

“05-06”西江特大洪水对河流碳输出通量的影响

孙会国 汉景泰 张淑荣 吕喜玺

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 新加坡国立大学地理系, 新加坡 117570. E-mail: shg320@sina.com)

摘要 2005 年 6 月西江(珠江主干流)发生了一次重现期近 200 年的特大洪水事件. 在此洪水过程中, 通过系列采样, 对河水总悬浮物(TSS)、溶解无机碳(DIC)、溶解有机碳(DOC)、颗粒有机碳(POC)进行实验室测定, 对洪水水体的碳含量及其变化特征作了讨论. 这些参数反映了流域地表和地下径流在洪水过程中的变化. 洪水事件对西江 POC 通量的估算影响最大, 其次为 DOC, 而对 DIC 影响较小. 通过分别对西江全年及洪水期(2005 年 6 月 21~28 日)的碳通量进行估算, 结果表明洪水期 DIC、DOC 和 POC 的通量分别为 1.52×10^6 , 0.24×10^6 , $0.54 \times 10^6 \text{ g} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 分别占全年碳通量的 14.87%, 24.75% 和 44.89%. 洪水期间碳输出量对河流碳输出总量及构成方式有不可忽略的贡献, 研究洪水事件的碳通量对于准确认识洪水频发河流的碳通量有着重要的意义.

关键词 西江 洪水 河流碳通量

碳循环是全球变化研究中备受关注的热点. 在全球碳循环系统中, 河流连接着地球上两个最重要的碳库——海洋和陆地系统, 是陆地碳库向海洋碳库单向净输出的通道. 尽管陆地生态系统每年通过河流向海洋排放的碳量只占全球碳循环中的一小部分, 却是全球碳循环中重要而不能被忽视的环节^[1~3], 其中亚洲河流占有重要的地位^[4]. 然而由于缺乏研究数据, 珠江、湄公河等未被纳入全球碳循环的框架. 目前, 已有学者对珠江河流生物地球化学以及碳输出通量等方面展开了研究^[5~10], 但由于采样频率低、流量季节性变化强烈等因素导致研究精度不高. 在世界主要河流碳通量估算中, 不同学者的研究结果也相差很大^[4,11~13], 其重要原因之一在于, 世界多数河流的流量、悬浮物及水化学特征存在明显的季节变动. 如珠江流域, 汛期是输沙量高度集中的时期, 4~9 月输沙量占全年的 90% 以上. 在法国 Garonne 流域, 大约两周多的汛期可以输送全年 50% 的悬浮物^[14]. 更极端的例子是北美一些流域, 几次甚至一次洪峰事件就可以输送全年一半以上的悬浮物^[15]. 可见, 河流汛期的水文过程及其物质输送对于河流碳输出通量具有重要影响. 然而, 目前对这些影响因素还缺少详细的研究, 特别是对大洪水事件的碳通量研究, 由于洪水突发性的特点和工作方面的困难而更为缺乏, 包括目前已被广泛引用的许多世界主要河流的碳通量估算结果^[3,13,16~21], 也未对洪水事件的影响做出评估. 笔者在西江(珠江主干流)野外考察期间, 恰遇 2005 年 6 月发生于西江流域的特大洪水, 并对此洪水过程作了系统采样, 对样品进行了总

悬浮物(TSS)、溶解无机碳(DIC)、溶解有机碳(DOC)、颗粒有机碳(POC)实验室分析. 本文将在综合水文观测数据的基础上, 探讨此次洪水事件过程中河流碳通量的变化特征及其对碳输出总量的影响, 为准确估算西江河流在碳循环中的贡献提供新的数据, 为其他洪水频发河流碳通量的研究提供新的思路.

1 “05-06”西江特大洪水事件及流域特征

珠江是中国的第二大河流, 其年径流量仅次于长江. 西江是珠江的主干流, 占总流域面积的 77.8%, 是向南中国海输送物质的最大贡献者. 西江流域属于湿热多雨的热带、亚热带气候. 由于流域面积广, 暴雨强度大, 上游高山丘陵地区洪水汇流快, 中游又无湖泊调蓄, 遇上大面积的连续降雨, 往往形成峰高、量大、历时长的洪水. 据实测资料分析, 西江每年的暴雨洪水多出现在 6~8 月, 其流量约占年总流量的 50%~60%.

2005 年西江水文观测资料显示, 1~4 月河流流量较小, 低于 $4000 \text{ m}^3/\text{s}$, 流量变化平缓. 进入 4 月以后, 西江开始出现洪水, 其中 5 月下旬、6 月中旬各发生一次明显洪水过程. 6 月 10 日出现 $24000 \text{ m}^3/\text{s}$ 洪峰, 在此次洪峰没有完全消退过程中, 即爆发了特大洪水. 从 6 月 21 日起, 流量开始显著上升, 至 6 月 24 日达到最大洪峰流量, 6 月 28 日回落至 $25000 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下, 然后流量变化开始相对平缓. 6 月 21 日至 28 日洪水期间流量占全年流量的 17%. 2005 年西江下游的高要水文站所测流量变化见图 1.

