

我国不同空间格局泥炭类脂分子化石记录信息的 时空对比

周卫健^{1,2}, 陈清敏^{1,3}, 郑艳红^{4,1}

(1. 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; 2. 西安加速器质谱中心, 西安 710052;
3. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 4. 西北大学地质系 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069)

摘要: 在前期研究基础上, 对江西定南、青藏高原红原、东北哈尼泥炭生物标志化合物记录信息进行对比研究。以正构烷烃为例, 对比了我国从南到北泥炭生物标志化合物记录的古植被变化信息, 发现我国不同季风区不同时期的植被分布特征存在明显差异。将各区域长链饱和脂肪酸CPI值、 P_{aq} 值以及哈尼泥炭正构烷烃单体 δD 值进行对比, 并与日本海海面温度和北半球夏季太阳辐射进行对比, 表明16 cal ka以来我国从南到北温度具有同步同时变化的特征, 而湿度变化却存在着差异性。反映了温度变化主要受控于太阳辐射的变化, 湿度变化的差异主要与由太阳辐射引起的夏季风降水强弱变化有关。

关键词: 泥炭; 生物标志化合物; 植被带; 温度; 湿度

中图分类号: P53 文献标志码: A 文章编号: 1674-9901(2011)01-0257-06

The spacial variation of the palaeoclimatic and paleovegetation histories derived from the peat lipid biomarkers from different space framework in China

ZHOU Wei-jian^{1,2}, CHEN Qing-min^{1,3}, ZHENG Yan-hong^{4,1}

(1. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China; 2. Xi'an AMS Center, Xi'an 710052, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China)

Abstract: Comparison of the spacial variation of the palaeoclimatic and paleovegetation histories since the last deglaciation derived from the peat lipid biomarkers from three different typical monsoon regions in Dingnan in southern China, Hongyuan in Tibet Plateau, and Hani in northeastern China, indicated that: 1. Vegetation distribution in different monsoon regions were different; 2. Over the last 16 ka, the temperature trend of both South and North China was consistent with the sea surface temperature (SST), and matched well with the solar radiation pattern, which implied that temperature was mainly controlled by solar radiation; 3. The postglacial moisture patterns of south and north China differed greatly because of different monsoon systems.

Key words: peat; lipid biomarkers; vegetation zone; temperature; moisture

泥炭是分子有机地球化学和古气候变化研究的一个良好载体(Blackford, 2000)。其分子化石组成是反映古气候变化历史的有效工具(Xie et al, 2004; Zhou et al, 2005; Zheng et al, 2007; Seki et al, 2009; Zhou et al, 2010)。泥炭的形成过程记录了植物的种类及其分解状况, 这些都与气候和环境

条件密切相关。分子化石的组成对反映植物的生长、保存、降解等信息更为敏感(Xie et al, 2004; Zhou et al, 2005; Zheng et al, 2007)。在特定的泥炭沼泽环境中, 降水、蒸发及外流之间的平衡限定了水深, 从而影响沼泽中植物的种类、数量及植物残体的保存、形成泥炭的程度等。气候的变化

收稿日期: 2010-08-10

基金项目: 973项目(2010CB833405); 国家自然科学基金项目(41023006); 黄土与第四纪地质国家重点实验室自主部署项目(LQ0704)

通讯作者: 周卫健, E-mail: weijian@loess.llqg.ac.cn

往往是通过降水和温度引起的干湿、暖冷以及相应的蒸发打破这种平衡。分子化石在泥炭中的研究早期主要集中于泥炭类型的判识、腐殖化作用等方面 (Lehtonen and Ketola, 1993)。近年来泥炭中分子化石的研究逐渐应用于古植被、古气候重建 (Xie et al, 2004; Zhou et al, 2005; Zheng et al, 2007; Seki et al, 2009; Zhou et al, 2010)。

