

孙明照, 瞿书逸, 李来峰, 等. 岩性对化学风化的影响: 来自亚热带气候条件下花岗岩和安山岩的对比[J]. 地球科学与环境学报, 2018, 40(5): 627-636.

SUN Ming-zhao, QU Shu-yi, LI Lai-feng, et al. Effects of Lithology on Chemical Weathering: Comparison of Granite and Andesite in Subtropical Climate[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2018, 40(5): 627-636.

## 岩性对化学风化的影响: 来自亚热带气候条件下 花岗岩和安山岩的对比

孙明照<sup>1,2</sup>, 瞿书逸<sup>1,2</sup>, 李来峰<sup>1,2</sup>, 李 乐<sup>1,2</sup>, 吴卫华<sup>1,2\*</sup>

(1. 南京大学 地球科学与工程学院, 江苏 南京 210023;

2. 南京大学 表生地球化学教育部重点实验室, 江苏 南京 210023)

**摘 要:** 硅酸盐风化被称为“地质空调”, 影响着地球的长期气候变化。控制硅酸盐风化速率的影响因素有很多, 包括岩性、植被、气候和构造等。为了探讨岩性单一变量对于硅酸盐风化速率的影响, 选取云南省腾冲市北海湿地的数十平方千米区域作为研究对象。该区域仅有花岗岩和安山岩两种岩性出露, 花岗岩流域和安山岩流域的构造活动一致, 温度、降雨量、径流量等气候条件相同, 植被的发育情况也完全相似。基于上述情况, 对区域内采集的 4 个河水样品和 1 个雨水样品开展水化学质量平衡计算。结果表明: 大气输入、硅酸盐风化和碳酸盐风化对于采样流域主量阳离子的贡献比例平均值分别为 8.1%、76.5%、16.0%; 采样区域内硅酸盐和碳酸盐风化速率平均值分别为 5.68、9.96 t · km<sup>-2</sup> · 年<sup>-1</sup>, 大气 CO<sub>2</sub> 消耗速率分别为 2.68 × 10<sup>5</sup>、0.29 × 10<sup>5</sup> mol · km<sup>-2</sup> · 年<sup>-1</sup>; 花岗岩和安山岩的风化速率分别为 3.22、8.14 t · km<sup>-2</sup> · 年<sup>-1</sup>。安山岩的风化速率是花岗岩的 2.5 倍, 表明在植被、气候、构造等条件一致的情况下, 岩性对化学风化的影响占主导地位。

**关键词:** 化学风化; 岩性; 花岗岩; 安山岩; 硅酸盐; 碳酸盐; 亚热带; 云南

**中图分类号:** P512.1<sup>+</sup>2

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1672-6561(2018)05-0627-10

## Effects of Lithology on Chemical Weathering: Comparison of Granite and Andesite in Subtropical Climate

SUN Ming-zhao<sup>1,2</sup>, QU Shu-yi<sup>1,2</sup>, LI Lai-feng<sup>1,2</sup>, LI Le<sup>1,2</sup>, WU Wei-hua<sup>1,2\*</sup>

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China;

2. Key Laboratory of Surficial Geochemistry of Ministry of Education,  
Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

**Abstract:** Silicate weathering, which is known as earth's thermostat, affects earth's long-term climate change. There are many factors to control the silicate weathering rate, including lithology, vegetation, climate and tectonics. A small area of tens of square kilometers near Beihai wetland of Tengchong city, Yunnan province, was selected to discuss the effects of lithology on the silicate weathering rate. The area develops two kinds of lithology, including granite and andesite; the granite and andesite watersheds have the same tectonics, climate and vegetation

收稿日期: 2018-03-31; 修回日期: 2018-06-12 投稿网址: <http://jese.chd.edu.cn/>

基金项目: 国家自然科学基金项目(41373003, 41773007)

作者简介: 孙明照(1991-), 男, 江苏徐州人, 理学硕士研究生, E-mail: 1057117585@qq.com。

\* 通讯作者: 吴卫华(1976-), 男, 安徽芜湖人, 副教授, 理学博士, E-mail: wuw@nju.edu.cn。

conditions. Based on the above situations, 4 river water and 1 rain water samples in Beihai wetland were collected to carry out the calculation of water chemical mass balance. The results show that the average values of the contribution of atmospheric inputs, silicate weathering and carbonate weathering to major cations in sampling watershed are 8.1%, 76.5% and 16.0%, respectively; the average values of silicate and carbonate weathering rates are 5.68, 9.96  $\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , the atmospheric  $\text{CO}_2$  consuming rates are  $2.68 \times 10^5$ ,  $0.29 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ; the weathering rates of granite and andesite are 3.22, 8.14  $\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , respectively. The weathering rate of andesite is 2.5 times than that of granite, indicating that the effects of lithology on silicate weathering are dominant under the same conditions of vegetation, climate and tectonics.

**Key words:** chemical weathering; lithology; granite; andesite; silicate; carbonate; subtropical; Yunnan

## 0 引言

当前,科学界面临着有关气候变化和人类活动对地球生态系统影响的重要环境问题<sup>[1]</sup>。而地球表面的岩石风化在表生地球化学中是一个关键过程。在地质时间尺度上,硅酸盐风化对于全球碳循环和气候变化非常重要<sup>[2-7]</sup>。气候变化研究中的一个主要兴趣是量化气候和化学风化之间的反馈机理<sup>[8]</sup>。一些硅酸盐风化控制气候变化的假说被提出,例如,“BLAG”模型<sup>[3]</sup>、“抬升-风化”假说(Uplift-weathering Hypothesis)<sup>[4,9-10]</sup>和“跷跷板”假说(Seesaw Balance Hypothesis)等<sup>[11]</sup>。目前研究硅酸盐风化速率控制因素的方法主要有两种:一种是实验室淋滤实验,主要用来观察硅酸盐风化和溶液化学之间的关系<sup>[12-17]</sup>;另一种是单一岩性小流域的研究,因为单一岩性的小流域可以尽可能地简化风化机理的复杂性,进而建立“风化-气候”模型<sup>[13,18-21]</sup>。

硅酸盐风化在调节气候变化方面非常重要,但控制其风化强度的因素和机理还没有完全研究清楚。前人已经对硅酸盐风化的控制因素开展了大量研究,包括构造抬升和物理剥蚀的影响<sup>[4,22-23]</sup>、降雨和温度等气候条件的影响<sup>[13,24-27]</sup>、植被和岩性的影响等<sup>[18,28-31]</sup>。前人对硅酸盐风化中不同岩性的贡献也做了很多工作。例如,Meybeck 估算了大陆地表各岩石类型出露面积和贡献的溶解载荷比例<sup>[32]</sup>;Bluth 等总结了美国、波多黎各和冰岛 101 条流域的水化学数据,得出砂岩、花岗岩、玄武岩、页岩和碳酸盐的化学风化速率依次有增加的趋势<sup>[18]</sup>;Suchet 等基于全球 49 条大河数据提出不同岩性的  $\text{CO}_2$  消耗速率差别很大<sup>[33]</sup>;White 等通过大量实验室单矿物淋滤实验,计算出各种矿物的风化速率<sup>[14]</sup>。然

