

# 贵州施秉黄洲河典型白云岩流域的化学剥蚀速率

何江湖<sup>1</sup>, 肖时珍<sup>1,3\*</sup>, 曾成<sup>2\*</sup>, 狄永宁<sup>1</sup>, 蓝家程<sup>1</sup>, 肖华<sup>1</sup>

(1. 贵州师范大学喀斯特研究院 国家喀斯特石漠化防治工程技术研究中心, 贵阳 550001;

2. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081;

3. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715)

**摘要:** 针对白云岩岩溶作用过程研究较为缺乏、白云岩地区的化学剥蚀速率报道较少等问题, 本文以中国南方喀斯特施秉世界自然遗产地内黄洲河典型白云岩流域为研究区, 采用流域水化学径流法, 通过获得的 2015 年 3 月~2016 年 3 月水文年内钙、镁离子的月平均浓度和高时间分辨率的流量数据, 结合白云岩流域的水化学稳态行为, 计算出该白云岩流域的化学剥蚀速率为 46.91mm/ka, 与其他相似气候条件下白云岩流域的化学剥蚀速率相当, 但比以石灰岩为主的碳酸盐岩流域的化学剥蚀速率高 38%。这主要是因为自然条件下, 亚热带典型白云岩在地域尺度上有足够的时间达到溶解平衡态, 进而使白云石较高的溶解度成为影响其化学剥蚀速率的主要因素。

**关键词:** 白云岩; 化学剥蚀速率; 水化学径流法; 亚热带; 贵州施秉

碳酸盐岩化学剥蚀速率的测算是岩溶研究中的一项基本内容, 较为精确的确定岩溶区化学剥蚀速率将有助于加深对岩溶水动力条件的理解, 并且对深化岩溶学的相关研究意义重大。碳酸盐岩的化学剥蚀速率研究得到国内外学者的关注。Corbel (1959)<sup>[1]</sup>以加拿大维多利亚岛坎布里奇湾附近北极圈(69°N, 207°W)为研究区估算了石灰岩地区的化学风化速率, 并提出第一个估算石灰岩地区侵蚀速率的柯贝尔公式。袁道先等人在 20 世纪 80 年代末将标准溶蚀试片法引进国内<sup>[2]</sup>, 成为国内溶蚀速率估算的重要手段。王腊春等(2010)<sup>[3]</sup>提出采用 Ca<sup>2+</sup>浓度估算以石灰岩为主岩溶流域岩石溶蚀速率的新方法, 为碳酸盐岩化学剥蚀速率的估算提供了新思路。随着加速器质谱(AMS)技术的飞速发展, Matsushi 等(2012)<sup>[4]</sup>用方解石中的宇宙成因核素 <sup>36</sup>Cl 估算出日本亚热带到亚北极带岩溶地区碳酸盐岩山峰的侵蚀速率为 20~60mm/ka, 但该方法高昂的测算成本及非常专业的仪器要求使得其应用受到一定限制。

然而, 上述研究主要在石灰岩地区或石灰岩与白云岩参杂分布区展开, 对于典型纯白云岩流域化学剥蚀速率的研究却不多见。虽然张之淦(2006)<sup>[5]</sup>对广西罗城白云岩地区泉点的平均剥蚀深度进行了估算, 但罗城地区除了白云岩外, 还出露有大面积的石灰岩, 而且罗城白云岩剥蚀速率的研究没有以小流域为单元开展水文年尺度上的水化学及径流监测, 加上剥蚀物中所包括的悬浮物, 所以其估算的化学剥蚀速率可能精度有所不足。同时, 已有模拟实验表明, 碳酸盐岩从石灰岩到白云岩的过渡系列, 比溶解度和比溶蚀度都会降低<sup>[6-9]</sup>, 石灰岩的溶解速率远大于白云岩<sup>[10]</sup>。但是, 在自然条件下, 白云岩的溶解度通常比石灰岩高 20~30%<sup>[11]</sup>。然而, 白云岩和石灰岩溶解度与溶蚀速度的差异研究则更多停留在实验室模拟阶段, 还缺乏相关的野外监测论证。

基于以上认识, 本文以中国南方喀斯特施秉世界自然遗产地内黄洲河典型白云岩流域为研究区, 利用水化学巡测和水位自动记录, 获得了水化学与流量数据, 在前人估算剥蚀速率方法的基础上改进方法, 提出典型白云岩流域化学剥蚀速率的计算公式, 估算亚热带典型白云岩流域的化学剥蚀速率, 以期估算白云岩化学剥蚀对河流水化学的贡献与定量研究白云岩地貌提供依据。

## 1. 研究区概况

基金项目: 国家重点研发计划课题(2016YFC0502606)、国家自然科学基金(批准号:41673129)、高等学校学科创新引智计划项目(外专发[2017]126号/D17016)、贵州省科技合作计划项目(黔科合 LH 字[2015]7775号)、中国南方喀斯特施秉世界自然遗产地保护管理科技支撑项目。

第一作者简介: 何江湖(1994-), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为地理学与遗产。E-mail: 869083332@qq.com.

