

冬季重力波谱饱和原因*

吴永富** 徐寄遥

(中国科学院空间天气开放研究实验室, 中国科学院空间中心, 北京 100080)

摘要 利用 19 枚 Chaff 火箭测量的水平速度数据和几乎同时发射的 19 枚 Falling sphere 火箭测量的温度数据, 研究冬季重力波谱饱和原因. 分析结果显示冬季中层顶区域的不同高度存在大于 0.04 s^{-1} 的强水平速度切变. 在一个单个 Chaff 火箭测量中, 在 87.4 km 高度观测到一个高达 0.33 s^{-1} 的特强水平速度切变, 这个特强水平速度切变是中层大气曾经测量到的最强水平速度切变. 这些强水平速度切变与从温度剖面得到的 Brunt-Väisälä 频率平方共同作用产生两个 Richardson number 小于 1/4 的动力不稳定区, 表明 Chaff 火箭在冬季观测到的饱和重力波谱是动力不稳定的结果.

关键词 冬季谱 强切变 动力不稳定 谱饱和

重力波对中层大气大尺度环流和结构有重要影响. 通过重力波饱和过程, 重力波引起湍流, 导致中层大气动量通量的辐散以及热和微量成分的扩散^[1,2]. 重力波饱和的重要机制是动力和对流不稳定^[3]. 然而, 在中层顶区域, 鉴别这些不稳定是困难的, 因为它同时需要高分辨率和足够精度的水平速度和温度测量.

1990 年冬季的 DYANA (DYnamics Adapted Network for Atmosphere) 野外试验同时提供了垂直分辨率为 25 m 和速度误差为 0.5 m/s 的水平速度和垂直分辨率为 1 km 的温度测量^[4,5]. 这些几乎同时测量的火箭数据为研究重力波饱和和机制提供了重要机会, 本文使用这些数据研究冬季重力波谱饱和原因. 虽然中层顶区重力波已有研究^[6], 但是目前对中层顶区域重力波谱饱和原因的研究还相当少.

1 数据的获得

在 DYANA 试验期间, 19 枚 Chaff 火箭在法国的 Biscarrosse (44°N, 1°W) 成功发射, 两部高精度雷达自动跟踪 Chaff, 并完成每秒 20 组位置坐标测量. 对这些测量, 使用多项式平滑方法^[7], 我们得到 81~105 km 高度范围内高度分辨率为 25 m 的水平速度剖面. 表 1 给出 19 枚 Chaff 火箭的试验情况. 图 1(a) 和 1(b) 是给出了水平速度和水平速度误差剖面的一个例子. 图 1(a) 的一个重要特征是在 87.4 km 附近纬向速度和经向速度分量随高度均出现急剧变化, 正如后面要讨论的, 如此急剧变化的速度剖面将产生非常强的水平速度切变, 表明中层顶大气在冬季是十分不稳定的. 图 1(b) 则表明每个水平速度分量的误差一般约

2003-11-08 收稿, 2004-02-16 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40225011)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2000078407)和中国科学院知识创新项目(编号: KZCX3-SW-217)共同资助

** E-mail: xurryj@center.cssar.ac.cn

为 0.5 m/s, 最大约为 1.0 m/s. 特别是在 87.4 km 附近, 二个水平速度分量均位于速度误差最小区, 这可能意味着这个最小速度误差区对 87.4 km 附近的强水平速度切变影响最小. 具有可几误差的速度切变剖面, 文献[7]已有讨论.

表 1 19 枚 chaff 火箭试验情况概要

火箭编号	发射日期和时间	测量高度范围/km
D-C03	1 月 15 日 20:00 UT	105.1~88.5
D-C04	1 月 18 日 19:35 UT	102.5~85.0
D-C07	2 月 01 日 19:17 UT	96.2~86.3
D-C09	2 月 05 日 19:05 UT	99.1~87.0
D-C11	2 月 08 日 20:26 UT	93.9~85.0
D-C13	2 月 20 日 03:00 UT	98.9~83.0
D-C15	2 月 20 日 03:50 UT	96.9~87.7
D-C17	2 月 20 日 05:39 UT	98.4~82.9
D-C18	2 月 20 日 06:04 UT	98.3~89.5
D-C20	2 月 20 日 06:54 UT	98.1~81.0
D-C21	2 月 22 日 19:06 UT	96.3~85.1
D-C23	3 月 01 日 19:30 UT	97.1~87.0
D-C27	3 月 06 日 05:38 UT	101.0~86.0
D-C30	3 月 06 日 06:40 UT	101.4~84.0
D-C31	3 月 06 日 07:00 UT	103.4~90.0
D-C32	3 月 08 日 19:00 UT	100.6~88.3
D-C35	3 月 13 日 03:10 UT	101.0~82.0
D-C37	3 月 13 日 04:04 UT	101.1~86.6
D-C39	3 月 13 日 05:00 UT	100.9~85.3

