

印度夏季风的年际变异与北半球大气环流的特征^{*}

段廷扬 唐佑民 巩远发 蒋玉云

(成都气象学院, 成都, 610041)

(福建省气象局, 福州, 350001)

摘 要

印度夏季风的年际变异是大范围大气环流相互联系、相互影响的结果。本文应用1951—1985年印度夏季风资料, 选取强季风年4年和弱季风年6年, 分别对北半球500hPa 高度场进行距平合成分析和复自然正交函数(CEOF)分析。结果指出, 大西洋和鄂霍次克海阻塞高压的稳定存在以及乌拉尔山低压槽的频繁活动与强印度季风年相联系, 而大西洋和鄂霍次克海低压系统的频繁活动以及欧洲阻塞高压的稳定存在与弱印度季风年相联系。印度夏季风强弱不同年份, 春季北半球大气环流已经出现了一些不同特征, 这对于当年夏季风的强弱和北半球气候异常有预示作用。印度夏季风强弱的不同年份和不同季节, 北半球存在极地和赤道低纬位相函数大而中高纬度位相函数小, 且扰动由中高纬向极地和赤道方向传播的特征。

关键词: 印度夏季风, 大气环流, 复自然正交函数。

1 引 言

季风环流是全球大气环流的重要成员。季风的变异是全球大气环流相互联系、相互影响的结果, 它将带来大范围地区气候的异常变化。印度夏季风的变异, 不仅包括季风的季节内变异, 如季风爆发和撤退的迟早、季风的活跃和中断等, 而且也包括季风的年际变异, 即年际之间季风强弱的变化。对于印度夏季风季节内的变异, 早就引起了国内外许多专家的重视, Hamilton^[1]挑选了多年印度季风活跃和中断的日子作出流场的平均距平和云量的平均分布, 指出季风活跃期印度北部高空为气旋距平且高原上空云量偏少, 中断期相反。李维亮等^[2]挑选了1972年7月作为印度季风中断月份, 而1973年8月为印度季风活跃月份进行对比研究, 建立了强季风月份和弱季风月份大气环流平均特征及其相应的加热场天气模式。丁一汇等^[3]和 Krishnamurti 等^[4]分别得到印度季风的活跃期和中断期大约相隔一周交替出现, 季风降水有准两周的周期振荡。至于印度季风年际强弱的变化, Krishnamurti 等^[5]选了1972年夏季作为弱季风的典型而取1967年夏季作为活跃典型进行对比研究, 取得了一些有意义的结果。本文采用这一思路, 首先将1951—1985年按统一标准, 选定若干印度夏季风强、弱两种典型年份, 分季节讨论北半球大气环流表现出来的不同特征, 以便进一步认识不同地区之间大气环流乃至气候变化的相互联系。

* 初稿时间: 1995年2月5日; 修改稿时间: 1995年9月18日。

资助课题: 国家自然科学基金。

2 资料和基本分析方法

关于中国夏季风强弱和标准,施尚文^[6]同时考虑了中国夏季风维持的时间、向北伸达的纬度等多个不同参数来确定。至于印度夏季风的强弱,其标准却简单得多,因为印度雨季基本上只受热带夏季风影响,降水量集中在6—9月份,而且夏季风活动期印度的降水偏多,中断期偏少。依据这一规律,以印度中部1951—1985年降水量的标准序列作为确定印度夏季风强弱的基本依据,同时考虑历年印度夏季风活跃和中断时间的多少,从中选出1951, 1965, 1966, 1972, 1979, 1982年为弱季风年,而1956, 1961, 1975, 1983年为强季风年,它们的降水量标准差以及季风活跃和中断天数列于表1。

表1 印度夏季风强年和弱年的降水量标准差、季风中断和活跃天数

年份	印度中部降水标准差	季风中断天数	季风活跃天数
弱年			
1951	- 1.4	7	5
1965	- 1.8	12	7
1966	- 1.4	15	8
1972	- 2.4	18	8
1979	- 1.3	20	11
1982	- 1.4	—	—
强年			
1956	1.5	7	14
1961	2.0	1	8
1975	1.3	1	9
1983	1.3	—	—

对于强弱两类不同的季风年,用北半球500hPa 高度场分别进行距平场合成分析,资料范围是10—85°N 的整个纬度带 $5^\circ \times 10^\circ$ 共576个网格点。为了表现物理量场的空间振荡和传播特征,应用复自然正交函数展开(CEOF)来进行统计研究,它是利用 Hilbert 变换将实资料扩充到复数域进行正交分解,由此可得到物理量场的空间振幅和位相函数。实际分析发现,第一特征向量场的方差贡献均在50%以上,故本文只取第一特征向量场进行讨论。

