

我国夏季降水与青藏高原春季 NDVI 的关系^{* 1}

范广洲¹⁾ 周定文¹⁾²⁾ 黄荣辉²⁾ 华 维¹⁾ 王永立¹⁾

¹⁾(成都信息工程学院高原大气与环境研究中心,成都 610225) ²⁾(中国科学院大气物理研究所,北京 100081)

摘 要

利用 1982 年 1 月—2001 年 12 月 NDVI 资料、台站降水资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,通过相关分析和合成分析方法,初步分析了我国夏季降水与青藏高原春季植被的关系及可能机理。结果发现:青藏高原春季 NDVI 与我国夏季降水相关系数从南到北呈西北—东南向“+—+”带状分布。合成分析也表明:青藏高原春季 NDVI 大、小值年降水年内分布也存在明显差异。降水的上述差异,可能是由于青藏高原春季 NDVI 变化导致热源效应改变,引起大气环流变化造成的。对环流分析也发现:大气环流的变化特征与降水变化表现出很好的一致性。

关键词: 青藏高原; 春季植被变化; NDVI; 夏季降水; 大气环流

引 言

青藏高原地形地貌及自然景观复杂,自然带垂直差异显著,植被种类繁多,分布极不均匀。全球变暖对青藏高原生态系统的影响非常明显,这将导致青藏高原植被变化并通过陆气相互作用影响陆气水热平衡和碳循环产生,且这种影响作用于中层大气,导致区域甚至全球气候变化。很多学者研究了各种因素对我国降水的影响^[1-9]。在这些研究中,青藏高原地表热源效应无疑是最重要的影响因素。关于青藏高原植被气候效应已有不少工作^[10-13]。近年来利用遥感资料分析陆气相互作用的工作逐渐增多,并取得了一定进展^[14-21]。

我国是典型的季风国家,夏季降水预报^[22-24]是短期气候变化研究和预测的重要课题。上述工作表明,青藏高原植被可能影响我国夏季降水。因此,本文将利用青藏高原 1982—2001 年 NDVI 资料和同期全国 624 站月降水量资料及 NCAR/NCEP 再分析资料,分析我国夏季降水与青藏高原春季植被变化的关系,为我国汛期降水预报提供思路。

1 资料简介

植被归一化指数(NDVI)在反应植被状况方面具有明显优势,并被广泛用于陆气相互作用研究

中^[25-27]。本文所用 NDVI 资料由全球监测与模型研究所(GIMMS)提供,时间为 1982 年 1 月—2001 年 12 月,空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。降水资料采用 1982 年 1 月—2001 年 12 月我国大陆地区 624 个台站月平均降水资料。大气环流资料为 1982 年 1 月—2001 年 12 月 NCAR/NCEP 月平均再分析资料,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

2 结果分析

2.1 青藏高原春季 NDVI 变化对夏季降水的影响

2.1.1 相关分析

为了解我国夏季降水与青藏高原春季 NDVI 的关系,本文首先计算了 1982—2001 年青藏高原(海拔 3000 m 以上地区)春季(3—5 月)平均 NDVI 与我国夏季(6—8 月)平均降水量(图 1a)及青藏高原 4 月 NDVI 与我国 7 月降水量的相关系数(图 1b)。由图 1a 可见,相关系数从南到北基本呈“+—+”分布。从青藏高原 4 月 NDVI 与我国 7 月降水相关图(图 1b)上也可看到类似分布。

为检验图 1 中相关分布的可信度,还对 1982—2001 年青藏高原春季 NDVI 与我国夏季降水量进行了 SVD 分析。从 NDVI 场异性相关系数分布(图略)上可见,青藏高原主体基本为正相关分布。由我国夏季降水场异性相关系数分布上可见,与图 1a 相比,相关系数大小及分布形式均较为吻合。

* 国家自然科学基金项目“青藏高原植被变化对区域气候的影响及其机理研究”(40675037)和四川省青年科技基金资助重点项目“青藏高原植被生态系统演变特征及其对区域气候变化的影响”(05ZQ026-023)共同资助。