\*通讯作者: 肖时珍(1981-), 女, 博士, 副教授, 研究方向为岩溶环境与地质生态。E-mail: xiaoshizhen@gznu.edu.cn.

曾成(1979-), 男, 博士, 副研究员, 研究方向为岩溶环境与水文地质。E-mail: zcchampion@qq.com.

研究区为黄洲河流域，他是中国南方喀斯特施秉世界自然遗产地杉木河中的一个子流域，位于中国贵州省东部施秉县，地处中国云贵高原东部边缘向湘西低山丘陵过渡的山原斜坡地带<sup>[12]</sup>，即中国阶梯地势第二级与第三级的过渡地区。属于中亚热带季风湿润气候区，具有春暖夏凉、四季如春、降水丰沛的中亚热带山地湿润气候特点。年均温 16°C，年均降水约 1220 mm。

黄洲河流域地势东北高西南低(图 1)，大部分地区海拔 600 m~1250 m，平均海拔 912 m。沟谷发育，地形破碎，成为一个河流深切的中亚热带峡谷区。集雨面积约 49.20 km<sup>2</sup>，没有受到外源水影响，除了出露小部分奥陶系桐梓组、红花园组和大湾组石灰岩和寒武系清虚洞组下部泥质石灰岩外，该流域绝大部分(45.27km<sup>2</sup>，92%)均为寒武系娄山关组、石冷水组和高台组白云岩和少量清虚洞组上段细粒白云岩或灰质白云岩<sup>[13-14]</sup>(图 2，表 1)。

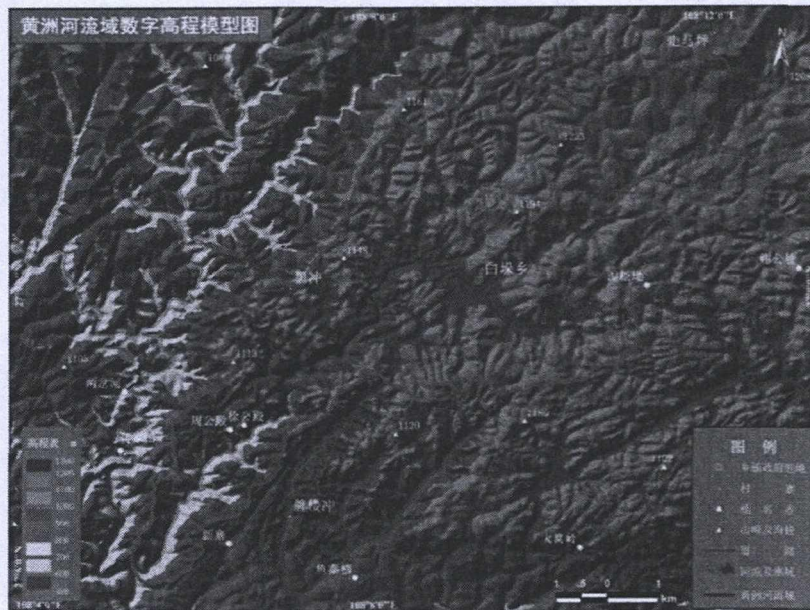


图 1 研究区数字高程模型图  
Fig. 1 Digital elevation model of the study area

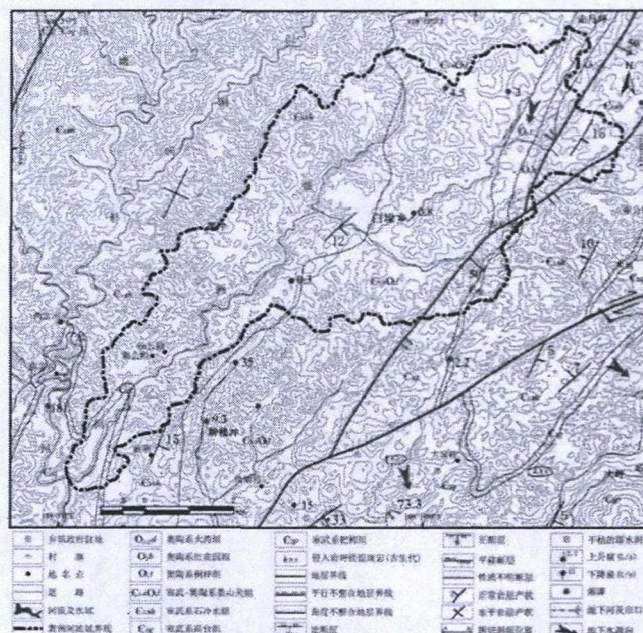


图 2 黄洲河流域水文地质图(据贵州省地质调查院相关图件修改, 2006, 2013)<sup>[13-14]</sup>  
Fig. 2 Hydrogeological map of Huangzhou River

表 1 黄洲河流域地层及白云岩分布统计表  
Tab.1 The strata and rock types in Huangzhou River Catchment

