



天 気

1984年2月

Vol. 31, No. 2

107:301 (東西循環・準定常超長波)

熱帯域における東西循環・準定常超長波 の実態解明と熱帯域数値予報の試み*

—学会賞受賞記念講演—

金光正郎**

1. はじめに

今回学会賞をいただき、ありがとうございました。私がフロリダ州立大学の熱帯大循環研究グループに在籍し、行ってきました研究がこのような形で評価されたことを大変嬉しく思います。ここで、グループリーダーである Krishnamurti 教授およびグループの大勢のメンバーの方々に感謝の意を表したいと思います。

このグループは、1969年頃に熱帯大循環の維持のメカニズムを探ることを目的として作られたものです。私がメンバーとして加わったのは、1970年の後半のことで、最初の熱帯全域の流線解析が終わりかけ、アルバイトによる数値化が進んでいるところでした。このグループの特徴は、データの収集・天気図（流線・等風速線）の解析・各種の診断解析・力学解析・数値シミュレーションから数値予報までを含めた総合的な立場に立って熱帯大循環を理解しようとするもので、私の研究の対象も最終的な目的は同じですが、様々の分野に渡っているように思われます。

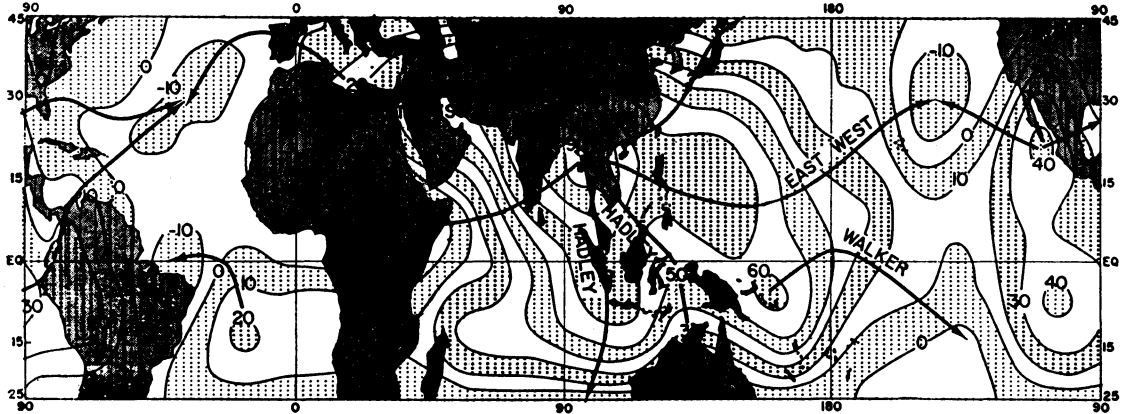
熱帯大循環の定量的な研究を行う場合に最も問題となるのは観測です。周知のように、熱帯の大部分は海に被われており、特に衛星が実用化され始めたばかりの1970年代前半では、データが不足していました。ここで注目されたのが旅客航空機による観測ですが、通常の気象通信網に入ってくるものは少なく、データを集めるのが大変でした。われわれのグループでは、メンバーが一人ずつ熱帯の各地に直接出向くことによってデータの集取を行い、この問題を解決しました。私もこのプロジェクトの恩典にあずかり、ハワイ・グアム経由で日本に一時帰国したことがあります。熱帯の観測網はその後静止衛星による観測や衛星通信などの発達により飛躍的な進歩をとげ、特に近年行われた FGGE の特別観測網は将来は不可能といわれる程の密度の高い観測を1年間に渡って提供しました。1979年から1980年にかけて FGGE の最終レベルデータ（Ⅲ-b データ）の作成に携わったときには、この10年間の観測通信技術の進歩に今さらながらに驚かされました。

* Studies of the east-west circulation, quasi-stationary ultralong waves and numerical forecast experiments in tropics.

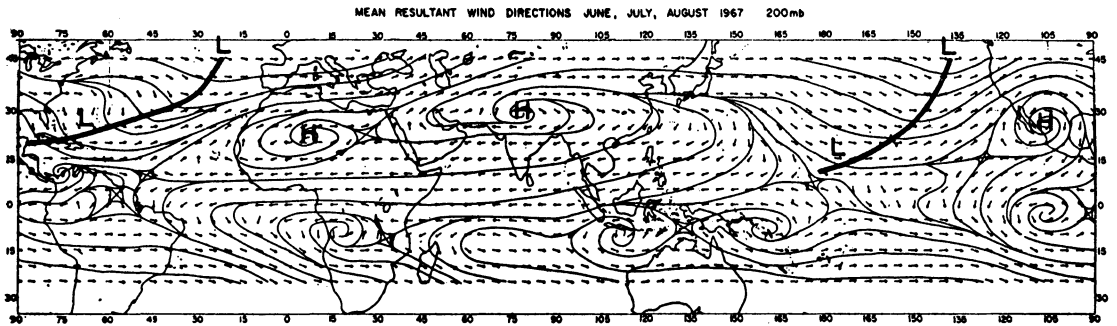
** Masao Kanamitsu, 気象庁電子計算室.

2. 熱帯大循環の機構

熱帯の大循環は、古くから定性的にはある程度まで知られていました。熱帯の地上で観測される 亜熱帯高気



第1図 北半球夏季(1967年)の200 mbにおける平均の速度ポテンシャル。単位は $m^2 \text{ sec}^{-1}$ (Krishnamurti, 1971 a)。



第2図 北半球夏季(1967年)の200 mbにおける平均の風。チベット高気圧と太平洋・大西洋のトラフに注意。(Krishnamurti, 1971 b)。

庄・貿易風・熱帯収束帯・モンスーン・モンスーントラフや砂漠などは、水平の風の分布ばかりでなく、高圧乾燥域の下降と低圧湿潤域の上昇などの鉛直循環の様子も示していることは気候学者には良く知られていた事実です。しかしながら、中緯度に焦点を置いたこれまでの大循環の研究で行われてきたような物理的解釈や定量的な議論は、データの不足が大きな理由となって、ほとんどなされていませんでした。フロリダ州立大学の熱帯大循環グループによって、データの収集までしかのぼって行われた北半球夏季の90日間に渡る200 mb面の風の解析は、熱帯大循環の様々な物理的・定量的な解析を可能とし、大循環の維持のメカニズムを明らかにしてきました。以下に具体的にその結果を述べようと思います。

熱帯の大循環の様子を最も端的に表したのは、第1図に示した200 mbの夏の平均の風から求めた速度ポテンシャルではないかと思えます (Krishnamurti, 1971 b)。

これは風の発散成分が等値線に直角に、図のように吹いていることを表しています。この図から、上昇流の中心がベンガル湾付近にあり、そこからあふれるように南北ばかりでなく東西へも流れ出し、太平洋で沈降している様子がよく分かります。この図は熱帯循環に関して次のようなことを教えてくれます。すなわち、熱帯では東西方向の変化(zonal asymmetry)が大きく、東西に分布する強制場が重要な役割を果たしていること。従って、中緯度に焦点を置いたこれまでの大循環論で行ってきたような、東西平均からのズレを一括してじょう乱として取り扱うことの危険性をも意味しています。さらにこのことは、熱帯大循環の理解には、中緯度とは異った独自の視点で解析を進める必要があることも暗示しています。

