论文

生物有机指标在气候和环境变化研究中的应用进展专题

黄土高原中部 450ka 以来植被演化的有机碳同位素与分子化石记录

周斌^{①*}, 古再丽努尔·外力^①, France PETERSE^②, Michael I BIRD^③^① 南京大学地球科学与工程学院, 表生地球化学教育部重点实验室, 南京 210023;^② Department of Earth Sciences, Utrecht University, 3584 CD Utrecht, the Netherlands;^③ College of Science, Technology and Engineering, James Cook University, Cairns QLD 4870, Australia

* E-mail: zhoubinok@163.com

收稿日期: 2015-11-12; 接受日期: 2016-01-15; 网络版发表日期: 2016-03-25

国家自然科学基金项目(批准号: 41172149)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB953804)和国家自然科学基金创新群体项目(批准号: 41321062)资助

摘要 黄土高原地质历史时期不同时间尺度上的植被演化规律与气候环境影响因素, 以及植被替代性指标的解译等问题还值得进一步研究. 本工作拟通过对灵台黄土剖面 450ka 以来黄土-古土壤样品总有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$)和正构烷烃含量组合参数如 $\text{C}_{31}/\text{C}_{27}$ 进行综合对比研究, 从而为明晰这些问题提供一些新的讨论和证据. 结果表明, 450ka 以来黄土高原中部 C_3 、 C_4 植物混生, 以 C_3 植物为主; 按生活型则草本、木本混生, 以草本植物为主. 在黄土高原气候较温暖湿润的 MIS9(S3 时期), MIS5(S1 时期)阶段, 可能出现过 C_3 木本植物的短暂增多, 但总体上不存在大面积的森林. 在阶段性变化上, 黄土高原 130ka 以来草本植物总体增多, 可能与区域性气候干旱化有关. 在轨道尺度上, 全新世较末次冰期, MIS11(S4 时期)较 MIS12(L5 时期) C_3 草本植物减少; 在其他几个冰期旋回, 间冰期较相应冰期 C_3 草本植物增多. 植被替代性指标与建群种蒿属孢粉量的变化吻合较好, 其变化可能与冰期旋回上水热配置有关. MIS1(S0 时期)与 MIS11(S4 时期)气候相似, 但全新世时期松属乔木的大量增多, 暗示了人类活动和生态因子火活动的影响.

关键词 碳同位素组成, 叶腊脂类化合物, C_3/C_4 丰度, 晚第四纪植被演化, 冰期/间冰期旋回

1 引言

中国黄土高原是中华民族的主要发源地, 数千年来来的农业耕作活动使自然植被几乎全部被破坏,

今天的植被面貌无疑经受了自然和人类活动双重影响(郭正堂和侯甬坚, 2010). 地质历史时期黄土高原原生植被类型及其演化规律的研究, 不仅是区域性全球变化领域重要的课题, 而且对黄土高原生态环

中文引用格式: 周斌, 古再丽努尔·外力, Peterse F, Bird M I. 2016. 黄土高原中部 450ka 以来植被演化的有机碳同位素与分子化石记录. 中国科学: 地球科学, 46: 509–518, doi: 10.1360/N072015-00324
英文引用格式: Zhou B, Wali G, Peterse F, Bird M I. 2016. Organic carbon isotope and molecular fossil records of vegetation evolution in central Loess Plateau since 450 kyr. Science China Earth Sciences, 59, doi: 10.1007/s11430-016-5276-x

境综合建设、陆地生态系统碳汇潜力估算等均有具有现实意义。

过去的几十年间, 研究者们利用土壤微结构学(郭正堂和刘东生, 1993)、黄土沉积中的孢粉(刘俊峰和苏英, 1994; Sun等, 1997; 吴福莉等, 2004; 龙利群等, 2011)、植物硅酸体(吕厚远和刘东生, 1999)、稳定碳同位素(Ding和Yang, 2000; 顾兆炎等, 2003; Zhang等, 2003; Vidic和Montanez, 2004; An等, 2005; Liu等, 2005; 饶志国等, 2006; 陈发虎等, 2006; 周斌等, 2009; Yang等, 2012; Zhou等, 2014)等方法讨论了黄土高原不同时期的古植被及相应的气候环境变化, 积累了丰富的资料和成果。在已有的工作中, 普遍认为黄土高原晚第四纪以来是以 C_3 植物为主的 C_3 、 C_4 混合草原植被, 黄土塬面不发育稳定的大面积森林等(顾兆炎等, 2003; Zhang等, 2003; 周斌等, 2009; 张普等, 2013)。然而, 有关地质历史时期黄土高原植被演化的一些问题, 如不同时间尺度上植被如何演化? 气候环境与全新世类似的间冰期时期黄土高原植被状况是怎样的面貌? 植被演化的气候环境因素以及植被替代性指标的解译等都还需要进一步研究。

