

大気重力波と気象学との関わり

佐藤 薫

Kaoru Sato

東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo

1. はじめに

大気重力波は、大気中の浮力を復元力とする小規模な波動である。大気中至る所に存在し、ゴム気球によるラジオゾンデ観測を行うと必ずと言っていいほど頻繁に検出される。一例を図1に示す。高度約10kmの対流圏界面を境に、おおむね下の対流圏では鉛直温度傾度が負、上の成層圏では正となっている。そして、成層圏には波長数kmの波状構造が明確に見える。この波状擾乱のほとんどはこれまでの研究により大気重力波と確認されている。しかし、大気重

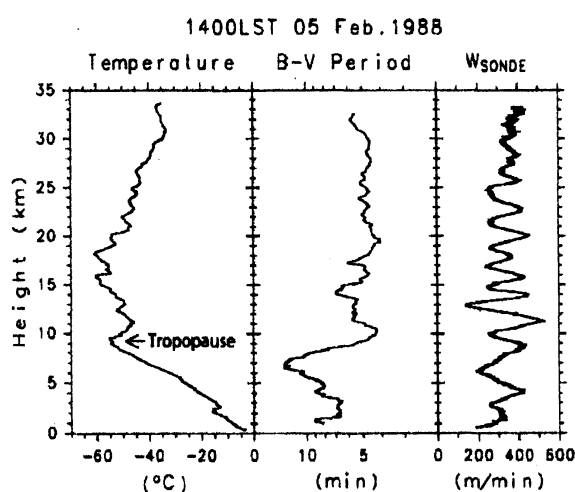


図1:1988年2月5日に信楽で行ったラジオゾンデ観測結果。左から気温、浮力振動数、気球の上昇速度。

力波は日々の天気には直接関与しないので、予報業務においては、気象ノイズとして長い間扱われてきた。ところが、1980年代はじめに重力波を捉える観測技術の進歩によって重力波の大気中での実態が徐々に明らかになった。図2に重力波観測技術をまとめる。また、このころ、理論的にも重力波の大気大循環への役割が定式化された。その後、研究は精力的に進められ、現在では重力波は大気大循環に本質的であるとの認識に至っている(たとえば, Fritts and Alexander, 2003)。最近の研究によりわかってきた大気重力波の特徴を示し、各緯度帯での大気大循環への役割をレビューしたあと、今後の課題を議論する。

2. 大気重力波の特徴

大気重力波は浮力振動の振動方向が傾いた現象と捉えることができる。図3はその概念図であ

る。ある空気塊が δs だけ斜めに持ち上げられたとする。このような状況は山に流れが乗り越えるときなどに起こる。すると、 $-N^2 \delta s \cos \theta$ だけ下向きに浮力をうけることになる。ここで、 N は

浮力振動数で、 $N^2 \equiv \frac{g}{\bar{\theta}} \left(\frac{d\bar{\theta}}{dz} \right)$ 、 z は高さ、 g は重力加速度、 $\bar{\theta}$ は背景場の温位である。浮力振動

周期は対流圏で約 10 分、成層圏で約 5 分である。 δs 方向の力は $-N^2 \delta s \cos^2 \theta$ となるので、この振動の周期 ω は、

$$\omega^2 = N^2 \cos^2 \theta \quad (1)$$

であり、水平波数 k 、鉛直波数 m を使って表せば、

$$\omega^2 = \frac{k^2}{m^2 + k^2} N^2 \quad (2)$$

と重力波の分散関係式が導かれる。重力波の周期が長くなると、地球の回転を感じるようになり、分散関係式は

$$\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2} = \frac{k^2}{m^2} \quad (3)$$

となる。ここで f は慣性周波数 (コリオリパラメータ) であり、その周期は $2\pi/f \approx 12/\sin \phi$ (時間) と、緯度 ϕ に依存する。このような重力波を慣性重力波とよぶ。慣性重力波の振動数は (3) より、

$$f^2 < \omega^2 < N^2 \quad (4)$$

のように上限と下限がある。

重力波の観測例を図 4a に示す。これは京都大学生存圏研究所所属の信楽 MU 観測所にある大型大気レーダー (MU レーダー) を用いた観測により得られた南北風の時間高度断面図である。MU レーダーは 46.5MHz の VHF 波を用いたドップラーパルスレーダーで、天候に関係なく、風の 3 成分が高精度高

