

文章编号: 1000-0550(2003)03-0473-09

黔南七星洞石笋古气候变化记录 及末次间冰期终止点的确定^①

张美良¹ 林玉石¹ 覃嘉铭¹ 章程¹ 涂林玲¹ 程海²

1(中国地质科学院岩溶地质研究所 岩溶动力学开放研究实验室 广西桂林 541004)

2(美国明尼苏达大学地质与地球物理系 美国 MN55455)

摘要 当前在全球气候变化预测研究中, 洞穴石笋的高分辨率年和碳、氧同位素组成的变化规律研究, 为这个领域的突破和填补空白做出了巨大贡献。通过对贵州都匀七星洞 1 号石笋进行 11 件 TIMS-U 系测年和 79 件碳、氧同位素分析, 获得了距今 109.00 ka B. P. 至 65.90 ka B. P. 的高分辨率古气候记录。石笋在大于 109.00 ka B. P. 前开始生长, 于 65.90 ka B. P. 后停止生长, 平均沉积速率为 4.58 mm/100a, 属晚更新世的沉积产物。七星洞 1 号石笋剖面的研究揭示, 其年龄和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素的变化, 可以与深海岩芯氧同位素记录所揭示的第五阶段中的 5a、5b、5c 和第四阶段的早期进行对比。它的碳、氧同位素记录揭示, 在 109.0~102.5 ka B. P. 和 86.6~78.92 ka B. P. 时段, 显示受东亚夏季风影响较强, 气温升高, 降水增多, $\delta^{18}\text{O}$ 偏负, 表现为温暖湿润的气候环境。在 102.5~86.6 ka B. P. 时段, 显示受东亚夏季风影响强度减弱, 受东亚冬季风影响强度增加, 气温降低, 大气降水减少, $\delta^{18}\text{O}$ 稍趋向偏正, 表现为冷凉半湿润—温凉湿润的气候环境; 而在 78.92~65.6 ka B. P. 时段, 显示东亚冬季风强盛和受西北风影响较强, 海表温度下降, 大气温度降低, 降水量较少, $\delta^{18}\text{O}$ 偏重, $\delta^{13}\text{C}$ 偏正(C4 植物占 95%), 表现为严寒干冷的气候环境, 为末次冰期冷期的起始阶段。此外, 根据凯西七星洞 1 号石笋的精确 TIMS-U 系测年及碳、氧同位素分析, 确定了末次间冰期的终止点为 78.92±0.7 ka B. P., 同时, 也是末次冰期开始点, 可作为 MIS5/4 的分界年龄。这一地层记录年代的确定, 不仅具有地层学意义, 而且也具有年代学意义。

关键词 石笋 铀系年龄 古气候 末次间冰期的终止点 七星洞

第一作者简介 张美良 男 1956 年出生 副研究员 区域岩溶和古环境变化

中图分类号 P642.25 **文献标识码** A

在国外, 利用洞穴沉积物进行古环境研究开展较早。20 世纪 60~70 年代, 加拿大 McMaster 大学首先建立了对洞穴沉积物并可同时进行铀系年代测定及稳定同位素分析的第一家实验室。随后陆续发表了许多研究成果, 其中尤以 Hendy 的洞穴碳酸钙同位素沉积平衡的判别, 至今仍为各国研究者广泛引用^[1, 2]。80~90 年代以来, 一方面由于全球变化研究的需要, 另一方面由于测年和其它测试技术的迅速发展, 利用洞穴沉积物进行古环境的研究因而得到了较广泛和深入的开展。如 Talam 等人对南非 Cango 洞, Winograd 等人对美国内华达州戴维斯洞, Holmgren 等人对博次瓦纳洞, 以及 Matthews 等人对以色列 Soreq 洞、Lauritzen 等对罗马尼亚 Lithophagus 洞以及 McDermott 等对爱尔兰 Crag 洞等洞穴的沉积物和石笋的研究, 都取得了较为满意的成果^[3~9]。其研究时段从 500 ka 至现代都有, 但主要集中在末次冰期以来, 其它时段相对少而零星。这些成果都充分表明了利用洞穴石笋沉

积物进行古环境重建的可解性和可靠性。

在国内, 从 20 世纪 70 年代开始利用洞穴沉积物重建古环境研究工作。70~80 年代, 赵树森、张寿越、汪训一、朱学稳等, 对桂林地区的洞穴石笋进行测年和碳、氧同位素测试分析结果, 论证了 69~4.1 万年来气候的冷暖变化^[10~13]。90 年代以来, 国内类似研究成果很多, 其中以朱洪山、李红春、谭明、秦小光等人对北京地区石笋、李平等人对福建宁化天鹅洞石笋、林钧枢等人对浙江瑶琳洞石笋、汪永进等对南京汤山洞石笋等^[14~23], 开展了古气候、古环境、古植被的变化历史以及石笋微纹层发光性和灰度变化特征等的研究, 均取得了比较好研究成果。而袁道先院士等人(1994~2002)利用桂林地区、贵州黔南地区等多个大型石笋, 在详细沉积学研究的基础上, 采用了 AMS¹⁴C、 β 计数¹⁴C、 α 谱 U 系、TIMS-U 系及²¹⁰Pb 等测年方法, 并用碳、氧同位素、微层发光及微量元素等综合手段, 提取气候记录, 重建了桂林地区 200 ka 以来高分辨率

① IGCP-448 国际对比项目、科技部攀登特别资助项目“全球岩溶生态系统对比”(编号: 2000-026)资助

收稿日期: 2002-06-25 收修改稿日期: 2002-08-27

的古环境变化以及黔南 160 ka 以来石笋的时标序列,并对末次冰期—间冰期旋回的起始点和终止点,作出了明确的定位和断代^[24~26]。这些研究成果将为国际上以碳酸盐作信息载体重建第四纪古环境、第四纪年代学对比、海洋氧同位素年代学和冰芯年代学的修正以及全球对比大剖面提出新的证据。因此,利用洞穴沉积物—洞穴石笋记录重建古环境,在当前全球气候变化预测研究中起着重要的作用。本文据七星洞 Q1 石笋的 TIMS-U 系测年和碳、氧同位素记录,揭示了末次间冰期气候变化的不稳定性,在万年或千年尺度上,与深海 SPECMAP 氧同位素曲线记录一样,显示东亚季风气候变化规律的主导周期受控于全球性冰量变化,其全球冰量大小可能是控制夏季风环流强度变化的主要动力学因素。

