

# 当前古气候研究的几个问题

任国玉

(国家气候中心 北京 100081)

**提要** 近年来古气候学研究的迅速发展,大大增进了人们对全球气候系统或地球系统的了解。对国际上古气候研究最新进展的几个侧面作了介绍,对目前这些方面研究中存在的若干问题进行了讨论。

**关键词** 古气候学 全球变化 气候变化 研究进展

**分类号** 中图法 P532

当前,古气候学越来越紧密地和全球气候变化研究结合起来。在这一背景下,国际上古气候学研究正围绕着包括如下的热点问题展开:(1)利用高分辨率的古气候代用资料检测全球气候变化信号,分析年代-世纪尺度气候变化的原因;(2)热带洋面和陆地冰期温度的变化及其气候系统敏感性;(3)古气候突变事件的时空特征和动力学机制;(4)特定时间植被制图及其古气候模拟。本文对这几个方面的最新进展情况进行介绍和评述。

## 1 全球气候变化的检测与原因判别

### 1.1 长温度序列

全球气候变化研究中的一个关键问题是,过去100年的增暖是否已经超过了气候系统自然变化的范围?或者,过去的增暖在多大程度上是由大气CO<sub>2</sub>浓度的增加引起的?回答这个问题涉及到气候变化的检测和原因判别,吸引了许多学者,从不同的角度进行探索。

仪器记录资料比较短,目前最长的全球平均温度序列也只有150年左右,和大气CO<sub>2</sub>浓度开始增加时间长度大致相近。因此,仅根据仪器记录,难以了解最近一百多年的变化是不是长期自然气候变化的一部分。只有利用至少1000年左右的古气候资料,才能认识工业革命后的全球变暖是否已达到或超过自然气候变率的范围。

在局部地点,根据年轮、冰芯、沉积物和珊瑚等代用资料,对20世纪气候变化进行了历史透视和检

测。迄今为止,这方面的研究得到了相互矛盾的结论。例如,在乌拉尔山北部,年轮密度资料表明,近现代的增暖相对于过去1900年是异常的<sup>[1]</sup>;来自安第斯山脉中北部和中国祁连山的冰芯记录也指示,近100~200年的温度可能是过去几千年中最暖的<sup>[2]</sup>。但是,在瑞典北部,年轮宽度资料指示,20世纪的增暖在过去1000年内不是独特的,10世纪到12世纪的夏季温度比近100年温暖<sup>[3]</sup>;在大西洋马尾藻海北部地区,根据海洋沉积物中的浮游有孔虫资料,估计1000到800年前的海面温度比目前高1℃左右<sup>[4]</sup>;格陵兰冰芯氧同位素记录也反映出,20世纪的温度不是过去2000年中最暖的<sup>[5]</sup>。

利用局部地区的代用资料进行检测研究,实际上是假设,该地区对全球或半球平均温度变化具有代表性。然而,由于气候变化的区域不均质性,一些地区的温度变化与全球或半球平均状况不一致。因此,单个地点的序列不一定代表全球或半球温度变化。更具有说服力的检测研究需要使用全球或半球平均古温度序列。

采用16个地点的资料,Bradley等得到公元1400年以来的北半球平均夏季温度序列<sup>[3,6]</sup>。该序列表明,过去的400多年里,20世纪夏季平均温度比以往任何时期都高。根据29处湖泊沉积、年轮、冰川和海洋沉积等代用古气候记录,Overpeck等获得了15世纪以来环北极地带平均的年温度序列<sup>[7]</sup>。结果指出,1840年到20世纪中期是北极地带过去4个世纪里最暖的。Mann等利用年轮、冰

收稿日期:1999-04-21

作者简介:任国玉,1958年生,研究员,主要从事古气候学和全球变化研究。

芯、珊瑚、历史记录和长时间仪器记录资料,计算了1400年以来北半球和全球年平均温度,获得了相似结果<sup>[8]</sup>。Pollack等用北美、中欧、南非和澳大利亚4个地区共358个地下钻孔剖面资料,得到综合温度剖面估计,也认为20世纪的地球表面平均温度是过去500年中最暖的<sup>[9]</sup>。

不考虑资料的可靠性和代表性,这些研究的一个共同弱点是序列长度只有400~500年。古气候学领域一个悬而未决的问题是,在近1000年内,是否出现过全球或半球性的“小冰期”和“中世纪温暖期”<sup>[10~12]</sup>。一些研究表明,“小冰期”和“中世纪温暖期”气候异常至少在北半球具有普遍性<sup>[13~15]</sup>。如果这是正确的,则15世纪前后介于建议的“小冰期”和“中世纪温暖期”之间<sup>[13,16,17]</sup>。因此,用近400~500年的温度序列去判断近百年的增暖是否异常,仍不能看作是充分的。气候变化的检测研究需要至少1000年的全球或半球平均温度资料。

王绍武等利用10个地点的代用资料,得到近1000年全球平均温度序列,表明,10~13世纪中世纪温暖期的温度与20世纪不相上下<sup>[17]</sup>。Jones等根据17个地点具有年分辨率的年轮、冰芯、珊瑚和历史记录等资料,分别重建了公元1000年以来的平均温度<sup>[18]</sup>。从这条序列看,20世纪的平均温度高于以前任何时期。北半球“小冰期”的降温比较明显,但“中世纪温暖期”表现不显著。11世纪的平均温度略低于20世纪,为近1000年内第二个最暖时期,而12~13世纪则显著冷于20世纪。

这份工作对检测研究起到了推动作用,但仍存在如下问题:(1)资料点太少,分布不均匀。17个点主要分布在欧洲和北美,面积广大的亚洲和非洲没有资料,海洋上只有2个地点;(2)在17条序列中,只5条接近1000年长度,有9条序列长度仅有400年左右;(3)17条序列中有8条是年轮密度和宽度资料。年轮资料用在气候变化检测方面存在着先天不足,包括:a.过去趋势或生长量订正过程中不利于保留年代际到世纪尺度的变化,b.无法反映对年平均温度变化贡献更大的冬季温度变化,c.近100年宽度和密度的趋势变化可能在相当程度上由大气CO<sub>2</sub>的直接肥力影响引起。

最近,Mann等也给出了近1000年的北半球平均温度序列<sup>[19]</sup>。在15世纪以前,他们使用了总共12个代用资料序列,其中9个为年轮宽度或密度,3个为冰芯同位素或累积率。结果指出,尽管中世纪

温度也较暖,但20世纪后期的增温是异常的,其中20世纪90年代是过去1000年中最暖的10年,1998年也是近1000中最暖的年份。Overpack等最近获得了近1200年的北半球平均温度序列,认为不存在一个共同的中世纪温暖期,20世纪平均温度比过去1200年内任何一个世纪都暖(Overpack, personal communication)。在这两份工作中,年轮资料仍起主要作用。此外,冰芯氧同位素记录在极地世纪以上尺度温度重建方面指示作用良好,但对中低纬度温度变化的指示意义仍需检验和证实。

