

球面正压大气的不稳定与南亚夏季风 爆发动力机制的探讨

张 铭 朱 敏 张立凤

解放军理工大学气象学院大气环流与短期气候实验室, 南京 211101

摘 要 通过球坐标正压原始方程谱点的计算, 发现南亚夏季风爆发前有正压不稳定发生, 不稳定罗斯贝波其最大增幅位于南半球的西风急流处, 可向低纬传播并能在低纬激发出旺盛的积云对流, 该积云对流可造成已失稳的大气基本场发生重大调整, 从而导致南亚夏季风的爆发。

关键词 南亚夏季风 正压不稳定 积云对流

文章编号 1006-9895(2006)02-0193-09

中图分类号 P461

文献标识码 A

Instability of Barotropic Atmosphere on Sphere and Dynamical Mechanism of Indian Summer Monsoon Onset

ZHANG Ming, ZHU Min, and ZHANG Li-Feng

Institute of Meteorology, PLA University of Science & Technology, Nanjing 211101

Abstract The onset mechanism of the Indian summer monsoon is studied from dynamics. A spectrum spot model of barotropic primitive equation in spherical coordinate is used to investigate the instability of basic flow. The variation of the maximum unstable increasing rate is un conspicuous in the four days before onset. In the third day before onset, the rate decreases. The rate increases clearly from the second day before onset to the first day after onset. After this day, the rate remains 0.45×10^{-6} and fluctuates.

It is autumn and winter of the Southern Hemisphere before the onset of Indian summer monsoon. The meridional shear of zonal basic flow minishes then augments, which excites unstable basic flow and barotropic instability Rossby wave. The barotropic instability intensification can surely be found before the onset of Indian summer monsoon.

The maximal amplitude of barotropic unstable Rossby wave lies in the Southern Hemisphere westerly jet region, which can transmit to low latitude and produce cumulus convection. The analysis of OLR demonstrates that vigorous cumulus convection appears over Sumatra, Kalimantan, and Malaya at first, then appears over the Bay of Bengal and southwest sea area of India subcontinent. The vigorous cumulus convection makes the unstable general circulation field adjust greatly, and results in the onset of Indian summer monsoon. Here, cumulus convection acts as a medium.

In a word, barotropic instability is one of dynamical onset mechanisms of Indian summer monsoon.

Key words Indian summer monsoon, barotropic instability, cumulus convection

1 引言

季风爆发的机制是什么? 这是气象学者非常关

心的问题。早在 20 世纪 80 年代, 陶诗言等^[1]就指出, 南半球冷空气爆发是北半球西南季风建立和向北推进的触发机制。近年来, Murakami 等^[2]提出,

由亚洲和澳大利亚的热力差异所造成的气压梯度的大尺度季节转换,比海陆热力差异所造成的大尺度季节转换要敏感和强烈得多,而且南海是这种变化的敏感地区,当适当的低频振荡湿位相移到该地区时,将导致夏季风爆发。衷雅芳和钱永甫^[3]利用旋转经验正交函数对亚洲季风区地面感热通量进行时空分析,指出印度次大陆和中南半岛地区感热积累是东亚季风爆发的触发因素之一,印度次大陆北部感热通量的突变对南亚夏季风演变十分重要等等。南亚夏季风产生的根本原因是太阳辐射季节性北移导致的海陆热力差异。太阳辐射季节性北移是平滑渐变的,但却造成季风爆发的剧烈过程,究其原因,可能存在一个由量变积累到质变爆发的过程。这或许表明,季风爆发前的环境场(背景场)是不稳定的,某个小扰动的触发即可造成夏季风的爆发,因而季风爆发前环境场的不稳定形式及其触发机制以及该机制具体作用是应该进行深入研究的。本文将通过计算球坐标下正压原始方程的波谱来研究南亚季风爆发前纬向基本气流的稳定性问题,从而探讨南亚夏季风爆发的动力学机制。

本文南亚夏季风爆发的日期由 AS88 (Ananthakrishnan and Soman,1988)^[4]给出,这里选取的是印度西海岸最南端喀拉拉邦的爆发日期(Dates of monsoon onset over South Kerala,简称 SK,该地的季风爆发是印度其他地方季风即将开始的预兆),各年的具体爆发日期则如表 1 所示。