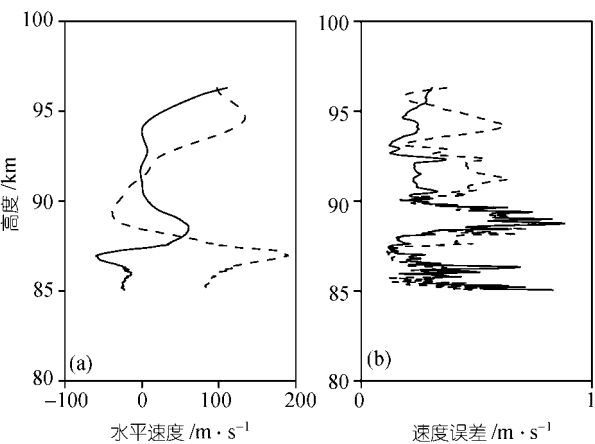


图 1 一枚 Chaff 火箭在 Biscarrosse 测量的水平速度(a)和水平速度误差(b)剖面
实线为纬向速度, 虚线为经向速度

因为各种饱和理论^[8~12]预测水平速度垂直波数谱的谱振幅与 Brunt-Väisälä 频率平方(即 N^2)成正比,

所以温度的测量很重要. DYANA 试验期间有 19 枚 Falling sphere 火箭在接近 Chaff 火箭发射的前或后从 Biscarrosse 发射, 提供了 30~95 km 高度范围温度数据^[4,5]. 然而, 在 95~105 km 高度范围的温度没有测量, 因此这个高度范围的温度数据取自 COSPAR 国际参考大气(1986)模式. 最后得到的平均温度 T 和从平均温度剖面计算的 N^2 剖面分别表示在图 2(a)和 2(b)上. 图 2(a)表明在整个观测高度范围没有出现超绝热递减率, 表明冬季中层顶区域大气不可能是对流不稳定. 从图 2(b)的 N^2 剖面, 我们得到 81~105 km 高度范围(相当于 19 个水平速度功率谱的高度范围) N^2 的加权平均值为 $4.55 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. 应当指出, 这些非直接测量的温度数据对不稳定区的影响仅仅是在 95~105 km 之间. 然而, DYANA 试验期间的动力不稳定区却出现在低于 95 km 的那些高度上, 而这些高度上的温度数据是从 19 枚 Falling sphere 火箭测量的, 因此认为非直接测量温度数据对 95 km 以下高度范围的动力不稳定区没有影响. 另外, 这些非直接测量的温度数据对 N^2 有影响, 但是, 因为一方面大部分水平速度谱出现在 81~99 km 之间, 另一方面我们对不同高度上的 N^2 值采用了加权平均, 所以这种影响就变得相当小.

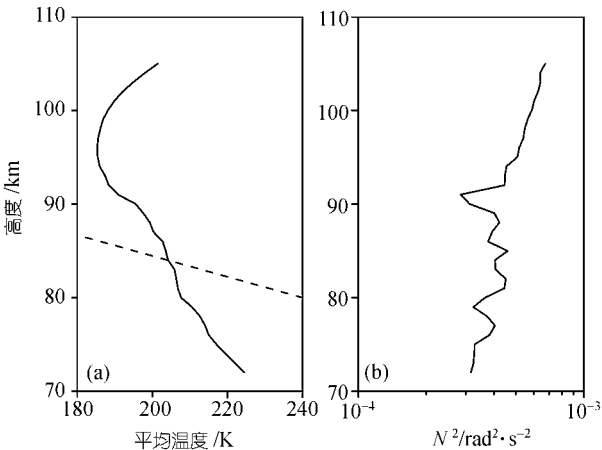


图 2 19 枚 Falling sphere 火箭测量的平均温度(a)和从平均温度剖面计算的 Brunt-Väisälä 频率平方 N^2 (b)剖面
虚线为绝热递减率

