

対流圏・成層圏・中間圏における

一日周期潮汐波の力学的研究

—2015年度山本賞受賞記念講演—

坂崎 貴俊*

1. はじめに

この度は大変名誉ある日本気象学会山本賞をいただき、誠にありがとうございます。受賞対象の業績は、北海道大学環境科学院および京都大学生存圏研究所に、それぞれ学生、ポスドク研究員として在籍していた期間に出版した3編の論文 (Sakazaki *et al.* 2012, 2013b, 2015b) です。これらの論文は、昨今まで説明が遅れていた対流圏—下部中間圏の大気潮汐について、最新のデータセットを用いて時空間構造とその物理プロセスを調べたものです。

そもそも私が大気潮汐という現象に興味を持ったきっかけは、指導教員である藤原正智先生 (北海道大学) のご助言により札幌近郊の山で行った気象観測にあります。苦勞して取った気圧データに、当初予想もなかった (名前すら知らなかった) 大気潮汐の変動^{†1}が現出しており、一人興奮したことを思い出します。「百聞は一見に如かず」で、瞬く間に私はこの現象の虜になってしまったのでした。このように自ら肌で感じた経験を発端とする研究を評価頂き、大変嬉しく、感慨深く思っております。

また、過去の大気潮汐研究の発展には、沢田竜吉先生 (沢田 1956)、加藤 進先生 (加藤 1989, 2014)、宮原三郎先生 (宮原 1986)、津田敏隆先生 (津田 1996) を始めとする多くの日本人研究者が貢献されてきました。その系譜を今回微力ながらも継承でき、光

榮に存じます。

本解説では受賞対象論文の内容を中心に、当研究に至った動機・経緯やその後の発展なども交えて紹介させていただこうと思います。2節で大気潮汐について紹介し、3・4節で本研究の内容をご説明します。5節では大気潮汐現象の重要性という観点から、その後の発展を紹介します。

2. 大気潮汐

歴史的な事由から「大気潮汐 (潮汐波)」という粋な名前が付いていますが、当現象を「全球規模の大気日変動現象」と理解して間違いはありません。励起源としては地球の非断熱加熱 (熱潮汐)、および、月の起潮力 (太陰潮汐) の二つが有りますが、大気においては前者が後者より一桁大きく、本研究でも熱潮汐を対象としています。非断熱加熱の主要因は、水蒸気・オゾンによる太陽放射の吸収、および、雲の形成に伴う潜熱放出です。

第1図は対流圏中層の非断熱加熱の日変動成分 (日平均値からの偏差成分) を示します。昼夜のパターンに追従した加熱分布が見られますが、これらは伝統的に二つの成分：(1)太陽同期成分 (太陽に追従して振幅一定で西進する成分)、(2)太陽非同期成分 ((1)からのずれ)、に分解されます。そしてこれらに対する

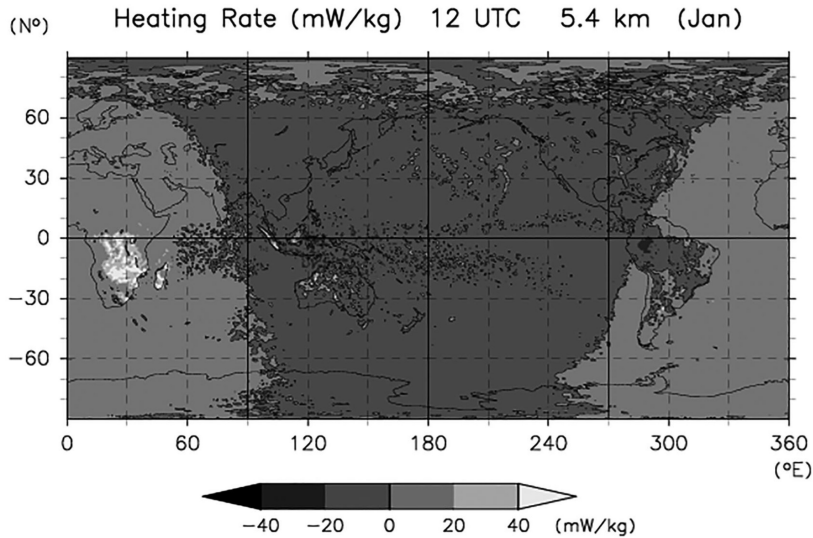
* 京都大学生存圏研究所/日本学術振興会特別研究員 (現：ハワイ大学国際太平洋研究センター/日本学術振興会海外特別研究員)。

takatoshi_sakazaki@rish.kyoto-u.ac.jp

—2016年2月22日受領—

—2016年4月22日受理—

^{†1} 地上気圧では、境界層の影響を除けば半日周期成分が卓越します。一方、上空大気 (気温) では一日周期成分が卓越しており、本研究でもこれを対象としています。見る変数/高度によって卓越周期が異なるのは、両成分で鉛直伝播特性が異なる (一日周期成分には捕捉モードが存在する、鉛直波長が短い; 3節も参照) ためだと理解されています (e.g., Chapman and Lindzen 1970; 沢田 1975)。



第1図 重力波解像気候モデルデータ (Watanabe *et al.* 2008) で得られた, 1月の対流圏中層 (高度5.4 km) における加熱率の日変動成分 (1200 UTC) (単位: mW/kg). 細線は零値を示す.

大気の応答がそれぞれ, 太陽同期潮汐 (migrating tide), 太陽非同期潮汐 (nonmigrating tide) と呼ばれます. 式で書けば, 大気潮汐場 (T_{tide}) は

$$\begin{aligned}
 T_{\text{tide}}(\lambda, \theta, z, t_{\text{UT}}) &= \sum_k \sum_s \bar{T}^{s,k}(\theta, z) \cos(s\Omega t_{\text{UT}} - k\lambda - \bar{\alpha}^{s,k}(\theta, z)) \\
 &= \sum_k \sum_s \bar{T}^{s,k}(\theta, z) \cos(s\Omega t_{\text{LT}} - (k+s)\lambda - \bar{\alpha}^{s,k}(\theta, z))
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

と表せますが (λ は経度 (radian), θ は緯度, z は高度; t_{UT} は UT 時刻 (hour); t_{LT} はローカル時刻 (hour); $\bar{T}^{s,k}$ と $\bar{\alpha}^{s,k}$ はそれぞれ, 各時間周波数 ($s = 1, 2, \dots$) - 東西波数 ($k = 1, 2, \dots$) 成分の振幅と位相; $\Omega = 2\pi/24$ (hour⁻¹); 式変形には $t_{\text{UT}} = t_{\text{LT}} - \lambda/\Omega$ の関係を用いた), このうち位相が t_{LT} にも依存する $s = -k$ が太陽同期潮汐 (例えば, 一日周期の西進波数 1, 半日周期の西進波数 2), $s \neq -k$ が太陽非同期潮汐です. なお, 太陽非同期潮汐については「波と波の非線形相互作用」(例えば, 潮汐波とプラネタリー波) による励起過程も無視できません (e.g., Hagan and Roble 2001), 本研究 (4 節) が対象とした熱帯領域では上記で述べた「熱源の非一様性」に起因するものが優勢であるため (e.g., Xu *et al.* 2014), 本稿では触れません.

下層で励起された大気潮汐は, 位相速度が大きいいため, 大きな減衰を受けることなく中間圏・下部熱圏 (Mesosphere and Lower Thermosphere: MLT) 領域へ到達します. またエネルギー保存則を満たすように, 振幅は高度と共に指数関数的に増大します. 結果として, これら上層大気では大気潮汐が大気変動の主役を担い, 電離層の分布にまで影響を与えることも知られています (Immel *et al.* 2006). したがって, 上層の大気潮汐については先行研究も多く, 今日まで豊富な知見が蓄積されてき

ました. しかしその一方, 下層大気 (対流圏-成層圏領域)²⁾の大気潮汐研究は近年まで等閑にされてきた感があります. 下層では大気潮汐シグナルが他の変動に埋もれて目立たないこと, 結果として観測の検出も容易でないこと, が要因だと思われます. とは言え, 対流圏-成層圏は大気潮汐が励起され鉛直伝播を開始する重要な領域であり, その理解なくして画竜点睛は成し遂げられません.

