

長期予報研究

# グロース ベッター

第 8 卷 第 1 号

— 目 次 —

超長波をめぐる諸問題

..... 廣 田 勇 ..... 1

インドにおける夏の季節風

..... 和 田 英 夫 (紹介) ..... 17

揚子江流域中・下流梅雨時期 500 mb 環流型の分析

..... 森 国 広 (紹介) ..... 35

---

1969年11月

L. F. グループ

# 超長波をめぐる諸問題

廣 田 勇\*

## 1. ま え が き

このところ日本においても超長波に関する話題がしばしば取り上げられるようになってきたのは大へんよろこばしいことである。しかもその議論が理論、解析、統計を問わずさまざまな立場の人達から起つて来ているのも非常に興味深いと言えよう。つまり超長波というものに対する見方や出発点がかりに異つていたとしても、そこに何か互に共通する一つの目標のあることが漠然とながら感じとられるからである。

筆者のとほしい知識から伺い見るに、超長波をめぐる議論が日本気象学会全体として芽ばえて来たはじまりは約5年前の大阪の春の学会で成層圏のシンポジウムの一回目が開かれたときであつたように思われる。そこでは朝倉・村上・根山の三氏によりそれぞれ成層圏波動の観測事実、下部成層圏擾乱の理論、成層圏循環と長期予報の話題が提供された。この試みは引き続きその秋開かれた成層圏気象に関するシンポジウムに発展し成層圏突然昇温に関する解析例(杉本)、成層圏循環とオゾン(関口)の話題で活発な議論が展開された。今にして思えば、この二回のシンポジウムを通して、超長波——特に成層圏波動——の問題の重要性が明確に意識され始めたと言つてよいであろう。

その後二年を経て、当時アメリカから帰国したばかりの気鋭の新田氏がオメガとグロスベッターにそれぞれ“超長波の運動についての議論”と“成層圏と対流圏の力学的関連について”という題ですぐれた総合報告を発表し、超長波に関する議論は本格的に気象力学の問題としてとらえられるようになり、この気運が予報部談話会と気象学会共催という形で“超長波のシンポジウム”が開かれる原動力となつたことは記憶に新しいところである。実のところ、丁度この頃から筆者も成層圏突然昇温の問題を手がけ始め、要するにそれは成層圏循環における超長波の役割りを解明することに他ならないという思想に到達していたので興味もひとしお深かつたわけである。

さて、この“超長波のシンポジウム”の第一回は新田氏と筆者の二人で成層圏における超長波の諸問題のレビューを行い、次いで二回目には朝倉・杉本・相原の三氏によつて超長波の諸特性がそれぞれ統計的、解析的、理論的な立場から語られた。更に第三回目としては窪

\* 東京大学理学部地球物理学教室

田氏による統計的まとめ、岸保氏による超長波の西進の問題、藤範氏の超長波と週間予報の問題というふうに多方面にわたる問題提起が続出した。このように発展して来た議論をまとめるべく、近いうちに第四回目のシンポジウムも予定されているが、しかしながら上に述べたいくつかの議論によつて、超長波の問題がすつきりとまとめられるとは、少なくとも現在のところとうてい考えられない。語られた問題をならべて見ただけでもまさに百家争鳴、もつと悪く言えばこと超長波に関しては百鬼夜行の感すらなきにしもあらず、これではとても一筋縄ではくくれそりにもない。しかし、先般“天気”に“論争のすすめ”なる一文を草した老大家も居り、そのひそみにならつて、これまでの超長波をめぐる議論を組上に乗せ、いささかの知見をこれに加えようと思ふ次第である。従つて以下の文章はとりすました総合報告でもなければ、まことしやかな解説でもなく、いわばひとつのエッセイとして気軽に読んでいただければ幸いである。

## 2. 成層圏循環のシノプティクス

さて、本論に入るとしてまず超長波とは一体どんなものかと問われたときの最も簡単な現象論的説明は、まず成層圏天気図を提示することであろう。従来の超長波の議論も將にこの点から出発している。成層圏循環の典型的ないくつかのパターンはすでに多くの解説に引き合いに出されているので、ここにはあらためて図示しないが、たとえば次のような諸点がまず注目に値しよう。すなわち、

- (i) 10.0 mb ~ 10 mb の中部・下部成層圏では、秋から冬を通して、大体のところアリユージャンに高気圧、アイスランドに低気圧の中心があり、いわゆる極夜偏西風帯に重疊して波数1の超長波が見られる。一方5月~8月の夏には極を中心とする高気圧が存在し、この成層圏の東風は殆ど円対称と言つて良い程波動擾乱らしきものを含んでいない。
- (ii) 上記の冬の1波数型循環は準定常的であるが、日々のパターンを良くながめると、明らかに一ヶ月以下のタイムスケールで波の振幅は変動し、更に位相もかなり不規則に東西に変動している。
- (iii) 一般に高度場と温度場の位相関係は約  $1/4$  波長ずれていて、リツヂの西側、トラフの東側が高温域、リツヂの東側トラフの西側が低温域である。上部1波数のパターンについて言えばシベリア上空が高温、グリーンランド上空が低温ということになる。
- (iv) ところが真冬には時として大西洋上の成層圏にも高気圧が発達してアリユージャン高気圧と対をなし、トラフの軸がアメリカ大陸及びユーラシア大陸の方向に伸びる、いわゆる Polar vortex の elongation が見られる。成層圏突然昇温現象は殆どの場合このパターンに対応して起り、その高温域は西ヨーロッパかカナダ上空に現れることが多い。突然昇温に対応して極の伸びた低気圧は二つに分裂する (Polar vortex の breakdown)。この一連の現象のタイム・スケールは約10日乃至2週間である。

以上、現在ではほとんど常識とも言えるような素朴現象論を取って書きならべたが、その理由はこれら成層圏のシノプティックなパターンに見られる諸事実のなかに、超長波の力学的特性がひそんでいるにちがいないからである。すなわち、上記の(i)~(iv)に対応して、直ちに次のような問題提起が出来るであろう。それらに答えることが、結局、超長波とは如何なるものかという問いに対する解答を与えることになるはずである。列記すると、

- (1) そもそも成層圏において、極夜偏西風が卓越する冬期にのみ超長波が見られ、東風の卓越する夏にはそれが存在しないのは何故か？
- (2) 成層圏のパターンに見られる超長波を西風帯状流中の波動としてとらえるならば、その立体構造や振舞（発達、水平運動など）は理論的にどう記述されるか？ それは理論的にも良く知られている対流圏の長波（傾圧不安定波）とどの点が本質的に異っているのか？
- (3) 超長波は大循環に如何なる役割を果しているのか？ 特にエネルギー・サイクルの考え方から見ればどうか？
- (4) 成層圏突然昇温現象は、果して上の(2)や(3)の考え方の範囲内で説明され得るか？
- (5) 成層圏の超長波の変動は対流圏のパターンの変動と直接対応しているのか？ 又、更に上の中間圏循環との関係はどうか？ ……等々である。

もちろん、ここに列記した問題以外にも重要なことは多々あるが、早い話が超長波の変動を8日乃至一週間のタイム・スケールで“予報”しようとするときには、少なくとも上部の諸問題にある程度の解答が得られていなければならないのは明らかである。統計的な立場に立つ長期予報は別として、いやしくも力学予報の立場をとる以上はこれらの問題を避けて通るわけには行かない。そのむかし筆者が大学院の学生だったころ、“気象の問題はすべて予報が出来てこそ理解したと言ひ得るのだ”とのたもつた大先輩が居たが、彼は今でもESSAのGFDLで成層圏循環の変動を“当てる”ことに全力をあげておられるようである。しかし我々は急がばまわれ瀬田の唐橋で、予報の話のまえに個々の問題を考へてみることにしよう。

### 3. 超長波によるエネルギー上方伝播

成層圏の超長波が冬期に見られ夏には存在しないのは何故かという素朴ながら重大な疑問に対する解答としては常に Charney と Drazin (1961) が引き合いに出される。彼らは、所謂プラネタリー・スケール（水平の波長が $10^4$ Kmのオーダー）の準定常的波動を扱い、従つて準地衡風、静力、 $\beta$ -面近似を用いて擾乱の南北成分の垂直分布 $v(z)$ を定める常微分方程式を導き、解が内部波となつて上方まで存在し得るか外部波となつて上で減衰するかという見方で、その透過係数を平均帯状流の風速及びシア、垂直安定度、擾乱の波長などのパラメーターを用いてくわしく調べた。彼らの得た結果をごく大づかみに言えば、波動が内部波として上方まで伝播し得る条件は擾乱の波長と平均帯状流の強さのみで殆ど決定

され

$$0 < U_0 - c < U_c \quad \text{とかける。}$$

( $U_0$ : 平均帯状流速、 $c$ : 擾乱の位相速度、 $U_c$ : 臨界風速で、波長が大きいとき  $U_c$  も大きい)

すなわちこの条件をわかりやすく翻訳すれば

- (a) 波長の長いものほど上方に伝播しやすい。  
(b) 平均帯状流が東風 ( $U_0 < 0$ ) や強すぎる西風 ( $U_0 > U_c$ ) のときは伝播が押えられる。

ということになり、夏の成層圏に波動が存在せず、冬のみ超長波が見られることは少なくとも定性的には、良く説明されたことになる。

ここでエネルギーの上方伝播ということと、それを担う波動の構造の関係に一言ふれておこう。エネルギーの上向き輸送量はジオポテンシャルの上向きフラックス、すなわち  $-\overline{\omega\phi}$  で表わされるが、この量は Eliassen と Palm (1961) の求めた関係式により

$$-\overline{\omega\phi} = U \frac{fR}{\sigma P} \overline{Tv}$$

と書かれる。(ここに  $U$  は平均帯状流、 $f$  はコリオリ・パラメーター、 $R$  は気体定数、 $\sigma$  は静的安定度、 $P$  は気圧、 $\overline{Tv}$  は北向き熱輸送量)。良く知られているように顕熱の南北輸送の符号は擾乱の垂直軸の傾きで決まる。成層圏のシノプティックパターンのところで述べたように、高温域は丁度トラフの東側リッジの西側に位置し、擾乱の垂直軸は従つて上にゆく程西に傾いていることがわかる。この場合流れが北向きのところで高温であるから  $\overline{Tv} > 0$ 、平均流が西風 ( $U > 0$ ) だから  $-\overline{\omega\phi} > 0$  となりエネルギーが上向きに運ばれていることを意味している。因みにこの軸の西への傾きのために対流圏と成層圏とは波の位相が逆になり、アリユーシャン高気圧の下は対流圏のアンカートラフとなつつまりは所謂ダインスの補償の原理が成立しているということにもなる。

さて、再三述べた成層圏循環の夏と冬のちがいにに関して Charney and Drazin の理論ですべて事足りるとする楽観派に対し、とてもそれだけでは説明にならぬとする悲観派も数多く居る。Charney と Drazin の理論で欠けているところを強いて列挙すれば、

- (1) エネルギーの上方伝播が臨界帯状流速  $U_c$  でおさえられるならば、春と秋に最も成層圏波動が卓越し、 $U_0$  の大きな真冬にはかえつて波動が弱いはずである。しかるに現実の成層圏では真冬に最も超長波が卓越する。(  $U_c$  は約  $40 \text{ m/sec}$  と計算されるが真

☆ 定常波に対しては最初から  $c = 0$  と考えてよい。

- 冬の polar-night jet の強さは明らかにそれ以上である。)それは何故か?
- (2) 成層圏超長波のエネルギー源が対流圏にあると言つても、それは具体的に何なのか? 具体的なエネルギー源を下に与えて上層の波動を作つてみせることが出来るか?
- (3) 上部の議論はあくまでも準定常波に限られているが、実際の成層圏超長波の非定常なふるまいはどう考えれば良いのか? さらにエネルギー上方伝播と突然昇温とは一体どんな関係にあるのか?

しかしここで敢えて Charney と Drazin の側に立てば、そもそも彼らの論文の本来の主旨が上述の(1)~(3)の問題に直接答えるべく書かれたものでないことに気付くであろう。数学的計画結果そのものよりも、むしろその背景にある思想的なものに惹かれる筆者にとつては、Charney 達はその論文のまえがきの中でいみじくも述べている“地球大気には何故太陽コロナの如きエネルギーの逸散が見られないのか?”という大問題にこそ深い興味を感じられる。つまり彼らの記述は波動のふるまいについてではなく、地球大気が東西帯状流をなして(安定に)存在していることそのものについてなのである。従つて下部成層圏のパターン云々などということを細かく注文をつけても土台木によつて魚を求むるの愚になりかねない。

最近になつて疑問の(1)に対する気象学的実用性のある計算が Dickinson(1968a, b)によつてなされた。彼によれば $\beta$ -平面近似をやめて球面座標で取扱えば臨界帯状流速は 100m/sec のオーダーになり、実際と矛盾しないこと、又帯状流を高さのみの函数とせずその水平シア-の効果を考慮に入れると更に実際に近い結果が得られること、などが示される。秋や春に必ずしもエネルギー伝播が最大にならないことも、やはり Dickinson (1969) の Newtonian cooling を含めた理論で部分的に説明され得る。

一方、疑問の(2)、すなわち具体的なエネルギー源と波の構造に関しては Murakami (1967) が、山や熱を与えたときに作られる超長波のくわしい数値計算を示している。これら、Charney と Drazin の結果に対する修正理論とでも言うべきものを一応評価し容認したとしても、なお第三の疑問、すなわち成層圏超長波の非定常的振舞いの問題が残されている。それに対するひとつの考え方は、波動の伝播を定常的なものから非定常の場合に拡張し成層圏帯状流が時間的に変動するときにエネルギー伝播がそれに response するとして、いわば間歇的な波動の増大を期待することである。事実、Hirota と Sato (1969) が5年間の冬期30mb面でも平均帯状流の強さと波数1の超長波の振幅との間に逆相関があり、かつ2週間程度の周期的変動の見られることを示したのは、この考え方に基くものである。しかし今のところ、エネルギーの上方伝播が短周期で成層圏帯状流の変動に response するという理論的証明は無い。

もうひとつの筋道は本文の第2章でのべた“西風帯状流の中に存在する超長波のふるまいは本来如何なるものであろうか”という問いに置きかえ、従来の波動理論を再検討してみる

ことである。次にそれについて考えてみよう。

#### 4. Free wave としての超長波

##### 4-1 Rossby 波

現実の地球大気は球面上に一様でない加熱があり、更に大陸あり海洋ありできわめて複雑である。従つて平均帯状流と言つても水平、垂直にシアーがあり、 $\bar{U} = \text{const.}$ などという仮定はとうてい当てはまりそうにもない。しかし無理を承知でまず  $\bar{U} = \text{const.}$  の二次元流を考え、球面の効果はコリオリ力の緯度変化すなわち  $\beta$  一項のみに残して非発散渦度方程式を書くと

