

洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值变化的古气候记录意义

杨琰^{1,2,4)}, 袁道先^{1,2,4)}, 程海³⁾, 覃嘉铭²⁾, 林玉石²⁾, 张美良²⁾, 朱晓燕²⁾

1) 西南大学地理科学学院, 重庆, 400715;

2) 中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 广西桂林, 541004;

3) 美国明尼苏达大学地质与地球物理系, MN, 55455;

4) 西南大学地球化学与同位素实验室, 重庆, 400715

内容提要: 通过对我国西南地区 3 个洞穴 9 根大型石笋 272 个初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 数据的分析研究, 发现石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值长尺度变化与海洋沉积 SPECMAP 曲线 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有一定的正相关关系, 与北纬 25° 夏季太阳辐射能量变化曲线呈一定的负相关关系, 石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值的变化在冰期时波动强烈, 而在间冰期波动相对平缓, 在间冰期和冰期(间冰阶和冰阶)转化阶段该值呈跳跃状态变化。末次冰期及全新世阶段石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化记录了该时段内的 BA 暖期和 YD 突变冷事件; 全新世 8200 a BP、7200 a BP、5200 a BP、4200 a BP、2800 a BP、1400 a BP 发生的几次较强冷事件在石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值都有相应记录, 并且和长尺度的变化规律一致, 冷事件发生时石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值偏重, 暖期偏轻。封闭系统形成的洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化类似于同地区洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 对气候变化的记录特征, 在我国西南地区两者与夏季风变化的强弱呈现一种负相关的关系, 洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值可以作为一个有用的古气候替代指标来研究古降水的变化。

关键词: 石笋; 初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; 铀同位素; 古气候; 西南地区

洞穴石笋在过去全球变化研究中是一种不可多得的陆地古环境信息源(袁道先等, 2003; Fairchild et al., 2006; 林玉石等, 2005, 2007a), 其生长过程中与地球系统的各个圈层之间关系十分密切, 可以敏感的反映洞穴外部环境及气候的变化, 通过对石笋沉积过程中各种环境记录指标的解译可以很好的重建几十万年以来的古气候的变化规律。除了经典氧同位素环境记录指标外, 越来越多的其他环境记录指标受到国内外学者的关注(Fairchild et al., 2006), 多种新的环境替代指标相结合重建过去气候变化是本学科的前沿领域, 也是世界各国科学基金重点资助的对象。Kaufman 等(1998)在研究以色列 Soreq 洞穴沉积物古气候信息时指出, 初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化可以作为一个新的环境记录替代指标研究降水效应和土壤的风化作用。随后国内外多位学者对洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的变化规律进行了系统的研究, 认为洞穴上覆土壤有机质是决定其变化的关键因素(Hellstrom et al., 2000; Plagnes

et al., 2002; 况润元等, 2002); 初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的变化与 Mg (Hellstrom et al., 2000)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Frumkin et al., 2004) 和生长速率(Zhao et al., 2001; Kelly et al., 2006)的变化呈一定相关关系, 并反映过去古降水的变化信息。但可能由于样品或研究地点的限制, 以上研究只考虑初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ (Kaufman et al., 1998; Hellstrom et al., 2000; Zhao et al., 2001; Plagnes et al., 2002; 况润元等, 2002; Frumkin et al., 2004) 或 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$ (Kelly et al., 2006) 的一种情形。Zhou 等(2005)研究美国 Fogelpole 洞穴石笋时发现存在 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$ 的两种状态, 研究发现这两种初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值反映不同的环境信息, 并建立了与水流速度变化的模型, 指出石笋不同的初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值反映铀元素不同的氧化还原状态。Zhou 等(2005)的研究成果很好的反映了初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化的机理, 为利用其进行古气候重建打下了良好的理论基础, 但该研究的样品有限, 只有一

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40231008、90511004、40672165、40772216)、中国博士后科学基金和西南大学自然地理学重点学科基金共同资助成果。

收稿日期: 2007-07-24; 改回日期: 2007-12-27; 责任编辑: 周健。

作者简介: 杨琰, 男, 1976 年生。博士后研究人员, 主要从事石笋古气候重建研究。电话: 023-68254443; Email: yy2954@tom.com。

个洞穴中的 28 个 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 数据;在我国季风活动强烈的西南地区初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化代表什么气候含义,石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化在 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$ 的情形下,是否反应不同的全球古气候变化信息?另外该研究没有进行石笋矿物岩性变化对 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的影响的分析。本文对我国西南地区 3 个洞穴 9 根大型石笋近 272 个 ^{230}Th 年龄数据的初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值进行了系统的分析,石笋样品具有初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$ 的两种状态,另外石笋样品还具有方解石和文石两种不同的矿物岩性成分,通过这些研究发现近 400 ka 来我国西南地区洞穴石笋的初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化可以指示过去全球气候的变化规律,为更合理的利用这个新的古气候替代指标提供重要的研究理论依据。

1 研究地点与研究方法

本文进行初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 数据讨论的石笋样品主要分布在我国西南地区的 3 个洞穴:贵州省荔波县董歌洞(108°5'E, 25°17'N)DA、D3、D4、D6、D7、D9、D10 石笋,荔波县衙门洞(107°54'E, 25°29'N)Y1 石笋和湖南省湘西土家族自治州龙山县莲花洞(109°32'E, 29°08'N)LL1 石笋。研究区主要位于云贵高原台地斜坡地带边缘,是季风活动比较强烈的地区。所选 D6、D7、Y1 和 LL1 都是大型石笋,长度都超过 3 m,其中 D6 是超大型石笋,长度接近 6 m,是进行高精度铀系测年的理想样品。从成分上看,D6、D7、D9 石笋属于常见的方解石石笋,Y1 石笋属于巨型方解石晶柱,LL1 结晶为文石和方解石以及两者过渡成分。由于成分的不同,所选石笋在测年过程及初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化研究中可以进行很好的对比。关于上述样品更详尽的岩性、沉积特征及氧同位素等环境记录指标的分析可参考文献(袁道先等, 2003; Yuan et al., 2004; 覃嘉铭等, 2004a, 2004b; Zhang et al., 2004; Dykoskia et al., 2005; Wang et al., 2005; Kelly et al., 2006; 林玉石等, 2005, 2007a, 2007b; 杨琰等, 2006, 2008a, 2008b)。

本实验采用的仪器为 Finnigan Element 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS),该仪器采用双聚焦电磁场(Sector-field magnet)进出狭缝设计,具有 Nier-Johnson 型离子聚焦模式,采用单一的 MasCom 型倍增器(Single MasCom multiplier)对不同的同位素进行跳跃测量,元素峰具有平顶峰形,而不同于四极杆 ICP-MS 的 Gaussian 峰,因而可以进行更高精度的测量(Shen et al., 2002; 杨琰等,

