

# 青藏高原化学风化和对大气 CO<sub>2</sub> 的消耗通量

吴卫华<sup>1)</sup>, 杨杰东<sup>2)</sup>, 徐士进<sup>1)</sup>

1) 南京大学地球科学系, 南京, 210093; 2) 南京大学现代分析中心, 南京, 210093

**内容提要:**为了评估青藏高原化学风化对全球气候的影响, 笔者等对中国境内源自青藏高原的七条主要河流(金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江和大渡河)进行了采样和地球化学分析, 估算了硅酸盐、碳酸盐风化对河水中主量离子的贡献, 以及硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO<sub>2</sub>。研究显示, 七条河流流域中硅酸盐风化引起的大气 CO<sub>2</sub> 消耗约为  $0.7 \times 10^5 \sim 3.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。结合国外学者对于喜马拉雅山南缘三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的研究结果可以得出, 发源于喜马拉雅山—青藏高原的主要十条河流域硅酸盐风化平均共消耗大气 CO<sub>2</sub>  $328 \times 10^9 \text{ mol/a}$ , 仅占全球大陆硅酸盐岩风化所消耗大气 CO<sub>2</sub>  $8700 \times 10^9 \text{ mol/a}$  的 3.8%, 并仅为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物消耗)通量的 2.5%。

**关键词:** 青藏高原—喜马拉雅山; 河流; 大陆风化; CO<sub>2</sub> 消耗通量

当前, “构造隆升驱动气候变化”假说是解释新生代以来全球气候变冷的主流观点之一(Raymo et al., 1988; Raymo and Ruddiman et al., 1992)。该假说认为, 新生代以来构造作用引起大面积抬升, 主要是喜马拉雅山—青藏高原的抬升, 引起了大体积沉积物的侵蚀和风化, 特别是硅酸盐矿物的风化, 消耗了大量大气 CO<sub>2</sub>, 导致大气 CO<sub>2</sub> 浓度下降, 使全球气候总体上趋冷。

为了评估喜马拉雅山—青藏高原的抬升对全球气候的影响, 验证“构造隆升驱动气候变化”假说, 近几年国外一些学者对发源于喜马拉雅山, 流经喜马拉雅山南缘的恒河、布拉马普特拉河和印度河进行了系统研究。他们通过分析河水中主量离子, 分别得到河流流域地区硅酸盐风化和碳酸盐风化速率, 进而研究河流流域岩石风化对大气二氧化碳的消耗通量。他们的研究揭示, 恒河、布拉马普特拉河和印度河流域的化学剥蚀速率比全球平均值高 2~3 倍, 特别是恒河和布拉马普特拉河具有高  $n(\text{Sr})$  和高  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  值(Sarin et al., 1989; Palmer et al., 1989; Krishnaswami et al., 1992; Edmond et al., 1992; Pande et al., 1994; Galy and France-Lanord, 1999; Karim and Veizer, 2000; Dalai et al., 2002; Bickle et al., 2003, 2005; Singh et al.,

1998, 2006)。然而, 这些研究对于是否由于青藏高原的抬升增强了大陆硅酸盐化学风化而引起大气二氧化碳浓度的下降得出了肯定和否定的两种完全相反的观点(例如, Edmond, 1992; Palmer 和 Edmond, 1992; Quade et al., 1997; Singh et al., 1998; Blum et al., 1998; Galy 和 France-Lanord, 1999)。造成此种情况的一个原因是由于恒河、布拉马普特拉河和印度河流域仅占喜马拉雅山—青藏高原总面积的很小部分, 不能反映整个喜马拉雅山—青藏高原隆起对全球风化作用的总体效果。

发源于喜马拉雅山—青藏高原并最终流入海洋的河流主要有十条, 除去恒河、布拉马普特拉河和印度河三条河流外, 其余七条河流均在我国境内, 它们是金沙江、雅砻江、岷江、大渡河、澜沧江、怒江和黄河。这七条河流的流域面积远远大于恒河、布拉马普特拉河和印度河。要评估喜马拉雅山—青藏高原的抬升对大气 CO<sub>2</sub> 含量变化的影响必须要对发源和流经青藏高原的所有十条河流进行综合研究, 才有可能对整个喜马拉雅山—青藏高原隆起引起的风化作用和机制有一个总体的认识, 才能更准确地判断喜马拉雅山—青藏高原隆起引起风化作用增强对全球气候和环境的影响。

近几年一些学者的研究也涉及到我国的几条河

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40473009 和 40331001)的成果。

收稿日期: 2007-03-05; 改回日期: 2007-04-28; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 吴卫华, 男, 1976 年生。现为南京大学地球科学系博士研究生。通讯作者: 杨杰东, 教授。通讯地址: 210093, 南京市汉口路 22 号, 南京大学现代分析中心; 电话: 025-83592703; Email: jdyang@nju.edu.cn。

流。例如, Gaillardet 等(1999)为了了解全球陆地硅酸岩的化学风化速率,对全球 60 条大河的河水化学进行了研究,其中也包括我国境内的长江、黄河、澜沧江下游的湄公河(Mekong River)和怒江下游的萨尔温江(Salween River)。但是他们采用的并不是这些河流刚从青藏高原流下来地区附近的数据,而是这些河流末端入海口的数据。长江、黄河、澜沧江(Mekong River)和怒江(Salween River)的中、下游流经人口密集和工农业发达的平原地区,而且有许多并非源于青藏高原的支流汇入到主河流中,因而采用这些河流入海口的数据不能准确反映青藏高原的风化作用。Li 等(2005)采集了从兰州至入海口的黄河样品,系统分析了硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐风化对黄河水中溶解质的贡献以及它们所消耗的大气  $\text{CO}_2$ 。同样,黄河中、下游流经人口密集地区,而且有许多并非源于青藏高原的支流汇入到主河流中。Wu 等(2005)通过对黄河兰州上游河段进行地球化学分析,运用反演模型测算出河水中溶解物源于雨水、硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐的比例及流域的  $\text{CO}_2$  消耗通量。Qin 等(2006)对岷江进行了较深入的研究,通过采集源头水样并结合进入四川平原后的水文站数据,计算得出流域的化学风化率,并给出了一次采样(丰水期或枯水期)与时间序列分析之间的偏差。

本次研究首次对中国境内源于青藏高原的七条河流进行综合分析,并在这些河流刚刚流下青藏高原的地区采样,测定有关阳离子和阴离子的含量,估计硅酸盐和碳酸盐风化对河水中主量离子的贡献,以及由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气  $\text{CO}_2$ 。结合国外对喜马拉雅山南部三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的数据,总体评估喜马拉雅山—青藏高原风化作用对大气  $\text{CO}_2$  浓度变化的影响。

## 1 流域的水文、地质情况和采样地点

笔者等对七条河流采样地点的选择有三个原则:①能反映在青藏高原上河流流域的风化作用,②没有源自青藏高原以外地区的支流流入,③尽可能避免或减少人类活动的影响和污染。由此,笔者等对七条河流的采样点都选在河流刚下青藏高原的地点,自该采样地点以上流域内一般人烟稀少,工农业污染较少,而且没有源自青藏高原以外地区的支流汇入。

### 1.1 金沙江

长江有三个正源:①沱沱河,发源于唐古拉山主峰海拔 6621m 的各拉丹东雪山;②南支当曲;③北支楚玛尔河。三个源汇流后称通天河。自青海玉树巴塘河口以下至四川宜宾称金沙江,全长 2290 km,流域面积约  $485 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。云南省石鼓镇以上至巴塘河口为金沙江的上游,河长 970 km,落差 1720m,平均坡降 1.78%。流域出露岩层:源区为第四系沉积物、碎屑岩、火山岩及蒸发岩等;金沙江缝合带有大量火山岩、花岗岩类及蛇绿混杂岩等出露。石鼓镇以下数百千米外的攀枝花市是我国重要的钢铁、能源、钒钛基地,西南重要的工农业中心,人口比较密集。对于金沙江笔者等选择石鼓镇作为采样地点(图 1),石鼓上游控制的流域面积为  $0.233 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,可反映青藏高原东缘在金沙江流域的风化作用。

### 1.2 澜沧江

澜沧江发源于海拔 5170 m 的唐古拉山脉北麓岗果日山,由东源扎曲和西源昂曲,流至西藏东部之昌都汇流后称为澜沧江。澜沧江从云南省功果桥以上,河段多呈深邃峡谷之势,交通闭塞、人烟稀少,流域面积为  $0.089 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。出露岩层主要为碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩及第四系沉积物等。云南省功果桥以下为澜沧江的下游,人类的影响逐渐增多,一些源于云贵高原的支流开始汇入。笔者等对澜沧江在功果桥附近的保山市瓦窑进行采样(图 1)。

### 1.3 怒江

怒江发源于海拔 5128 m 的唐古拉山脉南麓,源头为那曲,在我国境内干流总长 2013km,流域面积  $0.136 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。流域出露岩层主要为碳酸盐岩、第四系沉积物、变质岩及花岗岩等。怒江从河源至嘉玉桥为上游(那曲),以下至泸水为中游段,两岸山脊多在 5000 m 左右,河床坡度陡。怒江深切流经高黎贡山和碧罗雪山、怒山,形成世界著名的巨大峡谷区。泸水以下为下游段,沿河山脉高程降低,两岸有阶地分布,以下河流又进入峡谷地带。整个怒江流域人口较少、交通不便,人类活动的影响极微。自云南省道街坝以下人类活动的影响增加,并有数十条源于云贵高原的支流汇入,为减少它们的影响,笔者等将采样地点选在保山市道街镇(图 1)。

