

哈尼泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的过去 14000 年温度演变

洪冰^{①②}, 刘丛强^{①*}, 林庆华^①, Yasuyuki Shibata^③, 冷雪天^④, 王羽^①, 朱泳煊^①, 洪业汤^①

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, 贵阳 550002;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ Environmental Chemistry Division, National Institute for Environmental Studies, Onogawa 16-2, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan;

④ 东北师范大学城市与环境科学学院, 长春 130024

* 联系人, E-mail: liucongqiang@vip.skleg.cn

收稿日期: 2008-10-09; 接受日期: 2009-01-15

国家自然科学基金项目(批准号: 40573004, 40673069 和 40231007)资助

摘要 在末次冰消期至全新世期间, 格陵兰冰芯 (GISP2) $\delta^{18}\text{O}$ 记录和北大西洋浮冰记录显示了一系列百年至千年尺度的突然变冷事件. 但是这种反复出现的气温变冷模式在环大西洋以外区域, 特别是在东亚区域是否也同时存在, 还较少直接从温度代用记录方面进行系统研究. 为此, 从中国吉林省的哈尼泥炭中, 提取了一个约 14000 年的泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 温度代用记录. 对比表明, 哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 温度记录几乎全部重现了由 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 和浮冰记录所指示的突然的气温变冷事件, 例如 Older Dryas, Inter-Allerød, Younger Dryas, 以及 9 次浮冰事件, 证明这种反复出现的气温变冷模式不仅出现在高纬度的北大西洋区域, 同时也出现在中纬度的西北太平洋区域. 此外, 进一步论述了全新世的开始时间, 大暖期、“8.2 ka”事件、“4.2 ka”事件、中世纪温暖期和小冰期等特征气候变化事件. 同时根据泥炭沼泽生态环境的特征, 还论述了哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 对地表温度敏感响应及泥炭纤维素 ^{14}C 年龄准确性的原因.

关键词

全新世
突然气候变化
泥炭
大暖期
“8.2 ka”事件
“4.2 ka”事件
中世纪温暖期
小冰期

突然气候变化的研究有两方面问题引起学术界密切关注, 即它在地球上的分布以及对区域社会经济发展的影响. 人们特别注意那些在地球不同区域中出现的大范围的突然气候异常现象, 努力探索这些现象之间, 以及它们与一些全球性气候驱动因素之间的遥相关系, 以图深入了解全球气候变化的机理, 为评价现今面临的气候变化和预测未来气候变化的发展趋势提供基础. 末次冰消期至全新世期间发生的突然温度下降事件就是这方面一个引起普遍关注的问题. 自 20 世纪 60 年代以来, 美国和西欧对

格陵兰冰盖和北大西洋进行着长期研究, 通过两个格陵兰冰盖研究计划, 特别是通过第二个格陵兰冰盖计划(GISP2)的冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 发现, 末次冰消期的温度变化是不稳定的, 有一系列的突然变冷事件, 如 Older Dryas, Inter-Allerød, Younger Dryas等; 然而对全新世, GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录却显示出某种相对的稳定性, 尽管它清楚地记录到在距今约 8.2 ka 时有一次急速的温度下降事件^[1]. 相反, 北大西洋浮冰记录清楚地显示出, 在全新世期间有 9 次大气和海洋的突然变冷, 出现 9 次浮冰事件(ice-rafted debris event, 简称为

IRD事件);然而对末次冰消期,浮冰记录提供的信息却远不及GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录明细^[2,3].因此,由这两个气候代用记录所分别记录到的这一长时期中的突然温度异常,是否反映了一种普遍规律?这种反复出现的温度异常模式是否也同时存在于环大西洋以外区域,特别是东亚区域?这些问题迫切需要回答.因为在东亚区域既往的研究中,虽然从降雨等代用记录上发现过与上述某些温度异常遥相关的降雨异常现象^[4-7],一些温度代用记录也曾报道,上述温度异常事件中的某一个或某几个曾在东亚区域有出现,但是,还缺少根据一种较敏感的温度代用记录,对这种反复出现的温度异常现象进行系统的对比研究.

本文将从一个时间跨度约 14000 年的哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列中,提取地表温度变化的信息,重建末次冰消期至全新世期间西北太平洋区域地表温度演变的历史,通过与GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 、北大西洋浮冰等记录以及历史资料的对比,深入认识该区温度演变过程及其与高北纬度温度变化的遥相关系,揭示末次冰消期至全新世地表温度演变的基本特征,为深入认识当今气候变化提供历史背景.

1 研究区域概况

哈尼泥炭地位于吉林省柳河县哈尼乡,长白山高峰的西麓,龙岗山脉中部,42°13'N, 126°31'E,海拔高度约 900 m (图 1).区域地貌为玄武熔岩台地及小起伏侵蚀剥蚀的中低山.泥炭地发育在晚更新世南坪期火山喷发物堰塞的哈尼山间低洼谷地上^[8].该区

属温带大陆性季风气候,多年平均温度约 5.5℃,6~8 月平均气温约 20℃,霜期约 250 d,封冻期半年以上(11 月至翌年 4 月).夏季降雨主要受东亚季风带来的水汽影响^[5],夏季湿润多雨,秋季温和凉爽,年平均降雨约 750 mm.

2 材料和方法

用改进的俄罗斯泥炭钻在哈尼泥炭地北部厚层沉积区钻取了一个泥炭柱样,它由连续的草本泥炭组成.除顶部约 0.4 m 的现代草根层外,泥炭柱样长约 8.78 m.以 1 cm 的间距,在现场对柱样进行分割,获得 878 个泥炭分样.同时,对生长在泥炭地上的现代植物进行调查,采集了 18 种常见植物样本.用经我们改进的亚氯酸钠氧化法^[4,9],从现代植物和泥炭植物残体中提取纤维素.

