

汪雷, 李建平, 郭彦. 2012. 大气分层扰动位能控制方程及其应用——南海夏季风活动的能量收支[J]. 大气科学, 36 (4): 769–783, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11187. Wang Lei, Li Jianping, Guo Yan. 2012. Governing equations of atmospheric layer perturbation potential energy and its applications——Energy budget of the South China Sea summer monsoon activity [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 769–783.

大气分层扰动位能控制方程及其应用 ——南海夏季风活动的能量收支

汪雷^{1,2} 李建平¹ 郭彦³

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875

摘 要 针对局地环流能量转换问题, 本文推导了分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) 和动能 (K_E) 的控制方程, 分析了方程中各能量项的空间分布和季节变化特征, 并以南海夏季风为例, 诊断了夏季风活动各相位的能量收支特征。结果表明, 850 hPa 高度上在赤道辐合带、大部分季风区、风暴轴地区是 L_{PPE1} 的源区, 副热带的大洋东部和高纬度地区是 L_{PPE1} 的汇区, 强源、汇的中心与 L_{PPE1} 的纬向偏差场的脊、槽分布对应较好。 L_{PPE1} 向 K_E 的转化项 (C_K) 取决于垂直速度和大气稳定度, 是连接 K_E 和 L_{PPE1} 的纽带, 在暖 (冷) 空气上升 (下沉) 时, 转化项为正, L_{PPE1} 向 K_E 转化能量, 反之 K_E 转化为 L_{PPE1} 。在 850 hPa 高度上 C_K 的分布特征是在赤道辐合带以及大部分季风区有大值分布, 北半球风暴轴和南半球西风带有连续分布的正值区。将这应用到南海夏季风活动的能量收支, 在南海夏季风恢复相位, C_K 增大, 在南海夏季风活跃相位, C_K 达到最大, 且为边界输入能量的 2~3 倍, C_K 是南海夏季风恢复、活跃的最重要因素。探讨了南海夏季风活跃的条件, 当 L_{PPE1} 等于南海季风区的夏季气候平均值时, 上升速度大于临界速度的情形, 有利于南海夏季风由中断相位向活跃相位的转变。

关键词 南海夏季风 扰动位能 动能 能量循环 季风中断、活跃

文章编号 1006-9895(2012)04-0769-15

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11187

Governing Equations of Atmospheric Layer Perturbation Potential Energy and Its Applications—Energy Budget of the South China Sea Summer Monsoon Activity

WANG Lei^{1,2}, LI Jianping¹, and GUO Yan³

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 100875

Abstract On the issue of energy transform in local circulation, the governing equations of layer perturbation potential energy order 1 (denoted as L_{PPE1}) and kinetic energy (K_E) are derived and the spatial distribution and seasonal variation of

收稿日期 2011-10-11, 2012-02-07 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950400

作者简介 汪雷, 男, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事扰动位能理论与季风研究。E-mail: wanglei@mail.iap.ac.cn

通讯作者 李建平, E-mail: ljpl@lasg.iap.ac.cn

the related terms are investigated, the energy budgets of South China Sea summer monsoon (SCSSM) activity in different phases are studied. At 850 hPa level, the sources of L_{PPE1} locate in the Intertropical Convergence Zone, most monsoon regions, and storm track regions, while the sinks of L_{PPE1} locate in the subtropical eastern oceans and high latitudes. In general, the strong sources (sinks) of L_{PPE1} coincide with the ridges (troughs) in its zonal departure distribution. The conversion term (C_K), which links L_{PPE1} and K_E , is determined by the vertical velocity and atmospheric stability. Corresponding to warm air ascending or cold air descending, the conversion term is positive, indicating that L_{PPE1} transforms to K_E , and vice versa. At 850 hPa, the conversion term is featured by the maxima over the Intertropical Convergence Zone and most monsoon regions, and C_K is also positive over the storm track region in the Northern Hemisphere and in the westerly belt in the Southern Hemisphere. This is applied to the energy budget of SCSSM activity; the conversion term grows rapidly in the phase of SCSSM revival and subsequently dominates in the active phase of SCSSM. In the active phase of SCSSM, the conversion term is about 2–3 times as much as the energy flux transported through the boundary, indicating that the conversion term plays a crucial role in SCSSM revival and active SCSSM. In addition, the condition of active SCSSM is explored, the results show that when L_{PPE1} equals its summer climatological normals, SCSSM tends to be active if the ascending velocity exceeds the threshold velocity.

Key words South China Sea summer monsoon, perturbation potential energy, kinetic energy, energy cycle, monsoon break, active monsoon

1 引言

早在人类对周围的世界产生兴趣时,就已经开始思索风的来源,古人将风视为神灵的干预,在寻求物理解释的道路上,从亚里士多德认为风是地球的呼吸的观点,进步到当代大气环流的能量学研究 (Dutton and Johnson, 1967)。这些进展始于 Margules (1903) 最早提出的风暴的有效动能,此后, Lorenz (1955, 1960a, 1960b) 提出有效位能的概念,描绘了纬向平均、涡旋有效位能和动能转化的框架图,从有效位能的角度,探讨了维持大气环流的条件,并指出在数值模拟简化方程组时要保持有效位能和动能的守恒性质。此后,有效位能理论被广泛应用于大气和海洋环流的研究及模拟中 (Boer, 1975; Shepherd, 1993; Siegmund, 1994; 李术华等, 1989; Oort, 1998; Huang, 1998, 2005; Goddard and Philander, 2000; 罗连升和杨修群, 2003; 张韬等, 2005, 2006; Hughes et al., 2009)。后来,在关于有效位能理论的研究中,进一步考虑了湿大气、地形的影响 (Lorenz, 1978; 谢义炳, 1978a, 1978b; Taylor, 1979; 曾庆存, 1979)。

有效位能理论本质上描述的是全球平均意义下大气系统整体的效率,无法描述局地大气的能量效率及转化特征,由于天气、气候具有很强的区域特征,那么局地的能量特征值得深入研究, Dutton and Johnson (1967) 详细论述了有效位能理论及其对大气能量的应用, Johnson (1970) 发展了开放系统的有效位能理论并分析了风暴的能量

收支。Smith (1969), Smith and Horn (1969) 应用 Lorenz (1955) 的定义,加入边界通量探讨了有效位能的局地差异。Edmon (1978) 给出了新的有效位能收支方程来研究有限区域的能量。辜旭赞 (1989, 1990) 研究了行星大气有效位能和有限区域的有效位能。高丽和李建平 (2007) 指出,虽然这些工作将有效位能的理论应用到局地,但本质上仍然是全球平均意义上的能量有效性,只是加入了边界能量输送。

为了克服有效位能理论在局地能量研究中的局限,高丽等 (2006) 推导了大气绝热过程中的一些性质,在此基础上,李建平和高丽 (2006) 对有效能量不做全球平均,直接采用原始的能量项,提出了扰动位能 (简称 PPE) 的新理论,高丽 (2006) 推导了扰动位能和扰动动能的控制方程, PPE 理论最大的优点是可以研究局地能量有效性,高丽和李建平 (2011, 2012) 进一步研究了 PPE 与大气环流异常的关系,并探讨了表面扰动位能的特征。为考察不同高度层次上的能量转化特征,汪雷等 (2012) 对扰动位能垂直方向上进行分解,提出了分层扰动位能 (L_{PPE}) 的概念,利用分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) 预测南海夏季风的强度并分析了可能的影响机制。

季风是季节性风向大规模反转的现象 (Pede-laborde, 1963; Ramage, 1971; Khromov, 1978; Krishnamurti, 1996), 季风环流会直接影响季风区温度、降水等气候特征,因此,对季风的研究不仅具有科学意义,而且具有重要的应用价值。东亚夏季风是

全球最活跃的气候系统之一, 受到海陆气相互作用以及热带—热带外相互作用的影响而变率异常复杂。过去研究指出东亚夏季风的变化与青藏高原异常加热 (吴国雄和张永生, 1998a, 1998b; 梁潇云等, 2005; 毛江玉和吴国雄, 2006)、西太平洋副热带高压 (毛江玉等, 2003; Zhu et al., 2004)、欧亚雪盖和极冰 (Zhu and Chen, 1999)、热源异常 (李俊等, 1985; Krishnamurti et al., 1998; Wang and Fan, 1999; Li, 2009; Nan et al., 2009; Wu et al., 2009; 李建平等, 2011; Ding et al., 2010; Jiang and Li, 2011) 等密切相关。东亚夏季风中的一个重要的子系统是南海夏季风。南海夏季风的爆发标志着东亚环流大规模季节反转的开始 (Wang et al., 2004)。南海夏季风除了直接影响着亚洲区域的环流、降水外, 还通过遥相关作用影响其它地区的气候 (李崇银和张利平, 1999)。深入认识南海夏季风变化的机制有助于探索夏季风预测的途径 (Ding and Liu, 2001, 丁一汇等, 2004)。影响南海夏季风的因子也有众多的研究 (冯志强等, 1994; Wu and Zhang, 1998; 毛江玉等, 2000; Liu et al., 2002; 刘屹岷等, 2003a, 2003b; 温敏等, 2004; 冯娟和李建平, 2009)。南海夏季风的季节内演变特征是季风研究的一个重要着眼点。金祖辉和陶诗言 (2002) 发现南海夏季风爆发后, 经常会出现中断、活跃交替的现象。谭锐志 (1994) 的研究指出东南亚夏季风由中断到活跃的过程主要受印度夏季风东传的影响。梁建茵和吴尚森 (2000) 的研究表明, 孟加拉湾向南海地区的动能输送对南海夏季风的爆发具有重要作用, 区域内的制造对季风维持的作用最大。虽然关于南海夏季风季节内演变有过一些研究, 但是这些研究都是限于全位能的框架, 并且所研究的个例较少。本文将从有效位能的角度出发, 推导 L_{PPE1} 和 K_E 的控制方程, 探讨其时空分布特征及其相互联系, 并在此基础上研究南海夏季风中断、恢复、活跃、衰减相位的能量收支特征, 分析南海夏季风活跃的影响因子。

2 资料、理论和指数介绍

本文使用的资料主要包括: 1) 1948~2010 年 NCEP/NCAR 月平均再分析资料 (Kalnay et al., 1996); 2) 1979~2008 年 NCEP/NCAR 月平均再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002)。

李建平和高丽 (2006) 提出了扰动位能的新理论, 扰动位能的数学表达式如下

$$P_{Ai}' = \frac{p_{00}^{(i-1)\kappa} \prod_{j=0}^{i-1} (1+\kappa-j)}{i! r_d (1+\kappa)} \int_0^{p_s} \frac{T'^i}{p^{(i-1)(1+\kappa)}} \left(-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)^{-i+1} dp,$$

其中第一阶矩和第二阶矩的表达式分别为

$$P_{A1}' = \frac{1}{r_d} \int_0^{p_s} T' dp,$$

$$P_{A2}' = \frac{\kappa p_{00}^\kappa}{2r_d} \int_0^{p_s} \frac{T'^2}{p^{1+\kappa}} \left(-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)^{-1} dp.$$

