



中世纪暖期、小冰期与现代东亚夏季风环流和降水年代-百年尺度变化特征分析

周秀骥^①, 赵平^{②*}, 刘舸^①, 周天军^③

① 中国气象科学研究院, 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;

② 国家气象信息中心, 北京 100081;

③ 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

* 联系人, E-mail: zhaop@cma.gov.cn

2011-03-02 收稿, 2011-06-13 接受

国家自然科学基金(40890053, 40890052)、国家重点基础研究发展计划(2007CB815901)和科技基础性工作专项(2011FY120300)资助

摘要 利用气象仪器观测资料、降水和温度代用资料以及气候模拟结果, 综合分析近 1000 年东亚夏季风区海陆热力差异和降水的年代际、百年际尺度变化规律, 对比了现代、小冰期和中世纪暖期东亚季风环流和降水的基本特征, 以及与太阳辐照度和全球气候变化的联系, 得到以下结论: 在近 150 年里, 用东亚陆地与其周边海域大气温度差异指示的东亚夏季风环流与降水呈现出显著的年代际波动特征, 并且在过去 50 年全球增暖最快时期东亚季风偏弱; 在百年尺度上, 中世纪暖期东亚夏季风环流是过去 1000 年里最强时期, 而在 1450~1570 年期间东亚夏季风是过去 1000 年里最弱的时期; 对应于弱化的东亚夏季风环流, 中国东部季风雨带总体上位置偏南, 伴随着华北降水偏少、长江降水偏多(即“南涝/北旱”型)异常分布特征; 从 20 世纪初到 20 世纪 20 年代, 降水呈现出长江流域偏少、华北偏多的反“南涝/北旱”型特征; 与中世纪暖期相比, 在 1400~1600 年期间发生的是一个更长尺度上的“南涝/北旱”现象; 此外, 东亚夏季风环流和降水变化与全球气温变化的趋势有不同步特征, 在近 150 年里, 尽管全球和中国区域表面年平均气温显著增加, 但是东亚季风环流和降水没有表现出一个增强或者减弱趋势, 在过去 1000 年里东亚夏季风最弱时期要比北半球最冷时期出现的早, 并与太阳辐照度的最弱时期相对应。

关键词

中世纪暖期

小冰期

现代气候

东亚季风

年代-百年尺度变率

关于近千年气候变化特征和规律研究已经引起广泛关注, 重点在中世纪暖期(Medieval Warm Period, MWP)、小冰期(Little Ice Age, LIA)和现代变暖(Current Warm Period, CWP)3个时期. 近十几年来, 我国历史时期气候变化研究取得显著进展, 初步重建了中国历史气候变化序列, 其中一些时间序列长度达到或超过 1000 年, 揭示了近 1000 年中国气候的变化特征^[1-11]. 这些研究成果表明: 中国地区降水存在明显的百年尺度变率, 并且也可能存在着类似于欧洲的 MWP 和 LIA, 并且隋、唐时期气候温暖, 宋

朝气候转凉; 在 MWP 时期, 华北相对湿润, 江南偏旱; 在 LIA 时期, 华北干旱, 江南湿润. 此外, 在公元 9 世纪后半叶到 11 世纪及 13 世纪中国东部气温可能与现代大致相当或略低于现代^[12,13]. 这些成果极大地丰富了我们对于东亚夏季风气候长期变化特征的认识.

由于中国气候受东亚季风环流影响很大, 东亚季风的异常活动常引发严重的干旱或洪涝灾害, 因而研究东亚季风的长期变化规律, 对于理解气候变化机理和预测气候变化趋势非常重要. 研究表明: 在

英文版见: Zhou X J, Zhao P, Liu G, et al. Characteristics of decadal-centennial-scale changes in East Asian summer monsoon circulation and precipitation during the Medieval Warm Period and Little Ice Age and in the present day. *Chinese Sci Bull*, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4651-4

MWP 时期,中国北方的科尔沁沙地夏季降水量显著增加,指示着当时总体偏强的东亚夏季风特征^[14]。然而,在现代气候背景下,随着 20 世纪 70 年代末以来全球气候加速增暖,东亚夏季风却减弱,导致长江流域降水增加,华北降水减少,呈现出“南涝北旱”特征^[15-19]。

本文综合利用气象仪器观测资料、降水和温度代用资料、数值模拟资料及已有研究成果,比较近 1000 年里的东亚夏季风热力差异和降水的年代际、百年际变化规律,揭示现代、小冰期和中世纪暖期东亚季风环流和降水的基本特征,以及与太阳活动度和全球气候变化的联系。

1 东亚夏季风指数选择和资料介绍

1.1 亚洲-太平洋涛动指数

亚洲季风是由亚洲陆地与其周边海洋之间的热力差异驱动的,具有 2 个基本特征:一个是在热力差异季节变化影响下低层风向的转变,另一个是与风的转变相对应的干季和湿季交替。因而,一些学者用盛行风的突然变化或超过一定强度的降水来定义季风爆发日期^[20-24],另一些学者也用热力差异来指示亚洲季风环流和降水的变化^[25-28]。

