

重力波解像モデルを用いた中層大気大循環の研究

—2017年度日本気象学会賞受賞記念講演—

渡 辺 真 吾*・河 谷 芳 雄**

1. はじめに

この度は大変名誉ある日本気象学会賞を頂きまして有難うございます。今後より一層精進し、微力ながら気象学の発展に寄与できるよう努めたいと思います。

受賞対象となった「重力波解像モデルを用いた中層大気大循環の研究」について、渡辺と河谷は、異なる研究目的を持って独立に研究をしていましたが、2007年頃から共同で研究する機会を持つようになりました。その一方で、各々独自の研究も継続して発展させており、受賞選定理由で紹介されている業績は両者で異なっています。従いまして本稿では、渡辺と河谷がそれぞれの研究を個別に解説することにし、第2章を渡辺が、第3章は河谷が記述しています。二人の研究に対する発想、手法等の類似点・相違点を見比べながら読んでいただけると幸いに存じます。

2. 重力波解像モデル～モデル開発とその成果～

この章では、渡辺が重力波解像大気大循環モデル(重力波解像 GCM) の特徴と開発の経緯を述べるとともに研究成果について紹介します。受賞記念講演の際に時間の制約でお話しできなかった重力波の性質とモデルに関するイントロダクションとして前半を書き下ろしました。出版済みの論文の内容に関しては、受賞記念講演で取り上げたテーマから選んで2.6節以降に書きました。

2.1 重力波とは？

重力波解像 GCM についてお話しする前に、大気内部重力波について簡単におさらいしたいと思います。地球大気は重力の影響で密度成層しており、平均的に見ると鉛直方向には静力学平衡が成り立ち静的に安定しています。そうした環境の中で、様々な要因によって局所的に大気が鉛直方向に揺さぶられると、浮力を復元力とする大気重力波の波束が発生します。この際に、局所的に見た波の周期が、背景場である大気の静的安定度で決まる浮力周期よりも長く、地球の自転角速度と緯度で決まる慣性周期よりも短い場合に限って、内部波として3次元的に伝播し得ることが理論的に示されています。本章では大気内部重力波のことを簡単のため重力波と呼ぶことにします。

起伏のある地表の地形の上を風が吹く際に大気が揺さぶられて発生する地形性重力波に伴う上層雲の波列は人工衛星の雲画像で見ることができますし、熱帯の雲の様子を眺めていると積雲対流を起源として生じる対流雲の波列を見ることもできます。前者は重力波に伴う鉛直流の変動が雲の消長に直接影響したものの、後者は積雲対流に揺さぶられた結果発生した重力波が水平に伝播して新たな対流セルの発生をトリガーしたものをしていると考えられていますが、それらすべてが内部波としてさらに上空まで伝播するとは限りません。地形と対流の他にも、ジェット気流や温帯低気圧の前線周辺の流れの場の変形による不安定から重力波が発生することも知られています。

第1図に、重力波解像 GCM (後述する JAGUAR モデルの20 km 格子版) でシミュレートされた鉛直流の全球分布を高度別に示します。大雑把に言って、縞状の模様の多くは重力波に伴うものです。振幅や形態は時間と場所によって異なるものの、「重力波は地球大気を満たすユビキタスな存在」と言えるでしょう。

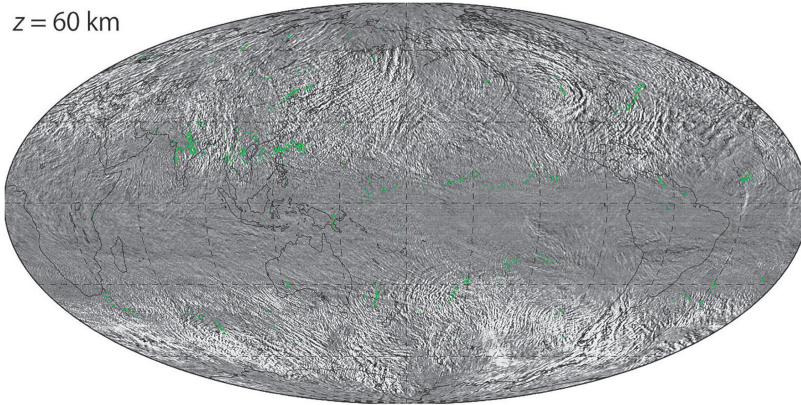
* 海洋研究開発機構。

** (連絡責任著者) 海洋研究開発機構。
yoskawatani@jamstec.go.jp

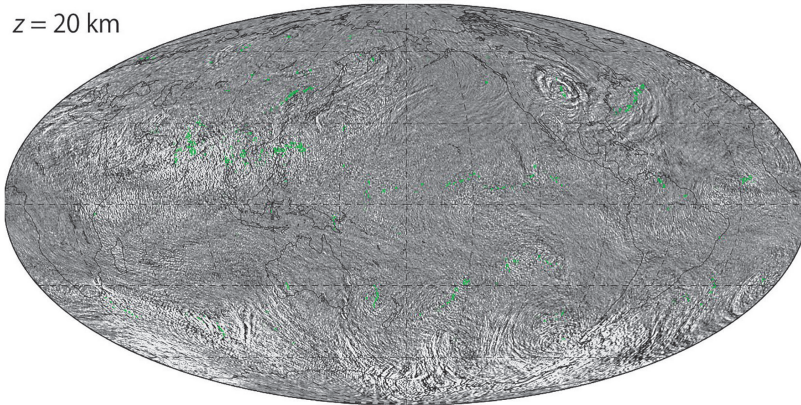
—2017年10月24日受領—

—2018年3月9日受理—

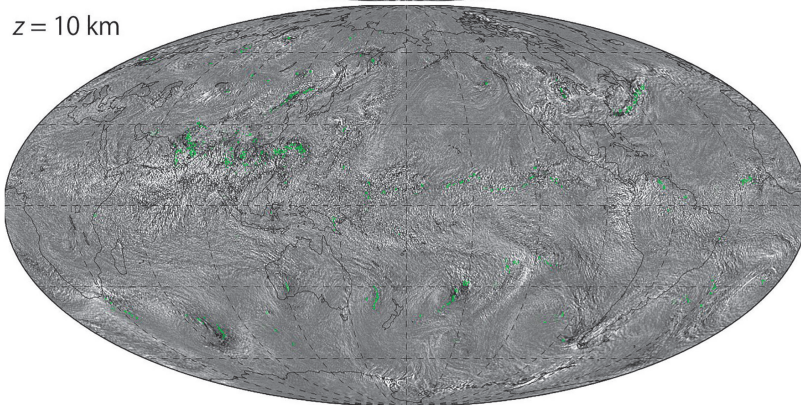
z = 60 km



z = 20 km



z = 10 km



第1図 20 km 水平格子版 JAGUAR による鉛直流の全球分布。陰影で示された波状の構造が重力波を表す。各高度で、白黒のコントラストが強いほど重力波の振幅が大きい。緑色は 5 mm d^{-1} の降水量の等値線。気候値海面水温等を与えて行った実験の7月3日の瞬間値。

降水の等値線だけ重ね合わせてプロットしていますが、降水の周辺以外にも、山地・半島・大陸氷床の縁辺部などの斜面やジェット気流の周辺で重力波の波列をたくさん見ることができます。

これらの形態の違いには、発生メカニズムの違いの

他に、重力波の波束が伝播する間に通過してきた背景場の局所的な風向・風速の違いが大きく影響します。例えば、北米大陸上の降水水域の周辺、高度10-20 kmに見られる同心円状の波面は、高度60 kmでは東側だけの半円状になっています。これは西向きに伝播していた重力波が夏季成層圏に吹く強い東風（西向きの風）に追い越されそうになって（critical level に近づいて）、ある高度から上には伝播できなくなった結果です。高度60 kmの低緯度に中高緯度のような縦縞模様が見られないのは、成層圏赤道準二年周期振動や成層圏半年周期振動に伴う東風や西風が、それぞれ西向き・東向きに位相伝播する重力波をフィルターした結果で、南北方向に伝播する重力波に伴う横縞模様が見られます。

重力波は、様々な場所や高度で、様々なメカニズムにより、様々な性質（周期、水平・鉛直波長、波束の伝播速度（群速度）、位相速度、振幅等）を持って発生しますが、地表から対流圏界面付近までの高度で発生して上空に向かって伝播するものは、成層圏、中間圏、さらに下部熱圏といった中層大気の大循環の

形成、維持、季節進行等において決定的に重要な役割を持ちます。代表例として、成層圏から中間圏にまたがる巨大なジェット気流の上端が上空に行くにしたがって次第に弱まり中間圏界面付近に平均東西風の弱風層が存在することが知られていますが、その成因

は、下層大気から上空に伝播した重力波が密度成層の効果で振幅が増大して砕波する際に波と平均流の相互作用を通じてジェット気流に非常に強いブレーキ作用をもたらすため、と説明されてきました。

ところが、私が重力波の研究に取り組み始めた2002年から本稿執筆時点（2017年）に至ってもなお、観測データを主役据えて重力波のグローバルかつ3次元のかつ気候学的な性質と役割をまるごと知ることができる時代は到来していません。観測を難しくさせている要因には、ユビキタスに「ごちゃまぜ」で存在しつつ間欠的に発生・伝播する多様な波束を捉えるために必要な時空間的に連続なカバレッジ、小規模波動ゆえに重要な測器の時空間分解能、測器の測定原理がもたらす観測されたパラメーターと実際のパラメーターのずれ（observational filtering）、温度や風速3成分等マルチパラメーター観測の困難さ、等があるため、これらを克服する「夢の測器」の提案や、複数の測器を混ぜて構成する「夢のチーム」の構想も将来有望だと思いますが、大型計算機が前世紀から着実に進歩してきた現在、「地表からはるか上空までリアルに重力波を表現できるグローバルな高解像度モデルを用いたアプローチも捨てがたいのではないか？」という発想に至ります。

2.2 重力波解像 GCM とは？

みなさんは「雲解像モデル」や海洋の「渦解像モデル」についてよくご存知かも知れませんが、いずれもモデルの水平解像度を高めて行くことによって、積雲対流や海洋の中規模渦の発生・発達から衰弱にかかるライフサイクルをモデルの力学フレーム（格子）で直接的にリアルに表現することを目指すアプローチです。これらの現象には特徴的な水平スケールがあることから、リアリティを求めると、たとえば複数格子の集合で水平1 km のひとつの積雲対流セルを表現して初めて「解像できた」と胸を張れるような厳密な世界のようなです。その点「重力波解像モデル」は違います。

重力波の水平波長のスペクトル・レンジは、中間圏で理論上観測され得る内部波に限った場合でも、惑星規模からメソスケールまで「とんでもなく」広いので、個々の研究で注目したいスケールの重力波のライフサイクルを格子スケールで陽にリアルに表現できるならば、もっとフランクに「重力波解像モデル」と称して構いません。もちろん、水平解像度が高い方が表現される重力波のリアリティも向上するに決まっていますし、まだ見ぬ面白い現象が見られる期待も高まる

のですが、後述するように、3次元伝播する重力波を扱うためには、鉛直解像度を上げてモデル格子のアスペクト比を確保することにリソースを割く必要が出てきます。

「重力波のグローバルかつ3次元のかつ気候学的な性質や役割を知るための重力波解像 GCM」を設計するに当たって、2000年代半ばの状況で私たちが「落としどころ」に定めたのは、対流圏界面付近の温度構造や下部成層圏で観測される重力波の性質（卓越する水平波長や振幅）をリアルに表現しつつ、成層圏・中間圏のジェット気流や温度場の季節進行をリアルに表現できる程度に重力波によるブレーキ作用が生じており、最低でも3年間連続で実験できる程度の計算コストに収まる、といった要件でした。

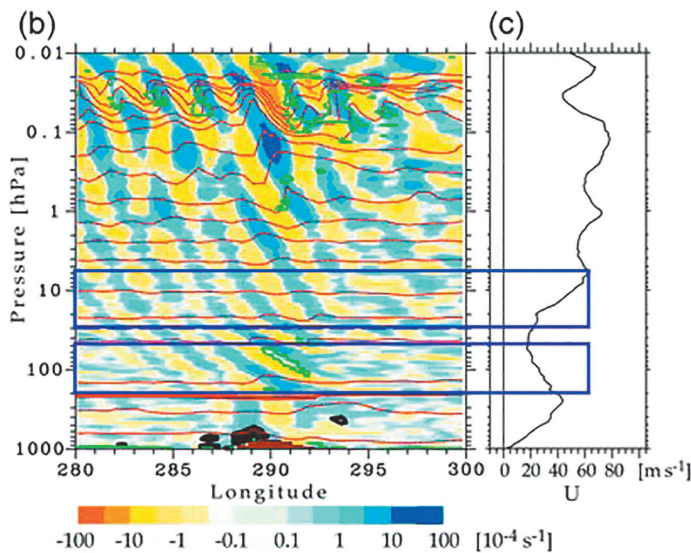
2.3 重力波解像 GCM の特徴

数値天気予報から惑星大気研究まで様々な用途に GCM が用いられるようになりましたが、あらゆる GCM との対比で私たちが開発してきた重力波解像 GCM の特徴の筆頭は「鉛直解像度が高い」ことです。重力波の三次元的な伝播過程をなるべくリアルに表現するためには、重力波の波束の伝播をラグランジュ的な視点で追跡していった際に、背景場となる風や鉛直安定度の変化に伴って生じる重力波自身のアスペクト比（主に鉛直波長が変わる）の連続的・不連続的な変化を適切に表現する必要があります。たとえば、重力波が上空に伝播していく途中で位相伝播と逆向きの背景風が強まる場合には、ドップラーシフトによって重力波の周波数は大きく、鉛直波長は長くなり、上向きの波束伝播がスピードアップします。一例として、第2図の上側の長方形で囲んだ領域では、高度とともに次第に西風が強くなり、重力波の鉛直波長が次第に長くなっています。逆に、位相伝播と同方向の背景風が強まってクリティカル・レベルに近づくと、周波数は小さく、鉛直波長は短くなり、波束の上向き伝播がほとんど停滞します。一例として、第3図bの長方形で囲んだ領域では、高度とともに次第に西風が弱まり、重力波の鉛直波長が次第に短くなっています。こうした効果は、数値天気予報モデルで採用されている1 km 程度の鉛直解像度では正しく表現できません（第3図a）。また、後で例を示しますが、重力波を含む波と波、さらには波と「波+背景場」の重ね合わせに伴う相互作用過程を表現する上でも、高い鉛直解像度で大気下層から上層まで一様なアスペクト比の格子構造が理想です。

