

# 洞穴环境替代指标研究现状及其 石漠化记录研究问题探究

刘子琦<sup>1,3</sup>, 张乾柱<sup>2,3</sup>, 熊康宁<sup>2,3</sup>

(1. 西南大学 地理科学学院, 重庆 400715; 2. 贵州师范大学 中国南方喀斯特研究院,  
贵阳 550010; 3. 贵州省喀斯特山地生态环境国家重点实验室培育基地, 贵阳 550001)

**摘要:**在总结前人关于运用洞穴指标体系研究地表环境理论的基础上,分析洞穴指标体系在喀斯特石漠化中的应用现状,得出了以下几点认识:(1) 喀斯特石漠化环境信息主要在岩溶水溶解阶段输入洞穴系统,同时外界环境信息在降雨阶段的输入及沉积阶段的化学变化影响着石漠化信息在洞穴沉积物中的提取。(2) 洞穴沉积物的  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  同位素值与 Mg/Ca、Mg/Sr 等指标已成功应用于地表环境研究,但目前用于反演喀斯特石漠化信息的指标仅为前者。(3) 洞穴滴水作为洞穴沉积物系统的直接来源,进行喀斯特石漠化信息解译必然要在其理论研究基础上进行长期监测、分析,然而,这一过程面临着诸多问题。

**关键词:**洞穴指标;喀斯特石漠化;研究现状;问题探究

中图分类号:X141

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2013)04-0293-08

## The Progress of Environmental Proxy Indexes in Cave System and the Research for Its Application to Karst Rocky Desertification

LIU Zi-qi<sup>1,3</sup>, ZHANG Qian-zhu<sup>2,3</sup>, XIONG Kang-ning<sup>2,3</sup>

(1. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Institute of South China Karst, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, China; 3. The State Key  
Laboratory Incubation Base for Karst Mountain Ecology Environment of Guizhou Province, Guiyang 550001, China)

**Abstract:** On the basis of the summary of previous use cave indicator system surface environment theory, a analysis of their application status in karst rocky desertification, the following understandings were reached: (1)  $\delta^{18}\text{O}$  value of cave sediments indicates that the temperature rainfall conditions,  $\delta^{13}\text{C}$  reaction vegetation conditions, trace and major elements such as Mg/Ca, the Mg/Sr indicators provide supplemental oxygen, carbon isotope record, argumentation, dating technical support, capable of high-resolution surface to interpret environmental changes; (2) karst rocky desertification as a fragile ecological environment in the pattern of global environmental change, can be analyzed by applying research method on pale environmental evolution, but a few scholars have done to try to obtain preliminary results; (3) the use of caves indicators inversion surface of rocky desertification is in its infancy, an is facing many problems.

**Key words:** cave indexes system; karst desertification; research status; problem exploration

利用洞穴沉积物系统反演石漠化演变思想,源于近年来国内外学者对于全球环境变化的研究。自 O'Neil 等人 and Hendy 系统地提出以洞穴碳酸盐及其氧同位素来重建古气候的方法以来,国内外学者先后实现了利用洞穴喀斯特沉积物、海洋沉积、极地冰芯、黄土、湖泊沉积、泥炭、孢粉、树轮、古人类古生物化石

群等载体研究古环境演变。作为石漠化治理工作的基础,石漠化发生、演化过程中自然与人为因素各自所占比重大小在学术界中尚无明确的定论。虽然现阶段进行的有关石漠化地区的土壤动物、植物群落监测等,能够实现短时间尺度的石漠化程度评价,但这一方法对于过去几百年、几千年内,长时间尺度的石

收稿日期:2012-08-26

修回日期:2013-01-11

资助项目:国家自然科学基金“利用洞穴沉积物碳同位素体系研究贵州中西部石漠化演化历史”(41001367);国家“十二五”科技支撑计划重大课题“喀斯特高原峡谷石漠化综合治理技术与示范”(2011BAC09B01)

作者简介:刘子琦(1979—),女,博士,副教授,主要从事古环境重建、石漠化治理及岩溶地貌演化研究工作。E-mail:michelle-lily@163.com

漠化演化并不适用。石漠化治理工作长期处于对过去石漠化历史背景、未来石漠化演化方向缺乏认知的状态,这样无法从根本上指导石漠化治理工作,更不能对石漠化治理工作的实效做出合理的判断。喀斯特石漠化作为全球环境变化背景下的一种重要的环境,必然可以通过参考古环境演变的研究方法和对象,研究伴随着全球环境变化的喀斯特地区石漠化发生、发展过程。同时喀斯特地区独特的地下洞穴发育系统,形成了丰富的洞穴沉积物(石笋、石钟乳等),记录了地表气候、环境的演变过程,国内外学者在这些方面取得了众多研究成果,但是利用洞穴沉积物反演地表石漠化环境的研究甚少。本文在总结利用洞穴系统指示地表环境研究成果的基础上,分析洞穴系统在石漠化发展、演化方面的应用意义,并提出以后理论探索过程中面临的问题。

