分の減少は蒸発散の減少、地面温度の増加、降水の減少に直接影響することを示唆する。



第9図b 第9図aと同じ。ただしCtl-GCMによる。

第9図a SiB-GCMによる夏のラン(6/15-8/4の50日)で、第3図に示したアマゾン領域について平均した日平均地表面熱収支の時間経過。一番上の実線は地表に達した太陽放射量。①は地表面による太陽放射の反射量。よって二番目の点線は地表面に吸収された正味の太陽放射量。②は地表面が失った正味の赤外放射量。よって三番目の実線は地表面に吸収された正味放射量を表わしている。③は潜熱フラックス、うち3bは葉により遮断された降水の蒸発によるものである。④は顕熱フラックス。最下の実線は地中への熱伝導によるフラックス(負であれば地中から地表へ)である。

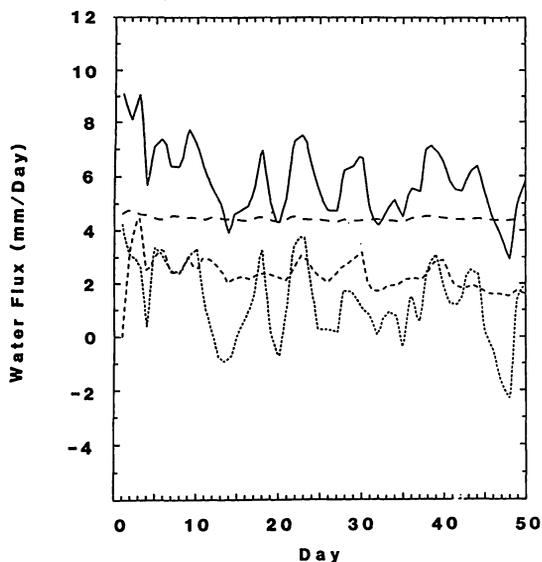


第9図c 第9図aと同じ。ただし第3図に示した北アメリカ領域。

第9図d 第9図cと同じ。ただしCtl-GCMによる。

- - - - - RUNOFF  
 ..... HORIZONTAL MOISTURE CONVERGENCE  
 - - - - - EVAPOTRANSPIRATION  
 \_\_\_\_\_ PRECIPITATION

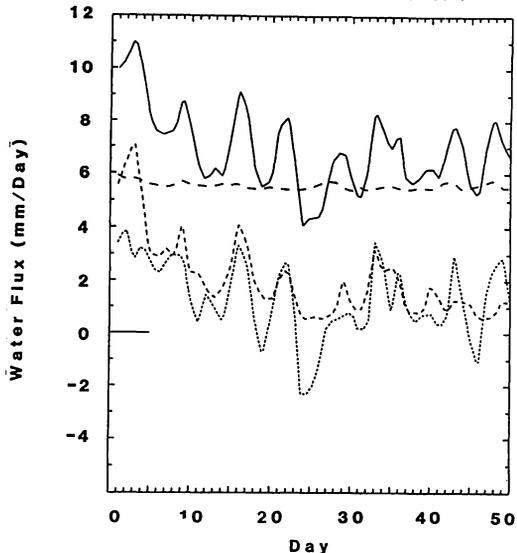
SIB-GCM: AMAZON 6/15-8/4



第10図a SiB-GCMによる夏のランで、アマゾン領域で平均した日平均水収支。実線は降水量、粗破線は蒸発散量、細破線は流出量、点線は大気中水蒸気の水平収束量である。

- - - - - RUNOFF  
 ..... HORIZONTAL MOISTURE CONVERGENCE  
 - - - - - EVAPOTRANSPIRATION  
 \_\_\_\_\_ PRECIPITATION

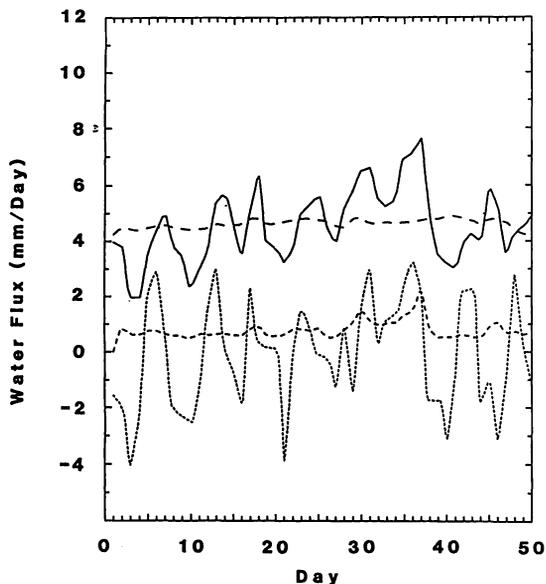
Ctl-GCM: AMAZON 6/15-8/4



第10図b 番10図aに同じ。ただしCtl-GCMによる。

- - - - - RUNOFF  
 ..... HORIZONTAL MOISTURE CONVERGENCE  
 - - - - - EVAPOTRANSPIRATION  
 \_\_\_\_\_ PRECIPITATION

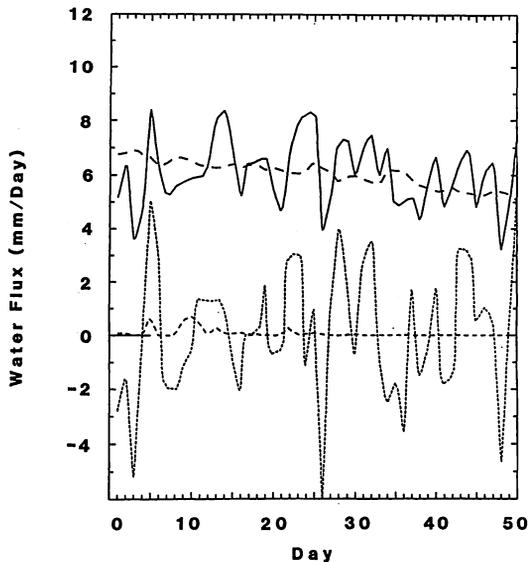
SIB-GCM: N.AMERICA 6/15-8/4



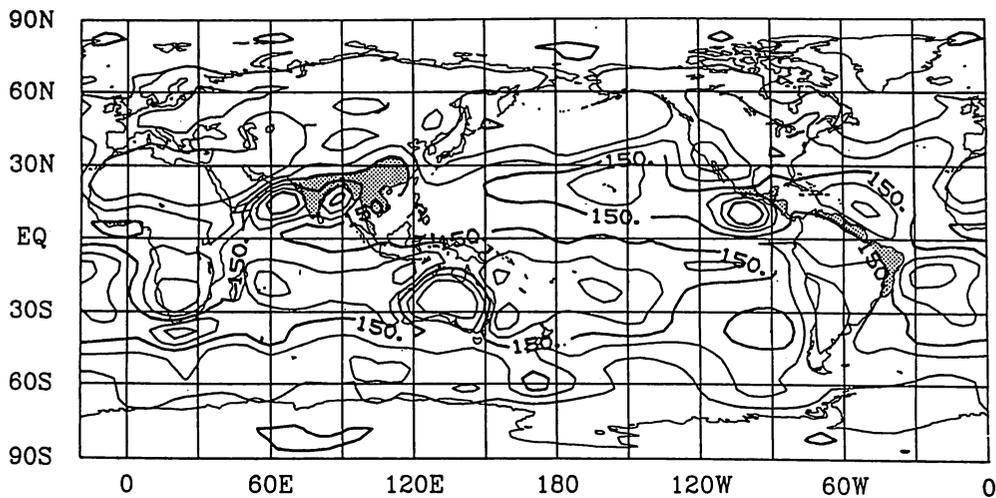
第10図c 第10図aに同じ。ただし北米領域。

- - - - - RUNOFF  
 ..... HORIZONTAL MOISTURE CONVERGENCE  
 - - - - - EVAPOTRANSPIRATION  
 \_\_\_\_\_ PRECIPITATION

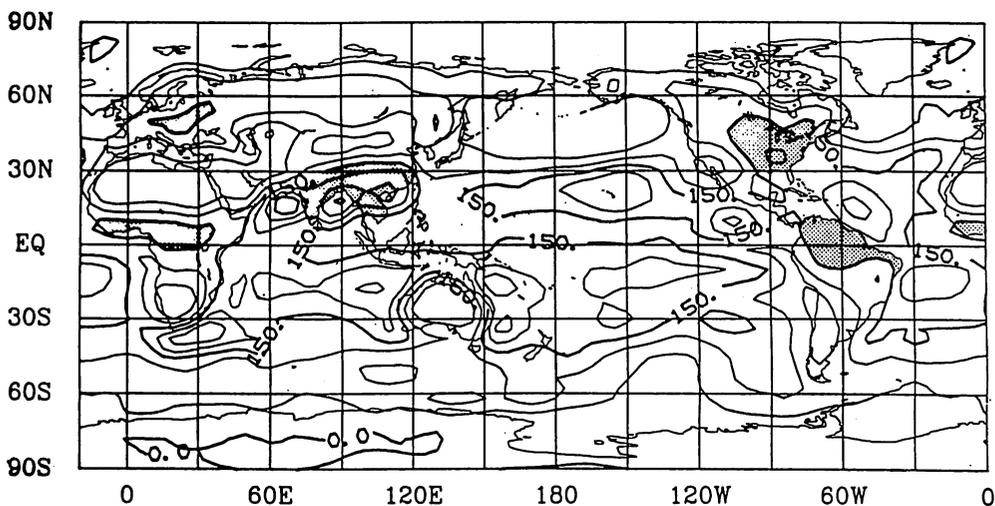
Ctl-GCM: N.AMERICA 6/15-8/4



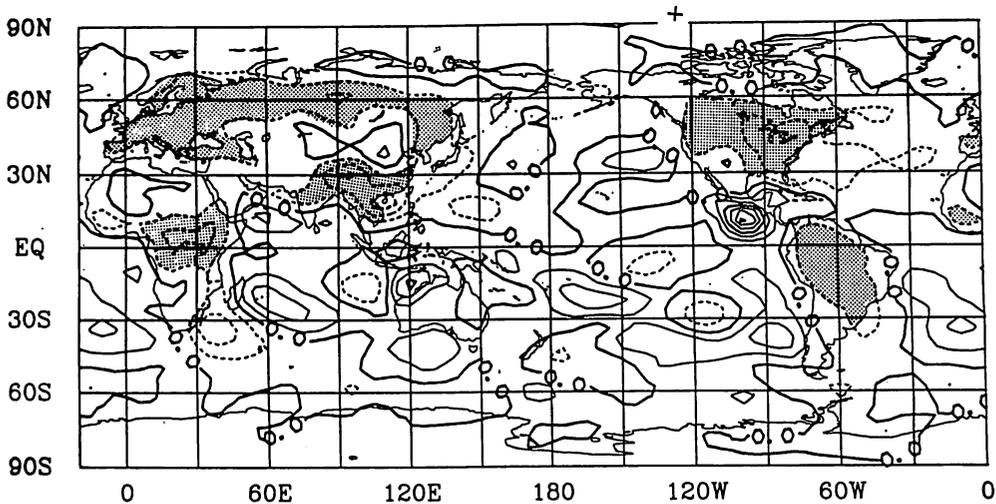
第10図d 第10図cに同じ。ただしCtl-GCMによる。



第11図a SiB-GCMによる夏のランでの最初の30日平均の潜熱フラックス。150 W/m<sup>2</sup> (約5 mm/日) 以上は陰影をつけた。等値線間隔は50 W/m<sup>2</sup>。



第11図b 第11図aに同じ。ただしCtl-GCMによる。



第11図c 第11図aに同じ。ただしSiB-Ctl。25 W/m<sup>2</sup>以上の減少域に陰影がついている。

この効果を確認するためには少なくとも3ヶ月ランの数値実験が必要であろう。

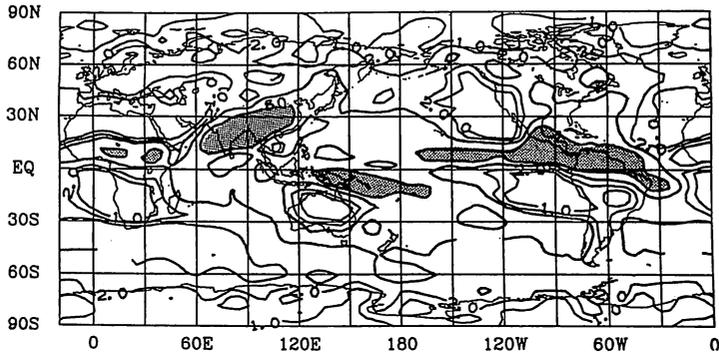
全球的に熱収支・水収支がSiB-GCMとCtl-GCMでどのように変わるかを見てみよう。第11図a,bはSiB-GCM(Ctl-GCM)による夏の50日積分での最初の1ヶ月平均の潜熱フラックスを示す。150 W/m<sup>2</sup>以上の区域は影が施してある。両GCMでの潜熱フラックスの差を第11図cに示した。この図では25 W/m<sup>2</sup>以上SiB-GCMによる潜熱フラックスの少ない所に影が施されている。Ctl-GCMの特徴は植生のある(よって土壌は潤っている)所での潜熱フラックスが大きすぎる(150 W/m<sup>2</sup>又は5 mm/日)ことである。SiB-GCMでは植生に覆われた陸面のほとんどの所で25 W/m<sup>2</sup>(約1 mm/日)の潜熱フラックスの減少がある。SiB-GCM潜熱フラックスの減少は、Ctl-GCMの欠点である大陸での過剰な降水を改善する方向に働く。第12図cはSiB-GCMの30日平均日降水量とCtl-GCMのその差をとったものである。植生に覆われた陸面のほとんどで1~2 mm/日の降水の減少があり、気候値(第12図d)に近くなっている。中国北部の降水の増加はSiB-GCMでの梅雨前線の北上によってもたらされたものである。この北上は実況と比較するとき望ましいものではない。同じく生物圏導入に伴う大気循環への影響を200 mbの東西風で見たものが第13図a,bである。第13図cの解析の平均図では北半球のカスピ海から太平洋にかけて30 m/s以上のジェット軸があるが、Ctl-GCMでは太平洋のジェットが弱くなっている。ただしカナダは強くなっている。いっぽうSiB-GCMでは30 m/s以上のジェット軸は北半球に全然見られない。前に述べたようにSiB-GCMはCtl-GCMより植生に覆われた陸面で潜熱フラックスが小さく顕熱フラックスが多い。地表面はより不安定で境界層も日中厚くなる。このため陸面の摩擦がSiB-GCMではCtl-GCMより2倍大きくなった。これがジェット衰弱の原因の一つとして考えられる。他に、SiB-GCMでインドモンスーンの雨がCtl-GCMより少ないため、チベット高気圧が弱まり、その北側と下流のジェットを弱めたのではないかという問題提起がE. Shneider(私信)によってなされた。いづれにせよ、東アジアでの梅雨前線の北上と共に、今後解決されなければならない問題である。

## 5. 結論と考察

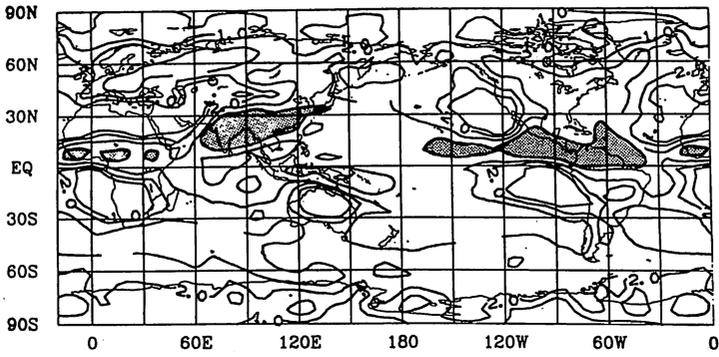
P. J. Sellers (1986)の開発した生物圏モデルをNMCの全球スペクトルモデルに導入し(SiB-GCM)、従来のバケツモデルを陸面水支過程として持つモデル(Ctl-GCM)との比較実験を行なった。6月及び12月の初期値から出発した50日(12月は30日)積分を両モデルについて行ない、特に陸面水文過程に焦点を絞って結果を比較した。主な結論を以下に列挙する。

a) 陸面の熱収支、地上気温、境界層の成長などの日変化は観測の結果と比較するとき、SiB-GCMによって非常に良くシミュレートされている。

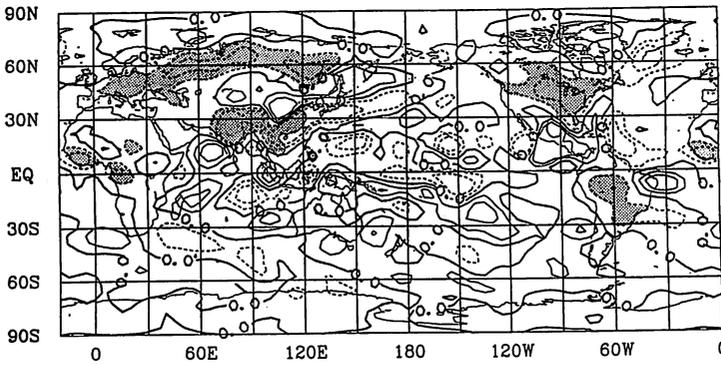
b) SiB-GCMはCtl-GCMより植生に覆われた陸面での蒸発散量が少なく、より現実的である。ただしSiB-GCMによっても蒸発散量が多すぎると思われる所がある。土壌水分量の初期値をやや



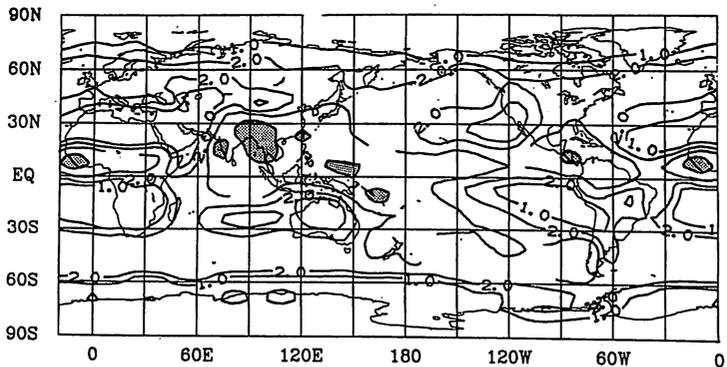
第12図a SiB-GCMによる夏のランの最初の30日平均の日降水量。  
8 mm/日以上領域に陰影がついている。



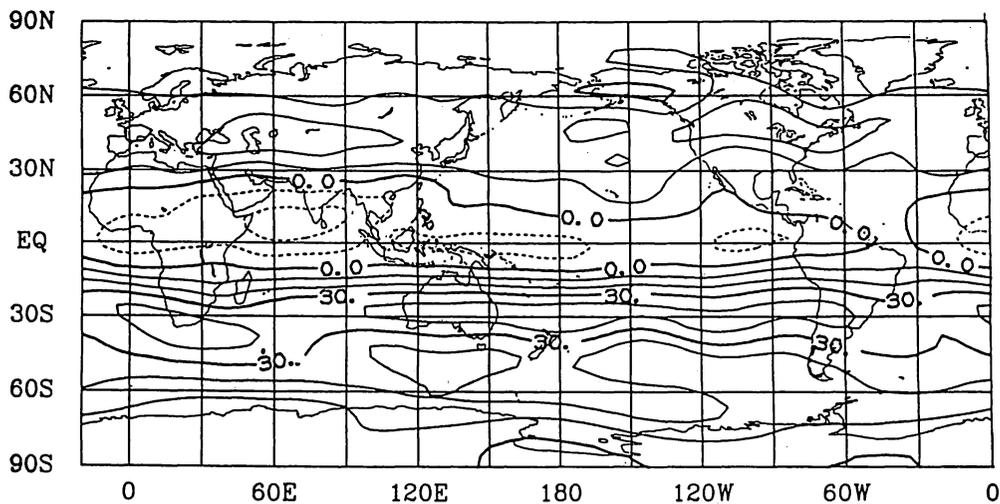
第12図b 第12図aに同じ。ただしCt1-GCMによる。



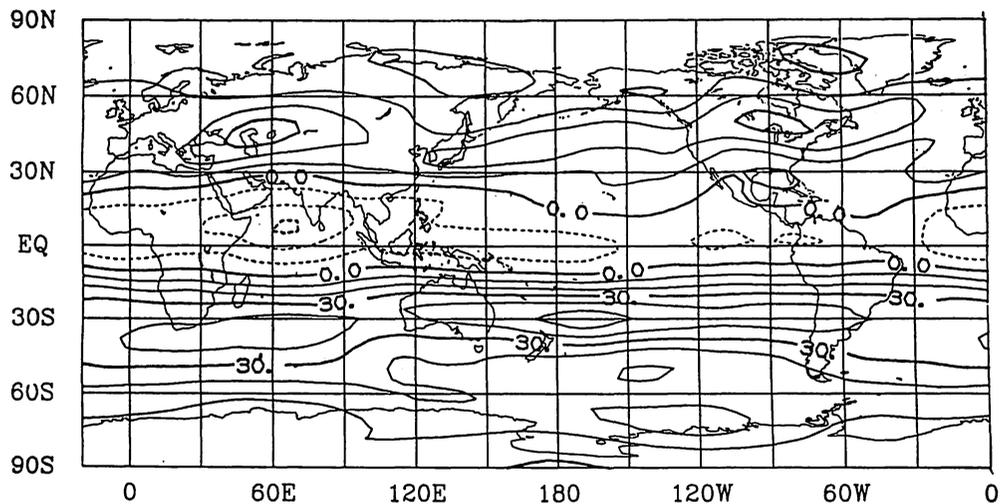
第12図c 第12図cに同じ。ただしSiB-Ct1。



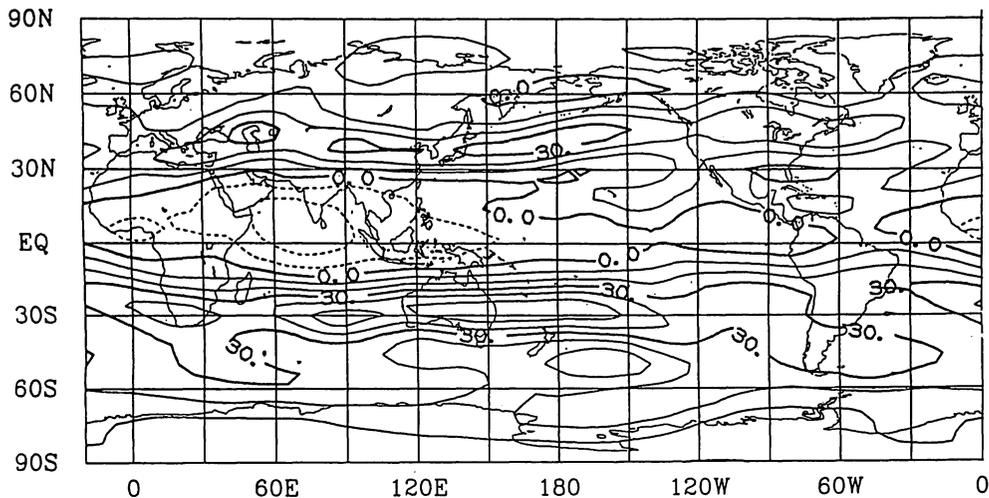
第12図d Jaeger (1976)による日降水量の気候値(6-7月平均)。



第13図a SiB-GCMによる夏のランの最初の30日平均した200 mb 東西風。



第13図b 第13図aに同じ。ただしCt1-GCMによる。



第13図c 200 mb 東西風解析値の30日平均1986年6月15日-7月14日

変えることにより蒸発散量は制御することができる。土壌水分量の気候値そのものが気候値を作るモデルに依存するので、不確定性があるが、その他の要因も効いているのかもしれない。

c) SiB-GCMによる植生に被覆された陸面での蒸散量の減少はただちにそこでの降水量の減少をもたらし、Ctl-GCMで問題になっていた大陸での過剰な降水の一部が解決された。

d) SiB-GCMでは植生に被覆された陸面での顕熱フラックスがCtl-GCMより多いため境界層が日中より深くなる。前者では境界層の厚さは60~100 mbに達するが、Ctl-GCMでは20 mb程度で非現実的である。

e) SiB-GCMでは土壌分の容量が大きいことと、陸面での蒸発散・降水共に少なくなることから、土壌水分の変化のタイムスケールが長い。一ヶ月以上の長い積分をするときに影響があると思われる。

f) 北米の6, 7月は大気中の水蒸気の水平収束がほとんどなく、陸面からの蒸発散が降水と釣り合っている。Ctl-GCMとSiB-GCMの3つのランでも、蒸発散量が大きく異なるにもかかわらず水蒸気の水平収束量はほぼ零であった。これは5月以前の土壌水分が、夏期の降水・地上気温に影響を与えることを示唆する数値実験とみなせる。またモンスーン域では水蒸気の水平収束がある為、蒸発散量の減少と降水量の減少は1:1とはならない。この観点からモデルの結果を解析するのも興味ある所である。

g) 北半球冬のランでは、生物圏導入の大気循環への効果は期待したように小さかった。夏のランでは、東アジアの梅雨前線が北上する。200 mb ジェットが弱くなるなど必ずしも良い効果は得られなかった。SiB-GCMでは顕熱フラックスが増え、地表付近の大気が不安定で境界層も厚いことが、陸面の摩擦を増したことが原因のひとつとして考えられる。今後解決しなければならない課題である。

