正构烷烃分子化石与孢粉记录的指示意义对比: 以华南地区为例

郑艳红^{*}, 周卫健^{*}, 谢树成^{*}, 于学峰^{*}

西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069;

中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 武汉 430074

^{*} 联系人, E-mail: weijian@loess.llqg.ac.cn

2008-07-22 收稿, 2008-10-21 接受

国家自然科学基金(批准号: 40602004)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB720200)资助项目

摘要 以我国华南地区高分辨率湖相-泥炭交互沉积序列为例, 开展正构烷烃分子化石与孢粉记录的对比研究, 探讨和分析了它们之间的异同性及其可能原因. 结果表明, 分子化石与孢粉不能完全对应起来, 其难以像孢粉一样能鉴别出具有不同生态意义的生物科属, 主要记录原地植被的变化过程, 而孢粉反映的是区域性植被的平均信号. 分子化石在植被种属的明确解释上可能要部分依赖于孢粉, 反过来分子化石也有助于提高孢粉分析中科属种的鉴定能力. 分子化石对细节变化的敏感度要优越于孢粉, 其正构烷烃 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 等指标显著地捕捉到了 H1, B/A, YD 事件, 以及约 9850~9585 和 8590~7920 cal a BP 两次早全新世的干凉事件, 这些事件可与周边地区环境变化格局对应, 响应了区域环境变化和全球气候突变事件. 通过这一实例的对比研究, 说明分子化石与孢粉的相互结合, 可弥补二者之间的不足, 有效验证和提高恢复气候、植被演化的分辨率和准确性.

关键词

华南地区
分子化石与孢粉
正构烷烃
植被与环境
对比

多气候代用指标的相互结合和印证是研究季风气候变化模式和获取突变事件的基础. 近年来, 分子化石已成为过去全球变化研究中极具潜力的气候代用记录之一^[1-6]. 与经典的孢粉一样均为生物体不同组织遗留下来的产物, 故所携带的信息应该不同. 可令人遗憾的是, 在以往的诸多研究中, 多数学者均运用二者之一解释植被及气候变化, 而有关其相互结合的研究并不多^[7,8]. 鉴于此, 本文以我国华南地区江西定南湖相-泥炭序列为研究载体, 在前期研究的基础上^[9], 通过对该区较高分辨率的正构烷烃分子化石和孢粉相结合的分析、对比、相互检验与补充, 一方面重点探讨分子化石与孢粉在记录气候、植被变化之间的差异及可能原因, 进而评价二者的优越性;

另一方面全面地揭示末次冰盛期以来华南地区植被与气候的演化序列, 因为现有的季风气候研究多集中于中国中部和北部地区, 华南低纬度地区具有可靠年代的高分辨率末次冰期以来的气候与环境记录并不多.

1 研究剖面概况及分析方法

研究区位于我国华南南岭东部的九连山北翼, 粤(广东)、赣(江西)两省交界处附近, 江西省定南县县城城南约 2.5 km, 地理坐标约为 24°45'N, 115°02'E. 该地区年均降水量约 1592 mm, 年平均气温约 17.8 °C, 是长江与珠江的分水岭. 这里广泛分布花岗岩, 基底均为不透水层, 为泥炭的发育提供了有利的条件. 泥炭层的埋藏深度平均为 2~3 m 左右, 最厚处超过 3 m.

引用格式: 郑艳红, 周卫健, 谢树成, 等. 正构烷烃分子化石与孢粉记录的指示意义对比: 以华南地区为例. 科学通报, 2009, 54: 1749~1755

Zheng Y H, Zhou W J, Xie S C, et al. A comparative study of *n*-alkane biomarker and pollen records: an example from southern China. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 1065—1072, doi: 10.1007/s11434-008-0563-3

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2009-54-12-1749>

图1 定南剖面泥炭分布

本研究的泥炭剖面埋藏于由花岗岩组成的低山丘陵的一宽阔沟谷中,长800 m,宽50~500 m(图1)。

根据野外地质调查和加速器 ^{14}C 测年,研究剖面

约在40~115 cm(约3800~6040 cal a BP)与254~280 cm(约14370~15630 cal a BP)堆积泥炭,而其他时期为湖相沉积(图2)。我们连续采集了柱状样,在实验室进行1 cm间距分样。具体地AMS ^{14}C 年代测年以及孢粉分析请参阅Zhou等人[10]。

