

分类号： X1  
论文编号： 2016022461

密 级：公开

贵州大学  
2019届硕士研究生学位论文

喀斯特小流域水-气界面二氧化碳释  
放及其影响因素研究  
——以阿哈湖入湖河流为例

学科专业：环境工程  
研究方向：小流域碳排放  
导 师：吴起鑫  
研 究 生：陈银波

中国 · 贵州 · 贵阳

2019年6月

## 目录

摘要.....	III
Abstract.....	V
第一章 绪论.....	1
1.1 研究的背景.....	1
1.1.1 全球碳循环.....	2
1.1.2 河流碳循环.....	3
1.2 国内外研究进展.....	5
1.2.1 河流水体中 CO <sub>2</sub> 的浓度及其水-气界面通量.....	5
1.2.2 河流水体中 CO <sub>2</sub> 的产生机制及影响因素.....	6
1.2.3 水-气界面气体传输方式.....	8
1.3 国内外研究进展中的不足.....	8
1.4 本研究内容与技术路线.....	9
1.4.1 研究内容.....	9
1.4.2 技术路线.....	11
第二章 研究区域与研究方法.....	12
2.1 研究区域环境概况.....	12
2.1.1 地理位置.....	12
2.1.2 地质与地貌.....	12
2.1.3 气候特征.....	12
2.1.4 土壤植被情况.....	13
2.1.5 水土流失情况.....	13
2.1.6 土地利用情况.....	15
2.1.7 社会经济与工业发展情况.....	16
2.1.8 流域的人类影响特征.....	17
2.2 采样点位置概况.....	18
2.3 河流表层采样.....	20
2.3.1 采样方法介绍.....	20
2.3.2 采样频次介绍.....	22
2.4 水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量计算.....	22
2.4.1 通量箱法.....	22
2.4.2 模型法.....	22
第三章 阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量时空变化特征及影响因素分析.....	24
3.1 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量时空变化特征分析.....	24
3.1.1 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量季节变化特征.....	24
3.1.2 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量空间变化特征.....	26
3.2 水-气界面 CO <sub>2</sub> 通量影响因素分析.....	29
3.2.1 采样点主要环境因子和水质状况.....	29
3.2.2 环境因子对水-气界面 CO <sub>2</sub> 气体通量影响.....	34
3.2.3 水质参数对水-气界面 CO <sub>2</sub> 气体排放的影响.....	37
3.3 本章小结.....	40
第四章 阿哈湖入湖河流及阿哈湖 pCO <sub>2</sub> 特征及 CO <sub>2</sub> 交换通量计算分析.....	41

4.1 阿哈湖入湖河流及阿哈湖 $p\text{CO}_2$ 的形成机制与特征分析.....	41
4.2 阿哈湖入湖河流 $p\text{CO}_2$ 时空分布特征.....	45
4.3 阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量.....	49
4.3.1 水-气界面 $\text{CO}_2$ 交换通量计算（模型法）.....	49
4.3.2 通量箱法和模型法计算的 $\text{CO}_2$ 通量与其他区域的比较.....	50
4.4 本章小结.....	52
第五章 通量箱法和模型法估算水-气界面 $\text{CO}_2$ 气体通量的差异性分析.....	53
5.1 三种模型法的水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量对比分析.....	53
5.2 通量箱法和模型法的水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量对比分析.....	55
5.3 本章小结.....	59
第六章 结论与展望.....	60
6.1 主要结论.....	60
6.2 研究特色和创新点.....	60
6.3 存在的问题及展望.....	61
致谢.....	62
参考文献.....	63
附录.....	74

# 喀斯特小流域水-气界面二氧化碳释放及其影响因素 研究——以阿哈湖入湖河流为例

## 摘要

全球气候变暖是当今世界要面临的重要环境问题之一。二氧化碳同甲烷、一氧化碳、臭氧、氧化亚氮等痕量气体共同引起温室效应，其中二氧化碳是占比最高的温室气体。河流系统是连接陆地碳库与海洋碳库的重要纽带，是将陆源含碳物质输运入海的主要途径。早期研究河流碳循环，主要集中在河流碳的横向搬运，而对界面交换研究较少，而最新的研究表明：全球河流向大气释放CO<sub>2</sub>是全球河流流入海的碳通量的2倍。由于忽略河流向大气中碳的释放，陆地碳汇能力评估可能存在问题。低级别河流体量小、对外界干扰响应迅速，对于理解陆地-水体系系统的碳循环驱动过程、评价人为活动的影响、揭示河流内部碳释放机理具有先天的优势，是陆地水系统碳循环深入研究必不可少的组成部分。为分析喀斯特地区河流CO<sub>2</sub>释放驱动机制，探讨喀斯特小流域大气CO<sub>2</sub>的“源”、“汇”效应，以及环境因子和水质参数对CO<sub>2</sub>释放的影响，为我国碳收支计算提供科学依据。本研究选取贵州省贵阳市阿哈湖入湖河流及阿哈湖作为研究对象，分别选取：金钟河，游鱼河，白岩河，以及阿哈湖进行研究。综合运用通量箱法和模型法监测水-气界面CO<sub>2</sub>，分析喀斯特小流域水-气界面CO<sub>2</sub>通量，探究环境因子和水质参数对他们影响，并对通量箱法和模型法进行对比分析，主要结果如下：

(1) 实测游鱼河、白岩河、金钟河和阿哈湖水-气界面二氧化碳通量年均值均大于零，为大气CO<sub>2</sub>的“源”，年均释放速率：金钟河 (690.74 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>) > 游鱼河 (439.93 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>) > 白岩河 (249.34 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>) > 阿哈水库 (15.56 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>)。

(2) 在监测期间内，实测游鱼河、白岩河、金钟河和阿哈湖水-气界面二氧化碳通量与水温、流速成正相关；与 pH, DO, Chl-a 成负相关；与气温、风速、电导率、TP、TN 无显著性相关。

(3) 游鱼河、白岩河、金钟河和阿哈湖水体pCO<sub>2</sub> 高于空气pCO<sub>2</sub>，处于过饱和状态。全年水体pCO<sub>2</sub> 年均值：游鱼河 pCO<sub>2</sub> (389.45 Pa) > 金钟河pCO<sub>2</sub>

(306.68 Pa) > 白岩河  $pCO_2$  (261.38 Pa) > 阿哈水库  $pCO_2$  (171.25 Pa)。水体  $pCO_2$  季节变化为：春季高，夏季低，秋季和冬季介于春季和夏季之间。

(4) 通量箱法和模型法具有一定相关性，但是两种方法得到的水-气界面二氧化碳通量的大小还是具有较大的差异性。其中， $HCO_3^-$  浓度越大，通量箱法和模型法监测结果越接近；pH、水温和流速越大，通量箱法和模型法监测结果差异性越大。

关键词：喀斯特流域；通量箱法；模型法；水-气界面；二氧化碳分压 ( $pCO_2$ )；二氧化碳通量

# **Carbon dioxide release from water-air interface in karst watershed and its influencing factors—A case study of Aha Lake into the lake**

## **Abstract**

Global warming is one of the most important environmental problems facing the world today. Carbon dioxide, together with trace gases such as methane, carbon monoxide, ozone and nitrous oxide, causes greenhouse effect, in which carbon dioxide accounts for the highest proportion of greenhouse gases. River system is an important link between terrestrial carbon pool and marine carbon pool, and is the main way to transport terrestrial carbon into the sea. Early studies on river carbon cycle mainly focused on transverse transport of river carbon, but less on interfacial exchange. Recent studies show that global rivers release CO<sub>2</sub> into the atmosphere twice as much as global rivers emit carbon into the sea. The assessment of terrestrial carbon sink capacity may be problematic due to the neglect of carbon release from rivers into the atmosphere. The low-level rivers have small fluids and respond quickly to external disturbances. They have innate advantages for understanding the carbon cycle driving process of land-water systems, evaluating the effects of human activities, and revealing the internal carbon release mechanism of rivers. An essential part of the in-depth study of the system carbon cycle. In order to analyze the CO<sub>2</sub> release driving mechanism of rivers in karst area, the "source" and "sink" effects of atmospheric CO<sub>2</sub> in karst small watershed, and the influence of environmental factors and water quality parameters on CO<sub>2</sub> release are discussed, which provides a scientific basis for China's carbon budget calculation. In this study, the rivers and reservoir of the Aha Lake in Guiyang City, Guizhou Province were selected as research objects, and selected: Jinzhong River, Youyu River, Baiyan River, and Aha Lake for research. The flux box method and model method are used to monitor the CO<sub>2</sub> at the water-air interface, and the CO<sub>2</sub> flux at the water-air interface in the karst

small watershed is analyzed. The influence of environmental factors and water quality parameters on them is explored, and the flux box method and model method are applied. For comparative analysis, the main results are as follows:

(1) The average annual carbon dioxide flux at the water-air interface of Youyu River, Baiyan River, Jinzhong River and Aha Lake is greater than zero, which is the “source” of atmospheric CO<sub>2</sub>, and the average annual release rate: Jinzhong River (690.74 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>) > Youyu River (439.93 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>)> Baiyan River (249.34 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>)> Aha Reservoir (15.56 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>).

(2) During the monitoring period, the measured carbon dioxide fluxes at the water-air interface of Yuyu River, Baiyan River, Jinzhong River and Lake Aha were positively correlated with water temperature and velocity. It was negatively correlated with acidity and alkalinity, dissolved oxygen and chl-a. There was no significant correlation with air temperature, wind speed, conductivity, total phosphorus and total nitrogen.

(3) The *p*CO<sub>2</sub> of the Youyu River, Baiyan River, Jinzhong River and Aha Lake is higher than the air *p*CO<sub>2</sub> and is supersaturated. Annual average value of *p*CO<sub>2</sub> in water bodies: Youyu River *p*CO<sub>2</sub> (389.45 Pa)> Jinzhong River *p*CO<sub>2</sub> (306.68 Pa)> Baiyan River *p*CO<sub>2</sub> (261.38 Pa)> Aha Reservoir *p*CO<sub>2</sub> (171.25 Pa). The seasonal variation of *p*CO<sub>2</sub> in water is: high in spring, low in summer, and between spring and summer in autumn and winter.

(4) Flux box method and model method have certain correlation, but the magnitude of carbon dioxide flux at water-air interface obtained by the two methods is quite different. Among them, the higher the concentration of HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, the closer the monitoring results of the flux box method and the model method are; the greater the pH, water temperature and flow rate, the greater the difference between the flux box method and the model method.

**Key words:** karst basin; Flux box method; Model method; Water-air interface; Partial pressure of CO<sub>2</sub>(*p*CO<sub>2</sub>); Carbon dioxide flux

# 第一章 绪论

## 1.1 研究的背景

全球气候变暖是当今世界要面临的重要环境问题之一。二氧化碳是占比最高的温室气体，约占大气总容量的 0.03%，同甲烷 (CH<sub>4</sub>)、一氧化碳 (CO)、水汽 (H<sub>2</sub>O)、臭氧 (O<sub>3</sub>)、氧化亚氮 (N<sub>2</sub>O) 等痕量气体共同引起温室效应 (杨欢, 2015)。自工业革命以来，由于人类活动的化石燃料燃烧使得大气中的 CO<sub>2</sub> 等温室气体浓度不断上升。目前全球大气 CO<sub>2</sub> 浓度以每年 1.2~1.8ppmv 的速度增长。按照目前的速度到 21 世纪中期，大气 CO<sub>2</sub> 浓度将达到 500ppmv，21 世纪末将达到 650~700ppmv。预测如果温室气体以目前的排放速率持续下去，地球表面的气温有可能每 10 年要上升 0.2°C，100 年后的全球平均气温大约增加 2°C (变异范围为 1.3~5.5°C)。这种大气 CO<sub>2</sub> 浓度的升高和由此导致的全球变暖无疑是人类活动影响的结果，并引发了一系列严重的全球环境问题，最终可能对人类自身的生存和社会经济的持续发展带来巨大的威胁 (周歲, 2009)。

根据大气 CO<sub>2</sub> 记录，全球大气 CO<sub>2</sub> 浓度由工业革命前的 280 ppm 到 2014 年 4 月份首次超过了 400 ppm([www.esrl.noaa.gov/gmd/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/))。2015 年 1 月全球陆地和海洋表面平均温度已经达到自 1880 年以来第二高温 (杨欢, 2015)。截止到 2018 年 11 月份，全球大气 CO<sub>2</sub> 浓度已经达到 409.36ppm。

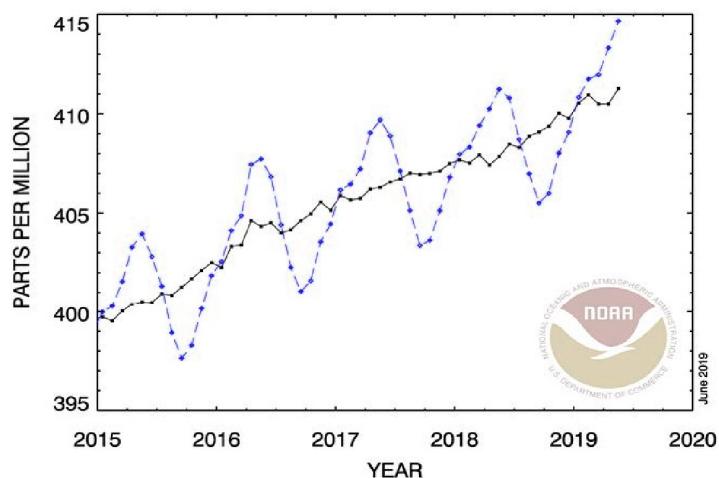


图 1-1 大气二氧化碳浓度变化趋势图 ([www.esrl.noaa.gov/gmd/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/))

Figure 1-1 Trends in Atmospheric Carbon Dioxide ([www.esrl.noaa.gov/gmd/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/))

温度的持续上升会引起全球气候变暖、海平面上升等一系列严重的环境问题，同时对人类赖以生存的自然环境和人文社会环境造成深远的影响。如果地表及海洋的升温不能得到有效的控制，海水对 CO<sub>2</sub> 的吸收能力将会越来越弱，南北极及其周围区域的冰雪会加速融化，森林火灾也将愈加频繁。控制二氧化碳等温室气体的排放，研究和完善全球碳循环系统，加强全球气候变化和生态环境的可持续性发展已成为人类社会所面临的巨大挑战。

陆地生态系统碳循环和碳蓄积研究是全球变化科学中的一个重要组成部分，是 20 世纪 90 年代兴起的综合性、规模较大的国际合作研究的热点问题。碳循环是影响全球气候变化最重要的因素之一，CO<sub>2</sub> 是地球能量循环的重要因子，定量计算全球碳循环通量，对于地球的可持续发展具有重要的意义(Raymond et al., 2013; Wehrli, 2013)。

### 1.1.1 全球碳循环

地球碳库主要分为岩石圈碳库、海洋碳库、陆地生态系统碳库和大气碳库四类(陶波等, 2001)，全球碳循环即自然界中各种不同形态的碳通过自然过程或人为活动，在各个碳库之间相互转换和运移的过程(徐雪梅, 2008)。在不同碳库碳的交换或者转化过程所需的周期则各不相同：岩石圈是自然界最大的碳库，碳主要以碳酸盐的形式储存，总量约为  $2.7 \times 10^{16}$ t，占全球碳总库的 99%，岩石圈库中碳的活性低，沉积作用和风化作用的周转周期较长，有的长达百万年以上，对碳主要起贮存的作用；海洋碳库是第二大碳库，含碳量仅次于岩石圈碳库，约占其余碳库碳含量的 95%，主要以可溶性无机碳、可溶性有机碳和有机分子碳（活的生物体或死亡动植物的残骸）三种形式存在，深海中碳周转时间平均为千年尺度，极为稳定，受人类影响较小(杨红, 2004)；陆地生态系统碳库是受人类活动影响最大的碳库，碳在陆地生态系统碳库的周转时间比较短，有的过程表现出明显的季节性周期，不同下垫面和子系统的内部组成及反馈机制比较复杂，碳循环流动的形式多样，生物群的光合作用和呼吸作用是陆地系统与大气圈二氧化碳重要交换形式之一，此外还包括凋落物、土壤有机质的积累和微生物分解呼吸释放等；大气碳库，主要以二氧化碳和一氧化碳气体的形式，在各碳库之间进行交换与转化(郑淑颖等, 2001；刘二东等, 2012)。

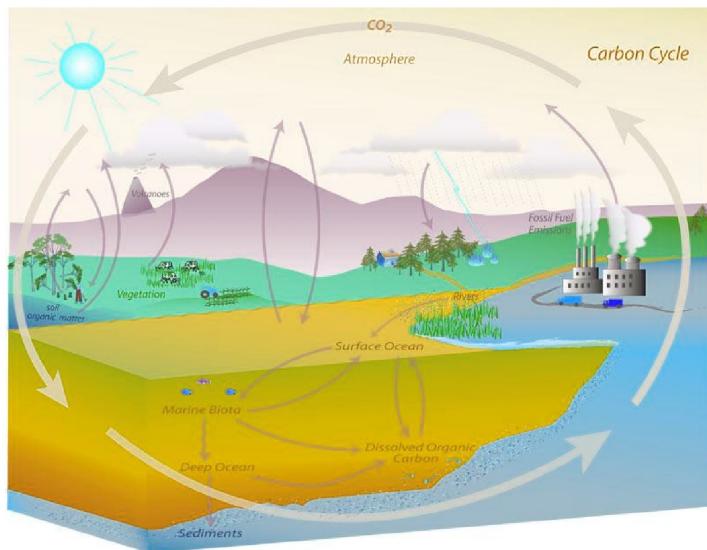


图 1-2 全球碳循环 (NOAA,2012)

Figure 1-2 Global Carbon Cycle (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/basics.html>)

### 1.1.2 河流碳循环

河流系统是连接陆地碳库与海洋碳库的重要纽带（殷建平等，2006），是将陆源含碳物质输运入海的主要途径（黄萍等，2000），河流系统在控制调整流域自身的碳动力学同时，还影响着沿海河流水域系统的碳排放过程（Berner,1995; Richey et al.,2002），在全球生物地球化学循环中起着不可估量的作用。河流中的含碳物质主要分为：无机碳和有机碳，其中无机碳包括颗粒无机碳和溶解无机碳，水体中溶解的无机碳系统包括  $H_2CO_3$ 、 $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$  和溶解的  $CO_2$  四种形式，通常把  $CO_2$  和  $H_2CO_3$  合称为“游离  $CO_2$ ”，可以用水体二氧化碳分压  $pCO_2$  来表示；有机碳包括氨基酸和碳水化合物等易被细菌微生物利用的不稳定的有机质（又被称为活性物），与腐殖质脂类多糖多肽和胶体物质等相对比较稳定的有机质（Schlesinger et al.,1981）。

河流碳循环是发生在河流系统中碳元素的生物地球化学循环，指流域中异源碳在物理侵蚀、生物新陈代谢及人类活动的影响下，以不同形式（有机碳和无机碳；溶解碳和颗粒碳）进入河网系统并随河流输送，发生物理化学转化的全过程（杨欢，2015）。其连接全球各碳库（大气、海洋、陆地生态系统、岩石圈），在碳库接触处进行碳交换及不同形式碳的转化。

河流碳输运在全球碳循环大系统中扮演着重要的角色，可与植物光合固碳、土壤呼吸释放及海洋生物沉积碳在全球碳循环的作用相类比，就碳在河流中的输移通量而言，虽然在数量上与全球碳循环其他环节的通量相比较小，但与海洋-大气间的净碳通量、化石燃料排放的碳通量、森林火灾排放的碳通量处于同一数量级（姚冠荣等，2005；张永领，2012）。河流在全球和区域的碳循环中通常作为海洋和陆地系统的“连接通道”，内陆水体在全球碳循环中的作用长期以来被认为是有限的。然而最近的研究发现，由陆地系统进入内陆水体的碳通量大于河流输入海洋的通量，这说明河流系统不是简单的碳输送通道，进入河流的部分碳被“截留”在陆地水系统或者在陆地水系统发生了转化、释放（Abril et al., 2014; Battin et al., 2008; Battin et al., 2009; Richey et al., 2002; Barros et al., 2011; Cole et al., 2007; Raymond et al., 2013; Butman et al., 2016）。而此前的全球碳循环模型忽视了河流的作用，这可能导致陆地系统吸收和储存的碳量被高估。如亚马逊流域向大气释放的碳达到  $470 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ，是该流域向海洋输送 TOC 和 DIC 通量的 13 倍（Richey et al., 2002）；美国所有河流向大气释放  $\text{CO}_2$  通量达  $97 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ，占所在区域净生态系统碳交换量 10%（Butman et al., 2011）。Raymond 等（2013）利用全球部分河流  $p\text{CO}_2$  数据，估算全球河流系统向大气释放了  $2.1 \text{ Pg C yr}^{-1}$ ，该释放通量与陆地生态系统净吸收的  $2.6 \text{ Pg C yr}^{-1}$  相当。Butman 等（2016）对美国河流系统的最新研究表明，溪流和河流向大气释放的碳通量约为  $69 \text{ Tg C yr}^{-1}$ ，约占美国水体系统总体排放的 65%。

在河流系统，早期的河流  $\text{CO}_2$  释放研究主要在大型河流的主河道或河口地区，忽略了河流上游地区（源头地区）低级别河流系统的贡献（溪流被忽略的一个客观原因是：分散，长度、面积难以统计，容易忽略），因此目前对溪流系统的  $\text{CO}_2$  释放机理了解的非常有限。最近的大量的研究证据表明，低级别河流/溪流对区域尺度的碳循环具有更大的影响（Campeau et al., 2014; Crawford et al., 2015; Lundin et al., 2013; Butman and Ramond, 2011），溪流是碳循环的“反应器”（Benstead and Leigh, 2012），其相对于中大型河流具有更高的  $\text{CO}_2$  释放潜力。例如，Teodoru 等（2009）对美国西北地区同一个流域内溪流和湖泊  $\text{CO}_2$  释放通量估算发现，尽管二者大部分自然条件一样，但河流的释放通量约为湖泊释放通量的两倍。

河流按照水面宽度划分，可分为大型河流（河宽度 $>60\text{m}$ ）和中小型河流（河宽度 $<60\text{m}$ ）(Aufdenkampe et al, 2011)。低级别河流体量小、对外界干扰响应迅速，对于理解陆地-水体系统的碳循环驱动过程、评价人为活动的影响、揭示河流内部碳释放机理具有先天的优势，是陆地水系统碳循环深入研究的前提 (Crawford et al., 2014; Benstead and Leigh,2012)

我国西南地区分布大片连续的碳酸盐岩，是世界最大的喀斯特分布区之一，具有碳库巨大、碳循环活跃特征，是区域和全球碳循环研究的重要场所(袁道先, 1993; 袁道先和蒋忠诚, 2000; 刘丛强, 2009; 刘再华, 2012.)。区域内地形破碎，土层瘠薄，水土流失严重，生态环境非常脆弱，对全球环境变化响应非常敏感。目前，已经有很多的研究致力于探讨喀斯特流域岩石风化以及其引起的 CO<sub>2</sub> 消耗，并发现喀斯特地区是全球碳循环中一个重要的碳汇 (Han and Liu,2004; Liu et al., 2010; Zeng et al., 2016; 徐胜友等,1997; 张春来等, 2013)。然而，碳酸盐风化形成的 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>进入河流，普遍导致河流 DIC 相对较高，河流 CO<sub>2</sub> 过饱和；受到外界扰动下，河流极易向大气释放 CO<sub>2</sub>(Ding et al., 2013)；同时，喀斯特地区地下暗河发育，地下水与地表水体联通性良好，高 pCO<sub>2</sub> 分压的地下暗河出露地表后，在开阔地区迅速释放进入大气，成为 CO<sub>2</sub> 源(Li et al., 2010; Geldern et al., 2015)。丁虎等 (2015) 在乌江上游三岔河后寨小流域利用在线观测仪器对喀斯特地区河水开展了实测研究。结果表明：4 个地表河水观测点的 FCO<sub>2</sub> 在 173~1159 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> 范围内，平均达 596 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>。上述已有喀斯特地区河流的 FCO<sub>2</sub> 位于全球河流的中间偏高水平(42~980 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>) (Polsenaere et al., 2012)。

