

# 青藏高原尼洋河流域化学风化的季节变化特征和影响因素

孟俊伦<sup>1,3</sup>, 郭建阳<sup>1</sup>, 吴 婕<sup>1,3</sup>, 赵志琦<sup>2</sup>

1. 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

2. 长安大学 地球科学与资源学院, 西安 710054

3. 中国科学院大学, 北京 100049

**摘要:** 流域风化是理解大陆岩石化学风化对全球气候变化的反馈机制的重要途径, 目前的研究集中在大河流域, 小流域特别是高寒地区流域化学风化的影响因素尚不确定。本文选择岩性相对单一、人为活动干扰少的青藏高原尼洋河流域为研究对象, 开展一个水文年的采样分析, 阐明高寒地区流域岩石化学风化的季节变化特征及其影响因素。研究结果显示: 尼洋河河水离子主要来源于碳酸盐岩风化和硅酸盐岩风化, 对河水中阳离子贡献量分别达到 60% 和 29%, 风化速率分别为  $0.20\text{--}19.00\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$  和  $0.09\text{--}0.80\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$ , 年平均值分别为  $11.90\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  和  $4.38\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。在一个水文年内, 碳酸盐岩风化明显受到季节变化的影响, 而硅酸盐岩风化对季节变化的响应不明显, 总体表现为雨季风化速率增加, 旱季风化速率降低。地表径流是控制尼洋河流域化学风化的重要因素, 径流增大, 促进碳酸盐岩和硅酸盐岩风化, 但岩石的溶解动力特征会限制径流对风化速率的促进作用。碳酸盐岩溶解速率大, 径流增大能持续有效促进碳酸盐岩风化; 而硅酸盐岩溶解速率小, 随着径流量增大, 风化速率增速降低。温度升高能有效促进尼洋河流域的岩石风化, 提高岩石矿物的溶解速率。温度也能通过影响径流变化, 间接影响流域的风化。位于高寒地区的尼洋河流域气候因素之间相互影响, 也影响着物理风化和化学风化。为此, 在高寒地区流域展开监测周期更长、采样密度更高的工作, 将有助于更好地理解气候因素对风化作用的影响规律。

**关键词:** 尼洋河; 化学风化; 季节变化; 气候因素

## Seasonal variations of chemical weathering and its controlling factors of Nyang River in the Tibetan Plateau

MENG Junlun<sup>1,3</sup>, GUO Jianyang<sup>1</sup>, WU Jie<sup>1,3</sup>, ZHAO Zhiqi<sup>2</sup>

1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

收稿日期: 2019-11-27; 录用日期: 2020-01-01; 网络出版: 2020-01-09

Received Date: 2019-11-27; Accepted Date: 2020-01-01; Online first: 2020-01-09

基金项目: 国家自然科学基金项目 (91647205, 41661144042, 41930863); 长安大学中央高校基本科研业务费专项资金项目 (300102278302)

Foundation Item: National Natural Science Foundation of China (91647205, 41661144042, 41930863); Fundamental Research Funds for the Central Universities, Chang'an University (3001102278302)

通信作者: 赵志琦, E-mail: zhaozhiqi@chd.edu.cn

Corresponding Author: ZHAO Zhiqi, E-mail: zhaozhiqi@chd.edu.cn

引用格式: 孟俊伦, 郭建阳, 吴 婕, 等. 2020. 青藏高原尼洋河流域化学风化的季节变化特征和影响因素 [J]. 地球环境学报, 11(2): 190–203.

Citation: Meng J L, Guo J Y, Wu J, et al. 2020. Seasonal variations of chemical weathering and its controlling factors of Nyang River in the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Earth Environment*, 11(2): 190–203.

**Abstract: Background, aim, and scope** Chemical weathering of continental silicate rocks and carbonate rocks is closely related to global climate change. Study of weathering in watersheds is an important way to understand how continental weathering responds to global climate change. Previous researches focused on large river basins, and few of them worked on small river basins. In particular, the influencing factors of chemical weathering in river basins in high and cold regions are still uncertain. The Nyang River Basin on the Tibetan Plateau with relatively simple lithology and less human disturbance was selected as the research object. A hydrological year sampling analysis was performed to explain the seasonal variation characteristics of rock chemical weathering rate and its influencing factors in the alpine region. **Materials and methods** In the present study, a hydrological year (2017—2018) sampling analysis was conducted at the lowest stream of Nyang River Basin. Annual variation of chemical compositions of surface river water were analyzed, including the major cations ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), soluble silicon and major anions ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{HCO}_3^-$ ). Based on chemical composition analyses, contributions of four end-members (silicate, carbonate, hot spring and atmosphere) to riverine cations were estimated. Coupled with discharge data calculated by a hydrological model and water temperature measured in the field, weathering rates of silicate and carbonate as well as their responses to discharge and temperature were investigated. **Results** Results show that the water ions of the Nyang River are mainly derived from the weathering of carbonate rocks and the weathering of silicate rocks, contributing 60% and 29% of cations to the river water, respectively, and the weathering rates are  $0.20\text{—}19.00\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$  and  $0.09\text{—}0.80\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$ , with annual averages of  $11.90\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  and  $4.38\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , respectively. In a hydrological year, the weathering of carbonate rocks is obviously affected by seasonal changes, while the response of silicate rock weathering to seasonal changes is insignificant. In general, the weathering rate increases in the rainy season and decreases in the dry season. **Discussion** Discharge is an important factor controlling chemical weathering in the basin. The increase of discharge promotes the weathering of carbonate and silicate rocks, but the dissolution dynamics of rocks will limit the effect of discharge on the weathering rate. The increase of discharge can continue to effectively promote the weathering of carbonate rocks because of the large dissolution rate, while for the silicate rocks with small dissolution rate, the effect of discharge on weathering is weakened when discharge continues to increase. Different dissolution dynamic characteristics of rocks are important reasons for the different responses of carbonate rock weathering and silicate rock weathering to seasonal changes. Increased temperature can effectively promote rock weathering in the Nyang River Basin by increasing the dissolution rate of rock minerals. Temperature can also import an effect on weathering of the watershed by influencing discharge. **Conclusions** From above, it can be concluded that, in Nyang River basin, discharge can be a primary control on chemical weathering, and temperature is relatively minor control, but temperature can also affect glacier activities as well as discharge in this alpine area. The different dissolution kinetics of carbonate and silicate account for the discrepant weathering behaviors of the two kinds of rocks during a hydrological year. **Recommendations and perspectives** The climatic factors in the alpine area like Nyang River Basin interact with each other and also affect physical and chemical weathering. For this reason, the longer time monitoring and higher sampling density in alpine watersheds will help to better understand the response of weathering to climate change.

**Key words:** Nyang River, chemical weathering, seasonal variations, climate factor

新生代以来, 以喜马拉雅为代表的构造隆升运动, 被认为是全球气候变冷的重要原因 (Raymo et al, 1988; Raymo and Ruddiman, 1992)。大面积的构造隆升作用, 加速了大陆风化作用和大气  $\text{CO}_2$  的消耗, 从而导致全球气候变冷。青藏高原作

为亚洲水塔, 河流发育, 如发源于喜马拉雅山南缘的恒河、布拉马普特拉河和印度河, 高原北部的长江、黄河以及流经青藏高原南部的雅鲁藏布江等。这些大江大河作为风化产物的重要运输载体, 包含了流域盆地内的风化作用信息, 通过分

析水体中的主要离子成分,有助于了解流域的化学风化过程及其与气候因子之间的关系。

为此,前人对大江大河流域展开了大量研究工作 (Sarin et al, 1989; Gaillardet et al, 1999; Galy and France-Lanord, 1999; Wu et al, 2005; Hren et al, 2007; Chetelat et al, 2008)。但是,由于江河体系流域面积大,流经范围广,往往具有更加复杂的岩性以及地貌、气候特征等,同时也存在更多的人为干扰,因此流域风化特征及风化作用的控制因素复杂。相较于大流域体系,小流域体系由于具有较为单一的岩性和相近的气候,人为干扰相对较小,因此成为研究风化作用特征的理想场所,同时也利于研究单一因素对风化作用的影响。例如:通过对小流域同一时间段内不同位置进行采样分析,有助于认识岩性对风化作用的影响,而通过对同一位置进行季节性采样分析,则有利于认识气候因素对风化作用的影响。近年来,关于小流域风化作用的空间变化(岩性变化)和时间变化(气候因素)特征已经取得较好的成果(韦刚健等, 2011; 张涛等, 2017; 蒋浩等, 2018; 刘旭等, 2018; 王雨山等, 2018),然而已有结果中,对于高寒地区流域的研究相对较少,且缺乏对流域内风化作用季节变化特征的研究。尼洋河作为雅鲁藏布江的五大支流之一,其上游大部分地区属于典型的高原寒带气候,但由于受到印度洋的暖湿气流上溯,季节气候变化显著,且人为活动干扰相对较少,是研究风化作用季节变化特征的理想野外实验室。尼洋河流域的水文特征(达瓦次仁等, 2008; 吕琳莉等, 2011; 王建群等, 2015),水质特征(吕琳莉等, 2019; 张娜等, 2009),以及风化作用特征(Hren et al, 2007; 刘旭等, 2018; 张涛等, 2017)均已被广泛研究。其中Hren et al (2007)、刘旭等(2018)以及张涛等(2017)对尼洋河流域风化作用特征的研究工作主要集中在空间变化特征,显示尼洋河水离子成分主要受控于碳酸盐矿物和硅酸盐矿物风化,但关于其风化特征随季节变化的研究仍是空白。因此,本研究对尼洋河下游控制断面(八一站)开展了为期一个水文年的水化学动态监测,探讨小流域风化作用对季节变化的响应,同时结合Hren et al (2007) 4月(旱季)采样数据和刘旭等(2018) 8月(雨季)采样数据对尼洋河流域风化作用空间特征的分析结果,以

