

王瑞春, 龚建东, 张林, 等. 2015. 热带风压场平衡特征及其对 GRAPES 系统中同化预报的影响研究 I: 平衡特征分析 [J]. 大气科学, 39 (5): 953–966.
Wang Ruichun, Gong Jiandong, Zhang Lin, et al. 2015. Tropical balance characteristics between mass and wind fields and their impact on analyses and forecasts of GRAPES system. Part I: Balance characteristics [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (5): 953–966. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14233.

热带风压场平衡特征及其对 GRAPES 系统中同化预报的影响研究 I: 平衡特征分析

王瑞春^{1,2} 龚建东² 张林² 陆慧娟²

¹ 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

² 中国气象局数值预报中心, 北京 100081

摘 要 本文基于 GRAPES 全球模式的短期预报误差样本, 利用赤道波动正规模态研究了热带风、压场平衡特征, 并根据这些特征分析了线性平衡方程 (LBE) 在该区域应用时存在的问题。结果表明: (1) 赤道波动能成功解释热带短期预报误差样本的大部分分量, 对流层中层为 60%~80%, 对流层顶和平流层低层为 80%以上。(2) 在可解释的误差方差中, 赤道罗斯贝波 (ER) 占比仅为 30%~55%, 其他赤道波动的作用不可忽视。(3) 在 ER 模态基础上引入其他赤道波动会大幅削弱原有风、压场平衡约束, 重力惯性波与 Kelvin 波的作用最为显著。此时, 对流层中层位势高度 h 与 u 风、 v 风间的约束接近于零, 而平流层低层 $h-u$ 的平衡特征由 Kelvin 波主导。(4) LBE 主要表达了 ER 模态下的风、压场平衡特征, 与实际情形相比高估了热带风、压场的耦合程度, 进一步的改进中需削弱这一虚假平衡, 使得热带风、压场分析变得更加独立。

关键词 变分资料同化 赤道波动 平衡约束 线性平衡方程 GRAPES

文章编号 1006-9895(2015)05-0953-14

中图分类号 P456

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14233

Tropical Balance Characteristics between Mass and Wind Fields and Their Impact on Analyses and Forecasts in GRAPES System Part I: Balance Characteristics

WANG Ruichun^{1,2}, GONG Jiandong², ZHANG Lin², and LU Huijuan²

¹ School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Numerical Weather Prediction Center of China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract Using equatorial wave modes and short-range forecast error samples of the global GRAPES (global/regional assimilation and prediction system) model, this study investigated the balance characteristics of mass and wind fields in the tropics and analyzed the problem of imposition of the Linear Balance Equation (LBE) in the tropics based on such characteristics. The results show the following: (1) Equatorial wave modes can explain a substantial fraction of the tropical forecast error variance, which ranges from 60%–80% in the mid-troposphere to more than 80% in the tropopause and lower stratosphere. (2) Only 30%–55% of the explained variance can be represented by the Equatorial Rossby wave

收稿日期 2014-07-29; 网络预出版日期 2014-12-31

资助项目 公益性行业科研专项 GYHY201106008, 中国气象局数值预报 (GRAPES) 发展专项, 江苏省普通高校研究生科研创新计划项目 CXZZ13_0497

作者简介 王瑞春, 男, 1987 年出生, 博士研究生, 主要从事大气资料同化研究。E-mail: wrnusit@126.com

通讯作者 龚建东, E-mail: gongjd@cma.gov.cn

(ER) modes, suggesting that contributions of other equatorial waves should not be ignored. (3) Based on the ER modes, introducing other equatorial waves, especially inertial-gravity and Kelvin wave modes, greatly reduces the coupling between the mass and wind. In this situation, the correlation between geopotential height and wind is close to zero in the mid-troposphere, and the correlation between geopotential height and zonal wind in the lower stratosphere is dominated by Kelvin wave modes. (4) The coupling between mass and wind was overestimated when using LBE in the tropics, because LBE mainly expresses the balance characteristics of the ER modes. Therefore, when LBE is used as the balance constraint, extra steps should be taken to reduce the fallacious correlation and allow for a decoupling of mass and wind in the tropics.

Keywords Variational data assimilation, Equatorial waves, Balance constraint, Linear balance equation, GRAPES

1 引言

上世纪 90 年代以来,随着卫星资料的大量应用,全球资料同化系统中质量观测(温度、气压等)的空白区已经很少,但风场观测仍较稀疏(Thepaut and Andersson, 2010)。为帮助风场分析从质量观测中获取有效信息,保证分析场间的平衡,同化框架设计的一个重要课题是构造合理、高效的风、压场平衡约束(下文简称“平衡约束”)(Daley, 1991)。

中、高纬大气受准地转理论支配,同化分析中可以将重力波当做高频噪音滤除,只需考虑罗斯贝波模态下的平衡特征(Daley, 1991; Holton, 1992; 付顺旗等, 2001; Kalnay, 2003)。因而,线性平衡方程(Linear Balance Equation, 简称 LBE)或 Rossby-Hough 展开可用于构造该区域的平衡约束,提高同化预报效果(Parrish and Derber, 1992; Courtier et al., 1998)。上述两种准地转约束描述的风、压场配置一致(Daley, 1983),但 LBE 的实现较为容易,应用也更为广泛(Gauthier et al., 1999; Lorenc et al., 2000)。

热带地区的情形则要复杂得多:一方面,重力惯性波对热带大尺度缓变运动十分重要,不能简单滤除(Browning et al., 2000);另一方面,热带地区还包括中、高纬所没有的罗斯贝-重力混合波和 Kelvin 波,它们对大气运动的影响也很显著(Matsuno, 1966; Gill, 1982; 杨燕和朱抱真, 1997; Wheeler and Kiladis, 1999; Yang et al., 2003)。在如此复杂的波动特征下,建立合理的平衡约束自然要困难得多。不仅如此,当前主流的变分同化在该区域内还容易受虚假平衡问题影响。具体的,由于分析是全局进行,基于中、高纬构建的准地转平衡约束会被施加到热带地区,从而由质量观测强迫出虚假的平衡风场,严重影响同化预报效果(Daley, 1996; Andersson et al., 1998)。然而,与中、高纬

相比,热带地区的同化预报对平衡约束的需求更为迫切:一方面,由于下垫面人类活动很少,热带地区的观测更加依赖卫星,风场直接观测十分稀少(Thepaut and Andersson, 2010);另一方面,根据地转适应理论,热带地区的大气运动状态主要由风场决定(Holton, 1992)。

我国自主研发的 GRAPES (global/regional assimilation and prediction system) 全球变分资料同化系统(以下简称 GRAPES-VAR)也采用 LBE 作为平衡约束,并在中、高纬地区取得了较好的同化预报效果(庄世宇等, 2005; 薛纪善等, 2008)。然而,随着 GRAPES 系统的不断发展,热带地区的虚假平衡问题正逐步成为影响整个系统性能进一步提升的重要瓶颈之一,亟待做针对性改进。本研究就围绕该问题展开,作为研究的第 I 部分,本文的主要目标是科学诊断和分析热带地区的风、压场平衡特征,并找出减小虚假平衡问题的改进方向。

在变分同化系统中,平衡约束主要以分析变量的预报(背景)误差协相关的形式出现(Bannister, 2008),因而其特征分析工作可以从这方面入手。Phillips (1986) 提出可以利用大气运动方程的正规模态构造预报误差协相关矩阵,在假设模态间预报误差不相关的基础上考察不同模态下的平衡特征,但其仅分析了中、高纬的情形。利用该方法, Parrish (1988) 基于全球 Hough 模态研究得到,热带地区的平衡特征与中、高纬有很大差异,特别是引入 Kelvin 波以后。Daley (1993) 基于赤道波动模态研究得到, Kelvin 波的引入会大幅减小赤道罗斯贝波模态下位势高度 h 与 u (纬向) 风之间的协相关。上述研究中均采用了白噪音假设,也即假设预报误差的能量在所考虑的不同模态下是等权重的,与实际情形不符。Cohn and Parrish (1991) 建议采用色噪音假设,给予大尺度波动更多能量,但其研究仅限于中、高纬。Žagar et al. (2004) 采用人为色噪

音假设着重研究了热带单点风场与周围 h 之间的协相关, 结果表明引入罗斯贝—重力混合波会减小 v (经向) 风与 h 之间的协相关。Žagar et al. (2005) 则进一步将欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 的短期预报误差样本投影到不同赤道波动模式上去, 得到样本实际包含的不同赤道波动比例, 并进而证明了该系统中赤道罗斯贝波模式并不占主导地位, 其他赤道波动对平衡特征影响显著。