この研究は生物圏モデル(SiB)を導入したGCMによる数値実験としては初めてのものである大気循環への影響に関する問題点を早急に克服しつつ植生変動の大気へのインパクト、炭酸ガス循環の解明に向けてSiB-GCMが威力を発揮する日が近いと思われる。

## 謝 辞

この研究は筆者が1986年1月-1987年12月米国メリーランド州立大学に滞在中行なわれた。J. Shukla 教授及び彼の率いるCOLAI(Center for Ocean Land-Atmosphere Interactions)のグループの方々に協力いただいたことを感謝します。

## REFERENCES

- Deardorff, J. W., 1977: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. Climate Processes and Climate Sensitivity. J. E. Hanson and T. Takahashi, Eds., American Geophysical Union. *Geophysical Monograph*, **29**, 58–72.
- Dorman, J. and P. J. Sellers., (in prep.): A global climatology of surface parameters for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). Submitted to *J. Clim. Appl. Met.*
- Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009–1016.
- Hillel, D., 1980: Fundamentals of Soil Physics, Academic Press, New York, pp 413.
- Jaeger, L., 1976: Monatskarten des Niederschlages für die ganze Erde. *Berichte Deutscher Wetterdienst*, **18**, Nr 139, Offenbach, Germany.
- Kinter III, J. L., J. Shukla, L. Marx and E. K. Schneider, 1988: A simulation of the winter and summer circulations with the NMC global spectral model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, in press.
- Kuo, H. L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40–63.
- Lacis, A. A. and J. E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118–133.
- Manabe, S., 1969: The Atmospheric circulation and hydrology of the Earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739–774.
- Martin, D. L., D. Fitzjarrald, M. Garstang, A. P. Oliveira, S. Greco and E. Browell, (in prep.): Structure and Growth of the Mixing Layer over the Amazonian Rain Forest.
- McNaughton, K. G. and T. A. Black, 1973: A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resour. Res.*, **9**, 1579–1590.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Miyakoda, K. and J. Sirutis, 1986: Manual of E-physics. Manuscript, GFDL, Princeton, New Jersey.
- Posey, J. W. and P. F. Clapp, 1964: Global distribution of normal surface albedo. *Geophysica International*, **4**, 33–48.
- Rasmusson, E. M., 1968: Atmospheric water vapour transport and the water balance of North America. II Large scale water balance investigations. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 720–734.

- Reynolds, R. W., 1982: A monthly averaged climatology of sea surface temperatures. NOAA Tech. Rep. NWS 31, Washington, DC, 35 pp.
- Salati, E., 1987: The forest and the hydrological cycle. In: "The Geophysiology of Amazonia", Ed: R. E. Dickinson, Wiley and Sons, New York, 273–296.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter III, Y-T. Hou and E. Albertazzi: "Effects of Implementing the Simple Biosphere Model (SiB) in a General Circulation Model". Submitted to *J. Atmos. Sci.*
- Sela, J. G., 1980: Spectral modeling at the National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1279–1292.
- Sellers, P. J., 1985: Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. J. Rem. Sens.*, **6**, 1335–1372.
- 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.*, **43**, 505–531.
- Sellers, P. J., 1987: Modeling effects of vegetation on climate. In: "The Geophysiology of Amazonia", Ed: R. E. Dickinson, Wiley and Sons, New York, Chapter 16, 244–264.
- Sellers, P. J. and J. L. Dorman, 1987: Testing the Simple Biosphere model (SiB) with point micrometeorological and biophysical data. *J. Clim. Appl. Met.*, **26** (5), 622–651.
- Shukla, J. and Y. Mintz, 1982: Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate, *Science*, **215**, 1498–1501.
- Shuttleworth, W. J., J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. Roberts, A. O. Marques Filho, G. Fisch, V. P. Silva Filho, M. N. G. Ribeiro, L. C. B. Molion, L. A. De Sá J. C. A. Nobre, O. M. R. Cabral, S. R. Patel and J. C. De Moraes, 1984a: Eddy Correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **110**, 143–1163.
- Shuttleworth, W. J. *et al.*, 1984b: Observation of radiation exchange above and below Amazonian forest. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **110**, 1163–1169.
- Tiedtke, M., 1984: The Effect of penetrative cumulus convection on the large-scale flow in a general circulation model. *Beitr. Phys. Atmos.*, **57**, 216–239.
- Van der Ploeg, R. R., G. Tassone and J. von Hoyningen-Heune, 1980: The Joint Measuring Campaign 1979 in Ruthe (West Germany)—Description of Preliminary Data. European Econ. Comm., Joint Res. Cent., Ispra.
- Wilmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *J. Climatology*, **5**, 589–606.

# 「全球スペクトルモデルT 42の4ヶ月予報実験に見られる

## 西部熱帯太平洋高海水温偏差の影響について」

気象研究所予報研究部第三研究室 二階堂 義信

### 1. はじめに

地球大気の大循環を駆動するエネルギー源としての重要さから、またその時間変化のスケールの長さから、熱帯海洋の表面温度 (SST) は長期予報のための重要な手掛かりとして注目されてきた。熱帯海洋の SST の変動の最も大規模な現象としてエルニーニョ現象があまりにも有名であるが、我々を含めて北半球中・高緯度の住人は低緯度からの定常ロスビー波の伝播に好都合な冬季の循環場に対する影響に関心がゆきがちだった。実際、北半球冬季の大循環場にテレコネクションパターンが見られることを Wallace and Gutzler (1981) が NMC の解析データから発見し、Hoskins and Karoly (1981) が線形化した全球モデルを用いて北半球冬季の帯状平均風の中で低緯度の熱源の影響が大円を經由して中・高緯度に定常ロスビー波として伝播することを示して以来、熱帯の SST が北半球冬季の大循環場に与える影響について多くの人々によって数値実験が行われてきた。しかし、熱帯の熱源の影響が北半球の冬季ばかりでなく夏季に於いても中・高緯度に及んでいることは Gambo and Kudo (1983) の 700 mb 高度場の解析によって明らかにされ、また栗原 (1985)、Kurihara and Kawahara (1986)、Kurihara and Tsuyuki (1987) などによって日本の夏期の天候とエルニーニョ、特に西部熱帯太平洋の SST が密接な関係をもっていることが指摘されるようになった。この他、Kanamitsu and Krishnamurti (1978) や Rasmusson and Carpenter (1983) などではインドの夏期モンスーンとエルニーニョの関係が示唆されている。

一方、Nitta (1986)、Nitta et al. (1986)、Nitta (1987) は気象衛星『ひまわり』の月平均と5日平均の上層雲量データから、熱帯太平洋域の雲量変動にはエルニーニョに伴う東西変動以外に西太平洋の熱帯・亜熱帯・中緯度帯の間を結ぶ南北振動を発見し PJ と名付けた。PJ は西部熱帯太平洋の SST が正偏差になる年、つまりラニーナ年 (反エルニーニョ年) の夏期に顕著に現われ、この時日本南方の亜熱帯高気圧を始めとして極東域の夏の天候や台風の発生状況にもはっきりとした変化が見られる。

以上のような理由から、西部熱帯太平洋の高海水温偏差がアジア・西太平洋地域の夏の天候にどのような影響を与えるか、またそれはどのようなメカニズムによるものかなどを調べる目的で、全球スペクトルモデル T 42 を用いて4ヶ月予報の感度実験を行なった。

### 2. モデルとデータ

今回の予報実験に用いたモデルは気象庁のルーチンモデルである北半球スペクトルモデル (最大波数 42 までの三角波数切断, 対流圏・成層圏を含んだ鉛直 12 層) (Kanamitsu et al., 1983) を

全球化し, surface albedo, ground wetness, 雪水分布, 成層圏オゾン濃度などを月毎にその月の気候値を更新し与えて計算してゆくように改造したモデルであり, 従って hydrological cycle による feedback は考慮されていない。また, 海水温については 24 時間毎に更新して計算を行なった。

数値実験は 1984 年 5 月 1 日 00 Z の気象庁数値予報課作成全球解析データに nonlinear normal mode initialization (重久・工藤, 1984) を施して作成した初期値から出発し, 次の 3 種類の境界条件で 123 日間数値積分を行なった。

一つは, フィリピンの西  $125^{\circ}\text{E}$  あたりから  $165^{\circ}\text{E}$  まで, 赤道から  $20^{\circ}\text{N}$  あたりまでの範囲の西部熱帯太平洋に  $+1.5^{\circ}\text{C}$  の SST アノマリーを与え続けた予報で, 以後これを A ランと呼ぶ。もう一つは,  $145^{\circ}\text{E}$  から  $180^{\circ}\text{E}$  まで,  $12^{\circ}\text{N}$  から  $27^{\circ}\text{N}$  までの亜熱帯海域に同じく  $+1.5^{\circ}\text{C}$  の SST アノマリーを与え続けた予報で, 以下では S ランと呼ぶ。A ランと S ランで SST アノマリーを与え続けた格子点の位置をそれぞれ図 1 a, 1 b に『\*』印で示した。最後の一つは, これらのアノマリーランと比較のために気候値の海水温 (Alexander and Mobley, 1976) のままで計算した予報で, C ランと呼ぶ。

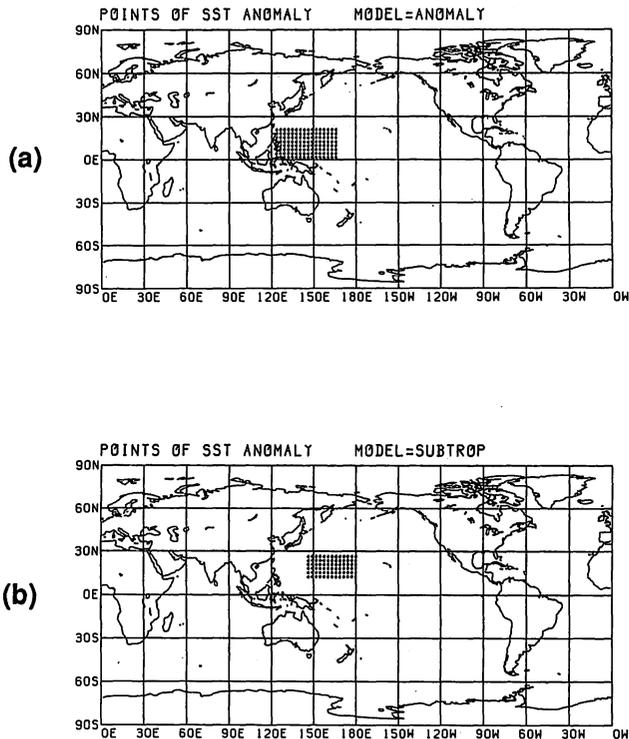


図 1 気候値の海面水温に  $+1.5^{\circ}\text{C}$  の SST アノマリーを与えた格子点の位置 (『\*』印で表示)。  
(a) A ラン, (b) S ラン

### 3 結果

#### 3.1 発散場

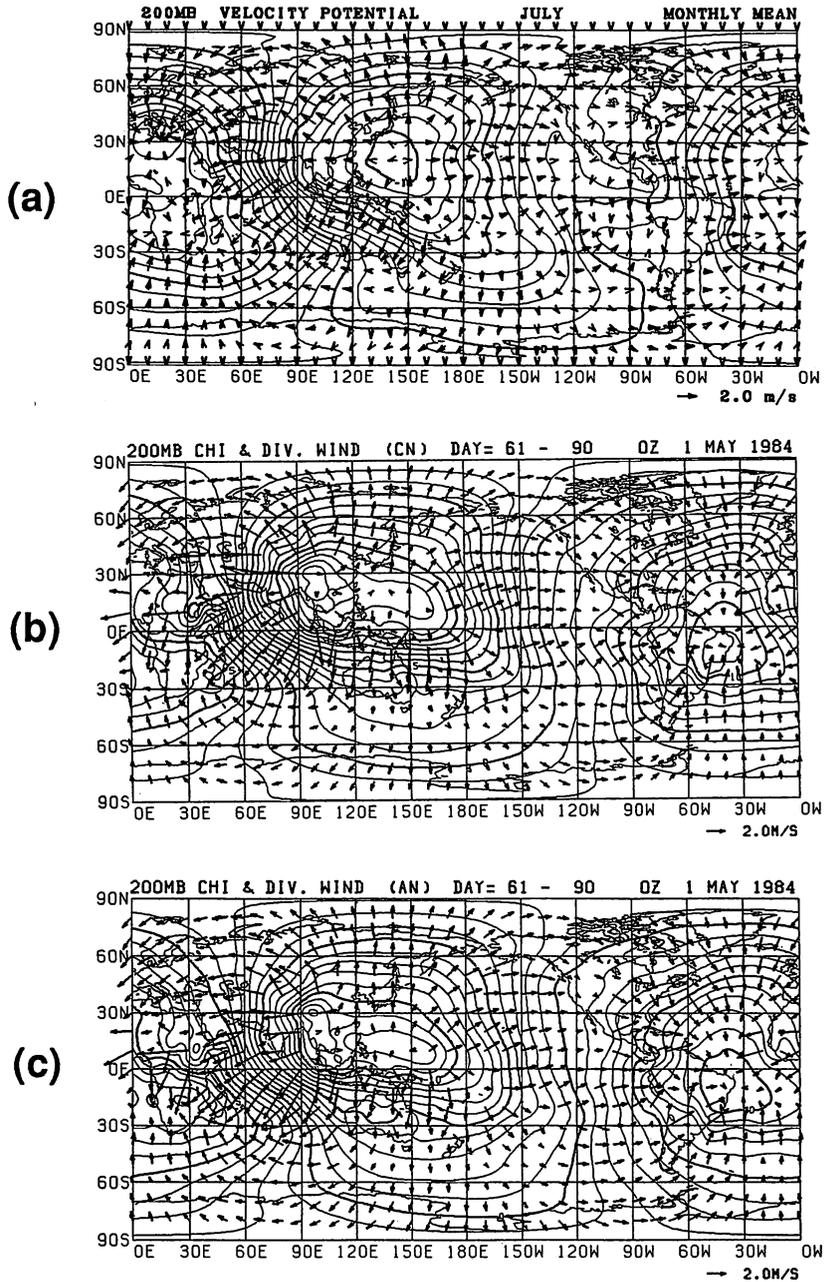


図2 200mb面における解析値とCラン, Aランの速度ポテンシャル(等値線)及び風ベクトルの発散成分(矢印)。等値線の間隔は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ , 矢印の長さはその図の右下すみの矢印が2.0 m/sの風速を表わすような比率で描かれている。

(a) 1980, 1981, 1982, 1984年のECMWF全球解析データの7月の平均風,

(b) Cランの61-90日目の30日平均風, (c) Aランの61-90日目の30日平均風。

1983年からルーチン運用になり、1985年に若干の改良を加えられたスペクトルモデルT42も、現実的な境界条件のもとで数十日以上長時間積分を行なった例は、1月の境界条件を固定したまま60日間積分したSumi and Tamiya (1985)の一例しかなく、モデルの創り出す気候状態とその系統誤差については殆ど知られていない。

低緯度では発散場は熱源に直接応答するので、熱帯を中心とした大循環の様子を見るのに200mbでの速度ポテンシャル $\chi$ と風の発散成分 $\vec{\nabla}d = \vec{\nabla}\chi$ は格好の目安となる。そこで予報結果を見る前に、モデルの創り出した気候状態が現実とどれくらい違うかを200mbでの速度ポテンシャル $\chi$ と発散風 $\vec{\nabla}d$ で示す。

図2aは1980, 1981, 1982, 1984年の4年間のECMWF全球解析データから200mbの月平均風を求め、それから計算した200mbでの7月の月平均速度ポテンシャルと発散風を示した図で、速度ポテンシャルは $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 毎に等値線で、発散風は矢印で表わされている。一方、図2b, 2cはそれぞれCラン, Aランでの61~90日目の30日間で平均した200mb速度ポテンシャルと発散風を表わした図で、それぞれ図2aの要素とほぼ対応する期間のものになっている。これら3つの図を比較すると、速度ポテンシャルの値や東西波数1の構造、発散風の流れ、などがかなり良い一致を示している。田宮(1987)によれば、従来の物理過程を入れない nonlinear normal-mode initializationを施した初期値では熱帯地方の発散場が現実よりも弱いとされているし、隈(1987)はスペクトルモデルT42による熱帯の非断熱加熱の予報が実際と較べて小さく、従って速度ポテンシャルの東西波数1の構造のコントラストも弱いと指摘している。今回の数値実験でも確かに最初の2週間は速度ポテンシャルの値が小さく、しかも波数1の構造が固定せず東へ移動するのが見られたが、その後速度ポテンシャルの値は大きくなり東進もなくなって現実に近い形となった。これは初期値がモデルにとってアンバランスな状態で、しかもモデルなりの放射対流平衡に達するのに2~3週間を要するためではないかと考えられる。

大局的には現実に近い発散場を表現している予報も細かなところでは色々欠点が見える。例えば、図2aの観測値では波数1の収束中心は地中海と南アフリカにあるが、図2b, 2cのCランAランでは共に東部ブラジルに大きくずれている。また発散中心は図2aでは日本の南の西部熱帯太平洋にあるのに対して、図2bでは中心が西にずれ、インドシナやチベットに中心がある。これは隈(1987)が述べているように、 $\sigma$ -座標とスペクトル法による水蒸気収束の計算、Kuo方式による対流調節の相乗効果によってチベット高原で雨が降り過ぎているためだと考えられる。図2cでは西部熱帯太平洋の海水温を上げた効果によって、そこでの発散は強まっているものの、上述の系統誤差は強く残っている。その他、図2aの観測値では中米での発散、南東太平洋(ペルー沖)での収束という南北循環が見られるのに対して、図2b, 2cの予報値では殆ど見られない。

### 3.2 降水分布

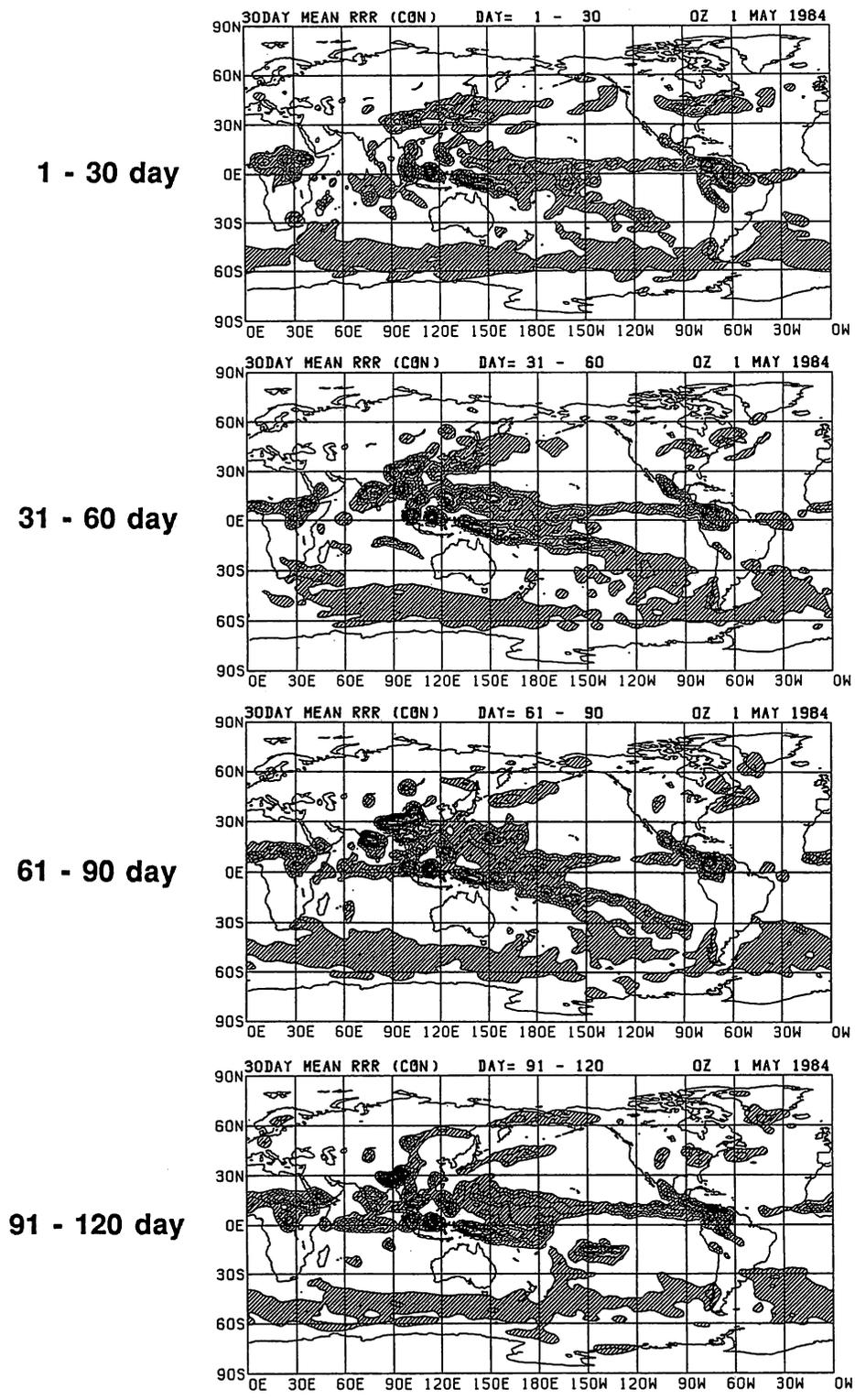


図3 a C ランの30日毎に平均した日降水量分布図。等値線の間隔は2 mm/day, 斜線部は2 mm/day以上の部分。期間は上段から1-30日目, 31-60日目, 61-90日目, 91-120日目。