纤维素是植物中含量最丰富的有机物质,它是由右旋葡萄糖分子链接而成的大分子聚合物,按其结构又分为 α 、 β 、 γ 等类型.天然植物中的纤维素都是 α -纤维素, β 等类型纤维素极少.植物纤维素有两个重要特性:其一,结合在纤维素碳链上的氢、碳,及氧原子的同位素组成在植物死亡后的腐烂分解过程中,其同位素组成不再进一步发生明显交换^[10],因而保存了纤维素生成时的气候环境条件信息.其二,伴随着植物的光合作用及纤维素生成,当时大气环境中的放射性 ^{14}C 原子也同时结合到纤维素中,因而保存了纤维素生成的时间信息,即纤维素的 ^{14}C 放射性强度具有直接指向它所保存的气候环境条件生成时间的信息.由于这两方面的特性,使植物纤维素成了一种指示气候变化的、潜在的生物标志化合物.从泥炭植物纤维素中提取古气候信息,有两方面问题应阐明:

(1) 泥炭纤维素氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)与地表温度的关系.正如最近一个研究所论述的^[11],自从 20 世纪 40 年代注意到树木年轮的 $\delta^{18}\text{O}$ 与地表温度的关系之后,一些实验和观测研究了植物吸取土壤水时的氧同位素组成变化情况,发现植物的氧同位素组成没有发生大的分馏,源水的氧同位素组成对植物的氧同位素组成有很强影响^[12,13].因此,植物组织的 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了源水的 $\delta^{18}\text{O}$,因而也间接地反映了该点温度的看法已被认识到有相当长的时间了^[11],这促

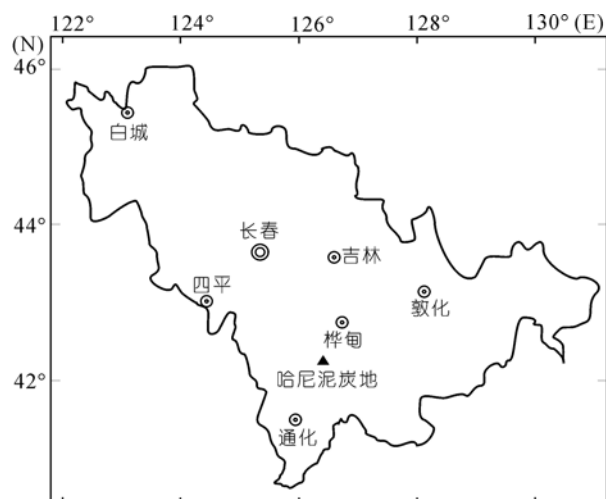


图 1 哈尼泥炭地位置示意图

使Libby等^[14]提出, 树木年轮的 $\delta^{18}\text{O}$ 可用作“同位素温度计(isotope thermometer)”. 植物组织的 $\delta^{18}\text{O}$ 还受相对湿度等其他因素的影响, 并在指示降雨演变历史方面也获得成功应用^[11,15-17]. 近年来人们正试图简化影响 $\delta^{18}\text{O}$ 的过程模型, 努力从植物纤维素的 $\delta^{18}\text{O}$ 去认识与源水 $\delta^{18}\text{O}$ 的定量关系, 以定量重建温度演变^[18].

泥炭因为其特殊的生态环境以及由多种植物组成而明显不同于树轮. 由于发育泥炭的沼泽环境条件, 形成了以莎草科植物为优势植物的沼泽植被^[19]; 加上中国大陆上一些厚层的泥炭沉积往往发育在地质历史上的长期下沉地区(如青藏高原东部的若尔盖、红原泥炭), 或火山口湖(吉林金川泥炭), 或堰塞湖(吉林哈尼泥炭)等较稳定的沉积环境, 因此反映在泥炭剖面上, 植物种类的组成相对稳定. 在金川泥炭的研究中, 特别强调了植物种类组成相对稳定的重要性, 指出剖面上约 80%以上的植物残体由具有相似的水利用模式的维管类莎草科植物组成, 泥炭藓类植物残体所占比例很小^[20]. 哈尼泥炭地在金川泥炭地东南约 15 km, 同属长白山的中低山生物气候区, 泥炭剖面也主要由维管类的莎草科植物组成. 对哈尼泥炭地 18 种常见植物纤维素的 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定结果进一步揭示, 除目前不知原因的一个特殊值外(瓣囊苔草), 其余 17 种植物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都相当接近, 平均值为

20.9‰±0.3‰(表 1). 其中莎草科的踏头棉花莎草(*Eriophorum vaginatum*)和细花苔草(*Carex tenuiflora*)的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 21.4‰±0.0‰, 其余 15 种植物的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 20.5‰±0.0‰. 因此可以近似认为, 如同金川泥炭一样, 哈尼泥炭剖面上不同种类植物相对组成变化的影响是小的, 不同种类植物的 $\delta^{18}\text{O}$ 对相同地表温度的响应大致相同.

泥炭植物纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 对地表温度的敏感响应, 源于其特殊的沼泽生态环境. 哈尼, 金川, 红原等泥炭地都是沼泽环境, 秋冬季地面为雪冰覆盖, 春季有冰雪融化水, 夏季有季风降水, 地面常年过湿或被薄层积水所覆盖. 这种沼泽环境条件不仅使草本植物根系长入地面下较浅, 受深层地下水的影响小, 因而植物的 $\delta^{18}\text{O}$ 对大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 有更紧密的依存关系. 更重要的是, 造就了泥炭沼泽环境必备的、最主要的特征之一, 即常年湿润的小气候, 使贴近沼泽地表面空气的相对湿度较大且相对较稳定^[19,21]. 因此, 泥炭沼泽植物纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要是由植物所利用的源水即大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化所引起, 由于大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与大气温度变化有紧密的相关性^[22-24], 而且它们是来自降雨以及冰雪融水的混合, 因而泥炭沼泽植物纤维素的 $\delta^{18}\text{O}$ 可以定性地作为多年平均温度变化的代用指标.

一些实测结果也支持上述认识. 2002 年 Ménot-

表 1 哈尼泥炭地现代植物的氧同位素组成

样品编号	植物名称	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$, VSMOW	标准偏差/‰
HN1	沼泥炭藓(<i>Sphagnum palustre</i>)	19.89	±0.6
HN2	中位泥炭藓(<i>Sphagnum magellanicum</i>)	20.58	±0.6
HN3	尖叶泥炭藓(<i>Sphagnum acutifolium</i>)	20.53	±0.6
HN4	大金发藓(<i>Polytrichum commune</i>)	21.07	±0.6
HN5	大湿原藓(<i>Calliergonella cuspidata</i>)	20.70	±0.6
HN6	踏头棉花莎草(<i>Eriophorum vaginatum</i>)	21.89	±0.6
HN7	瓣囊苔草(<i>Carex schmidtii</i>)	25.41	±0.6
HN8	细花苔草(<i>Carex tenuiflora</i>)	20.97	±0.6
HN9	芦苇(<i>Phragmites communis</i>)	21.56	±0.6
HN10	宽叶香蒲(<i>Typha latifolia</i>)	20.83	±0.6
HN11	水木贼(<i>Equisetum heleocharis</i>)	20.53	±0.6
HN12	东北沼萎陵菜(<i>Comarum palustre</i>)	21.80	±0.6
HN13	黄花落叶松(<i>Larix olgensis</i>)	20.16	±0.6
HN14	油桦(<i>Betula ovalifolia</i>)	19.40	±0.6
HN15	笃斯越桔(<i>Vaccinium uliginosum</i>)	20.16	±0.6
HN16	细叶杜香(<i>Ledum palustre</i> var. <i>dilatatum</i>)	20.83	±0.6
HN17	宽叶杜香(<i>Ledum palustre</i> var. <i>angustum</i>)	20.78	±0.6
HN18	甸杜(<i>Chamaedaphne calyculata</i>)	19.83	±0.6