2 观测结果和讨论

首先依据文献[13]叙述的谱分析步骤, 计算每个

标量水平速度 $U=[u^2 + v^2]^{1/2}$ 剖面的垂直波数谱, 然后对 19 个标量水平速度垂直波数谱作算术平均, 其结果分别在图 3(a) 和 3(b) 表示. 虽然图 3(a) 中每发火箭测量的谱斜率和谱振幅表示了相当大的变率, 但是图 3(b) 的平均垂直波数谱, 由于是 19 个个别谱的平均, 却显示出相当的平滑和连续. 这个平均谱在 $7.8 \times 10^{-5} \sim 0.01 \text{ m}^{-1}$ 波数范围, 有 -3.02 的谱斜率, 这个谱斜率与各种饱和理论 [8~12] 预测的 -3 谱斜率相当接近, 表明这个冬季谱是一个饱和重力波谱. 然而, 由于讨论的物理机制不同, 不同的饱和谱理论预测的谱振幅是不同的. 因此, 正确确定谱振幅, 就能提供一种重要试验来验证冬季谱与不同饱和理论之间的接近程度.

首先考虑由 Dewan 等人 [8] 以及 Smith 等人 [9] 提出的线性饱和理论, 饱和谱密度由下面等式给出

$$F_u(m) = N^2/6m^3, \quad (1)$$

式中 N^2 为 Brunt-Väisälä 频率平方, 已由图 2(b) 给出, m 为垂直波数. 图 3(b) 中的虚线为 $N^2 = 4.55 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 时由等式 (1) 给出的线性饱和谱密度. 从表面上看, 这个冬季谱与线性饱和理论十分相符. 但是, 为能定量地将观测谱与线性饱和理论作比较, 计算观测谱与线性饱和谱的振幅比, 这个比值可以决定观测谱与线性饱和谱之间振幅一致的程度. 在 $7.8 \times 10^{-5} \sim 0.01 \text{ m}^{-1}$ 波数范围内, 计算的振幅比为 1.0, 这表明这个冬季饱和谱的谱振幅与线性饱和谱的振幅完全相符. 再考虑 Weinstock [10], Hines [11] 和 Gardner [12] 提出的非线性饱和理论, 使用与前面讨论的相同方法计算观测谱与非线性饱和谱的振幅比, 计算的这个比对 Weinstock [10], Hines [11] 和 Gardner [12] 理论分别近似为 0.5, 0.3 和 0.4. 图 3(b) 中的点线是当 $N^2 = 4.55 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 时 Weinstock 的理论谱. $N^2 = 4.55 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 时 Hines 和 Gardner 的理论谱则位于虚线和点线之间, 为了使图更清楚, 这两条直线没有画出. 图 3(b) 清楚地显示理论谱与观测谱之间一致的程度: 线性饱和理论与观测谱完全一致, 而非线性饱和理论明显偏离了观测谱, 这表明这个冬季观测谱是与线性饱和理论, 而不是与非线性饱和理论完全一致.

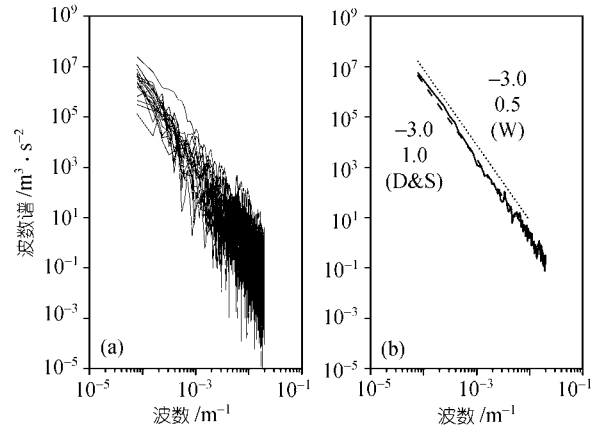


图3 DYANA 试验得到的 19 个标量水平速度垂直波数谱(a) 和它们的平均谱(b)

根据线性饱和理论 [8,9], 垂直波数谱在大波数的饱和特性是由对流和/或动力不稳定引起的. 因此, 使用高度分辨率为 25 m 和误差为 0.5 m 的水平速度数据和高度分辨率为 1 km 的温度数据进一步讨论这个冬季重力波谱饱和的原因.

