

## 估算大气重力波参数的垂直扰动廓线获取新方法\*

程胡华<sup>1)</sup> 钟中<sup>1)†</sup> 岑瑾<sup>2)</sup> 邓少格<sup>3)</sup>

1) (解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101)

2) (南京军区空军气象中心, 南京 210018)

3) (68028 部队, 兰州 730058)

(2011 年 11 月 18 日收到; 2012 年 2 月 29 日收到修改稿)

重力波是大气中最基本的动力过程, 估算大气重力波参数是大气动力学理论研究的重要内容之一. 针对常用曲线拟合方法获取大气垂直扰动廓线存在的固有缺陷, 本文提出了估算大气重力波参数时垂直扰动廓线获取新方法. 基于小波变换中的影响锥曲线性质, 以影响锥曲线最大值作为区分背景场和扰动场的临界值, 利用 10 阶 ButterWorth 高通滤波器对小于临界值的信号进行滤波得到扰动场. 对实际大气过程高时空分辨率模拟纬向风和经向风垂直廓线的 Morlet 小波和 Fourier 功率谱分析表明, 本文方法获得的扰动廓线中不再包含强背景场信息, 且不会引入虚假波信号, 克服了常用多阶曲线拟合方法的缺陷, 利用该方法可以估算出合理的大气重力波参数.

**关键词:** 大气重力波参数, 垂直扰动廓线, Morlet 小波变换, Butter Worth 滤波

**PACS:** 92.60.-e

## 1 引言

从微尺度的晴空湍流到天气尺度的高低空急流等多种大气现象都和重力波有紧密的联系, 为了研究大气重力波对大气运动的影响, 需要确定大气重力波参数. 在利用探空资料或数值模拟结果估算大气重力波参数时, 首先需要获取大气物理量的垂直扰动廓线. 曲线拟合方法<sup>[1-5]</sup>和滤波方法<sup>[6-9]</sup>是获取扰动廓线最常用的方法. Wang 等<sup>[1]</sup>和 Zhang 等<sup>[2,3]</sup>利用曲线拟合方法从探空资料中获取大气扰动垂直廓线, 从而分别估算出平流层和对流层的重力波参数, 并研究了重力波参数的变化特征; Ki 等<sup>[5]</sup>在利用曲线拟合方法获取的扰动垂直廓线估算大气重力波参数基础上, 还对重力波特征和重力波源进行详细研究; Tateno 和 Sato<sup>[7]</sup>和 Yamamori 等<sup>[8]</sup>则利用带通滤波方法得到的扰动垂直廓线来估算重力波参数, 并据此研究了重力波源分布. 但已有的研究工作都没有对原物理量的

信号特征进行详细分析, 由此得到的垂直扰动廓线具有随意性和不确定性, 而且有可能会滤掉主波信号, 从而导致估算出不合理的大气重力波参数. 利用 Morlet 小波分析和 Fourier 功率谱分析可以发现, 常用的多阶曲线拟合方法所得到的扰动廓线中基本上都含有很强的背景场信息, 其强度可能比扰动廓线所含的最强波信号强度都要强, 而且还可能引入虚假的波信号, 使所获得的扰动场与原物理量中的真实扰动场特征完全不一致. 因此, 为了能够获取合理的大气重力波参数, 需要设计获取大气物理量扰动垂直廓线的新方法.

小波分析因其高时空分辨能力在信号的异点检测、波形定位和特征频率的提取等方面都有广泛的应用<sup>[10-13]</sup>. 利用小波分析方法判断信号中是否含有周期波时, 除了该周期波信号的小波功率谱要通过严格的显著性检验外, 还要求该周期波信号处于影响锥曲线 COI (cone of influence) 之内, 只要其中一个条件不符合, 就不能认为原信号中含有该周期波<sup>[14-16]</sup>. 本文提出了基于小波变换的影响锥

\* 国家自然科学基金 (批准号: 41130963, 41175090) 资助的课题.

† E-mail: zhong.zhong@yeah.net

曲线性质和 10 阶 Butter Worth 高通滤波器获取大气物理量扰动廓线和背景廓线的新方法. 通过对实际大气过程高时空分辨率数值模拟结果的 Morlet 小波变换和 Fourier 功率谱分析, 并通过对比提取的大气重力波参数, 验证了所提出的获取扰动垂直廓线方法的合理性.