我们从生物标志化合物的角度对我国从南到北三处具有代表意义的泥炭: 江西定南 (Zhou et al, 2005)、青藏高原红原 (Zheng et al, 2007) 和东北哈尼泥炭 (Zhou et al, 2010) 进行了大量的研究工作。这三个区域由南到北跨越约 18 个纬度, 分别属于不同的季风气候带, 均具有较高的泥炭堆积速度。定南泥炭位于我国华南南岭东部的九连山北翼, 江西省定南县县城城南约 2.5 km。地理坐标约为 $24^{\circ}45'N$, $115^{\circ}02'E$ (图 1), 主要受印度季风控制。红原泥炭研究地点位于红原县城偏东 2 km 处 ($32^{\circ}48'N$, $102^{\circ}32'E$) (图 1), 处于印度季风和东亚季风的交接带, 是研究东亚季风和印度季风相互作用的良好区域。哈尼泥炭沼泽位于吉林省柳河县凉水乡哈尼林场东侧, 其地理坐标为 $42^{\circ}13'N$, $126^{\circ}31'E$ (图 1), 主要受东亚季风影响。

本项目将在前期的研究基础上, 对这三处不同空间格局的泥炭生物标志化合物的古气候记录进行对比, 分析末次冰消期以来我国南北季风古气候变化的区域差异, 探讨造成该区域差异的可能机制。

1 各研究区生物多样性分异对比

不同来源的生物标志化合物组成明显不同, 例如水生藻类与光合细菌的正构烷烃主要以 C_{17} 为优势 (Giger et al, 1980; Cranwell et al, 1987)。沉水和漂浮水生植物一般以 C_{21} 、 C_{23} 或 C_{25} 正构烷烃为主 (Cranwell, 1984; Ficken et al, 2000; Pancost et al, 2003; Mead et al, 2005; Nichols et al, 2006)。陆生维管植物和挺水植物主要以 C_{27} 、 C_{29} 及 C_{31} 为主, 形成植物的叶蜡保护层 (Eglinton and Hamilton, 1967; Cranwell, 1973; Cranwell et al, 1987; Rieley et al, 1991; Ficken et al, 2000; Bi et al, 2005; Sachse et al, 2006)。一些陆生维管植物也呈现相对窄的叶蜡类脂物。Sachse et al (2006) 报道 C_{27} 是山毛榉属 (*Fagus*) 唯一的正构烷烃, C_{29} 主要在桤木 (*Alnus*) 林中占优势; 而 C_3 草主要是以 C_{31} 正构烷烃为主 (Cranwell, 1973; Bi et al, 2005; Rommerskirchen et al, 2006)。

本文以正构烷烃为例详细探讨定南泥炭、红原泥炭、哈尼泥炭类脂分子化石分布特征的不同 (见图 2)。在同一时期不同地区, 或同一地区不同时期正构烷烃的主峰化合物均表现不同, 说明植被带分布类型在同一地区的不同时期或不同地区的同一时期内明显不同。从低纬江西定南经中纬青藏高原红原至高纬东北哈尼地区正构烷烃主峰化合物依次为 C_{29} , C_{31} , C_{29} , C_{25} 和 C_{31} , C_{29} , C_{27} 正构烷烃, 宏观上表现出分别以木本、草本和木本—草本为优势植物的变化。前期的研究指出这种从南到北明显