衡量大气稳定性的一个主要参数是理查逊数 Ri , 它由下式给出:

$$Ri = N^2/(dU/dz)^2, \quad (2)$$

式中, N^2 为 Brunt-Väisälä 频率平方, U 为水平速度. 一般说来, 当 $Ri < 1/4$ 时, 大气为动力不稳定; 当 $Ri < 0$ 时, 大气为对流不稳定.

我们使用三次样条函数, 在 300 m 的高度间隔内计算梯度 du/dz 和 dv/dz , 然后按公式 (3) 导出高度分辨率为 25 m 的水平速度切变剖面, 公式 (3) 为:

$$dU/dz = [(du/dz)^2 + (dv/dz)^2]^{1/2}, \quad (3)$$

式中 u 和 v 分别为水平速度在纬向和经向的分量. 最后为消除小尺度扰动, 使用 5 点滑动平均对水平速度切变剖面作平滑, 这样得到的水平速度切变剖面的一个例子由图 4(a) 表示. 这个剖面是 1990 年 2 月 22 日 19:06 UT 在 Biscarosse 测量到的 [14]. 这个剖面最令人惊奇的特征是大干 0.10 s^{-1} 的强水平速度切变出现在各个不同高度. 尤其是在 87.4 km 高度, 水平速度切变甚至高达 0.33 s^{-1} , 相信这个异常强水平速度切变是中层顶区域曾经观测到的最强水平速度切变.

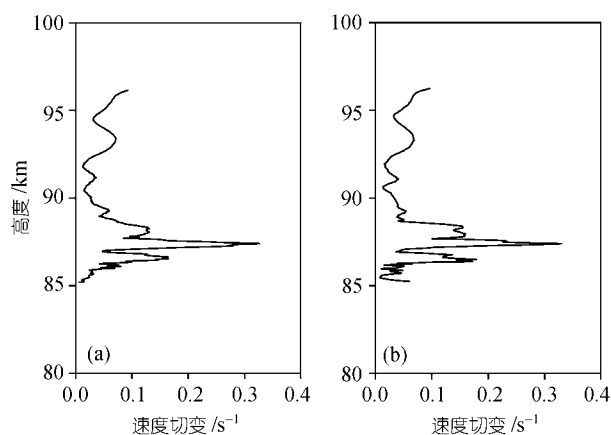


图 4 1990 年 2 月 22 日 19:30 UT, 一枚 Chaff 火箭在 Biscarrosse 测量的水平速度切变(a)和在 Hourtin 测量的水平速度切变(b)

在Biscarrosse和Hourtin二个地点同时在 87.4 km高度观测到一个高达 0.33 s^{-1} 的极端大水平速度切变

使用流星雷达数据, Greenhow 等人^[15]研究了 80~100 km 高度范围内 700 多个水平速度切变, 发现仅有 7% 的水平速度切变超过 0.036 s^{-1} ; 小于 1% 超过 0.072 s^{-1} ; 而测量的最大水平速度切变约为 0.14 s^{-1} . 使用人造蒸汽尾迹照片数据, Bedinger 等人^[16]研究了 100~110 km 高度之间的最大水平速度切变, 发现最大水平速度切变在 101~102 km 之间为 0.070 s^{-1} , 在 100~101 km 之间为 0.085 s^{-1} , 在 103~105 km 之间为 0.090 s^{-1} . 这两篇文章的共同结论是高达 0.100 s^{-1} 的水平速度切变相当稀少. 因此, 图 4(a)中高达 0.33 s^{-1} 的水平速度切变相信是中层顶区域曾经观测到的最强水平速度切变.

