

文章编号: 1001-4179(2008)11-0117-02

桂林浪石地下河岩溶洼地形成年龄研究

赖树钦^{1,2} 康志强¹ 王增银¹

(1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北 武汉 430074; 2. 福建省地质工程勘察院, 福建 福州 350002)

摘要:浪石地下河发源于桂林市阳朔县杨堤乡漓江东岸的岩溶洼地之中,经鸡赖崴岩溶洼地,于浪石村一带汇入漓江,为一典型的单通道地下河系统。从该地下河系统的地质结构研究入手,运用水化学分析手段和 MAPGIS 空间分析功能推求得该地下河岩溶洼地的年龄为 2.78 Ma;然后再运用微量组分 Sr 元素加以验证,其结果为 2.67 Ma。这说明了该地下河岩溶洼地主要形成于第四纪,为研究浪石地下河的形成与发育历史提供了理论参考。

关键词:地质结构;形成年龄;浪石地下河系统;桂林
中图分类号: P533 **文献标识码:** A

1 研究区概况

1.1 浪石地下河简介

浪石地下河系统位于桂林市阳朔县杨堤乡漓江东岸,上游地貌为峰丛洼地。该地下河流经鸡赖崴溶蚀盆地,于漓江边浪石村流出,全长 5.2 km。其流域范围为一封闭的岩溶洼(谷)地,面积 6.4 km²。在其流域范围内,排泄口仅有浪石村附近的地下河出口一条通道。受区内近东西向断裂的影响,该地下河的地表标志为呈串珠状分布的天窗及岩溶洼地。由于该流域范围内的所有碳酸盐岩侵蚀量均通过此出口排泄,故可认为是一单通道地下河系统。

1.2 研究区地层概况

研究区地层出露较为简单。在上古生界沉积了巨厚、质纯的碳酸盐岩。由于该地在上古生界及中生界受到了地壳升降运动的影响,中生界地层零星分布,尤其是三叠系以来地层基本上都分布于洼地或平原之中,与下伏中、上泥盆统碳酸盐岩呈岩溶不整合接触^[1]。

浪石地下河流域内出露基岩地层比较单一,主要为泥盆统融县组(D_{3r})灰岩,仅在其洼地底部有小面积的泥盆统东岗岭组(D_{3d})白云岩出露。

1.3 浪石地下河流域与动态特征

浪石地下河系统除洼地、谷地底部有 1~3 m 的第四系溶余粘土覆盖,其余地段基岩裸露,且地表岩溶发育,降雨入渗条件非常好。降雨基本上都是通过地下河天窗、落水洞等点状入渗补给和由地表细小岩溶裂隙、薄层溶余粘土呈面状入渗补给,几乎全部入渗地下,形成丰富的地下径流,而地表水系不发育。由

于近源补给、近源排泄,地下水径流对降雨的滞后时间小于 1 d,地下河流量年变化系数较大。2003~2005 年两个水文年内,浪石地下河月均流量最小 1.40 L/s,最大 1 500 L/s,平均 200.26 L/s。

2 基于 GIS 的侵蚀量计算

在漫长岩溶侵蚀历史过程中,质纯的碳酸盐岩地层是岩溶地貌发育的基础条件,水动力因素则是其发育以及发展的源动力。经分析地质条件得知,浪石地下河流域最高侵蚀基准面位于 610 m 左右的高程面上。也就是说,在营造当今地貌格局过程中,浪石地下河流域大量的碳酸盐岩被地下水搬运带走。在此过程中,由于受差异性溶蚀的限制,该地下河得以发育,并且全部的侵蚀量都经此地下河口排泄,因此可以借助 MAPGIS 蓄积量计算功能对该区的碳酸盐岩总侵蚀量进行计算。鉴于该区特殊的地质格局,岩层产状倾角较小,在洼地底部近水平展布,因此以第三纪末准平原夷平面高程作为起始侵蚀高程,计算其侵蚀洼地的体积。

