

昭和53年度春季大会シンポジウム
「数値実験に基づく大気大循環」の報告

まえがき

昭和53年度春季大会のシンポジウム「数値実験に基づく大気大循環」は、1978年5月24日、気象庁講堂において、菊池幸雄氏を座長として開催された。その概要を講演者による投稿論文および討論抄録によって報告する。討論記録の作成には菊池幸雄氏の労をわずらわした。

1. 数値モデルからみた大気大循環における種々の
物理過程のなす役割とその季節変化*

金 光 正 郎**

1. はしがき

大気大循環の数値実験は Phillips (1956) によって行なわれたものが最初である。この実験は、中緯度に常時発生発達する高低気圧とそれに伴うトラフやリッジが、地球を巡る大気の平均的な流れの場を定めていることを見事に示し、近代大循環論を確立させたものとして非常に重要なものであった。しかしながらこの実験に用いられたモデルは、大循環のエッセンスを抽出するという立場からいくつかの大きな単純化がなされており、現実の大気とはかなりかけ離れたものであった。この仮定を取り除き、大循環の理解をより深めることを目的として、それ以来さまざまな非常に大がかりな数値実験が行なわれてきている。

この講演の目的は、最近のこのような数値実験から、Phillips の実験以来さらに何が分かってきたかをまとめることによって、数値モデルが大気大循環論およびその

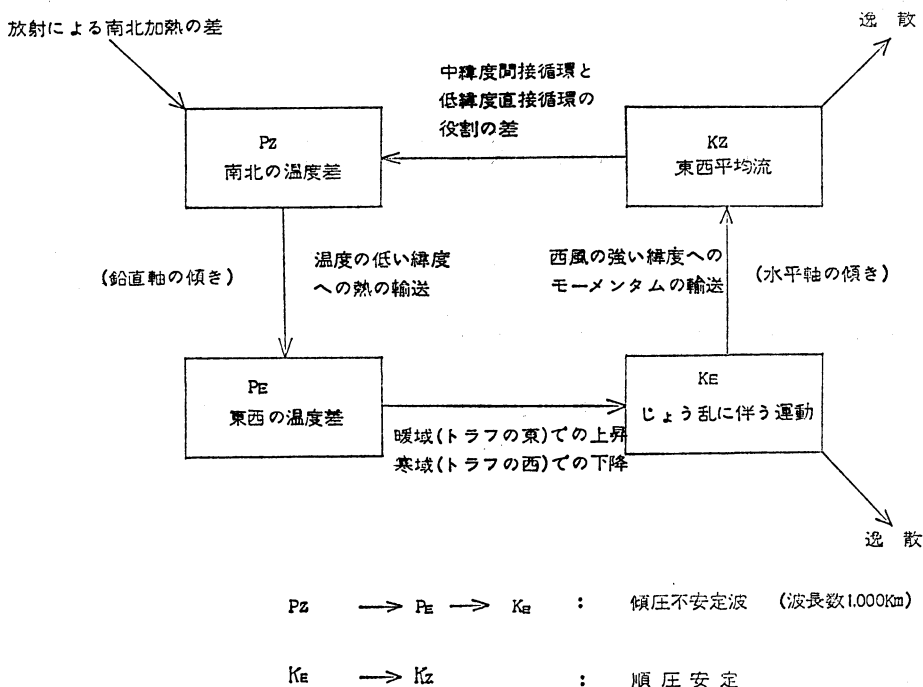
応用分野、特に最近注目を浴びてきている気候の問題等に何をなし得るかという疑問への一つのアプローチとすることである。

Phillips の実験によって確立した大気大循環維持の機構は、これからの議論の出発点となるものなので、大循環論の復習を兼ねて以下に少し詳しく解説しておこうと思う。この理論は、力学・熱力学等のさまざまな面から論じられていくべきであるが、ここでは便宜上エネルギー収支に重点を置いて述べていく。第1図に示されている四つの箱にみるように、大気大循環では位置エネルギーと運動エネルギーを各々帯状平均場のものとそれからのずれ、すなわち、じょう乱によるものとの二つに分けた四種類のエネルギーを考えるのが一般的である。このエネルギーのうち、位置エネルギーは通常考えられるものから運動エネルギーに変換され得る部分だけを取り出したもので、有効位置エネルギーと呼ばれている。このエネルギーは極端な単純化をすると、等圧面上における温度傾度の大きさにあたるようなもので、帯状平均場の場合は南北の、じょう乱の場合は東西の温度傾度と考えると理解し易い。第1図において、 P と K は各々この有効位置エネルギーと運動エネルギーを、添え字の Z と E は帯状平均場とじょう乱を意味している。この図の矢

* A review of the roles of various physical processes in the general circulation of the atmosphere as viewed from numerical experiments.

** M. Kanamitsu, 気象大学校, 現在 気象庁電子計算室

理想化された大気大循環のエネルギー図



第1図 Phillips の数値実験に対応するエネルギー収支のモデル図。 P_z , P_e , K_z , K_e は各々、帯状平均場の有効位置エネルギー、じょう乱の有効位置エネルギー、帯状平均場の運動エネルギー、じょう乱の運動エネルギーを表わす。箱を結ぶ矢印はエネルギーの変換、外から P_z の箱に向かう矢印はエネルギーの生成、 K_e と K_z の箱から外に向かう矢印はエネルギーの逸散を表わす。

印は各々のエネルギーの生成と変換を示し、図全体で大気大循環の維持は次のような過程から成り立っていることを表わしている。図の左上の P_z の箱に入ってくる矢印で示されるように、放射過程によって南北の温度傾度、すなわち帯状平均場の有効位置エネルギーが作り出される。この南北の温度傾度がある値以上になると、地球が自転していることに伴う力学的な理由から、そこに東西に変動する波長数千 km (帯状波数にして4から6) のじょう乱が発達し、南北の温度傾度がある値以上大きくならないような働きをする。このじょう乱は傾圧不安定波動と呼ばれ、天気図にみられる高低気圧やそれに伴うトラフやリッジに対応するものである。この傾圧不安定波動は風が北成分を持つトラフの西では冷たく、南成分を持つ東では暖かいという温度構造によって熱を北に輸送し、トラフの西で下降、東で上昇運動を伴って

いる。この熱の水平輸送は南北の温度傾度を東西の温度傾度に変換しており、エネルギー的にみれば、帯状平均場の有効位置エネルギーがじょう乱の位置エネルギーに変換されていることになる。また、鉛直運動と温度場の関係は、暖気の上昇、寒気の下降という形でじょう乱の位置エネルギーがじょう乱の運動エネルギーに変換されていることを示している。以上の過程が図の P_z から P_e を経て K_e に至る矢印である。さらにこの中緯度発達する波動の水平構造は、ちょうどトラフの軸が南西から北東に傾き、モーメントを帯状流のより強い北へ運ぶようになっており、エネルギー的にはじょう乱の運動エネルギーが帯状流の運動エネルギーに変換されていることを表わす。この過程を力学的な立場から見ると、じょう乱は順圧安定な波動であるといえる。以上の過程が図に示された K_e から K_z への矢印である。この中緯度に

発達するじょう乱をさらに力学的に詳しく調べてみると、じょう乱による熱やモーメントの南北への輸送が帯状平均場の地衡風バランスを崩してしまうことが知られる。大気ではこの崩されたバランスをもとに戻す為に子午面循環が励起され、それが中緯度における間接循環、すなわち相対的に冷たい高緯度で上昇、暖かい低緯度で下降という子午面循環として観測される。この間接循環による帯状流の運動エネルギーから帯状平均場の有効位置エネルギーへの変換と、低緯度の直接循環による全く逆のエネルギー変換の和が、前者が卓越していることから図に示されている K_2 から P_2 への矢印となっているのである。

さて、この様な大気大循環の維持機構は、それに伴うエネルギー変換や各物理量の南北輸送などが観測とも定性的に一致し、その物理的解釈の美しさと共に一般に広く受け入れられた。しかし前にも述べたように、この数値実験では中緯度の傾圧不安定波に重きを置いた為にかなりの簡単化がなされており、使われたモデルは現実の大気とはかなり差のあるものであった。ここで Phillips の実験で考慮されなかった物理過程のうち、その結果に重要な影響を与える可能性のあるものを挙げてみよう。

- (1) 水蒸気の凝結
- (2) 海陸分布
- (3) 山岳
- (4) 季節変化
- (5) 雲 (放射過程として)
- (6) 氷や雪
- (7) 海洋 (海面水温や海流)

さらに力学的な立場からみると、Phillips の実験は準地衡風近似方程式系を使うことによって中緯度傾圧不安定波動に重点を絞っている為に、地球自転の影響をあまり受けない熱帯じょう乱など、地衡風近似では扱えないじょう乱は除外されている。

この講演では上記のようなさまざまな物理過程の効果を見ていこうとしているわけであるが、話題があまり複雑にならないよう、対象を対流圏に限り、上にあげた過程のうちから、

- (1) 水蒸気の凝結
- (2) 熱帯
- (3) 海陸分布
- (4) 山岳
- (5) 季節変化

について述べることにする。なお、以下に参照する数値

実験はプリンストングループのものに限った。これは現在のところシミュレーションが最も現実的であることおよび実験が非常にシステムティックに行なわれている為に、いろいろな物理過程の役割を系統的に調べることができるからである。また、引用する研究は数値実験のみに限らず、最近の観測による研究を所々で取り入れることによって、数値実験の信頼性にも触れていこうと思う。

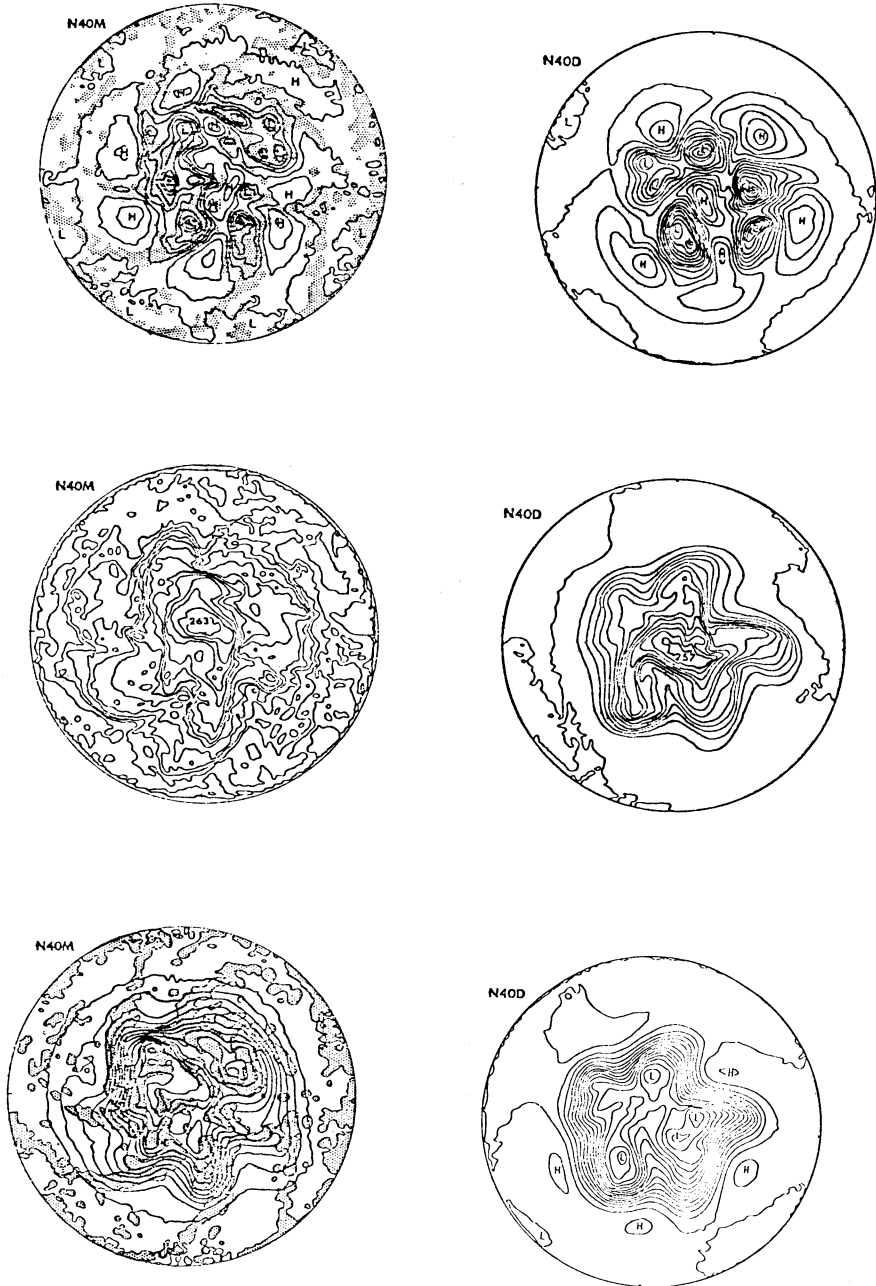
2. 水蒸気の効果

2.1 中・高緯度

水蒸気の効果は、水蒸気を考慮しない乾燥モデルと考慮した湿潤モデルのシミュレーションの結果を比較することによって調べることができる。ここに引用する例は Manabe *et al.* (1970a) によるもので、モデルは海陸分布や山岳のない、平らで湿った地表面を持つ半球モデルである。また、方程式系にはプリミティブ系を用いているので力学的な制限はなく、Phillips のモデルより力学的にも一段階進んだものである。

水蒸気の効果には放射や仮温度等の効果もあるが、ここでは凝結によるものを取り上げる。この凝結過程には、大気の成層が安定な場合の、大規模凝結といわれる大規模の上昇流によるものと、成層が条件付不安定のもとでおきる対流によるものと二種類がある。前者は中高緯度で卓越し、凝結熱放出最大の高度は低く、後者は熱帯で卓越し、熱放出最大の高度は比較的高いという特徴を持っている (第6図参照)。

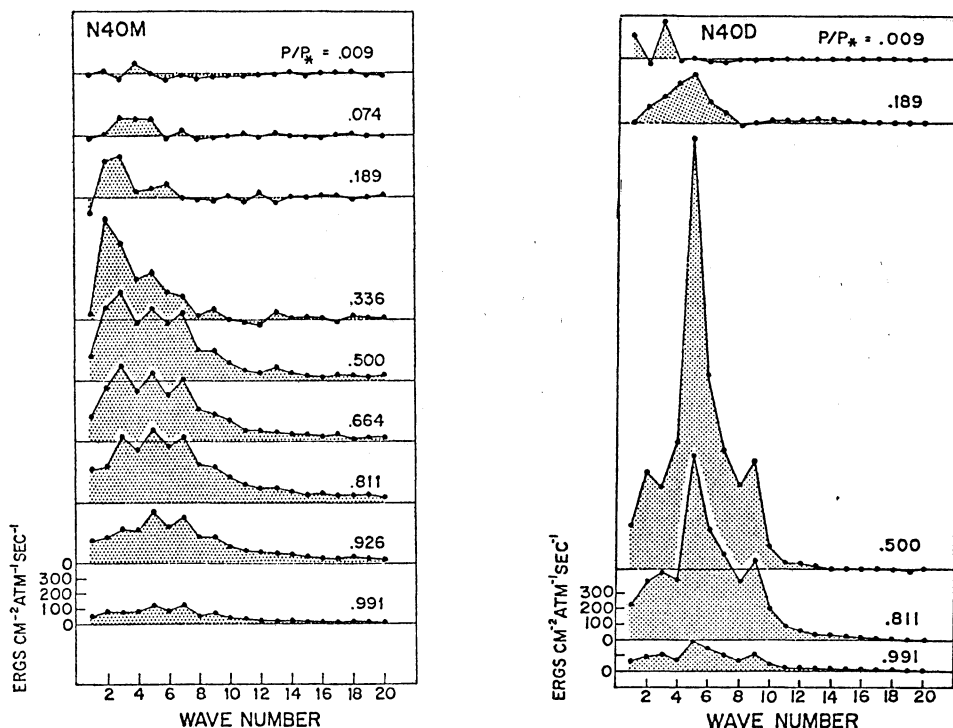
第2図は乾燥モデル (右図) と湿潤モデル (左図) について、地上気圧、モデル最下層 (991mb 面) の温度および 500mb 面高度場を比較したものである。地上気圧のパターンから、水蒸気凝結は明らかに高低気圧のスケールを小さくし、乾燥モデルよりもそのスケールをより現実に近い効果があることが分かる。また温度場では、等温線が凝結の効果で場所によって非常に集中し、前線に類似したものが形成されている。このように高低気圧の構造をより現実的にするには、凝結の効果が重要である。500mb 面でもじょう乱のスケールが少し小さくなっている傾向が見られるが、地上ほど明確ではない。このスケールの変化をより詳しく調べる為に、じょう乱の有効位置エネルギーからじょう乱の運動エネルギーへの変換がスケールにどのように依存するかを見たのが第3図である。高度による違いはあるが、乾燥モデル (右図) では、 $\sigma=0.5$ (約 500mb) で顕著なように、波数 4~6 が卓越し、Phillips によって示された様に中



第2図 乾燥モデル（右図）と湿潤モデル（左図）による地上気圧（上），モデル最下層の温度（中），500mb 面高度場（下）の比較 (Manabe *et al.*, 1970a).

緯度の傾圧不安定波動が主な役割を果たしていることがよく表われている。一方湿潤モデルを見ると（左図），

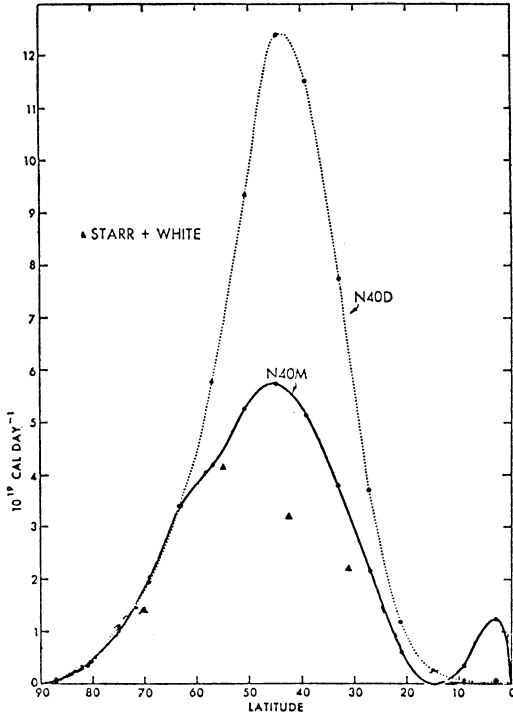
どの高度においても波数1から7程度までの波がほぼ同じようなエネルギー変換を行なっていることから，凝結



第3図 乾燥モデル（右図）と湿潤モデル（左図）の各層における有効位置エネルギーから運動エネルギーへの変換のスケール分布 (Manabe *et al.*, 1970a).

