

洞穴现代沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应及机理探讨: 以贵州 4 个洞穴为例

罗维均^{1,2}, 王世杰^{1*}, 刘秀明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, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 在贵州选择一组植被退化系列的 4 个洞穴系统(荔波凉风洞、都匀七星洞、镇宁犀牛洞和安顺将军洞)为具体研究对象,对其地表植被生物量、植被和洞穴现代沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行了对比分析。结果显示洞穴现代沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与生物量有着很强的负相关关系,说明洞穴沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在空间上可能存在生物量效应,与洞穴石笋所揭示的时间序列上的生物量效应相对应。根据已有的数据和认识,推断这种生物量效应主要由地表植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值及土壤 CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ 值的微生物作用共同控制: 在地表植被生物量较大变化情况下, 沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应主要受植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化主导; 而在地表植被生物量较小变化的情况下, 沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应主要受微生物作用主导, 而植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化的影响相对较弱。

关键词: 洞穴现代沉积物; $\delta^{13}\text{C}$; 生物量效应; 贵州省

中图分类号: P597; P593 文献标识码: A 文章编号: 0379-1726(2007)04-0344-07

Biomass effect on carbon isotope ratios of modern calcite deposition and its mechanism: A case study of 4 caves in Guizhou Province, China

LUO Wei-jun^{1,2}, WANG Shi-jie^{1*} and LIU Xiu-ming¹

1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: A series of vegetation degradation of 4 cave systems were respectively investigated in Guizhou, which are Liangfengdong Cave in Libo, Qixingdong Cave in Duyun, Xiniudong Cave in Zhenning and Jiangjundong Cave in Anshun, and the relationship among surface biomass, stable carbon isotope ratios of surface vegetation and modern calcite deposition in cave was analyzed. The results show that there is a strong negative correlation between stable carbon isotope ratios of modern calcite deposition and biomass of surface vegetation, and biomass have a direct effect on carbon isotope of calcite deposition in space scale, conforming to cave stalagmite in time scale. If the biomass of surface vegetation has more changes, in this condition, biomass effect of calcite deposition carbon isotope ratios is most affected by the change of carbon isotope ratios of surface vegetation, and the affection of microbe process is less relatively. While biomass of surface vegetation has fewer changes, the situation is on the contrary.

Key words: modern calcite deposition; $\delta^{13}\text{C}$; biomass effect; Guizhou Province

0 引言

利用石笋等次生化学沉积物中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值重建

古生态环境已取得了一定进展^[1-4]。在以往的研究中,人们多考虑 C_3 和 C_4 植被之间较大的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异以及植物凋落物进入土壤后形成有机质过程中非常小的同位素分馏(1‰~2‰),并且假设土壤有机

收稿日期(Received): 2006-07-11; 改回日期(Revised): 2006-09-25; 接受日期(Accepted): 2007-01-12

基金项目: 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划和前沿领域项目; 国家自然科学基金(90202003, 40672112)

作者简介: 罗维均(1978-), 男, 博士研究生, 环境地球化学专业。

* 通讯作者(Corresponding author): WANG Shi-jie, E-mail: wangshijie@vip.skleg.cn, Tel: +86-851-5891338

质分解产生的土壤 CO_2 与土壤有机质之间有着对应的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[5], 因此利用土壤次生碳酸盐和洞穴石笋等沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值来估算地表植被 C_3 和 C_4 植物的相对生物量贡献及其演替过程。但是, 随着研究的深入, 尤其是短时间尺度、高分辨率的信息的不断获取, 人们逐渐发现 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化并不一定反映地表植被的 C_3/C_4 演替状况, 而可能指示地表植被生物量(biomass)的变化, 如新西兰 Nelson 洞穴^[4]、Alps 山地洞穴^[6]、桂林响水洞^[7]、英国 Wiltshire^[8] 矿坑道和贵州荔波董哥洞^[9]等石笋的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与植被生物量成反比, 并不指示 C_3/C_4 植物的演替。这些研究说明, 原来的 C_3/C_4 混合模型及其假设过于简单化, 同时也指示了植被退化序列(宏观上表现为地表植被生物量变化)与石笋等 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间的变化关系, 即生物量效应。

既然在时间序列上存在石笋等洞穴沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应, 那么在空间上(同一时期不同地点)洞穴沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也应与地表生物量具有明显的相关性。由于时间序列上的进一步研究缺乏一定的条件, 还无法确定生物量效应的普遍性及机理, 因而现代环境条件下的空间对比将是可行且易于开展的工作, 不但能为洞穴沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应的确认提供实证, 而且还可以对这种效应的具体机理进行分析和讨论。基于此, 本文拟对一组植被退化序列(在横向上)的喀斯特洞穴系统的现代沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值和地表生物量进行对比分析、讨论, 旨在考察洞穴沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值生物量效应的普遍意义, 以及初步揭示和探讨这种生物量效应的内在机理。

