

中国中世纪暖期气候研究综述

高建慧, 刘 健, 王苏民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 江苏 南京 210008)

摘要: 中世纪暖期是 2000 年来全球最重要的气候事件之一, 关于中世纪暖期的研究, 主要是通过各种代用资料重建气候序列。从目前的研究来看, 能敏感响应环境变化的高分辨率的信息载体主要有冰芯、树轮、历史文献、湖泊沉积及石笋等。随着代用资料的开发, 对于中世纪暖期的研究已经取得了丰硕的成果, 但在中世纪暖期是否具有全球性, 不同区域的起讫时间、增温幅度、内部波动以及成因机制等问题上还存在一定争议。主要原因是受重建资料敏感性与地域性限制, 加上不同代用指标对气候变化敏感性的差异以及不同代用资料的方法、气候与环境意义等存在差异, 定年存在误差。在中国, 从对重建资料的整理分析来看, 对于“中国是否存在中世纪暖期”这个问题, 各研究者们没有达成一致的看法; 对于中国中世纪暖期冷暖变化的研究, 由于区域差异, 东部重建资料以历史文献为主, 而西部关于历史气候环境的相关记载很少, 所以重建资料以冰芯、湖芯、树轮等为主。大多数的研究结果认为, 西部的冷暖变化与东部有着明显的差异, 其中最主要的是东部在 900~1300 A. D. 存在明显的温暖期, 而西部则暖期不如东部明显。今后为了更加全面深入的了解中世纪暖期气候特征, 应加强各种代用指标高分辨率序列的积累和定量化研究、各种代用指标和重建序列的综合集成研究及其与古气候模拟结果的比较研究, 以期从动力学角度加深理解中世纪暖期的区域响应差异。

关 键 词: 中世纪暖期; 气候; 重建; 代用资料

中图分类号: P461 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2006)03-0376-08

“中世纪暖期”(Medieval Warm Epoch 或 Medieval Warm Period 或 High Medieval Time) 又称“小气候适宜期”(Little climatic optimum), 指 900~1300 A. D. 出现在欧洲及北大西洋临近地区的相对温暖气候阶段^[1], 它最早由 Lamb 在 1965 年提出^[2], 因为 1100~1200 A. D. 正处于欧洲的“中世纪”, 而此时西欧的气温较 1900~1939 年高 0.5~1.0°C, 故而得名。

中世纪暖期是 2000 年来一个重要的气候事件。对此国内外已有不少研究工作, 主要表现在对各种气候代用资料(如冰芯、湖芯、树轮、冰川进退、石笋、历史文献等)的开发和收集整理上, 为揭示历史气候的特征提供了丰富的资料^[3], 但由于受重建资料地域性限制, 加上不同代用指标对气候变化敏感性的差异以及不同代用资料方法的气候、环境意义不同, 而且在定年方面也存在误差, 使得在诸如中世纪暖期是否全球性现象、中世纪暖期的增温幅度及气候特征、中世纪暖期的形成原因等问题的认识上还存在一定的分歧。例如, 根据历史文

献、树轮、冰芯重建的中国温度序列标明西部中世纪暖期升温不明显, 而东部明显^[4,5], 关于中世纪暖期的形成原因, Broecker 就认为是全新世温度波动的延续表现^[6], 是 Band 旋回的组成部分, 相对于工业革命(1860 年)以来的升温期, 它属于倒数第二个暖期, 不言而喻它具有全球性。并指出上世纪的快速增暖是在自然升温背景上叠加了人为温室气体的影响。Bradley 根据全球重建序列的统计, 则认为中世纪暖期不具有全球性^[7]。为了对目前中世纪暖期研究状况有一个更全面的认识, 现从研究方法、内容及进展方面对其进行综合概述。

1 研究方法

从冰芯、树轮、历史文献等记录中提取气候信息, 是研究历史气候和环境的基本手段。PAGES/CLIMAR 交叉报告^[8]指出气候变率的诊断研究依赖于树轮、冰芯、历史文献等高分辨率代用资料提供的详细古气候信息。为此建立高分辨率(100~101 年尺度)的冰芯、树轮和历史文献气候序列, 成

收稿日期: 2006-01-16 修订日期: 2006-03-16

基金项目: 国家自然科学基金项目(40475035 40272123)和中国科学院知识创新工程项目(KZCX3-SW-321)共同资助。

作者简介: 高建慧(1977-), 女, 辽宁抚顺人, 硕士研究生, 主要研究方向为全球变化。E-mail: gaojh@niglas.ac.cn

为分析过去 2 ka来气候和环境变化的主要方法。湖泊沉积物和石笋、珊瑚等作为古环境与古气候变化的自然纪录,也日益受到科学界的关注与重视。随着这些气候代用资料定年技术的迅速改进,研究者们恢复了过去几个世纪乃至几千年的区域到全球尺度的气候情景^[3 7 9]。

