

QBO 形成过程中重力内波的活动特征

张代洲* 秦 瑜

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

田中浩

钱公望**

(日本名古屋大学大气水圈科学研究所)

(南京气象学院, 南京 210044)

摘 要 本文利用一个沿赤道的经度-高度二维原始方程模式, 在下边界处采用一个东传、波数为1(波1E)和一个西传、波数为2(波2W), 相速度绝对值均为 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的两个波作为强迫波, 对赤道平流层低层的大尺度运动进行了模拟, 再现了平均纬向流的准两年周期振荡(QBO)式变化, 振荡周期约为36个月, 东西风带的最大风速达 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 远远超过两个强迫波的相速度。波动分析表明, 通过波与波的非线性相互作用, 产生了许多新波, 新波中波数为1的西传波(波1W)和波数为2的东传波(波2E)在QBO形成过程中起了一定的重要作用, 强迫波1E和2W可分别将西风带和东风带加速到 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 对于东风带, 相速度约为 $91 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的波1W可进一步加速平均流到 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 而对于西风带, 波2E在20 km以下对平均流有一定的加速作用, 最大风速的产生则是由波1E的自加速引起的。

关键词 重力内波 准两年周期振荡 波与波的相互作用 强迫波 新产生波

1 引言

准两年周期振荡(QBO)是发生在赤道平流层低层, 平均纬向流呈东西风交替出现, 平均周期约为30个月的现象^[1, 2], 它是由赤道平流层东传的开尔文波和西传的混合罗斯贝重力波通过与平均流的相互作用分别交替激发出西风带和东风带形成的^[3]。最近的研究表明, 罗斯贝波在QBO产生过程中并不重要^[4], 只要有两个适当的东传和西传重力内波, 就可以产生QBO^[5, 6]。由此可见, 重力内波与平均流的相互作用在QBO的产生过程中起着决定性作用。

研究波与平均流相互作用较普遍的方法是WKB法, 在缓变波的假设下, 利用WKB近似可以得到一组描述波与平均流相互作用的方程, 直接把波的相速度、振幅和群速度的变化与平均流的加速联系起来^[3, 7], 因此在解释平均流与波的特征时各种变化和联系过程简洁明了, 但WKB近似限制了波的活动, 忽视了波与波的非线性相互作用, 而且把波动看作是孤立干大气环流之外的过程显然不合适, 尽管文献[8]和[9]曾用原始方程模式模拟出了纬向平均流的QBO, 但它们使用的强迫波是参数化的赤道开尔文波和混合罗斯贝重力波, 且目的是模拟QBO, 而波动特征并不十分清楚。为了进一步弄清QBO形成过程中重力内波的活动特征, 本文利用一个沿赤道的经度-高度二维

1994-09-12收到, 1996-09-23收到修改稿

* 现在北京大学环境科学中心

** 现在华南理工大学

原始方程模式, 在下边界处用一个持续的东传波和一个持续的西传波作为强迫波, 不对波动做任何简化或近似, 所有过程 (包括波与流、波与波的相互作用以及波的自加速) 均作为大气环流的内在过程, 用数值积分对方程求解, 然后再用时间-空间二维富利叶变换分析纬向流偏差场, 以求得到更为细致准确的重力内波活动特征。

2 模式简介

本文所用模式, 除温度偏差 T 的下边界条件和纬向流 u 的初值外, 控制方程组和其它初值及边条件均与文献[10]相同。在本文的模拟中作为波强迫的 T 下边界条件为

$$T = T_E \sin(k_E x - \sigma_E t) + T_W \sin(k_W x - \sigma_W t), \quad (1)$$

其中为了保证强迫的连续性, 振幅 T_E 和 T_W 在模拟的初始时刻取 0, 在第一个 15 d 内分别线性增加到 15 K 和 10 K, 在此之后保持不变, 波数 k_E 和 k_W 分别取 $(2\pi/40000) \text{ km}^{-1}$ 和 $(2\pi/20000) \text{ km}^{-1}$, 频率 σ_E 和 σ_W 分别取 $(2\pi/15) \text{ d}^{-1}$ 和 $(2\pi/7.5) \text{ d}^{-1}$, 因此这两个东传和西传强迫波的无量纲波数分别为 1 和 2, 且它们的相速度均约为 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 但传播方向相反, 以下分别简称为波 1E 和波 2W。