与热带风、压场平衡特征的重要性相比, 针对性的研究仍相对较少, 并且大部分研究均采用了白噪音或人为色噪音假设, 与实际情形相比存在一定差距。本文基于 GRAPES 全球同化预报系统研究热带风、压场平衡特征, 主要关注三个问题。首先, 热带地区 GRAPES 短期预报误差中不同赤道波动的比例如何? 对于该问题, 目前我们尚缺乏相应认识, 本文第 2 节将给出这部分研究结果。其次, 依据基于 GRAPES 诊断出的波动比例, 热带地区的平衡特征如何? 考虑到我们的目标是解决 GRAPES-VAR 在同化卫星质量观测时的虚假平衡问题, 与 Žagar et al. (2004) 不同, 本文重点分析单点质量场与周围风场的协相关问题, 这部分内容将在第 3 节给出。第三, 目前 GRAPES-VAR 使用的 LBE 与赤道波动模式的对应关系如何, 进一步改进方向是什么? Daley (1996) 利用奇异向量方法证明了 LBE 在热带地区不适用, 而本文第 4 节将 LBE 与赤道波动的研究联系起来, 进一步分析其不适用的深层次原因, 并给出进一步改进方向。回答好上述三个问题, 将为本研究第 II 部分对 GRAPES-VAR 的改进指明方向, 并且也可以为我国区域以及台风同化预报系统处理热带平衡约束问题提供科学参考。第 5 节将给出文章的主要结论, 并做进一步讨论。

2 GRAPES 短期预报误差中的赤道波动

2.1 短期预报误差样本

由于大气真值无法得知, 模式的预报误差无法直接得到, 需要从其他信息中分离或者选用替代样本 (Fisher, 2003)。前者主要是指利用新息向量法从观测增量中获取预报误差信息, 该方法依赖于较好的观测系统, 难以全球应用 (Hollingsworth and Lonnberg, 1986; 龚建东等, 2006)。而替代样本的获取方法主要包括 NMC 方法 (Parrish and Derber, 1992; Chen et al., 2013) 与集合方法 (Fisher, 2003;

Buehner, 2005)。由于 GRAPES 全球预报系统目前尚缺乏成熟的集合预报, 本研究采用 NMC 方法获取所需的预报误差样本, 也即采用模式预报到同一时刻, 不同预报时效的预报场的差值来近似预报误差。为避免日变化的影响, 本研究选用的两个预报时效分别为 48 h 和 24 h。

在具体样本计算中, 本文用到的模式系统为 GRAPES_GFS_1-1-3-1, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直层数为 36。采用上述全球模式在每日 1200 (UTC) 起报 48 小时, 共获得 31 个预报误差样本, 具体时段为 2010 年 5 月 1 日到 31 日。由于样本间赤道波动的比例较为稳定 (见下文), 因而采用 31 个样本做定性分析是足够的。进一步的, 由于赤道波动模式在等压面上表达更为简便, 因而这里的样本是由模式面插值到标准等压面 (1000 hPa 到 10 hPa, 共计 17 层) 的结果。

2.2 赤道波动分解方案

赤道波动分解的基本思路是将误差样本投影到相互正交的赤道波动正规模式上去, 以得到不同波动所占比例。因而, 首先给出不同赤道波动模式的数学表达。根据 Matsuno (1966) 和 Gill (1982) 等提出和发展的理论, 赤道 β 平面上的无粘、均质、不可压缩的浅水波方程在相对静止状态线性化后, 其特征解就是被拦截在热带的赤道波动模式, 它们的水平结构可以表示为

$$\{\hat{u}(x, y), \hat{v}(x, y), \hat{h}(x, y)\} = \{\hat{u}(y), \hat{v}(y), \hat{h}(y)\} \exp\{i(kx - \omega t)\}, \quad (1)$$

式中, u 、 v 、 h 分别表示纬向风、经向风和位势高度, $i = \sqrt{-1}$, ω 为波动频率。波动在 x 方向的结构采用三角函数系构造, 这里采用复指数表示, 波数为 k , 相应的行星波数 (一个纬圈上包含的完整波动个数) $m = ak$, a 为地球半径。 y 方向的波动结构 $\hat{u}(y)$ 、 $\hat{v}(y)$ 、 $\hat{h}(y)$ 将在下文给出。

除 Kelvin 波以外, 赤道波动的频散关系为

$$\frac{\omega^2}{c^2} - k^2 - \frac{\beta k}{\omega} = (2n+1)\frac{\beta}{c}, \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (2)$$

式中, $c = \sqrt{gH}$ 是等效高度为 H 的浅水模型对应的重力波波速, g 是重力加速度; $\beta = 2\Omega/a$ 是赤道 β 平面近似的常数, Ω 为地球自转角速度; n 是 y 方向波数, 其余变量意义同前。给定波数 k , 当 $n \geq 1$ 时, 对应三个波动解: 一个西传的赤道罗斯贝波 (Equatorial Rossby wave, 记为 ER), 以及向东和

向西传播的重力惯性波 (Eastward/Westward Inertia Gravity wave, 分别记为 EIG 和 WIG); 当 $n=0$ 时, 有两个满足拦截条件的解: 向东和向西传播的罗斯贝—重力混合波 (Eastward/Westward Mixed Rossby-Gravity wave, 分别记为 EMRG 和 WMRG)。而 Kelvin 波的频散关系为

$$\omega = kc. \quad (3)$$

注意到, 如果令 $n=-1$, 那么式 (3) 也将满足式 (2), 因而 Kelvin 波也被记为 $n=-1$ 的波。表 1 给出了上述波动与 n 的对应关系。

表 1 热带地区包含的赤道波动模式

Table 1 Types of Equatorial wave modes in the tropics

y 方向波数 n	东传波动	西传波动
-1	Kelvin 波	/
0	EMRG	WMRG
≥ 1	EIG	ER、WIG

给定波数 k 和 n , 依据频散关系求得 ω 之后, 对于 $n \geq 0$ 的波动, 其 y 方向结构可以表示成如下形式 (令 $D_{-1}=0$):

$$\begin{cases} \hat{v}(y) = D_n(y/a_e), \\ \hat{u}(y) = i\sqrt{\frac{\beta c}{2}} \left[\frac{1}{\omega - kc} D_{n+1}(y/a_e) + \frac{n}{\omega + kc} D_{n-1}(y/a_e) \right], \\ \hat{h}(y) = i\frac{c}{g} \sqrt{\frac{\beta c}{2}} \left[\frac{1}{\omega - kc} D_{n+1}(y/a_e) - \frac{n}{\omega + kc} D_{n-1}(y/a_e) \right], \end{cases} \quad (4)$$

式中, $a_e = \sqrt{c/2\beta}$, 为赤道形变尺度 (Gill, 1982), 而 D_n 是抛物柱函数, 其定义 (Whittaker and Watson, 2009) 为

$$D_n(z) = 2^{-n/2} e^{-z^2/4} H_n\left(\frac{z}{\sqrt{2}}\right), \quad (5)$$

式中, H_n 是 n 阶的埃尔米特多项式 (数学手册编写组, 1979), 这里 n 表示 D_n 值在 $(-\infty, \infty)$ 上零点的个数, 通常记为 y 方向波数。对于 Kelvin 波而言, 其 $\hat{v}(y) \equiv 0$, 而 $\hat{u}(y)$ 与 $\hat{h}(y)$ 同样可用式 (4) 表达 (令 $n=-1$, $D_{-2}=0$)。

将式 (1) 和式 (4) 结合到一起就得到了不同赤道波动的水平模态。根据三角函数系以及埃尔米特多项式的正交特征, 可以证明得到不同类型以及不同波数的赤道波动间相互正交。因而, 热带地区的预报误差样本可以基于赤道波动的水平模态做正交展开 (Daley, 1993; Žagar et al., 2005):

$$\begin{bmatrix} u(x, y, t) \\ v(x, y, t) \\ h(x, y, t) \end{bmatrix} = \sum_{m=-N_m}^{N_m} \sum_{n=0}^{N_n} \sum_{l=1}^3 \alpha_\tau(t) \begin{bmatrix} \hat{u}_\tau(x, y) \\ \hat{v}_\tau(x, y) \\ \hat{h}_\tau(x, y) \end{bmatrix}, \quad (6)$$

式中, $\alpha_\tau(t)$ 是 t 时刻第 τ 个赤道波动模态的复展开系数, 标识符 τ 包含三个分量 (m, n, l) , m 、 n 意义同前, 其截断波数分别为 N_m 和 N_n (具体数值在下文给出), 而 l 用来标识不同的波动类型。需要注意的是, 为记号方便, 式 (6) 中将 Kelvin 波也计入了 $n=0$ 中, 这样使得 l 维持在 1~3 之间变化, 但实际计算时仍用原来的表达式。此外, 式 (6) 的展开中不包含 $m=0$ 的波动 (纬圈平均值)。

进一步地, 为方便计算, 事先对式 (6) 中的赤道波动模态做如下正规化处理:

$$\sum_x \sum_y [\hat{u}_\tau(x, y) \hat{u}_\tau^*(x, y) + \hat{v}_\tau(x, y) \hat{v}_\tau^*(x, y) + gH^{-1} \hat{h}_\tau(x, y) \hat{h}_\tau^*(x, y)] = \delta_\tau^r, \quad (7)$$

上式中, δ 为克罗内克函数, 上标 “*” 表示复共轭。有了式 (7) 以后, 结合式 (6), 可以得到展开系数 $\alpha_\tau(t)$ 的表达式:

$$\alpha_\tau(t) = \sum_x \sum_y [u(x, y, t) \hat{u}_\tau^*(x, y) + v(x, y, t) \hat{v}_\tau^*(x, y) + gH^{-1} h(x, y, t) \hat{h}_\tau^*(x, y)]. \quad (8)$$