速度ポテンシャル(χ)について、別の面からもうひとつ述べたいことがあります。 χ は、風の場合から発散(D)、を計算し、次に

$$\nabla^2 \chi = D \quad (1)$$

を解くことによって得られます。熱帯の鉛直循環を知るには、 χ を計算しなくとも、単に発散の分布を見るのが最も簡単のように思われるかもしれませんが、しかし発散の場は3カ月平均でも細かいパターンが卓越しており、第1図のように明確に鉛直循環を示してはくれません。数式的には、(1)式を χ について解くことは空間的な平滑化作用を伴っているため、 χ はスケールの大きな滑らかな場が卓越するのは当然なのですが、ここで重要なことは熱帯大循環のエッセンスを見せるには、 χ が最も視覚に訴えていることです。気象現象を物理的に説明する方法は色々な種類があると思いますが、他の人々がいかに直感的に理解させ得るかという点も研究を行っていくには重要なことではないでしょうか。

さて、話を本筋に戻し、第2図に北半球夏季平均の200 mb面の流れの場を示します(Krishnamurti, 1971a)。

このレベルでの流れの特徴は、チベット上空にある高気圧と両大洋上のトラフで代表されます。この特徴的な場と、地上気圧場に特徴的にあらわれるインドのモンスーントラフおよび両大洋上の亜熱帯高気圧を考慮すると、対流圏の温度構造はインド・チベット域では高温、両大洋では低温となっていることが分かります。これと、第1図の鉛直循環を組み合わせることで、熱帯モンスーン域で暖気上昇、海洋域で寒気下降の東西面での直接循環があること、また、モンスーンの暖気域では凝結によって熱が放出され、有効位置エネルギーが生成されていることも想像されます。この海陸分布による東西面での forcing の差が熱帯大循環を維持する本質的なメカニズムではないかというのが、平均図から単純に想定されることです。これを様々の面から物理的・定量的に確かめるのが熱帯大循環の研究の目的となります。また、熱帯循環の季節的な変化や年々の変化なども問題となるところで。

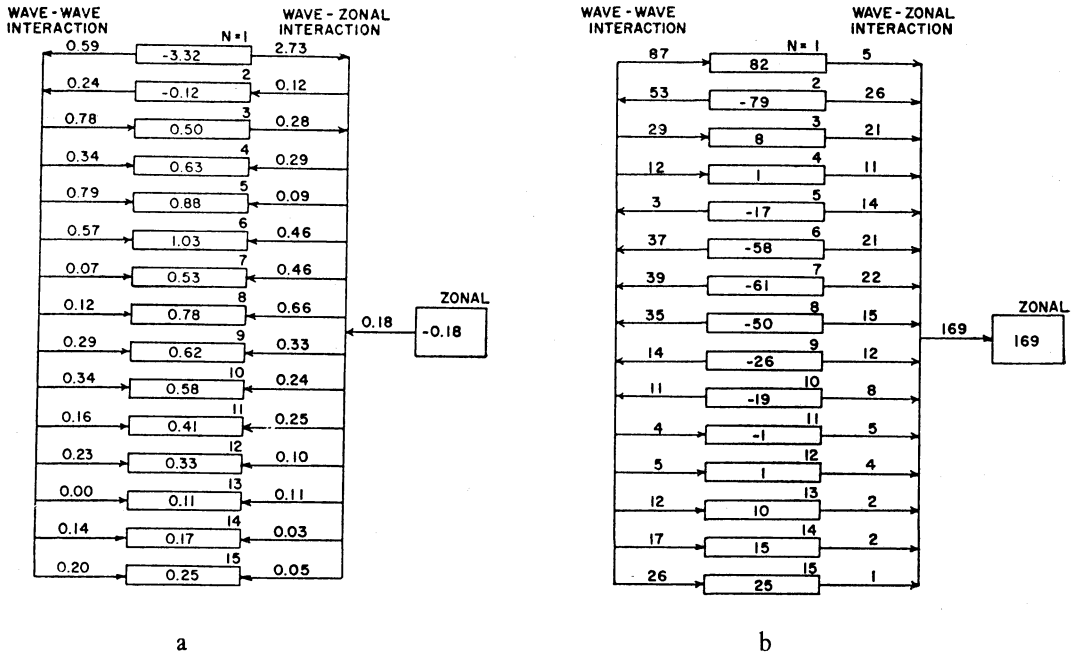
私の行ってきました研究は、エネルギー収支による定量的な研究・季節変化の研究・年々の変化の研究および数値予報モデルによる研究に分けることができます。以下に順を追ってこれらの研究について述べていきたいと思えます。

3. エネルギー収支

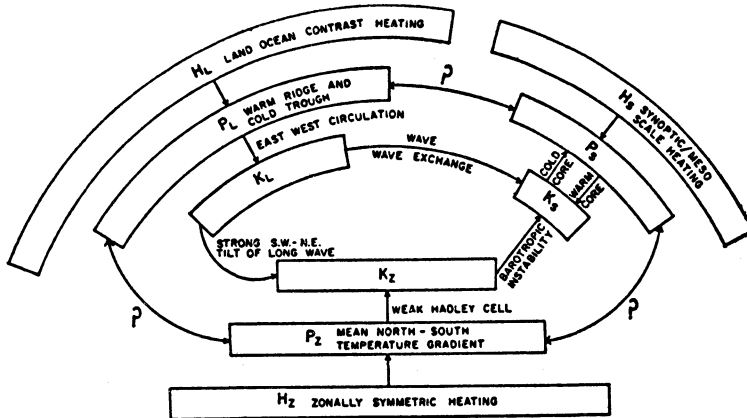
大循環の研究では、帯状平均とそれからのズレに運動を分離し、それらの相互作用を論じますが、熱帯のように東西に変化する場(平均からのズレ)自体にエネルギー

源がある場合には他の考慮が必要となります。すなわちエネルギー源に焦点を絞るためには、東西平均からのズレをさらに何らかの方法で分離し、エネルギー源に対応するもののみを取り出す必要がでてきます。このためには、forcing が大陸の分布とよく対応していることから、東西方向でのフーリエ解析を行い、運動を海陸分布に対応する超長波スケールと他の長短波スケールに分離することが考えられます。このようなスケールの分離をさらに運動エネルギーの収支式に適用することによって、各々のスケールの運動がいかに維持されているかを知ることができます。この方法は、中緯度において長波(高低気圧)の役割を特徴づけるために Saltzman (1957) が初めて行ったものですが、熱帯への応用はきわめて有用な情報を提供します。また、次に示すように、中緯度と熱帯のこのようなエネルギー収支を比較することによって、各々の循環の維持のメカニズムの差を明確にすることもできます。第3図(a)、(b)に、このようにして得られた運動エネルギーの収支を、熱帯(Kanamitsu *et al.*, 1972)と中緯度(Saltzman・Tewels, 1964)を対比させて示しました。各図の箱で示したのは、各スケール(波数)の運動エネルギーで、左側の矢印は異なったスケール同志のエネルギーのやり取り、右側の矢印は東西平均場(zonal)と各スケールとのエネルギーのやり取りです。この図では運動エネルギーの収支のみを扱っているので、有効位置エネルギーからの変換は定量的には議論できませんが、収支不足の分として定性的に論ずることは可能です。

第3図が意味する最も重要な点は、熱帯では波数1・2・3が他のスケールの運動エネルギー源となっていることです。すなわち前に述べてきたように、海陸分布による forcing が超長波を維持し、その超長波が熱帯の他のスケールの運動エネルギー源にもなっていることを定量的に示しています。他方中緯度では波数5-10の高低気圧が他のスケールの運動エネルギー源となっており、中緯度における傾圧不安定波の重要性を示しています。さらに、この図からは直接には導かれませんが、熱帯と中緯度の違いとしてじょう乱の時間的な性質があげられます。熱帯では第1図からも想像されるように、時間的に変化しない場(準定常場)が卓越しており、しかも forcing のスケールと一致しています。そして、定量的な研究によると(Kanamitsu *et al.*, 1972)移動性のじょう乱の役割はあまり重要ではありません。他方、中緯度では時間平均をとると消えてしまう移動性のじょう乱が



第3図 異なったスケール間における運動エネルギーの交換。箱の中の数字は各波数が得失するエネルギーを示し、箱の左の矢印および数字は各波数同志のエネルギーの交換、右は帯状平均場との交換をあらわす。(a)は熱帯の200 mb面北半球夏季平均で単位は $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-3}$ (Kanamitsu *et al.*, 1972), (b)は中緯度の500 mb面10年平均で単位は $10^{-3} \text{ erg sec}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ mb}^{-1}$ (Saltzman・Teweles, 1964).