### 1.4 黄河

黄河发源于青海高原巴颜喀拉山北麓,东流穿越黄土高原及黄淮海大平原,注入渤海。黄河自兰州以上为上游,人类活动影响较小,出露岩层主要为

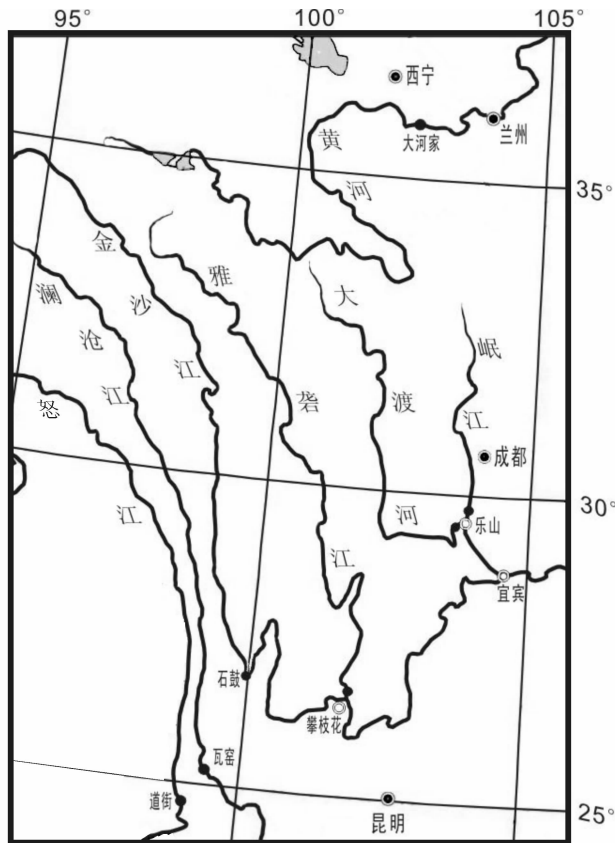


图 1 金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江和大渡河等七条河流的采样地点

Fig. 1 Map of the Jinsha River, Lancang River, Nujiang River, Yellow River, Yalong River, Minjiang River and Dadu River

●—采样点:金沙江的石鼓;澜沧江的瓦窑;怒江的道街;黄河的大河家;岷江的乐山;大渡河的乐山;雅砻江的攀枝花

●—sampling locations: Jinsha River—Shigu; Lancang River—Wayao; Nujiang River—Daojie; Yellow River—Dahejia; Minjiang River—Leshan; Dadu River—Leshan; Yalong River—Panzhihua

第四系沉积物、砂板岩、碎屑岩和蒸发岩等。自兰州以下的中下游煤炭、石油、冶金、粮食和棉花等工农业非常发达,人口密集。为避免兰州上游的刘家峡水库的缓冲效应,笔者等在刘家峡水库以上的民和县大河家黄河大桥处取样(图 1),其附近循环水文站的实际控制流域面积为  $0.146 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

### 1.5 雅砻江

雅砻江为金沙江最大的支流,发源于青海省巴颜喀拉山南麓,干流全长 1637 km,总落差 4420 m,流域面积  $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。整个流域地广人稀,工农业不发达。流域出露岩层主要为砂板岩夹碎屑岩、火山岩、侵入岩和变质岩等。由于雅砻江全流域

都位于青藏高原东南部,且沿途有众多源于青藏高原的支流汇入(较大的有鲜水河、理塘河等),为尽可能反映全流域的风化作用,笔者等的采样点选择在雅砻江与金沙江汇入口上游 3 km 处(图 1),采样点以上实际控制流域面积为  $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

### 1.6 岷江

岷江是水量最大的长江支流,发源于岷山南麓,干流全长 735 km,流域面积  $0.133 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。岷江上中游地形复杂,交通不便,两岸耕地、人口分布较少,而下游工农业较为发达。流域出露岩层主要为砂板岩、碳酸盐岩、侵入岩、变质岩及第四系沉积物等。为了测算出岷江流域(不含大渡河)的化学风化作用,笔者等于四川省乐山市关庙采集水样(图 1)。由于采样点位于流域的下游,人类活动的干扰可能会对计算结果有一定的影响。

### 1.7 大渡河

大渡河正源足木足河发源于青海省久治县与达日县交界处查七沟顶山冈,流域全长 1048 km,流域面积  $0.091 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。大渡河上、中游地处青藏高原东南部及四川盆地西缘山区,地势高耸,河流深切,下游进入四川盆地丘陵区。流域的出露岩层上游主要为砂板岩、碳酸盐岩夹火山岩等,中、下游有变质岩、侵入岩及火山岩出露。大渡河的采样点位于岷江汇入口前 1 km 处(已纳入大渡河的一条重要支流—青衣江)(图 1)。

## 2 取样和分析

笔者等分别于 2005 年 6 月(黄河、澜沧江和怒江为 8~9 月)和 2005 年 12 月在七条河流的上述地点进行了两次河水及河床砂的取样工作。用预先酸洗并清洁的聚乙烯桶(袋)装满水样,河床砂样用双层塑料袋密封。水样经  $0.45 \mu$  的微孔聚碳酸酯滤膜进行过滤后分为两份,一份用优级纯  $\text{HNO}_3$  酸化到 pH 为 2 左右,另一份不进行酸化。

过滤并酸化水样中的阳离子  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Si}$ 、 $\text{Sr}$  在南京大学现代分析中心使用 Jarrell-Ash 1100 电感耦合等离子体直读光谱仪进行测定,  $\text{Na}^+$  和  $\text{K}^+$  则使用 AA240FS 原子吸收分光光度计测定。对过滤未酸化的水样在四川大学分析测试中心使用 SY-221 离子色谱测定阴离子 ( $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$ )。河水 Sr 同位素比值在南京大学现代分析中心使用 VG354 同位素质谱仪进行测定。本次实验中对 NBS 987 标样测定值为:  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.710340 \pm 0.000040$ , 标准化值  $n(^{86}\text{Sr})/$

表1 中国境内源自青藏高原的7条河流的水文信息及化学成分  
Table 1 Chemical composition and hydrological data for the seven Chinese rivers originating in the Qinghai—Xizang (Tibetan) Plateau

河流名称	流域面积 (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	月均流量 (m <sup>3</sup> /s)	年径流量 (km <sup>3</sup> /a)	海拔 (m)	TDS (mg/L)	物质的量[n( )] (μmol/L)										$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$
						Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SiO <sub>2</sub>	Sr	
金沙江	0.233	1566	39.4	1825	379	1100	533	2391	58.5	1269	3662	8.9	388	105	4.34	0.71026
	0.233	476			349	1235	646	1026	35.4	726	3539		279	164	3.31	0.71138
澜沧江	0.089	1773	29.0	1256	333	1445	458	306	25.1	184	3376	19.2	279	126	4.11	0.71010
	0.089	311			424	1555	725	1013	36.2	646	3698		14.5	625	157	7.53
怒江	0.110	3234	53.1	827	246	1088	409	137	26.9	21	2683	14.4	220	115	1.60	0.71296
	0.110	441			274	998	546	343	30.5	44	2736		341	361	2.40	0.71454
黄河	0.146	1395	23.2	1748	334	1210	617	700	30.3	369	3460	44.8	255	107	5.14	0.71122
	0.146	187			342	1267	625	696	33.6	256	3772		53.4	216	111	5.02
雅砻江	0.129	2096	55.3	998	211	815	425	241	29.7	22	2345		192	111	2.05	0.71230
	0.129	679			231	890	463	187	22.8	35	2665		15.5	100	136	1.83
大渡河	0.089	2886	61.6	390	191	828	304	102	35.4	11	2190	15.5	92	107	1.60	0.71190
	0.089	688			262	1030	493	183	30.8	35	2784		14.7	213	139	2.40
岷江	0.037	720	14.9	405	287	1228	393	417	53.1	100	2901	107	302	135	2.62	0.71040
	0.037	155			427	1605	571	996	102.8	480	3841		171	479	157	3.54

注:以上流域面积和流量信息均来自于中华人民共和国水文年鉴。主量离子、Sr等数据上行为2005年6月采集,下行为2005年12月采集。HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>由离子平衡求得。

$n(^{88}\text{Sr}) = 0.1194$ 。

河床砂样品在室内进行自然干燥后,研磨到160目,用1N的HCl低温溶解4h,去除溶液,再以超纯水洗至中性(此步骤用于去除碳酸盐)。然后,用HCl + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub> + HF溶液进行消解。消解后的样品溶液使用Jarrell-Ash 1100电感耦合等离子直读光谱仪分析Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>等。

### 3 结果和讨论

河水中主量离子浓度及 $n(\text{Sr})$ 、 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和固溶物总量(TDS)列于表1中。河床砂的分析数据列于表2中。

考虑到元素的浓度会受到稀释和蒸发的影响,笔者等采用 $n(\text{Na}^+)$ 的标准化比值 $[n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+), n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+), n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)]$ 。图2显示,在这些河流中 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 与 $n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 、 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 与 $n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)$ 之间存在着非常好的相关性,反映了碳酸盐岩和硅酸盐岩两种主要岩性风化的混合。在阳离子的三角图解中(图3a),多数样品更靠近Ca<sup>2+</sup>顶点。而在阴离子三角图解中(图3b),数据点都落在代表碳酸盐—蒸发盐风化的HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>—(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + Cl<sup>-</sup>)线上。这表明在这些流域中碳酸盐和蒸发盐的风化可能更为重要。除岷江外,其他河流中 $n(\text{NO}_3^-)$ 都很低。岷江较高的 $n(\text{NO}_3^-)$ 可能与

