

关于中层大气动力学的研究进展

黄 荣 辉

(中国科学院大气物理研究所)

中层大气(Middle Atmosphere)是近十多年来广泛使用的一个新名词。它是指从对流层顶到湍流层顶约100 km之间的大气层。它由平流层、中间层(Mesosphere)与热层下层所组成,占据着大气总量约20%左右。

中层大气与对流层大气不同,它没有水蒸汽的凝结,不与海洋及地表直接进行交换,不直接受到地形的作用,因此,就会产生中层大气固有的大气环流。但是,由于中层大气位于对流层之上,这样在对流层产生的波动有些会传播到中间层,如在对流层由于大尺度地形和海陆纬向分布的不均匀性所产生的行星波可以传播到平流层与中间层;并且,由于波在传播中,它的能量密度是守恒的,所以波在垂直传播中的振幅随高度增加,它与大气密度的平方根成反比,这样,本来在对流层不引人注目的重力内波传播到中间层就变成很可观的现象,因此,平流层与中间层大气环流也是很复杂的。

由于中层大气含有臭氧等痕量气体与其它大气微量成分,它们的光化学反应直接影响着平流层的物理状态;并且,由于重力波在中层大气的重要作用,特别是臭氧的光化学反应,重力波、行星波与基本气流的相互作用对于气候变化有重要影响。因此,研究中层大气基本动力物理过程不仅对搞清中层大气环流形成与变化的物理机制有重要意义,而且对于研究气候变化与空间环境也有重要意义。

关于中层大气的研究,随着飞机飞行高度的增高,空间遥感和日-地关系研究的发展,国际科学界日益重视,它已成为大气科学与空间科学热门研究课题之一。本文就中

层大气行星波、重力波动力学的研究,臭氧的变化规律及其动力学成因的研究,行星波、重力波、光化学与基本气流的相互作用等方面的研究进展作一综述,并且指出尚待研究的一些问题。

一、中层大气行星波动力学的研究

1. 中层大气行星波的产生

众所周知,平流层与中间层大气不会象对流层那样自己产生各种波动,因此,若单独存在平流层与中间层大气,那么平流层与中间层的大气环流只能是轴对称纬向环流,但是,许多观测资料表明,冬季平流层与中间层大气却存在着振幅很大的行星波。Van Loon(1973)的计算表明平流层行星波的振幅要比对流层大^[1]。关于平流层的行星波是如何产生的,早在六十年代初就开始研究,许多研究表明平流层准定常行星波产生的机制中,平流层内部的斜压不稳定过程并不是主要的,而主要是由于对流层强迫产生的行星波向平流层传播的结果。Charney和Drazin首先研究了波在垂直切变基流中的垂直传播^[2],指出行星波在一定垂直切变基流中可以由低层向高层传播。Dickinson的研究说明了气流的经向切变对于行星波传播有很大影响^[3]。Matsuno利用实际基本气流研究了行星波的垂直传播^[4]。

黄荣辉和岸保勘三郎应用了波在缓变媒质中传播理论与实际基本气流研究了冬夏准定常行星波的传播规律^[5],指出波在子午面上的传播必须遵从下式,

$$\frac{d_p \hat{\psi}}{dt} = \frac{1}{2Q_k} \mathbf{i} \cdot \mathbf{C}_g' \times \nabla Q. \quad (1)$$

α 是波的传播路径与水平面上的夹角, C'_x 是波在子午面上的群速度, i 是纬向单位矢量, 此外, Q_k 是波数 k 的折射指数平方, Q_0 是波数为 0 的折射指数平方, 它不仅与气流本身有关, 而且与气流的垂直与经向切变有关。

