

# 赤道準2年振動における赤道波と慣性内部重力波の役割

—2011年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

河 谷 芳 雄\*

## 1. はじめに

この度は名誉ある山本・正野論文賞を頂きまして有難うございます。受賞対象論文 (Kawatani *et al.* 2010a, b) は研究開始から論文の形になるまで、非常に長い時間を要しました。その論文がこのような形で評価され、大変嬉しく思います。この賞を励みにこれからの精進したいと思います。本研究には(1)関東中層大気研究グループ、(2)最新の衛星データ COSMIC、(3)重力波に適用可能な3次元波フラックス、の3つのキーワードがあります。本稿ではそれらのキーワードを交えて内容を紹介致します。

## 2. 研究の背景

### 2.1 関東中層大気研究グループ

2006年2月に東京大学の佐藤 薫先生より以下のようなメールが来ました。「高分解能 GCM (General Circulation Model: 大循環モデル) による重力波、捕捉波、乱流等を対象とする成層圏擾乱研究グループを組織し、系統的に研究する可能性を考えたいと思っています。これまで、個別の活動により国際的にも評価されてきた日本の高分解能 GCM 研究をさらに発展させ、将来の方向性を考えるのが目的です。賛同が得られれば、東京近辺にいるこのメンバーで組織し、興味のある方がいればどんどん入っていただいて、ということ。いかがでしょうか?」

この研究グループは、佐藤 薫先生、高橋正明先

生、渡辺真吾さん、富川喜弘さん、宮崎和幸さん、私の合計6人でスタートしました。関東周辺に住んでいる中層大気研究者の集まりでしたので、関東中層大気研究グループ (略して KANTO) と命名されました。発足当時教授2人にポスドク研究員4人という、相撲で例えるなら横綱2人と幕内力士4人のような体制でスタートしました。高解像度モデルの利点を生かせる興味深いテーマを列挙し、それぞれの担当を決めました。それまで私は GCM を用いた重力波や赤道準2年振動の研究を行っていた (Kawatani *et al.* 2003, 2004, 2005) 関係上、赤道準2年振動の駆動メカニズムを担当する事になりました。

中間圏界面まで含む高解像度 GCM は当時渡辺さんが開発していました (Watanabe *et al.* 2006)。KANTO 実験用のモデルを設定しチューニングを行った後、2006年10月に本格的なモデル計算を始めました。モデル計算・データ作成を渡辺さんと私が JAMSTEC で行い、データを入れた USB ハードディスクを JAMSTEC から東大に送り、それを佐藤先生が佐藤研解析サーバーへ移す、という地道な作業を続けました。最終的に全てのデータを揃え終わったのは2008年2月でした。KANTO プロジェクトでは、約2か月に1回のミーティング、また1年に1回研究合宿を行いました。合宿での持ち時間は1人2時間で、ほぼ缶詰状態で議論を行いました。合宿には廣田 勇先生も参加され、特別講義をして下さるとともに、ご助言も多数頂きました。その他にも KANTO ミニ国際ワークショップと題して、米国ノースウェスト研究所 (Northwest Research Associates) の Timothy J. Dunkerton さんや Joan Alexander さんと会合を開きました。本論文はその過程で生まれたものであり、KANTO プロジェクトの成果そのもので

\* 独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域。  
yoskawatani@jamstec.go.jp

—2012年5月1日受領—

—2012年6月6日受理—

あります。

## 2.2 赤道準2年振動について

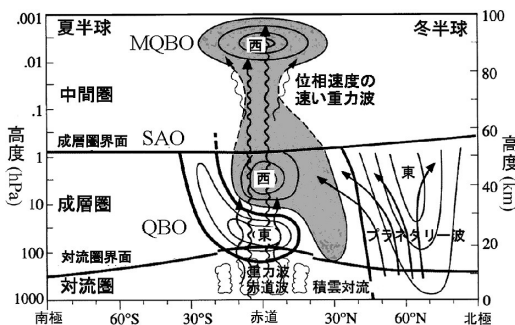
赤道準2年振動とは赤道域成層圏で東風と西風が平均28か月で交代する大規模な振動現象の事を言います。周期が2年に近いので、英語では Quasi-Biennial Oscillation (QBO) と表記されます。中間圏にも QBO (Mesospheric QBO: MQBO) が存在するので、Stratospheric QBO (SQBO) と呼ぶ事もありますが、以後単に QBO と記述します。QBO は赤道域成層圏で見られる現象ですが、その影響は対流圏～成層圏～中間圏、北極から南極までの広範囲の力学・化学過程にまで及んでいます (Baldwin *et al.* 2001)。第1図に北半球冬季の高度40hPa を基準とした、QBO 東風位相時から西風位相時を引いた東西風偏差を示します。コンターが東西風偏差、矢印は大気波動の伝播方向を示しています。高度40hPa で QBO が東風位相の時、70°N 付近で下部対流圏から成層圏に掛けて東風偏差が、赤道域の高度90km 付近では西風偏差が形成されています。QBO は中緯度プラネタリー波の伝播特性を変化させ、極渦の強さや中・高緯度の地表面気圧にも影響を及ぼしています。また QBO による波の選択的フィルタリングは中間圏へ伝播する波の特性を変えます。更に QBO に伴う2次循環はオゾン・水蒸気・メタン等の化学組成にも影響を与えています。

次に QBO の歴史について簡単に紹介します。1883年にジャワ島クラカトア火山が大爆発し、成層圏まで達した火山灰が西向きに流され、約2週間で地球を1

周しました。これはクラカトア東風と呼ばれています。成層圏まで達した噴煙により、世界各地で異様な夕焼けが見られました。ノルウェーの画家エドヴァルド・ムンクが1893年に制作した叫び (ムンクの叫び) の背景には赤く染まった不穏な空が描かれています。この夕焼け現象の影響を受けたと言われていす。角運動量保存則から考えると、自転軸からの距離が長い低緯度では地球の自転より遅い速度をもつ風 (=東風) が吹き、自転軸からの距離が短い中高緯度では自転を追い越す西風が吹く (廣田 1992) ので、クラカトア東風は理に適っています。一方1908年にドイツの気象学者ベルソンがアフリカのビクトリア湖で気球観測を行ったところ、今度は西風が観測されました。これはベルソンの西風と呼ばれています。その後しばしば西風が観測されましたが、赤道域の広範囲で観測されたクラカトア東風のインパクトが強く、また角運動量保存則から考えても、赤道域成層圏の西風は“anomalous”と思われていたようです (Hamilton 2012)。

赤道域成層圏で東風や西風が観測される理由については長い間不明でしたが、1950年代後半の連続的な東西風観測データを解析する事により、実は赤道域成層圏では約2年の周期で西風と東風が交互に入れ替わっている事が Reed や Ebdon によって発見されました (Reed *et al.* 1961; Ebdon 1960)。つまりクラカトア東風とベルソン西風は、それぞれ QBO の東風位相、西風位相時に観測されたものと推測されます。

QBO の発見以降、この不思議な現象のメカニズムについて、様々な研究がなされました。QBO は大気の固有振動であるとか、太陽活動に準2年の周期性がある、というような諸説があったそうです (Baldwin *et al.* 2001; 松野・島崎 1981)。しかし、それらは QBO の特徴を説明出来ませんでした。Lindzen and Holton (1968) は2次元数値モデルを用いて、東進・西進する重力波が波動-平均流相互作用を引き起こす事によって QBO が駆動されている事を提唱しました。当時大気重力波の観測的研究は殆ど無かった為、この説は大胆であったとも言えます。同じ頃、Matsuno (1966) により理論的に赤道波の存在が示され、ラジオゾンデ観測により周期15日のケルビン波と周期4-5日のロスビー重力波が発見されました (Wallace and Gousky 1968; Yanai and Maruyama 1966)。この結果を受けて Holton and Lindzen (1972) が1次元数値実験を行い、QBO の西風と東風はそれぞれ東



第1図 北半球冬季の高度40hPa を基準とした QBO 東風位相時から西風位相時を引いた東西風偏差 (コンター)。西風偏差領域に陰影。ベクトルは波動の伝播方向を示す。Baldwin *et al.* (2001) の Plate 2 を改変。



進する長周期ケルビン波と西進するロスビー重力波によって駆動される事を示しました。この駆動メカニズムは以後20年以上受け入れられ、QBOは“解決済み”であると認識されていたように思われます。

1990年代に入ると観測された赤道波の振幅ではQBOを駆動するパワーが足りないことが指摘されるようになりました (e.g., Takahashi and Boville 1992)。そして1990年代後半の観測・理論・モデル研究により、QBOの駆動には、大規模な赤道波より小規模な重力波が大事であるという認識が大きく変わりました (Takahashi 1996, 1999; Sato and Dunkerton 1997; Dunkerton 1997; Horinouchi and Yoden 1998)。これらを受けて2000年代前半からGCMに非定常重力波(対地位相速度がゼロではない重力波)パラメタリゼーションを組み込んでQBOを再現する研究が盛んになりました (e.g., Giorgetta *et al.* 2002, 2006; Shibata and Deushi 2005)。

### 2.3 本研究の意義

QBOは対流圏で励起された大気波動が成層圏に伝播する事によって駆動されています。対流活動は様々な時空間スケールの波を生成しますが、コリオリ力が小さい熱帯域の重力波は特に幅広いスペクトル空間に存在します。しかしながら観測ではその一部しか捉えることが出来ない為、重力波ソースや重力波の全球分布は依然として未知です。従って非定常重力波パラメタリゼーションでは、重力波ソースを東西一様にするなどの不自然な仮定を入れざるを得ないのが現状です (Hines 1997)。

QBOに関する多くの先行研究は帯状平均場で議論しています。ところが2000年代半ばに衛星観測が飛躍的に進歩し、赤道波・慣性内部重力波の分布が強い経度依存性を持つことや、QBO位相によって大きく変わる事が分かってきました (e.g., Alexander *et al.* 2008a)。また重力波に適用可能な3次元波フラックス理論も新たに出てきました (Miyahara 2006)。更にコンピュータの進歩に伴い、高解像度GCMを走らせることが可能になりました。以上を踏まえて、幅広いスペクトル領域を表現可能な高解像度GCMを用いて、QBOに対する赤道波・慣性内部重力波の寄与を、緯度・経度依存性まで含めて詳細に調べる事にしました。QBOを駆動する波の運動量フラックスや波による平均風加速の3次元分布を詳細に調べる事は、局所地点観測や衛星観測結果の解釈や、非定常重力波パラメタリゼーションの改良に有益な情報を与えると

期待されます (McLandress 1998)。

なお、赤道波とは赤道域に捕捉された波であり、ロスビーモードや重力波モード (例:  $n=1$  東進重力波) があります。慣性内部重力波とは赤道域に捕捉されずに3次元に伝播可能な重力波の事を指します。本稿ではこれらを単に赤道波・内部重力波と記述します。また波動による平均風加速を引き起こす力を wave forcing と記述します。

