

江南春雨和南海副热带高压的时间演变及其与东亚夏季风环流和降水的关系^{* 1}

万日金¹ 王同美² 吴国雄³

WAN Rijin¹ WANG Tongmei² WU Guoxiong³

1. 中国气象局上海台风研究所, 上海, 200030

2. 中山大学大气科学系, 广州, 510275

3. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029

1. Shanghai Typhoon Institute of the China Meteorological Administration, Shanghai 200030, China

2. Zhongshan University, Atmospheric Department, Guangzhou 510275, China

3. Laboratory of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Beijing 100029, China

2007-01-31 收稿, 2007-04-06 改回.

Wan Rijin, Wang Tongmei, Wu Guoxiong. 2008. Temporal variations of the spring persistent rains and SCS subtropical high and their correlations to the circulation and precipitation of the East Asia summer monsoon. Acta Meteorologica Sinica, 66(5):800-807

Abstract National Meteorological Information Center (NMIC) rainfall data and NCEP/NCAR daily circulation reanalysis data are employed to establish onset-pentad index of SPR (Spring persistent rain) and the drop-pentad index of the South China Sea Sub-High (SCSSH). These indexes are used to study the relationship between the factors in SPR period and their relations to the circulation and precipitation of the East Asia summer monsoon (EASM). Results show that, the summer rainfall over southeastern China decreases when SPR onset is late. For then EASM strengthens and the cyclonic circulation around the Tibet Plateau (TP) strengthens, which makes abnormal anti-cyclonic circulation (cyclonic convergent circulation weakens) appear over southeastern China. When the drop of SCSSH delays, abnormal flood prevail on the south of the middle and lower reaches of the Yangtze river. That is mainly caused by EASM weakening while SCSSH strengthening. The anomalous southwesterly over South China and the northerlies of abnormal anti-cyclonic circulation around TP converge over the Yangtze valley. The onset-pentad index and the drop-pentad index are independent with each other, which is favorable to the prediction of the anomalies of the circulation and precipitation of EASM. The two indexes have high correlations with Multivariate ENSO Index (MEI) in March, indicating that the climate abnormality in East Asia correlates with global climate abnormality tightly. From this point of view, we must take the global climate background into account when we analyse and predict the East Asia summer circulation and precipitation.

Key words Spring persistent rains, EASM, SCS subtropical high, Correlation analysis, Time indexes

摘 要 使用国家气象信息中心整理的逐日降水资料和 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 创建了江南春雨建立时间指数和南海副热带高压(副高)减弱时间指数, 研究了江南春雨各要素的相互关系及其与东亚夏季风环流和降水的关系。分析表明, 当江南春雨建立较晚时, 夏季江南地区的降水也较少, 这是由于东亚夏季风加强, 高原近侧气旋性环流加强, 使江南地区出现异常反气旋性环流(气旋性辐合环流减弱)所致; 当南海副高减弱较晚时, 长江中下游至江南地区降水偏多, 易发洪涝, 这主要是由于东亚夏季风减弱, 南海副高偏强, 华南的异常西南风与围绕高原的异常反气旋环流的偏北风在长江中下游流域形成异常气旋性环流所致。江南春雨的建立时间和南海副高减弱时间之间又具有线性无关性, 可以为东亚夏季风环流和降水异常的预报提供重要线索。两指数与 3 月 ENSO 综合指数 MEI 关系密切, 表明东亚的气候异常与 ENSO 全球气候异常紧密联系,

