

文章编号:1001-4810(2007)03-0196-06

重庆地区石笋沉积速率与古气候意义初探

何潇¹, 王建力¹, 李清¹, 李红春^{1,2}, 李廷勇¹, 程海³

(1. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715; 2. 西南大学地球化学与同位素实验室, 重庆 400715;
3. 美国明尼苏达大学地质和地球物理系, MN, 55344)

摘 要:选取了重庆南川市梁天湾洞、丰都县水鸣洞相对沉积较快的两根石笋, 通过 TIMS-U 测年数据进行平均生长速率计算, 再结合其氧、碳稳定同位素数据进行分析, 发现重庆地区末次冰期晚期以来石笋沉积速率与沉积特征、稳定同位素存在一定联系: 氧同位素偏轻, 降水较多, 石笋沉积颜色较浅, 沉积速率较快; 反之亦反。但石笋生长速率最快的时期并非总是氧同位素最偏轻、气候最为湿润的时期, 可能因为除了温度、降水、植被的影响外, 还受到其它因素的干扰, 如洞穴岩层滴水管道条件的变化等。因此, 石笋生长速率与稳定同位素的关系极为复杂, 不能简单地一一对应, 且以石笋生长速率作为古气候研究的替代指标还需谨慎。

关键词:石笋; 生长速率; 稳定同位素; 古气候; 重庆

中图分类号:P532 **文献标识码:**A

0 引言

石笋是岩溶系统中次生的碳酸盐沉积物, 由于它能够记录气候和环境的变化, 而成为古气候学家近来广泛关注的一种独特的数据源^[1]。除了石笋中的稳定同位素^[2-6]和微量元素^[7,8]作为气候和环境的替代指标之外, 石笋的生长速率^[9]也作为最早应用于反映古气候变化的指标之一。从20世纪70年代到90年代, 用铀系 α 能谱定年给出粗略的石笋生长速率; 之后, 用TIMS和ICP-MS铀系定年给出精确的石笋生长速率^[10,11]; 近期, 对石笋纹层的研究给出了年际尺度上石笋生长的变化^[12]。上述方法通常认为在暖湿的气候条件下, 有利于石笋快速生长; 在干冷的气候条件下, 石笋生长速率缓慢, 甚至停止发育, 形成沉积间断, 但湖北清江石笋的记录与此恰好相反^[13]。众所周知, 石笋的生长速率或者是碳酸钙的沉积速率, 受滴水速度、洞穴温度、地表土壤CO₂浓度、植被发育状况、下渗水在饱气带石灰岩中滞留时间及滴水的pH值等因素的影响, 而水热条件如何影响石笋的生长速

率则是一个非常复杂的问题。重庆地区的东部和东南部岩溶洞穴以及洞穴石笋分布广泛, 为我们研究过去环境变迁提供了丰富的物质基础。笔者从该地区梁天湾洞、水鸣洞所采到的石笋中各自选取一根沉积较快的石笋作为研究对象(编号分别为LT14和SM1), 以便揭示重庆地区的气候条件与石笋生长速率的关系。

1 材料与方法

重庆南川市梁天湾洞、丰都县水鸣洞分别位于长江中上游重庆东部和南部(图1)的岩溶地区内。该区属中亚热带湿润季风气候, 年均气温15℃, 年均降水量1400mm, 其中4-10月的降水量占年降水量的83%。在南部的梁天湾洞, 洞口高程1460m, 洞穴上覆碳酸盐岩山体较厚, 约200m。洞内滴水较丰富, 洞内通风极差, 相对湿度大于95%, 洞内温度13.5℃, 与地表年均温一致。东南部的水鸣洞属于雪玉洞群, 位于底层洞, 水鸣洞之上分别为中层洞的羊子洞和上层洞的雪玉洞^[14]。其中雪玉洞内现代沉积物较丰富, 尤

基金项目: 重庆市院士基金项目“重庆地区更新世晚期及全新世气候变化的高分辨率石笋记录”(编号2003-7835)

第一作者简介: 何潇(1981-), 男, 助教, 主要研究方向为第四纪环境变迁。E-mail: xiaohex@swu.edu.cn.

