利用树轮资料重建过去700年东亚地区冬季温度变化

宋苗^{1,2}, 杨保^{1,3*}, Fredrik Charpentier LJUNGQVIST^{4,5,6}, 史锋^{7,8}, 秦春¹, 王江林¹

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新研究中心, 北京 100101;

4. Department of History, Stockholm University, Stockholm SE-10691, Sweden;

5. Bolin Centre for Climate Research, Stockholm University, Stockholm SE-10691, Sweden;

6. Swedish Collegium for Advanced Study, Linneanum, Thunbergsvägen 2, Uppsala SE-75238, Sweden;

7. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

8. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044

* 通讯作者, E-mail: yangbao@lzb.ac.cn

收稿日期: 2020-10-09; 收修改稿日期: 2021-01-19; 接受日期: 2021-03-25; 网络版发表日期: 2021-05-18

国家自然科学基金项目(批准号: 41888101、42001068、41661144008)、国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603301、2017YFA0603302)和瑞典理事会项目(编号: 2018-01272)资助

摘要 目前东亚地区基于代用资料的大尺度温度重建几乎都关注夏季或年平均温度的变化, 而对冬季温度的研究比较少。鉴于此, 本研究利用260条温度敏感的树轮记录, 重建了时间分辨率为年、空间分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 、时间长度为公元1300~2000年的东亚冬季(12~2月)平均温度。结果表明, 自14世纪以来冬温呈现出显著的长期升温趋势, 但在公元1625(± 24)年出现了年温度循环(冬温-夏温)的长期衰减。年际尺度上东亚冬温的振幅大约是夏温的4.7倍, 上升速率大约是夏温的6倍。气候模式模拟的结果与重建的结果一致, 均表现出东亚冬温的幅度和速率大于夏温的。研究表明, 冬温的这种上升趋势主要受到北半球中纬度地区($30^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$)的冬季太阳辐射和人类活动的影响。另外, 在年际尺度上, 本研究检测到东亚冬温主要受到火山喷发、太阳辐射和人类活动的共同影响。

关键词 树轮, 冬季温度重建, 温度季节性, 东亚

1 引言

工业革命以来, 冬季和夏季温度的变化存在很大的差异, 主要表现在振幅、速率以及趋势的变化(Mann和Park, 1996; Stine等, 2009; Wang和Dillon,

2014; Allen等, 2019; Duan等, 2019)。年温度循环(即夏温减冬温)的趋势变化不仅对评估气候趋势的变化有影响(Qian和Zhang, 2015; Duan等, 2017), 而且对生态环境和人类社会有很大的影响(Porter等, 2000; Li等, 2010; Vasseur等, 2014; Singh等, 2018)。

中文引用格式: 宋苗, 杨保, Ljungqvist F C, 史锋, 秦春, 王江林. 2021. 利用树轮资料重建过去700年东亚地区冬季温度变化. 中国科学: 地球科学, 51(6): 962–981, doi: 10.1360/N072020-0343

英文引用格式: Song M, Yang B, Ljungqvist F C, Shi F, Qin C, Wang J. 2021. Tree-ring-based winter temperature reconstruction for East Asia over the past 700 years. Science China Earth Sciences, 64(6): 872–889, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9768-9>

东亚冬温和夏温的上升速率在仪器观测时段有显著的差异, 冬温的上升速率为每50年 1.63°C (网络版附图1a, <http://earthcn.scichina.com>), 夏温的上升速率为每50年 0.50°C (附图1b). 与东亚夏温相比, 1951~2000年冬温与年温度循环的相关性更高, 冬温和夏温分别解释了年温度循环87.9%和1.5%的方差(附图1). 然而, 该地区仪器记录的长度有限, 妨碍了对较长时间尺度上气候变化的详细了解. 为了分析季节性温度的长期差异, 只能依靠气候代用资料. 但是在东亚, 大多数集成研究都集中于利用代用资料重建夏季或暖季温度(例如, Yang等, 2002; Cook等, 2013; Shi等, 2015; Wang等, 2015, 2018; Zhang等, 2018), 仅有少数研究关注了冬季或冷季温度的变化(Shi等, 2010; Ge等, 2010, 2013; Duan等, 2011, 2017; Cai等, 2016; Ukhvatkina等, 2018; Huang等, 2019), 限制了对过去冷季温度变化和年温度循环长期趋势的认识. 因此, 重建冬季温度显得尤为重要.

树木年轮记录(如宽度、密度和同位素)是过去气候变化的重要代用指标, 因为其特定的树木生长生理机制被广泛地用于重建暖季或生长季的温度(Fritts, 1976; Yang等, 2014, 2017, 2019; Duan等, 2017). 然而, 树轮也是冬季温度的潜在代用指标, 因为树木在生长前期会受到水热条件的影响(McCarroll和Loader, 2004). 尽管大多数树木的形成层活动在早秋或晚秋停止, 但有机化合物仍继续通过光合作用形成, 供随后的树木生长使用(Hoch等, 2003; Vaganov等, 2006; Zhang等, 2015; Zhang等, 2017), 而且较高的冬季温度对树木根部和叶片的冻害较少, 有利于下一年树木生长(Pederson等, 2004; Shi等, 2010; Yang等, 2017; Zhu等, 2009). 此外, 冬季温度较高可能会导致树木生长季提前, 次年轮宽度随之增加, 反之亦然. 这些因素的共同作用使得利用树轮记录重建冬季温度成为可能.

本研究的主要目标是: (1) 重建东亚陆地(2.5°N ~ 57.5°N , 67.5°E ~ 147.5°E)的冬季平均温度(特定年份的冬季平均温度取当年1月和2月以及上一年12月平均温度的平均值), 并讨论东亚冬温与夏温的差异; (2) 探讨东亚冬温与人类活动、冬季太阳辐射和火山强迫之间的联系; (3) 重建年温度循环, 并诊断其持续衰减的开始时间.

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 观测数据

本研究用于重建温度的校准和验证的观测数据来自CRUTEM 4.6, 该数据为 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 经纬度网格的月分辨率温度数据集, 在东亚共包括114个网格(排除海洋). 根据已发表的冬季温度重建中校准和验证期的选择标准(Shi等, 2010, 2017; Zhang等, 2015; Cai等, 2016; Huang等, 2019), 本研究选择1979~2000年的CRU冬温数据作为校准数据集, 1958~1978年的CRU冬温数据作为验证数据集; 主要是因为东亚地区20世纪50年代初观测的站点极少, 且空间分布不均, 除印度外, 大多数国家的建站都始于1950~1960s(Feng和Hu, 2004; Fang等, 2011; Feng等, 2013; Cook等, 2013; Huang等, 2019).

2.1.2 树轮数据

本文在研究区收集了260条树轮年表数据, 其中, 139条年表来自国际树轮数据库(International Tree-Ring Data Bank, ITRDB; <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/tree-ring>), 其他年表来自原作者或从相关出版物中数字化获得(图1a). 该数据集包括14条树轮密度年表和246条树轮宽度年表, 与Cook等(2013)夏季温度重建中使用的75条树轮记录重复. 但为了提高重建精度, 额外增加了185条新记录, 在中国东部(105°E 以东)增加了41条记录. 因此, 与已发表的东亚夏温重建(Cook等, 2013)相比, 本研究冬温重建所使用的代用资料在空间上分布更均匀, 弥补了中国东部地区代用资料的不足, 这将有可能提高冬温重建的可靠性.