第4図 北半球の夏季の熱帯における、超長波(L)、長短波(S)及び帯状平均場(Z)の間のエネルギー交換の模式図。Hは加熱、Pは有効位置エネルギー、Kは運動エネルギーをあらわす (Krishnamurti *et al.*, 1973 a).

卓越しており、これが大循環の維持に重要な役割を果たしています。

熱帯の循環をエネルギー収支の立場からみた結果をコンパクトな形にまとめると第4図のようになります。(Krishnamurti *et al.*, 1973 a), この図は、有効位置エネルギーの生成・運動エネルギーへの変換・運動エネルギーの消散過程までの全てを含むエネルギー収支を定性的に示したもので、じょう乱を超長波(L)と長短波(S)に分離し、帯状平均場(Z)と3角形をなす形で示してあります。3角形の左辺にあたる部分が熱帯の主たるエネルギー変換で、その源は海陸分布による加熱の差です。これが大陸上の暖気と海洋上の寒気を維持します($H_L \rightarrow P_L$)。さらに第1図に示した東西循環は海陸分布のスケールの直接循環であり、このスケールで有効位置エネルギーから運動エネルギーへの変換がおこり、熱帯の大循環規模の水平運動を維持しています($P_L \rightarrow K_L$)。この水平運動は第3図に示したような形状をしており、特に海洋上のトラフの南西から北東への傾きは西風運動量を北に運ぶことによって熱帯の偏東風を維持することを示しています($K_L \rightarrow K_Z$)。また、超長波以外のじょう乱は超長波から運動エネルギーを受け取る、いわゆる順圧不安定波の性質を持っていることが解析から得られています($K_L \rightarrow K_S$, 第3図参考のこと)。この長短波のじょう乱は移動性のもので、その性質は熱帯の各域で異なっていることが知られています。これは熱帯じょう乱と総称されている台風・ハリケーン・偏東風波動・モンスーン低気圧・アフリカじょう乱などを考慮すれば理解できると思います。これらのじょう乱の大部分は積雲対流によって維持されており、第4図の3角形の右辺によって示されるようなエネルギー変換が想像されます($H_S \rightarrow P_S$ 二 K_S)。3角形の底辺にあたる部分に示した帯状平均場は、これまでの中緯度に重点を置いた大循環論におけるハドレー循環にあたるものです。しかし、この帯状平均場のエネルギー変換が熱帯循環で果たす役割は、海陸分布によるものに比較するとそれ程重要なものではありません。

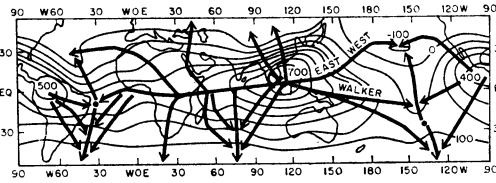
4. 熱帯大循環の季節変化

これまでは北半球夏季の熱帯循環をみてきましたが、他の季節ではどうなっているのかも興味のあるところで、そこで北半球の冬について速度ポテンシャルを求めてみたのが第5図です(Krishnamurti *et al.*, 1973 b)。この研究ではデータを特に集めることはせず、アメリカ

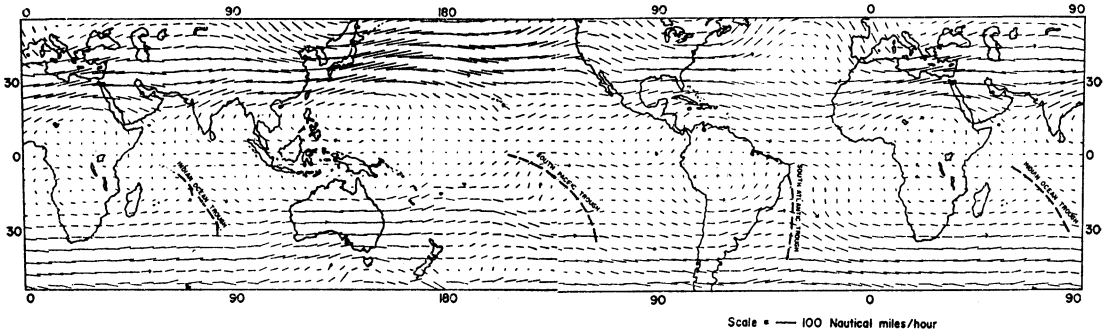
気象局の日々の解析を使いました。従って精度的にはかなり問題がありますが、定性的なことを論ずるには充分です。この図では、第1図と比較すると良く分かるように、東西循環よりも南北循環が卓越していることが分かります。しかし東西循環も存在し、南半球の主な大陸域(オーストラリアを除く)で上昇、海洋域で下降しています。特に海洋大陸とも呼ばれるボルネオ域での上昇は顕著なものです。第6図には200 mb面の流れを示しましたが、各々の上昇場に対応して高気圧性循環があり、海洋にはトラフがあります。以上のように、北半球の冬季でも夏季と似て海陸分布が大切な役割を果たしますが、その程度は夏季ほどではありません。これは当然のことながら南北両半球の海陸分布の差によるものです。運動エネルギーの収支などの定量的な研究も同様の結果を示しますが、ここではこれ以上触れません。