因为在中层顶区域过去没有观测到过如此强的水平速度切变, 所以这个强水平速度切变的真实性需要检验. 1991 年夏季的夜光云试验, Schmidlin^[17]曾使用两部雷达鉴别一个非常低的中层顶温度. 我们采用与 Schmidlin 相同的观点鉴别图 4(a)中出现的异常强水平速度切变. DYANA 试验中有两部高精度雷达跟踪 Chaff, 其中一部工作在 Biscarrosse, 另一部工作在离 Biscarrosse 不远的 Hourtin. 使用与 Biscarrosse 相同的数据处理步骤和计算程序, 计算在 Hourtin 测量的水平速度切变, 结果在图 4(b)表示. 图 4(b)进一步表明大于 0.10 s^{-1} 的水平速度切变仍然出现在中层

顶区域的各个不同高度上, 特别是在 87.4 km 高度也观测到高达 0.33 s^{-1} 的异常大水平速度切变. 两部雷达(图 4(a)和 4(b))均表明最强水平速度切变是 0.33 s^{-1} , 并且均位于 87.4 km 高度, 这表明图 4(a)中高达 0.33 s^{-1} 的强水平速度切变是真实测量结果, 而不是观测误差引起的. 应该指出, 图 4(a)在 87.4 km 高度观测到的 0.33 s^{-1} 切变峰值正好位于图 1(b)中的速度误差最小小区, 这可能意味着这个速度误差最小小区对 87.4 km 高度的 0.33 s^{-1} 切变峰值影响最小, 因此认为它没有被过分估计. 另外, 在图 4(a)和 4(b)的某些高度上确实存在一些小的差异, 这些差异可能是由于两部雷达中的一部没有很好地跟踪 Chaff. 然而, 这些小的差异不影响图 4(a)和 4(b)所显示的主要特征, 即中层顶区域的各个不同高度出现大于 0.10 s^{-1} 的强水平速度切变. 图 4(a)和 4(b)剖面底部的切变差异, 由于 Chaff 的扩散, 是不可靠的.

为显示中层顶区域切变结构随时间的演化过程, 图 5 表示一天内不同时间连续发射的 3 个速度切变剖面, 或许该图最重要的特征是存在大于 0.04 s^{-1} 的强切变和切变峰值向下运动, 其相速约为 0.1 m/s .

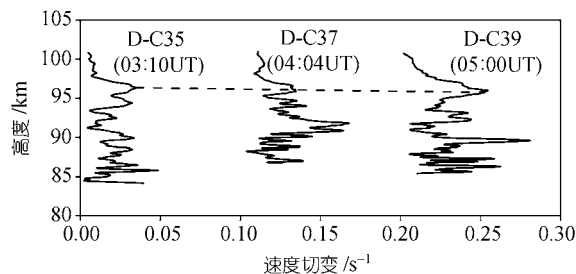


图 5 1990 年 3 月 13 日 03:10~05:00 UT 连续发射的 3 个速度切变剖面

虚线为切变峰值的高度; 图中 D-C35 的切变值是正确的, 而 D-C37 和 D-C39 分别位移了 0.1 s^{-1} 和 0.2 s^{-1} , 目的是能在同一个图中将这 3 个切变剖面分开

图 4(a), 4(b)及 5 清楚地表明, Chaff 火箭测量的水平速度数据能够产生速度切变的合理估计. 因此, 我们进一步讨论 DYANA 试验期间中层顶区域大气的平均稳定性. 为此, 首先将 19 个水平速度切变剖面作算术平均, 并用 5 点滑动平均进行平滑, 以消除小尺度扰动. 其次, 由于水平速度和温度数据的高度分辨率不一样, 我们用一个立方样条程序, 对图 2(b)所示

的 N^2 剖面按 25 m 高度间隔进行内插, 这样就产生垂直分辨率可以和水平速度相一致的 N^2 数据. 最后, 用等式(2)计算 Ri 剖面. 计算结果分别表示在图 6(a), 6(b)和 6(c)中. 为增加切变剖面的置信度, 图 6(a)中的平均水平速度切变是指 5 个或大于 5 个以上单个水平速度切变剖面的平均.

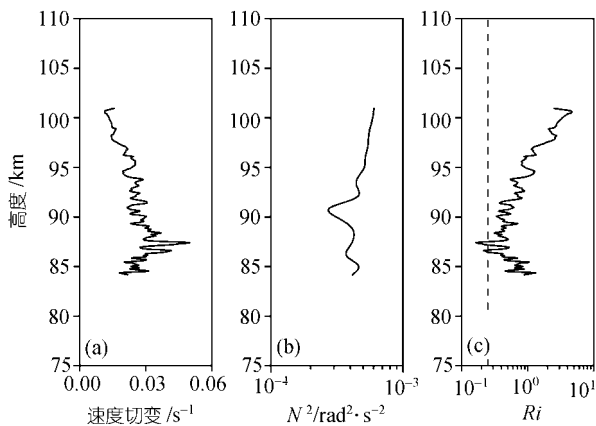


图 6 19 枚 Chaff 火箭测量的平均水平速度切变(a), 19 枚 Falling sphere 火箭观测的平均 N^2 (b)和从图 6(a)和 6(b)计算的 Ri (c)剖面