名称	代号	厚度/m	岩性摘要	面积 /hm <sup>2</sup>	地层分布/%	白云岩分布 /%
大湾组	O <sub>1-2d</sub>	222~228	砂质泥质灰岩、生物碎屑瘤状灰岩	27.38	0.56	/
红花园组	O <sub>1h</sub>	30~65	灰岩	119.53	2.43	/
桐梓组	O <sub>1t</sub>	107~207	下部生物碎屑灰岩、上部白云岩	230.82	4.69	2.85
娄山关组	E <sub>3-4</sub> O <sub>1l</sub>	528~1141	白云岩	1744.61	35.47	35.47
石冷水组	E <sub>3sh</sub>	200~438	白云岩	2481.82	50.46	50.46
高台组	E <sub>3g</sub>	2~12	白云质粘土岩	77.97	1.59	/
清虚洞组	E <sub>2q</sub>	28~398	下部灰岩为主，上部白云岩为主	236.48	4.81	3.23
合 计				4918.62	100.00	92.01

注：表中地层分类来源于《中国地层表》(2014)

## 2. 研究方法

### 2.1 流量测定

在黄洲河出口断面安置了 2 台 Solinst LEVEL LOGGER 水位自动记录仪(加拿大生产)，用于自动记录高时间分辨率的相对水位和水温数据，自动监测的时间间隔设定为 15min，监测精度分别为 0.1cm 和±0.05°C。通过水文巡测获得每月的流量数据，在此基础上建立相对水位(H)与流量(Q)之间的关系曲线，进而推算高时间分辨率的流量数据。

### 2.2 水样采集及分析测试

按月对水样进行采集，降雨偏多的月份加密采样。在黄洲河出口采样现场，HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度用碱度滴定盒在野外直接滴定(精度 0.05mmol/L)，Ca<sup>2+</sup>浓度用 Ca<sup>2+</sup>滴定盒在野外直接滴定(精度 1mg/L)。同时用事先清洗过的 50ml 高密度聚乙烯塑料瓶采集水样。样品带回实验室后，立刻冷藏保存。在进行阳离子测试前，水中需加入 1:1 的 HNO<sub>3</sub> 将水样进行酸化(pH<2)，然后进行 ICP-OES(电感耦合等离子体发射光谱仪)分析，获得 Mg<sup>2+</sup>浓度(精度 0.001mg/L)。阴离子采用离子色谱仪(ICS90)进行分析。以上测试在西南大学地球化学与同位素实验室和中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室完成。

### 2.3 白云岩流域的化学剥蚀速率计算方法

白云岩流域化学稳态性利用以上高时间分辨率的流量数据和低时间分辨率的镁和钙离子的浓度，可以较为精确地估算黄洲河白云岩流域的化学剥蚀速率。具体方法是：利用获得的流量和钙镁离子的质量浓度数据，采用积分的方法得出一个水文年内白云岩的总溶解流失量，然后根据白云岩密度、流域面积，计算出黄洲河流域的化学剥蚀速率。计算过程如下：

黄洲河流域白云岩分布占整个流域的 92%左右，纯度较高。但由于碳酸盐岩反应的复杂性，为使计算结果更为接近实际值，本文白云岩的化学式表述为 Ca<sub>x</sub>Mg<sub>y</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>。有以下平衡式：

$$x+y=2 \quad (1)$$

$$x:y=(C_1/40):(C_2/24) \quad (2)$$

$$M=40x+24y+120 \quad (3)$$

$$n=n_2/y=C_2/24*(Qt)/y \text{ 或 } n=n_1/x=C_1/40*(Qt)/x \quad (4)$$

联立公式(1)至(4)式可得：

$$m=Mr=5*10^{-4}(5C_1+7C_2)Qt \quad (5)$$



式中： $C_1$ 为  $\text{Ca}^{2+}$  的质量浓度(mg/L)； $C_2$ 为  $\text{Mg}^{2+}$  的质量浓度(mg/L)； $m$ 为  $\text{Ca}_x\text{Mg}_y(\text{CO}_3)_z$  的月均剥蚀通量(kg)； $M$ 为  $\text{Ca}_x\text{Mg}_y(\text{CO}_3)_z$  的摩尔质量(g/mol)； $Q$ 为流量( $\text{m}^3/\text{s}$ )； $t$ 为月时间(s)；

$$V_2 = m/\rho \quad (6)$$

$$H = V_2/S \quad (7)$$

$$R = H \cdot 12 \cdot 10^3 \quad (8)$$

又联立公式(5)至(8)式可得白云岩流域的化学剥蚀速率的计算公式：

$$R = 6Qt(5C_1 + 7C_2)/10^6 \rho S \quad (9)$$

式中  $V_2$  为月均剥蚀的  $\text{Ca}_x\text{Mg}_y(\text{CO}_3)_z$  体积； $H$  为月均剥蚀的  $\text{Ca}_x\text{Mg}_y(\text{CO}_3)_z$  厚度； $\rho$  为白云岩的相对密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )； $S$  为流域集水面积( $\text{km}^2$ )； $R$  为化学剥蚀速率 ( $\text{mm}/\text{ka}$ )。

