

文章编号:1001-4810(2004)04-0293-06

云南寻甸地区最近八千年气候环境变迁^①张会领^{1,2}, 袁道先², 覃嘉铭², 林玉石², 张美良², 王 华²

(1. 湛江海洋大学工程学院热能与动力系, 广东 湛江 524008; 2. 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘 要:通过对云南寻甸白石岩仙人洞1号石笋进行高精度TIMS-U系测年和氧碳稳定同位素分析,重建了寻甸地区中全新世8.0ka以来高分辨率古气候演化序列。石笋剖面的碳氧同位素记录揭示,云南寻甸地区自8.0kaB. P.以来的气候演化可以分为三个气候期:(1)8000~6000aB. P.为温暖湿润期,夏季风强盛,气温较高,降水丰沛,石笋的氧碳同位素偏负;(2)6000~5200 a B. P.为季风气候衰退期,在这期间气温和降水都发生了较大变化,气候由温湿变为冷干,石笋氧碳同位素持续偏正;(3)5200~2100aB. P.凉干气候期,这一时期气候基本稳定,东亚季风对气候影响较大,但气温和降水都低于第一个气候稳定期。

关键词:洞穴石笋; 氧碳同位素; 东亚季风; 西南季风; 气候变化

中图分类号:P532;P597 **文献标识码:**A

0 引言

进入20世纪,在全球经济发展的同时,也出现了日益严重的环境问题^[1]。全新世是第四纪最近一次冰川的消融期,它与人类的生存与发展密切相关^[2],因此,全新世气候变化研究倍受科学家们的重视,并取得了不少成果^[3~6]。

洞穴化学沉积物是岩溶作用的结果,其物质源于上覆基岩和土壤。而这一过程的主要动力则来源于溶解有CO₂的水的下渗^[9~11]。可见,洞穴碳酸钙的形成受大气降水和土壤CO₂的控制^[12~14],与陆地气候环境存在着敏感的响应关系,是全新古气候重建的重要信息源^[7~8]。袁道先等^[15]研究认为,石笋碳酸盐中 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要受区域降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和年平均温度控制;覃嘉铭等^[16~18]根据桂林多年气象资料和大量古气候的研究,指出雨量也可以影响石笋中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化,洞穴沉积物氧碳稳定同位素具有很好的环境效应:石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏轻,夏季风增强,温度升高;石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重,夏季风减弱,温度降低;石笋碳酸钙中 $\delta^{13}\text{C}$ 变

轻,C3植被增加,C4植被减少,气候趋于暖湿;石笋碳酸钙 $\delta^{13}\text{C}$ 变重,C4植被增加,C3植被减少,气候趋于冷干。

本文在了解我国东亚季风和西南季风系统的基础上,选择云南寻甸地区作为研究对象,依据寻甸仙人洞1号石笋氧碳同位素的系统研究,重建了云南寻甸地区8.0ka以来的季风气候变化序列,并初步探讨了东亚季风和西南季风变化对寻甸地区全新世气候的影响作用。

1 样品采集和分析

1.1 洞穴与样品概况

仙人洞位于寻甸彝族自治县东39km的河口镇白石岩干河村东南1km处,发育于长江上游金沙江水系牛栏河支流尹武河段西南侧下二叠统碳酸盐岩中,其上被二叠统玄武岩所覆盖,厚度大于80m。

仙人洞洞口位于白石岩半山坳百米高处,洞口高程1810m,洞穴长约870m,沿SN向发育,无支洞。洞

① 基金项目: 中国科学技术部“中国洞穴石笋样品保护库的建造”项目(2003DEB6J069)和国土资源部岩溶动力学重点实验室“云南寻甸地区8000年环境变迁”项目(2004-5-2)

第一作者张会领(1979-), 硕士, 湛江海洋大学工程学院老师, 从事环境变化研究。E-mail: zhanghuiling0375@126.com

收稿日期: 2004-08-17

内崩塌堆积物发育,石笋多分布在洞道两侧。洞穴相对湿度较大,洞内温度14.4℃,与地表年均温一致。洞穴外部山体坡度大于45°,土层较薄,局部地段基岩裸露,植被以矮小的灌丛和草被为主。寻甸仙人洞1号石笋产自距洞口处约200 m处,石笋呈柱状,高65cm,直径10~15 cm,石笋表面光滑,呈浅黄色。沿中心轴切开后,发现石笋内部纹层较清晰,组成物质主要为方解石,呈白色到灰白色,有暗灰夹层,没有明显的沉积间断面存在,表明石笋形成基本上为连续沉积。