2008-05-30 收到,2009-07-28 收到再改稿。

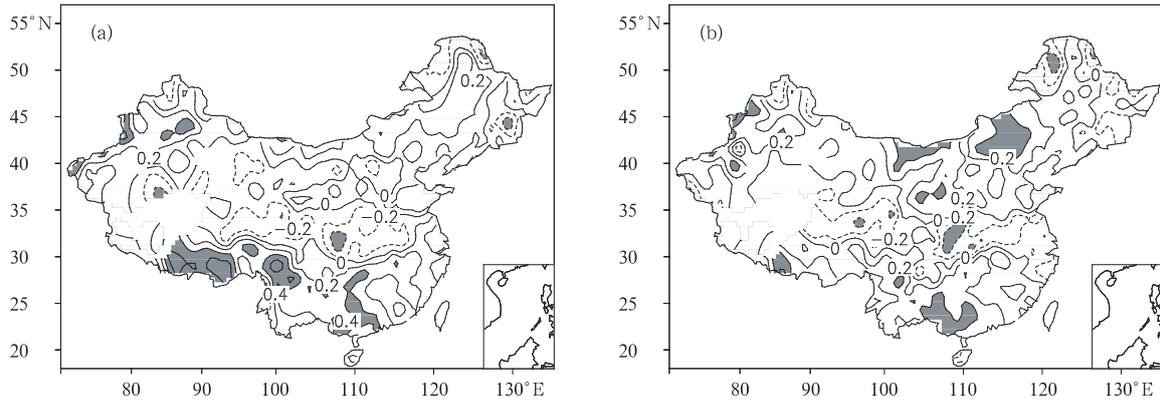


图 1 青藏高原春季 NDVI 与我国夏季降水滞后相关图(a)和青藏高原 4 月 NDVI 与我国 7 月降水滞后相关图(b) (阴影表示达到 0.1 显著性水平)

Fig. 1 Lagged correlation of spring NDVI over Tibetan Plateau to summer rainfall over China (a) and the correlation of April NDVI to July rainfall (b) (areas of 0.1 level are shaded)

2.1.2 合成分析

为进一步探讨我国西南地区、我国东部以及中东部地区夏季降水与青藏高原春季 NDVI 的关系,本文利用合成分析方法计算了青藏高原春季 NDVI 大值年与小值年我国 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ (主要考察西南地区)、 $110^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ (主要考察东部地区,包括东北地区)以及 $100^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ (主要考察中东部地区)地区各月降水时空剖面图及各月降水差值时空剖面图(图略)。青藏高原春季 NDVI 大值年和小值年的选取参见文献[27],本文选取 1997,1998,1999 年和 2001 年为 NDVI 大值年,1982,1983,1984,1985 年和 1989 年为 NDVI 小值年。

对比青藏高原春季 NDVI 大值年和小值年我国 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 各月降水时空剖面图(图略)发现,大值年我国各纬度带降水基本在 7 月达到最大,并且都表现为从南向北减少的特征。小值年时, 23°N 以南降水明显减少。从其差值图(图略)上可见,约

30°N 以南,从春季到 7 月末基本为正值分布,负值区 8—11 月主要分布在 25°N 以南,5 月末到 9 月末分布在 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间。

青藏高原春季 NDVI 大值年和小值年我国 $110^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 降水时空剖面图与 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 各月降水变化类似(图略)。

2.2 春季 NDVI 变化对大气环流的影响

下面通过分析青藏高原春季 NDVI 与夏季大气环流的关系,探讨 2.1 节中青藏高原春季 NDVI 大、小值年我国夏季降水差异的可能原因。

2.2.1 海平面气压场

由于海陆热力差异,夏季对流层下层,海洋为高压区,陆地为低压区。NDVI 大值年时,蒙古低压偏弱,而我国长江流域及其以北地区的低压中心增强。从青藏高原春季 NDVI 与夏季海平面气压场相关系数分布(图 2a)可见,除青藏高原东部、蒙古国东部、我国东北北部和西太平洋地区为正相关分布外,

