

中 层 大 气 重 力 波 的 研 究*

朱 迅

(美国华盛顿大学大气科学系)

提 要

中层大气(Middle Atmosphere)是近十多年来被广泛使用的一个新名词,它是指从对流层顶的 10—16 km 到湍流层顶约 100 km 之间的大气层,即中层大气由平流层、中间层加上热成层下部的一小部分组成。黄荣辉^[1]对中层大气的一般动力学、行星波动力学和赤道平流层波动及其与基本气流相互作用的近期研究作了评述。本文侧重综述中层大气内的重力波及其与基本气流的相互作用。

一、引 言

由于中层大气内已基本不存在水汽凝结,因此它在垂直方向的温度分布也就主要取决于辐射传输过程所决定的冷热源分布。即在平流层顶的高温区主要是由于大气中的臭氧吸收太阳紫外辐射能而形成。大气中二氧化碳在 15 μm 红外辐射带向外空间的强烈辐射则导致了中间层顶的低温^[2]。然而,人们很早就发现中间层顶温度在南北方向呈现出冬半球高于夏半球的反常分布^[3]。这一反常温度分布(见图 1)在很长一段时间内一直是中层大气研究中的一个谜。因为据计算,中间层大气的净辐射冷却汇在冬半球而净辐射加热源在夏半球^[5]。也就是说,若按辐射平衡进行温度计算的话,夏半球的温度应高于冬半球^[6]。

对中间层这一反常的经向温度分布,很早就有人^[7,8]从冬半球下沉加热、夏半球上升冷却的动力学观点来解释。然而,由此垂直环流而导致的经向速度通过地转偏向力的作用必然使纬向风得到很大加速。Leovy^[9]用包括雷利摩擦和牛顿冷却模式证明了这一加速导致的不切实际的纬向风速可由涡动对动量和热量输送作用而产生的阻尼来消除。在他的模式中,以衰减时间为 15 天的雷利摩擦系数定量地模拟出了中间层的反常温度分布。

在后来的研究中,人们一直试图对中间层过大的湍流阻尼作出适当的物理解释。Hodges^[10,11]首先指出:由于波在垂直传播中,其振幅与大气密度的平方根成反比,故即使在低层振幅很小的重力波传至中间层顶附近也能增幅至不稳定破碎从而产生很大的湍流扩散。Houghton^[12]在排除了行星波产生中间层涡动动量输送的可能性之后,提出上传重力波和大气潮汐波在中间层的不稳定及其耗散引起的动量传输能有效地阻尼纬向风

* 本文于 1987 年 5 月 3 日收到, 1987 年 11 月 14 日收到修改稿。

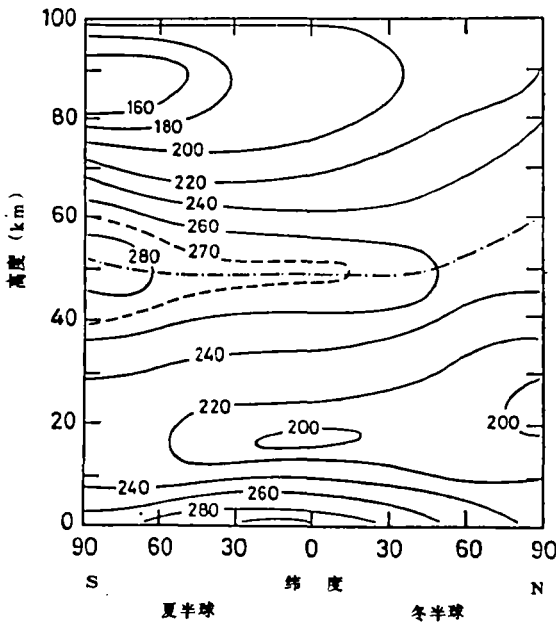


图 1 冬至的纬向平均温度场(取自文献[4])

因此存在许多种。用单站测风资料可以分析尺度较大受地转偏向力影响的惯性重力波。考虑 f 平面上的扰动方程组, 我们不难推出惯性重力波的频散关系^[14]

$$\omega^2 = \frac{f^2 \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) + N^2 K^2}{K^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (1)$$

再结合水平风速分量的偏振关系我们可得到对于单个重力波来说, 包含大气密度效应的风速矢端轨迹是椭圆^[15,16]。风速矢量绕一周所对应的高度差正好是惯性重力波的垂直波长, 椭圆的短轴与长轴之比正是地转参数与圆频率之比。根据这些条件进行分析我们可用单站测风资料推出重力波的所有特征参数。

