纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流

祁 莉[①②] 何金海[①*] 张祖强[②] 宋金暖[③]

(① 南京信息工程大学, 江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044; ② 国家气候中心, 北京 100081; ③ 南京信息工程大学遥感学院, 南京 210044. * 联系人, E-mail: hejhnew@jsmail.com.cn)

摘要 通过分析气候平均场上对流层中层温度的纬向偏差, 其演变特征表明由春入夏高原东侧我国东部大陆的迅速增温及青藏高原的春季加热, 东亚大陆和西太平洋纬向海陆热力差异的季节转换最早发生在副热带, 且强度最强; 与其相伴随的对流层低层冬季盛行偏北风转变为夏季偏南风, 对流降水也同时出现. 这可能标志着东亚副热带夏季风的建立. 因此提出亚洲大陆(含青藏高原)与西太平洋之间的纬向热力差异在太阳辐射季节背景下所形成的季节循环可能是东亚副热带季风自身独立存在的推动力.

关键词 纬向海陆热力差异 东亚副热带季风 热带季风 青藏高原

1986 年Zhu等人[1]明确提出东亚季风系统分为南海热带季风与副热带季风. 部分学者[2~4]通过建立季风指数讨论了副热带季风对降水的影响. 但东亚副热带季风本质及其与热带季风的相互作用仍是一个尚未引起重视的科学问题. 它们之间存在相互作用, 并直接影响我国大范围的旱涝. 然而究竟什么是副热带季风? 或者说副热带季风的本质是什么? 人们通常有两方面的含混: 一是基于地域的考虑, 认为东亚副热带地区盛行的季风即称“东亚副热带季风”, 而不问究竟是什么机制形成了副热带季风; 二是将东亚地区热带季风的向北延伸看成副热带季风, 同样是忽视了副热带季风自身存在的原因.

欧亚大陆(包括青藏高原)对亚洲夏季风的爆发和强度有重要影响. 一方面, 吴国雄等人[5~7]提出高原的“热力滑轮”对亚洲夏季风的爆发地点有“锚定”作用. 另一方面, 由于海陆热力差异是形成季风的关键因子, 大多季风的研究[8~17]强调东亚地区经向海陆(包括青藏高原)热力差异是形成热带季风的重要推动力. 然而, 在副热带地区, 高原作为抬高了的热源(或冷源), 增强了纬向海陆(亚洲大陆—太平洋)热力差异, 使其季节转换更具敏感性和特殊性. 钱永甫等人[18,19]首先讨论了纬向海陆热力差异对夏季风的影响, 但没有与副热带季风相联系. 因此, 本文重点分析东亚副热带地区纬向海陆热力差异的季节转换特征及其与东亚副热带季风的关系.

1 资料和方法

本文使用 51 a(1950~2000 年)NCEP/NCAR再分析数据集[20]及 1979~2000 年CMAP(Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)[21]降水资料分析东亚纬向海陆热力差异及其与东亚副热带季风的关系.

2 东亚副热带季风本质的讨论

图 1 给出了气候平均场上北半球中低纬度各纬带上 500 hPa 温度纬向偏差(定义为各经度上的温度与 80°~150°E 平均温度之差)逐候的演变. 可见, 温度纬向偏差的量值随纬度从南至北增大; 除 35°N 外各纬度上其东西向差异的季节转换特征明显: 西太平洋地区冬春为暖区, 春末夏初转为冷区, 高值区基本位于 130°E 以东的洋面上; 而西侧东亚大陆上冬春为冷区, 春末夏初转为暖区, 高值区位于 80°~100°E 的孟加拉湾至青藏高原上空; 即冬春季节为西冷东暖, 夏秋季节则转变为西暖东冷. 但各纬带发生逆转的时间及特征有所不同.