の効果は傾圧不安定の卓越する波数の分布を広げる役割があると考えられる。このうち波数の大きいものが卓越してくる理由は、凝結熱の効果が結果的には成層安定度を減ずることと同じである事を留意すれば、傾圧不安定理論において成層安定度が小さくなれば卓越する波長が短くなるという事実から比較的理解し易い。(しかし、卓越する波の波数が凝結効果によって大きくなる事実に関しては説明が難しいようである)。次に、じょう乱による熱の水平輸送を比較してみよう(第4図)。明らかに、湿潤モデル(実線)では顕熱の輸送が乾燥モデルより非常に小さくなっている。これは、南北の温度差がある値に保つためのじょう乱による北への熱輸送が、湿潤モデルの場合には顕熱と潜熱(水蒸気の形で輸送し、後に凝結を起こすことによって結果的に熱を運ぶ)の形でなされるからである。すなわち水蒸気の効果は顕熱輸送を減少させることによって、トータルとしては乾燥モデルと同じ量の熱を運ぶように自然調節がなされているわけである。図に三角印で示してあるのは実測であるが、湿潤モデルの方が現実に近いことは言うまでもない。

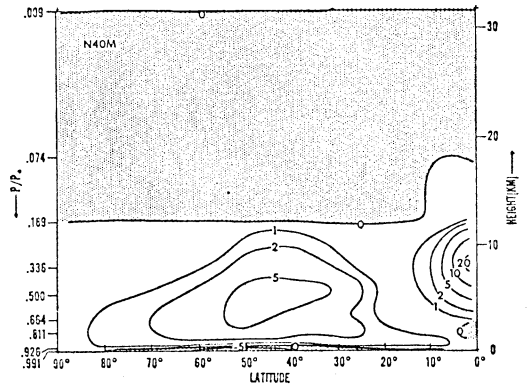
以上の結果をエネルギー図で比較してみると第5図のようになる(箱の配置が第1図と異なっていることに注意)。この図において、乾燥モデルのものはPhillipsの実験によるものと本質的には同じと考えて良い。(なおこれは乾燥モデルの場合には、プリミティブモデルと準地衡風モデルとの差はそれほど大きくないことを意味している)。水蒸気の凝結を考慮することによって定量的に大きく変化するものには P_E から P_Z への変換がある。このエネルギー変換は湿潤モデルでは乾燥モデルの半分以下となっている。この理由は、第4図の説明で述べたように、湿潤モデルでは顕熱の南北輸送が小さくてすみ、その結果エネルギー過程としては P_Z から P_E への変換が小さくなるのである。また、 P_Z から P_E への変換が減少することによって、 P_E そのものが減少してしまいそうに思われるが、これはじょう乱の有効位置エネルギーが凝結熱によって作り出される(図の P_E へ上から入ってくる矢印)ことによって補われている。次に大きな変化は P_Z と K_Z の間のやりとりが乾燥モデルと湿潤モデルで逆転していることである。これは凝結熱によって低



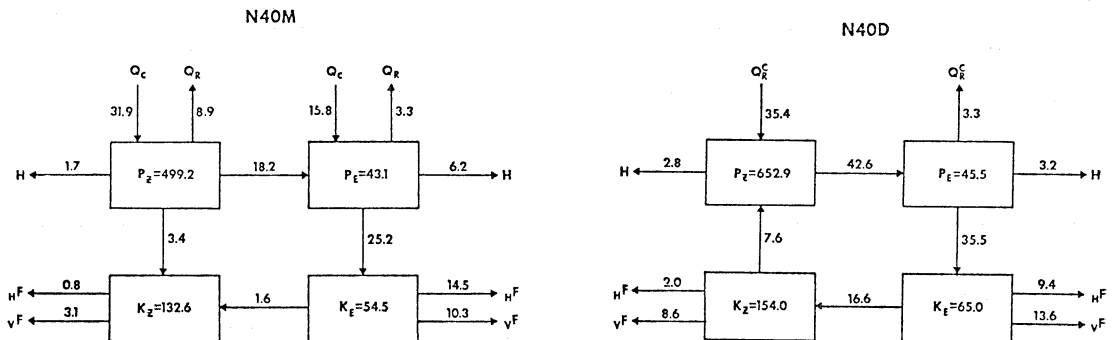
第4図 じょう乱による南北の熱輸送の緯度分布. N40Dは乾燥モデル, N40Mは湿潤モデルによるもの. Starr・White (1954) による観測から得られた値が三角印で示してある (Manabe *et al.*, 1970a)

緯度の直接循環が強まったことを暗示しており、以下により詳しく述べる。(なお、このエネルギー図の K_E と K_Z の間の変換が、乾燥モデルと湿潤モデルで非常に差があるが、この点に関する記述が原論文に見られず、おそらく誤りではないかと思われる)。以上が水蒸気凝結の効果によって大きく変化する部分で、その他のエネルギー変換やエネルギーそのものの大きさ等はあまり大きな影響を受けない。

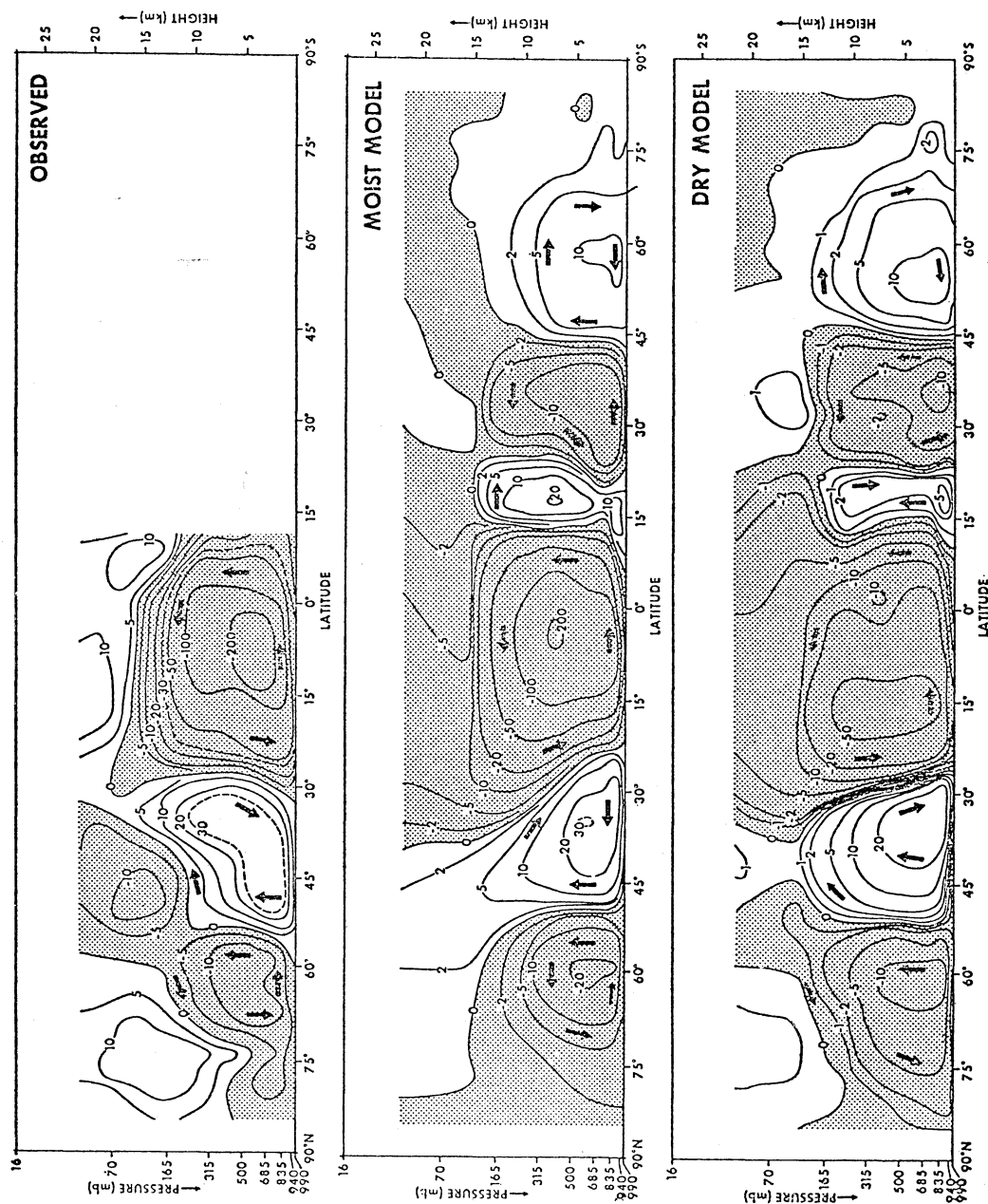
さて、低緯度については第6図を見てみよう。これは非断熱効果、特に凝結による有効位置エネルギーの生成を調べたものであるが、前に述べた中緯度におけるじょう乱の有効位置エネルギーの生成に加えて、熱帯の300mb付近に有効位置エネルギー生成の別の極大があることが分かる。このことから、熱帯における凝結による P_Z または P_E の生成が低緯度のエネルギー収支に重



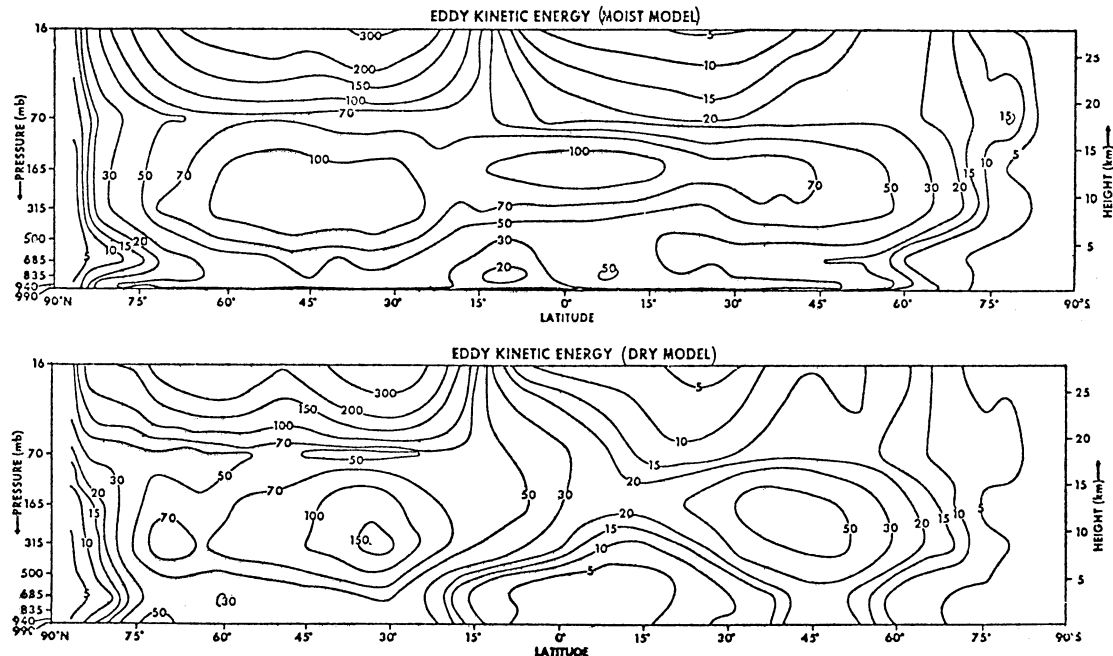
第6図 湿潤モデルにおける凝結熱による有効位置エネルギー生成の緯度分布 (Manabe *et al.*, 1970a).



第5図 乾燥モデル(右図)と湿潤モデル(左図)のエネルギー収支の比較. 箱の配置が第1図と異なることに注意. 他は同様 (Manabe *et al.*, 1970a).



第7図 子午面循環の流線関数。上の図は Oort・Rasmusson (1970) による実測から求めたもの。
中央は湿潤モデル、下は乾燥モデルによるもの (Manabe *et al.*, 1970b)。



第8図 じょう乱の運動エネルギーの緯度高度分布. 上の図は湿潤モデル, 下の乾燥モデル (Manabe *et al.*, 1970b).

要な影響を与えていることが予想される。これは第2図において、等圧線および等温線のパターンを見ると、凝結効果がじょう乱発生発達領域をかなりの低緯度まで広げていることから予想されよう。しかしながら、ここに引用した実験は半球モデルを用いている為に熱帯を論ずるにはあまり適当ではない。そこで次に、全球モデルの結果を用いて、熱帯における水蒸気の凝結効果をもう少し詳しく調べてみよう。

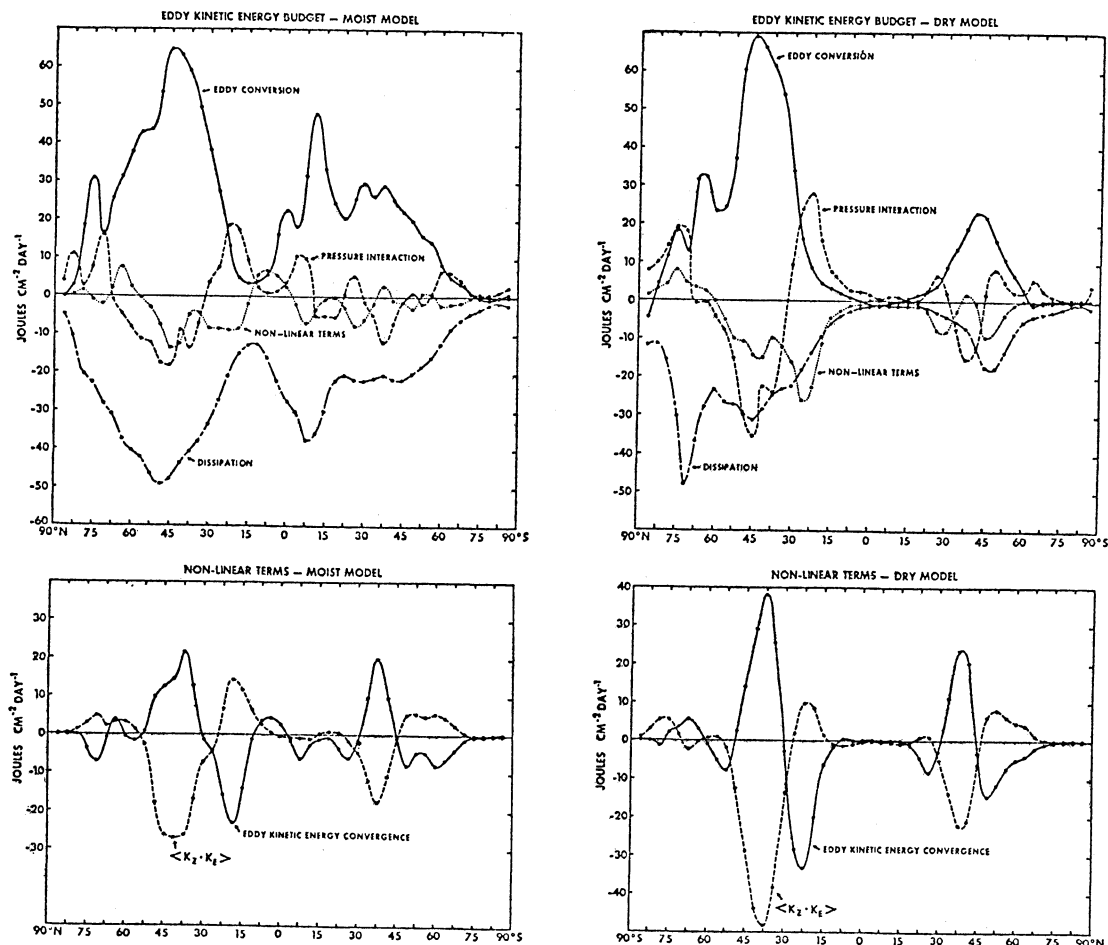
2.2 熱帯

ここに取り上げる例は Manabe *et al.* (1970b) のもので、モデルが前と異なる点は、全球モデルで海陸分布、山岳が考慮されていること、太陽高度および海面水温が北半球冬季のものに固定されていることなどである。このモデルの差によって水蒸気凝結のなす役割が大きく変わってくる可能性がある。したがって、本来ならば山岳や海陸分布のない全球モデルを用いて水蒸気凝結の効果を独立に調べるのが理想であろうが、次に述べる理由からそのような試みはあまりなされていない。

一つの物理過程の実際の大気における役割は、完全なモデル(重要な物理過程をすべて含んだ)を用いてなされて始めて意味のあるものとなる。これは、考えている物理

過程そのものがなす役割があると同時に、その過程が他の物理過程と複雑な相互作用をすることによって、他の過程ばかりでなく、その過程自身も変化させてしまう可能性があるからである。また、一般的にひとつの物理過程を除くということは、それに付随した他の過程をも変えてしまうことが多く、一つの物理過程を独立に調べることは難しい場合が多い。これは、水蒸気の凝結効果を見るときに、水蒸気を考慮する場合としない場合とでは凝結熱分布ばかりでなく、放射の過程も変化してしまうことや、山岳の効果を論ずるときに、山岳のあるときとないときでは初期状態が変わってしまうことなどが良い例であろう。しかしながら、ここに述べる水蒸気の凝結や山岳・海陸分布の効果は、それ自身が他の物理過程の効果より非常に大きいと考えられるので、多少のモデルの違いはあっても、個々の物理過程の効果がそれほど違ってくることはないといえるであろう。

熱帯における水蒸気の効果は最も顕著に現われるのは、第7図に示したハドレー循環と呼ばれる熱帯の直接循環(図では北緯15度から南緯15度までのおよぶ循環)である。流線関数の極値でその強度をみると、湿潤モデルでは乾燥モデルの約4倍以上になっており、一番上の図



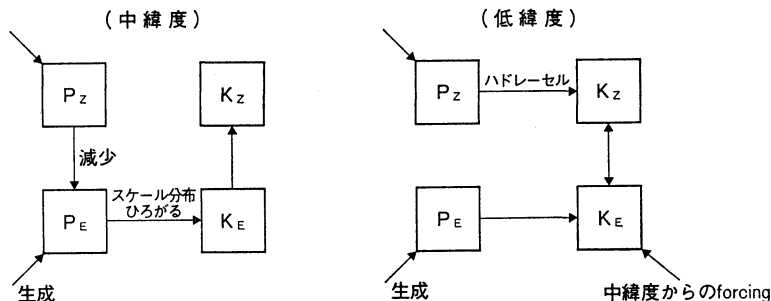
第9図 乾燥モデル（右）と湿潤モデル（左）のじょう乱の運動エネルギー収支の緯度分布。上半分の図における実線は有効位置エネルギーから運動エネルギーへの変換、破線は境界において気圧によってなされる仕事、一点鎖線は逸散、点線は順圧過程で、そのうちわけは下半分の図に示されている。下の図は実線が境界からの運動量の収束、破線は帯状流からじょう乱への運動エネルギーの変換を表わす (Manabe *et al.*, 1970b)。