亚洲陆地与太平洋之间的对流层热力差异可以用亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, APO)指数来表示^[28],在 1958~2001 年期间,APO 指数与在东亚和北太平洋中纬度对流层纬向温度之间差异的相关系数为 0.93,与在东亚和热带西太平洋对流层经向温度之间差异的相关系数为 0.81^[29]。由于亚洲-太平洋涛动指数是用关键区对流层大气物理量计算得到的,因而它可以比较好地指示大气环流变化特征。例如,在年际和年代际尺度上,当夏季亚洲-太平洋热力差异偏强(弱)时,东亚大陆低层低压系统偏强(弱)、高层南亚高压偏北(南),低层西太平洋副热带高压位置偏北(南),我国东部季风区低层西南风偏强(弱)^[28,30]。此外,APO 指数也能够指示我国东部季风降水年际、年代际、百年和千年尺度变化特征^[28-33]。

1.2 资料介绍

近 100 多年夏季 APO 时间序列来自 Liu 等人^[33]重建的资料;由于在 1950 年以前我国气象仪器观测的降水资料很少,且时间连续性较差,因而采用

CRU^[34]的降水格点分析资料(从 1901 年开始)来分析 1950 年以前的降水变化特征;在 1950 年以后,采用近 700 个地面气象站降水资料;此外,因为 1950 年以前的 NOAA 地球系统研究实验室 20 世纪再分析资料^[35]可以反映大气环流的年代际变化特征^[30],因而该再分析资料也应用于本文的研究之中。

更长时间序列(993~1985 年)的夏季 APO 指数来自周秀骥等人^[30]的重建,它的变率在 1803~2006 年期间与利用福建省沙县树轮宽度重建的夏季 APO 指数^[36]有很好一致性。同时,用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(LASG)发展的快速耦合气候系统模式 FGO-ALS_g1^[37]模拟的过去 1000 年夏季 APO 指数^[38]也被用于与周秀骥等人^[31]的重建结果进行比较,在模拟中使用的外强迫资料来自 Ammann 等人^[39],该重建强迫场资料综合考虑了太阳活动和火山活动对有效太阳辐射的影响以及温室气体的变化,在 1870~1999 时间段还考虑了硫酸盐气溶胶的变化。研究结果表明:利用该强迫场驱动耦合气候模式,能够合理再现中世纪暖期和小冰期的关键气候变化特征^[38,40]。模拟的 APO 指数定义与 Zhao 等人^[28]一致,即:

$$\text{APO index} = T_{15^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}} - T_{15^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}}, \quad (1)$$

其中 T 为对流层 500~200 hPa 平均温度。

此外,我们也使用了重建的近 1000 年太阳辐照度^[41]、北半球年平均表面气温^[42],基于历史文献记录重建的 950~1999 年我国黄河流域和南方的旱涝等级时间序列^[43]及我国 500 年旱涝等级时间序列^[44]。

2 近 1000 年来东亚季风降水的基本特征

2.1 近 150 年东亚季风环流与降水的年代际振荡

图 1 给出了 Liu 等人^[33]从海平面气压资料重建的近 150 年夏季 APO 指数序列,从图中可以看到:APO 指数呈现出明显的年代际变率,从 19 世纪 80~90 年代中期、20 世纪 10 年代中期~20 年代以及从 20 世纪 40~70 年代 APO 指数以正值为主,对应着偏强的东亚-太平洋热力差异,而从 19 世纪 50~70 年代初、从 19 世纪 90 年代后期到 20 世纪 10 年代初期以及从 20 世纪 80~90 年代 APO 指数以负值为主,对应着偏弱的东亚-太平洋热力差异。

对应于东亚与其周边海域的夏季热力差在 20 世纪较早期的年代际变化特征,东亚季风区大气环流

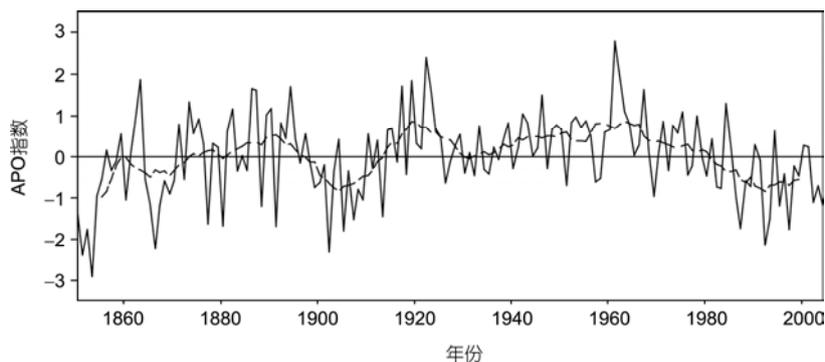


图1 用海平面气压重建的1850~2004年夏季APO指数距平(实线)及其11 a滑动平均值(虚线)^[33]