## 3. モデルと観測

### 3.1 モデルの概要

使用したモデルはMIROC-AGCM (Atmospheric GCM: 大気大循環モデル) です。MIROCとはModel for Interdisciplinary Research on Climateの略で、東京大学大気海洋研究所気候システム研究系・国立環境研究所・海洋研究開発機構が開発されてきた気候モデルです。解像度はT213L256で、地表から上部中間圏(85km)までをカバーしています。鉛直解像度は上部対流圏から成層圏・中間圏にかけて約300mに設定し、重力波パラメタリゼーションは一切用いていません。つまり全ての波動はモデルの中で陽に分解されています。重力波を解析する為に出力間隔を1時間にしたデータを3年分揃え、全ての期間を解析しました。本モデルの詳細はWatanabe *et al.* (2008)をご覧ください。

QBOを駆動する波を調べるにあたり、雨の分布・強度が非現実的であったり、波が強すぎたり弱すぎたりしては問題があります。赤道域の重要な波動ソースである対流活動や、成層圏の重力波・赤道波の再現性を調べ、観測とモデルとの整合性を取る事が必須です。本実験に先立ち、モデルでシミュレートされた降水量が適切である事、熱帯域の積雲システムが現実的に組織化される事、下部成層圏の重力波強度が過去の観測データ (e.g., Sato *et al.* 2003) と同等である事、シンガポールにおけるラジオゾンデ観測から見積もられた周期3日以下の重力波と周期5-20日のケルビン波に相当する運動量フラックス (Sato and Dunkerton 1997) の再現性が良い事、等を確認しながらチューニングを行いました。

### 3.2 赤道波

本節では赤道波に関する基礎的な理論と、赤道波抽出方法について説明します。浅水系ベータ平面での赤道波分散関係式は以下の式で表されます (Matsuno 1966)。

$$\frac{m^2 \hat{\omega}^2}{N^2} - k^2 - \frac{\beta k}{\hat{\omega}} = (2n+1) \frac{\beta |m|}{N}, \quad n=0,1,2,\dots \quad (1)$$

ここで  $m$ ,  $\hat{\omega}$ ,  $N$ ,  $k$ ,  $\beta$ ,  $n$  はそれぞれ鉛直波数, intrinsic 振動数 (流れに乗った振動数), 浮力振動数, 東西波数, コリオリパラメータの緯度微分 ( $df/dy$ ), 赤道波解のオーダーを示します. 特にケルビン波 ( $n = -1$ ) の場合, 分散関係式は

$$\frac{\hat{\omega}^2}{k^2} = gh_e \quad (2)$$

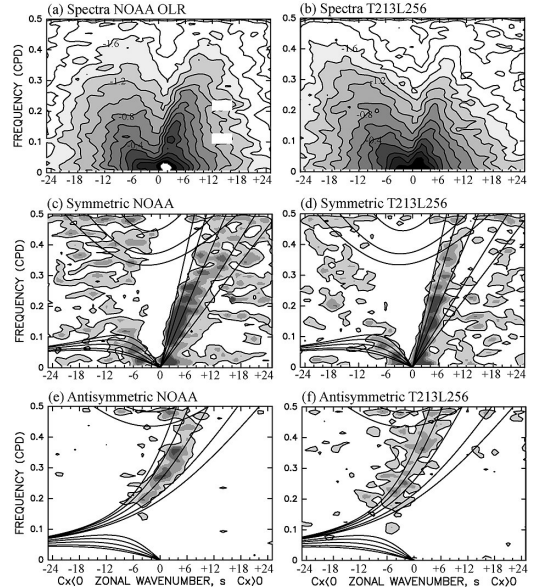
と簡単に書けます.  $h_e$  は等価深度で, 等価深度と鉛直波数の間には

$$m^2 = \left[ \frac{N^2}{gh_e} - \frac{1}{4H^2} \right] \quad (3)$$

という関係があります. ここで  $g$  と  $H$  は重力加速度とスケールハイトです. 鉛直波長  $\lambda_z$  は  $\lambda_z = 2\pi/m$  から求められます.

第2図 a, b に NOAA (アメリカ海洋大気庁) による観測及びモデルの  $10^\circ\text{S} - 10^\circ\text{N}$  平均した OLR の東西波数一周波数スペクトルを示します. 正の東西波数が東進, 負が西進に相当します. モデルは東進成分を過小評価, 西進成分を過大評価する傾向にあるものの, 概ね再現性が良いと言えます. 第2図 c-f は, 赤道対称成分と反対称成分をバックグラウンドスペクトルで割ったものです (詳細は Kawatani *et al.* 2010a 参照). 実線は等価深度 8, 12, 25, 50, 90m に相当する赤道波の分散曲線を示し, 対称成分は  $n = -1, 1$ , 反対称成分は  $n = 0, 2$  を描いています. 等価深度 8–90m の間にケルビン波,  $n = 1$  赤道ロスビー波,  $n = 0$  東進重力波, ロスビー重力波のシグナルが観測・モデル両方で見られます. Lin *et al.* (2006) は世界中の様々な気候モデルデータを用いて同様な図を描き, MIROC モデルは対流と結合した赤道波の再現性が良いモデルに属する事, 周期6日以下擾乱の再現性が世界で最も良いモデルの1つであることを指摘しています. QBO 駆動を引き起こす波を研究するにあたり, MIROC モデルを使用出来る事はアドバンテージになると思われました.

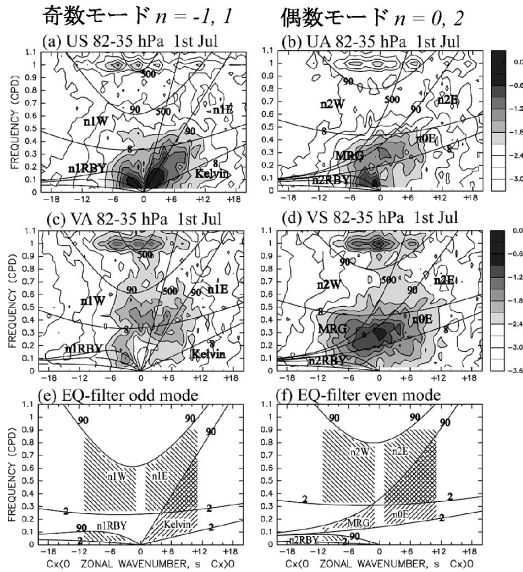
第3図に下部成層圏における赤道対称・反対称成分の東西風と南北風の東西波数一周波数スペクトルを示します. ケルビン波, ロスビー重力波,  $n = 0$  東進重力波, 赤道ロスビー波のシグナルが顕著に見えます.



第2図 (a, b)  $10^\circ\text{S} - 10^\circ\text{N}$  平均した OLR の東西波数一周波数スペクトル. 縦軸の最短周期は2日 (0.5 cycle per day : cpd). バックグラウンドスペクトルで割った OLR の赤道 (c, d) 対称成分, (e, f) 反対称成分. 左が観測, 右がモデル. 線は等価深度 8, 12, 25, 50, 90m の赤道波分散曲線を示す. Kawatani *et al.* (2010a) の Fig.4 を転載.

$n = 1$  東進・西進重力波のシグナルは南北風成分でより顕著です (第3図 c). 下部成層圏の赤道波スペクトルは, OLR で見られたスペクトル (第2図) と等価深度 8–90m の範囲で類似しています. 対流と結合した赤道波は, 下部成層圏での比較的小さな等価深度を持つ赤道波と深く関わっています (Kawatani *et al.* 2009). 周期1日に相当するスペクトルピークは, 潮汐や日周期対流で生成された重力波に対応していると考えられます (Kawatani *et al.* 2003, 2009).

赤道波による QBO の駆動を定量的に見積もる為には, 適切な赤道波フィルターを考える必要があります. 最初に等価深度の幅について考えます. 平均東西風  $\bar{u}$  の中を対地東西位相速度  $C_x$  で東西一鉛直伝播する重力波があるとします. この波は  $C_x$  と  $\bar{u}$  が等しくなる高度 (クリティカルレベル) で砕波します. クリティカルレベルでは波動-平均流相互作用が起り, 波に伴う運動量が平均東西風に渡され, 平均東西風が加速されます. クリティカルレベルに到達すると波の



第3図 下部成層圏(82–35hPa)における赤道対称成分(a)東西風、(d)南北風、赤道反対称成分(b)東西風、(c)南北風の東西波数一周波数スペクトル。線は等価深度8, 90, 500mの赤道波分散曲線を示す。(e, f)赤道波フィルターによって抽出される各赤道波のスペクトル領域(ハッチ部分)。線は等価深度2及び90mの赤道波分散曲線。左図が奇数モード、右図が偶数モードに対応。縦軸の最短周期は約0.9日(1.1cpd)。Kawatani *et al.* (2010a)のFig.5を改変。

鉛直波長は小さくなる性質があり、式(3)より等価深度も小さくなります。従って波動-平均流相互作用を引き起こす波を抽出する為には、等価深度の小さなスペクトル領域を含む必要があります。この点を考慮し、本研究では抽出する赤道波の等価深度の最小値を2m(鉛直波長約1.1km)としました。また等価深度の最大値は90mに設定しました。ケルビン波の場合、式(2)から等価深度90mは東西位相速度 $30\text{ms}^{-1}$ に相当します。これはQBOの西風( $\sim 20\text{ms}^{-1}$ )より大きな値であり妥当です。衛星観測からも等価深度90m以下の赤道波はQBOによる変調が大きい事が示されています(Ern *et al.* 2008)。

第3図を改めて見ると赤道波に伴うスペクトルは東西波数11以下の領域で顕著な事が分かります。スペクトルの特徴及びこれまでの観測研究から、赤道波の東西スケールは東西波数1–11(東西波長3600km以上)としました。以上を総合的に考慮し、東西波長

1–11且つ周期1.1日以上で、等価深度2–90mの分散曲線に挟まれた範囲を取り出すフィルターを作成し、 $n=-1$ から $n=2$ までの赤道波に適用しました。第3図e, fに赤道波フィルターによって抽出される、各赤道波のスペクトル領域を示します。ケルビン波と $n=1$ 東進重力波、 $n=0$ と $n=2$ 東進重力波ではそれぞれ重複するスペクトル領域が存在しています。東進赤道波に伴うwave forcingを計算する際には、重複部分を二重に計算しない為に、ケルビン波/ $n=1$ 東進重力波フィルター、 $n=0/n=2$ 東進重力波フィルターを使用しました。東西波数12以上は内部重力波と見なしました。

赤道波フィルターは等価深度を基に決定しましたが、実際にはある振動数と東西波数のスペクトル領域を取り出していることとなります。対地振動数 $\omega$ と東西波数 $k$ は、平均東西風が東西方向・時間方向に変動しない限り保存されます。ここで $\omega$ と $\hat{\omega}$ の間には、

$$\hat{\omega} = \omega - k\bar{u} \quad (4)$$

の関係があります。下部成層圏最下層の東西風は弱く、QBOの位相が入れ替わる高度で東西風は $0\text{ms}^{-1}$ です。これらの高度では $\hat{\omega} \approx \omega$ であり、下部成層圏最下層で赤道波と同定されたスペクトル領域を取り出す事によって、QBOが駆動されている高度での赤道波によるwave forcingが計算可能になります。