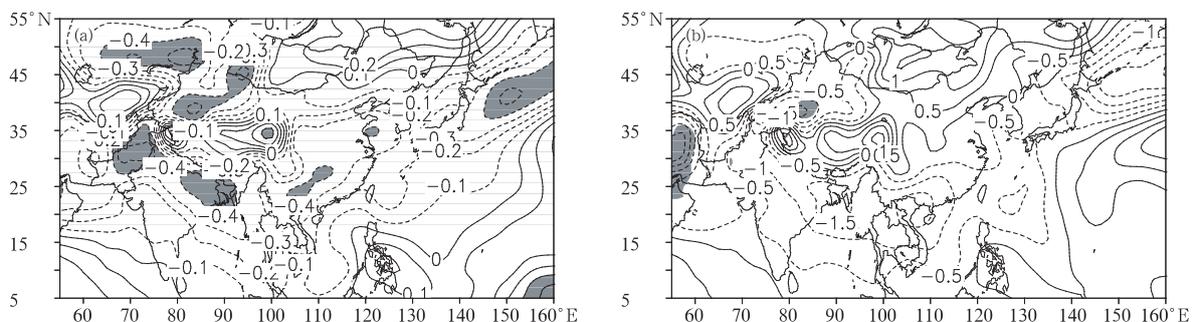


图 2 青藏高原春季 NDVI 与夏季海平面气压滞后相关图(a)及青藏高原春季 NDVI 大、小值年夏季海平面气压场差值图(b) (阴影表示达到 0.1 显著性水平)

Fig. 2 The correlation coefficient distribution of spring NDVI over Tibetan Plateau to summer precipitation over China(a) and the composite difference of the summer sea level pressure field between high and the low spring NDVI years(b) (areas of 0.1 confidence level are shaded)

东亚大部分地区为负相关分布。从 NDVI 大、小值年夏季海平面气压场差值图(图 2b)上也可以看到, 东亚北部地区为正值分布, 日本东南太平洋地区也是明显的正异常区; 南亚、东南亚、黄河流域以南、西太平洋沿岸以及鄂霍次克海为负异常区。表明青藏高原春季 NDVI 大值年副热带高压位置将明显比 NDVI 小值年偏东, 强度偏强。

2.2.2 850 hPa 风场

夏季风是亚洲地区夏季最主要的环流系统, 在 850 hPa 风场上表现最为明显。由青藏高原春季 NDVI 与夏季 850 hPa 纬向风和经向风相关系数分布(图略)可见, NDVI 大时南亚季风和南海季风较强, 主要影响我国东部沿海地区, 而我国内陆地区季风偏弱。夏季海洋季风沿副热带高压脊线北缘深入我国东南地区, 并在 30°N 附近与北方偏北冷空气交汇形成梅雨锋, 并影响夏季降水^[28]。从图3可以

看到, 长江以南内陆地区, 偏差风为北风分量, 说明这些地区的夏季风明显减弱, 我国江南地区和华南沿海主要为偏南的偏差风, 偏差风主要来自南海和西太平洋地区, 温暖湿润, 并与偏北风汇合, 这可能是华南沿海地区 NDVI 大值年降水偏多的主要原因。我国东北和华北为异常的气旋性偏差环流, 盛行偏北或偏东北的偏差风, 表明青藏高原春季 NDVI 大值年, 夏季北方冷空气活动较强, 因而东北大部分地区夏季降水偏多, 同时强冷空气也阻挡了东亚夏季风向北推进, 导致东亚夏季风主要影响我国南方地区。