1 研究洞穴的基本情况、采样和测试

选取贵州荔波洞塘的凉风洞(LFD)、都匀凯口的七星洞(QXD)、安顺镇宁城郊的犀牛洞(XND)和安顺七眼桥的将军洞(JJD) 4 个洞穴系统作为具体对象。4 个洞穴系统的植被类型和地质构造等特征分别为: LFD 顶板岩石是较纯的石炭系生物灰岩, 裂隙非常发育, 气候湿热多雨, 植被属原生性森林, 以高大乔木为主; QXD 顶板岩石为石炭系白云岩, 节理较发育, 植被属于灌丛草坡, 草坡比例相对较大; XND 顶板岩石为三叠系泥灰质白云岩, 裂隙不发育, 植被类型为刺丛草坡, 刺草比例大致相等; JJD 顶板岩石为三叠系白云岩, 裂隙发育, 植被为灌草丛, 其中灌丛占优。各洞穴的具体位置及沉积物采样点分布情况详见文献[10-11]。

本次研究分别对 4 个洞穴系统进行采样, 其中植物样品均采于 2003 年 10 月中旬, 分别对其叶、皮、枝、茎和根进行采样, 每个样品都是当地各种植物生物量比例的混合物, 带回风干备用。收集到的洞穴沉积物均为 1 年内(2003 年 6 月至 2004 年 6 月)对应滴水点的沉积物, 具体方法为: 用干净的表面皿收集, 分别(按 LFD、QXD、XND 和 JJD 顺序)取 5、9、3 和 4 个样, 共计 21 个样品, 带回实验室, 用蒸馏水洗净表面皿及其上面附着的洞穴次生沉积物, 用小刀分别将各表面皿上的沉积物全部刮下后混匀(同一表面皿上的沉积物), 烘干备用。滴水样品的采集方法为(测溶解无机碳(DIC)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值用): 在滴水点正下方放置一个在室内洗净(1:1 盐酸浸泡 24 h 后洗净烘干封装)的聚乙烯广口瓶接取滴水, 5 mL 的一次性医用注射器抽取广口瓶中水样注射于事先准备好的约 20 mL 的玻璃瓶(盐酸浸泡 24 h 后洗净, >100 °C 烘干, 加 1 mL 100% 的磷酸和小磁棒一颗, 橡胶瓶塞密封, 抽真空至 <3 Pa)中, 带回实验室测试。

洞穴顶板地表植被生物量数据采集于 2004 年 2 月底至 3 月初(由于乔灌木生物量季节性变化小、草丛比例小且大部分为多年生草本植物, 本次初春季节测量的数据可以代表当年及多年的生物量状况), 分别在洞穴系统上覆对应地表选取 4 个代表性的样地, 分别对样地的乔、灌(10 m × 20 m)和草(1 m × 1 m)进行生物量的相关统计。乔木(或灌木)需测得胸径(地径)、株高等参数, 最后根据下列公式^[12-13]计算出各层生物量。

$$W_{\text{乔木}} = 0.0755(D^2 H)^{0.8941} \quad (1)$$

$$W_{\text{灌木}} = 0.0475(D^2 H)^{0.7402} \quad (2)$$

式中: W 、 D 和 H 分别表示生物量(kg)、胸径(或地径)(cm)和株高(m)。草本层生物量采用刈割法实测。所求样地生物量即为乔木层、灌木层和草本层生物量之和^[13]。

此外, 对各个洞穴系统海拔高度等进行了实测, 并到当地气象站收集基本气象数据(表 1)。

植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测试: 将风干的样品用金属棒捣细至约 80 目, 用 4 分法取约 2 mg 于石英管中, 用 Pt 丝作催化剂并加过量 CuO(1 g 以上即可), 在真空系统上抽真空(<3 Pa)并密封, 置于马弗炉上于 850 °C 温度下烧 2 h 左右, 再上真空系统用液氮冷阱纯化、收集 CO_2 , 将收集到的 CO_2 立即上 MAT-252 质谱仪测试^[14]。

沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测试: 先将样品磨至小于

表 1 贵州 4 个洞穴的基本情况

Table 1 Basic information of 4 studied caves in Guizhou

洞穴名称	洞口海拔 (m)	植被类型	年均气温 (°C)	年均降水量 (mm)
LFD	600	原生性森林	18.6	1118.7
QXD	1000	灌丛草坡	16.6	1185.1
XND	1250	刺丛草坡	15.4	932.6
JJD	1350	灌草丛	14.0	936.9

