论文

现代气候条件下降水变化的“西风模态” 空间范围及其影响因子初探

黄伟^{①*}, 陈建徽^①, 张肖剑^①, FENG Song^②, 陈发虎^{①†}^① 兰州大学西部环境与气候变化研究院, 兰州 730000;^② Department of Geosciences, University of Arkansas, Fayetteville 72701, USA

* 联系人, E-mail: whuang@lzu.edu.cn

† 联系人, E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

收稿日期: 2014-11-11; 接受日期: 2015-01-13; 网络发表日期: 2015-03-31

科技部全球变化专项项目(编号: 2010CB950202)、国家自然科学基金项目(批准号: 41130102)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号: 20120211130001)、兰州大学中央高校基本科研业务费专项项目(编号: LZUJBKY-2014-119)和兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金项目(编号: LZUJBKY-2013-BT01)资助

摘要 全新世轨道-千年-百年-年代际尺度上中纬度亚洲内陆干旱区的湿度/降水变化与东亚季风区呈现出错/反位相的变化, 简称为中纬度内陆干旱区气候变化的“西风模态”, 但至今对气候变化“西风模态”的适用空间范围及其影响因子缺乏深入研究. 针对整个中纬度欧亚大陆(30°~60°N, 0°~130°E), 使用 1960~2010 年 GPCC, CRU 和 CPC 三个降水数据集的逐月降水资料, 分别对冬、夏季降水的年际、年代际信号进行 EOF 分析, 发现现代气候背景下的降水变化“西风模态”在夏季年代际尺度表现最为显著, 亚洲中部内陆干旱区部分区域的年代际夏季降水与其东部的中纬度东亚季风区和西部的地中海周边地区均呈现出相反变化的空间格局, 在中纬度欧亚大陆表现出“-+-”的空间变化模态. 据此划分出气候变化“西风模态”核心区域, 即西部以里海(约 50°E)为界, 东部到河西走廊西界(约 90°E), 南北界限与亚洲中部干旱区南北界线吻合(约 36°~54°N), 整体相当于中亚和中国新疆干旱区, 本文将命名为“西风模态核心区”. 依据逐月 NCEP/NCAR 再分析数据, 探讨了亚洲中部干旱区气候变化“西风模态”的成因, 发现其不但与中纬度大气环流的纬向波动传播及印度夏季风降水异常之间的共同作用有直接联系, 而且与大西洋年代际振荡(AMO)也密切相关.

关键词

“西风模态核心区”

空间范围

年代际-年际

大西洋年代际振荡

(AMO)

印度夏季风降水

(ISMP)

从大尺度环流系统的角度, 亚洲大陆可划分为主要受中纬度西风环流控制的区域和主要受季风环流控制的区域, 在此分别称为“西风亚洲”(或西风区)和“季风亚洲”(或季风区)(图1, 陈发虎等, 2009). 西

风亚洲以干旱气候和干旱景观为主要特征, 又称亚洲中部内陆干旱区, 高山-盆地结构导致了以冰雪-高山草甸-森林-草原-绿洲-荒漠(沙漠)为显著特征的垂直地带性, 区域生态环境相对脆弱, 其降水主要受西

中文引用格式: 黄伟, 陈建徽, 张肖剑, 等. 2015. 现代气候条件下降水变化的“西风模态”空间范围及其影响因子初探. 中国科学: 地球科学, 45: 379-388
英文引用格式: Huang W, Chen J H, Zhang X J, et al. 2015. Definition of the core zone of the “westerlies-dominated climatic regime”, and its controlling factors during the instrumental period. Science China: Earth Sciences, 58: 676-684, doi: 10.1007/s11430-015-5057-y

图1 中纬度亚洲的遥感影像图

给出了亚洲干旱区示意范围(白色虚线, 据 Feng 等, 2014 修改)和季风边界线(据 Chen 等, 2008; 陈发虎等, 2009), 以及西风环流、印度季风和东南季风的示意图

风环流的影响(Huang等, 2013). 季风亚洲大气降水主要受季风环流控制, 夏季时印度夏季风和东亚夏季风带来丰沛的降水, 气候湿润, 南北向和东西向水平地带性发育, 其降水变化主要受控于季风强度变化(Wang, 2001; Xiao等, 2004; Shen等, 2005; Wang等, 2005; Wang和Chen, 2012; Liu等, 2014).

