

2. 中層大気・熱圏下部における長周期波動の観測

津 田 敏 隆*

1. はじめに

中層大気における各種の大気波動による風速・温度変動の様子は、気象ロケット等による定常観測に加えて、最近では地上からのレーザー観測や衛星搭載放射計を用いて観測されている。レーザーの国際協同観測ネットワークにより、大気波動の水平伝搬特性、季節変化や南北半球間の相違が研究されている。一方、衛星からの風速観測は大気波動のグローバルな特性を解明するのに威力を発揮している。

これらの観測から中高緯度の中層大気・熱圏下部には大気潮汐波や重力波の他に、準2日、5日、10日ならびに16日周期の大気波動が存在することが明らかにされている。また、赤道域の中層大気中を上方伝搬する長周期波動としてはケルビン波が代表的であり、高度層によって卓越する波動周期が約20日から数日まで変化していることも分かった。低緯度域の成層圏では準2年周期振動(QBO)が卓越した長周期現象であるが、その上層では半年周期振動(SAO)が成層圏および中間圏に現れており、最近の観測により中間圏SAO(MSAO)は2年周期で変動することが発見されている。

この講演では、まず中層大気における風速変動の観測方法を紹介し、続いて最近の研究から中緯度の中間圏・熱圏下部(MLT: Mesosphere Lower Thermosphere)における2日、5日、16日波動の振舞い、ならびに赤道域の中層大気中に現れる長周期振動について述べる(なお、30°より低緯度では慣性周期が1日より長くなるために、内部重力波もこのシンポジウムで扱う長周期波動の範疇に入るが、ここでは一応除外する)。

2. 中層大気・熱圏下部における風速と温度の観測方法

一般に大気計測法はラジオゾンデや気象ロケット等による直接測定と、遠隔測定(リモートセンシング)に大別される。リモートセンシングはさらに大気中を透過してくる太陽放射や大気自体からの輻射を受信する受動的な方法と、電波や光を送信し、これが大気中で散乱されて戻って来る信号(エコー)を検出する能動的な方法に分類される。レーザーと衛星搭載放射計は能動的および受動的なリモートセンシング法の代表例である。以下に列記する各種の風速測定装置について、代表的な観測高度範囲を第1図に模式的に示す。

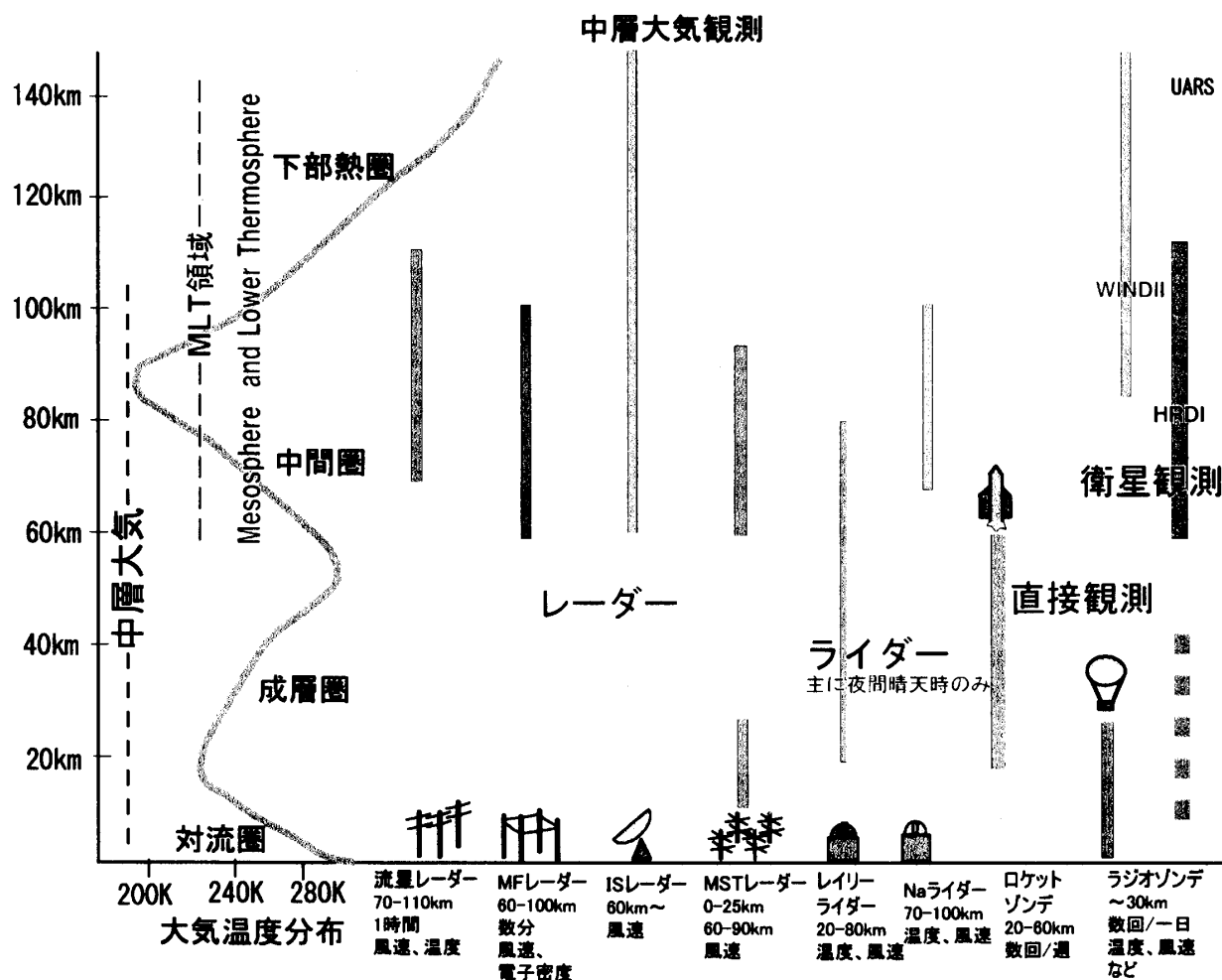
2.1 ラジオゾンデ・気象ロケット

大気センサーを気球に吊り下げたり、ロケットから放出されるパラシュートに装着すれば、大気中を上昇あるいは降下中に大気状態を測定することができる。センサーの位置をレーザーあるいはGPS(Global Positioning System)等で定め、その時間変化から水平風速を求めている。ラジオゾンデは世界の約1000か所で1日に1~2回定常的に放球されており、条件がよければ高度35 km付近までの水平風速と温度が測定できる。この大量の観測データは成層圏の長周期振動の解析に広く用いられているが、さらにラジオゾンデを用いたキャンペーン観測により赤道域のケルビン波や重力波の特性等が研究されている(たとえば Shimizu and Tsuda, 1997)。

一方、気象ロケットでは高度約60 kmまでの風速と温度が得られる。次節以降に紹介するレーザー等の新しい観測装置が盛んに開発されているにも拘わらず、高度30~60 kmで風速プロファイルを安定に測定できるのは、未だに気象ロケットのみである(ドップラーライダーを用いれば、高度20~80 kmの風速が得られるが、晴天の夜間に限定される)。気象ロケットの定常的観測は1週間に1回程度の頻度であり、時間的に連

* 京都大学宙空電波科学研究センター。

© 2000 日本気象学会



第1図 中層大気・熱圏下部における各種の風速測定法。

続なデータが得られないので、必ずしも長周期波動の解析に適しているわけではないが、低緯度成層圏のSAOならびに高速ケルビン波の解析に活用されている（たとえば Hirota, 1978）。

2.2 レーダー観測

中層大気および熱圏には以下に分類される様々な電波散乱体が存在しており、これらからの散乱電波（エコー）を用い各種のレーダーが開発されている。

(a) 離散点（電離層の自由電子）：電離層中にランダムに分布する自由電子からのレイザー散乱（インコヒーレント散乱）を検出するISレーダーが1960年代に開発され、高度約60 km以上での風速の観測に用いられている。京都大学のMUレーダーをISレーダーとして運用すれば、高度100～400 kmの大気観測ができる。