このような動機で私は下層大気の大気潮汐に興味を持っていたのですが, 幸運なことに, 当時はその研究に必要な道具立てが揃い始めた時期でもありました. 日変動を抽出可能な衛星観測 (観測ローカル時刻が変化する (30-60日の観測で24時間をカバー) 衛星), 対流圏-下部中間圏の広い高度領域をカバーする大気再解析, 時空間的に超高解像度の気候モデルデータ, などです. これら最新のデータセットを解析することで, これまで理解が遅れていた領域を新たに開拓することができたわけです. 以下, 3節では太陽同期潮汐について, 4節では太陽非同期潮汐について紹介します. なお, 本研究で対象とする上空大気 (気温) で

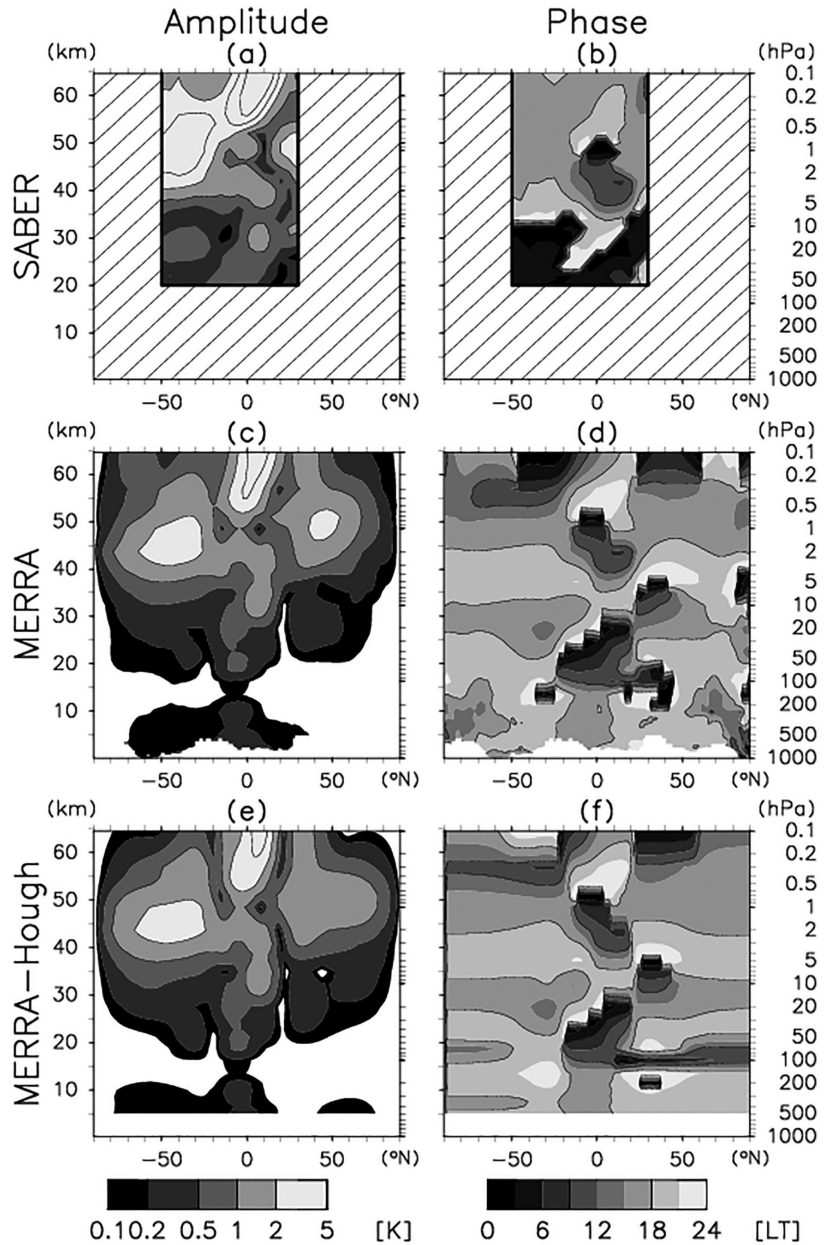
²⁾ 米国で大気潮汐の研究者に「下の方の大気潮汐を研究している」と言うと「中間圏?」と聞き返されました (さらに下なのですが...). 大気潮汐業界にとって私の研究はそれだけ下界に属するようです. 文化の違いを感じた一コマでした.

は、一日周期成分 ($s=1$; diurnal tide) が他の高周波成分に比して卓越しています。

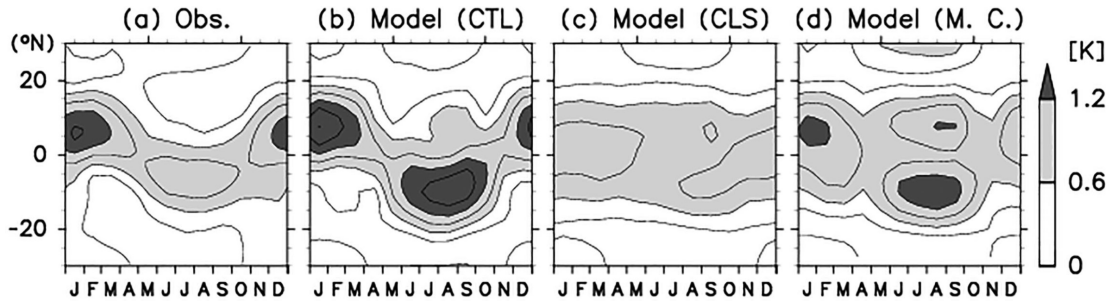
3. 太陽同期潮汐の全球構造とその物理プロセス

まずは、一日周期太陽同期潮汐 ($s=1, k=-1$) に目を向けました。Sakazaki *et al.* (2012) では、初めて大気再解析データを潮汐の全球構造の描出に用いた点がポイントです。衛星観測により潮汐の全球的理解は飛躍的に進みましたが、時空間サンプリングが均一でない、観測可能な力学変数は(ほぼ)気温に限られる、といった弱点は拭い去れません。そこで囁目したのが大気再解析データです。予め日本上空大気を対象とした自身の研究の中で、再解析データにおける潮汐の再現性がかなり良いという印象を持っていました (Sakazaki and Fujiwara 2010a,b; Sakazaki *et al.* 2010)。

第2図は気温の一日周期太陽同期潮汐の振幅(式(1)の $T(\theta, z)$) と位相(式(1)の $\bar{\alpha}(\theta, z)$) の緯度-高度断面図です。上段と中段はそれぞれ、衛星観測 (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry: SABER) と再解析 (Modern Era Retrospective analysis for Research and Applica-



第2図 2002-2006年について平均した1月の一日周期太陽同期潮汐の(左)振幅(単位: K)と(右)位相(単位: LT)の緯度-高度断面図。(上段) SABER データ, (中段) MERRA 再解析データ, (下段) MERRA 再解析データの結果について4つのハフモードで近似したもの。SABERの結果については、データが存在し、かつ、結果に信頼性のある領域のみ図示(それ以外の領域をハッチで示す)。図は Sakazaki *et al.* (2012) の Fig. 6, Fig. 7, および, Sakazaki *et al.* (2013b) の Fig. 4 を元に作成。



第3図 高度30 km (~10 hPa) における一日周期太陽同期潮汐(気温)の振幅(単位: K)の季節-緯度断面図。(a) MERRA 再解析, (b-d) MERRA 再解析の非断熱加熱データを用いた線形モデル実験結果。(b) $\mathbf{L}\mathbf{u}=\mathbf{Q}$ (式(2)). (c) $\mathbf{L}_0\mathbf{u}_0=\mathbf{Q}$ (古典潮汐論) (式(3)). (d) モードカップリング (式(6, 7)). 詳細は本文を参照のこと. 図は Sakazaki *et al.* (2013b) の Figs. 9, 11, 12 を元に作成.

tions: MERRA) の結果を示しています. 限られた高度範囲ではありますが, 再解析は観測された特徴を良く再現しており, 再解析データが潮汐研究に有効に使えることを示しています. なお第2図aの斜線領域は, 衛星では手が届かない (SABER の観測領域は, 緯度域: 52°S–52°N, 高度域: 20–120 km), もしくは, 抽出した日変動のノイズが大きい¹³領域を示しています. これを見ても分かるように, 再解析では広い範囲で均質なデータが得られ, 文字通り見える世界が広がります.

