

广西弄拉表层岩溶动力系统水循环碳汇效应研究

康志强^{1,2,3)}, 梁礼革¹⁾, 何师意^{2,3)*}, 罗允义¹⁾, 杨志强¹⁾

1)广西壮族自治区地质调查院, 广西南宁 530023;

2)中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部/广西岩溶动力学重点实验室, 广西桂林 541004;

3)联合国教科文组织国际岩溶研究中心, 广西桂林 541004

摘要: 基于对广西弄拉表层岩溶泉水文动态自动化监测研究, 发现在良好的森林植被覆盖条件下, 泉域内水资源的排泄方式在不同季节差异较大。丰水期主要以泉口径流排泄为主, 而枯水期则以泉域内生态需水消耗为主。4至8月降水量占全年总量的66.24%, 泉水资源输出量却高达全年总量的90.89%。与之相对应, 碳输出量占全年总量的90.46%。上述数据说明岩溶碳汇过程主要发生在径流系数较高的丰水季节。在碳汇方式上, 碳汇过程明显受到雨水稀释效应、CO₂效应及水岩相互作用的控制。在降水初期, 受到雨水的混合稀释, HCO₃⁻浓度明显下降。期间受到CO₂效应及水岩相互作用的影响, 使HCO₃⁻浓度波动较大。但随着流量的衰减, 水岩相互作用重新又占主导地位, HCO₃⁻浓度动态变化趋于平稳。根据近十年来的监测结果表明, 在次生森林植被覆盖条件恢复下, 岩溶动力系统中的Ca²⁺、Mg²⁺和HCO₃⁻离子浓度均明显增高。以HCO₃⁻浓度增长最为明显, 2003—2005年平均值为356.55 mg/L, 而2012年上升为432.97 mg/L, 其差值76.42 mg/L, 十年间增幅达21.4%。

关键词: 水循环; 岩溶碳汇; 表层岩溶动力系统

中图分类号: P642.25; P641.2 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2014.04.10

The Carbon Sink during Karst Water Cycle in the Epikarst Dynamical System of Nongla, Guangxi

KANG Zhi-qiang^{1,2,3)}, LIANG Li-ge¹⁾, HE Shi-yi^{2,3)*}, LUO Yun-yi¹⁾, YANG Zhi-qiang¹⁾

1) Guangxi Geological Survey, Nanning, Guangxi 530023;

2) Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR/Guangxi, Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin, Guangxi 541004;

3) International Research Center on Karst, UNESCO, Guilin, Guangxi 541004

Abstract: Based on years' automatic monitoring of dynamic hydrological state of an epikarst spring in Nongla, Guangxi, the authors found that, under the good vegetation coverage, the discharge mode is different in different seasons. It is mainly the runoff discharge by spring in the wet season and consumption of ecological water requirement in the dry season. In 2012, the precipitation from April to August accounted for 66.24% of the whole year. At the same time, the discharge of spring accounted for 90.89% and the karst carbon sink accounted for 90.46% of the whole year. It is evident that the karst carbon sink occurs mainly in the wet season because of the higher runoff coefficient. In the study area, carbon sink is controlled by rainwater dilution, CO₂ effect and water-rock interaction (WRI). At the beginning of precipitation, the concentration of HCO₃⁻ is continuously reduced, controlled by rain dilution. However, it is also obviously affected by CO₂ effect and WRI. HCO₃⁻ concentration fluctuation with time. At the later stage of spring discharge, WRI is dominant again and HCO₃⁻ concentration tends to be somewhat stable. From the monitoring data obtained in the past decade, the

本文由广西自然科学基金(编号: 2013GXNSFBA019215)、国土资源部/广西岩溶动力学重点实验室开放基金(编号: 14-A-02-03)和中国地质调查局工作项目(编号: 12120113005100)联合资助。

收稿日期: 2013-10-20; 改回日期: 2014-01-16。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 康志强, 男, 1982年生。博士, 工程师。主要研究方向为岩溶水文地质。E-mail: zqkang000@126.com。

*通讯作者: 何师意, 男, 1964年生。博士, 研究员。主要研究方向为岩溶水文地质。E-mail: hsyh66@163.com。

concentrations of Ca^{2+} , Mg^{2+} and HCO_3^- in the karst dynamic system were significantly increased with the recovery of the secondary forest vegetation. With the concentration of HCO_3^- as an example, the average value was 356.55 mg/L during the period of 2003—2005, whereas it was 432.97 mg/L in 2012, the difference being 76.42 mg/L, and the value was increased by 21.4% during the ten years.