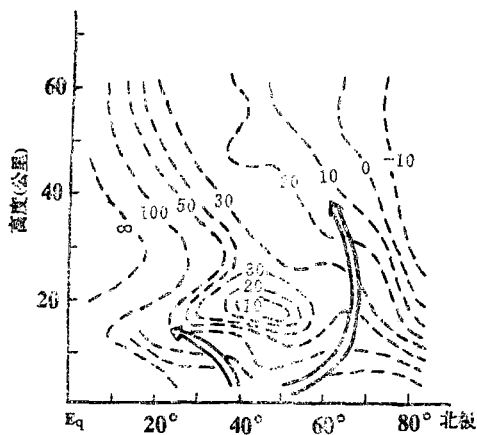


图 1 冬季北半球准定常行星波传播波导示意图

如图 1 所示, 冬季准定常行星波通过两支波导分别传播到高纬平流层和低纬度对流层上层; 一支是波从中、低纬度的对流层向北传播到高纬度, 然后通过极地波导传播到平流层; 另一支是波从中纬度的对流层下层向南传播到低纬度对流层上层。但是, 夏季平流层的基本气流是东风, 极地波导不存在, 行星波不能传播到平流层, 它只能在对流层内传播。

对流层大气中由于受地形与热源强迫所产生的行星波向平流层及中间层传播, 从而形成了平流层及中间层大气的行星波与准定常扰动。Matsuno(1970)利用 500 hPa 平均高度场作为下边界条件计算了平流层和中间层大气准定常行星波的分布, 但由于他的模式垂直分辨率比较低, 所以计算结果与实际分布有些差别。黄荣辉和岸保勘三郎(1982)用了一个 34 层模式计算了冬季和夏季北半球地形和定常热源强迫所产生的定常行星波的分布及等压面定常扰动的分布, 其计算的准定常行星波在平流层的振幅与位相的分布

与实际比较一致^[6-8]。随后, Lindzen 等, 林本达利用多层原始方程模式计算了地形与定常热源强迫所产生的准定常行星波的分布^[9,10], 其结果与黄荣辉所计算的结果相近。

2. Eliassen-Palm 通量与行星波的传播

与 Charney 和 Drazin 研究波传播的同时, Eliassen 和 Palm 提出用波能量通量来研究波的垂直传播^[11]。但是, 由于波在具有切变基流中传播, 其能量是不守恒的, Andrews 和 McIntyre 提出一个波作用通量的概念, 并证明了波作用密度在波传播中是守恒的^[12]。因此, 利用波作用通量来研究行星波的传播要比用能量通量更合理。但是, Andrews 和 McIntyre 只是在 β 平面近似下证明了这个守恒性质, 对于行星尺度波动, 波的经向波长从高纬度地区到低纬度地区, 超过了 Rossby 变形半径, 显然 β 平面近似不成立。黄荣辉利用 WKBJ 方法研究了球面大气的波作用量守恒和波作用通量^[13], 提出了非地转风对于行星位涡度南北方向的输送是重要的。黄荣辉计算了冬季对流层地形强迫所产生的行星波 E-P 通量矢量的分布 (如图 2 所示), 从 E-P 通量矢量的分布显而易见冬季准定常行星波确实存在着两支波导的传播。

最近, Plumb(1986), Trenberth(1986)推导了三维 E-P 通量矢量^[14,15], 这样可以更好地利用 E-P 通量来诊断瞬变涡旋对平均气流的作用。

3. 瞬变行星波

在中层大气中除了有准定常行星波外, 还有瞬变行星波, Hirota 和 Hirooka(1984)从 TIROS-N 卫星所观测到的向西移动的周期为 5 天的行星波^[16]以及向西的 16 天波^[17]。Rodgers 等人(1981)在夏季还观测到周期为 2 天、波数为 3 向西移动的瞬变的行星波^[18]。这些波动与中层大气的正压不稳定和斜压不稳定有关^[19](参见 Charney 和 Stern 的文章)。