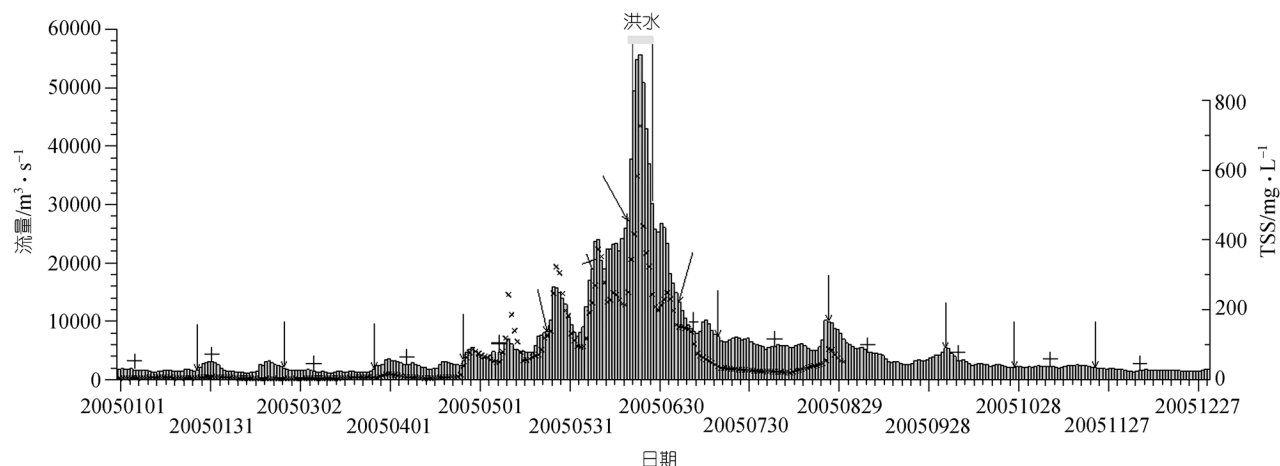


图1 西江高要河断面流量日变化

图中符号“+”表示样品日期,箭头表示样品值的盒子分配区间.符号“x”表示与流量对应的日均TSS含量.图中最高处表示6月21日至6月28日流量变化情况,下划两细线之间表示洪水期取样时段

此次洪水由上游向下游推进过程中,暴雨中心移动路径与洪水走向一致,干支流洪水并发,致使洪水沿程逐级加大,高要水文站出现了自1931年建站以来最大流量,洪峰流量 $54900 \text{ m}^3/\text{s}$,大于水文记载历史最大流量($52600 \text{ m}^3/\text{s}$, 1998年),河道超过警戒水位的时间持续了11 d.此种规模的洪水重现期接近200年.

2 样品采集与实验方法

2.1 样品采集

高要水文站位于西江下游,为在潮流上界范围内最接近入海口的河流断面.本研究以高要水文站作为断面,于2005年6月22日10时至6月28日17时进行洪水样品的采集.其中6月26日和6月27日下午因故采样间断.其余时间每天上午10时左右、下午5时左右各采集一次,共采集洪水样品11个.采样点为河流中心水面下1 m处.

采样当日用两张47 mm Whatman GF/F (孔径 $0.7 \mu\text{m}$)玻璃纤维滤纸分别进行低压抽滤,滤纸预先在450 °C的马福炉内烘烤6 h后称重.将其中一张滤纸及其过滤物放入103 °C烘箱内24 h烘干并称重,用于计算TSS含量.将另一张滤纸及其过滤物放入50 °C烘箱内24 h后装入塑料袋内密封避光保存,用于POC分析.滤液用150 mL棕色磨口玻璃瓶装取,加入数滴浓 HNO_3 至溶液 $\text{pH} < 2$,放入冰箱内4 °C冷藏,用于DOC分析.所用玻璃瓶用酸液浸泡24 h以上,装取滤液前用纯净水冲洗数次,并用滤液冲洗两次.

另外,本研究从2004年12月至2005年12月对

高要河断面每月进行了一次样品采集,处理方法与测试内容与上述样品相同.

2.2 样品测定

HCO_3^- 浓度取样当天进行测定,方法为盐酸滴定法.每个样品重复滴定2~3次,平均误差 $<5\%$.