### 3. 结果

#### 3.1 流量计算结果

由相应的水位-流量关系曲线，将水位自动记录仪所记录的高时间分辨率水位数据换算成流量数据(图3)。在降雨集中的月份，黄洲河出口水位、流量的变化对降雨响应迅速，水位和流量都很大，降雨结束之后，水位迅速降低，流量迅速减小，表明施秉黄洲河白云岩岩溶流域峡谷型河流具有“暴涨暴落”的特征，为山区雨源性河流。

据统计，2015年3月至2016年2月黄洲河出口断面的平均流量为  $0.95\text{m}^3/\text{s}$ ，流域径流系数为 0.48，表明流域边界较为可信。

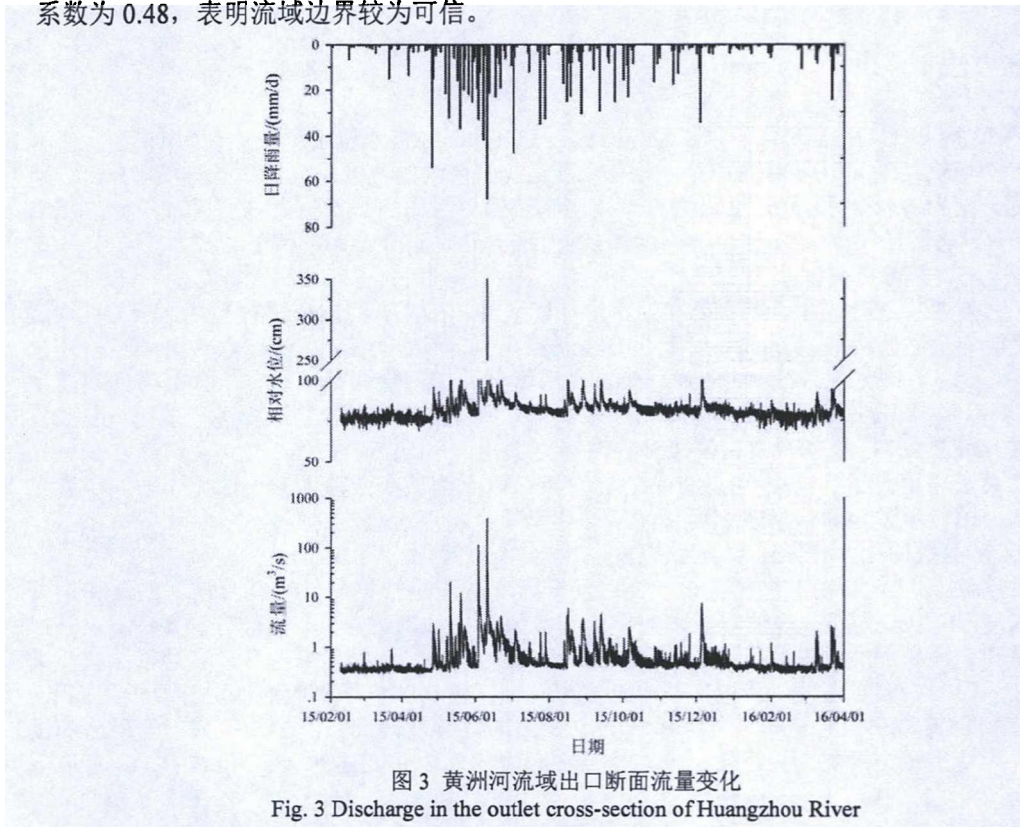


图3 黄洲河流域出口断面流量变化

Fig. 3 Discharge in the outlet cross-section of Huangzhou River

#### 3.2 白云岩流域的化学稳态行为及水化学监测结果

流域化学稳态行为(简称流域化稳性, chemostatic behavior), 实质上是指河流中离子浓度的变化幅度远小于流量的变幅(一般为几个数量级)<sup>[15-16]</sup>。图4(曾成等, 2017)给出了以石灰岩为主的流域中流量  $Q$ 、 $[\text{HCO}_3^-]$  离子浓度和岩溶碳汇通量  $\text{CSF}$  的变化模式, 发现在暴雨事件中, 流量  $Q$  的相对增长幅度远远大于  $[\text{HCO}_3^-]$  离子浓度的相对减幅, 而由前两者乘积所构成的岩溶碳汇通量  $\text{CSF}$  的变幅则与流量相近似<sup>[17]</sup>。然而, 以往研究中的流域并未包括典型白云岩流域, 因此, 有必要初步探究白云岩流域是否也具有一定化稳性。

