

# 重庆地区石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的全新世气候环境变化

史志超<sup>1,2</sup> 杨勋林<sup>1,2,\*</sup> 刘秀明<sup>3</sup> 李国军<sup>1,2</sup> 孙喜利<sup>1,2</sup> 王宝艳<sup>1,2</sup> ,  
方默勤<sup>1,2</sup> 崔古月<sup>1,2</sup>

(1.西南大学 地理科学学院 重庆 400715; 2.西南大学 岩溶环境开放实验室 重庆 400715;  
3.中国科学院地球化学研究所 贵阳 550081)

**摘要:** 本文利用重庆市青木关镇狮子洞石笋 QM09 铀系测年数据和氧碳稳定同位素数据,重建了研究区 9.4~0 ka BP 的古气候环境演化历史。依据狮子洞石笋  $\delta^{13}\text{C}$  记录变化趋势,将其划分为 2 个阶段:(1) 9.4~3.0 ka BP 期间,狮子洞石笋  $\delta^{13}\text{C}$  记录除了在 4.2 ka BP 附近发生一次短暂的偏重事件外,整体变化比较平缓,石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值比较偏轻;同时石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值在该期也较为偏轻,暗示了此时段季风强盛,气候温暖湿润,地表植被变化稳定。此时人类活动比较弱,对自然环境的影响小,植被变化主要受自然气候环境的影响;(2) 3.0~0 ka BP 期间,石笋  $\delta^{13}\text{C}$  记录不再呈现如第一阶段般平稳变动的趋势,在 3.0 ka BP 时开始波动下降,在经历 1.7 ka BP 大幅下降后,  $\delta^{13}\text{C}$  便频繁波动大幅升降。石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录显示该时段季风减弱,气候变干,植被退化,土壤水中溶解的  $\text{CO}_2$  含量减少。加之该期人类活动剧烈,地表自然植被遭到破坏,当地无机环境更多的参与到地下水循环体系中来,使得石笋  $\delta^{13}\text{C}$  逐渐加重。

**关键词:** 石笋;  $\delta^{13}\text{C}$ ; 地表植被; 季风; 岩溶槽谷

中图分类号: P532 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2018)02-0138-08 doi: 10.14050/j.cnki.1672-9250.2018.46.018

气候变化与人类社会发展息息相关,全新世是人类进化和文明演化的重要时期,使得对全新世气候变化的研究显得尤为重要<sup>[1]</sup>。洞穴石笋具有生长连续性好、时间跨度长、分辨率高、受外界干扰少、信息保存完整、可对比性强以及 U 系定年精确等特点,被看作是记录气候信息的良好载体<sup>[2-3]</sup>。石笋中包含了许多气候记录指标,包括石笋  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、微量元素、沉积速率以及微层发光等。其中学者们对  $\delta^{18}\text{O}$  的关注甚多<sup>[4-6]</sup>,而对石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的研究相对较少,主要是因为石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的影响因素众多,气候变化(温度、湿度)造成地表植被类型的变更和植被密度的改变,以及非气候因素中水岩相互作用过程和洞穴内部环境变化等都会影响石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的轻重变化,使得在解释  $\delta^{13}\text{C}$  时更加复杂。国内外学者对石笋  $\delta^{13}\text{C}$  成因机制进行了理论探讨和模拟研究,研究发现  $\delta^{13}\text{C}$  是比  $\delta^{18}\text{O}$  更为敏感的气候环境变化指标<sup>[7]</sup>。重庆市芙蓉洞的研究显示洞穴沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$  在适当条件下可以反映洞穴上覆植被的

变化<sup>[8]</sup>。Cruz 等<sup>[9]</sup>认为巴西石笋  $\delta^{13}\text{C}$  变化主要反映当地植物的呼吸作用和有机碳分解产生的  $\text{CO}_2$  浓度的变化情况,进而反映温度和降水的变化。Frisia 等<sup>[10]</sup>发现意大利东北部 Grotta di Ernesto 洞石笋表面水膜 DIC 的  $\delta^{13}\text{C}$  值比滴水 DIC 的  $\delta^{13}\text{C}$  值高出 3.5‰,认为通风效应强的地方,滴水在到达石笋表面之前就发生了去气作用和  $^{13}\text{C}$  的富集。而采自法国西南部 Villars 洞的石笋 Vi19 中生物成因的 C 贡献率竟达 80~90%<sup>[11]</sup>,说明地表  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植被的比率 and 土壤生物的活跃程度是石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的主要影响因素。可见,关于石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的气候环境指示意义还存在很大的争议。

重庆位于长江中上游地区,对季风变化反应敏感,全新世时期该区人类活动频繁。在该区发现了大量史前人类活动遗迹,尤以在重庆忠县地区发掘出的 10 多米深的地层剖面最为完整,完好的记录了近 5 000 年来的人类活动状况<sup>[12]</sup>。本文把重庆市狮子洞石笋 QM09  $\delta^{13}\text{C}$  记录的“自然剖面”与考古发

收稿日期: 2017-05-04; 改回日期: 2017-08-28

基金项目: 国家自然科学基金项目(41572158, A1072141, A1272192); 国家重点研发计划(2016YFC0502301); 中央高校基本科研业务费项目重大项目(XDJK2012A003)。

第一作者简介: 史志超(1992-),男,硕士研究生,主要研究方向为全球变化和環境演变。E-mail: 847386180@qq.com.