2.1.3 气候模式数据

本研究选取了国际耦合模式比较计划第五阶段(Coupled Model Intercomparison Project phase 5, CMIP5)/古气候模拟比较计划第三阶段(Paleoclimate Model Intercomparison Project phase 3, PMIP3)中的7个海气耦合模式(Schmidt等, 2011; Taylor等, 2012). 选择的标准(Ratna等, 2019)是: (1) 在恒定外部强迫下进行工业革命前参照(pre-industrial control, PI)实验; (2) 达到过去千年(last millennium, LM)的长度; (3) 具有随时

图1 260条对温度响应敏感的树轮记录的位置分布(a)、逐年树轮资料的条数(b)、验证期重建的冬季温度与CRU的冬季温度之间的皮尔逊相关系数的平方(RSQ)(c)、验证期的均方根误差(d)、缩减误差(e)和有效系数(f)

(a) 颜色代表每个记录对冬温重建的贡献(见方法2.2.1)。研究区域按照Zhang等(2018)的标准划分: 图中1~4区域分别代表中国西北-蒙古西部、中国东北-蒙古东部、青藏高原和中国东南。(c)中的黑点表示RSQ显著($p < 0.05$), (e)和(f)中的黑点分别表示RE和CE值大于0。RMSE, 验证期的均方根误差(root mean square error)。RE, 缩减误差(the reduction of error)。CE, 有效系数(the coefficient of efficiency)

间变化的外部强迫。在符合该标准的10个模式中, 由于MIROC、FGOALS和GISS模式在LM或PI模拟中显示出明显的漂移(Atwood等, 2016; Fleming和Anchukaitis, 2016), 所以将这三个模式从本研究的分析中排除。本研究附表1总结了选取的7个模式的详细情况, 分别是BCC-CSM1-1(BCC)、CSIRO-Mk3L(CSIRO)、CCSM4(CCSM4)、HadCM3(HadCM3)、IPSL-CM5A-LR(IPSL)、MRI-CGCM3(MRI)和MPI-ESM-P(MPI)。

2.1.4 气候强迫数据

本研究使用温室气体(CO_2 、 N_2O 和 CH_4 ; Schmidt等, 2012)、土地利用(Kaplan等, 2010)和对流层气溶胶(Miller等, 2014)的重建序列来代表人类活动的数据。太阳强迫的数据来自Steinhilber等(2009)。使用了两套火山活动的数据, 一套是利用格陵兰岛和南极的冰芯资料重建的最新全球火山气溶胶沉积数据(Sigl等, 2015), 另外一套是利用Crowley和Unterman(2013)重建的火山强迫数据。夏季和冬季太阳辐射数据(<http://vo.>

imcce.fr/insola/earth/online/earth/online/index.php)是通过一种改进的天文计算方法所获得。本研究利用 30°N ~ 50°N 夏季的太阳辐射减去冬季的太阳辐射, 表征太阳辐射季节性差异, 以便更好地与年温度循环进行比较。大西洋年代际涛动(the Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)的数据来自Kennedy等(2019)的研究结果, 计算了AMO季节性差异(夏季AMO-冬季AMO), 并与东亚年温度循环进行了比较。

2.2 计算方法

2.2.1 代用资料贡献率的算法

每个年表记录冬温的贡献率用公式 A/B 表示。A是校准期某一树轮年表与其对应的CRU冬温的相关系数之和。B表示校准期所有树轮年表与各自对应的网格点CRU冬温之间的相关系数的总和。

2.2.2 重建方法

本研究采用了改进的点对点回归(Point-by-Point

Regression, PPR)方法对气候场进行重建. 该方法是基于Cook等(2007, 2010, 2013, 2015)PPR方法发展而来, 普遍用于空间网格气候重建(Cook等, 2007, 2010, 2013, 2015; Shi等, 2014, 2017; Neukom等, 2019a), 主要包括以下五个步骤.

第一步: 处理树轮年表记录

在收集的所有树轮年表中, 92条树轮记录未达到1975~2000年. 首先使用“正则期望最大法”(Regularized Expectation Maximization, RegEM)将这些年表外推至2000年(Mann等, 2008; Schneider, 2001), 并对所有年表相对于公共时段(1875~1974年)进行标准化处理.

第二步: 搜索每个网格点用于重建的树轮年表记录

首先选择所有可能的树轮年表, 这些年表在校准期与重建目标(本文指东亚冬季温度)具有显著的正相关. 然后计算年表与目标之间的距离(即搜索半径), 并对搜索半径按升序排列, 排除搜索半径超过3500km的树轮年表(Shi等, 2017), 因为它们距离目标较远, 很难反映目标网格点真实的气候信息. 根据已有研究(Cook等, 2013; Shi等, 2017), 通过上述方法筛选年表的初始最小数量为5个, 其结果包括以下四种可能性(n 是候选年表的数量):

(1) 当 $n \geq 5$ 且前五个距离较近年表包括至少一个可追溯到1300年的记录时, 则使用前五个年表重建目标.

(2) 当 $n \geq 5$, 但前五个年表没有一条可追溯到1300年的记录时, 按搜索半径从小到大的顺序增加年表的数量, 直到有一条可追溯到1300年的年表为止. 而后利用新筛选的年表记录进行重建, 由于在5条记录的基础上新增了年表, 其数目超过5个.

(3) 当 $n < 5$, 且至少有一条可追溯到1300年的年表时, 重建目标利用数量小于5条的筛选年表记录.

(4) 当 $0 < n < 5$, 并且没有可追溯到1300年的年表记录时, 不能满足要求, 则使用所有与重建目标显著的年表来重建.

通过上述步骤, 本研究用于筛选年表记录的搜索半径的范围为313.78~3284.57km.

第三步: 计算网格内年表记录的权重

通过相关系数和解释方差两种方法计算年表记录的权重, 详细介绍见Shi等(2014).

第四步: 年表记录的回归

利用集合局地(Ensemble Local, E-LOC)回归的方法进行气候场集成重建, 即直接回归和间接(逆)回归的算术平均值(Shi等, 2012), 具体过程如下所示: 在直接回归中, 将第 t 年的重建目标表示为 $T_{t,1}$, 将赋予权重的年表记录的第 t 年的值表示为 P_t . α 为回归系数, ε 是残差, 回归方程如下:

$$T_{t,1} = \alpha P_t + \varepsilon. \quad (1)$$

在间接回归中, 将第 t 年的重建目标表示为 $T_{t,2}$, β 为回归系数, φ 是残差, 回归方程为

$$P_t = \beta T_{t,2} + \varphi. \quad (2)$$

由公式(1)和式(2)可推出重建的东亚冬温 T_t 为

$$T_t = \frac{1}{2}(T_{t,1} + T_{t,2}) = \frac{1}{2}\left(\alpha + \frac{1}{\beta}\right)P_t + \frac{1}{2}\varepsilon - \frac{\varphi}{2\beta}. \quad (3)$$

使用两种权重方法(Shi等, 2014)从E-LOC重建结果中取中值作为最终重建的东亚冬温 T_t .

第五步: 评估重建的东亚冬温

重建结果的可靠性评估使用常用的统计参数(Mann等, 2009; Cook等, 2010, 2013; Wang等, 2020), 如图1c~1f和图2a所示, 包括皮尔逊相关系数的平方(RSQ)、缩减误差(RE)、有效系数(CE)和均方根误差(RMSE)等.

2.2.3 统计方法

利用线性最小二乘法计算温度序列和东亚年温度循环序列的变化趋势, 双尾 t 检验估计显著性水平, 皮尔逊相关系数用来分析共同时段的相关性. 有效自由度(N_{eff})的计算方法参考Wang等(2017). 用R软件中的“segmented”包(Davies, 2002)判断年温度循环趋势中是否存在拐点, 并确定拐点前后的斜率变化是否通过了显著性检验. 如果检测到拐点, 并发现趋势的显著转变, 则使用分割模型(Segmented models; Muggeo, 2003, 2008)探查年温度循环的分段线性变化, 并建立每一段的线性回归模型.

