科学通报 2009 年 第 54 卷 第 16 期: 2372 ~ 2378
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

春季东亚海-陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验

赵平[①②], 蒋品平[③*], 周秀骥[③], 祝从文[③]

① 国家气象信息中心, 北京 100081;
② 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;
③ 中国气象科学研究院, 北京 100081
* 联系人, E-mail: jiangpinping@cams.cma.gov.cn

2008-12-26 收稿, 2009-03-02 接受
财政部/科技部公益类行业专项(编号: GYHY200706005)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB421404)和国家自然科学基金(批准号: 40890052, 40890053)资助项目

摘要 用 NCEP-NCAR 再分析资料、NOAA 的 CMAP 降水资料以及 MM5v3 中尺度区域模式, 研究了东亚及周边海域表面温度差异对春季我国东部西南风降水的影响, 数值模拟结果表明: 春季东亚表面温度差异对江南西南风降水发生以及向北推进有重要影响; 当东亚大陆温度增加和其周边海洋表面温度减小时, 冬季型温度梯度更早地向夏季型转换, 青藏高原东侧低压以及西太平洋副热带高压都加强, 伴随着东部的低层西南风加强; 于是, 江淮地区的上升运动增强, 而江南地区的上升运动减弱, 导致春季江淮降水增加, 而江南降水减少, 使东部雨带出现在江淮, 而不是在江南; 当热力差异减弱时, 我国东部大陆没有雨带出现; 在春季热力差异显著增强的情况下, 即使没有南海热带季风爆发, 春季位于江南的雨带也可以向北推进到江淮地区, 形成类似于夏季江淮梅雨期的雨带.

关键词
东亚热力差异
江南雨季
西南风
数值模拟

东亚季风包括发生在南海-西太平洋地区的热带季风以及发生在东亚大陆-日本区域的副热带季风[1,2]. 我国东部地区受东亚季风影响, 属于季风湿润区. 东亚季风的异常变化常常造成大范围洪涝或干旱灾害. 由于在研究中采用的资料以及季风指数和季风爆发日期的定义等不同, 要得到一致的季风爆发日期比较困难[3]. 较早的研究认为: 东亚季风 降水最早于 5 月初爆发于南海, 并伴随着南海雨季开始, 以后季风降水逐步向北扩展, 造成我国大陆雨季相继开始[4,5].

因为亚洲季风在很大程度上受海-陆热力差异影响, 所以许多作者十分关注热力差异对东亚季风形成和爆发的影响. Kuo和Qian[6]用大气环流模式模拟了亚洲夏季风环流的发展, 陈晶华和陈隆勋[7]数值模拟了亚洲南部海陆分布在亚洲热带季风形成中的作用, 吴国雄[8]模拟研究了青藏高原感热对亚洲夏季风的影响, 徐海明和何金海等人[9]用数值模式研究了中南半岛在南海热带季风建立和维持中的作用, 任雪娟和钱永甫[10]讨论了南海与中南半岛之间的热力差异对南海夏季风爆发的影响, 梁潇云等人[11]研究了热带海陆分布对亚洲夏季风爆发的可能影响, 金啟华等人[12]利用全球大气环流模式, 对比分析了中南半岛、热带海洋大陆、澳大利亚、非洲大陆和印度半岛等的存在对东亚季风环流系统和印度季风环流系统的影响. 这些研究对于认识亚洲大陆对季风爆发时间和地点的影响都有十分重要的意义.

引用格式: 赵平, 蒋品平, 周秀骥, 等. 春季东亚海-陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验. 科学通报, 2009, 54: 2372~2378
Zhao P, Jiang P P, Zhou X J, et al. Modeling impacts of East Asian Ocean-Land thermal contrast on spring southwesterly winds and rainfall in eastern China. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0229-9

近年来，人们注意到东亚雨季最早出现在我国南方春季[13]，并把它看作东亚春季风[14]，认为青藏高原地形动力作用对春季江南雨季形成起重要作用[15]. Zhao等人[16]认为，春季南方雨季的开始与低层西南气流加强有关，强降水出现在最强西南风中心前方，并且西南风的加强可能与东亚大陆及附近海域的副热带热力差异相联系. 何金海等人[17,18]用再分析资料系统地分析了东亚热力差异与副热带季风的联系.

综上所述，尽管用观测资料和数值模式研究海陆热力差异对季风的影响已经取得了明显进展，然而一些问题仍然存在. 例如，关于春季东亚副热带季风区雨季的形成原因仍然不清楚，特别是东亚热力差异是否在春季江南雨季形成中起重要作用还存在争议[19]. 进一步，关于东亚副热带季风降水与热带季风的关系也是关注的焦点. 在没有南海热带季风爆发情况下，春季位于长江以南的雨带能否向北移至江淮？如果能，则说明江南春雨的向北推进可以不依赖于南海热带季风爆发. 显然，这些问题涉及到春季江南雨季是否具有热力驱动的季风性质以及东亚副热带季风与热带季风关系等一系列季风研究中的基本问题.