\* 通讯作者: 杨勋林(1974-),男,博士,副教授,研究方向为古气候重建与生态环境演变。E-mail: xlyang9999@163.com.

掘的“文化剖面”相结合,利用石笋  $\delta^{13}\text{C}$  序列重建全新世时期重庆地区气候环境演变历史,探讨自然因素和人类活动对石笋  $\delta^{13}\text{C}$  变化的影响。

## 1 区域背景与实验方法

狮子洞位于重庆市沙坪坝区的西北部,该地区属于亚热带湿润季风型气候,夏季高温炎热,冬季温暖湿润,春秋季节过渡急而短促,全年降雨丰沛,且多夜雨与连阴雨,空气湿度大,云雾日数多。该区在构造上属川东南弧形构造带川东平行岭谷区,区内背斜成山,向斜成谷,背斜轴部出露的地层为三叠系下统嘉陵江组厚层块状灰岩、白云岩、白云质灰岩夹砾状灰岩,向斜底部主要为三叠系中统雷口坡组白云质灰岩,整个区域地壳活跃,岩石节理扩张,多裂隙发育,在岩溶水长期溶蚀侵蚀下形成南北长约 12 km 的岩溶槽谷,整个区域宏观呈现出“一山二岭一槽”式典型岩溶槽谷景观。区内主要发育的土壤有黄壤、石灰土和经人类耕种改造的水稻土,植被主要有亚热带常绿针叶林和阔叶林。

狮子洞(29°40'N, 106°17'E)洞口海拔 650 m,洞内常年均温为 16.5 °C,平均降水量为 1 250 mm,降水主要集中在 6~8 月。狮子洞为一封闭型埋藏洞穴,当地工人炸山采石时发现,后来该洞由于采石坍塌。采自该洞的石笋 QM09 长 480 mm,沿石笋生长轴方向从中间剖开,用抛光机打磨石笋切割面,石笋韵律清晰沉积连续,根据石笋颜色变化及沉积旋回特征采集  $^{230}\text{Th}$  测年样品,用牙钻在石笋 QM09 上钻取了 15 个  $^{230}\text{Th}$  测年样品,年代测试在台湾大学年代实验室完成,采用多接收电感耦合等离子质谱(MC-ICP-MS)测定,经测试样品年龄误差  $\leq 1\%$  ( $2\sigma$ )。然后在另一半石笋剖面上沿着石笋生长轴方向取了 315 个碳酸盐粉末样品,该样品在西南大学地球化学与同位素实验室完成碳氧稳定同位素分析测试,测量值以相对于 VPDB 标准表示,实验分析误差  $< 0.1\%$ 。通过对相邻实测年龄点进行线性内插,建立 QM09 石笋年代框架,其底界年龄约为 9.4 ka BP,较完整的覆盖了整个全新世(图 1)。

## 2 分析与结果

### 2.1 狮子洞石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 气候意义

石笋  $\delta^{13}\text{C}$  由于影响因素的多样性和复杂性,其指代意义存在众多的争议与分歧,如大气  $\text{CO}_2$ <sup>[13]</sup>、土壤生物来源  $\text{CO}_2$ <sup>[7]</sup> 及碳酸盐岩围岩<sup>[14]</sup> 等。此外

$\text{CO}_2$  的去气作用和碳酸盐沉积过程中的  $\delta^{13}\text{C}$  分馏<sup>[10,15]</sup> 也可能对石笋的  $\delta^{13}\text{C}$  值产生影响。但狮子洞为一封闭洞穴,空气流动差,与外界空气交换微弱,蒸发不明显,相比于开放洞穴,脱气作用和动力分馏相对较弱,所以石笋 QM09  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化主要反映外界气候环境的变化。在岩溶生态系统中,大气中的  $\text{CO}_2$  经植物呼吸作用转化为土壤  $\text{CO}_2$ ,与大气降水和地下水反应溶解基岩  $\text{CaCO}_3$ ,形成洞穴滴水(DIC),最终形成洞穴次生化学沉积物,由此完成整个碳同位素的运移<sup>[8]</sup>。通常在外界自然植被稳定的条件下,基岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值基本不变,所以大气  $\text{CO}_2$  和土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值对洞穴滴水  $\delta^{13}\text{C}$  值的影响尤为重要<sup>[16]</sup>。但大气中的  $\text{CO}_2$  平均浓度(约为  $380 \times 10^{-6}$ ) 远低于土壤空气中  $\text{CO}_2$  的平均浓度(约为  $10\,000 \times 10^{-6}$ ),所以土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  成为制约石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值的主要因素,而土壤中  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值主要与  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植被比率及土壤生物产碳速率有关。因其光合作用的途径不同, $\delta^{13}\text{C}$  存在较大差异。 $\text{C}_3$  植被以喜湿性的植物为主,包括所有乔木、绝大部分灌木和草本植物,遵循 Calvin 循环,其  $\delta^{13}\text{C}$  值大致在  $-32\text{‰} \sim -22\text{‰}$  之间,最高频率值为  $-27\text{‰}$ ;而  $\text{C}_4$  植被以耐旱性的植物为主,包括部分莎草、灌木和草本植物,通过 Hatch-Slack 循环,其  $\delta^{13}\text{C}$  值介于  $-16\text{‰} \sim -10\text{‰}$  之间,最高频率值为  $-13\text{‰}$ <sup>[17]</sup>。可见在不同植被类型下生成的土壤  $\text{CO}_2$  的值差别极大,对外界环境的反映也不尽相同。且国内外众多学者的研究均证实洞穴次生沉积物中的  $\delta^{13}\text{C}$  信息是反映洞穴上覆植被变化的有效指标<sup>[18-20]</sup>。其中,张美良等<sup>[18]</sup> 指出,如若气候温暖湿润,植被广泛发育,植物根系呼吸作用强盛微生物活动频繁,土壤  $\text{CO}_2$  含量增加,其  $\text{C}_3/\text{C}_4$  升高,洞穴滴水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变轻,石笋中的  $\delta^{13}\text{C}$  值偏负;反之,如若气候寒冷干燥或外界生态系统遭受大幅破坏时, $\text{C}_4$  植被产生的  $\text{CO}_2$  与大气  $\text{CO}_2$  会更多的参与到地下水岩作用过程中,使得洞穴滴水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变重,石笋中的  $\delta^{13}\text{C}$  值偏正。