注: 年均气温和年均降水量分别为 2004 年和 2003 年当地气象站平均值。

50 目后称取约 200 μg, 将其与 100% 的磷酸在真空系统下反应 (同时 75 °C 水浴加热) 5 h 以上, 直至反应完全, 最后纯化和上机测试。磁力搅拌 DIC 专用瓶, 使滴水与磷酸充分反应, 收集瓶中产生的气体, 经纯化后即可测试 DIC 的 δ¹³C 值。所有 δ¹³C 数据均经 PDB 标准化, 单位为 ‰, 累计误差小于 0.15 ‰。所有测试均在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完成。

2 结果

2.1 地上生物量

4 个洞穴系统地上生物量分别为: LFD 98.07 t/hm²; QXD 2.76 t/hm²; XND 4.41 t/hm²; JJD 8.06 t/hm²。可以看出, LFD 与其他 3 个洞穴有着明显的差异, 显示出高大乔木为主的植被具有较大的生物量, 而以灌、草为主的植被生物量则小很多, 低

于 10 t/hm²。其中, 低生物量的 3 个洞穴之间的差异性也较大, 从 QXD→XND→JJD 基本是成倍地增大, 反映出灌、草的比例对生物量的影响。

2.2 植物稳定碳同位素

由表 2 可见, LFD、QXD、XND 和 JJD 顶板地表植被的 δ¹³C 值在 -24.86‰ ~ -30.50‰ 之间, 平均值分别为 -29.86‰、-27.33‰、-26.21‰ 和 -25.86‰, 依次偏重, 但均属于典型的 C₃ 植物^[15]。在 QXD、XND 和 JJD 系统中, 植物叶和皮的 δ¹³C 值相近, 枝、茎和根的 δ¹³C 也相近, 但叶和皮的 δ¹³C 值均比枝、茎和根偏轻 (约 1.5‰ ~ 2.5‰)。LFD 除了叶偏轻和根偏重外, 其他部位的 δ¹³C 值没有明显的变化 (表 2)。

对比植被的 δ¹³C 值和生物量, 发现低生物量、高生物量的大变化与植被 δ¹³C 值的偏负变化相应, 并呈现出较强的负相关关系 (图 1a), 植被 δ¹³C 值变化较大; 低生物量洞穴 (QXD、XND 和 JJD)

表 2 贵州 4 个洞穴顶板地表植被的 δ¹³C 值 (‰, PDB)
Table 2 δ¹³C (‰, PDB) of surface vegetation over 4 cave systems in Guizhou

洞穴名称	叶	皮	枝	茎	根
LFD	-30.50	-29.84	-29.95	-29.93	-29.06
QXD	-27.98	-28.85	/	-26.16	-26.33
XND	-27.46	-27.55	-25.74	-25.21	-25.08
JJD	-26.60	-26.84	-25.15	-24.86	/