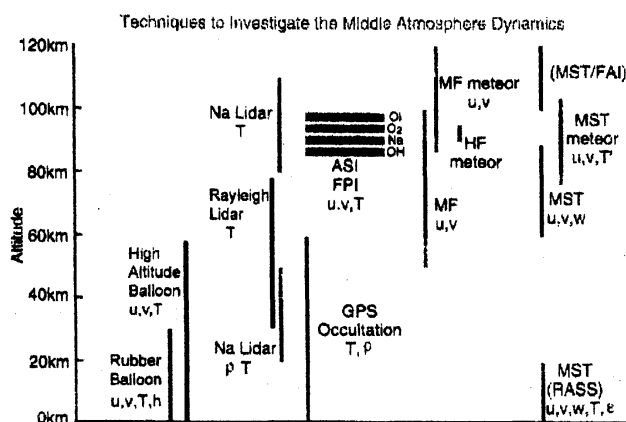


図2: 大気重力波の観測手段。

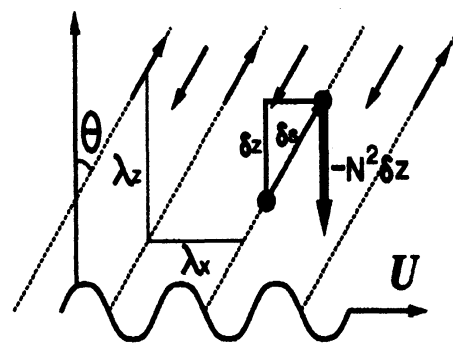


図3: 大気重力波の概念図

分解能で観測可能な優れた観測機である。特に鉛直風の直接観測が可能であることから、運動量の鉛直輸送といった大気の上下結合の定量的評価に威力を発揮する。図 4a には、下部成層圏の高度 20km 付近にほぼ 1 日周期で位相が下降する構造が見られる。同様な構造は東西風にも見られており、詳しい解析により、この波状構造は水平波長約 1200km の慣性重力波によることが示されている (Sato et al., 1997)。下の図は高分解能気候モデル (水惑星モデル。T106 で約 120km の水平分解能) の積分により得られた、信楽とほぼ同じ緯度における南北風の時間高度断面図である (Sato et al., 1999)。観測とほぼ等しい周期、鉛直波長、振幅を持つ波動が現れている。観測では現実の重力波を捉える強みがあるが、1 地点のデータしか得られないという制限がある。モデルで再現できたことで、観測で捉えられた特徴のグローバル分布を調べることが可能となる。図 5 は下部成層圏における南北風の

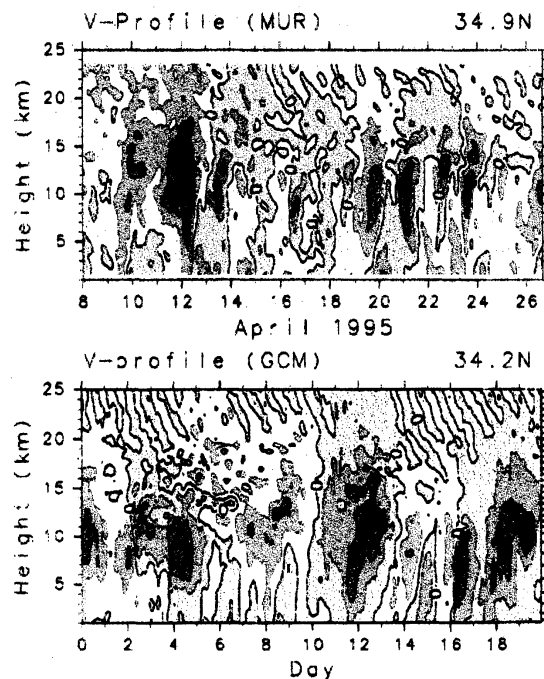


図4: 上は MU レーダーによる南北風観測データ。高度 18~23km 付近に周期約 20 時間の時間とともに下降する位相構造が大気重力波。下は高分解能気候モデル(水惑星)によるシミュレーション。振幅、周期、波長ともよく似た構造が現れている (Sato et al., 1999)

の周波数スペクトルの緯度構造である。実線は慣性周波数、破線は 1 日周期と半日周期を示す。ピークは 1 日周期ではなく、各緯度の慣性周期付近にあることがわかる(赤道域を除く)。これより、図 4 に卓越する下部成層圏慣性重力波の周期は 1 日周期でなく、慣性周期の 21 時間周期であったことがわかる。

