

青藏高原东北部树木年轮记录揭示的最高 最低温的非对称变化

勾晓华^{①*} 陈发虎^① 杨梅学^② Gordon Jacoby^③ 方克艳^① 田沁花^① 张永^①

(^① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 中德干旱环境研究中心, 兰州 730000; ^② 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈与环境重点实验室, 兰州 730000; ^③ Tree-ring Laboratory, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, NY 10964, USA)

摘要 江源区自然环境严酷, 生态系统脆弱. 近年来由于该区域日趋严重的生态环境问题使之逐渐成为全社会所广泛关注的焦点地区. 根据采自青藏高原东北部黄河源区西顷山和阿尼玛卿山的祁连山柏树轮样芯, 重建了研究区过去近 425 a 来冬半年的最低温和近 700 a 来夏半年最高温. 1578~1940 年的近 400 a 间研究区冬半年最低温度的波动较为平缓, 但是自 1941 年以来有急剧的升温趋势. 夏半年最高温在 20 世纪末表现出明显的升温趋势. 近 425 a 来最高温和最低温的变化存在非对称现象. 最高温和最低温在近 425 a 来的变化非常相似, 但最低温的变化比最高温的变化超前大约 25 a 左右. 如果在未来 30 a 内最高温和最低温的变化保持过去近 425 a 来的相关趋势, 那么在未来 30 a 内, 最高温也将继续剧烈升温.

关键词 青藏高原 树木年轮 最低温度 最高温度 非对称变化 升温

中国的两条主要河流长江和黄河均发源于青藏高原腹地, 其发源区习惯上被称之为江源区, 该区域有其独特的自然环境特征以及丰富的自然资源. 江源区特有的大江大河水源涵养生态功能对流域环境有着深刻的影响. 由于种种原因, 以往对江源区的生态环境问题研究相对较少. 近年来由于该区域日趋严重的生态环境问题使之逐渐成为全社会所广泛关注的焦点地区^[1,2]. 江源区自然环境异常严酷, 生态系统十分脆弱; 加之人类活动日趋加剧以及区域气候变化, 使得本区域生态环境恶化^[3], 其中黄河源区尤为如此. 目前研究表明黄河源区生态环境变化剧烈, 表现为冰川退缩^[4], 草甸草场退化^[5], 土地荒漠化面积继续扩大, 湖泊水域不断萎缩^[6]. 从 20 世纪 50 年代以来, 黄河源区气温有显著的升高趋势,

致使多年冻土环境发生变化, 蒸腾加剧, 草场退化^[7]. 江源区的生态环境变化不仅对源区的生态系统而且对整个流域的生态环境以及流域内人们的生活生产活动都有着极其深远的影响.

为了探究研究区当前生态环境变化的原因以及预测未来该区生态环境的变化趋势, 研究该区内过去气候变化的规律是至关重要的. 然而中国西部地区的气象观测历史一般仅 50 a 左右, 青藏高原地区观测历史则更短, 且站点稀少. 这些有限的站点和有限的观测资料长度, 对研究更长时间尺度上的气候变化显然是不够的. 但高分辨率的树轮气候学记录是解决这一科学问题的最有效手段之一. 鉴于树轮资料定年准确、连续性强、分辨率高(年分辨率)、轮宽量测精度高、与气候要素相关度高、易于采样和复

收稿日期: 2007-04-27; 接受日期: 2007-07-31

国家自然科学基金(批准号: 40671191, 90502008)、国家自然科学基金创新群体(批准号: 40421101)、教育部新世纪人才基金项目(编号: NCET-05-0888)和高等学校学科创新引智计划(编号: B06026)资助项目

* E-mail: xhgou@lzu.edu.cn

本量好等优点, 利用树轮资料对过去气候进行重建的研究发展很快. 刘禹等^[8,9]对内蒙古不同地区的季节降水进行了重建, 并基于树轮记录, 分析了过去 160 a 以来东亚夏季风降水的变化历史^[10]. 同时刘禹等^[11]也在青藏高原东北部重建了公元 850 年来的降水量变化, 并分析了与北半球温度变化之间的联系. 通过树轮宽度指数与气象要素的分析, 勾晓华等^[12-14]指出祁连山地区树木的生长主要受春季降水量的影响, 并利用树轮宽度指数重建了春季降水的变化历史. 同时也对树轮和冰川变化所记录的气候信息进行了对比分析^[15], 并对青藏高原东部冬半年最低温进行了重建, 指出过去 50 多年来冬半年最低温显著升高^[16]. 针对中国干旱区生长的树木缺失轮和伪轮多等情况, 邵雪梅等^[17]详细探讨了在中国干旱区建立树轮定年年表的方法体系及技术路线, 对近千年来青海德令哈地区降水量的变化^[18]、祁连山中部温度^[19], 以及青海南部近 500 a 来的春季湿润指数序列的变化进行了重建^[20], 并基于树木年轮资料网络, 对中国北方干旱半干旱区 1920s 的干旱事件进行了详细分析^[21]. 同时, 利用青海都兰地区的祁连园柏, Zhang 等^[22]建立了一个长达 2326 a 的树木年轮宽度年表. 通过树木年轮分析, 研究者们对新疆天山地区的降水量^[23]和 PDSI 等也进行了重建^[24]. 利用树轮宽度和密度数据, 不仅在局地进行了长时间尺度上的重建^[25-29], 而且还在大的空间范围上进行了气候变化的重建^[30-32].

气候变暖是当今全球变化研究中的一个重要内容, 也是一个不争的事实^[33,34]. 在全球变暖背景下, 近 100 年来中国年平均地表气温明显增加, 升温幅度约为 0.5~0.8℃^[35]. 近年来的研究表明, 在气候变暖的过程中, 最高温和最低温是非对称变化的^[36-40], 北半球大部分地区显著增暖主要发生在夜间, 其日平均最低气温上升幅度大于最高气温^[36]. 最高最低气温的变化甚至会出现相反的趋势^[38]. 上述观测资料表明, 全球变暖主要体现在最低温或夜间温度的上升, 而最高温的上升趋势并不显著. Wilson 和 Luckman^[41,42]通过树木年轮, 重建了加拿大 British Columbia 夏季的最高温和最低温的变化, 并强调应当通过树木年轮来重建更为宽广的温度变量(如最高温、最低温等)而不应是平均温度. 江河源区自然环境严酷, 人迹罕至, 但分布着大片的森林. 这使得我们有可能通过树木年轮来研究该区域气候环境的变化

历史. 本文通过采自青藏高原东北部黄河源区的树木年轮样芯, 重建了该区域冬半年最低温和夏半年最高温, 并对最高温和最低温的非对称变化进行了探讨.

1 采样点概况及年表的建立

1.1 采样点概况及样芯的采集

树木年轮样芯主要采自位于青藏高原东北部黄河源区的西顷山和阿尼玛卿山(图 1). 采样区山地植被垂直分布明显, 带谱结构简单, 植被以亚高山草甸和暗针叶林为主. 该区域森林带成为很狭窄的条带, 而且多分布在背风的沟谷两侧的山地上. 大部分采样点土壤瘠薄, 腐殖质含量低, 岩石裸露, 植被优势层为祁连圆柏(*Juniperus przewalskii*)的乔木林, 林相稀疏, 较多孤立木, 树间距多在 5~10 m 以上; 树多为健康立木, 树干分枝较低矮多枯枝, 林下植被稀疏, 以亚高山植被成分为主.

在 2002~2003 年间, 我们先后在黄河源区的西顷山和阿尼玛卿山的 4 个采样点采集了祁连圆柏年轮样芯. 采样点及样芯采集概况见表 1, 采样点及周边气象站点的分布概况如图 1 所示. 所有样芯均采自黄河各级支流的河谷阳坡, 为了保证样本所含气候信息的一致性, 采样时垂直高差一般不超过 100 m; 为了获取敏感性较好、序列较长的样本, 在具体取样时严格选择了树木生长的立地条件, 尽量避开可能受到各种干扰以及有病虫害的树木. 同时, 绝大多数样芯来自疏林中的树木或孤立木, 对小生境有差别的年轮样芯, 比如采自距离沟谷较近的树木的样芯多用于辅助定年, 最终年表的合成过程中舍弃不用. 西顷山采样点(HBL)位于相对封闭的河谷地带, 采样点地势相对较低.