表 1 南喀拉拉邦(SK)夏季风爆发日期

Table 1 Dates of Indian summer monsoon onset over South Kerala

年份 Year	爆发日期 Onset date	年份 Year	爆发日期 Onset date
1958	06-12	1973	06-03
1959	05-12	1974	05-23
1960	05-14	1975	06-01
1961	05-18	1976	05-23
1962	05-10	1977	05-27
1963	06-05	1978	05-27
1964	06-05	1979	06-11
1965	05-24	1980	05-31
1966	05-31	1981	05-29
1967	06-08	1982	06-01
1968	06-07	1983	06-12
1969	05-25	1984	06-01
1970	05-25	1985	05-24
1971	05-25	1986	06-13
1972	06-22	1987	06-01

2 数学模型和计算方法

将球坐标中的正压原始方程线性化,扰动仍记为 u, v, ϕ , 则可得

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \theta} + \left(\frac{\bar{u}}{a \sin \theta} + 2\omega \right) v \cos \theta = - \frac{\partial \phi}{a \sin \theta \partial \lambda}, \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{a \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \left(\frac{2\bar{u}}{a \sin \theta} + 2\omega \right) u \cos \theta = - \frac{\partial \phi}{a \partial \theta}, \tag{2}$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{a \sin \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial \theta} + \frac{\bar{\phi}}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) = 0, \tag{3}$$

这里 u, v, ϕ 为扰动量, $u = v_\lambda, v = v_\theta, \bar{u}$ 为纬向基本气流(以下简称基流), θ 为余纬。边条件则可取为

$$v|_{\theta=0} = 0, v|_{\theta=\pi} = 0. \tag{4}$$

因 $\bar{u} = \bar{\lambda} a \sin \theta, \bar{\lambda}$ 为基流的角速度,为书写简便,略去 $\bar{\lambda}$ 上的“ $-$ ”号,再设解为

$$\begin{pmatrix} v \\ u \\ \phi \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} iV(\theta) \\ U(\theta) \\ \Phi(\theta) \end{pmatrix} e^{i(m\lambda - \sigma t)}, \tag{5}$$

则有

$$m\dot{\lambda}V + fU - \frac{d\Phi}{a d\theta} = \sigma V, \tag{6}$$

$$\tilde{f}V + m\dot{\lambda}U + \frac{m\Phi}{a \sin \theta} = \sigma U, \tag{7}$$

$$\hat{f}\bar{u}V + c_0^2 \frac{dV}{a d\theta} + c_0^2 \frac{\cot \theta}{a} V + \frac{mc_0^2}{a \sin \theta} U + m\dot{\lambda}\Phi = \sigma \Phi, \tag{8}$$

其中, $c_0^2 = \bar{\phi}, f = 2(\omega + \dot{\lambda}) \cos \theta, \tilde{f} = f + (d\dot{\lambda}/d\theta) \cdot \sin \theta, \hat{f} = f - \dot{\lambda} \cos \theta$ 。相应的边条件则为

$$V|_{\theta=0} = 0, \tag{9}$$

$$V|_{\theta=\pi} = 0. \tag{10}$$

方程(6)、(7)、(8)与边条件(9)、(10)构成了一个常微分方程组的特征值问题。因这里基流的角速度为余纬的函数,故该问题一般不能解析求解,仿照文献[5, 6]的做法,可把该常微分方程组离散化,将其转化为一个矩阵的广义特征值问题,从而进行数值求解。

将 θ 从 0 到 π 离散化;取交错网格,格点序号取为 $j=0, 1, \dots, N$, 其中 $j=0$ 为北极, $j=N$ 为南极; V 定义在整点上, U, Φ 定义在半点上。对方

程(6)、(7)、(8)离散化后再考虑到边条件(9)、(10)，则可得以下矩阵的广义特征值问题

$$\mathbf{A}\mathbf{X} = \sigma\mathbf{B}\mathbf{X}, \tag{11}$$

其中矩阵 $\mathbf{A}$ 、 $\mathbf{B}$ 为由方程(6)、(7)、(8)离散化后的差分方程组的系数所构成，它们为 $(3N-1) \times (3N-1)$ 阶的实矩阵，而

$$\mathbf{X} = (U_{1/2}, \Phi_{1/2}, V_1, U_{3/2}, \Phi_{3/2}, V_2, \dots, U_{N-1/2}, \Phi_{N-1/2})^T \tag{12}$$