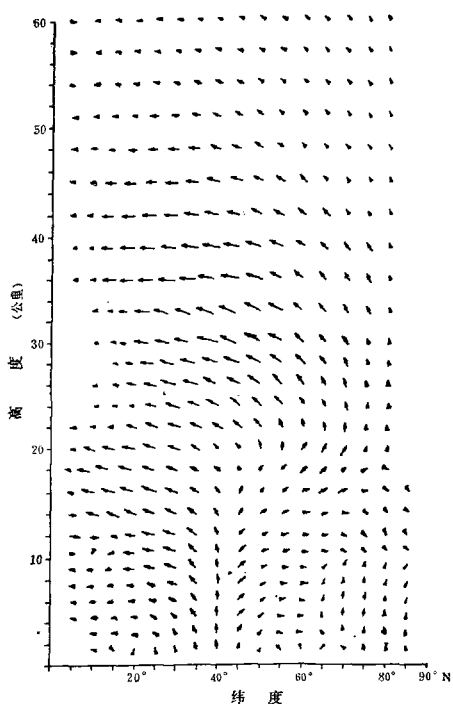


图 2 北半球冬季理想地形强迫所产生的波数 2 行星波 E-P 通量矢量的分布

4. 行星波的临界层

在不考虑行星波的瞬变性、耗散与非线性的情况下,行星波中相速度与基本气流的速度相等的层称为行星波的临界层。波在这一层被吸收。然而,当非线性必须考虑时,波就会在部分吸收,反射或超反射之间振荡。Stewartson(1978), Warn 和 Warn(1978)研究了在临界层内波破碎成小振幅的扰动^[20,21]。

二、中层大气重力波动力学研究

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,围绕着这一问题的物理解释使得重力波的研究大大发展。Leo-vy(1964)提出要有较大的Rayleigh摩擦系数才可能使中间层顶出现反常的温度分布^[22]。Hodges(1967,1969)指出由于波在垂直传播中,其振幅与大气的密度平方根成反比,重力波传至中间层顶增幅以致于产生不稳定破碎,从而可以产生较大的湍流耗散^[23,24]。

Houghton(1978)提出上传重力波与大气潮汐波在中间层的不稳定可以平衡反常温度分布所要求的经圈环流而产生的地转偏向力^[25]。这些研究在中层大气计划(MAP)的逐步实施进一步得到发展。

1. 中层大气重力波的产生

中层大气重力波的空间尺度可以从几百米到全球尺度(大气潮汐波),它的范围很广。一般 25—65 公里高度的大气层内的惯性重力波,其水平波长为几百公里,周期为几小时。

中层大气重力波目前普遍被认为是由对流层内下列过程产生的重力波上传而产生:过山气流形成的地形波,基本气流垂直方向的Kelvin-Helmholtz(K-H)不稳定产生的重力内波,积云对流系统激发的重力波及波的非线性相互作用产生的重力波。

地形波是研究较早的重力波,它的波长约十几到几十公里。K-H 垂直切变不稳定产生重力波,Lindzen(1974)的研究表明这种波动只有几公里^[26]。关于积云对流产生的重力波比较复杂,许秦和 Clark(1984)利用 Meso-wave-CISK 模拟了雨带宽度为 100 公里^[29],这种重力波上传到中层大气,对中层大气环流起重要作用。

2. 中层大气重力波的传播与破碎

上面已经阐述中层大气重力波是对流层内所产生的重力波上传而产生的,因此,研究重力波的垂直上传是很重要的。早在六十年代 Eliassen 和 Palm(1961)就研究了重力内波的上传^[11]。Hodges 的研究和 Fritts(1984)的研究表明重力内波在上传中振幅呈指数增长^[28]。Houghton(1978)的研究表明了重力内波的上传要受到基本气流与温度层结的影响,在某些层次要产生重力波的临界层,波的上传受到抑制。Vincent 等(1977),Hines 等(1967),Dunkerton(1984)的研究表明了正是由于基本气流对重力内波的选择吸收,使得中层大气的重力内波不再具有各向同性的特征,而是具有一定方向的偏振

性^[29-31]。薛松和黄荣辉(1990)的研究表明在高纬度地区重力内波的上传要比低纬度地区难,低纬度热带地区是重力内波上传的主要区域^[32]。

与行星波上传一样,重力内波在上传中振幅增长,到了一定程度,非线性作用就很重要。由于非线性作用的结果,使得重力内波产生破碎。Lindzen 提出局地超绝热不稳定是重力波破碎的高度^[33],这以后,不少作者把重力波的破碎与对流不稳定产生的破碎等同。朱迅(1987)考虑了惯性效应对重力波破碎的影响,把Richardson数作为破碎的判据^[34]。