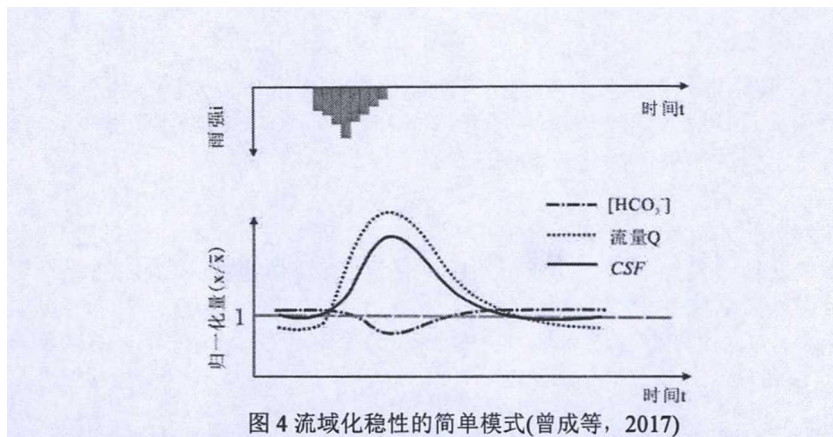


图4 流域化稳性的简单模式(曾成等, 2017)

Fig. 4 A variation model of karst related carbon sink, discharge and bio-carbonate concentration

本文统计了月尺度上黄洲河白云岩流域的降雨量、径流量和钙、镁、碳酸氢根离子浓度(表2)。其统计表征显示:月降雨量和月均流量的变差系数(0.7~1.33)远远高于钙、镁、碳酸氢根离子浓度的变差系数(0.1~0.2)。图5也表征了相似的流量-离子浓度变幅关系。

表2 黄洲河流域出口水文水化学指标统计

Tab. 1 Statistics of the hydrology and hydro-chemistry of the outlet of Huangzhou River

月份	月降雨量 /mm	月均流量 /(m <sup>3</sup> /s)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 浓	Mg <sup>2+</sup> 浓	Ca <sup>2+</sup> 浓度 /(mg/L)	SIc	SId	Pco <sub>2</sub> /Pa
			度 /(mg/L)	度 /(mg/L)				
2015.3	32	0.361	268.4	28	54	1.30	2.49	28.77
2015.4	104	0.424	286.7	22	48	1.27	2.41	35.08
2015.5	206	1.165	250.1	20	48	1.26	2.39	33.57
2015.6	277	4.413	237.9	20	42	1.09	2.14	51.40
2015.7	155	0.654	256.2	21	42	1.10	2.16	54.20
2015.8	140	0.879	268.4	30	46	1.05	2.17	63.24
2015.9	87	0.856	270.0	30	46	1.06	2.17	63.68
2015.10	95	0.644	274.5	30	45	0.95	1.92	74.30
2015.11	45	0.476	286.7	31	44	0.96	1.96	73.11
2015.12	71	0.733	311.0	31	49	1.03	1.97	63.53
2016.1	27	0.384	335.5	30	48	1.08	2.03	61.52
2016.2	19	0.363	347.0	31	48	1.13	2.18	58.08

注: SIc 与 SId 分别表示方解石与白云石的饱和指数。

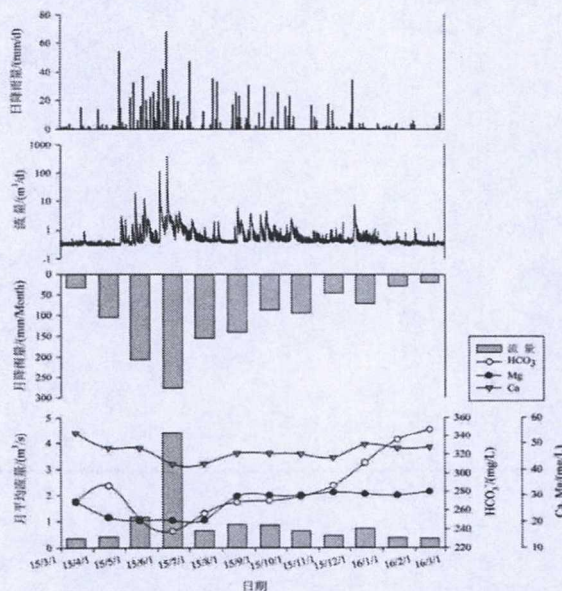


图5 黄洲河流域出口水文水化学变化

Fig. 5 Variation of the hydrology and hydro-chemistry in the outlet of Huangzhou River

由此可见, 亚热带典型白云岩流域在月时间尺度仍表现出一定的流域化稳性(表 2, 图 5)。这也表明, 利用高时间分辨率的流量数据和低时间分辨率的钙镁离子浓度数据可以估算白云岩的化学剥蚀速率, 并且基本保证计算值一定的精度。

### 3.3 化学剥蚀速率估算结果

本文以 2015 水文年(2015 年 3 月 1 日~2016 年 3 月 1 日)作为计算时段, 利用高时间分辨率的流量数据和镁钙离子的月均质量浓度, 估算了黄洲河白云岩流域的化学剥蚀速率。黄洲河流域出口水文水化学统计值见表 2。

根据公式(1)、(2)计算出  $x$  与  $y$  值, 再由公式(3)计算出  $\text{Ca}_x\text{Mg}_y(\text{CO}_3)_2$  的摩尔质量( $M$ ), 计算结果见表 3。

