

文章编号:1001-4810(2011)04-0437-06

桂江流域岩溶碳汇特征

黄奇波¹, 刘朋雨^{1,2}, 覃小群¹, 孔祥胜¹
(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004;
2. 广西师范学院资源与环境科学学院, 广西 南宁 530000)

摘 要:为研究岩溶区碳汇动态变化特征,使用德国 Merck 公司生产的碱度计每月定期对桂江流域 14 个岩溶大泉和 16 条地下河出口水中 HCO_3^- 含量进行了现场测定。结果表明桂江流域枯水期(11 月至次年 2 月)地下水中 HCO_3^- 含量平均为 223.62 mg/L,平水期(3 月、9 月)为 222.11 mg/L,丰水期(4 月至 8 月)为 210.19 mg/L,枯水期和平水期的 HCO_3^- 平均含量比丰水期高 13.43 mg/L 和 11.92 mg/L。尽管丰水期的 HCO_3^- 平均含量不及枯水期和平水期,但其平均流量最大,是平水期的 2 倍,枯水期的 2.8 倍,因此其岩溶碳汇量也最大,是平水期的 4.7 倍,是枯水期的 2.7 倍。在碳汇构成上,丰水期的岩溶碳汇量占年总碳汇量的 63.13 %,而平水期和枯水期只分别占年总碳汇量的 13.35 %和 23.51 %。
关键词:岩溶碳汇; 地下河; 岩溶泉; 广西桂江流域
中图分类号:P641.25 **文献标识码:**A

岩溶作用过程中,大气中主要的温室气体 CO_2 被转化为溶解态的 HCO_3^- ,随径流进入海洋,从而使岩溶作用与全球碳循环建立了密切联系^[1-2]。长期的岩溶作用过程持续消耗着大气和土壤空气中的 CO_2 ,已有研究表明碳酸盐岩的溶蚀,每年消耗大气 CO_2 的量达 6.08 亿 t,约占“missing carbon”的 1/3^[1-5]。现有捕捉岩溶碳汇特征的手段主要是通过监测水中 HCO_3^- 浓度及变化特征。大量的岩溶碳汇估算主要通过测定某一时间段地下水中的 HCO_3^- 浓度,根据水化学径流方法计算岩溶碳汇量及强度^[4,6-8],而对地下水中 HCO_3^- 浓度随季节的动态变化特征缺乏系统研究。本文在一个水文年中对桂江流域的岩溶大泉及地下河中的 HCO_3^- 浓度每月定期进行监测,试图对岩溶碳汇动态特征做进一步研究。

1 流域概况

桂江发源于广西兴安县华江乡的老山界南侧,海

拔 2 000 m 左右,由北向南流经兴安、桂林、阳朔、平乐、昭平、梧州,在梧州与浔江汇合后称西江,系珠江流域西江水系左岸一级支流。桂江全长 450 km,流域面积 1.928 8 万 km^2 ,河面宽平均 200 m。流域西北面有大南山、天平山山脉,东北面有越城岭、海洋山脉,海拔均在 1 500 m 以上。流域地处亚热带大陆性季风气候区,是湿润型气候区,多年平均气温 18~21 $^{\circ}\text{C}$,多年平均湿度 76 %~80 %,多年平均降雨量为 1 500~2 500 mm,雨量充沛,气候温和。
流域内碳酸盐岩地层有中、上泥盆统东岗岭阶上段(D_2d^2)、下段(D_2d^1)、桂林组(D_3g)、融县组(D_3r),以及石炭系下统岩关阶(C_1y)、大塘阶罗城段(C_1d^3)及黄金段(C_1d^1)、中上统壶天群(C_{2+3})与下侏罗统大岭组(J_1d),岩性主要为灰岩、白云质灰岩、白云岩、泥质灰岩及泥灰岩,主要分布于流域中部桂林、阳朔、平乐、东部恭城及南部荔浦、贺县等地区(图 1),分布面积 9 855 km^2 ,占流域总面积 51.23 %(表 1)。因碳酸盐岩质纯层厚,加之当地雨热同期的季风气候条

基金项目:中国地质调查项目(1212011087121)
第一作者简介:黄奇波(1982-),男,硕士,助理研究员,主要从事岩溶水文地质科研工作。E-mail:qbhuang0108@163.com。
收稿日期:2011-10-26

