

文章编号:1672-9250(2004)01-0042-08

全新世青藏高原东部西南季风的演变

洪冰¹, 林庆华¹, 洪业汤¹, 朱咏焯¹, 王羽¹, 冷雪天²

(1. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 东北师范大学地理系泥炭沼泽研究所, 吉林 长春 130026)

摘要:本研究报道一组新的西南季风代用指标,即泥炭中单一种属植物——木里苔草残体纤维素和泥炭混合植物残体纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列,所记录的青藏高原东部全新世气候变化。两记录表明,该区全新世的下限年龄约11 200 aBP (^{14}C 年龄约9 900 aBP);从约11 200 aBP起该区迅速进入温暖的全新世阶段,季风活动迅速增强;在约10 800~5 500 aBP期间,季风总体保持在强盛状态,但其间有4次突然减弱,气候变干冷;约从5 500 aBP起季风活动在波动中逐渐减弱,其中有4次减弱最明显。所有这8次气候的突然变化都与北大西洋浮冰事件一一对应。这种密切的相关关系表明,西南季风强度的波动可能是对全球变化,特别是对海洋热盐环流引起的地球南北方气候波动的所谓“跷跷板效应”的响应。

关键词:西南季风;泥炭;碳同位素;突然气候变化;海洋热盐环流;全新世

中图分类号:P534.63 **文献标识码:**A

近年来,由于认识到泥炭沉积中的碳、氧、氢等稳定同位素组成与气候变化之间存在密切关系,泥炭的稳定同位素时间序列正作为气候变化代用指标逐渐用于古气候的恢复重建^[1-6],同时一些新的科学问题也不断提出并有待进一步研究解决。例如,泥炭的碳同位素时间序列已用于印度南部低纬度较高海拔的热带气候研究^[2];也已用于我国吉林省金川较高纬度较低海拔寒温带气候的重建^[4];而对青藏高原高寒气候区,虽有人开展过初步研究^[7],但从气候代用指标的类型、解释、 ^{14}C 测年精度及时间分辨率等方面都有待进一步深入工作。第二,青藏高原由于其巨大的高度而产生的热效应变化,使它成为国际公认的全球变化最敏感的区域之一^[8]。近年来通过观测、模拟及气象卫星云图的研究确认,就整个青藏高原而言,水汽主要来源于印度洋,西南季风对整个青藏高原的气候和生态有重要影响^[9,10,11]。正是在西南季风的影响下,沿着水汽输送通道发育了厚度大小不等的高原泥炭沉积^[9,12,13]。因此,能否用泥炭的碳同位素时间序列来恢复重建西南季风的变化历史就成了急待研究的问题。第三,通过冰

川、雪线、湖泊沉积、石器等多种地质、地理和考古学研究,对青藏高原千年尺度的全新世气候变化历史已有了较清楚的了解^[9,14,15],但对百年至千年尺度的气候变化特征,特别是对全新世的下限时间和突然气候变化等问题,仍有待进一步阐明。因此,本研究将以不同于过去泥炭有机质碳同位素^[7]的新的代用指标,即泥炭中单一种属植物——木里苔草的纤维素和泥炭中混合植物纤维素的碳同位素作为代用指标,以泥炭纤维素作 ^{14}C 测年材料,在加速器质谱测年的基础上,建立密集的 ^{14}C 定年框架,获得更高的时间分辨率,以探索青藏高原东部全新世气候变化的历史和驱动机制。

1 研究地点和研究方法

研究地点位于青藏高原东部四川省阿坝藏族羌族自治州红原县城西南约3 km的I号泥炭矿区(32°46′53.0″N,102°30′58.2″E),海拔3 466 m,多年平均气温约1℃,年均降水量约700 mm。该处泥炭为草本泥炭,泥炭中的植物残体主要由木里苔草(*Carex muliensis*)和藏嵩草(*Kobresia tibetica*)构成。由于气候寒冷,大部分时间(除6月—8月外)气候较干燥,泥炭中植物残体保存较好。

在适当地点开挖得一个总厚约4.95 m的连续泥炭沉积剖面(图1)。除顶部27 cm为现代草根层

收稿日期:2004-02-03;修回日期:2004-04-07

基金项目:国家自然科学基金重点基金(40231007,49733130);中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室前沿领域项目基金
第一作者简介:洪冰(1971—),男,E-mail: bhong@public.gz.cn