是特征向量(特征函数)，即波动的谱函数， σ 则为特征值，即波谱。通过求解矩阵 $\mathbf{A}$ 、 $\mathbf{B}$ 的广义特征值问题，就可得到方程(6)、(7)、(8)与边条件(9)、(10)构成的常微分方程特征值问题的数值解(近似解)，而该矩阵的广义特征值问题则有现成的算法可供调用。

3 波谱检验

为考查以上数值求解的正确性和精度，必须对数值计算的结果进行检验。我们取纬向二波扰动($m=2$)，基本气流设为 0，高度场设为 5000 gpm，并取 $N=36$ (相应于 $\Delta\theta=5^\circ$)，计算了模式中的波谱。因基本气流为 0，这些波谱均是离散谱点(此时共有 $3N-1=107$ 个谱点)，将算得的谱点即 σ 由大到小排序，则如图 1 所示。

由图 1 可见，此时谱点按序号分成三段，谱点序号 1~36 为第一段，谱点序号 37~71 为第二段，

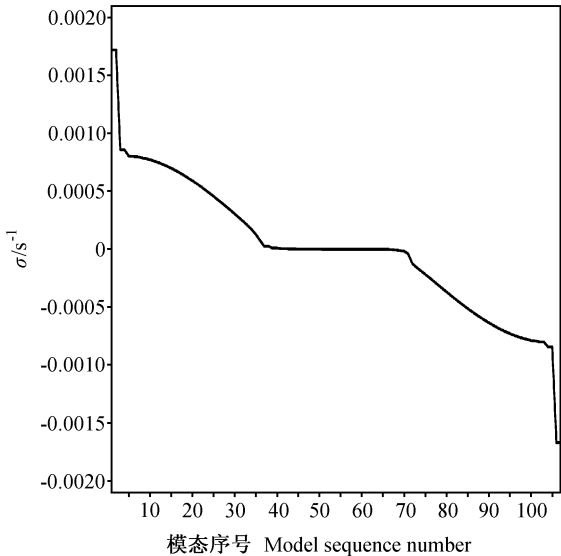


图 1 各个模式的频率 σ
Fig. 1 The frequency of each model σ

谱点序号 72~107 为第三段，序号越大则其 σ 越小。这三段谱点还可再细分为 5 类，谱点序号 1~35 相应的模态是东传的重力惯性波，谱点序号 36 的模态是东传的开尔文波，谱点序号 37~70 的模态是罗斯贝波，谱点序号 71 的模态是西传的混合罗斯贝-重力惯性波，谱点序号 72~107 的模态是西传的重力惯性波。重力惯性波 σ 的绝对值较罗斯贝波要大，故前者称为快波而后者称为慢波。这 5 类波动在频率上是可分的^[5, 6]。图 2 给出了以上典型波动的扰动位势场和风场的水平结构，它们均与理论分析一致^[7]，由此可知，以上数值计算的结果可信。

