

桂林 44 ka B.P. 石笋同位素记录及其环境解译*

覃嘉铭 袁道先 林玉石 张美良 李 彬^①

(中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学开放实验室 桂林)

摘 要 通过大气降水多种因素的相关性,以及平均温差较大的 2 个时段生长的石笋 C、O 同位素的明显差异性,论证了本区石笋碳酸盐的 C、O 同位素与全球气温变化呈明显的负相关。P1-1 和 X-1 石笋高分辨率的同位素记录取得了完全一致的结果, C、O 同位素确定了冰期旋回冰消期的终止点“1”,其时限为 10.7 ka B.P.。自 44 ka B.P. 以来桂林地区的气候变化可划分为 3 个阶段: 44~25.6 ka B.P. 的冰期,寒冷,但比盛冰期暖和; 25.6~10.7 ka B.P. 的盛冰期,气候干冷,温度最低; 10.7 ka B.P. 至今的全新世,气候温暖、潮湿。气候变化的总趋势为自 44~10.7 ka B.P. 由暖变冷,温差变幅由小变大。末次冰期最后一次冷事件,发生在 11 ka B.P. 前后,可能是新仙女木事件在本区的表现。这些特点可以与南极东方冰芯及苏禄海同位素记录进行对比。

关键词 洞穴石笋 同位素 古环境 桂林

大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 温度变化系数 $d(\delta^{18}\text{O}_p)/dt = 0.695$ (全球统计)^[1], 我国的统计值为 $0.4^{[2]}$, 而沉积碳酸钙的温度变化系数为 $d(\delta^{18}\text{O}_c)/dt = -0.23^{[3]}$ (水样的 δ 值标准 SMOW, 碳酸盐的 δ 值标准 PDB, 下同)。研究表明, 在洞穴内部带, 洞穴温度随该区地面年均气温变化而变化。这样, 在同位素平衡沉积的条件下, 洞穴沉积碳酸钙的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 与地面年均气温间也应呈正相关响应: 即年均气温增高, $\delta^{18}\text{O}_c$ 偏正; 年均气温降低, $\delta^{18}\text{O}_c$ 偏负^[4,5]。然而, 桂林盘龙洞 P1-1 石笋的研究结果表明, 末次冰期的方解石却比全新世及现今所形成的方解石具有更重的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[6], 即 $\delta^{18}\text{O}_c$ 与地面年均气温变化呈负相关。为此, 在原有 P1-1 石笋研究的基础上, 我们特别完成了以下几项研究:

- (1) 对原来的年龄系列用 U 系测年加以检验, 以便确定原 AMS¹⁴C 年代系列的可靠性。
- (2) 在桂林地区再研究一个相同时段生长的石笋, 同时提供 2 个石笋的同位素记录。
- (3) 进一步研究本区石笋方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 与地面年均气温变化的负相关机理。

研究结果表明, 桂林地区洞穴石笋, 末次冰期沉积的方解石比全新世以及现今沉积的方解石具有更重的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 值。 $\delta^{18}\text{O}$ 值与地面年均气温之间呈反向相关, 有别于欧洲各国及美国一些洞穴的研究结果。提供的 2 个石笋相一致的同位素记录, 揭示了桂林地区 44 ka B.P. 以来的气候突变事件及气候变化规律, 并可与海洋同位素记录以及南极东方冰芯记录的研究资料相对比。

* 国家自然科学基金(批准号: 49632100)资助重点项目和国土资源部重点科技项目(批准号: 9501104)

第一作者: 覃嘉铭, 男, 1937 年生, 同位素地球化学专业, 邮编: 541004

① 参加野外工作的还有刘再华、汪训一、王福星、曹建华、蒋忠诚、何师意、蔡伍田、何殿彬、王华等

1 洞穴环境背景条件及石笋样品采集

盘龙洞位于桂林市南 37 km,洞口标高 190 m,围岩为上泥盆统灰岩。洞长 251 m,仅有一个进口,PI-1 石笋采自洞深 188 m 的内部带,该处上覆山体 120 m,年平均气温 19.5 °C,与桂林地面年均气温 19 °C 接近。相对湿度 100%。响水洞位于灌阳县观音阁乡,东距桂林市(直距)72 km,洞长 366 m,洞口标高 390 m,围岩为中泥盆统白云岩化灰岩夹白云岩。该洞穴为裂隙系统由地下水流(溶)蚀发育而成。X-1 石笋位于洞穴内部带 300 m 处,气温 18~18.3 °C,与灌阳地面年均气温 17.9 °C 接近。

PI-1 石笋高 122 cm,底部直径 45 cm;X-1 石笋高 188 cm,直径 10~20 cm。在纵向切开的剖面上,沿轴心按一定间距采集 C、O 同位素样,采样间距一般 10~20 mm,个别沉积速率特小的加密至 1 mm。每个样品所代表的平均分辨率为 230~240 a。