以下では再解析データの結果を用いて話を進めます. まず, 第2図bを見ると, 振幅は熱帯域および中・高緯度の成層圏界面付近で極大を取ることがわかります. 一方の位相は, 熱帯域で鉛直伝播を示す(高度方向へサイクリックに変化する)反面, 中・高緯度ではほぼ一定の値をとります. 続いて第3図aは熱帯成層圏(高度30 km)における振幅の季節変化を示します. 1–2月と6–8月の二回, 赤道から少し離れた緯度帯に極大が見られ, この時期に赤道反対称成分が強いことがわかります.

続いて Sakazaki *et al.* (2013b) ではこれらのメカニズムを調べました. 始めに, 以下の議論のベースとなる古典潮汐論 (Classical Tidal Theory) を簡単に紹介します (詳細は Chapman and Lindzen (1970), Lindzen (1990), Horinouchi and Yoden (1996) 等をご参照ください). まず, 線形のプリミティブ方程式系 (基本場として帯状平均値を考え, 南北風・鉛直風の基本場はゼロとします)

$$\mathbf{L}\mathbf{u}=\mathbf{Q} \quad (2)$$

を考えます. ここで, \mathbf{L} は線形演算子, $\mathbf{u}=(u, v, w, \Phi)^T$ は大気潮汐成分 (u : 東西風, v : 南北風, w : 鉛直風, Φ : ジオポテンシャル), $\mathbf{Q}=(0, 0, 0, Q)^T$ は非断熱加熱による強制項です. 古典潮汐論ではさらに, 基本場の(a)東西風速がゼロ, (b)温度場が高度のみに依存する, という二つの条件を付加します. 後の議論のため, この時の線形演算子を \mathbf{L}_0 , 解を \mathbf{u}_0 とすると

$$\mathbf{L}_0\mathbf{u}_0=\mathbf{Q} \quad (3)$$

です. この条件下で解 (\mathbf{u}_0) は変数分離可能となり, 特定の時間周期 (s)・東西波数 (k) 成分 (式(1)) は,

$$T^{s,k}(\lambda, \theta, z, t) = \sum_n \tilde{T}_n^{s,k}(z) \Theta_n^{s,k}(\theta) \cos(s\Omega(t_{LT} - \tilde{\alpha}_n^{s,k}(z)) - (s+k)\lambda) \quad (4)$$

のように緯度方向の固有関数であるハフモード ($\Theta_n(\theta)$; $n=1, 2, 3, \dots$) の重ね合わせとして表されます¹⁴ (以下 (s, k) = (1, -1) で固定なので添字を省略). また, 各々のモードの鉛直構造 (式(4)の $\tilde{T}_n(z)$, $\tilde{\alpha}_n(z)$) は, モードの固有値 (等価深度) を

¹³ 衛星データの観測特性上, 中・高緯度の日変動成分は背景場の季節内変動から完全に分離できないため, ノイズが大きくなってしまいます (Sakazaki *et al.* 2012).

¹⁴ 気温 (ジオポテンシャル)・鉛直風はハフ関数で展開されますが, 東西風・南北風は違った形の関数で展開されます (省略).

含む方程式（鉛直構造方程式）から求め、第1表のように「鉛直伝播の可否」および「鉛直波長」が各々のモード固有の性質として定まります。第4図は伝播モードと捕捉モードそれぞれについて、最も低次の（緯度方向の節が少ないことと同義）赤道対称・反対称成分の緯度構造 ($\Theta_n(\theta)$) を示します。

以下、大気潮汐の支配プロセスを調べるにあたって、これら古典潮汐論で一連の観測事実を何処まで理解できるか？ できないとすれば何が問題か？ という方針に沿った解析・数値実験を行いました。

まず、第2図（下段）は上記の4つの低次ハフモードの重ね合わせ、つまり

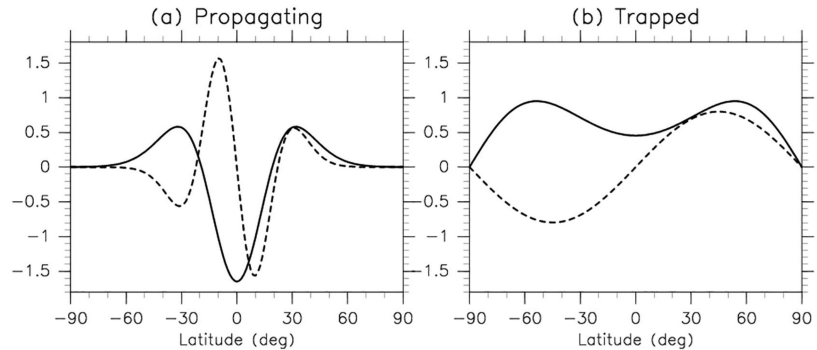
$$T(\lambda, \theta, z, t) = \sum_{n=1}^4 \tilde{T}_n(z) \Theta_n(\theta) \cos(\Omega(t_{LT} - \tilde{\alpha}_n(z))) \quad (5)$$

として再構成した大気潮汐の振幅・位相の分布を示します。ハフモードは（理論的には）無限に存在するわけですが、その内たった4つのモードで実大気（第2図b）の特徴をほぼ説明できます（美しい！）。熱帯の振幅極大は伝播モードの形状に、中緯度成層圏界面の振幅極大は捕捉モードの形状に、それぞれ対応しています。

続いて各ハフモードの鉛直構造を調べました。第5図はハフモードの振幅 ($\tilde{T}_n(z)$)・位相 ($\tilde{\alpha}_n(z)$) の鉛直プロファイルを示します。伝播モードの振幅は高度と共に指数関数的に増大し、位相は特徴的な波長（対称：~25 km, 反対称：~15 km）で鉛直伝播しています。一方捕捉モードは大気加熱層（オゾン加熱が大きい上部成層圏・水蒸気加熱が大きい対流圏）に局在化し、位相は鉛直伝播を示しません。つまり第1表にまとめた通り、各々のハフモードは実大気においても古典潮汐論から予想される固有の鉛直伝播特性を保持

第1表 ハフモード（一日周期太陽同期潮汐）の鉛直伝播特性。

ハフモード	鉛直波長（古典潮汐論）	鉛直波長（再解析データ）
対称・伝播モード	27 km	~25 km
反対称・伝播モード	15 km	~15 km
対称・捕捉モード	—（伝播なし）	—（伝播なし）
反対称・捕捉モード	—（伝播なし）	—（伝播なし）

