

重力波与不同背景风场之间的非线性相互作用*

刘 晓^{1,2} 徐寄遥¹

1. 中国科学院空间中心, 空间天气学重点实验室, 北京 100080; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

摘要 采用二维可压缩大气中重力波非线性传播的数值模式和线性重力理论, 研究了重力波在反向和同向(是指风场方向与重力波水平相速度方向相反和相同)背景风场中的传播过程. 结果表明: 反向背景风场将拉伸重力波的垂直波长, 加速重力波的上传, 这一效应导致重力波在较短的时间内上传到较高的高度上并发生不稳定, 引起背景风场产生反向射流. 反向射流经过非线性波流相互作用导致重力波的垂直波长逐渐变短. 重力波在同向背景风场中传播时, 其垂直波长和群速度都减小, 推迟了重力波发生不稳定的时间. 虽然大部分重力波被限制在同向风场中的不稳定区域内, 但在不稳定区域上方仍有部分重力波继续稳定地向上传播. 对重力波在反向和同向背景风场中的非线性传播情况的模拟发现, 与重力波在同向背景风场中的传播情况相比, 重力波与反向背景风场之间的非线性相互作用也非常强烈, 而不像经典线性理论预测的那样可以自由传播, 并且重力波在反向背景风场中传播时的垂直波长与线性理论预测的结果差别很大.

关键词 重力波 背景风场 垂直群速度 垂直波长 非线性相互作用

目前大气动力学理论以及大量的观测表明, 大气重力波对于全球大气结构的改变具有重要的影响^[1-4]. 当不考虑大气重力波时, 理论计算的全球大气动力学结构与观测存在很大的差异, 所以在研究大气动力学过程中, 重力波的贡献是不可缺少的因素. 同时, 大气动力学结构对于重力波的传播也产生显著的作用. 由于全球大气背景风场存在着明显的季节变化, 因此, 对重力波在各种背景风场中的传播特性以及对背景风场的加速作用是近几年研究的热点问题^[1-7].

重力波在同向背景风场(是指风场方向与重力波水平相速度方向相同)中的传播情况得到了较多的关注和研究^[6,7], 这是由于目前普遍认为同向背景风场对重力波的向上传播产生明显的阻碍作用并具有很强的非线性相互作用.

由于传统的经典理论认为重力波在反向背景风场(是指风场方向与重力波水平相速度方向相反)中

可以自由地向上传播, 因此, 对重力波在反向风场中的传播情况的研究比较缺乏. 然而, 近年来的观测发现背景风场在夏季中纬地区出现反向射流, 一些学者认为这是重力波在反向背景风场中传播时对背景风场产生的反向加速以及重力波破碎造成的^[3,4]. 这表明重力波与反向背景风场之间的非线性相互作用也是非常强烈的, 并值得进行深入研究.

近几年, 我们建立了二维可压缩大气重力波非线性传播的数值模式, 着重研究了重力波传播过程中光化学和动力学之间的非线性相互作用^[8,9]. 我们将利用该模式研究重力波与背景风场之间的非线性相互作用, 着重研究重力波传播进入反向背景风场区域后对背景风场的影响以及背景风场对重力波传播特性的改变. 为了进行比较研究, 我们利用模式也模拟了重力波传播进入同向背景风场区域后对背景风场的影响以及背景风场对重力波传播特性的改变. 我们首先从线性理论出发分析背景风场对重力

2006-01-10 收稿, 2006-03-14 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40225011, 40336054)和中国科学院知识创新(KZCX3-SW-217)资助项目

E-mail: xliu@spaceweather.ac.cn

波传播特性的影响, 然后利用非线性模式对非线性传播过程进行模拟研究.

1 背景风场对重力波传播特性影响的线性理论

为了研究初始重力波波包从零风场区域进入有风场区域时传播特性的变化, 在本文中我们采用重力波的水平垂直波长分别为 100 km 和 10 km 的中小尺度的中高频重力波, 其周期为 55.7 min. 背景风场的垂直剖面如图 1(a) 所示, 其中的实线和虚线分别表示反向 (记为 case 1) 和同向 (记为 case 2) 背景风场.