分子化石分析首先将风干后的样品粉碎至80目以下,取1~30 g粉末样品,用氯仿在超声波抽提器中连续抽提5次,每次抽提时间为15 min。将抽提液在旋转蒸发仪上浓缩,并用电子天平称重后,用层析柱法分离出饱和烃、芳烃和非烃,冲洗液分别为正己烷、苯和甲醇。饱和烃用正己烷溶解后,直接进行气相色谱-质谱(GC-MS)分析。

气相色谱-质谱(GC-MS)分析采用HP6890型气相色谱与HP5973型质谱联用仪。色谱条件:HP-5MS石英毛细管柱(30 m $\times$ 0.25 mm $\times$ 0.25 μm),始温70 $^{\circ}\text{C}$,升温速率3 $^{\circ}\text{C}/\text{min}$,终温280 $^{\circ}\text{C}$,终温恒温20 min,进样口温度300 $^{\circ}\text{C}$,进样量1 μL ,氦气为载气。质谱条件:电子轰击源,电离能量70 eV,GC与MS接口温度280 $^{\circ}\text{C}$ 。正构烷烃的鉴定主要依据GC/MS分析的质谱图以及标准样品,定量依据 m/z 85质量色谱图的峰面积。

图2

定南湖相-泥炭序列剖面地层、孢粉木本百分含量以及不同深度处沉积物中正构烷烃分布特征(横坐标为碳数,纵坐标为相对丰度)

2 结果与讨论

在本剖面中, 检测出种类多而丰富的类脂物分子, 这儿主要利用高碳数正构烷烃的分布和含量进行分析与探讨, 因为这部分化合物在地质时期较为稳定 [11], 可相对真实地反映原始的生物、气候信息. 所有样品中检测到的正构烷烃均以高碳数为主(图 2), 即 C_{22} - C_{33} , C_{22} 以下含量甚微甚至缺失. 不论是泥炭还是湖相沉积期间, 正构烷烃均以 C_{29} 为主峰, C_{27} 和 C_{31} 为不等的次主峰. 这种分布特征揭示该地区沉积环境中的有机质主要来源为高等植物, 微生物和菌藻类的输入量很少.

研究已显示, 木本植物的正构烷烃以 C_{27} 和 C_{29} 为主峰, 草本植物以 C_{31} 和 C_{33} 为主峰 [12]. 根据这一分布特征, 可有效区别植被类型, 特别是利用这些化合物的不同碳数之间的比值 [13,14]. 例如, Schwark等人 [8] 用 C_{29}/C_{31} 比值作为树木与草的贡献率重建了冰后期至早全新世的植被变化; 张虎才等人 [15] 利用 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 研究了洛川黄土剖面S4 古土壤及相邻黄土层的植被变化. 此外, 在许多沉积物中, 运用正构烷烃 C_{27}/C_{31} 比值变化反映了木本植物和草本植物相对变化的关系 [11,16]. 因此, C_{27} , C_{29} 和 C_{31} 之间的比值可以反映植被的变化过程, 从而揭示气候的演化信息. 对于本研究, 我们经深入分析, 决定利用 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 和 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 分别代表泥炭-湖相沉积物发育时期草本和木本植物的相对变化(图 3 和 4), 并与孢粉结果进行对比和探讨.

图 3 正构烷烃 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值与孢粉草本植物百分含量随时间的变化序列

2.1 正构烷烃与孢粉记录的古植被对比

在江西定南剖面中, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值

图 4 正构烷烃 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值与孢粉木本植物百分含量随时间的变化序列

要明显高于 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$, 说明本区主要发育木本植物. 不论是 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 反映的草本植物与孢粉草本植物, 还是 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 与孢粉木本植物对比, 均有不同之处(图 3 和 4).

在约 18000~11600 cal a BP 左右, 正构烷烃以 C_{29} 为主峰(在 290 cm 处以 C_{31} 为优势), $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 多大于 0.65, 显示木本植物为主, 与孢粉记录一致, 不同的是, 正构烷烃指标波动显著于孢粉谱百分含量的变化. 另外, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值可以说在此时期是全剖面的相对高值. 例如, 在约 16101 cal a BP 左右, 该值高达 0.46, 与草本孢粉出现一峰值一致, 说明在湿润的柅木生长背景下(图 5), 研究区有一个短暂的草本植被繁茂波动.