1 样品采集和分析

1.1 采样洞穴概况

凯西七星洞洞穴位于贵州都匀西南约 100 km 的凯口镇凯西村西南 1.5 km。地处云贵高原东南部,属亚热带东亚季风区的高原岩溶峰丛洼地区(图 1)。区内年均气温 15.3 °C,年均降水量 1 089.3 mm,年均蒸发量为 1 750.6 mm,属湿度不足带,最大的特点是东亚夏季风和印度季风对本区影响强度的逐渐减弱区,常盛行东亚冬季风。

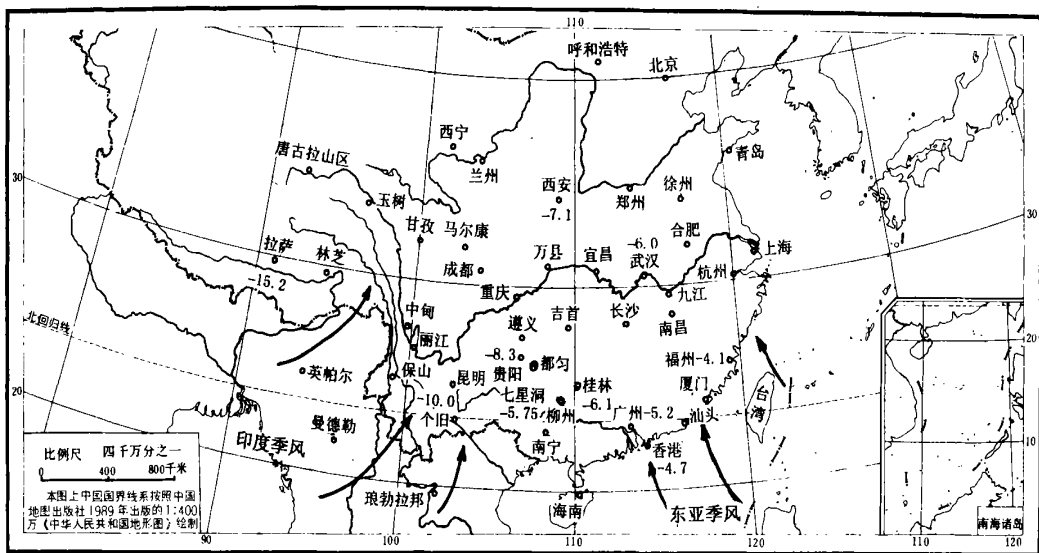
凯西七星洞发育在黄丝背斜东翼南端的下石炭统中薄层泥晶灰岩中,洞体位于凯西村西南 1.5 km 处

的破叶山峰体的半坡上,洞口高程 1 020 m,洞顶灰岩覆盖层厚约 60~100 m。七星洞长大于 250 m,为一残留洞(道)体,洞高 5~20 m,宽 20~40 m。七星洞 1 号石笋采自距洞口 200 m 处垅岗状的钙华层上,石笋高 202.9 cm,底直径 10.5 cm,顶直径 6 cm。洞顶宽平,洞穴发育主要受节理、裂隙和层面构造控制,总体呈 NNE~近 SN 向展布。洞穴发育主要受节理、裂隙和层面构造控制。沿洞顶的节理、裂隙构造,普遍有间歇性和季节性滴水,底板被沉(堆)积物覆盖,呈垅岗状,洞穴沉(堆)积物成因类型多,数量大,组合复杂。其中,以滴水形成的钟乳石、石笋和石柱,数量大、分布均匀而密集,在面积约 200m² 的大厅中分布的石笋(柱)群多达 200 余根,石笋(柱)高 1~5 m 不等,直径一般 10~50 cm,而且类型多,这是七星洞的突出特色,实属罕见。

1.2 样品采集

凯西七星洞 1 号石笋沿中心轴切开后,内部年轮或纹层清晰,石笋剖面由 12 个沉积旋回组成。沉积旋回厚 10~29 cm,而且,每个旋回还有 3~6 个微纹(壳)层组或亚旋回。石笋结晶较好,呈白色~灰白色,由 0.1~1.5 mm 厚的微粒—针状方解石纹层组成,沉积纹层清晰,无明显的重结晶现象,其中 8~10 旋回局部晶孔发育。

氧、碳同位素样品主要沿石笋的中心轴,按 2~3 cm 的间隔采取,取样 75 个,其中 4 个为平行样。TIMS-U 系测年样,沿中心轴按沉积旋回采取,



* 为贵州都匀七星洞;图中数据系大气降水年平均 δ¹⁸O 值^[27~29]; ↗ 夏季风运移方向

图 1 贵州都匀七星洞分布位置和中国南方夏季降水气团运移路线示意图

Fig. 1 The distribution position of Qixin cave in the south of Guizhou and moving route of the moisture source of the summer monsoon in the south of China

取样 11 个。

1.3 样品分析和测试

年龄样采用 TIMS-U 系方法测定, 由美国明尼苏达大学地质与地球物理系同位素实验室完成, 稀释剂采用 ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U , 同位素分析采用 Finnigan MAT262-RPQ 质谱仪, 年龄误差多数 $< 1\%$ (2σ , 以下同)。

碳、氧同位素由国土资源部岩溶地质研究所实验室完成。一般采用 20 mg 左右的碳酸盐粉末与 100% 磷酸反应生成 CO_2 , 经纯化后于 MM-903E (英国 VG 公司) 进行同位素分析, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值为相对于 PDB 标准, 系统误差 $< 0.1\%$ 。

2 TIMS-U 系年龄

凯西七星洞 1 号石笋的 TIMS-U 系测定年龄, 如表 1 所示, 指示石笋形成年龄在 109.00 ka ~ 65.90 ka B.P. 之间, 经历了 44.10 ka 的沉积或生长时间。石笋生长较快, 平均沉积速率为 4.58 mm/100a, 但是, 短期的沉积间断频繁发生, 其内有 11 个沉积间断面 (如表 2)。由表 1 可以看出, 在 109.0 ka B.P. ~ 78.92 ka B.P. 期间, 为末次间冰期的中晚期, 其中在 78.92 ka ~ 86.60 ka B.P.、86.60 ka ~ 102.5 ka B.P.、109.0 ~ 102.5 ka B.P. 的三个时段, 分别相当于 V_{28-238} 深海岩芯氧同位素第五阶段中的 5a、5b、5c, 而 65.9 ~ 78.26 ka B.P. 为末次冰期的初期 (由于石笋顶部被坏, 所以不能获得 65.9 ka B.P. 以后的年龄), 相当于 V_{28-238} 深海岩芯氧同位素第四阶段^[30, 31]。1 号石笋可与贵州荔波董哥洞 (3 号石笋, 91.3 ~ 16.330 ka)、桂林水南洞 (1 号石笋, 80.7 ~ 229.1 ka)、桂林茅茅头大岩 (82 ~ 29 号石笋, 41 ~ 350 ka) 和福建宁化天鹅洞 (18 ~ 215 ka) 等洞穴石笋的形成年龄^[12, 19, 24 ~ 26, 32, 33], 以及 V_{28-238} 深海岩芯氧同位素的第五阶段中晚期和四阶段的早期

