

黔南洞穴石笋古气候变化记录 及终止点 II 的确定*

张美良^{①**} 林玉石^① 覃嘉铭^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, 桂林 541004; ^②Department of Geology and Geophysics, Minnesota. University, MN55455, USA)

摘要 通过对黔南地区三个大型石笋进行 TIMS-U 系测年和碳、氧稳定同位素分析, 获得了 163 ~ 113.8 ka 高分辨率的古气候记录. 石笋氧同位素的记录曲线揭示, 在万、千年尺度上, 研究区冰期的降温 and 间冰期回暖的波动特征, 可与冰芯、湖泊、黄土、深海岩芯记录相比较, 其记录的气候波动与全球具有一致性, 显示与北极地区存在着古气候的遥相关. 研究表明, 石笋记录所反映出的古季风环流变化的直接动力可能来自全球冰量变化, 即主要受北半球日照辐射强度、北大西洋冰漂屑带的扩张以及低纬度太平洋海表面温度变化等因素的影响. 根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行了温度计算, 获得了研究区冰期(相当于深海同位素 6 阶段的中后期, 平均为 8.1°C , 最低为 $-1.43 \sim 0.65^\circ\text{C}$)与间冰期(相当于深海同位素 5E 段, 平均为 18.24°C)之间的年均温差达 10°C 左右(与冰芯记录的温度变化幅度大约为 10°C , 大体相一致), 显示东亚夏季风与冬季风环流强度具有显著的差异. 通过对 3 个石笋的精确测年, 确定倒数第 2 次冰期的终止点 II 的年龄为 129.28 ± 1.1 ka, 这一界线的年龄代表了末次间冰期开始的年代, 即是中更新世与晚更新世的分界年龄, 与冰芯和深海 SPECMAP 氧同位素曲线上末次间冰期的起始年龄相一致.

关键词 洞穴石笋 古气候变化 终止点 II 黔南

第四纪气候的主要特征是冰期与间冰期交替发生. 该时期包含有多个冰期-间冰期旋回, 它们在深海沉积物、湖泊沉积物、冰芯、黄土和洞穴石笋中都有很好的记录.

在深海沉积物记录方面, Imbriet 和 Martinson 等^[1,2]将氧同位素曲线 V28-238, V28-239, RC11-12, DSDP502, V30-40 和 V22-174 结合在一起, 大致以 V28-238 为基础, 建立了一条综合性的氧同位素曲线(SPECMAP), 划分出 19 个阶段, 9 个气候旋回^[3~5].

中国岩溶极其发育, 岩溶洞穴及其洞穴沉积物广泛分布, 特别是洞穴石笋发育极好. 由于洞穴石笋分布广, 含丰富的环境信息, 记录时间长, 更由于近年来高分辨率、高灵敏度的 TIMS 及 AMS 测年技术的引入, 使建立可靠的石笋系列时标和重建古气候环境成为可能. 本文根据黔南地区三个大型石笋的 TIMS-U 系测年和氧同位素记录, 揭示了倒数第 2 次冰期(或上次冰期)和末次间冰期旋回的气候波动, 在千年、万年尺度上与深海 SPECMAP 氧同位素曲线记录一样, 显示东亚古季风气候变化规律的主导周期受控于全球性(冰量)100 ka 周期的驱动, 即主

2001-12-14 收稿

* IGCP-448 国际对比项目、科学技术部攀登特别项目(批准号: 2000-026)和国家自然科学基金(批准号: 40152002)资助

** E-mail: mlzh@karst.edu.cn

要受北半球日照辐射强度、北大西洋冰漂碎屑带的扩张以及低纬度太平洋海表面温度变化等因素的影响^[6~9]。与此同时, 本文还对冰期(或上次冰期)与末次间冰期旋回之间的终止点 II 的界线年龄进行了明确的界定。这一地层记录年代的确定, 不仅具地层学意义, 而且也具有年代学意义。

1 样品采集和分析

本研究共采集三个石笋, 分别采自贵州南部的都匀七星洞和荔波的董哥洞。凯西七星洞位于贵州都匀西南约 100 km 的凯口镇凯西村西北 1.5 km, 洞穴长大于 250 m。本区年均气温为 15.8℃。七星洞 Q2 石笋采自距洞口 200 m 处垅岗状的钙华层上, 石笋高为 219 cm, 直径 13.5 cm。Q2 石笋样品, 取在中下部 183 ~ 219 cm 笋段, 其中下段 185 ~ 219 cm 为连续沉积, 构成一完整的沉积旋回, 与上段(从 185 cm 以上)呈整合接触。石笋结晶较好, 呈灰 ~ 灰白色, 由 0.1 ~ 1.5 mm 厚的方解石纹层组成, 沉积纹层清晰, 无明显的重结晶现象。氧、碳同位素样沿石笋中心轴, 按 1 cm 的间隔采取, 取样 45 个, 其中 4 个为平行样。取 TIMS-U 系定年样 5 个。

