

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

张虎才^{①②} 杨明生^{①*} 张文翔^① 雷国良^① 常凤琴^① 蒲 阳^② 樊红芳^①

(① 中国西部环境教育部重点实验室, 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000; ② 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008)

摘要 利用 GC-MS 对洛川剖面 S₄ 古土壤及相邻 L₅, L₄ 部分黄土样品的分子化石进行连续检测, 获得包括正构烷烃、正烷基-2-酮和类异戊二烯等丰富的类脂物分子, 结合剖面高密度样品室内磁化率和粒度的测定结果, 讨论了这一时期的古环境和古植被演化历史. 依据正构烷烃与磁化率和粒度的相关性, 结合 CPI 指标认为黄土-古土壤样品中的分子化石虽然受异地源有机质的可能影响, 但它们的相关性证明源自样品中的分子化石真实地反映了黄土-古土壤形成时期的植被状况. 正构烷烃平均碳链长度(ACL)与磁化率和粒度之间存在良好的正相关性, 在气候环境由冷干向暖湿变化时表现为较好的同步性; 但在环境恶化过程中 ACL 记录则相对滞后. 正构烷烃碳数分布及比值参数揭示: 在黄土沉积 L₅ 向古土壤 S₄ 过渡过程中以 C₂₉ 为主峰, 显示以木本输入为优势; 在古土壤 S₄ 发育时期, 以 C₃₁ 为主峰, 显示草本比例相对增大、木本比例相对减小, 具明显的草本输入优势. 正构烷烃分析结果揭示: 洛川剖面 S₄ 古土壤形成过程中以草本植被为主, 没有发育典型的树林植被.

关键词 洛川黄土 S₄ 古土壤及相邻黄土 分子化石 古植被和古环境

生物标志物是指可以推断生物成因的一类化合物, 一旦鉴定了化合物的精确分子结构及其同位素组成, 就可以确定它们与生物的成因关系, 甚至确定某一分子化石结构及其组成特征与生物种或属的一一对应关系. 随着研究工作的深入, 分子化石已广泛应用于古环境^[1]、古气候^[2]和沉积物有机质等研究领域, 研究载体涉及气溶胶^[3]、海相沉积物^[4-6]、湖泊和泥碳沉积^[7-10]、洞穴石笋^[11]、雪冰^[12]、黄土-古土壤^[13-15]和古植被^[16]等. 这些工作证明生物标志物在古气候、古环境和植被研究中的可靠性, 显示了从分子水平上研究环境变化的潜力与优势.

中国黄土分布广泛、沉积连续、携带的环境信息

丰富, 与深海沉积物、极地冰芯并称为全球变化研究的三大支柱^[17]. 国内外学者对中国黄土进行了大量的研究并取得了丰硕的成果^[18-21], 洛川剖面作为黄土高原中部的标准剖面之一^[22], 一直是人们关注的焦点. 但是, 由于黄土-古土壤地层中生物化石和孢粉来源复杂、丰度不高、提取困难, 造成对黄土-古土壤形成过程中植被状况研究较少, 尤其是高分辨率(如世纪-千年尺度)的研究更是如此. 谢树成等和王志远等应用分子生物学方法探讨了黄土剖面末次间冰期以来黄土高原的植被景观并提出黄土地层分子化石的原地源和异地源观点^[13,14]; Zhang 和 Liu 等^[23-25]应用分子化石对洛川黄土剖面末次间冰期以来的古

植被和古气候进行了研究, 分析了 C3 和 C4 植物的扩张规律, 指出其单体碳同位素很好地指示了环境变化过程. 这些研究展示了分子化石在研究黄土地层古环境和古植被记录方面的巨大优势.

洛川黄土-古土壤序列中古土壤 S₄ 对应于氧同位素 11 阶段, 从气候变化天文理论的角度可被视为全新世和现代气候的相似型, 因而深入的研究 S₄ 形成时期古环境与古植被演化历史和特点, 对于认识和理解现代气候形成过程和变化原因、预测未来变化趋势具有重要的理论价值和科学意义. 本文以 S₄ 古土壤为研究载体, 通过分析该古土壤层的分子化石特征来探讨这一时期黄土高原(洛川地区)的古植被和古环境状况.

1 材料与方法

1.1 研究区自然地理概况及样品采集

洛川黄土剖面位于黄土高原中部, 一月平均气温为-5~-6.4℃, 七月平均气温为 21.6~22.8℃, 年均温为 8~9℃; 年降水量 550~630 mm, 主要集中在夏季(占 60%左右), 具明显的干湿季节, 属半干旱-半湿润气候. 自然植被以草本为主, 黄土沟壑区存在少量次生灌木.

实验样品采自洛川剖面 S₄ 古土壤及相邻黄土层(L₅, L₄). 对该段黄土-古土壤沉积以 2 cm 为间距连续采样进行室内磁化率和粒度分析, 同时采集分子化石样品 55 个, 其中 L₄-1~S₄-1 号样品以每 4 cm 间隔取样, S₄-2~L₅-6 号样品每 6 cm 间隔取样, L₅-7~L₅-13 号样品每 4 cm 间隔取样. 样品均密封干燥保存, 避免后期人为有机质加入及微生物意外生长产生新的有机质.