* 资助项目: 国家 973 项目(2006CB403600), 国家自然科学基金项目(40475027、40220503 和 40523001)。

作者简介: 万日金, 主要从事气候理论与预测研究。E-mail: wanrj@mail.typhoon.gov.cn

因此在分析预测东亚气候异常时必须同时关注全球气候异常背景。

关键词 江南春雨, 东亚夏季风, 南海副高, 相关分析, 时间指数

中图法分类号 P435⁺.2

1 引言

东亚夏季风的环流和降水具有显著的年际和年代际变化,常常导致异常旱涝灾害,对季风区的国计民生具有重大影响,历来是广大气象学家和短期气候预测业务工作者关注的焦点。在前期海温、雪盖、冬季风环流等对夏季风和降水的遥相关影响方面已经有了很多研究。宇如聪等(2000)分析研究了全球前期海温对夏季降水的影响;黄嘉佑等(2004)使用副高极涡因子、彭京备等(2005)使用高原雪盖与 ENSO 因子、杨明珠等(2007)用春季印度洋海表温度主模态等,这些工作虽然或多或少都找到一些显著相关因子,但由于因子时空分布相距较远,很难寻找其影响机制。高辉和王永光(2007)已注意到了近 20 年来作为中国夏季降水的主要预测指标 ENSO 的指示意义已减弱。吴统文和钱正安(2003)用高原雪盖对夏季降水、段安民等(2004)用前期对流层中高层经向温度梯度和高原上空温度对季风爆发时间等进行了相关机制的有益探索。对于同期东亚夏季风与降水之间的研究也有很多,如孙颖和丁一汇(2003)分析了 1999 年夏季风异常活动的物理机制,吴尚森等(2003)分析了南海夏季风强度与中国夏季降水的关系,这些工作主要是对夏季风同期的状况及可能降水影响机制进行了分析,有利于加强对东亚夏季风环流和降水的理解和认识,而对于如何预报则显得极为困难。

20 世纪 90 年代末, Tian 和 Yasunari(1998)提出春季持续降水的概念(Spring Persistent Rains, 本文引用该提法,中英文简称分别为江南春雨和 SPR),将 SPR 作为气候事件加以详细研究,万日金和吴国雄(2006)发现,正是青藏高原大地形的机械和热力强迫形成了高原东南侧的西南急流,进而形成了江南春雨。所以,江南春雨是有其深刻气候背景的气候现象。江南春雨的时空分布研究(万日金和吴国雄,2008)表明,江南春雨出现在亚洲夏季风爆发之前,时间上紧靠季风爆发,在空间上处于南海副高北侧腹地,所以在时空上都更接近东亚夏季风,他们之间必然存在一定的前后联系,它们之间的前

后影响机制应该更为清晰,也应该更为可靠。因而,本文的目的就是研究江南春雨时期的环流和降水与其后东亚夏季风的环流和降水的相关关系及其可能影响机制。

2 资料

本文使用的降水资料有:中国国家气象信息中心(NMIC) 1951—2003 年的中国 730 个站点的逐日降水资料,处理成逐候和逐月平均资料,并借助 GRADS 绘图软件插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格点上,进行江南春雨的指数和年际变率分析。

本文使用的气候平均环流资料为 NCEP/NCAR 的全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 格距 850 hPa 位势高度、风场逐日(1951—2003 年)平均资料,处理成逐候和逐月资料,用以计算江南春雨的指数和相关年际变率分析。

3 江南春雨建立早晚与东亚夏季环流和降水的关系

江南春雨出现的时段气候平均为第 13 候至第 27 候,空间范围在江南(长江中下游以南: 23° — 30° N, 110° — 120° E)(万日金和吴国雄,2008),但每年出现的早晚、强度、空间分布都不尽相同,存在很大的年际变化。它们的异常时空分布往往表征了大气环流的异常状况,对其后的南海季风爆发和东亚季风的环流和降水的预报具有重要意义。

SPR 的建立标志着冷干冬季的结束,暖湿春季的开始,此时高原东南侧西南风迅速增大,江南降水显著增加,所以可以选用该动力学和热力学指标来确定每年的 SPR 建立的时间。1 月是冬季环流最强盛时期,此时华南西南风和江南降水即使增强也具有很大的不稳定性,因此选择每年从 2 月即全年第 7 候开始,SPR 区(A: 23° — 30° N, 110° — 120° E,图 1)候平均降水量不小于 4 mm/d,同时其上游区域(B: 20° — 25° N, 110° — 115° E,图 1)850 hPa 候平均西南风速不小于 4 m/s,并且在紧接其后的 3 候中至少有 1 候满足上述条件,则认为该候为 SPR 建立的初始时间,即 SPR 建立日期,由此得到一反

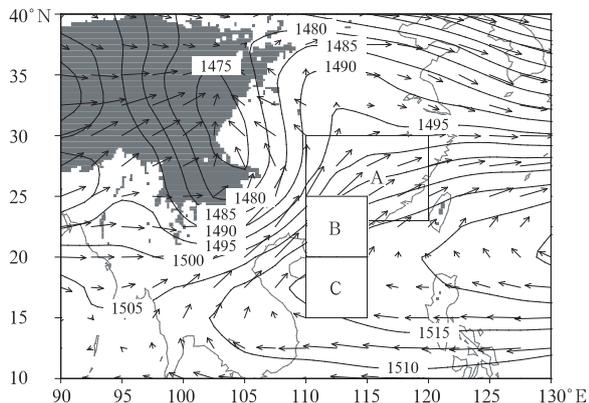


图1 中国东南部 SPR 时期 850 hPa 风场、位势高度场单位: gpm) 分布及 SPR 区(A: 23°—30°N, 110°—120°E)、上游西南风速区(B: 20°—25°N, 110°—115°E)和南海副高西伸脊区(C: 15°—20°N, 110°—115°E)