気候モデルによる積分値データはグローバルに存在することから、重力波の南北伝播も考察可能となる。図 6 は、赤道域の積雲対流から発生し、極域に向かう重力波のレイを計算したものである。周期の長いものほどより極向きに伝播するが、途中で周期が慣性周期と一致する緯度で止まってしまう。周期 12 時間以下のものは高度 45km より上においては極域まで到達しうることも分かる。このような特徴が、気候モデルのデータにも明確に現れていた (Sato et al., 1999)。

現実的な地形を入れたシミュレーションも行われている。図 7 の上図は GPS 掩蔽法による下部成層圏の温度プロファイルから計算された短鉛直波長擾乱のグローバルマップである (Tsuda et al., 2000)。下図は気候モデルによるシミュレーションである (Kawatani et al., 2003)。熱帯の対流活発域での擾乱振幅が大きいことなどが読み取れる。

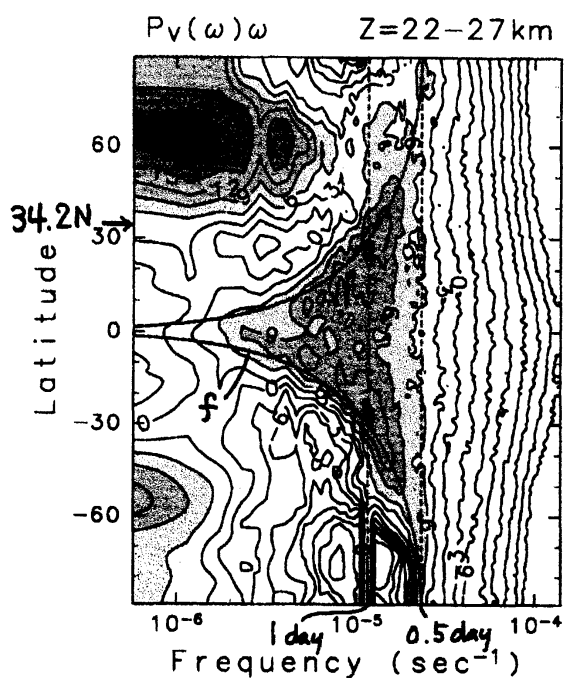


図 5: 気候モデルデータを用いて計算した下部成層圏における周波数スペクトルの緯度分布。緯度 34.2N の 20 時間付近のピークが図 2 に見られた大気重力波に対応する。太い実線は重力波のカットオフ周波数である慣性周波数。点線は 1 日と半日周期。重力波のピークは赤道付近を除くどの緯度帯でも慣性周波数付近に存在する。(Sato et al., 1999)

以上のような、最近の観測およびモデルによる一連の研究から考えられる、地球大気におけるグローバルな描像を図 8 に示す。

3. 重力波と大気大循環

このように重力波が盛んに研究されるようになったのは、重力波には大気大循環の駆動という重要な役割があるからである。重力波は運動量を鉛直に運ぶ働きがある。つまり、重力波の発生や減衰は運動量フラックス収束を伴い、平均風の加減速をもたらす。これまで特に東西運動量の鉛直フラックス