1.2 实验分析

取风干样品 50 g, 粉碎至大于 100 目, 采用溶剂-超声波萃取法, 用精制二氯甲烷和甲醇(体积比 V₁:V₂ = 93:7) 混合溶剂浸泡 48 h, 再用超声波常温萃取两次, 每次 10~15 min, 然后, 合并萃取液过滤, 将滤液浓缩至恒重, 获得 4~12 mg 总抽提物. 为防止样品中微量组分在分离过程中进一步流失, 不再用硅胶-氧化铝色谱柱分离为族组分. 抽提物样品用氯仿稀释后, 直接全组分进行 GC-MS 分析.

由于黄土-古土壤中可提取的有机质很少, 分析

过程中的有机质污染对实验结果会产生很大影响, 因此, 实验所用试剂和滤纸均精制和抽提. 玻璃仪器先用蒸馏水清洗, 使用前再用试剂浸泡 5 min.

有机分析用型号为 HP 6890/HP 5973 N GC-MS 的气相色谱-质谱联用仪进行. 色谱分析条件: DB-5 毛细管柱 (30 m×0.25 mm×0.25 μm), 柱始温 80℃, 以 3℃/min 程序升温至 300℃, 终温恒定 20 min, 进样口温度 300℃, 载气为氦气. 质谱分析条件: 电离方式 EI, 电离能量 70 eV, 离子源温度 230℃, GC-MS 接口温度 280℃. 为监测实验过程中可能出现的有机质污染, 实验时附加一个空白实验, 测试结果未发现文中所讨论的有机组分. 因而认为分析所获的结果展示了样品中真实的有机成分.

磁化率测量使用英国 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化率仪重复测量 3 次, 取平均值作为结果; 粒度测量先对样品进行规范的前处理, 再使用英国产的 MARVERN MS-2000 全自动激光粒度仪测定, 测量过程经过严格的可靠性和精确性检验^[26].

2 结果与讨论

2.1 分子化石特征

在所分析样品中, 均检出大量的分子化石(图 1(a)). 其中正构烷烃碳数分布范围为 C₁₅~C₃₄, 以 C₁₅~C₂₃ 弱峰和 C₂₃~C₃₃ 优势峰呈双峰分布, C₂₃ 的弱偶碳优势不明显, C₂₃⁺ 具非常明显的奇碳优势, 主峰碳为 C₂₉ 或 C₃₁(图 1(b)). 碳优势指数 CPI (CPI = [(C₂₅+C₂₇+...+C₃₃)/(C₂₄+C₂₆+...+C₃₂)+(C₂₅+C₂₇+...+C₃₃)/(C₂₆+C₂₈+...+C₃₄)]/2) 为 1.87~4.38, 比一般植物蜡质的 CPI 值低, 但大于演化成熟时的有机质 CPI 值 1, 为低成熟度有机质.

分子化石的分布特征揭示样品中的有机质的主要来源, 微弱甚至缺失的低碳峰指示微生物和菌藻类分子化石的比例很小, 而高碳数的优势峰显示高等植物是分析样品中有机质的主要贡献者.

2.2 有机质来源分析

黄土沉积与其他典型沉积物(如碳酸盐岩)有明显差异: 其物质来源极其复杂、涉及范围宽广. 正是由于黄土物质来源的特殊性, 在分析过程中首先要考虑黄土-古土壤中有机质的来源. 利用地质尘埃和石油残余物正构烷烃 CPI 为 1 这一特性, 能够计算出

