

东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化

江志红¹, 何金海¹, 李建平², 杨金虎¹, 王 冀¹

(1. 南京信息工程大学 江苏省气象灾害重点实验室, 资源环境与城乡规划系, 南京 210044;
2. 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)

摘要: 利用 1951~2001 年 NECP 的逐日再分析资料及中国东部 366 站 1957~2000 年逐日降水资料, 提出东亚夏季风推进过程的定量指标, 分析东亚夏季风推进过程的年代际变化。结果表明: 标准降水指数为 1.5 的等值线较好地反映了中国东部夏季雨带的南北移动, 以及雨带推进过程中呈现的阶段性与突变性特征。东亚夏季风的推进过程具有显著年代际变化, 与夏季风前沿位置有关的指标在 20 世纪 60 年代中期前后发生显著变化, 与夏季风推进强度有关的指标则在 70 年代末出现突变。60 年代中期前, 南海夏季风的建立时间较迟, 但北推较快, 夏季风前沿到达华北地区时间较早, 在华北地区维持时间长, 夏季风的北界位置偏北, 华北雨季、淮河梅雨明显。70 年代末以后南海夏季风的建立时间较早, 夏季风前沿附近南风强度明显偏弱, 降水主要集中在长江流域及其以南地区, 华北雨季不明显。

关键词: 中国东部; 东亚夏季风; 年代际变化; 夏季降水

1 引言

我国地处东亚季风区, 东部地区雨带的进退、雨季的长短起讫和夏季雨型结构、旱涝变化, 都与东亚夏季风的进退过程及其变化密切相关^[1-5]。早在 60 多年前, 涂长望、黄土松^[1]就是从东亚季风的进退出发, 开辟了东亚夏季风变化及其影响的研究之路。随后, 高由禧和徐淑英^[6]、林之光^[7]等进一步研究了我国季风雨带的移动规律。1987 年, Tao 和 Chen^[2]在综合中国和印度学者以前研究结果的基础上, 提出了亚洲季风爆发日期分布图。近期, Lau 和 Yang^[8], Matsumoto^[9], Webster^[10], 陈隆勋等^[11]则进一步由南海季风的爆发特点, 研究亚洲地区夏季风的爆发过程。上述有关夏季风进退活动的指标主要有两种, 一种直接从降水量出发, 如 Lau 和 Yang 以多年候平均 6 mm/day 等雨量线的北进表示夏季风的推进过程。林之光^[7]由旬降水量与年雨量的比值, 研究我国东部地区雨带的进退规律。陈隆勋等^[11]用 5 天、10 天、15 天平均降水量相对于全年日平均降水量的大小, 定义雨季开始日, 鉴于各地的气候差异, 其雨季开始日的标准不同, 由此研究夏季风的爆发过程。另一种是利用温湿指标, 如汤明敏、黄土松^[12]由 1000 hPa 面上的假相当位温 (saturated equivalent potential temperature, θ_{se}) 为 348 °K 的等值线, 确定夏季风的进退活动。Webster 等^[10]由射出长波辐射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 等于 220 W/m² 的平均位置, 确定南亚季风爆发的日期。最近, Fasullo 和 Webster^[13]则利用整层水汽输送定义印度季风的进退活动。但由于选择的参数不同, 得到的季风推进过程也有差异, 有的还只是对个别年份夏季风推进过程的分析。因此, 有必要综合考虑热力学与动力学因素, 全面考察中国东部夏季风推进的气候特征。

20 世纪 70 年代全球海温、大气环流出现了一次显著的年代际变化^[14, 15], 许多观测事实表明, 东亚夏季气候也发生了一些引人注目的变化^[16-21]。显然, 它们与东亚夏季风活动

收稿日期: 2005-08-20; 修订日期: 2006-03-16

基金项目: 国家自然科学基金项目(40375032) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40375032]

作者简介: 江志红 (1963-), 女, 博士, 教授, 博导。主要从事气候学研究。E-mail: zhjiang@nuist.edu.cn

675-686 页

的变化密切相关，但目前对东亚夏季风进退过程的年代际变化缺乏系统了解。在不同年代际背景下，夏季风的建立、推进的过程、北界位置及其强度有何变化？对这些问题的回答，有助于深入了解年代际背景对东亚夏季风季内变化的可能影响，提高月季尺度的旱涝预测能力。

本文利用 1951~2001 年美国 NECP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 的逐日再分析资料^[22]及中国东部 366 站 1957~2000 年逐日降水资料，通过热力学与动力学变量场的逐日演变分析，提出东亚夏季风推进过程的定量指标，分析东亚夏季风推进过程的年际和年代际变化。

2 资料与方法

2.1 资料

本文所用资料有：(1) 1951~2001 年 NECP/NCAR 的逐日再分析资料^[22]，包括 850 hPa、500 hPa 等压面上高度、温度、湿度和风场资料，分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ；(2) 中国东部 366 站 1957~2000 年逐日降水资料，并通过 Cressman 方案将其内插至 105°E 以东中国区域 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点资料，对比 5~8 月 366 站与 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点逐日降水资料，发现 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点内插序列与相应邻近观测站序列的相关系数都在 0.9 以上，相对误差低于 7%，1980 年 5~8 月沈阳站 ($123^{\circ}27'\text{E}$, $41^{\circ}44'\text{N}$) 及其邻近网格 (123°E , 42°N) 内插序列的对比 (图 1)，表明两序列相关系数为 0.932，相对误差为 6.01%，表明基于 Cressman 方案的内插精度较高。

2.2 方法

考虑到我国夏季降水量的地域性差异较大，降水量的多寡不能完全反映雨带的移动规律。早在 50 年代末，陶诗言^[23]就利用 5 月至 8 月每半个月降水量占夏季 (5~8 月) 总降水量的百分比，分析梅雨期雨带的移动。文献^[11]中取 N 日滑动平均日降水量与全年日平均降水量的比值作为降水相对系数 CN，但由于全年日平均降水量的地域差异太大，无法根据降水相对系数的统一标准，确定雨季的进退过程。故本文以夏季 (5~8 月) 5 天滑动平均降水量对夏季气候平均日降水量进行标准化，并定义为标准降水指数 $S_R(t)$ ，即

$$S_R(t) = \frac{R_5(t) - R_s}{\sigma_s} \quad (t = 1, 2, \dots, n) \quad (1)$$

式中： $R_5(t) = \frac{1}{5} \sum_{i=-2}^{i=2} R(t+i)$ 为第 t 天附近 5 天滑动平均降水量， R_s 为夏季 (5~8 月) 日平均降水量， $\sigma_s = \left(\sum_{t=1}^n (R_5(t) - R_s)^2 / n \right)^{1/2}$ ，n 为 5~8 月的总天数，反映本站点夏季日降水量的季节变率。由 (1) 式可见，标准降水指数的极大值区，就是该时段降水最集中的区域。由于该指数都以本站点的夏季日降水量进行了标准化，消除了地域差异，不同区域