## 2 研究个例和数值模拟简介

本文利用中尺度数值模式 WRF 对 2003 年 7 月 3—8 日东亚副热带急流的一次演变过程的高分辨率模拟结果开展研究. 两重嵌套的模式区域中心分别位于 (118.281°E, 30.095°N) 和 (119.0806°E, 36.3940°N), 第一重区域 (D01) 网格点数为 195 × 152, 水平分辨率为 36 km; 第二重区域 (D02) 网格点数为 385 × 277, 水平分辨率为 12 km, 垂直方向分为不等距的 65 层, 模式顶层气压为 50 hPa. 两重模拟区域的微物理方案分别采用 WSM 5-class 方案<sup>[17]</sup>和 WSM 6-class graupel 方案<sup>[18]</sup>; 积云对流参数化方案分别采用 Kain-Fritsch 方案<sup>[19]</sup>和 Grell 3D 集合方案<sup>[20]</sup>. 两重区域其他物理方案均相同, 分别是 RRTM 长波辐射方案<sup>[21]</sup>、Dudhia 短波辐射方案<sup>[22]</sup>、Monin-Obukhov 近地层方案<sup>[23]</sup>、Noah 陆面过程方案<sup>[24]</sup>和 2.5 level TKE 边界层方案<sup>[25]</sup>. 数值模式由水平分辨率为 1° × 1° 的 NCEP/NCAR 再分析资料驱动, 侧边界 6 h 更新一次, 初始模拟时间

为 02 日 00 时, 终止模拟时间为 08 日 00 时 (世界时, 下同), 模式输出时间间隔 30 min.

图 1 是观测和模拟 2003 年 07 月 03 日 00 时—08 日 00 时, D02 区域内 200 hPa 平均纬向风分布. 可见模式很好地模拟出该时间段内东亚副热带西风急流区平均纬向风分布, 虽然模拟的平均纬向风速大于 45 m·s<sup>-1</sup> 的区域范围比实况偏小, 但从整个急流区域分布和急流轴走向来看, 模拟结果与实况很符合. 图 1(a) 中平均纬向风速最大值位置 (M 点) 纬向风垂直廓线随时间的演变如图 2 所示. 可见, 除了在风速超过 45 m/s 时, 模拟结果与实况相比其高度范围偏小, 强度偏弱外, 急流所在的高度范围都在 9—15 km 之间, 最强急流的高度都位于 12 km 左右, 而且模拟的高空急流强度演变特征与实况也很吻合, 特别是 7 月 3 日 00 时—18 时之间, M 点纬向风减弱达不到急流强度的特征也得到很好的模拟, 且由于模式分辨率较高, 模拟的高空急流演变特征更细致.

本文以 2003 年 07 月 04 日 00 时 D02 区域内任取的 A 点 (132.98°E, 46.66°N)(见图 1(a)) 作为研究对象进行详细分析. 针对该点的纬向风  $U_0$  和经向风  $V_0$  垂直廓线, 利用 RIP4 (Read/Interpolate/Plot version 4) 气象软件将该点的风速插值到 0—20.9 km 范围内, 相邻两层间隔为 0.1 km, 记插值后得到的纬向风和经向风垂直廓线分别为  $U$  和  $V$ .

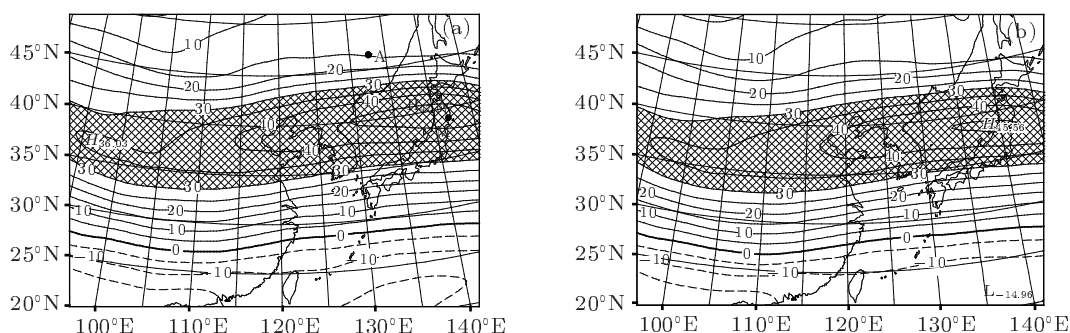


图 1 观测 (a) 和模拟 (b) 的 2003 年 07 月 03 日 00 时—08 日 00 时 200 hPa 平均纬向风分布 (单位: m·s<sup>-1</sup>, 阴影区大于 30 m·s<sup>-1</sup>)

## 3 纬向风 $U$ 垂直廓线及其小波变换

对纬向风  $U$  垂直廓线进行 Morlet 小波变换, 其垂直廓线分布及其小波变换结果如图 3 所示.

图 3(c) 中半椭圆形状的粗实线为影响锥曲线. 从图 3(b) 和图 3(c) 可以看出, 纬向风  $U$  垂直廓线中主要含有波长为 5 km 左右的波信号, 且存在很强的背景场信号. 如果从  $U$  垂直廓线是由背景廓线和

扰动廓线组成的角度来看, 波长为 5 km 左右的波信号即是  $U$  中含有的真实扰动场. 而且从图 3(c) 中可以发现  $U$  垂直廓线中含有的波信号为近似单频波, 且波长为 5 km 左右的波信号基本上整层都存在, 而其他波信号强度比 5 km 波长的波信号强度弱很多, 基本上可以忽略不计.

### 3.1 纬向风扰动廓线的特征分析

在用小波变换方法对某物理量进行分析时, 通常都需要考虑其影响锥曲线<sup>[14-16]</sup>, 因为该曲线将小波变换结果分成影响锥曲线内和影响锥曲线外两部分, 它们各自对应着该物理量所含有的背景场和扰动场特征. 如果某周期波信号通过了 95% 显著性检验, 但却处于影响锥曲线之外, 则该周期波信号不能认为是真实波信号.