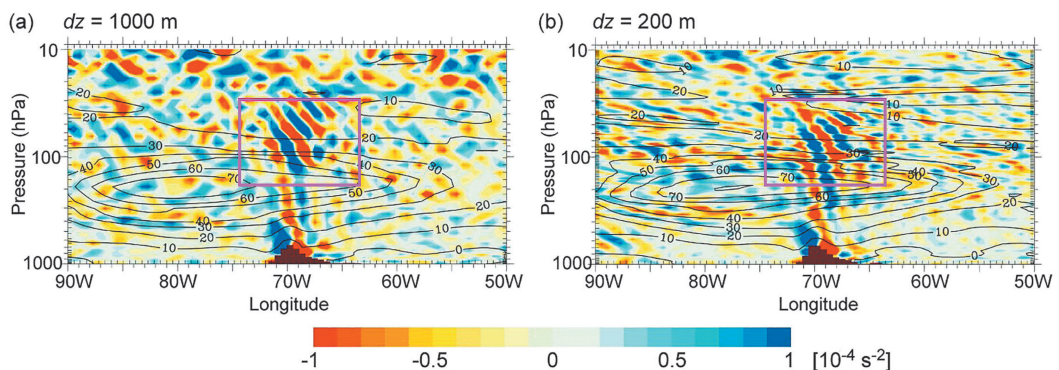
さらに、シアー不安定や対流不安定からの乱流生成といった重力波の散逸過程に関しては、いわゆる乱流クロージャモデルを用いた鉛直拡散パラメタリゼーションに頼ることになりますが、このパラメタリゼーションに関しても他の GCM の成層圏で用いられている数 km といった粗い鉛直解像度に対して用いるのは不適切です。理想を言えば数十 m の鉛直解像度を採用して、ラジオゾンデ等の高鉛直解像度の観測データと直接比較できることまで目指したいところです。し

かし、大振幅の重力波に伴う強い鉛直流が現れる中間圏・下部熱圏でそこまでモデルの層を薄くすると、モデルのタイムステップを 1 秒未満にしても数値不安定が生じて計算が発散してしまいましたので、計算機資源や計算所要時間などの観点から限界があります。2000年代半ばに重力波解像 GCM を設計した当時は、えいやと 300 m に決めていた鉛直解像度ですが、2010年代半ばに改めて鉛直解像度を変えた感度実験を行って調べた結果によると、少なくとも水平解像度数十 km に対して、鉛直解像度 300 m は「ほどよい」選択だったようです (Watanabe *et al.* 2015)。

もうひとつ「短いタイムステップで解く」ことも特徴に挙げられます。いわゆる解析—予報サイクルの中にあって短時間で予測結果を得ねばならない全球予報モデルでは、モデルの積分タイムステップをなるべく長く取るための工夫が必要とされますが、その代償として、モデルのタイムステップ未満の短周期重力波は再現され得ません (Shutts and Vosper 2011)。そのため、水平解像度 10–30 km の全球予報モデルを用



第2図 7月のアンデス山脈上空に見られた重力波の (b) 東西—鉛直分布, (c) 平均東西風の鉛直分布. (b)の色は水平風の発散成分, 赤い等値線は任意の間隔で描いた等温位面を表す. Watanabe *et al.* (2008a) の Fig. 12の一部に加筆.



第3図 1月のアンデス山脈上空に見られた重力波の東西—鉛直分布. 色は水平風の発散成分, 等値線は 10 ms^{-1} 間隔で示した東西風. (a) 鉛直解像度 1 km, (b) 鉛直解像度 200 m の結果. Watanabe *et al.* (2015) の Fig. 4 に一部加筆.

いた場合でも、短周期かつ小規模な重力波の効果をパラメタリゼーションによって表現し、さらに観測データの同化を行わなければ、現実的な中層大気の風や温度の気候場は再現できません。

数値天気予報モデルよりも解像度が粗く（水平解像度100-300 km）、観測データの同化も行わずに長期間の気候実験を行う気候モデルや地球システムモデル（例：Watanabe *et al.* 2011）の場合には、重力波パラメタリゼーションへの依存度がさらに大きくなり、パラメタリゼーションの不確かさがよりダイレクトに気候場の再現性や将来予測実験結果の不確か性に反映されます（Alexander *et al.* 2010）。こうした数値予報モデルや気候モデルに用いられる重力波パラメタリゼーションの不確か性の低減に資する情報を求めることも、重力波解像シミュレーションに特化した高解像度GCMを開発して（シミュレーション結果を観測事実と比較しながら）研究を行う主な動機のひとつです。

以上のように、重力波解像GCMはパフォーマンスの重点を「注目したい重力波の表現のリアリティ」に置くがために、他の目的のためには「割に合わない」高コストでマニアックな設計が特徴になっています。（思惑通りその分野を牽引するモデルとして、様々な方に結果を参照して頂くことができました。）なお、私たち以前にも、高解像度GCMシミュレーションの結果に基づいて重力波の統計的性質や生成・伝播メカニズムを研究した例はいくつかあり、重力波解像GCM設計の際に大いに参考にしました。ご興味をお持ちの方はAlexander *et al.* (2010)の4.1節に参考文献を年代順に記してありますのでご覧頂ければ幸いです。

2.4 重力波解像GCMの詳細

ここから、重力波解像GCMの具体的な紹介を始めます。私たちの重力波解像GCMは、東京大学・気候システム研究センター（組織改編後、大気海洋研究所）、国立環境研究所、地球フロンティア研究システム（組織改編後、海洋研究開発機構）を中心として開発された大気海洋結合気候モデルMIROC3.2 (K-1 model developers 2004)の構成要素であるところのCCSR/NIES/FRCGC AGCM version 5.7b（「マル高」T106L56 AGCM）をベースとしています（Watanabe *et al.* 2008a）。そこに至る経緯は謝辞の中で述べますが、多くのみなさんが心血を注いで開発された大変素性のよいモデルをベースに、鉛直 σ 座標系から鉛直 η 座標系（ σ 座標系と気圧座標系のハ

イブリッド座標系：下層では σ 座標系、上空では気圧座標系の性質を持つ）への更新や放射スキームの更新など中層大気GCMへの拡張に欠かせないモデルの改良（Watanabe *et al.* 2008b）、高解像度化や計算機にあわせた高速化等々、様々な場面で様々な方にご協力頂きながら重力波解像GCMの開発ができたのは大変幸運でした。

重力波解像GCMの力学コアは、静力学平衡近似に基づいた全球スペクトルモデルであり、最大波数213の三角形切断（T213）を用いることにより、波数空間においては全球一様に最短水平波長約190 kmの波動まで表現可能な水平解像度を持ちます。この水平解像度よりも小規模な地形や対流活動から生じるような重力波を表現することはできませんが、ヒマラヤやアンデスに代表される山地や、南極半島・大陸氷床の縁辺部といった急峻で大きな斜面、ジェット前線システムおよび大規模対流システム付近で観測される水平波長200-500 km程度の重力波を陽に表現することができます。

鉛直座標系には全球予報モデルや気候モデルで一般的に用いられる η 座標系を採用し、とくに中層大気中で一様かつリッチな層配置となるよう、鉛直解像度を300 mとし、地表から高度約85 kmまでの間に256層を配しました。

リープ・フロッグ法を用いた時間積分のタイムステップは30秒に設定していますが、これは中層大気の浮力振動周期（約300秒）に比べると十分に短く、実際には数値不安定による計算の発散を避けるべく経験的に決めた値です。（モデルの水平・鉛直解像度や、モデルの中間圏・下部熱圏で生じる大振幅重力波が持つ水平・鉛直風速成分の最大値等に依存します。）

この重力波解像GCMでは、モデルが陽に解像した重力波の性質や働きに注目するため、地形性・非地形性いずれの重力波パラメタリゼーションも用いていません。モデル上端、高度約80-85 kmに配した6層のみ、水平拡散係数を高度とともに一層毎に倍増させる格好のスポンジ層を適用し、モデル上端における大気波動の反射を抑制しています。それ以下の高度では、最大波数端へのエネルギーの溜まりを抑制し、現実的な運動エネルギーの空間スペクトルが得られる程度に時定数を調整した ∇^4 の水平拡散を適用しており、重力波を中心とする小規模擾乱に過度な数値粘性が作用しないように配慮してあります。

物理過程パラメタリゼーションに関しては、重力波

のソースとなる非断熱加熱を与える積雲対流パラメタリゼーションや、重力波の散逸を表現する水平・鉛直拡散パラメタリゼーション等の調整具合が、モデル中の重力波の振る舞いに大きく影響することが分かっています。その他、様々な物理過程パラメタリゼーションがモデル中の重力波に与える影響については Watanabe *et al.* (2008a) に記してありますので、興味をお持ちになった方はご一読下さい。

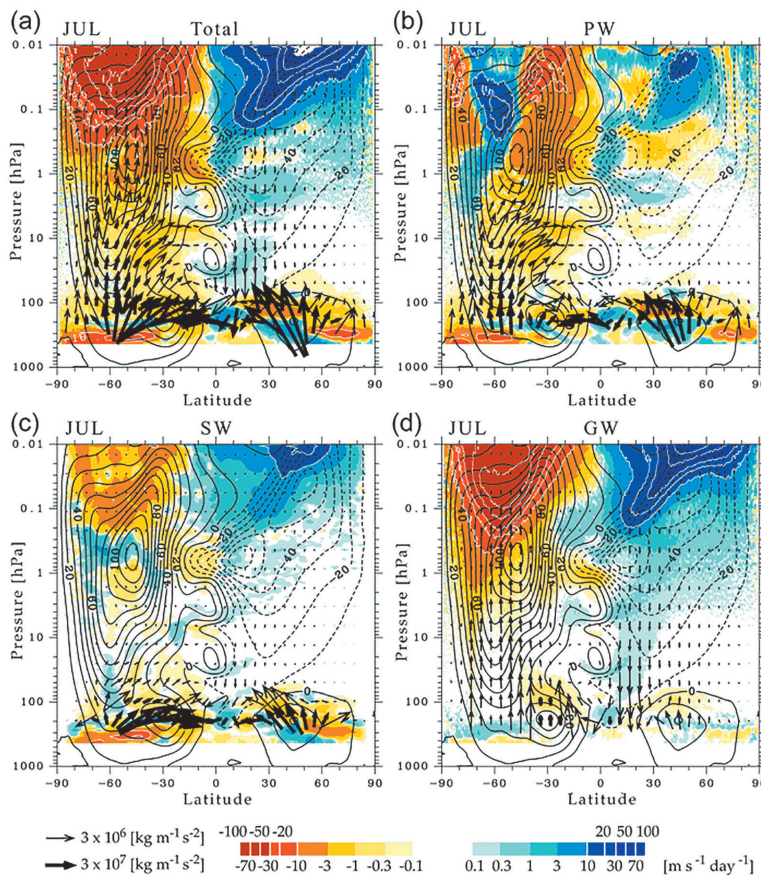
数年間の連続積分実験を行う際には、観測された海面水温・海水密度度・オゾン混合比等の気候値を外境界条件として与えており、以下で紹介する結果はすべてそのようにして行った気候学的な実験に基づきます。

2.5 JAGUAR とは？

前節でご紹介した MIROC-AGCM ベースの重力波解像 GCM (Watanabe *et al.* 2008a, モデル上端約 85 km) ですが、その後、九州大学 GCM (参考文献は謝辞を参照) と同様にモデル上端を高度 150 km 付近まで拡張して、その際に必要となる物理過程パラメタリゼーションを移植・新規導入し、JAGUAR (Japanese Atmospheric General circulation model for Upper Atmosphere Research) と名付けました (Watanabe and Miyahara 2009)。これは「重力波解像 GCM を用いて大気潮汐波と小規模重力波の相互作用を調べる」という九州大学の恩師である宮原三郎先生からご提案頂いた研究テーマに沿ったモデル開発を

進めるという目的と、両 GCM を融合して中層大気科学の様々な研究テーマに利用可能な国産 GCM のパッケージを作って伝統を維持するという目的があった行なったものです。

具体的には、九州大学 GCM にならってモデルのトップを引き上げた上でリジッドな天井やスポンジ層を廃し、下部熱圏まで到達した小規模な波動が主に分子粘性によって散逸するようにしました。高度 70 km 以上で重要になる物理過程として、非局所熱力学平衡赤外放射スキームと紫外線領域の短波放射スキームを導入し、さらに高度 100 km 近辺から上の高度で重要になる物理過程として、分子粘性、分子熱伝導、イオンドラッグ、化学加熱等のスキームを導入し、それ以下の高度で用いられる各スキームとの間で重複や矛盾が生じないように統合を行いました。JAGUAR に関しては、Watanabe and Miyahara (2009) が出版



第4図 帯状平均東西風 (等値線: 10 ms^{-1} 間隔), E-P フラックス (矢印), 波と平均流の相互作用による東西風加速 (色). (a) 全波動成分, (b) 東西波数 1-3 の惑星波成分, (d) 重力波成分 (水平波長約 188-930 km), (c) それ以外の波動成分. Watanabe *et al.* (2008a) の Fig. 9 を引用.