测年样品尽量考虑在气候突变点、沉积速率变化点以及间断面的上、下位置采取。

2 石笋的沉积年代

年龄测定主要采用 AMS¹⁴C 和 U 系(²³⁰Th/²³⁴U)法,前者为北京大学考古系及地球物理系承担,其 AMS 为 2×6 MV 串列式静电加速质谱仪,具有极高的测量效率。碳酸盐样品用量仅几十毫米,采用中国糖碳标准,其中碳的¹⁴C 比值为现代碳标准的 1.362 ± 0.002 倍,¹⁴C 半衰期取 5 730 a,年龄数据(B.P.)以公元 1950 年起算。后者系本所实验室完成, α 谱仪系由美国 EG&G ORTEC 公司生产的 α 谱、探头、920-8 谱控制器组成,配以 Comarq 486 微机。仪器性能好、本底低、分辨率高,空白本底:24 h 内小于 24 个计数,FWHM-19 keV。对国标 BGW-04412 多次分析结果与发布值相一致。

2.1 PI-1 石笋的年龄测定

1994~1995 年间,该石笋主要采用 AMS¹⁴C 测年,由顶至底共取得 19 件数据,另外还用 β 计数¹⁴C 5 件和根部 U 系法 1 件加以检验(表 1)。

表 1 盘龙洞 PI-1 石笋年龄测试结果

Table 1 Results of age dating of PI-1 stalagmite from Panlong cave

编号	采样位置/cm	年代/a B.P.	编号	采样位置/cm	年代/a B.P.
石笋顶起算					
KC-1	1.0	1060 ± 80	KC41-3	1.1	7990 ± 120
KC-6	6.1	2190 ± 120	KC41-5	2.8	9970 ± 390
KC-6	7.9	2250 ± 140	KC41-9	5.1	11080 ± 280
KC-10	13.8	2390 ± 80	KC41-10	5.6	28960 ± 650
KC-14	19.4	2380 ± 140	石笋顶起算		
KC19-1	27.3	2520 ± 150	KC42-1	103.2	32440 ± 380
P-11	31.1	3970 ± 180	P-40	122	> 40000 > 32000
KC20-1	32.0	4110 ± 150	PI-1	6.5	2900 ± 180 * *
KC-21	37.7	4260 ± 190	PI-4	67.5	5550 ± 110 * *
KC-27	49.7	5490 ± 190	PI-5	90.0	5620 ± 80 * *
KC-31	64.2	5770 ± 220	PI-2	93.0	5900 ± 170 * *
KC-38	92.6	6050 ± 110	PI-3	122.0	3600 ± 1800 * *
41 层顶起算					
KC41-1	0.1	6930 ± 290	KC42-5	122.0	36400 + 2900 - 2800 *

万方数据

注: * 为 β 计数法; ** 为 ¹⁴C 法,其余为 AMS¹⁴C 法。表中所有¹⁴C 年龄数据均未经同位素分馏校正

1998 年,为进一步检验上述测年结果的可靠性,又于该石笋上部(全新世)及下部(冰期)各采 2 件样品,用 ORTEC 公司的 α 谱系统进行分析(表 2)。

表 2 盘龙洞 PI-1 石笋 U 系年龄检验结果

Table 2 Check of U-series dating of PI-1 stalagmite from Panlong cave

编号	分析号	采样位置 cm	U $\mu\text{g/g}$	Th $\mu\text{g/g}$	$\frac{^{238}\text{U}}{\text{dpm/g}}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	年龄 I ka B.P.	年龄 II * ka B.P.
PI-3	359	石笋底部 117 ~ 120	0.048	0.0077	0.0357	1.3223	0.2948	7.68	$37.3^{+2.2}_{-2.1}$	35 ± 2
PI-4	360	石笋根部 122	0.055	0.0045	0.0410	1.2825	0.2890	14.05	$36.5^{+2.3}_{-2.2}$	$35.4^{+2.1}_{-2.2}$
PI-5	376	15.6 ~ 30.6	0.029	0.0032	0.0211	1.0483	0.06412	1.83	7.2 ± 0.7	$3^{+0.4}_{-0.3}$
PI-6	377	36.2 ~ 75.8	0.046	0.0040	0.0340	1.4688	0.09423	4.96	10.7 ± 0.6	8.9 ± 0.5

注: * 为校正年龄,以下同

检验结果表明,底部末次冰期的 2 件样品,获得了完全一致的年龄值,而上部全新世 PU-6 样稍有偏大,但仍然在全新世的范围内。多个实验室,多种方法测试结果的一致性,且年龄数据自上而下,新老秩序正常排列,说明所建立的 PI-1 石笋的年代序列是可靠的。