1.2 样品采集和分析

样品采集:将石笋沿中心轴切开,用小型可调速钻机沿石笋的中心轴钻取C、O同位素样品。钻头直径为1.5mm,采样间隔5mm,每次钻取碳酸钙粉样20~40mg。TIMS-U系测年样品,同样用可调速钻机钻取,钻头改用直径为8mm取心钻头,每件样品重约400mg,取样厚度约为0.5~1.0cm。本次研究共取稳定同位素样品140件(含平行样),获得135组氧碳同位素数据。

氧碳同位素测试:由中国地质科学院岩溶地质研究所同位素实验室完成。分析采用标准流程,先将碳酸盐粉末与100%纯磷酸反应生成CO₂,经纯化后于MM-903(英国VG公司)进行质谱分析,δ¹³C与

δ¹⁸O值以PDB为标准,系统误差小于0.1‰。

年龄样品分析:采用TIMS-U系法进行年代测定,由美国明尼苏达大学地质与物理系同位素实验室完成,稀释剂采用229Th-233U-236U,同位素采用Finnigan MAT262-RPW质谱仪,年龄误差小于1%。由于经费条件限制,本研究只选择石笋顶部、中部和底部的3个样品进行测定。

2 时间标尺的建立

云南寻甸仙人洞1号石笋的TIMS-U系年龄如表1所示。由表1知,2100~7980a B. P.为石笋的主要生长期(共经历了5880年的沉积),而且石笋生长速率较快,平均沉积速率为11.05mm/100a。根据石笋剖面的构造、岩性、和纹层结构分析,石笋形成时洞顶滴水颗粒较大,滴速均匀,但由于洞顶较高(10~15m),滴水在下落过程中有摆动。至于石笋沉积旋回的界线由暗灰色夹层组成,界线弯曲,则可能是由于洞穴水动力条件变化造成的。

根据TIMS-U系年龄测定结果,采用线形内插法获得石笋的年龄标尺,得到的石笋生长速率如图1。

表1 云南寻甸1号石笋铀系年龄值
Tab. 1 TIMS-U series ages of stalagmite from Xundian, Yunnan

采样位置 (距石笋顶,cm)	²³⁸ U (ppb)	³²³ Th (ppt)	δ ²³⁴ U * 测量值	²³⁰ Th/ ²³⁸ U 活度比	δ ²³⁴ U 初始值	²³⁰ Th 校 正年龄(a)
1.0	481.4±0.8	416±3	128.1±1.8	0.02174±0.00015	128.8±1.8	2102±19
34	303.0±0.4	133±7	127.6±1.6	0.05893±0.00048	129.7±1.6	5845±50
64	162.9±0.3	124±8	145.5±2.2	0.08108±0.00076	148.8±2.3	7985±80

注:λ₂₃₀=9.1577×10⁻⁶y⁻¹,λ₂₃₄=2.8263×10⁻⁶y⁻¹,λ₂₃₈=1.55125×10⁻⁶y⁻¹

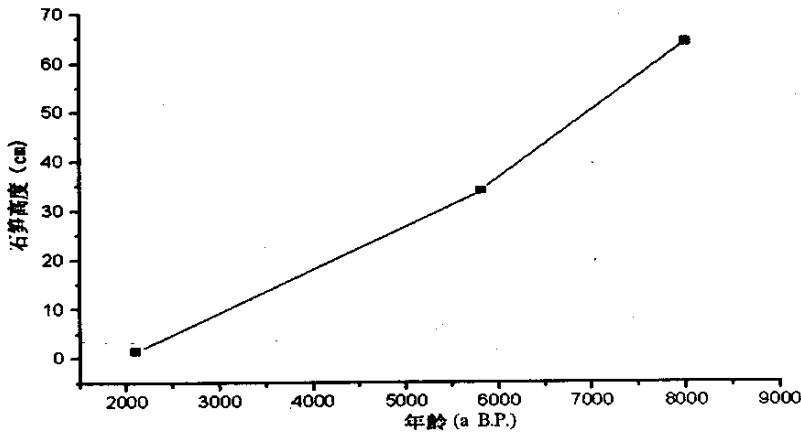


图1 寻甸仙人洞1号石笋生长速率图
(图中年龄误差±50,深度误差≤2mm)