外,27 至 448 cm 部位为黄褐色与黑褐色交互的草本泥炭层。448 至 495 cm 处发育了一层灰黑色的黏土质泥炭,在它的下部为一层灰白色的黏土和含泥炭有机质的黏土。在此剖面上我们以 1 cm 间距采集泥炭分样,每个泥炭分样厚 1 cm、长约 30 cm、宽约 15 cm。按文献 3 和 4 中所描述的方法,从中提取出泥炭的植物纤维素,即泥炭混合植物纤维素,并测定其 $\delta^{13}\text{C}$ 值。同时,以约 2 cm 的间距,从上述采得的部分泥炭分样本中,经前处理后,在 10×10 倍光学显微镜下,挑选出木里苔草的残体,按同样的方法提取出纤维素,即木里苔草残体纤维素,并测定其 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

根据野外现场对泥炭颜色、组成、质地等变化的观察,我们在剖面上设定了 15 个 ^{14}C 测年控制点(图 1),从前述泥炭混合纤维素样本中,选出相应的 15 个纤维素样本,在日本国立环境研究所的加速器质谱实验室进行 ^{14}C 测年^[16],并利用 Calib 4.3 校正程序^[17]将测得的 ^{14}C 年龄换算成日历年,结果如图 1 所示。通过线性内插,获得红原 I 号泥炭矿剖面的年龄模式。每 1 厘米间距平均相当于约 30 年。本文论述中所使用的年龄均为校正年龄,在括号中特别指明的 ^{14}C 年龄除外。

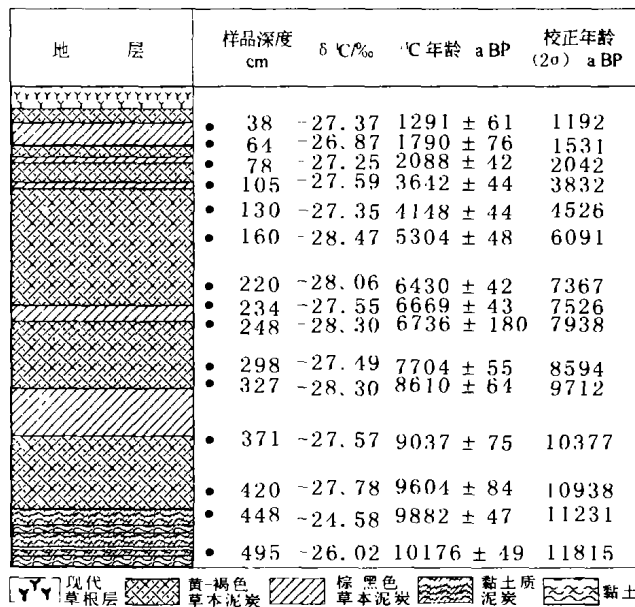


图 1 红原泥炭地层及年龄

Fig. 1. Stratigraphy and age of the Hongyuan peat bog.

与此同时,我们对 I 号泥炭矿区域的现代优势植物进行了采样,共采得木里苔草、藏嵩草等现代植物 12 种。按上述同样的方法分别提取这些植物(包括根、茎、叶)的纤维素,并测定其 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结果列于表 1。

表 1 红原泥炭沼泽现代植物 $\delta^{13}\text{C}$ 测定值

Table 1. $\delta^{13}\text{C}$ values of modern plants of the Hongyuan peat bog

序号	中文名称	拉丁名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	标准偏差(‰)
1	花葶驴蹄草	<i>Caltha scaposa</i>	-23.666	0.02
2	木里苔草	<i>Carex muliensis</i>	-27.093	0.005
3	发草	<i>Deschampsia caespitosa</i>	-25.401	0.013
4	矮泽芹	<i>Chamaesium paradoxum</i>	-24.727	0.007
5	乌拉苔草	<i>Carex meyeriana</i>	-25.668	0.008
6	葱状灯心草	<i>Juncus concinnus</i>	-26.047	0.035
7	藏嵩草	<i>Kobresia tibetica</i>	-27.919	0.006
8	细叶毛茛	<i>Ranunculus reptans</i>	-25.339	0.025
9	华扁穗草	<i>Blysmua sinocompressus</i>	-26.638	0.008
10	翻白菱陵菜	<i>Potentilla enserina</i>	-26.104	0.004
11	小唐松草	<i>Thalictrum alpinum</i>	-25.601	0.008
12	条叶垂头菊	<i>Cremanthodium Lineare</i>	-25.482	0.012