表 3 黄洲河白云岩流域化学剥蚀速率计算中间值计算结果  
Tab. 3 Calculation results of intermediate values of the chemical denudation rate of Huangzhouhe Catchment

月份	$C_1/40$	$C_2/24$	$x$	$y$	$M$
2015 年 3 月	1.35	1.15	1.08	0.92	185.28
2015 年 4 月	1.20	0.90	1.15	0.85	186.40
2015 年 5 月	1.20	0.84	1.18	0.82	186.88
2015 年 6 月	1.05	0.85	1.11	0.89	185.76
2015 年 7 月	1.05	0.85	1.10	0.90	185.60
2015 年 8 月	1.15	1.25	0.96	1.04	183.36
2015 年 9 月	1.15	1.25	0.96	1.04	183.36
2015 年 10 月	1.15	1.25	0.96	1.04	183.36
2015 年 11 月	1.11	1.30	0.92	1.08	182.72
2015 年 12 月	1.23	1.27	0.98	1.02	183.68
2016 年 1 月	1.2	1.25	0.98	1.02	183.68
2016 年 2 月	1.21	1.31	0.96	1.04	183.36

据公式(5)计算该水文年内各月的化学剥蚀质量(表 4)。黄洲河流域集水面积为  $49.19\text{km}^2$ , 白云岩相对密度为  $2.60\text{g/cm}^3$ [5]。据公式(9)计算得到剥蚀速率值(表 4)。由表 4 可知, 在 2015 年 3 月~2016 年 2 月水文年内, 施秉黄洲河白云岩流域化学剥蚀通量为  $119.79\text{t}\cdot\text{km}^{-2}/\text{a}$ , 化学剥蚀速率为  $46.91\text{mm}/\text{ka}$ 。

表 4 黄洲河白云岩流域化学剥蚀通量与剥蚀速率计算结果  
Table 4 Results of the chemical denudation flux and chemical denudation rate of Huangzhouhe Catchment

月份	$\text{Ca}^{2+}$ 浓度	$\text{Mg}^{2+}$ 浓度	月均流量	月均剥蚀通量	剥蚀速率
	$/(\text{mg}/\text{L})$	$/(\text{mg}/\text{L})$	$/(\text{m}^3/\text{s})$	$/\text{kg}$	$/(\text{mm}/\text{ka})$
2015 年 3 月	54	28	0.361	225288.26	21.14
2015 年 4 月	48	22	0.424	216504.58	20.34
2015 年 5 月	48	20	1.165	592863.84	56.38
2015 年 6 月	42	20	4.413	2001736.80	191.14
2015 年 7 月	42	21	0.654	312673.74	29.06
2015 年 8 月	46	30	0.879	517948.99	48.72
2015 年 9 月	46	30	0.856	488125.44	46.98
2015 年 10 月	45	30	0.644	375163.49	36.40
2015 年 11 月	44	31	0.476	269583.55	25.48
2015 年 12 月	49	31	0.733	453514.72	42.32
2016 年 1 月	48	30	0.384	231413.76	22.02
2016 年 2 月	48	31	0.363	207828.25	19.76
求和	/	/	/	5892645.41	/
除以面积	/	/	/	119793.564	/
求均值	/	/	/	/	46.91

## 4. 分析与讨论

黄洲河白云岩流域的化学剥蚀速率为  $46.91\text{mm}/\text{ka}$ , 为初步探索其化学剥蚀强度的大小, 特将其与现有的一些研究成果进行对比分析(表 5)。张之淦(2006)[5]对广西罗城白云岩地区泉点的平均剥蚀深进行了估算, 其值为  $119\text{mm}/\text{ka}$ , 之所以比施秉黄洲河流域的化学

剥蚀速率高出很多,是因为该剥蚀速率既计算了罗城地区的化学剥蚀部分,也计算了其悬浮固相径流部分,且没有按照流域尺度来估算,而是利用13个泉点1961年6~9月的数据以及径流深、水矿化度固形物、固体径流模数、岩石密度等进行估算的,泉水流量较大,所以与施秉黄洲河流域没有可比性。蒋忠诚等(2000)<sup>[18]</sup>用标准溶蚀试片法测得的中国部分喀斯特地区的溶蚀速率,但由于其计算方法不一致,也不具备可比性。

与相似气候条件下、相似估算方法(除了黔北务川用的是柯贝尔公式)的研究结果相比,发现,黄洲河白云岩流域的化学剥蚀速率与相似气候条件下白云岩为主的流域化学剥蚀速率相当,如贵阳西部流域的44.45mm/ka<sup>[19]</sup>、溁阳河流域的42mm/ka<sup>[20]</sup>;也不比以石灰岩为主的流域的化学剥蚀速率低,如荔波县板寨流域的24.91mm/ka<sup>[17]</sup>、黔北务川石灰岩流域的36.08mm/ka、普定县母猪洞地下河流域的41.05mm/ka<sup>[3]</sup>等,比Bono和Percopo(1996)<sup>[21]</sup>估算的意大利中部Aniene河上游的化学剥蚀速率也高出14.65%。