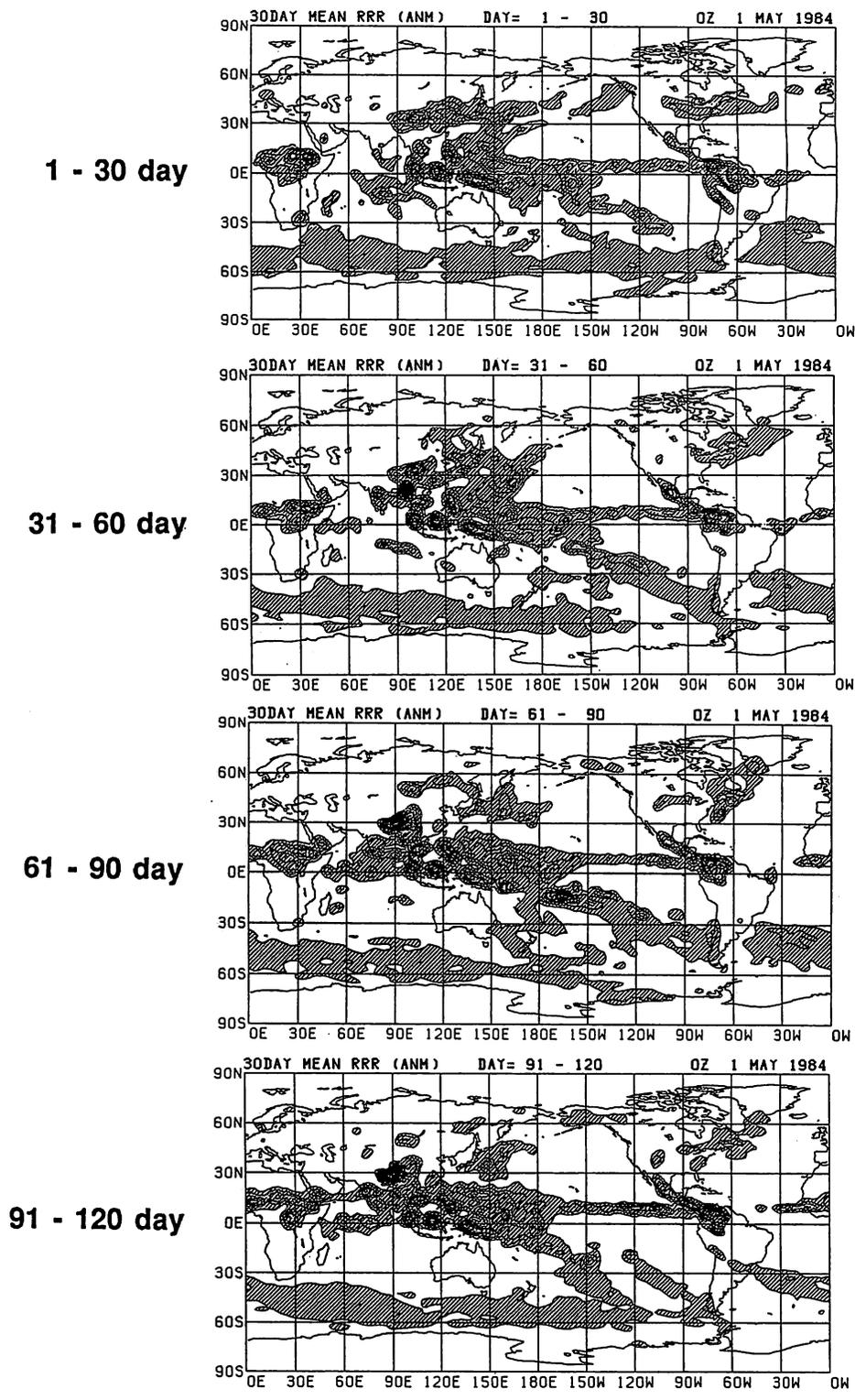


図3b A ランの30日毎に平均した日降水量分布図。その他は図3aと同じ。

図3a, 3bにそれぞれCラン, Aランの30日毎に平均した日降水量分布を示す。これらの図で等値線は2mm/day毎に引かれており、また2mm/day以上の降水域には斜線が施されている。後でも示すように、西部熱帯太平洋の海面水温を変えたことによる効果が大循環場に現われるのに2~3週間を要しているが、降水分布にはその効果が最も早く現われていて、図3a, 3bの上段の1-30日平均でも、0°Nから30°Nまで、120°Eから170°Eまでの範囲の西太平洋域でAランはCランよりも降水量が増加している。なお、この期間に華北から日本、北太平洋に延びる降水域は総観規模の移動擾乱によるものである。

次に上から2段目の31-60日の期間では、図3aのCランでは華中から日本を経て北太平洋に延びる降水帯が見られ、梅雨に相当するものである。後で示すように、この期間の日本付近の降水は持続性のもので明らかに移動性擾乱によるものではない。また、フィリピンから東に延びる強い降水帯は北上してきたITCZに対応すると考えられ、これと梅雨前線の間の北緯25度あたりに降水の無い所が東西に広がっているが、亜熱帯高気圧(小笠原高気圧)によるものと考えられる。インド亜大陸にも強い降水が見られ、1-30日の時と様相が一変しているが、インドモンスーンが始まったためである。これに対して同じ期間の図3bのAランでは、華中から日本にかけて降水帯は存在はしているが帯状ではなく降水量も少ないし、Cランのようにアリューシャンまで延びず途中で切れている。日本の南海上の亜熱帯高気圧による無降水帯は無く、梅雨前線とITCZの境界は見えなくなって西太平洋の広範囲で雨が降っている。インドでもモンスーンによる降水の増大は見られるものの、降水量は図3aのCランに比べて少ない。

上から3段目の61-90日の期間になると、図3aのCランでは、それ以前の30日間西部熱帯太平洋にあった降水域が北緯30度あたりまで北上してきている。華中から日本にわけて東西に延びていた降水帯は消失しており、梅雨明けの状態と考えられる。これに対し、華南・インドシナ・インドでは引続き多量の降水が見られ雨季が続いている。一方、図3bのAランでは華中ばかりでなく華南までも降水量が減少しているが、日本から日付変更線あたりまで帯状に降水域が存在して、普通の意味での梅雨明けとは言い難い。もっとも、31-60日間の梅雨自体が異常であるのだが。インドでは降水が続いているが、前の30日間に引続きCランに比べて雨量は少ない。

最後に最下段の91-120日の期間では、図3aのCラン、3bのAラン共に華中・華北を中心とした極東で降水の少ない地域が広がっている。これは実際よりも北西にずれた小笠原高気圧におおわれているためで、本来日本の周辺には無降水域がひろがっていなければならないのが、この誤差により日本の東海上に降水域が見られる。特に図3bのAランでは顕著である。インドの降水は、Cランでは61-90日の期間に比べてかなり減少している。Aランの方では元々降水量が少なかったので目立った変化は無い。

以上で述べたように、西部熱帯太平洋の海水温偏差は東アジアの梅雨、インドモンスーンなどの降水に大きな影響を与えている。しかし、その他の地域(南・北アメリカ大陸、アフリカ大陸など)

の多雨域にはあまり影響が無かった。ここで注意すべきことは、31日目を降のモンスーンが始まってからのチベット高原の異常に大きな降水量である。3.1で述べたように、原因はモデルの計算方法にあり、チベット高原の雨の誤差が地球全体の発散場を大きく狂わせている。チベット高原の異常な雨が梅雨やインドモンスーンの再現にどれだけの悪影響を及ぼしているか容易には評価できないが、結果の解釈の際にはそのことに大いに留意すべきであろう。

### 3.3 下層風

組織的な降水をもたらすためには降水域への水蒸気の供給がなければならない。水蒸気の輸送の主要な役割を演じているのは対流圏下層の風であるから、次に850mbの風を調べてみる。

図4aは前述のECMWF全球解析データから求めた5～8月の月平均の850mbの風ベクトルであり、図4b、4cはそれぞれCラン、Aランの30日毎に平均した850mbの風ベクトルを表わす。ここで図4b、4cでは地表面気圧が850mb以下になる地点の風ベクトルは描かれていない。図4aの観測値と図4bのCランを比べてみると、Cランでも太平洋高気圧、マスカレーン高気圧、アズレス高気圧、貿易風帯など観測にかなり近く再現されているし、ソマリジェットやモンスーンの西風の突然の強化などもうまくシミュレートされている。しかし3.1で述べた発散場の系統誤差の悪影響がここにも現われている。第一に、図4aの観測値では6～8月のモンスーン期間中、モンスーンに伴う下層西風ジェットがアラビア海からフィリピンまで吹いていて、フィリピンの東海上で貿易風の東風とぶつかってモンスーントラフを形成しているが、図4b、4cのCラン、Aラン共に31～120日の期間ではベンガル湾あたりまでモンスーンの下層西風ジェットは吹いているもののインドシナ半島で南風になってしまうと貿易風とは西太平洋で衝突しない。これは恐らくチベット高原で熱が出過ぎて（雨が降り過ぎて）いるために、チベットの upper層で発散、下層で収束が強まり、下層の収束域に向かってモンスーンの下層ジェットがインドシナあたりから低気圧性に北へ曲げられてしまうからではないかと思われる。第二に、図4aでは北アフリカから地中海にかけて高気圧性循環が見られる一方、アフリカ大陸の赤道から北緯15度あたりでは風が弱いに対し、図4b、4cのCラン、Aランでは大西洋岸からエチオピアまで強い西風が吹いてアラビア半島でソマリジェットと合流している。これも、200mbの収束中心が観測では地中海にあるのに対して、CランやAランではブラジル東岸にずれているためではないかと思われる。

モデルの結果には以上のような予報誤差があるということを念頭に置いて、CランとAランを比較して、海面水温の違いが大気の流れにどう影響しているかを見てみよう。初めに、図4b（Cラン）と図4c（Aラン）の最上段の1～30日の期間を比較すると、風の場合には殆ど違いが見られない。

上から2段目の31～60日の期間では、Cラン、Aラン共にソマリジェットやインドモンスーンの西風が強くなっているが、Cランではインドの上空の風がほぼ西風なのに対して、Aランの方は

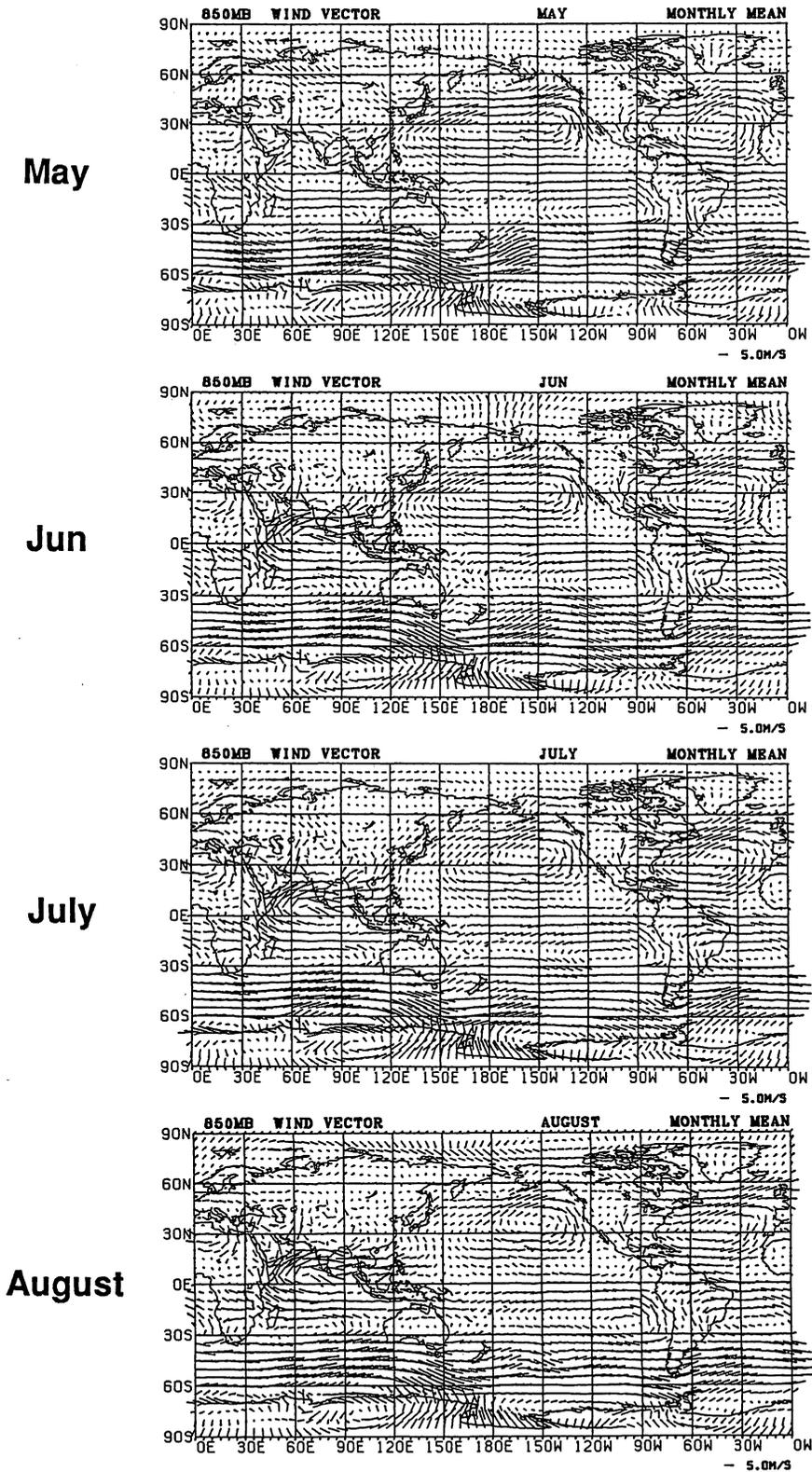
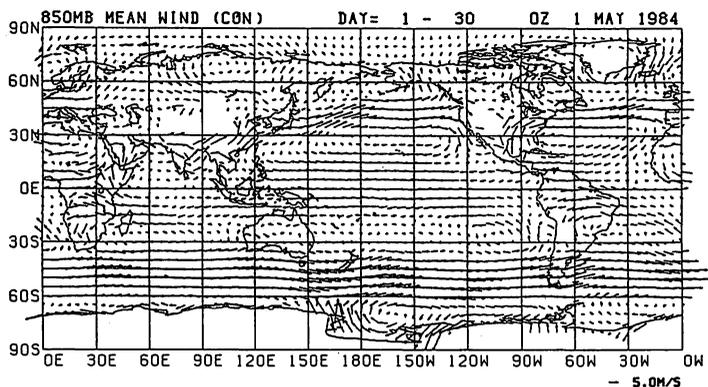
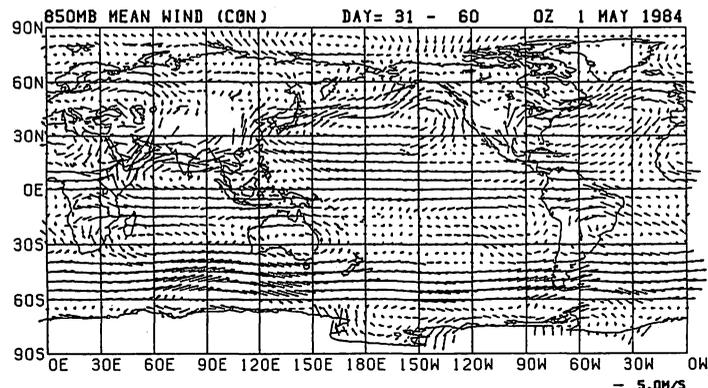


図4 a 1980, 1981, 1982, 1984年のECMWF全球解析データから求めた5~8月の月平均850mb風ベクトル。図は上段からそれぞれ5月, 6月, 7月, 8月の平均風を表わす。風ベクトルのスケールは図の右下の矢印が5.0m/sになるように描かれている。

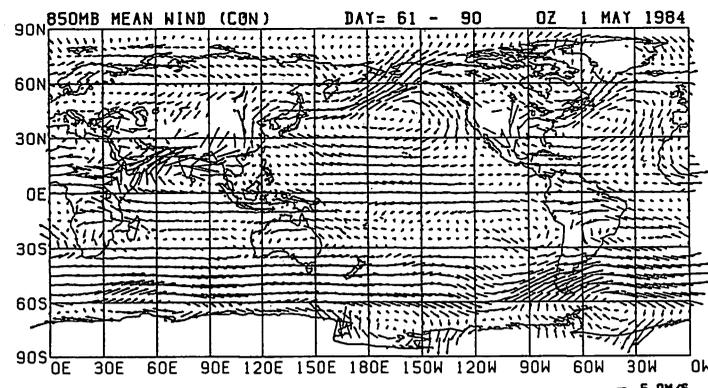
1 - 30 day



31 - 60 day



61 - 90 day



91 - 120 day

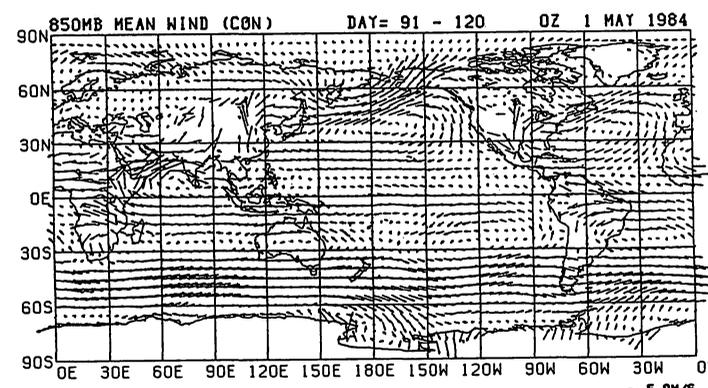
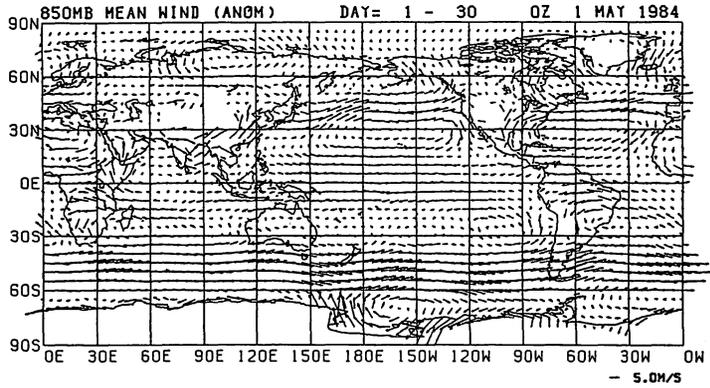
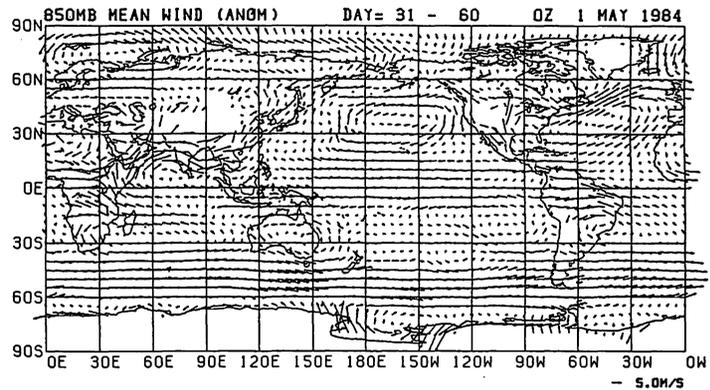


図4b Cランの30日毎に平均した850mbの風ベクトル。期間は上段から1-30日目,31-60日目,61-90日目,91-120日目。風ベクトルのスケールは図4aと同じ。

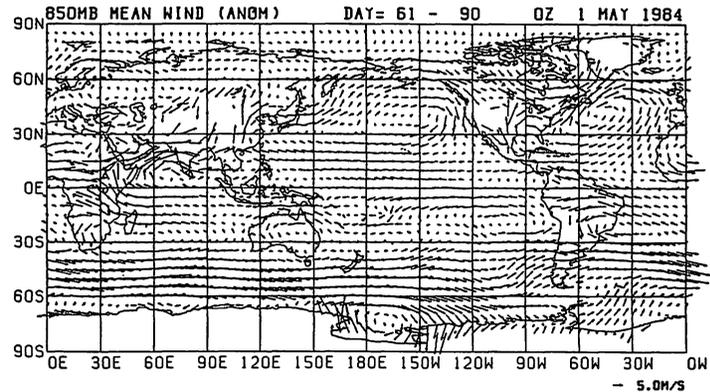
1 - 30 day



31 - 60 day



61 - 90 day



91 - 120 day

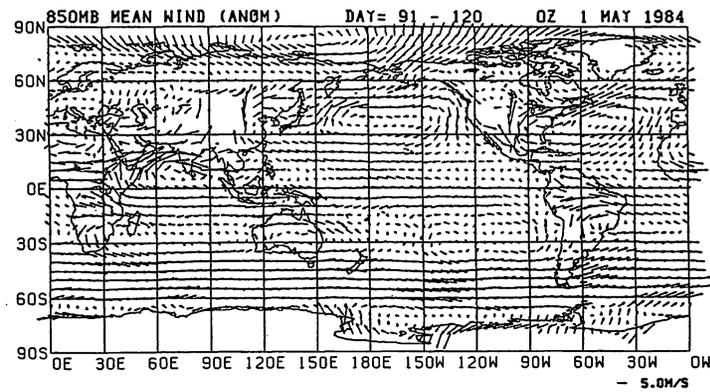


図4c A ランの30日毎に平均した850mbの風ベクトル。その他は図4bと同じ。

西北西で、ベンガル湾では風がやや発散している。インド洋の赤道では南半球側から北半球側へと風が吹き込んでいるが、AランはCランに比べて東経60度から90度にかけてその南風成分が弱く南半球側の貿易風の東風もやや弱い。Cランでは日本の南海上の北緯20度付近に太平洋高気圧の縁辺に沿って南東風が吹いていて、ベンガル湾からインドシナ半島を越えてきたモンスーンの西風と中国東岸で合流して、日本の上空では梅雨前線に伴う西南西の下層ジェットを形成している。一方、Aランではベンガル湾からやって来たモンスーンの西風は日本に到着しているものの、太平洋高気圧の縁辺の南東風は見られず、日本の上空では西南西の下層ジェットが存在しない。

上から3段目の61-90日の期間になると、ソマリジェットやインドの西風はCランでは著しく強化されているがAランでは変化が無く、インド上空の風向もむしろ西北西である。インド洋の貿易風もAランはCランよりも弱い。次に極東地域に注目すると、Cランでは太平洋高気圧の西端部が北上し、黄海を中心にはっきりとした高気圧性循環が見られ、あたかも小笠原高気圧のようである。一方、Aランでは日本の南海上に太平洋高気圧の西端が伸びているようだが、小笠原高気圧のような独立した高気圧性循環は見られない。

最下段の91-120日の期間では、ソマリジェットやインドモンスーンの西風はCランでは61-90日の期間に比べてやや弱まったように見えるが、Aランではその前の30日間に対して大きな変化は無い。黄海を中心をもつ小笠原高気圧はCランばかりでなくAランでもはっきりとしてきた。但し、Aランでは日本海に弱いトラフが見られる。

いずれにせよ、チベット高原の予報誤差の悪影響とは言え、中国大陸上の異常に強い南風は大いに問題である。

### 3.4 気圧場

ここでは海面水温偏差（SSTアノマリー）の影響が気圧パターンにどう現われているかを見ることにする。図5にAランとCランの海面気圧の予報値の差の30日毎に平均した値の分布を表わした。ここで、等値線の間隔は2mb毎に引かれていて負の値の領域は斜線を施してある。図5の最上段の1-30日の期間でははっきりとまとまった形の気圧偏差は見られず、3.3の風の場合と同じ様に最初の1ヶ月ではSSTアノマリーの影響が十分に現われていないことが分かる。残りの3つの30日平均を見ると、先ず南半球の南緯40度から70度の間の偏西風帯に大きな偏差が分布しているのが目につく。しかし、これらの偏差は3つの期間の間じゅう必ずしも同じ所に現われているわけではないうえにAラン、Cランそれぞれ1例しか計算を行っていないので、必ずしもこれらの偏差が西部熱帯太平洋のSSTアノマリーの影響によるものであると断言は出来ない。3つの期間を通じてほぼ同じ所に現われている偏差パターンとしては、日本付近の負偏差、カムチャッカ半島からベーリング海にかけての正偏差、アラスカ南方の北東太平洋の負偏差がある。61-90日目の30日間におけるAランのCランに対する500mb等圧面高度偏差の平均を表わした図6にも、