陆生高等植物因其不同的光合作途径基本分成 C_3 和 C_4 植物; 而依据其外部特征, 可以分成不同的生活型, 如乔木、灌木和草本等。 C_3 植物多生长于偏湿的环境中, 主要由乔木、灌木和喜冷湿的草本等组成, 这类植物光合作用中使用RuBisCo酶, 初级产物为三个碳原子的酸, C_3 植物碳同位素($\delta^{13}C_{C_3}$)值通常在 -32‰ ~ -20‰ 范围内变化, 以 -27‰ 左右出现的频率最高; C_4 植物更适应于日照充足、气温较高和水分条件偏干的地区, C_4 植物主要由喜暖干的草原植被组成, 这类植物光合作用中使用PEP酶, 初级产物为四个碳原子的酸, C_4 植物碳同位素($\delta^{13}C_{C_4}$)值通常在 -15‰ ~ -9‰ 范围内变化, 以 -13‰ 左右出现的频率最高(Deines, 1980)。尽管植物残体或凋落物在埋藏、分解过程中存在一定的碳同位素分馏(Chen等, 2010; Wang等, 2015), 但通过校正后, 仍然可以利用土壤有机质的碳同位素来重建过去地质历史时期 C_3 、 C_4 植物相对丰度变化(Bird和Grocke, 1997; 刘卫国等, 2002; Wang等, 2008)。然而, 植物碳同位素可能同时受气候因素的影响, 此外, 相同光合作用类型不同生活型的植物, 如 C_3 乔木、灌木和草本, 其碳同位素也可能具有相当大的差异(Keeley和Rundel, 2005; 饶志

国等, 2006; Zheng和Shangguan, 2007), 因此利用碳同位素恢复植被变化也需要其他指标的验证。植被生活型的演替信息可通过传统的孢粉学方法及分子化石方法加以揭示。孢粉学方法能够直观有效地获得古植被群落木本植物和草本植物类型变化信息, 但黄土地层中孢粉提取和鉴定的复杂性, 也使得目前长序列的孢粉记录非常稀少。近年来, 分子化石如正构烷烃类化合物(也称脂类, 叶蜡类化合物)已成为过去黄土地层植被演化研究中极具潜力的代用指标(谢树成等, 2002; Liu等, 2005; Zhang等, 2006; 王永莉等, 2007; 张虎才等, 2007; 刘卫国等, 2008; Bai等, 2009; 龙利群等, 2011)。长链正构烷烃(以下简称正构烷烃)大都由陆地高等植物产生, 沉积埋藏后能较稳定保存在沉积物中, 因此可较真实地反映原始生物、气候信息(Eglinton和Hamilton, 1967)。研究显示, 木本植物输入为主的沉积物中正构烷烃以 C_{27} 或 C_{29} 为主峰, 草本植物输入为主以 C_{31} 或 C_{33} 为主峰(Volkman等, 1981; Cranwell等, 1987; 钟艳霞等, 2009)。根据这一分布特征, 利用这些化合物的不同碳数之间的比值如 C_{31}/C_{27} 和 $C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$ 等可区别植被类型, 反映了木本植物和草本植物相对变化的关系。

本工作拟通过对灵台黄土剖面L5时期以来黄土-古土壤样品进行 $\delta^{13}C_{TOC}$ 和正构烷烃含量组合参数分析, 在同一年代框架下对这两类替代性指标数据进行综合对比研究, 结合火成碳同位素($\delta^{13}C_{Pyc}$)记录及其他植被气候指标的结果, 揭示黄土高原中部晚第四纪以来植被演化历史及其可能的气候环境影响因素。

2 材料与方法

灵台黄土剖面位于黄土高原中部($107^{\circ}39'E$, $35^{\circ}04'N$, 图1)。该地区平均海拔1300~1400m, 温度变化范围为 -4.9℃ ~ 21.2℃ , 年均温度为 8.8℃ , 年降水量为580mm, 雨季多集中在7~9月, 为温带半湿润气候。该地区地表土壤为褐土、黑垆土, 适合生长油松、侧柏、栎、榆、桦等乔木树种, 属温带森林草原环境(陈钧和董晓峰, 1990)。

灵台剖面为黄土高原出露较完整、厚度较大的黄土-古土壤-红黏土序列, 是进行晚第三纪以来陆相风尘堆积及古气候记录研究的理想剖面(Ding和Yang,

图 1 灵台黄土剖面及相关黄土剖面地理位置

五角星为本研究灵台黄土剖面位置, 其他实心圆为文中提及的相关黄土剖面位置点, 虚线指示等降水线, 实线指示等温度线. 本图改自汪海斌和冯兆东(2014)

2000; Sun等, 2010). 全剖面由168 m厚的第四纪黄土-古土壤序列和约120m厚的晚第三纪红黏土组成. 本文仅对灵台剖面L5时期以来厚度35m的黄土-古土壤序列作详细研究. 该剖面顶部约20cm为现代耕作层, 未进行采样, 从50cm起自上而下按50cm间隔薄层采样共采集黄土-古土壤样品64个.

提取总有机碳(TOC)及分析 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$: 取适量样品, 与过量的盐酸(浓度为10%)反应, 微加热促进反应进行并确保无机碳酸盐去除干净, 然后多次洗涤至中性, 将样品在60℃温度下烘干. 取适量处理后样品用CE440型元素分析仪测定有机碳含量. 采用静态灼烧氧化法(沈吉和王楚, 1997), 将制备的 CO_2 气体通过MAT-251气体质谱仪测量 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 值. 样品和标准物质重复测量结果表明, 实验的整体误差估计在 $\pm 0.2\%$ 以内, 样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 值结果取两次重复测量的平均值.

