

东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流^{*}

张庆云 陶诗言 陈烈庭

(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

文中从夏季东亚热带、副热带环流系统特点出发, 定义了能较好表征东亚夏季风环流年际变化的特征指数, 并分析了东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流及夏季中国东部降水的关系。文中定义的东亚夏季风指数既反映了夏季东亚大气环流风场的变化特征, 也较好地反映了夏季中国东部降水的年际变化特征。此外, 还探讨了东亚夏季风指数变化的先兆信号。

关键词: 东亚夏季风指数, 东亚环流, 汛期降水。

1 引 言

季风是全球大气环流系统中的一个重要成员。中国夏季降水的年际变化与东亚夏季风环流变化有关, 中国大部分地区特别是东部夏季降水受东亚夏季风强弱、爆发早晚以及持续时间长短影响。季风的研究一直为中国气象工作者所重视。

1980 年以来有关亚洲季风的研究, 取得了许多新的重要成果。金祖辉和陈隆勋^[1], 陈隆勋^[2], Tao Shiy an 等^[3]的研究都指出, 亚洲地区存在着两支季风环流, 即印度季风和东亚季风, 这两个季风系统的成员及影响的区域不一样, 两个系统既紧密联系, 又有其独立性。陶诗言^[4]指出, 印度季风和东亚季风的主要差异在于印度季风属于热带性质的季风, 而东亚季风是副热带性质的季风, 受中高纬度的影响比较大, 东亚季风比印度季风要复杂得多。喻世华等^[5]指出东亚季风和印度季风基本上以 100°E 为界。Zhu Qiang en 等^[6]进一步提出东亚季风可划分为南海季风(热带季风)和副热带季风, 即南海—西太平洋热带季风区和大陆—日本副热带季风区。张庆云和陶诗言^[7]研究了夏季东亚热带和副热带季风强弱及其对中国东部夏季降水的影响, 指出东亚夏季风系统中, 热带辐合带(季风槽)和副热带辐合带(梅雨锋)的强度变化呈相反的变化趋势, 即热带季

风槽强度减弱(弱季风), 副热带梅雨锋强度加强; 反之, 热带季风槽强度加强(强季风), 副热带梅雨锋强度减弱。

如何客观地表征东亚夏季风强弱, 以及东亚夏季风异常年的大气环流有什么异常特征, 这对进一步了解汛期气候变化规律是十分重要的。文中从东亚夏季环流特点出发, 定义东亚夏季风强度指数, 分析东亚夏季风强弱年大气环流特征及与中国汛期降水的关系, 此外还探讨了东亚夏季风强弱年的前兆信号。

2 资 料

文中使用了 NCEP/NCAR 1948~ 2000 年月平均再分析的格点高度场、风场和垂直速度场资料; 黑体亮温(T_{BB})资料由日本气象厅提供。

3 东亚季风指数的定义

为了客观化和量化地反映季风的年际和季节变化, 需要定义表征季风强弱变化指数, 过去国内外在这方面有不少研究, 如郭其蕴^[8]用海陆之间气压梯度的大小定义东亚夏季风指数, 赵汉光和张先恭^[9]引用郭其蕴的方法, 建立了季风强度指数。施能等^[10, 11]为了消去不同格点均方差不均匀造成的影响, 取 20~ 50°N 范围内每 5 个纬度 110°E 与 160°

^{*} 初稿时间: 2002 年 10 月 20 日; 修改稿时间: 2003 年 3 月 16 日。
资助课题: 中国科学院资源环境领域知识创新工程重要方向项目(ZK CX2 SW-210)和国家重点基础研究发展规划(G 1998040900)第一部分的资助。

E 格点的海平面气压差标准化之和的序列的标准化值为东亚季风指数。在南亚季风指数方面, Webster 和 Yang S^[12] 用 5~ 20°N, 40~ 110°E 范围内 850 和 200 hPa 之间的平均纬向风垂直切变值定义南亚季风的强度。黎伟标和纪立人^[13] 参考 Webster 和 Yang 的做法, 采用 5~ 20°N, 50~ 120°E 区域内 850 和 200 hPa 的纬向风垂直切变和对流活动状况描述亚洲夏季风演变的综合指数。王斌和樊真^[14] 指出, Webster 和 Yang 的指数不仅反映了印度夏季风的强度, 同时也在一定程度上也反映了东南亚夏季风的强度, 但这两个地区对流的年际变化相关很弱, 用单一的指数来反映整体的南亚夏季风强度不是很好。因此, 他们提出用两个对流指数即孟加拉湾区域(8. 75~ 23. 75°N, 70~ 100°E) 和菲律宾群岛附近(8. 75~ 21. 25°N, 115~ 140°E) 平均的负 OLR 距平值分别反映印度季风和东南亚夏季风的年际变化。

Wu Aimin 等^[15] 仿效 Webster 和 Yang 指数, 取 0~ 20°N, 40~ 110°E 范围内 850 hPa 和 300 hPa 的平均纬向风垂直切变为印度季风指数, 取 20~ 30°N, 110~ 130°E 范围平均的 850 hPa 经向风速距平为东亚季风指数。Fujikawa^[16] 在东南亚地区取 4 个区域: E 区(107. 5~ 140°E, 5~ 25°N); W 区(80~ 105°E, 5~ 25°N); S 区(70~ 100°E, 0~ 10°N); N 区{ (70~ 100°E, 20~ 30°N) + (102. 5~ 140°E, 15~ 25°N) } 平均的 OLR 值反映季风活动的特征, 他定义了 3 个指数: (1) SAMOI(A), - OLR(W+ E) 的标准化值, (2) SAMOI(N), 标准化 OLR(S) 与标准化 OLR(N) 之差的标准化值, (3) SAMOI(W), 标准化 OLR(E) 与标准化 OLR(W) 之差的标准化值, SAMOI(A) 反映夏季亚洲季风活动的强度, SAMOI(N) 和 SAMOI(W) 分别表征季风活动的南北和东西变动。由于东亚季风环流系统的复杂性, 上述这些指数还不能客

