

重庆黑风洞石笋灰度记录的全新世季风气候变化

方默勤^{1,2}, 杨勋林^{1,2,*}, 刘秀明³, 吕春艳^{1,2},
崔古月^{1,2}, 孙喜利^{1,2}, 史志超^{1,2}

(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: 基于重庆地区黑风洞石笋 HF01 的²³⁰Th 年代数据、灰度数据、氧同位素数据和 Fe 含量数据, 重建了长江中上游地区全新世季风变化历史。结果显示石笋 HF01 的灰度值主要响应东亚季风变化, 石笋灰度序列能够记录东亚全新世季风气候变化历史, 即全新世早中期东亚夏季风增强, 在 6 ka B.P. 以后季风逐渐减弱。石笋 HF01 的灰度序列清晰地记录了一系列的 Bond 事件, 显示石笋灰度值对气候环境变化敏感, 是可靠的气候环境信息载体; 也进一步证明东亚季风不仅受太阳辐射驱动, 还受高纬地区千年尺度的气候变化影响。石笋 HF01 灰度序列功率谱所呈现的 55 a 周期与太平洋数 10 a 尺度涛动 (PDO) 的 50~70 a 周期一致, 45、25、23、22、18、12 a 周期接近于太阳活动周期, 说明在数十年至百年尺度上东亚季风可能受太平洋涛动和太阳活动的共同影响。

关键词: 石笋; 灰度; 亚洲季风; 太阳活动; 全新世

中图分类号: P532 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2017)01-0126-09 doi: 10.14050/j.cnki.1672-9250.2017.02.002

洞穴石笋因其 U 系定年精确、分辨率高, 且受外界干扰少, 遭受次生变化小等优势, 日渐成为研究古气候和古环境变化的重要地质档案^[1-3]。石笋的气候指标众多, 其在古气候重建中, 碳氧同位素是目前应用最广泛的指标, 并且已经取得了长足进展^[4-11]。然而对于石笋碳氧同位素所指代的气候环境意义, 目前还存在分歧^[12-14], 通过采用石笋的其他气候指标如灰度、微量元素等加以对比研究, 有利于克服利用氧同位素这一单一指标研究古气候所带来的不确定性^[15-16]。

在石笋诸多代用指标中, 石笋剖面上以各种形式表现的影像是最为直观的, 对影像数字图像分析可快速提取记录中的环境变化信息^[17]。而且石笋灰度信息的获得具有成本低廉、分辨率高等优点, 逐渐受到人们重视。Gasocyne^[18]通过石笋影像信息研究发现, 洞穴沉积物中因存在粘土、有机质和暗色物质而产生颜色变化, 沉积物中荧光物质主要来源于上覆土壤, 荧光波长指示上覆植被变化。

Shopov 等^[19]使用胶片拍摄的方式测出石笋荧光强度, 认为石笋荧光强度的波动受控于洞穴上覆土壤带中有机质的变化。Baker 等^[20]通过测量石笋和洞穴滴水的荧光特征, 认为洞穴沉积物中的荧光物质主要来自土壤, 荧光波长可以指示洞穴上覆植被类型的变化。在国内, 刘东生等^[21]研究认为石笋微层灰度变化可分为两类, 一是微层内部灰度变化, 二是以大约 13~19 层为间隔, 微层整体变暗。张德忠等^[22]通过对万象洞末次冰消期石笋的研究指出在千年-亚千年尺度上, 万象洞石笋灰度值减小对应着石笋密度值增大, 同时还与葫芦洞氧同位素偏正相对应, 说明在末次冰消期石笋灰度与密度变化同时响应于亚洲季风的变化。杨勋林等^[16]通过对湖北仙女山人工隧洞一石笋进行研究, 发现石笋灰度和当地降水量与气温都呈正相关关系。本文以长江中上游地区重庆黑风洞内一根全新世石笋 (HF01) 为研究对象, 以高精度铀系定年为基础, 在石笋剖面扫描影像中提取石笋反射光强度变化时间序列,

收稿日期: 2016-11-17; 改回日期: 2016-12-07

基金项目: 国家重点研发计划(2016YFC0502301); 国家自然科学基金项目(41572158, 41072141, 41272192); 中央高校基本科研业务费项目重大项目(XDJK2012A003)。

第一作者简介: 方默勤(1990-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为全球变化和環境演变。E-mail: fmqxxk@163.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.

通过与全球气候记录进行对比, 试图揭示黑风洞石笋反射光灰度序列所反映的全新世东亚季风演化特征以及验证石笋灰度记录古气候的可靠性。

1 研究区域和方法

1.1 研究区域

本文研究的石笋样品(HF01)采自于重庆市南川区金佛山黑风洞(图1), 该洞发育于下二叠统灰岩地层, 海拔 1980 m^[23]。金佛山(28°50′~29°20′N, 107°00′~107°20′E)是四川盆地南缘与贵州交接地带处一个典型的高山岩溶区, 海拔 1400~2251 m。气候类型属于亚热带湿润季风气候, 气候温和, 降水充沛。

石笋 HF01, 总长 130 mm, 直径 100 mm, 大致呈顶平柱状。沿中轴线切开后, 如图 2 所示, 抛光面上的生长纹层清晰而平直, 生长核心较为稳定, 反映了该石笋生长过程中岩溶系统及水文环境未发生剧烈变化, 生长速率主要取决于洞外环境变化。石笋颜色通体灰黄, 色泽从顶部到底部沿着生长纹层逐渐加深, 0~40 mm 部分颜色略偏白, 方解石结晶较疏松, 石笋微层略薄; 40~130 mm 的后半段, 颜色暗黄至棕红, 方解石结晶透明且致密, 微层略厚。石笋 HF01 剖面上无溶蚀和重结晶现象, 也无明显的沉积间断, 同时铀含量较高, 有利于获得高精度年代数据, 适用于研究古环境变化。