下面从射线理论和重力波的色散关系出发, 在线性条件下研究背景风场对重力波传播特性的影响. 这里所说的传播特性是指重力波的垂直群速度、垂直波长等重要的波参数. 射线理论给出的垂直波数与水平背景风场的垂直切变之间的关系如下式所示^[10]:

$$dk_x(z)/dt = -k_x du_0(z)/dz, \quad (1)$$

其中 k_x 和 k_z 分别表示重力波的水平垂直波数, u_0 表示背景风场, t 表示时间, z 表示高度. 由于本文研究的是上传重力波的传播特性, 所以重力波的垂直波数 $k_z < 0$. 因此, 当 $du_0(z)/dz > 0$ 时, 重力波的垂直波数随时间增长而减小, 但垂直波数的绝对值是增加的, 从而上传重力波的垂直波长被压缩; 反之, 如果 $du_0(z)/dz < 0$, 上传重力波的垂直波长将被拉伸.

由于(1)式中给出的是垂直波数的时间变化与背景风场的垂直梯度之间的关系, 这就需要引入垂

直群速度把重力波的传播时间和传播高度联系起来, 从而(1)式可以写成

$$k_x(z) = \int_0^t [-k_x du_0(z)/dz] dt = \int_{z_0}^z -[1/c_{gz}(z')] [k_x du_0(z')/dz'] dz'. \quad (2)$$

重力波的垂直群速度 $c_{gz}(z)$ 可以从线性重力波的色散关系中推出^[1]:

$$c_{gz}(z) = \frac{-k_x(z)\hat{\omega}(z)}{[k_x^2 + k_z^2(z) + 1/(4H^2)]}, \quad (3)$$

其中, $\hat{\omega}(z)$ 是重力波的本征频率, 其定义如下^[1]:

$$\hat{\omega}(z) = \left[\frac{N^2 k_x^2}{k_x^2 + k_z^2(z) + 1/(4H^2)} \right]^{1/2}. \quad (4)$$

这里的 $N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \right)$ 是背景大气的浮力频率, g 是重力加速度, T 是温度, c_p 是空气的定压比热, H 是背景大气的标高. 在稳定的初始背景风场中, 利用公式(2)–(4)就可以得到重力波的垂直波数(波长)、垂直群速度的垂直剖面.

我们利用上面介绍的方法计算了图 1(a) 中给出两种背景风场对重力波传播特性的影响, 并给出了重力波的垂直群速度 c_{gz} (图 1(b)) 和垂直波长 L_z (图 1(c)) 的垂直剖面, 其中垂直波长 $L_z = 2\pi / |k_z|$. 从图 1(b) 和 (c) 中看出, 在反向背景风场(case 1)中, 垂直群速度和波长都增加, 这说明重力波进入反向背景风场区域后得到明显的加速. 当重力波进入同向背景风场(case 2)区域时, 垂直群速度和垂直波长都