2006)。U-Th 化学处理在美国明尼苏达大学地质与地球物理系地球化学超静实验室中完成,具体操作方法见 Edwards 等(1986)、Cheng 等(2000)、Shen 等(2002)、杨琰等(2006)。

2 结果

初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 是铀系法 ^{230}Th 测年中的一个重要指标,可以通过 $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}$ 转化计算获得,即:

$$\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = (\delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}}) e^{\lambda_{234}t}$$

式中:

$$\delta^{234}\text{U} = [({}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}) - 1] \times 1000$$

^{234}U 和 ^{238}U 均代表其放射性强度; $\delta^{234}\text{U}_{\text{测量值}}$ 为被测样品的不平衡程度; $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}}$ 代表样品形成时的不平衡程度; λ_{234} 为 ^{234}U 的衰变常数,其值为 $2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ (Cheng et al., 2000); t 为待测年龄。

初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 通常表示为 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$,因为该值为石笋最初形成时的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值,所以类似于其他地球化学元素可以记录当时的环境变化信息(Kaufman et al., 1998),可以作为一个有用的环境替代指标来研究古气候变化。

表 1 列出了贵州荔波县董歌洞 D6 和 D7 石笋的 ^{230}Th 测年数据,其他石笋的相关年龄资料可以通过文献(袁道先等, 2003; Yuan et al., 2004; Wang et al., 2005; Dykoskia et al., 2005; Kelly et al., 2006; 杨琰等, 2008a)获得。从表 1 可以看出,D6 石笋 ^{238}U 含量在 258.8~560.8 ng/g 间波动,平均值为 362.4 ng/g,可见整根石笋 U 的含量比较稳定,生长过程中处于封闭环境,不存在 U 流失的现象。 ^{232}Th 含量在 24~686 pg/g 间波动,平均值为 167.3 pg/g; ^{232}Th 含量的多少主要可以反映外界碎屑物污染的一个指标,整体上看 D6 石笋 ^{232}Th 含量相对较低。初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值在 0.8550~0.9954 间波动,平均值为 0.9285,波动范围比较大。D7 石笋 ^{238}U 含量在 889.1~1889.0 ng/g 间波动,平均值为 1170.3 ng/g,可见整根石笋 U 的含量比较稳定,生长过程中处于封闭环境。 ^{232}Th 含量在 158~5560 pg/g 间波动,平均值为 1061.6 pg/g,波动较大,D7 石笋受外界碎屑物污染要比 D6 石笋大。 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值在 0.7455~0.8122 间波动,平均值为 0.7825。

3 讨论

3.1 冰期与间冰期旋回的长尺度记录

第四纪气候的主要特征是冰期与间冰期交替发

表 1 D6 和 D7 石笋 ^{230}Th 年龄结果一览表Table 1 ^{230}Th dating result from stalagmites D6 and D7

样品号	距底 (mm)	^{238}U (ng/g)	^{232}Th (pg/g)	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (放射性比)	^{230}Th 校正年龄 (a)	$\delta^{234}\text{U}$ (初始值)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (初始值)
D6U-1*	5678	301.3±0.4	30±6	-20.7±1.4	0.673±0.002	127610±900	-29.7±1.4	0.9703
D6U-90	5460	324.1±1.4	39±12	-28.3±5.4	0.671±0.005	129145±2400	-40.8±7.7	0.9592
D6U-89	5448	290.9±0.6	150±11	-37.3±2.4	0.670±0.003	131680±1370	-54.2±3.5	0.9458
D6U-3*	5178	363.7±0.5	142±7	-44.7±1.3	0.673±0.002	135040±1080	-65.5±1.3	0.9345
D6U-83	5125	415.2±1.0	162±10	-42.5±2.3	0.678±0.003	136498±1386	-62.5±3.3	0.9375
D6U-82	5012	382.1±1.1	232±10	-20.6±2.9	0.701±0.004	138456±1746	-30.5±4.3	0.9695
D6U-81	4993	431.2±1.0	349±10	-21.9±2.0	0.704±0.003	140078±1320	-32.6±3.0	0.9674
D6U-80	4942	349.1±0.9	176±14	-27.3±2.4	0.706±0.003	142960±1581	-40.9±3.6	0.9591
D6U-5*	4780	441.0±0.5	182±5	-54.5±1.0	0.686±0.002	144280±880	-81.9±1.0	0.9181
D6U-75	4700	560.8±1.4	314±12	-42.4±2.2	0.703±0.003	147388±1485	-64.4±3.3	0.9356
D6U-74	4682	310.7±0.6	140±12	-43.2±2.2	0.706±0.003	148755±1569	-65.8±3.4	0.9342
D6U-72	4596	345.7±0.7	216±11	-43.0±2.1	0.709±0.003	150051±1535	-65.7±3.4	0.9343
D6U-70	4537	258.8±0.6	42±14	-23.8±2.7	0.729±0.003	151298±1800	-36.5±4.1	0.9635
D6U-69	4490	309.3±0.7	90±15	-47.5±2.8	0.708±0.003	151715±1852	-72.9±4.4	0.9271
D6U-68	4447	490.3±1.1	237±13	-15.8±2.0	0.740±0.003	153075±1483	-24.3±3.1	0.9757
D6U-7*	4393	394.3±0.5	622±10	-70.6±1.4	0.695±0.002	155070±1370	-109.4±1.4	0.8906
D6U-67	4373	369.9±0.8	686±10	-56.3±2.0	0.708±0.003	155342±1598	-87.3±3.2	0.9127
D6U-66	4300	464.8±1.2	160±16	-38.2±3.0	0.729±0.004	157757±2254	-59.7±4.6	0.9403
D6U-63	4230	409.9±0.8	77±17	-44.6±2.0	0.727±0.003	159334±1677	-69.9±3.2	0.9301
D6U-62	4154	338.2±0.7	93±12	-23.1±2.4	0.748±0.003	160184±1763	-36.3±3.8	0.9637
D6U-61	4138	306.1±0.6	84±9	-44.6±2.1	0.731±0.003	161469±1687	-70.4±3.4	0.9296
D6U-9*	4060	346.1±0.4	197±3	-52.8±1.0	0.725±0.002	162530±1100	-83.6±1.0	0.9164
D6U-58	3950	294.0±0.6	41±10	-2.9±2.2	0.782±0.003	167669±1747	-4.6±3.5	0.9954
D6U-57	3873	332.3±0.7	291±15	-36.9±2.5	0.756±0.003	170836±2053	-59.8±4.0	0.9402
D6U-56	3803	309.7±0.7	278±15	-38.8±2.4	0.763±0.003	176059±2292	-63.8±3.9	0.9362
D6U-11*	3715	340.2±0.4	137±10	-37.4±1.6	0.769±0.003	178970±1900	-62.0±1.6	0.9380
D6U-53	3649	399.2±0.9	142±9	-35.1±1.9	0.778±0.003	182749±2109	-58.8±3.2	0.9412
D6U-49	3399	409.9±1.0	53±12	-39.8±2.6	0.778±0.004	186085±2846	-67.3±4.5	0.9327
D6U-47	3158	360.6±0.8	421±12	-56.1±2.3	0.771±0.003	192085±2575	-96.5±4.5	0.9035
D6U-13*	3070	412.4±0.4	134±8	-43.1±1.1	0.791±0.003	196690±1960	-75.1±1.1	0.9249
D6U-45	2848	333.2±0.6	118±12	-49.9±2.0	0.787±0.003	198911±2638	-87.6±3.6	0.9124
D6U-43	2675	358.5±0.8	253±8	-50.5±2.1	0.790±0.003	201661±3064	-89.3±3.7	0.9107
D6U-15*	2280	399.5±0.5	73±6	-38.6±1.2	0.810±0.002	208110±2180	-69.5±1.2	0.9305
D6U-41	2249	338.0±0.6	24±11	-47.4±2.0	0.803±0.003	209846±3135	-85.8±3.6	0.9142
D6U-40	2224	343.4±0.9	42±9	-46.5±2.7	0.816±0.004	219708±4484	-86.5±5.1	0.9135
D6U-38	2071	370.4±0.8	241±11	-33.8±2.1	0.836±0.003	225469±3618	-64.0±4.0	0.9360
D6U-37	1920	347.3±0.6	112±11	-42.1±1.6	0.829±0.003	227594±3486	-80.1±3.2	0.9199
D6U-17*	1680	333.9±0.4	45±11	-41.7±1.6	0.837±0.003	235160±3600	-81.1±1.6	0.9189
D6U-33	1632	368.3±0.6	63±11	-51.7±1.6	0.829±0.003	238484±3899	-101.4±3.4	0.8986
D6U-30	1210	345.2±0.7	43±10	-38.0±1.9	0.851±0.004	245501±4652	-76.1±4.0	0.9239
D6U-19*	615	333.4±0.4	28±5	-55.0±1.2	0.839±0.003	254340±3600	-112.9±1.2	0.8871
D6U-23	377	391.3±0.7	75±15	-68.5±1.9	0.829±0.003	262583±5568	-144.0±4.6	0.8560
D6U-22	294	317.6±0.8	182±16	-51.7±3.1	0.851±0.004	265393±7487	-109.4±7.1	0.8906
D6U-20	210	320.3±0.5	123±21	-66.4±1.6	0.841±0.004	276329±6415	-145.0±4.4	0.8550
D6U-21*	5	343.8±0.3	190±3	-49.3±1.0	0.866±0.002	283700±4200	-109.9±1.0	0.8901
D7U-1*	3582	1217.0±2.0	454±10	-107.1±0.9	0.742±0.002	212000±2150	-195.0±0.9	0.8050
D7U-50	3478	889.1±2.9	614±10	-109.6±2.1	0.743±0.003	215900±3916	-201.7±4.5	0.7983
D7U-49	3425	1013.4±2.9	508±8	-115.0±1.7	0.745±0.003	223633±4248	-216.5±4.1	0.7835
D7U-3*	2920	1313.0±2.0	447±7	-99.7±1.0	0.767±0.002	229100±2760	-190.5±1.0	0.8095
D7U-42	2733	1124.8±3.6	864±10	-102.6±1.9	0.766±0.003	231665±4527	-197.5±4.4	0.8025
D7U-41	2593	1048.2±2.1	311±13	-109.1±1.4	0.763±0.003	237126±4298	-213.3±3.8	0.7867
D7U-5*	2464	1020.0±1.0	1390±10	-99.7±0.9	0.775±0.002	238540±2800	-195.7±0.9	0.8043
D7U-37	2360	1074.1±3.2	772±12	-101.0±2.1	0.785±0.004	253850±6343	-206.9±5.7	0.7931

