

张小文, 王川, 杨艳娜, 等. 四川盆地边缘龙门山南段红层岩溶发育特征及控制因素[J]. 中国岩溶, 2025, 44(2): 300-315.

DOI: 10.11932/karst20250208

四川盆地边缘龙门山南段红层岩溶发育特征及控制因素

张小文¹, 王川¹, 杨艳娜², 范时杰³, 余磊³, 徐小青¹

(1. 四川省第一地质大队, 四川 成都 610072; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059;

3. 四川省水发勘测设计研究院有限公司, 四川 成都 610072)

摘要: 侏罗纪至白垩纪期间, 四川盆地西缘龙门山前沉积了一套陆相红色盆地沉积物, 岩性以泥钙质胶结的砂(砾)岩为主。该套岩层在地下水溶蚀作用下, 发育有规模宏大的洼地、数千米水平溶洞等岩溶现象, 对研究区水库、隧洞等工程建设构成重大威胁。文章在已有地质、水文地质工作基础上, 结合地面调查、岩矿鉴定等技术手段, 从宏观构造演变、沉积环境、水动力条件及微观矿物成分、胶结特征等多角度出发, 综合研究砂(砾)岩溶蚀发育特征及控制因素。结果表明: 研究区地表、地下均有典型岩溶现象发育, 显示出溶蚀空间主要顺层面发育、局部沿优势节理面垂向扩展的规律, 区内岩溶强发育区、中等以及弱发育区面积占比为1:2:7; 复杂多变的沉积环境导致了研究区岩性和岩组结构的时空差异, 是控制红层岩溶发育位置及强度的根本内因; 气候、地形地貌、地质构造等控制下的水动力条件是影响岩溶发育的重要外因, 影响红层岩溶的延伸方向及发育规模; 新构造运动稳定与隆升的间歇发生导致了不同时期形成的溶洞在垂向上呈层状发育。

关键词: 四川盆地; 砂砾岩; 红层岩溶; 发育特征; 沉积环境; 水动力条件

创新点: 针对龙门山南段侏罗系—白垩系砂(砾)岩中特殊的红层岩溶现象, 通过水文地质测绘、岩矿鉴定等技术手段, 从红层沉积环境、水动力条件、新构造运动等角度系统揭示红层岩溶的发育特征、发育强度、形成机理及控制因素。

中图分类号: P931.5 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2025)02-0300-16

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

侏罗纪至白垩纪时期, 强烈地壳运动使四川盆地由湖相转变为陆相盆地, 大量风化、侵蚀、剥蚀的岩石碎屑等物质在盆地堆积, 在干热气候条件下形成了厚达数千米的陆相红色岩层“红层”, 岩性以砂岩、泥岩、砾岩为主。在盆地红层丘陵区, 砂(泥)岩中普遍存在的膏盐、芒硝等硫酸盐矿物在溶滤作用

下可形成规模较小的溶洞、溶隙, 局部较为坚硬的砂(砾)岩区在岩溶、崩塌等作用下可形成赤壁丹崖、砂岩洞穴等旅游景观^[1]。而在盆地西缘龙门山前, 冲积扇相、河湖相沉积形成含钙质砾岩、砂岩, 在地下水溶蚀作用下, 可形成规模宏大的洼地、落水洞、数千米水平溶洞等岩溶现象, 就发育规模来说与常见碳酸盐岩岩溶不相上下。

红层中这种独特的岩溶现象一直以来就被众多

资助项目: 四川盆地边缘龙门山南段红层砂岩溶蚀发育特征研究: 以引大济岷工程为例(SCDZ-DH202403)

第一作者简介: 张小文(1995—), 男, 硕士, 工程师, 主要从事水文地质、工程地质与环境地质相关工作。E-mail: 1978165803@qq.com。

通信作者: 王川(1989—), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事水文地质、工程地质与环境地质相关工作。E-mail: 1147408998@qq.com。