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \beta v = 0$$

となり摂動解  $\sim \exp ik(x - ct)$  の固有値  $C$  は

$$C = \bar{U} - \beta / k^2$$

で与えられる。これが Rossby 波の最も単純な場合である。この解によれば擾乱の位相速度  $C$  は波長  $L = 2\pi/k$  に鋭敏に依存し、たとえば  $L = 10^4 \text{ km}$ 、 $45^\circ \text{ N}$  の  $\beta$  の値を用いると

$$C - \bar{U} \approx -40 \text{ m/sec}$$

となり、かなり速い西進速度となる。 $\bar{U}$  をかりに  $20 \text{ m/sec}$  としても  $C = -20 \text{ m/sec}$  で一日に経度  $20^\circ$  以上も西へ動くことになる。しかし実際の天気図では決してそのような西進は見えない。このいわゆる“超長波の西進”の問題は Charney と Eliassen (1949) が一次元バロトロピックモデルを用いて  $45^\circ \text{ N}$  の  $500 \text{ mb}$  高度予報を試みたとき、当然のことながら破局をもたらした。 $500 \text{ mb}$  に見られるアリューシヤンとグリーランドの大きな谷は文字どおり“アンカートラフ”であつて西には進まない。つまりこの超長波は単純なロスビーの公式には当てはまらないわけである。50年代の数値予報によつてこれはたしかに難問であつた。従つてバロトロピックモデルの範囲内で、超長波の停滞性を表現しようとするれば、帯状流の横幅を入れたり (Rossby-Haurwitz 波)、発散の効果を考慮したり (Bolin, 1956; Cressman, 1958) 或いは  $\beta$  平面近似のかわりに球面上で渦度方程式を扱つたり等々の修正を施さざるを得ないわけである。このへんからそろそろ、本来地球大気中には (広義の) ロスビー波が存在するものかどうかで意見がわかれ始める。

そもそも風は無心に空を吹きわたつているのであつて、式や波動解があるからそれに従つて運動しているわけではない。Rossby のいう意味での西進波が実在するか否かは、まず虚心に観測資料を解析してみることであろう。すなわち、実測の気圧場なり高度場なりの平均状態からのずれを調和解析してその位相を日々に追跡すれば、移動性の波がもしあれば検

出されるはずである。(但しここで平均状態と言う意味自体多少の任意さが残る。一応かりに2週間から1ヶ月のオーダーの時間平均と考えていただくことにする。)この種の解析は Kubota and Iida (1954) にはじまり、Eliassen (1958)、Deland (1964) などによつて行なわれている。細部に立入る余裕はないので省略するが、要するに Rossby モード★の西進超長波は確かに存在している。しかしながらその波の振幅は必ずしも大きくはなく、上に述べた時間平均によつて示される定常的超長波のほうが実際には卓越している。それでは毎日の天気図に見られる準定常的な超長波の“ふらつき”を定常波と移動波の重ね合わせの結果だと言えるかという、これ又単純にはいかない。あるレベルだけでの形態学的波動論はどうしても行きづまりになつてしまう。このへんの事情がある人はいみじくもこう言っている。“超長波は天気図で見ると動かないが、調和解析してみると動く。”しかし予報は調和解析とはちがう。日々の天気図のパターンを予測することが要するに予報の目的である以上、ロスビー波の存在は予報にとつてはなほだやつかいな仕末におえないしろものということになる。

そんなわけで、超長波の西進にからむアンチ・テーゼとして、そもそも超長波を記述するのに渦度方程式を用いるのがいけないのではないか、という立場があらわれて来た。それが次にのべる Burger の方程式である。

#### 4-2 Burger の方程式

はなはだ誤解の多い話題である。いささかナタを振るわせていただく。

前節で述べたように、 $\beta$  一項を含むふつうの地衡風近似渦度方程式からは Rossby 波が解として出て来て、超長波は西進してしまい数値予報の上からは応急処置を施して胡魔化さざるを得ない。それで皆が困つていたときに、Burger (1958) はスケール・アナリシスの手法を用いて渦度方程式の各項を実測から見積り、結局超長波に対しては時間変化と移流の項が無視出来て、 $\beta$  一項と発散項だけのつりあいとなる

$$\beta v = f \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

なる式を提出した。これがその後もてはやされた、所謂 Burger の方程式である。時間変化の項を落したため、渦度方程式は予報型 (prognostic) から診断型 (diagnostic) となり、運動の時間変化は熱力学の式

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \mathbf{V} \cdot \nabla \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \delta w = 0$$

---

★ ここでモードという言葉を用いたのは広義のロスビー波という意味であり、 $\omega = \bar{u} - \beta / K^2$  の公式がそのまま当てはまるわけではない。

から決められる。その後 Wiin-Nielsen (1961) などがこの方程式系の摂動解として

$$c = \bar{U} - \beta/q$$

なる解を求めた。 $q$  はコリオリパラメーター  $f$ 、垂直安定度  $S$  等できまり、波長には依存しない。 $\beta/q$  の値は中緯度で見積ると約  $10 \text{ m/sec}$  のオーダーとなり、天気図上の超長波が殆ど動かないことの説明にはまことに好都合に出来ている。事実、最近の教科書や解説書には、長波は渦度方程式に従い超長波は Burger の式に従うと書いてある。

だがそれだけで説明になつていたのであろうか。どうもインチキのおいがする。そもそもロスビー波はどこに行つてしまつたのだろうか。そのような疑いの目を持って Burger の原論文を読みなおすと、ナゾは解けてくる。スケール・アナリシスという手法は、本来実測に基いて方程式の各項を見積ることであつて、その意味では原因論というよりむしろ結果論である。Burger の解析では、天気図上で超長波は動かないという事実立脚して、 $C \approx U$  と“仮定”しているのである!! つまり Burger の結論は、ロスビー波が存在しないとせば  $\beta$  項は発散とつり合ひ、ということをやつてにすぎない。それを知らずに超長波は Burger の式に従いその解は  $C = \bar{U} - \beta/q$  だから超長波は西進しない、というふうに言うのは大きな誤りであることがわかるであろう。天気図に見られる、西進しない超長波がかりに Burger の式の解に対応するとしても、その存在とロスビー波の存在とは、これまでの議論に関するかぎりいわば対等の権利を有している。事実、振幅は弱いながらロスビー波は検出されているではないか。一体、渦度方程式と Burger の式とはどういう関係にあるのだろうか。筆者 (Hirota, 1968) が傾圧不安定理論を再検討してみようと考へた動機はまさにこの点にあつたのである。

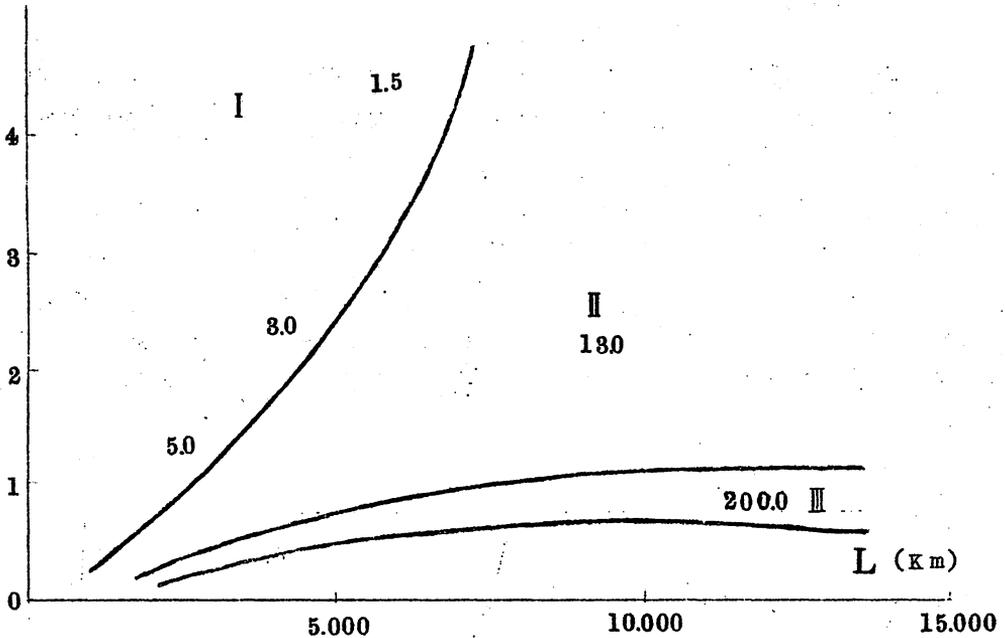
#### 4-3 傾圧不安定理論の再検討

前節の議論は、ロスビー波にしろ、Burger の式から出てくる波にしろ、いわば中立波の議論であつた。ここでは一応準地衡風近似の範囲内ながら、より一般的な傾圧不安定波まで含めて話を進めよう。

そもそも地衡風モデルによる傾圧不安定波の理論は Charney (1947) と Eady (1949) によつてその大筋が確立され、対流圏に見られるふつうの移動性低気圧の諸特性は殆どこれらの理論から説明されている。こと対流圏の長波に関する限り、傾圧不安定理論は完成されていると言つて良い。(但し、これに関しても、依然としてあやしげな説明が横行しているようであるが、本文の主旨とは異なるので斬らずにおく。)

その後 Green (1960) が Charney のモデルを拡張する数値計算を行ない、更に Burger (1962) や Miles (1964) などが緻密な数学的証明を与えた。それらによれば、傾圧大気は、あらゆる波長に対しすべて不安定性を示す。これだけではわかりにくいと思うので、以下具体的に Hirota (1968) の結果で説明しよう。

$A$  ( $m \cdot sec^{-1}/100mb$ )



第1図

傾圧不安定性を示すダイアグラム (横軸: 波長、縦軸: 垂直シア)。図中の数字は擾乱の振幅が  $e$  倍に発達するに要する日数。太い曲線の上では不安定波が存在しない。

まず第1図を見ていただこう。これは準地衡近似方程式系の摂動解の様相を横軸に擾乱の波長、 $L$  縦軸に帯状流の垂直シア  $A$  を取つて模式的に示したものである。図中の数字は擾乱の発達率 (振幅が  $e$  ( $\approx 2.7$  倍になるに要する日数) を意味する。

まず領域 I では波長が 4000 ~ 5000 km の波が最も発達率が大きく、これがふつうの低気圧に対応すると考えてよい。この領域はいわゆる  $\beta$ -効果によつて波長の長いところで有限になつている。問題はその右側の第 II 領域である。ここには発達率が弱いながら第 2 の不安定波が存在し、又中立なロスビー波が共存している。この第 2 の不安定とは一体何物か、少し具体的にその特性を列記してみると、

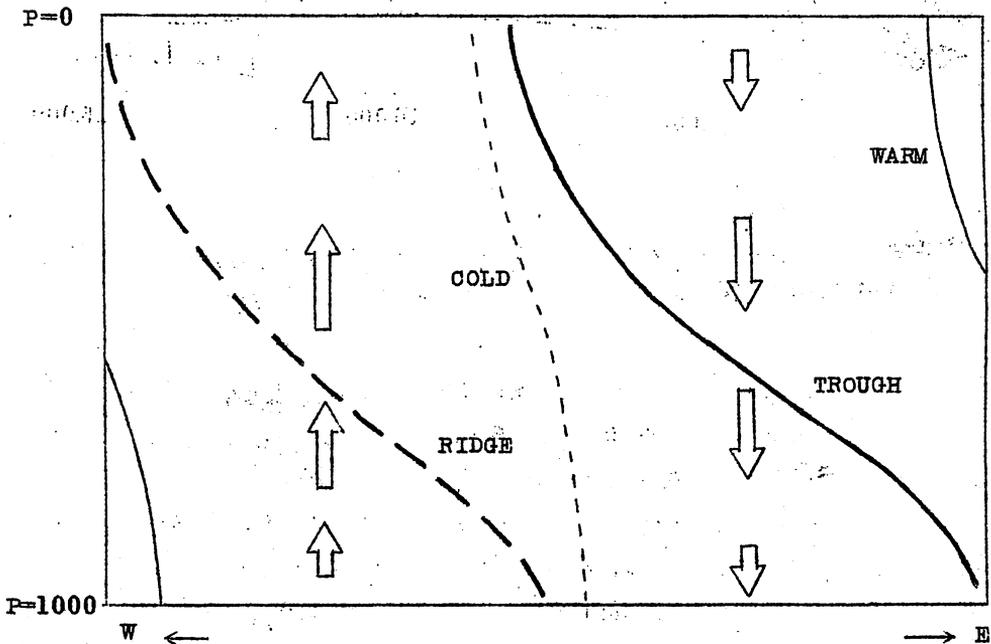
(a) 擾乱のトラフ、リッジの軸は上方に行くにつれて西に傾いている。そのため上層と下層で逆位相になつている。この点から、second mode の不安定と呼ぶにふさわしい。

(b) 温度と垂直流の、高度場に対する位相関係は第 2 図に示す如く、上層ではリッジの後面

- が高温、更にその西側つまりトラフの前面で下降流。下層では逆にトラフの前面が上昇流。
- (c) 位相速度は中層の平均帯状風速  $\bar{u}$  より遅く、地面の風速よりわずかに速い。
- (d) 最大発達率はもちろん基本場の静的安定度にもよるが大体シアーが  $2 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1} / 10 \text{ mb}$  のとき  $L \sim 10,000 \text{ km}$  で与えられる。

(第Ⅲの領域は第1、第2モードの中立波と第3モードの不安定波が共存する。以下同様。蛇足を加えれば第1モードの中立波がすなわちロスビー波であり、それが短波長領域で第7モードの傾圧不安定波 (cyclone wave) となる。

ことここに至つては、もはや勘の良い読者ならお気づきのように、この第2モードの波こそ何をかくそう先に述べた Burger の式の解の一般的表現だつたのである。言い換えれば、ことさら Burger の式なる近似を用いなくても、元来の渦度方程式には、これらの異種の波が解として含まれているのである。ついでながら第2図の構造をもう少しくわしく見ると、上層のトラフの前面 ( $v > 0$ ) では  $\frac{\partial \omega}{\partial p} > 0$ 、下層のトラフの後面 ( $v < 0$ ) で



第2図

不安定な第2モードの波の垂直構造模式図。

白ヌキの矢印は垂直運動の向きとその大きさを示す。

は  $\frac{\partial \omega}{\partial p} < 0$  となり、常にセンスとして  $v$  と  $\frac{\partial \omega}{\partial p}$  とが同符号になつている。 $\beta$  項と発散とのつながり合いという Burger の式はこのことの近似的表現になつていることがわかるであろう。(岸保氏は流石に第 3 回目の超長波のシンポジウムでこの点に触れ、波の構造が発散と結びついて位相速度がきまることを指摘しておられる。)