前人很早就注意到作为西风亚洲重要组成部分的中国西北干旱区气候环境演化规律与东-南部季风区不同, 主要表现为末次间冰期以来存在“冷湿-暖干”的温度湿度配置型式(李吉均, 1990; 韩淑娣等, 1993). 在年代际尺度上, Shi等(2007)指出20世纪80年代末起西北气候开始由暖干向暖湿转型. 近年来, 对西风亚洲气候环境变化特殊性的研究进一步深入, 例如, Chen等(2008)利用中亚干旱区的高质量湖泊记录进行集成, 不仅显示出中国西北干旱区, 甚至中亚干旱区全新世气候环境变化也与季风区不同; 并且, 这种特殊性不仅限于温湿配置与季风区相反, 而可能存在更为复杂的湿度“错位相”变化. 近期的研究也发现, 中国新疆和中亚地区湿度变化与亚洲季风区不同, 中晚全新世气候更为湿润(Wang和Feng, 2013). 事实上, 根据对过去1000年(Chen等, 2010; 周秀骥等, 2011)、甚至近百年(姜大膀等, 2009; 马柱国和符淙斌, 2006; 陈发虎等, 2011; Huang等, 2013)的相关研究, 都可以发现西风区湿度/降水变化与季风区有显著差异. 可见, 西风区在现代间冰期从数千年到年代际时间尺度确实存在不同于季风区的湿度/降水变化模式, 称之为气候变化的“西风模态”(陈发虎

等, 2009).

然而, 随着气候变化“西风模态”研究的深入, 也产生了一系列新的科学问题需要解决. 例如, “西风模态”的空间范围有多大? “西风模态”是适用于整个亚洲中部干旱区(Chen等, 2008)还是只适用于干旱区内部的部分区域? 尤其是从同受西风影响的中纬度欧亚大陆来看, 其是否具有独特性? 影响“西风模态”空间格局的因子有哪些? 考虑到目前研究区高分辨率古气候代用资料有限且空间分布不均, 本文拟从现代降水数据集和气候要素场资料入手, 探讨1960~2010年“西风模态”的空间范围及其影响因子, 这对认识全球变暖下的干旱区降水变化的区域响应具有重要意义.

1 区域概况和资料方法

以现代亚洲季风界限(图1中的红色虚线)作为分界, 可以将中纬度亚洲分为两部分: 其东部是受季风环流控制的季风亚洲, 降水丰沛, 气候湿润(图1); 其西部是不直接受季风环流控制的内陆干旱区(图1中白色虚线范围, 据(Feng等, 2014)修改), 这一干旱区与一般意义上由副热带高压带所控制的干旱区显著不同, 气候变化主要受西风环流(图1)的影响, 最近也有研究指出, 北极海冰变化对其气候变化也有显著影响(Liu等, 2012), 虽不受季风环流的直接影响, 但中低纬环流变化仍会通过其他渠道影响干旱区气候(陈活泼等, 2012), 同时与中高纬度大气环流变化

紧密联系(Huang等, 2014), 并通过产生大量大气粉尘气溶胶而影响全球变化(Uno等, 2009).