约 11600~6040 cal a BP 之间的早全新世时期, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 整体上低于前期, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 表现出相对高值, 说明草本植物降低. 孢粉记录中草本变化很小, 落叶阔叶柅木林在约 10000 cal a BP 开始减少, 但仍然高于 30%, 常绿阔叶林柅/石柅增加, 最高可达 31% [10], 约 8900 cal a BP 之后孢粉木本稍有下降. 然而, 令人不解的是, 在约 9850~9585 cal a BP 左右, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 却上升到最高, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 降到最低, 这一变化与孢粉记录截然不同.

约 6040~3800 cal a BP 之间的中全新世, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 与孢粉草本变化一致, 出现低值, 较高的 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 与孢粉木本表现出完全相反的变化趋势. 虽然此时正构烷烃与孢粉草本

植物均减少, 但孢粉降低的幅度要小于 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$. 因此, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 值的增加一方面可能与 C_{31} 相对含量的减少有关, 另一方面取决于 C_{27} 和 C_{29} 的相对丰度. $C_{29}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 含量不低于早全新世时期(图 5), 而 $C_{27}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值与蕨类植物变化趋势具有很好的对应性(图 6). 根据正构烷烃的分布特征, 我们也发现在该层位 C_{27} 含量整体上相对上升, 而此阶段发育泥炭, 乔木花粉急剧减少,

蕨类植物空前繁盛, 达 50% 以上, 草本植物整体降低. 有研究表明 [17], 蕨类孢子产生以 nC_{27} 为主峰的正构烷烃. 因此, 不难推出这一时期蕨类植物对 C_{27} 正构烷烃的大量贡献, 使得揭示正构烷烃记录的木本植物变化与孢粉木本形成了显著差异. 自 3800 cal a BP 以来, 孢粉显示出现大量禾本植物, 说明人类活动已经开始了 对 植 被 的 破 坏 [10,18], 但这一现象未能在正构烷烃的分析结果中体现出来.

图 5 正构烷烃 $C_{29}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值与孢粉乔木、木本植物百分含量随时间的变化序列

图 6 正构烷烃 $C_{27}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值与孢粉蕨类、木本植物百分含量随时间的变化序列

2.2 正构烷烃与孢粉记录的古气候对比

(1) 约 18000~11600 cal a BP. 在约 16570~15630 cal a BP期间(相当于Heinrich1 事件, H1)^[10], $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值和孢粉草本均显示该时期草本植物盖度增加, 气候偏干冷. 在博令-阿勒罗德(B/A)时期(约 14370~12900 cal a BP左右)^[10], $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 和 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 分别稳定在 18000 cal aBP 以来的最低值和最高值, 说明草本植物自 Heinrich1 以来覆盖面积最小, 指示了相对暖而湿的气候状况. 在新仙女木(YD)时期(约 12900~11600 cal a BP左右)^[10], $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 较前期降低, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 稍有增加, 说明草本植物增加, 但仍以森林为主, 气候相对B/A时期干而凉. 与正构烷烃相比, 该阶段孢粉组合的百分含量(草本和木本)除了H1 外, 在B/A和YD时期变化均很小.

(2) 约 11600~6040 cal a BP. 初期, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 增加, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 降低, 孢粉基本稳定变化. 值得一提的是, 在约 9850~9585 cal a BP, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 上升到最高, $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 降到最低, 说明在总体温暖湿润的全新世适宜期背景下出现了相对干旱的气候环境. 这在孢粉记录中尚无留有印记(图 3~6). 这一事件的发现并非偶然. 在中国北方, 内蒙古中东部太仆寺全新世的植硅体和孢粉记录表明, 10000~8720 a BP羊草-大针茅草原中蓝刺头类植物, 蒿属及藜科植物较多, 与冬季风较强有关^[19]. 新疆诸多湖泊如乌伦古湖^[20]、艾比湖^[21]、玛纳斯湖^[22]以及蒙古的湖谷地区^[23]均表现为温凉干燥和低湖面特征. 大约与此同时, 在青海湖地区全新世早期向全新世中早期转换期间气候明显转冷^[24], 这在北大西洋深海沉积^[25]和青藏高原的古里雅冰芯^[26]均有记录.