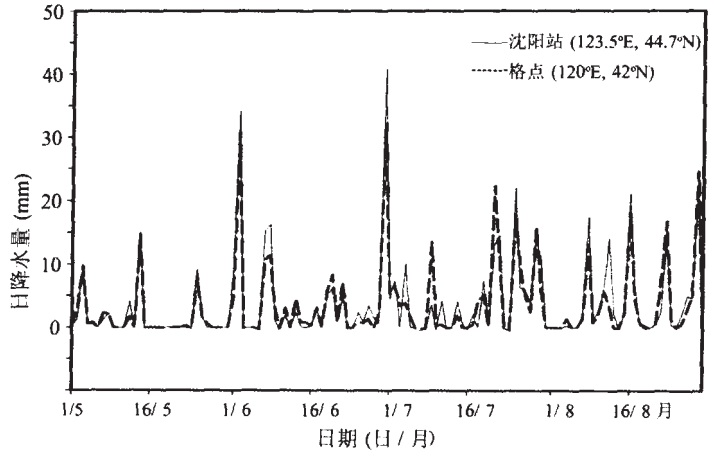


图 1 1980 年 5~8 月沈阳站及其邻近内插网格逐日降水序列的对比
Fig. 1 Comparisons of daily rainfall series at Shenyang station and its neighborhood interpolated grid from May to August in 1980

的 S_R 具有相当的可比性, 故可根据 S_R 高值区的移动, 分析雨带的进退变化。

假相当位温 θ_{se} 的计算采用 David Bolton 的公式^[24]

$$\theta_{se} = T_k \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1 - 0.28 \times 10^{-3r})} \times \exp \left[\left(\frac{3.376}{T_L} - 0.00254r(1 + 0.00081r) \right) \right] \quad (2)$$

式中: T_k , p , r 分别为起始面上绝对温度、气压、比湿, T_L 为凝结高度的绝对温度。

3 夏季风推进过程的气候特征

为分析中国东部夏季风推进过程的气候特征, 与降水有关的变量采用 1957~2000 年的气候平均值, 本节所用其他变量都是 1951~2000 年的 50 年气候平均值。

3.1 基于标准降水指数的雨带推进的气候特征

图 2 给出了 5~8 月 110~120° E 陆地 5 天滑动平均日降水量 R_5 3 mm (实线)、标准降水指数 S_R 1 (阴影) 气候值的时间—纬度剖面图。图 3a-l 为中国东部 5~8 月一些代表候平均日降水量 R_5 3 mm (实线)、标准降水指数 S_R 1 (阴影) 气候值的分布图。由平均日降水量 R_5 、标准降水指数 S_R 的对比 (图 2, 3), 可以看到中国东部由南到北, 夏季雨带对应的日降水量差异很大, 但基本都对应于 S_R 1.5 的区域。如 S_R 1.5 的区域, 在华南沿海 21~25°N 基本对应于 5 天滑动平均日降水量高于 11 mm 的区域 (图 2, 图 3c); 在江南, 基本对应于 R_5 10 mm/day 的区域 (图 2, 图 3e); 长江中下游则对应于 R_5 8 mm/day 的区域 (图 2, 图 3f); 淮河流域为 R_5 6~7 mm/day 的区域 (图 2, 图 3g, h); 华北、东北地区则对应于 R_5 5~6 mm/day 的区域 (图 2, 图 3i, j, k); 内蒙一带则对应于 R_5 4 mm/day 的区域 (图 3j, k); 表明标准降水指数基本消除了地域差异, S_R 1.5 的区域较好反映了我国东部夏季降水集中区域, 因此可以根据 S_R 1.5 区域随时间的演变, 分析夏季雨带的推进过程。

为进一步分析标准降水指数随时间的演变, 定义图 2 中 $S_R = 1.5$ 等值线在 1 候中北移超过 3 个纬度作为一次雨带北跳突变的标准。5 月初, 标准降水指数的大值区位于 26~27°N 的江西、浙江附近, 随后南移至福建、广东 (图 2, 图 3b), 这与陈隆勋等^[11]有关南海季风爆发前, 副热带雨带有向南传播的特点是一致的。5 月中下旬南海季风爆发^[25], 至 6 月初, 首先在广东沿海出现 S_R 1.5 的大值区, 随后北移至福建、浙江、江西、湖南

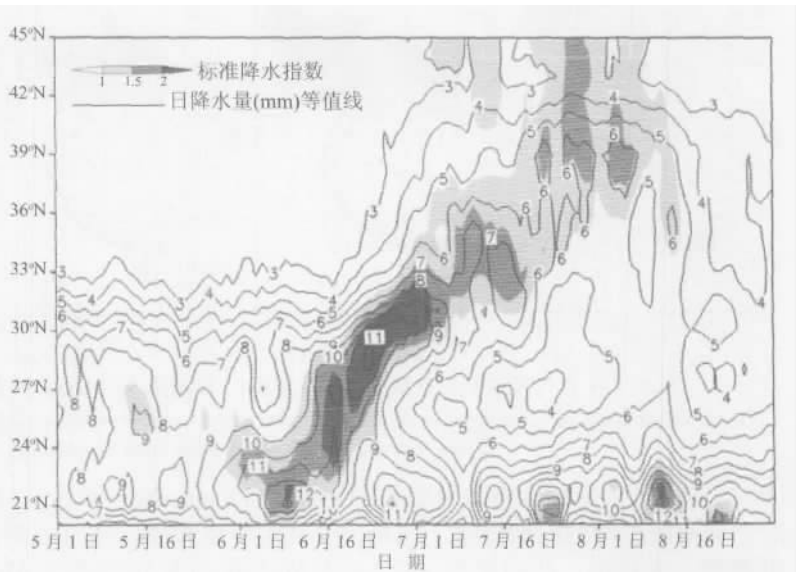


图 2 5~8 月 110~120°E 陆地 5 天滑动平均日降水量 R_5 (实线)、标准降水指数 S_R (阴影) 气候值的时间 - 纬度剖面图

Fig. 2 Time-latitude cross section of climatic values of the May-August 5-day running mean land daily rainfall R_5 (solid lines; mm/day) and unified precipitation index S_R (shading) over 110-120°E