正构烷烃分析的样品处理和测试: 称取约20g冷冻干燥后样品并加入一定量的有机物内标, 用 $\text{CH}_2\text{Cl}_2:\text{CH}_3\text{OH}(3:1, \text{V/V})$ 超声抽提(4×40mL), 离心分离收集上清液(3000r/min, 5min), 得到总的可萃取

有机质(total extrable lipids, TEL); 将TEL萃取液浓缩后加入6% KOH的甲醇溶液, 室温放置过夜后用正己烷萃取非酸类物质(4×3mL); 并用硅胶柱层析分离出烷烃和醇类组分, 烷烃类组分浓缩加30 μL 正己烷定量后直接进行气相色谱分析. 气相色谱分析在配有HP-1毛细色谱柱(50m×0.32mm×0.17 μm , J&W)和氢火焰离子检测器的Trace GC 2000气相色谱仪(Finnigan, Thermo Electro)上完成. 进样口和检测器温度均为300℃, 不分流方式进样, 氦气为载气, 流速1.2mL/min. 升温程序为: 初始温度80℃, 保持1min, 先以10℃/min升温至200℃后, 再以5℃/min升温至270℃, 然后以2℃/min升温至300℃保持10min, 最后以5℃/min升温至310℃保持5min.

以上样品的前处理和分析分别于西安黄土与环境国家重点实验室和同济大学海洋地质国家重点实验室完成.

3 结果与分析

3.1 灵台黄土剖面的时间标尺

中国黄土高原黄土-古土壤序列是第四纪冰期-间冰期气候旋回控制的风尘成壤序列, 其气候是在总体冷干背景下的冷干-暖湿的交替. 磁化率的高低与成土作用的强弱相联系(刘东生, 1997). 古土壤发育时磁化率值高, 指示夏季风强, 对应气候暖湿的间冰期; 而黄土堆积时磁化率值低, 指示夏季风减弱, 对应气候冷干的冰期.

利用本次实验所测得的磁化率曲线与标准氧同位素曲线(Imbrie等, 1984)对比(图2a和b), 确定L5时期以来各黄土-古土壤层底界深度和年代(表1), 线性内插法获得灵台黄土剖面450ka以来的时间序列.

3.2 总有机碳及其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 结果

灵台黄土剖面总有机碳(TOC)及其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 结果如图3b所示. 450ka以来, TOC平均值为0.20%, 变化

表 1 灵台剖面黄土-古土壤层位、底界深度及年代与对应的氧同位素期

层位	S0	L1	S1	L2	S2	L3	S3	L4	S4	L5
深度(m)	1	8.5	11	17.5	21	24	26.5	30.5	32.5	36.5
年代(ka BP)	10	74	129	192	244	280	336	379.5	425	478
氧同位素期	MIS1	MIS2-4	MIS5	MIS6	MIS7	MIS8	MIS9	MIS10	MIS11	MIS12

图2 灵台黄土剖面时间序列的建立

(a) 磁化率随深度变化曲线; (b) 标准氧同位素 SPECMAP 曲线; (c) 根据磁化率、氧同位素对映关系建立 L5 时期以来深度-年代模式

图3 灵台黄土剖面 L5 时期以来的磁化率曲线与植被替代性指标变化

(a) 磁化率曲线; (b) 总有机碳(TOC)含量变化; (c) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 变化; (d) 端元模型恢复获得的 C_4 植物百分含量变化; (e) 正构烷烃碳优势指数(CPI)变化; (f) 正构烷烃参数 $\text{C}_{31}/(\text{C}_{27}+\text{C}_{29}+\text{C}_{31})$; (g) 正构烷烃参数 $\text{C}_{31}/\text{C}_{27}$ 变化。灰色阴影条带为间冰期时期, 与地层柱古土壤发育层(黑色填充)相对应

范围为0.04~0.7%。古土壤中的有机质含量高于黄土中有机质含量,其分布曲线与指示土壤发育程度的磁化率较一致(图3a和b)。整个序列中,有机质含量分布曲线明显分为两段: MIS12-MIS6(L5~L2时期)有机质含量相对较低, MIS5(S1时期)以来的黄土-古土壤有机质含量相对较高。

$\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 变化范围为-24.10~-18.08‰,平均值为-21.66‰。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 无明显阶段性变化,但呈现一定的冰期-间冰期旋回变化规律。如图4所示, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 在 MIS11/MIS12(S4/L5), MIS1/MIS2~4(S0/L1)时期,呈现间冰期相对正偏,冰期偏负的变化;在 MIS9/MIS10(S3/L4)、MIS7/MIS8(S2/L3)、MIS5/MIS6(S1/L2)时期呈现相反的变化趋势,即间冰期负偏,冰期相对偏正的变化。

基于前人对黄土高原现代 C_3 、 C_4 植物的碳同位素研究(刘卫国等, 2002; Wang等, 2008; Liu等, 2013),我们选择 C_3 植物-27.5‰、 C_4 植物-12.5‰作为两端元值,考虑古土壤层有机质形成埋藏过程中较先体植物至少有约1.57‰的偏正(Chen等, 2010),地质历史时期的植物较工业革命后的现代植物由于 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化有约1.3‰的偏正(Marino等, 1992),因此可利用下列方程式计算得到 C_4 植物相对含量结果。

$$\text{C}_4(\%) = (\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3} + 2.87 - \delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3} - \delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}) \times 100\% \quad (1)$$

其中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 为土壤有机质的碳同位素组成(‰), $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}$ 分别是现代 C_3 和 C_4 植物的碳同位素平均值, $\text{C}_4(\%)$ 为 C_4 植物百分含量。

如图3d所示,450ka以来 C_3 、 C_4 植物混生,以 C_3 植物为主;该区域 C_4 植物最高值出现在L4时期,约为38%;末次冰期部分时段几乎被 C_3 植物占据。全新世 C_4 植物平均值为25%,与现代表土植物 C_4 植物丰度相当(刘卫国等, 2002)。轨道尺度上, MIS1/MIS2~4和 MIS11/MIS12旋回中间冰期较冰期 C_3 植物比例减少;其他冰期旋回呈现相反的规律,其中在 MIS5/6旋回, MIS5早期 C_4 植物突然增多但总体上 MIS5期较 MIS6期 C_3 略有增多。

