

杨 杨, 赵良杰, 夏日元, 等. 珠江流域岩溶地下河分布特征与影响因素研究[J]. 中国岩溶, 2022, 41(4): 562-576.

DOI: 10.11932/karst20220515

珠江流域岩溶地下河分布特征与影响因素研究

杨 杨¹, 赵良杰¹, 夏日元¹, 王 莹²

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;

2. 广东省地质环境监测总站, 广东 广州 510510)

摘 要: 珠江流域岩溶地下河枯季流量约 $4\,738.69\text{ 万 m}^3\cdot\text{d}^{-1}$, 赋存丰富的地下水资源, 探讨地下河分布和发育特征对我国南方岩溶水资源的开发利用具有重要的指导意义。文章以西南岩溶区大量的野外调查工作为基础, 结合珠江流域内 1:20 万水文地质普查报告, 选择 348 组岩石样品和 1 036 条岩溶地下河, 从岩性、地形地貌、构造、水动力条件和新构造运动等角度总结分析珠江流域地下河发育规律、分布特征及其影响因素。结果表明: 地下河在比溶解度介于 0.84~1.2 的细粒-鲕粒生物碎屑纯灰岩中最为发育, 在比溶解度介于 0.43~0.61 的泥质灰岩中发育较弱。根据地下河形态及水循环演化条件, 将地下河分为发育初期单管型、发育多期羽毛型、新构造控制网络型、发育成熟期树枝型 4 种类型。地形地貌和地表河网决定岩溶地下河运动的趋势和方向; 构造控制地下河发育的空间格局, 其中构造反接复合部位、压扭性断裂两侧破碎带、与非可溶岩接触带、褶皱弯曲最大部位、背斜轴部破碎带和向斜轴部地下河发育尤为明显; 水动力特征影响地下河发育规模和发育深度; 新构造运动促进地下河发育向深性、继承性、新生性发展。

关键词: 岩溶地下河; 控制因素; 珠江流域; 分布特征

中图分类号: P641.134 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810 (2022) 04-0562-15 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



0 引 言

受全球气候变化和特殊岩溶地质条件影响^[1], 南方岩溶地区干旱缺水严重, 成为我国严重的生态环境脆弱区之一^[2]。珠江流域裸露型碳酸盐岩分布面积约 14.95 万 km^2 , 埋藏型碳酸盐岩分布面积约 3.96 万 km^2 , 发育 1 036 条岩溶地下河, 枯季流量达 $4\,738.69\text{ 万 m}^3\cdot\text{d}^{-1}$, 是十分宝贵的地下水资源^[3], 但由于岩溶含水介质的多重性和非均一性, 以及地下河分布与区域用水空间配置的复杂性等, 影响了地下河水资源

的有效开发利用与保护, 目前地下河的开发利用率不足 20%^[4]。岩溶地下河系统表现出的强烈非均质性, 导致地下河水资源评价、开发、管理、保护等成为水文地质学科需要攻克的难题^[5]。近年来大量的岩溶地下河研究致力于探索水资源监测评价^[6-7]、岩溶水动力机理^[8-10]、地下河开发利用^[11-12]、水流数值模型^[13-14]、地下河示踪试验^[15-17]、岩溶碳汇^[18-19]、地下河污染运移特征等^[20-21], 取得了丰硕成果。然而, 随着地下河系统大比例尺水文地质调查和探测工作的开展, 针对区域性地下河分布特征和发育影响因素的研究相对较少。杨立铮^[22]结合在广西都安、贵

资助项目: 国家自然科学基金青年基金项目“岩溶管道-裂隙双重含水介质水流交换的非线性特征研究”(42102296); 广东省水资源调查监测评价”(0835-220Z52801991)

第一作者简介: 杨杨(1987—), 女, 硕士, 工程师, 从事岩溶水循环与水资源评价研究。E-mail: yangyang_a@mail.cgs.gov.cn。

通信作者: 赵良杰(1986—), 男, 博士, 助理研究员, 从事岩溶水循环与水资源评价研究。E-mail: zhaoliangjie@mail.cgs.gov.cn。

收稿日期: 2022-08-01

州普定和四川东部碳酸盐岩的岩溶水调查工作, 分析总结南方部分地区地下河结构特征和形成条件, 蒲俊兵^[23]根据重庆市水动力特征总结了重庆岩溶区地下河发育分布基本特征, 陈思燕和曾敏^[24]根据 1:50 万水文地质图查清四川岩溶水地下河的空间分布规律, 韦王秋等^[25]利用 ArcGIS 的水文分析模块分析红水河河网与地下河出口分布的空间关系, 前人的研究取得了大量成果, 但缺乏针对宏观尺度上珠江流域岩溶地下河的发育规律和分布特征研究。本文结合 50 余幅珠江流域范围内 1:20 万水文地质普查报告, 以 2003-2016 年开展的 1:25 万、1:5 万岩溶水文地质调查工作为基础, 选择 348 组岩石样品和 1 036 条岩溶地下河, 从岩性、地形地貌、构造、水动力条件和新构造运动等角度总结分析珠江流域地下河发育规律、分布特征及其影响因素, 数据资料主要来源于“西南岩溶石山地区地下水及环境地质调查”(编号 121201634800, 2006-2013)项目, 并结合实例进行分析, 以期对珠江流域岩溶地下河开发利

用、水资源监测评价以及选择城市应急后备水源地提供数据支撑。

1 珠江流域地下河分布特征

1.1 珠江流域水文地质条件

珠江流域是我国最南端水资源一级区, 地理位置为东经 102°14′~115°57′, 北纬 21°35′~26°50′。珠江干流河道全长 2 214 km, 流经云南、贵州、广西、广东, 珠江流域总面积约 43.81 万 km², 包括二级流域有南北盘江、红柳江、郁江、西江、北江、珠江三角洲及东江流域(图 1)。珠江源头位于曲靖市马雄山东麓, 自西向东南流至三水市珠江三角洲, 注入南海, 主河道平均坡降 0.446‰。珠江流域地势西高东低, 自西向东南横跨三个地形阶梯, 西北部为高山深谷相间的云贵高原、断陷盆地, 海拔 2 400~3 000 m, 中部为峰丛洼地和丘陵盆地, 海拔 200~800 m, 东南部为冲积平原和三角洲地带。

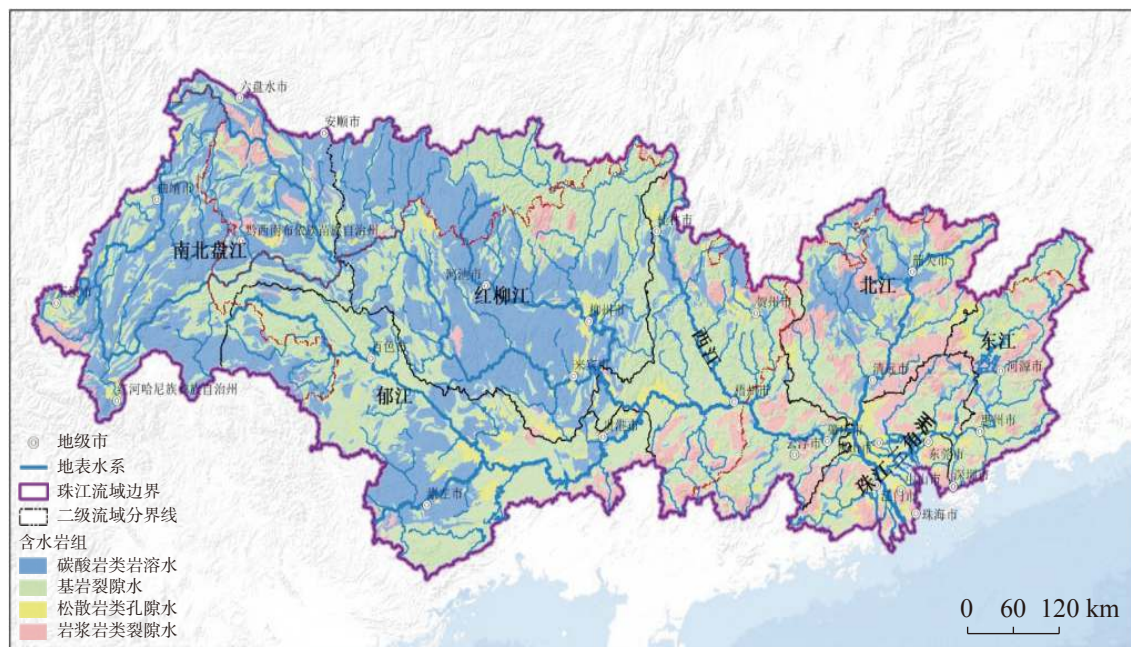


图 1 珠江流域含水岩组及二级分区

Fig. 1 Aquifer characteristics and secondary watershed boundary of the Pearl River Basin

珠江流域主要划分四类含水岩组: 碳酸盐岩类岩溶水、碎屑岩类裂隙水、松散岩类孔隙水以及岩浆岩裂隙水, 其中裸露型碳酸盐岩分布面积约 14.95 万 km², 埋藏型碳酸盐岩分布面积约 3.96 万 km², 占总面积的 43.16%, 其中南北盘江和红柳江流域碳酸盐岩分布面积是 50% 以上, 是我国西南岩溶区的重要组