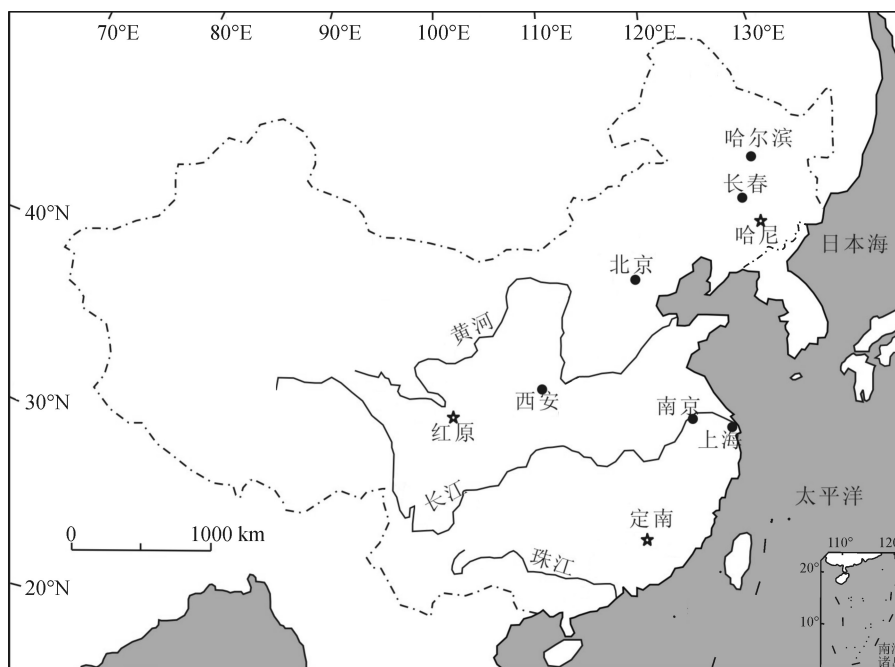


图 1 研究区地理位置分布图
Fig.1 Geographical distribution of the study area

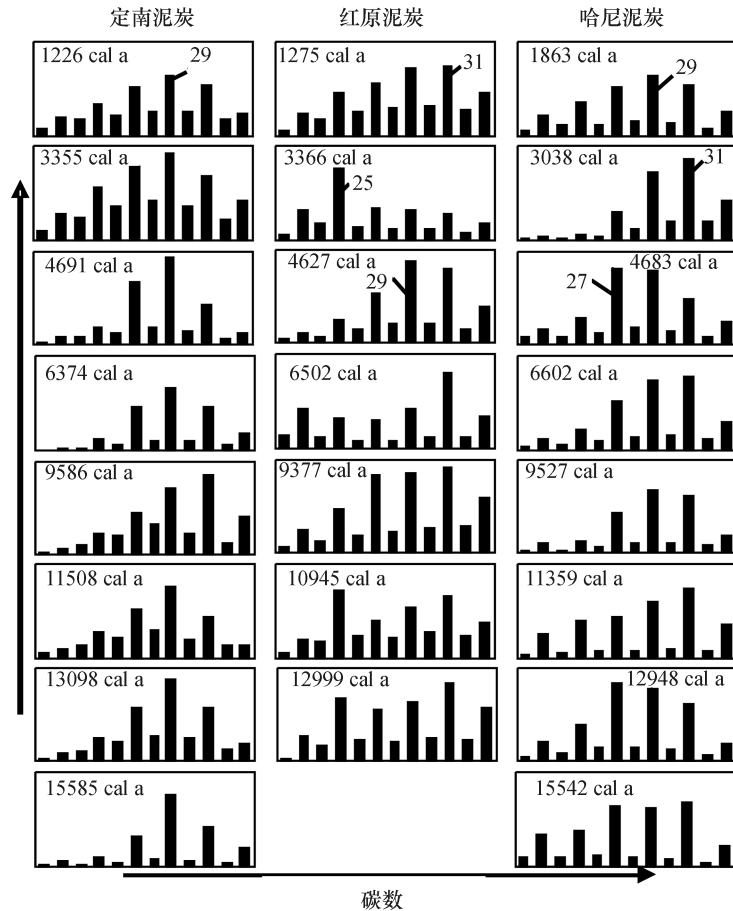


图 2 各研究区正构烷烃时空分布对比图

Fig.2 Spatial and temporal distribution of n-alkanes among study areas

的生物空间分异特点是生物—气候共同作用的结果 (郑艳红等, 2008)。为了更全面、系统地揭示各地区的植被类型演替模式, 我们结合正构烷烃分布特征和孢粉记录共同评价各季风区植被带在不同时期的时空分布。