された後も延々と開発・調整を続けつつ、大学院の学生さんたちにモデルの提供を含む支援を行うとともにフィードバックを受けるなど、この分野の裾野の拡大に向けた努力を行っているところです。

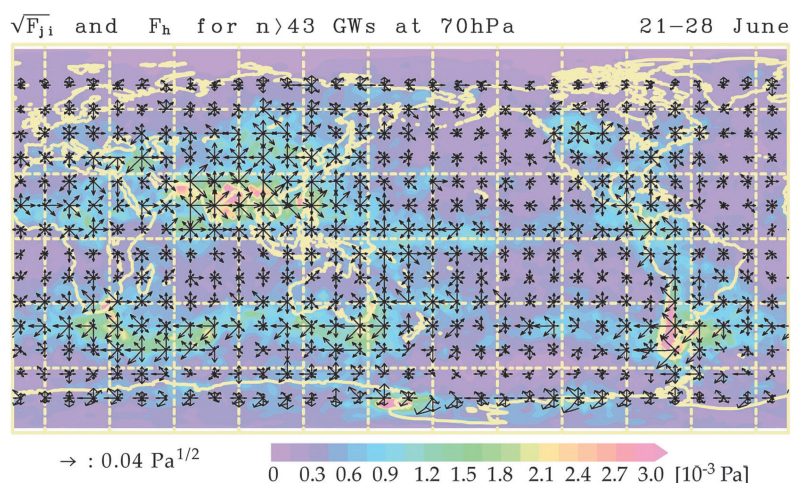
2.6 ジェットを歪める重力波

この節からは、シミュレーション結果の話題が続きます。第4図は、重力波解像 GCM でシミュレートされた7月の帯状平均東西風、E-P フラックス・ベクトルおよび E-P フラックス発散成分の緯度-高度分布です (Watanabe *et al.* 2008a)。成層圏・中間圏では、南半球に見られる冬季西風ジェットや北半球に見られる夏季東風ジェットの子午面構造の特徴がよく再現されています。両半球の中間圏(気圧座標で1 hPa 以上の高度)では、水平波長約188-930 km (GW グループ) の重力波成分による波動強制 (E-P フラックス発散で表される、波と平均流の相互作用を介した東西流加速) が、全波動成分によるトータルの波動強制の大半を占めています。そうした重力波による波動強制は、西風・東風ジェットの上部に対して強力なブレーキ作用として働き、その結果、それら東西風の独特な子午面構造を維持させています。

第4図の E-P フラックスの子午面分布は、対流圏の40-50°S 付近を起源とする、背景風に対して西向きに伝播する性質を持つ重力波が、上向きかつわずかに南向きに伝播し、中間圏では50-60°S 付近に到達することを示しています。この特徴的な(注意して見ると南向きにわずかに傾いた)重力波の伝播と散逸が、50-60°S 付近の西風に対する強力なブレーキ作用の「ハート型」ピークをもたらし、その領域を避ける格好で極域-亜熱帯に西風のダブル・ピーク構造が形成される要因となっています。同様に北半球では、対流圏の10-20°N 付近に起源を持つ、背景風に対して東向きに伝播する性質を持つ重力波が、上向きかつわずかに北向きに伝播し、中間圏では15-25°N 付近に到達するとともに、その散逸を

通じて東風に対する強力なブレーキ作用のピークを形成する様子が見て取れます。この東向き波動強制の子午面分布が、夏季中間圏の東風ピークが低緯度ほど低い高度に下がる傾いた構造を持つ要因であると考えられます。

なお、現在主流の重力波パラメタリゼーションは、地形性重力波と非地形性重力波を対象としたものに大別されますが、それらはいずれも重力波の波源から真上への瞬時の伝播と散逸を仮定する鉛直1次元のカラム型で設計されており、隣接モデル格子への水平伝播を考慮しつつ ray-tracing テクニック等を用いて計算するものは非常に稀です。Watanabe (2008) は、多くの気候モデルや化学気候モデルで採用実績のある Hines (1997) の非地形性重力波パラメタリゼーションに、重力波解像 GCM の結果から導いた重力波の伝播方向や運動量フラックスの情報を重力波のソースとして与える手法を提案し(第5図)、その手法を用いたパラメタリゼーションで計算された運動量フラックスや平均流加速を重力波解像 GCM の結果と比較しました。その結果、鉛直1次元型の重力波パラメタリゼーションを用いた場合、重力波がその励起源から斜め上に伝播して行く効果を考慮しないため、重力波による平均流加速が生じる位置や強度に顕著なバイアスが生じることを示しました(図は省略)。重力波の斜め伝播は、重力波解像 GCM を用いた全球数値シミュ



第5図 水平波長約190-980 km 重力波成分に伴う運動量フラックスの平方根を1時間ごとに8方位分類して8日間平均したもの(矢印)、運動量フラックスの大きさの絶対値の8方位平均(色)。重力波の活動度で見たホットスポットと、主な伝搬方向が読み取れる。Watanabe (2008) の Fig. 1a を引用。

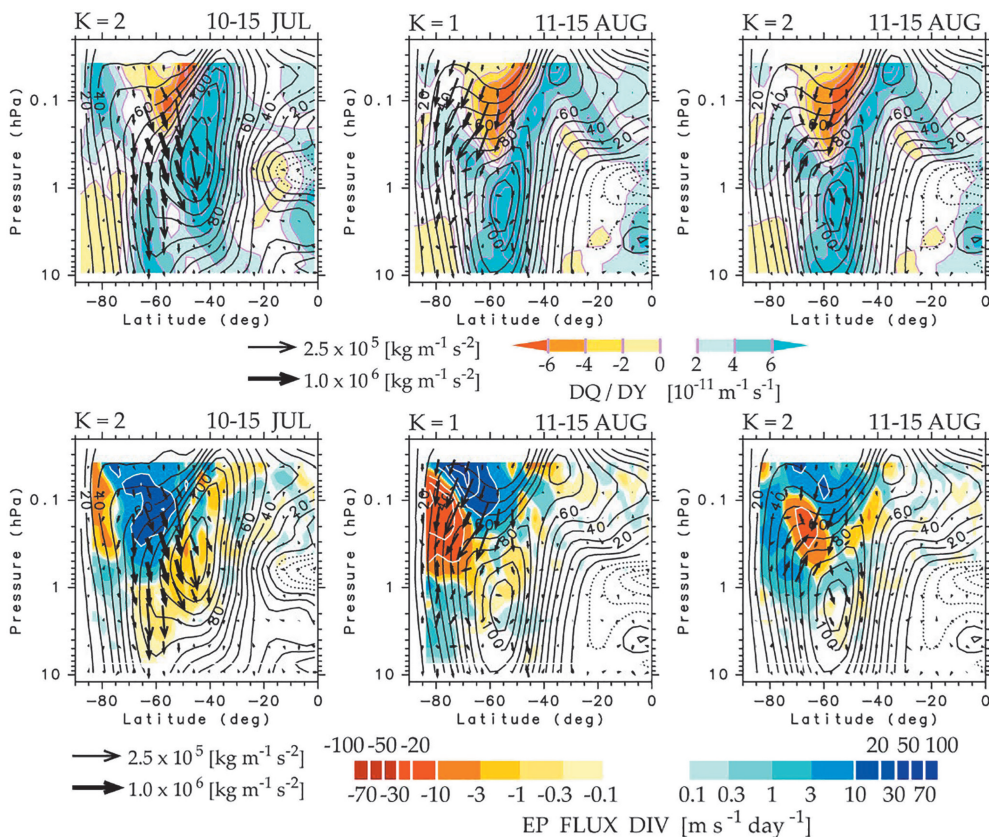
レーションを通じて明らかにされた非常に重要な性質です。

2.7 惑星波を作り出す重力波

第6図は、南半球の西風ジェット上部の構造が（図には示していませんが重力波の散逸に伴うブレーキ作用によって）下向きに大きく凹まれたイベントを示しています（Watanabe *et al.* 2009）。こうした重力波の作用は、重力波自身の生成メカニズムの時間変化（例えばアンデス山脈周辺における低気圧の去来による）や伝播経路の途中にあるジェットや大規模波動の変調（例えば移動性プラネタリー波の去来による）等々によって、強弱や位置が時々刻々と変化します。そうして、時折大きな振幅の重力波の波束がやってくると、ジェットの歪み具合も強まります。

帯状平均したジェットの構造（特に曲率）次第では、傾圧不安定や順圧不安定の必要条件（渦位の南北

勾配が符号を変えること）を満たすことになり、東西波数1-2で背景風と同様の位相速度で東向きに伝播する、周期が約4日の「4日波」という惑星規模波動を発生・発達させることが分かりました。第6図の上段は、渦位の南北勾配と4日波成分のE-Pフラックスのベクトルを表しています。西風ジェットが下向きに凹んだ結果でできる渦位勾配が負の領域（暖色系）から渦位勾配が正の領域（寒色系）に向けて、E-Pフラックスの矢印が上からやや右下あるいは左下に伸びています。第6図の下段に示したこのE-Pフラックスの発散成分が正であることから因果関係を含めて解析結果を整理したところ、1）重力波が西風ジェットの上端を下向きに凹ませる、2）流れの場の傾圧性が強まり不安定の条件を満たすとともに東西波数1-2の4日波が発生する、3）4日波は、重力波によるブレーキ作用によって不安定になった流れの場の安定性



第6図 帯状平均東西風（等値線：10 ms^{-1} 間隔）、東西波数1（K=1）もしくは2（K=2）の4日波成分のE-Pフラックス（矢印）、渦位の南北勾配（上段、色）、4日波に伴う東西風加速（下段、色）。Watanabe *et al.* (2009) のFig.5を引用。

を回復させるべく、西風を加速させてジェット上部の凹みを緩和させる作用を持つ、そして4) こうしたサイクルがひと冬の間に何度も繰り返し発生する、といったことが明らかになりました。

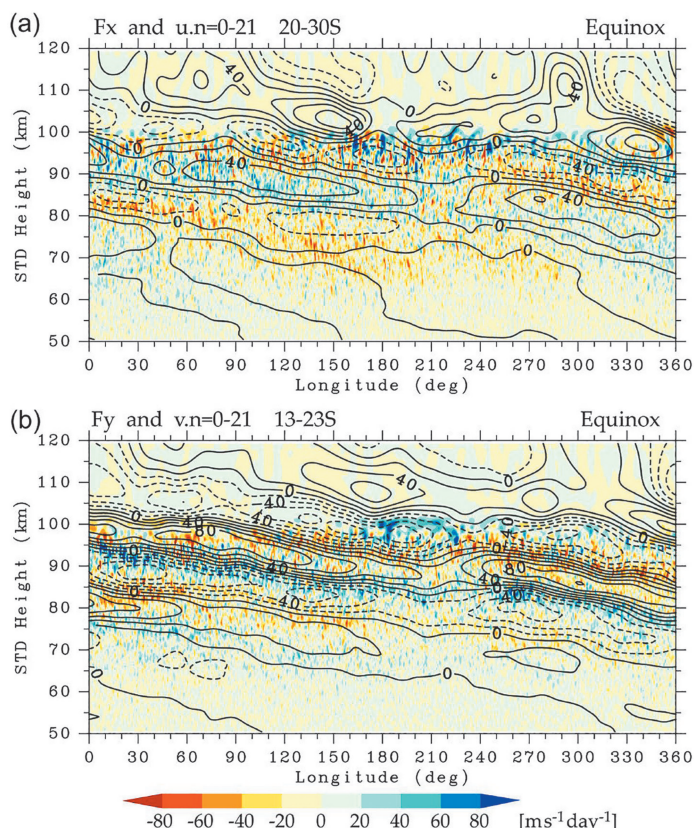
4日波自体は、少し低い高度において成層圏の極渦の極側で生じる順圧不安定にともなって発生するものが観測データに基づいて調べられていましたが、中間圏の冬季西風ジェットの上端付近で重力波によるブレーキ作用を発端として発生するというメカニズムを示したのはこの研究が初めてで、「小さな重力波が西風ジェットを歪めるのみならず、勢い余って（という表現が正しいか分かりませんが）惑星規模の波動を生む。またその惑星波が重力波のブレーキ作用に対抗して西風ジェット上部を加速する。」という発見に大変興奮したことを覚えています。

2.8 大気熱潮汐波と重力波の相互作用

地球の自転に伴って、対流圏では日周期の局地循環や対流活動が生じますが、対流圏の水蒸気や成層圏のオゾンが日射（近赤外線や紫外線）を吸収することによって、惑星規模の日周期、半日周期、さらに整数分の1日周期の大気波動であるところの大気熱潮汐波が発生します。そのうち、東西波数1で太陽と同期して西向きに進行しながら上向きに伝播するものを英語でdiurnal migrating tideと呼び、DW1と表記します。惑星規模かつ低緯度では 400 m s^{-1} 超という（地上の音速を超える）非常に大きな位相速度を持っているのが特徴です。この波動も重力波と同様に、上空にいくに従って大気密度の減少に伴って振幅が増大するのですが、中間圏・下部熱圏領域では、波と平均流の相互作用によって低緯度の