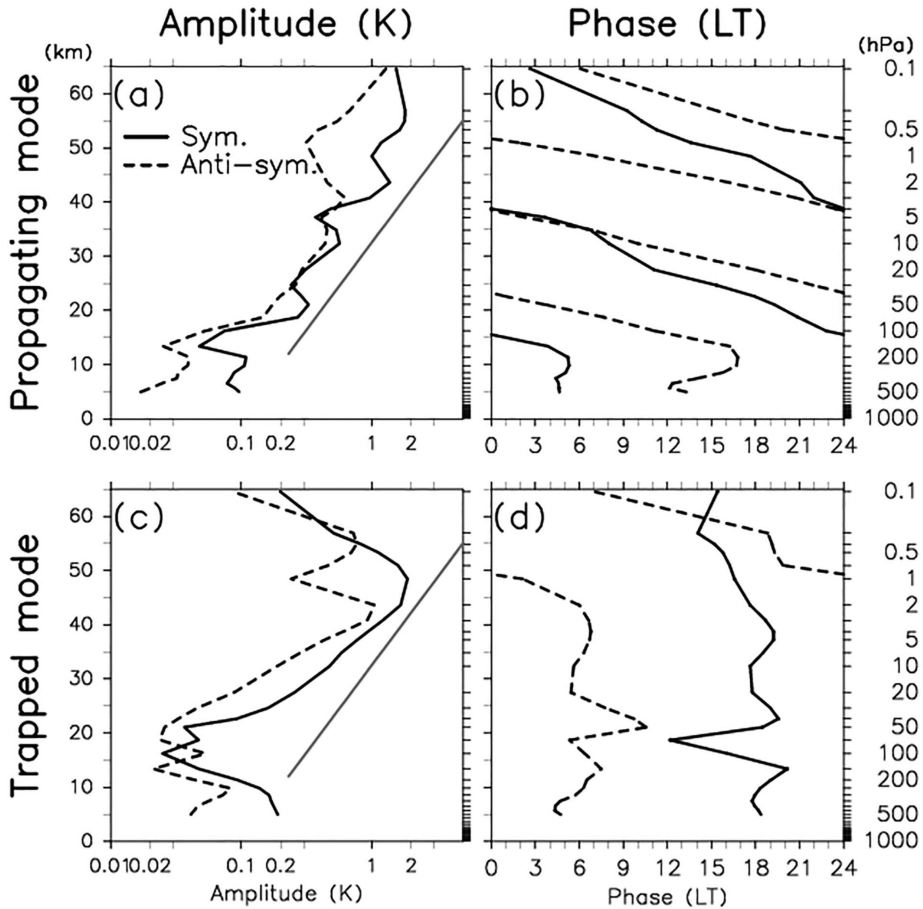


第4図 一日周期太陽同期潮汐のハフモード。(a)伝播モード (propagating mode) および (b)捕捉モード (trapped mode) について、最も低次の赤道対称成分（実線）、赤道反対称成分（破線）を示す。Sakazaki *et al.* (2013b) の Fig. 2を元に作成。

していることがわかりました。

ここまで鉛直伝播特性に注目しましたが、残る問いは「非断熱加熱 (Q) と潮汐振幅 (T) との関係が、古典潮汐論で定量的に説明できるか」という点です。この対応関係を明らかにするため、両者の季節変化の運動性を調べました。第3図b, cはそれぞれ、式(2)、式(3)に基づき、再解析データの非断熱加熱 (Q) に対する大気の応答を求めたものです（実際の計算には線形潮汐モデル (Zhu *et al.* 1999) を一部改変して使用）。前者では現実が良く再現されていますが、後者（古典潮汐論）では赤道反対称成分が弱く、ピークの時期もずれてしまっています。これらの結果は、古典潮汐論で無視した二つの効果（背景東西風・背景温度場の緯度依存性）が成層圏潮汐にとって重要であることを意味しています。更に追加実験を行うことで、このうち「背景東西風の効果」が特に重要であることがわかりました¹⁵。

¹⁵ なお、ここでは熱帯域の季節変化を議論していますが、中・高緯度の季節変化は古典潮汐論で良く説明できます。例えば、中緯度上部成層圏の振幅極大はオゾン層加熱の季節変化（夏に極大）に追従します。



第5図 (上段) 伝播モード, (下段) 捕捉モードの (左) 振幅 (単位: K) と (右) 位相 (単位: LT) の鉛直プロファイル. 実線と点線はそれぞれ赤道対称モード, 赤道反対称モードを表す. 振幅は対数で表し, 灰色線は $\exp(z/2H)$ (H : スケールハイト) に比例する指数関数的成長の目安として示す. 図は Sakazaki *et al.* (2013b) の Fig. 5を元に作成.

しかし, ここに来てちゃぶ台を返されたような混乱が生じます. 各々のハフモードが古典潮汐論で予想される鉛直伝播特性を保持するという結果と, 古典潮汐論で無視した背景東西風が重要であるという結果, これら一見齟齬をきたす二つの結果をどう理解すれば良いのでしょうか.

そこで注目したのが「モードカップリング」という考え方 (Lindzen and Hong 1974) です. 古典潮汐論で無視した効果 (背景東西風の効果) が二次的 ($O(\epsilon)$; $\epsilon \ll 1$) だと仮定し, 式(2)において $\mathbf{L} = \mathbf{L}_0 + \epsilon \mathbf{L}_1$, $\mathbf{u} = \mathbf{u}_0 + \epsilon \mathbf{u}_1$ と摂動展開すると,

$$O(1) : \mathbf{L}_0 \mathbf{u}_0 = \mathbf{Q} \tag{6}$$

$$O(\epsilon) : \mathbf{L}_0 \mathbf{u}_1 = -\mathbf{L}_1 \mathbf{u}_0 \tag{7}$$

が得られます. $O(1)$ の方程式は式(3)と同一です. 一方 $O(\epsilon)$ の方程式は, 最初にできた波 (\mathbf{u}_0) と背景風 (\mathbf{L}_1) が強制項となり, 新たに潮汐の二次成分 (\mathbf{u}_1) を励起することを表します. ここで演算子は式(6) (式(3)) と変わらない (\mathbf{L}_0) ので, 解は依然ハフモードの重ね合わせとして表せます. つまり, 背景東西風の効果を強制項に押し込めば, 従来の古典潮汐論の枠組みを維持することができます. ただし, これらは一般的概念としては理解されていたものの, 実際の観測事実を定量的に説明できるかどうかは明らかではありませんでした.

そこで第3図dは上記の考え方に沿って再度実験を行った結果です. すなわち, 式(6) (式(3)) から求めた \mathbf{u}_0 (第3図cの結果) と式(7)から求めた二次成

分 (\mathbf{u}_i) の和を示します。二次成分を加えることで観測された特徴に近づいており、モードカップリングの考え方が現実場の解釈に有効であることが明らかになりました。その上で、式(7) (右辺) の各強制項の寄与を調べたところ、背景風が持つ東西運動量の移流 ($-u_0 \partial \bar{U} / \partial y$) が最も重要であることが分かりました (\bar{U} は背景東西風速)。夏至・冬至の時期に熱帯上空で背景東西風の南北風シアが大きくなるため上記の運動量強制が大きくなり、第3図のような季節変化が生ずるというわけです。以上の結果をまとめると、太陽同期潮汐の時空間構造は凡そ以下のように理解されます：

- 全体の構造は4つのハフモードの重ね合わせで表される。
- 各々のハフモードは、非断熱加熱、および、運動量強制 (二次的) によって励起され、モード固有の鉛直伝播特性に従って伝播する。

このように、背景風の効果を取り込んだ形で従来の古典潮汐論を発展させることで、先に報告した一連の観測事実・解析結果を矛盾なく説明できました。ちなみに、背景東西風の役割として、ハフモードの形そのものを変えるという解釈もあります (Ortland 2005)。この解釈と本研究の結論とは互いに矛盾しませんが (Sakazaki *et al.* 2013b)、私たちの解釈の方が、背景風の役割をより物理的に理解しやすいのではないかと考えています。

4. 太陽非同期潮汐の実体

話はガラリと変わります。前節で扱った太陽同期潮汐は、“太陽に引きずられるパターン” ということで直感的にもイメージし易いものでした。一方の太陽非同期潮汐、そもそも御主は一体何者なのか？