末次冰消期 (16~11 cal ka), 我国江西定南泥炭正构烷烃分布主要以 C_{29} 为优势, 孢粉资料也显示落叶阔叶林桤木 (*Alnus*) 最为繁盛 (Zhou et al, 2004)。青藏高原红原泥炭正构烷烃主要以 C_{31} 为主峰, C_{29} 、 C_{27} 、 C_{25} 丰度也较高, 同时孢粉记录表明冷杉 (*Abies*)、云杉 (*Picea*)、莎草科 (*Cyperaceae*)、菊科 (*Asteraceae*)、艾属 (*Artemisia*) 占优势 (Zhou et al, 2010), 显示了高山针叶林森林草甸的植被景观。在该时期东北哈尼泥炭正构烷烃主要以 C_{27} 为主峰, C_{29} 和 C_{31} 次之, 中碳链 C_{23} 和 C_{25} 相对丰度也较高, 结合孢粉资料 (李小强, 2003), 说明除陆生植物寒温性 (或温性) 针叶林和一定量的落叶阔叶林桦属 (*Betula*) 外, 水生植物也较为发育, 显示了草树相间的植被景观。由此可见, 从我国华南定南到东北哈尼地区正构烷烃分布特征和植被分

布均存在显著差异, 这与各地区所处不同季风气候带密切相关。例如, C_{29} 正构烷烃和桤木 (*Alnus*) 在哈尼地区虽存在, 但相对较少, 尤其是桤木很少; 而它们却在定南地区占主导地位。在该时期各研究区植物依据温度和有效湿度的不同组合而形成不同的植被分布带, 即华南落叶阔叶林—青藏高原东北缘高山针叶林森林草甸—东北地区针叶林。

进入全新世后, 随气候、环境条件的变化, 植被类型也发生相应变化。在全新世适宜期, 江西定南泥炭正构烷烃仍以 C_{29} 为主峰, C_{27} 、 C_{31} 相对丰度上升, 说明木本植物阔叶林仍为该区的优势植被, 但出现了常绿阔叶林, 孢粉资料显示落叶阔叶林桤木 (*Alnus*) 减少, 常绿阔叶林栲 (*Castanopsis*) / 石栎 (*Lithocarpus*) 显著增加 (Zhou et al, 2004)。青藏高原红原地区正构烷烃主要以 C_{31} 为主峰, 周围山地针叶林冷杉代替了耐干冷的莎草科植物, 形成高山针叶林植被特征 (Zhou et al, 2010); 而东北哈尼地区的正构烷烃多以 C_{31} 和 C_{27} 交替为主峰, 记录了落叶阔叶林和草本植物的增加, 孢粉资料也显示落叶阔叶林如桦属 (*Betula*) 植物明显增加 (李

小强, 2003)。上述分析可得出在该时期, 各地区的植被发生了明显的演替, 形成了完全不同于末次冰消期期间的植被景观。

全新世晚期, 在华南定南泥炭正构烷烃虽仍以 C_{29} 为主峰, 但 C_{27} 相对含量增加, 结合孢粉资料 (Zhou et al, 2004), 说明该地区除了一定量的阔叶林外, 还有大量蕨类植物输入, 区域植被覆盖度增加。青藏高原红原地区正构烷烃以 C_{25} 、 C_{29} 、 C_{31} 交替为主峰, 孢粉植被以莎草科占优势, 同时菊科、冷杉、云杉等也较丰富, 构成了高山针叶林草甸的植被景观 (Zhou et al, 2010); 而东北哈尼地区正构烷烃多以 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 交替为主峰, 表明该区植被类型也发生明显变化, 孢粉记录也表明该地区木本植物多于全新世适宜期, 针叶林增加, 形成了针阔混交林的植被景观, 但在约 2.8 cal ka BP 之后, 草本植物增加 (李小强, 2003)。