三、中层大气波与基本气流的相互作用

在平流层与中间层直到热层下部波与基本气流的相互作用是中层大气环流产生演变的主要动力过程。

1. 热带波动与基本气流相互作用——QBO现象的产生机制

Reed 和 Rogers(1962)发现了热带平流层下层纬向平均气流是东西风交替出现,其变化周期是稳定的,大约是 26 个月左右^[35],通常把这种现象称平流层准两年周期振荡,简称QBO。这种现象的机理在一段时间内不清楚,自从Matsuno(1966)发现热带平流层存在着罗斯贝-重力混合波和开尔文波以后^[36],Lindzen 和 Holton(1968, 1972)利用上传的罗斯贝-重力混合波、开尔文波与平流层基本气流的相互作用成功地解释了QBO现象^[37, 38]。

按照 Lindzen 和 Holton 所提出的理论,当开尔文波传到高层,由于高层牛顿冷却效应,故上传的开尔文波在高层很快被吸收,由于非线性相互作用,使得在高层出现西风。一旦出现西风,开尔文波相对于平均气流的位相速度 $C - \bar{U}$ 减少,开尔文波逐渐被基本气流所吸收;另一方面,在西风加速的同时,西风区域逐渐向下扩展,随之,开尔

文波上传逐渐被阻断,当开尔文波不能上传时,上层西风加速停止,使得罗斯贝-重力混合波在西风中产生传播,造成上层西风减速,东风加强,与上述相同,东风区域又向下传,罗斯贝-重力混合波将被吸收掉,这样又使开尔文波容易上传。因此,热带波动交替往上传播,使得东西风交替出现,其周期是 26 个月左右。

2. 中高纬度行星波与基本气流的相互作用——平流层爆发性增温机制

自从Scherhag(1952)发现了平流层爆发性增温以后^[39],许多观测资料证实了平流层爆发性增温是北半球平流层大气环流中一种特殊现象。冬季,平流层大气的温度在某区域发生急剧增加,几天之内增温幅度可高达 50°C。由于极区周围空气增暖,造成温度梯度反向,这种急剧增温带来平流层环流的急剧变化,极夜急流迅速减弱,极区周围出现东风气流。

关于平流层爆发性增温机制在较长的时期内不清楚,虽提出各种解释,但均不能较令人满意地解释这种现象。

Matsuno(1971)首先从动力学观点提出了平流层爆发性增温机制^[40]。他认为平流层爆发性增温是由于对流层行星波上传引起的,由于行星波上传,使得平流层的涡旋热量通量往北输送,这样将诱发出往南的经圈环流,由于科氏力的作用,使得纬向平均气流向西加速,东风加强,根据热成风原理,就会造成极区增温,热带冷却。近年来,利用变形欧拉平均运动方程来解释增温机制的研究比较多,如Dunkerton(1978),Palmer(1981),O'Neill 和 Youngblut(1982)均利用波的E-P通量的辐合辐散解释了爆发性增温^[41-43]。黄荣辉(1989)计算了1979年2月下半月垂直上传行星波所引起E-P通量的散度(见图3)^[44],可以看到在1979年2月下半月,由于高纬度波导区对流层下层基本气流变成西风,对流层下层的行星波猛烈上传,使得在平流层造成E-P通量的辐合,造成了

中高纬度平流层基本气流由西风变成东风，为爆发性增温提供了先行条件“Precondition”。

四、臭氧在中层大气的输运

近年来由于发现大气中臭氧在减少，特别是发现了南极“臭氧洞”以来，关于臭氧在中层大气的输运的研究发展非常迅速。

关于中层大气臭氧的输运最初都是利用一维模式，即Brewer-Dobson模式，在这种模式可以考虑波的传播与吸收引起臭氧混合比的变化，反过来，由于臭氧混合比的变化引起了基本态的变化，从而使波的传播与吸收也发生变化。