## 1 石漠化成因及洞穴记录机理

喀斯特石漠化是在喀斯特脆弱生态环境下,人类不合理的社会经济活动,造成人地矛盾突出、植被破坏、水土流失、岩石逐渐裸露、土地生产力衰退丧失,地表在视觉上呈现类似于荒漠景观的演变过程<sup>[1]</sup>。中国西南喀斯特区作为世界三大连片喀斯特分布的区域之一,拥有中国乃至世界热带、亚热带面积最大的喀斯特地貌,因其脆弱的生态环境,在全国生态分区时被冠以“旱性喀斯特生态系统”及“喀斯特脆弱生态区”等名称<sup>[2-3]</sup>。在与石漠化发生、演化过程有关的众多因素之中,地质背景、构造作用为喀斯特石漠化发生提供了岩石裸露及水动力基础<sup>[4-6]</sup>,气候条件则是影响喀斯特发生的重要因素<sup>[7]</sup>,人为活动对地表植被的破坏,导致生态系统功能下降、水土流失加剧、岩石裸露率增大,最终引起石漠化程度加剧<sup>[8]</sup>。总结石漠化发育的自然和人为因素,将其成因分为降雨、温度、大气成分、土壤状况及植被条件,其中植被破坏、水土流失导致岩石裸露,是石漠化发育的基本因素。自然因素温度、降雨条件通过影响植被生长而作用于石漠化发育。受人类活动与自然因素共同作用的大气成分(尤其是大气中温室气体含量),则通过改变气候因子影响石漠化发育(图1)。

自然因素的变化对石漠化的形成有一定影响,在大部分情况下其为影响植被生长的主要因素,当人类活动的破坏成为主要影响因素时,干旱的气候条件也对人类活动造成的石漠化起到了促进作用,并且难以恢复;在湿润的气候条件下,能很快修复人类活动造成的石漠化。地表环境信息记录在洞穴沉积物中,而经历降雨、溶解及沉积3个阶段(图1)。降雨量描述

了地表干湿状况,降雨成分与大气成分溶解有关,二者为岩溶输入的本底值。之后,降雨经过洞穴上覆顶板成为岩溶水,植被与土壤条件差异在此作用于岩溶系统,此阶段也为地表石漠化环境信息输入阶段。运移过程中岩溶水与基岩的相互作用,洞穴滴水“脱气”沉积,二者均对洞穴沉积物环境信息解译有重要影响。

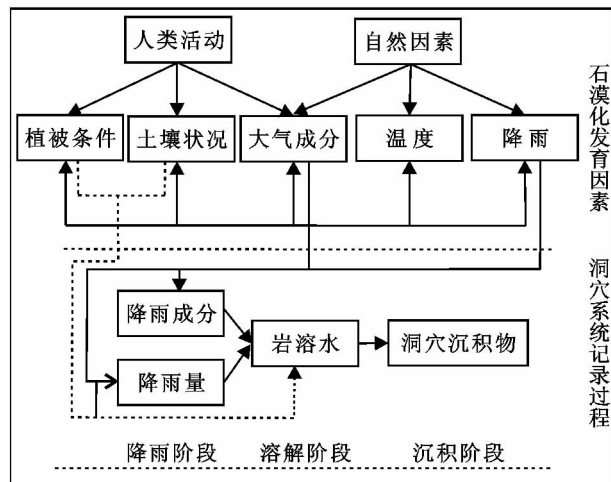


图1 石漠化成因与洞穴记录耦合机制

## 2 喀斯特石漠化记录中洞穴环境替代指标理论基础

洞穴沉积物记录地表环境信息经历降雨、溶解及沉积3个阶段。地表石漠化环境信息主要在岩溶水溶解阶段输入洞穴系统,同时外界环境信息在降雨阶段的输入及沉积阶段的化学变化影响着石漠化信息在洞穴沉积物中的提取,因此,系统研究各指标环境意义及影响因素是各学者竞相追逐的热点。目前,洞穴系统中,氧同位素对地表环境反应的研究理论已经渐近成熟;由于影响因素复杂,碳同位素研究较为滞后,多数学者在利用碳同位素反映地表植被状况时,往往与同时期的氧同位素做对比分析;同时,洞穴微量元素的环境替代指标作用研究薄弱,处于探索阶段;洞穴滴水地球化学特征及水文条件,不仅影响洞穴沉积物地球化学特征的变化,同时对分析洞穴沉积物中碳氧同位值在空间和时间上的变化均具有重要的意义。应用洞穴系统记录地表石漠化的研究主要集中在同位素方面,洞穴沉积物微量元素能反映地表环境信息,但其在喀斯特石漠化研究中无直接应用。

### 2.1 同位素研究

2.1.1 氧同位素研究 氧同位素在碳酸盐与母液之间达到平衡分馏时,其碳酸盐氧同位素值受沉积时母液值及环境温度控制<sup>[9-10]</sup>,即洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值与洞穴滴水  $\delta^{18}\text{O}$  值及洞穴温度有关。

洞穴温度代表了当地地表的年平均气温<sup>[11]</sup>,因此,如果能够测定洞穴沉积物和滴水  $\delta^{18}\text{O}$  值,即可获得洞穴温度,进而达到重建古气候环境的目的<sup>[12]</sup>。加之洞穴石笋分布广泛、保存良好等特点,在之后相当长的时间内大量学者运用洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值重建过去环境变化,并取得了部分开创性的成果<sup>[13-15]</sup>。同时,通过同时期洞穴石笋与深海有孔虫、珊瑚记录及太阳辐射进行对比分析,验证了利用石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值重建古气候的可靠性<sup>[15-16]</sup>。测年技术的发展,为利用洞穴次生碳酸盐沉积物高分辨率记录古气候环境变化提供可能<sup>[17-18]</sup>。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.945 - 0.232T \quad (1)$$

同时有学者认为,全新世以来的年平均气温变化较小,低于  $2^\circ\text{C}$ ,通常研究中忽略由此引起的  $\delta^{18}\text{O}$  值的微量变化<sup>[19]</sup>,因此,洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值主要受洞穴滴水  $\delta^{18}\text{O}$  值影响,洞穴滴水  $\delta^{18}\text{O}$  值又受制于年平均气温、当地年降雨量及降水气团  $\delta^{18}\text{O}$  值。北半球雨水  $\delta^{18}\text{O}$  值与年平均气温表现出正相关性,相关关系为:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.28T - 11.49$ <sup>[20]</sup>,与此带来的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化与石笋沉积时温度对其的影响抵消,即洞穴沉积物中  $\delta^{18}\text{O}$  值反映的是当时的降雨信息<sup>[19-21]</sup>。在对降雨  $\delta^{18}\text{O}$  值与降雨量之间存在的关系研究中发现,降雨  $\delta^{18}\text{O}$  值表现出温度效应、纬度效应、海拔效应、大陆效应及降雨量效应等<sup>[22]</sup>。