に示した実測値にも非常に良く合っている。これが第5図に示した P_Z と K_Z の交換が両モデルの間で逆転してしまうことに対応しており、熱帯における水蒸気凝結の重要な効果のひとつである。

次に熱帯のじょう乱に注目してみよう。第8図は、じょう乱の運動エネルギーの緯度・高度分布を二つのモデルで比較したものである。湿潤モデル（上図）では熱帯（北緯15度から南緯15度までの緯度帯）の対流圏上層（300mb から 150mb）に顕著な極大が見られるが、乾燥モデルでは逆に極小となっている。このことから、水蒸気凝結の効果は熱帯対流圏上層に強いじょう乱を作り

出す働きをしていることが分かる。このじょう乱の強さは中緯度のじょう乱とほぼ同じ強さを持ち、熱帯に生ずるじょう乱の大循環における役割も軽視できないことを示唆している。このじょう乱の性質をみるために、乾燥モデルと湿潤モデルのエネルギー収支のグラフ（第9図）を比較してみる。左図が湿潤モデル、右図が乾燥モデルで、eddy conversion と示されているのはじょう乱の有効位置エネルギーから運動エネルギーへの変換、pressure interaction は境界において気圧によってなされる仕事で、中緯度からの強制 (forcing) とみなせるもの、non-linear terms はじょう乱と帯状平均場の運動エ

凝結熱の効果



第10図 凝結熱の効果をエネルギー収支図で表わしたものの、中緯度(左)と熱帯(右)に分けてある。

エネルギーの交換に境界からのモーメントの流入流出を考慮したもの(下の図はこれらを二つに分離して示してある), そして dissipation は運動エネルギーの逸散を表わしている。この図の熱帯に注目すると, 乾燥モデルの場合にはエネルギーの交換が非常に小さく, 細かに調べると中緯度からの強制が主であることが分かる。他方湿潤モデルでは中緯度からの強制もあるが, じょう乱の有効位置エネルギーから運動エネルギーへの変換が大きい。

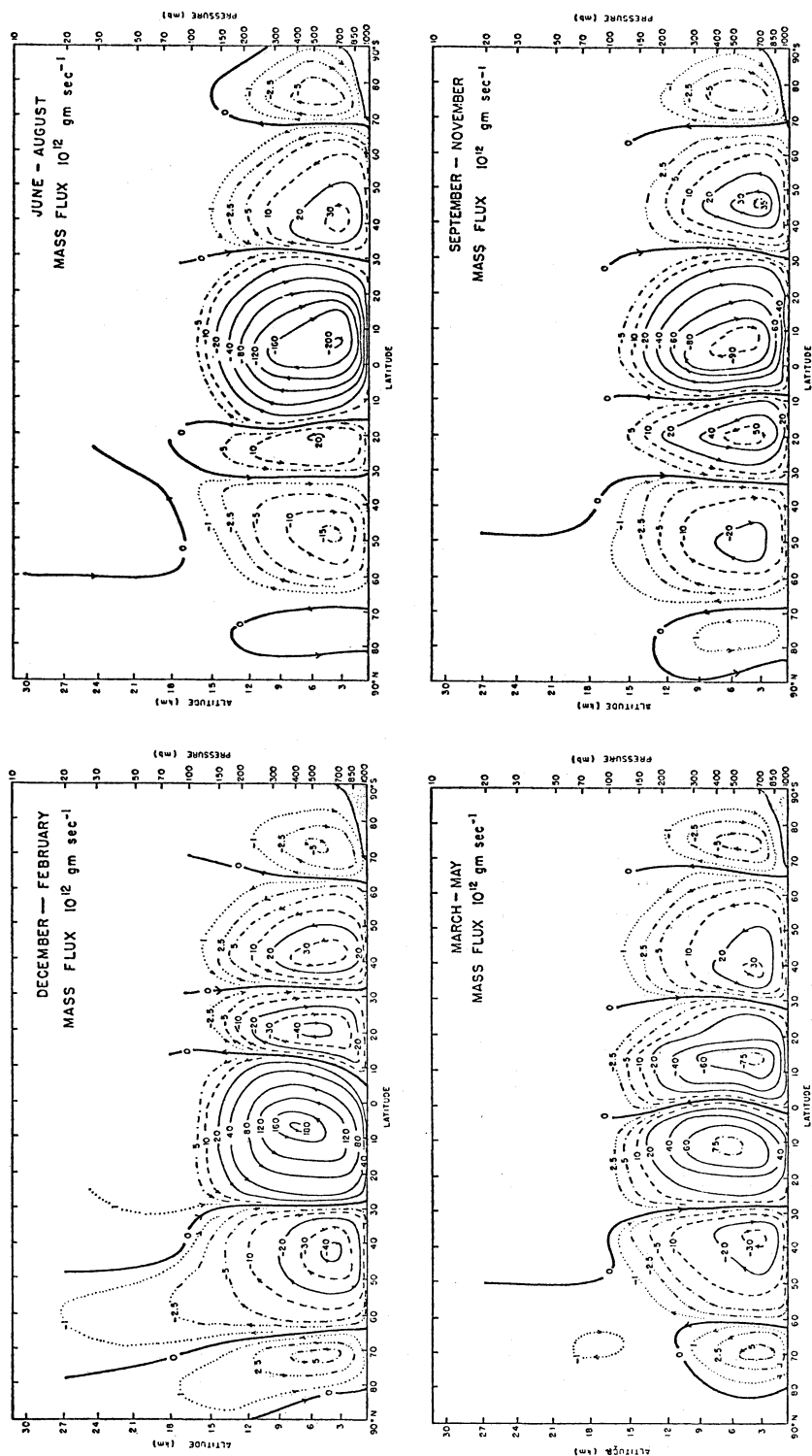
以上の結果, 大気大循環における水蒸気凝結の効果を中・高緯度と熱帯に分けてエネルギー収支の面からまとめると, 第10図のようになる。図の左は中緯度におけるエネルギー図であるが, P_z から P_E への変換が, じょう乱が水蒸気の形で熱を運ぶ為に減少すること, P_E が凝結熱によって生成されること, P_E から K_E への変換の起きるスケールの分布が広がることなどが水蒸気凝結効果の主なものである。しかし, 図全体としては Phillips による実験に対応するエネルギー図(第1図)とはあまり差はない。他方熱帯においては(右図), 帯状平均場では凝結効果によってハドレーセルが強化され, P_z から K_z への変換が増大する。また, じょう乱については湿潤対流によって有効位置エネルギーが生成され, それがじょう乱の運動エネルギーに変換されている。(なお, K_z と K_E の変換, P_z と P_E の変換は顕著ではない)ここで重要なことは, このじょう乱が中緯度の傾圧不安定波動とは全く異なった性質を持っていることである。このように, 熱帯におけるエネルギー収支図は, Phillips

によるものとはかなり違ったものになる。

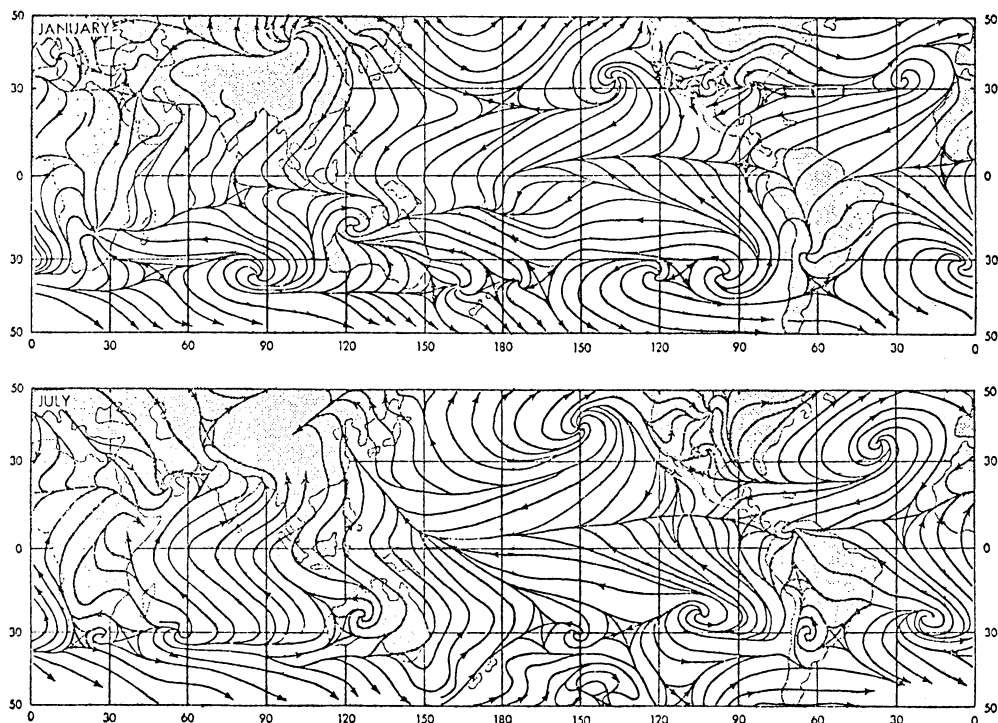
3. 海陸分布と山岳の効果—季節変化に関連して—

海陸分布や山岳の効果は, 大気下層の境界からの熱的・力学的な強制 (forcing) と考えることができる。これ等の forcing の特徴は経度方向に不均一であるということにあり, 境界条件そのものが東西に変動する場合, すなわちじょう乱を作り出すという点で水蒸気の凝結効果とは本質的に異なっている。この下層境界面によって強制されたじょう乱は, 通常, 波長が非常に長く停滞する性質を持っている。このようなじょう乱が中緯度の傾圧不安定波と相互作用して複雑な効果を作り出すわけである。

この下層境界による forcing のもう一つの重要な性質はその季節変化にある。これは, われわれになじみ深い準定常なじょう乱である小笠原高気圧やサンベリア高気圧が, 季節によって非常に異なった性質を持つことから理解されよう。すなわち季節変化とは, 地表面からの forcing の変化による準定常波の変化とみなすことができるのである。このことを具体的に示す為に観測による子午面循環の季節変化を調べてみよう。第11図は, Newell *et al.* (1972) によって解析されたものであるが, 春と秋の子午面循環(図の左下と右下)は赤道を中心として南北にはほぼ対称的になっている。他方, 冬と夏(図の左上と右上)を比べると, 常に冬半球のハドレーセルが卓越している。(ただし中緯度の間接循環の季節変化はあまり大きくない。そこでこのような違いがどうして生ずるのかをもう少し詳しく見る為に, 熱帯における地表風のパターンを見てみよう。第12図は Mintz によ



第11図 観測から求められた子午面循環の季節変化。各々北半球の冬（左上）、春（左下）、夏（右上）、秋（右下）の状態を表わす (Newell *et al.*, 1970)



第12図 観測による1月(上)と7月(下)の地上流線図
(Mintz, 1968; Mintz・Dean, 1952).

て解析された地表面の冬と夏の平均流線図であるが、この図を見てまず分かることは、太平洋の大部分(特に熱帯の中部太平洋域から東部太平洋にかけて)と大西洋では、流線が集まっている領域(ほぼ ITCZ に対応)は季節にかかわらず常に北半球にあることである。他方、インド洋と西太平洋では冬半球から夏半球への強い赤道を横切る流れがあり、収束帯が夏半球へ深く移動している。この赤道を横切る流れが、第11図に示した冬半球のハドレーセルの卓越を意味するわけである。すなわち、インド洋および西部太平洋域(一般にモンスーン域と呼ばれている)がなければ、ハドレーセルの季節変化はあまり大きくないと想像される。ここで重要なことは、第11図のような経度方向に平均化された場合は、第12図のような東西方向に非常に不均一な場の平均として現われたものであって、決して東西方向に一樣な変化が現われているのではないことである。以上のことから、大循環の季節変化には海陸分布などの東西に変化する forcing が本質的な役割を果たしていることが理解されると思う。これまでに述べたことを念頭に置いて、海陸分布と山岳

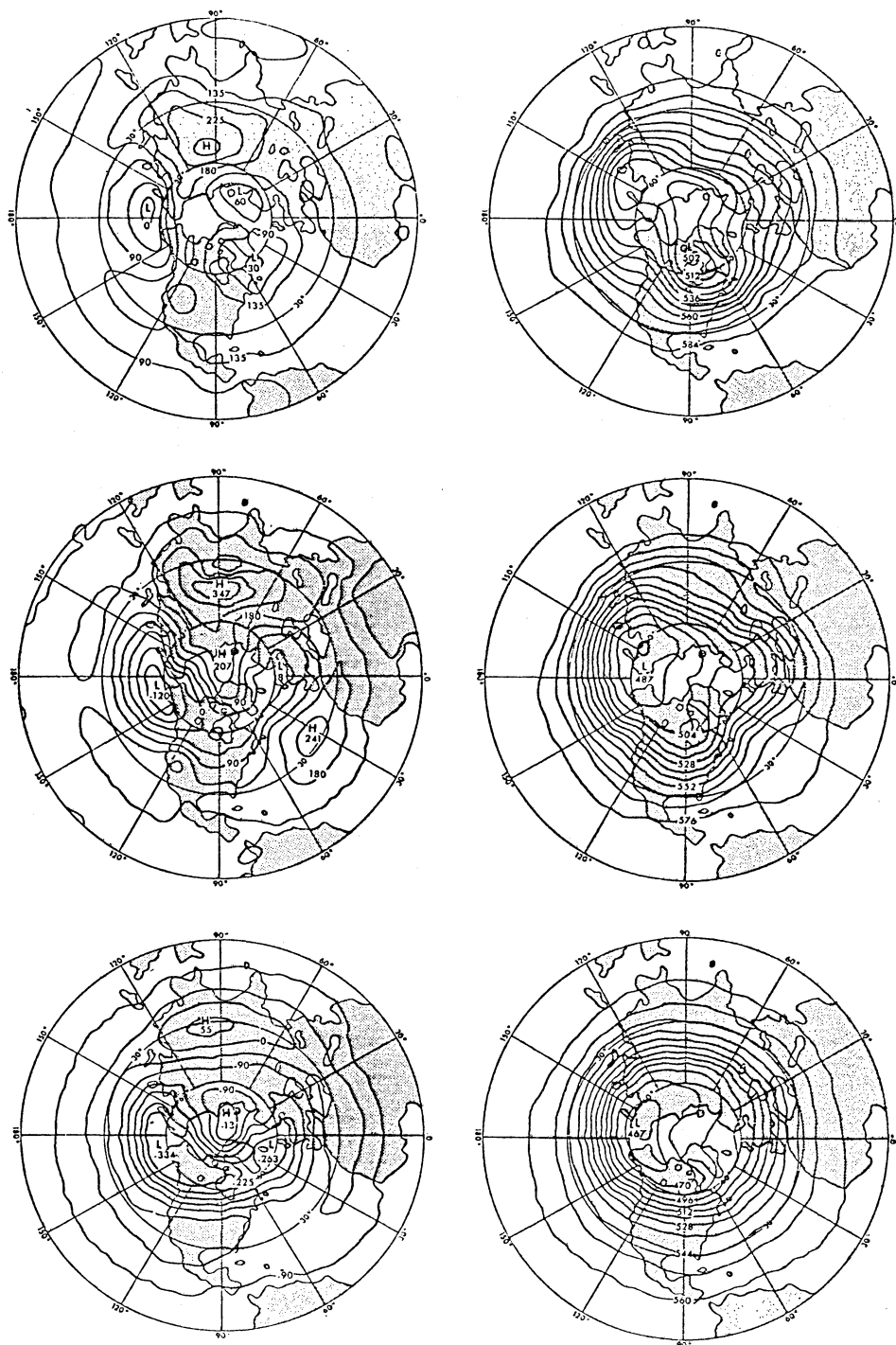
の効果を季節毎に見ていこう。

3.1 北半球冬季

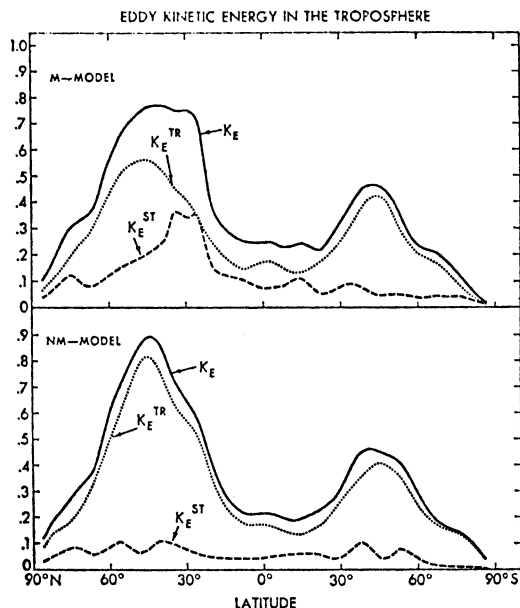
ここに用いる研究は、Manabe・Terpstra (1974) によるもので、モデルは前に述べた全球モデルと同じものである。実験は山岳を入れたもの(Mモデル)と除いたもの(NMモデル)の比較である。

3.1.1 中高緯度

第13図は二つのモデルの 1000mb と 500mb 面高度の比較である。ただし、実測も図の一番上に示してある。シベリア高気圧のでき方が二つのモデルの間で大きく異なり、山岳のある方がより現実的であることが、1000mb 高度場から明らかである。すなわち、シベリア高気圧の形成・維持には山岳が重要な役割を果たしている。一方、アリューシャン低気圧はいずれのモデルでもほぼ同じ強さ(現実と比べて強すぎるが)を保ち、その形成には山岳はあまり重要ではなく、海陸分布による熱的效果が重要であることが分かる。ただしこのような個々のシステムに就ては、たとえば NCAR のモデル(Kasahara *et al.*, 1973) では少し違った結果が出されているので、



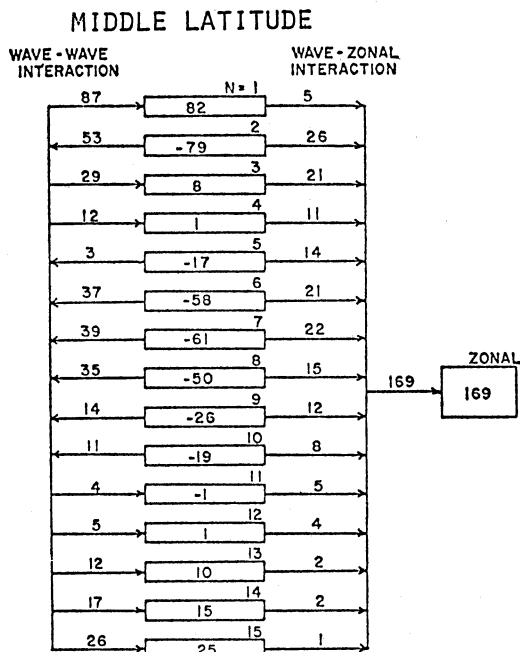
第13図 山岳を考慮したモデルとしないモデルとの1000mb (左) および500mb (右) 面高度場の比較。一番上の図は北半球冬期の観測によるもの。中央は山岳を入れたもの、下は除いたもの (Manabe・Terpstra, 1974.)