相比于气候变化,土壤  $\delta^{13}\text{C}$  在人类活动影响下会发生较大波动<sup>[21]</sup>。来自青木关地区不同土地利用类型下土壤水溶解无机碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  研究<sup>[22]</sup> 显示(图 2):草地土壤水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  值变化幅度为  $-14.50\text{‰} \sim -20.68\text{‰}$ ,针叶林地地为  $-14.55\text{‰} \sim -19.21\text{‰}$ ,旱地为  $-7.73\text{‰} \sim -15.56\text{‰}$ ,灌木丛地为  $-6.90\text{‰} \sim -14.78\text{‰}$ ,退耕还林地地为  $-8.38\text{‰} \sim -13.09\text{‰}$ ,其平

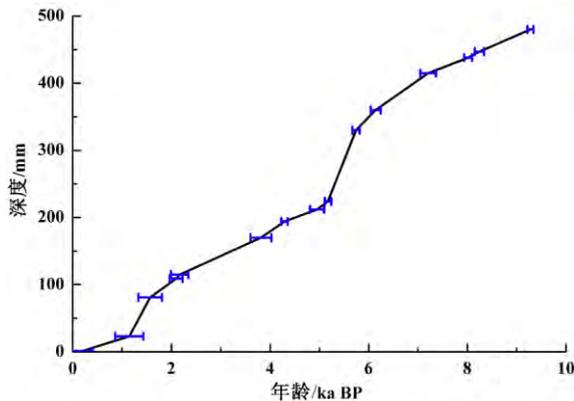


图1 狮子洞石笋年龄深度曲线

Fig.1 Growth model graph of stalagmite QM09

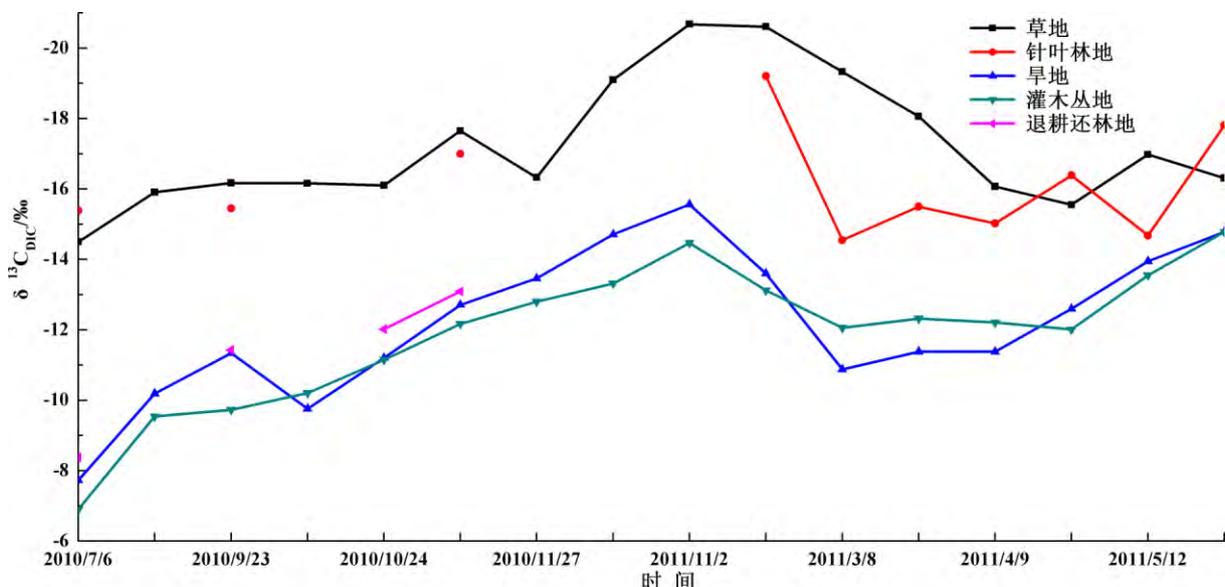
均值分别为:  $-17.22\%$ 、 $-16.37\%$ 、 $-12.20\%$ 、 $-11.90\%$ 、 $-11.23\%$ 。呈现草地<针叶林地<旱地<灌木丛地<退耕还林地的分布特征。与青木关狮子洞处于相似纬度带和亚热带季风区的芙蓉洞地区植物调查显示,洞外上覆植被主要是典型的  $C_3$  植被类型,以显著偏负的  $\delta^{13}C$  组成为特征<sup>[8]</sup>。来自青木关地区的研究显示<sup>[22]</sup> 在原生植被环境(草地和针叶林)下,土壤水  $\delta^{13}C_{DIC}$  偏轻,而在经人类改造后的次生植被(旱地、灌木丛和退耕还林地)条件下  $\delta^{13}C_{DIC}$  偏重。由于在针叶林地和退耕还林地采集数据较少,在解释自然植被和人工植被条件下土壤水  $\delta^{13}C_{DIC}$  差异时有所欠缺。结合茂兰地区的研究发现,土地用于不同生产类型,所产生的土壤  $CO_2$  含量不等,从而影响土壤  $CO_2$  浓度,造成  $\delta^{13}C_{DIC}$  轻重差异

