中 国 科 学
1991年6月 B 辑 第6期

南亚夏季风长期变化中的突变现象及其与全球迅速增暖的同步性

符淙斌 王 强

（中国科学院大气物理研究所，北京 100080）

摘 要

本文分析了1888年以来南亚夏季风活动长期变化的主要特点，用Mann-Kendall Rank Statistic方法检测到本世纪20年代夏季风活动突然增强的季风气候突变现象，并且发现这一突变现象与该时期全球迅速增暖几乎是同时的．对突变时期季风区环流和海陆热状况的诊断表明，北半球增暖期间陆地增暖明显大于、早于海洋，陆地和海洋热力差异迅速加大，促使季风低压发展，季风气流中的扰动加强，是夏季风突然增强的一个直接原因．

关键词：季风，气候突变，全球增暖

近来，气候突变现象或称气候变化的不连续、气候的跳跃，愈来愈受到关注．气候学家正在不断揭示各种尺度（季节的、年际的、10年或更长时间）的气候突变的观测事实，分析气候突变的性质，并逐步探索气候突变的规律及其形成的机制．将突变理论应用于气候的研究正在推动气候突变理论的发展．关于这一领域最新的研究进展可以参阅Berger等[1]和符淙斌等[2]．

符淙斌在综合分析各种尺度的气候突变现象时，指出季风区在气候突变中的敏感性的重要特点．Yin[3]，叶笃正等[4]最早发现了亚洲季风区大气环流的季节性跳跃现象．这一结果不断被新的观测资料所证实，在非洲[5]和澳大利亚[6]的季风区也有很明显的反映．80年代初开始，符淙斌和Fletcher利用全球海洋的长期观测资料，比较系统地揭示了全球海洋气候的突变现象，特别是亚洲季风区突变的强信号（Fletcher等[7]，Fu和Fletcher[8, 10]，Fletcher[9]，Fu，Diaz和Fletcher[11]），指出了亚洲季风区在本世纪初，20—30年代以及60年代3次大的气候突变现象．他们发现，季风区的气候突变往往发生在相当大的空间范围内，此时气候系统可以在很短的时间内进行相当大的调整．符淙斌等曾给出了1900年前后亚洲季风气候突变的物理模型，强调了主要跨赤道气流通道变化的作用．

本文首先根据1888年以来的实际观测资料，分析了南亚夏季风长期变化的特点和它的阶段性，进一步采用Mann-Kendall Rank Statistic方法检测了季风气候的突变性质和突变发生的时间．通过对季风突变时期大气环流和热状况的变化，揭示了夏季风突变与全球增暖之间

1990年11月21日收到修改稿．

的关系,讨论了突变发生的可能机制.

一、近百年来南亚夏季风活动的长期变化

在季风气候的研究中,通常使用夏季风时期的总雨量作为描写季风活动强度的一个指标.但是,季风时期的总雨量不仅取决于季风活动本身,如季风低压的强度、位置和季风气流中的扰动等,而且还受周围地区的大气环流,水汽来源和热带气旋活动等因子的影响.这些因子与季风活动也有某种联系,但也受其它因子控制.因此,季风期雨量并不是描写季风活动的最佳指标.

本文采用 Parthasarathy 和 Pant[12] 给出的 1888—1984 年每年 7—8 月印度季风中断日数表示夏季风活动强度.季风中断本身是一个天气学的概念,但这里给出的季风盛行期(7—8 月)季风中断日数是上述天气现象的统计特征,我们认为它可以较好地反映夏季风活动的气候特征.

图 1 给出了 1888—1984 年夏季风中断日数的逐年变化曲线和采用 9 点 Gauss 滤波的平滑曲线.这一组曲线除了显示强烈的年际振荡外,清楚地表现出几个主要阶段:(1)大约在 1920 年之前为季风不活跃时期,尤其是 1905—1920 年间;(2)1920 年以后,直到 1963 年,为相对的季风活跃期,特别是 1933—1945 年和 1955—1963 年;(3)1963—1980 年为另一个季风不活跃时期;(4)1980 年后似乎进入了另一个季风活跃期.其中,最明显的有两次急剧变化,一次是在 1920 年左右,季风迅速由不活跃期转变为活跃期;另一次在 1963 年左右,季风由活跃期转变为不活跃期.