Key words: water cycle; karst carbon sink; epikarst dynamical system

研究表明,全球气温升高导致冰川融化、海平面上升、洪涝灾害频发、降水分布失衡和生物栖息地萎缩等一系列生态环境问题(Chen et al., 2013b; Hirabayashi et al., 2013; Kaab et al., 2012; Lau et al., 2013; Warren et al., 2013),甚至在格陵兰冰川消融的影响下,地球极点也发生了明显的移动(Chen et al., 2013a)。这说明大气 CO_2 浓度上升已成为灾难性的事实。通过多年的研究发现,全球气候变化与大气 CO_2 浓度的增长呈显著相关。在全球碳循环模型中(Melnikov et al., 2006),大气 CO_2 的来源有两项,即化石燃料的燃烧排放的 CO_2 及由土地利用方式的改变而引起的 CO_2 净排放量,其值分别为 6.3 Pg C/a 和 1.6 Pg C/a; 而碳汇则主要为海洋对大气 CO_2 的吸收,其量为 1.9 Pg C/a。通过该模型源汇项值的比较,等式两端并不平衡,存在一个当时并未被人们认识的“汇”存在。由于引起该“汇”的原因并不被人们所熟知,因而被称为遗失碳汇(missing sink) (IPCC, 2001)。对于遗失碳汇的成因,科学家们在不同研究角度进行推测,但其解释均带有不确定性,未能定量的给出计算数据(徐小锋等, 2004)。研究发现,北半球陆地生态系统中存在一个明显的“碳沉降”(Freeman et al., 2001; Siegenthaler et al., 1993; 方精云等, 2001; 王效科等, 2002)。通过多年野外监测发现,陆地岩石风化作用能够吸收大气 CO_2 , 其中主要包括硅酸盐和碳酸盐岩,并随着地表水系网络,将其输送向大海。特别是碳酸盐岩,其风化过程供给了河流中的绝大多数的无机碳(Blum et al., 1998; Das et al., 2005; Huh, 2010; 蒋忠诚等, 2012),由水循环而引起的岩溶碳汇占到遗失碳汇的 1/3(Yuan, 1997; 袁道先, 2001; 袁道先等, 2008)。

本文选取国土资源部岩溶动力学重点实验室马山弄拉表层岩溶泉域为研究对象,基于对泉水水量和水质的一个水文年的高密度实时监测数据,分析探讨岩溶水循环过程中岩溶碳汇的影响因素。

研究区位于广西马山县古零镇兰电堂屯(图 1),为典型的峰丛洼地地貌。地表上处于岩溶石山区,石峰高峻陡峭,约占总面积的 80%,坡度一般大于 50° 。

该区处于亚热带季风气候区,具有高温多雨、降雨集中、湿度大等特点。多年平均气温 20°C , 2012 年降雨量为 1323.15 mm, 其中 4—7 月雨量占年降雨量的 59.4%。年均相对湿度 85%(李强等, 2006b; 章程等, 2003)。

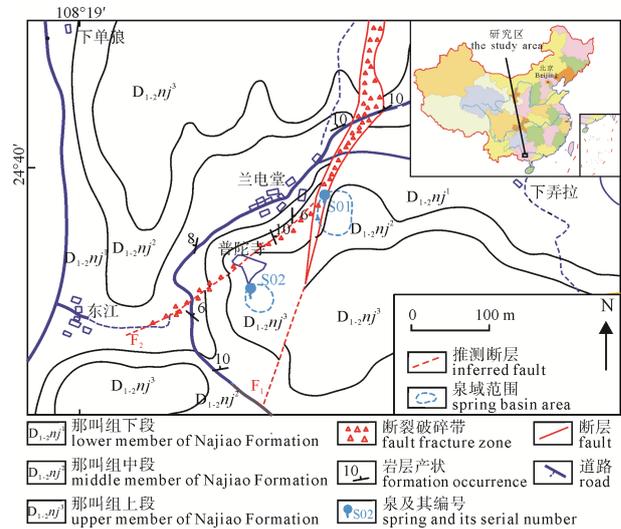


图 1 研究区地质图

Fig.1 Geological map of the study area

根据广西第四地质队在本区 1:5 万地质调查资料, 出露地层主要为泥盆系下—中统那叫组($D_{1-2}nj$)。根据调查, 研究区地层大致可分为三个不同的岩性段, 下段($D_{1-2}nj^1$)为厚层-巨厚层状浅灰、深灰、灰黑色白云岩夹白云质灰岩; 中段($D_{1-2}nj^2$)为深灰色白云岩夹生物碎屑灰岩及硅质灰岩; 上段($D_{1-2}nj^3$)为灰-灰白色巨厚层-块状白云岩, 质地较纯。