和北方黄土层^[34]进行对比, 在气候变化上总体响应全球变化模式, 但也存在着强烈的区域性特征。显示出二个万年和二千年级的暖、冷气候阶段, 其内包括几个气候变化的亚旋回。

3 氧、碳同位素古气候记录

根据石笋沉积剖面的岩性特征, 氧、碳同位素样品主要沿石笋的中心轴, 按 2 ~ 3 cm 的间隔采取, 全笋总计取样为 75 个 (其中取 4 件为平行样), 每件样品所代表的平均年龄分辨率为 607 a。碳、氧同位素记录的变化曲线如图 2 所示 (图 2), 氧同位素的平均值 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.32% , 碳同位素的平均值 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -5.4% 。根据记录曲线的变化特征, 大致可以划分出与石笋沉积旋回界面对应的几个曲线段, 即 109.0 ~ 102.5 ka B.P.、102.5 ~ 86.6 ka B.P.、86.6 ~ 78.92 ka B.P. 和 78.92 ~ 65.9 ka B.P. 四个时段, 分别相当于深海岩芯氧同位素第五阶段中的 5c、5b、5a 和第四阶段的早期^[30, 31, 36], 形成了两峰 (δ 值的低值区) 和两谷 (δ 值的高值区), 显示由暖到冷的气候变化旋回 (图 2C)。气候变化的特点是冷暖之间的振幅较小, 不象末次冰期中那种振幅很宽的、频繁的、振荡式的波动。

(1) 温暖湿润阶段 (109.0 ~ 102.5 ka B.P.)

在 109.0 ~ 102.5 ka B.P. 时段, 包括 ① ~ ⑤ 沉积旋回, 平均值 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.71% , $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -5.92% (PDB), 与整个石笋平均值相比, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 均偏负, 显示东亚夏季风较强, 气温升高, 降水增多, C3 植物占 80%, 表现为温暖湿润的气候环境。其中, 本阶段在 106.5 ~ 105 ka 间, 间夹 1500 年的温凉、干旱亚阶段。本阶段相当于深海岩芯氧同位素第五阶段的 5C, 持续时间大约为 6.5 ka, 为末次间冰期中的温暖湿润期 (图 2B)。

(2) 冷凉半湿润—温凉湿润阶段 (102.5 ~ 86.6

表 1 都匀七星洞 1 号石笋铀系年龄值*

Table 1 ^{230}Th ages of Q1 stalagmite from Qixin cave of Duyun, Guizhou*

样品号	距石笋顶/cm	^{238}U /ppb	^{232}Th /ppt	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	^{230}Th (年龄) / ka
Q1U-1	—3 (表皮)	7436 ± 33	2257 ± 20	347.3 ± 3.8	65.9 ± 0.6
Q1U-2	1	11253 ± 53	931 ± 20	423.7 ± 2.7	71.0 ± 0.6
Q1U-3	15	11676 ± 56	353 ± 14	407.0 ± 3.2	80.9 ± 0.8
Q1U-4	31	6098 ± 15	148 ± 14	375.8 ± 1.6	84.0 ± 0.5
Q1U-5	41	393 ± 1	92 ± 13	370.0 ± 2.5	85.5 ± 0.6
Q1U-6	55	371.8 ± 0.9	1213 ± 22	364.6 ± 2.6	86.6 ± 0.7
Q1U-7	79	412 ± 1	110 ± 13	402.2 ± 1.8	88.2 ± 0.5
Q1U-8	114	379 ± 1	103 ± 14	387.3 ± 2.4	91.8 ± 0.6
Q1U-9	158	456 ± 1	31 ± 19	451.4 ± 2.4	102.5 ± 0.7
Q1U-10	182	6539 ± 19	2233 ± 12	459.2 ± 1.8	106.1 ± 0.7
Q1U-11	202	573 ± 1	418 ± 18	472.9 ± 2.8	109.0 ± 0.8

* 石笋 TIMS-U 系年龄, 由美国明尼苏达大学程海教授测定

表2 贵州都匀七星洞1号石笋的沉积特征

Table 2 The deposition characteristics from Q1 stalagmite of Qinxin cave in Duyun Guizhou

石笋剖面	距笋顶 / cm	沉积旋回		纹层特征	U 系年龄 / ka
		序次	厚度/ cm		
	11.2	⑫	11.2	为灰白色间灰色微针状方解石纹层, 层厚 0.1mm。由拱顶状纹层组叠复构成, 呈对称状叠锥柱体。	65.90±0.6 71.00±0.6
	29.0	⑪	17.8	为灰白色间灰色, 微针状间微粒状方解石纹层, 纹层厚0.1mm。纹层组呈拱顶状叠复, 构成对称状的叠锥柱体。	80.90±0.8
	45.0	⑩	16.0	雪白—白色微细—针状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 轴部强细粒化。由平顶—微波状平凹—微拱纹层叠复, 呈叠柱锥—柱体。	84.00±0.5 85.50±0.6
	58.0	⑨	13.0	灰白—灰白色微粒—针状方解石纹层, 层厚 0.1~0.2mm, 轴部细粒化明显。由拱凹状、微拱状纹层组叠复, 呈叠柱锥—柱体。	86.60±0.7
	86.0	⑧	28.0	白—灰白色微针—粒状方解石纹层, 层厚 0.1~0.2mm, 轴部强细粒化, 局部粒晶孔发育。为6个纹层组构成上、中、下亚旋回。由平顶—微波状平凹—微拱纹层叠复, 呈叠柱锥—柱体。	88.20±0.5
	112.0	⑦	26.0	为雪白—灰白色微粒—针状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 轴部强细粒化, 轴部纹层残余明显。由平顶间平凹、微波状平凹纹层叠复组成, 略呈对称状叠柱体。笋心呈“S”线。	
	122.0	⑥	10.0	白色—灰白色微针—粒状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 轴部强细粒化, 半透明状, 纹层残余明显。由平顶间平凹、微拱微波状至拱顶状纹层叠复组成, 略呈对称状叠柱锥体。笋心略呈斜线。	91.80±0.6
	143.5	⑤	20.5	雪白—灰白色微粒—针状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 残余构造明显, 细晶孔隙发育。由微拱—平顶间平凹状至拱顶状纹层叠复组成, 略呈对称状叠柱体。笋心呈垂线。	
	154.0	④	10.5	白色—灰白色微针—粒状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 局部 0.2mm, 轴部强细粒化。由7个拱顶状纹层组叠复构成, 略呈对称叠复柱体。	
	167.0	③	13.0	雪白—灰白色微粒—针状方解石纹层, 层厚 0.1mm, 残余构造明显, 细晶孔隙发育。 由微拱—平顶间平凹状至拱顶状纹层叠复组成, 略呈不对称叠复柱状笋体。笋心呈“S”线。	102.50±0.7
	182.0	②	15.0	白—雪白色间灰白色微粒—针状方解石纹层, 层厚 0.1~0.2mm, 残余构造发育。由6个平顶—平凹、平微波状纹层组叠复构成, 略呈不对称叠复柱体。	106.10±0.7
	202.9	①	20.9	白色间灰白色微针—粒状方解石纹层, 层厚 0.1~0.2mm, 局部残余构造, 粒晶孔隙较发育。由6个平顶—平凹状, 微拱纹层组叠复, 构成不对称叠复柱体。	109.00±0.8

