

- Ward, W. E., B. H. Solheim and G. G. Shepherd, 1997: Two day wave induced variations in the oxygen green line volume emission rate: WINDII observations, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1127-1130.
- Williams, C. R. and S. K. Avery, 1992: Analysis of long-period waves using the mesosphere-stratosphere-troposphere radar at Poker Flat, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **97**, 20855-20861.
- Wu D. L., P. B. Hays, W. R. Skinner, A. R. Marshall, M. D. Burrage, R. S. Lieberman, and D. A. Ortland, 1993: Observations of the quasi-2-day wave from the High Resolution Doppler Imager on UARS, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2853-2856.
- Wu D. L., P. B. Hays and W. R. Skinner, 1994: Observations of the 5-day wave in the mesosphere and lower thermosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2733-2736.
- Yanai, M. and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291-294.
- Yoshida, S., T. Tsuda, A. Shimizu and T. Nakamura, 1999: Seasonal variations of 3.0-3.8 day ultrafast Kelvin waves observed with a meteor wind radar and radiosondes in Indonesia, *Earth, Planets and Space*, **51**, 675-684.

108:103 (大気波動; ロスビー波; 赤道波; 大循環モデル; 季節内変動; 半年振動)

3. 中層大気大循環モデルによる長周期波動の解明

三 好 勉 信*

1. はじめに

前章までに紹介されたように、中層大気中には様々な波動が存在する。本稿では、これらの波動の励起源や中層大気中での振る舞いなどについて物理的解釈を行うことを目的とした大気大循環モデルを用いた研究を中心に紹介する。大循環モデルは全球モデルであり、主要な物理過程は全て含んでいるため、中層大気中の様々な現象を同時に再現可能と思うかもしれない。しかしながら、実際には数値計算上の問題により不可能である。例えば、QBOを再現するには、鉛直分解能を500 m程度に設定した上に、水平拡散係数を小さくしなければならないし、中間圏界面付近の弱風層を再現するには水平分解能を100 km以下にする必要がある。つまり、QBOと中間圏界面弱風層を同時に再現させるには、水平分解能100 km、鉛直分解能500 mで地表面

から中間圏界面までをカバーするモデルが必要である。このモデルにより数値計算を長期間にわたり実行するには、膨大な計算時間と労力を要し、不可能に近い。したがって、目的に応じて分解能、高度領域を設定し、数値実験を実行する必要がある。

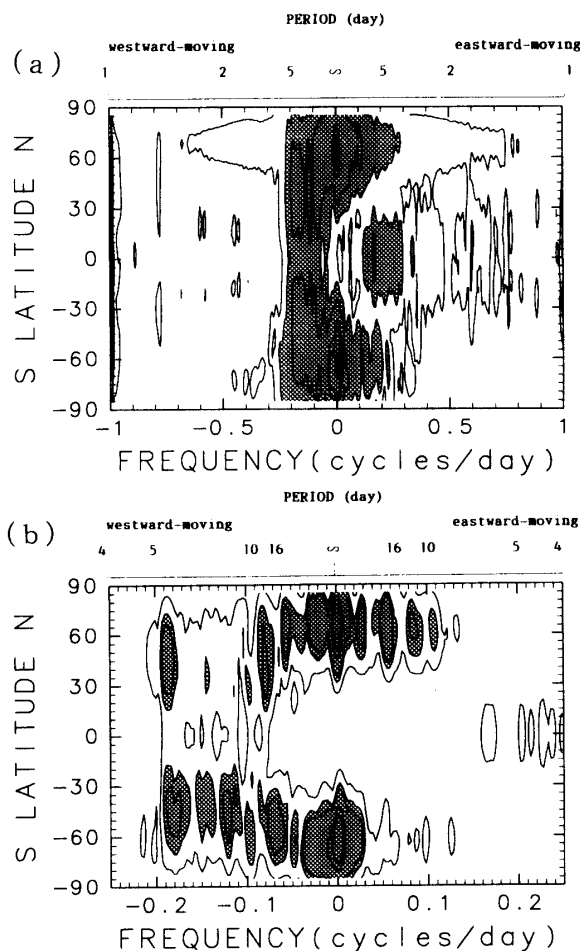
九州大学中層大気大循環モデル（以下、九大モデルと略す）では、成層圏から熱圏下部領域における大規模・長周期波動の解明を主目的としているため、水平分解能はT21（またはT42）、鉛直層数を55（高度0から約145 km）に設定している。それゆえ、現在の九大モデルではQBOは再現できないし、重力波の再現も十分ではない（中間圏界面の弱風層を再現させるために人工的なレーリー摩擦を導入している）。以下の章では、九大モデルを用いたロスビー波、赤道波の研究を中心に紹介する。