Combes等^[25]发表了对瑞士 13 个泥炭地的研究结果, 指出这些沼泽地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 有密切相关性; 泥炭地植物光合作用过程利用的水反映了年平均降水的同位素组成; 对大多数泥炭植物来说, 特别是对踏头棉花莎草(*Eriophorum vaginatum*)和藓类的*Sphagnum capillifolium*, 控制其纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的主要环境因素是大气降水的氧同位素组成; 强调了泥炭地植物特定种属对重建古气候的重要性。

(2) 泥炭沉积剖面上纤维素 ^{14}C 年龄的含义. 植物根系通常向下生长的习性可能会引出一个问题, 即剖面上任一点的 ^{14}C 年龄是否会因上部根系的向下穿透而变年轻? 实际情况是, 这种影响是较小的. 原因有三:

其一, 也最重要的是, 如上述, 大量的调查表明, 中国大陆泥炭沼泽的主要优势植物是莎草科的苔草属、棉花莎草属、莎草属、嵩草属植物^[19]. 在积水环境和相应的气候条件下, 为适应缺氧环境, 这些植物显示出“反常的”生长特性, 其缩短的地下茎是向上分蘖, 生长出新的根, 同时在这些分蘖根上生长出细小的不定根以获得更多的氧气^[19]. 随着植物的逐年生长, 分蘖根是逐渐向上移, 并在地表形成密丛型草丘或“塔头”, 原来的地下茎和分蘖根是构成泥炭难分解有机物质积累的主体^[19]. 密丛型草丘逐渐连片并最

终发育成新的泥炭层(图 2). 泥炭地学家认为, “这一生理生态特征构成了草本泥炭形成的生物学原因”^[19]. 它可能形成了在泥炭剖面中可见到的似细纹状层理结构, 也阐明了在由下至上的泥炭剖面上, 沉积年序由老到新的原理。

其二, 正如研究已指出, “苔草等植物的分蘖根造成密丛型生态特征, 对泥炭形成具有关键意义. 虽然泥炭沼泽中还有相当数量的水生、湿生植物, 但它们都构不成草本泥炭的主体成分, 虽可以在不积累泥炭的潜育沼泽中成为优势种, 但在泥炭沼泽中只能让位于适应缺氧、贫营养和酸性的环境的大量分蘖根聚集的密丛型植物”^[19]. 因此, 由于其他种属植物数量少, 其向下生长的根系带来的影响也很有限. 从整个泥炭剖面看, 这些逐年的、少量向下的根系带来的较年轻 ^{14}C 的影响, 只是叠加在连续的、大量分蘖根形成的 ^{14}C 年龄上的小的系统误差, 应在现今 ^{14}C 测年技术误差的范围内。

其三, 在野外采样以及室内测定泥炭样品的前处理过程中, 对肉眼可见的、根径大于约 1 mm 的残根, 首先都要挑出, 因为它们往往代表一些多年生木本植物的穿透很深的粗根. 这一挑出粗根的程序有效地控制了穿根的影响。

为测定哈尼泥炭纤维素的氧同位素组成, 准确



图 2

泥炭沼泽(若尔盖)中发育的密丛型草丘或“塔头”, 并最终逐渐连片发育成新的泥炭层

称取 200 μg 纤维素样, 装入特制的小银杯中, 真空干燥后, 在连续流质谱(GV Instruments, Thermo Electron Corporation)上测定纤维素的氧同位素组成. 对全部 878 个泥炭分样, 我们随机指定其中偶数的 439 个分样为测定样本. 全部 439 个分样中的每一个分样都同时取两个样进行平行测定. 此外, 我们在测试样本中每隔 5~10 个样中插入一个已知氧同位素组成的国际原子能机构(IAEA)的标准样, 以便对测定结果进行质量监控和校正. 结果表明, 所有平行测定结果的标准偏差皆为 $\pm 0.6\text{‰}$.

为构建哈尼泥炭剖面的 ^{14}C 年龄框架, 我们首先在野外采样现场对采到的泥炭柱样进行了性状描述, 根据新鲜泥炭样本的颜色和质地变化, 将柱样细分

成若干小段, 每小段内泥炭的颜色和质地是相同的, 并近似认为在每小段内泥炭的沉积环境和累积速率是相同的. 据此, 在两小段柱样的交接处, 设立一个 ^{14}C 年龄控制点, 在一些厚度较大的小段柱样内, 另加设一个 ^{14}C 年龄控制点, 据此总共设立了 13 个 ^{14}C 年龄控制点(图 3). 控制点的泥炭纤维素样本在日本筑波国立环境研究所的加速器质谱实验室制成靶并测定其 ^{14}C 强度, 获得表观年龄, 经 CALIB-4.3 程序校正后获得日历年龄^[26], 再通过内插方法获得了哈尼泥炭剖面的 ^{14}C 日历年龄序列. 在获得的 13 个 ^{14}C 年龄数据中(表 2), 上部 7.45 m 的 10 个年龄数据已在哈尼泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 气候代用记录与东亚季风演变的论文中发表^[5].