期对尼洋河流域的风化特征获得更加全面的认识。

## 1 研究区域概况

尼洋河发源于西藏自治区米拉山西侧的错木梁拉,河源海拔约 5000 m,河口海拔约 2920 m,落差 2080 m,平均坡降 0.73%。流域面积 17535 km<sup>2</sup>,干流长 309 km,流向总体呈现为自西北向东南,流域多年平均径流量为 172.3 亿立方米,是雅鲁藏布江的第二大支流(达瓦次仁等, 2008)。印度洋的暖湿气流经雅鲁藏布江大峡谷上溯,为该流域带来丰沛的降水,年降水量 600—900 mm,其中降雨主要集中在 6—9 月,为雨季,占年降雨总量的 90% 左右(冉光辉等, 2013),而 10—5 月降雨较少,为旱季。

据 1:25 万林芝地质图,尼洋河流域上游花岗岩、花岗闪长岩和石英片岩分布广泛;中游主要为板岩、闪长岩以及不连续出露的花岗岩;下游地区主要为片麻岩,也有较少花岗岩类分布。尼洋河河道两侧则广泛发育第四纪沉积物,是主要的居民聚集区和农业种植区。

## 2 采样与分析

选取尼洋河汇入雅鲁藏布江前的采样点(94°20'05"E, 29°41'56"N,海拔 3008 m;图 1),于 2017 年 10 月—2018 年 9 月进行了为期一年的水样采集工作,采样频率为每月 1 个水样,因天气原因,11 月份水样未能采集,共采集河水样品 11 件。现场采用便携式多参数水质分析仪(Germany, WTW, Multi 3430)测定水温、电导率和 pH 值等物理参数。水样由聚乙烯材质采样瓶收集,并在 24 小时内采用 0.45 μm 醋酸纤维膜过滤。过滤后的水样,一部分直接密封于棕色玻璃瓶供阴离子分析,另一部分装在聚乙烯瓶后加入少量浓 HNO<sub>3</sub>,酸化至 pH<2,供阳离子分析。

全部水样的化学组成测定工作均在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。主要阳离子(Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>)和溶解性硅使用电感耦合等离子体发射光谱仪(USA, Varian, Vista MPX)测定。主要阴离子(F<sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)使用离子色谱仪(USA, Dionex, ICS-90)测定,测试精度均优于 5%。水样 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>值则用 0.02 mol·L<sup>-1</sup>稀盐酸溶液滴定获得。所有测试结果见表 1。



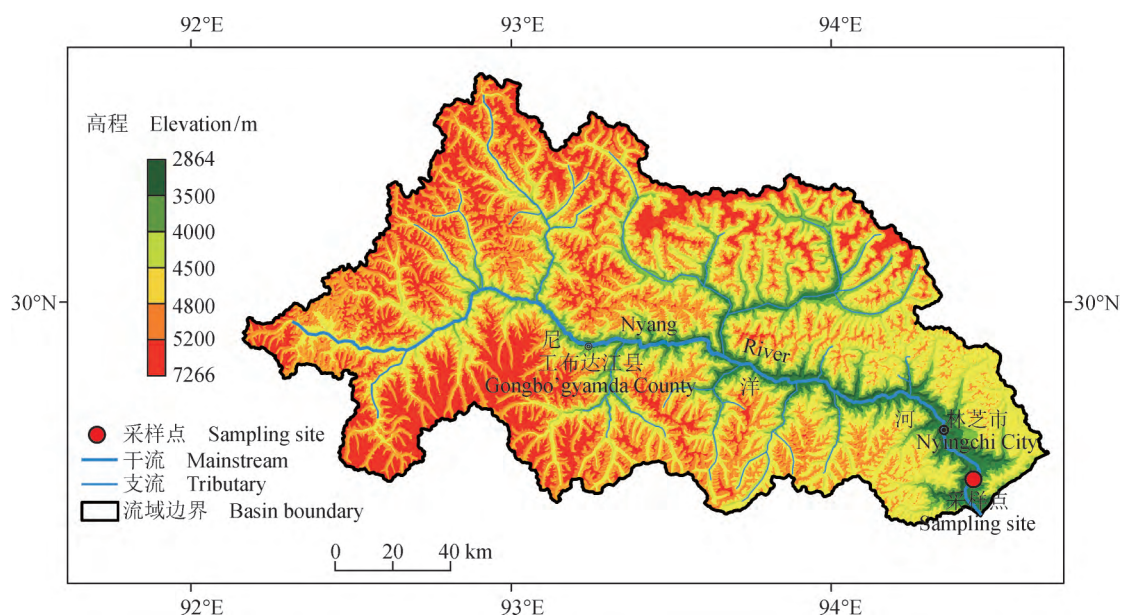


图 1 尼洋河流域及采样点位置 (修改自刘旭等, 2018)

Fig.1 Sampling location map of Nyang River (modified from Liu X et al, 2018)

表 1 尼洋河河水全年水质参数特征和水化学组成

Tab.1 Annual water quality parameters and chemical compositions of Nyang River

编号 ID	月份 Month	T /°C	径流 Discharge /(m <sup>3</sup> ·month <sup>-1</sup> )	EC /(μS·cm <sup>-1</sup> )	TDS /(mg·L <sup>-1</sup> )	pH	Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>
							/(μmol·L <sup>-1</sup> )			
NY-1	1	4	2.44×10 <sup>8</sup>	120	60	8.1	392.8	27.9	121.9	135.0
NY-2	2	5	2.85×10 <sup>8</sup>	118	59	8.2	383.9	28.1	117.1	143.0
NY-3	3	12	7.97×10 <sup>8</sup>	132	66	8.3	408.7	29.9	119.4	154.0
NY-4	4	12	1.21×10 <sup>9</sup>	129	64	8.5	398.4	29.7	117.7	141.1
NY-5	5	12	1.70×10 <sup>9</sup>	80	40	8.4	239.5	18.3	85.2	68.7
NY-6	6	15	2.10×10 <sup>9</sup>	84	42	8.0	284.0	17.8	96.9	75.9
NY-7	7	-	3.31×10 <sup>9</sup>	-	-	-	308.6	18.8	102.5	79.7
NY-8	8	17	2.78×10 <sup>9</sup>	196	99	8.5	321.1	18.1	120.1	64.2
NY-9	9	-	2.93×10 <sup>9</sup>	-	-	-	352.2	19.5	122.0	68.6
NY-10	10	8	1.73×10 <sup>9</sup>	117	59	8.2	383.4	28.6	118.1	93.4
NY-12	12	6	4.30×10 <sup>8</sup>	122	61	8.2	390.5	27.3	121.1	121.5

编号 ID	月份 Month	SiO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	TZ <sup>+</sup>	TZ <sup>-</sup>	NICB
		/(μmol·L <sup>-1</sup> )					/(μeq·L <sup>-1</sup> )		/(μeq·L <sup>-1</sup> )	/%
NY-1	1	114.7	4.7	39.6	7.6	183.8	790.8	1192.3	1210.4	-1.5
NY-2	2	117.8	4.3	45.5	8.1	180.1	831.3	1173.0	1249.3	-6.1
NY-3	3	113.1	6.1	48.0	6.3	177.4	774.6	1240.0	1189.7	4.2
NY-4	4	103.7	5.6	49.4	8.2	187.5	880.0	1203.1	1318.2	-8.7
NY-5	5	63.9	2.8	10.2	13.2	124.4	-	736.5	-	-
NY-6	6	64.0	4.3	14.6	9.4	145.2	570.8	855.5	889.5	-3.8
NY-7	7	65.5	4.3	11.6	1.1	149.0	562.9	920.6	877.9	4.9
NY-8	8	61.5	4.3	8.6	2.6	175.8	-	964.5	-	-
NY-9	9	72.8	4.1	17.0	7.3	213.8	-	1036.8	-	-
NY-10	10	93.3	4.8	24.7	12.2	184.7	683.8	1125.0	1094.8	2.8
NY-12	12	108.2	5.2	35.3	11.1	202.5	735.9	1172.1	1192.5	-1.7

TZ<sup>+</sup> = 2Ca<sup>2+</sup> + 2Mg<sup>2+</sup> + Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>; TZ<sup>-</sup> = 2SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + Cl<sup>-</sup> + NO<sub>3</sub><sup>-</sup>; NICB = (TZ<sup>+</sup> - TZ<sup>-</sup>) / TZ<sup>+</sup> × 100%

TDS = Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup> + Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup> + SiO<sub>2</sub> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + Cl<sup>-</sup> + NO<sub>3</sub><sup>-</sup>

—: 数据未测。 -: Data not measured.