通讯作者: 王建力, E-mail: wangjl@swu.edu.cn

收稿日期: 2005-10-24

其是雪白的鹅管和石笋较多,但水鸣洞内现代沉积物则少见。水鸣洞高出龙河十余米,是3个洞穴中水流量最大的一个。

石笋LT14取自梁天湾洞入口约300m处,而石笋SM1在水鸣洞深约100m处采得,石笋长度分别为28.5cm,57.5cm。沿中心轴将石笋样品切开,根据不同色泽的沉积纹层,用直径为7mm钻头钻取样品,取样厚度约为0.5~1.0cm。铀系质谱定年由美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室程海博士完成,共测得14个年龄数据。对碳、氧同位素分析样,采用小型可调速钻机沿石笋的生长中心轴方向,自下而上每隔5mm连续采样,钻头直径为1.5mm。本文石笋氧、碳同位素分析在中国科学院南京地质古生物研究所同位素实验室采取磷酸法完成,用20~40mg粉末样品在25℃恒温水浴条件下与100%的磷酸反应2小时生成CO₂,纯化后送入MAT251型质谱仪检测,每9个样品插一标准样品监控,分析误差小于0.2%,数据结果报告相对于25℃时V-PDB标准。

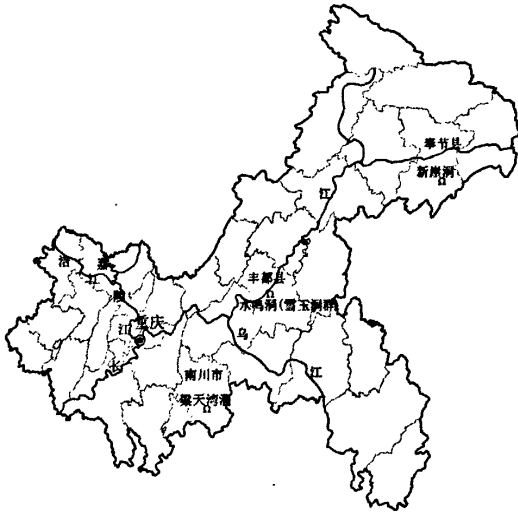


图1 梁天湾洞、水鸣洞洞穴位置示意图

Fig.1 The location of Liangtianwan and Shuiming caves in Chongqing

2 结果分析

2.1 石笋沉积特征与生长速率

石笋TIMS-U系年龄测定结果如表1所示。

表1 LT14、SM1石笋TIMS-U系年龄

Tab.1 The age of stalagmites LT14 and SM1 dated by TIMS-U


样品号	距底高度 /mm	²³⁸ U/×10 ⁻⁹	²³² Th/×10 ⁻¹²	²³⁰ Th/ ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th 年龄/ka (uncorrected)	²³⁰ Th 年龄/ka (corrected)	d ²³⁴ U _{initial} ** (corrected)
LT14-1	5	9 236±42	13 190±20	0.568 2±0.002 9	31.92±0.20	31.90±0.20	1 301±4
LT14-2	30	9 127±11	1 015±11	0.569 6±0.002 8	31.44±0.18	31.44±0.18	1 337±2
LT14-3	125	11 960±13	775±13	0.382 3±0.000 9	20.08±0.06	20.08±0.06	1 314±2
LT14-4	170	20 070±136	66±5	0.344 1±0.002 5	17.77±0.15	17.77±0.15	1 325±6
LT14-5	225	17 400±28	248±8	0.333 7±0.001 5	17.36±0.09	17.36±0.09	1 302±2
LT14-6	240	10 405±16	262±6	0.325 8±0.001 0	16.96±0.06	16.96±0.06	1 297±3
LT14-7	280	9 084±35	1 569±6	0.294 4±0.001 3	15.22±0.08	15.21±0.08	1 291±3
SM1-1	5	1 135±2	247±5	1.286 1±0.003 7	26.500±0.09	26.500±0.09	5 164±7
SM1-2	80	1 233±1	172±8	1.287 7±0.003 1	26.350±0.07 6	26.350±0.076	5 203±6
SM1-3	180	1 197±1	882±8	1.277 9±0.003 1	26.010±0.075	26.010±0.075	522 3±7
SM1-4	295	139 8±2	114±7	1.255 2±0.003 0	25.625±0.072	25.625±0.072	5 192±6
SM1-5	400	127 4±2	187 5±6	1.232 4±0.003 5	25.490±0.083	25.480±0.083	5 106±6
SM1-6	450	1 221±1	233±8	1.226 6±0.002 9	24.900±0.067	24.900±0.067	5 201±5
SM1-7	575	1 221±2	109±5	1.183 0±0.003 3	24.170±0.08	24.170±0.08	5 135±6

