

萍—乐拗陷带之岩溶发育规律 及岩溶水富集特征*

张爱华

(江西省地质调查研究院,江西 南昌 330030)

摘要:萍—乐拗陷带为江西省最主要的隐伏岩溶发育区带之一,岩溶地层发育,地表水、地下水循环交替强烈,地质构造复杂,为岩溶的发育、岩溶地下水的富集提供了良好的条件。查明岩溶发育规律及岩溶水的富集特征,可为地下水资源合理开发与地质环境保护提供科学依据。

关键词:岩溶;发育规律;岩溶水;富集特征;萍—乐拗陷带

中图分类号:P641.134

文献标识码:A

1 概况

萍—乐拗陷带位于江西省中部偏北的萍乡至乐平段,为北东—北东东向延伸的狭长地带,横贯整个江西省,面积约2万km²。地理坐标:东经113°33′—118°06′,北纬27°33′—29°33′。

带内丘陵起伏,盆岭相间,为江南丘陵区的组成部分,气候温和,雨量充沛,属中亚热带湿润季风气候,多年平均降水量1 600~1 900 mm,年均蒸发量1 366~1 475 mm。地表水系发育,有淦水、锦江、袁水、赣江下游、乐安河等水系,水系支流又延伸到各山间谷地,形成密集状的树枝状水文网。

拗陷带处在扬子与华南两大古板块构造单元结合带,在构造上表现为两侧边界均受断裂切割限制的、轴向北东—北东东的大型复式向斜,北东—北东东向断裂十分发育。出露的碳酸盐岩有古生代石炭纪大埔组和马平组,二叠纪栖霞组、小江边组、茅口组、七宝山组及长兴组,中生代早三叠世青龙组,累计总厚度约2 000 m,分布面积占全区总面积33%左右,可溶岩地层与非可溶岩地层相间产出,区域上呈条带状展布,走向与区域构造线方向一致。拗陷带是江西省内的一个最主要隐伏岩溶发育区带之一,隐伏岩溶发育并成带展布,地下河等地下径流发育,岩溶化深度达50~200 m,断裂复合部位可加深至500 m;地下水动力系统、水文地质与工程地质条件异常复杂。可划分为五个岩溶水含水系统:淦水(萍水河)流域、锦江流域、袁水流域、赣江下游(丰城河西)流域、乐安河流域。

2 岩溶发育形态及一般特征

拗陷带内岩溶非常发育,有地表岩溶和地下岩溶两大类^[1-2]。岩溶形态类型及特征详见表1。

• 收稿日期:2009-09-29

基金项目:中国地质调查局“萍乐拗陷带水文地质环境地质调查”(项目编码:1212020733905)资助。

第一作者简介:张爱华(1959~),女,湖南株洲人,工程师,从事水工环工作。

表1 萍—乐坳陷岩溶发育形态及一般特征

Table 1 Development morphology and general characteristics of karsts in Pingxiang-Leping depression belt

岩溶类型	岩溶形态	一般特征
地表岩溶	溶沟、溶槽及石芽	常发育于可溶岩裸露区山坡的中上部,规模一般较小。石芽高度一般0.5~2.0 m,溶沟、溶槽深2~3 m,排列方向北东,与岩层走向和节理裂隙发育方向一致。在可溶岩表面有残坡积物覆盖时,石芽发育更加完好,呈犬牙和竹笋状。
	溶蚀洼地(岩溶洼地)	分布于分水岭地带及其两侧山腰和坡脚,受可溶岩出露宽度控制,形态呈不规则的长条状和似椭圆状,洼地长轴方向与地层走向一致,底部平坦,覆盖有第四系松散堆积物。
地下岩溶	漏斗、落水洞	分布于分水岭地带及其两侧山坡的中—中上部,常沿垂直裂隙发育,局部沿倾斜的层面发育。漏斗一般呈倒锥形或碟形,上大下小。漏斗底部一般都发育有落水洞,多为粘土碎石覆盖。少数大型漏斗汇水面积较大,当它与岩溶洼地互相发育沟通时,漏斗底部之落水洞则发育成为暗河或伏流的进口。
	溶洞	分布于山坡的中下部,洞体形态变化较大,规模大小不一。发育方向多呈北东向和北东向,次为北西向。大型溶洞多呈厅状、廊道状,洞体比较规则,洞底较平缓,偶呈阶梯状或斜坡状。中型溶洞多呈巷道状,洞底平缓。小型溶洞多呈裂隙状和管道状,洞体窄小,洞底坡度大。大型溶洞侧壁一般都发育有中小型支洞,局部地区还发育有多层溶洞。
	伏流与暗河	伏流为丘陵山区小型地表水流潜入的地段,通过洼地时又多次出露地表,水温随季节性变化明显,冬季低,夏季高。暗河是浅部岩溶水径流集中的通道,其进口多发源于大型岩溶洼地底部落水洞,出口处则多发育成大、中型溶洞,有的也以岩溶大泉的形式出露。暗河口一般高于当地侵蚀基准面。发育方向主要为北东向,与区域构造线一致,次为北西西向,与张性断裂相吻合。