2.2.4 集合经验模态分解与时序叠加分析

采用集合经验模态分解(Ensemble empirical mode decomposition, EEMD)方法(Huang等, 1998; Wu和Huang, 2009)分析重建的东亚冬温(本研究)、东亚夏温(Cook等, 2013)以及北半球的年平均温度和夏季温

图2 1300~2000年重建的东亚冬温(本研究)和东亚夏温(Cook等, 2013)的距平(相对于1961~1990年)变化(a)以及重建的东亚温度与人类活动和30°N~50°N的太阳辐射的比较(b)

统计量为 R_{cal} (校准期重建与CRU冬温的相关系数)、 R_{ver} (验证期重建与CRU冬温的相关系数)、RE、CE和RMSE

度(Christiansen和Ljungqvist, 2012; Shi等, 2013; Wilson等, 2016; 附表2)。根据Mann等(1995)的定义, 年际尺度被定义为<8年; 年代际尺度设定为 ≥ 8 年且<35年; 多年代际尺度设定为 ≥ 35 年且<100年; 百年尺度为 ≥ 100 年且<300年; 多世纪尺度为>300年。

对两条火山喷发序列(Crowley和Unterman, 2013; Sigl等, 2015)中的事件年份进行了时序叠加分析(Superposed Epoch Analysis, SEA; Haurwitz和Brier, 1981)。将大于火山强迫序列1.5倍标准差的年份定义为大型火山事件的年份, 选择用于分析的时间窗口是事件之前的5年和之后的15年。按照顺序分别计算事件前5年和后15年的差值的平均值, 并将该平均值 ± 2 标准误差(Standard Error, SE)定义为95%的置信区间, 附表3列出了基于上述两条火山序列选定的火山事件年份。

3 讨论和结果

3.1 重建结果的检验

图1c~1f和2a显示了基于树轮年表重建的东亚冬温的校准/验证参数。在114个网格点中, 有9个网格点在搜索半径内缺乏可用的树轮记录, 被视为“无效”, 重建结果为空值。因此, 最终只有105个网格参与了东亚冬温的空间重建。

图1c显示了验证期(1958~1978年)重建和CRU冬温之间的相关系数的平方(RSQ)。在东亚大部分地区, RSQ显示出显著的空间差异性, 如中国中部和东部以及东南亚, 其值基本都大于0.3($p < 0.05$), 而在中亚地区绝大多数的RSQ值都小于0.1(图1c), 由此表明, 中国中部和东部以及东南亚重建结果的可靠性明显高于中亚地区。

误差缩减值(RE)或有效系数(CE)能够表征精度的高低, 当值低于零, 表明重建精度不高, 而值大于0表示重建精度高。图1e和1f显示了重建冬温网格点RE和CE的空间分布, 结果表明, 研究区大部分网格点的RE和CE均大于0, 在105个网格单元中, 有96个网格点的RE值大于0, 占总网格数的91.4%, 从而表明重建的东亚冬温精度较高, 精度极高的区域($RE > 0.4$)主要分布在蒙古、俄罗斯和中国东部(图1e); CE大于0的网格点有77个, 而CE小于0的地区主要分布在中亚以及东南亚的局部区域(图1f)。验证期南亚、蒙古和中国的均方根误差(RMSE)值较小(图1d), 而俄罗斯和中亚的RMSE值较大, 表明不确定性越大, 主要是由于这些地区树轮记录匮乏。

从图1c~1f中, 不难发现RSQ、RE和CE的空间变化模态非常相似。结合RMSE的值(图1d)表明, 中国东部和蒙古的重建结果最为可靠, 这是因为蒙古树轮记录丰富, 并且有充分的观测资料对重建结果进行校准

和验证. 在中国东南至东北的年降水量大于600mm等值线的第三阶梯上的大范围区域, 树木通常对冬季温度的响应比较敏感(Zhu等, 2009; Shi等, 2010; Duan等, 2011; Cai等, 2016; Liu等, 2018). 相比之下, 中亚地区重建结果的可靠性较低, 主要是因为该地区温度变化较大, 温度敏感的树轮记录稀少, 从而可能无法精确地重建该区域的冬温(图1a).

区域集合平均序列的统计验证参数如图2a所示. 验证期内RE和CE均为正值(RE=0.66, CE=0.14; 图2a), 表明区域集合平均序列的重建结果极为可靠. 图2a表明, 校准期(1979~2000年)的东亚冬温与CRU冬温有很好的—致性, 两者的相关系数(R_{cal})为0.82($N_{eff}=17.1$, $p<0.01$). 验证期(1958~1978年)可靠性也相对较高, 两者的相关系数(R_{ver})为0.64($N_{eff}=18.5$, $p<0.01$). 另外, 东亚地区、中国西北-蒙古西部、中国东北-蒙古东部、青藏高原和中国东南地区重建冬温的可靠性也很高(附图2), 这五个区域重建模型分别解释了1958~2000年CRU冬温变化的62%、58%、58%、45%和52%的方差(附图2a、2c、2e、2g和2i). CRU和重建冬温的一阶差数据仍有很高的相关性(东亚: $r=0.50$, $N_{eff}=26.5$, $p<0.01$; 中国西北-蒙古西部: $r=0.49$, $N_{eff}=30.7$, $p<0.01$; 中国东北-蒙古东部: $r=0.42$, $N_{eff}=30.5$, $p<0.05$; 青藏高原: $r=0.57$, $N_{eff}=36.4$, $p<0.01$; 中国东南: $r=0.62$, $N_{eff}=30.0$, $p<0.01$; 附图2b、2d、2f、2h和2j). 由此表明, 重建结果从时间序列还是空间分布, 可靠性都很高.

3.2 敏感性分析

3.2.1 树轮记录长度差异的敏感性分析

图1b显示了随时间变化的树轮年表数量的差异. 初始年份早于1800年的有227个年表, 时间向前推年表数量逐渐减少, 初始年份早于1700年、1600年、1500年、1400年、1300年的年表个数分别是135个、83个、43个、26个和16个. 评估重建精度随时间变化的一种方法是不断变化树轮年表的数量, 例如, 利用初始年份早于1800年之前的树轮年表的重建(替代重建)与最终重建相比, 这不仅能检验树轮年表对重建结果的敏感性, 还能检验重建网格点的数量和位置变化的敏感性(图3), 因为该替代重建与最终重建所使用的树轮年表的数量、空间分布可能不一致. 本研究利用该方法来分析树轮长度差异对重建结果的影响.

图3显示了分别利用初始年份早于公元1800年、

1700年、1600年、1500年、1400年和1300年的树轮年表的六个冬温重建(记作替代重建)与最终重建的对比. 为了方便结果的可视化, 将所有重建结果都采用了30年低通滤波的处理(图3b). 图3c显示了每次重建的网格数和它们占总网格数(105)百分比的变化. 七个重建(六个替代重建和最终重建)的冬温序列在高频(图3a)和低频(图3b)均表现出非常相似的特征, 并且最终重建和六个替代重建之间具有显著的($p<0.001$)相关性(原始数据的 $r=0.75\sim0.99$, 30年低通滤波处理后 $r=0.83\sim0.99$). 当仅使用16个树轮年表进行重建时(以初始年份早于1300年的年表进行的替代重建), 1447~1514年和1602~1760年的温度低于其他时间段, 而1938~1963年的温度高于其他时间段, 该替代重建的网格数为70个(占总网格数的66.67%), 它与最终重建在低频上表现出很好的一致性且两者显著相关($r=0.83$, $N_{eff}=42.1$, $p<0.001$). 使用初始年份早于公元1400年、1500年、1600年、1700年和1800年的年表进行重建的网格数分别是100、101、105、105和105个, 网格的数量变化不明显. 由此表明, 最终重建和六个替代重建都显示出相同的低频变化, 对树轮年表的数量、网格点数及网格点的空间位置变化不敏感.

3.2.2 剔除插值树轮记录的敏感性分析

本研究为了弥补数据的空间缺失, 增加了92条插值的树轮年表, 由于插值可能会对数据本身的精度造成影响, 从而影响最终的重建结果. 因此, 为了分析这些插值年表对重建结果的影响程度, 进行了敏感性试验. 去掉92条插值年表后的重建结果与最终重建结果进行对比, 发现两者变化非常相似(原始数据的 $r=0.89$, 30年低通滤波数据的 $r=0.90$; 附图3和附图4), 表明重建对样本数量不敏感, 最终的重建是稳定的.