本文所提出的获取扰动场和背景场新方法, 将

利用到影响锥曲线的这种性质, 以影响锥曲线最大值作为区分物理量中含有的背景场和扰动场的临界值, 波长 (或周期) 大于或等于影响锥曲线最大值的信号定义其为背景场, 而波长 (或周期) 小于影响锥曲线最大值的信号定义其为扰动场.

从上节对纬向风  $U$  的小波变换结果可以发现, 其影响锥曲线最大值出现在波长  $\lambda_c = 7.5969$  km 处, 根据采用不同阶数的 Butter Worth 高通滤波器进行滤波信号对比分析结果, 选择 10 阶 Butter Worth 高通滤波器将波长  $\lambda \geq 7.5969$  km 的信号滤除从而得到纬向风扰动量  $U'$  (称之为 W-B 方法). 以下对纬向风扰动量  $U'$  进行小波变换和傅利叶功率谱分析, 检验利用 W-B 方法得到的纬向风扰动量  $U'$  中是否含有强背景场信号以及是否会引入虚假波信号.

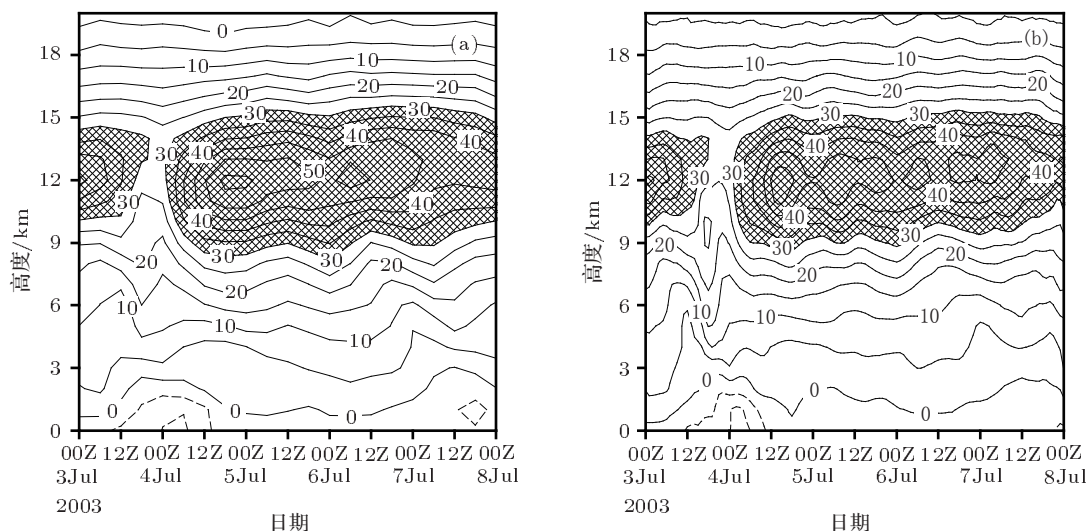


图 2 观测 (a) 和模拟 (b) 的 2003 年 07 月 03 日 00 时—08 日 00 时 M 点纬向风垂直廓线的时间 - 高度剖面 (单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 阴影区大于  $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

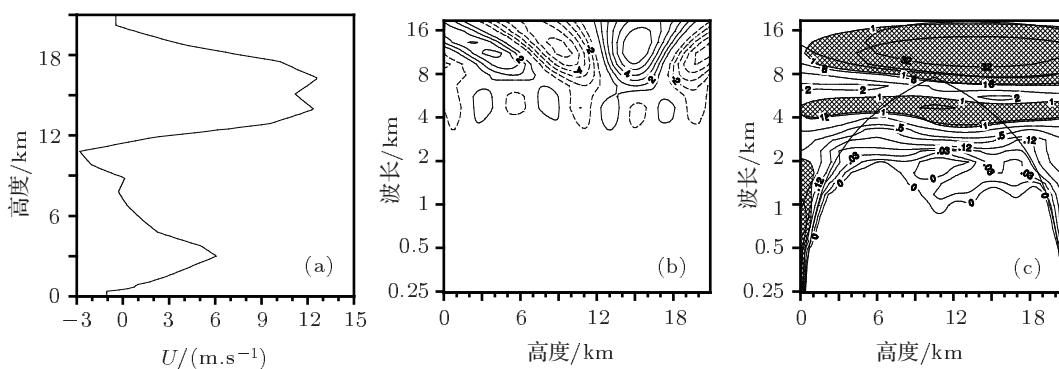


图 3 纬向风  $U$  的垂直廓线 (a), Morlet 小波系数实部 (b) 和 Morlet 小波功率谱 (c) 分布 (阴影区通过了 95% 显著性检验)

图 4 是对  $U'$  进行小波变换的结果. 从图 4(a) 中可以看出,  $U'$  在整层都呈现出波动特征, 其振幅随高度有明显的变化, 在 6—16 km 的高度范围内振幅最大; 从其小波变换得到的 Morlet 小波系数实部分布图 (图 4(b)) 和 Morlet 小波功率谱分布

图 (图 4(c)) 可见,  $U'$  中不含有强背景场信号, 只含有波长为 5 km 左右的主波信号, 且该主波信号整层都存在. 与纬向风  $U$  的小波结果 (图 3(b) 和图 3(c)) 进行比较可以看出, 纬向风扰动量  $U'$  的特征与纬向风  $U$  中含有的真实扰动量特征基本一致.