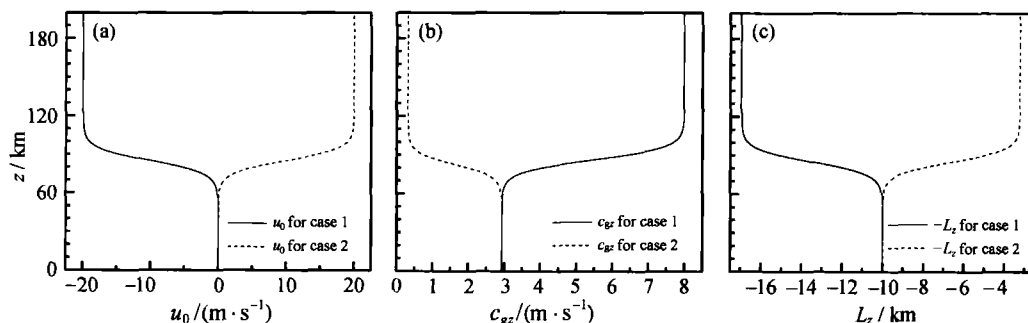


图 1 case 1 和 case 2 的背景风场和波参数的垂直分布

(a) 水平背景风场; (b) 垂直群速度; (c) 垂直波长

迅速减小. 这说明在 case 2 的条件下, 当重力波进入同向背景风场区域后, 非常缓慢地向上传播, 垂直波长迅速减小说明重力波被大为压缩.

2 重力波与背景风场之间的非线性相互作用

重力波在大气中的传播是一个非线性过程, 因此, 我们将利用非线性重力波模式^[8], 详细讨论在非线性的情况下, 重力波在上节所述的两种背景风场中的传播过程, 研究重力波与背景风场之间的非线性相互作用, 并与线性理论结果进行对比.

2.1 二维可压缩非线性大气重力波模式

我们在文献[8]中已经建立了二维可压缩大气中重力波非线性传播的数值模式, 这里不再详细介绍. 在本文的研究计算中, 为了使上边界不影响重力波的自由传播, 计算域的垂直范围是从地面到 200 km, 水平宽度为 100 km. 与文献[8]相比, Rayleigh 摩擦也做了如下调整:

$$\alpha(z) = \begin{cases} \alpha_0 \exp\left[-\ln 2 \cdot \left(\frac{z-180}{20}\right)\right], & z \leq 180 \text{ km} \\ \alpha_0, & z > 180 \text{ km}, \end{cases} \quad (5)$$

其中 $\alpha_0 = 0.02 \text{ s}^{-1}$, 使得只有在较高的高度上 Rayleigh 摩擦才起到耗散作用, 吸收上边界的虚假反射, 这样既能保证重力波能够在较大的高度范围内无耗散地自由传播, 又能保证上边界不产生虚假反射.

2.2 背景风场对重力波传播特性的影响

为了研究重力波在这两种背景风场中的非线性传播特性以及对背景风场的加速作用, 我们模拟了初始水平速度扰动为 $3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的重力波在这两种背景风场中的非线性传播过程, 重力波的水平垂直波长分别为 100 km 和 10 km, 其他扰动参数与文献[8]中的相同. 图 2 中给出了 case 1(图 2(a)和(c))和 case 2(图 2(b)和(d))在两个时刻(已在每个图中的右上角标出)的位温场(等值线)和对流不稳定区域($N^2 < 0$, 阴影)的空间分布情况. 由于重力波在两种背景风场中的垂直传播速度不同, 所以我们在图中给出的是重力波在传播过程中出现相同物

理现象时的图像. 图 2(a)和(b)给出的是重力波刚开始出现不稳定的情况. 图 2(c)和(d)给出的分别是 case 1 的重力波破碎时和 case 2 在 15 ks 时的图像.

首先, 比较这两种背景风场对不稳定区域高度的影响. 对于 case 1(图 2(a)和(c)), 由于反向背景风场导致重力波的垂直群速度增大, 从而造成重力波在较短的时间内(8.4 ks)上传到较高的高度(120 km左右), 导致重力波在密度以指数形式减小的背景大气中振幅迅速增大而达到对流不稳定性的条件^[11]并发生对流不稳定. 对于 case 2(图 2(b)和(d)), 同向背景风场的大小虽然没有达到重力波水平相速度的大小(即, 重力波没有遇到临界层), 但对上传重力波仍有很强的抑制作用, 把不稳定区域都限制在 90 km 以下, 而在 90 km 以上的区域仍然处于稳定状态.