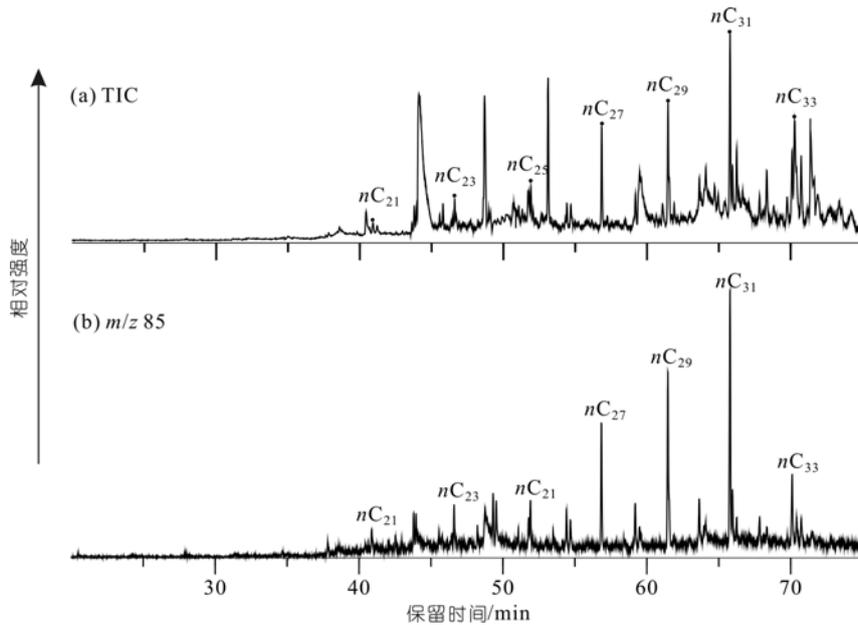


图 1 洛川剖面 S_4 古土壤分子化石的 GC-MS 质量色谱图

(a) 为总离子图; (b) 为正构烷烃图. 峰上数字代表碳数

高等植物源分子化石的分布^[12,27~29], 这一方法已成功应用于对雪冰中古植被、古气候的研究^[12], 并在黄土分子化石研究中, 利用公式: $C_{w/n} = C_n - [0.5(C_{n-1} + C_{n+1})]$ 计算出了兰州九州台黄土剖面中异地源和原地源正构烷烃分布情况^[13] (式中 $C_{w/n}$ 为原地的来自高等植物碳数为 n 的分子化石, 负值按零处理, C_n , C_{n-1} 和 C_{n+1} 为样品中碳数, 分别为 n , $n-1$, $n+1$ 化合物的地质体源和生物体源的总丰度). 在我们所检测的样品中, CPI 值较低, 可能是黄土有机质含量很低且来源单调同时长期暴露于气下环境、 S_4 时期气候温湿和成壤作用强烈及异地源分子化石多重作用的结果. 这样, 依据上式计算出 S_4 及相邻层位黄土样品原地源高等植物正构烷烃的相对丰度, 剩余的为异地源正构烷烃, CPI 为 1. 通过计算分析我们发现, 高碳数如 C_{29} , C_{31} 和 C_{33} 以原地源为主 (平均值分别为 76%, 85% 和 75%); 而低碳数如 C_{23} , C_{25} 和 C_{27} 则受外地源影响较大 (平均值分别为 19%, 33% 和 56%) 且有随碳数降低外地源影响增大的趋势. 由于在所检测的样品中均以 C_{29} , C_{31} 和 C_{33} 为主, 加之样品中并没有检测到足够丰度代表成熟度的藿烷, 可以认为异地源有机质含量微小. 同时发现就所分析的样品而言其 C_{25} , C_{27} 外地源和原地源比例变化频繁且幅度很大, 其原因有待进一步深入研究.

分子有机地球化学研究结果表明, 木本植物的

正构烷烃以 C_{27} 或 C_{29} 为主峰, 而草本植物的正构烷烃以 C_{31} 为主峰^[30,31]. 因此, 样品中以 C_{31} 为主峰则多表明以草本植物占优势, 以 C_{27} 和 C_{29} 为主峰则多指示木本的优势输入, 即正构烷烃中 C_{31} , C_{27} 和 C_{29} 的相对含量指示草本植物与木本植物的相对生物量. 我们对于干旱-半干旱区兰州兴隆山现代树林植被和土壤分子化石研究结果表明, 阔叶-落叶树的枝干及叶片以 C_{27} 为优势碳, 而常绿针叶树则以 C_{29} 为主峰碳; 草本则以 C_{31} 为主峰碳; 现代土壤中则表现为 C_{27} , C_{29} 和 C_{31} 均势的高碳数组合特征, 揭示土壤复杂的碳来源和转化作用 (见图 5(a) 及相关讨论). 相对而言, 本文所研究的洛川黄土剖面样品高碳数组合简单, 以 C_{31} 或 C_{29} 为主优势碳, 与现代土壤 (兴隆山) 有很大的差别, 意味着当时植被发育不良、微生物作用不强或有机质保存不佳环境因素的差别与影响. 为了便于对比和深入分析, 我们利用 $Q_{草/植} (q_{草/植}) = C_{31}/[C_{27} + C_{29} + C_{31}]$ 和 $Q_{木/植} (q_{木/植}) = [C_{27} + C_{29}]/[C_{27} + C_{29} + C_{31}]$ 分别代表黄土-古土壤发育时期草本与木本植物丰度指标进行对比讨论. 其中 $Q_{草/植}$ 代表原地源、 $q_{草/植}$ 代表未经原地源与异地源校正的草本、木本植物比例.

磁化率变化与黄土-古土壤旋回有很好地对应关系, 代表了夏季风的强弱. $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与磁化率的相关性分析显示很高的相关性 (图 2(a), (b)), 相关系数分别达到 0.783 和 -0.739; 粒度变化记录了冬季风

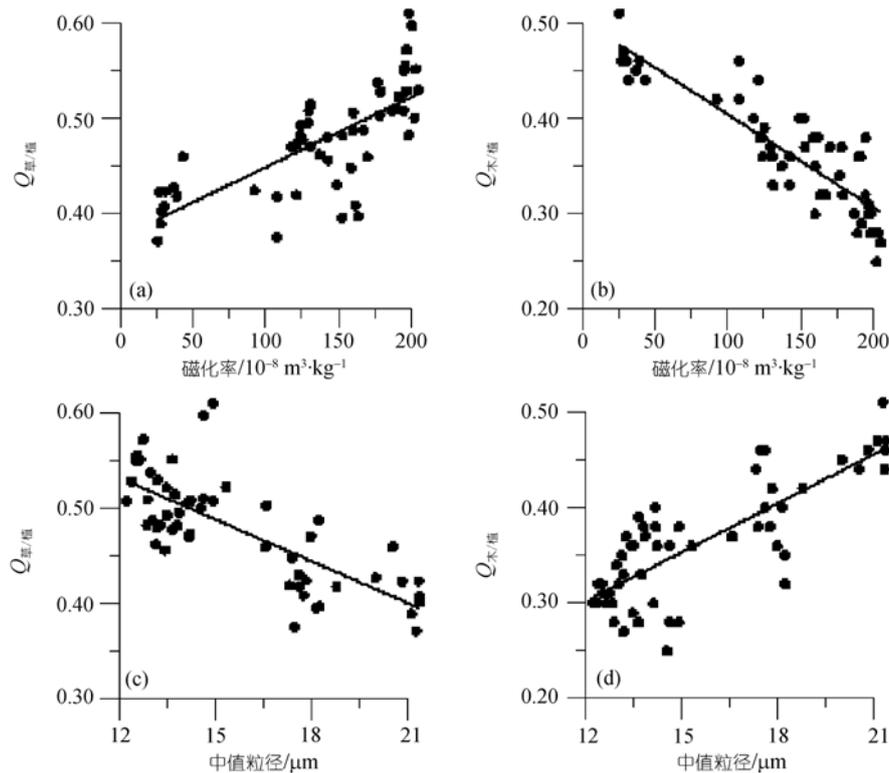


图 2 原地源分子化石与磁化率、粒度的相关性

的强弱, $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与粒度的相关性分析同样显示了很高的相关性(图 2(c), (d)), 相关系数分别为 -0.755 和 0.754 。从这些相关性分析可以得出, 经过计算获得的原地源正构烷烃代表了黄土-古土壤形成时期的植被。

