



天 気

1992年3月
Vol. 39, No. 3

〔解説〕

108 (プラネタリー波; ロスビー波; 自由振動)

中層大気中のプラネタリー・ロスビー波*

—1991年度日本気象学会賞受賞記念講演—

廣岡俊彦**

このたびは、伝統のある日本気象学会賞をいただきまして、本当に有難うございます。最初に受賞の知らせを受けました時は、正直申しましてわが耳を疑いました。私はせいぜい新人賞の研究キャリアしか無いし、私より優れた業績のある先輩の方々も数多い、と思っていたからです。

今回、受賞の対象となりました研究は、中層大気中のプラネタリー・ロスビー波、その中でも特に移動性の自由振動波に関するものです。本研究の大部分は、私が京都大学の気象学研究室で、大学院の学生として在籍していました折になされたものです。従って、これは、いわば研究者としての青春時代のものであり、それを評価していただきましたことは、まことに光栄なことだと思います。

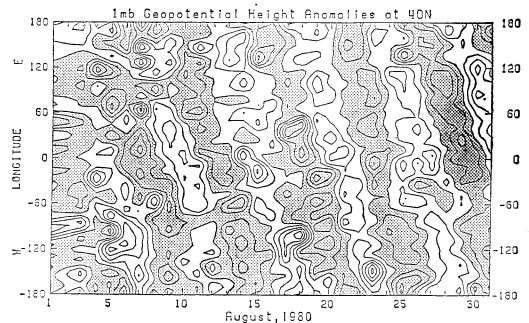
本研究は、私だけの力では到底成し遂げることができたものではありません。京都大学の学生の時代から、気象庁に就職した現在に至るまで、諸先生方、諸先輩、同僚の方々から有形無形の恩恵を受けました。とりわけ、指導教官としてお手を煩わせました廣田勇先生には、学問上のことから、研究者としての精神的な面まで、ひとかたならぬお世話になりました。誌上を借りまして、あらためてお礼申し上げたいと思います。

さて、『天気』誌上に載せます受賞記念講演の解説文は、通常、自らの研究業績をまとめるのですが、それに相当するかなりの部分は、既に『気象研究ノート』

に載せました(廣岡, 1987)。また、同じ本に廣田先生の書かれたロスビー波に関する優れたエッセーもあります(廣田, 1987)。そこで、ここでは、私自身が研究して参りました過程におけます、ロスビー波(プラネタリー・ロスビー波)に対する“思い入れ”や、研究の“舞台裏”のようなものを、実際の春季大会での講演に加筆して、なるべく平易なエッセー風に記したいと思えます。従って、本解説文は、私を中心とした狭い世界の話であり、完全なレビューではない点、あらかじめ御容赦願いたいと思います。

1. ホフメラー・ダイアグラム

私の研究を最も端的に象徴するものは第1図であろう



第1図 1980年8月の40°Nにおける1mb等圧面高度場の、月及び帯状平均からの偏差の、時間経度断面図(Hirota and Hirooka, 1984 a, 1984 b)。陰影部は負の偏差を表し、等値線間隔は50mである。

* Planetary Rossby waves in the middle atmosphere.

** Toshihiko Hirooka, 気象庁気象大学校。

(Hirota and Hirooka, 1984 a; 1984 b). 第1図は、 20° Nにおける1 mb 面等圧面高度場の時間平均からの偏差に関する時間経度断面図、すなわちホフメラー・ダイアグラム (Hovmöller diagram; Hovmöller, 1949) である。この図を描くに当たっては、フィルターなどは一切使用していない。にもかかわらず、8月の10日頃より、周期約5日で西進する、東西波数1のプラネタリー・スケールの擾乱が、見事なほどよく見えている。この図と同様の特徴は、他のどの緯度でも得ることができ、従ってこの擾乱(波動)が、北極から南極に至るまで、文字通り全球的な構造を持っていることも分かった。実は、これは、大気のプロミティブ方程式の自由振動解として理論的に得られる、自由振動モード・ロスビー波の赤道対称の基底モードが卓越して出現したものである。

中層大気(高度約10~110 kmの領域)中で見られる主要な波動は、対流圏で励起されたものが上方に侵入して来たものであるが、よく知られているとおり、対流圏で卓越する傾圧不安定波は上方には侵入できず、特に中層大気の下層に当たる成層圏では、プラネタリー・スケールの波動が卓越する。しかも、夏季には、そこでの主風が東風になるため、冬季に卓越するような停滞成分は存在し得ず、従ってプラネタリー・スケールの移動成分のみが卓越するのである。

ここで用いた上部成層圏の等圧面高度データは、当時は一般公開されていなかったもので、イギリスの気象局から京都大学に特別に送ってもらった貴重なものであった。このデータは、1978年10月に打ち上げられたアメリカの極軌道衛星 TIROS-N に初めて搭載された大気放射観測システム (TIROS Operational Vertical Sounding, TOVS と略す) の観測資料に基づく。

少し英文字の略語が続き煩瑣かもしれないが、このデータについて簡単に説明しておこう。TOVSは、対流圏及び下部成層圏用の測器である HIRS (High resolution Infra-Red Sounding) と MSU (Microwave Sounding Unit), 及び上部成層圏用の測器である SSU (Stratospheric Sounding Unit) の三つの放射計からなるシステムで、引続き1979年6月に打ち上げられた NOAA-6号以降の NOAA シリーズの衛星に搭載され、現在に至っている。TOVS で得られた放射観測資料は、黒体放射の法則を利用して温度場、さらには層厚場に焼き直される。そして、層厚場を適当な基準等圧面高度場に積み重ねると、最高1 mb 面の高度場が得られ

るわけである。衛星観測の一般的な原理については Andrews *et al.* (1987) などを、また TOVS については Pick and Brownscombe (1981) などを、それぞれ参照されたい。

私自身、ちょうど今から10年前の1981年4月に京都大学大学院修士課程に入学したのであるが、その頃までには、1978年11月末から1980年6月までのデータがあった。当時は、神沢博氏(現国立極地研究所)が、突然昇温の解析に利用されていたと記憶している。このうち高度場データが全球的に備わっていたのは1979年9月以降の分であり、その年の夏頃に引続き81年3月までのデータが送られてきた。こういったことを考え合わせると、ちょうど、このデータが使える頃に入学してきたこと的好運を思わずにはいられない。いわば解析して下さいと言わんばかりに、データの宝の山が目前にあったわけである。

そして、この後の章で順次述べて行くように、第1図に見られるモードの構造を詳しく調べるとともに、引き続き、それ以外の様々なモードを見出し、その出現の特徴を明らかにした。このたびの学会賞の受賞は、これらの成果を評価していただいたのだと思う。