第14図 山岳を考慮したモデル（上図）としないモデル（下図）のじょう乱の運動エネルギーの緯度分布。運動エネルギーは停滞性のじょう乱によるもの（破線）と移動性によるもの（点線）に分けてある（Manabe・Terpstra, 1974）。

ここではあまり詳しく述べないことにする。500mb 面を見ると、山岳を考慮したモデルでは実測にみられる波数3の波動がみごとに再現されている。山岳のないモデルでは、パターンが同心円またはわずかに波数1が見られる程度である。したがって、山岳の効果は上層に準定常な超長波を作り出していると結論される。

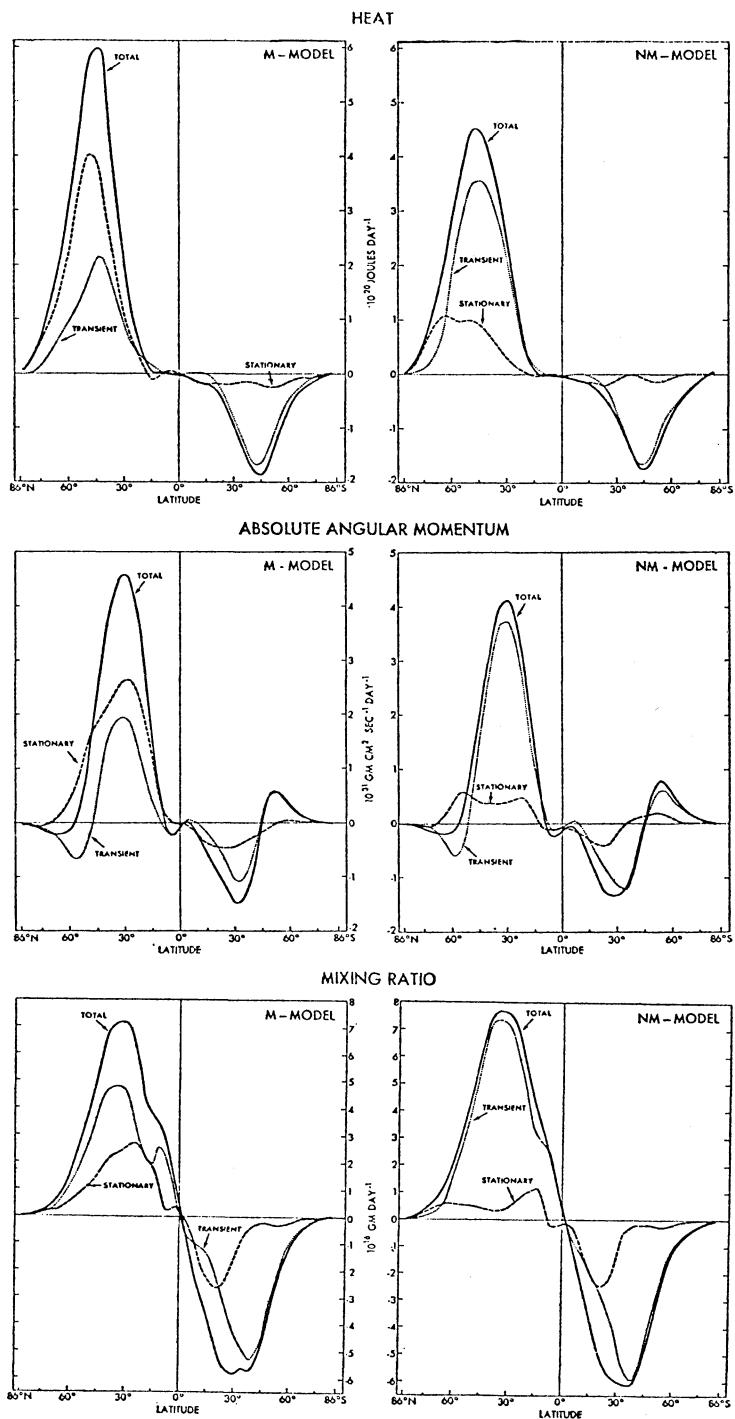
次に、山岳を入れることによって、中緯度のじょう乱（傾圧不安定波動）がどのように影響されるかを見てみよう。山岳によって励起される波動を傾圧不安定波動と区別するために、じょう乱の運動エネルギーを停滞性のもの（ K_E^{ST} ）と移動性のもの（ K_E^{TR} ）に分けてみたものが第14図である。非常におもしろいことは、山岳があってもなくても、トータルのじょう乱の運動エネルギー（ $K_E = K_E^{ST} + K_E^{TR}$ ）はあまり変化せず、山岳があるときには山岳によってできるじょう乱の分だけ傾圧不安定波動が不活発になり、ちょうどトータルが一定になるような調節作用が働いていることである。全く同様のことが、各物理量のじょう乱による南北輸送についても成り立つことが第15図に示されている。この図は、熱、絶対角運動量、混合比の南北輸送を移動性のじょう乱と停滞



第16図 観測から求めた北半球における波数に分けた運動エネルギーの収支。じょう乱は図の箱で示されているように波数1から15に分離してある。箱の右は帯状平均場と各波数を持つじょう乱とのエネルギー交換、右はじょう乱同志のエネルギー交換を表わす（Saltzman・Twejes, 1964）。

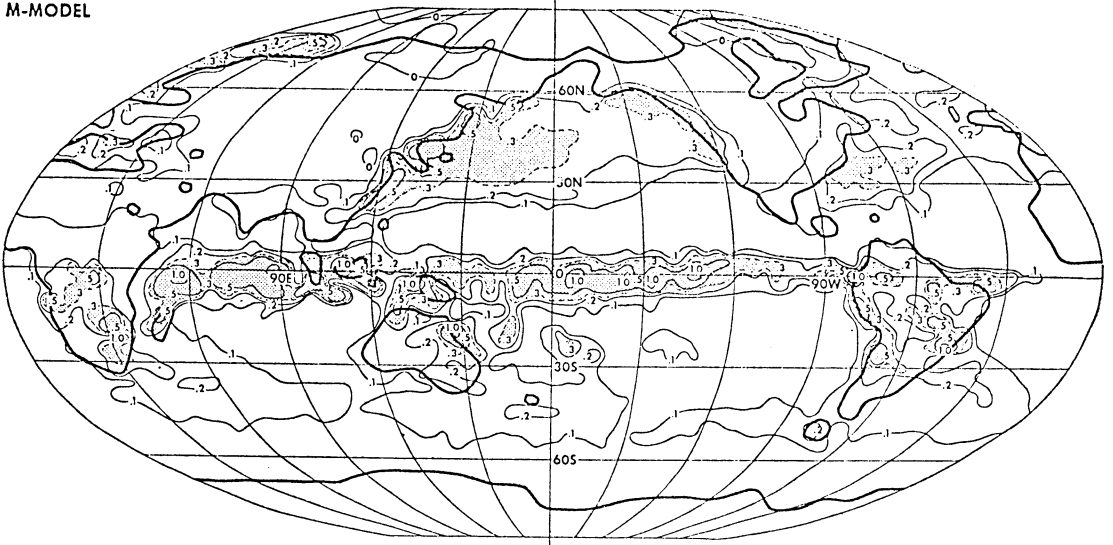
性のじょう乱について見たものであるが、いずれも停滞性のじょう乱が輸送する分だけ移動性のじょう乱の輸送量が減少している。この図のうち、熱と角運動量の輸送は、エネルギー変換の立場から見ると P_Z と P_E および K_Z と K_E の変換がトータルでは山岳の導入によって変化しないことを表わしている。いずれにしても、山岳によって励起される停滞性のじょう乱が重要な働きをしていることが理解されよう。

この点を数値実験からだけではなく、実際の観測から調べたものを次に挙げる。この解析は Saltzman・Twejes (1964) のもので、10年平均の運動エネルギーの変換をスケールで分離してみたものである（第16図）。図のたくさん並んでいる箱の右側の矢印は各波と一般流とのエネルギーのやりとり、左側は波同志のエネルギーの交換を表わしている。この図から、波数6～9あたりから他のスケールの波および一般流へのエネルギーの供給があることが分かる。これは、今までに述べてきた傾圧不安

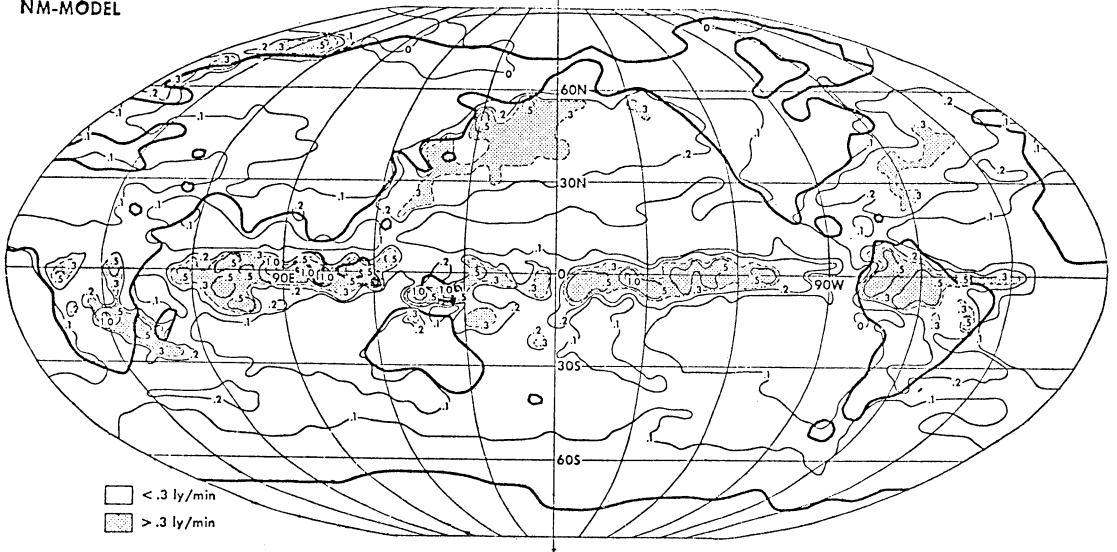


第15図 山岳を考慮したモデル(右図)としないモデル(左図)の、熱(上図)、絶対角運動量(中央図)、混合比(下図)のじょう乱による南北輸送の比較。じょう乱は停滯性のもの(点線)と移動性のもの(破線)に分けてある(Manabe・Terpstra, 1974)。

M-MODEL



NM-MODEL

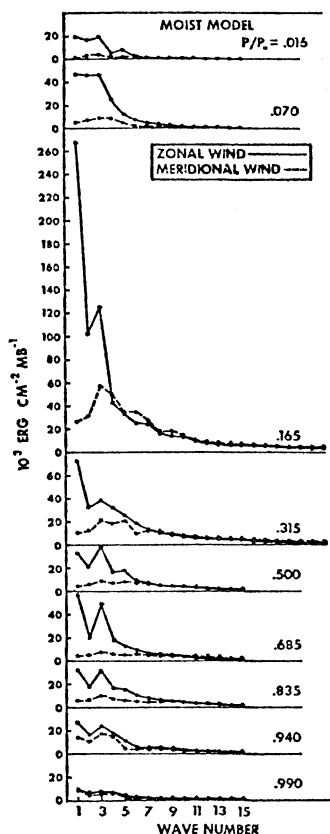


第17図 凝結および地表面と大気との熱交換による加熱率の水平分布。
上の図は山岳のあるモデル, 下の図は山岳のない場合 (Manabe・Terpstra, 1974)。

定波によるもので、その運動エネルギーの源が位置エネルギーにあることを暗示している。一方、波数1から3が山岳および海陸分布による強制波と考えることができるが、これ等は少なくとも一般流に関しては傾圧不安定波同様にエネルギーを供給している。(波同志では強い相互作用があるが、他のスケールのエネルギーの源になっているかどうかはあまり明確ではない) いずれにせよ、

観測による研究も停滞性の超長波が重要であることを示している。

さて、数値実験によって得られた山岳の効果をさらに吟味するために、凝結熱と大気と地表面・海面との熱交換の分布を二つのモデルで比較してみよう (第17図)。この図を見ると、二つのモデルの間でこれ等の分布には極端な違いはないことが分かる。したがって、少なくと



第18図 湿潤モデルの熱帯域におけるじょう乱の南北流（破線）および東西流（実線）の運動エネルギーのスペクトル。北半球冬季(Manabe *et al.*, 1970b)。

も北半球の冬季には山岳の効果は熱的なものではなく、どちらかという力学的效果を持つと考えて良いようである。

3.1.2 熱帯

山岳を考慮しない時の熱帯を詳しく論じた研究は残念ながら見当たらない。山岳を考慮したときの熱帯の様子は水蒸気凝結の効果のところで述べたが、じょう乱の運動エネルギーのスペクトルとエネルギー変換についてもう少し見てみよう。運動エネルギーのスペクトルは中緯度と同様に超長波（波数1から3）が卓越している（第18図）。しかし山岳を除いた実験がないので、これが何に左右されているかは明らかではない。また第9図に戻っ

てみると、エネルギー変換はじょう乱の位置エネルギーからじょう乱の運動エネルギーに変換されており、 K_E と K_Z の変換は小さい。

観測による研究は、現在ハワイ大学のグループによって精力的になされている（たとえば Murakami・Unni-nayar, 1977）。年々の変化が激しいためにまだ決定的なことは言えないようであるが、他の研究も統合してその結果をまとめると以下ようになる。まず、熱帯の大陸域（アフリカ、南アメリカ、インドネシア）に降水が集中し、凝結熱の放出によって有効位置エネルギーが生成される。このエネルギーは、各々の領域での直接循環により超長波の運動エネルギーに変換される。また、この超長波は一般流からもエネルギーを供給されている。以上から、熱帯では山岳の力学効果よりも海陸分布の熱効果が重要であるように思われる。しかし、中緯度の山岳による超長波と熱帯の降雨域が地理的に密接に関係しているので、中緯度からの強制という過程も考慮される必要がある。

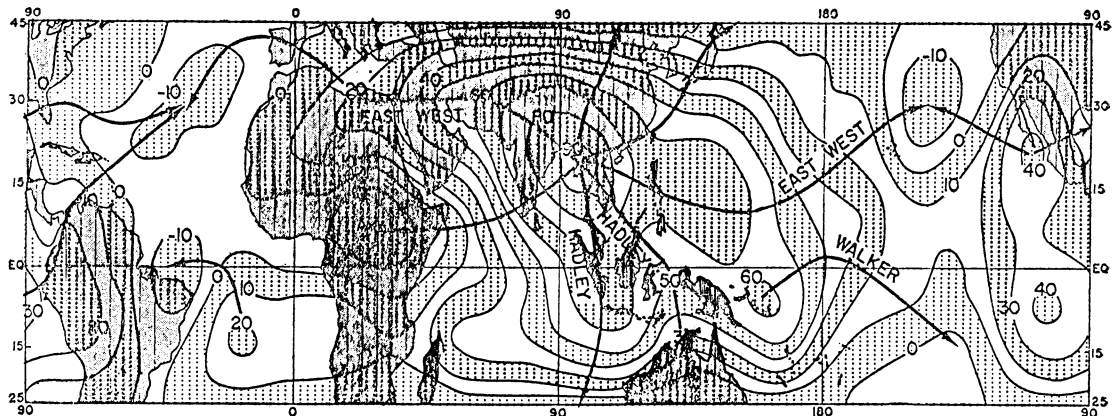
3.2 北半球夏季

3.2.1 中高緯度

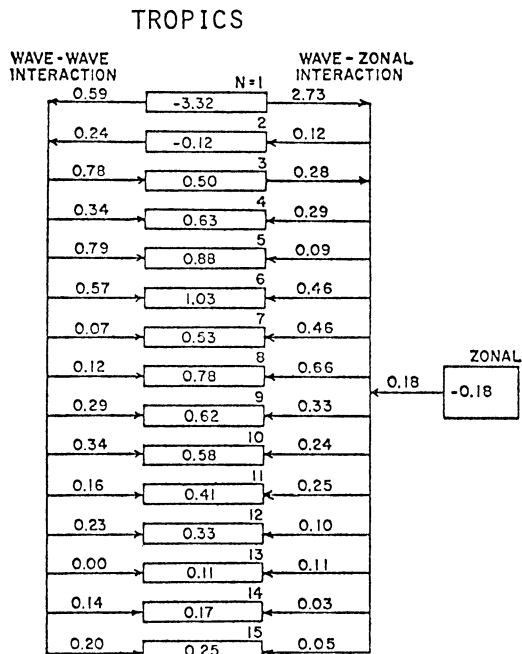
夏季の中高緯度の循環を詳しく調べた研究はあまりない。これは、中緯度の高低気圧が北に偏ってその勢力も弱くなる為に研究の興味の対象とはなりにくいからであると思われる。定性的には第11図の間接循環の強さから予想されるように、北半球冬季の状態が弱められたものと考えれば充分であろう。このように研究があまりなされていないので、海陸分布や山岳の効果についてはあまり明かではない。ただし、後に述べる Holopainen (1970) の結果から想像すると、以下に解説する熱帯の状態が中高緯度に及んでいる可能性が大きい。

3.2.2 熱帯

中高緯度に対して、夏季の熱帯に注目した研究は数多くある。ここでは、数値実験の結果を述べる前に観測によって明らかになっていることを述べてみよう。第19図は Krishnamurti (1971) による解析で、熱帯対流圏上層での夏季平均の速度ポテンシャルとそれに伴う発散成分の風が示されている。この図は非常にみごとにインドモンスーン域での上昇、大洋上での下降という東西に不均一な場が卓越していることを示している。すなわち、北半球夏季では海陸分布による超長波の強制が重要な役割を果たしているのである。これを定量的にみるために、波数別の運動エネルギーの変換を求めて見たのが第20図である。これは Kanamitsu *et al.* (1972) によって



第19図 観測による北半球夏季の熱帯対流圏上層における速度ポテンシャルと発散風の流線 (Krishnamurti, 1973).