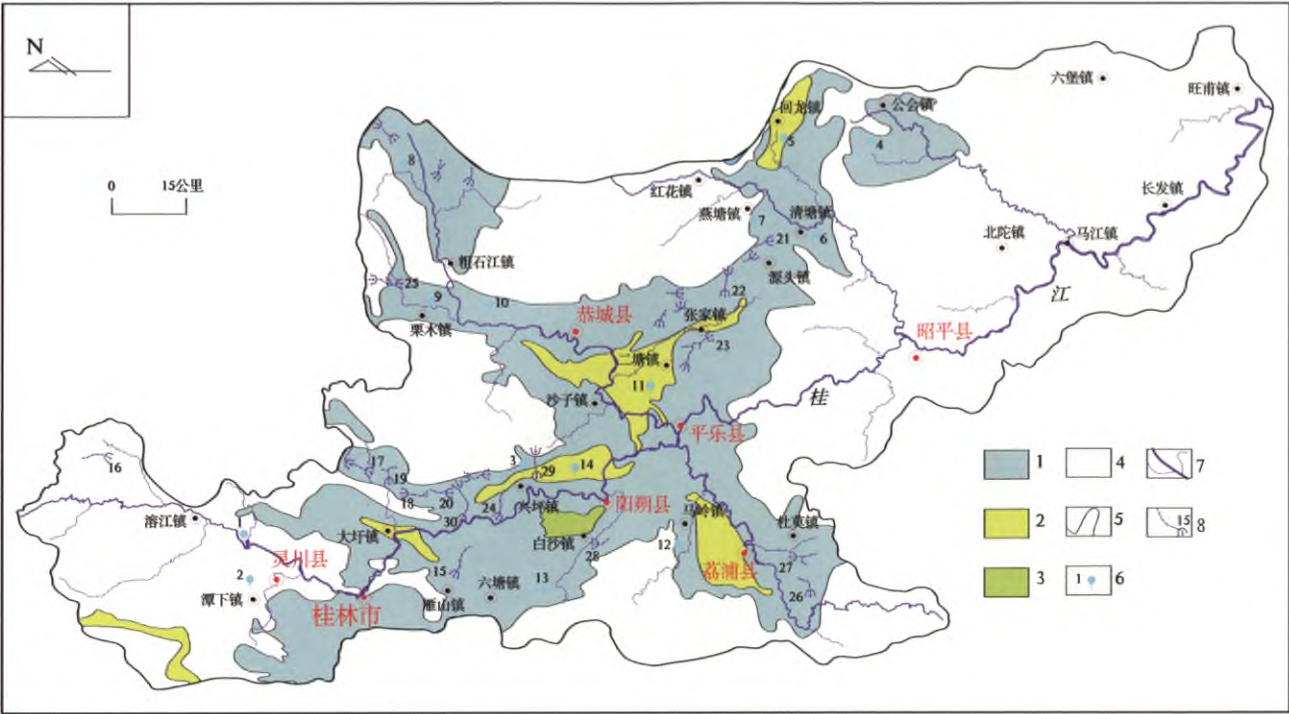


图 1 桂江流域岩溶水文地质图

Fig. 1 Karst hydrogeologic map of the Guijiang Catchment

1. 灰岩;2. 灰岩与白云岩互层;3. 碳酸盐岩夹碎屑岩;4. 非碳酸盐岩;5. 地层分布界线;6. 岩溶泉及编号;7. 地表河流;8. 地下河及出口和编号

表 1 桂江流域碳酸盐岩分布面积统计表

Tab. 1 Area of carbonate rocks in the Guijiang Catchment

碳酸盐岩类	面积/km ²	占流域总面积的比例/%
灰岩与白云岩互层	1 487	7. 73
碳酸盐岩夹碎屑岩	122	0. 63
纯灰岩	8 247	42. 87
小计	9 855	51. 23