2. プラネタリー・ロスビー波とは

私が「プラネタリー波」または「ロスビー波」という言葉を初めて聞いたのは、1978年京都大学理学部2年のいわゆる教養課程の時に受けた「地学2」という講義の中で、「大気海洋の運動」という節の中でだったらしい。らしい、と言ったのは、あまりその講義自身身まじめに出ていなかったし特に印象にも残ってはいないからである。しかし、断片的に残っているその頃の講義ノートを見ると、いわゆるロスビー波の速度公式、

$$c = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad (1)$$

c : 対地位相速度, U : 東西一般流速, L : 東西波長,
 β : コリオリパラメータ $f (=2\Omega \sin \phi)$ の南北微分 ($\equiv df/dy$)

が示されていて、緯度 $\phi=30$ 度では西風一般流 $U=12 \text{ ms}^{-1}$ の時に $L=4,888 \text{ km}$ という波長の波が停滞する ($c=0$ となる), と書かれている。「地学2」という講義は、地震学が専門の先生が講義をされていて、大部分が固体地球に関する内容だったようだ。ちなみに、 $U=12 \text{ ms}^{-1}$ というのはいかにも中途半端な数字であるが、次の章で述べるように、これはロスビー波という言葉が生

第1表 緯度 ϕ における帯状流 U に対する停滞波長 (km)

ϕ \ U (ms ⁻¹)	8	12	16	20
30°	3,990 (8.7)	4,888 (7.1)	5,644 (6.1)	6,310 (5.5)
45°	4,412 (6.4)	5,405 (5.2)	6,241 (4.5)	6,978 (4.1)

Rossby *et al.* (1939) において扱われている停滞波長 (括弧内は東西波数). 原著論文の中では, ほぼ30°~45°に分布している地点の冬季の高層帯状流の観測値が 8~20 ms⁻¹ であるという結果を踏まえて, 式 (1) に従って議論をしているので, 彼らの表より, それに相当する部分を抜粋した.

まれるもととなった Rossby 達の原著論文 (Rossby *et al.*, 1939) 中で現れる数値である.

翌年には学部の課程に進み, 前期に, 3年向けの「地球物理学 I」という講義を受けた. 講義は, 翌年の卒業研究以来大学院を通じての私の直接の指導教官となる, 廣田勇先生が担当されていた. これは大気大循環論の入門的な講義で, 後に東京大学出版会から1981年に出た「大気大循環と気候」という先生の著書に記されている内容が, 半期にわたって講義されていた. 当時, 古い煉瓦造りの建物であった地球物理学教室 (現在では数学教室の一部となっている) で, 油拭きの床の特有の匂いを嗅ぎながら講義を受けたことがなつかしく思い出される.

やはり当時の講義ノートを見ると, まだ流体力学などは履修していない段階の講義なので, 式よりも言葉や図を用いて, 大気大循環に関する定性的な説明がなされている. そして, その7月4日の日付のところに, 「プラネタリー・ロスビー波と高層大気循環」という題目で, プラネタリー・ロスビー波に関する講義が記されている. すなわち, 2次元の非発散流体に対するヘルムホルツの渦定理の球面上への拡張により Rossby 達が上の公式 (1) を得て, その第2項は波の西進効果を表すこと, 冬季に観測される地球規模 (プラネタリー・スケール) の波は停滞する性質を持っていること, そしてそれは大規模山岳などによる強制ロスビー波と考えられること, などが順次述べられ, さらにプラネタリー・ロスビー波の上方伝播の説明が続く.

その講義について今も印象に残っていることは, ロスビー波の西進と言っても, 常に停滞波を念頭において語

られていたことであった. つまり, 停滞性のロスビー波は, 西風に対して西進する性質を持つために, 地表に対しては停滞することができる, と. それでは, 停滞する性質を持たない移動性のロスビー波は存在しないのだろうか. そういう疑問も漠とは抱いたように思われる. しかし, その時は, それ以上のことを調べたりすることもしなかった.

そして1981年, ちょうど中層大気国際観測計画 (Middle Atmosphere Program, 略称 MAP, 1982-85) の始まる前年に京都大学大学院に入学し, ほぼそれに重なる期間大学院に在籍し, 移動性のロスビー波を調べることになったわけである.

さて, ここでもう一度言葉をはっきりさせておくと, 「プラネタリー・ロスビー波」とはプラネタリー・スケールのロスビー波のことである (注1). プラネタリー・スケールと言った場合, 一般には緯度円に沿った東西波数が1~3程度のものを指す. 単にプラネタリー波またはロスビー波と言っても通常は同じものを指す. ただし, プラネタリー波と言った場合, 同じプラネタリー・スケールの潮汐波・赤道波・重力波なども含むこともあるし, ロスビー波と言っただけでは, プラネタリー・スケールより小さい規模のものも含むことがある.

式 (1) の右辺第2項は, 波動の水平スケールが大きくなるほど一般流に対する西進速度が大きくなることを表す項で, パラメータ β の結果であることから, 「 β (ベータ) 効果」と呼ばれている. この効果により, 水平スケールの大きな波動ほど, より強い西風中でも停滞可能となる. 仮に, 緯度30度と45度で, どの位の西風の時にどれ位の波長の波が停滞するかを, 式 (1) に従って求めたものを第1表に示す. これは, Rossby 達の論文 (Rossby *et al.*, 1939) の表から抜き出して来た波長に, 各々相当する東西波数を書き加えたものである.

しかし, この表で扱っている波動は, 東西波数で見れ

(注1) 単にスケールではなく, 回転惑星に特有な波動というニュアンスでプラネタリー波と言っている人もあるようである. また, プラネタリー・ロスビー波という言葉は, 教科書などにはよく出てくるが, 実際に論文中で出会うことは意外と少ない.

第2表 緯度 ϕ における波数 s の波動の停滞風速 (ms^{-1})

$\phi \backslash s$	1	2	3
30°	600	150	66.7
45°	327	81.6	36.3

式(1)に従って計算した, プラネタリー・スケールの波動 ($s=1\sim 3$) が停滞するための帯状風速.