而,无论前人基于大河的水化学研究还是实验室淋滤实验,都不能较好地直观对比流域尺度上岩性对于风化速率的影响。大河的岩性复杂,影响因素多,而实验室淋滤实验计算出的风化速率则与野外有数量级的差别。因此,在其他控制因素都相同的条件下,对单一变量岩性进行小流域尺度的对比研究十分必要。

基于此,本文选取了云南省腾冲市北海湿地数十平方千米范围作为研究区域。在此区域内,除了北海湿地周围有一些第四系现代沼泽相砂、黏土及泥炭,其他均为喜山期花岗岩和第四系安山岩。在 4 个采样流域中,采样点 G-1 和 G-3 流经纯粹的花岗岩,采样点 A-2 流经安山岩脉,采样点 A-4 是北海湿地的水样,代表了包围北海湿地的安山岩流域平均值。因此,在其他构造、气候和植被等影响硅酸盐风化速率的控制因素均相同的情况下,可以直观地研究单一变量岩性对于硅酸盐风化速率的影响。

## 1 区域地质概况

采样点位于云南省腾冲市区东北方向约 20 km 的北海湿地,其中采样点 G-1、A-2 和 G-3 分别位于北海湿地的郭家营、邓村和杜家湾附近,采样点 A-4 位于北海湿地(图 1)。采样区域地处亚热带季风气候区,多年平均气温为 14.7  $^{\circ}\text{C}$ ,多年平均降雨量和蒸发量分别为 1 520 mm 和 1 601 mm。

龙川江相距采样点仅数千米,为金沙江南岸一级支流,流域多年(1960~2010 年)平均径流量为 470 mm,夏季(6 月到 8 月)的径流量占全年的 52%,其中 7 月的径流量约为 936 mm<sup>[34-35]</sup>。

腾冲—梁河地区位于喜马拉雅东构造结南部、大转弯构造岩浆弧的南端,东侧以龙川江断裂与高

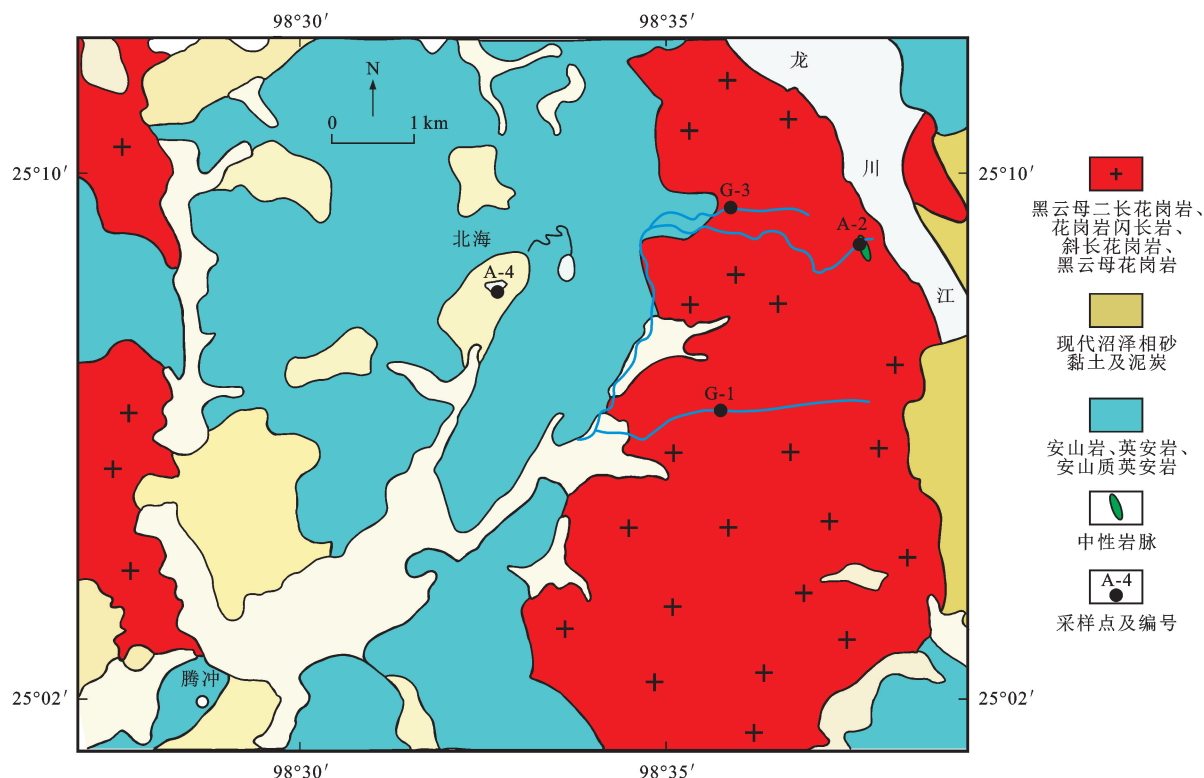


图1 云南省腾冲市北海湿地采样点分布

Fig. 1 Distribution of Sampling Locations in Beihai Wetland of Tengchong City, Yunnan Province

黎贡山花岗岩相连,西侧以墨托—巴西加—瑞丽深断裂与密支那地块相连,主要由变形的早元古宙变质基底、晚古生代碎屑岩-碳酸盐岩、中生代基性—超基性岩及新生代花岗岩和玄武质火山岩组成<sup>[36]</sup>。主量元素中, $\text{SiO}_2$ 含量(质量分数,下同)为65.0%~76.4%, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 为12.5%~18.8%, $\text{K}_2\text{O}$ 与 $\text{Na}_2\text{O}$ 含量之和为6.8%~13.5%。微量元素中,Ce及左侧不相容性更强的元素明显富集,Eu、Ba、Sr、P、Zr、Ti等元素明显负异常<sup>[36]</sup>。

采样点 A-2 和 G-1 位于河流上游,人类活动影响很少。流域周围出露的基岩中暗色矿物含量较多,矿物颗粒较细。采样点 G-3 和 A-2 相距约 3 km,周围有采砂作业,从采出的河沙和基岩露头来看,暗色矿物变少,矿物组成以长石和石英为主,颗粒较粗。

采样点 G-1 和 G-3 基岩均为喜山期酸性侵入岩,主要为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩和石英闪长岩<sup>[36]</sup>。采样点 A-2 及上游正好位于喜山期酸性侵入岩中的安山岩脉。采样点 A-4 和 G-1 的直线距离约 4 km,位于北海湿地。北海湿地是中国西南高原唯一的火山堰塞湖,四周植被发育,湿地内发育现代沼泽相砂、黏土及泥炭。北海湿地四周岩性一致,均为更新世安山岩、英安岩和安山