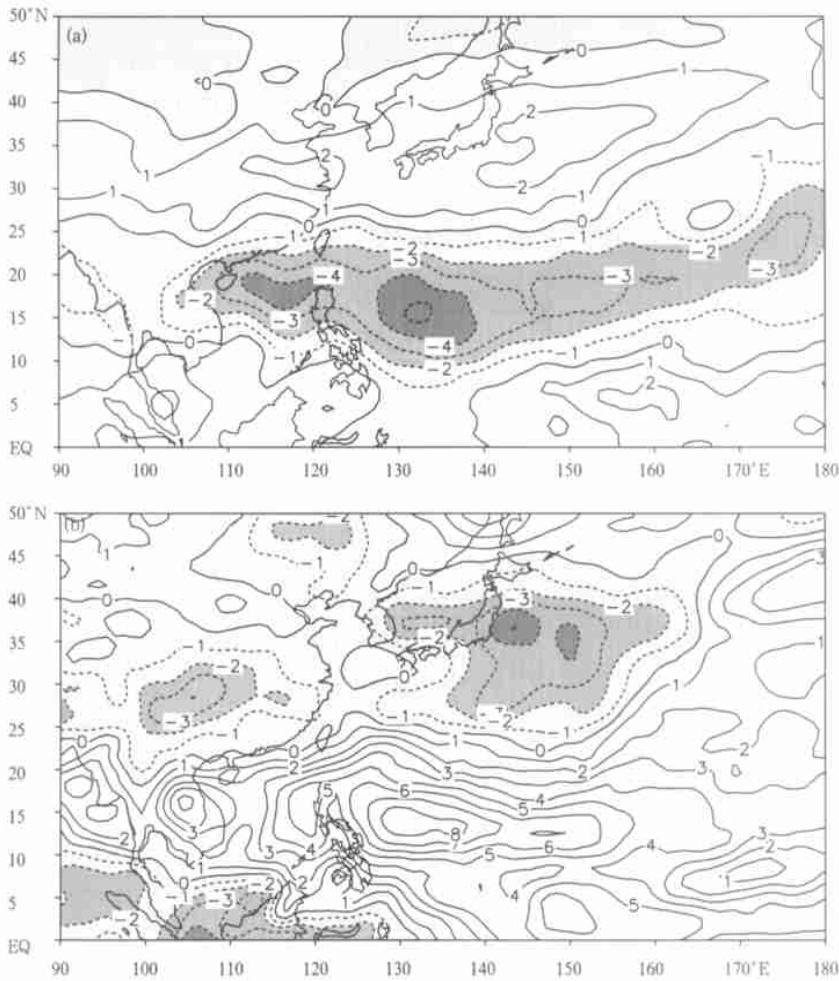


图 1 6~ 8 月平均黑体亮温距平合成分布
(a. 长江流域降水偏少年(强季风), b. 长江流域降水偏多年(弱季风); 阴影为 $T_{BB} \leq 0$ °C, 单位: °C)

观地表征东亚夏季风的年变化与夏季中国东部降水的关系。我们需要的东亚夏季风指数既要反映风场变化, 同时还要反映降水场变化。文中定义的东亚夏季风指数, 旨在较好地反映了夏季东亚风场变化与中国东部汛期降水的关系, 而且天气学意义清楚、计算简单。

张庆云和陶诗言^[7]研究指出, 东亚夏季风系统中的热带辐合带(季风槽)和副热带辐合带(梅雨锋)的强度存在反向变化趋势。

图 1a 是夏季长江流域降水偏少年 T_{BB} 距平场的合成分布(T_{BB} 正距平值越大, 表明对流越弱; T_{BB} 负距平值越大, 表明对流越强)。从图中可见, 长江流域降水偏少年的东亚热带季风槽区($10\sim 20^{\circ}\text{N}$) T_{BB} 距平呈现负值(阴影), 说明热带季风槽区的对流强度加强; 东亚梅雨锋区($25\sim 35^{\circ}\text{N}$) T_{BB} 距平为正值, 表明东亚梅雨锋区对流减弱。夏季长江流域降水偏少年的显著特征是, 东亚季风槽区对流加强,

梅雨锋区对流减弱, 二者的强度呈反相变化。
夏季长江流域降水偏多年 T_{BB} 距平场的合成分布(图 1b)表明, 东亚热带季风槽区($10\sim 20^{\circ}\text{N}$) T_{BB} 距平呈现为正值, 表明季风槽区对流偏弱; 梅雨锋区($25\sim 35^{\circ}\text{N}$) T_{BB} 距平值为负, 即梅雨锋区对流加强。夏季长江流域降水偏多年的显著特征是, 东亚季风槽区对流减弱, 梅雨锋区对流加强, 二者的强度呈相反变化。

综上可见, 无论夏季长江流域降水偏多或偏少, 东亚热带季风槽和梅雨锋的强度变化, 呈现为相反的变化趋势。这可能是东亚大气环流自身变化规律的反映, 因此需要进一步探讨夏季长江流域降水异常年和东亚大气环流风场特征。

长江流域降水偏少年的 850 hPa 风距平场(图 2a)变化表明, 季风槽区($10\sim 20^{\circ}\text{N}$) 呈现较大的西风距平, 梅雨锋区($25\sim 35^{\circ}\text{N}$) 呈现较大的东风距平。分析图 1a 和 2a 可见, 季风槽区的对流加强, 对应西