算得浪石地下河流域侵蚀量总体积为 17.25 亿 m³。

又由于白云岩仅在洼地底部出露,因其侵蚀厚度小于 10 m 而无法用上述方法测定,故在本文中对其进行估算,其公式如下:

$$V_{\text{白云岩}} = hA_{\text{白云岩}}$$

式中 $V_{\text{白云岩}}$ 为洼地内白云岩侵蚀量; h 为白云岩侵蚀平均厚度,取 6 m; $A_{\text{白云岩}}$ 为白云岩出露面积,为 14.13 万 m²。

用此方法计算得到洼地内白云岩侵蚀量为 0.084 8 亿 m³。

在该岩溶洼地的总输出量扣除洼地内白云岩的侵蚀量,即为洼地内灰岩的总侵蚀量。即

收稿日期:2007-12-20

基金项目:国家自然科学基金资助项目(90202006)

作者简介:赖树钦,男,中国地质大学(武汉)环境学院,博士研究生;福建省地质工程勘察院,高级工程师。

$$V_{\text{总灰岩}} = V - V_{\text{白云岩}}$$

则灰岩的总侵蚀量为 17.25 亿 m^3 。

另外,由于地下河洞穴体完全落在了白云岩地层中,其体积同样也是白云岩总输出量的一部分。其计算公式如下:

$$V_{\text{洞}} = L\bar{S}_{\text{洞}}$$

式中 $V_{\text{洞}}$ 为地下河溶洞体体积量; L 为地下河总长度,为 5.2 km; $\bar{S}_{\text{洞}}$ 为洞穴体截面积平均值。

由于无法实测地下河溶洞体的体积,只好借助洞口的发育规模来估算。其洞口截面积约为 3 m^2 ,进洞约 50 m 后洞径变小。因此,假设其溶洞的平均截面积为 1.5 m^2 ,则利用上述公式计算得到溶洞体体积量为 $7 800 \text{ m}^3$ 。

则白云岩侵蚀量的总体积为:

$$V_{\text{总白云岩}} = 85.5 \text{ 万 } \text{m}^3$$

3 地下水化学组分及侵蚀速率研究

岩溶水化学是岩溶作用方式及强度的反映,因此,水化学组分常常被用来作为碳酸盐岩总侵蚀量的计算依据。由于浪石地下河为一单通道地下河系统,因此,雨水(补给源)水化学组成与河口处(排泄处)水化学组成完全可以表征其岩溶的作用强度,以此为基础作为计算该流域碳酸盐岩侵蚀速率是完全可行的。因此,本项研究自 2003 年 6 月 - 2005 年 7 月对浪石地下河流域进行两个水文年的取样,经过对其进行分析计算,其 Sr^{2+} 、方解石及白云石的月输出量数据见表 1。