## 1.2 国内外研究进展

### 1.2.1 河流水体中 CO<sub>2</sub> 的浓度及其水-气界面通量

近年来，一些学者分别对全球各种类型的河流温室气体释放通量进行了观测和研究。通过对北卡罗来纳州河口分压进行 27 个连续流动观测发现通量呈现高度的空间、时间的变异性，其最大值出现在高流速的秋季，最小值出现在高风速高初级生产的春季 (Crosswell J R et al,2012)。通过对整个欧洲内河口和外

河口水体  $p\text{CO}_2$  分压研究也发现，在春季浮游植物开始生长的时候，水中的分压会出现欠饱和的情况，而其他时间均为过饱和状态，每年欧洲河口平均排放的碳，这相当于西欧 5%~10% 的人为的释放量(Frankignoulle M et al,1998)。通过对香溪河支流采用漂浮通量箱在年间观测发现，香溪河支流的平均排放量为  $76.52 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，向大气中释放  $\text{CO}_2$  (赵炎等, 2011)。

河流水-气界面的  $\text{CO}_2$  交换本质上是分子扩散运动(Moog and Jirka, 1999)，交换速率主要受温度、浓度梯度 ( $p\text{CO}_2$ ) 和边界层厚度控制。温度越高，浓度梯度差异越大，交换速率越快；边界层厚度越厚，交换速率越慢。因此，当边界层受到扰动时，促进扩散， $\text{CO}_2$  交换速率加快 (Jonsson et al., 2008)。在湖泊和海洋，风速是影响气体交换速率的重要因素，风的作用产生波浪扰动边界层，促进气体交换。在河流系统，风的作用也是很重要的，特别是在河口和大型河流；但是，在河流的源头地区，由于河流的宽度小，风的作用对河流（特别溪流级别的河流）的影响则非常有限。对于规模较小的河流， $\text{CO}_2$  交换速率受其自然特征（比降、河床粗糙度等）的影响更大(Alin et al.,2011)。如，从上游到下游较大的落差产生较高的流速，河床下垫面不平整形成湍流，这些因素都会产生波浪，扰动边界层，促进  $\text{CO}_2$  气体交换 (Hope et al., 2001; Butman and Raymond, 2011; Wallin et al., 2011; Raymond et al., 2013)。

### 1.2.2 河流水体中 $\text{CO}_2$ 的产生机制及影响因素

河流的碳交换作用性质及  $\text{CO}_2$  通量大小直接受控于河道水体中有机碳(OC)和无机碳(IC)的组成特征及其近界面一系列的物理化学平衡过程(焦树林等, 2008)。一般情况下，河流水气界面的存在如下的平衡过程：



在河流表层，河流水体的浮游生物利用光合作用将水体中溶解的无机碳“固定”为有机碳，从而导致水体  $\text{CO}_2$  分压降低，减少水-气界面排放的  $\text{CO}_2$ ，甚至成为大气  $\text{CO}_2$  的汇。在河流的初级生产过程中，还需从水中获取磷酸盐和硝酸盐，降低水中碱度，进一步降低  $\text{CO}_2$  分压，减少其水-气界面排放量。而水生生物的呼吸作用则正好相反，在夜间释放  $\text{CO}_2$ ，使水中  $\text{CO}_2$  分压增加，促使  $\text{CO}_2$  从水体进入大气。此外，水体中有机物质的矿化作用，尤其是溶解的有机碳(DOC)

被水生生物分解也会释放 CO<sub>2</sub> 气体 (Huttunen et al., 2001)。有机物在沉积物中有明显表层富积现象，新鲜沉积物和水体表面一系列氧化还原反应也会导致二氧化碳在沉积物表层的生产、消耗和积累。即使被认为是贫营养型的巴西 Lo-bo-Broa 水库，其沉积物中二氧化碳的浓度也达到了 1~9 mmol·L<sup>-1</sup> (Abe et al., 2010)。研究表明，通过水-气界面进入大气的二氧化碳有 20% 来自于沉积物 (程炳红等, 2012)。Diane 等 (2001) 研究认为有机物的呼吸是的主要来源。

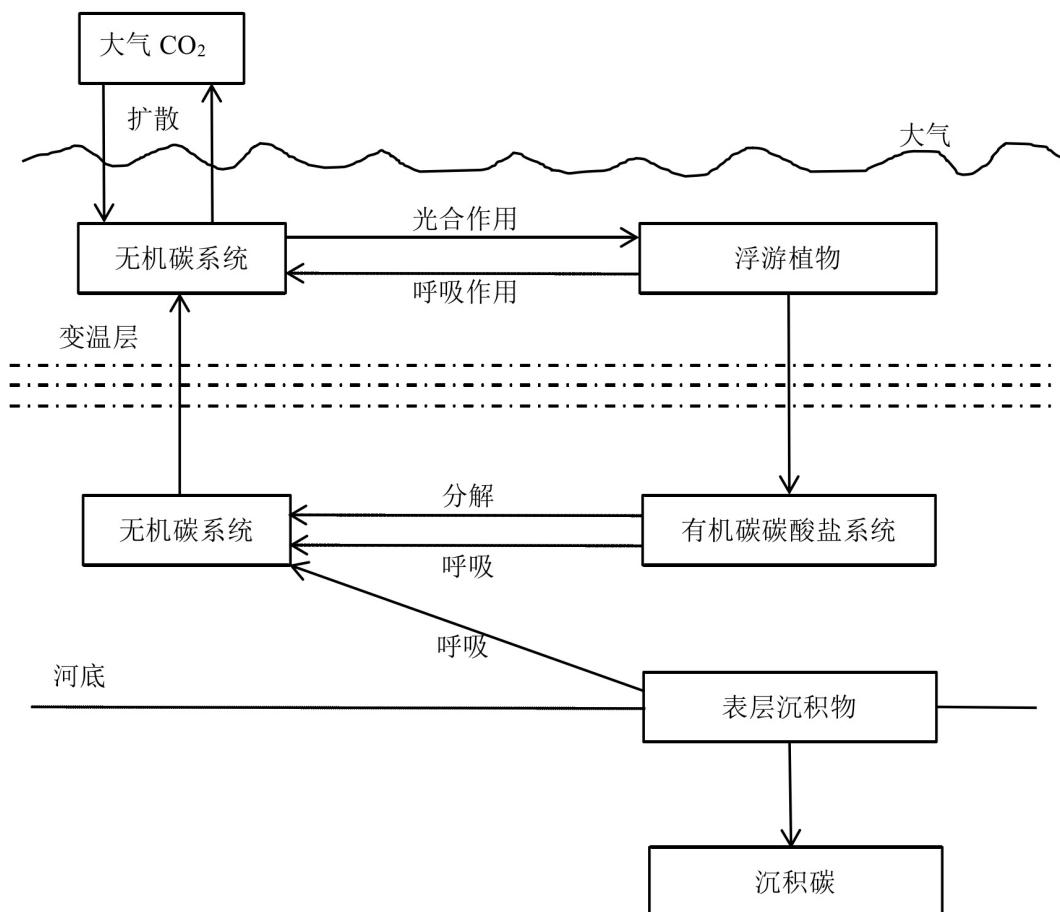


图 1-3 河流中 CO<sub>2</sub> 形成机理

Figure 1-3 Formation mechanism of CO<sub>2</sub> in rivers

河流的 CO<sub>2</sub> 可分为两个源：一是外源输入，如土壤 CO<sub>2</sub>（主要来自矿物的风化或者植物根系的呼吸作用）、地下水输入、大气交换等；二是内源产生，主要有河流内部 DOC 的呼吸作用，DOM 的光解，碳酸盐矿物的沉淀等。受外源碳（如陆地有机质）输入以及河流内部系统有机质矿化影响，河流 CO<sub>2</sub> 经常是过饱和的 (Cole et al., 2001, Duarte et al., 2005, Marcarelli et al., 2011)。受气候和

地质背景的影响,不同地区岩石风化产生  $\text{HCO}_3^-$  的速率有很大的差异(Meybeck et al.,2003);而受温度、pH、有机质含量、水生生物数量、营养物质含量等的影响,呼吸作用产生的  $\text{CO}_2$  通量也有很大的时间和空间异质性(Bernot et al., 2010; Tank et al., 2010)。人为活动,如城市化带来的建筑垃圾风化、城市热岛效应加速有机质矿化、高 DOM 含量废水的排放和农业活动中农田石灰使用、间歇性淹水、氮肥施用,都会导致河流  $\text{CO}_2$  过饱和,加速河流  $\text{CO}_2$  释放(Barnes and Raymond,2009; Smith and Kaushal,2015)。不同地理条件、不同人为活动影响的河流  $p\text{CO}_2$  都表现的很大季节变化和空间变化,水-气界面的  $\text{CO}_2$  交换通量也有很大的差异(Finlay et al., 2009; Guo et al., 2011)。然而,目前关于人为活动增加碳源输入导致河流  $\text{CO}_2$  释放通量变化的研究却还很不足。

影响河流  $\text{CO}_2$  排放的因子主要有:pH、温度、降雨量、营养元素含量、地质背景、地貌特征、陆地有机碳的输入、土壤-水体联通性、河流内部新陈代谢等(Alin et al., 2011; Wallin et al., 2011; Li et al., 2012),但是哪个因素或哪些因素占主导作用尚不清楚。Hotchkiss 等(2015)通过对全美的河流监测站数据分析认为,来自陆地的  $\text{CO}_2$  输入和河流内部过程是影响河流和溪流  $\text{CO}_2$  释放的主要因素,对落基山脉高原河流的研究也得到相似的观点(Crawford et al., 2015)。前人通过统计已发表  $\text{CO}_2$  释放通量数据发现,河流  $\text{CO}_2$  释放的平均通量和变化范围在不同的纬度没有太大的差异,平均温度更高热带和赤道地区河流  $\text{CO}_2$  释放通量并未表现出高于寒冷的高纬度地区;实测热带地区和北美地区的多条河流  $\text{CO}_2$  释放通量后,认为水利学特征是控制河流  $\text{CO}_2$  的第一因子(Long et al., 2015)。

### 1.2.3 水-气界面气体传输方式

温室气体在空气和水体之间主要的交换方式有水-气界面的分子扩散,自沉积物通过水柱的冒泡排放,在沿岸区域沉水植物通气组织的传输(Casper et al., 2000)。不同的溶解度、在变温层不同的浓度以及不同的大气分压导致  $\text{CO}_2$  的水气传输路径也不尽相同。

## 1.3 国内外研究进展中的不足

热带和亚热带河流系统一般来说有更高的呼吸作用和  $\text{CO}_2$  交换速率,然而

由于河流 CO<sub>2</sub> 释放研究较少，基础数据匮乏，该区域的 CO<sub>2</sub> 释放定量计算非常匮乏，特别是在亚洲和非洲等经济相对落后的地区。中国是世界上河流众多的国家之一，是全世界碳循环的主要组成部分。目前，中国河流 CO<sub>2</sub> 释放的研究大部分集中在少数大型河流主河道、河口以及大型水库，而对于目前国际上广泛关注的，碳反应活跃的，CO<sub>2</sub> 释放强烈的低级别河流研究却还很匮乏。

早期的水体  $p\text{CO}_2$  数据一般是依赖于 pH 和碱度间接获得。Simpson and Zirino（李双，2014）认为：假定总碱度(TA)是恒定的， $p\text{CO}_2$  可由 pH 和 TA 数值计算而得。当  $p\text{CO}_2$  与 pH 的改变仅是由于同大气的交换或生物活动引起时，其假定是很有用的，因为 TA 在同大气交换时几乎不改变。当然，该计算法容易导致极大的误差。公式中涉及到的硼酸、碳酸等弱酸的离解常数影响因素很多，计算中引用不当，会引起较大误差，限制了大面积观测。另外，pH 测量值是否准确是一个关键因素。由于 pH 的不确定会给水体  $p\text{CO}_2$  带来±3%的误差，由 Alk 和  $\Sigma\text{CO}_2$  计算得到的  $p\text{CO}_2$  其误差可达 5%（李双，2014）。对于传统的通量箱-气相色谱法，劳动强度大，气体分析成本高，不适宜开展长期的观测，同时由于传统方法采用手动操作可能导致人为误差，以及将所收集气体样本送到实验室进行色谱分析的过程中，气体样本成分可能发生改变，都将导致最终结果的误差。

## 1.4 本研究内容与技术路线

### 1.4.1 研究内容

本文以贵阳市阿哈湖入湖河流及阿哈湖为研究对象，对河流进行逐月监测，旨在通过连续监测喀斯特地区小流域 CO<sub>2</sub> 水-气界面释放通量，综合运用通量箱法和模型法，对测试后的数据进行计算与分析，研究喀斯特小流域 CO<sub>2</sub> 释放能力，分析喀斯特河流 CO<sub>2</sub> 释放驱动机制，以及环境因子和水质参数对 CO<sub>2</sub> 释放的影响，探讨河流/溪流系统在我国西南喀斯特流域碳平衡中的作用和地位，为我国碳收支计算提供科学依据。

为了探讨喀斯特小流域水-气界面 CO<sub>2</sub> 释放通量特征和影响因素分析，选取阿哈湖入湖河流及阿哈湖作为研究对象，综合运用通量箱法和传统的模型法，

主要从以下几个方面开展研究：

(1) 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub>的“源”、“汇”效应分析

综合运用通量箱法和传统的模型法，对监测期间内的各采样点进行监测，探究阿哈湖入湖河流及阿哈湖释放/吸收 CO<sub>2</sub>能力。

(2) 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub>的时空分布

综合运用通量箱法和传统的模型法，对阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面进行计算分析，探讨阿哈湖入湖河流及阿哈湖的季节变化和空间变化特征。

(3) 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub>影响因素分析

利用统计学原理，综合运用 SPSS、Origin 等软件，对阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub>影响因素分析进行比对分析，分析各因素对水-气界面 CO<sub>2</sub>影响程度。

(4) 通量箱法和模型法的差异性分析

将通量箱法和模型法进行对比分析，探究两种方法的相关性与差异性，并分析造成差异性的主要因素。

### 1.4.2 技术路线

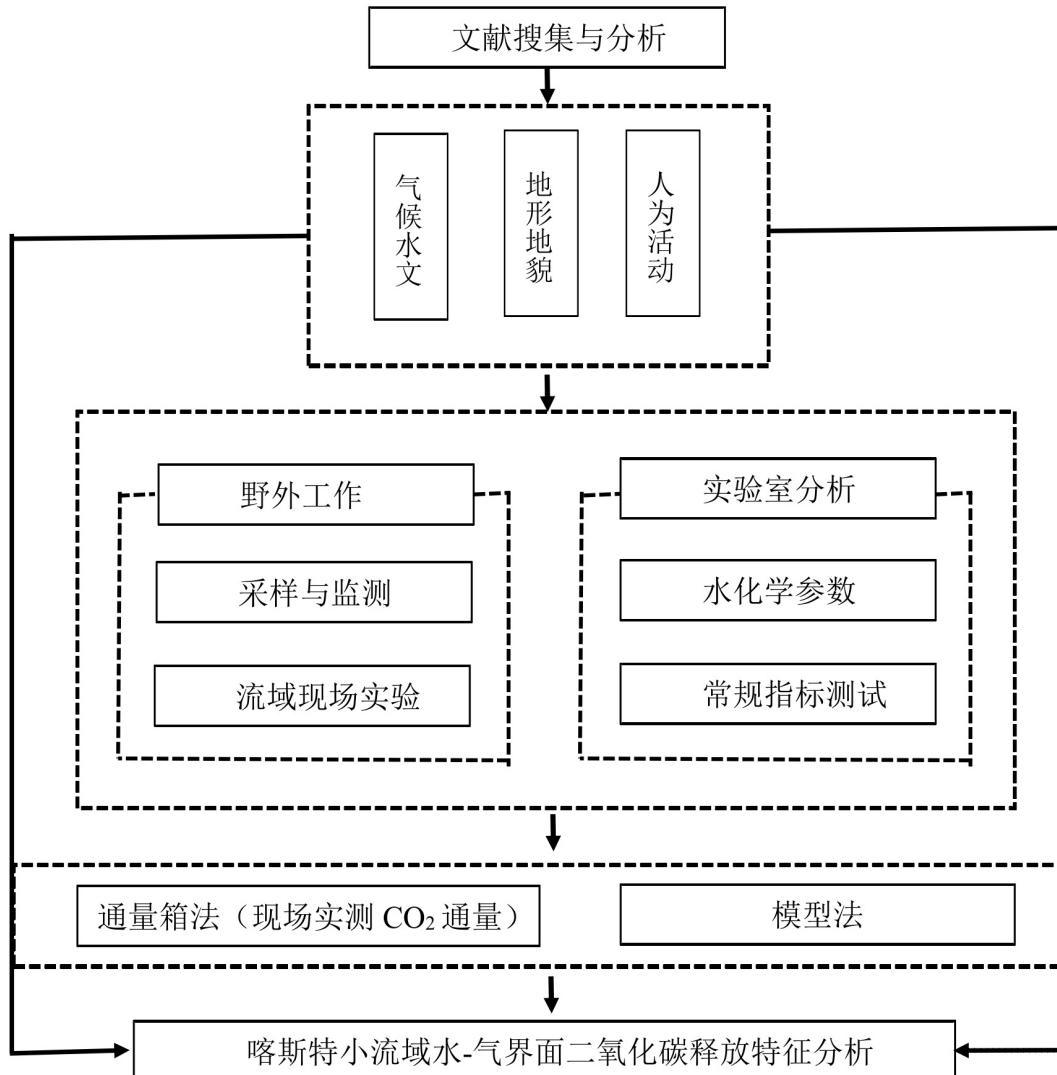


图 1-4 技术路线图

Figure 1-4 Technical Roadmap

## 第二章 研究区域与研究方法

### 2.1 研究区域环境概况

#### 2.1.1 地理位置

阿哈湖又名阿哈水库，位于贵阳市西南郊 8km，地理坐标为东经  $106^{\circ}39'$ ，北纬  $26^{\circ}33'$ 。库区范围北至猫坝，南至烂泥沟，西至雪厂，东至大洞口，南北长 5.7km，东西长 4.9km，流域面积  $180.2\text{ km}^2$ ，水面略成 NE 向的鸡爪状，是目前贵阳市自来水公司的南郊水厂、河滨水厂、中曹水厂的主要供水水源地。阿哈水库库区主要在花溪金竹镇内，阿哈湖主要入库支流均属于长江流域乌江水系南明河支流，分别为：金钟河、白岩河、游鱼河、蔡冲沟、烂泥沟，流经花溪区久安乡、麦坪乡，观山湖金华镇，野鸭镇，白云区艳山红镇。

#### 2.1.2 地质与地貌

阿哈水库地处苗岭山脉中段，贵州高原第二阶地上，库区出露地层有：二迭系阳新灰岩（p1m-q）与龙潭煤系（p2I），三迭系的大冶组（T1d）薄层石灰岩，安顺组（T1a）厚层灰岩与中厚层白云岩，花溪组（T2h）的薄层、中厚层白云岩、泥质白云岩与泥页岩夹层。形成的地貌为岩溶丘陵、山峰与侵蚀剥蚀的低山沟谷相间分布，库区灰岩分布较广，喀斯特发育较为强烈。

金竹镇以丘陵居多，地势较低，地层主要为三迭系的白云岩、石灰岩；麦坪乡地势北高南低，多平缓耕地，地层主要为三迭系的白云岩、石灰岩；久安乡以山地占绝大多数，为岩溶低中山与侵蚀低中山丘陵，地势起伏大，地貌破碎，二迭系煤系地层广泛分布。金华乡、野鸭乡大部分地区在  $1200\sim1400\text{ m}$  之间，野鸭乡多为岩溶缓丘，金华乡大部分是中低山丘陵，地面岩层以碳酸盐岩为主。

#### 2.1.3 气候特征

阿哈水库处于黔中亚热带湿润、温和气候区，冬无严寒，夏无酷暑。四季

温差不大，年均温度 15.3°C，极端最高温度 37.5°C，极端最低温度 -7.8°C；雨量充沛，冬季阴雨较多，多年平均降雨量 1140~1200mm，年降雨日数平均为 178 天，雨量多集中在 5~8 月，约占全年降雨量的 65%；日照时间较短，全年平均日照 1412.6 小时，日照百分率为 32%；该区湿度受季风环境影响，全年平均相对湿度 81%，无霜期 270~290 天。

#### 2.1.4 土壤植被情况

阿哈水库流域土壤主要为黄壤、水稻土和石灰土。主要植被类型为亚热带常绿阔叶林带，没有原生植被存在，次生灌丛、草丛生长良好。主要乔木树种为松树、柏木、光皮桦等，其中松树是主要的建群树种；灌丛主要有火棘、马桑、杜鹃、小果蔷薇等；野生牧草主要有禾本科、菊科、豆科、莎草科、唇型花科等。

#### 2.1.5 水土流失情况

##### (1) 金钟河流域水土流失情况

至 2017 年末，金钟河流域总面积 5059.40km<sup>2</sup>，水土流失面积 687.51hm<sup>2</sup>，占流域总面积的 13.59%。流失面积中，轻度流失面积 60.58hm<sup>2</sup>，占流失面积的 8.81%，中度流失面积 29.95hm<sup>2</sup>，占流失面积的 4.36%，强烈流失面积 591.05hm<sup>2</sup>，占流失面积的 85.97%，极强烈流失面积 3.43hm<sup>2</sup>，占流失面积的 0.50%，剧烈流失面积 2.5hm<sup>2</sup>，占流失面积的 0.36%。流域水土流失强度以轻度为主，年水土流失量为 1.02 万吨/年，平均侵蚀模数为 1482.35t/km<sup>2</sup>·a。

金钟河小流域从西北到东南地势逐渐降低，最低海拔 1095m，最高海拔 1355m，高差 260m，平均高程 1255m，剥蚀丘陵与盆地相间为丘原盆地地貌。大规模的房地产开发、开山修路、兴建市政设施等人为开发建设行为，破坏原有地貌、损坏植被或水土保持措施，产生大量废土弃渣，形成城市水土流失的主要流失源。

大规模开发建设堵塞市政排水管网，造成城市排水不畅，形成内涝；淤积水库，影响水库水质，对饮用水水质安全造成威胁；淤积河道，造成河道黑臭，影响水环境治理成效；损坏污水处理设施，影响污水处理能力。

### (2) 白岩河流域水土流失情况:

至 2017 年末,白岩河流域总面积  $4220.09\text{hm}^2$ , 水土流失面积  $723.59\text{hm}^2$ , 占流域总面积的 17.15%。流失面积中, 轻度流失面积  $317.38\text{km}^2$ , 占流失面积的 43.86%, 中度流失面积  $124.94\text{hm}^2$ , 占流失面积的 17.27%, 强烈流失面积  $192.07\text{hm}^2$ , 占流失面积的 26.54%, 极强烈流失面积  $89.16\text{hm}^2$ , 占流失面积的 12.32%, 剧烈流失面积  $0.04\text{hm}^2$ , 占流失面积的 0.01%。流域水土流失强度以轻度为主, 年水土流失量为 0.75 万吨/年, 平均侵蚀模数为  $1029.92\text{t/km}^2\cdot\text{a}$ 。

白岩河小流域西高东低, 最低海拔 1095m, 最高海拔 1430m, 高差 335 m, 平均高程 1260.29m, 剥蚀丘陵与盆地、谷地、洼地相间以山地、丘陵为主的丘原盆地地貌。流域内林草覆盖率高, 截留雨水和涵养水源作用明显。农业产业结构基本合理, 局部坡耕地比例较高。坡耕地集中区增大了地表裸露程度, 使侵蚀加强, 土层减薄, 导致水土流失。

在流域北部与金钟河流域接壤区域有大规模的房地产开发、开山修路、兴建市政设施等人为开发建设行为, 破坏原有地貌、损坏植被或水土保持措施, 大量废土弃渣集中堆放, 形成水土流失的主要流失源。