TSS通过103 °C烘烤后的滤纸与过滤物总重量减去过滤前滤纸重量获得.将另一张滤纸(50 °C烘烤)上的过滤物刮下,研磨至200目,加入盐酸去除无机碳,50 °C烘箱内24 h烘干,称取约15 mg装入锡皿,在美国Perkin Elmer公司生产的PE-2400 Elemental Analyzer CHNS/O元素分析仪上进行POC测定,误差 $<0.3\%$.

DOC使用总有机碳分析仪(岛津TOC-Vwp)在清华大学环境模拟与污染控制国家重点实验室测定,测定误差 $<2\%$.

3 结果与讨论

河流DIC通常包括 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 和溶解态 CO_2 等,根据高要站多年(1987~1996)月水质监测资料,西江水体中 CO_3^{2-} 基本监测不到,溶解 CO_2 浓度在 $0.19 \sim 2.17 \text{ mg/L}$ 之间,平均浓度 1.40 mg/L . HCO_3^- 浓度在 $43 \sim 158 \text{ mg/L}$ 之间,平均浓度 114 mg/L .可见西江水体中 HCO_3^- 是构成DIC的绝对优势成分.根据Yao等^[22]分析,此次洪水期间河水的pH值应在6.7~7.4之间变化,而西江多年pH值在6.7~8.3之间,平均值7.8,二者相差不大.因此,本文以 HCO_3^- 代替DIC来进行讨论,以便和已有工作进行对比.表1列出了此次洪水样品的 HCO_3^- 、TSS、DOC和POC的实验室测

表 1 样品测试结果

样品名称	采样时间	流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	TSS/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	$\text{HCO}_3^-/\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	DOC/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$	POC/ $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$
GY0412	20041210	2111	—	111.47	1.84	—
GY0501	20050106	1640	7.28	112.66	2.27	0.22
GY0502	20050201	2520	12.69	113.21	1.67	0.29
GY0503	20050307	1520	6.72	87.68	1.58	0.18
GY0504	20050407	2972	9.50	89.32	1.70	0.27
GY0505	20050508	7185	52.35	108.42	1.65	0.95
GY0506	20050608	25933	205.37	82.35	1.88	3.44
F22.1	20050622	49300	360.77	88.45	4.51	6.60
F22.2	20050622	51800	802.02	86.62	3.24	13.31
F23.1	20050623	54600	502.33	81.13	1.97	7.13
F23.2	20050623	55000	380.55	76.86	2.12	5.29
F24.1	20050624	51700	554.86	76.25	3.16	8.32
F24.2	20050624	50500	581.14	86.01	2.66	8.54
F25.1	20050625	47950	319.06	90.28	4.27	4.28
F25.2	20050625	45400	307.47	92.11	3.10	4.37
F27.1	20050627	33800	235.80	93.33	1.49	2.97
F28.1	20050628	27900	195.64	96.38	1.59	3.09
F28.2	20050628	27200	161.32	97.60	1.67	2.44
GY0507	20050712	10746	116.47	114.22	2.07	1.70
GY0508	20050808	6423	33.84	118.00	1.87	0.53
GY0509	20050808	4760	114.66	17.82	1.17	0.298
GY0510	20050808	3312	111.41	7.13	1.34	0.131
GY0511	20050808	2340	129.64	36.40	0.93	0.361
GY0512	20050808	1560	126.51	8.96	1.20	0.198

试结果. 为了便于比较, 表中同时列出了自 2004 年 12 月至 2005 年 12 月各月的样品分析结果. 为讨论各种形式碳在洪水过程中以及正常月份的基本特征和变化, 我们将这些参数和流量的关系显示于图 2.

3.1 洪水过程中 TSS, DIC(HCO_3^-), DOC 和 POC 变化特征

在洪水发展过程中, TSS, DIC, DOC 和 POC 呈现出明显的变化, 反映了流域侵蚀与不同洪水阶段的水文特征之间的内在联系. 由图 2 看出, 在洪水发生至流量接近最大洪峰值的过程中(2005 年 6 月 22 日, F22.1-F22.2), TSS 随着流量的增加而迅速增加且达到最高值. 此后, TSS 随着洪水流量的缓慢上升出现了迅速下降的状况. 在洪水持续发展到 6 月 23 日下午(F23.2), TSS 开始出现再次增加的趋势. POC 也同样表现出这种二次峰值的现象, 二者的变化在时间上完全一致, 在洪水持续到 6 月 24 日下午 (F24.2)达到第二次峰值. 这两个参数表现出的一致性是因为 POC 作为悬浮物的一部分, 悬浮物含量的变化引起了颗粒有机碳含量的相应变化(见图 2(a)).