3 岩溶发育规律

受岩性、构造、地貌等因素影响,岩溶的强度、规律和形态各异。

3.1 岩性对岩溶发育的影响

区内可溶性岩石均为海相碳酸盐岩类岩石,在构造、埋藏等条件相近的情况下,各地层单位的岩性和化学成分不同,它们的相对溶解度也各不相同,岩溶发育程度存在明显差异。石炭纪灰岩含较高的CaO(46.5%)和较少的SiO₂(2%),岩溶率高;茅口灰岩CaO(47.6%)、SiO₂(6%),岩溶率较高;长兴灰岩CaO(47.7%)、SiO₂(10.9%),岩溶率较高;栖霞等灰岩CaO(一般小于45%)、SiO₂(大于10%),岩溶率小。

3.2 地质构造对岩溶发育的影响

3.2.1 褶皱构造对岩溶发育的影响

复式向斜的次级褶皱呈短轴状的雁行排列,可溶岩与非可溶岩相间展布,使得可溶岩中地下水的运动在垂直岩层走向上受到了限制,而在平行岩层走向上却得到了加强。因此,沿地层走向发育了一系列规模较大的溶洞和暗河。分宜湖泽及石虎尾一带,处于一系列规模不大的褶皱轴部的茅口灰岩中段,在地形上组成地表分水岭,而在地下由于底垫有下段的泥页岩限制,岩溶水沿垂直向斜轴的张裂隙顺灰岩与泥页岩接触面,由向斜北侧地势较高的沙江坪洼地(标高190 m)入口形成暗河,暗河长500 m,流至向斜南侧成为穿山式暗河,并以岩溶泉形成暗河出口(标高160 m)(图1)^①。