3.2.3 移除与Cook等(2013)东亚夏温重建所用重复树轮记录的敏感性分析

在东亚冬温重建和Cook等(2013)东亚夏温重建中有重复树轮记录75条(图4a), 为了探讨资料重复是否对重建结果造成影响, 本研究对重复的树轮记录进行剔除, 利用剔除重复记录后重建的东亚冬温(替代重建)与未剔除重复记录重建的东亚冬温(最终重建)进行对比, 发现两者的结果非常相似, 相关系数为0.98($N_{eff}=339.6$, $p<0.001$; 图4b), 30年低通滤波后仍为0.98

图3 六个替代重建与最终重建(使用260条树轮记录)的冬温距平(相对于1961~1990年)的比较((a), (b))以及六个替代重建所使用的网格点数和它们占总网格点数的百分比(c)

(a) 六个替代重建所使用的树轮年表的起始年份分别早于1800年(227条树轮记录)、1700年(135条树轮记录)、1600年(83条树轮记录)、1500年(43条树轮记录)、1400年(26条树轮记录)和1300年(16条树轮记录)。 (b) 经过了30年的低通滤波处理。相关系数为 r 、有效自由度为 N_{eff}

($N_{\text{eff}}=42.1$, $p<0.001$; 图4c)。因此表明, 即使与东亚夏温重建有重复树轮记录的存在, 但是对重建结果没有显著的影响, 也不会影响本文3.4节中的冬温和Cook等(2013)夏温对比结果的可靠性。

3.3 公元1300~2000年东亚冬温的变化

图2a显示, 重建的东亚冬温在过去700年呈现出多年代际的冷、暖交替变化, 冷期是公元1300~1365年、1425~1509年、1538~1562年、1576~1674年、1697~1720年、1808~1828年、1855~1879年和1806~1887年, 而暖期是公元1366~1424年、1510~1537年、1563~1575年、1675~1696年、1721~1807年、1829~1854年、1880~1910年和1920~2000年。15世纪和17世纪的冬季平均温度最低($p<0.05$), 东亚冬温从1920~2000年一直呈变暖趋势, 最暖的是20世纪($p<0.05$), 其中1991~2000年是统计学

上最暖的10年。自1300年以来东亚冬温最明显的特征之一是存在长期显著的上升趋势(图2b和附表4), 去掉插值记录后, 过去700年、600年、500年、400年、300年、200年和100年东亚冬温仍然具有显著的上升趋势(附图5), 这说明东亚冬温的上升趋势是稳定的, 与重建中是否使用插值记录并无关系。

3.4 过去700年东亚冬季温度与东亚夏季(暖季)温度的对比

图2a显示了本研究重建的东亚冬温和Cook等(2013)重建的东亚夏温的对比结果, 虽然东亚冬温和夏温之间的季节响应不同(即12~2月和6~8月), 但二者均有显著的上升趋势; 最冷期都是15世纪, Neukom等(2019a)的研究认为这是由于火山气溶胶强迫所导致的; 而最暖期出现在20世纪, 与Neukom等(2019b)全球年均温度的结果一致。另外, 在公元1300~2000年, 东亚

图4 东亚冬温重建所使用树轮记录的位置点(a)和替代重建与最终重建的冬温距平(相对于1961~1990年)的对比((b), (c))
(a) 绿色三角形表示与Cook等(2013)的东亚夏温重建所使用的重叠树轮记录. (c)显示的是30年低通滤波的结果

冬温与夏温显著相关, 重建原始数据的相关系数为0.47($N_{\text{eff}}=246.9$, $p<0.001$), 经过30年低通滤波处理后的相关系数为0.56($N_{\text{eff}}=42.1$, $p<0.01$). 通过EEMD分解(见方法2.2.4)也可以看出, 年际到数百年时间尺度上的冬温与夏温也显著相关($p<0.05$; 图5). 气候模式模拟的东亚冬温和夏温也显著相关, 原始模拟值的相关系数为0.43~0.79($N_{\text{eff}}=182.4\sim524.9$, $p<0.01$; 图6), 通过30年低通滤波处理后的相关系数达到0.88~0.98($N_{\text{eff}}=42.1$, $p<0.01$; 图7和附表5), 并且二者也都存在显著的长期上升趋势(图5f). 这也从模式模拟的结果佐证了东亚冬温和东亚夏温之间存在一致性的关系.

然而, 东亚冬温和夏温的振幅和上升速率有很大

的差异(图2a, 图5~7, 附图5和附表6). 重建东亚冬温的振幅是东亚夏温的4.7倍(图2a), 模式模拟的东亚冬温的振幅是东亚夏温的1.3~2.1倍(图6). 虽然东亚冬温和东亚夏温在过去100~700年都有显著的上升趋势, 但东亚冬温的上升速率远大于夏温的上升速率(图2a, 图5~7, 附图5和附表6), 表明冬季的增温速度比夏季的更快, 重建的东亚冬温的上升速率是夏温的6倍(冬季: 速率=0.18°C/100年, $p<0.05$; 夏季: 速率=0.03°C/100年, $p<0.05$; 附表6), 模式模拟结果也显示, 东亚冬温的变暖速率是夏温的1.5~1.8倍(除BCC模型外). 但是模式模拟的东亚冬温(或夏温)的振幅和变暖速率远小于重建的(图2a, 图6和图7, 附表6), 这可能是气候模式低

图5 不同时间尺度上东亚冬温重建(本研究)与东亚夏温重建(Cook等, 2013)、北半球年平均温度重建(Christiansen和Ljungqvist, 2012; Shi等, 2013)和北半球夏季(5~8月)温度重建(Wilson等, 2016)的对比

(a) 年际尺度; (b) 年代际尺度; (c) 多年代际尺度; (d) 百年尺度; (e) 数百年尺度; (f) 长期变化趋势; (g) 不同时间尺度的温度和长期变化趋势对原始温度序列的解释方差(%); (h) 不同时间尺度上东亚冬温与东亚夏温(Cook等, 2013)、北半球年平均温度(Christiansen和Ljungqvist, 2012; Shi等, 2013)和北半球夏季温度(Wilson等, 2016)的相关系数。(a) “EAWT”代表本研究的东亚冬季温度(East Asia winter temperature, EAWT), “EAST”代表Cook等(2013)的东亚夏季温度(East Asia summer temperature, EAST), “NH”代表北半球(Northern Hemisphere, NH)

估了气候系统内部变率, 尤其冬季内部变率的作用更显著, 也可能与气候模式模拟中使用的强迫重建以及模式的气候敏感性存在很大的不确定性有关(Ljungqvist等, 2019)。

多年代际尺度上, 东亚冬温与Wang等(2018)重建的东亚暖季温度进行比较, 结果显示在公元1300~2000年二者表现出良好的一致性, 相关系数 $r=0.73(N_{\text{eff}}=42.0, p<0.01$; 图8b), 两者共同的冷期主要发生在1453~1465年、1589~1600年和1634~1658年; 共同的暖期发生在1309~1326年、1350~1432年、1481~1519年、1528~1585年、1606~1631年、1684~1703年、1715~1821年和1834~2000年。另外, 东

亚冬季温度的振幅是暖季温度振幅的3.2倍(图8b), 上升速率约为暖季的4.3倍(附表6)。

3.5 东亚冬温与北半球和全球温度的对比

图9a显示了1901~2000年重建的东亚冬温和CRU冬温的空间相关型, 绝大部分区域表现出显著的相关特征($p<0.05$)。但是去趋势后, 空间相关性有所改变, 只有中国东部、蒙古、青藏高原和俄罗斯地区保留了重建冬温与CRU冬温之间的一致性(图9b), 这表明与中国东部、蒙古、青藏高原和俄罗斯地区的遥相关对长期趋势不敏感, 而其他地区的大部分原始温度数据中显著相关是由于长期趋势或自相关造成的。中国东部由