TSS 在洪水过程中表现出的双峰现象体现了洪水过程的水文和区域侵蚀特征. 在洪水初期, 随着流

量的增加, 地表径流加强, 地表侵蚀加剧, 形成了洪水过程中 TSS 和 POC 的第一次峰值. 然而, 强地表径流在开始时将易侵蚀的地表物质带走后, 地表可携带的悬浮成分大大减少, 从而出现 TSS 和 POC 迅速降低的现象. 随着洪水过程的持续, 土壤达到水份过饱和, 土壤地下径流不断增加, 并出现深度土壤侵蚀, 由此导致了 TSS 的第二次峰值. 在洪水流量较稳定且缓慢回落的情况下, TSS 和 POC 含量在第二次峰值之后又不断下降, 直至洪水过程结束. 从图 2 可以发现, 二次峰值持续的时间较第一次长且变化和缓, 说明深度土壤侵蚀不及地表侵蚀来的迅速和直接.

DOC 在洪水早期阶段随流量增大而迅速下降至洪水过程中的低谷(图 2(a)3), 表明洪水径流量对溶解有机质浓度有强烈稀释作用. 自 2005 年 6 月 23 日下午(F23.2)起, 开始持续回升, 到 6 月 25 日上午(F25.1)达到洪水过程的最高峰, 出现的时间比 TSS 和 POC 滞后了半天. 这一方面说明了土壤地下径流在此阶段的显著贡献, 另一方面也说明 DOC 的溶出比 POC 的机械侵蚀需要较长的时间. 峰值过后又再次出现快速下降, 表明土壤中的可溶性有机质已经匮乏, 洪水流量的削减也未能改变 DOC 锐降的趋势, 其浓度