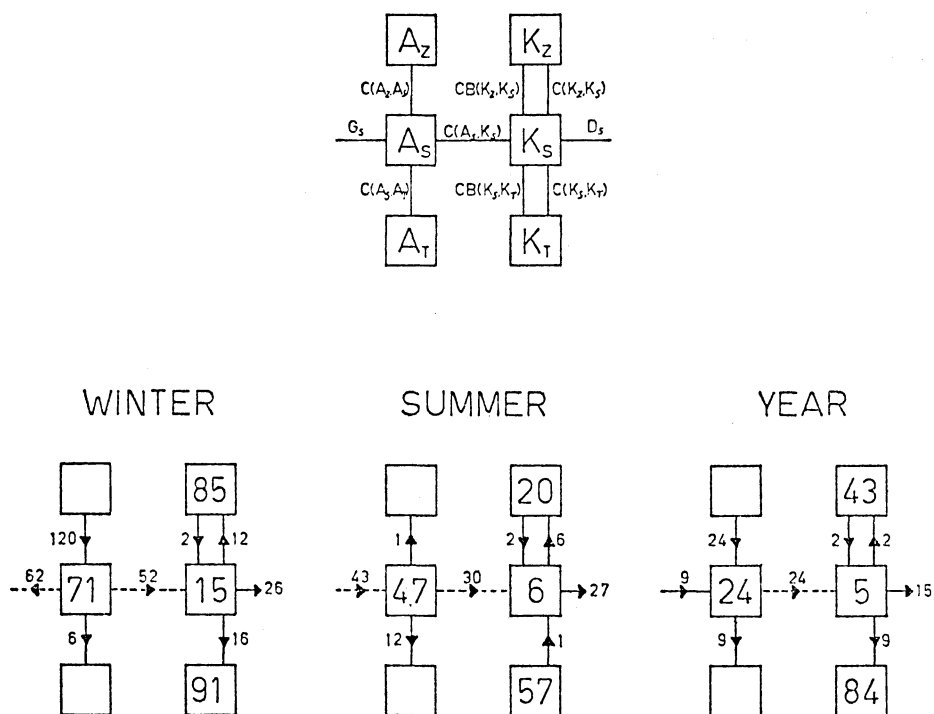


第20図 観測から求めた北半球夏季の熱帯における波数に分離した運動エネルギーの収支. 説明は第16図と同じ (Kanamitsu et al., 1972).

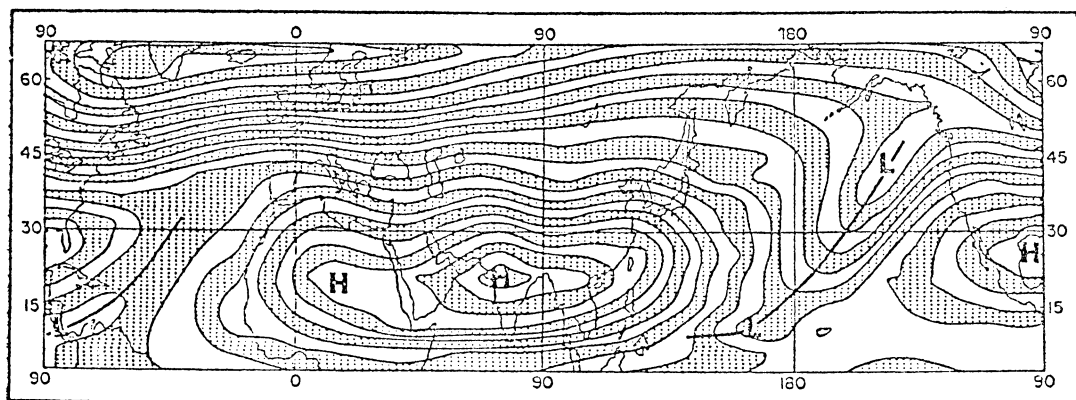
なされたもので、Saltzman・Tweles のものと同じ形式を用いている。中緯度と比較すると（第16図）明確なように、熱帯では波数1, 2, 3のみが帯状流と他のスケールのエネルギー源となっていることが大きな特徴であ

る。また、波数6から9までの波（移動性の熱帯じょう乱とみなせる）は、帯状流と他のスケールのじょう乱からエネルギーを受けている。これは、これ等のじょう乱が中緯度の傾圧不安定波動とは異なって、順圧不安定過程によって発達していることを示唆している。熱帯の準定常な超長波の役割については、さらに Holopainen (1970) による研究がある。彼は北半球（北緯15度以北）のエネルギー収支を、じょう乱をスケールではなく停滞性と移動性のものに分離することによって夏と冬の違いを論じた（第21図）。この研究によると、北半球の夏には、停滞性のじょう乱（超長波とみなせる）の有効位置エネルギーは非断熱効果（中央の図の左中央の箱に左から向かう矢印）によって作り出されており、前に述べた結果と一致している。一方冬季にはこれと全く逆に、停滞性のじょう乱の位置エネルギーは非断熱効果によって壊されている。すなわち、冬季の準定常波は山岳によって力学的に作られ、その構造がじょう乱の有効位置エネルギーが非断熱効果によって壊されるようなものになっていると考えられるのである。

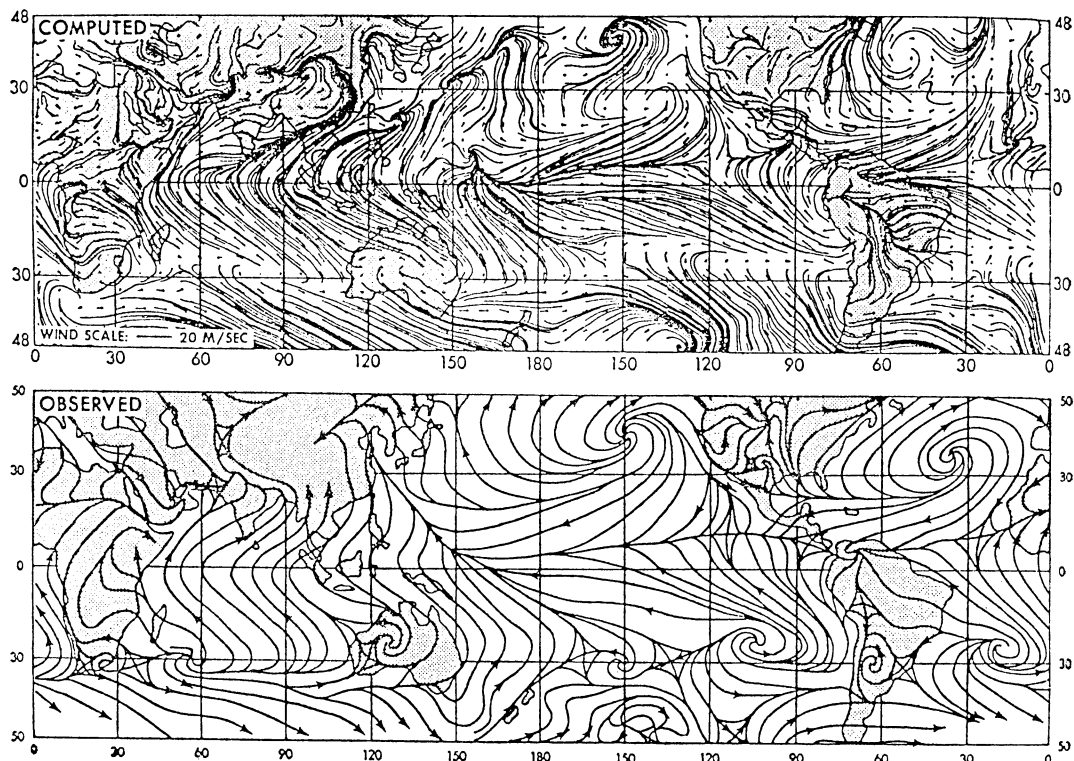
ここで、夏季の熱帯循環を東西方向に不均一な forcing によってシミュレートした実験の例を挙げておく（第22図）。これは Abbott (1977) によるもので、準地衡風近似方程式系を用いて北半球のみを対称としたものであるが、観測による海陸分布に対応する加熱・冷却を与えることによって熱帯の大循環の大まかな様相を再現することに成功したものである。他にもこのような実験はいくつかあるが（たとえば Webster, 1972）、いずれも東西に不均一な forcing が熱帯大循環に本質的であることを示



第21図 停滞性じょう乱の有効位置エネルギー収支の季節による変化。Aは有効位置エネルギーを表わし、添え字のSとTは各々停滞性と移動性を表わす (Holopainen, 1970)。



第22図 準地衡風モデルによる北半球夏季の熱帯大循環のシミュレーション。海陸分布に対応する heating, cooling が forcing として与えられている。図は流線関数 (Abbott, 1977)。



第23図 Manabe *et al.* (1974) のシミュレーションによる北半球夏季の地上流線（上図）と Mintz・Dean (1952) による観測から解析された地上流線図（下図）。

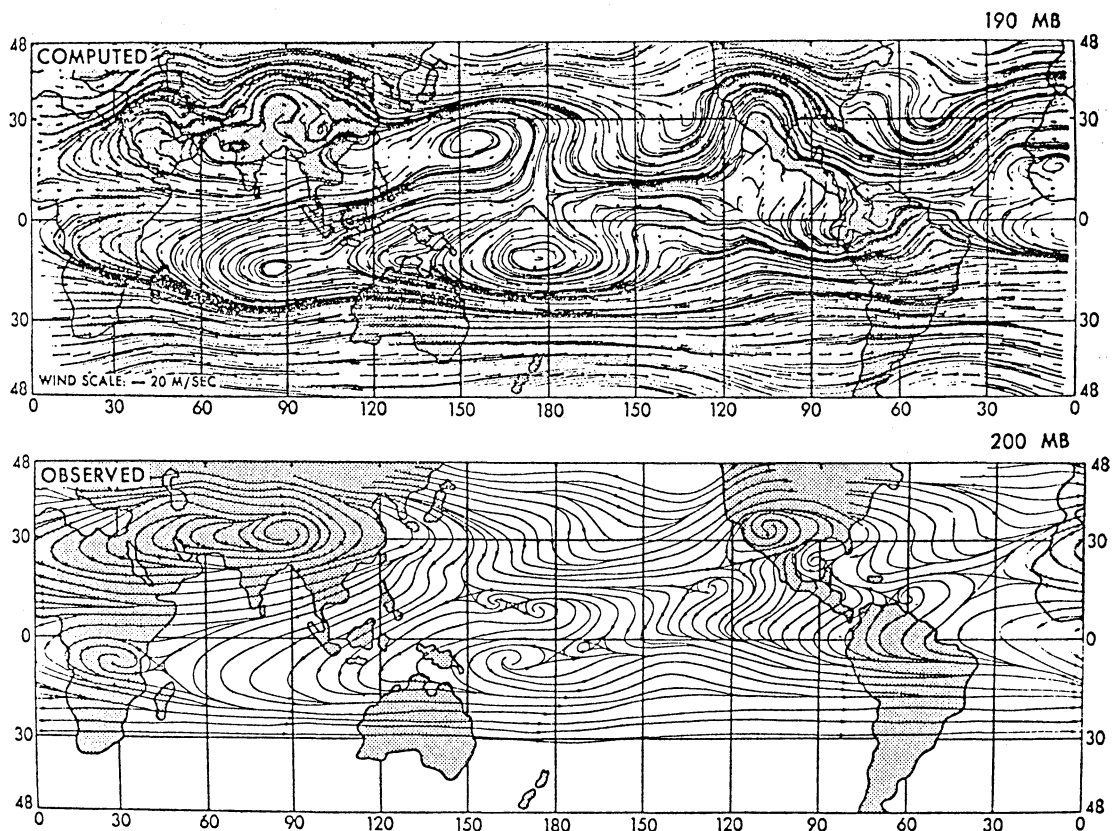
している。

さて、以上の研究を念頭において、大循環モデルの結果を見てみよう。ここに挙げる例は現在最も進んだモデルを用いたもので、太陽高度や海面水温の季節変化も取り入れている (Manabe *et al.*, 1974)。このモデルを用いて夏季のインドモンスーンに注目し、ヒマラヤ山脈がなす役割を調べた研究が Hahn・Manabe (1974) によってなされている。山岳の効果をみる前に、まずこのモデルによってどの程度現実に近いシミュレーションがなされているかを見よう。第23図はシミュレートされた地上流線を実測と比較したものである。亜熱帯高気圧の位置、強さや貿易風はいうに及ばず、インド洋と西太平洋の赤道を横切るモンスーン、アフリカモンスーン、細かく見ると風の特異点 (col point) までが非常に現実的に再現されている。第24図は対流圏上層の様子である。チベット上空、メキシコ上空の高気圧性循環、大洋上のトラフや熱帯偏東風帯がここでも良く再現されている。いずれの高度でも、東西方向に不均一な準定常場が再現されて

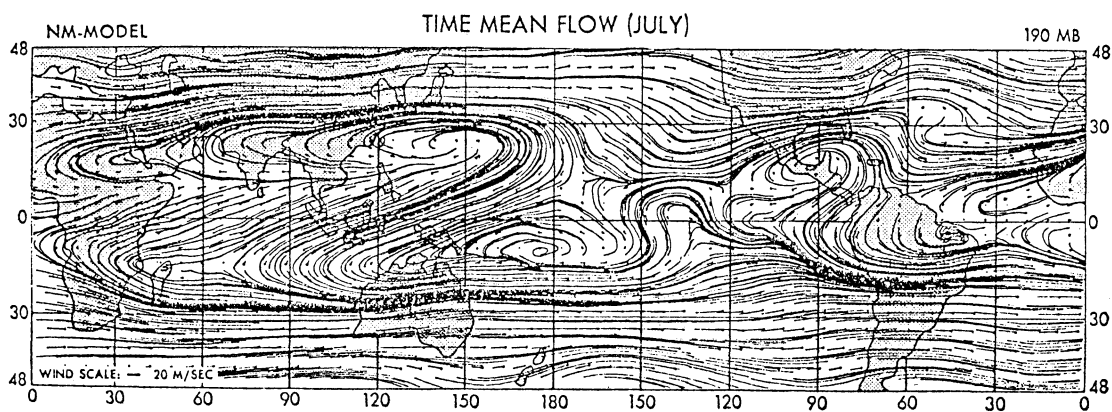
いることが重要な点である。

第25図はヒマラヤを除いたときの上層の流れである。第24図と比べてチベット高気圧が形成されていないなど、場が東西方向にかなり一様になっている。(なお、西太平洋上（日本の南）に形成されている高気圧性循環は、モデルの格子間隔が大きすぎることによる現実的でない台風の異常発生によるもので、このモデルの一つの欠点とされている。この点が改良されると、ヒマラヤがない場合には場がより東西に均一になる可能性が大きい)

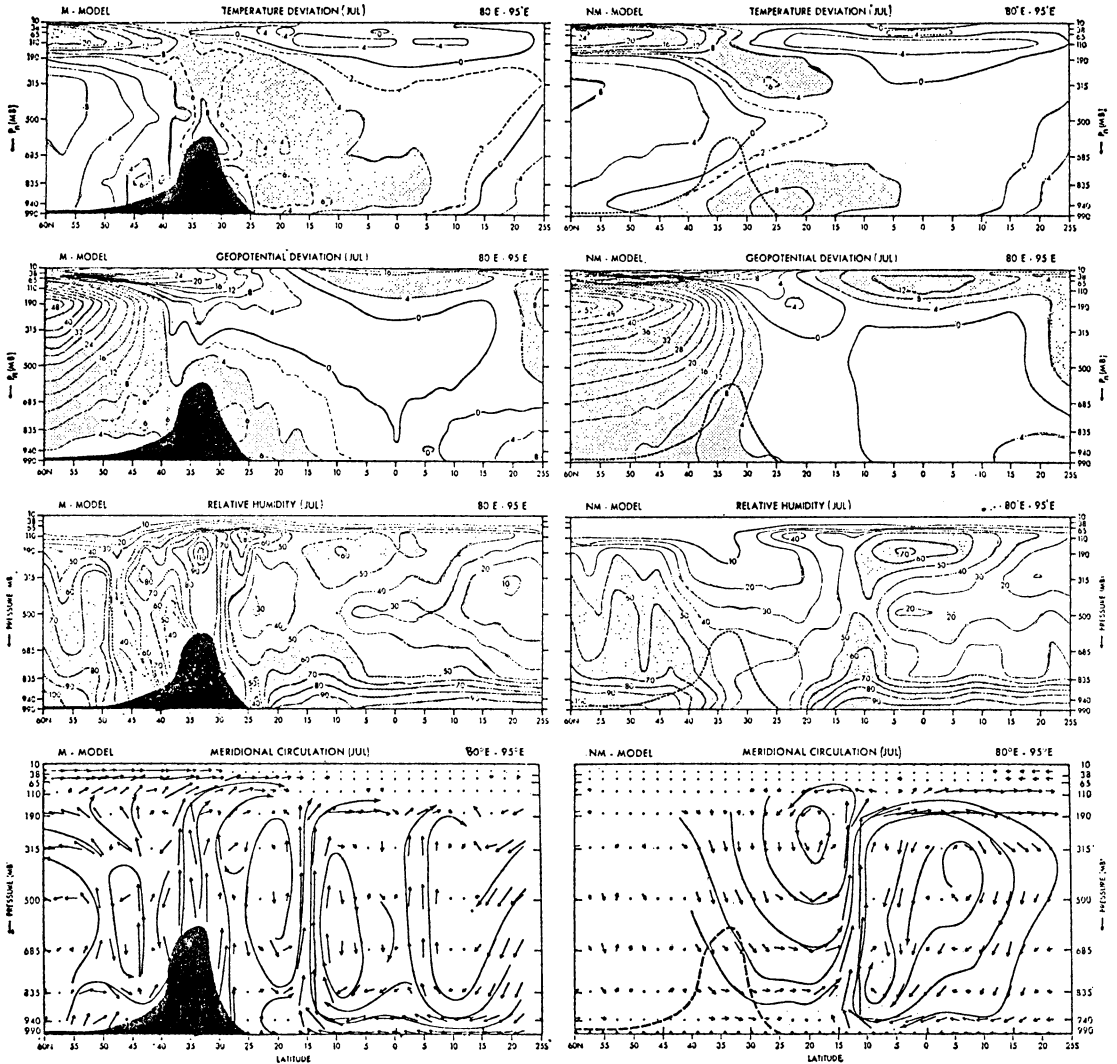
次に、インドのモンスーンを山岳のある場合とない場合でより詳しく比較してみよう (第26図)。上の図から温度、ジオポテンシャル、相対湿度、子午面循環の比較である。山岳のない場合には対流圏上層で温度が低く、高気圧も弱く、乾燥していて、山岳を取り除いたところで下降流となっている。この実験から、ヒマラヤ山脈はモンスーンの形成に不可欠な要素であることが理解される。この山岳の効果は、観測による研究から熱的なもの



第24図 第23図と同じ。ただしシミュレーションは 190mb 面、観測による解析は 200mb 面 (Sadler, 1972)



第25図 山岳を除いたときの 190mb 面の流線図 (Hahn・Manabe, 1974).