Fig. 1 Fields of the wind vector and height (unit: gpm) at 850 hPa in SPR period over southeastern China and SPR area (A: 23°—30°N, 110°—120°E), upstream southwesterly area (B: 20°—25°N, 110°—115°E) and SCS west ridge area (C: 15°—20°N, 110°—115°E)

映 SPR 建立早晚的时间指数序列 T_{spr} 。

图 2 是 SPR 建立时间指数序列及与夏季环流和降水的相关分布图。由图 2a 可见, SPR 建立时间具有很大的年际变化, 最早在第 7 候(1959、1992、1997、1998 年), 最晚在第 27 候(1971 年, 实际上是空 SPR), 53 a 平均为第 13.8 候, 与气候平均第 13 候的西南风速和降水显著增长相对应, 说明该指数判据的选取还是比较适当的。

ENSO 多变量指数 MEI (Multivariate ENSO Index) (Wolter 和 Timlin, 1998) 是表征热带太平洋大气海洋状况的综合指数, 它由 6 个变量合成, 分别是海表温度、海平面气压、表面经向风、纬向风、表面气温和天空总云量, 它总体上反映了 ENSO 事件的发展状况, 正值表示偏暖的厄尔尼诺 (El Niño) 态, 负值表示偏冷的拉尼娜 (La Niña) 态。 T_{spr} 与 3 月 MEI 的 53 a (1951—2003 年) 相关系数为 -0.43, 通过 1% 显著水平的相关显著性检验, 表明 SPR 的建立时间与 ENSO 关系密切, 在 ENSO 处于暖位相时 SPR 建立易偏早, 冷位相时 SPR 建立易偏晚。

图 2b 是 SPR 建立的时间指数 T_{spr} 与中国夏季 (6—8 月) 降水的相关系数场, 考虑到 NCEP 分析资料前期的可信度问题和目前使用的气候态 30 a 基准, 图中相关年份选为 1971—2000 年。可以看到,

在江南 SPR 区有一负相关区, 中心在武夷山脉地区, 相关系数分别通过 5% 或 1% 显著性检验, 表明 SPR 建立越晚 (早), 江南在夏季的降水将越少 (多)。

图 2c 是 SPR 建立的时间指数 T_{spr} 与东亚夏季 (6—8 月) 850 hPa 风场 u, v 分量的相关系数的合成矢量场。从图中可以看到, 青藏高原东南侧有显著异常西南风, 高原东北侧、北侧有显著异常东南、东北风, 在高原西南侧是异常西风, 它们围绕高原形成了一个异常气旋性环流, 表明 SPR 建立得越晚 (早), 东亚夏季风越强 (弱), 降水越偏北。同时引人注目的是, 在江南 SPR 区有一异常反气旋性环流区, 与江南降水的负显著相关区对应, 表明高原附近气旋性环流的加强, 反而使江南地区的气旋性环流减弱, 使江南夏季的降水减少, 与高原隆升试验中 (万日金和吴国雄, 2006) 高原高度增加到 6 km 以上后江南地区反气旋性环流增强、降水不增反降的原理是一致的。

4 南海副高减弱早晚与夏季环流和降水的关系

SPR 的气候成因分析 (万日金和吴国雄, 2006) 表明, 低层 850 hPa 高度场上, 南海副高西北侧的位势高度 (代表南海副高西伸脊强度) 的季节演变曲线在 12 月底达到最大值, 1 月开始下降, 2 月下降停滞, 后期甚至还有略微上升, 进入 3 月之后下降加快, 南海副高减弱的速度与西南暖低涡加强的速度相当, 从而维持了西南急流。在 SPR 建立前后, 南海副高西北侧的位势高度演变曲线出现的这个拐点, 可以认为是 SPR 建立的一个特征。因此, 选取 850 hPa 上南海副高西北侧位势高度的突然减弱时间建立指数 T_{hgt} , 称作南海副高减弱时间指数。与 SPR 建立时间指数一样, 选择从第 7 候开始, 南海副高西伸脊 (C 区: 15°—20°N, 110°—115°E, 图 1) 候平均位势高度不大于 1525 gpm (拐点气候平均值), 并且在其后的 3 候中至少有 1 候满足上述条件, 则认为该候为南海副高减弱的时间, 得到 1951—2003 年南海副高减弱时间指数序列 T_{hgt} 。