(b) 線（流星飛跡）：惑星間空間を浮遊する流星塵が地球引力に捕えられて落下する際、摩擦により燃焼す

るとともに周囲の大気を電離して高度70～110 kmにプラズマ状態の流星飛跡を残す。流星飛跡は約50 MHz以下の電波をよく散乱するので、これが周囲の大気に従って動くことによるドップラー周波数偏移をレーダー観測すれば風速が求まる。京都大学では流星レーダーを1977年に建設し、1980年代に信楽で運用した後、1992年にインドネシアのジャカルタ郊外に移設した（津田, 1996）。また、MUレーダーにより流星エコーを検出する観測もキャンペーン的に実施されている。流星群の発生時期を除けば、肉眼で見える流星飛跡は、群流星が発生しなければ一時間でせいぜい数個程度であるが、レーダーでは1日に数百～数千個が検出でき、1時間および2 km程度の高度・時間分解能で水平風速を測定できる。また、分子拡散により流星飛跡は概ね1秒以下で消滅するが、この際にエコー強度が指数関数的に減衰する時定数から大気温度の変動分を推定できる（Tsutsumi *et al.*, 1996）。

(c) 面（電離層底部からの分反射）：成層した大気層の屈折率が急激に高度変化する場合に、水平面の凹凸に比べて十分長い波長の電波は分反射される。例えば電離層底部では電子密度が急増しており、中波帯（MF）の電波（約2 MHz）を用いれば、高度60～100 kmからのエコーが受信できる。電離層にはわずかながら不規則構造があるため、エコー強度にも時間変動が生じる。MF レーダーでは一辺の長さが約1 波長の正三角形の頂点に受信アンテナを配置し、エコー強度の時間変動の相関を3 点間で解析することで、反射面（大気層）の水平移動速度（風速）を求めている。豪州のアデレード大学のグループはMF レーダーを標準化し、世界の数十か所に設置している。国内ではこのMF レーダーが通信総合研究所の山川と稚内観測所に設置されている他、インドネシアのポンティアナ（京都大学 RASC）、南極の昭和基地（国立極地研究所）およびアラスカ（通信総合研究所）で運用されている。

(d) 連続体（大気乱流）：大気の屈折率を定める電子密度、大気密度および水蒸気分圧が大気乱流により変動すると、屈折率もわずかに変化するため、電波散乱（ブラッグ散乱）が起こる。この乱流散乱は対流圏および成層圏下部（レーダーの能力により最高高度は15～25 km と変化する）、および中間圏（高度60～90 km）で検出される。乱流散乱を用いるレーダーは観測高度をもとに MST（あるいは ST）レーダーと呼ばれている。MST レーダーは天候に拘わらず風速3 成分を優れた時間・高度分解能で観測できることから、とりわけ内部重力波の観測に威力を発揮している。しかし、一般には長時間の連続観測が実施されにくいことや、中間圏では日照時間中しか測定ができないという欠点がある。なお、MU レーダーは MST レーダーとして運用されるのが最も一般的である。

2.3 レーダー観測ネットワーク

レーダーは大気波動の詳細な時間高度変化を連続観測できる一方、一点での測定からは波動の水平構造を明らかにできないという難点がある。1980年代に実施された中層大気国際協同観測プログラム（MAP：Middle Atmosphere Program）を契機に、これらのレーダーが国際的に組織化され、大気力学のグローバル特性を明らかにするために、データ交換や共同研究が進められている。最近では SCOSTEP（太陽地球系科学国際委員会）が推進する国際共同研究計画である MLTCS（Mesosphere Lower Thermosphere Coupling Study）、ならびに PSMOS（Planetary Scale

Mesosphere Observing System）においてレーダー観測ネットワークが構築されている（第2 図参照）。多種のレーダーが参加しているが、とりわけ中層大気・熱圏下部における大気波動の長期間にわたる連続観測は、主に流星レーダーおよび MF レーダーを用いて行われている。

2.4 光学観測

めざましく進展している光学技術を応用して中層大気の温度や密度ならびに風速をリモートセンシングする装置が開発されている。光学観測にも能動的なレーザーレーダー（ライダー）と、受動的な大気光観測装置がある。

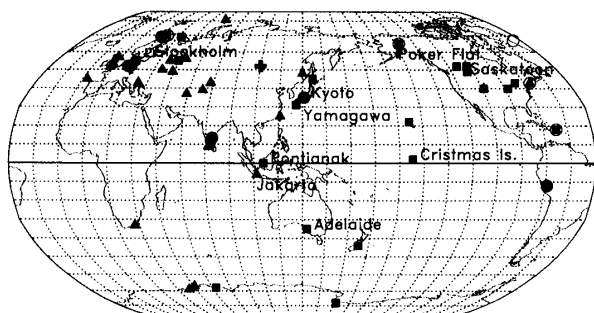
(a) レイリーライダー：レーザー光を上空に放射し、大気分子からのレイリー散乱を受光すれば、高度約20～80 km において大気密度の高度プロファイルが求まり、これからさらに温度を推定することができる。なお、観測の上限高度はライダーの出力や望遠鏡の開口面積に依存する。一方、成層圏エアロゾルの影響を受けると推定誤差が大きくなり、測定の下限高度が高くなる。最近では散乱光のスペクトル形状を推定し、そのドップラー偏移から風速を測定するドップラーライダーが開発されている。

(b) 共鳴散乱ライダー：中間圏界面（約90 km）付近には流星起源のナトリウム、カリウムおよび鉄等の金属原子が層状に分布している。これらが特定の光を共鳴散乱するという特性を利用すれば、それぞれの原子の密度分布がライダー観測でき、さらに大気密度や温度の変動分が推定できる。最近では近接した複数の波長を用いて散乱光のスペクトルの偏移を測定し、風速を推定する方法も開発されている。また、夜間のみならず日中における観測も試みられている。国内では東京都立大学および信州大学等で新型ライダーの開発が進められている。

(c) 大気光観測：中間圏・熱圏下部に存在する各種の大気原子・分子からの放射光を高感度フォトメタで検出し、干渉フィルターにより輻射スペクトルの形状（広がり幅やドップラー偏移）を測定することができる。例えば、高度87 km 付近に約8 km 厚で分布する OH 層からの大気光の観測をもとに大気温度を推定することができる（たとえば Espy *et al.*, 1997）。

2.5 衛星観測—UARS/HRDI・WINDII—

衛星に搭載された放射計により大気組成や温度・気圧の測定が従来から行われてきており、成層圏における長周期波動の解析等に活用されている（e. g., Hirota



第2図 MLTCS レーダー観測網に参加している MF レーダー (■), 流星レーダー (▲), MST レーダー (●), IS レーダー (○) の分布. なお, 後章で参照するストックホルムの OH 大気光観測点は (□) で示している. 多くのレーダーは北米とヨーロッパで運用されているが, 最近では赤道域や南極でもレーダー観測が行われつつある. 信楽 (35°N, 136°E) と豪州・アデレード (35°S, 138°E) とは赤道について対称点に位置しており, 大気波動の南北半球間の相違の解明に活用されている. またインドネシアの観測点はこれらを補間するためにも重要である.

and Hirooka, 1984). さらに, 近年の技術開発により衛星からの風速測定が可能になった. 例えば, 1992年に NASA が打ち上げた UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) に搭載された HRDI (High Resolution Doppler Imager) では, 高精度の干渉計を用いて大気中の酸素分子による吸光帯のスペクトル特性を測定し, そのドップラー偏移から風速を推定している (たとえば Burrage *et al.*, 1996 a). また, UARS には WindII (Wind Imaging Interferometer) も搭載されており, 高度70~120 km の酸素原子からの557.7 nm のレイリー散乱光を受信し, 温度と風速を測定している (たとえば Shepherd *et al.*, 1999).