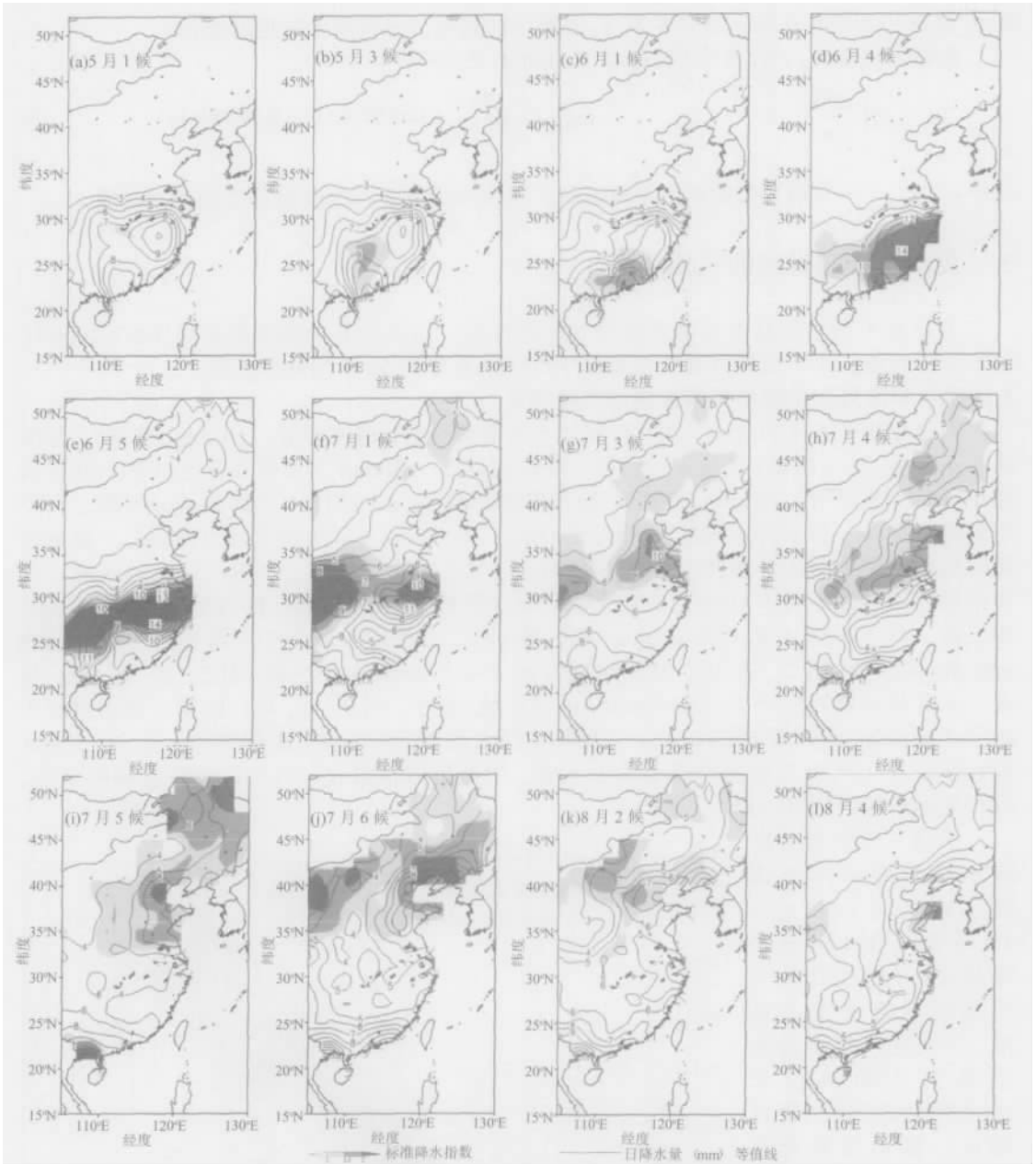


图 3 5~8月代表候平均日降水量 R_s (实线)、标准降水指数 S_r (阴影) 气候值的分布图

Fig. 3 Distributions of climatic values of the May-August representative pentad-averaged daily rainfall R_s (solid lines; mm/day) and unified precipitation index S_r (shading)

(图 2, 图 3c), 平均日降水量最大中心超过 12 mm/day (图 3c), 基本对应于南海季风爆发后, 华南前汛期的后期降水, 文献^[20]中称为华南梅雨, 本文也沿用该定义; 6月 4 候出现雨带第一次北跳, 纬向平均 $S_r = 1.5$ 大值区由 24°N 迅速跳至 27~28°N (图 2), 并在江西、浙江附近出现 $S_r = 2.5$ 的极值中心, 平均日降水量最大中心超过 14 mm/day (图 3d), 开始了这里的梅雨; 6月 5 候 $S_r = 1.5$ 的大值区占据了整个长江中下游地区 (图 3e), 浙江一带的平均日降水量最大中心超过 14 mm/day; 随后雨带停滞, 并缓慢北移; 至 7月 2 候雨带出现第二次北跳, 纬向平均 $S_r = 1.5$ 等值线由 32°N 迅速跳至 35~36°N (图 2), $S_r = 1.5$

的大值区也移至淮河流域，平均日降水量最大值达 9 mm/day (图 3g、3h)；由此可见，在气候意义上，长江中下游及其以南地区的梅雨与淮河流域的梅雨间存在一定的时间间隔，其平均日降水量也有差异，在 S_R 的纬向平均图 (图 2) 中可以清楚的看到 S_R 为 1.5 的等值线在 7 月 2 候存在突变，这一特点表明江淮梅雨表现为长江中下游及其以南地区的梅雨与淮河流域梅雨两个阶段。一些分析也指出，2003 年淮河流域梅雨与长江流域梅雨存在明显的分离。因此，我们将此前、后阶段分别定义为江南梅雨和淮河梅雨。7 月 4 候， S_R 1.5 的大值区迅速跳至东北地区，平均日降水量最大中心达 6 mm/day (图 3i)，华北地区也有一小范围 S_R 大值区；7 月下旬至 8 月初， S_R 1.5 的大值区基本维持在华北地区，最大平均日降水量达 8 mm/day (图 3j)，黄河中游至内蒙也有 S_R 1.5 的大值区，但平均日降水量最大值在 4-5 mm/day (图 3j、k)。至 8 月中 (图 3l)， S_R 1.5 的大值区基本都撤离了中国东部地区，仅东部沿海极小部分地区 S_R 1.5。

综上所述可以看到，标准降水指数为 1.5 的等值线较好反映了中国东部夏季雨带的南北移动，以及雨带推进过程中呈现的阶段性与突变性。在气候意义上，5 月下旬，自南海季风爆发后，在东部雨带的北推过程中，经历了 3 次雨带北跳，突变候分别对应于 6 月 4 候、7 月 2 候、7 月 5 候，相应的雨带停滞阶段则分别对应于华南梅雨、江南梅雨、淮河梅雨和华北雨季。

3.2 夏季风推进与西太平洋副高变化

汤明敏、黄土松等^[12]的研究表明，我国东部低层的夏季风可源于西北太平洋热带洋面，可源自孟加拉湾，也可源于南半球，到达我国东部或沿海的气流，850 hPa 面上的位温在 336~340°K 以上， $\theta_{se} = 336$ 与 340°K 可以作为 850 hPa 上夏季风的前沿。另一方面，西太平洋副高的季节变化对东亚季风系统的进退起重要作用。近期吴国雄、丑纪范等^[27]研究表明，500 hPa 上副高系统中 $u = 0$ 的东、西风分界线可以较好反映副高脊线位置的连续变化。那么，在气候学意义上，从初夏到盛夏，雨带与夏季风前沿、副高脊线位置向北推进之间的具体关系如何呢？

图 4 为 1951~2000 年平均 5~8 月 850 hPa 上 110~120°E 5 天滑动平均位温、125~145°E (夏季西太平洋副高主体的范围)^[27] 500 hPa 上 5 天滑动平均 $u = 0$ 线的时间—纬度演变曲线，为比较方便起见，图中还给出了 110~120°E 陆地标准降水指数气候值 $S_R > 0.5$ 的等值线 (虚线)，阴影区为 S_R 1.5 的区域。同时，定义图中 $u = 0$ 线在 1 候中北移超过 1.5 个纬度，作为副高脊线出现北