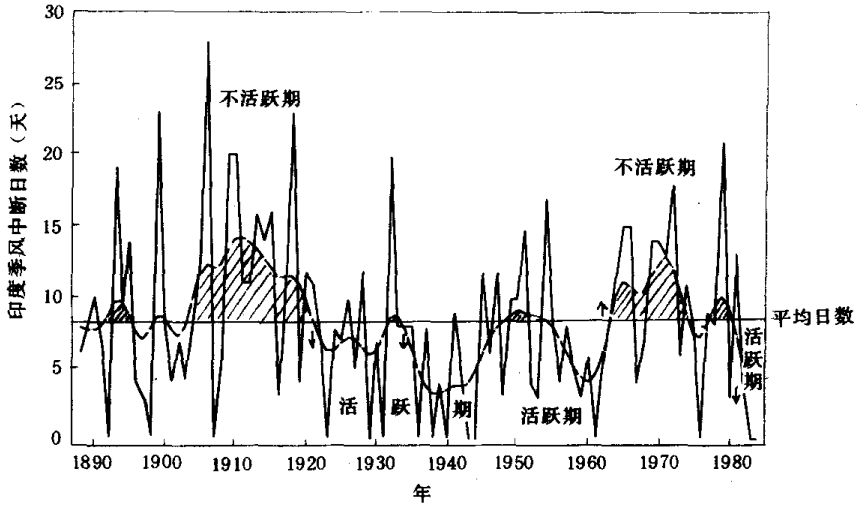


图 1　印度夏季风中断日数的逐年变化曲线(实线)和经9点 Gauss 滤波的平滑曲线(虚线)
(原始数据取自 Parthasarathy 和 Pant[12])

二、用 Mann-Kendall Rank Statistic 方法检测南亚夏季风的突变

上一节中已指出了季风气候的几次明显的变化.但是,并不是任何变化都可以称为"突变"的.所谓"气候突变"指的是气候从一种稳定状态跳跃式进入到另一种稳定状态的现象.这就是说,突变必须是发生在两种稳态之间,而两种稳定态之间的转变必须是跳跃式的,如果不符合这两个基本要求,即使在时间曲线上显示出很大的变化,也不能称为"突变".为了严格地检测具有突变意义的变化,已有若干统计方法.由于描写基本状态的统计参量不同,检测

的方法也不同[13].

本文主要用平均值来描写气候的基本状态，采用 Mann-Kendall Rank Statistic 检测法. 这一方法与其它方法相比的主要优点是，它可以从观测资料的时间序列中精确地确定达到信度要求的突变开始时间，是一种较客观定量的方法.

Mann-Kendall Rank Statistic (Goossens[14])原用于检验一个时间序列是否存在显著的增长或递减趋势的. 这一方法的基本原理是以气候稳定为前提，且假设在气候要素的时间序列中相邻气候值是彼此独立的. 因此，其概率分布保持不变，就有原假设 H_0: 序列无变化趋势.

设 $x_1, x_2, x_3, \cdots\cdots x_n$ 为序列样本，m_i 表示第 i 个样本 $x_i > x_j$ $(i \geqslant j \geqslant 1)$ 的累计数. 定义一个统计量 $d_n = \sum_{i=1}^{N} m_i$，用以描写序列样本之间的关系. d_n 的均值和方差分别为

$$E(d_n) = n(n-4)/4,$$
$$\mathrm{Var}(d_n) = n(n-1)(2n+5)/72.$$

将 d_n 标准化为

$$u(d_n) = (d_n - E(d_n)/\sqrt{\mathrm{Var}(d_n)},$$

$u(d_n)$ 为标准分布，其概率

$$\alpha_1 = p(|u| > |u(d_n)|),$$

可以通过查表求得.