过去针对气候变化“西风模态”的研究主要集中在讨论中纬度亚洲内陆干旱区和东亚季风区的降水/湿度变化的差异, 实际上需要在更大空间范围来认识气候变化的“西风模态”. 本文将研究的空间范围扩展到受西风环流显著影响的整个中纬度欧亚大陆. 就研究时段而言, 由于部分区域站点稀少, 长序列的站点资料有限, 大部分站点自20世纪50年代末才有系统连续观测资料(Feng等, 2004), 为了保证研究的可靠性, 本文仅选取具有连续观测资料和高分辨率格点资料的1960~2010年这一时段. 本研究采用三个降水数据集: 主要使用Global Precipitation Climatology Centre(GPCC)的全球陆地逐月格点降水, 空间分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$, 该数据产品集在处理时收集了相对其他数据集更多的气象站点, 精度高, 并提供了系统误差等数据信息(Becker等, 2013); 同时使用英国东英吉利大学建立的空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的CRU TS 3.21的格点降水数据集(Harris等, 2014)以及来自美国国家海洋大气管理局(NOAA)空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的CPC格点降水数据集(Chen等, 2002)作为对比分析. 对“西风模态”影响因子的初步分析部分, 使用的大气环流要素资料来自美国国家环境预测和大气研究中心(NCEP/NCAR)的1960~2010年再分析逐月资料(Kalnay等, 1996), 空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. 整层垂直的水汽通量积分计算公式如下:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{300\text{hPa}}^P q \vec{V} dp,$$

式中, q , g , P 和 $\vec{V}$ 分别代表比湿、重力加速度、地表气压和风场, 同时在积分时考虑了地形的影响. 为了研究低层和中高层水汽的影响, 进一步将水汽分为低层(对1000~700 hPa水汽通量积分)和中高层(对700~300 hPa水汽通量积分). 文中分析所用到的大西洋多年代际(AMO)指数下载自美国海洋大气管理局(NOAA)(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>)空间区域气候变量场一般由多个格点或者站点组成, 为了能用数量较少的空间分布特征来代替原变量场, 并又能覆盖原始场的信号, 就需要利用某种数学表达将原始场的主要空间分布格局分解. 在气候变化研究中, 常用的方法是运用经验正交分解

(EOF)将把原始场分解为正交函数的线性组合, 找出主要变量, 重构典型空间形态, 每个典型空间形态都应能尽量多的代表原始场(Lorenz, 1956). 本文通过EOF分解来呈现中纬度欧亚大陆降水的时空变化. 另外, 为分别获得年代际、年际降水变化过程, 本文分别使用Lanczos低通滤波和高通滤波方法(Duchon, 1979)滤去年际和年代际信号, 低通、高通滤波采用的滤波窗口均为9年, 分别滤掉高频、低频变化.

2 结果与讨论

2.1 “西风模态核心区”空间范围探讨

本文仅针对冬(上年12月至当年2月)、夏季(6~8月)降水进行分析. 首先对1960~2010年中纬度欧亚大陆的冬、夏季降水分别进行滤波处理, 分解为年代际和年际两个时间尺度, 之后分别进行EOF分析. 结果发现, 在年际尺度上, 冬季降水整体呈现出“南-北”相反的空间变化特征, 即在 50°E 以西, 大约以 40°N 为界, 以东大约以 50°N 为界呈现南北相反的变化模态(图略); 夏季降水表现出亚洲中部内陆干旱区的部分地区(主要是新疆干旱区)与中纬度东亚季风区变化相反的模态(图2(a)). 前人的研究也发现, 重大干旱事件(如20世纪20年代)在中国西北和华北是同步发生的(Liang等, 2003), 说明在年际尺度上, 季风区和内陆干旱区的变化可能并不是反位相的. 基于树轮的研究也发现, 年际尺度上季风区和内陆干旱区干湿变化的相互关系除了相反变化之外(Fang等, 2010), 有时也表现为同相位变化, 这可能是不同时段主导区域的海气相互作用因子有不同的影响.

在年代际尺度, 冬季降水空间格局主要表现为地中海及周边地区的气候变化与其他区域的差异, 呈现明显的“东-西”向相反的变化特征(图略); 夏季降水表现出“+”的空间格局, 即中亚和中国新疆干旱区(简称中亚-新疆干旱区)整体上既与其西部的地中海地区, 也与其东部的中纬度东亚季风区呈现出相反的变化特征(图2(b)). 可见, 夏季降水在年代际尺度上表现出的这种空间特征与“西风模态”所描述的空间分布格局具有最好的一致性, 进一步揭示出前人发现的中亚干旱区(陈发虎等, 2011)、中国新疆干旱区(杨莲梅和张庆云, 2008; Shi等, 2007)和中纬度亚洲干旱区(Huang等, 2013)降水与中纬度东亚季风区的差异变化在夏季降