Gunn(1981)<sup>[22]</sup>对新西兰Waitomo石灰岩地区的化学剥蚀速率进行研究,得出其当年化学剥蚀速率高达61mm/ka,之所以会比黄洲河流域等上述流域的化学剥蚀速率高出很多,原因可能在于其降雨量非常丰富,年均降雨量达2370mm,且Waitomo石灰岩地区被一层很厚的火山灰覆盖,进一步加强了对石灰岩的化学剥蚀。

由于本研究没有同时进行相似气候条件下典型石灰岩流域的水化学监测,而仅选取了相似气候条件下的已有研究成果进行对比,可能因为计算方法、监测精度、土地利用和不同年限降雨量的不一样而影响对比分析的结果。但可以确定的是亚热带典型白云岩流域的化学剥蚀速率较高。这可能由于在相同的Pco<sub>2</sub>条件下,白云岩溶解平衡后具有较高的HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度(闫志为,2009)<sup>[23]</sup>,通过代入白云岩溶解的化学方程式,计算后发现白云岩的化学剥蚀速率也较高。同时,由于在白云岩流域尺度上,在自然条件下,亚热带典型白云岩流域独特的岩石特性及水文地质结构能使水-岩-气长时间的相互作用,基本上可以保证CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O体系达到平衡状态,加之化学稳态行为同样适用于白云岩流域,白云岩溶蚀强度仅取决于水循环强度和溶解度。而在自然条件下白云岩的溶解度通常大于石灰岩20%~30%<sup>[11]</sup>,即白云岩的整体化学剥蚀速度较快。这也表明:在流域尺度上,自然条件下,碳酸盐岩近似达到溶解平衡态是导致白云岩化学剥蚀速率较高的根本原因。该研究结果澄清了人们普遍认为的白云岩溶蚀速率慢、发育不强烈的局限性。

表5 施秉黄洲河白云岩流域化学剥蚀速率与其它碳酸盐岩流域的对比

Tab. 5 Comparison of the chemical denudation rate of Huangzhouhe Catchment with those of other carbonate catchments

流域名称	岩性	化学剥蚀速 (mm/ka)	来源	黄洲河流域化学剥 蚀速率高出 /%
施秉黄洲河	较纯白云岩	46.91	本研究 (2015-2016)	/
贵州溁阳河	白云岩为主,含部分 石灰岩和硅酸盐岩	42.00	韩贵琳和刘丛强 (2005)	11.70
贵阳西	白云岩为主,含部分 石灰岩	44.45	陈建庚(2000)	5.53
普定母猪洞	灰岩、泥质灰岩及页 岩夹泥质白云岩	41.50	王腊春(2010)	13.03
乌江	石灰岩为主	33.00	韩贵琳(2005)	42.15
黔北务川	三叠系石灰岩	36.08	中国科学院地质研 究所岩溶研究组 (1979)	30.01
贵州荔波板寨流域	石炭系石灰岩为主	24.91	曾成(2017)	88.32
贵州独山县黄后流域	石炭系石灰岩	33.96	曾成(2017)	38.13
意大利中部Aniene河	石灰岩及白云岩	40.00	Bono P(1996)	17.28
新西兰Waitomo	石灰岩	61.00	Gunn(1981)	-23.10

## 5. 结论

1) 典型白云岩流域的化学剥蚀速率的计算公式为:  $R=6Qt(5C_1+7C_2)/10^6\rho S$ 。式中  $R$  为化学剥蚀速率(mm/ka);  $Q$  为流量(m<sup>3</sup>/s);  $t$  为月时间(s);  $C_1$  为Ca<sup>2+</sup>的质量浓度(mg/L);  $C_2$  为Mg<sup>2+</sup>的质量浓度(mg/L);  $\rho$  为白云岩的相对密度(g/cm<sup>3</sup>);  $S$  为流域集水面积(km<sup>2</sup>)。

- 2) 亚热带典型白云岩流域月时间尺度上仍明显表现出流域化学稳态行为。
- 3) 施秉黄河河白云岩流域化学剥蚀通量为  $119.79 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}/\text{a}$ , 化学剥蚀速率为  $46.91 \text{ mm}/\text{ka}$ 。较其他相似气候条件下的石灰岩为主的碳酸盐岩流域的化学剥蚀速率高。
- 4) 在自然条件下, 碳酸盐岩近似达到溶解平衡态是导致白云岩流域化学剥蚀速率较高的根本原因。