河流受污染有一定的关系。

表2 七条河流河床砂的化学成分

Table 2 Chemical composition of riverbed sediments of the seven Chinese rivers

河流及地点	物质的量[n( )] (μmol/g)				$\frac{n(\text{Ca}^{2+})}{n(\text{Na}^+)}$	$\frac{n(\text{Mg}^{2+})}{n(\text{K}^+)}$
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>		
金沙江(石鼓)	211	335	524	401	0.40	0.84
澜沧江(瓦窑)	68	212	391	425	0.17	0.50
怒江(道街)	112	182	383	434	0.29	0.42
黄河(大河家)	149	324	567	483	0.26	0.67
雅砻江(攀枝花)	222	327	382	373	0.58	0.88
大渡河(乐山)	233	323	571	424	0.41	0.76
岷江(乐山)	216	263	678	441	0.32	0.60

在云南省石鼓镇所采集的金沙江水样中具有较高的 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 。不仅石鼓镇样品,笔者等在2005年6月对金沙江干流自上而下的8个不同地点采集的样品中 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 都较高 $[n(\text{Na}^+)均超过n(\text{Ca}^{2+})]$ 。最近2006年7月,笔者等对长江正源沱沱河和楚玛尔河采集的水样也测出具有非常高的 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 值(10 mmol/L左右),这与傅德黔等(1998)、赵继昌等(2003)对长江源水的测定结果较为一致。长江源水具有高 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 的原因主要是,楚玛尔河盆地等处有蒸发岩出露(青海省地质矿产局,1990),楚玛尔河和沱沱河均流过多个盐湖,同时明显受到地下热泉的影响(郑喜玉等,2002)。

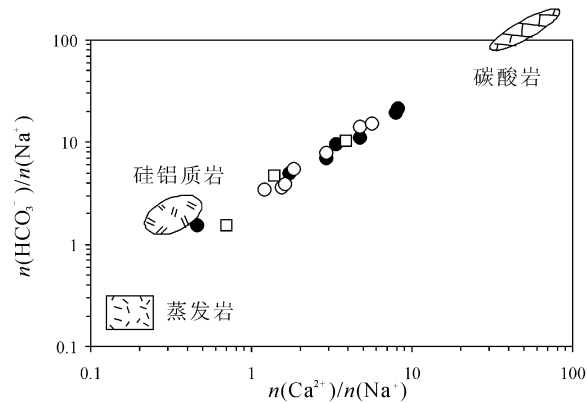
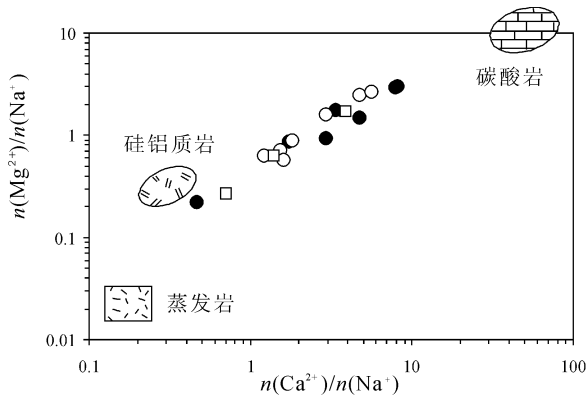


图 2 河流中  $n(\text{Na}^+)$  的标准化比值混合图解

Fig. 2 Standard ratios of  $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$  and  $n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ ,  $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$  and  $n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)$

端元值来自 Gaillardet 等(1999)。□—恒河、布拉马普特拉河和印度河的数据(Gaillardet et al., 1999); ●—代表本次研究的七条河流的 6 月样品; ○—代表本次研究的七条河流的 12 月样品 End member compositions for carbonate, silicate and evaporite were from Gaillardet et al., (1999). □—Ganges, Brahmaputra and Indus (Gaillardet et al., 1999); ●—samples collected in summer, 2005; ○—samples collected in winter, 2005

刘家峡水库以上的民和县大河家黄河大桥处取样的黄河水  $n(\text{Cl}^-)$  也较高,仅次于金沙江,这与兰州以上的黄河上游流域广泛分布的蒸发岩,以及黄河源头流经一些盐湖分布地区有关。

测定的雅砻江和大渡河水的  $n(\text{Cl}^-)$  较低,这与流域中的岩性特征一致,并与热泉影响较小有关。

岷江流域少有蒸发岩出露,也没有盐湖及热泉分布,较高的  $n(\text{Cl}^-)$  可能是由人类活动所造成,岷江水中具有最高的  $n(\text{NO}_3^-)$  也印证了这一推断。

澜沧江  $n(\text{Cl}^-)$  较之黄河又低一些,这可能归因于其上游蒸发岩和盐湖较少。怒江源区那曲附近有

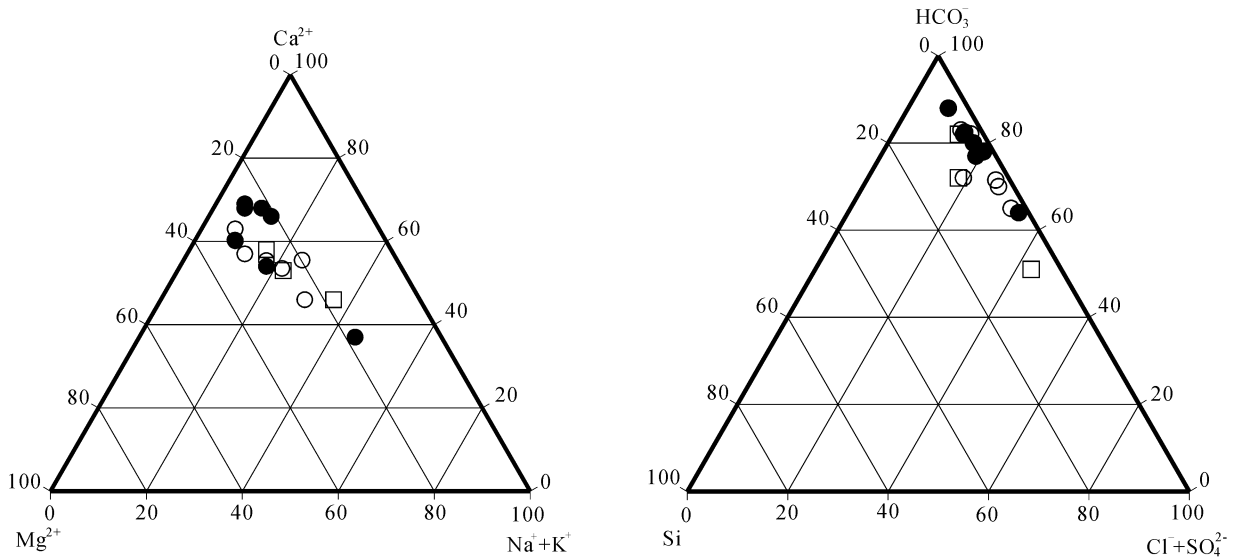


图 3 本次研究的七条河流及喜马拉雅山南部河流中阳离子与阴离子三角图解:(a)阳离子图解:大多数样品点靠近  $\text{Ca}^{2+}$  顶点,表明碳酸盐风化的控制作用;(b)阴离子图解:数据点位于  $\text{HCO}_3^-$  和  $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$  的连线上,意味着流域中碳酸盐岩—蒸发岩的风化。点标志同图 2

Fig. 3 Ternary plots for cations and anions in the seven Chinese rivers; (a) cation plot; most of the samples cluster around  $\text{Ca}^{2+}$  apex, indicating dominance of carbonate weathering contribution to major ion concentration; (b) anion plot; the data closed the mixing line between  $\text{HCO}_3^-$  and  $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ , suggesting carbonate and evaporite weathering in these basins. Legends the same to Fig. 2

很多盐湖(如纳木错等),而采样点附近流域段分布有大量热泉(佟伟等,1994),但怒江水中的 $n(\text{Cl}^-)$ 较低,只有 $20 \mu\text{mol/L}$ 左右。由于目前发表的有关怒江流域地质调查和水化学数据的研究缺乏,因此还不能准确回答它们 $n(\text{Cl}^-)$ 低的地质依据。

### 3.1 河水中主量离子浓度的时间变化

对河流两次采样的数据进行比较可以看出,丰水期(6月、8~9月)所采集样品的元素浓度总体小于枯水期(12月—1月),这反映了随着流量加大稀释效应增强的影响。黄河水中主量离子浓度的变化较小,说明龙羊峡水库、李家峡水库的调水作用削弱

$$n(\text{X})_{\text{riv}} = n(\text{X})_{\text{cyclic}} + n(\text{X})_{\text{evaporite}} + n(\text{X})_{\text{carbonate}} + n(\text{X})_{\text{silicate}} + n(\text{X})_{\text{sulfide}} + n(\text{X})_{\text{anthropogenic}} \quad (1)$$

此处下标分别代表:riv—河水、cyclic—大气降水、evaporite—蒸发盐、carbonate—碳酸盐、silicate—硅酸盐、sulfide—硫酸盐、anthropogenic—人类活动。

