

大气环流的正斜压流型特征与季风类型

朱乾根 刘宣飞

(南京气象学院大气科学系, 南京, 210044)

摘 要

利用 NCEP/NCAR 的 1982 ~ 1994 年全球 12 层等压面上的风场资料, 计算了大气流场的正压分量(即质量加权垂直平均)和斜压分量(即各层实际风与正压分量的差值), 分析了全球冬夏季正斜压流场的分布特征, 并从地面风场的正斜压流型角度对全球季风进行了分类。指出: 斜压流场和正压流场的季节变化都可以产生冬夏季盛行风向的反转, 因而都能够产生季风。斜压流场反映了大气中不均匀加热(主要是海陆热力差异)所驱动的热力环流, 而正压流场则主要代表动力作用所产生的环流, 这对认识季风的性质很有意义。进一步分析表明: 亚洲热带地区、非洲、南美等典型季风区属斜压流型季风区, 南、北半球太平洋中部的副热带地区也为季风区, 但属正压流型季风区, 而东亚副热带地区则属正斜压流型共同组成的混合流型季风区。

关键词: 正压大气, 斜压大气, 季风, 季节变化。

1 引 言

经典季风学说认为由海陆热力差异以及其他加热不同所造成的冬夏季对流层低层盛行风向的显著转换是季风形成的根本原因, 并根据地面盛行风向的冬夏季转换确定了季风区(Ramage^[1])。然而, 曾庆存等^[2]和王安宇等^[3]指出, 凡是冬夏季盛行风(风向和风速)差异显著(即季节变化大)的地区均应视为季风区, 这样一来, 季风区的范围就大为扩大, 季风不仅存在于热带、副热带而且扩大到温带, 不仅存在于低层而且存在于高空。经典的季风区具有其特定的含义^[4], 可称之为狭义的季风区, 而根据季节变化强烈与否定义的季风区则可称为广义的季风区^[2]。

亚洲是典型的季风区。陶诗言和陈隆勋^[5]提出存在一个东亚夏季风环流系统, 它与印度夏季风环流系统既相互独立又相互作用。朱乾根、何金海^[6]进一步指出: 东亚夏季风可划分为南海-西太平洋热带夏季风和中国大陆东部-日本副热带夏季风这两个子系统, 东亚夏季风的复杂性在于它是由两种不同性质的季风组成, 而印度夏季风则是单纯的热带季风性质^[7]。

众所周知, 斜压大气和正压大气有很大不同, 斜压大气内部存在水平温度梯度, 而正压大气内部水平温度梯度均匀; 斜压大气主要由水平方向不均匀加热强迫所形成, 而正压

大气主要由动力强迫所形成。斜压大气的季节变化能够形成季风, Webster 和 Song Yang^[8] 利用南亚地区对流层风的垂直切变大小(即斜压性强弱)定义了南亚夏季风指数, 管兆勇等^[9] 指出亚洲夏季风流场具有较强的斜压性, 强斜压区的范围可反映夏季风活动的基本范围。然而, 正压大气环流的季节变化也有形成季风的可能, 例如: 东亚大陆副热带夏季风及其季风雨带与西太平洋副热带高压的季节变化有密切的联系, 而西太平洋副热带高压是属于正压型的环流系统。那么, 东亚副热带夏季风是否属于正压型季风呢? 如果是, 那么过去从东西向海陆热力差异的性质作为出发点来研究东亚副热带夏季风的结论和方法是否都错了呢?

因此, 我们有必要在确定哪些地区属于季风区的基础上, 采用将大气环流进行正斜压分解的方法, 进一步从正、斜压季风流场的季节变化角度确定哪些地区属于正压型季风区, 哪些地区属于斜压型季风区, 或者是混合型季风区。只有分清类型才能更有针对性地进行研究。

2 资料和方法

本文采用美国 NCEP/NCAR 再分析计划提供的 1982 ~ 1994 年全球逐月风场(U , V)、位势高度场和温度场资料^[10], 资料的垂直层次取为: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPa 共 12 层, 资料的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

将实际风场 V 分解为 V_T 和 V_C 这两部分之和^[11], 即:

$$V = V_T + V_C$$

其中

$$V_T = (P_S - P_T)^{-1} \int_{P_T}^{P_S} V dP$$

则有

$$V_C = V - V_T$$

式中: P_S 为地面气压, P_T 为上边界等压面(取为 100hPa)。 V_T 为 P_S 至 P_T 间的质量加权平均风场, 代表对流层中实际风随高度不变的部分。 P_T 取为 100hPa 是因为此层大致是高空急流所在高度, 这保证了 V 的大小是随高度递增的, 从而保证了 V_T 位于 P_S 和 P_T 之间。由于 V_T 随高度没有变化故称其为气流的正压分量, V_C 随高度发生变化故称其为斜压分量。