由于缺乏水文站流量数据,参考 Xu et al (2019) 的水文模型估算 2003 年至 2012 年的日均径流量。水文模型利用国家气象数据共享网 (<http://data.cma.cn/>) 的站点气象数据,通过泰森多边形插值法插值为面状数据,统计各个子流域的每日平均降雨量、温度、光照时数等。同时从中国科学院资源环境科学数据中心 (<http://www.resdc.cn/data.aspx?dataid=251/>) 收集下垫面数据,包括 1 km 分辨率的土地利用数据、土壤属性以及坡度和高程数据。其中土壤属性数据使用 HWSO 数据集,高程数据使用 SRTM 数字高程数据 (90 m 分辨率),坡度数据由高程数据计算得出。将上述数据输入到 THREW 水文模型中,引用 Xu et al (2019) 文中经过校正和验证后的水文模型参数值,计算出日尺度地表径流量。据此计算的年均径流量值为  $185 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 与前人实测多年径流量平均值  $172 \times 10^8 \text{ m}^3$  (达瓦次仁等, 2008) 相近。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 基本水化学特征

尼洋河林芝断面河水全年水温变化范围为 4—17℃, 平均温度 10℃。pH 范围为 8.0—8.5, 平均值为 8.3, 呈弱碱性。溶解性总阳离子当量 ( $\text{TZ}^+$ ) 为 736.5—1240.0  $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$ , 平均值为 1056.3  $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$ , 略低于世界河流均值 1250  $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$  (Meybeck, 1979), 溶解性总阴离子当量 ( $\text{TZ}^-$ ) 为 877.9—1249.3  $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$ , 平均值为 1127.8  $\mu\text{eq} \cdot \text{L}^{-1}$ 。由阴阳离子当量计算得出无机净电荷平衡值 (NICB%) 落在 -10%—10%, 表明水化学分析结果具有可

靠性 (Dalai et al, 2002; Noh et al, 2009)。河水溶解性固体质量 (TDS) 浓度范围为 40—99  $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

河水主要阳离子浓度由高到低依次为:  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ , 平均值分别为 351.2  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 、112.9  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 、104.1  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$  和 24.0  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ , 其中  $\text{Ca}^{2+}$  摩尔浓度占阳离子总量比例均值为 58%。主要阴离子浓度由高到低依次为  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{F}^-$ , 平均值为 728.8  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 、88.9  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 、27.7  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 、7.9  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$  和 4.6  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。溶解性 Si 含量介于 61.5  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$  和 117.8  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$  之间, 平均值为 88.9  $\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。河水主要离子成分为  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$ , 其次为  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SiO}_2$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ , 这一结果与已有的空间变化研究结果一致 (Hren et al, 2007; 刘旭等, 2018; 张涛等, 2017)。

由水体中离子的摩尔浓度百分数构成的三元图 (图 2) 可以看出: 尼洋河整体的水化学类型为 Ca- $\text{HCO}_3$  型。Hren et al (2007) 4 月和刘旭等 (2018) 8 月的空间数据结果虽然也表现为阳离子以  $\text{Ca}^{2+}$  为主导, 阴离子以  $\text{HCO}_3^-$  为主导, 但是  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  的摩尔浓度百分比变化范围更大, 显示出流域内不同区域风化作用的差异。刘旭等 (2018) 的数据显示出河水阳离子组成在  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  端元间变动, 阴离子在  $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{HCO}_3^-$  端元间变动, 表明雨季流域内不同区域碳酸盐岩风化差异大, 硅酸盐岩风化差异不明显, 而 Hren et al (2007) 的数据显示河水阳离子组成具有  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  降低,  $\text{Na}^+$ - $\text{K}^+$  增高的趋势, 对应空间变化为从上游到下游, 表明在旱季不同区域硅酸盐岩风化差异大。

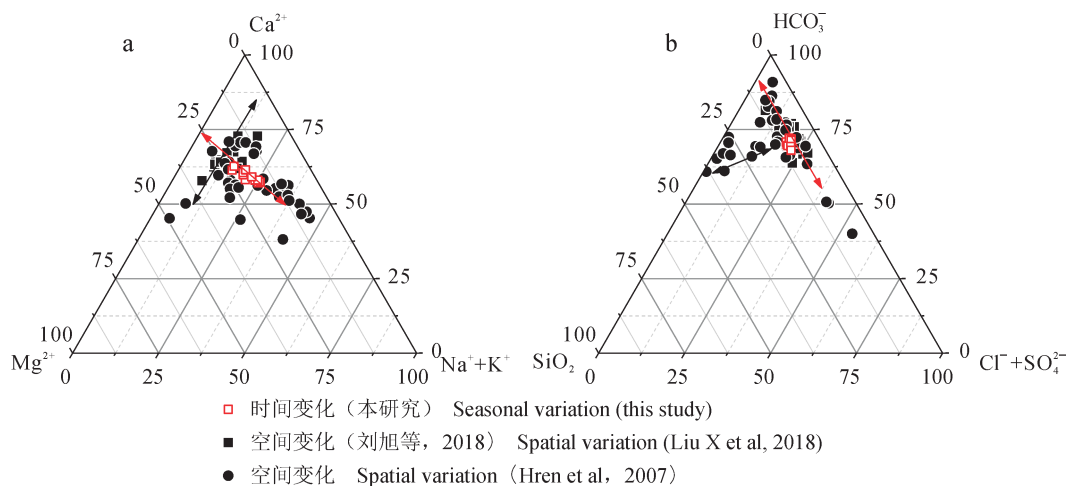


图 2 尼洋河河水化学组成三角图

Fig.2 Ternary plots of the dissolved chemical compositions of Nyang River

基于不同风化输入端元具有相对稳定的元素比值范围 (Gaillardet et al, 1999), 因此可以用  $\text{Na}^+$  标准化后的离子组成研究河水主要阴阳离子的来源。由于尼洋河流域蒸发岩贡献极少 (刘旭等, 2018), 但是存在热液的影响 (下文 3.3 节), 因此本文采用李振清 (2002) 报道的西藏地区热液水化学数据计算的平均  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$  和  $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$  摩尔比 (分别为 0.15、0.03、0.45) 作为热液输入端元的特征值。为便于观察离子特征的季节性变化, 本研究将 12—3 月、4—5 月、6—9 月和 10—11 月分别划分为枯水期、汛期

前、汛期和汛期后。据图 3 可知: 尼洋河流域水体离子组成主要受碳酸盐类矿物风化和硅酸盐类矿物风化的控制, 其中 Hren et al (2007) 的数据显示更多的硅酸盐类矿物风化输入河流, 而刘旭等 (2018) 的数据则显示更多的碳酸盐类矿物风化输入河流。本研究结果介于前人的 4 月份数据和 8 月份数据之间, 同时显示汛期 (雨季) 河水离子组成接近碳酸盐类矿物风化端, 而其余时期 (非雨季) 接近硅酸盐类矿物风化端, 表明雨季更利于碳酸盐岩风化, 非雨季则更利于硅酸盐岩风化。