2. ロスビー波

観測されるロスビー波には停滞性成分と移動性成分

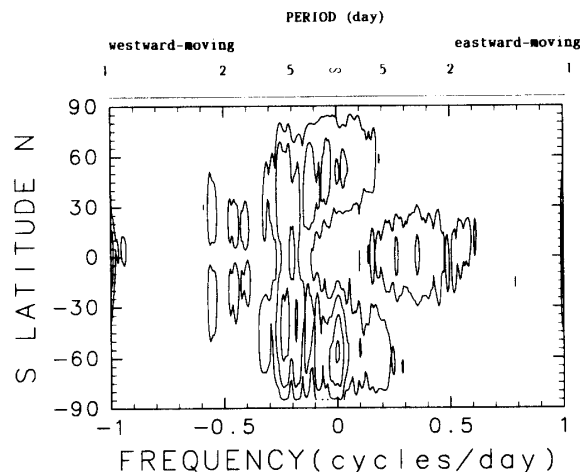
* 九州大学大学院理学研究院。

© 2000 日本気象学会

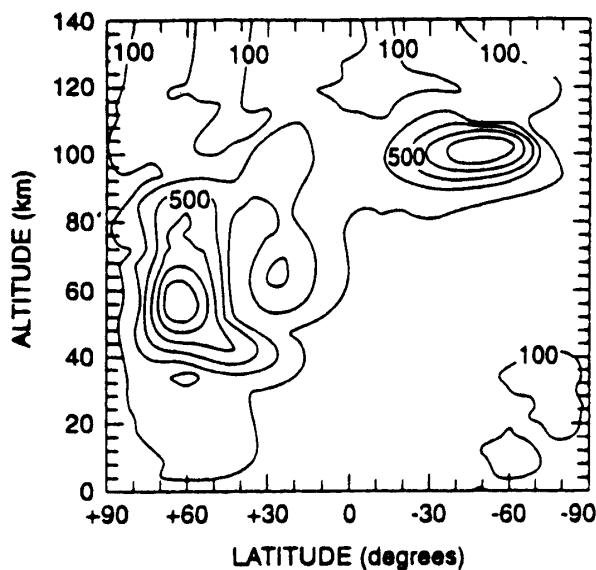


第1図 (a) 高度約80 kmにおけるジオポテンシャルの東西波数1成分のスペクトル解析の緯度一周波数分布図 (6月～12月までの半年間について解析). 等値線の値は, 5, 50, 500, 5000, $10000 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}$. 値が5000以上の所をハッチで示す. 西進成分では, 0.8, 0.2, 0.1 cycle/day に, ノーマルモードロスビー波に対応するピークが見られる. (b) 長周期成分に注目するため, 1年間について(a)と同様の解析を行った. 等値線の値は, 1, 5, 10, 50, $100 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}$. 値が 5×10^4 以上の所をハッチで示す. 西進の5, 10, 12～16日あたりにピークがみられる.

がある. 停滞性ロスビー波は冬季の中層大気中では大振幅となる. 停滞性ロスビー波の構造, 励起源, 年々変動に関する観測的理論的研究は多く行われているのでここでは省略する. 一方, 観測される移動性ロスビー波の大部分は, ラプラスの潮汐方程式の固有振動解で等価深度 $h \approx 10 \text{ km}$ としたときに得られるノーマルモードロスビー波として同定されている(廣岡, 1987). ノーマルモードロスビー波の振幅は停滞性ロスビー波に比べ小さいが, 弱風層の現れる中間圏界面付近や,



