科学通报 2011 年 第 56 卷 第 25 期：2068 ~ 2074
专题：千年气候变化 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

夏季亚洲-太平洋热力差异年代-百年尺度变化与太阳活动

赵平[①], 周秀骥[②], 刘舸[②]

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

2011-03-02 收稿, 2011-05-16 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)和科技部科技基础性工作专项(2011FY120300)资助

摘要 利用重建的近千年亚洲-太平洋涛动指数和太阳辐照度时间序列, 用统计方法研究了夏季亚洲与其周边的海陆热力差异在年代-百年际时间尺度上的变化特征及其与太阳辐照度的关系, 结果表明: 亚洲季风区热力差异存在着 90 a 左右、10~13 和 3~7 a 的周期振荡; 在百年尺度上, 热力差异表现出 3 次明显突变, 它们分别发生在 1305~1315 年、1420~1430 年以及 1625~1635 年. 海陆热力差异与太阳辐照度之间有显著正相关, 并且在 250, 120~160, 60~70 a 以及 15 a 变化周期上, 二者的联系更显著. 热力差异的 3 次突变分别对应着太阳辐照度的明显减弱或加强, 并且滞后太阳辐照度突变时间 12~22 a, 可能反映了太阳辐射对亚洲季风气候百年尺度突变的一种影响; 在年代尺度上, 热力差异突变与太阳辐照度关系不紧密, 说明太阳活动可能不是影响亚洲-太平洋热力差异年代际突变的主要因子. 与亚洲-太平洋热力差异比较, 北半球年平均表面气温的年代际突变与太阳活动的关系更紧密, 而气温百年尺度的突变与太阳活动关系较弱.

关键词
亚洲-太平洋涛动
年代-百年尺度变率
太阳活动
突变

东亚季风变化直接影响着中国降水异常, 可以造成大范围的干旱或洪涝, 对当地的农业和国民经济发展造成重大影响. 影响东亚季风的因子有很多, 既包括热带太平洋和印度洋的海表温度, 也有欧亚和青藏高原地区的积雪、南极和北极气候等[1~7]. 在一个时期, 某些因子在亚洲季风变异中起主要作用, 而在另一些时期其他因子可能起主导作用, 这种影响因子的复杂性造成了东亚季风气候的多变, 因此研究东亚季风气候的长期变化特征和机理有助于提高东亚气候长期变化的预测能力.

早在 20 世纪 70 年代, 竺可桢[8]认为, 中国隋、唐时期气候温暖, 宋朝气候转凉. 此后的大量研究进一步表明, 中国地区可能存在着类似于欧洲中世纪暖期(Medieval Warm Period, MWP)和小冰期(Little Ice Age, LIA)的现象[9~14], 并且在 MWP, 比较湿润的气候出现在华北地区, 而江南为偏旱的气候; 在 LIA, 华北地区则相对干旱, 江南相对湿润. 张德二等人[15]进一步指出, 中国降水存在着明显的百年尺度变化特征. 例如: 在北京, 18 世纪降水偏少, 19 世纪偏多, 20 世纪又明显偏少. 王绍武等人[16,17]通过分析重建的气温序列, 发现公元 9 世纪后半叶到 11 世纪以及 13 世纪中国东部气温可能与 20 世纪的大致相当或略偏低. 这些研究成果加深了对东亚季风区气候长期变化规律的理解.

近几年, 太阳活动对气候的影响引起更多的关注. 卫捷等人[18]的研究表明亚洲季风气候的长期变化与太阳活动有紧密联系, Kodera[19]分析了太阳活动对印度洋季风的影响, Wu 等人[20]指出太阳活动可能

英文版见: Zhao P, Zhou X J, Liu G. Decadal-centennial-scale change in Asian-Pacific summer thermal contrast and solar activity. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4591-z

对中国西北 400 年的干湿气候变化产生影响. 此外, 中国东部夏季降水与太阳活动有明显关系[21]. 这些研究说明了亚洲季风区气候变化与太阳活动的联系. 然而, 亚洲季风气候长期变化与太阳活动的关系是复杂的[22], 太阳活动如何产生出季风区域气候变化的机制仍然不清楚[19].

