

我国小冰期盛期的气候环境*

王苏民¹ 刘 健¹ 周 静^{1,2}

(1:中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008; 2:中国科学院研究生院,北京 100039)

提 要 小冰期是距今最近的全球性冷气候事件,是至今研究历史时期气候与人类活动关系的重点时期,它曾对世界和我国的社会经济产生了重要影响.本文根据我国近年来历史文献、冰芯、树轮、湖芯和石笋的高分辨率研究成果,结合部分国外的结果,对小冰期从高纬、高山地区向中纬、低海拔地区的发展过程,17 世纪小冰期盛期大范围普遍的降温、降水变化和空间分布与季风的关系进行了讨论.该成果和气候模拟的结果可进行检验,为全球增温背景下可能出现的冷波动提供历史相似型.

关键词 历史气候 小冰期盛期 中国

分类号 P 532

在国际 PAGES (过去全球变化) 和 CLIVAR (气候变率与可预报性) 研究计划的推动下,过去 2ka 以来的气候环境变化研究已成为全球地质学家和古气候学家们关注的热点^[1],其中,尤以小冰期 LIA (Little Ice Age) 寒冷气候事件最受关注,因为它是距现代最近的全球性的典型寒冷气候期,曾对人类社会产生了深刻的影响.在我国明清时代的小冰期曾引起大范围的饥馑和严重的社会动乱,引发朝代的更替.因此,温暖背景上的冷期波动就更加引人关注,直接关系到国计民生.研究小冰期气候环境变化与区域分异规律,以及动力机理,可以丰富和完善百年尺度气候变化理论,指导未来气候变化趋势预测,评估全球增暖背景下冷期波动的可能性,从而为国家规划决策提供科学依据.

国外对于小冰期 (LIA) 气候的研究已有半个世纪的历史.最早是从欧洲、北美山地冰川前进,产生多道冰碛垅开始的.随着科学技术的进步,根据冰芯、树轮、历史文献、湖泊沉积物、石笋等信息载体的高分辨率和多环境指标分析,提取了大量小冰期的气候环境信息,对小冰期的年代、内部波动、气候环境特点有了较深入的认识,并力图从小冰期气候的控制因子出发,通过树轮的 $\delta^{14}\text{C}$ 序列 (反映太阳活动)、冰芯的酸度 (H^+ 浓度,反映火山活动)、冰芯气泡的温室气体浓度等参数变化的分析来解释小冰期的成因.近年来,由于气候模拟方法与技术的不断完善,科学家们已着手小冰期的模拟试验,取得明显进展.纵观国际上最新研究成果不难发现,他们的资料工作和模拟工作在技术手段、分析手段及模式手段上具有较明显的优势,但受地域局限,缺乏对中国地区的资料研究,以致于在模拟结果与资料的对比验证及成因机理分析时受到相当局限,至今在小冰期气候的成因和动力机制方面尚无定论,资料和模拟两方面的工作都正在加紧进行中.

我国科学家通过大量的历史文献资料 (史志、地方志等文献记载)、考古资料和各种气候代用指标资料 (树轮、冰芯、湖芯等) 的研究,对我国小冰期气候的主要特征、阶段及其对我国社会经济和人民生活造成的影响等做了大量艰苦细致的工作,获得了大量的资料积累.本文拟通过上述资料的分析与汇总,阐明小冰期盛期的温度、降水的展布,为气候模拟结果提供检验,提供未来可能出现这类事件的历史参考,

* 中国科学院知识创新工程项目 (KZCX3-SW-321), 国家自然科学基金项目 (40272123), 中科院知识创新工程项目 (KZCX2-314-3) 联合资助.

2003-04-12 收稿; 2003-06-15 收修改稿. 王苏民, 男, 1939 年生, 研究员.

无论在全球变化理论上和应用前景上都具有重要的意义。

1 全球小冰期气候概况

小冰期(Little Ice Age)一词最早用来描述“全新世最暖期之后冰川中等规模复活的寒冷时期”^[2], 在小冰期期间, 世界上许多地点的冰川都发生明显的扩展和前进, 新鲜和完整的冰碛物及其构成的地貌, 表明其规模和范围要比现今的冰川大得多。这是小冰期名词由来的最直接的依据^[3]。经过半个多世纪的争论, 小冰期的概念已为广大的地理学家、地质学家和气候学家所接受, 广泛地用于描述中世纪暖期和 20 世纪暖期之间的大约持续 6 个世纪的寒冷时期。近年来, 随着全球气候变化研究的不断深入, 特别是通过不同高分辨记录研究, 认识到小冰期并非持续几个世纪的连续冷期, 其内部还明显存在次级的冷暖波动, 并具有一定的规律性^[4]。小冰期时的温度、降水变化, 表现出区域特征和时空差异, 对当时社会文明的发展、农业经济、民族迁徙, 封建王朝的更替带来严重的影响^[5]。尤其我国位于亚洲季风区, 小冰期时季风环流的特点, 降水带的变化, 及其生态环境效应都是值得深入探讨的问题。