大气环流的变化特征随季节的不同而具有差异,因此分春、夏、秋三个季节分别讨论。事实上,印度夏季风一般开始于5月底或6月初,结束于9—10月份,春季反映印度夏季风的爆发前期,夏季代表了印度夏季风的盛行期,秋季反映夏季风逐步撤退的时期。

3 印度夏季风强弱不同年份,北半球500hPa 高度距平场特征

3.1 春季

印度夏季风强年的春季(见图1a),亚洲东部和西太平洋、南亚和印度洋、西亚和北非为大范围正距平区,地中海有1.9dagpm 的正距平中心。乌拉尔山到青藏高原西部为负距平区。大西洋有一个2.3dagpm 的正距平中心。从加拿大北部经格陵兰至欧洲的斯勘的纳维亚半岛,为一负距平中心。北美东部、南部,西北太平洋直到阿留申群岛为负距平区。这种距平场的分布表明,东亚大槽较弱,西亚和北非多长波脊活动,欧洲槽平浅,乌拉尔山不

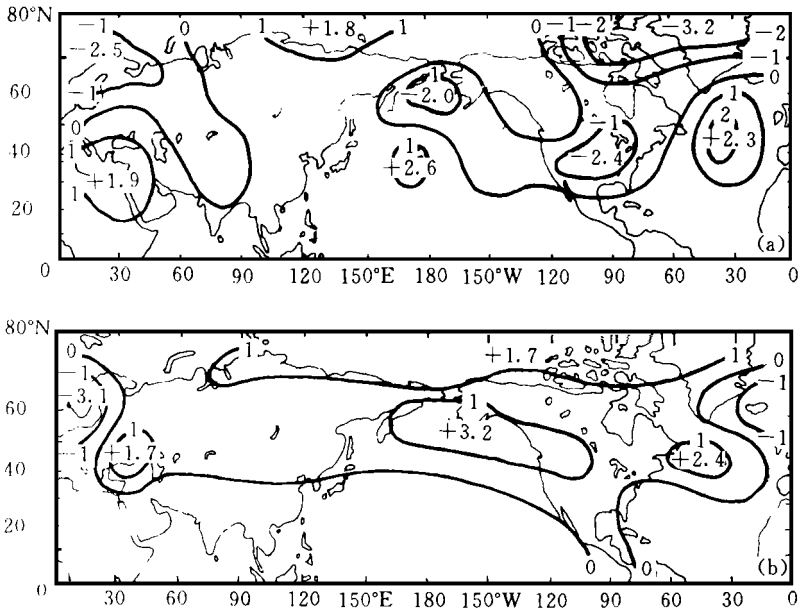


图1 印度季风强年(a)和弱年(b)春季北半球500hPa高度距平场(单位: dagpm)

常建立阻塞高压, 整个东半球环流比较平直。同时, 极涡偏于西半球, 北美大槽强盛, 大西洋有高压脊强烈发展, 整个西半球环流经向度较大。

印度夏季风弱年的春季(图1b), 大西洋北部的冰岛、挪威海一带有 -3.4 dagpm的负距平中心, 西欧、北非的大西洋沿岸为负距平区。北半球 35°N 以北的其他地区都为正距平区, 其中极区、黑海、阿留申群岛和纽芬兰岛分别有一正距平中心, 35°N 以南几乎都是负距平区。上述距平场的分布说明, 欧洲低槽活动频繁且位置偏西, 乌拉尔山阻塞高压偏强, 东亚大槽和北美大槽偏弱, 极涡不强。这种高纬正距平、低纬负距平的分布, 使整个北半球气压梯度减小, 西风环流较弱。