5. 熱帯大循環の年々の変化

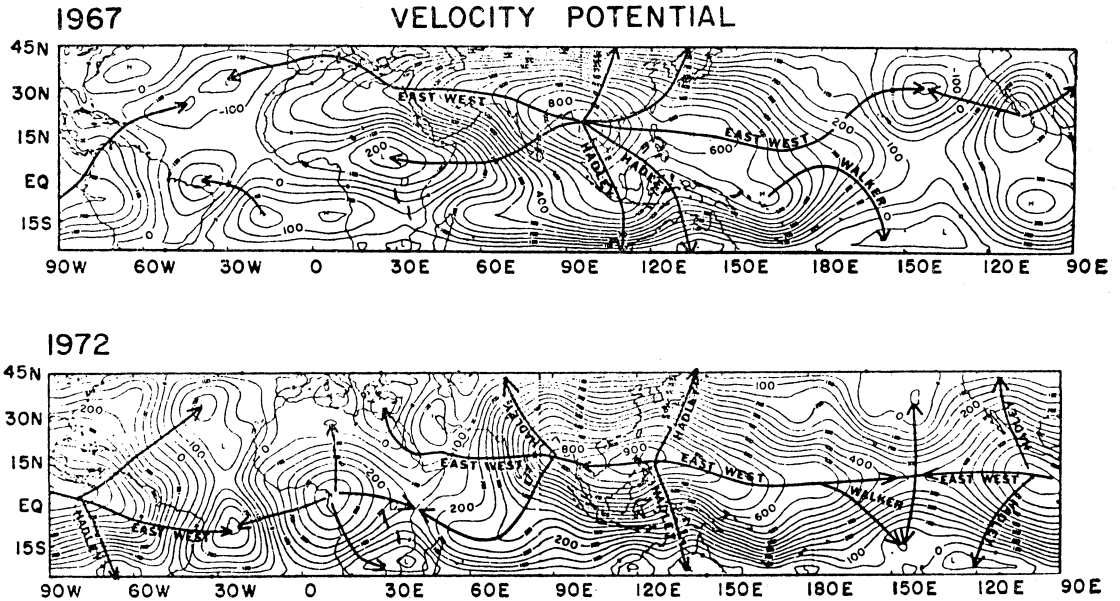
熱帯のデータを集めて解析する仕事は、主としてそれを用いた研究結果の精度を上げることを目的として、1967・1972・1974年の3回にわたって行われました。ところが偶然にも、この3回のうちの1972年には熱帯全域において記録的な早魃がおり、しかもエルニーニョとも重なって、気象を研究する人々の話題となりました。われわれはこの年の熱帯の解析を基に、正常年である1967年との循環やエネルギー収支の比較を行い、早魃年の循環の特徴をあきらかにする試みを行いました(Kanamitsu・Krishnamurti, 1978; Krishnamurti・Kanamitsu, 1981)。第7図には1967年と1972年の北半球夏季の200 mb速度ポテンシャルを比較したものを示します。この図からあきらかなことは、正常年のベンガル湾にある λ の中心が、早魃年には南東に約20度移動し、フィリピンに位置していることです。この移動は他の物理量にも顕著に認められますが、これはインドのモンスーンがきわめて弱く、それに対して西太平洋の台風の活動が活発であったことに対応しています(エルニーニョによる西太平洋の海面水温への影響が台風の活動度に関係がありそうです)。第8図には両年の200 mbの東西風の比較を示しました。早魃年では熱帯の偏東風ジェットが弱まっていることが分かります。ここでは他の物理量までは示しませんが、一般的に早魃年には熱帯の特徴的な循環が全球的に弱まっていることが結論されました。この研究では早魃のおきる原因を探るまでには至りませんでした。少なくとも早魃と正常年の循環の差を



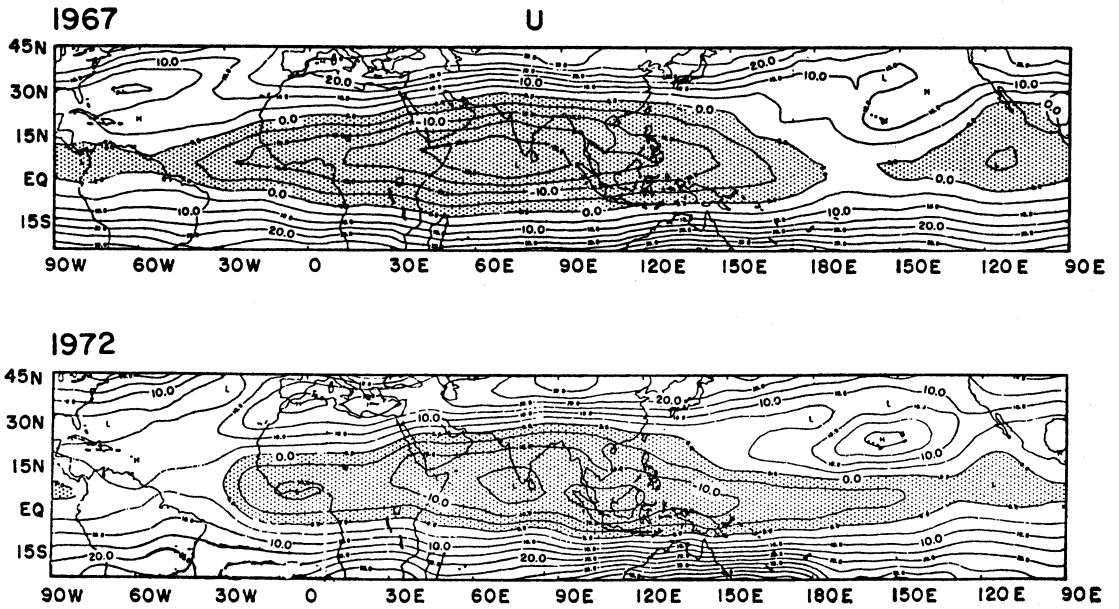
第5図 北半球冬季の 200 mb における平均の速度ポテンシャル。単位は $m^2 \text{ sec}^{-1}$ (Krishnamurti *et al.*, 1973 b).



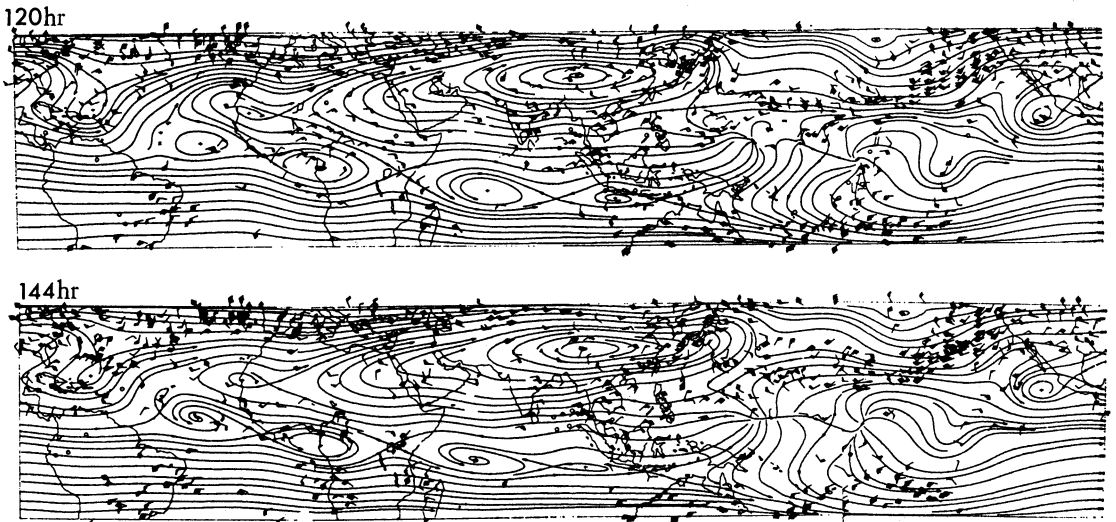
第6図 北半球冬季の 200 mb の平均の風。(Krishnamurti *et al.*, 1973 b).