模式中 u 的初值取为

$$u = \begin{cases} 10(z-16)/14, & 16 \text{ km} \leq z \leq 30 \text{ km}, \\ 10, & 30 \text{ km} < z \leq 35 \text{ km}, \end{cases} \quad (2)$$

模式积分进行了 2180 d。

3 平均纬向流特征

图 1 是积分 360 d 到 2160 d 平均纬向流的时间-高度剖面图, 为去掉 15 d 以下周期的扰动在做完纬向平均后又做了 15 d 时间平均。可以清楚地看到, 在经过 360 d 的调整计算后, 平均纬向流呈稳定的东西风带交替出现的振荡, 且反向风区首先出现在高层, 然后下传, 振荡的周期约 1090 d (36 个月), 实际上, 调节强迫波的振幅, 这个周期会发生变化, 一维模式的研究结果表明, 强迫波的振幅越大, 平均纬向流的振荡越快^[7]。

平均纬向流一个引人注目的特点是东西风带的最大风速约 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 远远超过两

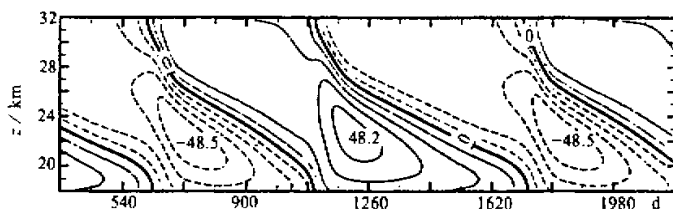


图 1 平均纬向流的时间变化。等值线间为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

个强迫波的相速度, 用两个对称的东传和西传、波数均为 1 的波作为强迫波进行模拟, 也发现平均流最大风速超过强迫波相速度的现象 (图略)。根据波与平均流相互作用理论, 纬向平均流较大风速的出现说明有较大相速度的重力内波出现。

4 波动特征

通过分析纬向流偏差场来考察重力内波的特征。图 2 是积分从 720 d 到 810 d, 平均纬向流在 26 km 以下是东风、26 km 以上是西风时, 4 个不同高度上的波动能量谱。在 18 km 高度上, 除了两个强迫波 1E 和 2W 外, 有许多新波出现, 其中波数为 3 ($=k_W + k_E$), 频率为 -0.067 d^{-1} ($=\sigma_E - \sigma_W$) 的新波最强, 其次为波 1W (波数 1, 频率 -0.20 d^{-1}) 和波 2E (波数 2, 频率为 0.133 d^{-1})。这说明波与波的非线性相互作用主要发生在两个强迫波之间。与 18 km 高度上的比较, 22 km 高度上的西传波明显减弱, 到 26 km 高度西传波几乎消失, 这是由东风带对西传波的吸收造成的, 除波 1W 和 2W 外, 其他西传波的相速度都很小, 很难穿过低层的东风带传到高层, 而东传波可以顺利穿过东风带到达 26 km; 在此高度以上, 东传波被那里的西风带大幅度吸收。另外, 30 km 的能量谱上波 1W 有一峰值, 说明有波 1W 穿过东风带传到高层, 不难计算出波 1W 的相速度约为 $91 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 远大于东风带的最大风速, 所以它不可能被东风带完全吸收。

积分从 1170 d 到 1260 d, 平均纬向流在 26 km 以下是西风、26 km 以上是东风时, 4 个不同高度上的波动能量谱表示在图 3 中。在各个高度上同样有新波的出现, 但