2 泥炭植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 与气候变化

研究表明,具有不同光合作途径的植物具有不同的碳同位素组成。C3 植物(其光合作用的初级

产物是含 3 个碳原子的磷酸甘油酸)的碳同位素组成变化最大,所报道的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大部分在 -28‰ 至 -26‰ ,但其最低范围值可达 -30‰ ,而最高范围值达 -20‰ ;C4 植物(其光合作用的初级产物是含 4

个碳原子的草酸、苹果酸和天冬氨酸)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值通常在 -16% 至 -9% ;CAM植物(其光合作途径先是利用类似C4植物的途径,然后又利用类似C3植物的途径)所报道的碳同位素组成,大部分在 -20% 至 -10% ^[18~21]。因此,C3植物的碳同位素组成明显不同于C4植物和CAM植物的碳同位素组成。而由表1可见,红原泥炭地现代优势植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变动在 -23.67% 至 -27.92% 范围,即都落在C3类型植物的碳同位素组成范围值内。同时由图2b可见,在时间延续约12000年的红原全剖面中,泥炭植物纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围为 -24.35% 至 -29.30% ,因而可以认为,在过去12000年中该区的优势植物都是C3类型植物,红原泥炭可看成是由C3类型植物的残体所组成。

许多因素影响C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,并可用一个经验化的公式来加以描述^[21]。其中气候因素对C3植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响被认为是主要的。空气湿度的大小调节着植物叶片气孔的开合,从而影响着植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。空气的相对湿度愈大,C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值愈小,反之亦然^[18,21]。近来的实验研究证明,温度也对C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有影响。在固定的相对湿度条件下,温度升高将引起C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变小,反之也一样^[22]。这些研究表明,相对湿度的增大,或温度的升高,或气候愈温暖,都可引起C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变小;而相对湿度的减小,或温度降低,或气候愈干冷,都可引起C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大。

这些实验和理论成果为把红原泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 值用作气候变化的代用指标奠定了基础。因为如前所述,位于青藏高原东部的红原地区最重要的气候特征之一就是受西南季风的影响。夏季强的西南季风将使该区处于它所带来的湿润而温暖的气流影响之下,使该区全年降雨量的约80%集中在6至8月^[9],并使该区C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小;相反,在弱的西南季风活动时期,该区气候相对变干冷,将使C3植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大。因此,提取泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化信息,将可用于重建古西南季风的的活动历史。

3 青藏高原东部全新世的下限及气候阶段划分

全新世作为一个重要的气候历史阶段已被古气候学界普遍认同,但它的起始时间和百年至千年尺度的气候阶段划分,在不同地区仍有不同结果,这似

乎与所用的代用记录的敏感性和时间分辨率等因素有关。我们的泥炭记录表明(图2a, b),在约11800~11200 aBP(^{14}C 年龄约10176~9882 aBP)期间,不论木里苔草纤维素还是泥炭混合纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录都处于最高值,表明当时红原地区很干很冷,印度洋夏季风可能很弱。这种恶劣的气候状况限制了植物的生长,影响了泥炭的发育,致使在红原剖面的相应层位上,只发育了一层植物残体很少的灰黑色黏土质泥炭层(图1),而在它的下部更出现一层不是泥炭的灰白色黏土层。这一套灰黑色黏土质泥炭、灰白色黏土层及其下的含有机质的黏土层可能是在总体很干很冷的气候背景下的产物,反映了气候的波动变化。因此,尽管我们的红原剖面底部年龄只记录到11815 aBP(^{14}C 年龄约10176 aBP),但不论从这些沉积学证据还是同位素气候证据都表明,11815~11200 aBP(^{14}C 年龄约10176~9882 aBP)这段时期应属于新仙女木变冷期,或新仙女木晚期。由于我们的结果与中国-德国合作在中国南海的17940钻孔上用AMS测年得到的高分辨率氧同位素记录上所辨识出的新仙女木冷事件发生时期(^{14}C 年龄约11280~9870 aBP)很好吻合^[23],也与北美大湖区沉积物柱上用AMS测年得到的高分辨率多种代用记录(花粉、植物化石、腹足类动物化石、元素和稳定同位素)上所辨识出的新仙女木冷事件发生时期(^{14}C 年龄约10920~10000 aBP)很好吻合^[24],我们认为,在青藏高原东部及其近邻海域,把约11200 aBP(^{14}C 年龄约9900 aBP)作为新仙女木事件结束,或全新世的下限可能是合适的。