由于亚洲季风异常可以是由大气对亚洲陆地与其周边海域之间热力差异变化的响应造成[23,24], 可以用热力差异来指示东亚季风降水变率[24,25], 因此有必要利用不同的近千年重建气候资料研究亚洲季风区海陆热力差异长期变化及其与太阳辐射强度的关系, 它将加深对东亚季风气候长期变化规律和原因的认识.

本文利用周秀骥等人[26]重建的公元 993~1985 年夏季平均亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, APO)指数、Bard 等人[27]重建的公元 1000~1998 年太阳辐照度(Solar irradiance)指数以及 Mann 等人[28]重建的公元 0~2006 年北半球年平均表面气温, 通过相关分析、功率谱分析、小波交叉谱分析和滑动 *t* 检验方法, 研究亚洲与其周边海陆热力差异的年代-百年尺度突变, 分析它们与太阳辐照度的联系, 并讨论与全球气候变化的关系. 在本文中, 计算相关系数的显著性时考虑了时间序列平滑引起的自由度变化.

1 亚洲-太平洋热力差异长期变化特征

夏季 APO 指数可以被定义为亚洲与太平洋中纬度对流层纬向温度之间的差值[24], 同时它的变率也与东亚与热带西太平洋对流层之间的经向温度差有显著正相关, 在 1958~2001 年期间二者相关系数为 0.81(超过 99.9%统计置信度)[29]. 因此, 可以用 APO 指数来指示东亚与其周边海洋之间的纬向和经向热力差异的变化. 在年际、年代际、百年际和千年际尺度, APO 都可以较好地指示我国东部季风降水的变化特征[24,26,30~32].

图 1(a)给出了重建的公元 993~1985 年的 APO 指数时间变化曲线与北半球年平均气温距平变化曲线的对应情况, 可以看到: 对应 MWP, APO 总体上处于正位相, 其中在公元 1000~1230 年的 230 年期间为最大值时段, 反映了亚洲对流层温度偏高、北太平洋中纬度和热带西太平洋对流层温度相对偏低的特征, 指示着夏季亚洲与其周边海洋的热力差异偏强; 在 LIA, 公元 1420~1625 年(大约 205 年)APO 指数为持续的负位相, 其中在 1450~1570 年时段达到最低值, 指示着一个弱的海陆热力差异, 在随后的公元 1740~1940 年的大约 200 年期间也以负位相为主.

除了这种百年尺度以上的变化外, 热力差异还具有年际和年代际的周期变化特征. 我们用功率谱方法进行周期分析, 由于在过去 1000 年里 APO 指数呈现出显著的线性下降趋势(通过 99.9%统计置信度检验), 因此在进行功率谱分析时去掉了线性趋势. 图 1(b)给出了功率谱分析结果, 可以看到: APO 指数的功率谱极大值主要出现在 94.3, 13.4, 10.2 a 以及 3~7 a(通过 90%统计置信度检验). 这说明亚洲-太平洋热力差异存在着 90 a 左右、10~13 和 3~7 a 周期振荡, 与陈峰等人[33]利用福建省沙县的树轮宽度重建的 1803~2006 年 APO 指数的结果相似. 此外, 年际和 10 年际的周期变化特征与 Zhang 等人[22]用万象洞石笋代用资料揭示的亚洲季风区周期变化特征基本一致, 但是热力差异没有表现出在万象洞石笋代用资料所揭示的 170 年周期. 热力差异 90~100 年的显著周期与太阳活动的显著周期一致(见本文第 2 部分).