ば4~8の規模であり, 上で述べたプラネタリー・スケールではない. 即ち地表面での高低気圧波(総観規模)より長いスケールを持つ「長波」であり, 最近の言い方をすれば「中間規模波動 (Medium-scale waves, 例えば Hirooka *et al.*, 1988 参照, いわゆるメソ擾乱とは異なる, 念のため)」である. 通常見られる長波は, 帯状流の鉛直シア(傾圧性)により生じる傾圧不安定波であるが, もちろんベータ効果の影響も受けている波動である. 従って, 実際の長波の東西移動性は, 傾圧性の強度(対流圏ジェットの強さ)や地形とも関連して決まり, このような簡単なベータ効果だけで決まるわけではない. これは最近のブロッキングに関する議論(ブロッキングとはまさに東西移動がブロックされる現象である)を考へても簡単ではないことが分かる. Rossby 達の結論では, この停滞波長と一般流速との関係は観測事実とよく一致すると述べているが, 上のことを考へても, これは言い過ぎであろう.

プラネタリー・スケールを考へると, さらに具合の悪いことが起こる. 式(1)に従って, プラネタリー・スケールの波動を停滞させる風速を求めればどれくらいの値になるであろうか. 30度と45度における, 東西波数が1~3の停滞風速を計算したものを第2表に示す. どれもものすごい速度であることに注意されたい. もっとも, この当時に得られたデータの水平的広がりや考へると, プラネタリー・スケールの波動の実在など, Rossby 達には思いもよらなかったかも知れないが.

現に存在するプラネタリー・スケールの波動は, これよりはるかに遅い速さで西に移動したり, はるかに遅い西風中で停滞したり, 場合によっては東進したりする. にもかかわらず, 最も「純粹」にベータ効果の影響を受けている波動であると考えられている. これは, 地球が球面である効果や, 波動の南北・鉛直スケール, そして大気の大散性や密度成層の効果を含めた, (1)をもっと現実的に改良した表式に従っていると考へられるから

である.

3. 移動性プラネタリー波と潮汐理論

式(1)で表されるロスビー波の移動の問題は, 有名なラプラスの潮汐理論と密接な関係がある. しかし, そのことがはっきりと認識されるようになったのはずっと後の1970年代に入ってからである. このあたりの事情については廣田(1987)も参照されたい.

球面上の静止等温大気中の微小運動を記述するプリミティブ方程式系の, 運動方程式, 熱力学の式及び連続の式は, 例えばジオポテンシャル場に関する一つの方程式にまとめることができる. 更にそれは, 鉛直方向(z , ここでは対数圧力座標)と水平方向(x, y)に関する分離定数を介して, 二つの方程式に分離できる. 即ち, 鉛直構造方程式と水平構造方程式である. 詳しくは, 気象力学の教科書を参照されたい(例えば, Holton, 1975). 後者の水平構造方程式で, 分離定数が流体の一定の深度を表すように変形すると(これを h とおく), 水平構造方程式はそのような海洋の潮汐(浅水波)を記述する方程式, 即ち, ラプラス潮汐方程式となる. もちろん大気の場合は, 一定の深度というものは考へられないが, それと等しい深度を持った海洋と等価であると捉えることができ, 従ってこの分離定数を等価深度と呼ぶ.

さて, この方程式系の自由振動解はどのようなのであろうか. 下端の境界条件として地表面で鉛直風がないという条件と, 上端の境界条件として, 無限遠で擾乱のエネルギーが0になるという条件を与えて, 鉛直構造方程式を解くと, 等価深度は唯一の値,

$$h = \gamma H \quad (2)$$

をとる. ここに γ は定圧比熱 (C_p) と定積比熱 (C_v) の比で約7/5, H は大気のスケール・ハイトである. H を約7 km (約240 K の等温大気に相当) とすると h は約10 km となる. 現実の大気はもちろん等温ではないが, 色々なモデル大気による計算から, h が8~12 km の大気と扱えることが知られている. そして解は鉛直伝播しない, いわゆる外部波形となるが, 大気の密度成層のため, 振幅は,

$$A(z) = A(0) \cdot \exp(\kappa z / H) \quad (3)$$

と指数関数的に増大する. ここで κ は気体定数 (R) と C_p の比で約2/7であり, よく知られている伝播型の波の振幅の高度依存性 $\exp(z/2H)$ よりもやや緩やかなものである. 式(3)でも分かる通り, (z 依存性に虚数部が無く)位相は鉛直方向に一定な順圧構造である.

第3表 自由振動ロスビー波の西進周期(日)

s	n-s				
		1	2	3	4
1		5.0 (5.0)	8.3 (9.2)	12.5 (16)	17.5 (-)
2		3.8 (4.0)	6.0 (7.0)	8.5 (16)	11.5 (-)

$h=10\text{ km}$ の静止等温大気中での自由振動ロスビー波の西進周期 (Longuet-Higgins, 1968)。また, Salby (1981 b) による, 夏至・冬至の時期の平均場を与えて計算した周期を括弧内に示す。後者では, 波は或る周期幅を持って出現するので, その中心周期を示した。(一)は計算のないもの。

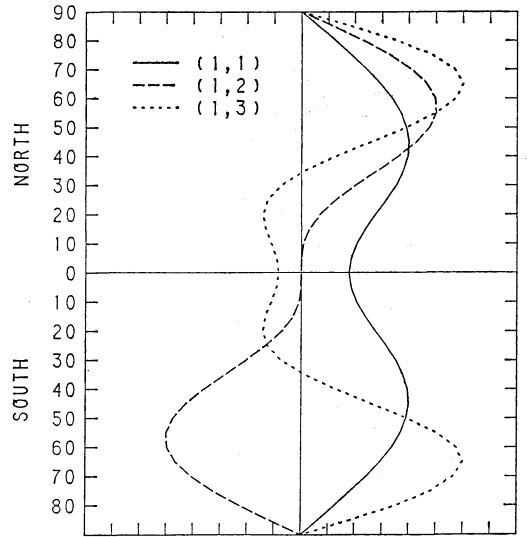
この構造は, 鉛直座標に対数圧力座標でなく本当の高度を用いた方程式系で鉛直流 $w=0$ として得られる, 音波と同じ速さで水平方向にのみ伝わる波動であるラム波と同等であることから, ラム波構造と言われる。

一方, 水平構造方程式については, 分離定数に式(2)を代入して, 北極と南極で有限すると, 振動数(周期)と構造関数が固有値として無限個求まる。構造関数は, 東西方向には単純な三角関数型で, 南北方向はルジャンドル陪関数の線形無限和であるハフ関数(ハフはこの関数について研究した S.S. Hough に由来)となる。当然のことながら振動数も構造も h に依存し, 式(2)以外の場合は強制波解に相当する。自由振動解では振動数は常に実数であり, また水平構造自体は h が 8 km を超えると殆ど変化がなくなる。

自由振動の解としては, 短い振動数で, 主として重力を復元力とする重力波(厳密には自転の影響も受けた慣性重力波)解と, ベータ効果でゆっくりと西進するロスビー波解, 両者の境界に位置するロスビー重力波解がある(いわゆるケルビン波解はこの分類では重力波に属する)。ここでは, このうちロスビー波解のみに注目する。