早期利用石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值研究更新世晚期冰期旋回时,对 Milankovitch 理论所持有的太阳辐射是引起冰消的主要因素提出质疑<sup>[23]</sup>,同时热带辐合带的迁移及太阳辐射的年际波动,制约着季风气候区大气环流强度,表现出降雨源与降雨量的变化,记录在该区域洞穴石笋  $\delta^{18}\text{O}$  值曲线中<sup>[24-25]</sup>。对亚洲季风系统的研究,增强了学者对于千年甚至百年尺度环境变化的理解,阐明了地表干湿状况与东亚季风、太阳辐射等因素之间的氧同位素联系<sup>[24,26-29]</sup>。

上述利用洞穴次生沉积物  $\delta^{18}\text{O}$  值研究地表古气候与环境成果显著,理论成熟,尤其是在定年技术的支持下,能够高分辨率地解读不同时期冷暖、干湿状况,这就为我们分析喀斯特石漠化发生、演化的自然因素提供了古气候环境方面的信息。

**2.1.2 碳同位素研究** 在喀斯特动力学系统中,伴随着全球水循环,碳元素也在不断发生迁移,地表水和降水在经过大气、土壤时,吸收了其中的  $\text{CO}_2$ ,具有一定的溶蚀力,穿过基岩时溶解碳酸岩,下渗到洞穴后,由于洞穴温度、 $\text{CO}_2$  浓度差异及液滴表面积的变化,引起洞穴滴水中  $\text{CO}_2$  析出,形成过饱和状态的碳酸盐溶液,形成洞穴碳酸钙沉积物,经分析,洞穴碳酸

盐沉积物中碳元素有 3 个方面的来源:降水中溶解的大气  $\text{CO}_2$ 、土壤生物成因  $\text{CO}_2$  以及碳酸盐基岩中碳元素。其中,降水中溶解的大气  $\text{CO}_2$  分为雨水降落到地面和滴落在洞底形成碳酸盐沉积物两个阶段;土壤成因  $\text{CO}_2$  则包含了植物根呼吸出的  $\text{CO}_2$  以及有机体降解释放出的  $\text{CO}_2$ 。在以上三种来源中,降水中溶解的大气  $\text{CO}_2$  和碳酸盐基岩中的  $\delta^{13}\text{C}$  值在一定时间内是固定的,分别为  $-7\text{‰}$ ,  $0 \sim +1\text{‰}$ ,因此,在不考虑二者对洞穴碳酸盐沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值影响的前提下,洞穴碳酸盐沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化主要受土壤成因  $\text{CO}_2$   $\delta^{13}\text{C}$  值的影响。

以 Cerling 等为代表的土壤同位素专家论证了土壤中  $\delta^{13}\text{C}$  值在研究古环境变化中的重要作用。在对一些地区的现代土壤  $\delta^{13}\text{C}$  及上覆植被类型对比分析时发现,土壤  $\delta^{13}\text{C}$  能够较好地反映地表植被类型,原理如下:由于自然状态下  $^{12}\text{CO}_2$  键比  $^{13}\text{CO}_2$  易破裂,植物在光合作用中植物组织优先吸收  $^{12}\text{CO}_2$ ,同时  $^{12}\text{CO}_2$  优先被分解转移到磷酸甘油酸中,残余的  $^{13}\text{CO}_2$  通过呼吸作用排出。不同类型植被的固碳能力有差异,导致其具有不同的  $\delta^{13}\text{C}$  值,研究表明,C3 植物(乔木树木及大部分的灌木等)  $\delta^{13}\text{C}$  值大致在  $-32\text{‰} \sim -23\text{‰}$  之间,平均值约为  $-26.0\text{‰}$ ;C4 植物(牧草、小米、玉米、高粱等)  $\delta^{13}\text{C}$  值大致在  $-14\text{‰} \sim -8\text{‰}$  之间,平均值约为  $-13\text{‰}$ ,因此,土壤中  $\delta^{13}\text{C}$  值反映了上覆 C3 与 C4 植被比例分配。

也就是说洞穴碳酸盐沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值,可以间接反映不同气候条件下的 C3 与 C4 植被比例分配。高温湿热的气候条件下 C3 植物发育,洞穴碳酸盐沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  较轻;干冷条件下 C4 植物发育,则形成的洞穴碳酸盐沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  较重;但是,在气候极度干冷的条件下,任何植物都难以生存,此时形成的洞穴碳酸盐沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  值接近于大气。李红春等在对北京石花洞石笋进行  $\delta^{13}\text{C}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  对比分析时,证实了古气候变化引起的植被类型改变所带来的石笋  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化<sup>[30]</sup>。

然而,由于洞穴沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值来源众多,影响因素复杂,平衡反应机理历来是学者关注的重点问题。Hendy 将  $\text{CaCO}_3$  溶解过程分为开发体系和封闭体系,并用公式和模型详细阐述了碳同位素在二者环境下的平衡分馏过程<sup>[31]</sup>,在此基础上,Salomons 等人给出了溶液碳同位素的计算公式:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{[\text{CO}_2] \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{aq}} + [\text{HCO}_3^-] \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} + [\text{CO}_3^{2-}] \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3^{2-}}}{[\text{CO}_2]_{\text{aq}} + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]} \quad (2)$$