1.1 冰芯

冰芯研究揭示气候环境变化具有保真性强(低温环境)、分辨率高(年)、时间尺度长(可达几十万年)、信息量大(降水、温度、大气化学成分、火山喷发、植被状况、海平面变化、太阳活动、地磁场等)等许多独特优势,是目前重建古气候环境的重要手段之一。随着人们认识的提高,冰芯研究在短短的几十年内已经获得了快速的发展,研究的区域从南北极地区扩展到以青藏高原为中心的中低纬度山地,所运用的分析检测技术也更加高、精、尖化^[10]。到目前为止,通过冰芯研究揭示气候与环境变化方面已取得了丰硕成果^[11],如:确认了 Milankovitch理论,发现了不同时间尺度的气候环境突变,建立了大气粉尘负荷变化序列,再现了大气圈内温室气体的变化,揭示了宇宙成因的同位素含量的变化,揭示了人类活动的影响,提供了大气环境污染评价指标等。从中国冰芯记录的中世纪暖期(900~1300年)特征来看,古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ (若代表温度)是相对的高值段,但与前后相比不存在一个明显的暖期,冰芯的积累量是相对低值段,表明降水偏少^[12];敦德冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 则为明显的低值段,反映温度不高^[13]。但由于中纬山地冰帽冰芯都位于高海拔区(一般 $> 5\,000\text{ m}$),其水汽来源不稳定,并存在较大的变化,因此冰芯记录的环境解释、定年和记录的区域代表性等方面都不同程度上受到新的挑战。

1.2 树轮

树木生长不仅受其本身的遗传特性、树木生长年龄的影响,还受季节、日照、降水、气温等气候因子的影响,而树木生长量的变化可以用树干横截面的年轮宽度、密度变化来表示。因此年轮参数变化就成了记录外界环境条件的天然仪器。根据树木年轮资料提供的较长时期高分辨率记录,可以重建过去温度、降水变化,还可以探讨温室气体、火山活动、太阳活动等对气候变化的影响。目前国内外树木年轮气候学已取得了不少成果^[10],树轮气候重建工作从高纬向低纬扩展,不仅研究区域不断扩大

(包括南美、日本,中国的青海、西藏、新疆、陕西、内蒙和东北地区,北太平洋沿岸地区及北方高纬度地区),而且在理论方法和应用上也取得了显著的进展,如:Kitagawa^[14]由日本的大雪松 $\delta^{13}\text{C}$ 记录重建出过去 2 000年的温度变化;吴祥定等^[15]较早是在西藏中部林芝、林周以及米林县获取了大量钻芯样本,分别建立了 1 400 A. D. 以来的温度曲线和 1 650 A. D. 以来的降水曲线。近年来,祁连山地区德令哈的降水序列^[16 17],祁连山地区都兰的温度序列^[18 19]都是很出色的成果,并提出树轮变化曲线“高频反映降水影响,低频反映温度影响”的新观点^[20]。但是树轮研究也有其局限性^[11],只能在有古树的地区进行,因而在地域上受到限制。

1.3 历史文献气候记载

在历史文字记载中,有关气候的证据,内容十分广泛,既包括寒冬、水灾、酷暑、旱灾、雪暴等直接的气候证据,也包括如湖泊冰封、动植物的分布与迁徙等间接证据。同其它研究方法一样,历史气候记载的研究方法包括如何提取气候资料、分析资料的可靠性以及消除影响资料可靠性的种种因素,最后经过适当的分级统计处理,取得均一的某一气候要素的序列,推测气候的变化^[11]。中国丰富而悠久的历史文献记录是世界上独有的,经过数十年的发掘整理,中国学者已经发掘出大量的历史时期气候变化文献记录,其中相当一部分能够反映冷暖变化。相关资料最近已被张德二等人汇总出版^[21]。竺可桢^[22]1973年发表的《中国近五千年来气候变迁的初步研究》开创了中国历史气候研究的先河。近年来以中国东部 2 000年冬温变化为代表的成果^[23 9 24],标志着历史文献研究步入了新阶段。根据东部冬温变化的序列,中世纪暖期明显存在着 1050年和 1250年的两个暖峰,增温距平 $0.4\sim 0.5^{\circ}\text{C}$,其增幅还超过上世纪的暖期。

1.4 湖芯

湖泊沉积^[11, 25~ 27]具有沉积连续、沉积速率大、分辨率高的特点,记载了丰富的过去气候变化的信息,其中包含的代用指标有 10余种,如粒度、色素、孢粉、硅藻、摇蚊、微体化石、同位素等。其中孢粉是最常用的恢复古植被的方法,通过转换函数的方法半定量复原温度和降水,可以恢复较长时间尺度的古气候变化,但由于它对气候变化的响应有一定的时间滞后,因此用孢粉模式难以重建短时间尺度的过去气候变化。介形虫是湖泊中广泛存在的一