件,岩溶十分发育,形成了“桂林山水甲天下”的峰林平原地貌。据初步统计流域内发育地下河 41 条,岩溶大泉 200 多处,地下河和岩溶大泉均发育于中至厚层灰岩,白云质灰岩中。地下河发育严格受构造裂隙、断裂所控制,发育总长度约为 129. 45 km。地下河最长者 8 km,最短者 0. 5 km,一般多在 1. 1~4. 5 km 之间。地下河丰枯季节流量变化大,一般丰水期流量占 70 %,平水期占 20 %,枯水期占 10 %。枯季流量最大为 576. 63 L/s,一般 30~150 L/s。岩溶大泉沿构造裂隙、断裂破碎带、岩层层面及碳酸盐岩与碎屑岩接触界面等出露,流量相对稳定,丰水期流量一般是枯水期的 2~5 倍,枯季流量多在 5. 60~44. 287 L/s 之间。

2 分析测试

2010 年 8 月开始在桂江流域布置了 30 个长期观测水点(图 1),其中地下河出口水点 16 个,岩溶泉点 14 处,每月定期(月底)对流量、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、电导率、水温、pH 现场进行测量,并取样回室内进行水质简分析。除 2010 年 10 月份未测量外,至 2011 年 9 月共监测了 13 次。

主要采用仪器现场测试、现场滴定和样品室内测试相结合的研究方法。野外现场利用德国生产 pH/Cond340i 测试仪测试各水点的水温、pH 值、电导率,分辨率分别为 0. 01 $^{\circ}\text{C}$ 、0. 01 pH 单位、0. 01 $\mu\text{S}/\text{cm}$;使用德国 Merck 公司生产的碱度计和硬度计测定泉水的 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 质量浓度,分辨率分别为 6 mg/L 和 1 mg/L;流量采用陕西欣源科技有限公司生产的 YSD5 本安型流速测量仪测量,测试精度为 0. 01 L/s;水样送至中国地质科学院岩溶地质研究所测试中心进行分析测试。

桂江流域岩溶地下水的 HCO_3^- 含量及流量如表 2 所示。

表 2 桂江流域监测水点的 HCO_3^- 浓度(mg/L)及流量(L/s)
Tab. 2 HCO_3^- concentration(mg/L)of the groundwater and the total discharge of
underground rivers and springs(L/s)in the Guijiang Catchment