平均東西風の構造に影響を及ぼすことが九州大学GCM等を用いた研究によって明らかにされてきました。一方、DW1（を含む惑星規模の熱潮汐波）に伴う水平風の鉛直シアが重力波の伝播や散逸に影響を与え得ること、逆に重力波の散逸にともなってこの波動自身も影響を受けること、つまり、惑星規模の熱潮汐波DW1と小規模な重力波とが波-波相互作用を持つことが予想されていましたが、小規模な重力波の効果が実際にどう働くかは不明でした。

そうした言わば長年の「想像図」をJAGUARのシミュレーションを通じて実体化した結果が第7図です（Watanabe and Miyahara 2009）。DW1の振幅が大きい緯度帯を平均した経度-高度断面で、とある地方時を取り出した上で、15日間分コンポジット平均した結果を示していますが、斜めに傾いた等値線は



第7図 水平波長約2000 km以上の大規模場に伴う (a) 東西風成分と (b) 南北風成分の等値線 (20 m s^{-1} 間隔)、水平波長約188-930 kmの重力波成分の波と平均流の相互作用による (a) 東西風加速と (b) 南北風加速 (色)。DW1成分が卓越する緯度帯で特定の地方時に注目して15日間コンポジット平均したものを示す。季節は分点。Watanabe and Miyahara (2009) の Fig. 3 を引用。

DW 1 に相当する水平風速成分を示します。第 7 図 a では、DW 1 の東西風成分のピークの近くに小規模な色が付いた構造が群がっているように見えますが、これらが重力波による東西風の加速・減速効果を表しています。DW 1 の東西風成分のピーク近くに同符号の重力波による加速成分が位置していることから、重力波が DW 1 を増幅させる効果があることが定性的に分かります。第 7 図 b では、DW 1 の南北風成分の鉛直シアーが大きい場所に DW 1 の位相を引っ張りおろす符号の重力波による加速・減速成分が位置しています。重力波が DW 1 の位相を早く下降させようとする効果があることが定性的に分かります。(第 7 図ではとある地方時に着目しましたが、時間を追って見ると $300\text{--}400\text{ m s}^{-1}$ の超スピードで西向きに伝播する巨大な熱潮汐波が、どんどん湧いてくるオキアミの群れを捕食するクジラのように、小規模な重力波と相互作用しながら進んでいくようなダイナミックな描像になるのが大変面白いところです。)

これらの効果を定量化するために、大規模な水平風速場と重力波による加速・減速効果の双方に関して、東西波数・周波数フィルターを適用して DW 1 成分を抽出した上で、DW 1 の位相構造のあちこちにおける局所的な水平風速の時間変化に対する重力波の寄与の割合を調べたところ、DW 1 の東西風成分を増幅させる効果に関しては $8\text{--}9\%$ ($8\text{--}15\text{ ms}^{-1}\text{d}^{-1}$)、南北風成分の下向き位相伝播を加速させる効果に関しては $4\text{--}5\%$ ($16\text{ ms}^{-1}\text{d}^{-1}$ 以上) に及ぶことが分かりました。

さらに、重力波が DW 1 に及ぼす効果は、別の季節には上に述べたものと大きく異なることも示しました。これは、重力波が「感じる」局所的な背景風の鉛直シアーが、DW 1 の水平風速成分に伴うものと平均場の水平風速成分に伴うものの合計で構成されており、とくに平均場の季節変化の効果によって DW 1 の位相構造のどの場所でどのような重力波による加速・減速が生じるかが変化することによります。こうして、先行研究で決着のついていなかった、「重力波は DW 1 を減衰させるのか、増幅させるのか」という論争に、「平均風の鉛直構造の季節変化によって効果は変わる」という明瞭な答えを提供できました。一方、「高度 $80\text{--}150\text{ km}$ の JAGUAR の平均風はどれくらいリアルスティックなのですか？」と問われると、実は少々心許ないので、とくに結果に大きく影響することが分かっている水平・鉛直拡散の計算手法の改良

や調整とその物理的な裏付けに関して、調査や改善を重ねる努力を現在も続けています。

2.9 おわりに

21世紀初頭、2000年代半ばから2010年代半ばが私たちの重力波解像 GCM の最初の10年間になりました。私たちはこの間、現実大気の初期値を用いない気候実験を中心にモデルの開発と研究を進めて来ました。所期の目標である「重力波のグローバルかつ3次元の気候学的な性質や役割を知る」の中にもやり残したテーマがいくつか残っており、モデルの改良も道半ばではありますが、JAGUAR を用いた観測データの同化実験を含めて「現実大気で生じる様々なイベントの再現や予測可能性の探求に向けたチャレンジ」が次の10年間に繋がっていくのかな、と2017年現在予想しています。謝辞にも記しましたが、これまで多くの方からご指導・ご支援を頂きながらモデルの開発や研究を進めて参りました。モデルの高解像度化や hi-top 化が進み中で、重力波というテーマは案外みなさんが興味をお持ちの対象と深く関わっていることが明らかになっていくと予想されますし、新しいチャレンジやコラボレーションが待っていると思います。この機会に重力波の全球シミュレーションに興味を持って頂き、今後の発展にご助力・ご期待頂ければ幸いです。

3. QBO メカニズム研究から気候変動研究へ

この章では、河谷がこれまでにやってきた研究について解説します。本稿では受賞理由で大きな割合を占めた赤道準2年振動 (Quasi-Biennial Oscillation: QBO) に関する研究について、サブテーマ「QBO メカニズム研究から気候変動研究へ」と題して解説致します。

QBO とは成層圏の東風と西風が約28ヶ月の周期で交代している現象です (上部中間圏にも QBO が存在することが知られていますが、本稿は成層圏 QBO のことを QBO と表記します)。QBO は最初に高度約 50 km に現れ、時間とともに下方へ降り、高度約 18 km 付近でほぼ消滅します。

QBO の西風・東風位相の変化は、大気波動の伝播特性を変え、冬季成層圏極渦の変調を引き起こします。極渦の変化は、対流圏ジェット、中高緯度の地表面気圧配置にまで影響を与え、ストームトラックの分布を変化させます (Baldwin and Dunkerton 2001; Kidston *et al.* 2015)。例えば英国では、QBO 西風位相時に低気圧活動が活発で洪水が起きやすいことが知

られています。最近では、QBO 西風位相時に比べて、東風位相時にマッデン・ジュリアン振動 (MJO) が活発で MJO 予報スキルが良いことが分かってきました (Yoo and Son 2016; Marshall *et al.* 2017; Nishimoto and Yoden 2017)。このように QBO は対流圏―成層圏結合を引き起こし、広範囲の力学・化学過程に影響を及ぼすため、季節予報～気候変動を考える上で重要な気象現象の 1 つです。

3.1 QBO メカニズム研究

QBO は大気波動によって駆動されています。熱帯の活発な積雲対流活動によって東向きと西向きに進む大気波動が励起され、それぞれ東向き運動量と西向き運動量を上方へ運びます。それらの波が成層圏でつぶれることで東向きの風 (西風) と西向きの風 (東風) が生成され、QBO が形成されています。

QBO は大気波動の中でも小規模な大気重力波によって主に駆動されており、気候モデルで再現させるのが難しい気象現象の 1 つです。世界の殆どの研究機関では、非定常重力波パラメタリゼーションをモデルに組み込むことで QBO を再現しています。同パラメタリゼーションでは、重力波活動の時間変化や地理分布を考慮しない、励起される高度を固定する、など様々な仮定が含まれています。実際の大気では、対流圏循環場、対流活動、重力波が時空間に連動して変動するため、上述した仮定はモデル予測の不確実性を引き起こす要因となっています。そこで、同パラメタリゼーションを組み込まず、2005 年当時としては高解像度である T106L60 の MIROC-AGCM (MIROC3.2 ベースの大気大循環モデル) で QBO を再現させ、QBO と重力波に関する研究に取り組み始めました (Kawatani *et al.* 2005)。

QBO メカニズム研究を行うにあたって、モデルで表現される降水や大気波動の振幅が観測と類似している必要があります。目的にもよりますが、QBO が再現されるモデルでも、熱帯降水量が極端に多く時空間変動も観測と乖離しているようでは困ります。降水については比較的高解像度な全球観測データが既に出揃っていました。赤道波については、2000 年代半ばまでの衛星観測では東西波数 1-2 の長周期ケルビン波の解析が限度だったのに対して、2006 年に打ち上げられた COSMIC 衛星により、東西波数 1-9 程度までの赤道波の時空間変動解析が可能になりました。

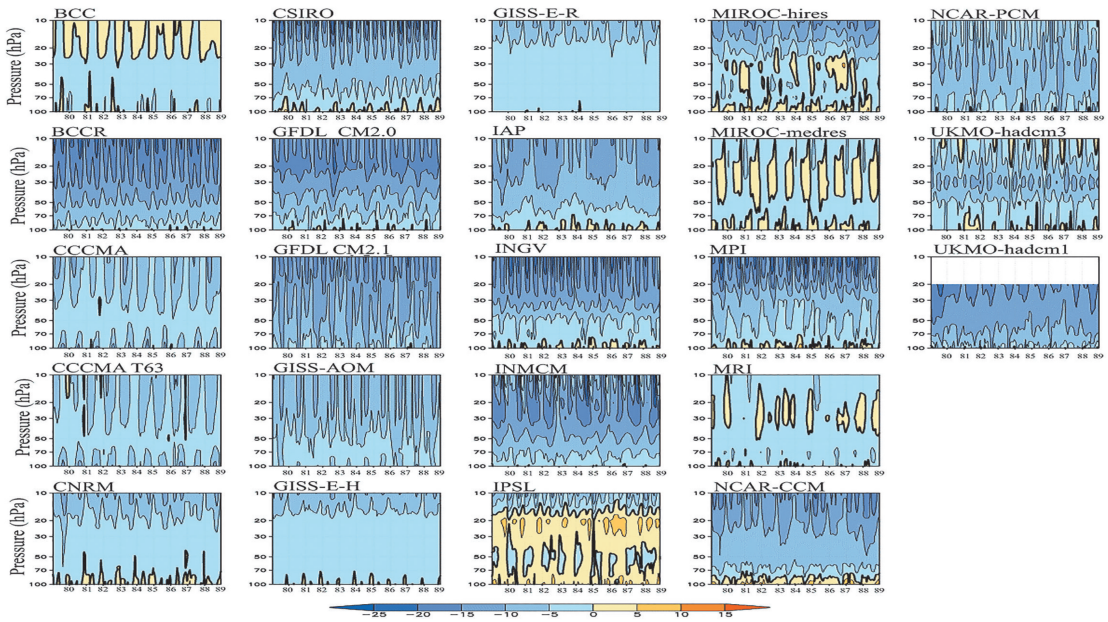
COSMIC 衛星観測データが出始めた頃、京都大学生存圏研究所の津田敏隆先生からお誘いがあり、当時

生存圏でポスドクをしていた Simon Alexander (現オーストラリア南極局) を交えて共同研究を開始しました。最初に観測データから、大気波動と QBO の相互作用や、経度依存性を含む波活動のグローバル特性を詳細に示すことができました (Alexander *et al.* 2008)、次に MIROC-AGCM を用いて、対流圏から成層圏へ伝播する赤道波の東西―鉛直伝播特性を解析しました。等価深度 90 m 以下のスペクトル領域で卓越する対流と結合した赤道波と、上部対流圏の位相速度 30 m s^{-1} 以下 (等価深度 90 m 以下に相当) の赤道波の経度分布が良く対応していました。ウォーカー循環に伴う波のフィルタリング特性や波動ソースが経度方向に異なるため、対流圏から成層圏へ入り込む赤道波は経度依存性を持ちます。成層圏では、QBO に伴う東西風の鉛直シアーによる影響を受けて、その高度での赤道波分布が最終決定されていました。以上の解析により、COSMIC 衛星観測で得られた東西非一様な大気波動分布のメカニズムを説明できました (Kawatani *et al.* 2009)。

2006 年から、東京大学の佐藤 薫先生をリーダーとする高解像度 AGCM を用いた共同研究が始まりました。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、私の関東地方に住む中層大気研究者 6 人で始め、KANTO プロジェクトと名付けられました。地球シミュレータを用いて、中層大気を含む気候モデルでは当時世界最高クラスの解像度である T213L256 の AGCM を 3 年間積分し、各々が興味のある現象を解析しました。その中で私は QBO の駆動メカニズムを担当しました。

本実験に先立ち、モデルの降水スペクトル、熱帯域積雲システムの組織化、下部成層圏の重力波振幅、運動量フラックスの再現性を観測データと比較しながらチューニングを行いました。本実験データを COSMIC や地点観測データと比較したところ、モデルで表現される赤道波や内部重力波の卓越波数、周期、振幅、位相速度が、観測と極めてよく一致することを確認できました。高解像度モデルを用いて QBO メカニズム研究を調べる価値が十分にあると自信を持って解析に挑めました。

その結果、QBO 駆動に対する赤道波・重力波・中緯度ロスビー波の寄与を、位相・高度方向・東西波数の違いまで含めて定量的に明らかにするとともに、九州大学の宮原三郎先生が導いた 3 次元波フラックス (Miyahara 2006) を用いて重力波・ケルビン波の伝



第8図 CMIP 3モデル群による20世紀気候再現実験 (20c3m) で表現された赤道上帯状平均東西風の時間－高度断面図。赤が西風、青が東風、コンター間隔は 5 ms^{-1} 。

播や wave forcing の経度依存性を詳細に示すことができました (Kawatani *et al.* 2010a, b). この研究は論文として発表されるまで2年以上の長い時間を要しましたが、幸いなことに2011年度日本気象学会山本・正野論文賞に選んで頂きました。KANTO プロジェクトによるQBO研究の詳細を含めたQBOメカニズム研究については、河谷 (2012) の解説記事で詳しく記述していますので、そちらをご参照いただくと幸いです。