Hirota 和 Niki^[16,17] 根据单站测风资料的这种分析方法对全球范围内 25 到 65 km 高度大气层内惯性重力波的气候特征作了详细的统计分析。他们的分析结果表明, 该区内惯性重力波的垂直波长约为 10 km。地转参数和圆频率之比 $|f|/|\omega|$ 主要落在 0.2 到 0.4 范围内, 即波动的特征周期在中高纬度为几小时、在低纬度为一天。根据频散关系(1)可估计出惯性重力波的水平波长为几百公里, 相速度为 10 到 30 ms^{-1} 。统计分析进一步表明惯性重力波的传播大致上是各向同性的, 且南北半球都以能量上传的重力波为主。在高纬地区波动强度的季节性变化显示出冬季强于夏季的年周期变化。

各种不同频率范围的雷达系统也已广泛用于观测中层大气的重力波活动。最近发展起来的 MST(Mesosphere-Stratosphere-Troposphere)雷达技术可以对 100 km 以下的晴空大气进行全面的观测^[18], 其工作原理是分析所测区域对不同频带后向散射的多普勒频移。从多普勒回波的频谱分布可确定风速大小, 而回波的强弱则给出了大气湍流强度。雷

速, 从而平衡反常温度分布要求的经圈环流所产生的地转偏向力。Lindzen^[13] 在 1981 年开创性地提出了一个简单的方案对重力波和大气潮汐波破碎所产生的阻尼和湍流扩散进行了参数化。从那时起, 随着国际中层大气计划(MAP)的逐步实施, 中层大气重力波的研究进一步得到蓬勃的发展。曾被排除在数值模式之外的重力波又以崭新的姿态出现在中层大气环流模式中。

二、重力波的观测及其分析

大气重力波的空间尺度变化范围是极广的, 它可从大气边界层内 Kelvin-Helmholtz 切变不稳定产生的波长为几百米的重力波到波长为全球范围的大气潮汐波。对重力波的观测、分析手段也

达观测资料具有较高的空间分辨率和时间连续性。对那些资料进行能谱分析发现能量(E)和频率(ω)的关系为^[19,20]

$$E(\omega) \sim \omega^{-\kappa} \quad (2)$$

其中 κ 的取值对高于大气潮汐的频率为1.0—2.0。目前认为中层大气中重力波的破碎饱和对重力波能谱的分布起重要的作用^[21,22]。

对中间层和热成层下部的重力波结构的观测分析较典型的工作是由 Vincent 和 Reid^[23]所进行的。他们用两支不同天顶角的高频多谱勒雷达波束在35°S的澳大利亚冬季同时测量水平相关点内的风速结构。所得的结果显示出重力波的特征周期为1h,特征水平波长为100 km。但他们认为,由于仅有的两支雷达波束在所测区域仅相间35 km左右,因此对波长大于200 km的重力波并不能分辨出来。Fritts 和 Coy 最近利用航天飞机几次回返穿越大气层时测得的资料分析出中间层和热成层下部含有较大谱能的水平波长为几百公里的重力波^[24]。中间层大气重力波的分布一般来说不再具有各向同性的特征,而是具有一定方向的偏振性^[25]。许多作者认为这是由于下层大气平均运动对上传重力波选择吸收的原因^[26,27]。

三、重力波的产生、传播及与基本气流的相互作用

一般地说,只要大气不是处于完全的地转平衡状态,则各种非地转因素导致的地转适应过程总是相伴着重力波的产生。例如,非线性平流产生的地转偏差就能激发出重力波来^[28]。在中层大气重力波的研究中,目前认为上传的重力波主要是在对流层内由下列具体过程所产生:过山气流形成的地形波、基本气流垂直方向切变不稳定产生的重力内波和积云对流系统产生的重力波。

地形波是研究较早、较多的一种静止重力波。这方面的典型观测和分析是由 Lilly 和 Kennedy^[29]给出的“背风波计划”试验中的结果。地形激发的背风波的特征水平波长与地形的特征宽度相当,约为十几到几十公里。地转偏向力对这些波动的作用通常可忽略。

经典的 Kelvin-Helmholtz 垂直切变不稳定所考虑的是沿不连续界面上传播的重力波^[30]。Lindzen^[31]在考虑晴空湍流问题时发现在切变层内还能产生垂直传播的重力波。这些向外传播的重力波把切变层的不稳定能量传出去,从而起到稳定平均气流的作用。这些重力波的特征水平波长为 $\pi\sqrt{2}(\Delta U)/N$,其中 ΔU 是风速切变值。对大气中典型的风速切变值($\Delta U \sim 10 \text{ ms}^{-1}$),切变不稳定所产生的重力波的波长为几公里。