HRDI の望遠鏡は衛星の飛翔方向に対して45°および135°の角度で大気の周縁方向に向けられ, 衛星が軌道上を移動する間に同一地点を前後方から2回測定し (約10分間の時間のずれがある), 直交する風速成分を求めている. UARS/HRDI は昼間には中間圏から熱圏下部 (65~110 km) において, また夜間は95 km 付近の水平風速を, 高度および水平分解能がそれぞれ2.5 km および500 km で測定した. HRDI の結果が各種のレーダーによる同時観測で検証され, 比較的良好一致が見られた (たとえば Burrage *et al.*, 1996 a; Hasebe *et al.*, 1997; 第3図参照).

ところで, 高度60~180 km における力学と化学過程

を主な観測対象とする TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) が2000年5月に打ち上げられる予定である (数か月遅れそうとの情報もある). この衛星に搭載される TIDI (TIMED Doppler Interferometer) は HRDI および WINDII のように風速と温度を測定できるように設計されており, MLT 領域における大気波動に関する新しい研究成果を生み出すと期待されている.

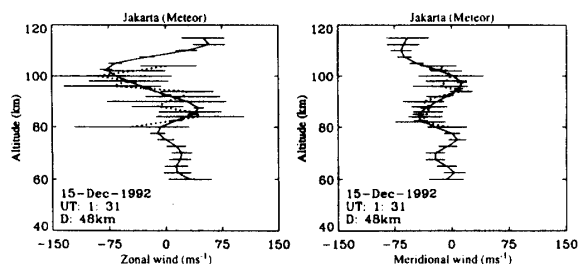
3. 中緯度域の中間圏・熱圏下部における長周期波動

MLT 領域における風速変動の例として山川の MF レーダーの観測結果を第4図に示す. 1日周期の風速変動をはじめとして, 多くの振動周期が混在しており, 2~20日の長周期振動も認められる. (風向の表記は気象学会では西風, 東風という言い方が一般的であるが, MLT 領域ではそれぞれ, 東向き風と西向き風と呼ばれることが多い. ここでは原著論文の表記をできるだけ尊重した.)

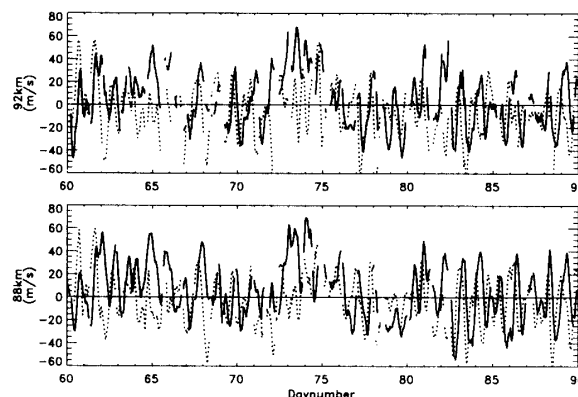
これらの風速変動の周波数スペクトルでは, 大気潮汐に対応する24時間周期およびその高調波成分 (12, 8時間) が線スペクトルとして卓越し, また, 慣性周期より短い周期帯 (数分~数十時間) では, 重力波が連続スペクトルとして現れる. 一方, 1日より長い周期帯では, 離散的にスペクトルのピークが認められる.

従来のレーダー観測により MLT 領域の水平風速が, 特に約2日, 5日, 10日および16日周期で振動することが知られている (たとえば Vincent, 1984). これらは下層から伝搬してくるノーマルモードロスビー波であると説明されている (Salby, 1981). なかでも準2日波は夏季の MLT 領域で最も顕著な波動である. 一方, 5日波は主に春に現れ, 10日波と16日波は冬季に見られるが年々変動が大きいとも報告されている (Jaccobi *et al.*, 1998) もっとも, 10日波についてはあまり顕著なイベントは観測されていない. 調査した範囲では, 1990年1~3月に北半球の中高緯度で行われた気象ロケットによる DYANA キャンペーン期間にアンドーヤ (Andoya: 69°N, 16°E) で温度に11.1周期振動が検出されたが, 水平構造等は同定されなかったとの報告があった (Bittner *et al.*, 1994).

ところで, MLT 領域は平均帯状流が小さくなる弱風層であることが知られている. 第4図からも分かるように, この高度では各種の大気波動の振幅は10~50



第3図 1992年12月15日にジャカルタ流星レーダー (7°S, 108°E) と、その近傍で UARS/HRDI により測定された東向き風 (左) と北向き風 (右) の比較。レーダー (破線) は1時間×4 km の高度層での平均であるのに対して、HRDI (実線) は瞬時の観測をもとに平滑化処理をして風速を求めている (Hasebe *et al.*, 1997)。



第4図 1996年3月～5月に山川MFレーダーにより、高度88, 92 km において観測された、4時間平均の東向き (実線) および北向き (破線) の風速。なお、通信総合研究所の五十嵐氏よりデータの提供を受けた。

m/s に増大しており、逆に平均風を上回る程である。これらの波動は MLT 領域において様々な過程により碎波し、減衰しているために、波動間および波動－平均風間の相互作用が重要である。

3.1 準2日周期波動

Muller (1972) が英国での流星レーダー観測をもとに、MLT 領域に準2日周期の風速変動が存在することを初めて報告した。その後、多くのレーダー観測が行われ、準2日波の南北風成分は東西風成分より一般に2～3倍大きく、南北半球のそれぞれにおける夏至直後に大きくなることが分かった (南半球では規則的に1月末に増大する) (Tsuda *et al.*, 1988; Harris, 1994)。

Harris and Vincent (1993) は赤道域にあるクリスマス島 (2°N, 157°W) の MF レーダーにより準2日波が1年を通じて検出され、特に冬至・夏至の約1か月後の年2回 (7～8月および1～2月) 大きくなると報告し、夏半球を中心に、冬半球にも準2日波が広がっていると指摘している。また、Tsuda *et al.* (1988) は赤道を挟んで対称点にある信楽と豪州・アデレイドのレーダーを用いて1984年1月に準2日波を同時観測し、風速位相が南北半球で反対称となっていることを明らかにした (第5図参照)。

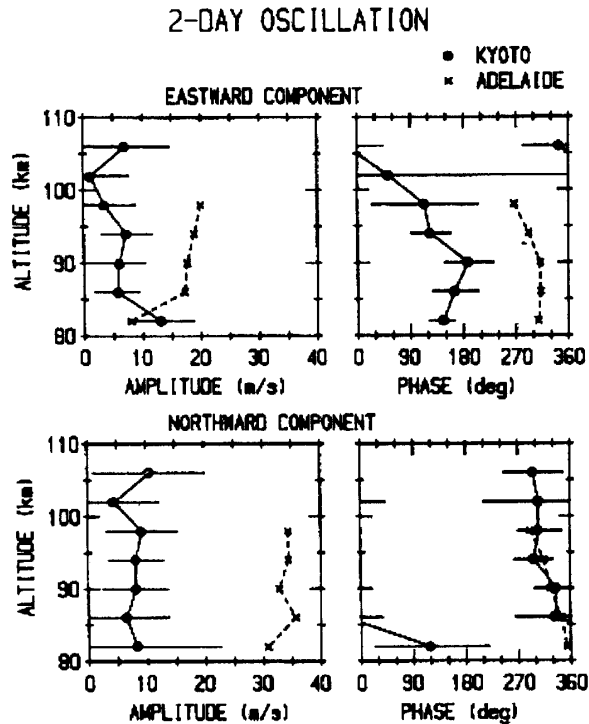
Tsutsumi *et al.* (1996) はジャカルタ流星レーダーの観測により、準2日波に伴って高度90 km 付近で10 K 程度の温度変動が起こることを示した。さらに、同時に行った流星エコーを用いた MU レーダー観測と比較し、水平風速と温度変動の位相関係、ならびに水平伝搬特性を解析し、準2日周期波は西進する赤道反