3 C、O 同位素记录

尺,在 ORIGIN5.0 中做出石笋氧碳同位素一年龄变化曲线,曲线整体上呈台阶状,可以分出 $\delta^{18}\text{O}$ 高值段、低值段和变化段(图2)。

根据石笋氧碳同位素分析结果和建立的时间标

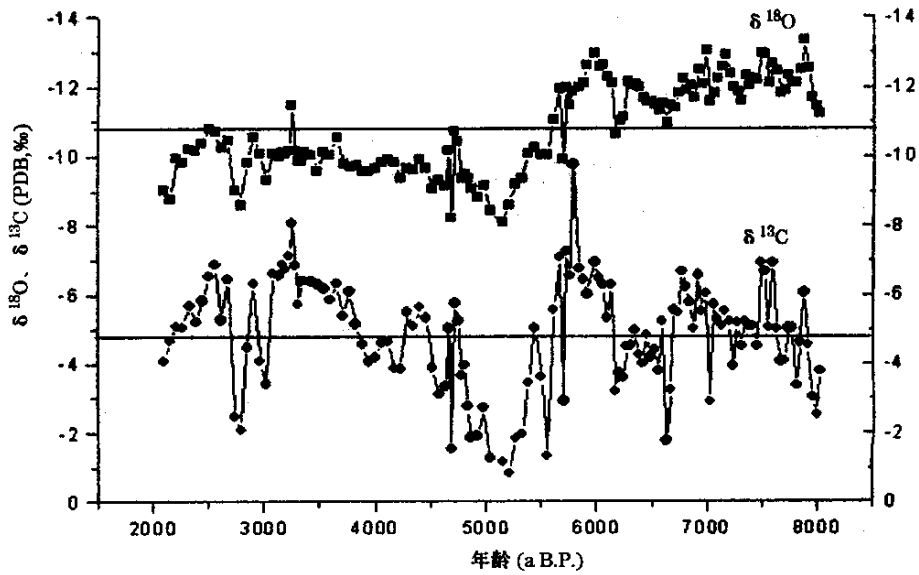


图2 云南寻甸白石岩仙人洞1号石笋碳氧同位素记录
(图中的水平线为中全新世以来 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均值)

Fig. 2 Record of carbon-oxygen isotope in No. 1 stalagmite from Xianren cave in Baishiyuan, Xundian, Yunnan

氧碳同位素分析结果显示,8.00kaB. P. 至2.1kaB. P. 的中全新世,石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 -10.85‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值为 -4.87‰ ,分别与现代滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-10.52‰),和现代碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-5.29‰)接近,因此,可以用现代该地区的气候为参照进行气候重建研究。当某一时期, $\delta^{18}\text{O}$ 的值大于这一平均值,指示该时期气候比现在冷或凉,显示降水较少或相对偏干,反之,显示降水比现在多,气温更暖。 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值可作为评价研究时段内植被好坏的一个总体指标。从 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值来看,研究区内植被在中全新世与现在的植被状况相似,以灌丛为主,植被总的来说不好。

4 古气候变化记录

据石笋的TIMS-U 系年龄和氧、碳同位素曲线的波动形式,可将云南寻甸地区8000~2100a B. P. 这段时间的气候变化划分为3种气候类型:(1)8000~6000a B. P. 期间为稳定气候期,这期间气候温暖湿润,夏季风强盛;(2)6000~5200a B. P. 期间为气候变化期,这期间夏季风持续减弱,气候经历了从温湿到凉干的变化;(3)4800~2100a B. P. 为凉湿的气候稳定时期,这一时期以凉干气候为主,气温和降水都

比第一个气候稳定阶段有所减少。进一步分析同位素曲线的变化趋势,云南寻甸地区在8000a 来中全新世的古气候—环境演化序列初步建立如下:

4.1 8000~6000a B. P. 期间稳定的温暖湿润期

在8000~6000a B. P. 期间,对应石笋剖面的64.5~36cm, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -12.03‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -4.89‰ 。与8000a B. P. 以来的石笋同位素平均值相比偏负。显示夏季风在这一时期相对较强,为温暖湿润的气候环境。西南季风降水对该区降水的贡献较大,植被在这期间相对较好。但由于研究区位于云贵高原的岩溶区,生态系统脆弱,植被易受气候波动影响。因此在这一时期,植被随气候波动也有所变化,表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 值在这一时期不稳定,高值达到 -1.78‰ ,低值为 -6.67‰ 。该阶段可能是全新世大暖期的延续,总体上气候以温暖湿润为主,但也有短期的波动。进一步分析,可将这期间气候分为几个气候亚阶段:

4.1.1 8000~7000a B. P. 期间气候波动期

在8000~7000a B. P. 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -12.19‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -4.82‰ ,与8000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值以及现代洞穴滴水和碳酸钙的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值相比, $\delta^{18}\text{O}$ 趋向于偏负, $\delta^{13}\text{C}$ 稍微偏正。该时期为气候波动期,气候出现有规律的振荡,但 $\delta^{18}\text{O}$ 值的波动幅度小于 1‰ ,季风气候稳定, $\delta^{18}\text{O}$ 值

的变化主要是由气温变化引起。根据氧同位素曲线的波动,可以将这一时期划分即 3 个升温期和 3 个降温期,即 3 个气候旋回,旋回的周期约为 300a。在同一气候变化旋 内,升温 and 降温的幅度大致相当,表现为氧同位素曲线等振幅波动。温度和降水的有规律变化,必然影响到植被的变化。但由于 $\delta^{13}\text{C}$ 对气候的响应不如 $\delta^{18}\text{O}$ 敏感,故此,碳同位素曲线等振幅波动的规律性不太明显,波动周期和幅度不等。但也可以明显的看出存在 3 次旋回。在这一时段内,温度和降水虽有波动,但基本上为温暖湿润的气候环境,植被发育较好。

4.1.2 7000~6600a B. P. 期间温暖湿润的降温期

在 7000~6600a B. P. 期间,即位于石笋剖面的 50.5~45cm 层段。其 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -11.92‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -5.25‰ ,与 8000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值相比,均趋向于偏负。表明这一时期为温暖湿润的气候期。但在这段时间内,碳氧同位素记录有持续偏正的趋势,指示该阶段为一降温阶段,气温持续降低。在 6600a B. P. 左右,气温降到最低。 $\delta^{13}\text{C}$ 记录也基本上显示了同样的气候变化规律: $\delta^{13}\text{C}$ 值持续偏重,在 6600 a B. P. 左右达到最高值 -1.78‰ 。

4.1.3 6600~6000a B. P. 期间温暖湿润的升温期

在 6600~6000 a B. P. 期间,位于石笋剖面的 45~36cm 段层, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -11.82‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -4.80‰ ,与 8000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值相比,其 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则偏正。表明该时期总体上为温暖湿润期,夏季风有所加强。根据氧同位素曲线显示,在 6600~6000 a B. P. 期间的升温过程中,存在短期的降温事件。但总体上,季风气候有所加强,降水丰沛。在 6300 a B. P. 前后,气温突然降低,随之而来的是,降水减少,植被恶化。降温过程持续了近 100 年。6400 a B. P. 气候开始变化,温度回升,夏季风增强,植被开始恢复。该时期气候可以分为 3 个亚期:6600~6300 a B. P. 为相对暖湿的升温期;6300~6200 a B. P. 为暖湿的降温期;6200~6000 a B. P. 为暖湿的升温期。

4.2 6000~5200a B. P. 期间季风气候变化期

在 6000~5200 a B. P. 期间,位于石笋剖面的 36~28cm 段层, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -10.62‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -4.55‰ ,与 8000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值相比,均稍微偏正。在 6000~5200 a B. P. 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 由最负值 -12.94‰ 逐渐变为 -8.09‰ ,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值则由 -6.28‰ 变为 -1.17‰ 。对于 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重如此之大 ($>4.5\text{‰}$) 其原因不可能是由气温变化引起,笔者认为很可能是由降水类型的变化引起,因为这一时期西