给定一个显著性水平 α_0，当 $\alpha_1 > \alpha_0$ 时，接受原假设 H_0；当 $\alpha_1 < \alpha_0$ 时，则拒绝原假设，它表示该序列存在一个强烈的增长或减少趋势，其符号由 $u(d_n)$ 来决定. 所有 $u(di)(1 \leqslant i \leqslant n)$ 绘成曲线，称为 C_1.

将同样的运算应用于该时间序列的逆序列，用 $\overline{m_i}'$ 表示第 i 个样本 $x_i > x_j (1 \leqslant j < n)$ 的累计数，如果 $i' = n+1-i$，$\overline{m_i} = m_i'$，则逆序列的 $\overline{u}(di)$ 由下式给出:

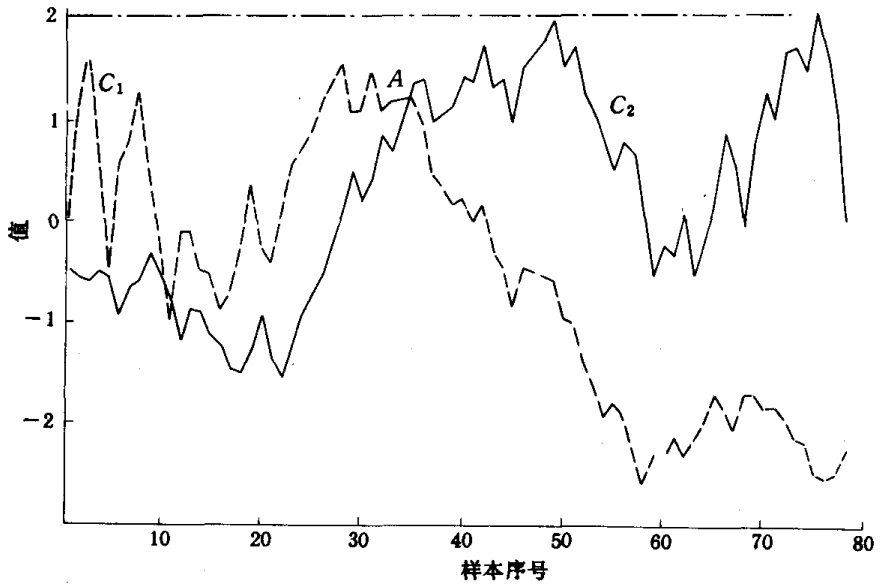


图 2 Mann-Kendall Rank Statistic 检测南亚夏季风中断日数的突变

(C_1, C_2 为正、逆序列的统计量 $u(d_n)$ 和 $\overline{u}(d_n)$ 变化曲线，交点 A 为突变点(排行 33, 1922 年). 点虚线为置信区间)

$$\overline{u}(d_i)=-u(d_i'),\ i'=n+1-i(i,i'=1,2,\cdots\cdots n),$$

所有的$\overline{u}(d_i)(1\leqslant i\leqslant n)$用曲线$C_2$表示.

如果逆序列存在相反方向的变化趋势，且正、逆序列的统计量$u(d_n)$和$\overline{u}\ d_n)$在$i=n$处相等，即曲线C_1与C_2相交于n，且位于置信水平之内，n就是突变的起始点. 它的物理意义是，突变点以后时间序列各项稳定地大于(或小于)突变点以前各项的值；同时，突变点以前时间序列各项则稳定地小于(或大于)突变点以后各项的值. 它表明突变点前后事物(气候)处于两种不同的基本状态，且两种基本状态之间的转变是跳跃式的，因为已经达到了显著性水平.

将这个方法应用于图1中的原始序列，求得图2表示的曲线C_1和C_2，和相应的置信区间，可以看到C_1与C_2的交点A，序号为35，即1922年，且位于置信区间，由C_1的变化方向可以确定，南亚夏季风中断日数自1922年开始突然减少，即夏季风活动从那个时候开始突然增强，这是季风气候长期变化中的一次突变.

与上节的分析相比较，可以看出，虽然近百年来南亚夏季风出现了多次明显的变化，只有1920年左右的这一次才是气候突变.