1.2 交叉定年及年表的建立

所采集树木年轮样芯被带回实验室, 等样芯自然干燥后固定在预制的样槽内, 用砂纸对所有样芯进行了仔细打磨, 直到所有木材细胞清晰可辨后对各个样芯进行交叉定年. 本研究交叉定年采用骨架图定年和折线法定年, 以 COFECHA 计算机程序进行交叉定年的质量控制^[17,43,44]. 对所有初步交叉定年后的样芯在 Velmax 树木年轮宽度量测仪上逐轮进行年轮宽度的精确量测, 量测精度为 0.001 mm, 然后用辅助交叉定年的 COFECHA 软件进行计算定年, 准确

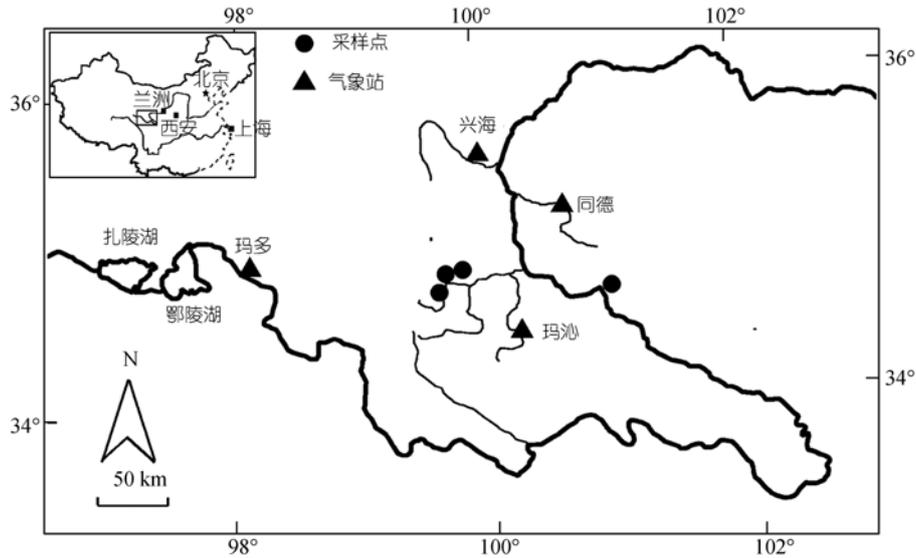


图 1 采样点及附近气象站分布图

表 1 样芯采集概况及标准化年表的统计特征^{a)}

采样点	经纬度	海拔高度/m	样本量 (芯/树)	平均 敏感度	缺轮率 /%	各样芯间平 均相关系数	偏度系数	峰度系数	PC1/%	SSS	总体代表 性
MQB	99°47'21"E, 34°47'08"N	3550~3650	53/38	0.543	2.597	0.363	0.592	0.271	38.54	1264(8)	0.95
MQD	99°40'01"E, 34°43'25"N	3600~3700	34/22	0.400	1.074	0.335	0.251	0.326	37.66	1308(5)	0.87
MQF	99°41'29"E, 34°45'15"N	3650~3700	52/37	0.365	1.068	0.281	0.513	0.708	31.38	1301(9)	0.88
HBL	100°45'44"E, 34°45'57"N	3500~3615	39/24	0.348	0.441	0.281	0.324	1.456	32.09	1578(7)	0.89

a) PC1 为第一主分解释释的方差量; SSS: 样本对理论序列的代表性大于 0.85 时的最早年份和复本量(树)

确定每一个年轮的形成年份。对所有样芯交叉定年后, 其中个别与主序列不符、生长奇异点过多样芯在年表合成过程中被剔除; 另外为了最大限度地保留年表的低频信号, 在保证有足够样本量的前提下, 在年表合成过程中剔除了部分序列较短的样芯(序列长度小于 200 a)。干旱区山地树木的生长过程中缺轮现象十分普遍, 研究表明分布于中国西北干旱区山地的祁连圆柏缺轮现象严重^[17]。在本项研究工作中, 年轮缺失现象也十分普遍(表 1)。

在年表的合成过程中首先要对年轮宽度序列进行生长趋势的拟合^[45], 生长趋势的拟合及年表的计算过程均借助于树木年轮学研究的专用软件 ARSTAN 完成^[44]。在本研究中生长趋势的拟合主要采用负指数函数和线性函数拟合的方法, 对个别生长趋势不符合上述两种函数曲线的样芯宽度序列采用样条函数曲线拟合, 最后将拟合后各个序列用双权重平均法求得平均序列, 就得到了标准化(STD)年表。从而建立了 4 个采样点的树轮宽度年表(图 2)。

2 最高温和最低温的重建

2.1 冬半年最低温的重建

气象记录各要素与各采样点的相关分析结果表明, 位于同德河北林场森林下限采样点的 HBL 年表与兴海最低温度的相关关系最显著(图 3)。该采样点接近西顷山区森林分布的东部边缘, 降水相对充沛。年轮指数与降水没有特别显著的相关关系(图 3), 但冬半年(前一年 10 月至当年 4 月)最低温度与年轮指数的相关关系十分显著, 表明冬半年最低温度是该区域树木生长的限制因子^[16]。

前一年秋季和冬季的最低温与年表的相关最为显著, 表明该时段最低温度的高低与轮宽密切相关。这可能是由于, 一方面秋季虽然树木的形成层停止活动, 但仍然可以通过光合作用合成有机物储存于细胞内, 有利于次年树木的生长; 另一方面, 生长在高海拔地区的树木受到冬季最低温度的威胁, 虽然该时段树木已停止生长, 但如果温度过低会对树木