ka B. P)

在102.5~87.5 ka B. P. 时段, 包括⑥~⑧沉积旋回, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -6.2‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 为 -6.87‰

(PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 稍偏正、 $\delta^{13}\text{C}$ 稍偏负。其中, 在102.5~97.5 ka B. P. 间, $\delta^{18}\text{O}$ 偏正, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 形成两个低谷(高值区), 显示东亚夏季风减弱, 东亚冬季风增强, 气温下

降, 降水有所减少, 表现为冷凉半湿润的气候环境; 而在97.5~86.6 ka B. P. 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 稍偏负、 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负(C3植物占85%), 显示东亚冬季风逐渐减弱, 降水有所增加, 气温稍有回升, 表现为温凉湿润的气候环境。本阶段相当于深海岩芯氧同位素第五阶段的5b, 持续时间大约为15.9 ka, 为末次间冰期中的温凉—冷凉半湿润亚阶段(图2B)。

(3) 温暖湿润—温凉干旱阶段(86.6~78.92 ka B. P.)

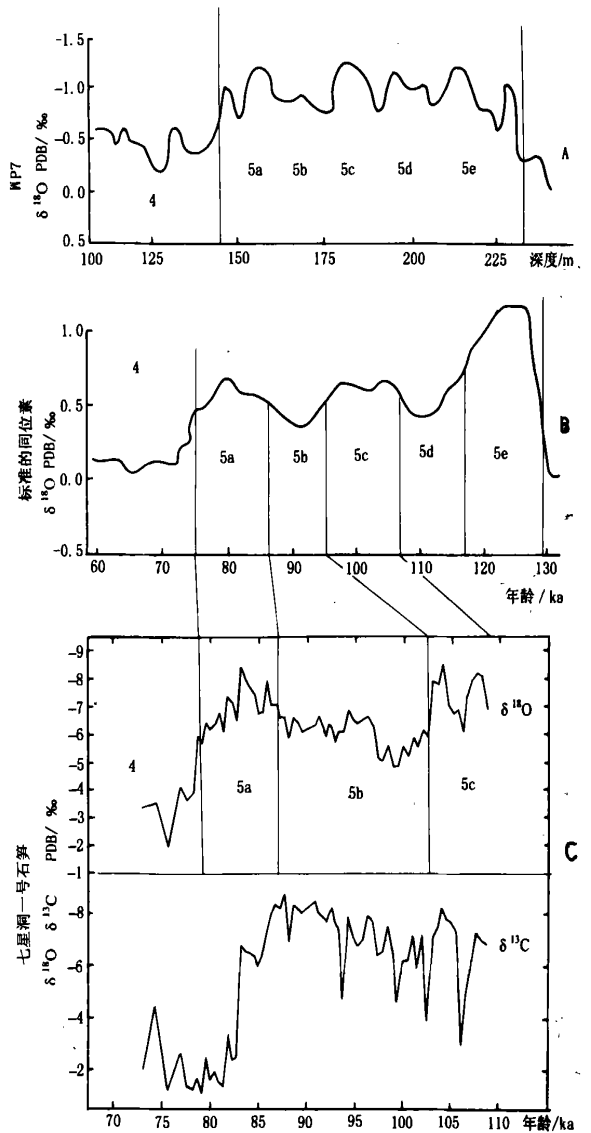
在86.6~78.92 ka B. P. 时段, 包括⑨~⑩沉积旋回, 平均值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-6.85‰(PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 为-5.76‰(PDB), 与整个石笋平均值相比, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 均偏负, 显示东亚夏季风增强, 气温升高, 降水增多, 表现为温暖湿润的气候环境。其中, (1)在86.6~82.0 ka B. P. 间的⑨和⑩沉积旋回, 平均值 $\delta^{18}\text{O}$ 为-7.17‰(PDB)、 $\delta^{13}\text{C}$ 为-6.77‰(PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 明显偏负(轻), 显示东亚夏季风强盛, 气温升高, 降水增多, C3植物95%, 表现为温暖湿润的气候环境; (2)在82.0~78.92 ka B. P. 期间的⑪沉积旋回, $\delta^{18}\text{O}$ 为-6.34‰(PDB), 接近临界值, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 为-2.03‰(PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧增大(图2C), 明显偏重, 反映东亚夏季风强度逐渐减弱, 气温开始缓慢下降, 大气降水减少, C4植物占95%, 反映木本植被遭到强烈破坏或是当时曾经发生过火灾, 使 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要显示为C4植物, 表明气候由温暖湿润逐渐向温凉干旱环境转化, 东亚冬季风或西北风冷气团逐渐加强。本阶段相当于深海岩芯氧同位素第五阶段的5a, 持续时间大约为7.68 ka, 为末次间冰期的终止阶段, 氧同位素段 MIS4/5 的分界年龄。

(4) 严寒干冷气候阶段(78.92~65.9 ka B. P.)