2.2 X-1 石笋的年龄测定

X-1 石笋采用 α 谱 U 系法,并用 β 计数 ^{14}C 法加以检验,分析结果列于表 3。由表可见,该石笋自下而上,U 系年龄数据由 44 ~ 3.1 ka B.P.,新老秩序排列正常, ^{14}C 检验结果也基本一致。说明年龄系列的框架是可靠的。

表 3 灌阳响水岩 X-1 石笋年龄测试结果表

Table 3 Results of age dating of X-1 stalagmite from Xiangshui cave

编号	分析号	采样位置距顶 cm	U $\mu\text{g/g}$	Th $\mu\text{g/g}$	$\frac{^{238}\text{U}}{\text{dpm/g}}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	年龄 I ka B.P.	年龄 II ka B.P.
X-1-5	120	189 ~ 191	0.065	0.0066	0.04797	1.3278	0.3402	14.1	$44.6^{+2.8}_{-2.7}$	$44^{+2.8}_{-2.6}$
X-1-6	121	107 ~ 113	0.059	0.0120	0.05885	1.3091	0.2462	6.95	30.3 ± 1.7	28.7 ± 1.6
X-1-7	122	57.5 ~ 62.5	0.09	0.0035	0.06702	1.4603	0.0641	7.48	$7.2^{+0.6}_{-0.7}$	6.4 ± 0.6
X-1-8	123	2 ~ 12	0.13	0.0030	0.09585	1.5360	0.033	6.09	3.6 ± 0.5	3.1 ± 0.4
X-1-7	337	57.5 ~ 62.5				^{14}C			3.99 ± 0.15	$3.8 \pm 1.5^*$
X-1-8	336	2 ~ 12				^{14}C			1.37 ± 0.09	$1.11 \pm 0.09^*$

注: * 其年龄数据已通过 $\delta^{13}\text{C}$ 进行分馏校正

3 石笋的 C、O 同位素环境解译

3.1 O 同位素的环境解译

3.1.1 桂林雁山大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 环境效应 根据桂林雁山气象站(1983 ~ 1998 年)16 a 的监测数据,统计结果列于表 4。由表 4 可见,年降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与年总降水量之间呈不相关(相关系数 r 为 -0.3502)^{互方数据},与年平均气温之间则由于监测年限有限,16 a 中年平均气温变化幅

度太窄 ($19 \pm 0.8 \text{ } ^\circ\text{C}$, 2σ) 而不可信。然而 $\delta^{18}\text{O}$ 值与年夏季风降水量(桂林地区夏季风一般开始于每年5月中下旬至10月底退出)以及与年夏季风降水和年总降水量的比值之间呈显著的负相关 相关系数 r 分别为 -0.8099 及 -0.8830 (见表4,图1及图2)。

表4 桂林雁山气象站历年监测结果统计表

Table 4 Statistics of the instrumental records of precipitation from 1983 to 1998, Guilin

年份 AD	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰	年均气温 t °C	年总降水 P_t mm	夏季风降水 P_x mm	$(R)P_t/P_x$ %
1983	-5.43	19.1	1937.7	942.3	48.6
1984	-6.37	18.1	1422.3	918.1	64.6
1985	-6.48	18.8	1367	700.8	51.3
1986	-6.28	19.2	1346.1	876.9	65.1
1987	-5.22	19.6	1642.8	739.1	45
1988	-7.55	18.8	1385.7	1077	77.7
1989	-5.99	19.1	1327.3	733.6	55.3
1990	-6.45	19.6	1742.2	932.7	53.5
1991	-6.26	19.3	1490.67	16.5	48.1
1992	-4.94	19.3	1522	539.4	35.4
1993	-6.12	18.8	2475.2	1242.3	51.2
1994	-8.68	19	2584.1	2028.5	78.5
1995	-6.39	19.1	1620	915.1	56.5
1996	-6.71	18.7	1786	1156	64.7
1997	-6.27	19.1	1835.6	954.1	52
1998	-5.91	19.9	1764	951.2	53.9
与 $\delta^{18}\text{O}$ 回归	回归方程	$\delta^{18}\text{O} = 0.713t - 19.94$	$\delta^{18}\text{O} = -0.0008P_t - 4.92$	$\delta^{18}\text{O} = -0.0021P_x - 4.28$	$\delta^{18}\text{O} = -0.068R - 2.486$
	相关系数 (r)	0.3435	-0.3502	-0.8099	-0.8830