3.2 地球温暖化時のQBOモデル実験

2009年当時、海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の地球温暖化予測研究プログラムに属していたこともあり、QBOメカニズム研究が一段落した次は、気候変動に伴うQBO変化の研究に取り掛かろうと考えました。第8図に第3期結合モデル相互比較計画 (CMIP3) モデル群による、赤道上における帯状平均東西風の時間－高度断面図を示します。ご覧いただけるようにQBOを再現しているモデルは皆無でした。従って2007年に発表された気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第4次評価報告書では、温暖化に伴うQBO変化の記述はありませんでした。「無いなら自分たちでやってみれば良いではないか」と考えたのが始まりです。

ちょうどその頃、JAMSTECはハワイ大学国際太平洋研究センター (IPRC) とJAMSTEC-IPRC Initiative (JII) という共同研究を推進する協力協定を取り交わしていました。当時のIPRC所長はQBO研究の世界的権威であるKevin Hamilton教授 (以下、Kevinと記述します) でした。JIIによってKevinとの共同研究をサポートしていただき、2009年12月から2010年2月までの3ヵ月、IPRCに滞在する機会を得ることができました。Kevinと相談して、共同研究のトピックを温暖化時のQBO変化にしました。この研究はJAMSTECの渡辺真吾さんも含めて3人で開始しました。

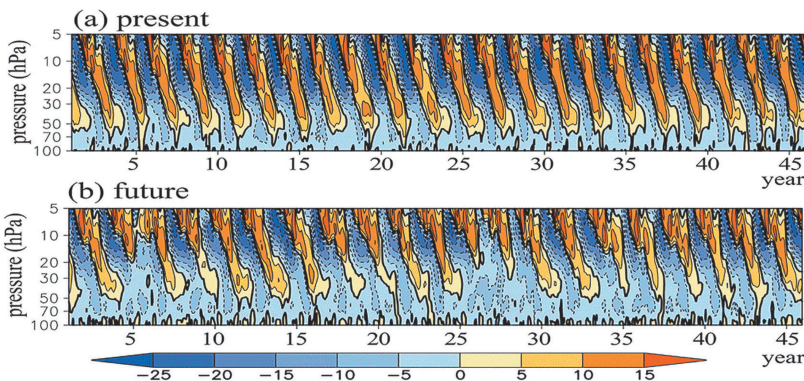
温暖化実験は100年程度の積分が必要となるので、さすがにT213L256のような高解像度モデルは使えません。過去の経験 (Kawatani *et al.* 2005, 2009) を踏まえ、非正常重力波パラメタリゼーションを用いずともQBOが再現可能で、且つ長期積分にも耐える解像度T106L72にしたMIROC-AGCMを用いて実験をすることにしました。

実験開始前には、①地球温暖化で赤道域の雨が増える、②対流から励起される重力波が増える、③QBOの周期が短くなる、というようなストーリーを想像していました。「ある意味結果は分かっているようなも

のだけれども、ササッと実験して、1本論文書いて、成果にして終わりにしよう」と正直なところ簡単に考えていました。

しかし予想と全く反する結果が出ました。第9図はMIROC-AGCMによる現在気候及び将来気候実験における帯状平均東西風の時間-高度断面図です。地球温暖化に伴い、QBOの周期は長く、且つそのバラつきが大きくなります。更にQBOが下部成層圏まで下り難くなり、その場所での振幅が顕著に弱くなります。

最初は何かのバクじゃないかと思い、テスト実験を何度か試みましたが、バクではありませんでした。そうであれば物理的に説明できる何かがあるはずだと思う。



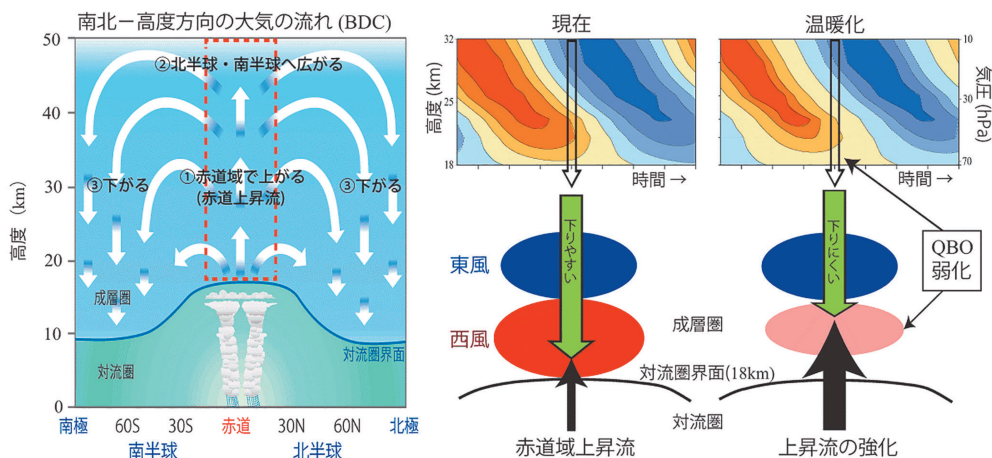
第9図 第8図と同じ。ただしMIROC-AGCMによる帯状平均東西風。Kawatani *et al.* (2011) のFig. 4を改変。© American Meteorological Society. Used with permission.

い、想定される様々な原因を考えました。例えば温暖化に伴い雨は増えるが、convective mass fluxが減る(Held and Soden 2006) ため、波フラックスは減少しているのではないかと考え解析してみました。そうではありませんでした。以下に、分かった結論のみを簡単に説明します。

第10図左に成層圏子午面循環の模式図を示します。緑色是对流圏(赤道域で地表~約18 km)、青色は成層圏(赤道域で高度約18~50 km)を示します。成層圏では矢印で示されているように、赤道域で上昇し、そこから南北両半球に広がり、中高緯度で下降する大規模な循環が存在します。この循環は発見者の名前を取って、ブリューワー・ドブソン循環(BDC)と呼ばれています。BDCは、

人体に有害な紫外線を防ぐオゾンや気候変動と関係する水蒸気などの大気微量成分を全球的に運ぶ、極めて重要な地球規模の循環です。

温室効果気体が増加すると、対流圏では温暖化しますが、中層大気(成層圏・中間圏)では赤外線放射による冷却の効果が強まるため寒冷化します。温度場の変化と連動して平均東西風の構造も変化し、大気波動



第10図 (左) 中層大気の子午面循環の模式図。赤点線はQBOの存在する領域。(右) 現在気候及び将来気候におけるQBOと赤道上昇流との関係を示す模式図。

の活動度、伝播特性、及び波動の持つ運動量が平均流に引き渡される砕波の場所が変わります。結果として、温室効果気体の増加はBDCを強める方向に働くことが知られています。実際に世界の主要な気候モデルのほぼ全てで、地球温暖化にともなうBDCの強化が予測されています (Butchart *et al.* 2006)。

QBOとBDCに伴う赤道域上昇流は密接に関連しています。第10図右に現在気候と温暖化気候におけるQBOの特徴を示します。QBOは大気波動によって駆動され、位相が時間と共に下りてきますが、実はBDCに伴う赤道域上昇流は、QBOが上から下に下りるのを妨げる働きをしています。現在気候では、QBOは赤道上昇流に対抗しながら、高度約18 kmに位置する対流圏界面付近まで下りています。地球温暖化に伴って赤道域上昇流が強まると、QBOが対流圏界面付近まで十分に下ることができなくなり、結果として高度70 hPa付近のQBO振幅は弱くなります。

ところでMIROC-AGCMのシミュレーションでは、地球温暖化に伴う熱帯降水量の増加により、大気波動に伴う赤道域の運動量フラックスは10-15%程度増えていました。しかしながらBDCに伴う赤道上昇流の強化は下部成層圏で特に顕著であり、上昇流強化の効果が波活動の増大より大きいことも分かりました。結果として地球温暖化にともなうQBOの変化は、下部成層圏におけるQBO振幅の弱化という形で現れます (Kawatani *et al.* 2011)。

次に海面水温と二酸化炭素の影響を切り分ける理想実験を行い、温暖化時のQBO変化に対するそれぞれの寄与を調べることにしました。大気海洋結合モデルで予測される温暖化時の海面水温分布は、同じ二酸化炭素濃度を与えてもモデル間でばらつきます。AGCMの温暖化実験で下部境界条件として与えられる海面水温は、各研究機関の結合モデルで予測したもの、CMIP3マルチモデル予測 (本研究で採用)、全球一様に2 K上げたもの等があり、二酸化炭素に比べて自由度が高くなっています。従って、海面水温と二酸化炭素の変化が温暖化時のQBO変調に及ぼす役割を定量的に個別調査する意義があると考えました。

結論としては、温暖化QBOの変化に対する海面水温の上昇と二酸化炭素濃度の増加の寄与は約3対1であり、海面水温の影響がより大きいことが分かりました。このような理想実験は私にとって初めてでしたが、当時の上司である野田 彰さんに先行研究の知見

や様々な解釈を教授していただき、共著論文としてまとめることができました (Kawatani *et al.* 2012)。

3.3 観測データを用いた地球温暖化シグナルの発見

世界中の気候モデルが予測している地球温暖化時に伴うBDCの強化が実際の大气で起こっているかどうかは、専門家の間で大きな論争になっていました。BDCに伴う赤道上昇流は 0.3 mm s^{-1} 程度とアリが歩く速度よりも遅く非常に弱い循環であるため、現在の観測技術ではその直接観測は不可能です。また大気微量成分から見積もられるBDCのトレンドは不確実性が大きく、再解析間で表現されるBDCもばらつきが大きいので、気候モデルの予測が正しいかどうかの検証は十分になされていない状況が続いていました。

赤道上昇流の長期トレンドを検出可能な直接観測は無いけれども、東西風のゾンデ観測には長期に亘って良質なデータが揃っています。例えばQBO研究で頻繁に利用されるベルリン自由大学 (FUB) 提供の東西風データ (<http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html>) は1953年から現在まで60年以上が揃っており、容量25 KB、1クリック1秒で誰でも自由にダウンロードして利用できます。

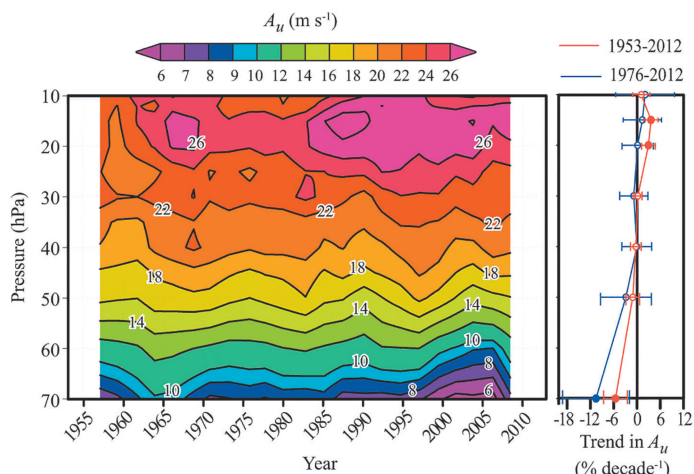
地表面温度の経年変化等から、この60年間にも地球温暖化が進んでおり、その影響が成層圏に現れていることも十分に想定されます。Kawatani *et al.* (2011) で得られた気候モデルによるQBO温暖化実験の知見から、東西風の観測データを用いて下部成層圏QBOの振幅変化を解析することで、赤道域上昇流の長期変化を考察できると考えました。

第11図に、FUB提供の観測データから計算されたQBO振幅の時間-高度断面図と、トレンドの鉛直プロファイルを示します。同データは、1953年1月-1967年8月はCanton (2.8°S, 171.7°W)、1967年9月-1975年12月はGan (0.7°S, 73.2°E)、1976年1月以降はSingapore (1.4°N, 104.0°E)の地点観測データを結合しています。そのため、トレンドは1953-2012年 (赤線)、1976-2012年 (青線)の期間を個別に計算しました。青線・赤線ともに、下部成層圏の高度70 hPaに有意な負のトレンドが見られます。観測データから、この60年間に高度70 hPaのQBO振幅が3割程度減少していることを発見しました。この図を最初に見た時の興奮は今でも鮮明に覚えています。

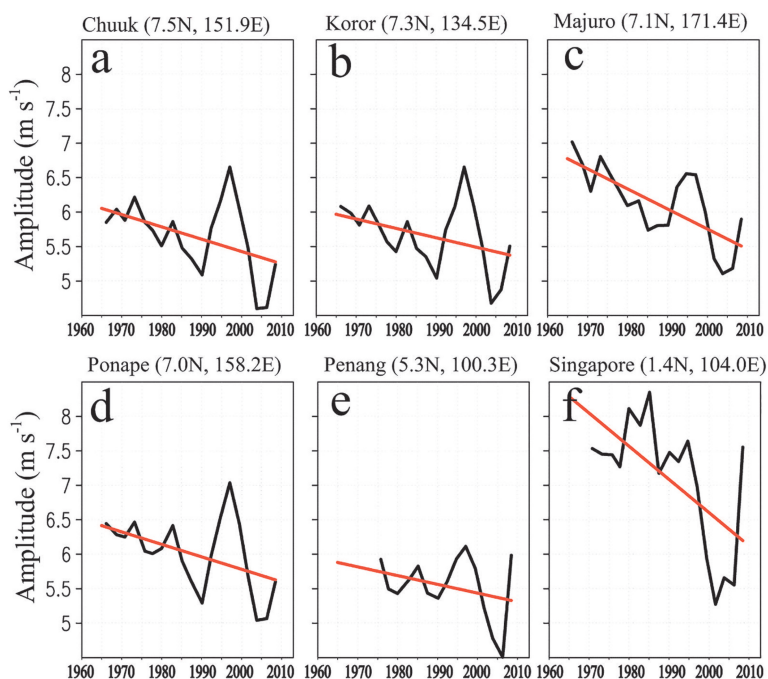
ただし、1種類の観測データだけでは、それは“たまたま”なのかもしれませんし、観測データの系統誤差や、観測機器の変更がトレンドに影響している可能性も完全には除外できません。そこで、IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive : <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>) が提供している世界中のゾンデ観測データも調査することにしました (IGRA データも無料で誰でもダウンロードできますが、テキスト形式で観測データが無い月に欠損値が記入されていない等、最初にデータ整備をする手間が少し掛かります)。