未经原地源与异地源区分的样品正构烷烃 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 与磁化率的相关关系如图 3(a), (b), 相关系数分别为 0.570 和 -0.578 , 均能通过 $r0.01$ 和 $r0.05$ 标准检验, 显示 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 与磁化率均有相关性。同样, $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 与中值粒径相关关系如图 3(c), (d), 相关系数为 -0.702 和 0.703 , 显示了很高的相关性。通过对比 $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 、 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 与磁化率和粒度的相关程度发现, $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与中值粒径相关系数也十分接近; 但 $Q_{木/植}$ 与磁化率的相关性 ($r = -0.739$) 高于 $q_{木/植}$ 与磁化率的相关性 ($r = -0.578$); 而 $Q_{草/植}$ 与磁化率的相关性 ($r = 0.783$) 显著高于 $q_{草/植}$ 与磁化率的相关性 ($r = 0.570$), 可以看出 $q_{木/植}$ 、 $q_{草/植}$ 与磁化率的相关程度明显低于 $Q_{木/植}$ 、 $Q_{草/植}$, 证明经过校正后的分子化石更真实地反映了原地植被对有机质的贡献。黄土源区戈壁、沙漠植被稀少, Zhang 等^[24]认为黄土高原的脂类物质主要来自原地。同时, 由于 $Q_{草/植}$ 与磁化率的相关系数

(0.783) 大于 $q_{草/植}$ 与磁化率的相关系数 (0.570), 显示来源于草本的有机质组分易受异地源的影响, 这可能是因为不论是黄土源区还是沉积区, 其植被均以草本为主的缘故。

2.3 平均碳链长度与古环境

来源于高等植物中蜡质的正构烷烃在地层中能够被有效地保存下来。研究表明, 由于不同植物能够产生不同链长的正构烷烃, 平均碳链长度 (ACL = $C_{27} \sim C_{33}$ 平均链长值) 值的大小指示了植被类型的不同^[30,32], 其值的变化趋势具有一定的温度指示意义^[33]。在亚热带, 覆盖于陆生植物叶面的蜡质生物合成产生较长碳链的化合物; 而在干寒区, 则合成较短碳链的化合物, 因此暖区植物保存下来的正构烷烃的平均碳链比冷区长^[34]。环境因素中的湿度能够影响植物的生理功能, 也可能影响植物的光合作用和物质合成, 所以平均碳链长度与湿度相关^[35], 如泥碳样品中正构烷烃平均链长值的相对高低反映了地区性的温湿状况^[36]。