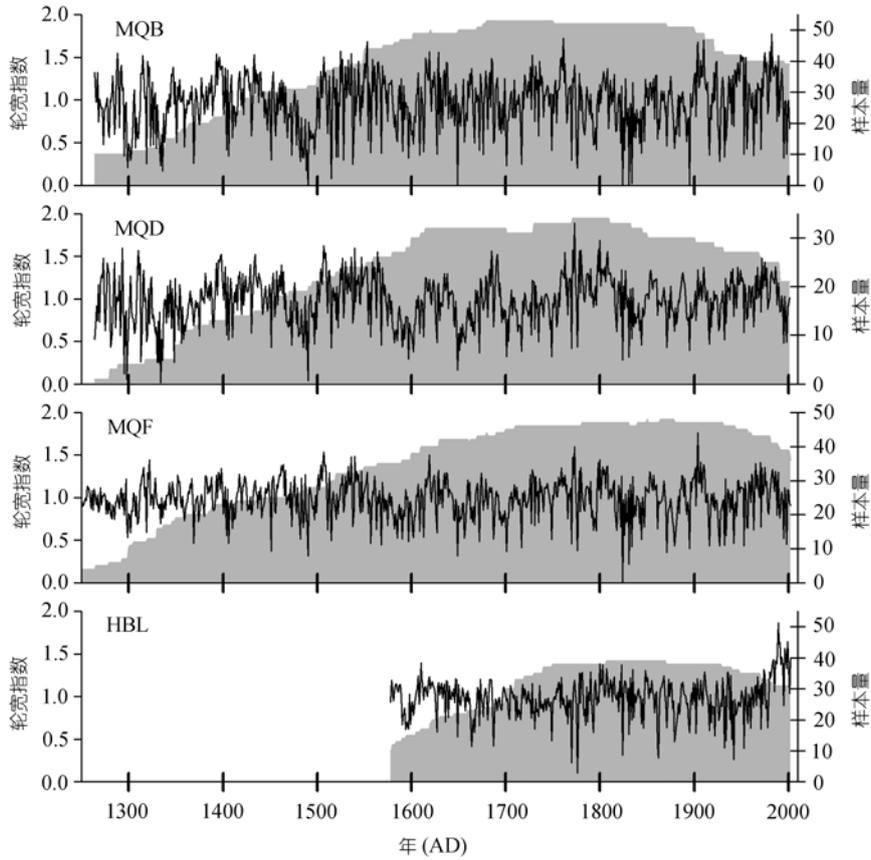


图 2 年表 MQB, MQD, MQF 和 HBL 轮宽指数及其样本量

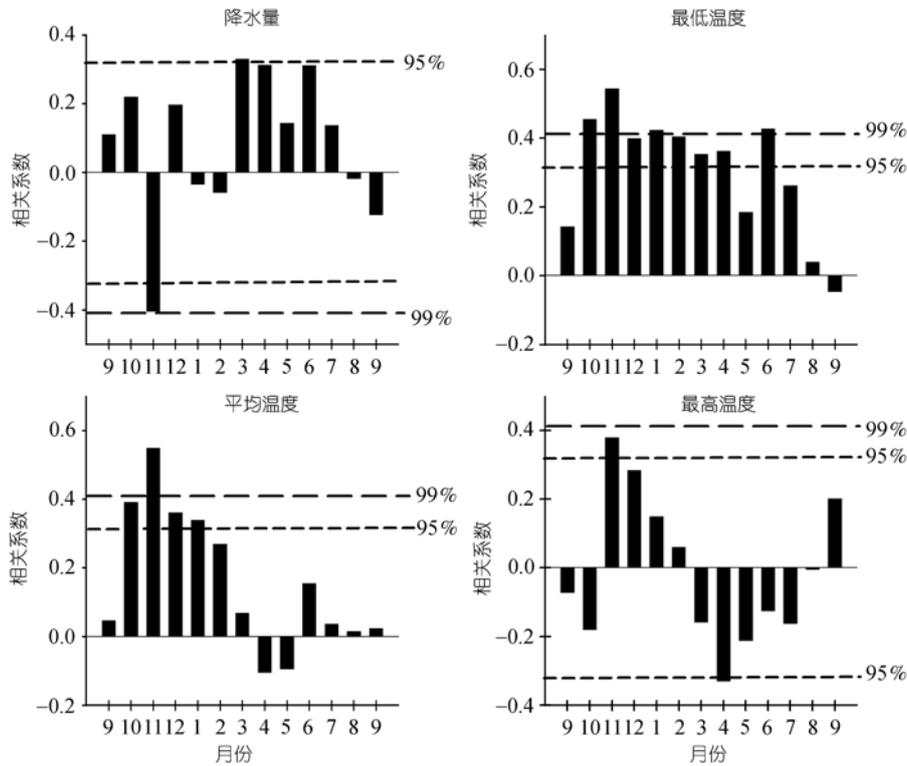


图 3 HBL 年表与兴海气象站前一年 9 月至当年 9 月月降水量、平均温度、最低温度和最高温度的相关系数

的根、茎等造成机械伤害从而影响次年的生长;此外,若冬春季温度太低会使林下土壤的冻结层增厚,春季土壤冻结层融化时间推后,客观上造成生长季变短,从而导致当年年轮变窄。

在上述相关分析的基础上, Gou 等^[16]通过 HBL 标准化年表(STD)和兴海气象站的观测资料,重建了研究区近 425 年来冬半年(前一年 10 月至当年 4 月)的最低温(图 4)。重建结果可以解释共同时段(1960~2001)观测到的冬半年最低温的 39.7%。兴海气象站冬半年最低温在观测时段(1960~2001 年)实测曲线与重建曲线有非常好的一致性,重建曲线在局部甚至与实测曲线完全吻合^[16]。同时,采用交叉检验的方法对重建方程的可靠性进行了验证。用逐一剔除法建立了独立于校准方程的新的重建序列之后,对转换函数进行了符号检验、误差缩减值检验和乘积平均值等检验。统计检验结果表明,重建结果是可靠的^[16]。

2.2 夏半年最高温的重建

相关分析的普查结果表明,采样点位于玛沁雪山的年表 MQB, MQD 和 MQF 与采样点距离较近的玛多、玛沁、同德和兴海 4 个气象站的温度记录的相

关性最为显著。为了使得统计分析结果具有区域代表性,将 MQB, MQD 和 MQF 年表用算术平均的方法求得平均年表(MEAN),并利用采样点附近的 4 个气象站(玛多、玛沁、同德和兴海)的观测资料求得区域平均序列^[46]作为代表区域气候变化的气象资料,计算了各年表和平均年表与区域气候资料之间的相关关系。结果表明,MQB、MQD 和 MQF 三个年表以及平均年表(MEAN)都与研究区当年 4~9 月,也就是树木生长旺盛的夏半年的月均温和月均最高温成显著负相关关系^[47]。平均年表(MEAN)与研究区当年 4~9 月的平均最高温的相关关系尤其显著($P < 0.001$),相关系数为 -0.67 (图 5)。各年表与降水量的相关关系则不如与最高温的好^[47]。尽管 5~6 月的降水量也与年表有显著的正相关,但 5~6 月的最高温与年表的相关关系更好。研究区附近的气象观测记录表明,最高温与降水量显著负相关($P < 0.01$),高温对应低降水期。

年表与最高温的显著负相关关系可能与土壤水分的蒸散有关。在有些区域,生长旺季内温度往往不再是限制因子。但温度的升高会导致蒸散加剧,在水分不足时,就往往限制了树木的生长^[12,18,29],故多表现为温度与年轮宽度的负相关^[48]。由于玛沁雪山乡地处阿尼玛卿山区的西北部,降水少于阿尼玛卿

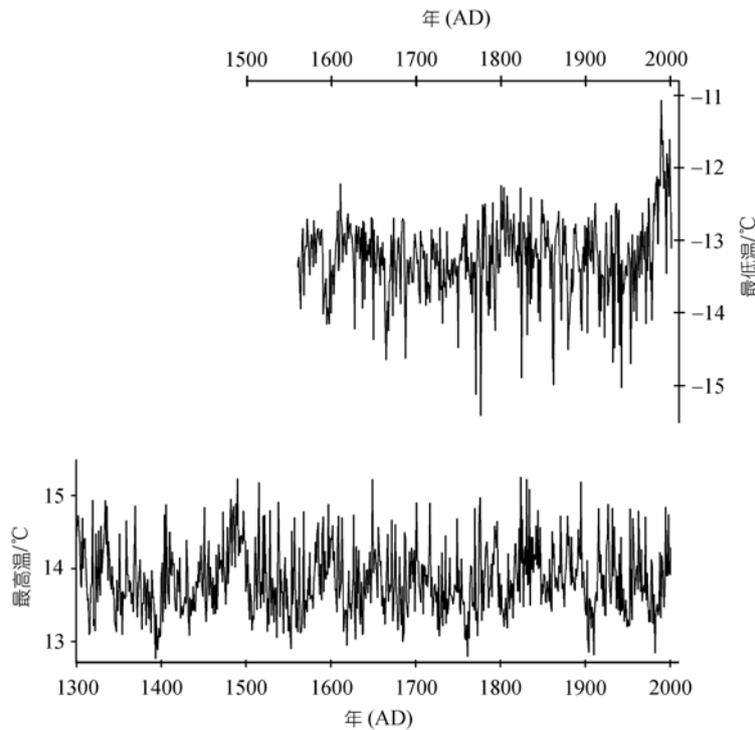


图 4 重建的冬半年最低温(10~4 月)和夏半年最高温(4~9 月)