编号	取样地点	类型	2010 年				2011 年										平均值
			8 月	9 月	11 月	12 月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月		
1	灵川三街镇	泉水	161.60	183.05	176.95	195.25	170.85	183.05	189.15	183.05	170.85	176.90	164.70	170.80	219.60	180.45	
2	灵川潭下镇	泉水	169.12	170.85	189.15	176.95	219.66	219.66	189.15	176.95	195.25	189.10	167.75	170.80	183.00	185.95	
3	阳朔县兴坪镇界村头	泉水	250.17	244.07	262.37	256.27	262.37	244.07	268.47	256.27	262.37	244.00	228.75	247.05	244.00	251.56	
4	贺州公会乡清泉村	泉水	201.36	213.56	219.66	207.46	219.66	219.66	207.46	213.56	244.07	189.10	195.20	207.40	244.00	214.01	
5	钟山回龙镇龙虎村	泉水	207.46	256.20	268.40	286.78	305.09	323.39	237.97	158.64	262.37	250.10	134.20	292.80	201.30	244.98	
6	钟山清塘枫木村	泉水	274.58	262.37	262.37	262.37	268.47	262.37	256.27	250.17	256.27	262.30	262.30	256.20	280.60	262.82	
7	钟山燕塘镇燕塘街	泉水	164.75	195.20	146.44	170.85	152.54	183.05	152.54	183.05	176.95	164.70	146.40	146.40	176.90	166.14	
8	江永粗石江城下村	泉水	189.15	213.56	207.46	207.46	207.46	213.56	225.76	219.66	201.36	213.50	204.35	189.10	207.40	207.68	
9	恭城栗木镇白沙井村	泉水	170.85	176.95	195.25	170.85	170.85	183.05	170.85	170.85	201.36	158.60	207.40	146.40	231.80	181.16	
10	恭城嘉会镇白羊村	泉水	97.63	103.73	146.40	91.53	152.54	109.83	122.03	152.54	122.03	103.70	125.05	85.40	164.70	121.32	
11	平乐福兴镇潮水村	泉水	244.07	274.50	256.27	231.86	256.27	256.27	244.07	250.17	274.58	244.00	253.15	286.70	256.20	256.01	
12	荔浦大塘镇秦家峡	泉水	225.76	256.20	201.30	213.50	256.27	231.86	250.17	252.40	256.27	225.70	207.40	207.40	225.70	231.53	
13	广西阳朔白沙佛岩	泉水	225.76	274.50	250.34	256.27	262.37	280.68	256.27	219.66	237.97	225.70	207.40	195.20	244.00	241.24	
14	广西阳朔福利夏村	泉水	329.49	384.30	323.30	329.49	347.80	347.80	353.90	341.70	335.59	317.20	320.25	353.80	353.80	341.42	
	泉水 HCO ₃ ⁻ 月平均值		207.98	229.22	221.83	218.35	232.30	232.74	223.15	216.33	228.38	211.76	201.74	211.10	230.93	220.45	
15	桂林雁山大埠官庄	地下河	214.22	128.10	146.40	122.00	164.75	231.86	256.27	195.25	305.09	219.60	149.45	146.40	146.40	186.60	
16	兴安镇茅坪村乳洞岩	地下河	119.01	134.24	164.75	170.85	128.14	115.93	97.63	140.34	109.83	122.00	148.84	155.55	164.70	136.29	
17	灵川潮田寨底	地下河	222.99	262.37	268.47	256.27	225.76	225.76	219.66	244.07	231.86	213.50	207.40	237.90	244.00	235.39	
18	灵川唐家休闲山庄	地下河	200.44	253.22	219.66	219.66	189.15	170.85	201.36	219.66	201.36	201.30	201.30	189.10	219.60	206.67	
19	灵川潮田毛村	地下河	206.70	262.37	256.27	237.97	219.66	237.97	244.07	250.17	219.66	207.40	234.85	244.00	225.70	234.37	
20	灵川潮田南圩	地下河	180.39	189.15	219.66	207.46	201.36	213.56	207.46	201.36	176.95	164.70	152.50	176.90	170.80	189.40	
21	平乐源头镇陆地村	地下河	256.27	256.27	262.37	268.47	274.58	280.68	274.58	274.58	286.78	286.70	244.00	262.30	262.30	268.45	
22	平乐同安镇李家村	地下河	170.85	134.24	134.24	134.24	134.24	146.44	158.64	189.15	170.85	146.40	85.40	140.30	134.20	144.55	
23	平乐张家镇河步头村	地下河	329.49	268.47	353.90	329.49	353.90	341.70	311.19	323.39	335.59	305.00	317.20	298.90	341.60	323.83	
24	阳朔阳堤镇浪石村	地下河	244.07	323.39	329.49	292.88	329.49	329.49	292.88	286.78	286.78	292.80	292.80	292.80	353.80	303.65	
25	恭城观音乡老述村	地下河	115.93	146.44	134.24	134.24	134.24	140.34	140.34	158.64	128.14	109.80	128.10	109.80	146.40	132.82	
26	荔浦三河镇双江东	地下河	140.34	122.03	170.85	158.64	170.85	176.95	73.22	109.80	128.14	115.90	122.00	158.60	195.20	141.73	
27	荔浦杜莫镇寨村	地下河	189.15	207.46	213.56	225.76	292.88	280.68	268.47	109.80	256.27	250.10	176.90	213.50	274.50	227.62	
28	阳朔白沙马溜湾	地下河	274.58	268.40	268.40	280.68	305.09	280.68	280.68	268.47	225.76	268.40	259.25	292.80	262.30	271.96	
29	阳朔兴坪老屈家	地下河	274.58	244.00	244.00	256.20	280.68	268.47	256.27	262.37	244.07	256.20	210.45	265.35	292.80	258.11	
30	桂林大圩草坪冠岩	地下河	128.14	128.14	134.20	146.44	170.85	183.05	183.05	183.05	189.15	164.70	164.70	167.75	195.20	164.49	
	HCO ₃ ⁻ 平均值(地下河)		204.20	208.02	220.03	215.08	223.47	226.53	216.61	213.56	218.52	207.78	193.45	209.50	226.84	214.12	
	HCO ₃ ⁻ 平均值(地下河+泉)		205.96	217.91	220.87	216.60	227.59	229.42	219.66	214.85	223.12	209.64	197.31	210.25	228.75	217.07	
	流量(地下河+泉)		9264.5	5555.4	4027.2	4834.0	3681.1	3517.5	7428.7	10766.7	11024.1	13662.4	15746.9	8522.5	4247.0	7950.73	
	降雨量/mm		18.50	124.10	22.40	121.10	26.80	57.60	118.10	58.60	217.90	421.80	73.30	56.40	63.20		