① 1:20 万宜春幅水文地质报告

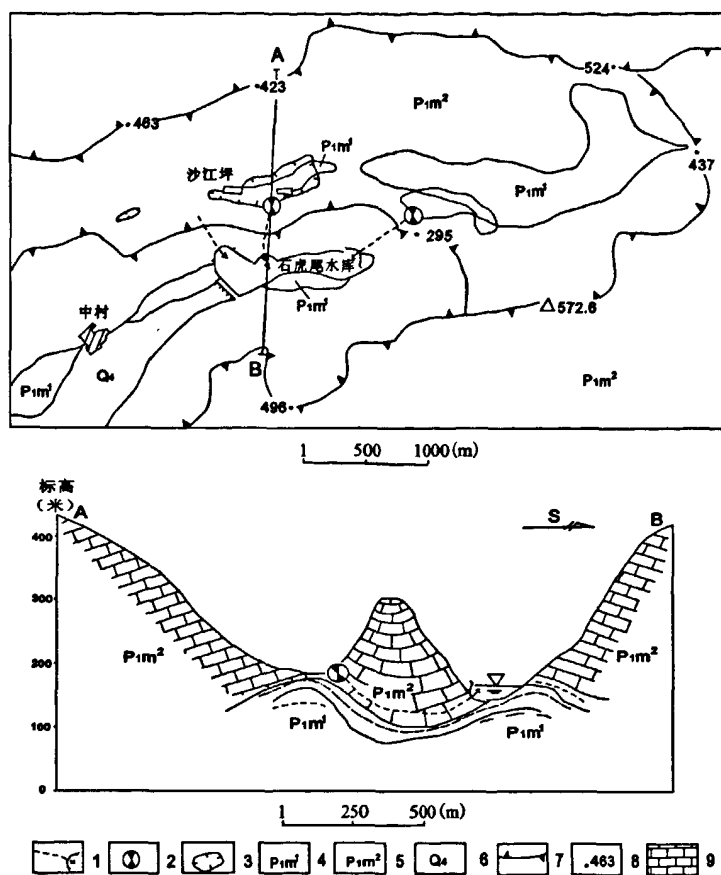


图1 分宜中村石虎尾暗河示意图

Fig. 1 Sketch map of underground river in Shihuwei, Zhongchun, Fenyi

- 1—及暗河口;2—充水落水洞;3—岩溶洼地;4—茅口阶下段;
5—茅口阶中段;6—第四系;7—山脊;8—山顶及高程;9—灰岩

3.2.2 断裂构造对岩溶发育的影响

断裂与岩溶发育的关系极为密切,沿断裂发育的溶洞和暗河,数量多,规模大。断裂是地下水运移的通道,是岩溶发育的条件之一。距断裂构造的远近,控制了岩溶发育的强度和深度。研究表明,断裂构造附近岩溶发育较强,线岩溶率19.7%,岩溶发育的深度也较大,岩溶发育深达100多米;而距断裂较远则岩溶发育强度相对较弱,线岩溶率9.4%,岩溶发育深度相对较浅,岩溶发育深度仅20 m。

北东、北西组断裂的交切复合部位岩溶发育极为普遍。随网格状断裂追踪溶蚀,使岩溶发育的均匀性相对提高(图2)。

沿裂隙发育的岩溶往往成为大型溶洞、暗河的分支,其特点是:规模小、洞体形态不规则、分支转折多、洞底高低不平、洞的高度变化大。

3.3 地形地貌和新构造运动对岩溶发育的影响

3.3.1 地形地貌对岩溶发育的影响

地貌与岩溶发育关系密切^[3],在岩溶丘陵—洼地组合的分水岭地带,处于当地侵蚀基准

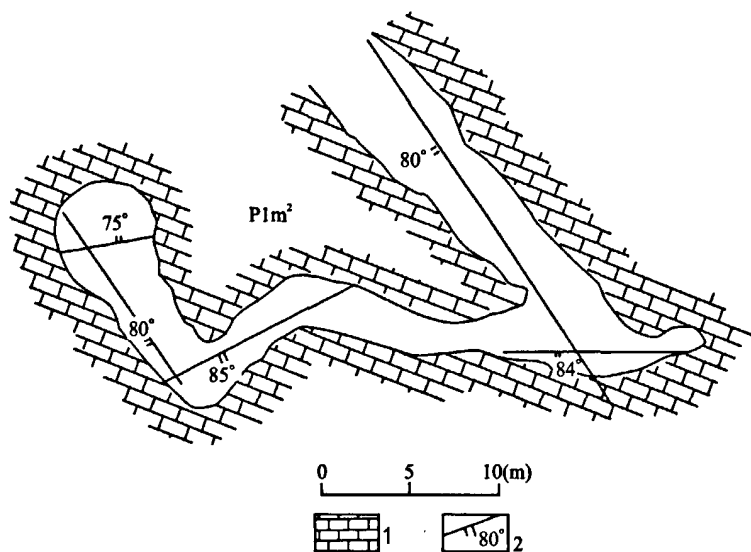


图2 宜春柏木溶洞发育与裂隙关系图

Fig. 2 Chart showing relationship development of karst caves to karst fissures at Bo-mu, Yichum

