DOI:10.12017/dzkx.2019.017

峨眉山玄武岩化学风化研究* ——以龙苍沟小流域为例

周 利^{1,3} 刘文景^{1,2,3} 周晓得^{1,3} 赵 童^{1,3} 蒋 浩^{1,3} 刘 强⁴ 周建伟⁵ 徐志方^{1,2,3} (1.中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室北京 100029; 2.中国科学院 生物演化与环境卓越创新中心北京 100044; 3.中国科学院大学北京 100049; 4.山东世纪阳光 纸业集团有限公司 山东潍坊 262400; 5.中国地质大学(武汉)环境学院 武汉 430074)

摘 要 通过对四川省雅安龙苍沟峨眉山玄武岩小流域的水化学组成研究,分析了不同物质 来源对小流域溪水溶解质的贡献,并对该小流域岩石风化速率和CO₂消耗速率进行了估算。 结果表明,龙苍沟流域溪水呈中性,pH平均值为6.82。溪水中阳离子以Ca²⁺为主,约占阳 离子总量的56%;阴离子以HCO₃-为主,约占阴离子总量的45%。碳酸盐岩风化、硅酸盐岩 风化、大气降水和人为活动对溪水阳离子平均贡献率分别为50.2%、38.2%、10.5%和1.1%。 流域硅酸盐岩风化速率为37.54±24.94 t/km²/yr,硅酸盐岩风化对大气CO₂消耗速率为 5.4±3.6 mol C/km²/yr。本文首次对我国峨眉山玄武岩省化学风化大气CO₂消耗量进行估算,得 到其年消耗通量为1.35±0.89×10¹¹ mol C/yr,约为全球玄武岩CO₂年消耗通量的3.31±2.18%。 关键词 峨眉山玄武岩 小流域 化学风化 CO₂消耗 中图分类号: P345, P641.3 文献标识码: A 文章编号: 0563-5020(2019)01-289-15

在地质时间尺度上,火山去气、接触变质作用等释放的 CO₂与硅酸盐岩风化消耗的 CO₂共同控制大气 CO₂浓度,进而影响全球气候变化(Berner et al., 1983; Raymo and Ruddiman, 1992)。为了量化硅酸盐岩风化过程中 CO₂的消耗通量及其对全球碳循环的 影响,学者们主要从流域和风化剖面两个方面,对硅酸盐岩风化通量及控制因素开展 了详细的研究工作(Stallard and Edmond, 1983; White et al., 1995; Gaillardet et al., 1999; Dessert et al., 2001; Dessert et al., 2003; Oh and Richter, 2005; Hausrath et al., 2011; Liu et al., 2016)。研究表明,岩性是影响硅酸盐岩化学风化速率的重要因素。其中,玄武岩风化速率要远高于其他硅酸盐岩(Meybeck, 1987; Suchet and Probst, 1993)。Dessert et al.(2003)对玄武岩流域的研究结果显示,世界玄武岩出露面积占硅酸盐岩总出露面积的 8.4%,但贡献了全球硅酸盐岩风化 CO₂消耗通量的 30% ~ 35%。因此,玄武岩风化对评价大陆风化对全球碳循环的影响具有重要意义。目前,对玄武岩流域岩石风化研究集中于岛弧玄武岩和大陆玄武岩地区,前者主要为高温多雨的气候

^{*} 中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDB15010405)和国家自然科学基金项目(编号: 41772380, 41673020)资助。

周 利, 男, 1990年12月生, 博士研究生, 水文地质学专业。E-mail: zhouli@mail.iggcas.ac.cn 2017-06-10收稿, 2018-07-20改回。

背景地区,如留尼旺岛(Louvat and Allegre, 1997)、多米尼加岛(Golssmith et al., 2010)、吕宋岛(Schopka et al., 2011)等;大陆玄武岩的分布具有气候带跨越大,风化影响因素复杂的特征,如德干玄武岩(Dessert et al., 2001; Jha et al., 2009)、西伯利亚 玄武岩(Pokrovsky et al., 2005)、哥伦比亚玄武岩(Taylord and Lasaga, 1999)。

正演法是计算流域风化过程中大气 CO_2 消耗速率的常用方法(Galy and France-Lanord, 1999; Millot et al., 2002; Han and Liu, 2004; Xu and Liu, 2007; Goldsmith et al., 2008; Noh et al., 2009)。该方法是将河水溶质视为不同物质来源端元以一定比例混合的结果,关键是要明确不同端元的地球化学组成特征,如 Ca/Na、Mg/Na 比值。在确定硅酸盐岩端元时,通常会参考全球硅酸盐岩端元平均值(Gaillardet et al., 1999)。然而,玄武岩地区河流 Ca/Na、Mg/Na 值会比一般硅酸盐岩地区更高(Louvat and Allegre, 1997; Louvat and Allegre, 1998; Dessert et al., 2001; Pokrovsky et al., 2005), 原因可能是玄武岩中存在的富 Ca、Mg玻璃质或微量方解石的风化,而碳酸盐岩的风化速率是硅酸盐风化速率的100倍左右(Liu and Dreybrod, 1997; Kump et al., 2000)。例如, Blum et al.(1998)和 Jacobson et al.(2002)对喜马拉雅小流域的研究表明,尽管流域中的碳酸盐矿物只占 1%,但是流域溪水中 82%以上的 HCO₃来自于碳酸盐矿物风化贡献,即使是微量的方解石存在,也会影响整个流域的水化学特征。