3.2 夏季

夏季是印度夏季风盛行的季节, 对比强弱不同季风年500hPa高度距平场分布(见图2), 可以看出它们具有下列显著的差异: 第一, 强年南亚和东南亚有一片负距平区, 弱年该地区处在大范围正距平区内, 这是季风系统活动的差异引起的; 第二, 强季风年大西洋和鄂霍次克海分别出现正距平中心, 而乌拉尔山出现负距平中心, 弱季风年大西洋和鄂霍次克海出现负距平中心, 而欧洲产生正距平中心。这说明, 大西洋和鄂霍次克海阻塞高压的稳定存在以及乌拉尔山低槽的频繁活动与强印度季风年相联系, 而大西洋和鄂霍次克海低槽的频繁活动以及欧洲阻塞高压的稳定存在与弱季风年相联系; 第三, 强季风年极区为负距平中心, 东亚到北美 60°N 以北具有较大的气压梯度, 弱季风年极区为正距平中心, 东亚到北美 40° 附近具有较大的气压梯度。这表明, 强季风年极涡强盛, 东亚到北美在 60°N 以北出现强西风带, 而弱季风年极涡较弱, 东亚到北美强西风带出现在 40°N 附近。

3.3 秋季

秋季是印度夏季风持续并趋于撤退的季节, 分析图3发现, 强弱不同季风年500hPa北

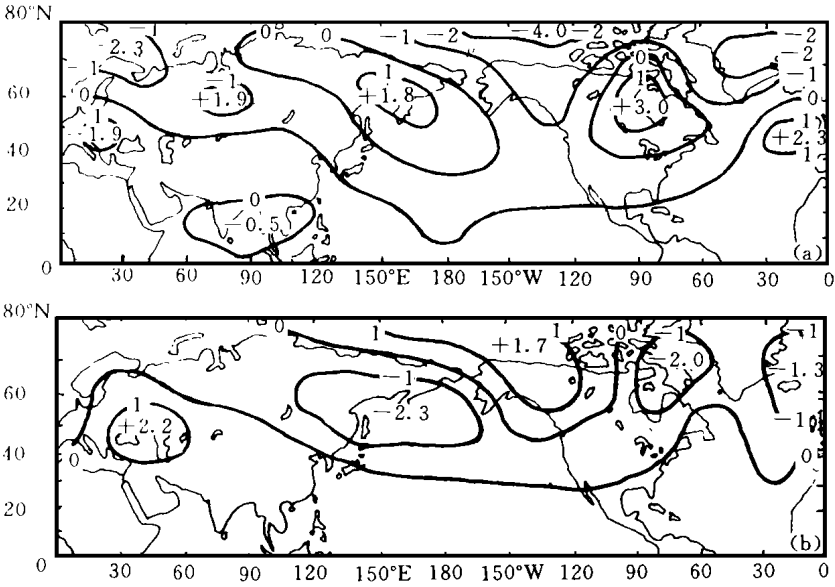


图2 印度季风强年(a)和弱年(b)夏季北半球500hPa高度距平场(单位: dagpm)

半球大气环流的显著差异在秋季和夏季有十分相似之处,特别是强印度季风年乌拉尔山大片负距平区和鄂霍次克海强的正距平中心存在,使强弱不同季风年500hPa北半球大气环流的差异显得更加显著。

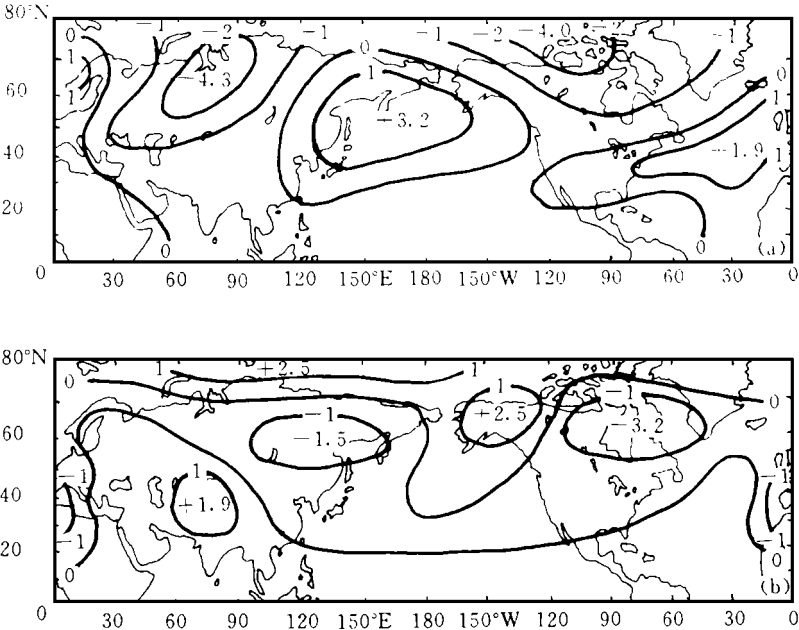


图3 印度季风强年(a)和弱年(b)秋季北半球500hPa高度距平场(单位: dagpm)