南季风和东亚季风在都开始衰退,温度和降水都持续减少,地表植被恶化,甚至出现石漠化现象。该时期的气候演化可以分为两个时段来讨论。6000~5600 a B. P. 期间,夏季风虽然在减弱,但气温依然较高,降雨丰沛,气候温暖湿润,降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负,但生态已开始衰退,草本植物增多,木本植物减少。5600~5200 a B. P. 期间,夏季风继续减弱,降水也持续减少,降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始偏正,气候由暖湿变为暖干,植被也在干旱气候影响下极度恶化。5200 a B. P. 前后石笋记录的 $\delta^{13}\text{C}$ 值高达 -1.17‰ ,是研究时段内最重的值,表明在 5200 a B. P. 前后,是该区最严重的石漠化时期。6000~5200 a B. P. 期间的气候事件是中全新世以来较大的一次气候事件,它对研究区的气温、降水以及生态都有较大的影响。经过这一降温事件后,该区的气候—环境演化发生了根本变化。

4.3 5200~2100a B. P. 期间凉湿的气候稳定期

在 5200~2100 a B. P. 期间,位于石笋剖面的 28~1.5cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -9.78‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -4.93‰ ,与 8000a B. P. 以来石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值相比,其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 均趋向于偏正。表明在这一时期,西南季风较弱,东亚季风控制该区。该阶段气温较低,降水相对第一阶段减少。进一步研究同位素曲线的变化特征,该时期气候可以划分为以下几个气候亚期:(1)5200~4700 a B. P. 期间的升温期;(2)4700~3100 a B. P. 期间的气候稳定期;(3)3100~2100 a B. P. 期间的气候波动期。

4.3.1 5200~4700a B. P. 期间凉干的升温期

在 5200~4700 a B. P. 期间,位于石笋剖面的 28~24.25cm 段层, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -9.43‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -2.91‰ ,与现代的碳酸钙中的碳氧同位素相比,其 $\delta^{18}\text{O}$ 趋向于偏正,表明该时期的气温比现在凉,降水比现在少。在 5200~4800 a B. P. 的升温期间, $\delta^{18}\text{O}$ 由石笋记录的最高值 -8.09‰ 逐渐变为 -10.44‰ ,表明东亚夏季风在这一时期有所加强。但受 6000~5200 a B. P. 气候事件的影响,气候环境仍以凉干为主。在 5200~4800 a B. P. 期间,植被逐渐恢复, $\delta^{13}\text{C}$ 值由极高的一 1.17‰ 变为 -5.74‰ 。到 4800 a B. P. 前后,生态已经恢复到了中全新世以来的正常值。5200~4800 a B. P. 期间的气候受 6000~5200 a B. P. 期间气候事件影响较大,可能是全新世大暖期向晚全新世过渡的调整期。此期间,东亚夏季风增强,降雨增加,植被逐步恢复,石漠化减弱。

4.3.2 4700~3100a B. P. 期间气候稳定的凉湿期

在 4700~3100 a B. P. 期间,对应于石笋剖面 24.25~10.5cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -9.81‰ , $\delta^{13}\text{C}$

值为-5.35‰,与现代石笋碳酸钙的碳氧同位素相比, $\delta^{18}\text{O}$ 趋向于偏正, $\delta^{13}\text{C}$ 值则偏负,表明该时期气候波动结束,趋于稳定,植被开始随时间正向演化,并达到较高的水平,但仍以草本和灌丛为主。该时期为一凉湿的气候期。