质英安岩。湿地的水均来自于四周的山间溪流和雨水。因此,采集的水样可以代表北海湿地四周安山质岩石风化的平均值。

由于采样区域内只有 4 个采样点,并且只在夏季进行了采样,样品代表性可能有一定欠缺。然而,孙明照近几年对安徽省青阳县九华山 10 条花岗岩小流域做了为期 1 年、每月 1 到 2 次的高频率采样工作,结果表明在人类扰动稀少的山间小流域,河水中主量离子的时空变化非常小<sup>[37]</sup>。考虑到北海湿地的采样区域只有数十平方千米,采样点 G-1、A-2、G-3 与 A-4 之间仅相隔一条公路,较少样品应该不会对研究结果产生很大影响。

## 2 样品采集和分析方法

2017 年 7 月进行了样品采集工作,包括 4 个河水样品和 1 个雨水样品。水样储存在干净的聚乙烯瓶子中。在野外使用手持式多功能水质分析仪(型号为 WTW 340i)测量水温、pH 值和固溶物总量(TDS),使用流速仪测量河水流速,同时测量河流的水深和宽度,用以计算流域的径流值。

回到实验室后立即使用数字滴定仪(型号为 Hach 16900)测量水样碱度。经 0.45  $\mu\text{m}$  过滤后的水样分为两份,一份使用优级纯硝酸酸化到 pH 值

小于 2,另一份不酸化。使用南京大学表生地球化学教育部重点实验室的电感耦合等离子发射光谱仪(型号为 ICP-OES 6300)测量阳离子,包括  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  和  $\text{Sr}^{2+}$ 。在同一实验室使用离子色谱仪(型号为 ICS-1100)测量阴离子  $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ 。水样  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值也在上述实验室中使用 MC-ICP-MS 仪(型号为 Neptune Plus, Thermo-fisher Scientific)测量。阳离子和阴离子的测量误差均为  $\pm 5\%$ 。Sr 同位素标样 SRM987 被用来检测同位素分析的精准度,其标样  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  平均值是  $0.710\,239 \pm 0.000\,042$ ,误差类型为  $2\sigma$ ,样本数为 15 个<sup>[38]</sup>。

### 3 结果分析

采样信息和水样的主量离子组成见表 1。河水样品水温为  $16.0\text{ }^\circ\text{C} \sim 22.4\text{ }^\circ\text{C}$ , pH 值为  $7.02 \sim 7.39$ ,基本呈中性;雨水 pH 值为 5.80。河水样品的固溶物总量为  $22 \sim 67\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。花岗岩区域采样点 G-1 和 G-3 的固溶物总量分别为  $22$ 、 $31\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ,平均值为  $26.5\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ,略高于全球花岗岩流域固溶物总量的平均值( $22.7\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ )<sup>[20]</sup>;安山岩区域采样点 A-1 和 A-4 的固溶物总量分别

为  $55$ 、 $67\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ,平均值为  $61\text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ,为花岗岩区域平均值的 2.3 倍。阳离子中, $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Na}^+$  占主导,阴离子以  $\text{HCO}_3^-$  为主。河水样品的总阳离子值( $\text{TZ}^+$ )为  $173.7 \sim 567.2\text{ ueq} \cdot \text{L}^{-1}$ ,总阴离子值( $\text{TZ}^-$ )为  $299.1 \sim 706.4\text{ ueq} \cdot \text{L}^{-1}$ 。本文用 NICB 值(即总阳离子值和总阴离子值之差与之和的比值)来评估阴、阳离子平衡情况。在这 4 个采样流域中,采样点 G-3 和 A-4 阴、阳离子平衡情况很好, NICB 值分别为  $-1.2\%$  和  $-7.9\%$ ;采样点 A-2 的 NICB 值为  $-18.1\%$ ,阴、阳离子平衡一般;采样点 G-1 的 NICB 值为  $-26.5\%$ ,阴、阳离子平衡较差。采样点 G-1 和 A-2 的 NICB 值都显示出阴离子要显著高于阳离子,这可能是野外滴定碱度的误差所导致的。野外滴定碱度测量利用的是盐酸滴定酚酞变色原理进行,因为花岗岩和安山岩流域的碱度相对较低,碱度的野外滴定受人为主观判定因素较大,碱度很容易测量得偏高,所以就会导致 NICB 值明显偏负。

4 个采样点的  $\text{Sr}^{2+}$  浓度为  $0.084 \sim 0.589\text{ }\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ (表 2)。采样点 G-1 的  $\text{Sr}^{2+}$  浓度最低,采样点 A-4 最高。样品的  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值为  $0.709\,996 \sim 0.710\,302$ ,花岗岩  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值要高于安山岩。

表 1 河水和雨水主量离子组成及采样信息

Tab. 1 Major Ion Compositions and Sampling Informations of River and Rain Water

河水采样点或雨水	日期	$T/^\circ\text{C}$	pH 值	$c(\text{Ca}^{2+})/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{Mg}^{2+})/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{K}^+)/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{Na}^+)/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{Cl}^-)/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{HCO}_3^-)/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{SO}_4^{2-})/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$c(\text{NO}_3^-)/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$
G-1	2017-07-06	16.0	7.17	23.550	6.49	11.49	96.09	76.53	168	15.02	24.56
A-2	2017-07-06	16.7	7.39	130.280	40.20	24.76	124.09	79.35	490	15.85	105.35
G-3	2017-07-06	17.7	7.02	55.360	16.00	15.92	104.35	74.54	115	17.16	45.60
A-4	2017-07-07	22.4	7.08	130.210	81.65	43.74	99.70	110.81	512	11.50	18.89
雨水	2017-07-07		5.80	0.135	2.52	14.36	2.26	72.92	0	0.00	18.89

注: $T$  为温度; $c(\cdot)$  为离子浓度。

表 2 河水  $\text{Sr}^{2+}$  浓度和 Sr 同位素比值

Tab. 2  $\text{Sr}^{2+}$  Concentrations and Sr Isotope Ratios of River

采样点	$c(\text{Sr}^{2+})/(\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1})$	$N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$
G-1	0.084	0.710 302
A-2	0.494	0.709 996
G-3	0.172	0.710 141
A-4	0.589	0.710 294