综上,为了理解玄武岩风化过程和更准确地评价玄武岩风化对全球碳通量的影响, 需要对不同气候和人类活动背景下的玄武岩小流域风化进行剖析。我国峨眉山玄武岩 出露面积约为25×10⁴ km² (林建英, 1985),是全球大陆玄武岩分布的重要区域之一, 但目前还没有对其风化速率及通量研究的报道。本研究选择位于中亚热带和高原气候 带交界的四川省雅安地区龙苍沟玄武岩小流域作为研究区,该小流域具有岩性单一、 地质背景明晰、人为活动影响较小等特征。对该流域岩石化学风化物质贡献,大气 CO₂ 消耗速率的估算,有助于辨析玄武岩风化过程主要影响因素,并进一步评估峨眉山玄 武岩风化在全球玄武岩风化 CO,消耗量中的地位。

1 研究区域概况

所研究的玄武岩小流域位于四川省雅安市龙苍沟森林公园,东经102°49'22''~ 102°55'56'',北纬29°31'5''~29°38'65''(图1)。龙苍沟处于青藏高原东缘,在地质构 造上属于峨眉山玄武岩省。龙苍沟地区出露岩石属于二叠纪峨眉山玄武岩,特点为高 钛玄武岩(林建英,1985)。其地势南高北低,最高海拔为2949.6 m,最低海拔为1460 m, 总面积为75.74 km²。该地区夏季受东南季风影响,年均降雨量为1700 mm,其中 5月~10月降雨量占全年总降雨量的80%(李媛,2005)。该地区植被主要为温带阔叶 林。采样区域处于相对原始环境,人口密度低,周围无工矿企业,活动规模较小,主 要集中在采样点下游地区,以水稻玉米种植为主。

2 采样方法

本研究共采集流域丰水期溪水样品22个和降雨样品2个。样品采集后用0.22 µm的



图 1 龙苍沟流域地形和溪水采样点示意图 Fig. 1 Topographic map of Longcanggou catchment showing the sampling locations

Millipore 醋酸纤维滤膜过滤,之后收集两份过滤样保存于预先酸洗、烘干的高密度 聚乙烯瓶中。其中一份样品用二次亚沸蒸 馏的超纯硝酸酸化至pH<2,用于阳离子 分析,另一份样品密封、避光保存,用于 阴离子分析。

采样时,在现场用便携式水质参数仪 (YSI-6920)测定 pH、水温、电导率,用流 速仪(HS-2)测定溪水流速,用预先标定的 盐酸滴定碱度。然后在实验室,采用钼酸 分光光度法分析 SiO₂浓度,阳离子(K⁺、 Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺)采用电感耦合等离子体 原子发射光谱法测定(美国,IRIS Intrepid II),阴离子(Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻)用离子色 谱仪(美国,Dionex 120)测定,测试误差 低于 5%。流域面积信息通过地理信息系 统软件(ESRI ArcGIS 10.3)利用数字高程 模型(DEM)计算获得。





1期

3 结 果

3.1 水化学组分

水样的主离子浓度及水质参数见表1,其中pH值介于4.99~8.20之间,平均为 6.82,接近中性。温度为13.6 ℃~17.5 ℃,电导(EC)为9~52 µS/cm。总溶解固体 (TDS)浓度范围为14.8~55.2 mg/L,平均为30.3 mg/L,远低于世界河流平均值(100 mg/L, Gaillardet et al., 1999)。龙苍沟流域溪流样品化学组成(图3),阳离子以Ca²⁺为主,占 阳离子总量的44%~72%;其次为Mg²⁺,占阳离子总量的18%~33%;阴离子以HCO₃⁻ 为主,占阴离子总量的13%~66%,Cl⁻和SO₄²⁻含量相对较低;溶解态硅含量范围为 30~161 µmol/L,平均为96 µmol/L。溪水TDS浓度与海拔高度呈负相关关系(图2, $R^2 = 0.64$),低海拔小流域样品具有较高的TDS值,这一趋势和相关性可能是由于水的 滞留时间不同导致,低海拔流域相对高海拔地区往往具有较低的坡度,导致其样品具 有相对较长的水岩反应时间和较高的TDS值。河水中无机离子电荷平衡可用于评价数 据可信度或水体污染程度(Dalai et al., 2002)。龙苍沟流域溪流样品的正电荷总量 (TZ⁺ = K⁺+Na⁺+2Ca²⁺+2Mg²⁺)和负电荷总量(TZ⁻ = HCO₃⁻+Cl⁻+NO₃⁻+2SO₄²⁻)基本平衡,平 衡系数(NICB)表示为;NICB = (TZ⁺ – TZ⁻)/TZ^{*}×100%

龙苍沟流域除2号样品阴阳离子电荷平衡系数绝对值大于10%外(见表1),其他样品电荷基本平衡(NICB<±10%)。



图 3 龙苍沟溪水阳离子(a)和阴离子(b)三角图 Fig. 3 Cation (a) and anion (b) ternary diagrams

4 讨 论

4.1 溶质来源

天然水体中离子组成主要来源于降雨、岩石风化以及人为活动。研究区龙苍沟位 于国家森林公园腹地,人口稀少,周围无工矿企业。但根据主要离子组成分析结果(表1), NO₃ 浓度较高,这一离子通常被认为是人为来源,所以人为活动输入对河水的影响不能忽略。