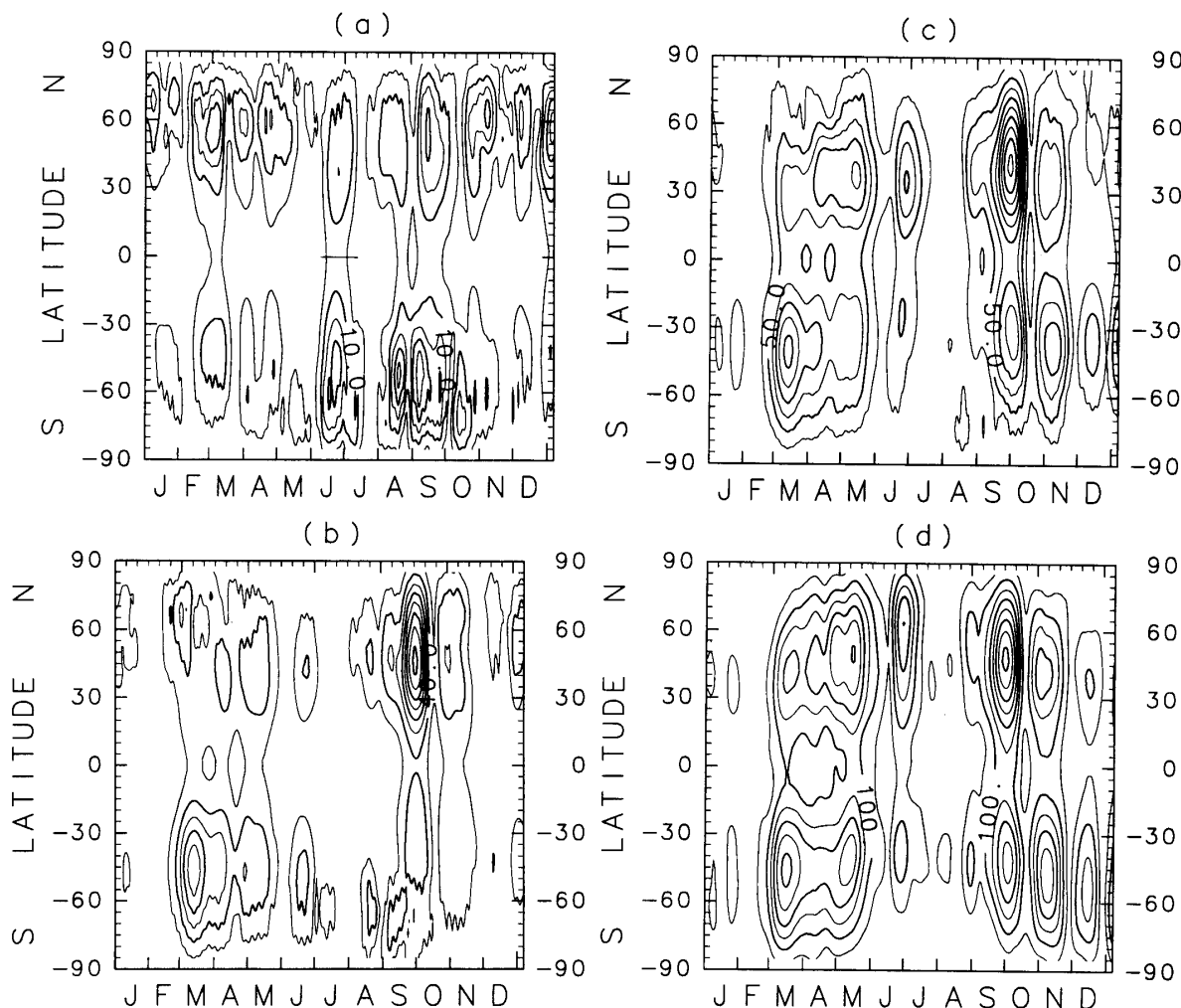
第2図 高度約80 kmにおけるジオポテンシャルの東西波数2成分のスペクトル解析の緯度一周波数分布図. 等値線の値は, 5, 50, 500, 5000, $10000 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}$. 西進の1.6, 4, 8日あたりに, ノーマルモードロスビー波に伴うピークが見られる.



第3図 16日波が冬半球側中間圏から夏半球側中間圏界面に到達している様子. 16日波の振幅(m)を示している. Forbes *et al.* (1995) より引用.

平均風が東風となり停滞性成分が存在しえなくなる夏季の中層大気中では, 卓越的となる.

第1図に大循環モデルで得られた中間圏上部における東西波数1成分のスペクトル解析の結果を示す. 西進成分に注目すると周期約1.2, 5, 10, 16日あたりにピークを持つことが分かる. それぞれのスペクトルピークについて波の水平・鉛直構造を調べてみると

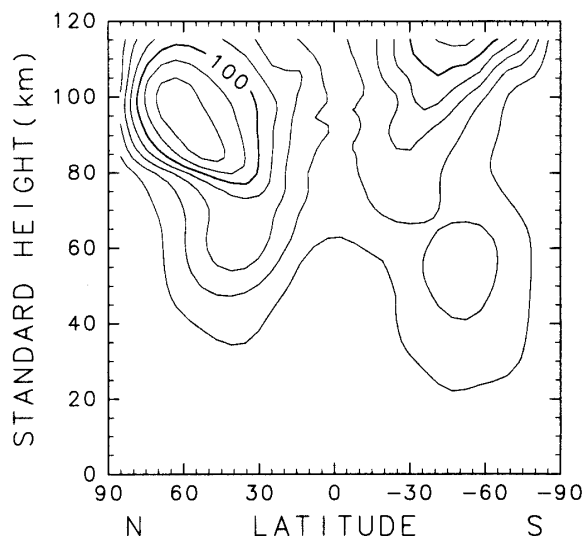


第4図 大気大循環モデル中に現れた5日波の振幅の緯度—時間分布図。(a)高度約25 kmにおける5日波, 等値線間隔は5 m。(b)高度約50 kmにおける5日波, 等値線間隔は20 m。(c)高度約75 kmにおける5日波, 等値線間隔は25 m。(d)高度約100 kmにおける5日波, 等値線間隔は50 m。すべての高度でほぼ同時期に出現している。数年間にわたり数値計算・解析を行ったが, 5日波は不規則に出現する。

ノーマルモードロスビー波の $(s, n-s) = (1, 0), (1, 1), (1, 2), (1, 3)$ (s : 東西波数, n : 南北モード数) に対応していることが分かった。東西波数2成分についても, $(2, 0), (2, 1), (2, 2)$ モードに対応するスペクトルピークが現れている(第2図)。 $(1, 1), (1, 2), (1, 3), (2, 1)$ モードはそれぞれ5日波, 10日波, 16日波, 4日波と呼ばれており, 観測的理論的研究がいろいろとなされている。 $(1, 0), (2, 0)$ モードについては, 振幅は他のモードに比べて小さいが存在する可能性を示している。実際に, $(1, 0), (2, 0)$ モードが観測されたという報告は無いようである。しかし, $(1, 0)$ モードは1.2日周期で潮汐波に近い周期帯にあるため, 小振幅であれば観測に現れにくいことは不思議ではないかも知れ