注: $N(\cdot)/N(\cdot)$  为同一元素同位素比值, $N(\cdot)$  为该元素的原子丰度。

### 4 讨论

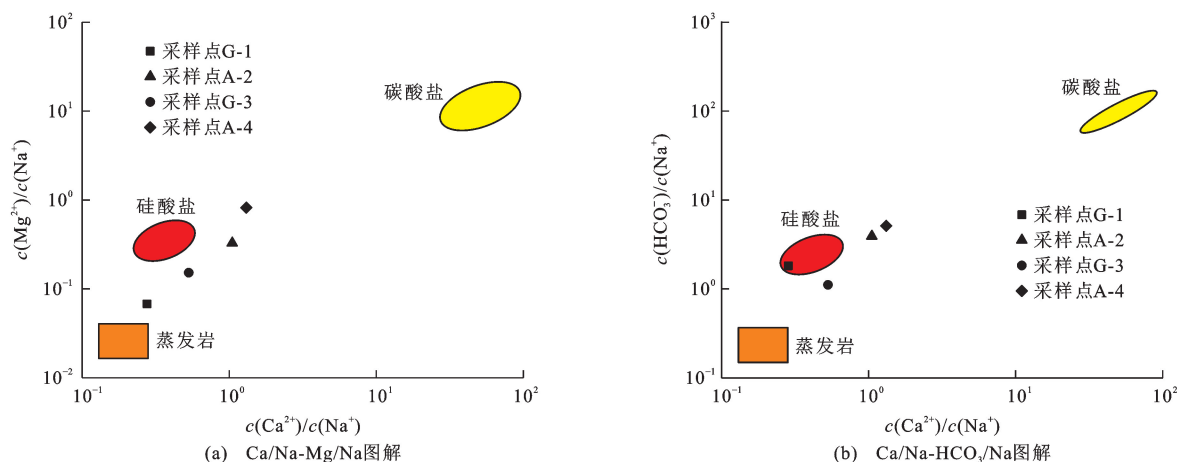
由于水中离子绝对浓度受稀释作用和蒸发作用

的影响,所以使用  $\text{Na}^+$  标准化摩尔比值( $c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+)$ 、 $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Na}^+)$ 、 $c(\text{HCO}_3^-)/c(\text{Na}^+)$ )来做投点图(图 2)。结果显示, $c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+)$  与  $c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{Na}^+)$  以及  $c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+)$  与  $c(\text{HCO}_3^-)/c(\text{Na}^+)$  均具有较好的线性相关性。同时采样点都靠近硅酸盐端元(端元数据来自文献<sup>[39]</sup>),与流域中的实际出露岩性一致。

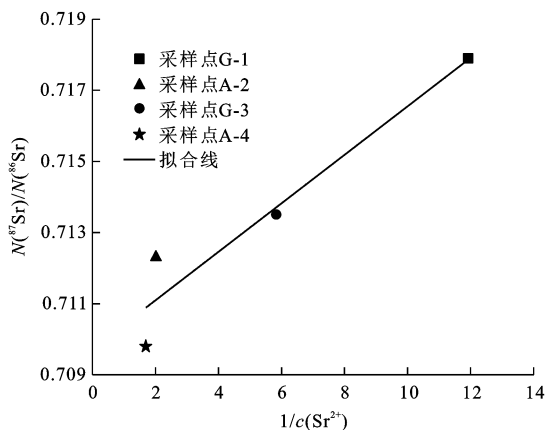
#### 4.1 $\text{Sr}^{2+}$ 浓度和 Sr 同位素比值

花岗岩区域采样点 G-1 和 G-3 的  $\text{Sr}^{2+}$  浓度明显低于安山岩区域采样点 A-2 和 A-4。相反,采样点 G-1 和 G-3 的 Sr 同位素比值较高,分别为 0.710 302 和 0.710 141,高于采样点 A-2 和 A-4(0.709 996 和



图2 Ca/Na-Mg/Na图解和 Ca/Na-HCO<sub>3</sub>/Na图解Fig. 2 Diagrams of Ca/Na-Mg/Na and Ca/Na-HCO<sub>3</sub>/Na

0.710 294)。花岗岩和安山岩的  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值均高于现代海水  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值(0.709 16<sup>[40]</sup>), 表明在采样区域内不论是酸性侵入岩还是中性喷出岩, 它们的风化都会对海水  $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$  值的升高有所贡献。流域中  $\text{Sr}^{2+}$  浓度的倒数和 Sr 同位素比值之间的关系如图 3 所示, 两者之间成很好的正相关性(判定系数为 0.882), 这体现出采样流域内的水化学整体是两个端元混合的趋势。其中, 采样点 A-2 是花岗岩中的安山岩脉, 流域内的水化学会不可避免地受到花岗岩的影响, Sr 的来源是花岗岩和安山岩两个端元, 同位素比值也处于两个端元 Sr 同位素比值的中间。腾冲地区地下热液活动十分强烈, 与北海湿地相邻仅数千米的青海之所以呈现出酸性的湖泊环境, 这与持续酸性地下水补给是分不开的<sup>[41]</sup>。而采样点 A-4 偏离趋势线可能是地下水端元的混入所导致。采样点 G-1、A-2 和 G-3 属于山间的小流域, 并且采样点都位于流域的上游, 四周也没有发现泉水。因此, 这 3 条流域可能没有

图3  $1/c(\text{Sr}^{2+})-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解Fig. 3 Diagram of  $1/c(\text{Sr}^{2+})-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 

受到地下水端元混入的影响。

## 4.2 主量离子的来源

在河水中任一溶解元素 X 的平衡方程<sup>[37]</sup>为

$$X_{\text{river}} = X_{\text{cyclic}} + X_{\text{anthropogenic}} + X_{\text{evaporite}} + X_{\text{carbonate}} + X_{\text{silicate}} + X_{\text{sulfide}} \quad (1)$$

式中:  $X_{\text{river}}$  为河水中溶质 X 的浓度;  $X_{\text{cyclic}}$ 、 $X_{\text{anthropogenic}}$ 、 $X_{\text{evaporite}}$ 、 $X_{\text{carbonate}}$ 、 $X_{\text{silicate}}$ 、 $X_{\text{sulfide}}$  分别为大气输入、人类活动输入、蒸发岩、碳酸盐风化、硅酸盐风化和硫化物贡献到河水中的溶质 X 浓度。

在采样点流域内未见蒸发岩, 也没有发现硫化物。因此, 蒸发岩和硫化物的贡献可以忽略不计。采样流域附近人类活动稀少, 未见工厂, 仅少量农田, 且采样点位于流域上游, 人类活动输入也可以忽略不计。因此, 河水中主量离子的主要贡献来源是大气输入、硅酸盐风化以及碳酸盐风化。

### 4.2.1 大气输入

化学元素的大气输入贡献计算公式<sup>[37]</sup>为

$$X_{\text{rain}}^* = (X/c(\text{Cl}^-))_{\text{rain}} c(\text{Cl}^-)_{\text{river}} \quad (2)$$

式中:  $X_{\text{rain}}^*$  为雨水贡献到河水中的溶质 X 浓度;  $(X/c(\text{Cl}^-))_{\text{rain}}$  是雨水中溶质 X 与  $\text{Cl}^-$  浓度比值, X 主要是  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ ;  $c(\text{Cl}^-)_{\text{river}}$  是河水中的  $\text{Cl}^-$  浓度。