多くの先行研究では、太陽非同期潮汐を式(1)のように時間周波数・東西波数展開し、各々の時間・東西波数成分を個別に調べるというアプローチが取られていました (e.g., Forbes and Wu 2006)。しかし、このようなスペクトル空間での議論は、理論的考察を容易にする (例：ハフモードを用いた考察) 一方、実際の現象として全体像を掴むことを阻みます。結果的に私たちの研究で分かったことですが、太陽非同期潮汐は地理的に局在化しており、波数展開に馴染むのかという懸念もありました。

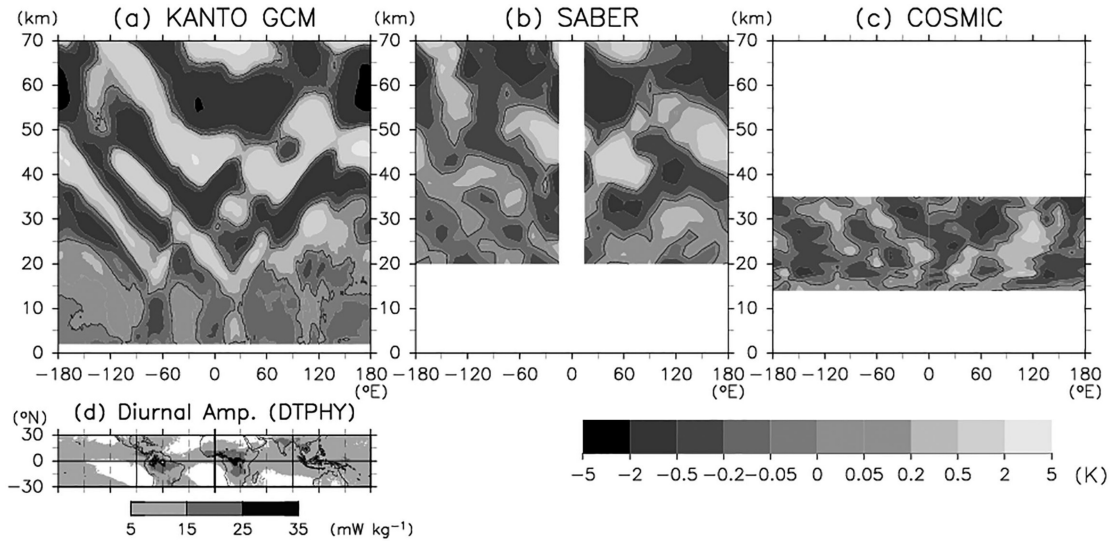
当時、幸いにも佐藤 薫先生 (東京大学) からの誘いで、地上から下部中間圏までカバーする重力波解

像気候モデルデータ (Watanabe *et al.* 2008) を解析させて頂けることになっていました。多様な時間・空間スケールを取り得る太陽非同期潮汐 (すなわち、式(1)で $s \neq -k$ の全成分) の解析には打ってつけです。そこで Sakazaki *et al.* (2015b) では、このデータを用いて (スペクトル空間でなく) 物理空間において太陽非同期潮汐を抽出し、現象を素朴に眺めてみることにしました。その手法は、「潮汐場全体から太陽同期潮汐を差し引いた残差として抽出する」という単純至極なものです。先行研究では試行されていなかったものです。

第6図aは上記の手法をモデルデータに適用して得られた、熱帯 (10°N–10°S) 上空の気温・太陽非同期潮汐の経度-高度断面図 (1200UTC) です (動画バージョンは Sakazaki *et al.* (2015b) の Supporting Information をご参照ください)。この手法において、時間周期は定めておらず $s = 1, 2, \dots$ いずれも取り得ますが、抽出した結果では一日周期 ($s = 1$) が卓越することを確認しています。第6図b, cには衛星観測の結果も併せて示しています。第6図dには非断熱加熱の大きさ (一日周期成分の振幅) を示しています。これを見れば太陽非同期潮汐の実体は一目瞭然で、南アメリカ大陸・アフリカ大陸上空の大気加熱によって励起された重力波の重ねあわせとして理解できることが分かります。地理的な偏りも顕著で、西半球では西進波 (高度と共に西に傾く波面；波数5程度)、東半球では東進波 (高度と共に東に傾く波面；波数3程度) が卓越しています。繰り返しになりますが、このような地理的分布は波数空間の議論では描出できないものであり、太陽非同期潮汐の新しい見方を提示する結果です。ちなみに、インドネシア海洋大陸からのシグナルが比較的小さいのは、降水に伴う非断熱加熱の位相が揃わず、大規模で定常的な波の励起には適さないためだと思われま

す。また卓越する波数 (西進波数5と東進波数3) は上層大気における先行研究の結果とも一致しています。特に東進波数3は電離層変動の担い手としても重要視されており (Immel *et al.* 2006)、本研究はこれらの波数成分の実体を示したと言えるでしょう。ではこれらの水平波数は如何にして決まるのでしょうか？

従来の波数空間における議論でも一定の理解は得られています。Tokioka and Yagai (1987) は、励起源である非断熱加熱の一日周期成分をシンプルな形で近似しました。すなわち、位相は太陽同期 (つまり



第6図 (a) 重力波解像気候モデルデータ, (b) SABER 観測データ, (c) COSMIC 観測データによって得られた気温の太陽非同期潮汐の経度-高度断面 (1200 UTC のスナップショット; 10°S–10°N 平均). カラーバーは右下に示す. (d) 対流圏 (高度 5–15 km) 平均した非断熱加熱 (モデルデータ) の一日周期成分の振幅 (単位: mW kg⁻¹). 図は Sakazaki *et al.* (2015b) の Fig. 2 を元に作成.

t_{LT} の関数) だが, 振幅は大陸上 (熱帯の海陸分布はおよそ波数 4) で極大をとるとします. すると, 以下の簡単な式変形により

$$\begin{aligned} \cos 4\lambda \cdot \cos(\Omega t_{LT}) &= \frac{1}{2} \{ \cos(\Omega t_{LT} + 4\lambda) + \cos(\Omega t_{LT} - 4\lambda) \} \\ &= \frac{1}{2} \{ \cos(\Omega t_{LT} + 5\lambda) + \cos(\Omega t_{LT} - 3\lambda) \} \end{aligned} \quad (8)$$

西進波数 5 と東進波数 3 が卓越することが示されます (ここで変形には $t_{LT} = t_{LT} - \lambda / \Omega$ の関係を用いました). ただし, 私たちの結果で強調したいのは, 波数 4 が経度方向に均等に分布するわけではなく, アフリカ大陸・南アメリカ大陸の二つが主要因であるということです. 別の言い方をすれば, これら二つの大陸の経度幅はいずれも $\sim 45^\circ$ で波数 4 の半波長に相当するため, それぞれが波数 4 に相当する (局所的な) 波を効率的に励起します. さらに, 二つの大陸がちょうど一波長分 ($\sim 90^\circ$) 離れているため, 励起された二つの波は同位相となって明瞭に観測される, という訳です.