1.2 研究方法

石笋灰度测量方法主要分为光面测量和薄片测量^[17]。光面测量是将石笋沿生长轴方向剖开, 然后在石笋抛光面上直接测量反射光或荧光的强度; 薄片测量是在显微镜下测量通过切制而成的石笋薄片灰度。本文提取黑风洞石笋 HF01 灰度值的方法为直接测量石笋剖面的反射光强度。具体步骤如下: 首先将石笋沿中轴线剖开, 然后在平整的玻璃上使用金刚砂和抛光膏将剖面抛光, 清洗置干后获得石笋光滑剖面(如图 2); 再使用酒精清洁石笋剖面, 利用扫描仪在弱光状态下对抛光面进行扫描; 最后截取石笋生长轴附近生长纹层平整且无孔洞和裂纹区域的图像, 使用图像分析软件对其进行数字化处理, 提取其灰值并得到灰度矩阵, 矩阵中的数值代表图像上相应像元的灰度值。用该方法提取的灰度值介于 0~255 之间, 值越大表示反射光越强, 石笋的颜色越亮, 共获取 1798 个灰度数据, 平均分辨率为 6 a。

本文共测试了 289 个氧同位素数据, 平均分辨率为 40 a。石笋 HF01 的 Fe 含量是采用 XRF 岩芯扫描仪直接对石笋样品的抛光面进行扫描获得。通过 XRF 岩芯扫描仪获取的微量元素数据的单位是 counts per second(cps), 同时在 XRF 扫描下的每个元素的灵敏程度不一致, 所以单位 cps 代表的不是绝对浓度, 而是相对含量。因为 XRF 岩芯扫描记录可反映沉积物各元素组成的相对变化关系, 所以

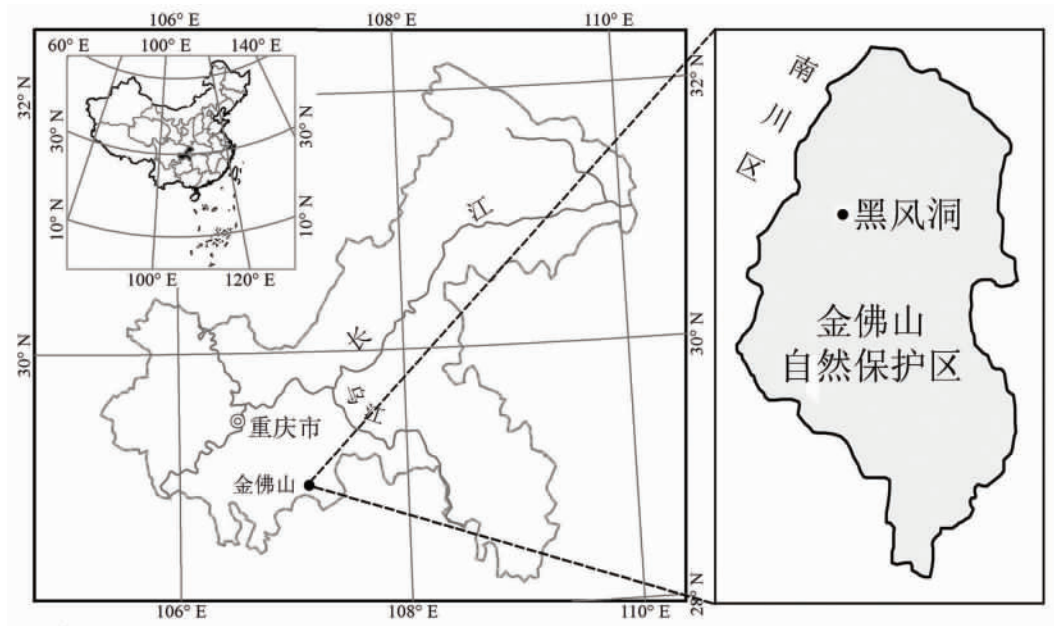
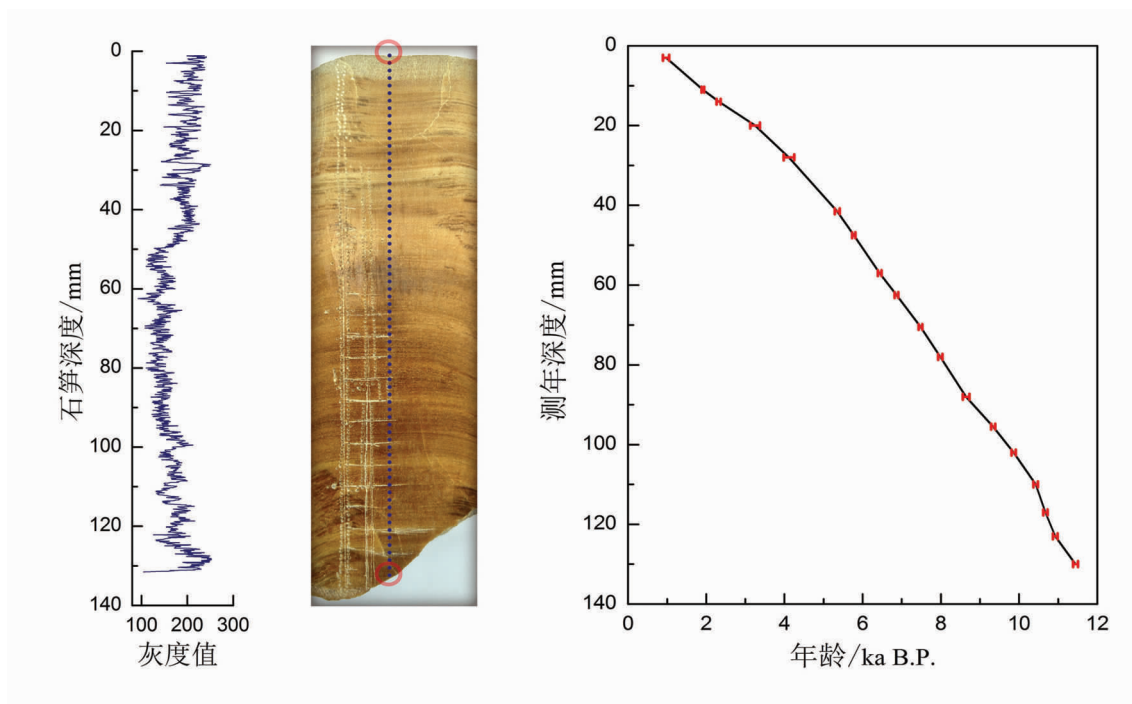