根据式 (1) 给出的波动结构, 式 (8) 的计算可以分为两步: 首先在纬圈上做傅里叶变换, 之后再将变换得到的系数投影到 y 方向的结构上去。我们以 u 为例, 对于行星波数为 m 的波动成分, 其在纬圈 (等分为 N 份) 上的离散傅里叶变换 (沈桐立等, 2003) 为

$$F_u^m(y, t) = \frac{1}{N} \sum_x u(x, y, t) e^{-imx/a}. \quad (9)$$

对 v 、 h 做类似处理后代入式 (8) 有

$$\alpha_\tau(t) = N \sum_y [F_u^m(y, t) \hat{u}_\tau^*(y) + F_v^m(y, t) \hat{v}_\tau^*(y) + gH^{-1} F_h^m(y, t) \hat{h}_\tau^*(y)]. \quad (10)$$

2.3 参数选取

前面已经给出了赤道波动分解的主要公式和计算步骤, 不过计算之前还需要确定一些参数的值。首先是热带地区范围, 这里选用常用的划分方案, 取南北纬 20.5° 范围内的样本作为热带地区的代表。其次是等效高度 H , 它的值决定了赤道形变尺度 a_e 的大小。Wheeler and Kiladis (1999) 通过对 OLR (outgoing longwave radiation) 资料的分析认

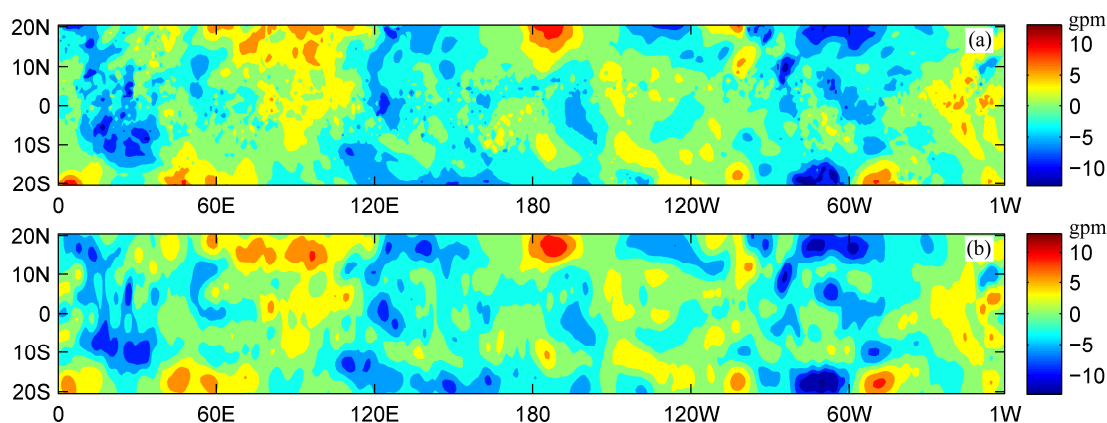


图 1 热带 500 hPa 上位势高度预报误差的 (a) 样本值与 (b) 重构值示例 (单位: gpm)

Fig. 1 An example of the forecast error (a) sample and (b) inverse for geopotential height at 500 hPa in the tropics (units: gpm)

为 H 值取在 12~25 m 之间比较合理, 本文通过敏感性试验发现 H 在这个范围内取不同值对波动分解的结果影响很小, 因而本文参照 Žagar et al. (2005) 的研究将 H 值取为 23 m, 此时浅水模型中的重力波波速 c 为 15 m s^{-1} , 赤道形变尺度 a_e 约为 5° 。

进一步, 对于式 (6) 中 m 的截断波数 N_m , 为避免谱变换中的混淆误差, 纬圈格点数应不少于 $3N_m + 1$ (沈桐立等, 2003), 而本文所用样本在一个纬圈上有 360 个点, 因而 N_m 取为 119。对于 n 的截断波数 N_n , 由于式 (6) 分解得到的波动能量主要集中在 n 较小的大尺度模态中, 本文将 N_n 的值取为 10。

2.4 不同赤道波动的比例

在分析不同波动的比例之前, 先检验上述分解方案对 GRAPES 短期预报误差样本的解释程度。对此, 我们首先通过个例直观给出赤道波动分解方案的性能, 之后再给出所有样本的统计分析结果。图 1 给出了位势高度 h 的样本值与利用式 (6) 的重构值的对比示例, 这组例子是 2010 年 5 月 1 日 12 时 500 hPa 上的情况, 其余情形与之类似。从图中可以看出重构得到的 h 与原有样本在数值和分布结构上均比较相似, 式 (6) 中包含的赤道波动抓住了原有样本的主要特征, 只是由于波数截断丢失了部分细节信息。

为进一步定量的考察分解方案能在多大程度上解释 GRAPES 预报误差样本, 引入变量的方差解释率, 也即样本时间序列的方差能被赤道波动解释的比率。以 u 为例, 每个格点上的方差解释率为

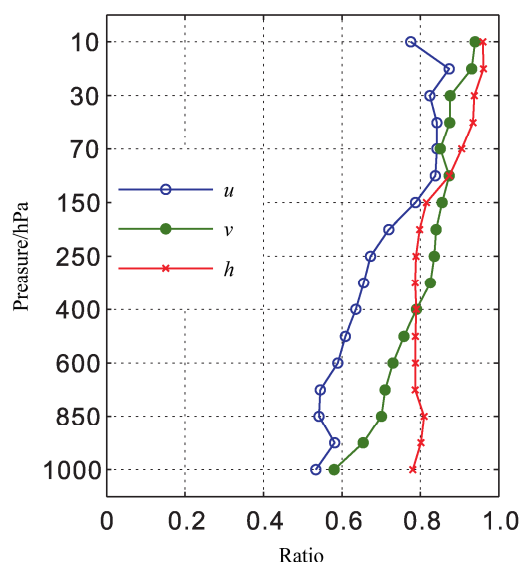


图 2 变量 u 、 v 、 h 的预报误差方差能被赤道波动解释的比率 (水平平均值)

Fig. 2 The explained variance ratios (area mean) by equatorial wave modes for geopotential height and wind field forecast errors

$$ro = 1 - \frac{\text{Var}(u - \tilde{u})}{\text{Var}(u)}, \quad (11)$$

式中, u 为样本原有值, $\tilde{u}$ 为重构值, Var 为计算时间序列方差的算子。图 2 给出了水平平均的 u 、 v 、 h 三个变量的方差解释率随垂直层次的变化。从整体上看, 本文的分解方案能解释 GRAPES 短期预报误差样本的大部分方差。除近地面的几层以外, 大部分层次上风、压场的解释率都能达到 60% 以上, 对流层中层为 60%~80%, 而对流层顶和平流层低层达到了 80% 以上。而从不同变量上看, h 的解释率最高, v 次之, u 最低。Žagar et al. (2005) 研究

表明, 式 (6) 给出的赤道波动水平正交分解和重构的公式在数学上虽然是完备的, 但由于做了谱截断, 其对南北向梯度较小、相对赤道对称的变量场有更好的刻画能力。而对于这两个条件, h 的预报误差样本满足较好, 风场较差, 且 u 风更为明显。这一方面与热带地区风场直接观测很少, 预报不确定性较大有关 (Kistler et al., 2001); 另一方面也与季节转换造成的赤道东风带的南北移动有关。下面的分析将基于能被赤道波动解释的预报误差, 或者说误差样本的波动分量展开。

对于可被赤道波动模态解释的短期预报误差, 我们进一步分析不同波动模态在其中占有的比例。以 ER 为例, 其占比 (方差贡献率) 的计算公式 (黄嘉佑, 2010) 为

$$ro_{ER} = \frac{\sum_{\tau \in ER} \alpha_{\tau}^* \alpha_{\tau}}{\sum_{\tau} \alpha_{\tau}^* \alpha_{\tau}}. \quad (12)$$

由于每个样本均有一组对应的 $\alpha_{\tau}(t)$, 上述计算是逐个样本进行的。图 3a 给出了 250 hPa 上的情形, 可以发现方差贡献率在样本间变化较小, 其他层次上情形类似。因而下面主要针对其经样本平均后的垂直分布 (图 3b) 进行分析。

根据图 3b, 在可解释的预报误差中, 占比最大的赤道波动为 ER。而 ER 比例最大的地方出现在 700~200 hPa 之间, 也即对流层中层, 具体数值在 50%~55% 之间。而在该层次向上到达对流层顶与平流层低层, 以及向下到达地面, ER 的比例均迅速减小, 最低值出现在 70 hPa 附近, 其所占比例已

低至 30%。两个方向传播的 IG 的比例接近, 两者相加共占短期预报误差可解释部分的 30%~40% 之间。与中、高纬重力波能量远小于罗斯贝波不同, 这里 IG 的比例虽然仍小于 ER, 但两者比例已经可比。