据此,根据我们的泥炭代用记录(图2a, b),可把随后的全新世西南季风变化分为三个大的阶段。在约11200~10800 aBP期间,两个泥炭代用记录都显示 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速而持续地减小,在约400年期间, $\delta^{13}\text{C}$ 值减小4%~5%,表明经由新仙女木干冷事件后,红原地区气候重新迅速变湿变暖。大约在同一时期,青海湖的水位也持续升高^[25],青藏高原西部松西错湖泊沉积记录也指示气候迅速转湿转暖^[26]。因此,青藏高原全新世的早期阶段是以西南季风活动的迅速、持续的增强为特征。这种气候变化的突然性非常值得注意。

在约10800~5500 aBP期间,两个泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 代用记录总的来说都保持在约 -28% 的低水平,指示

中全新世阶段红原地区气候湿润而温暖,西南季风总的来说很强盛。这一时期对应于所谓全球大暖期,尽管在东亚大陆上不同代用记录和考古资料所指示的大暖期起止时间稍有不同^[27]。值得强调的是,我们的泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 代用记录清楚表明,这一阶段全新世西南季风有两个重要特征。其一是,在此大暖期中它还有突然的波动变化。木里苔草 $\delta^{13}\text{C}$ 代用记录(图 2b)完整地记录到了 4 次气候突然变干变冷,印度西南季风突然减弱,它们分别对应于北大

西洋 4 次浮冰事件(图 2c 中浮冰事件 7—4)^[28,29]。其中,对浮冰事件 6 和 4,泥炭混合植物纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的响应不明显(图 2a)。但对浮冰事件 7 和 5 这两次全球大范围存在并得到仔细研究的降温事件^[30],两个泥炭同位素记录都表明红原地区气候变干变冷,西南季风减弱。其二是,在此气候阶段,尽管有 4 次气候波动,但每次变干变冷,季风减弱之后,总又能迅速恢复到原来湿润温暖的状况,恢复到强的季风活动水平,这和其后的晚全新世阶段完全不同。