从数值上来看, 一阶矩在大部分区域要比二阶矩大一个量级, 扰动位能二阶矩的全球平均等于传统的有效位能, 扰动位能的分布在局地与其一阶矩的情形相似。

选取的南海夏季风季风指数为: 李建平和曾庆存 (2000, 2005), Li and Zeng (2002, 2003) 定义的南海夏季风指数

$$\delta = \frac{\|\bar{\mathbf{V}}_1 - \bar{\mathbf{V}}_{m,n}\|}{\|\bar{\mathbf{V}}\|} - 2,$$

其中, $\bar{\mathbf{V}}_1$ 是 1 月气候平均风矢量, $\bar{\mathbf{V}}$ 是 1 月和 7 月气候平均风矢量的平均, $\bar{\mathbf{V}}_{m,n}$ 是某年 (n) 某月 (m) 月平均风矢量, 该指数反映了环流的季节变动强度。南海夏季风指数的计算, 选取 ($0^\circ \sim 25^\circ \text{N}$, $100^\circ \text{E} \sim 125^\circ \text{E}$) 区域, 925 hPa 风场资料。

南海夏季风中断、活跃的定义为: 计算出 850 hPa 南海季风区区域平均的夏季动能 (K_E) 标准化时间序列 I_{KE} , 当 $I_{KE} < -0.5$ 并且持续 5 天以上定义为季风中断, 当 $I_{KE} > 0.5$ 同时南海季风区区域平均的纬向风 $U > 0$, 且持续 5 天以上定义为季风活跃, 季风中断向季风活跃的过渡时段定义为季风恢复, 季风活跃向季风中断的过渡时段定义为季风衰减。选取了强南海夏季风年 1948 年 7 月 23 日~8 月 25 日、1950 年 6 月 28 日~7 月 28 日、1953 年 7 月 16 日~8 月 22 日、1961 年 6 月 14 日~7 月 4 日、1967 年 7 月 12 日~8 月 4 日和弱南海夏季风年 1955 年 7 月 10 日~8 月 5 日、1995 年 8 月 1~31 日、1996 年 7 月 3 日~8 月 8 日、1998 年 6 月 2~14 日、2000 年 6 月 18 日~7 月 19 日, 共有十个个例, 来分析南海夏季风中断、恢复、活跃、衰减相位的 K_E 、 L_{PPE1} 能量收支特征。

3 局地能量控制方程和分布特征

这一部分将给出局地能量控制方程和大气能

量的分布特征, 首先从球面等压坐标系下的原始方程组出发, 推导 L_{PPE1} 和 K_E 的控制方程。

球面等压坐标系下的方程组:

$$\frac{du}{dt} - \frac{1}{a} uv \tan \varphi = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + f v + Y_\lambda. \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{1}{a} u^2 \tan \varphi = -\frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} - f u + Y_\varphi, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}, \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (4)$$

$$c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \omega = Q, \quad (5)$$

其中, $d[]/dt = \partial[]/\partial t + u/(a \cos \varphi) \cdot \partial[]/\partial \lambda + v/a \cdot \partial[]/\partial \varphi + \omega \cdot \partial[]/\partial p$, a 为地球半径, $\mathbf{V}_h = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ 为水平风速矢量, $\omega = dp/dt$ 为垂直速度, $f = 2\Omega \sin \varphi$ 为科氏参数, Ω 为地球旋转角速度, $\nabla_h[] = 1/(a \cos \varphi) \cdot \partial[]/\partial \lambda \mathbf{i} + 1/a \cdot \partial[]/\partial \varphi \mathbf{j}$ 为水平梯度算子, ϕ 为重力位势, $\mathbf{Y}_h = Y_\lambda \mathbf{i} + Y_\varphi \mathbf{j}$ 为水平摩擦力, $\alpha = 1/\rho$ 为大气比容, R 为干空气气体常数, c_p 为干空气定压比热, T 为大气温度, Q 为非绝热加热。

定义: 全球面平均 $\bar{[]} = 1/(4\pi a^2) \cdot \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_0^{2\pi} [] a^2 \cdot \cos \varphi d\lambda d\varphi$, $[]'$ 为相对于全球面平均的偏差, 函数可以分解为 $F(\lambda, \varphi, p, t) = \bar{F}(p, t) + F'(\lambda, \varphi, p, t)$, 容易证明如下性质:

$$\begin{aligned} \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{F}}{\partial \lambda} &= 0, \quad \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{F}}{\partial \varphi} = 0, \quad \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{F}}{\partial \lambda} = 0, \\ \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{F}}{\partial \varphi} &= \frac{1}{a} \bar{F} \tan \varphi, \\ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{F} \cos \varphi}{\partial \varphi} &= -\frac{1}{a} \bar{F} \tan \varphi, \\ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{F} \cos \varphi}{\partial \varphi} &= 0. \end{aligned} \quad (6)$$

连续方程取球面平均:

$1/(a \cos \varphi) \cdot \partial u/\partial \lambda + 1/(a \cos \varphi) \cdot \partial(v \cos \varphi)/\partial \varphi + \partial \omega/\partial p = 0$, 利用性质 (6) 可得 $\partial \bar{\omega}/\partial p = 0$, 连续方程分解成球面平均与偏差之和, 利用 (6) 式和 $\partial \bar{\omega}/\partial p = 0$, 得到

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v' \cos \varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial \omega'}{\partial p} = \frac{\bar{v} \tan \varphi}{a}. \quad (7)$$

静力方程全球面平均: $\partial \bar{\phi}/\partial p = -R\bar{T}/p$, 与原

始方程相减, 得

$$\frac{\partial \phi'}{\partial p} = -\frac{RT'}{p}. \quad (8)$$

热力学方程写成通量形式后取球面平均

$$\frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial c_p \bar{T} u}{\partial \lambda} + \frac{\partial c_p \bar{T} v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \omega c_p \bar{T}}{\partial p} = \bar{\alpha} \bar{\omega} + \bar{Q},$$

利用性质 (6) 上式化为

$$\frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial t} + \frac{\partial \omega c_p \bar{T}}{\partial p} = \bar{\alpha} \bar{\omega} + \bar{Q}, \quad (9)$$

热力学方程的变量分解为球面平均和偏差两部分

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_p (\bar{T} + T')}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial c_p (\bar{T} + T')}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial c_p (\bar{T} + T')}{\partial \varphi} + \\ \omega \frac{\partial c_p (\bar{T} + T')}{\partial p} = \alpha \omega + \bar{Q} + Q', \end{aligned}$$

并利用关系式 (6), 可得到

$$\frac{dc_p T'}{dt} + \frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial t} + \omega \frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial p} = \alpha \omega + \bar{Q} + Q', \quad (10)$$

将 (9) 式代入 (10) 式, 可得

$$\frac{dc_p T'}{dt} = \alpha \omega - \bar{\alpha} \bar{\omega} + Q' + \frac{\partial c_p \bar{T} \omega}{\partial p} - \omega \frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial p}, \quad (11)$$

利用静力方程和状态方程进一步分解, 可得扰动热力学方程

$$\begin{aligned} \frac{dc_p T'}{dt} = -\omega \frac{\partial \phi'}{\partial p} + \left(\bar{\omega}' \frac{\partial \phi'}{\partial p} - \omega' \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial p} \right) + Q' + \\ \left(\frac{\partial c_p \bar{T} \omega'}{\partial p} - \omega' \frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial p} \right), \end{aligned} \quad (12)$$

$$\text{定义 } e_k = \frac{1}{2}(u^2 + v^2), \quad A'_1 = c_p T', \quad (12)$$

由运动方程可得 e_k 方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_k}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial e_k}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial e_k}{\partial \varphi} + \omega \frac{\partial e_k}{\partial p} = \\ -\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} + \mathbf{V}_h \cdot \mathbf{Y}_h, \end{aligned} \quad (13)$$

将位势分解 $\phi = \bar{\phi} + \phi'$ 带入, 利用性质 (6), 并由连续方程可以得到

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_k}{\partial t} + D_2(\mathbf{V}_h e_k) + \frac{\partial \omega e_k}{\partial p} = -D_2(\mathbf{V}_h \phi') - \\ \frac{\partial \omega \phi'}{\partial p} + \omega \frac{\partial \phi'}{\partial p} + \mathbf{V}_h \cdot \mathbf{Y}_h, \end{aligned} \quad (14)$$

其中, $D_2 \mathbf{V}_h = 1/(a \cos \varphi) \cdot [\partial u/\partial \lambda + \partial(v \cos \varphi)/\partial \varphi]$,

方程 (15) 在等压面 p_1 和 p_2 之间进行垂直积分得到

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{p_1}^{p_2} e_k \frac{dp}{g} = -D_2 \int_{p_1}^{p_2} V_h e_k \frac{dp}{g} - D_2 \int_{p_1}^{p_2} V_h \phi' \frac{dp}{g} - \frac{(\omega e_k)|_{p_1}^{p_2} - (\omega \phi')|_{p_1}^{p_2}}{g} + \int_{p_1}^{p_2} \omega \frac{\partial \phi'}{\partial p} \frac{dp}{g} + \int_{p_1}^{p_2} V_h \cdot \Upsilon_h \frac{dp}{g}.$$

由 (12) 和 (13) 式, 可知

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_1'}{\partial t} + D_2(V_h A_1') + \frac{\partial \omega A_1'}{\partial p} &= -\omega' \left(\frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial p} + \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial p} \right) + \left(\frac{\partial c_p \bar{T} \omega'}{\partial p} + \overline{\omega' \frac{\partial \phi'}{\partial p}} \right) - \omega \frac{\partial \phi'}{\partial p} + Q', \\ \frac{\partial}{\partial t} \int_{p_1}^{p_2} A_1' \frac{dp}{g} &= -D_2 \int_{p_1}^{p_2} V_h A_1' \frac{dp}{g} - (\omega A_1')|_{p_1}^{p_2} - \int_{p_1}^{p_2} (\omega' \frac{\partial c_p \bar{T}}{\partial p} + \omega' \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial p} - \overline{\omega' \frac{\partial \phi'}{\partial p}}) \frac{dp}{g} + \frac{c_p \bar{T} \omega'}{g} \Big|_{p_1}^{p_2} - \int_{p_1}^{p_2} \omega \frac{\partial \phi'}{\partial p} \frac{dp}{g} + \int_{p_1}^{p_2} Q' \frac{dp}{g}. \end{aligned}$$

动能方程和分层扰动位能一阶矩方程可以分别写为

$$\frac{\partial}{\partial t} L_{PPE1} = \mathfrak{L}_L + \mathfrak{N}_L + R_L - C_K + G_L, \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} K_E = B_K + \mathfrak{R}_K + C_K + M_K, \quad (16)$$

其中, $L_{PPE1} = \int_{p_1}^{p_2} c_p T' dp / g$ 是分层扰动位能一阶矩;