成部分。岩溶区分布的地层主要是寒武系、泥盆系、石炭系、二叠系和三叠系。寒武系碳酸盐岩代表主要为三都组(C_3s)、博菜田组(C_3b)和龙哈组($C_{2,3}l$)浅灰色厚层白云岩、青灰色中薄层状泥灰岩, 主要分布于郁江流域, 出露面积约 0.36 万 km²; 泥盆系碳酸盐岩代表主要为东岗岭组(D_2d)、唐家湾组(D_2t)和融县

组(D₃r)浅灰厚层鲕粒灰岩、灰黑色白云质层孔虫灰岩,主要分布于西江、郁江及红柳江流域,出露面积约 3.72 万 km²;石炭系碳酸盐岩代表主要为大埔组(C₂d)、黄龙组(C₂h)和连县组(C₁l)灰白色厚层块状白云岩、灰色生物屑泥晶灰岩,主要分布于红柳江、郁江及北江流域,出露面积约 4.90 万 km²;二叠系碳酸盐岩代表主要为合山、大隆组并层(P₂h-d)、栖霞、茅口组并层(P₁m-q)和四大寨组(P₁s)泥质灰岩夹少量煤层、浅色厚层块状灰岩、砾屑灰岩,主要分布于南北盘江、红柳江及郁江流域,出露面积约 2.13 万 km²;三叠系碳酸盐岩代表主要为北泗组(T₁b)、关岭组(T₂gl)、嘉陵江组(T₁j)鲕状夹核形灰岩、浅灰色白云岩、中厚层白云岩及溶塌角砾状白云岩,主要分布于南北盘江及郁江流域,出露面积约 3.15 万 km²。

1.2 地下河分布特征

珠江流域裸露型碳酸盐岩分布面积约为 14.95 万 km²,地下河发育 1 036 条,地下河发育密度为 0.69 条·100 km⁻²(图 2),据统计枯季流量共计 4 738.69 万 m³·d⁻¹,相当于黄河径流量的 1/3。地下河主要发育于碳酸盐岩出露地区,其中流量最大的为南盘江右岸支流六郎洞地下河,经 5.2 km 的明流后汇入南盘江,地下河内最大溶洞直径约 80 m,平均水力坡度为 0.004~0.007,流域面积约 846 km²,多年平均流量 22.6 m³·s⁻¹。各二级流域岩溶面积及地下河个数详见表 1,其中红柳江流域岩溶面积约 5.9 万 km²,发育地下河数量达 440 条;西江流域岩溶地下河发育密度最大,约 1.48 条·100 km⁻²。

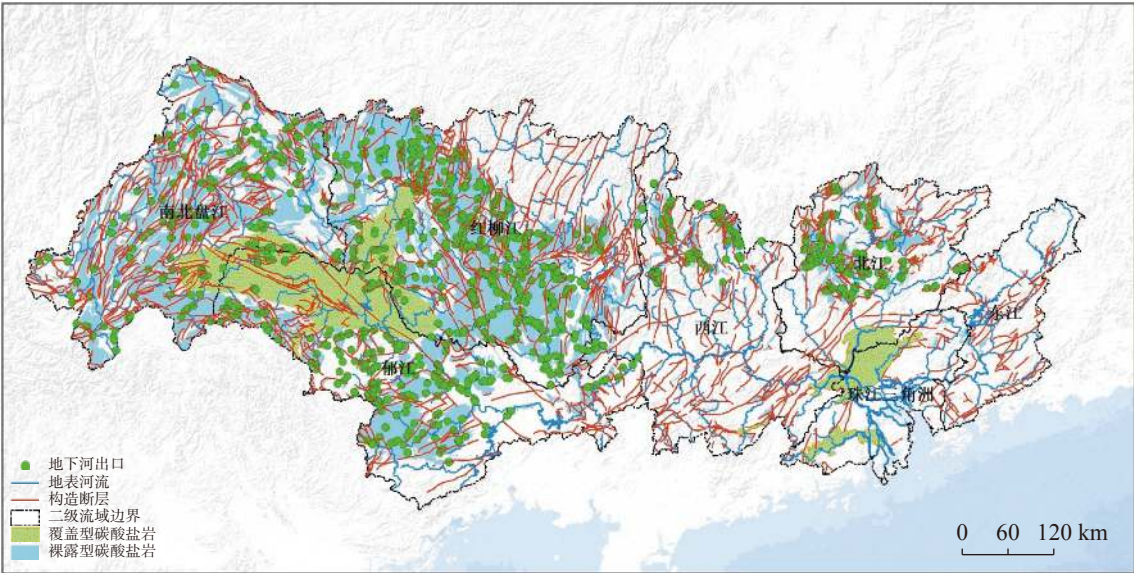


图 2 珠江流域地下河分布
Fig. 2 Distribution of underground rivers in the Pearl River Basin

表 1 各二级流域岩溶地下河发育情况
Table 1 Development of karst underground rivers in each secondary watershed

二级流域	裸露型碳酸盐岩 面积/万km ²	占流域面 积比例/%	岩溶地下 河条数	密度/ 条·100 km ⁻²
南北盘江	5.30	64.09	173	0.33
红柳江	5.90	52.07	440	0.75
郁江	2.06	26.44	216	1.05
西江	0.65	9.79	96	1.48
北江	1.04	22.27	111	1.07
合计	14.95	38.63	1036	0.69

珠江流域内寒武系(Є)地层发育 22 条地下河,泥盆系(D)地层发育 337 条,石炭系(C)发育 341 条,二叠系(P)发育 164 条;三叠系(T)发育 119 条。地

下河出露高程详见图 3,占比最大的地下河出口高程介于 200~400 m 之间,约 310 条,上游南北盘江河口水面高程约 450 m(册亨-望谟一带),郁江河口水面高程约 100 m(武鸣-南宁一带),中游红水河和红柳江汇集处河口水面高程约 100 m(象州-武宣一带),推测原因是地下河出口高程主要受排泄基准面控制,且该高程范围区域受亚热带季风气候区影响,雨量丰沛,水动力作用强烈,有利于地下河发育。

2 岩溶地下河类型

2.1 大型地下河的分布特征

珠江流域岩溶地下河发育共 1 036 条,经整理分

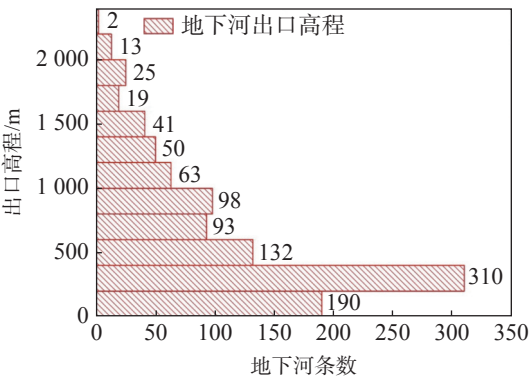


图 3 地下河出露高程

Fig. 3 Outlet elevation of karst underground river

析,其中汇水面积大于 200 km²、枯季流量大于 1 000 L·s⁻¹、支流数大于 2 且主管道长度大于 10 km 的地下河有 30 余条(表 2)。从图 4 可以看出大型地下河多分布于红柳江、郁江及南北盘江流域,地下河的发育展布受地表河网的控制,上游盘溪和六郎洞地下河出口位于南盘江两岸,中游百朗、大小井、地苏、大龙洞等地下河出口位于红水河两岸,作登、布泉等地下河出口位于右江两岸(图 4)。