由于某一时段平均 APO 指数的滑动 *t* 检验极值点对应着在该点前后 APO 平均值存在的最大差异,

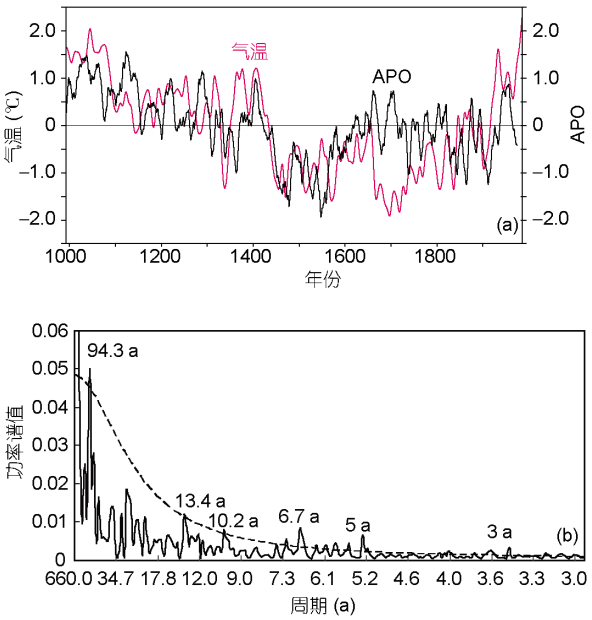

图 1 公元 993~1985 年期间夏季 APO 指数和北半球年平均气温及功率谱值

(a) 9 a 滑动平均的 APO 指数距平(黑色)和 Mann 等人[28]重建的北半球年平均气温距平(红色; ×0.2℃); (b) 去掉线性趋势后的 APO 指数功率谱值(实线); 虚线为 90%统计置信度

因此可以用来检测 APO 时间序列的突变点. 图 2(a)给出了在公元 993~1985 年期间 50 a 平均 APO 指数的滑动 t 检验, 从图中看到: 在年代际尺度上, 有 6 次显著的正极大值(通过 99%的统计置信度检验), 分别出现在 MWP 的 1110 和 1285 年以及 LIA 的 1378, 1574, 1621 和 1778 年, 指示着热力差异的最显著增强时间; 而有 8 次显著的负极小值, 分别出现在 MWP 的 1073, 1159, 1235 和 1313 年以及 LIA 的 1452, 1525, 1740 和 1828 年, 指示着热力差异的最显著减弱时间. 比较图 1(a)和图 2(a)可以看到, 在 1452 年突变后热力差异减弱到最低值并且持续了大约 100 a, 而在 1621 年突变后的 100 多年里热力差异以正值为主.

前面的分析表明, 亚洲-太平洋热力差异在 MWP~LIA 期间表现出 200 a 左右的变化特征, 我们进一步给出了 APO 指数在百年际时间尺度上的突变情况. 在图 2(b)中, 百年际尺度上有 3 次明显极值点, 它们分别发生在 1305~1315, 1420~1430 和 1625~1635 年时段(通过 99%统计置信度检验). 其中第 1 次突变发生在 MWP 向 LIA 的转换时期, 指示着在亚洲季风区的海陆热力差异减弱, 对应着亚洲季风从强向弱的转变; 第 2 次突变发生在 LIA 初期, 也表现为海-陆热力差异减弱, 并且随后热力差异进入最弱, 为近千年来亚洲季风最弱时段; 第 3 次突变发生在 LIA 中期, 表现为热力差异从弱向强转换, 对应着亚洲季风在百年尺度上的增强时段. 与年代突变特征比较, 在百年尺度上的突变点明显偏少, 其中发生在 1313 和 1621 年的年代突变也基本上是百年突变时间.