2.2.3 500 hPa 高度场

夏季西太平洋副热带高压是低纬度地区最主要的天气系统, 也是影响我国降水强度和分布状态的重要环流系统^[29]。

对比青藏高原春季 NDVI 大值年和小值年夏季 500 hPa 高度场(图略)可以看到, NDVI 大值年时, 西太平洋副热带高压位置明显偏东, 略偏北, 强度偏强; 印度低压强度偏强明显, 中心位置偏东; 我国长江以南地区, 为一明显的低压槽区, 特别是西南地区最为明显; 而 NDVI 小值年时却是在西太平洋副热带高压的高压脊控制之下。从青藏高原春季 NDVI 与 500 hPa 高度场相关系数图(图 4a)上可见, 负相关区主要分布在 15°~30°N 之间, 而正相关区分别位于 15°N 以南和 30°N 以北, 相关系数通过 0.1 的显著性水平检验, 相关系数从南到北大致呈“+ - +”分布。贝加尔湖以东的显著正相关区表明鄂霍次克海地区位势高度场将升高, 有利于出现阻塞高压。由于中纬度高压区的存在, 高纬冷空气可以南下到东亚中纬地区, 说明东亚夏季风偏弱, 梅雨锋加强。在其差值图(图 4b)上也可以看到, 15°~

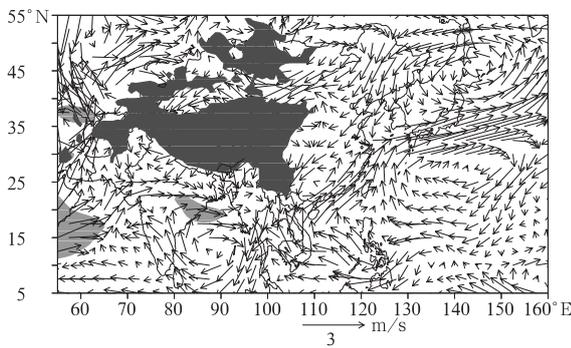


图3 青藏高原春季 NDVI 大值年与小值年夏季 850 hPa 风场差值图 (浅色阴影区域代表达到 0.1 显著性水平, 深色阴影区域代表海拔不低于 1500 m)

Fig. 3 Composite difference of the summer 850 hPa wind field between high and low spring NDVI years (light shaded area denotes passing the 0.1 level and dark shaded area denotes the altitude is no less than 1500 m)

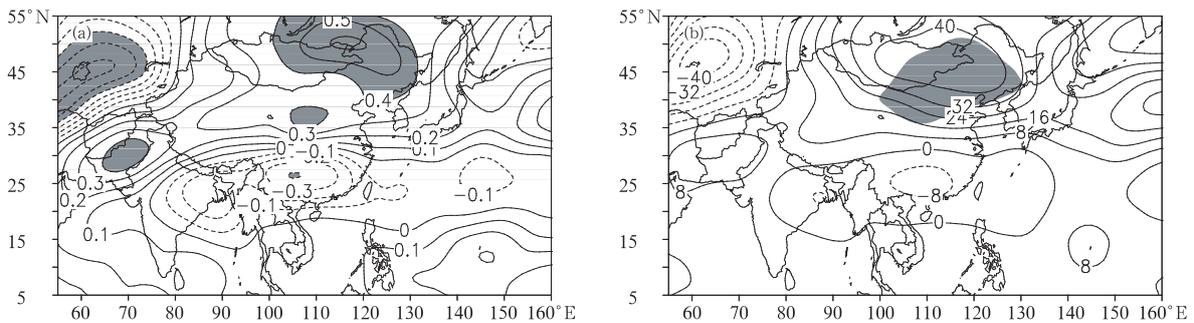


图4 青藏高原春季 NDVI 与夏季 500 hPa 高度场滞后相关图(a)及青藏高原春季 NDVI 大值年减小值年夏季 500 hPa 高度场差值图(b)(阴影表示达到 0.1 显著性水平区域)

Fig. 4 As in Fig. 2 but for the 500 hPa geo-potential height field

30°N, 75°~135°E 之间 500 hPa 高度场差值均为负值,其东西两侧地区均为正值区,而 30°N 以北基本为正变高区。这种差异表明,NDVI 大值年时,夏季风主要影响我国长江以南地区,导致夏季降水偏多。