### 4.2.2 硅酸盐风化

河流中的  $\text{Na}^+$  可来源于海盐、岩盐溶解和硅酸盐风化。  $\text{K}^+$  的主要来源是硅酸盐风化。河流中的  $\text{Cl}^-$  是循环盐和岩盐的指标,  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  的硅酸盐部分评估公式<sup>[42-43]</sup>为

$$c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} = c(\text{Na}^+)_{\text{river}} - c(\text{Cl}^-)_{\text{river}} \quad (3)$$

$$c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} \approx c(\text{K}^+)_{\text{river}} \quad (4)$$

式中:  $c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}}$  和  $c(\text{K}^+)_{\text{silicate}}$  分别为来自硅酸盐

风化的  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  浓度;  $c(\text{Na}^+)_{\text{river}}$  和  $c(\text{K}^+)_{\text{river}}$  分别为河水中的  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  浓度。

流域内未见岩盐,虽然可能有碳酸盐风化,但碳酸盐风化对  $\text{Na}^+$  的贡献可以忽略不计<sup>[44]</sup>。流域内硅酸盐来源的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度评估公式<sup>[42]</sup>为

$$c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}} = c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} (c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}} \quad (5)$$

$$c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}} = c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} (c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}} \quad (6)$$

式中:  $c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}}$  和  $c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}}$  分别为来自硅酸盐风化的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度;  $(c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}}$  和  $(c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}}$  是流域内硅酸盐风化所释放到河水中的摩尔比值,  $(c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}}$  和  $(c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}}$  的可靠度决定了  $c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}}$  和  $c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}}$  计算的不确定性,流域中花岗岩和安山岩的  $(c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}}$  分别取 0.308 和 0.036,  $(c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}}$  分别取 1.745 和 1.034<sup>[36,45]</sup>。

根据式(5)、(6),硅酸盐风化对于流域内主量阳离子的贡献比例( $I_{\text{cation-silicate}}$ )为<sup>[44]</sup>

$$I_{\text{cation-silicate}} = (c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} + c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} + 2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}}) / (c(\text{Na}^+)_{\text{river}} + c(\text{K}^+)_{\text{river}} + 2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}}) = [c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} + c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} + 2c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} \cdot (c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}} + 2c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} \cdot (c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}}] / (c(\text{Na}^+)_{\text{river}} + c(\text{K}^+)_{\text{river}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} + 2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}}) \quad (7)$$

式中:  $c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}}$  和  $c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}}$  分别为河水中的  $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Ca}^{2+}$  浓度。

#### 4.2.3 碳酸盐风化

碳酸盐风化主要对流域内的河水提供  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$ 。假设所有的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  全部来自于硅酸盐和碳酸盐风化,那么来自碳酸盐风化的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  的计算公式为

$$c(\text{Ca}^{2+})_{\text{carbonate}} = c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}} \quad (8)$$

$$c(\text{Mg}^{2+})_{\text{carbonate}} = c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}} \quad (9)$$

式中:  $c(\text{Ca}^{2+})_{\text{carbonate}}$  和  $c(\text{Mg}^{2+})_{\text{carbonate}}$  分别为来自碳酸盐风化的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度。

根据式(8)、(9)计算碳酸盐风化所贡献的流域内主量阳离子比例( $I_{\text{cation-carbonate}}$ )为

$$I_{\text{cation-carbonate}} = [2(c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}}) + 2(c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}})] / (c(\text{Na}^+)_{\text{river}} + c(\text{K}^+)_{\text{river}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} + 2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}}) = \{2[c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} (c(\text{Ca}^{2+})/c(\text{Na}^+))_{\text{sol}}] + 2[c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} - c(\text{K}^+)_{\text{silicate}} (c(\text{Mg}^{2+})/c(\text{K}^+))_{\text{sol}}]\} / (c(\text{Na}^+)_{\text{river}} + c(\text{K}^+)_{\text{river}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{river}} + 2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{river}}) \quad (10)$$

根据式(2)、(7)、(10)计算出各个端元对河水中主量离子的贡献比例如图4所示。大气输入、碳酸盐风化和硅酸盐风化对于采样流域主量阳离子的贡献比例平均值分别为 8.1%、16.0% 和 76.5%。

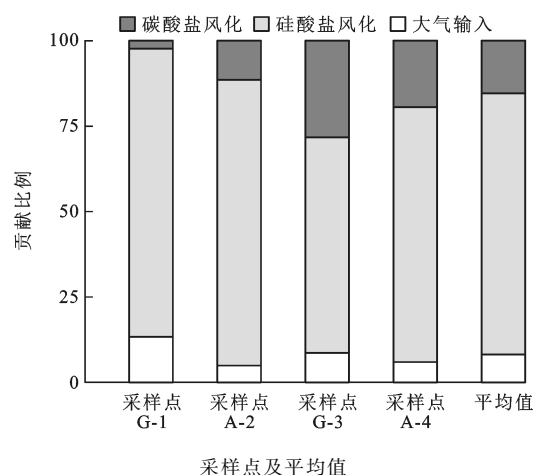


图4 不同来源对采样流域主量阳离子的贡献

Fig. 4 Contributions of Different Sources to Major Cations of Sampling Watershed

#### 4.3 流域内的风化速率和大气 $\text{CO}_2$ 消耗速率

通过使用硅酸盐风化产生的阳离子以及流域面积和流量来计算流域内硅酸盐风化速率。其表达式为

$$v_{\text{SWR}} = (m(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}} + m(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}} + m(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} + m(\text{K}^+)_{\text{silicate}}) D/S \quad (11)$$

式中:  $v_{\text{SWR}}$  为硅酸盐风化速率;  $m(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}}$ 、 $m(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}}$ 、 $m(\text{Na}^+)_{\text{silicate}}$ 、 $m(\text{K}^+)_{\text{silicate}}$  分别为硅酸盐风化贡献的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  质量浓度;  $D$  和  $S$  分别为采样流域内的流量和流域面积。

碳酸盐风化速率为

$$v_{\text{CWR}} = (m(\text{Ca}^{2+})_{\text{carbonate}} + m(\text{Mg}^{2+})_{\text{carbonate}} + 0.5m(\text{HCO}_3^-)_{\text{carbonate}}) D/S \quad (12)$$

式中:  $v_{\text{CWR}}$  为碳酸盐风化速率;  $m(\text{Ca}^{2+})_{\text{carbonate}}$ 、 $m(\text{Mg}^{2+})_{\text{carbonate}}$ 、 $m(\text{HCO}_3^-)_{\text{carbonate}}$  分别为碳酸盐风化贡献的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$  质量浓度。

碳酸盐溶解所产生的  $\text{HCO}_3^-$  一半来自于大气。考虑到假设所有非硅酸盐来源的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  全部是碳酸盐来源,因此,计算出的碳酸盐风化速率是一个上限值。

根据野外测量的河流宽度、深度及流量计算出的径流量( $812 \text{ mm} \cdot \text{年}^{-1}$ )与龙川江夏季多年平均值( $936 \text{ mm} \cdot \text{年}^{-1}$ )相差不大。为了计算结果的可