丁一汇^[7]在研究印度夏季风季节内变化时曾指出, 季风活跃期发生在高空西风带从40°N明显地北跳到60°N的时期, 当高空西风带又回到40°N的位置, 活跃期结束。同时认为, 印度季风中断期对应欧亚大陆45°N以北阻塞高压的建立和持续, 活跃期对应该地区阻塞高压的消失或低槽的发展。如果认为季风的活跃和中断在一定意义上反映了季风的强弱, 那么这一结论与本文的一些结果相一致。这些结果进一步说明了印度夏季风的水汽和热量输送与中高纬度西风环流和大型天气系统活动相互联系的客观事实。

4 印度夏季风强、弱不同年份, 北半球500hPa 高度场的空间振幅和位相函数

4.1 空间振幅函数

4.1.1 春季

在强季风年的春季(图4a), 格陵兰和赤道东太平洋分别有一个大振幅中心, 而两个大陆西部分别有一个小振幅中心。这个期间极涡较强且偏于西半球, 因此格陵兰的强振荡中心可以认为是极涡强烈活动引起的。两个大陆西部此时均多低压系统活动, 表明这些低压系统比较稳定。

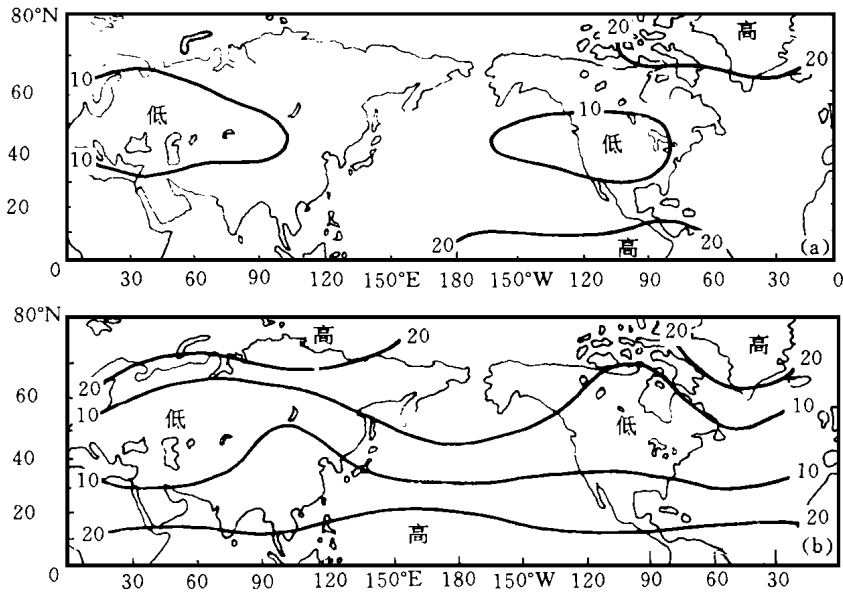


图4 印度夏季风强年(a)和弱年(b)春季北半球500hPa 高度场空间振幅函数

印度夏季风弱年春季图上(图4b), 等振幅线呈纬向分布。格陵兰到太梅尔半岛以及赤道低纬地区都是大振幅区, 中纬度特别是两个大陆是小振幅区。此时极涡偏弱, 且变化频繁, 两个大陆西部高压比较稳定, 整个中纬度西风环流不强, 且振荡也较弱。

4.1.2 夏季

无论印度季风强年还是弱年, 北半球500hPa 高度场的空间振幅函数都有极区和赤道大而中纬度小的特点(见图5), 值得指出的是, 强年夏季南亚和东南亚地区和弱年一样, 都在大振幅区域, 而且弱年振幅更大一些, 表明弱年夏季风建立、活跃和中断过程中