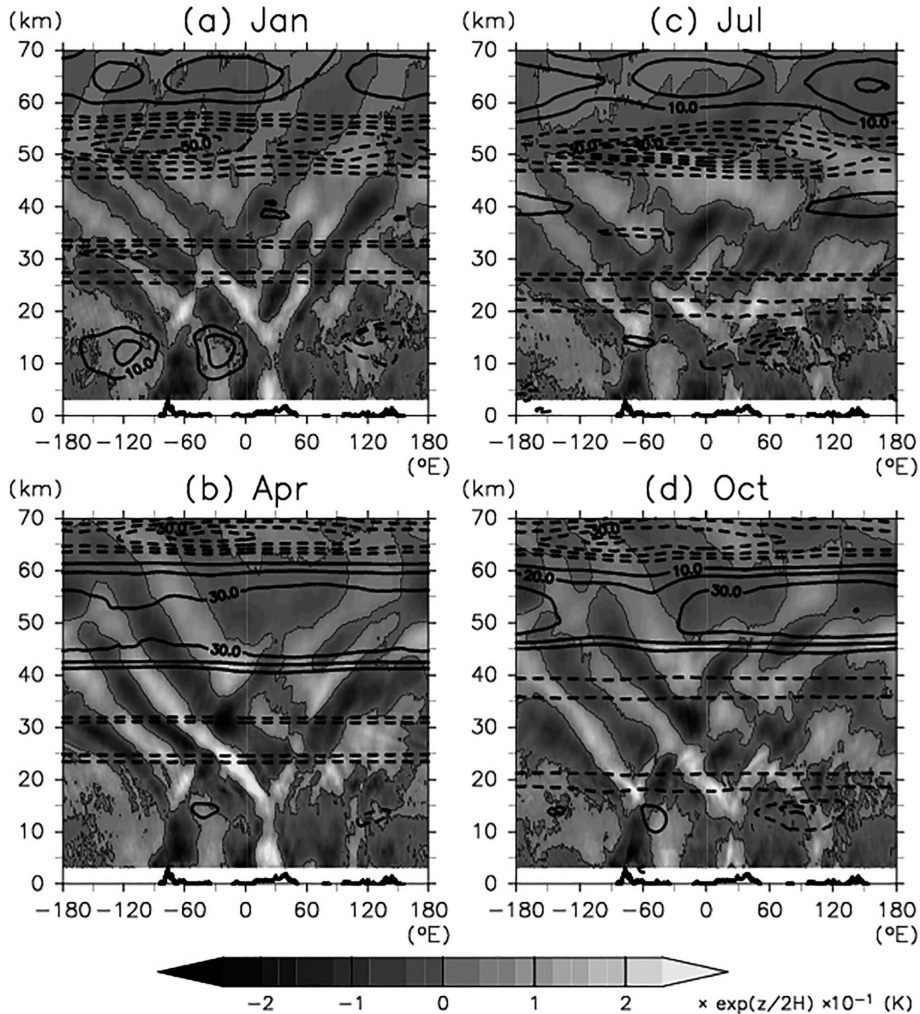
最後に季節性についても調べました. 第7図は3ヶ月毎の太陽非同期潮汐の経度-高度断面図を示します. 年間を通じて大陸上空で励起される重力波的構造が見られますが, 興味深いのは1月・7月と4月・10

月で中間圏内 (高度 50–80 km) の波の構造が異なることです. 例えば西半球の西進波に注目すると, 1月・7月には成層圏界面付近 (高度 ~ 50 km; 東風極大) で急激に減衰する一方, 4月・10月には中間圏まで深く侵入しています. これは, 成層圏界面半年周期変動 (Stratopause Semiannual Oscillation) に伴う東西風の変動 (e.g., Hirota 1980) が, フィルタリング効果を通して太陽非同期潮汐の季節性に寄与していることを強く示唆します.

なお, ここで紹介した研究 (Sakazaki *et al.* 2015b) では 10°S–10°N 平均の太陽非同期潮汐を調べましたが, 北半球 (0°N/S–10°N)・南半球 (10°S–0°N/S) に分けてみると, 大陸起源の重力波構造に加えて赤道反対称 (南北半球で逆位相) な帯状一様なパターン ($k=0$ 成分) が明瞭に見られることも最近になって分かりました (Sakazaki *et al.* 2015c).

5. 大気潮汐の重要性

受賞対象論文の内容は前節までですが, 最後に, 「大気潮汐の役割」という観点から, その後の発展を簡単に紹介させていただきたいと思います. 既に述べたとおり, 大気潮汐が上層大気において強大な影響力を持つことは良く知られていましたが, 実は成層圏においても様々な視点からその役割が注目されていま



第7図 第6図aと同じ。ただし、(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月の結果。密度ファクター ($\exp(-z/2H)$; $H=7$ (km) はスケールハイト) を乗じたものを図示。細線は零値を示す。太線コンターは背景東西風速で、実線 (破線) は西 (東) 風を表す (コンター間隔: 10 m s^{-1})。図は Sakazaki *et al.* (2015b) の Fig. 6を元に作成。

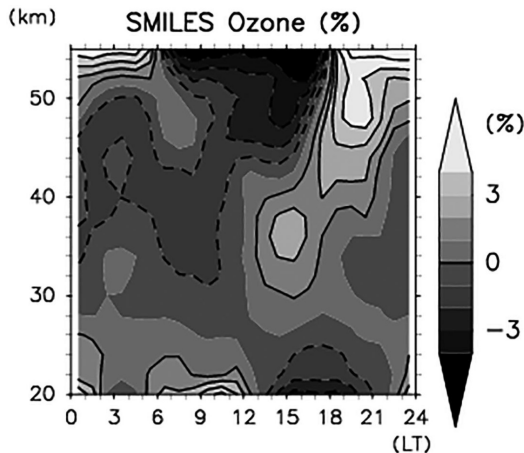
す。

5.1 成層圏オゾンの日変動

まず一つ目は成層圏オゾン場への影響です (Sakazaki *et al.* 2013a)。唐突ですが、第8図は SMILES (Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder: 超伝導サブミリ波リム放射サウンダ) という国際宇宙ステーションに搭載された測器で観測された、熱帯成層圏のオゾン混合比の日変動 (時刻-高度断面) を示します。このうち中間圏内 (高度50 km〜) で見られる階段的変動 (日射の有無に起因) は以前から良く知られていましたが、成層圏内 (高度

20-50 km) でもこれ程明瞭な変動があることは、全くと言って良い程知られていませんでした。その変動幅は最大8%程度にも達します。実は、これまで成層圏内の日変動は、(あったとしても) 光化学によるものだと予想されてきました。ところが、観測を良く再現する化学気候モデルデータを用いてオゾン変動の収支解析を行ったところ、オゾン日変動は下記の方程式で概ね支配され、

$$\frac{\partial [\text{O}_3]'}{\partial t} = -w' \frac{\partial [\text{O}_3]'}{\partial z} + S' \quad (9)$$



第8図 SMILESで観測された熱帯上空(10°S–10°N平均)におけるオゾン混合比日変動の時刻(LT)–高度断面図。データの期間は2009年10月–2010年04月の半年。各高度における期間平均値からのアノマリー(単位:%)を示す(コンター間隔:1%)。図はSakazaki *et al.* (2013a)のFig. 5を元に作成。

光化学効果(S')に加えて、オゾンの鉛直勾配($\partial[\text{O}_3]/\partial z$)が大きい領域(下部・上部成層圏)で「大気潮汐鉛直風(w')による移流効果(右辺第1項)」が重要な寄与を持つことが明らかになりました。大気潮汐はオゾンの分布をも変えていたのです。

余談ですが、私は当初から「大気潮汐がオゾンにどのような影響を与えるか」という視点を持っていた訳ではありません。当時たまたまSMILESと観測軌道特性が似ている衛星データ(SABER)を解析していました。その折に、SMILESプロジェクトリーダーである塩谷雅人先生(京都大学)から声をかけて頂き、オゾンデータを使ってお絵描き(第8図)してみたのが始まりです。当初は不慣れな光化学的視点から結果の解釈を試みていましたがどうにも上手くいかず、オゾンには風馬牛だろうと思っていた大気潮汐が、実は重要であることが判明。それまでメインで進めていた大気潮汐の力学的研究と、予期せぬ邂逅を遂げたのでした。

5.2 長期気候データセット構築における日変動補正

大気潮汐は成層圏の気候研究においても近年クローズアップされています。この二つも見没交渉に思えますが、ここでのポイントは、成層圏気候研究で用い

る「気温・オゾンの長期データセット」は複数の観測衛星データを繋いで構築されている、という点です。すなわち、測器によって観測ローカル時刻がまちまちであるため、複数のデータを統合するには日変動によるバイアスを考慮する必要があります(WMO 2014)。これまでは成層圏日変動(潮汐)に関する観測事実が不足していた為、その対処に手をこまねいていましたが、最近になって解決への道筋が示されつつあります。具体例を以下に紹介します。