$K_E = \int_{p_1}^{p_2} e_k dp / g$ 是动能; $C_K = \int_{p_1}^{p_2} (\omega \partial \phi' / \partial p) dp / g$ 是分层扰动位能一阶矩和动能的转化项, 该项取决于垂直速度和大气稳定度, 其为正值时 L_{PPE1} 向 K_E 转化能量, 负值时 K_E 向 L_{PPE1} 转化能量, 暖 (冷) 空气上升 (下沉) 时 $C_K > 0$, L_{PPE1} 向 K_E 转化能量, 暖 (冷) 空气下沉 (上升) $C_K < 0$, K_E 向 L_{PPE1} 转化能量;

$G_L = \int_{p_1}^{p_2} Q' dp / g$ 为 L_{PPE1} 的产生项, 当局地为正加热异常时, 制造 L_{PPE1} , 为负加热异常时 L_{PPE1} 衰减, 均匀的加热会增加总的能量但不会增加 L_{PPE1} ;

$\mathfrak{L}_L = -D_2 \int_{p_1}^{p_2} V_h A_1' dp / g$, 是水平辐合辐散引起的 L_{PPE1} 变化; $\mathfrak{N}_L = -(\omega A_1')|_{p_1}^{p_2}$, 由于垂直输送引起的 L_{PPE1} 变化;

$R_L = -\int_{p_1}^{p_2} [\omega' \partial (c_p \bar{T}) / \partial p + \omega' \partial \bar{\phi} / \partial p - \overline{\omega' \partial \phi' / \partial p}] dp / g$, 由于温度分布垂直调整引起的 L_{PPE1} 的变化;

$M_K = \int_{p_1}^{p_2} V_h \cdot \Upsilon_h dp / g$, 由于摩擦引起的 K_E 的损耗;

$B_K = B_{K1} + B_{K2}$, $B_{K1} = -D_2 \int_{p_1}^{p_2} (V_h e_k) dp / g$,

$B_{K2} = -D_2 \int_{p_1}^{p_2} (V_h \phi') dp / g$, 分别代表 K_E 水平辐合辐散和边界气压做功引起的 K_E 变化;

$\mathfrak{R}_K = -(\omega e_k)|_{p_1}^{p_2} / g - (\omega \phi')|_{p_1}^{p_2} / g$, 由于垂直输送引起的 K_E 变化; 在后文计算中 $\mathfrak{R}_K$ 与 M_K 的量值, 通过方程的余项求得, 即 $\text{Res1} = \mathfrak{R}_K + M_K$, $\mathfrak{N}_L$ 与 G_L 的量值用 Res2 表示, 即 $\text{Res2} = \mathfrak{N}_L + G_L$ 。

以上给出了理论推导的结果。为了对大气能量各项的特征有感性的认识, 下面给出了大气能量年平均以及季节变化的水平分布图。图 1a 是 850 hPa 分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) 的分布图。可以看出, 在低纬度地区为正值, 35° 向极一侧的中高纬地区为负值; 在 925 hPa 和 700 hPa L_{PPE1} 的分布 (图略) 与 850 hPa 的类似。图 1c 是 850 hPa L_{PPE1} 的产生项 (G_L) 的分布, 赤道辐合带、大部分季风区 (除阿拉伯海外) 和风暴轴地区是 L_{PPE1} 的源区, 副热带大洋东部以及高纬度地区是 L_{PPE1} 的汇区, G_L 的中心 (正负极大值) 与 L_{PPE1} 的纬向偏差场 (图 2a) 的脊、槽分布对应较好 (除西北太平洋外), 源中心 (G_L 正极大值) 是大量生成 L_{PPE1} 的区域, 引起局地 L_{PPE1} 的增长, 从而对应 L_{PPE1} 的脊区, 汇中心 (G_L 负极大值) 是大量衰减 L_{PPE1} 的区域, 引起 L_{PPE1} 的减小, 从而对应 L_{PPE1} 的槽区。此外, L_{PPE1} 的分布还受到平 (对流) 输送的影响, L_{PPE1} 的分布相比 G_L 具有更显著的纬向带状特征, 这可能由于纬向平流的结果。在 925 hPa 和 700 hPa 上 G_L 的分布 (图略) 与 850 hPa 的类似, 在 925 hPa 差异表现为, 在北太平洋和北大西洋的西边界流地区 G_L 较大, 在印度洋西太平洋暖池地区 G_L 较小, 大洋东部的 G_L 的负值较小。在 700 hPa 差异表现为, 在赤道辐合带地区 G_L 更大, 在南半球风暴轴地区 G_L 较小, 副热带大洋东部的 G_L 负值区扩展到大洋中部。图 1b 给出了 850 hPa 动能 (K_E) 的分布, 特征表现为, 在南半球连续的风带, 北半球太平洋、大西洋的风带, 季风环流及索马里越赤道气流区域, 信风区等对应着 K_E 的大值。在 925 hPa K_E 的分布 (图略) 与 850 hPa 的分布类似, 在 700 hPa K_E (图略) 在风暴轴区域的大值更明显。图 1d 显示出 850 hPa L_{PPE1} 和 K_E 的转化项 (C_K) 的分布特征, 在赤道辐合带以及大部分季风区 (除阿拉伯海、孟加拉湾外), C_K 为较大的正值, 在北半球风暴轴和南半球西风带, C_K 是连续分布的正值。在 925 hPa 和 700 hPa 上 C_K 的分布 (图略) 与 850 hPa 的类似, 但在赤道辐合带, C_K 随高度有增大的特征。在 850 hPa, 对比 C_K 与 G_L 的分布发现, 两者在低纬度的分布型相似, 这可能由于强大的源、汇一般伴随着较强的垂直运动, 从而有

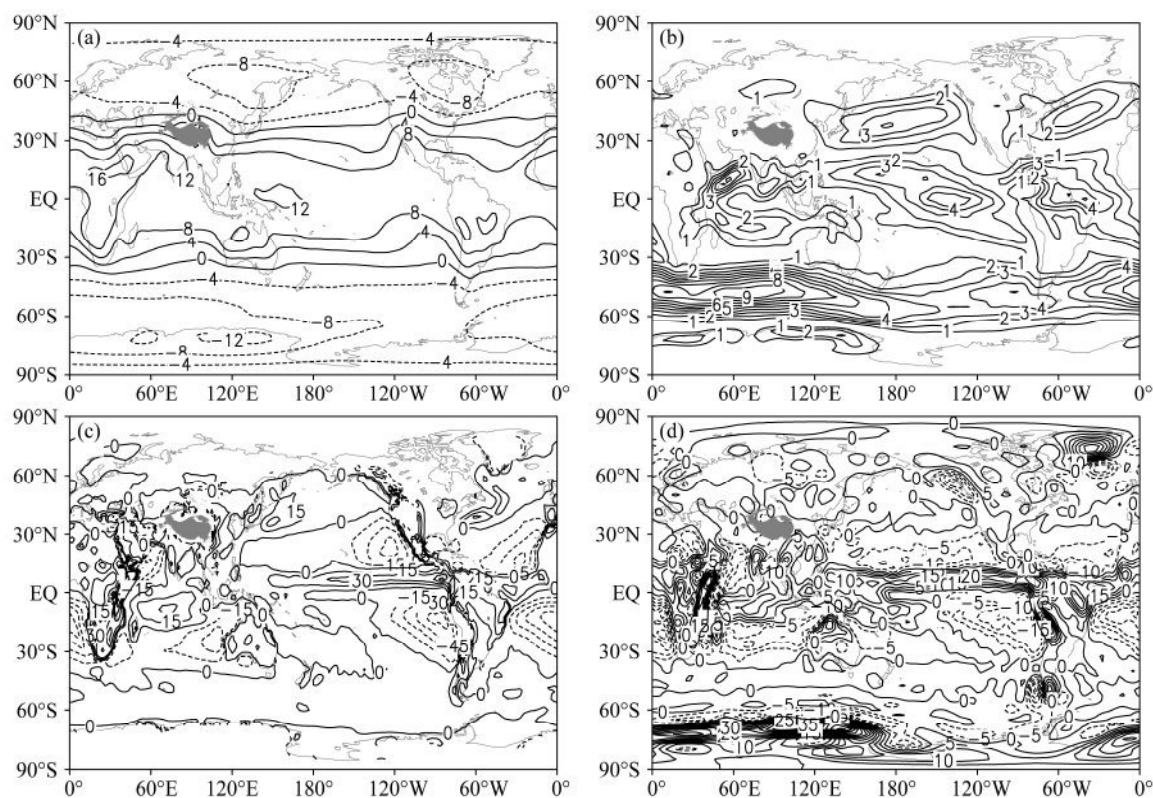


图 1 1979~2008 年带面积加权的年平均 850 hPa 大气能量的分布: (a) 分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) (单位: 10^6 J/m^2); (b) 动能 (K_E) (单位: 10^4 J/m^2); (c) 源项 (G_L) (单位: W/m^2); (d) 转化项 (C_K) (单位: 0.1 W/m^2)

Fig. 1 Global distribution of area-weighted annual mean 850-hPa atmospheric energy: (a) Layer perturbation potential energy order 1 (L_{PPE1}) (units: 10^6 J/m^2); (b) kinetic energy (K_E) (units: 10^4 J/m^2); (c) generation term (G_L) (units: W/m^2); (d) conversion term (C_K) (units: 0.1 W/m^2)

较强的能量转化。

太阳直射点随季节变化南北移动,使得大气能量也表现出显著的季节变化特征。图 3~4 分别给出了冬、夏平均的能量分布。在北半球冬季 (DJF), 图 3a 显示出低纬度地区 850 hPa L_{PPE1} 的正值区整体向南半球移动约 $5^\circ \sim 10^\circ$ 纬度, 最大值中心移动到南半球大陆上, 分别位于南非、澳大利亚和南美大陆; 在北半球冬季 (DJF), 高纬度地区的 L_{PPE1} 是负值, 相比年平均情况来说, 在北半球高纬度 L_{PPE1} 的绝对值增大, 在南半球高纬度 L_{PPE1} 的绝对值减小。由图 3c 可见, 在北半球冬季 (DJF), 850 hPa G_L 相比年平均情况来说, 在热带地区的源向南半球移动, 这一特征在纬向垂直剖面图上 (图略) 表现明显; 在太平洋和大西洋风暴轴地区的热源十分强大, 这对于北半球冬季的热量交换有重要的意义, 在北半球中高纬度大陆是强的冷汇。在北半球冬季 (DJF), 北半球中纬度 850 hPa K_E (图 3b) 在太平洋和大西洋是两个急流带大值区, 在南半球西风带 K_E 呈连续大值分布, 在低纬度信风带 K_E

的大值在北半球比南半球的纬向延伸范围更广。

由图 3d 可见, 在北半球冬季 (DJF), 850 hPa C_K 的最大值位于赤道辐合带, 在中纬度呈现纬向带状分布特征, 在南半球中纬度 C_K 是正值, DJF 相比年平均的情况来说, 南半球中纬度 C_K 的正值区向低纬度扩展, C_K 在北半球风暴轴附近形成断裂的中心。