500hPa 天气系统活动变化更频繁一些。同时,西太平洋和中国东部地区弱年振幅比强年大一些,说明弱季风年西太平洋副热带高压有更为频繁的活动。

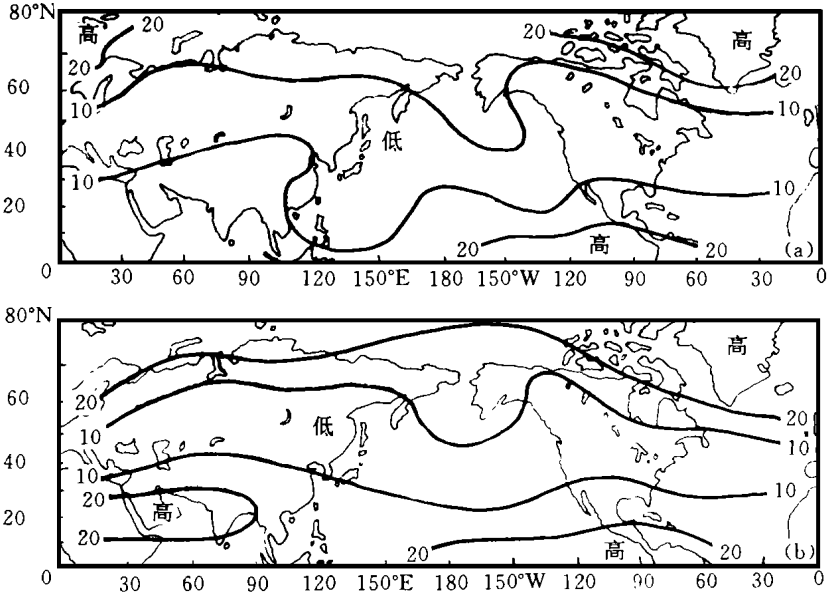


图5 印度夏季风强年(a)和弱年(b)夏季北半球500hPa 高度场空间振幅函数

4.1.3 秋季

强季风年秋季北半球中高纬度有4个小振幅区,它们分别出现在两个大陆和两个大洋上(见图6a),表明大西洋和鄂霍次克海高压系统呈比较稳定的阻塞形势,乌拉尔山的低压系统也比较稳定少变。弱季风年的秋季,欧亚大陆上的小振幅区处于乌拉尔山西部,而大西洋北部和贝加尔湖到鄂霍次克海一带是相对的大振幅区,表明弱季风年欧洲呈现稳定的阻塞高压,大西洋和鄂霍次克海多低压系统频繁活动。

4.2 空间位相函数

不同季节和季风强、弱不同年份,空间位相函数分布状况差别不是太大(图略)。但它们有一个共同特点,即极地和热带低纬地区位相函数大,而中高纬度位相函数小。如果说扰动的传播方向是由位相函数小值区沿着升度方向向位相函数大值区,那么北半球扰动存在中高纬度西风带向北、向南分别往极地和赤道低纬地区传播的特征。由于本文CEOF分析统一讨论第一特征向量场,它主要揭示平均场的一系列特征,因此不同季节和强弱不同季风年的空间位相函数差异就不十分明显,这方面须作进一步的工作。

5 结论

通过以上分析,可以得到如下主要结论:

(1) 印度夏季风强弱不同年份,北半球500hPa 高度距平场显示以下3个明显差异:第一,强年南亚和东南亚为负距平区,弱年该地区处在大范围正距平区内,这是季风系统活动的差异直接引起的;第二,大西洋和鄂霍次克海阻塞高压的稳定存在以及乌拉尔山低槽