靠性,本文使用龙川江夏季多年平均径流量值(引自中华人民共和国水文年鉴)来计算采样流域内的硅酸盐风化速率。

通过采样流域内阳离子浓度、流量和流域面积来计算硅酸盐和碳酸盐风化大气  $\text{CO}_2$  消耗速率。其表达式为

$$\Phi(\text{CO}_2)_{\text{silicate}} = (2c(\text{Ca}^{2+})_{\text{silicate}} + 2c(\text{Mg}^{2+})_{\text{silicate}} + c(\text{Na}^+)_{\text{silicate}} + c(\text{K}^+)_{\text{silicate}})D/S \quad (13)$$

$$\Phi(\text{CO}_2)_{\text{carbonate}} = (c(\text{Ca}^{2+})_{\text{carbonate}} + c(\text{Mg}^{2+})_{\text{carbonate}})D/S \quad (14)$$

式中: $\Phi(\text{CO}_2)_{\text{silicate}}$  和  $\Phi(\text{CO}_2)_{\text{carbonate}}$  分别为硅酸盐风化和碳酸盐风化大气  $\text{CO}_2$  消耗速率。

根据式(11)~(14),计算得到的硅酸盐和碳酸盐风化速率平均值分别为  $5.68$ 、 $9.96 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ , 大气  $\text{CO}_2$  消耗速率分别为  $2.68 \times 10^5$ 、 $0.29 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ (表3)。

表3 化学风化速率和大气  $\text{CO}_2$  消耗速率

Tab.3 Chemical Weathering and Atmospheric  $\text{CO}_2$  Consuming Rate

采样点及 平均值	$v_{\text{SWR}}/(\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1})$	$v_{\text{CWR}}/(\text{t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1})$	$\Phi(\text{CO}_2)_{\text{silicate}}/(\text{mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1})$	$\Phi(\text{CO}_2)_{\text{carbonate}}/(\text{mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1})$
G-1	3.01	4.88	1.37	0.03
A-2	8.03	14.62	3.84	0.26
G-3	3.42	4.47	1.56	0.35
A-4	8.25	15.86	3.96	0.52
平均值	5.68	9.96	2.68	0.29

#### 4.4 岩性对硅酸盐风化速率的影响

在采样区域内,安山岩流域和花岗岩流域相距仅数千米,气候因素高度一致。安山岩流域的最高海拔为  $2040 \text{ m}$ ,花岗岩流域的最高海拔为  $2120 \text{ m}$ ,因此,地形和物理剥蚀速率应该也极为接近。此外,相距如此近的距离,植被的种类和覆盖程度也几乎一致。根据计算,云南省腾冲市北海湿地花岗岩和安山岩的平均风化速率分别为  $3.22$ 、 $8.14 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ ,安山岩的风化速率是花岗岩的  $2.5$  倍。因此,在气候、构造和植被等因素均高度一致的情况下,岩性的影响是硅酸盐风化速率差异的主导因素。

根据计算,采样流域内硅酸盐风化速率( $5.68 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )与邻近区域西南三江流域的硅酸盐风化速率( $3.0 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )基本一致<sup>[46]</sup>。其中,流域内花岗岩的风化速率为  $3.22 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ ,与全球花岗岩平均风化速率( $3.98 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )<sup>[13]</sup>非常相近,低于同处亚热带高级变质岩占主导的浔水

流域( $6.9 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )<sup>[47]</sup>,这可能与浔水流域的岩性较为混杂有关。安山岩的风化速率平均为  $8.14 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ ,比地处热带的加勒比海 Lesser Antilles 安山岩流域的风化速率( $56 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )几乎低一个数量级<sup>[48]</sup>,也低于同处于亚热带气候的墨西哥 Rio Ameca 安山岩流域( $28 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )<sup>[49]</sup>,这可能与龙川江的径流量较低有很大关系。龙川江全年的径流量平均是  $470 \text{ mm}$ ,夏季汛期的径流量也仅为  $930 \text{ mm}$ ,均远低于同处于亚热带墨西哥 Rio Ameca 流域的径流量。流域内硅酸盐风化的大气  $\text{CO}_2$  消耗速率为  $2.68 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ ,要高于全球平均值( $2.46 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )<sup>[39]</sup>,这说明该研究区域是全球岩石风化碳汇的一个重要组成部分。该大气  $\text{CO}_2$  消耗速率与同属于亚热带季风区且流域内硅酸盐风化占主导的赣江上游流域( $2.11 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )、东江流域( $3.02 \sim 3.08 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )、韩江流域( $2.52 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )和珠江花岗岩小流域( $2.39 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )等很接近<sup>[50-53]</sup>,比地处寒温带的嫩江硅酸盐流域( $0.4 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )、松花江流域( $0.67 \times 10^5 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ )等高出—个数量级<sup>[54-55]</sup>。以上对比表明,不同气候带硅酸盐风化速率和大气  $\text{CO}_2$  消耗速率相差一个数量级以上。相比之下,单一岩性因素对硅酸盐风化速率的影响为  $2 \sim 3$  倍。因此,研究结果初步表明,气候因素(温度和径流量)对硅酸盐风化速率的影响要明显超过岩性。

## 5 结 语

(1)云南省腾冲市北海湿地采样流域中雨水对于流域内主量阳离子的贡献为  $8.1\%$ ,碳酸盐风化对于流域内主量阳离子的贡献为  $16.0\%$ ,这种不等比例的贡献主要归因于碳酸盐矿物更快的风化速率。

(2)采样区域内,计算得到的平均硅酸盐风化速率为  $5.70 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ 。其中,花岗岩和安山岩的风化速率分别为  $3.22$ 、 $8.14 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ ,安山岩的风化速率是花岗岩的  $2.5$  倍,表明在相同植被、气候和构造等条件下,流域的岩性是化学风化的主导因素。

## 参考文献:

## References:

- [1] LEDLEY T S, SUNDQUIST E T, SCHWARTZ S E, et al. Climate Change and Greenhouse Gases[J]. Eos