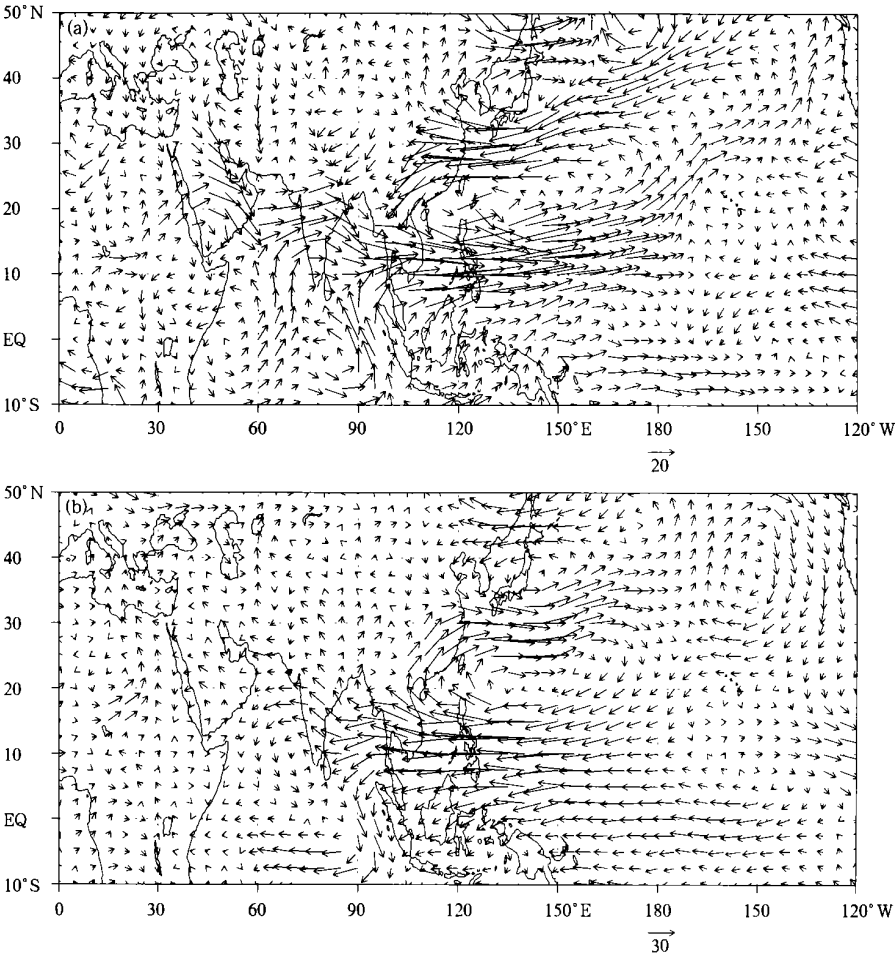


图 2 6~ 8 月平均的 850 hPa 风距平场合成
(a. 长江流域降水偏少年, b. 长江流域降水偏多年; 单位: m/s)

风距平, 梅雨锋区的对流减弱, 对应东风距平, 是夏季长江流域降水偏少的环流特征。长江流域降水偏多年的 850 hPa 风距平场(图 2b)变化表明, 东亚季风槽区呈现较大的东风距平, 梅雨锋区呈现较大的西风距平。比较图 1b 和 2b 可见, 季风槽区对流减弱, 对应东风距平, 梅雨锋区对流加强, 对应西风距平, 是夏季长江流域降水偏多的环流特征。由此可见, 东亚热带季风槽和梅雨锋的强度加强, 都出现西风距平, 当它们的强度减弱, 都出现东风距平。

根据上述特征, 这里将东亚热带季风槽区(10~

20°N, 100~ 150°E) 与东亚副热带地区(25~ 35°N, 100~ 150°E) 6~ 8 月平均的 850 hPa 风场的纬向风距平差, 定义为东亚夏季风指数(EASMI):

$$I_{\text{EASM}} = \overline{U'}_{850/100-10-20^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E}} - \overline{U'}_{850/25-35^{\circ}\text{N}, 100-150^{\circ}\text{E}}$$

利用 NCEP/NCAR 的 1948~ 1998 年再分析资料, 根据上式计算了 1948~ 1998 年各年东亚夏季风指数(图 3), 并将东亚夏季风指数大于或等于 2 的年份定义为强夏季风年, 小于或等于 -2 的年份定义为弱夏季风年。