対称のノーマルモードロスビー波 (周期2.1日) で説明できるとした。

準2日波の水平構造は衛星データでも解析されている。Rodgers and Prata (1981) は Nimbus 5衛星データをもとに、成層圏上部において1月に温度が0.2～0.6 K の振幅で準2日周期で振動し、波数3で西進したと報告している。最近の UARS/WINDII 観測でも、南半球で準2日周期波動が増大する冬至期 (12～1月) に東西波数が3となることが示された (Shepherd *et al.*, 1999)。しかし、同じ UARS による風速や大気光強度の観測からは、1月には準2日波の水平波数が3となるものの、7～8月には波数が3～4に変化することが報告されている (Wu *et al.*, 1993; Ward *et al.*, 1997)。一方、Meek *et al.* (1996) は北半球の中緯度に分布する9つの流星・MFレーダー観測をもとに、1992年夏季に高度90 km における準2日波の水平伝搬特性を解析し、東西波数が4であった事例を報告している。つまり、準2日波の波数が南半球の夏季には3に定まるが、北半球の夏季には変動し得ることを示唆している。

さらに波動周期も南半球ではほぼ48時間で一定であるが、北半球では50時間以上であることが多く、卓越周期の時間変動も大きいことが観測されている (第6図参照) (Tsuda *et al.* 1988)。なお、(3, 0) モードの伝搬特性は背景風により大きな影響を受け、周期が2日付近で変動することが数値モデルにより研究されている (Hagan *et al.*, 1993)。

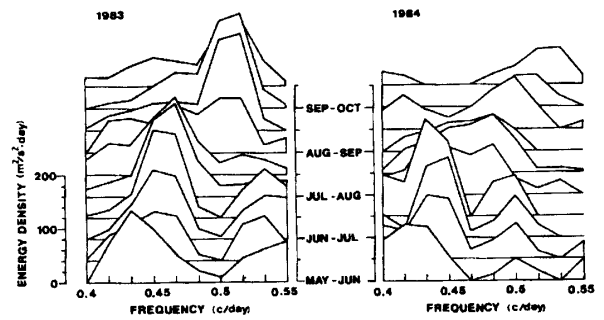
ところで、準2日波はノーマルモードロスビー波で



第5図 1984年1月18～31日に赤道について共役点にある信楽の流星レーダー(実線), およびアデレイドのMFレーダー(破線)で観測された準2日周期波. 左パネルは振幅を, 右は振動周期を48時間と仮定した場合の相対的な位相を示す. 上が東向き風速, 下が北向き風速であり, それぞれが逆相あるいは同相となっており, 準2日波がこの時期に赤道反対称の構造を示していたことが明らかである (Tsuda *et al.*, 1988).

あるとする解釈が一般的であるが, 夏の成層圏および中間圏下部の西向きジェットの傾圧不安定で生成される可能性も示唆されている (Plumb, 1983). 実際, Wu *et al.* (1993) は HRDI の観測データから, 赤道域 (10°N – 10°S) の高度95 km 付近において準2日波の南北風成分を求め, その振幅が平均的には10–20 m/s であるが, 1992年と1993年の1月に60 m/s を超える程に急増したことを報告している. これについて, 夏の高緯度域で励起された不安定波が成長し, 全球に伝搬する過程で (3, 0) モードに近い分布になるのではないかと解釈を提示している.

一方, Palo *et al.* (1999) は熱圏 GCM を用いて準2日波が背景風, 重力波ならびに大気潮汐波と相互作用する様子を研究し, 太陽非同期の潮汐波が生成されることを示した. また, Harris and Vincent (1993) は準2日波と大気潮汐の相互作用により16時間周期の振動が生まれる可能性を指摘している (つまり, $1/24 +$



第6図 信楽の流星レーダーで1983年 (左) および1984年 (右) の5～10月に観測された東西風の周波数スペクトル. 60日間にわたる時系列データを用い, 期間を15日づつずらして解析している. 2日周期付近のスペクトルを拡大しているが, 両年ともに5～8月には卓越周期が50時間以上であるのに対して, 9～10月には48時間より短くなっていることが分かる (Tsuda *et al.*, 1988).

$1/48 = 1/16$ 時間,あるいは $1/12 - 1/48 = 1/16$ 時間といった周波数変換で16時間振動が生まれる).

3.2 5日周期波動

地表付近から熱圏下部に至る広い高度範囲で, 周期が4～6日で水平波数1で西進する波動が検出されており, 周期が5日で赤道対称のノーマルモードロスビー波 (5日波) であるとされている. 例えば, Hirota *et al.* (1983) は世界最大級のISレーダーであるアレシボ (Arecibo) レーダー (18°N , 67°W) を用いて, 高度70～95 km の東西風速を15日間にわたって測定した. その結果, 周期が4～6日で下向きに位相伝搬する, 風速振幅が20～30 m/s の波動が検出された. 同時期に成層圏で東西波数1の5日波が衛星観測されたことから, これが中間圏まで伝搬していたものと解釈している.

HRDI による高度50～110 km における風速観測から, Wu *et al.* (1994) は5日波が特に高度80 km 以上で東西風成分に顕著に現れ, 10～20日間程度の時間スケールで消長を繰り返していることを報告している. また, 第7図に示すように風速変動の振幅と相対位相が, 一般的には赤道について南北対称な緯度構造をした理論モデルと良く一致するが, 夏半球で大きくなる非対称性が現れる傾向が認められることも示した.

Salby (1981) のモデル計算によれば5日波の周期は4.7–5.7日の範囲で変動し, 春秋分期には南北対称だが, 夏・冬至期には成層圏ジェットの影響で非対称性が生じ, 特に中間圏においてその傾向がより顕著にな

ると予想している。

ところで、赤道域の MLT 高度におけるレーダー観測により周期6~7日の振動が特に東西風成分に現れることが知られている。一点での観測からは高速ケルビン波と識別しにくい、鉛直波長が65 km と高速ケルビン波に対して予想される25~30 km よりかなり長いので、5日波ではないかと推定されている。実際、Kovalam *et al.* (1999) は経度方向に94°離れているポンティアナ (0°, 109°E) とクリスマス島での MF レーダー観測を比較して、その波動が西向きに波数1で伝搬していることを示した。もっとも、周期が6.5日と理論的予想より長いので、5日波であると断言できないとも述べている。

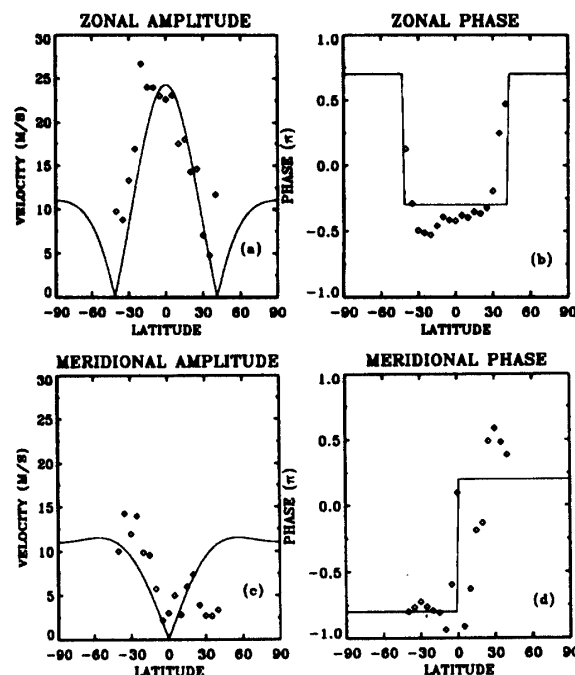
また、Wu *et al.* (1994) は HRDI 観測により0°~30° S の高度95 km において5日波の卓越周期波は 6 ± 1.5 日に分布し、鉛直波長が60~80 km であったと報告している。周期が5日より長くなるのは、背景風の影響でドップラー偏移するからではないかと考えられている。