气候变化具有不同的时间尺度, 一般来说气候变化的时间尺度与空间分布是相匹配的。小冰期具有全球普遍降温的特点, 通常认为小冰期始于 13 世纪, 止于 19 世纪, 然后出现一个相对温暖的气候环境时段, 在 16 世纪中期和 19 世纪中期之间达到其最冷的顶点^[2,6]。小冰期低温的气候特点是相当明显的, 尤其在高纬度和高海拔地区, 气候敏感的生态脆弱带所表现出的环境效应十分突出, 影响植物生长和农业生产, 对社会经济的发展带来严重的后果。

在欧洲小冰期之前的几百年内气候环境适宜, 很少荒年和饥饿; 北极的积冰远在北部, 12 世纪前斯堪的纳维亚、冰岛、格陵兰之间的通讯较容易; 粮食作物可生长在冰岛, 甚至格陵兰; 北方的渔业繁荣, 欧洲主大陆的葡萄园远在现代界限以北 500km^[3]。这种适宜的环境到 1200a AD 开始终结, 海冰和风暴使得挪威、冰岛和格陵兰之间的通航十分困难, 割断了与冰岛的联系, 最后到 14 世纪末从历史上消失; 在冰岛粮食不再收割; 由于北方冬季变得较冷, 鱼群改变迁移的路径, 渔民和农民的生活变得艰难。在欧洲大陆, 13 世纪后半叶和 14 世纪初经历了频繁灾害荒年, 寒冬和异常热、湿夏季等极端天气增多, 耕作的范围不断收缩。这一切表明小冰期气候变化在高纬地区从 13 世纪开始就起着重要的作用。

从 16 世纪开始, 在欧洲的高山区、斯堪的纳维亚、北部地区普遍出现冰川的膨胀和冰舌的前进, 破坏了农田, 毁灭了山村。冰川补给的河流, 经常出现灾害性洪水, 还伴随着滑坡和崩塌^[3]。英格兰中部 1500-1650 年间冬天的温度比现今低约 1.5℃, 17 世纪最后 10 年特别冷, 瑞士中部的山丘(海拔 900m)到 5 月份还被雪覆盖, 阿尔卑斯山冰川扩张, 冰舌延伸到 2000m 的草地。气候的异常寒冷, 战争、饥荒和流行病使日尔曼人口从 1600 万减少到 900 万^[5]。

高纬度地区与高山的冰川进退是对气候最敏感的反应, 但是不同地区的冰川或同一地区的不同冰川, 由于冰川积累消融的性质、冰川所在的地形、冰川的规模与流动的特点不同, 冰川进退与气候变化之间滞后时间差别颇大。例如斯堪的纳维亚的冰川和冰盖普遍在 18 世纪呈扩大状态(更早的扩张没有确实的证据), 大的退缩是在 20 世纪。其中挪威的 Folgefonna 冰川在 19 世纪晚期达到最大, 而冰岛的 Blomster-skardbreen 冰川到 20 世纪才达到最大范围。

小冰期时随着温度、降水的变化, 相应地植被也会改变。通常从湖泊和沼泽湿地沉积物中提取花粉, 获得生物组合的信息。特定时段和地点的孢粉组合是区域植被的函数, 植被完全受气候的控制。根据孢粉提取气候信息并不简单, 但至少是追溯小冰期植被和气候环境变化的有效工具之一^[7]。

对于小冰期这样时间尺度的气候变化, 要获取植被的信息, 研究点必须选择在最敏感地区, 例如邻近冰川, 在树线附近, 植被带交界处, 季风降水区的边缘, 同时需要高精度测年, 否则难以揭示植物群落中

竞争优势种响应的特点。Webb 认为夏季温度变化 1°C ，则在大区域范围内植被将会有较明显的改变^[8]。美国密西根 Mario 湖的花粉分析表明，1430-1860 年间铁杉、松、云杉的百分比增加，虽然增幅不大，但是与明尼苏达和纽约州同时的花粉比较，就发现小冰期时植被发生了明显变化。由于气候变冷湿，山毛榉向南迁移了 78km^[9]。另外，威斯康辛州 Hell's Kirchen 湖的花粉组合，在 600-150aBP 松、铁杉、桦的百分比增加，反映小冰期湿度条件增加^[10]。在最后 400 年美国西部大草原的明尼苏达边缘，槭和椴木本森林扩展也是植被响应的例子^[11]。小冰期气候对林地生态的影响在魁伯克北部的布什湖区被证明，1389-1890 年之间树木生长很慢，树轮特别窄，形成生长不良的高山矮曲林，小冰期结束之后变成了云杉森林^[12]。