图 3 是南海副高西伸脊减弱时间指数序列及与夏季环流和降水的相关分布图。由图 3a 可见, 南海副高的减弱时间也有很大的年际变化, 最早在第 7 候, 最晚在第 20 候 (1998 年), 53 a 平均为第 9.5 候,

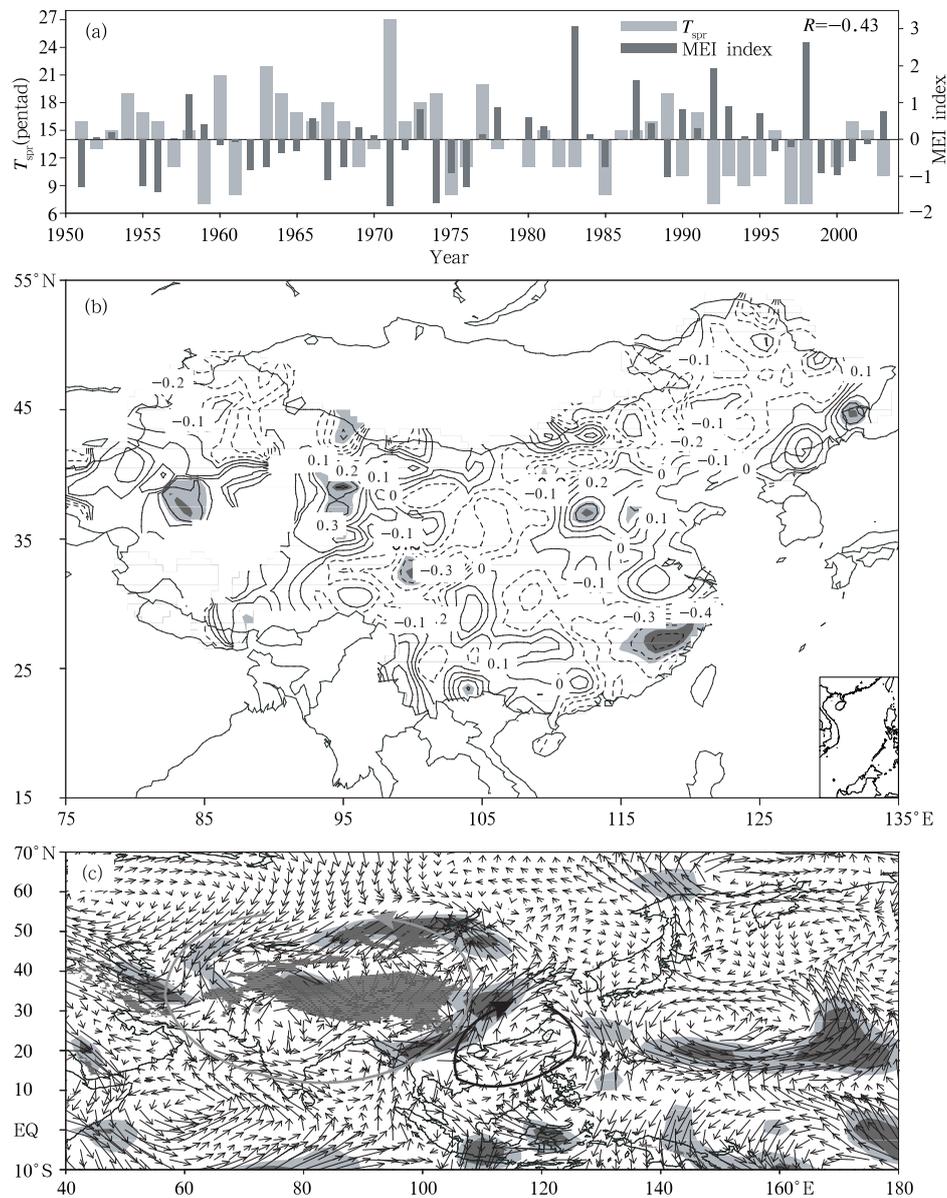


图2 江南春雨建立时间 T_{spr} (单位:候)和 MEI 指数(标准化值)年际变化序列(a),1971—2000 年 T_{spr} 与中国夏季(6—8月)降水相关场(b)、与东亚夏季(6—8月)850 hPa 风场 u, v 分量相关系数合成图(c)
(浅深灰色阴影区表示相关通过 5%或 1%显著性检验,黑色阴影区为地形高度超过 1800 m 的区域)