因此,根据这几条温度序列,认为20世纪或20世纪90年代是近1000年中最暖的,还不能看作是最后的结论。显然,还需要作进一步的研究。

## 1.2 气候强迫因子

长时间温度序列可以用来检测气候变化是否已出现异常,而气候强迫因子序列则有助于了解气候变化及其异常的原因。有几种代用资料可以指示过去太阳辐射、火山喷发和大气CO<sub>2</sub>浓度等强迫因子的变化。

极地冰芯资料证实,在过去的10000年内,CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>浓度的显著增加始于18世纪末<sup>[3,20]</sup>,N<sub>2</sub>O浓度的上升始于19世纪末<sup>[21]</sup>。大气温室气体浓度的上升出现在工业革命以后,但却发生在全球显著增暖之前。80年代以来,认识到大气温室气体增加可能导致了全球变暖,主要是基于这一事实。极地冰芯还提供了过去20×10<sup>4</sup>年大气CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>浓度资料,表明它们与温度变化具有极好的同步关系<sup>[22~24]</sup>,进一步增进了对其辐射强迫作用的认同。

当然,冰芯资料也存在一些问题。全新世的CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>浓度测量难度较大,现有的近1000年大气CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>浓度序列不仅时间分辨率低,而且由若干钻孔的数据拼合而成<sup>[3,25]</sup>。地点不同对气泡内气体组成产生差异影响的可能性较小,但也不能排除。此外,CO<sub>2</sub>浓度测量所用样品基本都来自南极,格陵兰冰芯由于夏季融化影响和富含碳酸盐的粉尘,不大适合进行CO<sub>2</sub>浓度分析。南极冰期阶段矿物性粉尘也比目前高出几倍,它会不会影响CO<sub>2</sub>浓度测量,尚需澄清。

太阳辐射变化是目前研究的又一个热点问题。模式研究指出,包括海洋的气候系统内部变化,产生观测到的全球增温图式的可能性很小<sup>[26,27]</sup>,尽管也存在不同看法<sup>[28,29]</sup>。在这种情况下,太阳辐射和火山活动格外受到注意,因为它们可能是引起年代际

到世纪尺度气候变化的重要因子，并可能是解决气候变化原因判别问题的关键。特别是，随着大气温室气体增加，近 130 年来太阳活动也稳定地增强了<sup>[30]</sup>。太阳辐射在多大程度上影响历史时期和近代的温度变化，成为目前关注的焦点。

Lean 等提供了近 400 年的太阳辐射变化序列<sup>[30]</sup>，并计算了太阳辐射同 Bradley 等<sup>[6]</sup>北半球夏季温度之间的相关系数。在 1610~1800 年间，相关系数达到 0.86。假设这段时间气候变化只受自然强迫因子影响，他们建立了回归方程，并外推二者关系到现在，认为从 1860 年到 1970 年，北半球的增暖有 50 % 是由太阳辐射变化引起的，但 70 年代以后太阳辐射变化所起的作用不到 1/3<sup>[30]</sup>。Overpack 等用环北极地带温度序列和 Lean 等的太阳辐射序列重复了这种分析，但却发现 1610~1800 年间的相关系数只有 0.47。外推这个关系到现代，认为 20 世纪 20 年代以后温室气体的辐射强迫影响最重要，但太阳活动和火山活动也起一定作用<sup>[7]</sup>。

Crowley 等比较了 Lean 等同 Hoyt 等的太阳辐射序列，以及 Bradley 等同 Grovesman 等的北半球温度序列<sup>[31]</sup>。结果表明，不同太阳辐射序列间及温度序列间的相关性均很好。用不同序列得到温度与太阳辐射之间的相关系数变化于 0.57 ~ 0.74，说明太阳活动对温度变化的贡献约为 32 % ~ 55 %。利用一个能量平衡模式，采用中等的敏感度，两条太阳辐射序列可产生 0.2 ~ 0.3 ℃ 的温度变化，相当于自然变率的 1/3 ~ 1/2。最近 Drijfhout 等用简化的耦合模式及 Hoyt 等的太阳辐射资料，进行了一系列试验，同样表明温度对太阳辐射强迫具有显著的响应<sup>[32]</sup>。

连续的强火山喷发可能对年代际以上的气候变化产生影响。GISP2 冰芯的  $\text{SO}_4^{2-}$  测量明显地记录了 19 世纪初的 3 次强烈喷发，显示出 20 世纪 30 ~ 50 年代的火山沉寂期，其中 30 年代  $\text{SO}_4^{2-}$  含量是近 400 年来最低的<sup>[33]</sup>。在北极地带，19 世纪初是个明显的降温期，其中 1816 年由 Tambora 火山喷发造成的降温是近 200 年来最寒冷的，而 20 世纪 30 ~ 50 年代的火山沉寂期同近 400 年里最暖时期一致<sup>[7, 8, 34]</sup>。可见，在气候变化的检测和原因判别研究中，火山喷发也是一个不容忽视的因素。

## 2 末次冰期的热带温度

### 2.1 问题的提出

CLIMAP 的最大贡献就是绘制了末次冰期盛

期(LGM)海洋表面温度(SST)距平图<sup>[35]</sup>。根据这份资料和其它 LGM 边界条件及辐射强迫资料，进行了大量气候模拟试验<sup>[35, 36]</sup>。这些模拟一般得到 LGM 阶段全球温度下降幅度为 3.5 ~ 5.5 ℃。由于估计的 LGM 阶段全部负辐射强迫(主要包括冰反射率、粉尘和大气  $\text{CO}_2$ )为 7.1  $\text{W}/\text{m}^2$ <sup>[37, 38]</sup>，这意味着气候的敏感性约为  $0.49 \sim 0.78^\circ\text{C}/(\text{W}\cdot\text{m}^2)$ 。目前的气候模式对辐射强迫的敏感性估计值多落在这一范围内。IPCC 1995 年报告指出，当大气  $\text{CO}_2$  浓度增加 1 倍(辐射强迫约为 4  $\text{W}/\text{m}^2$ )时，全球平均温度将增加 1.0 ℃ 到 3.5 ℃，最好估计为 2 ℃<sup>[3]</sup>，暗示气候的敏感性为  $0.5^\circ\text{C}/(\text{W}\cdot\text{m}^2)$ 。

CLIMAP 的 LGM SST 重建主要是根据海洋浮游有孔虫组合和壳体氧同位素比值。这项重建的一个重要特征是，LGM 阶段热带海洋表层的降温幅度不大，北太平洋热带大片海域甚至出现增温。然而，近年来一些研究发现，LGM 阶段热带海域的降温可能比 CLIMAP 的估计要大，热带陆地上的降温幅度可能也更大。如果是这样，就意味着气候系统的敏感性是更高的，这对于利用气候模式预测未来由温室气体引起的增温幅度，显然具有重要意义。