2 中国不同区域末次冰消期以来泥炭生物标志化合物古气候记录对比及可能机制

奇偶优势指数 (CPI) 表示样品中正构烷烃、长链饱和脂肪酸、长链饱和脂肪醇的偶数链和奇数链的比例 (Bray and Evans, 1961; Kvenvolden, 1966)。CPI 值的变化反映有机质的来源和保存情况。CPI 值最初都很高, 但在沉积过程中以及沉积

后会随着微生物降解作用而逐渐减小 (Kvenvolden, 1966; Lehtonen and Ketola, 1993)。由于生物降解和改造速率不同, 不同的 CPI 值反映古气候条件的不同变化。干冷的气候条件下, 微生物降解作用减弱 (Kuder and Kruge, 1998)。相反, 较小的 CPI 值反映微生物降解和改造作用较强, 与暖湿气候条件对应。

水生植物的正构烷烃分布与陆生植物不同, C_{23} 、 C_{25} 正构烷烃主要来自水生植物 (Cranwell, 1984; Ficken et al, 2000; Pancost et al, 2003; Mead et al, 2005; Nichols et al, 2006), C_{29} 、 C_{31} 正构烷烃主要来自陆生植物 (Eglinton and Hamilton, 1967; Cranwell, 1973; Cranwell et al, 1987; Rieley et al, 1991; Ficken et al, 2000; Bi et al, 2005; Sachse et al, 2006)。反映水生植物相对陆生植物变化的 P_{aq} 指标可用于研究泥炭发育期间水位的变化历史。 P_{aq} 公式描述为: $P_{aq}=(C_{23}+C_{25})/(C_{23}+C_{25}+C_{29}+C_{31})$ (Ficken et al, 2000)。

图 3 中分别列出了江西定南、青藏高原红原和东北哈尼泥炭能够较好反映温度和湿度变化的生物标志化合物指标长链饱和脂肪酸的 CPI 值、 P_{aq} 值 (Zhou et al, 2005; Zheng et al, 2007; Zhou et al, 2010), 与能够更好地反映有效降水变化的 C_{27} 正构烷烃单体 δD 值 (Seki et al, 2009) 进行对比,