Fig. 2 (a) Inter-annual variations of the onset time (unit: pentad) of the SPR and standardized MEI index. (b) Correlation field between T_{spr} and the summer precipitation (JJA) over China main land within 1971—2000, (c) Composite vector field of the Correlations between T_{spr} and the u, v components of the wind at 850 hPa (JJA) within 1971—2000

(Grey shaded areas are where the t test is significant at the 95%, 99% levels respectively. Black shaded regions are where the elevation exceeds 1800 meters)

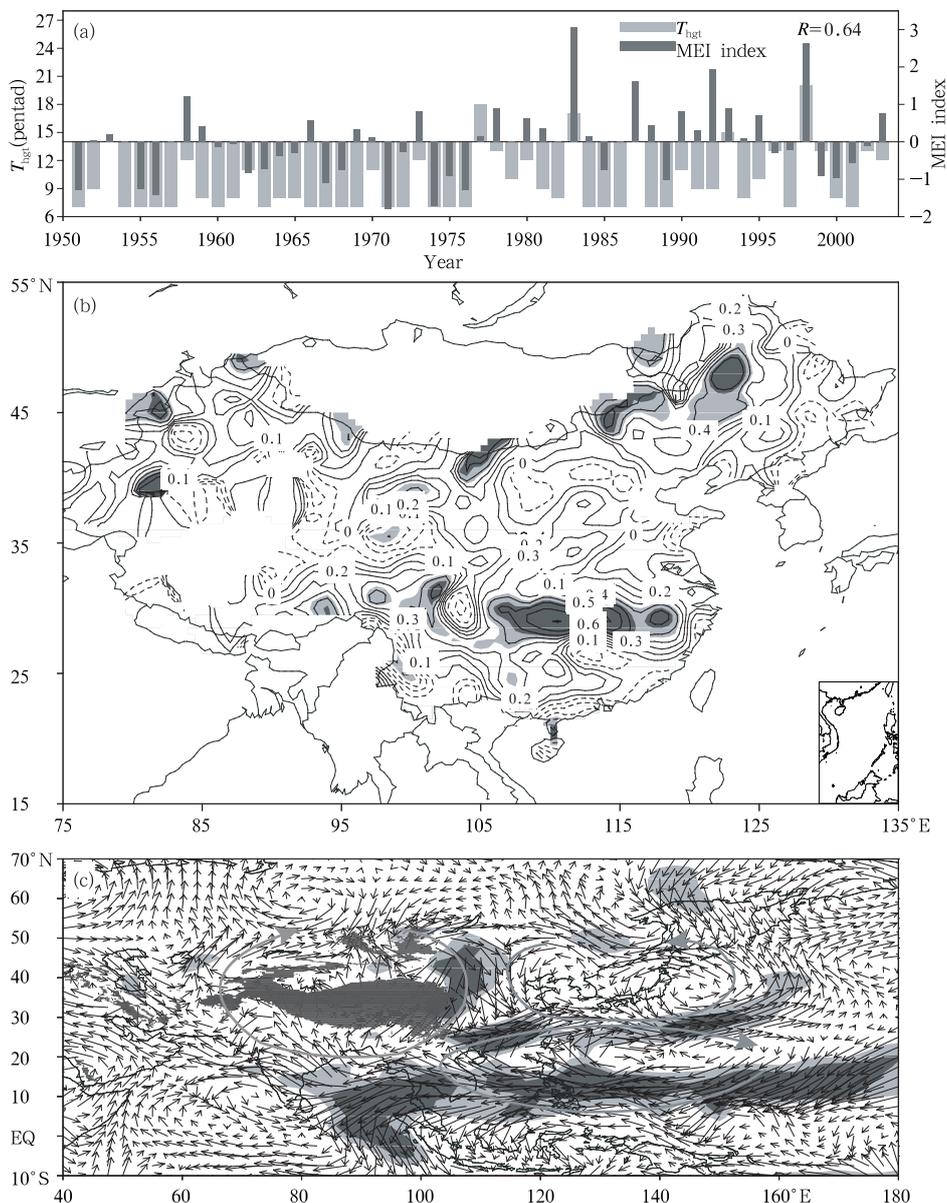


图3 南海副高脊C区位势高度减弱时间指数 T_{hgt} (单位: 候) 和 MEI 指数 (标准化值) 年际变化序列(a), 1971—2000 年 T_{hgt} 与中国夏季(6—8月)降水相关场(b)、与东亚夏季(6—8月)850 hPa 风场 u, v 分量相关系数合成图(c)。(阴影区说明同图2)