4.3.3 3100~2100a B. P. 期间波动的干凉期

在3100~2100a B. P. 期间,位于石笋剖面10.5~1.5cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为-9.89‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为-5.01‰,与中全新世以来石笋的稳定同位素平均值相比, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正, $\delta^{13}\text{C}$ 偏负。根据同位素曲线,3100~2100a B. P. 期间的气候可以划分为3 个气候阶段。第一阶段大约在3100~2800 a B. P.,位于石笋剖面的10.5~7.5cm 段层。 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为-9.75‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为-4.49‰。表明这期间东亚夏季风减弱,气温较低,植被较差。在2900 a B. P. 前后东亚夏季风达到鼎盛,温度和降水达到最高值。随后,东亚夏季风减弱,冬季风加强,气温降低,在2800 a B. P. 冬季风达到最盛。植被在降温和升温的影响下出现波动。第二阶段在2800~2500a B. P. 期间,位于石笋剖面7.5~5cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为-9.97‰, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为-4.95‰。与现代碳酸钙 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 相比,2800~2500a B. P. 期间的石笋稳定同位素均偏正。表明该时期气温和降水均低于现在水平,植被以草本为主。第三气候阶段在2500~2100a B. P. 期间,对应石笋剖面5~1.5cm 层段, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为-9.77‰, $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值为-5.09‰,与整个时段石笋稳定同位素平均值相比 $\delta^{18}\text{O}$ 偏正, $\delta^{13}\text{C}$ 偏负,指示夏季风减弱,夏季有效降水减少,但无论从降温或者降水变化来看,这次气候变化较慢,表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正,整体上为凉湿的气候环境。

5 结 论

通过对寻甸仙人洞1 号石笋氧碳同位素的系统分析,对寻甸地区中全新世(8000~2100 a B. P.) 以来的气候变化有如下认识:

(1)云南寻甸地区自中全新世(8000a B. P.) 以来的季风气候变化主要分为3 个时期:8000~6000a B. P. 为气候适宜期,石笋记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负,西南季风强盛且稳定,夏季有效降水丰沛,以温暖湿润气候为主;6000~5200a B. P. 为气候变化期,石笋记录的稳定同位素值持续偏正,这一变化可能是全新世大暖期向晚全新世转变造成降水类型的变化引起的。这一时期气温降低,降水减少,植被持续恶化。5200~2100 a B. P. 为一气候相对稳定凉干期,这一时期大约持续

3100 年,以凉干气候为主,植被以草本为主,且受气候影响波动较大。

(2) 碳同位素记录,从8000aB. P. 到6000a B. P. 期间, $\delta^{13}\text{C}$ 均偏负,表明地表植被茂盛,以灌丛草丛为主。在6000~5200a B. P. 气候变化期,受夏季风衰退的影响,气温和降水都持续减少, $\delta^{13}\text{C}$ 持续偏正,植被开始衰退,石漠化逐渐增强,5200a B. P. 前后为该石漠化最强烈时期。5200~2100 a B. P. 期间, $\delta^{13}\text{C}$ 值整体以偏正为主,受气候影响波动较大。

参考文献

[1] 晏路明. 人类发展与生存环境[M]. 国环境科学出版社,2001.

[2] 张兰生,方修琦,任国玉. 全球变化[M]. 高等教育出版社,2000,1-320.

[3] Broecker, W. S., Andree, M., Klas, M., Bonani, G., Wolfli, W., Oeschger, H. New evidences from the south China sea for a abrupt termination of the last glacial period [J]. Nature, 1988, 333:156-158.

[4] 张美良,袁道先,等. 广西灌阳县响水洞石笋的同位素年龄及古气候意义[J]. 中国岩溶,1998,14(4):311-313.

[5] 袁道先,覃嘉铭,林玉石. 桂林20 万年石笋高分辨率古环境重建[M]. 广西大学出版社,1999:1-68.

[6] 李红春,顾德隆,陈文寄,等. 利用洞穴石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 重建3000a 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):77-86.

[7] 李彬,袁道先. 中国近20 万年来古环境研究概况及其发展方向[J]. 地球科学进展,1998,13(2):192-197.

[8] 张会领,袁道先,覃嘉铭. 洞穴化学沉积物古环境记录研究进展[J]. 中国岩溶,2003,23(3):157-162.

[9] 李彬. 洞穴次生化学沉积物中(^{13}C 、 ^{18}O) 对环境变迁的示踪意义[J]. 中国岩溶,1994,13(1):17-24.

[10] 袁道先. 刘再华,等. 中国岩溶动力系统[J]. 科学出版社,2002:95-175.

[11] 刘再华,何师意,袁道先,等. 土壤中的 CO_2 及其对岩溶作用的驱动[J]. 水文地质工程地质,1998,(4):42-45.

[12] Friedman I, O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[J]. In: Fleischer M, ed. Data of Geochemistry Sixth Edition. Washington DC: Geological Survey Professional Paper 440-KK, 1977, KK1-KK111.