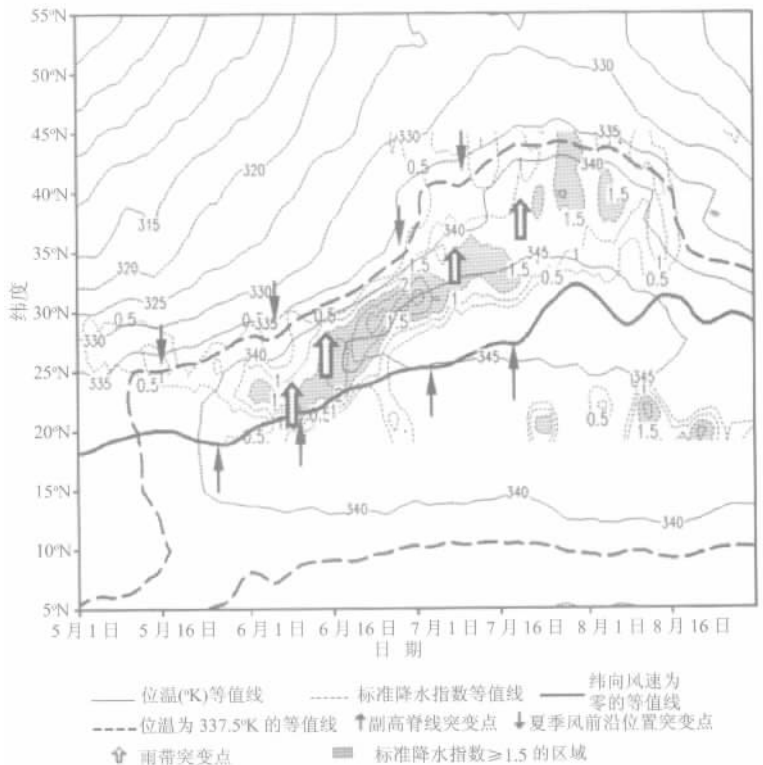


图 4 1951~2000 年平均 5~8 月 850 hPa 上 110~120°E 5 天滑动平均位温
Fig. 4 Evolutions of climate 5-day running mean θ_{se} at 850 hPa, 1951~2000

跳的标准; $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线位置在 1 候中变化超过 2 个纬度作为夏季风前沿出现突变的标准。南海季风爆发前

表 1 夏季风推进过程中各指标的突变特征

指标	第 1 次突变		第 2 次突变		第 3 次突变	
	时间	纬度变化	时间	纬度变化	时间	纬度变化
$\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ (850hPa)	6 月 2 候	25°-28°N	6 月 6 候	35°-40°N	7 月 3 候	40°-43°N
$u = 0$ (500hPa)	6 月 3 候	21°-24°N	7 月 1 候	25°-27°N	7 月 4 候	27°-33°N
$S_R = 1.5$	6 月 4 候	24°-27°N	7 月 2 候	32°-36°N	7 月 5 候	36°-42°N

后, 伴随着副热带雨带的向南传播, 西太平洋副高脊线位置也有南移 (图 4), 5 月 4 候, 南海区域上空 (10~20°N, 110~120°E) 的位温迅速超过 337.5°K, 其 337.5°K 的特征线与 850 hPa 上东南风和西南风分界线基本一致, 并由 10°N 迅速跳至 25°N, 南海季风爆发。副高脊线则在 5 月下旬出现第一次南压北跳, 至 5 月底 6 月初, 雨带也转向北移。此后至 8 月初, 夏季风的北推进程中, $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线有 3 次显著北跳, $u = 0$ 线也存在 3 次南压北跳, 并伴随着雨带的 3 次显著北移。 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线的第一次北跳发生在 6 月 2 候, $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线由 25°N 北跳至 28°N, 6 月 3 候西太平洋副高脊线位置由 21°N 北跳至 24°N, 6 月 4 候长江中下游及其以南地区进入梅雨; 6 月 6 候 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 的特征线第二次北跳, 由 35°N 跳至 40°N, 7 月 1 候西太平洋副高脊线位置由 25°N 北跳至 27°N, 7 月 2 候 $S_R = 1.5$ 的大值区移至淮河流域; 7 月 3 候 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 的特征线第三次北跳, 由 40°N 跳至 43°N, 7 月 4 候西太平洋副高脊线位置由 27°N 迅速跳至 33°N, 淮河梅雨结束; 7 月 5 候华北进入雨季。综上可见, 在气候意义上, 初夏到盛夏 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线、副高脊线位置的北推和突变与我国东部雨带的北移和北跳相当一致, 且前后存在依次发生的关系, 850 hPa 面上 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线作为夏季风暖湿气流到达的北界^[12], 最先发生北跳, 随后伴随着副高脊线位置的北跳, 东部雨带北移, 由此可见, 850 hPa $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线较好地反映了夏季风前沿的推进情况。表 1 综合了上述各变量突变特征。必须注意的是, 与前述标准降水指数在 7 月 2 候发生的突变相对应, 6 月底 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线、7 月初西太平洋副高都有一次较弱的北跳, 表明本文将江淮梅雨分成江南梅雨与淮河梅雨两个阶段, 是有一定的热力学与动力学依据的。

4 东亚夏季风推进过程的年代际变化

4.1 不同年代夏季风推进过程的特点分析

从不同年代夏季风前沿、副高脊线位置的推进以及雨带北移的突变情况可以看到 (图 5), 各年代初夏到盛夏 $\theta_{ss} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 特征线、副高脊线位置的北推和突变与相应年代东部雨带的北移和北跳相当一致, 但不同年代夏季风前沿、副高脊线位置的推进以及雨带的北移、突变都有较大的差别。主要表现在: (1) 夏季风的建立: 1960 年代南海季风爆发的时间较迟 (图 5), 平均为 5 月下旬, 但 1970 年代后, 均在 5 月中旬, 这与文献^[27]的结论是一致的。(2) 突变性: 20 世纪 60 年代与 90 年代, 夏季风前沿与副高脊线位置的推进过程中主要表现为 3 次显著突变; 但 70 年代与 80 年代, 则表现为 4 次或 4 次以上突变, 相应地, 20 世纪 60 年代与 90 年代东部雨带北移的连续性明显, 而 70 年代与 80 年代的雨带呈现显著的间断性。(3) 北界位置: 20 世纪 60 年代 110~120°E 夏季风前沿的最北界平均位置达 46°N, 80 年代最南, 平均位置是 42°N。相应地 60 年代雨带平均可北推至 42°N 以北, 80 年代则在 40°N 以南。(4) 夏季风控制华北地区的时间: 20 世纪 60 年代 110~120°E 夏季风前沿推进到 40°N 的平均时间在 6 月底, 90 年代在 7 月 2 候, 70 年代在 7 月 3 候, 80 年代在 7 月 4 候; 60 年代夏季风前沿在 40°N 以北的时间长度平均达 52 天, 90 年代达 42 天, 70 年代为 37 天, 80 年代仅 33 天。60 年代 125~145°E 副高脊线越