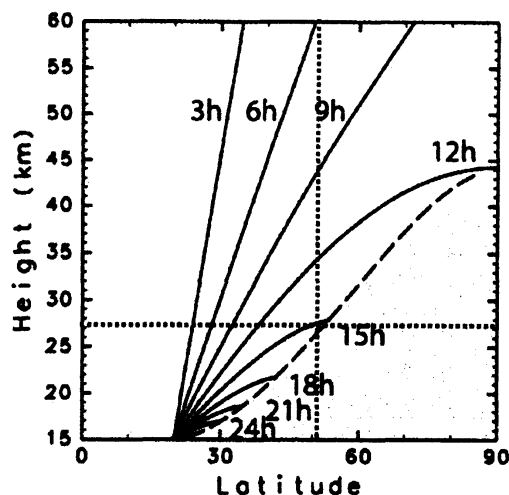


図 6: 赤道対流域で発生した重力波のレイ。各線の数字は重力波の周期。破線域では重力波周期と慣性周期が一致し、これ以上高緯度には伝播できない。

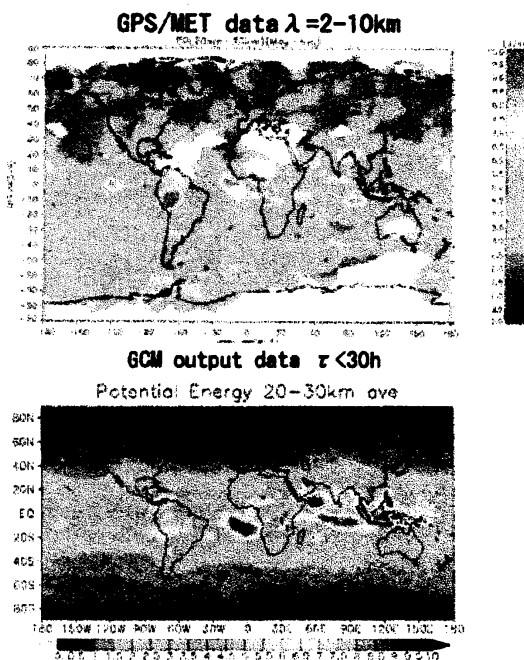


図 7: 上図は GPS 観測による重力波(短鉛直波長成分)位置エネルギーのグローバル分布。下図は現実的な地形をいれた高分解能気候モデルによる結果。

が注目されてきた。重力波の作用により、地球大気大循環のさまざまな特徴がクリアに説明できることが分かってきたのである。

3.1 地球大気温度構造における重力波の役割

図9左は、大気循環が存在しないとして計算された放射平衡温度である。1月であるから太陽の位置は南半球よりである。極夜となる北極(冬極)は高度 20~80km の全層に亘り低温となっており、60N 以南は南極(夏極)に向かって高温となる構造である。これは、1 日平均の太陽放射量を反映するものである(白夜域では放射は弱い、時間積分すると 1 日あたりの放射量は極大となる)。ところが、右に示す現実大気はこの放射平衡温度と大きく異なる特徴が点線で囲んだ領域にみられる。それは、極夜域の 50km 付近の高温層の存在(成層圏界面の存在)であり、80km 付近の夏極の低温であり、20km 付近の南北温度差の逆転である。これらの違いは、現実大気には太い矢印で示すような大気大循環が存在するからである。大気は上ほど気圧が低いので、上昇流域は断熱膨張により低温となり、下降流域は高温となる。冬季下部成層圏の 25km 付近の低温域には極成層圏雲が、夏季上部中間圏の 80km 付近の低温域には極中間圏雲が発生する。このような温度構造の維持に重要な大気大循環の駆動源が大気波動であり、重力波もその最も重要なひとつである。そして、現在の気候モデルをもってしてもこの大気大循環は定量的

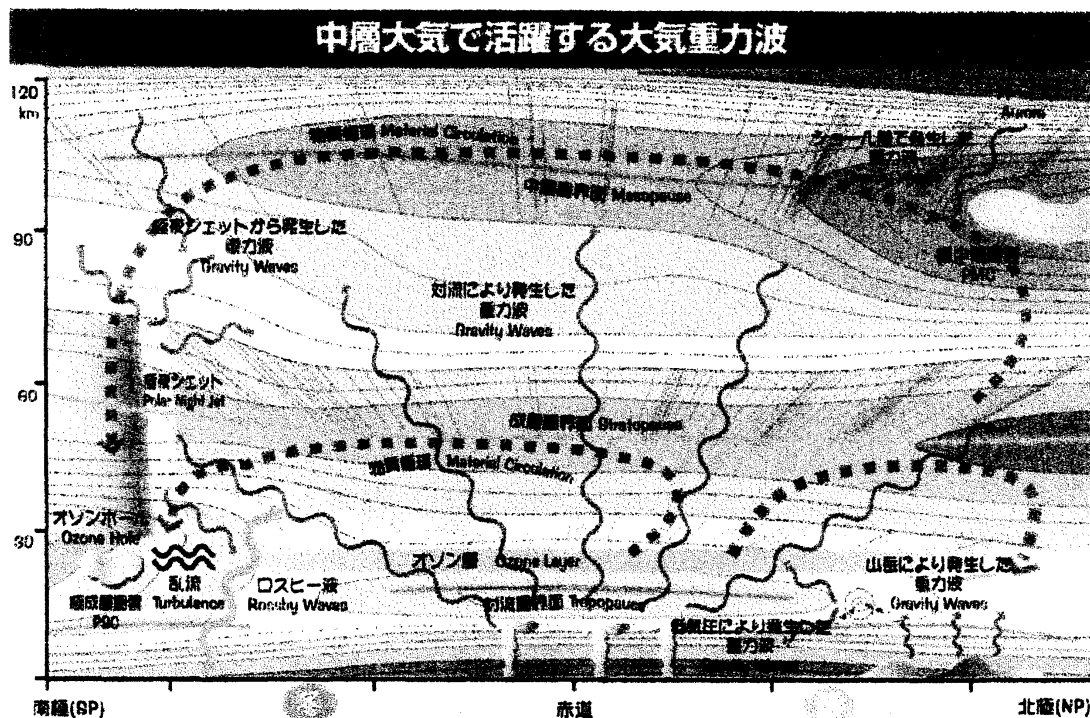


図8: 観測やモデル研究によりわかってきた重力波の発生や伝播のイメージ図(PANSY パンフレット 2004 より)