和降水呈现出明显的年代际异常。由于东亚夏季风通常是指在东亚对流层低层的盛行西南气流，我国东部季风降水出现在最强西南气流中心前端^[27]，因而当东亚夏季风环流偏强(弱)时，盛行在我国东部的西南气流偏强(弱)，推进到更偏北位置(滞留在南方)，伴随着异常南(北)风盛行在东部，常常造成东部季风雨带位置偏北(南)^[19,45]。图2(a)给出了在1921~1930年(高APO指数年代)与1901~1910年(低APO指数年代)合成的夏季850 hPa流场差值，可以看到：异常西南气流盛行在从阿拉伯海东部、印度半岛、孟加拉湾和我国西南以及华北南部的广大区域内，指示着1921~1930年期间这些地区的西南气流比1901~1910年的强，即东亚夏季风偏强，有利于雨带位置偏北；同时，一个异常气旋性环流出现在我国华北东部和东北南部，有利于这些地区降水加强，而在我国南方为异常反气旋性环流，不利于降水产生。从这2个年代合成的CRU夏季降水量差值看到(图2(b))，正降水异常出现在华北中东部，指示着1921~1930年降水比1901~1910年增加，而负降水异常位于长江中下游，

其中心值为-150 mm，指示着1921~1930年长江中下游降水比1901~1910年少，这种降水异常分布特征指示着东部的季风雨带位置偏北。

相反的东亚季风降水年代际变化的特征出现在近几十年。图3(a)给出了在1980~1999年(低APO指数年代)与1960~1979年(高APO指数年代)合成的夏季850 hPa流场差值^[17]，可以看到：在印度半岛、孟加拉湾、我国西南到华北东部盛行异常东北气流，指示着在20世纪80~90年代这些地区夏季西南气流比20世纪60~70年代弱，不利于东部季风雨带向北推移，造成雨带位置偏南；同时，一个异常反气旋性环流位于我国北方，不利于该地区降水产生，而长江流域处于异常气旋性环流内，有利于降水加强。图3(b)给出了用现代气象站观测夏季降水合成的这2个年代的差值，可以看到：显著降水正差值出现在长江流域，降水负差值出现在华北^[17]。从时间曲线看(图3(c))，在20世纪60年代夏季华北降水量平均为464 mm，长江流域降水量平均为500 mm，二者基本相当，然而在20世纪80~90年代，长江流域降水显著增加，而

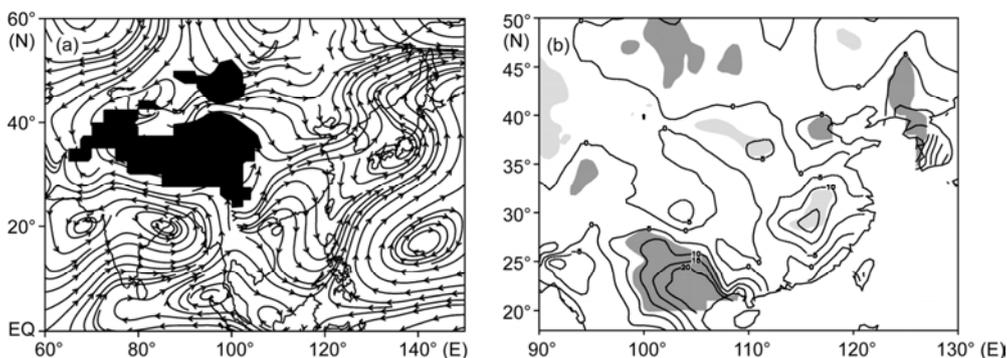


图2 20世纪早期夏季850 hPa流场和降水量的年代际变化

(a) 在1921~1930年与1901~1910年合成夏季850 hPa流场差值；(b) 与(a)相同，但是为CRU夏季总降水量差值($\times 10$ mm；阴影区表示通过90%置信度)