#### 3.2.1 大气降水和人类活动

大气对河水中溶解物的输入源主要是海盐和大气粉尘。受海盐气溶胶影响最大的元素是Cl,笔者等研究的七条河流除金沙江、澜沧江和黄河外,其余河流中 $n(\text{Cl}^-)$ 都较低,且金沙江、澜沧江和黄河同时还具有高的 $n(\text{Na}^+)$ 的浓度,这表明其他的离子并未受到海盐气溶胶的很大影响。此外这几条河流的上游距离海洋还很远,因此相对河水中元素总的浓度来说,大气输入的影响非常小。本次研究未对大气输入进行校正。

由于金沙江、澜沧江、怒江和黄河采样点之上的流域工农业大多数不发达,且远离人口密集区,有些区域人迹罕至,基本处于原始状态,因此人类活动对主量离子的影响较小。雅砻江和大渡河在进入四川平原后可能经受了一定的人类活动影响,但可作为人类活动量度的 $n(\text{NO}_3^-)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 都不高,表明这种影响也较有限。此处我们将忽略人类活动的贡献。

#### 3.2.2 硅酸盐风化

硅酸盐风化包括主要由铝硅酸盐风化来源的 $n(\text{Na}^+) + n(\text{K}^+)$ 和由钙镁硅酸盐来源的 $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ 对河水中溶解物质的贡献。流域中铝硅酸盐风化强度可通过河水中 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)]$ (此处 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 是硅酸盐风化供应的 $\text{Na}^+$ )比值进行测算,此值由流域中产生的硅酸盐风化反应所决定。如,钠长石风化为贝得石将在河水中产生 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)] = 1.7$ ;而钾长石风化

了季节性的影响(Wu et al., 2005)。而与其他河流不同的是金沙江冬季水样的 $n(\text{Na}^+)$ ,  $n(\text{Cl}^-)$ 及 $n(\text{SO}_4^{2-})$ 要比夏季低30%~50%,这是由于金沙江源区可可西里地区的河流大多数在冬季被冻结,受盐湖影响的河水流量极低。

### 3.2 河水中主量离子的来源

河水中可溶元素主要来源于大气降水、人类活动和岩石(硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐和蒸发盐矿物)风化。河流中一种元素X的总量可以写为(Galy et al., 1999):

为高岭石此值为3(Huh et al., 1998)。笔者等此处研究的7条河流中 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)]$ 很低(小于1),表明流域中硅酸盐风化并不强烈。

河水中的 $\text{Na}^+$ 来源于海盐、石盐溶解和硅酸盐风化;而 $\text{K}^+$ 主要来源于硅酸盐。用 $\text{Cl}^-$ 作为海盐和石盐溶解的指标,则由硅酸盐风化产生的 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ :

$$n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} = n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} - n(\text{Cl}^-)_{\text{riv}} \quad (2)$$

$$n(\text{K}^+)_{\text{sil}} \approx n(\text{K}^+)_{\text{riv}} \quad (3)$$

河水中由碳酸盐风化贡献的 $\text{Na}^+$ [ $n(\text{Na}^+)_{\text{carb}}$ ]是极其微小的,此处忽略了 $n(\text{Na}^+)_{\text{carb}}$ 。 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 一起构成总阳离子的10%左右,说明从流域范围来看硅酸盐风化不是主要的阳离子来源。

河流中的 $\text{Ca}^{2+}$ 来源于碳酸盐、蒸发盐、硅酸盐和其他少量的相,如磷酸盐;而 $\text{Mg}^{2+}$ 主要来源于碳酸盐和硅酸盐。河流中硅酸盐风化来的 $\text{Ca}^{2+}$ 主要是由钙长石风化为高岭石时产生的,笔者等使用与斜长石中相同的 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 比来计算此值。由于河床砂中硅酸盐部分的 $\text{Ca}^{2+}$ [以下表示为 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}$ ]和 $\text{Na}^+$ [以下表示为 $n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$ ]主要由斜长石所控制,则用此 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$ 作为一个估计,可以从河水中的 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 计算得到硅酸盐风化来源的 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 。同样对于硅酸盐来源的 $\text{Mg}^{2+}$ [ $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ ],笔者等使用河床砂的硅酸盐部分测定的 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{K}^+)_{\text{ss}}$ 作为一个估计,可以从河水中的 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 计算得到 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ (Blum et al., 1998)。

从以上值得到的河流中硅酸盐贡献的阳离子占阳离子总数的比例 $(\Sigma n_{\text{cat}})_{\text{sil}}$ 表达成:

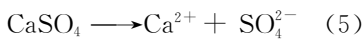
$$\begin{aligned}
 (\sum n_{\text{Cat}})_{\text{sil}} &= \frac{[\sum n(X_i)]_{\text{sil}}}{[\sum n_{\text{cation}}]_{\text{riv}}} = \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \\
 &= \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}} \cdot \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}} \cdot \frac{n(\text{K}^+)_{\text{sil}}}{n(\text{K}^+)_{\text{ss}}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \quad (4)
 \end{aligned}$$

此处  $n(\text{Na}^+)_{\text{riv}}$ 、 $n(\text{K}^+)_{\text{riv}}$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}}$  和  $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}$  指的是河水中的总含量,  $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$  和  $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$  指的是河水中硅酸盐来源的元素含量,  $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$  和  $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{K}^+)_{\text{ss}}$  指的是河床砂中硅酸盐部分的元素含量比。计算得到的  $(\sum n_{\text{Cat}})_{\text{sil}}$  约 5% ~ 38%, 高值来自金沙江。从青海省玉树至四川省石鼓镇的金沙江流域段大量出露火山岩、花岗岩类及蛇绿混杂岩, 造成了硅酸盐风化供给阳离子的增加。

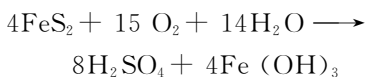
### 3.2.3 碳酸盐岩和蒸发岩

河水中的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  除去硅酸盐风化来源外, 还将通过碳酸盐岩风化和蒸发岩溶解供给。碳酸盐岩是笔者等此处所研究河流域的主要岩性。  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Ca}^{2+}$  是流域中主要的阴离子和阳离子, 平均约 80% 的  $n(\text{HCO}_3^-)$  由  $n(\text{Ca}^{2+})$  所平衡, 而  $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$  基本上与  $n(\text{HCO}_3^-)$  平衡 (图 4), 这是流域中碳酸盐风化的一个指示剂。

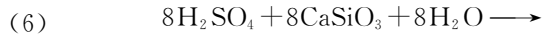
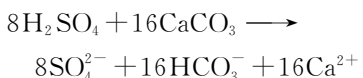
河水中的  $\text{SO}_4^{2-}$  主要有两个来源: 石膏溶解和黄铁矿的氧化。石膏溶解反应如下:



黄铁矿的氧化:



产生的硫酸再溶解其他的矿物:



与基于碳酸的化学风化不同, 基于硫酸的风化不消耗大气 CO<sub>2</sub>。

由于流域中有石膏矿及富含石膏的红粘土层的

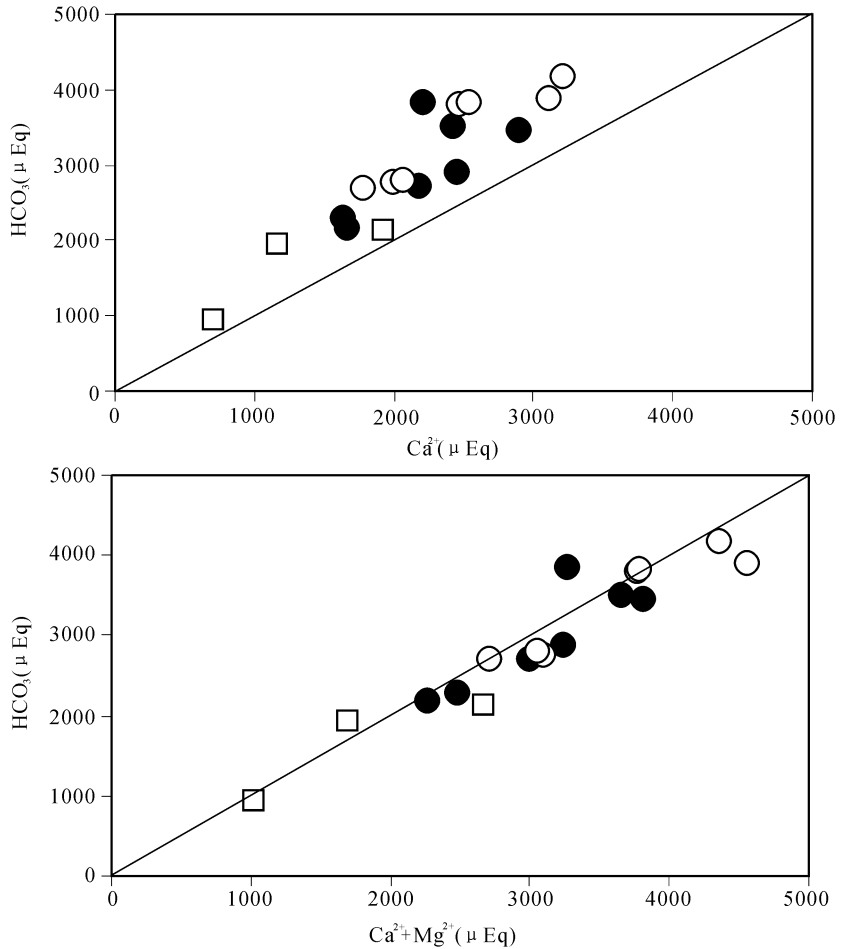


图 4 流域中  $n(\text{HCO}_3^-)$  与  $n(\text{Ca}^{2+})$  (a) 和  $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$  (b) 的投点图