在对流层顶至平流层低层, 与 ER 比例减小相对应的是 Kelvin 波的方差贡献率迅速增加, 这与真实大气中低频 Kelvin 波在该区域十分活跃的特征相吻合。大气中的 Kelvin 波首次被发现就位于平流层低层, 而近年来从各种观测数据中识别出的低频 Kelvin 波也主要位于对流层顶与平流层低层 (Wallace and Kousky, 1968; Wheeler and Kiladis, 1999; Randel and Wu, 2005; Ern et al., 2009)。在对流层中层, Kelvin 波所占比例在 5% 左右, 而对流层低层, 随着 ER 的减小, Kelvin 波所占比例又有进一步的增加。两个方向传播的 MRG 在短期预报误差可解释部分中所占比例较小, 总计约 10% 左右。虽然对流层中层上 Kelvin 波和 MRG 占比较小, 但它们对风、压场的平衡特征仍有着十分重要的影响, 这将在第 3 节给出。

上述 GRAPES 短期预报误差总的可解释比 (图 2) 以及不同波动所占比例 (图 3) 与针对 ECMWF 短期预报误差的研究结果相当 (Žagar et al., 2005), 说明随着数值预报技术的不断发展, 系统间的差异也不断缩小。唯一差异较大之处是在 IG 的比例上, ECMWF 结果中 IG 总的占比在对流层为 40%, 到平流低层增长到了 50% 左右 (相应 ER 比例进一步减小); 而本文分析得到的结果整体略小, 且在平

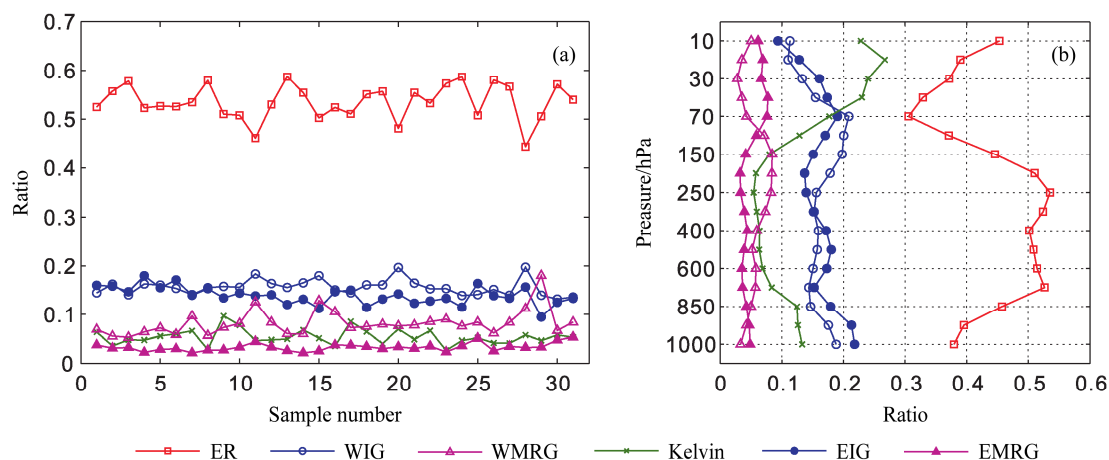


图 3 在总的可解释方差中, 不同赤道波动模态的方差贡献率: (a) 250 hPa 上随样本序列的演变; (b) 样本平均值的垂直分布

Fig. 3 The variance contribution of different equatorial wave modes to the total explained variance: (a) Time series of the contribution at 250 hPa; (b) vertical distribution (sample means)

流层低层更为明显。这一方面可能源于预报误差样本获取方案的不同 (ECMWF 结果源于集合方法得到的样本), 另一方面可能与两个系统对重力惯性波描述能力的差异有关。大量观测事实表明, 重力惯性波主要是由对流层发展旺盛的深对流系统强迫生成, 并进一步向上传播到达平流层 (Wheeler and Kiladis, 1999; Baldwin et al., 2001; Yang et al., 2003)。与 ECMWF 相比, GRAPES 在热带积云对流的模拟和预报方面还存在一定差距。此外, GRAPES 与 ECMWF 采用的垂直离散方案分别为 Charney-Phillips 方案与 Lorenz 方案 (Simmons and Burridge, 1981; 陈德辉等, 2008), 这两个方案在重力波的频散特性上也有不同 (Thuburn et al., 2002)。

根据上面的分析, ER 模态在热带地区所有赤道波动中并不占绝对优势, 其最大比例小于 55%, 且在对流层顶以及平流层低层等区域所占比例更小。因而, 研究热带风、压场平衡特征时必须考虑其他赤道波动的作用, 这将在下一节中给出。

3 风、压场平衡特征

3.1 误差协相关的计算

在变分资料同化系统中, 平衡约束主要以不同变量预报误差协相关的形式引入到系统中去, 因而可以通过分析协相关的水平结构认识热带地区风、压场的平衡特征。本小节我们以单点位势高度 h 与周围 u 风的误差协相关为例给出主要计算公式。

首先, 采用 (x, y) 标记变量水平位置, 那么 $h(x, y)$ 与周围的 $u(x', y')$ 的误差协方差可按如下公式计算得到:

$$C_{hu}(x, y, x', y') = \langle h(x, y)u(x', y') \rangle, \quad (13)$$

式中, $\langle \rangle$ 表示期望。Phillips (1986) 假设不同正规模态的预报误差间不相关, 也即当 $\tau_1 \neq \tau_2$ 时有

$$\langle \alpha_{\tau_1} \alpha_{\tau_2} \rangle = \langle \alpha_{\tau_1} \alpha_{\tau_2}^* \rangle = \langle \alpha_{\tau_1}^* \alpha_{\tau_2} \rangle = \langle \alpha_{\tau_1}^* \alpha_{\tau_2}^* \rangle = 0. \quad (14)$$

在该假设的基础上, 利用波动分解公式 (6), 式 (13) 的协方差计算可以表示为

$$C_{hu}(x, y, x', y') = \sum_{\tau} \left\{ \langle \alpha_{\tau} \alpha_{\tau}^* \rangle \hat{h}_{\tau} \hat{u}_{\tau}^* + \langle \alpha_{\tau}^* \alpha_{\tau} \rangle \hat{h}_{\tau}^* \hat{u}_{\tau} + \langle \alpha_{\tau} \alpha_{\tau} \rangle \hat{h}_{\tau} \hat{u}_{\tau} + \langle \alpha_{\tau}^* \alpha_{\tau}^* \rangle \hat{h}_{\tau}^* \hat{u}_{\tau}^* \right\}, \quad (15)$$

上式右侧省略了水平位置的标记。在预报误差样本满足遍历性条件的情况下, 式 (15) 右侧花括号中的三、四两项等于零 (Phillips, 1986)。仅用本文

的 31 个样本的计算结果表明, 第三、四两项要比前两项小一个量级。因此, 计算 $h-u$ 协方差的公式最终可以写为

$$C_{hu}(x, y, x', y') = \sum_{\tau} \left\{ \langle \alpha_{\tau} \alpha_{\tau}^* \rangle \left[\hat{h}_{\tau}(x, y) \hat{u}_{\tau}^*(x', y') + \hat{h}_{\tau}^*(x, y) \hat{u}_{\tau}(x', y') \right] \right\}. \quad (16)$$

如果如 Phillips (1986)、Daley (1993) 等人采用的白噪音假设, 那么式 (16) 中 $\langle \alpha_{\tau} \alpha_{\tau}^* \rangle \equiv 1$, 而本文直接采用第 2 节统计得到的不同赤道波动的贡献率参与计算。

其次, 对于方差而言, 可以采用与式 (16) 类似的公式计算, 以 h 为例:

$$\text{Var}_h(x, y) = \sum_{\tau} \left\{ \langle \alpha_{\tau} \alpha_{\tau}^* \rangle \left[2 \hat{h}_{\tau}(x, y) \hat{h}_{\tau}^*(x, y) \right] \right\}. \quad (17)$$

最后, 我们就可以得到 $h(x, y)$ 与周围的 $u(x', y')$ 的误差协相关:

$$r_{hu}(x, y, x', y') =$$

$$C_{hu}(x, y, x', y') / [\text{Var}_h(x, y) \text{Var}_u(x', y')]^{1/2}. \quad (18)$$

3.2 水平结构分析

目前热带地区的大气探测主要依赖卫星, 且主要得到的是质量场信息, 因而该区域平衡约束的任务是将质量场的观测信息传递给周围风场。因此, 这里主要分析赤道上单点 h 与周围 u 、 v 风场的协相关结构。

首先分析 r_{hu} 的结构, 这里任意选取 180° 作为单点 h 的经度, 其他位置结果一样。图 4a、b、c 分别给出利用 500 hPa 的分解系数 α_{τ} , 单纯考虑 ER、WIG、EIG 情形下的 r_{hu} , 而图 4d 是同时考虑这三种模态下的情形。对于单纯 ER 模态而言, 单点 h 与周围 u 风沿着赤道有很强的负相关, 而在远离赤道地区有较弱的正相关, 这与 $n=1$ 的 ER 模态的风、压场配置相吻合 (不同模态的风、压场配置可参见 Matsuno, 1966)。WIG 和 EIG 模态下的 r_{hu} 在 h 点附近符号相反, 合成时协方差具有相互抵消的作用。前文图 3b 中, 500 hPa 上 WIG 和 EIG 的比例相近, 且两者累计贡献率可达 33.8%。因而在 ER 模态基础上引入这两个模态后, 式 (18) 在 h 点附近, 分子的值 (协方差) 变化较小, 但分母的值 (方差) 大大增加, 因而图 4d 中 r_{hu} 的数值被大幅减小了。此外, 还应注意到的是, 重力惯性波模态的引入也使得 r_{hu} 在东西方向的尺度明显减小。