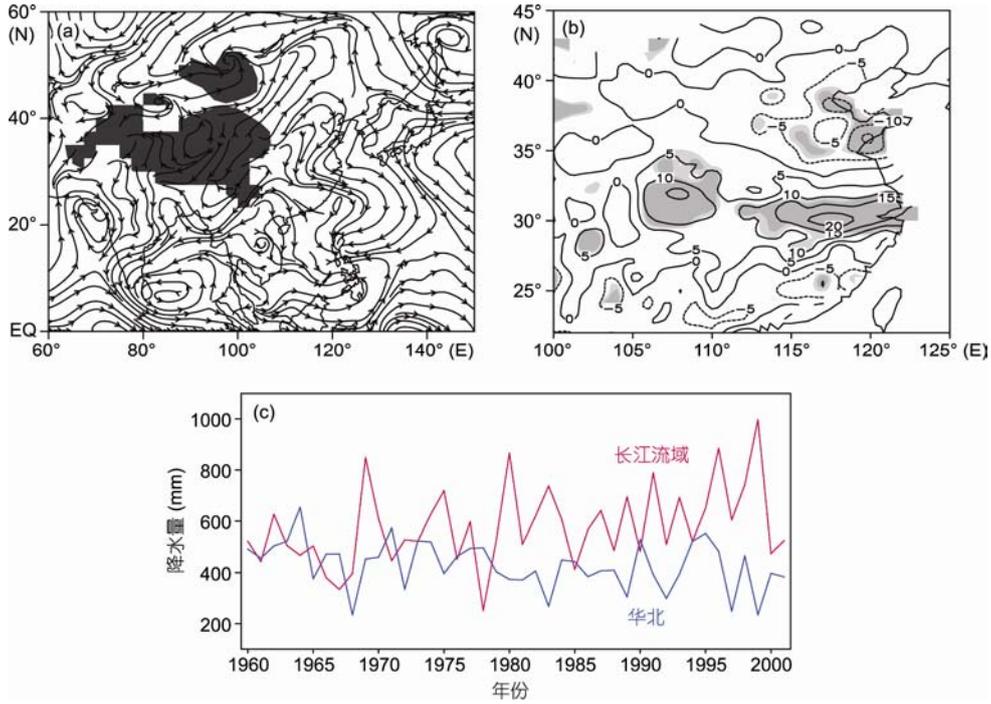


图3 近几十年夏季 850 hPa 流场和降水量的年代际变化

(a) 在 20 世纪 80~99 年代与 20 世纪 60~79 年代合成夏季 850 hPa 流场差值^[17]; (b) 与 (a) 相同, 但是为夏季总降水量差值($\times 10 \text{ mm}$)^[17]; (c) 1961~2001 年长江流域(红色; $29^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)和华北中东部(蓝色; $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)夏季总降水量时间曲线

华北降水量减少, 即呈现出“南涝北旱”现象^[15,16,46].

由此可见, 尽管在 20 世纪较早时期的降水年代际显著异常范围(图 2(b))比近几十年的(图 3(b))要小一些, 但是总体上看, 在这两个时期东亚季风区海-陆热力差异、大气环流和降水的耦合关系基本一致, 并且也与年际尺度上的耦合特征^[28]一致.

2.2 小冰期东亚夏季风和降水的百年尺度波动

图 4(a)给出了重建夏季 APO 指数^[30]的 31 a 滑动平均序列, 从图中可以看到: APO 指数在 LIA 总体上偏弱, 以负值为主, 特别是在 1420~1625 年时期 APO 指数表现出持续的负位相, 其中在 1450~1570 年时段达到最低值, 也是过去 1000 年里东亚季风区热力差异最弱的时期.

为了进一步证实重建 APO 指数年代际变化特征的可靠性, 图 4(b)给出了 FGOALS_gl 模式模拟的过去 1000 年 APO 指数时间曲线^[38], 从图中可以看到: 从 1400 年开始, 模拟的 APO 指数进入持续的负位相阶段, 除了在 1500~1520 期间有一个中断外, 负的 APO 指数一直持续到 1625 年左右, 该时期也是过去 1000 年里 APO 最弱的时期. 很显然, 从百年际尺度特征

看, 模拟的 APO 指数变率总体上与周秀骥等人^[30]重建的有很好的-一致性, 相关分析进一步表明: 在 1000~1985 年期间, 模式和资料重建的 APO 指数之间的相关系数为 0.50(超过 99.9%统计置信度检验). 模拟和重建 APO 指数之间的一致性, 也证明了周秀骥等人^[31]重建 APO 指数百年尺度变率的可信性, 即在近 1000 年里, 东亚季风区海-陆温度差异在 1450~1570 年期间达到最弱, 指示着持续偏弱的东亚夏季风. 在 1650 年以后, 重建和模拟的 APO 指数在 0 值附近波动, 但仍然以正值为主.

对应于 1400~1625 年期间持续偏弱的东亚热力差异, 根据现代气候的研究成果可以推测当时我国东部西南风应该偏弱, 季风雨带位置偏南, 从而造成长江流域降水偏多、华北降水偏少. 这种推测的异常分布可以从降水代用资料得到证实, 图 5 给出了来自历史文献记录^[43]的 991~1999 年黄河流域和南方每 10 年的暖季(5~9 月)洪涝频数距平序列, 可以看到: 黄河流域的洪涝频数在 1400~1600 年期间偏少, 平均为 1.15 次/10 a, 是过去 1000 年里最少的时期, 指示着黄河流域的降水偏少(图 5(a)); 而在该时期里, 南方的洪涝频数偏多, 平均为 2.45 次/10 a, 是过去 1000 年