### (3) 游鱼河流域水土流失情况

至 2017 年末,游鱼河流域总面积  $6157.46\text{hm}^2$ , 水土流失面积  $376.32\text{hm}^2$ , 占流域总面积的 6.11%。流失面积中, 轻度流失面积  $301.95\text{hm}^2$ , 占流失面积的 80.24%, 中度流失面积  $91.90\text{hm}^2$ , 占流失面积的 5.29%, 强烈流失面积  $18.31\text{hm}^2$ , 占流失面积的 4.87%, 极强烈流失面积  $34.16\text{hm}^2$ , 占流失面积的 9.08%, 剧烈流失面积  $2.00\text{hm}^2$ , 占流失面积的 0.53%。流域水土流失强度以轻度为主, 年水土流失量为 0.21 万吨/年, 平均侵蚀模数为  $559.99\text{t/km}^2\cdot\text{a}$ 。

游鱼河小流域从北向南至游鱼河左岸地势逐渐降低, 再由游鱼河右岸逐渐抬升, 最低海拔 1095m, 最高海拔 1430m, 高差 335m, 平均高程 1260m, 为低山丘陵地貌。河流切割浅。流域内林草覆盖率高, 截留雨水和涵养水源作用明显。农业产业结构基本合理, 耕地多分布于流域内地势较平缓区域, 流域北部集中分布少量坡耕地, 使侵蚀加强, 土层减薄, 导致水土流失。

流域内未出现大规模生产建设项目，只有零星分布少量工矿用地分布，水土流失程度较轻。

#### (4) 库区水土流失情况：

至 2017 年末，阿哈水库库区总面积  $446.84 \text{ hm}^2$ ，水土流失面积  $3.89 \text{ hm}^2$ ，占流域总面积的 0.87%。流失面积中，轻度流失面积  $2.61 \text{ hm}^2$ ，占流失面积的 67.10%，强烈流失面积  $0.82 \text{ hm}^2$ ，占流失面积的 21.08%，极强烈流失面积  $0.46 \text{ hm}^2$ ，占流失面积的 11.83%。流域水土流失强度以轻度为主，年水土流失量为 31.44 吨/年，平均侵蚀模数为  $808.32 \text{ t/km}^2\cdot\text{a}$ 。

库区土地利用以水域主，有 6 座湖心岛坡度较陡，均为林业用地，有 2 座湖心岛为裸地。库区水土流失以轻度为主，强烈及极强烈侵蚀的主要成因是湖心岛裸露区域（数据来源于贵阳市水土保持监测站）。

### 2.1.6 土地利用情况

#### (1) 金钟河流域土地利用情况

金钟河流域土地总面积  $5059.40 \text{ hm}^2$ ，其中水田  $15.15 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 0.31%，旱（平）地  $217.63 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 4.30%，坡耕地  $25.40 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 0.50%；园地  $67.64 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 1.34%；有林地  $247.55 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 4.89%，灌木林地  $162.06 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 3.20%，其他林地  $72.29 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 1.43%；其它草地  $80.12 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 1.58%；水域及水利设施用地  $43.46 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 0.86%，交通运输用地  $432.51 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 8.55%，城镇村及工矿用地  $3325.65 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 65.73%，风景名胜及特殊用地  $357.35 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 7.06%。其他用地  $12.23 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 0.24%。

#### (2) 白岩河流域土地利用情况

白岩河流域土地总面积  $4220.09 \text{ hm}^2$ ，其中水田  $492.73 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 11.68%，旱（平）地  $558.35 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 13.23%，坡耕地  $264.72 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 6.27%；园地  $229.82 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 5.45%；有林地  $1015.40 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 24.06%，灌木林地  $552.70 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 13.10%，其他林地  $126.45 \text{ hm}^2$ ，占土地总面积的 3.00%；天然牧草

地  $7.31\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.17%, 其它草地  $178.10\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 4.22%; 水域及水利设施用地  $23.78\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.56%, 交通运输用地  $166.02\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 3.93%, 城镇村及工矿用地  $551.96\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 13.08%, 风景名胜及特殊用地  $28.11\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.67%。其他用地  $24.64\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.58%。

### (3) 游鱼河流域土地利用

游鱼河流域土地总面积  $6157.46\text{hm}^2$ , 其中水田  $1986.22\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 32.26%, 旱(平)地  $974.71\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 15.83%, 坡耕地  $77.50\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 1.26%; 园地  $226.63\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 3.68%; 有林地  $1823.86\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 29.62%, 灌木林地  $441.66\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 7.17%, 其他林地  $7.94\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.13%; 天然牧草地  $14.36\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.23%, 其它草地  $352.83\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 5.73%; 水域及水利设施用地  $31.70\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.51%, 交通运输用地  $27.31\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.44%, 城镇村及工矿用地  $167.86\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 2.73%, 风景名胜及特殊用地  $3.94\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.06%。其他用地  $20.94\text{hm}^2$ , 占土地总面积的 0.34%。

### (4) 库区土地利用

阿哈水库库区土地总面积  $446.84\text{ hm}^2$ , 其中水田  $0.67\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.15%, 旱(平)地  $8.03\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 1.80%; 园地  $1.16\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.26%; 有林地  $3.96\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.89%, 灌木林地  $42.47\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 9.50%; 天然牧草地  $0.44\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.10%, 其它草地  $0.26\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.06%; 水域及水利设施用地  $384.94\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 86.15%, 交通运输用地  $0.39\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.09%, 城镇村及工矿用地  $0.71\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.16%, 其他用地  $3.81\text{ hm}^2$ , 占土地总面积的 0.85% (数据来源于贵阳市水土保持监测站)。

## 2.1.7 社会经济与工业发展情况

根据 2015 年调查数据显示, 阿哈水库流域有 14.98 万人, 其中农业人口 10.77

万人，占总人口数的 71.90%；非农业人口 4.21 万人，占总人口数的 28.10%。全区生产总值达到 14.27 亿，人均生产总值为 8220 元。流域主要涉及白云区的艳山红镇，花溪区的久安乡、麦坪乡、石板镇、金竹社区，观山湖区的金华镇、金阳街道办，云岩区的金关街道办、金惠街道办、金鸭街道办。

阿哈水库周边有 3 个行政村，14 个自然村寨，涉及 9766 人，库区农民人均纯收入达到 6854 元，其中，80% 来源于渔业、旅游业和外出务工，仅 20% 来源于水稻、蔬菜、经果林等传统农业。

### 2.1.8 流域的人类影响特征

金钟河流域位于阿哈水库饮用水源保护区北面，地理坐标为东经  $106^{\circ}35' \sim 106^{\circ}40'$ ，北纬  $26^{\circ}33' \sim 26^{\circ}40'$ ，金钟河流域跨观山湖、云岩、南明及花溪四个行政区。流域面积  $42.20\text{km}^2$ 。金钟河流经贵阳市主城区，城镇化较高，流域内人为活动频繁，工厂较多，污染较为严重，对阿哈湖水质影响比较严重，属于典型的城市小流域。

白岩河流域位于阿哈水库饮用水源保护区西北面，地理坐标为东经  $106^{\circ}32' \sim 106^{\circ}39'$ ，北纬  $26^{\circ}33' \sim 26^{\circ}35'$ ，白岩河流域跨云岩、观山湖及花溪三个行政区。流域面积  $42.20\text{km}^2$ 。白岩河流域周围基础设施建设还不够完善，大多数居民生活污水未经处理便直接排放，主要污染为周边居民的生活污染。

游鱼河流域位于阿哈水库饮用水源保护区西南面，地理坐标为东经  $106^{\circ}31' \sim 106^{\circ}39'$ ，北纬  $26^{\circ}29' \sim 26^{\circ}32'$ ，游鱼河流域跨观山湖及花溪二个行政区。流域面积  $61.57\text{km}^2$ 。游鱼河早期为贵阳市煤矿密集区，由于废弃煤矿矿坑废水常年外排，游鱼河由于铁锰等沉积，河床呈现明显的褐黄色，受到矿山影响明显。

表 2-1 阿哈湖主要入湖河流特征一览表

Table 2-1 Main inflow river characteristics of Aha Lake

河流名称	集水面积 (km <sup>2</sup> )	主河长 (km)	多年平均	多年平均	发源地	入库口	流向
			流量 (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	径流量 (万 m <sup>3</sup> )			
游鱼河	65.9	18.5	1.15	3627	花溪区麦坪乡红寨村	擦耳岩	由南向北东
金钟河	47.5	16.5	0.83	2617	高新区野鸭乡观山水库	阿哈寨南	由北向南
白岩河	51.5	15.0	0.90	2838	乌当区金华乡牛寨村	凯龙寨北	由西向东
阿哈水库	190		3.32	10470			

## 2.2 采样点位置概况

综合考虑阿哈湖各支流环境单元划分、各单元的流域面积、径流量、长度及有关自然地理要素等的基础上,考虑小流域所流经的区域地质环境、土地利用类型、人口、交通、资源等因素的影响,结合流域面源污染和水土流失情况,根据监测点布设的科学性、代表性、便利性、全面性等原则,在流域城市区、农耕区、植被区及不同的干流、支流、库区共布设 15 个采样点。

表 2-2 采样点坐标

Table 2-2 Coordinates of sampling points

河水采样点布设			
采样编号	河流	采样点名称	GPS 信息
Y1		麦坪	N26° 29'14.86" E 106° 32'38.35"
Y2		岩脚寨干流	N26° 29'29.06" E 106° 34'59.46"
Y3		岩脚寨	N26° 29'32.34" E 106° 34'54.74"
Y4	游鱼河	打通村	N26° 29'49.11" E 106° 35'16.51"
Y5		打通村支流	N26° 29'52.73" E 106° 35'10.15"
Y6		碾房头	N26° 30'25.47" E 106° 36'21.40"
Y7		雪厂村	N26° 31'6" E 106° 37'16"
B1		上半岩（施工前）	N26° 33'8" E 106° 35'18"
B2		上半岩前段	N26° 33'8" E 106° 35'17"
B3	白岩河	吴山村	N26° 33'40.56" E 106° 36'31.99"
B4		河透底	N26° 33'45.2" E 106° 37'50.41"
B5		河透底（入湖口）	N26° 33'44.72" E 106° 38'3.77"
J1		观山湖公园	N26° 37'51" E 106° 37'46"
J2		金钟河桥下	N26° 35'4.98" E 106° 38'19.46"
J3		蔡家关	N26° 33'36.55" E 106° 39'0.52"
B1	库区	阿哈湖	N26° 32'39" E 106° 39'14"

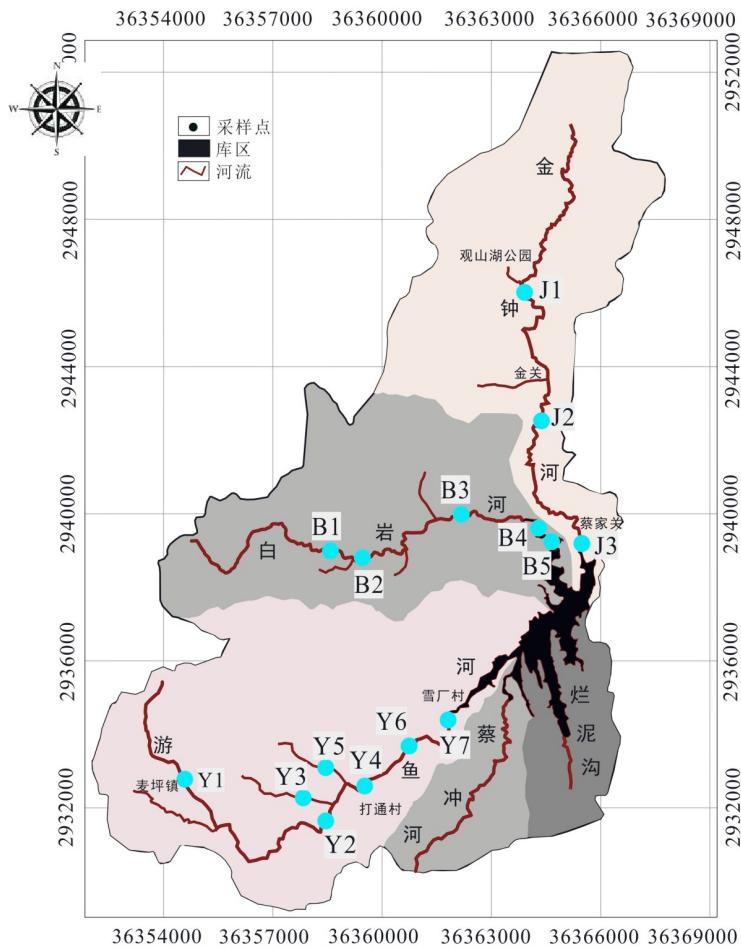


图 2-2 阿哈湖流域采样图

Figure 2-2 Sampling Point Map of Aha Lake Basin

## 2.3 河流表层采样

### 2.3.1 采样方法介绍

#### (1) 气体样品采集与分析

本文采用通量箱进行水-气界面  $\text{CO}_2$  通量观测。通量箱由气体采样箱、平板电脑和  $\text{CO}_2$  分析仪组成。采样箱的主体为非透明的材质圆筒（体积： $0.0029\text{m}^3$ ），并在圆筒表层包裹了锡箔纸，以减少采样时由于太阳辐射所引起的桶内温度的变化；采样箱顶部开有个小孔，连接采样用的气体导管。用微型气泵将集气罩内的气体吸进分析仪进行分析，连续分析 3~4 次，每次约 5 分钟。

图 2-3 野外水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量监测Figure 2-3 Field monitoring of CO<sub>2</sub> flux at the water-air interface

## (2) 地表水采集与分析

采样过程中遵循水流的运动规律以及环境水文特征，面对水流方向采集样品，采样过程严格按照河水水样采集标准进行，确保采集水样的有效性。样品瓶采用事先用纯净水洗净的聚乙烯塑料瓶，采样时将样品瓶注入样品河水约半瓶，荡洗后将水倾倒至采样点下游，如此反复 3 次后，取水下约 10cm 处的河水样品。采集的河水样品当天过滤（0.45μm Millipore 滤膜），存储于聚乙烯瓶密封，于 4°C 冰箱密封保存。

样品分析的水质指标主要有：pH、水温（T）、电导率（EC）、溶解氧（DO）、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、总氮（TN）、总磷（TP）、溶解性有机碳（DOC）、叶绿素 a（Chl-a）、水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量。其中水体 pH、电导（EC）、水温（T）、溶解氧（DO）采用 WTW 便携式多参数测试仪现场测定，Chl-a 用哈希多参数水质分析仪（DS5X）现场测试，使用便携式流速仪（LS300-A）测定流速。HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 用 0.025 mol L<sup>-1</sup> HCl 现场滴定。其余各指标分析方法见表 2-3。

表 2-3 样品分析方法一览表

Table 2-3 List of sample analysis methods

序号	指标	分析方法
1	总氮	碱性过硫酸钾消解紫外分光光度法（GB11894—89）
2	总磷	碱性过硫酸钾消解钼酸铵分光光度法（GB11893—89）
3	溶解性有机碳	TOC 仪法（Vario, TOC）

### 2.3.2 采样频次介绍

本研究对研究区域进行为期一年的观测（游鱼河、白岩河和金钟河：2017年6月~2018年5月；阿哈水库：2017年9月~2018年5月）：

- (1) 水体样品：连续1个水文年，每月采集一次河水样品；
- (2) 喀斯特小流域水-气界面CO<sub>2</sub>通量现场测试：连续1个水文年，每月运用CO<sub>2</sub>通量箱对流域的CO<sub>2</sub>通量进行一次现场实时监测。

## 2.4 水-气界面CO<sub>2</sub>通量计算

### 2.4.1 通量箱法

河流水-气界面CO<sub>2</sub>通量计算：

$$FCO_2 = \left( \frac{\delta CO_2}{\delta t} \right) \left( \frac{V}{RTS} \right)$$

FCO<sub>2</sub>: CO<sub>2</sub>通量 ( $\mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ )

$\delta CO_2 / \delta t$ : 集气罩内CO<sub>2</sub>气体累积速率 ( $\mu\text{atm s}^{-1}$ )；

V: 集气罩体积 (m<sup>3</sup>)；

R: 气体常数 ( $8.2037 \times 10^{-5} \text{m}^3 \text{ atm k}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ )；

T: 气体温度 (K)；

S: 集气罩与水面的接触面积 (m<sup>2</sup>)。

### 2.4.2 模型法

样品分析计算：

由pH值、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、温度、CO<sub>2</sub>平衡常数(K<sub>a1</sub>、K<sub>a2</sub>)和Henry定律常数(K<sub>H</sub>)计算DIC、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、pCO<sub>2</sub>(式1, 2, 和3), K<sub>a1</sub>、K<sub>a2</sub>、K<sub>H</sub>均可由温度计算得出(Marcus et al., 2010)。水体pH值在7.69~8.54之间,平均值8.15, 在碳酸平衡体系下, 水体溶解无机碳以HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>为主(Das et al., 2005; Dreybrodt et al., 1998; 高全洲等, 1998; 姚冠荣, 2008)。

$$[CO_2] = [H^+][HCO_3^-]/K_{a1} \quad (1)$$

$$[\text{CO}_3] = K_{\text{a}2}[\text{HCO}_3^-]/[\text{H}^+] \quad (2)$$

$$p\text{CO}_2 = [\text{CO}_2]/K_{\text{H}} = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]/K_{\text{H}}K_{\text{a}1} \quad (3)$$

过饱和 $\text{CO}_2$ (用 $\Delta\text{CO}_2$ 表示)是水中释放到大气中去的那部分 $\text{CO}_2$  (祁第等, 2014; Richey et al., 1998; Zhai, et al., 2005), mmol/L, 表观耗氧量( $\Delta\text{O}_2$ )是实测氧浓度对于氧溶解度的偏离量。

$$\Delta\text{CO}_2 = [\text{CO}_2] - K_{\text{H}} \times p\text{CO}_2(\text{大气中}) \quad (4)$$

$$\Delta\text{O}_2 = [\text{O}_2]_{\text{eq}} - [\text{O}_2] \quad (5)$$

式中:  $[\text{CO}_2]$ 表示计算出的现场水体游离 $\text{CO}_2$ 浓度, mmol/L;  $p\text{CO}_2(\text{大气中})$ 是大气中的 $\text{CO}_2$  分压;  $[\text{O}_2]_{\text{eq}}$ 为现场水文气压条件下水体饱和溶解氧(滕业龙等, 1992), mmol/L;  $[\text{O}_2]$ 为现场观测溶解氧, mmol/L。

### 第三章 阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量时 空变化特征及影响因素分析

《联合国气候变化框架（UNFCCC）》将温室气体“源”定义为：向大气中释放温室气体的过程或活动，温室气体“汇”定义为：从大气中清除温室气体、气溶胶或温室气体的过程、活动或机制（郭李萍等，1999）。

#### 3.1 阿哈湖入湖河流水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量时空变化特征分析

##### 3.1.1 阿哈湖入湖河流水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量季节变化特征

游鱼河水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量，全年变化范围为： $6.34\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1577.66\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，年均值为： $439.93\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；白岩河水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量，全年变化范围为： $-90.80\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1195.92\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，年均值为： $249.34\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；金钟河水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量，全年变化范围为： $32.77\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $2897.45\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，年均值为： $690.74\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；阿哈水库水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量，全年变化范围为： $-14.26\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $91.87\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，年均值为： $15.56\text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ，年水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 总体表现为：金钟河>游鱼河>白岩河>阿哈水库。金钟河年均流速为： $0.23\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，均高于游鱼河、白岩河、阿哈水库，且自上游到下游，下垫面较粗糙，进一步加速了水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 释放量；游鱼河和白岩河流速较接近，分别为： $0.14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $0.19\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，游鱼河由于受早期矿山废水的影响，年均 pH 值为： $7.86$ ，均低于金钟河、白岩河、阿哈水库，河流酸化促进 **CO<sub>2</sub>** 排放。阿哈水库水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 受水力学因素影响较小，年均水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 释放量处于较低水平。

阿哈湖入湖河流及阿哈湖季节变化如图 3-1 所示。游鱼河水-气界面 **CO<sub>2</sub>** 通量，春季在  $26.93\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1228.89\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间，平均值为： $435.54\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；夏季在  $6.34\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1245.02\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间，平均值为： $485.14\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；秋季在  $28.51\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1577.66\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间，平均值为： $411.02\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ；冬季在  $32.71\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  $\sim$  $1108.80\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间，平均值为： $434.48\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ 。全年整体表现为：夏季>春季>冬季>秋季。

白岩河水-气界面  $\text{CO}_2$  通量, 春季  $13.18 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 812.59 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $252.93 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 夏季  $42.78 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 868.03 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $454.61 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 秋季在  $23.76 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 1195.92 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $191.67 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 冬季在  $-90.80 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 302.54 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $98.15 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ 。全年整体表现为: 夏季>春季>秋季>冬季。

游鱼河和白岩河, 水-气界面  $\text{CO}_2$  表现类似的变化规律, 夏季和春季相对于秋季和冬季, 具有较高的水-气界面  $\text{CO}_2$  年释放量。总体呈现出: 丰水期水-气界面  $\text{CO}_2$  年释放量高于枯水期和平水期水-气界面  $\text{CO}_2$  年释放量。丰水期河水上涨, 水量增大, 流速增大, 促进水-气界面  $\text{CO}_2$  的释放, 枯水期则相反。

金钟河水-气界面  $\text{CO}_2$  通量, 春季  $307.30 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 2897.45 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $1321.18 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 夏季  $39.60 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 373.82 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $206.71 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 秋季在  $23.76 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 1417.68 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $718.44 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 冬季在  $69.70 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 580.84 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $289.7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ 。全年整体表现为: 春季>秋季>冬季>夏季。

金钟河由于采样期间, 贵阳市政府进行金钟河的河道清淤整治, 夏季 J2 采样点处, 出现濒临断流的现象, 并且施工改变了金钟河本身的水体状况, 导致金钟河季节变化规律和游鱼河、白岩河差异较大。

阿哈水库水-气界面  $\text{CO}_2$  通量, 春季, 秋季和冬季均值为:  $15.56 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ , 春季  $-14.25 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim -5.62 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $-9.27 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 秋季在  $7.92 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 91.87 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $44.35 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ ; 冬季在  $1.58 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1} \sim 17.10 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$  之间, 平均值为:  $11.61 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ 。全年整体表现为: 秋季>冬季>春季。

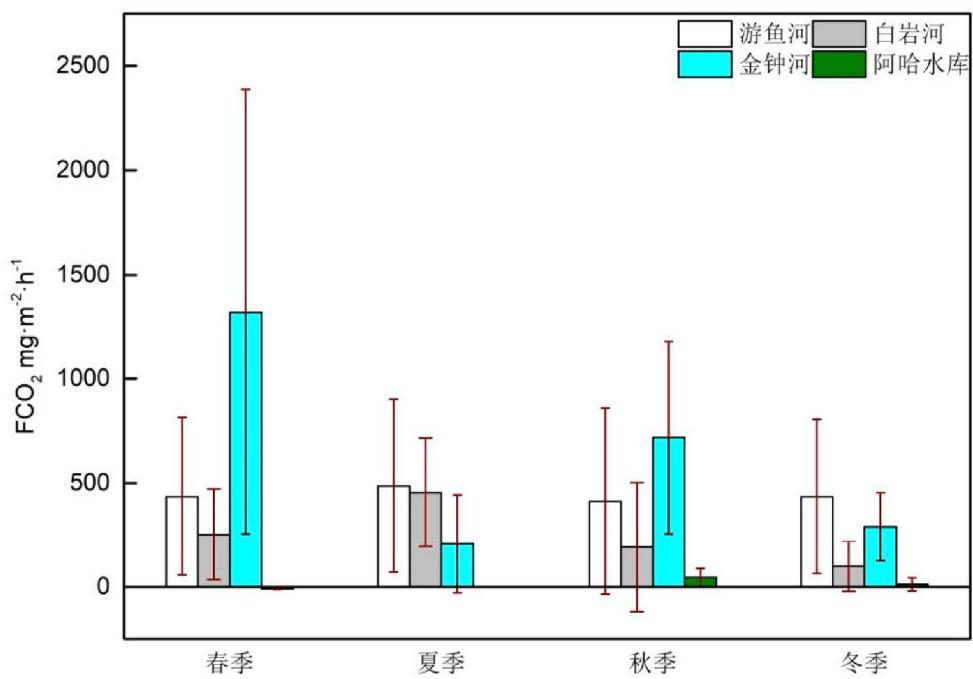
图 3-1 阿哈湖入湖河流及阿哈湖四季水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量变化