图 1 重庆黑风洞位置图

Fig.1 Location of Heifeng Cave, Chongqing, China



蓝色虚线为石笋灰度扫描路径; 石笋 HF01 年龄控制点为 U 系测年结果, 年代模式采取相邻实测年龄数据的线性内插法建立

图 2 黑风洞石笋 HF01 剖面图和年代模式

Fig.2 Profile map of stalagmite HF01 from Heifeng Cave

XRF 扫描可以获取石笋剖面元素的连续变化特征。本次测试在中国地质大学(武汉)实验室完成,采用了 0.5 mm 的分辨率,沿 HF01 的生长轴从顶部到尾部进行扫描,且避开了测年及同位素采样留下的凹槽,共计获得元素 Mg、Ca、Sr、Ba、Fe 等 235 组数据。

2 结果与讨论

2.1 HF01 的年代

表 1 列出了石笋 HF01 的 U 系测年结果,所测样品年龄覆盖了几乎整个全新世,我们利用线性内插法获得年代模式。从表 1 可以看出,样品的²³⁸U 含量高,而²³²Th 含量低,因此测年误差较小,大部分误差在 100 a 以内。同时所有年龄数据都按石笋正常沉积顺序先后排列,无倒序和沉积间断现象,说明数据真实可靠。

2.2 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

目前,学术界对东亚季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的气候意义还存在巨大争议,一般认为亚洲季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 主要指示季风强度^[12-13],也有学者提出指示水汽来源和水汽通道^[14]。

利用长江中上游地区黑风洞的石笋 HF01U 系

测年数据和氧同位素数据,建立 11.5 ka B.P. 以来的石笋 HF01 氧同位素变化曲线(图 3c)。从图可以看出, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度很大,大致变化范围为 $-6.6\text{‰} \sim -10.3\text{‰}$,变化幅度达 3.7‰。黑风洞石笋 HF01 的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 11.5~11.0 ka B.P. 迅速偏负, $\delta^{18}\text{O}$ 值从 -8.3‰ 快速偏轻至 -9.2‰ ; 在 11.0~6.0 ka B.P. 整体处于明显偏负状态, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为 -9.6‰ 且基本小于 -9.1‰ ; 在 6.0 ka B.P. 以后 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐偏正,在 4.0~0.5 ka B.P. 后为整个全新世最为偏正时期(图 3c)。这一变化趋势与同属于长江中上游地区的和尚洞(30°27'N, 110°25'E)石笋 HS4^[24]、西南地区董哥洞(25°17'N, 108°5'E)石笋 D4^[5, 25] 的记录相似(图 3a、b); 也与指示 ITCZ 南北移动的南美委瑞内拉 Cariaco 盆地 Ti 含量序列^[27] 变化趋势也基本一致(图 3e)。黑风洞石笋 HF01 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录支持了 ITCZ 南北迁移驱动了亚洲季风变化: 早全新世亚洲夏季风随着太阳辐射量的增大而增强(图 3d),中晚全新世亚洲夏季风逐渐减弱^[28-29]。

2.3 石笋 HF01 灰度记录

石笋灰度是样品在透光或直射光线照射下的明暗程度。本此研究的石笋 HF01 灰阶值在 0~255 之间变化。如图 2 所示,黑风洞 HF01 抛光面显示

表 1 黑风洞石笋 ICP-MS 测年结果

Table 1 Uranium and thorium isotopic compositions and ^{230}Th ages for Heifeng Cave speleothems by ICP-MS

样品编号	深度/mm	$^{238}\text{U}/(\mu\text{g/g})$	$^{232}\text{Th}/(\text{ng/g})$	$\delta^{234}\text{U}^*$ (测量值)	^{230}Th Age/a(未校正)	^{230}Th Age/a(校正)
HF01-2	3.0	2 697±4	6 247±126	-271±2	1 064±40	972±77
HF01-5	11.0	4 495±8	3 415±69	-270±2	1 942±24	1 911±32
HF01-6	14.0	3 801±6	4 491±91	-270±2	2 362±38	2 315±50
HF01-7	20.0	3 780±6	15 588±313	-267±2	3 411±41	3 247±123
HF01-9	28.0	2 847±6	9 484±190	-271±3	4 247±97	4 113±136
HF01-12	41.5	3 159±6	3 801±77	-259±2	5 394±53	5 346±62
HF01-13	47.5	4 143±7	2 334±48	-260±2	5 795±39	5 773±42
HF01-14	57.0	4 601±8	763±22	-250±2	6 439±45	6 432±46
HF01-16	62.5	443±1	178±4	-251±2	6 878±46	6 863±48
HF01-18	70.5	4 427±7	1 504±33	-256±2	7 490±45	7 477±46
HF01-19	78.0	4 207±8	719±15	-252±2	7 992±57	7 985±57
HF01-23	88.0	4 592±8	1 518±32	-251±2	8 656±83	8 643±83
HF01-25	95.5	5 012±9	3 619±74	-251±2	9 364±50	9 336±54
HF01-26	102.0	5 239±10	2 819±58	-244±2	9 879±53	9 859±55
HF01-28	110.0	6 211±12	7 274±147	-247±2	10 467±49	10 421±59
HF01-29	117.0	6 868±16	2 795±57	-243±2	10 686±55	10 671±56
HF01-30	123.0	7 900±19	1 292±28	-218±2	10 929±58	10 923±59
HF01-32	130.0	4 907±8	5 461±110	-209±2	11 482±55	11 440±62