注: “/”表示没有数据。采样日期为 2003 年 10 月。

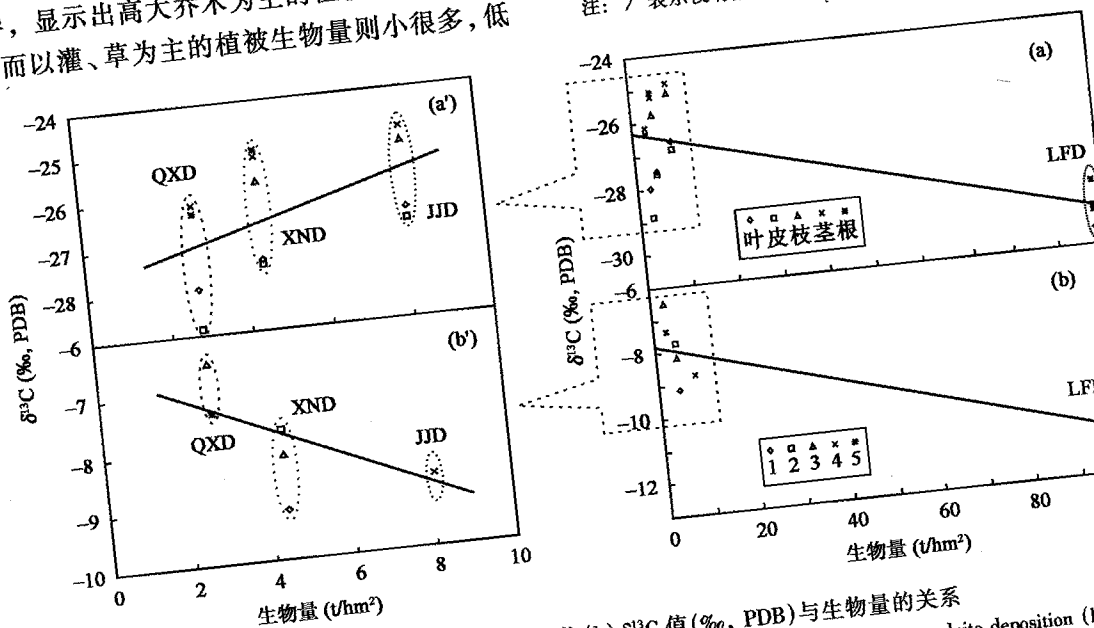


图 1 植物 (a) 和洞穴现代沉积物 (b) δ¹³C 值 (‰, PDB) 与生物量的关系

Fig. 1 Relationship between surface biomass and δ¹³C (‰, PDB) of vegetation (a) and modern calcite deposition (b). 1, 2, 3, 4 and 5 denotes the number of drip water (modern calcite deposition) in 4 caves, respectively (see Table 3).

表 3 贵州 4 个洞穴沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(‰, PDB)Table 3 $\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB) of modern calcite deposition in 4 cave systems in Guizhou

洞穴名称	LFD					QXD		XND			JJD
样点号	LFD-1	LFD-2	LFD-3	LFD-4	LFD-5	QXD-3	QXD-5	XND-1	XND-2	XND-3	JJD-4
$\delta^{13}\text{C}$ 值	-10.92	-11.11	-11.94	-12.75	-10.89	-6.49	-7.36	-9.13	-7.72	-8.16	-8.74
平均值	-11.52 ± 0.66					-6.93 ± 0.44		-8.34 ± 0.53			-8.74

地表植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化相对较小, 与生物量变化呈现较明显的正相关关系(图 1a'), 这种关联性与总体趋势相反。这种现象说明, 较低生物量的植被本身 $\delta^{13}\text{C}$ 值与生物量变化之间具有关系不确定性, 即在这种情况下植被的碳同位素组成可能易受到其他因素的影响。实际上, 这种洞穴系统植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间相对较小的变化更可能是因为大气 CO_2 分压和温度协同变化导致了植被碳同位素随海拔高度的变化(表 1)^[16-17], 可能是因为低生物量的生态系统容易受到外界条件的干扰的缘故。这一现象与前人对该地区特定植物种的研究结果基本相符^[18]。

2.3 洞穴现代沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值及生物量效应

经滴水 DIC 年平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值(待发表数据)和对应沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值计算检验^[19-20], 本文所采用沉积物样品达到或接近碳同位素平衡(两者计算所得的温度等于或接近洞穴实测气温), $\delta^{13}\text{C}$ 值能代表全年的信息(大气降雨响应时间一般在 1 个月内^[10]) (表 3)。表中未列的 QXD 和 JJD 中部分样点的沉积物 - 滴水未达到碳同位素平衡, 可能存在着沉积间断, 即滴水在某些季节或月份中未达到方解石过饱和(方解石饱和指数 $\text{SIC} < 0$ ^[11]), 因而将其剔除; 而 QXD 之 4、9 号点因表面皿意外损坏而未收集到完整样品。由表 3 可知, LFD 沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值最轻, 在 $-10.89\text{‰} \sim -12.75\text{‰}$ 之间, 平均值为 -11.52‰ ; QXD 相对最重, 在 $-6.49\text{‰} \sim -7.36\text{‰}$ 之间, 平均值为 -6.93‰ ; XND 和 JJD 基本一致, 介于以上两者之间, 分别在 $-7.72\text{‰} \sim -9.13\text{‰}$ 之间和 -8.74‰ , 平均值分别为 -8.34‰ 和 -8.74‰ 。

如图 1b 和图 1b' 所示, 洞穴现代沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与生物量有着很强的关联性, 即随生物量的增大, 沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐变小, 与新西兰 Nelson 洞穴^[4]、

Alps 山地洞穴^[6]、桂林响水洞^[7] 和英国 Wiltshire^[10] 矿坑道等时间序列上的变化规律一致, 说明了洞穴沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的生物量效应在空间上也可能存在。具体来看, 总体上生物量 - 洞穴现代沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的相关性与生物量 - 植被 $\delta^{13}\text{C}$ 的总体变化基本一致(图 1a 和图 1b), 虽然低生物量洞穴之间生物量 - 洞穴沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的相关性与生物量 - 植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值的相关性特征相反(图 1a' 和图 1b')。