2 中国小冰期气候记录

中国位于亚洲的东部，具有世界上独一无二的西高东低的巨地貌阶梯，也是亚洲季风的盛行区。青藏高原对北半球大气环流的热力和动力作用、西风急流的南北分支及其在东部的幅合，东亚季风和南亚季风环流变化的时空特点，使得我国的气候和生物特征既具有纬度地带性，又有经向地带性，形成了较为复杂的气候环境格局。因此研究中国小冰期气候的特点，包括起迄的时间，内部的波动规律和最盛期的温度变率，温度与降水时空组合的特征等，不仅可以丰富全球小冰期气候研究的内容，为探讨小冰期气候变化规律作出贡献，同时为未来增温背景上可能出现降温事件的气候情景，提供可靠的历史参考型。

2.1 历史文献记录

中国历史悠久，是世界上著称的文化古国，具有丰富的历史文献记载。最早的历史文献是 3000 年前刻在动物骨骼与龟板上的甲骨文，近 2000 年来天气与气候的记录就比较丰富，其中 1000 年来的记录是基本上连续的。巨量的历史文献，包括地方志、政府的历史报告，地方的历史官报，阶段性汇总报告等，主要分布在东部，其中有气候环境的直接记载，像干旱、洪水、降雨、降雪、冰冻、霜冻、风、降尘等，也还有间接反映气候的现象，庄稼的收获、饥荒、人口、昆虫病害等。我国的历史地理学家和气候学家对小冰期的气候已经做了大量研究工作，继竺可桢先生之后分别建立了我国不同地区气候变化的序列^[13-23]。根据小冰期气候波动的特点和异同，将全国分为：华东、华北、西北、青藏，东北、新疆、闽台和华南、华中、西南十个大区。但从气候系统来看，这种分区仅仅反映地域的特点，缺乏气候动力学联系的意义。最近在小冰期气候的定量描述方面也取得了长足的进展，分别半定量地建立了中国西部和东部 1000 年的温度序列^[24]，中国东部冬温 2000 年序列^[4]、山东省 1300 年的冬温序列^[18]。太湖地区 900 年的温度序列^[25]，北京地区 200 多年的降水序列^[26]。

综合上述研究成果，较普遍地认为小冰期中存在 15 世纪、17 世纪和 19 世纪三次冷波动，其中第一次冷波动相对较弱；大部分资料认为第二次冷波动最强，是小冰期的最盛期；第三次冷波动存在一定的区域差异，在一些地区降温程度甚至超过第二次波动，如长江中游、湘赣、南岭、川黔等地^[14]。本节不可能将各地的小冰期记录一一加以叙述，为了阐明这一特征时期的气候特点，下面以 17 世纪冷期为代表，讨论温度与降水的时空分布特点。鉴于我国东部湿润半湿润区、西北干旱半干旱区和青藏高原高寒区三大自然区的特点，它们分别相当于亚洲季风气候区、西风控制气候区和高原季风气候区，分别探讨小冰期气候在三大区的表现和响应特点，分析其规律性。

2.1.1 小冰期盛期的温度

(1) 东部季风气候区：在黑龙江省，根据生长期的统计，1620-1710 年是生长期最短的时段，最低点为 1650 年^[19]，相应地初霜期和终霜期分别提早和推迟 30d^[27]；而在内蒙古自治区。根据冬温指数的序列，1650-1699 年为太冷期，冷年占 87%，其中 1650-1659 年以早霜和大雪为特点，1674-1697 年以秋冬季严寒为特点^[28]。初霜期提早和终霜期推迟分别 30d^[27]；在华北地区，根据寒冬出现的年数，以 1600-1720 年的

频率最高, 达 5.4 年/10 年, 霜冻年数以 1620-1700 年最多^[27]。山东省 1620-1679 年为最强冷期, 冬温指数达 -4.95^[18]。按冬温 1613-1682 年为冷期, 其中 1640 年以后更冷, 春温的变化与冬温一致, 按年均温冷期为 1620-1700 年^[29]。在陕南关中地区, 17 世纪后半叶为明显的冷期, 严寒、大雪、霜冻出现 10 年, 旱灾出现 17 年^[22]; 而在长江中下游地区, 1650-1700 年是明显的冷期, 汉水、太湖、洞庭湖、鄱阳湖甚至长江连续 3-4 年封冻 (1653-1654, 1660, 1665, 1670, 1683, 1690-1691, 1700 年)。按 1/4 世纪间隔统计, 1651-1675 年是冬温的最低期。河流结冰的南界和柑橘冻害的南界可达湖南衡阳和江西的吉安^[30]。张德二认为湘赣地区 17 世纪的冷期可后延到 1715 年^[14]; 闽欧地区, 1650-1700 年为一冷期, 但温度降幅较小。位于北纬 25° N 附近的南岭地区, 17 世纪的冷期不明显^[14]; 珠江三角洲地区, 根据冷冬年分的统计, 李平日认为 1618-1684 年为冷期, 期间出现严寒 8 年, 大寒 9 年, 寒 4 年。1618、1634、1654、1666、1683 年均有大雪、冰冻的记录^[20]。但是张德二恢复的冷冬频率曲线表明, 冷暖波动频繁, 稳定冷期的特征不明显^[14]。