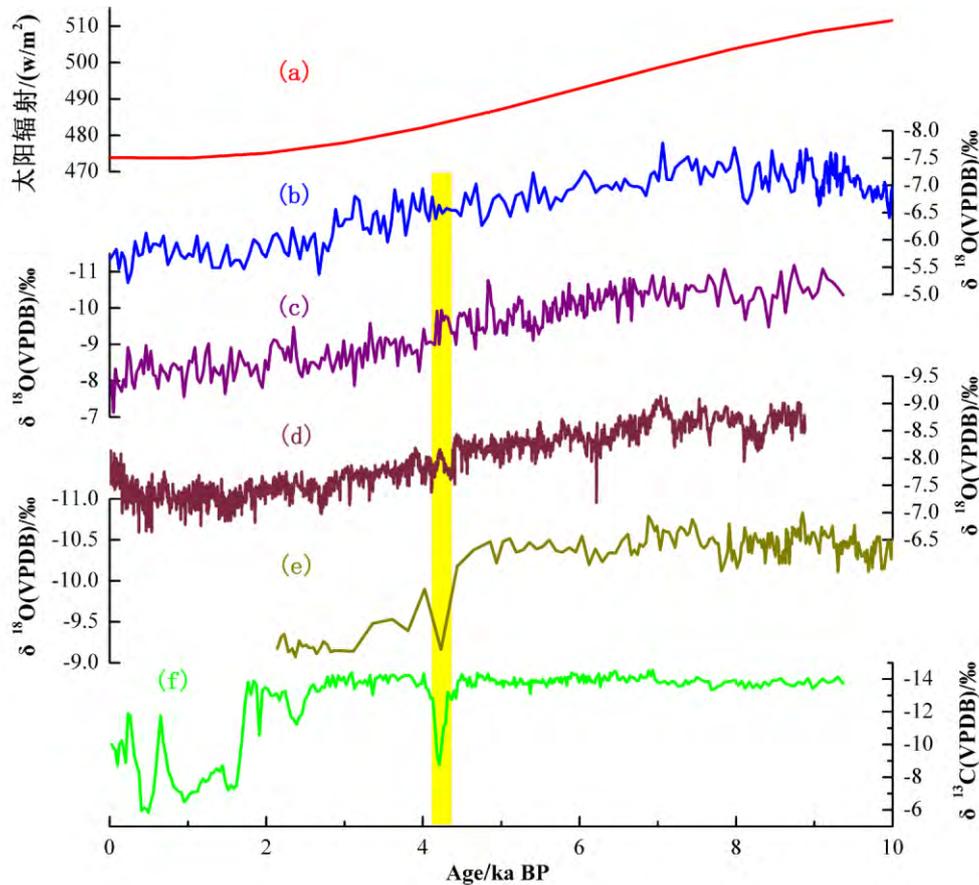
(草地<林地<耕地)<sup>[23]</sup>。两地相同的变化趋势有力的证实自然植被条件  $\delta^{13}C_{DIC}$  (草地、林地) 偏负于人工植被的结论(耕地)。土壤水中的  $\delta^{13}C_{DIC}$  是洞穴滴水  $\delta^{13}C$  的主要来源,因此,青木关狮子洞的石笋  $\delta^{13}C$  变化,不仅记录了外界植被状况的变化( $C_3/C_4$ ) 还可能反映了人类活动对植被变化的影响(原生和次生)。

## 2.2 狮子洞石笋 $\delta^{13}C$ 记录的气候变化

如图3所示, QM09 石笋  $\delta^{13}C$  在 0~9.4 ka BP 期间,变化范围为  $-14.56\%$ ~ $-5.85\%$ ,波动幅度达到  $8.71\%$ ,平均值为  $-12.79\%$ 。石笋  $\delta^{13}C$  呈现出整体偏重的趋势,但并非均匀变化,而是大致以 3.0 ka BP 为界点,前后呈现出极其不同的变化形式。

(1) 9.4~3.0 ka BP 阶段: 9.4~3.0 ka BP 期间,  $\delta^{13}C$  总体变化趋势平缓,除在 4.2 ka BP 附近大幅偏重外,其余时段  $\delta^{13}C$  值基本在  $-14.00\%$  上下波动,与莲花洞 LHD5<sup>[24]</sup> 和三宝洞 SB10<sup>[25]</sup> 石笋  $\delta^{18}O$  所记录的早全新世气候适宜期相对应,该时段处于早中全新世,季风强盛,降水增多,地处亚热带的青木关地区植被丰茂,生态环境良好。同时植被繁盛会促使土壤中植物根的呼吸作用以及微生物的剧烈活动,土壤  $CO_2$  浓度升高,这一过程中  $\delta^{13}C$  会在反应物与生成物间发生同位素分馏现象<sup>[26]</sup>,即轻的同位素( $^{12}C$ ) 进入产物  $CO_2$ ,使得土壤  $\delta^{13}C$  变轻,  $CO_2$  气体溶解到土壤水中,入渗进入洞穴形成滴水,