3.3 正构烷烃参数与草本/木本植物变化

陆源高等植物表皮叶蜡中含有大量 C_{27} 、 C_{29} 及 C_{31} 正构烷烃化合物,呈明显的奇偶优势,经历成岩、降解等作用后,长链正构烷烃奇偶优势降低,因此碳优势指数(CPI)可指示烷烃的成熟度和来源(Eglinton和Hamilton, 1967)。灵台黄土沉积物样品中检测出种类丰富的正构烷烃类化合物,其碳数分布范围为 C_{15} ~ C_{33} ,长链正构烷烃具有明显的奇偶优势,以 C_{29} 或 C_{31} 为主峰。CPI表达式为

$$\text{CPI} = 1/2 \times [(\text{C}_{25} + \text{C}_{27} + \text{C}_{29} + \text{C}_{31}) / (\text{C}_{24} + \text{C}_{26} + \text{C}_{28} + \text{C}_{30}) + (\text{C}_{25} + \text{C}_{27} + \text{C}_{29} + \text{C}_{31}) / (\text{C}_{26} + \text{C}_{28} + \text{C}_{30} + \text{C}_{32})] \quad (2)$$

该序列中CPI平均值为2.41,变化范围为0.20~4.41,最低值出现在S3晚期。如图3e所示,CPI在S1时期早期约130ka BP前后呈现阶段性升高的变化特征,但并不呈现明显的冰期间冰期旋回变化特征。沉积物CPI值较新鲜植物组织明显偏低,但基本都大于1,表明长链正构烷烃主要来源于该区域高等植被。

图4 灵台黄土剖面 L5 时期以来各黄土-古土壤层位(对应氧同位素阶段 MIS12~MIS1) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 平均值及正构烷烃参数 C31/C27 平均值变化

该岩芯沉积物样中正构烷烃比值 C_{31}/C_{27} 和 $C_{31}/(C_{27}+29+C_{31})$ 变化基本一致, 本文选取 C_{31}/C_{27} 指标作为代表, 对其进行详细分析. 正构烷烃参数 C_{31}/C_{27} 变化范围为0.47~4.56, 平均值为1.79. C_{31}/C_{27} 值在约130ka BP阶段性升高, 且变化幅度更大. 在轨道尺度上, 如图4所示, 正构烷烃参数 C_{31}/C_{27} 值在MIS1/MIS2~4 (S0/L1时期), MIS11/MIS12 (S4/L5时期)呈现间冰期低, 冰期高的变化;在MIS5/MIS6 (S1/L2时期), MIS7/MIS8 (S2/L3时期), MIS9/MIS10 (S3/L4时期)呈现间冰期高, 冰期低的变化. 正构烷烃比值增高时, 代表草本植物增多. 灵台黄土剖面正构烷烃 C_{31}/C_{27} 等参数指示黄土高原中部130ka BP草本植物阶段性增多. 在轨道尺度上, 灵台黄土剖面 C_{31}/C_{27} 指示草本植物在末次冰期旋回和MIS11/MIS12旋回间冰期较冰期木本植物增多, 在其他旋回间冰期较冰期草本植物增多的规律.

4 讨论

4.1 灵台剖面植被替代性指标对阶段性植被变化的指示

灵台黄土剖面有机碳含量呈现波动变化, 其分

布曲线与指示土壤发育程度的磁化率较一致. 研究认为, 古土壤发育的间冰期气候温暖湿润, 植被生长良好, 草本、木本植物均增多, 从而有利于有机碳的产生和积累;相反, 黄土堆积的冰期气候干燥寒冷, 植被生长不良, 多以耐旱的灌草类为主, 土壤有机碳贫乏(林本海和刘荣谟, 1992). 因此, 黄土中的有机碳组分在一定程度上指示植被类型和生物量的变化. 与磁化率曲线不一致的是, 黄土-古土壤中有机碳含量值具随年代推移而升高的趋势, 在130ka BP以来呈现阶段性增加. 黄土高原其他长时间序列如段家坡剖面、黑木沟剖面均发现有这一现象, 认为是随埋藏时间的增加, 黄土和古土壤中稳定性较差的有机碳逐渐降解, 而剩下的主要是稳定性较高的有机碳(林本海和刘荣谟, 1992; 师焕芝等, 2011). 然而, 临近剖面灌草和木本植物孢粉含量(刘俊峰和苏英, 1994), 如图5g和h所示, 指示该区域植被类型及生物量自S1时期(130ka BP)以来发生了阶段性变化. 灵台黄土沉积中惰性较强的火成碳(pyrogenic carbon, PyC), 如图5c所示, 也反映了燃烧植被生物量在130ka BP的阶段性增加以及区域性气候干旱化(Zhou等, 2007, 2014). 由此可见, 虽然有机质的降解在一定程度上不容忽视, 但植被类型、植被生物量以及气