收稿日期: 2024-10-09

学者关注,袁道先院士^[2]在《岩溶学词典》中把在这种可溶性物质胶结或含有碳酸盐岩砾石成分的红色碎屑岩中形成的岩溶命名为“红层岩溶”,并将红层岩溶的地表形态称为丹霞地形。陈安泽等^[3-8]对广泛分布于甘肃、青海、广东、湖南以及长江中上游等地的红层洞穴、丹霞地貌的发育特征及其控制因素进行了大量的研究探讨;张强等^[9-11]分析了钙质流失导致的溶蚀孔洞特征及其对水电工程坝基的影响。此外,姜伏伟等^[12-14]将湘黔鄂渝交界处奥陶系泥质灰岩形成的特殊红色层状凹凸岩溶地貌命名为“红色岩溶”并针对其做了大量研究,与本文所述“红层岩溶”相比,虽仅有一字之差,但两者除外表颜色相同外,在形成年代、地层岩性、岩溶形态上均具有本质区别。由上可知,对红层岩溶的研究大多集中在丹霞这种旅游资源或局部溶蚀孔洞对工程的不利影响上,但通过本次调查研究,龙门山南段红层岩溶区由于其复杂的构造运动和特殊的沉积环境,所形成的地貌类型明显有别于上述地区以及四川境内龙门山北段(剑门关)^[15]、四川盆地中部(营山地质公园)^[16]、四川盆地南部(蜀南竹海、七洞沟)^[17-19]这类以赤壁丹崖为典型特征,形成方山地形或陡峭峰林的丹霞地貌,其发育形态和规模更接近于常见碳酸盐岩发育的岩溶地貌。

因此,有必要针对研究区这段特殊的红层岩溶现象,研究其地表及地下的发育特征、形成机理和控制因素,这一方面有助于丰富岩溶地质、红层地貌等研究,促进相关领域的发展和进步,另一方面,有助于掌握红层岩溶发育规律及机理,以期为研究区水库、隧洞等工程建设中渗透稳定性、涌突水等重大安全隐患的预防提供依据。

1 研究区概况

研究区地处四川盆地与川西高原的过渡地带,涉及行政区划为成都市大邑、邛崃,以及雅安市天全、宝兴、名山、芦山等区(县);地势总体南西高、北东低,地貌单元从北西至南东依次为高山区、中—低山区、丘陵—平原区;跨越了盆地与高原,属川西部青藏高原气候和川东亚热带气候过渡地带,具有四季分明、雨量充沛、垂直分带现象较明显等特点,“十里不同天,一览四季山”是其真实写照,多年平均气温 16.3℃,多年平均降雨量 1 138.9 mm。区内河流

属于长江流域岷江水系,受地势和气候的影响,水系较为发育,季节性冲沟更是密集,主要河流有天全河、灵关河、玉溪河、出江河等(图 1)。

研究区大地构造位置位于扬子陆块西缘,主要由一系列的逆冲推覆断裂组成,以苟家—双石断裂为界进一步可以划分为龙门山—锦屏山造山带和川西前陆盆地 2 个二级构造单元^[20];岩性主要为中生界红层陆相沉积岩,其中,在天全—芦山向斜两翼、龙门乡、南宝山向斜核部及北西翼主要为白垩系砾岩与侏罗系砂砾岩,赋存地下水类型为钙质砂(砾)岩裂隙溶洞水,地表发育类岩溶负地形,含水介质形态多以脉状或管道状为主,水量丰富,富水性强。天全—芦山向斜核部及两翼、高家场背斜核部与两翼主要岩性为砂岩、粉砂岩、泥岩,赋存红层砂泥岩孔隙裂隙水,裂隙水自分水岭附近接受补给向邻近沟谷径流排泄,径流途径短,排泄迅速,碎屑岩孔隙裂隙介质富水性相对较弱。此外,松散岩类孔隙水主要分布在灵关河两岸、天全—芦山向斜核部及玉溪河河流两岸,含水介质为河漫滩沉积的砂土、亚砂土及砂砾卵石层,水位埋深在 0.1~5.0 m 之间,富水性弱。