Fig. 3 (a) Inter-annual variations of the west ridge decay time T_{hgt} (unit: pentad) of the South China Sea subtropical high and standardized MEI index. (b) Correlation field between T_{hgt} and the summer precipitation (JJA) over China main land within 1971—2000. (c) Composite vector field of the Correlations between T_{hgt} and the u, v components of the wind at 850 hPa (JJA) within 1971—2000 (The Shaded area indicates the same as Fig. 2)

这与气候平均拐点时间第 13 候相差较大, 原因有待进一步分析。

T_{hgt} 与 MEI(3 月) 指数的 53 a 的相关系数为

0.64, 远远超过 1% 显著水平的相关显著性检验, 表明其与 ENSO 关系密切, 即 ENSO 暖(冷)位相时, 南海副高减弱易偏晚(早)。该结果与陈菊英(1998)

使用南海副高强度对夏季降水影响的个例统计结果是一致的。

图 3b 是南海副高减弱的时间指数 T_{hgt} 与中国夏季(6—8月)降水的相关系数场,图中可以看到,在长江中下游至江南是一东西带状异常显著正相关区,中心在长江三峡附近,相关系数大部分通过 1% 的显著性检验,表明南海副高减弱越晚(早),长江中下游至江南在夏季的降水将越多(少);另外一个高显著区在东北的中北部地区。以上两个高显著相关区正好与东亚夏季降水变率最大区相对应(图略)。 T_{hgt} 与中国夏季长江中下游地区的降水相关的显著性远超 MEI 与中国夏季长江中下游地区的降水相关(图略),说明对于长江中下游地区夏季的降水,南海副高减弱时间指数具有更好的前期指示性,可以作为东亚夏季风业务预报的一个重要参考依据。

图 3c 是南海副高西伸脊减弱的时间指数 T_{hgt} 与东亚夏季(6—8月)850 hPa 风场 u 、 v 分量的相关系数合成矢量场。由图可见,当南海副高减弱较晚时,低纬度西太平洋至南海副高偏强,出现异常反气旋性环流,中纬度出现气旋性异常环流,中高纬度出现蒙古和鄂霍次克异常反气旋性环流,这样,异常加强的南海副高引起的异常西南风与中高纬异常反气旋环流的异常偏北风在长江流域形成异常气旋性环流,导致长江流域的多雨;而嫩江流域的多雨则是由于中纬度异常气旋性环流与鄂霍次克异常反气旋性环流之间的异常东南风引致。东亚对流层低层这种异常环流分布型与吴尚森等(2003)指出的东亚季风减弱时 500 hPa 位势高度南北向“十一十”的异常分布型是对应的。

从图中还可以看到,在青藏高原东侧是源于蒙古的异常反气旋性环流的偏北风,在高原南侧次大陆有异常偏东风,高原西侧是异常偏南风,这样,围绕着高原附近正好是一个异常反气旋性环流,表明南海副高减弱的时间越晚(早),东亚夏季风越弱(强)。

同时引人注目的是,在 10°N 附近的赤道辐合带,从中太平洋到南亚东部,出现一东西长 10000 km 以上的显著异常东风带,这是什么原因造成的呢?众所周知,目前已知气候异常最强的外强迫源是异常海温,又以 ENSO 海气相互作用联动事件最为突出。ENSO 事件对全球天气气候异常的影响是重大而深远的,东亚季风的强弱与其关系密切。

在 ENSO 偏冷位相时,西太平洋暖池偏暖,西太平洋副高偏弱,东亚季风偏强,东亚季风区气旋性环流增强,图 2c 中出现的异常气旋性环流型很可能与此有关。相反,在 ENSO 偏暖位相时,西太平洋暖池偏冷,西太平洋副高偏强,东亚季风强度偏弱,出现异常反气旋性环流,图 3c 中的异常环流型可能与此对应;同时,异常强大的西太平洋副高南侧形成行星尺度的异常东风,使东亚季风环流的赤道辐合带的西风减弱,在 90°E 附近形成异常向南越赤道气流。

比较以上两个各具代表性的环流相关场可以看出,东亚大陆异常环流都出现在青藏高原近侧,表明高原近侧的环流对前期春季的气候特征比较敏感,所以有必要研究前期高原的热状况及其持续性及其与东亚季风和降水的关系。这方面已有不少研究成果,如 Wu 和 Qian(2003)指出青藏高原冬春积雪对东亚夏季环流和降水有重要影响,段安民等(2004)发现 3 月份青藏高原上空对流层中高层气温与孟加拉湾地区季风爆发日期有显著相关。