(2) 西南季风气候区: 川黔地区, 冷冬频率曲线表明, 17 世纪的冷期不明显, 19 世纪中后期存在一个较明显的冷期^[14]; 云南地区, 17 世纪的冷期不明显, 而且 19 世纪的冷期也很弱^[14], 因此王绍武认为西南地区小冰期只有 19 世纪中后期一个冷期, 其它冷期不明显^[17]。

(3) 青藏高原区: 青藏高原地区的历史文献较零星, 吴祥定等对拉萨地区冷冬记载的整理, 发现 1650 年前后为一明显的冷期^[31]。

2.1.2 小冰期盛期的降水 降水的区域性要比温度明显得多, 空间差异较大, 历史的降水恢复难度较大。一般根据不同地区文献记录的洪灾和旱灾年出现的年数, 进行旱涝等级划分, 定性描述不同时段降水的状况及其空间分布^[32], 研究工作主要集中在东部。

东部季风区的黄河中游地区 17 世纪中后期洪灾多于旱灾, 偏湿润^[27]。同期 (1651-1700) 黄河下游也较湿润^[15], 山东省 1605-1683 年旱灾多于涝灾, 为一明显的干旱期^[18]。江淮地区旱灾多于洪灾, 偏干旱^[27], 但张德二认为 1651-1700 年江淮、苏杭地区降水较为正常, 无明显旱涝趋势^[15]。华南地区 17 世纪前期少灾, 较正常, 后期旱、涝灾均高, 表明降水变率大的不稳定气候状况^[27]。珠江三角洲在 17 世纪后半叶, 湿润指数低, 洪灾为一低谷, 为一较干旱的时期^[33]。郑景云认为整个东部该时段的降水分布, 具有北方偏湿, 南方偏干的特点^[18]。张家诚等对 17 世纪后半叶 50 年旱涝灾年的统计, 北方涝 39 年, 南方涝 32 年, 长江中下游涝 21 年, 总的说东部降水较丰, 其中北方偏湿, 南方偏正常, 长江中下游地区偏旱^[30]。

2.2 地质与生物记录

近年来随着冰芯、树轮、湖泊沉积、石笋等分析方法和技术的进步, 以及年代分辨率的提高, 获得了大量历史时期气候的信息, 可以和历史文献资料互相参比, 尤其那些缺少文献记载的地区, 无疑是重要的补充。

(1) 青藏高原的冰芯记录。祁连山敦德冰芯记录 (38° 06' N, 96° 24' E) 表明, 1580-1680 年 δ 18O 是低值段, 即低温时期, 最低谷在 1660 年附近^[34]。西昆仑山古里雅冰芯 (35.2° N, 81.5° E) 1650-1710 年为一明显的冷期, 但积累量较高, 表明降雪量较大^[35]。希夏邦玛的达索普冰芯的积累量研究表明, 1601-1650 年是积累量的低谷期, 而 1651-1700 年积累量明显增大, 其中 1651-1670 年是高积累量时期^[36]。

(2) 湖泊沉积记录。青海湖湖心区沉积物分析表明, 17 世纪为一明显的冷期, 湖水却明显淡化, 可分为前后二个亚冷期, 后期更甚, 其最低点位于 1688 年左右^[37], 最近张恩楼等进一步加大沉积分辨率分析, 确定 1620-1680 年为最冷期, 最低点约为 1660 年^[38]。冯松等计算 1650-1700 年青海湖的水位高出现今 14m, 达 3208m^[39]。内蒙古岱海的研究, 根据沉积环境代用指标表明, 17 世纪小冰期盛期是湖泊生产力低下, 湖水咸化的冷干气候期, 也有二个亚冷期, 最低点分别位于 1620 年和 1710 年^[37], 曹建廷等的研究再次证实

1590-1690 年为二个亚冷期构成的冷期^[40]，金章东等根据 Rb/Sr 比值，岱海在 1610-1680 年是一个化学风化微弱的冷期^[41]。甘肃久治县希门错（33°23'N, 101°08'E）冰川湖泊沉积研究，1460 年明显进入小冰期，1900 年结束，其中 1600 年和 1700 年前后是两个生物量极低的时段^[42]。台湾大鬼湖的研究，以白色纹层沉积为标志的冷干气候从 1320 年开始，代表 MWP 时期的结束进入小冰期，1680-1720 年是小冰期的盛期，湖泊处于低生产力和贫营养状态^[43]。