Figure 3-1 Change of CO<sub>2</sub> flux at the water-air interface of the four rivers and reservoirs in the Aha Lake

### 3.1.2 阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量空间变化特征

通过对阿哈湖入湖河流及阿哈水库所有采样点全年水体水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量求均值，来探究所研究水体全年的空间变化趋势，所有采样点按照从上游至下游排列并绘制图 3-2。

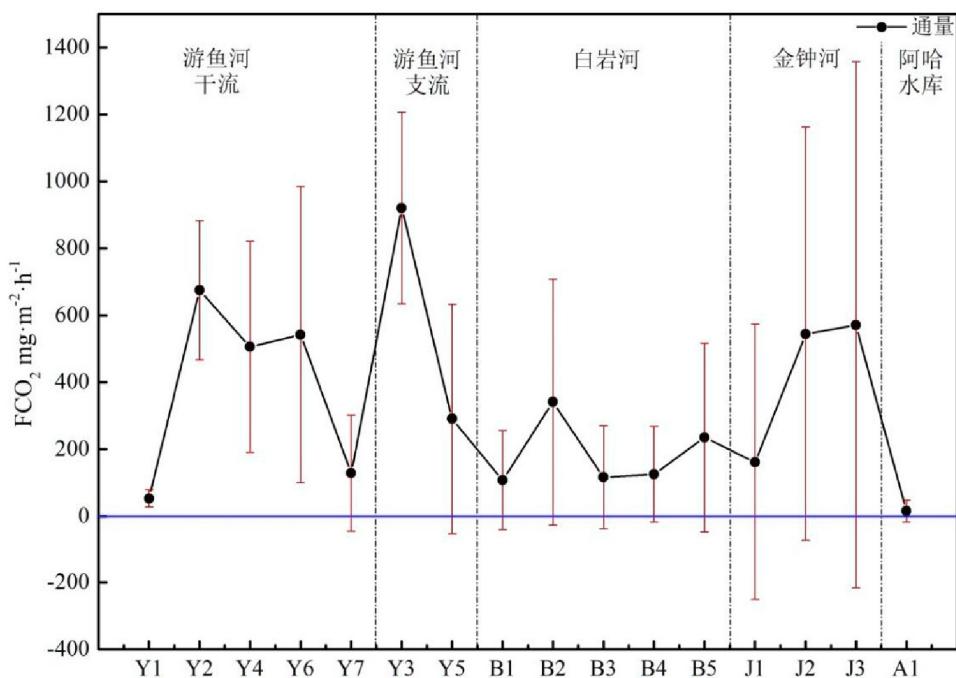
图 3-2 阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年水-气界面  $CO_2$  通量空间变化

Figure 3-2 Annual spatial variation of  $CO_2$  flux at water-air interface in the inflow river and reservoir of Aha Lake

阿哈湖入湖河流及阿哈湖空间变化如图 3-2 所示。阿哈湖入湖河流及阿哈湖水体水-气界面  $CO_2$  通量年均值大于零，全年整体表示为大气  $CO_2$  的源，向大气中释放  $CO_2$ 。其中阿哈湖入湖河流及阿哈水库水体水-气界面  $CO_2$  通量整体表现为：游鱼河 ( $445.17 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ ) > 金钟河 ( $425.32 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ ) > 白岩河 ( $185.20 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ ) > 阿哈水库 ( $15.56 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ )。

游鱼河从上游下游，干流水-气界面  $CO_2$  通量先增加后降低，在 Y2 处达到最大值 ( $674.68 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ ) 后逐渐降低，在入湖口 Y7 处达到最小值；支流在 Y3 处达到最大值 ( $920.22 mg \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ )，支流从上游 Y3 至 Y5 逐渐降低。游鱼河受早起煤矿开采的污染，上游河水含悬浮物高，浊度高。上游 Y3 处，河水含悬浮物较高，支流河道较窄，导致相对较高的河水流速，加速了水体向大气中释放  $CO_2$ ，上游岩脚寨干流 Y2 处干流河边变宽，水量变大，悬浮物有所稀释，流速也有所降低，下游水-气界面  $CO_2$  通量逐步降低。白岩河全年变化趋势相对平缓，年均值在 B2 处取得最大，B2 处于干流和支流的交汇处下方，河床在该处有较大的落差，流速较大，下垫面的不平整，进一步的加速了水体向大气中

释放 CO<sub>2</sub>。另一方面，监测期间，B1 与 B2 之间，桥梁的建设对河流河道的开挖，导致大量的土壤 CO<sub>2</sub> 溶解到水体中，也促进了水体向大气中释放 CO<sub>2</sub>。金钟河水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量从上游到下游逐渐递增，J1 位于观山湖公园，水体清澈，低浊度，且流速缓慢；中游及下游受河道整治的影响及周边部分生活污水的直排，浊度较高，水-气界面 CO<sub>2</sub> 较高。阿哈水库水-气界面在监测期间内，均值为：15.56 mg·m<sup>-2</sup>·h<sup>-1</sup>，相对于阿哈湖入湖河流要低。阿哈湖全年流速较小（0.02~0.07 m·s<sup>-1</sup>，流速年均值：0.03 m·s<sup>-1</sup>），水体较深，不易受到下垫面平整与否的影响，且作为水源保护地，水体相对清洁，水质情况全年较稳定。

## 3.2 水-气界面CO<sub>2</sub>通量影响因素分析

### 3.2.1 采样点主要环境因子和水质状况

表 3-1 环境因子和水质状况统计表

Table 3-1 Statistical table of environmental factors and water quality status

流域	季节	参数	环境因子				水质参数						
			水温	气温	风速	流速	pH	DO	EC	Chl-a	TP	TN	CO <sub>2</sub> 通量
			°C	°C	m/s	m/s	-	mg/L	μS/cm	μg/L	mg/L	mg/L	mg/(m <sup>2</sup> ·h)
游 鱼 河	季	最小值	11.82	12.60	0.00	0.01	7.25	7.31	353.50	0.00	0.00	0.80	26.93
		最大值	22.80	34.40	3.60	0.28	8.06	18.64	1186.00	33.53	2.56	4.93	1228.89
		平均值	16.92	23.53	0.96	0.11	7.80	9.93	675.00	4.42	0.19	2.47	435.54
		标准偏差	3.34	6.66	0.94	0.08	0.25	2.96	188.92	8.57	0.55	1.04	377.92
	夏	最小值	17.60	21.40	0.00	0.01	7.40	7.27	254.00	-	0.01	1.28	6.34
		最大值	25.40	34.00	1.70	1.40	8.40	11.06	1475.00	-	0.47	6.38	1245.02
		平均值	20.99	26.96	0.54	0.22	7.99	8.14	689.17	-	0.10	2.78	485.14
		标准偏差	2.50	3.67	0.55	0.35	0.32	0.95	306.15	-	0.15	1.24	414.46

	最小值	10.60	13.70	0.00	0.01	7.60	6.55	490.00	-	0.01	1.37	28.51	
秋	最大值	24.30	30.80	1.00	0.78	8.21	11.37	1437.00	-	0.05	4.68	1577.66	
季	平均值	16.23	20.44	0.09	0.19	7.95	8.67	801.10	-	0.02	1.95	411.02	
	标准偏差	4.08	5.56	0.26	0.20	0.19	1.15	314.96	-	0.01	0.80	446.61	
	最小值	6.90	6.00	0.00	0.01	6.95	7.36	354.10	0.00	0.00	0.91	32.71	
冬	最大值	13.63	25.20	2.50	0.16	8.62	12.92	1057.00	17.27	0.64	4.13	1108.80	
季	平均值	10.23	16.19	0.57	0.07	7.74	10.16	724.93	3.11	0.10	1.70	434.48	
	标准偏差	2.42	4.94	0.76	0.05	0.37	1.25	201.76	5.21	0.18	0.80	369.82	
	最小值	6.90	6.00	0.00	0.01	6.95	6.55	254.00	0.00	0.00	0.80	6.34	
全	最大值	25.40	34.40	3.60	1.40	8.62	18.64	1475.00	33.53	2.56	6.38	1577.66	
年	平均值	15.91	21.59	0.54	0.14	7.86	9.26	723.79	3.88	0.10	2.20	439.93	
	标准偏差	4.93	6.58	0.74	0.20	0.30	1.95	257.45	7.30	0.30	1.05	396.18	
	最小值	11.38	14.00	0.00	0.03	6.74	7.42	302.50	0.34	0.01	0.78	13.18	
白	春	最大值	20.80	34.90	4.20	0.49	8.20	10.40	898.00	31.66	6.37	5.98	812.59
岩	季	平均值	15.96	27.78	1.00	0.17	7.91	9.27	429.47	8.56	0.70	1.82	252.93
河		标准偏差	3.47	5.46	1.20	0.11	0.39	0.90	135.03	8.28	1.71	1.19	218.15
	夏	最小值	18.10	20.30	0.00	0.01	8.04	6.67	350.00	-	0.03	1.60	264.56

		最大值	25.60	37.50	1.60	0.40	8.38	8.02	566.00	-	0.10	9.90	868.03	
		平均值	21.62	27.08	0.52	0.11	8.23	7.38	453.21	-	0.06	2.81	523.25	
		标准偏差	2.67	5.05	0.69	0.12	0.11	0.46	67.41	-	0.02	2.12	203.40	
		最小值	14.90	12.40	0.00	0.00	7.56	6.90	357.00	-	0.02	1.18	23.76	
	秋	最大值	23.50	27.40	1.50	1.76	8.42	9.00	598.00	-	0.14	1.81	1195.92	
		平均值	19.06	20.94	0.14	0.27	8.15	8.09	417.87	-	0.05	1.41	216.48	
		标准偏差	3.25	4.03	0.41	0.51	0.20	0.75	60.89	-	0.03	0.19	330.19	
		最小值	9.71	9.50	0.00	0.05	7.86	9.53	366.00	5.46	0.01	0.28	-90.80	
	冬	最大值	11.50	27.90	2.10	0.48	8.42	10.85	433.90	12.28	0.34	1.84	302.54	
		平均值	10.41	16.84	0.61	0.21	8.10	10.31	392.98	8.15	0.05	1.25	98.15	
		标准偏差	0.63	5.73	0.74	0.13	0.17	0.39	19.80	2.25	0.08	0.35	121.02	
		最小值	9.71	9.50	0.00	0.00	6.74	6.67	302.50	0.34	0.01	0.28	-90.80	
	全	最大值	25.60	37.50	4.20	1.76	8.42	10.85	898.00	31.66	6.37	9.90	1195.92	
		平均值	16.68	22.94	0.57	0.19	8.09	8.81	422.88	8.40	0.22	1.81	229.24	
		标准偏差	4.98	6.75	0.86	0.26	0.26	1.31	82.95	6.48	0.89	1.32	255.34	
	金	春	最小值	11.97	24.10	0.00	0.10	7.55	6.34	362.40	2.27	0.09	0.46	307.30
	钟	季	最大值	23.37	34.00	3.30	0.24	8.24	10.11	706.80	17.99	1.12	8.54	2897.45

河	平均值	18.91	58.21	0.63	0.15	7.93	8.00	584.64	6.21	0.51	5.36	1321.18
	标准偏差	3.97	87.74	1.12	0.05	0.22	1.26	163.55	4.94	0.33	3.43	1065.29
夏	最小值	17.80	20.30	0.00	0.03	7.94	5.40	526.00	0.00	0.24	4.92	39.60
	最大值	25.00	31.00	2.10	0.55	8.37	7.87	677.00	0.00	1.05	7.41	373.82
季	平均值	20.97	24.55	0.52	0.24	8.17	6.76	589.00	—	0.41	5.57	206.71
	标准偏差	2.59	3.96	0.87	0.28	0.18	0.91	61.13	—	0.32	0.94	236.33
秋	最小值	11.90	16.20	0.00	0.06	7.70	5.93	355.00	0.00	0.05	0.68	32.77
	最大值	23.50	25.50	0.00	0.90	8.39	8.60	763.00	0.00	0.71	11.18	1417.68
季	平均值	17.81	20.04	0.00	0.36	8.00	6.93	569.22	—	0.28	4.81	718.44
	标准偏差	4.02	4.12	0.00	0.34	0.26	0.95	152.21	—	0.22	3.44	462.37
冬	最小值	8.78	9.80	0.00	0.07	7.48	6.16	399.50	4.69	0.04	0.70	69.70
	最大值	16.20	26.10	1.00	0.41	8.64	9.82	723.00	23.11	0.50	9.50	580.84
季	平均值	12.88	16.14	0.11	0.15	7.98	8.41	590.19	10.79	0.27	5.23	289.79
	标准偏差	2.50	5.55	0.33	0.11	0.33	1.06	139.84	6.89	0.20	3.59	164.05
全年	最小值	8.78	9.80	0.00	0.03	7.48	5.40	355.00	2.27	0.04	0.46	32.77
	最大值	25.00	34.00	3.30	0.90	8.64	10.11	763.00	23.11	1.12	11.18	2897.45
	平均值	17.34	22.31	0.30	0.23	8.00	7.61	582.74	8.04	0.36	5.21	690.74

	标准偏差	4.41	6.61	0.73	0.23	0.26	1.23	134.27	6.02	0.28	3.06	694.72	
	最小值	15.82	21.20	0.00	0.03	8.37	14.38	488.40	9.70	0.06	1.62	-14.26	
春	最大值	25.44	36.00	2.00	0.07	8.54	17.74	546.20	30.75	0.25	2.25	-5.62	
季	平均值	20.90	29.70	1.27	0.05	8.48	16.03	518.53	17.16	0.13	1.97	-9.27	
	标准偏差	4.83	7.64	1.10	0.03	0.09	1.68	28.98	11.79	0.10	0.32	4.47	
	最小值	15.50	17.90	0.00	0.02	7.69	6.32	530.00	0.00	0.05	1.95	7.92	
秋	最大值	24.50	25.70	0.80	0.02	8.32	8.72	608.00	0.00	0.06	2.21	91.87	
阿	季	平均值	19.93	20.83	0.27	0.02	7.92	7.52	574.33	—	0.05	2.09	44.35
哈		标准偏差	4.50	4.24	0.46	0.00	0.35	1.70	40.08	—	0.01	0.13	43.06
水		最小值	10.19	9.30	0.00	0.02	7.79	9.25	583.90	5.76	0.04	1.50	1.58
库	冬	最大值	13.78	35.70	1.30	0.03	8.20	13.59	621.00	13.54	0.36	7.03	17.10
	季	平均值	11.96	19.03	0.47	0.03	8.05	10.75	600.57	9.65	0.23	3.53	11.61
		标准偏差	1.80	14.50	0.72	0.00	0.22	2.46	18.83	5.50	0.17	3.05	8.69
	最小值	10.19	9.30	0.00	0.02	7.69	6.32	488.40	5.76	0.04	1.50	-14.26	
全	最大值	25.44	36.00	2.00	0.07	8.54	17.74	621.00	30.75	0.36	7.03	91.87	
年	平均值	17.60	23.19	0.67	0.03	8.15	11.92	564.48	14.16	0.14	2.53	15.56	
	标准偏差	5.46	9.80	0.84	0.02	0.33	4.04	44.91	9.69	0.13	1.71	32.18	

### 3.2.2 环境因子对水-气界面 CO<sub>2</sub> 气体通量影响

将阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量值与环境因子(水温、气温、风速、流速)进行 Pearson 相关性分析, 结果如表 3-2 所示。

表 3-2 环境因子和水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量的 Pearson 相关性分析

Table 3-2 Pearson correlation analysis of environmental factors and CO<sub>2</sub> flux at water-air

interface

水体	水温	气温	风速	流速
游鱼河	0.503**	0.146	0.072	0.365**
白岩河	0.383**	0.164	-0.073	0.536**
金钟河	0.557**	0.379	0.237	0.142
阿哈水库	0.314	0.463	-0.103	-0.577

注: \*\*表示在 0.01 水平上显著相关; \*表示在 0.05 水平上显著相关。

#### (1) 水温的影响

监测期间内, 游鱼河水温介于 6.90~25.40°C, 白岩河水温介于 9.71~25.60°C, 金钟河水温介于 8.78~25.00°C, 阿哈水库水温介于 10.19~25.44°C, 阿哈水库的温度变化范围相对阿哈湖入湖河流略小。温度一方面与植物的光合作用密切相关, 白天太阳光辐射增强, 水体温度升高, 植物的光合作用也增强, 有利于从大气进入水体, 夜晚太阳光辐射减弱, 水温降低, 光合作用减弱, 有利于水体中的进入大气; 另一方面气体在水中的溶解度与温度成反比, 温度升高, 气体在水中的溶解度减小, 有利于水体 CO<sub>2</sub> 进入大气; 温度降低, 气体在水中的溶解度增加, 有利于从大气进入水体(李香华, 2005)。二氧化碳是水中细菌在有氧或无氧的条件下分解有机碳产生的, 水体的温度将直接影响细菌的活性, 从而影响温室气体的产生。热带水库的温室气体排放量高于温带和北方寒带水库, 其中水温的差别是影响温室气体排放量的一个很重要的因素(赵炎等, 2011)。监测期间内, 水温与水-气界面 CO<sub>2</sub> 呈现显著正相关。阿哈湖入湖河流及阿哈湖, 在温度较高时, 水体的蒸发量增大, 促使水体的碱度增加, 提高水体的 pCO<sub>2</sub> 值, 使得水-气界面分压差增大, 增加逸出通量。Alin 等 (2011) 在研究亚马逊河时同样发现水温高会促进水-气界面的气体交换速率, 提高了 CO<sub>2</sub>

的逸出强度。

### (2) 气温的影响

监测期间内，游鱼河气温介于  $6.00\sim34.40^{\circ}\text{C}$ ，白岩河气温介于  $9.50\sim37.50^{\circ}\text{C}$ ，金钟河气温介于  $9.80\sim34.00^{\circ}\text{C}$ ，阿哈水库气温介于  $9.30\sim36.00^{\circ}\text{C}$ 。气温升高，气压增加，促使  $\text{CO}_2$  从大气进入水体，而气温降低，气压随之降低，则有利于  $\text{CO}_2$  从水体进入大气。另外，太阳辐射增强，有利于水生植物的光合作用，也会加强对  $\text{CO}_2$  的吸收（吕东珂等，2010）。本次监测中，阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面  $\text{CO}_2$  通量与气温并没有显著性的相关性关系。运用通量箱法所用的集气罩，盖在水体表面，虽然表面覆盖了防辐射薄膜，但是并不能完全避免太阳辐射导致的箱体升温，导致进入分析仪的气体温度，可能要高于水体释放的  $\text{CO}_2$  气体的实际温度。监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年气温和水-气界面  $\text{CO}_2$  没有显著相关性。

### (3) 风速的影响

监测期间内，地面实测风速，游鱼河风速介于  $0.00\sim3.60\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，年均值： $0.54\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，白岩河风速介于  $0.00\sim4.20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，年均值： $0.57\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，金钟河风速介于  $0.00\sim3.30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，年均值： $0.30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，阿哈水库风速介于  $0.00\sim2.00\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，年均值： $0.67\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。水-气界面气体交换通量受水体中与大气中气体的分压差以及气体交换系数的影响，而气体交换系数又受到风速的影响。风速是影响水-气界面气体交换通量的重要因素之一（Alain Tremblay et al,2005）。风洞实验表明，气体传输速度和风速之间有非常密切的关系（韩洋，2013）。水体表面的风场将改变表层水体与大气中气体的浓度梯度，从而影响气体散发的强度。在风力的作用下会形成水浪，过饱和的气体则较容易通过水气界面释放出大气；风的切应力导致水表面破碎，增加水气交换面积，从而增加温室气体的交换量；风浪过后，藻类大量漂浮于水面，藻类的光合或呼吸作用增强，将使表层水的分压降低或增加，从而使水气交换通量增大或减小；对于浅层水体，大风持续一段时间后，风应力引起底泥悬浮，促使底泥中碳酸盐和进入水体，增加水体表面分压，同时悬浮的底泥对光合作用产生影响。物理上要求在开敞的水面，当风速大于  $1.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  时才能克服水-气界面扩散的阻力，化学上，水的化学性质会影响水中溶解温室气体的离解平衡，溶解有机物增加扩散的界面阻力（韩洋，2013）。有研究表明，

当风速大于  $3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  时,  $\text{CO}_2$  平均通量会有明显提高(Duchemin et al.,1995)。本次监测中, 阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年风速变化范围较小, 且年均值均低于  $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 如此低的风速产生的剪切力不足以导致水体表面破碎, 也引起不了河床底泥的悬浮。阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年风速和水-气界面  $\text{CO}_2$  没有显著相关性。

#### (4) 流速的影响

监测期间内, 游鱼河流速介于  $0.01\sim 1.40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 年均值:  $0.14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 白岩河流速介于  $0.00\sim 1.76\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 年均值:  $0.19\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 金钟河流速介于  $0.03\sim 0.90\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 年均值:  $0.23\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 阿哈水库流速介于  $0.02\sim 0.07\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 年均值:  $0.03\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。流速快增加了河流表面的湍流度, 使得溶解在水体中的  $\text{CO}_2$  向大气释放(李凌宇, 2017)。对于规模较小的河流,  $\text{CO}_2$  交换速率受其自然特征(比降、河床粗糙度等)的影响更大(Alin et al.,2011)。如从上游到下游较大的落差产生较高的流速, 促进  $\text{CO}_2$  气体交换(Hope et al.,2001;Butman and Raymond, 2011; Wallin et al., 2011; Raymond et al., 2013)。杨欢(2015)通过对黄河中游的研究发现,  $\text{CO}_2$  逸出碳通量与流速之间呈现正相关关系, 水体流速较高时, 加大水体表面破碎化, 增加水-气接触面积, 流域扰动剧烈, 增加了物理侵蚀, 使水体中的  $\text{CO}_2$  来源增加; 水体搅动增强, 扰动的增强能够激活河底沉积物, 引起底泥悬浮, 使沉积物中的有机碳和无机碳参与到水体碳系统中, 增加浊度, 增加了水体中碳酸盐接触空气的机会, 促进化学风化进程, 除此之外底泥中碳酸盐溶解于水体, 造成水体碱度升高, 增加了水体  $p\text{CO}_2$ , 促进  $\text{CO}_2$  由水体释放到空气, 增加了  $\text{CO}_2$  的逸出的量。阿哈湖入湖河流水深较浅, 而且下垫面并不平整, 伴随河水的流动容易引起湍流和底泥在水体中悬浮。监测期间内, 游鱼河与白岩河水体流速和水-气界面  $\text{CO}_2$  呈现显著正相关; 金钟河由于在监测期间内, 遇上贵阳市政府进行金钟河的河道整治, 人为的开挖与筑坝破坏了水体的自然流动, 导致金钟河水体流速和水-气界面  $\text{CO}_2$  没有显著相关性。阿哈水库流速和水-气界面  $\text{CO}_2$  没有显著相关性, 阿哈水库相对于阿哈湖入湖河流而言, 受水力学影响因素较小, 监测期间内, 年均流速仅为:  $0.03\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 水体流动非常缓慢, 对水-气界面  $\text{CO}_2$  影响非常微弱。

### 3.2.3 水质参数对水-气界面 CO<sub>2</sub> 气体排放的影响

将阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量值与水质参数 (pH、DO、EC、Chl-a、TP、TN) 进行 Pearson 相关性分析, 结果如表 3-3 所示。

表 3-3 水质参数和水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量的 Pearson 相关性分析

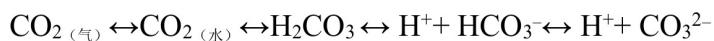
Table 3-3 Pearson correlation analysis of water quality parameters and CO<sub>2</sub> flux at the water-air interface