3 结果分析

3.1 HCO₃⁻ 含量及其变化

3.1.1 总体特征

地下水中 HCO₃⁻ 总体特征是丰水期低,枯水期高。枯水期(11 月至次年 2 月)地下水中 HCO₃⁻ 含量平均为 223.62 mg/L,平水期(3 月、9 月)为 222.11 mg/L,丰水期(4 月至 8 月)为 210.19 mg/L(表 3),枯水期和平水期的 HCO₃⁻ 平均含量比丰水期高 13.43 mg/L 和 11.92 mg/L。丰、平、枯水期的平均流量分别为 11 497.84 L/s、5 743.69 L/s、4 014.95 L/s,丰水期的平均流量是平水期的 2 倍,是枯水期的 2.8 倍。

表 3 不同时期地下水中 HCO₃⁻ 含量和流量(单位:mg/L)
Tab. 3 HCO₃⁻ concentrations and discharge of the groundwater in different water level periods(mg/L)

地下水类型	丰水期	平水期	枯水期
泉水	212.88	227.76	226.30
地下河	208.47	217.16	221.28
平均值	210.19	222.11	223.62
流量/L/s	11 497.84	5 743.69	4 014.95

3.1.2 动态变化

桂江流域全年平均 HCO₃⁻ 浓度为 217.07 mg/L,2 月含量最高,为 229.42 mg/L,7 月含量最低,为 197.31 mg/L(表 2、图 2)。2010 年 8 月后降雨量减少,地下水的流量减少,地下水中 HCO₃⁻ 含量逐月增加,到 2011 年 2 月达到最大;但因 12 月降雨大于 11 月,造成地下水流量 12 月份比 11 月份大, HCO₃⁻ 含量比 11 月小的特征;2011 年 3 月开始桂林地区的降雨量逐渐增加,地下水流量增加,地下水中的 HCO₃⁻ 含量下降,到 7 月流量达到最大, HCO₃⁻ 含量最低。丰水期间的 5 月地下水流量比 4 月大,但其地下水中的 HCO₃⁻ 含量出现不减反增的不寻常特征,主要是因为 5 月气温上升,土壤微生物活动增加,土壤空气中 CO₂ 含量增加^[9-11],降雨经过土壤后溶入了更多的 CO₂,水的溶蚀性增强,导致地下水中的 HCO₃⁻ 增加。降雨量 6 月份最大,但地下水流量和 HCO₃⁻ 含量在 7 月份才出现最大值和最小值,反映出降雨的滞后作用。进入 8 月因降雨量减少,地下水流量减少,水中 HCO₃⁻ 含量增加,到 9 月达到 228.64 mg/L。2011 年 8、9 月地下水中的 HCO₃⁻ 含量分别为 210.25 mg/L、228.75 mg/L,均大于 2010 年 8 月

(205.69 mg/L)和 9 月(217.91 mg/L)。主要是因为 2011 年 8、9 月份降雨量(119.60 mm)比 2010 年 8、9 月少(142.60 mm),造成了 2011 年 8、9 月地下水的流量比 2010 年 8、9 月小,而地下水中 HCO₃⁻ 浓度比 2010 年 8、9 月高的现象。