なお h が無限大の時は水平非発散の時に相当し, 最初から球面上での順圧非発散の渦度方程式を解くことによって, Rossby 達の研究がなされた頃に Haurwitz (1940) ロスビー波が解を求めている。これをもって, ロスビー波のことをロスビー・ハウルヴィッツ波とも言う。その他の解に関しては, 例えば, Longuet-Higgins (1968) が求めている。

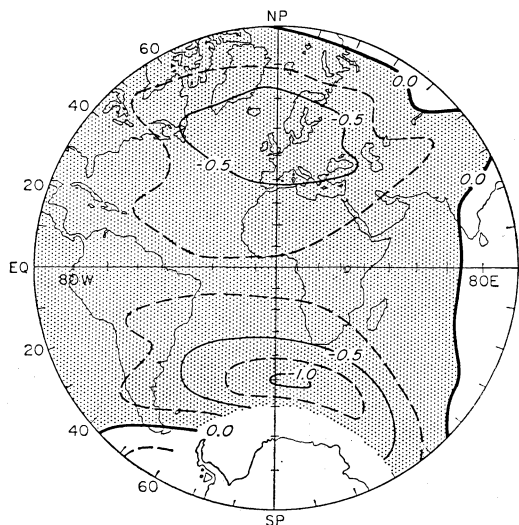
ハフ関数は, 東西波数 s と南北方向のパラメータ n という二つの数により表される (n が大きくなる程, 南北の構造は細くなる)。特に $n-s (\geq 0)$ は南北風の場に関する両極間の節 (0 を横切るところ) の数を表し, $|n-s-1|$ がジオポテンシャル場の節の数を表すので, 各モードは $(s, n-s)$ という二つの数の組で表すことが多い。なお, $n-s=0$ のモードはロスビー重力波モードに相当



第2図 $h=10\text{ km}$ の時(自由振動に対応)のロスビー波解のハフ関数, $(s, n-s)=(1, 1), (1, 2), (1, 3)$ の三つのモードを示し, 振幅のスケールを適当に選んで描いている(廣岡, 1987)。

する。第2図に $h=10\text{ km}$ の等温静止大気に対する $s=1$ のロスビー波低次3モード ($n-s=1, 2, 3$) の, ジオポテンシャル場のハフ関数を示す。これから分かるように, $n-s$ が奇数の時は赤道対称, 偶数の時は赤道反対称の構造を持つ。また, その時の周期を第3表に示す。結局, この周期の値は, (1)式を大気の発散性や波動の全球的構造を考慮して改良した結果と考えられるが, それでもまだ現実よりはかなり簡略化されたモデルに基づく点に注意されたい。

さて, 上で述べた自由振動ロスビー波解が現実大気で見えるかどうかということが次に問題となる。上の理論では, 単に「自由振動波解が存在する」ことを言ったに過ぎず, これが実在するかどうかについては何も言って



第3図 IGY (1957~58) の18カ月間の海面高度気圧場データのコンポジット解析で得られた5日波の水平構造 (Madden and Julian, 1973). 連続した5日から或る1日を抜き出したもので、この日には負の偏差を示している (数字の単位は mb). この赤道対称のパターンは西進していて、第2図の $(s, n-s) = (1, 1)$ モードに対応しているのが分かる.

はいない。極端な話、 h が負の時には、ラプラス潮汐方程式の解としては振動数が虚数のものも存在する (即ち不安定解、例えば Jones, 1972)。もちろん、地球大気中にはそれに相当する波動は実在しないが、

ロスビー達の先駆的な研究以降、データの蓄積とともに、現実存在する大気波動と、理論的な自由振動ロスビー波解の同定が行われ出したのは、1970年代に入ってからのものであった。

1970年頃までのプラネタリー波に関する研究で、 $s=1$ も2も停滞性の成分以外に特徴的な二つの西進移動周期帯が見られることが報告されている。即ち、3~7日 (平均5日) と10~20日 (平均16日) である。 $s=3$ 以下の成分には、特徴的な移動周期帯は知られていない。この時代の観測面に関しては Madden (1979) に詳しくまとめている。しかし、この頃の観測は、全球的なものではなく、広くても半球規模、狭いものでは特定の緯度帯に限られたものであった。しかも、理論的にもほぼ完全にラプラス潮汐方程式が解かれたのが1960年代末であることを考え合わせると、本来全球的な構造を持つ理論的な自由振動ロスビー波解との関連を観測面で示そうと

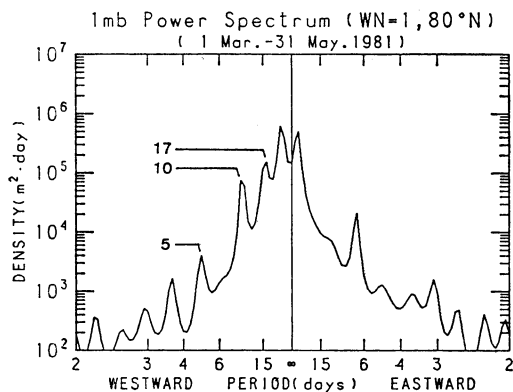
いう考えには至り得なかったのも仕方のないことかもしれない。

そして初めてこの関連を示したのが Madden and Julian (1972, 1973) である。彼らは、IGY (国際地球観測年, International Geophysical Year, 1957~58) の全球海面気圧データを用いたコンポジット解析 (全期間を擾乱の位相によりいくつかのカテゴリーに分けてそれぞれ毎に合成する解析) により、 $s=1$ の平均5日周期の波動が、南北方向に位相のずれが無い全球的な構造を持ち、理論的な $(1, 1)$ モードと同定できることを示した (第3図)。次いで、平均16日周期の波動について、Madden (1978) が $(1, 3)$ モードと考えられることを示した (ただしこちらで用いたデータは北半球 20°N 以北だけのものだったので、後でも述べるように、全球的な構造は必ずしも明白でなかった)。それぞれの論文で、平均5日周期の波動を「5日波 (5-day waves)」, 平均16日周期の波動を「16日波 (16-day waves)」と名付けている。