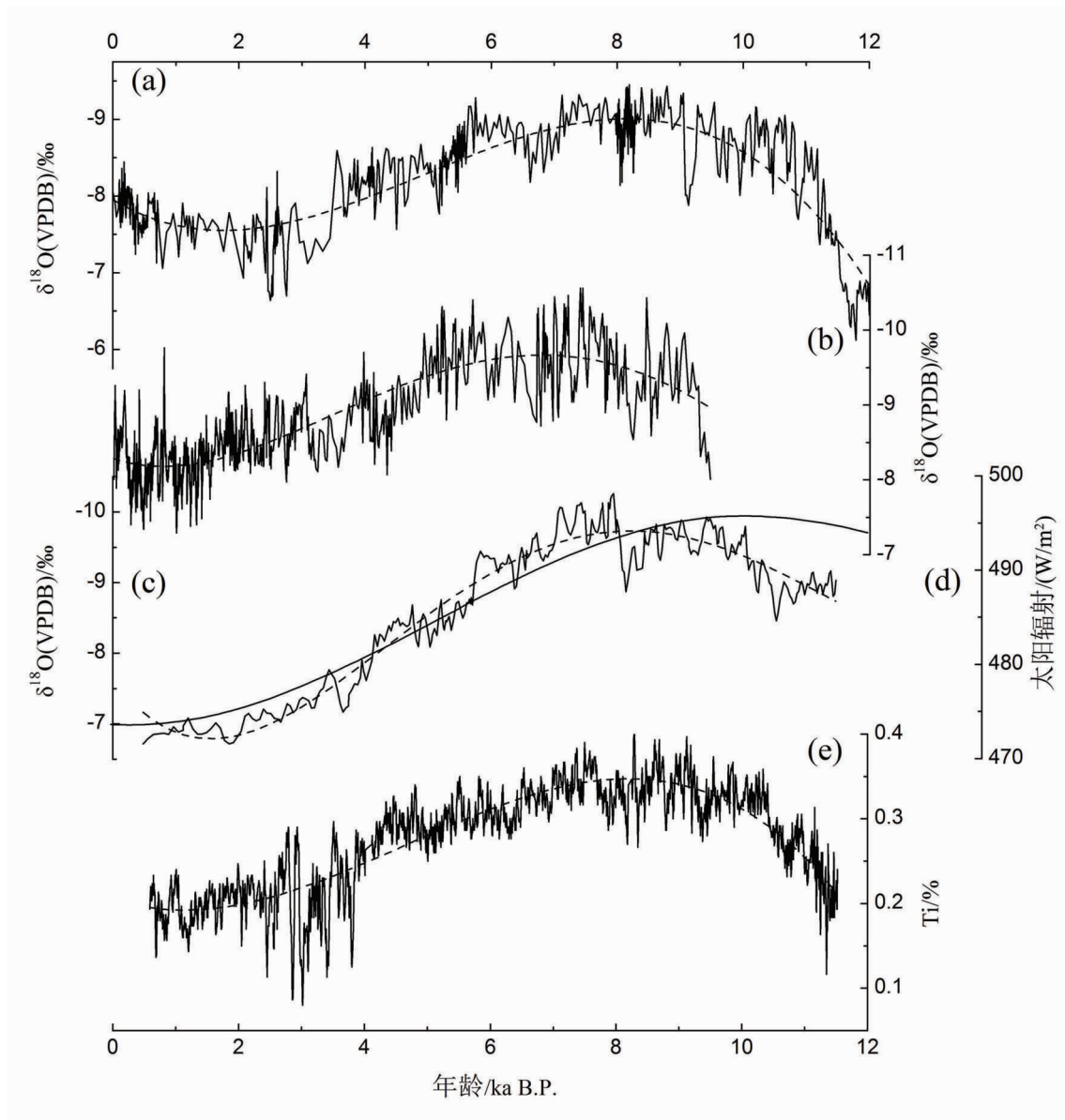
注: 衰变常数取值为 $\lambda_{230\text{Th}} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{234\text{U}} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{238\text{U}} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$, $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}$ 是根据 ^{230}Th 年龄获得, 即 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}} \times e^{\lambda_{234\text{U}} \times T}$; 初始 ^{230}Th 年龄校正采用地壳 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 平均比值: $(4.4 \pm 2.2) \times 10^{-6}$, 深度值为距顶深度。

了平直而分明的生长韵律,且生长轴方向基本不变。结合图中灰度值曲线与剖面扫描照片,可以发现 11.5~6.0 ka B.P. 阶段,石笋 HF01 颜色深而灰度值低;在 6.0~0.5 ka B.P. 阶段石笋颜色浅而灰度值较高。