其中,  $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ 、 $[\text{HCO}_3^-]$ 、 $[\text{CO}_3^{2-}]$  分别为溶解  $\text{CO}_2$ 、碳酸氢根离子、碳酸根离子浓度;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{aq}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3^{2-}}$  为以上三种含碳形态的  $\delta^{13}\text{C}$  值。在已知碳酸盐体系中化学平衡常数和碳同位素平衡分馏系数及土壤  $\text{CO}_2$   $\delta^{13}\text{C}$  值的前提下, 可以根据平衡条件下三种含碳离子浓度来计算土壤溶液中的  $\delta^{13}\text{C}$  值, 而这三种含碳离子浓度可以通过土壤  $\text{CO}_2$  及 pH 值来计算。

在喀斯特开发系统中, 即  $\text{CO}_2$  供应充足的条件下, 碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值较大幅度上取决于土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值, 此时, 碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值按照式(3)计算:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \epsilon_{\text{CO}_2-\text{CaCO}_3} \quad (3)$$

其中  $\epsilon_{\text{CO}_2-\text{CaCO}_3}$  表示  $\text{CO}_2$  与  $\text{CaCO}_3$  间的分馏系数, 据 Friedman 等的研究成果, 在  $15^\circ\text{C}$  和  $25^\circ\text{C}$  下,  $\epsilon_{\text{CO}_2-\text{CaCO}_3}$  分别为  $-11.8\text{‰}$  和  $-10.36\text{‰}$ , 在已知土壤  $\text{CO}_2$  的平均值时, 便可以求得在平衡分馏条件下形成的沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值与测得的沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值, 从而可以推断该沉积物是否在平衡分馏条件下形成, 并决定其是否能够作为环境替代指标。

但是动态平衡条件下,  $\text{CaCO}_3$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值还受到溶液  $\text{CO}_2$  分压、土壤  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值以及温度等变化的影响, 使洞穴沉积物中碳同位素作为环境替代指标的研究变得更为困难。即使是在同一洞穴中, 不同的滴水点下形成的现代沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值, 受到滴水点水动力条件的影响, 也不能完全正确地反映地表环境变化<sup>[32]</sup>。李彬等人对桂林地区洞穴滴水、沉积物碳同位素研究时发现, 开放喀斯特系统中,  $\text{CO}_2$  供应充足, 喀斯特水与母岩的作用时间不长的条件下, 形成的洞穴碳酸盐沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值, 才能够作为环境替代指标<sup>[33]</sup>。虽然近年来, 碳同位素研究已经引起广大学者的广泛关注<sup>[34-35]</sup>, 但是由于研究理论尚未成熟, 无论考究碳同位素与地表环境, 还是与温度、降雨量的关系时, 往往要借助氧同位素作为媒介<sup>[30,33,36-38]</sup>。因此, 将洞穴沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值作为地表环境变化的指标时, 首先要对其可行性进行分析, 从而选择正确的洞穴沉积物作为研究对象。

**2.1.3 地表石漠化的同位素研究** 在“ $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CaCO}_3$ ”喀斯特动力系统理论的支持下<sup>[39]</sup>, 已经有学者开展了这方面的研究。其中, 黎廷宇<sup>[35]</sup>对不同植被类型下洞穴系统中稳定性同位素与地球化学特征时空演变规律做了系统性研究, 但并没有对其进行石漠化等级划分; 刘子琦<sup>[34]</sup>利用洞穴化学指标体系对贵州中西部近现代石漠化成因及趋势做了试探性研究, 通过石笋、鹅管  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  等记录反演了过去 800 a 的气候条件与石漠化状况, 发现人类活动

对石漠化发生、演化起到了至关重要的作用, 通过 3 个洞穴沉积物  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值的对比分析, 发现在石漠化等级发生强烈的地区, 地表植被往往较差、土壤层薄, 洞穴沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  值更多地表现出大气与基岩  $\delta^{13}\text{C}$  特征值, 从而形成  $\delta^{13}\text{C}$  值偏重, 同时  $\delta^{18}\text{O}$  值偏重的干旱环境下更易发生石漠化(图 2)<sup>[40]</sup>。

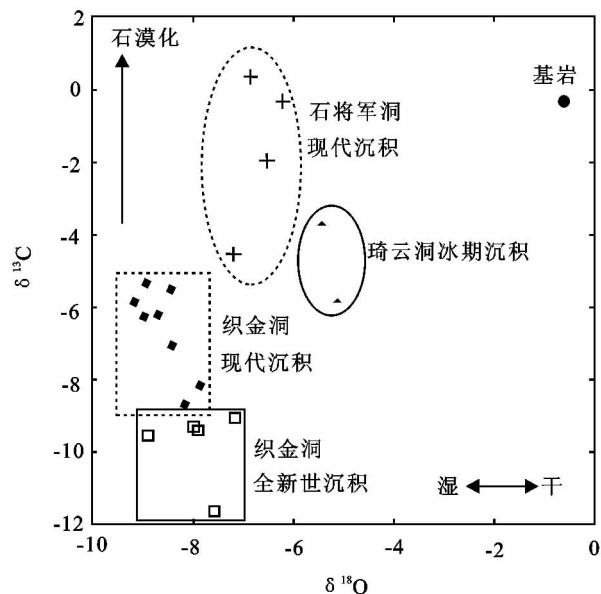


图2 贵州中西部洞穴碳酸钙样品中碳氧同位素关系图<sup>[40]</sup>

## 2.2 常量、微量元素研究

洞穴次生沉积物中元素成分主要是由洞穴滴水形成时喀斯特水下渗过程中引起的上覆土壤及母岩的淋溶作用形成的, 其含量变化一方面取决于土壤及母岩中元素含量, 另一方面受制于元素迁移过程中的变化。而元素迁移则受到地表环境(温度、pH 等)、迁移路径以及在上覆母岩中滞留时间的影响, 这种影响主要体现在不同地表环境元素在液相和固相的分配系数的不同。