IGRA が提供している観測点は、QBO 振幅が大きい 10°S – 10°N の領域に約 220ヶ所ありました。多くは欠損値だらけでしたが、QBO 振幅のトレンドが解析可能な地点は以下の 6 箇所ありました。第12図は、Chuuk (7.5°N , 151.9°E), Koror (7.3°N , 134.5°E), Majuro (7.1°N , 171.4°E), Ponape (7.0°N , 158.2°E), Penang (5.3°N , 100.3°E), Singapore (1.4°N , 104.0°E) の各地点で、高度 70 hPa における QBO 振幅の時間変化を描いたものです。全ての観測地点で負のトレンドが見られ、複数の独立したデータで QBO 振幅の弱化を確認できました。

Kawatani *et al.* (2011) で気候モデルによる温暖化 QBO 実験を発表した際、観測データでも QBO 振



第11図 FUB のゾンデ観測による QBO 振幅の時間-高度断面図とトレンドの鉛直プロファイル。赤線が1953–2012年、青線が1976–2012年のトレンド。黒丸は $P < 0.05$ で有意。Kawatani and Hamilton (2013) の Fig. 1を引用。



第12図 IGRA のゾンデ観測データによる高度 70 hPa における QBO 振幅の時間変化。Kawatani and Hamilton (2013) の Fig. S3 を引用。

幅の弱化が見られることは、実はかなり早い段階で気付いていました。どのような形で論文化するか、Kevin と戦略を練っていました。当初は MIROC-AGCM の結果と合わせて素早く論文化することも考

えましたが、1種類のモデル結果のみではインパクトが弱いと感じていました。

ちょうど運の良いことに、IPCC第5次評価報告書に使用された最新の気候モデル群、第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)データが出始めました。その頃、東京大学の高萩 緑先生が取りまとめをされていた環境省地球環境研究総合推進費(2A-1201)のプロジェクトに関わっており、CMIP5データを解析する機会に恵まれていました。早速データを調査したところ、CMIP3で再現されていなかったQBOは、CMIP5ではドイツ(MPI-ESM-MR)、イギリス(HadGEM2-CC)、日本(MIROC-ESM及びMIROC-ESM-CHEM)の気候モデルで表現されていました。これらの研究機関では、ドイツはMarco Giorgettaさん、イギリスはAdam Scaifeさん、日本は渡辺真吾さん、というように成層圏の専門家がモデル開発に携わっています。

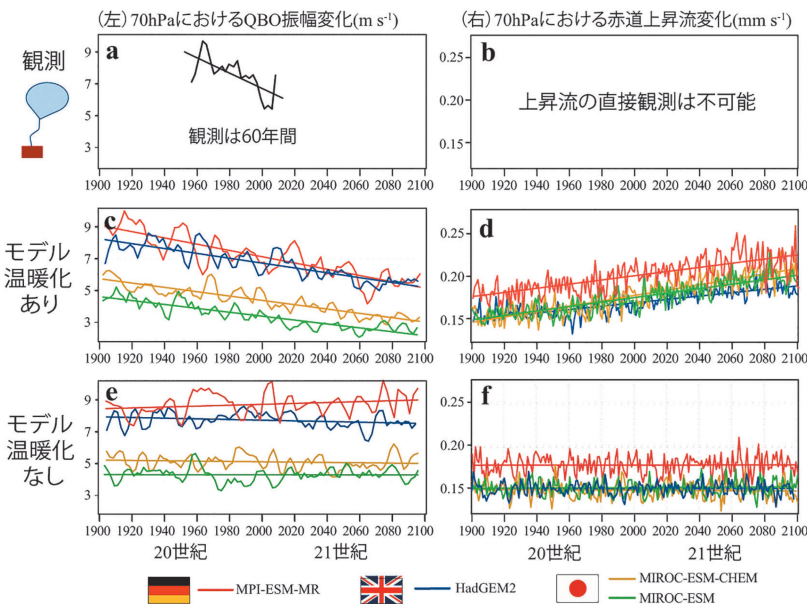
これら4種類のモデルデータを用いてQBOと赤道域上昇流の長期変化を解析しました。ここでは1900年から2100年までのデータを用いた結果を示します。1900年から2005年までは、観測データに基づいた温室

効果ガスなどのデータを気候モデルに入れて計算し、2006年以降は温室効果ガス濃度の排出シナリオを与えて計算しています。それぞれHistoricalとRCP4.5シナリオデータを用いたものです。

第13図に高度70 hPaにおけるQBO振幅と赤道上昇流の変化を示します。第13図a, bは観測データで、東西風の観測データは60年分、上昇流のデータはありません。第13図c, dはHistorical+RCP4.5シナリオランの結果です。4種類全てのモデルで、20世紀から21世紀にかけて、10年規模の変動を伴いながら徐々にQBO振幅が弱くなっており、観測と一致した特徴を示しています。一方で赤道上昇流は強まっています。この結果はKawatani *et al.* (2011)の温暖化QBO実験と整合的です。温暖化を伴わない気候モデル実験(Preindustrial Controlラン)データも合わせて解析したところ、これらの変化は見られませんでした(第13図e, f)。これら一連の結果から、QBOと赤道上昇流の変化は地球温暖化が原因であることが裏付けられました。なお、MIROC-ESMを用いた温暖化QBO変化の詳細は、Watanabe and Kawatani (2012)をご参照ください。

観測データで見られたQBOの変調に関して、これで行く自信を持つことができ、成果を論文として発表しました(Kawatani and Hamilton 2013)。地球温暖化の新たなシグナルが、成層圏のQBOという現象に既に現れていることを発見するとともに、大気微量成分を全球に運ぶ極めて重要なBDCの強化を間接的ではありますが観測データから初めて立証し、気候モデル予測の正当性を示した点は、今後の温暖化予測研究にとって大変意義深いと考えています。

最初に気候モデル実験を行い、観測データと比較・検証を行いながらQBOの再現性及び駆動メカニズム



第13図 高度70 hPaにおける(左) QBO振幅と(右)赤道域上昇流の変化。(a)と(b)が観測データ、(c)と(d)が温暖化の影響が入ったHistorical+RCP4.5実験、(e)と(f)が温暖化の影響が無いPreindustrial control実験によるシミュレーション。Kawatani and Hamilton (2013)のFig. 3及びFig. S 9を改変。

を詳細に調べ (Kawatani *et al.* 2005, 2009, 2010 a, b), 次に地球温暖化時の QBO 変化に関するモデル研究を行い (Kawatani *et al.* 2011, 2012), 更に数値実験の解析と理論的裏付けから, 観測データに基づく事実の発見に至ることができた (Kawatani and Hamilton 2013), これが従来の QBO メカニズム研究から長期気候変動研究へと繋がった一連の研究の流れになります.

3.4 関連研究の紹介

この節では関連する研究の紹介を簡単にします. 成層圏水蒸気は全球の放射強制力に寄与し, 気候変動に重要な役割を果たしています (Solomon *et al.* 2010). 2004年7月に打ち上げられた Aura MLS 衛星によって, これまでにない精度で成層圏水蒸気を測ることができるようになりました. 約10年分蓄積された MLS 観測データを用いて赤道域の水蒸気の QBO に伴う年々変動を調べたところ, (i) 赤道域上部成層圏で時間と共に下方伝播する水蒸気偏差の存在が発見され, (ii) 赤道域上部対流圏から下部成層圏にかけては, 上方伝播する成分が卓越することが確認されました (第14図 a).

次に MIROC-AGCM を用いてそのメカニズムの解明を試みました. メタン酸化による成層圏水蒸気過程を取り込んだモデルは水蒸気の鉛直プロファイルの高度微分が正になり観測と整合的ですが, 取り込まないと符号が逆になります (第14図 b). 上記 (i) に関しては, メタン酸化プロセスを取り込んだモデルのみ再現されました. メカニズムを調べたところ, 上部成層圏の QBO が引き起こす2次的な鉛直循環と, 水蒸気の高度微分との掛け合わせ ($w'\partial\bar{q}/\partial z$) によって説明できることが明らかになりました.

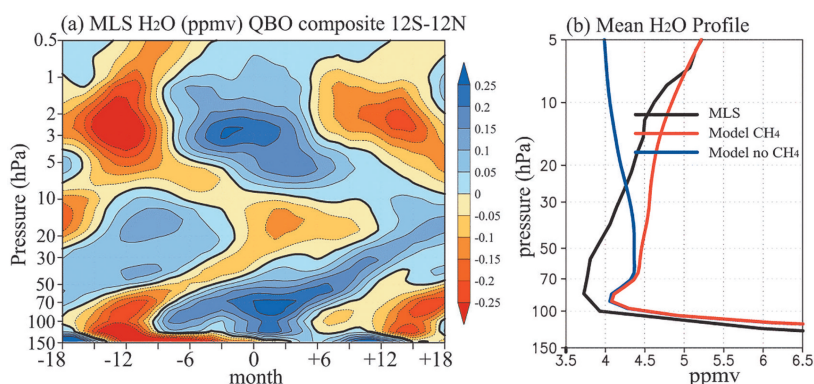
一方 (ii) に関しては, 対流圏界面まで下りてきた QBO が, 対流圏界面の温度の変調を引き起こすことによるものです. すなわち, QBO 振幅に伴う対流圏界面の温度偏差が暖かく (冷たく) なる時に, より

多くの (少ない) 水蒸気量が成層圏へと運ばれます. 下部成層圏における水蒸気の年々変動と対流圏界面付近での QBO 振幅との間には高い相関があります (詳細は Kawatani *et al.* 2014 をご参照ください). これらから, 温暖化に伴う下部成層圏 QBO 振幅の弱化に伴い, 将来の下部成層圏水蒸気の年々変動は小さくなることが示唆されます.

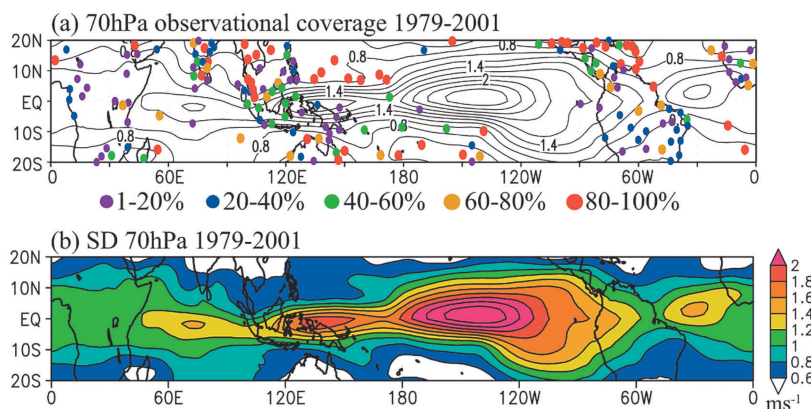
次に The Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate (SPARC) Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) について紹介します. S-RIP は北海道大学の藤原正智さんが co-lead を務めている, 成層圏現象を対象とした国際的な再解析比較プロジェクトです. 私は藤原さんから誘われ, 成層圏 QBO のチャプターに貢献しています. ここでは図を1枚だけ紹介したいと思います.

第15図は1979年–2001年の高度70 hPa における地点観測の東西風データ取得率と5種類の再解析間の東西風の相違 (再解析間でのバラツキの度合い) を示します. 赤道域ではそもそも観測点が少なく, 特に中部~東部太平洋の赤道近傍では観測点が皆無に等しい状況です. 高度が上がれば各地点のデータ取得率は顕著に低下します (図略).

再解析間の相違は, 地点観測データ密度と見事に対応した東西非一様な分布になっています. 衛星輝度温度データに地域的な疎密はほぼ無いので, 再解析の東西風に対しては, 衛星輝度温度データに比べて地点観



第14図 (a) MLS 衛星観測データを用いた赤道域水蒸気の QBO に伴う年々変動のコンポジット図 (12°S–12°N 平均). Month “0” は高度30 hPa で QBO が西風から東風位相に変わる月に相当. (b) 赤道域帯状平均水蒸気の鉛直プロファイル. 黒線が MLS, 赤線がメタン酸化過程を取り込んだ, 青線は取り込んでいない MIROC-AGCM を示す. Kawatani *et al.* (2016) の Fig. 5 及び Fig. 6 を改変. © American Meteorological Society. Used with permission.



第15図 1979年—2001年の高度70 hPa における (a) 地点東西風観測の観測データ取得率と (b) 再解析間の東西風の相違. Kawatani *et al.* (2016) の Fig. 4 と Fig. 5 を改変.