在78.92~65.9 ka B. P. 时段, 为⑫沉积旋回, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值-3.41‰(PDB)、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为-2.12‰(PDB), 为一明显的低谷(δ 值的高值区)区, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏重, 反映东亚冬季风强盛或受西北风冷气团的影响, 海表温度下降, 气温明显降低, 大气降水极少, C4植物占95%以上, 表现为严寒干冷的气候环境。本阶段相当于深海岩芯氧同位素第四阶段的早期或末次冰期的早期, 持续时间大约为13.32 ka。

4 末次间冰期的终止点或末次冰期的起始点的准确定位及年代

末次间冰期的终止点(即末次冰期的起始点)为由暖变冷的跃变, 各种记录对其年代的确定值差别很大。深海岩芯、古里雅冰芯记录以及黄土沉积记录的终止点为75 ka B. P., 青藏高原甜水湖芯记录的终止点为74.3ka B. P., 云南鹤庆古湖沉积物记录的终止点为



a. 太平洋 WP7 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; b. 标准化(SPECMAP) $\delta^{18}\text{O}$ 曲线; c. 都匀七星洞 1 号石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线

图2 都匀七星洞 1 号石笋碳、氧同位素曲线与 WP7 孔和标准化 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比图 [35, 36]

Fig. 2 Comparison of oxygen isotope curves between a stalagmite from Qinxin cave of Duyun and core WP7, standardized SPECMAP curve

73.4 ka B. P., 南海北部 ODP1144 孔深海沉积物记录终止点为79 ka B. P.、青藏高原若尔盖盆地 RM 孔和西藏谢通门剖面、福建天鹅洞石笋记录终止点与北塬黄土的磁化率记录的年代一致, 均为80 ka B. P. [37~46], 而有关岩溶沉积物的记录仍未见有报道。本文七星洞 Q1 石笋记录的终止点为78.92 ka B. P.。各种沉积物所记录的年代差别如此之大, 可能是使用计年方法和样品对象的不同所致。据目前获得的各类沉积物记录的年代资料, 表明南海北部 ODP1144 孔、青藏高原若

尔盖盆地 RM 孔、福建天鹅洞石笋、西藏谢通门剖面
和北塬黄土的磁化率记录末次间冰期终止点的年龄 79
ka ~ 80 ka. B. P., 与七星洞记录的终止点年代 78.92
ka B. P. 相比基本一致, 代表了末次间冰期终止点最准
确的年龄。

末次间冰期终止点的界线, 在七星洞 Q1 石笋
中, 位于距顶 12 cm 处的 ①与 ②沉积旋回间, 石笋的界
面上没有明显的沉积间断, 基本为连续沉积。据石笋
的沉积特征, 可分为上、下两个沉积旋回, 两旋回的岩
性特征明显不同, 下部沉积旋回颜色较暗、结晶颗粒较
细、微纹层发育、沉积速率较小; 而上部沉积旋回颜色
为白色、浅灰白色、粒粗、纹层不发育、沉积速率较大等
特征。碳、氧同位素在终止点的界面上下则具有最大
的变化幅度(图 2C), $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -5.93% 迅速变重为
 -3.93% , 变幅达 2.0% ; 根据沉积旋回特征、生长速率
以及同位素组成的突变特点等, 终止点在石笋剖面沉
积旋回中得到了准确的定位。

根据七星洞 Q1 石笋 15 cm 处直接测定的 TIMS
U 系数据为 80.9 ± 0.8 ka B. P., 那么, 用内插计算获
得次间冰期终止点(12 cm 处)的分界年龄是 $78.92 \pm$
 0.7 ka B. P.。这既是末次间冰期终止点或末次冰期
的起始点, 也可作为深海氧同位素段 MIS4/5 的分界
年龄。

5 结语

(1) 都匀七星洞 1 号石笋的 TIMS-U 系测年以
及碳、氧同位素记录揭示, 在 $109.0 \sim 6.56$ ka B. P. 时
段, 存在由暖到冷的两个气候亚旋回。 $\delta^{18}\text{O}$ 值在整个
阶段, 形成二峰(δ 值的低值区)和两谷(δ 值的高值
区)。两高峰区位于 $109.0 \sim 102.5$ ka B. P. 和 $86.6 \sim$
 82.0 ka B. P. 时段, 显示受东亚夏季风影响较强, 气温
升高, 降水增多, $\delta^{18}\text{O}$ 偏负, 表现为温暖湿润的气候环
境; 两低谷区位于 $102.5 \sim 86.6$ ka B. P. 和 $78.92 \sim$
 65.6 ka B. P. 时段, 其中, 在 $102.5 \sim 86.6$ ka B. P. 时
段, 显示受东亚夏季风影响强度减弱, 受东亚夏季风影
响强度增加, 气温降低, 大气降水减少, $\delta^{18}\text{O}$ 稍趋向偏
正, 表现为早期冷凉半湿润、晚期为温凉湿润的气候环
境; 而在 $78.92 \sim 65.6$ ka B. P. 时段, 显示东亚冬季风
强盛和受西北风影响较强, 海表温度下降, 大气温度降
低, 降水量较少, $\delta^{18}\text{O}$ 偏重, $\delta^{13}\text{C}$ 偏正(C4 植物占
 95%), 表现为严寒干冷的气候环境, 是末次冰期冷期
的起始阶段, 相当于深海岩芯氧同位素第四阶段的早
期。

$\delta^{13}\text{C}$ 值在 $109.0 \sim 84.0$ ka B. P. 时段, 平均为
 -6.37% , 趋于偏负, 反映当时的植被非常好, 植被未

遭到破坏, 显示以 C3 植物为主, 其间有 4 个高值点,
分别对应于石笋的 4 个沉积旋回的界面, 可能是界面
含泥质高, 对碳的吸附而造成高值; 而从 84.0 ka B. P.
开始至 65.6 ka B. P. 时段, $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -6.77% 突然增
大到 -2.54% (平均值为 -2.07%), 反映木本植物或
C3 植物受遭到严重破坏或是当时曾经发生过火灾, 使
 $\delta^{13}\text{C}$ 值突增, 主要显示为 C4 植物在土壤中释放和分
解的 CO_2 或大气 CO_2 。

(2) 根据凯西七星洞 1 号石笋的精确 TIMS-U
系测年以及碳、氧同位素记录, 建立了黔南 109.0 ka
以来石笋的古气候时标序列, 并确定了末次间冰期的终
止点的界线年龄为 78.92 ± 0.7 ka B. P., 代表了末次
间冰期终止点最准确的年龄。这一分界年代, 既是深
海氧同位素段 MIS4/5 的分界年龄, 也是末次冰期开
始点。末次间冰期终止点年代的确定, 不仅具有地层
学、地质年代学意义, 而且也探讨了东亚季风区的短尺
度气候波动及其古气候突变事件的确定奠定了重要基
础。