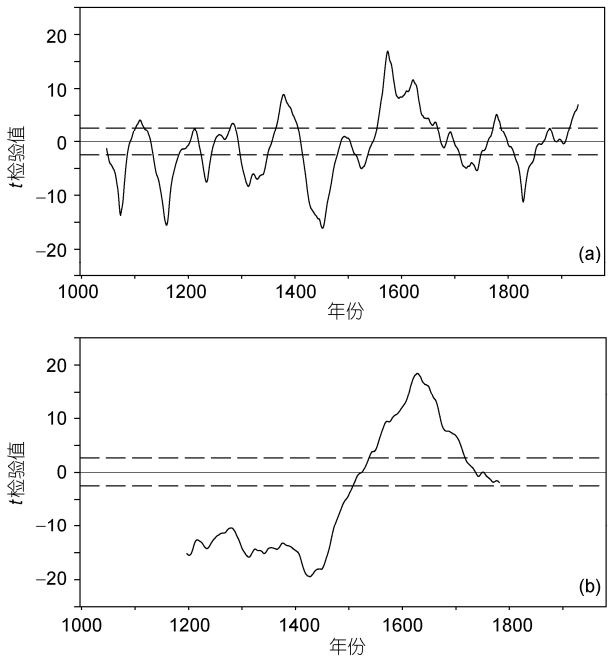

图 2 公元 993~1985 年 APO 指数滑动 t 检验值

(a) 50 年平均的滑动 t 检验值(实线), 其中虚线为 99%统计置信度; (b)与(a)一致, 只是针对 200 a 平均的滑动 t 检验值

2 亚洲-太平洋热力差异与太阳活动的联系

在过去 1000 年里, 太阳活动存在着 200, 90~140, 60, 22 和 11 a 的准周期振荡, 其中 11 a 周期是最主要的周期[34,35]. 很显然, 亚洲-太平洋热力差异的 90~100, 10~13 a 周期与太阳活动的变化周期基本一致, 这说明在过去 1000 年里亚洲-太平洋热力差异长期变化与太阳活动有紧密联系.

图 3(a)给出了 Bard 等人[27]重建公元 1000~1998 年期间 9 a 滑动平均的太阳辐照度变化曲线, 可以看到: 在公元 1460 年以前, 太阳辐照度表现为一种逐渐减弱的趋势, 之后表现出增加的趋势, 并且这种增加趋势一直持续到现在. 总体上看, 在公元 1100~1400 年期间太阳辐照度的减弱对应着亚洲-太平洋热力差异减弱, 并在公元 1400~1560 年期间最弱太阳辐照度也与热力差异最小值相对应; 以后, 太阳辐照度的增加也与热力差异的增加基本一致. 进一步计算了热力差异指数与太阳辐照度指数之间的相关系数, 在公元 1000~1985 年期间, 二者之间的相关系数为 0.31, 通过 99%统计置信度检验, 在去掉它们的线性趋势后二者的相关系数为 0.41(通过 99.9%的统计置信度检验). 这进一步说明了亚洲-太平洋之间的热力差异变化特征与太阳辐射的基本一致. 然而, 我们也注意到, 在年代际尺度上二者存在一些差异. 例如, 在公元 1000~1100 年期间, 太阳辐照度为负位相, 而热力差异为正位相. 进一步的分析表明, 在这段时间里二者的这种差异可能与 Bard 等人[27]重建的太阳辐照度指数可信度有关. 从 Reimer 等人[36]重建的末次冰期至 1950 年 5 a 时间间隔的太阳辐射指数看(图略), 公元 1000~1100 年期间太阳辐照度指数为高值. 因此, 在该时期热力差异与太阳活动之间的这种差异还需要进一步分析.

图 3(b)给出了公元 1000~1985 年期间太阳辐照度指数与亚洲-太平洋热力差异指数之间的小波交叉谱结果. 可以看到: 在公元 1200~1900 年期间存在 8~30 a 显著周期, 在公元 1200~1550 年期间存在 55~100 a 周期, 在公元 1160~1770 年期间存在 120~

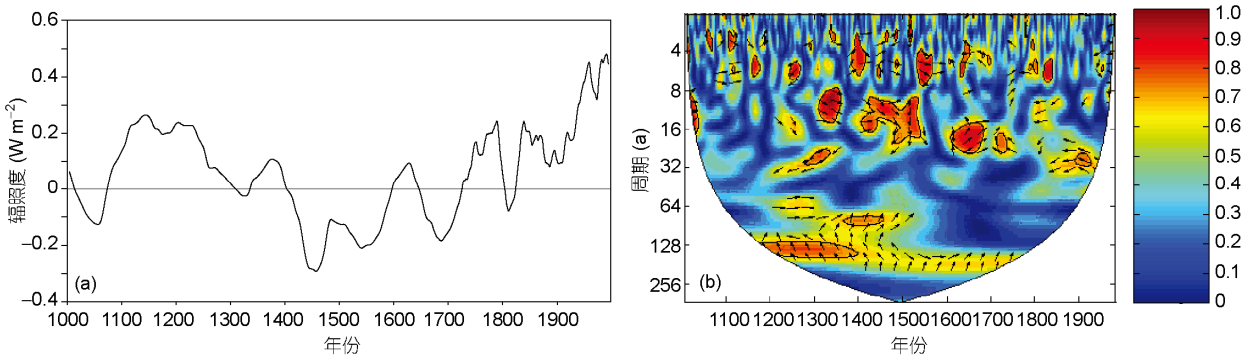

图 3　太阳辐照度时间曲线及其与 APO 指数的交叉谱值

(a) Bard 等人[27]重建的公元 1000~1998 年太阳辐照度的 9 a 滑动平均的距平值; (b) 公元 1000~1985 年夏季 APO 指数与太阳辐照度指数之间的小波交叉谱值