成層圏気温観測データの重要なソースに、歴代のNOAA衛星群に搭載されたSSU(Stratospheric Sounding Unit)による観測(1979–2006)があります。これらは搭載される衛星によって観測時刻が異なるのみならず、その時刻が十年で数時間程度ドリフトするという厄介な問題を抱えていました。そこで、これらを用いた長期データセットの最新バージョンにおいて、大気再解析データの気温潮汐を用いた日変動補正が初めて施されました。その結果、上記の問題に起因する誤差が小さくなり、スムーズな長期データが構築されたことが報告されています(Zou *et al.* 2014)。

オゾン観測データの重要なソースとしては、日の出・日の入時に地球大気を透過する太陽光を用いて行う太陽掩蔽観測(Solar Occultation Measurements)があります。これは従来のオゾン衛星観測では最も精度が高いとされるものです。ところがその観測結果において、日の出・日の入で値が5–10%程度異なることが指摘されていました。その要因は長年の謎でしたが、本研究の結果を機に、オゾン日変動(しかも、大気潮汐による力学的変動)が主な原因であることが分かりました(Sakazaki *et al.* 2015a)。また気温観測と同様、一連のNOAA衛星に搭載された測器(SBUV/2(Solar Backscatter Ultra Violet Radiometer))のデータを繋いだ長期データセット構築においても日変動補正の重要性が認識され、現在改良が図られています。このように、「大気潮汐の理解が進めば、地球気候の理解が進む」という、「風が吹けば桶屋が儲かる」展開も見せています。

6. まとめ・今後の課題

本研究では、近年利用可能となった衛星観測データ・再解析データ・重力波解像気候モデルデータを解析し、解明が遅れていた対流圏–下部中間圏領域の大気潮汐の時空間構造やその支配プロセスについて理解を深めることができました。最近では、一見没交渉に

思われるオゾン研究・気候研究においても、大気潮汐が神出鬼没に重要な役割を演じることが分かってきました。

一連の研究を進める中で、新しい興味や問題も湧出してきました。5.2節で気候研究との接点を紹介しましたが、現在のところ（データ補正という意味での）技術的・応用的な側面に留まっています。しかし大気潮汐は、熱圏では運動量輸送を通じて背景場に影響を及ぼすことが知られていますし（宮原 1986）、金星においてはスーパーローテーション成因の候補としても挙げられる重要人物です（Takagi and Matsuda 2007）。今後は、大気潮汐（を含む日変動現象）が物理/化学的な意味で地球の気象・気候に果たす役割をさらに掘り下げたいと考えています。また、本研究では熱潮汐を扱いましたが、近年のデータ質・量の飛躍的向上に伴い、太陽潮汐シグナルの検出も可能になってきています（e.g., Kohyama and Wallace 2016）。まだまだ埋もれた宝がありそうです。

一方で、大気潮汐の研究基盤に関わる課題も見えてきました。複数のデータにおいて大気潮汐の定性的特徴は良く一致する一方、振幅の絶対値は観測・再解析・モデル間で有意に異なっています（Sakazaki *et al.* 2012, 2015b; Zou *et al.* 2014）。ここで一概に「観測が正しい」と言い切れないのは、大気潮汐の観測的事実が SABER たった一人に頼りきりという状況にあるためです。あらゆる角度から観測事実を検証していくと同時に、次世代の観測計画の立案も急ぐ必要がありそうです。

最後に、大気潮汐は鉛直方向に非常に深い構造を持つだけに、その理解にあたっては他分野との連携も欠かせません。本研究で明らかになった内容を上層大気における観測事実（例えば、季節変化）と突合せて、地球大気全体の構造の理解に繋げる必要があります。また、主な励起源である対流圏の熱源の更なる理解は不可欠です。私の研究では再解析データ・気候モデルの非断熱加熱を鵜呑みにして使っていますが、その信頼性は十分に保証されていないようです。近年熱帯気象学においても日変動現象は重要視され、観測的知見が蓄積されつつあります。これらを潮汐研究にも活かすことで、更なる発見・発展が生まれそうな予感がしています。

謝 辞

個人的な興味を学術的な研究に発展させることがで

きたのは、学部時代から博士課程まで一貫してご指導いただいた藤原正智先生（北海道大学）のお陰です。当初、私の興味が学術研究として成立するのかわからない段階から、「これは重要な問題である可能性がある」と鼓舞していただき、日々の議論ではいつもの確かなアドバイスを頂きました。自由に研究する環境を作ってくださったのと同時に、節目節目においては然るべき専門家・プロジェクトに交わるよう、絶妙な舵取りをしていただきました。そのお陰で自身の研究を成長・発展させ、多角的な視点を養うことができました。

私が大気潮汐研究に身を置く勇気をくださったのは津田敏隆先生（京都大学）です。前述したように、この分野は非常に豊穡な歴史を持ちますが、その権威でもある津田先生から「面白いね」という言葉を頂いた（学部4年生時）ことで、私でも何かしら新しい芽を出せそうな希望を持つことができました。

3節の内容は、博士課程1年時に米国大気科学研究中心（National Center for Atmospheric Research: NCAR）の Maura Hagan 先生のもとで行った滞在研究がベースとなっています。当時 NCAR の Deputy Director という大変重い役職に就かれていたにも関わらず、若輩者の私の為に時間を取っていただき、常に笑顔で鼓舞してくださったことが強力な推進力となりました。実際の解析では、Jefrey Forbes 先生、Xiaoli Zhang さんにもお世話になりました。また、水田元太先生との議論がとても有益でした。なお、ハフ関数の計算には石岡圭一先生のノートが大変参考になりました。

4節の研究のきっかけを作ってくくださったのは佐藤薫先生（東京大学）です。研究として形になるまでに随分と時間が掛かってしまいましたが、私が大学院生の時期から目をかけ、終始暖かく鼓舞していただき、大変感謝しています。KANTO グループの渡辺真吾さん・河谷芳雄さんには、共著者に入って頂き、有益なご助言を多数いただきました。素晴らしいデータを作ってくくださった KANTO グループの皆様にもこの場を借りて御礼申し上げます。

5節で紹介した発展的研究は、ポスドクとしての受け入れ教員でもあります塩谷雅人先生（京都大学）のお陰です。大気微量成分・衛星観測といった、新しい領域に足を踏み入れる機会を与えてくださいました。研究でいつもの確かなご助言を頂くばかりでなく、いつも親身に相談に乗って活動を支えてくださることに感

謝申し上げます。また、SMILES という素晴らしいデータを作成・提供くださった、鈴木 陸先生・高柳昌弘さん・佐野琢己さん・光田千紘さん・今井弘二さん・眞子直弘さんを始めとするプロジェクトメンバーの皆様にもこの場を借りて御礼申し上げます。

全体を通じて、学内外の多くの先生方・先輩・同期・後輩の皆様大変お世話になりました。北大時代には、長谷部文雄先生・山崎孝治先生・堀之内 武先生・水田元太先生・久保川 厚先生・谷本陽一先生・古関俊也さん・久保川陽呂鎮さん・山本彬友さん・稲飯洋一さん・小山博司さん・岡田靖子さん・森岡 浩さん・吉田康平さん・杉立卓治さんに、特にお世話になりました。長谷部先生には、研究の議論に付き合っただけでなく、晩御飯にご一緒して人生上為になる話をいただいたりと、公私共々良くしていただきました。京大に移ってからは、高橋けんし先生・内藤陽子さん・江波進一さん・西本絵梨子さん・佐々木拓也さん・余田成男先生・向川 均先生・時長宏樹さんに、特にお世話になりました。廣田 勇先生・廣岡俊彦先生・橋口浩之先生・黒田友二先生・神沢 博先生・秋吉英治先生・中村 哲さん・Douglas Kinissonさん・富川喜弘さん・宮崎和幸さんには、研究の議論・データ提供などでお世話になりました。また、加藤亮平さん・Ying-wen Chenさん・山崎（松尾）哲さん・木下武也さん・栃本英悟さん・岡本功太さん・土屋主税さん・高麗正史さん・林 未知也さん・鶴沼昂さん・澁谷亮輔さんを始めとする先輩・同期・後輩の皆様には、普段の学会等を通じていつも良い刺激を受けています。ありがとうございます。