2.2.4 100 hPa 高度场

南亚高压是影响我国夏季雨带的重要因子之一^[30-34]。从青藏高原春季 NDVI 与夏季 100 hPa 高度场相关分布(图略)可见,东亚高纬地区主要为正相关区,而中低纬地区则基本为负相关分布。NDVI 大值年时,南亚高压只有一个中心,主体位于伊朗高原,高压主体西部位置偏南,东部位置偏北(图略);小值年南亚高压呈现两个中心,分别位于伊朗高原和青藏高原西南部,伊朗高压明显偏强,青藏高压偏弱(图略)。从其差值图(图略)上可以看到,低纬度地区均为负差值区,正差值区主要位于我国北方至北太平洋地区。说明青藏高原春季 NDVI 改善后可能引起地表热源增强,加强高层辐散,改变南亚高压位置和强度,最终导致长江流域及其以北地区夏季降水减少,而华南和华北等地区夏季降水偏多。

3 结论及讨论

本文利用 1982 年 1 月—2001 年 12 月 NDVI 资料、台站降水资料及 NCEP/NCAR 再分析资料,通过统计方法,分析了我国夏季降水与青藏高原春季植被的关系。研究发现,我国夏季降水与青藏高原春季植被存在明显的相关关系。总体而言,青藏高原春季 NDVI 与我国夏季降水的相关系数从南到北,呈西北—东南向“+—+”带状分布。合成分析也得到类似结果。对大气环流分析发现,青藏高原春季 NDVI 大、小值年大气环流的变化特征与降水的差异表现出很好的一致性,能够较合理地解释产生降水差异的原因。

降水的上述差异,可能是由于青藏高原春季 NDVI 变化导致高原热源作用改变,从而引起我国及相关地区大气环流变化造成的。本文只是根据统计诊断方法得到青藏高原春季植被与我国夏季降水之间关系的初步统计事实,对物理机制的研究还不够深入,但本文得到的结果仍是有一定意义的。

参考文献

- [1] 赵平,陈隆勋.近 35 年来青藏高原大气热源气候变化特征及其与中国降水的关系研究.中国科学(D 辑),2001,31(4): 327-332.
- [2] Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. *Adv Atmos Sci*, 2001,18(1):106-116.
- [3] 张顺利,陶诗言.青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究.大气科学,2001,25(3):372-390.
- [4] 陈隆勋,周秀骥,李维亮,等.中国近 80 年来气候变化特征及其形成机制.气象学报,2004,62(5):634-645.
- [5] 杨修群,谢倩,郭燕娟,等.华北降水年代际变化特征及其与全球海气系统变化的联系//黄荣辉,李崇银,王绍武,等.我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究.北京:气象出版社,2003: 365-375.
- [6] Zhao P, Zhang X, Zhou X J, et al. Sea-ice extent anomaly in the North Pacific and its impact on the East Asian summer monsoon rainfall. *J Climate*, 2004,17, 3434-3447.
- [7] 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.
- [8] 张琼,吴国雄.长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系.气象学报,2001,59(5):569-577.
- [9] 郁淑华.冷空气对高原低涡移出青藏高原的影响.应用气象学报,2007,18(6):836-845.
- [10] 周锁铨,陈万隆.青藏高原植被下垫面对东亚大气环流影响的数值模拟.南京气象学院学报,1995,18(4):536-542.
- [11] 周锁铨,陈万隆,徐海明,等.青藏高原及其周围植被对夏季气候影响的套网格数值试验比较.南京气象学院学报,1998,21(1):85-93.
- [12] 王兰宁,郑庆林,宋青丽.青藏高原下垫面对中国夏季环流影响的研究.南京气象学院学报,2002,25(2):186-191.
- [13] 范广洲,程国栋.影响青藏高原植被生理过程与大气 CO₂ 浓度及气候变化的相互作用.大气科学,2002,27(4):509-518.
- [14] 朴世龙,方精云.1982—1999 年我国陆地植被活动对气候变化响应的季节差异.地理学报,2003,58(1):119-125.
- [15] 李晓兵,王瑛,李克让.NDVI 对降水季节性和年际变化的敏感性.地理学报,2000,55(增刊):82-89.
- [16] 杨元合,朴世龙.青藏高原草地植被覆盖变化及其与气候因子的关系.植物生态学报,2006,30(1):1-8.
- [17] 张井勇,董文杰,叶笃正,等.中国植被覆盖对夏季气候影响的新证据.科学通报,2003,48(1):91-95.
- [18] 董文杰,封国林,韦志刚,等.陆-气相互作用对我国气候变化的影响.北京:气象出版社,2005:185-188.
- [19] Zhou Dingwen, Fan Guangzhou, Huang Ronghui, et al. Interannual variability of NDVI on the Tibetan Plateau and its relation with climate change. *Adv Atmos Sci*, 2007,24(3): 474-484.
- [20] 刘雅勤,范广洲,周定文,等.青藏高原冬、春季植被归一化指数变化特征及其与高原夏季降水的联系.气象学报,2007,65(6):959-967.
- [21] 郭媛媛,范广洲.青藏高原植被变化特征及其对气候变化的影响.成都信息工程学院学报,2006,21(增刊):12-17.
- [22] 王遵娅,丁一汇.夏季长江中下游旱涝年季节内振荡气候特征.应用气象学报,2008,19(6):710-715.