ない。ここでは, 最近明らかとなりつつある中間圏から熱圏下部におけるノーマルモードロスビー波の振る舞いと励起源について紹介する。

成層圏におけるノーマルモードロスビー波の振る舞いは衛星観測などから明らかとなっていたが, 中間圏から熱圏下部にかけての領域はグローバルな観測データが極端に少なく, ノーマルモードロスビー波の振る舞いは良く分かっていなかった。近年になって, 流星レーダーやMFレーダーのグローバルネットワークにより, 中間圏界面においても, 5, 10, 16日周期の波動の存在が確認された。しかも, 興味深いことに, 10, 16日波のような比較的長周期の波動についても1年中不規則に出現し, 夏季の方が大振幅となる場合があることが明らかとなった。10, 16日波は波の位相速



第5図 6月～7月上旬における（第4図aに「-」で示す）5日波の振幅の緯度－高度分布図。等値線間隔は20 m。成層圏では冬半球側の振幅の方が大きい。中間圏以上では夏半球側の5日波の振幅が著しく大きくなっている。

度が小さい為に、夏季の成層圏から中間圏下部においては西進する波に相対的な風が東風の領域が存在し、夏半球側では高度と共に急激に小さくなる。そのために、波は全球構造を持てず、冬半球側に局在する。ところが、夏半球側の中間圏上部では再び東風は弱くなり、しかも中間圏界面から熱圏下部では、逆に西風となっている。このため、中間圏界面付近では critical region は存在せず、全球構造を持ち得る。Forbes *et al.* (1995) は、夏半球側の16日波について、冬半球側の16日波に対応して夏半球側にも16日波が励起されたと提案している（第3図）。つまり、冬半球側の16日波が赤道域（この季節には西風が吹いている）を越えて夏半球側に到達した可能性が高いと考えられる。実際、九大モデルにおいても16日波について Forbes らと同じ結果が得られている（Miyoshi, 1999）。さらに、16日波のこのような特徴は、九大モデルの解析から、10日波についても見られることが明らかとなっている。

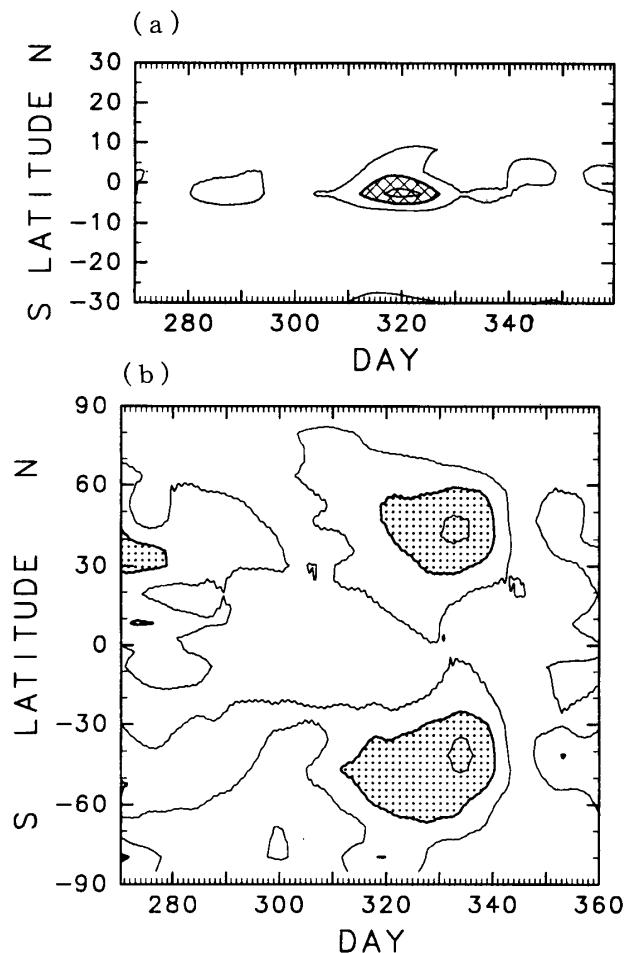
一方、5日波や4日波については、波の位相速度が大きいため、夏季の成層圏から中間圏下部においては西進する波に相対的な風が東風となる領域は極域の一部のみである（例えば5日波の位相速度は赤道で約90 m/s、緯度30°で約80 m/sであるため、これを越える東風となるのは極めてまれである）。したがって、比較的短周期のノーマルモードロスビー波は、成層圏から熱圏下部にかけてのすべての高度領域で一年を通して不

規則に出現する（第4図）。成層圏上部から中間圏下部における5日波の振幅に注目してみると、夏半球側の振幅の方が大きくなっている（第5図）。成層圏下部では、夏半球側の振幅が大きいという特徴は見られないことから、成層圏上部から中間圏下部における東風と5日波との相互作用が原因であると考えられる（最近の UARS データの解析からも明らかになりつつある、Hirooka, 2000）。このことは、波の屈折率の2乗（e.g. Matsuno, 1970）を考えると理解しやすい。夏半球側の東風の強さは5日波にとって、波の屈折率の2乗が負になるほどは強くなく、むしろ屈折率を大きくするように働く。そのため、夏半球側の振幅が著しく増大したと考えられる（エネルギーが侵入しやすくなる）。同様のことが4日波などの波の位相速度が比較的大きなノーマルモードロスビー波についても当てはまると考えられる。このように、位相速度の遅い10、16日波と速い4、5日波では、中間圏から熱圏下部における振る舞いが大きく変わることが明らかになりつつある。