### 2.2 对热带温度重建的争论

对 CLIMAP 工作的挑战来自几方面的证据<sup>[39]</sup>。Guilderson 等根据巴巴多斯珊瑚 Sr / Ca 分析指出，当地海面水温在 LGM 时下降 5 ℃，比原来根据海洋浮游有孔虫资料重建值大得多<sup>[40]</sup>。Stute 等采用地下水中惰性气体分析认为，巴西热带地区 LGM 阶段降温幅度也达到 5 ℃<sup>[41]</sup>。在南美亚马逊平原、新几内亚、澳大利亚和非洲热带山地地区，LGM 阶段森林上限下降 1 000 ~ 1 700 m，由此估计的降温值达到 4 ~ 10 ℃<sup>[42 ~ 44]</sup>。Thompson 等利用秘鲁安第斯山脉的冰芯氧同位素资料，提出 LGM 时期降温幅度可能超过 5 ℃<sup>[45]</sup>。Miller 等采用鸸鹋蛋壳的氨基酸外消旋方法，认为澳大利亚末次冰期至少降温 9 ℃<sup>[43]</sup>。最近，McCulloch 等测量了巴布亚新几内亚抬升的珊瑚 Sr/Ca 比值。该珊瑚年龄为  $13 \times 10^4$  年前，属倒数第二次冰期结束阶段。结果指出，当时海面温度也比今天低 6 ℃<sup>[46]</sup>。

Webb 等不是象以前那样用固定的海温作边界条件，而是给定现代的海洋热量输送、冰期的大气  $\text{CO}_2$  和冰盖分布，用 NASA - GISS AGCM 模拟 LGM 海温和气候。结果全球平均温度下降了 8 ℃，热带 SST 降低 5.5 ℃<sup>[37]</sup>。Bush 等则采用一个海 -

气耦合模式,给定太阳辐射、CO<sub>2</sub>浓度、冰盖分布和海平面高度,模拟LGM气候,也得到了比只有大气的模式冷得多的热带海温<sup>[47]</sup>。其中西太平洋热带海温下降达5℃,热带大陆内部降温幅度5~6℃,但全球地表平均温度却只有4.3℃,说明高纬度地区降温幅度减小了。这和古气候证据相差太远。

另一方面,许多学者笃信CLIMAP的重建,并不断有新证据支持这一经典结论<sup>[48]</sup>。Rostek等和Bard等利用海洋沉积物中的烯烃(Alkenone)分析方法,得到热带印度洋LGM时期的SST只有轻微降低<sup>[49,50]</sup>,19个地点平均仅为1.7℃( $1\sigma=0.7^\circ\text{C}$ )<sup>[50]</sup>。目前正采用Alkenone方法进行更大规模的海温重建,结果表明,低纬度海温变冷不超过4℃,太平洋和印度洋降温更少(Rosell-Mele, personal communication)。Wolff等采用浮游有孔虫壳氧同位素分析,确认热带大西洋LGM时期海温降低2~3℃,显著小于根据珊瑚Sr/Ca分析得到的降温值,但比CLIMAP的略大<sup>[51]</sup>。

Ganopolski等利用中等复杂程度的海-气耦合模式,模拟LGM和现代的平衡气候。冰期模拟由辐射和大气CO<sub>2</sub>变化驱动,给定冰川地形。结果产生了6.2℃的全球降温,但热带变冷3.8℃,而且海洋比陆地降温还少<sup>[52]</sup>。Andrew等得到了相近的结果<sup>[53]</sup>。Weaver等也使用一个中等复杂程度的海-气耦合模式模拟LGM气候,海洋部分采用三维GCM,大气部分是一个能量-水汽平衡模式,太阳辐射、CO<sub>2</sub>浓度和冰盖形状都是给定的。他们表明,热带大西洋海面降温2.0~3.4℃,热带印度洋约2.0℃,太平洋西部仅为1.9℃<sup>[54]</sup>。显然,这些耦合模式给出的热带海面降温值同根据烯烃方法的重建相近,比CLIMAP的重建略大,但显著小于根据珊瑚Sr/Ca和地下水惰性气体分析得到的结果。

### 2.3 评论与展望

热带LGM阶段温度变化问题的争论,其根源在于重建古温度所使用的方法。根据海洋浮游有孔虫组合、有孔虫壳体同位素比值和海洋沉积物烯烃分析等方法,得到了较小的降温值;而根据珊瑚Sr/Ca分析得到的降温值较大。在陆地上,利用植物花粉、地下水惰性气体、冰川地貌和鸸鹋蛋壳的氨基酸外消旋等方法获得的降温幅度也较大。

究竟那些方法更可靠,尚须假以时日。有可能,热带海洋和陆地的降温不能一概而论,陆表温度下降幅度比海面水温明显,但没有从上述代用资料重

建的那样大。地下水惰性气体分析和鸸鹋蛋壳的氨基酸外消旋方法还需要完善;而仅根据冰川堆积地貌得出的雪线下降高度,也是难以定论的。

采用花粉资料重建古植被组成和林线变化应该靠得住,但对植被变化的解释却可以是多重的,主要有:(1)冰期热带气候变干可以引起高地类型植物的增多<sup>[55]</sup>;(2)冰期大气垂直温度递减率增加可以造成热带高地森林下降<sup>[56]</sup>;(3)热带的干燥化和森林线下降现象还可以由大气CO<sub>2</sub>浓度减少引起<sup>[57]</sup>。可见,根据植被变化去重建降温值还有很多问题。

## 3 气候突变与北大西洋深层水

### 3.1 过去气候突变记录

90年代初,格陵兰的GISP2和GRIP冰芯揭示了末次冰期和冰消期的快速气候变化现象<sup>[58]</sup>。在冰期里,这些快速变化表现为一系列温暖事件。每一次暖事件约持续几百年到数千年(Dansgaard-Oeschger事件),其开始都来得很突然,在几年到几十年内温度可以上升6~8℃,但返回到寒冷状态则相对较缓慢。来自北大西洋海底沉积物的证据显示了水温、盐度和洋流快速变化,其中间隔5 000~15 000年的波动也是呈逐渐变冷(冷谷对应Heinrich事件)和快速增暖的不对称状,而更短周期的振动似乎和格陵兰的Dansgaard-Oeschger事件相呼应<sup>[58~60]</sup>。另外,GRIP冰芯还记录了上次间冰期的氧同位素快速变化。但后来研究证实,这些波动可能是由于接近基岩的冰层扰动引起的。

近年来,有关过去气候突变事实的研究主要集中在:(1)末次冰期快速气候变化的区域对比;(2)末次冰期以前快速变化的证据;(3)新仙女木事件的空间特点;(4)全新世的快速气候变化。

Grimm等分析佛罗里达一个花粉剖面,发现末次冰期千年尺度的气候变化与北大西洋海底沉积物揭示的Heinrich事件非常相似<sup>[61]</sup>。Thunell等研究海底沉积物浮游有孔虫指出,太平洋东北部冰期海温也有突然变化<sup>[59]</sup>。分析洛川剖面的黄土粒度,Porter和An发现,中国黄土高原冰期内的季风强度存在低于轨道参数频率的变化,建议它们可能和格陵兰及北大西洋的快速变化相对应<sup>[62]</sup>。Guo等利用黄土剖面的风化强度测量,也指出末次和倒数第二次冰期东亚季风具有类似的变化,并可以和北大西洋的快速变化对比<sup>[63,64]</sup>。Thompson等认为,秘鲁和中国青藏高原冰芯氧同位素记录指示了冰期快速