				Table 1	Major io	n concenti	rations meas	sured in the	e dissolved	load of stre	am and rai	n samples	of Longca	nggou catch	ıment			
	祥 瑞 史	Altitude /m	$T/^{\circ}C$	Ηd	EC /µS/cm	TDS /mg/L	HCO ₃ - /µmol/L	Cl- /µmol/L	NO ₃ - /µmol/L	SO ₄ ²⁻ /μmol/L	SiO ₂ /μmol/L	K ⁺ /µmol/L	Na ⁺ /μmol/L	Ca ²⁺ /µmol/L	${ m Mg}^{2+}$ /µmol/L	TZ+ /µeq/L	TZ- /µeq/L	NICB /%
	-	1587	14.9	6.82	16	22.1	74.1	4.9	113.2	11.1	88.3	6.4	35.9	56.4	30.0	215.1	214.4	0.34
	2	1592	15.6	7.16	26	25.7	127.5	11.0	87.2	24.2	65.0	9.7	37.1	87.4	44.9	311.6	274.1	12.04
	3	1561	15.9	6.74	16	21.5	60.8	12.4	86.5	20.9	97.1	5.7	44.1	48.5	36.4	219.5	201.5	8.21
	4	1568	16.8	5.20	17	16.1	22.8	5.2	115.2	18.7	36.0	7.2	17.5	55.3	21.1	177.5	180.6	-1.72
	5	1547	17.5	5.28	15	16.2	57.0	4.2	78.9	24.5	30.4	6.0	26.4	56.6	18.3	182.2	189.1	-3.78
	9	1539	15.9	8.20	26	29.5	156.8	4.7	112.1	14.9	96.3	9.2	41.9	79.3	46.7	303.1	303.4	-0.09
	7	1541	15.9	5.45	22	26.3	120.8	9.5	81.6	23.0	101.1	8.6	39.7	75.0	42.4	283.1	257.9	8.89
	8	1523	16.5	6.49	6	18.0	79.8	5.4	69.7	15.1	63.4	5.4	33.2	44.5	23.8	175.1	185.2	-5.79
篾	6	1513	16.6	6.46	11	18.6	69.7	5.7	81.8	18.3	61.7	4.3	27.3	56.0	25.1	193.9	193.8	0.04
	10	1530	16.6	5.92	16	14.8		11.7	92.1	28.6	47.3	4.0	27.4	42.6	22.6	161.7	161.0	0.45
	11	1503	16.0	4.99	14	27.1	142.5	5.5	107.1	22.8	55.3	5.3	35.4	107.1	27.4	309.7	300.6	2.94
	12	1446	16.1	7.90	12	23.2	114.0	4.3	93.1	14.7	70.6	7.6	32.6	69.5	33.8	246.8	240.8	2.43
	13	1415	15.5	7.04	24	38.1	205.2	5.6	133.4	15.7	134.1	10.0	50.9	115.9	55.6	403.8	375.6	6.98
Ϋ́	14	1320	16.4	7.55	49	55.2	399.0	11.8	122.2	38.0	127.7	11.3	50.1	216.0	55.4	604.3	0.609	-0.79
	15	1286	17.5	7.65	20	29.7	185.3	4.9	96.8	16.9	81.0	8.2	35.9	92.5	38.1	305.4	320.8	-5.04
	16	1253	15.3	7.78	52	48.7	210.0	8.9	200.9	35.8	160.6	12.6	67.1	152.2	78.9	541.9	491.4	9.32
	17	1380	15.0	7.50	24	34.3	141.1	7.7	162.7	18.3	114.8	13.7	50.4	92.5	54.9	359.0	348.2	3.01
	18	1400	13.6	7.16	25	37.4	199.6	7.6	149.7	11.5	122.9	11.6	54.4	103.4	55.7	384.0	379.9	1.08
	19	1361	15.6	7.10	19	30.1	114.0	6.9	135.9	16.9	117.2	12.8	43.6	78.2	47.0	306.9	290.6	5.28
	20	1247	14.8	7.11	31	41.4	213.2	10.8	140.4	24.3	151.0	13.4	57.6	112.3	63.2	422.0	412.9	2.15
	21	1144	14.9	7.17	33	51.4	327.8	8.1	112.5	45.5	147.0	9.8	63.3	181.6	77.9	592.0	539.3	8.90
	22	1106	15.9	7.28	34	40.2	176.7	10.4	135.9	44.1	138.1	11.3	64.4	115.1	67.0	439.9	411.1	6.54
1	Rain-1		23.9	4.38	49			10.8	57.30	90.33		5.14	6.72	40.1	5.45			
×	Rain-2		24.8	5.03	23			21.4	41.12	42.43		6.60	6.97	50.2	4.21			

表1 龙苍沟流域溪水与降雨水化学与离子组成

1期

(1) 大气降水和人为活动对水化学组分的影响

在利用正演模型计算河流水体物质来源时,首先应扣除大气降水的输入。一般情况下,当流域内蒸发岩和地下水,以及人为活动物质输入可以忽略的情况下,CL含量最低的河水样品中的CL可以假设全部来自于大气输入(图4)。由于CL的地球化学性质比较保守,并且不参与生物地球化学循环(Gaillardet et al., 1997; Roy et al., 1999; Xu and Liu, 2007),所以利用降雨中的其他离子与CL离子的浓度关系,可以计算出大气降水对溪水的贡献量:

$$[\mathbf{X}] = ([\mathbf{X}]_{\boldsymbol{\chi}\boldsymbol{\eta}} / [\mathbf{C}\mathbf{I}]_{\boldsymbol{\chi}\boldsymbol{\eta}}) \times [\mathbf{C}\mathbf{I}]_{\boldsymbol{\chi}\boldsymbol{\pi}}$$
(1)