水体	pH	DO	EC	Chl-a	TP	TN
游鱼河	-0.442**	-0.240*	-0.100	-0.476**	-0.117	-0.169
白岩河	-0.543**	-0.263	0.141	-0.074	-0.096	0.220
金钟河	-0.701**	-0.053	0.165	0.004	0.416	0.076
阿哈水库	-0.822**	-0.899**	0.523	-0.435	-0.196	0.063

注: \*\*表示在 0.01 水平上显著相关; \*表示在 0.05 水平上显著相关。

#### (1) pH 的影响

监测期间内, 游鱼河 pH 介于 6.95~8.62, 年均值: 7.86, 白岩河 pH 介于 6.74~8.42, 年均值: 8.09, 金钟河 pH 介于 7.48~8.64, 年均值: 8.00, 阿哈水库 pH 介于 7.69~8.54, 年均值: 8.15。碳酸盐体系的影响主要以 pH 和碱度来体现。水体碳酸盐体系的主要组分是 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, 它们之间通过热力学平衡, 使得水体中的 CO<sub>2</sub> 变化。



水体 pH 既影响水中物质的迁移和转化过程 (杨妍等, 2009), 也直接影响水中碳酸盐的分布, 对水体 CO<sub>2</sub> 的浓度有着直接的控制作用 (蒋滔等, 2012)。Salimon 等通过研究亚马逊西南 Purus River 的研究也表明, CO<sub>2</sub> 易溶于水形成碳酸, 在没有缓冲的系统中 CO<sub>2</sub> 对水体的 pH 具有强烈的控制作用 (Long et al., 2013)。有研究表明, pH 与水体 CO<sub>2</sub> 排放量强烈相关, 河流酸化促进 CO<sub>2</sub> 排放, 如对长江流域上游龙川河的研究发现, 当水体 pH>8.3, 河流是 CO<sub>2</sub> 的汇, 当水体 pH<8.3, 河流是 CO<sub>2</sub> 的源 (Li et al., 2012)。阿哈湖入湖河流及阿哈湖 pH 年均值都小于 8.3, 通过运用通量箱法实测, 全年总体表现为大气 CO<sub>2</sub> 的源, 向大气中释放 CO<sub>2</sub>。阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年 pH 的年均值均小于

8.3, 是大气 CO<sub>2</sub> 的源, 阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年 pH 和水-气界面 CO<sub>2</sub> 呈现显著负相关性。分析原因, 当 pH 值较高时, 水体的碱性较高, 此时水中游离的二氧化碳容易溶于水形成碳酸盐, 水中游离的二氧化碳分压降低, 促使大气中的二氧化碳进入水体; 当 pH 值较低时, 水体的二氧化碳分压较高, 促使二氧化碳由水体进入大气。

#### (2) DO 的影响

监测期间内, 游鱼河 DO 介于 6.55~18.64mg·L<sup>-1</sup>, 年均值: 9.26mg·L<sup>-1</sup>, 白岩河 DO 介于 6.67~10.85mg·L<sup>-1</sup>, 年均值: 8.81mg·L<sup>-1</sup>, 金钟河 DO 介于 5.40~10.11mg·L<sup>-1</sup>, 年均值: 7.61mg·L<sup>-1</sup>, 阿哈水库 DO 介于 6.32~17.74mg·L<sup>-1</sup>, 年均值: 11.92mg·L<sup>-1</sup>。水体生物的光合作用和呼吸作用、有机物的分解需要消耗水体溶解氧。汪朝辉 (2012) 对水布巧水库的研究发现, 水中 DO 含量越高, CO<sub>2</sub> 通量排放量就越低。吴铭 (2016) 在对崇州市不同水体研究时, 也发现相同的变化趋势。游鱼河和阿哈水库具有较高的 DO 年均值, DO 与水-气界面 CO<sub>2</sub> 呈现显著负相关。白岩河和金钟河 DO 与水-气界面 CO<sub>2</sub> 没有显著负相关性, 金钟河由于在监测期间内, 贵阳市政府进行金钟河的河道整治, 人为的开挖与筑坝破坏了水体的自然流动, 导致金钟河水体 DO 和水-气界面 CO<sub>2</sub> 没有显著相关性。

#### (3) 电导率的影响

监测期间内, 游鱼河电导率介于 254.00~1475.00  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 年均值: 723.79  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 白岩河电导率介于 302.50~898.00  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 年均值: 422.88  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 金钟河电导率介于 355.00~763.00  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 年均值: 582.74  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 阿哈水库电导率介于 488.40~621.00  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , 年均值: 564.48  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 。水体的电导率是测量水的含盐成分、含离子成分、含杂质成分等的重要指标。水越纯净, 电导率越低 (韩洋, 2013)。程瑶 (2017) 通过对三峡支流的研究发现, 电导率与水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量无显著关系。在监测期间内, 通过相关性分析得, 电导率和水-气界面 CO<sub>2</sub> 无显著相关性。

#### (4) Chl-a 的影响

叶绿素含量是浮游植物数量的重要标志, 白天太阳辐射增强, 藻类趋光上浮, 吸收水体中的 CO<sub>2</sub> 进行光合作用, 使叶绿素增加, CO<sub>2</sub> 通量减少, 夜间植

物进行呼吸作用，释放 CO<sub>2</sub>，导致碳通量增加（吕东珂，2010）。水体的初级生产力是水中藻类等水生生物的光合与呼吸作用决定的，Chl-a 浓度是水体初级生产力的主要指标。水生生物（尤其是浮游植物）的生物泵作用，使得水体二氧化碳分压发生变化，从而影响水-气界面二氧化碳通量（赵炎，2011）。研究发现，初级生产力高的富营养水库，可以通过水生生物的光合作用固定大量的二氧化碳，减小水-气界面排放的二氧化碳，甚至成为大气二氧化碳的汇。研究表明湖泊的二氧化碳通量与 Chl-a 的浓度呈负相关。CO<sub>2</sub> 在水体表面和大气圈之间交换的另一个重要控制因子是水生生物的生物泵作用（Wanninkhof,1992；wong,1983）。生物泵主要依靠水生生物（尤其是浮游植物）的光合作用和呼吸作用，湖泊水体的浮游植物通过光合作用将湖泊水体中溶解的无机碳转化为有机碳，水体 CO<sub>2</sub> 分压降低，大气中 CO<sub>2</sub> 的进入水体。在监测期内，游鱼河和阿哈水库 Chl-a 浓度与水-气界面 CO<sub>2</sub> 呈现较强的负相关关系，白天太阳辐射增强，藻类趋光上浮，吸收水体中的 CO<sub>2</sub> 进行光合作用，使叶绿素增加，水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量减少，夜间植物进行呼吸作用，释放 CO<sub>2</sub>，导致碳通量增加。白岩河和金钟河，叶绿素与水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量之间没有明显的相关性。白岩河主要由于该水域沉水植物较多，而浮游植物较少，光合作用率低，导致不会对碳通量的吸收起到明显作用。金钟河由于在监测期间内，贵阳市政府进行金钟河的河道整治，人为的开挖清淤泥等活动破坏了原有的水生植物生态系统，导致金钟河水体 Chl-a 和水-气界面 CO<sub>2</sub> 无显著相关性。

### （5）营养盐（TP、TN）

监测期间内，游鱼河 TP 介于 0~2.56mg·L<sup>-1</sup>，年均值：0.10mg·L<sup>-1</sup>，白岩河 TP 介于 0.01~6.37mg·L<sup>-1</sup>，年均值：0.22mg·L<sup>-1</sup>，金钟河 TP 介于 0.04~1.12mg·L<sup>-1</sup>，年均值：0.36mg·L<sup>-1</sup>，阿哈水库 TP 介于 0.04~0.36mg·L<sup>-1</sup>，年均值：0.14mg·L<sup>-1</sup>。游鱼河 TN 介于 0.80~6.38mg·L<sup>-1</sup>，年均值：2.20mg·L<sup>-1</sup>，白岩河 TN 介于 0.28~9.90mg·L<sup>-1</sup>，年均值：1.81mg·L<sup>-1</sup>，金钟河 TN 介于 0.46~11.18mg·L<sup>-1</sup>，年均值：5.21mg·L<sup>-1</sup>，阿哈水库 TN 介于 1.50~7.03mg·L<sup>-1</sup>，年均值：2.53mg·L<sup>-1</sup>。氮和磷作为水生植物必需的营养元素，支持者河流中水生生物的初级生产（韩洋，2013）。前人（Bojorquez Chapela et al., 2003）的研究表明，如果长期提供可利用的氮和磷，水体中的碳循环以及初级生产可以保证数十年和的大量排放。营养盐是水

体中浮游植物生长必不可少的因素,水体中的浮游植物可以利用水中溶解的营养盐进行光合作用(吕迎春等,2007)。营养盐的含量变化可以影响浮游植物的数量,如前人(Schindler et al.,1972),通过施加N、P后发现夏季浮游植物Chl-a由原来的 $1\sim3\mu\text{g/L}$ 增加至 $50\sim100\mu\text{g/L}$ ,所以水中营养盐含量可以通过影响浮游植物初级生产力而间接影响湖泊中 $p\text{CO}_2$ 的变化(Paul et al.,1994),从而影响 $\text{CO}_2$ 通量的变化。但不同的营养盐组分对浮游植物的影响也与各营养盐的含量和利用情况有关,如果营养盐不足,则营养盐由于被浮游植物生长所吸收而减少;相反,如果营养盐过剩,则随着浮游植物的生长,营养盐仍过剩(暨卫东等,1989)。李香华(2005)通过对太湖水-气界面温室气体研究发现,水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量变化与营养盐之间没有明显相关性。在监测期间内,阿哈湖入湖河流及阿哈湖TP、TN与水-气界面 $\text{CO}_2$ 释放通量均无显著性相关关系。分析原因,可能因为阿哈湖入湖河流及阿哈湖TP、TN的观测值的变化范围不大,且年均值不高,及阿哈湖氮、磷元素的注入容易使水体富营养化,而富营养化水体为水生生物初级生产提供了所需的营养元素。

### 3.3 本章小结

本章通过分析阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年的排放通量季节变化以及环境因子和水质参数对每个采样点全年的相关性进行研究得到以下结论:

- (1) 阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 $\text{CO}_2$ 年均值均大于零,为大气 $\text{CO}_2$ 的源,向大气中释放 $\text{CO}_2$ ,年水-气界面 $\text{CO}_2$ 总体表现为:金钟河>游鱼河>白岩河>阿哈水库。
- (2) 游鱼河和白岩河全年水-气界面 $\text{CO}_2$ 表现类似的变化规律:夏季和春季大于冬季和秋季;金钟河全年表现为:春季>秋季>冬季>夏季;阿哈水库全年表现为:秋季>冬季>春季。
- (3) 在监测期间内,实测水-气界面二氧化碳通量与水温、流速成正相关;与pH, DO, Chl-a成负相关;与风速、电导率、TP、TN无显著性相关。

## 第四章 阿哈湖入湖河流及阿哈湖 $p\text{CO}_2$ 特征及 $\text{CO}_2$ 交换通量计算分析

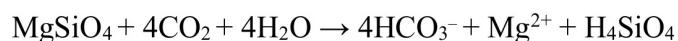
$p\text{CO}_2$  是水体  $\text{CO}_2$  体系的重要组成部分,  $p\text{CO}_2$  是河流内部碳平衡和外部生物地球化学过程的指示器, 水体  $p\text{CO}_2$  与空气  $p\text{CO}_2$  的差值影响着河流水-气界面  $\text{CO}_2$  交换的速率(李凌宇 2017)。本章通过 pH、温度和碱度来计算水体  $p\text{CO}_2$  的值, 得到阿哈湖入湖河流及阿哈湖 2017 年 6 月至 2018 年 5 月的水体  $p\text{CO}_2$  的值, 并分析阿哈湖入湖河流及阿哈湖的时空变化。

河流中无机碳一般主要来自于陆地基岩的化学风化, 化学风化主要分为碳酸盐风化与硅酸盐风化, 两种风化作用是河流无机碳的来源, 为其提供了  $\text{HCO}_3^-$  (姚冠荣等, 2007)。

碳酸盐的化学风化化学方程为:



硅酸盐的化学风化方程为:



水体中的碳存在的形式因 pH 不同而异, 当 pH 介于 8.3~9.4 时, 水体中碳的存在形式为  $\text{HCO}_3^-$  与  $\text{CO}_3^{2-}$ ; pH≤8.3 时, 水体中的碳仅以  $\text{HCO}_3^-$  为主, 这一值也是  $\text{HCO}_3^-$  存在的临界点 (Søren et al., 2011)。

### 4.1 阿哈湖入湖河流及阿哈湖 $p\text{CO}_2$ 的形成机制与特征分析

河水  $\text{CO}_2$  浓度常以分压或逸度来表示, 水体中  $\text{CO}_2$  分压大小是由二氧化碳化学体系决定的, 除温度和盐度外, 水体中的  $\text{CO}_2$  体系主要有 4 个参数, 即溶解无机碳 (DIC)、碱度 (Alk)、pH 和二氧化碳分压 ( $p\text{CO}_2$ ), 该体系受到各种

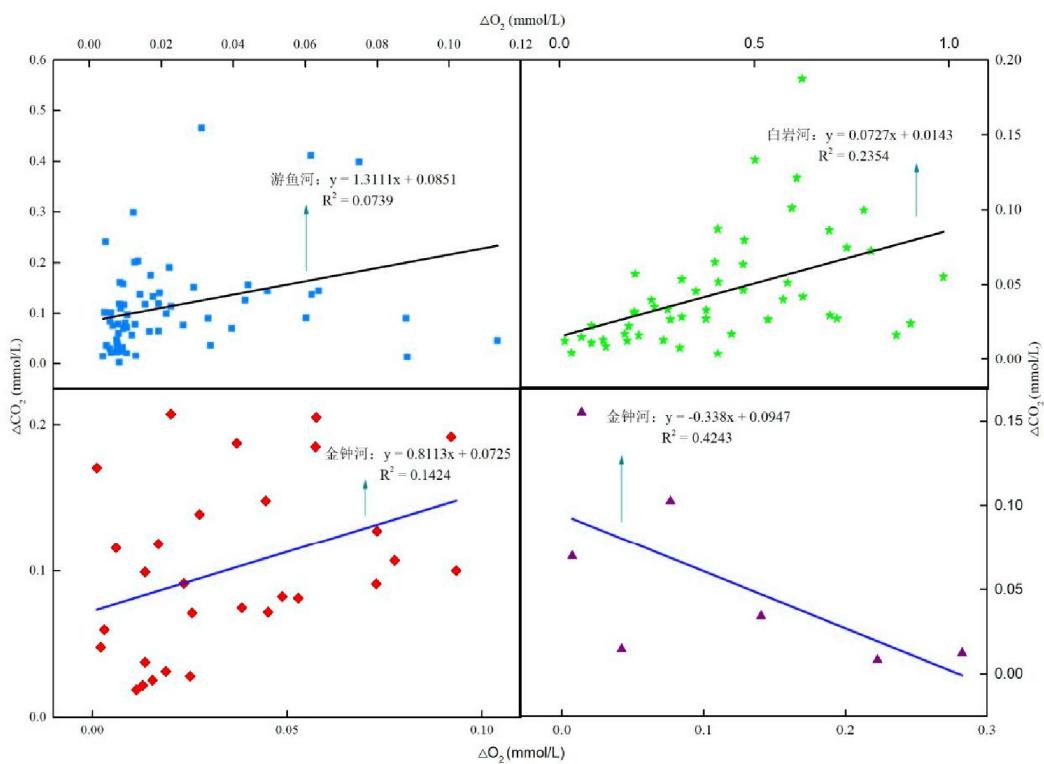
物理化学和生物过程作用的影响（包含植物的光合作用和呼吸作用）（杨欢，2015）。

河水  $p\text{CO}_2$  作为二氧化碳体系的一个重要参数，通常代表由  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{CO}_3$  组成的游离  $\text{CO}_2$ ，受多种因素共同影响。河水  $p\text{CO}_2$  通常受控于以下 4 个主要地球化学过程：(1) 由基流与汇流带去河道的土壤  $\text{CO}_2$ ，(2) 河水中有机质的降解和微生物的呼吸作用，(3) 水中的水生生物光合作用，(4)  $\text{CO}_2$  的排气作用 (Zurbrügg et al., 2013; Li S et al., 2012)，四个过程中，前两个过程释放  $\text{CO}_2$ ，提高  $p\text{CO}_2$ ，而后两个过程消耗  $\text{CO}_2$ ，降低  $p\text{CO}_2$ 。

世界上大多河流、湖泊以及河口普遍认为  $\text{CO}_2$  是过饱和，是大气  $\text{CO}_2$  的源 (Butman et al., 2012; Cole et al., 1994; Kling GW et al., 1991)。生物好氧呼吸作用是水体  $\text{CO}_2$  重要来源，当水体中生物好氧呼吸受到抑制时，水体的溶解氧饱和度增加，好氧呼吸作用产生的  $\text{CO}_2$  则相应的减少。 $\Delta\text{CO}_2$ (水体中过饱和  $\text{CO}_2$ )与 $\Delta\text{O}_2$ (表观耗氧量)的比值( $\Delta\text{CO}_2:\Delta\text{O}_2$ )用来定量表征好氧呼吸作用的程度。可以参照海水中的 Redfield 关系来表达淡水水体的好氧呼吸作用(祁第等，2014)，当河流水体中富含  $\text{HCO}_3^-$  时，即有机物在好氧条件下充分矿化，各元素之间的化学计量关系如下式所示，按照经典 Redfield 比值进行计算：



$\Delta\text{CO}_2$  (水体中过饱和  $\text{CO}_2$ )与 $\Delta\text{O}_2$  (表观耗氧量)的比值为 124:13≈0.90，可作为多数水生环境生物好氧呼吸作用的一个标度(Zhai, et al., 2005)。另一方面研究显示海洋呼吸熵，即  $\text{CO}_2$  释放/ $\text{O}_2$  消耗 值落在 0.62~0.79 范围内(Chen CTA, et al., 1996; Hedges JI et al., 2002)。所以把 0.62~0.90 作为好氧呼吸/矿化导致的  $\Delta\text{CO}_2:\Delta\text{O}_2$  比值范围。依据计算结果可得（图 4-1）：阿哈湖入湖河流及阿哈湖中  $\Delta\text{CO}_2:\Delta\text{O}_2$  的值，在 0.62~0.90 范围内的只有金钟河 (0.8113)，金钟河受好氧呼吸作用影响；而白岩河 (0.0727) 和阿哈水库 (-0.338) 均远低于理论下限值 (0.62)，游鱼河 (1.3111) 高于上限 0.90。

图 4-1 阿哈湖入湖河流及阿哈湖全年水体过饱和 CO<sub>2</sub> 与表观耗氧量之间的关系Figure 4-1 The relationship between supersaturated CO<sub>2</sub> and apparent oxygen

consumption in the whole year of rivers and reservoirs entering Lake Aha

从全年来看，在监测期间内，游鱼河  $p\text{CO}_2$  范围：45.54Pa~2949.62Pa，平均值为：389.45Pa，白岩河  $p\text{CO}_2$  范围：50.85Pa~5780.48Pa，平均值为：261.38Pa，金钟河  $p\text{CO}_2$  范围：41.48Pa~609.96Pa，平均值为：306.68Pa，阿哈水库  $p\text{CO}_2$  范围：43.09Pa~371.21Pa，平均值为：171.25Pa。通过全年的观测，游鱼河，白岩河，金钟河和阿哈水库  $p\text{CO}_2$  总体均高于空气  $p\text{CO}_2$  (41.19Pa) (US NOAA/ESRL)，处于过饱和状态。从全年均值来看，游鱼河  $p\text{CO}_2$  (389.45Pa) > 金钟河  $p\text{CO}_2$  (306.68Pa) > 白岩河  $p\text{CO}_2$  (261.38Pa) > 阿哈水库  $p\text{CO}_2$  (171.25Pa)。将阿哈湖入湖河流及阿哈湖水体  $p\text{CO}_2$  与其他区域进行对比分析，并将各区域水体  $p\text{CO}_2$  列在表 4-1。

表 4-1 各地不同水体  $p\text{CO}_2$  分布Table 4-1 Distribution of  $p\text{CO}_2$  in different water bodies

类型	名称	$p\text{CO}_{2\text{water}}$	来源文献
		均值/范围 (Pa)	
大型河流	Amazon	273.58	Aufdenkampe A K et al,2011
	Ottawa	121.59	丁虎等,2015
	Yukon	151.99	Richey J E ,2002
	黄河	111.46	Kevin Telmer et al,1999
	西江	263.45	Yao G et al,2007
	长江	101.33	Zhai W et al,2007
	章江 (万安水库入库水体)	211.50	梅航远等, 2011
	梅江 (万安水库入库水体)	91.70	梅航远等, 2011
	桃江 (万安水库入库水体)	259.70	梅航远等, 2011
	九龙江 (枯水期)	351.60	祁第等, 2014
中小型河流	九龙江 (丰水期)	363.76	祁第等, 2014
	三岔河	334.37	钱娟婷等, 2017
	Ontario	466.10	Koprivnjak J et al,2010
	Vindeln	273.58	Wallin M B et al,2013
	后寨河	320.19	Li S L et al,2010
	Gäddtjärn 上游	233.05	Kokic J et al,2015
	六冲河	69.31	彭希等,2013
	游鱼河	389.45	本研究
水库/湖泊	白岩河	261.38	本研究
	金钟河	306.68	本研究
	红枫湖	59.98~60.39	彭希等,2013
	万安水库	140.00~160.00	梅航远等, 2011
	刘家峡水库	56.74~79.03	宫辰等, 2018
	百家湖水库	15.40~552.73	Wang et al. , 2011
	红枫湖水库	25.74~507.84	Wang et al. , 2012
	红岩水库	20.87~520.20	Wang et al. , 2013
	小浪底水库	81.97~194.95	张永领等, 2017
	洪家渡水库	89.57	彭希等,2013
	阿哈水库	171.25	本研究

通过阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $p\text{CO}_2$  值与世界上其他河流的对比,发现游鱼河相比白岩河, 金钟河和阿哈水库, 具有较高的水体  $p\text{CO}_2$  值; 高于 Amazon, Ottawa, Yukon, 黄河等大型水体, 与大型河流里面的处于丰水期的九龙江相接近。白岩河和金钟河, 虽然相比游鱼河具有较低的水体  $p\text{CO}_2$  值, 但是也高于章江, 梅江, 桃江等万安水库的入库水体。大型河流和中小型河流水体  $p\text{CO}_2$  值均

高于大气  $p\text{CO}_2$  值 (41.19Pa) (US NOAA/ESRL)。总体为大气  $\text{CO}_2$  的源, 向大气中释放  $\text{CO}_2$ 。水库/湖泊由于受水力学因素影响较小等因素, 水体  $p\text{CO}_2$  值普遍低于大型河流和中小型河流, 部分水库出现水体  $p\text{CO}_2$  值低于大气  $p\text{CO}_2$  值 (41.19Pa) (US NOAA/ESRL) 的情况 (百家湖水库: 15.40Pa, 红枫湖水库: 25.74Pa, 红岩水库: 20.87Pa), 阿哈水库在监测期间内, 较低值出现在春季(2018 年 3 月至 5 月, 69.71Pa, 43.08Pa, 66.70Pa), 但是从整个监测期来看, 阿哈湖水体  $p\text{CO}_2$  值高于大气  $p\text{CO}_2$  值 (41.19Pa) (US NOAA/ESRL), 总体表现为向大气中释放  $\text{CO}_2$ 。

由表 4-1 可得, 中小型河流有较高的水体  $p\text{CO}_2$ 。而水体  $p\text{CO}_2$  的高低直接决定水体释放/吸收  $\text{CO}_2$  的能力, 河流的  $\text{CO}_2$  释放通量可能被低估的(Alin et al., 2011; Raymond et al., 2013)。由于陆地系统巨大的空间异质性、基础数据的缺乏, 导致河流/溪流系统  $\text{CO}_2$  释放的计算结果有很大的不确定性(Borges et al., 2005), 河流的  $\text{CO}_2$  释放通量也可能被高估了的 (Hunt et al., 2011; Abril et al., 2015)。通过阿哈湖入湖河流及阿哈湖水体  $p\text{CO}_2$  值的空间变化和时间变化进一步分析。