大気大循環モデルを用いた解析によれば、ノーマルモードロスビー波（4、5、10、16日波など）は対流圏から熱圏下部にかけてほぼ同時期に出現し、約1か月程度持続した後に消滅している。このことは、何らかの励起機構が働き、その後、大気中の放射冷却や渦拡散などの減衰効果により減衰したと考えられる。励起源としては、山岳・海陸分布による励起（Cheong and Kimura, 1997）や、赤道域の積雲対流活動（Salby and Garcia, 1987；Miyoshi and Hirooka, 1999）による励起など様々な説が提案されており決着はついていない。しかしながら、ここでは Miyoshi and Hirooka (1999) による、5日波の励起源に関する研究を紹介する。それによると、大気大循環モデルを用いた数値実験から、以下の事柄が明らかとなった。

1. 山岳なし、山岳・海陸分布なし（地表面を一律な沼地と仮定）という条件においても、現実的な地形を与えた場合と同程度の振幅をもつ5日波が出現する。
2. さらに、湿潤対流過程を排除した場合、5日波の振幅は極端に小さくなる（1の場合の1/10程度になる）。
3. 熱帯域の雨量の東西波数1、西進5日成分の振幅が大きくなるのとほぼ同時期に5日波が励起されている（第6図）。

このように、5日波の励起には湿潤対流過程に伴う加熱と密接な関係があると考えられる。同様な研究を

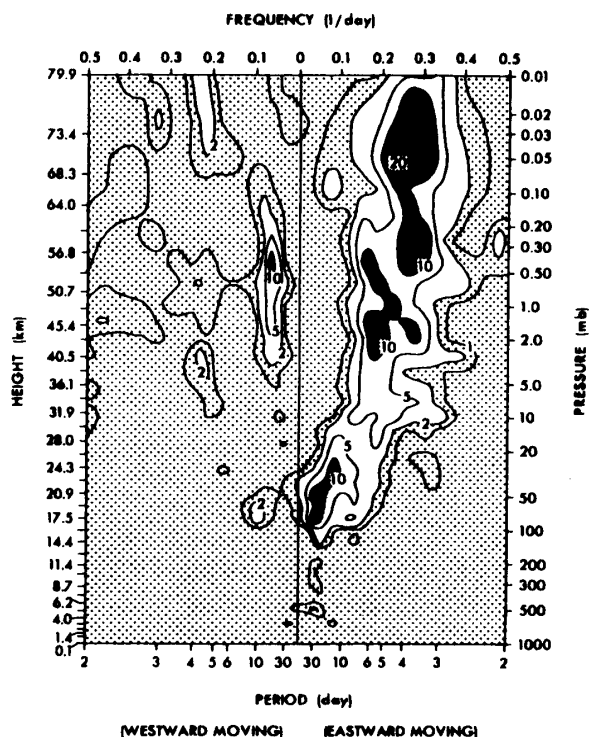


第6図 (a)雨量の東西波数1, 西進4.4~6.0日周期成分の振幅の時間変化. 等値線間隔は $4 \times 10^{-3} \text{ mday}^{-1}$. (b) 120 hPa 面における5日波の振幅(温度, 等値線間隔は $4 \times 10^{-2} \text{ K}$). 湿潤対流に伴う5日周期の加熱が生じるのと同時期に, 5日波の振幅が増加しているのが分かる.

10日波, 16日波についても行っているが, これら長周期波動の場合は, 湿潤対流過程だけでなく地形の影響なども考える必要があるかもしれない.

3. 不安定波

中間圏から熱圏下部において, 準2日周期の振動が存在し, 特に夏半球低緯度域において顕著であることが知られている(前章参照). この振動は, ノーマルモードロスビー波(3, 0)モードに似た構造を持つことが観測により明らかとなり, Salby (1981), Hagan *et al.* (1993) は, 対流圏で励起された(3, 0)モードが東西風の影響を受けた結果, 夏半球側の振幅が増大したと説明している. しかしながら, 成層圏において(3, 0)モードの振幅は4日波, 5日波に比べて小さ

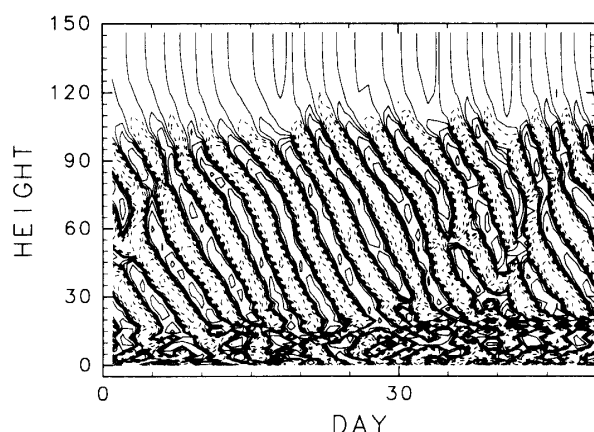


第7図 温度の赤道域, 東西波数1成分のスペクトル解析. 単位は, $\text{K}^2 \text{ day}$. 成層圏界面付近では5~10日周期, 中間圏では3~5日周期の波動が卓越している. Hayashi *et al.* (1984) より引用 (GFDL model).