研究表明, Mg 在水和方解石之间的分配系数(DMg)与温度成正相关<sup>[41-42]</sup>, 有学者试图寻找 Mg/Ca 比值与洞穴温度的关系, 发现洞穴沉积物中 Mg/Ca 正比于洞穴温度<sup>[41,43]</sup>。同时也有学者指出 Mg/Ca 比值的年际内变化, 主要与季节性温度变化有关<sup>[44]</sup>, 虽然洞穴温度变化同样会引起洞穴滴水与沉积物之间 Mg 分配系数 DMg 的差异( $25^\circ\text{C}$  时为 0.031;  $15^\circ\text{C}$  时为 0.019)<sup>[45]</sup>, 但这种微小差异( $1^\circ\text{C}$  仅为 0.000 6)不足以影响洞穴滴水与沉积物之间 Mg/Ca 比值的差异, 因此洞穴沉积物中 Mg/Ca 可以直接反映滴水中 Mg/Ca 值<sup>[46]</sup>。

由于方解石与白云石之间的溶解度差异, 致使 Mg、Ca 在不同溶解阶段具有不同的比值, 尤其是干旱季节水分滞留时间长, 在水分到达洞穴形成洞穴滴

水之前,  $\text{CaCO}_3$  优先沉积, 致使  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值升高, 在一定程度上反映了洞穴滴水在基岩中的滞留时间<sup>[47]</sup>。随着对洞穴滴水研究的深入, 有学者发现洞穴滴水中  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值在很大程度上受制于干湿条件的变化<sup>[48]</sup>。但是, 究竟滴水中  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值反映的是水流的滞留时间, 还是外界干湿条件, 要根据研究地区长期洞穴监测结果来推断<sup>[46]</sup>。

有学者指出,  $\text{Sr}$  在洞穴滴水与次生沉积物中的分配系数不受温度影响, 利用  $\text{Mg}$  与  $\text{Sr}$  的化学特性, 可以将洞穴次生沉积物中  $\text{Mg}/\text{Sr}$  比值作为温度替代指标<sup>[43]</sup>。国内学者对洞穴沉积物微量元素的环境意义研究时发现,  $\text{Mg}/\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}/\text{Sr}$  主要受制于温度变化, 在一定条件下反映地表环境的突变现象<sup>[33, 41-42, 48]</sup>。

洞穴沉积物中微量元素的研究, 在一定程度上可以与碳、氧同位素指标作为对比, 作为反演地表喀斯特石漠化的佐证, 但其直接在石漠化记录研究中的应用却无人问津。

### 2.3 洞穴滴水研究

目前有关洞穴系统指示地表环境的研究对象主要为在洞穴沉积物, 指标选择多为同位素及各种常量、微量元素。其中  $\delta^{18}\text{O}$  能够反映沉积时温度和降水的变化, 且理论已渐进成熟;  $\delta^{13}\text{C}$  已经被论证可用于反映地表环境状况, 但由于其影响因素复杂, 所选样品应经充分论证。经以往学者研究, 洞穴石笋沉积物的物质来源于洞顶的洞穴滴水, 因此为了利用洞穴沉积物进行高分辨率气候—环境信息解译, 国内外学者在早期就对洞穴滴水中的同位素及微量元素展开了相关研究<sup>[32, 47, 49-51]</sup>。洞穴滴水中物质组成则依赖于降雨、大气以及上覆基岩与土壤, 即溶解有大气中  $\text{CO}_2$  的降雨到达地面后, 对基岩和土壤进行溶蚀、淋滤和搬运, 经过喀斯特裂隙进入喀斯特洞穴系统成为洞穴滴水。此过程中, 来源于大气降水的洞穴滴水携带了丰富的气候信息, 对气候与地表生态环境的变化的响应敏感, 这种响应存在不同程度的时间差, 随基岩厚度、裂隙发育程度等的变化而不同。对洞穴滴水地球化学特征进行长时间尺度地定点、定时检测, 并结合同步气候变化观察、记录资料, 能够推测出洞穴滴水对地表环境的响应机制, 从而找出对地表环境响应强烈的滴水点下形成的石笋, 达到通过石笋记录推测古代地表变化的目的。

洞穴滴水受到不同来源水、洞穴顶板空隙、裂隙水等的影响, 具有不同的水动力作用过程, 表现出对降雨响应时间的差异, 从而造成对喀斯特次生沉积物记录指标的影响, 是喀斯特次生沉积记录指标解译的基础。对洞穴滴水展开长期、系统性的监测工作为数

不多, 王新中、班风梅等人在对北京石花洞长达一个水文年的观测过程中, 指出常年滴水点和季节滴水点, 在旱季转雨季的初期, 都具有较长时间的降雨响应时间, 长达 1~3 个月, 之后当土壤水含量达到一定程度后, 响应时间主要受制于岩层厚度及供水通道的通透性。周运超等对洞穴滴水在形成过程中由于水—土、水—岩作用所带来的元素含量变化, 做了系统性研究, 揭示了洞穴滴水的水文地球化学过程。在水文年雨季之初形成的洞穴滴水, 往往包含通过快速运移管道输出的当季降雨和存在于岩层中被“活塞效应”推动形成的“老水”, 是影响洞穴沉积物的高分辨率解译的一个重要因素。