## 4.2 阿哈湖入湖河流 $p\text{CO}_2$ 时空分布特征

### (1) 阿哈湖入湖河流 $p\text{CO}_2$ 季节变化

流域水体里的碳主要源自陆地生态系统内的生物地球化学过程 (杨欢, 2015)。陆地生态系统内碳的变化会引起河流流域水体碳输移的变化。季节的变化会造成一些气候变量的变化, 比如温度等, 而土壤中  $\text{CO}_2$  的含量能够对这些变化做出及时的响应 (Epron et al., 1999)。

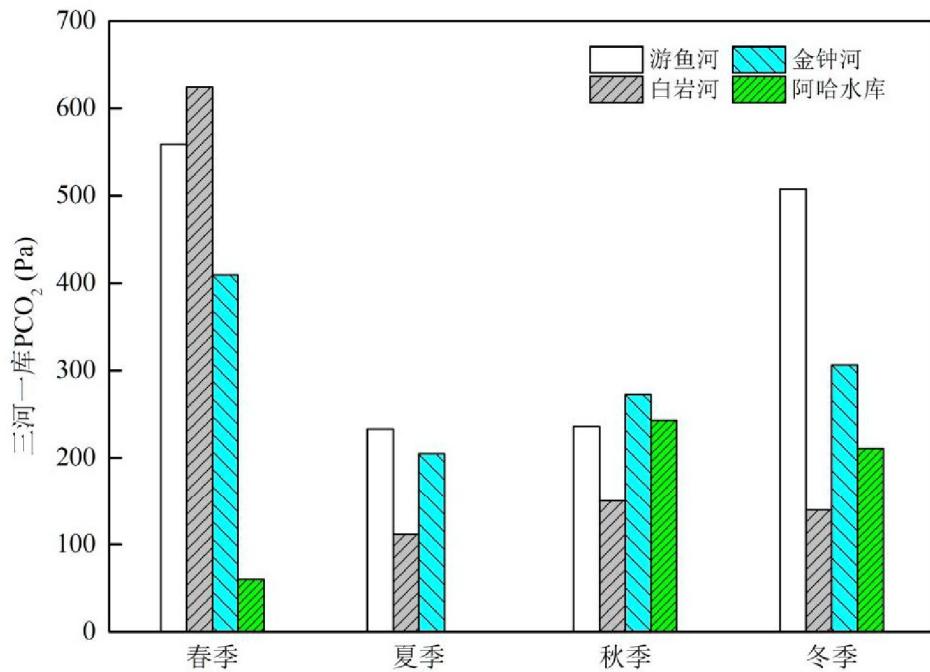
图 4-2 阿哈湖入湖河流及阿哈湖四季  $p\text{CO}_2$  变化

Figure 4-2 Changes of  $p\text{CO}_2$  in rivers and reservoirs of Lake Aha in four seasons reservoir in four seasons

三条河流  $p\text{CO}_2$  均在春季出现最大值，在夏季出现最小值，在秋季，游鱼河、白岩河、金钟河、阿哈水库  $p\text{CO}_2$  较接近。

阿哈湖入湖河流及阿哈湖季节变化如图 4-2 所示。游鱼河水体  $p\text{CO}_2$  春季在 182.98Pa~2949.62Pa 之间，平均值为：559.12Pa；夏季在 79.46 Pa~714.76Pa 之间，平均值为：232.86Pa；秋季在 82.99 Pa~439.76Pa 之间，平均值为：235.75Pa；冬季在 45.54Pa~1733.91Pa 之间，平均值为：507.68Pa。全年整体表现为：春季>冬季>秋季>夏季。

白岩河水体  $p\text{CO}_2$  春季在 116.40Pa~5780.48Pa 之间，平均值为：624.04Pa；夏季在 74.93 Pa~182.02Pa 之间，平均值为：111.58Pa；秋季在 50.85 Pa~465.88Pa 之间，平均值为：150.35Pa；冬季在 61.02Pa~225.65Pa 之间，平均值为：139.55Pa。全年整体表现为：春季>秋季>冬季>夏季。

金钟河水体  $p\text{CO}_2$  春季在 193.97Pa~576.16Pa 之间，平均值为：409.25Pa；夏季在 116.03Pa~305.81Pa 之间，平均值为：204.56Pa；秋季在 103.42Pa~609.96Pa 之间，平均值为：272.36Pa；冬季在 41.48Pa~607.58Pa 之间，平均值

为：306.53Pa。全年整体表现为：春季>冬季>秋季>夏季。

阿哈水库水体  $pCO_2$  春季在 43.09Pa~69.71Pa 之间，平均值为：59.83Pa；秋季在 84.81Pa~371.21Pa 之间，平均值为：243.01Pa；冬季在 114.60Pa~336.22Pa 之间，平均值为：210.91Pa；最小值出现在春季（43.09Pa），最大值出现在秋季（371.21Pa）。全年整体表现为：秋季>冬季>春季（备注：无夏季数据）。

阿哈湖入湖河流水体  $pCO_2$  总体表现为：春季高，夏季低，秋季和冬季介于夏季和春季之间。整体表现为：枯水期>丰水期。在  $HCO_3^-$  含量较高的水体中，有机物好养条件下会发生矿化作用，释放出大量  $CO_2$ (Zhai WD,et al.,2005)。前人对西江的研究表明，枯水期西江流域的水体  $pCO_2$  主要受水体矿化作用和光合作用的影响，丰水期主要受土壤的光合作用、呼吸作用和洪水稀释作用的影响(Yao et al.,2007)。阿哈湖入湖河流枯水期河水流速慢流量小受河流周边居民生活排水，废弃矿山的影响，离子含量较高，河流中的有机质含量高，有机质的氧化分解及生物体的呼吸作用产生大量的无机碳，好氧呼吸作用消耗氧气的同时产生大量的  $CO_2$ ，是水体  $pCO_2$  值增高；丰水期河水上涨，降雨增多，降雨会促使大气中二氧化碳等的沉降，增加水体中溶解的二氧化碳的量；另一方面，流域内陆面的降雨过程对地表进行冲刷，使得通过地表径流和地下渗透等方式进入水体的雨水含有大量的有机碳，增加了库区水体二氧化碳生成反应的碳来源，将最终导致水气界面温室气体排放的增加（赵炎等，2011）。另一方面，丰水期河流的流量大湍流度也大，促进了水体  $CO_2$  的释放，因此丰水期  $pCO_2$  值较低。

## （2）阿哈湖入湖河流 $pCO_2$ 空间变化

通过对阿哈湖入湖河流及阿哈水库所有采样点全年水体  $pCO_2$  求均值，来研究所研究水体  $pCO_2$  全年的空间变化趋势，所有采样点按照从上游至下游排列并绘制图 4-3。

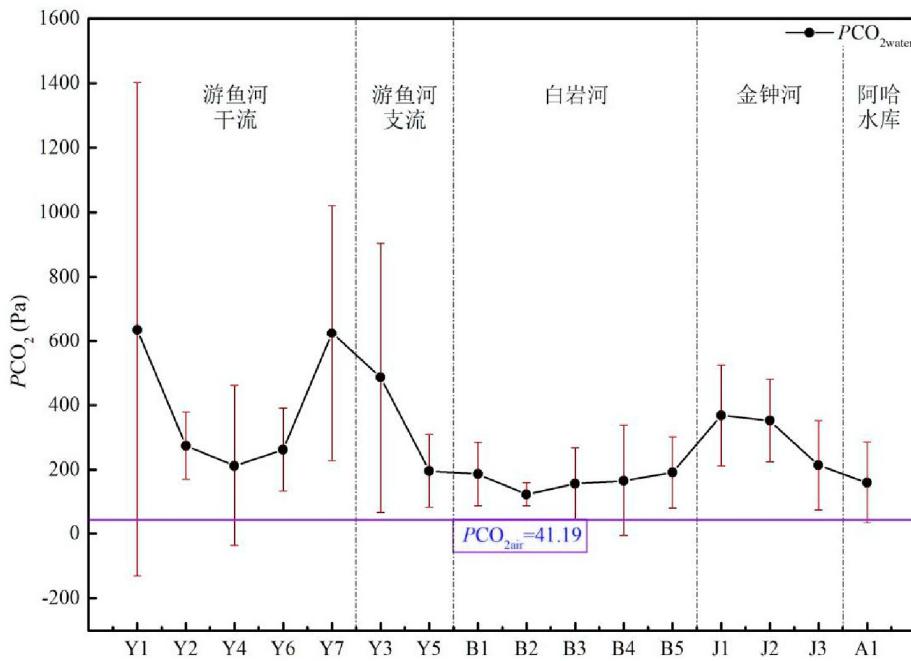
图 4-3 阿哈湖入湖河流及阿哈湖各采样点  $pCO_2$  年均值分布

Figure 4-3 Annual average distribution of  $pCO_2$  at each sampling point of the Aha Lake into the lake and reservoir

阿哈湖入湖河流及阿哈水库水体  $pCO_2$  年均值都大于大气  $pCO_2$  值 (41.19Pa) (US NOAA/ESRL)，全年为大气  $CO_2$  的源，向大气中释放  $CO_2$ 。其中水体  $pCO_2$  年均值整体表现为：游鱼河 (389.45 Pa) > 金钟河 (306.68 Pa) > 白岩河 (261.38 Pa) > 阿哈水库 (171.25 Pa)。

游鱼河干流具有较高的  $pCO_2$ ，年均值的最大值出现在 Y1，从 Y1 至 Y4 逐渐降低，从 Y4 至 Y7， $pCO_2$  逐渐升高。Y1 为游鱼河源头采样点，河水受到早期矿山废水的影响，具有较高的浊度和 TDS 含量，且源头采样点 Y1 两侧为农田，雨水的冲刷使得部分土壤混入河流，给河道带去土壤的  $CO_2$ ，增加了水体  $pCO_2$ 。河水  $pCO_2$  最低值在 Y4 处，由于在 Y4 前有一座石灰站，向河水中投放石灰来治理酸性废水，石灰站下游水体透明度较高，光合作用较强烈，光合作用吸收  $CO_2$  的同时释放出  $O_2$ ，使得水体  $pCO_2$  值降低。另一方面，Y4 处 pH 年均值 8.13，为游鱼河 Y1 至 Y7 中，pH 年均值最大的采样点。当 pH 值较高时，水体的碱性较高，此时水中游离的二氧化碳容易溶于水形成碳酸盐，水中游离的二氧化碳分压降低，促使大气中的二氧化碳进入水体（王跃思等，2008）。

Y7 为游鱼河入湖口采样点, 是游鱼河和阿哈水库的交界点, 流速较缓, 水体偏绿且水体浊度较高, 光合作用减缓, 有机质含量较高, 有机质分解释放大量的 CO<sub>2</sub>, 使得水体 *pCO<sub>2</sub>* 值升高。游鱼河支流的空间变化趋势同干流的空间变化趋势相接近, 上游受矿山废水影响明显的 Y3 相比下游支流 Y5, 具有较高的水体 *pCO<sub>2</sub>*。

白岩河水体 *pCO<sub>2</sub>* 变化幅度较小, 且整体低于游鱼河。金钟河水体 *pCO<sub>2</sub>* 从上游至下游逐步降低。金钟河上游地区河道相对下游较窄, 水体流速较快, 水体透明度低, 水生植物的光合作用效率较低; 上游到下游, 河道逐步变宽, 水体透明度也逐步提高, 水生植物的光合作用逐渐加强, 使得上游具有较高的 *pCO<sub>2</sub>*, 而下游水体 *pCO<sub>2</sub>* 值较低。

### 4.3 阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量

#### 4.3.1 水-气界面 CO<sub>2</sub> 交换通量计算 (模型法)

水气界面 CO<sub>2</sub> 交换通量主要受几个因素的影响:

(1) 水气界面 CO<sub>2</sub> 的分压差; (2) 气体交换系数, 主要受流速、风速、温度等因素影响。利用水-气界面 CO<sub>2</sub> 释放理论扩散模型, 具体的估算公式为:

$$F = k \times (C_{\text{water}} - C_{\text{air}}) \quad (1)$$

式中: F 为水气界面扩散通量( $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ ), F>0 表示水体向大气中释放 CO<sub>2</sub>, F<0 表示水体吸收大气 CO<sub>2</sub>; C<sub>water</sub> 为水体中溶解 CO<sub>2</sub> 浓度; C<sub>air</sub> 为空气中 CO<sub>2</sub> 浓度; k 为气体交换系数, 表示单位时间与大气 CO<sub>2</sub> 达平衡的水深(cm/h)。

K 是模型估算中重要的参数, 目前世界范围内对 K 的确定绝大多数研究者采用 1989 年 Jahne 等人建立的数学模型:

$$k = k_{600} \times (600 / ScCO_2)^x \quad (2)$$

式中: K 为 CO<sub>2</sub> 交换系数 ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), K<sub>600</sub> 为六氟化硫(SF<sub>6</sub>)气体交换系数 ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), 对于河流、湖泊和水库生态系统, 以下三种经验公式[式 (3) ~ (5)]应用最为广泛, 其中公式 (3), 来自文献 (Cole J et al., 1998), 简称“模型 1”; 公式 (4) 来自文献 (Crusius J, Wanninkhof R, 2003), 简称“模型 2”; 公式 (5) 来自文献 (MacIntyre S et al., 1995), 简称“模型 3”:

$$K_{600}=2.07+(0.215 \times U_{10})^{1.7} \quad (3)$$

$$K_{600}=1.68+(0.228 \times U_{10})^{2.2} \quad (4)$$

$$K_{600}=0.45 \times U_{10}^{1.7} \quad (5)$$

$$Sc=1911.1-118.11 t+3.4527 t^2-0.04132 t^3 \quad (6)$$

$$\ln K_0 = -58.0931 + 90.5069 \times \frac{100}{T_k} + 22.294 \ln \frac{T_k}{100} \quad (7)$$

模型法（梯度法）是一种基于气体水气界面扩散的过程半经验模型方法，但是其对扩散过程的原理和驱动机制并没有很好的体现，因此模型计算的结果可能存在较大的不确定性，这种不确定性与相关环境因素如风速、降雨等的显著变化有关。K 值的确定是影响梯度法观测精度的关键，理论上而言，K 值受到表层水体紊流混合作用的影响（Estuaries,2001）。有研究表明，在海洋、河流、湖泊、水库中，表层水体的涡动主要受到风的作用，K 值可以表示为风速的函数（Rik Wanninkhof, 1992; Cole J J , Caraco N F ,1998），但在弱风条件下，该关系不成立（Matthe CJD,2003; Cole J,1998; Clark,1994）。Matthews (2003) 和 Duchemin (1999) 通过梯度法与通量箱法的同步观测，发现模型法计算得到的通量值往往低于通量箱方法的观测结果，低估了水-气界面的实际 CO<sub>2</sub> 通量。李建鸿（2015）等为揭示不同地质背景控制下典型水库水-气界面温室气体交换的特征及控制机制，对大龙洞水库、五里峡水库、思安江水库，综合运用通量箱法(FC) 和模型法(TBL)，对水-气界面温室气体 CO<sub>2</sub> 交换通量进行比较研究，结果通量箱法平均是模型 CL98 的 4.24 倍，是模型 CW03 的 5.01 倍，是模型 MY95 的 62. 12 倍。这表明通量箱法与模型法的结果存在较大差异。

### 4.3.2 通量箱法和模型法计算的 CO<sub>2</sub> 通量与其他区域的比较

通过对两种方法测得的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量对比发现：阿哈湖入湖河流通量箱法测得的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量高于模型法得到的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量，阿哈水库则表现相反的结果。将两种方法测得的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量与其他水体进行比较，并列在表 5-2。通过比较发现阿哈湖入湖河流水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量明显高于南京市、北京市和上海市等城市河流；阿哈湖水库虽然相对于入湖河流，具有较低的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量值，但是仍高于广西省五里峡水库、思安江水库等；阿哈水库模型法得到的水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量高于大龙洞水库，但是通量箱法却远

低于大龙洞水库水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量。这可能由于通量箱法和模型法的差异性导致的，我们将在第五章对比分析这两种方法的相关性与差异性。

表 4-2 水-气界面 CO<sub>2</sub> 交换通量Table 4-2 Water-air interface CO<sub>2</sub> exchange flux

地区	名称	方法	CO <sub>2</sub> 交换通量 /mg·(m <sup>2</sup> ·h) <sup>-1</sup>	文献
重庆市	三峡彭溪河库区	通量箱法	-25.52	(李双,2014)
北京市	三峡香溪河库区	通量箱法	14.78	(王亮,2012)
广西省	大龙洞水库	通量箱法	146.85	(李建鸿,2015)
		模型法	29.75	(李建鸿,2015)
广西省	五里峡水库	通量箱法	-5.99	(李建鸿,2015)
		模型法	0.17	(李建鸿,2015)
广西省	思安江水库	通量箱法	-44.79	(李建鸿,2015)
		模型法	-21.10	(李建鸿,2015)
贵阳市	阿哈水库	通量箱法	15.56	本研究
		模型法	66.66	本研究
贵阳市	金钟河	通量箱法	690.74	本研究
		模型法	138.97	本研究
贵阳市	游鱼河	通量箱法	439.93	本研究
		模型法	182.17	本研究
贵阳市	白岩河	通量箱法	218.27	本研究
		模型法	116.41	本研究
重庆市	三峡库区干流	模型法	72.52	(李双,2014)
上海市	苏州河	模型法	177.83	(温志丹等, 2016)
上海市	淀浦河	模型法	55.45	(温志丹等, 2016)
北京市	昆玉河	通量箱法	-7.28	(陈文重等, 2013)
诺尔盖	白河	通量箱法	87.08	胡攫, 2015
南京市	金川河	通量箱法	174.61	(韩洋, 2013)
南京市	内秦淮河	通量箱法	147.98	(韩洋, 2013)

南京市	外秦淮河	通量箱法	119.85	(韩洋, 2013)
南京市	香溪河支流	通量箱法	76.52	(韩洋, 2013)
崇州市	西河	通量箱法	38.71	(吴铭, 2016)

#### 4.4 本章小结

(1) 阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $p\text{CO}_2$  总体均高于空气  $p\text{CO}_2$  ( $>41.19\text{Pa}$ )，处于过饱和状态。在春季，游鱼河，白岩河，金钟河的  $p\text{CO}_2$  达到一年中的峰值（分别为：2949.62Pa, 5780.48Pa, 609.96 Pa）。全年  $p\text{CO}_2$  均值：游鱼河  $p\text{CO}_2$  (389.45Pa)  $>$  金钟河  $p\text{CO}_2$  (306.68Pa)  $>$  白岩河  $p\text{CO}_2$  (261.38Pa)  $>$  阿哈水库  $p\text{CO}_2$  (171.25Pa)。从季节得角分析得：阿哈湖入湖河流水体  $p\text{CO}_2$  总体表现为：春季高，夏季低，秋季和冬季介于夏季和春季之间。

(2) 阿哈湖入湖河流水-气界面  $\text{CO}_2$  通量明显高于南京市、北京市和上海市等部分城市河流；阿哈湖水库相对于入湖河流，具有较低的水-气界面  $\text{CO}_2$  通量值。

(3) 通过与不同地区不同水体两种方法对比分析发现：通量箱法和模型法可能具有较大的差异性。

## 第五章 通量箱法和模型法估算水-气界面 $\text{CO}_2$ 气体通量的差异性分析

### 5.1 三种模型法的水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量对比分析

水-气界面气体交换是水生生态系统中的碳等生源要素同大气进行物质交换的重要途径（姚骁等，2015）。模型法（水化学平衡法/梯度法）、通量箱法、微气象法、遥感反演法是目前水-气界面温室气体交换通量监测常用的方法。但由于监测技术、环境及研究对象等的差异，目前尚无一种被公认的最为完善的方法。其中，模型法和通量箱法因其简单、灵活、易操作等特点在野外现场监测中最为常用。在原理上，模型估算法根据空气和水体内气体浓度梯度差，运用 Fick 定律来估算通量，气体在两介质中的浓度及其传质系数的确定是该方法的核心（Urabe et al.,2011; Jonsson et al.,2007; Gelbrecht et al.,1998; Huotari et al.,2009），通量箱法原是测量陆地生态系统温室气体排放通量应用最广泛的方法，90 年代中期被引用到水-气界面间气体通量监测中（Anthony et al.,1995）。考虑到水-气界面通量箱法监测下垫面并不稳定，在监测中通常使箱体浮于水面，定长时间段内监测箱体内气体浓度变化梯度以获取水-气界面气体交换通量速率值。由于两者方法自身的差异，它们的监测结果也存在显著区别（Matthews,2003; Crusius,2003; 姚骁，2015）。

本研究在阿哈湖入湖河流共进行为期一年的采样（2017 年 6 月至 2018 年 5 月），每月进行一次样品采集，共采集 12 次样品。将监测期间所有通量箱法和模型法计算的二氧化碳通量，进行 Pearson 相关分析，分析结果如表 5-1。

表 5-1 通量箱法和模型法二氧化碳通量的 Pearson 相关性分析

Table 5-1 Pearson correlation analysis of carbon dioxide flux by flux box method and model

水体	method		
	模型 1	模型 2	模型 3
游鱼河	-0.012	-0.016	-0.014
白岩河	-0.030	-0.031	-0.030
金钟河	0.530*	0.459*	0.408*

阿哈水库	0.872**	0.866**	0.719**
------	---------	---------	---------

注: \*\*表示在 0.01 水平上显著相关; \*表示在 0.05 水平上显著相关

通过 Pearson 相关性分析可得: 游鱼河和白岩河, 通量箱法和模型法水-气界面  $\text{CO}_2$  无明显相关性; 金钟河和阿哈水库, 通量箱法和模型法水-气界面  $\text{CO}_2$  呈现显著正相关。由于模型 1 和模型 2 均是从低风速环境(Crusius J, Wanninkhof R,2003; MacIntyre,1995) (平均风速  $1.37\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 和 ( $0\sim3.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 中推导得到的, 而模型 3 是从高风速中推导得来的 (风速 $>3.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Cole ,1998)。监测期间内地面实测风速, 游鱼河风速范围为:  $0\sim3.60\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均风速:  $0.54\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 白岩河风速范围为:  $0\sim4.20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均风速:  $0.57\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 金钟河风速范围为:  $0\sim3.30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均风速:  $0.30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 阿哈水库风速范围为:  $0\sim2.00\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均风速:  $0.67\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 贵阳市环境监测站监测的  $U_{10}$ (10 米高空的风速), 在采样期间内, 均值为:  $2.45\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由此可见, 阿哈湖入湖河流及阿哈湖适合使用低风速环境推导出来的模型法。对于规模较小的河流,  $\text{CO}_2$  交换速率受其自然特征(比降、河床粗糙度等) 的影响更大(Alin et al.,2011)。如, 从上游到下游较大的落差产生较高的流速, 河床下垫面不平整形成湍流, 这些因素都会产生波浪, 扰动边界层, 促进  $\text{CO}_2$  气体交换(Hope et al., 2001; Butman and Raymond, 2011; Wallin et al., 2011; Raymond et al., 2013), 在监测期间内, 阿哈水库全年流速范围:  $0.02\sim0.07\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均流速:  $0.23\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; 金钟河全年流速范围:  $0.03\sim0.90\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均流速:  $0.23\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。阿哈水库, 水体较深, 在低速流动下不会引起湍流; 金钟河相对游鱼河和白岩河较深, 全年的流速变化范围较小。游鱼河和白岩河, 河床相对不平整, 容易引起湍流, 促进水体  $\text{CO}_2$  的释放。模型法的 K 值涉及到风速, 但是低于  $3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  的风速产生的剪切力基本不会引起河流表面的“破碎”。然而即便河流流速较低, 由于河流较浅和下垫面的不平整, 河流很容易引起湍流, 促进水体向大气中释放  $\text{CO}_2$ 。模型法更适用于受水力学影响较小的水体, 所以游鱼河和白岩河, 通量箱法和模型法二氧化碳通量相关性较差; 金钟河和阿哈水库, 通量箱法和模型法二氧化碳通量相关性较好。因为通量箱法与模型 1 在三个模型中相关性相对要好, 所有本文选择模型 1 的计算结果和通量箱法实测得到的水-气界面  $\text{CO}_2$  进行对比分析, 以下提到的模型法计算结果均为模型 1 计算的结果。