图2 青木关地区不同土地利用类型土壤水  $\delta^{13}C_{DIC}$  值(文献[22])Fig.2  $\delta^{13}C_{DIC}$  of soil water under different land use of Qingmuguan area (from ref. [22])



(a)  $30^{\circ}\text{N}$  夏季太阳辐射曲线; (b) 莲花洞 LHD5 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[24]</sup>; (c) 狮子洞 QM09 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录; (d) 董哥洞 DA 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[3]</sup>; (e) 山宝洞 SB10 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[25]</sup>; (f) 狮子洞 QM09 石笋  $\delta^{13}\text{C}$  记录。黄色实柱表示 4.2 事件。

图3 中国季风区全新世石笋记录与太阳辐射曲线对比

Fig.3 Trends of Holocene stalagmite records with solar radiation change

导致洞穴滴水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  降低,石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值偏轻。此外,高温多雨的气候使得降水中溶解的  $\text{CO}_2$  增加,致使土壤水中含有更多的  $\text{CO}_2$ ,大量的土壤水不断补充岩溶裂隙,加快了土壤水的更新速度和下渗强度,使之在裂隙中驻留的时间变短,使得  $\delta^{13}\text{C}$  值偏轻<sup>[27]</sup>。但中全新世后, $\delta^{13}\text{C}$  并未随着  $\delta^{18}\text{O}$  记录的季风逐渐减弱而偏重,仍然保持偏轻状态,可见,地处亚热带季风区的狮子洞区域,季风强度的减弱并未造成地表环境的大幅改变,地表植被仍然保持着一个相对稳定的环境状态,也可能当时季风环流的减弱并未使大气相对湿度发生根本性的改变<sup>[28]</sup>,外部环境的变迁仍然适合  $\text{C}_3$  植物的生长,也说明此时该区生态系统在调节土壤  $\text{CO}_2$  生产力方面仍然发挥着重要作用<sup>[9]</sup>。同时,全新世早期人类活动比较弱,对自然环境的影响小,植被的变化主要受自然气候环境的影响。

4.2 kaBP 事件是全新世时期较为显著的气

候突变事件。持续约 200 多年,造成北半球中低纬度地区大面积的气候干旱<sup>[29]</sup>。谭亮成<sup>[30]</sup>等研究发现我国各地区不同地质记录皆有 4.2 kaBP 气候干旱的痕迹。狮子洞石笋  $\delta^{13}\text{C}$  对 4.2 kaBP 事件反应极为明显,随着季风的衰落,出现大幅偏重,变化幅度为  $-4.44\text{‰}$ ;气候转为干旱,可能造成青木关地区地表植被  $\text{C}_3/\text{C}_4$  降低,土壤中植物和微生物所产  $\text{CO}_2$  的速率变缓,石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值偏重。与此处于同一纬度的大九湖<sup>[31]</sup>花粉记录显示 4 kaBP 左右常绿阔叶林大幅减少,表明气候的恶化确实使地表优势植被由  $\text{C}_3$  向  $\text{C}_4$  转化。4.2 kaBP 事件由 bond 等最先提出<sup>[32]</sup>,在随后的研究中发现该次冷干事件与太阳辐射减弱有关<sup>[1]</sup>,温度的降低会使大尺度的大气环流和大洋环流发生改变:一方面,随着太阳辐射的减弱,北半球中高纬度温度降低,北大西洋表层浮冰碎屑增加,海水温度降低,高低纬热量交换微弱,减弱

了北大西洋温盐翻转作用,使北大西洋 SST 降低而赤道大洋 SST 升高,海陆温差减小,季风减弱。另一方面,北大西洋温度降低,南北半球间热量梯度变大,促使热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)南移,使得北半球季风减弱,降水进一步减少。而季风的减弱又会影 响厄尔尼诺-南方涛动(ENSO),而 ENSO 的异常反作用于季风,使季风更弱<sup>[33-34]</sup>。

(2) 3.0~0 ka BP 阶段: 3.0~0 ka BP 期间,石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[24,25]</sup> 显示季风逐渐减弱,狮子洞石笋  $\delta^{13}\text{C}$  在此阶段波动极大,变化范围为  $-5.85\text{‰} \sim -14.40\text{‰}$ ,变化幅度达  $8.56\text{‰}$ ,尤其是在 1.7 ka BP 附近呈现一次大幅近乎垂直的跌落,表明此时地表环境复杂多变。随着季风的减弱,降水减少,空气湿度降低,地表植被  $\text{C}_3/\text{C}_4$  比值也随之降低。降水中溶解的和植被、微生物所产生的  $\text{CO}_2$  大为减少,使得土壤水中  $\text{CO}_2$  的含量降低。加之滴速和渗率低,土壤水驻留时间长,水-岩相互作用更加充分,当地无机环境会更多的参与到地下水运营体系中,重的碳酸盐岩基岩与轻的生物  $\delta^{13}\text{C}$  结合使  $\delta^{13}\text{C}$  变重。此外,低的滴率和滴速还会使滴水的下落过程延长,增加了与洞内空气的接触时间,此时滴水更容易发生脱气<sup>[10]</sup>,最终使  $\delta^{13}\text{C}$  再一次加重。季风持续减弱使得降水减少,地表植被类型发生改变固然影响到了石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的走向,但该期季风的减弱不足以解释  $\delta^{13}\text{C}$  的巨大波动。这一时期人类文明进一步发展,所以笔者对比了重庆中坝遗址土壤中有机碳含量的变化,探讨人类改造地表环境对石笋  $\delta^{13}\text{C}$  的影响<sup>[12]</sup>(图 4)。