种微生物,干旱区湖泊研究表明,其优势种属主要与湖水盐度有关,利用湖泊沉积剖面中单一优势种介形类壳体的 Sr/Ca 比值可以定量恢复湖水的古盐度,并可通过室内模拟试验,获得碳酸盐结晶时水温与水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系,进而根据壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 推测古水温,因此湖水古盐度和古水温的定量反演可以促进过去全球变化由定性走向定量^[28]。张恩楼等^[29]利用介形虫形态参数重建了近千年来青海湖盐度的演化序列。青海湖盐度的波动序列表明,中世纪暖期湖水盐度是低值段(1120~1300年),和树轮记录的较多的降水^[30]是可比较的。

除了上述4方面的记录之外,最近石笋的记录引起科学家广泛的兴趣,至今中国历史时期石笋记录的中世纪暖期仅限于北京石花洞研究成果^[31],该记录表明 LTC 能明确反映温度的变化情况,根据对暖季温度的重建结果,800~1300 A. D. 存在周期波动,并在1100 A. D. 现明显的高峰,这与竺可桢根据历史文献的重建结果有较好的对应。

在国外冰川进退的记录作为存在中世纪暖期的重要证据^[6,32],尤以瑞士阿尔卑斯山地冰川进退历史的研究最为详细^[33],而国内的研究还未达到这种程度。国内珊瑚的研究最长序列也只有百余年历史,但却是一个极具前景的研究方向。

2 中世纪暖期气候的空间分布

自中世纪暖期这个术语出现以后,各国科学家依据冰芯、树轮和历史文献等古气候代用资料,对其进行了大量的研究与讨论,但至今对于中世纪暖期是否具有全球性还存在相当的争议。

Lamb^[2,34]根据历史文献资料建立了英格兰中部近1000年的平均气温的变化趋势,其中1150~1300 A. D. 欧洲大部分地区经历了近千年来最温暖气候,并以干旱为主,Hughes^[35]等认为中世纪暖期主要发生在9~14世纪期间。在这个时期,北欧14世纪中期出现了没有预想到的暖冬,西欧13世纪出现了温暖的春季和干旱的夏季,而且,这个时期阿尔卑斯山冰川出现了后腿。欧洲西部四个长达千年以上的树轮宽度序列均揭示了持续约250年(950~1200 A. D.)的暖期,包括英格兰中部的温尔卑斯山脉的树轮^[36]、德国 Black Forest 树轮^[37]、瑞典和法国的树轮^[36]等。通过对克里特冰芯近1.4 ka的 $\delta^{18}\text{O}$ 与冰岛、格陵兰古温度曲线的对比,Dansgaard等^[38]发现格陵兰地区存在中世纪

暖期,随后在 GISP2 和 GRIP 冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中也得到证实^[39~41]。大西洋 Sargasso Sea 西部沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列也反映了该时段的变暖^[42]。美国怀特山树轮宽度资料显示了1000~1300 A. D. 的中世纪暖期^[43]。俄罗斯 Taymyr 地区乌拉尔山脉的树轮记录了800~1200 A. D. 的中世纪暖期^[36]。塔斯马尼亚地区、加拿大艾伯塔省 Jasper 国家公园^[44]和美国加利福尼亚地区^[45]的树轮资料也都证实了中世纪暖期的存在。Bodri 和 Cemak 则从深钻孔反演的温度变化指示了中世纪暖期的存在^[46,47]。欧亚大陆北部3个长达2000年的树轮宽度平均序列揭示了950~1200 A. D. 持续约250年的暖期^[36]。

可见世界上很多地区在900~1300 A. D. 存在中世纪暖期,但以上的结果主要集中在北半球,尤其是中高纬度区包括冰芯、树轮、历史文献等的代用资料,在时间分辨率上,从1年到10年尺度再到50年不等,但还不足以证明中世纪暖期是否具有全球性。Bradley 等^[7]利用23个代用资料序列研究1970年之前最暖的30年出现在什么时候时发现,有10个序列最暖出现在900~1300 A. D., 有7个序列在20世纪,其余6个分散在1300~1800年间,因此认为中世纪暖期只在某些地方出现,不是全球性现象。Thompson^[48]等从中国西昆仑山6200 m 高处古里雅冰芯恢复了近千年 $\delta^{18}\text{O}$ 纪录,结果表明中世纪暖期微弱甚至不存在。Soon 等^[49]利用全球、半球和区域的139个代用资料重建序列考察在800~1300 A. D. 有没有50年以上的暖期时发现,有122个序列出现了暖期,占全部序列的87.8%,因而认为中世纪暖期的确存在而且具有全球性。

对于“中国是否存在中世纪暖期”这个问题,研究者们也没达成一致看法。竺可桢^[22]根据历史文献记载认为,中国隋唐时代(589~907 A. D.)气候温暖,宋朝(960~1279 A. D.)气候转凉,即中国的暖期出现在公认的中世纪暖期之前,说明中国没有与欧洲时间一致的中世纪暖期。满志敏^[23]等列举多方面的物候证据,说明五代中期到元朝早期(10~13世纪)中国东部气候温暖。葛全胜^[24]等根据历史文献记载重建的中国东部地区过去的2000年冬半年的温度序列显示,930~1310 A. D. 为中国东部的中世纪暖期。施雅风^[50]等通过古里雅冰芯的10年分辨率的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录发现,在1000~