最後になりましたが、北大・京大でお世話になった秘書の金田燈子さん・遠藤祐美さん・安齋恵子さん・羽田野朱美さんには、日々の研究を陰で支えていただき、またコーヒー片手に団欒する中で精神的癒しを与えてくださいました。ありがとうございました。

研究の発端となった、札幌気象観測を支援して下さった「北大元気プロジェクト」にも感謝申し上げます。

本稿中の図の作成には地球流体電脳倶楽部ライブラリを使用させていただきました。

最後に、城岡竜一博士には本稿の編集過程で大変お世話になりました。

参 考 文 献

Chapman, S. and R. S. Lindzen, 1970 : Atmospheric

Tides. D. Reidel, New York, 200pp.

Forbes, J. M. and D. Wu, 2006 : Solar tides as revealed by measurements of mesosphere temperature by the MLS experiment on UARS. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1776-1797.

Hagan, M. E. and R. G. Roble, 2001 : Modeling diurnal tidal variability with the National Center for Atmospheric Research thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 24869-24882.

Hirota, I., 1980 : Observational evidence of the semi-annual oscillation in the tropical middle atmosphere —A review. *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 217-238.

Horinouchi, T. and S. Yoden, 1996 : Excitation of transient waves by localized episodic heating in the tropics and their propagation into the middle atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 189-210.

Immel, T. J., E. Sagawa, S. L. England, S. B. Henderson, M. E. Hagan, S. B. Mende, H. U. Frey, C. M. Swenson and L. J. Paxton, 2006 : Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15108, doi:10.1029/2006GL026161.

加藤 進, 1989 : 大気潮汐・大気重力波, MST レーダー平成元年度藤原賞受賞記念講演一. *天気*, **36**, 681-685.

加藤 進, 2014 : 大気潮汐論確立のこぼれ話. *天気*, **61**, 1013-1015.

Kohyama, T. and J. M. Wallace, 2016 : Rainfall variations induced by the lunar gravitational atmospheric tide and their implications for the relationship between tropical rainfall and humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 918-923.

Lindzen, R. S., 1990 : *Dynamics in Atmospheric Physics*. Cambridge University Press, New York, 310pp.

Lindzen, R. S. and S.-S. Hong, 1974 : Effects of mean winds and horizontal temperature gradients on solar and lunar semidiurnal tides in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1421-1446.

宮原三郎, 1986 : 大気潮汐波による下部熱圏平均風の生成 —昭和60年度日本気象学会賞受賞記念講演一. *天気*, **33**, 183-188.

Ortland, D. A., 2005 : Generalized Hough modes : The structure of damped global-scale waves propagating on a mean flow with horizontal and vertical shear. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2674-2683.

Sakazaki, T. and M. Fujiwara, 2010a : Diurnal variations in lower-tropospheric wind over Japan. Part I : Observational results using the Wind profiler Network and Data Acquisition System (WINDAS). *J.*

- Meteor. Soc. Japan, **88**, 325-347.
- Sakazaki, T. and M. Fujiwara, 2010b : Diurnal variations in lower-tropospheric wind over Japan. Part II : Analysis of Japan Meteorological Agency meso-scale analysis data and four global reanalysis data sets. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 349-372.
- Sakazaki, T., M. Fujiwara and H. Hashiguchi, 2010 : Diurnal variations of upper tropospheric and lower stratospheric winds over Japan as revealed with middle and upper atmosphere radar (34.85°N, 136.10°E) and five reanalysis data sets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D24104, doi:10.1029/2010JD014550.
- Sakazaki, T., M. Fujiwara, X. Zhang, M. E. Hagan and J. M. Forbes, 2012 : Diurnal tides from the troposphere to the lower mesosphere as deduced from TIMED/SABER satellite data and six global reanalysis data sets. *J. Geophys. Res.*, **117**, D13108, doi:10.1029/2011JD017117.
- Sakazaki, T., M. Fujiwara, C. Mitsuda, K. Imai, N. Manago, Y. Naito, T. Nakamura, H. Akiyoshi, D. Kinnison, T. Sano, M. Suzuki and M. Shiotani, 2013a : Diurnal ozone variations in the stratosphere revealed in observations from the Superconducting Submillimeter-Wave Limb-Emission Sounder (SMILES) on board the International Space Station (ISS). *J. Geophys. Res.*, **118**, 2991-3006, doi:10.1002/jgrd.50220.
- Sakazaki, T., M. Fujiwara and X. Zhang, 2013b : Interpretation of the vertical structure and seasonal variation of the diurnal migrating tide from the troposphere to the lower mesosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **105-106**, 66-80.
- Sakazaki, T., M. Shiotani, M. Suzuki, D. Kinnison, J. M. Zawodny, M. McHugh and K. A. Walker, 2015a : Sunset-sunrise difference in solar occultation ozone measurements (SAGE II, HALOE, and ACE-FTS) and its relationship to tidal vertical winds. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 829-843.
- Sakazaki, T., K. Sato, Y. Kawatani and S. Watanabe, 2015b : Three-dimensional structures of tropical non-migrating tides in a high-vertical-resolution general circulation model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 1759-1775, doi:10.1002/2014JD022464.
- Sakazaki, T., T. Sasaki, M. Shiotani, Y. Tomikawa and D. Kinnison, 2015c : Zonally uniform tidal oscillations in the tropical stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 9553-9560, doi:10.1002/2015GL066054.
- 沢田竜吉, 1956 : 大気潮汐の研究について—日本気象学会賞受賞記念講演—. *天気*, **3**, 205-206.
- 沢田竜吉, 1975 : 気圧の半日周期の現われる理由. *天気*, **22**, 315-316.
- Takagi, M. and Y. Matsuda, 2007 : Effects of thermal tides on the Venus atmospheric superrotation. *J. Geophys. Res.*, **112**, D09112, doi:10.1029/2006JD007901.
- Tokioka, T. and I. Yagai, 1987 : Atmospheric tides appearing in a global atmospheric general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 423-438.
- 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.
- 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.
- WMO (World Meteorological Organization), 2014 : Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2014. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 55, Geneva, Switzerland, 416pp.
- Xu, J., A. K. Smith, M. Liu, X. Liu, H. Gao, G. Jiang and W. Yuan, 2014 : Evidence for nonmigrating tides produced by the interaction between tides and stationary planetary waves in the stratosphere and lower mesosphere. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 471-489, doi:10.1002/2013JD020150.
- Zhu, X., J.-H. Yee, D. F. Strobel, X. Wang and R. A. Greenwald, 1999 : On the numerical modelling of middle atmosphere tides. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1825-1857.
- Zou, C.-Z., H. Qian, W. Wang, L. Wang and C. Long, 2014 : Recalibration and merging of SSU observations for stratospheric temperature trend studies. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 13180-13205, doi:10.1002/2014JD021603.

Dynamical Study on Diurnal Tides in the Troposphere, Stratosphere, and Mesosphere

Takatoshi SAKAZAKI*

* *Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University/Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS).*

(Present affiliation: International Pacific Research Center, University of Hawai'i/Research Fellow of the JSPS).

E-mail: takatoshi_sakazaki@rish.kyoto-u.ac.jp

(Received 22 February 2016; Accepted 22 April 2016)