其中,[Cl]_{溪水}表示溪水样品中Cl⁻浓度最低值,[Cl]_{大[¬]}表示雨水中Cl⁻浓度的实测值, [X]_{大[¬]}表示雨水中各离子实测值,[X]表示降雨对溪水各离子的贡献。

由公式(1),利用采集到的两次降雨 的平均值进行估算,计算得大气降水对 溪水的物质贡献量平均为:阴离子 Cl⁻为 4.2 μmol/L,SO₄²⁻为 17.2 μmol/L,NO₃⁻为 12.8 μmol/L;阳离子 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、 Mg²⁺分别为 1.5 μmol/L、1.8 μmol/L、 11.8 μmol/L和 1.3 μmol/L,流域大气降水 对流域溶质的贡献率平均为 10.5%。扣除 降雨后溪水中还有少部分的 Cl⁻,这部分 Cl⁻可归因于人为活动且与 Na⁺平衡。扣除 降雨贡献后溪水中 NO₃⁻浓度依然较高,其 来源可能与氮肥的施用有关。

(2) 岩石风化对水化学组分的贡献

经过降雨和人为活动校正后的龙苍沟 溪水样品 Ca/Mg 摩尔比值介于 1.04~3.80 之间,平均值为 1.92。玄武岩是所研究小





流域的主要基岩类型,世界上其他地区发表的玄武岩流域数据见表 2,如,留尼旺岛 Ca/Mg摩尔比值为 1.04~3.75 (平均值为 1.9, Louvat and Allegre, 1997)、德干高原 0.95~3.08 (平均值为 1.99, Dessert et al., 2001)、冰岛 1~2.88 (平均值为 1.8, Georg et al., 2007),龙苍沟流域溪水样品的 Ca/Mg比值与它们的相近,但高于新兰塔拉纳基地区 (0.94~1.45, Goldsmith et al., 2008)和圣米盖尔岛 (1.14~1.59, Louvat and Allegre, 1998; Conceição et al., 2015),低于世界平均值 2.4 (Harmon et al., 2009)。绝大多数溪水样品 Ca/Mg比值介于 1.04~2.70,与世界玄武岩流域比值范围(0.9~3.0)(Dessert et al., 2003)基本一致。较高的 Ca/Mg比值可能是由于方解石矿物的溶解,也可能是 Ca、Mg富集的玄武岩矿物组分风化的结果。通过元素相关性分析(图 5),发现 Na^{**}、Mg^{2**}与 SiO₂具有很好的相关性(*R*²分别为 0.92 和 0.89), Ca^{2**}与 SiO₂相关性为*R*² = 0.49,指示 溪水水化学组分受玄武岩和碳酸盐岩风化的共同影响。

表	2 世界不同玄武岩	言流域 Ca/Mg摩尔比值	Ī
2 TI	he Ca/Mg molar ratios ir	ı different basalt basins of	the world
	比值范围	平均值	来源
	1.04 ~ 3.75	1.9	Louvat and Allegre, 1997
	0.94 ~ 1.45	1.17	Goldsmith et al., 2008

1.8

1.29

1.95

1.37

1.92

Table

 $1 \sim 2.88$

1.14 ~ 1.59

 $0.95\sim 3.08$

 $1.24 \sim 1.70$

 $0.9 \sim 3$

1.04 ~ 3.80





4.2 不同端元的贡献量

为了确定流域玄武岩风化消耗的CO,通量,首先要确定溪水中各物质来源端元的贡 献量。基于上文分析,龙苍沟溪水中的物质来源受大气输入、玄武岩和碳酸盐岩风化 以及人为活动输入的共同影响。对于某一元素 X,我们可以列出质量平衡方程:

$$[X]_{g_{k}} = [X]_{t \leq t} + [X]_{d_{b}} + [X]_{g_{k}g_{k}h_{d}} + [X]_{g_{d}g_{k}h_{d}} + [X]_{g_{d}g_{d}}$$
(2)

基于溶质来源的讨论,首先假定[Cl]_{大气}为4.2 μmol/L;高于[Cl]_{大气}含量的Cl⁻归因于

研究区 留尼旺岛 塔拉纳基 冰岛

圣米格尔岛

德干高原

西伯利亚

其他 玄武岩

本次研究 峨眉

295

Georg et al., 2007

Dessert et al., 2001

Dessert et al., 2003

Pokrovsky et al., 2005

Louvat and Allegre, 1998

人为活动,且与Na*平衡;K*全部来源于玄武岩风化;碳酸盐矿物风化不贡献Na*和K*。 此外,尽管Mg²⁺与SiO₂良好的相关性(R² = 0.89)表明溪水中的Mg²⁺可能主要来源于玄武 岩风化,但碳酸盐岩对Mg²⁺的贡献不能忽略。基于以上假设,将质量平衡方程(2)可以 简化为以下方程:

$$[CI]_{\chi = 4.2 \ \mu mol/L} \tag{3}$$

$$[Cl]_{ig_{k}} = [Cl]_{t \in I} + [Cl]_{\lambda j}$$

$$\tag{4}$$

$$[Na]_{\aleph k} = [Na]_{k \in \mathsf{H}} + [Na]_{k \in \mathsf{H}} + [Na]_{\mathfrak{K} \mathfrak{K}}$$
(5)

$$[K]_{igk} = [K]_{igk}$$
(6)

$$[Mg]_{igk} = [Mg]_{igk} = [Mg]_{igk} + [Mg]_{igk}$$

$$\tag{7}$$

$$[Ca]_{igk} = [Ca]_{igk} + [Ca]_{zil}$$
(8)