2 岩溶发育特征

2.1 岩溶发育现象

研究区岩溶现象主要发育在侏罗系、白垩系的钙质砂、砾岩层,在地表水、地下水溶蚀作用下,地表发育的岩溶形态有漏斗、洼地、溶丘、岩溶槽谷、落水洞、石芽、溶隙等(图 2)。其中,砾岩、砂砾岩分布地区,地表岩溶洼地多呈现近圆形,常沿构造轴线、岩层走向展布,呈串珠状,洼地底部多见有落水洞发育。例如,青石乡至老场乡一带厚层砾岩(K_2g)区,沿山脊北东 30°方向连续分布有 20 余个岩溶洼地(图 2c);南宝山向斜两翼厚层砾岩(K_2g)、砂砾岩(J_2s)区,沿构造轴线北东 30°方向共分布有 50 余个岩溶洼地。

而在砂岩、含砾砂岩地区,和常见的塌陷成因形成的洼地有所不同,部分岩溶洼地呈长槽形,是地表水沿节理裂隙溶蚀冲刷而成,底部往往被溶蚀残余物质所充填,部分底部有落水洞。例如,区内发育最大的岩溶漏斗——围塔漏斗(图 2d),长径约 6 000 m,短径约 2 000 m^[21],底部主要为溶蚀残余砂土,围塔漏