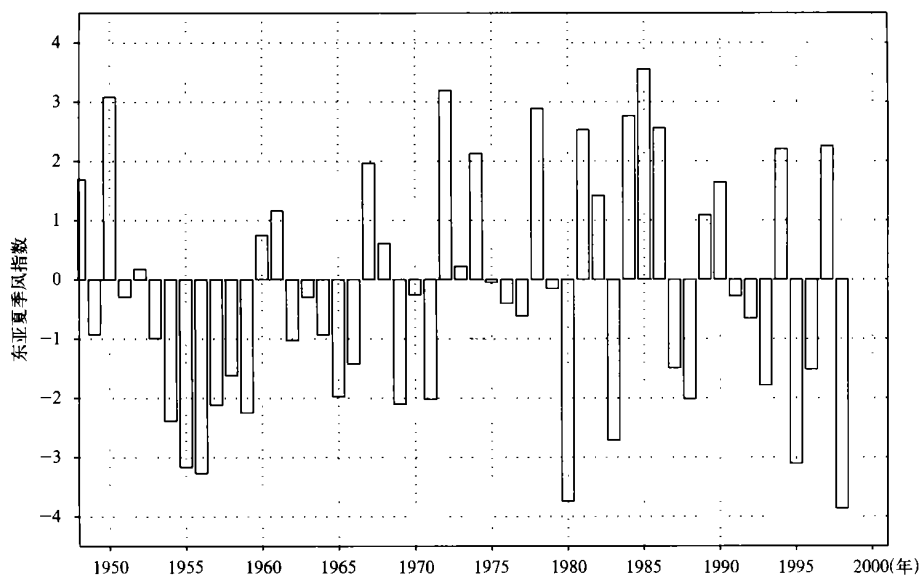


图 3 1948~ 1998 年东亚夏季风指数

由图 3 可见, 东亚夏季风较强的年份有 1950, 1967, 1972, 1974, 1978, 1981, 1984, 1985, 1986, 1994 和 1997 年; 东亚夏季风较弱的年份有 1954, 1955, 1956, 1957, 1959, 1965, 1969, 1980, 1983, 1988, 1993, 1995, 1996 和 1998 年。对逐年中国 160 站 6~ 8 月降水变化分析发现, 上述东亚季风指数偏强年, 长江流域降水都相对偏少, 平均比正常年减少 20% 左右(图略)。季风指数偏弱年, 长江流域降水都相对偏多, 平均比正常年偏多 30% 左右(图略)。

东亚夏季风强和弱年 6~ 8 月平均的可降水量的距平合成图表明, 东亚夏季风指数偏强年(图 4a), 东亚热带季风槽区可降水量比常年偏多(实线), 而梅雨锋区可降水量比常年偏少(虚线)。东亚夏季风指数偏弱年(图 4b), 东亚热带季风槽区可降水量比常年偏少(虚线), 而梅雨锋区可降水量比常年偏多(实线)。由此可见, 东亚夏季风指数强弱年,

中国东部夏季降水量的分布有显著差别。这说明用东亚热带季风槽区(10~ 20°N, 100~ 150°E) 与东亚副热带地区(25~ 35°N, 100~ 150°E) 6~ 8 月平均的 850 hPa 纬向风的距平差定义的东亚夏季风指数, 不但很好地反映了东亚风场和降水场的年际变化特征, 而且天气学意义清楚、计算简单。

4 东亚夏季风指数与西太平洋副热带高压

由上述分析可见, 用东亚热带辐合带(季风槽)与副热带辐合带(梅雨锋)的纬向风距平差定义的东亚夏季风指数, 确实较好地反映了东亚夏季风环流强弱变化及与中国东部降水场的年际变化特征。为什么东亚季风槽与梅雨锋区的纬向风之差, 能较好地反映季风强度与中国东部降水的年际变化特征? 两者之间可能的物理机制是什么? 正如我们所知, 中国东部夏季降水状况与西太平洋副热带高压位置

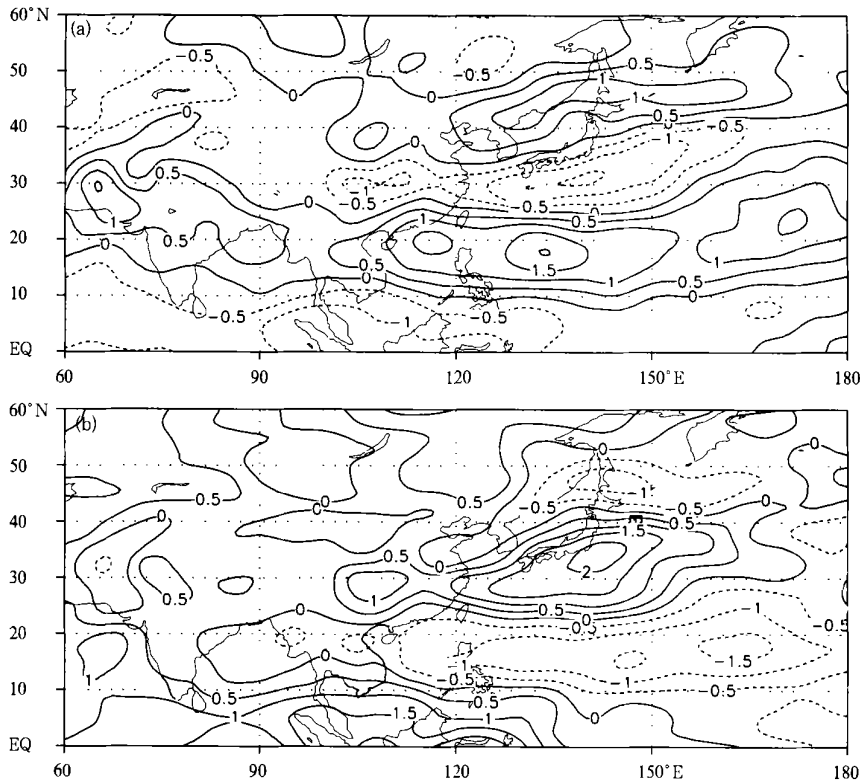


图 4 6~8 月平均可降水距平合成
(a. 6 个强夏季风年, b. 6 个弱夏季风年; 单位: kg/m^2)

密切相关。为此, 文中进一步研究了东亚夏季风环流强弱与西太平洋副热带高压的关系。

图 5a, b 分别是 6 个强、弱夏季风年 6~8 月平均的 500 hPa 高度距平合成分布。东亚夏季风偏强年的 500 hPa 高度距平场上, 东亚及西太平洋低纬地区 (30°N 以南) 是负距平, 中纬度为正距平区, 高纬鄂霍次克海区域为负距平。500 hPa 高度距平场上东亚低纬到高纬地区, 出现“ $- + -$ ”距平波列 (图 5a)。距平波列的这种分布说明, 西太平洋中纬度地区位势高度偏高, 与西太平洋副热带高压位置偏北有关。