为进一步分析石笋灰度变化的驱动因素,本研究试图将石笋灰度序列与季风区记录进行对比。分析发现石笋 HF01 灰度值与其 $\delta^{18}\text{O}$ 、委内瑞拉 Cariaco 盆地 Ti 含量三者变化趋势基本一致(图 4),说明石笋 HF01 的灰度值可以作为可靠的古气候环境信息载体,也能反映全新世亚洲季风演变历史。对比分析表明,11.5~6.0 ka B.P. 阶段东亚夏季辐射量增大,ITCZ 位置北移,东亚夏季风强,气候相对温湿^[28]。石笋 HF01 生长过程中洞穴顶板的渗流水滞留时间短,杂质溶解量小,以沉积纯净透明的方解石为主。温暖湿润的环境,化学风化作用强烈,从矿物中释放的低价铁较多并被氧化成高价铁,造成石笋颜色深,促使该阶段灰度呈现低值状态。6.0~0.5 ka B.P. 阶段夏季辐射量下降,ITCZ 南移,夏季风持续衰退,环境由温湿转为干冷^[28]。地表雨水转

化为渗流的过程中滞留时间增长,易夹带杂质和黏土,造成该阶段石笋杂质含量增加,并造成方解石结晶呈现白色疏松不透明的特征。另外,在气候干冷的环境下,洞外母岩及土壤的化学风化作用较弱,低价铁氧化成深色高价铁的概率降低,颜色浅,导致了灰度值偏高。

石笋灰度值影响因素比较复杂,主要受石笋岩性、杂质、有机质含量、色度、温度以及降水等因素影响^[19, 30-31]。首先,在石笋岩性方面,当石笋色度相同时,若石笋透光能力越弱,其表面反射光强度就越强;更为疏松的晶体排列方式不利于光线的透射,反射光的能力就会变得更弱,从而造成灰度值增大。因而在 HF01 石笋中,6.0~0.5 ka B.P. 灰度值偏高,其对应的是白色疏松不透明的方解石层段;11.5~6.0 ka B.P. 期间灰度值偏低,其对应的是深色致密纯净透明的方解石层段。其次,石笋生长过程中杂质的增加会降低其透明度,石笋剖面的反射光能力增强,也会造成灰度值的增大。然而显色金属离子,如 Fe^{3+} 的增加则会改变石笋色度导致石笋颜色变暗,并造成石笋放射光强度的减弱,灰度



(a) 贵州董哥洞 D4 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[5-25]; (b) 湖北和尚洞 HS4 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[24]; (c) 重庆黑风洞 HF01 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录;
(d) 30°N 夏季(7月) 太阳辐射能量^[26]; (e) 委内瑞拉 Cariaco 盆地 ODP1102 孔(10°43'N) Ti 百分含量^[26]; 虚线表示的趋势线为 4 次多项式

图 3 重庆黑风洞 HF01 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与其他古气候记录对比

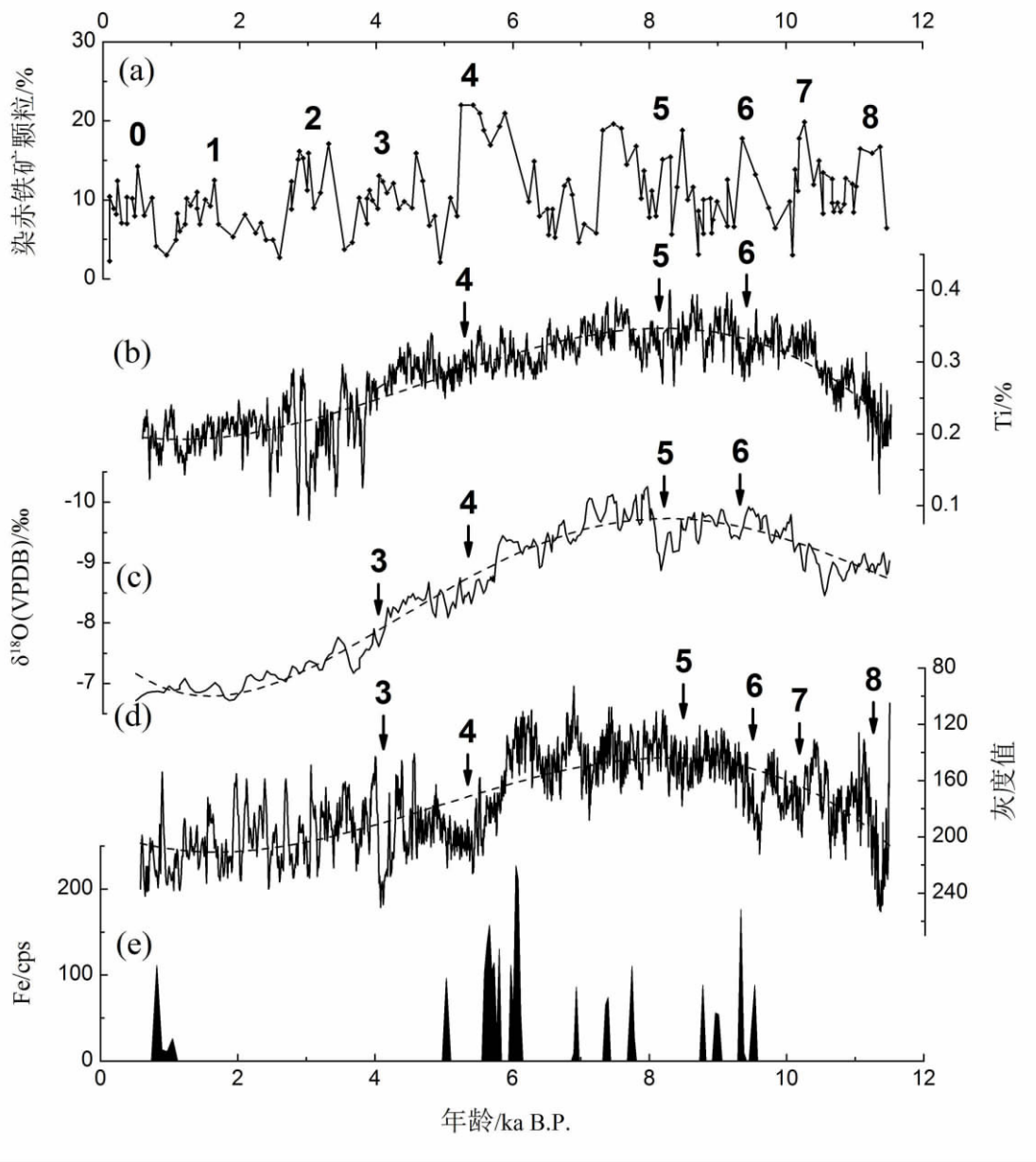
Fig.3 Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ of HF01 with other paleoclimatic records