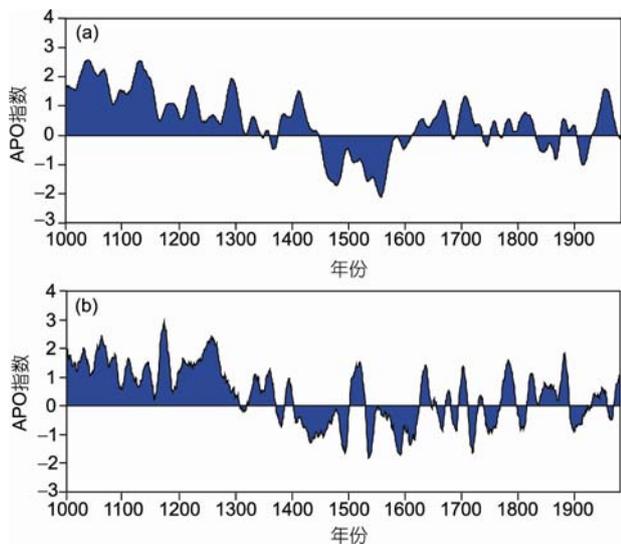


图4 重建和模拟的夏季 APO 指数

(a) 1000~1985 年 31 a 滑动平均 APO 指数标准化距平曲线^[31]; (b) 与(a) 相同, 但是为 FGOALS_g1 模式的 APO 指数^[38]

里在 200 年尺度上最多的时期, 指示着降水偏多(图 5(b)). 在 1650 年以后, 黄河流域洪涝频数明显比小冰期前期的增多, 而在南方洪涝频数明显减少, 指示着

一个华北降水偏多、南方降水偏少的降水分布特征, 这是与该时段东亚季风区热力差异偏强相对应的.

下面使用重建的 1470~1999 年暖季(5~9 月)旱涝指数(I_{Dw}), 进一步探讨在东亚热力差异强、弱时东部降水差异的水平分布特征, 这里 I_{Dw} 指数分为 5 个等级, 其中 1 代表涝, 2 代表偏涝, 3 为正常, 4 为偏旱, 5 表示旱^[44]. 因此, I_{Dw} 值越大, 指示的降水越少. 图 6 给出了在 1621~1740(高 APO 指数时段)与 1470~1620 (低 APO 指数时段)之间合成的 I_{Dw} 差值, 可以看到: 负值区出现在黄河中下游, 正值区出现在长江下游. 这种降水异常型说明, 与 1470~1620 年时段比较, 在 1621~1740 年时段黄河流域多涝少旱(降水偏多), 长江流域多旱少涝(降水偏少).

2.3 中世纪暖期偏强的东亚夏季风环流

与 LIA 比较, 1000~1300 年时段 APO 总体上处于正位相, 其中在 1000~1230 年期间为 APO 指数最大值时期(图 4(a)), 指示着夏季亚洲与其周边海洋的热力差异偏强. 这种特征也出现在 FGOALS_g1 模式模拟的 APO 指数时间曲线中(图 4(b)), 在此期间模式