图 6 过去700年气候模式模拟的东亚冬季和夏季温度的距平(相对于1300~1999年)变化

相关系数 r 、有效自由度 N_{eff} 和显著性水平显示在每幅图上,“Rate”表示温度的上升速率

于树木对冬季温度的响应通常很敏感(Liu等, 2018),即使去趋势也不会影响相关性;蒙古和青藏高原地区树轮记录比较丰富,气候变化最为敏感,空间相关比较显著;俄罗斯地区主要是受到大气遥相关的作用。

将东亚冬温重建与三个北半球温度重建(包括年平均温度和夏季温度)进行了对比(Christiansen和Ljungqvist, 2012; Shi等, 2013; Wilson等, 2016; 图8和附表2)。结果发现,过去700年东亚冬温与北半球的温度有很好的-一致性:对于原始数据,东亚冬温和北半球温度之间的相关系数为0.39~0.48($N_{\text{eff}}=178.6\sim289.4$, $p<0.01$; 图8a),经过30年低通滤波处理后,相关系数为0.59~0.73(所有 N_{eff} 都是42.1, $p<0.01$; 图8b)。

在年际时间尺度上,东亚冬温的振幅约为北半球年平均温度和夏季温度的1.5~5.9倍,在多年代际时间尺度上为1.4~3.8倍(图8)。Christiansen和Ljungqvist (2012)重建的北半球年平均温度的振幅与东亚冬温的振幅非常相似,主要是因为Christiansen和Ljungqvist (2012)使用了局地回归的方法人为地高估了高频温度的变化幅度,另外他们还使用了8条(占总数的9%)对冬季或冬半年温度敏感的代用资料。东亚冬温和北半球年平均(或夏季)温度都呈现出显著的上升趋势,在年际时间尺度上,东亚冬温的上升速率是北半球年平均(或夏季)温度的2.6~9倍,在多年代际时间尺度上前者是后者的2.4~8.5倍(附表6)。

图7 过去700年气候模式模拟的东亚冬季和夏季温度的距平(相对于1300~1999年)经30年低通滤波的结果

结果发现,通过7种不同方法(Neukom等, 2019a)重建的全球地表年平均温度与东亚冬温在年际和多年代际时间尺度上显著相关($p < 0.01$; 图10)。然而,在年际时间尺度上,东亚冬温的变化幅度约为全球年平均温度的4.1~6.5倍,在多年代际时间尺度上为2.9~4.9倍(图10),并与全球年平均温度都呈显著的上升趋势;在年际尺度和多年代际尺度上,前者比后者的上升速率分别大2.6~18和2.4~17倍(附表6),这些差异可能是由于重建方法、季节响应、重建区域或代用资料的不同所造成的。

3.6 东亚温度与太阳辐射、人类活动和火山喷发之间的关系

1300年以来重建和气候模式模拟的东亚冬温均有

显著的长期上升趋势(图2b和11b),与30°N~50°N的冬季太阳辐射和人类活动的趋势相吻合(图2b和11b),因此,冬季太阳辐射和人类活动的变化可能会促进东亚冬温的上升速度。但是东亚夏温的上升趋势与人类活动的变化趋势一致,而与夏季太阳辐射的趋势相反,所以夏季太阳辐射的变化可能会抑制东亚夏温的上升速度(图2b和11a),这可能造成了东亚冬温的上升速率大于夏温的上升速率。

时序叠加分析(Superposed Epoch Analysis, SEA; 见方法2.2.4)显示,东亚冬温和夏温都受到火山喷发的显著影响(图12和附图6)。重建和模式模拟的东亚冬温序列在火山爆发后的第一年温度降到最低,重建序列的降温幅度为 $-0.46^{\circ}\text{C} \sim -0.49^{\circ}\text{C}$,模式模拟的降温幅度为 $-0.21^{\circ}\text{C} \sim -0.92^{\circ}\text{C}$ (图12和附图6)。东亚夏温在火山

图 8 东亚冬温与三个北半球夏季(年平均)温度重建(Christiansen和Ljungqvist, 2012; Shi等, 2013; Wilson等, 2016)及一个东亚暖季温度重建(Wang等, 2018)的比较

所有温度序列都是相对于1880~1960年的距平值, 相关系数为 r 、有效自由度为 N_{eff} . NH表示北半球. “EAWT”代表本研究的东亚冬季温度(East Asia winter temperature, EAWT). (b)显示的是30年低通滤波处理后的结果

图 9 东亚冬温和CRU冬温(1901~2000年)之间的空间相关性
(b)显示的是去除线性趋势后的空间相关型

爆发的当年温度降到最低, 重建和模式模拟的结果一致性地表现出东亚夏温的降温幅度均小于东亚冬温的降温幅度(图12和附图6). 研究表明, 火山喷发后的第一年出现降温最低值, 例如, Tambora火山在1815年的春季爆发, 但降温最低值出现在1816年(Cook等, 2013). 火山喷发事件不仅对夏季与冬季温度的降温幅度有影响, 而且还能影响到温度滞后的时间: 春季火山事件直接影响当年的夏季温度, 但可能影响下一年的冬季温度, 所以火山爆发时间的不确定及其辐射强迫

会对温度的影响造成不确定性(Schmidt等, 2012). 此外, 火山喷发的降温效应在全球及区域范围内并不一致(Briffa等, 1998; Schneider等, 2009; Anchukaitis等, 2010).

3.7 年温度循环

通过重建的东亚夏温(Cook等, 2013)和东亚冬温(本研究)计算的年温度循环在时间和空间上均有显著的变化趋势(图13). 基于R软件的“segmented”包(Mug-

图 10 东亚冬温与七种不同方法重建的全球年平均温度的比较

七种不同的重建方法有: 综合比例合成法(Composite-plus-scaling, CPS), 主成分回归法(Principal component regression, PCR), 正则期望最大化法(Regularized errors in variables, M08), 最优信号提取法(Optimal information extraction, OIE), 贝叶斯层次模型(Bayesian hierarchical model, BHM), 平行对比算法(Pairwise comparison, PAI), 数据同化(Data assimilation, DA)。所有温度序列均是相对于1961~1990年的距平值。相关系数为 r , 有效自由度为 N_{eff} 。(a) 据Neukom等(2019a)。(b) 展示的是30年低通滤波器后的结果

图 11 气候模式模拟的东亚温度(相对于1300~1999年)与人类活动和太阳辐射的对比

(a) 夏季, (b) 冬季。所有曲线均经过30年低通滤波的处理。虚线代表趋势线, “Mean”表示七个模式的集合平均

geo, 2008; 方法2.2.3)确定了1376(± 9)年和1625(± 24)年为年温度循环时间序列上的显著($p < 0.05$)趋势转折点,

1376年是上升趋势的起点, 而1625年是下降趋势的起点。总体而言, 1376~1624年的年温度循环呈现出一个

图 12 基于Sigl等(2015)给出的大型火山事件年表利用SEA分析火山喷发事件对东亚地区冬季和夏季温度的影响
紫色阴影代表95%置信区间

略微的上升趋势(每100年上升 0.17°C ; 图13a), 而1625~2000年表现出显著的下降趋势(每100年下降 0.32°C)。与东亚夏温相比, 1300~2000年东亚冬温与年温度循环的相关性更高, 冬温和夏温分别解释了年温度循环92.8%和4.85%的方差, 1625~2000年冬温的速率(每100年增加 0.4°C)是夏温速率(每100年增加 0.08°C)的5倍。1700~2000年期间这种显著的下降趋势始于1871(± 14)年(图13b), 与青藏高原的研究结果一致(Duan等, 2017)。因此, 东亚和青藏高原的年温度循环衰减起点的差异主要是由于重建序列长度的不同造成

的(图13a和13b)。不过, 东亚地区年温度循环的衰减速率(每100年约下降 0.92°C ; 图13b)约为青藏高原(每100年约下降 0.45°C)的两倍。