图5 灵台黄土剖面 450ka 以来气候与植被替代性指标变化

(a) 磁化率曲线; (b) 总有机碳呈现冰期间冰期旋回变化规律且在 130ka BP 阶段性升高; (c) 火成碳含量间冰期高冰期低且在 130ka BP 阶段性升高(Zhou 等, 2014); (d) $\delta^{13}C_{TOC}$ 无阶段性变化但呈现一定的冰期旋回变化规律; (e) $\delta^{13}C_{TOC}$ 及 $\delta^{13}C_{PyC}$ 恢复得到的 C_4 植物百分含量变化; (f) 正构烷烃参数 C_{31}/C_{27} 指示草本植物在约 130ka BP 阶段性地增多; (g) 平凉剖面地层中木本和草本孢粉统计颗粒数变化(刘俊峰和苏英, 1994); (h) 平凉剖面地层中蒿属统计颗粒数变化(刘俊峰和苏英, 1994)

候干旱化可能也是导致沉积中有机组分阶段性升高的原因。

有机质分解过程中的碳同位素分馏会随着土壤深度增加(Chen等, 2010; Wang等, 2008), 但灵台剖面450ka以来 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 值并未呈现明显的趋势变化, 这表明该沉积序列有机质碳同位素不仅受微生物降解活动影响产生分馏, 而且受到了植被演替和气候环境变化反向的影响。晚第四纪以来, 灵台黄土剖面总机碳同位素变化曲线呈现与正构烷烃碳同位素较为一致的变化趋势, 但后者变化幅度较小(Peterse等, 2015), 因此利用 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 探讨植被演化时需要考虑降解和气候环境影响下的总有机碳同位素分馏。本研究 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 与该剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Pyc}}$ 记录恢复得到的 C_4 植物百分含量变化对比表明, 如图5e所示, 后者具有相对较多的 C_4 生物量贡献, 这可能与黄土高原半干旱区通常发生表面火燃烧相对较多矮小的草本植物有关, 从而某些时段木本 C_3 植物对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{Pyc}}$ 的贡献可能被低估(周斌等, 2009)。灵台剖面有机碳同位素结果显示, 黄土高原中部植被 C_3 、 C_4 植物混生, 以 C_3 植物为主; 整体上, 450ka BP以来植被光合作用类型未发生显著变化。

黄土地层中正构烷烃参数CPI值, 其无明显的冰期旋回变化特征表明, 黄土堆积和古土壤发育时期不同碳数的长链正构烷烃来源较为一致, 温暖湿润的古土壤发育时期和黄土堆积时期降解程度基本类似。在130ka前后的变化, 进一步印证有机质受微生物降解和植被变化的双重影响(Zhang等, 2006; 龙利群等, 2011)。灵台黄土剖面正构烷烃C31/C27和C31/(C27+C29+C31)等参数指示黄土高原中部植被在130ka BP 草本植物阶段性增多。C31/C27指标指示草、木本植物的相对比例变化, 但不能直接定量草本/木本的绝对值, 与临近孢粉数据(吴福莉等, 2004)草灌木/(草灌木+针树叶)结果对比可推论, 该区域草本、木本混生, 大多数时期以草本植被为主。

4.2 灵台剖面植被替代性指标对轨道尺度上植被变化的指示

在轨道尺度上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 在MIS1/MIS2~4和MIS11/MIS12旋回中呈现间冰期较冰期偏正的变化, 与通常认为的间冰期 C_4 植物相对增加相一致。然而, C31/C27指示在这两个旋回间冰期较冰期木本植物增多。

C_4 植物大多是喜暖干的草本植物, 碳同位素指示的 C_4 植物增多与正构烷烃指标指示的木本增多相矛盾。在其他三个冰期旋回上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 指示间冰期较相应冰期 C_3 植物增多, 而C31/C27则指示间冰期较冰期草本植物增多。 C_3 草本多喜冷湿环境, 在间冰期增多也需要进一步验证。

研究发现, 该区域蒿属孢粉含量变化能较好调和冰期旋回上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 和C31/C27的矛盾。黄土高原现代植被研究表明蒿属于 C_3 灌草本植物, 是当地植被建群种(程杰等, 2011)。临近灵台的平凉安村黄土剖面沉积物中孢粉含量统计数据表明, 地质历史时期蒿属也占有优势群种的地位(图5g和h) (刘俊峰和苏英, 1994)。在S0/L1(MIS1/MIS2~4)、S4/L5(MIS11/MIS12)旋回中, 古土壤层较黄土层蒿属孢粉含量偏少, 对应的间冰期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 相对偏正的结果与之相一致。然而, C31/C27指示草本植物较少, 表明 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 相对偏正并非完全是间冰期 C_4 草本植物的增多。平凉安村剖面孢粉谱图也表明MIS1和MIS11期相应冰期草本孢粉(包含 C_4 植物)增多, 但 C_3 乔木的增多更显著(刘俊峰和苏英, 1994)。黄土高原现代植被碳同位素研究表明, C_3 乔木、灌木碳同位素偏正于 C_3 草本(Zheng和Shangguan, 2007), 因此这两个旋回中间冰期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 的偏正和C31/C27的降低可能是由于相对增多的木本植物所导致。在其他三个旋回, 蒿属孢粉含量呈现古土壤较黄土层略偏高的变化, 印证这些冰期时段 C_3 草本相对增多。此外, 与该剖面木本和草本孢粉含量指标对比发现(图5), MIS5期以来草本植物相对增多, 除蒿增多外, 一些 C_4 草本和 C_3 乔木也明显增多, 这可能解释MIS5期早期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 大幅度上升, 从而导致MIS5期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 并不较MIS6期明显偏负。