### 3.3 COSMIC衛星観測

モデルによる成層圏赤道波の全球的な再現性についても検証する必要があります。対流と結合した赤道波については、OLRの観測データがあるので比較可能なのですが、成層圏の赤道波については、ごく最近まで詳細な比較をすることは出来ませんでした。2000年代半ばまでの衛星ではデータ個数の制約上、東西波数1–2の長周期ケルビン波の時空間変動解析が限度でした。私の博士論文は、当時は高解像度であったT106L60のAGCMを用いた重力波の全球分布・励起源と3次元伝播特性に関する研究でした。その中で赤道波の全球エネルギー分布に関する考察も行いました。しかし当時は全球的な観測は無いに等しく、“この領域にこの種の赤道波があるはずだ”と示したものの、モデルの中で話が閉じてしまい、そこで停滞していました。

そのような中、2007年8月に京都大学の津田敏隆先生から、「Simon Alexanderという人がこちらに来ていて、COSMIC衛星データを解析したところ、ロス



ビー重力波によく似た構造が見つかりました。河谷君の博士論文の成果ととても良く似ているので、一度会って議論しませんか」という大変有難いメールが来ました。2006年4月に打ち上げられた COSMIC はそれまでの衛星を凌駕する観測データ個数を持ち、東西波数1-9のケルビン波、ロスビー重力波の時空間変動解析が可能になりました。早速 COSMIC 衛星データとモデル研究を組み合わせた重力波・赤道波の全球エネルギー分布に関する研究を行い、論文としてまとめる事が出来ました (Alexander *et al.* 2008a, b; Kawatani *et al.* 2009)。

2008年半ばには QBO 東風・西風位相時の両方を含む連続した COSMIC データが得られていました。そこで T213L256AGCM のデータ3年分を用いてケルビン波とロスビー重力波を取り出し、時間-経度断面図を描いて COSMIC 結果と比較したところ、両者の卓越波数、周期、振幅、東西位相速度、QBO の位相による違い等が極めてよく一致しました。

#### 4. QBO 駆動における赤道波と内部重力波の相対的な役割~10°S-10°N 平均且つ帯状平均場~

シミュレートされた対流活動・重力波フラックス・赤道波について観測と可能な限り比較し、再現性を確認出来た事で、本モデルを用いて QBO 駆動における赤道波と内部重力波の相対的な役割を調べる価値が十分にあると自信を持って解析に臨みました。本章では帯状平均且つ10°S-10°N 平均場での各種波動の forcing について記述します。波による帯状平均東西風加速を議論する為に、Transformed Eulerian-Mean (TEM) 方程式系を用います。EP-flux 及びその収束は

$$F^{(\phi)} = \rho_0 a \cos \phi (\overline{u_z v' \theta' / \theta_z} - \overline{u' v'}) \quad (5)$$

$$F^{(\omega)} = \rho_0 a \cos \phi \{ [f - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{u \cos \phi})_\phi] \overline{v' \theta' / \theta_z} - \overline{u' w'} \} \quad (6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = (a \cos \phi)^{-1} \partial / \partial \phi (F^{(\phi)} \cos \phi) + \partial F^{(\omega)} / \partial z \quad (7)$$

と書けます (Andrews *et al.* 1987)。ここで  $F^{(\phi)}$  と  $F^{(\omega)}$  はそれぞれ EP-flux の南北及び鉛直成分を表します。 $\rho_0$ ,  $a$ ,  $\phi$ ,  $z$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $\theta$  及び  $f$  は密度、地球半径、緯度、 $\log-P$  高度、東西風、南北風、鉛直風、温位、コリオリパラメータを示します。また帯状平均運動量収支は

$$\overline{u_t} = \overline{v^*} [f - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{u \cos \phi})_\phi] - \overline{w^* u_z} + (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot \mathbf{F} + \overline{X} \quad (8)$$

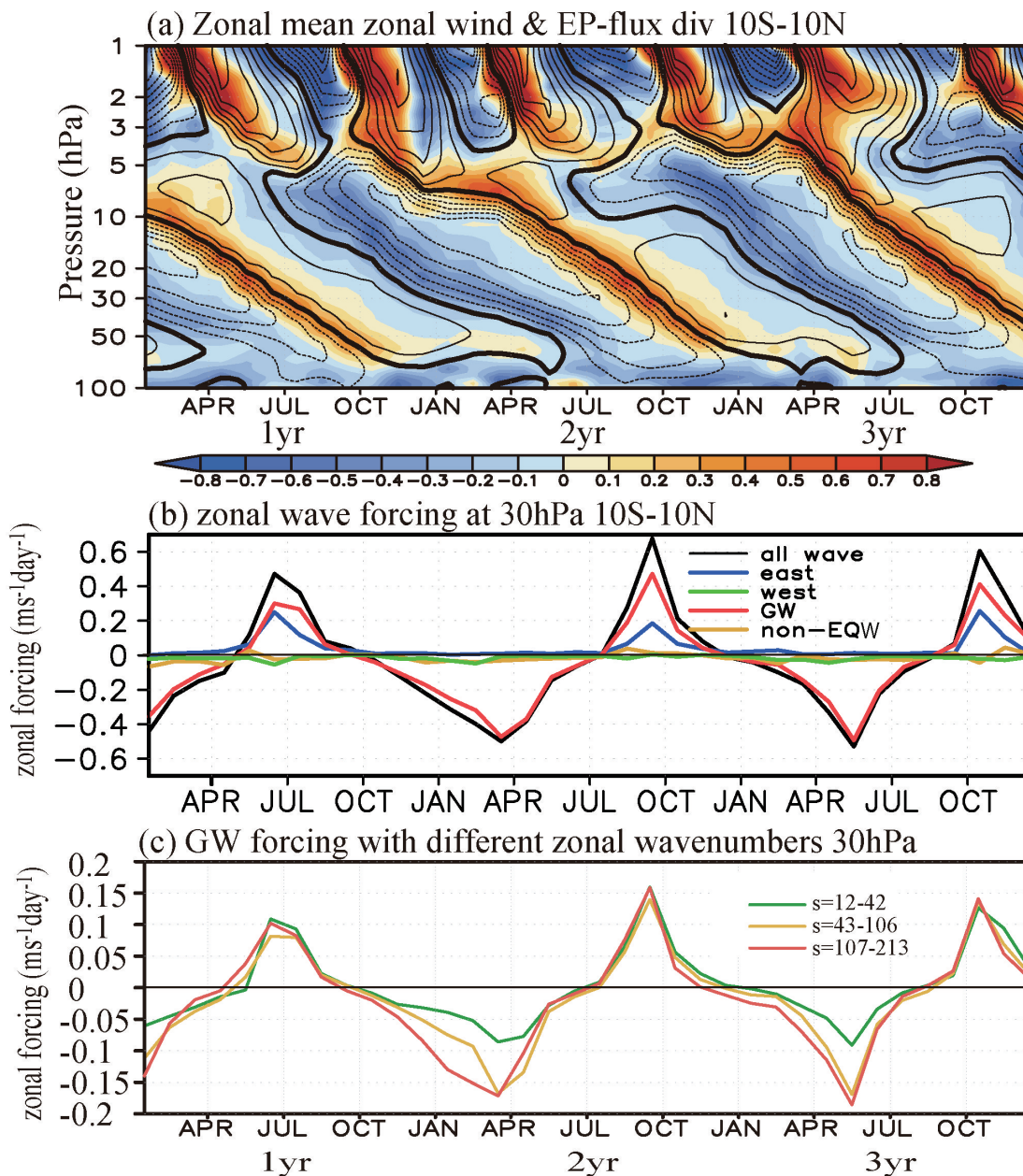
と書けます。ここで  $\overline{u_t}$  は帯状平均東西風の時間変化、 $\overline{v^*}$  及び  $\overline{w^*}$  は残差子午面循環の南北及び鉛直成分、 $\overline{X}$  はモデルで陽に表現されない力を示します。EP-flux の収束は東風加速 ( $\overline{u_t} < 0$ )、発散は西風加速 ( $\overline{u_t} > 0$ ) を引き起こします。

第4図aに10°S-10°N 平均した月平均東西風及び EP-flux 収束の時間-高度断面図を示します。成層圏では QBO 的な振動、成層圏界面から中間圏にかけては半年振動 (SAO) が見られます。シミュレートされた QBO の周期は観測と比べて短いのですが、西風・東風の振幅は極めて現実的に再現されています (周期が短いのは、赤道域上昇流が観測と比べて小さい事に起因します。詳細は Kawatani *et al.* 2010a 参照)。特筆すべきことは、QBO の振幅が下部成層圏で初めて現実的に再現されたということです。既存の GCM では QBO 位相が下部成層圏まで十分に降りてきませんでした (e.g., Kawatani *et al.* 2005, 2009)。特に東風位相は40hPa 位までしか降りてこなかったのに対して、本シミュレーションでは80-100hPa まで西風・東風位相が降りています。その理由は後で説明します。

西風加速 (東向き wave forcing: 赤色) と東風加速 (西向き wave forcing: 青色) はそれぞれ QBO 西風シア ( $\partial \overline{u} / \partial z > 0$ ) と東風シア ( $\partial \overline{u} / \partial z < 0$ ) 領域で大きな値を持っています。重力波パラメタリゼーションを用いていないので、これはモデルで陽に分解された波が QBO を駆動している様子を示すものです。西風加速の最大値は風速  $0 \text{ ms}^{-1}$  付近で見られますが、東風加速の最大値は  $-10 \text{ ms}^{-1}$  付近で見られます。

次にこれらの東西風加速がどのような波で引き起こされているのかを詳細に調べました。第4図bに高度30hPaにおける東進赤道波 (ケルビン波 +  $n=0$ , 1, 2 東進重力波: 青線), 西進赤道波 (ロスビー重力波 +  $n=1$  & 2 赤道ロスビー波 +  $n=1$  & 2 西進重力波: 緑線), 赤道波以外の東西波数11以下成分 (黄線), 内部重力波 (赤線), 全波動成分 (黒線) の forcing の時間変化を示します。赤道波以外の東西波数11以下成分とは、第3図e, fで東西波数1-11且つハッチが掛けられていないスペクトル領域に存在する波動成分です。





第4図 (a)帯状平均東西風とEP-flux 収束の時間-高度断面図 (10°S-10°N 平均)。赤が西風加速, 青が東風加速領域。コンターは東西風で間隔は  $5 \text{ ms}^{-1}$ 。西風を実線, 東風を破線, 風速  $0 \text{ ms}^{-1}$  ラインを太実線で示す。(b)高度30hPaにおける各種波動による wave forcing の時間変化図。(黒)全成分,(青)東進赤道波,(緑)西進赤道波,(赤)内部重力波,(黄)東西波数11以下で赤道波以外の波動。(c)内部重力波の東西波数帯毎の wave forcing。東西波数(緑)12-42,(黄)43-106,(赤)107-213。(b)と(c)で縦軸のスケールが異なる事に注意。Kawatani *et al.* (2010a) の Fig.1及び Fig.7を改変。