从年温度循环的空间分布来看, 1625~2000年其长期衰减发生在东亚大部分地区(图13c), 这种衰减趋势在1871~2000年的较短时间段内也存在(图13d), 并且与观测和地球系统模式模拟的空间衰减趋势一致(Duan等, 2017, 2019)。在研究区内, 较长时段(1625~2000年)内的年温度循环衰减速率始终小于较短时段(1871~2000年)内的(图13c和13d)。在中国东部

图 13 年温度循环的时空变化

(a) 1300~2000年显著($p<0.05$)的拐点年份是1376(± 9)年和1625(± 24)年。(b) 1700~2000年显著($p<0.05$)的拐点年份是1871(± 14)年。紫色、黑色和蓝色线代表的是用R软件包“segmented”(Muggeo, 2008)确定的年温度循环序列的变化趋势; 1625~2000年(c)和1871~2000年(d)年温度循环速率(Rate, $^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)的空间模态。“SWD”代表年温度循环(summer-minus-winter temperature difference)

沿海地区和蒙古东部地区, 1625~2000年并未出现减弱趋势。从世纪尺度来看, 研究区年温度循环的变化速率并不一致(附图7), 中国东部和蒙古东部的部分地区从15世纪到18世纪并未出现衰减趋势(大约每100年上升 0.5°C ; 附图7a~7d), 但中国西部和南亚从15世纪到19世纪出现明显的衰减趋势(大约每100年下降 0.5°C ; 附图7a~7e)。20世纪, 除中亚和南亚部分地区外, 大部分地区的年温度循环呈现衰减趋势, 尤其是中国、蒙古和俄罗斯地区(大约每100年衰减 $0.5^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$; 附图7f)。

3.8 年温度循环与内外部驱动的关系

在1300~2000年的多年代际时间尺度上, 年温度循环的衰减幅度较大的时段是1450s~1470s、1520s~1550s、1670s~1710s和1880s~1910s, 这些时段对应太阳辐射照度的相对低值时段(图14a), 这与Wang等(2018)发现1350~1850年温度主要受太阳活动的影响是一致的。同时, 年温度循环衰减幅度较大时段

对应于火山强迫序列的相对低值时段, 主要发生在1450s~1470s、1510s~1540s、1560s~1580s、1730s~1750s和1880s~1900s(图14b), 这与最近的研究一致: 1300~1800年间的温度变化主要是由于火山气溶胶强迫(Neukom等, 2019a)引起的。然而, 部分时间段年温度循环的衰减与太阳活动和火山活动相对较低值时段并不同步(图14a和14b)。因此, 年温度循环的衰减不能完全归因于太阳活动和火山喷发事件, 可能与内部变率和其他外部强迫有关。在多年代际时间尺度上, 东亚地区重建的年温度循环与人类活动有显著的负相关关系($r=-0.63$, 1300~2000, $N_{\text{eff}}=42.1$, $p<0.01$), 模式模拟结果也与人类活动的相反趋势非常一致(图14c和14f)。为了更好地与年温度循环进行比较, 本研究计算了太阳辐射的季节性差(即夏季太阳辐射减冬季太阳辐射), 结果发现, 重建和模拟的年温度循环趋势与太阳辐射季节性差的趋势也非常一致, 两者均表现出显著的衰减趋势(图14d和图14g), 表明太阳辐射

图 14 东亚年温度循环与内部和外部强迫进行比较

(a) 太阳活动. (b) 火山喷发. (c) 人类活动(相对于1850年). (d) 太阳辐射季节性差(即夏季太阳辐射减冬季太阳辐射, 相对于1850年). (e) 1850~2000年AMO季节性差(夏季AMO减冬季AMO). 模式模拟数据计算的年温度循环(相对于1300~1999年)与人类活动(f)和太阳辐射季节性差(g)的对比. “Mean”是七个气候模式的集合平均值. 图中所有曲线均经过了30年低通滤波的处理. “SWD”代表年温度循环(summer-minus-winter temperature difference)

是年温度循环的重要影响因素. 另外, 利用计算的AMO季节性差, 即夏季AMO减冬季AMO, 对比结果显示, 1850~2000年AMO季节性差和年温度循环均呈现下降趋势(图14e), 但它们之间没有显著的相关性($r=-0.4$, $N_{\text{eff}}=9.1$, $p>0.1$), 由此可见, 火山活动、太阳辐射和人类活动共同驱动东亚年温度循环, 但AMO对

它的影响较弱.

4 结论

本研究基于260条对冬温响应敏感的树轮记录, 采用改进的点对点回归方法, 重建了公元1300年以来东

亚地区12~2月平均温度格点资料。研究发现, 在统计上, 15世纪和17世纪的冬季是最冷的时期, 而1991~2000年的冬季是最暖的10年。从年际到数百年时间尺度上重建的东亚冬温显示出与东亚夏温基本一致的变化特征, 在年代际到数百年时间尺度上东亚冬温与北半球温度(夏季或年平均)也表现出相似的变化特征, 但在1300~2000年, 无论是重建还是气候模式模拟的东亚冬温的振幅和上升速率均大于东亚夏温。另外, 研究发现, 东亚冬温的长期显著上升趋势受冬季太阳辐射和人类活动的共同驱动。基于SEA分析表明, 东亚冬温在大型火山喷发后的第一年显著降温。研究还表明, 年温度循环的衰减开始于1625(± 24)年, 但衰减趋势在空间分布上存在显著的差异性。

致谢 笔者非常感谢张齐兵、陈振举、王晓春、李宗善、方克艳、李金豹和范泽鑫老师提供的树轮数据; 另外, 还要感谢两位审稿专家的宝贵修改意见。本研究重建的东亚冬季温度在NOAA网站可公开下载(<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/>)。