研究表明, MIS11(S4时期)太阳辐射处于低值, 气候温暖半湿润(郭正堂和刘东生, 1993), 磁化率和粒度指标指示夏季风迅速增强后即持续减弱而冬季风在整个时期均偏弱(Sun等, 2010), 整体较弱的夏季风导致雨季集中在温暖的夏季, 从而冷干的早春抑制了 C_3 草本的生长, 使得 C_4 植物和一些 C_3 乔灌木竞争优势增强(Yang等, 2012)。全新世与MIS11(S4时期)40万年前后太阳辐射变化幅度相似, 两阶段为气候最相似型(Hao等, 2012)。全新世植被与S4时期基本类似, 而大量松属乔木的生长(刘俊峰和苏英, 1994), 暗示人类活动对全新世特别是中晚全新世的

影响(Shang和Li, 2010). 此外, 生态因子火活动的增强, 可能促进了C₄草本植物的繁盛和一些松科植物种子的发芽(Bond和Keeley, 2005; Zhou等, 2014). 在S3、S2和S1等相对夏季风强盛时期, 夏季风降水时间分布较宽, 早春降雨有利于C₃植物生长并占据生态位优势. 在S3和S1通常被认为是本研究时间段里最暖湿的时期, 虽然碳同位素及正构烷烃参数在短暂时期指示有较多的木本植物, 但总体上未出现过大面积稳定的森林, 与古土壤类型和黄土微结构指示该区域多数时期古植被景观为茂盛草原的观点相一致(郭正堂和刘东生, 1993).

4.3 黄土地层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 、正构烷烃参数指标的对比及其不确定性探讨

纵观以往研究者关于冰期C₃植物多, 间冰期C₄植物相对较多的观点, 多源于末次冰期旋回碳同位素的证据, 而非长时间序列不同冰期旋回的普遍规律, 且碳同位素获得的植被变化一般较少与其他指标进行对比研究. 此外, 碳同位素是指示植被光合作用类型的变化还是指示相同光合作用下不同生活型的植被变化较少在文章中得以讨论, 目前还缺少量化依据. 从已有长时间序列的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 结果来看, 如图6所示, 不同剖面相同碳同位素变化呈现或一致或有明显差异的变化规律, 其解释通常归结于植被的气候因素在时间和空间上的异同, 如构造尺度上的季风差异性变化(Sun等, 2012); 轨道尺度上的夏季风演化(An等, 2005; Liu等, 2005; 张普等, 2013)以及水热配置的季节性差异(Yang等, 2012; Zhou等, 2014). 在同一剖面利用不同碳同位素恢复植被演化也会呈现差异, 这主要是由于不同的有机组分具有不同的来源和成因(Liu等, 2007), 其所受到的气候环境影响因素也有差异(Xie等, 2004; Wang等, 2008). 从而, 在应用沉积记录中碳同位素记录来指示植被变化时应加以具体分析.

正构烷烃参数C₃₁/C₂₇、C₃₁/C₂₉和C₃₁/(C₂₇+C₂₉+C₃₁)等反映生态系统草本植物和木本植被丰度相对变化的指标, 在黄土-古土壤序列古植被与古气候研究中应用得越来越广泛. 正构烷烃参数在黄土沉积应用中获得较一致的结果, 在揭示构造大尺度、轨道尺度的植被演化或某些特殊时期植被特征上获得了被认可的成果. 然而, 现代表土长链正构烷烃分

图6 黄土高原地区 450ka 以来渭南(Sun 等, 2012)、段家坡(An 等, 2005)、灵台(本研究)及洛川 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (张普等, 2013)恢复得到的 C₄ 植物百分含量曲线

子分布特征与来源植被之间的关系复杂, 一些研究明确提出主碳峰不能确定植被的生长类型(Bi等, 2005; 饶志国等, 2011). 此外, 由于受植被类型及其生物量贡献影响, 以及气候环境因素的变化, 植物正构烷烃的产率及沉积埋藏后保存在地层中的比例具有一定的不确定性(饶志国等, 2011), 因而利用正构烷烃指标如C₃₁/C₂₇指示植被类型草/木本相对变化时需要与其他证据对比确认.

5 结论

本研究通过 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 和正构烷烃参数C₃₁/C₂₇的对比, 结合孢粉数据的佐证, 揭示了黄土高原中部晚第四纪以来植被面貌和演化特征.

(1) 450ka以来, 黄土高原中部C₃、C₄植物混生, 以C₃植物为主; 按植物生活型则以草本、木本混生, 不存在大面积的森林.

(2) 阶段性变化上, 黄土高原130ka以来草本植物总体增多; 轨道尺度上, MIS11(S4时期)较MIS12(L5期), 全新世(S0时期)较末次冰期(L1时期)建群种C₃蒿属草本植物减少; 在其他几个冰期旋回,

间冰期较相应冰期建群种 C_3 蒿属草本植物增多。

(3) 在黄土高原气候较温暖湿润的MIS9(S3时期), MIS5(S1时期)阶段, 可能出现过 C_3 木本植物的短暂增多; MIS11(S4时期)与MIS1(S0时期)气候相似, 但全新世时期松属乔木大量增多。

(4) 黄土高原中部植被演化的气候影响因素在阶段性与干旱化有关, 轨道尺度上与水分配置有关, 而全新世以来受人类活动和/或火活动的影响较大。

致谢 本研究的野外工作得到郑洪波、鹿化煜和季峻峰教授的指导和帮助, 在赵良、王先彦、王斌、曾琳、张翰之等人共同参与下完成的; 实验室工作得到刘卫国教授、张传伦教授的指导, 以及王慧、文启中工程师和董良同学的帮助, 在此一并致谢。