1-石炭岩; 2-裂隙产状及倾角

面以上,地形高差大、坡度陡,差异性溶蚀强烈,地下水沿洞穴通道及溶蚀裂隙以垂直运动为主,岩溶形态多为漏斗、落水洞及小型岩溶洼地,分布标高多在420~290 m之间;靠近山谷、洼地部位,地形低洼,坡度较平缓,地下水的水动力特征转为以水平运动为主,且水流逐渐集中,流量增大,岩溶作用也相应增强,地下水的侵蚀作用也伴随溶蚀作用而同时发生,因而在标高200~260 m坡脚和沟谷部位,往往形成大型的水平溶洞、地下暗河和岩溶洼地,其长度数米至数百米;在标高50~115 m的各水系河谷及其支流谷地中,以地下洞穴系统为主,出露有众多的岩溶大泉,流量由每秒10升至数百升。

3.3.2 新构造运动对岩溶发育的控制作用

区内新构造运动以上升为主,在上升过程中有相对稳定阶段,因而呈现水平的强岩溶带与垂直的弱岩溶带相间发育的规律,溶洞具层状分布特点。比较明显的有四个发育层,自上而下,第一、二层空高25~40 m,溶洞个数少,为干溶洞,第三层空高3~10 m,溶洞密集,规模较大,为还在发育的有水溶洞,但已到晚期;第四层多与第三层共生,为双层洞的下层,为正在发育形成与河床同高的有水溶洞,反映了四个相对稳定的岩溶发育阶段,为地面阶段性抬升的结果。

3.4 隐伏岩溶的发育特征

拗陷带的中东部地区为岩溶准平原区,岩溶向深部发展,大多为隐伏岩溶。可溶岩区的第四系覆盖层厚度一般5~35 m^①。钻探工作显示,浅部岩溶相对较为发育,常见岩溶形态为溶洞、溶隙,埋深80 m以下岩溶发育程度相对较弱,岩溶形态以溶隙为主,溶洞次之。详见表2。

① 1:20万南昌幅水文地质报告

表2 钻孔线岩溶率统计表
Table 2 Statistics of karstification shown in drilling holes

位置	孔号	孔深	第四系厚度(m)	钻孔见溶洞(隙)的初始深度(m)	钻孔累计见洞高(米)		钻孔见洞最高(m)	钻孔溶洞数	钻孔线岩溶率(%)	
					孔深80m以上	孔深80m以下			孔深80m以上	孔深80m以下
玉兰塘	ZK ₁	222.91	17.00	17.16	2.80	0.00	1.50	2	4.44	0.00
石灰棚	ZK ₂	148.64	32.48	39.2	32.40	3.06	27.24	7	68.19	4.45
大花塘	ZK ₃	71.20	58.50	58.50	8.60		4.90	2	67.72	
毛家塘	ZK ₄	86.10	11.60	12.30	0.00			0		
江大冲	ZK ₁₀	156.20	15.05							
粉花塘	ZK ₁₁	110.80	26.20							
柳源	ZK ₁₂	125.70	23.70	25.81	10.78		10.26	2	10.57	
红层										
石家屯	ZK ₁₃	129.30	53.60	63.45	10.05		10.05	1	13.28	
上	ZK ₁₄	79.36	45.03	46.06	4.42		1.50	6	12.88	
后田街	ZK ₁₅	185.85	5.44	11.18	0.40		0.40	1	0.22	
老棚里	ZK ₁₆	126.00	9.00							
政府院	ZK ₁₇	132.50	13.50							
山塘	ZK ₁₈	120.10	5.70	21.10	2.20		2.20	1	1.92	
新罗坑	ZK ₁₉	115.70	13.50	55.60	2.70		2.70	1	2.64	
徐家	ZK ₂₀	151.50	14.10	126.20		7.8	3.8	4		5.67
中云村	ZK ₂₁	74.00	5.60							
戴村	ZK ₂₂	99.70	37.90	44.30	4.2		4.2	2		
横路	JK ₅	117.80	7.80							
月形	JK ₆	78.10	25.10	25.10	45.40		25.90	2	85.66	
涌山	JK ₇	136.90	6.70	6.70	11.20	16.50	13.30	10	15.28	28.99
水泥厂	CK ₁	57.0	27.00	28	7.90		7.05	2	25.24	
农药厂	CK ₂	72.8	30.00	41	8.4		4.4	3	19.63	
姚家洲	CK ₃	68.5	32.8	34.4	8.6		3.5	6	24.09	
铝厂水井	CK ₄	103.39	14.44	19.72	7.46 串珠状岩溶发育	1.0	5.06	1	11.38	4.28
铝厂水井	CK ₅	98.0	14.76	16.13	7.65 串珠状岩溶发育		3.5	3	11.73	
铝厂水井	CK ₆	100.1	13.5	(13.85)		1.9	1.9	1		9.45
湘东农行	CK ₇	35.0	27.3	(27.30)	溶隙发育					
萍钢向家屋场	CK ₈	94.4	33.27	44.80	4.81		4.15	2	10.29	
非金属选矿厂	CK ₉	107.47	28.46	35.72	5.58	4.68	3.75	4	10.83	17.04
泉湖垅	CK ₁₀	135.99	16.04	19.14	14.33	6.96	5.46	6	22.4	11.69