滴水  $\text{Ca}^{2+}$  主要源于水分对洞穴上覆岩层的碳酸岩的溶解作用, 溶解  $\text{Ca}^{2+}$  含量主要取决于降雨从土壤中所携带的  $\text{CO}_2$  含量, 而土壤生物来源  $\text{CO}_2$  含量具有明显的季节性变化, 受其影响, 滴水  $\text{Ca}^{2+}$  含量雨季明显高于旱季<sup>[52-54]</sup>。土壤中的碳酸岩盐, 在雨季随渗流向下淋溶, 而在旱季则随着毛管水向上移动, 谭明<sup>[55]</sup>在土壤淋溶实验中发现, 土壤中碳酸盐结合态  $\text{Mg}$  含量较高的条件下, 如果气候干湿交替现象明显, 往往在雨季之初形成  $\text{Mg}^{2+}$  的“再生峰”, 随着降雨量的减少, 不同滴水点  $\text{Mg}^{2+}$  信号的持续时间存在差异, 主要受水分运移过程中的通道长度影响<sup>[2]</sup>。洞穴滴水中  $\text{SO}_4^{2-}$  多源于土壤石膏的溶解, 其淋溶往往伴随着  $\text{Ca}^{2+}$  浓度的增加<sup>[56]</sup>。水文年雨季初期降雨所携带的土壤有机质, 往往形成石笋中的“暗色层”,  $\text{Ca}^{2+}$  含量少, 沉积速度慢; 之后, 随着降雨量的增加, 土壤  $\text{CO}_2$  含量提高, 溶解  $\text{Ca}^{2+}$  含量增加, 多形成“亮层”微层<sup>[57-58]</sup>。

洞穴滴水的同位素特征研究中, 韩军在研究桂林洞穴滴水氧同位素、滴速与降雨量之间关系时发现, 洞穴滴水滴速、滴水氧同位素对降雨量、雨水氧同位的响应具有相同的时间效应<sup>[58]</sup>。 $\delta^{18}\text{O}$  值全年波动较大的滴水点, 其滴速对降雨量的响应、滴水  $\delta^{18}\text{O}$  对雨水  $\delta^{18}\text{O}$  响应较快;  $\delta^{18}\text{O}$  值季节性变化明显的滴水点, 其滴速对降雨量的响应、滴水  $\delta^{18}\text{O}$  对雨水  $\delta^{18}\text{O}$  响应具有明显的滞后性。前者顶板覆盖层较薄, 裂隙发育, 因此降雨下渗补给较快; 后者则反之。洞穴滴水对降雨响应的滞后时间, 取决于水分在洞穴地板中的运移途径, 与水分在土壤和岩层中的运移时间相关。

## 3 利用洞穴沉积物反演喀斯特石漠化的问题探究

喀斯特石漠化作为全球环境变化条件下区域环境格局的一种特殊状态, 需要深刻了解其发展、演化

历史过程,从而为石漠化治理工作提供正确的指导思想,避免不必要的人力、物力浪费。喀斯特地区,尤其是西南喀斯特地区,具有丰富的喀斯特洞穴系统,对于利用洞穴沉积物反演古气候的研究提供了良好的载体,因此可以利用喀斯特洞穴系统(石笋、石钟乳等)反演早期石漠化演变。但是这种方法的借用不等于照搬,需要探索出一套适用于喀斯特石漠化评价的洞穴指标体系。因此,在进行研究区、研究对象、研究指标选取时,需要注意以下几点问题:

(1) 喀斯特石漠化叠加了自然因素与人类活动的双重影响,合理定位不同时期二者所占权重,掌握石漠化发生、演化的阶段性控制因素,有利于制定合理的石漠化治理目标,并对治理成果做出有效地估测。因此在进行石漠化发生影响因素研究时,必须从自然、人为两个方面入手,通过科学、合理的研究方法获取可靠的资料(图3)。

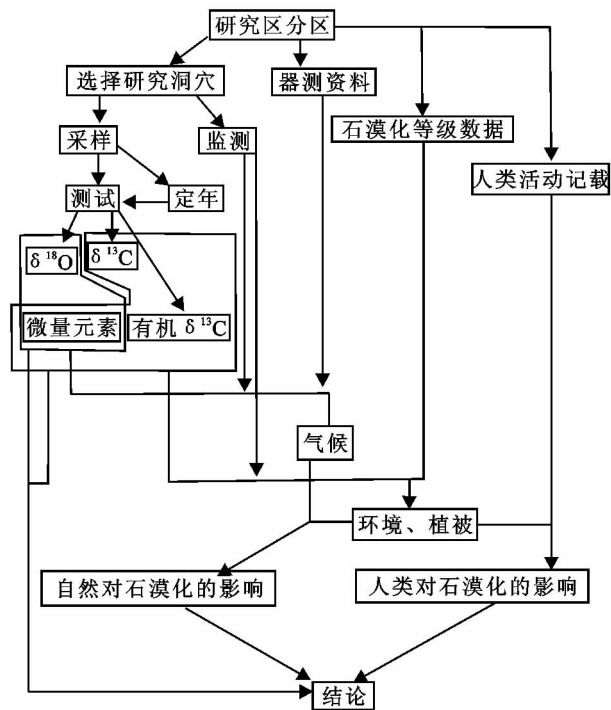


图3 利用洞穴指标系统反演喀斯特石漠化技术路线图

(2) 通过洞穴指标体系研究地表环境变化,从而达到获取地表石漠化演变的气候、降雨等自然因素信息的目的。洞穴滴水是洞穴沉积物的直接物质来源,因此要利用洞穴沉积物指标系统研究地表石漠化,必须首先讨论石漠化在现代洞穴滴水中各指标的敏感性,选出合适的指示性指标,然而在喀斯特动力系统中,降雨—土壤—岩石—滴水过程,洞穴滴水中水文化学及同位素特征受其在降雨、土壤、岩石3个阶段的影响,因此我们需要对洞穴滴水进行滴率、电导率、pH等方面的实时监测,并对雨水、土壤、岩石、洞穴滴水进行元素及同位素分析,将地表土壤成分对洞穴