图 5b 是东亚夏季风偏弱年的 500 hPa 高度距平场的形势。500 hPa 高度距平场上, 东亚及西太平洋低纬地区出现正距平, 中纬度为负距平, 高纬鄂霍次克海区域为正距平。500 hPa 高度距平场上东亚低纬到高纬地区, 出现“ $+ - +$ ”距平波列 (图 5b)。距平波列的这种分布说明, 西太平洋中纬度地区位势高度偏低, 与西太平洋副热带高压位置偏南有关。

为什么西太平洋副热带高压位置偏北 (南) 时, 东亚夏季风环流加强 (减弱)。东亚热带季风槽、副热带梅雨锋分别是位于西太平洋副热带高压南、北

侧的低压系统。夏季西太平洋副热带高压位置偏北时, 西太平洋上 30°N 以南区域出现气旋性距平环流, 30°N 以北地区出现反气旋性距平环流 (图 2a), 西太平洋副热带高压位置偏北时 850 hPa 距平风场的这种分布表明, 东亚热带季风槽低压环流加强, 梅雨锋低压环流减弱。西太平洋副热带高压位置偏南时, 西太平洋上 30°N 以南区域出现反气旋性距平环流, 30°N 以北地区出现气旋性距平环流 (图 2b), 西太平洋副热带高压位置偏南时 850 hPa 距平风场的这种分布表明, 东亚热带季风槽低压环流减弱, 梅雨锋低压环流加强。

为了更清楚说明东亚夏季风环流强弱与西太平洋副热带高压南北位置关系。图 6a, b 分别是 6 个强、弱夏季风年 6~8 月平均的 500 hPa 垂直速度距平合成图 ($\omega > 0$ 表示下沉运动, $\omega < 0$ 表示上升运动)。

图 6a 中, 东亚热带季风槽区出现负距平 ($\omega < 0$), 沿着 30°N 的东亚梅雨锋区为正距平 ($\omega > 0$), 最强的上升运动位于东亚热带季风槽区, 最强的下沉运动位于东亚中纬度梅雨锋区 (图 6a)。500 hPa 高度场上东亚地区垂直速度距平的这种分布表明, 西

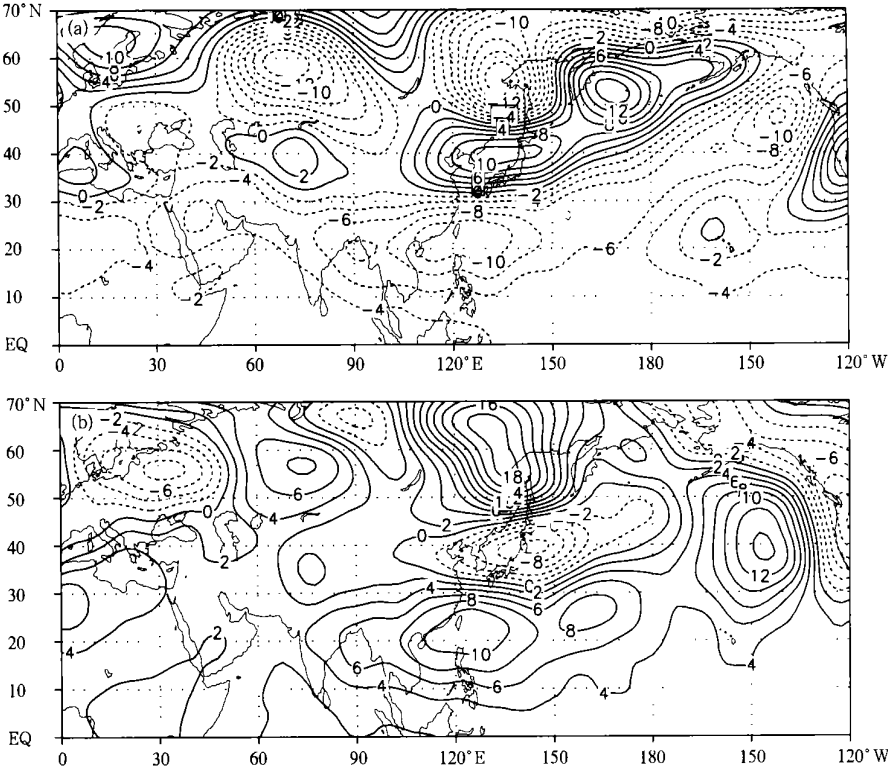


图5 6~8月平均的500 hPa位势高度距平合成
(a. 东亚夏季风偏强, b. 东亚夏季风偏弱; 单位: dagpm)