碳酸盐岩和玄武岩对 Ca²⁺、Mg²⁺贡献量是求解的关键,因为玄武岩的不一致风化, 基岩组分 Ca/Na、Mg/Na 比不适合作为端元值。Gaillardet et al.(1999)根据 Meybeck et al. (1987),Louvat et al.(1997)和 Gislason et al.(1996)等人对不同地区玄武岩小流域的研究 得出端元特征值为:Ca/Na = 0.5±0.2,Mg/Na = 0.5±0.2。龙苍沟小流域地质背景以玄武 岩为主,在扣除大气和人为影响后,溪水中 Mg/Na和 Ca/Mg 的最低比值分别为 0.69 和 1.04,考虑到可能受到碳酸盐岩风化输入的影响,龙苍沟玄武岩端元组成应该具有较低 的比值(即 Mg/Na<0.69,Ca/Mg<1.04)。因此,本文选取 Mg/Na = 0.5、Ca/Mg = 1.0 作 为流域玄武岩风化端元。则(7)、(8)方程可以写为:

$$[Ca]_{ikm} = [Ca]_{ikm} + 0.5 \times [Na]_{zikm}$$
(10)

因此, 玄武岩和碳酸盐岩风化输入的物质贡献比可以计算如下:

计算结果如图 6, 龙苍沟流域 X_{玄武岩}值为 21.8% ~ 53.8%, 平均为 38.2%; X_{碳酸盐岩}值 为 28.7% ~ 72.1%, 平均为 50.2%, 溪水溶质主要来自于碳酸盐岩风化。

4.3 化学风化速率与大气CO2消耗速率

通过水化学组成、径流量和流域面积计算不同岩石的风化速率及相应的大气CO,消



图 6 各端元对龙苍沟溪水阳离子贡献的百分比

Fig. 6 Fraction of total dissolved cations/% from anthropogenic, atmospheric, carbonate and silicate weathering

耗速率。硅酸盐岩、碳酸盐岩风化简化方程如下(Berner et al., 1983):

.

(Na, K, Ca, Mg)_{$\oplus \oplus \oplus \pm \pm$}+6H₂CO₃ =

$$1.5H_{4}SiO_{4} + 6HCO_{3} + Na^{+} + K^{+} + Ca^{2+} + Mg^{2+} + solid$$
(13)

$$Ca_{x}Mg_{1-x}CO_{3} + H_{2}CO_{3} = Ca^{2+} + (1-x)Mg^{2+} + 2HCO_{3}^{-}$$
(14)

碳酸盐岩风化生成的HCO,一中,有1/2来源于大气CO,,另外1/2来源于碳酸盐岩, 对于岩性较为单一的本研究小流域,主要的硅酸盐岩为玄武岩,其风化生成的HCO3-全 部来自于大气 CO,。玄武岩和碳酸盐岩风化产生的 TDS计算公式为(15)和(16),总化学 风化速率TDS为二者之和;风化过程所消耗大气CO,计算公式为(18)和(19)。

$$TDS_{\underline{x}\underline{x}\underline{\beta}} = [Na]_{\underline{x}\underline{x}\underline{\beta}} + [K]_{\underline{x}\underline{x}\underline{\beta}} + [Mg]_{\underline{x}\underline{x}\underline{\beta}} + [Ca]_{\underline{x}\underline{x}\underline{\beta}} + [SiO_2]_{\underline{g}\underline{k}}$$
(15)

$$TDS_{\underline{i}\underline{k}\underline{d}\overline{d}\underline{Q}\underline{k}} = TDS_{\underline{s}\underline{i}\underline{k}\underline{k}} + TDS_{\underline{k}\underline{k}\underline{k}\underline{k}\underline{k}}$$
(17)

$$CO_{2 \le i \le l} = [HCO_3]_{\le i \le l} = [Na]_{\le i \le l} + [K]_{\le i \le l} +$$

$$2 \times [Ca]_{\vec{x}_{\vec{x}}\vec{x}_{\vec{z}}} + 2 \times [Mg]_{\vec{x}_{\vec{x}}\vec{x}_{\vec{z}}}$$
(18)

$$CO_{2 \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K}} = 0.5 \times [HCO_3]_{\mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K}} = [Ca]_{\mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K}} + [Mg]_{\mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K} \mathfrak{K}}$$
(19)

计算结果列于表 3 和表 4, 玄武岩风化速率平均为 37.54±24.94 t/km²/yr, 碳酸 盐岩风化速率平均为35.37±26.24 t/km²/yr,总的岩石风化速率(TDS 点岩石风化)平均为 72.91±49.43 t/km²/yr。计算得到研究区小流域玄武岩风化对大气 CO,消耗速率为 5.4±3.56×10⁵ mol C/km²/yr。与已发表的玄武岩地区数据相比,低于岛弧玄武岩地区留 尼旺岛(13×10⁵ mol C/km²/yr~44×10⁵ mol C/km²/yr)(Louvat and Allegre, 1997)和德干玄 武岩流域(5.8×10⁵ mol C/km²/yr ~ 24.50×10⁵ mol C/km²/yr)(Dessert et al., 2001), 接近于 冰岛(1.41×10^5 mol C/km²/yr ~ 17.64×10⁵ mol C/km²/yr) (Stefansson and Gislason, 2001),