表 1 浪石地下河出口 Ca、Mg、Sr 输出量

取样 年月	$\text{Mg}^{2+}/$ (mg L^{-1})	$\text{Ca}^{2+}/$ (mg L^{-1})	$\text{Sr}^{2+}/$ PPb	流量/ (L s^{-1})	$\text{CaCO}_3/$ (10^3 kg 月^{-1})	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2/$ (10^3 kg 月^{-1})	Sr/ (kg 月^{-1})
2003.07	8.272	92.808	39.1	20.1	10.635	3.414	2.105
2003.08	7.816	93.425	43.8	22.0	11.844	3.531	2.581
2003.09	5.938	89.244	41.5	39.0	20.053	4.602	4.195
2003.10	6.059	86.787	36.2	15.8	8.113	1.966	1.532
2003.11	6.588	93.428	33.5	13.7	7.319	1.794	1.190
2003.12	6.786	96.449	32.8	8.5	4.846	1.184	0.747
2004.01	6.662	94.175	32.5	6.0	3.338	0.821	0.523
2004.02	6.537	91.901	32.3	3.5	1.776	0.440	0.283
2004.03	6.929	90.930	31.8	3.1	1.648	0.441	0.264
2004.04	5.825	85.522	29.5	287.1	141.044	33.233	21.953
2004.05	6.132	88.146	31.7	199.5	104.098	25.120	16.933
2004.06	6.765	94.941	26.9	551.5	298.999	74.140	38.510
2004.07	5.860	82.720	23.5	44.6	21.787	5.367	2.801
2004.08	5.750	86.140	24.9	172.0	88.171	20.309	11.462
2004.09	6.400	85.770	27.2	15.0	7.300	1.908	1.056
2004.10	5.833	89.779	27.4	24.0	12.866	2.875	1.763
2004.11	6.236	90.581	30.1	1.4	0.727	0.173	0.109
2004.12	6.545	86.300	28.3	2.6	1.313	0.349	0.197
2005.01	7.783	82.960	29.5	10.0	4.686	1.598	0.791
2005.02	6.455	83.000	34.7	8.5	3.846	1.054	0.739
2005.03	5.850	84.000	33.6	1500.0	745.767	180.189	134.991
2005.04	6.250	78.700	32.7	300.0	132.743	37.260	25.428
2005.05	6.575	75.350	35.6	815.0	351.401	110.036	77.711
2005.06	8.580	85.520	36.7	549.0	253.367	93.605	52.224

在探讨碳酸盐岩的侵蚀量的问题上, P. W. Williams(1963)给出了如下公式来计算侵蚀模数^[31]:

$$X = \frac{FQT}{10^{12}ADn}$$

式中 x 为在一定时期内从流域中搬运走的碳酸盐岩厚度, mm;

Q 为在此时期内的流量, m^3/s ; T 为在此时期内的平均总硬度; A 为流域面积, km^2 ; D 为碳酸盐岩密度, g/cm^3 ; $1/n$ 为碳酸盐岩面积所占的比例; F 为转换系数。

此公式在说明碳酸盐岩的侵蚀过程及侵蚀量的计算上起到了很大的作用。然而,这主要是在当时的条件限制下,用来估算大面积出露的碳酸盐岩总侵蚀量而用的一种手段。现今 GIS 技术发展趋于成熟,再加上浪石地下河为单一补给源型地下河,其流域补给来源为大气降水,其 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量很小,可以忽略不计。因此,结合该地下河的补给、径流及排泄条件,可将此公式稍作修改,并对其计算进行分步。

首先,计算年输出量,运用如下公式:

$$M = \sum_{i=1}^{12} m_i = \sum_{i=1}^{12} Q_i T_i$$

式中 M 为地下河口碳酸盐岩年输出量, 10^3 kg/a ; m_i 为地下河口碳酸盐岩月输出量, 10^3 kg/月 ; F 为转换系数,灰岩为 $100 \times 86 400 \times 10^{-9}/40$; 白云岩为 $184 \times 86 400 \times 10^{-9}/24$; Q_i 为地下河出口月平均流量, L/s ; T_i 为地下河出口地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量(mg/L)。在计算时,其值分别为 $24 (\text{nMg}^{2+})/1 000$, $40 (\text{nCa}^{2+} - \text{nMg}^{2+})/1 000$ 。 n 为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 离子的摩尔浓度。

运用此公式计算的结果是纯方解石及纯白云石的年输出量(质量)。根据表 1 及表 2 数据计算,其方解石及白云石年均输出量为 $1 680.90 \times 10^3 \text{ kg/a}$ 及 $3 367.24 \times 10^3 \text{ kg/a}$ 。