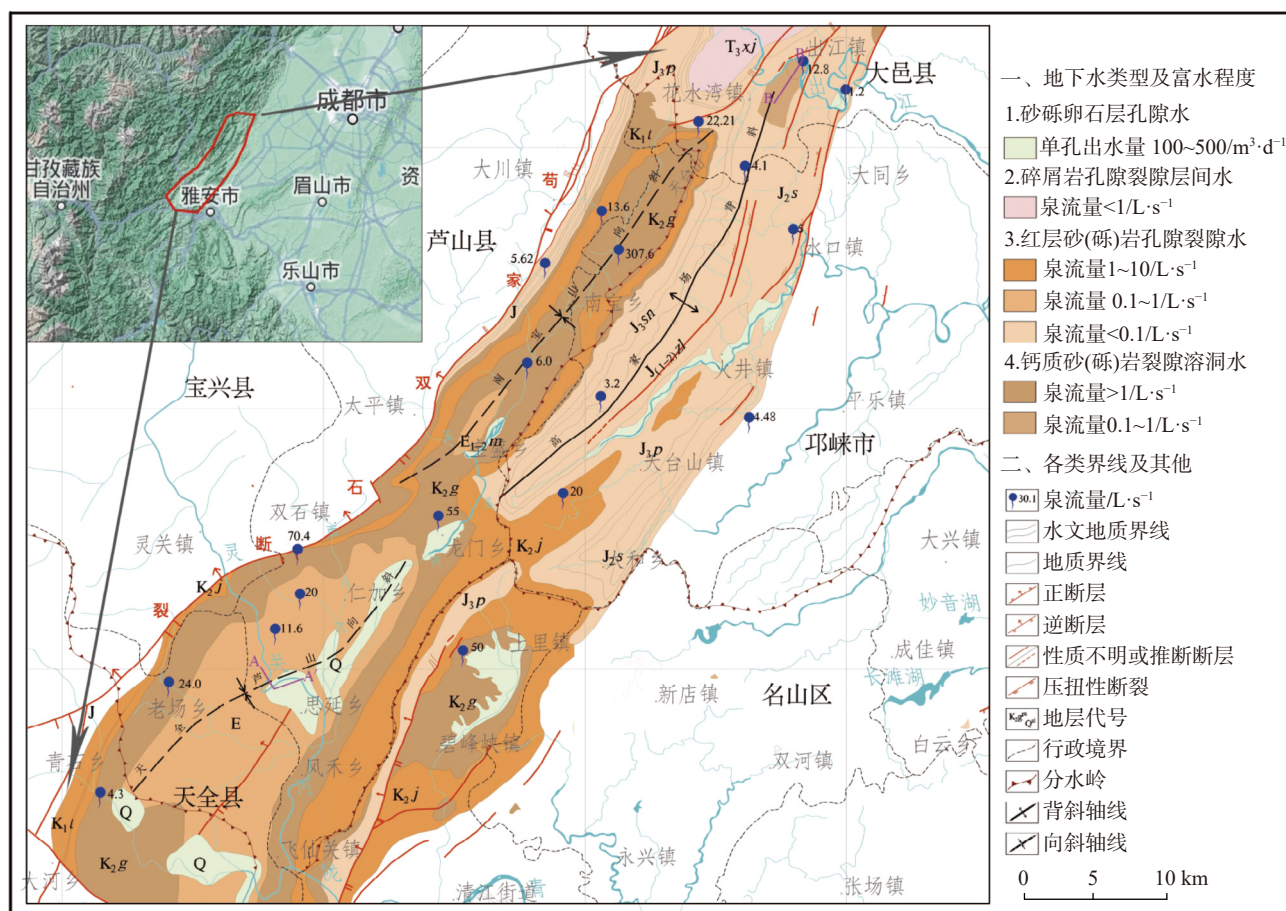


图 1 研究区位置及水文地质图

Fig. 1 Location and hydrogeological map of the study area



图 2 地表岩溶现象

Fig. 2 Surface karst phenomenon

斗周边为夹关组(K_j)砂岩和天马山组(K_1t)砾岩,其内发育三条主要溪沟,地表水汇集后进入天马山组砾岩中落水洞,主要成因为围塔小背斜导致地表节理裂隙发育,地表水沿节理裂隙溶蚀、冲蚀而成。

地下溶蚀管道的发育情况,主要通过钻探揭露地下岩体和洞穴调查来确定。区内有一定规模的岩溶洞穴,大多发育于钙质砾岩、砂砾岩中,溶洞规模差异较大,洞径1~20 m不等,洞内多堆积有崩塌砾石、溶蚀、冲蚀残余砂土,洞体由于水流作用多形成钙膜、钙华等,偶见钟乳石、石笋、石柱等(图3a),但多为灰色泥钙质混合物,且规模形态小、发育数量少。

研究区部分溶洞洞身岩性为粉砂岩、泥岩,同样有一定规模,但往往该处粉砂岩、泥岩上覆地层为砾岩或含砾砂岩(图3b)。地下水接受降水补给,通过节理裂隙入渗汇集于岩性接触面,在上覆砾岩中形成多处落水洞、竖井等竖向溶洞,下伏泥岩相对隔水,抗侵蚀能力弱,在溶蚀、潜蚀、机械侵蚀等作用下,顺岩层层面形成规模较大的水平溶洞。

本次对区内发育规模最大的洞穴——“龙门溶洞”进行实地探测,该溶洞为发育在白垩系灌口组(K_2g)砾岩层中的洞穴体系,下伏地层为夹关组(K_j)砂岩,洞口高程1004 m,洞内四通八达,内有多层洞水空间,暗河、地坑、钟乳石、石幔等岩溶现象发育,已开发为旅游景点,其简测平剖面如图4所示。

路线1调查长度1.04 km,为洞室主要发育段,洞身整体走向NW-SE,沿地层走向展布,发育规模大,洞厅横截面可达32 m×21 m规模,局部区域受节理裂隙影响,发育多条宽度不大的支洞。路线2调查长度386 m,洞身顺层发育沿倾向展布,发育规模较