对于冬季(1月)实际风场 V_1 和夏季(7月)实际风场 V_7 可分别分解为:

$$V_1 = V_{1T} + V_{1C} \quad (1)$$

$$V_7 = V_{7T} + V_{7C} \quad (2)$$

3 全球正斜压大气环流的分布特征

3.1 正压大气环流的分布特征

图 1a 为多年 1 月份平均的正压大气环流。由图可见, 赤道两侧低纬地区各存在一条副热带高压带, 分别位于 $15^\circ N$ 左右和 $20^\circ S$ 左右, 北半球的副热带反气旋中心分别位于北非东部、西太平洋和中美, 其中以西太平洋副热带高压最为显著, 其东端伸至中太平洋, 西端伸至印度半岛。南半球的副热带反气旋中心分别位于大西洋、西印度洋、西太平洋和南美。两副热带反气旋之间为东风带。在北半球中高纬西风带中存在 3 个波, 其中 3 个槽分

别位于北美东北海岸、东亚东北海岸及欧洲东部,前两者强大,后者较浅。在南半球中高纬西风带中存在4个波,4个槽分别位于 20°E 、 70°E 、 160°W 和 90°W 附近,但比北半球东亚和北美的槽弱得多。

图1b为多年7月份平均的正压大气环流。与1月份相比较可见,整个东西风带均向北位移,北半球副热带高压带北移至 30°N 附近,东非之副热带高压中心移至西北非洲,其他两个中心略向东北移,青藏高原上空另建立了一个弱的副热带高压中心。南半球副热带高压带北移至 10°S 左右,中心分别位于南非、北澳和南美,东亚和北美的西风槽减弱东移,欧洲东部西风槽略为西退。南半球的西风槽除 90°W 槽东移至 50°W 外,其余3个移动不明显。总的说来,1和7月正压流场的环流形势分别与1和7月的 500hPa 实际环流相似(图略)。