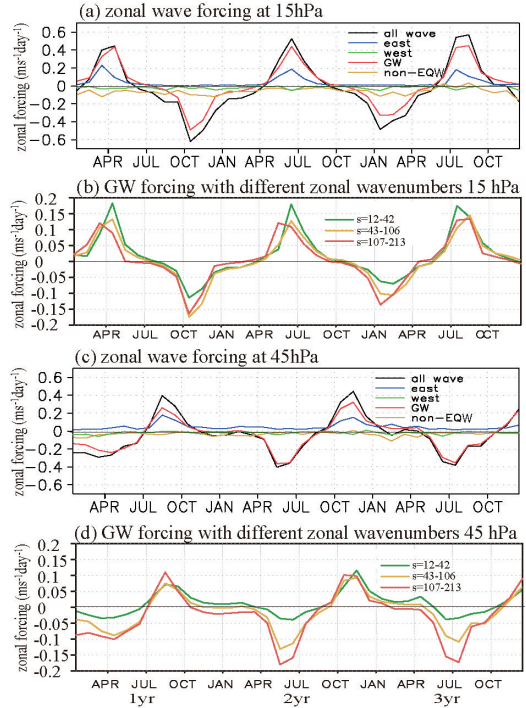
QBO 西風加速 (正の wave forcing) のピークは3回見られますが, 東進赤道波と内部重力波の寄与はそ

れぞれ25-50%と50-75%です。奇数モードの東進赤道波による西風加速は偶数モードより約4倍大きい事

も分かりました (図略). 一方で QBO 東風加速時における西進赤道波の役割は, 東風が弱い時期に多くて 10%程度であり, 東風が強いときには殆ど役割を果たしていません. 全波動成分と内部重力波の forcing (黒線と赤線) がほぼ一致しており, QBO 東風を引き起こしているのは内部重力波である事が分かります. 内部重力波の空間スケールを調べる為に, 東西波数 12-42, 43-106, 107-213 の波数帯に分けて wave forcing を計算したのが第 4 図 c になります. 波数帯はそれぞれ T42, T106, T213 のモデルを意識して分けました. 西風加速を引き起こす重力波のスケールには 3 者で大きな違いは見られないのですが, 東風加速を引き起こす重力波のスケールは東西波数 12-42 に比べて 43 以上の波が決定的な役割をしている事が分かります. すなわち, 東西波長 1000km 以下の内部重力波が QBO 東風位相の形成に重要であると言えます.

更に wave forcing の高度依存性を調べる為, 高度 15hPa と 45hPa における各種 wave forcing の時間変化を第 5 図に示します. 高度 15hPa では赤道波以外の東西波数 11 以下成分の forcing の寄与が他の高度と比べ大きくなっています. より詳細な解析から, この波の正体は中緯度から伝播してくるロスビー波であり, QBO 上部の東風加速に対して 10-25% 程度の寄与をしている事が分かりました. 一方で 45hPa では東風シアーに対して東西波数 107-213 の内部重力波による寄与が大きくなっています. つまり QBO 下部付近では, 東西波長がより短い約 380km 以下の内部重力波が重要になると言えます.

以上の結果をまとめたものが第 1 表になります. QBO 駆動に関して, 上部成層圏では比較的スケールの大きな波も効きますが, 下部になるほどスケールの小さな内部重力波が重要になります. 特に高度 45hPa 付近では解像度 T106 の GCM では表現出来ないスケールの内部重力波が重要です. この結果は QBO の再現性が歴史的に上部成層圏で良く, 下部成層圏で悪かったことと整合的です. 得られた結論を検証する為, 鉛直解像度は 300m のまま水平解像度のみ T106 に落とし, 他の物理パラメータも同一にした GCM を積分しました. その場合, QBO 東風は下部成層圏まで降りず高度 40hPa 付近で弱くなり (図略), 東西波数 107 以上の波が重要であることが裏付けられました.



第 5 図 第 4 図 b, c と同じ. ただし, 高度 (a, b) 15hPa と (c, d) 45hPa における wave forcing の時間変化. Kawatani *et al.* (2010a) の Fig.1 及び Fig.8 を改変.

第 1 表 QBO を駆動する波と寄与率.

	赤道波	慣性内部重力波	中緯度ロスビー波
西風位相	~25-50%	~50-75%	
東風位相	弱い東風時 ~10% 強い東風時 ~0%	主要な駆動源 $\lambda_x \leq \sim 1000\text{km}$ 下部成層圏では $\lambda_x \leq \sim 380\text{km}$	QBO 上部 ~10-25%

### 5. Wave forcing の緯度・経度依存性

#### 5.1 wave forcing の緯度依存性

前章では帯状及び 10°S-10°N 平均場における各種波動が QBO に及ぼす相対的な役割を議論してきました. 本節では QBO 加速を引き起こす帯状平均 wave forcing の緯度変化に関する議論をします. QBO の南北構造を見ると, 振幅はほぼ赤道対称で, 振幅が半分になる緯度は約 10 度です. 赤道波の赤道変形半径は

$$y_0 = \sqrt{N/|m|\beta} = \sqrt{N\lambda_z/2\pi\beta} \quad (9)$$

と書け、風速の振幅は  $\exp(-\beta|m|y^2/2N)$  に比例します (Matsuno 1966; Andrews *et al.* 1987). 従って、波の振幅は  $y=y_0$  の緯度で  $1/\sqrt{e}=0.6$  倍になります。つまり  $\overline{u'w'}$  で記述されるような運動量フラックスは 0.37倍になります。赤道波が QBO を駆動しているならば、この特性は尤もらしく思われます。しかし wave forcing が起こっている場所、つまり波の東西位相速度と平均風東西風の差が小さいような場所では、波の鉛直波長  $\lambda_z$  が小さくなりますので、(9)式より赤道変形半径も小さくなります。つまり、赤道波による平均風加速が起こっている場所では、赤道波の南北スケールが赤道を中心に小さく縮むような構造を持ち得ることが考えられます。従って赤道波のみでは QBO の南北幅が説明出来なくなるはずで (佐藤 1999)。これが wave forcing の緯度変化を詳細に調べようと思った動機です。

赤道波は赤道域に捕捉された波である為か、その wave forcing を計算する際には、南北方向の運動量輸送はしばしば考慮されていません (Tindall *et al.* 2006)。ケルビン波の運動量フラックスを見積もる時にも、 $\overline{u'w'}$  のみ議論される事が一般的です。ところが Imamura (2006) は金星大気のスーパーローテーションの形成に対する赤道波の役割について調べ、赤道波に伴う南北運動量フラックス収束の重要性を指摘しました。そこで本研究では赤道波のうち、wave forcing が大きかったケルビン波、 $n=0$  東進重力波、ロスビー重力波について EP-flux を計算し、QBO に伴う東西風シアー高度付近での振る舞いを調べました。

第6図はケルビン波、 $n=0$  東進重力波、ロスビー重力波に伴う EP-flux およびその収束の緯度-高度断面図です。EP-flux 南北・鉛直成分の収束も個別に示しています。EP-flux の定義から、西風(東風)運動量を上向きに運ぶ場合ベクトルは下(上)向きになる事に注意して下さい。ケルビン波及び  $n=0$  東進重力波は QBO 西風シアー時(1年目7月)、ロスビー重力波は QBO 東風シアー時(2年目1月)を選んであります。両期間とも南北風は東西風比べて十分に小さい事を確認しています。ケルビン波に伴う EP-flux は下部成層圏の  $15^{\circ}\text{S}-15^{\circ}\text{N}$  で顕著で、赤道に最大値を持って上方伝播し、QBO 西風シアーの大きな高度  $45-25\text{hPa}$  付近で南北及び鉛直方向に収束していま

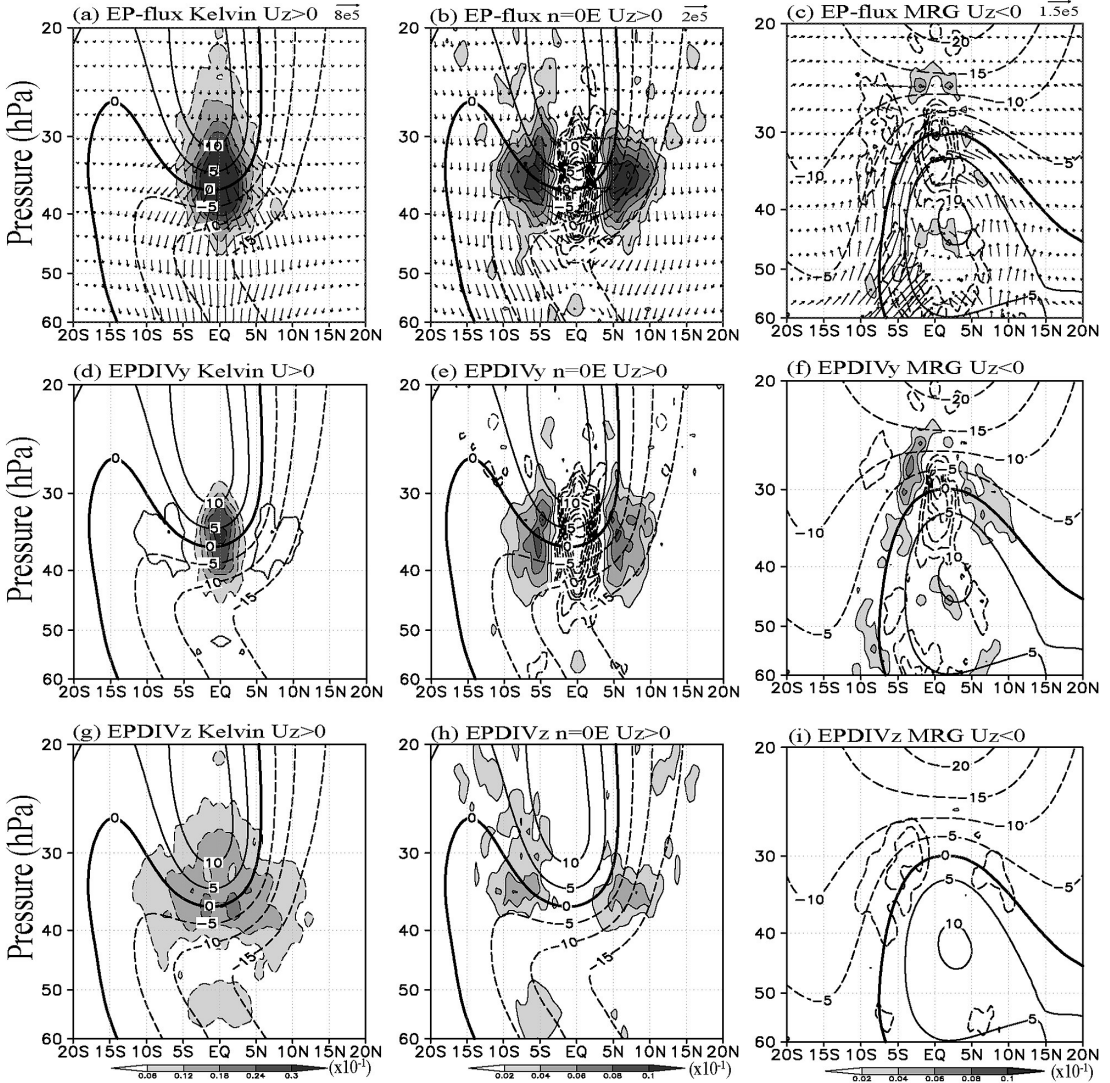
す(第6図a)。EP-flux 鉛直成分の収束は緯度・高度方向に幅広く西風加速を引き起こしている(第6図g)のに対して、南北成分は赤道付近で強い西風加速を引き起こしています(第6図d)。結果的にケルビン波に伴う wave forcing は鉛直成分、つまり  $\overline{u'w'}$  のみ考慮した場合に比べて、より赤道に集中した構造を持っています。