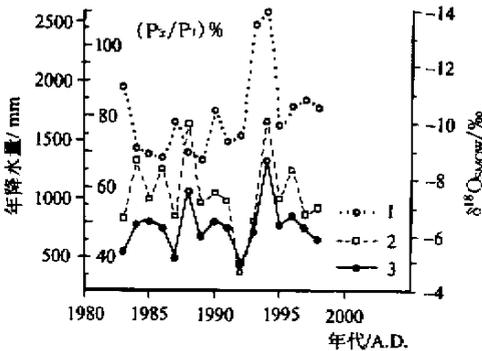


图1 桂林雁山 1983~1998 年降水量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 P_x/P_t 变化图

Fig.1 Variation of P_t (P_x/P_t) and $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation from 1983 to 1998, Guilin
1 - 年总降水 (P_t) 2 - 夏季风降水占年总降水
的百分数 (R) 3 - $\delta^{18}\text{O}$
万方数据

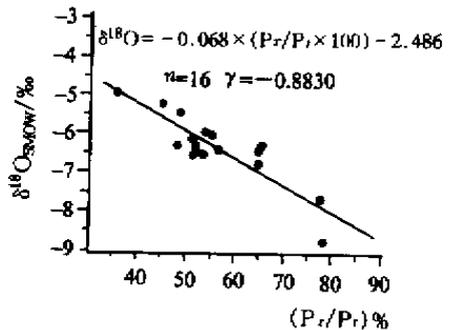


图2 桂林雁山 1983~1998 年降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与 P_x/P_t 相关图

Fig.2 Relation between $\delta^{18}\text{O}$ and P_x/P_t of precipitation from 1983 to 1998, Guilin

桂林地区的降水主要为 2 种形式组成，一为中纬度及低纬度天气系统相互作用形成的锋面雨，另一则为台风季节热带天气系统形成的降水(夏季风雨或称台风雨)^[7]。台风雨因其水汽团在向大陆推进的过程中，沿途不断从中凝聚水滴，剩余的水汽团就越来越富集轻同位素，因此，到达桂林上空的夏季风雨，比锋面雨具有特别轻的 δ 值。

据张素琴等的研究，我国东亚季风对全球变暖的响应：全球变暖——夏季风增强；全球变冷——夏季风减弱^[8]。显然，当全球气温增暖，夏季风增强，则夏季风降水与年总降水的比值增大，即 P_x/P_t 增大，因此 $\delta^{18}O$ 偏轻；相反，当全球气温变冷，夏季风减弱，则 P_x/P_t 变小，因此 $\delta^{18}O$ 偏重。

从降水的月际关系来看，月均 $\delta^{18}O$ 值与月平均气温之间呈显著的负相关(图 3)，其方程为： $\delta^{18}O = -0.28t - 0.27$ ， $r = -0.7225$ ， $n = 192$ 。我国东部广大季风气候区，其降水时空分布的特别形式以及雨热同期的特点完全不同于地中海式的气候特色。前者为暖季多降水，而后者则相反，为暖季少降水。根据全球范围内普遍的雨量效应和暴雨效应的存在，即月降水越多、降水强度越大，则 $\delta^{18}O$ 偏轻；反之，则 $\delta^{18}O$ 偏重^[9]。我国季风区则为暖季多降水， $\delta^{18}O$ 偏轻；冷季少降水， $\delta^{18}O$ 偏重。地中海式气候区则为暖季少降水， $\delta^{18}O$ 偏重；冷季多降水， $\delta^{18}O$ 偏轻。

可以推测，对于更大的研究尺度，暖年、暖期、间冰期来说，我国东亚季风气候区的 $\delta^{18}O$ 值都将偏轻，而冷年、冷期、冰期则将偏重，即 $\delta^{18}O$ 与气温呈负相关响应；地中海式气候区则相反，其 $\delta^{18}O$ 与气温呈正相关。

3.1.2 降水、洞穴滴水、沉积碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值的响应关系 按 1993~1995 年月降水的 $\delta^{18}O$ 值与盘龙洞洞穴内部带 Pl-1 石笋附近的滴水及相应的沉积碳酸盐的 $\delta^{18}O$ 值与时间关系绘制成图 4，可明显看出 3 者之间具有同步变化且均呈正向相关。不同的是前者变化幅度较大，而后两者的峰谷值向右偏移 3~4 个月，说明降水入渗地下至洞穴时有约 3~4 个月的滞后时间。

本区石笋碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值与降水及全球气候变化的响应关系，可以归纳为：①全球变暖