15°N 纬带上, 温度纬向偏差以南海经度(115°E, 图中竖线所示)为界, 东西向截然相反; 24 候左右南海以东/以西几乎同时由暖转冷/由冷转暖, 各经度上几乎同步发生季节逆转, 具有爆发性和同时性. 20°N 上也基本以南海经度为分界线; 南海以东大洋上 26 候左右转为冷区, 以西地区最早增温的为中南半岛, 约 18 候左右, 后逐渐向西推进, 印度半岛东部 30 候

2007-05-14 收稿, 2007-08-20 接受

国家重点基础研究发展计划(批准号: 2006CB403607)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40633018)资助

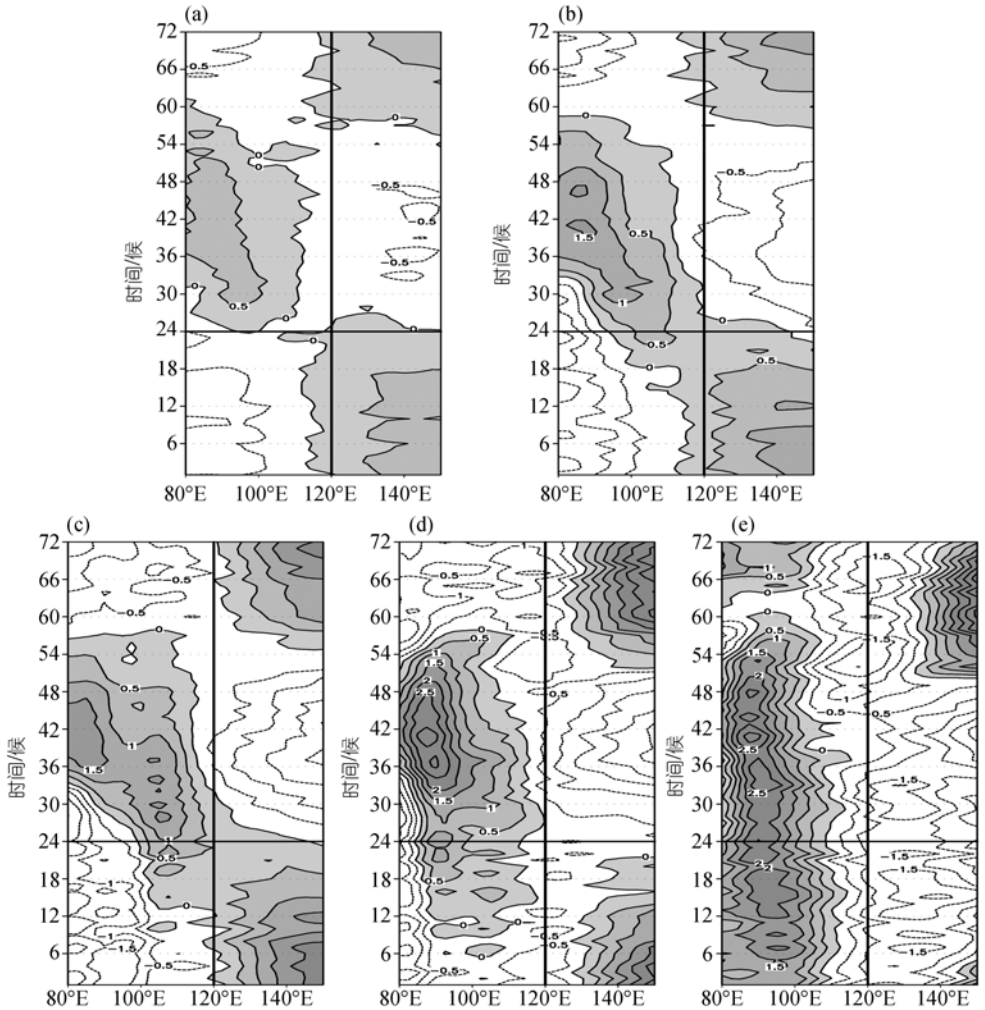


图 1 500 hPa 各纬度带温度纬向偏差逐候的演变

(a) 15°N; (b) 20°N; (c) 25°N; (d) 30°N; (e) 35°N. 阴影区为暖区, 单位: K

以后才转为暖区. 25°N 纬带的特征与 20°N 相似, 所不同的是其分界线东移至 120°E(我国东部海岸线附近); 120°E 以西增暖最早的同样是大陆东侧(华南地区), 且其增暖更早, 14 候后已转为暖区. 相比较而言, 30°N 上青藏高原热源的加热作用造成该纬带上温度纬向偏差量值最大; 此处季节逆转也最早, 东海以东的大洋上不到 24 候就已经转冷, 而高原东侧(90°E 以东)东亚大陆上地区各处 12 候均转为暖区. 35°N 纬带上西太平洋上 50 候前均为冷区, 50 候后转暖, 而 110°E 以西大陆上基本没有季节变化, 常年均为暖区.