さて、実在する移動性プラネタリー波と理論的な自由振動ロスビー波の同定が本格的になって来れば、後者がもともと静止等温大気という、現実とはかなりかけ離れていると思われる前提から出発したものであるため、もっと現実と合わせた理論が望まれて来る。そこで、現実に近いモデル大気に基づく自由振動ロスビー波の理論的研究が、1970年代半ばより行われだした。特に広範な研究を Salby が行っている (Salby, 1981a, 1981b)。主要な結論としては、周期の短い (移動速度の速い) 波動、即ち東西及び南北スケールが大きな波動ほど、現実大気の影響を受け難く、静止等温大気で得られた性質を保つことである。生じる影響としては、移動周期が、(外部波型である) 波動のエネルギーが主に存在する対流圏の主風である西風にドップラー・シフトされ長くなること (第3表の括弧内)、特に成層圏以高では赤外放射 (ニュートン冷却) の影響で位相が上に行くほど少し西傾すること、周期の遅い波動は中層大気夏半球ではその東風と移動速度が同じになる特異領域、即ち臨界緯度 (critical latitudes) が存在するため冬半球に局在すること、などが挙げられる。一番最後の臨界緯度の理論に関しては Andrews *et al.* (1987) などを参照されたい。

4. 衛星データを用いた全球解析

私が大学院に入学した頃 (1981年) の状況としてはざ



第4図 1mb面, 80°Nにおける $s=1$ 成分の時空間パワー・スペクトル密度(最大エントロピー法による)。期間は1981年3月～5月。西進域の主要ピークの位置におおよその周期(日)を書き込んでいる。

っと上のようなものであった。しかし、その当時は、上に述べた全ての状況を完全に把握していたわけではなかった。特に Salby の一連の研究などは全く知らなかった。

最初に理論や既に行われている研究について調べてから、1章で述べた全球衛星データを用いたデータ解析を始めたのは修士課程1年の終わりの頃だった。移動性の波動以外についても含めて、既存の解析は、大部分、対象領域が、冬季、北半球、下部成層圏以下に限られたもので、これに対して、通年、全球、上部成層圏まで、という具合に対象を広げ、とりあえず、5日波について見てみることにした。

まずどのように解析を始めるかである。データは1章で述べたように、全球データとして、当時は1年半分あった。そして、この解析を始める以前に、別の興味から停滞性プラネタリー波の構造を調べたりしていた(Hirota *et al.*, 1983a)ので、東西波数 $s=1$ と2の成分をフーリエ展開して求めていた。そもそも5日波は上部成層圏で存在するのか。そう思って、 $s=1$ 成分のパワー・スペクトルを求めることにした。

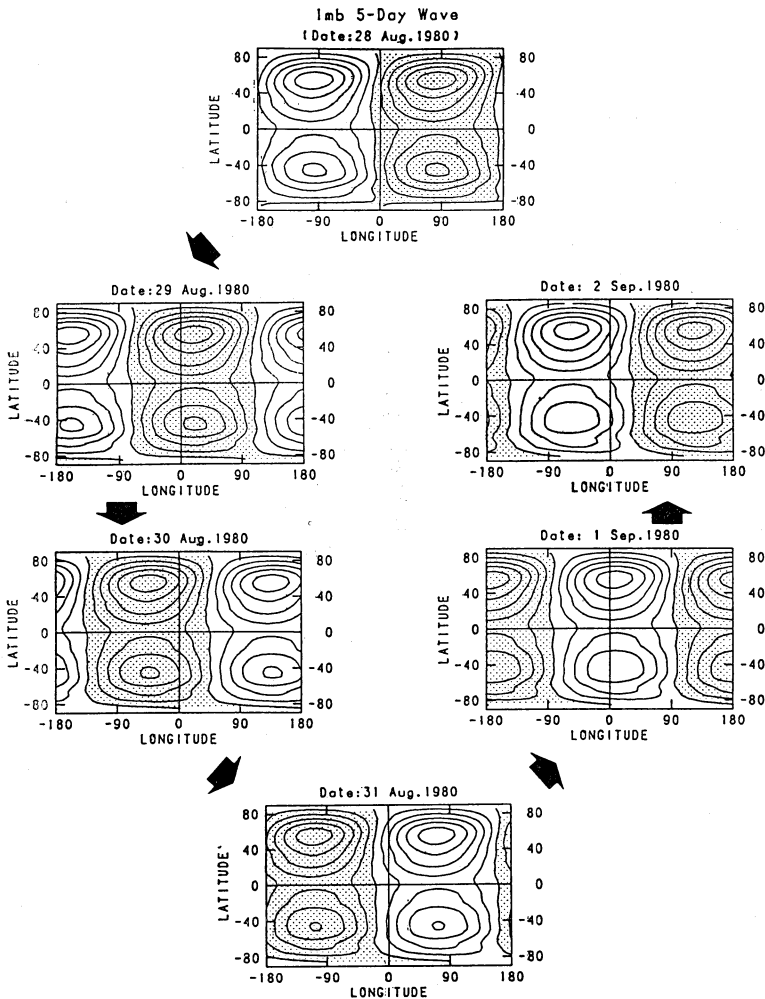
データのある期間を3カ月ずつに分け、各高度、緯度毎にパワー・スペクトル解析を行った。そうすれば、例えば第4図のようなものが得られる。スペクトルの特徴は、長周期成分ほどパワーの強い、いわゆるレッド・スペクトルとなる(特に冬季にはそうである)。しかし、それに乗って、各高度、緯度で共通ピークがいくつか見

られる。位置は、約5日と約10日及び15日過ぎのが明瞭である。約5日のピークが5日波、15日過ぎのが16日波に相当するものと思われる(約10日のピークについては後述)。そして、ピーク自体はほとんどの季節に同様の位置に見られるが、特によく目立つ時期がある。

そこで、その5日周期のピークのとりわけ目立つ時期に対して手始めにホフメラー・ダイアグラムを描いてみた結果が、冒頭に示した第1図である。この図に見えるのは、東西波数 $s=1$ の5日波に違いない。全球構造や鉛直構造を調べる前からそう確信された。それにしても、この図が得られた時には正直言って驚いた。もちろん解析を始める前には、このような明瞭なものが得られるとは思ってもみなかった。果して修士論文としてまとまるかも不安であった。Madden 達の解析も、長い期間にわたってコンポジットをして初めて姿が見えて来たものだった。何らかの解析の工夫をしないとだめだろうと思っていた。しかしそのような心配はこれ1枚で吹き飛んだ。