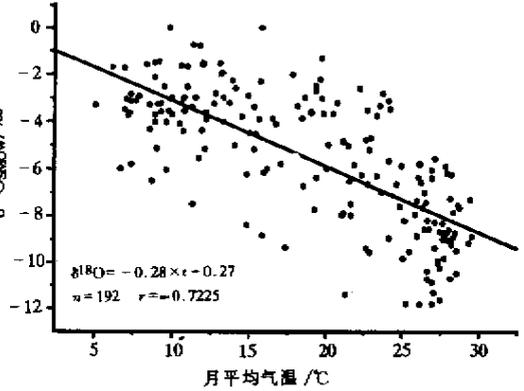


图 3 桂林雁山大气降水月平均 $\delta^{18}O$ 与月平均气温相关图

Fig.3 Relation between $\delta^{18}O$ and temperature average of precipitation monthly, Guilin

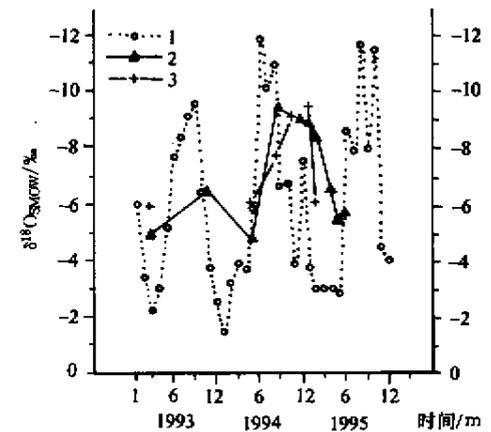


图 4 降水、洞穴滴水与沉积碳酸盐的 $\delta^{18}O$ 关系
Fig.4 Relation of $\delta^{18}O$ value between precipitation, seepage water and calcium carbonate
1 - 月降水 $\delta^{18}O$ 2 - 洞穴滴水 $\delta^{18}O$;
3 - 洞穴沉积碳酸盐 $\delta^{18}O$

→夏季风增强→夏季风降水与年降水比值增大→年降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏轻→石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏轻；
 ②全球变冷→夏季风减弱→夏季风降水与年降水比值减小→年降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重→石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重。

造成这种石笋碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值与气候变化关系的负相关,主要是由于东亚季风气候区的雨热同期的特色。而地中海式气候区的正相关响应,则是由于其雨冷同期所致。

3.2 C 同位素的环境解释

洞穴沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,决定于土壤 CO_2 、滴水温度变化的分馏以及下渗滴水与围岩的交换程度。由于土壤 CO_2 主要来源于 $\delta^{13}\text{C}$ 值差别很大的 C_3 植物(其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-20\text{‰} \sim -35\text{‰}$,平均为 -26.5‰)、 C_4 植物(其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-9\text{‰} \sim -16\text{‰}$,平均为 -12.5‰)⁹及大气 CO_2 (-7‰),实际滴水温度变化引起的分馏及滴水与围岩水岩交换差异都是比较小的。所以沉积碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的轻重,主要受 C_3 、 C_4 植物及大气 CO_2 来源不同的影响。

气候的变化引起生态条件的变化。在温暖、多雨的情况下,植被、土壤发育,且森林、灌木林等的 C_3 植被亦发育, CO_2 主要来自 C_3 植被的分解和生物化学降解作用,形成的碳酸盐具有很轻的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。气候极度寒冷、干旱,在林灌及草本植被难以生长的情况下, CO_2 主要来自大气 CO_2 ,形成的碳酸盐将具有很重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。如气候条件介于两者之间,虽干冷,但草本植物(C_4)尚较发育,则形成的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值将介于上两者之间。

一般来说碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值越轻,气温高而潮湿; $\delta^{13}\text{C}$ 值越重,则气温低而干旱。两者之间也呈负相关。

3.3 同一石笋不同时段 C、O 同位素分析统计

为了检验上述结论的正确性,对 PI-1、X-1 两石笋按冰期和全新世的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 分别进行统计,统计结果见表 5。

表 5 盘龙洞 PI-1、响水岩 X-1 石笋、末次冰期和全新世 δ 平均值统计

Table 5 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ averages of Holocene and last glaciation from PI-1 X-1 stalagmites ‰

石笋号	时段范围 Ma	样品数 个	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$			$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$		
			平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值
PI-1	冰期 10.8 ~ 36.0	25	-5.05 ± 0.39	-5.78	-3.92	-5.89 ± 2.17	-8.27	+0.17
PI-1	全新世 0 ~ 10.7	126	-6.37 ± 0.68	-8.80	-4.75	-9.16 ± 1.66	-12.14	-3.82
X-1	冰期 10.8 ~ 25.6	32	-5.21 ± 0.96	-6.46	-2.20	-6.84 ± 1.64	-9.36	-0.94
X-1	全新世 0 ~ 10.7	70	-6.15 ± 0.30	-6.87	-5.57	-8.30 ± 1.62	-10.55	-3.24