董哥洞位于荔波县桐塘乡老场村东约 3 km 处, 由中上层洞道组成, 实测长 1107.7 m。本区年均气温为 18.3℃。董哥洞 D3 石笋采自距洞口 300m 处, D4 石笋采自距洞口 500m 的中层洞。

D3 石笋高 210.2 cm, 直径 17 ~ 20 cm, 样品取在中下部 102.5 ~ 210.2 cm 笋段, 其中下段 185.7 ~ 210.2 cm 为连续沉积, 构成一完整的沉积旋回, 与上段 185.7 cm 以上呈整合接触。石笋结晶较好, 呈灰 ~ 灰白色, 由 0.1 ~ 1.5 mm 厚的方解石纹层组成, 沉积纹层清晰, 无明显的重结晶现象。氧、碳同位素样沿石笋中心轴, 按 0.5 cm 的间隔采取, 取样 79 个, 其中 4 个为平行样。取 TIMS 定年样 12 个。

D4 石笋高 304 cm, 直径 12 ~ 20 cm, 样品取在石笋中下部 236 ~ 304 cm 笋段, 下段 260.75 ~ 304 cm 为连续沉积, 构成一完整的沉积旋回, 与上段 260.75 cm 以上呈整合接触。石笋结晶较好, 呈灰 ~ 灰白色, 由 0.1 ~ 1.5 mm 厚的方解石纹层组成。氧、碳同位素样沿石笋中心轴, 按 0.5 cm 的间隔采取, 取样 78 个, 其中 4 个为平行样。取 TIMS 定年样 11 个。

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程海博士完成, 稀释剂采用 ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U , 同位素分析采用 Finnigan MAT262-RPQ 质谱仪, 年龄误差多数小于 1%(2 σ , 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

两个洞穴三根石笋中下段的 TIMS-U 系测定年龄, 如表 1 和表 2 所示。由表可见, 董哥洞 D3 为 162.3 ~ 113.9 ka, D4 为 147.6 ~ 113.8 ka, 七星洞 Q2 为 151.3 ~ 121.7 ka。从测年数据和沉积旋回特征可以看出, 三根石笋的下段于 129.28 ka BP 结束倒数第 2 次冰期沉积。这一年代可作为石笋上、下沉积旋回分界, 也是冰期与间冰期分界年龄。三根石笋的下段基本呈连续沉积, 沉积速率 D3 为 0.81 mm/100a, D4 为 2.05 mm/100a, Q2 为 1.53 mm/100a, 显示沉积速率较慢, 示洞顶滴水量较小, 但滴水均匀而稳定。而 D3 和 D4 上段(129.28 ka BP 以后) 为末次间冰

期, 相当于深海氧同位素 5 段的 5E 和 5D 亚阶段, 沉积速率分别为 6.88 和 3.88 mm/100a, 示洞顶滴水量增大, 生长速度加快. 这三根石笋的形成年代, 可与桂林水南洞(1 号石笋, 80.7 ~ 229.1 ka)、桂林茅茅头大岩(82-29 石笋, 41 ~ 350 ka)和福建宁化天鹅洞(18 ~ 215 ka)等洞穴石笋的底部段形成的年龄以及深海沉积物氧同位素 6 段和 5 阶段的 5E 和 5D 亚阶段, 古里雅冰芯、南极冰芯(150 ka BP 以来)以及北方黄土层等记录的年代进行对比^[10~21], 在气候变化上总体响应全球变化模式, 但是具体的变化时段则不尽一致.