洛川剖面黄土-古土壤的磁化率与深海氧同位素有很好的对比性, 是黄土、古土壤形成时期温度与降

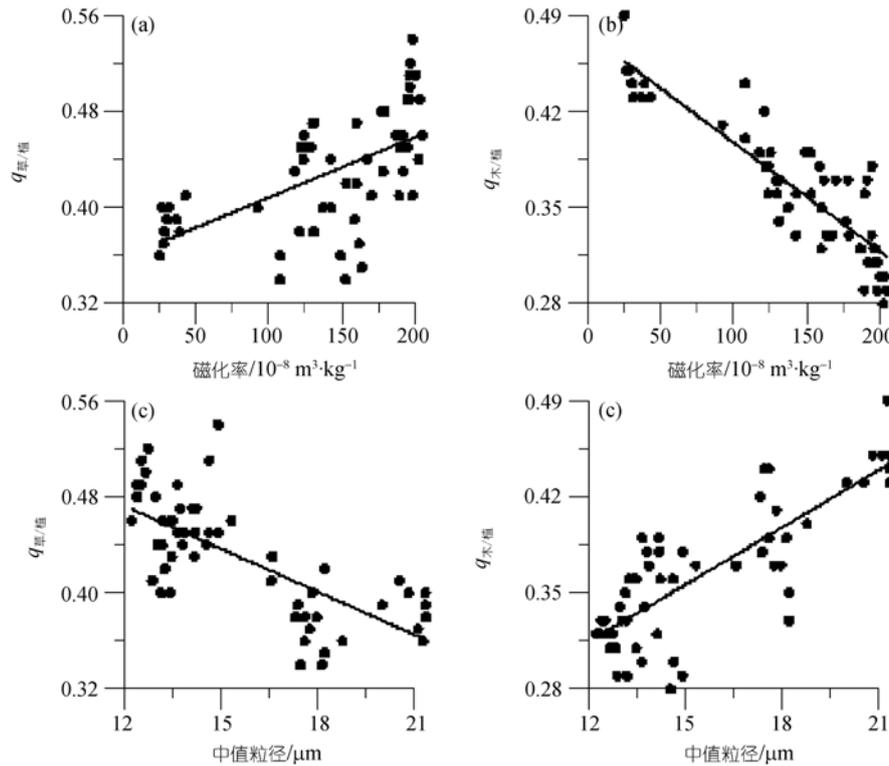


图3 未经校正分子化石与磁化率、粒度率的相关性

水配置程度的表现, 粒度则主要反映了冬季风的强弱. 在 L_5 向 S_4 过渡过程中, 磁化率和粒度指标显示 (图 4) 气候环境由冷干向暖湿转变, 冬季风逐渐减弱, 平均碳链长度值小; 进入古土壤成壤期, 夏季风对剖面的影响增强, 平均碳链长度值逐渐增大. S_4 向 L_4 过渡时, 磁化率有明显减小趋势, 但 ACL 值变化平缓, 这可能是气候由暖湿向冷干转变时植被生态系统稳定性的结果. ACL 值的变化趋势与黄土地层向古土壤地层过渡时转暖趋势一致, 但与古土壤地层向黄土地层转变时转冷干趋势存在一定差异, 出现滞后现象. 洛川剖面 0 ~ 170 ka 期间黄土-古土壤 ACL 值变化显示了相似的规律, 即在 L_2 黄土堆积期, ACL 值低, L_2/S_1 转变阶段, ACL 值逐渐增大, S_1 古土壤形成期, ACL 值高^[24].

2.4 古土壤 S_4 发育时期的古植被

正构烷烃丰度及相关参数显示, 所研究样品的正构烷烃碳数分布以 C_{31} 或 C_{29} 为主峰. 在采样深度 300 ~ 230 cm (即样品 $L_5-7 \sim 1$) 以 C_{29} 为主峰碳; 在 230 ~ 0 cm (即样品 $S_4-34 \sim 1$ 和 $L_4-7 \sim 1$), 主峰碳为 C_{31} , 其中 L_5-4 和 L_5-5 号样品 C_{29} , C_{31} 丰度相当. 值得注意

的是, 部分样品出现主峰碳的变化, 这意味着从黄土沉积过渡到古土壤发育过程中, 植被并非由木本占优势转变为草本占优势后保持不变. 磁化率和粒度指标也显示, 在黄土向古土壤过渡时, 气候曾出现过多次波动并可与主峰碳的变化对应.

$Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 表示草本、木本与植被之间相对丰度的变化. L_5 向 S_4 过渡过程中, $Q_{草/植} < Q_{木/植}$, 显示该时期木本比例高于草本, 指示气候相对干冷, 环境因素更不利于植物生长, 植被总量小. 随着气候环境的改善, $Q_{草/植}$ 逐渐增大, $Q_{木/植}$ 逐渐减小, 植被变化由木本优势向草本优势过渡. S_4 古土壤发育过程中, 磁化率和粒度指标指示夏季风增强、湿度变大、温度升高, 环境改善更有利于植物生长发育、种属增多, 植被总量增大. 但在半湿润的黄土区, 水热配置的改善更有利于草本植物的繁盛, 导致草本生长比例的增大, 表现为在 S_4 成壤期, $Q_{草/植}$ 曲线趋势逐渐增大, 形成曲线峰, $Q_{木/植}$ 曲线趋势则由于草本增量大于木本而逐渐减小. S_4 向 L_4 过渡时, 磁化率曲线有明显变小趋势, 但粒度 (中值粒径和 $>30 \mu\text{m}$ 百分含量) 仅出现微弱变化, 这种组合关系 (即磁化率出现较明显变化而粒度变化微弱), 指示气候向干旱化方向转变, 古土

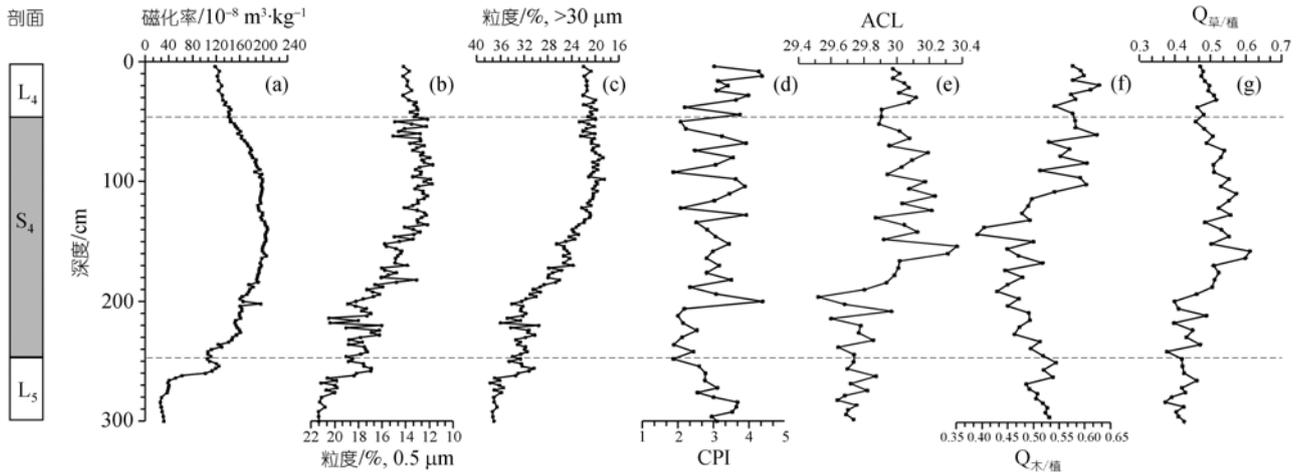


图 4 剖面磁化率、粒度及正构烷烃比值图

S₄ 为古土壤, L₅ 和 L₄ 为黄土, $Q_{木/植} = C_{29}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$, $Q_{草/植} = C_{31}/(C_{27}+C_{29}+C_{31})$, $ACL = \sum(C_n * [C_n]) / \sum[C_n]$, 式中 $[C_n]$ 为正构烷烃 C_n 的丰度, C_n 为正构烷烃 C_n 的碳数值, n 为 25~33