积云对流系统产生的重力波是一个较复杂、困难的问题,其原因是完整的讨论必须涉及凝结潜热的释放所对应的积云对流参数化。许秦和 Clark^[32]最近提出的 Meso-Wave-CISK 模式试验模拟出对应于重力波水平波长的雨带宽度约为100 km,雨带的移速约为 6 ms^{-1} 。然而,不同 Wave-CISK 的模式模拟的结果因对流参数化过程不同而差别很大。在低纬地区,积云对流产生的重力波在中层大气内起重要的作用。

重力波在传播过程中与环境场会发生两方面的相互作用。一方面是基本气流对重力波参数的影响,另一方面则是波动对基本气流的修正。当波动演变过程的时间尺度比基流演变过程的时间尺度要小得多时,相互作用可分为两个单方向作用过程来研究^[33]。中

层大气的重力波在中高纬度一般满足上述可分的条件。然而,在赤道地区由于某些重力波(如 Kelvin 波)的周期很长,通常需要联合求解基流与波动方程^[34],这时的问题是高度非线性的。

研究缓变波列受环境场影响的有效方法是采用波作用量的演变方程。不少作者根据变分原理^[35,36]或广义拉格朗日平均^[37,38]导出了某些重力波作用量的守恒方程。Coy^[39]在研究赤道重力波时用 WKB 方法导出了二维可压缩流体的重力波作用量演变方程。朱迅把 Coy 的方法推广到三维层结旋转流体,考虑惯性重力波作用量密度(A)在层结参数 $N^2 = N^2(z)$ 的条件下的演变,得到了下列方程^[40]

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla_3 \cdot \mathbf{C}_g A = d' \quad (3)$$

式中 $\mathbf{C}_g = (C_{gx}, C_{gy}, C_{gz})$ 是波包的群速度, d' 表示耗散项。刘式适和刘式达用 WKB 方式考虑了大气层结(N^2)的非定常性和水平非均匀性对于惯性重力波作用量的影响^[41]。

环境场对重力波其他参数的作用可看成是一个波动的运动学问题。求解这一问题的有效方法是射线追踪(Ray tracing)法。注意到缓变波列的波数 $\{k_i\} = \{k, l, m\}$ 和频率 ω 分别是位相角(θ)的空间和时间偏导数

$$k_i = \frac{\partial \theta}{\partial x_i}, \quad \omega = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (4)$$

我们事实上可以把 θ, k 和 ω 分别同场论中的作用函数(s)、动量(p_i)和 Hamilton 函数(H)相对应^[42]。由此可直接写出射线追踪方程组(即 Hamilton 方程):

$$\frac{Dk_i}{Dt} \equiv \frac{\partial k_i}{\partial t} + \sum_{j=1}^3 C_{gj} \frac{\partial k_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial \omega}{\partial x_i} \quad (5a)$$

$$C_{gi} \equiv \frac{dx_i}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial k_i}, \quad \frac{D\omega}{Dt} = \frac{\partial \omega}{\partial t} \quad (5b)$$

Dunkerton 等^[27,38]运用上述方程组研究了重力波在平流层内上传时基本气流对水平波矢与之垂直的静止重力波的选择吸收效应。朱迅用一简单模式解析地求得了层结参数的垂直变化对上传重力波各参数的影响^[14]。

重力波对基本气流的反馈作用与文献[1]中关于大气行星波对基本气流作用的情形相类似,也有欧拉平均和拉格朗日平均等不同表述。这时相应的 Reynolds 应力项就表示成重力波的波作用量等参数的函数。例如^[40]:

$$\rho \overline{u'v'} = k C_{gx} A = l C_{gy} A \quad (6)$$

朱迅在推导中层大气重力波与平均气流相互作用的基本模式时考虑了两种不同的平均:整个纬圈的平均和局地平均,得到了两套关于波作用量与平均气流相互作用的闭合方程组^[40]。

四、重力波的破碎及其参数化

从方程(1)我们可得到惯性重力波的多普勒频率 ω 满足

$$f^2 \leq \omega^2 \leq N^2 \quad (7)$$

尽管在惯性临界层附近的细节较复杂^[43],但普遍认为当重力波接近该层时,波动的能量

将被基本气流全部吸收。由(3)知当 d' 很小时 A 守恒, 又由(6)知 Reynolds 应力也近似守恒。从而重力波各扰动量随高度按 $\rho^{-1/2}$ 指数增长。当达到一定高度时, 重力波就会变得不稳定而产生“破碎”。Lindzen^[13]在 1981 年提出以局地超绝热对流 不稳定作为判据而确定破碎高度, 即

$$\left(\frac{\partial T'}{\partial z} + \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}\right) = -\frac{g}{c_p}, \quad \text{当 } z = z_b = \text{破碎高度} \quad (8)$$