表 1 荔波董哥洞 D3 和 D4 石笋铀系年龄值^{a)}

样品号	距石笋顶/cm	$^{238}\text{U} \times 10^{-9} / \text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th} \times 10^{-12} / \text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	^{230}Th (校正年龄)/ka
D3u-20	102.5	1181 ± 1	383 ± 5	-193.4 ± 0.8	113.9 ± 0.6
D3u-19	116.9	1334 ± 2	514 ± 3	-203.5 ± 0.9	118.4 ± 0.7
D3u-18	161.5	1367 ± 1	1137 ± 5	-195.3 ± 0.8	121.9 ± 0.6
D3u-17	181.5	1115 ± 1	16671 ± 151	-187.9 ± 0.8	124.1 ± 0.6
D3u-16	185.1	714 ± 1	21024 ± 156	-191.8 ± 0.9	127.8 ± 1.0
D3u-15	185.9	1021 ± 2	66580 ± 480	-189.5 ± 1.8	129.5 ± 1.8
D3u-14	187.3	833 ± 1	9523 ± 39	-179.5 ± 1.5	132.7 ± 1.0
D3u-13	191.4	953 ± 2	7055 ± 51	-183.1 ± 1.6	136.6 ± 1.1
D3u-6(1)	195.9	915 ± 1	3986 ± 28	-177.5 ± 0.9	145.2 ± 1.0
D3u-12	204.3	1231 ± 1	2310 ± 11	-177.8 ± 0.7	149.8 ± 0.9
D3u-11	205.8	1383 ± 6	27464 ± 211	-177.6 ± 6.6	158.9 ± 5.1
D3u-10	209.3	936 ± 4	12827 ± 106	-162.7 ± 6.4	162.3 ± 4.5
D4u-5	236	685.1 ± 1.7	61 ± 9	-94.9 ± 2.1	113.8 ± 1.1
D4u-6	240	503.9 ± 0.5	387 ± 11	-116.0 ± 1.2	114.3 ± 0.7
D4u-7	244	522.3 ± 0.4	1639 ± 27	-63.7 ± 0.8	124.7 ± 0.7
D4u-8	254	565.3 ± 0.9	67 ± 10	-52.1 ± 2.1	126.9 ± 0.9
D4u-9	259	514.5 ± 0.6	379 ± 9	-41.0 ± 1.7	128.5 ± 0.8
D4u-10	261	558.0 ± 0.8	186 ± 9	-37.5 ± 1.8	129.34 ± 0.9
D4u-11	268	312.9 ± 0.3	375 ± 10	-18.7 ± 1.7	131.9 ± 0.9
D4u-12	276	450.0 ± 0.6	176 ± 9	-36.5 ± 2.0	136.5 ± 1.0
D4u-13	290	433.2 ± 0.9	2561 ± 10	-49.2 ± 1.5	138.1 ± 1.2
D4u-14	293	395.2 ± 0.6	3966 ± 39	-41.9 ± 2.3	146.2 ± 1.3
D4u-15	299	534.4 ± 1.0	1517 ± 11	-45.5 ± 1.4	147.6 ± 1.3

a) D3u-16 与 D3u-15 之间为两个沉积旋回的分界面, D4u-10 与 D4u-9 之间为两个沉积旋回的分界面

表 2 都匀七星洞 Q2 石笋铀系年龄值^{a)}

样品号	距石笋顶/cm	$^{238}\text{U} \times 10^{-9} / \text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th} \times 10^{-12} / \text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\delta^{234}\text{U}$ 测量值	^{230}Th (校正年龄) /ka
Q2u-11	179	275.2 ± 0.8	795 ± 21	515.2 ± 3.7	74.1 ± 0.7
Q2u-13	183	2445 ± 5	496 ± 19	552.2 ± 2.4	121.7 ± 0.8
Q2u-14	187	1534 ± 3	2357 ± 19	288.0 ± 2.7	130.6 ± 1.2
Q2u-15	202	1062 ± 2	7333 ± 21	412.2 ± 1.9	140.8 ± 1.0
Q2u-16	218	237.4 ± 0.6	1317 ± 16	400.4 ± 3.1	151.3 ± 1.7

a) Q2u-13 与 Q2u-14 之间为两个沉积旋回的分界面, $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{a}^{-1}$, $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-6} \text{a}^{-1}$. $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{active}} - 1) \times 1000$. 测年误差为 2δ . 石笋 TIMS U-系年龄由程海测定

3 碳、氧同位素的古气候意义

近年对大气降水氧同位素特征和洞穴现代碳酸盐的研究表明, 当洞穴碳酸盐的氧同位素

在同位素沉积平衡条件下形成时, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化反映了大气降水同位素组成和洞穴地表年均气温的变化, 明显受东亚季风强度的影响^[22~24]. 桂林地区和西南地区现代降水的同位素资料表明, 夏季大气降水主要受夏季风和热带降水云团性质的控制, 而冬季降水则主要受冬季风冷峰和西南暖湿气流的控制, 所以, 夏季大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比冬季降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著偏负(例如, 在桂林夏季比冬季偏负 $2\text{‰} \sim 3.5\text{‰}$)^[25, 26]. 此外, 由于大气降水的氧同位素分馏作用, 大气降水的氧同位素值从沿海的香港、广州到桂林、贵州逐渐向负漂移^[25, 26].

由上述研究表明, $\delta^{18}\text{O}$ 值越轻(越负), 指示东亚夏季风增强, 气温增高, 年降水量增加, 气候温暖湿润; 反之, 则代表冷干气候或东亚夏季风减弱, 冬季风盛行.

3.1 氧同位素古气候记录

D3, D4 和 Q2 三根石笋底部段的氧同位素记录如图 1 所示, 董哥洞 D3 石笋下段(162.97 ~ 129.5 kaBP)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -5.73‰ (PDB), 中段上部(129.5 ka 以上)为 -8.36‰ (PDB); D4 石笋下段(147.6 ~ 129.34 kaBP) $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -6.02‰ (PDB), 中段上部(129.34 ka 以上)为 -8.42‰ (PDB); 七星洞 Q2 石笋下段(151.3 ~ 130.6 kaBP)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 -4.74‰ (PDB), 中段上部(129.34 ka 以上)为 -7.9‰ (PDB). 总体上, 三个石笋的同位素变化趋势基本一致.