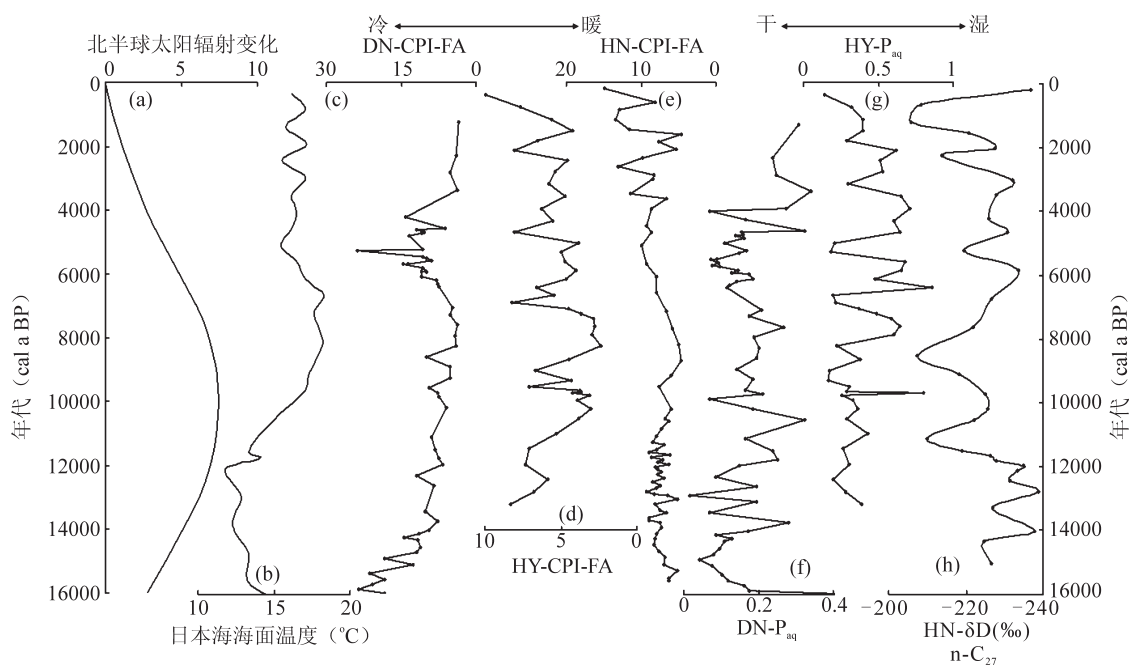


图 3 中国南北方末次冰消期以来泥炭生物标志化合物气候记录的空间对比

Fig.3 Spatial comparison of biomarkers from peat record of South and North China since the last deglaciation climate

(a) 北半球太阳辐射 (Kutzbach and Street-Parrott, 1985); (b) 日本海海面温度 (Ishiwatari et al, 2001); (c) 定南泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 值 (Zhou et al, 2005); (d) 红原泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 值 (Zheng et al, 2007); (e) 哈尼泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 值; (f) 定南泥炭 P_{aq} 值 (Zhou et al, 2005); (g) 红原泥炭 P_{aq} 值 (Zheng et al, 2007); (h) 哈尼泥炭 C_{27} 正构烷烃单体 δD 值 (Seki et al, 2009)

并与日本海海面温度 (Ishiwatari et al, 2001) 和北半球夏季太阳辐射 (Kutzbach and Street-Portrott, 1985) 进行对比。

江西定南泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 平均值在末次冰消期 (16~11 cal ka) 高达 13.2, 全新世早期 (11~6 cal ka) 降到 6.8, 全新世晚期 (6 cal ka 以来) 又升至 10.3, 表明在末次冰消期泥炭长链饱和脂肪酸保存状况最好, 而在全新世早期生物降解最严重。红原泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 值自末次冰消期以来在 2.3 和 10 之间频繁波动, 总体比定南泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 值要低, 末次冰消期 (16~11 cal ka), 长链饱和脂肪酸 CPI 平均值为 5.9, 在全新世早期 (11~6 cal ka) 降至 4.4, 全新世晚期 (6 cal ka 以来) 又升至 5.9。东北哈尼泥炭长链饱和脂肪酸 CPI 平均值在末次冰消期 (16~11 cal ka) 为 7.4, 在全新世早期 (11~6 cal ka) 降到 6.6, 全新世晚期 (6 cal ka 以来) 又升高到 9.6。表明上述三个地区末次冰消期以来微生物降解活动强度变化趋势一致。从南到北三个地区温度都在全新世早期达到顶峰, 最有利于微生物活动。进入全新世晚期又同时从温暖转向较凉的气候条件, 微生物降解作用减弱。反映出无论是中国的东北地区还是南方地区, 温度具有同时同步的变化趋势, 尽管其间具有次一级的波动。

距今 16 cal ka 以来, 江西定南泥炭 P_{aq} 值在 0.1~0.4 频繁波动。与末次冰消期和全新世晚期相比, 全新世早期 (11~6 cal ka) P_{aq} 平均值最高, 达到 0.18, 指示湿度达到高值。红原泥炭 P_{aq} 平均值在全新世早期 (11~6 cal ka) 较高 (0.4), 也反映了较为湿润的气候条件。哈尼泥炭 C_{27} 正构烷烃单体 δD 记录则表明末次冰消期气候湿润, 而在全新世早期蒸发量增大或者有效降雨量减小, 气候转向干燥。6 cal ka 左右, 江西定南泥炭 P_{aq} 值开始降低, 反映湿润条件减弱。而与此同时红原泥炭 P_{aq} 平均值升高, 哈尼泥炭 C_{27} 正构烷烃单体 δD 值也有所减低, 说明这两地气候条件更加湿润。由此可见, 距今 16 cal ka 以来, 我国南北方湿度变化具有明显的地区差异。定南在全新世早期最为湿润, 而哈尼在末次冰消期最为湿润。进入全新世中晚期, 定南由湿润转向干燥, 而红原和哈尼则湿度增大。