值降低^[32]。如图 4 所示, HF01 灰度的低值与 Fe 含量的高值相对应, 较高的 Fe 含量大部分发生在灰度值较低的全新世适宜期; 同时, 在 6.0~0.5 ka B.P. 气候转折阶段, Fe 含量也普遍较高, 其机制尚需进一步的深入研究。石笋 Fe 含量主要来源于洞穴上覆岩层及土壤, 其含量变化取决于温度和降雨主导的化学风化速率。

2.4 全新世弱季风事件

Bond 等^[33]最早依据冰筏事件(IRD)证实了全新世内部存在一系列百年-千年尺度的冷事件, 后续

研究^[34]认为全新世冷事件共出现九次, 由近及远编号 0~8: 1.4、2.8、4.2、5.9、8.1、9.4、10.3 和 11.1 ka B.P.(图 4a)。HF01 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和石笋灰度指标分别对北大西洋 9 个冷事件均有不同程度的记录(图 4), 其中石笋灰度尤以 Bond 3~8 六次最为突出, 而石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 则清晰地记录下了 Bond 3~6 四次冷事件, 可见石笋灰度值对快速气候事件的响应更为敏感, 这说明不同的气候指标对同一气候事件具有不同的响应, 也进一步说明需要进行石笋多指标研究的重要性。由于石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的采样轴和石笋灰



虚线表示的趋势线为 4 次多项式

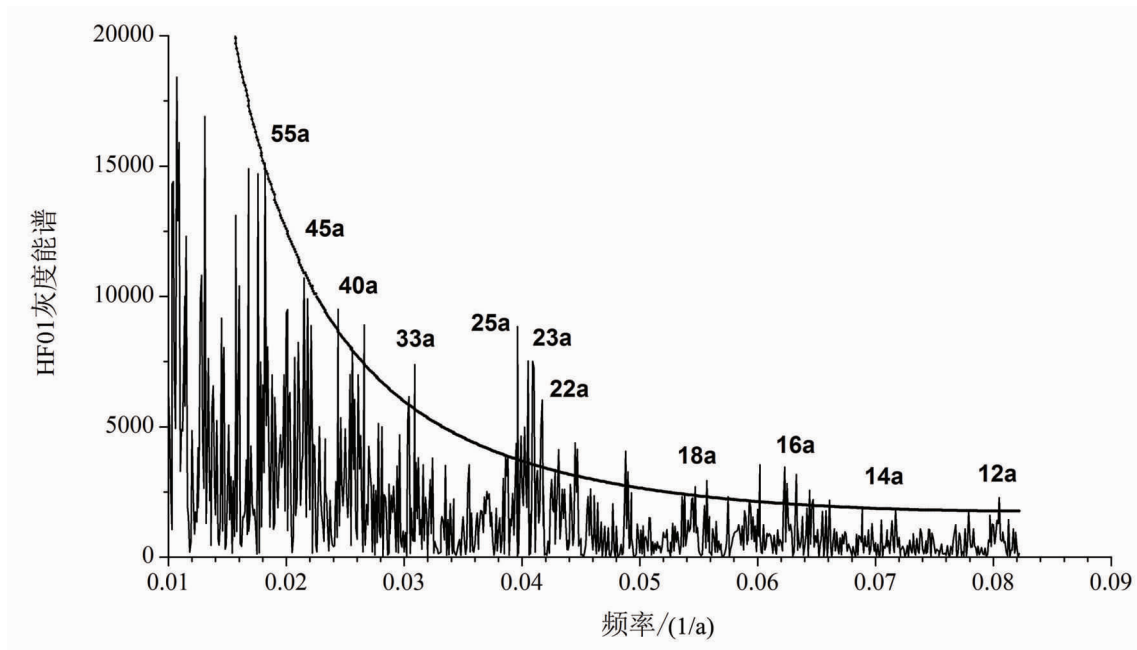
图 4 染赤铁矿颗粒和 Cariaco 盆地海洋沉积物钛含量记录^[26]、HF01 石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录、灰度记录、Fe 含量记录的对比

Fig.4 Comparison of Hematite stained grains with Titanium contents in Cariaco Basin , $\delta^{18}\text{O}$ record , grey scale record , and Fe contents in stalagmite HF01

度的扫描路径不一致,可能造成石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线和灰度曲线在记录气候事件上存在一定的偏差。北大西洋浮冰事件(Bond 事件)对亚洲季风的驱动机制还不是很清楚,学者们认为,北大西洋冷事件可能是北大西洋浮冰的增加致使表层海水温度盐度降低,这一突变减弱了温盐循环并通过大气环流和海洋环流影响到东亚季风区^[35];也可能通过季风-欧亚大陆的雪盖来间接地影响亚洲季风变化^[36-37]。