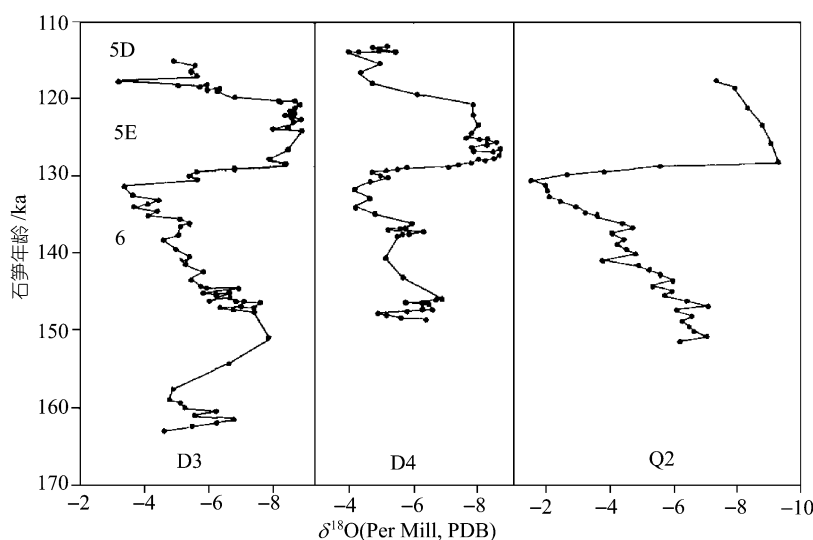


图 1 荔波董哥洞 D3, D4 和都匀七星洞 Q2 石笋的氧同位素记录

同位素记录曲线表明, 三个石笋在 163.0 ~ 113.8 ka BP 时段, 存在由冷到暖的气候变化旋回, 而且与石笋沉积旋回具有较好的对应关系. $\delta^{18}\text{O}$ 值的曲线呈锯齿状的波动特征, 形成两大峰、一小峰(δ 值的低值区)和两大谷、一小谷(δ 值的高值区), 最低的谷区位于 135.15 ~ 130.53 kaBP 和 118.4 ~ 113.0 ka BP 时域; 最大的高峰区(δ 值的低值区)分别在 154.29 ~ 145.2 kaBP 和 129.28 ~ 119.0 ka BP 时域. 根据氧同位素记录曲线的波动形式, 可将 163.0 ~ 113.80 ka BP 间的气候变化划分为两个曲线段的气候类型.

3.1.1 163.0 ~ 129.28 ka BP 间的倒数第 2 次冰期(或上次冰期) 据石笋 TIMS-U 系测年记录, 163.0 ~ 129.28 ka BP 间为倒数第 2 次冰期, 相当于深海氧同位素第 6 阶段的中晚期, 其

内有 2 次冷暖变化, 突出的冷事件发生在 135.15 ~ 130.53 ka BP 间. 这一阶段的气候变化, 可与冰芯、湖泊、邻海沉积物或北方离石黄土层(L2)记录进行对比.

(1) 相对温凉期(162.97 ~ 160.0 ka BP) D3 石笋从 162.97 ka BP 开始生长, $\delta^{18}\text{O}$ 值开始由 -4.61‰ 逐渐变为 -5.48‰ (PDB), 气温也逐渐开始回升, 从 5.4°C 逐渐上升至 8°C (气温根据 Craig 方程 $T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.2(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}}) + 0.13(\delta_{\text{c}} - \delta_{\text{w}})^2$ 计算获得), 气候由寒冷转向冷凉; 在 162.0 ~ 160.0 ka BP 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -5.48‰ (PDB) 变为 -6.22‰ (PDB), 气温从 8°C 上升至 10.22°C , 构成 δ 值的低值区, 说明海洋表面温度有所回升, 持续时间大约为 2 ka, 表现为半湿润的温凉气候环境.

(2) 相对冷凉期(160.0 ~ 154.29 ka BP) 在 160.0 ~ 154.29 ka BP 阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -6.22‰ (PDB) 转变为 -5.28‰ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 值向正漂移, 显示气温开始下降, 从 10°C 降至 7.2°C , 构成一个小低谷(δ 值的高值区), 持续时间大约为 5.71 ka, 表现为半干旱的冷凉气候, 显示冬季风增强或占优势.

(3) 温暖湿润期(154.29 ~ 145.2 ka BP) 在 154.29 ~ 145.2 ka BP 阶段, D4 石笋和 Q2 石笋也开始生长(此时, 三个石笋同步生长), $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -4.88‰ 转变为 -6.59‰ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 值向负漂移, 显示气温开始升高, 从 5.8°C 上升至 11.22°C , 构成一个最大峰(δ 值的低值区). 本阶段三个石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均达 -6.798‰ (PDB), 平均气温达到 12.28°C , 持续时间大约为 9.09 ka, 表明东亚夏季风有所增强, 海洋表面温度增加, 降水量增多, $\delta^{18}\text{O}$ 偏负, 构成冰期中的最暖时期.