以上に述べた線型理論の結果は、超長波のいくつかの様相をいささかは統一することに成功したかに見える。しかしながら実測の天気図に見られる超長波の諸特性との間には、依然として大きなギャップのあることを認めざるを得ない。たとえばここに述べた自由波としての超長波と第 3 章で論じたエネルギー伝播を担う強制波とは全く別な考えに基いているが、天気図上の準定常的な超長波は一体そのどちらなのであろうか。くどいようだがもう一度その問題に立ち返つてみよう。

## 5. 強制波と自由波

今までの議論にあらわれた超長波を念のためもう一度整理してみると、

- (1) 広義の中立ロスビー波
- (2) 下層の山、熱等に起因すると考えられる強制停滞波
- (3) 傾圧不安定超長波

の三種になる。(1)に関しては調和解析その他から、一応その存在を認められ、かつ波動の特性としても割合に単純なので良いとして、問題は(2)と(3)の波の区別である。まず理論的に言うこととしては、波の位相速度はどちらも準停滞、垂直構造はどちらの波もその軸が西に傾いていること(従つて  $-\overline{\omega \phi}$  はどちらも正)、更にエネルギー的に言えば帯状ポテンシアルエネルギーからの転換はどちらの場合も下層で大きく  $\overline{\omega \phi}$  の全積分(P. E.  $\rightarrow$  K. E.)は両方の波とも非常に小さい。

とすれば、たとえば Mench (1965) が 1958 年 1 月の月平均から求めた超長波：(波数 1 および 2) の垂直構造が、第 2 図に示した不安定超長波の構造ときわめて良く似ているのも、決して驚くにあたらないのかも知れない。Charney - Drazin 理論の信奉者の唯一の拠りどころは、それでは実際のパターンでアリューシャン高気圧に代表される如く、波の位相(位置)が常に同じところに現われるのはどう説明してくれるのか、という点であろう。将に然り、成層圏のパターンが地球表面の海陸分布と対応している事実はゆるがせて出来ない。そこでもう一つの妥協の考えが登場する。すなわち、先に述べた傾圧不安定理論(それは一様な境界条件のもとで解いてある)に山や熱の効果を入れてみるとどうなるか、或いは問題を裏がえして扱つてみたらどうなるのか、ということである。まことにもつともな設問のようにも思えるのだが、実を言うと、上に述べた“実測される超長波の実体は強制波か自由波か?”という問いに答えるだけの理論的結果はまだ得られていない。更に話

を混乱させるようで恐縮だが、今までの話は線型の範囲内であつた。非線型にするとスケールのちがう波同志の相互作用が重要になり、山や熱を入れると自由波たる移動性高低気圧波にも直接、間接にその効果が反映してきて、より一層問題は複雑になつてしまう。その上、帯状流の時間変化をも考慮すれば、それに対するエネルギー伝播の response の問題もからんで来よう。

それならば……と又ある人の曰く、例の大気大循環数値実験は何もかも入つてはいるはずだからその結果や如何に、ということになるのだが、これ又我々の当面の質問に答えるだけの情報を提供するには至つていない。その理由は、充分分解能の良い多層モデルで、且つ外力を入れたり抜いたりして比較する所謂 control experiment がまだ完全には行なわれていないからである。しかし一言つけ加えるならば山や熱を入れた 9 層モデル (Miyakoda et al., 1969) で一応成層圏の準定常的超長波は維持されている反面、下層の境界条件を一樣にした 18 層モデル (Manabe and Hant, 1968) でも、まさに傾圧不安定理論の示す超長波と良く似たものが作られているのである。

以上、いささか堂々めぐりをしすぎたきらいがある。成層圏のパターンに見られる超長波の準定常的なふるまいをどう考えたら良いかは、むしろ今後の問題として残されていると言うのが最も公平な見方ではなからうか。

## 6. 残された諸問題

そろそろ紙数も尽きてきたので先を急ごう。これまで述べてきた議論は、主として第 2 章の成層圏のシノプティックパターンに対応して提起された問題の(1)と(2)にすぎない。第 8 の問題すなわち天気図に見られる超長波は大循環に如何なる役割りを果しているのか、ということに関しても従来多くの解析的・統計的研究があるが、それらの示す結果を簡単に要約することは容易な業ではない。この問題に関しては、後日も折があれば筆者自身の勉強も兼ねて筆を執りたいと思つている。対流圏における Charney や Eady の意味での傾圧不安定波の大循環的な役割り・意味づけが、Lorenz (1955) の available potential energy の概念の導入や Phillips (1956) の数値実験によつてきわめて明確にされた事情と似たことが、超長波の場合にも期待される。現在でも問題の多いプロッキングについても、或いはそのようなアプローチが可能ではないかと、筆者は漠然と考へている。

最後に成層圏突然昇温についてひとこと。突然昇温は Schernag による発見以来、すでに 20 年近くになる。その間シノプティックな多くの研究により、現象論として又は形態学としての記述は充分なされてきた。しかしながらこれ又数多いエネルギー論的解析から統一的結論がひき出される段階にはまだ至つていない。そもそもエネルギー論ということ自体、波動理論の裏づけとなるひとつの傍証にすぎない。肝心の波動理論 — 突然昇温が成層圏極

夜偏西風帯中の不安定波の発達という見方で説明出来るかということ が Charney and Stern (1962)以後、さしたる進展を示していない以上、今のところ成層圏突然昇温の真の原因はまだ解明されていない、と正直に告白するしかない。挑戦者は目白おしに並んでいるが、世界チャンピオンの座は依然空位のままというのが現状であろう。(突然昇温に関する多少のまとめは気研ノート95号の筆者の総合報告を参照されたい。)

一方最近のロケット観測の発展により、超長波の問題は対流圏と下部成層圏にとどまらず、上部成層圏や中間圏にもひろがりつつある。事実、今までになされているいくつかのロケット観測に基く上層大気の波動解析は、超長波に関する新しい視野を示唆しているように思える。Rocket synoptics とでも呼ぶべき新しい現象論もそろそろ固まつてきている。これについてもいずれ稿を改めまとめてみたいと考えているところである。

## 7 あとがき

当初の意気込みとうらはらに、いささか竜頭蛇尾に終つてしまつたことをおわびせねばならない。

本文のはじめの部分で超長波の予報云々と大風呂敷をひろげてはみたものの、まだまだ日暮れて道遠しの感はまだぬかれ得ない。だがしかし考えようによつては、予報などということはどうでも良いではないか。理由は二の次ぎで予報さえ当れば良いという立場は、我々の欲するところではない。もし本当に自然現象の理解が進めば、その自ずからの結果として予報も可能であろう。だがその地点に到達した時は、同時に我々がそこから立去つて別な目標に歩をすすめるべき時でもある。未知なるものこそが我々の欲するすべてではないか。

超長波について語るべき文章が筆が走つて妙なところにきてしまつた。これも気楽なエッセイのつもりということで御容赦を乞ひ筆を擱く。(1969. 10. 12)

## 文 献 (その1)

Bolin, B., 1956: An improved barotropic model and some aspects of using the balance equation for three dimensional flow. *Tellus*, 8, 61-75.

Burger, A.P., 1958: Scale consideration of planetary motions of the atmosphere. *Tellus*, 10, 195-205.

\_\_\_\_\_, 1962: On the non-existence of critical wavelengths in a continuous baroclinic stability problem. *J. Atmos. Sci.*, 19, 31-38.

Charney, J. G., 1947: The dynamics of Long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, 4, 135-162

- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of middle westerlies. *Tellus*, 1, 38-54.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. geophys. Res.*, 66, 83-110.
- Charney, J. G., and M. E. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. atmos. Sci.*, 19, 159-172.
- Cressman, G., 1958: Barotropic divergence and the very long atmospheric waves. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 293-297.
- Deland, R. J., 1964: Travelling planetary waves. *Tellus*, 16, 271-273.
- Dickinson, R. E., 1968a: On the exact and approximately linear theory of vertically propagating planetary Rossby waves forced at a spherical lower boundary. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 405-415.
- \_\_\_\_\_, 1968b: Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wind wave guides. *J. atmos. Sci.*, 25, 984-1002.
- \_\_\_\_\_, 1969: Vertical propagation of planetary Rossby waves through an atmosphere with Newtonian cooling. *J. geophys. Res.*, 74, 929-938.
- Eady, E. J., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 38-52.
- Eliassen, E., 1958: A study of the long atmospheric waves on the basis of zonal harmonic analysis. *Tellus*, 10, 206-215.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1961: On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofis. Publikasjoner*, 22, 1-23.
- Green, J. S. A., 1960: A problem in baroclinic stability. *Quart. J. Roy. meteor. Soc.*, 86, 237-251.

- Hirota, I., 1968: On the dynamics of long and ultra-long waves in a baroclinic zonal current. J. meteor. Soc. Japan, 46, 234-249.
- Hirota, I., and Y. Sato, 1969: Periodic variation of the winter stratospheric circulation and intermittent vertical propagation of planetary waves. J. meteor. Soc. Japan, 47.
- Kubota, S., and M. Iida, 1954: Statistical characteristics of the atmospheric disturbances. Papers in Meteor. and Geophys., 5, 22-34.
- Lorenz, E., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. Tellus, 7, 157-167.
- Manabe, S., and B.G. Hunt, 1968: Experiments with a stratospheric general circulation model. Mon. Wea. Rev., 96, 477-539.
- Miles, J.W., 1964: Baroclinic instability of the zonal wind. Reviews of Geophys., 2, 155-176.
- Miyakoda, K., J. Smagorinsky, R.F. Strickler, and G.D. Hembree, 1969: Experimental extended predictions with a nine-level hemispheric model. Mon. Wea. Rev., 97, 1-76
- Muench, H.S., 1965: On the dynamics of the winter stratosphere circulation. J. atmos. Sci., 22, 349-360.
- Murakami, T., 1967: Vertical transfer of energy due to stationary disturbances induced by topography and sinks. J. meteor. Soc. Japan, 45, 205-231.
- Phillips, N.A., 1956: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. Quart. J. Roy. meteor. Soc., 82, 123-164.
- Wiin-Nielsen, A., 1961: A preliminary study of the dynamics of transient, planetary waves in the atmosphere. Tellus, 13, 320-333.

文 献 (その2)

- 成層圏のシンポジウム(朝倉、村上、根山)、1965: 天気、vol.12, №7
- 成層圏気象に関するシンポジウム(杉本、関口)、1966: 天気、vol.13, №1
- 超長波のシンポジウム(I)(廣田、新田)、1968: 天気、vol.15, №2
- "    (II)(朝倉、杉本、相原)、1968: 天気、vol.15, №12
- "    (III)(窪田、岸保、藤範)、1969: 天気、vol.16, №5
- 新田 尚、1967: 超長波の運動についての試論、オメガ、vol.6, №2
- 新田 尚、1967: 成層圏と対流圏の力学的関連について、  
グロス・ベッター、vol.6, №1
- 廣田 勇、1968: 超長波の力学に関する問題点、気象研究ノート、vol.95

# インドにおける夏の季節風

和田 英夫 (気象庁) 紹介

JEN-HU CHANG (1967): The Indian Summer Monsoon  
インドの季節風入門の書として好適

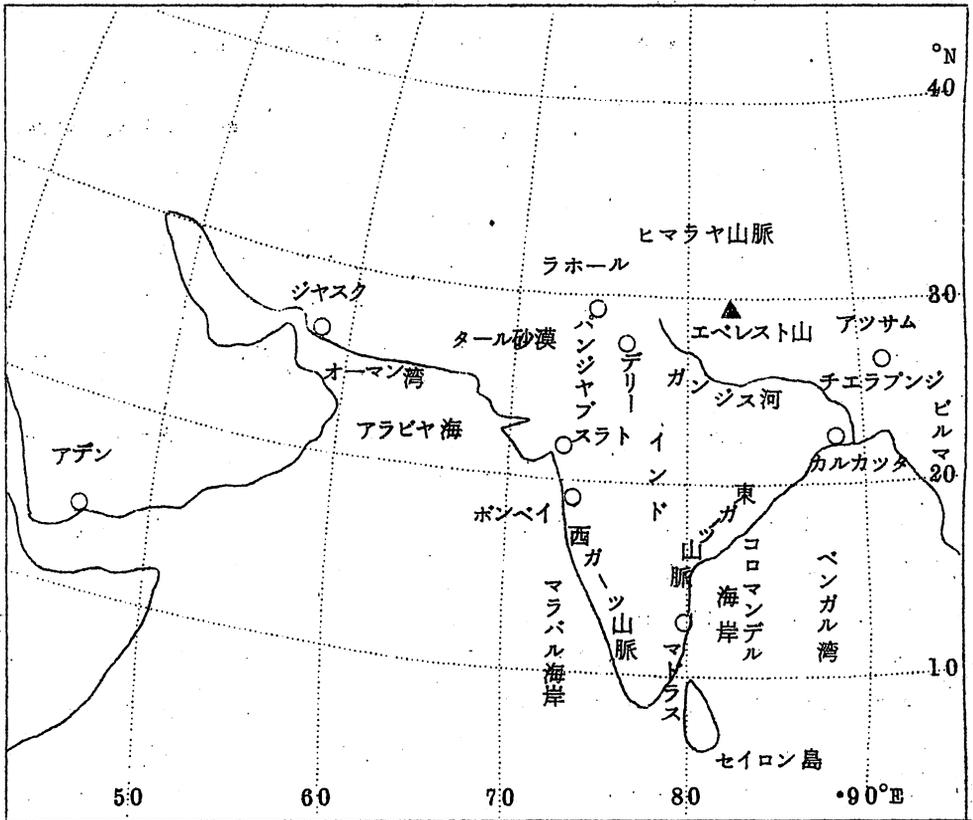
1686年に Halley が季節風の学説を発表して以来、インドの季節風は海陸の間における加熱の差によつて起こる循環のセルであると見なされてきた。この説は基本的には正しいけれども、次の三つの点についての証明と敷衍よえんが必要である。まず季節により反対の風向を起す加熱と冷却は単なる地表の現象ではないことである。中部や南部インドでは地表の最高気温は5月に観測される。しかし南西季節風は6月中旬以後まで内陸では卓越しない。この時期に大気的全層のエネルギー量の不均衡が、運動量の再調整を伴い、突然高層の循環を変えてしまふ。

次に夏期を通じて内陸(半島部分)では地上気温の傾度が著しく一様であるゆえ、季節風を熱的に引き起こされたものとする因襲的な考えは予想のできる地形性と対流性の降水をもつ定常的な風の流れを前提としなければならない。しかし実際には、季節風と降水は時期や場所によつて変化する。モンスーン低気圧は海上で十分に発達し、“熱的な低気圧”ではないのである。貿易風に似ていないこともないが、季節風の流れは一般に高さと共にその強さと定常性を失い、特にアラビア海における擾乱は、はじめ対流圏中部に現われ、その後地表の方へ向つて形成されていく。