图 4a 显示了北半球夏季 (JJA) L_{PPE1} 的分布, JJA 相比年平均来说, L_{PPE1} 的正值区向北移动 $10^\circ \sim 20^\circ$, 大值分布位于北半球大陆, 在北半球, L_{PPE1} 的纬向偏差场的槽脊分布在夏季与冬季反位相 (图 2b、c), 在南半球, L_{PPE1} 的槽脊位置不变, 振幅减小。由图 4c 可见, 在中高纬度, 850 hPa G_L 的正值区在 JJA 相比年平均也有系统的北移, 在季风区 G_L 较大 (阿拉伯海负值除外), 其中最强的中心在印度半岛和中南半岛。在北半球中纬度, 大陆是源, 海洋是汇, 这与 DJF 的 G_L 分布反位相, 并且对应着北半球 L_{PPE1} 纬向偏差场的槽脊冬夏反位相分布。由冬至夏, 在南半球中纬度 G_L 的正值

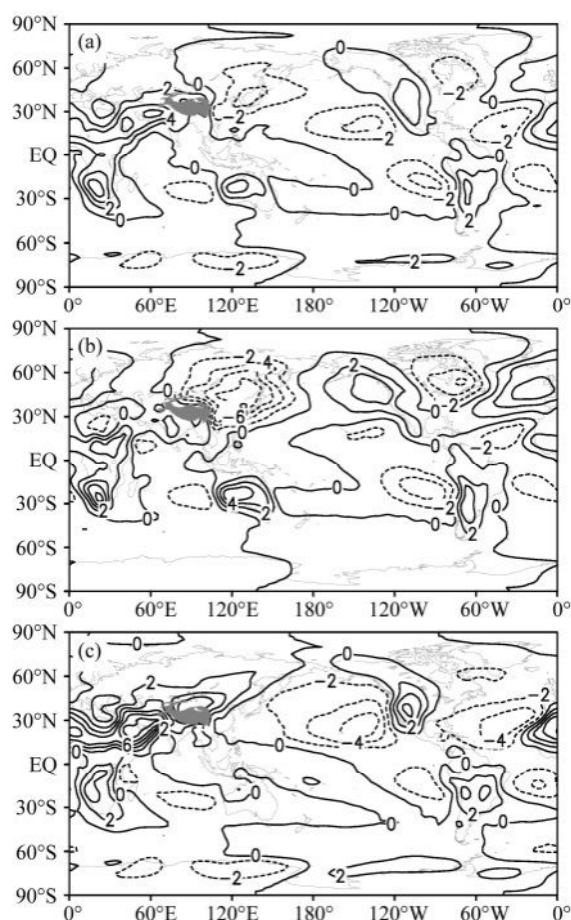


图2 1979~2008年带面积加权的850 hPa L_{pPE1} 纬向偏差场的分布 (单位: 10^6 J/m^2): (a) 年平均; (b) DJF (Dec-Jan-Feb) 平均; (c) JJA (Jun-Jul-Aug) 平均

Fig. 2 Global distribution of area-weighted 850-hPa L_{pPE1} departure from zonal mean: (a) Annual mean; (b) DJF mean; (c) JJA mean. Units are 10^6 J/m^2

区北界由 45°S 左右移到 35°S 左右。由图 4b 可见, 850 hPa K_E 的特征是在亚洲季风区有最大值, 在北半球风暴轴地区 K_E 减弱, 在南半球中纬度地区, 东半球的 K_E 仍较大, 西半球 K_E 减小。图 4d 显示出 850 hPa 上 C_K 最强的中心位于印度半岛、中南半岛, 对应着亚洲季风区的环流, 在赤道辐合带是 C_K 的大值区, 在北半球风暴轴地区 C_K 减小, 在南半球西风带 C_K 的正值区缩小南移, 其中西半球 C_K 的负值区范围扩大, 对应着西半球 K_E 明显的减弱。在 925 hPa 和 700 hPa 上 (图略), L_{pPE1} 、 K_E 和 C_K 的季节演变特征与在 850 hPa 上的类似, G_L 的季节变化显著区在 925 hPa 上位于北半球大洋的西边界暖流区, 在 700 hPa 上位于赤道辐合带, 在 925 hPa 和 700 hPa 上 G_L 的季节变化在北半球中高纬

也比较显著。

由于季风区的能量转化十分活跃, 所以有必要针对季风区能量特征展开研究。南海季风区位于亚澳季风区的中心, 毗邻四个季风区 (Wang et al., 2009), 对于南海季风区能量特征的研究有助于增强季风能量学的认识, 下面本文将探讨南海夏季风活动的能量收支特征。

4 南海夏季风活动四个相位的能量收支

南海夏季风活动存在明显的中断和活跃变化特征 (金祖辉和陶诗言, 2002)。南海夏季风的中断和活跃在能量的收支上有什么特征? 是由什么引起的? 本文下一步将对这些问题展开探讨。

首先选取了 10 个典型事件, 南海夏季风中断和活跃的标准依据本文第二部分的定义。图 5 给出 850 hPa 南海季风区区域平均的 K_E 标准化时间序列和纬向风时间序列, 图中标记了南海夏季风各相位 (中断、恢复、活跃、衰减) 的起始位置。针对季风中断、恢复、活跃、衰减相位的能量特征, 传统的相关、主成分分析等方法在描述方面存在困难, 采用相位合成的办法, 分别针对强 (弱) 季风年的四个相位进行合成, 接下来分析各相位的能量水平分布特征。

图 6 是强南海夏季风的能量分布特征, 在中断相位, 西风仅分布在中南半岛、 $5^\circ\text{N} \sim 10^\circ\text{N}$ 洋面, 南海区域大部分被 1490 gpm 等位势高度线控制, 菲律宾及以东洋面为副高南侧东风控制, 较强上升运动分布在孟加拉湾, 中国东南为下沉运动区, C_K 大值位于孟加拉湾, 区域平均 K_E 为 2.3 (单位为 10^4 J/m^2 , 下同)。在恢复相位, 南海中部西风增强并且扩展至西太平洋, 南海大部被 1470 gpm 等位势高度线控制, 台湾以东洋面为低压槽控制, 南海东北的西太平洋由气旋性环流控制, 南海东部出现较强的上升运动, C_K 增强, 区域平均 K_E 为 4.5。在活跃相位, 南海区域的西风范围扩大、强度增强, 位势高度降低, 菲律宾以东的西太平洋出现较强的上升运动, 南海东部、孟加拉湾的上升运动也增强, 此时出现 3 个 C_K 的大值区, 分别位于孟加拉湾、南海北部、西太平洋, 与上升运动的分布一致。南海北部 C_K 达到最强, 区域平均的 K_E 为 7.1。在衰减相位, 1500 gpm 等位势高度线重新控制西太平