- Transactions American Geophysical Union, 2013, 80 (39): 453-458.
- [2] WALKER J C G, HAYS P B, KASTING J F. A Negative Feedback Mechanism for the Long-term Stabilization of Earth's Surface Temperature[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1981, 86 (C10): 9776-9782.
- [3] BERNER R A, LASAGA A C, GARRELS R M. The Carbonate-silicate Geochemical Cycle and Its Effects on Atmospheric Carbon Dioxide over the Past 100 Million Years[J]. American Journal of Science, 1983, 283: 641-683.
- [4] RAYMO M E, RUDDIMAN W F. Tectonic Forcing of Late Cenozoic Climate[J]. Nature, 1992, 359: 117-122.
- [5] KUMP L R, BRANTLEY S L, ARTHUR M A. Chemical Weathering, Atmospheric CO<sub>2</sub>, and Climate[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28: 611-667.
- [6] 金章东, 李英, 王苏民. 不同构造带硅酸盐化学风化率的制约: 气候还是构造? [J]. 地质论评, 2005, 51 (6): 672-680.
- JIN Zhang-dong, LI Ying, WANG Su-min. Constraints on Silicate Weathering Rates in Different Settings: Climatic or Tectonic? [J]. Geological Review, 2005, 51 (6): 672-680.
- [7] 吴卫华, 郑洪波, 杨杰东, 等. 硅酸盐风化与全球碳循环研究回顾及新进展[J]. 高校地质学报, 2012, 18 (2): 215-224.
- WU Wei-hua, ZHENG Hong-bo, YANG Jie-dong, et al. Review and Advancements of Studies on Silicate Weathering and the Global Carbon Cycle[J]. Geological Journal of China Universities, 2012, 18 (2): 215-224.
- [8] BRADY P V, CARROLL S A. Direct Effects of CO<sub>2</sub> and Temperature on Silicate Weathering: Possible Implications for Climate Control[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(7): 1853-1856.
- [9] CHAMBERLIN T C. An Attempt to Frame a Working Hypothesis of the Cause of Glacial Periods on an Atmospheric Basis (Continued) [J]. The Journal of Geology, 1899, 7(7): 667-685.
- [10] RAYMO M E, RUDDIMAN W F, FROELICH P N. Influence of Late Cenozoic Mountain Building on Ocean Geochemical Cycles[J]. Geology, 1988, 16 (7): 649-653.
- [11] LI G J, ELDERFIELD H. Evolution of Carbon Cycle over the Past 100 Million Years[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013, 103: 11-25.
- [12] WHITE A F, PETERSON M L, HOCHELLA JR M F H. Electrochemistry and Dissolution Kinetics of Magnetite and Ilmenite[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(8): 1859-1875.
- [13] WHITE A F, BLUM A E. Effects of Climate on Chemical Weathering in Watersheds[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(9): 1729-1747.
- [14] WHITE A F, BRANTLEY S L. The Effect of Time on the Weathering of Silicate Minerals; Why Do Weathering Rates Differ in the Laboratory and Field? [J]. Chemical Geology, 2003, 202(3/4): 479-506.
- [15] BLUM A E, STILLINGS L L. Feldspar Dissolution Kinetics[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1995, 31(1): 291-351.
- [16] BRANTLEY S L, CHEN Y. Chemical Weathering Rates of Pyroxenes and Amphiboles[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1995, 31(1): 119-172.
- [17] NAGY K L. Dissolution and Precipitation Kinetics of Sheet Silicates[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1995, 31(1): 173-233.
- [18] BLUTH G J S, KUMP L R. Lithologic and Climatic Controls of River Chemistry[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(10): 2341-2359.
- [19] DESSERT C, DUPRE B, GAILLARDET J, et al. Basalt Weathering Laws and the Impact of Basalt Weathering on the Global Carbon Cycle[J]. Chemical Geology, 2003, 202(3/4): 257-273.
- [20] OLIVA P, VIERS J, DUPRE B. Chemical Weathering in Granitic Environments[J]. Chemical Geology, 2003, 202(3/4): 225-256.
- [21] WEST A J, GALY A, BICKLE M. Tectonic and Climatic Controls on Silicate Weathering[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 235(1/2): 211-228.
- [22] WEST A J. Thickness of the Chemical Weathering Zone and Implications for Erosional and Climatic Drivers of Weathering and for Carbon-cycle Feedbacks[J]. Geology, 2012, 40(9): 811-814.
- [23] LARSEN I J, ALMOND P C, EGER A, et al. Rapid Soil Production and Weathering in the Southern Alps, New Zealand[J]. Science, 2014, 343: 637-640.
- [24] DESSERT C, DUPRE B, FRANCOIS L M, et al. Erosion of Deccan Traps Determined By River Geochemistry: Impact on the Global Climate and the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr Ratio of Seawater[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 188(3/4): 459-474.
- [25] LI D D, JACOBSON A D, MCINERNEY D J. A Reactive-transport Model for Examining Tectonic and



- Climatic Controls on Chemical Weathering and Atmospheric CO<sub>2</sub> Consumption in Granitic Regolith[J]. *Chemical Geology*, 2014, 365: 30-42.
- [26] LI G J, HARTMANN J, DERRY L A, et al. Temperature Dependence of Basalt Weathering[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 443: 59-69.
- [27] 王雨山, 韩双宝, 邓启军, 等. 马莲河流域化学风化的季节变化和影响因素[J]. *环境科学*, 2018, 39(9): 4132-4141.
- WANG Yu-shan, HAN Shuang-bao, DENG Qi-jun, et al. Seasonal Variations in River Water Chemical Weathering and Its Influence Factors in the Malian River Basin [J]. *Environmental Science*, 2018, 39(9): 4132-4141.
- [28] SCHWARTZMAN D W, VOLK T. Biotic Enhancement of Weathering and the Habitability of Earth[J]. *Nature*, 1989, 340: 457-460.
- [29] STREET-PERROTT F A, BARKER P A. Biogenic Silica: A Neglected Component of the Coupled Global Continental Biogeochemical Cycles of Carbon and Silicon [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2008, 33(9): 1436-1457.
- [30] 杨瑞钰, 李高军, 陈 骏. 大陆地壳风化亏损的碳循环限定[J]. *地球科学与环境学报*, 2018, 40(2): 155-161.
- YANG Rui-yu, LI Gao-jun, CHEN Jun. Carbon Cycle Restrained Quantification of Weathering Depletion in Making Continental Crust [J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 2018, 40(2): 155-161.
- [31] 吕婕梅, 安艳玲, 吴起鑫, 等. 清水江流域岩石风化特征及其碳汇效应[J]. *环境科学*, 2016, 37(12): 4671-4679.
- LU Jie-mei, AN Yan-ling, WU Qi-xin, et al. Rock Weathering Characteristics and the Atmospheric Carbon Sink in the Chemical Weathering Processes of Qingshuijiang River Basin [J]. *Environmental Science*, 2016, 37(12): 4671-4679.
- [32] MEYBECK M. Global Chemical Weathering of Surficial Rocks Estimated From River Dissolved Loads [J]. *American Journal of Science*, 1987, 287(5): 401-428.
- [33] SUCHET P A, PROBST J L, LUDWIG W. Worldwide Distribution of Continental Rock Lithology: Implications for the Atmospheric/Soil CO<sub>2</sub> Uptake by Continental Weathering and Alkalinity River Transport to the Oceans [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17(2): 1038-1051.
- [34] 何进花, 丁文荣. 基于 Morlet 小波的龙川江流域年径流变化的周期性分析及趋势预测[J]. *思茅师范高等专科学校学报*, 2011, 27(6): 36-41.
- HE Jin-hua, DING Wen-rong. Period Analysis and Trend Forecasting Annual Runoff in Longchuan River Basin Based on Morlet Wavelet Function [J]. *Journal of Simao Teachers' College*, 2011, 27(6): 36-41.
- [35] 丁文荣. 龙川江流域上游地区河流泥沙输移变化及影响因素[J]. *水电能源科学*, 2017, 35(4): 115-119.
- DING Wen-rong. Sediment Transportation Features and Influencing Factors in Upper Reaches of Longchuanjiang Basin [J]. *Water Resources and Power*, 2017, 35(4): 115-119.
- [36] 杨启军, 徐义刚, 黄小龙, 等. 滇西腾冲—梁河地区花岗岩的年代学、地球化学及其构造意义[J]. *岩石学报*, 2009, 25(5): 1092-1104.
- YANG Qi-jun, XU Yi-gang, HUANG Xiao-long, et al. Geochronology and Geochemistry of Granites in the Tengliang Area, Western Yunnan: Tectonic Implication [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25(5): 1092-1104.
- [37] 孙明照. 硅酸盐风化速率及其控制因素: 来自不同“小流域系统”的研究[D]. 南京: 南京大学, 2018.
- SUN Ming-zhao. Silicate Weathering Rate and Controlling Factors: The Study from the Different “Small Watershed Systems” [D]. Nanjing: Nanjing University, 2018.
- [38] ZHANG W F, CHEN J, JI J F, et al. Evolving Flux of Asian Dust in the North Pacific Ocean Since the Late Oligocene [J]. *Aeolian Research*, 2016, 23: 11-20.
- [39] GAILLARDET J, DUPRE B, LOUVAT P, et al. Global Silicate Weathering and CO<sub>2</sub> Consumption Rates Deduced from the Chemistry of Large Rivers [J]. *Chemical Geology*, 1999, 159(1/2/3/4): 3-30.
- [40] HODELL D A, MEAD G A, MUELLER P A. Variation in the Strontium Isotopic Composition of Seawater (8 Ma to Present): Implications for Chemical Weathering Rates and Dissolved Fluxes to the Oceans [J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 1990, 80(4): 291-307.
- [41] 王云飞, 朱育新, 潘红玺, 等. 云南腾冲青海: 酸性湖泊的环境特征[J]. *湖泊科学*, 2002, 14(2): 117-124.
- WANG Yun-fei, ZHU Yu-xin, PAN Hong-xi, et al. Environmental Characteristics of an Acid Qinghai Lake in Tengchong, Yunnan Province [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2002, 14(2): 117-124.
- [42] GALY A, FRANCE-LANORD C. Weathering Processes in the Ganges-Brahmaputra Basin and the Riverine Alkalinity Budget [J]. *Chemical Geology*, 1999, 159(1/2/3/4): 31-60.