续表 1

样品号	距底 (mm)	^{238}U (ng/g)	^{232}Th (pg/g)	$\delta^{234}\text{U}$ (测量值)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (放射性比)	^{230}Th 校正年龄 (a)	$\delta^{234}\text{U}$ (初始值)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (初始值)
D7U-36	2280	1117.9±4.0	365±10	-89.7±2.2	0.804±0.004	261619±6966	-187.8±6.1	0.8122
D7U-34	2193	1052.8±3.8	1188±13	-104.1±2.2	0.791±0.006	267380±10122	-221.7±8.2	0.7783
D7U-33	2182	956.0±2.2	1550±13	-110.8±1.7	0.787±0.004	275395±7397	-241.4±6.4	0.7586
D7U-31	1959	1116.2±4.9	393±10	-99.0±2.5	0.813±0.006	298249±14190	-229.9±11.5	0.7701
D7U-30	1885	1147.0±4.4	2541±18	-95.8±2.2	0.821±0.006	306936±14821	-228.0±11.6	0.7720
D7U-27	1670	1177.6±7.5	158±10	-102.4±3.6	0.814±0.006	310242±19145	-246.0±17.1	0.7540
D7U-9*	1265	1146.0±1.0	670±8	-91.3±0.9	0.830±0.002	314160±6500	-221.9±0.9	0.7781
D7U-11*	705	1889.0±3.0	262±7	-100.2±0.9	0.822±0.002	322300±7200	-249.2±0.9	0.7508
D7U-13*	14	1593.0±3.0	5560±11	-99.4±1.2	0.826±0.002	332700 $\begin{matrix} +9180 \\ -8560 \end{matrix}$	-254.5±1.2	0.7455

注: 全部数据测试在美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室完成, 标 * 号的由程海博士测试, 其余数据均由本文第一作者完成; 表中数据误差均为 2σ , 衰变常数为: $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\delta^{234}\text{U} = [(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{activity}} - 1] \times 1000$, 初始 ^{230}Th 年龄校正采用地壳 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 平均比值: $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$ 。

生, 该时期包含有多个冰期—间冰期旋回, 它们在地质记录中都有很好的反映, 最具代表性的是 Imbrie 等(1984)和 Martinson 等(1987)根据深海沉积物的氧同位素记录所估算的最大冰川体积的时限所建立的时间表, 即 SPECMAP (Spectral Mapping Project) 曲线。为方便讨论本文中我们将 SPECMAP 曲线和石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化曲线的纵坐标进行了倒置(图 1), 董歌洞石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化与 SPECMAP 曲线 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有一定的相关关系, 两者与北纬 25° 夏季太阳辐射能量变化曲线呈一定的负相关关系(图 1), 可见 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 长尺度的变化与本地区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有着一致的变化规律(Yuan et al., 2004; Kelly et al., 2006)。