3 讨论

从洞穴化学次生沉积物形成过程的简单模型^[1-4]来看(图 2), 碳同位素信号传递过程中的受控因素主要包括植物的光合作用、根系呼吸和有机质分解(有机 - 无机的转化)产生 CO_2 、土壤 CO_2 的溶解、基岩的溶解和 CaCO_3 的沉淀等。由于每一过程均有碳的加入或释放, 所以每个过程都可能会影响洞穴沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。首先, CO_2 溶于土壤水及沉积物的沉淀过程基本上处于同位素平衡状态^[21], 碳同位素在这些过程中有着相对稳定的转换关系, 而 4 个洞穴小于 $5\text{ }^\circ\text{C}$ 的平均气温差(表 1)使 $\delta^{13}\text{C}$ 值在该过程中仅有不到 1‰ 的变化^[21]; 其次, 基岩造成的差异是基本可以忽略的^[22], 虽然岩石的溶解肯定会对滴水的 DIC 碳同位素组成有着一定的影响, 且这种影响是一个 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐变正的过程^[3]。但是, 岩石的溶解量与下渗水的 SIC、SID(白云石饱和指数)有关, 进而与溶解进入水系统的 CO_2 有关(有着相对明显的相关性)。因此, 下渗水的 CO_2 分压越高(低)、SIC 和 SID 越负(大), 那么溶解岩石的量也越大(小), 也就是说, 岩石的溶解不会对滴水 DIC $\delta^{13}\text{C}$ 值所反映的地表信号产生根本性的改变。况且, 我们先前的研究^[11]表明, 4 个洞穴滴水中的 Ca^{2+} 主要

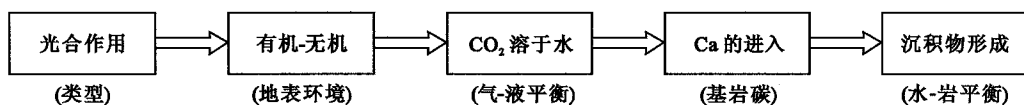


图 2 洞穴沉积物稳定碳同位素的形成过程示意图

Fig. 2 Sketch map showing processes of speleothem formation

来自土壤,说明本次研究的洞穴系统基岩的溶解量较小。因此,地表植被、土壤 CO₂ 的产生才可能是影响洞穴沉积物碳同位素信号的两个主导因素。

4 个洞穴系统的地表植被类型虽均为典型的 C₃ 植物,但可能由于生物量及气候条件^[16-17]的不同导致植物 δ¹³C 值之间存在差异(表 2),尤其是生物量的较大变化导致植被 δ¹³C 值的规律性变化,叶、皮、枝、茎和根都有这种规律性(表 1)。总的来说,植被 δ¹³C 值大的偏轻或偏重的变化(LFD 与其他 3 个洞穴系统相比,平均值相差 > 2.5‰),相应地出现沉积物 δ¹³C 值偏轻或偏重的变化,表观上体现出植被对沉积物 δ¹³C 值的主导控制作用,同时整体上也与生物量的较大变化趋势一致。而植被 δ¹³C 值小的变化(QXD、XND 和 JJD,平均值差异 < 1.5‰)与沉积物 δ¹³C 值的响应关系与总体趋势不一致,甚至呈现出与总体变化特征相反的规律性,显示出这种较小的植被 δ¹³C 值变化难以对沉积物产生重要的影响,或可能不是主导因素。另有实例研究表明,4‰的植被 δ¹³C 值差别反映在洞穴现代沉积物 δ¹³C 值上只有约 2‰的变化^[23],与本研究 4 个洞穴 4‰植被 δ¹³C 值的差别、对应的沉积物 δ¹³C 值却近 6‰的变化的现象不一致(表 3 和图 1 所示),也体现出植被 δ¹³C 值较大变化对洞穴沉积物 δ¹³C 值的影响也是不确定的,或者说不是惟一的。根据这些情况可以推断,沉积物 δ¹³C 值的差异并不完全由植被 δ¹³C 值的相应变化所产生,即除植被外,土壤 CO₂ 对沉积物 δ¹³C 值还应有重要的控制作用。