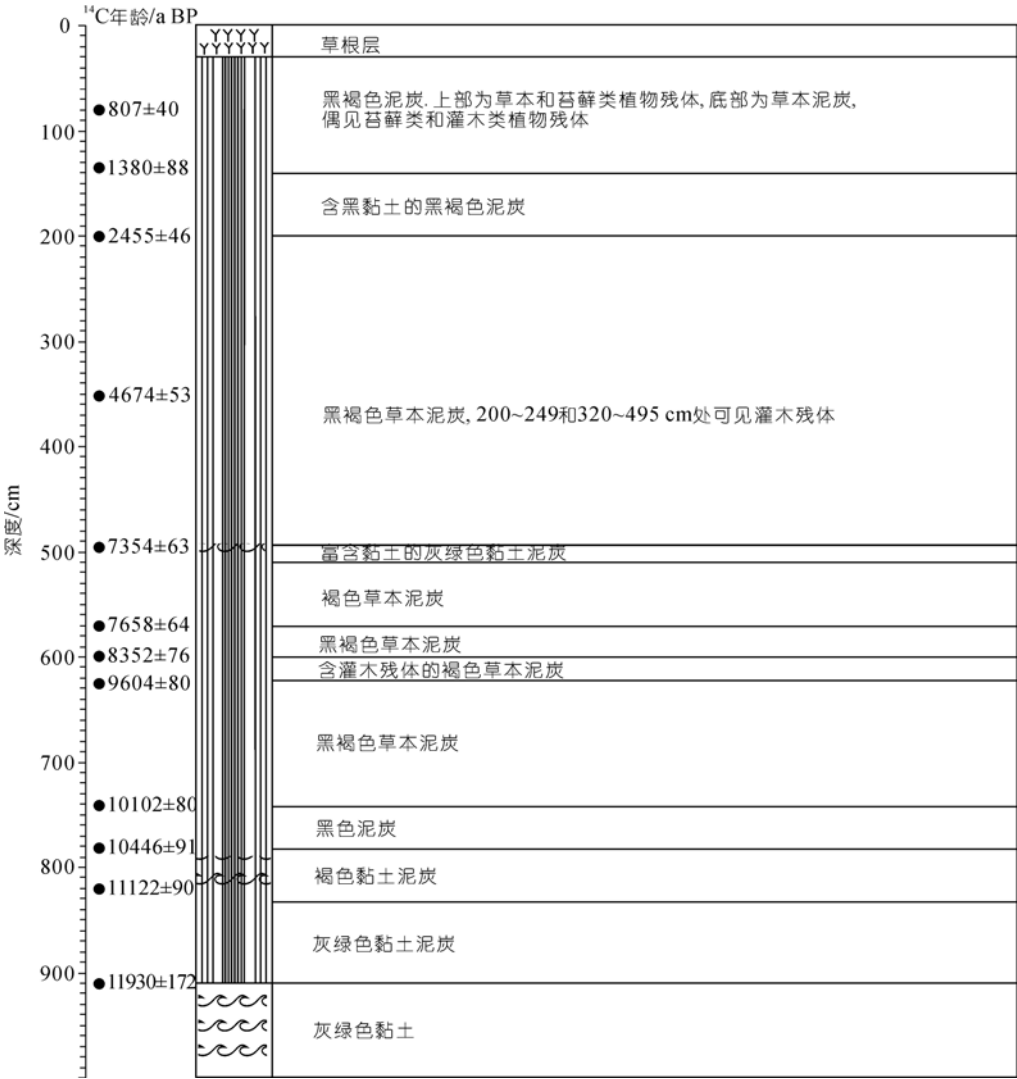


图 3 哈尼泥炭剖面示意图

表 2 哈尼泥炭剖面放射性碳年龄

样品编号	AMS 测样深度/cm	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$, VPDB	AMS ^{14}C 年龄/a BP	校正年龄 1σ /a BP
HA2	80	-26.10	807±40	722
HA3	135	-26.78	1380±88	1292
HA4	200	-25.81	2455±46	2673
HA5	350	-26.22	4674±53	5383
HA6	495	-26.97	7354±63	8171
HA7	570	-27.98	7658±64	8412
HA8	600	-27.02	8352±76	9337
HA9	625	-26.84	9604±80	10745
HA10	740	-27.13	10102±80	11643
HA11	745	-26.94	10399±89	12336
HA12	780	-26.53	10446±91	12356
HA13	820	-26.27	11122±90	13135
HA14	900	-27.43	11930±172	13937

3 结果与讨论

3.1 末次冰消期突然的温度异常

哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列提供了一个从末次冰消期至全新世连续的地表温度代用记录(图 4(b)), 其总体演变趋势与国际上由多个代用记录综合得来的演变趋势相似(Holocene climatic optimum, <http://www.mirrorin.com/wikipedia>). 与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(图 4(a)) 和北大西洋浮冰记录(图 4(c))的对比表明, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录综合性地重现了它们分别记录到的几乎所有的突然温度异常变化. 例如与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录一样, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录揭示了发生在末次冰消期的 3 次变暖和 3 次变冷事件. 首先在约 14.2~14.1 ka BP 期间, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 出现一个大的峰值, 指示一个发生在末次冰消期晚期阶段的变暖事件, 即相当于 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 Bølling 变暖事件(约 14.6~14.1 ka BP)的晚期^[1]. 随后, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 突然减小, 指示 Older Dryas 变冷事件出现. 该事件延续了约 200 a, 比格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录指示的要稍长. 从约 13.9 ka BP 起, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 值突然又增大, 并在约 13.8 ka BP 达到峰值, 指示 Allerød 变暖事件开始. 不论 GISP2 还是哈尼记录都表明, 尽管都是变暖事件, 但 Allerød 时期明显比 Bølling 时期相对偏冷, 这个结论不同于最近根据欧洲和北美石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 温度记录得出的结果, 即认为 Allerød 相对 Bølling 偏暖^[27]. 哈尼和 GISP2 都表明 Allerød 暖期是不稳定的, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 在约 13.5 ka BP 时曾突然减小, 指示 Allerød 暖期曾被一个所谓 Inter-Allerød 冷期打断. 从约 12.9 ka BP 开始, 哈尼和 GISP2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都突然明

显减小, 指示末次冰消期中最著名的变冷事件——Younger Dryas(YD)事件的来临. YD 变冷事件延续了约 300 年后, 在约 12.6 ka BP 时达到最低值, 这也可能是过去 14200 年中的最冷值. 在这之后, 哈尼和 GISP2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都逐渐增加, 在约 12.0 ka BP 时达到一个峰值. 欧洲和北美地区石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 温度记录也显示出类似的结果, 并建议它为一次变暖事件^[27]. 这些结果表明, 在 YD 事件中期, 北半球气候曾经历一次普遍的改善时期. 在这次变暖过程之后, 哈尼和 GISP2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都再次减小, YD 事件在约 11.7 ka BP 结束^[1].

3.2 全新世的开始时间及大暖期

全新世的开始时间至今仍是模糊的, 通常认为全新世阶段开始于一次强的变暖过程. 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明, 继 YD 事件结束, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 突然短暂地增大后, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 再次突然减小; 与此同时, 一次浮冰事件(IRD 8)清楚地出现在北大西洋(图 4(c)); 这个温度突然下降的信号在 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中也明显可见(图 4(a)). 只是在这次变冷事件之后, 愈来愈强的变暖过程才使地球气候脱离末次冰消期气候的影响. 在此之后, 西北太平洋区域虽然仍然发生了一系列的气候变冷事件, 但是这些冷事件基本上都是叠加在一个长期的、相对较暖的趋势上, 明显不同于末次冰消期的突然变冷事件, 它们是叠加在一个长期的、相对较冷的趋势上. 因此, 以 YD 事件之后另一次大范围发生的变冷事件的冷峰极点时间, 约 11.3 ka BP, 作为全新世的开始时间, 可能有利于识别和对比.