衰变常数采用:λ²³⁸U=1.551 25×10⁻¹⁰/a;λ²³⁴U=2.826 3×10⁻⁶/a;λ²³⁰Th=9.157 7×10⁻⁶/a

表1表明,石笋LT14生长于31~15ka B. P. 期间,是末次冰期晚期的产物,SM1石笋则是生长于26.5~24.104ka B. P. 时段。按照石笋剖面沉积特征及年龄数据分布,将其分为4个不同的沉积阶段(表2),各阶段内沉积速率变化很大,由底部到顶部依次变为5.44mm/100a,0.84mm/100a,9.71mm/100a,2.58mm/100a,且沉积颜色也发生了相应的变化。结合石笋剖面不难看出,在颜色以白色,灰白色为主的阶段,石笋沉积速率较快,如I、II;而在颜色以灰色、暗色为主的阶段,沉积速率则较慢,如III、IV。石笋SM1沉积速率非常快,26.5~24.104ka. B. P. 时间内共沉积了57.5cm,平均沉积速率为24.68 mm/100a,

从石笋底部到顶部,生长速率呈递减趋势,且生长速率曲线较光滑(图2),说明SM1不存在百年尺度以上的沉积间断。SM1整个石笋剖面颜色基本呈白色、灰白色,沉积层内空洞发育强烈,仅有旋回③中下部夹杂有不明显灰黄色纹层。因此,石笋的生长速率与沉积特征是相对应的,生长速率相对快的部分,颜色也较浅,与重庆新崖洞XY6石笋记录相类似^[15]。石笋沉积速率以及颜色的变化反应了当时的气候变化特征:一般来说,石笋剖面颜色呈白色、灰白的时期生长速度较快,降水较多,而颜色为暗色的时期,生长速度较慢,降水也较少。下面将结合石笋稳定同位素变化进一步讨论它们之间的关系。

表2 石笋LT14的沉积特征及生长速率
Tab. 2 The growth rate and depositional features of stalagmite LT14

LT14 石笋剖面	旋回 时段	厚度 /mm	起止时间 /ka B. P.	沉积速率 /mm/100a	沉积特征
	IV	50	16.96~15.02	2.58	灰色夹明显三层灰白色,微细粒方解石或其残余纹层的巨晶方解石组成纹(壳)层,厚(重结晶前)0.1~0.5 mm,纹层较明显
	III	100	18.29~17.26	9.71	雪白、白色间夹白-灰白色,整个阶段沉积速度最快,轴部残余纹层明显
	II	110	31.44~18.29	0.84	暗灰夹灰色,中上部灰白间夹灰色,中下段轴部具残余纹层,上部纹层不明显,据滴水动态位置变化和沉积形态,可分为4个亚旋回
	I	25	31.9~31.44	5.44	暗灰白色,轴部纹层较明显,纹层层面平直,显示沉积时滴水无动态变化

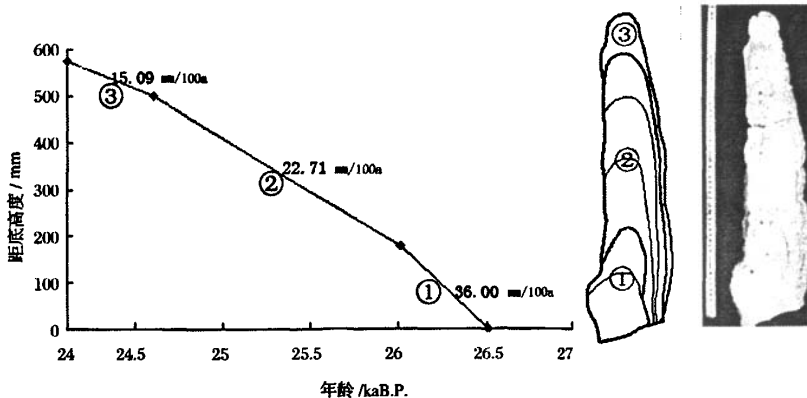


图2 石笋SM1生长速率图
Fig. 2 The growth rate curve of SM1 stalagmite

2.2 碳氧同位素与生长速率

石笋LT14 碳、氧同位素的变化与沉积特征的对比如图3所示。

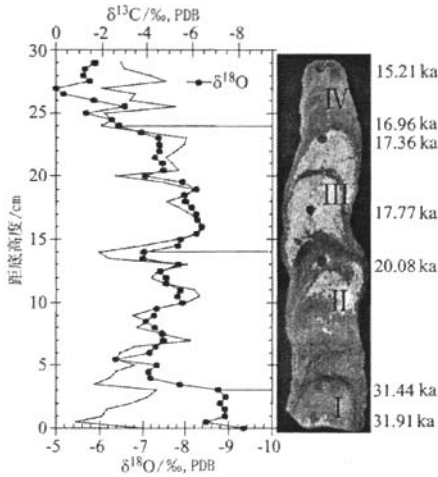


图3 石笋LT14 稳定同位素及沉积剖面特征
Fig. 3 Stable isotopic and depositional features of stalagmite LT14