弄拉地区表层岩溶带发育较好, 其厚度多在 10 m 以上, 广泛分布于峰顶、垭口和峰麓地带。因而涵养了众多的表层带岩溶泉, 大多为弄拉村居民的引用水源。本研究中选取弄拉兰电堂表层带岩溶泉(S01)为研究对象。该泉在植被恢复前为季节性泉。经过多年的植被恢复, 现在基本不会断流。其流域面积约 0.046 km^2 , 人工次生林覆盖条件良好。泉口出露于那叫组下段($D_{1-2}nj^1$)白云岩地层中, 泉域的绝大部分位于那叫组中段($D_{1-2}nj^2$)灰岩地层之中。

1 试验原理与数据获取方法

1.1 数据获取方法

在本项研究中, 野外采集水样后送中国地质科学院岩溶地质研究所测试中心进行分析。其中阴离子用离子色谱仪分析, 分析精度 0.01 mg/L ; 阳离子及微量元素用 ICP-MS 分析, 测试精度为 0.001 mg/L 。现场测定 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 。其中 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 的测试设备为德国 Merck 公司生产的钙、碱度试剂盒, 精度分别为 2 mg/L 和 0.1 mmol/L 。

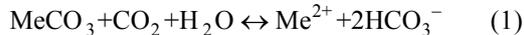
表 1 2012 年弄拉表层岩溶泉域逐月岩溶碳汇量
Table 1 Monthly karst carbon sink of Nongla spring in 2012

月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
C 输出量/kg	33.64	31.06	16.68	240.19	396.31	625.96	558.16	131.70	60.65	34.75	23.58	5.47

在弄拉岩溶泉口修筑有自动化监测站, 安装有美国 Mata 2.0 自动化多参数水质监测仪器。其测试指标有 T(水温)、H(水深)、Sec(水体电导率)、降水量和 pH 值等, 其精度分别为 0.1℃、0.01 m、0.01 μs/cm、0.0005 m 和 0.1 pH 单位。在监测站处配备修筑了三角薄壁堰, 根据经验公式将自动化监测仪器的水深转换成流量(黄玉凯, 1991)。

1.2 岩溶碳汇量计算结果

碳酸盐岩矿物溶解过程可以吸收大气 CO₂, 形成碳汇作用(式 1)。



式中, Me 表示碳酸盐金属离子, 主要为 Ca 或 Mg。

根据式(1)可以看出, 岩溶碳汇中有一半的 HCO₃⁻离子来自大气/土壤 CO₂, 而另一半则来自碳酸盐岩。因此, 岩溶地下河流域岩溶碳汇值可用式(2)来计算。

$$Kcs = 0.5Q \times [\text{HCO}_3^-] \times \Delta t \times 12 / 61 \quad (2)$$

式中: Kcs 为岩溶碳汇量(g C); Q 为流量(m³/mon); [HCO₃⁻]为岩溶水体 HCO₃⁻浓度值(mg/L); Δt 为计算时段(mon); 12 和 61 分别为 C 和 HCO₃⁻的摩尔质量。系数 0.5 表示岩溶水中一半 HCO₃⁻来自大气/土壤 CO₂。

弄拉表层岩溶泉域 2012 年逐月岩溶碳汇量见表 1, 根据数据分析, 岩溶碳汇量与水资源输出量呈良好的线性正相关, 这与前期研究相吻合(康志强等, 2011b)。

表 2 2012 年逐月降水量及弄拉泉水资源量
Table 2 Monthly precipitation and water resources of Nongla spring

月份	降水/mm	降水资源量/m ³	泉水资源量/m ³	径流系数/%
Jan	115.8	5326.8	466.23	8.75
Feb	44.1	2028.6	481.67	23.74
Mar	91.6	4213.6	252.55	5.99
Apr	152	6992	3683.18	52.68
May	182.75	8406.5	6242.44	74.26
Jun	243.4	11196.4	7939.83	70.91
Jul	207.1	9526.6	6835.73	71.75
Aug	91.2	4195.2	1559.39	37.17
Sep	43.3	1991.8	694.86	34.89
Oct	48.8	2244.8	387.19	17.25
Nov	77.7	3574.2	282.36	7.79
Dec	25.4	1168.4	68.05	5.82
合计	1323.15	60864.9	28893.48	47.47