在破碎高度之上重力波不能继续增长, 从而处于一定的“饱和”状态, 直至临界层。根据这些假设 Lindzen 求出了中间层内由于重力波破碎而产生的湍流扩散系数 及波动阻尼的参数表达式。Holton^[44]运用 Lindzen 参数化方案考察了重力波破碎在中层大气环流动量平衡中所起的作用。目前, Lindzen 的参数化方案也已被应用于中间层光化学模式中对有关化学物质湍流扩散输送的研究^[45]。

Holton 和朱迅考虑了不同重力波分量破碎产生的湍流扩散对其他重力波分量的影响, 给出了存在牛顿冷却和湍流扩散的一般情况下重力波破碎的参数化方案^[46]:

破碎高度:

$$z_b = z_0 + \frac{HN}{K} \int_{z_0}^{z_b} \frac{\alpha dz}{(\bar{u} \cos \theta - c)^2} + \frac{2HN^3}{K} \int_{z_0}^{z_b} \frac{D dz}{(\bar{u} \cos \theta - c)^4} + 3H \ln \left| \frac{\bar{u} \cos \theta - c}{\bar{u}} \right| \quad (9)$$

湍流扩散系数:

$$D = \frac{K(\bar{u} \cos \theta - c)^2}{2N^3} \left[\frac{(\bar{u} \cos \theta - c)^2}{H} - 3\bar{u}_z \cos \theta (\bar{u} \cos \theta - c) - \frac{\alpha N}{K} \right] \quad (10)$$

饱和区阻尼:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \overline{u'w'}) = -\cos \theta \frac{K}{2N} (\bar{u} \cos \theta - c)^3 \left[\frac{1}{H} - \frac{3\bar{u}_z \cos \theta}{\bar{u} \cos \theta - c} \right] \quad (11)$$

其中 α 是牛顿冷却系数, $\cos \theta = k/K$, $\bar{u}$ 是与波源强度有关的量。方程(9)是关于破碎高度 z_b 的隐式方程, 需迭代求解。方程(11)表明饱和区的阻尼加速度具有主动地把基本气流加速到重力波速的特性。自从 Lindzen 提出超绝热对流 不稳定作为重力波破碎判据之后, 不少作者从类似于水浪破碎的动力学非线性不稳定来考虑重力波的破碎^[47, 48]。总的来说, 由非线性波动之间的串级作用所产生的重力波破碎与对流不稳定的破碎 对基本气流作用的效果大致相同。由于大气的可压缩性, 这两个过程几乎是相伴发生的。朱迅^[14]在考虑惯性效应对重力波破碎影响时以 Richardson 数作为破碎判据, 估算出 由此判 据导致的破碎高度比(9)式给出的约低 3 km。

在重力波破碎及其参数化研究不断发展的同时, 不少作者的中层大气环流模式^[49, 50, 51]证明了 Leovy 的结果^[9]可以使用随高度增加直至中间层顶衰减时间为 2 天的雷利摩擦系数来加以改进。但事实上所有这类模式都没有模拟出热成层下部的风向逆转(见图 2), 其原因是雷利摩擦只能被动地阻尼基本气流。Matsuno^[53]在 Holton-Lindzen 赤道平流层 QBO^[11]和 Plumb-McEwan^[54]的实验模拟关于波与基本气流的相互作用理论

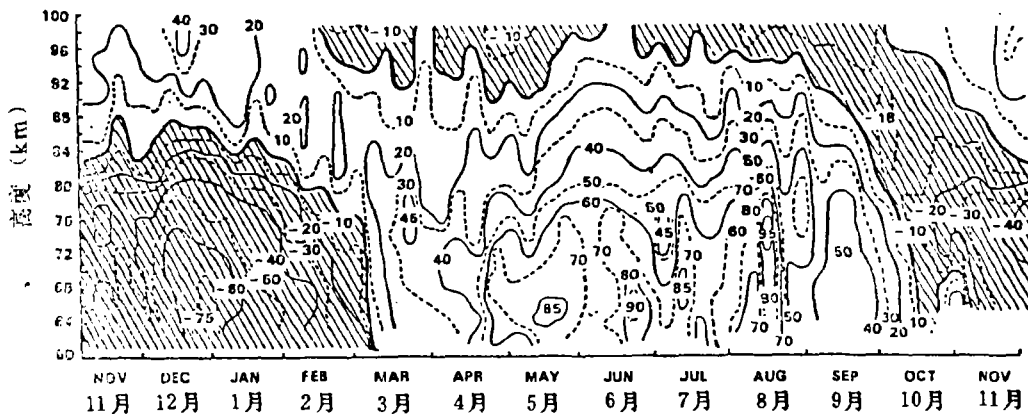


图 2 在Adelaide(35°S, 128°E)观测到的中层大气上部的纬向风
(单位是 ms^{-1} , 阴影区表示西风, 取自文献[52])