2.2 地下河形态特征

根据珠江流域岩溶水动力特征和循环条件,结

表 2 大型地下河发育特征表

Table 2 Development characteristics of large underground rivers

代码	地下河名称	出口位置	主管道长度/km	分布方向	地下河支流数/个	汇水面积/km ²	枯季流量/m ³ ·s ⁻¹	主要含水岩组
UGR1	六郎洞	云南丘北县	15.00	NE	2	2 064.00	10.50	T ₂ g
UGR2	水源洞	广西凌云县	80.30	SW	5	667.18	9.74	D ₂ t
UGR3	洛帆	贵州册亨县	11.25	SE	3	339.00	8.43	P ₁ m
UGR4	外孟塘	贵州荔波县	15.00	SE	2	1 418.80	6.60	P ₁ m
UGR5	谷布	广西田阳县	19.20	NE	5	611.19	5.78	D ₃ r
UGR6	坡心—坡月	广西巴马瑶族自治县	47.30	SE	11	852.44	5.75	D ₂ t
UGR7	地苏	广西都安瑶族自治县	55.90	SE	12	1 128.00	4.86	D ₃ d-e
UGR8	大小井	贵州罗甸县	35.00	SE	7	1 855.70	4.73	T ₁ d
UGR9	盘溪	云南弥勒市	13.75	NE	2	744.80	3.33	Dx
UGR10	小七孔	贵州荔波县	20.00	SE	2	337.30	3.23	P ₁ q-m
UGR11	拉浪	广西宜州区	20.90	SE转NE	7	221.20	3.00	C ₂ d-h
UGR12	定业	广西那坡县	26.60	NNW	4	423.52	2.73	D ₃ y
UGR13	作登	广西田东县	76.00	SEE转NE	4	1 409.05	2.16	D ₃ r、C ₁ y ₁ t
UGR14	百朗	广西乐业县	63.00	N	13	600.03	2.14	CPm
UGR15	索潭	广西都安瑶族自治县	31.20	N转NW	6	226.31	2.13	C ₂ h、P ₁ q
UGR16	坡雷	广西田东县	16.70	NE	2	377.37	1.79	D ₃ r、CPm
UGR17	鸡叫	广西忻城县	28.80	SW	3	327.81	1.79	CPm、P ₁ q
UGR18	沙锅	贵州镇宁布依族苗族自治县	23.75	SW	4	480.20	1.70	T ₂ f
UGR19	东里—板文	广西东兰县	37.40	E	5	502.29	1.48	C ₁₋₂ d
UGR20	龙临—头布	广西靖西市	28.20	SE	3	320.81	1.46	D ₃ r
UGR21	录峒—鹅泉	广西靖西市	22.00	SE	2	226.95	1.40	D ₃ r
UGR22	哑口寨	贵州镇宁布依族苗族自治县	12.50	NE	5	252.20	1.36	P ₁ m、P ₂ w
UGR23	布泉—大龙潭	广西隆安县	54.80	E	10	1 347.14	1.35	D ₃ r
UGR24	中旧	广西都安瑶族自治县	35.90	SE	6	369.44	1.30	CPm、P ₁ q
UGR25	坝纳	贵州平塘县	17.50	NW	5	455.20	1.20	P ₁
UGR26	下末	广西鹿寨县	20.00	S	3	463.60	1.20	D ₃ g、C ₁ h
UGR27	石牌	广西来宾市	23.00	SE转NEE	3	221.44	1.14	C ₁ d、P ₁ q
UGR28	模范	广西田东县	20.50	SE转NE	3	210.21	1.06	D ₃ r、C ₁ d
UGR29	大龙洞	广西上林县	24.00	N转SSE	4	437.65	1.03	D ₂ t、D ₃ g
UGR30	古蓬	广西忻城县	17.00	NW转E	2	213.68	1.01	CPm、P ₁ q

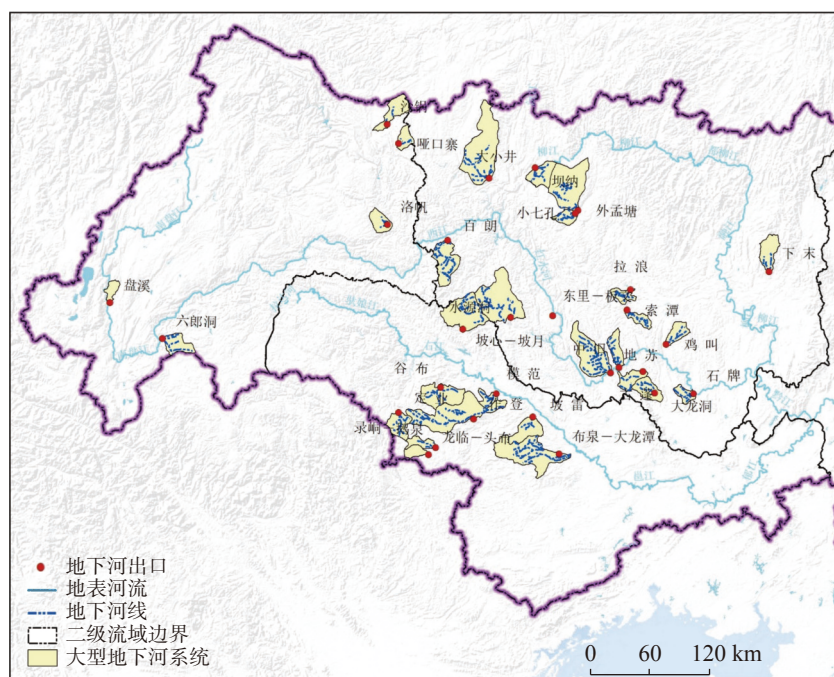


图4 珠江流域大型地下河分布

Fig. 4 Distribution of large underground rivers in the Pearl River Basin

合地下河平面形态,可将珠江流域地下河概括为四类:发育初期单管型、发育多期羽毛型、新构造控制网络型、发育成熟期树枝型。①单管型地下河一般为发育初期阶段,一般顺层面裂隙发育或在地质构造简单地段,多见河谷斜坡地带、交替强烈的河间地块或地下河伏流段,支管道不明显,规模一般较小(图5);②羽毛型地下河具多期发育历史,发育在阻水断层旁侧或非碳酸盐岩接触带,沿次级分支断裂或羽状裂隙发育支管道,一般地层倾角较缓,地表常见落水洞、天窗及串珠状洼地等(图6);③网络型地下河多发育在新构造强烈地段,经向裂隙和纬向裂

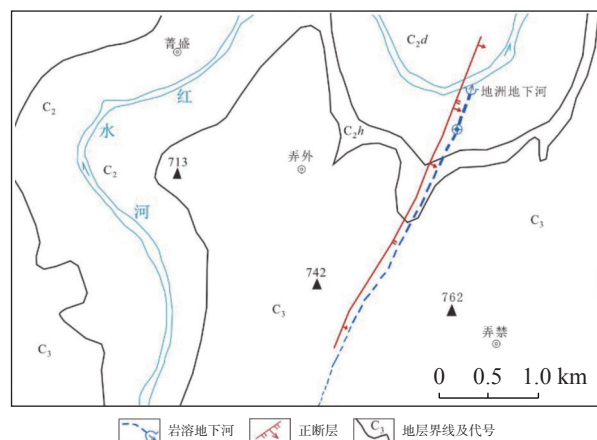
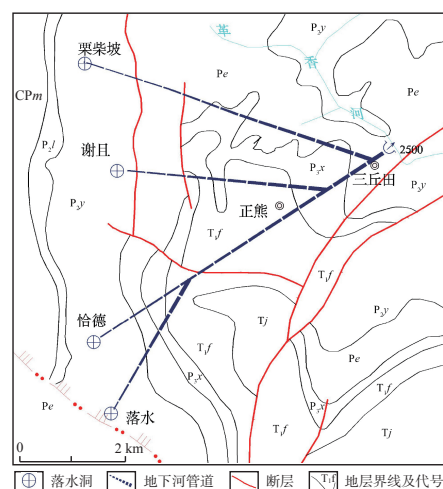


图5 单管型地州地下河系统

Fig. 5 Dizhou underground river system for single conduit type



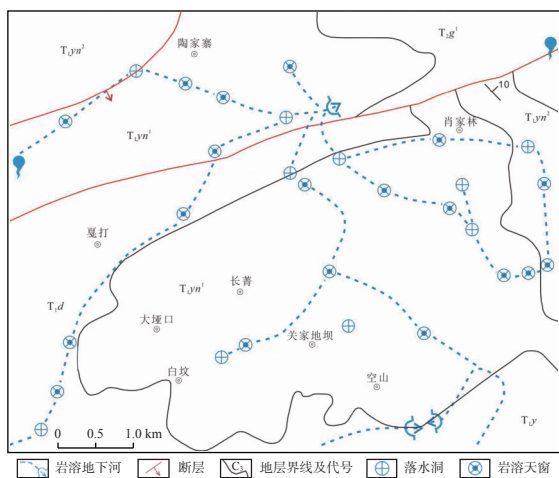


图 7 网络型化处地下河系统

Fig. 7 Huachu underground river system for network type

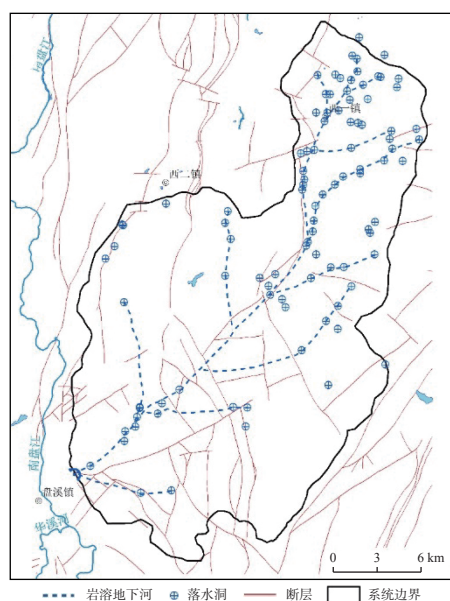


图 8 树枝型大龙潭地下河系统

Fig. 8 Dalongtan underground river system for dendritic type

云岩溶蚀较差,且构造单一,限制了地下河形态发育。丰水期和枯水期流量变化很大,天窗水位变幅约 25 m。

羽毛型地下河以三丘田地下河为代表,位于宣威县东山镇,汇水面积约 122 km²,出口枯测流量 2 000 L·s⁻¹,平均坡降 29.2%。含水层为石炭系、下二叠系统灰岩、白云质灰岩,岩层倾向 SE,倾角 15°~25°,呈单斜山地形,顺岩层走向发育洼地、落水洞等。岩性和构造制约着地下河发育,地下河从碳酸盐岩与玄武岩接触带开始,然后绕过正雄向斜底部,发育为羽状,向革香河排泄。