如图 1 所示, 董歌洞 D7 石笋从 333 ka 前开始生长, 处于海洋氧同位素 MIS 9 段(间冰期), 在此段内 D7 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 总的变化呈一个下降的趋势, 而 SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 记录也是一个下降的趋势, 两者在此阶段中均表现出两峰两谷的变化特征, 峰谷与太阳辐射曲线呈明显的反相关关系。氧同位素 MIS 8 阶段(冰期)董歌洞 D6 石笋也开始了生长, 整个阶段 D6 和 D7 两根石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值都表现出一致较明显的下降过程; 两根石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值波动很大, D6 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值在 0.8550~0.9239 间波动, 相差达 0.0689, D7 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值在 0.7586~0.8122 间波动, 是该石笋波动最大的区段, 相差达 0.0536。随着冰期的结束, D6、D7 石笋的生长进入了一个相对温暖的间冰期, 即氧同位素 MIS 7 时段, 两根石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值的变化相对比较平稳, 总的保持上扬的趋势, 但其中有两次波动, 相对于同时期北纬

25° 夏季太阳辐射能量的变化(图 1), 并且在第二次太阳辐射能量下降的时候 D7 石笋停止了生长。D6 石笋继续保持生长进入了倒数第二次冰期氧同位素 MIS 6 阶段, 在此时段董歌洞另外两根石笋 D3、D4 也开始了生长; D6 石笋的 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值在 MIS 6 阶段是个降、升、降的波动下降趋势与 SPECMAP 曲线波动变化一致, 但 D6 石笋在此段记录的分辨率更高, 此段是该石笋生长最快的时段(杨琰等, 2008b), 也是 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值波动最强烈的时段, 其值相差达 0.1048; $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值峰谷的变化特征与同时期的太阳辐射能量变化(图 1)及已有的石笋氧同位素记录曲线(Yuan et al., 2004; 覃嘉铭等, 2004b; Kelly et al., 2006)有较好的对应关系。

在 MIS 5 与 MIS 6 分界点(终止点 II)后 D6 石笋停止了生长, 而 D3、D4 石笋在此段 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值有明显的波动, 特别是 D4 石笋在 0.8397~0.9796 间波动, 相差达 0.1399。上述分析发现石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 的变化在冰期时波动强烈, 而在间冰期波动相对平缓, 在间冰期和冰期(间冰阶和冰阶)转化阶段该值呈跳跃状态变化; 总体上看, 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 的变化在间冰期保持一个低值, 而在冰期时处于一个高值, 但董歌洞 D6、D7 石笋在 MIS 7 间冰期阶段 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值相对于冰期 MIS 8 阶段却都偏高了, 在该时段内我国西南地区缺少高分辨的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 氧同位素是否具有这种特征, 这是一个值得在今后工作中深入研究的问题。

3.2 末次冰期及全新世短尺度气候突变事件指示

随着末次间冰期的结束, 在持续近 100 ka 的末次冰期内发生了一系列全球或区域性的气候突变事件和短期的冷暖交替过程, 在这些波动中最为强烈

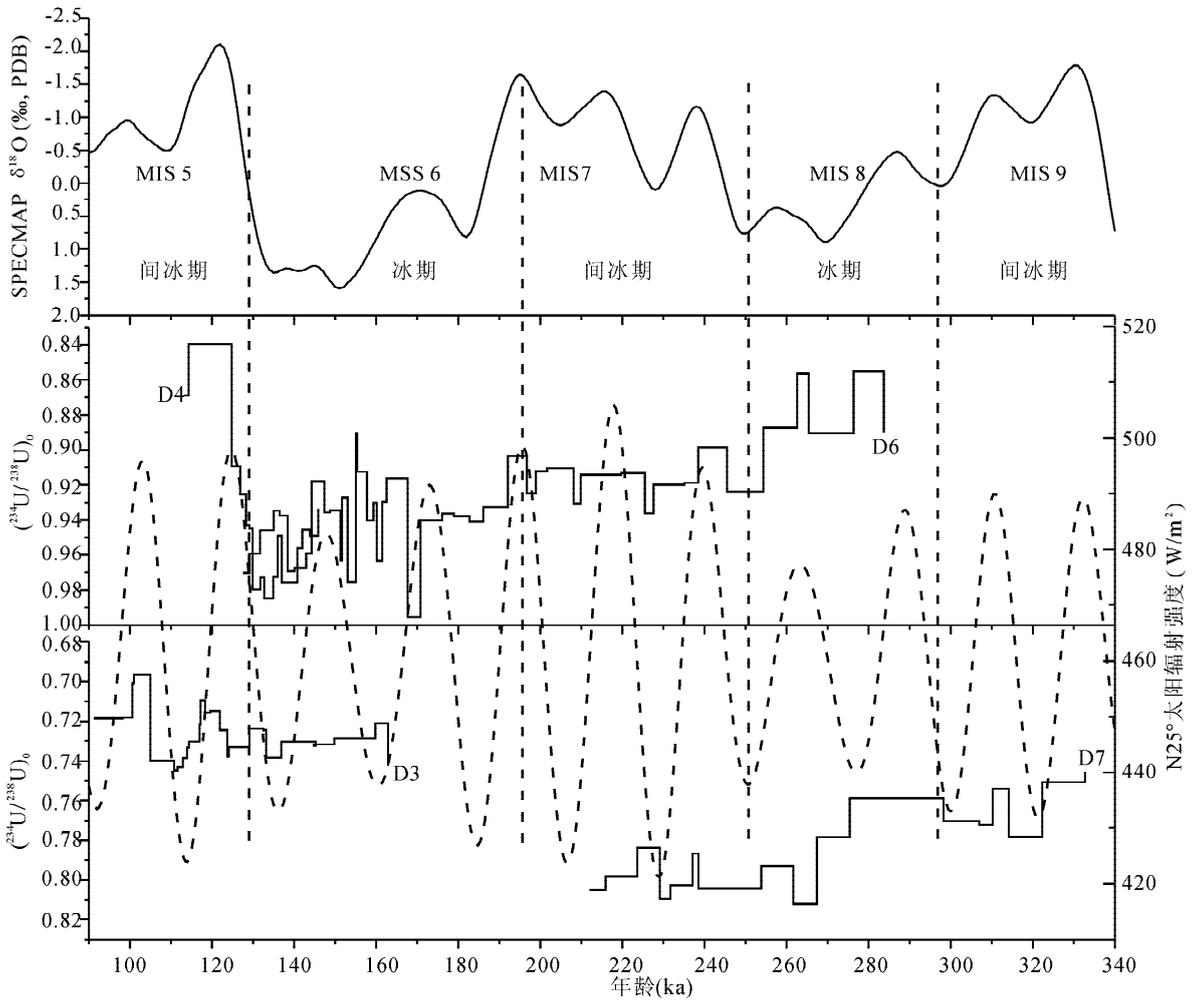


图1 90~340 ka 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 与 SPECMAP 海洋沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 记录及 25°N 太阳辐射曲线对比