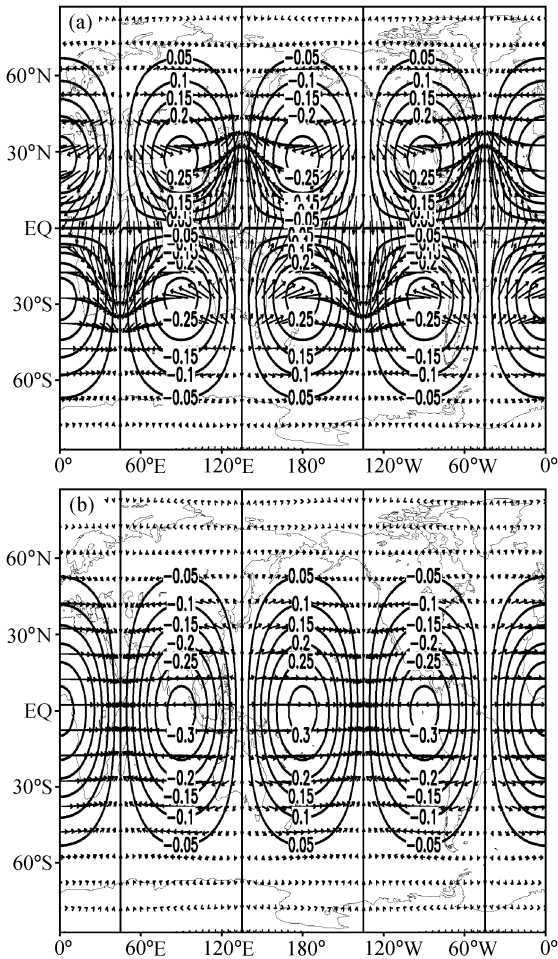


图 2 典型波动的扰动位势场和风场：(a) 东传重力惯性波；(b) 东传开尔文波；(c) 罗斯贝波；(d) 西传混合罗斯贝-重力波；(e) 西传重力惯性波

Fig. 2 Perturbation geopotential and wind field of representative waves: (a) Eastward inertial-gravitational wave; (b) eastward Kelvin wave; (c) Rossby wave; (d) westward mixed Rossby-gravity wave; (e) westward inertial-gravitational wave

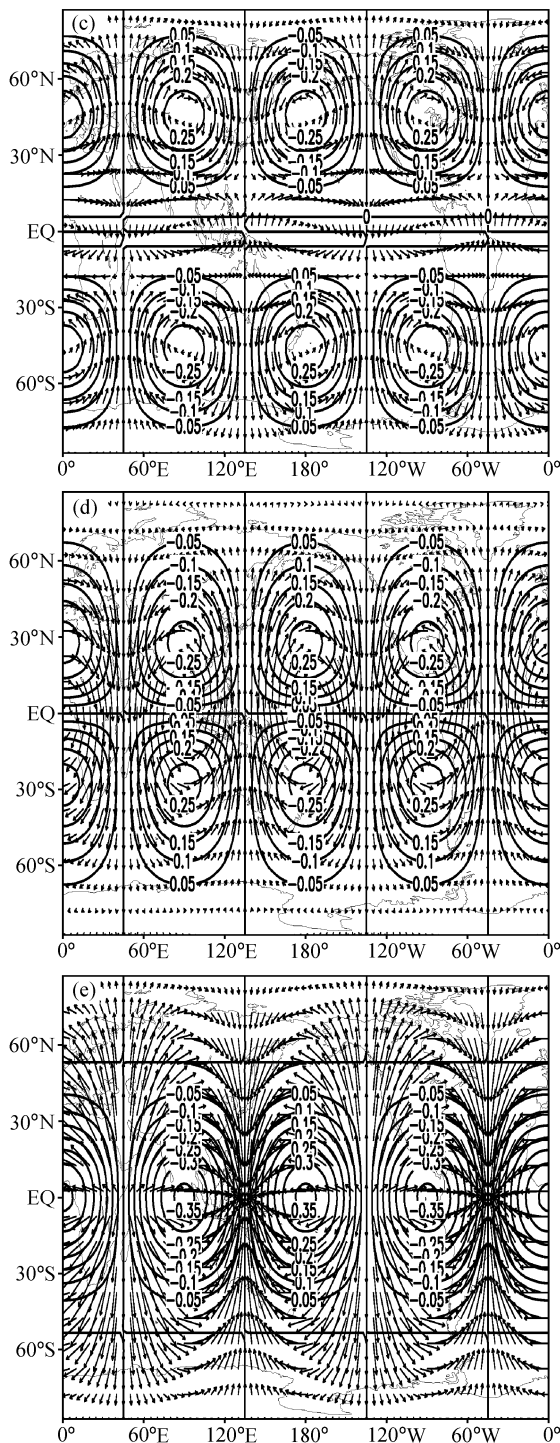


图2 (续)
Fig. 2 (Continued)

4 基流稳定性研究

分别对 1958~1987 年(共 30 年)南亚夏季风爆发前后 10 天(含爆发当天)逐日各标准等压面上的

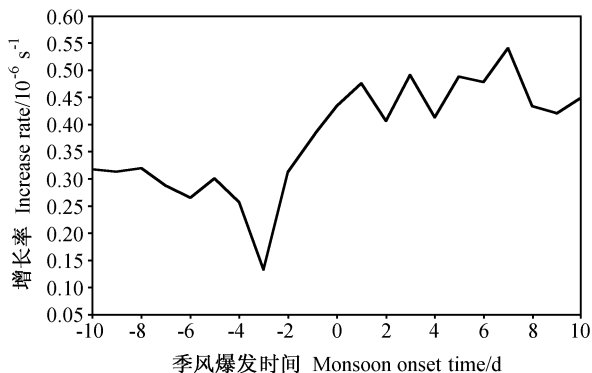


图3 850 hPa 上逐日不稳定增长率的变化(横坐标 0 表示季风爆发当天)