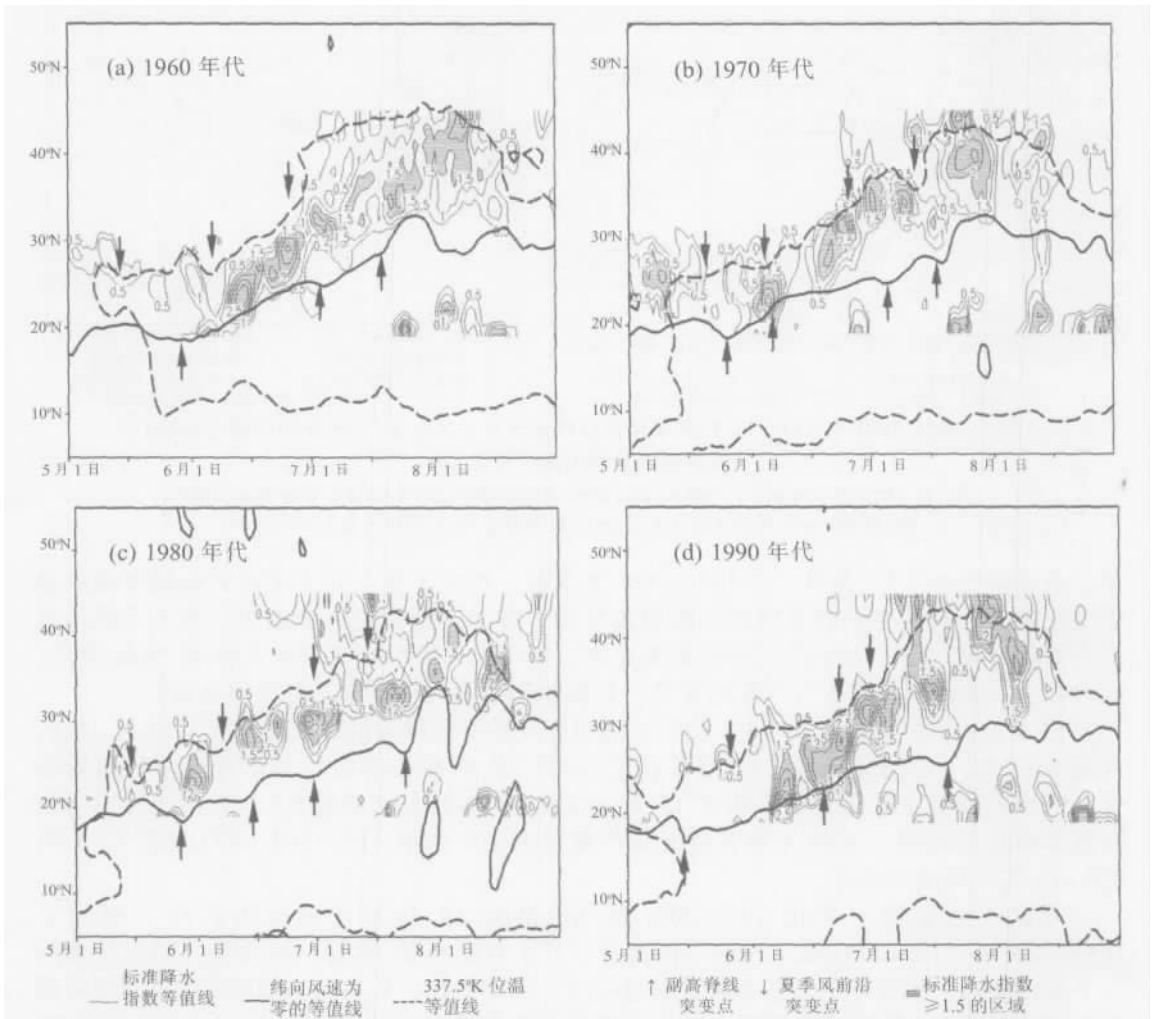


图 5 各年代 5~8 月 110~120°E 陆地 5 天滑动平均标准降水指数 S_p (实线)、850 hPa 上 110~120°E 5 天滑动平均 $\theta_{337.5} = 337.5^\circ\text{K}$ 特征线、500 hPa 上 125~145°E 5 天滑动平均 $u = 0$ 线的时间 - 纬度剖面图

Fig. 5 Time-latitude cross sections of the climate 5-day running mean unified precipitation index (solid lines, areas with $S_p \geq 1.5$ are shaded) and $\theta_{337.5} = 337.5^\circ\text{K}$ contour at 850 hPa (heavy dash line) averaged over 110~120°E, and latitudes of $u = 0$ at 500 hPa (thick solid line) averaged over 125~145°E during May-August in (a) 1960s, (b) 1970s, (c) 1980s, (d) 1990s.

过 28°N 的平均时间在 7 月 4 候, 70、90 年代在 7 月 5 候, 80 年代则在 7 月 6 候。由此可见, 近 40 年东亚夏季风的活动存在两类具有显著差异的推进过程, 其一, 以 20 世纪 60 年代夏季风活动为代表, 基本特点是夏季风的建立时间较迟, 但北推较快, 北界位置偏北, 在华北地区停滞的时间也最长, 相应地, 华北雨季、淮河梅雨明显, 中国东部雨带的连续性较明显; 其二, 以 80 年代为代表, 夏季风的建立时间较早, 但北推速度慢, 北界位置偏南, 在华北地区停滞的时间最短, 相应地, 雨带呈现显著的间断性, 降水主要集中于长江及其以南地区。70 年代与 90 年代为转换时期, 但 70 年代夏季风活动与 80 年代接近, 90 年代则有趋于 60 年代的变化。

4.2 夏季风前沿进退过程的年代际变化

上述分析表明不同年代夏季风的推进过程有显著差别。20 世纪 70 年代中后期, 北太平洋海气系统出现了一次显著的年代际变化, Quinn 和 Neal^[28]最早发现了这一现象, 随后的大量研究揭示了这一突变在气候系统各成员中的反映、对生态环境的影响及其可能机

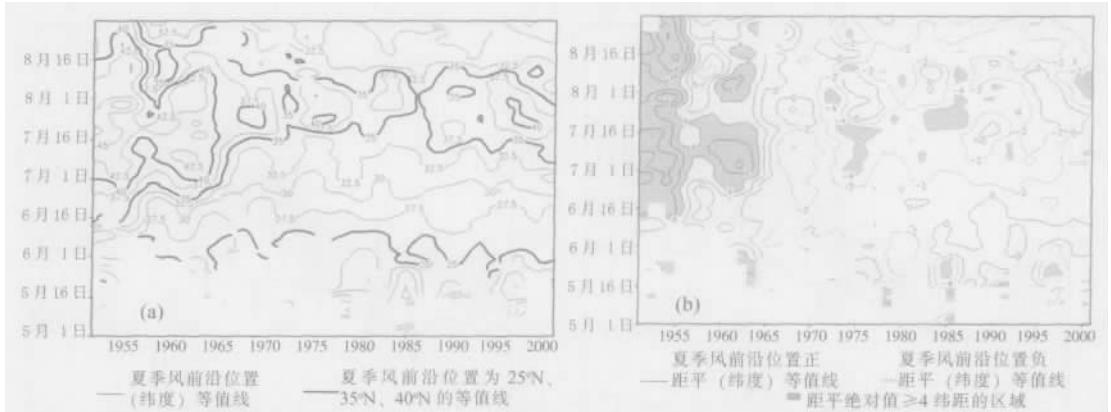


图 6 1951~2001 年 110~120 °E 夏季风前沿位置 5 月 1 日至 8 月 31 日的进退过程 (a) 及其前沿位置的距平变化 (b)

Fig. 6 The variation of (a) northward/southward propagation of EASM leading edge and (b) its anomaly from May 1 to August 31 during 1951-2001 over 110-120°E