其次, 我们来比较这两种背景风场对重力波不稳定性出现时间的影响. 重力波在反向背景风场中传播时(图 2(a)和(c)), 一方面由于背景风场造成重力波的垂直群速度增加, 使得重力波在较短的时间内(8.4 ks)发生不稳定. 另一方面, 根据 Bretherton 理论^[12], 重力波的 \bar{E}/ω 在稳定传播过程中是守恒的(\bar{E} 是重力波的保有能量), 由于在 case 1 的反向背景风场中重力波的本征频率 ω 随着高度增加而增加, 因而重力波将从背景风场中抽取能量, 造成重力波振幅增加, 同时垂直群速度的增加使得重力波快速向上传播达到较高的高度, 随着大气密度的降低, 重力波振幅迅速增加, 从而导致重力波较早地发生不稳定, 这时重力波反过来又将大部分能量传递给背景流, 形成反向射流(详细讨论见 2.3 节). 而在 case 2 的同向背景风场中 ω 随着高度增加而减小, 所以重力波将失去部分能量, 同时由于同向背景风场造成重力波的垂直群速度减小, 阻碍了重力波的向上传播, 导致重力波出现不稳定的时间相对较晚.

上节的线性理论的讨论表明, 背景风场对重力波垂直波长有显著的影响. 为了研究在非线性的条件下背景风场对重力波垂直波长的影响, 我们在图 3 中给出了 case 1(图 3(a))和 case 2(图 3(b))的重力波水平速度扰动的归一化垂直波长谱随时间的演化情况, 图中的虚线表示线性理论预测的垂直波长随

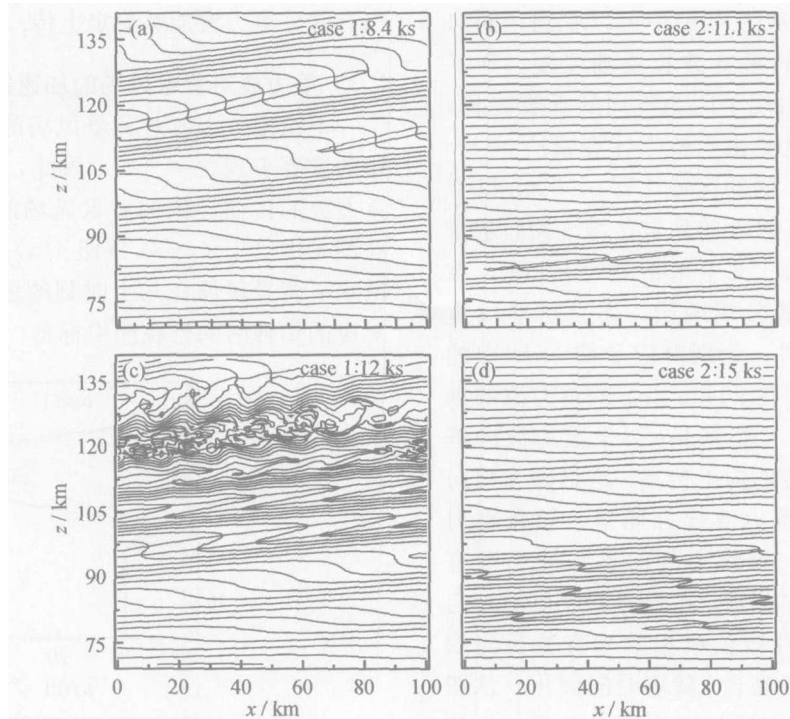


图 2 重力波传播过程中位温场(等值线)和对流不稳定区域(阴影)的空间分布
 (a) case 1 在 8.4 ks 时开始发生不稳定; (b) case 2 在 11.1 ks 时开始发生不稳定;
 (c) case 1 在 12 ks 时发生破碎; (d) case 2 在 15 ks 时仍处于不稳定状态

时间的演化情况. 对于 case 1, 我们从图 3(a)中看到, 重力波的水平速度扰动的垂直波长在 4.5 ks 左右时被突然拉伸, 这是由于重力波波包此时进入了反向区域内, 垂直波长受到反向背景风场的调制作用而变长, 这种状态一直持续到 8 ks. 随后, 由于背景风场受到重力波的加速作用而导致垂直切变的符号与初始时刻的相反, 在这种背景风场中, 重力波的垂直波长逐渐变短. 在 12 ks 之后, 由于重力波在 95 km 以上出现了不稳定性并发生了破碎, 限制