在以前的数值试验中，人们常常是通过改变地形高度来研究热力作用对亚洲季风的影响. 由于改变地形高度不仅引起了热力作用的改变，同时也引起了地形动力作用的变化，无法揭示单纯热力差异对季风的影响，因此有必要通过数值模拟方法，从理论上讨论春季东亚及周边海域的单纯热力作用对我国东部西南风降水形成及其南北进退的影响. 为此，本文在以前的观测分析基础上[16,20]，选择一些年份，用一个区域大气模式，探讨春季东亚热力差异变化对我国南方西南风降水以及雨带南北进退的影响.

1 模式试验设计和资料

为了研究区域热力作用影响以及便于进行改变表面热力差异的敏感性试验，本文使用没有耦合陆面、海洋过程模式的MM5v3 中尺度数值模式. 该模式能够模拟东亚地区的大气环流和降水特征[21,22]. 在本文中，模式区域的中心点位于 28°N/110°E，模式分辨率为 90 km，东西和南北方向分别有 76 和 64 个格点；此外，选用了Grell积云参数化方案、简单冰相降水方案和云辐射方案，陆地和海洋的表面温度被给定.

本文设计了A，B，C和D四个试验方案以便于讨论东亚海-陆热力差异的影响，对每一个方案，模拟积分 5 个月，初始时间为 1 月 1 日 00∶00(格林威治时间). 方案A(控制试验)：大气的初始场和区域的侧向边界资料以及陆地表面温度为美国NCEP-NCAR的每天 4 次 1°×1°再分析资料[23]，而海表温度(SST)为逐日 0.5°×0.5°的NCEP-EMC分析资料[24].

方案 B(减弱海陆热力差异试验)：在模式区域内，用 1 月份平均陆地表面温度和 SST 值分别代替 1~5 月的陆地表面温度和 SST，从而达到减弱春季东亚夏季型热力差异的目的，使该区域的夏季型热力差异出现较晚，其中夏季型热力差异是指对应于陆地温度高、海洋温度低的热力差异. 该试验的目的是检查在热力差异减弱的情况下江南春雨是否出现.

方案 C(加强海陆热力差异试验)：对每个月而言，模式区域每个格点的表面温度等于方案 A 中区域平均和月平均的表面温度值. 由于冬、春季的东亚陆地温度总体上低于其周边 SST，因此在方案 C 中陆地温度增加、海表温度减小，导致东亚区域的夏季型热力差异出现早. 该试验的目的在于检查当热力差异加强时，东部雨带是否会出现在偏北的位置. 此外，通过分析方案 C 的模拟结果看到：表面温度改变引起的大气温度变化随高度向上很快减弱，在 500 hPa 上温度的变化幅度不到表面气温变化幅度的 10%，这说明在方案 A 和 C 中模拟的对流层大气变化幅度是可接受，证明了设计方案 C 的合理性.

方案 D：在第 1~20 候(即 4 月上旬)期间与方案 A 相同，从第 21 候起与方案 C 一致. 该方案的目的是检查春季在东亚热力差异明显加强过程中江南雨带是否向北移动.

由于在方案 B, C 和 D 中，区域的侧向边界条件是观测值，因而方案 B, C 和 D 与方案 A 的差异实际上反映了模式区域内部陆地、海洋表面温度改变的影响. 该研究选取了 2004 和 2005 年两年进行试验，这两年我国东部的西南风分别表现出偏弱、偏强的情况.

此外，本文还采用了NOAA的CPC Merged Analysis of Precipitation(CMAP)全球 5 d平均的降水资料[25]，其中CMAP降水是通过融合地面雨量观测站降水和 5 种卫星(GPI, OPI, SSM/I scattering, SSM/I emission和MSU)资料得到的.

2 东亚和西太平洋热力差异对春季西南风降水的影响

2.1 2005 年观测和模拟的西南风降水

在讨论东亚海-陆热力差异对东部西南风降水的

影响之前，有必要了解春季该地区西南风降水的气候特征. 就气候平均而言[16]，在对流层低层超过 2 m/s的南风最早出现在 3 月份的江南地区(20°~30°N)，并逐渐加强，东亚季风区的西风也率先出现在春季的江南地区；随着西南风加强，江南降水明显增加，标志着当地雨季开始；然而，此时南海热带季风雨季还没有开始.