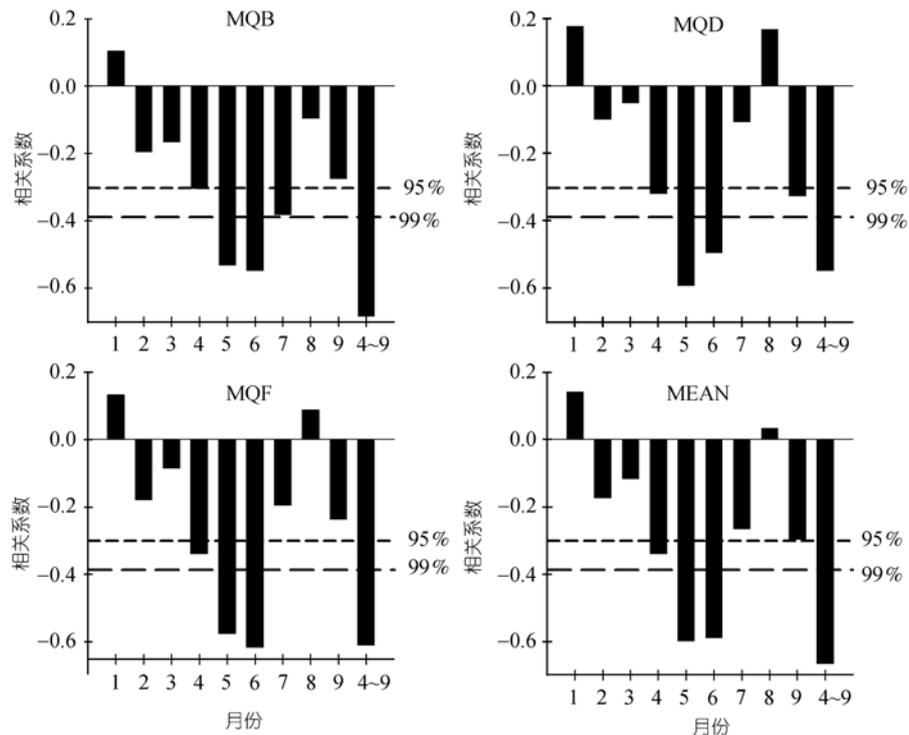


图 5 年表 MQB, MQD, MQF 及其平均年表(MEAN)与月平均最高气温和 4~9 月平均最高气温的相关系数

山东东部, 生长季内的土壤有效湿度很可能成为树木生长的限制因子, 因此夏半年温度越高, 该地区的土壤蒸发和植物蒸腾越强烈, 土壤的有效湿度减小, 不利于植物的生长; 反之, 生长季内气温相对较低时, 则蒸发和蒸腾作用都减弱, 土壤内的有效湿度较大, 有利于树木生长。

根据上述统计分析, 基于 3 个树木年轮标准化年表(MQB, MQD 和 MQF), 我们通过主成分回归模型^[49]重建了研究区夏半年(4~9 月)的平均最高温。重建结果可以解释观测时段(1959~2001)观测到的夏半年最高温方差的 47%。重建与观测的变化趋势完全一致^[47]。1982 年之前, 最高温表现出下降趋势, 从 1983~2001 年最高温有明显的上升趋势。有研究表明树木年轮重建结果会低估极端气候事件^[45], 我们的重建结果也显示, 在极值年重建值与实测值并不能很好吻合, 特别是最高温的重建值低估了极端冷的年份。由于气象站点观测的序列只有 43 a 的记录(1959~2001 年), 因此采用交叉检验的方法对重建结果的可靠性进行了验证。用逐一剔除法建立了独立于校准方程的新的重建序列之后, 对重建方程进行了符号检验、误差缩减值检验和乘积平均值等检验。检验结果表明, 重建结果是可靠的^[47]。因此, 可以对

研究区过去 700 年来夏半年(4~9 月)的平均最高温进行重建(图 4)。

3 最高最低温度的变化特征

重建的研究区过去 425 a 冬半年最低温的变化揭示了一些强的低频变化信息(图 4)。1578~1940 年的近 400 a 间研究区最低温表现出较为平缓的波动特征。有 2 个显著的降温 and 升温期。1610~1776 年, 重建序列表现为逐步波动降温的过程; 到 1776 年达到过去 400 多年来的最低值(-15.41°C)。1776~1800 年的二十多年间, 是一个快速升温的过程; 1800~1941 年的 100 多年间, 又经历了一个波动降温的过程, 温度的变化幅度与前 200 年中的变化幅度接近。但是, 自 1941 年以来表现为急剧的升温趋势($P < 0.001$)。在 1940~1990s 的 60 年间, 最低温的升温幅度在 1.6°C 左右, 这种升温的速度之快, 幅度之大是十分惊人的。

1941 年以来的急剧升温趋势在 1989 年后有所回落, 但 1980~2001 年的平均温度仍高于过去 400 多年中的任何时期。就 10 a 平均值而言, 1970s 以前的近 400 年, 最暖的 10 a 为 1800s。但 1940s 以来的升温, 使得 1980s 的温度已高于 1800s。而 1990s 成为过去 400 多年来最暖的 10 a。IPCC 第三次评估报告指出,

从全球平均来看,很可能 1990s 是 1861 年有观测记录以来最暖的 10 a, 1990s 也很可能是北半球近千年来最暖的 10 a^[50], 但王绍武等^[33]指出, IPCC 报告认为 1990s 是近千年来最暖的 10 a 的结论证据不足. 在过去 400 多年来, 最冷的 10 a 为 1590s, 3 个次最冷的 10 a 分别为 1660s, 1940s 和 1770s.

内蒙古和西伯利亚的树木年轮资料也揭示了相似的 20 世纪急剧升温趋势^[51,52]. 但我们的重建结果表明, 黄河源区冬半年最低温的升高比内蒙古和西伯利亚的更为显著. 青藏高原的冰芯记录和器测记录也表明, 相对于低海拔地区而言, 青藏高原高海拔地区对全球变暖更为敏感^[53,54]. 在青藏高原海拔 3500 m 以上的地区, 过去 30 年线性增温率为 0.25°C/10 a. 而我们的重建结果表明, 黄河源区 1940s~1990s 年冬半年的增温率大约为 0.32°C/10 a, 高于青藏高原平均温度的增温率.

近 700 年来, 尽管存在一些高温/低温期, 但重建的夏半年平均最高温没有明显的线性趋势(图 4). 重建结果中也没有工业革命以来的变暖趋势, 相反地, 在 1824~1982 年的 160 多年内, 研究区的最高温在波动下降, 1983 年后才开始回升($p < 0.05$). 1393 年是整个重建时段最冷的一年. 而最暖的一年为 1824 年. 最冷的 10 a 为 1390s, 最暖的 10 a 为 1480s. 在过去的 200 a 中, 最冷的时段为 1900~1910, 其他两个次最冷时段分别是 1940~1950 和 1970~1990. 从 1982 年以来, 夏半年最高温开始升高. 1990s 的温度已经高于过去 700 a 的平均值. 但就过去 700 a 而言, 1990s 的温度并不算高. 它仍然低于 1890s, 1820s~1840s, 1790s, 1650s, 1690s~1600s, 1480s~1490s, 1330s 和 1300s.

从图 5 也可以看出, 重建的夏半年最高温可以在 10 多年内快速变化. 从 1390s 到 1400s, 10 a 平均值增加了 0.73°C. 从 1393 年到 1404 年, 温度升高了 1.97°C. 另一个快速升温时段发生在 1980s~1990s. 与 1980s 相比, 1990s 温度升高了 0.63°C. 在过去 700 a 里, 年代尺度内显著的降温过程似乎更为频繁. 从 1490s 到 1500s, 温度降低了 0.89°C. 而从 1330s~1340s 和从 1890~1900s, 温度分别降低了 0.74°C 和 0.73°C.

Wilson 和 Luckman^[42] 在加拿大的结果表明, 20 世纪的夏季最高温是 1600 年以来最高的, 这和我们的结果是不一致的. 但我们的重建结果表明冬半年

最低温在 1940s 以来显著升高($p < 0.001$), 1980s~1990s 是过去 400 多年来最暖的时期. 研究区附近的气象观测记录表明, 最高温与降水量显著负相关($p < 0.01$), 高温对应低降水期. 在意大利也存在温度与降水量的负相关情况^[55,56]. 一些严重的干旱事件就发生在重建温度的高温时段, 如 1920~30s, 1820~30s, 1590~1600s 和 1480~90s, 这与历史文献记录是一致的^[57]. 重建结果中的冷/暖期, 也基本上与 Sheppard 等^[29]在青海东北部通过树木年轮重建的干/湿期一致.