参考文献(References)

- 1 HENDY C H. The isotopic geochemistry of speleothems and its applica-
tion to the study of past climates. Ph. D. C. Thesis, Victoria University,
Wellington, New Zealand, 1969. 1 ~ 10
- 2 HENDY C H. The isotopic geochemistry of speleothems—Pt. I The calcu-
lation of the effects of different model of formation on the isotopic com-
position of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators
[J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1971, 35: 801 ~ 824
- 3 TALMA A S, VOGEL J C. Late Quaternary paleotemperatures derived from
a speleothem from Congo caves Cape province, South Africa [J]. *Quar-
ternary Research*, 1992, 37: 203 ~ 213
- 4 WINOGRAD I J, COPLIN T B, LANDWEHR J M, *et al.* Continuous 500000
— year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada [J]. *Sci-
ence*, 1992, 258: 255 ~ 260
- 5 HOLMGREN K, KARLEN W. Paleoclimatic significance of the stable isotopic
composition and petrology of a Late Pleistocene stalagmite from
Botswana [J]. *Quaternary Research*, 1995, 43: 320 ~ 328
- 6 BAR-MATTHEWS M, AYALON A. Late Quaternary paleoclimate in the East-
ern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at
Soreq cave, Israel [J]. *Quaternary Research*, 1997, 47: 155 ~ 168
- 7 LAURITZEN S E, ONAC B P. Isotopic stratigraphy of a last interglacial stal-
agmite from Northwestern Romania: Correlation with the deep-sea
record and northern-latitude Speleothem [J]. *Journal of Cave and Karst
Studies*, 1999, 61(1): 22 ~ 30
- 8 McDERMOTT F, MATTEY D P, HAWKESWORTH C. Centennial-scale Holocene
climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record
from SW Ireland [J]. *Science*, 2001, 294: 1328 ~ 1331
- 9 BALDINI J U L, McDERMOTT F, FAIRCHILD I J. Structure of the 8200-year
cold event revealed by a speleothem trace element record [J]. *Science*,
2002, 296: 2203 ~ 2206
- 10 赵树生, 刘明林, 乔广生. 中国东部喀斯特洞穴沉积物铀系年代

- [J]. 中国岩溶, 1990, 9(3): 279~288 [Zhou Shusen, Liu Mingli, Qiao Guangsheng. The U-series ages of speleothem of karst caves in the East of China [J]. *Carsologica Sinica* 1990, 9(3): 279~288]
- 11 张寿越. 中国大陆东部洞穴沉积物的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代及古环境研究[J]. 地球科学: 武汉地质学院学报, 1985, 10(1): 65~72 [Zhang Shouyue, Zhao Shusen. The U-series ages of speleothem of karst caves in east China [J]. *Earth Science-Journal of Wuhan College of Geology* 1985, 10(1): 65~72]
 - 12 汪训一. 桂林茅茅头大岩洞穴沉积物的放射性年龄及氧、碳同位素特征[J]. 科学通报, 1985, 30(2): 528~531 [Wang Xunyi. Ages and characteristics of the carbon and oxygen isotope of cave sediments from Maomaotoudayan cave in Guilin [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1985, 30(2): 528~531]
 - 13 朱学稳, 汪王训一, 朱德浩等. 桂林岩溶地貌与洞穴研究[M]. 北京: 地质出版社, 1988. 96~117 [Zhu Xuewen, Wang Xunyi, Zhu Dehao, et al. Study on karst geomorphology and caves in Guilin [M]. Beijing: Geological Publishing House 1988. 96~117]
 - 14 朱洪山, 张翼. 44 万年以来北京地区石笋古温度记录[J]. 科学通报, 1992, 20: 1 880~1 884 [Zhu Hongshan, Zhang Zhuan. Paleotemperature record from stalagmites since 440 ka. B. P in the area of Beijing [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1992, 20: 1 880~1 884]
 - 15 李红春, 顾德隆, 陈文寄等. 利用洞穴群的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 重建3 000 a 以来北京地区古气候和古环境—石花洞研究系列之三[J]. 地震地质, 1997, 19(1): 77~85 [Li Hongchun, Ku The-lung, Chen Wenji, et al. Isotope studs of Shihua cave—III: Reconstruction of paleoclimate and paleoenvironment of Beijing during the last 3000 years from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in stalagmite [J]. *Seismology and Geology*, 1997, 19(1): 77~85]
 - 16 李红春, 顾德隆, 陈文寄等. 高分辨率洞穴石笋中稳定同位素应用—北京元大都建立后对森林资源的破坏— $\delta^{13}\text{C}$ 记录[J]. 地质论评, 1998, 44(5): 456~462 [Li Hongchun, Ku Delung, Chen Wenji, et al. Application of high-resolution carbon isotope record of a stalagmite from the Shihua cave, Beijing— $\delta^{13}\text{C}$ record of deforestation after the establishment of the Grand capital (Yuan Dadu) in 1271 A. D. [J]. *Geological Review*, 1998, 44(5): 456~462]
 - 17 谭明, 刘东升, 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 [Tan Ming, Liu Dongsheng, Qin Xiaoguang, et al. Preliminary study on the data from microbanding and stable isotopes of stalagmites of Beijing Shihua Cave [J]. *Carsologica Sinica*, 1997, 16(1): 1~10]
 - 18 秦小光, 刘东升, 谭明等. 北京石花洞石笋微层尺度变化特征及气候意义—1. 微层显微特征[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(2): 91~96 [Qin Xiaoguang, Liu Dongsheng, Tan Ming, et al. Grey characteristics of microbanding of stalagmite in Shihua cave, Beijing and its climatic signification (I)—The study of microstructure of microbanding [J]. *Science in China(D)*, 1998, 28(1): 91~96]
 - 19 李平, 彭子成, 文启彬等. 福建宁化天鹅洞石笋年代和古温度[J]. 沉积学报, 1996, 14(1): 149~154 [Li Ping, Peng Zicheng, Wen Qibin. Study on stalagmite age and the paleotemperature of Tian' E cave in Ninghua, Fujian, China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica* 1996, 14(1): 149~154]
 - 20 林钧枢, 张耀光等. 瑶琳洞形成与环境研究[M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1993. 74~100 [Lin Junshu, Zhang Yaoguang, et al. Research on origin and environment of Yaolin cave in China [M]. Beijing: China Sciences & Techonlogy Press, 1993. 74~100]
 - 21 汪永进, 吴江莹, 许汉奎等. 南京汤山洞穴石笋稳定同位素指示的气候与环境意义[J]. 地质学报, 2000, 74(4): 333~338 [Wang Yongjin, Wu Jiangying, Xu Hankui, et al. Palaeoclimatic and environmental significance as indicated by the stable isotopic composition of cave stalagmite in Tangshan, Nanjing [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2000, 74(4): 333~338]
 - 22 汪永进, 吴江莹, 吴金全. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(5): 533~539 [Wang Yongjin, Wu Jiangying, Wu Jinqian, et al. Correlation between high-resolution climate records from a Nanjing stalagmite and GRIP ice core during the last glaciation [J]. *Science in China, Ser. D*, 2001, 40(1): 14~21]
 - 23 Wang Yunjing, Cheng Hai, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China [J]. *Science*, 2001, 294(14): 2 345~2 348
 - 24 Yuan Daoxian. Sensitivity of karst process to environmental change along the PEP-II Transect. *Quaternary International* Printed in Great Britain, 1997, 37: 105~113
 - 25 袁道先, 覃嘉铭, 林玉石等. 桂林 20 万年石笋高分辨率古环境重建[M]. 广西桂林: 广西师范大学出版社, 1999. 32~56 [Yuan Daoxian, Qin Jiaming, Lin Yushi, et al. High resolution paleoenvironmental reconstruction up to 200, 000 years B. P. with speleothems from Guilin [M]. Guilin Guangxi: Teachers University Press, 1999. 32~56]
 - 26 覃嘉铭等, 袁道先, 林玉石等. 我国南方黔桂地区最近 16 万年高分辨率石笋记录的气候事件[J]. 地质前缘, 2001, 8(1): 99~105 [Qin jiaming, Yuan Daoxian, Lin Yushi, et al. Records of high-resolution climate events from stalagmites since 160 000a B. P. in Guangxi and Guizhou provinces China [J]. *Earth Science Frontiers*, 2001, 8(1): 99~105]
 - 27 李彬, 袁道先, 覃嘉铭等. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐碳氧同位素研究及其环境意义[J]. 中国科学, D 辑, 2000, 30(1): 81~87 [Li Bin, Yuan Daoxian, Qin Jiaming, et al. Oxygen and carbon isotopic characteristics of rainwater, drip water and present speleothems in a cave in Guilin area and their environmental meanings [J]. *Science in China (Series D)*, 2000, 43(3): 276~285]
 - 28 林玉石, 张美良, 覃嘉铭等. 云南宁蒗泸沽湖地区的古环境重建[J]. 中国岩溶, 2001, 20(3): 174~182 [Lin Yushi, Zhang Meiliang, Qin Jiaming, et al. The record of paleoclimatic environment in Lugu lake area of Linlan county, Yuannan [J]. *Carsologica Sinica*, 2001, 20(3): 174~182]
 - 29 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧同位素研究[J]. 科学通报, 1983, 28(3): 801~806 [Zheng Shuhui, Hou Fagao, Ni Baoling. Study on the stable hydrogen and oxygen isotope of the air precipitation in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1983, 28(3): 801~806]
 - 30 Liu Enchun. Sequence of sediments at locality in Zhoukoudian and correlation with loess stratigraphy in Northern China and with the chronology of deep-sea cores [J]. *Deep Sea Res.*, 1985, 23: 139~153
 - 31 Shackleton N J, Opydyke N D. Oxygen isotope and palaeomagnetic