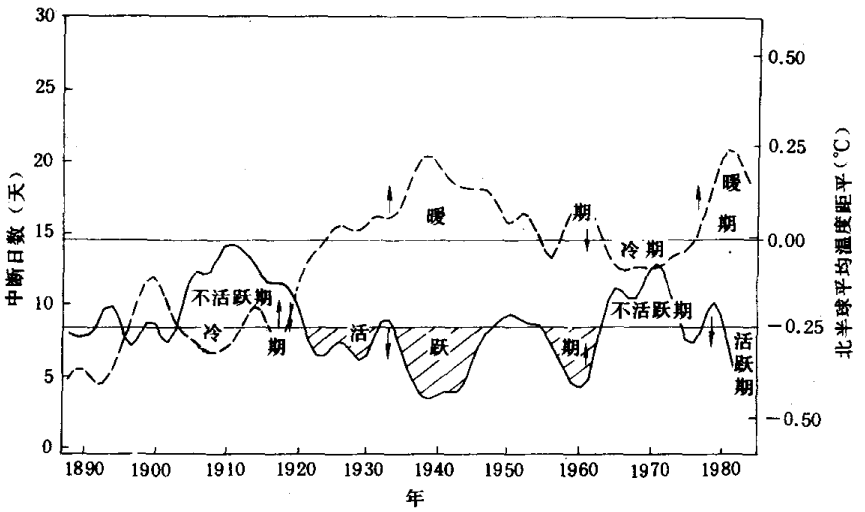


图3　经9点Gauss滤波的南亚夏季风活动指数(BMD)(实线)和北半球大陆气温变化曲线(虚线)

三、季风气候突变与北半球大陆迅速增暖的同步性

全球增暖对区域气候的影响是当前的一个重要研究课题. 本节揭示季风气候长期变化与北半球陆地温度变化的密切关系，特别是发现了季风气候突变与全球迅速增暖之间的同步性.

图3给出了经9点Gauss滤波的南亚夏季风活动指数和相应的北半球大陆气温的变化曲线(资料取自Jones等[15]). 对比这两根曲线，可以观测到如下重要现象：

(1)两者具有明显的反相变化趋势：当北半球大陆增暖时，印度夏季风中断日数减少，即夏季风活跃；当北半球降温时，季风中断日数增加，即夏季风减弱. 计算两序列未经滤波的原始值之间的相关系数在温度提前1年时为最大，为−0.32，达到99%的信度要求. 这就是说，近百年来南亚夏季风活动的长期振荡与北半球大陆气温的振荡是密切关联的，且温度变化略早于季风的变化.

(2)北半球大陆增暖主要表现在 20—40 年代,其中20年代初和30年代各有一次明显的增温过程(如虚箭头所示). 几乎同时,南亚夏季风也出现了两次明显的加强过程(如实箭头所示). 1925—1960 年,北半球为暖期,印度季风为相对活跃期.

(3) 60 年代,北半球大陆出现一次明显的降温过程,此时季风中断日数增加,1963—1975 年的相对冷期内,夏季风活动弱.

(4) 另一个季风不活跃时期出现在本世纪初,相应北半球大陆偏冷.

(5) 70 年代后期之后,北半球大陆有明显的增暖趋势,夏季风也呈现增强趋势.

现在将 Mann-Kendall Rank Statistic 方法运用于北半球大陆气温序列,得到图 4. 由曲线 C_1, C_2 和它们的交点 A 及相应的置信范围,可以检测到大约在 1921 年左右的突变性增暖. 它与夏季风活动的突变性增强在时间上如此一致——即它们之间的同步性,且温度变化略早于季风活动的变化,这在某种程度上指示上述季风气候的突变可能是热力性质的,是季风区域气候对全球增暖的响应.