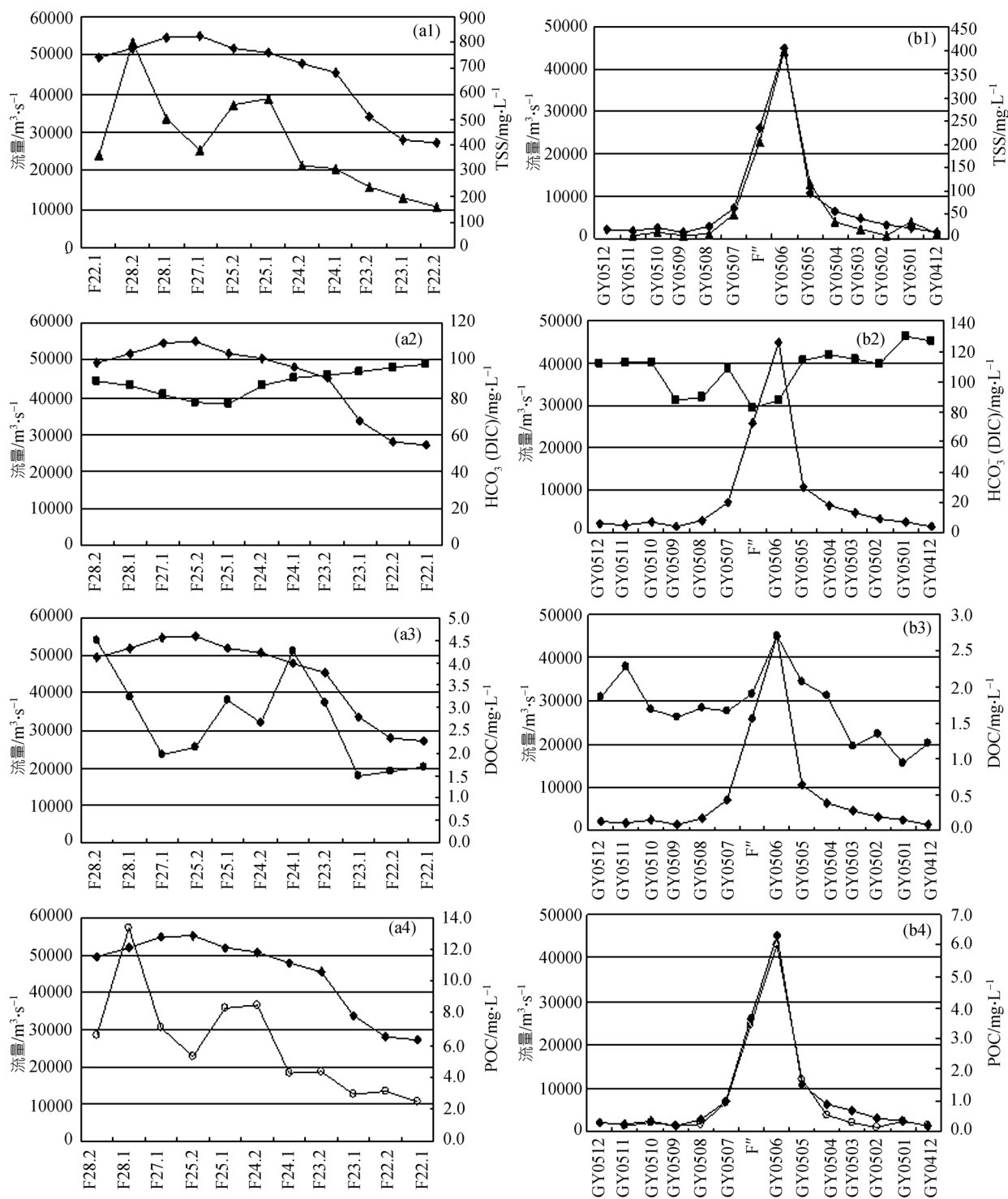


图2 TSS, DIC, DOC 和 POC 与流量变化关系

(a1)~(a4)为洪水期变化, (b1)~(b4)为各月变化, F" 表示洪水期样品平均值, 图中菱形、方形、实心圆、空心圆分别表示流量、DIC, DOC 和 POC

降至 1.49 mg/L, 比正常水位时还要低。随着洪水过程的逐渐减弱直至接近结束, DOC 出现回升, 向着正

常丰水期水平发展(图 2(a)3, (b)3)。

在洪水期间, DIC 随流量的增加浓度明显降低,

而后随着洪峰流量的减弱又平缓地向正常值回升,总趋势呈现出和流量的负相关关系(图 2(a)2). 这一现象说明洪峰来水 DIC 浓度较低因而产生稀释作用,洪峰期间水体中 CO_2 可能也有一定的逸出作用的影响. 但与流量的明显变化相比, DIC 含量总体上变化幅度较小,表明来自地表径流水体已溶有大量的碳酸盐. 由于西江流域分布着大面积的碳酸岩,出露面积为 173500 km^2 ,占流域总面积的 39%,在降水和径流过程中的岩溶作用使大量 HCO_3^- 被冲刷携带进入洪水中. 此外,当地下径流显著增加后 DIC 浓度出现较快上升(见图 2(a)2,样品 F24.2, F25.1~F25.2),表明土壤深部径流水体的 DIC 浓度高于地表径流水体,原因可能在于地下径流水体与岩石作用的时间较地表径流长,而土壤中 CO_2 浓度较高也是造成地下径流碳酸岩溶蚀作用增强的另一因素.

3.2 “05-06”特大洪水 TSS, DIC, DOC 和 POC 含量及其与非汛期的比较

从图 2(b1)可以看出, TSS 在非汛期较小,变化相对平稳,一般在 $0\sim 40 \text{ mg/L}$ 范围内变化,而在洪水期随流量升高而相应升高,最高值达到 802.02 mg/L ,洪水期间的平均值为 400 mg/L . 洪水期 DIC 平均含量与 3, 4, 6 月份基本保持一致,较其他月份要低,但减小幅度不大,最大值与最小值之比不超过 1.7. 洪水期 DOC 平均含量 2.71 mg/L , 是其他各月的 1~2 倍,洪水期最高含量(4.51 mg/L)是其他月份最低含量(0.93 mg/L)的 4.8 倍(见图 2(b)3),是非汛期平均含量(1.63 mg/L)的 2.8 倍. DOC 含量与流量的线性相关性分析结果为 $R^2 = 0.28$, 二者的相关性较差. 其原因可能是 DOC 除了与降水和水文过程有关外,也受到河流水体中悬浮物质的吸附、释放以及生物降解和再生

等多种生物地球化学过程的影响^[23~25],致使二者的关系复杂化.

西江洪水期 POC 平均含量为 6.03 mg/L , 是其他各月 POC 含量的 2~46 倍. POC 含量与 TSS 显著线性相关($R^2 = 0.98$, 图 3(a)), 说明 POC 主要来源于河流泥沙携带. POC 含量随河流 TSS 增加而增加,但聚集程度(对于 TSS 的质量百分数)随泥沙含量的增加而降低(图 3(b)). 洪水期 POC 百分含量变化范围为 $1.26\%\sim 1.83\%$, 平均百分含量为 1.50% , 小于其他各月,这是由于伴随流量增加,深部土壤侵蚀加剧,而土壤剖面中有机碳含量随土壤深度呈对数减少^[21],使 POC 在 TSS 中的百分含量降低. 图 3(b)显示了这种对数变化关系.

3.3 DIC, DOC 和 POC 碳通量估算

通过流量和所测样本的 DIC, DOC 和 POC 浓度,可以估算出各形式碳的通量. 我们使用盒子模型方法(Box model)^[26,27],把流量数据按天数分为 365 个盒子,每个盒子代表一天,假设每个盒子内的流量及其碳浓度相同,根据样品对应的盒子位置及流量数据特征,将样品值分配到所有盒子中(洪水期每天取两个样品,对其进行平均处理),区间分配结果见图 1.