(3) 树轮记录。东北长白山树轮宽度指数表明，1655 年-1680 年为一明显的冷期，并在 1700-1715 年还有一个低谷，其中 1660 年为最低点。该树轮代表 1-4 月温度状况^[44]。青海省乌兰的树轮研究，轮宽指数与降水相关，1650-1700 年为高指数段，说明小冰期盛期降水较多^[45]。祁连山树轮宽度指数序列明显地存在 1428-1532, 1622-1740, 1797-1865 年三个低指数期，与小冰期内的三次冷期冰进对应^[46]。青海都兰树轮的宽度指数与温度相关，1600-1700 年是低指数段，经估算当时的距平温度是 -1.2°C ^[47]。

(4) 洞穴石笋记录。由于定年的问题，涉及小冰期的石笋记录很少，北京石花洞的石笋纹层的特征表明，1560-1690 年为一明显的干旱期^[48]。

3 中国小冰期温度、降水的定量重建

关于小冰期的温度变化的量值，近年来为了阐明 20 世纪后期全球增温的原因，将该增温期置于长期温度变化序列的背景下来分析，分别探讨气候系统的低频非强迫的自然变率，以及是否由于太阳辐射增强，火山活动减少，温室气体增加等因素而导致上世纪的增温。为此许多科学家纷纷依据不同种类的代用指标序列（树轮的宽度指数与密度、冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 ^{10}Be 、冰芯的 H 离子浓度、树轮的 ^{14}C 、大气 CO_2 浓度，对流层的气溶胶等）和拼接，应用数理统计的方法或者线性能量平衡模型（EBM），重建了过去 1000 年北半球年平均温度的变化曲线^[49-55]。这些温度变化曲线为分析小冰期的气候特点提供了很好的基础。

Esper 根据北半球 14 个树轮点的序列，重建了过去 1150 年的温度变化曲线，显然，中世纪暖期（MWP）很突出，紧随其后，大约 13 世纪开始进入小冰期，直到 19 世纪后半叶结束，进入现代升温期^[55]。先后经历了 13 世纪、14 世纪中叶、15 世纪中叶、17 世纪中前期、19 世纪前期几个冷阶段，其中 17 世纪中前期为最鼎盛期，温度下降 0.8°C （与 1961-1990 年多年平均温度相比）。该曲线代表了热带地区以外中高纬度地区的温度变化，因此其变幅明显比其它曲线要大。Briffa 重建的曲线表明，中世纪暖期的峰值在 1000 年 AD，与 Esper 的曲线一致，13-14 世纪前期是相对的低温时期，17 世纪是小冰期的盛期，后期的冷谷更明显，下降幅度约 0.6°C ^[53]。Mann 根据北美和欧洲高纬地区的树轮宽度或密度，格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ，以及部分南半球的树轮与冰芯的序列，他重建的北半球 1000 年温度曲线，变幅更小。中世纪暖期后的明显降温始于 12 世纪，13 世纪开始出现连续的低温期，最低的冷谷在 15 世纪中前期但持续时间较短，最明显的二个冷期是 16 世纪末-17 世纪和 19 世纪，降温幅度约 0.3°C ^[51]。

Crowley 根据线性涌流/扩散能量平衡模型（EBM），模拟了北半球过去 1000 年年平均温度。其结果表明 13 世纪开始出现明显的降温，小冰期的盛期位于 17 世纪，尤其是后半叶，降温幅度约 0.3°C 。19 世纪的冷期波动频繁，以前期和末期较为显著^[54]。

综上所述，小冰期是全球性的降温气候事件，在北半球的高纬度地区，如格陵兰、冰岛、挪威等地，从 13 世纪开始就进入小冰期气候，具体地表现为海冰增多，生长期缩短，农耕和渔业困难，低温的气候使得高海拔的山地冰川扩展前进，并逐渐影响到中纬度地区，表现为植被的改变，农耕带的迁移及与其相应的社会、经济、人口的变化。从现有的资料可以基本认定，虽然小冰期存在多次的冷波动，但大部分事实证明，17 世纪是小冰期的盛期，尤其是后期，冷期的持续时间长，降温幅度大，其生态、环境效应最为显著。至于 19 世纪的冷期，它处于向近代（20 世纪）暖期的过渡段，表现出内部的不稳定性，不同区域

的差异较大。

中国科学家在定量恢复小冰期的温度与降水方面也作了大量工作。葛全胜等根据东部长江以北九个站点温度序列与冬半年器测温度序列的相关分析,建立了 2000 年冬半年温度的量化序列^[4],结果表明 13 世纪 80 年代开始快速降温进入小冰期。1560-1700 年为一明显冷期,其中 1640-1700 年为很深的低谷,即小冰期盛期,温度距平为 -1.0°C 。陈家其根据太湖地区冬温序列与器测资料的关系得出,17 世纪后半叶冬季温度距平为 -1.0°C ^[25]。另外,太湖地区冬季温度序列表明,17 世纪后半叶与 19 世纪中叶的变幅相当。根据天目山树轮 $\delta^{13}\text{C}$ 序列重建的温度与降水表明,19 世纪中叶冬季温度距平为 -0.8°C ,最大达 -1.4°C ,夏季降水距平最大达 -230mm ^[56]。杨保等根据青海都兰的树轮宽度指数与冬季温度的关系,认为 17 世纪冬季温度下降 1.2°C ^[47]。西昆仑山的古里雅冰芯分析显示 17 世纪后半叶为一低谷,与 18 世纪暖期相比, $\delta^{18}\text{O}$ 相差 0.6‰,估计温差在 1.0°C 左右^[35]。