网络型地下河以普定县化处地下河系统为代表,该地下河发育于安顺组(T_{1a})中,汇水面积约 35 km²,

地下河沿走向为 NE 和 NW 向的节理发育,平面分布呈网络状,发育地下河支流管道,地表多见岩溶潭及地下河天窗,在水网以南集中排泄,成为夜郎湖支流的源头,出口流量 279 L·s⁻¹,枯季流量 76 L·s⁻¹。

树枝型地下河以大龙潭地下河系统为代表,流域面积为 371.2 km²,最小流量为 3 327.8 L·s⁻¹,年平均流量 8 463.41 L·s⁻¹,盘溪大龙潭主要出露泥盆系中上统、石炭系、二叠系地层,以碳酸盐岩地层为主。区域地处小江断裂与弥勒-师宗断裂夹持地段,断裂活动性强,断裂发育,以 NW 向、NE 向为主。受小江断裂、弥勒-师宗断裂多期活动影响,且近 SN 向的向斜两翼断裂较发育,地下河发育为树枝状。

3 地下河发育控制因素

3.1 岩性对地下河发育的影响

可溶性碳酸盐岩是地下河发育的基本条件,地下河发育的强弱与碳酸盐岩的化学成份方解石(CaO)、白云石(MgO)以及酸不溶物(SiO₂+R₂O₃)的占比关系及其密切(图 9)。选择 348 组不同碳酸盐岩和非碳酸盐岩岩石样品,在相同温度、压力条件下,比较不同化学成份的碳酸盐岩溶蚀作用过程,进而探讨地下河发育的基本规律,其中做比溶解度的样品有 280 组,数据来源于珠江流域 1:20 万水文地质普查报告的测试报告单。

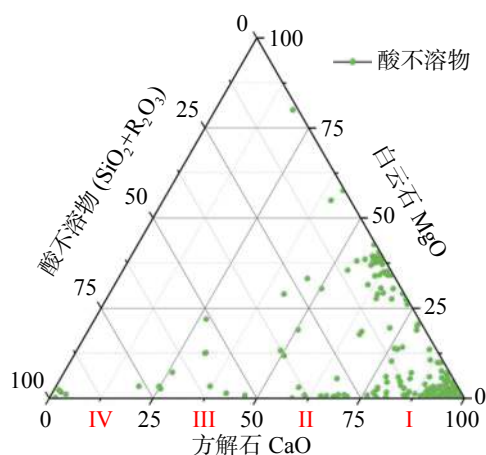


图 9 碳酸盐岩化学成份占比

Fig. 9 Proportion of chemical composition of carbonate rock

从图 9 中可以看出,根据方解石(CaO)、白云石(MgO)以及酸不溶物(SiO₂+R₂O₃)占比可将岩石样品分为 4 个区。

I 区地下河发育强烈,岩性主要为细粒-鲕粒生物碎屑纯灰岩,该区岩溶发育强烈,多有大型漏斗、消水洞、充水溶洞等,岩溶含水层垂向分带明显,比溶解度介于 0.84~1.2 之间;II 区地下河发育中等,岩性主要为微粒白云质灰岩,该区岩溶多顺层面发育小溶洞,比溶解度介于 0.62~0.83 之间;III 区地下河发育较弱,岩性主要为含泥质-燧石灰岩、

细粒-中粒白云岩,该区岩溶地下河发育较弱,零星可见小型溶隙、石芽等,比溶解度介于 0.43~0.61;IV 区地下河不发育,岩性主要为非碳酸盐岩(粉砂岩),从表 3 可以看出非碳酸盐岩中 CaO 和 MgO 占比很低,不大于 4%。综上所述,有利于岩溶地下河发育的岩性顺序为灰岩>白云质灰岩>白云岩>泥质灰岩。

表 3 不同岩性化学成份及比溶解度对比

Table 3 Comparison of chemical composition and specific solubility of different lithologies

发育强弱	主要岩性结构	化学成份/%		比溶解度
		CaO	MgO	
地下河发育强	细粒-鲕粒生物碎屑纯灰岩	52.58~56.03	0.08~1.62	0.84~1.20
地下河发育中等	微粒白云质灰岩	30.77~52.14	0.31~7.68	0.62~0.83
地下河发育弱	含泥质-燧石灰岩、细粒-中粒白云岩	30.72~34.84	10.94~21.11	0.43~0.61
无发育	非碳酸盐岩(粉砂岩)	1.15~3.33	0.12~2.14	/

3.2 地形地貌对地下河发育的影响

从宏观上来看,珠江流域地貌由上游的云贵高原经桂西斜坡地带至珠江三角洲平原,地表河谷构成了地下河的排泄基准面,大部分地区落水洞、岩溶天窗等岩溶现象形成串珠状、线状分布与区域谷地展布方向一致(图 10)。从局部小流域上看,部分地下河靠近河谷时,可穿透泥质白云岩等渗透性较

差的地层至河谷,相对于地层岩性,地形地貌对地下河发育具有更高一级的控制作用。如在贵州兴仁一带发育有不同高程的台地,地下河整体从高台面向低台面排泄;在红水河中游贵州向广西过渡地带,地下河由分水岭向河谷呈规律性展布(图 11),说明地形地貌和地表河网控制着岩溶地下河运动的趋势和方向。

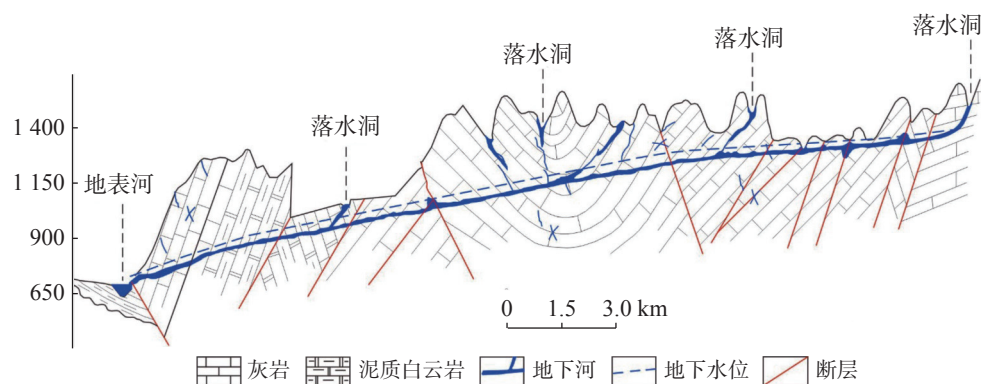


图 10 地下河向河谷排泄的趋势

Fig. 10 Tend of underground rivers to discharge into valleys

3.3 构造对地下河发育的作用

构造是岩溶地下河发育的控制条件,决定地下河空间分布格局。大的构造体系控制了岩溶平原、谷地、洼地的展布方向,在构造交汇处,挤压破碎强烈,有利于地下河发育,次一级构造影响着落水洞、溶井等岩溶形态的分布,很多地下河顺构造线或断层方向延伸展布,而阻水断裂往往形成地下河

运动的边界。珠江流域的地下河发育在构造反接复合部位、压扭性断裂两侧破碎带、褶皱弯曲最大部位、背斜轴部破碎带和向斜轴部等构造部位最为明显。

以贵州大小井地下河为例,该地下河系统发育于贵州高原南部斜坡地带,位于红水河上游黔南布依族苗族自治州罗甸县境内,流域面积 1 943.2 km²,

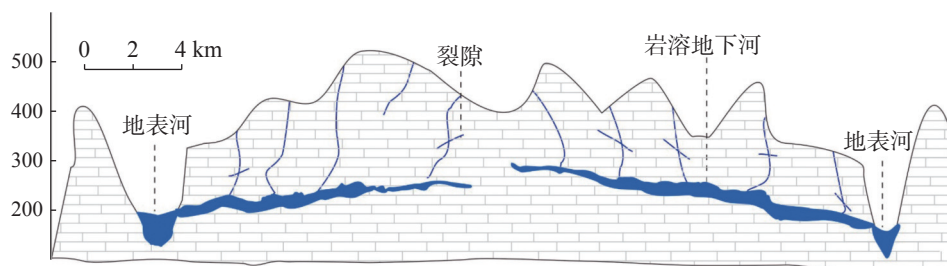


图 11 河间地块地下河展布

Fig. 11 Distribution of karst underground river in the inter-river land mass

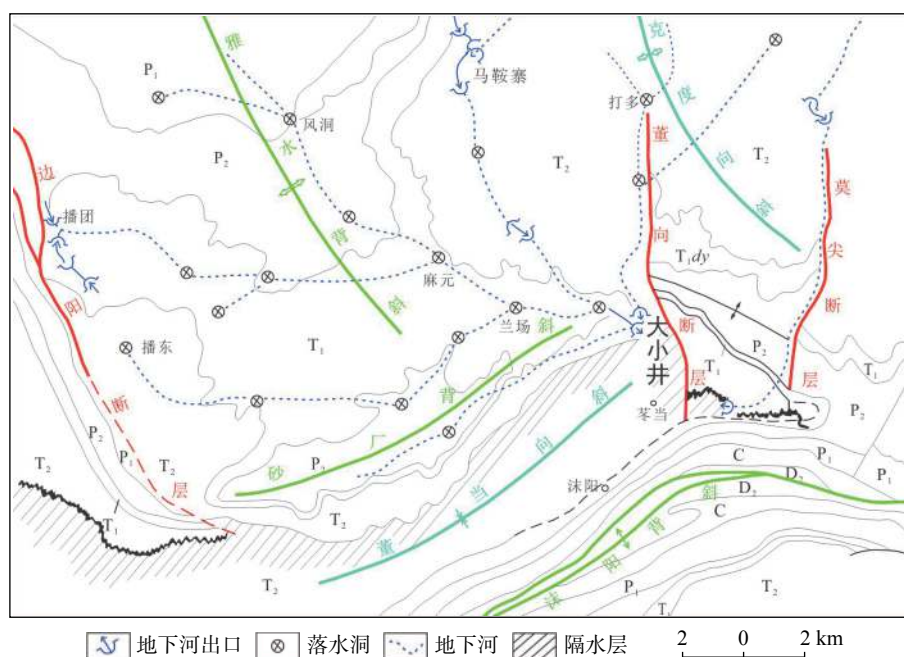


图 12 构造对大小井地下河分布的控制作用(修改自罗甸幅 1:20 万水文地质普查报告)