由表 2 可以看出, 2012 年泉域碳输出量为 2158.15 kg, 根据泉域面积为 0.04 km², 折合碳汇量为 26.98 tC/km²。其中 4—8 月降水量占全年总量的 66.24%, 泉口水资源输出量占全年总量的 90.89%。与之相对应, 其岩溶碳汇量占全年总量的 90.46%。说明对一确定的岩溶系统而言, 水资源输出量是控制岩溶碳汇量的主要因素, 岩溶碳汇过程主要发生在径流系数较高的丰水季节。另一方面, 由于该泉水中 HCO₃⁻浓度较纯灰岩地区高出许多, 因而岩溶碳汇强度也明显高于其它岩溶含水系统(康志强等, 2011b; 袁道先, 1999)。

2 表层岩溶动力系统水循环碳汇特征及影响因素分析

2.1 弄拉岩溶泉域水均衡分析

根据 Mata 2.0 水化学多参数仪实时监测数据统计, 研究区 2012 年降水量为 1323.15 mm, 泉水资源总量为 28.89×10³ m³。根据降水量和泉域面积, 计算得到泉域内全年的降水资源量为 60.86×10³ m³。另外, 将降水资源量和泉流量的比值定义为径流系数(式(3))。

$$R = \frac{Q_{\text{Rainfall}}}{Q_{\text{Outflow}}} \quad (3)$$

式中: R—地下室径流系数, 无量纲; Q_{Rainfall}—降水资源量(m³); Q_{Outflow}—泉口出水的水资源量(m³)。

逐月各项参数的统计值和计算值见表 2。

根据表 2, 不难发现降水量与径流系数间存在正相关关系, 但不是简单的线性相关(图 2)。其中 1—3 月份和 10—12 月份径流系数均小于 25%, 在该期间大部分降水资源被用于泉域表层岩溶带的调蓄及内部生态耗水, 只有少量水资源才能径流至泉口排泄; 由于降水量逐渐增大, 4 月份径流系数接近 50%, 此后逐渐增大, 其中 5 月、6 月和 7 月均大于 70%。说明相比于大量的降水资源量, 生态需水量微不足道, 因而大部分水主要以地下径流的方式从泉口排泄。8 月份后, 降水量开始陡减, 因而流域生态需水又重新占据水资源量的大部分。以上现象说明, 在良好的森林植被覆盖条件下, 泉域内水资源的排泄途径季节差异较大, 丰水期主要以泉口径流排泄为主, 而枯水期则以泉域内生态需水消耗为主(康志强, 2012)。全年平均径流系数为 47.47%, 该值明显高于流域较大的其它岩溶水系统

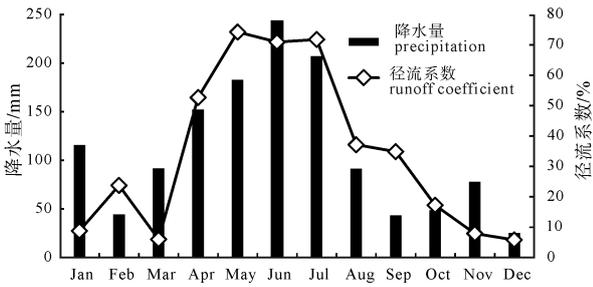


图 2 月降水量和径流系数的相关曲线

Fig. 2 Relationship between monthly precipitation and runoff coefficient

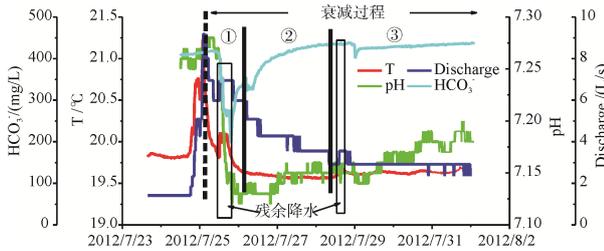


图 3 弄拉泉暴雨期水文动态变化曲线

Fig. 3 Hydrological dynamic curves of Nongla spring in the rainstorm period

(康志强等, 2011a)。泉域内地表突兀不平, 有利于降水入渗。另外, 良好的植被作为降水的下垫面, 减少了坡地产流, 延缓了降水入渗的时间, 有利于降水向地下水的转化, 可以进一步增大径流系数。