制。众多研究^[14, 15, 28, 29]表明, 自 1976/1977 冬季起, 贯穿于整个北太平洋对流层系统的显著变化主要表现为冬季阿留申低压的加强东移。海洋上则表现为赤道中、东太平洋地区的大面积增暖, 而中太平洋北部的显著变冷, 相当于一种平抑的准永久性 El Nino 事件。同时带来一系列大尺度天气气候的异常, 并影响到很多与环境生态有关的变量。

由于 850 hPa 上 $\theta_{850} = 337.5^{\circ}\text{K}$ 的特征线较好反映夏季风前沿的推进情况, 因此, 我们规定 850 hPa 上沿 110~120°E θ_{850} 当日稳定 337.5°K 的最北纬度作为该日夏季风前沿位置, 其中当日稳定是指在该日附近 15 天中 $\theta_{850} > 337.5^{\circ}\text{K}$ 的天数超过 10 天; 同时定义该日夏季风前沿强度, 具体为夏季风前沿位置以南 2.5° 内沿 110~120°E 该日附近 15 天内 850 hPa 的平均南风风速。

根据上述标准, 利用 1951~2001 年 NECP/NCAR 的逐日再分析资料, 得到了 1951~2001 年 110~120°E 夏季风前沿位置自 5 月 1 日至 8 月 31 日的变化及其前沿位置的距平变化序列。为更好了解夏季风进退过程的年代际变化, 利用郑大伟等^[30]提出的窄带滤波方法, 提取上述序列中 7 年以上尺度的低频分量作为年代以上尺度分量。1951~2001 年 110~120°E 夏季风前沿位置推进过程的年代际变化主要表现在 (图 6): (1) 南海夏季风的爆发时间: 20 世纪 50~60 年代, 夏季风前沿到达 25°N 的时间在 5 月底~6 月初, 且不少年份南海季风前沿没有稳定出现在 25°N 以南的附近地区。1977 年后, 夏季风前沿 5 月中旬就稳定维持在南海上空 (图 6b), 表明 50~60 年代南海夏季风爆发较迟, 且在华南以南地区维持较短。1977 年后, 南海夏季风爆发较早。近期梁建茵等对南海夏季风活动详细研究的结果也反映了这一点。(2) 夏季风前沿由长江流域到华北地区的突变日期: 60 年代中期前, 夏季风前沿大多在 6 月底前就越过 35°N (图 6a), 但 60 年代中至 80 年代中期, 夏季风前沿都在 7 月中期后越过 35°N, 90 年代后, 则都在 7 月初~7 月中越过 35°N。表明 50~60 年代中期前, 夏季风在长江流域推进较快, 60 年代中至 80 年代中期, 则在长江流域停滞时间较长。(3) 夏季风前沿稳定维持在 35°N 以北的时间: 35°N 粗实线所包围的区域, 在 60 年代中期前最大 (图 6a), 70 年代中期~80 年代中期最小, 80 年代末期后有增大趋势。表明 50~60 年代中期夏季风稳定维持在华北地区的时间最长, 70 年代中期~80 年代中期最短, 80 年代末期后有加长趋势。(4) 夏季风前沿稳定维持的北界, 在 1965 年前明显偏北, 80 年代最南。

利用夏季风前沿强度的定义, 由 1951~2001 年 NECP/NCAR 的逐日再分析资料, 得到了 1951~2001 年 110~120 °E 夏季风前沿强度和相应距平自 5 月 1 日至 8 月 31 日的演

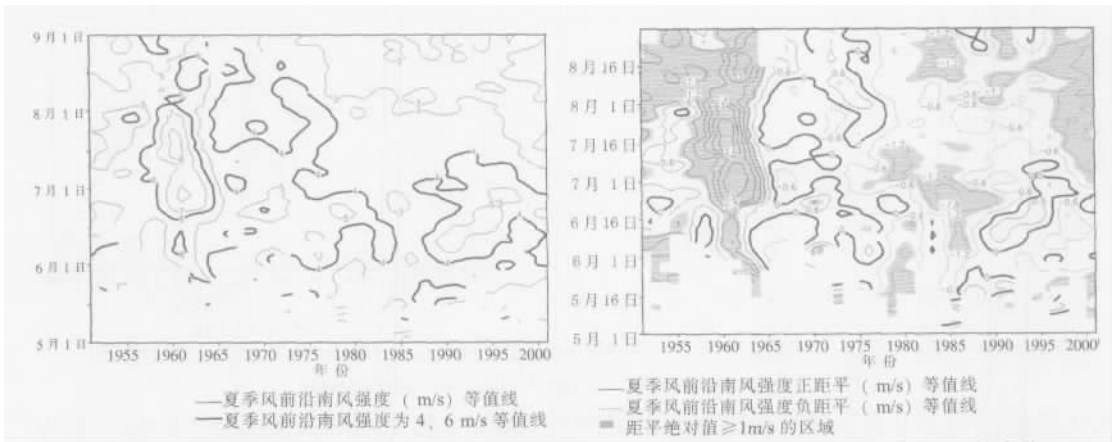


图7 1951~2001年110~120°E夏季风前沿强度(a)、距平(b)5月1日至8月31日的变化

Fig. 7 The same as Figure 6, except for the EASM leading intensity

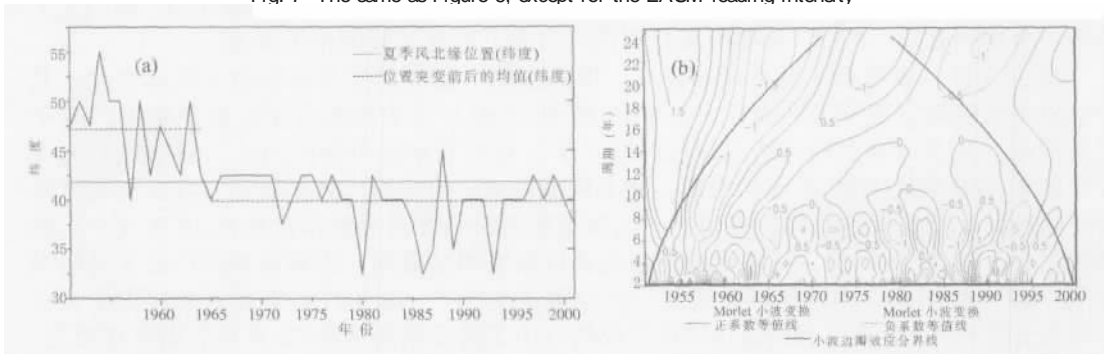


图8 1951~2001年110~120°E夏季风北界位置的时间变化曲线(a)，Morlet小波变换系数分布(b)

Fig. 8 Temporal evolution (a; dash horizontal lines denote the means before and after the jump) and Morlet wavelet transformation coefficient distribution (b) of the north edge position of the EASM over 110~120°E from 1951 to 2001

变。类似地提取上述序列中7年以上尺度的低频分量，从1951~2001年110~120°E夏季风前沿附近强度的年代际变化可以看到(图7)，1960年代中期前，5~8月夏季风前沿附近南风风速基本大于5 m/s，特别是1960年代前后，南风风速大于6 m/s，距平大于2 m/s。距平零线在1970年代中后期，其后大多为负距平。但80年代末期后，6月初~7月中旬夏季风前沿附近出现南风正距平，风速大于4 m/s；7月中旬后，夏季风前沿附近则出现较强南风负距平。