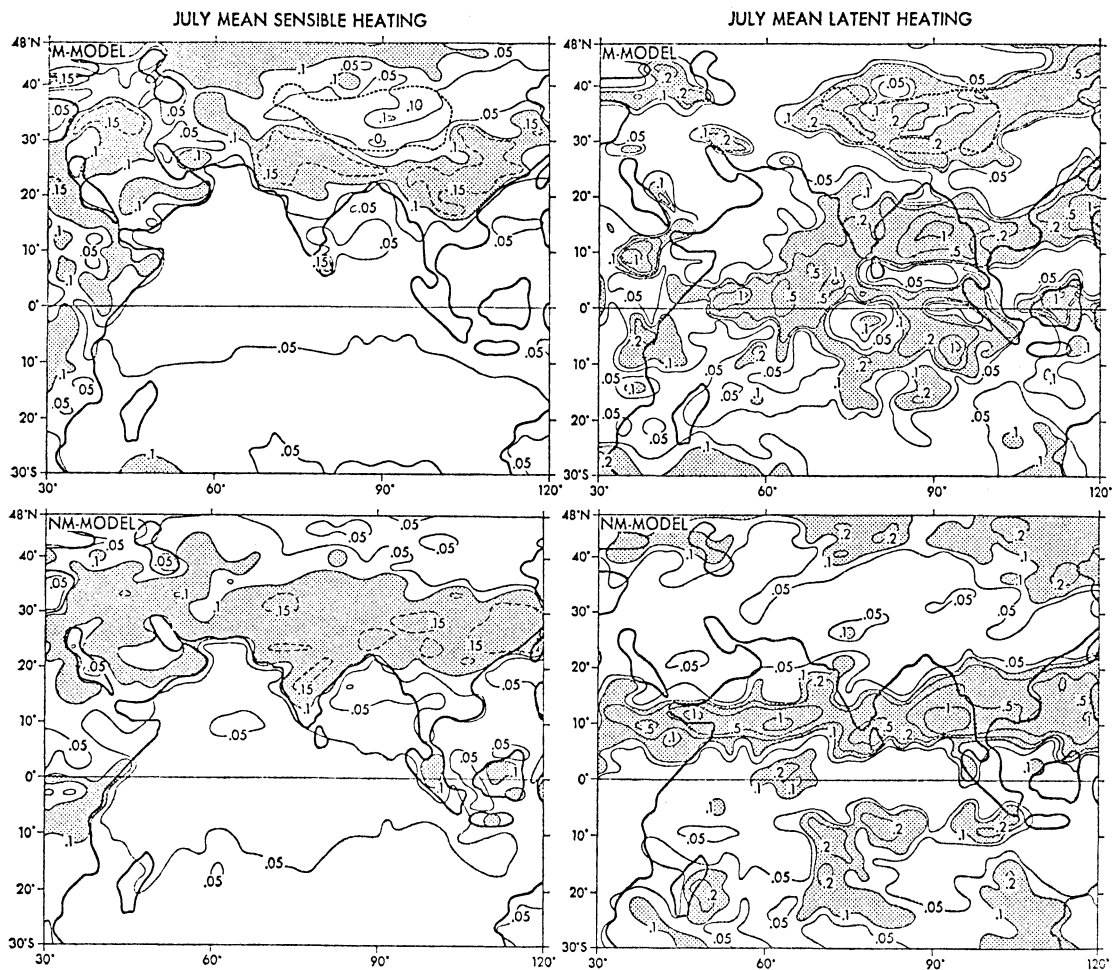


第26図 山岳を考慮したとき(左図)としないとき(右図)の、上から温度の帯状平均からの偏差、ジオポテンシャルの偏差、相対湿度、子午面循環の比較 (Hahn, Manabe, 1974).

であることは明らかであるが、その要因をみる為に地面海面と大気との熱交換と、凝結熱による加熱率の分布を比較してみる(第27図). 左の図が熱交換, 右が凝結熱であるが、明らかに前者は山岳のあるなしにあまり影響されない. ところが凝結熱の分布は大きく変化し、山岳のない時にはその分布が海上の分布に似たものとなる. この事実は山脈の効果が、高地の地表面が直接に高層大気を暖めるというよりも、積雲対流を活発にすることによって凝結熱放出の分布を変えることにあることを表わしている.

以上をまとめると、北半球夏季の熱帯大循環の維持には、海陸分布、特にヒマラヤ山脈によって生ずる湿潤対流が本質的な役割を持っていると結論される. この山岳の効果は、冬季の力学的効果とは対照的に、積雲対流を引き起こすという意味で力学-熱力学的効果と考えることができよう.

これまでの、海陸分布と山岳の効果の季節および緯度帯別の役割をエネルギー収支の立場からまとめてみると第28図のようになる.



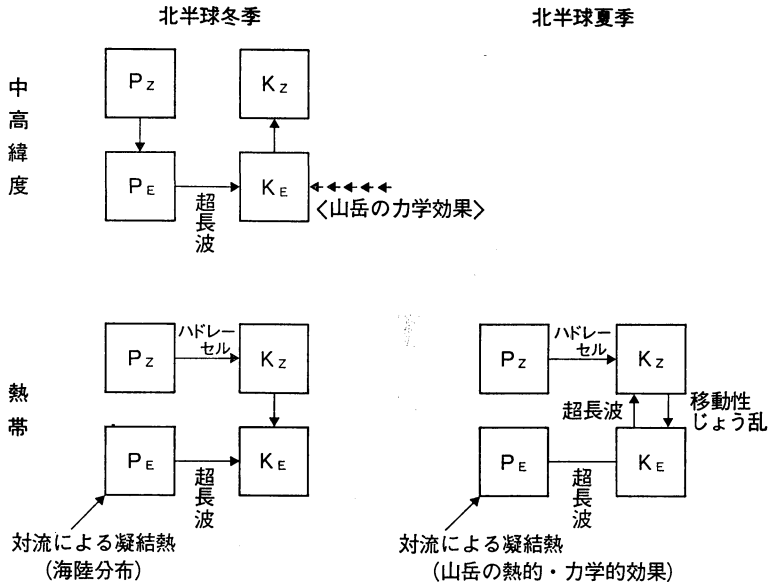
第27図 山岳を考慮したとき(上図)としないとき(下図)の地表面と大気との熱交換による heating (左)と凝結による heating (右)の比較 (Hahn・Manabe, 1974).

北半球冬季の中高緯度においては、主として山岳がその力学的効果(流れの方向を変える)によってじょう乱を作り出す。このじょう乱は波長が非常に長く、停滞性で、その構造はエネルギー変換が $P_Z \rightarrow P_E \rightarrow K_E \rightarrow K_Z$ となるようなもので、傾圧不安定に似た構造を持っている。図において山の力学効果として示した小さな矢印は、エネルギー源という意味ではなく、単に山岳が流れを変形させることによって K_E を作り出すという事を表わしている。(この点ではこのようなエネルギー収支図は少し不便である) 海陸分布の熱的效果は、特に対流圏中層以上ではあまり重要ではないようである。

北半球冬季の熱帯では、山岳の効果はあまり大きな

く、海陸分布に対応して積雲対流による超長波スケールの有効位置エネルギーの生成がある。これが直接循環によってじょう乱の運動エネルギーに変換されている。研究が始められたばかりなので、中緯度との相互作用や移動性じょう乱などに就て、知られていないことが多い。数値モデルによる各過程の役割の研究もこれからである。

北半球夏季の熱帯においては、山岳の力学-熱力学効果が顕著で、これによって生成された超長波が一般流および移動性じょう乱のエネルギー供給源となっている。また、海陸分布の熱的效果(大気との熱交換)はそれ程大きくないようである。



第28図 エネルギー収支図による季節別、緯度別の山岳と海陸分布の効果。各々北半球冬の中高緯度(左上)、熱帯(左下)、北半球夏季の熱帯(右下)、夏季の中高緯度についてはよく分かっていないので示していない。

これまでに述べてきた物理過程の他にも、海面水温と降水の関係、海流の効果等に関して非常に興味深い結果が数値モデルから導びかれているが、ここでは主として比較すべき信用ある観測がないので省略した。数値モデルの結果は常に実測によって確かめられて初めて信頼すべきものとなる。これは、大循環モデルの持つ弱点の一つと言えるかもしれない。

4. まとめ

以上、Phillips による理想化された大循環モデルの結果が、水蒸気の凝結、山岳、海陸分布によってどの様に変形されるかについて述べてきた。その結果、Phillips のモデルで扱われた傾圧不安定波の他に、停滞性の超長波や熱帯じょう乱が生成され、それらが熱や運動量の輸送、エネルギー収支等に重要な役割を果たすことが示された。また、これらの物理過程は傾圧不安定波のふるまいや子午面循環にも影響を与えるなど、大循環を論ずるのに欠かすことのできないものである事が理解された。しかしながら、傾圧不安定波の役割が他のじょう乱の効果の分だけ減少するような自己調節が働くために、第1図に示されたようなエネルギー収支図には、全球について長年にわたる平均をとれば、全ての物理過程を考慮

してもそれほど大きな変化は現われない。ただし、現在では P_z と P_E の変換は第1図とは逆であると考えられている。しかし上に述べたように、その物理的内容、特にじょう乱の性質は Phillips のものとはかなり違ったものになっているのである。いずれにしても、ここに取り上げた物理過程の効果は決して2次的なものではないことを強調しておきたい。

次にもう少し広い立場に立って、現在まで行なわれてきた数値実験を主とした大循環の研究から、Phillips の実験以来何がわかってきたかをまとめてみると、次の四点に集約されると思われる。

(1) 中緯度の傾圧不安定波動のみでは大循環、特に熱帯の循環が維持されないこと。すなわち熱帯が大循環に重要であり、そこでは水蒸気の凝結過程が本質的なこと。これは熱帯が大循環的な意味で中緯度に影響を及ぼすという意味でも重要である。

(2) 季節および緯度帯によって大循環維持の機構が大きく異なること。

(3) 東西に不均一な下層からの強制によって作られる準定常な超長波が、大循環特にその季節変化に重要な役割を果たしていること。これは従来までなされてきた

ような、東西平均場を重視する行き方はあまり適当でないことを意味している。

(4) 数値実験を通じて、水蒸気、山岳、海陸分布、海面水温、海流などのなす役割が個々に理解されてきたこと。

5. 数値モデルの応用

最後に、数値モデルの現実の大気への応用、特に気候変動や異常気象への応用について少し私見をまじえて述べてみたい。現在では数値モデルを用いて、いろいろな外的パラメータ（海面水温、アルベド、太陽常数、炭酸ガス分布など）を変えることによって、大気の状態がどのように変わるかという実験が数多くなされている。いろいろな興味深い結果が出されているが、いずれも数値モデルによるシミュレーションが実際の大気とまだ大きな差があるために、絶対的な結論がだせずその結果に常に疑問が持たれてきている。このモデルと現実の大気との差は、あきらかに実際の大気における異常気象のときと平年のときの差よりかなり大きなものである。しかしこのモデルの不完全さは、モデルが将来どのように改良されてもおそらくどうしても残ってしまうものではないかと考えられる。したがって、外的パラメータの変化に対する大気の応答は、将来もモデルによってシミュレートされた場からの変化という意味で、相対的にしか論ずることはできないのではないだろうか。このように考えると、この講演でみてきたように、まずひとつひとつの物理過程がモデルにおいて物理的にどのような役割を持っているかを詳しく調べ、次にいろいろな物理過程の相互作用を丹念に調べていくことによって、外的パラメータの変化が物理的にどのように他の物理過程（および自身）を変えて行くかを解明することが最も重要になると考えられる。大循環モデルのような複雑なモデルでは物理過程の相互作用はきわめて非線型であろうから、これを解明するのは非常に難しいと思われるが、気候変動などの問題には欠かすことのできないことではないだろうか。

気候変動のような長期的な変動に関しては、外的なパラメータの変化による大気の変化の他にも、過去の大気の経歴が方程式の非線型項によって気候の変動になって現われるようなものも考えられているから (Lorentz, 1968), ただ単に外部パラメータを変えたり、物理過程を取り除いたりする実験のみで論ずるのにも疑問が残されている。数値モデルの応用はこのような面からも解決されるべき問題が多い。気候変動や異常気象の問題に

は、モデルの精度の向上ばかりでなく、実測による研究も取り入れた総合的な研究が必要となろう。

文 献

- Abbott, D.A., 1977: Hemispheric simulation of the Asian summer monsoon, *PAGEOPH*, 115, 1111-1130.
- Hahn, D.G. and S. Manabe, 1975: The role of mountains in the south Asian circulation, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1515-1539.
- Holopainen, E.O., 1970: An observational study of the energy balance of the stationary disturbances in the atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 96, 626-644.
- Kanamitsu, M., T.N. Krishnamurti and C. Debradine, 1972: On scale interaction in the tropics during northern summer, *J. Atmos. Sci.*, 29, 698-706.
- Kasahara, A., T. Sasamori and W. M. Washington, 1973: Simulation experiments with a 12-layer stratospheric global circulation model, I, Dynamical effect of the earth's orography and thermal influence of continentality, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1229-1251.
- Krishnamurti, T. N., 1971: Tropical east-west circulations during the northern summer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1342-1347.
- Lorentz, E. N., 1968: Climatic determinism. *Met. Monogr.*, 8, No. 30, Amer. Met. Soc., 1-3.
- Manabe, S. J., Smagorinsky, J. L. Holloway Jr., and H.M. Stone, 1970a: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, III, Effect of increased horizontal resolution, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 175-212.
- Manabe, S., J. L. Holloway Jr. and H.M. Stone, 1970b: Tropical circulation in a time-integration of a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 27, 580-613.
- Manabe, S., D. G. Hahn and J. L. Holloway Jr., 1974: The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 43-83.
- Manabe, S. and T.B. Terpstra, 1974: The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, 31, 3-42.
- Mintz, Y. 1968: Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion, *Met. Monogr.*, 8, No. 30, 20-36.
- Mintz, Y. and G. Dean, 1952: The observed mean field of motion of the atmosphere, *Geophys. Res. Papers*, No. 17, 11-65.

- Murakami, T. and M.S. Unninayar, 1977: Atmospheric circulation during December 1970 through February 1971, Mon. Wea. Rev., 105, 1024-1038.
- Newell, R. E., J. W. Kidson, D. G. Vincent and G. J. Boer, 1972: The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interactions with Extratropical Latitudes, Vol. 1, The MIT Press, Cambridge, Mass., U.S.A. and London, U.K., 258pp.
- Oort, A.H. and R.M. Rasmusson, 1970: On the annual variation of the monthly mean meridional circulation, Mon. Wea. Rev., 98, 423-442.
- Phillips, N.A.: 1956: The global circulation of the atmosphere, A numerical experiment, Quart. J. Roy. Soc. 82, 123-164.
- Sadler, J.C., 1972: Mean upper tropospheric circulation of the tropics, Preliminary pre-publication, Dept. of Meteorology, Univ. of Hawaii.
- Saltzman, B. and S. Teweles, 1964: Further statistics of the exchange between harmonic components of the atmospheric flow, Tellus, 16, 432-435.
- Starr, V. P. and R. M. White, 1954: Balance requirements of general circulation. Final Rept., Part I., Department of Met. MIT, Cambridge, 186-242.
- Webster, P. J., 1972: Response of the tropical atmosphere to local steady forcing, Mon. Wea. Rev., 100, 518-541.

551. 513; 551. 584

2. 数値モデルからみた気候変動*

木 田 秀 次**

1. はじめに

大気大循環モデルとして既によく知られている数値モデルは、いくつかの問題をはらみつつも、世界の気候を再現するという当初の目標をほぼ達成したと言える。このことにより、世界の気候がどのように形成され、そして維持されているかについての理解が急速に深まりつつある。

われわれがふだん用いる「気候」という言葉は、直接的に生活にかかわる気温や降水について述べる場合が多いが、それらと密接に関係している風もまた気候の要素に含めて考える方が自然である。したがって、世界の気候を大気大循環論のワク内で論じるのは十分な必然性がある。

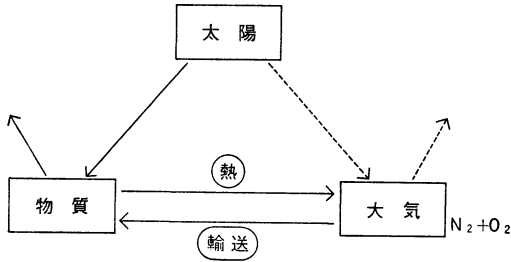
大気大循環の機構に関する研究が進展するにつれ、大気大循環の変動の問題に大きな興味と関心がそそがれるようになってきている。これはそのまま気候変動の研究に通じている。ただしここで大気大循環の変動といったものは、大気大循環の準平衡状態の変動と理解されるべきである。つまり、ここでいう気候とは、大気大循環の

準平衡としての一統計的状态を言う。そのような準平衡の状態は、大気大循環を駆動しかつ制御する（広義の）外的条件が一定不変の場合にのみ実現されるものであるから、言わば仮想的な概念にすぎない。しかし、現実の大気においては、それが任意の状態からやがて準平衡の状態に落ち着くまでの時間スケールは3週間程度と見積もられており、したがってこの程度の時間に対しては前述の外的条件（たとえば日射や地表雪水、海洋表面温度などの年変化）の時間的な変化は十分にゆっくりしたものであって、現実の大気大循環をたとえば月平均値ぐらいの統計でみるとときには、それはほぼ準平衡状態であるとみなしてよい。大気大循環の季節変化は、そのような準平衡状態の微妙な変化から成り立っていると言えるだろう。

さて、今回の話題に照らせば、「大気大循環の準平衡状態とは何か」を数値実験に基づいて検討しようというわけである。これは、気候変動の研究において最も本質的なチャレンジであると納得されよう。ただし、そのような研究は現在ようやく緒についたにすぎない段階であり、したがってこれまでの成果はまだ少ない。しかし、少ないと言えどもそれらは将来の可能性を約束するに十

* Climatic Change and Numerical Experiments.