1200 A. D. 古里雅地区的气温只维持在平均水平,不存在明显的中世纪暖期。钟巍等^[51]由昆仑山北麓的尼雅剖面沉积物的多指标的变化并未发现在 9~ 14 世纪期间的中世纪暖期。羊向东^[52]通过湖泊沉积物花粉组合分析显示,青海西门错地区中世纪暖期增温幅度较小,中世纪暖期的气候特征表现不明显。沈吉等^[53]根据青海湖沉积岩芯的多环境指标综合分析发现,青海湖地区明显存在中世纪暖期。张德二^[54]根据历史文献中亚热带作物种植地点的变化认为 13 世纪中叶中国中部是一个典型的气候温暖期。金章东等^[54]根据单一流域化学风化记录认为,中国北部地区存在明显的中世纪暖期。任国玉等^[55]通过高分辨率花粉化石记录表明,东北科尔沁沙地存在中世纪暖期。罗建育通过湖泊沉积物记录显示,在 1000~ 1300 A. D. 台湾大鬼湖地区^[56]、820~ 1320 A. D. 台湾高山地区^[57]均存在中世纪暖期。康兴成^[58]等根据树轮资料恢复的青海都兰地区历史时期的温度显示,青藏高原东部地区存在中世纪暖期。杨保^[59]根据冰芯、树轮、沉积物资料重建的近 2 000 年青藏高原地区的温度曲线表明,青藏高原的东、北部与西、南部的温度变化存在差异,东部和北部在 9~ 11 世纪进入中世纪暖期,而西部和南部分别在 1150~ 1400 A. D. 和 1250~ 1500 A. D. 进入中世纪暖期。王绍武等^[60-61]根据史料、树木年轮、冰芯等代用资料建立了 800~ 2000 A. D. 中国东部、西部及全国平均气温距平序列,认为中国东部在 9~ 13 世纪的确存在中世纪暖期,而中国西部无明显的中世纪暖期。

3 中世纪暖期的增温幅度

关于中世纪暖期的冷暖变化,国内已有不少研究成果。在东部,葛全胜等^[9]利用历史文献的冷暖记载,特别是物候记载重建了中国东部地区过去 2 000 年分辨率为 10~ 30 年的冬半年(10~ 4 月)温度距平变化序列,认为 930~ 1310 A. D. 为中国东部的中世纪暖期,但这个暖期并不是一个持续稳定的暖期,而是由 2 个温暖时段和一个寒冷时段组成的;杨保^[62]等利用已发表的冰芯、树轮、湖泊沉积与历史文献等代用资料重建了分辨率为 10 年的中国过去 2 000 年温度变化序列,认为 800~ 1100 年为中国东部的中世纪暖期;王绍武^[6]等根据有关温度变化的史料,利用线性回归和面积加权法,重建了中国东部温度变化序列,认为从公元 9 世纪

后半叶到 11 世纪以及 13 世纪,气温可能与 20 世纪平均相当,或略低。

从以上序列的特点来看,王绍武所建立的序列受资料限制,分辨率仅达到 50 年,不能完全反映整个过去 2 000 年的中国东部温度变化状况;杨保所建立的序列前段的时间分辨率低,其重建结果只反映了中国过去 2 000 年冷暖波动的基本特点,而不是具有 10 年分辨率的温度变化距平序列。葛全胜序列是一个采用同一指标校准的、且具有固定时间分辨率的温度距平变化序列,因为在重建过程中,他先以现代气温与物候及其相关的资料分析为依据,确定不同类型的所使用转换关系方程,相对精确地将某个地区在某个时段的冷暖记载转换为该地区的温度距平值,并利用现代气象观测资料,通过相关分析,计算了不同站点、不同季节温度变化对整个地区冬半年温度变化贡献率,将一个单点的季节温度距平值以同一标准转换成整个东部区域的冬半年温度距平值,从而较好地解决了因文献记载类型、地区不同、季节不同等造成的重建结果不可比问题。尽管该序列反映的温度信息仅是冬半年的温度信息,但在中国东部地区,冬半年温度的年际变化与年均温度的年际变化具有极好的相关性,因此这个序列实质上可以代表过去 2 000 年中国东部地区的温度变化。表 1 是根据该序列对过去 2 000 年的冷暖变化阶段和变化幅度进行的定量分析^[64]。最近该重建的温度序列与全球海气耦合模式 ECHO-G 的千年几分的模式结果进行了比较,获得了进一步的可信度论证^[65]。

表 1 中国中世纪暖期及其中国东部
冬半年温度距平(较 1951~ 1980)

Table 1 The temperature anomaly during the MWP period of China and winter-half year in the eastern China

	温暖时段 1(年)	寒冷时段(年)	温暖时段 2(年)
起迄时间	930~ 1100	1110~ 1190	1200~ 1310
持续长度(a)	180	90	120
温度距平(℃)	0.3	- 0.3	0.4
最暖(冷)30年	1080~ 1100	1140~ 1160	1230~ 1250
温度距平(℃)	0.5	- 0.5	0.9