- [23] 高歌,陈德亮,徐影. 未来气候变化对淮河流域径流的可能影响. *应用气象学报*, 2008, 19(6): 741-748.
- [24] 邹旭恺,张强. 近半个世纪我国干旱变化的初步研究. *应用气象学报*, 2008, 19(6): 679-687.
- [25] Tucker C J, Fung I Y, Keeling C D, et al. Relationship between atmospheric CO₂ variations and a satellite-derived vegetation index. *Nature*, 1986, 319: 195-199.
- [26] Richard Y, Pocard I. A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in southern Africa. *Int J Remoter Sensing*, 1998, 19(15): 2907-2920.
- [27] 范广洲,周定文,刘雅勤,等. 青藏高原冬季 NDVI 变化与我国夏季降水的关系. *自然科学进展*, 2007, 17(12): 1657-1664.
- [28] 斯公望. 东亚梅雨锋暴雨研究进展. *地球科学进展*, 1994, 9(2): 11-17.
- [29] 黄嘉佑,刘舸,赵昕奕. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响. *大气科学*, 2004, 28(4): 517-526.
- [30] 罗四维,钱正安,王谦谦. 夏季 100 毫巴青藏高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究. *高原气象*, 1982, 1(2): 1-10.
- [31] 钱永甫,姚永红,张琼,等. 南亚高压与我国盛夏气候和华北降水异常的关系研究//黄荣辉,李崇银,王绍武,等. 我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究. 北京:气象出版社, 2003: 423-434.
- [32] 黄燕燕,钱永甫. 长江流域、华北降水特征与南亚高压的关系分析. *高原气象*, 2004, 23(1): 68-74.
- [33] 李跃清. 青藏高原地面加热及上空环流场与东侧旱涝预测的关系. *大气科学*, 2003, 27(1): 107-114.
- [34] 张琼,吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系. *气象学报*, 2001, 59(5): 569-577.

The Relationship Between Summer Rainfall over China and Spring NDVI Variability in Tibetan Plateau

Fan Guangzhou¹⁾ Zhou Dingwen¹⁾²⁾ Huang Ronghui²⁾ Hua Wei¹⁾ Wang Yongli¹⁾

¹⁾ (Center for Plateau Atmospheric and Environmental Research, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225)

²⁾ (Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100081)

Abstract

The influences of spring NDVI variability over Tibetan Plateau on China summer rainfall and its mechanism are investigated through the correlation analysis and composite analysis using normalized difference vegetation index (NDVI), the monthly mean rainfall and the NCEP/NCAR reanalysis datasets for the period of 1982—2001. Overall, the correlation coefficient between spring NDVI and summer rainfall takes on a spatial distribution pattern “+—+” from northwest to southeast. An obvious annual rainfall difference is also observed in high and low spring NDVI over Tibetan Plateau by composite analysis. The cause for the different regions in rainfall maybe is general circulation variability over China and other related regions, which is attributed to heat source variability in Tibetan Plateau that originated from spring NDVI variability.

Key words: Tibetan Plateau; spring vegetation variability; NDVI; summer rainfall; general circulation