与气候平均特征类似，在 2005 年，我国东部地区的持续性南风开始于第 14 候(3 月初)，并且逐渐加强，从第 23 候(4 月下旬)起总体上大于 4 m/s，并且南风的范围向南扩展到 5°N 以南和向北扩展到 45°N(图 1(a)). 在 3~4 月平均的 850 hPa 风场中(图略)，南海北部和西太平洋副热带地区受一个高压(即副热带高压)控制，青藏高原东侧为一个低值系统(即西南低涡)，华南及其沿海附近为西南风，超过 5 m/s 的最大风速中心位于 110°E，22.5°N 附近，而来自高纬度的西北气流盛行在 30°N 以北地区，此时的江南处于最大西南风速中心前方的辐合区之内，这有利于当地上升运动和降水加强. 图 1(b)给出了 2005 年 CMAP 降水沿 110°~120°E 的剖面. 随着 3 月份江南地区南风加强，当地降水明显增大，超过 10 mm/候的降水几乎一直维持在江南，在第 24~30 候期间强降水表现出明显的向南、向北扩展特点，这些特征与多年气候平均特征基本一致，说明 2005 年个例反映了我国东部西南风和降水季节演变的主要气候特点.

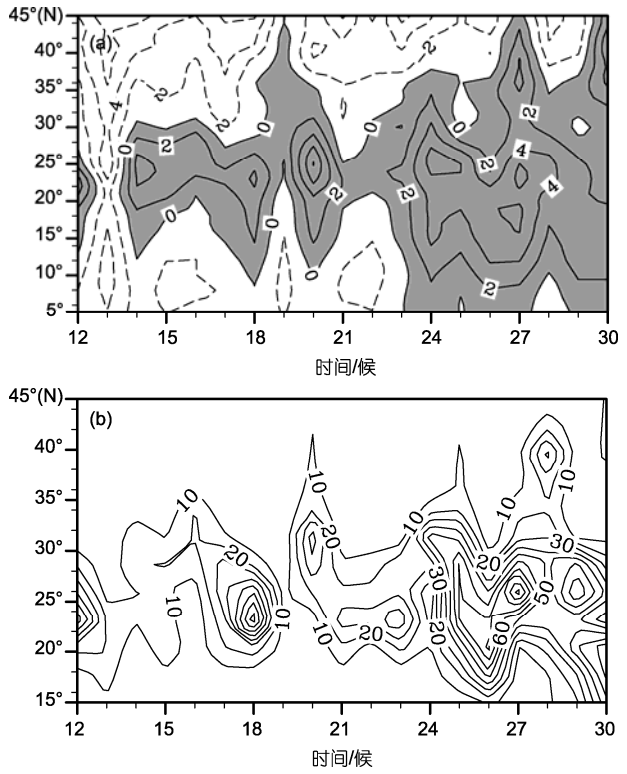


图 1　2005 年 NCEP 再分析资料的 850 hPa 经向风(m/s)(a)和 CMAP 降水(mm/候)(b)沿 110°~120°E 剖面

图 2(a)给出了方案 A 模拟的 2005 年 850 hPa 经向风的演变特征，在江南地区，南风从第 14 候出现后除了在第 19 候有一个中断以外都持续维持着，并且逐渐加强. 与图 1(a)给出的结果比较，方案 A 模拟的南风演变特征与再分析资料总体上一致. 此外，方案 A 模拟的东部 3~4 月平均 850 hPa 西南风水平分布(图略)也与再分析资料的结果基本一致. 伴随着西南