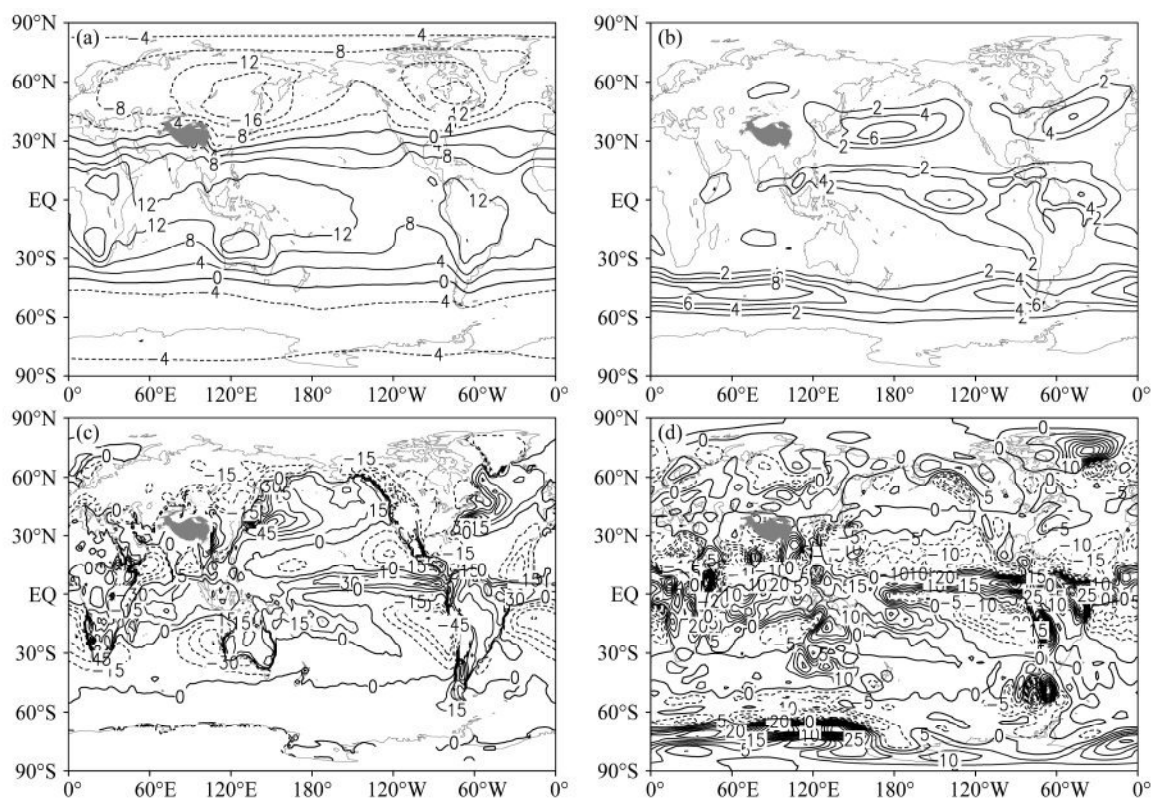


图3 同图1, 但为北半球冬季 (DJF) 平均

Fig. 3 The same as Fig.1, but for boreal winter (DJF) mean

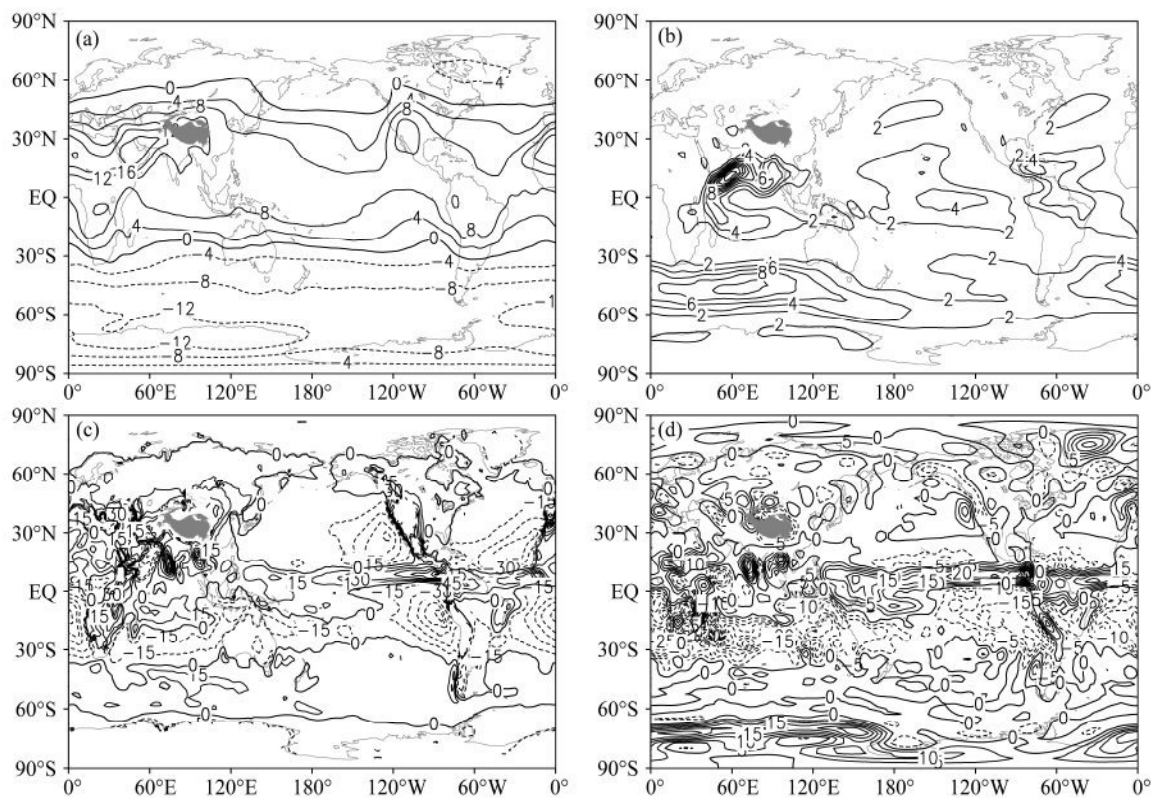


图4 同图1, 但为北半球夏季 (JJA) 平均

Fig. 4 The same as Fig.1, but for boreal summer (JJA) mean

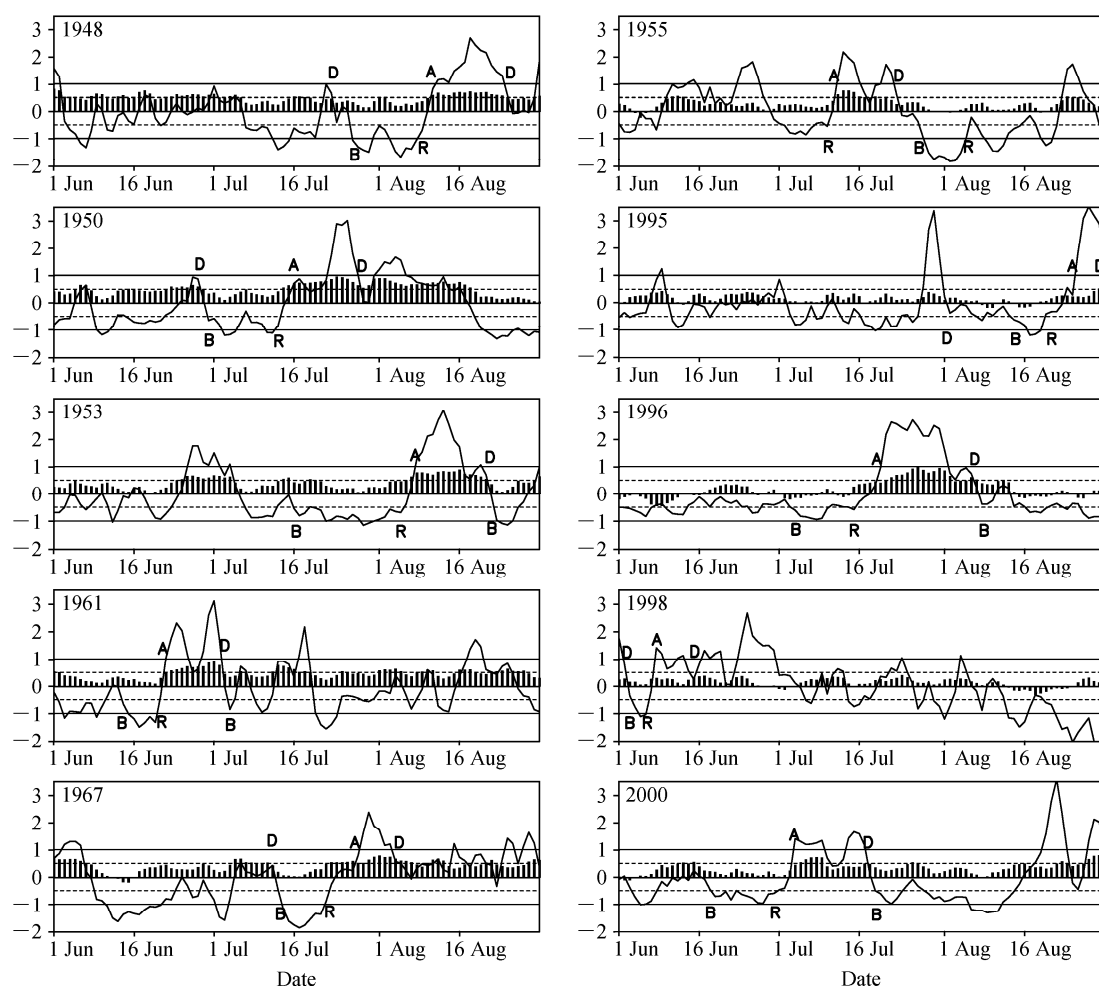


图5 850 hPa 南海季风区区域平均的 K_E 标准化时间序列(曲线)和纬向风时间序列(柱状图,单位:10 m/s),曲线标出了季风中断(B-R)、恢复(R-A)、活跃(A-D)、衰减(D-B)相位

Fig. 5 The time series of normalized K_E (curve) and zonal wind (bar, units: 10 m/s) at 850 hPa averaged over the South China Sea summer monsoon (SCSSM) region. Monsoon break (B-R), revival (R-A), active(A-D), decay (D-B) phases are marked

洋,西太平洋被反气旋环流控制,较强上升运动区消亡,南海区域位势升高,上升运动减弱, C_K 减弱,在南海东北是下沉运动,区域平均的 K_E 为 4.5。

图 7 是弱南海夏季风的能量分布,在中断相位,南海东部由副高西侧的偏南风控制,南海东部被 1500 gpm 等位势高度线控制,南海区域上升运动较弱, C_K 较小,区域平均动能为 1.4。在恢复相位,南海南部地区西南风增强,西太平洋仍被高压控制,中南半岛、南海西北部上升运动增强, C_K 增大,区域平均的 K_E 为 2.7。在活跃相位,南海西北部位势高度降低,南海北部上升运动增强, C_K 进一步增大,南海中部西风增强,南海季风区南部处于高压控制,盛行下沉运动, K_E 向 L_{PPE1} 转化,区域平均的 K_E 为 4.9。在衰减相位,南海区域西风

减弱、向北移动,南海南部重新被 1500 gpm 等位势高度线控制,区域平均的 K_E 为 2.7。

上述能量转化的特征是否仅仅适于 850 hPa 高度上? 为了回答这个问题,考察了 925 hPa 和 700 hPa 的能量演变特征(图略),结果显示,尽管存在数值上的差异,总体表现出与 850 hPa 上类似的能量变化特征。

4.1 动能收支特征

通过上一小节分析,对季风各相位的能量特征有了定性的了解,下面将给出南海季风区区域平均的定量结果。

表 1 给出了强、弱南海夏季风各相位的 850 hPa 动能 (K_E) 收支。在南海夏季风中中断相位,通过水平边界有净的 K_E 向外输送 B_{K1} ,即损失 K_E ,边界的

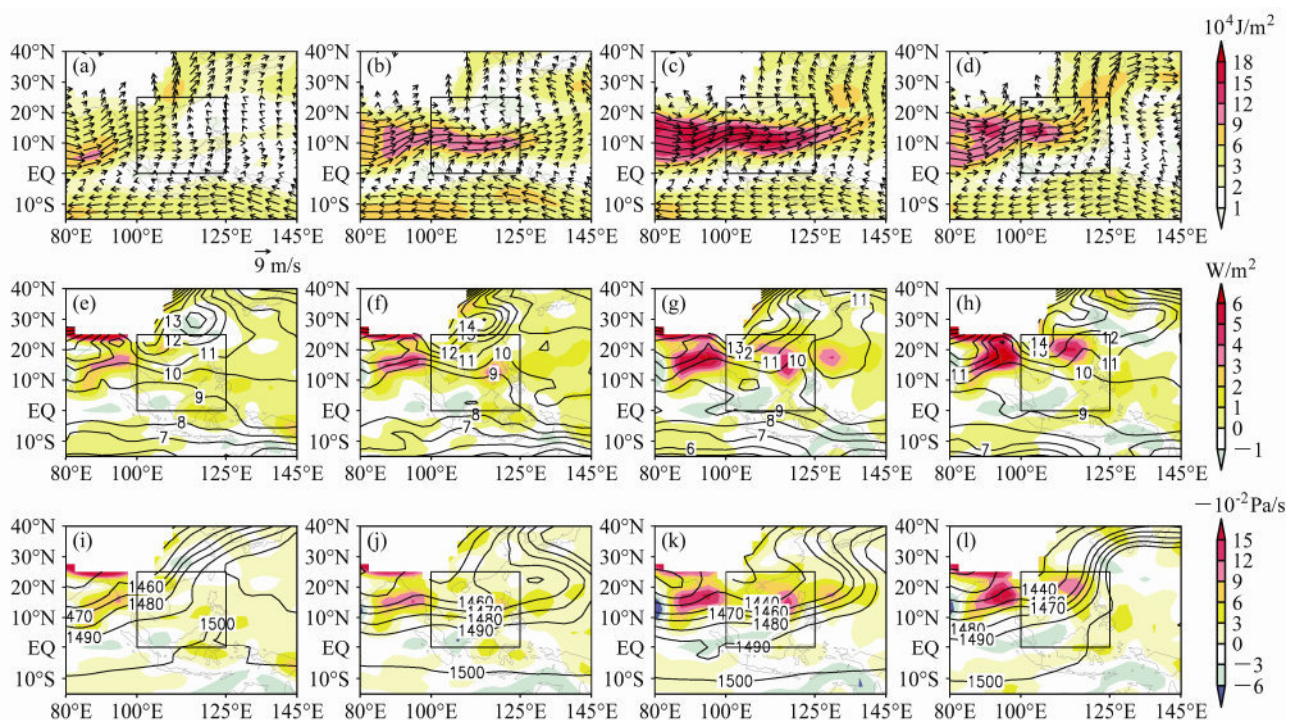


图 6 强南海夏季风年季风 (a、e、i) 中断、(b、f、j) 恢复、(c、g、k) 活跃、(d、h、l) 衰减相位的 850 hPa 能量合成图: (a、b、c、d) 动能 (彩色, 单位: 10^4 J/m^2) 和水平风场 (矢量, 单位: m/s); (e、f、g、h) 转化项 (彩色, 单位: W/m^2) 和 L_{PPEI} (等值线, 单位: 10^6 J/m^2); (i、j、k、l) 垂直运动 (彩色, 单位: -10^{-2} Pa/s) 和位势高度 (等值线, 单位: gpm)