土壤 CO₂ 是植被-沉积物碳同位素信号传递过程的重要中间环节,是活体生物的呼吸(根系呼吸等)和土壤有机质被微生物分解^[24-26]所产生的。由于植物根系呼吸所产生的 CO₂ 的 δ¹³C 值与植被本身的 δ¹³C 值基本相等且相对稳定^[27],以及大气对土壤 15 cm 以下深度 CO₂ 分压、δ¹³C 值的影响非常小等情况,因此有机质的微生物分解是土壤 CO₂ δ¹³C 值的重要控制因素。如上文所述,有机质的来源物质——植被不能完全解释沉积物的 δ¹³C 值变化,因此植被 δ¹³C 值本身的变化可能不是土壤 CO₂ 碳同位素变化的惟一机理,或在一定条件下(低植被生物量)也不是主要的内在机理,还存在着其他控制因素。现代分子生物学技术已经证实,土壤 CO₂ δ¹³C 值变化的根本原因是微生物群落、生物量及活性的改变^[28-30],而微生物群落、微生物生物量及活性又受环境因子的影响,具体体现为土壤总有机 C 及 C/N 比值、轻/重有机质 CN 及 C/N(LFOM/

HFOM) 比值、土壤溶解有机 CN 及 C/N 比值、微生物量 CN 及 C/N 比值等指标。宏观上,土壤营养状况、pH 值、质地、温度、水分和通气性等条件是影响土壤有机质有效性的主要环境因子^[31-33],是植被生物量的具体表现,即在同等气候条件下植被生物量高,相应土壤条件就好,更利于微生物群落生长及发育,从而在分解有机质过程中释放出更多富 ¹²C 的 CO₂^[26,34]。与此同时,在这种条件下不但有利于土壤微生物活动产生更低 δ¹³C 值的土壤 CO₂,而且也能使地表植被正向演替(δ¹³C 值趋负过程)^[16-18]。当然,微生物对土壤 CO₂ δ¹³C 值控制的内在机制还不够明确,有待于进一步研究,但是这种机理对洞穴沉积物碳同位素信号的影响及与生物量的关联性是不容忽视的,即洞穴碳酸钙(洞穴现代沉积物)所记录的 δ¹³C 值可以作为生物量变化或土壤有机环境变化信号的替代指标^[35]。

4 结 论

虽然缺乏同气候、等海拔、生物量在 10~90 t/hm² 之间的植被序列洞穴系统的对比以及对土壤有机质 δ¹³C 值和土壤微生物活性等的相关试验和分析研究,但根据已有数据和认识仍可获知,洞穴现代沉积物 δ¹³C 值的时间序列或空间生物量效应可能是存在的,其作用机理可以推断是由植被稳定碳同位素组成及土壤 CO₂ 微生物分馏作用共同所控制:在地表植被生物量较大变化情况下,沉积物 δ¹³C 值的生物量效应主要受植被 δ¹³C 值变化主导;而在地表植被生物量的较小变化情况下,沉积物 δ¹³C 值生物量效应主要受微生物作用主导,而植被 δ¹³C 值变化的影响相对较弱。也就是说,洞穴沉积物碳同位素信号所反映的信息包括植被碳同位素组成、环境条件制约下的土壤微生物群落及活动对土壤 CO₂ δ¹³C 值的影响,与生物量密切相关,并不一定指示地表植被的 C₃/C₄ 比例变化,当然也不一定完全指示地表植被的碳同位素组成变化。

需要指出的是,本文关于土壤微生物群落及其活动性对土壤 CO₂ δ¹³C 值的制约及其与生物量的耦合关系的讨论是初步的、缺乏实验数据的,还需要进一步研究。

贵州大学周运超教授、中国科学院地球化学研究所黎廷宇博士、谢兴能博士和程安云硕士等协助完成了野外采样工作;中国科学院地球化学研究所

董丽敏高级实验师和安宁高级工程师等协助完成了室内同位素测试; 贵州师范大学容丽博士给予有关生物量方面的协助, 在此谨表谢意。

参考文献(References):