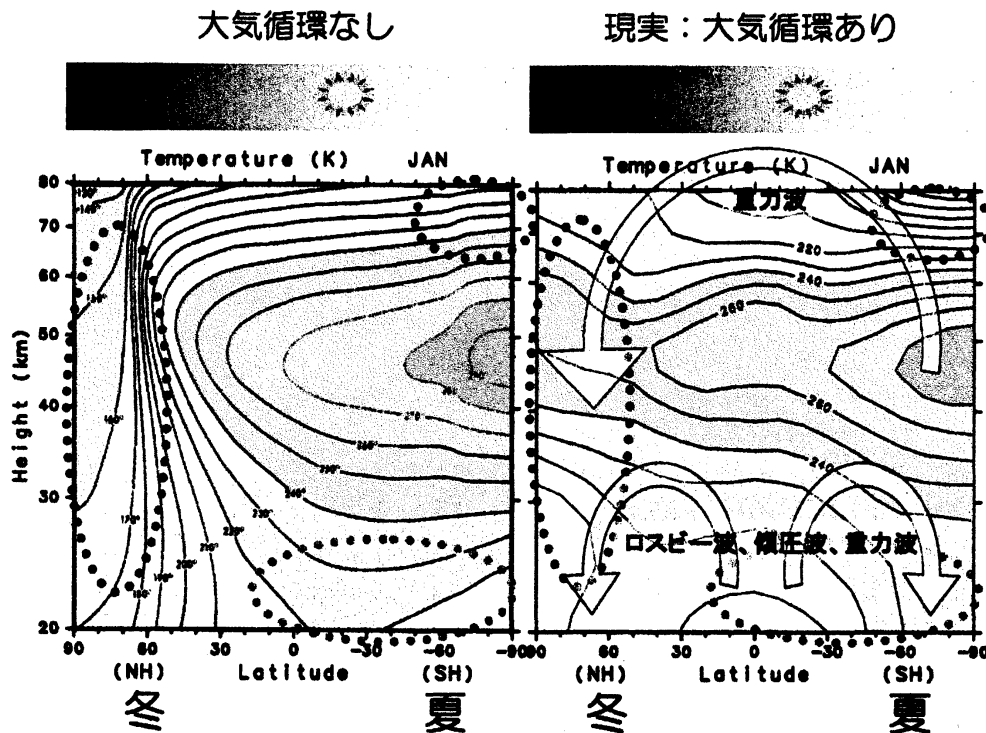


図 9: 左図: 放射平衡温度の緯度高度断面図(Fels, 1985)。右図: 現実大気温度(CIRA86)。

点線で囲った領域の温度に大きな違いが見られる。白抜き矢印は大気大循環のイメージ。

に再現されておらず、極域下部成層圏の温度が低くなりすぎる cooling bias という問題が残っている。

波動の平均流への作用は、TEM (transformed Eulerian-mean) 方程式系の東西運動量方程式:

$$\overline{u}_t - f\overline{v} = \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{F} + X \quad (5)$$

$$F^{(\phi)} = -\rho_0 a \cos \phi \overline{u'v'} \quad (6)$$

$$F^{(z)} = \rho_0 a \cos \phi \left[\frac{f}{\theta_z} \overline{v'\theta'} - \overline{w'u'} \right] \quad (7)$$

で理解することができる (Andrews et al., 1987)。ここで、 u 、 v 、 w はそれぞれ風の東向き、北向き、

上向き成分、 a は地球半径、 ρ_0 は大気密度、 X はサブグリッドスケール擾乱の力、 $(\overline{\quad})$ は東西平

均、 $(\quad)$ は東西平均からのずれを表す。 $\mathbf{F}$ は Eliassen-Palm (E-P) フラックスと呼ばれる波に伴う運

動量および熱フラックスで、波の生成、減衰がなければ保存する。また、 $\overline{u}$ の南北鉛直シアは

無視できると仮定している。(6)式、および(7)式第1項は主にプラネタリー波が担い、(7)式第2

項は重力波が担う。中緯度においては、(5)式の左辺第2項のコリオリ力とEPフラックス収束が釣り合う。つまり、波による作用により、南北風が生まれる。これが図9で示した、波により駆動される大気大循環である。そして、EPフラックス収束をもたらし、この温度構造にバランスするように、東西風構造が決まる。結果として、高さ20km付近、高さ90km付近には、赤道を除くほぼすべての緯度に亘り弱風層が維持されている(図10)。大型大