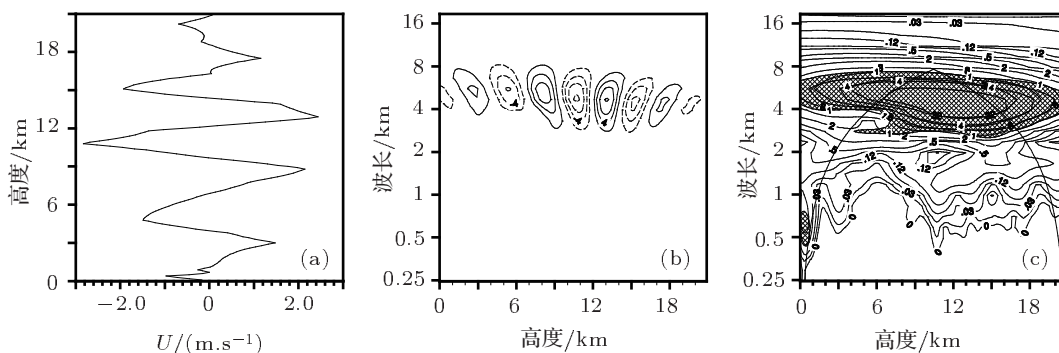


图 4 同图 1, 但为纬向风扰动廓线

由于本文使用的小波变换方法的纵坐标是以 2 为底的对数, 因此当纵坐标值大于 1 时, 在小波系数实部分布图或小波功率谱图中不能精确地表示出具体波长. 为更好地揭示  $U'$  中是否引入了虚假波信号, 对  $U$  和  $U'$  分别进行 Fourier 功率谱分析 (图 5). 从图 5 中可以看出,  $U$  和  $U'$  中都含有主波长为 5 km 左右的波信号. 由于  $U$  小波变换的影响锥曲线最大值位于波长  $\lambda_c = 7.5969$  km 处 (相应的波数  $m_c = 1/\lambda_c = 0.1316$  km<sup>-1</sup>), 在波数  $m \leq m_c$  范围内,  $U'$  的 Fourier 功率谱值非常小, 而从  $m > m_c$  范围内的图像分布特征来看, 其与  $U$  中含有的真实扰动场分布特征基本上是一致的.

其中, (1) 式中的  $U'$  为前面得到的纬向风扰动廓线.

从上面的分析可以看出, 利用 W-B 方法得到的  $U'$  中不含有强背景场信号, 也没有引入虚假的波信号, 其分布特征与  $U$  中含有的真实扰动场分布特征基本上是一致的, 这比利用曲线拟合方法得到的纬向风扰动廓线更合理 (图略).

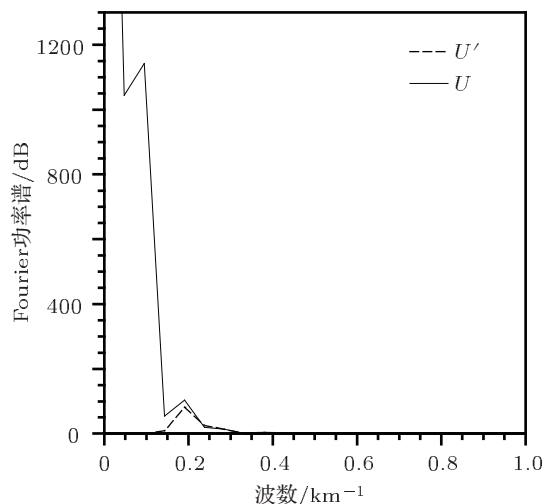


图 5 纬向风  $U$  (实线) 和纬向扰动量  $U'$  (虚线) 的 Fourier 功率谱分布图

为了进一步研究利用 W-B 方法得到  $U'$  的合理性, 下面对相应的纬向风背景廓线进行分析.