滴水所造成的影响剥离出来,并利用地表石漠化程度与土壤、植被的相关性特征,最终探讨不同石漠化程度在洞穴滴水中的记录特征。

由于洞穴滴水与沉积物之间存在同位素平衡分馏、元素分配系数的差异,因此地表石漠化状况的洞穴指标体系在洞穴沉积物中的运用,并不能一蹴而就、完全照搬,需要对洞穴滴水饱和度、元素分配、同位素平衡分馏进行系统、科学地论证,扣除沉积物形成时各指标的偏差,从而寻找出准确的石漠化替代性指标。

(3) 人类活动作为石漠化演变的重要驱动力,对石漠化的发生起着诱导、甚至控制作用。我们需要从历史文献的角度出发,研究不同时代石漠化地区的包括土地开荒、伐木建设及燃料结构等方面的信息,从而分析石漠化发生的人为因素。

## 4 结论

(1) 地表环境信息记录在洞穴沉积物中,经历降雨、溶解及沉积3个阶段,地表石漠化环境信息主要在岩溶水溶解阶段输入洞穴系统,同时外界环境信息在降雨阶段的输入及沉积阶段的化学变化影响着石漠化信息在洞穴沉积物中的提取。

(2) 有关洞穴沉积系统的研究表明,利用洞穴沉积物来反演地表环境状况理论已渐趋成熟,且已有学者运用洞穴沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值反演喀斯特石漠化,尽管 $\text{Mg}/\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}/\text{Sr}$ 等指标为氧、碳同位素记录提供了补充、论证,但无人利用其研究喀斯特石漠化。

(3) 洞穴滴水作为洞穴沉积物系统的直接来源,进行喀斯特石漠化信息解译必然要在其理论研究基础上进行长期监测、分析,然而,这一过程面临着诸多问题。

### 参考文献:

- [1] 熊康宁,黎平,周忠发,等.喀斯特石漠化的遥感—GIS典型研究[M].北京:地质出版社,2002.
- [2] 杨勤业,李双成.中国生态地域划分的若干问题[J].生态学报,1999,19(5):596-601.
- [3] 傅伯杰,刘国华,陈利顶,等.中国生态区划方案[J].生态学报,2001,21(1):1-6.
- [4] 李阳兵,谢德体,魏韩富,等.西南岩溶山地生态脆弱性研究[J].中国岩溶,2002,21(1):25-29.
- [5] 张殿发,王世杰,周德全.贵州省喀斯特地区土地石漠化的内动力作用机制[J].水土保持通报,2001,21(4):1-5.
- [6] 周锦忠,吕英娟.石漠化的成因机理与防治对策[J].湖南地质,2003(1):43-46.

- [7] 饶懿,王丽丽,赵珂. 西南岩溶山区石漠化成因及其生态恢复对策[J]. 西华师范大学学报:自然科学版,2004,25(4):440-443.
- [8] 王世杰,李阳兵,李瑞玲. 喀斯特石漠化的形成背景、演化与治理[J]. 第四纪研究,2003,23(6):657-666.
- [9] Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances[J]. J. Chem. Soc.,1947:562-581.
- [10] O'neil J R, Clayton, Mayeda, T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. J. Chem. Phys.,1969,51(12):5547-5558.
- [11] Wigley T M L, Brown M C. The physics of caves[M] // Ford T D, Cullingford C H D. The Science of Speleology. London: Academic Press,1976:329-358.
- [12] Epstein S, Mayeda T. Variation of  $\delta^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta,1953,4(5):213-224.
- [13] Hendy C H, Wilson A T. Palaeoclimatic data from speleothems[J]. Nature,1968,219:48-51.
- [14] Schwarcz H P, Harmon R S. Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1976,40(6):657-665.
- [15] Thompson P, Schwarcz H P, Ford D C. Stable isotope geochemistry, geothermometry, and geochronology of speleothems from West[J]. Geological Society of America Bulletin,1976,87(12):1730-1738.
- [16] Vernekar A D. Long period global variations of incoming solar radiation [J]. Meteorological Monographs, 1972,12(34):1-10.
- [17] Edwards R L, Chen J H, Wasserburg G J.  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ - $^{232}\text{Th}$  systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years[J]. Earth and Planetary Science Letters,1986,81(2/3):175-192.
- [18] Hinrichs J, Schnetger B. A fast method for the simultaneous determination of  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{234}\text{U}$  and  $^{235}\text{U}$  with isotope dilution sector field ICP-MS[J]. Analyst,1999, 124:927-932.
- [19] 李红春,陈文寄. 利用洞穴石笋的  $\delta^{18}\text{O}$  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]. 地质地震,1997,19(1):77-86.
- [20] Rozanski K, Aragus-Aragus L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation[M] // Swart P K. Climate Change in Continental Isotopic Records. American Geophysical Union: USA Monograph,1993.
- [21] 张美良,朱晓燕. 桂林洞穴滴水及现代碳酸钙( $\text{CaCO}_3$ ) 沉积的碳同位素记录及其环境意义[J]. 地球学报, 2009,30(5):634-642.
- [22] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus,1964,16(4):436-468.
- [23] Winograd I J, Coplen T B, Landwehr J M, et al. Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada[J]. Science,1992,258(5080): 255-260.
- [24] Wang Fei, Li Hongchun, Zhu Rixiang, et al. Late Quaternary downcutting rates of the Qianyou River from U/Th speleothem dates, Qinling mountains, China[J]. Quaternary Research,2004,62(2):194-200.
- [25] Cruze F W J, Burns S J, Karmann I, et al. Isolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 11600 years in subtropical Brazil[J]. Nature,2005, 434:63-66.
- [26] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China[J]. Science,2001,294 (5550):2345-2348.
- [27] Cheng H, Edwards R L, Wang Y J, et al. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations[J]. Geology,2000,34(3): 217-220.
- [28] Johnson K R, Ingram B L, Warren D S, et al. East Asian summer monsoon variability during marine isotope stage 5 based on speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  records from Wanxiang Cave, central China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,2006,236(1/2):5-19.
- [29] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years[J]. Nature,2008,451:1091-1093.
- [30] 李红春,顾德隆. 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):456-463.
- [31] Hendy C H. The isotopic geochemistry of speleothems:I. The calculation of the effects of different model of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators[J]. Geochim. et Cosmochim Acta,1971,35(8): 801-824.
- [32] 韩军,杨霄. 桂林洞穴滴水对应  $\text{CaCO}_3$  沉积物的稳定同位素特征与环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008,28(4):117-124.
- [33] 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[J]. 中国科学,2000,30(1):81-87.
- [34] 刘子琦. 利用洞穴体系地球化学指标研究贵州中西部近现代石漠化成因及趋势[D]. 重庆:西南大学,2008.
- [35] 黎廷宇. 岩溶洞穴系统稳定碳同位素演化的地球化学过程及其环境意义[D]. 北京:中国科学院研究生院,