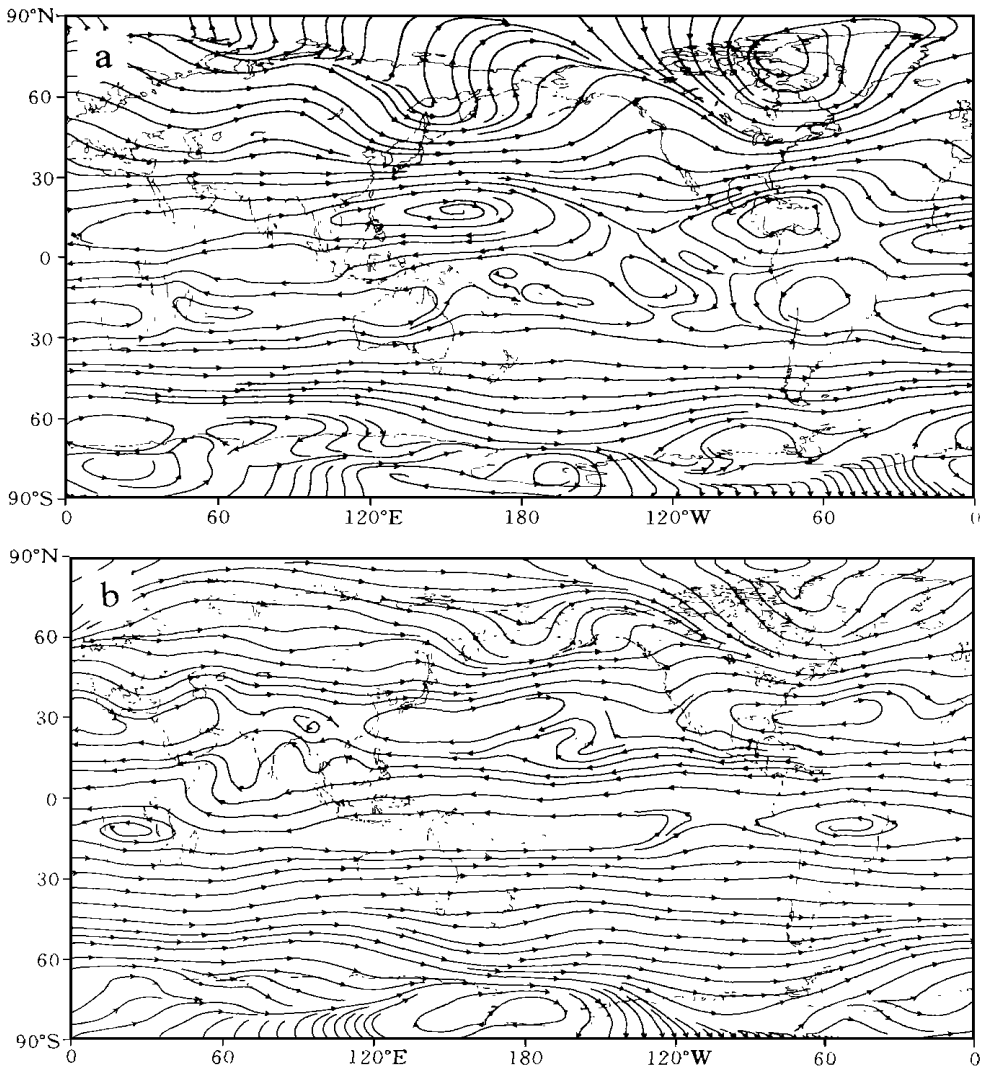


图1 1982~1994年 averages 的1月(a)和7月(b)的大气流场正压分量

3.2 斜压大气环流的分布特征

850hPa 斜压流场与正压流场相比有显著不同。1 月份(图 2a) 东半球的热带东风带为西风带所代替, 中高纬的西风带则为东风带所代替, 北半球热带辐合带位于 10°N 附近, 两个气旋中心分别位于北非和西太平洋, 中美无闭合中心, 但有一浅槽。南半球的热带辐合带位于 17°S 附近, 三个气旋中心分别位于南非、北澳和南美。在北半球中高纬地区, 两个强大的反气旋中心分别位于亚洲东北部和北美的东北部。南半球极地反气旋中心偏于东半球。7 月份(图 2b) 北半球热带辐合带北移至 30°N 附近, 气旋中心分别位于青藏高原附近和北美西海岸。在中高纬, 亚洲东北部的反气旋东移至北太平洋, 并向南伸至低纬地区, 北美反气旋中心移至格陵兰岛, 且在北大西洋出现一反气旋脊。南半球热带辐合带北移至 4°S 附近, 两个中心分别位于印度尼西亚以东的洋面上和南大西洋低纬地区, 另一个