これには、もう一つ忘れられない思い出がある。1980年の8月に、京都大学超高層電波研究センターの加藤進教授のグループが、カリブに浮かぶプエルト・リコのアレシボ(18°N)で、UHFレーダーを用いて、70kmから95kmの大気領域の風の15日間連続観測を行った。その東西風成分の解析で、欠測が多い中に、5日周期の変動が見られた。それが何か確認するために、そのグループに参加されていた廣田先生から、その時期の衛星データの解析を、上の解析を始めたのとちょうど同じ頃に頼まれた。レーダーのデータはあくまでも一地点のものだから、それにより得られる風の変動が局地的な原因によるのか組織的な大気波動によるのか分からないし、また大気波動だとしても東進波によるのか西進波によるのか、さらには定在波によるのかは分からない。冒頭の第1図はまさにこの観測期間のものであり、従ってUHFレーダーで得られた5日周期の東西風の変動は、5日波の通過によるものと推定される(Hirota *et al.*, 1983b)。時間及び空間分解能は粗いにしても、この時ほど全球衛星データの威力をまざまざと感じたことはなかったし、また、このデータは、今回の研究テーマのような大規模長周期波動の研究に最適だと思われた。得られた結果を意気揚々と先生に見せに行ったことが思い出される。

そして、この5日波の振幅や構造を調べるために、上のスペクトル解析で得られたピークの位置の周期を基にして、特定の周期幅の成分を取り出す濾波フィルターを作り、5日波成分を、各高度・緯度毎に取り出した。そ



第5図 $s=1$ の西進 4.8~6.3 日周期成分を濾波して得られた5日波の 1 mb 面における構造 (Hirota and Hirooka, 1984 b の図を改作). 1980 年8月末~9月初頭の連続した6日間の模様を示す. 陰影部は負, 等値線間隔は 20 m である.

の成分に関して水平構造の変化を描いたのが第5図である. 緯度毎, 別々にフィルターをかけたにもかかわらず, その結果, 南北に位相の変化の無い構造が得られたのがこの解析のミソである. 即ち, 全く構造を仮定せずにこのような構造が得られたわけである. これが理論的な (1, 1) モードにそっくりであることを注意してほしい. そして鉛直構造も同時に調べ, わずかに上に行くほど西傾はしているものの, いわゆるラム波構造に近いことが分かった.

ここで上の解析法についての補足しておきたい. 第

1図に示したような単純なホフメラー・ダイアグラムで分かるように, この波は何も加工しなくても特定の東西波数と周期を持ったほぼ単色の波動であり, 一切の構造の仮定を行わず, データに見られるその時空間的スペクトルの局在性のみに着目して, その成分を取り出して解析した結果が, 潮汐理論で言うところの自由振動モードに一致したということなのである. 仮に潮汐理論を知らなかったとしても, 同じ解析をして同じ構造を得ていたと思われる. しばしば, ハフ関数で物理量の場を展開し, その成分を用いて自由振動ロスビー波の解析を行

う、といった手法を用いている解析があるが、それとは全く違うのだということを強調しておきたい。

次いで $s=2$ 成分についても全く同様の解析を行い、約4日周期の波動である (2, 1) モードの存在を示し、それに「4日波 (4-day waves)」と名付けた。この南北構造は (1, 1) とほとんど同じである。この波は、1970年頃までの研究で、この辺りにスペクトルのピークがある、くらいのことしか知られてはいなかった。従って、(2, 1) モードの姿を示したのは、この時が初めてということになる。

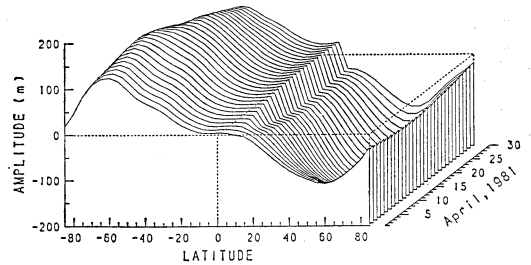
そして、これらの出現の特徴に関して、出現間隔は極めて不規則で年中現れ、現れた場合約1ヵ月持続すること (後の第8図参照) や、これらは自由振動ロスビー波の基底モードで西進移動速度が速いので、夏季の成層圏の東風中でも実在し、しかも非常に卓越することが分かった。

このようにトントン拍子で解析が進むと、このようなくすぐに見つかるものがなぜ未だ発表されていないのか、ひょっとするとデータがおかしいのではないのか、などと、次第に疑心暗鬼に陥ってきた。修士課程2年の春の気象学会はちょうど学会創立100周年記念に当り、盛大に行われた。私はと云えば、既にかんがりの結果は出ていたのだが発表はしなかった。しかし、ちょうどこの年に学会賞を受けられた林良一博士が見えていたので、研究で用いたスペクトル解析の手法が林さんのものだったこともあり、懇親会の時に議論していただいた。その時、彼の大循環モデルを用いた計算でも同様の波動がよく見えることや、上で述べた Salby の研究があることなどを教えていただいた。

そこで意を強くして研究を続け、秋には初めて気象学会で発表し、次いで、11月にハワイのホノルルで開かれた中層大気に関する日米セミナーでは、廣田先生が成果を発表して下さり、それぞれ反響がよかったので、心配も吹き飛んだ。日米セミナーの発表論文は単行本として出版され、我々の発表も掲載されている (Hirota and Hirooka, 1984 a)。

これらのモードは、大気の流れや温度構造の非一様性の影響は少なく、静止等温大気に基づく“原型”潮汐理論で得られる構造に非常に近い。これは Salby らの数値モデルで予想されたことではあったが、実際の大气中の構造を詳しく調べたのは、これが初めてだった。さらに出現の特徴を調べ、その結果は修士論文にまとめ、同時に投稿論文としても発表した (Hirota and Hirooka,

1mb 10-Day Wave

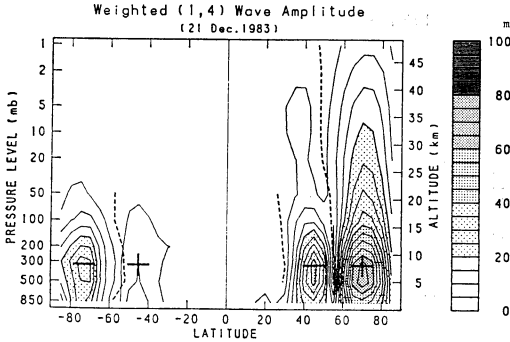


第6図 1981年4月(先の第4図の期間に対応)における10日波の緯度構造の変化図 (Hirooka and Hirota, 1985). 10日波の成分は $s=1$ の西進 $7.5 \sim 12.0$ 日周期成分を濾波して得られた。