的启发下,用重力波与基本气流相互作用的模式逼真地模拟出了中层大气上部的这些重要环流特征。即使在目前仍有人认为对中层大气环流的研究只需雷利摩擦而根本不必引入重力波破碎的概念(例如Six conference on the dynamics and chemistry of the middle atmosphere, 1987, Baltimore, Md.)。然而,事实上我们认为重力波的破碎正是中层大气雷利摩擦的物理机制。更重要的是,重力波与基本气流的相互作用是目前对热成层下部风向逆转的唯一可信的解释。Matsuno模式中^[53]关于预先给定湍流扩散系数的不足在Holton和朱迅^[46]的模式中通过应用Lindzen的参数化方案^[13]而得到了改进。

近年来,由于所有的全球大气环流模式^[52]都不能成功地模拟出北半球冬夜急流弱于南半球冬夜急流的特征人们已开始注意到重力波在平流层低层破碎所起的作用。Tanaka和Yamanaka^[55]的研究表明,地形波在下部平流层破碎而产生的阻尼在平流层大气环流中起着重要的作用。Lindzen^[56]提出重力波在下部平流层的破碎饱和对之继续传播直至中间层重新破碎起着波动振幅的限制作用。朱迅^[14]在考察了中层大气与对流层重力波的一些观测分析和模式结果的基础上提出了重力波在整个大气层内产生、传播和破碎的一个大致的统一图象(图3)。该图象认为重力波在下部平流层的破碎起着中层大气与对流层动力学在多方面的连接、转换作用。重力波把对流层内局部范围的中尺度系统产生的涡动动量传给了平流层下部的的基本气流,在该处又由地转适应过程在全球范围内重新产生更大尺度的惯性重力波^[57]。那些上传的惯性重力波经过选择吸收和非线性相互作用等过程到达中间层内破碎产生强烈的湍流扩散和阻尼效应。关于重力波破碎饱和的进一步介绍可参看文献[58]。

重力波在传播过程中与辐射、光化学等也发生着相互的作用。例如,朱迅和Holton^[59]最近研究了臭氧光化学过程对重力波的衰减作用。事实上,正是平流层内的臭氧光化学问题推动了近年来中层大气的广泛、深入的研究。关于中层大气内大气动力学、辐射和光化学之间的相互作用可参考文献[52, 60]。