图 6(a), 6(b)和 6(c)的主要特征是:

1) 在 86.6 和 87.4 km 高度, 图 6(a)和 6(b)的平均水平速度切变和平均 N^2 值分别为 0.042 s^{-1} 和 $3.76 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 0.050 s^{-1} 和 $4.44 \times 10^{-4} \text{ rad}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 这二个参数共同作用产生了如图 6(c)所示的二个理查逊数 Ri 小于 $1/4$ 的动力不稳定区, 这表明冬季中层顶大气在不同高度是相当不稳定的.

2) 由于温度数据中缺乏超绝热递减率, 图 6(b)所示的 N^2 是一个非负剖面, 这一结果表明冬季中层顶区大气不是对流不稳定.

3) 图 6(a)中的水平速度切变峰值与图 6(c)中的最小理查逊数存在一一对应关系. 相反, 在图 6(b)和 6(c)间, 没有发现如此的清晰关系, 说明最小理查逊数随高度的变化主要取决于水平速度切变峰值.

依据图 3(b)的冬季饱和重力波谱, 图 6(b)中缺乏超绝热递减率和图 6(c)中的二个动力不稳定区, 我们认为冬季重力波谱饱和的一个重要原因是通过动力不稳定, 而不是对流不稳定完成. 这个结果为冬季重力波谱饱和原因提供了平均意义上的观测证据. 当

然, 切变不稳定的发生不排除由于高分辨率温度数据引起的对流不稳定.

虽然各种测量方法得到的水平速度垂直波数谱已经显示它们的谱斜率和谱振幅与线性饱和理论相符^[18~24], 但是, 讨论重力波谱饱和原因的文章在目前还相当少. 这多半不是因为发生在中层顶区域的大气对流和动力不稳定相对少, 而是因为野外试验没有同时提供高空间分辨率和足够精度的水平速度和温度数据来检测这些不稳定. 然而, 由于垂直波数谱包含有重力波场的许多重要信息, 我们认为进一步研究重力波谱饱和原因对我们更好地了解重力波谱全貌以及参数化重力波影响仍然是需要的.

3 结论

1) 在冬季中层顶区域, 19 枚 Chaff 火箭观测到一个饱和重力波谱, 它的谱斜率和谱振幅与线性饱和理论一致, 而不是与非线性饱和理论一致.

2) 一枚 Chaff 火箭在 87.4 km 高度测量到高达 0.33 s^{-1} 的异常强水平速度切变, 这是中层顶区域曾经观测到的最强水平速度切变.

3) 大于 0.04 s^{-1} 的冬季平均水平速度切变出现在 86.6 和 87.4 km 高度, 这些强水平速度切变与这二个高度对应的 N^2 值共同作用, 产生了二个理查逊数 Ri 小于 $1/4$ 的动力不稳定区, 表明冬季中层顶区域的大气在这二个高度是动力不稳定的.

4) 冬季饱和重力波谱(图 3(b)), 加上一个非负的 N^2 剖面(图 6(b))和二一个动力不稳定区(图 6(c)), 这 3 者共同证明冬季重力波谱饱和的一个重要原因是由动力不稳定而不是对流不稳定引起的.

5) 19 枚 Chaff 火箭和 19 枚 Falling sphere 火箭提供了中层顶区冬季重力波谱饱和原因的观测证据.

致谢 感谢德国马普高层大气物理研究所的 Widdel 博士和德国 Rostock 大学的 Lubken 教授提供的火箭数据.