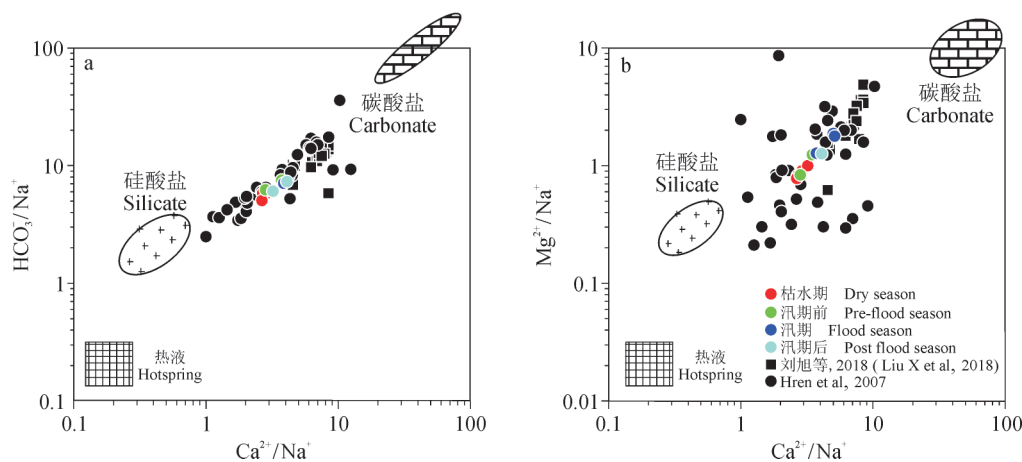


图 3 Na 标准化后离子组成特征  
Fig.3 Plots of molar ratios of Na-normalized ions

### 3.2 主要离子含量的季节性变化

据尼洋河流域主要离子含量的季节变化 (图 4a、4b) 可知:  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  含量随季节的变化最为明显, 且变化趋势较为一致, 表现为 5 月浓度急剧降低, 这可能与 5 月冰雪开始消融, 强烈的稀释作用有关。5 月过后, 虽然相对于 5 月前的旱季, 浓度仍然较低, 但离子浓度逐渐升高, 表明雨季来临带来更多碳酸盐岩风化的输入, 这一结果与 3.1 节分析结果一致。其他主要离子含量随季节变化相对较小, 尤其是  $\text{K}^+$  和  $\text{HCO}_3^-$ , 但也表现出 5 月因稀释效应造成离子浓度降低的趋势, 随后陆续升高。 $\text{Na}^+$  和  $\text{SiO}_2$  含量在雨季期间 (7 月和 8 月) 也表现出降低趋势, 而  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{K}^+$  并未表现出这种趋势, 这一差异再次表明碳酸盐类矿物和硅酸盐类矿物风化对季节变化的响应差异。

为了避免稀释效应造成的离子含量随季节的

变化, 利用  $\text{Na}^+$  标准化后得图 4c 和图 4d, 结果显示: 阴、阳离子摩尔比值均在 5 月前最低且无显著变化, 到了 5 月出现突增, 随后缓慢增大, 到 8、9 月开始快速增大且达到最大值。总体而言, 阳离子中  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$  变化最大,  $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+/\text{Na}^+$  和  $\text{SiO}_2/\text{Na}^+$  变化较小; 阴离子中  $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$  变化最大, 其次为  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ 。由此可知, 主导河水离子组成的碳酸盐岩风化和硅酸盐盐风化均受到季节变化的影响, 其中碳酸盐类矿物风化明显受季节变化的影响, 在雨季向河水输入更多的  $\text{Ca}^{2+}$ , 而硅酸盐类矿物风化受季节变化变化影响较小, 且向河水输入的  $\text{SiO}_2$  量具有相对降低的趋势。

### 3.3 离子来源与贡献

河水溶解性组分来源主要包括大气沉降、岩石风化以及人为输入等 (Gaillardet et al, 1999; Chetelat et al, 2008; Li et al, 2014), 因此河水

中离子组成可表示为:

$$[X]_{\text{河水}} = [X]_{\text{大气}} + [X]_{\text{蒸发盐}} + [X]_{\text{碳酸盐}} + [X]_{\text{硅酸盐}} + [X]_{\text{人为输入}} + [X]_{\text{其他}} \quad (1)$$

正演模型是计算水体中离子来源及贡献的常用方法之一 (Hren et al, 2007; Noh et al, 2009; 黄露等, 2015; 陶正华等, 2015; Zhang et al, 2016)。首先需要扣除大气输入的影响, 可利用河水中的  $\text{Cl}^-$  摩尔浓度 ( $[\text{Cl}^-]_{\text{河水}}$ ) 及雨水中离子浓度与  $\text{Cl}^-$  摩尔浓度比值 ( $[\text{X}/\text{Cl}^-]_{\text{大气}}$ ), 计算大气沉降输入对河水中溶解态离子的贡献。由于本次采样过程未收集雨水样品, 故采用拉萨地区多年平均降雨数据 (Zhang et al, 2003) (表 2)。河水中  $\text{Cl}^-$  来源主要为大气输入、蒸发岩类溶解和热液活动。本次所采水样  $\text{Cl}^-$  浓度为  $8.6\text{--}49.4 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ , 且

大部分水样高于雨水中的  $\text{Cl}^-$  浓度 ( $9.7 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ) (Zhang et al, 2003), 因此除了大气来源之外, 还应有其他端元的输入, 不能直接利用  $[\text{X}/\text{Cl}^-]_{\text{大气}} \times [\text{Cl}^-]_{\text{河水}}$  来计算大气对河水离子的贡献。Hren et al (2007) 发现在 4 月份时, 尼洋河大部分支流中的  $\text{Cl}^-$  含量很低, 远低于雨水中的  $\text{Cl}^-$  含量, 因此认为这些水样中的  $\text{Cl}^-$  受到其他来源的贡献较小, 主要来自大气降水, 故采用支流中的  $\text{Cl}^-$  含量最低值 ( $1.0 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ) 作为大气的输入。考虑到季节变化, 雨水中  $\text{Cl}^-$  浓度有所变化, 本文收集了刘旭等 (2018) 于 8 月份采集的水样数据, 发现其支流中  $\text{Cl}^-$  含量的最低值为  $3.3 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ , 因此, 本研究将  $1.0 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$  作为雨季的大气输入值, 而将  $3.3 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$  作为旱季的大气输入值。

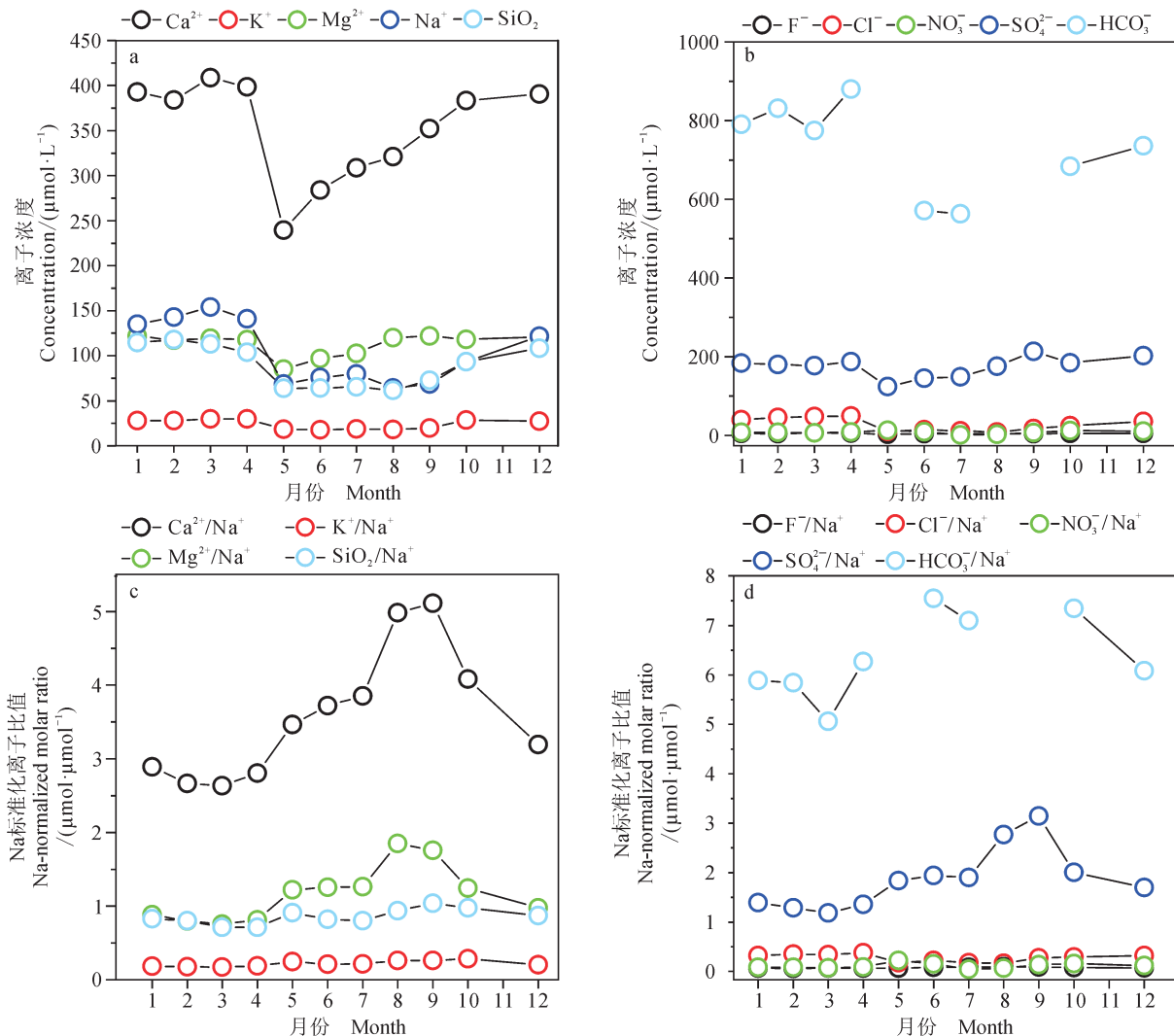


图 4 尼洋河河水中阴阳离子浓度 (a、b) 以及 Na 标准化后摩尔比值的季节变化 (c、d)