第8番目に、二次的な循環セルとして、インドの季節風は決して地形的に北方で区切られたある閉じた単位のものでもないし、また大規模な循環型によつて影響をうけないというものでもない。Walker は1920年の初期に、季節風の予知に関する莫大な研究の中で、インドの季節風の変動や降水量と南半球の気圧変動との間に有意な相関のあることを強調した。しかしながら、その後の研究で南半球循環のインドの季節風に対する影響は季節風自身が他の場所の結果的に与える条件より恐らくは重要性が少ないことを示している。最近になつて、インドの夏の季節風とヒマラヤ北部の循環との力学的な結びつきについての知見が多くなつてきている。このようにインドの季節風は Halley のモデルが示唆するより、はるかに可変性の複雑さがある。インドにおける高層観測はすでに1915年にはじめられたが、やつと最近の10年になつて高層循環の一般的な特性の記述に十分なだけ観測網が密になつてきた。しかし理想的には300Kmの格子間隔、もしくは弱い熱帯低気圧の範囲の半分位の間隔の観測値を必要とする総體的な多くの研究にとつては、現在の15ヶ所の高層観測所の観測網でも不十分で

ある。

また季節風の研究は、多くの軽卒な気象学者が高緯度に対して考え出された概念や手法をそのまま熱帯へあてはめようとした事実によつて妨られてきた。例えば中緯度における天気予報に大へん役に立つ地衡風の仮定は熱帯地方では成立たない。熱帯地方では非地衡風の成分は地衡風の成分と殆ど同じ大きさになつている。したがつて風、鉛直運動、さらに総観的な現象が等圧面や等高度解析から導きだすことはできない。たゞ極く最近になつてボンベイにある国際気象センターが風の場の運動学解析を現業作業として採用している。国際インド洋開発の協力的な仕事を含む最近の研究のお蔭で高層資料と巧妙な方法を併用して、季節風循環のモデルに系統的な体系により、明確な評価をもたらしうるいろんな事実をあげうる望みがでてきた。疑いもなく大陸或は半球の規模のエネルギー交換の量的評価はまだ我々としては十分に把握していないし、さらにこれまで証述された証拠さえも新しい情報が次々と伝わるにつれて、間もなく不十分なものとして、もしくは間違つていることが分かるようになるだろう。しかしながら



参考地図 (訳者)

新しい発見の総合は少なくとも増補されており、或場合には通俗的なまた教科書的な説明を否定するようになるだろう。インドの季節風に関することでの議論は夏の季節風に関するもので、この時期の循環の型は独特のものであり、また非常に複雑になつている。

#### 季節風のはじまる前の循環

11月から5月までの半年を通じて、気候学的には2本のジェット流がチベット高原のために固定されており、ひとつは北側を、他のひとつは南側を流れている。これらの2本のジェット流は、高原の地形的な影響がなければ、さらに北方へ位置するか或は定常性が少なくするかも知れないが、存在だけはしているだろう。Palmenによつて提唱された大循環モデルでは北側の方が北極前線のジェットであり、南側の方が亜熱帯ジェットである。

冬期間、中央アジアにおける北側のジェットは最大風速 $43 \text{ m/s}$ を示し、 $250 \text{ mb}$ の高さで極と熱帯圏界面の境に当る $42^\circ \text{N}$ 付近に位置している。南側のジェットはその平均位置がインド上空の $27^\circ \text{N}$ にあり、地球上の亜熱帯ジェットとしては最も低い緯度に達している。亜熱帯ジェットは完全に対流圏内にあり、その中心は $200 \text{ mb}$ の高さ( $12 \text{ km}$ )にあるか或は熱帯圏界面の約 $4 \text{ km}$ 下に存在している。冬の最大風速は北側のジェットとほぼ同じ位であるが、季節風の前後の時期には亜熱帯ジェットは平均風速 $30 \text{ m/s}$ 位に弱まる。

北極前線とは異なり、亜熱帯ジェットは対流圏下層に傾圧地帯を伴なっていない。亜熱帯ジェットの南側に、大規模な沈降があり、それは一般に陸上貿易風或はインドの北東季節風として知られているところの準地衡風の流れとなつている。

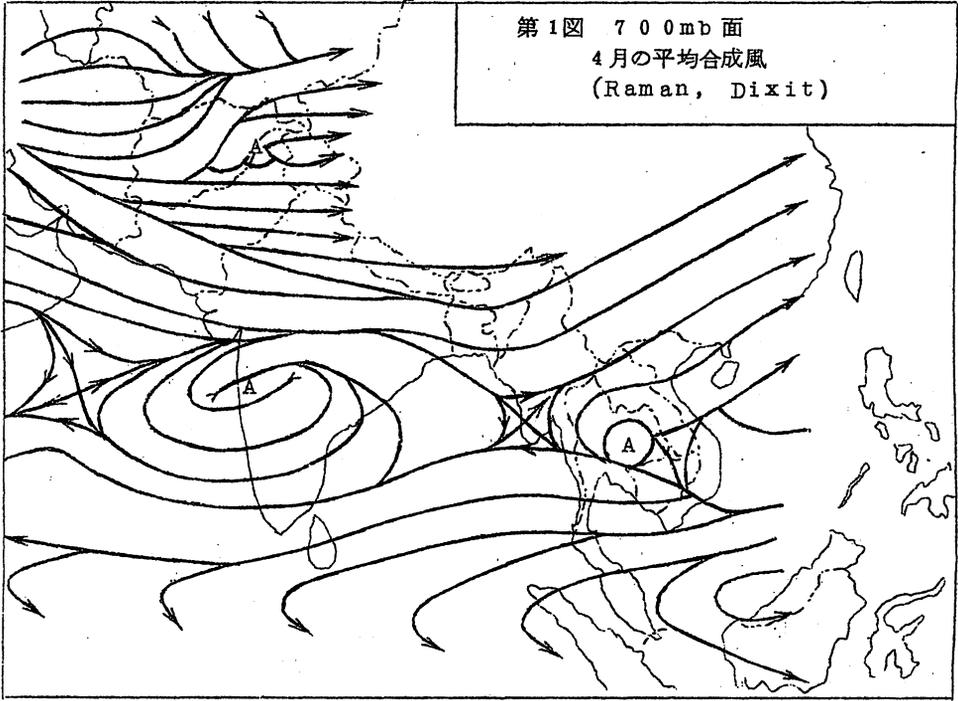
季節風のはじまる前の期間には、インドの中部、南部における高層の循環はその中心が $850 \text{ mb}$ と $700 \text{ mb}$ の高さの間で北緯 $18^\circ$ にあり高気圧性の流れとなつている。この事はRamanとDixit(第1図)によつて発表された4月の $700 \text{ mb}$ 面における平均風速図上ですでに示されている。この高気圧は高さと共に赤道方面に傾斜している。 $300 \text{ mb}$ と $200 \text{ mb}$ の高さでは夫々インド南端とセイロンに位置している。

4月には高気圧から分離した中心が $850 \text{ mb}$ でアラビア海にあり、高層に行くにつれ次第に弱まり、インド上空の高気圧と一緒になつてしまう。ベンガル湾上空には地形的に形成されたトラフが $500 \text{ mb}$ の高さまで東経 $90^\circ$ にあり、このトラフが冬期間と季節風の前の期間の間、東経 $100^\circ$ 以東の天気活動を大きく支配している。

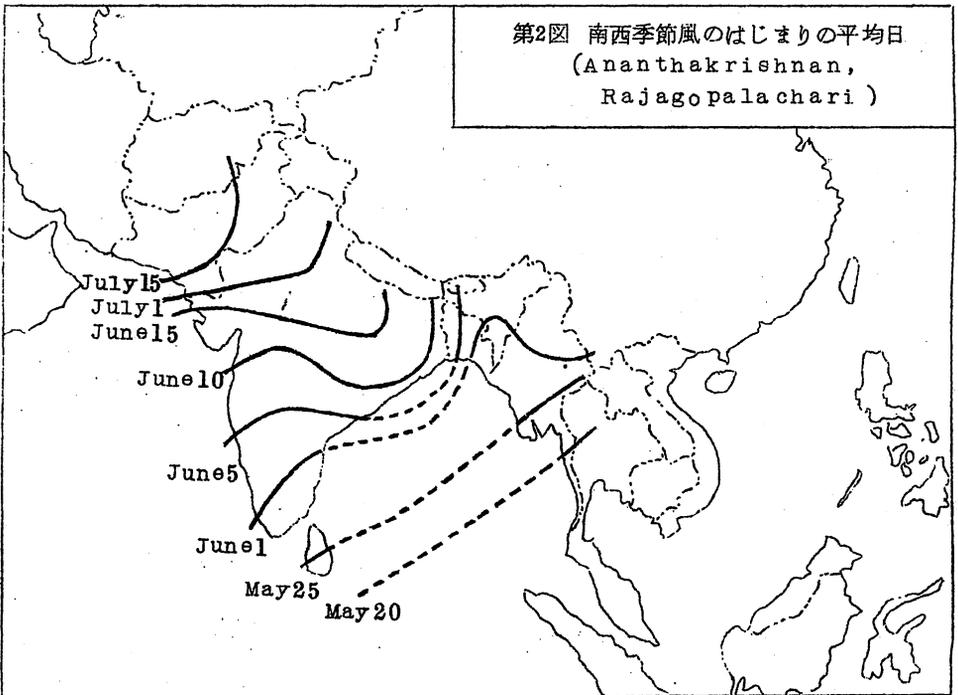
#### 季節風のはじまり

南西季節風は4月の末から5月の初めにかけてビルマではじまる。それから広い緯度帯にわたつて北西進し、5月の終りにはコロマンデル沿岸に、7月初めにはタール沙漠に達する(第2図)。しかしその前進は決して定常的でもないし、また同じ速度でもない。季節風がマラバル沿岸に沿うて数日間停滞するのは特に異常なことでもないし、時には再び活発になつて前進する前に若干後退することさえある。

第1図 700mb面  
4月の平均合成風  
(Raman, Dixit)



第2図 南西季節風のはじまりの平均日  
(Ananthakrishnan,  
Rajagopalachari)



またインドではある特定の日に季節風のしゅうり来があるという理でもない。例えばデリーでは季節風の平均開始日は7月2日であり、1901年から1950年までの50年間に、実際の季節風の開始日は78日の標準偏差で6月17日から7月20日までにあつてゐる。

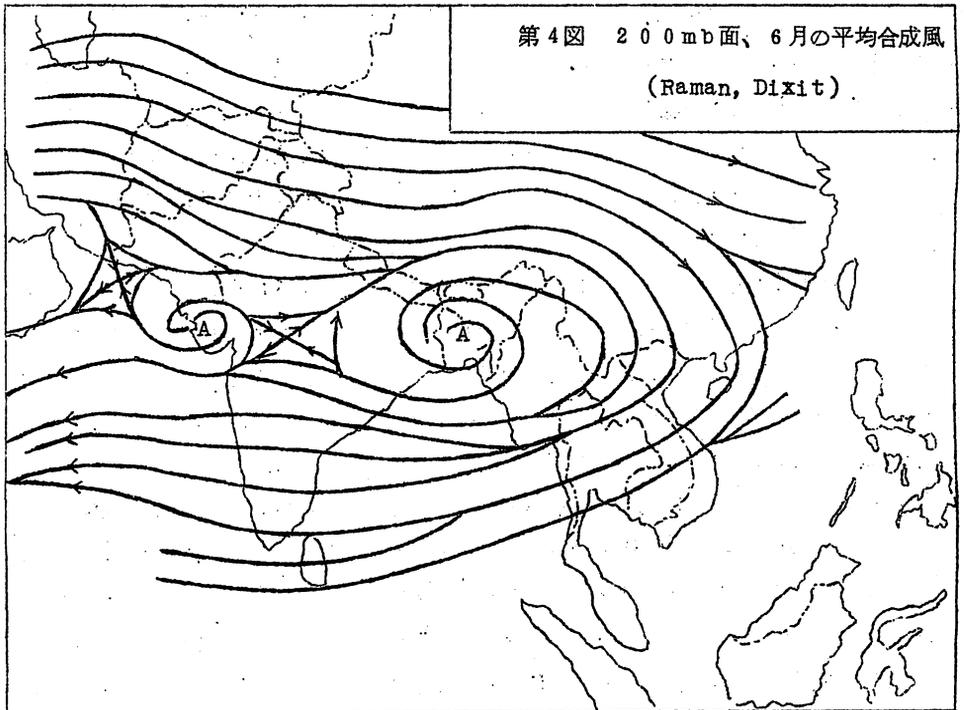
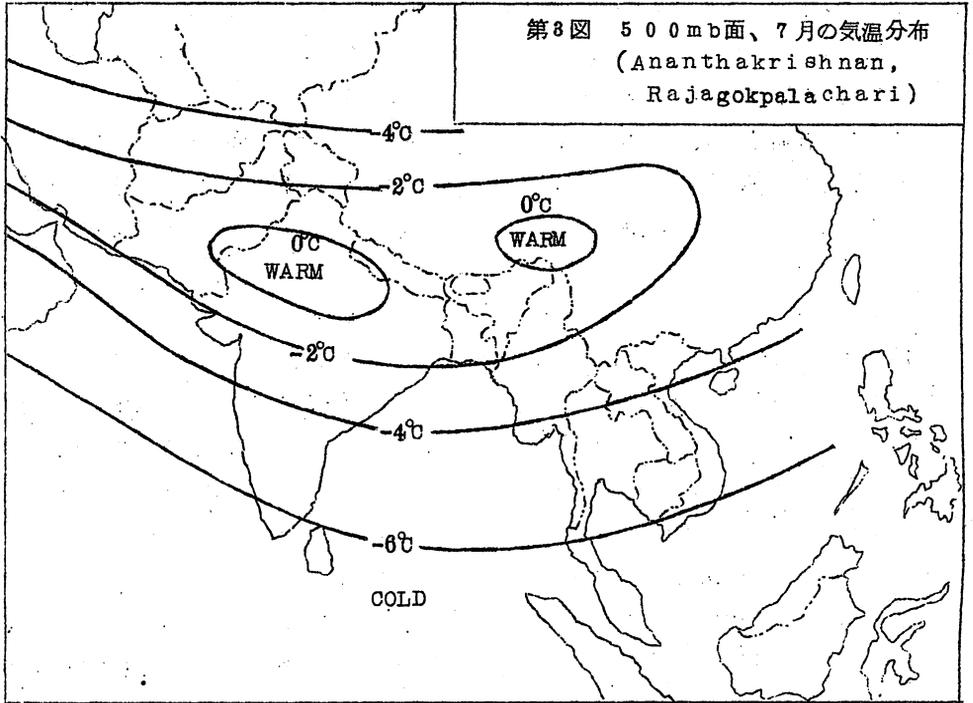
季節風は普通対流圏中部の低気圧によつてその到来がはじまり、驟雨性の天気と海では大波を伴い、突然かつ季節風のしゅうり来としてよく知られている壯観とも言える状況ではじまる。南部や中部インドの多くの地域では、季節風のしゅうり来は6月で、この時期に北半球にわたる高層循環は突発的な変化をする。