Fig. 6 Composite 850-hPa energy charts for monsoon (a, e, i) break, (b, f, j) revival, (c, g, k) active, and (d, h, l) decay phases in strong SCSSM years: (a, b, c, d) K_E (shadings) and horizontal wind (vector); (e, f, g, h) conversion term (shadings) and L_{PPEI} (contour, units: 10^6 J/m^2); (i, j, k, l) vertical velocity (shadings) and geopotential height (contour, units: gpm)

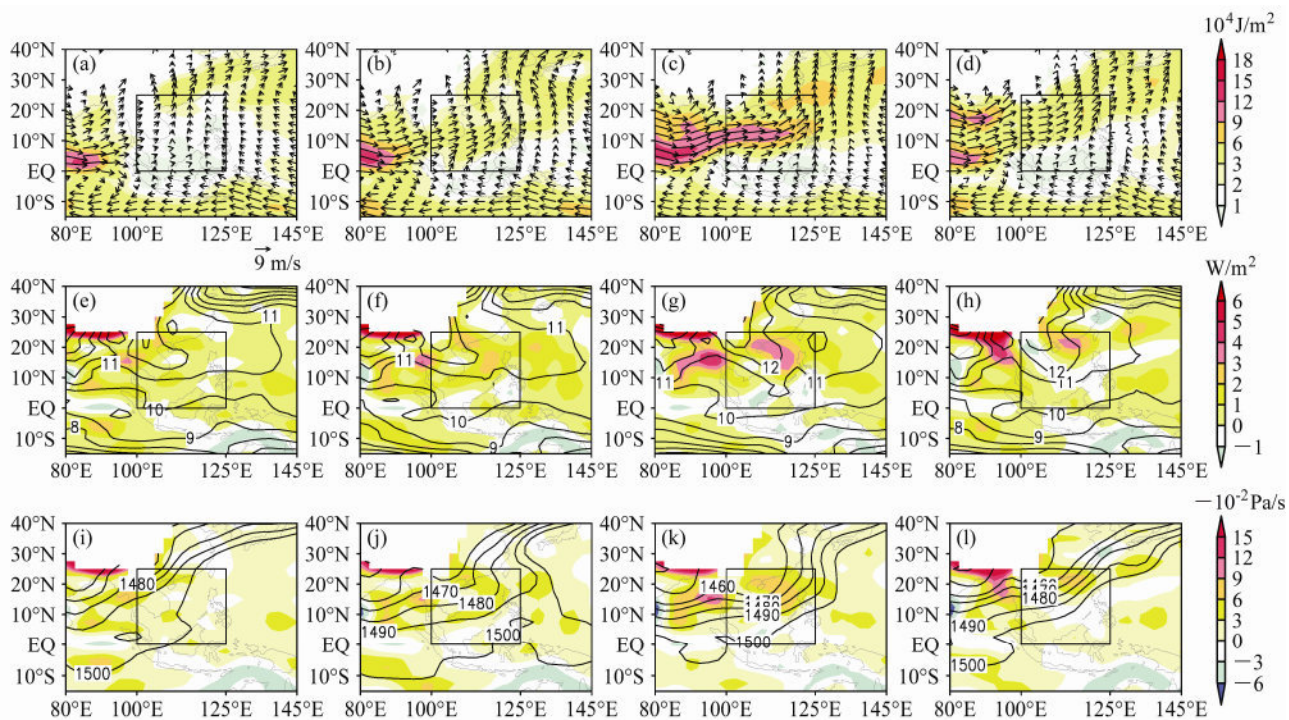


图 7 同图 6, 但为弱南海夏季风年

Fig. 7 The same as Fig. 6, but for weak SCSSM years

气压做功 B_{K2} 为正利于 K_E 的增长, 同时 L_{PPE1} 向 K_E 的转化 C_K 为正, C_K 与 B_K 的作用大致相当。在南海夏季风恢复相位, K_E 的局地变化项有最大值, 反映出季风由中断到活跃相位转变时, 气流增强, K_E 增大; L_{PPE1} 向 K_E 的转换 C_K 为正值, 边界的动能输送 B_{K1} 也为正值, 此时 C_K 对 K_E 增长的贡献超过了 B_K , 共同作用下, K_E 快速增长。在南海夏季风活跃相位, L_{PPE1} 向 K_E 的转化 C_K 为正值且最大, C_K 的数值是边界作用 B_K 的 2~3 倍, C_K 对活跃相位 K_E 的增长贡献最大, 随着 K_E 的增长, 余项 (Res1) 也逐渐增大。在南海夏季风衰减相位, C_K 相对活跃相位减小, K_E 减小, K_E 局地变化项为负值。 K_E 能量收支中各项的作用在强弱南海夏季风中大致相同。对比 925 hPa、700 hPa 的结果(表略), 在数值上 925 hPa 的 C_K 最小, 700 hPa 上 C_K 最大, 总体上都显示出 L_{PPE1} 向 K_E 的转换(C_K) 在南海夏季风恢复、活跃相位起关键作用。

表 1 南海夏季风中断、恢复、活跃、衰减相位的强、弱季风年 850 hPa 动能 (K_E) 收支 (单位: 10^{-2} W/m^2)

Table 1 850-hPa kinetic energy (K_E) budgets for monsoon break, revival, active, decay phases in strong and weak SCSSM years (units: 10^{-2} W/m^2)

	强夏季风年平均				弱夏季风年平均			
	中断	恢复	活跃	衰减	中断	恢复	活跃	衰减
$\partial K_E / \partial t$	0	13	0	-14	-0.3	8	-0.2	-8
B_{K1}	-3	7	13	7	-5	0	3	-5
B_{K2}	42	37	15	30	38	47	41	51
C_K	39	64	90	77	65	79	91	50
Res1	-79	-96	-118	-128	-99	-118	-135	-103

注: 取南海季风区区域平均, 5 个个例的相位合成结果。

4.2 L_{PPE1} 收支特征

表 2 给出了强、弱南海夏季风年各相位的 850 hPa 分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) 收支。可以看出, 在南海夏季风中中断相位, L_{PPE1} 向 K_E 转换, 垂直运动引起的温度调整项 R_L 为负值, 余项 Res2 (加热和垂直输送项) 为正, 综合作用下 L_{PPE1} 减小, L_{PPE1} 的局地变化项为负。在南海夏季风恢复相位, $-C_K$ 和 R_L 为负值, 边界的能量输送 $\mathfrak{S}_L$ 为正值且弱季风年较大, 弱南海夏季风年 L_{PPE1} 增大, 强南海夏季风年 L_{PPE1} 减小。Res2 相对中断相位减弱。在南海夏季风活跃相位, $-C_K$ 和 R_L 为负, 边界输送 $\mathfrak{S}_L$ 为正, 此时这两项数值最大, 由于很强的边界能量输送, L_{PPE1} 增大, 局地变化项为正。在南海夏季风衰

减相位, $-C_K$ 和 R_L 相对活跃相位数值变小, 边界输送 $\mathfrak{S}_L$ 减小, L_{PPE1} 减小, 局地变化项为负。对比 925 hPa 和 700 hPa 的结果, 显示出与 850 hPa 类似的演变特征, 不同之处在于, 925 hPa 和 850 hPa 边界的能量输送作用 $\mathfrak{S}_L$ 要强于 Res2 的作用, 700 hPa 与之相反, 且在 925 hPa 余项 Res2 基本为负, 但在 850 hPa 和 700 hPa 是正值, 反映出 Res2 在大气低层随高度增加的现象, 另外在 925 hPa 和 850 hPa 季风中断到活跃 Res2 减小, 而在 700 hPa 是增加。

表 2 南海夏季风中断、恢复、活跃、衰减相位的强、弱季风年 850 hPa 分层扰动位能一阶矩 (L_{PPE1}) 收支 (单位: 10^{-2} W/m^2)

Table 2 850-hPa layer perturbation potential energy order 1 (L_{PPE1}) budgets for monsoon break, revival, active, decay phases in strong and weak SCSSM years (units: 10^{-2} W/m^2)

	强夏季风年平均				弱夏季风年平均			
	中断	恢复	活跃	衰减	中断	恢复	活跃	衰减
$\partial L_{PPE1} / \partial t$	-66	-40	68	-170	-47	54	44	-86
$\mathfrak{S}_L$	-3	489	974	441	516	852	1025	601
R_L	-567	-896	-1116	-930	-937	-1088	-1204	-710
$-C_K$	-39	-64	-90	-77	-65	-79	-91	-50
Res2	543	430	299	396	439	368	313	73

注: 取南海季风区区域平均, 5 个个例的相位合成结果。

4.3 影响季风活跃、中断条件的探讨

由以上结果可以看出, 转化项 C_K 大于零时, 并不一定对应着南海夏季风的活跃, 当 C_K 较小时, 一般对应着南海夏季风的中断, 当 C_K 较大时, 一般对应着南海夏季风的活跃, 那么南海夏季风中中断与活跃的临界转化值是多少? 从南海夏季风中中断、恢复、到活跃相位, 转化项 C_K 递增, 在 850 hPa 高度上, 南海夏季风恢复相位 C_K 的平均值分别为 0.64 W/m^2 (强夏季风)、0.79 W/m^2 (弱夏季风), 在 C_K 大于 0.79 W/m^2 时, 一般对应着季风的活跃 (1995、1998 年除外), 所以, 本文选取转化项临界值 $C_0=0.79 \text{ W/m}^2$ 。因为 L_{PPE1} 为正值时, C_K 可能为小值甚至为负值, 所以需要探讨在何种条件下 C_K 大于 C_0 , 即南海夏季风倾向于活跃的条件, 下面本文将以 850 hPa 为例, 对这一问题展开分析

若 C_K 满足: $C_K > C_0$, 则可以得到下面不等式,

$$C_K = \int_{p_1}^{p_2} (\omega \partial \phi' / \partial p) dp / g > C_0, \quad (17)$$

其中, $p_1=(850+925)/2(\text{hPa})$, $p_2=(850+700)/2(\text{hPa})$ 。利用方程 (8), 由中值定理可以得到,

$$-\omega T' \frac{R}{g} \frac{\Delta p}{p_c} > C_0, \quad (18)$$

其中, $\Delta p = p_1 - p_2$, $p_c = 850 \text{ hPa}$ 。不等式同时乘以 c_p , 不等式左端可以写成 L_{PPEI} 的形式, 上式化为

$$-\omega c_p T' \frac{\Delta p}{g} \frac{R}{p_c} > C_0 \cdot c_p,$$

即

$$-\omega \frac{R}{p_c} \int_{p_1}^{p_2} c_p T' \frac{dp}{g} > C_0 \cdot c_p.$$

上式说明 ω 和 L_{PPEI} 的配置决定着转化项的大小, 本文固定 L_{PPEI} , 从而求解不等式中 ω 的范围, 选取 $L_{\text{PPEI}} = L_{\text{PPEI}}^{\text{JJA}}$ 为 850 hPa 层次 L_{PPEI} 的夏季 (1961~2000 年) 平均值 ($L_{\text{PPEI}}^{\text{JJA}} = 11.2 \times 10^6 \text{ J/m}^2$), 不等式两端同时除以 $L_{\text{PPEI}}^{\text{JJA}}$, 不等式右端的量纲是垂直速度的量纲, 因为不等式右端是临界转化项对应的垂直速度, 所以不等式右端对应的是临界的垂直速度 ω_0 , 可得到

$$-\omega > \frac{C_0}{L_{\text{PPEI}}^{\text{JJA}}} \frac{c_p}{R} p_c = \omega_0 = 0.0209 \text{ Pa/s}. \quad (19)$$