图 6 是  $U_b$  的垂直廓线及其 Morlet 小波系数实部和 Morlet 小波功率谱. 可见  $U_b$  的垂直廓线分布 (图 6(a)) 与  $U$  的垂直廓线分布 (图 3(a)) 特征非常一致, 从直观上就很容易判断出其比曲线拟合方法得到的背景场拟合程度高很多 (图略). 而从其 Morlet 小波系数实部分布特征 (图 6(b)) 和 Morlet 小波功率谱分布特征 (图 6(c)) 很容易看出,  $U_b$  中不含有波信号, 只含有强背景场信号. 通过与  $U$  的小波结果 (图 3(b) 和图 3(c)) 进行比较发现,  $U_b$  与

### 3.2 纬向风背景廓线 $U_b$ 的特征

用符号  $U_b$  表示纬向风背景廓线, 则  $U_b$  由下式计算:

$$U_b = U - U', \quad (1)$$



纬向风  $U$  含有的真实背景场分布特征也基本一致。这进一步说明用 W-B 方法所得到的  $U'$  是合理的。

对经向风廓线进行同样的分析同样表明采用 W-B 方法获取的扰动廓线中既不含有背景场信号, 同时也不会引入虚假波信号 (略)。

表 1 给出了利用三阶曲线拟合方法和 W-B 方法对模拟的各时段高空急流区任意选择的 400 个纬向风垂直廓线的计算结果, 其中  $R$  表示扰动风廓线中背景场信号与波信号最大 Morlet 小波功率谱值之比。由表 1 可见, 利用三阶曲线拟合方法得

到的扰动廓线中含有的背景场信号比用 W-B 方法得到的要强很多, 其中, 有 316 个 (占 79%) 扰动廓线中含有的背景场信号比其含有的扰动场信号要强, 而用 W-B 方法得到的扰动场不存在该种情况。三阶曲线拟合方法得到的扰动场中,  $R > 0.4680$  共有 384 个, 占总数的 96%, 且没有 1 个廓线的  $R$  值小于 0.1。而用 W-B 方法没有 1 个廓线的  $R$  值大于 0.4680, 且  $R < 0.1$  的廓线有 354 个 (占 88.5%), 因此, 用 W-B 方法得到的扰动廓线比用三阶曲线拟合方法更合理。

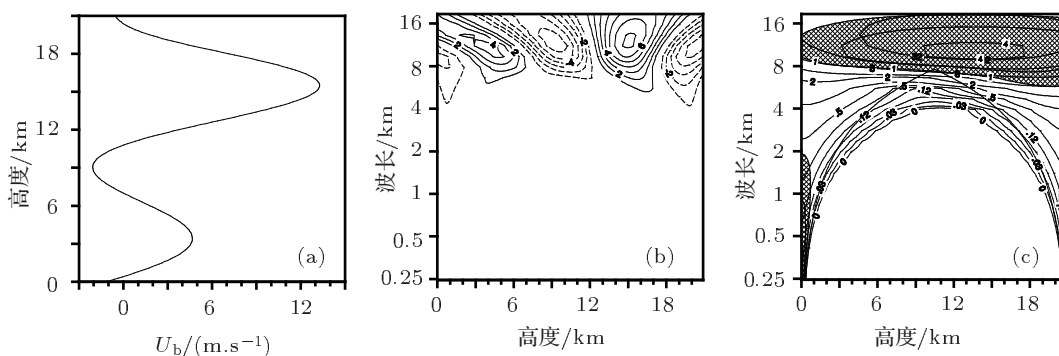


图 6 同图 1, 但为纬向风背景廓线  $U_b$

表 1 三阶曲线拟合方法和 W-B 方法获取 400 个纬向风垂直扰动廓线计算结果统计表

三阶曲线拟合方法		W-B 方法	
$R$	廓线数	$R$	廓线数
$R < 0.1$	0(0.00%)	$R < 0.1$	354(88.5%)
$0.1 \leq R \leq 0.2$	1(0.25%)	$0.1 \leq R \leq 0.2$	33(8.25%)
$0.2 < R \leq 0.4680$	15(3.75%)	$0.2 < R \leq 0.4680$	13(3.25%)
$0.4680 < R < 1$	68(17.0%)	$0.4680 < R < 1$	0(0.00%)
$1 \leq R$	316(79.0%)	$1 \leq R$	0(0.00%)

#### 4 估算大气重力波参数举例

本节通过一个理想化的例子, 进一步说明采用 W-B 方法获取扰动垂直廓线估算大气重力波参数的合理性。在模拟区域内各时段分别任意选择 400 对经向风和纬向风垂直廓线, 以它们的三阶曲线拟合结果分别作为纬向风  $U_N$  和经向风  $V_N$  中含有的真实背景场, 分别记为  $\bar{U}_N$  和  $\bar{V}_N$ , 其中  $N = 1, 2, 3, \dots, 400$ 。

假定所有的  $U_N$  和  $V_N$  垂直廓线中含有的真实扰动量  $U'_T(z)$  和  $V'_T(z)$  所包含的真实波信号波长都为 5 km, 振幅都分别为 1 km 和 1.2 km。则  $U'_T(z)$  和  $V'_T(z)$  的表达式可写成如下形式:

$$U'_T(z) = \sin\left(\frac{2\pi}{5} \cdot z\right), \quad (2)$$

$$V'_T(z) = 1.2 \cos\left(\frac{2\pi}{5} \cdot z\right), \quad (3)$$

因此, 纬向风  $U_N$  和经向风  $V_N$  可表示为

$$\begin{cases} U_N = \bar{U}_N + U'_T(z), \\ V_N = \bar{V}_N + V'_T(z), \end{cases} \quad N = 1, 2, 3, \dots, 400, \quad (4)$$

利用 W-B 方法得到纬向风  $U_N$  和经向风  $V_N$  中含有的扰动场, 记作  $U'_N$  和  $V'_N$ .