Fig.4 Seasonal variations of dissolved ions concentrations (a, b) and molar ratios of Na normalized ions (c, d) of Nyang River



表2 本研究使用的典型端元的离子摩尔浓度比

Tab.2 Molar ratios of ions from typical end-members adapted in this study

端元	End-member	K <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>
大气 <sup>a</sup>	Atmosphere	0.53	1.15	20.35	1.12	0.71	0.54	23.89
热液 <sup>b</sup>	Hotspring	0.10	0.73	0.007	0.00		0.07	
硅酸盐 <sup>c</sup>	Silicate	Ca <sup>2+</sup> /Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Na <sup>+</sup>					
		0.545	0.30					

a 拉萨地区多年降雨平均值 Average compositions of rain in Lhasa (Zhang et al, 2003); b 羊八井热液 Hotspring from Yangbajing (Zhao et al, 2000); c 雅鲁藏布江流域 Yarlung Tsangpo River basin (Hren et al, 2007)

河水中高于雨水 Cl<sup>-</sup> 浓度的部分则可能来自热液或蒸发岩的贡献。尼洋河流域未见蒸发岩类出露, 因此, 忽略蒸发岩的贡献 (刘旭等, 2018)。然而, 前人的研究往往忽略了热液活动的影响, 喜马拉雅地区构造活跃, 热泉出露, 热液活动对河水的离子组成影响较大 (Evans et al, 2001; Evans et al, 2004)。因此, 本文将河水中高于雨水的这一部分 Cl<sup>-</sup> 归结于热液的输入。热液端元特征值则采用西藏地区最具代表的羊八井热液 (Zhao et al, 2000) (表2)。同理, 应用上述计算大气输入贡献的方法可以获得热液对河水溶解离子的贡献。

河水中经过大气和热液校正后的 Na<sup>+</sup> 和 K<sup>+</sup> 则主要来源于硅酸盐岩风化。Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 既可能来源于碳酸盐岩风化, 也可能来源于硅酸盐岩风化, 因此需要计算两类岩石风化对这两种元素的贡献量。假设河水中经大气和热液扣除后的 Na (Na\*) 全部来自硅酸盐岩风化, 则通过以下公式可计算河水中由硅酸盐岩风化产生的 Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 量:

$$Ca_{\text{硅酸盐}}^{2+} = (Ca/Na)_{\text{硅酸盐}} \times Na^* \quad (2)$$

$$Ca_{\text{河水}}^{2+} = Ca_{\text{碳酸盐}}^{2+} + Ca_{\text{硅酸盐}}^{2+} + Ca_{\text{热液}}^{2+} + Ca_{\text{大气}}^{2+} \quad (3)$$

$$Mg_{\text{硅酸盐}}^{2+} = (Mg/Na)_{\text{硅酸盐}} \times Na^* \quad (4)$$

$$Mg_{\text{河水}}^{2+} = Mg_{\text{碳酸盐}}^{2+} + Mg_{\text{硅酸盐}}^{2+} + Mg_{\text{热液}}^{2+} + Mg_{\text{大气}}^{2+} \quad (5)$$

由于不同研究者估算硅酸盐岩原始组成的方法不同, 如 Hren et al (2007) 利用河道中的长石组分来估算流域的硅酸盐岩成分, 而 Zhang et al (2015) 则利用河流沉积物组分进行估算, 因此所设定的硅酸盐岩风化贡献端元的特征值不同, 如 (Ca/Na)<sub>硅酸盐</sub> 比值范围为 0.25—0.545, (Mg/Na)<sub>硅酸盐</sub> 比值范围为 0.16—0.57 (Hren et al, 2007; Fan et al, 2014; Zhang et al, 2015)。本文采用 Hren et al (2007) 对雅鲁藏布江全流域的硅酸盐岩原始组分估计值 (表2)。由公式 (2) 和 (4) 即可计算出硅酸盐岩风化产生的 Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 量, 再结合公式 (3) 和 (5), 可以获得碳酸盐岩风化产生的 Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 量。

工农业生产和生活污水排放等人类活动可能会影响河流水化学组成。张娜等 (2009) 对尼洋河的水质分析结果表明, 人为活动对尼洋河流域的化学组成很小。刘旭等 (2018) 的结果显示尼洋河中阳离子来自人为活动的贡献很小, 仅占总体的 0.3%。河水中硝酸根是人为活动的重要指标, 本研究结果显示尼洋河硝酸根浓度最高为 13.2 μmol·L<sup>-1</sup>, 含量较低, 因此, 本文忽略河水中离子来自人为活动的贡献量。

经计算, 河水中阳离子中各端元的贡献量表现为: 碳酸盐岩风化的贡献最大, 平均占 60%, 其次为硅酸盐岩风化, 平均占 29%, 热液和大气输入均相对较低, 分别为 3% 和 7% (图5)。尽管流域内主要分布的是硅酸盐岩, 但碳酸盐岩风化对河水的离子组成影响最大。这是由于碳酸盐类矿物更容易遭受风化剥蚀, 尤其是在冰川发育地区, 因而成为河流离子组成的主导输入端元 (Blum et al, 1998; Quade et al, 2003; Tipper et al, 2006)。

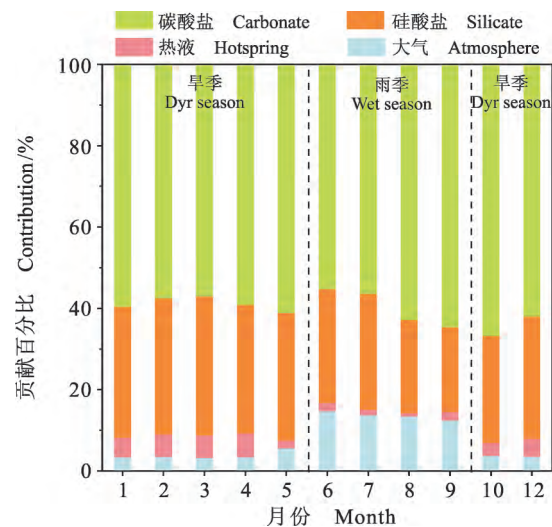


图5 各输入端元对尼洋河水中阳离子的贡献百分比  
Fig.5 Contributions of four typical sources to total cations in different seasons



各端元贡献百分比随季节变化而变化。为反映各端元贡献的年季变化是否显著,利用变异系数  $CV = \text{标准偏差} / \text{平均值} \times 100\%$ , 计算得知: 大气输入、热液输入、碳酸盐岩风化和硅酸盐岩风化贡献百分比的 CV 值分别为 65%、52%、13%、5%。由此可见, 大气输入对季节变化最灵敏, 其次为热液, 而碳酸盐岩和硅酸盐岩风化对季节变化的响应相对迟钝。从全年变化来看, 大气输入在进入雨季后, 对河水的阳离子贡献量增大, 这与降雨量增大, 冰雪消融有关。热液输入则表现为进入雨季后阳离子贡献量降低, 这是降雨稀释作用的结果。河水在雨季的水源主要来自大气降水, 而在旱季则主要为地下水补给, 热液作为出露地表的一种泉水, 因此表现为旱季贡献高, 雨季贡献低。硅酸盐岩风化表现为雨季前期贡献最高, 而进入雨季反而有所降低, 直到再次进入旱季, 贡献再升高。这可能是因为雨季前期河水流量低, 水流速度较小, 同时水岩作用时间较长的地下水的补给, 溶解了更多的硅酸盐矿物。相反, 进入雨季后, 河流水量增大, 水流速度加快, 地表水滞留时间变短, 不利于地表的水岩反应, 地下水补给也相对减少 (Tipper et al, 2006), 因而硅酸盐岩风化的贡献相对降低。碳酸盐岩风化对河水阳离子的贡献在一个水文年内始终为主导地位, 旱季 (10—5 月) 贡献相对较低, 而到了雨季 (6—9 月), 特别是雨季后期, 不断升高, 直到 10 月后开始降低。这一结果表明碳酸盐岩在雨季来临后, 风化作用加强。

### 3.4 化学风化的季节性变化和影响因素

根据各风化端元阳离子贡献量的计算结果, 再结合每月径流量和流域面积, 可以计算出碳酸盐岩风化速率 (CWR) 和硅酸盐岩风化速率 (SWR), 计算公式如下:

$$CWR = (\text{Ca}_{\text{碳酸盐}}^{2+} + \text{Mg}_{\text{碳酸盐}}^{2+}) \times \text{径流量} / \text{流域面积} \quad (4)$$

$$SWR = (\text{Ca}_{\text{硅酸盐}}^{2+} + \text{Mg}_{\text{硅酸盐}}^{2+} + \text{K}_{\text{硅酸盐}}^{+} + \text{Na}_{\text{硅酸盐}}^{+}) \times \text{径流量} / \text{流域面积} \quad (5)$$