5月には南アジアの高層の気温分布はまだ冬の一般的な特性が続いており、南東チベットの対流圏中部に現われはじめる小区域の温暖域を除くと北方に向つて次第に低くなつてゐる。6月のある時期には気温傾度が逆になることもある。その後8月まで拡大した温暖域はほぼ $28^{\circ}\text{N}$  (第8図)に沿つてアラビヤ沙漠から南西シナにかけてひろがる。この広大な領域は、500~200mbの層では二つの強い温暖な中心を含んでおり、そのひとつはタール沙漠の上空にあり、他のひとつは南東チベットにある。これらの二つの中心では、 $0^{\circ}\text{C}$ の平均等温層が500mb以上に達し、この高度における最高の気温として知られてゐる。

チベット高原の熱的な効果については少なからぬ論争をまきおこしている。Florn は、高原が中部対流圏においてその数倍もの地域にわたる温暖域の形成に大きく寄与していると主張している。一方 Rangarajan は温暖域の形成の初めの要素として南アジアにおける陸と水の配置を強調しており、高原の熱的寄与は局地的な重要性をもつてゐると考えてゐる。彼はチベット高原が閉じた等温線と囲まれてゐないことを指摘している。温暖域はずつと南の領域に限定されている。上層雲でおおわれ、多くの氷河や湖のある高原の地域は恐らく一部の気象学者が信じてゐるより熱源としての効果は少ないであろう。ヒマラヤにおける最近の放射測定はこの見解を支持してゐるように思われる。エベレストでは昼間の入射は散乱分子の高度な集中により、期待されてゐたより少なく、これに反し夜間の出射は大気の水蒸気が少ないため大へん多いことが観測された。

5月と6月には高層において $28^{\circ}\text{N}$ に沿つて暖域帯が形成されるので南側のジェットは中国の方へ移動し、北極前線のジェットだけを残してなくなつてしまふ。半島上空では気温の南への減少は高さと共に西風の定常的な減少をもたらす温度風をひき起こしてゐる。この結果高層における東風のジェットが形成される。これらの東風のジェットは初めベンガル湾の上空に出現し、同時に東方のフィリピンと西方の東アフリカの方へと広がつていく。

季節風のはじまる前に印度上空の中部対流圏に持続してゐる高気圧は6月には消滅する。そこへ上層のトラフがベンガル湾上空の $90^{\circ}\text{E}$ からインド上空の $80^{\circ}\text{E}$ へ移動してくる。中部シベリアにおける高気圧のリッジが弱まるにつれて上層のトラフが $80^{\circ}\text{E}$ 付近に現われ、かくして Cressman が北極から熱帯までの“extended trough”と名づけてゐるトラフが形成される。この長いトラフの東側は南北の熱の交換に都合のよい通路となる。



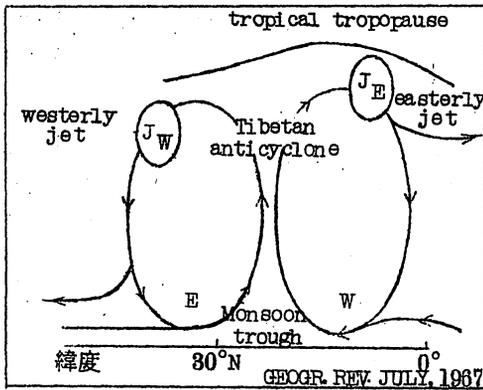
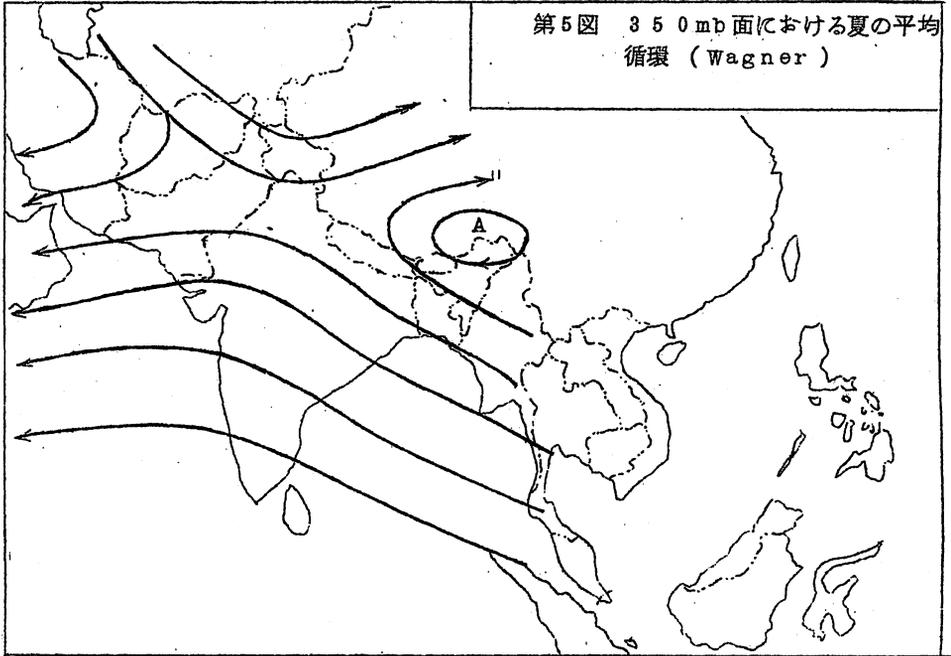
北部インドとその周辺の上空には6月になると二つの高気圧ができる(第4図)。タール沙漠上にあるひとつはアラビヤ海から移動してきたもので700 mbより上層でよく発達する。他のひとつは南チベット上空にあり、500 mbより上層にだけ存在している。チベット高気圧の成因についてはまだはつきりしていない。それが熱的なものが成因であるという説は支持はできない。チベットは通常亜熱帯高気圧帯の位置する緯度の範囲に位置している。夏の間は $28^{\circ}\text{N}$ に沿う南アジアには高気圧群があり、経度ではば $40^{\circ}$ の間隔で分布している。さらに高い山山の力学的影響はリッジを形成するように働き、チベット高原の場合には南側の位置に沿うかなりな潜熱の放出によつてリッジが強められるであろう。

6月に起こる循環型の変化は数多く、また変化にとんでいる。気象学者達はこれらの変化を季節風のしゅう来と関係づけようとしてきた。その先達者である Yin は南側のジェットの影響は低緯度の上層におけるトラフがベンガル湾からインドの方へ西へ移動するのを促進し、これによつて逆に季節風がはじまることを示唆した。Sutcliffe と Bannan は 1948 ~ 53年の期間についてアデンとパーライン上空200 mbにおける東風の形成とマラバル沿岸に沿う季節風のはじまりの時間的な関係を強調した。他の人達はチベットの高気圧が東風の強さを支配することによつてこれが問題への鍵を握っていると主張している。

このような因果関係はある年には観測されたことがあるけれども、それらの関係で原因のものか何であるかを証明するのは困難である。ある他の年には季節風が上層トラフの西方への移動やインド上空における東風のジェットの形成、さらにチベット高気圧の形成する以前にしゅう来することがある。例えば Ramamurthi と Keshavamurthy は、ある年にはアラビヤ高気圧の突然な北への移動がチベット高気圧よりはるかに重要な役割を演じていることを示した。東風のジェットの季節風降水に対する効果についてもまた論争があり、この点については後で論ずる。とにかくすべての年に単独で卓越している原因はないと言える。つまり季節風のしゅう来の原因となる変化にどんないろいろの循環の型については、これと言つて簡単にあてはめることのできるものはないのである。

#### 季節風のセル

夏には南西の季節風がベンガル湾の北部を除いて南アジアの下層において卓越する。ベンガル湾北部では季節風が山脈によつて方向が変えられ、また季節風トラフによつて南東方向の流れとなる。季節風の流れは熱帯収斂帯へ吹き込んでおり、ここで地上の東風が北向に流れが変わる。この収斂帯はインドにおける季節風トラフとしてよく知られている。この季節風トラフは通常ベンガル湾の北部からカルカッタ( $23^{\circ}\text{N}$ 、 $88^{\circ}\text{E}$ )の近くにあるガンジス峡谷の下流へのび、それからラホール( $30^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E}$ )の南部へ北西に走り、ここでジャスク( $26^{\circ}\text{N}$ 、 $58^{\circ}\text{E}$ )の近くのオーマン湾に向つて西へと向きを変えている。ラホールの西部にあるトラフの構造はガンジ高原の上空のものとは違つており、それについてはタール沙漠と関連して論議されるであろう。



第6図 アジアにおける夏の季節風の垂直循環図式モデル(Koteswaram)

南西季節風は南インドでは平均6~7 Kmの厚さであるが、ガンジ高原では4~6 Kmにすぎない。その上には、チベット高気圧によつて中緯度の偏西風からはなされて存在している東風の別の層がある。このことは Wagner の循環図(第5図)で8 kmもしくは350 mb ではつきり示されている。

大まかな特性としてインドからタール沙漠の東における夏の循環は、地上の季節風トラフと中部対流圏のチベット高気

圧によつて分離されている二つの南北方向セルからなつている。これらの二つのセルは、Koteswaram によつて横図的に示されている(第6図)。チベット高気圧はこの横図の中では明瞭に中央に位置している。この高気圧は平均100 cm/secの速さの上昇運動で特徴づけられており、北と南へ向う高層の流れを生じている。チベット高気圧内における上昇運動が通常亜熱帯高気圧と関連している沈降と対比している。

チベット高気圧は中緯度における循環と熱帯の循環を結びつけている。一方中緯度偏西風内

におけるトラフの移動がチベット高気圧の位置と強さに影響する。同時にチベット高気圧の強さが上層の東風の強さをきめると同じように季節風トラフの南の方への伸長の度合を決定する。逆に上層の東風は地上における西風の逆の流れを生みだし、この両者は少なくとも季節ごと力学的な相互関係をもっている。このような上層で東風、地上付近では西風ということのような季節風循環は初めて Haddley によつて記述された貿易風循環内における卓越風の方向とは正反対となつている。この点についてはインドの夏の季節風は逆の Haddley セルとよばれている。

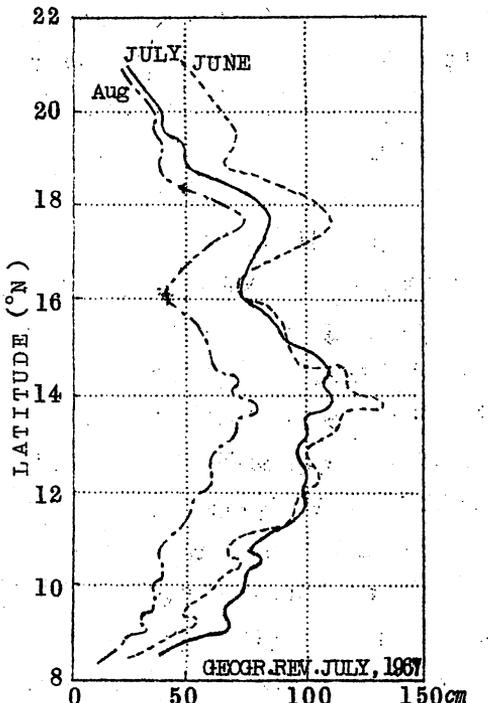
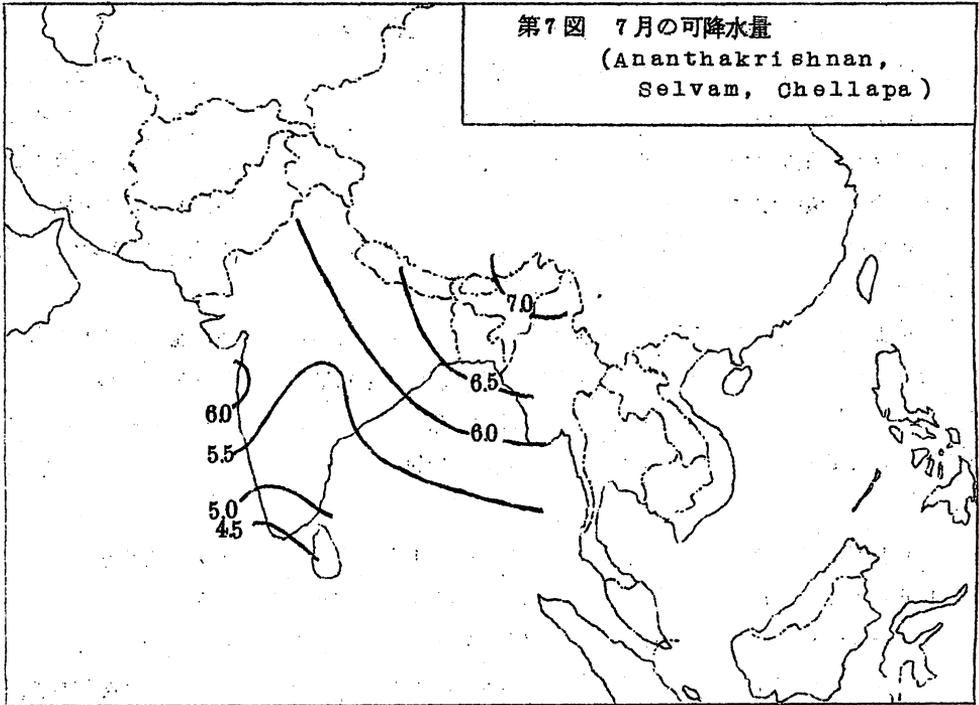
季節風の地上風における西風は下降域に源があるゆえ、貿易風と違い、運動量のわき出しといのよりもむしろ吸い込みである。補償的にそこには角運動量の流入がある。予備的な研究によると本来の流れはインドの南東部地方では南半球からきており、次の源泉は中央アジアになつている。東アフリカと南インド洋の東部からの北向きの運動量の輸送は無視しうる程度である。

月や季節平均の天気図上では、南アジアの上層の東風は  $15^{\circ}\text{N}$  に沿う気候学的なジェットストリームの中へ集まつており、フィリピンから東アフリカへのびている。ジェットの中心は  $150\text{mb}$  面付近でインドの上空にあり、平均風速が  $60$  ノットで時にはその  $2$  倍の風速に達することもある。ジェットの中心の東方にジェット、ストリームの入口にあたる地域があり、そこでは下流へ向つて風速が増大している。また西方には出口に当たる地域があり、そこでジェットは減速している。Koteswaram は渦度の理論に基づいて降水に好適の上層の発散と大規模な下層の上昇はジェットの入口と出口の北側で起こることを説明した。実際の季節による降水の分布は地形の影響が介在するのを除くと大まかな特性はこの理論による型と一致しているように見える。