1984 b)。

さて、16日波の方はどうなのだろうか。そう思って、大学院の後半は16日波の解析をしようとしたのだが、手始めに求めたスペクトル解析の結果を見ると、既に第4図のところで触れたように、それまでの報告にはほとんど無い10日くらいのところに、しばしばピークが見られることに気が付いた。そこで、そのピークについて同様の解析をしたところ、赤道反対称の水平構造を持った (1, 2) モードであることが初めて分かった (第6図)。この波についても、その周期から「10日波 (10-day waves)」と名付けた。Madden(1978)では、これが属する周期帯のモードは (1, 3) モードであるとしていたのだが、実は (1, 2) モードも含まれていたことが分かったわけである。もちろん (1, 3) モード自体が存在することは間違いではなくて、同様に実在することも示した (Hirooka and Hirota, 1985)。更に、続けて解析を進めたところ、この周期帯には (1, 4) モードの波動も実在することが分かった (第7図, Hirooka and Hirota, 1989)。 $s=2$ の成分に関してもこれらに相当するモードを見出した。

これら高次モードは、非一様な大気構造の影響を受けやすく、実際に夏至・冬至の頃 (6月, 12月中心の時期) には、西風が吹く中層大気中では冬半球に局在する。しかし、春分・秋分の頃には、東風が卓越しないので、ほぼ“原型”に近い構造が中層大気中でも実現する。しかし、中層大気中では冬半球に局在しているも、構造を対流圏までたどって行けば、やはり“原型”に近い構造をしている (第7図)。これらは、Salby らの数値実験と



第7図 1983年12月における、(s, n-s)=(1, 4) モードの振幅の緯度高度断面図 (Hirooka and Hirota, 1989). (1, 4) モードの成分は s=1 の西進12~24日周期成分を濾波して得られた。振幅には $\sqrt{p/1000}$ を掛け (p は気圧, 単位 mb), エネルギー密度に比例するようにしてある。等値線間隔は 5 m, 破線は節の位置で, 相対的な位相を \pm と一で表している。

も大体一致している (ここでは詳しくは述べないが細かい点では異なることもある)。いずれにしても, Madden (1978) では, 北半球 20°N 以北のみのデータを用いたため, 南半球でどのような構造であるかなど知るすべもなかったわけで, 全球のデータを用いて初めて, この周期帯に三つの実在モードがあることが分かったのである。

これら以外のモードについては実在は確認されていないし, 少なくとも大気中で卓越することはないと考えられる(注2)。

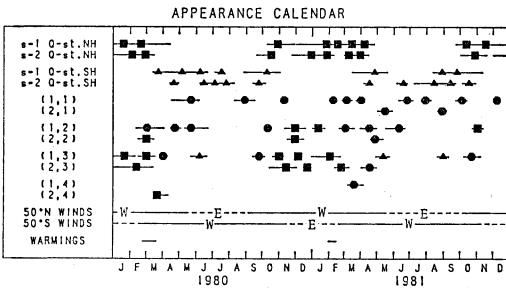
5. ロスビー波カレンダー

さて, 上で実在を確認したモードについて, 手持ちのデータ全期間における, 出現時期を調べ, 「ロスビー波カレンダー」を完成した(第8図, Hirooka and Hirota, 1989)。カレンダーを眺めてみて, 第一印象として, 各モードが非常に不規則に出現しているのに気付く。これはこの波の発現機構に関連する問題である。

Salby らは, 熱帯域の積雲対流のような, 時間的にランダムな励起源を考え, それに対する大気の線形応答問題を数値的に解いている (Salby and Garcia, 1987; Garcia and Salby, 1987)。応答としては, 赤道域に捕捉されて鉛直に伝播する赤道波と, 鉛直には伝播しないが全球的な構造を持つ自由振動ロスビー波の二つが得られると言う。そして, 励起源のすぐ近くでは色々なモードが同時に励起されるが, 各モードに対する大気の減衰効果の違いにより, 遠方では特定のモードが残るのだと言う。しかし, 彼らのモデルでは, 5日波や4日波の卓越は起こってはいるが, その他のモードの卓越は得られていない。その他にも, いくつかの機構が提案されているが, 今のところ, どれも観測事実を再現できていない。

第8図には停滞波の出現時期も示している。実は, 停滞波が同時に存在することにより, 次のような興味深い現象が起こる。

自由振動波は, 鉛直方向にはほぼ順圧的構造を持ち, 南北方向には節の所を除きほぼ位相は一定である。従って極向きの熱フラックスや運動量フラックスは, この波単独では伴い得ないことになる。しかし, もし同時に傾圧的構造を持った同じ波長の停滞波があれば, 干渉が起こってトータルな波の構造を時間的に変動させるので, フラックス量自体が時間的に変動することとなる。そこで, 実際に自由振動波が卓越している時について, 上の観点からフラックスの時間変化を調べてみた。その結



第8図 1 mb 面における様々な自由振動ロスビー波と準停滞性ロスビー波 (Q-st. と表示) の出現時期を示したもの (Hirooka and Hirota, 1989 より部分抜粋)。1 mb, 50°における平均帯状流と, 北半球において成層圏突然昇温が起こった時期も示してある。自由振動ロスビー波が 1 mb 面で全球構造を持っていた時は ● 印, 北半球 (NH) 及び南半球 (SH) に局在した時は, それぞれ ■ 印, ▲ 印で示してある。また, 準停滞性ロスビー波については ■ 印と ▲ 印のみで示してある。それぞれの記号の中心は振幅が極大になった時期を表す。

(注2) いわゆるプラネタリー・ロスビー波ではないが, 中間圏高度の風の変動でしばしば観測される約2日周期の変動(2日波)の原因として, ロスビー重力波モードの一つである (3, 0) モードが現れているのではないか, という報告がある (Salby, 1981 c)。

果、理論通りの変動が得られた(Hirooka, 1986)。しかも、東西平均流速も同様に強くなったり弱くなったりしていた。これは、総観的には、天気図のパターンが、帯状流がちになると波がちになるとの間を行ったり来たりしていることを表し、バシレーションとかインデックス・サイクルと呼ばれるものの一例と考えられる。しかし、明瞭な自由振動波が存在しない時にもバシレーションはよく起きているので、これはバシレーションの要因と言うべきであろう。

一方、この干渉により、波同士の山と山が重なりあった時には、かなり大きな振幅となることがある。そこで、いわゆる成層圏突然昇温前に見られる、プラネタリー波の振幅増大の原因の一つに、移動波と停滞波の干渉を挙げる人もいる。実際、第8図に示した突然昇温前には、いくつかのモードが出現している。しかし、今までのところでは、干渉が起こっても、突然昇温をもたらす程大きな振幅となった事例は得られていない。ただし、比較的小規模な突然昇温に対しては、干渉が重要となっているものもあるようである。