关于输运的研究近来均采用二维模式，这一方面是纬向上 O_3 的混合较均匀，另一方面三维模式需要超大型计算机。二维模式自然要进行纬向平均，纬向平均不外乎有Euler平均与Lagrange平均。所谓欧拉平均就是将物理量沿纬圈平均，这样输运分成两部分，即涡动输运与平均环流的输运。Reed等(1963)，Mahlman(1969)所计算的平均经圈环流在北半球是两圈环流^[46, 47]，后来Andrews和McIntyre(1976)的研究指出，由常定保守的波动产生的平均经圈环流的输运与涡动输运恰好相抵消^[48]。Matsuno(1980)提出平均经圈环流很大一部分是由涡动输运强迫所引起，这两部分自然相抵消，净输运是剩余环流(residual circulation)所引起^[49]，可见采用欧拉平均产生的涡动通量与臭氧输运并没有直接的关系。

针对上述情况，Andrews和McIntyre(1978)提出了一个拉格朗日平均的方法^[50]，随后Matsuno和Nakamura(1979)，McIntyre(1980)进行推广^[51, 52]，得到了广义拉格朗日平均理论(generalized Lagrangian-mean theory)。显然应用拉格朗日平均环流理论来研究平流层与中间层大气中痕量气体的输运过程要比用欧拉平均环流理论更合理，因此，这个理论广泛用来研究臭氧、气溶胶粒子与放射性物质的输运。图4是由拉格朗日平均环流理论所得到的痕量物质输运过程的概念图。

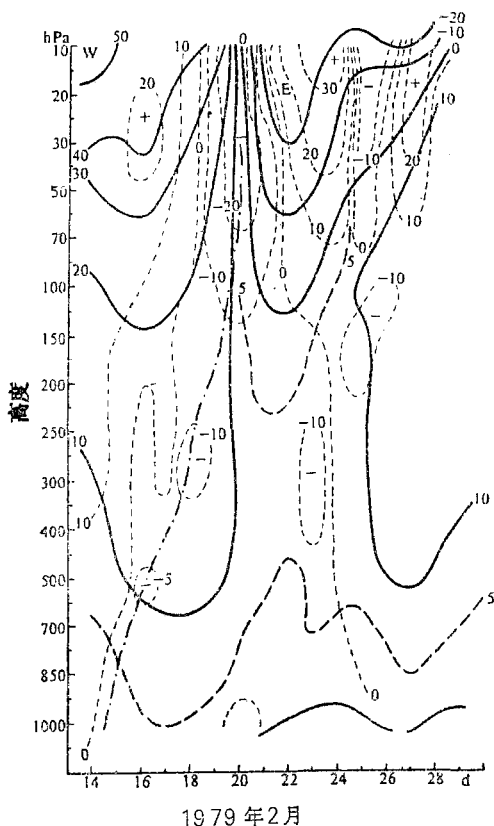


图3 1979年2月下半月行星波的上传与E-P通量散度(点虚线)和基本气流(实线)时间-高度剖面图

Matsuno和Nakamura(1979)首先应用拉格朗日平均环流的观点重新解释了平流层爆发性增温机制^[49]，使人们对平流层爆发性增温有了更深入的了解。由于行星波往上垂直传播，由波与基本气流的相互作用，使得平流层大量空气由南向北运动，这样在低纬度平流层中上层的上下两方分别产生下沉气流与上升气流，而在高纬度中上层的上下两方分别产生上升气流与下沉气流。根据热力学原理，上升气块将降温，下沉气块将升温，这将产生爆发性增温。