气候变化<sup>[45, 65]</sup>。

上次间冰期及其更早的气候快速变化也受到关注。根据德国中部一份长序列花粉资料, Litt 等得出结论, 上次间冰期当地气候不存在快速波动, 并指出中欧北部可能都是稳定的<sup>[66]</sup>。这和稍早由 Aaby 等人进行的花粉研究不一致<sup>[67]</sup>。Oppo 等提出了北大西洋海底沉积物证据, 表明 50~34 万年前发生过水温的快速变化<sup>[60]</sup>。其中, 在冰盖增长阶段 SST 变化幅度较大, 为 4~4.5 ℃, 冰期盛期变化幅度约为 3 ℃, 而间冰期阶段变化只有 0.5~1 ℃。看来间冰期的气候突变即使存在, 其幅度可能也不大。

新仙女木事件在北大西洋及其周边地区以外是否出现, 是近年古气候领域关注的一个热点问题, 目前还有很多争议。一些研究指出, 它可能也出现在北美西部<sup>[68, 69]</sup>、南美洲<sup>[70]</sup>、地中海东部<sup>[69]</sup>、新西兰<sup>[71]</sup>、中国北方<sup>[72]</sup>、赤道西太平洋<sup>[69]</sup>和南极大陆<sup>[73]</sup>。然而, 也有一些研究指出, 北大西洋及其周边地区以外不存在这一事件的证据。

Singer 等分析晚冰期花粉序列后指出, 新西兰南岛在新仙女木阶段没有显著温度下降, 当时冰川前进可能是由降水增加引起的<sup>[74]</sup>。Thunell 等根据中国南海浮游有孔虫组合对海温进行重建, 发现尽管冰期–间冰期冬季温度变幅达 7 ℃, 新仙女木阶段却没有降温信号<sup>[75]</sup>。Blunier 等用 CH<sub>4</sub> 变化来标定格陵兰和南极冰芯氧同位素序列, 指出原来辨认出的南极冷事件(ACR), 并不和北大西洋地区的新仙女木阶段对应, 它早于后者至少 1 800 年<sup>[76]</sup>。

和末次冰期比较, 格陵兰近 10 000 的气候异常地稳定。但在 8 200 年前, GRIP 和 GISP2 冰芯氧同位素资料记录一次明显的降温事件<sup>[58, 77]</sup>。这次降温事件持续不过 300 年, 最大降温幅度约 3 ℃。Grafenstein 等从德国南部 Ammersee 湖牡蛎壳氧同位素记录中, 发现在 8 200 年前存在一个持续 200 年的低值段<sup>[78]</sup>。他们估计当时年平均温度下降 1.7 ℃。在北海北部, 8 200 年前极地型浮游有孔虫比例出现短暂上升;而在德国的 Bamberg, 栎树年轮宽度在 8 200~8 000 年前变窄。估计这两地降温幅度至少有 2 ℃<sup>[77]</sup>。在北大西洋及周边地区以外, 目前还没有发现这次气候快速变化的证据。

### 3.2 气候突变的机制

什么引起了上述的快速气候变化, 这是目前致力于解决的重要问题。从现有记录看, 地球气候系统至少存在两种基本模态, 即急速振荡模态和稳定

少动模态。前者似乎和冰期阶段相联系, 而后者可能对应于间冰期。急速变化太突然, 主要是世纪到千年尺度上的现象, 用轨道参数理论无法解释。

一般认为, 北大西洋温盐环流的突然改变可能引起了这些快速变化<sup>[69, 79, 80]</sup>。温盐环流的减弱或消失导致北大西洋地区降温, 而建立或恢复则引起增暖。温盐环流的变化可能与北美和欧洲冰盖动态有关。当有过量冰体崩裂飘入海洋或冰融水流进海洋时, 由于有充分淡水注入, 表层水盐度降低, 北大西洋深层水(NADW)生成过程减弱或停止, 北大西洋漂流及温盐环流也随之减弱和消失, 造成整个地区变冷;相反, 在冰体崩裂或冰融水流量少时, 淡水注入量也减少, NADW 生成速率增强, 温盐环流恢复或加强, 北大西洋地区的气候又迅速变暖。

对这一理论最有力的支持就是所谓的 Heinrich 事件。它是指北大西洋海底沉积物中有规律出现的粗粒冰筏沉积夹层, 大约每隔(0.5~1.5) × 10<sup>4</sup> 年出现一层。尽管冰筏沉积也可以出现在间冰期<sup>[81]</sup>, 但所有 Heinrich 事件都发生于冰期内, 说明它们和大陆冰盖存在密切联系。冰筏沉积物质组成均可以追索到两侧的大陆或冰岛, 指示它们是由冰山携带到大洋, 又在冰山溶化过程中沉积下来的。Heinrich 事件同长期海温波动的低谷及格陵兰冰芯记录的大气温度最寒冷相位对应, 说明它们通过输入淡水降低盐度, 减弱温盐环流, 继而影响水温和气温<sup>[79, 82]</sup>。在两次 Heinrich 事件之间, 存在次一级波动, 相当于格陵兰冰芯记录的 Dansgaard–Oeschger 事件, 也相当于最近在全新世沉积中发现的千年尺度温盐环流波动。这种波动可能也和冰川动态有关, 对应于规模较小的海底冰筏沉积<sup>[81, 83, 84]</sup>。

新仙女木事件是一系列 Heinrich 事件的最后一幕。全新世初, 北美和欧洲的大陆冰盖尚未消失, 这可以解释为什么在 8 200 年前还出现一次较明显的寒冷事件。最近发现, 全新世中晚期北大西洋沉积也有千年尺度波动记录, 可能与格陵兰冰盖分裂的冰筏物质有关。此外, δ<sup>13</sup>C 是 NADW 生成速率的代用资料。无论是末次冰期, 还是更早的快速变化, 海洋沉积物中底栖有孔虫壳的 δ<sup>13</sup>C 低谷值均对应于寒冷事件, 说明 NADW 或温盐环流可能确是引起快速变化的原因<sup>[60]</sup>。

海–气–冰耦合模式模拟表明, 气候系统存在各种温盐环流弱平均态。这种弱模态温盐环流非常不稳定。当模式中的温盐环流被驱使进入这种状态

时,它就会展示出强烈的波动,甚至完全消失<sup>[85]</sup>。冰期的温盐环流可能就处于这种弱模态中。Seidov 等用海洋模式表明,和现在比较,冰期的温盐环流显著变弱而且多变,但全球海洋传送带的重大变化均发生在北大西洋冰融水事件期间<sup>[86]</sup>。即使很局部的冰融水注入,也可以引起 NADW 的减弱或消失。这些模拟结果支持上述假说。

由于在全新世发现了世纪~千年尺度的变化,同时有零星证据表明,冰期的快速变化可能具有全球性,近来也有人提出,记录的快速气候变化可能不受北大西洋温盐环流控制,而同热带太平洋的变化有关<sup>[87,88]</sup>。但是,这种设想还很不成熟。