根据风、压场配置, 单纯 Kelvin 波模态下的 h

与 u 为正相关, 与 ER 模态在赤道附近的情形刚好相反, 图 5a 给出在 500 hPa ER 模态基础上引入 Kelvin 波模态的情形。虽然 Kelvin 波在该层次上的比例仅为 6.3%, 远小于 ER, 但由于 Kelvin 波中 h 与 u 的位相相同, 且同时在赤道上达到最大, 使得其对合成后的相关起到了主导作用。两个方向传播的 MRG 对 r_{hu} 影响较小。图 5b 给出了 500 hPa 上考虑所有赤道波动情形下 r_{hu} 的结构, 对比图 4a 单纯 ER 模态下的情形, 图 5b 中的数值已减小到已到几乎可以忽略的程度。

上述 r_{hu} 的结构均是基于 500 hPa 上的 α_r 给出的, 该层次刚好位于 ER 模态比例较大的对流层中层。而 70 hPa 上 ER 模态的比例大幅减小, 只占 30.6%, 但 Kelvin 波模态的比例明显增加, 达到了 17.7%, Kelvin 波对 r_{hu} 的主导作用将表现的更为明显。图 6 就给出了依据 70 hPa 上的所有赤道波动模态的 α_r 计算得到的 r_{hu} 。可以看到, 在该层次上的 r_{hu} 的结构已与单纯 Kelvin 波下的情形相近, 而与单纯 ER 模态下的情形相比 (与图 4a 类似), 协相关的绝对值和尺度还是大幅减小的。图 6 这种由 Kelvin

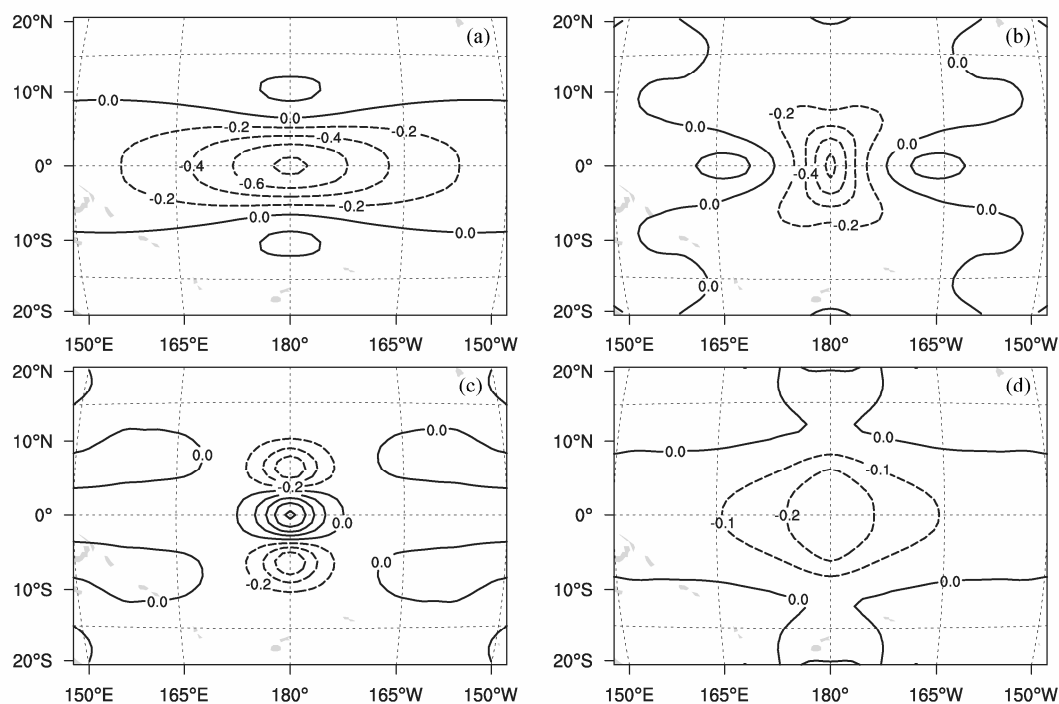


图 4 500 hPa 上单点 (0° , 180°) 位势高度 h 与周围 u 风的协相关: (a)、(b)、(c) 是分别仅考虑 ER、WIG、EIG 模态下的情形 (等值线间隔 0.2); (d) 是同时引入上述三种模态下的情形 (等值线间隔 0.1)

Fig. 4 Correlation of zonal wind u at any point with geopotential height h at (0° , 180°) at 500 hPa with : (a) Equatorial Rossby wave (ER) modes; (b) Westward Inertia Gravity wave (WIG) modes; (c) Eastward Inertia Gravity wave (EIG) modes; (d) all of the above modes included. Contour intervals are 0.2 in (a-c) and 0.1 in (d)

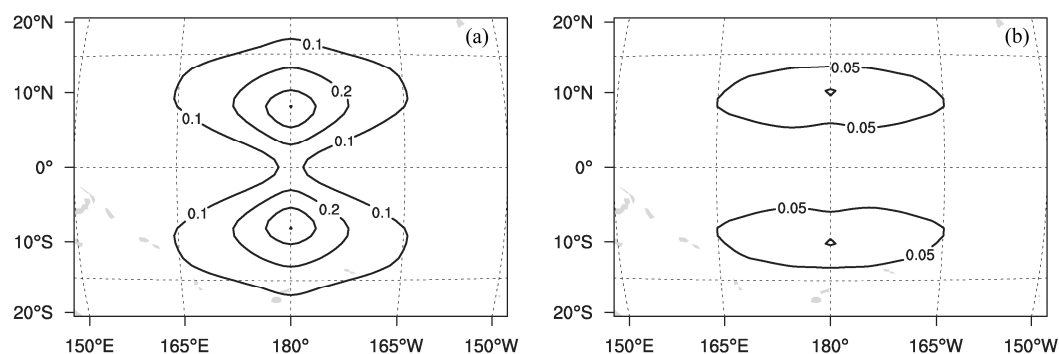


图 5 同图 4, 但 (a) 考虑 ER 和 Kelvin 波模态下的情形 (等值线间隔 0.1), (b) 同时考虑所有赤道波动模态时的情形 (等值线间隔 0.05)

Fig. 5 As Fig. 4, but for (a) ER and Kelvin wave modes included and (b) all equatorial wave modes included. Contour intervals are 0.1 in (a) and 0.05 in (b)

波主导的 h 与 u 的协相关结构与 ECMWF 当前业务同化系统的高层情形相一致[(Žagar et al., 2004)的 Fig. 7)]。

下面进一步分析单点 h 与周围 v 风的协相关 r_{hv} , 仍先考虑 500 hPa 上的情形。图 7a 给出了单纯考虑 ER 模态时的 r_{hv} , 这同样与 $n=1$ 的 ER 模态的风、压场配置相一致。将其与图 4a 的 r_{hu} 结合到一起考虑, 在给定正的 h 情形下, 两个半球上会出现一组对称的反气旋性环流。图 7b 给出的是在 ER 模态基础上引入 WMRG 后, r_{hv} 的情形。由于赤道附近 WMRG 模态中 h 与 v 的配置刚好与 $n=1$ 的 ER

模态相反, 因而图 7b 的协相关要小于图 7a。在图 7b 的基础上进一步增加 EMRG, 对结果影响很小。而对于 Kelvin 波模态而言, 虽然 $v \equiv 0$, 但也会通过增加 h 方差的形式部分减小 r_{hv} (图未给出)。

对 ER 模态下 r_{hv} 影响最大的是两个方向传播的重力惯性波 (图 7c), 这两个模态的引入使得协相关值与原有结果相比几乎小了一个量级, 它们作用的机制与对 r_{hu} 的作用类似, 引入两者后协方差相互抵消, 但方差值大大增加, 从而使得协相关大为减小。此外, 赤道附近 WIG 与 EIG 模态中 v 风的强度要明显强于 ER 模态, 这也使得它们对 r_{hv} 的削弱更为明显。图 7d 给出了考虑 500 hPa 上所有波动模态后的 r_{hv} 结构, 与单纯考虑 ER 模态下的情形相比减小了一个量级, 如此小的相关在业务应用中已可忽略。而在 ER 比例更小的 70 hPa 上, r_{hv} 的最大值已小于 0.01, 这里就不再给出。

综上所述: 首先, 与单纯 ER 模态相比, 考虑所有模态之后热带风、压场的平衡约束要显著减小, 风、压场分析在该区域内要变得更加独立; 第二, 两个方向传播的 IG 对风、压场平衡的影响很大, 可大幅度减小 ER 模态下, h 与风场, 特别是与 v 风之间的协相关; 第三, Kelvin 波对热带地区

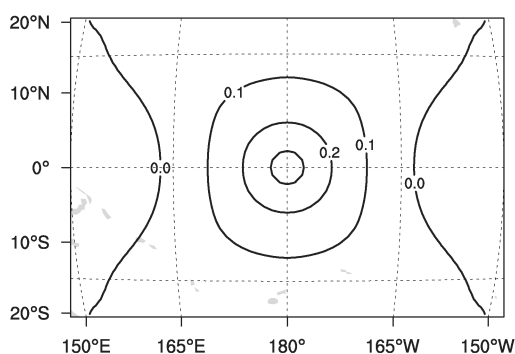


图 6 同图 5b, 但为 70 hPa 的情形 (等值线间隔 0.1)