2.5 HF01 灰度频谱分析

HF01 石笋灰度测量的分辨率较高,适合对其进行周期变化分析。采用 Redfit37 谱分析程序检测石笋灰度的功率谱特征和周期变化(图 5),分析结果显示在通过 95% 置信度水平下的红噪声检测出的石笋灰度记录的主要周期有 55、45、40、33、25、23、22、18、16、14、12 a。其中 55 a 的周期与太平洋数年代际涛动(PDO)的 50~70 a 周期一致^[38]。最



粗黑线为95%置信度

图5 黑风洞 HF01 石笋灰度序列谱分析结果

Fig.5 Spectral analysis of HF01 stalagmite grey scale time series

近有研究显示, PDO 能通过影响西太平洋副热带高压的位置, 进而影响东亚季风的强度^[39], 因而可在石笋 HF01 的灰度变化中记录下来。45、25、23、22、18 a 的周期接近于太阳活动的 50 和 22 a 的海尔周期, 12 a 接近太阳黑子活动的 11 a 周期, 这些周期说明太阳活动可能也是影响 HF01 灰度变化的重要因素。因此东亚季风在数十年-百年尺度上可能受太平洋涛动和太阳活动的共同影响。

3 结论

本文利用来自长江中上游地区黑风洞石笋 HF01 的 ^{230}Th 年代数据、灰度数据、氧同位素数据和 Fe 含量数据, 建立了重庆地区全新世石笋灰度和氧同位素时间序列, 初步分析得出以下几点结论:

1) 黑风洞石笋 HF01 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录支持 ITCZ 南北迁移驱动亚洲季风变化的论点。11.5 ~ 6.0 ka B.P. 阶段东亚夏季风随着太阳辐射量的增大而增强, 6 ~ 0.5 ka B.P. 阶段东亚夏季风逐渐减弱。黑风洞 HF01 石笋的灰度值与该石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Cariaco 盆地的 Ti 变化曲线在趋势上基本一致, 表明石笋

HF01 灰度序列能够记录全新世东亚季风气候变化。原因可能是 HF01 石笋的灰度主要反映石笋杂质含量、矿物岩性和色度的变化, 而这些因素与东亚季风强度的变化有关。

2) 石笋 HF01 灰度序列清晰地记录了一系列的千年尺度频率的 Bond 事件, 支持东亚季风区和高纬地区气候变化的遥相关, 进一步证明了东亚季风不仅在轨道尺度上受太阳辐射控制, 在千年尺度上还受高纬地区气候变化影响。这也显示了石笋灰度值对外界气候环境变化响应敏感, 是可靠的古气候环境变化信息的代用指标。

3) 石笋 HF01 灰度序列的功率谱显示 55 a 周期与 PDO 的 50 ~ 70 a 周期一致, 45、25、23、22、18、12 a 周期与太阳活动周期接近, 说明在数十年-百年尺度上东亚季风可能受太平洋涛动 (PDO) 和太阳活动的共同影响。

致谢: 在此对参与野外采样和实验分析工作的张月明、黄帆、李辰丝、吕春艳和李国军等研究生表示感谢。

参 考 文 献

- [1] McDermott F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23 (1): 901–918.
- [2] Henderson G M. Caving in to new chronologies [J]. *Science*, 2006, 313(1): 620–622.
- [3] Fairchild I J, Smith C L, Baker A, *et al.* Modification and preservation of environmental signals in speleothems [J]. *Earth Science Reviews*, 2006, 75(3): 105–153.
- [4] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, *et al.* A high resolution absolute dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294(7): 2345–2348.
- [5] 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 (8): 854–857.
- [6] Wang Y, Cheng H, Edwards R L. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224 000 years [J]. *Nature*, 2008, 451(6): 1090–1093.
- [7] Fleitmann D, Burns S, Mudelsee M, *et al.* Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman [J]. *Science*, 2001, 300(6): 1737–1739.
- [8] Yuan D, Cheng H, Edwards R L, *et al.* Duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon [J]. *Science*, 2004, 304(5): 575–578.
- [9] Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record [J]. *Science*, 2008, 322(5903): 940–942.
- [10] Cheng H, Edwards R L, Broecker W S. Ice age terminations [J]. *Science*, 2009, 326(3): 248–252.
- [11] 谭明, 南素兰. 中国季风区降水同位素年际变化的“环流效应”初探 [J]. *第四纪研究*, 2010, 30(3): 620–622.
- [12] 谭明. 环流效应: 中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义-古气候记录与现代气候研究的一次对话 [J]. *第四纪研究*, 2009, 29 (5): 851–862.
- [13] 谭明. 信风驱动的中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与大尺度温度场负耦合-从年代际变率到岁差周期的环流效应 [J]. *第四纪研究*, 2011, 31(6): 1086–1097.
- [14] Pausata F S R, Battisti D S, Nisancioglu K H, *et al.* Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event [J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(5): 474–480.
- [15] 程海, 艾思本, 王先锋等. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义 [J]. *第四纪研究*, 2005, 25(2): 157–163.
- [16] 杨勋林, 袁道先, 张月明等. 湖北仙女山人工隧洞现代石笋气候学-灰度及其指示意义 [J]. *中国岩溶*, 2012, 31(3): 248–252.
- [17] 孙东怀, 刘禹, 谭明. 古环境记录的数字图像分析及应用 [J]. *科学通报*, 2002, 47(21): 1613–1618.
- [18] Gascoyne M. Trace elements in calcite: The only cause of speleothem color [J]. *National Speleological Society Bulletin*, 1978, 40(1): 90–91.
- [19] Shopov Y Y, Ford D C, Schwarcz H P. Luminescent microbanding in speleothems: High-resolution chronology and paleoclimate [J]. *Geology*, 1994, 22(4): 407–410.
- [20] Baker A, Barnes W L, Peter L S. Speleothem luminescence intensity and spectral characteristics: Signal calibration and a record of palaeovegetation change [J]. *Chemical Geology*, 1996, 130(2): 65–76.
- [21] 刘东生, 谭明, 秦小光. 洞穴碳酸钙微层理在中国的首次发现及其对全球变化研究的意义 [J]. *第四纪研究*, 1997, 3(1): 41–51.
- [22] 张德忠, 白益军, 桑文翠等. 末次冰消期亚洲季风强度变化的黄土高原西部万象洞石笋灰度记录 [J]. *第四纪研究*, 2011, 31(5): 791–799.
- [23] 张任, 朱学稳, 韩道山等. 重庆市南川金佛山岩溶洞穴发育特征初析 [J]. *中国岩溶*, 1998, 17(3): 196–211.
- [24] Hu C, Henderson G M, Huang J. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 266(3): 221–232.
- [25] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(3): 71–86.
- [26] Laskar J. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. *Astronomy & Astrophysics*, 2004, 428(1): 101–106.
- [27] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, *et al.* Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene [J]. *Science*, 2001, 293(12): 1304–1308.
- [28] 汪品先. 全球季风的地质演变 [J]. *科学通报*, 2009, 54(5): 535–556.
- [29] 张美良, 程海, 林玉石等. 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.
- [30] Frisia S, Borsato A, Fairchild I J. Calcite fabrics, growth mechanisms, and environment of formation in speleothems from the Italian Alps and South Western Ireland [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2000, 70(6): 1183–1196.
- [31] Zhou H Y, Greig A, You C F. Arsenic in a speleothem from Central China: Stadial-interstadial variations and implications [J]. *Environmental Sci-*