从以上两个环流相关场还可以看出,当异常强副高环流出现在南海的时候,往往引起长江中下游的多雨,而当异常强副高环流出现在江南的时候则导致江南的少雨,可见副高异常出现的位置非常重要,其与 ENSO 气候异常的背景关系密切。另外,同样是异常西南气流,两者性质则大不相同:前者可能是由高原异常感热加热气泵引起,后者则主要由南海异常高压与高原东南侧西南暖低涡之间的气压梯度引起;前者带来江南的少雨,后者带来长江流域的多雨,从而形成了东亚环流和降水完全不同的异常分布。可见,高原在东亚夏季降水异常分布中也起着十分重要的作用。

近年来,令中国短期气候预测工作者印象深刻的是,1997/1998 年是一次典型的强 El Niño 年,据此预测 1998 年长江和嫩江大涝,结果非常成功;接下来的 1999 年则是强 La Nina 年,据此预测主雨带可能会转移到黄河流域,但结果主雨带还是出现在长江及其以南地区,预报完全失败。孙颖和丁一汇(2003)对此进行了详细分析研究后指出,由于 1998 年春季至 1999 年南海—热带西太平洋出现了近 20 a 最强的异常暖海温,该地强异常海-气相互作用的维持使得这种局地的热力强迫成为 1999 年东亚夏季风和降水异常的最主要外强迫机制,并使得 1999 年的季风活动和降水分布有别于一般的统计

情形。而从图 3a 可以看到,1999 年南海副高减弱时间并未因 La Nina 的到来而提前,反而是异常偏迟,与夏季长江及江南的多雨对应很好。相似的情况还出现在 1977、1996、2002 年,说明这不是一个偶然现象,值得进一步深入探讨。

5 江南春雨与南海副高各要素之间的关系

以 SPR 期(13—27 候)A 区区域平均总降水代表 SPR 强度 I_{spr} ,上游 B 区区域平均西南风速代表西南风强度 I_{vsw} ,850 hPa 南海副高西北部 C 区区域平均位势高度代表南海副高西伸强度 I_{hgt} ,表 1 显示的是它们之间在 1971—2000 年的相关系数,加粗值通过 5% 显著水平的相关显著性检验。

由表 1 可见, T_{spr} 与 I_{spr} 以及 I_{vsw} 的相关系数都为 -0.45 ,通过 5% 的相关显著性检验,说明 T_{spr} 与 SPR 的气候特征具有很好的相关,具有明显指示和预报意义;另外, I_{spr} 与 I_{vsw} 的相关为 0.45 ,表明西南风速越大时,江南春雨越强,表明西南风对 SPR 形成的重要意义。 T_{hgt} 与 I_{hgt} 相关值为 0.58 ,通过 1% 的相关显著性检验,表明南海副高强度越强,其西北侧副高脊减弱就会越晚。 T_{hgt} 与 T_{spr} 相关最弱,为 -0.03 ,表明两者线性无关,这是一个很有意思的现象,值得进一步探讨,该线性无关性也为气候预测提供了便利。

表 1 SPR 期间各要素 1971—2000 年的相关关系

Table 1 Correlations between factors in SPR period within 1971—2000

	T_{spr}	T_{hgt}	I_{spr}	I_{vsw}
T_{spr}	1	—	—	—
T_{hgt}	-0.03	1	—	—
I_{spr}	-0.45	0.23	1	—
I_{vsw}	-0.45	-0.17	0.45	1
I_{hgt}	-0.09	0.58	0.14	-0.19

6 结论与讨论

本文创建了江南春雨建立时间指数和南海副高减弱时间指数,研究了江南春雨各要素的相互关系及其与东亚夏季风环流和降水的关系。分析表明,当江南春雨出现较晚时,夏季江南地区的降水也较少,这是由于东亚夏季风加强,高原近侧气旋性环流加强,使江南地区出现异常反气旋性环流(气旋性辐合环流减弱),从而导致江南地区降水减少;当南海

副高减弱较晚时,长江中下游至江南地区易发洪涝,这主要是由于南海副高偏强,东亚夏季风减弱,南海副高增强引起的异常西南风与北方异常反气旋环流的异常偏北风在长江流域相接,造成了长江流域的多雨。SPR 的建立时间和南海副高减弱时间虽与 ENSO 综合指数 MEI 之间都具有显著相关,但它们自身之间的相关并不显著,具有线性无关性,这是一个很有意思的现象,值得进一步研究;同时,两指数与东亚夏季风环流和降水之间的显著相关性可以为东亚夏季风环流和降水的异常提供重要预报线索。