** S. Kida, 気象研究所予報研究部.



第1図 気候-太陽-物質の相互作用

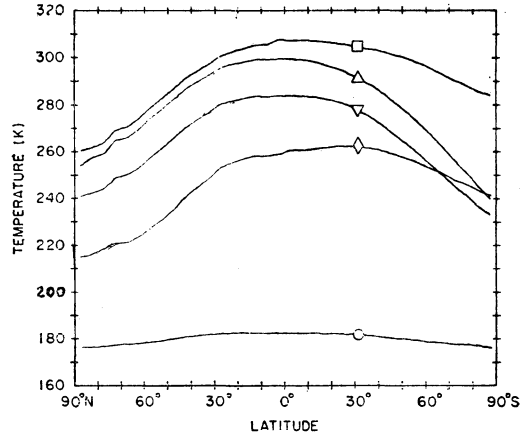
分なものであることを以下に簡単に触れてみたいと思う。

2. 気候研究と数値モデル

前節で少し触れたように、気候とは大気大循環の準平衡状態であると理解することにしよう。そして次に、大気大循環とは何かということについても考えておこう。大気大循環と言うまでもなく地球規模でみたときの大気の運動系である。すなわち、地球の半径と比較したときはほぼ同程度の規模を有する渦や波動、対流などで構成された総合的な運動系をいう。現実の地球大気ではそのような大規模運動が卓越しており、たとえば天気図などで温帯低気圧や移動性高気圧、または定常的なシベリア高気圧や亜熱帯高気圧などとしてよく知られている。

大気大循環の大気とは主成分である窒素と酸素（の混合気体）を指す、としておいた方が都合がよい。すなわち、それら以外の成分は大気の含有物質として扱う。そのように考えると、大気大循環を駆動したり制御したりする効果をもつものは日射と大気以外の物質系とである。これらの関係を図式化したものが第1図である。太陽エネルギーの大部分は物質系に作用するが、大気にはあまり作用しないことなどが表わされている。また、物質系における熱収支過程の結果として大気に与えられる熱エネルギーは大気大循環の駆動源になり、一方、大気の運動は物質の分布を変化させる。このような一連の相互作用を通じて、大気大循環の運動の様子が決まる。したがって、大気大循環の時間的な変化は、太陽-物質-大気の三つのシステムの各々の変化の総合的結果として生じるものであると考えられ、このことはまた、各々のシステムを切り離して考える場合には本質を異にする三つの変化過程を含んでいることを意味する。つまり (1)非断熱条件下の大気の運動の変化 (2)物質の分布の変化、(3)太陽活動の変化 などである。このうち(2)については人間活動を含めてよい。

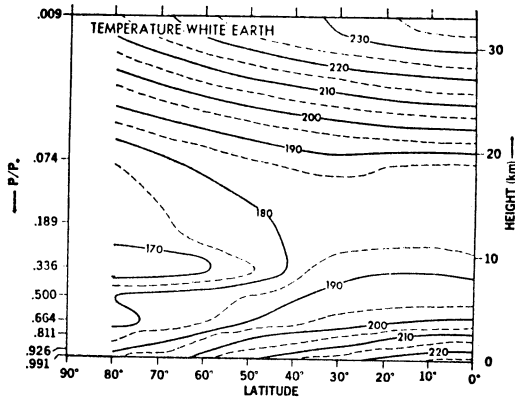
以上のようなわけで、気候変動を考えるときには(1)



第2図 地球・大気・海洋系の平衡解五種 (Faegre, 1972).

(2)や(3)などの効果の何が最もきいているかを理解する必要がある。このような点を明らかにするための研究は、特に気候感度の研究と呼ばれることがある。たとえば、日射や物質分布が不変であると仮定して、そのときの日射や物質分布の条件に応じた気候はどのようなものであるかを計算で求める。次に、日射または物質分布の条件を少し変える。そしてそのときの気候と条件を変える前の気候とを比べて、気候の変動にはどのような効果がよくきくかを調べる。先にも述べたように、大気大循環と物質系とは相互作用を通じて結合したシステムであるので、気候感度の研究の結論がそのまま気候変動の機構を説明するものにはならない。しかし、(1)と(2)との間に存在し得るフィードバック効果を知る上では、気候感度の研究はきわめて重要である。

さてそこで、(1)と(2)とを一つの系として考えることもできる。特に、物質系の中の H_2O に関しては習慣的に気候の要素に含まれていて、降水や雪水などの分布も大気の温度や運動と同じく準平衡という概念が適用される。この場合には、大気大循環の準平衡状態として定義した気候とは違った意味での準平衡である。これに関連して、きわめて興味深い理論的研究の結果を次にみよう。すなわち第2図がそれである。これは、Faegre (1972) が Budyko・Sellers の気候モデル（経度平均地表気温の南北分布を予測するもの）を用いて、日射が同一の条件下にある場合でも、五つの気候（平衡解）が存在し得ることを示したものである。つまり、前述の(3)が不変であっても、(1)と(2)との結合系としては五つの準平衡状態がモデルの解として求まった。現実におわれわれが経



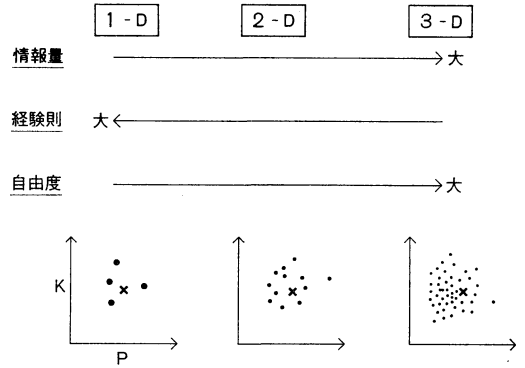
第3図 White Earthの再現 (Wetherald, Manabe, 1975).

験している気候は、それらの五つの解の中で、図中に△印が付けられているものに相当しており、他方△印のものは過去の氷河期の気候に当たるであろうと Faegre は指摘している。すなわちこれを別の表現で言うと、現在の気候や氷河期の気候は日射の変化によらずとも、大気-物質（特に氷雪）の結合系の互に異なる平衡解の一つとして理解できると言うのである。このような主張の真偽はまだ十分に確かめられてはいないが、今後、より高度な気候モデルで検証する価値はある。参考までに、そのような検証の一例を示しておこう。それは、次節で紹介する簡略化された大気大循環モデルを用いての Wetherald・Manabe (1975b; 以下これを略して W・M) の計算結果であるが、地表が全て雪におおわれたときの大気大循環の準平衡状態が第3図に描かれている（ただし経度平均気温の予午面分布）。これを先の Faegre の結果の○印のものと比べると、定量的には相当のへだたりがあるものの、極寒の White Earth（白い地球）の存在し得ることを予言していることには変わりはない。しかもこの白い地球の気候はきわめて安定していて、常識的な範囲での外的効果を加えてもその影響力はほとんど無いらしい。しかし、地表全体に黒い砂をばらまくなどすれば寒冷地獄から脱出することができるかも知れない。

以上簡単に述べたように、気候の変動は、大気-物質の系の変動という意味でとらえるのが適当なようである。

さて、気候の変動を数値モデルによって研究するために、そのモデルとしてはごく簡単なものから複雑なものまでいろいろ提案されている。それらのうちどれが適当

気候の数値モデル



第4図 気候の数値モデルの特徴
下段の図は誤差分布を象徴的に表わしたもので×印が真値。

であるかについては、気候変動の種々の問題の中で何を注目するかによって異なる。しかし明らかに、気候変動という大気-物質系の微妙なバランスを扱う以上、あまりに単純化されたモデルはほとんど説得力がないだろう。

数値モデルは、1次元モデルに始まり2次元モデル、3次元モデルへと現象をより忠実に記述できるように拡張される傾向がある。しかし一般に、数値モデルの次元を拡張すると計算手続きが複雑になるので計算機の利用時間が大きくなる。これは単なる工学的な問題に過ぎないけれども、実際上の大きな障壁である。したがって、計算時間の制約のより少ない数値モデルが必要である。

次に、種々の規模の数値モデルの問題点についてごく簡単に触れてみよう。それをやや象徴的にまとめたものが第4図である。すなわち、1次元気候モデルとは現象を垂直方向のみの関数として表現するものが代表的であって、たとえば全球平均気温の高度分布などを扱う。したがって、緯度や経度に関する分布状況はほとんど分からない。ここでほとんど言ったのは、何らかの仮説を導入しない限り、という意味である。2次元モデルになると垂直方向の他に緯度についても陽に現象を表現し、ものごとを予午面分布で見ようとするものである。気候モデルと呼ばれるこれまでの多くのモデルは、このような2次元モデルすなわち経度平均量モデルである。これは、地球大気の気候分布が第一近似としては予午面分布で記述できるという背景に沿っているのである。さて、3次元モデルになると、元来現象が3次元であるから、最も忠実に現象を扱うことになる。この忠実なというと

ころが3次元モデルの最も本質的な性質である。

1次元から3次元までモデルの規模が拡張されるにつれ、当然ながら扱う変数の数は増す。このことは、われわれの欲する変数の値が直接的にモデルから得られる利点があることを意味すると同時に、モデルの自由度が増すことでもある。モデルの自由度が大きくなれば、そのモデルはわれわれの意志から独立することにつながり、モデル自身の自然体系を有するようになる。一般には、これまでのモデルは完全ではないので、モデルの自然体系と実際の自然体系とは少々くい違い得る。残念ながら、多くの気候モデル(3次元)は不自然なところがまだまだ多いようである。

一方、3次元モデル以下のより簡単なモデルは、次元を少なくしたことに伴ってその補いのための大たんな仮説を導入しなければならないのが普通である。その仮説は、いわゆるパラメタリゼーションと呼ぶ所に集中している。1次元や2次元の気候モデルでは、たとえば3次元構造を有する大規模渦(高低気圧系)などを何らかの形でパラメタライズしなければ気候のシミュレーションは不可能である。しかも、その時の方法がモデルの死活を決める。これまでに発表された多くの1次元、2次元の気候モデルがそれなりの成果を示しているのは、一に各種パラメタリゼーションの効用に依存している。これを別表現すると、パラメタリゼーションを適当に加減すればある程度満足に気候が再現できると言えなくもない。もちろん、本来のパラメタリゼーションは適当に加減する余地など無いものであるのが望まれる。しかし、そのような方法に達することはきわめて難しいと思われるし、また果たして可能なことかどうかとも疑わしい。そして多くの場合、現在の気候の観測事実から得た結果を採用して、パラメタリゼーションの中の未知定数などを評価したりする。こういうことで、未知の気候が正しく再現できるかどうか、多くを言うに及ばない。

以上のようなわけで、気候変動という未知なる現象を考える場合には、本質的と思われる部分には大きな仮説を持ち込まないことを基本にすべきであろう。もちろんこれは3次元モデルについても当てはまることではあるが、元来3次元の現象を2次元以下で扱うほどの無理なパラメタリゼーションはほとんどない。

3. 気候感度の数値実験

気候変動の研究の歴史は長いので、その間に提案された気候変動の原因に関する学説は数多い。ところが、それらの学説に対して定量的に証明する手段が得られるよ

うになったのは最近のことで、その手段とは前節で述べた気候の数値モデルのことである。

気候変動の原因を考える場合、その変動を誘引する根源的な動機は何であるかを検討するわけであるが、その一つのアプローチがここに紹介する気候感度(感度解析とも言う)の研究である。

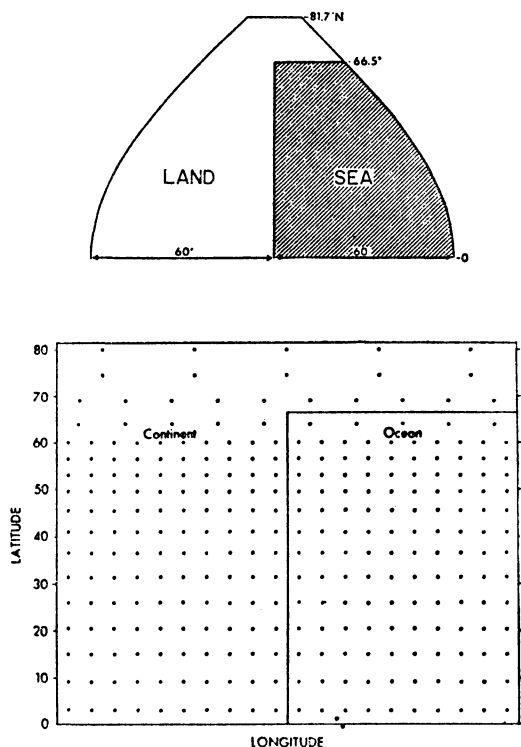
ところで、気候変動の動機として太陽の問題を指摘する議論は多いが、その中で特に、太陽定数の変化は最も分かり易い要因である。しかし、一見分かり易く思えても、少し詳しく考えると必ずしも単純でないことがすぐに分かる。すなわち、大気の有効温度 T_e は、太陽定数を S_0 、全アルビードを A とすると、

$$4\sigma T_e^4 = S_0 (1 - A)$$

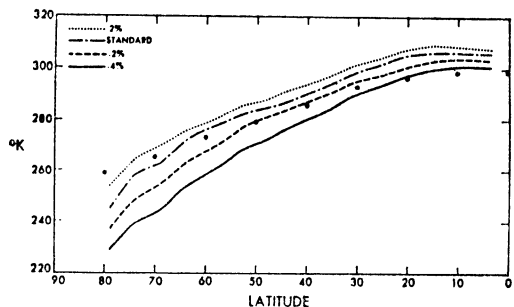
で求められる。ただし σ はステファン・ボルツマン定数である。この関係式を見れば分かるように、 T_e は S_0 の変化のみならず A にも関係する。 A の内容は、雲量や地表の状態(氷雪分布など)に関するものであるから、これは気候の条件そのものに依存していて、結局 T_e と A とは相互的に結びついている。このように、 S_0 が変化してもそれに応じて T_e が変化するかどうかはすぐには分からない。それで、 T_e と A との関係がどのようなものであるかが重要な問題である。

Wetherald・Manabe (1975) は、 A の変化を含むモデルを用いて、 S_0 の変化がどのような気候の変動を誘引し得るかを検討する数値実験を行なった。そのための数値モデルはもちろん3次元であるが、水平的には第5図のような扇形領域に限られ東と西との境界はサイクリック条件で結ばれている。垂直には下部成層圏を含む。地表の条件としては、図に描かれているように中低緯度の1部が海になっている。ただし、この海は海流を考えないもので、海面温度は熱収支(放射や潜熱・顕熱)がバランスするものとして計算する。この点、水平方向の熱輸送も重要な実際の海と大きな隔たりがあるので注意が要る。海というより沼と呼んだ方が良さそうだ。一方、放射に関する太陽高度の条件は、春分条件が仮定される。その他、数値モデルの詳しい内容については原論文を参照して戴きたいが、GFDL で開発が続けられてきた大気大循環モデルとほぼ同じである。

気候感度に対する W・M の研究では、 S_0 の変化と A の変化との関係の中で、特に A においては積雪分布の変化に関心がおかれていると言える。というのは、 A の主要な部分である雲量の変化については、変化しないものと仮定する。すなわち、雲量分布は現気候の分布が採



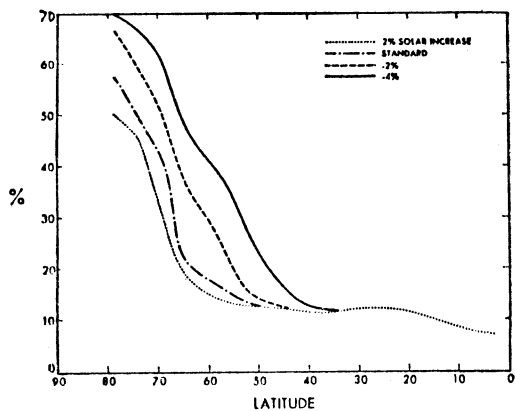
第5図 簡単化された大循環モデルの水平構造 (Manabe・Wetherald, 1975).



第6図 地表気温の緯度分布。図中の黒丸は観測値 (Wetherald・Manabe, 1975).

用されている。この仮定には問題を感じる人も多いと思われるが、言わばモデルの一つの重要な未解決部分であって、現時点での限界を示している。しかし、UCLAの大循環モデルでは雲量分布も予報(計算)されるようになっていく。

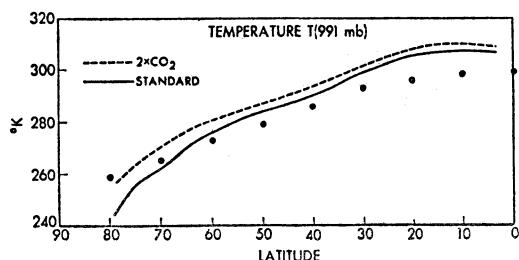
次に、W・Mらの計算の結果をみることにしよう。第



第7図 地表アルビードの緯度分布 (Wetherald・Manabe, 1975).

6図がその一例で、地表気温(ただし991mbの高さ)の経度平均値の緯度分布である。これは S_0 の大きさを2%ずつ変化させた場合の四通りの結果である。これによると、 S_0 の2%変化は地表気温を5~10°C変化させる。そして、緯度的には低緯度で小さく、高緯度で大きく変化する。また、 S_0 の変化幅と地表平均気温の変化幅は単純な比例関係にあるのではなく、 S_0 の大きな変化に対しては気温の変化はますます大きくなる傾向が読み取れる。このことは、負のフィードバック効果があることを反映しているのかも知れない。そして、 S_0 と T との関係に A の効果が介入しているようで、これは次に明らかにされる。

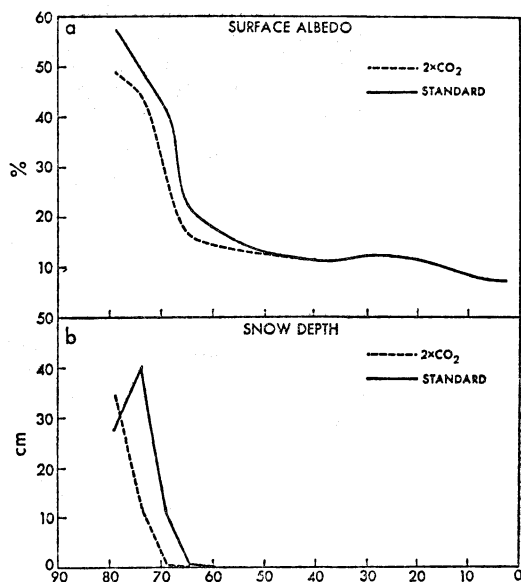
第7図は地表アルビードの変化が描かれている。ここでのアルビードは主に積雲効果を意味しているが、積面温度が低いほどアルビードが高くなるように仮定されている。したがって、一般に高緯度ほどアルビードは高い。第7図で明白のように、 S_0 の減少は気温の低下とアルビードの増加とを導く。この結果の興味を引くところは、 S_0 が標準よりも4%低い場合でも劇的な気候変動はなかったということである。先に紹介したFaegleの気候モデル(Budyko・Seller Model)の理論では、現在の気候は S_0 が2%減少すれば全地球が積雪でおおわれるWhite Earthに落ち込むというものであったが、W・Mのモデルではそうならないようだ。W・Mの研究でこの点を明らかにするような計算が行なわれていたらと惜しまれる。つまり、White Earthに落ち込むための S_0 の臨界値が存在するのかどうかおもしろい問題である。



第8図 地表気温の緯度分布. 図中の黒丸は観測値 (Manabe・Wetherald, 1975).