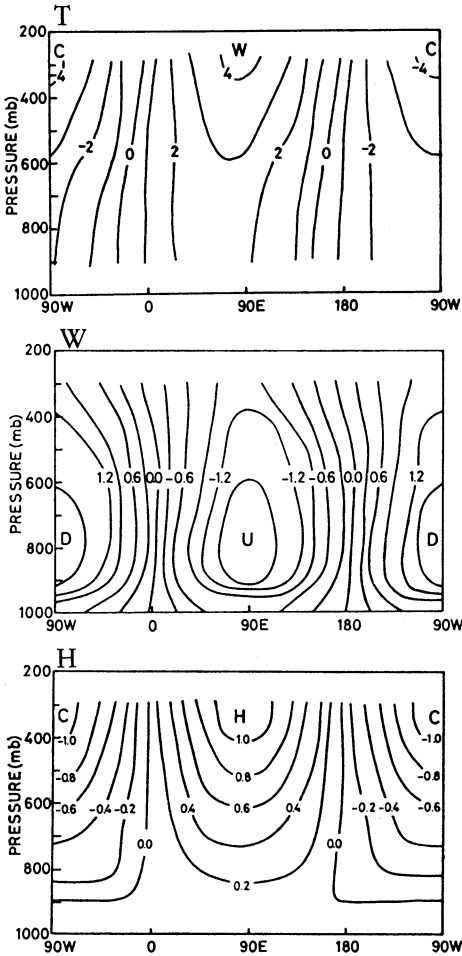
第7図 1967年(通常年)と1972年(早晩年)の北半球夏季平均の 200 mb における速度ポテンシャルの比較。上が通常年, 下が早晩年で単位は $10^4 m^2 \text{ sec}^{-1}$ (Kanamitsu・Krishnamurti, 1978).



第8図 1967年(通常年)と1972年(早魃年)の北半球夏季平均の200mbにおける風の東西成分の比較. 上が通常年, 下が早魃年で, 東風の領域には印影をほどこした. 単位は $m\ sec^{-1}$ (Kanamitsu・Krishnamurti, 1978).



第9図 熱帯予報モデル(Kanamitsu, 1975)による, 200mbの予報された流線(上が5日, 下が6日予報). 初期値は1972年8日6日00GMTで, 予報時間に対応する観測値がプロットされている. 矢羽根の1本は10ノット(Kanamitsu, 1981a).

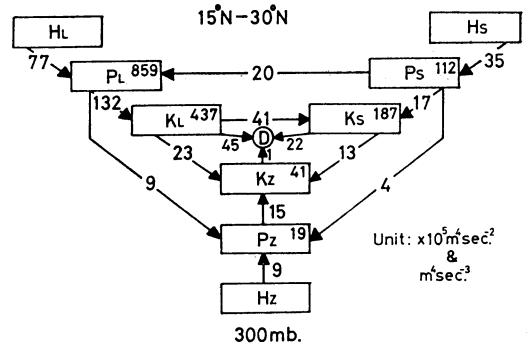


第10図 予報のヒストリーデータから求めた 30N における波数1の鉛直断面図。上から温度(単位 °C), 上昇流(単位 $10^{-4} \text{ mb sec}^{-1}$), 積雲対流による加熱率(単位 $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C sec}^{-1}$) (Kanamitsu, 1981 a)。

定量的に示すことができたことは有意義なことではないでしょうか。

6. 数値予報モデルによる研究

観測によるデータを用いた研究はデータや解析の精度によって大きな制約を受けます。例えば発散場や上昇流などは精度があまり良くないため、これらを用いた収支計算は誤差がかなり大きくなることを覚悟する必要があります。さらに凝結熱・放射・摩擦などの効果を観測から定量的に見積もるのもきわめて困難なことです。しか