現在利用しうる資料で吟味してみると Koteswaram の命題には限界があるように思われる。気候学的な東風のジェット、ストリームが一本であるというのは統計的な平均にもとづく架空的なものである。毎日の天気図上ではしばしば  $2$  本或はそれ以上のジェット・ストリームやジェット・フィンガーが描画されている。最近の研究で Raman と Ramathan が数時間前に最大降水量があつた緯度の  $1\sim 3^{\circ}$  南側に東風のジェットが見出されることが珍らしくないことを強調している。彼等は大雨の地域におけるおびただしい潜熱の放出が上層大気加熱を通じて運動エネルギーの増加をきたし、その結果南北方向の気圧傾度を再調整する働きをするとして説明している。このように高層における循環の地上流に対する力学的な影響は反対方向におけるフィードバックによつて結合されている。これらの新しい研究は中緯度の機構をおおざつぱりに、海陸の対照が顕著で、対流の過程がよく起り、しばしばおびただしい潜熱の放出があるところの熱帯へ応用することが危険であることを指摘している。

熱帯におけるジェット・ストリームの構造は対照的な高緯度のものとは著しく異なつている。東風のジェットは蛇行するロスビー波がなく、極前線ジェットのような特性もなく、また南北

第7図 7月の可降水量  
(Ananthakrishnan, Selvam, Chellapa)



第8図 西ガーツに沿う平年の南西季節風降水量  
(Ramakrishnan, Rao)

方向にはほんの少しだけしか偏位を示さないことでよく知られている。その代り、東風のジェットは5~9日の間隔で生成、消滅の変化をくりかえす。

季節風の降水

インドにおける季節風の初期に大気中の水蒸気が急速に形成されることが立証されている可降水量は8月から6月にかけて2倍に増加する。水蒸気が主として南半球からやってくるという考えは近年になつて支持が失なわれてしまった。7月には毎日流入する水蒸気量がアラビア海から西インドに75,000メートルトンであるのに対し、南半球からアラビア海には10,000メートルトンである。アラビア海からの激しい蒸発が16~25 mi/hr の強い平均風速によつて促進され、北半球における夏の値の最高となる。逆に過剰な

蒸発が5月や10月のどちらよりも低い夏期の海面温度の原因となり、これがアラビア海における極端に少ない降水量の一因ともなっている。

季節風期を通じてインドにおける月平均可降水量は南西から北東に向つて増加している(第7図)その値はアツサム地方のチェラプンヅ雨量観測所では $70 \text{ gm/cm}^2$ に達し、これは疑いもなく世界中で最大の値の一つである。これに比べて、アメリカにおける月平均可降水量の最大はフロリダで $50 \text{ gm/cm}^2$ であり、ハワイの貿易風内では夏の最大値が $25 \text{ gm/cm}^2$ にすぎない。

季節風中の大気における大きな水蒸気の含有は夏期の大雨に大きく寄与している。すなわちインドの全降水量の80パーセントは6月から9月までの4カ月間に生じている。ある地域、たとえばボンベイ、ラヤスマン、アターブラデイシュ、マドヤブラデイシュなどでは夏の雨量は年間のほぼ90パーセントにも達する。

季節風による降水量の分布は時期と地域によつて著しく変化する。季節風はアラビア海を横切つて吹送するのでその降水を実際に引き起こすのは西ガーツの山系に会つて初めてはつきりしてくる。西ガーツからアラビア海につづく海岸の方へ西に向つて、強いまた最も持続的な降水が急激に減少しているのはちよつと見たところ信じられないようなほどである。西ガーツに沿つて、最初の雨量の極大は $14^\circ \text{N}$ にあり、第2次の極大が $18^\circ \text{N}$ にあり、これらは $16^\circ \text{N}$ における極小によつて分離されている(第8図)。この降水量の南地の変化は上層の2本の東風ジェットを伴つた多くの毎日の天気図上ではつきりしているが、多くの平均雨量図では明瞭でない。 $16^\circ \text{N}$ に沿つた降水量の極小の理由はよく分つていない。地形以外の影響が働いており、ガーツの風下にあたる非常に雨の少ない地域もまた大体同じ位の緯度に位置している。

山岳地帯の外側では夏の大雨は北東インドと東パキスタンにおける季節風トラフに沿つて集中している。ここにおける大気の状態は、小さい振幅の天気図上の擾乱とトラフ内の上昇が、沈降という特性のないチベット高気圧によつて抑制されないため不安定になつている。季節風トラフは強さ、位置共に変動する。偶にはそれがカスピ海までのびてイランに雨期をもたらす

インドの夏の季節風には活発な季節風と中休み(弱い)季節風の二つの基本的な総観的な型があり、後者は変体的なものである。活発な季節風の期間には低気圧が次々とベンガル湾から中部および北部インドにやつてくる。しかし低気圧がなくても3~4日間続く雨が乾燥期に代つてやつてくるようになる。季節風の波動的な特性は降水だけでなく風の場にも現われる。季節風に対する初期の説明はインド洋南部の高気圧の中心から周期的に空気の流入があるとした。インド洋上における両半球相互の空気の輸送は他の地域よりは大きいけれどもそんな速くまで影響することはありそうもない。季節風の波動が都合のよい地域で赤道を越えて、西進するイサパールの低気圧と見なすのも余り本當らしくない。

最近 Pisharoty が巧妙な説明を提出している。彼は夏にはインド全域にわたつて等温

位面が200 mb までのすべての層で南に向つて上方へ傾斜していることを指摘している。等温位面に沿う上方への滑走は空気の飽和をもたらし、また終局的には大雨をもたらす対流を起こさせる。対流のセルは周囲の空気をさらにあたため、南と東への滑走運動をさらに強化するであろう。このような作用が2、3日働いた後、気温が中部インドの85.0700、さらに500 mb でさえも上昇し、それによつて等温位面の傾斜が平らになつてしまう。その結果雨が止み、このサイクルがさらに繰返えされるというのである。

#### 季節風低気圧

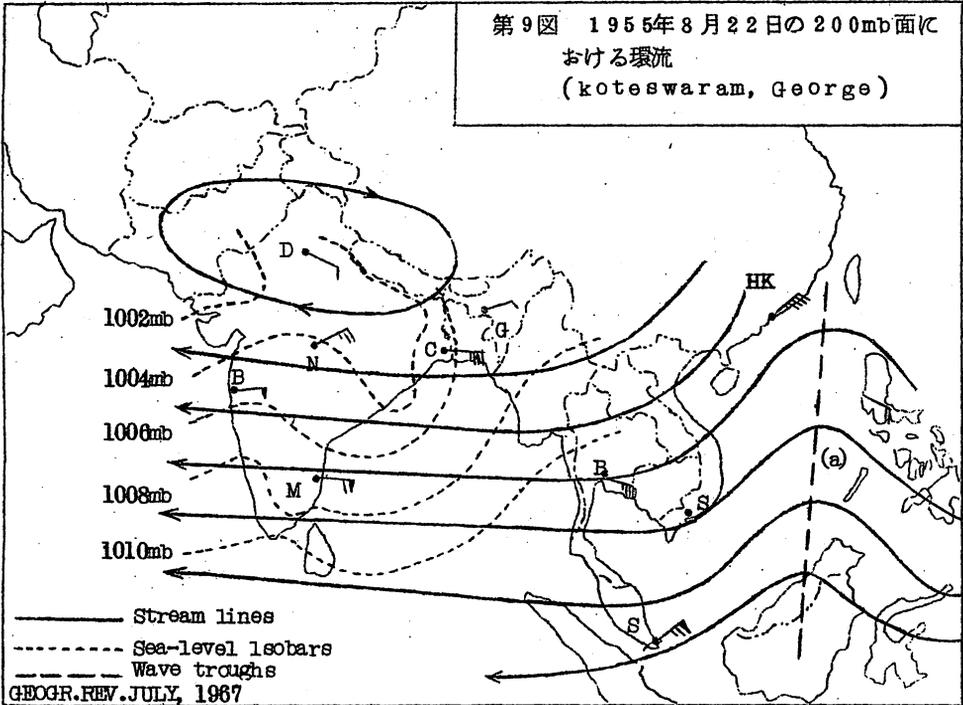
熱帯性の擾乱は夏の南西季節風の期間中ベンガル湾で周期的に形成され、時にはアラビヤ海上でも発生する。これらの擾乱は季節風低気圧とよばれ、中心の気圧偏差が2~6 mb で、風速が30ノット以下である。気圧偏差が6~10. mb で風速が30~40 ノットになるとサイクロンとして分類される。64ノット以上の風速を伴うハリケーンは季節風の期間中、風の強い垂直シャーがその発達に適さないために殆ど発生することはない。下層の風が弱い季節風のはじまる前の5月や季節風後の10、11月にだけベンガル湾上にハリケーンが規則的に形成される。ベンガル湾上におけるすべての強さを含む擾乱の年間平均発生数は12.6個で、その中72個は6月から9月の季節風期の4カ月の間に発生する。

戦後多くの気象学者は季節風低気圧の大部分は東シナ海から偏東波動として追跡しうるものであり、その中あるものは太平洋の台風の衰弱したものであると信じていた。偏東風の発達の例を Koteswaram と George が示している(第9、10図)。1955年の8月22日に Fig. 9 の(a) で示しているように上層の偏東風波動のトラフが南シナ海の115°E に沿うて現われた。4日後にはベンガル湾の上方まで移動してきて地上天気図上ではつきり認められるような低気圧になつている。同時に Fig. 10 の(b) で示すように他のトラフがその後続いてインドシナ半島に達している。

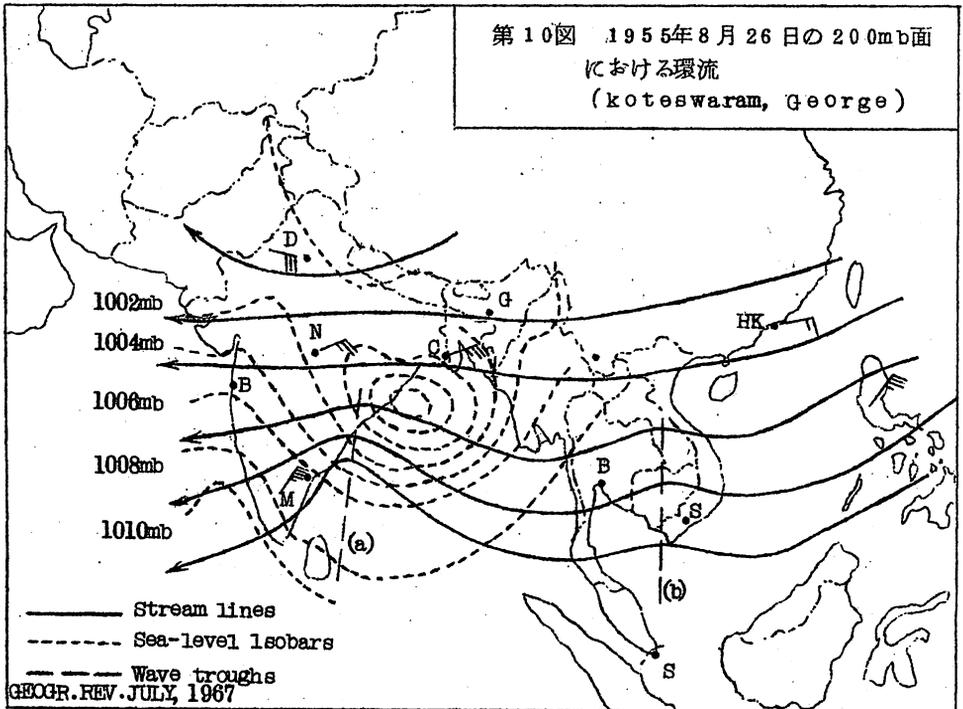
しかしながら Koteswaram と George による解析は最近になつて疑問がもたれ、それは上層偏東風の波動が季節風低気圧のひき金役をするという先見の考えに落ち入つてしまつているように思われている。ボンベイにおける国際気象センターの3年間の解析によると同様な結果が間違いないと確認されていないし、また波動についてはいかなる地上の連続性も保たれていることを確認しえなかつた。対流圏上部の偏東風内のキックは通常下層における閉じた低気圧の強さの変化に応じて現われたり消滅したりしている。

その起源はともあれ、以前から存在している低気圧性循環は季節風トラフが地上にある時に限り強化されて低気圧になる。季節風トラフのない場合は、低気圧性循環の通過は単に局地的な降雨を伴つた不安定な天気をひき起すだけである。地上のトラフ上層の波動が重なると上層の発散が下層の収斂を強化し、そして低気圧性渦度を増大するような状態となるのであろう。この点については季節風低気圧の発生機構は渦度移流と一致しており、温帯低気圧の場合と似ている。季節風トラフは夏の初めにベンガル湾の北部にあるので多くの低気圧はここで発生す

第9図 1955年8月22日の200mb面における環流  
(koteswaram, George)



第10図 1955年8月26日の200mb面における環流  
(koteswaram, George)



る。季節風トラフが南へ移動する8月末か9月には低気圧はベンガル湾の中部で発生するようになる。

季節風低気圧の多くは活発な地上の循環を伴い、暖い核をもっている。しかしあるものは500と700mbの中部対流圏において最も活発で、下層で冷めたい核、上層で暖い核を伴っている。低気圧の左前方或は南西象限では250マイルの範囲におよび24時間で3インチ以上の大雨の地域がいつも存在している。この雨量分布はカリブ海における偏東風波動や太平洋における赤道波動内において観測されるパターンとは反対になつており、この両者は共に前方における下層の発散と好天気、それから後方の収斂と降水によつて特徴づけられている。Srinivasanはその差違は季節風内では上層偏東風が高さと共に強まっているが、カリブ海や西太平洋においてはその基本流が高さと共に弱まっていることに起因すると説明している。

季節風低気圧は普通地上の収斂の最も大きい地域へと西北西に移動する。地上では低気圧は次第に弱まるが、これは地上気圧の変化によるものでなく循環領域の拡大が原因である。東ラジャサンに達したのち、低気圧は移動を続けて沙漠上で埋積するか或はパンヤブの方へ北に転向してヒマラヤで分裂するからである。数年に一度くらい季節風低気圧が南西からの新しい季節風の流入によつて東ラジャサンで発達する。このように再発達した季節風低気圧は直接北東アラビヤ海に向つて進む。

季節風トラフの位置と強さがチベット高気圧によつて影響されるので、これが少なくとも7、8月には季節風低気圧の経路に影響する。チベット高気圧がほぼ安定で定常的であり、低気圧が相ついでやつてくる時には、広範囲の洪水が低気圧の経路の南側に起こり、その北側はひどい干ばつとなる。