もう一つの気候感度の研究として、同じく Manabe・Wetherald (1975) は、大気含有物質の濃度変化に対する気候の変化を取り上げ、特に近年人間活動の影響で増加の傾向が指摘されている CO_2 濃度変化の効果を調べている。古くから、大気放射伝達の上で重要な CO_2 は、気候の変化を誘引し得ると考えられてきたが、それを大循環モデルで定量的に評価されたわけであるから、その結果は将来の人間活動にとって無視できないであろう。M・W は、 CO_2 濃度を現在の2倍であると仮定して計算している。第8図はそのシミュレーションの結果の一例で、さきほどの場合と同じく地表気温の緯度分布が描かれている。これを見ると、気温の変化幅は $5\sim 10^\circ\text{C}$ でやはり低緯度よりも高緯度においてより大きく変化しているのが分かる。 S_0 の変化の場合と比較すると、 CO_2 が2倍になる効果は、 S_0 が2%増加することとほぼ同じであることが分かっておもしろい。一方、地表アルビードの変化についても同様の特徴が見られる (第9図)。地表付近の気象状況を見ている限りでは、 S_0 の変化も CO_2 の変化もたいして変わりが無いが、大気の上層 (成層圏) では全く変化傾向は異なる。 S_0 が増加する場合には、成層圏のオゾンによる日射の吸収で成層圏は気温が上昇する。しかし、 CO_2 の増加の場合には、それによる赤外放射 (放熱) による冷却で成層圏の気温は下がる。こういう効果は成層圏で著しいが、対流圏ではそれほどでもない。

以上に見たような S_0 や CO_2 の変化に対する気候感度の他に、海水温の変化と気候変動との関連も興味もたれる。したがって、これまでにもそれを検証するための数値実験がいくつか行なわれているが、今回は特にそれに触れないことにする。海水温の変化の影響を調べようとするときには、そもそもその海水温がどのように変化すると仮定するのかという少々めんどろな問題がある。長期予報などに参考になると思われる研究として、

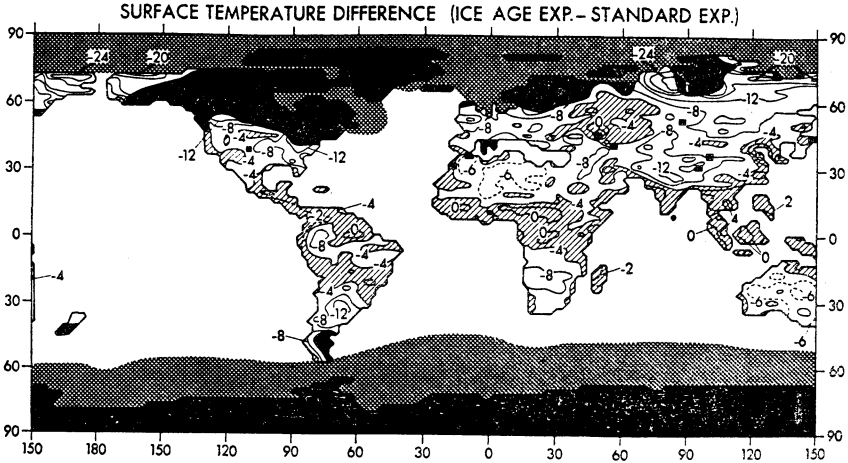


第9図 地表アルビード (上) と積雪量 (下) の緯度分布 (Manabe・Wetherald, 1975).

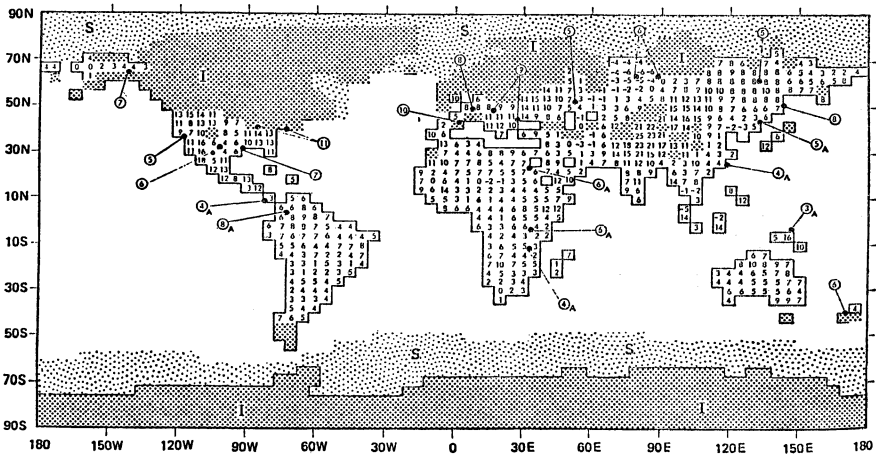
海水温の local anomaly の気候に対する影響を調べる方法が考えられるが、この種の方法などはまさにどのように海水温の anomaly を設定するか難しい。このような意味で、海水温の影響を議論するには、先の S_0 や CO_2 の変化の問題とやや異なっていて一般化した結論が得にくいように思われる。このことは、気候と海水温とは分離して扱う (つまり単なる境界条件) のに不適当な関係にあると理解すべきことを示しているのかも知れない。たとえば、一様に海水温が何度上昇するとか下降するといった問題設定はあまりに人為的で、平均海水温の変化はおそらく (平均からの) 偏差分布の変化と不可分に結びついていると思われ、したがって、気候と海洋大循環とは一つの系として扱う他なく、すなわち、海水温という境界条件の影響を評価するという課題はもともと無理なものと言えなくはない。ただし、長期予報などにも応用し得る考えとして、ある時の海水温 anomaly がその後どのように気候の anomaly を作り出すかに関しては数値実験が可能である。ただ、これをもって気候変動の研究というには一般性が欠けるので、長期数値予報と呼ぶのがふさわしい。

4. 氷期気候の再現

現在の大気大循環モデルは、現在の世界の気候を再現するのにほぼ成功している。このことにより、過去の気



第10図 (a) 地表気温の分布 (標準気候と氷期気温の差).
(Manabe・Hahn, 1977).



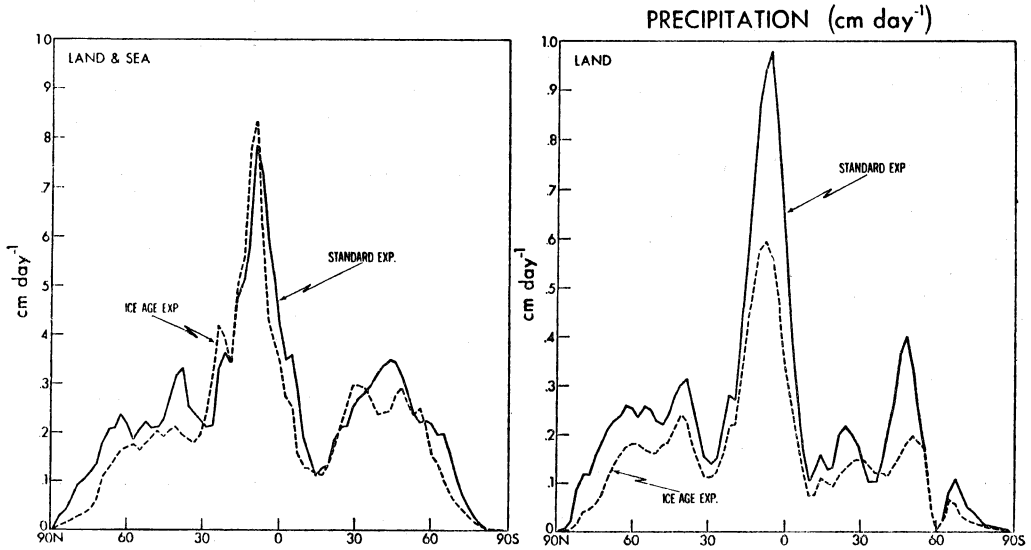
(b) (a)と同じ。図中の○印中の数字は地学的証拠によるもの。
(Gates, 1976b).

候学的条件(地表の状態や大気成分、太陽活動など)さえ分かれば、その過去の一時期の気候が再現し得るようになった。このような考え方に立て、最も近い過去の氷期(ウルム氷期)の気候を再現した例が公表されている。一つはGFDLのManabe・Hahn(1977)、もう一つは現在オレゴン大学のGates(1976)である。前者は下部成層圏をも含む11層モデルを用い、後者は対流圏のみの2層モデル(Mintz-Arakawaモデル)を用いている。

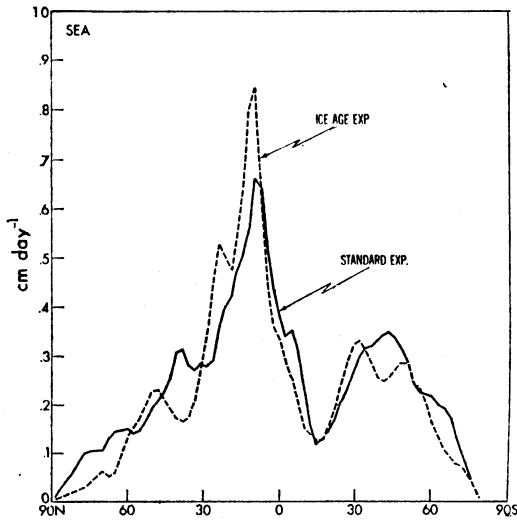
氷期の気候を再現するための、その当時(約1.7万年

前)の地表の条件(海水温分布や氷河分布、地形分布、アルビード分布など)はCLIMAPの調査結果が使われている。そのデータは今までのところ夏季のものに限られており、したがって以下の氷期気候は夏のものである。なお、氷期の地表条件の詳しいデータはここでは省略する。

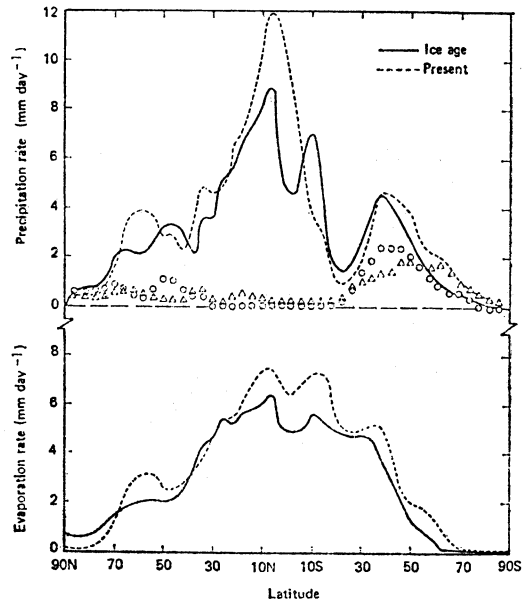
さて、大循環モデルによって得られた結果のごく一部を次にみよう。まず、第10図には陸上の地表気温が示されているが、直の気温ではなく、標準気候(現在の地表条件に基づいて得られた気候)との差で描かれている。



第11図 降水量の緯度分布。破線が氷期、実線が標準気候を示す。左下は海上のみ、右上は陸上のみ、左上は経度平均 (Manabe・Hahn, 1977)。



(第11図つづき)



第12図 降水量(上段)の緯度分布。実線が氷期、破線が標準気候を示す。下段は蒸発量の緯度分布 (Gates, 1976a)。

されていると言える。

気温の次に興味のある気象要素は降水量である。第11図には Manabe・Hahn の結果、第12図には Gates のものが経度平均値の緯度分布として示されている。低緯

この図はわれわれにとって最も関心を引くものであろう。Manabe・Hahn (第10図a) と Gates (第10図b) とを比較すると、かなりの一致がみられる所とそうでない所があるようで、中低緯度ではよく一致しているが、山岳付近や高緯度では相当に違っている。もちろん、両モデル共に問題は少なからずあるから、第10図の結果はまだ評価できないという見方もあり得るが、地学的な証拠とつぎ合わせてみると、全体としてよく氷期気候が再現

度における降水量の著しいピークは再現されているが、両モデルの結果の差も少なからず存在している。標準気候と氷期気候との降水量の差は、Gates では氷期の方が少なくなり、Manabe・Hahn では必ずしもそうではない。しかし、Manabe・Hahn でも陸上の降水量に限ればやはり氷期に小雨であることが示されていて、氷期は乾燥という学説が支持されているようである。

5. おわりに

大急ぎで、大循環モデルによる気候変動の研究の一部を紹介した。読者もすでに気付かれていると思うが、気候の変動を再現する研究はまだ行なわれていないのが実情である。すなわち、少なくとも何十年、何百年の程度の時間積分を実行するには、現在の計算機の能力ではきわめて厳しいのである。また、大循環モデルの開発において、気候の変動を扱うにはまだまだ研究の余地があるのである。しかし、大循環モデルによる気候変動研究は最も将来性のある方法であり、今後の発展が望まれる。

文 献

- Faegre, A., 1972: An Intransitive Model of the Earth-Atmosphere-Ocean System, *J. Appl. Met.*, 11, 4-6.
- Gates, W.L., 1976a: The Numerical Simulation of Ice-Age Climate with a Global General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1844-1873.
- , 1976b: Modeling the Ice-Age Climate, *Science*, 191, 1138-1144.
- Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1975: The effects of Doubling the CO_2 Concentration on the Climate of a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
- Manabe, S. and D. G. Hahn, 1977: Simulation of the Tropical Climate of on Ice-Age, *J. Geophys. Res.*, 82, 3889-3911.
- Wetherald, R.T. and S. Manabe, 1975: The Effects of Changing the Solar Constant on the Climate of a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 2044-2059.

質 疑 応 答

朝倉（気象庁） 波数3が地形のためにつくられているのに、エネルギー source は波数2になっているのはどのように理解すべきか。

金光（気象大学校） 波数1, 2, 3などの波を各々独立に扱うのは、数値解析の誤差や緯度変化などの点から難しいところが多い。したがって、波数3というよりも波数1～3の超長波という意味にとった方がよい。これからは、観測の精度をあげ、波数1, 2, 3が独立にどのような振舞いをしているか、また、それらの相互作用を調べることが必要になるだろう。

堀内（東海大学） 太陽定数の変化による子午面温度分布が実測と比べて平行でないのはなぜか。

木田（気象研究所） ここで紹介した計算結果には、海洋による熱の南北輸送効果が入っていないので、計算された気温の南北傾度が実測の場合よりも大きくなったらしい。

土屋（公害研究所） 10年ぐらいい前には、著名な専門家でさえも、太陽定数の2%減はもちろん、5%減程度でも氷河時代の発現は困難といていたが、最近のシミュレーション結果は2%前後の減小で氷河拡大のクリティカル・ポイントを越えることを示している。しかし、

これらのシミュレーション・モデルに入れる太陽定数や CO_2 の濃度変化については、自然と人為的変動の算定に注意する必要がある。たとえば、 CO_2 濃度が人為的に2倍になるといっても、自然の CO_2 生成量が人為量の80～100倍であるので、人為的変動のみで CO_2 濃度の2倍を予測できない。つまり、自然生成量を一定とみなすことに問題がある。また、地上に達する日射にしても、2%程度の変動は自然的にも人為的にも起こり得る。

また、モデルの適用に関して、氷河時代最盛期の循環の再現は、氷河がすでに成立した後に、それによって影響を受けた循環の形であって、氷河拡大を説明したものではない。

今後、どのような問題に力を入れてやっていくつもりか。

木田 ここで紹介した議論は、将来の気候予測を陽にねらったものではない。気候の感度を論じている。氷河時代の計算も、当時の気候を再現したものである。今後の研究の方向について、個人的願望としては、気候の変動を表現し得る数値モデルを開発して、超長時間積分をやってみるのもよいのではないかと考えている。また、

一つの問題として、火山灰の気候に対する影響も興味深い。

田中（名古屋大学） 現在、多くの気候変動あるいは大循環モデルが存在するにもかかわらず、現実との対応が不明確のまま相互の比較が行なわれている状態である。気候変動の研究を大循環モデルで行なう上での方法論に対する意見がほしかった。また、日本で気候変動のシミュレーションをどのように推進していくべきかの意見もほしい。

木田 厳密に言うと気候変動モデルと呼ぶに足るモデルはまだない。一方、大循環モデルの現実性については、実測データと比較するなどして可能な限り検証はなされていると思う。気候変動の数値実験に関する方法論はほとんど論じなかったけれども、なぜ3次元モデルが必要かという点は簡単に論じた。今後は、海面温度や高緯度の雪氷などを予報量として扱う地道な努力を必要としている。簡便さを優先して気候変動モデルの中に安易な仮説を導入することは避けるべきであろう。

司会者 気候変動をシミュレートするためには、外部パラメータによる大気のリスポンスを考えるだけではだめで、大気の変動に応じて外部パラメータがどう変わるかも考慮しなければならない。特に、重要な海面温度に注目すると、海洋と大気の相互作用を取り入れるためには、海洋のシミュレーション・モデルと大気のシミュレーション・モデルとの結合モデルが必要になるが、結合モデルの場合、計算時間がかかりすぎる。もう少し簡単な方法で海洋の効果を扱えないものか。

時岡（気象研究所） 大循環モデルを気候モデルとして使う場合、温度の精度が十分である事が必要となる。たとえば、大循環のシミュレーションだけを問題にする場合、地球全体の温度が1度にずれたととしても、シミュレーションの結果はまずまずのものが得られるかもしれない。しかし、このモデルを気候モデルとして用いようとすると、地表温度の1度のずれは、地表面アルベド-地表気温、水蒸気の温室効果-地表気温といったフィード・バック効果を通して、気候に無視できない影響を及ぼすことは十分考えられる。このように気候モデルづくりでは、地表気温を精度よく決定することが大切で、特に海は地球表面積の7割を占めているので、その扱いは重要である。

海面付近には、大気境界層と同様に海の境界層が形成されていて、季節変化している。この境界層（シーズナル・サーモクライン）を適確に考慮しないと、海面温度に1〜2度の誤差はすぐ出てしまう。しかし、海面温度は、境界層を考えるだけでは不十分である。海の運ぶ南北の熱輸送量は、大気とほぼ同量と言われており（Oort・Von der Haar, 1976）、海面温度を決定する上で、海流による熱輸送は大切な要素である。この効果を取り入れるには海の大循環モデルがあれば問題ないが、もう少し簡単な方法として、たとえば、渦拡散に置き換えるというような事でうまく海面温度が決められるかどうかについてはまだ分からない。今後調べる必要のあることだと思う。しかし、大規模な異常海水温域の発生やその移動が問題となってくる比較的短期間の気候変動では、海の大循環の情報がなければどうにもならず、発生の子報にいたっては、経験的知識なしにそれをやろうとすると、海の大循環モデルは必要不可欠なものになってくると思う。

増田（気象研究所） 気候変動の研究には、海水温など外部パラメータの変化を考えに入れるべきであるというのは当然だと思うが、金光さんの天気4月号のモンスーン力学の国際会議の報告の中に、これらの変動より自然変動（natural variability）の方が大きいかもしれないということが述べられている。この点についての御意見を聞きたい。

金光 系の自然変動という場合、その系が何を含むかがまず問題になる。すなわち、大気のみでなく、海洋もその系の中に含めると、海面温度の変化も自然変動と考えられる。たとえば、ペルー沖で海面水温が異常に上昇するエルニーニョという現象は、気候に大きな影響を及ぼすとされているが、これは貿易風の強さに関連するという説が一般的である。

いずれにしても、外部ファクターの変化がなくても、大気それ自身のもつ自然の変動は、かなり大きい可能性がある。うわさによれば、最近プリンストン大学で大気循環の20年に及ぶシミュレーションが行なわれたと聞いているが、このような研究を通じて、これから明らかにすべきだと考える。

（文責 菊池幸雄）