3.1.3 差异比较分析

3.1.3.1 季节变化

不同类型地下水中 HCO₃⁻ 含量动态特征不同,地下河中 HCO₃⁻ 含量枯水期最大(221.28 mg/L),其次为平水期(217.16 mg/L),丰水期最小(208.47 mg/L);而泉水中 HCO₃⁻ 含量平水期最大(227.76 mg/L),其次为枯水期(226.30 mg/L),丰水期最小(212.88 mg/L)(表 3),反映出含水介质及降水补给对地下水中 HCO₃⁻ 含量的重要影响。地下河主要为管道流,流速快,多以集中式补给为主,降水稀释效应明显,以致丰水期地下水中 HCO₃⁻ 含量比较低。泉水含水介质为岩溶裂隙和管道,丰水期同样也受到降水的稀释作用,因而造成泉水中 HCO₃⁻ 含量低;但在平水期降雨相对较少,裂隙含水介质中水流流速慢,水-岩作用时间较长,特别是由于气温条件适宜,土壤微生物作用强,土壤空气中的 CO₂ 浓度较高,岩溶作用强,因此出现泉水中 HCO₃⁻ 含量在平水期大于枯水期这一区别于地下河的不同规律。

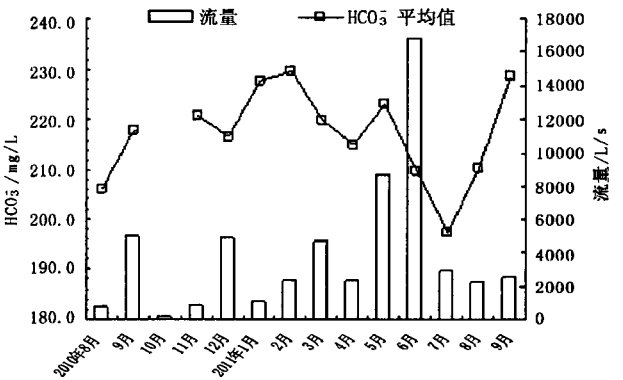


图 2 地下水中 HCO₃⁻ 含量及月降雨量与时间关系
Fig. 2 Relation of HCO₃⁻ concentration of groundwater and rainfall with time

3.1.3.2 平均含量差异

桂江流域岩溶泉 HCO₃⁻ 平均含量为 220.45 mg/L,地下河的 HCO₃⁻ 平均含量为 214.12 mg/L(表 2),岩溶泉的 HCO₃⁻ 平均含量比地下河高 6.33 mg/L,且岩溶泉的 HCO₃⁻ 月平均含量均大于地下河(图 3),主要是因为在所调查的 16 条地下河中有的地下河受到碎屑岩裂隙水或地表水补给,如兴安镇茅坪村乳洞岩 16 号地下河有注入式地表水补给,平乐

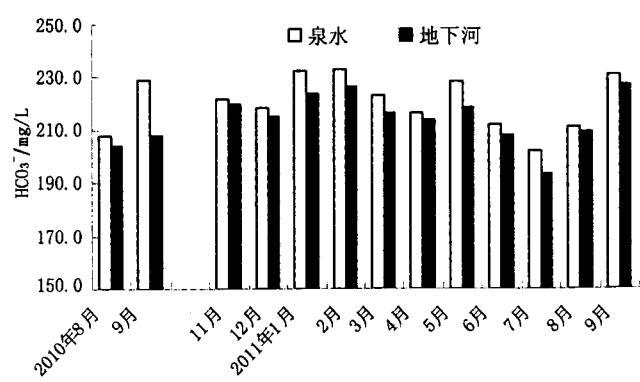


图 3 地下河、岩溶泉的 HCO₃⁻ 月平均值含量
Fig. 3 Monthly average concentration of HCO₃⁻ in underground rivers and springs

同安镇李家村 22 号地下河和恭城观音乡老述村 25 号地下河流域内均有非碳酸盐岩分布,其面积分别占流域面积的 1/2 和 1/4,并有地表水注入补给,荔浦三河镇双江东 26 号地下河上游袭夺地表河,其 HCO₃⁻

含量均较低,分别为 136. 29 mg/L、144. 55 mg/L、132. 82 mg/L、141. 73 mg/L。

地下河中 HCO₃⁻ 平均含量最高的为平乐县张家镇河步头村 23 号地下河,为 323. 83 mg/L。23 号地下河的出口形成一水塘,水体呈蓝色,水面全为浮游植物覆盖,水流动性差,水中 Ca²⁺ 浓度及电导率均较高。