### 参考文献

- [1] Corbel J. Erosion in limestone regions[J]. *Annales De Géographie*, 1959,68: 97.
- [2] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆科学技术出版社, 1988.
- [3] 王腊春, 蒙海花, 苏维祠, 徐泽林. 用  $\text{Ca}^{2+}$  离子浓度估算岩溶地区岩石溶蚀速率: 以贵州普定为例[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2010, 46(6): 664-670.
- [4] Matsushi Y, Sasa K, Takahashi T, *et al.* Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  in calcite[J]. *Nuclear instruments and Methods in physics Research Section B*, 2010, 268(7): 1205-1208.
- [5] 张之淦. 岩溶发生学-理论探索[M]. 桂林: 广西师范大学出版社, 2006.
- [6] 聂跃平. 碳酸盐岩性因素控制下喀斯特发育特征-以黔中南为例[J]. *中国岩溶*, 1994, 13(1): 31-36.
- [7] 张寿越. 碳酸盐岩系的溶蚀与岩溶的发育-以湖北、四川、广西等省(区)为例[J]. *地质学报*, 1979, 3: 247-261.
- [8] 翁金桃. 方解石和白云石的差异溶蚀作用[J]. *中国岩溶*, 1984, 1: 29-38.
- [9] 朱真. 影响碳酸盐岩比溶蚀度、比溶解度因素探讨[J]. *广西地质*, 1997, 10(3): 37-48.
- [10] 赵文智, 沈安江, 郑剑锋, 等. 塔里木、四川及鄂尔多斯盆地白云岩储层孔隙成因探讨及对储层预测的指导意义[J]. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44(9): 1925-1939.
- [11] Dreybrodt W. *Processes in Karst Systems: Physics, Chemistry, and Geology*[J]. Berlin: Springer-Verlag, 1988, 510-511.
- [12] 李世奇, 熊康宁, 苏孝良, 等. 世界自然遗产提名地施秉喀斯特地貌及其演化[J]. *贵州师范大学学报(自然科学版)*, 2012, 30(03): 12-17.
- [13] 贵州省地质调查院. 贵州 1/25 万铜仁市幅(g49c001001)区域地质调查(修测)报告. 2006.
- [14] 贵州省地质调查院. 贵州省区域地质志. 2013: 147-248.
- [15] Godsey S E, Kirchner J W, Clow D W. Concentration-discharge relationships reflect chemostatic characteristics of US catchments[J]. *Hydrological processes*. 2009, 23(13): 1844-1864.
- [16] Clow D W, Mast M A. Mechanisms for chemostatic behavior in catchments: implications for  $\text{CO}_2$  consumption by mineral weathering[J]. *Chemical Geology*, 2010, 269(1): 40-51.
- [17] 曾成, 赵敏, 杨睿, 等. 贵州典型岩溶流域水循环驱动的岩溶碳汇通量及其主控因素分析[J]. *地球与环境*. 2017, 45(1): 74-83.
- [18] 蒋忠诚, 蒋小珍, 雷明堂. 运用 GIS 和溶蚀试验数据估算中国岩溶区大气  $\text{CO}_2$  的汇[J]. *中国岩溶*. 2000, 19(3): 212-217.
- [19] 陈建庚. 贵州地貌环境与旅游[M]. 地质出版社, 2000.
- [20] 韩贵琳, 刘从强. 贵州喀斯特地区河流的研究: 碳酸盐岩溶解控制的水文地球化学特征[J]. *地理科学进展*. 2005, 20(4): 394-406.
- [21] Bono P, Percopo C. Flow dynamics and erosion rate of a representative karst basin (Upper Aniene River, Central Italy)[J]. *Environmental Geology*, 1996, 27(3): 210-218.
- [22] Gunn J. Limestone solution rates and processes in the Waitomo District, New Zealand[J]. *Earth Surface Processes & Landforms*, 1981, 6(5): 427-445.
- [23] 闫志为, 刘辉利, 张志卫. 温度及  $\text{CO}_2$  对方解石、白云石溶解度影响特征分析[J]. *中国岩溶*. 2009, 28(1): 7-10.



## **Chemical denudation rate in a typical dolomite catchment: a case study of Huangzhou river basin in Shibing of Guizhou Province**

HE Jianghu<sup>1</sup>, XIAO Shizhen<sup>1,3,\*</sup>, ZENG Cheng<sup>2,\*</sup>, DI Yongning<sup>1</sup>, LAN Jiacheng<sup>1</sup>, XIAO Hua<sup>1</sup>

(1.School of Karst Science, Guizhou Normal University / State Engineering Technology Institute for Karst Desertification Control; 2.State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002, China; 3.School of Geographical Science, Southwest University, Chongqing 400715, China)

**Abstract:** There is insufficient comprehensive research on karst process of dolomite and short of scientific study report on chemical denudation rate in dolomite area. In view of this, Huangzhou River Basin, a typical dolomite basin located in China South Karst Shibing World Natural Heritage has been chosen as study area in our research. Monthly mean concentrations of calcium and magnesium and high time-resolution discharge from March, 2015 to March, 2016 in the river are collected. Chemical denudation rate in the basin is  $46.91 \text{ mm}\cdot\text{ka}^{-1}$  in consideration of chemostatic behavior in dolomite catchment. The denudation value is roughly equivalent to other dolomite basins in similar climate. However, the value of the dolomite basin is higher than that of limestone catchment. It is concluded that water-dolomite interaction can reach equilibrium in typical subtropical catchment-scale, consequently, high solubility of dolomite plays a key role in controlling dolomite chemical denudation rate.

**Keywords:** Dolomite; Chemical denudation rate; Solute load method; Subtropics; Shibing, Guizhou