Fig. 1 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ of stalagmites vs. SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ and insolation for 25°N from 90 ka to 340 ka

的是千年尺度的 Dansgaard-Oeschger 暖事件和 Heinrich(H) 冷事件及末次冰消期的 Younger Dryas(YD)冷事件, 这些事件在格陵兰 GISP2 冰心沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中有突出的反映(Groottes et al., 1993; Steig et al., 1994; Stuiver et al., 1995)。石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化与 GISP2 冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录及北纬 25° 夏季太阳辐射能量变化曲线有一定的相关关系(图2)。为方便讨论本文中石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化曲线的纵坐标进行了倒置(图2), 可见石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 的变化与本地区已有石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录总体显示出一致的相关关系(Yuan et al., 2004; 覃嘉铭等, 2004a; Dykoskia et al., 2005; Wang et al., 2005), 与冰心及太阳辐射变化呈一定的负相关。

衙门洞 Y1 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值波动较大, 在 2.7836~2.9052 间波动, 相差达 0.1216, 总体上呈

升、降、升、降的趋势和北纬 25° 夏季太阳辐射能量变化曲线波动相似(图2), 对末次冰期其中的5次 Heinrich 冷事件有记录, 但由于分辨率的原因 Y1 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值对于 H 事件及其之间的气候波动没有很好的记录; 另外对于 Bølling/Allerød (BA)暖期和 YD 冷事件 Y1 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值记录的非常明显, 董歌洞 D4 石笋对以上事件也有记录, 但由于年龄样品误差以及生长速率不同造成两者不能完全一致对应。

全新世一直被认为是一个气候比较稳定的时期, 但越来越多的证据证明全新世以来的全球气候同样存在着突变, 高精度古气候记录表明, 持续了一万多年的全新世环境演化并不是一个单一稳定演化的过程, 格陵兰冰心揭示了在 8200 a BP、7700~6600 a BP、5200~4200 a BP、3000~1700 a BP 4 个时期的降温期(Groottes et al., 1993; Steig et al.,

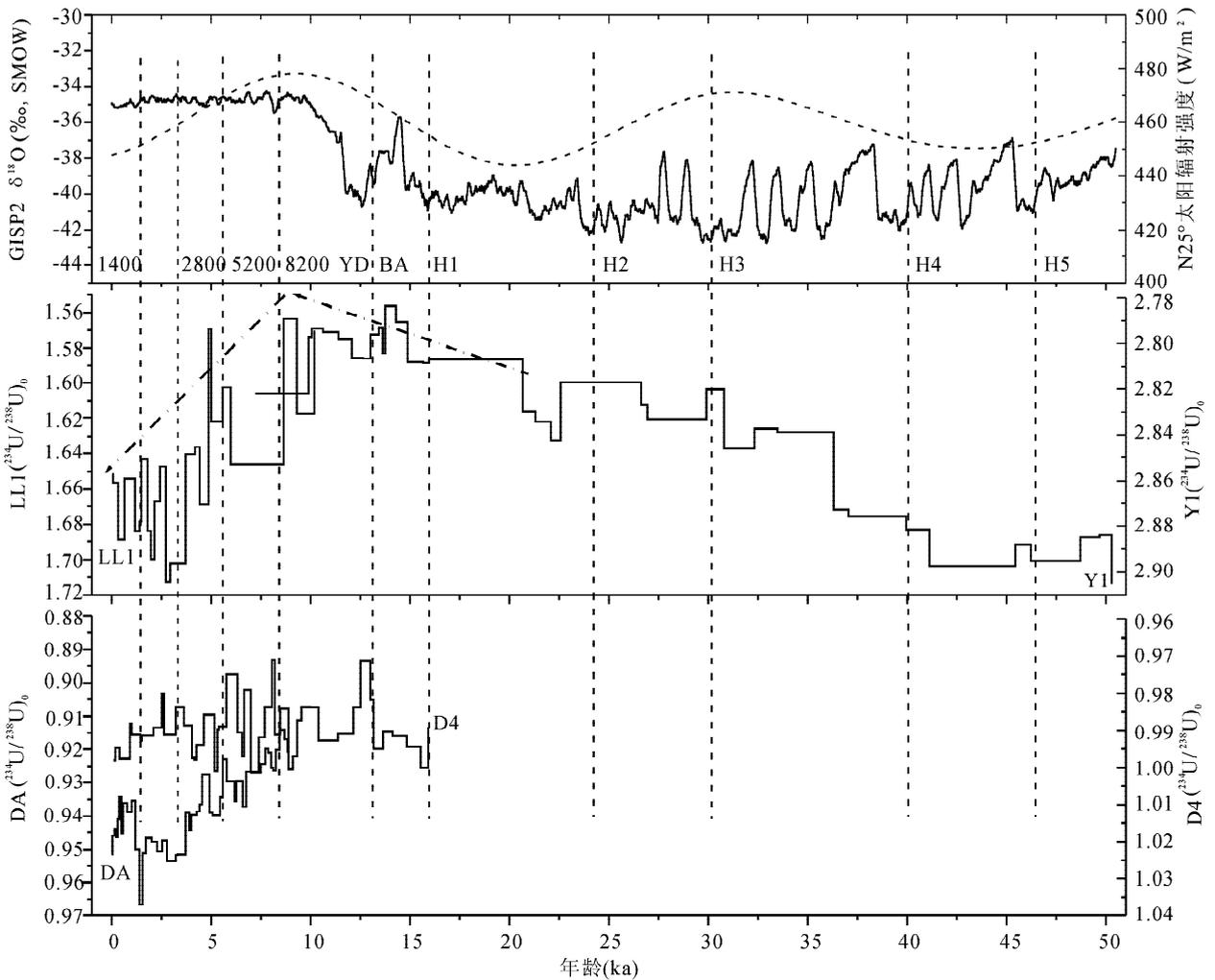


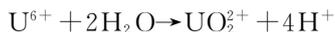
图 2 50 ka BP 来石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 与 GISP2 冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 记录及 25°N 太阳辐射曲线对比
 Fig. 2 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ of stalagmites vs. GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ and insolation for 25°N from 50 ka BP

1994; Stuiver et al., 1995)。石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值的变化对全新世气候的波动有明显的记录,各石笋波动明显:董歌洞 D4 石笋在 0.9711~1.0011 间波动,相差 0.03;DA 石笋在 0.9142~0.9666 间波动,相差 0.0524;莲花洞 LL1 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值波动最大,在 1.5633~1.7130 间波动,相差达 0.1497。DA 石笋和 LL1 石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 值在全新世总体呈一个明显的下降趋势(图 2),与同时期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相似(Dykoskia et al., 2005; Wang et al., 2005),D4 石笋在该时段波动比较明显但总趋势相对平缓;特别在 8200 a BP、7200 a BP、5200 a BP、4200 a BP、2800 a BP、1400 a BP 3 根石笋的初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化曲线都有明显的波谷出现,并对应于同时期石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的变化特征,反映全新世的降温期和亚洲季风活动的减弱期(Dykoskia et al., 2005; Wang et al., 2005)。