4.3 夏季风北界位置及其北界强度的变化

夏季风的北界作为东亚夏季风活动的重要指标，对我国华北地区的降水有重要影响，因此，有必要进一步研究季风北界的位置与强度的年际年代际变化。

利用夏季风前沿位置的定义，将逐年夏季风前沿达到的最北纬度作为夏季风北界位置，类似于夏季风前沿强度的定义，以夏季风北界位置附近的强度作为夏季风北界强度，分析1950~2001年110~120°E夏季风北界位置及其强度的变化(图8a、9a)。对夏季风北界位置的滑动t-检验发现，该序列在1965年前后发生显著($\alpha = 0.01$)的年代际突变，1950~1965年夏季风的平均北界位置在47°N，其后的平均北界位置在39°N。进一步对上述序列作Morlet小波分析(图8b)，图8b中粗实线以外部分是存在边瓣影响的部分^[31]，可以看到，在年代及其以上尺度上，夏季风的北界位置主要存在准6~8年、准20~22年周期，但由于序列长度的关系，准22年周期存在边瓣影响。类似地，分析夏季风北界附近强度序列可以发现(图9a)，夏季风的北界强度也存在显著的年代际变化，但突变点在

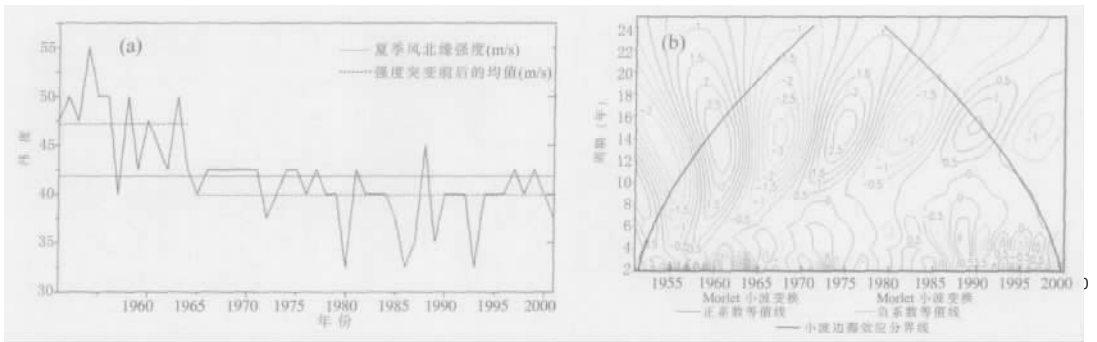


图 9 1951~2001 年 110~120°E 夏季风北界强度的时间变化曲线(a), Morlet 小波变换系数分布(b)

Fig. 9 The same as Figure 8 except for the north edge intensity

1979 年前后 ($\alpha = 0.01$)。1950~1978 年北界附近 850 hPa 的平均南风强度为 4.5 m/s, 但近 20 年仅有 3.2 m/s。其 Morlet 小波分析的结果 (图 9b)发现该序列主要存在显著的准 12~16 年振荡。进一步计算北界位置和北界强度序列、相应的 7 年以上尺度滤波序列^[30]间的相关系数, 分别为 0.13、0.53, 表明两者在年代际尺度上存在显著的相关关系。

综上分析, 表明东亚夏季风的建立、推进过程、北界都存在显著的年代际变化。其中与夏季风前沿位置有关的指标, 主要在 20 世纪 60 年代中期前后存在显著变化, 60 年代中期前, 夏季风前沿到达华北地区时间较早, 在华北地区维持时间长, 夏季风的北界位置偏北; 60 年代中至 80 年代中期, 夏季风前沿到达华北地区时间较迟, 在长江流域停滞时间较长, 夏季风的北界位置偏南。与夏季风前沿强度有关的指标则在 70 年代中后期出现突变, 近 20 多年来, 夏季风前沿附近南风强度明显偏弱, 南海夏季风的建立时间则偏早。60 年代中期, 中国气候出现了一次显著突变^[32, 33], 70 年代后期北太平洋发生了一次显著突变^[34, 35]。近期, 龚道溢等^[36]也发现长江中下游夏季降水在 70 年代后期存在突变, 且与热带东太平洋、热带印度洋的海表温度变化密切相关。显然, 它们与上述夏季风建立、推进过程及北界年代际变化的关系及其可能机制值得深入探讨。

6 结论

本文利用 1951~2001 年 NECP 的逐日再分析资料及中国东部 366 站 1957~2000 年逐日降水资料, 由热力学与动力学变量场的逐日演变分析, 提出东亚夏季风推进过程的定量指标, 分析东亚夏季风推进过程的年代际变化。主要结论如下:

(1) 由 5 天平均降水量对夏季平均日降水量进行标准化, 得到的标准降水指数为 1.5 的等值线较好地反映了中国东部夏季雨带的南北移动, 以及雨带推进过程中呈现的阶段性与突变性特征。在气候意义上, 自 5 月下旬南海季风爆发后, 在东部雨带的北推过程中, 经历了 3 次雨带北跳, 突变候分别对应于 6 月 4 候、7 月 2 候、7 月 5 候, 相应的雨带停滞阶段则分别对应于华南梅雨、江南梅雨、淮河梅雨和华北雨季。

(2) 在气候意义上, 850 hPa $\theta_{850} = 337.5^\circ\text{K}$ 特征线较好地反映了夏季风前沿的推进情况; 初夏到盛夏 $\theta_{850} = 337.5^\circ\text{K}$ 特征线、副高脊线位置的北推和突变与我国东部雨带的北移和北跳相当一致。

(3) 近 50 年东亚夏季风的建立、推进的过程、北界都存在显著的年代际变化。与夏季风前沿位置有关的指标在 20 世纪 60 年代中期前后发生显著变化, 60 年代中期前, 夏季风前沿到达华北地区时间较早, 在华北地区维持时间长, 夏季风的北界位置偏北。与夏季风推进强度有关的指标则在 70 年代末出现突变, 近 20 年夏季风前沿附近南风强度明显偏弱, 南海夏季风的建立时间则偏早。

参考文献 (References)