2.2 强降水条件下岩溶碳汇强度动态特征

弄拉岩溶泉流量、水温及水化学组分对降水的响应非常敏感。其动态曲线的受控因素相对比较复杂, 不仅受到降水的影响, 还明显受到了含水介质的控制。通过对多次暴雨期间水文动态对比发现, 虽然每次降水后各项指标的动态变化稍有不同, 但大致趋势基本相似, 均出现了降水后流量升高、水温升高和 HCO₃⁻浓度降低等现象。降水停止后, 则开始出现流量和水温的衰减及 HCO₃⁻浓度的恢复过程。本文选取 7.24 暴雨事件降水曲线来进行具体分析(图 3)。

2012 年 5 月 24—25 日, 两日降水高达 100.5 mm, 28 日又有 13.3 mm 的降水。从图 3 可以看出, 在无降水条件下以及流量衰减至平稳阶段, 如 7 月 24 日 6: 00 之前及 7 月 28 日 9:00 之后, 水温和 pH 值呈现出一峰一谷的平稳交替的日动态变化趋势。由于水位监测精度为 0.01 m, 根据其计算

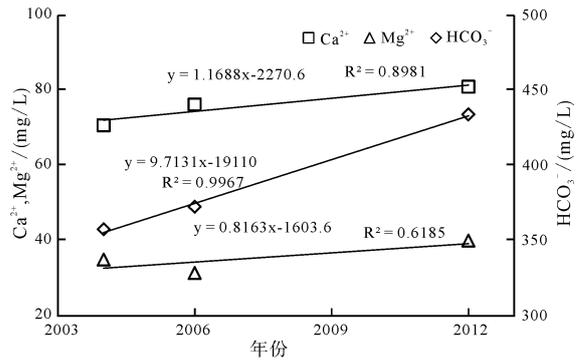


图 4 弄拉表层岩溶动力系统水化学变化趋势图

Fig.4 The variation trend of main chemical composition of Nongla epikarst spring water system in the past decade

的流量分辨率较差, 泉流量的日变化动态无法刻画, 因而表现为恒定值; HCO₃⁻浓度也伴随无降水时长的增加而缓慢增加, 说明随着水岩相互作用时间增加, 泉水中溶解的矿物浓度越来越高。而在降水条件下, 泉流量陡增、水温也跟随流量的增长而同步升高, HCO₃⁻浓度则随着降水的稀释而同步下降, 同时, 雨水经地表森林植被调蓄后, 侵蚀性 CO₂ 含量较高, 泉水接受补给后 pH 值明显下降。当流量和水温达到峰值后开始衰减, 而 HCO₃⁻浓度则逐渐回升。根据水温和流量的衰减曲线拐点, 其衰减过程可以明显的分为三个阶段(曹建华等, 2004; 黄敬熙, 1982)。

从水温动态曲线上可以看出, 雨水的温度整体上还是低于地下水, 但是受近地表气温的影响, 初期降水的温度明显偏高, 随着降水过程的持续, 雨水温度也逐渐降低。致使水温动态曲线上则表现为水温的衰减速率明显高于流量的衰减速率。虽然降水初期随着流量的增长, 水温急剧增高, 后来又随流量的衰减而降低, 但是宏观对比降水时间的前后, 发现降水后的水温明显要比降水前低 0.3℃左右。

而 HCO₃⁻浓度的变化规律有赖于岩溶动力系统的发生机理(刘再华等, 1999)。在降水初期, 受到雨水的混合稀释, HCO₃⁻浓度明显下降, 但是期间又有 CO₂ 效应及水岩相互作用过程, 使得 HCO₃⁻浓度的波动较大。但随着流量的衰减, HCO₃⁻浓度动态变化趋于平稳, 主要是水岩相互作用占主导位置。期间有两次残余降水的补给, 使得其变化趋势向相反方向摆动, 但降水结束后又迅速回到衰减方向上。

表 4 近十年来弄拉泉水化学成分的含量统计表(mg/L)

Table 4 Main chemical composition of Nongla epikarst spring water in the past decade(mg/L)

取样时间	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
2003.6—2005.5*(11)	0.11	0.44	70.37	34.54	3.15	6.21	356.55
2006.5—2006.7**(11)	0	0.64	75.89	30.99	6.8	8.59	371.48
2012.5—2012.12(11)	0.10	0.63	80.63	39.59	1.39	15.37	432.97