由表可见,2 个石笋末次冰期的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值大大地高于全新世的平均值,已知末次冰期的年均气温显然低于全新世的年均气温。这样就从石笋的实际研究确定了本区石笋碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 值与地面年均气温的变化呈明显的负相关。

4 石笋的 C、O 同位素记录及与其他记录的对比

NaHCO_3 经与 100% PCO_3 反应生成 CO_2 ,纯化后于英制(VG 公司)MM-903 质谱计进行同位素分析。 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值系统误差小于 0.1‰,C、O 稳定同位素分析均为我所实验室完

成。

4.1 PI-1、X-1 石笋的 C、O 同位素记录

PI-1 石笋采样线总长 127.1 cm, 时限范围 0~3.6 万 a, 自上而下共采 C、O 同位素样 151 件, 分析结果以年代变化曲线的形式表示于图 5。

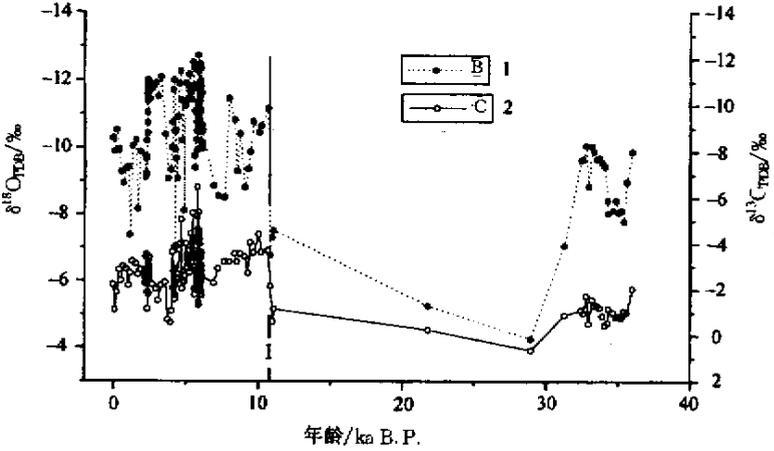


图 5 桂林盘龙洞 PI-1 石笋同位素记录

Fig.5 Isotopic records of PI-1 stalagmite from Panlong cave

1 - $\delta^{13}C$ 2 - $\delta^{18}O$

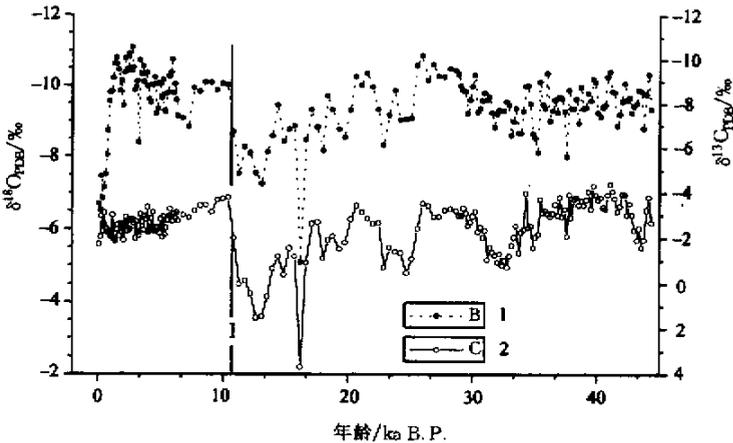


图 6 桂林灌阳响水洞 X-1 石笋同位素记录

Fig.6 Isotopic records of X-1 stalagmite from Xiangshui cave

1 - $\delta^{13}C$ 2 - $\delta^{18}O$

X-1 石笋沿轴心取样总长 191 cm 样品间隔 1 cm, C、O 同位素样品总数 191 件, 时限范围为 0~44 ka B.P.。分析结果也同样以与年代变化的形成表示于图 6。由图 5、图 6 可见：

每一个石笋的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 几乎具有完全一致的同步变化,在 42 ~ 11 ka B.P. 间,同位素曲线有由高向低的变化趋势,组成了 4 个次一级变化旋回。在 10 ka B.P. 至今,也表现为由高向低的变化。10 ~ 11 ka B.P. 间是划分 2 个不同气候阶段的最明显的界限。

2 个石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 除 Pl-1 在 12 ~ 32 ka B.P. 区段沉积间断缺乏系统的分析数据外,其余区段也具有极相似的变化态势。两石笋的 $\delta^{13}\text{C}$ 之间也是如此。说明 2 个石笋同受桂林岩溶环境所制约,它们在形成过程中同步记录了相同的连续变化的岩溶环境信息。

4.2 44 ka B.P. 以来桂林地区气候变化特征及与其他记录的对比

根据 C、O 同位素曲线形态特征,结合上述 C、O 同位素的气候指示涵义,对本区 44 ka B.P. 以来的气候变化及其突变事件可以概括如下:

(1) 同位素记录明显地区分出 2 个气候特征不同的时段,即 44 ~ 10.7 ka B.P. 间的末次冰期和 10.7 ka B.P. 至今的全新世。

前者多数点(特别是 36 ka B.P. 以下)均重于全新世的平均值,而且变化幅度很大,表明气候恶劣、温差大,总的平均气温要比现今低得多。后者变化幅度较小,年均气温差别较小。Pl-1 石笋 6 100 ~ 2 500 a 间曲线的高频振动,是因为该段沉积速率特大,每个样品的年龄分辨率大(10 ~ 50 a)。这种高频振动是季风强、弱变化引起的,不完全代表气温的变化。

(2) 末次冰期旋回冰消期的终止点“ I ”, 2 个石笋的 C、O 同位素都得到了明确的界定,年龄值 Pl-1 石笋为 10.8 ka B.P., X-1 石笋为 10.6 ka B.P., 极其一致。因此,全新世的下限可以准确定为 10.7 ka B.P.。

(3) 44 ka B.P. 以来的气候变化,可以划分为 3 个阶段:第 1 阶段为全新世,10.7 ka B.P. 至今,气候温暖、潮湿,年平均气温变化不大,自 10 ka B.P. 至今,气温有缓慢下降趋势,可以划分出由暖到凉的 3 个小旋回;第 2 阶段为盛冰期(10.7 ~ 25.6 ka B.P.),由 7 个千年级的冷暖相间的气候期所组成;第 3 阶段为 25.6 ~ 44 ka B.P.,有 4 个冷暖相间的气候期,但比起盛冰期其平均气温的变化要小得多。

由 44 ~ 10.7 ka B.P., 气候变化的总趋势是由暖变冷,温差幅度由小到大。末次冰期最后一次冷事件发生在 11 ka B.P. 左右,可能是新仙女木事件在本区的表现。由 11 ka B.P. 至冰消期的终止点“ I ”(10.7 ± 0.4 ka B.P., AMS¹⁴C), 几百年内石笋 C、O 同位素的 δ 值,由重变轻,呈跳跃式的变化。 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化幅度,Pl-1 石笋分别为 5.27‰ 及 2.14‰, X-1 石笋分别为 4‰ 及 2.14‰, 是 2 个石笋唯一最大的突变点。

上述桂林地区石笋记录表现的气候旋回、变化趋势及终止点“ I ”的变化等特征,都可以和南极东方冰芯记录以及苏禄海 O 同位素记录进行对比^[10, 11, 12](图 7),也可以和 V28-238 O 同位素记录对比^[13]。

(4) 全新世的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有 3 个极其明显的突变事件,分别位于 6 ka B.P.、3 ~ 4 ka B.P. 及 1 ~ 2 ka B.P. 之间,这可能是森林退化(可能火灾),大片林木(C₃)被毁, $\delta^{13}\text{C}$ 迅速变重。前 2 个事件 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线突然下降以后又很快的上升并恢复原来水平($\delta^{13}\text{C}$ 变轻),而最近的一次下降以后再也没有恢复原来水平(见图 5, 图 6)。这可能是森林退化以后,前两次因人类活动影响少,森林很快得到恢复,而最近一次可能因人类活动持续的影响,森林无法恢复之故。