Fig. 3 Day-to-day instability increase rate at 850 hPa (Zero denotes the monsoon onset day in x-axis)

纬向风(取日平均值)作 30 年的平均, 可得 30 年平均的逐日纬向风(各层上共有样本 21 个)。将该纬向风作为基流 1 并用上述方法作了波谱的数值计算, 结果发现在 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 上出现了不稳定。此时算得的 σ 为复数, 其实部为传播频率, 虚部为不稳定增长率。计算还表明, 此时可出现多个模态的不稳定。分析这些不稳定模态的风场和气压场后, 发现它们是准地转的, 由此可知这些不稳定是正压不稳定。以下讨论的不稳定则均指增长率最大的不稳定。

4.1 不稳定增长率的变化

选定基流 1 并取波数 $m=2$, 则可得季风爆发前后 850 hPa 上逐日不稳定增长率的变化(图 3)。由图 3 可见, 季风爆发前 10 天至前 4 天, 不稳定增长率基本变化不大; 季风爆发前 3 天, 该增长率有所减小; 季风爆发前 2 天至季风爆发后 1 天, 该增长率迅速增加; 此后, 该增长率维持在 $0.45 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 附近并上下略有波动。这表明南亚夏季风爆发前确实有正压不稳定的突然加强。

4.2 不稳定波动的结构

在讨论不稳定波动结构时, 为突出南亚夏季风爆发前环境流场的特点和共性, 对南亚夏季风爆发前 10 日的逐日上述基流再作 10 日平均(不含季风爆发当日), 将该平均场作为新的基流(为与基流 1 区别, 称其为基流 2)。取基流 2, 并取波数 m 为 1、2、3, 重新计算了波谱, 发现此时仍有不稳定产生。下面以 850 hPa 上的 2 波为例, 给出计算的结果。