西部的冷暖变化与东部有着明显的差异,其中最主要的是东部在 900~ 1300 年间存在明显的温暖期,而西部的则基本不存在明显的暖期。

4 中世纪暖期的成因机制

中世纪暖期气候事件的成因机制,目前还不清

楚, Stuiver等^[67]从 GISP2冰芯记录发现太阳活动可能对近千年来的格陵兰温度在世纪尺度上施加影响, 对于 $\delta^{18}\text{O}$ 的高频波动变化, 太阳活动难以解释, 他们认为海气相互作用可能起主导作用。Stocker等^[68]认为代用资料所反映的百年尺度的气候波动与北大西洋的温盐环流有关; 满志敏^[69]从文献记载的研究中得到初步结论, 中世纪气候温暖与海平面变化之间存在一定的关系, 但还没有得到其它证据的验证。有人认为与太阳活动有很大的关系, 但从作用机理上还没有证实^[70]; 刘健等^[71]在改变太阳辐射、火山活动、 CO_2 与 CH_4 浓度等因子的情况下采用全球海气耦合气候模式 ECHO-G进行了1 000个模式年的长时间积分气候模拟试验, 说明太阳辐射、火山活动、 CO_2 与 CH_4 浓度都是形成中世纪暖期的重要因子, 但尚未说明各因子各自对中世纪暖期形成的贡献。

要认识中世纪暖期的成因机制也可以从更长时间尺度的全新世温度波动特点来分析其发生的背景。最近从极地冰芯、北大西洋深海沉积, 包括中国石笋、湖沼的研究^[72-73], 都较一致发现全新世存在1 500年准周期波动, 而中世纪暖期正是工业革命以来升温之前的倒数第二个暖期。Brocken应用大量欧洲冰川进退的证据和北美湖泊钻孔资料论证该时间的全球性^[67-74]。事件的全球性并不意味着所有的重建序列在波动幅度上都一样。即使我国西部树轮和湖泊的资料都有反映, 只是幅度比东部要小一些。

5 研究展望

综上所述, 发生在900~1300 A. D. 间的中世纪暖期是过去2 000年来一个重要的气候事件, 随着代用资料的开发, 对于中世纪暖期的研究已经取得了丰硕的成果, 但由于研究结果的区域差异, 致使在中世纪暖期是否具有全球性, 中世纪暖期在不同区域的起迄时间、增温幅度、内部波动, 中世纪暖期的成因等问题上还存在一定争议, 主要原因是: 不同代用指标环境意义各异, 样本数大小不一, 对气候变化的敏感性不同, 使得重建序列的分辨率、代表性、精确性等都不相同, 而且缺乏对各种重建序列的综合集成研究。另外, 关于中世纪暖期成因机理的研究也较为薄弱。

因此, 今后应加强以下三方面的工作:

1) 各种代用指标高分辨率序列的积累和定量

化研究: 从目前的研究来看, 能敏感响应环境变化的高分辨率的信息载体主要有冰芯、树轮、历史文献、湖泊沉积、石笋等, 它们均适合于用来进行历史气候的定量重建, 以更精确地恢复过去气候环境的变化, 揭示气候变化规律和区域特点。但是代用指标的量化研究必须建立在牢靠的基础工作之上, 例如历史文献中关于降水的“雨雪分寸”记录, 只有借助于现代降水与土壤下渗的系统观测与试验才能有效地恢复古降水量; 现代冰雪过程(包括成冰作用)与气象观测资料的系统分析, 才能深入理解 $\delta^{18}\text{O}$ 污化层、微粒、离子组成等冰芯记录的环境意义, 才能定量重建温度等气候要素的时序; 在湖泊环境的定量研究中最有前景的指标是硅藻、介形类、摇蚊、花粉等微体生物及与其相关的地球化学指标, 必须通过大量湖泊及其流域的调查及采样分析, 建立湖水环境要素、微体生物组成的区域数据库, 应用数理统计方法, 求解不同微体生物与水环境要素的函数关系, 为湖泊沉积环境的量化重建打下坚实基础。同样, 树轮的研究也应从轮宽序列进一步扩展到密度、同位素($\delta^{13}\text{C}$, δD)记录序列, 多指标相互校验, 更深刻理解树轮记录的气候与环境信息。应该指出的是, 精确的年代学是重建高质量历史气候不可或缺的重要前提。