路线1明显变小,大多地区仅容一人通过,尽头为地下暗河,枯期流量约55 L·s⁻¹,顺南北向节理裂隙(产状90°∠76°)向玉溪河方向排泄。

龙门溶洞发育特征除受地层走向和倾向控制外,节理裂隙对其也有一定的贡献。分析野外岩溶现象及节理裂隙调查情况(图5),在地表岩溶现象中节理面与层面交汇处往往会形成较大的岩溶空腔,大部分地下溶洞中也常有部分洞段沿优势节理裂隙面(J1: N0°~15°E/NW∠70°~85°、J2: N50°~65°E/NW∠60°~70°、J3: N20°~35°W/NE∠65°~80°)垂向扩展的现象,虽横向发育空间不大,但垂向延伸长,往往沟通多层岩溶空间,是重要的地下水径流通道,其对于岩溶系统向深发展有重要意义。

对研究区7个典型溶洞系统进行发育特征统计(表1),其中,K04岩溶泉排泄口、K08名山组砾岩(E_{1-2m})溶洞发育方向与岩层倾向近似一致,其余典型岩溶系统发育方向均与岩层走向近似一致,洼地、落水洞等地表岩溶现象也显示出主要顺岩层走向发育的特征。因此,研究区岩溶现象发育总体展现出主要空间顺层面发育,局部沿优势节理面垂向扩展的规律。

2.2 发育强度及特征

对于红层砂(砾)岩溶发育强度暂无相关标准,本次参考现行水利行业标准《水利水电工程水文地质勘察规范》(SL373—2007)以及《岩溶地区工程地质调查规程》(DZ/T0060-93),同时结合本区岩溶实际发育情况,在对发育指标综合分析的基础上,着重考虑岩溶现象、最大泉流量,对研究区域岩溶发育程度做出适宜合理的判定,判定标准见表2。



a. 出江镇袁坪村仙人洞(J_2s 砂砾岩) b. 背斜核部郑家山西岩洞(J_2s 砂砾岩、粉砂质泥岩)