Fig. 12 Controlling Effect of geological structure on the distribution of Daxiaoqing Underground Rivers

岩性主要为泥盆系独山组、石炭系马平组、二叠系茅口组、三叠系大冶组等纯碳酸盐岩类。从图 12 中可以看出该地下河位于 SN 向构造体系和 EW 向构造体系的复合部位,近 SN 向构造的雅水背斜的倾没端与克度向斜的翘起端结合处,又位于近 EW 向构造的砂厂背斜和董当向斜的转折端,东部大井地下河基本沿克度向斜轴部发育,西部小井地下河主管道沿雅水背斜轴部,而支流多沿小的断层裂隙发育,主导裂隙方向为 $60^{\circ}\sim 120^{\circ}$ 。而出露条件一部分是南部的泥岩阻隔,很大部分原因是南部的董当向斜和沫阳背斜属于紧密褶皱带,而雅水背斜和克度向斜相对宽阔平缓,使地下水顺层径流向克度向斜谷地富集和排泄,加之东西向地表分水岭和地形由南到北渐次降低,控制了大小井地下河发育的空间格局。

地苏地下河位于都安瑶族自治县境内,是广西规模最大的地下河,流域面积约 $1\,004\text{ km}^2$ (图 13),地处云贵高原与广西丘陵平原间的斜坡地带,主要分布地层是中泥盆统东岗岭组、上泥盆统、石炭系及二叠系纯石灰岩、白云质灰岩。该区经历了印支、燕山、喜马拉雅等构造运动,岩层褶皱,断裂纵横,主要构造线 NNW 向,主地下河管道发育在保安背斜轴和地苏向斜轴附近。地下河发育于一个大型复背斜构造内,复背斜轴方向为北偏西,出口位于南部倾没端,背斜轴部岩层平缓,倾角 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$,两翼褶皱紧密,岩层陡峻,局部倒转,地下河主管道顺层发育。由于轴部地层产状平缓,横张裂隙发育,地下河支流发育,均沿 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 及 $300^{\circ}\sim 320^{\circ}$ 裂隙方向展布,两组不同方向的断裂互相传切而引起错动,地层遭受应力破坏程度严重,背斜轴部的纵张裂隙和横张裂隙是地

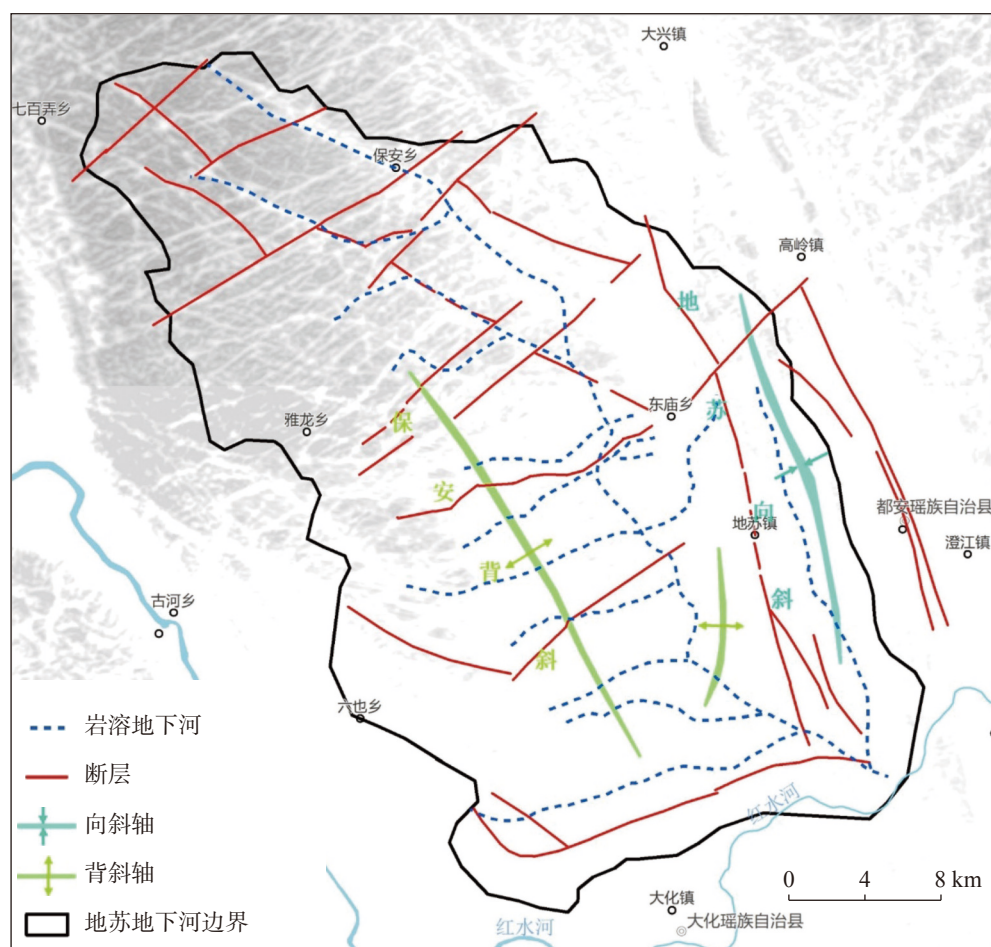


图 13 构造对地苏地下河分布的控制作用

Fig. 13 The controlling effect of structure on the distribution of Disu underground rivers

下河发育的良好通道。地苏向斜岩溶谷地内岩溶作用强烈,地下河天窗、落水洞、溶井等岩溶形态多见。由于宽阔平缓的背斜和狭窄紧密的向斜构造,局部纵张、横张裂隙发育,加之地形高程由 NW 向 SE 逐渐降低,构成地苏地下河发育的空间格局,地下河最终向南排泄至红水河。

3.4 水动力作用对地下河的影响

水动力作用是地下河发育的内因,如气候特征、地形条件、古地理环境,水文网的配置等,都可通过影响地下水的交替,而控制地下河发育。

寨底地下河系统位于广西桂林市东部灵川县境内,属于潮田—海洋向斜东翼,海洋山复式背斜西翼。寨底地下河系统内总体表现为单斜构造,碳酸盐岩在系统大面积出露,占整个流域面积的比例约 83.9%,区内碳酸盐岩主要集中在泥盆系和石炭系地层,岩性以灰岩和白云岩为主。由于灰岩和白云岩可溶性强,外源水补给量大,水动力强烈,寨底地下河极为

发育。流域内岩溶管道发育主要受断层控制,如东究 G32 地下管道自东向西发育至豪猪岩,遇到 F1 隔水断层,转弯向南径流;寨底 G47 管道则着断层走向发育,支管道也与 F2 断层走向一致。(图 14)。岩溶地下河发育密度大,多呈树枝状分布,在响水岩洼地沿地下河主管道在长约 550 m 的长度上,形成多处落水洞,并且在主管道中发育 8 个岩溶天窗。在天窗底部可见沿 NNE 方向发育的裂隙,其倾向 SEE,倾角 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$,在天窗两侧沿这两条裂隙发育成地下河溶蚀管道。

3.4.1 水动力特征影响地下河形态发育

寨底岩溶地下河是长期演化而成,早期岩溶水流平稳,但随着水流侵蚀的长期作用,排泄基面逐渐下移,地下水的垂向侵蚀溶蚀作用相应加强,河道侵蚀溶蚀下切呈阶梯状跌坎。晚期进入相对稳定阶段,水平溶蚀作用加强,并不断扩大溶蚀空间,形成地下河道与溶潭串联的结构。水平管道、溶洞多位于流