(2) 式和 (3) 式是单频波. 由于单频波的扰动风矢廓线的端点连线为一个偏振椭圆 [26], 在此可以利用 Stokes 参数方法和矢端曲线分析方法来估算重力波参数 [27,28]. 根据线性重力波理论, 重力波水平传播方向  $\phi$  与扰动风矢端曲线围成椭圆的长轴方向一致 [29], 重力波固有频率  $\sigma$  与地转参数  $f$  的比值  $|\sigma/f|$  与所围成椭圆的轴比值相等 [28,30]. 因此, 通过 (2) 式和 (3) 式可知:

$$\left| \frac{\sigma}{f} \right| = \frac{\text{长轴长度}}{\text{短轴长度}} = \frac{1.2}{1} = 1.2, \quad (5)$$

$$\phi = \text{长轴方向} = \frac{\pi}{2} = 1.5708^\circ, \quad (6)$$

由于重力波传播方向  $\phi$  有  $180^\circ$  不确定性, 这需要联合利用温度扰动垂直廓线来确定, 由于这不是本文的研究内容, 故不在此进行分析.

利用 Stokes 参数方法 [27,28,31], 获取 400 对  $U'_N$  和  $V'_N$  垂直廓线所对应的大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值. 利用相对误差描述所得结果与真实值之间的差异:

$$|\sigma/f| \text{ 相对误差: } |\sigma/f|_{\text{RE}} = \frac{|\sigma/f - 1.2|}{1.2},$$

$$\phi \text{ 相对误差: } \phi_{\text{RE}} = \frac{|\phi - 1.5708^\circ|}{1.5708^\circ}.$$

利用 W-B 方法得到的 400 对  $U'_N$  和  $V'_N$  垂直廓线来提取大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值, 表 2 给出了它们与真实值 (见 (5) 和 (6) 式) 之间的相对误差. 从表 2 中可以看出, 有 328 个廓线的大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  相对误差不超过 5%, 占总数的 82.0%, 相对误差不超过 10% 的廓线数

有 391 个, 占总数的 97.75%; 有 177 个廓线的大气重力波传播方向  $\phi$  相对误差不超过 5%, 相对误差不超过 10% 的廓线数有 300 条, 占总数的 75.0%. 从 400 组大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值的分布特征可以看出, 除了个别结果偏差稍大外, 大部分都与 (5) 和 (6) 式结果很吻合, 这个计算结果说明利用 W-B 方法获得的垂直扰动廓线能够得到合理的大气重力波参数, 同时也说明了所得到的 400 对纬向风扰动量  $U'_N$  和经向风扰动量  $V'_N$  都与 (2) 和 (3) 式是很接近的.

如果考虑到 Butter Worth 滤波器对边界处理存在误差, 不考虑上下边界, 只取大气 3—15 km 高度层, 则用它们估算的大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值更接近于 (5) 和 (6) 式的结果 (略).

通过本文前面的分析可知, 利用 W-B 方法获取的背景场中是不含有波信号的. 为了进一步说明利用 W-B 方法获取的垂直扰动廓线在提取大气重力波参数方面的优越性, 用 W-B 方法获取所选择的 400 对经向风和纬向风垂直廓线的背景场廓线, 并分别与 (2) 和 (3) 式相加得到风廓线, 再利用三阶曲线拟合方法得到相应的扰动量 (分别记为  $U_N^{3'}$  和  $V_N^{3'}$ ), 利用 Stokes 参数方法 [27,28,31] 获取 400 对  $U_N^{3'}$  和  $V_N^{3'}$  垂直廓线所对应的大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值, 表 3 给出了它们与真实值 (见 (5) 和 (6) 式) 之间的相对误差, 从中可以看出, 只有 6 个廓线的频率参数  $|\sigma/f|$  相对误差不超过 5%, 仅占总数的 1.5% 左右, 相对误差不超过 10% 的也只有 10 条, 占总数的 2.5%, 而相对误差超过 100% 的有 310 条, 占总数的 77.5%; 有 10 个廓线的传播方向  $\phi$  相对误差不超过 5%, 占总数的 2.5%, 相对误差不超过 10% 的有 18 个, 占总数的 4.5%, 而相对误差超过 100% 的有 144 条, 占总数的 36%.