測データの束縛がはるかに大きいことを明確に示しています。地点観測データ数は時間の関数になっていますので、3.3節で示したようなQBO振幅のトレンドを再解析データから計算した場合、観測データが無い場所・期間では、QBO振幅は各再解析モデルに強く依存します。従って観測データ密度の小さい場所では非現実的なトレンドを示す可能性があり、帯状平均したトレンドを見る際には注意が必要です。再解析間の東西風の相違は、他にも高度やQBO位相にも依存しています。詳細はKawatani *et al.* (2016) をご参照下さい。

3.5 QBOの季節予報

CMIP5ではQBOを再現するモデルが4種類現れましたが、マルチモデル解析という点では数がまだまだ少ない状況です。そのような中、新たなQBO国際共同研究に関連するブレインストーミングが、2015年3月に世界中の主要なQBO研究者を集めてカナダで開催されました。その結果、(i) 気候モデルによるQBO再現性の評価、(ii) 気候変動に伴うQBO変化、(iii) QBO季節予報の可能性、をマルチモデルで調べる国際プロジェクト(QBOi)を推進することになりました。ここでは(iii)について簡単にご紹介致します。3章の最初に述べたようにQBOは季節予報にも影響を与えることが認識され始めており、話題性の高い国際プロジェクトと言えます。

ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)では、QBOのハインドキャストが行われています。第16図aは、ECMWFの季節予報モデルSystem 3を用いて

各年の初期値から数ヵ月計算した高度50 hPaにおける東西風の再予報結果です。太実線は観測、細線はモデルによるアンサンブル実験です。初期値から程なくして観測値と掛け離れた東西風になっており、QBO予報スキルが悪いことが分かります。そこで成層圏の鉛直解像度を上げ、非定常重力波パラメトリゼーション等のQBOを表現させるための精密な成層圏力学・物理過程を取り入れたSystem 4を開発した

ところ、その予報成績が格段に上がりました(第16図b)。一方System 4でも計算開始後1—2ヵ月を過ぎたあたりから観測結果との誤差が顕著になっているケースも多々あります。

解像度T106L72のMIROC-AGCMで同様な実験をしたところ、ECMWFのSystem 4と遜色ない結果が得られました(第16図c)。一方、モデルで表現されるQBO東風がそもそも過小評価されている故に、東風発達時の初期値から始めると東風が十分に強くなれず、予報精度が悪くなる、など改善すべき点も多く見られます。QBO振幅はT213L256では随分と改善されることが分かっているので(Kawatani *et al.* 2010a, b)、異なる複数の解像度で実験を行い、解像度依存性を含む予報精度を調査する予定です。

3.6 まとめと今後の課題

非定常重力波パラメトリゼーションを組み込まないMIROC-AGCMを用いてQBOを再現させ、観測データとの比較・検証を行いながら研究を進めてきました。

COSMICデータを用いて東西非一様な大気波動分布の実態を示し(Alexander *et al.* 2008)、MIROC-AGCMとの詳細比較を行いました。その結果、対流と結合した赤道波の経度分布、ウォーカー循環による波のフィルタリング特性及びQBOの位相によって、成層圏の波動分布が決定されることが分かりました(Kawatani *et al.* 2009)。T213L256のAGCMを用いたKANTOプロジェクトでは、QBO駆動に対する赤道波・重力波・中緯度ロスビー波の寄与を、位相・

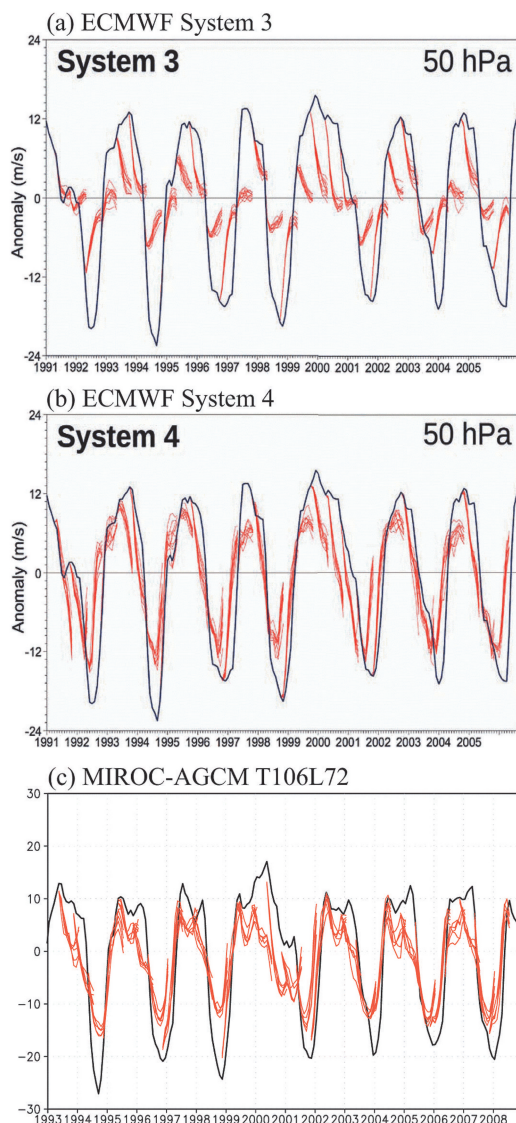
高度方向・東西波数の違いまで含めて定量的に明らかにしました。更に重力波・ケルビン波の経度方向の伝播や wave forcing の経度依存性について議論しました (Kawatani *et al.* 2010a, b)。

MLS 衛星観測とモデルを組み合わせることで成層圏水蒸気の年々変動の実態を調べた研究では、対流圏から成層圏へ運ばれる水蒸気の変動は下部成層圏 QBO 振幅との相関が高いこと、上部成層圏の水蒸気偏差は時間とともに下方伝播することが分かり、そのメカニズムを解明しました (Kawatani *et al.* 2014)。

温暖化 QBO モデル実験では、温暖化すると BDC に伴う赤道域上昇流が上部対流圏から下部成層圏にかけて特に強まることで、下部成層圏最下層まで QBO が十分に下りられなくなり、高度 70 hPa 付近の QBO 振幅が著しく弱くなることがわかりました (Kawatani *et al.* 2011)。更に海面水温と二酸化炭素の影響を切り分けた理想実験を行い、温暖化に伴う QBO の変化に対して、海面水温の上昇と二酸化炭素濃度の増加の寄与は約 3 対 1 であり、海面水温の影響がより大きいことを示しました (Kawatani *et al.* 2012)。

次に 1953–2012 年の東西風地点観測データを用いて QBO 振幅の経年変化を調べ、高度 70 hPa の QBO 振幅がこの 60 年間で 30% 以上減少していることを発見しました。更に QBO を再現している CMIP5 モデルデータを集めて解析し、QBO を再現している全てのモデルで地球温暖化に伴って QBO が弱まり、赤道上昇流が強まっていることを確認しました。温暖化を伴わない CMIP5 コントロール実験ではこれらの変化は見られず、QBO と赤道上昇流の変化は地球温暖化が原因であることを裏付けました (Kawatani and Hamilton 2013)。このように「QBO メカニズム研究から気候変動研究へ」と発展させることができた一連の研究の背景には、JAMSTEC-IPRC Initiative、環境省地球環境研究総合推進費プロジェクト、CMIP5 データの出現、など多くの幸運が重なりました。

ところで、2016 年 1 月、西風位相が下降している最中の高度 22 km 付近に突如東風が形成され、西風が上方伝播し始めるという、観測史上初めての QBO 崩壊現象が起きるなど、新たな科学的ターゲットとなる現象も現れています (Newman *et al.* 2016; Osprey *et al.* 2016; Watanabe *et al.* 2018)。NCAR のモデルでは温暖化実験で QBO 崩壊が起きたという報告があります。CO₂ を 4 倍、海面水温を全球一様に 4 K 上げた



第16図 赤道上高度 50 hPa における帯状平均東西風。黒線は ERA-I で、赤線はアンサンブルハインドキャストを示す。ECMWF の季節予報モデルによる (a) 成層圏物理過程のチューニング無しのシステム、(b) 成層圏の詳細な物理過程を考慮したシステム (SPARC-newsletter no. 45, 2015, p. 23, Fig. 4 を改変)。 (c) 非定常重力波パラメタリゼーションを組み込まない解像度 T106L72 の MIROC-AGCM 結果。

実験では、QBO が消滅するモデルも出ています。温暖化が成層圏現象に与える影響について、これから

色々なことが判明してくるはずです。

ここ数年の間に、QBOi, S-RIP, 成層圏—対流圏系の熱帯対流系への影響 (SATIO-TCS) など, 新たな成層圏関係の国際プロジェクトが立ち上がっています。気候モデルと観測データ解析を組み合わせた研究を進め, 気候変動に伴う対流圏—成層圏—中間圏相互作用の理解へ貢献できるように今後より一層精進したいと思います。

謝 辞

本文にあまりエピソードを含めずに書いたので, 謝辞が長くなってしまいました。ご容赦下さい。(渡辺)

九州大学の学士・修士・博士課程 (地球惑星科学専攻, 地球惑星流体力学講座・中層大気科学講座) では, 順に三好勉信先生, 宮原三郎先生, 廣岡俊彦先生にご指導頂きました。オゾンホール周辺の空気塊のラグランジュ的挙動, 惑星規模の大気熱潮汐波が卓越する中間圏・下部熱圏で生じる物質循環のラグランジュ的描像 (Watanabe *et al.* 1999), 成層圏オゾンホールが成層圏・対流圏に及ぼす影響とそのメカニズム (Watanabe *et al.* 2002) について, 九州大学 GCM の数値実験の結果を用いて明らかにしたのが, 研究者としての出発点になりました。学位論文の執筆に際しては, 伊藤久徳先生の講義資料に大変お世話になり, 日々の研究生活の中で中島健介先生にもたくさんのご指導・アドバイスを頂きました。先生方大変丁寧で暖かいご指導に感謝申し上げます。

九州大学 GCM は宮原先生や三好先生が中心になって開発なさったもので, 1990年代中盤に世界で初めてモデルの上端を高度約150 km まで拡張したという, 知る人ぞ知る高層大気 GCM の先駆けでした (例: Miyahara *et al.* 1993)。一方, 水平解像度は T21 (5.6°格子程度) と粗く, 小規模な非地形性重力波の効果を表現するための重力波パラメタリゼーションの開発・普及が進む前の時代でもあったため, 小規模重力波に伴う波と平均流の相互作用や大小の波同士の相互作用の効果を適切に表現できていませんでした。こうした歴史が JAGUAR を含む重力波解像 GCM が生まれた背景にありました。先生・先輩方に感謝申し上げます。

私が学位を取得した2002年頃に, 当時世界最速のスーパーコンピュータ「地球シミュレータ」が運転を開始し, 知る人ぞ知る K-1, K-2 という, MIROC コミュニティのモデル開発を行うプロジェクトに参加さ

せて頂く事ができました。ポスドク公募の情報を教えて下さり, 就職後も度々ご指導下さった高橋正明先生に感謝申し上げます。松野太郎先生, 住 明正先生, 木本昌秀先生, 時岡達志先生には厳しくも暖かい雰囲気の中でご指導頂きました。地球シミュレータを含むプロジェクトを立ち上げ, 支えて下さったみなさまにも感謝申し上げます。

2002年当時の MIROC-AGCM は, プログラムの並列化が施された上に, 地球シミュレータ上で高速に動作するように様々な最適化が進められており, モデルの上端こそ50 km 程度でしたが, 1°解像度にて物理過程の改良や調整が進められているところでした。このモデルの成層圏過程の改良が当初与えられたミッションでした。その当時, とにかく周りの皆さんも若くて, 「世界初, 世界一」を目指して目の色変えて頑張っているのに日夜 (飲み会も多かった) 接していて, 「地球シミュレータを駆使した独自の成果を創らないとここにいる意味ないな」という雰囲気当てられてしまった結果, 「重力波解像 GCM を開発して, そこで得られた知見を用いて中解像度の地球システムモデルに用いる重力波パラメタリゼーションを改良する。」というストーリーを思いつきました。

兄貴分で懐が広く金払いがよくて優秀なリーダーの河宮未知生さん, 江守正多さん, モデルの高解像度化や高速化に際して技術面で繰り返し相談に乗って頂いた西村照幸さん, 齋藤冬樹さん, 大越智幸司さん, 池田美紀子さん, 地球シミュレータ研究棟の大部屋で机を並べ, いろんな意味で多くの刺激を与えて下さった坂本 天さん, 鈴木立郎さん, 長谷川 聡さん, 世界の対馬洋子さん, 鈴木恒明さんはじめたくさん先輩・同僚の皆様に感謝申し上げます。

高解像度 GCM の開発が進み, 少しずつ重力波に関する研究成果が出て来る頃に, 佐藤 薫先生から, 開発中の GCM の結果や科学的な興味をシェアしながら在関東のポスドクを集めて共同研究を行う計画をご提案頂きました。のちに今回の共同受賞者の河谷芳雄くんに「KANTO プロジェクト」と命名されたこのプロジェクトは, 常々「地球シミュレータをもっと中層大気科学研究に活用したい&誰かに役立ててもらわないと GCM 開発もやりがいが無い」と思っていた私にとって大変魅力的に感じられました。リーダーの佐藤薫先生, 高橋正明先生, 富川喜弘くん, 河谷芳雄くん, 宮崎和幸くん, さらに佐藤研の学生さんたちを交えた2-3ヵ月に一度のミーティング兼懇親会, スペ

シャルゲストを迎えての年に一度の合宿など、大変有意義な時間を過ごすことができ、研究者としての成長を実感することができました。また、メンバーやさらに若い世代の中から学会の各賞を受賞するような皆さんの先駆的成果が生まれ、モデル開発者冥利に尽きるというような、大変幸せな経験をさせて頂きました。皆様に感謝致します。