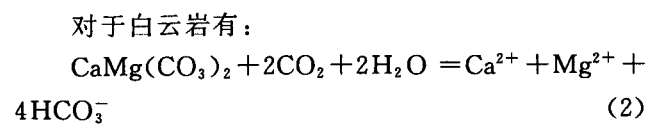
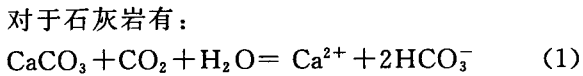
泉水中 HCO₃⁻ 平均含量最低的是恭城嘉会镇白羊村 10 号泉水,为 121. 32 mg/L,主要是该泉流域范围东侧分布大面积寒武系碎屑岩和花岗岩,泉水受基岩裂隙水的补给量大,水中 Ca²⁺ 浓度及电导率均较低(表 4)。泉水中 HCO₃⁻ 平均含量最高的是阳朔福利夏村 14 号泉水,为 341. 42 mg/L,该泉出露于水田中间,为一水井,附近形成一水塘,丰水期井水出流后直接汇入水塘中,平水期和枯水期井水位与水塘中的水位基本相平,该井水流动性差,水一岩作用时间长,同时还受农田化肥污染影响,水中 Ca²⁺ 浓度及电导率均较高。

表 4 部分水点的 Ca²⁺ 浓度及电导率
Tab. 4 Ca²⁺ concentration and electrical conductivity in some water sampling sites

指标	10 号泉水	14 号泉水	16 地下河	22 号地下河	25 号地下河	26 号地下河	23 号地下河	流域平均值
Ca ²⁺ /mg/L	44. 33	126. 67	54. 33	43. 33	45. 33	52. 33	92. 67	70. 07
电导率/μS/cm	181. 35	566. 78	219. 08	206. 65	211. 54	223. 50	491. 54	340. 83

3.2 流域岩溶碳汇特征

在碳酸盐岩溶蚀过程中,岩溶系统消耗了大气和土壤空气中的 CO₂,转化为水中 HCO₃⁻,因此可以通过水中的 HCO₃⁻ 浓度来计算岩溶碳汇量^[4-8]。其岩溶作用可用下述化学反应简单表示。



由此可得,单位时间 CO₂ 的吸收量的计算公式^[6,8]:

$$F = Q \cdot [\text{HCO}_3^-] \times 44 / (2 \times 61) \quad (3)$$

式中: F 为岩溶作用形成的碳汇量(g/s); Q 为流量(L/s); [HCO₃⁻] 为水中的重碳酸根离子含量(mg/L)。

由(3)可计算出桂江流域中这 30 个水点丰水期单位时间 CO₂ 吸收量为 8. 72 × 10⁵ mg/s,平水期单位时间 CO₂ 吸收量为 4. 60 × 10⁵ mg/s,枯水期单位时间 CO₂ 吸收量为 3. 24 × 10⁵ mg/s;桂林地区 4 月

至 8 月为丰水期,3 月和 9 月为平水期,11 月至次年 2 月为枯水期,因此 30 个水点全年总碳汇量为 17. 86 × 10⁶ kg CO₂,其中丰水期岩溶碳汇量为 11. 28 × 10⁶ kg CO₂,占全年总碳汇量的 63. 13 %;平水期为 2. 38 × 10⁶ kg CO₂,占全年总碳汇量的 13. 35 %,枯水期为 4. 20 × 10⁶ kg CO₂,占全年总碳汇量的 23. 51 %。

4 结论与讨论

(1)桂江流域枯水期(11 月至 2 月)地下水中 HCO₃⁻ 含量最高,其次为平水期(3 月、9 月),丰水期(4 月至 8 月)最低,枯水期和平水期的 HCO₃⁻ 平均含量比丰水期仅大 13. 08 mg/L 和 11. 92 mg/L。

(2)本文所选 30 个点的年总碳汇量达 17. 86 × 10⁶ kgCO₂,其中以丰水期的为主,其碳汇量为 11. 28 × 10⁶ kg CO₂,占全年的 63. 13 %,是平水期的 4. 7 倍,是枯水期的 2. 7 倍,而平水期和枯水期的碳汇量只有 2. 38 × 10⁶ kg CO₂ 和 4. 20 × 10⁶ kg CO₂,仅占全年总碳汇量的 13. 35 %和 23. 51 %。