由图3中可以看出,石笋LT14 碳、氧同位素具有大致相同的变化趋势,而且还与石笋剖面的沉积特征有明显的对应关系:当氧同位素偏轻时,石笋剖面的颜色以白色、灰白色为主,质地结构疏松,多空隙,如 I、II;当氧同位素偏重时,主要是以灰色、暗色为主,结晶较致密,如 III、IV。石笋SM1 沉积时间较短,沉积物为白色,较纯,其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较为平稳,且较轻;而在含杂质较多的暗灰色的沉积物中, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重且变化强烈。一般认为,气温高,土壤中有有机质和其它化学组分分解较快,滴水透过裂隙所形成的石笋杂质就较多,这与我们之前的研究相矛盾。关于该地区石笋在杂质含量高时 $\delta^{18}\text{O}$ 变重的机制还不太明确。但在重庆地区,石笋氧同位素变化反映夏季降水量变化的气候意义是确定的:当夏季风强盛时,降水量增大,降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负,造成石笋中 $\delta^{18}\text{O}$ 偏轻;当夏季风减弱时,降水量减少,引起石笋中 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重^[16,17]。因此,这里的 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要反映降水量的变化,也在一定程度上反映了与大气降水有成因联系的东亚夏季风环流强度,如图3、4中LT14、SM1的氧同位素变化都记录到了东亚季风整体减弱,降水逐步减少的过程,但总体来说,重庆地区末次冰期晚期以来都处于相对较湿润的环境。

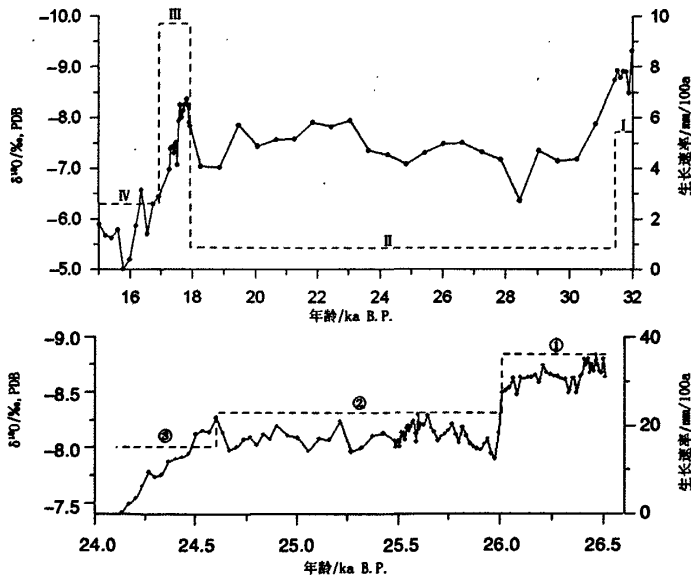


图4 石笋LT14(上)、SM1(下)稳定同位素与生长速率对比

Fig. 4 Comparison between the stable isotope and growth rate of stalagmite LT14 (above) and stalagmite SM1(below)

再看图4中LT14、SM1 各沉积阶段的生长速率与碳、氧同位素的关系;LT14 I、II 沉积阶段其氧同位素偏轻,相对应的生长速率较快,而 III、IV 阶段其氧