$n=0$  東進重力波は下部成層圏で  $6^{\circ}\text{N}$  及び  $6^{\circ}\text{S}$  に極大を持ち上方伝播しています(第6図b)。QBO 西風シアー領域で、赤道から離れた場所で西風加速、赤道上で東風加速を引き起こしますが、 $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$  平均すると西風加速になっています。ロスビー重力波は東風シアー領域で南北・鉛直に収束して、赤道付近に東風加速の極大を形成しています(第6図c)。 $n=0$  の赤道波が赤道付近で東風加速を引き起こす事は、Andrews and McIntyre (1976) で理論的に指摘されています。また Imamura (2006) による金星大気の数値実験でも示されており、第6図の EP-flux の振る舞いと類似しています。以上の結果から赤道波による QBO 駆動を調べる際には、運動量の鉛直輸送に加えて南北輸送も考慮する必要があると言えます。しかしながら3次元の背景風中で赤道波に伴う EP-flux の振る舞いは理論的にもまだ十分に理解されているとは言えず (Tindall *et al.* 2006)、今後の理論の発展や詳細な数値実験が必要とされています。

ところで内部重力波に伴う wave forcing に関しては EP-flux 鉛直成分の収束が南北成分の収束に比べて非常に卓越していました(図略)。非定常重力波パラメタリゼーションは一般的に鉛直伝播のみ考慮し、南北伝播は考慮されていません。本モデル結果により、少なくとも QBO をシミュレートする手段の為に用いる重力波パラメタリゼーションにとっては、鉛直伝播のみ考慮したもので十分であると言えます。一方で中高緯度では内部重力波の南北方向の伝播が重要になる事がモデル実験結果から指摘されています (Sato *et al.* 2009, 2012)。

第7図に QBO 西風シアー及び東風シアー高度領域における各種 wave forcing の緯度変化を示します。西風シアー領域では、奇数モードの東進赤道波(ケルビン波及び  $n=1$  の東進重力波: A線)による西風加速が赤道域に集中した構造をしています。一方で偶数モード(B線)は赤道から離れた箇所でも西風加速、赤道上で東風加速を引き起こしています。結果的に、東進赤道波(C線)は赤道上で内部重力波(E線)と同





第6図 (左) ケルビン波, (中)  $n = 0$  東進重力波, (右) ロスビー重力波に伴う wave forcing の緯度-高度断面図. 上段は EP-flux (ベクトル) 及びその収束 (コンター), 中段は EP-flux 南北成分の収束, 下段は鉛直成分の収束. 西風加速領域に陰影. 東西風を  $5 \text{ ms}^{-1}$  間隔のコンターで示す. ケルビン波及び  $n = 0$  東進重力波は QBO 西風シア時, ロスビー重力波は QBO 東風シア時. ケルビン波による東西風加速のコンター間隔は他の波動の3倍. Kawatani *et al.* (2010b) の Fig.3を改変.

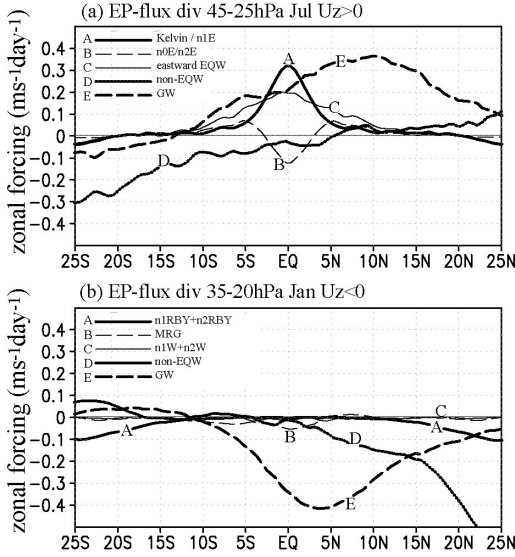
程度の西風加速を形成していますが, 赤道から離れると内部重力波による加速が卓越します. この場合,  $10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$  平均では東進赤道波による西風加速の寄与は約40%になります.

QBO 東風シア領域では, 西進赤道波 (A + B + C線) による東風加速は赤道上で約17%の寄与をしています. しかし赤道から離れると寄与率が下がり,

$10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$  平均では8%程度の寄与しかしていません. 内部重力波 (E線) による forcing は広い緯度範囲で卓越しています. 北半球 (冬半球に相当) では赤道波以外の東西波数11以下成分による forcing が顕著です (D線). 先述した通り, この正体は中緯度から赤道に向かって伝播してくるロスビー波です.

一点補足します. 第7図を見ると, 内部重力波や中





第7図 QBO 西風シアア及び東風シアア高度領域における、各種 wave forcing の緯度変化。(a) 西風シアア高度の A: ケルビン波及び  $n=1$  東進重力波, B:  $n=0$  及び  $n=2$  東進重力波, C: 東進赤道波 (A+B), D: 東西波数11以下で赤道波以外の成分, E: 内部重力波。(b) 東風シアア高度の A: 赤道ロスビー波, B: ロスビー重力波, C:  $n=1$  及び  $n=2$  西進重力波, D 及び E は (a) と同じ。Kawatani *et al.* (2010b) の Fig.4 を転載。

緯度ロスビー波に伴う forcing が, QBO の南北幅よりも広い緯度帯にまで存在しています。赤道から離れるとコリオリ力が大きくなり, (8) 式右辺第1項の  $\bar{f}_v^*$  と右辺第3項の EP-flux 収束がバランスしてしまいます。つまり南北に wave forcing が広がっていても, 赤道に近い wave forcing ほど QBO の東西風加速 ( $\bar{u}_t$ ) に直接的に効く事が出来ます。前章で QBO 加速に対する各種波動の役割を  $10^\circ\text{S}-10^\circ\text{N}$  平均場で議論した理由はその為です。この点に関する詳細な議論は Haynes (1998) がしています。

## 5.2 wave forcing の経度依存性

### 5.2.1 重力波に適用可能な3次元波フラックス

内部重力波に伴う運動量フラックスが上部対流圏から成層圏にかけて東西非一様な分布をしている事は Kawatani *et al.* (2005) で指摘しました。しかしながらこの研究では QBO 西風シアア時の周期3日以下成分の  $\bar{u}'w'$  およびその鉛直微分の3次元マップは示

せましたが, 局所的な重力波の伝播方向や wave forcing を定量的に示すことは出来ませんでした。当時, 準地衡風系での3次元波フラックスは存在していましたが, 重力波に適用可能な3次元波フラックスが無かった為です。

2006年度気象学会春季大会の時に, 学部時代の恩師である宮原三郎先生から「重力波に適用可能な3次元波フラックスを導入したから, この式を使って図を描いてみて」, と論文のドラフトを頂きました。詳細は Miyahara (2006) に記述されていますので, ここでは東西方向の運動方程式とフラックスについて, 以下に示します。

$$\frac{D\bar{u}}{Dt} - \frac{\bar{u}\tan\phi}{a} \bar{v} - 2\Omega\sin\phi\bar{v}^* = -\frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial\bar{\Phi}}{\partial\lambda} - (\rho\cos\phi)^{-1}(\nabla\cdot\mathbf{F})_{3D} \quad (10)$$

$$(\nabla\cdot\mathbf{F})_{3D} = \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(F_{3D}^{(A)})}{\partial\lambda} + \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial(F_{3D}^{(B)}\cos\phi)}{\partial\phi} + \frac{\partial(F_{3D}^{(z)})}{\partial z} \quad (11)$$

$$(F_{3D}^{(A)}, F_{3D}^{(B)}, F_{3D}^{(z)}) = \left( \frac{1}{2} \left( \bar{u}'^2 - \bar{v}'^2 + \frac{\bar{\Phi}_z'^2}{N^2} \right), \bar{u}'\bar{v}', \bar{u}'\bar{w}' - \frac{2\Omega\sin\phi}{N^2} \bar{v}'\bar{\Phi}_z' \right) \rho a \cos\phi \quad (12)$$

ここで  $\Omega$ ,  $\Phi$ ,  $\lambda$ ,  $p$  はそれぞれ地球の回転速度, ジオポテンシャル, 経度, 気圧で, 上線は時間平均を示します。  $F_{3D}$  が3次元波フラックスです。(10)式から3次元波フラックスが収束すると西風加速を引き起こし, 発散すると東風加速を引き起こします (EP-flux と符号が逆になっている事にご注意下さい)。ここで3次元波フラックスの意味について説明します。簡単の為, デカルト座標系で考えると, 3次元波フラックスは

$$(F_{3D}^{(A)}, F_{3D}^{(B)}, F_{3D}^{(z)}) \propto \left( \hat{C}_{gx} \frac{E}{\hat{C}_x}, \hat{C}_{gy} \frac{E}{\hat{C}_x}, \hat{C}_{gz} \frac{E}{\hat{C}_x} \right) \quad (13)$$

と書けます。ここで  $x$ ,  $y$ ,  $z$  はそれぞれ東西, 南北, 高度,  $E$  は位置エネルギーと運動エネルギーの和,  $\hat{C}_{gx}$ ,  $\hat{C}_{gy}$ ,  $\hat{C}_{gz}$  は intrinsic な東西, 南北, 高度方向の群速度,  $\hat{C}_x$  は intrinsic な東西方向の位相速度を示します。つまり3次元波フラックスは局所的な時間平均場に対する波活動度フラックスを与えている事になります。

このフラックスを用いて, (1) wave forcing の経度

依存性を決定する要因は何か、(2)QBO 西風シアーと東風シアーでの相違点、(3)これまでの局所地点観測で得られた結果は全球的にみてどの程度一般性があるのか(波の強い場所なのか弱い場所なのか)、という事に着目して調べる事にしました。ここでは大気波動の中でQBO 加速への寄与が特に大きかった内部重力波とケルビン波について3次元波フラックスを適用した結果を示します。

ここで(13)式に戻ります。 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ について、内部重力波とケルビン波は $\hat{C}_x$ と $\hat{C}_{gz}$ が同符号の為、常に正になります。 $\hat{C}_{gz}$ の符号はエネルギーフラックスの鉛直成分 $\overline{\Phi'w'} = E\hat{C}_{gz}$ で知ることができ、波のソースより上空では正になります。つまり $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ の符号は $\hat{C}_x$ によって決定されます。経度-緯度断面図で、波ソース上空でフラックスが東向き且つ上向きの場合( $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}} > 0$ 且つ $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}} > 0$ )、西風(東向き)運動量が上方へ運ばれ、フラックスが東向き且つ下向きの場合( $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}} > 0$ 且つ $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}} < 0$ )、東風(西向き)運動量が上方へ運ばれる事を意味します。