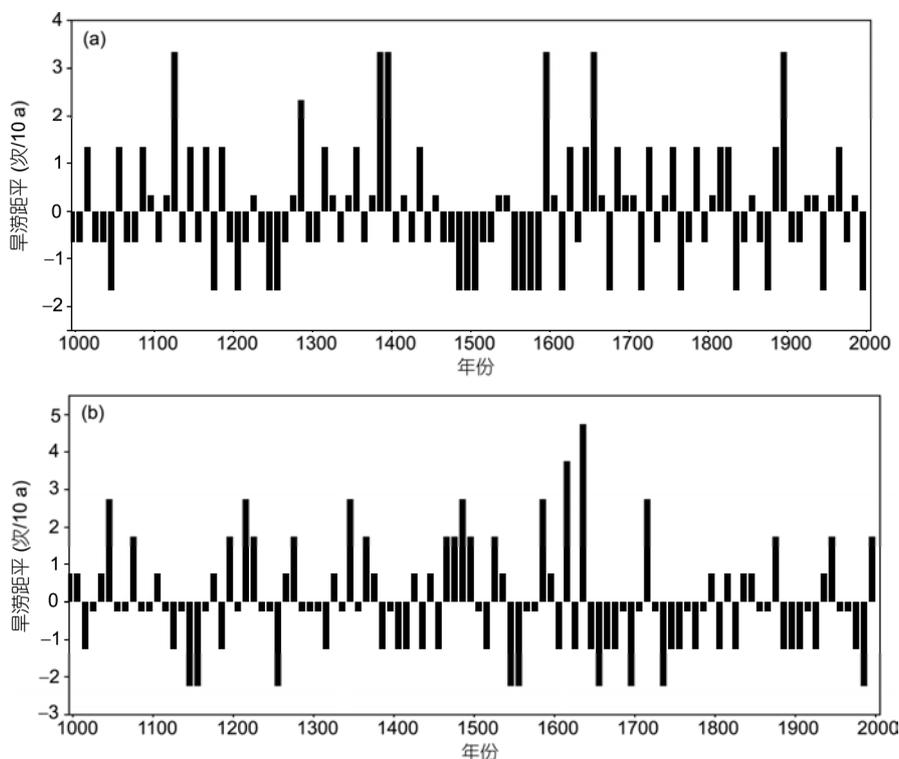


图5 991~1999 年暖季(5~9 月)我国黄河流域(a)和南方(b)每 10 年旱涝频数距平

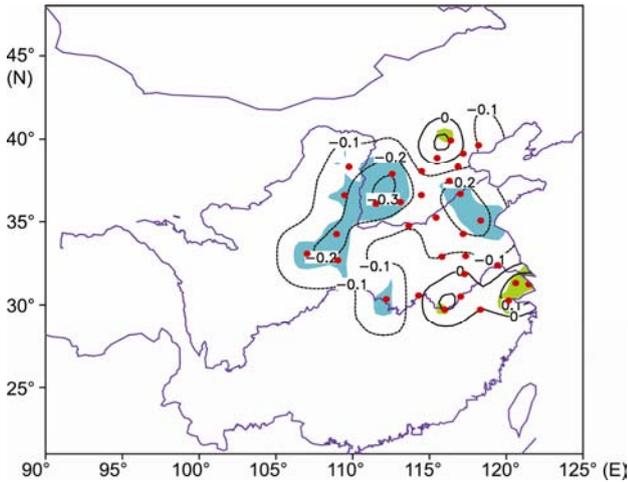


图 6 在 APO 指数高值阶段(1621~1740 a)与低值阶段(1470~1620 a)合成的 I_{Dw} 差值

高减低, 红点指示着 I_{Dw} 记录的位置. 阴影区表示通过 90%置信度^[31]

APO 指数也为持续正值. 因此, 在百年际尺度上, 模拟 APO 指数变率在 MWP 时段总体上与周秀骥等人^[31]重建的一致. 相应于 MWP 偏强的东亚夏季风环流, 我国东部季风雨带位置常常偏北, 伴随着南方降水偏少、北方降水偏多. 图 5 给出了降水这种异常特征的证据, 从该图看到: 在 1000~1200 年期间, 黄河流域的洪涝频数平均为 1.84 次/10 a, 明显多于 LIA 时期, 而南方地区洪涝频数平均为 2.16 次/10 a, 少于 LIA 时期, 指示着 MWP 时期华北降水偏多、南方降水偏少.

一些地质证据也支持在 MWP 时期, 中国北方降水偏多, 长江流域降水偏少. 例如, 麦里泥炭剖面高分辨率花粉化石记录表明, 我国东北科尔沁沙地在 975~1290 年夏季降水量显著增加^[14]; 内蒙古浑善达克沙地的古土壤及河湖相沉积证据也显示, 这一区域在 1000~1400 年降水偏多^[47]; 内蒙古岱海的湖泊沉积也说明, 在 1020~1260 湖区降水较大, 湖泊水位逐渐增高, 气候温暖湿润^[48]; 武健伟等人^[49]综合古土壤、孢粉和河湖相沉积等证据, 进一步揭示出华北广大沙区在 600~1400 年普遍发育古土壤或河湖相沉积, 流沙固定, 沙地面积缩小, 植被覆盖度增加, 沙地形成干草原-疏林草原景象, 表示当时华北地区气候温暖湿润. 对于长江流域, 童国榜等人^[50]根据硅藻和孢粉资料重建的 3000 年龙感湖(29°50'~30°05'N, 115°55'~116°20'E)降水量曲线显示: 在 MWP 的大部分时段(840~1000 年和 1100~1300 年)当地为明显的

干旱期.

3 结论和讨论

亚洲季风是由大气对亚洲陆地和周边海洋加热的响应差异驱动的, 本文用东亚季风区海陆之间的温度差异指数(即 APO 指数)来表征东亚夏季风环流变化特征, 并综合气象仪器观测资料、降水和温度代用资料及气候模式结果, 分析近 1000 年来东亚夏季风环流和降水的长期变化特征, 得到以下结论.

(1) 在过去 100 多年里, 用 APO 指数指示的东亚夏季风环流呈现出显著的年代际波动特征, 其中在 20 世纪 10 年代中期~20 年代以及 20 世纪 40~70 年代东亚夏季风环流偏强, 我国东部西南气流偏强, 异常气旋和反气旋性环流分别出现在华北东部和长江以南, 而从 19 世纪 90 年代后期到 20 世纪 10 年代初期以及 20 世纪 80~90 年代东亚夏季风环流偏弱, 异常气旋和反气旋性环流分别出现在长江流域和我国北方地区. 与此相对应, 20 世纪 20 年代长江流域降水比 20 世纪初明显减少, 华北东部降水偏多; 与 20 世纪 60~70 年代比较, 在 20 世纪 80~90 年代长江流域降水增加, 华北降水减少, 呈现出广泛关注的“南涝/北旱”现象.

(2) 在 1450~1570 年, 东亚季风区海陆热力差异是过去 1000 年里最弱的时期, 对应着弱的东亚夏季风环流, 此时东亚夏季风雨带主要维持在长江流域, 而华北降水偏少; 随后东亚夏季风环流有所增强, 华北降水增加, 而南方降水呈现出偏少特征. 在 MWP, 陆地与海洋之间的热力差异总体上偏强, 对应于偏强的东亚夏季风环流, 并伴随着我国华北降水偏多, 南方降水偏少. 从代用资料得到的百年尺度上东亚季风与降水之间的这种对应关系与现代气象仪器观测资料得到的年际-年代际尺度上的基本一致, 说明所揭示的东亚季风环流与降水之间在百年尺度上的对应关系有物理基础, 是可信的.