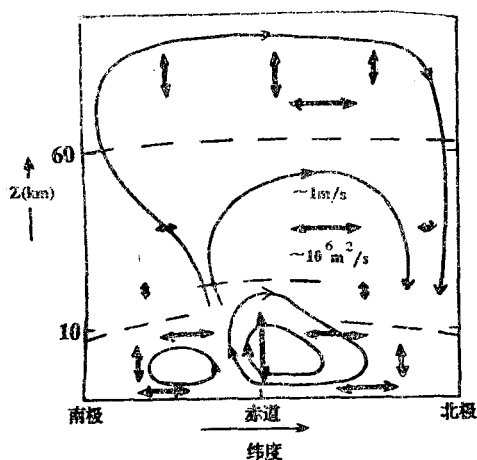


图 4 拉格朗日平均环流理论所得 臭氧的
输运过程

五、今后待研究的问题

从上面所述的问题可以看出中层大气动力物理过程是非常复杂的，行星波、重力波、臭氧的光化学反应与基本气流之间是互相作用的。行星波、重力波的下传与破碎影响基本气流，从而影响臭氧的分布；波动的瞬变与耗散所产生的波阻也影响着臭氧的输运；基本气流的振荡，如QBO与半年振荡，不仅影响行星波的分布，也影响着臭氧的输运；反过来，臭氧的光化学反应所放出的热量影响着中层大气的基本气流分布，并且由于光化学反应还影响着 Newton 冷却系数，从而影响着行星波、重力波的上传与破碎。这些复杂的相互作用过程在图 5 清楚地表示出来。

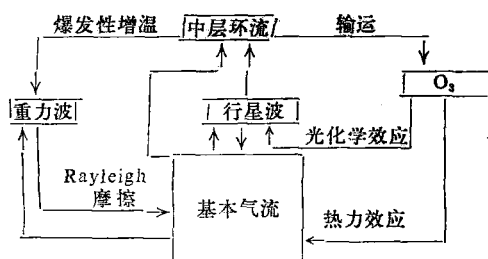


图 5 中层大气基本动力物理过程的概念图

为了要搞清上述中层大气基本动力物理过程的概念图，必须进行下列研究：

1. 中层大气行星波的上传、饱和与破碎过程及其与基本气流的相互作用；
2. 中层大气重力波的上传、结构、破碎过程及其与基本气流的相互作用和参数化方法；
3. 中层大气臭氧的光化学反应、辐射传输特性及其对基本气流与行星波上传的影响；
4. 中层大气臭氧的变化规律及其输运动力学的研究；
5. 中层大气的动力学-光化学耦合模式的研究。

目前在国际上正在酝酿实施DYANA计划，实施以火箭为中心的中层大气风系的探测网。这个计划在中层大气计划的基础上对中层大气重力波的破碎以及与基本气流相互作用进行较系统的研究。

本文应邀在中国气象学会动力气象专业委员会会议上报告过。

参 考 文 献

- [1] Van Loon, H., R. L. Jenne and K. Labitzke, 1973, J. Geo. Res., Vol. 78, 4463-4471.
- [2] Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961, J. Geo. Res. Vol. 66, 83-101.
- [3] Dickinson, R. E., 1968, J. Atmos. Sci., Vol. 25, 984-1002.
- [4] Matsuno, T., 1970, J. Atmos. Sci., Vol. 27, 871-883.
- [5] 黄荣辉、岸保勘三郎, 1983, 中国科学B辑第10期。
- [6] Huang, Ronghui and K. Gambo, 1982, Part I, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 60, 78-95.
- [7] Huang, Ronghui and K. Gambo, 1982, Part II, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 60, 95-108.
- [8] Huang, Ronghui and K. Gambo, 1983, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 61, 495-509.
- [9] Lindzen, R. S., T. Aso and D. Jacqmin, 1982, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 60, 66-67.
- [10] Lin, Benda, 1982, J. Atmos. Sci., Vol. 39, 1203-1226.
- [11] Eliassen, A. and E. Palm, 1961, Geo. Pub., Vol. 22, 1-23.
- [12] Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, 1978, J. Atmos. Sci., Vol. 35, 175-185.
- [13] 黄荣辉, 1984, 中国科学B辑第8期。
- [14] Plumb, R. A., 1986, J. Atmos. Sci., Vol. 43, 1655-1678.
- [15] Trenberth, K. E., 1986, J. Atmos. Sci., Vol. 43, 2070-2087.
- [16] Hirota, I., and T. Hirooka, 1984, J. Atmos.