### 5.2.2. 慣性内部重力波及びケルビン波の東西-鉛直伝播

第8図にQBO 西風シアー時(1年目7月)及び東風シアー時(2年目1月)における内部重力波及びケルビン波に伴う3次元波フラックスの経度-高度断面図を示します(10°S-10°N平均)。赤が西風加速、青が東風加速領域に相当します。コンターは東西風で西風を実線、東風を破線で描いています。各図下側の折れ線は内部重力波及びケルビン波のスペクトル領域に相当するOLRの分散で、波ソースの経度変化を表します。

最初に内部重力波について記述します(第8図a, b)。アフリカ、インド洋、アマゾン域など、活発な対流活動が起こっている領域でフラックスが大きく、波が多く励起されている様子が分かります。東半球では西風運動量が上向きに運ばれ、高度100hPa付近で強い西風加速が引き起こされています。一方で西半球では東風運動量が上向きに運ばれ、高度100hPa付近で強い東風加速が形成されています。この事は内部重力波がウォーカー循環上部で波動-平均流相互作用を引き起こしている事を示唆しています。この点は次節で詳しく触れます。

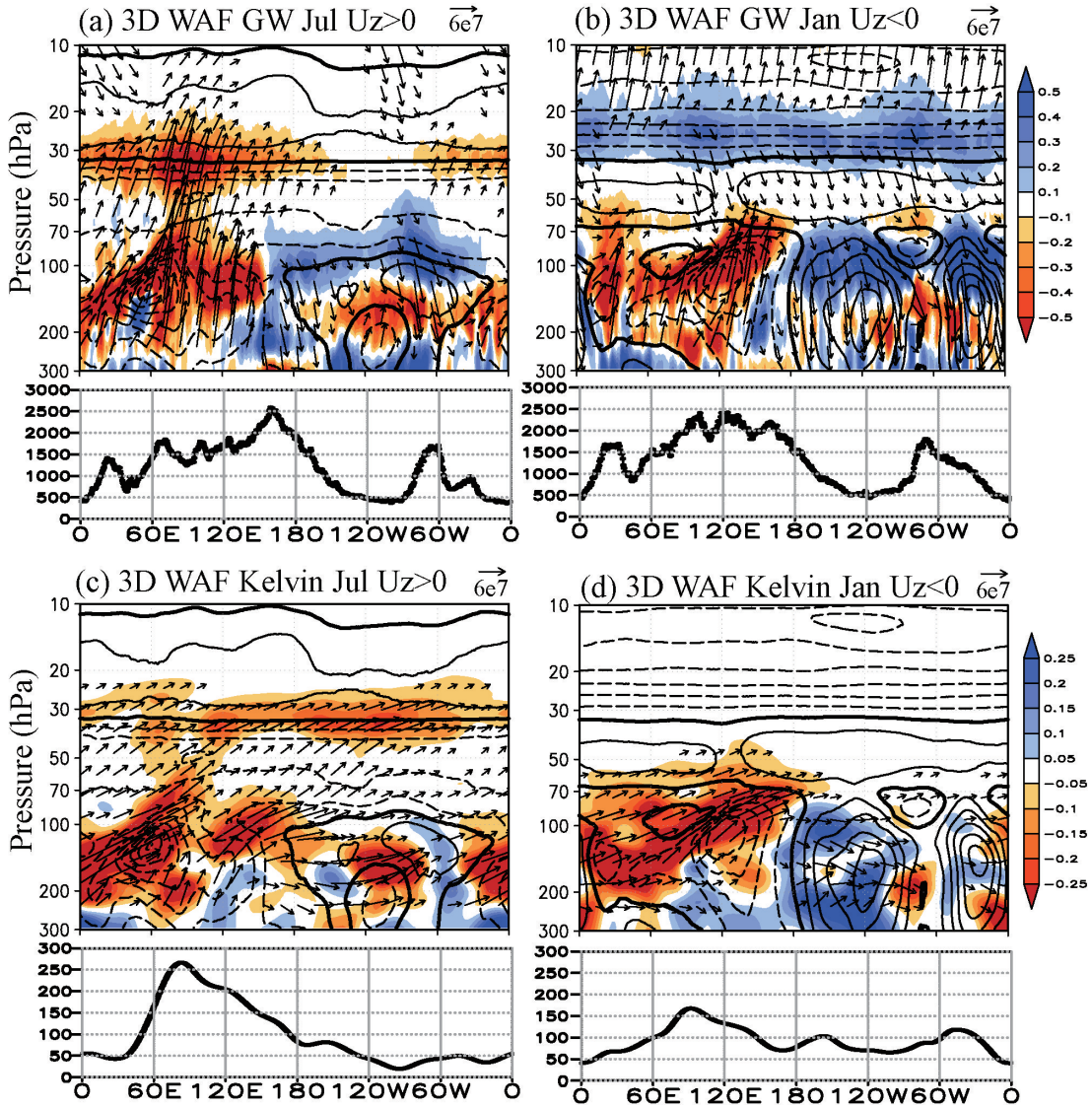
QBO 西風シアー高度の45-25hPa付近では、内部重力波による西風加速は、西半球に比べて東半球の方が圧倒的に大きい事が分かります(第8図a)。一方

でQBO 東風シアー領域では、内部重力波による東風加速は東半球に比べ西半球で少し大きいものの、経度変化が西風シアー領域に比べて小さい様子が見られます(第8図b)。この原因についても次節で説明します。なお、内部重力波に伴うwave forcingは殆どが波フラックスの鉛直成分 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ によるものでした(図略)。

次にケルビン波について記述します(第8図c, d)。対流と結合したケルビン波は成層圏に伝播する $h_e \leq 90\text{m}$ のケルビン波と深く関連し、観測・モデルともに西半球に比べて東半球で活発になっています(e.g., Wheeler and Kiladis 1999; Kawatani *et al.* 2009)。QBO 西風シアー時では、東半球で励起されたケルビン波の多くが対流圏から成層圏にかけて東向きに鉛直伝播しています(第8図c)。内部重力波と比べると、ケルビン波は上方伝播する際により東へ伝播する為、高度35hPa付近の西風加速はソースから東に離れた場所で形成されています。東部太平洋上空(~120°W)の大きな西風加速は、インド洋で生成されたケルビン波が起源である事が分かります。ケルビン波によるforcingを局所的に見積もる場合は、運動量フラックスの鉛直収束に加えて東西方向の収束も重要です。例えば60°W-130°W、45-25hPaに見られる西風加速領域に対して、波フラックスの東西成分 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ と鉛直成分 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ の収束はほぼ同じ値でした。一方でQBO 東風シアー時では(第8図d)、多くのケルビン波は50hPa付近のQBO 西風領域で上方伝播が弱くなり、中部成層圏まで伝播していません(ここではQBOと相互作用する東西位相速度を持つ $h_e \leq 90\text{m}$ のケルビン波を取り出している事に留意して下さい)。

### 5.2.3 慣性内部重力波の位相速度

この節では内部重力波と平均東西風との相互作用について、位相速度の視点からより詳細に記述します。内部重力波によるwave forcingは3次元波フラックスの鉛直成分 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ の収束によるものが卓越していたので、 $F_{\text{鉛直}}^{\text{鉛直}}$ の収束を経度毎に対地東西位相速度 $C_x$ の関数として計算しました。ウォーカー循環に伴う東西風の符号が180°E付近で変わっているので(第8図参照)、東半球と西半球に分けて、QBO 西風シアー及び東風シアー時について調べました。第9図に内部重力波に伴うwave forcingの対地東西位相速度-高度分布図を示します(10°S-10°N平均)。内部重力波にとって背景風となる東西波数11以下成分の平均東西風を実線で示しています。東西風の経度、緯度、時間変



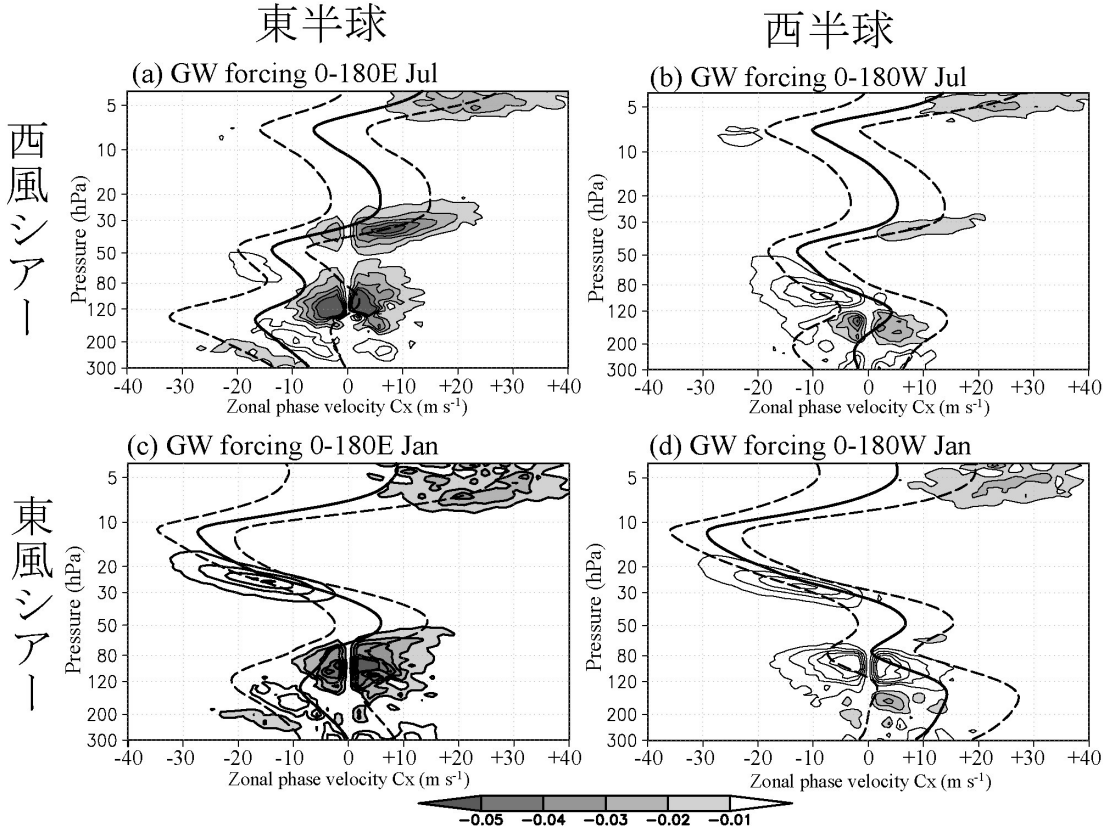
第8図 (a, b) 内部重力波及び (c, d) ケルビン波に伴う3次元波フラックスの経度-高度断面図 ( $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$  平均). QBO (a, c) 西風シア一時, (b, d) 東風シア一時. ベクトルが3次元波フラックスで, 赤が西風加速, 青が東風加速領域. コンターは東西風で間隔は  $5 \text{ ms}^{-1}$ . 西風を実線, 東風を破線, 風速  $0 \text{ ms}^{-1}$  ラインを太実線で示す. 下側の折れ線グラフは内部重力波及びケルビン波のスペクトル領域に相当する OLR 分散の経度変化を示す. 内部重力波とケルビン波でフラックス収束のコンター及び OLR 分散の縦軸が異なる事に注意. Kawatani *et al.* (2010b) の Fig.6 を転載.