(3) 近 1000 年里, 在年代-百年尺度上, 当东亚季风区海陆热力差异偏弱时, 我国东部季风降水总体上表现出在南方和北方之间的反位相变化特征, 即华北降水偏少时, 长江中下游降水常常偏多, 这种现象与近 50 年发生的“南涝/北旱”相似. 在年代际尺度上, 20 世纪最早一次南方和北方降水的反位相变化发生在从 20 世纪初~20 年代时段, 降水呈现出反“南涝/北旱”(即“南旱/北涝”)型特征; 在百年际尺度

上,最近一次明显的反“南涝/北旱”现象发生在LIA期间的东亚夏季风最弱时段与随后的增强时段.与MWP相比,在1420~1625年期间发生的是一次更长时间尺度的“南涝/北旱”型降水现象.这些结果说明正或反“南涝/北旱”异常型可能是我国东部季风降水异常的主要模态之一,这种模态在未来的几十年、几百年、甚至千年里是否还会出现是我们需要关注的.

我们注意到,在近150年里,随着全球表面年平均气温在显著增暖,我国地表年平均气温也呈现出增加趋势^[10].然而,东亚季风区热力差异和降水却没有表现出一致的增强或者减弱趋势,而是呈现出如图1所示的年代际波动特征.从Mann等人^[42]重建的北半球年平均气温曲线(图7)看到:在近1000年里,最低温度发生在1700年左右,比东亚夏季风最弱时期晚100多年.比较MWP与CWP可以看到,在MWP东亚季风区海陆热力差异偏强,降水呈现出华北降水偏多、南方降水偏少特征,而在现代增暖最明显的20世纪80~90年代,这种热力差异偏弱,降水特征呈现出华北降水偏少、南方降水偏多的相反特征.这些结果说明东亚夏季风环流和降水的强弱与全球和北半球气温的变化趋势有不同步特征.与Bard等

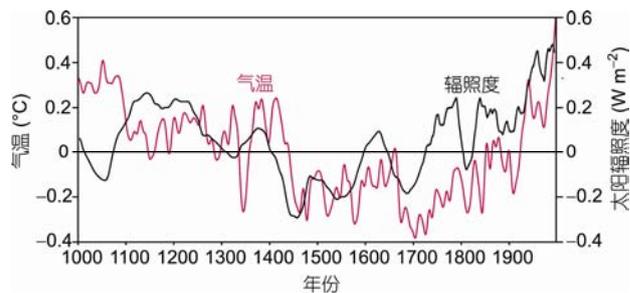


图7 1000~1985年期间9a滑动平均的北半球年平均地表气温和太阳辐照度时间变化曲线

人^[41]重建的太阳辐照度千年变化曲线(图7)比较,在1420~1625年期间,太阳辐照度也处于过去1000年里最小值时期,与东亚季风热力差异最弱时期相对应,这可能反映出在百年尺度上太阳活动对亚洲季风区海陆热力差异的影响^[51].由此可见,在综合分析全球气候变化背景下的区域气候特征时,要同时兼顾指示气候综合特征的其他要素,例如季风区域的大气环流和降水.此外,虽然MWP与CWP都是一种全球偏暖的气候背景,但是在这2个暖期东亚季风强度和降水异常型是显著不同的,这种差异是否与这两个时段强迫因子不同有关也需要进一步研究.

参考文献

- 1 竺可桢. 中国近5000年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, 3: 168-189
- 2 郑景云, 郑斯中. 山东历史时期冷暖旱涝状况分析. 地理学报, 1993, 48: 348-357
- 3 姚檀栋. 古里雅冰芯近2000年来气候环境变化记录. 第四纪研究, 1997, 17: 52-61
- 4 杨保, 施雅风, 李恒鹏. 过去2ka气候变化研究进展. 地球科学进展, 2002, 17: 110-117
- 5 杨保, Braeuning A. 近千年青藏高原的温度变化. 气候变化研究进展, 2006, 2: 104-107
- 6 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去2000年中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析. 地学前缘, 2002, 9: 169-181
- 7 任国玉, 初子莹, 周雅清, 等. 中国气温变化研究最新进展. 气候与环境研究, 2005, 10: 701-716
- 8 李明启, 靳鹤龄, 张洪. 小冰期气候的研究进展. 中国沙漠, 2005, 25: 731-737
- 9 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. 第四纪研究, 1998, 18: 54-64
- 10 王绍武. 中国的气候变化. 见: 秦大河, 编. 中国气候与环境演变(上卷): 气候与环境的演变及预测. 北京: 科学出版社, 2005. 63-103
- 11 张德二, 刘月巍. 北京清代“晴雨录”降水记录的再研究. 第四纪研究, 2002, 22: 199-208
- 12 王绍武, 龚道溢. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展, 2000, 10: 325-332
- 13 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 等. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 2007, 52: 958-964
- 14 任国玉, 张兰生. 中世纪温暖期气候变化的花粉化石记录. 气候与环境研究, 1996, 1: 81-86
- 15 任国玉, 吴虹, 陈正洪. 我国降水变化趋势的空间特征. 应用气象学报, 2000, 11: 322-330
- 16 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 376-386
- 17 赵平, 周秀骥. 近40年我国东部降水持续时间和雨带移动的年代际变化. 应用气象学报, 2006, 17: 548-556
- 18 Zhou T, Gong D, Li J, et al. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon—Recent progress and state of affairs. Meteorol Zeitschr, 2009, 18: 455-467