参考文献

- 陈发虎, 饶志国, 张家武, 金明, 马剑英. 2006. 陇西黄土高原末次冰期有机碳同位素变化及其意义. 科学通报, 51: 1310–1317
- 陈钧, 董晓峰. 1990. 陇东地区自然条件与农林牧业研究. 甘肃科学学报, 1990, 4: 69–73
- 程杰, 呼天明, 程积民. 2011. 黄土高原铁杆蒿群落分布格局对气候的响应. 中国水土保持科学, 9: 51–56
- 顾兆炎, 刘强, 许冰, 韩家懋, 杨石岭, 丁仲礼, 刘东生. 2003. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C_3/C_4 相对丰度的控制. 科学通报, 48: 1458–1464
- 郭正堂, 刘东生. 1993. 约0.85Ma前后黄土高原季风强度的变化. 科学通报, 1993, 38: 143–146
- 郭正堂, 侯甬坚. 2010. 黄土高原全新世以来自然环境变化概况. 见: 田均良, 主编. 黄土高原生态建设环境效应研究. 北京: 气象出版社. 1–47
- 林本海, 刘荣谟. 1992. 最近800ka黄土高原夏季风变迁的稳定同位素证据. 科学通报, 18: 1691–1693
- 刘东生, 译. 1997. 第四纪环境. 北京: 科学出版社. 232–239
- 刘俊峰, 苏英. 1994. 甘肃平凉地区约80万年以来的植被与气候变迁. 地理研究, 13: 90–97
- 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 吴振海, 鹿化煜, 曹蕴宁. 2002. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 830–836
- 刘卫国, 张普, 孙有斌, 黄永松, 郭正堂, 安芷生. 2008. 黄土高原中部7–2Ma期间古植被变化的分子化石证据: 以赵家川剖面为例. 第四纪研究, 28: 806–811
- 龙利群, 方小敏, 苗运法, 白艳, 王永莉. 2011. 新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件: 西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录. 科学通报, 56: 1121–1231
- 吕厚远, 刘东生. 1999. 末次间冰期以来黄土高原南部植被演替的植物硅酸体记录. 第四纪研究, 4: 336–349

- 饶志国, 朱照宇, 陈发虎, 张家武. 2006. 黄土有机质稳定碳同位素研究进展. 地球科学进展, 21: 62–69
- 饶志国, 吴翼, 朱照宇, 贾国东, Henderson A. 2011. 长链正构烷烃主峰碳数作为判别草本和木本植物指标的讨论: 来自表土和现代植物的证据. 科学通报, 56: 774–780
- 沈吉, 王楚. 1997. 静态灼烧氧化法制备有机碳同位素质谱分析样品. 分析测试技术与仪器, 3: 113–116
- 师焕芝, 李福春, 孙旭辉, 吴枫, 罗旭鹏, 李学林, 金章东. 2011. 洛川黄土/古土壤有机碳的分布特征及其与粘土矿物的相关性. 中国地质, 38: 1355–1362
- 汪海斌, 冯兆东. 2014. 中国黄土高原末次间冰期古土壤S1的地理分异——土壤发生学和土壤地貌学意义. 兰州: 兰州大学出版社. 37
- 王永莉, 方小敏, 白艳, 奚小霞, 杨胜利, 王有孝. 2007. 我国气候(水热)连续变化区域现代土壤中类脂物分子分布特征及其气候意义. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 386–396
- 吴福莉, 方小敏, 马玉贞, 安芷生, 李吉均. 2004. 黄土高原中部1.5Ma以来古生态环境演化的孢粉记录. 科学通报, 49: 99–105
- 谢树成, 王志远, 王红梅, 陈发虎, 安成邦. 2002. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 28–35
- 张虎才, 杨明生, 张文翔, 雷国良, 常凤琴, 蒲阳, 樊红芳. 2007. 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, 37: 1634–1642
- 张普, 刘卫国, 强小科. 2013. 2.5Ma以来黄土稳定同位素记录的植被及夏季风变化. 海洋地质与第四纪地质, 33: 137–143
- 钟艳霞, 薛骞, 陈发虎. 2009. 黄土高原西部地区现代植被及其表土正构烷烃分布模式研究. 第四纪研究, 29: 767–773
- 周斌, 沈承德, 郑洪波, 孙彦敏. 2009. 黄土高原中部晚第四纪以来植被演化的元素碳同位素记录. 科学通报, 54: 1262–1268
- An Z S, Huang Y S, Liu W G, Guo Z T, Clemens S, Li L, Prew W, Ning Y F, Cai Y F, Zhou W J, Lin B H, Zhang Q L, Cao Y N, Qiang X K, Chang H, Wu Z K. 2005. Multiple expansions of C_4 plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation. Geology, 33: 705–708
- Bai Y, Fang X, Nie J, Wang Y, Wu F L. 2009. A preliminary reconstruction of the paleoecological and paleoclimatic history of the Chinese Loess Plateau from the application of biomarkers. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon, 271: 161–169
- Bi X H, Sheng G Y, Liu X H, Fu J M. 2005. Molecular and carbon and hydrogen isotopic composition of n -alkanes in plant leaf waxes. Org Geochem, 36: 1405–1417
- Bird M I, Grocke D. 1997. Determination of the abundance and carbon-isotope composition of elemental carbon in sediments. Geochim Cosmochim Acta, 61: 3413–3423
- Bond W J, Keeley J E. 2005. Fire as a global ‘herbivore’: The ecology and evolution of flammable ecosystems. Trends Ecol Evol, 20: 387–394
- Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II.