4 岩溶地下水的富集特征

岩溶水的富集特征,与可溶岩的分布、岩溶发育强度及地质构造均有十分密切的关系。

4.1 富集于强、弱岩溶接触带

中、上石炭统壶天群灰岩岩溶裂隙十分发育,是含水丰富的岩溶含水层;而下二叠统栖霞组灰岩,由于岩性含炭质、沥青质,岩溶不甚发育,与壶天群灰岩相比则含水贫乏,二者呈整合或假整合接触。在岩溶地下水运移过程中,往往在强弱含水层的接触带形成排泄带,出露较大的上升泉群,如宜春西村(图3)。

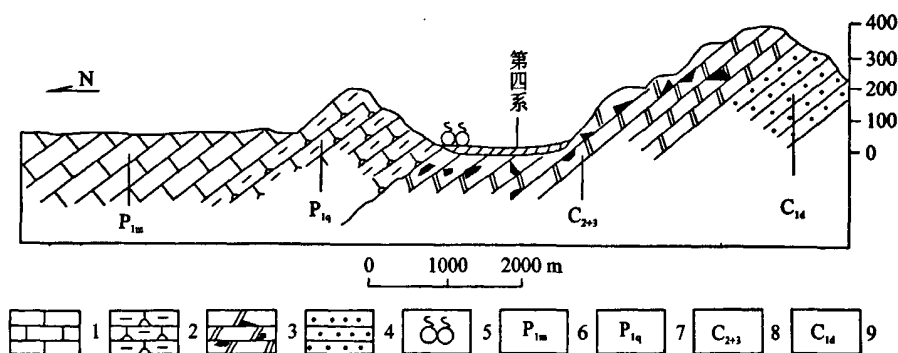


图3 西村强弱含水层接触带地下水富集剖面图

Fig. 3 Profile showing enrichment of groundwater in contact between intensive water-bearing and weak water-bearing strata in Xicun

1-灰岩;2-燧石灰岩夹泥灰岩;3-岩溶化白云岩;4-砂岩;

5-泉群;6-茅口阶;7-栖霞;8-船山阶;9-大塘阶

4.2 富集于褶皱轴部

褶皱轴部受张应力影响,张性裂隙发育,经长期的剥蚀风化,多形成负地形,因而在褶皱轴部常成为地下水储存活动的场所。如天柱岗背斜:位于萍乡市河下乡天柱岗村南东,轴部为岩溶发育的下二叠统茅口组中段灰岩,两翼为上二叠统龙潭煤系碎屑,含水性弱,地貌上呈现两翼高中间低平的洼地(图4),泉群在背斜轴部呈上升状态出露,伴有大量气泡溢出,枯季实测流量达8252.32吨/日^[4]。

4.3 富集于扇形褶皱背斜倾伏端

长兴灰岩呈带状扇形褶皱展布。在倾伏背斜轴部,因受张力作用影响,节理裂隙发育,岩石破碎,在长期风化、剥蚀和岩溶作用过程中,山丘被夷平,逐渐变为沟谷洼地,有利于地下水的循环交替。长兴灰岩岩溶裂隙水受顶板大冶组页岩及底板龙潭煤系砂、页岩的限制,沿着灰岩走向运动,当褶皱倾伏端顶板受大冶组页岩的阻隔,地下水就泄出地表,成为上升泉。^①