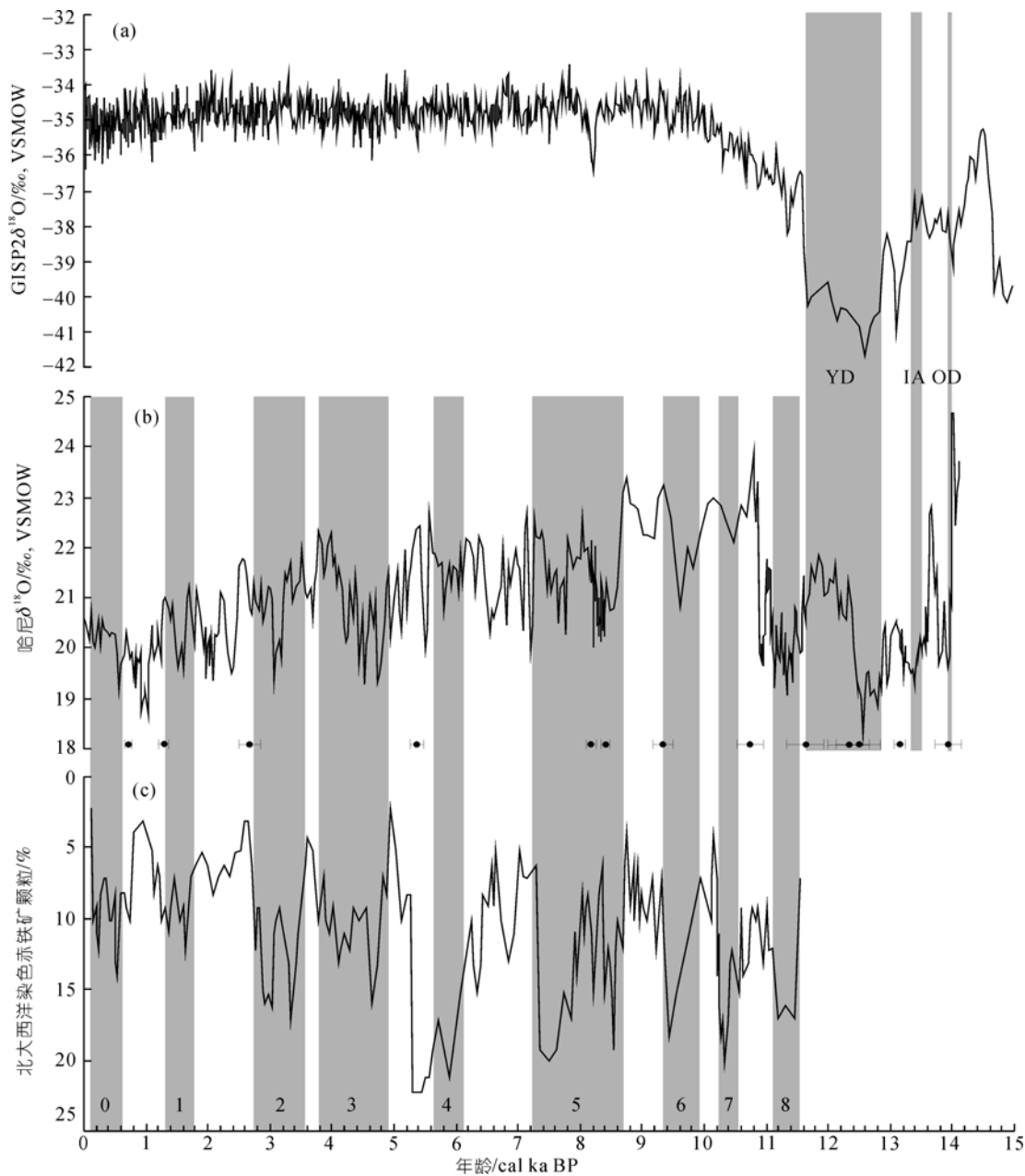


图 4 哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 温度代用记录(b)与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(a)、北大西洋 MC52-VM29-191 钻孔浮冰记录(c)的对比 (a)来自<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/document/gispisot.htm>; (c)来自文献[3]。数字 1~8 指示发生在北大西洋的 8 次 IRD, 数字 0 指示“小冰期”事件[3]。YD, IA 和 OD 分别指示 Younger Dryas 事件、Inter-Allerød 事件和 Older Dryas 事件[1]。灰色条纹覆盖区域为哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 所指示的温度异常与北大西洋冷事件的对比。黑色误差线指示哈尼泥炭剖面 ^{14}C 年龄误差范围(1σ) (表 2)

中国大陆全新世的最暖阶段, 即所谓大暖期, 曾建议一般约 8.5~3.0 ka BP (^{14}C 表观年龄), 但也已同时指出, 不同区域有不同表现[28,29], 例如东北吉林金川泥炭花粉纪录约 10~3 ka BP (^{14}C 表观年龄)[28,30]。以平均值($\delta^{18}\text{O}$ 约 21‰)反映的趋势看, 哈尼记录的大

暖期约为 11~3 ka BP (图 4(b)), 大体与金川花粉纪录反映的气候状况一致。

大暖期虽然反映了某种总体比现今气候要温暖的状况, 但随着代用记录敏感性的提高及研究的深入, 人们更着重研究全新世大暖期及其前后所发生

的百年至千年尺度的突然气候异常事件, 探索它们的起因及对人类生活的影响. 如前述, 哈尼记录表明, 在大暖期乃至整个全新世阶段都叠加有一系列的突然气候变冷事件, 它们与发生在北大西洋的 9 次浮冰事件一一对应, 揭示在间冰期或温暖期中这种反复出现的、突然的气候异常, 是一种大范围的、可能至少是半球性的现象, 表明全新世气候的明显特征是不稳定.

3.3 早全新世突然的温度异常: “8.2 ka”事件

“8.2 ka”事件可能是全新世最著名的温度异常事件, 一方面因为它分布广, 也由于它特殊的发生机制. 观测和模拟研究认为, 在约 8.4 ka BP 时一次灾难性的融冰洪水排入北大西洋, 导致了北大西洋深层水生成的减少, 海洋温盐环流运转过程放慢, 接着在约 8.2 ka BP 时导致北半球温度的突然明显下降^[31,32]. 然而最近, Rohling 和 Pälike^[33]基于对格陵兰冰芯的研究发现, “8.2 ka”事件在 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录上表现为一个窄的急速的变冷峰, 其启动的最早年龄是约 8.3 ka BP (数冰层年龄即相当于校正年龄) (图 4(a)); 他们列举资料指出, 一段时期以来国际杂志上发表的大多数有关所谓“8.2 ka”事件的记录, 都表现为一个宽的异常, 启动时间也大多早于 8.3 ka BP. 因此他们认为, 由融冰洪水触发的急速的“8.2 ka”事件本身, 可能只在地球上小得多的区域内出现, 如可能仅限于北大西洋区域; 而在约 8.3 ka BP 以前就启动的许多宽的异常, 可能与太阳活动的变化有关.