选取东西两侧温度纬向偏差的高值区为关键区(130°~150°E代表西太平洋地区, 80°~100°E代表东亚大陆), 求得各纬带上的纬向海陆热力差异如图 2(a)所示. 35°N海陆热力差异基本没有季节变化, 因此该地区没有风向的季节逆转[22]; 其余各个纬带海陆热力差异均有显著的季节变化, 春末夏初由正转负, 表明东亚大陆和西太平洋地区由东暖西冷转为东冷西暖, 形成向西的温度梯度; 秋季则由负转正, 温度梯度转向东. 各纬带相比, 转向最早的为副热带地区(30°N), 3 月末已经转负; 随后为热带地区, 依次为 15°, 20°和 25°N, 均为 5 月中上旬, 三者时间较接近, 仅相差 1~2 候, 这可能与东亚热带夏季风的建立与向北推进有关.

平均而言, 热带地区(15°~25°N, 图略)纬向海陆热力差异于 27 候由正转负, 而副热带地区(27.5°~32.5°N, 图 3)18 候左右已经逆转, 两者相差一个月, 显然为 2 个相互独立的过程. 根据图 1, 由春入夏西太平洋地区各纬度基本均于 24 候左右转冷, 仅 30°N

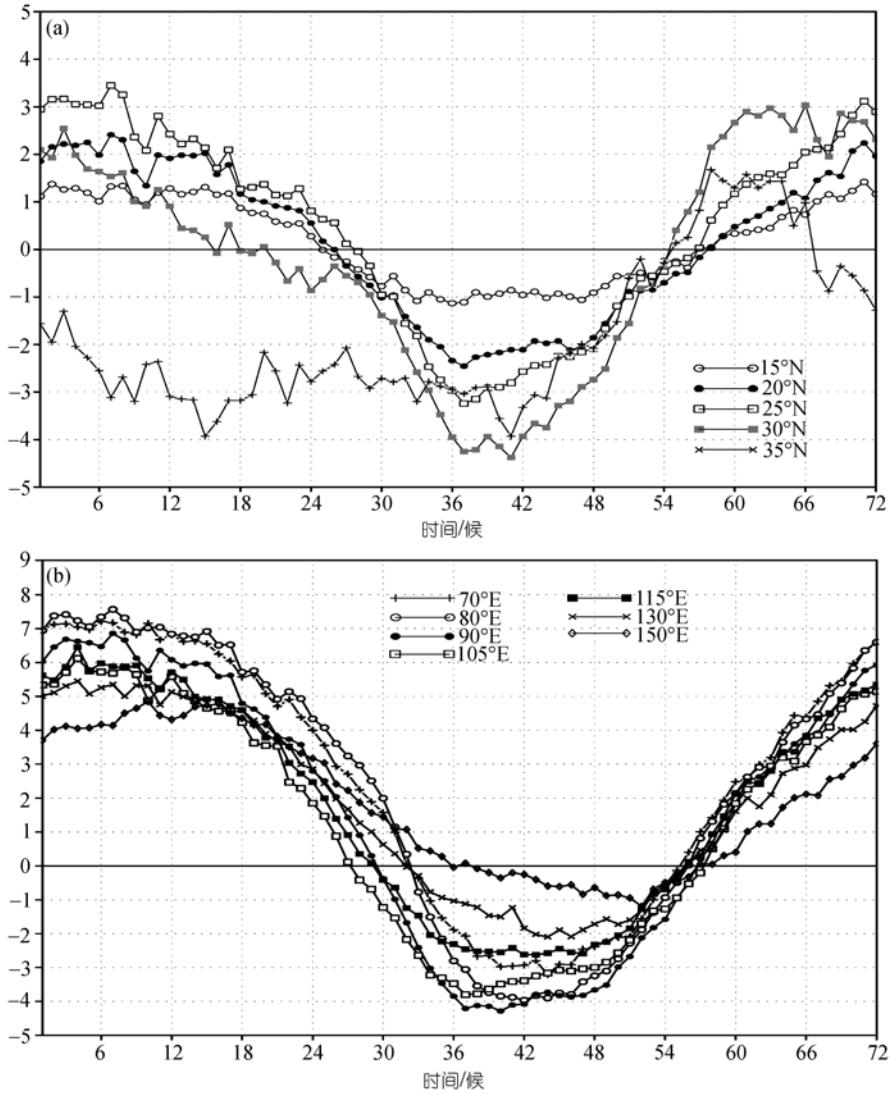


图 2 500 hPa 海陆热力差异(单位: K)逐候的演变

(a) 纬向(西太平洋: 130°~150°E, 东亚大陆: 80°~100°E; (b) 经向(赤道: 5°S~5°N, 东亚大陆: 20°~30°N)

略有提前, 但东亚大陆及孟加拉湾地区转为暖区的时间差异较大. 因此, 纬向海陆热力差异季节转向的早晚可能更多地取决于东亚大陆及其南侧地区增暖的早晚. 由春入夏高原东侧(90°E以东)我国东部大陆地区迅速增温, 其中 30°N纬带为增温和降压最快的地区[19], 使得纬向海陆热力差异最早于高原所在纬度的副热带地区(30°N)发生逆转; 另一方面, 3 月末高原热源开始加强[9], 作为抬高的热源直接加热对流层中层大气, 加剧了该处的纬向海陆热力差异, 使其强度最强. 而热带地区则随着太阳辐射季节循环从南向北推进而依次发生逆转. 因此, 副热带地区纬向海陆热力差异的季节转换不但具有其敏感性、独特性, 而且具有超前性.