注: *根据(李强等, 2006a)水化学数据统计; **数据引自文献(邓新辉等, 2007)。括号中数字为统计样本数。

2.3 环境恢复条件下岩溶碳汇变化趋势

弄拉地区次生森林长势良好。自 20 世纪 60 年代以来,其长势日益茂密。因而其对岩溶碳汇强度的影响也较为明显。自 1994 年建站以来,国土资源部岩溶动力学重点实验室对该泉进行长期不定期的取样分析。本文选取 2003.6—2005.5, 2006.5—2006.7 及 2012.5—2012.12 期间三个时间段各 11 个水样,历时近 10 年的 33 个水样主要化学成分统计分析(表 4),来探讨植被恢复条件下岩溶碳汇动态变化趋势。

从表 4 可以看出,十年来弄拉表层岩溶泉水中各离子含量均发生了明显的变化。除了 K^+ 、 Na^+ 和 Cl^- 外,其它离子浓度均有明显增高的趋势。在次生森林植被覆盖条件恢复下,岩溶动力系统中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 HCO_3^- 离子浓度均明显的增加。以 HCO_3^- 浓度为例,2003—2005 年平均值为 356.55 mg/L,而 2012 年则为 432.97 mg/L,其差值达 76.42 mg/L,十年间增幅达 21.4%(图 4)。

3 结论

(1)在良好的森林植被覆盖条件下,泉域内水资源的排泄途径季节差异较大。其中丰水期主要以泉口径流排泄为主,枯水期则以泉域内生态需水消耗为主。泉域全年径流系数为 47.47%。

(2)2012 年泉域碳输出量为 2158.15 kg,折合碳汇量为 26.98 tC/km²。其中 4—8 月降水量占全年总量的 66.24%,泉口水资源输出量占全年总量的 90.89%,与之相对应,其岩溶碳汇量占全年总量的 90.46%。说明岩溶碳汇过程主要发生在径流系数较高的丰水季节。

(3)碳汇过程受到雨水稀释效应、CO₂ 效应及水岩相互作用的控制,但在降水的不同时段其作用各不相同。在降水初期,受到雨水的混合稀释, HCO_3^- 浓度明显下降,但是期间又有 CO₂ 效应及水岩相互作用过程,使得 HCO_3^- 浓度的波动较大。但随着流量的衰减, HCO_3^- 浓度动态变化趋于平稳,主要是水岩相互作用占主导位置。

(4)十年来弄拉表层岩溶泉水中各离子含量均发生了明显的变化。除了 K^+ 、 Na^+ 和 Cl^- 外,其它离子浓度均有明显增高的趋势。在次生森林植被覆盖条件恢复下,岩溶动力系统中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 HCO_3^- 离子浓度均明显的增加。以 HCO_3^- 浓度为例,2003—2005 年平均值为 356.55 mg/L,而 2012 年则为 432.97 mg/L,其差值达 76.42 mg/L,增幅达 21.4%。

参考文献:

曹建华,袁道先,章程,蒋忠诚. 2004. 受地质条件制约的中国

- 西南岩溶生态系统[J]. 地球与环境, 32(1): 1-8.
- 邓新辉,蒋忠诚,吴孔运. 2007. 弄拉岩溶区次生林的生态水文效应[J]. 生态环境, 16(2): 544-548.
- 方精云,朴世龙,赵淑清. 2001. CO₂ 失汇与北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇[J]. 植物生态学报, 25(5): 594-602.
- 黄敬熙. 1982. 流量衰减方程及其应用——以洛塔岩溶盆地为例[J]. 中国岩溶, 2(2): 41-49.
- 黄玉凯. 1991. 工业废水排放量的计量方法[J]. 环境监测管理与技术, 3(2): 50-56.
- 蒋忠诚,袁道先,曹建华,覃小群,何师意,章程. 2012. 中国岩溶碳汇潜力研究[J]. 地球学报, 33(2): 129-134.
- 康志强,何师意,李清艳,冉景丞. 2011a. 板寨地下河流域岩溶水循环分析[J]. 人民黄河, 33(8): 80-82.
- 康志强,袁道先,常勇,李清艳,何师意,严毅萍,熊志斌. 2011b. 岩溶碳汇的主控因子——水循环[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 41(5): 1542-1547.
- 康志强. 2012. 喀斯特表层岩溶带原生森林的水文效应研究——以贵州省茂兰国家自然保护区为例[J]. 水土保持通报, 32(6): 47-50.
- 李强,孙海龙,韩军,刘再华,余龙江. 2006a. 降水对广西马山兰电堂泉水化学动态变化观测研究[J]. 水科学进展, 17(5): 733-737.
- 李强,孙海龙,贺秋芳,贾丽萍. 2006b. 自然降雨条件下岩溶区土壤钾、氮流失及其对泉水水化学的影响——以广西马山弄拉为例[J]. 农业环境科学学报, 25(02): 467-470.
- 刘再华,袁道先,何师意. 1999. 岩溶动力系统水化学动态变化规律分析[J]. 中国岩溶, 18(2): 103-108.
- 王效科,白艳莹,欧阳志云,苗鸿. 2002. 全球碳循环中的失汇及其形成原因[J]. 生态学报, 22(1): 94-103.
- 徐小锋,宋长春. 2004. 全球碳循环研究中“碳失汇”研究进展[J]. 中国科学院研究生院学报, 21(2): 145-152.
- 袁道先,章程. 2008. 岩溶动力学的理论探索与实践[J]. 地球学报, 29(3): 355-365.
- 袁道先. 1999. “岩溶作用与碳循环”研究进展[J]. 地球科学进展, 14(5): 425-432.
- 袁道先. 2001. 地球系统的碳循环和资源环境效应[J]. 第四纪研究, 21(3): 223-232.
- 章程,曹建华. 2003. 不同植被条件下表层岩溶泉动态变化特征对比研究——以广西马山县弄拉兰电堂泉和东旺泉为例[J]. 中国岩溶, 22(1): 1-5.

References:

- 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[J]. Geology, 26(5): 411-414.
- CAO Jian-hua, YUAN Dao-xian, ZHANG Cheng, JIANG Zhong-cheng. 2004. Karst Ecosystem Constrained by Geological Conditions in Southwest China[J]. Earth Adn Environment, 32(1): 1-8(in Chinese with English abstract).
- CHEN J L, WILSON C R, RIES J C, TAPLEY B. D. 2013a. Rapid ice melting drives Earth's pole to the east[J]. Geophysical Research Letters, 40(11): 2625-2630.
- CHEN J L, WILSON C R, TAPLEY B D. 2013b. Contribution of