关于小冰期盛期降水的定量资料甚少。张德二对清代“晴雨录”采用多变量逐步回归的方法,定量重建了北京地区 1724-2000 年的年降水和夏季降水序列^[26]。将该降水序列与葛全胜等重建的温度序列对比,不难发现在准世纪尺度上暖期降水少,冷期降水多,其中 1870-1900 年(与 17 世纪后期同等程度的冷期),年降水量可达 800mm 左右,夏季降水达 600mm,故推测小冰期盛期降水量也较丰。根据树轮 $\delta^{13}\text{C}$ 恢复太湖地区 19 世纪后期的夏季降水最大变幅减少约 230mm^[56],推测小冰期盛期的夏季减少量级应与此相当。

4 中国小冰期气候变化的空间格局

根据上述历史文献和有关代用指标的记录,可以清楚地看到小冰期的气候在我国的响应是十分强烈的,是与全球这一降温事件耦合在一起的。从小冰期降温开始的 13 世纪初,在高纬地区(格陵兰、冰岛、北部挪威)降温已经明显,表现为海冰增多,生长期缩短,渔业、农业萎缩。此后这种趋势向中纬度地区扩展。与此同时在高海拔的高山区,几乎同步出现降温,古里雅冰芯(海拔逾 6000m) $\delta^{18}\text{O}$ 在 12 世纪末至 13 世纪初出现了低值段,代表小冰期的来临。台湾高山湖泊于 1320 年开始出现冷干环境沉积,祁连山敦德冰芯(海拔大于 4000m)指示于 1420 年开始出现明显的降温,华北平原则于 13 世纪 80 年代才进入明显的降温期。小冰期起始时间的差异,在一定程度上反映全球冷事件从高纬高山敏感地区逐渐向中纬低海拔地区发展的过程,而非定年的误差。如何从大气环流形势变化,全球温盐环流调整以及下垫面过程的反馈作用对其进行动力力学机理解释,分析区域响应差异,尚需深入研究。

除了云南、贵州地区降温不明显外,小冰期盛期在全国范围普遍出现低温期,以冬季和夏季降温均较明显,降温的幅度一般在 1°C 左右,包括西北、华北和华东地区,年均降幅应不足 1°C 。大范围降温幅度较一致的原因可能与当时高纬冷高压强盛、冬季风强,寒潮的不断侵袭密切相关。云贵地区北部有青藏高原和高大山系的阻隔,相应地冷气流的南下机率降低,导致降温不明显的区域特色。小冰期盛期的降水空间分布区域特点更突出。该时段古里雅冰芯较高的积累量、青海湖高水位、乌兰树轮高宽度指数均表明西风控制的气候区有效湿度较高,呈冷湿气候特征。希夏邦玛达索普冰芯的高积累量,以及最近喜马拉雅山北麓沉错的沉积物分析,硅藻-盐度转换函数定量小冰期时湖水盐度仅 400-500mg/L,仅仅是现代湖水的 $1/3$ ^[57]。高山降雪量大,低处的湖水淡化,表明这时印度季风降水较丰,也具有冷湿气候特点。但是那曲地区的错鄂湖该期已干涸,表明冷干气候,来自孟加拉湾的季风已明显向南退缩。东部地区的降水分布具有较明显地带性,华北地区的西部,黄河中游、内蒙古地区岱海的低湖面和湖水咸化,显然是冷干的特点,华北的东部、北京和黄河下游地区偏湿润,长江中下游则偏干旱,导致该地区洞庭湖的围垦高潮。华南地区则较正常,反映了东亚季风降雨带的向南退缩,至于华北东部地区偏湿是否与西风带南移,形成阻塞高压而造成气旋性降水尚需进一步研究。

纵观小冰期气候研究的近期发展, 为了阐明这一全球冷事件的时空分布特点及其气候动力学解释, 无论是历史文献记录还是冰芯、树轮、湖泊沉积, 分别采用了数理统计或者转换函数的方法, 将代用指标记录转换成年平均或季节变量来定量气候要素(温度、降水、有效湿度), 以便比较不同区域的响应差异和过程特点, 并加强了与现代观测资料的关联。同时, 在小冰期古气候模拟方面, 较多的应用全球大气模型, 进行太阳辐射、火山灰、CO₂ 浓度及下垫面植被等边界条件下的敏感性试验, 探讨小冰期的主要驱动要素。最近高分辨率、长时间积分模拟结果的出现, 将大大的促进区域记录与模拟结果的对比与检验, 使得区域变化置于全球框架之中, 加深理解它们之间的动力学联系。深信不久的将来关于小冰期气候的研究会出现崭新的局面。