Fig. 6 As Fig. 5b, but at 70 hPa, contour interval is 0.1

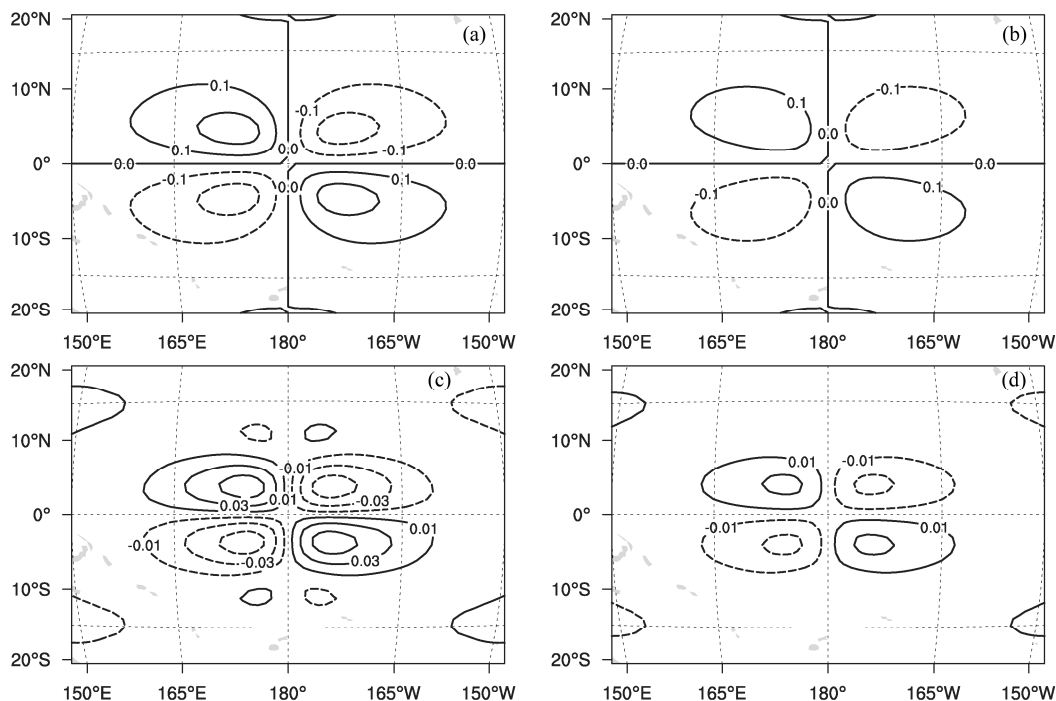


图 7 500 hPa 上单点 $(0^\circ, 180^\circ)$ 位势高度 h 与周围 v 风的协相关: (a) ER 模态; (b) ER 和 WMRG 模态; (c) ER 和 WIG、EIG 模态; (d) 所有赤道波动模态时的情形。(a)、(b) 等值线间隔为 0.1; (c)、(d) 为 0.02

Fig. 7 Correlation of meridional wind v at any point with geopotential height h at $(0^\circ, 180^\circ)$ at 500 hPa with: (a) ER mode; (b) ER and WMRG modes; (c) ER, EIG, and WIG modes; (d) all equatorial wave modes included. Contour intervals are 0.1 in (a, b) and 0.02 in (c, d)

的 h 与 u 的协相关结构起主导作用,尤其是在平流层低层地区;第四,WMRG 对于削弱 ER 模态下 h 与 v 的协相关也有一定作用。下一节中,我们将根据上述结论为 GRAPES-VAR 热带地区现有平衡约束的改进找出具体方向。

4 LBE 与赤道波动

4.1 LBE 的适用性

GRAPES-VAR 以及其他一些业务同化系统常用的平衡约束 LBE 是由散度方程经尺度分析略去二阶小项,并忽略非线性项得到 (Holton, 1992):

$$\nabla^2 (gh_b) = \nabla \cdot (f \nabla \psi), \quad (19)$$

式中, ψ 是表征旋转风场的流函数, h_b 是与之平衡的位势高度。LBE 考虑了科氏参数 f 随纬度的变化,保留了 β 效应项,是地转关系在球面上的自然延拓 (Daley, 1996)。

LBE 在中、高纬的稳健作用已在许多业务系统中得以确认 (Parrish and Derber, 1992, Lorenc et al., 2000; 薛纪善等, 2008), 但 Daley (1996) 在奇异向量空间证明了 LBE 在热带地区是不适用的。本文这里利用 2.1 节给出的 GRAPES 短期预报误差样本从格点空间进一步验证 LBE 在不同纬度的适用性。基本思路是利用样本 ψ 的值根据 (19) 式计算出 h_b 的值,进而计算 h_b 和样本 h 之间的相关系数 (记为 r)。由于式 (19) 的计算为线性的,当 r 较高时说明 LBE 适用性较好,相反地,如果 r 较低则说明 LBE 的适用性较差。

图 8 给出了根据预报误差样本计算得到的 r 值的纬圈平均分布。 r 的值在两个半球中、高纬地区均较大,在对流层中层可达 0.8 以上,说明 LBE 在这些区域能较好的成立。而从中、高纬向热带移动过程中, r 的值不断减小,赤道附近的部分层次上甚至出现了负值。也即在赤道附近,由 LBE 计算得到的 h_b 与误差样本中的 h 之间几乎没有任何正相关,甚至计算出了符号相反的值。这说明在热带地区直接使用 LBE 构建风、压场平衡约束是不合适的,会从质量观测强迫出的不合理的虚假平衡风场。上述 LBE 在中、高纬和热带地区适用性的差异与 Barker et al. (2004) 针对非线性平衡方程的研究结果相似,其检验结果 [Barker et al. (2004) 的 (Fig. 4)] 与本文图 8 十分相似。

4.2 LBE 与 ER 模态的对应关系

为研究 LBE 在热带不适用的原因,这里分析其

与赤道波动间的对应关系。从直观上看, LBE 在热带地区由单点质量观测强迫出的风、压场配置 (图 9) 与 $n=1$ 的 ER 模态的风、压场配置有着较高的相似性,并且 h_b 与 u, v 风场的协相关特征也与图 4a、图 7a 给出的结果相一致。从理论上分析, ER 模态基本满足准地转关系 (Matsuno, 1966), 这也与 LBE 相近。而本文则在这些直观或者定性分析的基础上,利用 2.1 给出的 GRAPES 短期预报误差样本进一步从统计意义上探究两者的对应关系。

我们首先计算 ER 模态下的 h 和 h_b 样本,其基

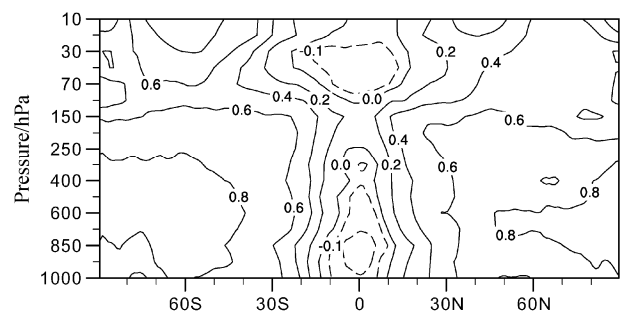


图 8 h 和 h_b (根据式 (19) 计算得到) 间相关系数的纬圈平均分布。等值线间隔: 0.2 ($r > 0$), 0.1 ($r < 0$)

Fig. 8 Zonally averaged correlation coefficients between h and balanced geopotential height h_b [derived from Equation (19)]

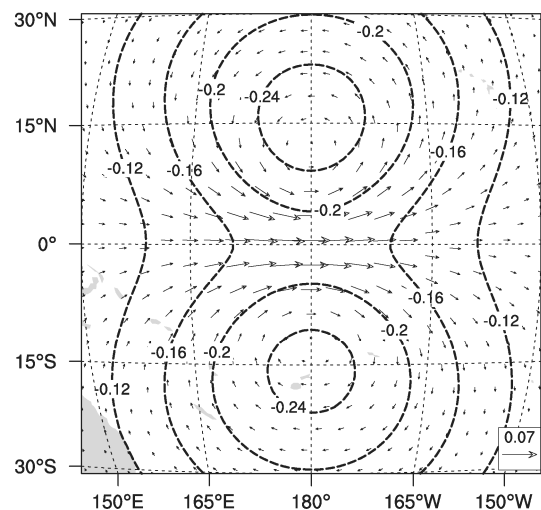


图 9 采用 LBE 作为风、压场平衡约束情形下,理想气压观测 (低于背景场 1 hPa) 位于模式面 13 层 (约为 532 hPa), ($0^\circ, 180^\circ$) 时强迫出的同一层上的 h_b (等值线, 单位: gpm) 和水平风场 (矢量, 单位: m s^{-1}) 的分析增量

Fig. 9 h_b (contours, units: gpm) and horizontal wind (vectors, units: m s^{-1}) analysis increments at model level 13 (approximated 532 hPa) generated by a simulated pressure observation (1 hPa lower than the background) at the same level at ($0^\circ, 180^\circ$) when LBE is adopted as the balance constraint between wind and pressure fields.