不但如此, 东亚副热带纬向海陆热力差异的季节逆转还超前于东亚经向海陆热力差异的季节变化(图 2(b)). 经向海陆热力差异季节逆转最早发生在中南半岛地区(105°E), 约为 27 候由南暖北冷转为南冷北暖. 此后季节逆转同时向东西两侧推进, 南海(115°E)与孟加拉湾(90°E)同时于 30 候发生逆转(对流层低层更早些), 印度次大陆(70°~80°E)及 130°E 附近地区随后于 32 候逆转, 最后为西北太平洋地区(150°E). 可见, 整个经向海陆热力差异的季节逆转过程与东亚热带夏季风的建立与推进的进程基本一致.

一般认为, 季风产生的根本机制是海陆热力差

异. 东亚地区经向海陆(包括青藏高原)热力差异是形成热带季风的重要推动力, 那么是否可以认为副热带地区温度纬向梯度的季节逆转与副热带夏季风的建立密切相关? 由冬入夏时纬向海陆热力差异于 18 候由东暖西冷转为东冷西暖并持续维持(图 3). 逆转前(12~17 候平均, 图 4(a))850 hPa 等压面上印缅槽明显, 赤道附近 85°E 处有一低涡生成; 副热带高压单体已经形成, 但副热带高压带仍未断裂; 110°E 以东偏南风北界位于 25°N 附近, 副热带地区(27°N 以北)均在偏北气流的控制下. 纬向温度梯度转为东冷西暖后(19~24 候平均, 图 4(b)), 低涡移至斯里兰卡上空, 副热带高压带有所减弱但仍未断裂; 越赤道气流也未形成, 即此时南北半球相互作用不显著, 可见南海夏季风并未爆发; 西太平洋副热带高压单体有所发展, 南北跨度增大, 偏南气流向北推进至 30°N 以北, 即副热带地区风向由偏北风转为偏南风. 显著的偏南风在东亚副热带地区建立, 该南风主要来自海洋上西太平洋副热带高压南侧东风的转向西南气流和中高纬度经青藏高原南侧绕流的西北气流, 因此具有副热带的混合性质.