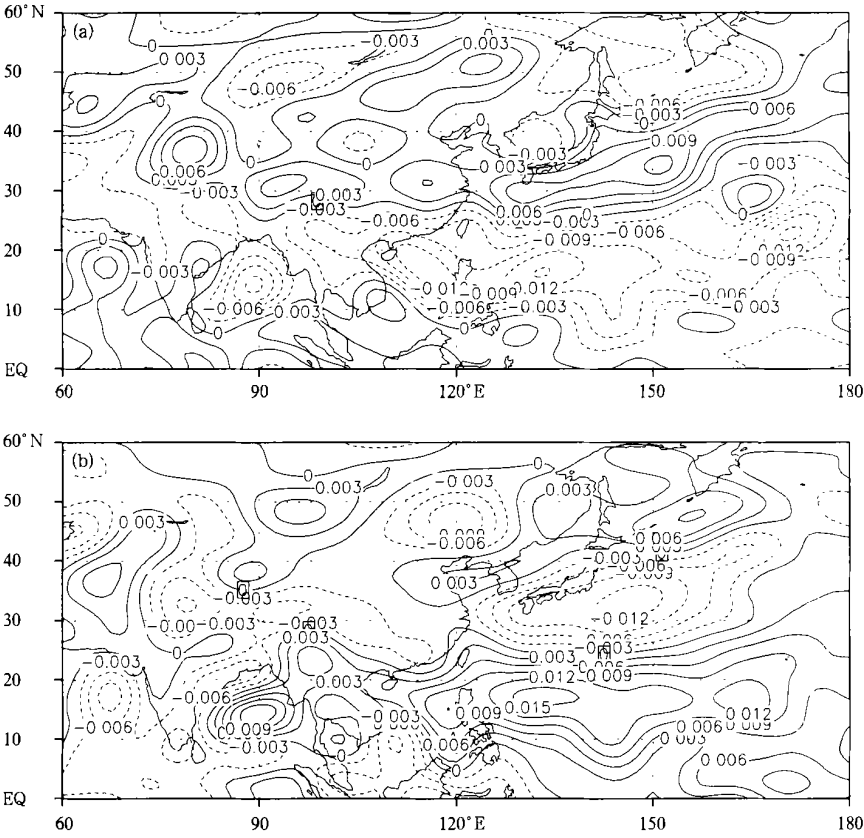


图6 6~8月平均500 hPa垂直速度距平合成
(a. 东亚夏季风偏强, b. 东亚夏季风偏弱; 实线: $\omega > 0$, 虚线: $\omega < 0$; 单位: pa/s)

太平洋副热带高压位置偏北。

图 6b 中, 东亚热带季风槽区是正距平($\omega > 0$), 沿着 30°N 的东亚梅雨锋区为负距平($\omega < 0$), 最强的下沉运动位于东亚热带季风槽区, 最强的上升运动位于东亚中纬度梅雨锋区。500 hPa 高度上东亚地区垂直速度距平场的分布表明, 西太平洋副热带高压位置偏南。

5 东亚夏季风指数强度变化的先兆信号

上述研究表明, 东亚夏季风强弱年, 东亚高、中、低纬环流、西太平洋副热带高压位置及中国东部汛期降水的分布特征显著不同。强东亚夏季风年, 东亚中高纬鄂霍次克海地区一般不出现阻塞高压, 西太平洋副热带高压脊线位置偏北, 东亚中纬度梅雨锋区位势高度偏高, 梅雨锋区降水偏少。弱东亚夏季风年, 东亚中高纬鄂霍次克海地区易出现阻塞型,

西太平洋副热带高压脊线位置偏南, 东亚中纬度梅雨锋区位势高度偏低, 梅雨锋区降水偏多。因此, 如能较早预测东亚夏季风强弱变化趋势, 就能对东亚夏季环流型及夏季降水状况进行估计。20 世纪 80 年代末和 90 年代初, Krishnamurti^[17, 18] 以及 Webster 和 Song Yang^[19] 曾指出: 弱南亚夏季风的前冬和春季, 在南亚副热带 15~ 30°N 地区对流层上部 200 hPa 出现强西风(风场距平为西风距平), 而强南亚夏季风的前冬和春季, 在南亚副热带 15~ 30°N 地区对流层上部 200 hPa 出现弱西风(风场距平为东风距平)。张庆云和陶诗言^①在研究东亚夏季风强弱变化的强前兆信号时, 对 1980 年以来 7 个弱夏季风年和 7 个强夏季风年的前冬(12~ 2 月) 以及春季(3~ 5 月) 200 hPa 纬向风的距平进行了合成, 发现东亚夏季风强度与前冬和前春亚洲中纬度范围(32.5~ 37.5°N, 80~ 110°E) 及东太平洋范围(22.5