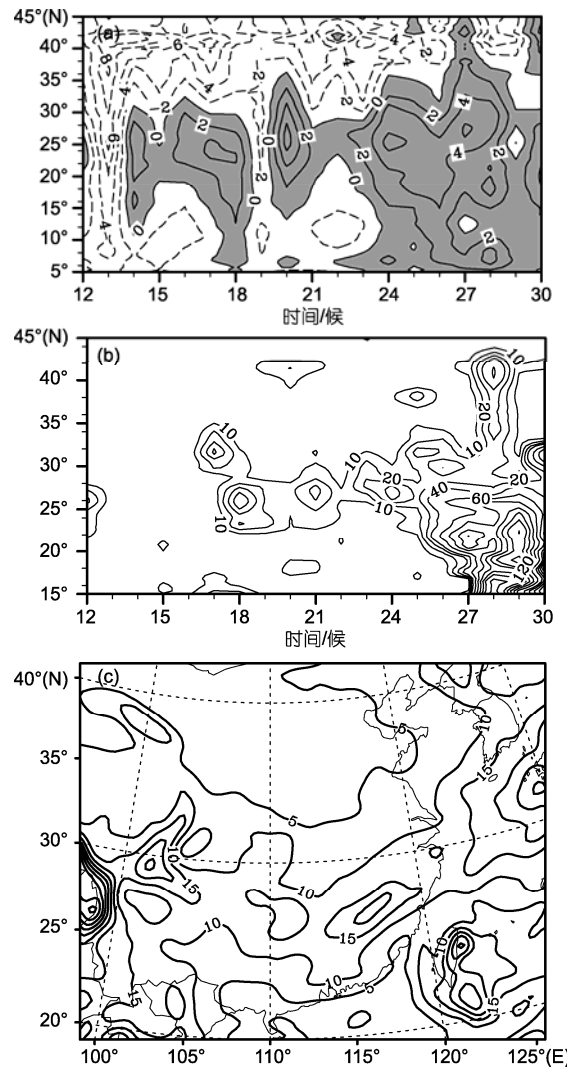


图 2　方案 A 模拟的 2005 年 850 hPa 经向风(m/s)(a)和降水(mm/候)(b)沿 110°~120°E 的剖面，以及 3~4 月平均的降水量(mm/候)水平分布(c)

风的不断加强，江南地区超过 10 mm/候的持续性降水开始于第 16 候左右，以后继续加强，在第 24 候以后表现出向南、向北扩展的特征(图 2(b))，这些特征是与 CMAP 降水资料(图 1(b))的结果基本一致，只是超过 10 mm/候的持续性降水出现时间较迟. 从 3~4 月模拟的平均降水的水平分布图看到(图 2(c))，在江南有一条中心值超过 20 mm/候的强降水带，其中心位于 26°N, 117°E 附近，即江南春季雨带，该雨带一直向东北方向延伸到朝鲜半岛南侧.

由此可见，在方案 A 中，MM5v3 模式模拟出了 2005 年春季东亚副热带地区的西南风和降水演变的主要特征，说明该模式可以用于研究热力差异对我国东部西南风降水的影响.

2.2 海-陆热力差异对西南风降水的影响

(ⅰ) 方案B模拟结果. 方案B中的陆地和海洋表面温度改变分别引起了陆-气和海-气热通量的不同变化，改变了大气的热力差异，模拟的 3~4 月东亚大陆对流层中、低层温度比方案A的低，而南海北部和西太平洋副热带的大气温度则较高(图略)，从而产生一个从大陆指向海洋的异常温度梯度 (∇T)，这可以使低层西南风减弱[16,20]. 图 3(a)给出了方案B模拟的 850 hPa经向风. 在该图中，南方持续性南风仅仅出现在第 24~28 候，明显比方案A的弱，而在其他时间该地区几乎盛行着偏北风. 此外，在 850 hPa上，3~4 月份位于青藏高原东侧的气旋明显减弱，我国东部大陆受反气旋控制，西北风或东北风盛行在东部、南海和西太平洋(图略)，这种特征类似于 1 月份的情况[16].

由于方案 B 模拟的春季南方西南风减弱，该地区对流层上升运动和低层水汽辐合也减弱(图略)，不利于当地降水形成. 从方案 B 模拟的降水沿 110°~120°E 的剖面(图 3(b))看到：在南方，持续超过 10 mm/候的降水主要出现在第 25 候以后，而在这之前几乎没有超过 10 mm/候的降水发生. 在方案 A 中，东部 3~4 月雨带位于 30°N 以南(图 2(c))，而在方案 B 中没有这样一个雨带出现在东部地区. 因此，当东亚与周边海域的夏季型热力差异减弱时，我国东部的西南风减弱，该地区没有强降水发生，当然也没有出现江南春雨.