(4) 严寒干冷期(145.2 ~ 129.28 ka BP) 在 145.2 ~ 129.28 ka BP 阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -6.93‰ 转变为 -5.79‰ (PDB), 其平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值则从 -6.798‰ 增至 -4.62‰ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 值向正漂移, 显示气温开始下降, 从 12.28°C 降至 5.4°C , 构成一个最大低谷区(δ 值的高值区). 其中, 在 145.2 ~ 135.15 ka BP 期间, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -5.28‰ (PDB), 表现为半干旱的冷凉气候(为 7.2°C), 持续时间大约为 10.05 ka; 而在 135.15 ~ 130.53 ka BP 时段, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -3.96‰ (PDB), 平均气温为 2.86°C , 最多下降为 $-1 \sim 0.54^{\circ}\text{C}$, 持续时间大约为 4.62 ka, 表明冬季风和西北风盛行或占优势, 海洋表面温度降低, 降水量偏少, $\delta^{18}\text{O}$ 偏重, 构成冰期中的最冷时期, 显示严寒干冷的气候环境, 随后气温稍有回升, 并于 129.28 ka BP 间结束本阶段的冰期沉积.

3.1.2 129.28 ~ 113.8 kaBP 间的末次间冰期 石笋的测龄和氧同位素记录显示, 在 129.28 ~ 113.8 ka BP 时段, 同位素记录曲线具有一峰一谷, 高峰区位于 129.28 ~ 118.4 ka BP 间(δ 值的低值区), 谷区位于 118.4 ~ 113.8 ka BP 间(δ 值的高值区), 分别相当于深海氧同位素 5 阶段的 5E 和 5D 次一级变化阶段.

129.28 ~ 118.4 ka BP 时段, 相当于深海氧同位素 5 阶段的 5E 亚阶段或冰芯的 Eemian. 本阶段 D3, D4 和 Q2 三根石笋的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负, 分别达 -8.36‰ , -8.42‰ 和 -7.9‰ , 据计算获得的平均气温分别为 18.23°C , 18.68°C 和 17.5°C , 最高温度达 21.64°C , 表明这一时期夏季风占优势, 海表面温度升高, 降水丰沛, 气候温暖湿润, 是末次间冰期开始升温最高的热事件.

118.4 ~ 113.8 ka BP 时段, 相当于深海氧同位素 5 阶段的 5D 亚阶段. 本阶段 D3 和 D4 两根石笋的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值均偏正, 分别是 -5.22‰ 和 -5.37‰ , 由计算获得的平均气温分别为 7.15°C 和 7.62°C , 最冷下降为 0.63°C , 表明这一时期冬季风占优势, 海洋表面温度下降, 大气降水剧减, 气候干冷, 是末次间冰期前期的降温事件.

从总体上来看, 黔南地区 163.0 ka BP 以来石笋记录的古气候变化, 可与深海氧同位素记

录、南极东方冰芯^[27]、格陵兰(GRIP)冰芯记录^[2, 17, 18]以及我国黄土、湖泊和邻海沉积物^[28]的记录对比, 与全球性古气候变化趋势基本一致, 但是具体的变化时段则不尽一致。

3.2 碳同位素古气候记录

D3 和 Q2 两根石笋底部段的碳同位素记录如图 2 所示。D3 和 Q2 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值分别为 -4.12‰ (PDB) 和 -6.24‰ (PDB), 可分别作为 C3 和 C4 植物相对丰度的临界值。碳同位素记录曲线表明, 两个石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化, 基本上与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化同步, 实质上主要反映全球气候环境变化所导致的生态环境的变化。

D3 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 记录表明, 在倒数第 2 次冰期 163.0 ~ 129.28 ka BP 时段(相当于深海氧同位素 6 阶段中晚期), $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -2.97‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正, 其中 C4 植物占 78%, C3 植物占 22%, 表明本区在干旱冷凉的冰期, 总体上显示以 C4 植物为主。而在末次间冰期 129.28 ~ 113.8 ka BP 时段(相当于深海氧同位素 5 阶段的 5E 和 5D 亚阶段), $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -5.86‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。本阶段 C3 植物占 77%, C4 植物占 23%, 表明本区在温暖湿润的末次间冰期, 显示主要为 C3 植物。特别是在 129.28 ~ 118.4 ka BP 时段(相当于深海氧同位素的 5E 亚阶段或冰芯的 Eemian), C3 植物占 87%, C4 植物占 13%, C3 植物得到了极好的恢复; 在 118.4 ~ 113.8 ka BP 时段(相当于深海氧同位素 5 阶段的 5D 亚阶段), C3 植物占 65%, C4 植物占 35%, 表明本阶段由于气温下降, 降水相对减少, C3 植物也有所下降。