参考文献

- Allen K J, Anchukaitis K J, Grose M G, Lee G, Cook E R, Risbey J S, O'Kane T J, Monselesan D, O'Grady A, Larsen S, Baker P J. 2019. Tree-ring reconstructions of cool season temperature for far southeastern Australia, 1731–2007. *Clim Dyn*, 53: 569–583
- Anchukaitis K J, Buckley B M, Cook E R, Cook B I, D'Arrigo R D, Ammann C M. 2010. Influence of volcanic eruptions on the climate of the Asian monsoon region. *Geophys Res Lett*, 37: 507–514
- Atwood A R, Wu E, Frierson D M W, Battisti D S, Sachs J P. 2016. Quantifying climate forcings and feedbacks over the last millennium in the CMIP5-PMIP3. *J Clim*, 29: 1161–1178
- Briffa K R, Jones P D, Schweingruber F H, Osborn T J. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393: 450–455
- Cai Q, Liu Y, Wang Y, Ma Y, Liu H. 2016. Recent warming evidence inferred from a tree-ring-based winter-half year minimum temperature reconstruction in northwestern Yichang, South Central China, and its relation to the large-scale circulation anomalies. *Int J Biometeorol*, 60: 1885–1896
- Christiansen B, Ljungqvist F C. 2012. The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: Reconstructions of low-frequency variability. *Clim Past*, 8: 765–786
- Cook E R, Anchukaitis K J, Buckley B M, D'Arrigo R D, Jacoby G C, Wright W E. 2010. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science*, 328: 486–489
- Cook E R, Krusic P J, Anchukaitis K J, Buckley B M, Nakatsuka T, Sano M. 2013. Tree-ring reconstructed summer temperature anomalies for temperate East Asia since 800 C.E. *Clim Dyn*, 41: 2957–2972
- Cook E R, Seager R, Cane M A, Stahle D W. 2007. North American drought: Reconstructions, causes, and consequences. *Earth-Sci Rev*, 81: 93–134
- Cook E R, Seager R, Kushnir Y, Briffa K R, Buntgen U, Frank D, Krusic P J, Tegel W, Vander Schrier G, Andreu-Hayles L, Baillie M, Baittinger C, Bleicher N, Bonde N, Brown D, Carrer M, Cooper R, Eufar K, Dittmar C, Esper J, Griggs C, Gunnarson B, Günther B, Gutierrez E, Haneca K, Helama S, Herzig F, Heussner K U, Hofmann J, Janda P, Kontic R, Köse N, Kyncl T, Levaniè T, Linderholm H, Manning S, Melvin T M, Miles D, Neuwirth B, Nicolussi K, Nola P, Panayotov M, Popa I, Rothe A, Seftigen K, Seim A, Svarva H, Svoboda M, Thun T, Timonen M, Touchan R, Trotsiuk V, Trouet V, Walder F, Wany T, Wilson R, Zang C. 2015. Old World megadroughts and pluvials during the Common Era. *Sci Adv*, 1: e1500561
- Crowley T J, Unterman M B. 2013. Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism. *Earth Syst Sci Data*, 5: 187–197
- Davies R B. 2002. Hypothesis testing when a nuisance parameter is present only under the alternative-linear model case. *Biometrika*, 89: 484–489
- Duan J, Esper J, Buntgen U, Li L, Xoplaki E, Zhang H, Wang L, Fang Y, Luterbacher J. 2017. Weakening of annual temperature cycle over the Tibetan Plateau since the 1870s. *Nat Commun*, 8: 14008
- Duan J, Ma Z, Wu P, Xoplaki E, Hegerl G, Li L, Schurer A, Guan D, Chen L, Duan Y, Luterbacher J. 2019. Detection of human influences on temperature seasonality from the nineteenth century. *Nat Sustain*, 2: 484–490
- Duan J, Zhang Q B, Lv L, Zhang C. 2011. Regional-scale winter-spring temperature variability and chilling damage dynamics over the past two centuries in southeastern China. *Clim Dyn*, 39: 919–928
- Fang K, Gou X, Chen F, Cook E, Li J, Buckley B, D'Arrigo R. 2011. Large-scale precipitation variability over northwest china inferred from tree rings. *J Clim*, 24: 3457–3468
- Feng S, Hu Q. 2004. Variations in the teleconnection of ENSO and summer rainfall in northern China: A role of the Indian summer monsoon. *J Clim*, 17: 4871–4881
- Feng S, Hu Q, Wu Q, Mann M E. 2013. A gridded reconstruction of warm season precipitation for Asia spanning the past half

- millennium. *J Clim*, 26: 2192–2204
- Fleming L E, Anchukaitis K J. 2016. North Pacific decadal variability in the CMIP5 last millennium simulations. *Clim Dyn*, 47: 3783–3801
- Fritts H C. 1976. *Tree Rings and Climate*. London: Academic Press
- Ge Q S, Hao X, Zheng Y, Shao X M. 2013. Temperature changes over the past 2000 yr in China and comparison with the Northern Hemisphere. *Clim Past*, 9: 1153–1160
- Ge Q S, Zheng J Y, Hao X Z, Shao X M, Wang W C, Luterbacher J. 2010. Temperature variation through 2000 years in China: An uncertainty analysis of reconstruction and regional difference. *Geophys Res Lett*, 37: L03703
- Hoch G, Richter A, Körner C. 2003. Non-structural carbon compounds in temperate forest trees. *Plant Cell Environ*, 26: 1067–1081
- Haurwitz M W, Brier G W. 1981. A critique of the superposed epoch analysis method: Its application to solar-weather relations. *Mon Weather Rev*, 109: 2074–2079
- Huang R, Zhu H, Liang E, Griebinger J, Wernicke J, Yu W, Hochreuther P, Risi C, Zeng Y, Fremme A, Sodemann H, Bräuning A. 2019. Temperature signals in tree-ring oxygen isotope series from the northern slope of the Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 506: 455–465
- Huang N E, Shen Z, Long S R, Wu M C, Shih H H, Zheng Q, Yen N C, Tung C C, Liu H H. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc R Soc Lond A*, 454: 903–995
- Kaplan J O, Krumhardt K M, Ellis E C, Ruddiman W F, Lemmen C, Goldewijk K K. 2010. Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change. *Holocene*, 21: 775–791
- Kennedy J J, Rayner N A, Atkinson C P, Killick R E. 2019. An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: The Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0 data set. *J Geophys Res-Atmos*, 124: 7719–7763
- Li Y, Huang Y, Bergelson J, Nordborg M, Borevitz J O. 2010. Association mapping of local climate-sensitive quantitative trait loci in *Arabidopsis thaliana*. *Proc Natl Acad Sci USA*, 107: 21199–21204
- Liu Y, Song H, Sun C, Song Y, Cai Q, Liu R, Lei Y, Li Q. 2018. The 600-mm precipitation isoline distinguishes tree-ring-width responses to climate in China. *Natl Sci Rev*, 6: 359–368
- Ljungqvist F C, Zhang Q, Brattström G, Krusic P J, Seim A, Li Q, Zhang Q, Moberg A. 2019. Centennial-scale temperature change in last millennium simulations and proxy-based reconstructions. *J Clim*, 32: 2441–2482
- Mann M E, Park J, Bradley R S. 1995. Global interdecadal and century-scale climate oscillations during the past five centuries. *Nature*, 378: 266–270
- Mann M E, Park J. 1996. Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: Model versus observations. *Geophys Res Lett*, 23: 1111–1114
- Mann M E, Zhang Z, Rutherford S, Bradley R S, Hughes M K, Shindell D, Ammann C, Faluvegi G, Ni F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate anomaly. *Science*, 326: 1256–1260
- Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, Bradley R S, Miller S K, Rutherford S, Ni F. 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 13252–13257
- McCarroll D, Loader N J. 2004. Stable isotopes in tree rings. *Quat Sci Rev*, 23: 771–801
- Miller R L, Schmidt G A, Nazarenko L S, Tausnev N, Bauer S E, DelGenio A D, Kelley M, Lo K K, Ruedy R, Shindell D T, Aleinov I, Bauer M, Bleck R, Canuto V, Chen Y, Cheng Y, Clune T L, Faluvegi G, Hansen J E, Healy R J, Kiang N Y, Koch D, Lacis A A, LeGrande A N, Lerner J, Menon S, Oinas V, Pérez García-Pando C, Perlwitz J P, Puma M J, Rind D, Romanou A, Russell G L, Sato M, Sun S, Tsigaridis K, Unger N, Voulgarakis A, Yao M S, Zhang J. 2014. CMIP5 historical simulations (1850–2012) with GISS ModelE2. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 441–478
- Muggeo V M R. 2003. Estimating regression models with unknown break-points. *Statist Med*, 22: 3055–3071
- Muggeo V M R. 2008. Segmented: An R package to fit regression models with broken-line relationships. *R News*, 8: 20–25
- Neukom R, Barboza L A, Erb M P, Shi F, Emile-Geay J, Evans M N, Franke J, Kaufman D S, Lücke L, Rehfeld K, Schurer A, Zhu F, Brönnimann S, Hakim G J, Henley B J, Ljungqvist F C, McKay N, Valler V, von Gunten L. 2019a. Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era. *Nat Geosci*, 12: 643–649
- Neukom R, Steiger N, Gómez-Navarro J J, Wang J, Werner J P. 2019b. No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. *Nature*, 571: 550–554
- Pederson N, Cook E R, Jacoby G C, Peteet D M, Griffin K L. 2004. The influence of winter temperatures on the annual radial growth of six northern range margin tree species. *Dendrochronologia*, 22: 7–29
- Porter W P, Budaraju S, Stewart W E, Ramankutty N. 2000. Calculating climate effects on birds and mammals: Impacts on biodiversity, conservation, population parameters, and global community structure. *Am Zool*, 40: 597–630
- Qian C, Zhang X. 2015. Human influences on changes in the temperature seasonality in mid- to high-latitude land areas. *J Clim*, 28: 5908–5921