- [1] Dorale J A, Edwards R L, Ito E, González L A. Climate and vegetation history of the Midcontinent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA [J]. *Science*, 1998, 282(5395): 1871 - 1874.
- [2] Li Bin, Yuan Daoxian, Qin Jiaming, Lin Yushi, Zhang Meiliang. Oxygen and carbon isotopic characteristics of rainwater, drip water and present speleothems in a cave in Guilin area and their environmental meanings [J]. *Sci China (D)*, 2000, 43(3): 277 - 285.
- [3] Genty D, Baker A, Massault M, Proctor C, Gilmour M, Pons-Branchu E, Hamelin B. Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock palaeodissolution vs. aging of soil organic matter: Implications for ^{13}C variations in speleothems [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65(20): 3443 - 3457.
- [4] Hellstrom J, McCulloch M, Stone J. A detailed 31, 000-year record of climate and vegetation change, from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems [J]. *Quatern Res*, 1998, 50(2): 167 - 178.
- [5] Cerling T E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 71(2): 229 - 240.
- [6] Andrews J E, Riding R, Dennis P F. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1997, 129(1/2): 171 - 189.
- [7] Zhang M, Yuan D, Lin Y, Qin J, Li B, Cheng H, Lawrence E R. A 6000-year high-resolution climatic record from a stalagmite in Xiangshui cave, Guilin, China [J]. *Holocene*, 2004, 14(5): 697 - 702.
- [8] Baldini J U L, McDermott F, Baker A, Baldini L M, Matthey D P, Railsback, L B. Biomass effects on stalagmite growth and isotope ratios: A 20th century analogue from Wiltshire, England [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 240(2): 486 - 494.
- [9] 张美良, 程海, 林玉石, 覃嘉铭, 张会领, 涂琳玲, 王华, 冯玉梅. 贵州荔波 1.5 万年以来石笋高分辨率古气候环境记录 [J]. *地球化学*, 2004, 33(1): 65 - 74.
- Zhang Mei-liang, Cheng Hai, Lin Yu-shi, Qin Jia-ming, Zhang Hui-ling, Tu Lin-ling, Wang Hua, Feng Yu-mei. High resolution paleoclimatic environment records from a stalagmite of Dongge Cave since 15000 a in Libo, Guizhou Province, China [J]. *Geochimica*, 2004, 33(1): 65 - 74 (in Chinese with English abstract).
- [10] Zhou Yunchao, Wang Shijie, Xie Xingneng, Luo Weijun, Li Tingyu. Significance and dynamics of drip water responding to rainfall in four caves of Guizhou, China [J]. *Chinese Sci Bull*, 2005, 50(2): 154 - 161.
- [11] 周运超. 岩溶洞穴滴水的水文地球化学过程及其环境意义 [D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2005.
- Zhou Yun-chao. Hydrogeochemical processes of karst cave drip waters and its environmental implications [D]. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 2005 (in Chinese with English abstract).
- [12] 朱守谦, 魏鲁明, 陈正仁, 张从贵. 茂兰喀斯特森林生物量构成初步研究 [J]. *植物生态学报*, 1995, 19(4): 358 - 367.
- Zhu Shou-qian, Wei Lu-ming, Chen Zheng-ren, Zhang Cong-gui. A preliminary study on biomass components of karst forest in Maolan of Guizhou Province, China [J]. *Acta Phytocool Sinica*, 1995, 19(4): 358 - 367 (in Chinese with English Abstract).
- [13] 喻理飞, 朱守谦, 叶镜中, 魏鲁明, 陈正仁. 人为干扰与喀斯特森林群落退化及评价研究 [J]. *应用生态学报*, 2002, 13(5): 529 - 532.
- Yu Li-fei, Zhu Shou-qian, Ye Jing-zhong, Wei Lu-ming, Chen Zheng-ren. Evaluation on degradation of Karst forest community and human disturbance [J]. *Chinese J Appl Ecol*, 2002, 13(5): 529 - 532 (in Chinese with English abstract).
- [14] Li Tingyu, Wang Shijie, Zheng Leping. Comparative study on CO_2 sources in soil developed on carbonate rock and non-carbonate rock in Central Guizhou [J]. *Sci China (D)*, 2002, 45(8): 673 - 679.
- [15] Fritz P, Fontes J C. Handbook of Environmental Isotopic Geochemistry [M] // Deines P. The Isotopic Composition of Reduced Organic Carbon. Amsterdam: Elsevier, 1980: 329 - 406.
- [16] 吕厚远, 顾兆炎, 吴乃琴, 旺罗, 郭正堂, 吴海斌. 海拔高度的变化对青藏高原表土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响 [J]. *第四纪研究*, 2001, 21(5): 399 - 406.
- Lü Hou-yuan, Gu Zhao-yan, Wu Nai-qin, Wang Luo, Guo Zheng-tang, Wu Hai-bin. Effect of altitude on the organic carbon-isotope composition of modern surface soils from Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Quatern Sci*, 2001, 21(5): 399 - 406 (in Chinese with English abstract).
- [17] 陈拓, 杨梅学, 冯虎元, 徐世健, 强维亚, 何元庆, 安黎哲. 青藏高原北部植物叶片碳同位素组成的空间特征 [J]. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 83 - 87.
- Chen Tuo, Yang Mei-xue, Feng Hu-yuan, Xu Shi-jian, Qiang Wei-ya, He Yuan-qing, An Li-zhe. Spatial distribution of stable carbon isotope compositions of plant leaves in the north of the Tibetan Plateau [J]. *J Glaciol Geocryol*, 2003, 25(1): 83 - 87 (in Chinese with English abstract).
- [18] 朴河春, 朱建明, 朱书法, 余登利, 冉景丞. 植物营养元素的含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值随海拔而变化的特征及营养元素相互作用对碳同位素分馏作用的影响 [J]. *地球科学进展*, 2004, 19(增刊): 412 - 418.
- Piao He-chun, Zhu Jian-ming, Zhu Shu-fa, Yu Deng-li, Ran Jing-cheng. Altitudinal variations of nutrient concentrations and carbon isotope compositions in a C_3 plant and the effects of nutrient interactions on carbon isotope discrimination in limestone areas of Southwest China [J]. *Adv Earth Sci*, 2004, 19(suppl): 412 - 418 (in Chinese with English abstract).
- [19] Mickler P J, Stern L A, Banner J L. Large kinetic isotope effects in modern speleothems [J]. *Geol Soc Am Bull*, 2006, 118(1):