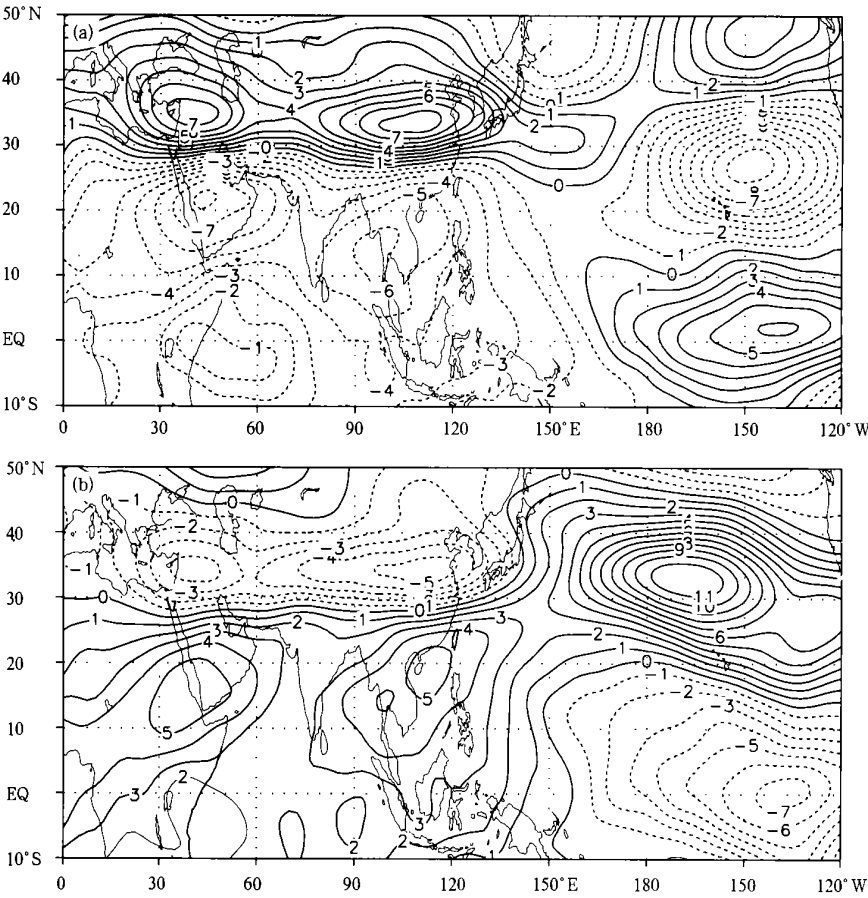


图 7 2 月 200 hPa 纬向风距平合成
(a. 强夏季风年, b. 弱夏季风年)

① 张庆云、陶诗言, 亚洲夏季风强弱变化的一个强前兆信号, 气候预测评论, 国家气候中心, 1998, 112~ 115

~ 27.5°N, 150~ 120°W) 纬向风的变化有关。文中对 6 个强夏季风年和 6 个弱夏季风年前期 2 月的 200 hPa 纬向风距平进行了合成。图 7a, b 是 6 个强夏季风年和 6 个弱夏季风年前期 2 月的 200 hPa 风的距平合成。

从 200 hPa 纬向风距平合成图分布可见, 无论东亚夏季风偏强或偏弱, 在亚洲(32.5~ 37.5°N, 80~ 110°E) 和东太平洋(22.5~ 27.5°N, 150~ 120°W) 这两个区域纬向风距平的绝对值最大, 即这两个区域风的变化最显著。这里把这两个区域的 2 月份平均的 200 hPa 纬向风距平分量之差, 定义为东亚夏季风强度变化的前兆指数(I_F):

$$I_F = U_{200 \text{ hPa}, [32.5 \sim 37.5^\circ \text{N}, 80 \sim 110^\circ \text{E}]} - U_{200 \text{ hPa}, [22.5 \sim 27.5^\circ \text{N}, 150 \sim 120^\circ \text{W}]}$$

图 8 是 1948~ 1998 年 2 月份 200 hPa 高度上 U 分量在(32.5~ 37.5°N, 80~ 110°E) 与(22.5~ 27.5°N, 150~ 120°W) 区域平均差值分布。它的年际变化趋势与图 3 基本一致。这说明当前兆指数值

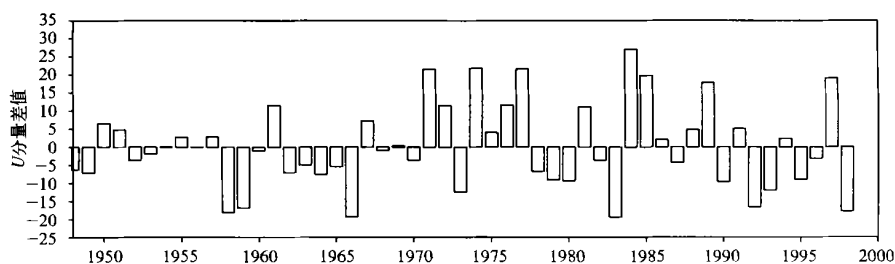


图 8 1948~ 1998 年 2 月(32.5~ 37.5°N, 80~ 110°E) 与(22.5~ 27.5°N, 150~ 120°W) 区域平均的 200 hPa U 分量差值分布

虽然陆地的土壤热容量没有海洋那样长的记忆, 但对土壤水分情形就不一样。Yeh 等^[20]指出, 陆地大范围灌溉能引起对短期气候变化的反馈作用, 这种大范围灌溉所引起的气候效应至少可持续几个月。大面积的持续性降水其效果与大范围灌溉相同。

6 结 论

定义了一个能表征东亚夏季风强度的东亚夏季风年际变化指数, 分析了东亚夏季风强弱年, 东亚大气环流的异常特征及中国夏季雨带分布, 并探讨了东亚夏季风强度指数先兆信号的物理意义。主要结果如下:

(1) 根据夏季热带季风槽与梅雨锋的强度及其

为正(负)值时, 当年东亚夏季风强度偏强(弱)。文中计算 1948~ 1998 年共 51 a 的样本, 前兆指数与东亚夏季风指数的相关系数为 0.499, 信度达 0.001。这个前兆指数与东亚夏季风指数间的物理意义是: 2 月亚洲地区(80~ 110°E, 32.5~ 37.5°N) 200 hPa 风场上的 U 分量距平为正值, 表明该年冬季, 南亚上空西风带位置比正常位置偏北, 因此南支槽的西风扰动较弱, 南亚大陆冬春季降水或降雪偏少, 土壤水分比正常情况减少, 这使得在晚春和初夏南亚加热较快, 导致夏季海陆的热力对比大, 因而出现强夏季风。2 月亚洲地区(80~ 110°E, 32.5~ 37.5°N) 200 hPa 风场上的 U 分量距平为负值, 表明该年冬季, 南亚上空西风带位置比正常位置偏南, 因此南支槽的西风扰动较强, 南亚大陆冬春季降水或降雪偏多, 土壤水分比正常情况增多, 这使得在晚春和初夏南亚加热较慢, 这是因为有部分的加热消耗在融雪和蒸发上, 导致夏季海陆的热力对比小, 因而出现弱夏季风。