用上述方法计算得到的结果是纯方解石及纯白云石的年输出量(质量)。为了能与前面利用 MAPGIS 计算的碳酸盐岩总侵蚀量单位相一致,则需换算成体积侵蚀量。

据翁金桃等^[21](1987)对桂林地区融县组 12 个灰岩样、东岗岭组 2 个白云岩样的溶蚀试验资料(见表 2)。可以借助下述公式来实现其侵蚀速率在“质量—体积”之间的转换。

$$v = \frac{\bar{M}}{(1-n)D} \frac{1}{1-r}$$

式中 v 为年均输出量(体积), m^3/a ; \bar{M} 为年均输出量(质量), kg/a ; F 为单位转换系数,为 10^{-3} ; D 为岩石密度, g/cm^3 ; r 为酸不溶物质量分数; n 为岩石孔隙度。

由于是两类岩石的混合溶解,为了使计算过程简单起见,不针对灰岩与白云岩作各自的输出量数据计算,而是只针对其中的矿物(方解石及白云石)的年均输出体积量作计算。此过程可利用如下换算公式实现。

$$v = \frac{b\bar{M}}{(1-n)r} \frac{1}{1-r}$$

式中 v 为平均输出量(体积), m^3/a ; \bar{M} 为年均输出量(质量), kg/a ; F 为单位转换系数,为 10^{-3} ; b 为岩石密度(g/cm^3); r 为酸不溶物质量分数; n 为岩石孔隙度。

运用此公式计算可得灰岩地层平均输出量为 $619.383 \text{ m}^3/\text{a}$, 白云岩地层平均输出量为 $131.693 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

4 岩溶洼地形成年龄计算及验证

4.1 用 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 计算地下河岩溶洼地的形成年龄

在已知总侵蚀量及年均侵蚀速率的基础上,可推求地下河及其岩溶洼地的年龄。其计算公式如下:

$$T = \frac{V_{\text{总灰岩}}}{V_{\text{灰岩}}}$$

(下转第 122 页)

要求,但据标准贯入击数判定坝基砂为不液化土,且坝基砂在坝体以下压实多年,建坝之前又进行了爆炸振密处理,通过有限元静、动力分析,坝基上覆有效荷载较大,坝基砂不存在地震液化的可能。

(2) 根据对坝壳砂土液化初判、复判以及有限元动力计算等综合分析,在7度地震作用下,上游坝体在库水位以下部分的坝坡浅层一定范围内有发生液化的可能,但最深的液化深度不超过10m,下游坝体不存在液化问题。

(3) 建议对上游坝坡采用相应处理措施,消除液化,确保坝

坡稳定。

参考文献:

- [1] 余永志等. 安徽省花凉亭水库除险加固工程地质勘察报告. 武汉: 长江水利委员会长江勘测规划设计研究院, 2005.
- [2] 朱建业等. 水利水电工程地质勘察规范. 北京: 中国计划出版社, 1999.
- [3] 顾淦臣. 土石坝地震工程. 南京: 河海大学出版社, 1989.

(编辑: 赵凤超)

(上接第118页)

式中 $V_{\text{总灰岩}}$ 为灰岩地层总侵蚀量; $v_{\text{灰岩}}$ 为灰岩平均侵蚀速率。

运用上式可以计算得到地下河洼地系统开始发育的年龄为2.78 Ma。

表2 桂林地区碳酸盐岩成分比例

地层	化学成分/%		矿物成分质量分数/%				孔隙度/ %	容重/ (g cm^{-3})
	CaO	MgO	方解石	白云石	方解石	白云石		
融县组	54.16	1.01	0.95	0.04	0.94	0.05	0.68	2.76
东岗岭组	34.51	18.08	0.15	0.82	0.15	0.82	1.79	2.88