Fig. 4 Scatter plot of  $n(\text{HCO}_3^-)$  with  $n(\text{Ca}^{2+})$  (a) and  $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$  (b) in the river basins

数据显示约 80% 的  $n(\text{HCO}_3^-)$  由  $n(\text{Ca}^{2+})$  所平衡, 而  $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$  基本上与  $n(\text{HCO}_3^-)$  平衡。点标志同图 2

The data show about 80% of  $n(\text{HCO}_3^-)$  is balanced by  $n(\text{Ca}^{2+})$ , whereas  $n(\text{HCO}_3^-)$  is basically balanced by  $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ . The meanings of sample symbols were same as Fig. 2

存在,表明它的溶解可能是河水中的  $\text{SO}_4^{2-}$  一个来源。在还原条件下生成的沉积物中的黄铁矿氧化将伴随产生低  $\text{HCO}_3^-$  和高 Si(Huh et al., 1998),而在笔者等的阴离子三角图解中,数据点都位于  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$  连线上(图 3b),这说明黄铁

矿氧化不是  $\text{SO}_4^{2-}$  的重要源。

假设流域中所有  $\text{SO}_4^{2-}$  都来源于蒸发岩,则碳酸盐岩风化供应的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$ :  $(\Sigma n_{\text{Cat}})_{\text{carb}}$  如下式:

$$\Sigma n_{\text{Cat carb}} = \frac{\Sigma n(\text{X}_i)_{\text{carb}}}{\Sigma n(\text{Cation})_{\text{riv}}} = \frac{2[n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}} - n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} - n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ev}}] + 2[n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} - n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}]}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \quad (9)$$

此处  $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ev}}$  指的是蒸发盐对 Ca 的贡献,可通过假设流域中所有  $\text{SO}_4^{2-}$  都来源于蒸发盐而得到。由于黄铁矿氧化也供给一部分  $\text{SO}_4^{2-}$ ,那么所计算的  $(\Sigma \text{Cat})_{\text{carb}}$  是一个下限,处于 26%~81%之间,平均约 65%,碳酸盐的贡献在澜沧江、怒江和大渡河最强。相应蒸发岩溶解对河水中主量离子的贡献为 8%~36%,金沙江和黄河分列前两位,为 36%和 20%,这与它们的源区蒸发岩广泛出露相一致。

### 3.3 Sr 含量和 Sr 同位素比值

笔者等研究的七条河流的  $n(\text{Sr})$  都超过了  $1 \mu\text{mol/L}$ ,平均达到  $3 \mu\text{mol/L}$ ,远高于全球河水平均值  $0.89 \mu\text{mol/L}$ (Palmer et al., 1989),同时也高于喜马拉雅山南缘的恒河和布拉马普特拉河,而与印度河基本相当。七条河流的  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  ( $0.71010 \sim 0.71454$ ) 虽略高于海洋碳酸盐的值 ( $0.706 \sim 0.709$ )(Palmer et al., 1989),但是显著地低于恒河和布拉马普特拉河的值。高  $n(\text{Sr})$  和较低的  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  值也反映这些流域的风化过程以碳酸盐风化为主、硅酸盐风化为次。图 5 给出了这七条河流与世界上一些其他河流  $1/n(\text{Sr})$  与  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  关系的比较,从图中可以看到,恒河和布拉马普特拉河具有相对高的  $n(\text{Sr})$  和高  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ,而亚马逊河和奥里诺科河呈现了低  $n(\text{Sr})$  和低  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 。

### 3.4 数据比较

将笔者等本次于河流刚刚流下青藏高原地区所采集样品的测定数据与 Gaillardet 等(1999)采用的长江、黄河、澜沧江(Mekong river)和怒江(Salween river)入海口的数据,以及 Li 等(2005)测定的黄河从兰州至入海口样品的数据进行比较,可以看出笔者等测定的这些河流在刚下青藏高原地区样品的值与它们下游出海口附近样品的值大不相同(表 3)。要研究青藏高原风化作用对大气二氧化碳消耗的影响,应该在河流刚刚流下青藏高原的地区采集样品,并以此作为计算的依据。

将笔者等本次测试的数据与国外对喜马拉雅山南缘的恒河、布拉马普特拉河和印度河的测定数据进行比较发现,中国境内发源于青藏高原的河流的  $n(\text{Ca}^{2+})$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})$  和  $n(\text{HCO}_3^-)$  明显高于恒河和布拉马普特拉河,这反映了中国境内源于青藏高原的河流流域碳酸盐岩风化大多要高于喜马拉雅山南缘的河流;此外,中国河流有着相对较高的  $n(\text{Sr})$  和较低的  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ,也进一步说明了这些流域以碳酸盐岩风化为主导作用(表 3)。

### 3.5 流域的风化速率

河流中硅酸盐和碳酸盐矿物风化所供给的阳离子组分、溶解 Si,再结合流域面积和流量数据,就可计算此区域当前的硅酸盐化学风化速率(SWR)和碳酸盐化学风化速率(CWR):

$$\text{SWR} = \frac{[(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}} + (\text{Na}^+)_{\text{sil}} + (\text{K}^+)_{\text{sil}} + (\text{SiO}_2)] \times \text{流量}}{\text{流域面积} \times \text{硅酸盐密度}} \quad (10)$$

$$\text{CWR} = \frac{[(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}} + 0.5 \times (\text{HCO}_3^-)_{\text{carb}}] \times \text{流量}}{\text{流域面积} \times \text{碳酸盐密度}} \quad (11)$$

此处  $(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$  和  $(\text{K}^+)_{\text{sil}}$  等为硅酸盐供给的阳离子(单位均为  $\text{mg/L}$ );  $(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}}$  和  $(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}$  等为碳酸盐供给的阳离子(单位均为  $\text{mg/L}$ ); 硅酸盐和碳酸盐的平均密度分别取  $2.7 \text{ g/cm}^3$

和  $2.4 \text{ g/cm}^3$ (Galy et al., 1999)。七条河流域的流量信息由中华人民共和国水文年鉴得到。

碳酸盐溶解产生的  $n(\text{HCO}_3^-)$  中的一半来自于大气。CWR 被假设为所有非硅酸盐来源的  $\text{Ca}^{2+}$



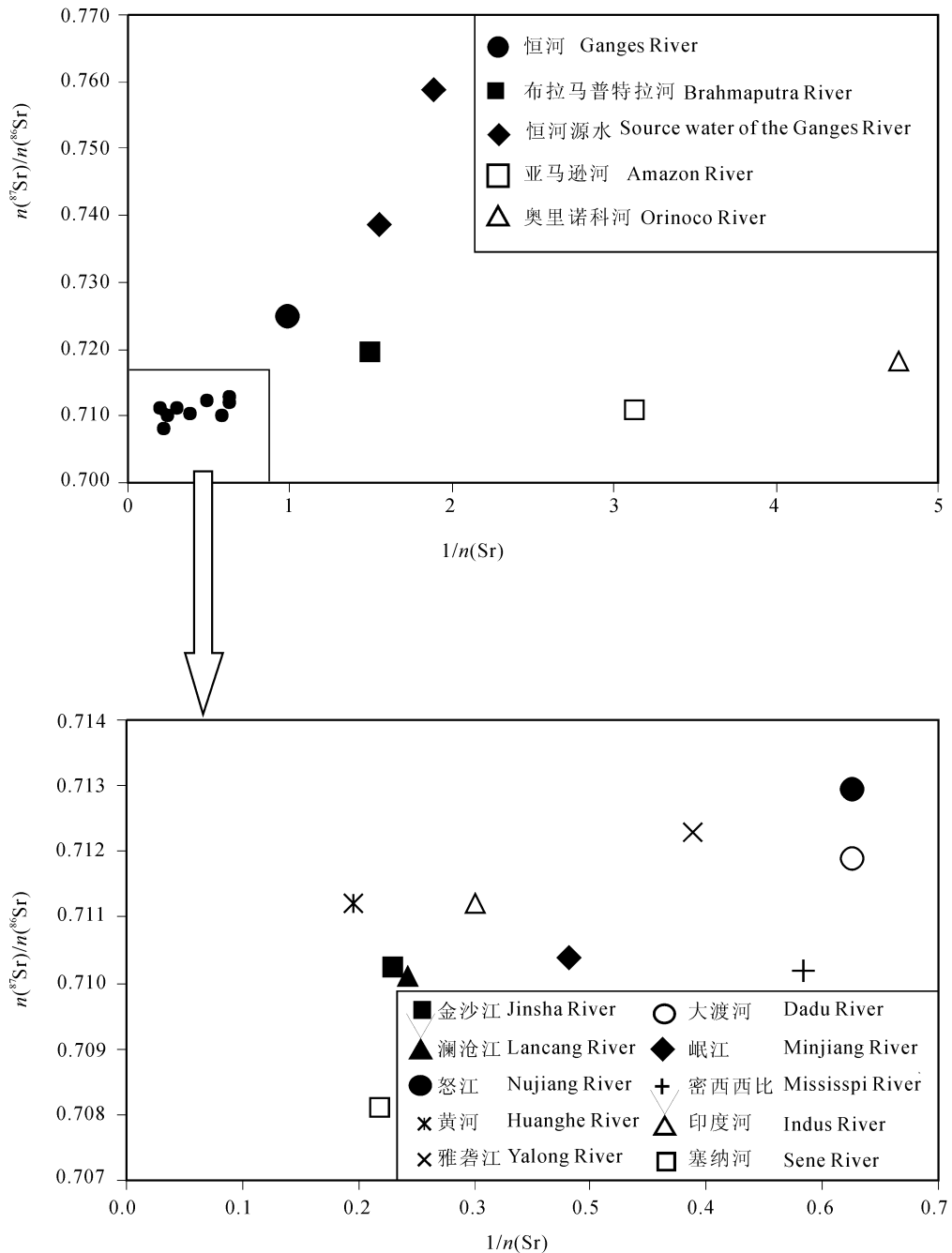


图 5 本次研究的七条河流及一些世界其他河流的  $1/n(\text{Sr})$  与  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  投点图