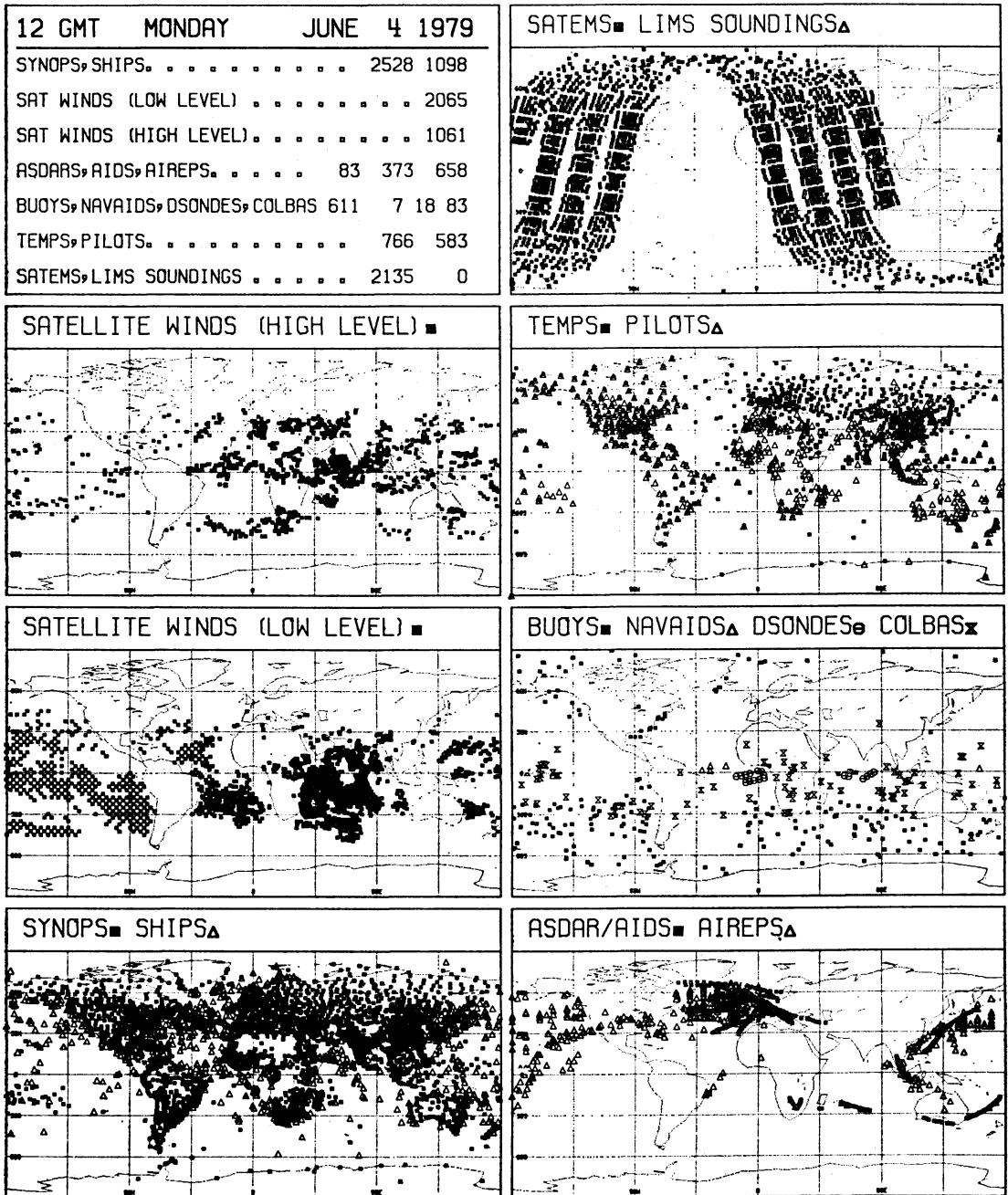


第11図 予報のヒストリーデータから求めた亜熱帯域のエネルギー変換。第4図と同じ表示法を用いた (Kanamitsu, 1977)。

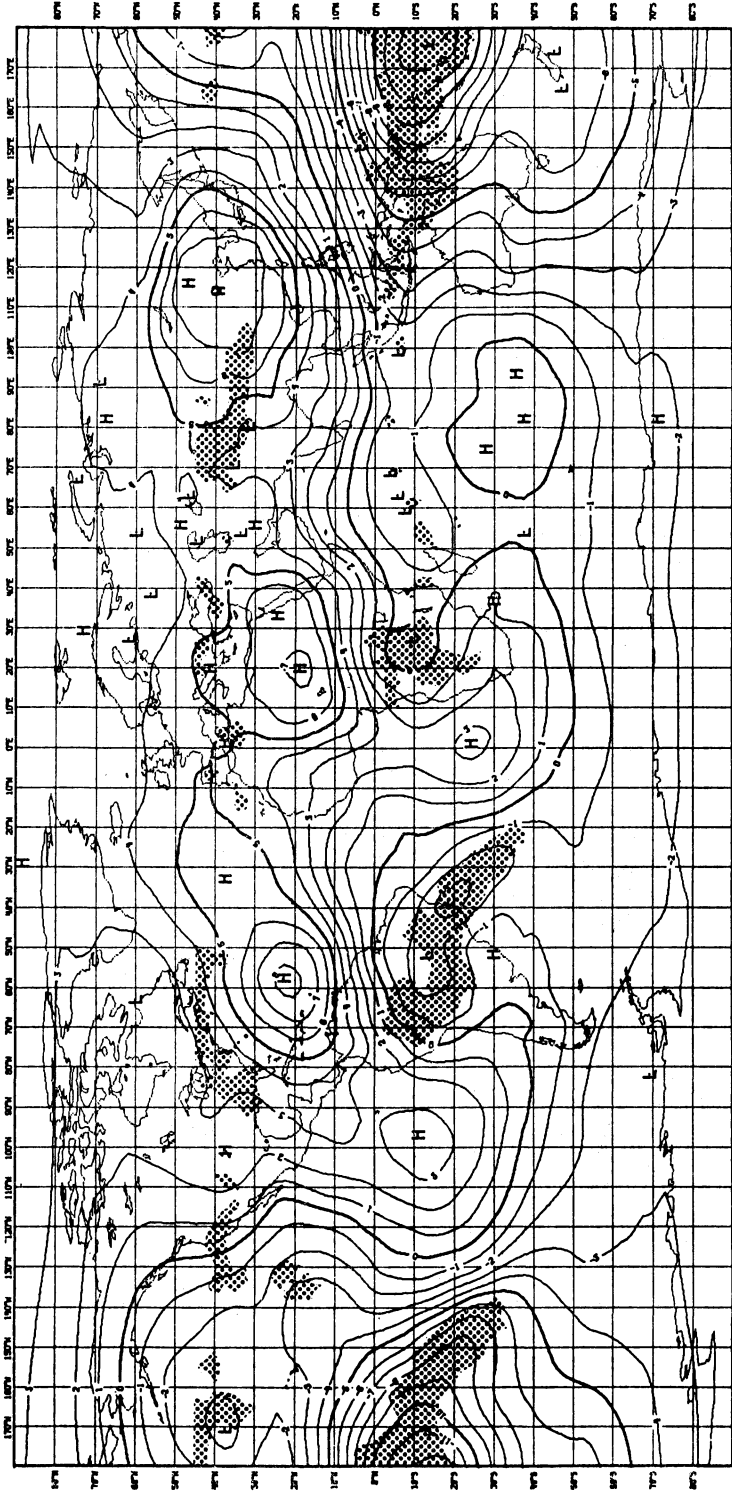
し熱帯の大循環の全体像を定量的に把握するには、これらの量を正確に求める必要があります。これを行うひとつの方法は、できるだけ現実に近い物理過程を組み込んだ数値予報モデルを用いて正確な予報を行い、その予報のヒストリーデータを解析することです。予報モデルではすべての量が正確に分かっているのて、上昇流や非断熱過程も正確に求められます。ここで大きな仮定は、予報が正しければモデルの力学や物理過程が正しいとすることですが、これは複雑なモデルを用いているときには許される仮定です。この研究方法で一番困難なことは、正確な予報をするモデルを作ることにあります。このためには、大循環モデルに相当する程度の大規模のモデルを作ることばかりでなく、イニシャルゼーションや初期値の解析にも取り組む必要があります。

Kanamitsu (1975, 1977, 1981 a) ではこの目的で熱帯全域を予報対象とするモデルを開発し、熱帯におけるイニシャルゼーションにも取り組みました。このモデルの概要を以下にまとめます。

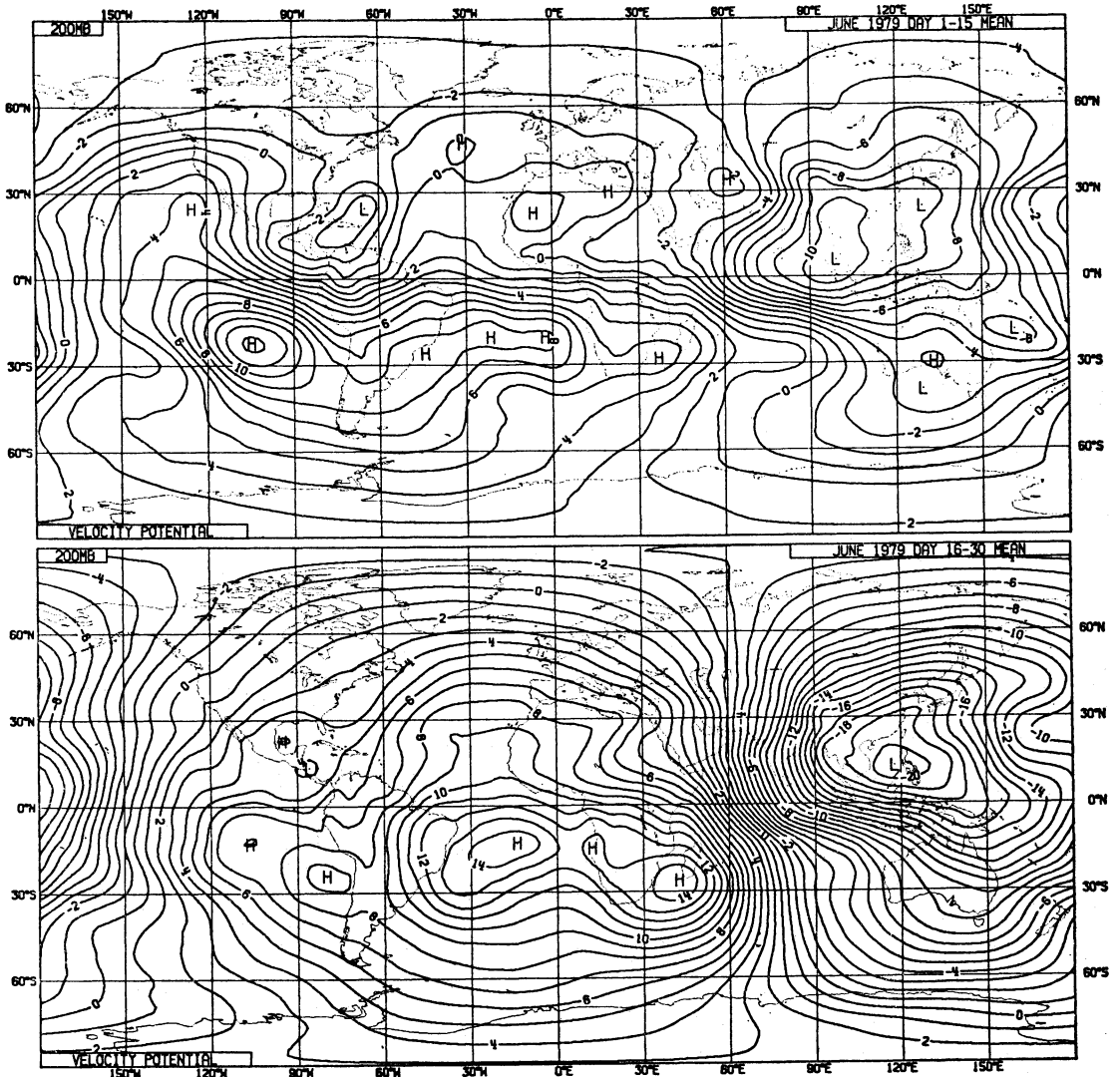
- (1) P系のプリミティブモデル
- (2) 鉛直4層, 2.5×2.5度の緯度経度座標を用いた格子点モデル
- (3) 物理過程
 - (a) Kuo による積雲パラメタリゼーション。
 - (b) 大規模凝結。
 - (c) Bulk aerodynamic formula を用いた境界層。
 - (d) 短波・長波の放射過程。日変化および雲の効果も含む。
 - (e) 山岳。
 - (f) 気候値による海面水温。