如图 3 所示, 日本海冰消期 SST 值相对较低 (13~14°C), 此后 SST 值升高并在 8 ka 左右达到最高值 (18°C), 大约在 6 ka 左右 SST 开始降低 (Ishiwatari et al, 2001)。无论是我国东北还是南方地区, 16 cal ka 以来生物标志化合物所反映的

温度变化与日本海海面温度 (SST) 记录都较为一致。这说明亚洲季风区尤其东北地区的气候变化与日本海有着密切的联系。温度变化趋势与北半球太阳辐射变化趋势一致 (Kutzbach and Street-Portrott, 1985), 表明温度变化主要受控于太阳辐射的变化。

三个地区湿度变化的不一致反映了它们既与由太阳辐射引起的夏季风降水强弱变化、季风锋面的位置有关, 同时也与相邻的日本海海面温度有关 (Ishiwatari et al, 2001)。例如, 东北哈尼 C_{27} 正构烷烃单体 δD 值所反映的 11-6 cal ka 的干燥气候条件主要受邻近的日本海海面温度的影响 (Seki et al, 2009)。

3 结论

我国江西定南、青藏高原红原、东北哈尼泥炭生物标志化合物记录以及孢粉资料共同显示出我国不同季风区不同时期的植被带分布特征存在明显差异, 这与区域不同的热量和水分条件密切相关, 是不同季风气候因素影响的结果。

我国从南到北泥炭生物标志化合物所指示的温度和湿度空间变化表明, 16 cal ka 以来, 温度具有同步同时变化的特征, 而湿度变化却存在着差异性。例如当华南地区湿润时, 东北地区却出现干旱的状况, 反之亦然。我国南北温度变化的一致性指示了温度变化主要受控于太阳辐射的变化。南北湿度变化的差异性, 反映了它们既与由太阳辐射引起的夏季风降水强弱变化即季风锋面位置偏南有关, 同时也在一定程度上也与相邻的日本海海面温度有着密切的联系。

致谢: 感谢安芷生院士对本项目的指导, 感谢王升忠、李小强、J. Dodson 教授等在野外采样中给予的大力支持, 感谢谢树成教授在实验工作中的指导。

参考文献

- 李小强. 2003. 最近 13000 年中国东北地区植被演化与气候变迁 [D]. 北京: 中国科学院研究生院.
- 郑艳红, 周卫健, 谢树成. 2008. 中国典型季风区分子化石记录的生物空间分异 [J]. *西北大学学报 (自然科学版)*, 38(6): 989-993.
- Bi X, Sheng G, Liu X, Li C, et al. 2005. Molecular and carbon and hydrogen isotopic composition of *n*-alkanes in plant leaf waxes[J]. *Org Geochem*, 36(10): 1405-1417.
- Blackford J J. 2000. Paleoclimate records from peat[J]. *Trends Ecol Evol*, 15(5): 193-198.
- Bray E E, Evans E D. 1961. Distribution of *n*-paraffins as a