了重力波振幅的继续增长并出现了多种波长的波, 使得垂直波长变得更弥散. 与线性理论预测的垂直波长(虚线)相比, 在 4.5 ks 之前, 两者相差很小. 随着时间演化, 重力波与背景风场之间的非线性相互作用逐渐增强, 线性理论预测的垂直波长与非线性数值模拟结果之间的差别越来越大. 在 12 ks 时, 非线性数值模拟出现了多种不同的波长, 但主要波长(7.5 km 和 10 km)仍小于线性理论预测的垂直波长(约为 16.5 km).

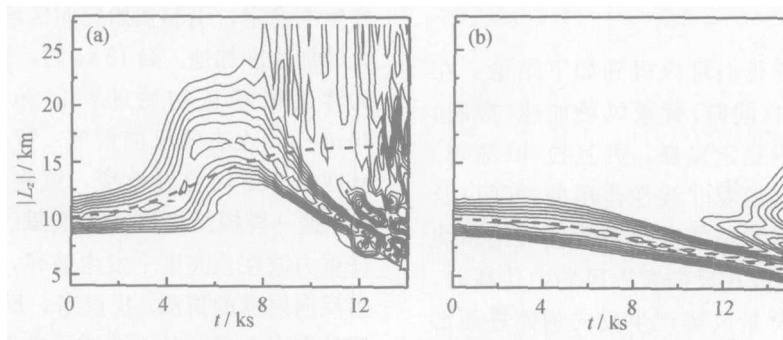


图 3 水平速度扰动的归一化垂直波长谱(等值线)以及线性理论预测的垂直波长(虚线)随时间演化情况
 (a) case 1 的结果; (b) case 2 的结果

对于 case 2, 我们从图 3(b)中可以看到, 同向背景风场使得重力波的垂直波长逐渐变短. 到了 11.1 ks 之后, 重力波出现了两个不同的垂直波长, 结合图 2 可以发现, 这是由于整个计算域从 90 km 左右被分成两个明显不同的区域, 即: 90 km 以下的不稳定区域和 90 km 以上的稳定区域. 我们从水平速度扰动的垂直剖面(文中未给出)中发现, 重力波在 90 km 处几乎被分成两段, 而且这两段重力波的波长也明显不同, 分别对应于图 3(b)中的两个主要的垂直波长. 在 90 km 以下的重力波的垂直波长继续被压缩^[6,7], 而 90 km 以上重力波的垂直波长增加, 继续稳定的向上传播. 这是因为同向背景风场吸收了初始重力波部分能量, 导致重力波的振幅很小; 而且, 继续上传的重力波的垂直波长变长, 更利于稳定传播. 在重力波发生不稳定(11.1 ks)之前, 非线性数值模拟的垂直波长与线性理论预测的结果比较吻合. 随着时间演化, 从图 3(b)中 12 ks 之后的垂直波长谱中可以发现, 虽然大部分重力波被限制在不稳定区域内, 但在不稳定区域上方仍有部分重力波继续稳定的传播(图 2(d)), 而且这部分重力波的垂直波长也变长, 这是线性理论无法预测的.

比较图 3(a)和 3(b)中重力波的垂直波长在两种背景风场中的演化情况可以发现, 在反向背景风场中, 非线性模拟的垂直波长与线性理论预测的结果差别较大, 而在同向背景风场中, 两者的差别较小. 这是因为与重力波在同向区域中的传播情况相比, 重力波与反向背景风场之间的非线性作用使得背景风场发生逆转, 在相反的方向形成射流(见 2.3 节的详细讨论), 从而导致与线性理论预测的垂直波长差别很大.