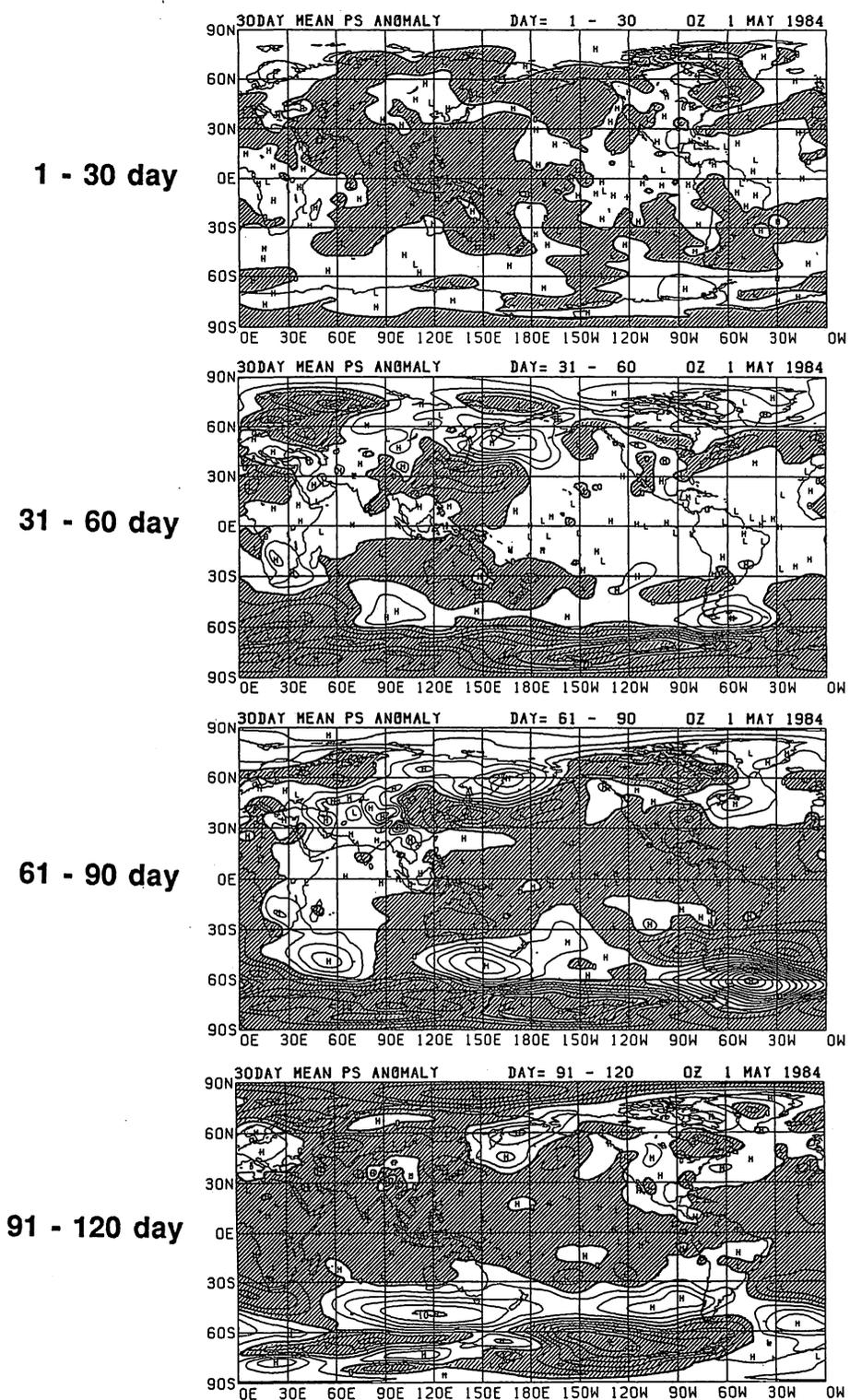


図5 A ランのCランに対する海面気圧の予報値の差を30日毎に平均した値の分布図。等線線の間隔は2mb。斜線は負の値の領域。期間は上段から1-30日目、31-60日目、61-90日目、91-120日目。

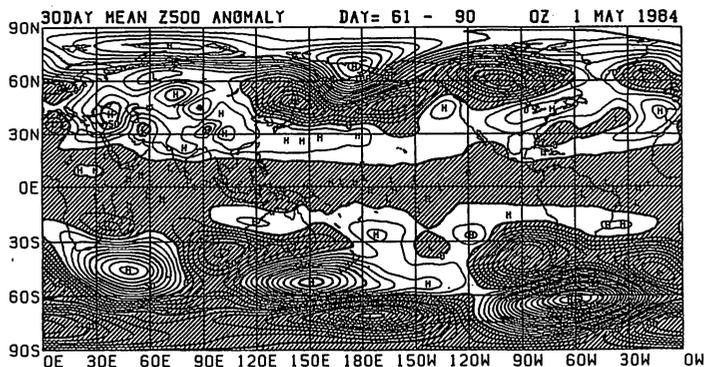


図6 61-90日目におけるAランのCランに対する500 mb等圧面高度の差の30日平均値の分布を表わす図。等値線の間隔は10 m。斜線は負の値の領域。

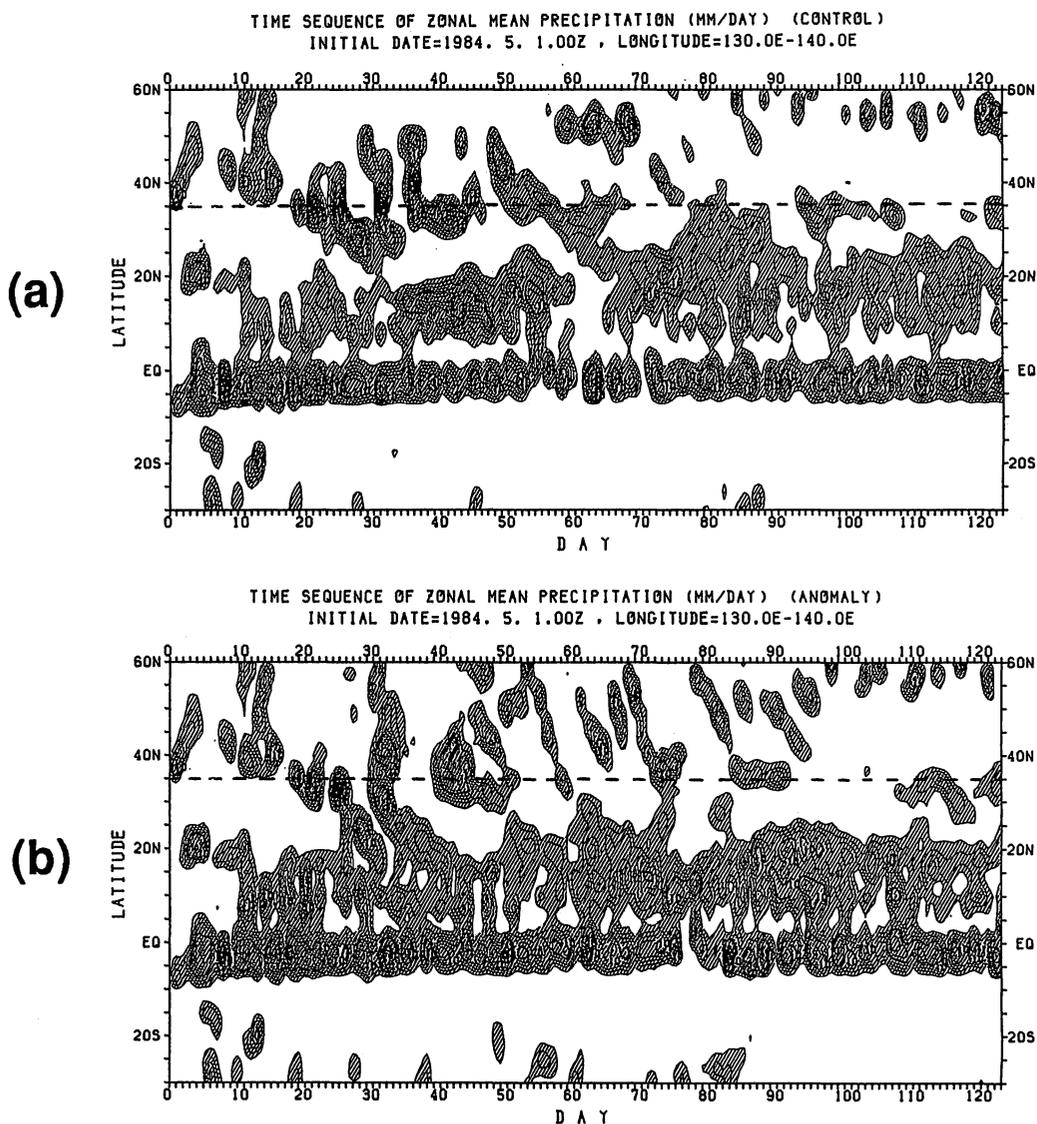


図7 東経130度から140度の区間で平均した日降水量の予報値の時間・緯度断面図。図の縦軸は緯度、横軸は日数。等値線の間隔は2 mm/day。斜線は2 mm/day以上の領域。破線は日本の中央部の緯度に相当する北緯35度を表わす。(a)Cラン、(b)Aラン。

これらとほぼ同じ様な所に偏差パターンが現われており、しかも偏差の符号が一致することから、偏差パターンはバロトロピックなプラネタリー波によって形成されていると考えられる。問題の SST アノマリーを与えた領域は低緯度にあるため偏差パターンとしては見えにくく、日本から北太平洋沿岸に連なる偏差パターンとの関係を直接的に見出すことは難しいが、後者の準定常性は西部熱帯太平洋の SST アノマリーとの因果関係を暗示しているように思われる。

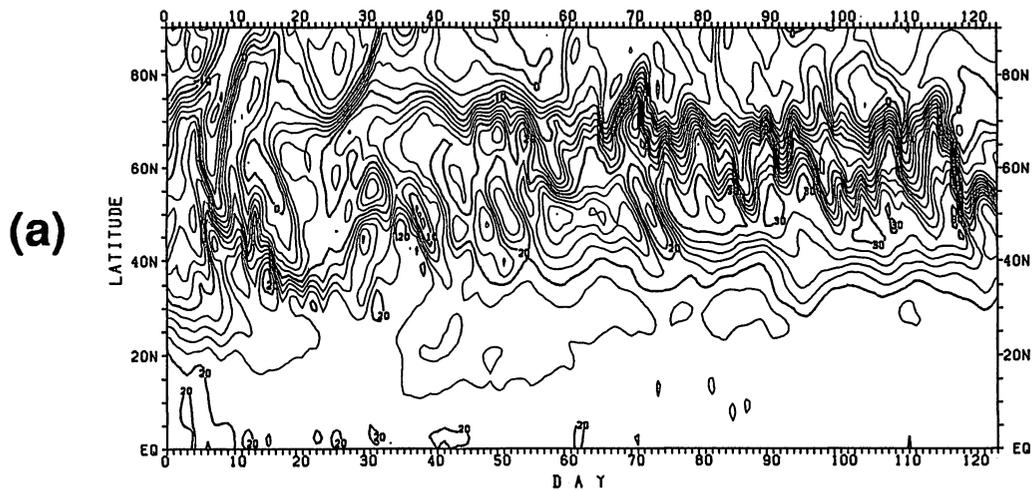
### 3.5 梅雨とインドモンスーン

これまでのところで、西部熱帯太平洋の SST アノマリーの影響が最も強く現われているのは梅雨とインドモンスーンであるということが分かったので、以下でもう少し詳しく調べる。

図 7a, 7b はそれぞれ C ラン, A ランで予報された日降水量の東経 130 度から 140 度で緯度平均した値の時間・緯度断面図である。これらの図で等値線は 2 mm/day 間隔で引かれ、2 mm/day 以上の部分は斜線が施してある。また、参考のために日本の中央部に相当する北緯 35 度に破線が引かれている。図 7a の C ランでは、20 日目あたりまでは北緯 35 度付近（破線部）では雨が降らず、その北で降っている雨も総観規模擾乱による一過性のものであるが、それ以降雨の降ることが多くなっている。20 日目以降北緯 30 度或いはそれよりやや南で 10 日以上連続的な降水が見られ、梅雨前線が形成されたものと見られる。連続的な降水域は徐々に北上し始め、35 日目あたりから 68 日目あたりまでの北緯 35 度付近に停滞するが、その後北緯 35 度付近では雨の降ることが少なくなっている。従って、C ランでは 5 月下旬あたりから日本の南部（沖縄付近）が梅雨入りし、梅雨前線は徐々に北上、7 月上旬に梅雨明けしたと解釈できる。また、10 日目から 60 日目頃まで梅雨前線の南の北緯 10 度から 20 度あたりにある連続的な降水域は ITCZ に対応し、梅雨前線と ITCZ の間には亜熱帯高気圧による無降水域がある。これら ITCZ と亜熱帯高気圧は時間とともに北上して、68 日目には亜熱帯高気圧が北緯 35 度線まで達して日本に梅雨明けをもたらしている。一方、図 7b の A ランでは 38 日目から 50 日目にかけて北緯 35 度付近で連続的な降水が見られるものの、梅雨前線に特徴的な、ある南北方向に限定された緯度帯での連続的な降水は見当たらず、言わば『から梅雨』の状態になっている。ITCZ に対応する降水域も図 7a のように明確ではなく、赤道のやや南のニューギニア島の上の強く連続的な降水域とつながって、赤道から北緯 20 度までの広範囲に降水が見られる。

Ninomiya (1984) によれば、梅雨前線は傾圧性が弱く、混合比の傾度だけが大きい前線という特徴を持っていて、北緯 60 度付近の傾圧性も大きい極前線と異なった性質のものであるとされている。そこで、C ランと A ランで予報された 850 mb の気温を、日本中央部の経度にあたる東経 130 度から 140 度までで緯度平均したものの時間・緯度断面図をそれぞれ図 8a, 8b に示し、同じ様にして求めた 850 mb の混合比の時間・緯度断面図をそれぞれ図 9a, 9b に示した。但し、気温については日変化の影響を除くために、毎日の 00 Z の気温のみを用いた。図 8a, 8b の C ラン、

TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN 850MB TEMPERATURE (K) (CONTROL)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z , LONGITUDE=130.0E-140.0E



TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN 850MB TEMPERATURE (K) (ANOMALY)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z , LONGITUDE=130.0E-140.0E

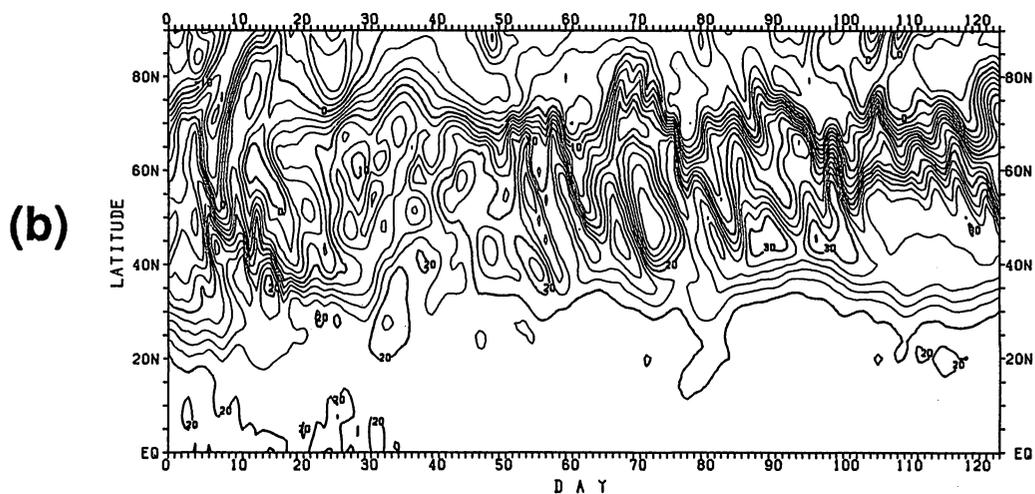
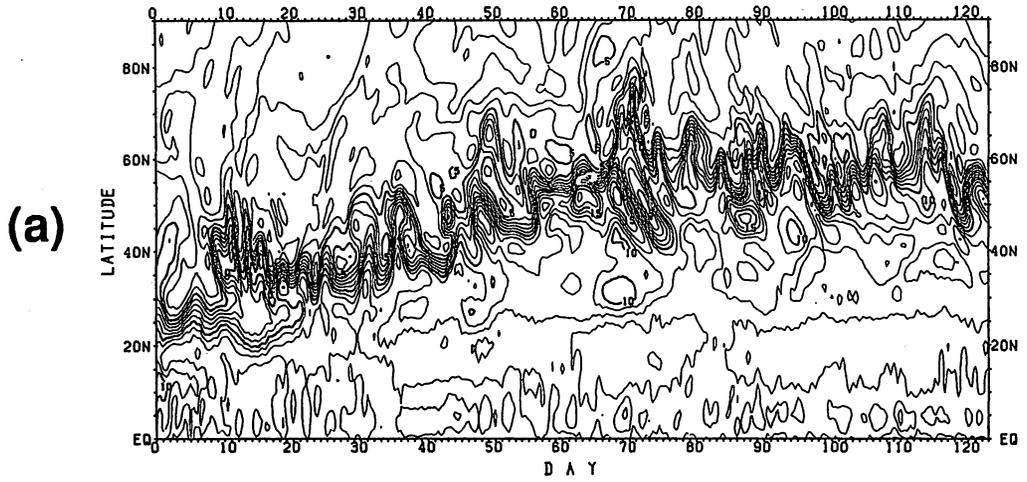


図8 東経130度から140度の区間で平均した850mbの気温の予報値の時間・緯度断面図。等値線の間隔は2℃。日変化の影響を避けるため気温は00Zの値のみを採用している。(a)Cラン、(b)Aラン。

TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN 850MB MIXING RATIO (G/KG) (CONTROL)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z , LONGITUDE=130.0E-140.0E



TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN 850MB MIXING RATIO (G/KG) (ANOMALY)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z , LONGITUDE=130.0E-140.0E

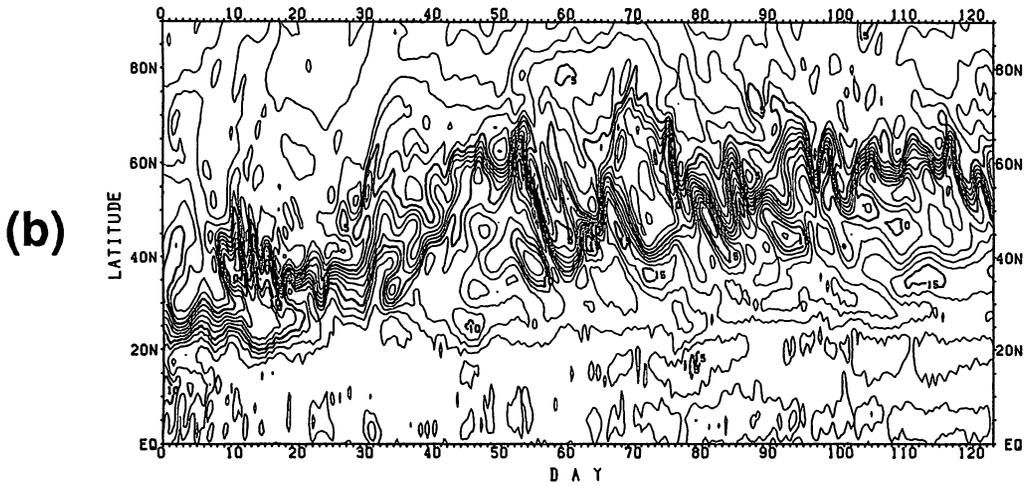


図9 東経130度から140度の区間で平均した850mbの混合比の予報値の時間・緯度断面図。  
 等値線の間隔は1g/kg。(a)Cラン,(b)Aラン。

Aラン共に20日目を降北緯30～60度で気温が急上昇し、この地域の南北温度傾度が減少している。温度上昇が始まった時期は南日本（沖縄付近）の梅雨入りの時期と一致しているのは興味深い。実際にも、5月下旬に華北で対流圏下層の気温が急上昇するのが報告されている（Kato, 1985）。但し、日本列島では中国大陸と異なり6月でも未だ気温の南北傾度が残っているので（加藤, 1985）、図8a, 8bの予報は日本よりもむしろ中国の状況に近い。Kato（1985）は気温の急上昇の原因として大陸の地面温度上昇による顕熱フラックス急増をあげているが、図8a, 8bで示されている地域は海面の部分もあり、さらにモデルにはhydrological cycleによるfeedbackが入っていない。地面温度を予報する際の重要な要素であるground wetnessも32日目までは更新されていない。おそらく気温の上昇はモデルが境界層からの影響を少なく見積もっているため、実質的に中国大陸から移流してきた気塊そのものを見ているためと考えられる。ちなみにCランで緯度平均を日本の東海上にあたる東経145度から160度までの範囲でとると、気温の上昇は緩やかであった。

気温の場で見た場合、CランとAランの梅雨期間中は目立った差は無かったが、図9aのCランでは梅雨入りした20日目を降、気温で北緯30度から60度の間の南北傾度が弱まっているのに対し、混合比は降水域の北側にあたる北緯30度から40度の間に依然として明確な南北傾度の集中帯を維持していて、傾圧性が弱く混合比の傾度が強いという梅雨前線の特徴（Ninomiya, 1984）を備えている。但し、50日目を降は降水域と混合比の南北傾度集中帯が離れてしまって、梅雨とはやや性格を異にしたものになっている。これに対し、図9bのAランでは梅雨入りの20日目を降混合比の南北傾度の集中は薄れてゆき、明らかに梅雨とは違っている。80日目を降はCラン、Aラン共に気温と湿度の傾度集中帯が北緯60度付近に北上して盛夏の様相を見せている。

Nakamura and Hasegawa（1986）は今回の数値実験に用いたモデルとほぼ同じ全球スペクトルモデルT42を用いて、15日間という比較的短期間の梅雨の予報実験を行なっている。彼等の予報結果も今回の実験と同じく、日本から東側の対流圏下層の温度傾度を維持することに失敗しており、東日本の傾圧性のある梅雨前線を作ることが出来なかった。彼等は、水温の低いオホーツク海による下層大気の冷却効果を強めたり、大陸上のground wetnessを変えて地面温度の上昇を抑制してみたがあまり効果は無かった。彼等は、梅雨前線がモデルで正しく再現できない原因として、北西からの冷涼な空気を日本の北東部にもたらすとされている梅雨リッジや梅雨トラフ（Ninomiya and Muraki, 1986）が形成されていないことにあると指摘している。今回の実験でも、図4bの31～60日の期間の850mbの平均風を見ると、バイカル湖からオホーツク海にかけての高気圧シアー（梅雨リッジ）とベーリング海からオホーツク海にかけての低気圧性シアー（梅雨トラフ）は見られるものの、中国大陸からの強い南西風に阻まれて日本にまでは影響しない。この誤差の原因として中国大陸の強過ぎる南～南西風をもたらすチベット高原での過大な非断熱加熱が考えられるが、いずれにせよ気候現象としての梅雨の研究のためには、この系統誤差の是正が先決問題である。