Fig. 5 Plot of  $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$  vs.  $1/n(\text{Sr})$  of the Chinese seven rivers and some of the world's major rivers

恒河和布拉马普特拉河数据源自 Krishnaswami 等(1992);其余数据源自 Palmer 等(1989)。恒河和布拉马普特拉河显示了较高的  $n(\text{Sr})$  及高  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ , 而亚马逊河和奥里诺科河则具有低  $n(\text{Sr})$  及低  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ , 笔者等的数据具有高  $n(\text{Sr})$  低  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  比值, 表明这些流域的风化过程以碳酸盐风化为主 Data for Ganges and Brahmaputra from Krishnaswami et al. (1992), remainder from Palmer et al. (1989). Ganges and Brahmaputra were characterized by high  $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$  and high  $n(\text{Sr})$ , Amazon and Orinoco showed a trend which had low  $n(\text{Sr})$  and low  $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$ . Most of our samples have high  $n(\text{Sr})$  and low  $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$ , indicating that carbonate weathering was dominant in the drainage basins of our study area

表3 金沙江、澜沧江、怒江、黄河水中的化学成分与喜马拉雅山脉南部三条河流:恒河、布拉马普特拉河、印度河的比较

Table 3 Comparison of chemical data for the Jinsha River, Lancang River, Nujiang River and Yellow River measured in this work with those at estuaries of the same rivers from Gaillardet et al. (1999) and the data of the Ganges, Brahmaputra and Indus

流域	采样地点	采样日期	TDS (mg/L)	物质的量 $n(\quad)$ ( $\mu\text{mol/L}$ )										$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SiO <sub>2</sub>	Sr	
金沙江 <sup>①</sup>	石鼓	2005年6月	379	1100	533	2391	58.5	1269	3662	8.9	388	105	4.34	0.71026
长江 <sup>②</sup>	入海口		221	973	292	222	36.0	151	2311		164	108	2.42	0.71071
澜沧江 <sup>①</sup>	瓦窑	2005年8月	333	1445	458	306	25.1	184	3376	19	279	126	4.11	0.71010
澜沧江 <sup>②</sup>	入海口		263	1001	367	663	48.0	448	2305		343	167	3.39	0.71020
怒江 <sup>①</sup>	道街	2005年8月	246	1088	409	137	26.9	21	2683	14	220	115	1.60	0.71296
怒江 <sup>②</sup>	入海口		306	1150	658	435	26.0	571	3475		10			
黄河 <sup>①</sup>	大河家	2005年9月	334	1210	617	700	30.3	369	3460	45	255	107	5.14	0.71122
黄河 <sup>②</sup>	入海口		460	1175	848	2370	105.0	1563	3361		696	128	13.00	0.71111
黄河 <sup>③</sup>	兰州	2000年6月	385	1200	722	1715	58.1	951	2889		660	113	7.38	0.71117
恒河 <sup>②</sup>	Patna	1982年9月	182	580	267	417	67	143	1951		83	128	1.02	0.72490
恒河 <sup>④</sup>	Rajshahi	1996年8月	125	466	201	175	69	94	1421	0.3	76	127		
恒河 <sup>⑤</sup>	Deopryag	2003年8月	91	387	105	68	51	12	868	14	102	97	0.37	0.73862
布拉马普特拉河 <sup>②</sup>	Goalpara	1982年4月	101	350	156	91	100	31	951		104	130	0.67	0.71970
布拉马普特拉河 <sup>④</sup>	Chilmari	1996年8月	105	393	168	104	52	25	1114		55	155		
布拉马普特拉河 <sup>⑥</sup>	Dhubri	2000年7月	106	396	153	107	50	19	1018		73	200	0.50	0.73003
印度河 <sup>②</sup>	Thatta	1992年2月	302	958	374	1370	112	931	2130		436	233	3.69	0.71100
印度河 <sup>⑦</sup>	Thatta	1994年1月	343	1013	518	1288	109	749	2394		583	106	4.91	0.71172

注:资料来源:① 本次研究;② Gaillardet et al., 1999;③ Wu et al., 2005;④ Galy et al., 1999;⑤ Bickle et al., 2005;⑥ Singh et al., 2005;⑦ Karim et al., 2000

和 Mg<sup>2+</sup> 都源于碳酸盐岩。考虑到蒸发岩也贡献 Ca<sup>2+</sup>, 这样计算出的 CWR 是一个上限。如果假设所有的 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 都是蒸发盐来源, 则求出的 CWR 为下限。这些计算结果列于表 4 中。硅酸盐风化通量位于 0.3 × 10<sup>6</sup> t/a 到 2.1 × 10<sup>6</sup> t/a 之间。Gaillardet 等(1999)对全球 60 条大河所作的研究中也包括长江、黄河、澜沧江和怒江, 他们通过反演模拟得到的风化通量比笔者等计算的值都要高。这是由于他们采用的是河流入海口的数据, 而笔者等采用的是河流刚下青藏高原地点的数据, 流域面积和流量均远远低于他们所采用的入海口的值。7 条河流流经青藏高原地区的硅酸盐风化总共贡献了约 5.7 × 10<sup>6</sup> t/a 的固溶物到海洋中, 这仅占全球硅酸盐岩风化通量(550 × 10<sup>6</sup> t/a, Gaillardet et al., 1999)的 1%。然而如果使用单位面积剥蚀率, 这七条河流的化学剥蚀通量(包括硅酸盐风化、碳酸盐风化和蒸发盐溶解)为 26.9 ~ 80 t/(km<sup>2</sup> · a), 平均约 56 t/(km<sup>2</sup> · a), 远高于全球化学剥蚀通量的平均值[24 t/(km<sup>2</sup> · a), Gaillardet et al., 1999; 21 t/(km<sup>2</sup> · a), Berner and Berner, 1996], 这说明喜马拉雅山—青藏高原区域经历着很强的化学剥蚀。

### 3.6 对大气 CO<sub>2</sub> 消耗速率及与其他河流的比较

在小于十万年的尺度范围内, 所有岩性的风化

对大气中 CO<sub>2</sub> 的消耗都是非常重要的。但是在超过百万年, 碳酸盐风化对大气 CO<sub>2</sub> 的消耗可以忽略(Berner et al., 1983)。以下分别计算由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO<sub>2</sub> 通量。根据阳离子含量、水流量和流域面积, 有下式:

$$\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}} = \Phi(\text{TZ}^+)_{\text{sil}} = [2n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + 2n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}} + n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}}] \times \text{流量/流域面积} \quad (12)$$

$$\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}} = \Phi(\text{TZ}^+)_{\text{carb}} = [n(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}} + n(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}] \times \text{流量/流域面积} \quad (13)$$

式中,  $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$  和  $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$  为河水中由硅酸盐风化供应的阳离子数,  $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}}$  和  $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}$  为碳酸盐供应的阳离子数。

笔者等使用在 6 月和 12 月两次采样时的流量数据和河水主量离子进行计算, 得到 6 月的  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$  和  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$  分别为 1.3 × 10<sup>5</sup> ~ 4.6 × 10<sup>5</sup> mol/(km<sup>2</sup> · a) 和 1.6 × 10<sup>5</sup> ~ 11.4 × 10<sup>5</sup> mol/(km<sup>2</sup> · a), 12 月的  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$  和  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$  分别为 0.3 × 10<sup>5</sup> ~ 1.4 × 10<sup>5</sup> mol/(km<sup>2</sup> · a) 和 0.6 × 10<sup>5</sup> ~ 3.0 × 10<sup>5</sup> mol/(km<sup>2</sup> · a)。6 月和 12 月样品分别接近全年最大消耗量和年最小消耗量, 实际年平均 CO<sub>2</sub> 消耗量应处于这两者之间。

此外, Qin 等(2006)对岷江上游几个水文站点的全年数据进行时间序列分析后认为,采用丰水期的主量离子数据与年平均流量计算所得到的化学风化通量和通过全年时间序列计算的年平均值最为接近(相对误差 < 10%),而枯水期得到的结果最差(相对误差 > 37%)。因此笔者等使用 6 月的主量离子数据和年平均流量进行计算,得到的  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$  和  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$  分别为  $0.7 \times 10^5 \sim 3.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  和  $1.3 \times 10^5 \sim 6.8 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (表 4)。

Wu 等(2005)通过对黄河兰州上游河段运用反演模型测算出河水中溶解物源于雨水、硅酸盐、碳酸盐与蒸发盐的比例,得到流域的硅酸盐风化对大气 CO<sub>2</sub> 消耗通量  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$  为  $1.2 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ,略高于笔者等计算的刘家峡水库上游的黄河值( $0.9 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ); Li 等(2005)计算的黄河和长江的单位面积消耗通量( $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ )分别为  $0.22 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  和  $3.8 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ,较