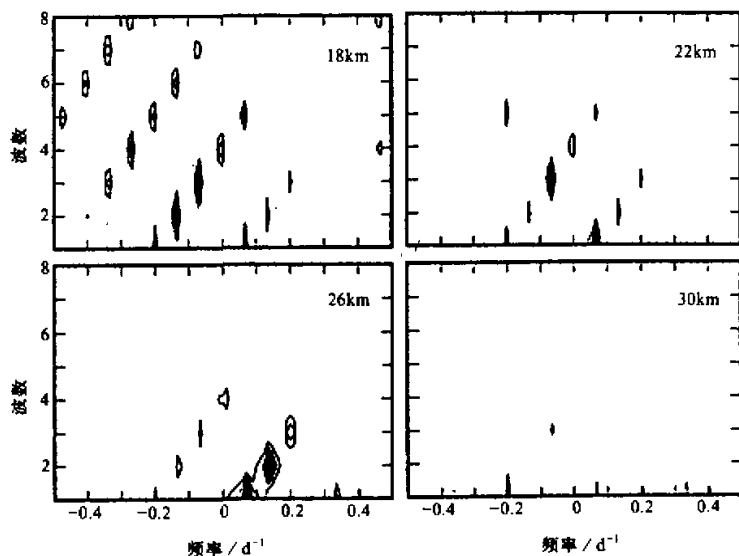


图 2 720~810 d 4 个高度上的波动能量谱
等值线范围是从 0.01 到 10, 每一个量级内画 4 条对数等值线

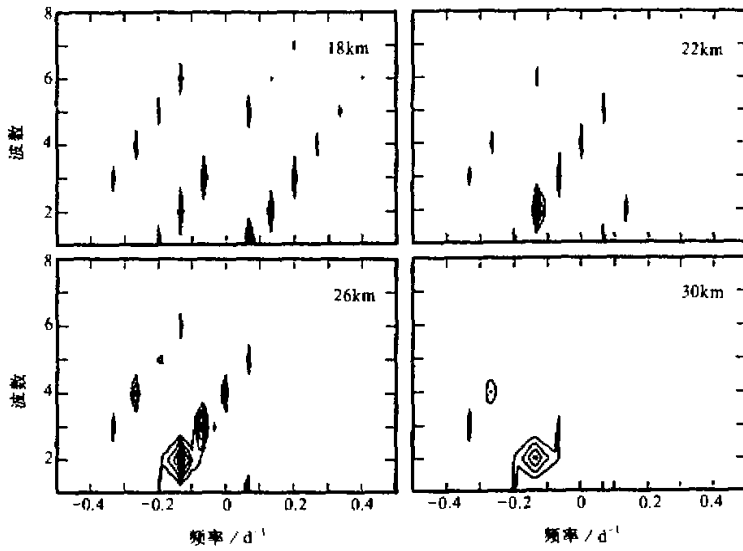


图3 1170~1260 d 4个高度上的波动能量谱

在 26 km 以下东传波被吸收, 在 26 km 以上西传波被吸收。由此可见, 如果考虑波与波的非线性相互作用, 在 QBO 的形成过程中, 除了强迫波外还会产生许多新波, 这些波的重直传播过程仍遵循波与平均流相互作用的理论。

不难从两个阶段的能量谱看出, 对于西风带的产生, 东传波中波 1E 起主导作用, 波 2E 的相速度虽约为 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 但它的振幅较小, 只在低层有一定加速作用; 西传波中除了波 1W 和 2W 外, 其他波的相速度均很小, 对东风带的产生贡献不大。下面具体考察波 1W、2W 和波 1E、2E 分别在东风带和西风带的产生过程中相速度和振幅的垂直分布, 从而准确地确定它们的作用。

图 4 是波 1W 和 2W 在积分 750 d 时的相速度、振幅及平均纬向流的垂直分布。其中当波的振幅小于 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 波的作用忽略。尽管波 2W 可以把东风带加速到 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 但它仅在 20 km 以下起作用, 而相速度达 $91 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的波 1W 在整个东风带都可加速平均流, 所以东风带最大风速的产生, 波 1W 起了相当重要的作用。

图 5 是波 1E 和 2E 在积分 1215 d 时的相速、振幅及平均纬向流的垂直分布。从振幅来看, 波 1E 和 2E 在 20 km 以下都很强, 在 20 km 以上虽然都较弱, 但由于波 2E 的相速度较小, 未超过 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而在 24 km 高度左右, 波 1E 的自加速非常强, 其相速度达 $80 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 因此西风带的最大风速的产生与波 1E 的自加速有直接关系。