图2 1960~2010年中纬度欧亚大陆年际(a)、年代际尺度夏季降水的 EOF1 空间特征(b)以及西风核心区 and 季风核心区的标准化平均夏季(c)、冬季(d)降水时间序列

(c)和(d)上列为西风核心区, 下列为季风核心区; 红色虚线表示经过9点滑动平均后的变化趋势

水的年代际尺度上表现得最为显著。

基于上文的分析, 亚洲内陆干旱区在年代际尺度的夏季降水上表现出更显著的与中纬度东亚季风区的空间差异(图2(b)). 因此, 本文分别选取中纬度亚洲内陆干旱区的核心区域($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$)和中纬度东亚季风区的核心区域($35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$), 先对两个区域每个格点的降水进行标准化, 后获得两个区域平均的夏季和冬季的标准化降水时间序列, 并进行9年低通滤波处理, 以突出年代际变化. 结果显示, 这两个区域的夏季降水在年代际尺度上表现出相反的变化特征(图2(c)), 相关系数为 -0.46 , 通过了95%的显著性检验; 而冬季降水具有相同的变化趋势(图2(d)), 相关系数为 0.86 , 通过了99%的显著性检验. 这与图2中季节降水所表现出的时空变化格局一致, 也进一步验证了现代气候条件下, 降水变化“西风模态”主要体现在年代际夏季时间尺度上. 需要指出的是, 本研究获得的年代际夏季降水表现出“+”的空间格局, 与已有的一些工作尽管在位置略

有差异, 但大体上降水分布结构有一定的相似之处(Lu等, 2002). 上述根据不同尺度、不同季节开展分析的结果充分表明, 中亚-新疆干旱区与中纬度东亚季风区降水的差异变化在夏季的年代际尺度上有最为清晰的表达.

为了更确切地描绘降水变化“西风模态”空间格局, 本文对更大范围($20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W}\sim 130^{\circ}\text{E}$)的年代际夏季降水进行EOF分析, 图3(a)显示出更为清晰的降水变化的空间分布特征, 其在整个中纬度亚欧大陆范围的表现与图2(b)相似, 即在年代际尺度中亚和中国新疆干旱区不仅与其东部的中国华北、蒙古部分地区降水变化相反, 而且与其西侧的地中海周边地区的降水变化也相反. 利用最新版的CPC格点数据集和CRU格点数据集获得的降水变化的空间模态与使用GPCP格点资料获得的结果一致(图3(c)和(d)), 说明1960~2010年来年代际尺度上夏季降水变化表现出的“西风模态”是客观存在的. 实际上, 亚洲内陆干旱区的这部分区域——具体体现为其西部边界以里

图3 1960~2010年GPCC(a)、CPC(c)和CRU(d)的降水数据集在年代际时间尺度上欧亚大陆夏季降水的EOF1空间特征以及GPCC所对应的时间序列曲线PC1(b)

黄色虚线范围为气候变化“西风模态”的核心区域,绿色虚线为亚洲干旱区的范围

海为界(约50°E),东部以约90°E为界;北部界线比亚洲干旱区北界(图3(a)中绿色虚线)偏北一些(约53°N),南部界线大约以中亚-新疆干旱区南界为界(大约35°N)——年代际夏季降水变化也与大约54°N以北的欧亚大陆和约36°N以南的南亚大陆呈现相反的变化,说明此区域年代际尺度的夏季降水变化在整个中纬度欧亚大陆确实具有独特性。此空间范围与我们早期认为的全新世气候变化(Chen等, 2008)以及利用年降水给出的范围(Huang等, 2013)有一定区别:即西北干旱区东部和蒙古高原东部,可能受到季风环流的影响更大,其夏季降水/湿度变化在年代际尺度上更接近于中纬度季风区的变化,因此将这部分区域剔除出去;而在中纬度欧亚大陆表现出独特性的这部分区域,因主要受到西风环流的主控,影响其降水的物理机制与其他区域并不相同,故本文将命名为“西风模态核心区”(图3(a)中黄色虚线)。此外,青藏高原在年代际尺度上夏季降水变化尽管也与“西风模态核心区”一致,但是受西风环流影响的高原北部地区降水变化(段克勤等, 2008)和冰川变化(Yao等, 2012)与南部存在差异,而且考虑到青藏高原及周边