- [43] WU W H, XU S T, YANG J D, et al. Silicate Weathering and CO<sub>2</sub> Consumption Deduced from the Seven Chinese Rivers Originating in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chemical Geology*, 2008, 249(3/4): 307-320.
- [44] DALAI T K, KRISHNASWAMI S, SARIN M M. Major Ion Chemistry in the Headwaters of the Yamuna River System; Chemical Weathering, Its Temperature Dependence and CO<sub>2</sub> Consumption in the Himalaya[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(19): 3397-3416.
- [45] 林木森, 彭松柏, 乔卫涛. 滇西腾冲更新世粗面安山岩 Ar-Ar 年代学、地球化学特征及其构造意义[J]. *岩石学报*, 2017, 33(10): 3137-3146.
- LIN Mu-sen, PENG Song-bai, QIAO Wei-tao. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology and Geochemistry of Pleistocene Trachyandesite in Tengchong, Western Yunnan, China, and Its Tectonic Implication [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2017, 33(10): 3137-3146.
- [46] 陶正华, 赵志琦, 张东, 等. 西南三江(金沙江、澜沧江和怒江)流域化学风化过程[J]. *生态学杂志*, 2015, 34(8): 2297-2308.
- TAO Zheng-hua, ZHAO Zhi-qi, ZHANG Dong, et al. Chemical Weathering in the Three Rivers (Jing-shajiang, Lancangjiang and Nujiang) Watershed, Southwest China [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2015, 34(8): 2297-2308.
- [47] WU W H, ZHENG H B, YANG J D, et al. Chemical Weathering, Atmospheric CO<sub>2</sub> Consumption, and the Controlling Factors in a Subtropical Metamorphic-hosted Watershed[J]. *Chemical Geology*, 2013, 356: 141-150.
- [48] GOLDSMITH S T, CAREY A E, JOHNSON B M, et al. Stream Geochemistry, Chemical Weathering and CO<sub>2</sub> Consumption Potential of Andesitic Terrains, Dominica, Lesser Antilles[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(1): 85-103.
- [49] DREVER J I. Chemical Weathering in a Subtropical Igneous Terrain, Rio Ameca, Mexico [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1971, 41(4): 951-961.
- [50] 李甜甜, 季宏兵, 江用彬, 等. 赣江上游河流水化学的影响因素及 DIC 来源[J]. *地理学报*, 2007, 62(7): 764-775.
- LI Tian-tian, JI Hong-bing, JIANG Yong-bin, et al. Hydro-geochemistry and the Sources of DIC in the Upriver Tributaries of the Ganjiang River [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(7): 764-775.
- [51] 解晨骥, 高全洲, 陶贞, 等. 东江流域化学风化对大气 CO<sub>2</sub> 的吸收[J]. *环境科学学报*, 2013, 33(8): 2123-2133.
- XIE Chen-ji, GAO Quan-zhou, TAO Zhen, et al. Chemical Weathering and CO<sub>2</sub> Consumption in the Dongjiang River Basin [J]. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2013, 33(8): 2123-2133.
- [52] 丁健, 周永章, 高全洲, 等. 广东韩江流域化学风化作用及大气 CO<sub>2</sub> 消耗的分析[J]. *中山大学学报: 自然科学版*, 2013, 52(3): 117-127.
- DING Jian, ZHOU Yong-zhang, GAO Quan-zhou, et al. Chemical Weathering Processes and Atmospheric CO<sub>2</sub> Consumption in the Hanjiang River Basin, Guangdong Province [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 2013, 52(3): 117-127.
- [53] 高全洲, 陶贞. 华南滨海花岗岩丘陵的化学风化与化学径流[J]. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40(6): 758-767.
- GAO Quan-zhou, TAO Zhen. Chemical Weathering and Chemical Runoffs in the Seashore Granite Hills in South China [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2010, 40(6): 758-767.
- [54] 刘宝剑, 赵志琦, 李思亮, 等. 寒温带流域硅酸盐岩的风化特征: 以嫩江为例[J]. *生态学杂志*, 2013, 32(4): 1006-1016.
- LIU Bao-jian, ZHAO Zhi-qi, LI Si-liang, et al. Characteristics of Silicate Rock Weathering in Cold Temperate Zone: A Case Study of Nenjiang River, China [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2013, 32(4): 1006-1016.
- [55] 刘宝剑. 温带流域侵蚀与碳循环: 中国东北河流地球化学研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013.
- LIU Bao-jian. Erosion and Carbon Cycle in the Temperate Zone: Geochemical Studies on the Rivers of Northeast China [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2013.