上述 4 个波的活动可以用图 6 来概括表示。在东西风带的产生过程中, 两个强迫波 1E 和 2W 可以将平均流加速到各自的相速度值, 但对于东风带, 新产生的波 1W 可继续加速平均流, 对于西风带, 新产生的波 2E 只在低层有一定的作用。由于波 1E 的自

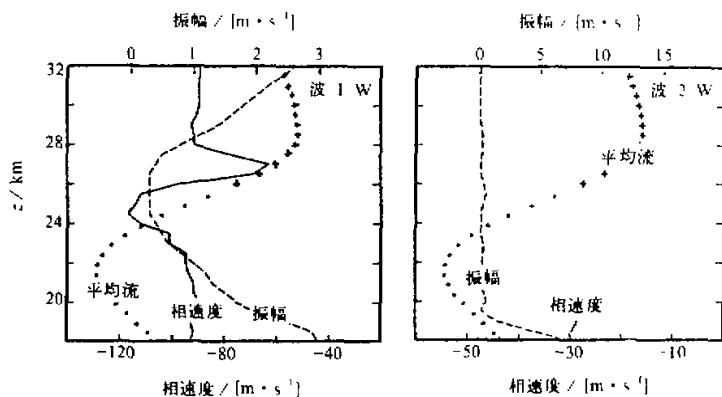


图 4 积分 750 d 时波 1W 和 2W 的相速度、振幅及平均纬向流的垂直分布
+ 表示西风, • 表示东风

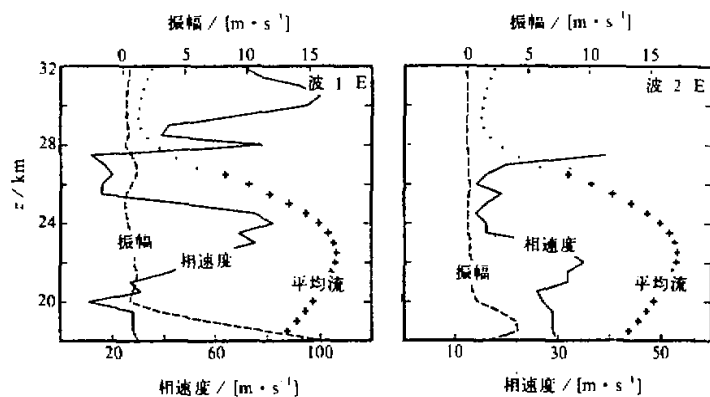


图 5 积分 1215 d 时波 1E 和 2E 的相速度、振幅及平均纬向流的垂直分布

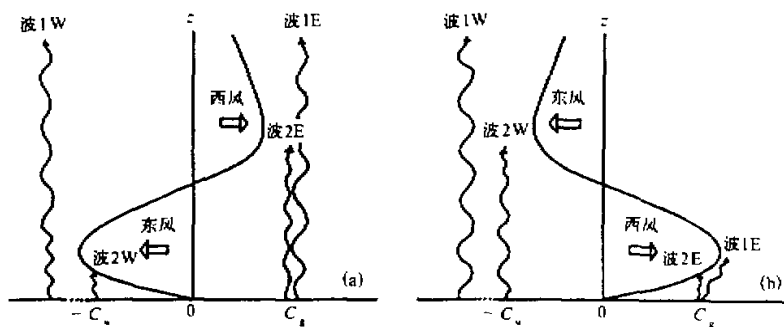


图 6 东风带 (a) 和西风带 (b) 产生的机制

加速, 其相速度在中低层远远超过初始相速度, 从而使得西风带的最大风速大于强迫波的相速度。

5 结束语

本文利用一个二维原始方程模式, 在下边界用两个强迫波 1E 和 2W, 成功地再现了 QBO 的主要特点, 但模拟结果分析表明波的活动远比 WKB 法所描述的复杂, 重力内波不仅与纬向流发生相互作用, 波与波之间也发生相互作用, 从而激发出许多新波, 新波的波数和频率为相互作用波的波数和频率的和或差, 两个强迫波和新产生的波的共同作用使纬向流呈 QBO 式的周期振动。在本文描述的模拟实验中, 东西风带的最大风速达 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 超过了两个强迫波的相速度, 这与以往的研究结果不同, 分析表明, 两个强迫波可以将东西风带分别加速 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 对于东风带, 新产生的波 1W 可继续加速其达 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而西风带最大风速的产生则是由强迫波 1E 的自加速引起的。

上述复杂的波动过程及平均流振荡的机制是不可能用基于 WKB 近似的模式得到的。尽管我们还不能肯定波与波的非线性相互作用在赤道平流层低层是否发生, 但如果重力内波在 QBO 的形成过程中担当着重要角色, 那么本文的结果表明, 在研究 QBO 的机制时, 无论是理论研究还是数值模拟, 这种作用都不能被忽视。

致谢: 在本文的完成过程中得到了李万彪和叶瑾林两位博士的帮助, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 Reed, R.J. et al., 1961, Evidence of the downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **66**, 813~818.
- 2 Veryard, R.G. and R.A. Ebdon, 1961, Fluctuations in tropical stratospheric winds, *Meteor. Mag.*, **90**, 125~143.
- 3 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.
- 4 Takahashi, M. and J.R. Holton, 1991, The mean zonal flow response to Rossby wave and gravity forcing in the equatorial lower stratosphere: Relationship to the QBO, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2078~2087.
- 5 Plumb, R.A. and A.D. McEwan, 1978, The instability of a forced standing wave in a viscous stratified fluid, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1827~1839.
- 6 Takahashi, M., 1993, A QBO like oscillation in a 2-dimensional general circulation model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 641~654.
- 7 Dunkerton, T.J., 1981, Wave transience in a compressible atmosphere. Part I: Transient internal waves, mean-flow interaction, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 281~297.
- 8 Takahashi, M., 1987, A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation. Part I, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 523~536.