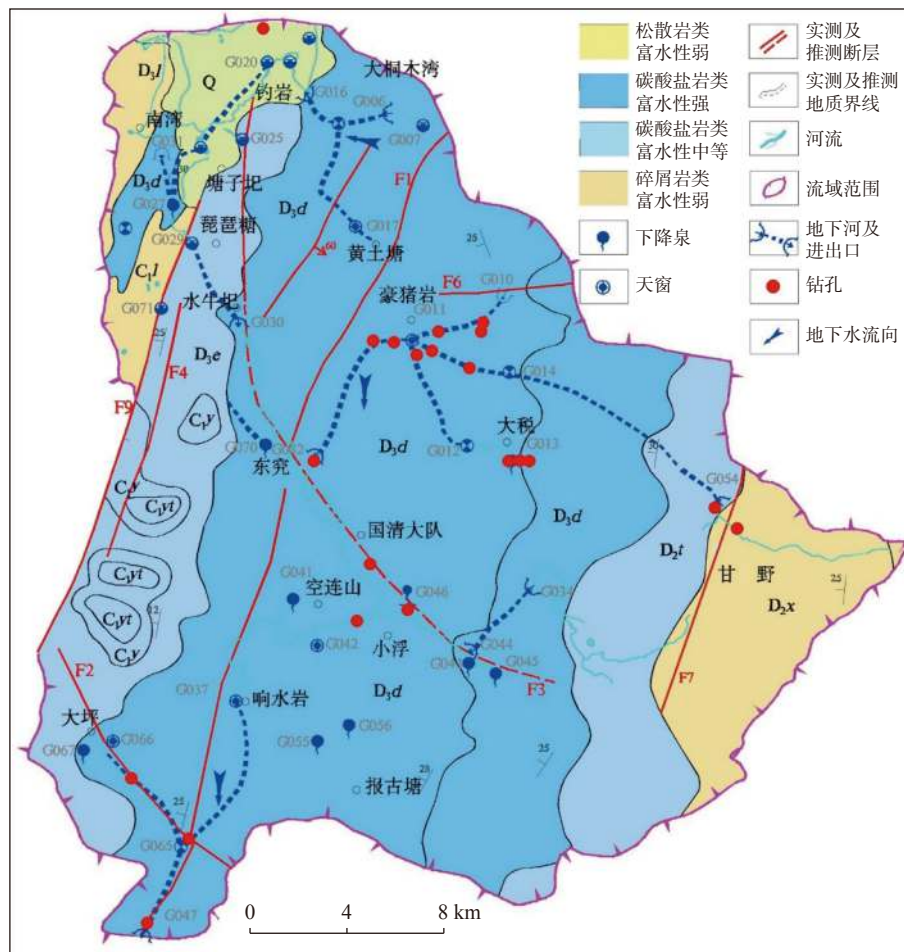


图 14 岩溶含水介质特征分布

Fig. 14 Characteristic distribution of karst water-bearing media

域的下游,而上游由于早期地壳抬升,多形成陡坡、支流等。图 15 为地下河中下游豪猪岩至东究段岩溶管道形态结构图,该段地下河与地表河流十分相似,岩溶主管道上发现大量卵石堆积,主管道长约 300 m,管道呈椭圆形,高 0.5~4.9 m,宽 4.5~20.0 m,上游至下游河床比降介于 1.5%~5%。

3.4.2 地下河向源袭夺

寨底流域北部为动态地下分水岭边界,边界以北属于湘江水系,边界以南属于桂江水系,由于地下水的向源袭夺,北部海洋谷地水流通过岩溶管道裂隙介质越过地表分水岭向寨底流域内径流,地表、地下分水岭不重合面积达 6 km² (图 16)。地下河的袭夺现象,多出现在岩溶峰丛、峰林谷地地区,与溶蚀作用的各向异性、溶蚀和侵蚀速度的差异性以及排泄基面的分布高程有关。排泄基面低的地下河,地下水循环交替迅速,侵蚀和溶蚀能力强,能够袭夺排泄基面高的地下河。

3.4.3 地下河明暗交替

岩溶地下河水流具有地表、地下互换的性质,地表水与岩溶地下河明暗交替,混为一体。如图 14 所示,寨底地下河自上游黄土塘(G017)至下游寨底地下河出口(G047)地表、地下相互转化 7 次,黄土塘地下河入口 G017—钩岩 G016(暗流)—G020(明流)—塘子厄 G027(暗流)—琵琶塘 G029(明流)—水牛厄 G030(暗流)—响水岩 G037(明流)—寨底地下河出口 G047(暗流),受新构造运动和地下水动力影响,尤其在水力坡度较大地区较易形成明暗交替地下河现象。

3.5 新构造运动促进地下河的演化发展

第三纪以来,由于新构造运动的地壳大规模拉张、俯冲碰撞活动、走滑活动及褶皱运动等,导致地下水的循环交替条件不断变化,随着地面抬升地下河向深处发育,并在原基础上形成新的岩溶形态。珠江上游南北盘江流域位于我国南北区型断裂构造带南端的东侧(小江断裂带),受新构造运动的大

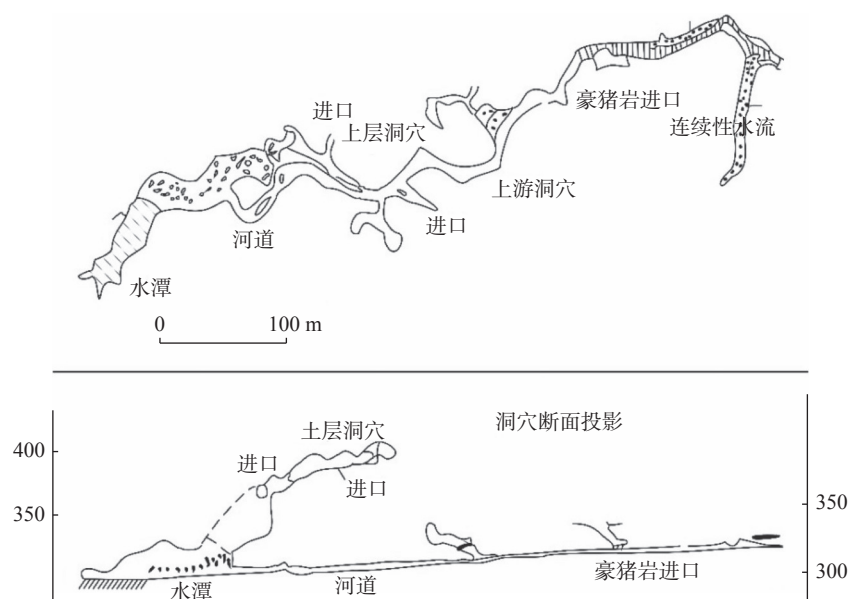


图 15 豪猪岩至东究岩溶管道形态示意图(据中英探险资料修改)

Fig. 15 Schematic diagram of karst conduit form from Haozhuyan to Dongju in Zhaidi underground river (modified according to Sino-British exploration materials)

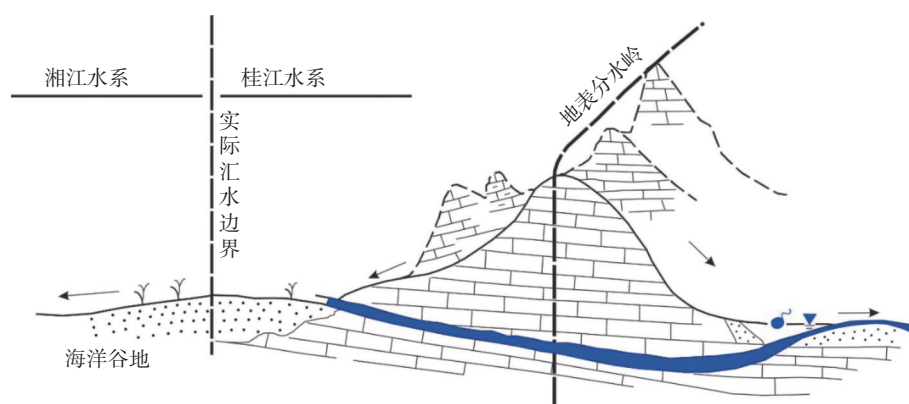


图 16 寨底地下河流域北部地表水地下水分水岭

Fig. 16 Watershed of surface water and groundwater in the north of Zhaidi underground river basin

面积抬升并伴随有差异升降,地表形成壮观的岩溶高原断陷盆地和断层湖,珠江中游郁江、红水河流域位于加里东运动形成的特有大明山-大瑶山弧形背斜褶皱带,受多期断裂和火成岩的侵入影响,岩溶形态更为复杂,珠江下游西江、北江流域位于大规模断裂群,新构造运动的震荡作用发育多期岩溶地下河。新构造运动导致岩溶地下河发育向深性、继承性、新生性发展,如图 17 所示,随着早期的剥蚀面被抬升,地表水水文网下切,侵蚀基准面下降,地下水垂直循环加剧,交替强烈,溶蚀作用加强。根据地壳抬升和河流下切,地下水沿最短路径向下游排泄,岩溶向深部发展,原来形成的水平管道、洞穴暴露,而新的地下河发育在排泄基准面处,地面

出现的深陷状洼地、漏斗、陡峭谷地、落水洞、竖井等现象。

岔普天生桥地下河位于贵州兴仁市,汇水面积约 47 km²,岩性主要为三叠系关岭组二段灰岩,地下河系统含有东、西两个主管道(图 18)。由于新构造运动,出口位于麻沙河溯源侵蚀裂点,西支流(庙坡-岩脚一带)比东支流(水淹坪-天生桥)高约 100 m,地下河正继续向深循环演化。西支流主要发育有溶井、干谷洼地以及早期伏流故道等,呈线状排列,河床相砾石层堆积;东支流发育有深邃的岩溶塌陷和天窗,部分天窗水位低于地表河流,地表水系渗漏严重,东支流地下河的溯源侵蚀,袭夺西支流地下河以及地表水系的水流。