- clue to the recognition of source beds[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 22: 2-15.
- Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments -II[J]. *Org Geochem*, 11(6): 513-527.
- Cranwell P A. 1984. Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake[J]. *Org Geochem*, 7(1): 25-37.
- Cranwell P A. 1973. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change[J]. *Freshwa Biol*, 3: 259-265.
- Eglinton G, Hamilton R J. 1967. Leaf epicuticular waxes[J]. *Science*, 156: 1322-1334.
- Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary inputs of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes[J]. *Org Geochem*, 31(7-8): 745-749.
- Giger W, Schaffner C, Wakeham S G. 1980. Aliphatic and olefinic hydrocarbons in recent sediments of Greifensee, Switzerland[J]. *Geochim Cosmochim Ac*, 44(3): 119-129.
- Ishiwatari R, Houtatsu M, Okada H. 2001. Alkenone-sea surface temperature in the Japan Sea over the past 36 kyr: warm temperatures at the last glacial maximum[J]. *Org Geochem*, 32(1): 57-67.
- Kuder T, Kruge M A. 1998. Preservation of biomolecules in sub-fossil plants from raised peat bogs—a potential paleoenvironmental proxy[J]. *Organic Geochemistry*, 29: 1355-1368.
- Kutzbach J E, Street-Portrott F A. 1985. Milankovitch Forcing of fluctuating in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP[J]. *Nature*, 317(12): 130-134.
- Kvenvolden K A. 1966. Evidence for transformations of normal fatty acids in sediments[M]// Hobson G D, Speers G C. 1970. *Advances in Organic Geochemistry*. Oxford: Pergamon Press, 335-366.
- Lehtonen K, Ketola M. 1993. Solvent-extractable lipids of Sphagnum, Carex, Bryales and Carex-Bryales peats: content and compositional features vs. peat humification[J]. *Org Geochem*, 20(3): 363-380.
- Mead R, Xu Y, Chong J, et al. 2005. Sediment and soil organic matter source assessment as revealed by the molecular distribution and carbon isotopic composition of *n*-alkanes[J]. *Org Geochem*, 36(3): 363-370.
- Nichols J E, Booth R K, Jackson S T, et al. 2006. Paleohydrological reconstruction based on *n*-alkane distributions in ombrotrophic peat[J]. *Org Geochem*, 37(11): 1505-1513.
- Pancost R D, Baas M, van Geel B, et al. 2003. Response of an ombrotrophic bog to a regional climate event revealed by macrofossil, molecular and carbon isotopic data[J]. *Holocene*, 13(6): 921-932.
- Rieley G, Collier R J, Jones D M, et al. 1991. The biogeochemistry of Ellesmere Lake, U.K.— I: source correlation of leaf wax inputs to the sedimentary record[J]. *Org Geochem*, 17(6): 901-912.
- Rommerskirchen F, Plader A, Eglinton G, et al. 2006. Chemotaxonomic significance of distribution and stable isotopic composition of long-chain alkanes and alkan-1-ols in *C₄* grass waxes[J]. *Org Geochem*, 37(10): 1303-1332.
- Sachse D, Radke J, Gleixner G. 2006. δ D values of individual *n*-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient – Implications for the sedimentary biomarker record[J]. *Org Geochem*, 37(4): 469-483.
- Seki O, Meyers P A, Kawamura K, et al. 2009. Hydrogen isotopic ratios of plant wax *n*-alkanes in a peat bog deposited in northeast China during the last 16 kyr[J]. *Org Geochem*, 40(6): 671-677.
- Xie S C, Nott C J, Avsejs L A, et al. 2004. Molecular and isotopic stratigraphy in an ombrotrophic mire for paleoclimate reconstruction[J]. *Geochim Cosmochim Ac*, 68(13): 2849-2862.
- Zheng Y H, Zhou W J, Meyers P A, et al. 2007. Lipid biomarkers in the Zoige-Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in West China[J]. *Org Geochem*, 38(11): 1927-1940.
- Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. 2005. Reconstruction of Late-Glacial and Holocene Climate Evolution in Southern China from Geolipids and Pollen in the Dingnan Peat Sequence[J]. *Org Geochem*, 36(9): 1272-1284.
- Zhou W J, Yu S Y, Burr G S, et al. 2010. Postglacial changes in the Asian summer monsoon system: A pollen record from the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Boreas*, 39(3): 528-539.
- Zhou W J, Yu X F, Timothy Jull A J, et al. 2004. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and an early-Holocene dry event during the past 18000 years[J]. *Quaternary Research*, 62: 39-48.
- Zhou W J, Zheng Y H, Meyers P A, et al. 2010. Postglacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, Northeastern China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 294(1-2): 37-46.