第12図 FGGE 期間中の任意の日における観測点の分布。左上の箱の中に、各種のデータの個数が示されている (Bjørheim *et al.*, 1981).



第13図 1979年1月平均の200 mbにおける速度ポラゾンシャル。FGGE III-b 解析による。λの符号が第1図や第5図と反対になるように定義されている。影をほどこした部分は、衛星の赤外温度が-30°Cより低い部分で、積雲対流が活発なことをあらわす。λの単位は $10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ (Kanamitsu, 1981b; Julian, 1981)。



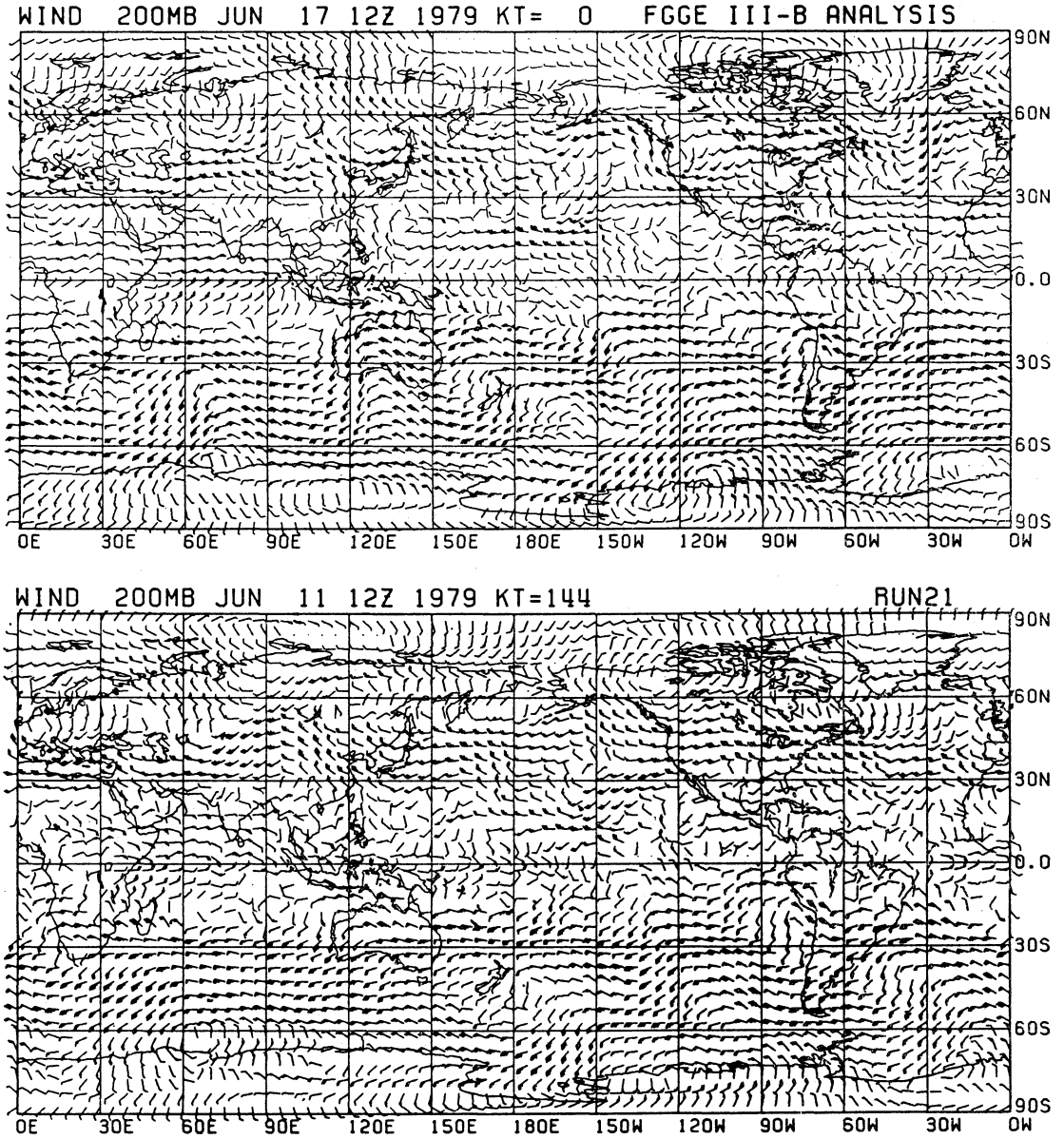
第14図 モンスーンの入りの前と後の 200 mb 面における速度ポテンシャルの比較。上図は1979年6月1～15日、下図は16～30日の平均。等値線が東西に並んでいる状態(上図)から南北に並ぶ状態(下図)に変化し、鉛直循環が南北タイプから東西タイプになっていることが分かる。単位は $10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ (Bengtsson *et al.*, 1982 b)。

このモデルでは 45°N と 25°S に境界を設定しているので、中緯度の影響は正確には取り入れられていません。

イニシャリゼーションとしては、バランス方程式を解いたうえで、予報モデルを時間的に前後に積分する iterative initialization 法を適用し、一応の成功をおさめました。また初期値は対流圏6層の風・温度・湿度と地上気圧を主観解析し、 2.5×2.5 度の緯度経度で値を読みと

ることによって数値化しました。

このモデルによる予報を第9図に示します。図には予報された流線に観測値がプロットされていますが、大きなスケールの場合は6日先でもある程度まで予報されていることが分かります。この予報のヒストリーデータを用いることによって、熱帯の超長波の3次元的な構造を知ることが可能になります。第10図には 30°N における波



第15図 全球スペクトルモデルによる 200 mb の風の予報例。初期値は FGGE III-b による 1979 年 6 月 11 日 12 GMT, 6 日予報を下図に, 対応する解析を上図に示した。矢羽根は 1 本あたり 10 ノット (Kanamitsu, 1982)。

数 1 の上昇流・温度・凝結熱の東西断面を示します。この図から、モンスーン域での暖気と上昇流との対応の良さが分かりますし、一番下の図からは、凝結による加熱がやはり上層の暖域でおこっていることも分かります。

このように 6 日程度の予報からでも、熱帯大循環の 3 次元的な様子を定量的にみることができることが明らかになりました。次にこの予報のヒストリーデータを用いて行ったエネルギー収支の結果を第 11 図に示します。この