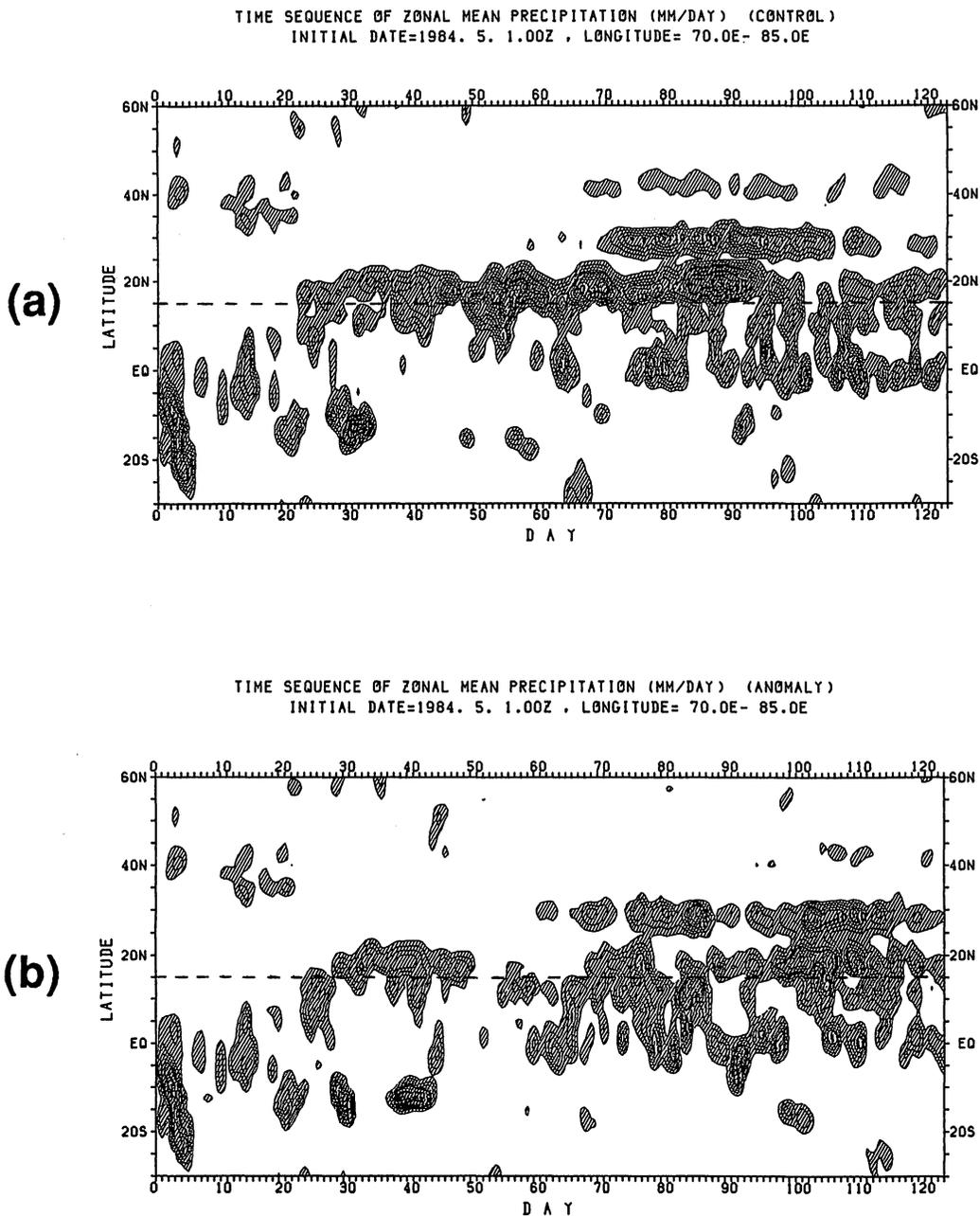


図 10 東経 70 度から 85 度の区間で平均した日降水量の予報値の時間・緯度断面図。破線はインド中部の緯度に相当する北緯 15 度を表わす。(a)C ラン, (b)A ラン。その他は図 7 に同じ。

次に、インドモンスーンではどのような影響が現われているであろうか。図 10a, 10b はそれぞれ C ラン, A ランで予報された日降水量を東経 70 度から 85 度で緯度平均した時間・緯度断面図である。図の等値線の間隔や斜線域は図 7a, 7b と同じにしてある。また破線はインド中部の緯度に相当する北緯 15 度に引かれている。図 10a, 10b の C ラン, A ラン共に最初から 20 日目過ぎまでは北緯 15 度付近に降水は見られないが、22 日頃に突然降水が始まり、インドモンスーンのオンセットと解釈できる。C ランの場合はオンセット後降水量の変化はあるものの予報期間の最後まで持続的に降水がある。しかし、A ランではオンセット後 50 日目までは降水が持続していたが、その後 4~5 日間降水が止み、2~3 日降って、また 4~5 日止むという形で 2 週間ほどモンスーンのブレイクのような期間を間において、再び最後まで降水が続いた。しかも、50 日目あたりから 95 日目あたりまでは C ランに比べてずっと降水量が少ない。この C ランと A ランの降水量の差は図 4b, 4c のインド上空の 850 mb の月平均風の流れのパターンにも明確に現われている。

これまで、モデルの予報に見られたインドでの持続的な降水現象を便宜的にインドモンスーンと呼んできた。では、果たしてモデルのモンスーンが実際のモンスーンと同じ様なものであるかどうか鉛直構造を見てみよう。図 11 は C ランでインドに日降水量 30 mm 以上の降水があった 52 日目の 200, 500, 700, 850 mb の風の流線と前 24 時間降水量分布を表わした図である。ここで降水量分布図の等値線は 5 mm 間隔で描かれ、5 mm 以上の降水域には斜線を施してある。この図ではインド亜大陸の広範囲に降水が示されているが、500 mb の流線図を見るとインドの真上に大きな低気圧性の循環が見られる。700 mb でもほぼ同じ所に低気圧性循環の中心が存在しているが、循環自体はやや弱い。ところが 200 mb ではチベット高気圧から吹き出す強い東風があるのみで、低気圧の存在をうかがい知ることは出来ない。また 850 mb ではインド北部に小さな低気圧性循環が認められるが、インドの大部分ではアラビア海からの強い西北西風が吹いている。500 mb での大きな低気圧性循環はおよそ 9 日前にベンガル湾で発生し、南西進しながら発達してきた。対流圏上層の強い東風、下層の強い西風、中層でのみ顕著な低気圧性循環は、インドで観測される MTC (mid-tropospheric cyclone) によく似ている。インドでの降水がすべて MTC によるものではないが、モデルの予報はかなり実際に近いインドモンスーンを再現していると言っても良いだろう。

今までのところで C ランと A ランでは梅雨やインドモンスーンの降水量に違いが認められるということが分かったが、以下ではこれらの降水地帯に水蒸気を供給する水蒸気フラックスの観点から両者の相違点を探ってみる。図 12, 13 はそれぞれ C ラン, A ランの予報の全気柱を鉛直方向に積分した水蒸気発散と水蒸気フラックスベクトルを 31 - 60 日, 61 - 90 日の期間で平均した値の分布を表わす。ここで地上気圧を  $p_g$ , 比湿を  $q$ , 風ベクトルを  $\vec{V}$ , 重力加速度を  $g$  とすると、水蒸気発散は

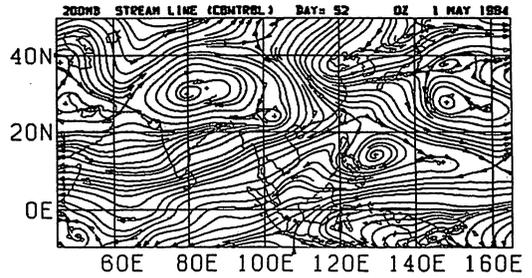
$$\vec{\nabla} \cdot \left[ \int_0^{p_s} (q \vec{V} / g) dp \right]$$

と表わされ、水蒸気フラックスベクトルは

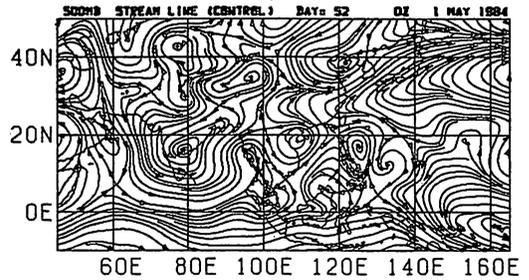
$$\int_0^{p_s} (q \vec{V} / g) dp$$

で表わされる。図12, 13で水蒸気発散は等値線で表わされ、その間隔は  $1 \times 10^{-5} \text{ kgm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  , 負の領域（水蒸気収束域）には斜線が施されている。水蒸気フラックスベクトルは矢印で表わされ、図右下の矢印の長さで  $200 \text{ kgm}^{-1} \text{ s}^{-1}$  になる。梅雨期にあたる31 - 60日目の期間のCランの値（図12a）とAランの値（図13a）を比較すると、Cランでは下層風と同じようにベンガル湾から東北東方向にやって来た水蒸気フラックスと、太平洋高気圧の南東縁に沿って南東から流れてきた水蒸気フラックスが華中から日本にかけての上空で合流・収束しているのに対して、Aランではベンガル湾からのフラックスはあるものの、太平洋高気圧の南東縁からのフラックスは殆ど無く、日本の上空では水蒸気収束ばかりではなく水蒸気フラックスまでもが小さくなっている。インドに目を移すと、ソマリジェットを經由してインド上空に流れて来る水蒸気フラックスはAランの方がCランよりもやや小さい。図からフラックスへは主にアラ

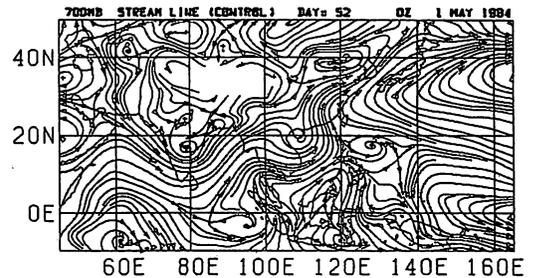
**200mb**



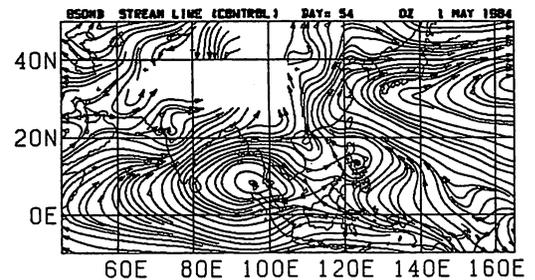
**500mb**



**700mb**



**850mb**



**Rainfall**

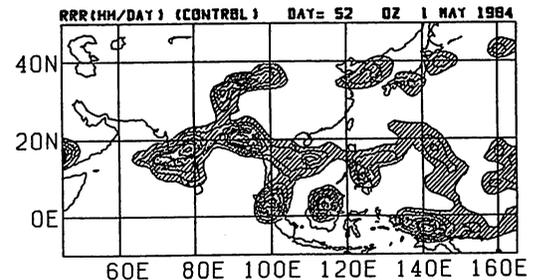


図11 Cランの予報第52日目の200, 500, 700, 850mbの風の流線と前24時間降水量分布を表わした図。降水量分布図の等値線は5mm, 斜線部は5mm以上の部分。

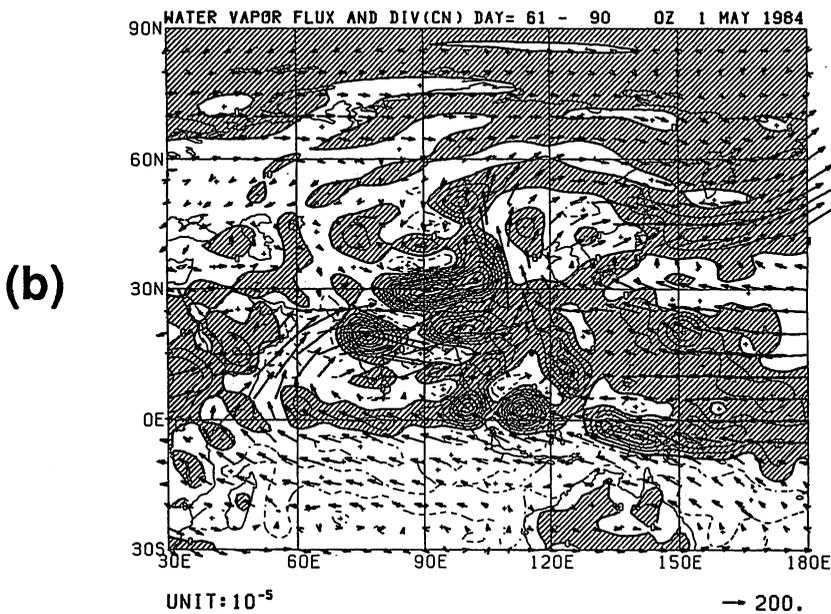
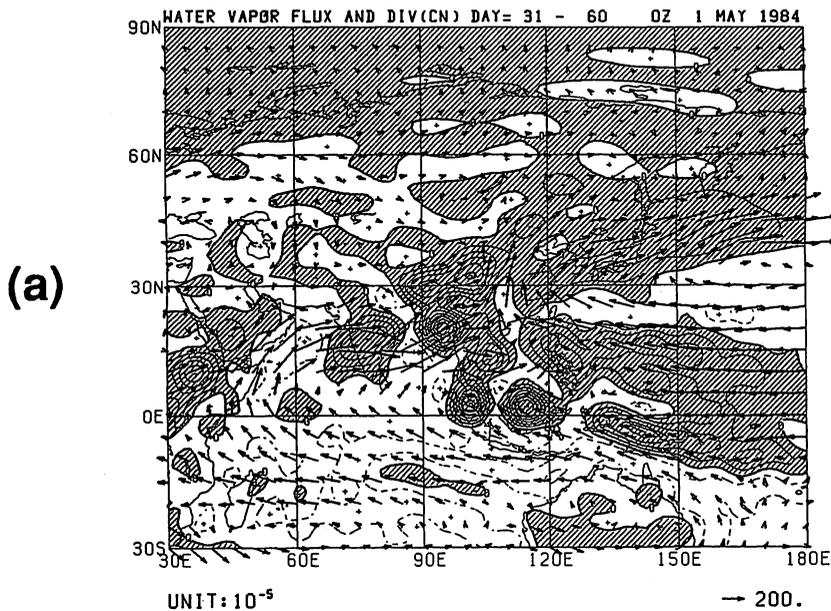


図12 Cランの予報31-60日目と61-90日目の期間における全気柱を鉛直方向に積分した水蒸気発散と水蒸気フラックスベクトルの30日平均値。水蒸気発散と水蒸気フラックスベクトルはそれぞれ等値線と矢印で表わされている。等値線の間隔は $1 \times 10^{-5} \text{kgm}^{-2} \text{s}^{-1}$ 、正值の等値線は破線、斜線部は負の領域（水蒸気収束域）。水蒸気フラックスベクトルは図の右下にある矢印の長さが $200 \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$ を表わすようなスケールで描かれている。(a)31-60日目、(b)61-90日目。

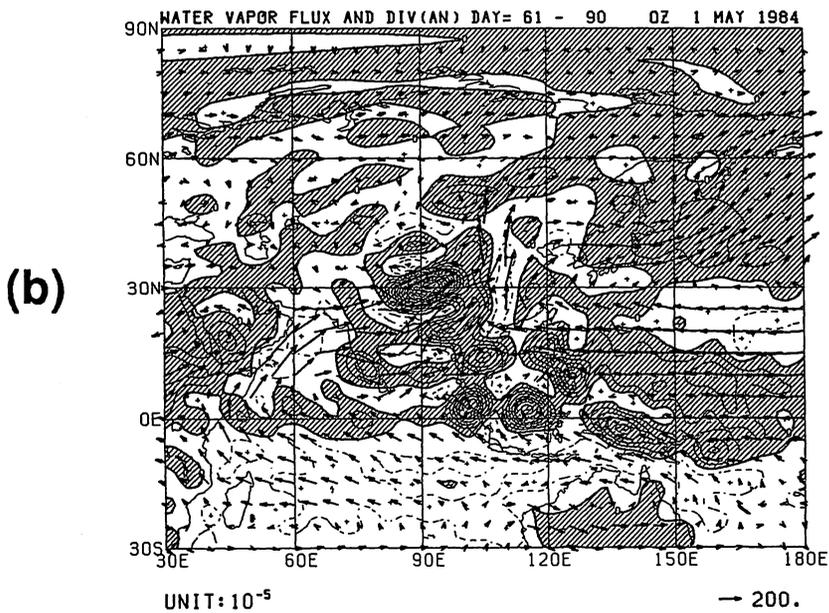
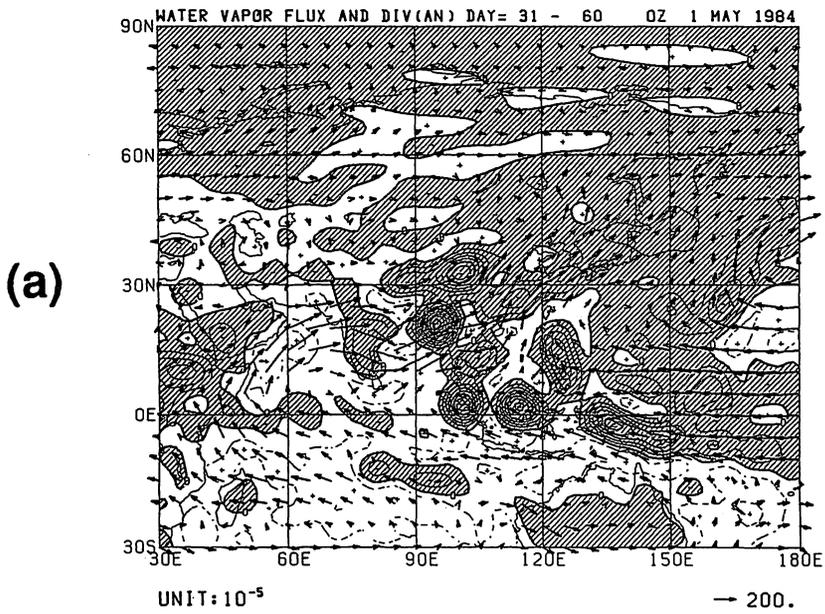


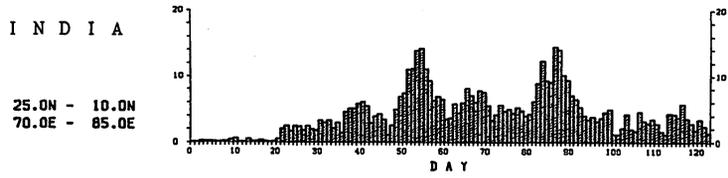
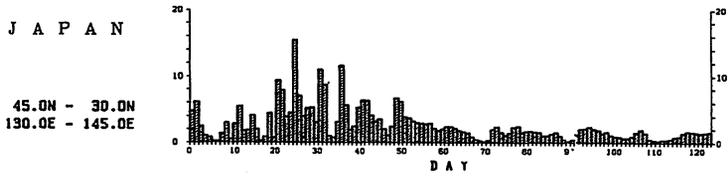
図13 Aランの水蒸気発散と水蒸気フラックスベクトル。その他は図12に同じ。(a)31-60日目、(b)61-90日目。

ビア海で水蒸気が供給されているのが分かるが、両者のフラックスの差は図4b, 4cで見られるようにソマリジェットやモンスーン西風の風速の差であると考えられる。ところが、水蒸気収束で比較すると両者の差は水蒸気フラックスの差よりも大きい。これはインドでの下層風の収束によるものと考えられる。実際に、Cランでは赤道の南側のインド洋で蒸発した水蒸気が貿易風に運ばれて(水蒸気発散になっている)、赤道を越えてソマリジェットからのフラックスとインド上空で収束しているのに対して、Aランでは貿易風が弱く赤道を越えてくるフラックスが小さく、従ってインド上空でのソマリジェットからの収束も弱い。この状況は図12b, 13bでは一層顕著になっている。

以上のことをもう少しまとめると、CランとAランの梅雨の差は太平洋高気圧の南東部の亜熱帯高気圧の発達の違いである。図12aを見ると、西部熱帯太平洋の熱帯・亜熱帯では海面水温が高く大量の水蒸気が蒸発し、それが貿易風によって西に運ばれるため、大きな西向き水蒸気フラックスが存在している。熱帯ではITCZなどの対流雲群が発生して降水という形で水蒸気フラックスを消費してしまうが、北緯20~30度の亜熱帯高気圧のもとでは大気が安定で対流現象が発生せず、大量の水蒸気を途中で消費されることなく遠方まで輸送できる。図12aでは西部亜熱帯太平洋が水蒸気発散の場となっていて、しかも亜熱帯高気圧の西端が日本の南方にあるため、縁辺流によって大量の水蒸気を梅雨前線に供給している。ところが図13aでは日本の南方にまで亜熱帯高気圧は張り出しておらず、縁辺流によって水蒸気を梅雨前線に運ぶことができないうえに、西部亜熱帯太平洋域の大気が不安定で貿易風によって運ばれてきた水蒸気も日本の南東海上で降水現象として消費されてしまっている。梅雨前線の持続的な降水の維持に亜熱帯高気圧が重要な役割を果たしているという結論はNinomiya(1984)の説と一致している。では、インドモンスーンにおけるCランとAランの差は何かと言えば、第一にソマリジェットとそれに連なるモンスーンの西風の風速の差、第二にインド洋上(特にインドより西の経度)を南半球から赤道を越えてくる風の風速の南北成分(インドモンスーン地帯とインド洋の間の局地的なハドレー循環に対応する要素)の差ということになる。CランとAランでは第一の要素の差よりむしろ第二の要素の差の方が顕著である。実際の大気でもインド南方のインド洋から赤道を越えてやってくる水蒸気フラックスがインドでの降雨に重要な役割を果たしていることは、Cadet and Greco(1987)によるECMWF解析データとTiros-Nの観測データを用いたインドモンスーンにおける水蒸気フラックスの解析でも明らかにされていて、インドモンスーンのアクティブ・ブレイクサイクルとソマリジェットよりも東にあたる東経50度以東の、南半球から赤道を越えてくる水蒸気フラックスの変動が重要な関係を持っているということが示されている。

最後に、CランとAランにおける梅雨やインドモンスーンの日降水量の変動を図14で比較した。ここで、梅雨とインドモンスーンの日降水量はそれぞれ北緯45-30度、東経130-145度の範囲と北緯25-10度、東経70-85度の範囲で平均した降水量である。