化は内部重力波の局所的な伝播に影響を与えますので, それらの分散を計算し, 実線に  $\pm 1\sigma$  を足したものを破線で示します.

最初に高度120hPa以下の内部重力波とウォーカー循環の相互作用について議論します. 東半球ではウォーカー循環に伴う東風は  $C_x \sim -10 \text{ ms}^{-1}$  付近の

多くの西進波の上方伝播を妨げていますが, 東進波には何の影響も及ぼしません. 西半球では逆に  $C_x \sim -10 \text{ ms}^{-1}$  付近の多くの西進波は影響を受けませんが, 一部の東進波は上方伝播を妨げられています (より正確には局所的な東西風を考慮しないとはいけません. 東西風の破線幅に注意して下さい).





第9図 内部重力波に伴う wave forcing の対地東西位相速度-高度分布図 ( $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$  平均). 左が東半球, 右が西半球, 上が QBO 西風シア-時, 下が QBO 東風シア-時に相当. コンターは wave forcing を表し, 西風加速領域に陰影. 実線は月平均東西風のプロファイルで, 破線はそれぞれ  $\pm 1\sigma$  を加えたもの. 詳細はテキスト参照. Kawatani *et al.* (2010b) の Fig.7 を改変.

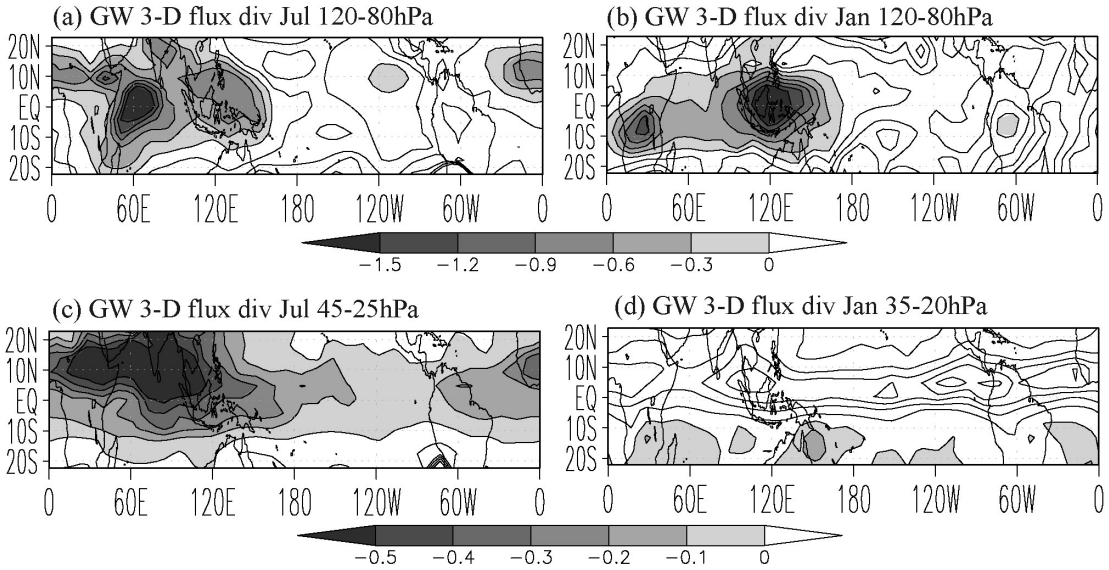
次にウォーカー循環上部にあたる高度120hPa-80 hPa の領域に着目します. 東半球では  $|C_x| \leq 5 \text{ ms}^{-1}$  の重力波が大きな西風加速を引き起こしているのに対して, 西半球では  $|C_x| \leq 5-10 \text{ ms}^{-1}$  の重力波が大きな東風加速を引き起こしています. つまり“内部重力波はウォーカー循環上部で散逸し, 熱帯上部対流圏における東西風の形成に重要な役割を果たしているが, 東西風加速の方向は東半球と西半球で真逆である”という事が新たに判明しました. 東西に伝播する内部重力波にとって  $C_x$  が小さいという事は, 鉛直波長が短い事を意味します. 熱帯対流圏界面付近で鉛直波長の短い重力波が卓越する事は観測事実として分かっています (e.g., Sato *et al.* 1994). その理由の1つとして, ウォーカー循環に伴う東西風の鉛直シア-と内部重力波の波動-平均流相互作用が起きている為である, と

本研究から指摘出来ます.

最後に内部重力波と QBO との相互作用について述べます. 東半球の QBO 西風シア-高度 (45-25 hPa) では  $-5 \text{ ms}^{-1} \leq C_x \leq +20 \text{ ms}^{-1}$  の重力波によって強い西風加速が引き起こされています (第9図 a). 東半球で励起された東進重力波の殆どは45-25 hPa 付近まで西風と遭遇せず, その高度まで西風運動量を失うことなく上方へ運ぶことが出来ます. 一方で西半球では30hPa 付近の西風加速が極端に小さくなっています (第9図 b). QBO 西風加速に効く東進重力波の多くが上部対流圏の西風によって成層圏へ伝播出来なくなっている事が主要な原因の1つです.

QBO 東風シア-高度 (35-20hPa) では,  $-30 \text{ ms}^{-1} \leq C_x \leq -5 \text{ ms}^{-1}$  の位相速度を持つ重力波によって強い東風加速が引き起こされています (第9図 c,





第10図 内部重力波による wave forcing の全球分布. 高度 (a, b) 120–80hPa, (c) 45–25hPa, (d) 35–20hPa で, それぞれウォーカー循環上部, QBO 西風シアー高度, 東風シアー高度に対応. 西風加速領域に陰影. Kawatani *et al.* (2010b) の Fig.8 を改変.

d). 東風シアー高度では東半球と西半球で wave forcing の東西位相速度–高度分布に明瞭な差が見えませんが, 考えられる理由として, 上部対流圏の東半球平均東風 (実線) が7月 (QBO 西風シアー時) より1月 (QBO 東風シアー時) の方が弱い事, 西半球より東半球の方で重力波ソースが強い事 (第8図 a, b の折れ線グラフを見て下さい), QBO 東風シアー時は西風シアー時と比べ重力波と相互作用できる  $C_x$  の幅が広く (QBO 東風の振幅は西風の振幅より大きい), 両半球の差が出にくい事, の3つが考えられます.

第9図にはもう一つ面白い事が見えます. 8hPa より上の上部成層圏では,  $C_x \sim 25\text{ms}^{-1}$  の重力波による西風加速が全てのケースで見られます. これは成層圏半年振動 (SSAO) 及び QBO 上端の西風シアーと関連しています (第4図 a 参照).  $C_x \sim 25\text{ms}^{-1}$  の重力波は対流圏のウォーカー循環や QBO 西風位相の影響を受けませんので, wave forcing は西半球・東半球で大きく異なっていません.

最後に上部対流圏 (120–80hPa), QBO 西風シアー, 東風シアー高度における, 内部重力波に伴う wave forcing の経度–緯度分布を第10図に示します. 上部対流圏では局所的に大きな wave forcing が形成されており, 強い降水帯と対応しています. また

先述したように東半球と西半球で加速の方向が異なります. QBO 西風シアー高度では東半球側で大きな西風加速が形成されていますが, 西半球, とりわけ中部～東部太平洋上空では wave forcing が小さい事が分かります. QBO 東風シアー高度では, アフリカ, インドネシア, 南アメリカ西部などで局所的に大きな東風加速が形成されていますが, 経度依存性は西風シアーに比べて弱くなっています. 以上をまとめると, 赤道域成層圏の wave forcing の東西分布は, (1) 対流圏における波ソースの経度分布, (2) ウォーカー循環に伴う東西風の鉛直シアー, (3) QBO 位相, によって決定されていると結論付ける事が出来ます.

本研究から, 例えばシンガポール上空で観測された波フラックスや見積もられた wave forcing は, 他の経度帯より強い事が示唆されます. 局所地点観測からケルビン波と重力波フラックスの比を示した研究 (Maruyama 1994; Sato and Dunkerton 1997) がありますが, その比も観測する経度によって大きく異なると考えられます. 経度方向に多数の観測点を設置する必要性を改めて示しています.

## 6. まとめと今後

重力波パラメタリゼーションを組み込まない T213

L256 AGCM を用いて、QBO 駆動に対する各種波動の役割分担及び wave forcing の3次元分布を詳細に調べました。最初にシミュレートされた対流と結合した赤道波、成層圏の赤道波、内部重力波に伴う運動量フラックス等について観測と可能な限り比較し、それらの再現性が良い事を確かめました。その上で、赤道波・内部重力波・中緯度ロスビー波のQBO 駆動に対する寄与を、位相・高度方向・緯度方向・東西波数の違いまで含めて定量的に明らかにしました。本研究では下部成層圏においても現実的な振幅を持つQBO の再現に初めて成功し、QBO 下部になるほどスケールの小さな内部重力波が重要になる事を示しました。

また従来のQBO 研究は帯状平均場で議論されてきたのに対して、wave forcing の経度依存性まで含めて定量的な議論を行いました。重力波に適用可能な3次元波フラックスを用いて考察を行ったところ、成層圏での wave forcing の東西分布は、ソースの経度分布、ウォーカー循環、QBO 位相に強く依存する事が分かりました。更に熱帯上部対流圏では東西位相速度の遅い重力波によって、東半球では西風加速、西半球では東風加速と、逆方向に大きな wave forcing が形成され、内部重力波が熱帯上部対流圏の東西風にも重要な役割を果たしている事が新たに分かりました。

本研究及び今後の研究を通して、現在大きな任意性が残る重力波ソース・wave forcing 分布の考察や、今後の衛星観測・局所地点観測で得られる運動量フラックスの物理的な解釈、及び重力波パラメタリゼーションの改良を含む将来のモデル研究の発展に貢献していきたいと思っています。また wave forcing の経度依存性を作る要因の一つとしてウォーカー循環の存在を示しましたが、ウォーカー循環の強度・分布は ENSO と連動しています。未だ十分に解明されていない ENSO と QBO の関係について、この視点からも考察できると考えています。また、第1章で述べたように、QBO は対流圏～成層圏～中間圏の気候に影響を及ぼしています。地球温暖化研究の主流は対流圏現象ですが、成層圏・中間圏でも地球温暖化(成層圏・中間圏では寒冷化)の影響を受けています。QBO に関しては、地球温暖化に伴い周期は伸び、下部成層圏での振幅が弱くなる等、大きな変化が起こり得る事が指摘されています(Kawatani *et al.* 2011, 2012; Watanabe and Kawatani 2012)。気候変動にとって対流圏-成層圏相互作用を考えるのは必要不可欠ですが、その中で大気波動の果たす役割は大きいと

思われます。その点に関しても今後取り組んでいきたいと思っています。

## 謝 辞

東京大学気候システム研究センター(現 東京大学大気海洋研究所)時代の指導教官である高橋正明先生には、院生時代から現在に至るまでいつも親身になってご指導頂いております。高橋先生はQBO モデル研究のパイオニアでいらっしゃる、本研究に関してもプロフェッショナルの立場から、適切なアドバイスを多数頂きました。