[13] 袁道先. 岩溶作用对环境变化的敏感性及其记录[J]. 科学通报,1995,16(1).

[14] 李彬. 洞穴次生化学沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 对环境变迁的示踪意义[J]. 中国岩溶,1994,13(1):17-24.

[15] 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[A]. 气候变化规律及其数值模拟研究论文(第三集)[C]. 北京:气象出版社,1996:91-99.

[16] 袁道先,刘再华,等. 碳循环与岩溶地质环境[M]. 科学出版社,2003:95-175.

[17] 覃嘉铭 袁道先 林玉石. 桂林44ka B. P. 石笋同位素记录及其环境解译[J]. 地球学报,2000,21(4):408-416.

[18] 林玉石,张美良,覃嘉铭. 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.

[19] 覃嘉铭,袁道先. 末次冰期东亚季风气候的变迁:贵州都匀七星洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国岩溶,2003,22(3):167—169.

CHANGE IN CLIMATE-ENVIRONMENT IN THE RECENT 8000 YEARS IN XUNDIAN, YUNNAN

ZHANG Hui-ling^{1,2}, YUAN Dao-xian², QIN Jia-ming²,
LIN Yu-shi², ZHANG Mei-liang², Wang Hua²

(1. Department of Dynamical & Heat Energy Engineering, Zhanjiang Ocean University, Zhanjiang, Guangdong 524088, China;
2. Institute of Karst Geology CAGS; Karst Dynamics Laboratory, MLR, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: Based on ages of high precision TIMS-U series dating and carbon and oxygen isotopes analyzing to the stalagmite from Xianren cave in Xundian, high resolution time sequence of paleoclimatic change since the middle Holocene i. e. the recent 8000 years, has been reconstructed. The C-isotope from the stalagmite profile reveals that the climatic change in the recent 8000 years in Xundian can be divided into three stages approximately: (1) Warm and wet stage from 8000a B. P. to 6000a B. P. , the air temperature was high and precipitation was abundant. (2) From 6000 a B. P. to 5200a B. P. , the stage of monsoon climate weakening. During the stage, the temperature and precipitation changed a lot, from wet and warm to cool and dry. The C-isotope from the stalagmite continuously inclines to positive. (3) From 5200a B. P. to 2100a B. P. , the cool and dry stage, the climate kept stable and was influenced more by the East Asian monsoon with lower temperature and precipitation than that in the first stage.

Key words: Cave stalagmite;Oxygen-carbon isotope; The East Asia Monsoon; Southwest Monsoon;Climatic change

(上接第 292 页)

定的。草地生态系统支撑起澳大利亚强大的农业,构筑出世界闻名的牛羊—奶及奶制品—羊毛及其产品—皮革产业,奠定了农业在澳大利亚经济中的重要地位。

二、RAMSAR 湿地计划

RAMSAR 湿地公约是1971年在伊朗的Ramsar 签定的一项政府间的协定。地下岩溶湿地已被列为RAMSAR 湿地分类系统中的一个类型,包括地下河、深湖、地下水库、渗水点和泉。

地下岩溶生态系统尤其是地下岩溶湿地会议在国际上是首次。论及地下岩溶湿地的不下于6人次,微咸水区是其研究的重点。

微咸水区存在盐度、密度、温度、营养等多方面的深度变化梯度,在水下约15m 有缺氧层,构成了一个特殊的地下栖息

地,并有其特定生物群落,已发现的动物90%是甲壳类。由于其在极端栖息地研究上的意义,在澳大利亚、美国夏威夷、墨西哥的尤卡坦都可进行对比,具有入选RAMSAR 湿地的潜力(Boris Sket, Mia E. Thurgate 等)。

由于在地下岩溶湿地中沟通地表与地下的特殊地位,溶井成为地下岩溶生态系统研究的一个热点,已识别出鱼、虾、水生甲壳类、叠层石等共有和特有物种。

有多篇文章介绍澳大利亚各级政府关于生态系统保护的法律法规,特别是依赖于地下水的生态系统的保护。政府部门的管理者积极参与地下岩溶湿地研究是该会议的又一大特点。

潜水技术及其培训是湿地特别是地下岩溶湿地研究的重要的必备手段。

(谢运球 供稿)