五、未来研究课题的展望

首先,我们需要对中层大气的重力波有更好的观测资料和分析以便更全面地确定重

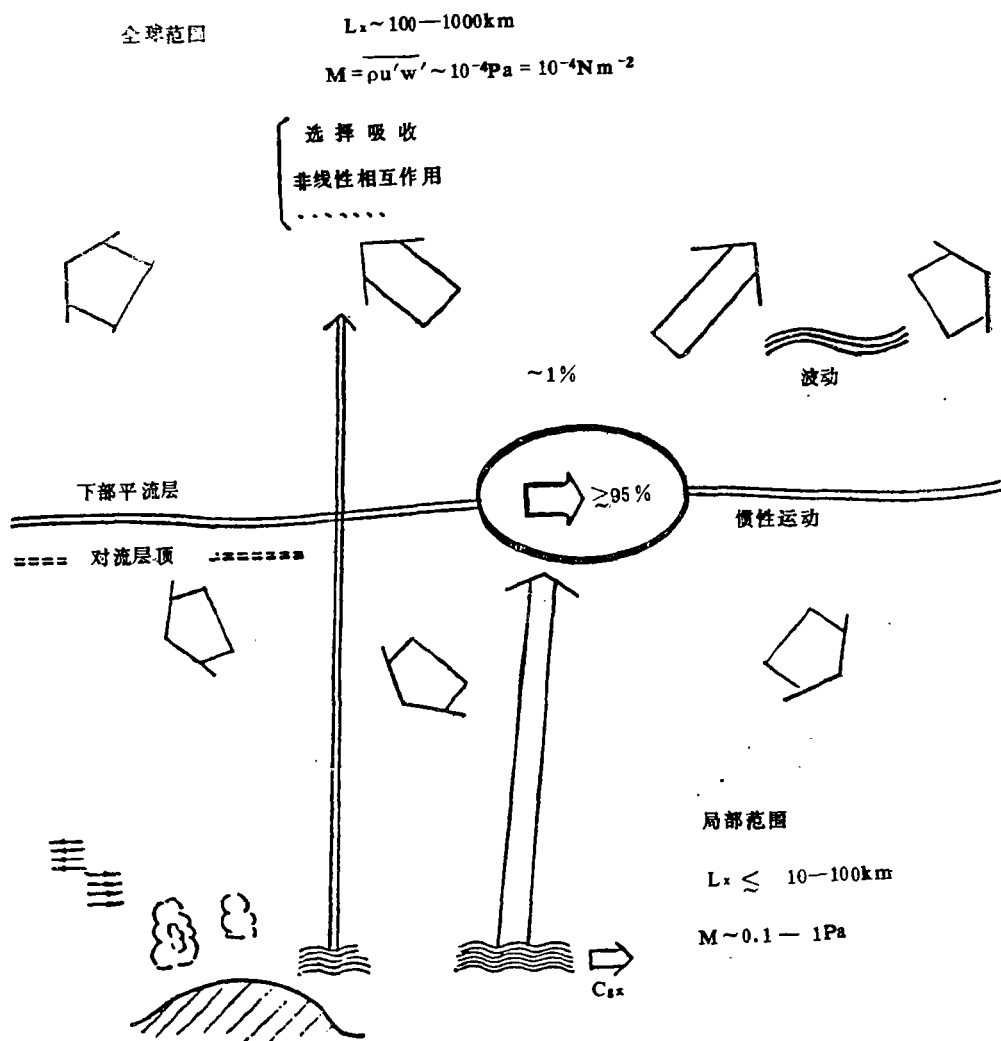


图 3 重力波产生、传播和破碎的大致图象(取自文献[14])

力波谱的分布。目前所有中层大气重力波破碎参数化的大气环流模式不能完全使人信服的根本原因就是模式中对重力波源参数的给定有一定的随意性。精确地分析重力波各参数需要使用类似于数值预报初值化的方法。通常,过滤掉大气声波的 模式方程组可写成如下形式:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = L\psi + N(\psi), \psi = (\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_{3N}) \quad (12)$$

其中 L 和 N 分别表示线性和非线性项。找出 L 对应于特征值 $i\omega_j$ 的特征矢量 a_j , 上方程组在适当的线性变换下可写成

$$\frac{\partial a_j}{\partial t} = i\omega_j a_j + R_j(\psi), (j=1, 2, \dots, 3N) \quad (13)$$

我们知道,对应于原始模式的 $3N$ 个标准波型中有 N 个是低频 Rossby 波, $2N$ 个是高频重

力波。通常的数值预报初值化问题是要适当除去重力波,但在重力波谱的分析中则需要适当除去那些低频波。显然,对中层大气重力波谱的系统分析需要更完整的资料。

另一个亟待进行的工作是研究由对流活动产生的重力波及其参数化。就日前所考虑的四类重力波的生成机制,即地转适应过程、地形波、切变不稳定和对流活动,我们至少已定性知道了前三类过程所产生重力波的一些特性,但对于对流活动产生的重力波的典型特征还知道很少。对这一研究的任何进展都是很有价值的。然而,重力波与对流活动的问题也是一个较困难的课题,因为它是一个高度非线性及有耗散的开放系统。

对重力波破碎过程细致结构的考察也是一个值得研究的课题,因为无论是考虑热对流不稳定或动力不稳定的破碎,实际不稳定的区域在破碎开始时总是限制在一个很窄的范围内。与图3的下部平流层破碎过程相对应我们可提出另一问题,即大尺度重力波在中间层的破碎能否重新激发出小尺度的重力波?若可能的话,具体过程又是如何?对破碎过程的细节研究还会有助于我们对破碎引起的湍流扩散有更深入的了解。而下部平流层的湍流对平流层内臭氧向对流层的输送及平流层水汽收支平衡这些大气化学的关键问题有着一定程度的影响。

最后,也是最重要的工作自然是把重力波破碎的理论应用到实际大气或全球大气环流模式中去。我们认为,把重力波破碎的理论全面一致地应用到同时含有中层大气和对流层的大气环流模式中去已为期不远。目前普林斯顿大学地球流体力学研究所的大气环流模式由于没有考虑重力波破碎参数化,当模式的水平格距从 3° 缩成 1° 时,计算机时增加了40倍^[61]。从计算结果来看,为了获得中层大气正确的环流气候,模式至少要达到 1° 格距的水平分辨率。这些结果说明了中层大气重力波的研究有着广阔的前景。

致谢:学报审稿同志对初稿提出了许多极有益的建议,使本稿修改时有很大改进。学报编辑部同志对作者的鼓励也使本稿能顺利完成。作者在此一并表示感谢。这项工作是在美国宇航局(NASA)的资助(基金NAGW-622)下完成的。