参 考 文 献

- 1 PAGES/IGBP, CLIVAR/WCRP. The PAGES/CLIVAR Intersection, Report of a joint IGBP-WCRP Workshop, Venice, Italy. 1994
- 2 Marthes F E. Report of Committee on Glaciers, April 1939. Transactions of the American Geophysical Union, 1939, 20: 518-523
- 3 Grove J M. The Little Ice Age. London and New York, Methuen, : 1988: 1-5
- 4 葛全胜, 郑景云, 满志敏等. 过去 2000a 中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析. 地学前缘, 2001, 9(2): 169-181
- 5 许靖华. 太阳、气候、饥荒与民族大迁移. 中国科学(D辑), 1998, 28(4): 366-384
- 6 Portter S C. Pattern and forcing of northern hemisphere glacier variations during the last millennium. Quaternary Research, 1986, 26: 27-48
- 7 Bradley R S. Quaternary Paleoclimatology, Methods of Paleoclimatic Reconstruction. London: Allen & Unwin, 1985: 1-89
- 8 Webb T. The reconstruction of climatic sequence from botanical data. Journal of Interdisciplinary History, 1980, 10: 749-772
- 9 Bernabo J C. Quantitative estimates of temperature change over the last 2700 years in Michigan Based on pollen data. Quaternary Research, 1981, 15: 143-159
- 10 Swain A M. Environmental change during the past 2000 years in north-central Wisconsin: analysis of pollen, charcoal and seeds from varved lake sediments. Quaternary Research, 1978, 10: 55-68
- 11 Grimm E C. Chronology and dynamics of vegetation change in the prairie-wood land region of southern Minnesota, USA. New Phytologist, 1983, 93: 327-340
- 12 Payette S, Filion L, Gautier L et al. Secular climatic change in old-growth treeline vegetations of northern Quebec. Nature, 1985, 315: 135-138
- 13 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, (2): 168-189
- 14 张德二. 中国南部近 500 年冬季温度变化的若干特征. 科学通报, 1980, 25(6): 270-272
- 15 张德二, 刘传志, 江剑民. 中国东部 6 区域近 1000 年干湿序列的重建和气候跃变分析. 第四纪研究, 1997, (1): 1-11
- 16 张丕远, 葛全胜, 张时煌等. 2000 年来我国旱涝气候变化的阶段性和突变. 第四纪研究, 1997, 1: 12-20
- 17 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. 第四纪研究, 1998, 1: 54-64
- 18 郑景云, 郑斯中. 山东历史时期冷暖旱涝状况分析. 地理学报, 1993, 48(4): 348-357
- 19 龚高法, 陈恩久, 文焕然. 黑龙江省的气候变化. 地理学报, 1979, 34(2): 129-138
- 20 李平日, 谭惠忠, 侯的平. 2000 年来华南沿海气候与环境变化. 第四纪研究, 1997, 1: 86-94
- 21 李平日, 曾昭璇. 珠江三角洲五百年来的气候与环境变化. 第四纪研究, 1998, (1): 76-85
- 22 朱士光, 王元林, 呼林贵. 历史时期关中地区的气候变化的初步研究. 第四纪研究, 1998, 1: 1-11
- 23 Wu Xiangding, Lin Zhengyao. In: Zhang Jiacheng ed. The Reconstruction of Climate in China for Historical Times. Beijing: Science Press. 1988:114-128
- 24 王绍武主编, 现代气候学研究进展, 2001, 气象出版社, 131
- 25 陈家其. 从太湖流域历史冷暖变化看 CO₂ 增加的气候效应. 中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊, 1990, 7: 26-34
- 26 张德二, 刘月巍. 北京清代“晴雨录”降水记录的再研究——应用多因子回归方法重建北京(1724-1904)降水量序列. 第四纪研究, 2002, 22(3): 199-208
- 27 张丕远, 龚高法. 十六世纪以来中国气候变化的若干特征. 地理学报, 1979, 34(3): 238-247
- 28 Chen Guangmin. The Reconstruction of Climate in China for Historical Times. Beijing: Science Press.1988: 100-114
- 29 王绍武, 王日升. 1470 年以来我国华东四季与年平均气温变化的研究. 气象学报, 1990, 48(1): 26-35
- 30 Zhang Jiacheng. The Reconstruction of Climate in China for Historical Times. Beijing: Science Press.1988: 40-55
- 31 吴祥定, 林正耀. 西藏过去 2000 年的气候变化. 气候变化会议(1978)论文集.北京: 科学出版社.1981