### 3.3 未来气候突变问题

北大西洋及其周围地区曾发生过一系列快速气候变化。那么,在未来全球增暖情况下,气候系统中的温盐环流会不会进入一种不稳定模态?这是目前人们关心的一个问题<sup>[3,89]</sup>。

过去的快速气候变化主要发生在北半球存在大陆冰盖的情况下。GRIP 冰芯记录了上次间冰期氧同位素的剧烈波动,但后来证明可能是由底部冰层扰动造成的。8 200 前的快速变化确实出现在间冰期,但当时北美大陆冰盖正处于消融之中,还没有完全撤出。上次间冰期和全新世其它快速变化的证据目前还不充分。显然,在自然情况下,现在出现末次冰期或晚冰期那样的气候突变,可能性似乎不大。

然而,过去的快速变化可能是由淡水注入引起的。而且,耦合模式模拟也指出,在无冰盖条件下,当注入北大西洋的淡水通量增加时,温盐环流也将减弱,甚至消失<sup>[90]</sup>。因此,如果未来的气候变化有助于淡水通量增加,北大西洋热量传送带停止运转的可能性是存在的。能够导致淡水增加的因子有:(1)海洋上降水量增加,蒸发减弱;(2)陆地河流径流量增加;(3)格陵兰边缘冰川裂解。一些模拟表明,在大气 CO<sub>2</sub> 浓度加倍后,北大西洋地区降水量确实比控制试验增多<sup>[3]</sup>。此外,大气和海洋表层增暖可能也是导致深层对流和温盐环流减弱的潜在因子。

Manabe 等采用海~气耦合模式模拟表明,当 CO<sub>2</sub> 浓度是工业革命前的 4 倍时,温盐环流完全消失<sup>[91,92]</sup>。模式的缺点应该认识到<sup>[92]</sup>,但这可能至少说明,温盐环流或 NADW 生成对气候系统的强迫或扰动是很敏感的。目前,用耦合模式进行瞬时模拟,即大气 CO<sub>2</sub> 浓度每年增加约 1%,得到温盐环流的响应。当 CO<sub>2</sub> 浓度加倍时,温盐环流的减弱变化

于 0~50%。温盐环流最初的变弱可能是对 NADW 形成区大气温度升高的响应。在 CO<sub>2</sub> 浓度加倍以后,一些模式表明温盐环流完全消失,而其它的则显示温盐环流逐渐恢复了<sup>[90]</sup>。

温盐环流初始变弱可能是对大气温度升高的响应,这在古记录中还没有证据支持,与过去的模式研究也不一致。古气候记录的快速变化几乎全部发生在寒冷时期,并总是和冰筏及淡水注入相联系。为了改善对这一问题的理解,今后应获得更多高分辨率的代用资料序列,尤其要加强北大西洋及其周边以外地区和间冰期(包括全新世)的研究。

## 4 代用资料制图与古气候模拟

### 4.1 研究简史

古气候模拟是研究气候变化动力机制和检验气候模式效果的有效手段。古气候模拟的需要促进了对代用资料的制图与综合研究。海洋浮游有孔虫组合和氧同位素比值、陆地湖水位状态、陆生植物花粉组合,是从事制图和综合研究的理想资料。

CLIMAP 首先提供了根据海洋浮游有孔虫重建的 SST 距平,并应用这套资料对冰期气候做了模拟<sup>[35]</sup>;COHMAP 采用同样的海温资料对 LGM 和全新世气候进行模拟,并首次应用陆地湖水位和花粉资料对模拟结果进行检验<sup>[36]</sup>。20 世纪 80 年代,陆地古资料多分布于欧洲、北美和北非,包括东亚在内的许多地区资料缺乏,因此 COHMAP 的模式~资料比较还不完全。

近 10 年来这种状况得到改善。安芷生等根据多种代用资料,编制了中国 LGM 和全新世早期的古植被图,指出,全新世早期中国北方特别是华北地区夏季暖湿的气候特征与 COHMAP 的模拟结果一致<sup>[93]</sup>。欧亚大陆湖水位资料也证实,包括东亚在内的季风区 6 000 年前比现在要湿润<sup>[94,95]</sup>。中国东北的全新世花粉图资料显示,早中全新世夏季更暖是和 COHMAP 模拟结果一致的,但当时比现代干燥则与模式气候矛盾<sup>[96,97]</sup>。此外,北美阿拉斯加和俄罗斯北极地带的花粉制图研究也填补了区域资料空白<sup>[98,99]</sup>。

### 4.2 BIOME 6000 合作项目

过去的陆地代用资料制图和综合都是地区性的,所使用的方法也各种各样。1994 年,Prentice 等牵头发起了 BIOME 6000 合作研究,旨在产生 6 000 和 18 000 年前(<sup>14</sup>C 年龄)的全球古植被图,为

检验气候模式和植被 - 气候反馈假说提供基础资料。BIOME 6000 的部分成果已经或即将发表<sup>[100~103]</sup>,一些资料在古气候模拟研究中得到了应用<sup>[52, 104, 105]</sup>。

BIOME 6000 的古植被图可以用做边界条件,通过古气候模拟来研究植被或地表覆盖对气候的生物地球物理反馈作用。利用 BIOME 6000 的方法, Hoelzmann 等编制了北非和阿拉伯半岛 6 000 年前古植被图,并结合古水文资料,给出了 6 000 年前综合地表特征图<sup>[106]</sup>。这为后来的模拟研究奠定了基础。如果要用来检验古气候模拟结果,需要把气候模式输出作为 BIOME 模式的输入,得到模式植被,再和重建的结果进行比较。古植被图也可以用来重建特定时间的净初级生产量、碳储量和大气微量气体(如 CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O)通量变化<sup>[107]</sup>。

利用气候模式模拟 6 000 年前的气候,一般可以得到,太阳辐射的变化导致北半球热带夏季风增强,高纬地区夏季增暖<sup>[36, 108]</sup>。但是,和古气候资料比较,模式气候表明的北非季风增强和欧亚大陆北部增暖似乎均偏小<sup>[94, 109, 110]</sup>。对陆地植被变化敏感性的研究表明,如果考虑当时北非草原和欧亚高纬度地区森林扩张,轨道参数变化引起的季风增强和高纬度增温幅度都将更大<sup>[99, 109]</sup>。

Texier 等利用 LMD AGCM 和 BIOME 1 非同时耦合模式,研究在 6 000 年前轨道参数改变情况下植被对气候的反馈作用<sup>[99]</sup>。开始时的陆面特征用现代植被来描述,AGCM 模拟的气候距平被用来驱动 BIOME 1 模式;用这样得到的植被及陆面特征再次运算 AGCM 模式,然后再运算 BIOME 1 模式。在 5 个轮回后,把最终结果同初始结果比较。他们发现,由于植被的反馈,辐射引起的高纬增温和非洲热带季风增强现象都更显著了,其中西非夏季雨量增加 1 倍多,全球苔原面积比现在减少 25%。尽管如此,当和用 BIOME 6000 方法重建的古植被比较时,模式得到的气候变化幅度仍显不足<sup>[99]</sup>。