由以上可知, 临界速度 $\omega_0 = 0.0209 \text{ Pa/s}$, 这表明在 L_{PPEI} 不小于南海区域夏季气候平均值时, 当区域平均的上升速度 $-\omega$ 大于 ω_0 时, 转化项 $C_K > C_0$, 此时有利于南海夏季风的活跃, 这给出了南海夏季风活跃的一个理论判据。

为了检验以上理论分析, 另外选取了强夏季风年 1977 年 8 月 7 日~8 月 24 日、1982 年 6 月 18 日~7 月 7 日、1990 年 7 月 30 日~8 月 22 日和弱夏季风年 2003 年 6 月 30 日~7 月 26 日、2008 年 7 月 31 日~8 月 14 日、2010 年 7 月 30 日~8 月 17 日来进行验证, 结果显示(表 3), 在南海夏季风中断相位, 上升速度 $-\omega$ 小于 ω_0 , 在南海夏季风活跃相位, 上升速度 $-\omega$ 大于 ω_0 , 结果支持以上的理论分析。

表 3 季风中断、活跃相位的强(弱)季风年南海季风区区域平均 850 hPa 垂直速度值 (单位: Pa/s)

Table 3 850-hPa vertical velocity averaged over SCSSM region for six examples for monsoon break and active phases (units: Pa/s)

	1977 年	1982 年	1990 年	2003 年	2008 年	2010 年
中断	-0.004	-0.016	-0.011	-0.008	-0.01	-0.007
活跃	-0.036	-0.032	-0.027	-0.031	-0.032	-0.023

5 总结与讨论

基于扰动位能理论 (PPE) 中分层扰动位能

(L_{PPE}) 的定义, 本文推导了 L_{PPEI} 和 K_E 的控制方程, 分析了 K_E 、 L_{PPE} 的空间分布以及季节变化特征。以南海夏季风为例, 考察了夏季风中断、恢复、活跃、衰减四个相位的能量收支特征, 最后探讨了南海夏季风活跃的条件, 得出的结论如下:

(1) 大气低层 (850 hPa) 年平均结果显示, 在赤道辐合带、大部分季风区 (除阿拉伯海外)、风暴轴地区是 L_{PPEI} 的源区, 副热带大洋东部以及高纬度地区是 L_{PPEI} 的汇区, 除西北太平洋外, 强源和汇 (G_L) 的中心与 L_{PPEI} 的纬向偏差场的脊、槽分布对应较好。随着季节变化, L_{PPEI} 和产生项 (G_L) 有向夏半球移动的特点。

(2) L_{PPEI} 和 K_E 的转化项 (C_K) 是连接 K_E 和 L_{PPEI} 的纽带, C_K 取决于垂直速度和大气稳定度, 在暖 (冷) 空气上升 (下沉) 时, 转化项为正, L_{PPEI} 向 K_E 转化能量。大气低层 (850 hPa) 年平均结果显示, 在赤道辐合带以及大部分季风区 (除阿拉伯海、孟加拉湾外), C_K 有较大的正值分布, 在北半球风暴轴和南半球西风带, C_K 也是连续分布的正值。 C_K 的季节演变特点表现为正 C_K 向夏半球大陆移动。

(3) 在大气低层 (850 hPa), 南海夏季风活动各相位的能量特征是, 在南海夏季风中断相位, 转化项 (C_K) 较小, 与边界的能量输入大致相当, 在南海夏季风恢复、活跃相位, C_K 增大, 在南海夏季风活跃相位, C_K 约为边界能量输入的 2~3 倍, C_K 是决定南海夏季风恢复、活跃的最关键的因素。在强弱南海夏季风年, K_E 的收支特征相似。在南海夏季风中断、衰减相位, L_{PPEI} 随时间减小, 主要由垂直运动引起的温度分布调整引起, 在南海夏季风活跃相位, L_{PPEI} 随时间增大, 主要由能量输送和加热项引起。

(4) 在大气低层 (850 hPa), 转化项 (C_K) 较大时, 一般对应南海夏季风的活跃相位, 以南海夏季风恢复相位的转化项为阈值, 探讨了南海夏季风活跃的条件, 当 L_{PPEI} 为夏季平均值时, 南海区域平均的上升速度大于临界速度 ω_0 时, 有利于南海夏季风由中断相位向活跃相位的转变。

本文推导出的 L_{PPEI} 和 K_E 的控制方程, 具有广泛适用性。本文仅是从能量转化的角度, 探讨了南海夏季风演变中不同位相转换的原因。该能量方程还可以用于其它气候系统演变的研究中, 如台风。台风的生成、发展伴随着巨大的能量转化, 能

量的演变特征如何, 都是有待于未来研究的工作。

致谢 感谢两位审稿专家和编辑老师的建议, 感谢李建平课题组同学提供的帮助和有益的讨论。

参考文献 (References)

- Boer G J. 1975. Zonal and eddy forms of the available potential energy equations in pressure coordinates [J]. *Tellus*, 27 (5): 433–442.
- Ding Y H, Liu Y J. 2001. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during the SCSMEX field experiment in 1998 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79 (2): 255–276.
- 丁一汇, 李崇银, 何金海, 等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风 [J]. *气象学报*, 62 (5): 561–586. Ding Yihui, Li Chongyin, He Jinhai, et al. 2004. South China Sea monsoon experiment (SCSMEX) and the East-Asian monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (5): 561–586.
- Ding Ruiqiang, Ha K J, Li Jianping. 2010. Interdecadal shift in the relationship between the East Asian summer monsoon and the tropical Indian Ocean [J]. *Climate Dyn.*, 34 (7–8): 1059–1071.
- Dutton J A, Johnson D R. 1967. The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics [J]. *Advances in Geophysics*, 12: 333–436.
- Edmon H J Jr. 1978. A reexamination of limited-area available potential energy budget equations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35 (9): 1655–1659.
- 冯娟, 李建平. 2009. 南海夏季风变化及其与全球大气和海温的关系 [J]. *大气科学*, 33 (3): 568–580. Feng Juan, Li Jianping. 2009. Variation of the South China Sea summer monsoon and its association with the global atmosphere circulation and sea surface temperature [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (3): 568–580.
- 冯志强, 黄志兴, 刘嘉玲. 1994. 非绝热加热对南海夏季风建立的作用 [J]. *热带海洋*, 13 (4): 17–24. Feng Zhiqiang, Huang Zhixing, Liu Jialing. 1994. Effects of diabatic heating on the establishment of summer monsoon over the South China Sea [J]. *Tropic Oceanology (in Chinese)*, 13 (4): 17–24.
- 高丽, 李建平, 任宏利. 2006. 绝热大气过程的若干性质 [J]. *自然科学进展*, 16 (2): 243–247. Gao Li, Li Jianping, Ren Hongli. 2006. Some characteristics of the atmosphere during an adiabatic process [J]. *Progress in Natural Science (in Chinese)*, 16 (6): 644–648.
- 高丽. 2006. 扰动位能的理论研究和诊断分析 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 138pp. Gao Li. 2006. Theoretical Studies and Diagnostic Analyses of Perturbation Potential Energy [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 138pp.
- 高丽, 李建平. 2007. 大气能量有效性的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 22 (5): 486–494. Gao Li, Li Jianping. 2007. Progress in the study of atmospheric energy efficiency [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (5): 486–494.
- 高丽, 李建平. 2011. 局地大气能量有效性中的表面扰动位能特征 [J]. *气象学报*, 69 (4): 664–671. Gao Li, Li Jianping. 2011. Characteristics of the surface perturbation potential energy in the local atmospheric energetic efficiency [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (4): 664–671.
- 高丽, 李建平. 2012. 扰动位能与大气环流异常的耦合关系及机理研究 [J]. *地球物理学报*, 55 (3): 768–780. Gao Li, Li Jianping. 2012. Relationship and mechanism between perturbation potential energy and atmospheric general circulation anomalies [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 55 (3): 768–780.
- 辜旭赞. 1989. 行星大气有效位能理论之进一步探讨 [J]. *热带气象学报*, 5 (3): 268–278. Gu Xuzan. 1989. Further investigation of the theory for available potential energy in planetary atmosphere [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 5 (3): 268–278.
- 辜旭赞. 1990. 有限区域有效位能理论再探 [J]. *气象学报*, 48 (2): 248–252. Gu Xuanzan. 1990. A theoretical study of the available potential energy in a limited atmospheric region [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 48 (2): 248–252.
- Goddard L, Philander S G. 2000. The energetics of El Niño and La Niña [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1496–1516.
- Hughes G O, Hogg A M C, Griffiths R W. 2009. Available potential energy and irreversible mixing in the meridional overturning circulation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 39 (12): 3130–3146.
- Huang Ruixin. 1998. Mixing and available potential energy in a Boussinesq ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 28 (4): 669–678.
- Huang Ruixin. 2005. Available potential energy in the world's oceans [J]. *J. Mar. Res.*, 63 (1): 141–158.
- Jiang Xingwen, Li Jianping. 2011. Influence of the annual cycle of sea surface temperature on the monsoon onset [J]. *J. Geophys. Res.*, 116: D10105.
- 金祖辉, 陶诗言. 2002. 南海夏季风建立、活跃和中断期的特征 [J]. *气候与环境研究*, 7 (3): 267–278. Jin Zuhui, Tao Shiyan. 2002. The onset of the summer monsoon over the South China Sea and its active and break periods [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (3): 267–278.
- Johnson D R. 1970. The available potential energy of storms [J]. *J. Atmos. Sci.*, 27 (5): 727–741.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP–Doe AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83 (11): 1631–1643.
- Khromov S P. 1978. Great Soviet Encyclopedia (A Translation of the Third Edition) [M]. New York: Macmillan Londaon, Collier Macmillan Publishers, 17–129.
- Krishnamurti T N. 1996. Monsoons [M]// Schneide S H, ed. *Encyclopedia of Climate and Weather*. Vol. 2. New York, Oxford: Oxford University Press, 512–515.
- Krishnamurti T N, Sinha M C, Jha B, et al. 1998. A study of South Asian monsoon energetics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55 (15): 2530–2548.
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风活动及其影响 [J]. *大气科学*, 23 (3): 257–266. Li Chongyin, Zhang Liping. 1999. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23 (3): 257–266.
- 李建平, 曾庆存. 2000. 风场标准化季节变率的显著性及其表征季风的合理性 [J]. *中国科学 (D 辑): 地球科学*, 30 (3): 331–336. Li