距平风场的变化呈相反趋势的特征, 用 6~ 8 月平均的东亚热带(10~ 20°N, 100~ 150°E) 与东亚副热带(25~ 35°N, 100~ 150°E) 区域平均的 850 hPa 纬向风的距平差定义了东亚夏季风指数(EASMI)。该指数不但天气学意义清楚、计算简单, 而且很好地反映了东亚风场和中国东部降水场的年际变化特征。

(2) 东亚夏季风偏强年, 鄂霍次克海区域一般没有阻塞高压, 西太平洋副热带高压位置偏北, 西太平洋中纬度地区位势高度偏高, 东亚梅雨锋的强度减弱, 长江流域梅雨锋区降水比常年偏少。东亚夏季风偏弱年, 东亚中高纬度鄂霍次克海区域一般有阻塞高压型势, 西太平洋副高位置偏南, 西太平洋中纬度地区位势高度偏低, 梅雨锋强度偏强, 长江流域

梅雨锋区降水比常年偏多。

(3) 东亚夏季风强弱年前冬(2月份), 200 hPa 风场上亚洲(32.5~37.5°N, 80~110°E)区域与东太平洋的(22.5~27.5°N, 150~120°W)区域的 U

分量距平变化最大。根据这个特征定义了一个东亚夏季风强度变化的先兆指数。这个先兆指数与东亚夏季风指数的相关系数达 0.499, 信度为 0.001。这个先兆指数的业务应用价值有待在今后数年验证。

参考文献

- 1 金祖辉, 陈隆勋. 夏季东亚季风环流系统的中期变化及印度季风系统的相互关系. 见: 全国热带夏季风学术会议论文集. 昆明: 云南人民出版社, 1982. 204~215
- 2 陈隆勋. 东亚季风系统的结构及其中期变动. 海洋学报, 1984, 3(6): 744~785
- 3 Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C_P, Krishnamurti T N, ed. Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 1987. 60~92
- 4 陶诗言. 季风研究中有待解决的问题. 见: 国家自然科学基金委员会编. 现代大气科学前沿与展望, 北京: 气象出版社, 1996. 35~36
- 5 喻世华, 颜景农. 1979 年东亚夏季风环流建立过程的分析. 热带气象, 1986, 2(1): 55~61
- 6 Zhu Qiangen, et al. A study of circulation differences between East-Asian and Indian Summer Monsoons with their interactions. Adv Atmos Sci, 1986, 3(4): 466~477
- 7 张庆云, 陶诗言. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 1998, 8(增刊): 16~23
- 8 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38(3): 207~216
- 9 赵汉光, 张先恭. 东亚季风和中国夏季雨带的关系. 气象, 1994, 22(4): 8~12
- 10 施能. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. 应用气象学报, 1996, 7(2): 175~182
- 11 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近四十年东亚夏季风与中国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20(5): 575~583
- 12 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO, selectively interactive systems. Quart Roy Meteor Soc, 1992, 118: 877~926
- 13 黎伟标, 纪立人. 亚洲夏季风活动激发的北半球大气环流遥相关型. 大气科学, 1997 21(3): 283~288
- 14 王斌, 樊真. 论南亚夏季风指数的选择. 见: 中国科学院大气物理研究所编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 170~183
- 15 Wu Aimin, Ni Yunqi. The influence of Tibetan Plateau on the interannual variability of Asian monsoon. Adv Atmos Sci, 1997, 14(4): 491~504
- 16 Fujikawa N, Ishihara K, Tada k. Synthetic study of the monsoon circulation. JEXAM Annual Report, 1997, 139~146
- 17 Krishnamurti T N. The summer monsoon of 1987. J climate, 1989, 2: 321~340.
- 18 Krishnamurti T N. The summer monsoon of 1988. Met Atmos Phy, 1990, 42: 1937
- 19 Yang Song, Lau K M, Sankar M. Rao precursory signals associated with the interannual variability of the Asian summer monsoon. J Climate, 1996, 9: 949~964
- 20 Yeh (叶笃正), Wetherald R T, Manabe S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment. Mon Wea Rev, 1984, 112, 3: 474~490

THE INTER-ANNUAL VARIABILITY OF EAST ASIAN SUMMER MONSOON INDICES AND ITS ASSOCIATION WITH THE PATTERN OF GENERAL CIRCULATION OVER EAST ASIA

Zhang Qingyun Tao Shiyan Chen Lieting

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

In this paper it were discussed that the characteristics of convection and zonal wind over East Asia during summer. The East Asian summer monsoon index (EASMI) was defined using the difference of anomalous wind between the ($10^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$) and ($25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$) at 850 hPa by the averaged Jun–Aug. The phenomena have been found that the opposite variation occurred between the latitude ($25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$) and ($10^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$) over East Asia for the anomalous zonal wind at 850 hPa. There is a seesaw variation trend for the convective intensity between the tropical monsoon trough and Meiyu front over East Asia. The interannual rainfall patterns over Eastern China during summer related to the aspects of East Asian monsoon circulation. The rainfall over Yangtze River valley was abnormal while EASMI looked stronger (weaker). Further the relationships between the EASMI and anomalous geopotential height at 500 hPa have been analyzed. The “ $- + -$ ” anomalous pattern occupied over East Asia at 500 hPa height field means that the cyclone circulation strengthened over East Asian monsoon trough region and that the subtropical anticyclone over Western Pacific shifted northward than the normal during summer. Meantime there was not the blocking situation over the Sea of Okhotsk. The “ $+ - +$ ” anomalous pattern occupied over East Asia at 500 hPa height field means that the East Asian monsoon circulation weakened and that the subtropical anticyclone over Western Pacific shifted southward than the normal during summer. The blocking situation occupied over the Sea of Okhotsk.

Key words: East Asian Summer Monsoon Indices, the circulation over East Asia, Rainfall over Yangtze River valley.