Ganopolski 等则采用同时耦合的大气 - 海洋 - 植被模式,模拟植被对气候的反馈作用。他们发现,6 000 年前植被的变化增强了气候系统对轨道参数变化的响应。在副热带,这种增强作用主要通过改变地表反射率实现。大气 - 植被的反馈作用显著地增加了夏季风和降水量,使撒哈拉沙漠成为绿色草原。在北半球高纬度地区,寒温带针叶林的向北扩张对增暖有反馈影响,但海冰反射率也同样重要。

此外,他们还表明,北大西洋的增暖及其淡水注入的增加导致了温盐环流减弱和南半球的增暖<sup>[52]</sup>。

为了研究 6 000 年前北非地区植被对气候的影响,Brostroem 等<sup>[110]</sup>将 Hoelzmann 等<sup>[106]</sup>的地表特征资料作为边界条件,执行了若干气候模拟试验。他们发现,植被引起的反射率和水汽通量变化进一步增加了温度和降水。和仅由轨道变化影响比较,季风雨带向北扩展约 300 km。但是,即使考虑植被的作用,草原还是比古资料指示的范围小,更没有扩张到整个撒哈拉沙漠。湖泊和湿地的加入只引起局地影响,对季风增强不起明显作用<sup>[110]</sup>。

#### 4.3 问题讨论

气候变化对陆地植被具有重要影响,而植被演化又反过来对气候产生反馈作用。近年的研究说明,气候变化的研究中,陆地生态系统动力学应同大气组成、洋流、冰盖和轨道参数变化一样受到重视<sup>[111]</sup>。但是,陆地植被的反馈作用究竟有多大,现在还不清楚。古气候模拟给出了差别较大的结果。例如,考虑到植被的反馈作用,对于北非 6 000 年前的模拟,就有撒哈拉沙漠完全消失和季风略有增强之别。但是,多数模拟结果似乎都没有古资料所指示的变化那样大。根据 BIOME 6000 方法,北非地区 6 000 年前的植被确同今天有巨大差别,在 30°N 以南不存在沙漠,现在为沙漠的地区当时大部分都是草原和稀树草原<sup>[106]</sup>。其他的植被重建表明,6 000 年前草原北界至少达到 23~26°N<sup>[102, 110]</sup>。

出现这种差别的原因目前还不完全清楚。气候模式显然仍不完善,目前仍处于发展之中。但从古植被重建的角度看,它存在的缺陷也不容忽视。古植被重建中一个突出问题是,我们需要知道现代的植物功能类型(PFT)和现代的自然植被带(BIOME)是什么样子,以便去校准古植被重建方法。然而,对于世界的许多地区来说,实际上我们并不清楚这一点。由于长期人类活动的干扰,北半球陆地大部分地区的植被已经不属于纯自然状态了。

一个与此相关的问题是,古科学界对中晚全新世植被演化的根本原因是争论的,但它传达给模式研究人员的信息却是有偏向的。在旧大陆的大部分副热带和温带地区,近 5 000~2 000 年以来,人类活动可能一直是植被演化的重要因子,气候变化对植被的影响可能已经大大地被掩盖了<sup>[96, 112]</sup>。人类影响的结果是,现代植被和气候不再处于平衡状态。但是,气候模拟界得到的信息却是,从 6 000 年前到

今天,植被的演化都是由气候变化驱动的,目前它们之间仍处于平衡状态。

用气候模式做敏感性试验,或用气候-植被耦合模式进行模拟,都需要把6000年前与现代的植被影响做比较,以分析植被的反馈作用。这种比较实际上是假设,6000年前植被相对于今天的变化是气候驱动的结果。但是,在欧亚大陆和北非,真实情况可能不是这样。例如,在北非副热带地区,近几千年来植被的退化和沙漠的扩张至少,不完全是气候变化造成的。如果是这样,模式模拟得到的降水增加没有古资料表明的明显,可能只是因为,过去和今天的气候-植被关系不具有可比性。

尽管方法上还存在不足,但BIOME 6000重建的结果基本上是靠得住的。出现问题的环节主要在重建以后,即怎样看待重建植被同今天有巨大差别的原因。我们可能不该把这种差别完全看作是6000年前季风显著增强和降水明显增加的指示。

## 参考文献

- 1 Briffa K R, Jones P D, Schweigreber F H, et al. Unusual twentieth-century summer warmth in a 1000-year temperature record from Siberia. *Nature*, 1992, 376: 156-159.
- 2 Thompson L G, Mosley - Thompson E, Davis M E. A 1000-year climate ice-core recorded from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 175-181.
- 3 IPCC. *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, 1996.
- 4 Keigwin L D. The little ice age and medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science*, 1996, 274: 1504-1508.
- 5 Dahl - Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. Past Temperatures Directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 1998, 282: 268-271.
- 6 Bradley R S, Jones P D. Little ice age summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 1993, 3: 367-376.
- 7 Overpeck J, Hughen K, Hardy D, et al. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries. *Science*, 1997, 278: 1251-1256.
- 8 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 1998, 392: 779-787.
- 9 Pollack H N, Huang shaopeng, Shen Po Yu. Climate Change Record in Subsurface Temperatures: A Global Perspective. *Science*, 1998, 282: 279-281.
- 10 Bradley R S, Jones P D (eds.). *Climate since A. D. 1500*, Routledge. London, 1992.
- 11 Grove J M, Switsur R. Glacial geological evidence for the Medieval warm period. *Climatic Change*, 1994, 26: 143-169.
- 12 Hughes M K. Was there a 'Medieval warm period', and if so, where and when? *Climatic Change*, 1994, 26: 109-142.
- 13 Lamb H H. *Climate: Present, past and future(vol. 2)*. Methuen and Co Ltd, London, 1997.
- 14 Wang S, Ye J, Bi M. Global temperature changes during the last millennium. IGBP - PAGES/PEP - II Symposium on Palaeoclimate and Environmental Variability in Austral - Asian Transect during the Past 2000 Years. Nagoya University Nagoya JAPAN, November 28 - December 1, 1995, 3.
- 15 Ren G. Pollen evidence for increased summer rainfall in the Medieval warm period at Maili. Northeast China, *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 1931-1934.
- 16 Bradley R. Group report: evaluating strategies for reconstructing past global changes - what and where are the gaps? in: *Global Changes in the Perspective of the Past*. Eddy J A, Oeschger H (eds.), John Wiley, Sons Ltd., 1993. 144-171.
- 17 王绍武,赵宗慈.未来50年中国气候变化趋势的初步研究.应用气象学报,1995,6(3):333-342.
- 18 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, Tett S F B. High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *The Holocene*, 1998, 8: 455-471.
- 19 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letter*, 1999, 26: 759-762.
- 20 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 1995, 374: 46-49.
- 21 Battle M, Bender M, Sowers T, et al. Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. *Nature*, 1996, 383: 231-235.
- 22 Oeschger H. Paleodata, paleoclimate and the greenhouse effect. *Proceedings of Second World Climate Conference*, 1990. 211-224.
- 23 Jouzel J, Barkov N I, Barnola J M, et al. Extending the Vostok ice - core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, 1995, 364: 407-412.
- 24 Lorius C J. Polar ice cores and climate. in: *Climate and Geo - Sciences*. Berger A, et al. (eds.). Kluwer Academic publishers, 1989. 77-103.
- 25 Lorius C, Oeschger H. 古气候预测-减少全球变化中的不确定性. *AMBIO - 人类环境*, 1994, 23(1):30-36.
- 26 Tett S F B, Mitchell J F B, Parker D E, Allen M R. Human influence on the atmospheric vertical temperature structure: detection and observations. *Science*, 1996, 274: 1170-1173.
- 27 Santer B D, Taylor K E, Wigley T M L, et al. A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. *Nature*, 1996, 382: 39-46.