(ⅱ) 方案 C 模拟结果. 与方案 A 比较，在方案 C 中 3~4 月平均的东亚大陆中高纬度地区表面气温增加，而南亚大陆及东亚周边海洋的表面气温减少，这

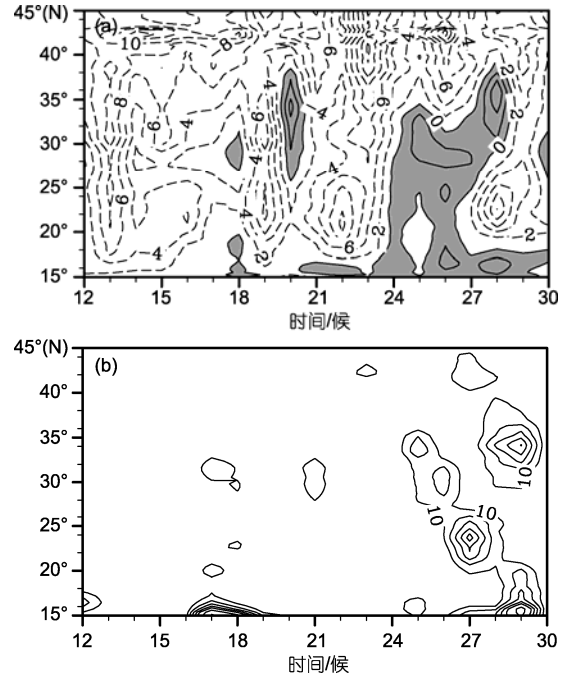


图 3 方案 B 模拟 850 hPa 经向风(m/s)(a)和降水(mm/候)(b)沿 110°~120°E 剖面

些变化可以持续到对流层中层，正差值主要出现在东亚大陆中纬度上空，而负差值位于东亚附近的海洋上空(图略)，其结果是在春季产生一个从海洋指向大陆的异常温度梯度，这有助于东部低层西南风加强. 图 4(a)给出了方案C与A模拟的 850 hPa经向风差值沿 110°~120°E的剖面，可以看到：总体上正异常值出现在 20°~30°N之间，并且中心值超过 2 m/s，而负值较弱(总体上小于 2 m/s). 在 3~4 月，西太平洋副热带地区为一个异常反气旋环流，其中心在 28°N, 130°E附近，而在青藏高原东侧存在一个异常气旋性环流，其中心位于 111°E, 30°N附近(图 4(b)). 很显然，方案C模拟的西太平洋副热带高压和西南低涡都偏强. 在异常气旋和反气旋环流系统之间的异常西南风或东南风盛行在我国东部，其中最大异常风速超过 3 m/s. 因此，在东亚陆地增暖、海洋变冷的情况下，青藏高压东侧的低压系统和西太平洋副热带高压系统都加强，并且在它们之间的西南风明显加强，这支持了再分析资料的结果[16,26]. 然而，在方案C中，3~4 月低层的偏东风仍然盛行在南亚、南海和西太平洋热带地区(图略)，这种特征与方案A模拟的结果相似，指示着在方案C中 3~4 月份亚洲热带季风没有爆发.

以前的研究表明：春季，东部的西南风加强使在其最大风速中心前方的低层辐合和对流层上升运动

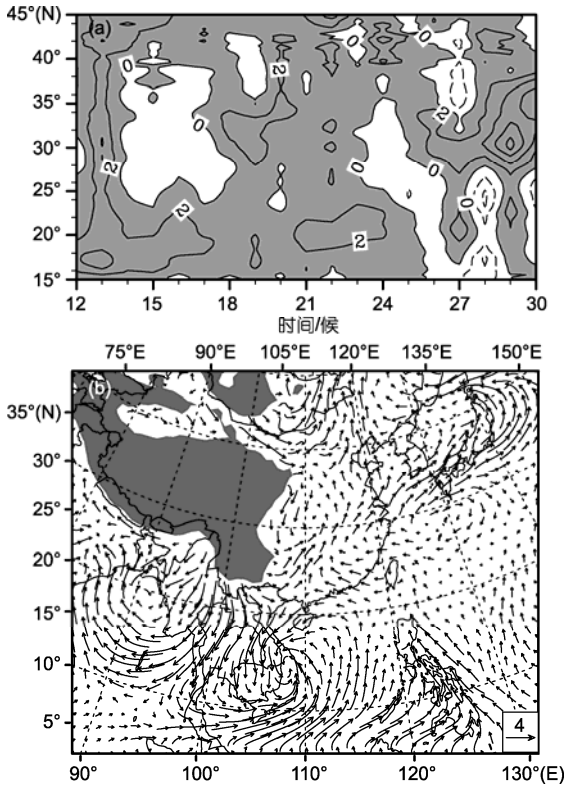


图 4

(a) 方案 C 与 A 模拟的 850 hPa 经向风差值(m/s)沿 110°~120°E 剖面(阴影区为正值); (b)与(a)相同, 但是针对 3~4 月平均 850 hPa 风场差值(m/s)的水平分布(阴影区为地形)

区位于江南; 初夏, 随着西南风继续加强和向北扩展, 该辐合和上升运动区也向北移到长江流域, 长江流域上升运动加强, 而江南地区上升运动减弱[16]. 数值模拟也得到了类似的结果. 与方案A比较, 方案C模拟的 3~4 月份对流层上升运动在长江流域加强而在江南地区减弱(图略), 这是与方案C模拟的东部地区西南风偏强相对应的. 于是, 在方案C中超过 10 mm/候的持续降水主要出现在第 16 候以后的 30°N附近, 而 30°N以南几乎没有超过 10 mm/候的降水发生(图 5(a)), 在水平分布上(图 5(b)), 3~4 月东部的雨带位于江淮地区, 其超过 15 mm/候的中心位于 30°N以北; 同时, 在方案A中模拟的西太平洋雨带此时出现在更偏北的朝鲜半岛附近. 这些结果表明: 随着春季东部地区的西南风加强, 东部的主要雨带出现在江淮而不是江南.