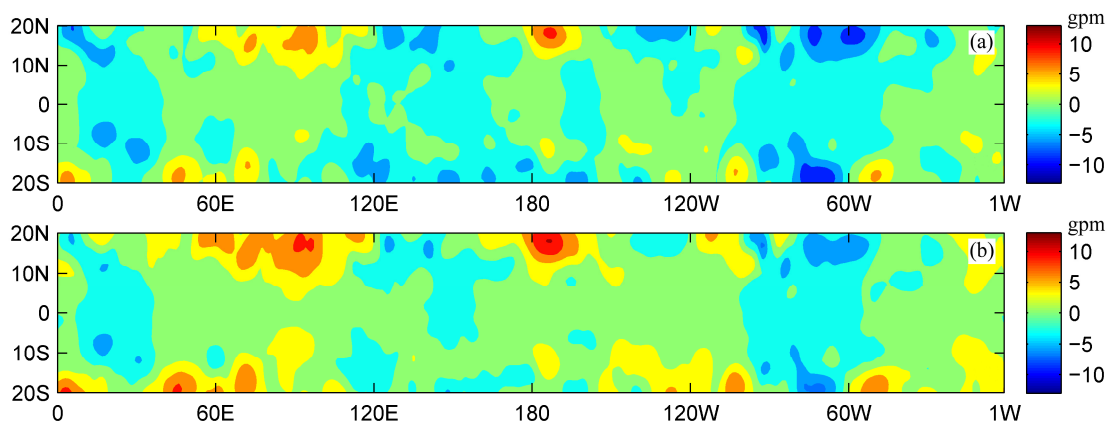


图 10 热带 500 hPa 上罗斯贝波模式下的 (a) h_{ER} 和 (b) $(h_b)_{ER}$ (根据式 (19) 计算得到) 的示例 (单位: gpm)

Fig. 10 An example of (a) h_{ER} and (b) $(h_b)_{ER}$ [derived from Equation (19)] (units: gpm) at 500 hPa in the tropics, the subscript “ER” means the component of ER modes

本步骤为: (a) 将第 2 节获取的分解系数 α_τ ($\tau \in ER$) 代入式 (6) 中计算得到 ER 模式下的 $[u, v, h]_{ER}$; (b) 利用 $[u, v]_{ER}$ 计算得到 ψ_{ER} , 注意这里 ER 模式的样本只分布在热带地区, 为减少计算误差, 我们采用了朱宗申等 (2009) 设计的有限区域中计算流函数的高精度方案; (c) 最后利用式 (19), 由 ψ_{ER} 计算得到 $(h_b)_{ER}$ 。

图 10a、b 分别给出了 500 hPa 上 h_{ER} 和 $(h_b)_{ER}$ 分布的示例, 对应样本时间仍为 2010 年 5 月 1 日 12 时, 其他时刻和层次上的情形与之类似。首先, 对比图 10a 与图 1, 由于 ER 模式只占该层次上可解释方差的 50% 左右, 因而与图 1b 相比丢失了原有图 1a 中的更多信息。但对比图 10 中的 h_{ER} 和 $(h_b)_{ER}$ 可以发现, 两者在极值中心的分布、正负值的转换上具有较好的对应关系, 表明 LBE 反映了 ER 模式下旋转风和质量场间的主要联系。仅在具体数值上, $(h_b)_{ER}$ 略大于 h_{ER} , 这可能与 ER 模式的风场具有一定的超地转特征有关 (Matsuno, 1966)。

与 4.1 节一样, 进一步计算 h_{ER} 和 $(h_b)_{ER}$ 之间的相关系数。图 11 中的实线给出了上述相关系数在 500 hPa 上的纬圈平均值, 其他层次的值与之接近, 而虚线是原有样本中 h 与 h_b 之间相关系数的值 (与图 8 对应)。如图所示, 在仅考虑 ER 模式的情形下, 热带地区 h_{ER} 和 $(h_b)_{ER}$ 的相关系数远大于原有样本中的结果, 达到了 0.8 以上, 与南半球中、高纬地区的 h 与 h_b 间的相关系数接近, 这进一步证实了 LBE 与 ER 模式间具有较好的对应关系。

根据上述分析, 热带地区 LBE 不适用的深层次

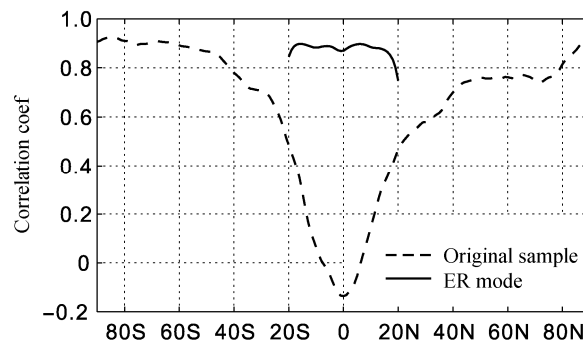


图 11 500 hPa 上 h 和 h_b (根据式 (19) 计算得到) 间相关系数的纬圈平均值。虚线: 原有预报误差样本的计算值; 实线: ER 模式重构样本的计算值

Fig. 11 Zonally averaged correlation coefficients between h and h_b [derived from Equation (19)] at 500 hPa. Dashed line: Results of original forecast error samples; Solid line: results of the component of ER

原因在于其主要表达的是 ER 模式下的风、压平衡约束, 忽略了其他赤道波动的影响。而根据第 3 节的分析, 考虑所有赤道波动模式下的风、压场平衡约束要远小于单一 ER 模式的情形。因而采用 LBE 作为平衡约束高估了热带地区风、压场间的耦合程度。至此, 我们可以明确 GRAPES-VAR 在热带地区的改进方向: 采取合理手段削弱该区域 LBE 对风、压场分析的约束, 使得两者的分析变得更加独立, 并且在可能的情形下使得平流层低层的 h 与 u 的平衡特征向 Kelvin 波模式靠拢。

5 结论和讨论

本文将 GRAPES 全球模式在热带的短期预报

误差样本投影到相互正交的赤道波动模态上去, 分析了误差样本中不同赤道波动的比例, 基于这些比例研究了热带地区的风、压场平衡特征, 进而探究了线性平衡方程 LBE 在该区域使用时存在的问题。主要得到以下结论:

(1) 赤道波动模态能成功解释热带短期预报误差样本的大部分分量, 是研究该区域预报误差结构的有力工具。除近地面几层以外, 大部分层次上的解释比例均达到 60% 以上, 其中对流层中层为 60%~80%, 对流层顶至平流层低层达到了 80% 以上。

(2) 在可被赤道波动解释的预报误差方差中, 赤道罗斯贝波 ER 占比最大, 在对流层中层为 50%~55% 左右, 但在近地面、对流层顶以及平流层低层, 其所占比例会明显下降, 其中 70 hPa 仅为 30% 左右; 其次是两个方向传播的重力惯性波 WIG 和 EIG, 两者比例接近, 总共占据 30%~40% 左右; Kelvin 波所占比例在对流层中层低于 10%, 但在平流层低层可达 20% 以上; 最后, 两个方向传播的罗斯贝—重力混合波 WMRG 和 EMRG 占比共计 10% 左右。重力惯性波等非 ER 模态的累计贡献率已与 ER 模态相当, 有些层次上还大大超过 ER 模态, 因而构造热带风、压场平衡特征时必须考虑这些波动的作用。

(3) 引入其它赤道波动模态后, ER 模态下的风、压场协相关会被大幅减小。首先, IG (包括 WIG 和 EIG) 的引入会大幅削弱位势高度 h 与周围风场, 特别是 v 风间的协相关。其次, Kelvin 波的引入大幅削弱了 h 与 u 风之间的协相关; 最后 WMRG 对 h 与 v 的协相关也有一定削弱作用。最终, 考虑所有赤道波动模态的作用后, 在 ER 占比最大的对流层中层上, h 与周围 u 风、 v 风的相关已接近于零; 在 ER 占比最小的 70 hPa 上, h 与周围 u 风表现为较弱的 Kelvin 波模态的正相关, 而 h 与 v 风的相关也接近于零。

(4) LBE 作为平衡约束在中、高纬适用性较好, 但在热带地区并不适用, 原因在于其主要表达的是 ER 模态下的风、压平衡约束, 忽略了其他赤道波动的影响。考虑到引入所有赤道波动模态后的风、压场平衡约束要远小于单一 ER 模态, 直接使用 LBE 会高估热带地区风、压场间的耦合程度。进一步改进中需要采取合理手段削弱该区域 LBE 对风、压场分析的约束, 使得两者的分析变得更加独

立, 并且在可能的情形下使得平流层低层的 h 与 u 的平衡特征向 Kelvin 波模态靠拢。本研究第 II 部分将沿着该方向对 GRAPES-VAR 现有平衡约束方案做针对性改进。