虽然,迄今为止我们还不能肯定地说近百年来北半球和全球温度记录中反映出来的增暖趋势(大约 0.4—0.6℃/100 年),有多大程度是自然的温度振荡,又有多大程度归因于 CO_2 和其它温室气体含量增加的温室效应,上述分析可以提供气候增暖时期季风活动变化的一个相似型. 这就是说,在气候增暖时期,南亚夏季风活动将会加强. 在另一篇文章中,我们将报告东亚季风具有相反的变化趋势[16].

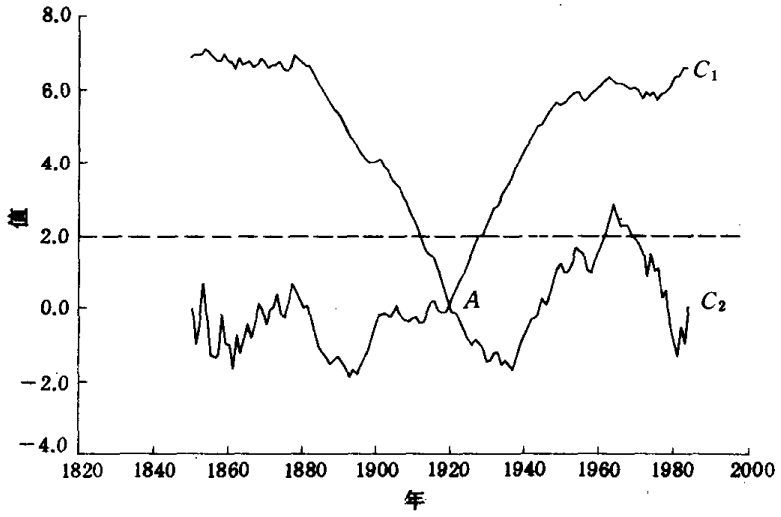


图 4 用 Mann-Kendall Rank Statistic 检测北半球大陆气温突变
(虚线为置信区间,突变点为 1921 年,其余说明同图 2)

四、20 年代南亚夏季风突然增强的可能机理

上一节的分析表明,南亚夏季风的活动强弱与北半球的温度变化有很好的关系,20 年代夏季风的突然增强与这一时期北半球的迅速增暖几乎是同时发生的,且温度变化略早于季风的变化. 由此推断,这一次季风强度突变的性质可能是热力的,这与季风环流本身首先是热力驱动的基本理论是一致的. 本节将沿着这个方向作进一步的讨论.

1. 突变时期季风区大气环流的变化

季风活动强弱的变化,首先应当反映在季风区大气环流的变化. 由于那时还没有高空观

测资料，这里采用的是印度洋及其邻近地区的海平面气压场分析，资料取自全球海洋大气综合资料集（COADS）[17].

图5给出了1905—1921年，1922—1929年和1930—1940年3个时段，夏季（6—8月），10°S—30°N，20°—130°E范围内海平面气压的距平场，分别代表季风不活跃时期、突变时期和持续活跃时期季风区大气环流状况. 最主要特征是亚洲南部季风低压和它的3个主要低槽（阿拉伯海、孟加拉湾和南海）（Fu等[18]）的变化. 在季风不活跃时期，即突变前（图5(a)），印度洋北部的阿拉伯海、孟加拉湾以及南海地区均为气压正距平所控制，表明季风低压比常年要弱，季风槽变浅. 在季风突变时期（图5(b)），上述大部分地区气压下降，变为负距平，特别是在西阿拉伯海、孟加拉湾和南海平均季风槽的位置上，有3个气压距平槽发展，说明此时季风低压发展加强，其南部季风气流中有频繁的季风扰动发展，是季风加强的特征. 在突变以后，进入季风活动持续活跃时期（图5(c)），在印度半岛、印度支那半岛和我国华南地区建立起稳定的距平季风槽，呈现出活跃的夏季风形势.

因此，20年代南亚夏季风的突然加强主要是季风低压的发展和季风低压南部主要季风槽明显加深，季风气流中的扰动活跃的结果.