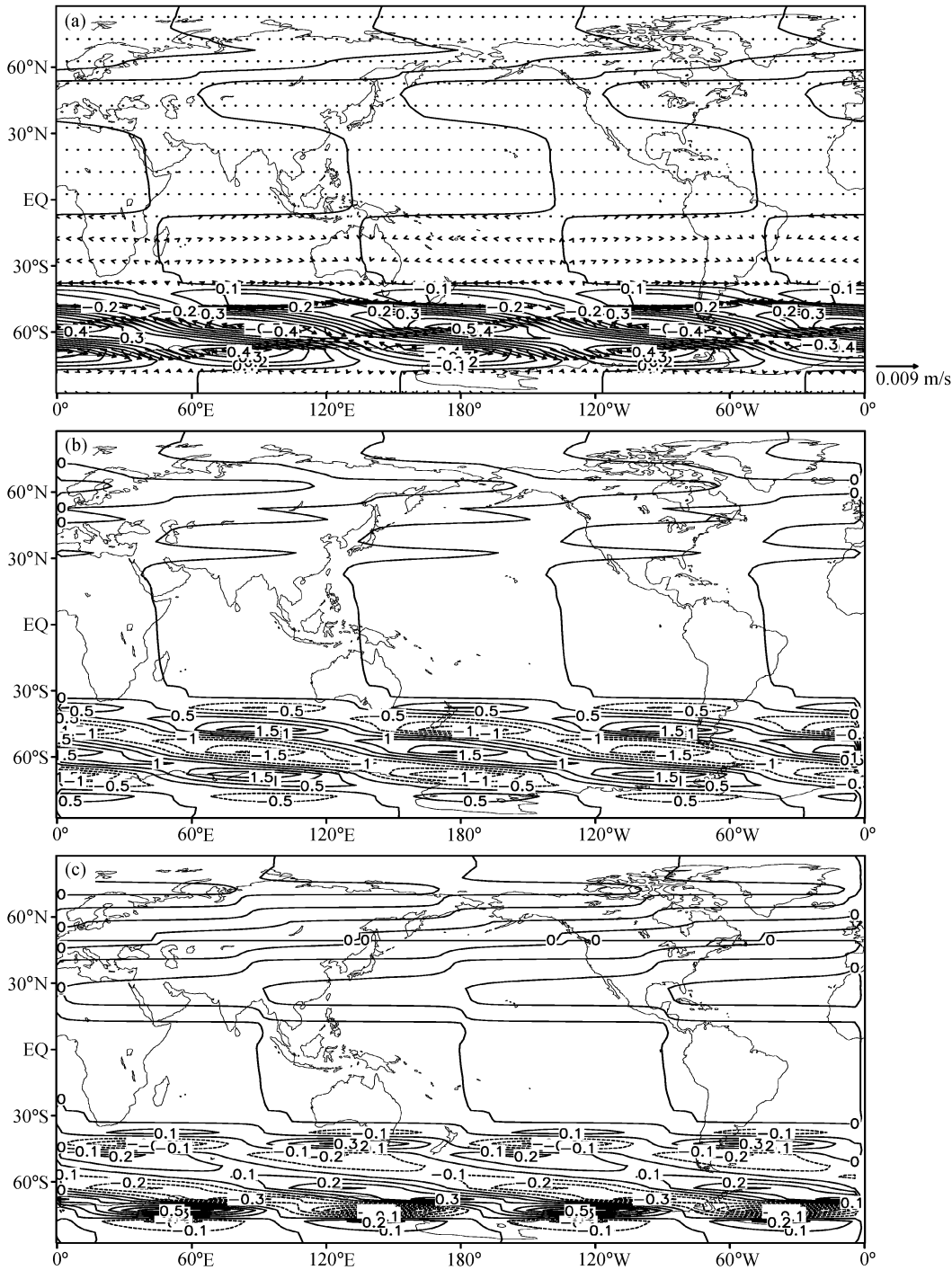


图 4 不稳定模态 44 的扰动场: (a) 位势场和风场; (b) 涡度场; (c) 散度
Fig. 4 Perturbation field of lability model 44; (a) Geopotential field and wind field; (b) vorticity field; (c) divergence field

此时, 模态 44、45 为不稳定模态, 其实部为 $0.3408 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 虚部为 $\pm 0.2544 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。模态 44 (45) 代表一对增长 (衰减) 模。以下对增长模态的扰动位势场和风场以及相应的涡度、散度场进行分析 (图 4)。

由图 4 可见, 其振幅大值区位于南半球中高纬西风带 (60°S 附近); 高压对应着逆时针环流, 低压对应顺时针环流; 因有基流, 整个波向东传; 其涡度比散度大一个量级, 高压对应正涡度, 低压对应负涡度。故该模态确为罗斯贝波。

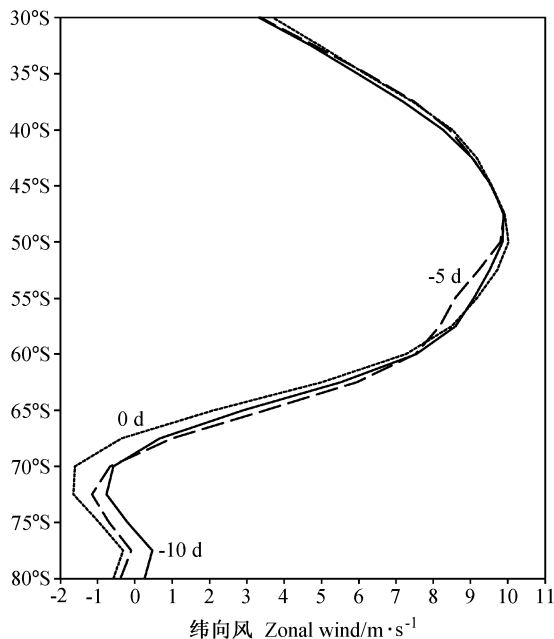


图5 季风爆发前第10天(实线)、前第5天(长虚线)和爆发当天(短虚线)的南半球中高纬纬向风场的分布

Fig. 5 Distribution of the Southern Hemisphere middle-high latitude zonal wind field on the 10th day before onset (real line), the 5th day before onset (long dashed) and the onset day (short dashed)

4.3 南亚夏季风爆发前纬向风场的分布

下面分析30年平均的南半球中高纬纬向风场(即基流1)在南亚夏季风爆发前10天、前5天、爆发当天的分布(如图5所示)。

图5中,南半球高纬($80^{\circ}\text{S}\sim 75^{\circ}\text{S}$)区域随着南亚夏季风的爆发,该处的西风转为东风,且东风不断加大; $(75^{\circ}\text{S}\sim 70^{\circ}\text{S})$ 区域的东风在季风爆发前不断加强; $(68^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S})$ 的西风在季风爆发前10天至前5天先增大,前5天至季风爆发当日则减小;与此相反, $(60^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{S})$ 的西风在季风爆发前10天至前5天先减小,前5天至季风爆发当日则增大。这种变化导致南半球中高纬纬向风场的经向切变在季风爆发前先减小而后再增大,至季风爆发当日,南半球 50°S 附近的西风带达最强,高纬东风带也达最强。