表 2 W-B 方法获取垂直扰动廓线提取的 400 对大气重力波频率参数  $|\sigma/f|$  和传播方向  $\phi$  值统计表

$ \sigma/f $		$ \phi $	
相对误差 (RE)	廓线数 (百分比)	相对误差 (RE)	廓线数 (百分比)
RE $\leq$ 5%	328 (82.00%)	RE $\leq$ 5%	177 (44.25%)
5% < RE $\leq$ 10%	63 (15.75%)	5% < RE $\leq$ 10%	123 (30.75%)
10% < RE $\leq$ 50%	9 (2.25%)	10% < RE $\leq$ 50%	99 (24.74%)
50% < RE < 100%	0 (0%)	50% < RE < 100%	1 (0.25%)
RE $\geq$ 100%	0 (0%)	RE $\geq$ 100%	0 (0%)

表3 三阶曲线拟合方法获取垂直扰动廓线提取的400对大气重力波频率参数 $|\sigma/f|$ 和传播方向 $|\phi|$ 值统计表

$ \sigma/f $		$ \phi $	
相对误差 (RE)	廓线数 (百分比)	相对误差 (RE)	廓线数 (百分比)
$RE \leq 5\%$	6(1.50%)	$RE \leq 5\%$	10(2.50%)
$5\% < RE \leq 10\%$	4(1.00%)	$5\% < RE \leq 10\%$	8(2.00%)
$10\% < RE \leq 50\%$	39(9.75%)	$10\% < RE \leq 50\%$	106(26.50%)
$50\% < RE < 100\%$	41(10.25%)	$50\% < RE < 100\%$	132(33.00%)
$RE \geq 100\%$	310(77.50%)	$RE \geq 100\%$	144(36.00%)

虽然三阶曲线拟合方法和 W-B 方法构造的垂直风廓线中含有的背景场不一样,但它们都含有相同的扰动场信号,通过对表 2 和表 3 的结果进行比较可以看出,利用 W-B 方法得到的扰动廓线提取的大气重力波频率参数 $|\sigma/f|$ 和传播方向 $\phi$ 值更加合理,即 W-B 方法比曲线拟合方法更能够得到合理的扰动廓线,这是因为利用曲线拟合得到的扰动廓线中含有强背景场信号并有可能引入虚假波信号.

从理想化例子中可以看出,利用曲线拟合得到垂直扰动场提取的大气重力波参数与实际情况相差较大,而利用 W-B 方法则基本与实际情况一致.由于理想化例子中,在已知大气重力波参数情况下,对不同方法获取的垂直扰动量来提取大气重力波参数并与其比较,很容易判断出扰动量对最终提取的大气重力波参数有重大影响,这对于后面改进提取大气重力波参数方法是非常有意义的.由于实际大气的复杂性,而利用理想个例可以很容易反映出扰动场的选取对估算大气重力波参数的影响,这是实际大气没有的优势.获取扰动场方法的本身性质与所分析的数据无关,因此在实际大气中可以考虑用 W-B 方法代替曲线拟合方法来得到合理的扰动场,从而估算出更加合理的大气重力波参数.

## 5 结论

本文通过对 2003 年 7 月一次东亚副热带高空急流演变过程数值模拟结果提供的风廓线资料进行分析,提出了估算大气重力波参数时垂直扰动廓线获取的一种新方法,即利用小波变换方法中的影响锥曲线性质,以影响锥曲线最大值作为区分背景场与扰动场的临界值,将不小于该临界值的信号定

义为背景场,小于该临界值的信号定义为扰动场,再利用 10 阶 Butter Worth 高通滤波器将临界值及其以上的信号滤除,从而得到扰动场.对模拟结果中高空急流区任意位置纬向风和经向风垂直廓线的 Morlet 小波和 Fourier 功率谱分析表明,所设计的方法获取扰动廓线中不再包含强背景场信号,且不会引入虚假波信号,对任选的 400 个风廓线的计算结果统计也表明所设计的扰动廓线获取方法优于常用的多阶曲线拟合方法.通过对一个理想化个例的计算结果同样表明,利用 W-B 方法能够得到合理的大气物理量扰动廓线,用所得到的扰动廓线提取大气重力波频率参数 $|\sigma/f|$ 和传播方向 $\phi$ 值并与其真实值进行比较发现,两者与真实值都很接近,而三阶曲线拟合方法获取背景廓线后,扰动廓线中不可避免地含有背景场信号,且引入了虚假信号,导致提取出不合理的大气重力波参数.

由于大气重力波与多种大气过程有非常紧密的联系,从微尺度到天气尺度动力现象,例如晴空扰动、对流、斜压波及高低空急流演变等等,而重力波对大气活动的影响与波的性质是紧密相关的,因此获取准确的大气重力波参数,对于准确刻画大气重力波对大气运动的影响非常有意义.通过理想化例子可以看出,估算大气重力波参数方法对物理量扰动垂直廓线非常敏感,因此,为了获取准确的大气重力波参数,可以考虑采用本文所提出的获取扰动场方法取代常用的多阶曲线拟合方法.

本文使用的程序改编自 Torrence C. 和 Campo G. 的小波程序 (<http://paos.colorado.edu/research/wavelets>). 澳大利亚 Adelaide 大学 Vincent R. 教授提供了估算重力波参数的相关分析程序.感谢两位审稿专家和编辑部提出的宝贵意见和建议!