地区气象站点稀少和观测时间短等问题,这一区域暂不划入“西风模态核心区”的范围,值得今后进一步研究。同时应该指出,本文给出的是在现代气候条件下的“西风模态核心区”空间范围,而实际上不同时间尺度,例如在千年尺度和现代间冰期(全新世)尺度,其空间范围并非一成不变,可能会随时间尺度大气环流变化而存在一定差异,此处给出的仅仅是现代气候背景下的“西风模态核心区”的范围,其东西、南北界线,特别是东部界线可能会随亚洲季风的强弱变化发生较大幅度的变化。

另外,从EOF1相对应的PC1(图3(b))可以看出,20世纪60年代末至80年代中期,PC1处于负值阶段,而80年代中期以来至今,其基本处于正值时期。结合EOF1的空间分布,我们可以认为“西风模态核心区”在20世纪60年代末至80年代中期夏季降水呈现出相对减少的特征,80年代后降水呈现出增加的趋势,而中纬度东亚季风区和地中海周边地区的夏季降水相应的表现出相反的变化特征。Shi等(2007)指出中国西北尤其是新疆地区自1987年出现气候转型,本文的分析结果不仅支持此结论,同时也进一步揭示出,不

仅限于中国西北地区,事实上,“西风模态核心区”作为一个整体,夏季降水呈现出总体一致的变化特征,尽管不同子区域突变发生的时间并不完全吻合,但基本都出现在上世纪80年代中期前后。

2.2 存在“西风模态”的物理机制探讨

气候态时,来自西北方向的水汽影响中亚,之后向东输送进而影响新疆,这种水汽输送形态显示,里海的北部出现一个强度较弱的脊,而中国西北边境被一个弱的槽控制(图4(a)).由上节已知,整个中纬度欧亚大陆夏季降水变化在20世纪80年代中期出现年代际转折,依据图3(b)中的PC1,将1960~2010年的夏季降水分为高值时段(1985~2006年)和低值时段(1969~1984年),分别代表“西风模态核心区”夏季降水多(少)和中纬度东亚季风区和地中海周边地区夏季降水少(多).基于此相应时段,本文对相关的气候要素场进行合成分析,以期进一步理解中纬度欧亚大陆降水变化“西风模态”空间格局形成的初步机制。

对高度场的合成分析(PC1的高值年代减去低值年代)的结果发现,低层大气环流异常与高层的基本特征一致,说明此种异常为正压结构,其中主要表现为北大西洋北部、中亚、中国西北干旱区部分地区为高度场负异常,而这以外的其他地区都为高度场正异常,其中低纬地区大部份、北大西洋南部、东亚地区北部的高值异常显著(图4(b)和(c)).参考Zhou等(2005)的方法,在夏季气候态下,北印度洋潜热蒸发产生水汽,而低纬地区高度场的正异常进一步加强了潜热蒸发的作用,产生更多水汽(图5(a)),在强烈经向风异常的作用下,经向输送加强(图5(b)),使得水汽,尤其是低层的水汽向北输送至巴基斯坦地区(图4(b)),再通过西风环流输送到“西风模态核心区”区域(图4(c)),在地形的作用下做抬升运动(图5(c)),并受到中亚高度场低值异常的影响,水汽辐合,由此导致了“西风模态核心区”降水的增多.相对应的,北大西洋南部的高度场正异常和北部的负异常共同作用,加强了纬向的水汽向北欧地区的输送,又受到地中海地区高度场正异常的影响(图4(b)和(c)),水汽辐散,因此造成了地中海周边地区降水的减少;而位于东亚北部的高度场正异常造成了北风的异常(图5(b)),使得夏季风带来的水汽偏少(图4(b)和(c)),同时气流下沉(图5(c))水汽辐散,从而中纬度东亚季风区的降