南亚夏季风爆发前,此时正值南半球秋冬季,南半球中高纬纬向风场的经向切变先减小再增大,则有拐点出现,故其满足正压不稳定的必要条件。

实际的数值计算也表明此时基流发生失稳且有罗斯贝波的不稳定,这就会造成全球环流场的重大调整,从而导致南亚夏季风爆发。

5 积云对流的作用

不稳定的罗斯贝波在赤道东风带会被拦截,故振幅大值出现在南半球的不稳定波动在该线性模式中不能直接传播到北半球,从而对南亚季风的爆发造成影响,因此必须要有某种中介存在,将该不稳定的影响带到北半球。曾庆存曾有猜想,南半球的不稳定罗斯贝波传播到低纬地区后可激发出积云对流(该处原来就有位势不稳定),积云对流使得北半球的环流场发生调整,从而导致南亚夏季风的爆发。

为证实该猜想^①,以南亚夏季风爆发当日为基准,取爆发前30日至爆发后30日,对这段时期的外逸长波辐射(OLR)场做1979~1988年10年的逐日平均(共有61个样本)。OLR在无云时反映地面温度,在有云时反映云顶温度,因此可用OLR表征积云对流。

图6给出了季风爆发前第10天、第5天、爆发当日 $\text{OLR}=210\text{ W/m}^2$ 的等辐射线范围。由图6可见,季风爆发前在赤道及低纬确实有积云对流强烈发展。季风爆发前10天,强积云对流首先在中南半岛和马来半岛发展,然后向西向北扩展,至季风爆发前5天,在整个中南半岛、孟加拉湾以及赤道附近的苏门答腊岛、加里曼丹岛附近和印度半岛西南的海上对流发展旺盛。季风爆发当日,强积云对流发展区进一步扩展北抬。

定义上述强积云对流区域为关键区域,则关键区域有区域1($5^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)、区域2($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$)、区域3($0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$)、区域4($0^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)。对这4个区域做了OLR的区域平均随时间变化图(图7)。

由图7可见,在印度尼西亚及附近(区域1、4)在季风爆发前10天至前5天积云对流迅速发展,前5天至爆发当日积云对流减弱;而在孟加拉湾附近(区域2)和印度半岛西南海上(区域3)在季风爆发前5天至爆发当日积云对流发展旺盛。