高华中<sup>[12]</sup>分析了中坝遗址剖面中 68 个样品的有机体含量变化情况,发现从西周到明清有机碳含量逐渐减少,到近现代时略有回升。与笔者的  $\delta^{13}\text{C}$  表现出了相反的变化趋势(图 4),更强有力的证明地表植被状况是  $\delta^{13}\text{C}$  变化的主要因素<sup>[8]</sup>。西周至春秋时期,该区人口较少,生产活动单一,人们主要通过渔猎为生,对地表植被影响微乎其微,所以有机体含量高,石笋  $\delta^{13}\text{C}$  偏负。战国早中期,铁器牛耕推广使用,耕地规模也有所扩大,但此时主要分布于河流两侧,所以人类对该区地表环境的影响并不严重。战国晚期至秦汉,随着统一国家的建立,统治者加强了对边境的控制。据《华阳国志·蜀志》记载,“戎伯尚强,乃移秦民万家实之”,战国末期人口大规模迁徙到西南地区,开始移民屯垦,巩固边防。农业生产开始急速发展,此时段有机碳和石笋  $\delta^{13}\text{C}$  记录呈现明显的同步波动下降趋势,尤其在汉末的几百年间(1.7 ka BP 附近)  $\delta^{13}\text{C}$  降幅显著,表明此时该区地表植被遭受大幅破坏,人地矛盾开始显现。唐宋时期,经济重心南移,西南地区人口大幅增长,除农业活动外,冶铁业、陶瓷制造业、制盐业等经济活动也极为兴盛,对木材的需求不断加大,使得地表植被破坏较为严重。石笋  $\delta^{13}\text{C}$  在该期偏正明显。明清时期,正处于气候严寒的小冰期,自然环境的恶化一定程度上抑制了植被的生长<sup>[35]</sup>,加之明清统治者土地税收政策的宽松以及旱地作物的传播(玉米、土豆等),人口大幅增长,山间陡坡得到极大的开发,人地矛盾进一步恶化<sup>[36]</sup>,此时狮子洞石笋的  $\delta^{13}\text{C}$  记录也偏正到了极点。总体来看,这一时段  $\delta^{13}\text{C}$  变化模式大致为: 3.0 ka BP 开始偏

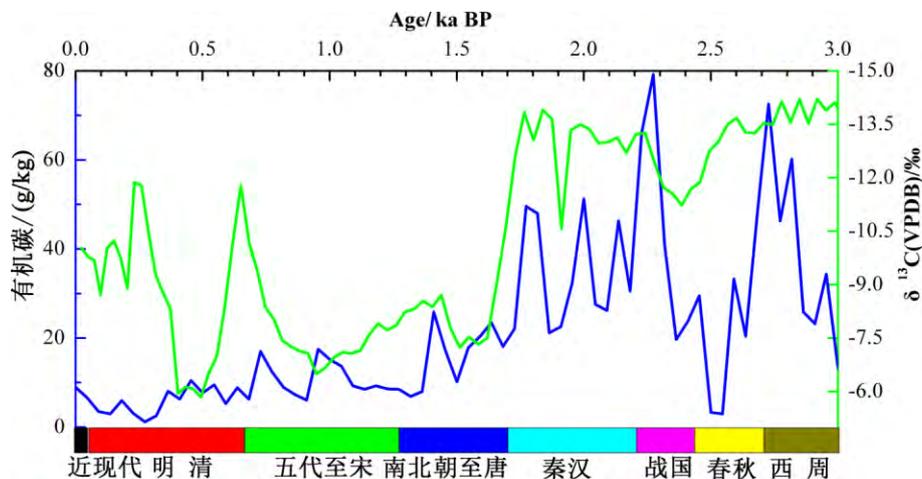


图 4 石笋 QM09  $\delta^{13}\text{C}$  与中坝遗址有机碳含量对比

Fig.4 Comparison of stalagmite QM09  $\delta^{13}\text{C}$  and organic carbon content in Zhongba area

正, 1.7 ka BP 大幅偏正, 0.5ka BP 偏正之极。期间可能由于战争、人口迁移、政府保护等原因, 土地出现短暂撂荒,  $\delta^{13}\text{C}$  有所偏负, 但自 1.7 ka BP  $\delta^{13}\text{C}$  大幅偏正后, 此后千百年中  $\delta^{13}\text{C}$  再也没恢复到 1.7 ka BP 时的状态 ( $-13.83\%$ ), 表明地表环境遭受大幅破坏后很难恢复到原生状态。