敏感的哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录提供了在西太平洋区域识别急速的“8.2 ka”事件的机会. 图 4(b) 在约 8.3 ka BP 附近显示了一个较宽的 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰. 进一步研究发现, 在约 8.2 ka BP 附近还有一些密集的 $\delta^{18}\text{O}$ 下降点, 指示了一个小的 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰存在. 与指示太阳活动的大气残留 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录^[34] 的对比显示, 在约 8.6~8.2 ka BP 期间, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录上有 3 个 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰, 而在大气残留 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录上有两个上升峰和一个下降峰 (图 5). 在约 8.6~8.48 ka BP 期间的第一个 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰指示了一次较小的、较平缓的温度变冷过程, 它对应于指示太阳活动减弱的第一个 $\Delta^{14}\text{C}$ 上升峰. 发生在约 8.41~8.25 ka BP 期间的第二个 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰指示了一次较大的温度变冷过程, 它对应于第二个较大的

$\Delta^{14}\text{C}$ 上升峰, 指示太阳活动较大的减弱. 因此, 这两个时段内的温度变化可能主要与减弱的太阳活动有关.

值得注意的是在约 8.25~8.19 ka BP 期间, 当第 3 个 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰指示一次明显的温度下降, 其最冷在约 8.22 ka BP 时, $\Delta^{14}\text{C}$ 记录这时却显示了一个清楚的下降峰, 指示当时太阳活动增强. 显然, 这个发生在约 (8.22 ± 0.07) ka BP 突然的变冷 (图 5, 表 2) 与增强的太阳活动不匹配, 但却与急速的“8.2 ka”变冷事件非常一致, 应当考虑为是一次与北大西洋融冰洪水相关的冷事件. 它的较小的幅度可能是增强的太阳活动平衡的结果. 相应地, 在哈尼泥炭剖面约 495~505 cm 深度上, 有一层约 10 cm 厚的灰绿色黏土泥炭层 (图 3), 质地较黏, 有机质较少, 可能与此时期较低的温度及相对弱的东亚季风 (与约 8.4~8.3 ka BP 期间更强的东亚季风比^[5]) 引起的较干的环境有关. 因此, 哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录上在约 8.3 ka BP 附近的那个宽的 $\delta^{18}\text{O}$ 下降峰, 指示了一次温度变冷过程, 它可能确实是两种驱动因素 (减弱的太阳活动及融冰洪水) 复合作用的结果. 上述结果也为西太平洋区域存在急速的“8.2 ka”冷事件提供了古温度记录证据.

3.4 史前时期突然的温度异常: “4.2 ka”事件

发生在新石器时期晚期距今约四千多年的一次气候异常事件是近年来受国内外学术界关注的科学问题, 有的学者称它为“4 ka”事件^[35,36], 有的称为“4.2 ka”事件^[4,37]. 该事件与“8.2 ka”事件有两点不同之处: 一是“8.2 ka”冷事件时, 人类文明还没有出现, 而“4.2 ka”事件则出现在人类文明早期, 它对人类文明的影响已可辨识; 二是发生“4.2 ka”事件时, 北半球冰盖已明显退却, 由融冰洪水导致海洋环流重组并触发“8.2 ka”事件的假说已不适用于“4.2 ka”事件. 有若干研究指出, 约 4.2 ka BP 时至少北半球曾发生大范围的温度下降, 伴随着降温的是亚洲季风的突然变化, 对当时不同地区古文明的发展可能曾带来严重影响^[38]. 例如, 在降温的同时, 印度季风区持续严重的干旱可能与西亚阿卡丁王国的解体, 与希腊和埃及早期古代文明, 以及位于印度河谷的哈拉潘文明的衰落有关^[39-41]; 相反, 在降温的同时东亚季风的突然增强不仅印证了中国远古时代大洪水的传说,