Q2 石笋的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录表明, 在倒数第 2 次冰期 151.3 ~ 129.34 ka BP 时段, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -6.16‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值稍偏正, 但在总体上 C4 植物仅占 38%, C3 植物占 62%, 说明当时在都匀七星洞高原地区的植被非常好, 显示以 C3 植物为主。特别是在 151.3 ~ 135.36 ka BP 间, 平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -7.05‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负, C3 植物占 90.5%, C4 植物仅占 9.5%, 表明本阶段的 C3 植被非常好; 但是在 135.36 ~ 129.34 ka BP 间的干冷期, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -4.72‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏正, C4 植物占 57%, C3 植物占 43%, 表明在本阶段的 C3 植物逐渐减少, C4 植物相对增加。而在末次间冰期 129.24 ~ 121.7 ka BP 时段(相当于深海氧同位素 5 阶段的 5E 亚阶段或冰芯的 Eemian), $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -6.76‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负, 其中, C3 植物占 79%, C4 植物占 21%, 表明本区在温暖湿润的末次间冰期, C3 植物逐渐增加。

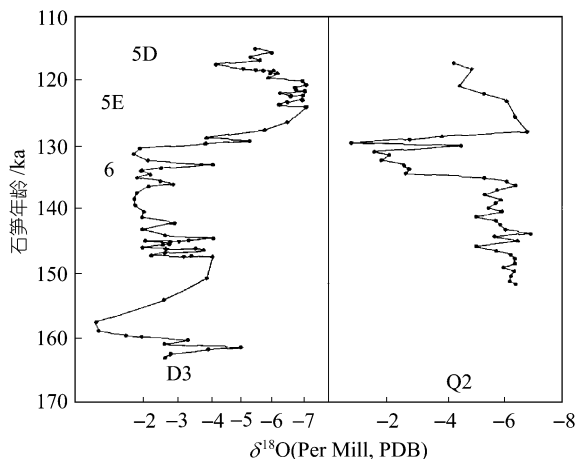


图 2 荔波董哥洞 D3 石笋和都匀七星洞 Q2 石笋的碳同位素记录

4 终止点 II 的准确定位及年代

终止点 II 是前一个冰盛期(相当于早大理冰期)向末次间冰期由冷变暖的跃变, 各种沉积物所记录的终止点 II 对其年代的确定值差别很大。其中, DH-11 水下方解石脉记录的终止点 II 为 140 ± 3 ka BP^[29], 南极东方冰芯记录的终止点 II 为 140 ± 15 ka BP^[27], 古里雅冰芯记录的终止点 II 为 125 ka BP^[16], 深海岩芯 V28-238 和 V23-239 孔的氧同位素记录的终止点 II 为 128 或

130.0 ka BP^[1,4], WP7 孔岩芯的 SPECMAP 曲线记录的终止点 II 为 129.84 ± 3.05 ka BP^[2], 渭南黄土剖面记录的终止点 II 为 128.08 ± 8.06 ka BP^[30], 大西洋珊瑚礁记录的终止点 II 为 $130 \sim 132$ ka BP^[31], 巴哈马水下石笋记录的终止点 II 为 132 ± 3.6 ka BP^[32], 罗马尼亚 Lithophagus 洞 LFG-2 石笋的终止点 II 为 130 ka BP^[33]. 各种沉积记录所确定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. 目前获得的各类沉积物的年龄资料, 表明深海岩芯 V28-238 孔、WP7 孔、罗马尼亚石笋记录和渭南黄土、离石黄土剖面记录的终止点 II $128.0 \sim 130.0$ ka BP 间的年龄比较接近, 特别是 WP7 记录的终止点 II 为 129.84 ± 3.05 ka BP 最为准确.

终止点 II 的界线, 在董哥洞 D3 石笋中位于距顶 185.7 cm 处; D4 石笋中位于距顶 260.75 cm 处; 七星洞 Q2 石笋则位于距顶 185 cm. 在三个石笋的下部(段)沉积旋回与中部(上段)沉积旋回均存在有明显的分界面. 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. 碳氧同位素在终止点 II 的界面上下则具有最大的变化幅度, D3 石笋下自 187.0 cm 起, 上至 185.5 cm, 在仅 1.5 cm 距离的剖面上 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -1.76‰ (PDB)迅速变为 -4.01‰ (PDB), 变幅达 2.25‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -3.73‰ (PDB)迅速变为 -8.43‰ , 变幅达 4.70‰ ; D4 石笋下自 262.0 cm 起, 上至 260.5 cm, 也仅在 1.5 cm 距离的剖面上, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -3.24‰ 迅速变为 -5.51‰ (PDB), 变幅达 2.27‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -5.21‰ 迅速变为 -7.44‰ (PDB), 变幅达 2.23‰ ; Q2 石笋下自 185.0 cm 起, 上至 183.5 cm, 同样也仅在 1.5 cm 距离的剖面上, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -3.39‰ (PDB)迅速变为 -7.64‰ (PDB), 变幅达 4.25‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -5.57‰ 迅速变轻为 -9.16‰ (PDB), 变幅达 3.54‰ . 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 II 在石笋剖面沉积旋回中得到了准确的定位.