- 2004.
- [36] 孔兴功. 石笋氧碳同位素古气候代用指标研究进展[J]. 高校地质学报, 2009, 15(2): 165-170.
- [37] 覃嘉铭, 袁道先, 林玉石, 等. 桂林 44 ka BP. 石笋同位素记录及其环境解译[J]. 地球学报, 2000, 21(4): 407-416.
- [38] 李彬. 岩溶区古气候替代指标及桂林地区 14 万年来古气候变化研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 1999.
- [39] 袁道先. 全球岩溶生态系统对比: 科学目标和执行计划[J]. 地球科学进展, 2001, 16(4): 461-466.
- [40] 刘子琦, 熊康宁, 盈斌. 洞穴新生碳酸钙碳同位素对地表石漠化的指示意义[J]. 安徽农业科学, 2011, 39(5): 2896-2899.
- [41] Geode A, Vogel J C. Trace element variations and dating of a Late Pleistocene Tasmanian speleothems[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1991, 88(1/2): 121-131.
- [42] Morse J W, Bender M L. Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems[J]. *Chemical Geology*, 1990, 82: 265-277.
- [43] Gascoyne M. Trace element partition coefficients in the calcite water system and their paleoclimatic significance in cave studies[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 61(1/3): 213-222.
- [44] Roberts M S, Smart P L, Baker A. Annual trace element variations in a Holocene speleothem[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 154(1/4): 237-246.
- [45] Huang Y M, Fairchild I J. Partitioning of  $\text{Sr}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  into calcite under karst-analogue experimental conditions[J]. *Geochim Cosmochimica Acta*, 2001, 65(1): 47-62.
- [46] 王新中, 班凤梅, 潘根兴. 洞穴滴水地球化学的空间和时间变化及其控制因素: 以北京石花洞为例[J]. 第四纪研究, 2005, 25(2): 258-264.
- [47] Fairchild I J, Borsato A, Tooth A F, et al. Controls on trace element (Sr, Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records[J]. *Chemical Geology*, 2000, 166(3/4): 255-269.
- [48] 张美良, 林玉石. 黔南洞穴石笋古气候变化记录及终止点 II 的确定[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 33(11): 942-950.
- [49] Baker A, Barnes W L, Smart P L. Variations in the discharge and organic matter content of stalagmite drip waters in Lower Cave, Bristol [J]. *Hydrological Processes*, 1997, 11(11): 1541-1555.
- [50] Genty D, Deflandre G. Drip flow variations under a stalactite of the Pèrè Nol cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints[J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 211(1/4): 208-232.
- [51] Zhang Pingzhong, Chen Yimeng, Johnson K P, et al. Environmental significance of isotope in drip water and present stalagmites from Wanxiang Cave, Wudu, Gansu[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(15): 1529-1531.
- [52] 刘东生, 谭明, 秦小光, 等. 洞穴碳酸钙微层理在中国的首次发现及其对全球变化研究的意义[J]. 第四纪研究, 1997(1): 41-51.
- [53] 唐灿, 周平根. 北京典型溶洞区土壤中的  $\text{CO}_2$  及其对岩溶作用的驱动[J]. 中国岩溶, 1999, 18(3): 213-217.
- [54] 潘根兴, 曹建华, 何师意, 等. 岩溶土壤系统对土壤空气  $\text{CO}_2$  的吸收及其对陆地碳循环的意义: 以桂林丫吉村岩溶试验场的野外观测和模拟实验为例[J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 580-587.
- [55] 姜光辉, 郭芳, 曹建华, 等. 峰丛洼地表层岩溶动力系统季节变化规律[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2003, 28(3): 341-345.
- [56] 何师意, 潘根兴, 曹建华, 等. 表层岩溶生态系统碳循环特征研究[J]. 第四纪研究, 2000, 20(4): 383-390.
- [57] 谭明, 潘根兴, 王先锋, 等. 石笋与环境: 石笋纹层形成的环境机理初探[J]. 中国岩溶, 1999, 18(3): 197-205.
- [58] 周运超, 王世杰. 贵州七星洞滴水的水文水化学特征及其意义[J]. 水文地质工程地质, 2006(1): 52-57.