3.3 初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值记录古气候变化的机理特征

洞穴次生化学沉积物的微量元素主要来自于洞穴上部的土壤及其岩溶水渗流途径中对母岩的溶解和淋滤。因此,从地球化学角度来考虑,洞穴次生化学沉积物中的微量元素一方面取决于土壤及母岩中的原始物质;另一方面则取决于地表环境(温度、pH、Eh、有机酸类、 CO_2 分压等)对元素迁移的影响和岩溶水的运移途径及与其母岩作用时间的长短。因此,尽管洞穴次生化学沉积物中的微量元素的形成由许多因素所制约,但在一定的条件下,它们仍能反映一定的环境条件,如温度、降雨量、地表植被条件等,即可以作为一种气候的替代指标(袁道先等, 2003; Fairchild et al., 2006),同理洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的变化也受上述因素的影响。

在地球表面圈层铀元素主要以六价(U^{6+})形态存在,在水环境条件下 U^{6+} 易与水发生反应:



氧化状态下以易溶的铀酰根(UO_2^{2+})及其化合物的形态存在(David et al., 2003),在自然界中最常见的化合物为稳定的碳酸盐化合物。自然环境中铀元素最常见的同位素是 ^{238}U ,通过 α 衰变 ^{238}U 可以衰变为 ^{234}U ,但在自然环境中除了正常的 α 衰变外还存在 α 反冲(α -recoil)作用而造成铀同位素变化最终影响到 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值的变化(Zhou et al., 2005),另外,由于矿物晶格破坏可以造成 ^{234}U 脱离矿物晶体,所以, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值可以作为反映大陆风化作用强弱的指标(Henderson, 2002)。任何含铀矿物(如:方解石、文石),在形成初期,其($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)应该包含两部分:其一是来自 ^{238}U 平衡的放射性子体 ^{234}U ,这部分的($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)等于1;其二是过剩的($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$),由 ^{238}U 不平衡衰变而来,如果这部分子体 ^{234}U 还留在铀体系内(多数情况如此),其值为 $<+1$;如果这部分子体 ^{234}U 离开了铀体系,如: ^{238}U 的 α 衰变,其反冲的径迹(对晶体的局部破坏),促成 ^{234}U (超过了不平衡的量)离开了母体 ^{238}U ,其值为 <-1 。两部分相加,就得到了($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)初始值 >1 或 <1 的情况。

对初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 影响的因素很多,首先考虑母体 ^{238}U 对初始 ^{234}U 的影响,结合本文石笋的研究对象分两种情况来讨论:($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 < 1$ 和($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 > 1$ 。图3a是董歌洞多根石笋与 ^{238}U 含量变化的对比,属于($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 < 1$ 的主要情形,具有较好的负相关关系($r = -0.80897$, $N = 216$),这种关系是地下水铀同位素常具有的特征并且容易产生 α 反冲作用而造成 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 亏损(Zhou et al., 2005),这就可以解释为什么董歌洞D3和D7石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 整体偏低,因为D3和D7石笋的 ^{238}U 含量是其他石笋的两倍左右;($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 > 1$ 时,Y1石笋呈现比较弱的负相关关系(图3e),LL1石笋呈正相关关系(图3c)。

石笋生长速率与初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 有一定的关系,反映其与降水量的近似关系,当($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 > 1$,随生长速率增大,($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 呈下降趋势(图3d,f);而当($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0 < 1$ 时,随生长速率增大;董歌洞石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 变化比较复杂,生长速率 $< 150 \mu\text{m}/\text{a}$ 时($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 变化与生长速率变化无相关关系(图3b),生长速率在 $150 \sim 350 \mu\text{m}/\text{a}$ 时两者呈正相关关系,而生长速率 $> 350 \mu\text{m}/\text{a}$ 后,两者呈弱的负相关关系,本文的研究结论和Zhou等(2005)的研究结果并不完全一致。洞穴石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$

的变化与每根石笋形成的汇水管道的特征有很大的关系,水流在管道中停留时间、水岩作用特征、流速、氧化还原状态对 ^{234}U 变化都有很大的影响(Zhou et al., 2005)。初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 记录的信息应该包括两大部分:洞穴自身环境信息和全球气候变化信息;洞穴自身环境影响初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值的应该是滴水岩溶管道的发育特征不同,如本文讨论的董歌洞和衙门洞,两个洞穴都位于贵州荔波县,相距只有几十千米,而董歌洞所采的石笋样品初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值都小于1,衙门洞Y1石笋 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值大于2.7,两个洞穴特征有较显著的差异,董歌洞洞穴结构要比衙门洞复杂的多,为层楼状结构,洞厅也比衙门洞开阔,董歌洞石笋样品主要采自中层洞,而衙门洞结构属于常见的单层洞穴(袁道先等, 2003)。

初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 记录的全球气候变化信息在几个洞穴无论石笋的($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 值处于大于、还是小于1的情况,所反映的环境冷(冰)期与暖(间冰)期都向其值变大与变小的趋势发展,与初始值是否大于或小于1没有关系。根据石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 随时间的变化特征(图1、2)以及前人研究成果(Henderson, 2002; 覃嘉铭等, 2004; Zhou et al., 2005),可以假设初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值在我国西南地区记录古气候变化的基本机理如下:

(1) 全球变暖 \rightarrow 夏季风增强 \rightarrow 年降水增大 \rightarrow 陆地表层风化作用减弱 \rightarrow 土壤水中 ^{234}U 减少 \rightarrow 岩溶管道水还原作用加强 \rightarrow 洞穴滴水 ^{234}U 减少 \rightarrow 石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 偏轻。

(2) 全球变冷 \rightarrow 夏季风减弱 \rightarrow 年降水减小 \rightarrow 陆地表层风化作用增强 \rightarrow 土壤水中 ^{234}U 增加 \rightarrow 岩溶管道水氧化作用加强 \rightarrow 洞穴滴水 ^{234}U 增加 \rightarrow 石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 偏重。

对于($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 环境指标的运用还必须注意岩性变化对其的影响,特别是对于文石一方解石石笋要谨慎运用,因为文石向方解石转化过程中容易出现铀元素的流失(杨琰等, 2008a),只要石笋形成过程中矿物岩性不变,铀元素衰变过程中处于封闭系统就可以利用($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) $_0$ 进行古气候研究,例如本文的LL1石笋由文石矿物组成,没有发生岩性转变、不存在铀元素的大量流失就可以利用初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化进行古气候重建。

4 结 论

(1) 90~340 ka BP 董歌洞 D3、D4、D6、D7 石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 长尺度变化与海洋沉积