	御	酸盐岩	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	酸盐岩	$TDS \max_{m \pm \pi = \pi m} t/t/km^2/t$
TDS _{玄武岩} /	t/km²/yr	$\mathrm{CO}_{2\mathrm{l}\mathrm{f}\mathrm{f}\mathrm{f}\mathrm{f}\mathrm{g}\mathrm{g}}/\!$	TDS _{碳酸盐岩} /t/km ² /yr	$\mathrm{CO}_{2 \% \mathrm{fi} \mathrm{fi} \mathrm{tw}}/\times 10^5 \mathrm{mol/km}^2/\mathrm{yr}$	
75.65		10.9	39.27	4.08	114.92
30.61		4.14	13.46	1.44	44.07
44.73		6.88	37.92	3.98	82.64
32.9		4.27	27.43	2.87	60.34
9.35		1.57	4.02	0.42	13.37
11.21		1.61	9.35	0.97	20.56
7.16		1.02	6.18	0.65	13.33
10.97		2.1	18.64	1.88	29.60
34.14		4.71	33.32	3.45	67.46
10.1		1.29	21.02	2.13	31.12
75.98		11.69	89.62	9.22	165.60
72.92		10.46	82.30	8.56	155.22
28.59		4.28	25.51	2.66	54.10
39.76		5.36	28.50	2.99	68.26
77.35		10.14	67.93	7.1	145.28
45.36		6.65	67.85	7	113.21
31.44		4.76	28.94	3.03	60.38

表 3 龙苍沟流域风化速率与 CO₂消耗 rates and associated CO, consumption of the Lor

298 _____

地质科学

2019年

流域名称	国家/地区	温度/YC	北柱	面积从m ²	径流量/mm/yr	硅酸盐岩风化碳通 量/×10 ⁵ mol/km ² /yr	硅酸盐岩化学风 化速率/t/km ^{2/yr}	来源
峨眉	中国西南	16	玄武岩	250000	1700	5.4	37.54	本研究
德干地盾	印度	27	玄武岩	532000	463	12.6	37	Dessert et al., 2003
巴拉那河	巴西	20.2	玄武岩	568000	1020	8.2	60	Dessert et al., 2003
西伯利亚地盾	西伯利亚中部	-10	玄武岩	1500000	500	2	∞	Pokrovsky et al., 2005
哥伦比亚地盾	美国	7.4	玄武岩	154000	1053	3.7	24	Dessert et al., 2003
夏威夷	美国	16	玄武岩		1612	6.6	34	Dessert et al., 2003
法国中央高原	法国	8.7	玄武岩		406	ŝ	13	Dessert et al., 2003
圣米盖尔岛	亚速尔群岛	16	玄武岩		734	5.6	35	Dessert et al., 2003
采品	必思	4.4	玄武岩		2432	11.1	58	Gislason et al., 1996
三番礼士	菲律宾		玄武岩	1813	2539	60.7	192	Schopka et al., 2011
堪察加河	俄罗斯	- 3	玄武岩	45600	520		20.55	Dessert et al., 2006
火山岛	菲律宾		玄武岩	6236	2106	35.8	225	Schopka et al., 2011
伊洛瓦底江	缅甸	28	混合岩性	410000	1185	20.3	72	Gaillardet et al., 1999
雅鲁藏布江	南亚	26.6	混合岩性	580000	879	1.5	10	Gaillardet et al., 1999
恒河	漸漸		混合岩性	1050000	470	4.5	14	Gaillardet et al., 1999
密西西比河	美国	17.2	混合岩性	2980000	195		3.8	Gaillardet et al., 1999
刚果	車車	24	混合岩性	3698000	324		4.2	Gaillardet et al., 1999
Haut 冰川	瑞士		混合岩性	12	2009		18	Sharp, et al., 1979

表 4 世界不同硅酸盐岩(玄武岩为主)流域化学风化速率对比

Table 4 Comparison of silicate chemical weathering fluxes between different regions of the world

1期

299

但远高于青藏高原东部其他硅酸盐岩地区(1.03×10⁵ mol C/km²/yr~1.21×10⁵ mol C/km²/yr) (Noh et al., 2009)。峨眉山玄武岩省出露总面积为 2.5×10⁵ km² (林建英, 1985),如 果不考虑其他因素影响,由面积比例估算峨眉山玄武岩流域硅酸盐岩风化消耗大气 CO₂年通量约为 1.35±0.89×10¹¹ mol C/yr。

4.4 玄武岩风化影响因素

根据本次研究和已有文献资料,玄武岩地区风化速率与径流量和温度具有相关性(图7)。一般认为径流量大的地区,侵蚀作用强烈,土壤和基岩不断被侵蚀,为化学风化水岩反应提供了更多的新鲜岩石,因此具有高的风化速率。但径流量并不是影响玄武岩风化的唯一因素,尤其在径流量达到2000 mm/yr以上时,玄武岩风化速率受温度影响显著。例如,菲律宾火山岛、冰岛以及Haut冰川地区具有相近的径流量,但处于不同纬度地区,温度差异大(表4),因而玄武岩风化速率差别较大。菲律宾火山岛地区硅酸盐岩风化速率比冰岛地区高3倍以上,比Haut冰川地区高10倍多(Sharp et al., 1995; Gislason et al., 1996; Schopka et al., 2011),体现出温度因素对玄武岩化学风化速率的控制。在相近径流量或温度条件下,硅酸盐岩风化速率也存在显著差异,玄武岩流域风化速率要明显高于其他硅酸盐岩地区,显示出岩性对风化速率的重要控制作用。