190 a 周期. 此外, 我们也计算了二者在公元 1000~1985 年期间整体的凝聚谱值, 结果显示: 二者在 250, 120~160, 60~70 a 以及 15 a 的周期上存在着显著联系(通过 95%统计置信度检验). 这说明在这些周期上太阳辐射和东亚季风区海陆热力差异可能存在显著的相互作用.

太阳辐照度表现出年代-百年尺度突变. 图 4(a)给出了 50 年平均太阳辐照度指数的滑动 t 检验值, 可以看到: 有 6 次正的极大值, 分别出现在 MWP 的 1082 年以及 LIA 的 1350, 1484, 1592, 1728 和 1836 年, 指示着太阳辐照度显著加强; 另外有 7 次负的极小值, 分别发生在 MWP 的 1167, 1255, 1428 年以及 LIA 的 1529, 1658, 1798 和 1882 年, 指示着太阳辐照度显著减弱. 图 4(b)进一步给出了 200 年平均太阳辐照度指数的滑动 t 检验值, 从图中可以看到: 在百年尺度上, 有 4 次显著突变, 分别发生在公元 1294~1303 年、1398~1407 年、1601~1610 年以及 1728~1737 年, 其中第 1 次突变发生在从 MWP 向 LIA 的转换期, 太阳辐照度从强转弱, 第 2 次突变发生在 LIA 初期, 太阳辐照度继续减弱, 并进入最低值时段, 第 3, 4 次突变分别发生在 LIA 中期和后期, 太阳辐照度显著加强.

与亚洲-太平洋热力差异比较, 可以看到: 在百年尺度上, 前 3 次太阳辐照度突变都与热力差异突变相对应, 并且太阳辐照度突变一般超前热力差异 12~22 年, 只有最后一次太阳辐照度突变没有与热力差异突变相对应. 然而, 在年代尺度上, 热力差异与太阳辐照度的突变时间差异较大, 有 5 次热力差异突变滞后太阳辐照度突变 20~30 年, 2 次热力差异超前太阳活动, 这说明二者之间没有很好的对应关系. 由

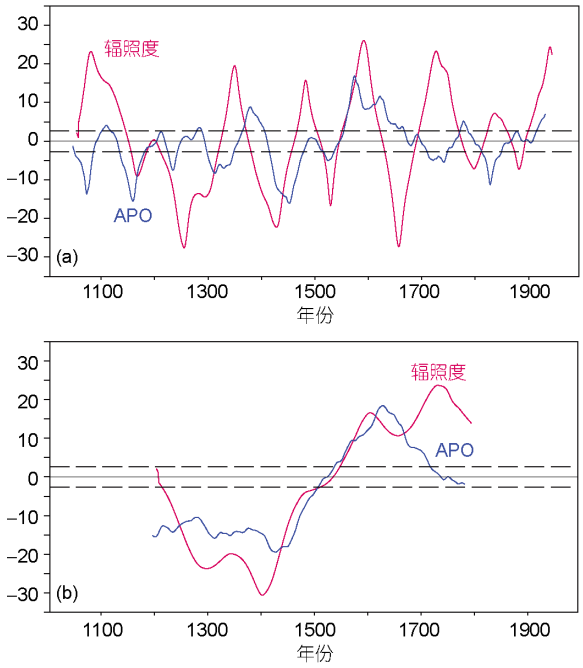

图 4　太阳辐照度(红色)和 APO 指数(蓝色)的滑动 t 检验值

(a) 50 a 平均的滑动 t 检验值, 其中虚线为 99%统计置信度, 纵坐标是 t 检验值; (b)与(a)相同, 只是针对 200 a 平均的滑动 t 检验

此可见, 在百年尺度上, 太阳辐射变化可能是亚洲季风区气候变化的主要因子, 而在年代尺度上除了太阳活动外可能还有其他因子在制约着亚洲季风区的气候变化.