致谢 在项目实施过程中,诸多同行如 D. C. Ford 教授(加), Jan Fairchild 教授(英), Stern

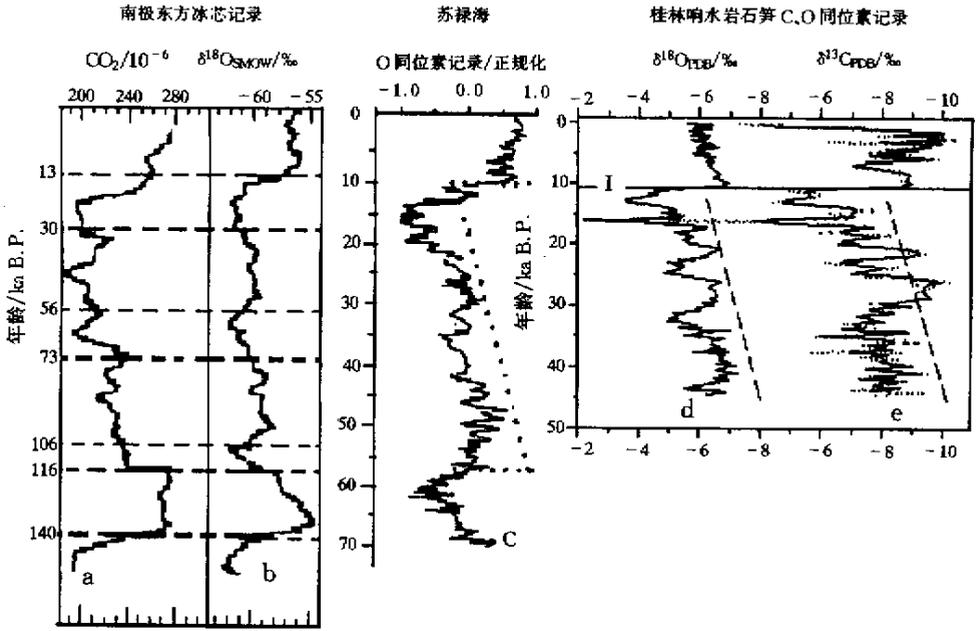


图 7 桂林响水岩 X-1 石笋记录与南极东方冰芯记录
以及苏禄海 O 同位素记录对比图

Fig.7 Comparing between X-1 stalagmitic records with Vostok ice core and Sulu sea records

a - 南极东方冰芯 CO₂ 含量^[10¹] b - 南极东方冰芯 δ¹⁸O^[11] c - 苏禄海有孔虫 δ¹⁸O^[12];

d - 响水岩 X₁ 石笋 δ¹⁸O e - 响水岩 X-1 石笋 δ¹³C

Frik Lanritzen 博士(挪威)以及李红春,刘敦一等学者,提出了诚恳的建议和质疑。促进了认识的深化。此外北京大学原思训、李坤、陈铁梅教授组织完成了 AMS¹⁴C 测年。王华、冯玉梅、涂林玲等完成了 α 谱 U 系、β 计数¹⁴C 测年及 C、O 稳定同位素分析。在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Dansgaard E. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964 (16): 436 ~ 468.
- 2 王东升. 中国大气降水氢氧同位素场的时间-空间展布及其环境效应. 中国同位素水文地质学之进展. 天津大学出版社, 1993 8.
- 3 O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 1969 (51): 5547 ~ 5558.
- 4 Schwarcz H P. Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier science publishers B. V. 1986, 296.
- 5 Winograd IJ, Copen T B, Landwehr J M, Riggs A C, Ludwig K R, Szabo B J, Kolesar P T, Revesz K M. Continuous 500, 000-years climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, 1992 (258): 255 ~ 260.
- 6 覃嘉铭. 石笋同位素记录研究. *地球学报*, 1997, 18(3) 255 ~ 260.

- 7 鹿世瑾等. 华南气候. 北京: 气象出版社, 1990. 152.
- 8 张素琴, 李松勤. 夏季风在中国降水对全球增暖的响应的作用. 气候变化规律及其数值模拟研究论文, 第三集. 北京: 气象出版社, 1996. 91 ~ 99.
- 9 Merwe N J. Van der. Carbon isotopes and archaeology. South African Journal of Science, 1982 (78): 14 ~ 16.
- 10 Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S, Lorius C. Vostok ice core provides 160 000 year record of atmospheric CO₂. Nature, 1987 (329): 408 ~ 414.
- 11 Lorius C et al. A 150 000-year climatic record from Antarctic ice. Nature, 1985 (316): 591 ~ 596.
- 12 Linsley B K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150 000 years. Nature, 1996, (380): 234 ~ 237.
- 13 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and a 10⁶ scale. Quaternary Research, 1973, (3): 39 ~ 55.

Isotopic Records of Stalagmites from Guilin since 44 ka B.P. and Their Environmental Interpretation

Qin Jiaming Yuan Daoxian Lin Yushi Zhang Meiliang Li Bin

(*Karst Dynamics Laboratory, Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi*)

Abstract This paper has studied the correlation between the precipitation and other climatic factors, as well as the oxygen and carbon isotopes in the calcite of the stalagmites deposited in last glaciation and Holocene. The results show that the δ values of the oxygen and carbon isotopes in stalagmite calcite have a negative correlation with the annual mean surface temperature. The parallel high resolution studies of two stalagmites since 44 ka B.P. gave the same results. It is shown that there are 3 climatic stages, i. e. 10.7 ka ~ present, 25.6 ~ 10.7 ka B.P. and 44 ~ 25.6 ka B.P.. Stage 1 is Holocene, which was warm and wet. Stages 2 and 3 mean the last glaciation, which was cold and dry, Stage 2 being the coldest. These three stages can be correlated with the oxygen isotopic records of the deep sea sediments and climatic records of Vostok ice core. The overall trend of climatic changes were from warm to cold, and the temperature varied from low to high in the last glaciation in the study area. Around 11 ka B.P., expression of Younger Dryas was obvious in this area. After that period, the air temperature went up rapidly and was close to the present level in 10.7 ka B.P..

Key words Guilin stalagmite isotope paleoenvironment