参 考 文 献

- 1 Lindzen R S. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. J Geophys Res, 1981, 86: 9707~9714
- 2 Fritts D C. Gravity wave saturation in the mesosphere: A review of theory and observations. Rev Geophys, 1984, 22: 275~308

- 3 Fritts D C, Rastogi P K. Convective and dynamical instabilities due to gravity wave motions in the lower and middle atmosphere: Theory and observations. *Radio Science*, 1985, 20: 1247~1277
- 4 Offermann D. The DYANA campaign: A survey studies of middle atmosphere dynamics. *J Atmos Terr Phys*, 1994, 56: 1639~1658 [\[DOI\]](#)
- 5 Lubken F J, Hillert W, Lehmacher G, et al. Intercomparison of density and temperature profiles obtained by lidar, ionization gauges, falling spheres, datasondes, and radiosondes during the DYANA campaign. *J Atmos Terr Phys*, 1994, 56: 1969~1984 [\[DOI\]](#)
- 6 刘仁强, 易帆. 极区夏季中层顶大气波的共振非线性相互作用. *中国科学, G辑*, 2003, 33(2): 158~167 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
- 7 Wu Y F, Widdel H U. Further study of a saturated gravity wave spectrum in the mesosphere. *J Geophys Res*, 1991, 96: 9263~9272
- 8 Dewan E M, Good R E. Saturation and the “universal” spectrum for vertical profiles of horizontal scalar wind in the atmosphere. *J Geophys Res*, 1986, 91: 2742~2748
- 9 Smith S A, Fritts D C, VanZandt T E. Evidence for a saturated spectrum of atmospheric gravity wave. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 1404~1410 [\[DOI\]](#)
- 10 Weinstock J. Saturated and unsaturated spectra of gravity waves and scale dependent diffusion. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2211~2225 [\[DOI\]](#)
- 11 Hines C O. The saturation of gravity waves in the middle atmosphere (II): Development of doppler-spread theory. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 1360~1379
- 12 Gardner C S. Diffusive filtering theory of gravity wave spectra in the atmosphere. *J Geophys Res*, 1994, 99: 20601~21622 [\[DOI\]](#)
- 13 吴永富, 徐寄遥. 水平速度扰动场在大波数区的各向异性. *中国科学, D辑*, 2002, 32(6): 452~456 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
- 14 Wu Y F, Widdel H U, Offermann D. First observation of mesospheric wind shear as high as $330 \text{ ms}^{-1} \text{ km}^{-1}$. *Ann Geophysicae*, 1995, 13: 954~958 [\[DOI\]](#)
- 15 Greenhow J S, Neufeld E L. Measurements of turbulence in the upper atmosphere. *Proc Phys Soc*, 1959, 74: 1~10
- 16 Bedinger J F, Knafllich H, Manring E, et al. Upper-atmosphere winds and their interpretation (I). *Planet Space Sci*, 1968, 16: 159~193
- 17 Schmidlin F J. First observation of mesopause temperature lower than 100°K . *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 1643~1646
- 18 Fritts D C, Tsuda T, Sato T, et al. Observational evidence of a saturated gravity wave spectrum in the troposphere and lower stratosphere. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1741~1759 [\[DOI\]](#)
- 19 Dewan E M, Grossbard N, Good R E, et al. Power spectral densities of zonal and meridional winds in the stratosphere. *Physica Scripta*, 1988, 37: 154~157
- 20 Tsuda T, Inoue T, Fritts D C, et al. MST radar observations of a saturated gravity wave spectrum. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 2440~2447 [\[DOI\]](#)
- 21 Tsuda T, Murayama Y, Wiryosumarto H, et al. Radiosonde observations of equatorial atmospheric dynamics over Indonesia (2): Characteristics of gravity waves. *J Geophys Res*, 1994, 99: 10507~10516 [\[DOI\]](#)
- 22 Yamanaka M D, Ogino S, Kondo S, et al. Inertio-gravity waves and subtropical multiple tropopauses: Vertical wavenumber spectra of wind and temperature observed by the MU radar, radiosondes and operational rawinsonde network. *J Atmos Solar Terr Phys*, 1996, 58: 785~805 [\[DOI\]](#)
- 23 Wang D Y, Ward W E, Solheim B H, et al. Wavenumber spectra of horizontal wind and temperature measured wind II, Part I: Observational results. *J Atmos Solar Terr Phys*, 2000, 62: 967~979 [\[DOI\]](#)
- 24 Wu Y F, Xu J Y, Widdel H U, et al. Mean characteristics of the spectrum of horizontal velocity in the polar summer mesosphere and lower thermosphere observed by foil chaff. *J Atmos Solar Terr Phys*, 2001, 63: 1831~1839 [\[DOI\]](#)