参 考 文 献

- [1] 黄荣辉, 平流层、中间层大气动力学的研究, 大气科学, 9, 413—422, 1985.
- [2] Wehrbein, W. M., and C. B. Leovy, An accurate radiative heating and cooling algorithm for use in a dynamical model of the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1532—1544, 1982.
- [3] Murgatroyd, R. J., Winds and temperatures between 20 km and 100 km — a review, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 83, 417—458, 1957.
- [4] Brasseur, G., and S. Solomon, Aeronomy of the middle atmosphere: chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere, 441, 1984.
- [5] Murgatroyd, R. J., and R. M. Goody, Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 84, 225—234, 1958.
- [6] Leovy, C. B., Radiative equilibrium of the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 21, 238—248, 1964.
- [7] Kellogg, W. W., and G. F. Schilling, A proposed model of the circulation in the upper stratosphere, *J. Meteor.*, 8, 222—230, 1951.
- [8] Murgatroyd, R. J., and F. Singleton, Possible meridional circulation in the stratosphere and mesosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 125—135, 1961.
- [9] Leovy, C. B., Simple models of thermally driven mesospheric circulation, *J. Atmos. Sci.*, 21, 327—341, 1964.
- [10] Hodges, R. R. Jr., Generation of turbulence in the upper atmosphere by internal gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 72, 3455—3458, 1967.
- [11] Hodges, R. R. Jr., Eddy diffusion coefficients due to instabilities in internal gravity waves, *J.*

- Geophys. Res.*, 74, 4087—4090, 1969.
- [12] Houghton, J. T., The stratosphere and mesosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 1—29, 1978.
- [13] Lindzen, R. S., Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown, *J. Geophys. Res.*, 86, 9707—9714, 1981.
- [14] Zhu Xun (朱迅), Inertio-gravity waves in the middle atmosphere, Ph. D. diss., University of Washington, 1987.
- [15] Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, 1979.
- [16] Hirota, I., and T. Niki, A statistical study of inertia-gravity waves in the middle atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 63, 1055—1066, 1985.
- [17] Hirota, I., Climatology of gravity waves in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 767—773, 1984.
- [18] Gage, K. S., and B. B. Balsley, MST radar studies of wind and turbulence in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 739—753, 1984.
- [19] Carter, D. A., and B. B. Balsley, The summer wind field between 80 and 93 km observed by the MST radar at Poker Flat, Alaska (65N), *J. Atmos. Sci.*, 39, 2905—2915, 1982.
- [20] Yamamoto, M., T. Tsuda and S. Kato, Gravity waves observed by the Kyoto meteor. radar in 1983—1985, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 48, 597—603, 1986.
- [21] Yamanaka, M. D., The power spectrum of internal gravity waves: stratospheric balloon observations and interpretations, WRI MAP Research Notes. No. 6, Nagoya Univ., Japan, 1985.
- [22] Smith, S. A., D. C. Fritts and T. E. VanZandt, Evidence for a saturated spectrum of atmospheric gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, 44, 1404—1410, 1987.
- [23] Vincent, R. A., and I. M. Reid, HF doppler measurements of mesospheric gravity wave momentum fluxes, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1321—1333, 1983.
- [24] Fritts, D. C., and L. Coy, Horizontal gravity wave structure near the mesopause derived from space shuttle re-entry data, Sixth Conf. on Dynamics and Chem. of the Middle Atmosphere, Baltimore, Md., 1987.
- [25] Vincent, R. A., and T. J. Stubbs, A study of motion in the winter mesosphere using the partial reflection drift technique, *Planet Space Sci.*, 25, 441—455, 1977.
- [26] Hines, C. O., and C. A. Reddy, On the propagation of atmospheric gravity waves through regions of wind shear, *J. Geophys. Res.*, 72, 1015—1034, 1967.
- [27] Dunkerton, J. J., and N. Butchart, Propagation and selective transmission of internal gravity waves in a sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 41, 1443—1460, 1984.
- [28] 曾庆存, 数值天气预报的数学物理基础, 第一卷, 科学出版社, 1979.
- [29] Lilly, D. K., and P. J. Kennedy, Observations of a stationary mountain wave and its associated momentum flux and energy dissipation, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1135—1152, 1973.
- [30] Drazin, P. G., and W. H. Reid, *Hydrodynamic Stability*, 527, 1981.
- [31] Lindzen, R. S., Stability of Helmholtz velocity profile in a continuously stratified infinite Boussinesq fluid — applications to a clear air turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1570—1514, 1974.
- [32] Xu Qin (许秦) and J. H. E. Clark, Wave CISK and mesoscale convective systems, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2089—2107, 1984.
- [33] Lu Peisheng (卢佩生), An analysis and calculation of the evolutionary process of a wave packet and its influence on the basic flow, *Chinese J. Atmos. Sci.*, 11, 3—16, 1987.
- [34] Dunkerton, T. J., Wave transience in a compressible atmosphere, Part II: transient equatorial waves in the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 38, 298—307, 1981.
- [35] Witham, G. B., Non-linear dispersion of water waves, *J. Fluid. Mech.*, 27, 399—412, 1967.
- [36] Bretherton, F. P., and C. J. R. Garrett, Wavetrains in inhomogeneous moving media, *Proc. R. Soc. London Ser. A* 302, 539—554, 1968.
- [37] Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, On the wave action and its relatives, *J. Fluid. Mech.*, 89, 647—664, 1978.
- [38] Dunkerton, T. J., Inertia-gravity waves in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 41, 3396—3404, 1984.
- [39] Coy, L., The vertical propagation of internal gravity waves in a compressible atmosphere, Ph. D. diss. Univ. of Washington, 1983.
- [40] Zhu Xun (朱迅), On gravity wave-mean flow interactions in a three dimensional stratified atmosphere, *Adv. Atmos. Sci.*, 4, 287—299, 1987.
- [41] Liu Shikuo and Shida Liu (刘式适、刘式达), Wave action and stability of internal inertial