壤成壤作用减弱, 其间 C_{29} 的丰度虽然有所逐渐增大, 但主峰碳仍是 C_{31} . 正构烷烃参数 $Q_{草/植}$ 相对减小, $Q_{木/植}$ 相对增大, 反映了间冰期向冰期转变时草本植物丰度减小和木本植物有所增加的趋势. 这种变化可以归纳为在温湿的古土壤成壤期以草本植物占优势; 而在干冷的黄土堆积期则以木本植物占优势, 这主要决定于植物总量、特别是草本植物的大幅度变化.

不同学者利用正构烷烃丰度比值来区别植物类型, 如 Hanisch 等^[37]认为正构烷烃 C_{27} , C_{29} 来源于落叶树, 因此用 $(C_{27}+C_{29})/\sum(C_{23}+\dots+C_{33})$ 比值估算落叶植被对湖相沉积物的贡献; Schwark 等^[38]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, 指出中欧冰后期以草本输入占优势的苔原植被中, 沉积物正构烷烃 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值大于 0.5, 然而全新世森林植被 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值则小于 0.5; Schefuss 等^[35]和 Rommerskirchen 等^[39]用归一化正构烷烃参数 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值讨论了南非大陆陆缘沉积物的植被变化, 认为以草地和南美大草原输入的比值大, 远离南非大陆的钻孔样品, 其具有明显的草类输入, $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 比值大于 0.5; Zhang 等^[24]对洛川 0~170 ka 黄土研究发现, 该时期植被以草本占优势, $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值为 0.5~0.81, 且在暖湿阶段有增大、冷干阶段小的趋势, 反映暖湿期草本增加, 干冷期减小的变化规律. 为了便于对比, 下面我们利用同样的比率关系进行进一步的分析. 洛川 S₄ 古土壤及相邻黄土正构烷烃三角图解及 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 参数随

剖面变化如图 5(a), (b)所示. 从图可以看出, 古土壤发育过程中草本有增加的趋势, 而在黄土沉积时期木本比例增加(图 5(a)); 其值为 0.45~0.85; 在 L₅ 黄土层中, L₅-13~L₅-6, L₅-3~L₅-1 的 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值小于 0.5, L₅-5, L₅-4 的值微大于 0.5; S₄ 和 L₄ 的 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 值大于 0.5, 只有 S₄-29 的值小于 0.5. 因此可以推测, L₅ 以稀疏灌木类植物占优势, 为荒漠植被; 而 S₄ 及相邻 L₄ 以草本植物为主, 为稀树草原植被. 孢粉资料显示洛川 S₄ 发育时期可能为森林草原植被^[18], 但该带孢粉数量与组合变化很大; 临近的黄陵黄土剖面在 S₄ 古土壤时期以草本植物花粉占优势, 木本植物花粉较少^[40], 与正构烷烃 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 记录的草本植被类型一致. 洛川剖面稳定同位素研究显示, 黄土沉积时期以 C₃ 植物为主, 古土壤形成时期 C₄ 植物扩张, 但黄土沉积时期的气候要比古土壤发育时期恶劣, 因此黄土沉积时期为荒漠植被^[41], 与我们的研究结果一致.

S₄ 古土壤发育过程中, 土壤淋滤作用增强并形成钙结核, 这个过程可能引起分子化石向下迁移, 但淋滤作用对碳数比较接近的同系物 (如正构烷烃 C_{27} , C_{29} 和 C_{31}) 的影响大致相等, 因此它们的比值能够消除这种淋滤的影响. 即使淋滤作用能影响单个化合物 C_{27} , C_{29} 和 C_{31} 含量的变化, 但不影响它们的比值所反映的植被变化情况; 在淀积层, 正构烷烃的碳数分布可能会受到影响, 本次研究上部古土壤为 C_{31} 主峰, 而下部黄土为 C_{29} 主峰, 淋滤作用可能会削弱淀积层