通过计算,西江流域洪水期 DIC, DOC 和 POC 通量分别为 1.52×10^6 , 0.24×10^6 , $0.54\times 10^6 \text{ g}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 分别占全年碳通量的 14.87%, 24.75% 和 44.89%, 洪水总碳(TC)通量占全年总碳通量的 18.57%(表 2).

西江流域在总碳通量中,洪水期 DIC 占总碳输出量的 66.04%, 全年 DIC 占 82.48%, 说明流域化学侵蚀是西江碳输出的主要形式. 西江全年 DOC/POC 比值为 0.79, 体现了季风区河流的一般特征,即在季风区,往往突发性较强的降水使得流域机械侵蚀作

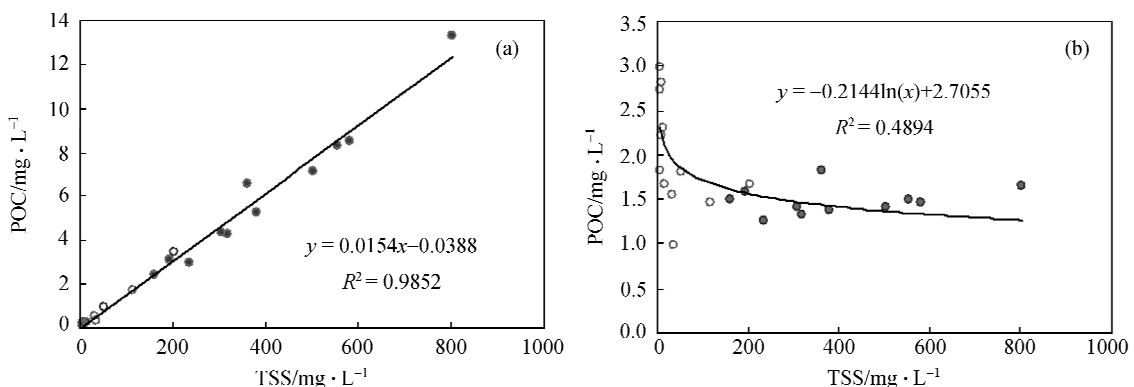


图 3 POC 含量、POC 重量百分数(对于 TSS)与 TSS 关系图解

图中实心圆表示汛期样品, 空心圆表示逐月样品

表2 2005年西江碳通量估算结果^{a)}

	DIC	DOC	POC	TC
洪水期	1.52	0.24	0.54	2.3
全年	10.20	0.96	1.21	12.37
洪水/%	14.87	24.75	44.89	18.57

a) 西江2005年流量为 $1.82 \times 10^{11} \text{ m}^3$, 流域面积为 353000 km^2 , 单位为 $10^6 \text{ g} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$

用增强, 造成POC的通量大于DOC通量^[28]. 此次洪水对于这一比值的估算有质的影响, 如不考虑此次洪水事件, 年均DOC/POC则大于1.

通过此次典型洪水事件, 可以发现洪水期间 TSS, POC, DOC 均随流量增加达到全年最高值, 表现出降水对流域明显的“冲刷效应”. 其中, TSS, POC 浓度增加幅度最大, 其次为 DOC. DIC 浓度在洪水期间变化不明显, 仅有轻微下降的趋势(图2).

Gao等^[8,29]和Wei^[30]分别对西江1997~1998水文年和2000~2001水文年的碳通量进行了估算. 结果表明1997~1998年度DIC, DOC和POC通量分别为 13.24×10^6 , 1.88×10^6 , $8.30 \times 10^6 \text{ g} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$; 2000~2001年度DIC, DOC和POC通量分别为 12.10×10^6 , 1.02×10^6 , $0.46 \times 10^6 \text{ g} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. 这两组估算所用流量均为西江多年平均年流量 $2.3 \times 10^{11} \text{ m}^3$, 采样方案基本一致, 即在每个水文年内根据流量丰枯分四次采样. 然而DOC和POC估算结果却相差很大, 特别是POC相差达17倍. 造成这一差异的主要原因是在于采样频率不够, 不能真实反映西江水体中各形式碳的季节性变化规律. 前者汛期样品采于一次洪峰过境时间, 从而使POC估算结果过大. 后者没有考虑洪水事件, 使POC估算结果偏小.

在世界主要河流中, 水体各组分对流量的响应特征很不相同. 例如中国长江、黄河^[31,32]珠江及其他碳酸岩地区的河流^[33], 其河水通常处于方解石和白云石的饱和与过饱和状态, 化学离子浓度随流量增加降幅很小. 而另外一些河流如Amazon^[34], Lena^[35]等其水体化学离子浓度随流量增加而大幅降低, 对这类河流的DIC通量进行估算时需考虑洪水事件的稀释效应.