4 最高温最低温的非对称变化

器测资料表明, 最高温和最低温的变化是不同步的^[36-40]. 对中国 369 个站(1951~1990 年)气温资料分析表明, 年最高气温在过去 40 a 中变化趋势不明显, 但最低气温却有明显上升趋势^[39]. 在中国的西北部, 1930~1990 年夏季最高温是降低的, 这在北京也是如此^[40]. 不论在区域还是全球尺度, 20 世纪最低温比最高温升高的快得多^[36-40,58-64], 且它们的变化趋势是不一致的^[37,40]. 当然也有一些地方春夏季的最高温升高的趋势更为显著^[65]. 有研究指出, 在四川盆地夏季最高温的降低是由于气溶胶的增加^[66]. Wilson 和 Luckman 等^[42,43]指出, 在温度作为主要影响因子的环境中, 树木的生长可能更为强烈地受到夏季白天最高温而不是夜间最低温的影响, 因此强调应当通过树木年轮来重建更为宽广的温度变量(如最高温、最低温等)而不是平均温度.

台站观测的最高温和最低温表明, 观测到的气候变暖主要是由于日最低温的升高引起的, 日最高温升高的幅度只有最低温的一半左右^[62]. 变暖的趋势在北半球比南半球更为显著^[67], 也主要是由于夜间温度的快速升高引起的^[36,68]. 观测资料表明, 在中国的不同地区, 气候的变暖主要是由于夜间变暖或最低温的升高引起的, 而最高温的升高并不显著, 甚至有些地区是降低的^[37-39].

我们也将利用树木年轮重建的结果与兰州和西安气象站所记录的 1932~2001 年的夏半年(4~9 月)最高温和冬半年(10~4 月)最低温进行了比较(图 6), 发现他们的变化趋势非常一致, 甚至一些小的波动都基本同步. 就最高温而言, 过去 70 a 中, 不论是兰州还是重建的结果, 都没有明显的升高趋势, 在西安甚至是降低的趋势(线性斜率为负). 但如果将这 70 a 分开来看, 则不难看出, 3 条曲线在过年 70 a 来都是先

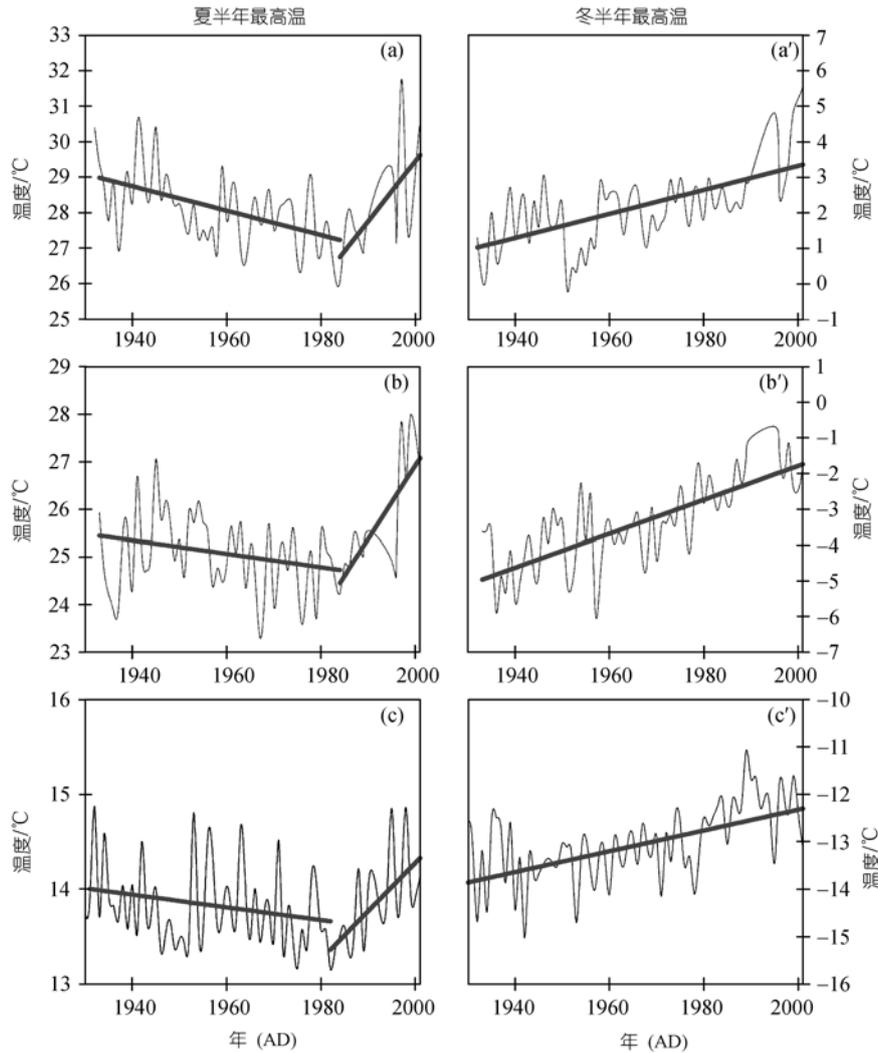


图 6 夏半年(4~9月)西安(a)、兰州(b)最高温与重建的夏半年最高温(c)以及冬半年(10~4月)西安(a')、兰州(b')最低温与重建的冬半年最低温(c')的比较

降后升。西安夏半年最高温从1933~1984年显著降低($p < 0.05$),然后快速升高($p < 0.1$)。兰州夏半年最高温在1933~2001年也基本上是先降后升,但最低值在1967年。利用树木年轮重建的夏半年最高温在过去近70年来,在波动中降低,到1982年左右降到最低后开始升高。而对于冬半年最低温,西安、兰州和重建结果都在波动中一直显著升高($p < 0.001$)。

因为上海有过去100多年的观测记录,因此我们也将重建的夏半年最高温和冬半年最低温与上海夏半年最高温(图7)和冬半年最低温(图8)进行了比较。结果表明,1880~1945年,上海夏半年最高温显著升高($p < 0.001$),然后显著降低,从1982年左右又开始升高。而重建的夏半年最高温在1880~1945年间没有明

显的变化趋势,但其后的变化趋势与上海的基本一致。即从1945年开始降低,从1982年左右又开始升高。而冬半年的最低温(图8),在过去120a里,上海和重建结果都是上升的(图中虚直线)。但如果分段来看,则上海的冬半年最低温从1880~1918年是降低的,而从1918年以来一直升高。重建的冬半年最低温则在1880~1941年间是降低的,从1941年来则迅速升高。

最高温和最低温的变化关系是比较复杂的。它们不但在升高幅度上有所不同^[36,39,40,62,68],同时在不同时段变化趋势也是不一样的^[37],甚至是相反的^[38,40]。那么,在更长的时间尺度上,最高温和最低温的变化关系到底如何,他们将如何响应全球变