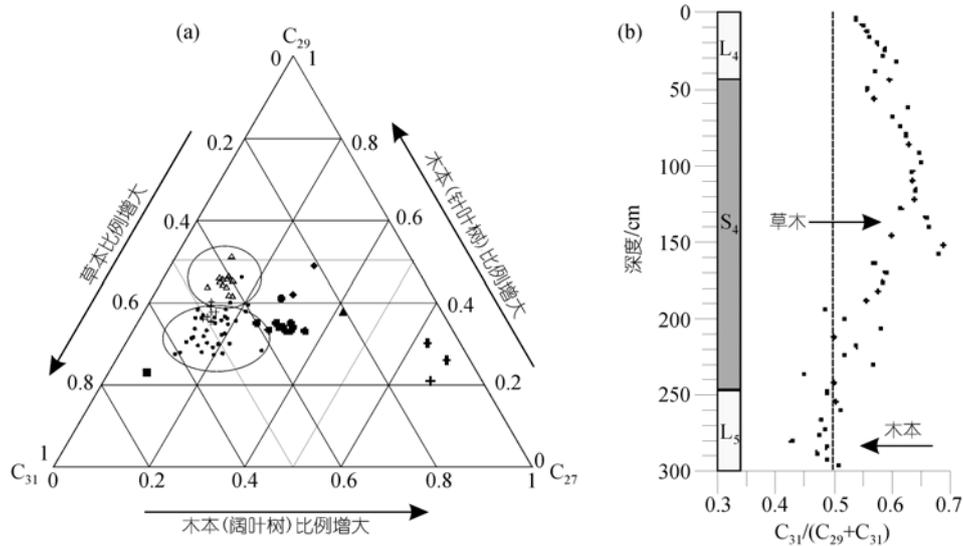


图 5 洛川剖面正构烷烃三角图解(a)及 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 参数植被分类(b)图
(a)中 \bullet S₄、+ L₄ 黄土、 Δ L₅ 黄土; \blacksquare 草、 \bullet 土壤、 \blacklozenge 松针-杉叶、 \blacktriangle 苔藓、 \blacklozenge 阔叶-树枝-树干

的 C₂₉ 主峰优势, 再者, 淋滤作用主要以溶解态发生, 而黄土、古土壤中溶解态有机质含量是十分有限的但在黄土-古土壤大尺度旋回中并没有影响古土壤以草本发育为主的 C₃₁ 主峰和黄土以木本发育为主的 C₂₉ 主峰的分子化石记录。

3 结论

黄土-古土壤中可检测出种类丰富的分子化石, 它们记录了地质历史时期的古植被和古环境信息, 是全球变化研究的一项重要指标。正构烷烃 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 、 $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与磁化率和粒度的相关性分析表明黄土-古土壤地层的分子化石与环境变化相关, 但比较 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 、 $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与磁化率的相关程度, 发现 $q_{草/植}$ 与磁化率的相关性小于 $Q_{草/植}$, 并且剖面正构烷烃 CPI 偏小。 $q_{草/植}$ 和 $q_{木/植}$ 、 $Q_{草/植}$ 和 $Q_{木/植}$ 与磁化率和粒度的相关性证明分子化石源自相应的黄土-古土壤层, 可以可靠地反映地质时期的古环境和古植被。

ACL 值是温度和湿度记录的重要指标, 通过与磁化率和粒度参数的对比我们认为, ACL 值记录了黄土剖面的温湿变化, 显示在古土壤形成期间 ACL 值较大, 温度较高, 湿度大; 在黄土堆积阶段, ACL 值较小, 温度较低, 湿度小。由于 ACL 值与区域植被发育状况紧密相关, 当气候环境由冷干向暖湿转变时, ACL 值也随之发生变化, 较好地记录了环境变化的

信息; 但在环境由暖湿向冷干转变过程中, 植被覆盖度和种属由高而多向低且单调方向发生过渡性变化, 相对而言生态系统对环境具有一定的稳定性, 使得 ACL 值记录的环境信号相对滞后。

洛川黄土剖面 S₄ 及相邻黄土 L₅, L₄ 部分样品正构烷烃参数显示, 在从 L₅ 向 S₄ 过渡过程中木本植物比例减小, 相应的草本植物比例增大, 揭示了在气候环境由干冷向暖湿转变时, 更有利于草本植物的快速发育。正构烷烃的碳数分布以 C₂₉ 为主峰, 指示在黄土堆积时期以木本输入为优势; 在成壤期, 以 C₃₁ 为主峰, 显示此时以草本输入为优势; S₄ 向 L₄ 过渡时, C₃₁ 仍为主峰碳, 但 C₂₉ 丰度有明显增加趋势, 主峰碳的这种变化与黄土-古土壤交替规律具有一致性。作为植被类型指标的 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 比值显示黄土地层为木本植被, 古土壤地层为草本植被。黄土堆积期的木本优势和古土壤成壤期的草本优势揭示植被类型的变化受温度和降水影响十分明显。

分子化石记录了黄土-古土壤地层连续的古植被和古环境信息, 从分子有机地球化学的角度提供了另一种深入探讨环境与植被变化的科学手段, 但是其中也存在着大量问题需要进一步深入的研究。