- stratigraphy of equatorial pacific core V₂₈₋₂₃₈: Oxygen isotope temperature and ice Volumes on a 10 year and 10⁵ year scale[J]. *Quaternary Research*, 1973, 3: 39~55
- 32 张美良, 袁道先, 林玉石. 贵州董哥洞 3 号石笋的年龄及其古气候信息[J]. *沉积学报*, 2001, 19(3): 425~432[Zhang Meiliang, Yuan Daoxian, Lin Yushi, *et al.* Isotopic ages and paleoclimatic implications of No. 3 stalagmite from Dongge cave in Libo[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2001, 19(3): 425~432]
- 33 张美良, 林玉石, 覃嘉铭. 桂林水南洞石笋的沉积学特征[J]. *沉积学报*, 1999, 17(2): 233~239[Zhang Meiliang, Lin Yushi, Qin Jiamin. Sedimentological characteristics of a stalagmite from Shuinan cave Guilin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1999, 17(2): 233~239]
- 34 孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 46~77[Sun Jianzhong, Zhao Jingbo, *et al.* Quaternary of loess plateau in China[M]. Beijing: Science Press, 1991. 46~77]
- 35 Martinson D G, Pisias N J, Hays J D, *et al.* Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 1 to 300 000 years chronostratigraphy[J]. *Quaternary Research*, 1987, 27(1): 1~29.
- 36 Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, *et al.* The Orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record[A]. In: Berger A, Imbrie J, Hays J D, *et al.*, eds. *Milankovich and Climate (Part 1)*[C]. Norwell MA: Reidel Press, 1984. 269~305
- 37 冯文科, 黎维峰. 南海北部深海平原晚更新世以来沉积环境和古气候变化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1986, 6(3): 9~24[Feng Wenke, Li Weifeng. Sedimentary environment and paleoclimate in Northern south China sea since late Pleistocene[J]. *Marine Geology & Quaternary*, 1996, 6(3): 9~24]
- 38 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究[J]. *中国科学(D)*, 1997, 27(5): 447~452[Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, *et al.* Study on the record of climatic change since the last interglacial period in the Guliyu ice core of Qinghai-Tibetan plateau[J]. *Science in China(Series D)*, 27(5): 447~452]
- 39 李静, 王玉海. 黄土沉积的地球化学记录与古气候演化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 18(2): 41~47[Li Jing, Wang Yuhai. The geochemical record of Loess deposit and paleoclimatic evolution [J]. *Marine Geology & Quaternary*, 1998, 18(2): 41~47]
- 40 余素华, 朱照宇, 李丙元等. 23 万年以来青藏高原甜水海湖岩芯铁元素的气候记录意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 18(3): 63~70[Yu Suhua, Zhu Zhaoyu, Li Bingyuan, *et al.* The climate records from variations of iron oxides since 230kaB. P. in the cores from Tianshuihai lake of Qinghai-Xizang plateau[J]. *Marine Geology & Quaternary*, 1998, 18(3): 63~70]
- 41 羊向东, 王苏民, 董国榜等. 云南鹤庆古湖晚更新世的孢粉记录及其古气候意义[J]. *第四纪研究*, 1998, (4): 335~343[Yang Xiangdong, Wang Sumin, Tong Guobang, *et al.* The late Pleistocene pollen record in the lake sediments from ancient Heqing lake and its significance for paleoclimat[J]. *Quaternary Sciences*, 1998, 4: 335~343]
- 42 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280ka 以来深海花粉记录[J]. *中国科学(D 辑)*, 2001, 31(10): 846~853[Sun Xiangjun, Lou Yunli. Pollen record of the last 280 ka from deep sea sediments of the northern South China Sea[J]. *Science in China(Series D)*, 2001, 44(10): 879~889]
- 43 薛滨, 王苏民, 吴敬禄等. 青藏高原东北部末次间冰期以来的古气候—以若尔盖盆地 RM 孔分析为例[J]. *海洋与湖沼*, 1999, 30(3): 327~332[Xue Bin, Wang Sumin, Wu Jinglu, *et al.* Paleoclimate of Northeastern Qinghai-Xizang Plateau since last interglaciation—A case study from core RM of the Zoige basin[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1999, 30(3): 327~332]
- 44 李吉均, 朱俊杰, 康健成等. 末次冰期旋回兰州黄土剖面与南极东方站岩芯对比[J]. *中国科学(B 辑)*, 1990, (10): 1 086~1 094[Li Jijun, Zhu Junjie, Kang Jiancheng, *et al.* Comparison of Loess profile in Lanzhou and Vostok ice core during last interglaciation cycle[J]. *Science in China(Series B, in Chinese)*, 1990, (10): 1 086~1 094]
- 45 靳鹤龄, 董光荣, 李森等. 800ka B. P. 来西藏“两江两河”中游地区的气候与西南季风变化[J]. *中国沙漠*, 1996, 16(1): 9~12[Jin Heling, Dong Guangrong, Li Sen, *et al.* The climate and Southwest monsoon change in the middle “one river two tributaries” basin, Tibet since 0.8Ma B. P.[J]. *Journal of Desert Research*, 1996, 16(1): 9~12]
- 46 黄阿实, 彭子成, 李平等. 福建宁化天鹅洞石笋晚第四纪同位素古温度研究[J]. *地球化学*, 1995, 24(2): 138~145[Hong Ashi, Peng Zicheng, Li Ping, *et al.* A study on late Quaternary isotopic paleotemperature of stalagmite from Tian' E Cave at Ninghua county, Fujian[J]. *Geochemica*, 1995, 24(2): 138~145]