職場である JAMSTEC のシームレスな仲間たちや、様々な「モデル開発」「観測」「予測」「適応」等々のプロジェクトでお世話になっているみなさん、中層大気科学研究、「GCM 検討会」「ESM 勉強会」「ジオエンジニアリング勉強会」「共通物理ライブラリ開発の会」等々、共通の興味を持つみなさんには、いつも元気をもらっています。これからもよろしくお願い致します。

最後に家族のことを書くのが定番と思うのですが、妻への感謝は受賞記念講演で述べて狙った以上に滑りましたので父について書きます。私が自然科学に興味を持ったのは、たぶん、父が科学雑誌「Newton」を創刊号から定期購読していたのがきっかけでした。大学受験を翌年に控えたタイミングで、廣田 勇先生のお書きになった「グローバル気象学」の紹介記事を目にして、近所の書店で取り寄せてもらったのが四半世紀前、今日に至る半生の「てんき」となりました。

(渡辺真吾)

MIROC の元祖である CCSR/NIES 気候モデルによる世界初の QBO 再現実験は、私（河谷芳雄）の大学院時代の指導教官である、東京大学気候システム研究センター（CCSR、現大気海洋研究所）の高橋正明先生によってなされました（Takahashi 1996）。QBO 研究の発展に微力ながら貢献できたことは、弟子の 1 人として喜ばしく思っております。九州大学理学部時代の恩師である宮原三郎先生、指導教官である廣岡俊彦先生の講義によって、私はこの世界に入りました。3 人の恩師の先生方には、学位取得後も鍛えていただき、また研究以外の面でも大変お世話になり続けております。

博士号取得直後の 2004 年 4 月に JAMSTEC に就職した後、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、河宮未知生さんには研究内容に対して多大なご理解をいただき、研究を進めることができました。時岡先生には亜熱帯ジェットから発生する重力波に関する

研究（Kawatani *et al.* 2004）、時岡先生と二宮先生には太平洋高気圧の研究（Kawatani *et al.* 2008；Kawatani and Ninomiya 2011）、野田 彰さんには温暖化時の海面水温と二酸化炭素変化が QBO に与える研究（Kawatani *et al.* 2012）を通して、新たな視点で物事の考え方を教わり、研究の幅を広げていただきました。また地球シミュレータを使える JAMSTEC の職場環境にも感謝致します。

ハワイ大学の Kevin Hamilton 教授には、大学院生の時から様々なご助言を頂いていました。本格的に共同研究を始めるきっかけとなった 2009 年 12 月から 3 ヶ月 IPRC に滞在した後も、IPRC へ短期出張を繰り返し、また Kevin も IPRC 所長として JAMSTEC に年に 1-2 回来る機会を利用して、共同研究を継続して進めることができました。Kevin と共同研究をする機会に恵まれたことは大変幸運でした。きっかけになった JAMSTEC-IPRC Initiative、ハワイ滞在中にお世話になった菊地一佳さん、古恵 亮さん、筆保弘徳さん、近本喜光さん、近本めぐみさん、時長宏樹さん、小坂 優さん等、ハワイ大学日本人研究者の皆様にも感謝致します。

KANTO プロジェクト統括をされた東京大学の佐藤 薫先生には、共同研究を通じた丁寧なご指導や、多くの海外研究者との接点を作っていただき、研究者駆け出しの時期に大きく成長させていただきました。また廣田 勇先生には、KANTO 合宿での特別講演他、様々な場面でアドバイスをいただきました。また Timothy J. Dunkerton さんには KANTO の QBO 研究で共著者として多くのご助言をいただきました。同プロジェクトでは同世代の渡辺真吾さん、富川喜弘さん、宮崎和幸さんから多くの刺激を受け、沢山のことを学ばせてもらいました。

京都大学の津田敏隆先生には、大学院生の時の共同研究（Kawatani *et al.* 2003）以降、就職後もモデルと観測を組み合わせた楽しい共同研究を継続していただきました。論文執筆時には 2 ヶ月に 1 回程度、京大生存圏に行き、長時間議論に付き合っていたいただいた後、夜は京都市内の様々な場所に飲み連れに連れていってもらい、毎回の京都出張が楽しみでした。

2007 年から始まった環境省地球環境研究総合推進費のメンバーに誘っていただけたこともラッキーでした。CCSR の飲み会の時に、国立環境研究所の江守正多さんから「新プロジェクトが始まるから参加してみない？」とお誘いを受けて、東京大学の住 明正先生

が代表の推進費 S-5 のメンバーになり、東京大学の高藪 縁先生率いるサブグループ S-5-2 で CMIP3 マルチモデル解析をしました。S-5-2 の継続版である推進費 2A-1201 では、CMIP5 マルチモデル解析をしました。CMIP5 データを整備して下さった廣田渚郎さん、荒川 理さんに感謝致します。その後の推進費 2-1503 を含めた約 10 年に亘る推進費の定期会合では、高藪 縁先生、中村 尚先生をはじめとする多くの研究者の皆様から、貴重なお助言をいただきました。

北海道大学の見延庄士郎先生には、渡部雅浩さんの学会賞祝賀会で一緒した際に、Nature ヘトライする意義を説いていただき、その時に行っていた研究は運良く同雑誌に出版されました。投稿の際には同雑誌に出版経験のある時長宏樹さんにもご助言をいただきました。

九州大学学部時代に所属した地球惑星流体力学講座では、宮原三郎先生、廣岡俊彦先生、三好勉信先生、中島健介先生にご指導いただきました。とりわけ宮原先生にはホルトンゼミ、廣岡先生にはロスビー波に関する卒業論文を通じて様々なことを教わりました。同研究室では 2 つ先輩の渡辺真吾さん、同期の岩尾航希さん他にもお世話になりました。地球惑星流体力学講座は私の中層大気研究の原点になっています。

CCSR での大学院生時代には、指導教官の高橋正明先生はもちろん、住 明正先生、中島映至先生、木本昌秀先生、高藪 縁先生、阿部彩子先生をはじめとする先生方に大変お世話になりました。CCSR に入って最初に取り組んだ研究は高解像度大気大循環モデルを用いた梅雨前線再現実験 (Kawatani and Takahashi 2003) でした。当初スパコンを使ったモデル実験は思うようにいかず苦労しました。CCSR 先輩の渡部雅浩さん、滝川雅之さん、永島達也さん、竹村俊彦さん、岡 顕さん、小倉知夫さん、須藤健悟さん、鈴木健太郎さん、同期の三浦裕亮さん、小室芳樹さん、黒田剛史さんには様々な面で助けていただきました。また山森美穂さんと佐藤尚毅さんからは、研究の基礎知識を教えてくださいました。夜になると CCSR 昼部屋で頻繁に開かれた不定期な会合では、様々な面白い出来事もあり、今でも良い思い出です。

また折に触れご指導いただいております、伊藤久徳先生、余田成男先生、神沢 博先生、佐藤正樹先生、向川 均先生、黒田友二さん、堀之内 武さん、藤原正智さんをはじめとする諸先生・諸先輩方、また関連する多くの同期・後輩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たいと思います。

(河谷芳雄)

参考文献

- Alexander, M. J., M. Geller, C. McLandress, S. Polavarapu, P. Preusse, F. Sassi, K. Sato, S. Eckermann, M. Ern, A. Hertzog, Y. Kawatani, M. Pulido, T. Shaw, M. Sigmond, R. Vincent and S. Watanabe, 2010: Recent developments in gravity-wave effects in climate models and the global distribution of gravity-wave momentum flux from observations and models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1103-1124.
- Alexander, S. P., T. Tsuda, Y. Kawatani and M. Takahashi, 2008: 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.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- Butchart, N., A. A. Scaife, M. Bourqui, J. de Grandpre, S. H. E. Hare, J. Kettleborough, U. Langematz, E. Manzini, F. Sassi, K. Shibata, D. Shindell and M. Sigmond, 2006: Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Clim. Dyn.*, **27**, 727-741.
- Held, I. M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19**, 5686-5699.
- 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. Sol.-Terr. Phys.*, **59**, 387-400.
- K-1 model developers, 2004: K-1 Coupled GCM (MIROC) Description. K-1 Technical Report, 1, University of Tokyo, 1-34.
- 河谷芳雄, 2012: 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—. *天気*, **59**, 807-825.
- Kawatani, Y. and K. Hamilton, 2013: Weakened stratospheric quasibiennial oscillation driven by increased tropical mean upwelling. *Nature*, **497**, 478-481.
- Kawatani, Y. and K. Ninomiya, 2011: The North Pacific subtropical high in August in twentieth-century CMIP3 multimodel dataset. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**,

- 377-388.
- Kawatani, Y. and M. Takahashi, 2003: Simulation of the Baiu front in a high resolution AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 113-126.
- 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., K. Ninomiya and T. Tokioka, 2008: The North Pacific subtropical high characterized separately for June, July, and August: Zonal displacement associated with submonthly variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 505-530.
- 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 CO₂ climate. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 265-283.
- Kawatani, Y., K. Hamilton and A. Noda, 2012: The effects of changes in sea surface temperature and CO₂ concentration on the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1734-1749.
- Kawatani, Y., J. N. Lee and K. Hamilton, 2014: Inter-annual variations of stratospheric water vapor in MLS observations and climate model simulations. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 4072-4085.
- Kawatani, Y., K. Hamilton, K. Miyazaki, M. Fujiwara and J. A. Anstey, 2016: Representation of the tropical stratospheric zonal wind in global atmospheric reanalyses. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 6681-6699.
- Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin and L. J. Gray, 2015: Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geosci.*, **8**, 433-440.
- Marshall, A. G., H. Hendon, S.-W. Son and Y. Lim, 2017: Impact of the quasi-biennial oscillation on predictability of the Madden-Julian oscillation. *Clim. Dyn.*, **49**, 1365-1377.
- Miyahara, S., 2006: A three dimensional wave activity flux applicable to inertio-gravity waves. *SOLA*, **2**, 108-111.
- Miyahara, S., Y. Yoshida and Y. Miyoshi 1993: Dynamic coupling between the lower and upper atmosphere by tides and gravity waves. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **55**, 1039-1053.
- Newman, P. A., L. Coy, S. Pawson and L. R. Lait, 2016: The anomalous change in the QBO in 2015-2016. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 8791-8797.
- Nishimoto, E. and S. Yoden, 2017: Influence of the stratospheric quasi-biennial oscillation on the Madden-Julian oscillation during austral summer. *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1105-1125.
- Osprey, S. M., N. Butchart, J. R. Knight, A. A. Scaife, K. Hamilton, J. A. Anstey, V. Schenzinger and C. Zhang, 2016: An unexpected disruption of the atmospheric quasi-biennial oscillation. *Science*, **353**, 1424-1427.
- Shutts, G. J. and S. B. Vosper, 2011: Stratospheric gravity waves revealed in NWP model forecasts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 303-317.
- Solomon, S., K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford and G.-K. Plattner, 2010: Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, **327**, 1219-1223.
- Takahashi, M., 1996: Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 661-664.
- Watanabe, S., 2008: Constraints on a non-orographic gravity wave drag parameterization using a gravity wave resolving general circulation model. *SOLA*, **4**, 61-64.

- 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. and S. Miyahara, 2009: Quantification of the gravity wave forcing of the migrating diurnal tide in a gravity wave-resolving general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D07110, doi:10.1029/2008JD011218.
- Watanabe, S., S. Miyahara and Y. Miyoshi, 1999: Lagrangian transport experiments in the MLT region. *Earth Planets Space*, **51**, 745–750.
- Watanabe, S., T. Hirooka and S. Miyahara, 2002: Interannual variations of the general circulation and polar stratospheric ozone losses in a general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 877–895.
- Watanabe, S., Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, M. Takahashi and K. Sato, 2008a: General aspects of a T213L256 middle atmosphere general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12110, doi:10.1029/2008JD010026.
- Watanabe, S., H. Miura, M. Sekiguchi, T. Nagashima, K. Sudo, S. Emori and M. Kawamiya, 2008b: Development of an atmospheric general circulation model for integrated earth system modeling on the Earth Simulator. *J. Earth Simulator*, **9**, 27–35.
- Watanabe, S., Y. Tomikawa, K. Sato, Y. Kawatani, K. Miyazaki and M. Takahashi, 2009: Simulation of the eastward 4-day wave in the Antarctic winter mesosphere using a gravity wave resolving general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D16111, doi:10.1029/2008JD011636.
- Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, T. Nozawa, H. Kawase, M. Abe, T. Yokohata, T. Ise, H. Sato, E. Kato, K. Takata, S. Emori and M. Kawamiya, 2011: MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5–20c3m experiments. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 845–872.
- Watanabe, S., K. Sato, Y. Kawatani and M. Takahashi, 2015: Vertical resolution dependence of gravity wave momentum flux simulated by an atmospheric general circulation model. *Geosci. Model Dev.*, **8**, 1637–1644.
- Watanabe, S., K. Hamilton, S. Osprey, Y. Kawatani and E. Nishimoto, 2018: First successful hindcasts of the 2016 disruption of the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 1602–1610.
- Yoo, C. and S.-W. Son, 2016: Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian oscillation by the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 1392–1398.

Studies on the Middle Atmosphere General Circulations Using Gravity Wave Resolving Models

Shingo WATANABE* and Yoshio KAWATANI**

* *Japan Agency for Marine–Earth Science and Technology, Yokohama 236–0001, Japan.*

E-mail; wnabe@jamstec.go.jp

** *(Corresponding author) Japan Agency for Marine–Earth Science and Technology, Yokohama 236–0001, Japan.*

E-mail; yoskawatani@jamstec.go.jp

(Received 24 October 2017; Accepted 9 March 2018)