综合本部分的分析我们可以得到如下结论: 在重力波传播初期, 反向(同向)背景风场加速(抑制)了重力波的上传和向不稳定发展, 并且拉伸(缩短)了重力波的垂直波长. 随着非线性作用的增强以及背景风场的改变, 垂直波长的变化与线性理论预测的结果相差很大. 重力波在反向背景风场中传播时, 将在较高的高度上对背景风场产生反向加速进而形成反向射流(见 2.3 节), 导致重力波在反向背景风场并不能自由上传. 而重力波在同向背景风场中传播时, 虽然受到同向背景风场区域的抑制作用, 但

仍有部分重力波能够稳定上传.

2.3 重力波对背景风场的加速作用

不稳定重力波对背景风场的加速是波流相互作用的重要表现之一^[7,13]. 因此, 本部分将重点研究重力波的传播导致的背景风场的改变. 为此, 我们在图 4 中给出了 case 1(图 4(a))和 case 2(图 4(b))的水平背景风场在几个时刻的垂直剖面, 每条曲线对应的传播时间已在图中标出.

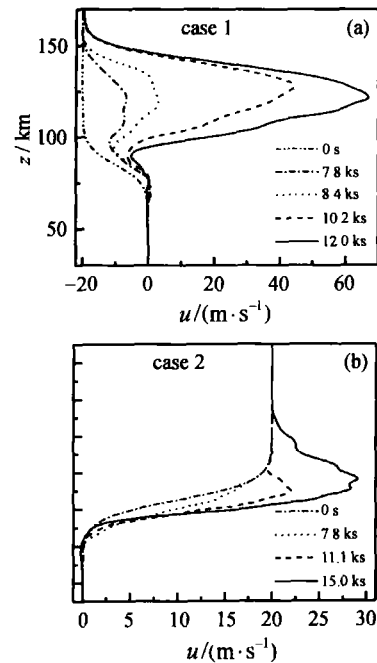


图 4 水平背景风场在几个时刻的垂直剖面
(a) case 1 的背景风场; (b) case 2 的背景风场

由于反向背景风场(图 4(a))对重力波的加速作用, 使得重力波在较短的时间内上传到较高的高度并发生不稳定, 引起初始反向区域上方的背景风场以较大的加速度加速. 到 12 ks 时, 重力波把 120 km 附近的背景风场从初始的 $-20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 加速到峰值为 $65 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的反向射流. 背景风场垂直梯度的符号在 7.8 ks 时已经改变, 这将减小重力波的垂直波长. 这一模拟结果证实了文献[4]根据观测结果来估计重力波在该高度上发生破碎, 进而引起背景风场产生反向射流的猜测. 反过来, 反向射流又抑制了重力波的自由上传, 从而造成了重力波传播的复杂结构.

由于同向背景风场(图 4(b))限制了重力波的垂直传播速度和振幅的增长, 使得重力波在同向区域

中发生不稳定, 从而造成同向区域下半部分的水平背景风场的加速较大. 随着时间演化, 有部分重力波穿过同向区域继续向上传播, 因此, 在同向区域上半部分的水平背景风场的加速度增大, 在较高高度上对背景风场加速并形成了相对较弱的射流.

比较图 4(a)和 4(b)中重力波对背景风场产生加速的大小和高度可以发现: 重力波在反向(同向)背景风场中传播时对背景风场加速的数值较大(较小), 高度也较高(较低). 这是由于反向背景风场促进了重力波的上传, 使得重力波在较短的时间内上传到较高的高度上并发生破碎导致动量沉积, 进而导致背景风场产生反向射流, 反向射流又反过来抑制了重力波在反向背景风场中的自由上传.

3 结论

本文首先采用射线理论以及重力波的色散关系等线性理论分析了背景风场对重力波传播特性的影响. 结果表明, 重力波在反向(同向)背景风场中上传时, 垂直群速度和波长都增加(减小). 然后采用我们已经建立的二维可压缩大气中重力波非线性传播的数值模式^[8], 比较研究了重力波在反向(同向)背景风场中的非线性传播情况, 并与线性理论作了比较.