(3) 本文仅选了 14 个泉水和 16 条地下河进行研究, 但是桂江流域地下河有 41 条, 岩溶大泉有 200 多处, 无疑这 30 个水点的年碳汇量只是桂江流域岩溶碳汇量的一部分。

(4) 岩溶水的动态变化大, 特别是西南岩溶区, 有的水点丰水期的流量是枯水期的 10~20 倍, 有的达到上百倍, 因此, 为了准确计算全国岩溶碳汇量, 必须掌握岩溶水的动态规律, 分期次对岩溶水点的碳汇量进行计算。本研究根据岩溶水动态特征, 分丰、平、枯三个期次对岩溶水点的碳汇进行了计算, 结果较为精确。

参考文献

- [1] 袁道先. “岩溶作用与碳循环”研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(5): 425—431.
- [2] 袁道先, 蒋忠诚. IGCP 379“岩溶作用与碳循环”在中国的研究进展[J]. 水文地质与工程地质, 2000, (1): 49—51.
- [3] 蒋忠诚, 蒋小珍, 雷明堂. 运用 GIS 和溶蚀试验数据估算中国岩溶区大气 CO₂ 的汇[J]. 中国岩溶, 2000, 19(3): 212—217.
- [4] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体源汇关系的初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953—956.
- [5] 刘再华. 大气 CO₂ 的两个重要的汇[J]. 科学通报, 2000, 45(21): 2348—2351.
- [6] 刘再华. 碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO₂ 沉降的贡献[J]. 中国岩溶, 2000, 19(4): 293—300.
- [7] LI Bin, Yuan Daoxian. Relationship between carbon cycle in karst areas and CO₂ source-sink atmosphere: case of guizhou karst[J]. CARSOLO GICA SINICA, 1996, 15(1—2): 41—48.
- [8] 刘明柱, 张永祥, 陈鸿汉. 吉林省吊水壶岩溶区碳循环研究[J]. 中国岩溶, 1999, 18(2): 129—134.
- [9] 朱明秋, 曹建华, 郭芳. 基于碳酸盐岩风化的碳源分析及土壤的影响作用机制[J]. 中国岩溶, 2007, 26(3): 202—207.
- [10] 潘根兴, 曹建华, 何师意, 等. 岩溶土壤系统对空气 CO₂ 的吸收及其对陆地系统碳汇的意义——以桂林丫吉村岩溶试验场的野外观测和模拟实验为例[J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 580—587.
- [11] 潘根兴, 曹建华, 何师意, 等. 桂林丫吉村岩溶试验场岩溶土壤碳转移与水排碳作用[J]. 自然科学进展, 2001, 11(7): 704—709.

The characteristics of karst carbon sink in the Guijiang Catchment

HUANG Qi-bo¹, LIU Peng-yu^{1,2}, QIN Xiao-qun¹, KONG Xiang-sheng¹

(1. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi 541004, China;

2. School of Resources and Environmental Sciences, Guangxi Teacher's Education University, Nanning, Guangxi 530001, China)

Abstract: Karstification connects with global carbon circle closely. The erosion of carbonate can consume CO₂ from atmosphere and soil air and convert them to HCO₃⁻ in the water, therefore, the feature of karstification carbon sink can be got by way of HCO₃⁻ monitoring in the water. The HCO₃⁻ concentration from 14 large karst springs and 16 outlets of the underground river in the Guijiang Catchment are tested on filed monthly and regularly with the alkalimeter made by Merk Corporation. It is found that the average concentration of HCO₃⁻ of groundwater is 223.62 mg/L in low water level period (from November to February in the next year), 222.11 mg/L in normal water level period (in March and September) and 210.19 mg/L in high water level period (from April to August). Although the mean concentration of HCO₃⁻ in high water level period is lower than that in normal water level period, but the discharge in high water level period is highest, which is twice more than that in normal water level period and 2.8 times as many as that in low water level period, so the carbon sink in high water level period is 4.7 and 2.7 times more than that in normal and low water level periods, and the carbon sink in the three periods accounting for 63.13%, 13.35% and 23.51%, of the whole year respectively.

Key words: karst carbon sink; underground river; karst spring; the Guijiang Catchment in Guangxi