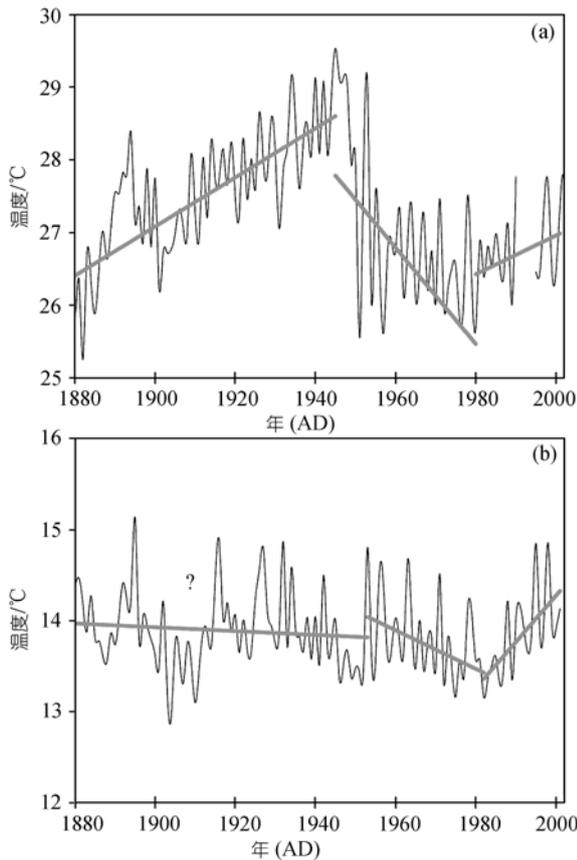


图 7 上海夏半年(4~9月)最高温(a)和利用树木年轮重建的夏半年最高温(b)的比较

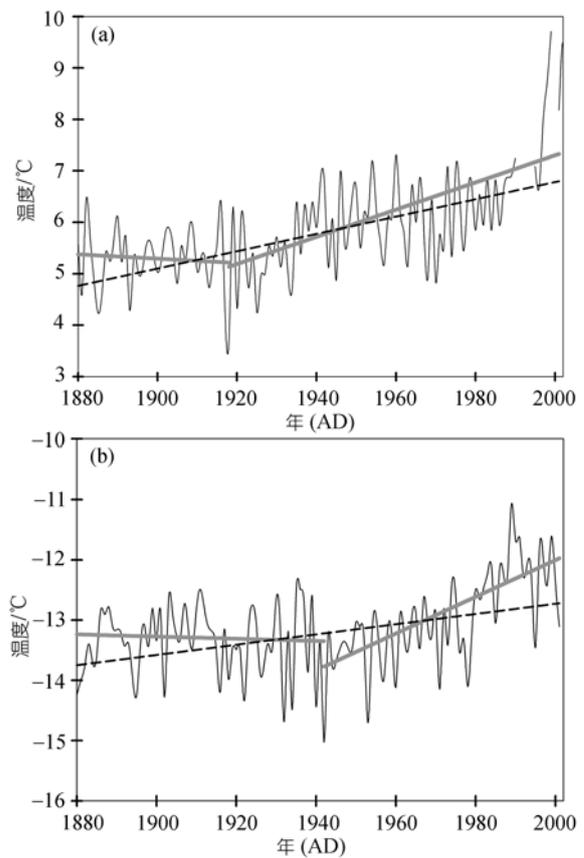


图 8 上海冬半年(10~4月)最低温(a)和利用树木年轮重建的冬半年最低温(b)的比较

化? 由于受观测时段较短的限制, 要回答这个问题, 仅仅用器测资料是不够的. 而我们用树木年轮所重建的过去 400 多年来的最高温和最低温的变化, 可以就这一问题进行较为深入的分析.

重建的研究区的冬半年最低温度和夏半年平均最高温度表明(图 4), 近 425 a 来研究区的最高温和最低温的变化趋势存在一定的差异, 研究区最低温在近 60 a 来急剧上升, 而且升温幅度超过了近 425 a 的任何时期; 最高温的变化在上世纪的升温并不显著, 而且开始较晚, 大概在 20 世纪 80 年代才开始升温, 升温幅度也不及最低温的大. 在 20 世纪 40 年代开始的剧烈升温期之前, 最低温的变化经历了一个缓慢降温的时期, 1800~1940 年的近 140 a 间, 低温的变化经历了一个波动降温的过程, 平均降温幅度为 0.4°C 左右. 最高温在相应的时期也经历了一个较为显著的降温过程. 大约在最低温开始降温后的 25 年左右, 最高温也开始了降温, 在经历了 1824~1980 约 150 a 的降温过程之后, 开始了升温. 最高温在近 150 a 的

降温期内, 平均温度下降了约 0.5°C 左右, 降温的幅度和持续的时间均大于低温在相应时期的变化. 在这段 150 a 左右的降温期之前, 最高温和最低温都经历了 30 a 左右的快速升温期, 最低温的升温时段在 1770~1800 年, 最高温的快速升温在 1800~1825 年左右, 两者的升温期均持续约 30 a 左右, 升温幅度为 0.4°C 左右, 但升温的时间滞后大约 25 a. 1600~1800 年的 200 a 间, 最高温的变化经历了降幅约为 0.5°C 的降温过程; 最低温在 1610~1770 的 160 a 间, 经历了降幅约为 0.5°C 的波动降温过程. 由以上的初步分析我们可看出, 最高温和最低温在近 500 a 来的变化在高频上有一定的差别, 但低频变化非常相似, 只是两者的变化时间有先后之分. 最高温的变化滞后于最低温的变化.

因此, 我们计算了 1578 年来重建的冬半年最低温和夏半年最高温 11 a 滑动平均后的滞后相关, 相关系数如图 9, 表明在最高温滞后最低温 25 a 时, 滞后相关系数达到最大, 为 0.49. 说明最高温和最低温

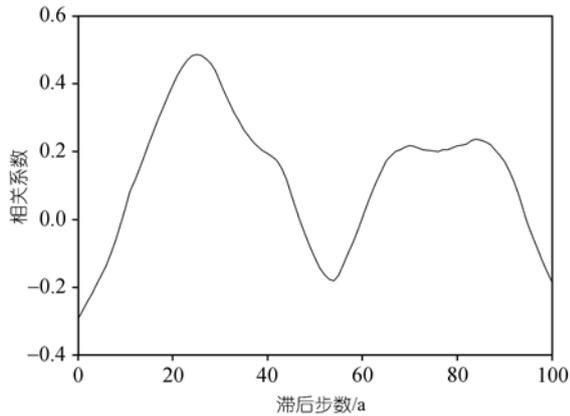


图 9 重建的冬半年最低温和夏半年最高温滞后相关系数
滞后步数为最高温滞后最低温的年数

的变化有高度的一致性。

考虑到最高温滞后于最低温 25 a 后(图 10), 我们发现不仅最高温和最低温的变化趋势非常一致, 而且低频变化也惊人的相似. 共同经历着相同的升温期和降温期. 两者都表现出升温相对较快而降温相对缓慢的特征. 更有趣的是, 我们从图 10 中可看到, 最低温的变化从 1941 年以来经历了一个急剧升温的过程, 而最高温的升温过程从 20 世纪 80 年代才开始, 如果在未来 30 a 内最高温和最低温的变化保持过去近 425 a 来的相关趋势, 那么, 我们不难推断, 未来 30 a 内, 最高温的也将继续剧烈升温. 如果我们的推断是正确的, 那么, 由于最高温的急剧升高所导致的生态环境的变化将是十分惊人的。

由于夏半年的最高温会直接影响研究区的蒸腾蒸发, 那么最高温的急剧上升必然导致蒸腾蒸发的大幅度的增加, 致使土壤湿度下降, 由此会导致局地水循环发生大的变化. 春末夏初, 也就是植物生长季开始时的土壤湿度, 对植物当年的生长是十分关键的, 因此, 这一时段土壤水分的亏缺, 会直接影响植物当年的生长, 最终会导致植被的退化. 这对于生态系统脆弱, 草场退化, 土地沙化, 生态问题严峻的研究区来讲, 是非常不利的. 因此我们有必要对这一问题进行深入细致的研究, 采取必要的对策, 以防止研究区的生态环境进一步恶化后对广大的黄河流域及其周边地区带来灾难性的后果。

5 结论与讨论

利用青藏高原东北部黄河源区的树木年轮宽度年表, 重建了研究区冬半年最低温和夏半年最高温, 重建值与实测值的变化趋势几乎完全一致. 各种检验结果均表明, 各重建结果是稳定可靠的。

重建的过去 400 多年冬半年最低温表明, 1578~1940 年的近 400 a 间研究区最低温度表现出较为平缓的波动特征, 有两个显著的降温期(1610~1776, 1800~1941)和升温期(1776~1800, 1941~?). 在 1940s~1990s 的 60 年间, 最低温的升温幅度在 1.6℃ 左右, 这种升温的速度之快, 幅度之大是十分惊人的. 1941 年以来的急剧升温趋势在 1989 年前后开始回落, 但 1989 年至今的绝对温度仍高于过去 400 a 的任何