- gravity waves in geophysical fluid, *Chinese J. Atmos. Sci.*, 11, 17—30, 1987.
- [42] Landau, L. D., and E. M. Lifshitz, *The Classical Theory of Fields*, 4th edn., Pergamon Press, Oxford, 1975.
- [43] Yamanaka, M. D., and H. Tanaka, Propagation and breakdown of internal inertio-gravity waves near critical levels in the middle atmosphere, *J. Met. Soc. Japan*, 62, 1—17, 1984.
- [44] Holton, J. R., The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 791—799, 1982.
- [45] Garcia, R., and S. Solomon, The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and [lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 90, 3850—3868, 1985.
- [46] Holton, J. R., and X. Zhu (朱迅), A further study of gravity wave induced drag and diffusion in the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2653—2662, 1984.
- [47] Fritts, D. C., A numerical study of gravity wave saturation: nonlinear and multiple wave effects, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2043—2058, 1985.
- [48] Weinstock, J., Finite amplitude gravity waves: harmonics, advective steepening and saturation, *J. Atmos. Sci.*, 43, 688—704, 1986.
- [49] Schoeberl, M. R., and D. F. Strobel, The zonally averaged circulation of the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 35, 577—591, 1978.
- [50] Holton, J. R., and W. M. Wehrbein, A numerical model of the zonal mean circulation of the middle atmosphere, *Pure Appl. Geophys.*, 118, 284—306, 1980.
- [51] Crane, A. J. et al., Mean meridional circulation in the stratosphere and mesosphere, *Pure Appl. Geophys.*, 108, 307—328, 1980.
- [52] WMO, Atmospheric Ozone 1985, Assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change, 1995, 1986.
- [53] Matsuno, T., A quasi one-dimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 215—226, 1982.
- [54] Plumb, R. A., and A. D. McEwan, The instability of a forced steady wave in a viscous stratified fluid: A laboratory analogue of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1827—1839, 1987.
- [55] Tanaka, H., and M. D. Yamanaka, Atmospheric circulation in the lower stratosphere induced by the mesoscale mountain wave breakdown, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 1047—1054, 1985.
- [56] Lindzen, R. S., Multiple gravity-wave breaking level, *J. Atmos. Sci.*, 42, 301—305, 1985.
- [57] Zhu Xun (朱迅) and J. R. Holton, Mean fields induced by local gravity wave forcing in the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 44, 620—630, 1987.
- [58] Fritts, D. C., Gravity wave saturation in the middle atmosphere: a review of theory and observations, *Rev. Geophys. and Space Sci.*, 22, 275—308, 1984.
- [59] Zhu Xun (朱迅) and J. R. Holton, Photochemical damping of inertio-gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, 43, 2578—2584, 1986.
- [60] Fels, S. B., Radiative-dynamical interactions in the middle atmosphere, *Adv. Geophys.*, 28A, 277—300.
- [61] Mahlman, J. D., GFDL modeling of radiation, dynamics, and chemistry in the middle atmosphere, Sixth Conf. on Dynamics and Chem. of the Middle Atmosphere, Baltimore, Md., 1987.

STUDIES ON GRAVITY WAVES IN THE MIDDLE ATMOSPHERE

Zhu Xun

(Department of Atmospheric Sciences, University of Washington,
Seattle, WA 98195)

Abstract

The recent advances in the studies on gravity waves in the middle atmosphere are reviewed. An introduction to the historical background on anomalous temperature distribution in the mesosphere leads to the following three aspects of gravity wave studies: (1) observations and analysis of gravity waves, (2) generations, propagations and gravity wave-mean flow interactions, (3) gravity waves breaking and its parameterization in general circulation models. Finally, several issues for the future research are proposed.