(iii) 方案 D 模拟结果. 从方案 D 模拟的 850 hPa 风场(略)看到: 在东部地区, 第 21 候以前西南风与方案 A 完全一致, 但是从第 21 候起方案 D 的 25°~32°N 之间西南风明显加强. 图 5(c)给出了方案 D 模拟

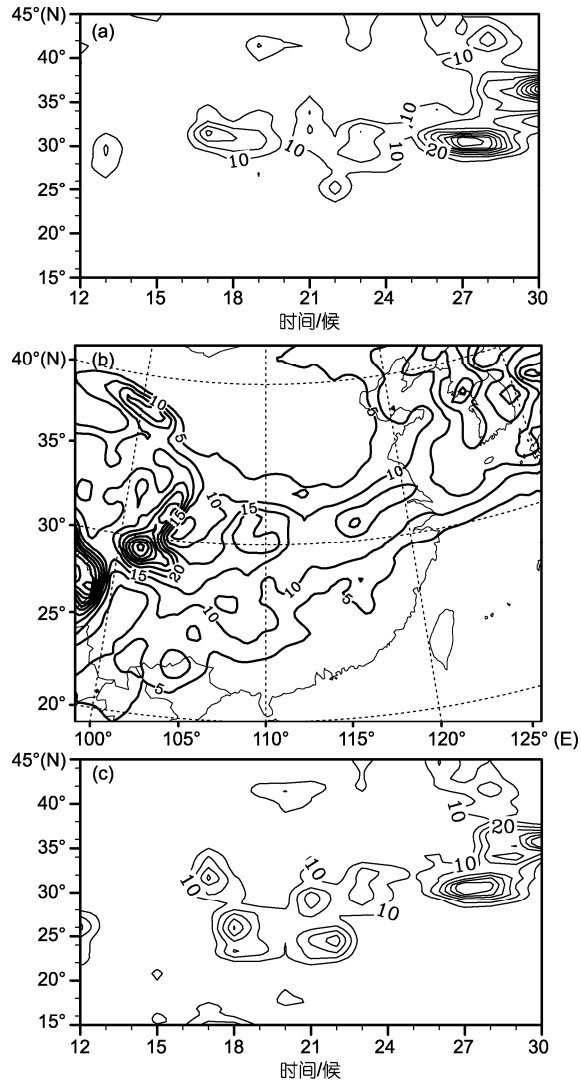


图 5

(a) 方案 C 模拟的降水(mm/候)沿 110°~120°E 剖面; (b) 方案 C 模拟的 3~4 月平均降水量(mm/候)水平分布; (c) 方案 D 模拟的降水(mm/候)沿 110°~120°E 剖面

的降水量沿 110°~120°E 的剖面. 在该图中, 在第 23 候以前超过 10 mm/候的降水主要位于 20°~30°N 之间, 与方案 A 的结果一致; 此后, 方案 D 模拟的雨带开始向北移动, 在第 26 候以后雨带主要位于 30°N 以北, 而江南降水减小, 这是与方案 C 模拟的结果相似. 同时我们注意到, 在整个模拟时段内, 20°N 以南的热带地区没有出现超过 10 mm/候的降水带, 说明在方案 D 中热带季风降水没有爆发. 很明显, 随着 4 月中旬以后东亚热力差异加强, 即使在没有热带季风降水爆发的情况下, 位于江南的雨带也可以向北移到江淮.

综上所述, 当东亚热力差异减弱时, 春季我国东

部大陆没有雨带出现, 而当热力差异加强时, 春季雨带出现在江淮而不是在江南. 这说明江南春雨发生对东亚热力差异很敏感, 适当的热力差异强度对江南春雨形成十分重要. 虽然3~4月东亚热带季风还没有开始, 但是由于东亚陆地温度增加和其周边的SST减小, 我国南方低层西南风仍然可以加强和向北推进, 并伴随着江南春季雨带北移到江淮. 模拟的这个过程很像实际中的春季江南雨带在夏季向北移动、形成江淮梅雨的过程. 由此可见, 东亚局地海-陆热力差异对江南的西南风雨带北移有重要影响.