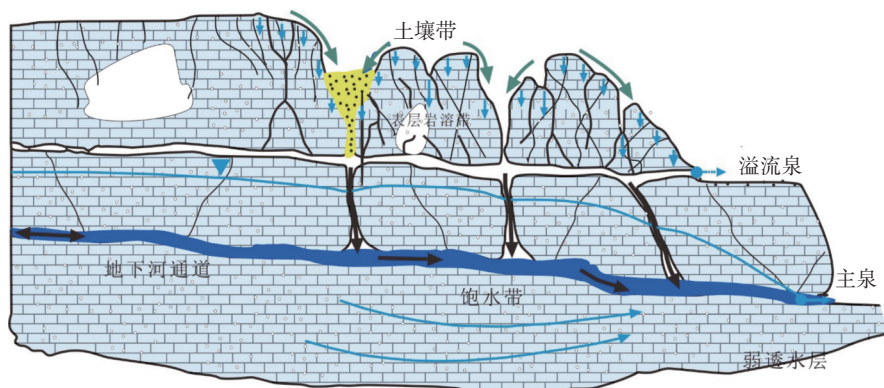


图 17 新构造运动促进地下河的发展

Fig. 17 Distribution of karst underground river in the inter-river land

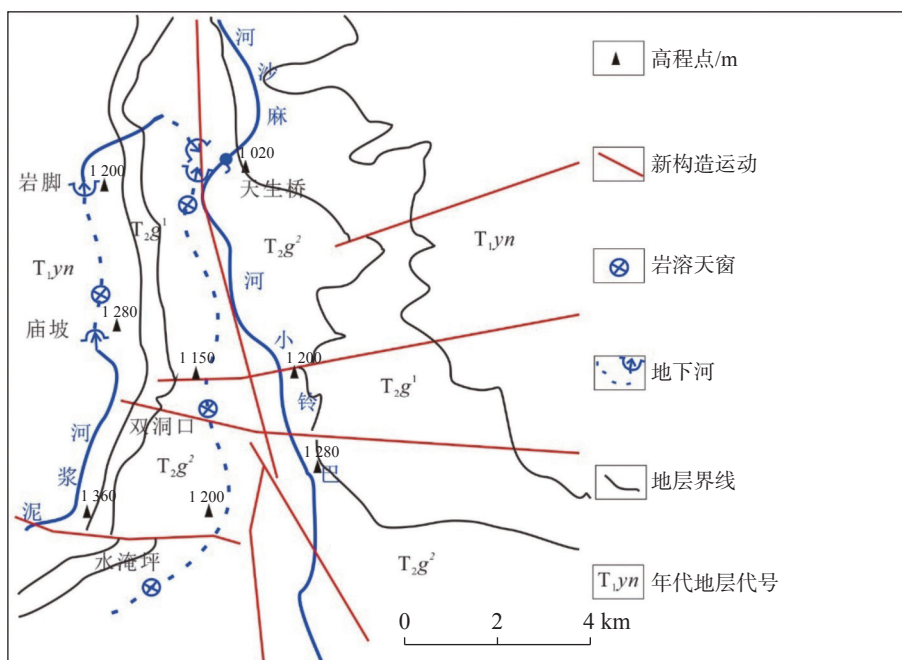


图 18 天生桥地下河平面位置图

Fig. 18 Plane map of Tianshengqiao underground river

4 结 论

(1) 珠江流域碳酸盐岩分布的地层主要以寒武系、泥盆系、石炭系、二叠系和三叠系为主。可划分为四类含水岩组: 碳酸岩类岩溶水、碎屑岩类裂隙水、松散岩类孔隙水以及岩浆岩裂隙水, 其中裸露型碳酸盐岩分布面积约 14.95 万 km^2 , 埋藏型碳酸盐岩分布面积约 3.96 万 km^2 , 占总面积的 43.16%。珠江流域岩溶地下河发育 1 036 条, 发育密度为 0.69 条/100 km^2 , 枯季流量共计 4 738.69 万 $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, 占比最大的地下河出口高程介于 200~400 m 之间, 约为 310 条;

(2) 地下河发育强烈区, 岩性主要为细粒-鲕粒

生物碎屑纯灰岩, 比溶解度介于 0.84~1.2 之间; 地下河发育中等区, 岩性主要为微粒白云质灰岩, 比溶解度介于 0.62~0.83 之间; 地下河发育较弱区, 岩性主要为含泥质-燧石灰岩、细粒-中粒白云岩, 比溶解度介于 0.43~0.61;

(3) 整理分析 30 条大型地下河系统(枯季流量 > 1 000 $\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$), 根据水动力特征和循环条件, 岩溶地下河主要分为四种类型: 发育初期单管型、发育多期羽毛型、新构造控制网络型、发育成熟期树枝型;

(4) 结合实例分析珠江流域地下河发育的控制因素。岩性是地下河发育的物质基础, 地形地貌是地下河发育方向的决定因素, 构造控制地下河发育的空间格局, 水动力作用影响地下河发育规模, 新构

造运动促进地下河的发展。

致谢: 感谢在 20 世纪 70-80 年代开展的珠江流域范围内 50 余幅 1:20 万水文地质填图工作的前辈们, 感谢 2003-2017 年间, 西南 8 省(自治区、直辖市)地矿局、有关科研院所和高校 30 多家单位开展的 1:5 万西南岩溶石山区水文地质环境地质综合调查工作, 他们细致严谨的工作和夯实的资料是我们研究分析的基础。

参考文献

- [1] 袁道先. 西南岩溶石山地区重大环境地质问题及对策研究[M]. 北京: 科学出版社, 2014.
YUAN Daoxian. Study on major environmental geological problems and countermeasures in karst stone mountain area of southwest China[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [2] ZOU S, ZHU M, TANG J, XIA R. Water resources security in karst area of southwest China: problems and countermeasures[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2006, 80(10): 637-642.
- [3] 夏日元. 西南岩溶石山区地下水资源调查评价与开发利用模式[M]. 北京: 科学出版社, 2018.
XIA Riyuan. Investigation, evaluation and exploitation of groundwater resources in karst rocky mountainous areas of Southwest China[M]. Beijing: Science Press, 2018.
- [4] 赵良杰. 岩溶裂隙-管道双重含水介质水流交换机理研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.
ZHAO Liangjie. Study of water exchange mechanism of karst matrix and conduit medium[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2019.
- [5] Brkić Ž, Kuhta M, Hunjak T. Groundwater flow mechanism in the well-developed karst aquifer system in the western Croatia: Insights from spring discharge and water isotopes[J]. *Catena*, 2018, 161: 14-26.
- [6] 王宇. 岩溶区地表水与地下水资源及环境统一评价的流域边界划分研究[J]. *中国岩溶*, 2019, 38(6): 823-830.
WANG Yu. Study on watershed boundary division for unified evaluation of surface water and groundwater resources and environment in karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(6): 823-830.
- [7] 杨杨, 赵良杰, 潘晓东, 夏日元, 曹建文. 西南岩溶山区地下水资源评价方法对比研究: 以寨底地下河流域为例[J]. *中国岩溶*, 2022, 41(1): 111-123.
YANG Yang, ZHAO Liangjie, PAN Xiaodong, XIA Riyuan, CAO Jianwen. Comparative analysis of groundwater resources evaluation methods in karst area of south China: Taking Zhaidi underground river system as an example[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(1): 111-123.
- [8] 罗明明, 季怀松. 岩溶管道与裂隙介质间溶质暂态存储机制[J]. *水科学进展*, 2022, 33(1): 145-152.
LUO Mingming, JI Huaisong. Mechanism of solute transient storage between karst conduit and fissures[J]. *Advances in Water Science*, 2022, 33(1): 145-152.
- [9] Sağır Ç, Kurtuluş B, Razack M. Hydrodynamic characterization of Mugla karst aquifer using correlation and spectral analyses on the rainfall and springs water-level time series[J]. *Water*, 2019, 12(1): 85.
- [10] Sauter M, Giese M, Bailly Comte V, Maréchal J C, Reimann T, Geyer T. Turbulent and laminar flow in karst conduits under unsteady flow conditions: Interpretation of pumping tests by discrete conduit-continuum modeling[J]. *Water Resources Research*, 2018, 54(3): 1918-1933.
- [11] 蒋忠诚, 夏日元, 时坚, 裴建国, 何师意, 梁彬. 西南岩溶地下水资源开发利用效应与潜力分析[J]. *地球学报*, 2006(5): 495-502.
JIANG Zhongcheng, XIA Riyuan, SHI Jian, PEI Jianguo, HE Shiyi, LIANG Bin. The application effects and exploitation capacity of karst underground water resources in southwest China[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 2006(5): 495-502.
- [12] 王明章, 王伟, 周忠赋. 峰丛洼地区地下地表联合成库地下水开发模式: 贵州普定马官水洞地下河开发利用[J]. *贵州地质*, 2005(4): 279-283.
WANG Mingzhang, WANG Wei, ZHOU Zhongfu. Development model for the coalition of surface and underground water into reservoir in the karst areas of peak-cluster depression: Taking example for exploitation of shuidong underground river at Maguan, Puding county, Guizhou[J]. *Guizhou Geology*, 2005(4): 279-283.
- [13] 赵良杰, 王莹, 周妍, 曹建文, 杨杨, 王喆. 基于 SWAT 模型的珠江流域地下水资源评价研究[J/OL]. *地球科学*: 1-19. <https://kns.cnki.net/kcms/detail/42.1874.P.20220119.1634.006.html>.
ZHAO Liangjie, WANG Ying, ZHOU Yan, CAO Jianwen, YANG Yang, WANG Zhe. Groundwater resources evaluation in the pearl river basin based on swat model[J/OL]. *Earth Science*, 1-19. <https://kns.cnki.net/kcms/detail/42.1874.P.20220119.1634.006.html>.
- [14] Gallegos J J, Hu B X, Davis H. Simulating flow in karst aquifers at laboratory and sub-regional scales using MODFLOW-CFP[J]. *Hydrogeology Journal*, 2013, 21(8): 1749-1760.
- [15] 姜光辉, 郭芳, 汤庆佳, 李鑫, 曾莘茹. 人工示踪技术在岩溶地区水文地质勘察中的应用[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2016, 52(3): 503-511.
JIANG Guanghui, GUO Fang, TANG Qingjia, LI Xin, ZENG Xinru. Application of tracer test techniques in hydrogeological survey in karst area[J]. *Journal of Nanjing University(Natural Sciences)*, 2016, 52(3): 503-511.
- [16] 赵良杰, 夏日元, 易连兴, 杨杨, 王喆, 卢海平. 岩溶地下河浊度来源及对示踪试验影响的定量分析[J]. *地球学报*, 2016, 37(2): 241-246.
ZHAO Liangjie, XIA Riyuan, YI Lianxing, YANG Yang, WANG Zhe, LU Haiping. Quantitative analysis of the source and the effect of turbidity in karst river on tracer test[J]. *Acta Geo-*