- [1] Tu Changwang, Huang Shisong. The advances and retreats of the summer monsoon in China. *Acta Meteor. Sin.*, 1944, 18: 1-20. [涂长望, 黄土松. 中国夏季风之进退. *气象学报*, 1944, 18: 1-20.]
- [2] Tao Shiyun, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N (eds.), *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 1987. 60-92.
- [3] Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 20(1): 55-69.
- [4] Ding Yihui. *Monsoon over China*. Kluwer Academic Publishers, 1994. 420.
- [5] Chen Longxun, Zhu Qiangen. *East Asian Monsoon*. Beijing: China Meteorological Press, 1991. 362pp. [陈隆勋, 朱乾根. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 362.]
- [6] Gao Youxi, Xu Shuying. Advances and retreats of the East Asian monsoon and the beginning and the end of rainy season. In: Gao Youxi et al. (eds.), *Several Problems of the East Asian Monsoon*. Beijing: Science Press, 1962. 103. [高由禧, 徐淑英. 东亚季风进退与雨季起讫, 见: 高由禧, 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962. 103.]
- [7] Lin Zhiguang. Advance and retreat regulations of the summer monsoon rain belt in East China. *Collected Papers on Meteorological Science and Technology*. Beijing: China Meteorological Press, 1987. 24-31. [林之光. 我国东部地区夏季风雨带进退规律的进一步研究. *气象科学技术集刊*. 北京: 气象出版社, 1987. 24-31.]
- [8] Lao K M, Song Yang. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, 14: 141-162.
- [9] Jun Matsumoto. Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region. *Ibid*, 1997, 14: 231-245.
- [10] Webster P J et al. Monsoon: processes, predictability, and the prospects for prediction. *Jour. Geophys. Reser.*, 1998, 103: 14451-14510.
- [11] Chen Longxun, Li Wei. On the progress of summer monsoon onset over East Asia. *Climatic and Environmental Research*, 2000, 5(4): 345-355. [陈隆勋, 李薇. 东亚地区夏季风爆发过程. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 345-355.]
- [12] Tang Mingmin. The advance and retreat of the 1979 summer monsoon in East China. In: *Proceedings of the Symposium on the Summer Monsoon in Southeast Asia*. Kunming: Yunnan People's Press, 1983. 15-28. [汤明敏. 1979年中国东部夏季风的进退. *全国热带交流学术会议论文集*. 昆明: 云南人民出版社, 1983. 15-28.]
- [13] Fasullo J, Webster P J. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. *J. Climate*, 2003, 16: 3200-3211.
- [14] Trenberth K E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1990, 71: 988-993.
- [15] Trenberth, Hurrell J W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, 1994, 9: 303-319.
- [16] Li Chongyin, Zhu Jinhong. The study on interdecadal climate variation. *Climatic and Environmental Research*, 2002, 7 (2): 209-219. [李崇银, 朱锦红. 年代际气候变化研究. *气候与环境研究*, 2002, 7(2): 209-219.]
- [17] Tao Shiyun, Zhu Wenmei, Zhao Wei. On the interannual variability of Mei-yu. *Scientia Atmospherica Sinica*, 1988, 12: 13-21. [陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 论梅雨的年际变率. *大气科学*, 1988, 12: 13-21.]
- [18] Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. The interdecadal variation of summer precipitation in China and the drought trend in North China. *Plateau Meteorology*, 1999, 18(4): 465-476. [黄荣辉, 徐予红, 周连董. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. *高原气象*, 1999, 18(4): 465-476.]
- [19] Chang C P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and the tropical sea-surface temperatures (Part I): roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, 2000, 13: 4310-4325.
- [20] Chang C P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and the tropical Pacific SSTs (Part II): meridional structure of the monsoon. *J. Climate*, 2000, 13: 4326-4340.
- [21] Li Feng, He Jinhai. The decadal change of the interaction between northern Pacific SST and East Asian summer monsoon. *Journal of Tropical Meteorology*, 2000, 16(3): 260-271. [李峰, 何金海. 北太平洋海温异常与东亚夏季风相互作用的年代际变化. *热带气象学报*, 2000, 16(3): 260-271.]
- [22] Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, 77: 437-471.
- [23] Tao Shiyun, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. Mei-Yu in China. *Meteorological Collected Papers of China Meteorological Administration*, 1958. 4. [陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 中国的梅雨. *中央气象局气象论文文集*, 1958. 4.]
- [24] David Bolton. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 1980, 108: 1046-1053.
- [25] Gao Hui, He Jinhai, Tan Yanke et al. 40-year South China Sea summer monsoon onset dates and the monsoon index. Beijing: China Meteorological Press, 2001. 42-48. [高辉, 何金海, 谭言科等. 40年南海夏季风建立日期的确定. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 42-48.]
- [26] Chen G T J. Large-scale circulations associated with the East Asian summer monsoon and the Mei-Yu over South

- China and Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1994, 72: 959-983.
- [27] Wu Guoxiong, Chou Jifan. *Dynamical Causes for the Formation and Variation of Subtropical Highs*. Beijing: Science Press, 2002. 76-89. [吴国雄, 丑纪范. 副热带高压形成和变异的动力问题. 北京: 科学出版社, 2002. 76-89.]
- [28] Quinn W H, Neal V T. Recent climate change and the 1982-1983 El Nino. In: *Proc. Eighth Annual Climate Diagnostic Workshop* Downsview, 1984. 148-154.
- [29] Mantua N J, Hare S R, Zhang Y et al. A Pacific interdecadal oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, 78: 1069-1079.
- [30] Zheng Dawei. Realization of narrow band filtering of the polar motion data with multi-stage filter. *Acta Astronomica Sinica*, 1986, 27(4): 369-376. [郑大伟. 用多级滤波器实现极移序列的窄带滤波. *天文学报*, 1986, 27(4): 369-375.]
- [31] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, 79(1): 61-78.
- [32] Yan Zhongwei. The 1960s Northern Hemispheric summer climatic jump. *Science in China (Series B)*, 1990, 33(1): 97-103. [严中伟. 60年代北半球夏季气候跃变. *中国科学(B辑)*, 1990, 33(1): 97-103.]
- [33] Yan Zhongwei. A primary analysis of the process of the 1960s Northern Hemispheric summer climatic jump. *Scientia Atmospherica Sinica*, 1992, 16(1): 111-119. [严中伟. 60年代北半球夏季气候跃变过程的初步分析. *大气科学*, 1992, 16(1): 111-119.]
- [34] Latif M, Barnett T P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: dynamics and predictability. *J. Climate*, 1996, 9: 2407-2423.
- [35] Zhang Ronghua, Liu Zhengyu. Decadal thermocline variability in the North Pacific Ocean: two pathways around the Subtropical Gyre. *J. Climate*, 1999, 12: 3630-3644.
- [36] Gong Daoyi, Ho Chang-Hoi. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River Valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29(10): 781-784.

Northerly Advancement Characteristics of the East Asian Summer Monsoon with Its Interdecadal Variations

JIANG Zhihong¹, HE Jinhai¹, LI Jianping², YANG Jinhui¹, WANG Ji¹

(1. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Jiangsu Province, Department of Geography, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

2. Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Beijing 100029, China)

Abstract: In the context of 1951-2001 NCEP daily re-analyses and the 1957-2000 daily precipitation from 366 stations over eastern China, a quantitative index is proposed to study the interdecadal variation of the northerly advancement of East Asian Summer Monsoon (EASM). The results show that drawing the isoline of standardized rainfall index of 1.5 that is better indicative of the meridional shifting of the summer rainband in eastern China, and its phased and abrupt change in its northward march. The northerly march of EASM displays conspicuous interdecadal variations. The position indices of the EASM jump in the mid-1960s, however the jump of the intensity indices occurs in the end of the 1970s. Before the mid-1960s, the onset of the South China Sea monsoon is later, but the northward advance is quicker, the time of arrival in North China is earlier, which maintains a longer time in North China, its north edge lies north to the normal position, and thus the North China rainy season and Huaihe River Valley (HRV) Mei-yu are distinct. In recent 20 years, the onset is earlier, the intensity is obviously weaker, and therefore precipitation mainly concentrates in the Yangtze River Valley (YRV) and areas south of the Yangtze River, and the North China rainy season is not evident.

Key words: East Asia; summer monsoon; interdecadal variation; summer rainfall; eastern China