- Sci., Vol. 41, 1253-1267.
- [17] Hirooka, T., and I. Hirota, 1985, J. Atmos. Sci., Vol. 42, 536-538.
- [18] Rodgers, C. D., and A. J. Prata, 1981, J. Geophys. Res., Vol. 86, 9661-9664.
- [19] Charney, J. G., and M. Stern, 1962, J. Atmos. Sci., Vol. 19, 159-172.
- [20] Stewartson, K. 1978, Geophys. Astrophys. Fluid Dyn., Vol. 19, 185-200.
- [21] Warn, T., and H. Warn, 1978, Stud. Appl. Math. Vol. 59, 37-71.
- [22] Leovy, C. B., 1964, J. Atmos. Sci., Vol. 21, 238-248.
- [23] Hodges, R. R. 1967, J. Geophys. Res., Vol. 72, 3455-3458.
- [24] Hodges, R. R. 1969, J. Geophys. Res., Vol. 74, 4087-4090.
- [25] Houghton, J. T., 1978, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 104, 1-29.
- [26] Lindzen, R. S., 1974, J. Atmos. Sci., Vol. 31, 1570-1584.
- [27] Xu, Qin and J. H. E. Clark, 1984, J. Atmos. Sci., Vol. 41, 2089-2107.
- [28] Fritts, D. C., 1984, Rev. Geophys. and Space Sci., Vol. 22, 275-308.
- [29] Vincent, R. A., and T. J. Stubbs, 1977, Planet Space Sci., Vol. 25, 441-455.
- [30] Hines, C. O. and C. A. Reddy, 1967, J. Geophys. Res., Vol. 72, 1015-1034.
- [31] Dunkerton, J. J., 1984, J. Atmos. Sci., Vol. 41, 1443-1460.
- [32] 薛松、黄荣辉, 1990, 垂直传播重力波谱的空间结构, 大气科学即将发表。
- [33] Lindzen, R. S., 1985, J. Atmos. Sci., Vol. 42, 301-305.
- [34] Zhu, Xun (朱迅) and J. R. Holton, 1987, J. Atmos. Sci., Vol. 44, 620-630.
- [35] Reed, R. J., and E. G. Rogers, 1962, J. Atmos. Sci., Vol. 25, 1095-1107.
- [36] Matsuno, T., 1966, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 44, 25-43.
- [37] Lindzen, R. S., and J. R. Holton, 1968, J. Atmos. Sci., 1095-1107.
- [38] Holton, J. R., and R. S. Lindzen, 1972, J. Atmos. Sci., 1076-1080.
- [39] Scherhag, R., 1952, Ber. Deut. Wetterd., Vol. 6, 51-63.
- [40] Matsuno, T., 1971, J. Atmos. Sci., Vol. 28, 1479-1494.
- [41] Dunkerton, T. J., 1978, J. Atmos. Sci., Vol. 35, 2325-2333.
- [42] Palmer, T. N., 1981, J. Atmos. Sci., Vol. 38, 844-855.
- [43] O'Neill, A., and C. E. Youngblut, 1982, J. Atmos. Sci., Vol. 39, 1370-1386.
- [44] 黄荣辉、邹捍, 1989, 大气科学, Vol. 13, 383-392.
- [45] Matsuno, T., and K. Nakamura, 1979, J. Atmos. Sci., Vol. 36, 640-654.
- [46] Reed, A., J. Wolfe and H. Nishimoto, 1963, J. Atmos. Sci., Vol. 20, 256-275.
- [47] Mahlman, J. D., 1969, Mon. Wea. Rev. Vol. 97, 534-540.
- [48] Andrews, D. G., and M. E. McIntyre 1976, J. Atmos. Sci., Vol. 33, 2031-2048.
- [49] Matsuno, T., 1980, Pure Appl. Geophys. Vol. 118, 189-216.
- [50] Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, 1978, J. Fluid Mech. Vol. 89, 609-646.
- [51] McIntyre, M. E., 1980a, Pure Appl. Geophys. Vol. 118, 152-176.
- [52] McIntyre, M. E., 1980b, Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. Vol. 296, 129-148.