西江位于全球地表机械侵蚀最强烈的东南亚季风区^[36]. 图1显示了西江2005年河流悬浮物与流量的变化关系, TSS随流量线性增加($R^2 = 0.87$), 表现出强烈的侵蚀特性. 然而这一地区其他河流(如长江、黄河)的TSS往往随流量增加而呈指数增加^[37,38], 机械侵蚀较西江流域更加强烈, 洪水事件对这类河流的TSS, POC及DOC通量的估算无疑有更大影响. 对于

世界其他地区的河流, 洪水对TSS往往表现出稀释效应, 其稀释程度随流域地表特征不同而不同. 可见, 只有对不同流域洪水过程的河流生物地球化学特征进行研究才能对河流碳通量做出准确估算.

4 结论

2005年6月西江大洪水对流域造成了强烈的冲刷和淋溶作用, 洪水期间 TSS, POC, DOC 含量都达到了全年最高值, 流域内大面积出露的碳酸岩也使得 DIC 的含量并未因流量大幅度增加而大幅降低. 洪水事件对西江 POC 通量的估算影响最大, 其次为 DOC, 而对 DIC 影响较小. 通过分别对西江全年碳通量及洪水期碳通量进行计算, 结果表明此次洪水期间碳输出量对河流碳输出总量及其构成方式有重大贡献. 在持续8天的洪水事件中, DIC, DOC 和 POC 的通量分别占全年对应碳通量的14.87%, 24.75%和44.89%, 研究洪水事件中的碳通量对于准确估算洪水频发河流的碳通量及其变化规律十分必要.

致谢 对广东省肇庆水文局潘剑中、胡建文, 高要水文站梁楚坚站长, 高要水质科张雪英以及梁楚民、梁颖国、张力国等在洪水取样期间所给予的大力帮助, 在此表示感谢. 本研究受国家自然科学基金青年科学家群体项目(批准号: 40021202)和新加坡国立大学研究基金项目资助(编号: FY2005).

参 考 文 献

- 1 Amiot-Suchet P, Probst J L. Modelling of atmospheric CO_2 consumption by chemical weathering of rocks: Application to the Garonne, Congo and Amazon basins. *Chem Geol*, 1993, 107: 205—210[DOI]
- 2 Chen T A. Nutrient budgets for the South China Sea basin. *Mar Chem*, 2001, 75: 281—300[DOI]
- 3 Meybeck M, Vörösmarty C. Global transfer of carbon by rivers. *Glob Change Newsl*, 1999, 37: 18—19
- 4 Degens E T, Kempe S, Richey J E. Summary: biogeochemistry of major world rivers. In: Degens E T, Kempe S, Richey J E, eds. *Biogeochemistry of Major World Rivers*. SCOPE/UNEP: Wiley, 1991. 323—347
- 5 陈静生, 何大伟. 珠江水系河水主要离子化学特征及成因. *北京大学学报(自然科学版)*, 1999, 35(6): 786—793
- 6 Zhang J, Yu Z G, Wang J T, et al. The subtropical Zhujiang(Pearl River) Estuary: Nutrient, trace species and their relationship to photosynthesis. *Estuar Coast Shelf Sci*, 1999, 49: 385—400[DOI]
- 7 Cai Y M, Ning X R, Liu Z L. Studies on primary production and new production of the Zhujiang Estuary, China. *Acta Oceanol Sin*, 2002, 24: 101—111
- 8 Gao Q, Tao Z, Shen C, et al. Riverine organic carbon in the Xijiang River (South China): seasonal variation in content and flux budget.