いにもかかわらず, 中間圏界面付近で風速が50 m/sを越える大振幅となる場合がある. したがって, 中間圏において何らかの不安定により生成されたと考える方が自然かもしれない. Plumb (1983) は, 東風ジェット的不安定による準2日波の生成を提案している. 準2日波は(3, 0)モードに似た構造を持ち, 東西波数4となる場合もあることが観測により明らかとなっているが, これらの特徴が, Plumb の理論で説明できるかという検証が必要であろう.

4. 赤道波

低緯度域の東西平均東西風の季節変化は, 中高緯度とは大きく異なる. 成層圏下部では約2年で東西風の方が変化し(QBO), 成層圏上部から中間圏界面では東西風は半年周期で変動している. これら長周期振動には, 赤道波と呼ばれる低緯度独特の波動が重要な役割を果たしている. QBO は低緯度域成層圏下部の東西風が約2年で振動する現象で, 東西風の振動には, ケルビン波(周期約15日, 東西波数1), 混合ロスビー重力波(周期4~5日, 東西波数4), 内部重力波による

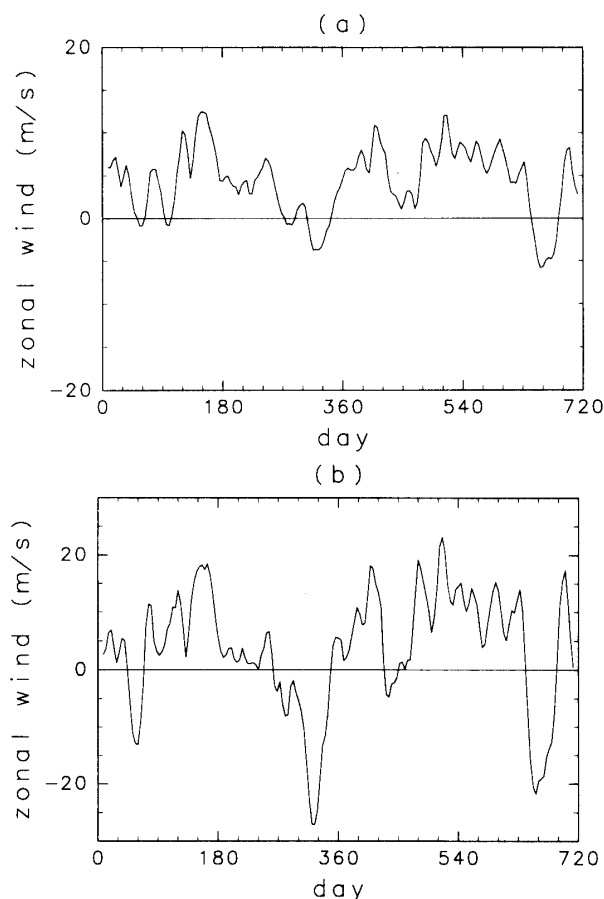


第8図 GCM中の経度 0° 、南緯 2.8° Sにおける、東西波数1、3～5日周期の東西風成分の時間-高度分布図。伝播のようすを分かり易くするため、東西風成分に気圧の平方根をかけている。対流圏界面から中層大気中への伝播の様子が見て取れる。

鉛直方向の運動量輸送が重要な役割を果たしていると考えられる。QBOを再現するには、鉛直分解能500 m程度のモデルが必要であり (Takahashi *et al.*, 1997), 九大モデルは十分な鉛直分解能が無いので、ここでは省略する。

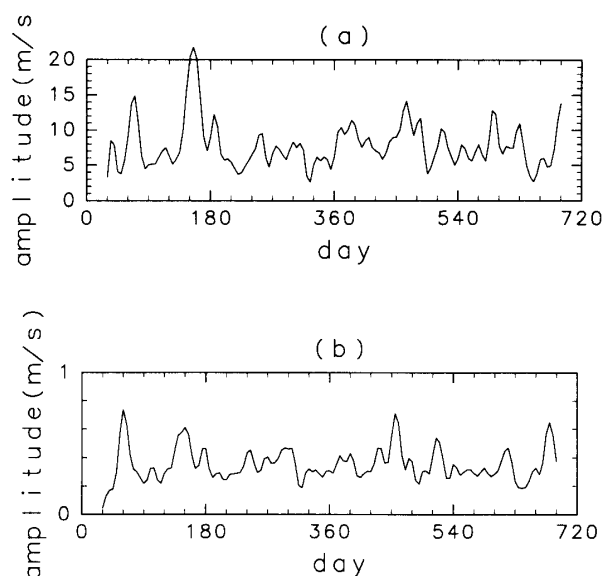
成層圏上部から中間圏下部にかけての半年振動 (SSAO) において、西風の生成には、やはりケルビン波が重要な役割を果たしていると考えられている (Hirota, 1980)。前章の理論的考察のところで紹介されたように、対流圏で励起されたケルビン波が成層圏上部まで伝播するには、短周期のケルビン波でなければならない。実際の観測でも、5～10日程度の周期のケルビン波 (fast Kelvin wave) が検出されている。数値計算結果をみても、成層圏下部では、周期10日以上の変動成分が卓越し、成層圏上部では、5～10日が卓越している (第7図, Hayashi *et al.*, 1984)。