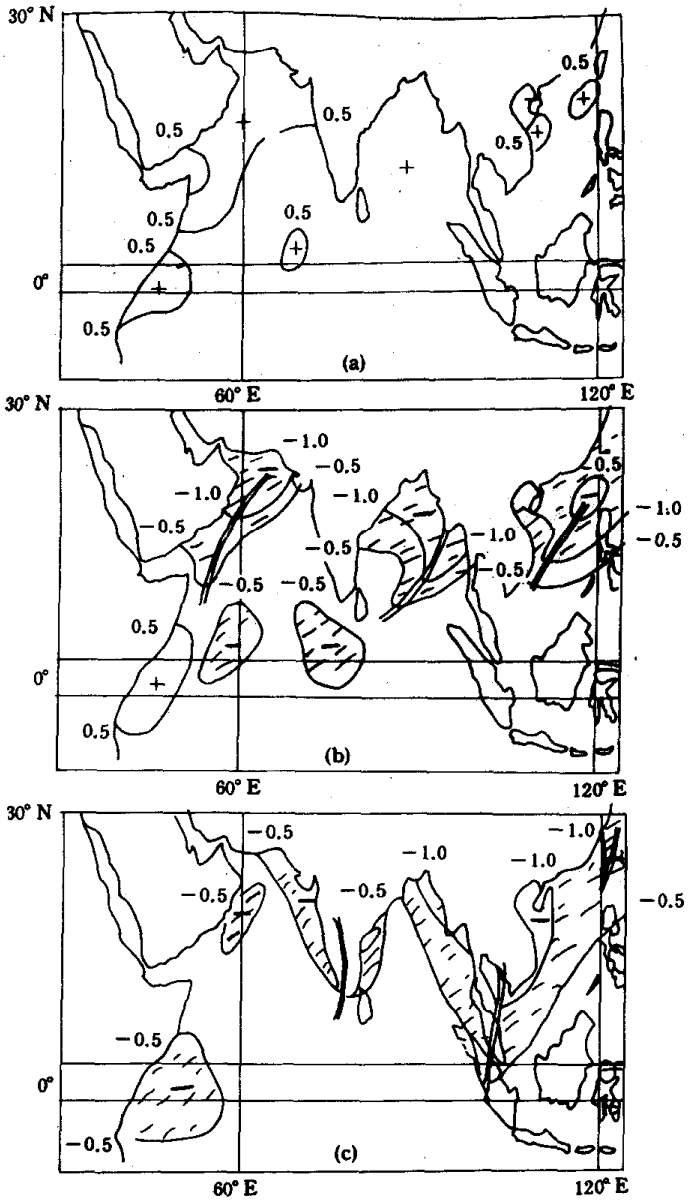


图5　季风突然增强前后，季风区海平面气压场的变化
((a)1905—1921年，季风不活跃期，(b)1922—1929年，季风突变期，(c)1930—1940年，季风持续活动期)

2. 陆地-海洋热力对比加大是夏季季风低压发展的一个直接原因

图6给出了1902年起每5年平均北半球大陆温度（曲线a）和海面温度（曲线b）[19]以及由此算得的陆面与海面温度差（曲线a－b）的变化曲线. 北半球大陆温度在1917—1922年间上升了大约2.8℃，这就是上面所说的20年代突然增暖现象（见曲线a）. 但是，北半球的海面温度虽有升高但不明显，它的迅速增暖出现在30年代末至40年代初（曲线b）. 因此，大陆与海洋的温度差（曲线a－b）在20年代有一次突然增大的过程，一直到50年代始终维持较大的正值，即大陆和海洋的热力对比是很强的，有利于夏季风环流和季风低压的发展，这与第一节中确定的季风活跃期是一致的.