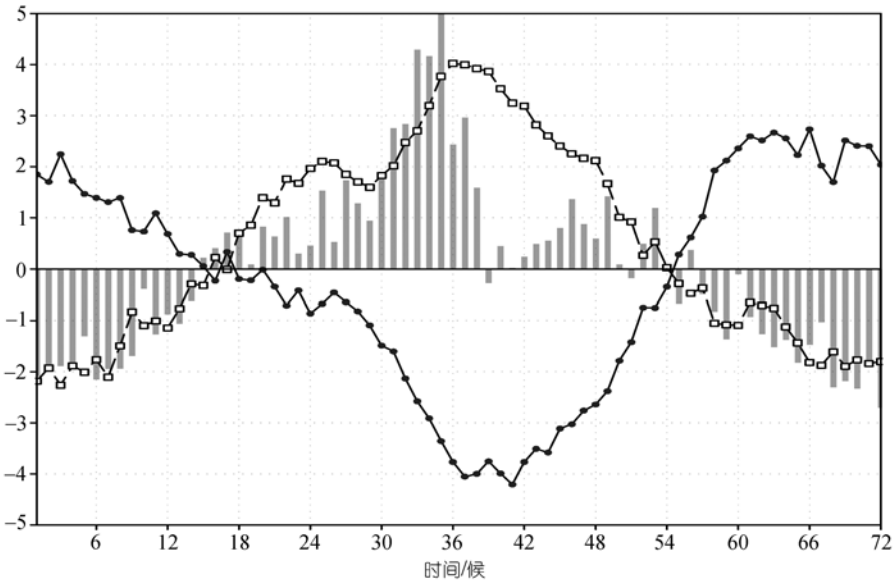


图 3

副热带地区(27.5°~32.5°N 平均)500 hPa 纬向海陆热力差异(—●—, 单位: K)、110°~140°E 平均的 850 hPa 偏南风(—□—, 单位: m/s)和降水量距平(去除年平均, 柱形, 单位: mm)逐候的演变

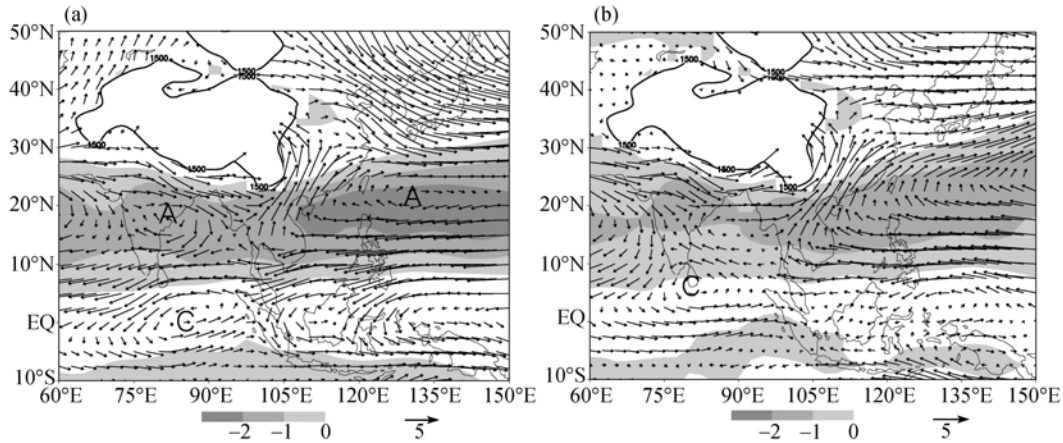


图 4 由春入夏副热带地区 500 hPa 纬向海陆温差转向前(12~17 候(a))后(19~24 候(b))850 hPa 环流场、500 hPa 涡度场

阴影图表示反气旋性涡度, 单位: 10^{-5} s^{-2}. 图中粗等值线位为 1500 m地形

不仅如此，随着副热带纬向海陆热力差异的季节逆转，降水距平(27.5°~32.5°N，110°~140°E 平均，图 4)也由负转正.