- 9 Takahashi, M. and B.A. Boville, 1992, A three-dimensional simulation of the equatorial quasibiennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1020~1035.
- 10 Zhang Daizhou et al., 1995, QBO-like oscillations induced by local thermal forcing, *Adv. Atmos. Sci.*, **12**, 245~254.

Features of Internal Gravity Waves during the QBO's Generation

Zhang Daizhou and Qin Yu

(Geophysics Department, Peking University, Beijing 100871)

Hiroshi Tanaka

(Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences of Nagoya University, Japan)

Qian Gongwang

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract A two-dimensional model in the equatorial zonal-vertical plane was applied to study the internal gravity waves during the QBO's generation in the lower equatorial stratosphere. Two monochromatic waves are steadily forced at the bottom boundary. One is the eastward-propagating wave with wavenumber 1 (wave 1E) and the other is the westward-propagating wave with wavenumber 2 (wave 2W). Their absolute phase velocities are about $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. The model succeeds in reproducing the QBO-like oscillations of the zonal mean flow and the oscillation period is about 36 months. However, the maximum absolute wind speeds of both easterlies and westerlies are about $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ which is much larger than the absolute phase velocities of the two forced waves. Wave analysis shows that many new waves are generated through nonlinear wave-wave interactions. In newly generated waves, the westward-propagating wave with zonal wavenumber 1 (wave 1W) and eastward-propagating waves with zonal wavenumber 2 (wave 2E) take some important roles in the QBO's generation. The forced wave 1E and 2W can accelerate westerlies and easterlies to about $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. For easterlies, the newly generated wave 1W, whose phase velocity is about $91 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, may further accelerate the zonal mean flow up to $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. But for westerlies, the newly generated wave 2E can accelerate the zonal mean flow only under 20 km and the excessive acceleration of the zonal mean flow is likely due to the self-acceleration of wave 1E.

Key words internal gravity wave quasi-biennial oscillation wave-wave interaction
forced wave newly generated wave