- Environ Geol, 2002, 41(7): 826—832[DOI]
- 9 Gao Q, et al. Effects of hydrological processes on the chemical composition of riverine suspended sediment in the Zhujiang River, China. Hydrol Process, 2003, 17(12): 2365—2373[DOI]
- 10 Cai W J, Dai M, Wang Y, et al. The biogeochemistry of inorganic carbon and nutrients in the Pearl River estuary and the adjacent Northern South China Sea. Cont Shelf Res, 2004, 24: 1301—1319[DOI]
- 11 Bolin B, Degens E T, Duvigneaud P, et al. The global biogeochemical carbon cycle. In: Bolin B, Degens E T, Kempe S, et al. eds. The global Carbon Cycle. Scope Rep 13. New York: John Wiley, 1979. 1—59
- 12 Esser G, Kohlmaier G H. Modelling terrestrial sources of nitrogen, phosphorus, sulphur and organic carbon to rivers. In: Degens E T, Kempe S, Richey J E, eds. Biogeochemistry of Major World Rivers. SCOPE/UNEP: Wiley, 1991. 297—322
- 13 Probst J L, Amiotte-Suchet P, Ludwig W. Continental erosion and river transports of carbon to Oceans. Trends Hydrol, 1994, 1: 453—468
- 14 Hedges J I, Cowie G L, Richey J E, et al. Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbon-hydrates and amino acids. Limnol Oceanogr, 1994, 39(4): 743—761
- 15 Meade R H, Parker R S. Sediments in rivers of the United States. US Geology Survey Water Supply Paper, 1985, 2275: 49—60
- 16 Richey J E, Hedge J I, Dovel A H, et al. Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. Limnol Oceanogr, 1990, 32(5): 352—371
- 17 Gan W B. Hydrochemistry of the Yangtze River Basin. In: Degens E T, Kempe S, Soliman H, eds. Transport of carbon and minerals in the major world rivers, Part3. Hamburg, Germany: SCOPE/UNEP Sonderband Heft, 1985, 58: 539—557
- 18 Zhang S, Gan W B, Ittekkot V. Organic matter in large turbid rivers: the Huanghe and its estuary. Mar Chem, 1992, 38: 53—68[DOI]
- 19 Milliman J D, Xie Q C, Yang Z S. Transfer of particulate organic carbon and nitrogen from the Yangtze River to the ocean. Amer J Sci, 1984, 284: 824—834
- 20 Cauwet G, Mackenzie F T. Carbon inputs and distribution in estuaries of turbid rivers: the Yangtze and Yellow Rivers (China). Mar Chem, 1993, 43: 235—246[DOI]
- 21 Ludwig W, Probst J, Kempe S. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. Glob Biogeochem Cycle, 1996, 10(1): 23—41[DOI]
- 22 Yao G, Gao Q, Huang X, et al. Concentration variations of dissolved inorganic carbon and stable isotopic tracer in the lower reaches of the Xijiang river. Online of Scientific and Technological articles in China, 2006, <http://www.paper.edu.cn>
- 23 Orem W H, Hatcher P G, Spiker E C, et al. Dissolved organic matter in anoxic pore waters from Mangrove Lake, Bermuda. Geochim Cosmochim Acta, 1986, 50: 609—18[DOI]
- 24 Jardine P M, Weber N L, McCarthy J F. Mechanisms of dissolved organic carbon adsorption on soil. Soil Sci Soc Am J, 1989, 53: 1378—85
- 25 Molot L A, Dillon P J. Photolytic regulation of dissolved organic carbon in northern lakes. Glob Biogeochem Cycle, 1997, 11: 357—65[DOI]
- 26 Smith S V, Hollibaugh J T. Annual cycle and interannual variability of net and gross ecosystem metabolism in a temperate climate embayment. Ecol Monogr, 1997, 67: 509—533[DOI]
- 27 Webster I T, Parslow J S, Smith S V. Implications of spatial and temporal variation for biogeochemical budgets of estuaries. Estuaries, 2000, 23(3): 341—350[DOI]
- 28 Gao Q, Tao Zh. Review of the study in riverine export flux and the nature of organic carbon. Acta Appl Ecol, 2003, 14 (6): 1000—1002
- 29 Gao Q, Shen Ch, Sun Y, et al. Chemical erosion in the Zhujiang drainage. Acta Geochim Sin, 2001, 30(3): 223—230
- 30 Wei X. Study of the Riverine Carbon Fluxes and Erosions in the Zhujiang Drainage. Dissertation for the Doctoral Degree. Guangzhou: Guangzhou Institute of Geochemistry. Chin Acad Sci, 2003, 31—41
- 31 Chen J, Wang F, Xia X, et al. Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River). Chem Geol, 2002, 187: 231—255[DOI]
- 32 Chen J, Wang F, Meybeck M, et al. Spatial and temporal analysis of water chemistry records (1958~2000) in the Huanghe (Yellow River) basin. Glob Biogeochem Cycle, 2005, 19: 1—24
- 33 Galy A, France-Lanord C. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. Chem Geol, 1999, 159: 31—60[DOI]
- 34 Gibbs R J. Water chemistry of the Amazon River. Geochim Cosmochim Acta, 1972, 36: 1061—1066
- 35 Gordeev V V, Sidorov L S. Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River. Mar Chem, 1993, 43: 33—45[DOI]
- 36 Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. J Geol, 1983, 91: 1—21
- 37 Lu X X, Ashmore P, Wang J. Seasonal water discharge and sediment load changes in the Upper Yangtze, China. Moun Res Devel, 2003, 23(1): 56—64[DOI]
- 38 Lu X X, Siew R Y. Water discharge and sediment flux changes in the Lower Mekong River: possible impacts of Chinese dams. Hydrol Earth Syst Sci, 2006, 10: 181—195

(2006-04-20 收稿, 2006-07-20 接受)