- ence & Technology , 2011 , 45(8) : 1278–1283.
- [32] Kuczumow A , Genty D , Pierre Chevallier P. Annual resolution analysis of a SW-France stalagmite by X-ray synchrotron microprobe analysis [J]. Spectrochimica Acta , Part B , 2003 , 58(2) : 851–865.
- [33] Bond G , Showers W , Cheseby M , *et al.* A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climate [J]. Science , 1997 , 278(6) : 1257–1266.
- [34] Bond G , Kromer B , Beer J , *et al.* Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene [J]. Science , 2001 , 294: 2130–2136.
- [35] Wiersma A P , Renssen H. Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: Confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes [J]. Quaternary Science Reviews , 2006 , 25(5) : 63–88.
- [36] Neff U , Burns J , Mangini A , *et al.* Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 ka ago [J]. Nature , 2001 , 411(7) : 290–293.
- [37] Gupta A K , Thomas E. Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the Northeast Indian Monsoon , ocean drilling program site 758 , eastern equatorial Indian Ocean [J]. Geology , 2003 , 31(3) : 47–50.
- [38] Mantua N J , Hare S R. The Pacific decadal oscillation [J]. Journal of Oceanography , 2002 , 58(1) : 35–44.
- [39] Qian C , Zhou T. Multi decadal variability of North China aridity and its relationship to PDO during 1990–2010 [J]. Journal of Climate , 2014 , 27(3) : 1210–1222.

Holocene Monsoon Variations in Stalagmite Grey Value for Heifeng Cave , Chongqing , China

FANG Moqin^{1,2} , YANG Xunlin^{1,2} , LIU Xiuming³ , LYU Chunyan^{1,2} ,
CUI Guyue^{1,2} , SUN Xili^{1,2} , SHI Zhichao^{1,2}

- (1. School of Geographical Sciences , Southwest China University , Chongqing 400715 , China;
2. Karst Environment Laboratory , Southwest University , Chongqing 400715 , China;
3. Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550081 , China)

Abstract: Heifeng Cave(28°50′–29°20′N , 107°00′–107°20′E; 1 980 m above sea level) is located at the north slope of the Jinpo Mountains , and the climate here is controlled by Asian monsoon system , with abundant rainfall and high temperature in summer. Stalagmite HF01 was collected from Heifeng Cave , the research area in this paper. Based on the ²³⁰Th dating results , grey scale data , oxygen isotope data and trace elements data , the grey scale time series of the stalagmite HF01 grown during the Holocene is established. Results suggest that the grey scale of stalagmite HF01 is controlled by the East Asian monsoon variability. The main trend of Holocene climate change is: in the early and middle Holocene , the summer monsoon of North Hemisphere increase gradually , and in late Holocene decreased continually; this change of stalagmite HF01 is reflected from both the evolution of $\delta^{18}\text{O}$ value and the grey scale of stalagmite. The grey scale of HF01 stalagmites responses to 8 cold events of the North Atlantic record , indicating that the grey scale of stalagmite is closely associated with variations in past climates and environments. Using the spectral analysis of Redfit 37 , the main cycles of stalagmite records from grey scale are 55 a , 45 a , 40 a , 33 a , 25 a , 23 a , 22 a , 18 a , 16 a , 14 a and 12 a. The 55 a cycle may be related to the Pacific Decadal Oscillation(PDO) , and 45 a , 25 a , 23 a , 22 a , 18 a , and 12 a cycles agree well with the solar activity , suggesting that the Pacific Decadal Oscillation(PDO) and solar activity changes may be partly responsible for centennial-decadal changes in East Asian monsoon.

Key words: stalagmite; grey scale; Asian monsoon; solar activity; Holocene