## C- run



## A- run

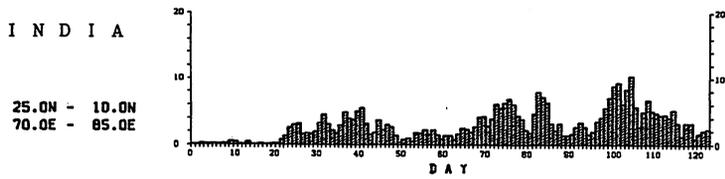
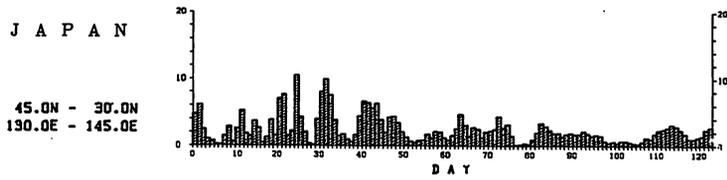
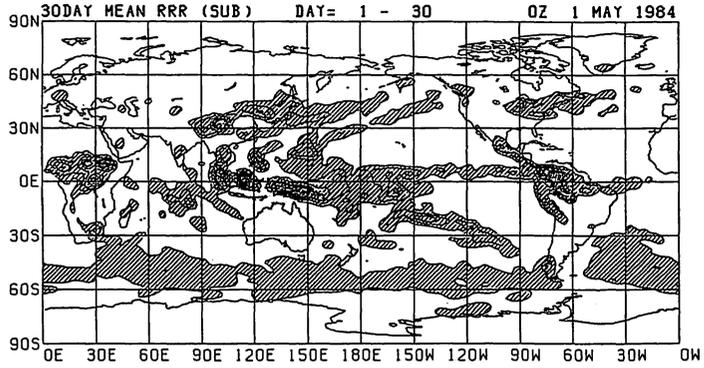
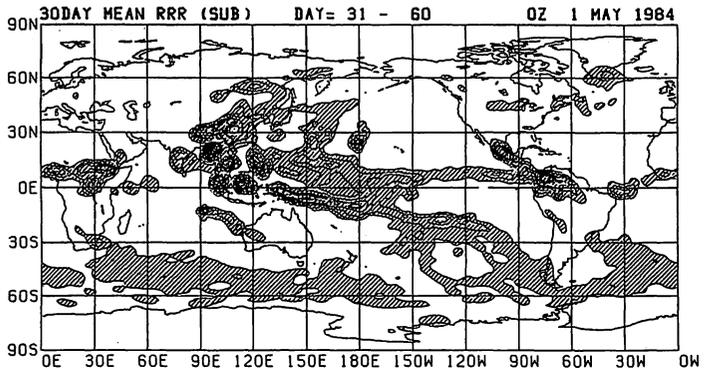


図 14 C ランと A ランにおける日本とインドの領域平均日降水量の時間変化。降水量を定義した範囲は、日本が北緯 45-30 度、東経 130-145 度、インドは北緯 25-10 度、東経 70-85 度。グラフの横軸は日数、縦軸は降水量で単位は mm。

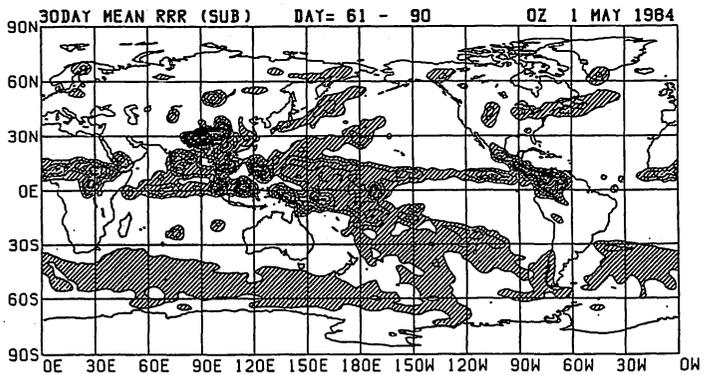
1 - 30 day



31 - 60 day



61 - 90 day



91 - 120 day

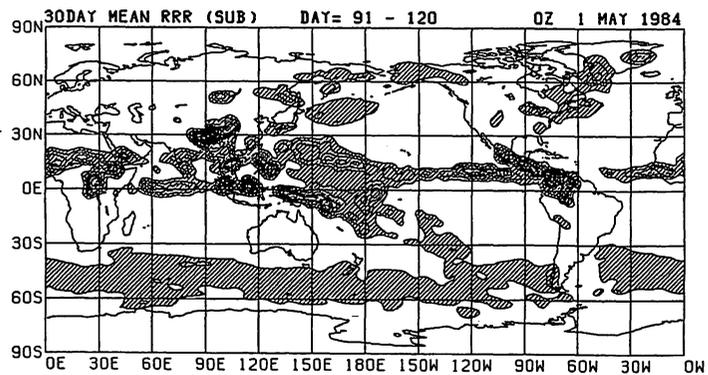


図15 S ランの30日毎に平均した日降水量分布図。その他は図3と同じ。

TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN PRECIPITATION (MM/DAY) (SUBTROP)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z . LONGITUDE=130.0E-140.0E

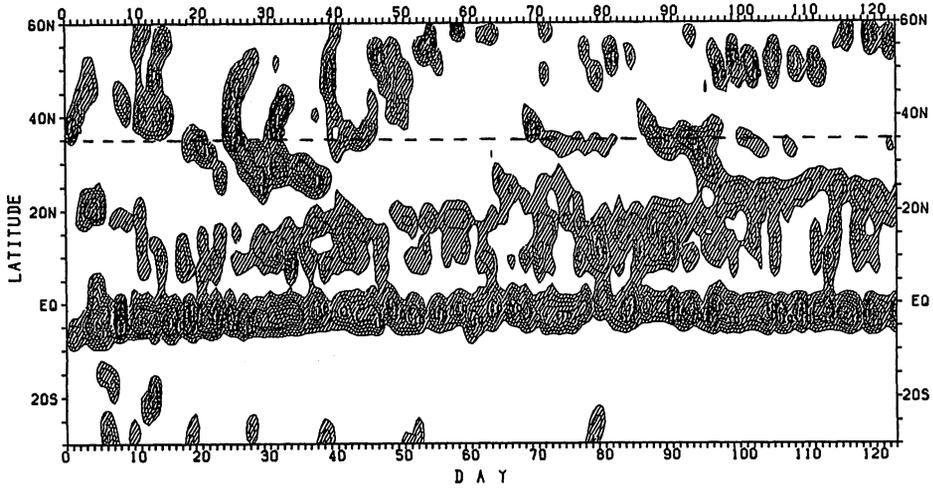


図 16 S ランの東経 130 度から 140 度の区間で平均した日降水量の予報値の時間・緯度断面図。その他は図 7 に同じ。

TIME SEQUENCE OF ZONAL MEAN PRECIPITATION (MM/DAY) (SUBTROP)  
 INITIAL DATE=1984. 5. 1.00Z . LONGITUDE= 70.0E- 85.0E

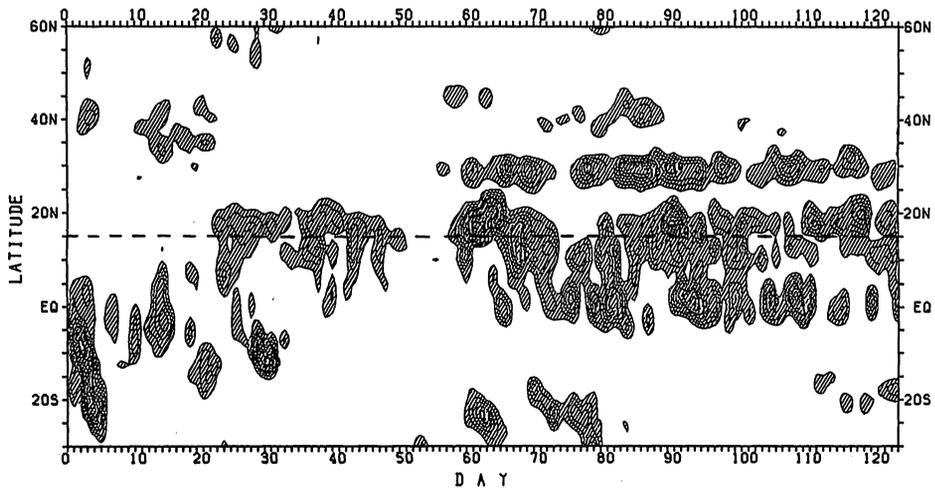


図 17 S ランの東経 70 度から 85 度の区間で平均した日降水量の予報値の時間・緯度断面図。その他は図 8 に同じ。

### 3.6 高海水温偏差域の位置による効果

SSTアノマリーの位置によって大気大循環への効果がどう変わるかを調べるために、Aランのように熱帯ではなく、図1bで示されている亜熱帯にSSTアノマリーを与えて同じ初期値から出発した123日予報(Sラン)の結果を簡単に述べる。以下で示される図はCランやAランと同じ単位や等値線で描かれている。

図15に30日間毎に平均した日平均降水量分布図を示す。図3aのCランと比較すると、最初の30日間でもSSTアノ

マリーを与えた領域ばかりでなく、その周辺地域の降水量にまで影響が及んでいることが分かる。31-60日目の梅雨期では、梅雨前線に対応する降水帯が日本付近で消失し、その南方のITCZでもCランに比べて降水量が少ない。またインドでは、モンスーン前半の31-90日目の期間を通じて降水量がかなり減少している。ただ盛夏期の91-120日目の期間ではAランほどCランとの差は見られない。南・北アメリカ大陸やアフリカ大陸の多雨域ではAランと同じくSSTアノマリーによる影響は殆ど無い。次に、日本とインドでの日降水量の時間変化を見るために、図7や図10に対応する日降水量の時間・緯度断面図をそれぞれ図16、17に示した。図16で日本の緯度のところには17日目から45日目までの間に散発的な降水はあるが、Cランのような長期間持続する降水は無く、一見Aランと似ている。しかし、Aランのように熱帯域の海面水温は変化させていないので、北緯10~20度のITCZに対応する降水帯の降水量はAランばかりかCランよりも少ない。図17のインドモンスーンについては、梅雨と異なり降水量の季節内変動成分が大きく判断が難しいが、20日目から60日目の間のモンスーン前期の降水量がAランと同様、Cランに比べて少ない。ただオンセットの時期はCランとほぼ一致している。

次に850mbの下層風に見られる特徴として、日本の梅雨期間中にあたる31-60日目では太平洋高気圧の縁辺流は日本の通か東の東経155-170度あたりで北上しており、日本の上空は弱い高気圧性循環になっていて、梅雨前線に伴う強い西南西の風は見られない。インドモンスーンに関連した風系では、Aランと同じく31-90日目の期間を通じてソマリジェットがCランに比べてやや弱く、またインドの上空ではジェットが発散していてインド南西海上の高気圧性循環が目立っている。

図5に対応するものとして、61-90日目におけるSランのCランに対する30日平均海面気圧偏差を図18に示した。図5と比較すると、SSTアノマリーを与えた位置を北東にかなり移動させた

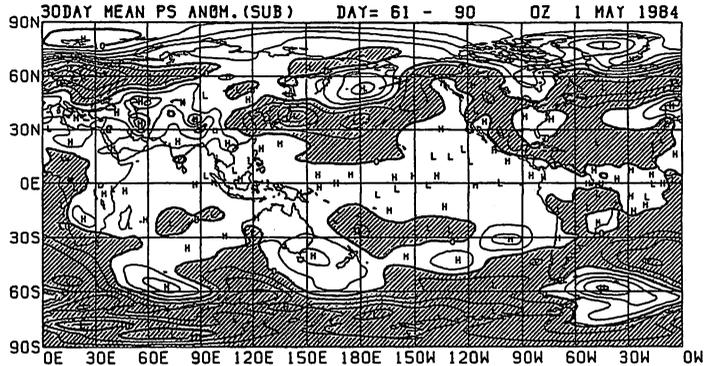


図18 61-90日目におけるSランのCランに対する海面気圧の差の30日平均値の分布を表わす図。等値線の間隔は2mb。斜線は負の値の領域。

にもかかわらず、極東や北太平洋の偏差パターンは類似している。さらに 500 mb 高度偏差を調べると、A ランの場合と同様に北緯 30 度以北は概ねバロトロピックな構造になっていた。

#### 4. 考察とまとめ

これまでのところで西部太平洋の熱帯・亜熱帯域における高海面水温偏差が梅雨やインドモンスーンに大きな影響を及ぼすことが分かった。1. で述べたように従来太平洋の海面水温偏差が気候に与える影響について調べる目的で行なわれた数値実験は主に北半球の冬季についてであり、今回のように夏季において行なわれたものとしては Keshavamurty (1982) ぐらいであった。Keshavamurty (1982) は GFDL の大循環モデル (全球スペクトルモデル, 平行四辺形波数切断, 最大波数 15, 鉛直 9 層) を用いて, 赤道を挟んで東部, 中部, 西部熱帯太平洋に約  $3^{\circ}\text{C}$  の高海面水温偏差を与えて, それら三つの場合について数値実験を行なった。その結果, 西部熱帯太平洋に高海面水温偏差を設定した場合には, 海面水温偏差域とそのやや北方の西部熱帯・亜熱帯太平洋域に顕著な降水量の増加が認められる一方, インドモンスーン地帯で降水量が減少した。海面気圧では海面水温偏差域の北側の西部亜熱帯太平洋で気圧が低下, さらにその北東側の中緯度では気圧が上昇というパターンが見られ, 南半球では偏西風帯に正負のはっきりした波列状のレスポンスが見られた。下層風では西部亜熱帯太平洋の低気圧性偏差, それに向かって吹き込む赤道インド洋での西風偏差 (つまり貿易風を弱める向き) など今回の実験結果とよく似た特徴が出ている。しかし, 彼の用いたモデルは低分解能のため梅雨前線が存在せず, 梅雨については何も述べていない。

3.5 で示したように, 梅雨前線の維持に西部太平洋の亜熱帯高気圧が重要な役割を果たしているが, 今回の実験や Keshavamurty (1982) の結果から西部熱帯・亜熱帯太平洋の海面水温を上げると亜熱帯高気圧が弱められる (図 5, 18 参照) ことが明らかになった。亜熱帯高気圧が一端弱まると, 海面水温自体は高いから対流活動が盛んになって, 梅雨前線への水蒸気補給は停止して梅雨前線は不活発になる。図 19a と 19b にそれぞれ C ランと A ランの梅雨期に対応する 31 - 60 日目の期間で平均した日本付近の質量流束ベクトル (密度  $\times$  速度) の子午面循環を比較した。Gill (1980), Philips and Gill (1987) は単純な解析的なモデルを使って熱帯付近の熱源に対して大気がどう応答するかを調べた。そして, 赤道からやや離れた熱源の場合には, 熱源の西側の赤道付近で西風, 熱源の北西側に低気圧ができることを示した (図 20)。もし, この理論が今回の場合にも適用できるとすると, 西部熱帯太平洋で海面水温を上げた効果により北西側の亜熱帯高気圧が弱められたと考えることができる。しかも, 亜熱帯高気圧が弱められると, そこで対流活動が盛んになって大気が加熱され, さらに北西側の気圧が下がるということになって, 海面水温偏差を与えた所からかなり離れていても影響が及ぶのではないかと考えられる。

Keshavamurty (1982) の  $3^{\circ}\text{C}$  は言うに及ばず, 今回の実験の  $1.5^{\circ}\text{C}$  でも実際の西部熱帯太平洋では異常に高過ぎる海面水温偏差かもしれないが, それにしても西太平洋の亜熱帯高気圧は壊れや

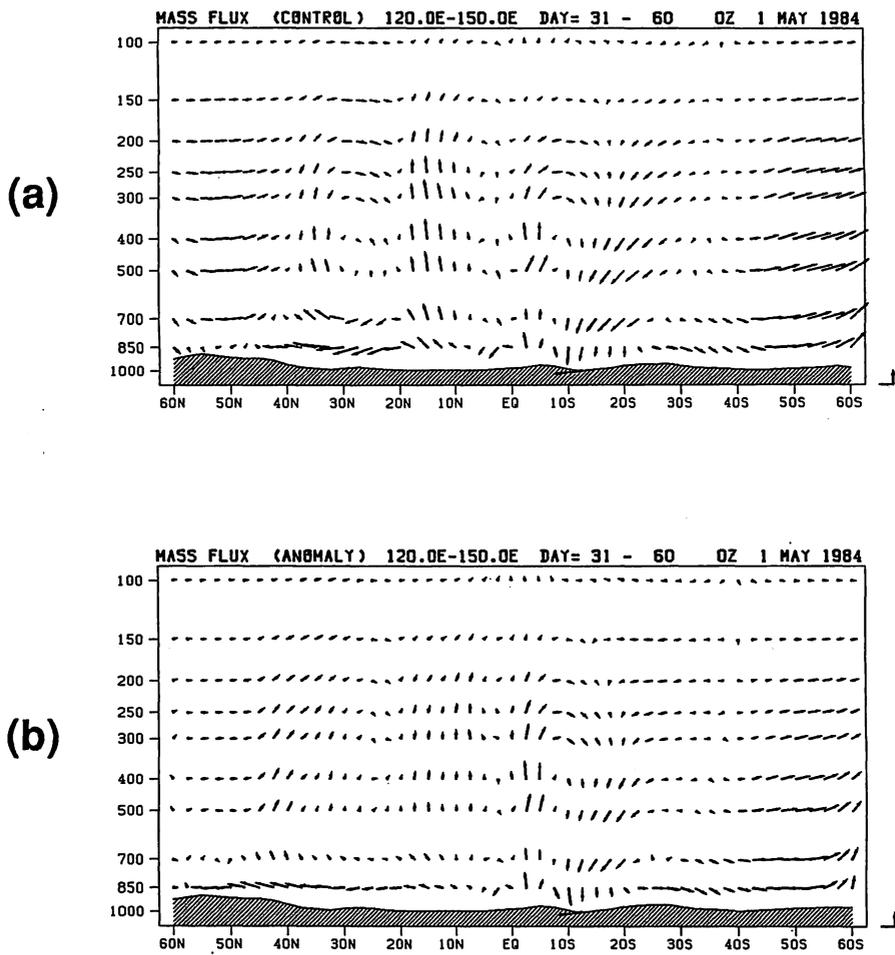


図 19 予報 31-60 日目における東経 120-150 度の区間で平均質量流束ベクトル (密度×速度) の子午断面図。図の右下の鉛直・水平方向を向いた 2 本の矢印はそれぞれ  $0.005\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$  と  $2.0\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$  のスケールを表わす。図の縦軸は気圧で単位は mb, 横軸は緯度。図中の斜線で表示された領域の上端部は各緯度での地表面気圧の最小値を表わす。(a)C ラン, (b)A ラン。

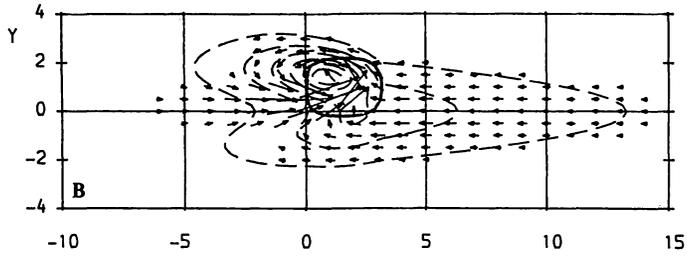


図20 赤道からやや離れた熱源に対する大気の影響を表わす図。太い実線で囲まれた領域は熱源の位置、矢印は下層風のベクトル、破線は等圧線。X軸の正の方向は東向き、Y軸の正の方向は北向きで、Y = 0の所が赤道を表わす。Philips and Gill (1987)より引用。

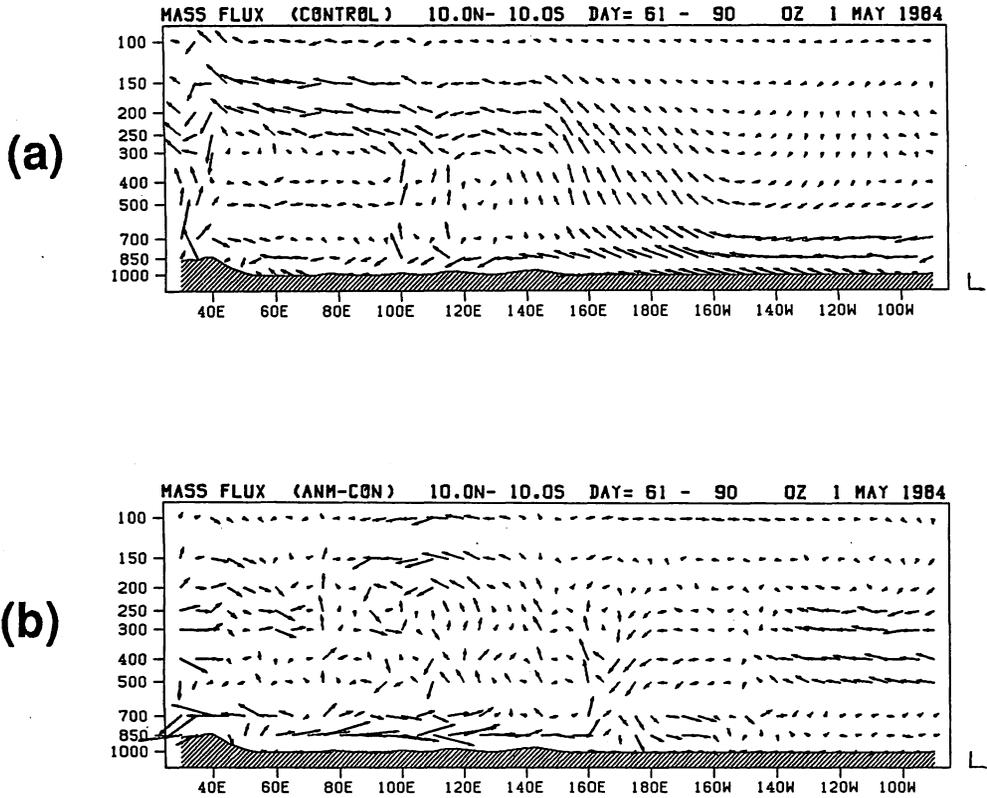


図21 予報61-90日目における北緯10度から南緯10度の区間で平均した(a)Cランの30日平均質量流束ベクトル(密度×速度)と(b)AランのCランに対する30日平均質量流束ベクトルの差、の東西断面図。図の右下の鉛直・水平方向を向いた2本の矢印はそれぞれ(a)  $0.005 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ と  $5.0 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , (b)  $0.005 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ と  $1.0 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , のスケールを表わす。その他は図19に同じ。

すく微妙な大循環のバランスの上に成り立っているようで、Nitta (1987) の衛星雲量データの解析でも亜熱帯高気圧の発達度は年々によって大きく変動していることが明らかになっている。今後も、この亜熱帯高気圧の生成機構について一層研究していく必要があろう。Nitta (1987) は観測データの解析から、亜熱帯高気圧の発達度の年々変動の影響によって日本からアリューシャンを通して北米大陸の西海岸まで大円に沿って伸びるテレコネクションパターンを発見した。今回の実験でも盛夏期の亜熱帯高気圧の位置に系統誤差の影響があるため Nitta (1987) の結果とは微妙な違いがあるものの、図5及び図18にもよく似たパターンが見られる。モデルにおいても、東風の吹く熱帯海域の対流活動の違いが非断熱的な過程を経て亜熱帯高気圧に影響を及ぼし、それがまた西風領域の中・高緯度にバトロピックな定常波になって伝わっていくという現象を示したのである。Nitta (1987) は西部熱帯太平洋における対流活動の変化に関連する現象として、年々変動スケールのもののみならず季節内変動スケールのものについても解析している。今回の実験においても後者のような所謂季節内変動スケールのPJ振動が発生している。それについては二階堂 (1988)、Nikaidou (1988) を参照していただきたい。

次に、インドモンスーンについては Keshavamurty (1982) の実験では西部熱帯太平洋の海面水温を上げると少雨になるという結果を得ているが、彼はその理由を西部熱帯太平洋の海面水温を上げて対流活動が盛んになった結果、海洋大陸で上昇してインド洋に下降するウォーカー循環の西側部分が強化されてインドでの降水を減少させていると説明した。今回の実験でも6~7月に対応する31-90日目の期間で海面水温を上げたAランやSランではインドモンスーンの降水が著しく減少した。図21a, b にそれぞれ61-90日目の期間で平均した北緯10度から南緯10度の間のCランの質量流束ベクトル及びAランのCランに対する質量ベクトルの差を示した。ここで、図21bの東西方向のスケールは図21aのそれを5倍拡大して表示している。図21bを見ると、西部熱帯太平洋の海面水温を上げた効果は東経60-120度の850mbあたりの下層の貿易風の減速(東風に対して西風偏差)に最もよく現われている。この他、海面水温を上げた東経120-160度あたりの上昇流の強まり、東経160度以東で対流圏中層での東風偏差、対流圏上層での西風偏差、また東経80-120度の対流圏上層での東風偏差など Gill (1980) や図20の Philips and Gill (1987) のパターンに似ている。赤道インド洋での貿易風の弱まりは Keshavamurty (1982) の実験結果にも見られ、これらの原因は全て西部熱帯太平洋上の大気加熱が増大したことによって、その西側の赤道地域で熱源に向かう方向の風の偏差が強まったためと考えられる。3.5の水蒸気フラックス解析(図12, 13)のところで、Aランでインドモンスーンが少雨になる原因としてインド上空のモンスーン西風やインド洋から赤道を越えてくる南風の弱まりなどをあげたが、これらの現象と貿易風の弱まりはインドモンスーンの少雨と相互に関係した一連の現象かもしれない。いずれにせよ、インドモンスーンは太平洋の海面水温の変化によるウォーカー循環の変化に敏感に反応するようで、Aランよりもさらにインドから離れた亜熱帯太平洋に海面水温偏差を与えたSランや、Keshavamurty (1982)

の日付変更線付近の中部太平洋に海面水温偏差を与えた実験においてもインドモンスーンが少雨になっている。

今回の実験で分かった西部熱帯太平洋の高海面水温偏差が気候に与える影響をまとめると以下のようになる。

- ①初夏の頃、西太平洋の亜熱帯高気圧は発達が弱く、梅雨前線の活動は不活発で『から梅雨傾向』。
- ②亜熱帯高気圧の未発達の影響で、気圧場では日本付近の負偏差、カムチャッカ半島からベーリング海にかけての正偏差、アラスカ南方の北東太平洋の負偏差など、日本から北米大陸を大円で結ぶようなバロトロピックなテレコネクション。
- ③6～7月にかけてのインドモンスーンの少雨。

この実験に用いたモデルは hydrological cycle や大気海洋相互作用を持たない、気候モデルとしては原始的なモデルであるし、系統誤差も大きい。特に盛夏期のチベット高原上の異常な降水は夏のアジアの大気大循環を歪めてしまっていて、小笠原高気圧の位置などにも影響が出ている。インドモンスーンに関しては太平洋の海面水温ばかりでなく、アラビア海の海面水温、ヒマラヤの積雪量、熱帯の40-50日周期振動など様々な影響が議論されている (Mooley and Shukla ;1987) 従って、一部の海面水温のみを少し変えて数ヶ月積分した結果に対して現実的な議論をすることにあまり意味がないかもしれないが (海面水温自体が大気の影響を受けて変化するから)、数値実験という手段を使って大気に能動的に働きかけ、その反応を見て大気のもつ性質についての知識を少しずつ貯えることは可能であろう。

## 5. 謝 辞

この数値実験を行なうにあたっては気象研究所気候研究部第二研究室の千葉主任研究官、結果については岸保博士及び気象研究所台風研究部第二研究室の新田室長 (現気象庁長期予報課予報官) の方々に貴重な御助言や励ましを頂きました。気象研究所気候研究部第二研究室の重久室長、気象庁長期予報課の山田気候解析係長にはグロースベッター投稿の際に御世話になりました。なお、モデルの数値計算は気象研究所の HITAC S 810-10、画像出力は HITAC M 280-D で行ないました。

## 引用文献

- Alexander, R. C. and R. L. Mobley, 1976: Monthly average sea-surface temperatures and ice-pack limits on a 1° global grid. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 143-148.
- Cadet, D. L. and S. Greco, 1987: Water vapor transport over the Indian Ocean during the 1979 summer monsoon. Part I: Water Vapor Fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 653-663.