- Ratna S B, Osborn T J, Joshi M, Yang B, Wang J. 2019. Identifying teleconnections and multidecadal variability of East Asian surface temperature during the last millennium in CMIP5 simulations. *Clim Past*, 15: 1825–1844
- Schmidt G A, Jungclaus J H, Ammann C M, Bard E, Braconnot P, Crowley T J, Delaygue G, Joos F, Krivova N A, Muscheler R, Otto-Bliesner B L, Pongratz J, Shindell D T, Solanki S K, Steinhilber F, Vieira L E A. 2012. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1). *Geosci Model Dev*, 5: 185–191
- Schneider D P, Ammann C M, Otto-Bliesner B L, Kaufman D S. 2009. Climate response to large, high-latitude and low-latitude volcanic eruptions in the community climate system model. *J Geophys Res*, 114: D15101
- Schmidt G A, Jungclaus J H, Ammann C M, Bard E, Braconnot P, Crowley T J, Delaygue G, Joos F, Krivova N A, Muscheler R, Otto-Bliesner B L, Pongratz J, Shindell D T, Solanki S K, Steinhilber F, Vieira L E A. 2011. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geosci Model Dev*, 4: 33–45
- Schneider T. 2001. Analysis of incomplete climate data: Estimation of mean values and covariance matrices and imputation of missing values. *J Clim*, 14: 853–871
- Shi F, Li J, Wilson R J S. 2014. A tree-ring reconstruction of the South Asian summer monsoon index over the past millennium. *Sci Rep*, 4: 6739
- Shi F, Ge Q, Yang B, Li J, Yang F, Ljungqvist F C, Solomina O, Nakatsuka T, Wang N, Zhao S, Xu C, Fang K, Sano M, Chu G, Fan Z, Gaire N P, Zafar M U. 2015. A multi-proxy reconstruction of spatial and temporal variations in Asian summer temperatures over the last millennium. *Clim Change*, 131: 663–676
- Shi F, Yang B, Ljungqvist F C, Yang F. 2012. Multi-proxy reconstruction of Arctic summer temperatures over the past 1400 years. *Clim Res*, 54: 113–128
- Shi F, Yang B, Mairesse A, von Gunten L, Li J, Bräuning A, Yang F, Xiao X. 2013. Northern Hemisphere temperature reconstruction during the last millennium using multiple annual proxies. *Clim Res*, 56: 231–244
- Shi F, Zhao S, Guo Z, Goosse H, Yin Q. 2017. Multi-proxy reconstructions of May–September precipitation field in China over the past 500 years. *Clim Past*, 13: 1919–1938
- Shi J, Cook E R, Lu H, Li J, Wright W E, Li S. 2010. Tree-ring based winter temperature reconstruction for the lower reaches of the Yangtze River in southeast China. *Clim Res*, 41: 169–176
- Sigl M, Winstrup M, McConnell J R, Welten K C, Plunkett G, Ludlow F, Büntgen U, Caffee M, Chellman N, Dahl-Jensen D, Fischer H, Kipfstuhl S, Kostick C, Maselli O J, Mekhaldi F, Mulvaney R, Muscheler R, Pasteris D R, Pilcher J R, Salzer M, Schüpbach S, Steffensen J P, Vinther B M, Woodruff T E. 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2500 years. *Nature*, 523: 543–549
- Singh D, Seager R, Cook B I, Cane M, Ting M, Cook E, Davis M. 2018. Climate and the Global Famine of 1876–78. *J Clim*, 31: 9445–9467
- Stine A R, Huybers P, Fung I Y. 2009. Changes in the phase of the annual cycle of surface temperature. *Nature*, 457: 435–440
- Steinhilber F, Beer J, Fröhlich C. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys Res Lett*, 36: L19704
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*, 93: 485–498
- Ukhvatkina O N, Omelko A M, Zhmerenetsky A A, Petrenko T Y. 2018. Autumn-winter minimum temperature changes in the southern Sikhote-Alin mountain range of northeastern Asia since 1529 AD. *Clim Past*, 14: 57–71
- Vaganov E A, Hughes M K, Shashkin A V. 2006. Growth dynamics of conifer tree rings: Images of past and future environments. Springer Science & Business Media. 183
- Vasseur D A, DeLong J P, Gilbert B, Greig H S, Harley C D G, McCann K S, Savage V, Tunney T D, O'Connor M I. 2014. Increased temperature variation poses a greater risk to species than climate warming. *Proc R Soc B*, 281: 20132612
- Wang G, Dillon M E. 2014. Recent geographic convergence in diurnal and annual temperature cycling flattens global thermal profiles. *Nat Clim Change*, 4: 988–992
- Wang J, Yang B, Ljungqvist F C. 2015. A millennial summer temperature reconstruction for the Eastern Tibetan Plateau from tree-ring width. *J Clim*, 28: 5289–5304
- Wang J, Yang B, Ljungqvist F C, Luterbacher J, Osborn T J, Briffa K R, Zorita E. 2017. Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1200 years. *Nat Geosci*, 10: 512–517
- Wang J, Yang B, Ljungqvist F C. 2020. Moisture and temperature covariability over the Southeastern Tibetan Plateau during the Past Nine Centuries. *J Clim*, 33: 6583–6598
- Wang J, Yang B, Osborn T J, Ljungqvist F C, Zhang H, Luterbacher J. 2018. Causes of East Asian temperature multidecadal variability since 850 CE. *Geophys Res Lett*, 45: 13485–13494
- Wilson R, Anchukaitis K, Briffa K R, Büntgen U, Cook E, D'Arrigo R, Davi N, Esper J, Frank D, Gunnarson B, Hegerl G, Helama S, Klesse S, Krusic P J, Linderholm H W, Myglan V, Osborn T J, Rydval M, Schneider L, Schurer A, Wiles G, Zhang P, Zorita E. 2016. Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long term context. *Quat Sci Rev*, 134: 1–

- Wu Z, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise assisted data analysis method. *Adv Adapt Data Anal*, 1: 1–41
- Yang B, Braeuning A, Johnson K R, Yafeng S. 2002. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 29: 38-1–38-4
- Yang B, He M, Shishov V, Tychkov I, Vaganov E, Rossi S, Ljungqvist F C, Bräuning A, Griesinger J. 2017. New perspective on spring vegetation phenology and global climate change based on Tibetan Plateau tree-ring data. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 6966–6971
- Yang B, Qin C, Wang J, He M, Melvin T M, Osborn T J, Briffa K R. 2014. A 3500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 2903–2908
- Yang B, Wang J, Liu J. 2019. A 1556 year-long early summer moisture reconstruction for the Hexi Corridor, Northwestern China. *Sci China Earth Sci*, 62: 953–963
- Zhang H, Werner J P, García-Bustamante E, González-Rouco F, Wagner S, Zorita E, Fraedrich K, Jungclauss J H, Ljungqvist F C, Zhu X, Xoplaki E, Chen F, Duan J, Ge Q, Hao Z, Ivanov M, Schneider L, Talento S, Wang J, Yang B, Luterbacher J. 2018. East Asian warm season temperature variations over the past two millennia. *Sci Rep*, 8: 7702
- Zhang R, Yuan Y, Wei W, Gou X, Yu S, Shang H, Chen F, Zhang T, Qin L. 2015. Dendroclimatic reconstruction of Autumn-Winter mean minimum temperature in the eastern Tibetan Plateau since 1600 AD. *Dendrochronologia*, 33: 1–7
- Zhang S, Huang J G, Rossi S, Ma Q, Yu B, Zhai L, Luo D, Guo X, Fu S, Zhang W. 2017. Intra-annual dynamics of xylem growth in *Pinus massoniana* submitted to an experimental nitrogen addition in Central China. *Tree Physiol*, 37: 1546–1553
- Zhu H F, Fang X Q, Shao X M, Yin Z Y. 2009. Tree ring-based February–April temperature reconstruction for Changbai Mountain in Northeast China and its implication for East Asian winter monsoon. *Clim Past*, 5: 661–666

(责任编辑: 鹿化煜)