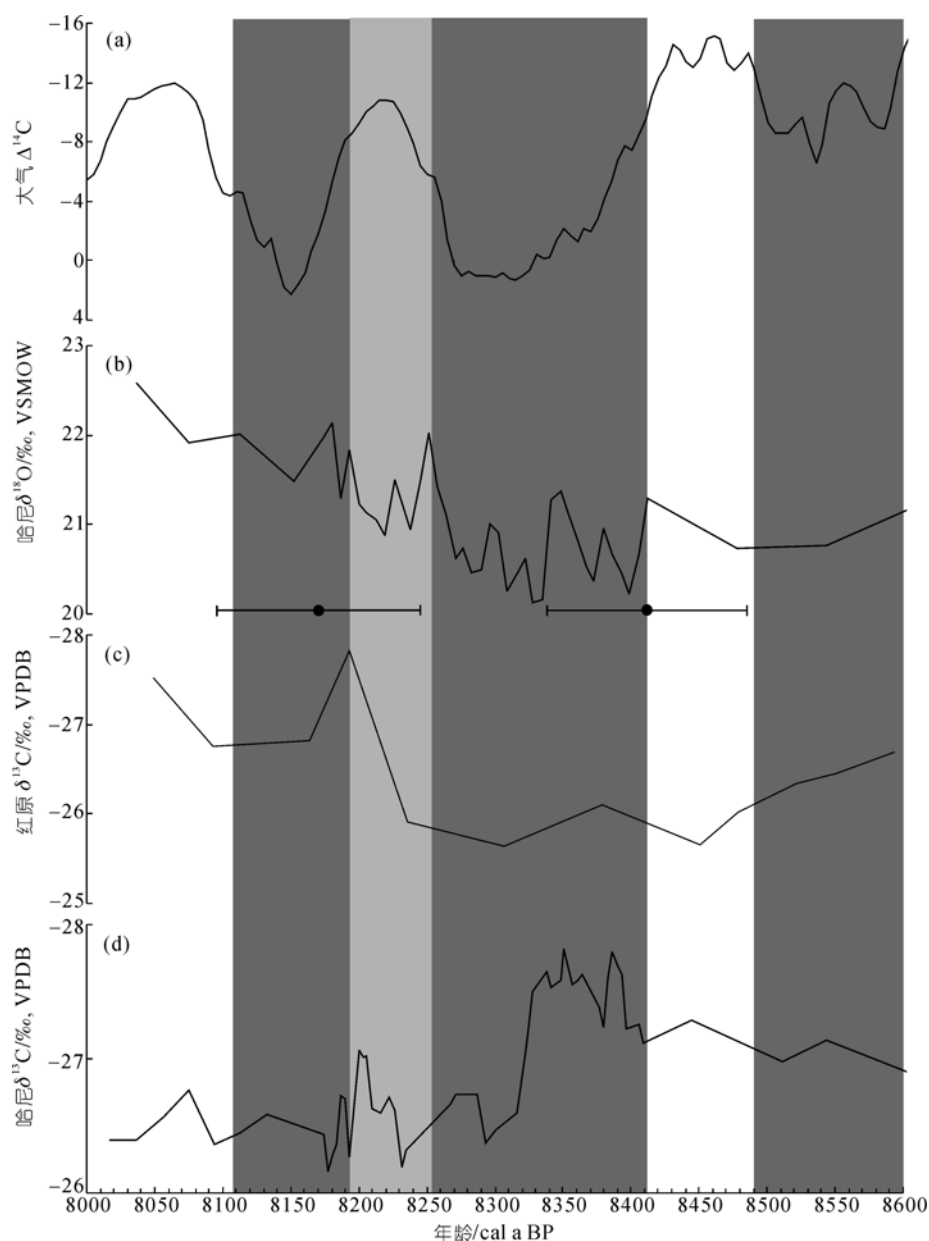


图5 地表温度(b)、印度洋夏季风(c)、东亚夏季风(d)与太阳活动(a)在 8.2 ka 事件时的相互联系

3 条灰色条纹覆盖区域指示太阳活动减弱与温度降低以及印度夏季风减弱和东亚夏季风增强间的关系。浅灰色条纹覆盖区域为太阳活动增强与温度降低间的不对应关系。黑色误差线指示哈尼泥炭剖面 ^{14}C 年龄误差范围(1σ) (表 2)

并可能对中国龙山文化、良渚文化的衰落有重要影响^[5,35,36,42]。由于“4.2 ka”事件可能是人类文明出现后遭遇到的第一次跨越大陆范围的严重的自然灾变事件,显示了突然的气候异常变化(低温、旱灾、洪水等)对人类文明进程的影响,这对今天研究人类对全球变化的适应有特殊意义。

然而“4.2 ka”事件的标志年代迄今还没有确定,

这不仅导致对该事件还没有统一的命名,也妨碍了从不同的代用记录上去识别该事件,及对该事件的广泛对比。现在我们可以提供证据说明,所谓“4.2 ka”事件时的温度异常与“8.2 ka”事件确有明显不同。如由图 4 可见,该事件在北大西洋区域大致相当于 IRD 3 浮冰事件,不论哈尼的 $\delta^{18}\text{O}$ 值还是浮冰的赤铁矿颗粒指标都表现为在数百年,甚至近 1 ka 的长时

期范围内多次的,反复的分别下降和增加,指示两区域气温可能曾在一个长时期(约 3.8~4.8 cal ka BP)范围内多次的,反复的变冷.这种长期的温度异常现象在金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列和敦德冰芯记录中都明显表现为一宽的冷谷^[20,28],中低纬度的印度洋夏季风和东亚夏季风的强度变化也相应地分别在这一长的时间范围内出现异常的减弱和增强^[4,5].这表明当试图从不同代用记录中识别和对比“4.2 ka”事件,及研究它对古文明的影响时,“4.2 ka”事件的较长期性和反复多次性应当予以注意.

3.5 中世纪温暖期及小冰期

在约公元 900~1300 期间,欧洲区域的温度明显较高并被称为中世纪温暖期.由于它是距现代升温期最近的一次明显暖期,且发生在工业革命以前,因而它自然地成了与现代升温比较的对象.它在欧洲以外区域是否也同时存在,是否是一个普遍现象,成为学界普遍关注的问题.

中国学者的研究认为相当于欧洲中世纪温暖期中国大陆区域也明显温暖.例如,对同时期历史上柑桔和苎麻等亚热带喜热植物的调查发现,当时这些作物种植范围的北界出现了向中国大陆北部移动的现象,估计当时的年均温度比现代高约 0.9~1.0℃^[43].近年来基于中国东部历史物候资料的温度重建和模拟^[44],对中国西部树轮气候的研究^[45]等都揭示,当时中国大陆区域温度是明显较暖的.

上述证据是建立在历史记录和较短时间跨度的树轮气候研究基础上,长时间跨度的泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也同样提供了中世纪温暖期在中国大陆存在的证据.在哈尼记录上它表现为在约 1100 a BP 时 $\delta^{18}\text{O}$ 的一个峰值,这个增大的 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值在哈尼西北 15 km 的金川泥炭记录中表现得更明显^[20],这可能与后者发育在一个火山口湖基础上,具有更稳定的沉积环境和更高的泥炭堆积速率有关.重要的是不论哈尼还是金川记录都表明,相当于中世纪温暖期泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示的气温升高都是气候长期自然波动的一部分,与当时太阳活动明显增强有好的对应关

系^[20,46].

与这种气候波动的自然变暖相反的是,继上述温暖期后出现的自然变冷即所谓小冰期.在约 450 及 250 a BP 时哈尼 $\delta^{18}\text{O}$ 记录上显示两个冷峰,其中尤以前一个冷峰最明显,他们指示了该区小冰期气候的两个冷时期,与金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和其他代用记录及历史资料相一致^[20,29,46].

哈尼和金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录都显示,小冰期以后该区温度在波动中又逐渐回升变暖.

以上讨论的气候事件都是学界关注的、倾向于具有全球性的特征气候事件,它们较完整地出现在中国哈尼泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中的事实有助于更全面地认识全球气候变化及区域响应关系.除了这些特征气候事件之外,在哈尼泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中还有若干其他气候变化信息,例如,在约 950 a BP 处小的 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示的突然变冷对应于美洲玛雅文明衰落^[47];约 1500 a BP 的 $\delta^{18}\text{O}$ 冷峰与历史文献记载的中国南北朝温度明显变冷吻合^[48];以及约 2800 a BP 北半球大范围出现的降温现象等^[49],限于篇幅本文不再一一详述.

4 结论

哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列是地表温度敏感的代用指标,它综合性地重现了 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 和北大西洋浮冰等指标所记录的百年至千年尺度的若干特征的气候变化事件,包括 Older Dryas, Inter-Allerød, Younger Dryas, 9 次浮冰事件等变冷事件以及大暖期、中世纪温暖期等变暖现象.

本研究揭示了全球变化研究中的一个重要现象,即证明末次冰消期至全新世反复出现的气温变冷模式不仅出现在高纬度的北大西洋区域,同时也出现在中纬度的西北太平洋区域,这个结果对进一步探索区域气候变化及对全球变化的响应有重要意义.