- Org Geochem, 11: 513–527
- Chen P N, Wang G A, Han J M, Liu X J, Liu M. 2010. $\delta^{13}\text{C}$ difference between plants and soil organic matter along the eastern slope of Mount Gongga. *Chin Sci Bull*, 55: 55–62
- Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J C, eds. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I, the Terrestrial Environment*. Amsterdam: Elsevier. 329–406
- Ding Z, Yang S. 2000. C_3/C_4 vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: Evidence from pedogenic carbonate $\delta^{13}\text{C}$. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 160: 291–299
- Eglinton G, Hamilton R J. 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 56: 1322–1335
- Hao Q Z, Wang L, Oldfield F, Peng S Z, Qin L, Song Y, Xu B, Qian Y S, Bloemendal J, Guo Z T. 2012. Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400 kyr minima in insolation variability. *Nature*, 490: 393–396
- Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, McIntyre A, Mix A C, Morley J J, Pisias N G, Prell W L. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, Kukla G, Saltzman B, eds. *Milankovitch and Climate*. Reidel: Dordrecht. 269–306
- Keeley J E, Rundel P W. 2005. Fire and the Miocene expansion of C_4 grasslands. *Ecol Lett*, 8: 683–690
- Liu W G, Huang Y S, An Z S, Steven C C, Li L, Prell W L, Ning Y F. 2005. Summer monsoon intensity controls C_4/C_3 plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 220: 243–254
- Liu L, Yang S, Cui L L, Hao Z G. 2013. Stable carbon isotopic composition of black carbon in surface soil as a proxy for reconstructing vegetation on the Chinese Loess Plateau. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 388: 109–114
- Liu W, Yang H, Ning Y, An Z S. 2007. Contribution of inherent organic carbon to the bulk $\delta^{13}\text{C}$ signal in loess deposits from the arid western Chinese Loess Plateau. *Org Geochem*, 38: 1571–1579
- Marino B D, McElroy M B, Salawitch R J, Spaulding W G. 1992. Glacial-to-interglacial variations in the carbon isotopic composition of atmospheric CO_2 . *Nature*, 357: 461–462
- Peterse F, Zhou B, Magill C, Eglinton T I. 2015. Combined records of monsoon precipitation, temperature, and vegetation changes in East Asia over the past 200000 years. *IMOG Meeting*. 846
- Yang S L, Ding Z L, Wang X, Tang Z H, Gu Z Y. 2012. Negative $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ relationship of pedogenic carbonate from northern China indicates a strong response of C_3/C_4 biomass to the seasonality of Asian monsoon precipitation. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 317–318: 32–40
- Shang X, Li X Q. 2010. Holocene vegetation characteristics of the southern loess plateau in the Weihe river valley in China. *Rev Palaeobot Palynology*, 160: 46–52
- Sun X J, Song C Q, Wang F Y, Sun M R. 1997. Vegetation history of the Loess Plateau of China during the last 100000 years based on pollen data. *Quat Int*, 37: 25–36
- Sun J, Lu T, Zhang Z, Wang X, Liu W G. 2012. Stepwise expansions of C_4 biomass and enhanced seasonal precipitation and regional aridity during the Quaternary on the southern Chinese Loess Plateau. *Quat Sci Rev*, 34: 57–65
- Sun Y B, An Z S, Clemens S C, Jan Bloemendal J, Vandenberghe J. 2010. Seven million years of wind and precipitation variability on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 297: 525–535
- Vidic N J, Montanez I P. 2004. Climatically driven glacial-interglacial variations in C_3 and C_4 plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 32: 337–340
- Volkman J K, Gillan F T, Johns R B, Eglinton G. 1981. Sources of neutral lipids in a temperate intertidal sediment. *Geochim Cosmochim Acta*, 45: 1817–1828
- Wang G, Feng X, Han J, Zhou L, Tan W, Su F. 2008. Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}$ of soil organic matter. *Biogeosciences*, 5: 1325–1337
- Wang G, Jia Y, Li W. 2015. Effects of environmental and biotic factors on carbon isotopic fractionation during decomposition of soil organic matter. *Sci Rep*, 5: 11043, doi: 10.1038/srep11043
- Xie S, Guo J, Huang J, Chen F H, Wang H B, Farrimond P. 2004. Restricted utility of $\delta^{13}\text{C}$ of bulk organic matter as a record of paleovegetation in some loess-paleosol sequences in the Chinese Loess Plateau. *Quat Res*, 62: 86–93
- Zhang Z H, Zhao M X, Lu H Y, Faiia A M. 2003. Lower temperature as the main cause of C_4 plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 467–481
- Zhang Z H, Zhao M X, Eglinton G, Lu H Y, Huang C Y. 2006. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr. *Quat Sci Rev*, 25: 575–594
- Zheng S X, Shanguan Z P. 2007. Foliar $\delta^{13}\text{C}$ values of nine dominant species in the Loess Plateau of China. *Photosynthetica*, 45: 110–119
- Zhou B, Shen C D, Sun W D, Zheng H B, Yang Y, Sun Y B, An Z S. 2007. Elemental carbon record of paleofire history on the Chinese Loess Plateau during the last 420 ka and its response to environmental and climate changes. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 252: 617–625
- Zhou B, Shen C D, Sun W D, Bird M I, Ma W T, Taylor D, Liu W G, Peterse F, Yi W X, Zheng H B. 2014. Late Pliocene-Pleistocene expansion of C_4 vegetation in semiarid East Asia linked to increased burning. *Geology*, 42: 1067–1070