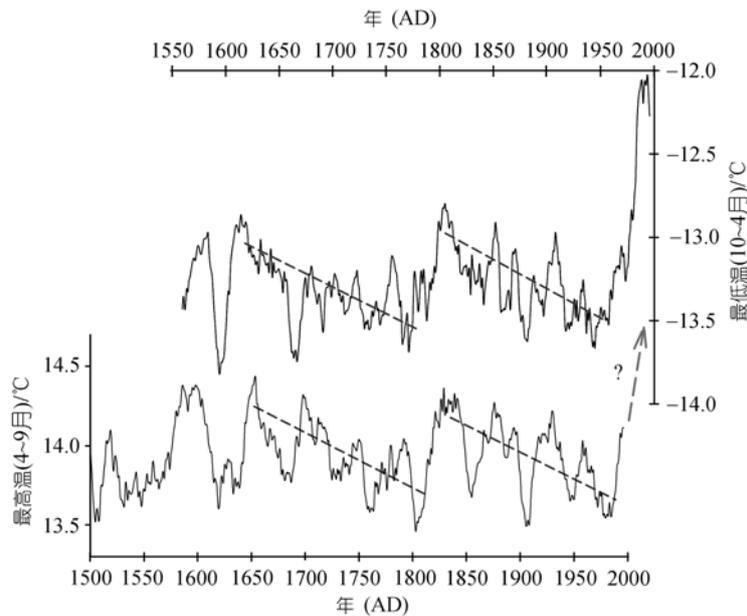


图 10 重建的近 425 a 最低温与最高温的 11 a 滑动平均曲线. 图中最高温的坐标滞后于最低温的坐标 25 a

时期. 1990s 为过去 400 多年来最暖的 10 a. 过去 700 a 夏半年平均最高温的变化不同于研究区最低温的变化, 低频变化趋势并不十分显著, 表现出更多的高频变化信号, 不但 20 世纪未表现出显著的升温趋势, 而且 1824~1982 年的 160 a 内, 研究区的最高温表现出明显下降的趋势. 从 1982 年以来, 夏半年最高温开始升高. 1990s 的温度已经高于过去 700 a 的平均值. 但就过去 700 a 而言, 1990s 的温度并不算高. 整个夏半年最高温重建时段最冷的 10 a 为 1390s, 最暖的 10 a 为 1480s.

研究区的极端温度存在非常显著的非对称变化特征. 最低温自 20 世纪 40 年代以来迅速升高, 其升温幅度和速度超过了近 425 a 来的任何时期, 尽管 20 世纪 80 年代末, 这种升温趋势有所回落, 但研究区的最低温度仍然远远高于近 425 a 来最低温的均值. 而最高温的变化则与最低温不同, 近 200 a 来研究区的最高温整体表现出明显的下降趋势, 20 世纪 80 年代初才开始回升, 但升温的幅度远不及最低温度的大. 在近百年来全球变暖的大气候背景下, 研究区的温度变化表现出非常显著的非对称变化的特点. 其他人对观测资料的分析也表明, 极端温度的非对称变化在中国西北地区乃至全国范围内是普遍存在的^[39,40].

极端温度的这种非对称变化, 以至于温差的减小, 必将引起地处高寒半干旱区的黄河源区显著的生态环境的变化. 目前的研究表明, 近年来该区域生态环境恶化与气温升高是密切相关的^[69]. 但温度的变化究竟是以何种方式来影响江河源区的生态环境? 其进一步的发展趋势如何? 以及黄河源区的冰川、积雪、多年冻土以及动植物群落是如何对气温的变化做出响应的? 气候变化对目前的生态环境的恶化究竟有多大的贡献? 这些都是事关国计民生的科学问题, 还有待于进一步的综合研究, 并在此基础上制定相应的对策.

我们的研究结果还表明, 在低频变化趋势上, 最低温和最高温存在相似的特征, 但二者变化的位相存在差别. 最低温的变化比最高温的变化超前约 25 a 左右. 如果这种在过去 425 a 来一直存在的滞后关系在未来 30 a 内保持不变, 那么研究区的最高温度必将急剧大幅上升. 如果果然如此, 我们不难想象, 主要受到夏季温度影响的山地冰川和多年冻土必然发

生很大的变化. 冰川将快速退缩, 多年冻土退化; 同时由于最高温度急剧升高, 研究区的蒸散将加剧, 土壤有效湿度下降从而直接导致生态环境的进一步恶化. 区域水分循环发生改变, 水文过程随之而变, 黄河径流减小. 那么影响范围将不仅仅是黄河源区, 而是整个黄河流域. 目前, 黄河的断流已经使华北电网供电紧张, 蒙受巨大的经济损失, 下游地区的工农业生产受到极大的影响. 如果这种局势进一步恶化, 势必引起更大范围、更长时间的断流, 由此带来的生态、经济以及社会等等各方面的巨大损失是难以估量的.

致谢 美国哥伦比亚大学的 Edward Cook 教授在此项研究工作中提供了帮助, 兰州大学李金豹、彭剑峰等参加了野外采样, 在此一并感谢.

参 考 文 献

- 1 陶宝祥. 世纪丰碑——三江源自然保护区. 走近科学, 2000, (9): 10—14
- 2 马应珊. 三江源自然保护区正式成立. 人民日报, 2000-08-20
- 3 程国栋, 王根绪. 江河源区生态环境变化与成因分析. 地球科学进展, 1998, 13(增刊): 24—31
- 4 刘时银, 鲁安新. 黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化. 冰川冻土, 2002, 24(6): 701—707
- 5 刘伟, 王启基, 等. 高寒草甸“黑土型”退化草地成因及生态过程. 草原学报, 1999, 7(4): 300—307
- 6 季中淳. 中国冰缘地区湿地及其环境效应与生态建设. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 274—280
- 7 王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析. 冰川冻土, 2000, 22(3): 200—205
- 8 刘禹, 马利民. 树轮宽度对近 376 年呼和浩特季节降水重建. 科学通报, 1999, 44(18): 1986—1992
- 9 刘禹, 蔡秋芳, Park W K, 等. 内蒙古锡林浩特白音敖包 1838 年以来树轮降水记录. 科学通报, 2003, 48 (9): 952—957
- 10 刘禹, Park W K, 蔡秋芳, 等. 公元 1840 年以来东亚夏季风降水变化——以中国和韩国德树轮记录为例. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(6): 543—549
- 11 刘禹, 安芷生, 马海州, 等. 青海都兰地区公元 850 年以来树轮记录的降水量变化及其与北半球气温的联系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(5): 461—471
- 12 勾晓华, 陈发虎, 王亚军. 利用树木年轮指数重建近 280 年来祁连山东部地区的春季降水. 冰川冻土, 2001, 23(3): 292—296
- 13 勾晓华, 陈发虎, 李金豹, 等. 祁连山东部地区高分辨率气候记录研究. 兰州大学学报, 2002, 38(1): 105—110
- 14 Gou X, Chen F, Yang M, et al. Climatic response of thickleaf spruce (*Picea crassifolia*) tree-ring width at different elevations over Qilian Mountains, northwestern China. J Arid Environ, 2005, 61: 513—524^[DOI]