- 28 Graham N E. Simulation of recent global temperature trends. *Science*, 1995, 267: 666–671.
- 29 Wallace J M, Zhang Y, Renwick J A. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, 1995, 270: 780–783.
- 30 Lean J, Beer J, Bradley R. Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophysical Research Letter*, 1995, 22: 3195–3198.
- 31 Crowley T J, Kim K Y. Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23: 359–362.
- 32 Drijfhout S S, Haarsma R J, Opsteegh J D, Seltten F M. Solar-induced versus internal variability in a coupled climate model. *Geophysical Research Letter*, 1999, 26: 205–208.
- 33 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D. Record of volcanism since 7000 a B. C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano–climate system. *Science*, 1994, 264: 948–952.
- 34 Briffa K R, Jones P D, Schweingruber F H, Osborn T J. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 1998, 393: 450–454.
- 35 Climap Members. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.* 1981, MC–36.
- 36 Cohmap Members. Climatic changes of the last 13 000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043–1052.
- 37 Webb R S, Rind D H, Lehman S J, et al. Influence of ocean heat transport on the climate of the last Glacial Maximum. *Nature*, 1997, 385: 695–699.
- 38 Cook C, Sloan L C, Hoffert M I. Paleoclimate data constraints on climate sensitivity: the paleo–calibration method. *Climate Change*, 1996, 32: 165–184.
- 39 Anderson D M, Webb R S. Ice–age tropics revisited. *Nature*, 1995, 376: 23–24.
- 40 Guilderson T P, Fairbanks R G, Rubenstein J L. Tropical temperature variations since 20 000 year ago: modulating inter–hemispheric climate change. *Science*, 1994, 263: 663–665.
- 41 Stute M, Forster M, Frischkorn H, et al. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. *Science*, 1995, 269: 379–382.
- 42 Colinvaux P A, De Oliveira P E, Moreno J E, et al. A long pollen record from lowland Amazon: forest and cooling in Glacial times. *Science*, 1996, 274: 85–88.
- 43 Miller G H, Magee J W, Jull A J T. Low–latitude glacial cooling in the Southern Hemisphere from amino–acid racemization in emu eggshells. *Nature*, 1997, 385: 241–244.
- 44 Jolly D, Haxeltine A. Effect of low glacial atmospheric CO<sub>2</sub> on tropical African montane vegetation. *Science*, 1997, 276: 786–788.
- 45 Thompson L G, Mosley–Thompson E, Davis M E, et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 1995, 269: 46–50.
- 46 McCulloch M T, Tudhope A W, Esat T M, et al. Coral record of equatorial sea – surface temperatures during the Penultimate deglaciation at Huon Peninsula. *Science*, 1999, 283: 202–204.
- 47 Bush A B G, Philander S G. The role of Ocean–Atmosphere interactions in tropical cooling during the last Glacial Maximum. *Science*, 1998, 279: 1341–1344.
- 48 Broecker W. Glacial climate in the tropics. *Science*, 1996, 272: 1902–1904.
- 49 Rostek F, Ruhland G, Bassinot F C, et al. Reconstructing sea surface temperature and salinity using δ<sup>18</sup>O and alkenone records. *Nature*, 1993, 364: 319–321.
- 50 Bard E, Rostek F, Sonzogni C. Inter–hemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeo–thermometer. *Nature*, 1997, 385: 707–710.
- 51 Wolff T, Mulitza S, Arz H, et al. Oxygen isotope versus CLIMAP (18 ka) temperatures: A comparison from the tropical Atlantic. *Geology*, 1998, 26: 675–678.
- 52 Ganopolski A, Rahmstorf S, Petoukhov V, Claussen M. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 1998, 391: 351–356.
- 53 Andrew B, G Bush, S George, H Philander. The role of ocean–atmosphere interactions in tropical cooling during the last glacial maximum. *Science*, 1998: 279: 1341–1344.
- 54 Weaver A J, Eby M, Fanning A F, Wiebe E C. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the last Glacial Maximum. *Nature*, 1998, 394: 847–853.
- 55 Ledru Marie–Pierre, Bertiaux J, Sifeddine A, Sugio K. Absence of Last Glacial Maximum Records in Lowland Tropical Forests. *Quaternary Research*, 1998, 49: 233–237.
- 56 Flenley J R. The Quaternary in the tropics: an introduction. *Journal of Quaternary Science*, 1997, 12 (5): 345–346.
- 57 Street–Perrott F A, Huang Y, Perrott R, et al. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 1997, 278: 1422–1426.
- 58 Alley R. Twin ice cores from Greenland reveal history of climate change. more, *EOS*, 1996, 77(22): 209–210.
- 59 Thunell R C, Mortyn P G. Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean. *Nature*, 1995, 376: 504–506.
- 60 Oppo D W, McManus J F, Cullen J L. Abrupt climate events 500,000 to 340,000 years ago: evidence from subpolar north Atlantic sediments. *Science*, 1998, 279: 1335–1338.
- 61 Grimm E C, Jacobson G L, Watt W A, et al. A 50,000–year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich Events. *Science*, 1993, 261: 198–200.
- 62 Porter S C, An Z. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305–308.
- 63 Guo Z, Liu T, Guiot J, et al. High frequency pulses of East Asian monsoon climate in the last two glaciations: link with the North