しかし、既に述べたように5日波の周期変動範囲は比較的狭いと予想されており、観測された卓越周期が理論的に十分説明できたとはいえない。実際、GCM を用いた最近のモデルでは5日波は背景風の影響を比較的受けにくいとされている (Miyoshi, 1999)。このことから、Meyer and Forbes (1997) は、MLT 領域に現れる6.5日周期振動は中間圏上部で生成される不安定波である可能性を指摘している。

3.3 16日周期波動

中高緯度でのレーダー観測から、冬季に16日周期を中心に、12~18日に分布する振動が卓越することが報告されている。例えば、Luo *et al.* (1999) は1980~1996年にわたるサスカトゥーン (Saskatoon) MF レーダー (52°N, 107°W) による長期間観測データを解析し、16日周期振動の気候学的特性を明らかにしている (第8図参照)。

東西波数1の赤道対称の第2モード (1, 3) のロスビー波が16日波に対応するが、この16日波は東西位相速度が遅いため背景風が東向きの冬季のみ MLT 領域まで伝搬しようと考えられている。第8図でも背景風が東向きの領域で16日周期振動の振幅が増大しているのがよく分かる。また、現実的な背景風を仮定した数値モデルでは、16日波が下層大気から冬半球の MLT 領域に伝搬しており、高度40~80 km で振幅が大きくなることが示された (Forbes, *et al.*, 1995)。

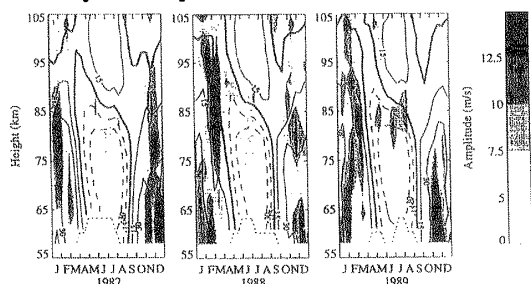


第7図 1992年11月にHRDIで観測された95 km における5日波の風速の振幅(左)と相対位相(右)の緯度分布。東西風(上)と南北風(下)について観測値(・)とノーマルモード (1, 1) のモデル(実線)を示す (Wu *et al.*, 1994)。

しかし、Williams and Avery (1992) は、アラスカのポーカフラット (Poker Flat) MST レーダー (65°N, 147°W) により夏季の中間圏でも16日周期振動を観測しており、赤道域中間圏の西風ダクトを通して16日波が冬半球から夏半球へ侵入している可能性が示唆された。Miyoshi (1999) は GCM を用いて16日波が中間圏界面付近で冬半球から夏半球へダクト伝搬しようことを示した。ところで、Espy *et al.* (1997) は夏季にスカンジナビアのストックホルム (第2図に□で位置を示す) における1992~1994の4年間の OH 光観測から、高度87 km 付近における16日周期の温度変動を解析した。その結果、1992と1994年には ± 5 K 程度の温度変動が検出されたが、1993と1995年には振幅がかなり小さいという年々変動を示しており、16日波が赤道域ダクトを通過する際に、QBO による影響を受けると推測した。

サスカトゥーン MF レーダーでも、やはり夏季に中間圏弱風層の上部 (85 km 以上) で、時として16日周期振動が見られることが示された (第8図参照) (Luo *et al.*, 1999)。さらに、冬季・夏季ともに16日周期振動の振幅の年々変動には2年周期が見られたが、成層圏

Zonal 16-day wave amplitude & mean wind at Saskatoon



第8図 カナダのサスカトゥーンで1987～1989年に観測された東向き平均風（等高線図）と16日周期の東西風振動の振幅（濃淡図）。太線が平均風が0 m/sに対応し、実線は東向き（西風）、破線は西向き（東風）を示す。背景風が東向き（西風）となる冬季に16日周期振動が増大しているが、西向き風（東風）が現れる夏季の約85 km以下でも、有意な16日周期振動の振幅が認められている（Luo *et al.*, 1999より抜粋，原図では1987～1995年分が表示されている．）。

QBO との位相関係が一定せず、明確な説明は難しいと述べている。なお、16日周期振動は背景風に敏感に反応するが、成層圏突然昇温にともなう東西風変化の影響はあまり受けていないことも示された。

このように、対流圏で励起されたロスビー波が冬半球の西風領域内を上方伝搬するとともに赤道域に伝わり、やがて夏半球にも侵入しているらしい。その際、赤道域のQBOにより波動伝搬特性が変調されるため、中緯度域に現れる波動およびそれに伴う物質輸送にQBO的な変動が生じ、さらにこれらの波が減衰することで、背景風にもQBO周期の変動を引き起こしていると推測されている（Ortland, 1997）。

4. 赤道域の中層大気における長周期変動

赤道域では積雲対流によって特徴的な波動が励起されており、例えば、周期が数日から20日に分布するケルビン波や混合ロスビー重力波が成層圏に現れている（Wallace and Gutzwiller, 1968；Yanai and Maruyama, 1966）。赤道波が成層圏の準2年周期振動（QBO）駆動に重要な役割を果たしていることは良く知られている（Holton and Lindzen, 1972）。最近ではこれらの波動に加えて内部重力波がQBOに重大な影響を与えていると考えられている（たとえばDunkerton, 1997）。

成層圏上部から中間圏に至る高度30～90 kmの領域

では半年周期振動（SAO）が見られるが、30 m/sを超える大きなSAO振幅は高度50 kmと85 kmとに現れ、高度65 km付近では小さくなっている。成層圏におけるSAOの駆動には波数1で東進する周期が7～10日の高速ケルビン波が関わっていることが知られている（Hirota, 1978）。一方、中間圏のSAO（MSAO）の生成には別種の波動が関与していると考えられており、周期が3～4日の超高速ケルビン波の影響が重要であると推測されている。

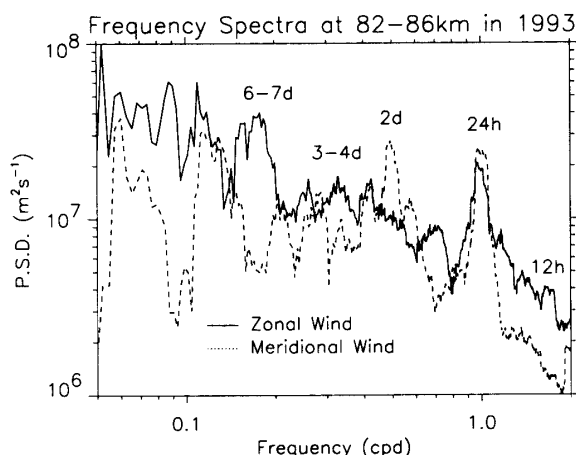
これらの赤道波は背景風と相互作用しつつ中層大気を上方に伝搬し、一部はMLT領域にも到達している。既に述べた全球規模のノーマルモードロスビー波も含めて、多種の長周期波動が赤道域MLT領域に混在していることが、第9図に示した周波数スペクトルからも推察できる。

4.1 中間圏SAO（MSAO）の変動

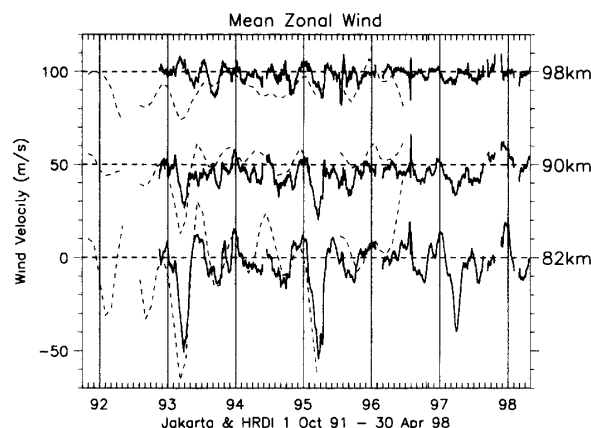
Burrage *et al.* (1996b) はUARS/HRDIの観測結果をもとに、MSAOが成層圏QBOの影響を受けていると報告しており、赤道域でのレーダー観測もこれを検証している（第10図参照）。その変調はSAOの西向き風について顕著であり、しかもQBOが東向き位相時にのみ大きくなっている。