2) 各种代用指标和重建序列的综合集成研究: 在过去全球环境变化研究中, 由于每种代用指标具有不同的环境意义, 在不同时期不同代用指标对气候与环境变化的敏感程度存在差异, 因而应当从综合的角度出发, 把不同精度、不同分辨率、不同类型、不同环境意义的代用指标相互校核、取长补短, 并将重建序列进行综合的对比, 寻找各序列之间的内在联系, 使其更能反映气候的时空波动规律, 并减少重建过去气候变化的不确定性, 最终获得更为准确合理的结果。近年来, 国外科学家努力利用冰芯、树轮记录, 通过综合集成, 重建了北半球1 000年温度变化曲线^[75]; 中国科学家也在努力汇总青藏高原多支冰芯记录, 重建历史温度变化序列, 树轮学家力图将不同地形部位的树轮记录, 集成为统一的代表区域气候的序列。在湖泊环境的研究中, 同样期待不同定量方法结果的相互比较与分析, 以更深刻地理解环境变化的机理。

3) 古气候模拟研究: 代用指标和重建序列能够再现不同地区历史时期气候变化的过程与特点, 而且借助于统计相关分析, 可探讨不同区域之间的

联系,但靠重建序列本身难以揭示气候变化的动力学机制和过程,所以必须开展古气候模拟研究,将重建序列置于全球或区域的框架之中,弥补重建资料空间分布不均且数量有限的不足。通过各强迫因子的敏感性试验,能深入探讨不同因子对历史气候变化的贡献,真正从动力机制上理解中世纪暖期的形成原因与演化过程,加深对过去气候变化机理的认识;通过模拟结果与重建资料的比较,既能检验模式的模拟性能,为预测未来气候变化情景提供依据,又能验证重建资料的代表性和可靠性,促进双方工作的改进和提高。

参考文献:

[1] Mann M E Medieval Climatic Optimum[J]. In MacCracken M C(eds). Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1. The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environment[M]. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 2002: 514

[2] Lamb H H. The early medieval warm epoch and its sequel[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1965, 1: 13~ 37

[3] 杨保,施雅风,李恒鹏. 过去 2 ka 气候变化研究进展[J]. 地球科学进展, 2002, 2(1): 110~ 114

[4] 王绍武, 董光荣(主编). 中国西部环境特征及其环境演变[M]. 北京: 科学出版社, 2002: 43~ 53.

[5] 初子莹, 任国玉. 近 1000 年中国地表气温变化初步分析[J]. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 826~ 836

[6] Wallace S Broecker Was the Medieval Warm Period Global? [J]. Science, 2001, 291: 1497~ 1499.

[7] Bradley R S, Hughes M K, Diaz H F. Climate in Medieval Time[J]. Science, 2003, 302: 404~ 405

[8] 阿诺德·乔丹(著). 丁一汇, 汤绪, 庄丽莉, 等(译). CLIVAR(气候变率和可预测性计划)[J]. 气候通讯, 1996, (1): 44~ 71

[9] 葛全胜, 郑景云, 方修琦, 等. 过去 2000 年中国东部冬半年温度变化[J]. 第四纪研究, 2002, 22(2): 166~ 173.

[10] 王丽华, 张德二. 国外有关近两千年气候变化的研究进展[J]. 气象科技, 2001, 2: 23~ 24.

[11] 龚高法, 张丕远, 吴祥定, 等. 历史时期气候变化的研究方法[M]. 北京: 科学出版社, 1983: 58~ 81.

[12] Yao Tandong, Thompson L G, Qin Dahe, et al. Variations in temperature and precipitation in the past 2000a on the Xizang(Tibet) Plateau—Guliya ice core record[J]. Science in China(series D), 1996, 39(4): 459~ 467.

[13] Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yaofeng, et al. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core[J]. Annals of Glaciology, 1992, 16: 21~ 25

[14] Kitagawa H, Matsumoto E. Climate Implications of $\delta^{13}C$ variations in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) during the last

two millennia[J]. Geophys Res Lett, 1995, 22(16): 2155~ 2158

[15] 吴祥定, 孙力, 程志刚. 若干西藏高原上树木年轮表的建立[J]. 科学通报, 1988, 8: 616~ 619

[16] 刘禹, 马利民. 树轮宽度对近 376 年呼和浩特季节降水的重建[J]. 科学通报, 1999, 44(18): 1986~ 1991

[17] 邵雪梅, 黄磊, 刘宏滨, 等. 对树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化[J]. 中国科学(D), 2004, 34(2): 145~ 153

[18] 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[J]. 中国科学(D), 2004, 34(1): 89~ 95

[19] 康兴成. 青海都兰地区 1835 年来的气候变化[J]. 第四纪研究, 1997, 2(1): 70~ 75

[20] 贾蓉芬, 彭先芝. 西峰剖面有机记录的黄土高原 $L_6 \sim L_1$ 古湿度演变[J]. 地理科学, 2004, 24(6): 693~ 697

[21] 张德二. 中国三千年气象记录总集[M]. 南京: 凤凰出版社, 江苏教育出版社, 2004: 8.