图4 气候态整层水汽通量(a)、PC1高值年代减去低值年代对应的大气低层高度场/水汽通量(b)和高层高度场/水汽通量(c)的合成分析

(a) 水汽通量单位为 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, 彩色部分/蓝色箭头代表合成分析通过95%的显著性检验

水也减少。

这种大气环流配置与Huang等(2014)对南疆(“西风模态核心区”的一部分)降水的研究相似,并且这种纬向波列传播形式特征非常近似于环球遥相关配置(Circumglobal Teleconnection, 简称CGT)的区域表达(Ding和Wang, 2005; Chen和Huang, 2012),只是为负位相。换句话说,位于地中海周边地区的高度场正异常、中亚的高度场负异常和东亚北部的高度场正异常(图4(b))三者只是整个CGT的一部分,有研究称之为“丝绸之路遥相关”(Enomoto等, 2003)。一方面,“丝绸之路遥相关”与夏季亚洲急流有很强的联系(Chen和Huang, 2012),亚洲急流的加强有利于定常Rossby波的传播(Enomoto等, 2003);另一方面,“丝绸之路遥相

图 5 PC1 高值年代减去低值年代对应的潜热通量(a)、200 hPa 经向风(b)和垂直速度经度-高度廓线(c)的合成分析

(a) 潜热通量的单位是 W m^{-2} ; (b) 经向风的单位是 m s^{-1} ; (c) 垂直速度的单位是 Pa s^{-1} , 等值线代表合成分析值, 彩色部分表示气候态

关”被认为源于地中海地区的下沉气流和印度季风加热的共同作用结果(Enomoto等, 2003), 而后者对其配置的影响可能更为重要(Ding和Wang, 2005; Ding等, 2011). 简言之, “丝绸之路遥相关”及CGT的驱动机制, 实质上是热带赤道地区加热后在副热带的一种表现(Chen和Huang, 2012), 即热带赤道地区的加热会激发大气层上层的辐散气流, 可诱导产生涡度平流, 从而作为Rossby波传输的源头. 以上结合前人对CGT的研究成果和本文的分析, 都显示出夏季年代际尺度“西风模态”的产生, 与中纬度西风环流的纬

向波动传播和低纬度印度季风加热之间的共同作用有直接的联系.

Ding等(2005)认为北大西洋有可能是影响CGT的一个重要区域, Feng等(2008)研究发现大西洋多年代振荡(AMO)通过影响青藏高原温度进而影响印度夏季风降水, 上文已叙述CGT可能与低纬度印度季风加热之间有直接的联系, 因此大西洋海温异常可能对中纬度欧亚大陆夏季年代际降水的空间格局差异起到一定的作用. 为了排除全球变暖背景所导致不同气候要素之间的共同关系, 首先对同期的低频夏季AMO指数与PC1做去趋势化处理, 之后进行相关分析, 可以得到其相关系数高达0.77, 通过了99%的显著性检验(图6(a)), 进一步将去趋势化的低频夏季AMO指数与200 hPa高度场做回归分析, 结果清晰地显示出CGT的配置特征(图6(b)), 表明北大西洋海温的变化对中纬度欧亚大陆夏季年代际降水空间格局差异有重要影响.

事实上, 本文所表现出大气环流空间配置是CGT的负位相, Wang等(2012)的研究发现, 20世纪70年代末以来ENSO的作用减弱了印度夏季风降水的年际变率, 其又造成了此时段CGT年代际尺度的减弱和西风环流的南移导致的西非降水的增加. 通过计算印度夏季风降水时间序列, 对其同样进行9年低通滤波和去趋势化处理与PC1做相关分析, 发现两者相关系数高达-0.81, 通过了99%的显著性检验(图6(a)). 同样将去趋势化的印度夏季风降水时间序列与200 hPa高度场做回归分析, 结果也清晰地显示出CGT的空间特征(图6(c)). 结合自20世纪70年代末“西风模态核心区”、西非夏季降水增加而欧洲南部、中纬度东亚季风区夏季降水逐渐减少(PC1逐渐上升), 我们认为年代际尺度印度夏季风的减弱造成了此时段CGT年代际尺度的减弱, 进而影响中纬度欧亚大陆夏季年代际降水空间格局差异的另一个重要影响因子.