従来の研究から、東進するケルビン波および内部重力波が成層圏および中間圏におけるSAOの東向き加速を引き起こし、一方、MSAOの西向き加速には内部重力波が寄与しているとされている。Garcia and Sassi (1999) は積雲対流起源の大気波動が成層圏QBOとの相互作用により選別（selective damping）された結果、中間圏に到達する波動の伝播方向に偏りができることで、MSAOのQBO的变化が説明できるとした。一方、MSAOの東向き風は位相速度が速いケルビン波によって主に加速されているために、QBOの影響を受けにくいと予想している（これ以外にもモデル研究がある）。

Smith (1997) はHRDIの風速データから、平均東西風に波数1の経度変化が中間圏高度の比較的狭い高度領域に存在し、MSAOが西向き位相の時の高度80 km付近で最大振幅になることを示した。この変動はMSAOの位相にかかわらず毎年検出されたが、MSAOの位相にしたがって経度分布は反転しており、波動による加速が経度方向に非一様であったために起こったのではないかと推論している。



第9図 ジャカルタ流星レーダーで1993年1～12月に観測された82～86 kmにおける東西風(実線)と南北風(破線)の周波数スペクトル (Yoshida *et al.*, 1999).



第10図 ジャカルタ流星レーダーで観測された82～86 km (下), 90～94 km (中), 98～102 km (上)での30日平均の東向き風(高度毎に50 m/s ずつ風速軸をずらしている). MSAO が各高度で認められるが、特に82～86 km では年の前半の西向き風(東風)が2年毎に大きくなっていることが分る (Yoshida *et al.*, 1999). なお、UARS/HRDI で求められた帯状平均風も破線で示している.

4.2 中間圏における超高速ケルビン波(UFK)の特性

赤道域の MLT 領域では東西風に3～4日周期の変動が間欠的に現れることがレーダー観測で明らかになっている(第11図参照). Riggins *et al.* (1997) はクリスマス島の MF レーダーとジャカルタ流星レーダーで1993年に観測された結果を相関解析した結果、周期約3日の波動が波数1で東進していることを明らかにし、これがUFKに対応すると報告している.

その後、Kovalam *et al.* (1999) はクリスマス島とポンティアナでの MF レーダー観測から高度80～98 kmでのUFKの特性を比較し、積雲対流が活発なポンティアナにおいてUFK振幅が1.25～1.4倍に大きくなっていることを示し、波動励起源に経度変化があることによると解釈している.

また、Yoshida *et al.* (1999) はジャカルタ流星レーダーによる1992～1997年にわたる観測結果をもとに、UFKの長周期変動を解析した結果、東西風の分散値が半年周期で変動していることを明らかにした(第12図参照). さらに、UFKがMSAOの東風(西向き風)の場合に大きくなり、西風領域では小さくなる傾向があることが分かったが、その相関は必ずしも一定していなかった.

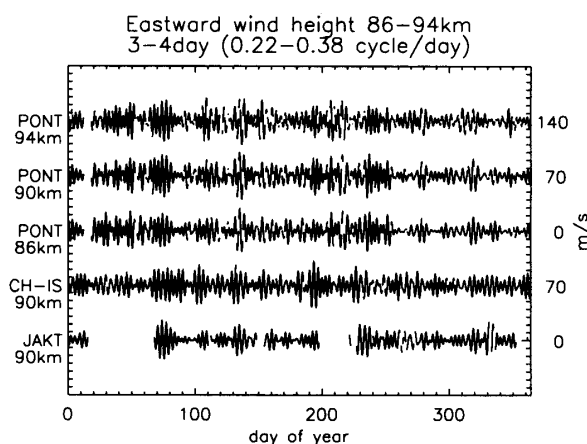
一般にケルビン波は対流圏の積雲対流により励起され、中層大気中を上方伝搬し、MLT領域に到達すると考えられている. しかし、Smith (1999) はHRDI観測から東西波数が1の定常ケルビン波を検出しており、下層の東西風の構造を考慮すると、これは対流圏

起源ではなく中間圏で励起されている可能性があることを指摘している.

4.3 大気潮汐および重力波振幅の長周期変動

赤道域には多くの長周期波動が存在しており、これらの波動同士が相互作用したり、さらに波動とQBOおよびSAO等の背景風とが相互作用する結果、大気潮汐や重力波の振幅にも長周期変動が現れることが報告されている.

例えば、赤道域のMLT領域で観測される1日周期の大気潮汐波の振幅がQBO的な周期で変化していることがHRDI (Burrage *et al.*, 1995), ならびにインドネシアでの流星レーダー観測 (Tsuda *et al.*, 1999) によって明らかにされている. 大気潮汐は背景風との相互作用、あるいは励起源の変動の影響で長周期変動する可能性があるが、Hagan *et al.* (1999) はUARS/HRDIによる観測結果をもとに背景の風速、温度およびオゾン分布をGSWM (Global Scale Wave Model) に取り込み、潮汐の応答をモデル計算した. その結果、QBOによる平均東西風の変化の影響によって赤道MLT領域における大気潮汐のQBO変化が説明できることを示した. 一方、大気潮汐の主要な励起源のひとつであるオゾン加熱がQBO的に変化するものの影響はMLT領域ではほとんど無視できることも報告している. しかし、Vincent *et al.* (1998) が報告した中



第11図 ジャカルタ流星レーダー（最下段）およびクリスマス島（下から2番目）とポンティアナ（上の3つ）のMFレーダーにより1996年に同時観測された東向き風速（ポンティアナについてのみ3高度での結果を示す）。通過帯域が3～4日のフィルターを施して超高速ケルビン波成分(UFK)を抽出している。UFKの波束が3地点でほぼ同時に観測されているが、振幅が高度・緯度・経度により微妙に異なっている。

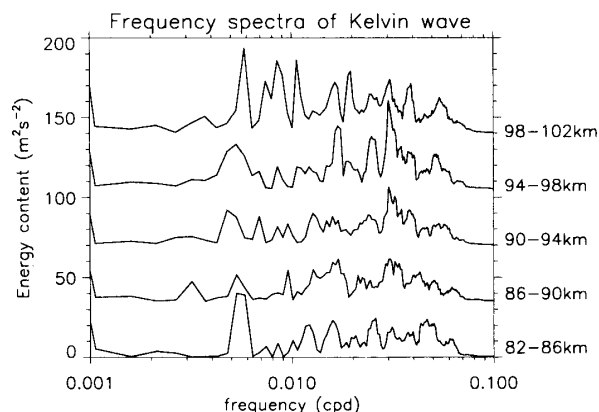
緯度域にある豪州・アデレードでも観測された大気潮汐のQBO的变化は説明できなかった。また、赤道域の潮汐振幅はQBO周期以外でも年々変動をしているが(Tsuda *et al.*, 1999), その機構は未だに不明である。

同様に、内部重力波が上方伝搬する際に、長周期波動の影響を受ける可能性がある。Isler and Fritts (1996) はハワイのカウアイ (Kauai) MFレーダー (22°N, 160°W) による2年間の観測から、重力波による風速分散の変動周期を解析したところ、大気潮汐および2日波と16日波に対応していることが分り、長周期波動による重力波のフィルター効果の結果であろうと推論している。

4.4 中間圏下部熱圏における季節内振動

赤道域の対流圏では季節変動より短い周期を持つ季節内振動 (Intraseasonal Oscillation (ISO)) があることは良く知られている。特に Madden and Julian (1972) により40～50日周期の東西風変動が発見され、この周期で熱帯の対流セルが東向きに移動している事が分かっている。ISOは赤道対流圏だけではなく、その上層の赤道域成層圏および中高緯度の成層圏でも検出されており、赤道大気との関係が議論されている。