- Atlantic. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 701–709.
- 64 郭正堂, 刘东生, 吴乃琴, 等. 最后两个冰期黄土中计录的 Heinrich型气候节拍. *第四纪研究*, 1996, 1: 21~28.
- 65 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276: 1821–1825.
- 66 Litt T, Junge F W, Bottger T. Climate during the Eemian in north-central Europe – a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. *Veget Hist Archaeobot*, 1996, 5: 247–256.
- 67 Aaby B, Tauber H, Huntley B, et al. Eemian climate and pollen. *Nature*, 1995, 376: 27–28.
- 68 Mathewes R W, Heusser L E, Patterson R T. Evidence for a Younger Dryas-like cooling event on the British Columbia coast. *Geology*, 1993, 21: 101–104.
- 69 Anderson D E. Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. *Progress in Physical Geography*, 1997, 21: 230–249.
- 70 Markgraf V. Younger Dryas in southern South America? *Boreal*, 1991, 20: 63–69.
- 71 Denton G H, Hendy C H. Younger Dryas age advance of Franz Josef glacier in the southern Alps of New Zealand. *Science*, 1994, 264: 1434–1437.
- 72 An Z, et al. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of Central China. *Quaternary Research*, 1993, 39: 45–54.
- 73 Steig E J, Brook E J, White J W C, et al. Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science*, 1998; 282: 92–95.
- 74 Singer C, Shulmeister J, McLea B. Evidence against a significant Younger Dryas cooling event in New Zealand. *Science*, 1998, 281: 812–814.
- 75 Thunell R C, Miao Q. Sea surface temperature of the western Equatorial Pacific Ocean during the Younger Dryas. *Quaternary Research*, 1996, 46: 72–77.
- 76 Blunier T, Schwander J, Stauffer B, et al. Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO<sub>2</sub> increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical Research Letter*, 1997, 24: 2683–2686.
- 77 Klitgaard-Kristensen D, Petter Sejrup H, Hafstadson H, et al. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation. *Journal of Quaternary Science*, 1998, 13 (2): 165–169.
- 78 Grafenstein U, Erlenkeuser H, Muller J, et al. The cold event 8200 year ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 1998, 14: 73–81.
- 79 Broecker W S. Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: will man-made CO<sub>2</sub> upset the current balance. *Science*, 1997, 278: 1582–1588.
- 80 Lehman S J, Keigwin L D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 1992, 356: 757–762.
- 81 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257–1265.
- 82 Broecker W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 1994, 372: 421–424.
- 83 Oppo D. Millennial climate oscillations. *Science*, 1997, 278: 1244–1245.
- 84 Jouzel J, Duplessy J C. Rapid change in past climate, in: IPCC workshop report on rapid non-linear climate change. Noordwijkerhout, The Netherlands, 1998, 31 March–2 April.
- 85 Tziperman. Inherently unstable climate behavior due to weak thermohaline ocean circulation. *Nature*, 1997, 386: 592–595.
- 86 Seidov D, Haupt B J. Global ocean thermohaline conveyor at present and in the late Quaternary. *Geophysical Research Letter*, 1997, 24: 2817–2820.
- 87 Cane M A. A Role for the Tropical Pacific. *Science*, 1998, 282: 62–61.
- 88 Charles C. The ends of an era. *Nature*, 1998, 394: 422–423.
- 89 IPCC. IPCC workshop report on rapid non-linear climate change. Noordwijkerhout, The Netherlands, 1998, 31 March–2 April.
- 90 Stocker T, Saravanan R, Wood R. Variability and transitions of the thermohaline circulation. in: IPCC workshop report on rapid non-linear climate change. Noordwijkerhout, The Netherlands, 1998, 31 March–2 April.
- 91 Manabe S, Stouffer R J. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 1995, 378: 165–167.
- 92 Broecker W. Future directions of paleoclimate research. *Quaternary Science Reviews*, 1997, 16: 821–825.
- 93 安芷生, 吴锡浩, 卢演伟, 等. 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究. 见: 刘东生主编. 黄土. 第四纪. 全球变化(第二集). 北京: 科学出版社, 1990. 1~26.
- 94 Yu G, Harrison S P. An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 y BP using lake status data. *Climatic Dynamics*, 1996, 12: 723–735.
- 95 Qin B, Yu G. Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia. *Global and Planetary Change*, 1998, 18: 59–72.
- 96 任国玉. 中国东北全新世干湿状况的演变. *地质论评*, 1999, 45 (3): 254~264.
- 97 Ren G, Zhang L. A preliminary mapped summary of Holocene pollen data for Northeast China. *Quaternary Science Review*, 1998, 17: 669–688.
- 98 Anderson P M, Bartlein P J, Brubaker L B. Late Quaternary history of tundra vegetation in northwestern Alaska. *Quaternary Research*, 1994, 41: 306–315.
- 99 Texier D, de Noblet N, Harrison S P. Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for

- northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dynamics*, 1997, 13: 865–882.
- 100 Prentice C, Guiot J, Huntley B, et al. Reconstructing Biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 185–194.
- 101 Tarasov P E, Webb III T, Andreev A A, et al. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the former Soviet Union and Mongolia. *Journal of Biogeography*, 1998, 25: 1029–1053.
- 102 Jolly D, Prentice C I, Bonneville R, et al. Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian Peninsula at 0 and 6 ka. *Journal of Biogeography*, 1998, 25: 1007–1027.
- 103 Yu G, Chen X, Ni J, et al. Palaeovegetation of China: a pollen data based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *Journal of Biogeography* (in press), 1999.
- 104 Prentice I C, Harrison S P, Jolly D, Guiot J. The climate and biomes of Europe at 6 000 yr BP: Comparison of model simulations and pollen-based reconstruction. *Quaternary Science Review*, 1998, 17: 659–668.
- 105 Joussaume S, Taylor K E, Braconnot P, et al. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 1998, 25 (19): 3615–3618.
- 106 Hoelzmann P, Jolly D, Harrison S P, et al. Mid-Holocene land surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochemical Cycles*, 1998, 12: 35–51.
- 107 Prentice I C, Webb III T. BIOME 6000: Reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *Journal of Biogeography*, 1998, 25: 997–1005.
- 108 Kutzbach J E, Guetter P J. The sensitivity of monsoon climates to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in: Berger, A. L. et al. (eds). *Milankovitch and climate, Part 2*; D. Reide Publishing Company, 1984, 801–820.
- 109 Foley J, Kutzbach J E, Coe M T, Levis S. Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 1994, 371: 52–54.
- 110 Brostroem A, Coe M, Harrison S P. Land surface feedback and palaeo-monsoons in northern Africa. *Ceophysical Research Letters*, 1998, 25 (19): 3615–3618.
- 111 Pielke R A, Avissar R, Raupach M, et al. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biology*, 1998, 4: 461–475.
- 112 Ren G. Decline of the mid-late-Holocene forests in China: climatic or human. *Journal of Quaternary Science* (in press), 1999.

## SOME PROGRESSES AND PROBLEMS IN PALEOCLIMATOLOGY

Ren Guoyu

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

### ABSTRACT

The last years saw a rapid development in paleoclimatology. New characteristic feature has appeared in the research, which is mainly reflected in the close combination between modern climatic dynamics and paleoclimatology. They go ahead hand in hand. Paleoclimatological research enhanced the understanding of climate system, and climate change research helped in the prosperity of paleoclimatology. This paper reviews the major developments of paleoclimatology in the last few years internationally. These progresses could be best seen in: (1) detection and attribution of global climatic change using high resolution paleo-data series; (2) tropical temperature anomalies of the LGM and climate system sensitivity; (3) rapid climate changes in the glacial and post glacial periods and the possibility of future "surprises" in a warming world; and (4) paleo-vegetation reconstruction of specific time slices (e.g. 6000 a.B.P. and 18000 a.B.P.) and the applications in studies of the past bio-geophysical feedback. Some problems relative to the studies of the four aspects are discussed.

**Key Words:** Paleoclimatology; Global change; Climate changes; Progresses of research