重力波研究の第一人者で、KANTO プロジェクト統括をされている東京大学の佐藤 薫先生には、院生時代から個別にお世話になっていましたが、KANTO プロジェクトを通して初めて共同研究をする事になりました。その中で気軽に意見交換が出来る雰囲気を作って下さり、様々なアイデアや激励を頂きました。また世界の最先端に切り込んでいく姿からも多くの事を学ばせて頂き、研究者としてかなり成長させて頂きました。

廣田 勇先生にはKANTO 合宿で特別講演をして下さり、QBO 研究に関しても様々なアドバイスを頂きました。KANTO プロジェクトの海外研究協力者であった Timothy J. Dunkerton さんは、本研究開始当初から内容に興味を持って下さいました。個別に一对一で長時間議論した事やメールでのやり取りを続けた事は私にとって貴重な経験になりました。KANTO プロジェクトでは同世代の優秀なメンバーに囲まれた事も幸いでした。モデルのエキスパートである渡辺真吾さん、何事も正確な富川喜弘さん、何でも出来る宮崎和幸さん、の3人にいつも様々な刺激を受けていました。研究者として駆け出しの時期に、KANTO プロジェクトに出会えた事は非常に幸運でした。本受賞はKANTO プロジェクトの賜物です。

九州大学理学部時代の恩師である宮原三郎先生は、論文ドラフトの段階で3次元波フラックスを紹介して下さいました。実際にモデルデータ解析に適用し、初期結果が出始めた当初から、その物理的解釈を含めて様々なアドバイスを頂きました。廣岡俊彦先生は学部時代の指導教官であり、当時何も分かっていない私に対して親切にご指導して下さい、研究の基礎を教えて頂きました。卒業後も現在まで変わらず様々な面でお世話になっております。宮原先生・廣岡先生の学部時代の講義は、私がこの世界に入る大きなきっかけにな

りました。

京都大学の津田敏隆先生が衛星観測による大気重力波の全球分布を示した発表 (Tsuda *et al.* 2000) に、当時修士課程の学生だった私は強く惹きつけられ、赤道波・重力波の3次元分布に興味を持つようになりました。COSMIC衛星観測から新たな赤道波分布が得られた時にも真っ先に連絡をして下さいました。モデルと観測を組み合わせた重力波・赤道波に関する共同研究 (Kawatani *et al.* 2003, 2009; Alexander *et al.* 2008a, b) の中で様々な事を教えて頂きました。高解像度GCMを用いた重力波・QBO研究のパイオニアの1人であるハワイ大学IPRCのKevin Hamilton教授は、院生時代からお世話になり続けています。本研究に関しても、個人的な議論に度々付き合っていました。

JAMSTECの諸先生方・上司の方々にいらっしゃる、松野太郎先生、二宮洸三先生、時岡達志先生、野田彰さんには本研究に対して多大なご理解を頂き、職場での研究を進める事が出来ました。気候システム研究センター時代には、住明正先生、中島映至先生、木本昌秀先生、高藪縁先生、渡部雅浩さん、滝川雅之さん、山森美穂さん、永島達也さん、佐藤尚毅さん、竹村俊彦さん、須藤健悟さんをはじめとする方々に本当にお世話になりました。また、伊藤久徳先生、余田成男先生、神沢博先生、中村尚先生、向川均先生、江守正多さん、堀之内武さんをはじめとする諸先生・諸先輩方、同期の皆様にも感謝致します。最後に実生活をいつも助けてくれている妻、娘、両親、姉に感謝の意を表します。

#### 参 考 文 献

- Alexander, S. P., T. Tsuda, Y. Kawatani and M. Takahashi, 2008a: Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: COSMIC observations of wave mean flow interactions. *J. Geophys. Res.*, **113**, D24115, doi:10.1029/2008JD010039.
- Alexander, S. P., T. Tsuda and Y. Kawatani, 2008b: COSMIC GPS observations of Northern Hemisphere winter stratospheric gravity waves and comparisons with an atmospheric general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L10808, doi:10.1029/2008GL033174.
- Andrews, D. G. and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.
- Andrews, D. G., J. R. Holton and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- Dunkerton, T. J., 1997: The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26053-26076.
- Ebdon, R. A., 1960: Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **86**, 540-542.
- Ern, M., P. Preusse, M. Krebsbach, M. G. Mlynczak and J. M. Russell III, 2008: Equatorial wave analysis from SABER and ECMWF temperatures. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 845-869.
- Giorgetta, M. A., E. Manzini and E. Roeckner, 2002: Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1245, doi:10.1029/2002GL014756.
- Giorgetta, M. A., E. Manzini, E. Roeckner, M. Esch and L. Bengtsson, 2006: Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the MAECHAM5 model. *J. Climate*, **19**, 3882-3901.
- Hamilton, K., 2012: Sereno Bishop, Rollo Russell, Bishop's Ring and the discovery of the "Krakatoa easterlies". *Atmosphere-Ocean*, **50**, 169-175.
- Haynes, P. H., 1998: The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 2645-2670.
- Hines, C. O., 1997: Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2: Broad and quasi-monochromatic spectra, and implementation. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **59**, 387-400.
- 廣田 勇, 1992: グローバル気象学. 気象の教室 1, 東京大学出版会, 148pp.
- 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.
- Horinouchi, T. and S. Yoden, 1998: Wave-mean flow interaction associated with a QBO-like oscillation simulated in a simplified GCM. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 502-526.
- Imamura, T., 2006: Meridional propagation of planetary-

- scale waves in vertical shear: Implication for the Venus atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1623-1636.
- Kawatani, Y., S. K. Dhaka, M. Takahashi and T. Tsuda, 2003: Large potential energy of gravity waves over a smooth surface with little convection: Simulation and observation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1438, doi:10.1029/2003GL016960.
- Kawatani, Y., M. Takahashi and T. Tokioka, 2004: Gravity waves around the subtropical jet of the southern winter in an atmospheric general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22109, doi:10.1029/2004GL020794.
- Kawatani, Y., K. Tsuji and M. Takahashi, 2005: Zonally non-uniform distribution of equatorial gravity waves in an atmospheric general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23815, doi:10.1029/2005GL024068.
- Kawatani, Y., M. Takahashi, K. Sato, S. P. Alexander and T. Tsuda, 2009: Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: AGCM simulation of sources and propagation. *J. Geophys. Res.*, **114**, D01102, doi:10.1029/2008JD010374.
- Kawatani, Y., K. Sato, T. J. Dunkerton, S. Watanabe, S. Miyahara and M. Takahashi, 2010a: The roles of equatorial trapped waves and internal inertia-gravity waves in driving the quasi-biennial oscillation. Part I: Zonal mean wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 963-980.
- Kawatani, Y., K. Sato, T. J. Dunkerton, S. Watanabe, S. Miyahara and M. Takahashi, 2010b: The roles of equatorial trapped waves and internal inertia-gravity waves in driving the quasi-biennial oscillation. Part II: Three-dimensional distribution of wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 981-997.
- Kawatani, Y., K. Hamilton and S. Watanabe, 2011: The quasi-biennial oscillation in a double CO<sub>2</sub> climate. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 265-283.
- Kawatani, Y., K. Hamilton and A. Noda, 2012: The effects of changes in sea surface temperature and CO<sub>2</sub> concentration on the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1734-1749.
- Lin, J.-L., G. N. Kiladis, B. E. Mapes, K. M. Weickmann, K. R. Sperber, W. Lin, M. C. Wheeler, S. D. Schubert, A. Del Genio, L. J. Donner, S. Emori, J.-F. Guerey, F. Hourdin, P. J. Rasch, E. Roeckner and J. F. Scinocca, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, **19**, 2665-2690.
- Lindzen, R. S. and J. R. Holton, 1968: A theory of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1095-1107.
- Maruyama, T., 1994: Upward transport of westerly momentum due to disturbances of the equatorial lower stratosphere in the period range of about 2 days — A Singapore data analysis for 1983-1993. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **72**, 423-432.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- 松野太郎, 島崎達夫, 1981: 成層圏と中間圏の大気. 大気科学講座3, 東京大学出版会, 279pp.
- McLandress, C., 1998: On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **60**, 1357-1383.
- Miyahara, S., 2006: A three dimensional wave activity flux applicable to inertio-gravity waves. *SOLA*, **2**, 108-111.
- Reed, R. J., W. J. Campbell, L. A. Rasmussen and D. G. Rogers, 1961: Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813-818.
- 佐藤 薫, 1999: 赤道下部成層圏準2年周期振動における大気重力波の役割. *天気*, **46**, 11-19.
- Sato, K. and T. J. Dunkerton, 1997: Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26247-26261.
- Sato, K., F. Hasegawa and I. Hirota, 1994: Short-period disturbances in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 859-872.
- Sato, K., M. Yamamori, S. Ogino, N. Takahashi, Y. Tomikawa and T. Yamanouchi, 2003: Meridional Scan of the Stratospheric Gravity Wave Field over the Ocean in 2001 (MeSSO2001). *J. Geophys. Res.*, **108**, 4491, doi:10.1029/2002JD003219.
- Sato, K., S. Watanabe, Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki and M. Takahashi, 2009: On the origins of mesospheric gravity waves. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19801, doi:10.1029/2009GL039908.
- Sato, K., S. Tateno, S. Watanabe and Y. Kawatani, 2012: Gravity wave characteristics in the Southern Hemisphere revealed by a high-resolution middle-atmosphere general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1378-1396.
- Shibata, K. and M. Deushi, 2005: Partitioning between resolved wave forcing and unresolved gravity wave forcing to the quasi-biennial oscillation as revealed with a coupled chemistry-climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12820, doi:10.1029/2005GL022885.
- Takahashi, M., 1996: Simulation of the stratospheric



- quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 661-664.
- Takahashi, M., 1999: Simulation of the quasi-biennial oscillation in a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1307-1310.
- Takahashi, M. and B. A. Boville, 1992: A three-dimensional simulation of the equatorial quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1020-1035.
- Tindall, J. C., J. Thuburn and E. J. Highwood, 2006: Equatorial waves in the lower stratosphere. I: A novel detection method. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 177-194.
- Tsuda, T., M. Nishida, C. Rocken and R. H. Ware, 2000: A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (GPS/MET). *J. Geophys. Res.*, **105**, 7257-7273.
- Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900-907.
- Watanabe, S. and Y. Kawatani, 2012: Sensitivity of the QBO to mean tropical upwelling under a changing climate simulated with an earth system model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 351-360.
- Watanabe, S., K. Sato and M. Takahashi, 2006: A general circulation model study of orographic gravity waves over Antarctica excited by katabatic winds. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18104, doi:10.1029/2005JD006851.
- Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato, 2008: General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12110, doi:10.1029/2008JD010026.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.
- Yanai, M. and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291-294.

---

## The Roles of Equatorial Trapped Waves and Internal Inertia-Gravity Waves in Driving the Quasi-Biennial Oscillation

Yoshio KAWATANI\*

\* *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama, 236-0001, Japan.*  
*E-mail: yoskawatani@jamstec.go.jp*

(Received 1 May 2012; Accepted 6 June 2012)

---