另外, 值得注意的是, 在约 8590~7920 cal a BP 左右, $C_{27}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 有一小峰值, 孢粉木本从约 80%降到 65%, 蕨类植物从 10%以下增加到 25%左右, 这也在 $C_{29}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 指标中表现出来, 两种生物记录均指示气候可能发生突变. 青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积地球化学记录表明, 在约 8600~8400 cal a BP发生强烈冷事件^[27]. 姚檀栋等人^[28]对敦德冰芯研究中曾发现在 8.7 ka BP有一次强烈降温事件, 古里雅冰芯记录 8.2 ka BP有一次冷事件^[26]. 贵州董歌石笋同位素指标, 表明在 7.2, 8.3 ka BP有亚洲季风减弱事件^[29]. 因此, 该研究区的

7920~8590 cal a BP期间的突发事件, 持续时间较长, 很可能对应于全球 8.2 cal ka BP的冷事件^[30], 显然表现的幅度不如中国北方地区显著.

(3) 约 6040cal a BP以来. 约 6040~3800 cal a BP左右发育富营养泥炭, 木本和草本植物降低, 蕨类植物空前繁盛, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 比值降低, $C_{27}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 值增加, 均指示气候干凉. 自 3800 cal a BP 以来, $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 上升, 而 $(C_{27}+C_{29})/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 降低, 表明温度下降的同时, 湿度也相对降低. 孢粉显示出在自然环境变化的基础上, 叠加有人类活动的影响^[9,10,18].

2.3 正构烷烃分子化石与孢粉记录差异的可能原因

由上分析可知, 正构烷烃与孢粉之间在揭示气候、植被变化过程方面既有共性, 又有差异性. 结合图 2 也不难得出, 整个时期孢粉组合类型发生了很大变化, 而在正构烷烃中, 主要以 C_{29} 为主峰, 亦即主峰化合物几乎没变; 或者孢粉组合分布基本类似, 正构烷烃 $C_{27}~C_{31}$ 的相对含量或比值却发生了变化(图 2~6). 例如, 在约 128~184 cm 之间, 常绿阔叶林栲/石栎增多, 高达 31%, 杞木多在 31%~36%之间变化; 在 272~185 cm 之间, 杞木多高达 70%以上, 而栲/石栎却不到 10%, 可是正构烷烃的主峰化合物并无改变(图 2).

孢粉属种的确定主要是基于形态学研究, 是形态种; 分子化石主要基于其化学成分, 是化学种(或分子种), 这两种类型的种不完全相同. 例如, 在末次冰消期(B/A和YD)以及约 9850~9585 cal a BP左右, 正构烷烃与孢粉分析结果明显不同. 如果说这些时期植被尚无演替, 那则是气候的变化引起了正构烷烃相对含量的变化, 而这种气候变化的幅度微小, 并未引起当时研究区生态系统的更替. 在现代生物学中就有很多形态种不变而化学成分发生变化的例子, 已经证实某些分子种在反映环境条件变化上比形态种更加灵敏^[31,32]. 另一方面, 我们知道孢粉一般只能鉴定到属而不能鉴定到种, 可能是某些植物种发生了变化, 使得源于这些种的分子化石(正构烷烃)发生了相应地变化, 这在孢粉中未能体现出来.

再者, 正构烷烃是生物有机体遗留下来的痕迹, 难以像孢粉一样可与特定的生物科属等直接联系起来, 但是容易保存、且稳定; 而孢粉, 在一些地层中保存不理想, 且易被风、水流等远距离搬运, 通常反映了区域性植被的变化过程. 还有, 孢粉的搬运问题和一些树

种花粉的强传播能力及其超代表性,也有可能掩盖了植被环境变化的真实信息.例如,本区的主要木本植物是柃木占优势,但有研究表明柃木花粉属超代表性花粉^[33],因而可能会在某种程度上造成植被、环境的偏离,故孢粉指标的单独运用应慎重.相比而言,分子化石则主要来自植物残体,孢粉比植物碎屑和残体更易被搬运,这种植物残体中的有机组分及其分子标志物主要反映局部或当地的植被变化,记录了沉积局部(如植物附近)或原地的植物碎屑(如叶子)的组成,

这与Farrimond等人^[7]的研究相符.另外,即使植物残体的物理结构受到破坏,但保存于其中的有机化合物的分子结构或基本碳骨架仍然可以在特定的条件下保存下来,并通过先进的仪器检测出来.此外,在这种湖沼相沉积环境中,正构烷烃除了记录陆生植物的信息外,还可能记录水生植物;而孢粉可能主要记载了陆生植物的贡献量.因此,如果将分子化石正构烷烃与孢粉记录结合起来,二者相互弥补、验证,可提高气候、植被获取的分辨率和精确度.