図は定性的に求めた第4図にならって作ったものですが、計算によって得られた全てのエネルギー変換を数字と矢印で示してあります。第4図と比較すると驚くほど良く一致していることが分かります。この研究からも、熱帯・亜熱帯の循環が海陸分布による forcing によって維持されていることが確かめられました。

この研究のように、モデルと観測の両方を同時に用いた研究は、数値シミュレーションによる研究と観測による研究の中間に位置する有効な手段となっています。この方法を用いて、熱帯の移動性じょう乱の研究もいくつか行ってきましたが (Krishnamurti・Kanamitsu, 1973; Krishnamurti *et al.*, 1975, 1976)、ここでは省略します。

7. FGGE のデータによる解析

これまでに述べてきましたのは、私がフロリダ州立大学で行ってきました一連の研究です。その後1979年から1980年にかけてヨーロッパ中期予報センターにおいてFGGEのⅢ-bデータの作成に参加し、これまでにない高い精度をもつ熱帯解析を直ちに使うことのできる機会に恵まれました。ここではこのデータによる熱帯解析の一部を、これまでの結果と比較する意味で紹介したいと思います。FGGEでは熱帯と南半球の観測が特別観測によって非常に充実しました(第12図)。また、ヨーロッパ中期予報センターの予報解析システムは、高精能の全球予報モデルと客観解析を組み合わせることで、きわめて精度の高い全球解析を可能にしました (Bengtsson *et al.*, 1982a)。これによって、FGGE期間(1978年12月~1979年11月)にはこれまでにない精度の高い全球の解析がなされました。

第13図はⅢ-b解析による1月平均の200mb面における速度ポテンシャルを示しました (Kanamitsu, 1981b)。この図では λ の符号が第1図や第5図とは逆になっていることに注意して下さい。この図から、南西太平洋・アフリカ・南米上の吹き出しが顕著なことがよく分かります。図で印影を施した部分は積雲活動が活発な領域で、軌道衛星の観測から解析とは独立に求めたものです (Julian, 1981)。この積雲の活発な領域は λ の極小値(上昇域)とよく一致しており、発散風の解析精度の良さを示しています。この図は第5図と比較しても分かるように東西循環や南北循環のより細かいパターンを表していますが、大きなスケールで見れば違いはそれ程ありません。すなわち第5図の結果は十分に信用に耐えるも

のと結論されます。

夏の循環に関しては、発散風の解析精度の良さを利用して、モンスーン前と後 (pre-onset と post-onset) の λ の場の違いを見たのが第14図です (Bengtsson *et al.*, 1982b)。この図はモンスーンの入りの前後によって鉛直循環が南北タイプから東西タイプへ変わることが見事に示されています。また、モンスーンが全球に及ぼす影響が一目で分かることにも注意して欲しいと思います。ここではこれ以上述べませんが、Ⅲ-bデータによる運動エネルギーの収支も、定性的な第4図と本質的には変わらないことが示され、熱帯大循環維持のメカニズムはFGGEによる観測からも確かめられたということが出来ます。

8. おわりに

最近の数値予報技術の発展にはめざましいものがあります。私がつぎざわってきました、P系の格子点モデルや iterative initialization はもう古く、 σ 系のスペクトルモデルや非線型ノーマルモードイニシャルゼーションが一般的になり、予報精度も一段と向上してきました。私が現在所属している気象庁電子計算室においては、これらの新しい技術が次々と実用化されてきています。このようなモデルによる熱帯の予報例を最後に示したいと思えます。第15図には、全球8層のスペクトルモデルによる200mbの風の6日子報を実況と共に示しました (Kanamitsu, 1982)。上が実況、下が予報ですが、9図と比較してもその予報精度の良さが理解できるかと思えます。これからは、このような予報モデルを用いた解析を主に、研究を進めていこうと考えております。

最後に、これまでにお世話になった気象庁の方々に深い感謝の意を表したいと思います。

文 献

- Bengtsson, L., M. Kanamitsu, P. Kållberg and S. Uppala, 1982a: FGGE 4-dimensional data assimilation at ECMWF. Bull. Amer. Met. Soc., 63, 29-43.
- _____, _____, _____, _____, 1982b: FGGE research activities at ECMWF, Bull. Am. Met. Soc., 63, 277-303.
- Björheim, K., P. Julian, M. Kanamitsu, P. Kållberg, P. Price and S. Uppala, 1981: The global weather experiment, Daily global analyses, Part I. European centre for medium range weather forecasts, Shinfield Park, Reading, U.K.
- Julian, R.P., 1981: Data assimilation for the FGGE

- tropical observing system, Seminar, 1980, Data assimilation methods, European centre for medium range weather forecasts, Shinfield Park, Reading, U.K.
- Kanamitsu, M., 1975: On numerical prediction over a global tropical belt, Rept. No. 75-1, Dept. of Met. Florida State Univ. Tallahassee, Fla. 32306, U.S.A.
- , 1977: Monsoonal quasi-stationary ultra-long waves of the tropical troposphere predicted by a real data prediction over a global tropical belt, PAGEOPH, 115, 1187-1208.
- , 1981 a: Analysis of monsoonal quasi-stationary systems as revealed in a real data prediction experiment, Monsoon Dynamics, Edited by J. Lighthill and R. Pearce, Cambridge Press.
- , 1981b: Some climatological and energy budget calculations using the FGGE III-b analysis during January 1979, Dynamic Meteorology, Data Assimilation Methods., L. Bengtsson, M. Chil and E. Källén, editors, Springer-Verlag.
- , 1982: Numerical forecast of the onset of summer monsoon, Extended abstracts, MSJ/JMA/WMO/AMS regional scientific conference on tropical meteorology, Tsukuba, Japan, 18-22 October 1982.
- , T.N. Krishnamurti and C. Depradine, 1972: On scale interaction in the tropics during northern summer, J. Atmos. Sci. 29, 698-706.
- and T. N. Krishnamurti, 1978: Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall years, Mon. Wea. Rev., 106, 31-47.
- Krishnamurti, T. N., 1971 a: Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer, J. Appl. Met. 10, 1066-1096.
- , 1971 b: Tropical east-west circulations during the northern summer. J. Atmos. Sci., 28, 1342-1347.
- and M. Kanamitsu, 1973: A study of coasting easterly wave, Tellus., 25, 568-585.
- , S.M. Daggupaty, J. Fein, M. Kanamitsu and J.D. Lee, 1973: Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during northern summer, Bull. Amer. Met. Sci., 54, 1234-1249.
- , M. Kanamitsu, W. J. Koss and J. D. Lee, 1973: Tropical east-west circulations during the northern winter. J. Atmos. Sci., 30, 780-787.
- , ———, R. Godbole, C.B. Chang, F. Carr and J.H. Chow, 1975: Study of a monsoon depression (I), Synoptic structure, J. Met. Soc. Japan, 53, 227-240.
- , ———, ———, ———, ———, and ———, 1976: Study of a monsoon depression (II), Dynamical structure, J. Met. Soc. Japan, 54, 208-225.
- , ———, 1981: Northern summer planetary-scale monsoons during drought and normal rainfall months, Monsoon Dynamics, Edited by J. Lighthill and R. Pearce, Cambridge Press.
- Saltzman, B., 1957: Equations governing the energetics of the large scales of atmospheric turbulence in the domain of wavenumber, J. Met., 14, 425-431.
- and S. Teweles, 1964: Further statistics on the exchange of kinetic energy between harmonic components of the atmospheric flow, Tellus, 16, 432-435.