根据董哥洞 D3 石笋在 185.1cm 及 185.9cm 处直接测定的 TIMS-U 系数据分别为 127.8 ± 1.0 及 129.50 ± 1.8 ka BP, 终止点 II 用内插计算得 129.28 ± 1.4 ka BP (位于 185.7 cm 处). D4 石笋在 259 及 261 cm 处直接测定的 TIMS-U 系数据分别为 128.5 ± 0.8 及 129.34 ± 0.9 ka BP, 终止点 II 用内插计算得 129.23 ± 0.9 ka BP (位于 260.75 cm 处). 七星洞 Q2 石笋在 183 及 187 cm 处直接测定的 TIMS U 系数据分别为 121.7 ± 0.8 及 130.6 ± 1.2 ka BP, 终止点 II 用内插计算得 129.32 ± 1.0 ka BP(位于 185.0 cm 处). 三个石笋终止点 II 的值分别为 129.28 ± 1.4 , 129.23 ± 0.9 和 129.32 ± 1.0 ka BP, 三者仅相差 $0.04 \sim 0.09$ ka, 其准确性可能是目前其他记录难以达到的. 因此, 根据黔南三个石笋终止点 II 的值进行平均、综合, 获得了倒数第 2 次冰期终止点 II 的最终分界年龄值, 应为 129.28 ± 1.1 ka BP.

三个石笋记录的倒数第 2 次冰期终止点 II 的年代, 与深海岩芯 V28-238 和 V23-239 孔、WP7 孔、罗马尼亚石笋记录和渭南黄土剖面所取得的结果完全一致, 特别是与 WP7 孔记录的年龄非常接近, 两者仅相差 0.56 ka. 终止点 II 年代的确定, 不仅具地层学意义, 而且也具有年代学意义.

5 结论

董哥洞 D3 和 D4 石笋以及七星洞 Q2 石笋的 TIMS-U 系测年以及碳、氧同位素记录揭示, 在 $163.0 \sim 113.80$ ka BP 间的倒数第 2 次冰期和末次间冰期期间的古气候变化, 与海洋海水表面温度、深海海底生物的氧同位素记录、格陵兰冰芯的记录以及我国邻海、湖泊、黄土剖面

等记录的古气候变化趋势基本一致, 尤其是重大事件所反映的时段差异不大, 如在倒数第 2 次冰期(135.15 ~ 130.53 ka BP 时段)间存在的干旱寒冷事件, 平均气温仅为 2.86℃, 最冷下降为 -1 ~ 0.54℃, 是深海氧同位素 6 阶段的极冷事件. 而在末次间冰期 129.28 ~ 113.80 ka BP 间存在有冷暖两个事件: 在 129.28 ~ 118.40 ka BP 间(相当于深海氧同位素 5 阶段的 5E 亚阶段或冰芯的 Eemian), 平均气温为 18.16℃, 最高温度达 21.64℃, 是末次间冰期开始升温最高的热事件; 在 118.4 ~ 113.80 ka BP 间(相当于深海氧同位素 5 阶段的 5D 亚阶段), 平均气温为 7.15 ~ 7.62℃, 最冷下降为 0.63℃, 是末次间冰期前期的降温事件.

研究表明, 石笋记录的古季风环流变化的动力机制与全球变化是一致的, 表明东亚古季风气候变化的直接动力可能来自于全球冰量的变化, 即主要受北半球日照辐射强度、北大西洋冰漂碎屑带的扩张以及低纬度太平洋海表面温度变化等因素的影响. 其依据主要表现在: (1) 当南极海水和广阔海洋表面为升温时, 全球冰量减少, 导致我国东部的夏季风(即东亚季风)随之增加. (2) 无论是从黔南的石笋、桂林的石笋和福建、南京的石笋记录^[10,13,7], 还是从北方黄土^[34,35]和南海(苏禄海)记录^[26]都有类似于北大西洋冰筏事件的记录反映. 这也说明冰量变化或冰山倾入大洋引起海水温度的变化对中国古季风环流具有一定的影响. (3) 苏禄海氧同位素高分辨率的记录被认为是全球冰量变化的最好记录^[26], 而黔南的七星洞、董哥洞、桂林的响水洞^[36]和南京汤山洞石笋、罗马尼亚 Lithophagus 洞 LFG-2 石笋等的记录变化, 与其具有较好的一致性, 这也从侧面支持了上述观点.

黔南石笋记录的冷暖事件所反映出的古季风环流变化, 也表明受到了北大西洋气候振荡的影响, 显示与北极地区存在着古气候的遥相关.

根据三个石笋 TIMS-U 系测年和氧、碳同位素资料, 建立了黔南 163 ka 以来石笋的古气候时标序列, 并对冰期(或上次冰期)与末次间冰期旋回之间的终止点 II 的界线年龄进行了明确的确定, 终止点 II 的准确年龄为 129.28 ± 1.1 ka BP. 终止点 II 年代的确定, 不仅具地层学、地质年代学意义, 而且也为探讨东亚季风区的短尺度气候波动及其古气候突变事件奠定了重要基础.