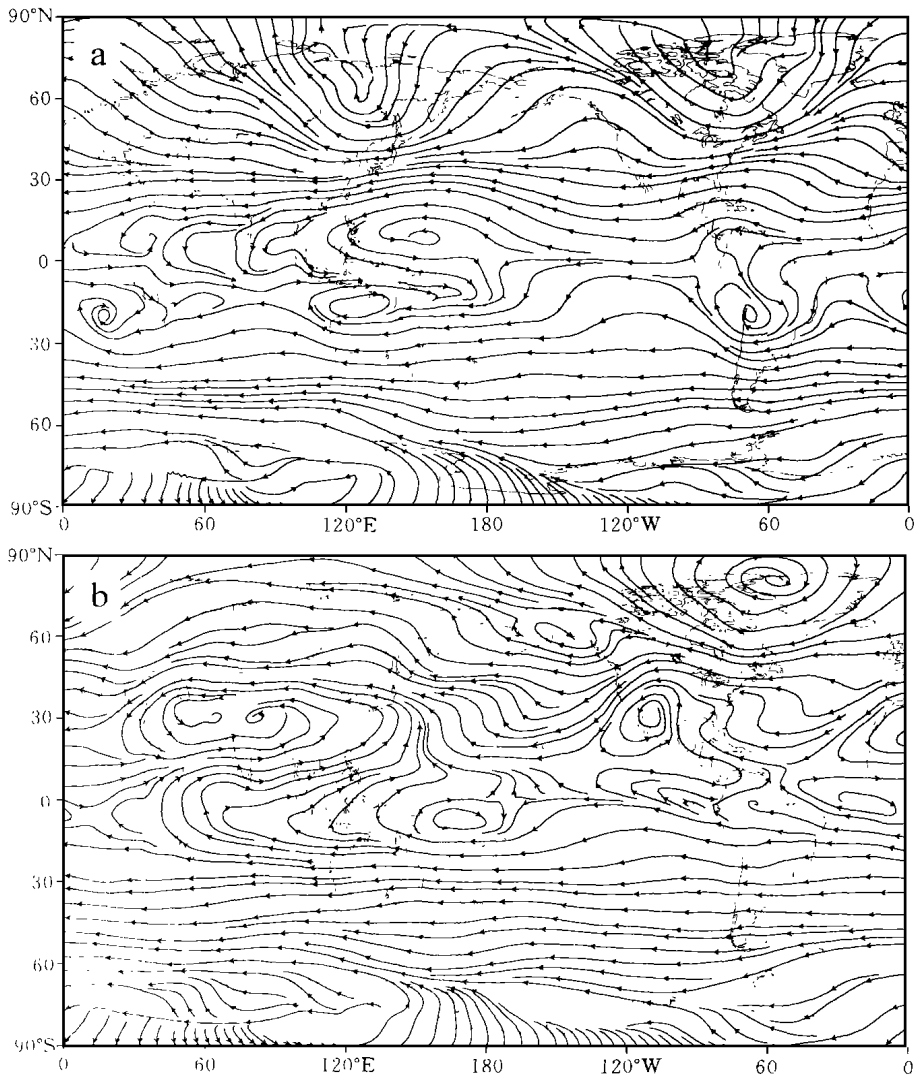


图 2 1982~1994 年平均的 1 月(a) 和 7 月(b) 的 850hPa 大气流场斜压分量

中心已消失, 中高纬的环流形势变化不大。

200hPa 斜压流场与 850hPa 的斜压流场基本相反(图略), 这里我们不把高低层季风环流作为两个季风环流系统, 而是立足于对流层低层的环流, 将对流层高低层环流视为季风环流的两个组成部分。

由上可见, 正压环流与斜压环流的纬向风带和环流系统基本相反。与北半球相比, 南半球冬夏季的环流变化较弱。

4 地面风场季节转变成因和季风类型

季风区的冬夏季地面盛行风向必须有反转, 但经典的计算方法很不方便^[1]。下面我们用地面 1 和 7 月的气候平均风场来代表冬夏季盛行风, 计算了 1 和 7 月风向的夹角, 并讨论其性质。

由式(1)和(2), 有:

$$V_7 - V_1 = (V_{7T} - V_{1T}) + (V_{7C} - V_{1C})$$

即:
$$V = V_T + V_C$$

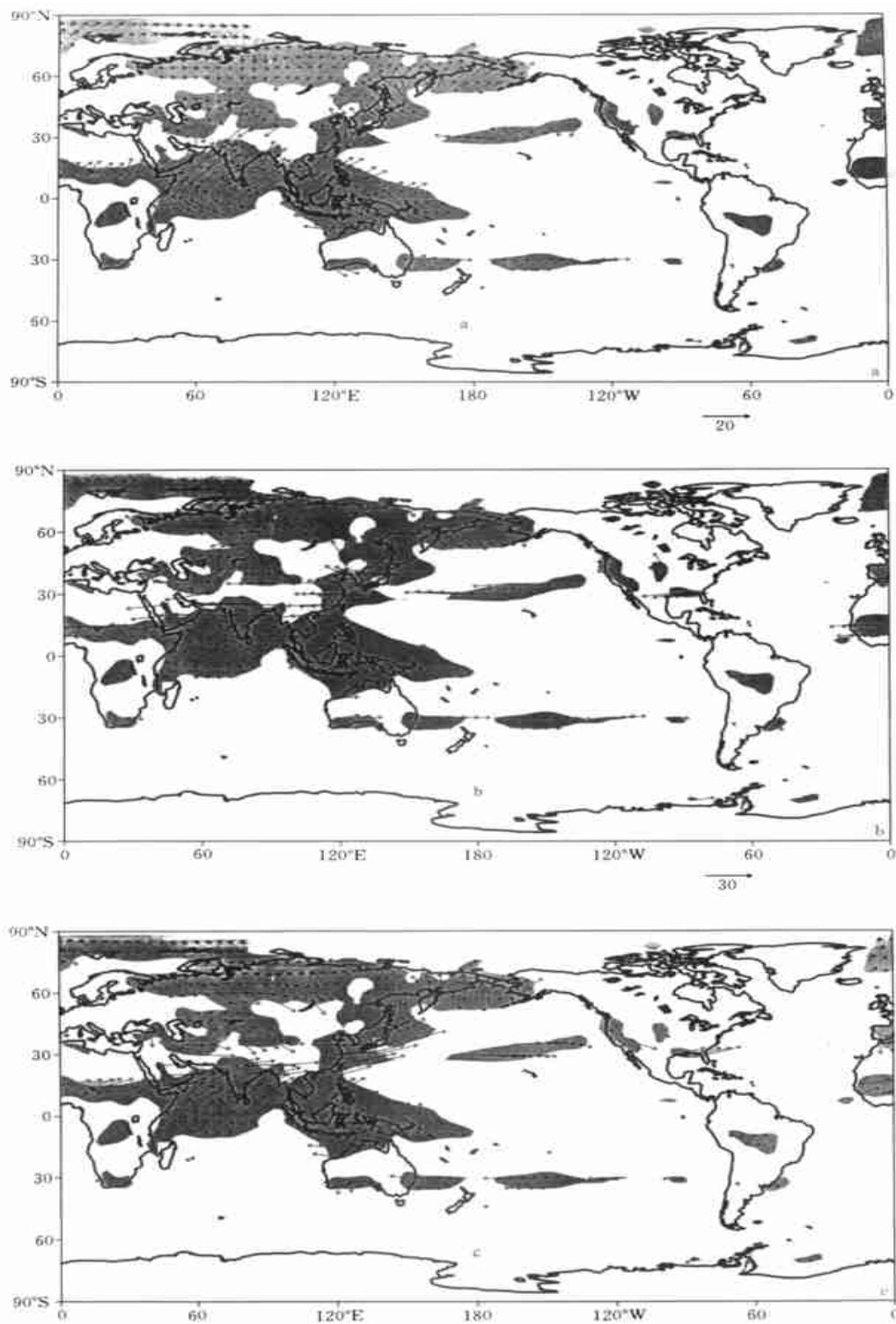
其中: V 表示 7 月与 1 月之间风的矢量差。因此, 实际风的冬夏季转变(季节变化)可分解为正压分量的季节变化和斜压分量的季节变化这两部分的矢量和。

图 3a 给出了地面 1 和 7 月实际风夹角大于 120° 的区域(阴影区), 并绘出了该区域内 1 和 7 月实际风的矢量差(V)。将图中阴影区域与经典季风区域^[1]相比较可知, 它不仅包含了经典季风区, 如: 亚澳地区、西非和东非地区、南美地区以及欧亚大陆北部的一些地区, 而且还包含经典季风区之外的一些地区, 如: 南、北半球太平洋中部的副热带地区, 即这些地区的地面风向也有强烈的季节变化。这里, 我们感兴趣的是图 3a 中阴影区的冬夏季风向的明显反转究竟主要是由斜压风还是由正压风的季节变化所造成。

为此, 我们分别计算了上述阴影区内地面正压风和斜压风的 1 和 7 月矢量差, 即 V_T (图 3b) 和 V_C (图 3c)。将图 3b 和图 3c 分别与图 3a 比较, 发现: (1) 在南亚、北澳、非洲和南美这些经典季风区, V_T 的模较小或者方向与 V 相反, V_C 的模较大而且方向与 V 相近, 因此, 这些地区实际风向的季节反转主要由斜压风的季节变化造成, 即这些经典季风区的季风主要是由其斜压分量流场的季节变化所致, 为此, 将这些地区称为斜压流型季风区; (2) 在南、北半球的太平洋副热带地区, 实际风向的季节反转主要由其正压分量的季节变化所造成, 可将这些地区称为正压流型季风区; (3) 在东亚副热带季风区和北美大陆的副热带地区, 实际风向的季节反转由正压风和斜压风季节变化的共同作用所造成, 因此这些地区可称为混合流型季风区。

由上面分析可见, 正压风和斜压风的季节变化均可造成地面实际风向的冬夏季反转, 即它们都可形成季风, 但在不同的地区, 正压风和斜压风的作用大不相同。经典的季风学说认为只有斜压风才能形成季风, 正压风不能形成季风, 显然这是不全面的。

对于亚洲这一全球最典型的季风区, 其热带地区的季风基本上是经向海陆热力差异驱动下的纬向斜压流型季风, 而东亚副热带夏季风则不仅仅与纬向海陆热力差异驱动下的斜压风有关, 还与正压风有关。其实, 副热带高压与中国大陆副热带夏季风及其雨带的密切关系早已成为中国广大气象工作者的共识, 而副热带高压却是正压型环流系统, 因