致谢 审稿专家对本文提出建设性意见,中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室(GC/MS 实验室)对实验工作给予了极大支持,在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 Brassell S C, Eglinton G, Marlowe I T, et al. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature*, 1986, 320: 129—133
- 2 Prah F G, Wakeham S G. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature*, 1987, 330: 367—369[DOI]
- 3 Huang Y S, Street-Perrott F A, Perrott R A, et al. Glacial-interglacial environmental changes inferred from molecular and compound—specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of sediments from Sacred Lake, Mt. Kenya. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1383—1404[DOI]
- 4 Zheng Y H, Zhou W J, Meyers P A, et al. Lipid biomarkers in the Zoigê-Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in West China. *Org Geochem*, 2007, 38: 1927—1940[DOI]
- 5 Xie S C, Nott C J, Avsejs L A, et al. Molecular and isotopic stratigraphy in an ombrotrophic mire for paleoclimate reconstruction. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 2849—2862[DOI]
- 6 郑艳红, 周卫健, 谢树成. 若尔盖高原全新世气候序列的类脂分子化石记录. *第四纪研究*, 2007, 27: 108—113
- 7 Farrimond P, Flanagan R L. Lipid stratigraphy of a Flandrian peat bed (Northumberland, UK): Comparison with the pollen record. *Holocene*, 1996, 6: 69—74[DOI]
- 8 Schwark L, Zink K, Lechterbeck L. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, 2002, 30: 463—466[DOI]
- 9 Zhou W J, Xie S, Meyers P A, et al. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Org Geochem*, 2005, 36: 1272—1284[DOI]
- 10 Zhou W J, Yu X F, Jull A J T, et al. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18000 years. *Quat Res*, 2004, 62: 39—48[DOI]
- 11 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry: An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem*, 1993, 20: 867—900[DOI]
- 12 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Org Geochem*, 1987, 11: 513—527[DOI]
- 13 Zhang Z H, Zhao M X, Eglinton G, et al. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 575—594[DOI]
- 14 Schefuss E, Ratmeyer V, Stuut J B W, et al. Carbon isotope analysis of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 1757—1767[DOI]
- 15 张虎才, 杨明生, 张文翔, 等. 洛川黄土剖面 S4 古土壤及相邻黄土层分子化石与植被变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 1634—1642
- 16 谢树成, 易轶, 刘育燕, 等. 中国南方更新世网文红土对全球气候变化的响应: 分子化石记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 411—417
- 17 张惠之, 盛国英, 王开发, 等. 孢粉生烃热模拟试验研究——: 蕨类孢子烷烃组分生物标志物分布. *沉积学报*, 1996, 14(增刊): 107—114
- 18 萧家仪, 吕海波, 周卫健, 等. 末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 789—797

- 19 黄翡, K Lisa, 熊尚发, 等. 内蒙古中东部全新世草原植被、环境及人类活动. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 1029—1040
- 20 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. 科学通报, 2007, 52: 1042—1049
- 21 吴敬禄, 沈吉, 王苏民, 等. 新疆艾比湖地区湖泊沉积记录的早全新世气候环境特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 569—575
- 22 Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, et al. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120: 105—121 [\[DOI\]](#)
- 23 Komatsu G, Brantingham P J, Olsen J W, et al. Paleoshoreline geomorphology of Boon Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: The valley of lakes, Mongolia. *Geomorphology*, 2001, 39: 83—98 [\[DOI\]](#)
- 24 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 582—589
- 25 Bond G, Heinrich H, Broecker W S, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 1992, 360: 245—249 [\[DOI\]](#)
- 26 王宁练, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 全新世早期强降温事件的古里雅冰芯记录证据. 科学通报, 2002, 47: 818—823
- 27 吴艳宏, Andreas L, Bernd W, 等. 青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积地球化学记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1185—1191
- 28 姚檀栋, 施雅风, Thompson L G, 等. 祁连山敦德冰心纪录的全新世气候变化. 见: 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 206—211
- 29 Wang Y J, Cheng H, Lawrence Edwards R, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857 [\[DOI\]](#)
- 30 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 [\[DOI\]](#)
- 31 Barber K E. Peat Stratigraphy and Climatic Change: A Palaeoecological Test of the Theory of Cyclic Peat Bog Regeneration. Balkema: Kottterdam, 1981. 175—185
- 32 谢树成, Evershed R P. 泥炭分子化石记录的气候变迁和生物演替的信息. 科学通报, 2001, 46: 863—866
- 33 Bradley R S. Quaternary Paleoclimatology. Boston: Allen & Onwin, 1985. 295