参 考 文 献

- 1 Imbriet 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. In: Berger A, Imbriet J, Hays J D, et al, eds. Milankovich and Climaye. Part 1, Norwell MA: Reidel Press, 1984. 269 ~ 305
- 2 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 300000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 1987, 27(1): 1~29
- 3 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol Soc Am Memoir*, 1976, 145: 449 ~ 464
- 4 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 1973, 3: 39~55
- 5 刘嘉麒, 倪云燕, 储国强. 第四纪的主要气候事件. *第四纪研究*, 2001, 21(3): 239~248
- 6 Williams M A J, Dunkerley D L, Deckker P De, et al. *Quaternary Environment*. London: Edward Arnold (Publisher) Ltd, 1993. 101 ~ 102
- 7 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(5): 533 ~ 539

- 8 苏 阳. 气候变化的天文理论. 地球物理学进展. 2000,15(3): 102~111
- 9 高洪林, 穆治国, 马配学. 古气候变化的同周期性 with 驱动机制研究的回顾. 地球科学进展, 2000, 15(2): 222 ~ 227
- 10 张美良, 林玉石, 覃嘉铭. 桂林水南洞石笋的沉积学特征. 沉积学报, 1999, 17(2): 233~239
- 11 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. 桂林: 广西师范大学出版社, 1999. 17 ~ 30
- 12 汪训一. 桂林茅茅头大岩洞沉积物的放射性年龄及氧、碳同位素特征. 科学通报, 1985, 30(2): 528~531
- 13 李 平, 彭子成, 文启彬, 等. 福建宁化天鹅洞石笋年代和古温度. 沉积学报, 1996,14(1): 149 ~ 154
- 14 涂 霞, 郑 范, 王吉良, 等. 南海北部末次间冰期早期的突然降温事件. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 823~827
- 15 Liu En-Chun. Sequence of sediments at locality in Zhoukoudian and correlation with loess stratigraphy in Northern China and with the chronology of deep-sea cores. Deep Sea Res, 1985, 23: 139~153
- 16 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研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 447 ~ 452
- 17 GRIP members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, 1993, 364: 202 ~ 207
- 18 Dangaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record. Nature, 1993, 364: 218 ~ 220
- 19 Bond G, Heinrich H, Broecker W S, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into North Atlantic Ocean during the Last Glacial period. Nature, 1992, 360: 245~249
- 20 Lorius C. A 150000-year climatic record from Antarctic ice. Nature, 1985, 316: 591~596
- 21 孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪. 北京: 科学出版社, 1991. 46~77
- 22 李 彬, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐氧碳同位素研究及其环境意义. 中国科学, D 辑, 2000, 30(1): 81~87
- 23 Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems——Part I. the calculation of the effects of different model of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators. Geochim et Cosmochim Acta, 1971, 35: 801~ 824
- 24 李红春, 顾德隆, Stott L D, 等. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一: 京津地区 500 a 来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 中国科学, D 辑, 1998, 28(2): 181~186
- 25 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧同位素研究. 科学通报, 1983, 28(3): 801 ~ 806
- 26 刘东生, 陈正明, 罗可文. 桂林地区大气降水的氢氧同位素研究. 中国岩溶, 1987, 6(3): 225~231
- 27 Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S, et al. Vostok ice core provides 160000 year record of atmospheric CO_2 . Nature, 1987, 329: 408~414
- 28 Linsley B K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in Sulu sea over past 150000 years. Nature, 1996, 380: 234 ~ 237
- 29 Winograd I J, Coplen T B, Landwehr J M, et al. Continuous 500000-years climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science, 1992, 258: 255 ~ 260
- 30 王文远, 刘嘉麒, 潘 懋, 等. 末次间冰期以来渭南黄土剖面高分辨率古气候时间标尺. 地球科学——中国地质大学学报. 2000, 25(1): 98~102
- 31 Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years. Nature, 1990, 346: 456 ~ 458
- 32 Lundberg J. Paleoclimatic reconstruction and timing of sea level rise at the end of the Penultimate Glaciation, from detailed stable isotopic study and TIMS dating of submerged Bahamian speleothem. Paper Presented at 12th IGS, Switzerland, 1997. 1: 101 ~ 102
- 33 Lauritzen S E, Onac B P. Isotopic stratigraphy of a last interglacial stalagmite from Northwestern Romania: Correlation with the deep-sea record and northern-latitude speleothem. Journal of Cave and Karst Studies, 1999, 61(1): 22 ~ 30
- 34 郭正堂, 刘东生, 吴乃琴. 最后两个冰期黄土 Heinrich 型的气候节拍. 第四纪研究, 1996, (1): 21 ~ 23
- 35 吕厚远, 郭正堂, 吴乃琴. 黄土高原和海南陆架古季风演变的生物记录与 Heinrich 事件. 第四纪研究, 1996, (1): 11 ~ 20
- 36 张美良, 袁道先, 林玉石, 等. 广西灌阳县响水洞石笋的同位素年龄及其古气候意义. 中国岩溶, 1998, 17(4): 311 ~ 318