反向背景风场加速了重力波向上传播, 使得重力波在较高高度上很快发生不稳定和破碎, 拉伸了重力波的垂直波长. 不稳定重力波引起背景风场加速, 并导致背景风场产生反向射流, 证实了文献^[4]中对观测结果的推测. 新的背景风场又反过来导致重力波的垂直波长逐渐变短, 限制了重力波的自由上传和振幅的继续增长并出现了多种波长的波, 这一结果与线性理论预测的结果相差很大. 同向背景风场对重力波的上传有抑制作用, 推迟了重力波发生不稳定的时间, 缩短了垂直波长, 使得重力波在同向区域内发生不稳定. 虽然大部分重力波被限制在同向区域内, 但在不稳定区域上方仍有部分重力波继续稳定地向上传播.

重力波对背景风场产生加速作用的大小和高度与重力波的传播高度是直接相关的, 而重力波的传播高度与垂直群速度直接相关. 由于重力波在反向背景风场中很快上传到较高的高度, 并从背景风场中抽取能量使得振幅增大很快并发生不稳定, 从而引起背景风场在较高的高度上产生较快的加速, 最

终导致背景风场产生反向射流. 相反地, 同向背景风场限制了重力波的垂直传播速度和高度, 并从重力波中抽取能量使得重力波振幅增加很慢, 引起背景风场的加速也相对较小.

本文的模拟和对比研究表明, 与重力波在同向背景风场区域中的传播情况相比, 重力波与反向背景风场之间的非线性相互作用表现得也非常强烈, 使得重力波特性以及大气背景流的结构发生很大的改变, 并且重力波在反向背景风场中的垂直波长的演化与线性理论预测的结果差别很大.

参 考 文 献

- 1 Fritts D C, Alexander M J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev Geophys*, 2003, 41(1): 3-1-3-64
- 2 Goya K, Miyahara S. Non-hydrostatic nonlinear 2-D model simulations of internal gravity waves in realistic zonal winds. *Adv Space Res*, 1999, 24(11): 1523-1526
- 3 McLandress C. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *J Atmos Sol Terr Phys*, 1998, 60(14): 1357-1383
- 4 Zhang S P, Shepherd G G. Variation of the mean winds and diurnal tides in the mesosphere and lower thermosphere observed by WINDII from 1992 to 1996. *Geophys Res Lett*, 2005, 32, L14111
- 5 Ding F, Wan W, Yuan H. The influence of background winds and attenuation on the propagation of atmospheric gravity waves. *J Atmos Sol Terr Phys*, 2003, 65(7): 857-869
- 6 张绍东, 易凡, 王敬芳. 重力波波包在剪切风场中的非线性传播. *空间科学学报*, 1999, 19(2): 122-127
- 7 Fritts D C, Dunkerton T J. A quasi-linear study of gravity wave saturation and self-acceleration. *J Atmos Sci*, 1984, 41, 3272-3289
- 8 Xu J Y, Smith A K, Ma R P. A numerical study of the effect of gravity-wave propagation on minor species distributions in the mesopause region. *J Geophys Res*, 2003, 108(D3): 4119
- 9 Xu J Y, Smith A K. Study of gravity wave-induced fluctuations of the sodium layer using linear and nonlinear models. *J Geophys Res*, 2004, 109: D02306
- 10 Jones W L. Ray tracing for internal gravity waves. *J Geophys Res*, 1969, 74(8): 2028-2033
- 11 Fritts D C. Gravity wave saturation in the middle atmosphere: A review of theory and observations. *Rev Geophys*, 1984, 22(3): 275-308
- 12 Bretherton F P. The propagation of groups of internal gravity waves in a shear flow. *Q J R Meteorol Soc*, 1966, 92: 466-480
- 13 Liu, H L, Hays P B, Roble R G. A numerical study of gravity wave breaking and impacts on turbulence and mean state. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 2152-2177