何れにしても、このカレンダー自体、色々な事実を内蔵しているように思われる。それを明らかにすることは今後の課題としたい。

6. 私にとっての研究

以上、大学院時代を中心に、私自身のプラネタリー・ロスビー波の研究を振り返ってみた。今までの研究自体はまことに順調であったように思われる。しかし、上でも幾度か述べたように、その途中では、不安になったことやそれほど思わしい結果が出ずに悩んだことも何度かあった。

私の主たる研究手法はデータ解析である。データ解析は泥臭い面が多い。ここで示した結果はむしろ希有な例外で非常に“きれい”なものだが、この自然界を扱う場合に、そうそうきれいな現象が転がっているものではない。いや、ここで述べた現象でさえきれいだったのは最初のうちだけで、途中からは、とてもものにならない、と思ったことも何度かあった。しかし、解析方法に色々工夫を凝らし、何とか現象を明瞭に取り出すことができたものである。そして、いま現在私が手掛けているいくつかの問題は、ここで述べたものより更に扱うのが難しい、泥臭い対象である。もちろん、最初から結果が分かっているような対象はだれも調べようとはしないであろうし、そういう泥臭い対象ほど本当に価値があるの

だと思ふ。データはそのままでは一見何も語っていないようでも、見方により思わぬ事実を我々に教えてくれる。どのような事実を見出すことができ、その事実をいかにして取り出して示すか、そこに研究者の資質が問われるとともに、研究の面白さがあるのだと思ふ。このことは廣田先生が折に触れ示して下さいたことでもあった。

私も、研究を続けて来てまだまだ新人のつもりが、大学院に入って以来10年が立ち、中堅の研究者となると同時に、私よりもっと若い人たちの教育を行う立場になった。データから、どのような事実をいかにして見出すか、それは、私が若い人達に受け取って欲しいことでもあるし、私自身にとっても、これから先も取り組んでいかなければならぬ大きな課題である。

参考文献

- Andrews, D.G., J.R. Holton and C.B. Leovy, 1987: Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press, pp. 490.
- Garcia, R.R., and M.L. Salby, 1987: Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part II: Far-field behavior, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 499-530.
- Haurwitz, B., 1940: The motion of atmospheric disturbances on the spherical earth, *J. Mar. Res.*, **3**, 254-267.
- Hirooka, T., 1986: Influence of normal mode Rossby waves on the mean field: Interference with quasi-stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2088-2097.
- 廣岡俊彦, 1987: 大気中のプラネタリー・ロスビー波, *気象研究ノート*, **156**, 93-127.
- Hirooka, T., and I. Hirota, 1985: Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part II: Second antisymmetric and symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 536-548.
- , and ———, 1989: Further evidence of normal mode Rossby waves, *Pure Appl. Geophys.*, **130**, 277-289.
- , T. Kuki and I. Hirota, 1988: An intercomparison of medium-scale waves in the Northern and Southern Hemispheres, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **66**, 857-868.
- 廣田勇, 1981: 大気大循環と気候, 東京大学出版会, pp. 124.
- , 1987: ロスビー波の系譜, *気象研究ノート*, **156**, 1-11.
- Hirota, I., and T. Hirooka, 1984 a: Normal mode Rossby waves observed in the upper strato-

- sphere, Dynamics of the Middle Atmosphere, J.R. Holton and T. Matsuno eds., TERRA-PUB, Tokyo. 199-213.
- , and ———, 1984 b: Normal mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part I: First symmetric modes of zonal wavenumbers 1 and 2, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1253-1267.
- , T. Hirooka and M. Shiotani, 1983 a: Upper stratospheric circulations in the two hemispheres observed by satellites, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 109, 443-454.
- , Y. Maekawa, S. Fukao, K. Fukuyama, M.P. Sulzer, J.L. Fellous, T. Tsuda and S. Kato, 1983 b: Fifteen-day observation of mesospheric and lower thermospheric motions with the aid of the Arecibo UHF radar, *J. Geophys. Res.*, 88, 6835-6842.
- Holton, J.R., 1975: The Dynamic Meteorology of the Stratosphere and Mesosphere, American Meteorological Society, pp. 218.
- Hovmöller, E., 1949: The trough-and-ridge diagram, *Tellus*, 1, 62-66.
- Jones, W.A., 1972: Unstable solutions to Laplace's tidal equation with negative equivalent depth, *J. Atmos. Sci.*, 29, 457-462.
- Longuet-Higgins, M.S., 1968: The eigenfunctions of Laplace's tidal equations over a sphere, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 262, 511-607.
- Madden, R.A., 1978: Further evidence of traveling planetary waves, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1605-1618.
- , 1979: Observations of large-scale traveling Rossby waves, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17, 1935-1949.
- , and P.R. Julian, 1972, Further evidence of global-scale 5-day pressure waves, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1464-1469.
- , and ———, 1973: Reply, *J. Atmos. Sci.*, 30, 935-940.
- Pick, D.R., and J.L. Brownscombe, 1981: Early results based on the stratospheric channels of TOVS on the TIROS-N series of operational satellites, *Adv. Space Res.*, 1, 247-260.
- Rosby, C.-G., and Collaborators, 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, *J. Mar. Res.*, 2, 38-55.
- Salby, M.L., 1981 a: Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part I: Simple fields, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1803-1826.
- , 1981 b: Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part II: Equinox and solstice conditions, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1827-1840.
- , 1981 c: The 2-day wave in the middle atmosphere: Observations and theory, *J. Geophys. Res.*, 86, 9654-9660.
- , and R.R. Garcia, 1987: Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part I: Excitation and short-time near-field behavior, *J. Atmos. Sci.*, 44, 458-498.

集中豪雨と洪水に関する国際シンポジウム開催のお知らせ

日本気象学会浅井理事長宛に、中国の国家気象局から上記のシンポジウムの開催案内が送られてきましたので、紹介致します。

1. 名称: International Symposium on Torrential Rain and Flood
2. 場所: 安徽省黃山市 (Huangshan, Anhui Province)
3. 期日: 1992年10月5日～9日
4. 主催: 中国国家科学技術委員会, 水利局, 気象局
5. 共催: WMO, 中国科学院, アメリカ気象学会, 中国気象学会, 日本気象学会, 安徽省政府, その他
6. 目的: 集中豪雨と洪水について, その発生, 予

報, 対策について, 専門家(科学者, 技術者, 政策決定者)が集まり討論する。

7. その他: 参加費は無料。滞在費は中国側の負担。

8. 連絡先:

Ma Henian, Secretary-General of the Symposium
c/o State Meteorological Administration
No. 46, Baishiqiao Road
Beijing, 100081, China
Telex: 22094 FDSMA CN
Fax: 86-1-8311191
Tel: 86-1-8323235

(パンフレットは気象学会事務局にあります)