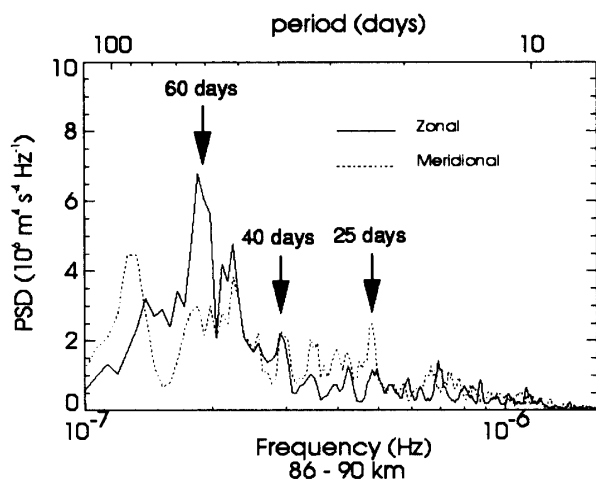
また、赤道域のMLT領域で東西風が20～100日周期で振動し、振幅は20～30m/sにも及んでいることがク



第12図 ジャカルタ流星レーダーで観測された、UFK波による東西風速分散の周波数スペクトル (Yoshida *et al.*, 1999)。まず、5つの高度層ごとに、1992年11月から1997年12月に観測された東向き風速に3～3.8日周期の帯域通過フィルターを施した後、30日の長さのデータを用い、期間をずらしながら風速分散値を計算した。さらに、この時間変化をフーリエ解析して周波数スペクトルを求めている (図では高度層毎に縦軸の目盛を35m²/s²ずつずらししている)。UFK波の強度が半年周期 (5.5×10^{-3} cpd) で変動しているのが明らかなほか、周期20～100日 (0.01～0.05 cpd) の季節内周期変動も認められる。

リスマス島でのMFレーダー観測により明らかにされている (Eckermann and Vincent, 1994)。さらに、MLT領域での重力波や大気潮汐波の活動度にも同様の周期のISOが現れていることから(第13図参照)、下層大気中での波動励起あるいは伝搬過程がISO周期で変調されていることが推測されている (Eckermann *et al.*, 1997)。この結果、平均風加速にも季節内振動が起こることが示唆される。

一方、Lieberman (1998) はHRDIのデータ解析から、帯状平均の東西風が季節内振動し、その振幅が高度75 km, 95 kmで大きく、赤道を中心に緯度方向には20°程度広がっていることを明らかにした。さらに、高度95 km付近に現れるISOはMSAOの東向き(西風)領域の上層で卓越することも観測されている。また、Kovalam *et al.* (1999) はクリスマス島とポンティアナでのMFレーダー観測から、ほぼ同時期に同程度のISO周期の東西風変動を検出し、MLT領域のISOが経度方向にグローバルな広がりを持つ現象であることを示唆している。



第13図 クリスマス島のMFレーダーで高度86～90 kmにおいて観測された、短周期風速変動（周期が12分～4時間）の分散値の周波数スペクトル。25日、40日、60日周期で重力波強度に振動が見られることから、下層大気での波動励起に季節内振動の周期性があるのではないかと推論している (Eckermann *et al.*, 1997)。

5. おわりに

ここで考察した波動の多くは下層大気中で励起され、と考えられる。下層大気中ではその振幅は微小であり、力学的な効果は副次的とみなされる擾乱であるが、中間圏・熱圏下部領域に至って背景風を上回る振幅にまで増大している。これらの波動は中層大気において背景風の影響等により選別され、変形を受けるが、MLT領域に到達した後は碎波して逆に背景風を変形する働きをしており、波動と背景風との複雑な相互作用が興味深い。長周期波動はMLT領域からさらに上層へと伝搬していくと考えられる。例えば電離圏のfoF2（電離F2層の臨界周波数）にも16日周期の振幅が現れることや、地磁気変動に2日周期が見られることから熱圏にまで長周期波動が伝搬していくことが示唆されるが、その振舞いについてはあまり良く分かっていない。未解明の原因のひとつは、研究者の興味が高度100 km付近を境として大きく変化することによる。つまり、流体力学により解釈されていた大気現象が、超高層大気ではイオン・電子といった粒子として扱われるようになっていく。また、研究の基本的な取り組み方もMLT領域の上下で異なり、研究者間の交流にも隔たりがあると見受けられる。今回のシンポジウムを機会に気象学と超高層物理学の間の学際的研究が進展することを切望する。

ところで、この報告で扱ったMLT領域は高度

85～100 kmに位置する中間圏界面を中心とした高度層であり、気象現象の主舞台である対流圏・成層圏からは遠くかけ離れている感がある。したがって、中間圏界面付近の温度構造についても、本学会員にはあまり認識されていないかもしれない。しかし、近年の研究から中間圏界面はCIRA86等のモデル大気で想定されている単峰形の簡単な温度構造とは大きく異なっていることが分かっている。例えば、北米の中緯度における最近のナトリウムライダー観測によって、中間圏界面が二層構造を示すこと、さらにその極小温度が冬季に190 K、夏季に175 Kと大きく変動することが示された。これに対応して、中間圏界面の高度も100 kmから86 kmと、顕著な季節変化をすることが解明された (Senft *et al.*, 1994)（この変動には大気波動による力学的効果が深く関係していると考えられている）。一方、フォートコリンズ (Fort Collins: 41°N, 105°W) でのナトリウムライダー観測により中間圏界面付近の温度が1990～1997年にかけて-1 K/年で冷却する長期トレンドがあることが明らかになり、太陽活動や温暖化現象との関係が議論されている (Krueger and She, 1999)。同時に、1991年のピナツボ火山噴火の直後の1992～3年には中間圏界面温度が10 K近く上昇し、平常値に回復するのに数年かかったことも報告されている。このように、MLT領域では下層大気中での擾乱が大きく拡大されて反映されているため、人工的あるいは自然界の変動を検出するための研究対象としても大変重要であると考えられる。もっとも、この例からも分かるように、MLT領域は下層からの影響と、太陽活動の影響を同時に受けているために、これらを注意深く識別する必要があることに留意する必要がある。

最後に、有意義なシンポジウムで基調講演をする機会を与えられたことを心から感謝する。なお、ここで引用した論文のいくつかは1998年3月に京都大学で開催された「中間圏界面領域の大気構造と力学過程に関する国際シンポジウム」(International Symposium on Dynamics and Structure of the Mesopause Region: DYSMER) で発表され、Earth, Planets and Space 誌の特集号（1999年51巻、6～7合併号）に収録されている。

参考文献

- Bittner, M., D. Offermann, I. V. Bugaeva, G. A. Kokin, J. P. Koshelkov, A. Krivolutsky, D. A. Tarasenko, M. Gil-Ojeda, A. Hauchecorne, F.-J. Lübken, B. A.