- 32 中央气象局气象科学研究所. 中国近五百年旱涝分布图集. 北京: 地图出版社, 1981:1-180
- 33 Zheng Sizhong. In: Zhang Jiacheng ed. The Reconstruction of Climate in China for Historical Times. Beijing: Science Press. 1988:138-145
- 34 姚檀栋, 谢自楚, 武筱龄等. 敦德冰芯中的小冰期气候记录. 中国科学 (B 辑), 1990, 20 (11): 1196-1201
- 35 姚檀栋. 古里雅冰芯近 2000 年来气候环境变化记录. 第四纪研究, 1997, 1: 52-61
- 36 段克勤, 王宁练, 蒲健辰. 达索普冰芯记录的印度季风突变. 科学通报, 2001, 46 (24): 2069-2073
- 37 王苏民, 李建仁. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 1991, 36 (1): 54-56
- 38 张恩楼, 沈吉, 王苏民等. 青海湖近 900 年来气候环境演化与湖泊沉积记录. 湖泊科学, 2002, 14 (1): 32-38
- 39 冯松, 汤懋苍, 周陆生. 青海湖近 600 年的水位变化. 湖泊科学, 2000, 12 (3): 205-210
- 40 曹建廷, 王苏民, 沈吉等. 近年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录. 地理科学, 2000, 20 (5): 391-396
- 41 金章东, 王苏民, 沈吉等. 小冰期弱化学风化的湖泊沉积记录. 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (3): 221-225
- 42 王苏民, 薛滨, 夏威岚, 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录. 第四纪研究, 1997, 1: 62-69
- 43 罗建育, 陈镇东, 万政康. 台湾大鬼湖的古气候研究. 中国科学 (D 辑), 1997, 26 (5): 474-480
- 44 邵雪梅, 吴祥定. 利用树轮资料重建长白山区过去气候变化. 第四纪研究, 1997, 1: 76-85
- 45 周陆生, 汪青春. 青海湖流域全新世以来气候变化的初步探讨. 见: 孙国斌主编. 中国西北干旱气候研究. 北京: 气象出版社, 1997: 20-26
- 46 王玉玺, 刘光远, 张先恭等. 祁连山园柏年轮与中国近千年气候变化和冰川进退的关系. 科学通报, 1982, 27 (21): 1316-1319
- 47 杨保, 康兴成, 施雅风. 近 2000 年都兰树轮 10 年尺度的气候变化及其与中国其它地区温度代用资料的比较. 地理科学, 2000, 20 (5): 397-402
- 48 刘东生, 谭明, 蔡小光等. 洞穴碳酸钙微层理在中国的首次发现及其对全球变化研究的意义. 第四纪研究, 1997, 1: 41-51
- 49 Overpeck J, Hughen K, Hardy D et al. Arctic environmental change of the last four centuries. Science, 1997, 278: 1251-1256
- 50 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, Tett S F B. "High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures." The Holocene, 1998, 8 (4): 455-471 (R)
- 51 Mann M, Bradley R S. Northern hemisphere temperature during the past millennium: Inference, Uncertainties, and Limitation. Geophysical Research Letters, 1999, 26 (6): 759-762
- 52 Battarbee R W. Paleolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. Quaternary Science Review, 2000, 19: 107-124
- 53 Briffa K R, Osborn T J, Schweingruber F H, et al. Low frequency temperature variations from a northern tree-ring density network. Journal of Geophysical Research, 2001, 106: 2929-2941
- 54 Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years. Science, 2000, 289 (14): 270-277
- 55 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 2002, 295 (22): 2250-2253
- 56 钱君龙, 吕军, 屠其璞等. 用树轮纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 重建天目山地区近 160 年气候. 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (4): 333-341
- 57 羊向东, 王苏民, 沈吉等. 藏南沉错钻孔硅藻组合与湖水古盐度定量恢复. 中国科学 (D 辑), 2002, 164-169

The Climate of Little Ice Age Maximum in China

WANG Sumin¹, LIU Jian¹ & ZHOU Jing^{1, 2}

(1: Nanjing Institute of Geography and Liminology, Chinese Academy of Science, Nanjing 210008 P.R.China; 2: Graduate School of Chinese Academic of Science, Beijing 100039 P.R.China)

Abstract

Little Ice Age (LIA) is the global cold event nearest to modern time, having an important effect on the development of society and economy throughout the world and in China. As a key period, it is now being used to explore the relationship between historical climate and human activity. Based on historical documents and the result of high resolution proxies (ice core, tree-ring, lake sediment, stalagmite) in recent years, incorporating with part of the foreign researches, several characteristics of LIA are discussed in this paper, including the climatic evolutionary process from high-latitude and high-altitude regions to mid-latitude and low-altitude regions and how the monsoon influences the universal temperature decrease of wide range in 17th century, the maximum of LIA, and the variation and distribution of precipitation. By verifying the climate simulations with these results, palaeo-analogue can be obtained to predict the cold oscillation in the global warming background.

Keywords: Historical climate; Little Ice Age Maximum; China