中間圏界面付近の東西風も半年振動 (MSAO) しているが、位相は SSAO とは逆である (MSAO では、6～8月、12～2月に西風となる)。この高度域の西風生成にも、やはりケルビン波が関係していると考えられている。実際、3日周期のケルビン波 (東西波数1, ultra fast Kelvin wave) らしい波動が観測されている (前章参照)。数値計算結果をみても (第1, 7図), 東進成分のピークが3～5日あたりに現れている。東西波数1の東進成分にバンドパスフィルターを用いて、周期3～5日成分を取り出し、水平・鉛直構造を調べてみた結果、ケルビン波と確認できた。このケル



第9図 GCMでシミュレートされた、北緯 10° N—南緯 10° Sにおける東西平均東西風の時間変化。ただし、10日の移動平均をとっている。(a)高度80～90 km、(b)高度90～100 kmの平均値。day 0が1月1日を示し、2年間の東西風の変化の様子を示してある。半年周期振動の他に、30～60日周期で東西風が振動しているのが分かる。

ビン波の鉛直波長は40～50 kmで、鉛直群速度は10 km/dayを超える。また、ケルビン波は対流圏で励起され、中間圏界面まで伝播することが確認できる (第8図)。対流圏界面付近での東西風成分の振幅は、1 m/s以下と非常に小さいが、成層圏上部から中間圏にかけての渦拡散係数の大きな領域を通過し、中間圏界面まで伝播できるのは、数日周期のケルビン波ということになる。東西波数2以上の成分についても同様に、中間圏界面まで伝播できるのは、短周期ケルビン波である (東西波数2については第2図参照)。一方、MSAOの東風生成の原因については、潮汐波や、冬半球高緯度から伝播してきたロスビー波などの可能性が考えられる。一方、Garcia and Sassi (1999) は内部重力波がMSAOの東風生成に寄与していると提案している。



第10図 東西波数1，東進3～5日周期（東西風成分）の振幅の時間変化。(a) 高度80 km, (b) 高度25 km における振幅を示す。ほぼ同時期 (a) の方が少し遅れる) にピークが現れているのが分かる。

さらに、MSAO における年の前半の東風が、2 年毎に強弱を繰り返すことが知られている。Burrage *et al.* (1996) は、この2 年振動は成層圏 QBO と良い相関があることを指摘している（成層圏 QBO が西風の時 MSAO の東風は強くなる）。Garcia and Sassi (1999) は、MSAO の西風がケルビン波により生成され、一方東風は位相速度の比較的小さい内部重力波により生成されているとすれば、MSAO の2 年振動は説明できると推論している。つまり、ケルビン波は位相速度が速く成層圏 QBO の影響をほとんど受けずに中間圏まで伝播できるのでに対して、内部重力波（彼らは40 m/s 以下の位相速度を仮定している）は成層圏 QBO の影響を受ける（東風の時は、内部重力波は鉛直伝播できない）ため、東風のみ2 年周期で振動すると考えられる。しかしながら、この説だと成層圏 QBO が東風の時には、MSAO の東風は常に弱くなり、年の前半の東風のみ2 年周期で変動するという観測事実を説明することができない。さらに、MSAO の東風が、主に位相速度40 m/s 以下の内部重力波により生成されるというのも、推測にすぎない（観測事実が乏しい）。このように、MSAO の2 年振動の機構については未だ不明であると言える。

中間圏界面の東西風が40～60日周期で振動していることが、レーダー観測などで明らかになりつつある (Eckermann *et al.*, 1997)。数値計算結果をみても、

中間圏界面付近の東西平均東西風が、半年周期振動以外にも40～60日周期で不規則に振動していることが分かる (第9 図)。この高度域での3～5 日周期ケルビン波の振幅の時間変化をみると (第10 図)、ケルビン波の振幅が大きくなるのとほぼ同時期に、西風が強くなっているのが分かる。ケルビン波の東西方向の位相速度は約150 m/s であるため、成層圏、中間圏の東西風の影響を受けにくく、中間圏界面のケルビン波の振幅の変動は、そのまま励起源付近のケルビン波の振幅変動と密接に関連している (第10 図)。逆にいえば、低緯度対流圏の大循環が短周期ケルビン波を励起させやすい状態になれば、その直後に中間圏界面でケルビン波が大振幅となり、その結果、西風が強まる。実際に、ケルビン波による平均流の加速量 (EP flux divergence) を計算すると、ケルビン波の強弱により西風の変動が説明できることが明らかとなった。もっと推測するならば、低緯度対流圏の大循環が季節内振動に伴い40～60日周期で変動し、40～60日周期で短周期ケルビン波を励起しやすい状態になれば、中間圏界面での40～60日変動に影響を及ぼしている可能性は十分あるといえる。さらに、中間圏界面付近の1 日潮汐波の振幅も、40～60日で不規則に変動し、平均東西風の東風生成に寄与しているという観測結果もある。水蒸気・雲による太陽放射吸収は潮汐波の励起源の1 つであるので、対流圏40～60日振動が潮汐波の励起に影響を与えている可能性はある。もちろん、対流圏での水蒸気・雲分布の変動をそのまま、中間圏界面での潮汐波の振幅や、潮汐波による平均東西風加速の大小とすぐに関係づけることはできない。しかしながら、対流圏の40～60日振動と中間圏界面の40～60日振動が何らかの形で結びつく可能性があるのは興味深い。現在のところ観測的・理論的研究が不十分であり、今後の更なる研究が必要である。