岛弧地区强烈的物理和化学风化被认为是海洋溶质通量的重要来源(Rad et al., 2006)。数据表明虽然大陆玄武岩风化速率普遍低于岛弧地区,但大陆玄武岩风化贡献不可忽略,其中德干高原、西伯利亚高原、巴拉那河高原、哥伦比亚高原以及峨眉山玄武岩,总面积约为30.04×10⁵ km²,其玄武岩风化消耗大气 CO₂通量约为1.62×10¹² mol C/yr,约占世界玄武岩风化消耗大气 CO₂通量的39.71%。本研究估算峨眉山玄武岩风化占大陆玄武岩风化 CO₂消耗通量的8.34±5.49%,占世界玄武岩风化消耗 CO,通量的3.31±2.18%。





5 结 论

龙苍沟玄武岩流域溪水中阳离子以 Ca²⁺为主,约占阳离子总量的56%,其次是 Mg²⁺ 和 Na⁺。阴离子以 HCO₃⁻为主。溪水中阳离子主要来源于碳酸盐岩风化(50.2%),其次为 硅酸盐岩的贡献(38.2%),降雨和人为贡献较小(11.6%)。龙苍沟玄武岩流域硅酸盐岩 风化速率(TDS_{硅酸盐岩})为 37.54±24.94 t/km²/yr。玄武岩风化消耗大气 CO₂的速率为 5.4±3.56mol C/km²/yr,总的岩石风化速率(TDS_{总岩石风化})为 72.91±49.43 t/km²/yr。通过与 世界不同地区玄武岩流域对比,径流量、温度是玄武岩化学风化速率的主要影响因 素。按照面积平均计算,整个峨眉山玄武岩省流域风化对大气 CO₂的消耗速率为 1.35±0.89×10¹¹ mol C/yr,约占到全球主要大陆玄武岩风化 CO₂消耗量的 8.34±5.49%,占 世界玄武岩风化 CO₂消耗通量的 3.31±2.18%,这一研究结果还需要进行地形、气候、植 被覆盖等影响风化因素的探讨,这将是我们下一步工作的重点。

参考文献

- 李 媛.2005.四川雅安市雨城区降雨诱发滑坡临界值初步研究.水文地质工程地质, 32(1): 26-29.
- Li Yuan. 2005. Preliminary study on precipitation threshold of precipitation induced landslides in Ya'an Yucheng district, Sichuan Province. Hydrogeology and Engineering Geology, 32(1): 26-29.
- 林建英.1985.中国西南三省二叠纪玄武岩系的时空分布及其地质特征.科学通报,30(12):929-932.
- Lin Jianying. 1985. The space-time distributions and geological characteristics of Permian basalt areas in Southwest China. Chinese Science Bulletin, 30(12): 929-932.
- Berner R A, Lasaga A C and Garrells R M. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283(7): 641-683.
- 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. *Geology*, 26(5): 411-414.
- Conceição F T D, Santos C M D, Sardinha D D S et al. 2015. Chemical weathering rate, denudation rate, and atmospheric and soil CO₂, consumption of Paraná flood basalts in São Paulo State, Brazil. *Geomorphology*, 233: 41-51.
- Dalai T K, Krishnaswami S and Sarin M M. 2002. Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna river system: Chemical weathering, its temperature dependence and CO₂, consumption in the Himalaya. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(19): 3397-3416.
- Dessert C, Dupré B, François L M et al. 2001. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: Impact on the global climate and the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3): 459-474.
- Dessert C, Dupré B, Gaillardet J et al. 2003. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. *Chemical Geology*, 202(3): 257-273.
- Gaillardet J, Dupre B, Allegre C J et al. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. Chemical Geology, 142(3-4): 141-173.
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P et al. 1999. Global silicate weathering and CO₂, consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1): 3-30.
- Galy A and France-Lanord C. 1999. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology*, 159(1): 31-60.
- Georg R B, Reynolds B C, West A J et al. 2007. Silicon isotope variations accompanying basalt weathering in Iceland. Earth and Planetary Sciences Letters, 261(3): 476-490.
- Gislason S R, Arnorsson S and Armannsson H. 1996. Chemical weathering of basalt in Southwest Iceland; effects of runoff,

age of rocks and vegetative/glacial cover. American Journal of Science, 296(8): 837-907.