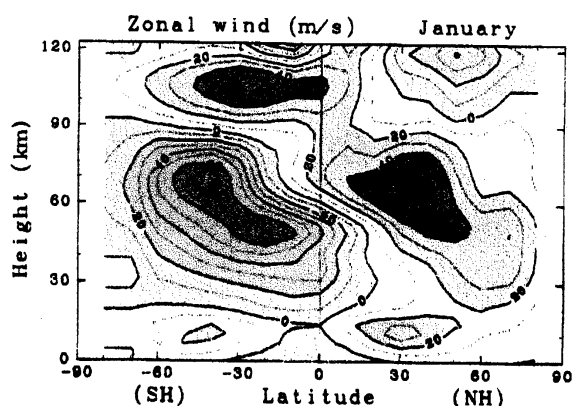


図10:地上から高度120kmまでの1月の東西風気候図(CIRA86)。高度20km付近と90km付近に弱風層がある。

気レーダーによる運動量フラックスの観測により、重力波は確かにそのような役割を担っていることが確認されている(Tsuda et al., 1990; Sato 1994)。

3.2 赤道中層大気準2年周期振動における重力波の役割

赤道下部成層圏高度30km付近にはほぼ2年周期で東風と西風が交代する大規模な振動現象がある(図11)。これは準2年周期振動QBO(Quasi-Biennial Oscillation)と呼ばれ1960年代初めに発見された。QBOは、はじめ重力波による西風加速、東風加速が交互に起こるためと考えられた(Lindzen and Holton,

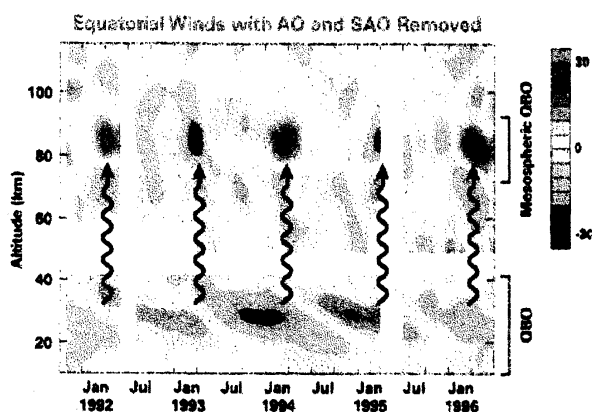


図11:衛星観測による赤道東西風の時間高度断面図。1年周期および半年周期成分は除いてある。これまでよく知られていたように30kmを中心とする下部成層圏に準2年周期振動が見られるが、高度85km付近にも同様の周期振動が見られる。位相は180度異なっている。

1968、図12)。しかし、1960年代終わりに赤道に捕捉された2種類の波動、赤道ケルビン波と混合ロスビー重力波が相次いで発見され、これによって西風加速、東風加速が交互に起こると、QBO駆動メカニズムは決着がついたかに思われていた(Holton and Lindzen, 1972)。このメカニズムは、(5)において、赤道では $f=0$ となるため、EPフラックス収束は左辺第1項とバランスすることで理解できる。つまり、赤道域では南北風が駆動されず、東西風はそのまま加減速を受けることになる。しかし、この2種類の赤道波による説明ではいくつか不都合があることが分かってきた。もともと混合ロスビー重力波の振幅が東風

加速には足りないという指摘があった。そして、最近の衛星観測により、赤道成層圏には QBO の位相下降速度に匹敵する上昇流が定常的にあることがわかり、これが QBO の位相も上昇させるので、赤道ケルビン波の西風加速も足りないということになった。また、実際の QBO の広い南北幅(半値緯度幅で 10 度)が、この 2 つの赤道波では説明できないという問題もあった。そこで、重力波が再び注目され始めた。

まず、重力波を表現できるように工夫した結果、気候モデルによる QBO の再現実験の初めての成功がもたらされた (Takahashi, 1996)。新たな理論的考察から観測データを駆使して求めた重力波の運動量フラックスは東向き、西向きとも QBO を駆動するに十分すぎるほ

ど大きいことも分かった (Sato and Dunkerton 1997)。理論的には、重力波はいたるところ存在するので、南北幅の問題が解決できる (中緯度ではコリオリ力とバランス, Haynes, 1998)。こうして、QBO は主に重力波と赤道ケルビン波によって駆動されるとシナリオが大きく書き換えられたのである (佐藤, 1999)。