需要指出的是, 本文中短期预报误差样本是采用 NMC 方法获取的, 该方法存在的一个主要问题是预报时效一般要长于实际背景场用到的短期预报场的时效, 这可能使得样本预报误差更倾向于向 ER 模态倾斜。不过, 这对本文现有的主要结论没有影响, ER 比例的减小将进一步体现削弱 LBE 形态风、压场平衡约束的必要性。目前, 基于 GRAPES 全球系统的集合预报正快速发展中, 待方案成熟以后, 我们将把本文研究方法应用于集合方法产生的较高质量的预报误差样本中。此外, 本文的分析中只用到了一个月的预报误差样本, 并未考虑赤道波动的年际以及季节的变化。而有研究表明, 平流层低层的准两年振荡 (quasi-biennial oscillation, QBO) 对该区域内赤道波动成分影响显著 (Tindall et al., 2006), 后续研究中需要着重关注。

致谢 感谢中国气象局数值预报中心各位专家老师给予本研究的指导和帮助, 感谢两位匿名审稿专家和编辑老师对文章提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- Andersson E, Haseler J, Undén P, et al. 1998. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). III: Experimental results [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124 (550): 1831–1860.
- Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. 2001. The quasi-biennial oscillation [J]. *Rev. Geophys.*, 39 (2): 179–229.
- Bannister R N. 2008. A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. II: Modelling the forecast error covariance statistics [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134 (637): 1971–1996.
- Barker D M, Huang W, Guo Y R, et al. 2004. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (4): 897–914.
- Browning G L, Kreiss H O, Schubert W H. 2000. The role of gravity waves in slowly varying in time tropospheric motions near the equator [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57 (24): 4008–4019.
- Buehner M. 2005. Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances: Evaluation in a quasi-operational NWP setting [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (607): 1013–1043.
- 陈德辉, 薛纪善, 杨学胜, 等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究 [J]. *科学通报*, 53 (20): 2396–2407.
- Chen Dehui, Xue Jishan, Yang Xuesheng, et al. 2008. New generation of multi-scale NWP system (GRAPES): General scientific design [J].

- Chinese Science Bulletin, 53 (22): 3433–3445.
- Chen Y D, Rizvi S R H, Huang X Y, et al. 2013. Balance characteristics of multivariate background error covariances and their impact on analyses and forecasts in tropical and Arctic regions [J]. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 121 (1–2): 79–98.
- Cohn S E, Parrish D F. 1991. The behavior of forecast error covariances for a Kalman Filter in two dimensions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119 (8): 1757–1785.
- Courtier P, Andersson E, Heckley W, et al. 1998. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124 (550): 1783–1807.
- Daley R. 1983. Linear non-divergent mass-wind laws on the sphere [J]. *Tellus*, 35A (1): 17–27.
- Daley R. 1991. *Atmospheric Data Analysis* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 457pp.
- Daley R. 1993. Atmospheric data assimilation on the equatorial beta plane [J]. *Atmos.–Ocean*, 31 (4): 421–450.
- Daley R. 1996. Generation of global multivariate error covariances by singular-value decomposition of the linear balance equation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (11): 2574–2587.
- Ern M, Cho H K, Preusse P, et al. 2009. Properties of the average distribution of equatorial Kelvin waves investigated with the GROGRAT ray tracer [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9 (20): 7973–7995.
- Fisher M. 2003. Background error covariance modeling [C]// ECMWF Seminar on Recent Developments in Data Assimilation for Atmosphere and Ocean, 8–12 September 2003, Reading: ECMWF, 45–63.
- 付顺旗, 张立凤, 张铭. 2001. 谱模式 T63L9 正规化初始化方案及试验 [J]. *大气科学*, 25 (5): 661–675. Fu Shunqi, Zhang Lifeng, Zhang Ming. 2001. A nonlinear normal mode initialization scheme and experiments of the spectral model T63L9 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25 (5): 661–675.
- Gauthier P, Charette C, Fillion L, et al. 1999. Implementation of a 3D variational data assimilation system at the Canadian Meteorological Centre. Part I: The global analysis [J]. *Atmos.–Ocean*, 37 (2): 103–156.
- Gill A E. 1982. *Atmosphere–Ocean Dynamics* [M]. New York: Academic Press, 662pp.
- 龚建东, 魏丽, 陶士伟, 等. 2006. 全球资料同化中误差协方差三维结构的准确估计与应用 I: 观测空间协方差的准确估计 [J]. *气象学报*, 64 (6): 669–683. Gong Jiandong, Wei Li, Tao Shiwei, et al. 2006. Accurate estimation and application of 3-D error covariance structures in global data assimilation. Part I: Accurate estimation of error covariance in observation space [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (6): 669–683.
- Hollingsworth A, Lonnberg P. 1986. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field [J]. *Tellus*, 38A (2): 111–136.
- Holton J R. 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology* [M]. 3rd ed. New York: Academic Press, 511pp.
- 黄嘉佑. 2010. *气象统计分析与预报方法* [M]. 第 3 版. 北京: 气象出版社, 298pp. Huang Jiayou. 2010. *Statistical Analyses and Prediction Methods in Atmospheric Science* (in Chinese) [M]. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press, 298pp.
- Kalnay E. 2003. *Atmospheric Modeling, Data Assimilation, and Predictability* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 341pp.
- Kistler R, Kalnay E, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (2): 247–267.
- Lorenc A C, Ballard S P, Bell R S, et al. 2000. The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126 (570): 2991–3012.
- Matsuno T. 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44 (1): 25–43.
- Parrish D F. 1988. The introduction of Hough functions into optimum interpolation [C]// *Proceedings of the Eighth Conference on NWP*. Boston: American Meteorological Society, 191–196.
- Parrish D F, Derber J C. 1992. The national meteorological center's spectral statistical interpolation analysis system [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120 (8): 1747–1763.
- Phillips N A. 1986. The spatial statistics of random geostrophic modes and first-guess errors [J]. *Tellus*, 38A (4): 314–332.
- Randel W J, Wu F. 2005. Kelvin wave variability near the equatorial tropopause observed in GPS radio occultation measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D3), doi:10.1029/2004JD005006.
- 沈桐立, 田永祥, 葛孝贞, 等. 2003. *数值天气预报* [M]. 北京: 气象出版社, 471pp. Shen Tongli, Tian Yongxiang, Ge Xiaozhen, et al. 2003. *Numerical Weather Prediction* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 471pp.
- 数学手册编写组. 1979. *数学手册* [M]. 北京: 高等教育出版社, 1395pp. Compiling Group of Mathematical Handbook. 1979. *Mathematical Handbook* (in Chinese) [M]. Beijing: Higher Education Press, 1395pp.
- Simmons A J, Burridge D M. 1981. An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (4): 758–766.
- Thepaut J, Andersson E. 2010. *The global observing system* [M]// Lahoz W, Khattatov B, Menard R. *Data Assimilation*. Berlin Heidelberg: Springer, 263–281.
- Thuburn J, Wood N, Staniforth A. 2002. Normal modes of deep atmospheres. I: Spherical geometry [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128 (584): 1771–1792.
- Tindall J C, Thuburn J, Highwood E J. 2006. Equatorial waves in the lower stratosphere. II: Annual and interannual variability [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132 (614): 195–212.
- Wallace J M, Kousky V E. 1968. Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 25 (5): 900–907.
- Wheeler M, Kiladis G N. 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56 (3): 374–399.
- Whittaker E T, Watson G N. 2009. *A Course of Modern Analysis* [M]. 4th ed. Cambridge: Cambridge University Press, 620pp.
- 薛纪善, 庄世宇, 朱国富, 等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域变分同化系统研究 [J]. *科学通报*, 53 (20): 2408–2417. Xue Jishan, Zhuang Shiyu, Zhu Guofu, et al. 2008. A study of GRAPES new generation global/regional variational data assimilation [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 53 (20): 2408–2417.

- Yang G Y, Hoskins B, Slingo J. 2003. Convectively coupled equatorial waves: A new methodology for identifying wave structures in observational data [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (14): 1637–1654.
- 杨燕, 朱抱真. 1997. 热带大气平均环流的纬向不均匀性和 Kelvin 波的动力作用 [J]. *大气科学*, 21 (2): 170–182. Yang Yan, Zhu Baozhen. 1997. The zonal asymmetry of the tropical mean circulation and the dynamic effect of Kelvin wave [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 21 (2): 170–182.
- Žagar N, Gustafsson N, Källén E. 2004. Variational data assimilation in the tropics: The impact of a background-error constraint [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130 (596): 103–125.
- Žagar N, Andersson E, Fisher M. 2005. Balanced tropical data assimilation based on a study of equatorial waves in ECMWF short-range forecast errors [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (607): 987–1011.
- 朱宗申, 朱国富, 张林. 2009. 用有限区域风速场准确求解流函数和速度势场的方法 [J]. *大气科学*, 33 (4): 811–824. Zhu Zongshen, Zhu Guofu, Zhang Lin. 2009. An accurate solution method of stream function and velocity potential from the wind field in a limited area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (4): 811–824.
- 庄世宇, 薛纪善, 朱国富, 等. 2005. GRAPES 全球三维变分同化系统——基本设计方案与理想试验 [J]. *大气科学*, 29 (6): 872–884.
- Zhuang Shiyu, Xue Jishan, Zhu Guofu, et al. 2005. GRAPES global 3D-Var system—Basic scheme design and single observation test [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (6): 872–884.