① 1:20万景德镇镇幅水文地质报告。

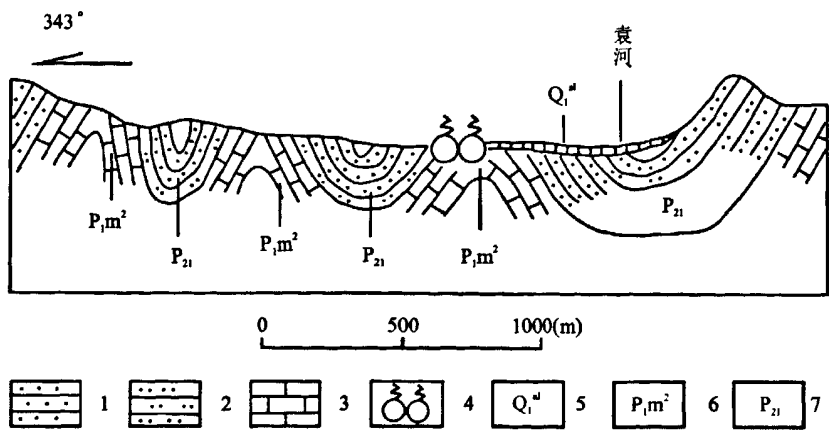


图 4 背斜轴部泉群地质条件剖面图

Fig. 4 Profile showing geological conditions of fountains group in anticlinal axis

1-砂岩;2-粉砂岩;3-灰岩;4-泉群;5-第四系;6-茅口阶中段;7-龙潭阶

4.4 富集于两向斜仰起端的交会处

在两向斜仰起端的交会处，灰岩岩溶及放射状裂隙十分发育，地势低洼，有益于岩溶水的富集。分宜县双林位于西部状元桥向斜与东部皇化向斜两者的收敛仰起端的交会处，发育由大小八个泉眼组成的岩溶大泉群，枯季实测总流量达 51753.6 吨/日，最大单个流量达 17376.77 吨/日，形成地下水富集带。

4.5 富集于断裂带

断裂的发生，改变了岩溶地层和非岩溶地层间原有的间隔关系，从而扩大储水空间，促使岩溶水富集。例如下布断裂，位于新余市界首乡以北，为走向北北东、同时切割东西向三条断裂的压扭性断裂，切穿沟通了上石炭统船山组灰岩、下二叠统栖霞组、茅口组灰岩及上二叠统龙潭阶碎屑岩等地层，断裂通过处为长条形岩溶洼地，面积约 4 km²，周围均为相对隔水层环绕，泉群出露于断层带两侧，呈沸腾状涌出地表，并伴随大量气泡溢出，枯季实测流量达 10053.50 吨/日。

5 结语

本区充沛的降水给岩溶水提供了丰富的补给源，岩溶水通过地下岩溶空间进行地下调蓄，在有利地段富集，成为城市或乡镇较好的集中(应急)或分散供水水源地，有重要的社会效益和经济效益。

衷心感谢楼法生教授级高级工程师、魏源教授级高级工程师为提高本文质量所作的技术性指导。

参考文献

[1] 袁道先. 中国岩溶学[M]. 北京:地质出版社, 1993.
[2] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究[M]. 北京:科学出版社, 1979.

- [3] 何宇彬等译. 喀斯特水文学[M]. 北京:地质出版社,1982.
- [4] 王权. 赣西袁水流域石炭系—三叠系灰岩岩溶发育规律及岩溶水的富集特征[J]. 中国岩溶,1985,3(3):215-229.

Development pattern of karst and enrichment characteristics of karst water in Pingxiang-Leping depression belt

ZHANG Ai-hua

(Geological Research Institute of Jiangxi Province, Nanchang, Jiangxi 330030)

Abstract

Pingxiang-Leping depression belt is one of the main development zones of blind karst in Jiangxi Province, where karst strata are well-developed, cycling and alternating of surface water and groundwater are strong and geological structures are complicated, providing favorable conditions for development of karst and enrichment of karst groundwater. To investigate development pattern of karst and enrichment characteristics of karst water may provide scientific basis for rational exploitation of groundwater resources and geological environmental protection.

Key words: karst; development pattern; karst water; enrichment characteristics; Pingxiang-Leping depression belt