式中: 后缀代表离子的来源, 如  $\text{Ca}_{\text{碳酸盐}}^{2+}$  代表来自碳酸盐岩中的  $\text{Ca}^{2+}$ 。

结果 (图 6, 表 3) 显示: 在一个水文年内, 碳酸盐岩风化始终占据主导地位, 风化速率  $0.20 \sim 19.00 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{month}^{-1}$ , 年平均值为  $11.90 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , 其次为硅酸盐岩风化, 风化速率  $0.09 \sim$

$0.80 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{month}^{-1}$ , 年平均值  $4.38 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , 远低于碳酸盐岩风化速率。碳酸盐岩风化速率对季节变化的响应灵敏, 而硅酸盐岩风化速率受季节变化的响应则相对迟钝, 但两类岩石总体均表现为雨季风化速率增加。

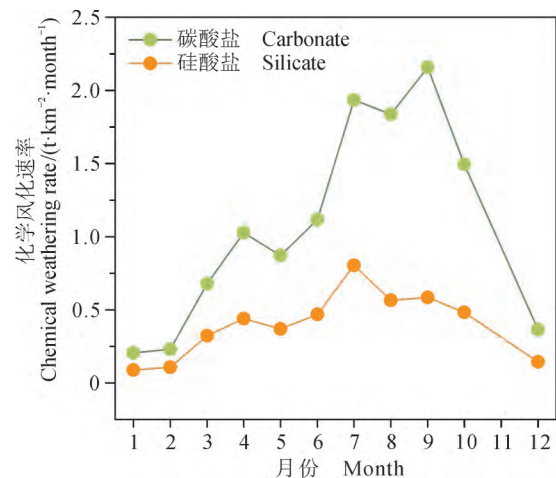


图 6 尼洋河化学风化速率随季节变化的特征  
Fig.6 Seasonal variations of chemical weathering rates of Nyang River

月份 Month	风化速率 Weathering rate/(t·km <sup>-2</sup> ·month <sup>-1</sup> )	
	碳酸盐 Carbonate	硅酸盐 Silicate
1	0.20	0.09
2	0.23	0.11
3	0.68	0.32
4	1.03	0.44
5	0.87	0.37
6	1.12	0.47
7	1.93	0.80
8	1.84	0.56
9	2.16	0.58
10	1.49	0.48
12	0.37	0.14

地表径流被认为是影响化学风化的重要因素 (France-Lanord et al, 2003; Gaillardet et al, 1999; West et al, 2005)。一般地表径流越大, 物理风化作用也越强 (Singh and France-Lanord, 2002; Singh et al, 2005; West et al, 2005), 而物理风化作为化学风化的驱动力 (Bluth and Kump, 1994; Millot et al, 2002), 可以促使更多的新鲜岩石暴露, 从而促进化学风化 (Singh et al, 2005)。根据图 7a 和 7b, 可以看出径流量增大对

河水的离子浓度具有明显的稀释作用。而通过 Na 标准化河水离子消除稀释效应后 (图 7c 和 7d),

径流量增大能促进更多离子溶解输入到河水中, 显示了径流量对河水离子组成的重要影响。

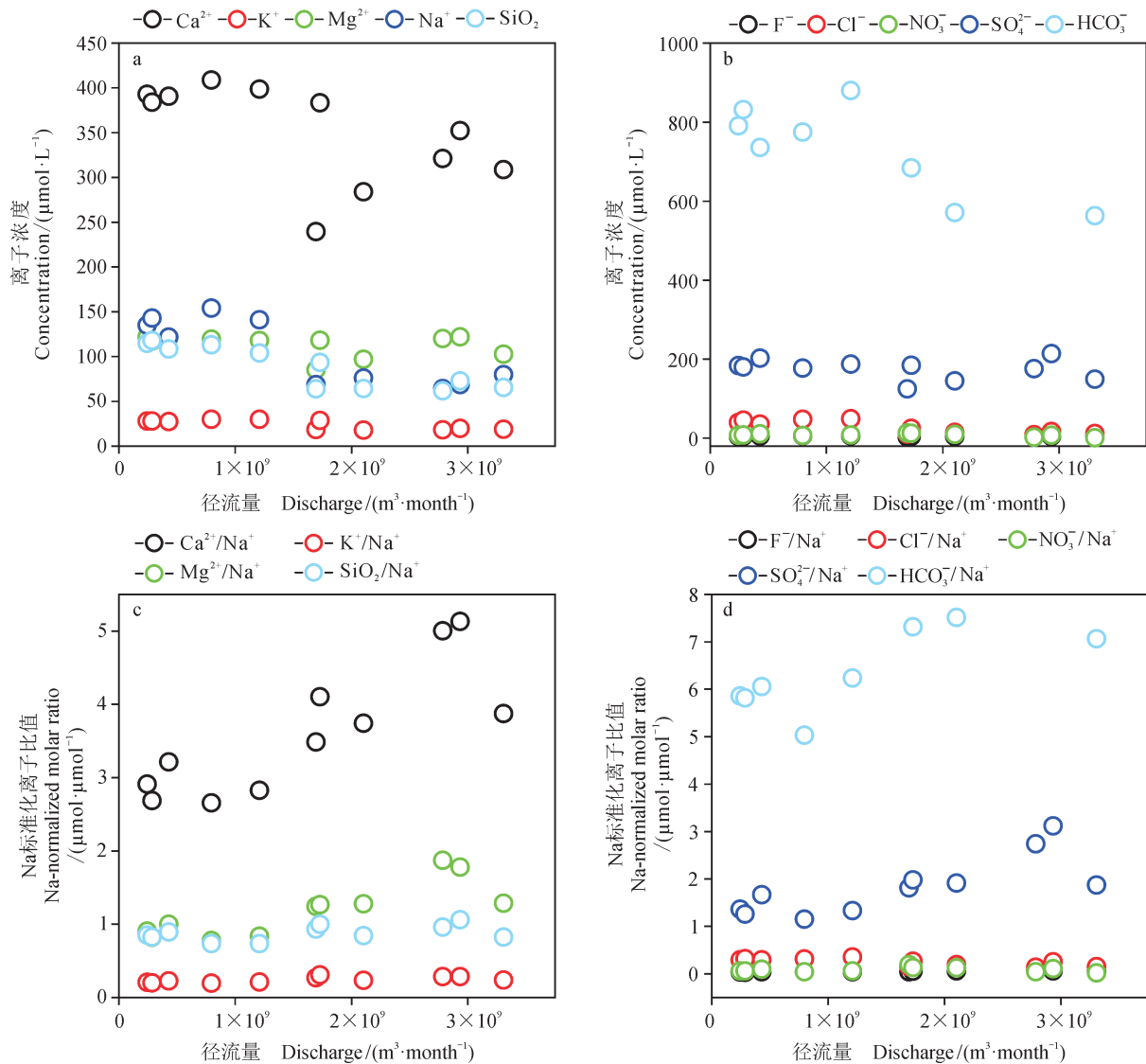


图 7 尼洋河河水中阴阳离子浓度 (a, b) 以及 Na 标准化摩尔比值的与径流量关系 (c, d)

Fig.7 Relationships between dissolved ions concentrations (a, b) and molar ratios of Na normalized ions (c, d) with discharge of Nyang River

尼洋河流域硅酸盐岩风化速率和碳酸盐岩风化速率均与径流量之间呈正相关关系 (图 8), 尤其是碳酸盐岩风化速率和径流之间呈显著的线性正相关关系 ( $R^2=0.91$ ), 表明两类岩石的化学风化速率受径流量影响显著。随着径流量持续增大, 碳酸盐岩风化速率增速保持不变, 径流量增大始终能有效促进碳酸盐风化, 而对于硅酸盐岩, 其风化速率增速变小, 径流量对风化的促进作用减弱。Tipper et al (2006) 通过对比碳酸盐岩和硅酸盐岩风化对季节的响应也发现了相同的规律, 即

在岩性差异较小的小流域内, 径流变化是影响风化作用的重要因素, 而碳酸盐类矿物和硅酸盐类矿物的溶解动力学特征差异是造成这两种岩石对季节变化响应不同的重要原因。

尼洋河的径流量与岩石风化速率之间的关系符合目前常见的用来描述物理风化与化学风化作用间关系的理论 (Riebe et al, 2004; West et al, 2005), 即“运输限制” (transport limitation) 关系和“动力限制” (kinetic limitation) 关系。在“运输限制”机制下, 物理风化速率较低, 矿物在风

化带中的滞留时间较长, 因此矿物在离开侵蚀面之前可以充分发生水岩反应。当物理风化速率增加时, 加快剥蚀, 提供了更多新鲜矿物, 此时物理风化可以有效地促进化学风化, 两者往往也呈线性关系。而在“动力限制”机制下, 物理风化速率足够大, 可以提供足量的新鲜矿物供化学风化, 此时物理风化增加不能有效促进化学风化,