太阳活动变化不仅仅可以引起亚洲与周边海域的热力差异变化, 而且也可以造成北半球和全球气温的长期变化[37,38]. 用 Mann 等人[28]重建的近千年北半球年平均表面气温序列, 我们计算了它与太阳辐

照度指数之间的相关系数, 结果表明: 二者在公元 1000~1998 年期间的相关系数为 0.42(通过 99.9%统计置信度检验). 北半球年平均表面气温的滑动 t 检验结果表明: 在年代尺度上(图 5(a)), 年平均气温有 6 次显著增加, 分别发生在公元 1196, 1366, 1620, 1742, 1850 和 1932 年; 它也有 4 次显著减少, 分别发生在公元 1095, 1268, 1442 和 1672 年. 从小冰期起, 气温有 7 次正负突变, 并且一般滞后太阳活动 14~16 年, 反映了二者在年代尺度上的一种密切关系. 在百年尺度上(图 5(b)), 气温有 1 次显著突变, 出现在公元 1437~1446 年期间, 滞后太阳辐照度发生在公元 1398~1407 年的突变 40 年, 其响应似乎要比亚洲-太平洋热力差异对太阳辐照度的响应慢; 当太阳辐照度在 1294~1303 年和 1601~1610 年发生 2 次突变时, 北半球气温没有明显响应.

3 结论

本文利用重建的近千年夏季亚洲-太平洋涛动指数以及太阳辐照度指数, 用功率谱、小波交叉谱以及滑动 t 检验等方法, 研究了夏季亚洲-太平洋热力差异在年代-百年时间尺度上的变化特征及其与太阳辐照度变化的关系, 结果表明: 在公元 1000~1230 年热力差异最强, 在 1420~1625 年热力差异为持续负位相, 是近 1000 年最弱的时期, 在 1740~1940 年也以负位相为主; 在过去 1000 年里, 热力差异存在着 90, 10~13 和 3~7 a 的周期振荡. 在百年尺度上, 有 3 次热力差异的明显突变, 第 1 次发生在 1305~1315 年, 热力差异减弱, 第 2 次发生在 1420~1430 年, 随后热力差异达到最弱, 第 3 次发生在 1625~1635 年, 热力差异加强.

亚洲-太平洋热力差异长期变化与太阳活动有密切关系, 在公元 1100~1400 年, 太阳辐照度减弱对应着热力差异减弱, 在公元 1400~1560 年最弱的太阳辐照度与热力差异最小值相对应, 之后太阳辐照度与热力差异同步增加. 从周期角度看, 热力差异与辐照度在 250, 120~160, 60~70 和 15 a 周期上关系更显著; 从突变角度看, 海陆热力差异的 3 次突变都对应着太阳辐照度的显著变化, 并且一般滞后辐照度 12~22 a. 下面对二者之间的这种联系给一种初步解释: 由于夏季亚洲-太平洋热力差异主要是由太阳辐射对亚洲

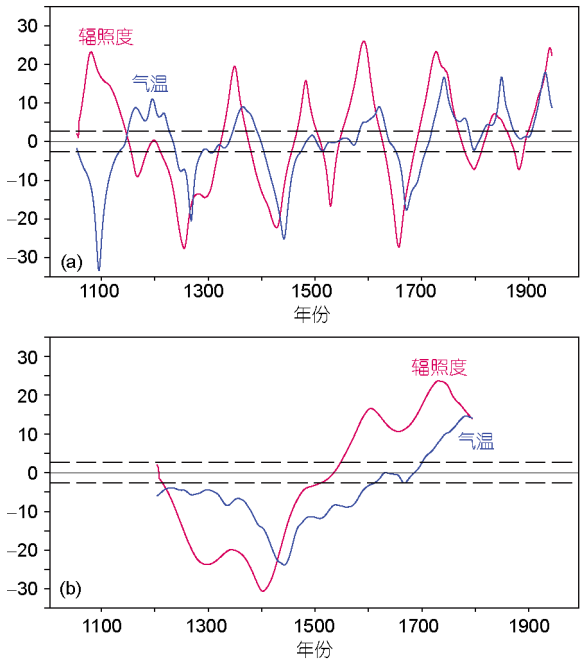

图 5 北半球年平均表面气温(蓝色)和太阳辐照度指数(红色)的滑动 t 检验

(a) 50 a 平均的滑动 t 检验, 其中虚线为 99%统计置信度, 纵坐标是 t 检验值; (b)与(a)一致, 只是针对 200 a 平均的滑动 t 检验