- 15 Gou X, Chen F, Yang M, et al. A comparison of tree-ring records and glacier variations over the past 700 years, northeastern Tibetan Plateau. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 86—90
- 16 Gou X, Chen F, Jacoby G, et al. Rapid tree growth with respect to the last 400 years in response to climate warming, northeastern Tibetan Plateau. *Int J Climatol*, 2007, 27: 1497—1503[DOI]
- 17 邵雪梅, 方修琦, 刘洪滨, 等. 柴达木东缘山地千年祁连圆柏年轮定年分析. *地理学报*, 2003, 58(1): 90—100
- 18 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(2): 145—153
- 19 刘晓宏, 秦大河, 邵雪梅, 等. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(1): 89—95
- 20 秦宁生, 邵雪梅, 靳立亚, 等. 青海南部高原祁连园柏年轮指示德近 500 年来气候变化. *科学通报*, 2003, 44(19): 2068—2072
- 21 Liang E Y, Liu X H, Yuan Y J, et al. The 1920s drought recorded by tree rings and historical documents in the semi-arid and arid areas of northern China. *Clim Change*, 2006, doi: 10.1007/s10584-006-9082-x
- 22 Zhang Q, Cheng G, Yao T, et al. A 2326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(14): 1739, doi:10.1029/2003GL-017425
- 23 袁玉江, 李江风, 胡汝驥, 等. 用树木年轮重建天山中部近 350 a 来的降水量. *冰川冻土*, 2001, 23(1): 34—40
- 24 Li J B, Gou X H, Cook E R, et al. Tree-ring based drought reconstruction for the central Tien Shan area in northwest China. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L07715, doi: 10.1029/2006GL025803
- 25 Graumlich L J. A 1000-year record of temperature and precipitation in the Sierra Nevada. *Quat Res*, 1993, 39(2): 249—255[DOI]
- 26 Lara A, Vilaba R. A 3620-year temperature record from *Fitzroya cupressoides* tree rings in southern South America. *Science*, 1993, 260: 1104—1106[DOI]
- 27 Luckman B, Briffa K, Jones P, et al. Tree-ring based reconstruction of summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada, AD 1073-1983. *The Holocene*, 1997, 7(4): 375—389
- 28 Cook E R, D'Arrigo R D, Mann M E. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since AD 1400. *J Clim*, 2002, 15(13): 1754—1764[DOI]
- 29 Sheppard P, Tarasov P, Graumlich L, et al. Annual precipitation since 515BC reconstructed from living and fossil juniper growth of Northeast Qinghai Province, China. *Clim Dyn*, 2004, 23: 869—881[DOI]
- 30 Fritts H C. *Reconstructing Large-scale Climatic Patterns from Tree-ring Data*. Tucson: The University of Arizona Press, 1991
- 31 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. North hemisphere temperature during the last millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 759—762[DOI]
- 32 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 2002, 295: 2250—2253[DOI]
- 33 王绍武. 气候系统引论. 北京: 气象出版社, 1994. 54—59
- 34 王绍武, 罗勇, 赵宗慈, 等. 关于气候变暖的争议. *自然科学进展*, 2005, 15(8): 917—922
- 35 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告(1): 中国气候变化的历史和未来趋势. *气候变化研究进展*, 2006, 2(1): 3—8
- 36 Karl T, Jones P, Knight R, et al. A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1993, 74(6): 1007—1023
- 37 江志红, 丁裕国. 近百年上海气候变暖过程的再认识—平均温度与最低、最高温度的对比. *应用气象学报*, 1999, 10(2): 151—159
- 38 谢庄, 曹鸿兴. 北京最高和最低气温的非对称变化. *气象学报*, 1996, 54(4): 501—507
- 39 翟盘茂, 任福民. 中国最高最低气温变化研究. 见: 丁一汇, 主编. 中国的气候变化于气候影响研究文集. 北京: 气象出版社, 1997. 199—206
- 40 马晓波. 中国西北地区最高最低气温的非对称变化. *气象学报*, 1999, 57(5): 613—621
- 41 Wilson R, Luckman B. Tree-ring reconstruction of maximum and minimum temperatures and the diurnal temperature range in British Columbia, Canada. *Dendrochronologia*, 2002, 20(3): 1—12
- 42 Wilson R, Luckman B. Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper treeline sites in Interior British Columbia, Canada. *The Holocene*, 2003, 13(6): 851—861[DOI]
- 43 Stokes M, Smiley T. *An Introduction to Tree Ring Dating*. Chicago: The University of Chicago Press, 1968
- 44 Holmes R L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bull*, 1983, 43: 69—75
- 45 Fritts H C. *Tree Rings and Climate*. London: Academic Press, 1976
- 46 Jones P, Hulme M. Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *Int J Climatol*, 1996, 16: 361—377[DOI]
- 47 Gou X, Peng J, Chen F, et al. A dendrochronological analysis of the maximum summer-half-year temperature variations over the past 700 years on the northeastern Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 2007, doi: 10.1007/s00704-007-0336-y
- 48 Szeicz J, MacDonald G. Age-dependent ring-growth responses of subarctic white spruce to climate. *Can J Forest Res*, 1994, 24: 120—132
- 49 Cook E R, Bird T, Peterson M, et al. Climatic change over the last millennium in Tasmania reconstructed from tree-rings. *The Holocene*, 1992, 2(3): 205—217
- 50 Folland C K, Karl T R, Christy J R, et al. Observed climate variability and change. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al,

- eds. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 2001. 99—181
- 51 Jacoby G C, D'Arrigo R D, Davaajamts T. Mongolian tree rings and 20th century warming. *Science*, 1996, 273: 771—773[DOI]
- 52 Briffa K R, Jones P D, Schweingruber F H, et al. Unusual twentieth-century summer warmth in a 1000-year temperature record from Siberia. *Nature*, 1995, 376: 156—159[DOI]
- 53 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. *科学通报*, 2000, 45(1): 98—106
- 54 Liu X, Chen B. Climatic Warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Inter J Climatol*, 2000, 20: 1729—1742[DOI]
- 55 Brunetti M, Maugeri M, Nanni T. Variations of temperature and precipitation in Italy from 1865 to 1996. *Theoret Appl Climatol*, 2000, 65: 165—174[DOI]
- 56 Brunetti M, Buffoni L, Maugeri M, et al. Trends of minimum and maximum daily temperatures in Italy from 1865 to 1996. *Theoret Appl Climatol*, 2000, 66: 49—66[DOI]
- 57 徐国昌, 姚辉, 李新敏. 中国干旱半干旱区气候变化. 北京: 气象出版社, 1997. 85—101
- 58 Skinner W, Gullett D. Trends of daily maximum and minimum temperature in Canadian during the past century. *Climatol Bull*, 1993, 27(2): 63—77
- 59 Vincent L, Zhang X, Hogg W. Maximum and minimum temperature trends in Canadian for 1895—1995 and 1946—1995. *American Meteorological Society, Reprints of the 10th Symposium on Global Change Studies*, January 10—15, 1999, Dallas, Texas. 95—98
- 60 Barry R G, Seimon A. Research for mountain area development: climatic fluctuations in the mountains of the Americas and their significance. *Ambio*, 2000, 29: 364—370[DOI]
- 61 Diaz H, Bradley R. Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Clim Change*, 1997, 36: 253—279[DOI]
- 62 Easterling D, Horton B, Jones P, et al. Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, 1997, 277: 364—367[DOI]
- 63 Dai A, Trenbert K, Karl T. Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range. *J Climate*, 1999, 12: 2451—73[DOI]
- 64 Stone D, Weaver A. Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophys Res Letts*, 2002, 29(9): 1356, 10.1029/2001GL014556
- 65 Founda D, Papadopoulos K, Petrakis M, et al. Analysis of mean, maximum, and minimum temperature in Athens from 1879 to 2001 with emphasis on the last decade: trends, warm events, and cold events. *Global Planet Change*, 2004, 44: 27—38[DOI]
- 66 Kaiser D, Qian Y. Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954-1998: indication of increased haze pollution? *Geophys Res Letts*, 2002, 29(21): 2042, doi:10.1029/2002GL016057
- 67 Horton E B. Geographical distribution of changes in maximum and minimum temperatures. *Atmos Res*, 1995, 37: 102—117[DOI]
- 68 Kukla G, Karl T R. Nighttime warming and the greenhouse effect. *Environ Sci Technol*, 1993, 27: 1468—1474[DOI]
- 69 王根绪, 李琪, 程国栋, 等. 40a 来江河源区的气候变化特征及其生态环境效应. *冰川冻土*, 2001, 23(4): 346—352