即化学风化不再主要受控于物理风化, 而主要受控于矿物的溶解动力学特征。前人研究发现物理风化速率和径流量之间往往具有较好的正相关关系 (Singh and France-Lanord, 2002; Singh et al, 2005; West et al, 2005), 因此, 在尼洋河流域, 径流的作用类似于物理风化作用, 径流增加, 加快岩石的剥蚀。

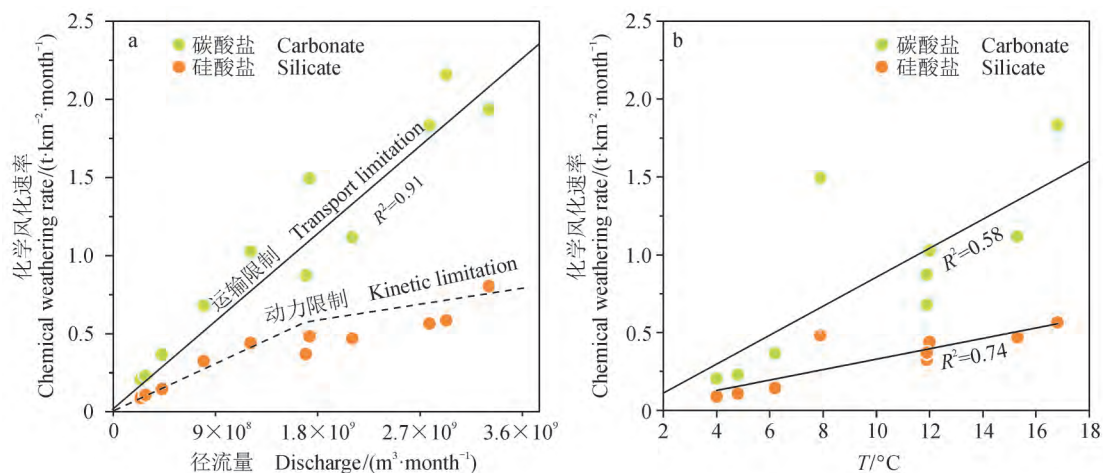


图 8 尼洋河流域碳酸盐岩和硅酸盐岩风化速率对径流量和温度变化的响应特征

Fig.8 Responses of carbonate and silicate weathering rates to variable discharge (a) and temperature (b) of Nyang River

尼洋河流域硅酸盐岩风化速率与径流量之间仅在流量较低时呈较好的线性正相关关系, 且斜率低于碳酸盐岩。在径流量较低时, 碳酸盐岩风化和硅酸盐岩风化与径流量 (物理风化) 之间符合“运输限制”关系。随着径流量持续增大, 碳酸盐岩风化速率增速保持不变, 仍符合“运输限制”关系, 但硅酸盐岩风化速度增速变小, 转变为“动力限制”关系。本研究中碳酸盐岩风化和硅酸盐岩风化对径流变化响应的差异也由两类岩石矿物不同的溶解动力学特征造成, 其中碳酸盐类矿物由于溶解速率较快, 所以斜率更大 (图 8a), 物理风化作用在促进化学风化方面始终占主导地位, 因此始终符合“运输限制”关系; 而硅酸盐类矿物溶解速率较低, 因此斜率相对较小 (图 8a), 而且仅在径流量较低时, 符合“运输限制”关系。当径流持续增大时, 硅酸盐岩风化受自身溶解动力限制, 物理侵蚀作用不再是促进化学风化的主导作用, 而岩石类型、温度或水溶液性质等其他可能影响矿物溶解动力特征的因素成为主控因素, 因此化学风化速率趋于平缓, 符合“动力限制”关系。综上可知, 在尼洋河流域, 径流的作用类似于物理风化作用, 是

影响尼洋河化学风化的重要因素, 而碳酸盐类矿物和硅酸盐类矿物风化因自身溶解动力学特征差异, 造成两者对季节变化的响应不同。

实验研究表明岩石的矿物溶解也强烈地依赖于温度 (White et al, 1999), 但这种依赖在野外的表现常常被与温度共变的其他环境因素所掩盖 (Kump et al, 2000), 因此前人的野外研究结果显示温度与风化作用关系不明显 (Hagedorn and Cartwright, 2009; Zhang et al, 2015)。尼洋河流域岩石风化速率与温度呈现较好的线性正相关关系 (图 8b), 表明温度升高, 能有效促进岩石风化。但根据相关性系数, 温度与风化速率之间的相关性显著程度小于径流与风化速率之间的相关性, 因此径流可能是影响该流域风化速率的主要因素, 而温度的影响次之。Yu et al (2019) 发现在冰川活动活跃和以冰雪消融为主要水源的流域, 气温的波动影响融水的产量和冰川的移动, 进而影响流量和物理侵蚀。考虑到尼洋河流域的地表径流主要来自冰雪消融, 其次为降雨, 因此在尼洋河流域, 温度可能也通过影响地表径流来影响流域的风化速率。由此可见,



气候因素之间相互影响,也影响着物理风化和化学风化。在研究气候对流域的风化作用作用时,应考虑到气候因子之间的共变效应,为此,在小流域展开监测周期更长,采样密度更高的工作,将有助于更好地理解气候因素对风化作用的影响规律。

#### 4 结论

对尼洋河流域的水化学组成和化学风化季节变化特征的研究表明:

(1) 碳酸盐岩风化是尼洋河流域河水离子的主要来源,占阳离子总量60%,其次为硅酸盐岩风化,占29%。在一个水文年内,碳酸盐岩风化始终占据主导地位,风化速率为 $0.20\text{—}19.00\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$ ,年平均值为 $11.90\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,硅酸盐岩风化速率为 $0.09\text{—}0.80\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{month}^{-1}$ ,年平均值为 $4.38\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

(2) 尼洋河流域的风化特征呈现显著的季节变化差异,汛期(6—9月)风化速率达到最大,枯水期(12—3月)则最低。不同岩石风化特征对季节变化的响应也不同,碳酸盐岩对季节变化的响应灵敏,硅酸盐岩则相对迟钝。

(3) 地表径流是控制流域化学风化的重要因素,其作用类似于物理风化作用,径流增大,促进碳酸盐岩和硅酸盐岩风化,但岩石的溶解动力特征会限制径流对风化速率的促进作用。碳酸盐岩溶解速率大,径流增大能持续有效促进碳酸盐岩风化,而硅酸盐岩溶解速率小,随着径流量增大,风化速率增速降低,岩石的溶解动力特征差异是碳酸盐岩风化和硅酸盐岩风化对季节变化响应不同的主要原因。温度升高能有效促进尼洋河流域的岩石风化,提高岩石矿物的溶解速率。温度也能通过影响径流变化,间接影响流域的风化。

**致谢:** 中国科学院地球化学研究所的丁虎副研究员和刘涛泽副研究员在前期的讨论,为本文的成文提供了部分思路;灌瑾工程师在样品分析过程提供了帮助。在此一并致以衷心感谢。

#### 参考文献

达瓦次仁,巴桑赤烈,白玛,等. 2008. 尼洋河流域水文特性分析[J]. 水文, 28(4): 92–94. [Davaciren, Basangchilie, Baima, et al. 2008. Hydrologic characteristics in the Niyang River Basin [J]. *Journal of China Hydrology*, 28(4): 92–94.]

蒋浩,徐志方,赵童,等. 2018. 青藏高原流域岩石风化速率及其控制机制——以贡嘎山地区典型地质背景小流域研究为例[J]. *第四纪研究*, 38(1): 278–286. [Jiang H, Xu Z F, Zhao T, et al. 2018. The weathering rates and controlling factors of the Tibetan Plateau: a case study of small catchments of typical lithology in Gongga mountainous area [J]. *Quaternary Sciences*, 38(1): 278–286.]

黄露,刘从强, Benjamin Chetelat, 等. 2015. 中国西南三江流域风化的季节性变化特征[J]. *地球与环境*, 43(5): 512–521. [Huang L, Liu C Q, Chetelat B, et al. 2015. Seasonal variation characteristics of weathering in the Three Rivers Basin, southwestern China [J]. *Earth and Environment*, 43(5): 512–521.]

李振清. 2002. 青藏高原碰撞造山过程中的现代热水活动[D]. 北京: 中国地质科学院. [Li Z Q. 2002. Present hydrothermal activities during collisional orogenics of the Tibetan Plateau [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences.]

刘旭,张东,高爽,等. 2018. 青藏高原小流域化学风化过程及其 $\text{CO}_2$ 消耗通量: 以尼洋河为例[J]. *生态学杂志*, 37(3): 688–696. [Liu X, Zhang D, Gao S, et al. 2018. Chemical weathering and  $\text{CO}_2$  consumption flux in Tibetan Plateau: a case of Niyang River catchment [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 37(3): 688–696.]