- scientica Sinica*, 2016, 37(2): 241-246.
- [17] Wang C, Wang X, Majdalani S, Guinot V, Jourde H. Influence of dual conduit structure on solute transport in karst tracer tests: An experimental laboratory study[J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 590: 125255.
- [18] 曹建华, 蒋忠诚, 袁道先, 夏日元, 章程. 岩溶动力系统与全球变化研究进展[J]. *中国地质*, 2017, 44(5): 874-900.
CAO Jianhua, JIANG Zhongcheng, YUAN Daoxian, XIA Riyuan, ZHANG Cheng. The progress in the study of the karst dynamic system and global changes in the past 30 years[J]. *Geology in China*, 2017, 44(5): 874-900.
- [19] 蒲俊兵, 蒋忠诚, 袁道先, 章程. 岩石风化碳汇研究进展: 基于IPCC第五次气候变化评估报告的分析[J]. *地球科学进展*, 2015, 30(10): 1081-1090.
PU Junbing, JIANG Zhongcheng, Yuan Daoxian, ZHANG Cheng. Some opinions on rock-weathering-related carbon sinks from the IPCC fifth assessment report[J]. *Advance in Earth Sciences*, 2015, 30(10): 1081-1090.
- [20] 赵小二, 常勇, 吴吉春. 岩溶地下河污染物运移模型对比研究[J]. *环境科学学报*, 2020, 40(4): 1250-1259.
ZHAO Xiaoe, CHANG Yong, WU Jichun. A comparative study on two contaminant transport models used in karst underground rivers[J]. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2020, 40(4): 1250-1259.
- [21] Madonia P, Cangemi M, Oliveri Y, Germani C. Hydrogeochemical characters of karst aquifers in central Italy and relationship with neotectonics[J]. *Water*, 2020, 12(7): 1926.
- [22] 杨立铮. 我国南方某些地区地下河的结构特征及其形成和演化[J]. *成都地质学院学报*, 1982, 2: 54-61.
YANG Lizheng. Structural characteristics, formation and evolution of underground rivers in some areas of southern China[J]. *Journal of Chengdu Institute of Geology*, 1982, 2: 54-61.
- [23] 蒲俊兵. 重庆地区岩溶地下河发育与分布的基本特征[J]. *中国岩溶*, 2013, 32(3): 266-279.
PU Junbing. Development and distribution of karst subterranean streams in Chongqing, China[J]. *Carsologica Sinica*, 2013, 32(3): 266-279.
- [24] 陈思燕, 曾敏. 四川岩溶地下河空间分布规律研究[J]. *地下水*, 2015(3): 4-6.
CHEN Siyan, ZENG Min. Study on the spatial distribution regularity of karst ground rivers in Sichuan[J]. *Ground water*, 2015(3): 4-6.
- [25] 韦王秋, 左天惠, 张沛全, 李海. 红水河流域岩溶地下河出口分布特征与控制因素[J]. *科学技术创新*, 2017(34): 17-18.
WEI Wangqiu, ZUO Tinahui, ZHANG Peiquan, LI Hai. Distribution characteristics and controlling factors of karst underground river outlet in Hongshuihe River basin[J]. *Science and Technology Innovation*, 2017(34): 17-18.

Distribution and influencing factors of karst underground rivers in the Pearl River Basin

YANG Yang¹, ZHAO Liangjie¹, XIA Riyuan¹, WANG Ying²

(1. Institute of Karst Geology, CAGS/ Key Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China; 2. Guangdong Provincial Geological Environment Monitoring Station, Guangzhou, Guangdong 510510)

Abstract The Pearl River Basin is the area of first-class water resources at the southernmost end of China. Its geographical location is 102°14'-115°57' E and 21°35'-26°50'N. The main stream of the Pearl River, with a total length of 2,214 km, flows through Yunnan, Guizhou, Guangxi and Guangdong. The total area of the Pearl River Basin is about 438,100 km², including Nanbeipan river, Hongliu river, Yujiang river, Xijiang river, Beijiang river, the Pearl River Delta and the dongjiang river basin. The water-bearing rocks in the Pearl River Basin are divided into karst water of carbonate rock, fissure water of clastic rock, pore water of loose rock and fissure water of magmatic rock. The distribution area of exposed carbonate rocks is about 149,500 km², and that of buried carbonate rocks is about 39,600 km², accounting for 43.16% of the total area. Because there are 1,036 karst underground rivers, and the discharge of karst underground rivers of the Pearl River Basin in the dry season is about 47.39 million m³·d⁻¹. the basin is rich in groundwater resources. Therefore, it is of great significance to explore the distribution and karstification characteristics of underground rivers for the exploitation and utilization of karst water resources in southern China. Based on a large number of field investigations in the southwest karst area, 200,000 hydrogeological survey reports and the 1 : 250,000 and 1 : 50,000 karst hydrogeological surveys conducted from 2003 to 2016 in the Pearl River Basin, we selected 348 groups of rock samples and 1,036 karst underground rivers as study objects. Then, taking Dalongtan and Sanqitian underground rivers in Yunnan Province, Sixiaojing, Tianshengqiao and Huachu underground rivers in Guizhou Province, and Disu, Zhaidi and Dizhou underground rivers in Guangxi as examples, we analyzed and summarized the

development law, distribution characteristics and influencing factors of underground rivers in the Pearl River Basin from the perspectives of lithology, landform, structure, hydrodynamic conditions and neotectonic movement. According to the analysis, the outlets of 310 underground river are at an elevation between 200-400 m, accounting for the largest proportion. Among them, more than 30 underground rivers, mainly located in the river basins of Hongliu river, Yuhe river, South Panjiang river and north Panjiang river, respectively cover a catchment area greater than 200 km². Their discharge in the dry season is greater than 1,000 L·s⁻¹ and the length of main pipeline is greater than 10 km. The study result shows that the underground river is most developed in fine-grained oolitic bioclastic pure limestone with a specific solubility of 0.84-1.2, moderately developed in dolomite with a specific solubility of 0.62-0.83, and weakly developed in argillaceous limestone with a specific solubility of 0.43-0.61. Landform and surface river network determine the trend and direction of karst underground river movement. The structure controls the spatial pattern of underground river development. The development of underground river is particularly obvious in the reverse composite part of the structure, the fracture zone on both sides of the compressional torsional fault, the contact zone with the non-soluble rock, the part with the largest fold bending, and the fracture zone in the anticline axis and the syncline axis. Hydrodynamic characteristics affect the development scale and depth of underground rivers. The neotectonic movement facilitates the constant changes of cycle and alternation conditions of groundwater, as well as the deep, inherited and new development of underground rivers. Finally, according to the morphology of underground river and the evolution conditions of water circulation, the underground river can be divided into four types: single conduit type at the initial stage of development, multi-stage feather type, neotectonic control network type and mature dendritic type. All in all, this study is expected to provide data support for the exploitation and utilization of karst underground rivers, monitoring and evaluation of water resources, and the selection of backup water sources to meet urban emergency in the Pearl River Basin.

Key words karst underground river, controlling factor, the Pearl River Basin, distribution characteristics

(编辑 张玲)