- 65 - 81.
- [20] Deines P, Langmuir D, Harmon R S. Stable Carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1974, 38(7): 1147 - 1164.
- [21] Zhang J, Quay P D, Wilbur D O. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂ [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59(1): 107 - 114.
- [22] Coplen T B, Winograd I J, Landwehr J M, Riggs A C. 500,000-years stable carbon isotopic record from Devils Hole, Nevada [J]. *Science*, 1994, 263(5145): 361 - 365.
- [23] Bourdon B, Henderson G M, Lundstrom C C, Turner S P. Uranium-series geochemistry [M] // Richards D A, Dorale J A. *Uranium-Series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (vol. 52). Washington D C: Mineralogical Society of America, 2003: 407 - 460.
- [24] Amundson R, Stern L, Baisden T, Wang Yang. The isotopic composition of soil and soil-respired CO₂ [J]. *Geoderma*, 1998, 82(1-3): 83 - 114.
- [25] Jassal R S, Black T A, Drewitt G B, Novak M D, Gaumont-Guay D, Nesic Z. A model of the production and transport of CO₂ in soil: Predicting soil CO₂ concentrations and CO₂ efflux from a forest floor [J]. *Agr For Meteorol*, 2004, 124(3/4): 219 - 236.
- [26] Fang C, Moncrieff J B. A model for soil CO₂ production and transport 1: Model development [J]. *Agr For Meteorol*, 1999, 95(4): 225 - 236.
- [27] Cerling T E, Solomon D K, Quade J, Bowman J R. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55(11): 3403 - 3405.
- [28] Andrews J A, Matamala R, Westover K M, Schlesinger H. Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the $\delta^{13}\text{C}$ of soil-respired CO₂ [J]. *Soil Biol Biochem*, 2000, 32(5): 699 - 706.
- [29] Zogg G P, Zak D R, Ringleberg D B, MacDonald N W, Pregitzer K S, White D C. Compositional and functional shifts in microbial communities due to soil warming [J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1997, 61(2): 475 - 481.
- [30] ŠantRůčková H, Bird M I, Lloyd J. Microbial processes and carbon-isotope fractionation in tropical and temperate grassland soils [J]. *Funct Ecol*, 2000, 14(1): 108 - 114.
- [31] Bossio D A, Scow K M, Gunapala N, Graham K J. Determinants of soil microbial communities: Effects of agricultural management, season, and soil type on phospholipid fatty acid profiles [J]. *Microb Ecol*, 1998, 36(1): 1 - 12.
- [32] Ritchie N J, Schutter M E, Dick R P, Myrold D D. Use of length heterogeneity PCR and fatty acid methyl ester profiles to characterize microbial communities in soil [J]. *Appl Environ Microbiol*, 2000, 66(4): 1668 - 1675.
- [33] Cookson W R, Abaye D A, Marschner P, Murphy D V, Stockdale E A, Goulding K W T. The contribution of soil organic matter fractions to carbon and nitrogen mineralization and microbial community size and structure [J]. *Soil Biol Biochem*, 2005, 37(9): 1726 - 1737.
- [34] Nadelhoffer K J, Fry B. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter [J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1988, 52(6): 1633 - 1640.
- [35] 谭明, 刘东生, 钟华, 秦小光, 李红春, 赵树森, 李铁英, 吕金波, 鲁向阳. 季风条件下全新世洞穴碳酸钙稳定同位素气候信息初步研究[J]. *科学通报*, 1997, 42(12): 1302 - 1306. Tan Ming, Liu Tungsheng, Zhong Hua, Qin Xiaoguang, Li Hongchun, Zhao Shusen, Li Tieying, Li Jinbo, Lu Xiangyang. Preliminary study on the climatic data from stable isotopes of speleothems under monsoon [J]. *Chinese Sci Bull*, 1997, 42(12): 1302 - 1306 (in Chinese).