50年代中期后，陆面温度开始下降，进入一个相对冷期，但海面还在继续增暖. 因此陆地与海洋热力对比减小，夏季风进入一个相对弱的时期. 80年代北半球大陆增暖非常明显，但海面温度无明显上升，在某些地区甚至有降温趋势，这样陆地与海洋热力对比加大，将有利于

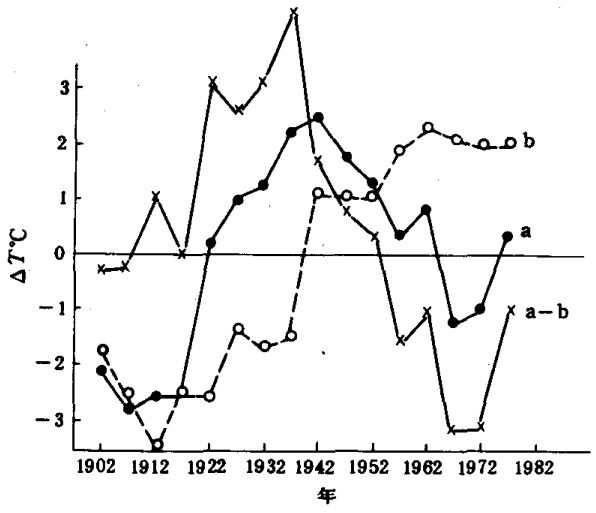


图 6 每 5 年平均北半球大陆温度(曲线 a)、海面温度(曲线 b)和陆海温度差(曲线 a — b)的变化曲线
(曲线 a, b 取自 Barnett[19], 曲线 a — b 由此计算得到)

夏季风的发展.

根据以上分析,我们得到如下结论:南亚夏季风的长期变化,特别是 20 年代的突变可能主要是热力的,是区域气候对全球增暖响应的一个典型例子. 由于季风主要是热力驱动的一个系统,它对于全球增暖的响应比较敏感. 季风气候的突变性也取决于全球增暖的突变性,因此它们的突变具有同时性.

但是,季风气候对全球增暖突变的响应不可能是单纯的热力过程. 由于动力过程发展迅速,调整和适应过程很快,现有的方法还不可能揭示它们的特征,需作进一步研究.

参 考 文 献

[1] Berger, W. H. & Labeyrie, L. D., *NATO. ASI Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 216, 1987, 425.

[2] 符淙斌、王 强、吴昭华,气候突变现象的研究,大气科学进展,1991,

[3] Yin, M. T., *J. Meteor.*, **6**(1949), 393—400.

[4] Yeh, T. C., Tao, S. Y. & Li, M. C., in *The Atmosphere and the Sea in Motion*, 1959, 249—267.

[5] Walker, H. O., in *Monsoon of the World, Indian Meteorological Department*, 1960, 35—42.

[6] Mcbrid, J. L., in *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 1987, 203—232.

[7] Fletcher, J. O. et al., *J. Geophys. Res.*, **87**(1982), 136—149.

[8] Fu, C. B. & Fletcher, J. O., *Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, NCAR*, Boulder, Oct. 18—22, 1982, 223—230. PB82—219486.

[9] Fletcher, J., *Nature*, **310**(1984), 630.

[10] Fu, C. B. & Fletcher, J., *Advances in Atmospheric Sciences*, **5**(1988), 389—404.

[11] Fu, C. B., Diaz, H. & Fletcher, J., *J. Climate*, 待发表.

[12] Parthasarathy & Pant, *Proceedings of the First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations Over the Global*, College Park, U. S. 29 July-2 August, 1985, WMO/ TD, No. 87, 235—246.

[13] 符淙斌、王 强,气候突变定义、种类和检测方法,大气科学,1991.

[14] Goossens, C. & Berger, A., *Proceedings of the Second International Meeting on Statistical Climatology*, Lisboa, 26—30/ 09/ 1983.

[15] Jones, P. D. et al., J. Climate Appl. Meteor., **25**(1986), 161—179.

[16] Fu, C. B., Dong, D. F. & Wang, Q., *Climatic Changes and their Impacts, Preprints of Beijing International Symposium of Climatic Change*, August 9—12, 1990.

[17] Woodruff, S. D. et al., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**(1987), 1239—1250.

[18] Fu, C. B., Fletcher, J. & Slutz, R., *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**(1983), 1242—1252.

[19] Barnett, T. P., in *Detecting the Climate Effects of Increasing Carbon Dioxide*, DOE/ ER-0285, 1985, 149—162.