3 结论与展望

通过对中纬度亚欧大陆冬、夏季的年代际和年际信号分离, 分别进行EOF分析后发现, 中纬度亚洲内陆干旱区与东亚季风区的夏季降水在年代际尺度上表现出最为显著的空间差异, 说明现代气候背景下的“西风模态”主要表现在夏季年代际尺度. 在此时

图6 1960~2010年去趋势后的PC1, AMO和ISMP的9点低通滤波曲线(a)以及200 hPa位势高度与AMO(c)、ISMP(d)的回归分析

彩色部分代表年代际印度夏季降水/夏季AMO指数和位势高度的相关通过95%显著性检验

间尺度上,进一步从空间上拓展至同受西风环流影响的整个中纬度欧亚大陆进行分析,发现中纬度亚

洲内陆干旱区的降水与其东侧的东亚季风区、其西侧的地中海周边区域都呈现出相反变化的空间格局,说明该区域的降水变化具有独特性,据此界定了现代气候背景下的“西风模态核心区”的空间范围,其核心区域包括中亚干旱区及中国新疆干旱区,其西以里海(约50°E)为界,东至中国新疆干旱区东部,大约以93°E为界;南达伊朗高原北缘及塔克拉玛干沙漠南缘,大约以35°N为界,北抵哈萨克斯坦北部和蒙古西部,大约以53°N为界(图3)。

对现代气候变化“西风模态”影响因子的初步分析表明,出现降水变化“西风模态”空间格局与中纬度大气环流的纬向波动传播有关以及低纬印度季风加热之间的共同作用有直接联系,实际上是北半球西风环流区“环球遥相关配置”在欧亚大陆的表现;同时,大西洋年代际振荡(AMO)可能对气候变化的“西风模态”空间格局的形成也起到一定的作用。

需要指出的是,本文仅仅是依据近60年来的降水资料分析的结果,不同时间尺度存在的气候变化“西风模态”(如全新世,Chen等,2008;近千年尺度,Chen等,2010,2015)的空间范围和表现形式及其物理机制(如全新世,Jin等,2012)必然会存在一定差异,更高空间分辨率的可靠古记录的重建是开展更长时间尺度“西风模态核心区”空间范围研究的基础。同时,也需要将古记录与气候数值模拟紧密结合,深入探讨多时空尺度西风区气候变化特征及其驱动因素,从而推动亚洲干旱气候和环境变化理论的最终建立。本文对相关物理机制的分析和探讨也还是初步的,主要还是针对出现降水变化“西风模态”的空间格局给出了一定解释,但没有针对“西风模态”空间格局变化规律和机制开展探讨,这些今后有待深入研究。

致谢 感谢靳立亚教授和方克艳教授对论文初稿提出了建设性意见,感谢审稿专家宝贵的意见。

参考文献

- 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 2009. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论. 地学前缘, 16: 23-32
- 陈发虎, 黄伟, 靳立亚, 等. 2011. 全球变暖背景下中亚干旱区降水变化特征及其空间差异. 中国科学: 地球科学, 41: 1647-1657
- 陈活泼, 孙建奇, 范可. 2012. 新疆夏季降水年代际转型的归因分析. 地球物理学报, 55: 1844-1851
- 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 2008. 青藏高原南北降水变化差异研究. 冰川冻土, 30: 726-732
- 韩淑妮, 吴乃铮, 李志中. 1993. 晚更新世晚期北疆内陆型气候环境变迁. 地理研究, 12: 47-54
- 姜大膀, 苏明峰, 魏荣庆, 等. 2009. 新疆气候的干湿变化及其趋势预估. 大气科学, 33: 90-98
- 李吉均. 1990. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. 第四纪研究, 3: 197-204