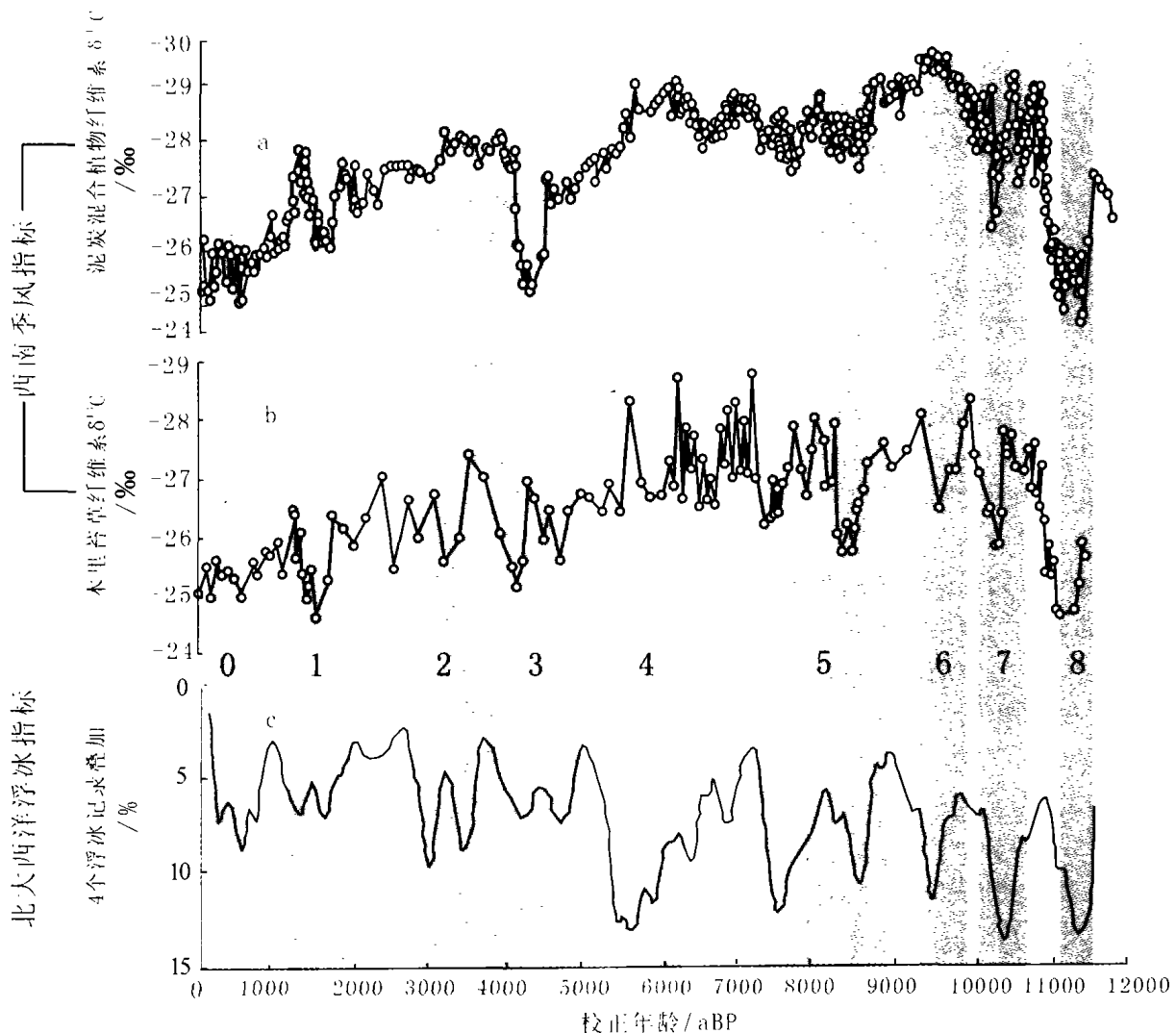


图 2 全新世西南季风的红原泥炭代用记录与北大西洋浮冰记录的比较

- a. 红原泥炭混合纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列; b. 红原泥炭木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列;
c. 北大西洋 MC52-V29191 和 MC21-GG22 钻孔的 4 个浮冰记录的叠加^[30]

Fig. 2. Comparison between the peat proxy records of the Indian Ocean summer monsoon and the drift ice records in the North Atlantic Ocean.

图 2 中的两个泥炭代用记录表明,从约 5 500 aBP 起红原地区气候进入一个新的阶段,即晚全新世阶段。这个阶段是以一次强的变干变冷,西南季风的明显衰弱为开端。该事件发生在约 4 500 aBP 前后,对应于北大西洋浮冰事件 3,几乎在整个非洲

—亚洲季风区都记录到这次干旱降温事件。它不仅导致非洲大部分湖泊水位严重下降^[32];非洲与撒哈拉地区植被严重退化,降尘强烈,并最终出现沙漠化^[33];西亚的美索不达米亚地区发生持续严重的干旱,导致当地的 Akkadian 王国崩溃^[34];印度河谷文

明的衰落^[35]；而且在东亚大陆的许多地区也记录到气候的明显变干和变冷^[3-6,36]。特别是,图2表明,经过这次强的干冷事件后,西南季风的强度虽然也迅速恢复增强,但却再也没有恢复到之前的中全新世水平。在此事件后,泥炭代用记录还记录到3次干冷事件,它们分别对应于北大西洋浮冰事件3-0(图2c)。在这个阶段,每发生一次干冷事件,都使西南季风的强度进一步减弱,因而由泥炭代用指标所指示的晚全新世气候,在千年时间尺度上是以明显的干冷化,或季风强度逐渐减弱为特征。

全新世气候今后的走向是一个非常令人关注的重要科学问题。由图2可见,对应于北大西洋浮冰事件0的时期是“小冰期”,红原泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 记录上也有两个下降点,表明青藏高原东部地区也有“小冰期”的影响。浮冰事件0被看成是北大西洋全新世一系列浮冰事件中最靠近现代的一次变冷事件^[28,29]。从浮冰记录来看,以前每出现一次浮冰事件后,北大西洋的气候总要迅速地自然回升。那么,“小冰期”后北大西洋的气候是否也在走上回升的途中?由于难于获得高分辨率的近代海洋沉积物记录,人们认为对此问题的回答目前仍是不肯定的^[28,37]。相应地,从泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 代用记录看,以前每出现一次西南季风减弱的干冷事件后,季风也总要迅速恢复增强,青藏高原东部地区气候总要迅速重新变湿变暖,尽管不同气候阶段回升的幅度有所不同。从图2a-2b可见,“小冰期”后泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 的减小或气候的变温暖不是很明显,但红原同一剖面泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录则明显增大,指示红原地区在“小冰期”后的气温似乎的确在回升^[6]。这是否是一种百年尺度上持续的现象及其原因机制,仍有待进一步观测研究。