2.3 2004年个例的模拟结果

为了检查从2005年模拟得到的结论是否具有共性, 我们对2004年的模拟结果进行分析. 图6(a)给出了2004年NCEP再分析资料的850 hPa经向风沿110°~120°E的剖面, 可以看到: 持续性南风开始于第13候左右, 在第23候以后超过2 m/s. 相应地, 超过10 mm/候的持续性降水从第15候起发生在20°~35°N附近(图6(b)), 从第25候开始雨带向南移动. 这些特征与2005年基本一致, 只是在2004年南风和降水强度偏弱.

MM5v3模式成功地模拟了2004年春季东部西南风和降水的季节变化特征. 方案A所模拟的南方地区850 hPa持续性南风开始出现在第15候, 并逐渐加强, 超过10 mm/候的持续性降水也从第16候起出现在20°~35°N附近(图略). 总体上看, 这些模拟的风和降水季节变化特征与图6给出的一致.

图6(c)给出了方案B模拟的850 hPa经向风沿110°~120°E的剖面, 可以看到: 南方的南风持续时间较短, 主要出现第21~24和第27~28候, 比方案A弱. 相应于南方的南风, 超过10 mm/候的持续性降水主要出现在第21~24和第27候以后, 而在其他时段几乎没有超过10 mm/候的降水发生(图略). 显然, 对2004年而言, 当春季东亚热力差异减弱时, 东部的南风也明显减弱, 江南春雨也随之减弱.

与方案A比较, 方案C模拟的春季东部南风偏强, 特别是在长江流域加强最明显(图略), 于是东部雨带主要出现在30°N及以北地区(图6(d)); 而江南春季降水明显减少, 除了在第13候和第17~20候外江南几乎没有超过10 mm/候的降水发生. 此外, 从方案D模拟的春季降水(略)看到, 在4月中旬东亚热力差异加强以后, 位于江南的雨带明显向北移动到了江淮, 与图6(d)给出的特征相似, 而此时江南降水减小.

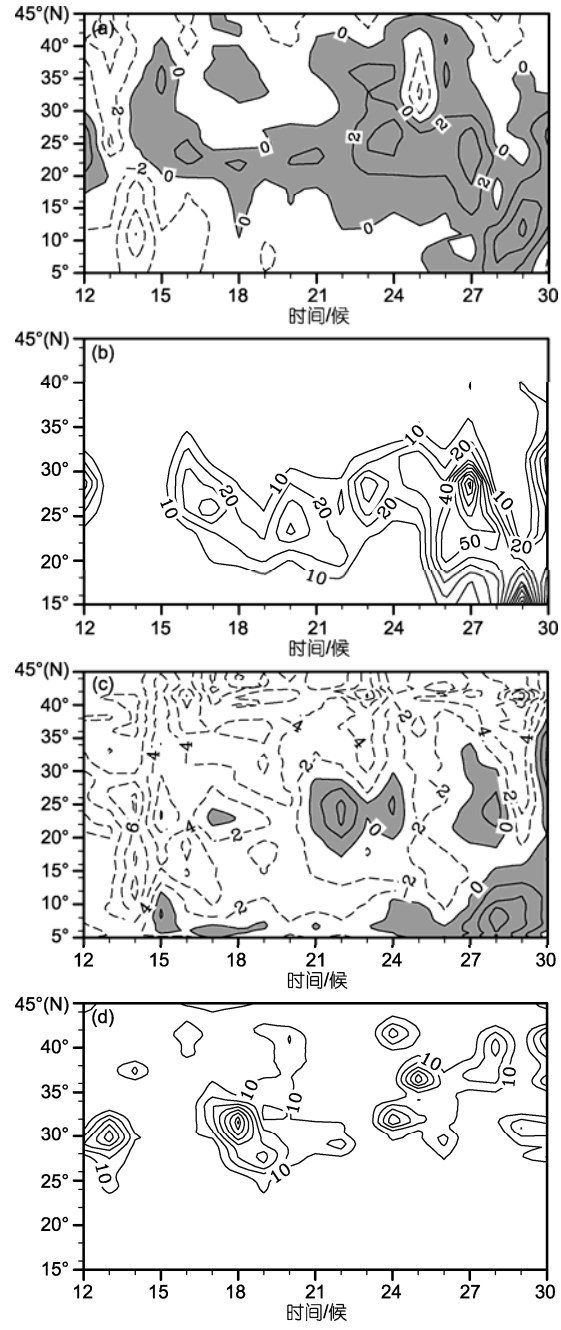


图 6

2004年NCEP再分析资料的850 hPa经向风(m/s) (a), CMAP降水(mm/候)(b), 方案B模拟850 hPa经向风(m/s) (c)和方案C模拟的降水(mm/候)(d)沿110°~120°E的剖面

由此可见, 方案B, C和D模拟的2004年春季西南风、降水的变化特征与2005年的结果是一致的. 这说明无论在春季东部的西南风强年或弱年, 东亚热力差异对它们的影响是相同的, 因而从2005年得到的结论可以适用于其他年份.