5. おわりに

本稿では、中層大気中の長周期波動、特に中間圏で卓越している波動について紹介した。したがって、成層圏 QBO やそれに伴う成層圏大気大循環の年々変動についても興味深い話題ではあるが、ここでは省略した。また、成層圏 QBO と何らかの関係があると考えられている、MSAO や MSAO と潮汐波、重力波との関連などについては興味深い話題ではあるが、詳しいことはほとんど分かっていないため、今後の課題とした。

参 考 文 献

- Burrage, M. D., R. A. Vincent, H. G. Mayer, W. R. Skinner, N. F. Arnold and P. B. Hays, 1996 : Long-term variability in the equatorial middle atmosphere zonal wind, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12847-12854.
- Cheong, H.-B. and R. Kimura, 1997 : Excitation of the 5-day wave by Antarctica, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 87-102.
- Eckermann, S. D., D. K. Rajopadhyaya and R. A. Vincent, 1997 : Interseasonal wind variability in the equatorial mesosphere and lower thermosphere : long-term observations from the central Pacific, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **59**, 603-627.
- Forbes, J. M., M. E. Hagan, S. Miyahara, F. Vial, A. H. Manson, C. E. Meek and Y. I. Portnyagin, 1995 : Quasi 16-day oscillation in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9149-9163.
- Garcia, R. R. and F. Sassi, 1999 : Modulation of the mesospheric semiannual oscillation by the quasi-biennial oscillation, *Earth, Planets and Space*, **51**, 563-569.
- Hagan, M. E., J. M. Forbes and F. Vial, 1993 : Numerical investigation of the propagation of the quasi-two-day wave into the lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, **98**, 23193-23205.
- Hirooka, T., 2000 : Normal mode Rossby waves as revealed by UARS/ISAMS observations, *J. Atmos. Sci.*, in press.
- 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.
- Hirota, I., 1980 : Observational evidence of the semi-annual oscillation in the tropical middle atmosphere, *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 217-238.
- Lieberman, R. S. and D. Riggan, 1997 : High resolution Doppler imager observations of Kelvin waves in the equatorial mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26117-26130.
- Matsuno, T., 1970 : Vertical propagation of stationary planetary waves in the northern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 871-883.
- Miyoshi, Y. and T. Hirooka, 1999 : A numerical experiment of excitation of the 5-day wave by a GCM, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1698-1707.
- Miyoshi, Y., 1999 : Numerical simulation of the 5-day and 16-day waves in the mesopause region, *Earth, Planets and Space*, **51**, 763-772.
- Plumb, R. A., 1983 : Baroclinic instability of the summer hemisphere. — A mechanism for the quasi-two-day wave? —, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3030-3036.
- Salby, M. L., 1981 : Rossby normal modes in non-uniform background configurations Part II : Equinox and solstice conditions, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1827-1840.
- Salby, M. L. and R. R. Garcia, 1987 : Transient response to localized episodic heating in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 458-498.
- Takahashi, M., N. Zhao and T. Kumakura, 1997 : Equatorial waves in a general circulation model simulating a quasi-biennial-oscillation, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **75**, 529-540.

質疑応答と総合討論

1. 宮原会員の講演について

堀之内(京都大学宇宙電波科学研究センター) : 渦粘性というものについてうかがいたい。例えば数値として、「成層圏で10 m²/s, その上ではもっと大きくなる」というものの根拠は何なのか。というのは、例えば下部成層圏の、水蒸気分布の「atmospheric tape recorder」が見られる領域では、0.1m²/s ぐらいのずっと小さな値でないといけないらしい。「渦粘性」というのは現象毎にその値が違っていいのだろうか。

宮原 : 堀之内会員の言われた通りで、はっきり言って、

物理的根拠は、何もない。本講演で引用した値の根拠は、たとえば、下部成層圏から中間圏上部・下部熱圏まで潮汐波の振幅を観測と合わせるためには、分子粘性や放射過程による減衰以外に、中間圏界面や下部熱圏ではこの程度の大きさの渦粘性が必要である、ということである。つまり、物理的根拠のあるものではなく、散逸のタイムスケールを与える目安である。これが先ほど言及された水蒸気分布等々にもそのまま適用できる根拠はない。なお、私の講演で引用したのは、一応の上限値の鉛直分布である。そういう意味では、