4 全新世西南季风驱动的概念模型

气候模型的研究已证明,在数千年至万年尺度上,低纬度季风是由轨道因素所驱动^[11,38]。但百年至千年尺度上季风的突然变化机制仍不甚清楚。若干假说,例如地球南北冰盖的变化^[39],火山活动^[40],海洋表面温度和盐度变化^[41,42],热带陆地地表状态的变化^[43]等都已提出在讨论。最近,根据北大西洋浮冰记录与大气 ^{14}C 和 ^{10}Be 记录之间显著的相关,结合气候模型研究的进展,Bond等提出,由于全新世期间太阳能量输出的变化,导致地球北部高纬度区域大气变冷,触发北大西洋浮冰增加,而浮冰融化

的淡水又将减弱北大西洋深层水的生成,导致海洋热盐环流减弱,从而把太阳变化的影响通过海洋热盐环流传输到全球^[29]。

我们用非等间距时间序列谱分析方法对红原泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列进行了谱分析^[44],结果表明泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 所指示的西南季风有952,557,475,312,211和77年等一系列周期。其中557年和77年是两个最强的周期(图3)。557年的周期与北大西洋深层水环流的550年的周期很相似^[45],而77年的季风周期与北大西洋76年的气候周期非常吻合^[46]。这些结果进一步表明红原西南季风与北大西洋气候间有很好的相关关系。由于557年和77年的季风周期又都分别类似于530年和80年的太阳活动周期^[47],因此,我们的结果也表明太阳活动可能对季风和北大西洋气候间的联系有影响,可以把我们的这些结果看成是对Bond等人假说的支持。但是,这个假说没有明确回答海洋热盐环流的变化是如何与西南季风强度的变化相连接,即没有回答两者联系的直接机制,而这正是当前对海洋热盐环流作为季风驱动机制的主要质疑点之一^[43],需进一步阐明。

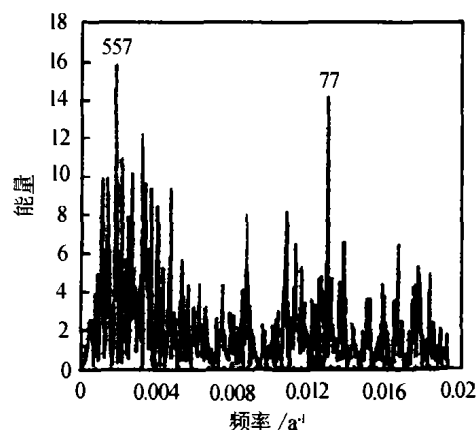


图3 用非等间距时间序列分析法^[44]于红原泥炭纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 序列所得能谱图
注:峰线上的数字为周期(年)

Fig. 3. Power spectrum of the $\delta^{13}\text{C}$ series of peat cellulose from the Hongyuan peat bog by using non-equispaced spectral analysis method.

现在已确认,西南季风是由于大陆与海洋之间的热梯度,即潜热从南亚热带印度洋向青藏高原的传输所引起的。当地球北半部处于夏季时,北部陆地和南部海洋接受不同强度的太阳辐射,结果产生不同的感热水平。南亚热带印度洋上空为冷高压,而青藏高原区域为热低压,这种温度和湿度的梯度

效应驱使潜热发生跨赤道传输,形成从南亚热带印度洋分别经阿拉伯海和孟加拉湾吹向青藏高原的西南季风^[11,48]。

我们考虑,如果这种能量平衡模式发生重组,海洋表面温度发生变化,那么西南季风的强度也将随之发生变化。现在已有大量资料表明,海洋热盐环流的直接影响就是重组地球表面的能量分配^[49,50]。当强的热盐环流把地球南部包括南亚热带印度洋区域的热量跨越赤道输送到北大西洋时,将使北大西洋变暖而使南亚热带印度洋等南部海洋表面温度变冷^[50]。我们推测,一个同时发生的重要现象将是增强南亚热带印度洋上空的冷高压,从而有可能增强南亚热带印度洋与青藏高原间的梯度效应,使西南季风增强。即当北大西洋区域变暖时,西南季风增强。相反,如果跨赤道的海洋热盐环流减弱,输送往

北大西洋的热量减少,将使北大西洋变冷而南亚热带印度洋等南部海洋表面温度变暖^[50]。我们推测,这将削弱南亚热带印度洋上空的冷高压,从而削弱南亚热带印度洋与青藏高原间的梯度效应,导致在北大西洋变冷的同时西南季风减弱。