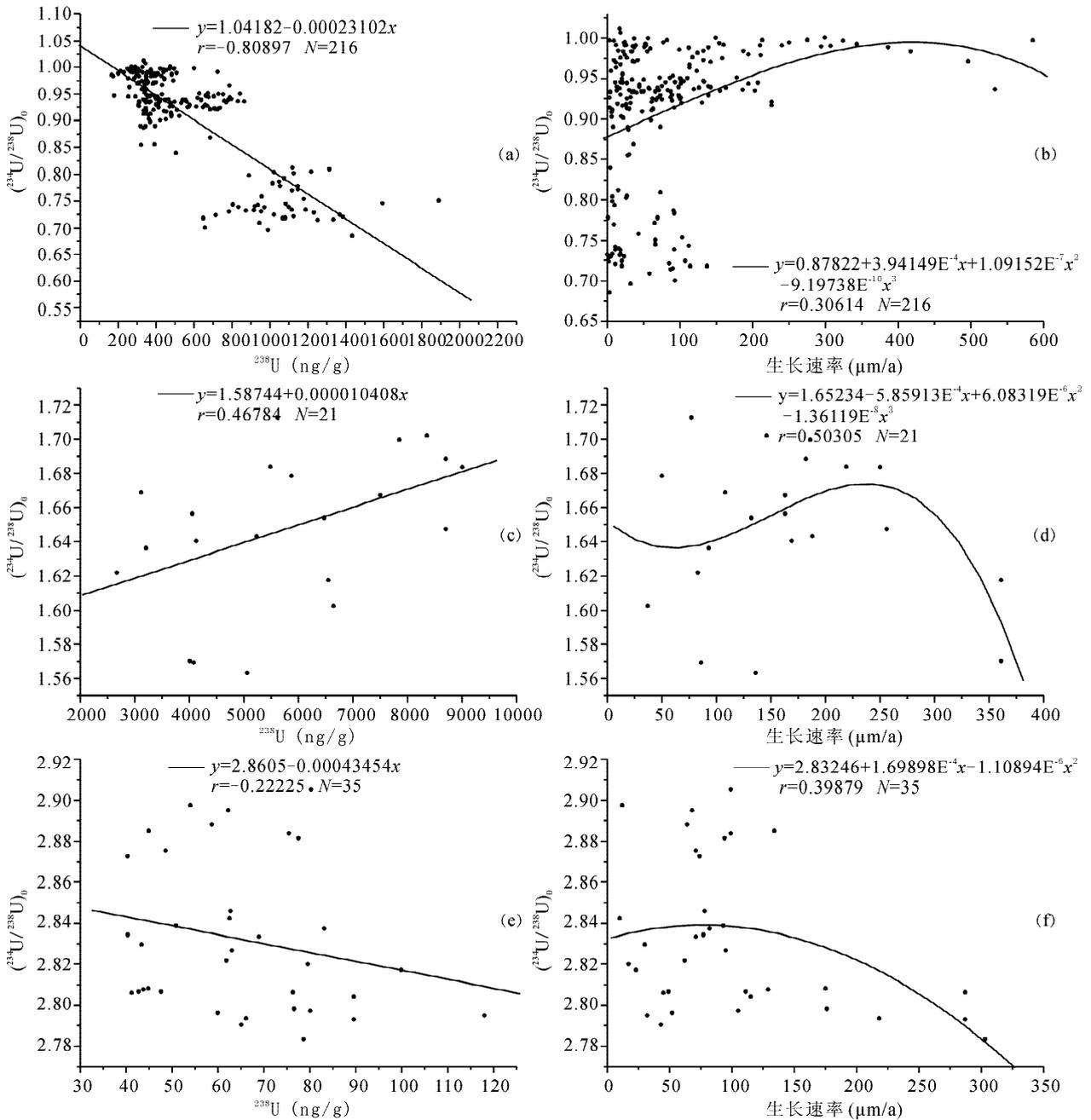


图 3 石笋中 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 与 ^{238}U 含量及生长速率变化对比图

Fig. 3 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ vs. ^{238}U concentrations and growth rate of stalagmites

(a)、(c)、(e)为董歌洞石笋、LL1石笋、Y1石笋的 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 与其 ^{238}U 含量变化对比;

(b)、(d)、(f)为董歌洞石笋、LL1石笋、Y1石笋的 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 与其生长速率变化的对比

(a), (c), (e) are $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ versus ^{238}U concentrations of stalagmites in Dongge Cave, stalagmite LL1 and stalagmite Y1 respectively;

(b), (d), (f) are $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ versus growth rate of stalagmites in Dongge Cave, stalagmite LL1 and stalagmite Y1 respectively

SPECMAP 曲线 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有一定的正相关关系, 与北纬 25° 夏季太阳辐射能量变化曲线呈一定的负相关关系; 受降水及风化作用的影响石笋 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ 的变化在冰期时波动强烈, 而在间冰期波动相对平缓, 在间冰期和冰期(间冰阶和冰阶)转化阶段该值

呈跳跃状态变化。

(2) 末次冰期及全新世阶段衙门洞 Y1 石笋、董歌洞 DA 和 D4 石笋、莲花洞 LL1 石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化记录了该时段的 BA 暖期和 YD 突变冷事件; 全新世 8200 a BP、7200 a BP、5200 a BP、

4200 a BP、2800 a BP、1400 a BP 的几次较强冷事件在石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)。值都有相应的记录,并且和长尺度的变化规律一致,冷事件石笋($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)。偏重,暖期偏轻。

(3) 封闭系统形成的洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 变化类似于同地区洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 对气候变化的记录特征,在我国西南地区两者与夏季风变化的强弱呈现一种负相关的关系,洞穴石笋初始 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 值可以作为一个有用的古气候替代指标来研究古降水的变化。

致谢:美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室 Larry Edwards 教授为本文石笋年龄样品的测试顺利完成提供了大力的技术支持,该实验室王先锋博士、Carolyn 博士对本人在美实验期间提供了大量帮助,在此向他们致以深深的谢意。最后还要感谢匿名评审专家提出的宝贵意见,对于本文的修改有非常大的帮助。

参 考 文 献

况润元,汪永进,张向华,程海. 2002. 石笋轴同位素组成对土壤环境变化的指示. 科学通报, 47(13): 1022~1026.

林玉石,张美良,覃嘉铭,朱晓燕,程海. 2005. 再论洞穴石笋的沉积速率. 地质论评, 51(4): 435~442.

林玉石,张美良,覃嘉铭,程海,冉景丞,陈会明,朱晓燕,余登利. 2007a. 洞穴石笋地质事件的定年及意义. 地质学报, 81(4): 545~552.

林玉石,黄新耀,张美良,覃家铭,姜光辉,朱晓燕,杨琰,向官生,黄智勇. 2007b. 中国南方发现大型文石笋. 地学前缘, 14(2): 236~241.