笔者等的值为低,这是由于他们计算的是源区到入海口全流域的单位面积消耗通量,黄河中游第四纪黄土覆盖面积达到整个流域面积的 40%,蒸发盐的贡献非常突出。

中国七条河流由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO<sub>2</sub> 通量分别为:高值(6 月的水化学数据和流量)  $243 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $491 \times 10^9 \text{ mol/a}$ ; 低值(12 月的水化学数据和流量)  $48 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $120 \times 10^9 \text{ mol/a}$ ; 年平均值(时间序列分析得到的最佳近似——6 月的水化学数据乘年平均流量)为  $173 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $302 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 。再加上恒河、布拉马普特拉河和印度河的数据,源自喜马拉雅山—青藏高原的十条河流由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO<sub>2</sub> 通量分别达到:  $398 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $663 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (高值)、 $203 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $292 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (低值)、 $328 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $474 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (年平均值)。占全球大陆硅酸盐岩风化和碳

表 4 本次研究的 7 条河流及喜马拉雅山南部 3 条河流的风化速率和 CO<sub>2</sub> 消耗通量

Table 4 Chemical weathering rates and CO<sub>2</sub> consumption fluxes for the Chinese seven rivers and the Ganges, Brahmaputra and Indus

流域		SWR		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$		$CWR_{\text{max}}$		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{Carb+evp}}$		$CWR_{\text{min}}$		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{Carb}}$	
		$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$	$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$	$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$
金沙江	6 月	11.3	4.2	4.6	10.8	22.7	9.5	2.4	5.6	14.4	6.0	1.6	3.7
	12 月	1.5	0.6	0.4	1.0	10.6	4.4	1.1	2.6	8.8	3.7	0.9	2.2
	年平均	9.1	3.4	3.7	8.6	18.1	7.5	1.9	4.5	11.5	4.8	1.3	2.9
澜沧江	6 月	7.8	2.9	1.3	1.2	114.2	47.6	11.7	10.5	96.5	40.2	10.0	8.9
	12 月	2.4	0.9	0.6	0.6	23.3	9.7	2.4	2.2	16.3	6.8	1.7	1.5
	年平均	4.1	1.5	0.7	0.6	59.3	24.7	6.1	5.4	50.1	20.9	5.2	4.6
怒江	6 月	11.4	4.2	2.2	2.4	130.2	54.2	13.5	14.8	109.6	45.7	11.4	12.6
	12 月	4.2	1.6	0.7	0.7	17.4	7.2	1.8	2.0	13.0	5.4	1.4	1.5
	年平均	5.9	2.2	1.1	1.2	67.8	28.2	7.0	7.7	57.1	23.8	5.9	6.5
黄河	6 月	5.8	2.1	1.7	2.5	49.5	20.6	5.2	7.6	41.8	17.4	4.4	6.4
	12 月	0.9	0.3	0.3	0.4	6.8	2.8	0.7	1.0	5.9	2.5	0.6	0.9
	年平均	3.0	1.1	0.9	1.3	26.1	10.9	2.7	4.0	22.0	9.2	2.3	3.4
雅砻江	6 月	9.5	3.5	2.8	3.7	53.0	22.1	5.5	7.2	43.1	18.0	4.6	5.9
	12 月	2.7	1.0	0.6	0.8	19.7	8.2	2.1	2.7	18.0	7.5	1.9	2.4
	年平均	8.0	3.0	2.4	3.1	44.4	18.5	4.6	6.0	36.1	15.0	3.8	4.9
大渡河	6 月	12.3	4.6	2.6	2.3	105.8	44.1	10.9	9.7	96.3	40.1	10.0	8.9
	12 月	3.9	1.4	0.8	0.8	33.6	14.0	3.5	3.1	28.4	11.8	3.0	2.7
	年平均	8.3	3.1	1.8	1.6	71.6	29.9	7.4	6.6	65.2	27.2	6.8	6.0
岷江	6 月	13.7	5.1	3.9	1.4	88.7	37.0	9.1	3.4	70.0	29.2	7.3	2.7
	12 月	4.4	1.6	1.4	0.5	25.0	10.4	2.6	1.0	18.6	7.7	1.9	0.7
	年平均	9.0	3.3	2.6	0.9	58.2	24.3	6.0	2.2	45.9	19.1	4.8	1.8
恒河 <sup>①</sup>	年平均	14.0	5.2	4.5	7.9	28.0	11.7	2.4	4.3	23.2	9.7	2.3	4.0
布拉马普特拉河 <sup>①</sup>	年平均	10.3	3.8	1.5	2.2	35.4	14.8	3.4	4.9	35.4	14.8	3.4	4.9
印度河 <sup>①</sup>	年平均	3.8	1.4	0.6	5.4	13.8	5.7	0.9	8.0	7.2	3.0	0.6	5.9

注: ① 据 Gaillardet et al., 1999。

酸盐岩风化所消耗的大气  $\text{CO}_2$  通量(分别为  $8700 \times 10^9 \text{ mol/a}$  和  $12300 \times 10^9 \text{ mol/a}$ , Gaillardet et al., 1999)的 4.6%和 5.4%(高值)、2.3%和 2.4%(低值)、3.8%和 3.9%(年平均值)。喜马拉雅山—青藏高原区域岩石风化消耗大气  $\text{CO}_2$  共计  $1061 \times 10^9 \text{ mol/a}$ ( $0.0128 \text{ Gt C/a}$ , 高值)、 $495 \times 10^9 \text{ mol/a}$ ( $0.006 \text{ Gt C/a}$ , 低值)和  $802 \times 10^9 \text{ mol/a}$ ( $0.0096 \text{ Gt C/a}$ , 平均值),分别为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物的消耗)通量  $0.38 \text{ Gt C/a}$  (Ludwing et al., 1996)的 3.4%(高值)、1.6%(低值)和 2.5%(平均值)。

流经安第斯山脉东麓的亚马逊河  $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$  值为  $2.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (Suchet et al., 1995)、奥里诺科河为  $1.45 \times 10^5 \sim 2.34 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (Edmond et al., 1996);法国的塞纳河为  $0.15 \times 10^5 \sim 0.24 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (Roy et al., 1999);Gaillardet 等(1995)和 Probst 等(1994)计算的刚果河值分别为  $0.3$  和  $0.4 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ;西伯利亚的河流值约为  $0.04 \times 10^5 \sim 0.3 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (Huh et al., 1998a);麦肯齐河为  $0.05 \times 10^5 \sim 0.6 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (Millot et al., 2003);喜马拉雅山南部的恒河、布拉马普特拉河和印度河分别为  $4.5$ 、 $1.5$  和  $0.6 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$  (计算自 Gaillardet et al., 1999; Galy et al., 2001)。将笔者等的研究结果与以上数据对比可以看出,源自喜马拉雅山—青藏高原区域的河流与流经安第斯山脉东麓的亚马逊河、奥里诺科河具有相近的  $\text{CO}_2$  消耗通量,而高于世界其他河流。

在本次研究中,主要有两个方面可能会对分析的准确性有一定影响。由于笔者等对每条河流仅在 2005 年 6 月(黄河、澜沧江和怒江为 8~9 月)和 2005 年 12 月进行了两次河水及河床砂的取样工作,不可能对全流域全年的风化情况作出准确的解答;其次,对于  $\text{SO}_4^{2-}$  的来源笔者等假定全部来自于蒸发岩。但是,黄铁矿氧化也会供给  $\text{SO}_4^{2-}$ , 这会造成计算的  $\text{CWR}_{\text{min}}$  略偏低。

### 3.7 化学风化和大气 $\text{CO}_2$ 消耗的控制因素

大陆的化学风化过程受许多因素的控制。如地质的因素(岩性)、气候的因素(径流量、温度、降水等)、地形的因素(海拔、坡度等)。其中岩性的影响被认为是最重要的 (Meybeck et al., 1987; Edmond et al., 1996; Gaillardet et al., 1999)。从笔者等的计算结果来看,金沙江和黄河受源区蒸发岩所影响,碳酸盐风化相比其他流域要弱一些;而金

沙江缝合带的超基性、基性侵入岩和火山岩大量出露,硅酸盐风化为七条流域中最强。径流量(流量/流域面积)与硅酸盐风化速率之间总体上呈正相关(图 6),表明随着流量的加大,剥蚀作用更强。冬季的径流量最低,从而硅酸盐风化速率也远低于夏季。海拔与硅酸盐风化速率之间呈负相关(图 6),可能是由于高海拔区域河流坡降更大,水岩反应时间更短。在径流量、海拔与硅酸盐风化速率相关性图解中,金沙江都偏出了趋势线,这与金沙江流域最强的硅酸盐风化特征相一致,表明岩性是金沙江流域硅酸盐风化的最重要影响因素。

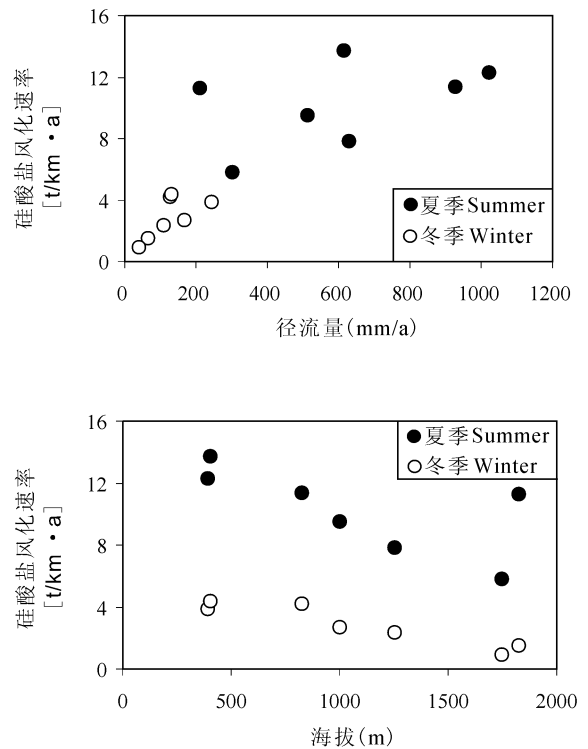


图 6 硅酸盐风化速率与径流量和海拔关系图解  
Fig. 6 Scatter plots of chemical weathering of silicates calculated for the Chinese seven rivers vs. runoff and elevation