陆地和太平洋的加热差异产生的, 其中对太阳活动响应强的青藏高原对热力差异影响更大[29,39,40], 因此当太阳活动明显改变时, 可以引起青藏高原加热显著异常和 APO 强度(即亚洲-太平洋热力差异)变化, 从而导致热力差异与太阳活动之间的紧密联系. 因此, 在百年尺度上太阳辐照度突变可能是亚洲季风区气候显著改变的主要原因. 然而, 在年代尺度上, 二者之间的这种对应关系不存在, 说明除太阳活动外, 还有在亚洲-太平洋区域以外的强迫因子(如: 海洋、陆地、极地冰雪等)年代尺度变化也制约着亚洲-太平洋的热力差异.

北半球气温变化与太阳辐照度有紧密联系. 从欧洲的小冰期起, 北半球年平均气温的年代尺度突变一般滞后太阳辐照度突变 14~16 年; 在百年尺度上, 3 次太阳辐照度突变没有与气温突变相对应, 只有一次气温突变与辐照度的相对应, 并且滞后太阳辐照度 40 年, 这说明气温对太阳辐照度的响应似乎要比亚洲-太平洋热力差异的响应慢, 其中的原因需要更多研究.

参考文献

1 Chang C P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. J Clim, 2000, 13: 4326–4340
2 Nan S, Li J. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1–4
3 Yang F, Lau K M. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: Linkage to sea-surface temperatures. Int J Climatol, 2004, 24: 1625–1644
4 Zhang Y, Li T, Wang B. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. J Clim, 2004, 17: 2780–2793
5 Zhao P, Zhang X D, Zhou X J, et al. The sea ice extent anomaly in the North Pacific and its impact on the East Asian summer monsoon rainfall. J Clim, 2004, 17: 3434–3447
6 Wu B Y, Yang K, Zhang R H. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 31–44
7 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
8 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
9 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
10 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
11 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
12 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
13 刘健, 陈星, 王苏民, 等. 小冰期气候的模拟. 自然科学进展, 2004, 14: 462–468
14 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
15 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
16 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
17 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
18 卫捷, 汤懋苍, 冯松, 等. 亚洲季风年代际振荡及与天文因子的相关. 高原气象, 1999, 18: 179–184
19 Kodera K. Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes. Geophys Res Lett, 2004, 31: L24209
20 Wu J L, Yu Z C, Zeng H A, et al. Possible solar forcing of 400-year wet-dry climate cycles in northwestern China. Clim Change, 2009, 96: 473–482
21 潘静, 李崇银, 顾薇. 太阳活动对中国东部夏季降水异常的可能影响. 气象科学, 2010, 30: 574–581
22 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 2008, 322: 940–942
23 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
24 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
25 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 东亚海陆热力差异指数与东亚夏季风强度关系探讨. 见: 何金海, 编. 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. 96–108
26 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
27 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
28 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
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 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
31 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 Geophy Res, 2010, 115: D20109, doi:10.1029/2010JD014029
32 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

33 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
34 Ogurtsov M G, Nagovitsyn Y A, Kocharov G E, et al. Long-period cycles of the sun's activity recorded in direct solar data and proxies. Solar Phys, 2002, 211: 371–394
35 尹志强, 马利华, 韩延本, 等. 太阳活动的甚长周期性变化. 科学通报, 2007, 52: 1859–1863
36 Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. Radiocarbon, 2004, 46: 1029–1058
37 Scafetta N, West B J. Phenomenological solar contribution to the 1900-2000 global surface warming. Geophys Res Lett, 2006, 33: L05708, doi: 10.1029/2005GL025539
38 Scafetta N, West B J. Phenomenological reconstructions of the solar signature in the Northern Hemisphere surface temperature records since 1600. J Geophys Res, 2007, 112: D24S03, doi: 10. 1029/2007JD008437
39 李栋梁. 青藏高原地面加热场强度变化及其与太阳活动的关系. 高原气象, 2006, 25: 975–982
40 周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究, 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1473–1483