致谢 感谢两位匿名评审人提出的建设性修改意见。

参 考 文 献

- 1 傅家谟, 盛国英. 分子有机地球化学与古气候、古环境研究. 第四纪研究, 1992, (4): 306—320
- 2 Ohkouchi N, Kawamura K, Taira A. Molecular paleoclimatology: reconstruction of climate variabilities in the late Quaternary. *Org Geochem*, 1997, 27: 173—183[DOI]
- 3 Simoneit B R T, Sheng G Y, Chen X J, et al. Molecular marker study of extractable organic matter in aerosols from urban areas of China. *Atmos Environ*, 1991, 25A (10): 2111—2129
- 4 Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Allkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: implications for studies of paleoclimate. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 513—520[DOI]
- 5 Pearson A, McNichol A P, Benitez-Nelson B C, et al. Origins of lipid biomarkers in Santa Monica Basin surface sediment: a case study using compound-specific $\Delta 14C$ analysis. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65: 3123—3137[DOI]
- 6 卢冰, 陈荣华, 王自磐, 等. 亚北极白令海近百年海洋环境变化——来自分子化石的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(4): 367—374
- 7 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine Org. Geochem—an overview of indicators of organic matters sources and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem*, 1993, 20(7): 867—900[DOI]
- 8 张虎才, 常凤琴, 李斌, 等. 柴达木察尔汗湖贝壳堤剖面长链支链烷烃及其古环境意义. 科学通报, 2007, 52(6): 707—714
- 9 盛国英, 蔡克勤, 阳学贤, 等. 合同察汗淖(碱)湖沉积物中的长链不饱和酮及其古气候意义. 科学通报, 1998, 43(10): 1090—1094
- 10 谢树成, Evershed R P. 泥炭分子化石记录气候变迁和生物演替的信息. 科学通报, 2001, 46(10): 863—866
- 11 Xie S C, Yi Y, Huang J H, et al. Lipid distribution in a subtropical southern China stalagmite as a record of soil ecosystem response to paleoclimate change. *Quat Res*, 2003, 60(3): 340—347[DOI]
- 12 谢树成, 姚檀栋, 康世昌, 等. 青藏高原希夏邦马峰地区雪冰有机质的气候与环境意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(5): 457—465
- 13 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 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, 2002, 32(1): 28—35
- 14 王志远, 谢树成, 陈发虎. 临夏塬堡黄土地层 S₁ 古土壤中的正构烷烃及其古植被意义. 第四纪研究, 2004, 24(2): 231—235
- 15 杨明生, 张虎才, 雷国良, 等. 洛川黄土剖面末次冰期间冰段弱古土壤(L₁SS₁)分子化石及其古植被与古环境. 第四纪研究, 2006, 26(6): 976—984
- 16 Mitra S, Bianchi T S, Guo L, et al. Terrestrially derived dissolved organic matter in the Chesapeake Bay and the Middle Atlantic Bight. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 3547—3557[DOI]
- 17 Williams M A J, Dunkertey D L, De Deckker P, et al. Quaternary Environments. Beijing: Science Press, 1997. 189—239
- 18 Liu T, et al. Loess and the Environment. Beijing: China ocean Press, 1985. 1—251
- 19 Kukla G J, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 1998, 16: 811—814[DOI]
- 20 安芷生, Porter S, Kukla G, 等. 最近 13 万年黄土高原季风变化的磁化率证据. 科学通报, 1990, 35(7): 529—532
- 21 杨明生, 张虎才, 丁虎, 等. 黄土剖面古土壤和生物化石 ¹⁴C 测年对比研究. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30(5): 589—596
- 22 Kukla G, An Z. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1989, 72: 203—225[DOI]
- 23 Zhang Z H, Zhao M X, Lu H Y, et al. Lower temperature as the main cause of C₄ plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214: 467—481[DOI]
- 24 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]
- 25 Liu W G, Huang Y S, An Z S, et al. Summer monsoon intensity controls C₄/C₃ plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 220: 243—254[DOI]
- 26 雷国良, 张虎才, 张文翔, 等. Mastersize2000 型激光粒度仪分析数据可靠性检验及意义——以洛川剖面 S₄ 层古土壤为例. 沉积学报, 2006, 24(4): 531—539
- 27 Simoneit B R T, Cardoso J N, Robinson N. An assessment of terrestrial higher molecular weight lipid compounds in aerosol particulate matter over the south Atlantic from about 30—705. *Chemosphere*, 1991, 23: 447—465[DOI]
- 28 Sicre M A, Marty J C, Saliot A, et al. Aliphatic and aromatic hydrocarbons in different sized aerosols over the Mediterranean Sea: occurrence and origin. *Atmos Environ*, 1987, 21(10): 2247—2259[DOI]
- 29 Schneider J K, Gagosian R B, Cochran J K, et al. Particle size distribution of n-alkanes and ²¹⁰Pb in aerosols off the coast of Peru. *Nature*, 1983, 304: 429—432[DOI]
- 30 Cranwell P A. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. *Freshw Biol*, 1973, 3: 259—265[DOI]
- 31 Cranwell P A, Eblinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Org Geochem*, 1987, 11: 513—527[DOI]
- 32 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. 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]
- 33 Poynter J G, Farrimond P, Brassel S C, et al. Aeolian-derived higher-plant lipids in the marine sedimentary record: links with paleoclimate. In: Leinen M, Sarnthein M, eds. *Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and past Patterns of Global Atmosphere Transport*. Kluwer, 1989. 435
- 34 Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. Reconstruction of late gla-

- cial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Org Geochem*, 2005, 36: 1272—1284[DOI]
- 35 Schefuss E, Rattmeyer V, Stuut J B W, et al. Carbon isotope analysis of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochem Cosmochim Acta*, 2003, 67 (10): 1757—1767[DOI]
- 36 Gagosian R B, Peltzer E T, Merrill J T. The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments. *Org Geochem*, 1986, 10: 661—669[DOI]
- 37 Hanisch S, Ariztegui D, Püttmann W. The biomarker record of Lake Albano, central Italy—Implications for Holocene aquatic system response to environmental change. *Org Geochem*, 2003, 34: 1223—1235[DOI]
- 38 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of Postglacial to Early Holocene vegetation history in terrestrial Mid-Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, 2002, 30: 463—466[DOI]
- 39 Rommerskirchen F, Eglinton G, Dupont L, et al. A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: Relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4(12): 1101, doi:10.1029/2003GC000541
- 40 石建省, 李铮华, 魏明建, 等. 黄土与古气候演化. 北京: 地质出版社, 1998. 26—34
- 41 Fakes L A, Sun J. A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence Estimates of plant types during stadials and interstadials. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeocol*, 1994, 108: 183—189[DOI]