衛星観測が進み、より上層の上部中間圏にも QBO が存在することが分かってきた (図 11)。これは下部成層圏の QBO とは逆の位相をもつ。下部成層圏の西風(東風)を通り過ぎて来られた西向き(東向き)位相速度をもつ重力波が加速する結果、上部中間圏では、東風(西風)となると考えられている。

4. 今後の課題

このように重要性が強く認識されるようになった重力波であるが、まだ課題は多く残っている。ひとつには、重力波は荒い分解能の気候モデルの中では陽に表現できないということである。したがって、パラメタリゼーションの方法で表現することになる。つまり(5)式において、 X として表現するのである。地形性の重力波パラメタリゼーションは、その発生がおおよそわかっているので扱いやすいが、問題はそれ以外の重力波である。多くのパラメタリゼーションが提案されているが、重力波のソーススペクトルを与え、その伝播および減衰または砕波を鉛直 1 次元で解く方法が一般的である。しかし、重力波の起源はさまざまであり、これをどう与えるかという問題があるし、グリッドを超えた伝播をどう扱うかという問題もある。

また、極域重力波はまだ十分研究されたとは言いがたい。その理由は厳しい自然環境のなかでの観測が容易ではないからである。図 13 は、各国の気象庁等で行われている定常観測データを用いて調べ

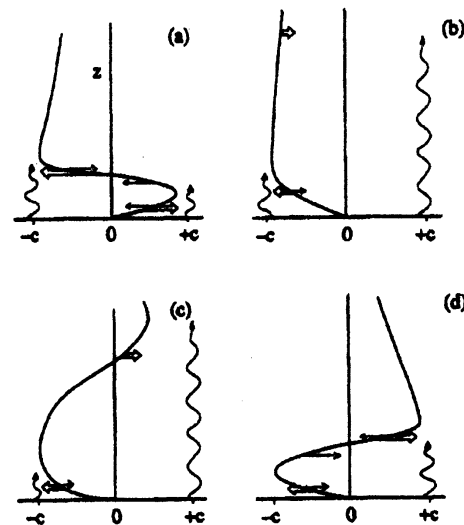


図 12: 波により駆動される準二年周期振動の概念図 (Plumb and McEwan, 1978)。

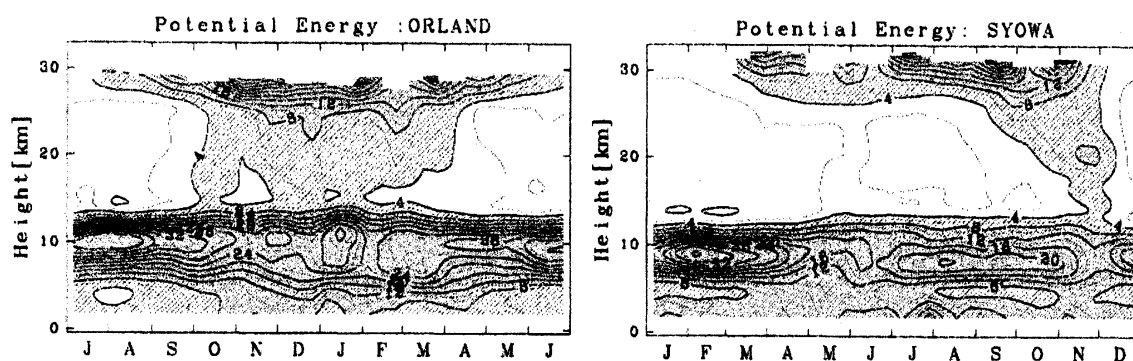


図 13: 重力波(短鉛直波長成分)の位置エネルギーの季節変化。左が北極域、右が南極域。どちらも横軸中心が冬になるようにとってある。(Yoshiki and Sato, 2000)。

た、短鉛直波長擾乱のポテンシャルエネルギーである。北極域では、中緯度の多くの地点と同様、冬季にポテンシャルエネルギーが極大となるが、南極域では春に極大となることがわかる。これは、南北両極の海陸分布の違いに起因すると思われるが、理由はよく分かっていない。重力波に伴う運動量フラックスを推定できる大型大気レーダーも南極にはまだない。

現在、筆者を中心として、極地研、東大、京大の合同プロジェクト「南極昭和基地大型大気レーダー計

画(PANSY)」(佐藤他, 2003)が進行中である。MU レーダーと同規模のレーダーを南極昭和基地に設置し、重力波を含む極域大気の総合研究を図というというもので、さまざまな国際学術組織からの答申を得るなど、国際評価も高い。設置や運営にはさまざまな克服すべき問題があったが、過去 6 年間の検討および開発により、実現の見通しは立った。来年度から概算要求に向けて準備を進めている。