- Gambo, K. and K. Kudo, 1983 : Teleconnections in the zonally asymmetric height field during the northern hemisphere summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 829-838.
- Gill, A. E., 1980 : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **106**, 447-462.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981 : The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.* **38**, 1179-1196.
- Kanamitsu, M. and T. N. Krishnamurti, 1978 : Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 331-347.
- Kanamitsu, M. K. Tada, T. Kudo, N. Sato and S. Isa, 1983 : Description of the JMA operational Spectral model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 812-828.
- 加藤 内蔵進, 1985 : 極東における梅雨現象について - 春から夏の梅雨各時期における中国大陸上や日本列島付近の梅雨前線帯の特徴の比較 -. *天気*, **32**, 343-356.
- Kato, K., 1985 : On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-36.
- Keshavamurty, R. N., 1982 : Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the southern oscillation. *J. Atmos. Sci.* **39**, 1241-1259.
- 隈 健一, 1987 : 熱帯大規模場の数値予報について.  
数値予報課報告・別冊第 33 号「低緯度の数値予報」, 63-96.
- 栗原 弘一, 1985 : 日本の夏季気温と西部熱帯太平洋域の海水温との関係.  
*天気*, **32**, 407-417.
- Kurihara, K. and M. Kawahara, 1986 : Extremes of east Asian weather during the post ENSO years of 1983/1984 - Severe cold winter and hot dry summer -. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 493-503.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987 : Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the north Pacific : Analysis of August 1984. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 237-246.
- Mooley, D. A. and J. Shukla, 1987 : Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India.  
*Monsoon meteorology* C. - P. Chang and T. N. Krishnamurti Eds. 544pp.
- Nakamura, H. and N. Hasegawa, 1987 : Forecast experiments on the large-scale feature of the Baiu front. *Short- and medium-range numerical weather prediction*, T. Matsuno Ed. 441-453.

- 二階堂 義信, 1988 : 全球スペクトルモデル T42 の4ヶ月ランに見られる PJ パターンの南北振動について. 昭和62年度全国長期予報技術検討会資料, 47-64.
- Nikaidou, Y., 1988 : The PJ-like north-south oscillations found in 4-month integrations of the global spectral model T42. (to be submitted to J. Meteor. Soc. Japan)
- Ninomiya, K., 1984 : Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere. J. Meteor. Soc. Japan, **62**, 880-894.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986 : Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, **64**, 409-429.
- Nitta, Ts., 1986 : Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. J. Meteor. Soc. Japan, **64**, 373-390.
- Nitta, Ts., T. Maruyama and T. Motoki, 1986 : Long-term variations of tropospheric circulations in the western Pacific region as derived from GMS cloud winds. J. Meteor. Soc. Japan, **64**, 895-911.
- Nitta, Ts., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 373-390.
- Philps, P. J. and A. E. Gill, 1987 : An analytic model of the heat-induced tropical circulation in the presence of a mean wind. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **113**, 213-236.
- Rasmusson, E.M. and T. H. Carpenter, 1983 : The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. Mon. Wea. Rev., **111**, 517-528.
- 重久 陽亮, 工藤 達也, 1984 : ノーマル・モード・イニシャルゼーション。  
電子計算機室報告・別冊第30号
- Sumi, A. and K. Tamiya, 1985 : Long-time integrations of numerical prediction model. JMA/NPD Technical Report No. 1, 50 pp.
- 田宮 久一郎, 1987 : 物理過程を考慮した非線形ノーマルモードイニシャルゼーション。  
数値予報課報告・別冊第33号「低緯度の数値予報」, 63-96.
- Wallace, J. M. and D.S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., **109**, 784-812.

# 豪雪の予測

村松郁栄

## 1. 概要

新潟県上越市高田では1984(1月-2月), 1985, 1986の3年間豪雪が続き1987年は少雪であった。

高田は筆者の郷里であり定年退官後は雪のことも調べてみたいと思っていたので、高田測候所に伺っていろいろな資料を見せて頂いた。その折り、1月・2月の豪雪は前年の12月の500 mb天気図から予測できるのではないかという気がした。1986年1月・2月の500 mb天気図の負の異常域(500 mb面等高線の1951-1980の平均値からのずれが-(マイナス)となる所)は日本全体を覆っており、さらにその前年12月の500 mb天気図の負の領域も日本を覆っていた(図1, 1985年12月-1986年2月の500 mb天気図 参照)。そして少雪の冬であった1986年12月および1987年1月の500 mb天気図では日本全体が+(プラス)の異常域におおわれていた(図2, 1986年12月-1987年2月の500 mb天気図 参照)。<sup>註1</sup>

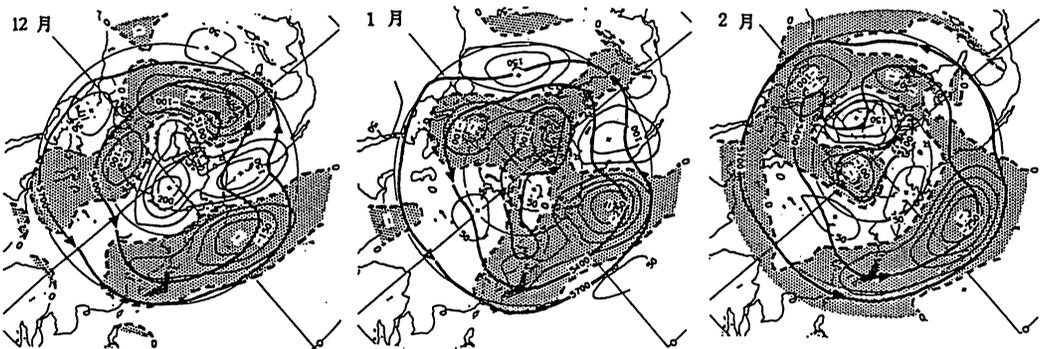


図1 1985年12月～1986年2月の北半球500 mb 天気図，砂地部は負偏差を示す。等値線間隔は50 m。

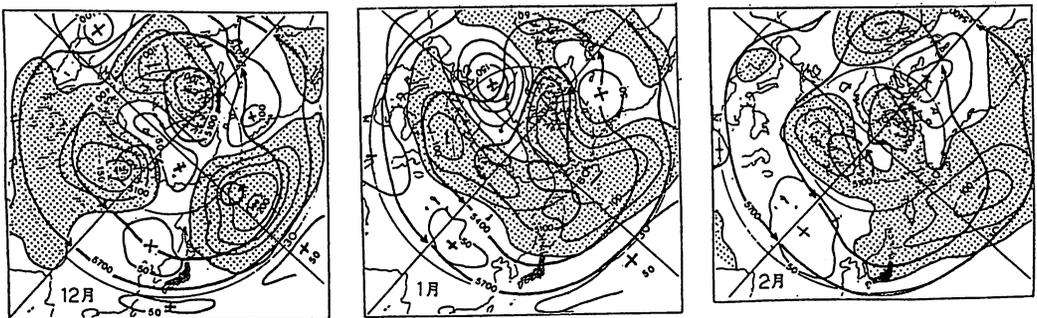


図2 1986年12月～1987年2月の北半球500 mb 天気図，砂地部は負偏差，等値線間隔は50m。

\* 岐阜大学名誉教授

註1：赤道と極の温度差と地球の自転とにより、大きく波うって極を取り巻く西風が生じる。このとき 500 mb の等圧面の高度は極では低くかつ低温であり、そこから張り出した谷も低温となる。したがって、500 mb 天気図の負の地域は異常低温の災害を受け易く、正の地域は異常高温の災害を受け易い。この様子は毎月の「天気（気象学会誌）」に載せられている。

“こんなに見事に決っているものであれば、高田の1月・2月の豪雪は前年の12月の時点で判るのではないか”と尋ねたところ、“今までそんなにはっきりと言われていない”というお答えだったので、さらに過去を遡って調べてみたいと考えた。

それで、気象庁長期予報課に伺って目的をお話し、1946年1月から1985年12月までの毎月の500 mb 天気図を1冊にまとめた貴重な資料を頂いた。

全く有難いことであったから、早速、高田における最大積雪深（その起日は普通1月または2月）と前年12月の天気図とを比べたところ、10中8、9は予測可能という感じであった。このことを天気図の冊子を頂いた気象庁長期予報課の栗原さんにお伝えしたところ、たいへん面白い着眼であると言われたので、ここではさらに取り扱う範囲を北陸地方に広げてまとめてみた。

## 2. 高田、長岡および福井の積雪深

500 mb 天気図の正・負異常は地球規模の現象であり、ある地点の積雪深は局地的な現象であるから、両者を直接比較することには論理の飛躍がある。たとえば、38豪雪（1963年1月）では高田の最大積雪深は平年よりすこし少ないくらいであった。しかし福井では大変な災害を受けたという話を聞いていた。長岡の積雪深を見ると、この年は過去最大の値である。つまり、高田の結果が北陸積雪地帯の全体に通用するとは限らない。したがって、ここでは高田、長岡および福井の3ヶ所について調べてみた。図3、4および5はそれぞれの地点の最大積雪深の経年変化である。ここには各観測点の観測開始以来の全資料を載せた。

各観測点はこの期間常に同一の所であったとは限らないが、だいたい近くであるからその詳細は省略する。

## 3. 積雪深の階級分け

500 mb 天気図の資料は1946年以降の41年間であるから、積雪深もこの41年間をとり、20cm毎の回数を描くと図6のようになる。図3、4、5の全資料について描いた各地点の積雪深の度数分布図も図6に示した度数分布図とそれぞれよく似た形になっている。これらの度数分布は正規分布とは言えないので、大・小はほぼ同数となる中央値（破線）を平年値とみなし、これより大を多雪、小を少雪と呼び、大きい所の約15%のしきい（閾）値（1点鎖線）以上を豪雪、小さい所の約15%のしきい値（2点鎖線）以下を寡雪と呼ぶことにする。図6の場合には、高田では中央値160

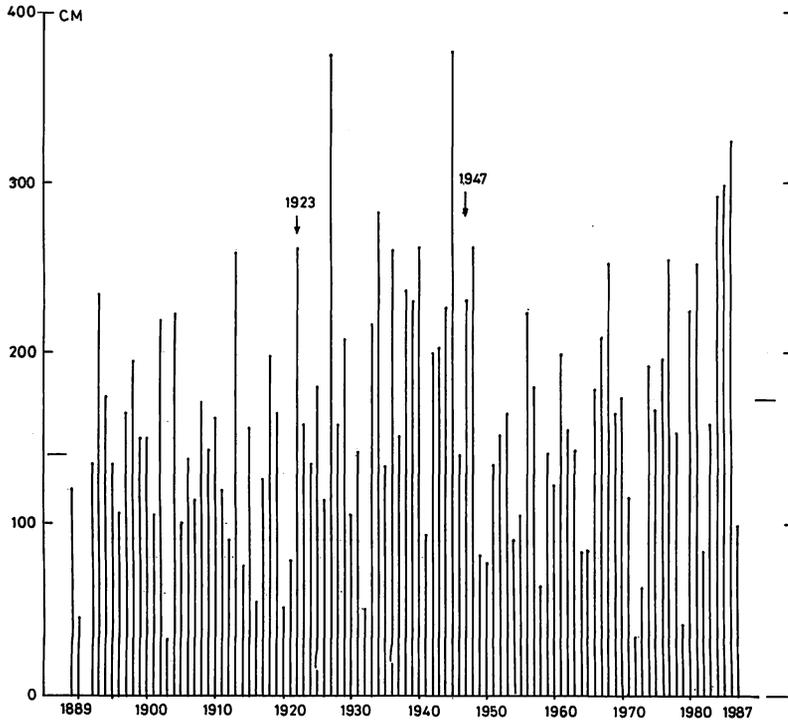


図3 高田における年最大積雪深の経年変化

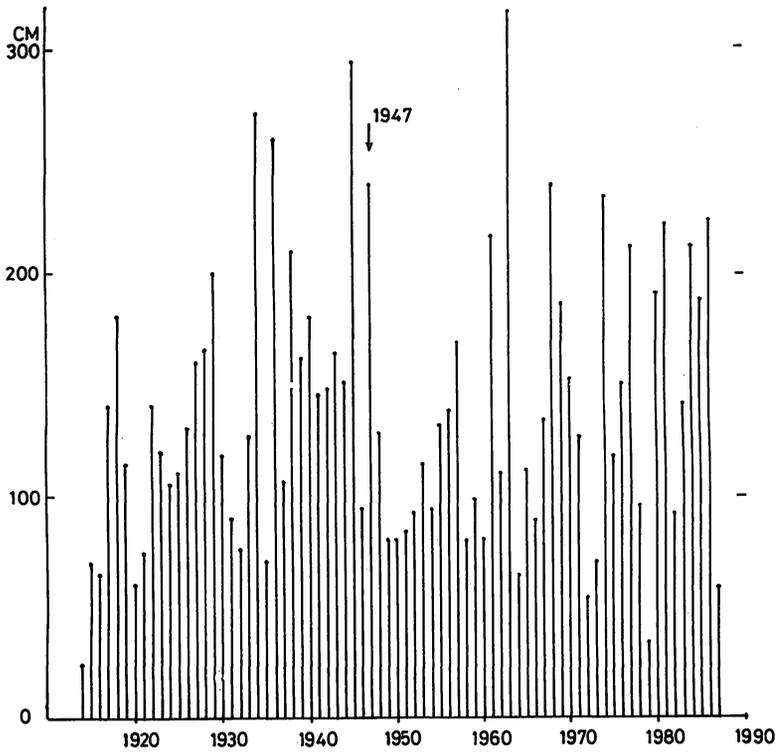


図4 長岡における年最大積雪深の経年変化

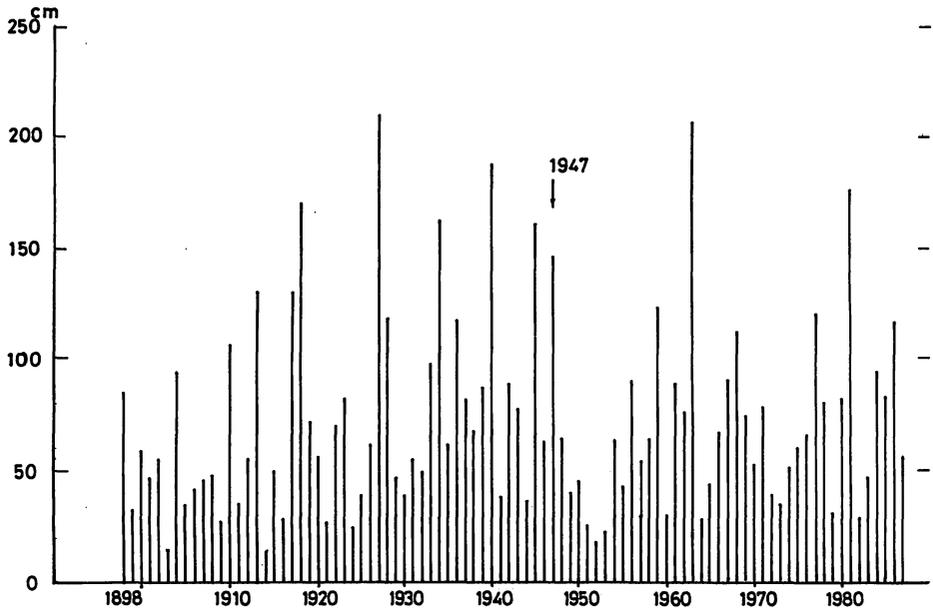


図5 福井における年最大積雪深の経年変化

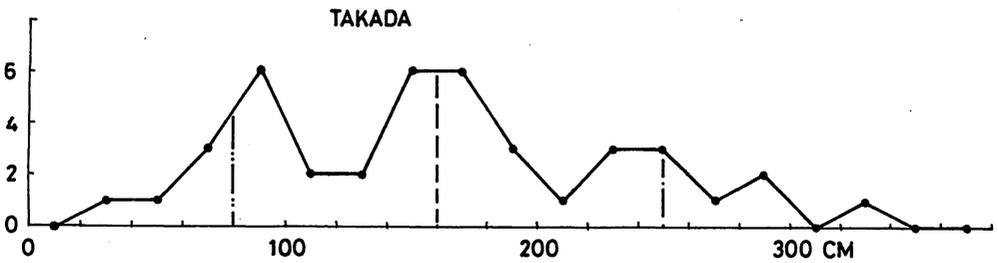
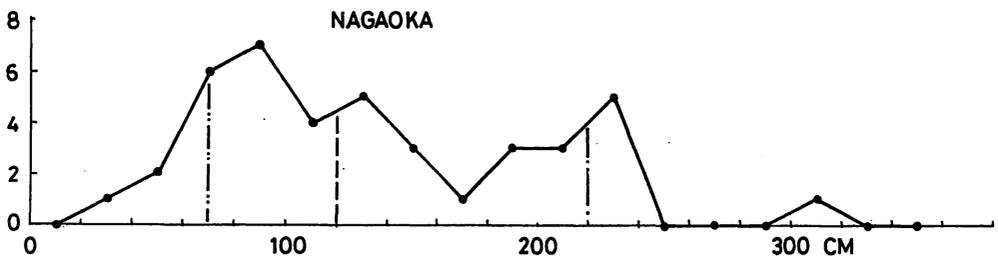
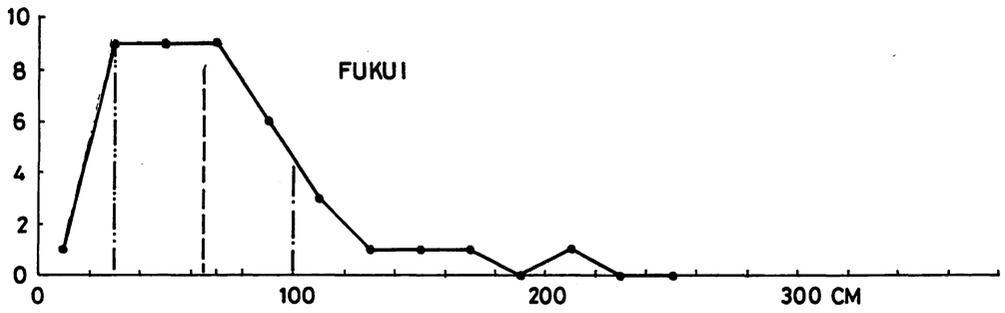


図6 高田, 長岡, 福井における積雪深の度数分布 (統計期間 1946~1987)

cm, 豪雪 250 cm 以上, 寡雪 80 cm 以下, 長岡では中央値 120 cm, 豪雪 220 cm 以上, 寡雪 70cm 以下, 福井では中央値 65 cm, 豪雪 100 cm 以上, 寡雪 30 cm 以下となる。

#### 4. 500 mb 天気図と北陸 3 地点 (高田, 長岡, 福井) の積雪深との関係

表 1 に 1946 年 11 月から 1987 年 2 月までの月平均の 500 mb 天気図とこの期間の北陸 3 地点の年最大積雪深およびその起日を記し, 豪雪には◎, 多雪には°, 少雪には・, 寡雪には⊙の印を付けた。天気図は北陸地方 (だいたい長岡から福井の間) に注目し, そこが天気図の負の領域におおわれているとき-, 正の領域におおわれているとき+, ゼロの線が通る場合で北方が正, 南方が負の場合を±, その逆を干と印した。また, エルニーニョ現象も関係があると言われているので, 太平洋の本州東方域 (だいたい 30°N - 40°N, 180°E まで) に注目し, そこでの 500 mb 等高線が負の場合を-, 正の場合を+, 北部が正・南部が負を±, 東部が正・西部が負を-+ という符号を付けた。これが以下の統計の原表である。

表 1 500 mb 天気図と北陸地方 3 観測点の年最大積雪深との関係

西暦年 (1, 2 月を基準 とする	天気図の正・負 注目地点 { 北陸地方 太平洋の本州東方沖				3 観測点の年最大積雪深 (cm) (肩に付けた印は積雪深の階級) その起日 (月/日)		
	11月	12月	1月	2月	高田	長岡	福井
1947	+	-	+	-	231° 2/20	239◎ 2/20	146◎ 2/22
	±	±	±	-			
1948	-	-	+	+	261◎ 2/7	128° 2/9	64° 1/28
	-	-	+	+			
1949	+	+	+	+	81° 1/5	80° 1/15	40° 1/17
	+-	+	+	+			
1950	+	-	+	-	77◎ 1/2	80° 1/9	45° 1/7
	+	-	-	+			
1951	±	-	+	+	135° 1/13	83° 2/15	26◎ 1/24
	±	-	+	±			
1952	-	+	+	-	152° 2/22	91° 2/22	18◎ 2/8
	-	+	+	干			
1953	+	-	-	+	165° 2/20	115° 2/20	23◎ 2/3
	干	-	-	干			