3 结论

本文用NCEP再分析资料和CMAP降水资料，研究了2004和2005年春季我国东部季风湿润区的西南风和降水变化特征，并用MM5v3区域模式模拟了东亚及周边海域表面热力差异对西南风和降水的影响. 通过对实况和模拟结果进行比较，可以看到：该模式能够模拟这两年春季东部地区的西南季风和降水的季节演变特征，并且针对2004和2005年进行的改变热力差异试验所得到的结果一致.

数值试验结果表明：当增加东亚陆地温度、减小其周边的海表温度时，陆-气和海-气热通量发生异常，改变了大气热力差异，一个从海洋指向大陆的异常温度梯度出现在东亚副热带地区，青藏高原东侧西南低涡和西太平洋副热带高压加强，伴随着我国东部低层西南风加强，于是在其最大风速中心前方的低层辐合和对流层上升运动区向北移，造成长江以北地区上升运动增强，而江南上升运动减弱，引起春季江淮地区降水增加，而江南降水减少，东部雨带出现在江淮而不在江南. 当东亚热力差异明显减弱时，我国东部没有雨带出现. 因此，春季东亚热力差异对江南西南风降水形成有重要影响. 此外，当热力差异加强时，即使没有南海热带季风爆发，春季江南雨带也可以向北推进到江淮地区，这说明我国东部西南风和雨带的向北推进受东亚局地海陆热力差异的季节变化影响很大.

参考文献

1 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1—362
2 Ding Y. Seasonal march of the East-Asian summer monsoon. In: Zhang C P, ed. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific, 2004. 3—53
3 陈桦, 丁一汇, 何金海. 亚洲夏季风指数的重新评估与季风的长期变化. 气象学报, 2006, 64: 770—789
4 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 141—161[DOI]
5 Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction. J Geophys Res, 1998, 103: 14451—14510[DOI]
6 Kuo H L, Qian Y F. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. Mon Weather Rev, 1982, 110: 1879—1897[DOI]
7 陈晶华, 陈隆勋. 亚洲南部的海陆分布对亚洲夏季风形成的作用. 应用气象学报, 1991, 2: 355—361
8 吴国雄. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展. 第四纪研究, 2004, 24: 1—9
9 徐海明, 何金海, 温敏, 等. 中南半岛影响南海夏季风建立和维持的数值研究. 大气科学, 2002, 26: 330—342
10 任雪娟, 钱永甫. 局地海陆热力对比对南海夏季风爆发影响的数值试验. 热带气象学报, 2002, 18: 327—334
11 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响. 气象学报, 2005, 63: 799—805
12 金啟华, 何金海, 陈隆勋, 等. 亚洲南部地区海陆分布和南半球陆地对亚洲夏季风影响的数值试验. 大气科学, 2006, 30: 1043—1053
13 Chen L X, Li W, Zhao P, et al. On the process of summer monsoon onset over East Asia. Acta Meteorol Sin, 2001, 15: 436—449
14 Wang H J, Xue F, Zhou G Q. The spring monsoon in South China and its relationship to large-scale circulation features. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 651—664[DOI]
15 万日金, 吴国雄. 江南春雨的气候成因机制研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 936—950
16 Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. Clim Dyn, 2007, 28: 797—811[DOI]
17 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. 大气科学, 2007, 31: 1257—1265
18 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 2007, 52: 2895—2899
19 刘宗秀. 东亚副热带季风学术研讨会在北京召开. 气象学报, 2008, 66: 478
20 赵平, 周秀骥, 陈隆勋, 等. 中国东部-西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析. 气象学报, 2008, 66: 940—954
21 Lau K H, Wang A Y, Kuo Y H, et al. The evolution of the East Asia summer monsoon in June 1994: Numerical simulations. J Meteorol Soc Jpn, 1998, 76: 749—764
22 汤剑平, 苏炳凯. 赵鸣, 等. 东亚区域气候变化的长期数值模拟试验. 气象学报, 2004, 62: 752—763
23 Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437—471[DOI]
24 Gemmill W, Katz B, Li X. Daily real-time global sea surface temperature-high resolution analysis at NOAA/NCEP. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Office Note Nr, 2007. 260
25 Xie P, Arkin A K. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. Bull Amer Meteorol Soc, 1997, 78: 2539—2558[DOI]
26 何金海, 赵平, 祝从文, 等. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论. 气象学报, 2008, 66: 683—696