图 3 地面风 $V(a)$, $V_T(b)$ 和 $V_c(c)$ 分布

此,东亚副热带夏季风属混合流型季风也是好理解的。由此看来,以东西向海陆热力差异作为出发点来研究东亚副热带夏季风并据此确定其强度指数可能是不全面的。

类似图3,我们还计算了850hPa风的1和7月转变(图略)。与图3a比较发现,两者基本相同,但在东亚副热带季风区差异显著,该地区850hPa上的1和7月实际风的夹角仅为60左右,达不到120的一般标准,因此,确定季风区最好用地面风而不用850hPa风。

5 结 论

通过对大气环流的正斜压分解,分析了全球冬夏季正斜压流场的分布特征,并从对流层低层流场的正、斜压流型角度出发对全球季风进行了分类,得到以下结论:

(1) 大气环流的斜压分量和正压分量的季节变化均能形成对流层低层实际风向的冬夏季反转,因而都能形成季风。由于斜压流场反映了大气中不均匀加热(主要是海陆热力差异)所驱动的热力环流,而正压流场则主要代表动力作用所产生的环流,因此,将季风环流分解为正压和斜压两部分来进行研究,对认识季风的性质很有意义。

(2) 亚洲热带地区(包括南亚地区、南海—西太平洋地区)、非洲热带地区、南美等经典季风区的季风主要由斜压分量流场的季节变化所产生,这些地区属斜压流型季风区;南、北半球太平洋中部的副热带地区,其实际风向也有明显的季节反转,因此也为季风区,但其实际风向的季节反转主要由正压分量流场的季节变化所致,属正压流型季风区;而东亚副热带季风区实际风向的季节反转是正斜压流场共同作用的结果,属正斜压混合流型季风区。

参考文献

- 1 Ramage C S. Monsoon Meteorology. New York and London: Academic Press, 1971
- 2 曾庆存,张邦林. 大气环流的季节变化和季风. 大气科学, 1998, 22(6): 805~813
- 3 王安宇,尤丽钰. 对流层低层的季风. 地理学报, 1990, 45: 302~310
- 4 张家诚. 大气环流的季节变化和季风的科学概念. 全国热带夏季风学术会议文集. 云南: 云南人民出版社, 1983. 1~9
- 5 Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, London: Oxford University Press, 1987. 60~92
- 6 朱乾根,何金海. 亚洲季风建立及其中期振荡的高空环流特征. 热带气象, 1985, 1: 9~18
- 7 陈隆勋,朱乾根,罗会邦等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991
- 8 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. Quart J Roy Meteor Soc, 1992, 118: 877~926
- 9 管兆勇,徐建军,郭品文等. 亚洲夏季风结构和变动的斜压和正压特征: 斜压模分析. 气象学报, 1997, 55(2): 146~153
- 10 E Kalnay, et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3): 437~471
- 11 Peixoto J P, Oort A H. Physics of Climate. 吴国雄,刘辉等译校. 北京: 气象出版社, 1995. 47~50

BAROTROPIC/ BAROCLINIC FLOW-PATTERN FEATURES OF MONSOON WITH ITS BAROCLINICS

Zhu Qian'gen Liu Xuanfei

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Abstract

By using 1982 ~ 1994 NCEP/NCAR wind data, the atmospheric flow field is decomposed into two parts: the barotropic one, i. e. the vertical mass-weighted integral, and the baroclinic one, i. e. the difference between the observed winds at a certain level and the barotropic component; The distribution feature of barotropic/baroclinic flow field in winter/summer are investigated. Monsoon is classified into three types based on the barotropic/baroclinic flow patterns at the lower troposphere.

It is pointed out that the seasonal variation in the circulations of baroclinic and barotropic components are responsible for the reversal of surface winds between winter and summer, thereby for generating monsoon. The baroclinic flow field is a thermally-driven circulation which is mainly caused by land-sea thermal contrast, while the barotropic flow field is mostly a dynamically-driven circulation. So such a decomposition is helpful for understanding the causes of monsoon.

Results also show that the monsoons over tropical Asia, Africa and South America are barotropic flow pattern, while the monsoons over subtropical Pacific in the Northern and Southern hemisphere are of baroclinic flow pattern and the East Asia subtropical monsoon is of barotropic/baroclinic mixed flow pattern.

Key words: Barotropic/baroclinic atmosphere, Monsoon, Seasonal variation.