[22] Zhu Kozhen. Preliminary study on the climatic fluctuations during the last 5000 years in China[J]. Scientia Sinica, 1973, 16(2): 226~ 255

[23] 满志敏. 中国东部 4000 aBP 以来的气候冷暖变化[A]. 见: 施雅风(总主编), 张丕远(本卷主编). 中国历史气候变化[M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996: 281~ 300

[24] 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2 000a 中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析[J]. 地学前缘, 2002, 9(1): 169~ 181

[25] 韩茂莉. 辽代西辽河流域气候变化与环境特征[J]. 地理科学, 2004, 24(5): 550~ 556

[26] 王苏民. 湖泊沉积的信息、原理与研究趋势[A]. 见: 王苏民. 中国生存环境历史演变规律研究[C]. 北京: 海洋出版社, 1993

[27] 王苏民. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段——以青海湖岱海为例[J]. 科学通报, 1991, 1(36): 54~ 56

[28] 沈吉, 张恩楼, 夏威夷. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录[J]. 第四纪研究, 2001, 21(6): 508~ 513

[29] 张恩楼, 沈吉, 王苏民, 等. 近 0.9 ka 来青海湖湖水盐度的定量恢复[J]. 科学通报, 2004, 49(7): 697~ 710.

[30] Zhang Q B, Cheng G, Yao T, et al. A 2326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(14): 1739~ 1472

[31] Tan M, Liu T, Hou J. Cyclic rapid warming on centennial scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm-season temperature[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(12): 1617~ 1620.

[32] Greene A M, W S Broecker, D Rind. Swiss glacier recession since the Little Ice Age: reconciliation with climate records[J]. Geophys Res Lett, 1999, 26: 1909

[33] M Maisch. Die Gletscher der schweizer Alpen[A]. In: Hochschulerlag A G an der ETH Zurich[C]. Zurich, 1999: 221~ 256.

[34] Lamb H H. Climate present, past and future[A]. In: Climatic

- history and the future[C]. London: Methuen, 1977, 2: 1~ 57.
- [35] Meko D N, Hughes Henry F D. The Medieval Warm period [M]. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1994.
- [36] Briffa K R, Osborn T J. Seeing the wood from the trees[J]. Science, 1999, **284**: 926~ 927.
- [37] Lipp J, Trumbore P, Fritz P, et al. Stable isotopes in tree ring cellulose and climatic change[J]. Tellus, 1991, **43**: 322~ 330.
- [38] Dansgaard W. Ice core evidence of abrupt climatic changes[A]. In: Berger W, Labeyrie L D (eds). Abrupt climatic change: Evidence and implications[M]. Dordrecht: The Netherlands: Reidel, 1987: 223~ 233.
- [39] Grove J M, Switsur V R. Glacial Geological evidence for the Medieval Warm Period[J]. Climatic Change, 1994, **26**: 143~ 169.
- [40] Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. Past temperature directly from the Greenland ice sheet[J]. Science, 1998, **282**: 268~ 271.
- [41] Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16 500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes[J]. Quaternary Research, 1995, **44**: 341~ 354.
- [42] Keigwin L D. The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea[J]. Science, 1996, **274**: 1504~ 1508.
- [43] LaMarche V C Jr. Paleoclimatic references from long tree-ring records[J]. Science, 1974, **183**: 1043~ 1048.
- [44] Luckman B H, Briffa K R, Jones P D, et al. Summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada[J]. The Holocene, 1997, **7**: 375~ 389.
- [45] Hughes M K, Diaz H F. Was there a Medieval Warm Period and if so where and when? [J]. Climatic change, 1994, **26**: 109~ 142.
- [46] Brazdil R. Reconstructions of past climate from historical sources in the Czech Lands[A]. In: Springer Verlag. Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years[M]. Berlin, 1996: 409~ 431.
- [47] Bodri L, Cemak V. Climate change of the last millennium inferred from borehole temperatures: Regional patterns of climatic change in the Czech Republic[J]. Global Planetary Change, 1999, **21**: 225~ 235.
- [48] Thompson L G, Mosley-Thomson E, Davis M E, et al. A 1000 year climate ice core record from the Guliya ice cap: China: its relationship to global climate variability[J]. Annals of Glaciology, 1995, **21**: 175~ 181.
- [49] Soon W, Balunas S, Idso C, et al. Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: reappraisal[J]. Energy and Environment, **14**(2, 3): 233~ 296.
- [50] 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 近 2 000 年古里雅冰芯 10 a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较[J]. 中国科学(D 辑), 1999, **29**(增刊): 79~ 86.
- [51] 钟巍, 王立国, 李 恩. 塔里木盆地南缘 9~ 14 世纪期间气候环境特征研究[J]. 干旱区资源与环境, 2004, **18**(3): 22~ 27.
- [52] 羊向东. 西门错地区 2000 年来的花粉组合与古气候[J]. 微生物学报, 1996, **13**(4): 437~ 440.
- [53] 张德二. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断[J]. 第四纪研究, 1993, **13**(1): 7~ 15.
- [54] 金章东, 沈吉, 王苏民, 等. 岱海的“中世纪暖期”[J]. 湖泊科学, 2002, **14**(3): 209~ 216.
- [55] 任国玉, 张兰生. 中世纪温暖期气候变化的花粉化石记录[J]. 气候与环境研究, 1996, **1**(1): 81~ 86.
- [56] 罗建育, 陈镇东, 万政康. 台湾大鬼湖的古气候研究[J]. 中国科学, 1996, **26**(5): 474~ 480.
- [57] 罗建育, 陈镇东. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4 000 年气候与环境变化[J]. 中国科学(D 辑), 1997, **27**(4): 366~ 372.
- [58] 康兴成, 张其花, Lisa J, 等. 青海都兰过去 2 000 年来的气候重建及其变迁[J]. 地球科学进展, 2000, **15**(2): 215~ 221.
- [59] 杨保. 青藏高原地区过去 2 000 年来的气候变化[J]. 地球科学进展, 2003, **18**(2): 285~ 291.
- [60] 王绍武, 蔡静宁, 朱锦红. 中国气候变化的研究[J]. 气候与环境研究, 2002, **7**(2): 137~ 145.
- [61] Wang S W, Cong D Y. Enhancement of the Warming Trend in China[J]. Geophysical Research Letters, 2000, **27**: 1581~ 1584.
- [62] Yang Bao, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia[J]. Geophysical Research Letters, 2002, **29**(9): 381~ 384.
- [63] 王绍武. 全新世几个特征时期的中国气温[J]. 自然科学进展, 2000, **10**(4): 352~ 332.
- [64] 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000 年中国温度变化研究的几个问题[J]. 自然科学进展, 2004, **14**(4): 452~ 453.
- [65] 刘健, von Storch H, 陈星, 等. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究[J]. 科学通报, 2005, **50**(20): 2251~ 2255.
- [66] 郑景云, 王绍武. 中国过去 2000 年气候变化的评估[J]. 地理学报, 2005, **60**(1): 21~ 28.
- [67] Stuiver M, Braziunas T F, Grootes P M. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP oxygen isotope record? [J]. Quaternary Research, 1997, **48**: 259~ 266.
- [68] Stocker T F, Mysak L A. Climatic fluctuations on the century time scale: A review of high-resolution proxy data and possible mechanisms[J]. Climatic Change, 1992, **20**: 227~ 250.
- [69] 薛积彬, 钟巍, 赵引娟, 等. 历史时期广东省旱涝时空分布特征的初步研究[J]. 地理科学, 2005, **25**(4): 461~ 466.
- [70] 洪业汤. 太阳变化驱动气候变化研究进展[J]. 地球科学进展, 2000, **15**(4): 400~ 405.
- [71] 刘健, 高建慧, 王苏民. 中世纪暖期温度变化的模拟研究[J]. 湖泊科学, 2006, **18**(2): 97~ 105.
- [72] Wang Yongjin, Cheng Hai. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate[J]. Science, 2005, **308**: 854~ 857.
- [73] 周卫健, 卢雪峰, 武振坤, 等. 若尔盖高原全新世气候变化的