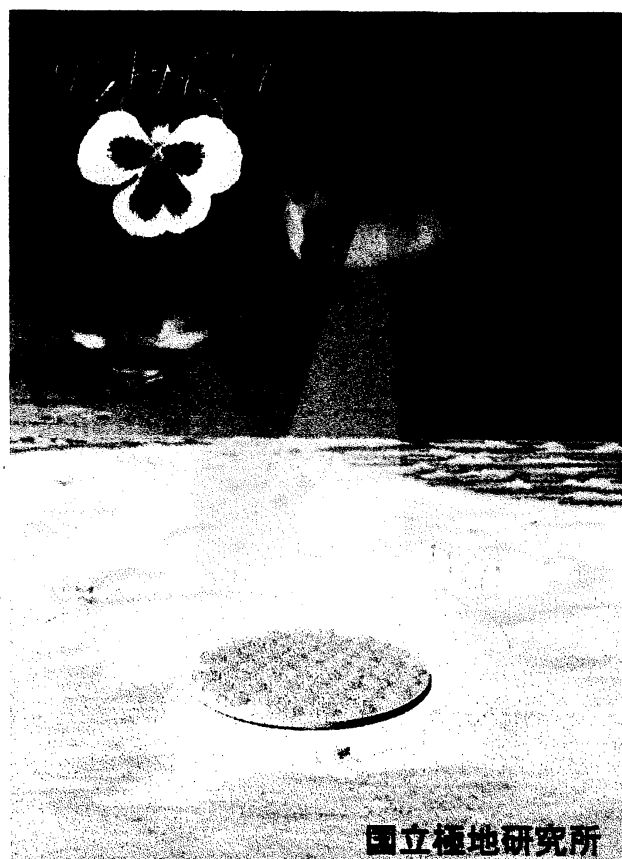


図 14: 南極昭和基地大型大気レーダーのイメージ図

参考文献

- Andrews, DG, JR Holton and CB Leovy, Middle atmosphere dynamics, Academic Press, 489pp, 1987.
- Fels, S. B., Radiative-dynamical interactions in the middle atmosphere. *Adv. Geophys.*, 28A, 277-300, 1985.
- Fritts, D.C., and M.J. Alexander, Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41(1), 1003, doi:10.1029/2001RG000106, 2003
- Haynes, P. H., The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 124, 645-2670, 1998.
- Holton, J. R. and R. S. Lindzen, An updated theory of the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1076-1080, 1972
- Kawatani, Y., S. K. Dhaka, M. Takahashi, and T. Tsuda: Large potential energy of gravity waves over a smooth surface with little convection, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL016960, 2003
- Lindzen, R. S. and J. R. Holton, Theory of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 24, 1095-1107, 1968.
- Plumb, R.A. and A.D. McEwan, The instability of a forced standing wave in a viscous stratified fluid: A laboratory analogue of the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1827-1839, 1978.
- 佐藤薫, 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, 1999.
- 佐藤薫, 堤雅基, 麻生武彦, 佐藤亨, 山内恭, 江尻全機「21世紀の極域科学—今なぜ南極観測なのか—」7. これからの南極観測—南極昭和基地大型大気レーダー計画— *天気*, 50, 619-624, 2003
- Sato, K., A statistical study of the structure, saturation and sources of inertio-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar. *J. Atmos. Terr. Phys.* 56, 755—774, 1994.
- Sato, K., and T. J. Dunkerton, Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 102, 26,247--26,261. 1997.
- Sato, K., D. O'Sullivan and T. J. Dunkerton, Low-frequency inertia-gravity waves in the stratosphere revealed by three-week continuous observation with the MU radar. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1379-1742, 1997.
- Sato, K., T. Kumakura, and M. Takahashi, Gravity waves observed in a high-resolution GCM simulation, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1005-1018, 1999.
- Takahashi, M., Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 661-664, 1996.
- Tsuda, T., T. Murayama, M. Yamamoto, S. Kato, and S. Fukao, Seasonal variation of momentum flux in the mesosphere observed with the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 725-728, 1990.
- Tsuda, T., M. Nishida, C. Rocken and R. H. Ware, A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (GPS/MET), *J. Geophys. Res.*, 105, 7257-7273, 2000.
- Yoshiki, M., and K. Sato, A statistical study of gravity waves in the polar regions based on operational radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, 105, 17995-18011, 2000.