- 19 Zhao P, Yang S, Yu R C. Long-term changes in rainfall over eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming. *J Clim*, 2010, 23: 1544–1562
- 20 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 Meteorology*. New York: Oxford University Press, 1987. 60–92
- 21 Webster P J, Coauthors. Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451–14510
- 22 陈隆勋, 李薇, 赵平, 等. 东亚地区夏季风爆发过程. *气候与环境研究*, 2000, 5: 345–355
- 23 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. 1–108
- 24 Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Clim*, 2002, 15: 386–398
- 25 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877–926
- 26 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea interactive thermal contrast. *J Clim*, 1996, 9: 358–375
- 27 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
- 28 Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asia-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Clim Dyn*, 2007, 29: 293–303
- 29 赵平, 陈军明, 肖栋, 等. 夏季亚洲-太平洋涛动与大气环流和季风降水. *气象学报*, 2008, 66: 716–729
- 30 Zhao P, Yang S, Wang H J, et al. Interdecadal relationships between the Asian-Pacific Oscillation and summer climate anomalies over Asian, North Pacific and North America during recent 100 years. *J Clim*, 2011, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00054
- 31 周秀骥, 赵平, 刘舸. 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季风变化. *科学通报*, 2009, 54: 3145–3147
- 32 Zhou B T, Zhao P. Modeling variations of summer upper tropospheric temperature and associated climate over the Asian Pacific region during the mid-Holocene. *J Geophys Res*, 2010, 115: D20109, doi:10.1029/2010JD014029
- 33 Liu G, Zhao P, Chen J M. A 150-year reconstructed summer Asian-Pacific Oscillation index and its association with precipitation over eastern China. *Theor Appl Climatol*, 2011, 103: 239–248
- 34 New M, Hulme M, Jones P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: development of a 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *J Clim*, 2000, 13: 2217–2238
- 35 Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. The twentieth century reanalysis project. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 2011, 137: 1–28
- 36 陈峰, 袁玉江, 魏文寿, 等. 福建沙县马尾松树轮宽度与夏季亚洲-太平洋涛动指数的关系. *第四纪研究*, 2011, 31: 96–108
- 37 Zhou T, Wu B, Wen X, et al. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 655–672
- 38 满文敏, 周天军, 张洁. 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动. *科学通报*, 2011, 56: 2096–2106
- 39 Ammann C M, Joos F, Schimel D S, et al. Tomas Solar influence on climate during the past millennium: Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2007, 104: 3713–3718
- 40 周天军, 李博, 张丽霞, 等. 过去千年三个特征期气候的 FGOALS 耦合模式模拟. *科学通报*, 2011, 56: 2083–2095
- 41 Bard E, Raisbeck G, Yiou F, et al. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B*, 2000, 52: 985–992
- 42 Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2008, 105: 13252–13257, doi: 10.1073/pnas.0805721105
- 43 Qian W, Hu Q, Zhu Y, et al. Centennial-scale dry-wet variations in East Asia. *Clim Dyn*, 2003, 21: 77–89
- 44 Zhang D. The method for reconstruction of the dryness/wetness series in China for the last 500 years and its reliability. In: Zhang J C, ed. *The Reconstruction of Climate in China for Historical Times*. Beijing: Science Press, 1988. 18–30
- 45 Zhao P, Zhou Z J. An East Asian subtropical summer monsoon index and its relationship to summer rainfall in China. *Acta Meteorol Sin*, 2009, 23: 18–28
- 46 Yu R, Zhou T. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon. *J Clim*, 2007, 20: 5344–5355
- 47 武健伟, 鲁瑞洁. 中世纪暖期浑善达克沙地空间格局与景观特征. *干旱区资源与环境*, 2005, 19: 110–113
- 48 曹建廷, 王苏民, 沈吉, 等. 近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录. *地理科学*, 2000, 20: 391–396
- 49 武健伟, 鲁瑞洁, 赵廷宁. 中世纪暖期的中国东部沙地. *中国水土保持科学*, 2004, 2: 29–33
- 50 童国榜, 石英, 吴瑞金, 等. 龙感湖地区近 3000 年来的植被及其气候定量重建. *海洋地质与第四纪地质*, 1997, 17: 54–62
- 51 赵平, 周秀骥, 刘舸. 夏季亚洲-太平洋热力差异年代-百年尺度变化与太阳活动. *科学通报*, 2011, 56: 2068–2074