3 结果和讨论

综上所述，通过分析气候平均对流层中层温度的纬向偏差，其演变特征表明由春入夏高原东侧我国大陆的迅速增温及青藏高原的春季加热，东亚大陆和西太平洋纬向海陆热力差异的季节逆转最早发生在副热带，且强度最强；与其相伴随的对流层低层冬季盛行偏北风转变为夏季偏南风，该偏南风部分为海洋吹向大陆，且具有副热带的混合性质；万日金和吴国雄[23]认为春季高原东部的降水属江南春雨范畴，青藏高原的机械强迫和热力效应是其气候形成的根本原因. 而本文认为对流降水也同时出现. 即季风两大特性——“风”和“雨”同时出现. 基于海陆热力差异是形成季风的基本推动力的观点，我们不妨认为上述副热带地区从偏北风转为偏南风的过程揭示了东亚副热带夏季风的建立.

因此，(1) 副热带夏季风是独立于南海热带夏季风的，前者不是后者向北推进的结果；(2) 副热带夏季风建立早于热带夏季风；(3) 亚洲大陆(含青藏高原)与西太平洋之间的纬向热力差异在太阳辐射季节背景下所形成的季节循环则可能是东亚副热带季风自身独立存在的推动力. 副热带夏季风建立早于热带夏季风爆发的原因，是东亚大陆与海洋之间纬向温度梯度逆转早于热带地区经向温度梯度逆转之故.

致谢 感谢两位审稿专家的有益建议.

参 考 文 献

1 Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East-Asian and Indian Summer Monsoons with their interaction. Adv Atmos Sci, 1986, 3(4): 466—477[doi]

2 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, 9: 17—23

3 周兵，何金海，吴国雄，等. 东亚副热带季风特征及其指数的建立. 大气科学, 2003, 27(1): 123—135

4 赵平，周自江. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系. 气象学报, 2005, 63(6): 933—941

5 吴国雄，张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发. 大气科学, 1998, 22(6): 825—838

6 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(5): 799—805

7 吴国雄，王军，刘新，等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究. 气象学报, 2005, 63(5): 603—612

8 Tao S Y, Chen L X. A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meterorlogy. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60—92

9 陈隆勋，朱乾根，罗会邦，等. 东亚季风. 北京：气象出版社, 1991

10 何金海，丁一汇，高辉，等. 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

11 Qian Y F, Wang S Y, Shao H. A possible mechanism effecting the earlier onset of South Weasterly Monsoon in the South China Sea compared to the Indian Monsoon. Metero Atmos Phys, 2001, 76(3-4): 237—250[doi]

12 曾庆存，李建平. 南北半球相互作用和季风的本质. 大气科学, 2002, 26(4): 433—448

13 Huang R H, Zhou L T, Chen W. The progress of recent studies on the variability of the East Asian Monsoon and their causes. Adv Atmos Sci, 2003, 20(1): 55—69

14 He H Y, Sui C H, Jian M Q, et al. The evolution of tropospheric temperature field and its relationship with the onset of Asian Summer Monsoon. J Meterol Soc Japan, 2003, 81(5): 1201—1223[doi]

15 Li J P, Zeng Q C. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. Adv Atmos Sci, 2003, 20(2): 299—302[doi]

16 Zhang Z Q, Chan Johnny C L, Ding Y H. Characteristics, evolution and mechanisms of the summer monsoon onset over Southeast Asia. Int J Climatol, 2004, 24: 1461—1482[doi]

17 丁一汇，李崇银，何金海，等. 南海季风试验与东亚夏季风. 气象学报, 2004, 62(5): 561—586

18 钱永甫，江静，张艳，等. 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究. 气象学报, 2004, 62(2): 129—139

19 张艳，钱永甫. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响. 南京气象学院学报, 2002, 25(3): 298—306

20 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull Am Meteor Soc, 1996, 77: 437—471[doi]

21 Xie P, Arkin P A. Global Precipitation: A 17-Year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. Bull Am Meteor Soc, 1997, 78: 2539—2558[doi]

22 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, 2006, doi: 10.1007/s00382-006-0212-y

23 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(10): 936—950