- Jianping, Zeng Qingcun. 2000. Significance of the normalized seasonality of wind field and its rationality for characterizing the monsoon [J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 43 (6): 646–653.
- Li Jianping, Zeng Qingcun. 2002. A unified monsoon index [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29: 1274.
- Li Jianping, Zeng Qingcun. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (2): 299–302.
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系 [J]. *气候与环境研究*, 10 (3): 351–365. Li Jianping, Zeng Qingcun. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10 (3): 351–365.
- 李建平, 高丽. 2006. 扰动位能理论及其应用——扰动位能的概念、表达及其时空结构 [J]. *大气科学*, 30 (5): 834–848. Li Jianping, Gao Li. 2006. Theory on perturbation potential energy and its applications—Concept, expression and spatiotemporal structures of PPE [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 834–848.
- Li Jianping. 2009. Tropical pacific and its global impacts [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 97 (1-2): 1–2.
- 李建平, 吴国雄, 胡敦欣, 等. 2011. 亚印太交汇区海气相互作用及其对我国短期气候的影响 (上卷) [M]. 北京: 气象出版社, 258–287. Li Jianping, Wu Guoxiong, Hu Dunxin, et al. 2011. Ocean–Atmosphere Interaction over the jointing Area of Asia and Indian–Pacific Ocean(AIPO) and Its Impact on the Short-term Climate Variation in China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 258–287.
- 李俊, 瞿章, 王安宇, 等. 1985. 非绝热加热作用对印度西南季风中断向活跃转变过程影响的数值试验 [J]. *高原气象*, 4 (S2): 125–133. Li Jun, Zhai Zhang, Wang Anyu, et al. 1985. A numerical simulation of diabatic heating effect on transition of Indian southwest monsoon from break to activeness [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 4 (S2): 125–133.
- 李术华, 朱福康, 傅恒亮, 等. 1989. 大尺度涡动有效位能增长与初夏副热带高压北移的关系 [J]. *气象*, 15 (12): 21–25. Li Shuhua, Zhu Fukang, Fu Hengliang, et al. 1989. Relationship between increment of large-scale eddy APE and northward movement of subtropical high in early summer [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 15 (12): 21–25.
- 梁建茵, 吴尚森. 2000. 1998 年南海、孟加拉湾夏季风期间动能收支特征 [J]. *应用气象学报*, 11 (4): 400–409. Liang Jianyin, Wu Shangsen. 2000. Kinetic energy budget of summer monsoon over South China Sea and the Bay of Bengal in 1998 [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 11 (4): 400–409.
- 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及其强度的影响 [J]. *气象学报*, 63 (5): 799–805. Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiang. 2005. Effect of Tibetan Plateau on the site of onset and intensity of the Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 799–805.
- Liu Yimin, Chan J C L, Mao Jiangyu, et al. 2002. The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130 (11): 2731–2744.
- 刘屹岷, 陈仲良, 毛江玉, 等. 2003a. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 I: 个例分析 [J]. *气象学报*, 61 (1): 2–10. Liu Yimin, Chen Zhongliang, Mao Jiangyu, et al. 2003. Impacts of the onset of the Bay of Bengal monsoon on the onset of the South China Sea monsoon. Part I: A case study [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (1): 2–10.
- 刘屹岷, 陈仲良, 毛江玉, 等. 2003b. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II 数值试验 [J]. *气象学报*, 61 (1): 11–19. Liu Yimin, Chen Zhongliang, Mao Jiangyu, et al. 2003. Impacts of the onset of the Bay of Bengal monsoon on the onset of the South China Sea monsoon. Part II: Numerical Experiments [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (1): 11–19.
- Lorenz E N. 1955. Available potential energy and the maintenance of the general circulation [J]. *Tellus*, 7 (2): 157–167.
- Lorenz E N. 1960a. Generation of available potential energy and the intensity of the general circulation [R]. *Dynamics of Climate, Symposium Publications Division*. 86–92.
- Lorenz E N. 1960b. Energy and numerical weather prediction [J]. *Tellus*, 12 (4): 364–373.
- Lorenz EN. 1978. Available energy and the maintenance of a moist circulation [J]. *Tellus*, 30 (1): 15–31.
- 罗连升, 杨修群. 2003. 从有效位能变化来分析 El Niño 的年代际变化 [J]. *气象科学*, 23 (1): 1–11. Luo Liansheng, Yang Xiuqun. 2003. Interdecadal change of El Niño as seen from variations of available potential energy [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 23 (1): 1–11.
- 毛江玉, 谢安, 宋焱云, 等. 2000. 海温及其变化对南海夏季风爆发的影响 [J]. *气象学报*, 58 (5): 556–569. Mao Jiangyu, Xie An, Song Yanyun, et al. 2000. Impact of sea surface temperature and its variations on the onset of summer monsoon over South China Sea [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (5): 556–569.
- 毛江玉, 段安民, 刘屹岷, 等. 2003. 副高脊面反转与亚洲夏季风爆发可预测性分析 [J]. *科学通报*, 48 (S2): 55–59. Mao Jiangyu, Duan Anmin, Liu Yimin, et al. 2003. Reversal of subtropical high ridge surface and its implication to predictability of Asian summer monsoon outbreak [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 48 (S2): 55–59.
- 毛江玉, 吴国雄. 2006. 青藏高原热状况和海温异常对亚洲季风季节转换年际变化的影响 [J]. *地球物理学报*, 49 (5): 1279–1287. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2006. Impacts of anomalies of thermal state over the Qinghai-Xizang Plateau and sea surface temperature on interannual variability of the Asian monsoon seasonal transition [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 49 (5): 1279–1287.
- Margules M. 1903. Über die Energie der stürme [M]. *Jahrb. Zentralanst. Meterol. Wien*, 40: 1–26. (Translation by C. Abbe, 1910: *The Mechanics of the Earth's Atmosphere*. 3rd Coll., Smithsonian Inst., Washington, D. C., 533–595.)
- Nan Sulan, Li Jianping, Yuan Xiaojun, et al. 2009. Boreal spring Southern Hemisphere Annular Mode, Indian Ocean sea surface temperature, and East Asian summer monsoon [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D02103.
- Oort A H, Ascher S C, Levitus S, et al. 1989. New estimates of the available potential energy in the world ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 94 (C3): 3187–3200.
- Pedelaborde P. 1963. *The Monsoons* (Translated by M. J. Clegg) [M]. London: Methuen, 196pp.
- Ramage C S. 1971. *Monsoon Meteorology* [M]. New York: Academic Press,

- 296pp.
- Shepherd T G. 1993. A unified theory of available potential energy [J]. Atmos. Ocean., 31 (1): 1–26.
- Siegmund P. 1994. The generation of available potential energy, according to Lorenz's exact and approximate equations [J]. Tellus, 46 (5): 566–582.
- Smith P J. 1969. On the contribution of a limited region to the global energy budget [J]. Tellus, 21 (2): 202–207.
- Smith P J, Horn L H. 1969. A computational study of the energetics of a limited region of the atmosphere [J]. Tellus, 21 (2): 193–201.
- 谭锐志. 1994. 东南亚夏季风中断、过渡与活跃期的区域能量学研究 [J]. 大气科学, 18 (5): 527–534. Tan Ruizhi. 1994. A study on the regional energetics during break, transitional and active periods of the southwest monsoon in south east Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 18 (5): 527–534.
- Taylor K E. 1979. Formulas for calculating available potential energy over uneven topography [J]. Tellus, 31 (3): 236–245.
- 汪雷, 李建平, 丁瑞强. 2012. 分层扰动位能理论及其应用——以南海夏季风的年际变化为例 [J]. 地球物理学报 (已接受) Wang Lei, Li Jianping, Ding Ruiqiang. 2012. Theory on layer perturbation potential energy and its applications—Annual variation of the South China Sea summer monsoon [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), (accepted)
- Wang Bin, Fan Zhen. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80 (4): 629–638.
- Wang B, Ho L, Zhang Yongsheng, et al. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon [J]. J. Climate, 17 (4): 699–710.
- Wang Bin, Huang Fei, Wu Zhiwei, et al. 2009. Multi-scale climate variability of the South China Sea monsoon: A review [J]. Dyn. Atmos. Oceans, 47 (1-3): 15–37.
- 温敏, 何金海, 肖子牛. 2004. 中南半岛对流对南海夏季风建立过程的影响 [J]. 大气科学, 28 (6): 864–875. Wen Min, He Jinhai, Xiao Ziniu. 2004. Impact of the convection over the Indo-China Peninsula on the onset of SCS summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (6): 864–875.
- 吴国雄, 张永生. 1998a. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I 爆发地点 [J]. 大气科学, 22 (6): 825–838. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998a. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian monsoon onset. Part I: Situating of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22 (6): 825–838.
- 吴国雄, 张永生. 1998b. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II 爆发时间 [J]. 大气科学, 23 (1): 51–61. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998b. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian monsoon onset. Part II: Timing of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (1): 51–61.
- Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. Mon. Wea. Rev., 126 (4): 913–927.
- Wu Zhiwei, Wang Bin, Li Jianping, et al. 2009. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO [J]. J. Geophys. Res., 114: D18120.
- 谢义炳. 1978a. 能量天气分析、预报方法的现状和将来的可能发展 [J]. 气象科技, (2): 5–9. Xie Yibing. 1978a. Current status and future possible development of energetic synoptic analysis and prediction method [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), (2): 5–9.
- 谢义炳. 1978b. 湿斜压大气的天气动力学问题 [C]//暴雨文集. 长春: 吉林人民出版社, 1–15. Xie Yibing. 1978b. Weather dynamics problems of moist baroclinic atmosphere [C]//Collection of Heavy Rain (in Chinese). Changchun: Jilin People Press, 1–15.
- Zhang Tao, Wu Guoxiong, Guo Yufu. 2005. The diabatic heating and the generation of available potential energy: results from NCEP reanalysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 19 (2): 143–159.
- 张韬, 吴国雄, 郭裕福. 2006. GOALS 模式中大气能量循环的诊断分析与不同版本计算结果的比较研究 [J]. 大气科学, 30 (1): 38–55.
- Zhang Tao, Wu Guoxiong, Guo Yufu. 2006. The comparison between two versions of the GOALS model on the atmospheric energy cycle diagnosis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (1): 38–55.
- 曾庆存. 1979. 数值天气预报的数学物理基础 [M]. 北京: 科学出版社, 543pp. Zeng Qingcun. 1979. The Physical–Mathematical Basis of Numerical Weather Prediction [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 543pp.
- Zhu Congwen, Chen Longxun, Yamazaki N. 1999. The interdecadal variation characteristics of Arctic sea ice cover-ENSO-East Asian monsoon and their interrelationship at quasi-four years time scale [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 16 (4): 641–652.
- Zhu Congwen, He Jinhai, Tan Yanke. 2004. Characteristics of the Northern Hemisphere sub-tropical high seasonal splitting over the Asian monsoon sectors and its possible mechanism [J]. Journal of Tropical Meteorology, 10 (2): 39–47.