- de la Morena, A. Mourier, H. Nakane, K. I. Oyama, F. J. Schmidlin, I. Soule, L. Thomas and T. Tsuda, 1994 : Long period/large scale oscillations of temperature during the DYANA campaign, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 1675-1700.
- Burrage, M. D., M. E. Hagan, W. R. Skinner, D. L. Wu and P. B. Hays, 1995 : Long-term variability in the solar diurnal tide observed by HRDI and simulated by the GSWM, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2641-2644.
- Burrage, M. D., W. R. Skinner, D. A. Gell, P. B. Hays, A. R. Marshall, D. A. Ortland, A. H. Manson, S. J. Franke, D. C. Fritts, P. Hoffman, C. McLandress, R. Niciejewski, F. J. Schmidlin, G. G. Shepherd, W. Singer, T. Tsuda and R. A. Vincent, 1996a : Validation of mesosphere and lower thermosphere winds from the high resolution Doppler imager on UARS, *J. Geophys. Res.*, **101**, 10365-10392.
- Burrage, M. D., R. A. Vincent, H. G. Mayer, W. R. Skinner, N. F. Arnold and P. B. Hays, 1996b : Long term variability in the equatorial mesosphere and lower thermosphere zonal winds, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12847-12854.
- Dunkerton, T. J., 1997 : The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26053-26076.
- Eckermann, S. D. and R. A. Vincent, 1994 : First observations of intraseasonal oscillations in the equatorial mesosphere and lower thermosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 265-268.
- Eckermann, S. D., D. K. Rajopadhyaya and R. A. Vincent, 1997 : Intraseasonal wind variability in the equatorial mesosphere and lower thermosphere : Long-term observations from the central Pacific, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **59**, 603-627.
- Espy, P. J., J. Stegman and G. Witt, 1997 : Interannual variations of the quasi 16-day oscillation in the polar summer mesospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, **102**, 1983-1990.
- Forbes, M. J., M. E. Hagan, S. Miyahama, F. Vial, A. H. Manson, C. E. Meek and Yu. 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 quasibiennial oscillation, *Earth, Planets and Space*, **51**, 563-569.
- Hagan, M. E., M. D. Burrage, J. M. Forbes, J. Hackney, W. J. Randel and X. Zhang, 1999 : QBO effects on the diurnal tide in the upper atmosphere, *Earth, Planets and Space*, **51**, 571-578.
- 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.
- Harris, T. J. and R. A. Vincent, 1993 : The quasi-two-day wave observed in the equatorial middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **98**, 10481-10490.
- Harris, T. J., 1994 : A long-term study of the quasi-two-day wave in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 569-579.
- Hasebe, F., T. Tsuda, T. Nakamura and M. D. Burrage, 1997 : Validation of HRDI MLT winds with the use of meteor radars, *Ann. Geophys.*, **15**, 1142-1157.
- Hirota, I., 1978 : Equatorial waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to the semiannual oscillation of the zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 714-722.
- Hirota, I., Y. Maekawa, S. Fukao, K. Fukuyama, M. P. Sulzer, J. L. Fellous, T. Tsuda and S. Kato, 1978 : Fifteen-day observation of mesospheric and lower thermospheric motions with the aid of the Arecibo UHF radar, *J. Geophys. Res.*, **88**, 6835-6842.
- Hirota, I. and T. Hirooka, 1984 : 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.
- Holton, J. R. and R. S. Lindzen, 1972 : An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076-1080.
- Isler, J. R., and D. C. Fritts, 1996 : Gravity wave variability and interaction with lower-frequency motions in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 37-48.
- Jacobi, C., R. Schminder and D. Kurschner, 1998 : Planetary wave activity obtained from long-period (2-18 days) variations of mesopause region winds over central Europe (52°N, 15°E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **60**, 81-93.
- Kovalam, S., R. A. Vincent, I. M. Reid, T. Tsuda, T. Nakamura, A. Nuryanto and H. Wiryosumarto, 1999 : Longitudinal variations in planetary wave activity in the equatorial mesosphere, *Earth, Planets and Space*, **51**, 665-674.
- Krueger, D. A. and C. Y. She, 1999 : Observed "long-term" temperature change in a midlatitude mesopause region in response to external perturba-

- tions, *Earth, Planets and Space*, **51**, 809-814.
- Lieberman, R. S., 1998 : Intraseasonal variability of high-resolution Doppler imager winds in the equatorial mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, **103**, 11221-11228.
- Luo, Y., A. H. Manson, C. E. Meek, C. K. Meyer and J. M. Forbes, 1999 : Quasi 16-day oscillation in the mesosphere and lower thermosphere at Saskatoon (52N, 107W), 1980-1996, *J. Geophys. Res.*, in Print.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972 : Descriptions of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Meyer, C. E. and J. M. Forbes, 1997 : A 6.5-day westward propagating planetary wave : origin and its characteristics, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26173-26178.
- Meek, C. E., A. H. Manson, S. J. Franke, W. Singer, P. Hoffmann, R. R. Clark, T. Tsuda, T. Nakamura, M. Tsutsumi, M. Hagan, D. C. Fritts, J. Isler and Yu. I. Portnyagin, 1997 : Global study of northern hemisphere quasi 2-day wave events in the summers of 1992 and 1991, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **58**, 1401-1412, 1996.
- Miyoshi, Y., 1999 : Numerical Simulation of the 5-day and 16-day waves in the mesopause region, *Earth, Planets and Space*, **51**, 763-772.
- Muller, H. G., 1972 : Long-period meteor wind oscillations, *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **271**, 585-598.
- Ortland, D. A., 1972 : Rossby wave propagation into the tropical stratosphere observed by the High Resolution Doppler Imager, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1999-2002.
- Palo, S. E., R. G. Roble and M. E. Hagan, 1999 : Middle atmosphere effects of the quasi-two-day wave determined from a general circulation model, *Earth, Planets and Space*, **51**, 629-647.
- Plumb, R. A., 1983 : Baroclinic instability of the summer mesosphere : A mechanism for the quasi-two-day wave ? , *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3030-3036.
- Riggin, D., D. C. Fritts, T. Tsuda, T. Nakamura and R. A. Vincent, 1997 : Radar observations of a 3-day Kelvin wave in the equatorial mesosphere, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26141-26157.
- Rodgers, C. D. and A. J. Prata, 1981 : Evidence for a traveling two-day wave in the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9661-9664.
- Salby, M. L., 1981 : Rossby normal modes in non-uniform background configurations, I, Simple fields ; II, Equinox and solstice conditions, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1803-1840.
- Senft, D. C., G. C. Papen, C. S. Gardner, J. R. Yu, D. A. Krueger and C. Y. She, 1994 : Seasonal variations of the thermal structure of the mesopause region at Urbana, IL (40°N, 88°W) and Ft. Collins (41°N, 105°W) , *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 821-824.
- Shepherd, M. G., W. E. Ward, R. G. Roble, B. Pawirsoehardjo, S.-P. Zhang and B. H. Solheim, 1999 : Planetary scale and tidal perturbations in mesospheric temperature observed by WINDII, *Earth, Planets and Space*, **51**, 593-610.
- Shimizu, A. and T. Tsuda, 1997 : Characteristics of Kelvin waves and gravity waves observed with radiosondes over Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26159-26171.
- Smith, A. K., 1997 : Longitudinal variability of the mesopause SAO, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1991-1994.
- Smith, A. K., 1999 : Observation of low frequency Kelvin waves in the mesosphere, *Earth, Planets and Space*, **51**, 649-656.
- Tsuda, T., S. Kato and R. A. Vincent, 1988 : Long period wind oscillations observed by the Kyoto meteor radar and comparison of the quasi-2 day wave with Adelaide HF radar observations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **50**, 225-230.
- 津田敏隆, 1996 : 流星レーダーによる熱圏下部の大気運動の解明, 1994年度堀内基金奨励賞受賞記念講演, *天気*, **43**, 9-23.
- Tsuda, T., K. Ohnishi, F. Isoda, T. Nakamura, R. A. Vincent, I. M. Reid, S.-W. B. Harijono, T. Sribimawati, A. Nuryanto and H. Wiryosumarto, 1999 : Coordinated radar observations of diurnal atmospheric tides in equatorial regions, *Earth, Planets and Space*, **51**, 579-592.
- Tsutsumi, M., T. Tsuda, T. Nakamura and S. Fukao, 1996 : Wind velocity and temperature fluctuations due to a 2-day wave observed with radiometeor echoes, *J. Geophys. Res.*, **101**, 9425-9432.
- Vincent, R. A., 1984 : MF/HF radar measurements of the dynamics of the mesopause region - A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **46**, 961-974.
- Vincent, R. A., S. Kovalam, D. C. Fritts and J. R. Isler, 1998 : Long-term MF radar observations of solar tides in the low-latitude mesosphere : Interannual variability and comparisons with the GSWM, *J. Geophys. Res.*, **103**, 8667-8683.
- Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968 : Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900-907.

- 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