因此,对于江南春雨和中国东部夏季汛期降水的预报,首先要看大的气候背景 ENSO 的演变情况及其发展趋势,然后还要分析东亚区域南海副高以及高原热状况的演变发展趋势。东亚夏季风的异常环流围绕青藏高原近侧表明,作为地球上最高大最陡峭的地形,青藏高原对东亚夏季风的强弱有着重大影响,其前期的热状况值得特别关注。南海副高作为西太平洋副高的一部分,是联系东亚热带与副热带天气气候异常的纽带,它与高原之间的相互作用使得它的变化对东亚地区的天气气候异常显得尤为重要。因此,在东亚汛期降水的理论研究和预报业务中都应得到广泛的重视。ENSO,作为最大最强的大气外强迫源,对全球天气气候的影响巨大而深远,它与南海副高减弱时间指数的不一致性从何而来有待深入研究。另外,文中许多研究还是初步的,如时间指数判据的选取等有待进一步研究。

References

- Chen Juying. 1998. The strengthening of the South China Sea subtropical high is the strong signal of the summer flood in the Yangtze River valley. *Disaster Reduction in China* (in Chinese), 8(3): 20-23
- Duan Anmin, Mao Jianguo, Wu Guoxiong. 2004. Predictability analysis and preliminary application of the Bay of Bengal summer monsoon onset. *Plateau Meteor* (in Chinese), 23 (1): 18-25
- Gao Hui, Wang Yongguang. 2007. On the weakening relationship between summer precipitation in China and ENSO. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 65 (1): 131-137
- Huang Jiayou, Liu Ge, Zhao Xinyi. 2004. The influence of subtropical high indexes and polar vortex indexes on the summertime precipitation in China. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 28 (4): 517-526
- Peng Jingbei, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2005. Multi-scale variations of snow cover over QXP and tropical Pacific SST and their influences on summer rainfall in China. *Plateau Meteor*

- (in Chinese), 24 (3): 366-377
- Sun Ying, Ding Yihui. 2003. A study on physical mechanisms of anomalous activities of east Asian summer monsoon during 1999. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 61(4): 406-420
- Tian S-F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of Spring Persistent Rains over central China. *J Meteor Soc Jpn*, 76(1): 57-71
- Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2006. Mechanism of the Spring Persistent Rains over southeastern China. *Sci China Ser. D* (in Chinese), 36 (10): 936-950
- Wolter K, Timlin M S. 1998. Measuring the strength of ENSO—how does 1997/98 rank? *Weather*, 53: 315-324
- Wu Shangsens, Liang Jianyin, Li Chunhui. 2003. Relationship between the intensity of South China Sea summer monsoon and the precipitation in raining seasons in China. *J Tropical Meteor* (in Chinese), 19 (Sup): 25-36
- Wu T W, Qian Z-A. 2003. The relation between the tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *J Climat*, 16(12): 2038-2051
- Yang Mingzhu, Ding Yihui, Li Weijing, et al. 2007. Leading mode of Indian Ocean SST and its impacts on Asian summer monsoon. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 65(4): 527-536
- Yu Rucong, Zhang Minghua, Yu Yongqiang, et al. 2000. Summer monsoon rainfall over Mid-Eastern China lagged correlated with global SSTs. *Adv Atmos Sci*, 18(2): 179-196
- ### 附中文参考文献
- 陈菊英. 1998. 初夏南海高压强是长江流域夏涝的强信号. *中国减灾*, 8(3):20-23
- 段安民,毛江玉,吴国雄. 2004. 孟加拉湾季风爆发可预测性的分析和初步应用. *高原气象*, 23(1):18-25
- 高辉,王永光. 2007. ENSO 对中国夏季降水可预测性变化的研究. *气象学报*, 65 (1):131-137
- 黄嘉佑,刘舸,赵昕奕. 2004. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响. *大气科学*, 28(4):517-526
- 彭京备,陈烈庭,张庆云. 2005. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 的多尺度变化及其与中国夏季降水的关系. *高原气象*, 24(3):366-377
- 孙颖,丁一汇. 2003. 1999 年东亚夏季风异常活动的物理机制研究. *气象学报*, 61(4):406-420
- 万日金,吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究. *中国科学 D 辑地球科学*, 36(10):936-950
- 万日金,吴国雄. 2008. 江南春雨的时空分布. *气象学报*. 66(3): 310-319
- 吴尚森,梁建茵,李春晖. 2003. 南海夏季风强度与我国汛期降水的关系. *热带气象学报*, 19(增刊):25-36
- 杨明珠,丁一汇,李维京. 2007. 印度洋海表温度主模态及其与亚洲夏季风的关系. *气象学报*, 65(4):527-536