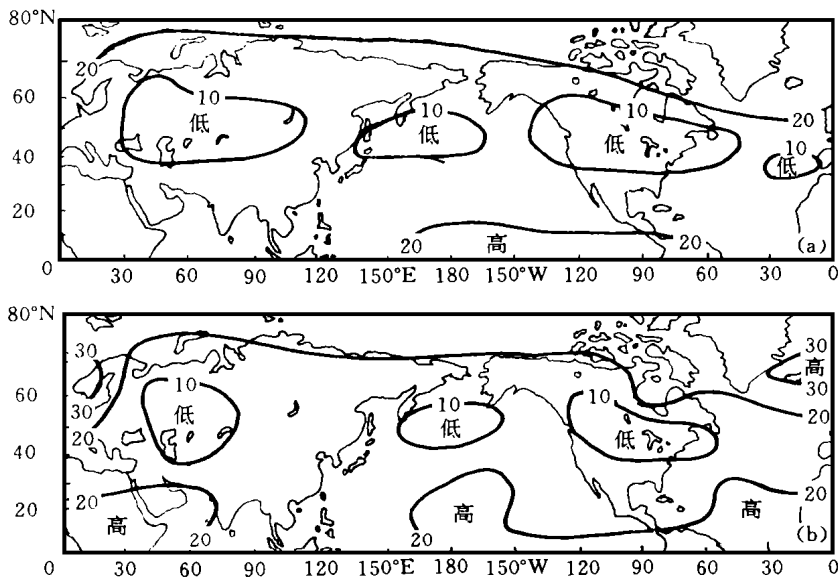


图6 印度夏季风强年(a)和弱年(b)秋季北半球500hPa 高度场空间振幅函数

的频繁活动与强印度季风年相联系,而大西洋和鄂霍次克海低压系统的频繁活动以及欧洲阻塞高压的稳定存在与弱印度季风年相联系;第三,强季风年极涡强盛,东亚到北美在 60°N 以北出现强西风带,而弱季风年极涡较弱,东亚至北美强西风带出现在 40°N 附近。这三点差异,构成印度夏季风强弱不同年份夏秋季节北半球大气环流的典型模式。

(2) 印度夏季风强的年份,春季极涡强盛且偏心于西半球,西半球环流径向度大而东半球环流平直。印度夏季风弱的年份,春季极涡不强,整个北半球西风环流较弱。这种春季北半球大气环流的差异,对于当年印度夏季风强弱乃至北半球各地气候异常将具有一定的预示作用。

(3) 对500hPa 高度场进行复自然正交分析,可以得到空间振幅函数和空间位相函数,以便进一步分析各地高度场扰动发展的强度和振荡源汇的分布。结果表明,北半球存在极地和赤道低纬位相函数大而中高纬度位相函数小,且扰动由中高纬向极地和赤道低纬传播的特征。

致谢: 陈隆勋教授为本文提供印度季风的详细资料,谨致谢意。

参考文献

- [1] Hamilton M G. Some aspects of break and active monsoons over southern Asia during summer. *Tellus*, 1977, 9: 335—344.
- [2] 李维亮等. 印度地区强和弱季风时期亚洲和太平洋西部地区平均环流的结构和热源分布. 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 1983, 74—85.
- [3] Ding Yihui, et al. Temperature changes over Eurasia during the late summer of 1979. *Adv Atmos Sci*, 1985, 2: 198—214.
- [4] Krishnamurti T N, et al. Oscillations of a monsoon system, part I: observational aspects. *J Atmos sci*, 1976,

33: 1937—1954.

- [5] Krishnamurti T N, et al. 200 mb wind field June, July and August, 1972. Report No. 75—1, Department of Meteorology, Florida State University, 1975, 131.
- [6] 施尚文等. 中国北方地区的夏季风. 全国热带夏季风学术会议文集. 昆明: 云南人民出版社, 1982. 72—83.
- [7] 丁一汇等. 1979年印度夏季风活跃、中断和撤退时期欧洲上空风场和温度场的变化. 气象学报, 1984, 42(2): 198—210.

INTERANNUAL CHANGE OF INDIAN SUMMER MONSOON AND THE FEATURES OF ATMOSPHERIC CIRCULATION OF NORTHERN HEMISPHERE

Duan Tingyang Tang Youmin Gong Yuanfa

(*Chengdu Institute of Meteorology, Chengdu, 610041*)

Jiang Yuyun

(*Fujian Province Meteorological Bureau, Fuzhou, 350001*)

Abstract

The interannual change of Indian summer monsoon is owing to the results of the relations and influences each other of large-scale atmospheric circulation systems. In this paper, using the data acquired from Mid-Indian rainfall in 1951 to 1985, the four typical years of the stronger monsoon and the six typical years of the weaker monsoon were chosen, in which 500hPa height fields were analyzed by the anomaly synthetic analysis and CEOF (complex empirical orthogonal function) respectively. The results are shown: The stronger monsoon years were related to the stationary high over the Atlantic Ocean and Ochotsk Sea and the appearance of repeatedly trough over Uralskiy mountain. The weaker monsoon years were related to the frequently low systems over the Atlantic Ocean and Ochotsk Sea and the stationary blocking high over European. The spring atmospheric circulation of Northern Hemisphere has appeared some different features for the stronger and weaker Indian summer monsoon years, which will be possible for predicting of the stronger or weaker Indian summer monsoon and the abnormal climate of Northern Hemisphere in same year. The phase function of Northern Hemisphere was large value in the polar region and equatorial low latitude zone, but it was small value in the mid-high latitude for the distinctive seasons of each year of the stronger or weaker summer monsoon in Indian. And then, the disturbances were propagated from the mid-high latitude to the polar and equatorial area.

Key words: Indian summer monsoon, Atmospheric circulation, CEOF.