① 与曾庆存先生的私人谈话。

南亚夏季风爆发前, 正值南半球秋冬季, 南半球中高纬纬向风场的经向切变先减小再增大, 导致

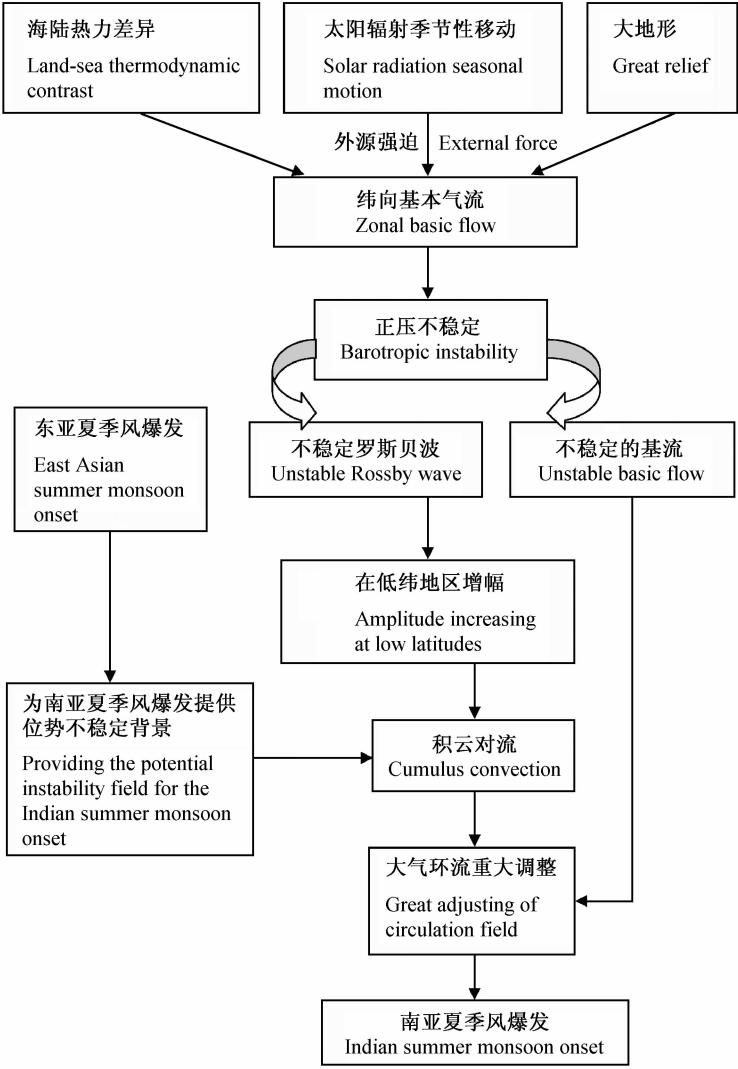


图 8 南亚夏季风爆发的概念模型
Fig. 8 Conception model of the India summer monsoon onset

该纬向风场失稳，并造成罗斯贝波的正压不稳定。该正压不稳定波动的最大振幅则位于南半球的西风急流处，其可向低纬传播并可在低纬激发出旺盛的积云对流。对 OLR 的分析表明，旺盛的积云对流首先在赤道附近的苏门答腊岛、加里曼丹岛和马来半岛海域爆发，随后在孟加拉湾和印度次大陆西南海域出现。发展旺盛的积云对流造成已失稳的纬向风场发生调整，从而导致南亚夏季风的爆发。在此，积云对流起着重要的中介作用。综上可知，正压不稳定是南亚夏季风爆发的动力学机制之一。

最后，要指出的是，本文提出的南亚夏季风爆发的动力学机制仅是一种情况，不能概括全部。对南亚夏季风爆发的动力学机制继续进行深入研究是

十分必要的，这也是我们今后进一步要做的工作。

参考文献 (References)

[1] Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C P, Krishnamuryti T N, Eds. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60~92

[2] Murakami T, Chen Long-xun, Xie An. Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations and transient disturbances as revealed from outgoing long wave radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**: 1456~1465

[3] 衷雅芳, 钱永甫. 亚洲季风区地面感热通量的区域变化特征. *南京气象学院学报*, 2001, **24**(3): 398~404

Zhong Yafang, Qian Yongfu. Characteristics of spatial variation of surface sensible heat flux in Asian monsoon region.

Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 2001, **24** (3): 398~404

[4] Joseph P V, Eischeid J K, Pyle R J. Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features, El Niño, and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 1994, **7**: 81~105

[5] 曾庆存, 李荣风, 张铭. 旋转二维可压缩流动的谱和特征函数(I): 谱点的分布. 大气科学, 1990, **14** (2), 129~142
Zeng Qingcun, Li Rongfeng, Zhang Ming. The spectra and spectral functions of rotating two-dimensional compressive motion, Part I: Distribution of spectra. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1990, **14** (2): 129~142

[6] 曾庆存, 李荣风, 张铭. 旋转二维可压缩流动的谱和特征函数 II: 谱和谱函数结构的分布. 大气科学, 1991, **15** (1): 1~15
Zeng Qingcun, Li Rongfeng, Zhang Ming. Spectra and spectral functions of rotating two-dimensional compressive motion, Part (II): Structure of spectral functions and further discussion on spectra. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1991, **15** (1): 1~15

[7] 曾庆存. 数值天气预报的数学物理基础(第一卷). 北京: 科学出版社, 1979. 117pp
Zeng Qingcun. *The Mathematical and Physical Base in Numerical Weather Forecast* (Vol. 1) (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 117pp

[8] 张立凤. 球面正压大气的波谱分析及东亚夏季风爆发的动力学机制. 解放军理工大学气象学院博士学位论文, 2004. 114~115
Zhang Lifeng. Wave spectra analysis in spherical barotropy atmosphere and dynamic mechanism of South China Sea summer monsoon onset. Ph. D dissertation (in Chinese), Institute of Meteorology, PLA Univ. of Science & Technology, 2004, 114~115