人类活动不断加大改造地表植被的程度与范围, 原始自然植被逐渐向人工植被过渡, 林草地不断减少, 耕地大幅扩张, 植物群落的覆盖度、均匀度、高度都有所降低, 生物丰富度、多样性锐减, 植物归还给土壤的有机物也在大幅减少, 土壤失去了稳定的有机碳源, 携同微生物总量的锐减, 土壤中有机碳向无机碳的转化过程减弱, 土壤水中无机碳浓度降低, 最终石笋  $\delta^{13}\text{C}$  偏重。此外, 农作物的种植, 使得土层变薄, 石灰岩裸露。由于地表缺少植被, 土壤作为缓冲带, 增大了雨水与基岩的接触面积与反应时间, 大气 ( $\delta^{13}\text{C} \approx -8\%$ ) 和基岩的重碳会更多的参与到地下水岩系统中, 加之强烈的动力效应<sup>[37]</sup> 使得  $\delta^{13}\text{C}$  更为偏重。此外, 微生物和植物失去了赖以存活的土壤, 生物活动贡献的轻碳减少, 最终造成滴水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  偏重<sup>[15]</sup>, 沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  偏重。晚全新世石笋  $\delta^{13}\text{C}$  偏重, 应该是人类活动和自然气候变化的共同作用结果, 我们暂时还无法评估人类活动

对沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  偏重贡献的程度, 这需要进一步的深入研究。

### 3 结 论

本文利用重庆市青木关镇狮子洞石笋 QM09 的  $^{230}\text{Th}$  测年数据和  $\delta^{13}\text{C}$  数据, 建立了 9.4~0 ka BP 的古气候环境演化序列。我们根据狮子洞石笋 QM09  $\delta^{13}\text{C}$  记录变化趋势把记录划分为两个阶段, 得到的初步研究结果为:

1) 9.4~3.0 ka BP 时段, 狮子洞石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值偏轻, 变化稳定, 显示全新世早中期季风强盛, 降水较多, 地处亚热带的青木关地区主要以  $\text{C}_3$  植被为主, 植被变化不大,  $\delta^{13}\text{C}$  偏轻。全新世早期人类活动比较弱, 对自然环境的影响小, 植被的变化主要受自然气候环境的影响为主。

2) 3.0~0 ka BP 时段, 石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值频繁波动, 逐渐偏重, 全新世晚期季风进一步减弱, 气候变干, 加之人类活动的影响加剧, 地表植被受到破坏, 沉积物中的  $\delta^{13}\text{C}$  由生物成因产生的轻碳比重降低, 水-岩溶解作用产生的重碳贡献增强。QM09  $\delta^{13}\text{C}$  值与中坝遗址地层剖面中有机碳值呈现出相反的变化趋势, 显示人类活动破坏地表植被可能导致沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  偏重。

### 参 考 文 献

- [1] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Science*, 2001, 294(5549): 2130-2136.
- [2] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [3] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate [J]. *Science*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [4] Zhang P, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record [J]. *Science*, 2008, 322(5903): 940-942.
- [5] Tan L, Cai Y, Cheng H, et al. Climate significance of speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  from central China on decadal timescale [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 106: 150-155.
- [6] Cheng H, Edwards R L, Sinha A, et al. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. [J]. *Nature*, 2016, 534(7609): 640-646.
- [7] Genty D, Blamart D, Ouahdi R, et al. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data [J]. *Nature*, 2003, 421(6925): 833.
- [8] 李廷勇, 李红春, 向晓晶, 等. 碳同位素 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) 在重庆岩溶地区植被-土壤-基岩-洞穴系统运移特征研究 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42(4): 526-535.
- [9] Cruz F W, Burns S J, Karmann I, et al. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(21-22): 2749-2761.
- [10] Frisia S, Fairchild I J, Fohlmeister J, et al. Carbon mass-balance modelling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves [J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(2): 380-400.