吕琳莉,李朝霞,黄毅,等. 2019. 西藏尼洋河水体重金属分布特征及风险评价[J]. *农业工程学报*, 35(9): 193–199. [Lü L L, Li Z X, Huang Y, et al. 2019. Distribution characteristics and risk assessment of heavy metals in Niyang River, Tibet [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 35(9): 193–199.]

吕琳莉,尼玛次仁,王维成,等. 2011. 尼洋河流域径流时空变化特性初步分析[J]. *水力发电*, 37(2): 5–7. [Lü L L, Nimaciren, Wang W C, et al. 2011. Analysis on runoff spatiotemporal distribution of Niyang River [J]. *Water Power*, 37(2): 5–7.]

冉光辉,旺杰,旦增. 2013. 林芝地区降水的正态特征分析[J]. *安徽农业科学*, 41(14): 6403–6405. [Ran G H, Wangjie, Danzeng, et al. 2013. Analysis of the normal distribution of precipitation in Linzhi district [J]. *Journal of Anhui Agricultural Sciences*, 41(14): 6403–6405.]

陶正华,赵志琦,张东,等. 2015. 西南三江(金沙江、

- 澜沧江和怒江) 流域化学风化过程 [J]. *生态学报*, 34(8): 2297–2308. [Tao Z H, Zhao Z Q, Zhang D, et al. 2015. Chemical weathering in the Three Rivers (Jingshaji, Lancangjiang, and Nujiang) Watershed, southwest China [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 34(8): 2297–2308.]
- 王建群, 陈红红, 洛珠尼玛. 2015. 藏东南尼洋河流域降水径流量平衡问题 [J]. *河海大学学报 (自然科学版)*, 43(4): 283–287. [Wang J Q, Chen H H, Luozhunima. 2015. Precipitation-runoff water balance problem in Niyang River catchment in Southeast Tibet [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 43(4): 283–287.]
- 王雨山, 韩双宝, 邓启军, 等. 2018. 马莲河流域化学风化的季节变化和影响因素 [J]. *环境科学*, 39(9): 4132–4141. [Wang Y S, Han S B, Deng Q J, et al. 2018. Seasonal variations in river water chemical weathering and its influence factors in the Malian River Basin [J]. *Environmental Science*, 39(9): 4132–4141.]
- 韦刚健, 谢露华, 卢伟健, 等. 2011. 珠江水系桂平、高要和清远站河水化学组成的季节变化及对化学风化研究的意义 [J]. *第四纪研究*, 31(3): 417–425. [Wei G J, Xie L H, Lu W J, et al. 2011. Seasonal variations of the river water chemical compositions at Guiping, Gaoyao and Qingyuan stations of the Pearl River system [J]. *Quaternary Sciences*, 31(3): 417–425.]
- 张娜, 李红敬, 文祯中, 等. 2009. 西藏尼洋河水水质时空特征分析 [J]. *河南师范大学学报 (自然科学版)*, 37(6): 79–82. [Zhang N, Li H J, Wen Z Z, et al. 2009. Spatio-temporal characteristics of Niyang River in Tibet [J]. *Journal of Henan Normal University (Natural Science)*, 37(6): 79–82.]
- 张涛, 蔡五田, 李颖智, 等. 2017. 尼洋河流域水化学特征及其控制因素 [J]. *环境科学*, 38(11): 4537–4545. [Zhang T, Cai W T, Li Y Z, et al. 2017. Major ionic features and their possible controls in the water of the Niyang River Basin [J]. *Environmental Science*, 38(11): 4537–4545.]
- Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, et al. 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series [J]. *Geology*, 26(5): 411–414.
- Bluth G J S, Kump L R. 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(10): 2341–2359.
- Chetelat B, Liu C Q, Zhao Z Q, et al. 2008. Geochemistry of the dissolved load of the Changjiang Basin rivers: anthropogenic impacts and chemical weathering [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(17): 4254–4277.
- Dalai T K, Krishnaswami S, Sarin M M. 2002. 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*, 66(19): 3397–3416.
- Evans M J, Derry L A, Anderson S P, et al. 2001. Hydrothermal source of radiogenic Sr to Himalayan rivers [J]. *Geology*, 29(9): 803–806.
- Evans M J, Derry L A, France-Lanord C. 2004. Geothermal fluxes of alkalinity in the Narayani river system of central Nepal [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(8). DOI: 10.1029/2004GC000719.
- Fan B L, Zhao Z Q, Tao F X, et al. 2014. Characteristics of carbonate, evaporite and silicate weathering in Huanghe River basin: a comparison among the upstream, midstream and downstream [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 96: 17–26.
- France-Lanord C, Evans M, Hurtrez J E, et al. 2003. Annual dissolved fluxes from Central Nepal rivers: budget of chemical erosion in the Himalayas [J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(16): 1131–1140.
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. 1999. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers [J]. *Chemical Geology*, 159(1/2/3/4): 3–30.
- Galy A, France-Lanord C. 1999. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget [J]. *Chemical Geology*, 159(1/2/3/4): 31–60.
- Hagedorn B, Cartwright I. 2009. Climatic and lithologic controls on the temporal and spatial variability of CO<sub>2</sub> consumption via chemical weathering: an example from the Australian Victorian Alps [J]. *Chemical Geology*, 260(3/4): 234–253.
- Hren M T, Chamberlain C P, Hilley G E, et al. 2007. Major ion chemistry of the Yarlung Tsangpo-Brahmaputra river: chemical weathering, erosion, and CO<sub>2</sub> consumption in the southern Tibetan Plateau and eastern syntaxis of the Himalaya [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(12): 2907–2935.
- Kump L R, Brantley S L, Arthur M A. 2000. Chemical

- weathering, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 611–667.
- Li S L, Chetelat B, Yue F J, et al. 2014. Chemical weathering processes in the Yalong River draining the eastern Tibetan Plateau, China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88: 74–84.
- Meybeck M. 1979. Major elements contents of river waters and dissolved inputs to the oceans [J]. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21(3): 215–246.
- Millot R, Gaillardet J, Dupré B, et al. 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1/2): 83–98.
- Noh H, Huh Y, Qin J H, et al. 2009. Chemical weathering in the Three Rivers region of eastern Tibet [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7): 1857–1877.
- Quade J, English N, DeCelles P G. 2003. Silicate versus carbonate weathering in the Himalaya: a comparison of the Arun and Seti River watersheds [J]. *Chemical Geology*, 202(3/4): 275–296.
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate [J]. *Nature*, 359(6391): 117–122.
- Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles [J]. *Geology*, 16(7): 649–653.
- Riebe C S, Kirchner J W, Finkel R C. 2004. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3/4): 547–562.
- Sarin M, Krishnaswami S, Dilli K, et al. 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(5): 997–1009.
- Singh S K, France-Lanord C. 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3/4): 645–662.
- Singh S K, Sarin M M, France-Lanord C. 2005. Chemical erosion in the eastern Himalaya: Major ion composition of the Brahmaputra and  $\delta^{13}\text{C}$  of dissolved inorganic carbon [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(14): 3573–3588.
- Tipper E T, Bickle M J, Galy A, et al. 2006. The short term climatic sensitivity of carbonate and silicate weathering fluxes: insight from seasonal variations in river chemistry [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(11): 2737–2754.
- West A, Galy A, Bickle M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1/2): 211–228.
- White A F, Blum A E, Bullen T D, et al. 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19/20): 3277–3291.
- Wu L L, Huh Y, Qin J H, et al. 2005. Chemical weathering in the upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(22): 5279–5294.
- Xu R, Hu H C, Tian F Q, et al. 2019. Projected climate change impacts on future streamflow of the Yarlung Tsangpo-Brahmaputra River [J]. *Global and Planetary Change*, 175: 144–159.
- Yu Z L, Wu G J, Keys L, et al. 2019. Seasonal variation of chemical weathering and its controlling factors in two alpine catchments, Nam Co basin, central Tibetan Plateau [J]. *Journal of Hydrology*, 576: 381–395.
- Zhang D D, Peart M, Jim C Y, et al. 2003. Precipitation chemistry of Lhasa and other remote towns, Tibet [J]. *Atmospheric Environment*, 37(2): 231–240.
- Zhang L L, Zhao Z Q, Zhang W, et al. 2016. Characteristics of water chemistry and its indication of chemical weathering in Jinshajiang, Lancangjiang and Nujiang drainage basins [J]. *Environmental Earth Sciences*, 75: 506. DOI: 10.1007/s12665-015-5115-y.
- Zhang Q Q, Jin Z D, Zhang F, et al. 2015. Seasonal variation in river water chemistry of the middle reaches of the Yellow River and its controlling factors [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 156: 101–113.
- Zhao P, Ji D, Jian J. 2000. A new geochemical model of the Yangbajing geothermal field, Tibet [C]. Proceedings World Geothermal Congress: 2007-2012.