The Record of Paleoclimatic Change and the Termination of the Last Interglacial Period From A Stalagmite of Qingxin Cave in South Guizhou

ZHANG Mei-liang¹ LIN Yu-shi¹ QIN Jia-ming¹ ZHANG Cheng¹ TU Lin-lin¹ CHENG Hai²
1(Karst Dynamics Laboratory, Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin Guangxi 541004)

2(Geography Department, Minnesota University, MN55455, USA)

Abstract Under the predictive study of the global climate change at present, the dating ages of the high-resolution and the change law revealed by the carbon and oxygen isotopic composition from cave stalagmites have made a great contribution for the breakthrough and filling gaps in this field. The high-resolution climate records from 109.

00 ka B.P. to 65.90 ka B.P. have been obtained through TIMS-U series dating of 11 samples and carbon and oxygen isotopic analysis of 79 samples from No.1 stalagmites in the south part of Guizhou. The No.1 stalagmite began to grow before 109.00 ka B.P. and stopped to grow after 65.90 ka B.P., its average growth rate is 4.58mm/100a and is the sediment of the late Pleistocene. The study of No.1 stalagmite section in the Qingxin cave reveals that its age and isotope records can be compared with the oxygen isotopic records of deep-sea cores or sediments at 5a, 5b and 5c phase of V stage and IV stage and Lishi Loess beds(L2) in the north of China. The carbon and oxygen isotopic records of stalagmite reveal that these two stages between 109.0~102.5 ka B.P. and 86.6~82.0 ka B.P. represented the warm-humid climatic environment and indicated the strong influence of the Asian (Southeast) summer monsoon, the rainfall increased more, the $\delta^{18}\text{O}$ trended to low or negative and the air temperature rose. The stage from 102.5 ka B.P. to 86.6 ka B.P. represented the cold-cool semi-arid and warm-cool humid climatic environment and indicated that the Asian (Southeast) summer monsoon was gradually weak, the meteoric water was decreased gradually, the $\delta^{18}\text{O}$ was much heavier, and the air temperature gradually decreased. And the stage from 78.92 ka B.P. to 65.90 ka B.P. represented the dry-cold climatic environment and indicated that the Asian (Southeast) winter monsoon and the Northwest cold air mass were strengthened, the meteoric water was decreased gradually, the $\delta^{18}\text{O}$ was much heavier, and the air temperature went down quickly, and is the cold beginning period of the last glacial period.

In addition, we have determined that the termination point of the last interglacial period is 78.92 ± 0.7 ka B.P., and this age is the beginning point of the last glacial period at the same time and can be taken as the boundary age of MIS4/5 according to the precise dating age of TIMS-U series and the records of carbon and oxygen isotopes from No.1 stalagmite of Qixin cave in Guizhou. The determination of the record chronological is not only of stratigraphic significance, but also is chronological significance.

Key words stalagmites, TIMS-U series ages, paleoclimate, termination point of the last interglacial period, Qingxin cave of the south Guizhou

(Continued from page 451)

little strong one appeared in this late period. We consider that the main climate condition of this stage was first semi-arid, then changed to semi-humid. The fourth one is after 2.6 Ma B.P., which had entered the Quaternary. In this stage, the pedogenesis is extremely weak, with very few remained optical clay film. These characteristics reflect the climate of this stage was very cold and dry quite different from its previous Neogene general climate. Within each of these four Paleoclimatic stages, the micromorphology also clearly shows the climatic sub-changes and sub-fluctuations. Moreover, the boundary between the Miocene and the Pliocene, and also that between the Pliocene and the Quaternary could be determined at the beginning (or bottom) of the second stage (or part), and beginning (or bottom) of the fourth stage (or part), respectively.

Key words micromorphology, paleoclimate, Neogene red clay, Shaanxi Province