这个概念模型似乎较好地解释了百年至千年尺度上西南季风强度变化与北大西洋气候变化间的相关关系。如果这个概念模型是正确的,将表明西南季风强度的变化是对全球变化,特别是对海洋热盐环流引起的地球南北方气候的波动变化,即所谓“跷跷板效应”^[50]的响应。西南季风和北大西洋气候都是和海洋热盐环流相关联的两个同步变化的子气候系统。为检验此概念模型,需要进一步开展大量的工作,包括气候模型的模拟研究,以及青藏高原、南亚热带印度洋、北大西洋区域的同步气候观测等。

参 考 文 献

- [1] Brenninkmeijer C A M, Van Geel B, Mook W G. Variations in the D/H and ¹⁸O/¹⁶O ratios in cellulose extracted from a peat bog cove[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 61: 283~290.
- [2] Sukumar R, Ramesh R, Pant R K, et al. $\delta^{13}\text{C}$ record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India[J]. *Nature*, 1993, 364: 703~706.
- [3] Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, et al. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time series of Chinese peat cellulose[J]. *The Holocene*, 2000, 10(1): 1~7.
- [4] Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, et al. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}\text{C}$ time series from peat cellulose[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185: 111~119.
- [5] 洪业汤,姜洪波,陶发祥,等.近 5 ka 温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. *中国科学(D辑)*, 1997, 27(6): 525~530.
- [6] 徐海,洪业汤,林庆华,等.红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6 ka 温度变化[J]. *科学通报*, 2002, 47(15): 1 181~1 186.
- [7] 王富葆,阎革,林本海.若尔盖高原泥炭¹³C 的初步研究[J]. *科学通报*, 1993, 38(1): 65~67.
- [8] Sahagian D, Schellnhuber J. GAIM in 2002 and beyond: a benchmark in the continuing evolution of global change research[J]. *Global Change News Letter*, 2002, 50: 7~10.
- [9] 孙鸿烈.青藏高原的形成演化[M].上海:上海科学技术出版社,1996.
- [10] 杨逸畴,高登义,李渤生.雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探[J]. *中国科学(B辑)*, 1987, 8: 893~902.
- [11] Clemens S, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon[J]. *Nature*, 1991, 353: 20~25.
- [12] 郑度.青藏高原对中国西部自然环境地域分异的效应[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 484~489.
- [13] 郑度,王秀红,申元村.青藏高原湿地初探[A].见:陈宜瑜. *中国湿地研究*[M]. 长春:吉林科学技术出版社, 1995, 236~240.
- [14] 李吉均.中国西北晚更新世以来的环境演化模式[J]. *第四纪研究*, 1990, 3: 197~204.
- [15] 李柄元,王富葆,杨逸畴,等.试论西藏全新世古地理的演变[J]. *地理研究*, 1982, 1(4): 26~35.
- [16] Hiroshi Kume, Yasuyuki Shibata, Atsushi Tanaka, et al. The AMS facility at the National Institute for Environmental Studies (NIES), Japan[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 1997, B 123: 31~33.
- [17] Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. Radiocarbon calibration program rev 4. 3[J]. *Radiocarbon*, 1998 a, 40: 1 041~1 083.