## 5.2 通量箱法和模型法的水-气界面 $\text{CO}_2$ 通量对比分析

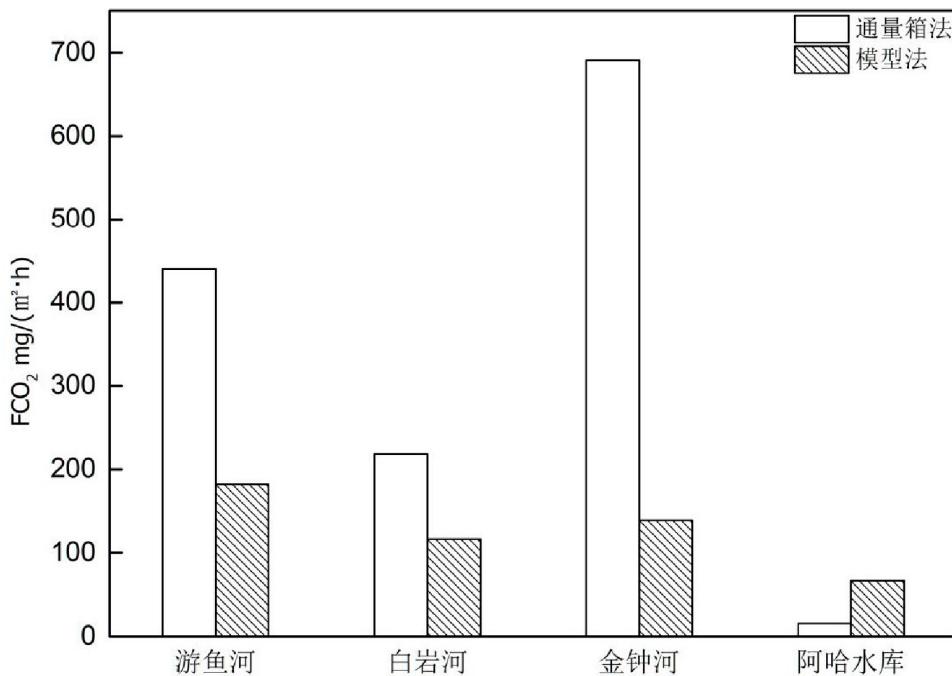


图 5-1 通量箱法和模型法的  $\text{FCO}_2$

Figure 5-1  $\text{FCO}_2$  of flux box method and model method

通量箱法和模型法计算阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $\text{CO}_2$  通量全年平均值如图 5-1 所示，通量箱法和模型法存在较大差异，通量箱法阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $\text{CO}_2$  通量年均值为： $341.13 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{h})^{-1}$ ，模型法阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $\text{CO}_2$  通量年均值为： $126.05 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{h})^{-1}$ ，表现为通量箱法得到的水-气界面  $\text{CO}_2$  通量 > 模型法得到的水-气界面  $\text{CO}_2$  通量。

为表征为了表征使用基于水化学平衡的模型法监测所得的  $\text{CO}_2$  通量与对应的使用的通量箱法监测所得的  $\text{CO}_2$  通量之间的差异性，引入比值  $\alpha$ ，具体计算式为：

$$\alpha = |F_{\text{通量箱}} / F_{\text{模型法}}| \quad (8)$$

式中， $F_{\text{通量箱}}$  为通量箱法监测的  $\text{CO}_2$  通量 ( $\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{h})^{-1}$ )， $F_{\text{模型法}}$  为模型估算法监测的  $\text{CO}_2$  通量 ( $\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{h})^{-1}$ )。

经过计算，通量箱法和模型法通量比值  $\alpha$  的范围为：0.04~39.94，平均数：5.07，中位数：3.12。根据频次分布图（图 5-2），可以看到  $\alpha$  相对集中，主要在 0~4 之间，共占 59.61%，5~10 之间，共占 25.00%，11~40 之间，共占 15.39%。

由此看出虽然通量箱法和模型法具有相对一致性，但是两种方法得到的  $\text{CO}_2$  通量的大小还是具有较大的差异性。

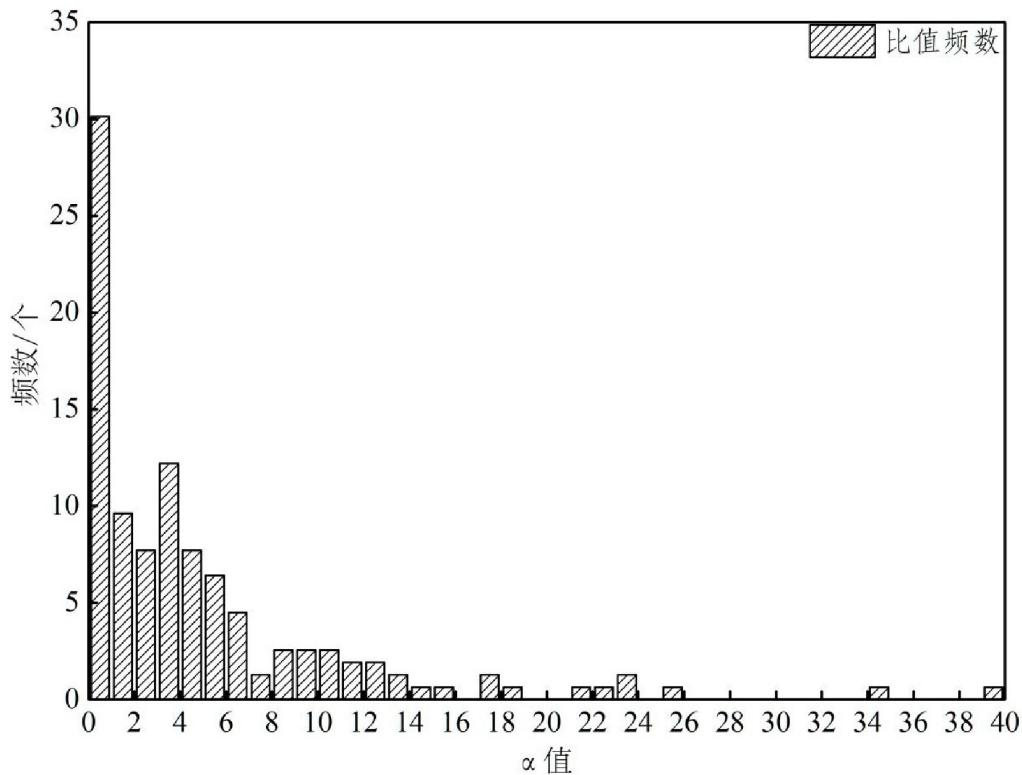


图 5-2 通量箱法和模型法比值的频次分布图

Figure 5-2 Frequency distribution diagram of ratio between flux box method and model method

在监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖，其  $\text{HCO}_3^-$  浓度范围为：0.71~7.32  $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ ，将  $\alpha$  值按照： $\text{HCO}_3^-$  浓度  $<2.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $2.5\sim3.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $>3.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$  分为三组，用非参数检验法对文本的独立样本显著性检验（姚骁，2015），发现  $\text{HCO}_3^-$  浓度对  $\alpha$  值影响较大 ( $P<0.05$ )，当  $\text{HCO}_3^-$  浓度  $<2.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：0.27~39.94，平均值为：6.95；当  $\text{HCO}_3^-$  浓度在  $2.5\sim3.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：0.04~34.15，平均值为：5.01；当  $\text{HCO}_3^-$  浓度  $>3.5\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：0.05~22.07，平均值为：3.25，由此可得，随着  $\text{HCO}_3^-$  浓度增加，其  $\alpha$  值平均值也越来越小，离散性越小，表明  $\text{HCO}_3^-$  浓度越高通量箱法和模型法监测结果越接近（图 5-3）。

在监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖，其 pH 的变化范围为：6.74~8.54，将  $\alpha$  值按照：pH  $<7.9$ 、 $7.9\sim8.2$ 、 $>8.2$  分为三组，检验结果表明水温对  $\alpha$  值影

响显著 ( $P<0.05$ )，当  $pH < 7.9$  时， $\alpha$  值的范围为：0.05~17.67，平均值为：2.38；当  $pH$  在 7.9~8.2 时， $\alpha$  值的范围为：0.04~23.73，平均值为：5.10；当  $pH > 8.2$  时， $\alpha$  值的范围为：0.33~34.15，平均值为：8.42，由此可得，随着  $pH$  增加，其  $\alpha$  值平均值越来越大，离散性越大，表明  $pH$  越高，通量箱法和模型法监测结果差异越大（图 5-3）。

在监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖，其水温的变化范围为：6.90~25.44°C，将  $\alpha$  值按照：水温  $< 15$  °C，15~20 °C、 $> 20$  °C 分为三组，检验结果表明水温对  $\alpha$  值影响显著 ( $P<0.05$ )，当水温  $< 15$  °C 时， $\alpha$  值的范围为：0.04~22.07，平均值为：3.44；当水温在 15~20 °C 时， $\alpha$  值的范围为：0.05~25.52，平均值为：5.52；当水温  $> 20$  °C 时， $\alpha$  值的范围为：0.07~39.94，平均值为：7.18，由此可得，随着水温增加，其  $\alpha$  值平均值越来越大，离散性越大，表明水温越高，通量箱法和模型法监测结果差异越大（图 5-3）。

在监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖，其流速的变化范围为：0~1.76  $m \cdot s^{-1}$ ，将  $\alpha$  值按照：流速  $< 0.1 m \cdot s^{-1}$ ，0.1~0.3  $m \cdot s^{-1}$ 、 $> 3 m \cdot s^{-1}$  分为三组，检验结果表明水温对  $\alpha$  值影响显著 ( $P<0.05$ )，当流速  $< 0.1 m \cdot s^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：0.04~13.09，平均值为：2.55；当流速在 0.1~0.3  $m \cdot s^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：0.28~25.52，平均值为：5.91；当流速  $> 3 m \cdot s^{-1}$  时， $\alpha$  值的范围为：1.81~39.94，平均值为：11.56，由此可得，随着流速增加，其  $\alpha$  值平均值越来越大，离散性越大，表明流速越高，通量箱法和模型法监测结果差异越大（图 5-3）。

$HCO_3^-$  和  $pH$  主要通过影响水体碳酸平衡来影响水-气界面  $CO_2$  通量（李建鸿，2016）。由于模型法是基于  $HCO_3^-$  和  $pH$  数据计算的，因此模型法计算得到的  $CO_2$  通量对  $HCO_3^-$  和  $pH$  的敏感度较大，当  $HCO_3^-$  浓度较小时，例如当  $HCO_3^-$  浓度  $< 2.5 mmol \cdot L^{-1}$  时，水体  $pCO_2$  和大气  $pCO_2$  差异性并不十分敏感，此时通量箱法和模型法往往会出现较大的误差。

温度主要通过影响水-气界面紊流和穿透对流来影响水-气界面  $CO_2$ ，而且水温越高，浓度梯度差异越大，交换速率越快，当水温较低时，浓度梯度差异较小，通量箱法和模型法的计算结果较接近。流速快增加了河流表面的湍流度，使得溶解在水体中的  $CO_2$  向大气释放（李凌宇，2017）。当边界层受到扰动时，促进扩散， $CO_2$  交换速率加快 (Jonsson et al., 2008)。阿哈湖入湖河流均属于规

模较小的河流。对于规模较小的河流,  $\text{CO}_2$  交换速率受其自然特征(比降、河床粗糙度等)的影响更大(Alin et al,2011)。模型法中的系数  $K_{600}$  是基于风速就是那得到的( $U_{10}$ ),在监测期间内,阿哈湖流域  $U_{10}$  取值范围为:  $2.14\sim 2.92 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 平均值为:  $2.46 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 较低的风速难以引起水-气界面的紊流。由于阿哈湖入湖河下垫面的不平整和河流较浅, 很容易在流动过程中引起湍流, 促进水体向大气中释放  $\text{CO}_2$ , 模型法根据风速计算出来的  $\text{CO}_2$  交换通量要小于实际的情况。

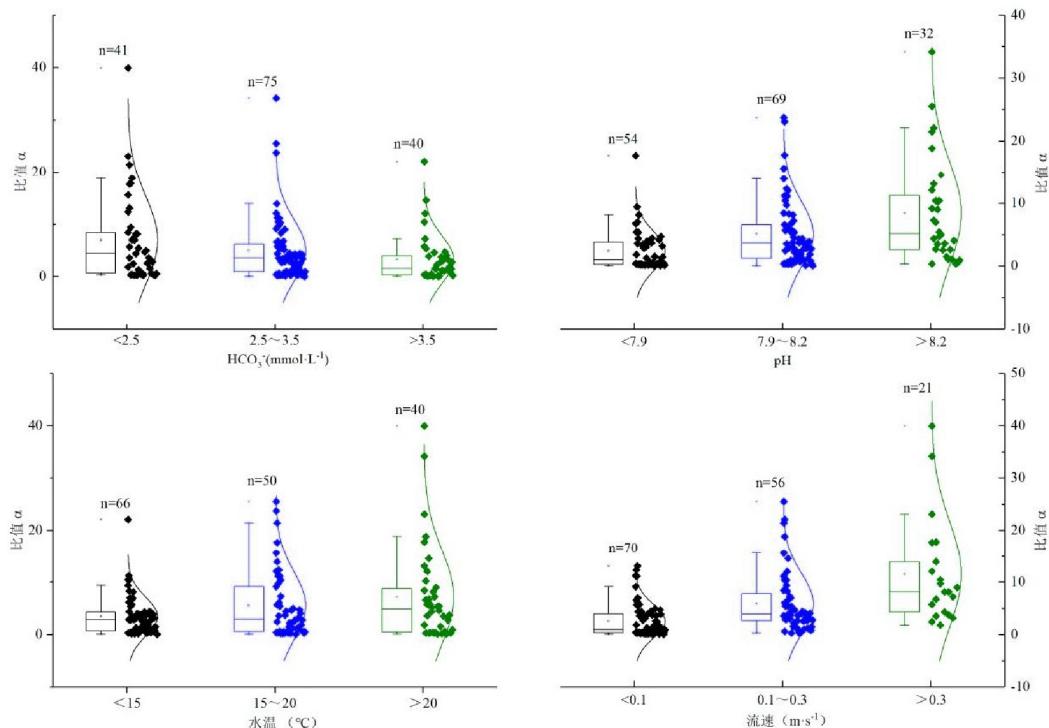


图 5-3 通量箱法和模型法比值的离散性分析图

Figure 5-3 Discrete analysis of the ratio of the flux box method to the model method

Soumis (2004) 对北美水库的研究结果表明, 在风速小于  $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的条件下, 利用通量箱法可以准确的获得  $\text{CO}_2$  的扩散通量; Duchemin (1999) 和 Matthews (2003) 比较利用通量箱与模型法对水-气界面温室气体通量的观测结果, 发现前者普遍高于后者。分析认为本研究通过通量箱法获得的  $\text{CO}_2$  交换通量同样存在高于模型法计算值的情况, 误差主要来源于以下几个方面:

- (1) 由于通量箱法所采用的箱体没有统一的设计标准, 不同规格及其箱体不同的气体混合方式, 可能导致结果的偏差(Pumpanen, Kolari et al. 2004) ;
- (2) 由于通量箱是一种非稳态箱, 在风和湍流的影响下, 通量箱会上下左右浮动, 虽然已尽量控制通量箱发生位移, 但是并不能完全避免监测期间通量

箱位置的移动；

(3) 虽然本研究所用的通量箱表层均有防辐射、隔热材料，但仍不能完全排除箱体笼罩后造成的微环境引起箱内气体与水体表面产生热对流，白天通量箱法在太阳辐射下往往会高估了碳通量（Matthews,2003）；

(4) 箱体对观测对象有扰动，改变了水体表面空气的自然湍流状态，这可能影响水体与大气之间的气体交换通量；

(5) 在低风速 ( $< 3.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (MacIntyre S et al.,1995) 环境中箱内水体扰动比箱外强烈，监测期间阿哈湖入湖河流风速均较低，地面实测风速均值为： $0.52 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $U_{10}$  均值为： $2.46 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )，这使得通量箱法获得的气体通量偏高。

### 5.3 本章小结

(1) 通量箱法监测的  $\text{CO}_2$  通量整体高于模型法，通量箱法测得的阿哈湖入湖河流及阿哈湖水-气界面  $\text{CO}_2$  通量年均值为： $341.13 \text{ mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{h})^{-1}$ ，模型法阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $\text{CO}_2$  通量年均值为： $126.05 \text{ mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{h})^{-1}$ 。

(2) 通量箱法和模型法具有相对一致性，但是两种方法得到的  $\text{CO}_2$  通量的大小还是具有较大的差异性。 $\text{HCO}_3^-$  浓度越大通量箱法和模型法监测结果越接近， $\text{pH}$ ，水温和流速越大，通量箱法和模型法监测结果差异越大。

(3) 水-气界面紊流和穿透对流以及河流表面的湍流度，促进溶解在水体中的  $\text{CO}_2$  向大气释放，通量箱法监测的结果结合了这些因素的影响作用，而模型法并未完全考虑到这些因素的影响作用。

## 第六章 结论与展望

### 6.1 主要结论

本文通过对选取的贵阳市喀斯特小流域（金钟河，游鱼河和白岩河）以及阿哈水库的研究，探讨受人为活动影响比较多的金钟河，受早期矿山废水影响比较多的游鱼河，以及受人为活动影响较小的白岩河和属于水源保护区的阿哈水库的季节及空间变化特征，以及水-气界面  $\text{CO}_2$  与环境因子，水质参数的相关性研究。主要结论包括以下几个方面：

- (1) 在监测期间内，阿哈湖入湖河流及阿哈湖，年均值均大于零，为大气  $\text{CO}_2$  的“源”，向大气释放  $\text{CO}_2$ ，年均释放量：金钟河>游鱼河>白岩河>阿哈水库。
- (2) 在监测期间内，水-气界面二氧化碳通量与水温、流速成正相关；与 pH, DO, Chl-a 成负相关；与风速、电导率、TP、TN 无显著性相关。
- (3) 阿哈湖入湖河流及阿哈湖  $p\text{CO}_2$  总体均高于空气  $p\text{CO}_2$  ( $>41.19\text{Pa}$ )，处于过饱和状态。全年  $p\text{CO}_2$  均值：游鱼河  $p\text{CO}_2$  ( $389.45\text{Pa}$ ) > 金钟河  $p\text{CO}_2$  ( $306.68\text{Pa}$ ) > 白岩河  $p\text{CO}_2$  ( $261.38\text{Pa}$ ) > 阿哈水库  $p\text{CO}_2$  ( $171.25\text{Pa}$ )。从季节得角分析得：阿哈湖入湖河流水体  $p\text{CO}_2$  总体表现为：春季高，夏季低，秋季和冬季介于夏季和春季之间。
- (4) 阿哈湖入湖河流水-气界面  $\text{CO}_2$  通量明显高于南京市、北京市和上海市等部分城市河流；阿哈湖水库相对于入湖河流，具有较低的水-气界面  $\text{CO}_2$  通量值。通量箱法和模型法具有一定相关性，但是两种方法得到的  $\text{CO}_2$  通量的大小还是具有较大的差异性。 $\text{HCO}_3^-$  浓度越大通量箱法和模型法监测结果越接近；pH, 水温和流速越大，通量箱法和模型法监测结果差异越大。

### 6.2 研究特色和创新点

- (1) 利用二氧化碳通量箱法现场实时监测二氧化碳释放情况，相比之前借鉴经验公式估算精度要高很多，相比传统的通量箱-气相色谱法，并不需要采集气体

带回实验室分析测定，可以实时监测（每秒钟一个数据值，比较高效），提高数据的准确性与可靠性，仪器便携度高，有利于开展长期连续性监测。

(2) 综合运用通量箱法和模型法，并对两种方法的相关性和差异性进行分析，使所得的数据更可靠。

### 6.3 存在的问题及展望

喀斯特河流水-气界面  $\text{CO}_2$  通量交换过程受到诸多因素的影响，测样时间均在白天，没有夜间的连续通量监测数据，而水-气界面  $\text{CO}_2$  通量昼夜有差异。为了更精确的研究喀斯特河流水-气界面  $\text{CO}_2$  通量有必要进行长期的连续监测，本研究所用的通量箱法和模型法测量水-气界面  $\text{CO}_2$  通量均为点状瞬时通量。每月一次的监测频率还不足以准确的掌握监测区域水-气界面  $\text{CO}_2$  通量，为了更加准确的估计监测区域全年的  $\text{CO}_2$  通量，还需要更高频率的监测。

## 致谢

岁月如梭，转眼来到贵州大学已经快三年的时光，想到三年前的自己，第一次来到距离家 2000 多公里，这个完全陌生的城市—贵阳。三年的硕士研究生生涯也接近了尾声，回顾在贵州大学这三年的学习生涯，往事历历在目。

首先，非常感谢我的导师吴起鑫教授和安艳玲教授这三年来对我的悉心指导。此论文研究来源于吴起鑫教授主持的国家自然科学基金项目“典型喀斯特河流/溪流系统水-气界面 CO<sub>2</sub> 释放 (NO.42603123)”。在科研上，两位老师知识渊博，科学态度严谨，教学能力非常强，尽心尽责！两位老师在我的论文开题，中期检查和论文修改阶段，时常给我非常中肯的建议，在论文写作的过程中，帮助了我很多。在生活中，两位老师和蔼可亲，平易近人，对待事情非常认真，在生活中遇到困难，两位老师都会及时的给予我们帮助。在此，非常感谢两位老师这三年时间对我的无私帮助与谆谆教诲，我会铭记在心，真心地感谢两位老师，能够遇到你们，我生之幸！

在我们遇到困难的时候，师兄师姐也会给我们无私的帮助，在外出采样期间，同门也会互帮互助，一起出去采样，一起处理与分析数据。在学校做实验期间，师弟师妹们抽出很多休息时间，帮助我们一起做实验，非常感谢大家！

此外，也非常感谢我的爸爸妈妈，哥哥嫂嫂等家人。虽然高中毕业进入大学后，感觉自己有点被“放养”。但是家人一直是我的坚强后盾。感谢家人这么多年对我的辛勤付出！对我无条件的理解与支持，让我可以放手去做我所想要做的。

最后，再次向支持与帮助我的老师们，师兄师姐们，师弟师妹们等同门，表示衷心的感谢，谢谢你们这些年来对我的关心与帮助。

愿大家都可以圆梦！

## 参考文献

- [1] Abe D S, Adams D D, Galli C V S, et al. Sediment greenhouse gases (methane and carbon dioxide) in the Lobo-Broa Reservoir, São Paulo State, Brazil: Concentrations and diffuse emission fluxes for carbon budget considerations[J]. Lakes & Reservoirs Research & Management, 2010, 10(4):201-209.
- [2] Alin S R , Maria de Fátima F. L. Rasera, Salimon C I , et al. Physical controls on carbon dioxide transfer velocity and flux in low-gradient river systems and implications for regional carbon budgets[J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2011, 116(G1).
- [3] Anthony W H , Hutchinson G L , Livingston G P . Chamber Measurement of Soil-Atmosphere Gas Exchange: Linear vs. Diffusion-Based Flux Models[J]. Soil Science Society of America Journal, 1995, 59(5):1308.
- [4] Aufdenkampe A K , Mayorga E , Raymond P A , Melack, J. M. , Doney, S. C. , & Alin, S. R. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere[J]. Frontiers in Ecology and the Environment, 2011, 9(1):53-60.
- [5] Hedges J I , Baldock J A , Y. Gélinas, et al. The biochemical and elemental compositions of marine plankton: A NMR perspective[J]. Marine Chemistry, 2002, 78(1):47-63.
- [6] Barros N , Cole J J , Tranvik L J , et al. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude[J]. Nature Geoscience, 2011, 4(9):593-596.
- [7] Battin T J , Kaplan L A , Findlay S , Hopkinson, C. S. , Marti, E. , Packman, A. I. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks[J]. NATURE GEOSCIENCE, 2009, 2(8):595-595.
- [8] Benstead J P , Leigh D S . An expanded role for river networks[J]. Nature Geoscience, 2012, 5(10):678-679.
- [9] Berner R A . Chemical weathering and its effect on atmospheric CO<sub>2</sub> and climate[J]. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals, 1995, 31.
- [10] Bojorquez Chapela I, Nelly S D S. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas

- emissions[J]. Chemosphere, 2003, 52(3):609-621.
- [11] Butman D , Raymond P A . Significant efflux of carbon dioxide from streams and rivers in the United States[J]. Nature Geoscience, 2011, 4(12):839-842.
- [12] Butman D , Stackpoole S , Stets E , McDonald, C. P. , Clow, D. W , Striegl, R. G. Aquatic carbon cycling in the conterminous United States and implications for terrestrial carbon accounting[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2016, 113(1):58-63.
- [13] Butman D , Raymond P A . Significant efflux of carbon dioxide from streams and rivers in the United States[J]. Nature Geoscience, 2011, 4(12):839-842.
- [14] Campeau, A., Lapierre, J.F., Vachon, D., Giorgio, P.A. Regional contribution of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from the fluvial network in a lowland boreal landscape of Québec[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2014, 28(1): 57-69.
- [15] Chen C T A , Lin C M , Huang B T , Chang LF. Stoichiometry of carbon, hydrogen, nitrogen, sulfur and oxygen in the particulate matter of the western North Pacific marginal seas[J]. Marine Chemistry, 1996, 54(1-2):179-190.
- [16] Clark J F , Rik W , Peter S , James, S. H. Gas exchange rates in the tidal Hudson river using a dual tracer technique[J]. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 1994, 46(4):274-285.
- [17] Cole J J , Caraco N F , Kling G W , Kratz TK. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes[J]. Science, 1994, 265(5178):1568-1570.
- [18] Cole R J J . Gas Exchange in Rivers and Estuaries: Choosing a Gas Transfer Velocity[J]. Estuaries, 2001, 24(2):312-317.
- [19] Cole J J , Prairie Y T , Caraco N F. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget[J]. Ecosystems, 2007, 10(1):171-184.
- [20] Crawford J T , Striegl R G , Wicklund K P , et al. Emissions of carbon dioxide and methane from a headwater stream network of interior Alaska[J]. Journal of Geophysical Research Biogeosciences, 2013, 118(2):482-494.
- [21] Crawford J T , Dornblaser M M , Stanley E H. Source limitation of carbon gas emissions in high-elevation mountain streams and lakes[J]. Journal of Geophysical

- Research: Biogeosciences, 2015, 120(5):952-964.
- [22] Crosswell J R, Wetz M S, Hales B, Paerl, H. W. Air water CO<sub>2</sub> fluxes in the microtidal Neuse River Estuary, North Carolina[J]. Journal of Geophysical Research Oceans, 2012, 117(C8).
- [23] Crusius J , Wanninkhof R . Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake[J]. Limnology and Oceanography, 2003, 48(3):1010-1017.
- [24] Das A, Krishnaswami S, Bhattacharya S K. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes [J]. Earth & Planetary Science Letters, 2005, 236(1):419-429.
- [25] Hu Ding, Yun-Chao Lang, Cong-Qiang Liu, Tao-Ze Liu. Chemical characteristics and delta δ34S -SO<sub>4</sub>2- of acid rain: Anthropogenic sulfate deposition and its impacts on CO<sub>2</sub> consumption in the rural karst area of southwest China[J]. GEOCHEMICAL JOURNAL, 2013, 47(6):625-638.
- [26] Dreybrodt W. Processes in karst systems: physics, chemistry, and geology [M]. Springer-Verlag, 1988:13-30.
- [27] Duchemin E , Lucotte M , Canuel R . Comparison of Static Chamber and Thin Boundary Layer Equation Methods for Measuring Greenhouse Gas Emissions from Large Water Bodies[J]. Environmental Science & Technology, 1999, 33(2):350-357.
- [28] Duchemin E , Lucotte M , Canuel R , Chamberland, A. Production of the greenhouse gases CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> by hydroelectric reservoirs of boreal region[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1995, 9(4):529-540.
- [29] Epron D , Lætitia Farque, Éric Lucot, Badot, P. M.. Soil CO<sub>2</sub> efflux in a beech forest: dependence on soil temperature and soil water content. Ann For Sci[J]. 1999, 56(3):221-226.
- [30] Frankignoulle, M. Carbon Dioxide Emission from European Estuaries[J]. Science, 1998, 282(5388):434-436.
- [31] Gelbrecht J , Fait M , Dittrich M , Steinberg, C. Use of GC and equilibrium calculations of CO<sub>2</sub> saturation index to indicate whether freshwater bodies in north-eastern Germany are net sources or sinks for atmospheric CO<sub>2</sub>[J]. Fresenius Journal of Analytical

- Chemistry, 1998, 361(1):47-53.
- [32] Gwenaël Abril, Martinez, J. M. , Artigas, L. F. , Moreira-Turcq, P. , Benedetti, M. F, Vidal, L, et al. Amazon river carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands[J]. Nature.2018, (10)5:231-235.
- [33] Han G , Liu C Q . Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: a study of the river waters draining karst-dominated terrain, Guizhou Province, China[J]. Chemical Geology, 2004, 204(1-2):0-21.
- [34] Diane Hope , Sheila M. Palmer , Michael F. Carbon dioxide and methane evasion from a temperate peatland stream[J]. Limnology and Oceanography, 2001, 46(4):847-857.
- [35] Hotchkiss E R , Hall Jr R O , Sponseller R A , Sponseller, D. Butman, J. Klaminder, H. Laudon, M. Rosvall, and J. Karlsson. Sources of and processes controlling CO<sub>2</sub> emissions change with the size of streams and rivers[J]. Nature Geoscience, 2015, 8 (9):696.
- [36] Huotari J , Ojala A , Peltomaa E , Pumpanen, J. , Hari, P. , Vesala, T. Temporal variations in surface water CO<sub>2</sub> concentration in a boreal humic lake based on high-frequency measurements[J]. Boreal Environment Research, 2009, 14(1):48-60.
- [37] Huttunen J T, Alm J, Liikanen A. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions[J]. Chemosphere, 2003, 52(3):609-621.
- [38] Jonsson A , J.ABERG, Jansson M . Variations in *p*CO<sub>2</sub> during summer in the surface water of an unproductive lake in northern Sweden[J]. Tellus. Series B: Chemical and Physical Meteorology, 2007, 59(5):7.
- [39] Jonsson A , J. Aberg, Lindroth A , Jansson, M. Gas transfer rate and CO<sub>2</sub> flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2008, 113(G4):3649-3661.
- [40] Kling G W , Kipphut G W , Miller M C . Arctic Lakes and Streams as Gas Conduits to the Atmosphere: Implications for Tundra Carbon Budgets[J]. Science, 1991, 251(4991):298-301.
- [41] Kokic J , Wallin M B , Chmiel H E , Denfeld, B. A. , Sobek, S. Carbon dioxide evasion

- from headwater systems strongly contributes to the total export of carbon from a small boreal lake catchment[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120(1):13-28.
- [42] Koprivnjak J. F, Dillon P J, Molot L A. Importance of CO<sub>2</sub> evasion from small boreal streams[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2010, 24(4).
- [43] Li S L , Liu C Q , Li J , Lang, Y. C. , Ding, H. , Li, L. Geochemistry of dissolved inorganic carbon and carbonate weathering in a small typical karstic catchment of Southwest China: Isotopic and chemical constraints[J]. *Chemical Geology*, 2010, 277(3-4):0-309.
- [44] Liu Z , Dreybrodt W , Wang H . A new direction in effective accounting for the atmospheric CO<sub>2</sub> budget: Considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms[J]. *Earth Science Reviews*, 2010, 99(3-4):162-172.
- [45] Long H , Vihermaa L , Waldron S , Trevor Hoey, Simon Quemin, and Jason Newton. Hydraulics are a first order control on CO<sub>2</sub> efflux from fluvial systems[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120(10):52.
- [46] Lundin E J, Giesler R, Persson A, Thompson, M.S., Karlsson, J. Integrating carbon emissions from lakes and streams in a subarctic catchment[J]. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 2013, 118(3):1200–1207.
- [47] MacIntyre S, Wanninkhof R, Chanton J P. Trace gas exchange across the air-water interface in *Limnology and Oceanography*, 2003, 48(3): 1010-1017.
- [48] Matthe CJD, Stlouisv L, Hesslein RH. Comparison of three techniques used to measure diffusive gas exchange from sheltered aquatic surface. *Environmental Science and Technology*, 2003, 37(4):772-780.
- [49] Moog D B , Jirka G H . Air-Water Gas Transfer in Uniform Channel Flow[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1999, 125(1):3-10.
- [50] Pinckney J L , Paerl H W , Tester P , Richardson TL. The role of nutrient loading and eutrophication in estuarine ecology[J]. *Environmental Health Perspectives*, 2001, 109(Suppl 5):699-706.

- [51] Pumpanen J , Kolari P , Ilvesniemi H , Ilvesniemi, K. Minkkinen, T. Vesala, S. Niinistö, A. Lohila, T. Larmola, M. Morero and M. Pihlatie. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 123(3-4):0-176.
- [52] Raymond Peter A., Hartmann Jens, Lauerwald Ronny, 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters [J]. Nature, 503(7476): 355-359
- [53] Richey J E . Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>[J]. Science, 2002, 416(6881):617-20.
- [54] Richey J E, Devol A H, Wofsy S C. Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in Amazon River and floodplain waters [J]. Limnology & Oceanography, 1988,33(4):551-561.
- [55] Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K., Ballester, V.M., Hess, L.L., 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. Nature, 416(6881): 617-620.
- [56] Rik Wanninkhof. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97:7373-7382
- [57] Schindler D W , Brunskill G J , Emerson S , Broecker W S,; Peng T H. Atmospheric Carbon Dioxide: Its Role in Maintaining Phytoplankton Standing Crops[J]. Science, 1972, 177(4055):1192-1194.
- [58] Schlesinger W H , Melack J M . Transport of organic carbon in the world's rivers[J]. Tellus, 1981, 33(2):172-187.
- [59] Søren Larsen, Andersen T , Hessen DO . The pCO<sub>2</sub> in boreal lakes: Organic carbon as a universal predictor [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2011, 25.
- [60] Soumis N , Duchemin, éric, Canuel, René, Lucotte, M. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2004, 18(3):193-196.
- [61] Tremblay A , Varfalvy L , Roehm C , Garneau, M. Greenhouse Gas Emissions Fluxes and Processes[M]. Springer Berlin Heidelberg, 2005.
- [62] Urabe, Jotaro, Iwata T. Within-lake and watershed determinants of carbon dioxide in

- surface water: A comparative analysis of a variety of lakes in the Japanese Islands[J]. Limnology & Oceanography, 2010, 56(1):49-60.
- [63] Van Geldern, Robert, Peter Schulte, Michael Mader, Alfons Baier, and Johannes A. C Barth. Spatial and temporal variations of  $p\text{CO}_2$ , dissolved inorganic carbon and stable isotopes along a temperate karstic watercourse. Hydrological Processes, 2015, 29(15):3423-3440.
- [64] Wallin M , Buffam I , Mats Öquist, Laudon, H, Bishop, K. Temporal and spatial variability of dissolved inorganic carbon in a boreal stream network: Concentrations and downstream fluxes[J]. Journal of Geophysical Research Biogeosciences,2015, 115(G2):384-397.
- [65] Wallin, M. B. , Grabs, T. , Buffam, I. , Laudon, H. ,Bishop, K. Evasion of  $\text{CO}_2$  from streams—the dominant carbon export through the aquatic conduit in a boreal landscape. Global Change Biology,2013,19(3), 785-797.
- [66] Wallin, M.B. Mats G. Öquist, Buffam I. Spatiotemporal variability of the gas transfer coefficient ( $K\text{CO}_2$ ) in boreal streams: Implications for large scale estimates of  $\text{CO}_2$  evasion. Global Biogeochemical Cycles,2011,25(3).
- [67] Wang F , Wang B , Liu C Q , et al. Carbon dioxide emission from surface water in cascade reservoirs–river system on the Maotiao River, southwest of China[J]. Atmospheric Environment, 2011, 45(23):3827-3834.
- [68] Wehrli, Bernhard. Biogeochemistry: Conduits of the carbon cycle[J]. Nature, 2013, 503(7476):346-347.
- [69] Yao G, Gao Q, Wang Z, et al. Dynamics of  $\text{CO}_2$  partial pressure and  $\text{CO}_2$  outgassing in the lower reaches of the Xijiang River, a subtropical monsoon river in China.[J]. Science of the Total Environment, 2007, 376(1):255-266.
- [70] Zeng C , Liu Z , Zhao M , Rui Y. Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China[J]. Journal of Hydrology, 2016, 533:74-90.
- [71] Zhai W, Dai M, Guo X. Carbonate system and  $\text{CO}_2$  degassing fluxes in the inner estuary of Changjiang (Yangtze) River, China[J]. Marine Chemistry, 2007, 107(3):342-356.

- [72] Zhai WD, Dai MH, Cai WJ, Wang YC, Wang ZH. High partial pressure of CO<sub>2</sub> and its maintaining mechanism in a subtropical estuary: the Pearl River estuary, China[J]. Marine Chemistry, 2005, 93(1):21-32.
- [73] 曹玉平, 邓飞艳, 焦树林, 袁热林, 张倩. 红水河龙滩水库夏季CO<sub>2</sub>分压分布特征及影响因素[J]. 生态与农村环境学报, 2018, 34(6).
- [74] 陈文重, 王雨春, 肖尚斌, 李海英, 许涛, 吴娅. 北京昆玉河夏季水-气界面CO<sub>2</sub>通量日变化研究[J]. 三峡大学学报(自然科学版), 2013, 35(2).
- [75] 程炳红, 郝庆菊, 江长胜. 水库温室气体排放及其影响因素研究进展[J]. 湿地科学, 2012, 10(1):121-128.
- [76] 程瑶, 王雨春, 胡明明. 三峡水库支流水文情势差异对水-气界面二氧化碳释放通量特征的影响[J]. 生态学杂志, 2017(01):218-225.
- [77] 丁虎, 郎贊超, 李思亮, 李晓东, 刘丛强. 喀斯特河水CO<sub>2</sub>释放研究意义及进展[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2015(S1).
- [78] 丁虎, 刘丛强, 郎贊超, 李思亮, 李晓东, 汪福顺. 河流水-气界面碳交换研究进展及趋势[J]. 上海大学学报(自然科学版), 2015, 21(3):275-285.
- [79] 高全洲, 沈承德. 河流碳通量与陆地侵蚀研究 [J]. 地球科学进展, 1998, 13(4):369-375.
- [80] 郭李萍, 林而达. 减缓全球变暖与温室气体吸收汇研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4):384-390.
- [81] 韩洋, 南京典型水体春季温室气体排放特征研究[J]. 中国环境科学, 2013, 33(8):1360-1371.
- [82] 胡攫. 若尔盖高原河流三种温室气体排放及时空动态 [D]. 西北农林科技大学, 2015.
- [83] 黄萍, 黄春长. 全球增温与碳循环 [J]. 独立学院学报(自然科学版), 2000, 28(2):104-109.
- [84] 暨卫东, 黄尚高. 福建海岸带海水营养盐消长与温, 盐浮游植物的关系[J]. 热带海洋学报, 1989(2):55-64.
- [85] 蒋滔, 郭劲松, 李哲, 方芳, 白镭, 刘静. 三峡水库不同运行状态下支流澎溪河水-气界面温室气体通量特征初探[J]. 环境科学, 2012, 33(5).

- [86] 焦树林, 高全洲, 刘昆. 西江磨刀门水道枯季咸淡水混合特征和二氧化碳分压分布[J]. 海洋学报, 2009, 31(6):40-47.
- [87] 焦树林, 高全洲. 河流"呼吸"作用及其性质研究的综述及展望[J]. 热带地理, 2008, 28(1):1-6.
- [88] 黎文, 贵州红枫湖水体溶解有机质的剖面特征和季节变化[J]. 环境科学, 2006, 27(10):1979-1985.
- [89] 李建鸿, 蒲俊兵, 孙平安, 袁道先, 刘文, 张陶. 不同地质背景水库区夏季水-气界面温室气体交换通量研究[J]. 环境科学, 2015, 36(11):4032-4042.
- [90] 李建鸿. 岩溶地下水补给型水库水—气界面碳通量特征及其影响因素研究[D]. 西南大学, 2016.
- [91] 李凌宇, 于瑞宏, 田明扬, 胡海珠, 张笑欣, 冉立山. 黄河二氧化碳逸出时空变化及其影响因素—以头道拐水文站为例[J]. 生态学报, 2017, 37(22):7636-7646.
- [92] 李双, 王雨春, 操满, 等. 三峡库区库中干流及支流水体夏季二氧化碳分压及扩散通量[J]. 环境科学, 2014, 35(3):885-891.
- [93] 李双. 三峡水库库中地区典型干、支流水体  $p\text{CO}_2$  的时空分布及影响因素研究[D]. 上海大学, 2014.
- [94] 李香华, 胡维平, 杨龙元, 袁道先, 刘文, 张陶. 太湖梅梁湾冬季水-气界面二氧化碳通量日变化观测研究[J]. 生态学杂志, 2005, 24(12):1425-1429.
- [95] 李香华. 太湖水—气界面温室气体通量及时空变化特征研究[D]. 河海大学, 2005.
- [96] 刘丛强. 生物地球化学过程与地表物质循环: 西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环[M]. 科学出版社, 2007.
- [97] 刘二东, 杨耀. 湖泊碳循环研究进展及研究方法[J]. 北方环境, 2012, 24(2):464-477.
- [98] 刘启珍, 张龙军, 薛明. 胶州湾秋季表层海水  $p\text{CO}_2$  分布及水-气界面通量[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2010, 40(10):127-132.
- [99] 吕迎春, 刘丛强, 王仕禄, 徐刚, 刘芳. 贵州喀斯特水库红枫湖、百花湖  $p\text{CO}_2$  季节变化研究[J]. 环境科学, 2007, 28(12).
- [100] 彭希, 刘丛强, 王宝利, 赵颜创, 汪福顺. 河流-水库体系水体表层  $p\text{CO}_2$  时空变化特征及其扩散通量—以六冲河、洪家渡水库、红枫湖为例[J]. 地球与环境, 2013, 41(2).

- [101] 祁第, 翟惟东, 陈能汪, 吴杰忠. 九龙江的碳酸盐体系、CO<sub>2</sub>分压及其调控 [J]. 地球与环境, 2014, 42(3):286-296.
- [102] 钱娟婷, 吴起鑫, 安艳玲, 侯祎亮, 韩贵琳, 涂成龙. 三岔河 pCO<sub>2</sub> 特征及水-气界面通量分析[J]. 中国环境科学, 2017, 37(6):2263-2269.
- [103] 滕业龙, 赵振祥. 一种预测水中饱和溶解氧的新方法[J]. 上海环境科学, 1992(4):32-33.
- [104] 王亮, 肖尚斌, 刘德富, 陈文重, 王雨春, 陈小燕. 香溪河库湾夏季温室气体通量及影响因素分析[J]. 环境科学, 2012, 33(5):1471-1475.
- [105] 王跃思, 王迎红. 中国陆地和淡水湖泊与大气间碳交换观测[M]. 科学出版社, 2008.
- [106] 温志丹, 宋开山, 赵莹, 邵田田, 李思佳. 长春城市水体夏秋季温室气体排放特征 [J]. 环境科学, 2016, 37(1):102-111.
- [107] 吴铭. 崇州市不同水体 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 通量变化特征及其影响因素研究[D]. 四川农业大学, 2016.
- [108] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体 CO<sub>2</sub> 源汇关系的初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9):953.
- [109] 杨洪. 武汉东湖碳循环过程和碳收支研究[D]. 中国科学院研究生院（测量与地球物理研究所）, 2004.
- [110] 杨欢. 黄河中游 pCO<sub>2</sub> 的时空变化特征研究[D]. 内蒙古大学, 2015.
- [111] 杨妍, 刘丛强, 吴攀, 刘小龙. 猫跳河流域梯级开发水库夏季甲烷排放研究[J]. 贵州水力发电, 2009, 23(3):12-16.
- [112] 姚冠荣, 高全洲, 王振刚, 刘昆, 焦树林, 张永领. 西江下游溶解无机碳含量的时空变异特征及其输出通量 [J]. 地球化学, 2008, 37(3):258-264.
- [113] 姚冠荣, 高全洲. 河流碳输移与陆地侵蚀-沉积过程关系的研究进展[J]. 水科学进展, 2007, 18(1).
- [114] 姚骁, 李哲, 郭劲松, 林初学, 陈永柏, 李翀. 水-气界面 CO<sub>2</sub> 通量监测的通量箱法与薄边界层模型估算法比较[J]. 湖泊科学, 2015, 27(2):289-296.
- [115] 叶丽菲. 新丰江水库二氧化碳分压及其通量[D]. 中山大学, 2014.
- [116] 殷建平, 王友绍, 徐继荣, 孙松. 海洋碳循环研究进展[J]. 生态学报,

2006,26(2):566-575.

- [117] 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]. 水文地质工程地质, 2000, 27(1):49-51.
- [118] 袁道先. 碳循环与全球岩溶[J]. 第四纪研究, 1993, 13(1):1-6.
- [119] 张春来, 黄芬, 杨慧, 王培, 曹建华. 岩溶生态系统中的碳循环特征与碳汇效应[J]. 地球与环境, 2013, 41(4):47-56.
- [120] 张永领. 河流有机碳循环研究综述[J]. 河南理工大学学报 (自然科学版) , 2012, 31(3):344-351.
- [121] 赵炎, 曾源, 吴炳方, 王强, 袁超, 许志榕. 三峡水库香溪河支流水域温室气体排放通量观测[J]. 水科学进展, 2011, 22(4):546-553.
- [122] 赵炎, 曾源, 吴炳方, 陈永柏, 王强, 袁超. 水库水气界面温室气体通量监测方法综述[J]. 水科学进展, 2011, 22(1):135-146.
- [123] 郑淑颖, 管东生. 人类活动对全球碳循环的影响[J]. 热带地理, 2001, 24(5):201-373.
- [124] 周歲. 盐城海滨湿地土壤有机碳储量估算及其生态服务价值评估[D]. 南京师范大学, 2009.

## 附录

### 一、攻读硕士学位期间参与著作

- 1、安艳玲等.《贵州清水江流域生态环境保护与可持续管理》[M].中国环境出版社,2017.
- 2、安艳玲等.《赤水河流域水环境保护与流域管理研究》[M].中国环境出版社,2017.

### 二、攻读硕士学位期间参与项目

- 1、全国第二次污染源普查;
- 2、贵阳市循环经济“十三五”规划;
- 3、安顺市温室气体排放清单报告;
- 4、贵州益佰制药股份有限公司低碳产业示范园区试点实施方案;
- 5、贵阳市“四型产业”发展挑战与对策研究。

附：贵州大学学位论文原创性声明和使用授权声明

### 原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究在做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人在导师指导下所完成的学位论文及相关的职务作品，知识产权归属贵州大学。本人完全意识到本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名： 陈银波 日 期： 2019 年 6 月 24 日

### 关于学位论文使用授权的声明

本人完全了解贵州大学有关保留、使用学位论文的规定，同意学校保留或向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权贵州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文和汇编本学位论文。

本学位论文属于：

保 密（），在\_\_\_\_年解密后适用授权。

不保密（）

（请在以上相应方框内打“√”）

论文作者签名： 陈银波 导师签名： 吴起鑫

日 期： 2019 年 6 月 24 日