同位素偏重,相对应的生长速率较慢。石笋SM1的氧同位素呈阶梯式偏重的趋势,其生长速率也相应的降低。这一现象似乎说明氧同位素偏轻,降水增多,石笋

的生长较快,反之则较慢。但同时发现LT14中的I阶段的氧同位素值比III阶段更为偏轻,而生长速率却大约只有III阶段的一半,I阶段的氧同位素都比IV阶段偏轻,生长速率反而更慢了。同一根石笋平均生长速率与气候条件之间的矛盾关系说明,控制石笋平均生长速率变化的因素很复杂。由图3中碳同位素可知,III阶段的碳、氧同位素均偏轻,以C3植被为主,比I阶段更有利于CaCO₃的沉积。但对I、IV阶段氧同位素与生长速率关系间的矛盾,即使结合图3中碳同位素的变化也不能得到很好的解释。不过凑巧的是,LT14的碳氧同位素记录对冷事件具有独特的敏感性,从中可以明显地检出北大西洋的Henrich事件:H1事件为15.793kaB.P.,H2事件为24.863kaB.P.左右,H3事件为30.244kaB.P.^[18],这三次降温事件分别处于生长速率较慢的I、IV阶段,其中生长速率最低的I阶段包含了H2和H3事件。这也许说明,在这些快速变冷事件期间,石笋的沉积速率很低,从而导致其所在的整个沉积阶段的平均速率也偏低。

3 讨论与结论

就单个石笋而言,碳酸盐岩的可溶性、地区水文条件、盖层土壤性质等相对稳定,可以认为是决定石笋生长率的相对稳定本底值,而温度和降水量是影响单个石笋生长率变化的主要因素^[19,20]。对于重庆特定的气候区域,夏季气温偏高,且多雨;冬季则偏冷少雨,这两种不同的气候条件对石笋的生长速率都有一定的影响。但在本文研究的时段内(31~15ka B.P.),没有像冰期和间冰期之间那样大的温度差异,因此温度相对于降水而言,是比较稳定的,所以对石笋生长影响较小。但降水则不同,降水不仅能够影响土壤中的微生物含量,而且降水的强度和持续时间直接影响到洞穴滴水的饱和程度和滴率大小及持续时间,从而决定了石笋生长率的高低。据此,本文可以认为,影响石笋生长率变化的最主要因素是气候条件中的降水,也就是说石笋生长率的变化主要响应于降水的变化。

从本文所采集的石笋来看,重庆地区石笋的沉积剖面特征与氧同位素的对比表明,氧同位素偏轻,降水较多,石笋沉积颜色较浅,沉积速率较快;但石笋生长速率最快的时期并不一定是氧同位素最偏轻、气候最为湿润的时期。另外SM1石笋的沉积速率虽然与氧同位素呈较好的负相关关系,即生长速率减少, $\delta^{18}O$ 值增加,但其本身的生长时段就处于末次冰期的H2事件时段,沉积速率反而更快,说明重庆地区的

石笋生长可能并不总是在暖湿期对应较高的生长速率。例如,Proctor等^[21]将苏格兰西北部的一支石笋年层厚度数据进行10年平滑后,发现它与当地降水量呈负相关;刘浴辉、胡超涌等通过对湖北清江和尚洞石笋的研究,说明干热的气候条件有利于石笋的生长。综上所述,石笋稳定同位素变化与生长速率大小的关系是极为复杂的,不能简单地把降水、植被变化、温度骤变的影响与生长速率对应起来,因为除以上因素外,还有洞穴上覆滴水管道等条件的变化,也可能影响石笋沉积速率,如上部通道的堵塞,顶板的塌落等^[22]。因此,把石笋的沉积速率作为恢复古气候的指标时还需谨慎。本文仅探讨了各沉积阶段的平均速率,还不能很好地确定稳定同位素与生长速率的对应关系,还需进一步得到年至十年际的生长速率分布来修正。

致谢:国土资源部岩溶动力学重点实验室张美良研究员、林玉石老师参与了本文野外采样工作,并对论文的编写给予了很大的帮助,特以鸣谢。

参考文献

- [1] Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems (Part1). The calculation of the effects of different model of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators[J]. *Geochemica. et Cosmochima. Acta*, 1971, vol. 35:801-824.
- [2] Simpov Y Y, Georgiev L, Tsankov L, et al. Methods for research of luminescence of cave minerals and speleothem records of the paleoclimate and solar activity in the past, in *Geology, Climate, Hydrology and karst Formation*; International Union of Geology and speleology, Guilin, China[J]. Project, 1991, vol. 299: 52-63.
- [3] 张美良,林玉石,覃嘉铭,等. 黔南洞穴石笋古气候变化记录及终止点I的确定[J]. *中国科学(D辑)*, 2002, 11(32):942-950.
- [4] 覃嘉铭,袁道先,程海,等. 新仙女木及全新世早中期气候突变事件:贵州茂兰石笋氧同位素记录[J]. *中国科学(D辑)*, 2004, 34(1):15-21.
- [5] Schwarcz H. Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems[A]. Fritz P, Frontes J. eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry*[M]. New York: Elsevier. 1986, 271-303.
- [6] 汪永进,吴江滢. 石笋记录的东亚季风气候H1事件的突变性特征[J]. *中国科学(D辑)*, 2002, 32(3):327-333.
- [7] 马志邦,李红春,夏明,等. 距今3ka来京东地区的古温度变化:石笋Mg/Sr记录[J]. *科学通报*, 2002, 47(23):1829-1834.
- [8] McIntire W L. Trace element partition coefficients review of Theory and 1963 applications to geology[J]. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1963, Vol. 27:1209-1264.
- [9] 邵晓华,汪永进,孔兴功,等. 南京葫芦洞石笋生长速率及其气候