#### 季節風の中休み

南西季節風は6月から9月まで定常的に連続して吹くわけではない。大規模な循環には時には8~10日間続く中断がある。これらの中断は普通一つの季節風低気圧の消滅と他の低気圧の形成との間に起こる。これらの期間中、季節風はインド半島では弱まるが、ヒマラヤ領域ではあたかも季節風がその源と絶縁されたような形で活発化する。このような状態が季節風の中休みとしてよく知られている。この中休みは8月と9月には時々起こるが7月には少なくかつ短かい。

季節風の中休みの間は地上の気圧傾度がゆるくなつている。気圧偏差は南部を除いて國中全般に正になつている。インド半島では地上の西風が一般に弱まり、その厚さも減少している。しかし弱い循環にも拘らず南西季節風は中休み期間中その範囲は最大に達する。季節風が活発な間、北部ガンジ高原に卓越していた偏東風は、季節風トラフが $30^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E}$ から $26^{\circ}\text{N}$ 、 $90^{\circ}\text{E}$ へ伸びる定常的な位置へと150マイルばかり北へ移動するにつれ、北西風によつておきかえられる。

中休みの期間中、大雨は南部の地域に代つてブンジャブからアツサムにかけてヒマラヤの麓

付近に沿って集中する。中部インドでは干ばつの期間があり、西ガーツに沿う大雨の地域は著しく収縮する。季節風の活発な間乾燥地帯であるところの南インドのマドラスだけは平年並もしくはそれ以上の降水がある。1958年の季節風間の降水を詳細に研究し、Anantha - krishnan と Ramakrishnan は大陸における全降水量は季節風の活発な期間と中休みの期間では全体としてはほとんど同じくらいであり、単に空間的な分布が異なっていることを特に述べている。

季節風の中休みは中緯度における循環が高指数から低指数への変化によつてはじまる。主な特性としてはイラン上空の高気圧の東方への移動、大きな振幅のトラフの中緯度からインドーパキスタンの拡張、チベット高気圧の低気圧性循環への置換などがある。最後の特性は恐らく季節風トラフが北へ移動する原因であろう。

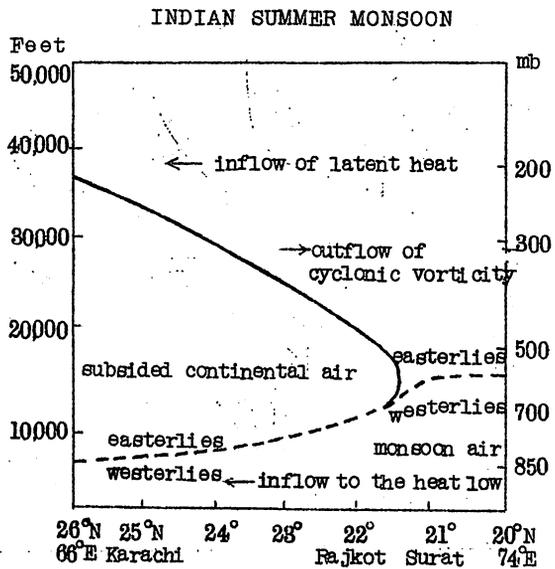
季節風の中休み中における上層トラフの変動により、ヒマラヤ南部の偏西風ジェットが強まり、時には  $26^{\circ}N$  までも達する。同時に偏東風ジェットも強まり、降雨帯の移動と一緒に北北上する。その結果、中休み中の気候学的な偏東風ジェットと偏西風ジェットの平均距離は、季節風の活発な期間には緯度にして  $81^{\circ}$  あるのに対しわずか  $12^{\circ}$  にすぎなくなる。

#### タール沙漠

北部インドーパキスタンの西側半分は広大な沙漠で、そこでは年降水量が8インチより少なく、ある地域の夏の降水量は6インチより少ない。それで熱帯収斂帯が季節風期間中両方の領域を横断しているのに、湿潤な北東インドーパキスタンと鋭い対照をなしている。

夏期にはタール沙漠が最も強い地上低気圧系の中心にあたっている。しかしこの熱的な低気圧は背が低い。その上昇運動は

850か700mbの逆転層までである。逆転層の上方では高気圧性の循環が支配的であり、その中心は200mbの高さに達すると共に北方へ傾いている。高気圧性循環内の沈降する大陸性の空気は、700mb以下の季節風の空気よりは暖いが、それ以上の空気よりは冷めたい。そのため大陸性の空気はSawyerが示したように(第11図)くさび形となる。季節風と大陸性の空気との収斂帯は700mbでスラットの近くにあり、イランにおける地上の収斂帯の約800マイル南東にある。

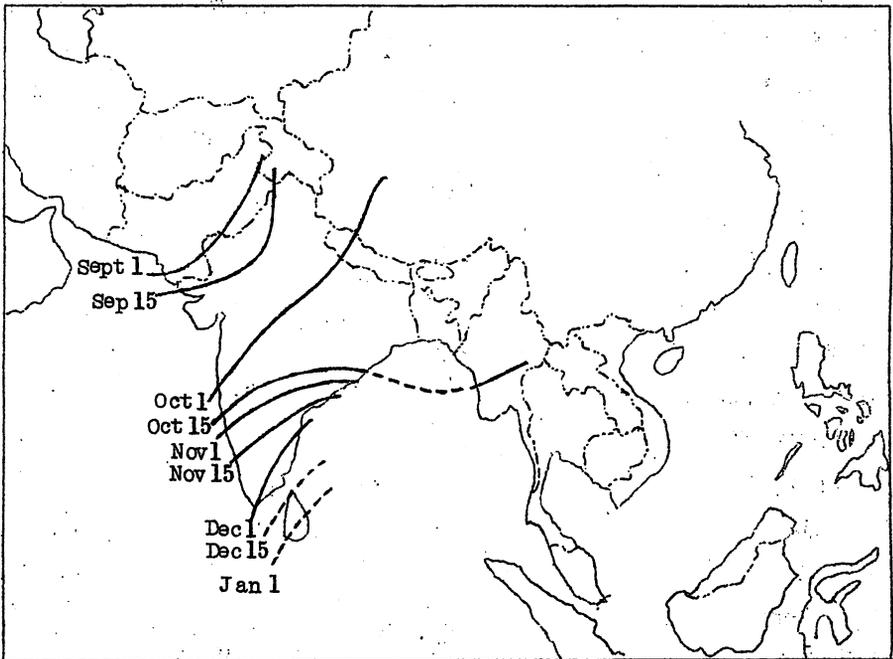


第11図 タール沙漠から  $20^{\circ}N$  に至る模型断面図 (Sawyer)

塔状積雲や積乱雲はこの上層収斂帯の南側にだけ発達する。

最近 Ramage はタール沙漠上空の熱的低気圧とその南および東側の季節風降水との間におもしろい関係があることを示した。彼は熱的低気圧が南の方へ低気圧性渦度を輸送し、それがしばしばかなり発達した擾乱になることを提唱している。この機構は北極の浮氷群から等温位面に沿うて低気圧性渦度が低い方へ輸送されると似ていると、Petterssen が彼の低気圧発生 of icemargin の理論のところで強調している。季節風降水によつて生じた潜熱の一部は高層でタール沙漠へ逆送される。上層気温の増加に伴い、潜熱は沈降を強化し地上気圧を弱める。タール沙漠上の極端に低い地上気圧は地表における日射の加熱によるより、むしろこのような過程によつて維持されている。それ故1899年のような干ばつの年にはタール沙漠における地上気温と気圧は共に平年並以上になつてゐるはずである。もし何らかの理由で平年のような過程が阻止され、熱的低気圧が弱まるならば、低気圧性渦度の輸送は減少し、低気圧の発生も少なくなる。かくして熱的低気圧は弱いままで続くであろう。

このようなサイクル的な関係という見地から、ある気象学者達は反対風のハードレーセルが確かに一度は形成され、季節風循環は大体自分で維持している rain-producing 系と考えられることを示唆した。インドに関するどんな気候変動の研究でも、この事実についてよく認識せねばならない。このような見解の下で、Nami as はインドーパキスタンの大陸は、



第12図 南西季節風の終りの平均日 (Ananthakrishnan, Rajagopalachari)

非常に長い期間の気候変動(100年のオーダーで)では、世界の他の地域と同じような関連性はないであろうと主張している。

### 季節風の後退

北部インドーパキスタンの季節風は9月末もしくは10月初めに後退しはじめる(第12図)。この時に北半球のパターンは夏から冬型へと変化する。10月の転換期は比較的ゆつくりで、いくぶん不明確であるが、ある順序がいろいろな結果に見ることができる。偏東風の衰弱、亜熱帯高気圧と季節風トラフの南への移動、北部インドにおける偏西風ジェットの出現などは季節風の来しゆりの時起こる事象とすべて逆になつている。季節風の中休みが9月中旬に起こる年には、季節風は北部インドーパキスタンでは早く後退する。

季節風の後退は北部よりも南部インドで非常にゆつくりな過程をとる(Fig. 12)。季節風トラフの長い間の停滞は季節風の後退の期間中でも豊富な雨をもたらず。19°Nと15°Nの間にあるインドの東岸の観測では10月に最大雨量が現われ、15°Nより南では11月に現われる。

### 回顧と展望

palmerの熱帯気象学についての古典的な回顧の中で、彼は季節風の発達段階を表現するのに8つの流波を認めている。すなわち気候学、気図論、擾乱による各流派である。気候学流派はほとんど全面的に統計的方法にのみ依存している。それは季節風の形成についてHalleyによつて提出された簡単なモデルと同じようなやり方であり、いろいろな気候要素を解析し、その原因を天文的なものと地形によるものであるとした。この流派の弱点は総観的な問題を把握することのできない点にある。いかにうまくやつても季節風低気圧や熱帯低気圧の形成を説明できる統計的方法はない。インドにおける食糧の供給は降水が変動し、その変動の効果があまねく行きわたるかどうにかかっている。平均値と定常的な状態についての繰返された強調は気候学的な概念を総観的なモデルに置き換える手段となつているだけで、ある誤りがこれまで多くの総観気象学者を悩ましてきた。

1920年代の末に、ノールウー学派の気団と前線論が、中緯度における試論に花花しく出現し、インドの気象学者はそれに従うのに一生懸命であつた。例えばS. C. RoyとA. K. Royは3気団が季節風低気圧の形成に役割を果しているといういわゆるtriple point theoryを提唱した。気団と不連続線の確認に対する熱心を研究が地上観測が熱帯におけるそれらの存在について疑問を投じた後もなお続行された。第2次大戦後、高層資料がその理論の無能さを同じように示し、はじめて気象学者達は熱帯と温帯大気の相違点について気が付きはじめた。Riehlが指摘したように、熱帯と温帯域において発達する低気圧の根本的な差違は熱帯擾乱内では循環内に入ってくるすべての空気が上昇するが温帯における循環では単に熱帯の空気だけが上昇し極の空気は沈降しているという点にある。同じように失望すべきことは地理学者によつて気候学的地域性を叙述するために気団の概念を用いる試みがあ

つたことである。例えば Borchert の作成した地図は季節風気候と貿易風の機構を区別するのに失敗している。これらは共に夏には熱帯海洋気団によつて占められていることが分つており、根拠は確かだがそれでもなお十分有意義な結論はない。

第2次世界大戦中に偏東風波動、上層における循環の役割、特にジェット・ストリームおよび熱帯と中緯度との力学的相互作用などの総観的なモデルの系統化に重点がおかれて、擾乱説の発展がなされた。初期の研究は主にカリブ海上について行なわれ、そこでは総観気象学の分野における力学的概念の応用が大気擾乱の理解とその予報を大いに改善した。しかしながらこれらの概念とモデルをそのままインドの季節風領域にあてはめようとするその後の試みは殆ど成功しなかつた。インドの夏の季節風循環では下層と上層の卓越風の風向が貿易風の機構と正反対になつている。したがつて季節風低気圧は偏東風のカリブ海型とは著しく異なつており、偏東風ジェットが特別な力学的影響を季節風循環に及ぼしている。

最近の研究ではまた、インドでは夏の期間中、おびただしい潜熱の放出があり熱帯の他の地域では考えられないほど大循環に大きな役割を果していることが強調されている。降水の偏東風への影響、季節風が振動の形で行なう等温位面の調整、熱的低気圧と季節風降水間の共生体的な関係などが問題となつている事項である。疑いもなくエネルギー交換の量的評価を今後続けることが必要である。他の地域の大気と同じように季節風循環は内部、潜熱、位置および運動などのいろいろのエネルギーによつて促進され、また、急速に変形したりしている一つの巨大なエンジンに過ぎないのである。

## 揚子江流域中・下流梅雨時期500 mb環流型の分析

紹介 森 国 広

本文はまず梅雨期の500 mbパターンを分析し、次いで梅雨と亜熱帯高気圧及び偏西風との関係を分析のうえ、これらの動向が入梅・出梅予報の指標となることを述べている。チベット高原や中緯度トラフが梅雨に果たす役割などは興味深いし、また、中国の梅雨を理解する一助にもなる。以下その概略を紹介する。

### 1. 梅雨期の定義

梅雨期間には雨量大、高湿多雨、日照時数少、地上風力小などが特徴である。春から夏にかけて暖候期の風はしだいに北上し、大陸上の主要雨帯もまた北に移る。6・7月の間に前線と雨帯が長江流域に停滞する時、この地区の前述の特徴が構成される。したがって、梅雨の定義は春夏の過渡期に雨帯が南から北へ移る過程で、長江流域に停滞時期の現象とする。一般に言つて、連続降雨が7日以下なら、農作物は収穫がはくれても、室内保管と乾燥処理を施し損失を減少或は避けることができる。したがって、7日以上の連雨日数を以つて梅雨と規定する。

梅雨区域の取り方については、いろいろの見方があるが、われわれは115°E 以東、28°～33°N 範囲の長江中・下流地区とした。

6-7月間に、大陸上の主要雨帯が明りように北へ移動して本区に侵入し安定は悪くなる。この時を本区の梅雨期の開始と規定する。そのあと主要雨帯が北へ移つて本区を出、25mm以上の持続性降雨が現われなくなつた時、梅雨は終結したとする。

以上の標準に基づいて各年の梅雨期を確定し表1に示す。

表1 長江中・下流梅雨期

| 年    | 入梅日   | 持続日数 | 出梅日   |
|------|-------|------|-------|
| 1954 | 6月12日 | 49   | 7月30日 |
| 1955 | 6月17日 | 21   | 7月7日  |
| 1956 | 6月8日  | 47   | 7月19日 |
| 1957 | 6月29日 | 11   | 7月9日  |
| 1958 |       | 不    | 明     |
| 1959 | 6月27日 | 11   | 7月7日  |
| 1960 | 6月18日 | 22   | 6月29日 |
| 1961 | 6月6日  | 11   | 6月16日 |
| 1962 | 6月16日 | 28   | 7月8日  |