- 马柱国, 符淙斌. 2006. 1951~2004年中国北方干旱化的基本事实. 科学通报, 51: 2429–2439
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 北大西洋涛动对新疆夏季降水异常的影响. 大气科学, 32: 1187–1196
- 周秀骥, 赵平, 刘舸, 等. 2011. 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. 科学通报, 56: 2060–2067
- Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, et al. 2013. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth Syst Sci Data*, 5: 71–99
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 27: 351–364
- Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. 2010. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quat Sci Rev*, 29: 1055–1068
- Chen G S, Huang R H. 2012. Excitation mechanisms of the teleconnection patterns affecting the July precipitation in northwest China. *J Clim*, 25: 7834–7851
- Chen J H, Chen F H, Feng S, et al. 2015. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and little ice age: Spatial patterns and possible mechanisms. *Quat Sci Rev*, 107: 98–111
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J Hydrometeorol*, 3: 249–266
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J Clim*, 18: 3483–3505
- Ding Q H, Wang B, Wallace J M, et al. 2011. Tropical-extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability. *J Clim*, 24: 1878–1896
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J Appl Meteorol Clim*, 18: 1016–1022
- Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August. *Q J R Meteorol Soc*, 129: 157–178
- Fang K Y, Davi N, Gou X H, et al. 2010. Spatial drought reconstructions for central High Asia based on tree rings. *Clim Dyn*, 35: 941–951
- Feng S, Hu Q, Qian W H. 2004. Quality control of daily meteorological data in China 1951–2000: A new dataset. *Int J Climatol*, 24: 853–870
- Feng S, Hu Q. 2008. How the North Atlantic Multidecadal Oscillation may have influenced the Indian summer monsoon during the past two millennia. *Geophys Res Lett*, 35: L01707
- Feng S, Hu Q, Huang W, et al. 2014. Projected climate shift under future global warming from multi-model, multi-scenario, CMIP5 simulations. *Glob Planet Change*, 112: 41–52
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations-the CRU TS3.10 Dataset. *Int J Climatol*, 34: 623–642
- Huang W, Chen F H, Feng S, et al. 2013. Interannual precipitation variations in the mid-latitude Asia and their association with large scale atmospheric circulation. *Chin Sci Bull*, 58: 3963–3968
- Huang W, Feng S, Chen J H, et al. 2015. Physical mechanisms of the summer precipitation variations in the Tarim Basin, Northwestern China. *J Clim*, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00395.1
- Jin L Y, Chen F H, Morrill C, et al. 2012. Causes of early Holocene desertification in arid central Asia. *Clim Dyn*, 38: 1577–1591
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc*, 77: 437–472
- Liang E Y, Shao X M, Kong Z C, et al. 2003. The extreme drought in the 1920s and its effect on tree growth deduced from tree ring analysis: A case study in North China. *Ann Forest Sci*, 60: 145–152
- Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 83: 115–128
- Liu J P, Curry J A, Wang H J, et al. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 4074–4079
- Lorenz E N. 1956. Empirical orthogonal function and statistical weather prediction. Scientific Report No. 1 Statist Forecasting Project. Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology
- Lu R Y, Oh J H, Kim B J. 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer. *Tellus*, 54A: 44–55
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. *Quat Int*, 136: 131–140
- Shi Y F, Shen Y P, Kang E, et al. 2007. Recent and future climate change in Northwest China. *Clim Chang*, 80: 379–393
- Uno I, Eguchi K, Yumimoto K, et al. 2009. Asian dust transported one full circuit around the globe. *Nat Geosci*, 2: 557–560
- Wang H, Wang B, Huang F, et al. 2012. Interdecadal change of the boreal summer circumglobal teleconnection (1958–2010). *Geophys Res Lett*, 39: L12704
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian Monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18: 376–386

- Wang H J, Chen H P. 2012. Climate control for southeastern China moisture and precipitation: Indian or East Asian monsoon? *J Geophys Res*, 117: D12109
- Wang W, Feng Z D. 2013. Spatial variations of effective moisture during the megathermal mid-Holocene in the East Asian arid and semiarid regions. *Earth-Sci Rev*, 122: 38–57
- Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. 2004. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: A direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quat Sci Rev*, 23: 1669–1679
- Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Chang*, 2: 663–667
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 110: D08104