泥炭记录与加速器放射性碳测年 [J]. 科学通报, 2001, **12** (46): 1040~ 1044.

[74] G C Bond. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales[J]. Geophysical Monograph, 1999, **112**: 35– 58

[75] Bradley R S, Briffa K R, Cole J et al. The climate of the last millennium[A]. In Alverson K, Bradley R S, Pedersen T F (eds). Paleoclimate: Global Change and the Future[M]. Berlin: Springer Verlag, 2003. 105– 141.

Overview on Studies of Medieval Warm Period in China

GAO Jian-Hui, LIU Jian, WANG Su-Min

(Key Laboratory of Lake Sedimentation and Environment, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210008)

Abstract The Medieval Warm Period (MWP) is one of the most important climate events happened in the last two millennia. The research work has been carried out mainly by using various proxy records to reconstruct climate. Now the high-resolution proxy records that can reveal environment change are ice core, tree-ring, historical documents, lake sediment and stalagmite, etc. With the development of proxy data, many achievements have been obtained on the MWP climate reconstruction. However, some questions, such as whether the MWP is a global phenomenon, what are the temperature anomalies and the climatic characteristics in the MWP, what are the causes of the MWP, and so on, still have some arguments because of the regional restriction of the reconstructed datasets, different sensitivities of proxies to climate change and different climatic and environmental significances. Moreover, there are errors in dating of reconstruction. In China, based on the results of analyzing reconstruction data, we find the opinions of researchers on "is there MWP in China?" are not consistent. And on the question of the changes of temperature in the MWP, we find the proxy records in the eastern China mainly are historical documents, while the proxy records in the western China mainly are ice core, tree-ring, etc., because of the absence of records on historical climate records in the western China. Most researchers agree that there are distinct differences of temperature change between the eastern and western China. The most importance is that there was a distinct warm period in the eastern China during 900– 1300AD, and the warm record in the western China was not obvious in same episode. For the future, in order to fully understand the characteristic of the MWP climate from viewpoint of dynamics, we should strengthen the research on accumulation and ration of high-resolution proxy records, integration of various proxy records and reconstruction sequences, and comparison study between paleoclimate simulation and reconstructed results.

Key words Medieval Warm Period, climate, reconstruction, proxy data