- ice sheet and mountain glacier melt to recent sea level rise[J]. *Nature Geosci*, 6(7): 549-552.
- DAS A, KRISHNASWAMI S, BHATTACHARYA S K. 2005. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2): 419-429.
- DENG Xin-hui, JIANG Zhong-cheng, WU Kong-yun. 2007. Eco-hydrological effects of secondary forest in Nongla[J]. *Ecology and Environment*, 16(2): 544-548(in Chinese with English abstract).
- FANG Jing-yun, PIAO Shi-long, ZHAO Shu-qing. 2001. The Carbon Sink: The Role of the Middle and High Latitudes Terrestrial Ecosystems in the Northern Hemisphere[J]. *Acta Phytocologica Sinica*, 25(5): 594-602(in Chinese with English abstract).
- FREEMAN C, EVANS C D, MONTEITH D T, REYNOLDS B, FENNER N. 2001. Export of organic carbon from peat soils[J]. *Nature*, 412(6849): 785-785.
- HIRABAYASHI Y, MAHENDRAN R, KOIRALA S, KONOSHIMA L, YAMAZAKI D, WATANABE S, KIM H, KANAE S. 2013. Global flood risk under climate change[J]. *Nature Climate Change*, 3: 816-821.
- HUANG Jing-xi. 1982. Recession Equation and Its Application—Case History of Luota Karst Basin[J]. *Carsologica Sinica*, 2(02): 41-49(in Chinese with English abstract).
- HUANG Yu-Kai. 1991. The measurement method of industrial wastewater[J]. *The Administration and Technique of Environmental Monitoring*, 3(2): 50-56(in Chinese).
- HUH Y. 2010. Estimation of atmospheric CO₂ uptake by silicate weathering in the Himalayas and the Tibetan Plateau: a review of existing fluvial geochemical data[J]. *Geological Society*, 342(1): 129-151.
- IPCC. 2001. *Climate change 2001: The Scientific Basis*[R]. Cambridge: IPCC.
- JIANG Zhong-cheng, YUAN Dao-xian, CAO Jian-hua, QIN Xiao-qun, HE Shi-yi, ZHANG Cheng. 2012. A Study of Carbon Sink Capacity of Karst Processes in China[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(2): 129-134(in Chinese with English abstract).
- KÄÄB A, BERTHIER E, NUTH C, GARDELLE J, ARNAUD Y. 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas[J]. *Nature*, 488(7412): 495-498.
- KANG Zhi-qiang, HE Shi-yi, LI Qing-yan, RAN Jing-cheng. 2011a. Analysis of Karst Water Cycle of Banzhai Subterranean Stream Catchment[J]. *Yellow River*, 33(08): 80-82(in Chinese with English abstract).
- KANG Zhi-qiang, YUAN Dao-xian, CHANG Yong, LI Qing-yan, HE Shi-yi, YAN Yi-ping, XIONG Zhi-bin. 2011b. The Main Controlling Factor of Karst Carbon Sequestration: About Water Cycle[J]. *Journal of Jilin University(Earth Science Edition)*, 41(05): 1542-1547(in Chinese with English abstract).
- KANG Zhi-qiang. 2012. Hydrological Effect of Karst Primal Forest On Epi-Karst Zone-A Case Study From Maolan National Nature Reserve of Guizhou Province[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 32(6): 47-50(in Chinese with English abstract).
- LAU W K M, WU H T, KIM K M. 2013. A canonical response of precipitation characteristics to global warming from CMIP5 models[J]. *Geophysical Research Letters*, 40(12): 3163-3169.
- LI Qiang, SUN Hai-long, HAN Jun, LIU Zai-hua, YU Long-jiang. 2006a. Effect of precipitation on the hydrochemical variations in Landiantang spring at Nongla, Mashan, China[J]. *Advances Inwater Science*, 17(5): 733-737(in Chinese with English abstract).
- LI Qiang, SUN Hai-long, HE Qiu-fang, JIA Li-ping. 2006b. Soil Loss of Phosphorus and Nitrogen Under Different Precipitation at Karst Area in Southwest China and Its Influence on Spring Hydrochemistry—A Case Study at Nongla, Mashan, China[J]. *Journal of Agro-Environment Science*, 25(2): 467-470(in Chinese with English abstract).
- LIU Zai-hua, YUAN Dao-xian, HE Shi-yi. 1999. Analysis on the Variation Of Hydrochemistry in Karst Dynamic System[J]. *Carsologica Sinica*, 18(02): 103-108(in Chinese with English abstract).
- MELNIKOV N B, O'NEILL B C. 2006. Learning about the carbon cycle from global budget data[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(2): L02705.
- SIEGENTHALER U, SARMIENTO J L. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean[J]. *Nature*, 365(6442): 119-125.
- WANG Xiao-ke, BAI Yan-ying, OUYANG Zhi-yun, MIAO Hong. 2002. Missing Sink in Global Carbon Cycle and Its Causes[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 22(1): 94-103(in Chinese with English abstract).
- WARREN R, VANDERWAL J, PRICE J, WELBERGEN J A, ATKINSON I, RAMIREZ-VILLEGAS J, OSBORN T J, JARVIS A, SHOO L P, WILLIAMS S E, LOWE J. 2013. Quantifying the benefit of early climate change mitigation in avoiding biodiversity loss[J]. *Nature Climate Change*, 3(7): 678-682.
- XU Xiao-feng, SONG Chang-chun. 2004. Advances of the Research on Missing Sink in Global Carbon Cycling[J]. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, 21(02): 145-152(in Chinese with English abstract).
- YUAN Dao-xian, ZHANG Cheng. 2008. Karst Dynamics Theory in China and its Practice[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 29(3): 355-365(in Chinese with English abstract).
- YUAN Dao-xian. 1997. The carbon cycle in karst[J]. *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge*, 108(suppl-Bd): 91-102.
- YUAN Dao-xian. 2001. Carbon Cycle in Earth System and its Effects on Environment and Resources[J]. *Quaternary Sciences*, 21(03): 223-232(in Chinese with English abstract).
- YUAN Dao-xian. 1999. Progress in the Study on Karst Processes and Carbon Cycle[J]. *Advance in Earth Sciences*, 14(5): 425-432(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Cheng, CAO Jian-hua. 2003. Seasonal and Diurnal Variation of Physic-Chemistry of Typical Epikarst Springs Under Different Vegetation—A Case Study of Landiantang Spring and Dongwang Spring at Nongla Village, Mashan County, Guangxi[J]. *Carsologica Sinica*, 22(1): 1-5(in Chinese with English abstract).