4.2 运用 Sr 元素法验证

4.2.1 用 Sr 元素作对比研究的理论依据

在水迁移过程中, Sr 经常是 Ca 的“伴侣”,但它的生物蓄积作用较差。水中的化学成分对 Sr 的迁移有影响。Sr 在氯化物型和重碳酸型水中迁移性能较好,在深层氯化物卤水中可见到它的高含量,这也说明了它们的共生性^[4]。因此,在碳酸盐岩中, Sr 与 Ca 总是以一定的配比关系共存。在该区所测岩溶水的样品中, Ca 和 Sr 呈现出良好的相关性。说明在碳酸盐岩中, Sr 与 Ca 总是以一定的配比关系共存。在实际工作中,也有许多学者用实践来验证了 Sr、Ca 共生的现象,并借助这一理论开展了多项工作,并显有成效^[5~9]。

4.2.2 运用 Sr 元素法验证

在本项研究中,对桂林地区的灰岩作了溶蚀实验,测定了其 Sr 的含量值,其值为 148.270 mg/kg,当地灰岩的容重值取 $2.76 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$,可用如下公式将质量折合成体积:

$$M_{Sr} = 10^{-6} \times m_{Sr} \text{ 灰岩}$$

式中 M_{Sr} 为单位体积灰岩中锶的含量; m_{Sr} 为锶元素测定值; 灰岩 为当地灰岩溶重值,取 $2.76 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。

则计算得到的灰岩锶含量为 $409.255 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ 。

利用表1中 Sr^{2+} 含量数据,可计算得到 Sr 元素年均输出量为 263.912 kg/a,则灰岩地层的年均输出体积为 $645 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

$$T = \frac{V_{\text{总灰岩}}}{v_{\text{灰岩}}}$$

得到的地下河岩溶洼地年龄为 2.67 Ma。

5 计算结果的对比验证

对比常规方法及 Sr 元素验证方法对岩溶洼地及地下河的

年龄计算结果。其偏差计算公式如下:

$$f = \frac{T - T'}{T} 100\%$$

由此计算得误差系数为 4%,满足验证精度要求。说明浪石地下河岩溶洼地年龄的计算方法合理,结果可信。

6 结论

(1) 在本项研究中,运用 MAPGIS 软件对该区的总溶蚀量进行了计算,效果较为理想;

(2) 根据常规方法计算得到该地下河的年龄为 2.78 Ma,用 Sr 元素加以验证,结果为 2.67 Ma。其误差系数为 0.04。说明这两种方法在计算地下河及岩溶发育历史上能较好的拟合;

(3) 有计算确定该地下河岩溶洼地的形成年龄为 2.67 ~ 2.78 Ma,说明其发育时代主要为第四系,与漓江峡谷的形成时期相吻合,为研究该地下河的形成与发育历史提供了理论参考。

参考文献:

- [1] 中国地质科学院岩溶地质研究所. 桂林岩溶与地质构造. 重庆: 重庆出版社, 1988.
- [2] 中国地质科学院岩溶地质研究所. 桂林岩溶与碳酸盐岩. 重庆: 重庆出版社, 1987.
- [3] 韩行瑞, 时坚, 孙有伊等. 丹河岩溶水系统—中国北方岩溶水系统典型研究. 桂林: 广西师范大学出版社, 1994.
- [4] 李学礼. 水文地球化学. 北京: 原子能出版社, 1988.
- [5] Emmanuelle Petelet - Graud, Philippe Negrel. Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Héault, France) by Sr isotopes, major and trace elements. Journal of Hydrology, 2007, 337(1~2): 224~241.
- [6] Bernard Ladouche, Philippe Weng. Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland. Journal of Hydrology, 2005, 314(1~4): 22~42.
- [7] Bwire Ojiambo S. Berry Lyons W. Kathy A. Welch et al. Strontium isotopes and rare earth elements as tracers of groundwater - lake water interactions, Lake Naivasha, Kenya. Applied Geochemistry, 2003, 18(11): 1789~1805.
- [8] Swarzenski P W, Reich C D, Spechler R M et al. Using multiple geochemical tracers to characterize the hydrogeology of the submarine spring off Crescent Beach, Florida. Chemical Geology, 2001, 179(1~4): 187~202.

(编辑: 赵凤超)