- [18] Schleser G H. Parameters determining carbon isotope ratios in plants[A]. In: Frenzel B, Stauffer B, Weiss M M. *Paläoklimaforschung* 15. Strasbourg, 1995. 71~96.
- [19] Osmond C B, Winter K, Ziegler H. Functional significance of different pathways of CO₂ fixation in photosynthesis[A]. In: Lange O L, Nobel P S, Osmond C B, Ziegler H. *Physiological Plant Ecology II*[M]. Berlin: Springer, 1982. 481~499.
- [20] Sternberg L O, DeNiro M J, Johnson H B. Isotope ratios of cellulose from plants having different photosynthetic pathways[J]. *Plant Physiology*, 1984, 74: 557~561.
- [21] Francey R J, Farquhar G D. An explanation of ¹³C/¹²C variations in tree rings[J]. *Nature*, 1982, 297: 28~31.
- [22] Edwards T W D, Graf W, Trumborn P, et al. δ¹³C response surface resolves humidity and temperature signals in trees [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64: 161~167.
- [23] 赵泉红,汪品先.南海第四纪古海洋学研究进展[J].第四纪研究,1999,6:481~501.
- [24] Zicheng Yu. Ecosystem response to Lateglacial and early Holocene climate oscillations in the Great Lakes region of North America[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 17~18, 1723~1747.
- [25] Lister G S, Kelts K, Chen K Z, et al. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1991, 84: 141~162.
- [26] Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13 000-year climate record from western Tibet[J]. *Nature*, 1991, 353: 742~745.
- [27] 施雅风,孔昭宸,王苏民,等.中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J].中国科学, B辑,1992,(12):1300~1308.
- [28] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A Pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278: 1257~1266.
- [29] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene[J]. *Science*, 2001, 294: 2130~2136.
- [30] Alley R B. Ice-core evidence of abrupt climate changes[J]. *PNAS*, 2000, 97: 1331~1334.
- [31] Barber D C, Dyke A, Hillaire-Marcel C, et al. Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes[J]. *Nature*, 1999, 400: 344~348.
- [32] Talbot M R, Delibrias G. A new late Pleistocene-Holocene water-level curve for lake Bosumtwi, Ghana[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 47: 336~344.
- [33] Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, et al. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26: 2037~2040.
- [34] Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization[J]. *Science*, 1993, 261: 995~1004.
- [35] Overpeck J, Webb R. Nonglacial rapid climate events: Past and future[J]. *PNAS*, 2000, 97: 1335~1338.
- [36] 吴文祥,刘东生.4000 aBP 前后降温事件与中华文明的诞生[J].第四纪研究,2001,21(5):443~451.
- [37] Keigwen L D, Boyle E A. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation[J]. *PNAS*, 2000, 97: 1343~1346.
- [38] Kutzbach J E, Street-Perrott F A. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP[J]. *Nature*, 1985, 317: 130~134.
- [39] Kerr R A. How Ice Age climate got the shakes[J]. *New Scientist*, 1993, 260: 890~892.
- [40] Bryson R A. Modelling the Northwest India monsoon for the last 40 000 years[J]. *Climate Dynamics*, 1989, (3): 169~177.
- [41] Street-Perrott F A, Perrott R A. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation [J]. *Nature*, 1990, 343: 607~612.
- [42] Duplessy J C, Labeyrie L, Arnold M, et al. Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation[J]. *Nature*, 1992, 358: 485~488.
- [43] Gasse F, Van Campo E. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126: 435~456.
- [44] Scargle J D. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *Astrophys*, 1982, J263: 835~853.

- [45] Chapman M R, Shackleton N J. Evidence of 550-year and 1 000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene[J]. *The Holocene*, 2000, (10): 287~291.
- [46] Schlesinger M E, Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65—70 years[J]. *Nature*, 1994, 367: 723~726.
- [47] 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.
- [48] Webster P J. The Elementary Monsoon[M]. New York: Wiley, 1987, 3~32.
- [49] Broecker W S, Denton G H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53: 2 465~2 501.
- [50] Stocker T F. The seesaw effect[J]. *Science*, 1998, 282: 61~62.

EVOLUTION OF SOUTHWEST MONSOON IN THE EASTERN PART OF QINGHAI-TIBET PLATEAU DURING HOLOCENE

HONG Bing¹, LIN Qing-hua¹, HONG Ye-tang¹, ZHU Yong-xuan¹, WANG Yu¹, LENG Xue-tian²

(1. State Key Lab. of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Peat Bog Institute, Department of Geography, Northeast Normal University, Changchun 130026, China)

Abstract

The $\delta^{13}\text{C}$ time series of the mono-species plant, *Carex muliensis* cellulose and mixed plant cellulose, selected from the Hongyuan peat bog has been considered as a sensitive proxy indicator for the strength of Indian Ocean summer monsoon. It is clearly shown that the lower age limit of Holocene of this region is 11200aB. P. (^{14}C age 9900 a B. P.). The monsoon activity became strong from 11200 a B. P. and the climate of this region became humid and warm. There are 8 abrupt variation events of the monsoon, strongly corresponding to the 8 ice-rafted debris events occurring in the North Atlantic Ocean during the same period. Evidence from this project indicates that teleconnection between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate is present not only in the last glacial period, but also in the Holocene, which may be linked to abrupt reorganization of the ocean thermohaline circulation, changing temperature and moisture gradient over southern subtropical Indian Ocean.

Key words: Indian Ocean summer monsoon; peat; C isotope; abrupt climate change event; thermohaline circulation; Holocene