覃嘉铭,袁道先,程海,林玉石,张美良. 2004a. 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. 中国科学(D辑), 34(1): 69~74.

覃嘉铭,袁道先,程海,林玉石,张美良. 2004b. 过去 25 万年黔桂地区千年尺度东亚季风气候的变化. 中国岩溶, 23(4): 261~266.

杨琰,袁道先,程海. 2006. 高精度 ICP-MS ^{230}Th 测年新技术及其在贵州衙门洞 Y1 石笋测年研究中的应用. 中国岩溶, 25(2): 89~94.

杨琰,袁道先,程海,覃嘉铭,林玉石,张美良,朱晓燕. 2008a. 文石-方解石石笋 U/Th 体系的封闭性判断及意义. 地球化学, (待刊).

杨琰,袁道先,程海,覃嘉铭,林玉石,张美良,朱晓燕. 2008b. 贵州董歌洞较老石笋 ICP-MS ^{230}Th 测年研究及古气候应用. 地层学杂志, (待刊).

袁道先,刘再华,蒋忠诚,覃嘉铭,林玉石,张美良,曹建华,何师意,章程,谢运球. 2003. 碳循环与岩溶地质环境. 北京: 科学出版社, 95~177.

Cheng H, Edward R L, Hoff J, Gallup C D, Richards D A, Asmerom Y. 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-

230. Chemical Geology, (169): 17~33.

David A R, Jeffrey A D. 2003. U-series chronology and environmental applications of speleothems. In: Bourdon B, Henderson G M, Lundstrom C C, eds. Review in Mineralogy and Geochemistry(Volume 52): Uranium-series Geochemistry. Washington: the Mineralogical Society of America, 406~465.

Dykoskia C A, Edwardsa R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qin J M, An Z S. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth and Planetary Science Letters, (233): 71~86.

Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J. 1986. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. Earth and Planetary Science Letters, (81): 175~192.

Fairchild I J, Smith C L, Baker A, Fuller L, Spötl C, Matthey D, McDermott F, E. I. M. F. 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. Earth-Science Reviews, (75): 105~153.

Frumkin A, Stein M. 2004. The Sahara-East Mediterranean dust and climate connection revealed by strontium and uranium isotopes in a Jerusalem speleothem. Earth and Planetary Science Letters, (217): 451~464.

Grootes P M, Stuiver M, White J W C, Johnsen S J, Jouzel J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, (366): 552~554.

Hellstrom J C, McCulloch M T. 2000. Multi-proxy constraints on the climatic significance of trace element records from a New Zealand speleothem. Earth and Planetary Science Letters, (179): 287~297.

Henderson M G. 2002. Seawater ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) during the last 800 thousand years. Earth and Planetary Science Letters, (199): 97~110.

Imbrie J, Hays J D, Martinson D G. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J D, eds. Milankovich and Climate. New York: Reidel Publication Company, 269~305.

Kaufman A, Wasserburg G J, Porcelli D, Bar-Matthews M, Ayalon A, Halicz L. 1998. U-Th isotope systematics from the Soreq cave, Israel and climatic correlations. Earth and Planetary Science Letters, (156): 141~155.

Kelly M J, Edwards R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, An Z S. 2006. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years B. P. from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, (236): 20~38.

Martinson D G, Pisias N J, Hays J D. 1987. Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 1 to 300000 years chronostratigraphy. Quaternary Research, 27 (1): 1~29.

- Plagnes V, Causse C, Genty D, Paterne M, Blamart D. 2002. A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). *Earth and Planetary Science Letters*, (201): 87~103.
- Shen C C, Edwards R L, Cheng H, Dorale J A, Thomas R B, Moran S B, Weinstein S E, Edmonds H N. 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem Geology*, (185): 165~178.
- Steig E J, Grootes P M, Stuiver M. 1994. Seasonal precipitation timing and ice core records. *Science*, (266): 1885~1886.
- Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. 1995. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, (44): 341~354.
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, (308): 854~857.
- Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qin J M, An Z S. 2004. Timing, duration and translations of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, (304): 575~578.
- Zhang Meiliang, Yuan Daoxian, Lin Yushi, Qin Jiaming, Cheng Hai. 2004. The record of paleoclimatic change from stalagmites and the determination of termination II in the south of Guizhou Province, China. *Science in China (Ser. D)*, 47(1): 1~12.
- Zhao J X, Xia Q K, Collerson K D. 2001. Timing and duration of the Last Interglacial inferred from high resolution U-series chronology of stalagmite growth in Southern Hemisphere. *Earth and Planetary Science Letters*, (184): 635~644.
- Zhou J Z, Lundstrom C C, Fouke B, Panno S, Hackley K, Curry B. 2005. Geochemistry of speleothem records from southern Illinois: development of $(^{234}\text{U})/(^{238}\text{U})$ as a proxy for paleoprecipitation. *Chemical Geology*, (221): 1~20.

Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ Variation of Stalagmites: Implications for Paleoclimate Reconstruction

YANG Yan^{1, 2, 4)}, YUAN Daoxian^{1, 2, 4)}, CHENG Hai³⁾, QIN Jiaming²⁾, LIN Yushi²⁾, ZHANG Meiliang²⁾, ZHU Xiaoyan²⁾

1) School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing, 400715;

2) Institute of Karst Geology CAGS; Karst Dynamics Laboratory, MLR, Guilin, Guangxi, 541004;

3) Geology and Geophysics Department, Minnesota University, MN, USA, 55455;

4) Laboratory of Geochemistry and Isotope, Southwest University, Chongqing, 400715

Abstract

This paper focuses on the relationship between initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in stalagmites and paleoclimate reconstructions based on 272 precise ICP-MS ^{230}Th data collected from nine big stalagmites in the Dongge Cave (108°5'E, 25°17'N), Yamen Cave (107°54'E, 25°29'N) and Lianhua Cave (109°32'E, 29°08'N) in southwestern China. The initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios in stalagmites have a parallel relation to $\delta^{18}\text{O}$ records of SPECMAP and keep a negative relation to summer insolation for 25°N in long term records. The $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ in stalagmites fluctuated slowly during interglacial periods and intensively in glacial periods; during transitional stage between glacial and interglacial, the $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ in stalagmites shifted sharply. The $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ in stalagmites records BA warm events and YD chill events from the Last Glacial to Holocene, which is consistent with the long term $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ records, with heavier ratios of stalagmites during chilling events and lighter ratios of stalagmites during warm events. Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios of stalagmites formed in a closed cave system are similar to $\delta^{18}\text{O}$ values of the cave stalagmites from the same area, in contrast, the both in the southwestern regions of China display weak negative relationship with summer monsoon changes. $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ in stalagmites may be used as a useful proxy for long-term records of paleoprecipitation.

Key words: stalagmite; initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$; Uranium isotopes; paleoclimate; southwestern China