### 2. 梅雨期の3種の環流型

1954年-1962年の梅雨期亜欧範囲の500 mb環流型を考察すると3類に分けられる。

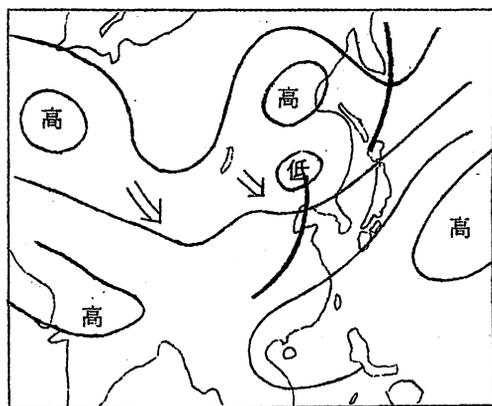
第1類: 50°N から70°N はプロツキング高気圧の活動地区で、常時3つの安定な高気圧カリツジが

ある。60°E から140°E の35°N から45°N までは主要西風帯で、ここには絶えず短波のトラフが生成東進しているが発達しない。西太平洋副高（亜熱帯高気圧を副高と略称、以下同じ）のリッジ・ラインは一般に22°N 付近で振動し、北東の低圧部が深まつた時、15°N 付近まで退く。寒気の経路は2つある。1つはソ連バルハシ湖の寒冷トラフ内から分裂出来し、短波のトラフの東進にしたがい、新疆と河西を経て南下する。別の1つはソ連バイカル湖から南下する。

第2類（第1図参照）：50°N から70°N には常時東西2つの安定なブロッキング高気圧があり、この2つの高気圧の間は広いトラフで、35°N から45°N までの東亜上空は割に平直な西風になつている。副高リッジ・ラインは22°N から23°N にあり、時に25°N 付近に達するが、北東の低気圧が深まつたときには20°N 以南までしばらく押し下げられることもある。ソ連バイカル湖西側の大低圧部には絶えず寒気があつて南下し、その経路は2つある。

1つは河西を経て南下し、別の1つはソ連バイカル湖から分かれて南下する。

第3類：梅雨の出現時期は一般におそい。バイカル湖北西方に常に1つの安定な高気圧があり、北東低圧部の尾部は長江・淮河地区まで南下している。寒気はバイカル湖から北東低圧後面に沿つて南下し、長江流域に達している。



第1図 第2類梅雨500mb環流型

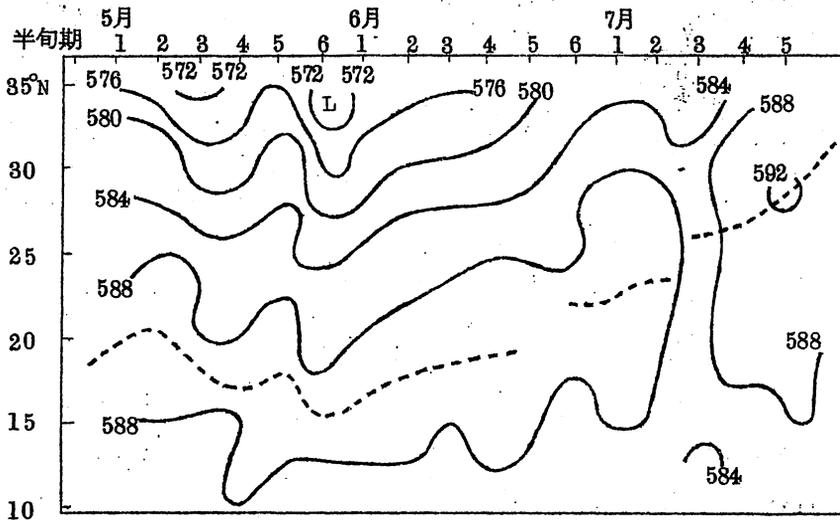
以上の梅雨期環流型の分類から次のことがわかる。

- (1) 梅雨期の500mb環流型の共通な特徴は、50°N から70°N には安定なブロッキング高気圧かリッジがあり、そのため短波長のトラフは東亜上空の35°N から45°N の範囲内で東へ移る。我が国南東沿海の副高のリッジは20°N から25°N の間で安定である。
- (2) 梅雨開始時には、初め130°E の東亜沿海にあつた大きなトラフは大陸方向に移り、西太平洋副高のリッジは明りように北進する。梅雨終結時には我が国東部低圧部は西に移り、同時にトラフの底は北に縮んで副高は再度北進する。
- (3) 梅雨期中はあまり強くない寒気が長江流域まで南下し、その経路のおもなものは2つある。1つは新疆・河套地区に沿つて南下し、別の1つはソ連バイカル湖地区から南下する。日本・黄海から下がつてくる寒気は非常に少ない。

8. 梅雨開始と終結時期の西太平洋副高の位置変化

我が国南東沿海地区に影響する副高は、春から夏にかけてしだいに北へ移る。副高の活動は江南の雨季と長江流域の梅雨を構成する重要な因子の1つである。副高のリッジは梅雨の開始・終結時に明らかに跳躍し、地上前線もともに北へ跳動する。すなわち、梅雨開始前には副高のリッジ・ラインは $20^{\circ}\text{N}$ 以南にあり、地上前線は南岭付近及びその以南地区に停滞する。梅雨期間中にはリッジ・ラインの平均位置は $20^{\circ}\text{N}$ から $25^{\circ}\text{N}$ の間に、地上前線は長江流域にある。梅雨終結時の平均位置は $26^{\circ}\text{N}$ から $31^{\circ}\text{N}$ の間にあり、地上前線の位置も淮河以北地区に移る。 $125^{\circ}\text{E}$  以東のリッジ・ラインと地上前線も同じように相応じて北へ移動しており、これが日本の梅雨の開始・終結と関係がある。しかし $125^{\circ}\text{E}$  以東の副高の北への跳動は、長江流域の梅雨の開始・終結とは一定の関係がない。したがって、 $110^{\circ}\text{E}$  から $125^{\circ}\text{E}$  までの間の副高リッジ・ラインの活動が長江流域の入梅と出梅予報の主要なカギである。

第2図は1例として、1959年の $115^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ 、 $35^{\circ}\text{N}$ 以南の500mb 半旬平均高度の時間変化を示したものである。これを見ると梅雨の開始と終結時にはリッジ・ラインが明らかに北跳しており、また第1回の北跳後 $20^{\circ}\text{N}$ から $25^{\circ}\text{N}$ の間で安定して



第2図 5日平均高度時間変化図(1959年)

-----副高背線    —— 等高線

いるが、北方のトラフが深まった時には南に退いていることがわかる。

副高リッジ北進の過程は、高原から暖かいリッジが東進して副高リッジに合併することを表わしており、リッジ・ラインの北跳と明らかに関係を持つている。

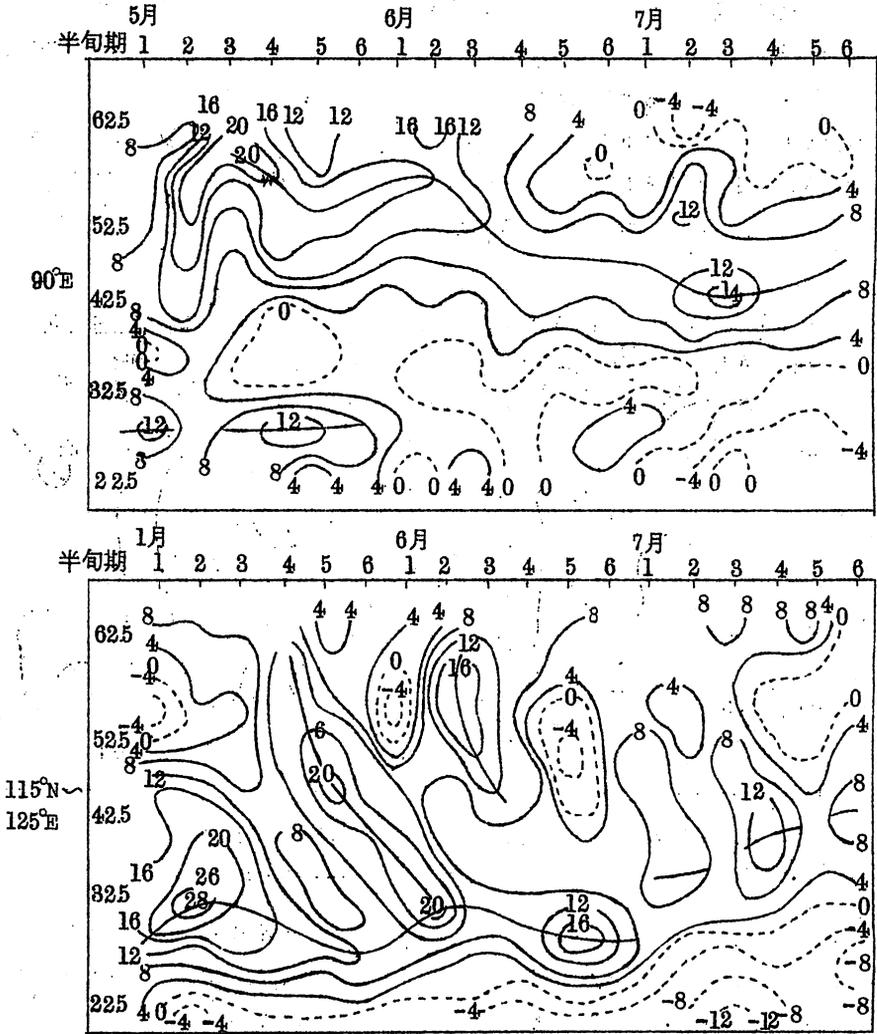
出梅時、副高リッジは再度北跳する。その過程は次のとおりである。冷たいトラフが高原の西方から北方に侵入する時、新疆西部あるいは北部は降温し、初め高原上にあつた暖かい

リッジは東に動きはじめる。その経路は入梅時より北に偏し、だいたい $30^{\circ}\text{N}$  付近に沿って東へ移る。それが長江中・下流へ移つた時、梅雨前線の寒気の源を切断し、長江流域にあつた冷たいトラフとシアー線は消え、リッジは副高に合併する。そしてリッジ・ラインが北跳し $26^{\circ}\text{N}$  を通りすぎると梅雨は終わる。

4. 東亜500mb 西風気流の変化と梅雨との関係

$90^{\circ}\text{E}$  と  $115^{\circ}\text{E}$  -  $125^{\circ}\text{E}$  における1954-1962年5-7月の500mb 半月平均地衡風のインプレットを作つた。1962年を例にとれば第3図のとおりである。

$90^{\circ}\text{E}$  上の強西風気流は $40^{\circ}\text{N}$  以北と $25^{\circ}\text{N}$  付近の2つある。梅雨開始時には南支



第3図 5日平均地衡風時間・緯度変化図

単位： $\text{m/s}$ ，.....東風風速等値線、——西風風速等値線

のものはすでに消失し、東風が $20^{\circ}\text{N}$ から $30^{\circ}\text{N}$ 付近まで進入している。

$115^{\circ}\text{E}$ — $125^{\circ}\text{E}$ の強西風気流は南支の方が安定で、北支は不安定である。南支のものは梅雨開始前 $25^{\circ}\text{N}$ から $30^{\circ}\text{N}$ の間にあり、梅雨開始時には北跳して $30^{\circ}\text{N}$ から $35^{\circ}\text{N}$ の間で安定し、梅雨終結時にはまた北跳して $35^{\circ}\text{N}$ から $40^{\circ}\text{N}$ に達している。低緯度の東風は梅雨前 $20^{\circ}\text{N}$ 以南にあるが、梅雨開始時には $20^{\circ}\text{N}$ 以北まで北進し、終結時には $25^{\circ}\text{N}$ から $30^{\circ}\text{N}$ に達する。

以上の結果を総合すると、 $90^{\circ}\text{E}$ 上での東西風変化の季節特徴が最もはつきりしており、また東側( $115^{\circ}\sim 125^{\circ}$ )のものより早く現われることがわかる。したがって、 $90^{\circ}\text{E}$ 上の南支強西風の消失は入梅予報の1つの標示とすることができる。1954—1962年の消失期日を示すと表2のとおりである。

表2 南支強西風消失期日

| 年 | 1954         | 1955         | 1956       | 1957         | 1958       | 1959         | 1960         | 1961         | 1962       |
|---|--------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|--------------|--------------|------------|
| 日 | 6月11<br>—15日 | 6月11<br>—15日 | 5月1<br>—5日 | 6月16<br>—20日 | 6月1<br>—5日 | 5月21<br>—25日 | 5月21<br>—25日 | 5月21<br>—25日 | 6月1<br>—5日 |

## 5. 結 語

以上の分析から次のいくつかのことがわかる。

- (1) 長江中・下流の梅雨は各年非常に大きなちがひがあり、ある年は顕著であり、ある年は顕著でない。そのうえ、各年梅雨の開始と終結期日の早晚と持続時間の長短も非常に大きなちがひがある。
- (2)  $500\text{mb}$ の $110^{\circ}\text{E}$ — $125^{\circ}\text{E}$ の間の副高リッジ・ラインの位置、安定程度及びその位置を調整する時間と調整時変化の振幅の大小は、入梅・出梅の早晚、持続時間の長短と重要な関係がある。入梅と出梅時には、リッジ・ラインはみな明りよりの北跳現象があり、その北跳が $20^{\circ}\text{N}$ を越える時梅雨ははじまり、 $25^{\circ}\text{N}$ を越える時梅雨は終結する。
- (3) 入梅前後の東垂 $500\text{mb}$ 西風気流の変化は $90^{\circ}\text{E}$ 上で最もはつきりしており、この南支強西風が消失し、東風域が突然北へ躍進するのは、インド副高が高原の暖かい高気圧と合併の結果である。この変化は下流の $115^{\circ}\text{E}$ — $125^{\circ}\text{E}$ 上の強西風が北へ撤退せんとすることも予示している。それが $30^{\circ}\text{N}$ 以北へ退いた時に長江中・下流の梅雨ははじまり、さらに $35^{\circ}\text{N}$ へ退いたら梅雨は終結する。
- (4) 大範囲の西風環流の季節変化、とくに $500\text{mb}$ の南支強西風の変化に注意し、同時に大陸東部と沿海付近の副高と西風トラフの変動過程を細かく分析することは、入梅・出梅の具体的な期日を予測する中短期予報にとつて、助けとなるものである。

## あ　と　が　き

\* おそくなりましたが、アジアモンスーン特集号として第8巻第1号をおとどけます。本号には広田勇さんに「超長波をめぐる諸問題」、和田英夫さんに「インドにおける夏の季節風」、森国広さんに「揚子江中・下流梅雨時期500mb環流型の分析」を頂きました。ご多忙中原稿を頂きました執筆者の方々に厚く御礼申し上げます。

\* 昭和44年度(第8巻第1～3号)会費の請求書も同封いたしました。会誌の順調な発行のため、よろしく願います。

(事務局)