## 4 结论

笔者等取中国境内源自青藏高原的七条主要河流作为研究对象,通过采集河水和河床砂样品,分析主量离子数据,估算流域的化学风化速率和对大气  $\text{CO}_2$  的消耗。从计算结果我们可得到以下结论:

(1)  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  是流域中最丰富的主量离子(金沙江除外),硅酸盐平均贡献了约 10%的总阳

离子,其余的主要来自于碳酸盐和蒸发盐。通过计算流域中的硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐风化速率表明这些流域主要受碳酸盐风化的控制。河水中所具有的高 $n(\text{Sr})$ 、低 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 特征也支持了这一结论。

(2) 七条河流的单位面积化学剥蚀通量(包括硅酸盐风化、碳酸盐风化和蒸发盐风化)平均约为 56 t/(km<sup>2</sup>·a),远高于全球平均值,这说明青藏高原区域经历着很强的化学剥蚀;

(3) 结合喜马拉雅山南缘三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的研究结果可以得出,源自喜马拉雅山—青藏高原区域的十条主要河流化学风化每年平均共消耗大气 CO<sub>2</sub> 0.0096 Gt C/a,占全球岩石风化消耗大气 CO<sub>2</sub> 通量的 3.8%,这仅为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物消耗)通量的 2.5%,表明喜马拉雅山地区岩石风化相比全球光合作用对大气 CO<sub>2</sub> 的摄取是很小的。

**致谢:** 野外工作得到四川省地矿局科研所付小方教授的指导和大力帮助,实验室工作得到南京大学现代分析中心陶仙聪高工、李惠民和王银喜教授的热心帮助,在此一并深表感谢。

### 参 考 文 献 / References

傅德黔,王晓慧,刘京,章安安,孙宗光,傅强,舒俭民. 1998. 长江河源水环境背景值调查及分析. 中国环境监测, 14(1): 9~11.

青海省地质矿产局. 1990. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990.

佟伟,章铭陶. 1994. 横断山区温泉志. 北京: 科学出版社.

赵继昌,耿冬青,彭建华,刘丛强, Duprè B, Gaillardet J, 李文鹏,何庆成. 2003. 长江河源区的河水主要元素与 Sr 同位素来源. 水文地质工程地质, (2): 89~98.

郑喜玉,张明刚,徐昶,李秉孝. 2002. 中国盐湖志. 北京: 科学出版社.

Berner E K, Berner R A. 1996. Global Environment; Water, Air and Geochemical Cycles. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 376 pp.

Berner R A, Lassaga A C, Garrels R M. 1983. The carbonate—silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. Am. J. Sci., 284: 1183~1192.

Bickle M J, Bunbury J, Chapman H J, Harris N B W, Fairchild I J, Ahmad T. 2003. Fluxes of Sr into the headwaters of the Ganges. Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 2567~2584.

Bickle M J, Chapman H J, Bunbury J, Harris N B W, Fairchild I J, Ahmad T, Pomies C. 2005. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges. Geochim. Cosmochim. Acta, 69: 2221~2240.

Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, Chamberlain C P. 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. Geology, 26: 411~414.

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. Geochim. Cosmochim. Acta, 66: 3397~3416.

Edmond J M. 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. Science, 258: 1594~1597.

Edmond J M, Palmer J R, Measures C I, Brown E T, Huh Y. 1996. Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 2949~2976.

Gaillardet J, Duprè B, Allègre C J. 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo Basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 3469~3485.

Gaillardet J, Duprè B, Louvat P, Allègre C J. 1999. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem. Geol., 159: 3~30.

Galy A, France-Lanord C. 1999. Weathering processes in the Ganges—Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. Chem. Geol., 159: 31~60.

Galy A, France-Lanord C. 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. Geology, 29: 23~26.

Huh Y, Tsoi M Y, Zaitsev A, Edmond J. 1998. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian Craton. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 1657~1676.

Huh Y, Panteleyev G, Babich D, Zaitsev A, Edmond J M. 1998a. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: II. Tributaries of the Lena, Omoloy, Yana, Indigirka, Kolyma and Anadyr draining the collisional/accretionary zone of the Verkhoyansk and Cherskiy ranges. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 2053~2075.

Karim A, Veizer J. 2000. Weathering processes in the Indus River Basin; implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. Chem. Geol., 170: 153~177.

Krishnaswami S, Trivedi J R, Sarin M M, Ramesh R, Sharma K K. 1992. Strontium isotopes and rubidium in the Ganga—Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Earth Planet. Sci. Lett., 109: 243~253.

Li Jingying, Zhang Jing. 2005. Chemical weathering processes and atmospheric CO<sub>2</sub> consumption of Huang He River and Chang Jiang River basins. Chinese Geograph. Sci., 15: 16~21.

Ludwig W, Probst J L, Kempe S. 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. Global Biochem Cycles, 10(1): 23~41.

Meybeck M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. Am. J. Sci. 287: 401~428.

Millot R, Gaillardet J, Duprè B, Allègre C J. 2003. Northern latitude chemical weathering rates: clues from the Mackenzie River Basin, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 1305~1329.

Palmer M R, Edmond J M. 1989. The strontium isotope budget of

- the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92: 11~26.
- Palmer M. R., Edmond J. M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:2099~2111.
- Pande K, Sarin M M, Trivedi J R, Krishnaswami S, Sharma K K. 1994. The Indus system (India—Pakistan): Major ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem. Geol.*, 116: 245~259.
- Probst J L, Mortatti J, Tardy Y. 1994. Carbon river fluxes and weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon river basins. *Appl Geochem.*, 9:1~13.
- Qin Jianhua, Huh Y, Edmond J M, Gu Du, Ran Jing. 2006. Chemical and physical weathering in the Min Jing, a headwater tributary of the Yangtze River. *Chem. Geol.*, 227:53~69.
- Quade J, Roe L, DeCelles P G, Ojha T P. 1997. The late Neogene <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr record of lowland Himalayan rivers. *Science*, 276: 1828~1831.
- Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. 1988. Influence of late Cenozoic mountain-building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16: 649~ 653.
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117~122.
- Roy S, Gaillardet J, Allègre C J. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63 (9): 1277~1292.
- Sarin M M, Krishnaswami S, Dilli K, Somayajulu B L K, Moore W S. 1989. Major ion chemistry of the Ganga—Brahmaputra river system; Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 997~1009.
- Singh S K, Trivedi J R, Pande K, Ramesh R, Krishnaswami S. 1998. Chemical and strontium, oxygen, and carbon isotopic compositions of carbonates from the Lesser Himalaya: Implications to the strontium isotope composition of the source waters of the Ganga, Ghaghara, and the Indus rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 743~755.
- Singh S K, Sarin M M, France-Lanord C. 2005. Chemical erosion in the eastern Himalaya: Major ion composition of the Brahmaputra and <sup>13</sup>C of dissolved inorganic carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 3573~3588.
- Singh S K, Kumar A, France-Lanord C. 2006. Sr and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in waters and sediments of the Brahmaputra river system: Silicate weathering, CO<sub>2</sub> consumption and Sr flux. *Chem. Geol.*, 234: 308~320.
- Suchet P A, Probst J L. 1995. A global model for present-day atmospheric/soil CO<sub>2</sub> consumption by chemical erosion of continental rocks (GEM-CO<sub>2</sub>). *Tellus*, 47B: 273~280.
- Wu Lingling, Huh Y, Qin Jianhua, Du Gu, Van Der LEE S. 2005. Chemical weathering in the Upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai Plateau. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 5279~5294.

## Chemical Weathering and Atmospheric CO<sub>2</sub> Consumption of Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau

WU Weihua<sup>1)</sup>, YANG Jiedong<sup>2)</sup>, XU Shijin<sup>1)</sup>

1) *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *Center of Modern Analysis, Nanjing University, Nanjing, 210093*

### Abstract

In order to evaluate better the influence of weathering of the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau and the Himalaya on the global climate, we present river chemistry data for the seven Chinese rivers(the Jinsha River, Yalong River, Minjiang River, Dadu River, Lancang River, Nujiang River and Yellow River) originating in the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau, examine detailedly the geochemistry of these rivers and estimate contributions from silicate and carbonate weathering on the major ions in these river water, we also present CO<sub>2</sub> consumption fluxes via silicate and carbonate weathering. The results show that in these rivers, the long term CO<sub>2</sub> consumption by silicate weathering in the seven Chinese river basins range from  $0.7 \times 10^5$  mol/(km<sup>2</sup> · a) to  $3.7 \times 10^5$  mol/(km<sup>2</sup> · a). Combined with the Ganges, Brahmaputra and Indus, the main ten rivers originating in the Himalaya and Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau consume the atmospheric CO<sub>2</sub>  $328 \times 10^9$  mol/a in all. But it is only 3.8% of the CO<sub>2</sub> consumption derived by the global silicate weathering ( $8700 \times 10^9$  mol/a), and only accounting for 2.5% of the flux of organic carbon transported annually to the ocean by rivers.

**Key words:** Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau; continental weathering; atmospheric CO<sub>2</sub> consumption