- [1] Wang L, Grellier M A, Alexander M J 2005 *J. Atmos. Sci.* **62** 125
- [2] Zhang S D, Yi F, Huang C M, Chen Z Y 2008 *Ann. Geophys.* **26** 2005
- [3] Zhang S D, Yi F, Huang C M, Zhou Q 2010 *Ann. Geophys.* **28** 1065
- [4] Dutta G, Ajay Kumar M C, Vinay K P, Ratnam M V, Chandrashekar M, Shibagaki Y, Salauddin M, Basha H A 2009 *J. Geophys. Res.* **114** D18
- [5] Ki M O, Chun H Y 2010 *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* **46** 261
- [6] Wang L, Fritts D C, Williams B P, Goldberg R A, Schmidlin F J, Blum U 2006 *Ann. Geophys.* **24** 1209
- [7] Tateno S, Sato K 2008 *J. Meteor. Soc. Japan* **85** 719
- [8] Yamamori M, Sato K 2006 *J. Geophys. Res.* **111** D16110
- [9] Yoshiki M, Kizu N, Sato K 2004 *J. Geophys. Res.* **109** D23104
- [10] Deng Y, Shi W K, Liu Q 2002 *Acta Phys. Sin.* **51** 759 (in Chinese) [邓勇, 施文康, 刘琪 2002 物理学报 **51** 759]
- [11] Deng Y Q, Cao S Y, Yu J, Xu T, Wang Q Y, Zhang Z G 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 7017 (in Chinese) [邓玉强, 曹士英, 于靖, 徐涛, 王清月, 张志刚 2008 物理学报 **57** 7017]
- [12] Ren L, Chen X G, Liu C T 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 2035 (in Chinese) [任磊, 陈祥光, 刘春涛 2009 物理学报 **58** 2035]
- [13] Zhao W S, He Y G 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 843 (in Chinese) [赵文山, 何怡刚 2009 物理学报 **58** 843]
- [14] Torrence C, Compo G P 1998 *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79** 61
- [15] Jevrejeva S, Moore J C, Grinsted A 2003 *J. Geophys. Res.* **108** 4677
- [16] Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S 2004 *Nonlinear Processes in Geophysics* **11** 561
- [17] Hong S Y, Dudhia J, Chen S H 2004 *Mon. Wea. Rev.* **132** 103
- [18] Hong S Y, Lim J O J 2006 *J. Korean Meteor. Soc.* **42** 129
- [19] Kain J S 2004 *J. Appl. Meteor.* **43** 170
- [20] Grell G A, Devenyi D 2002 *Geophys. Res. Lett.* **29** 1693
- [21] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, Iacono M J, Clough S A 1997 *J. Geophys. Res.* **102** 16663
- [22] Dudhia J 1989 *J. Atmos. Sci.* **46** 3077
- [23] Beljaars A C M 1994 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **121** 255
- [24] Chen F, Dudhia J 2001 *Mon. Wea. Rev.* **129** 569
- [25] Janjic Z I 2002 *NCEP Office Note.* **437** 61
- [26] Hines C O 1989 *J. Atmos. Sci.* **46** 476
- [27] Eckermann S D, Hocking W K 1989 *J. Geophys. Res.* **94** 6333
- [28] Eckermann S D, Vincent R A 1989 *Pure Appl. Geophys.* **130** 509
- [29] Gossard E E, Hooke W H 1975 *Waves in the Atmosphere* (New York: Elsevier Science) p456
- [30] Vincent R A, Fritts D C 1987 *J. Atmos. Sci.* **44** 748
- [31] Eckermann S D 1996 *J. Geophys. Res.* **101** 19169



# A new method of obtaining perturbation vertical profiles in estimating the atmosphere gravity wave parameters\*

Cheng Hu-Hua<sup>1)</sup> Zhong Zhong<sup>1)†</sup> Cen Jin<sup>2)</sup> Deng Shao-Ge<sup>3)</sup>

1) (*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China*)

2) (*Meteorological and Oceanography Center of Nanjing Military Region Air Force, Nanjing 210018, China*)

3) (*Unit No. 68028 of PLA, Lanzhou 730058, China*)

(Received 18 November 2011; revised manuscript received 29 February 2012)

## Abstract

The gravity wave is the fundamental dynamic process in the atmosphere, and one of the important theoretical studies of atmosphere dynamics is to estimate the gravity wave parameters. Due to the inherent deficiency of the curve fitting method for the vertical perturbation profile (VPP), a new method is proposed in obtaining the profile for estimating the reasonable gravity wave parameters. Based on the features of cone of influence in wavelet transformation and its maximum value, which is considered as the critical value for background profile and perturbation profile, the VPP is obtained with a 10<sup>th</sup>-order Butter Worth highpass filter for the signal with the magnitude less than the critical value. With the Morlet wavelet and Fourier power spectrum analyses for the numerically simulated zonal wind and meridional wind, it is found that there are neither distinct background signals nor false signal including in the VPPs, which overcomes the deficiency of curve fitting method. Therefore, the proposed method is excellent compared with the widely used curve fitting method in obtaining the VPPs, and the reasonable atmosphere gravity wave parameters could be estimated with the new method.

**Keywords:** atmosphere gravity wave parameters, vertical perturbation profiles, morlet wavelet transform, Butter Worth filter

**PACS:** 92.60.-e

---

\* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41130963, 41175090).

† E-mail: zhong\_zhong@yeah.net