- 意义讨论[J]. 地理科学, 2003, 23(3): 304-309.
- [10] 王兆荣, 彭子成, 孙卫东, 等. 高精度热电质谱(TIMS)铀系法洞穴沉积物(石笋)年龄的研究[J]. 沉积学报, 2002, 18(1): 162-164.
- [11] 彭子成, 王兆荣, 孙卫东, 等. 高精度热电质谱(TIMS)铀系法对第四纪标样年龄测定的研究[J]. 科学通报, 1997, 42(19): 2090-2093.
- [12] 谭明, 刘东生, 秦小光, 等. 北京石花洞全新世石笋微生长层与稳定同位素气候意义初步研究[J]. 中国岩溶, 1997, 16(1): 1-10.
- [13] 刘裕辉, 胡超涌, 黄俊华, 等. 长江中游石笋年层作为东亚夏季风强度代用指标的研究[J]. 第四纪研究, 2005, 35(2): 228-234.
- [14] 朱学稳, 张远海, 韩道山, 等. 重庆丰都雪玉洞群的洞穴特征和洞穴沉积物[J]. 中国岩溶, 2004, 23(2): 85-90.
- [15] 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 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的气候变化[J]. 中国岩溶, 2006, 25(2): 95-100.
- [16] 覃嘉铭, 林玉石, 张美良, 等. 末次冰期东亚季风气候变迁的贵州都匀七星洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国岩溶, 2003, 22(3): 167-173.
- [17] 韩家懋, 王国安, 刘东生. C4植物的出现与全球环境变化[J]. 地质前缘, 2002, 9(1): 233-243.
- [18] 王健力, 王丽, 何潇等. 重庆地区末次冰期气候变化的石笋记录研究[J]. 地理科学, 2006, 26(5): 580-585.
- [19] Baker A, Proctor C, Lauritzen S R, et al. SPEP: High-resolution stalagmite records of NE Atlantic climate in the last millennium[J]. Pages, 2000, 8(2): 14.
- [20] Heine K, Geyh M A. Radiocarbon dating of speleothems from Rössing Cave, Namib Desert, and palaeoclimatic implications [C]//Vogel, J. C., ed., Late Cainozoic palaeoclimates of the Southern Hemisphere. Balkema, Rotterdam, 1984. 465-470.
- [21] Proctor C J, Baker A, Barnes W L et al. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland[J]. Climate Dynamics, 2000, 16: 815-820.
- [22] 李廷勇. 重庆地区石笋古环境信息影响因素及末次冰期以来气候变化的初步研究[D]. 博士学位论文, 2007, 4.

Growth rate and the paleoclimatic significance of stalagmites in Chongqing

HE Xiao¹, WANG Jian-li¹, LI Qing¹, LI Hong-chun^{1,2}, LI Ting-yong¹, CHENG Hai³

(1. Institute of Geography Science, Southwest University, Chongqing, 400715, China;

2. Geochemistry and Isotope Laboratory, Southwest University, Chongqing, 400715, China;

3. Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota in USA, MN, 55344)

Abstract: Two stalagmites collected from Liangtianwan cave and Shuiming cave in Chongqing have been precisely dated by thermal ionization mass spectrometric uranium-series dating. Based on the comparison between the high resolution stable isotopic records and the average growth rate in each depositional phase, it is found that the more fast the growth rate is, the lighter the depositional color is, and the oxygen isotope decreased during the late last glaciation. However, the fast growth rate has not always related with warm-wet periods, just because the factors that affecting the growth rate of stalagmite are not only temperature and rainfall but also any other unknown controlling processes, such as the change in the routing of the cave water. The authors consider that there is a very complicated correlation between growth rate and oxygen isotope of stalagmite. So the growth rate used as an indicator of external paleoclimate should be prudent.

Key words: stalagmite; growth rate; stable isotope; paleoclimate; Chongqing