- Goldsmith S T, Carey A E, Lyons W B et al. 2008. Geochemical fluxes and weathering of volcanic terrains on high standing islands: Taranaki and Manawatu-Wanganui regions of New Zealand. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(9): 2248-2267.
- Goldsmith S T, Carey A E, Johnson B M et al. 2010. Stream geochemistry, chemical weathering and CO₂, consumption potential of andesitic terrains, Dominica, Lesser Antilles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(1): 85-103.
- Han G and Liu C Q. 2004. Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: a study of the river waters draining karstdominated terrain, Guizhou Province, China. Chemical Geology, 204(1): 1-21.
- Harmon R S, Lyons W B, Long D T et al. 2009. Geochemistry of four tropical montane watersheds, Central Panama. Applied Geochemistry, 24(4): 624-640.
- Hausrath E M, Navarre-Sitchler A K, Sak P B et al. 2011. Soil profiles as indicators of mineral weathering rates and organic interactions for a Pennsylvania diabase. *Chemical Geology*, 290(3): 89-100.
- Jacobson A D, Blum J D and Walter L M. 2002. Reconciling the elemental and Sr isotope composition of Himalayan weathering fluxes: Insights from the carbonate geochemistry of stream waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(19): 3417-3429.
- Jha P K, Tiwari J, Singh U K et al. 2009. Chemical weathering and associated CO₂, consumption in the Godavari river basin, India. Chemical Geology, 264(1): 364-374.
- Kump L R, Brantley S L and Arthur M A. 2000. Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate. Earth and Planetary Sciences, 28(28): 611-67.
- Liu W, Liu C, Brantley S L et al. 2016. Deep weathering along a granite ridgeline in a subtropical climate. Chemical Geology, 427: 17-34.
- Liu Z and Dreybrod W. 1997. Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H₂O-CO₂ solutions in turbulent flow: The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction H₂O+CO₂↔ H⁺+HCO₃. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(14): 2879-2889.
- Louvat P and Allègre C J. 1997. Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (17): 3645-3669.
- Louvat P and Allègre C J. 1998. Riverine erosion rates on Sao Miguel volcanic island, Azores archipelago. Chemical Geology, 148(3): 177-200.
- Meybeck M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. American Journal of Science, 287(5): 401-428.
- 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1): 83-98.
- Hyonjeong N, Youngsook H, Qin J H et al. 2009. Chemical weathering in the Three Rivers region of eastern Tibet. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(7): 1857-1877.
- Oh N H and Richter D D. 2005. Elemental translocation and loss from three highly weathered soil-bedrock profiles in the southeastern United States. *Geoderma*, 126(1): 5-25.
- Pokrovsky O S, Schott J, Kudryavtzev D I et al. 2005 Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(24): 5659-5680.
- Rad S, Louvat P, Gorge C et al. 2006. River dissolved and solid loads in the Lesser Antilles: New insight into basalt weathering processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1-3): 308-312.
- Raymo M E and Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. Nature, 359(6391): 117-122.
- Roy S, Gaillardet J and Allègre C J. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(9): 1277-1292.
- Schopka H H, Derry L A and Arcilla C A. 2011. Chemical weathering, river geochemistry and atmospheric carbon fluxes from volcanic and ultramafic regions on Luzon Island, the Philippines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4): 978-1002.

303

- Sharp M, Tranter M, Brown G H et al. 1995. Rates of chemical denudation and CO₂ drawdown in a glacier-covered alpine catchment. *Geology*, 23(1): 61-64.
- Stallard R F and Edmond J M. 1983. Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 88(14): 9671-9688.
- Stefansson A and Gislason S R. 2001. Chemical weathering of basalts, Southwest Iceland: Effect of rock crystallinity and secondary minerals on chemical fluxes to the ocean. American Journal of Pharmaceutical Education, 301(6): 513-556.
- Suchet P A and Probst J L. 1993. Modelling of atmospheric CO₂, consumption by chemical weathering of rocks: Application to the Garonne, Congo and Amazon Basins. *Chemical Geology*, 107(3-4): 205-210.
- Taylor A S and Lasaga A C. 1999. The role of basalt weathering in the Sr isotope budget of the oceans. *Chemical Geology*, 161(1-3): 199-214.
- White A F and Blum A E. 1995. Effects of climate on chemical-weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59(9): 1729-1747.
- Xu Z, Liu C Q. 2007. Chemical weathering in the upper reaches of Xijiang River draining the Yunnan-Guizhou Plateau. Southwest China. Chemical Geology, 239(1): 83-95.

Chemical weathering of Emeishan basalt area: Implications from Longcanggou small catchment

Zhou Li^{1,3} Liu Wenjing^{1,2,3} Zhou Xiaode^{1,3} Zhao Tong^{1,3}

Jiang Hao^{1,3} Liu Qiang⁴ Zhou Jianwei⁵ Xu Zhifang^{1,2,3}

(1. Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences,

Beijing 100029; 2. Center for Excellence in Life and Paleoenvironment, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100044;

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; 4. Shangdong Century Sunshine Paper Group Corporation,

Weifang, Shandong 262400; 5. School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074)

Abstract

The concentrations of major ions in the Longcanggou streams were determined in order to analyze the relative contributions of chemical weathering of different sources and to estimate the chemical weathering rates of different rock types and associated atmospheric CO_2 consumption rates. The streams pH are close to neutral, with an average pH of 6.82. Calcium ion accounts for 56% of total cations, and HCO_3^- for 45% of the total anions. The dissolved cations are originated from carbonate weathering (50.2%), silicate weathering (38.2%), atmospheric input (10.5%), and anthropogenic pollution (1.1%). The average chemical weathering rate of silicates of the Longcanggou catchment is $37.54 \pm 24.94 \text{ t/km}^2/\text{yr}$, and the associated atmospheric CO_2 consumption rate is $5.4 \pm 3.6 \text{ mol C/km}^2/\text{yr}$. For the whole Emeishan basalt area, we firstly estimated the total annual atmospheric CO_2 consumption flux of the Emeishan basalt is $1.35 \pm 0.89 \times 10^{11} \text{ mol C/yr}$, which accounts for $3.31 \pm 2.18\%$ of the annual CO_2 consumption flux by global basalt weathering.

Keywords Emeishan basalt, Small catchments, Chemical weathering, CO₂ consumption