1954	{	-	+	+	+	90°	93°	53°
		-	+	+	+ -	2/2	2/7	2/2
1955	{	+	+	-	-	105°	132°	43°
		-	±	+	- +	1/16	1/15	1/18
1956	{	-	±	-	-	223°	139°	90°
		+	±	±	±	2/23	2/19	1/11
1957	{	-	-	+	-	180°	168°	54°
		+	-	+ -	-	2/30	3/1	12/25
1958	{	+	+	+	+	63 <sup>⊙</sup>	79°	64°
		+ -	+	+	+ -	1/23	1/2	1/25
1959	{	+	+	-	-	141°	99°	123 <sup>⊙</sup>
		+	+	+	+	1/7	1/20	1/19
1960	{	+	+	≠	+	123°	80°	30 <sup>⊙</sup>
		+ -	+	≠	+	1/31	1/16	1/26
1961	{	±	-	≠	-	199°	217°	89°
		±	+	≠	- +	2/16	2/18	2/4
1962	{	+	-	-	-	155°	110°	76°
		+	-	-	-	1/30	1/28	1/29
1963	{	≠	±	-	-	143°	318 <sup>⊙</sup>	206 <sup>⊙</sup>
		+	-	-	-	2/1	1/31	1/27
1964	{	-	+	+	+	83°	64 <sup>⊙</sup>	28 <sup>⊙</sup>
		-	+ -	+	+ -	2/15	12/27	2/4
1965	{	-	+	+	-	84°	111°	44°
		-	+ -	+ -	-	3/6	3/5	1/4
1966	{	≠	≠	-	+	179°	88°	67°
		+	+	≠	+	1/22	2/8	1/23
1967	{	-	-	≠	+	209°	134°	90°
		+	-	+	+	2/17	2/16	1/18
1968	{	+	-	-	-	252 <sup>⊙</sup>	240 <sup>⊙</sup>	112 <sup>⊙</sup>
		+ -	+	-	-	2/15	2/12	2/12
1969	{	+	+	+	+	165°	186°	74°
		-	+	+	+	1/3	1/13	1/16

1970	{	--+ - - +	174°	152°	52°
	{	+ 𠄎 - +-	1/16	2/4	1/18
1971	{	- - ± ±	116°	126°	78°
	{	- -+ ± -	2/12	2/10	2/11
1972	{	- + + +	34 <sup>⊙</sup>	43 <sup>⊙</sup>	39°
	{	-+ + + +	2/14	12/20	3/2
1973	{	- + + +	62 <sup>⊙</sup>	70 <sup>⊙</sup>	35°
	{	- + + +	12/13	12/14	2/9
1974	{	- - - -	192°	235 <sup>⊙</sup>	51°
	{	-+ - - -+	2/10	2/13	1/18
1975	{	- 𠄎 - -	167°	118°	63°
	{	- - + -+	2/10	2/12	1/20
1976	{	+ - 𠄎 +	196°	150°	65°
	{	+ -+ - +	1/21	1/20	1/24
1977	{	- - - -	254 <sup>⊙</sup>	212°	120 <sup>⊙</sup>
	{	𠄎 - - -	2/5	2/22	2/5
1978	{	+ + - -	153°	95°	80°
	{	+ - - -	2/4	2/4	2/3
1979	{	+ + + +	41 <sup>⊙</sup>	33 <sup>⊙</sup>	31°
	{	- + + +	12/22	1/29	2/2
1980	{	+ + ± -	224°	191°	82°
	{	+ + - -	2/16	2/17	2/7
1981	{	+ - - -	251 <sup>⊙</sup>	223 <sup>⊙</sup>	196 <sup>⊙</sup>
	{	+ - - -	1/23	1/21	1/15
1982	{	- + - 𠄎	83°	91°	29 <sup>⊙</sup>
	{	- + + -	2/15	2/9	1/20
1983	{	+ + + -	158°	141°	47°
	{	+ - + + -	2/15	2/12	2/14
1984	{	- - - -	292 <sup>⊙</sup>	213°	95°
	{	- - - -	2/20	3/6	2/10
1985	{	+ - - -	298 <sup>⊙</sup>	188°	83°
	{	- - - -	1/30	12/30	1/31

1986	{ - - - -	{ 324 <sup>◎</sup> 225 <sup>◎</sup> 117 <sup>◎</sup>
	{ - - - -	{ 2/7 1/11 1/28
1987	{ ± + + ±	{ 99 <sup>•</sup> 59 <sup>◎</sup> 56 <sup>•</sup>
	{ ± +-+ ±	{ 3/2 2/27 3/1

備考：高田，長岡，福井における年最大積雪深（cm）の階級区分

階級	高田	長岡	福井
豪雪 ◎	> 250	220	100
多雪 ◦	> 160	120	65
少雪 •	≤ 160	120	65
寡雪 ⊙	≤ 80	70	30

表2 前年12月の500mb天気図（北陸地方に注目）と積雪深との関係

高 田	-	◎ 7	-	◎ 5	-	◎ 5
		◦ 8		◦ 10		◦ 7
	• 3	• 4	• 5			
	⊙ 1	⊙ 0	⊙ 2			
	+	◎ 0	+	◎ 0	+	◎ 1
		◦ 2		◦ 3		◦ 3
• 12	• 10	• 10				
⊙ 4	⊙ 5	⊙ 4				
?	◎ 0	?	◎ 1	?	◎ 1	
	◦ 3		◦ 1		◦ 2	
	• 1		• 2		• 1	
	⊙ 0		⊙ 0		⊙ 0	
	41		41		41	

備考1 -は500mb天気図が負の場合，+は正の場合，  
?はゼロの線が通る場合。

備考2 ◎は豪雪，◦は多雪，•は少雪，⊙は寡雪。

先ず，表1の前年12月の天気図の-，+および+-不明（ゼロ線が北陸地方を通る場合でこれを?と記す）の3つの場合を基準にして高田，長岡および福井の積雪深階級の度数を示すと表2のようになる。表2の説明：高田では12月に-であれば41回（41ヶ年）中15回が平年より多く，

そのうち7回が豪雪となり、4回が平年より少なく、うち1回だけ寡雪となった。12月に+であれば、16回が平年より少なく、そのうち寡雪は4回である。平年以上となったのは2回だけであり豪雪となったことはない。長岡では、高田とはほぼ同様であるが、-のときに寡雪となったことがないという点では高田より関係がはっきりしている。福井では-のとき多雪となることが多く、+のとき少雪となることが多いと言えるが高田、長岡ほどはっきりしていない。

表3 豪雪および寡雪の年の天気図（北陸地方に注目）の特続性

		11, 12, 1, 2						11, 12, 1, 2						11, 12, 1, 2						
高田	1948	-	-	+	⊕	長岡	1947	+	-	+	⊖	福井	1947	+	-	+	⊖			
	68	+	-	-	⊖		63	±	±	⊖	-		59	+	+	⊖	+			
	77	-	-	-	⊖		<u>68</u>	+	-	-	⊖		<u>63</u>	±	±	⊖	-			
	豪雪7回	81	+	-	⊖		-	豪雪6回	74	-	-		-	⊖	豪雪7回	<u>68</u>	+	-	-	⊖
	84	-	-	-	⊖		<u>81</u>	+	-	⊖	-		<u>77</u>	-	-	-	⊖			
	85	+	-	⊖	-		<u>86</u>	-	-	⊖	-		<u>81</u>	+	-	⊖	-			
	86	-	-	-	⊖						<u>86</u>	-	-	⊖	-					
-----																				
		11, 12, 1, 2						11, 12, 1, 2						11, 12, 1, 2						
寡雪5回	50	+	-	⊕	-	寡雪5回	64	-	⊕	+	+	寡雪6回	51	±	-	⊕	+			
	58	+	+	⊕	+		<u>72</u>	-	⊕	+	+		52	-	+	+	⊖			
	72	-	+	+	⊕		<u>73</u>	-	⊕	+	+		53	+	-	-	⊕			
	73	-	⊕	+	+		<u>79</u>	+	+	⊕	+		60	+	+	⊕	+			
	79	+	⊕	+	+		87	±	+	+	⊕		<u>64</u>	-	+	+	⊕			
												82	-	+	⊖	±				

備考1 +, -に付けた○印は最大積雪深の起月を示す。

備考2 長岡、福井の下線(-)は高田と対応、福井の下波線(～)は長岡と対応する年を示す。

表3は、表2に示された豪雪の年と寡雪の年とを取りだしてその前年11月から2月までの4ヶ月の500 mb 天気図の状態（正・負の符号）を示したものであり、次のように説明される。高田：豪雪年7回のうち1948年の1月2月を除いて他の年はすべて12, 1, 2の3ヶ月とも-におおわれている。寡雪年5回のうち1950年を除いて他の4回はすべて12, 1, 2の3ヶ月とも+である。長岡：豪雪年は必ずしも高田と一致しない。一致している年には下線を付けた。豪雪年6回のうち1947年を除いて他は殆ど12, 1, 2の3ヶ月とも-であり、寡雪年5回は12, 1, 2の3ヶ月とも+である。福井：豪雪年はやはり殆ど-に対応しており、寡雪年は+に対応している場合が多いが、逆の場合も割合多く、積雪深と天気図との関係は明瞭ではない。また、豪雪年は高田、長岡とだいたい対応しているが、寡雪年は全く対応していない。高田と対応する年に下線を長岡と対応す

る年に波線を付けた。

### 5. 天気図の持続性

#### a) 北陸地方に注目したとき

表4 北陸地方に注目した時の天気図の持続性

	11-12	11-1	11-2	12-1	12-2	1-2
○	18	14	19	23	22	23
×	15	18	17	9	12	11
?	8	9	5	8	7	7
	41	41	41	41	41	41

備考 ○はともに-または+の場合、×は異なっている場合、?はどちらかの月のゼロ線が注目地域を通っている場合を示す。

表1において11月と12月がともに-のときおよびともに+のときは○、異なる時は×、+-不明のときは?としてそれらの回数を求めた。以下同様にして11月と1月、11月と2月、12月と1月、12月と2月、1月と2月の関係を求めると表4のようになる。ここでは?の分もあるので、○印の数が総数(統計年数41)の半分以上であれば持続性ありと見てよいであろう。つまり、表4の12月-1月、12月-2月、1月-2月は持続性があると見られ、11月は12月、1月、2月とほとんど無関係に見える。したがって、11月の時点における予測には別の観点が必要である。

#### b) 太平洋の本州東方に注目したとき

500 mb 天気図の太平洋本州東方形域(だいたい30°N-40°N, 180°Eまで)に注目した場合の11, 12, 1, 2の4ヶ月の+-の関係をみると表5のようになる。表5の○印は12月-1月だけが半数を越え、12月-2月、1月-2月も半数に近い。しかし、?の数が多いので着眼点が適当でなかったかも知れない。したがって、太平洋の影響についてはここではこれ以上扱わない。

表5 太平洋の本州東方に注目した時の天気図の持続性

	11-12	11-1	11-2	12-1	12-2	1-2
○	7	7	15	23	19	18
×	15	17	8	7	5	1
?	19	17	18	11	17	22
	41	41	41	41	41	41

備考, ○, ×および?は表4の場合と同じ。

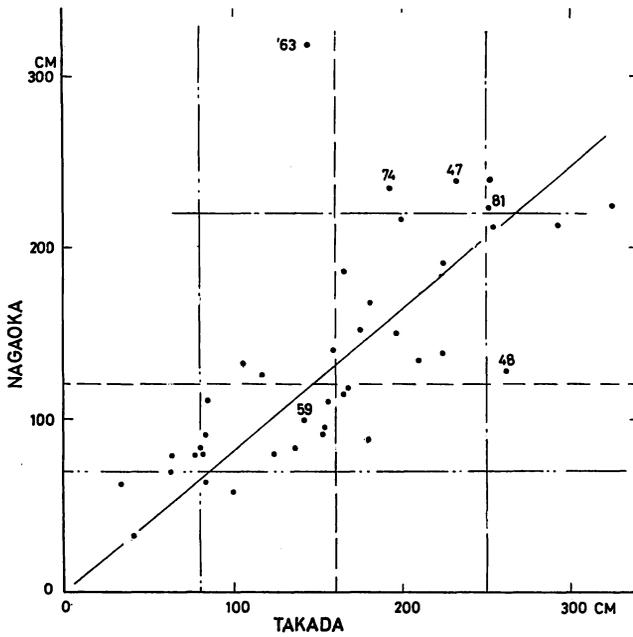


図 7 a 高田と長岡の積雪深の関係

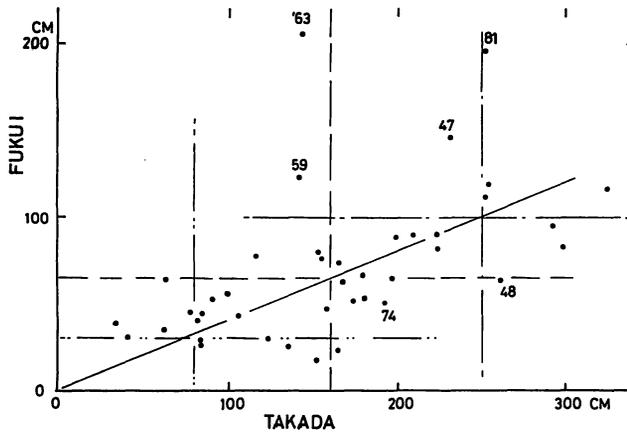


図 7 b 高田と福井の積雪深の関係

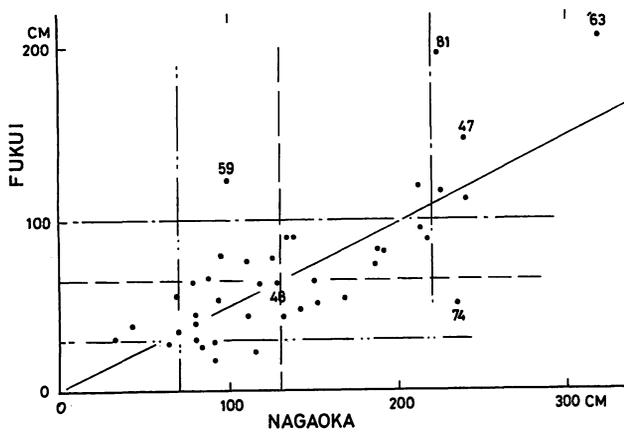


図 7 c 長岡と福井の積雪深の関係

## 6. 北陸3地点における積雪深の関係

1947年から1987年までの41年間のデータについて、高田、長岡および福井における年最大積雪深の関係を描いてみると図7のようになる。図7の積雪深はお互いに大体比例関係にあるので北陸地方全体の大勢は似ているといえる。しかし、ばらつきは大きく、とくに豪雪に関して異常な相違の年が存在する。これらに年号を付けてみたが1963年（38豪雪）の高田が異常に少なく1981年の福井が異常に多かったと言える。

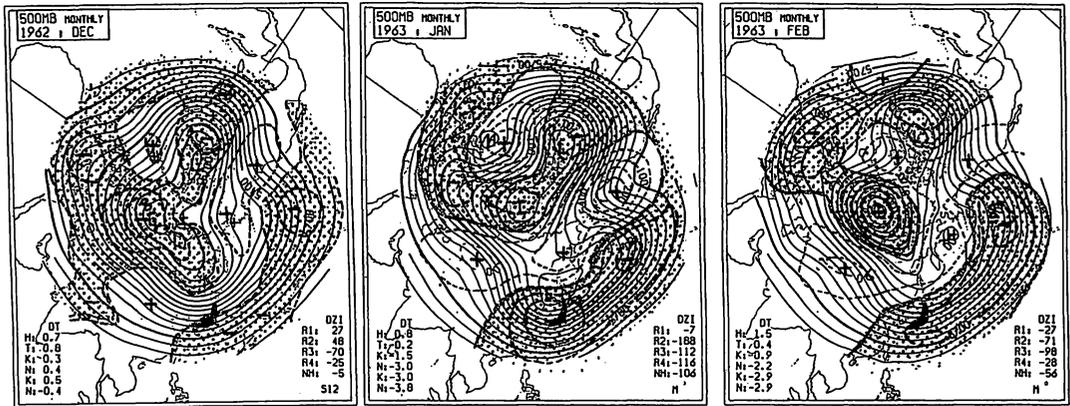


図8 1962年12月～1963年2月の北半球500mb天気図，砂地部は負偏差，等値線間隔は50m。

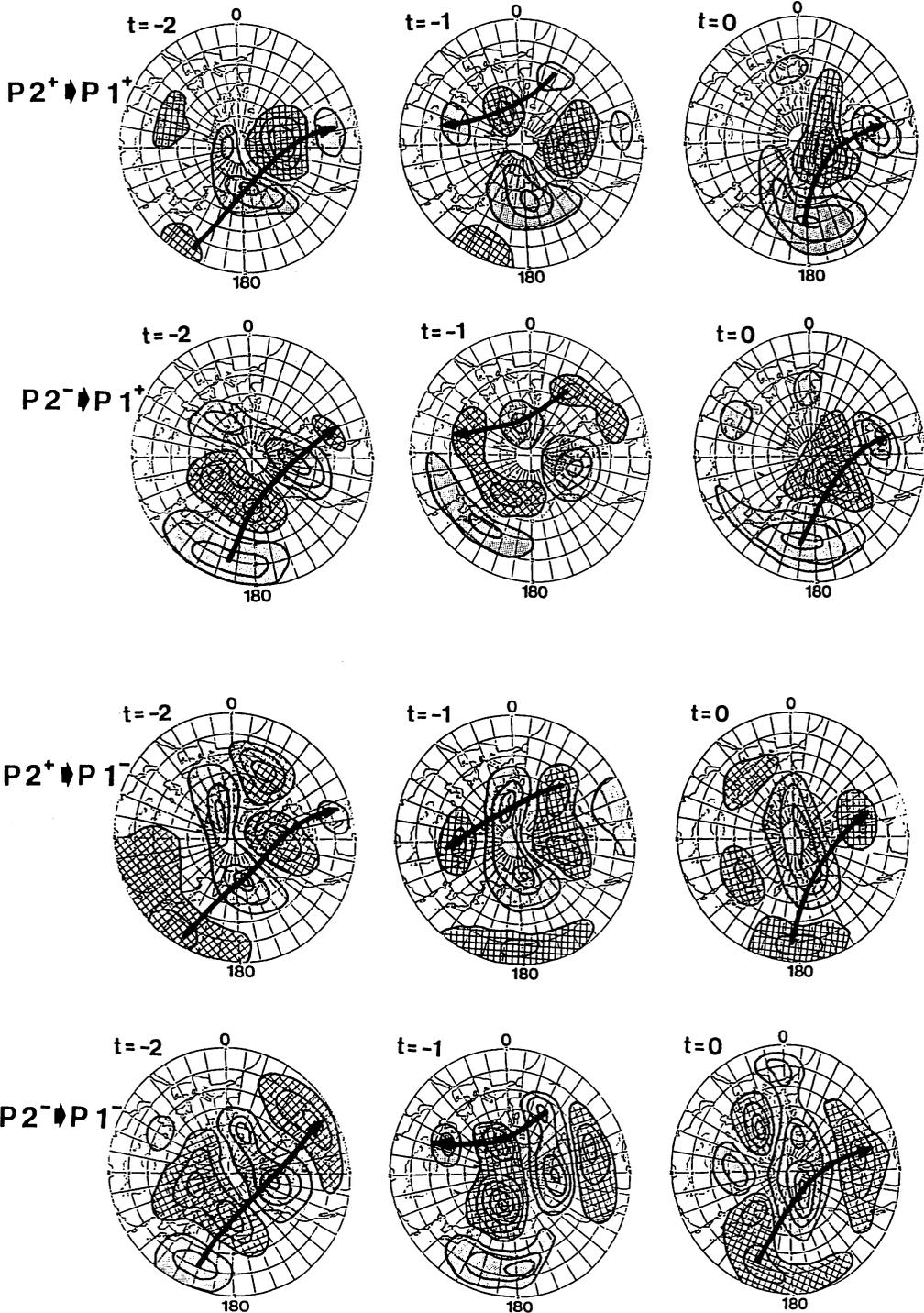
1962年12月から1963年2月までの500mb天気図を参考のため図8に示した。12月のゼロ線は北陸を通っているので表2では？に属するが、天気図の全体を見ると12月、1月、2月の北半球の気圧配置に持続性が認められる。また、1月、2月は北太平洋全域を含めて明瞭に一域におおわれており、図1の1986年とよく似ているので、典型的な豪雪の形であると思われる。この年高田の最大積雪深が比較的小さかったことについては局地的な原因を考えねばならないであろう。この年は里雪型であり高田の雪の降り方は山雪型に属するという説があるが、いずれそのような問題も検討してみたい。

## 7. 謝 辞

1946年－1987年の500mb天気図は気象庁長期予報課で作成されたものである。この貴重な資料を分けて頂き、かつ有益な示唆を与えて頂いた気象庁長期予報課の栗原弘一予報官に感謝します。また降積雪の諸資料を、整えるにあたり御協力を頂いた上越環境科学センターおよび高田測候所の皆様方、長岡技術大学の小川正二教授および福井大学工学部の中峠哲夫教授に感謝の意を表します。

〔訂正のお知らせ〕

第26巻第2号（1988年3月）、金谷年展氏の研究報告「冬季の太平洋／北アメリカにおける異った天候レジーム間の遷移過程」の第13図を下図に訂正して下さい。



## 編集あとがき

長引いた梅雨がようやく明けて暑い日が続く中、冷房の効いた部屋の中で今年度のグロスベッター第1号の編集作業を行っています。一昨年秋以来続いたエルニーニョが終わり、今年は穏やかな年になるかと思っていた矢先、6月の中旬以降、アメリカの干ばつが俄然注目されるところとなり、また、オホーツク海高気圧の発達による梅雨明けの遅れと続き、各方面の対応に追われる日が続いています。

アメリカの干ばつは、1930年代以来50年ぶりのものと言われていますが7月にまずまずの降雨のあったところが多く、少し緩和されたといった状況の様です。しかし、依然きびしい状況の続いているところもあり、また、8月になって暑い日が多くなっている様です。本号が皆さんの手元に届く頃に状況はどのように展開していることでしょうか。

本号は、大部の研究報告を村松、佐藤、二階堂各氏から寄せて頂きました。じっくりと腰を落ち着けて熟読されることを希望します。(U)

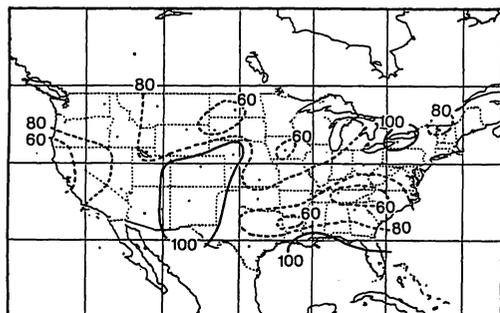


図1 アメリカ合衆国1988年1-7月  
総降水量の平年比(%)

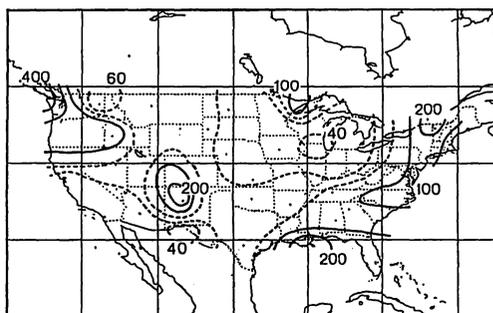


図2 同1934年1-7月総降水量平年比(%)