- [11] Genty D. Palaeoclimate research in Villars Cave (Dordogne, SW-France) [J]. *International Journal of Speleology*, 2008, 37(3): 3.
- [12] 高华中, 朱诚, 孙智彬. 三峡库区中坝遗址考古地层土壤有机碳的分布及其与人类活动的关系[J]. *土壤学报*, 2005, 42(3): 518-522.
- [13] Baskaran M, Krishnamurthy R V. Speleothems as proxy for the carbon isotope composition of atmospheric CO<sub>2</sub> [J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(24): 2905-2908.
- [14] Musgrove M L, Banner J L. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards aquifer, central Texas 1 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(5): 1007-1020.
- [15] Baker A, Ito E, Smart P L, et al. Elevated and variable values of <sup>13</sup>C in speleothems in a British cave system [J]. *Chemical Geology*, 1997, 136(3-4): 263-270.
- [16] 李玲珑, 刘再华. 不同植被条件下岩溶地下水 δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub> 的差异研究-以贵州夜郎洞、天钟洞和普定岩溶水碳通量模拟试验场为例[J]. *第四纪研究*, 2015, 35(4): 913-921.
- [17] Marion G M, Introne D S, Van Cleve K. The stable isotope geochemistry of CaCO<sub>3</sub> on the Tanana River floodplain of interior Alaska, USA: Composition and mechanisms of formation [J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 1991, 86(2): 97-110.
- [18] 张美良, 朱晓燕, 林玉石, 等. 桂林洞穴滴水及现代碳酸钙 (CaCO<sub>3</sub>) 沉积的 δ<sup>13</sup>C 记录及其环境意义 [J]. *地球学报*, 2009, 30(5): 634-642.
- [19] 覃嘉铭, 袁道先. 桂林 44kaB.P. 石笋同位素记录及其环境解译 [J]. *地球学报*, 2000, 21(4): 407-416.
- [20] Coplen T B, W inograd I J, Landwehr J M et al. 500 000 years stable carbon isotopic record from Devils Hole, Nevada [J]. *Nature*, 1994, 263: 3612365.
- [21] Zhang H, Cai Y, Tan L, et al. Large variations of δ<sup>13</sup>C values in stalagmites from southeastern China during historical times: Implications for anthropogenic deforestation [J]. *Boreas*, 2015, 44(3): 511-525.
- [22] 梁轩, 汪智军, 袁道先, 等. 岩溶区不同植被下土壤水溶解无机碳含量及其稳定 δ<sup>13</sup>C 组成特征 [J]. *生态学报*, 2013, 33(10): 3031-3038.
- [23] 莫彬, 曹建华, 徐祥明, 等. 岩溶山区不同土地利用方式对土壤活性有机碳动态的影响 [J]. *生态环境学报*, 2006, 15(6): 1224-1230.
- [24] 张华生, 殷建军, 程海, 等. 全新世早期弱夏季风事件的精确定位及机制探讨-以湖南莲花洞 LHD5 石笋为例 [J]. *沉积学报*, 2016, 34(2): 281-291.
- [25] 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录 [J]. *科学通报*, 2006, 51(1): 80-86.
- [26] Dorale J A, Liu Z. Limitations of Hندی Test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication [J]. *Journal of Cave & Karst Studies the National Speleological Society Bulletin*, 2009, 71(1): 73-80.
- [27] Maher B A, Thompson R. Oxygen isotopes from Chinese caves: Records not of monsoon rainfall but of circulation regime [J]. *Journal of Quaternary Science*, 2012, 27(6): 615-624.
- [28] 李廷勇, 李红春, 袁道先, 等. 重庆新崖洞 XY6 石笋 4.5ka 以来高分辨率 δ<sup>18</sup>O、δ<sup>13</sup>C 记录的气候变化 [J]. *中国岩溶*, 2006, 25(2): 95-100.
- [29] 王绍武. 4.2 kaBP 事件 [J]. *气候变化研究进展*, 2010, 6(1): 75-76.
- [30] 谭亮成, 安芷生, 蔡演军, 等. 4.2 ka BP 气候事件在中国的降雨表现及其全球联系 [J]. *地质论评*, 2008, 54(1): 94-104.
- [31] Cheng Z, Ma C M, Yu S Y, et al. A detailed pollen record of vegetation and climate changes in Central China during the past 16 000 years [J]. *Boreas*, 2010, 39(1): 69-76.
- [32] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. *Science*, 1997, 278(5341): 1257-1266.
- [33] 葛倩, 刘敬圃, 初凤友, 等. 全新世事件 3 与古文化变迁 [J]. *地质科技情报*, 2010, 29(3): 15-22.
- [34] 刘浴辉, 孙霞, 郭彩青. 中国全新世 4.2ka BP 气候事件及其对古文明的影响 [J]. *地质科技情报*, 2013(1): 99-106.
- [35] 杨勋林, 陈发虎, 袁道先, 等. 高分辨率石笋记录的三峡库区小冰期气候变化 [J]. *地理科学*, 2013, 33(5): 629-634.
- [36] 重庆文化遗产保护中心, 重庆市文物考古所. 重庆考古 60 年 [J]. *四川文物*, 2009(6): 32-45.
- [37] Baldini J U L, Mcdermott F, Baker A, et al. Biomass effects on stalagmite growth and isotope ratios: A 20th century analogue from Wiltshire, England [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2005, 240(2): 486-494.

## Stalagmite Carbon Isotope Record during Holocene from Chongqing Area , China

SHI Zhichao<sup>1 2</sup> , YANG Xunlin<sup>1 2</sup> , LIU Xiuming<sup>3</sup> ,  
LI Guojun<sup>1 2</sup> , SUN Xili<sup>1 2</sup> , WANG Baoyan<sup>1 2</sup> , FANG Moqin<sup>1 2</sup> , CUI Guyue<sup>1 2</sup>

( 1. School of Geographical Sciences , Southwest China University , Chongqing 400715;

2. Karst Environment Laboratory , Southwest University , Chongqing 400715 , China;

3. Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550081 , China)

**Abstract:** High-resolution carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ) profiles of stalagmites from Shizi Cave in Chongqing Area , China were established with 15  $^{230}\text{Th}$  ages and 315 carbon isotope data , providing a continuous history of the surface vegetation condition for the period of 9.4–0 thousand years before present ( ka BP , relative to AD1950) . The  $\delta^{13}\text{C}$  record includes two distinct stages along with the evolution of EASM: ( 1) Lush vegetation period ( 9.4~3 ka BP) ; during this period , the monsoon climate had been warm and humid , and the vegetation had been luxuriant , with  $\text{C}_3$  of surface vegetation cover. In the mid Holocene ,  $\delta^{13}\text{C}$  did not show a tendency to follow the trend of  $\delta^{18}\text{O}$  , indicating that although the monsoon weakened , but the absolute humidity of ground surface environment had not changed but had been still suitable for  $\text{C}_3$  growth of vegetation. The climate had changed from warm and humid to cold and humid. ( 2) Environmental frequently changing period ( 3~0 ka BP) ; during the late Holocene , the monsoon recorded by the  $\delta^{18}\text{O}$  had been weak further , coupled with the impact of human activities , making the surface environment complex. Especially since 3ka BP , the correlation between the  $\delta^{13}\text{C}$  record and the content of organic carbon in the section of the Chongqing dam site has been obvious. A “natural profile” and “human site profile” correspond well. The results show that the vegetation types and their coverage have a profound influence on the changes of carbon isotope.

**Key words:** stalagmite; carbon isotope; surface vegetation; monsoon; karst valley