泥炭发育的沼泽环境及泥炭主要构成植物的生理特性,对泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 代用温度指标有重要影响,它不仅使哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 对百年尺度地表温度变化有敏感响应,也使泥炭纤维素 ^{14}C 年龄具有准确可比性.

致谢 衷心感谢评审人对本文提出的非常有价值的意见和建议.

参考文献

- 1 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16500 years and the role of the Sun, ocean, and volcanoes. *Quat Res*, 1995, 44: 341—354[DOI]
- 2 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A Pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257—1266[DOI]
- 3 Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294: 2130—2136[DOI]
- 4 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 371—380[DOI]
- 5 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Niño. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 231: 337—346[DOI]
- 6 Yuan D X, Chen H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578[DOI]
- 7 Wang Y J, Chen H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and north Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857
- 8 乔石英. 长白山西麓哈尼泥炭沼泽初探. *地理科学*, 1993, 13(3): 279—287
- 9 Green J W. Wood cellulose. In: Whistler R L, ed. *Methods in Carbohydrate Chemistry*. New York: Academic Press, 1963. 3: 9—22
- 10 Yapp C J, Epstein S. Climatic implications of D/H ratios of meteoric water over North America (9500 – 22000 a BP) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 34: 333—350[DOI]
- 11 Barbour M M. Stable oxygen isotope composition of plant tissue: a review. *Funct Plant Biol*, 2007, 34: 83—94[DOI]
- 12 Wershaw R L, Friedman I, Heller S J, et al. Hydrogen isotope fractionation of water passing through tree. In: Hobson G D, ed. *Advances in Organic Geochemistry*. New York: Pergamon Press, 1966. 55—67
- 13 Dawson T E, Ehleringer J R. Streamside trees that do not use stream water. *Nature*, 1991, 350: 335—337[DOI]
- 14 Libby L M, Pandolfi L J. Temperature dependence of isotope ratios in tree rings. *Proc Nat Acad Sci USA*, 1974, 71: 2482—2486[DOI]
- 15 Burk R L, Stuiver M. Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity. *Science*, 1981, 211: 1417—1419[DOI]
- 16 Ramesh R, Bhattacharya S K, Gopalan K. Climatic correlations in the stable isotope records of silver fir (*Abies pindrow*) trees from Kashmir, India. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79: 66—74[DOI]
- 17 Liu W G, Feng X H, Liu Y, et al. $\delta^{18}\text{O}$ values of tree rings as a proxy of monsoon precipitation in arid Northwest China. *Chem Geol*, 2004, 206: 73—80[DOI]
- 18 Anderson W T, Bernasconi S M, Mckenzie J A, et al. Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. *Chem Geol*, 2002, 182: 121—137[DOI]
- 19 白光润, 王升忠, 冷雪天, 等. 草本泥炭形成的生物环境机制. *地理学报*, 1999, 54(3): 247—254
- 20 Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, et al. Response of climate to solar forcing in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time series of Chinese peat cellulose. *Holocene*, 2000, 10: 1—7[DOI]
- 21 殷书柏, 吕宪国. “泥炭气候成因说”的探讨. *地理科学*, 2006, 26(3): 322—327
- 22 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436—468
- 23 Gat J R. The isotopes of oxygen and hydrogen in precipitation. In: Fritz P, Fontes J C, eds. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1980. 21—47
- 24 Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258: 981—985[DOI]
- 25 Ménot-Combes G, Burns S J, Leuenberger M. Variations of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in plants from temperate peat bogs (Switzerland): implications for paleoclimatic studies. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 202: 419—434[DOI]
- 26 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. Radiocarbon calibration program rev 4.3. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041—1083
- 27 Genty D, Blamart D, Ghaleb B, et al. Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}\text{C}$ stalagmite profiles—comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 2118—2142[DOI]
- 28 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新大暖期的气候波动与重要事件. *中国科学 B 辑*, 1992, 22 (12): 1300—1308
- 29 王绍武, 龚道溢. 全新世几个特征时期的中国气温. *自然科学进展*, 2000, 10(4): 325—332
- 30 孙湘君, 袁绍敏. 据花粉资料推断吉林金川地区最近 1 万年的植被演化. 见: 刘东生, 主编, 黄土·第四纪地质·全球变化. 北京: 科学出版社, 1990. 46—57
- 31 Broecker W. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 2003, 300: 1519—1522[DOI]

- 32 Alley R B, Agústsðóttir A M. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1123—1149[DOI]
- 33 Rohling E J, Pälike H. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8200 years ago. *Nature*, 2005, 434: 975—979[DOI]
- 34 Reimer J, Baillie M G L, Bard E, et al. Residual delta ^{14}C around 2000 year moving average of Int Cal04. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1029—1058
- 35 夏正楷, 杨晓燕. 我国北方 4 ka BP 前后异常洪水事件的初步研究. *第四纪研究*, 2003, 23: 667—674
- 36 吴文祥, 刘东生. 4000 a BP 前后东亚季风变迁与中原周围地区新石器文化的衰落. *第四纪研究*, 2004, 24: 278—284
- 37 Staubwasser W, Sirocko F, Grootes P M, et al. Climate change at 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1425—1428[DOI]
- 38 洪冰, 林庆华, 洪业汤. 全新世亚洲季风, ENSO 及高北纬度气候间的关联. *科学通报*, 2006, 51(17): 1977—1984
- 39 Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. The genesis and collapse of third millennial north Mesopotamian civilization. *Science*, 1993, 261: 995—1004[DOI]
- 40 Kutzbach J E. The changing pulse of the monsoon. In: Fein J S, Stephens P L, eds. *Monsoons*. New York: John Wiley & Sons, 1987. 247—269
- 41 de Menocal P B. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science*, 2001, 292: 670—673
- 42 俞伟超. 龙山文化与良渚文化衰变的奥秘. *文物天地*, 1992, 3: 27—28
- 43 Zhang D E. Evidence for the existence of the Medieval Warm Period in China. *Clim Change*, 1994, 26(3): 293—297
- 44 葛全胜, 郑景云, 刘健. 过去 2000 a 中国东部冬半年温度变幅与周期. *气候变化研究*, 2006, 2(3): 108—112
- 45 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
- 46 刘健, Storch H V, 陈星, 等. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较. *科学通报*, 2005, 50(20): 2251—2255
- 47 Hodell D A, Curtis J H, Brenner M. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*, 1995, 375: 391—394[DOI]
- 48 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
- 49 Geel B V, Plicht J V D, Kilian M R, et al. The Sharp rise of $\delta^{14}\text{C}$ ca. 800 cal BC: possible cause, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 1998, 40(1): 535—550