图3 地下岩溶现象

Fig. 3 Underground karst phenomenon

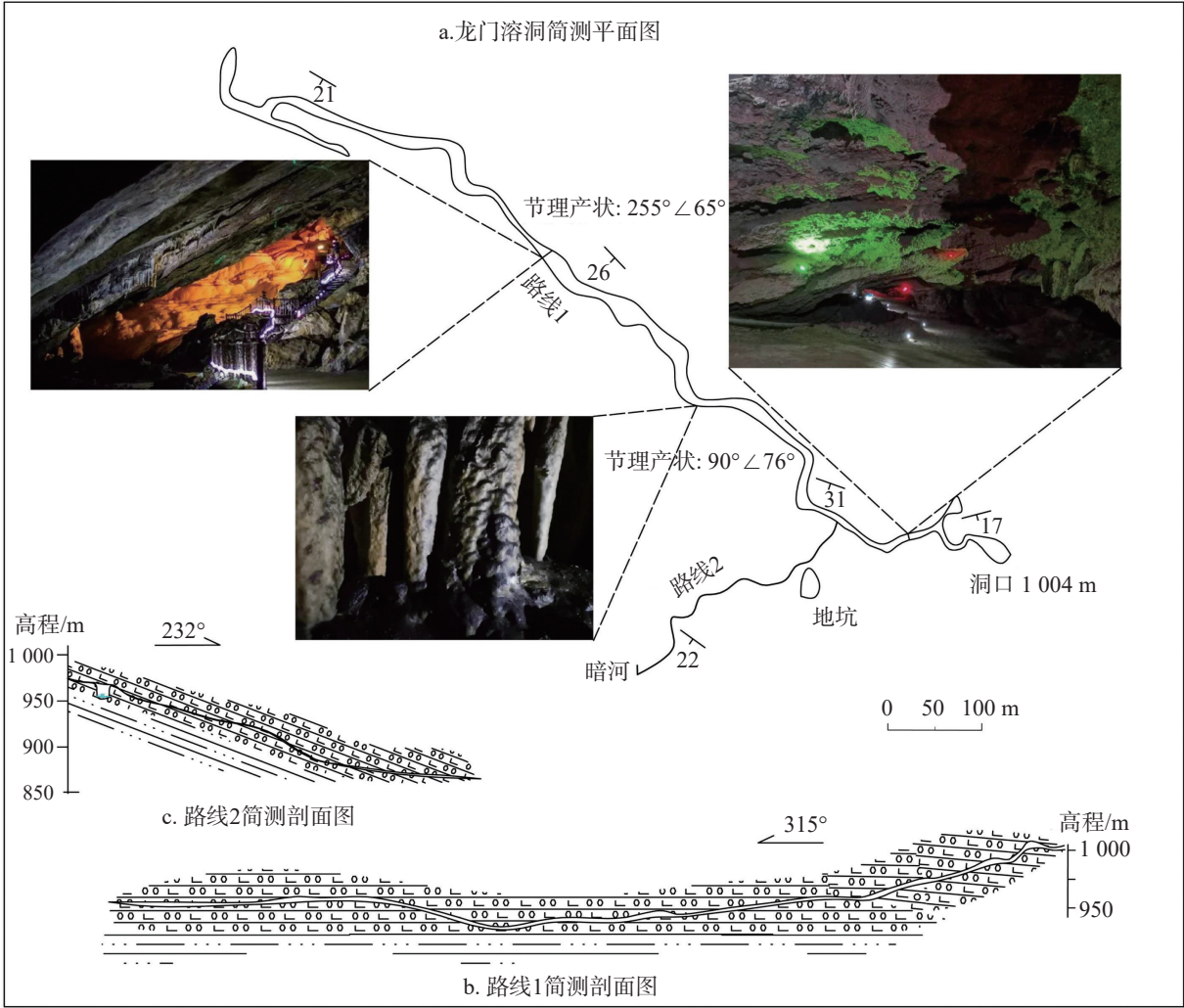


图 4 龙门洞简测剖面图

Fig. 4 Offset profile map of Longmen cave

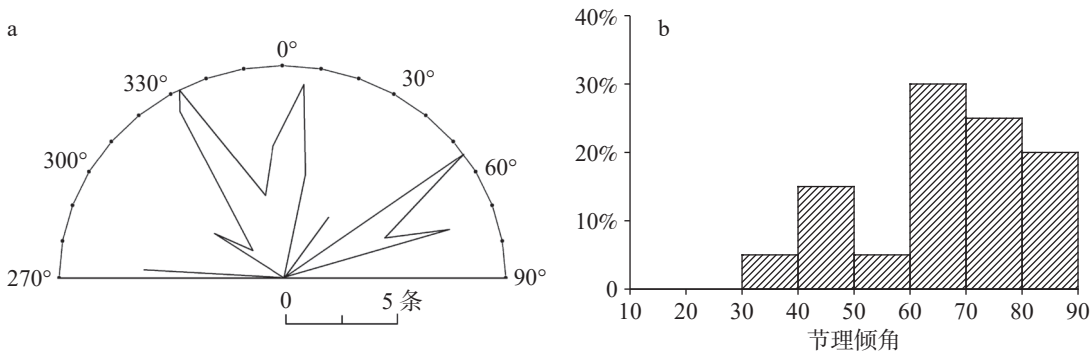


图 5 节理走向玫瑰图 (a) 与倾角分布直方图 (b)

Fig. 5 Rose diagram of joint orientation (a) and histogram of dip angle distribution (b)

通过对单位面积地表岩溶发育密度、水文地质单元岩溶泉流量等的统计分析,采取就高原则确定岩溶发育强度(图 6)。由图 6 可知,岩溶发育强度分区明显与地层岩性有一定的对应关系,研究区北西至南东,冲洪积相的砂砾岩相变为河湖相的砂泥岩,

粒径由粗变细,岩溶发育强度显示出由强变弱的整体趋势。

岩溶强发育区主要分布于青石乡—老场乡—双石镇一带、龙门乡围塔—龙门溶洞、宝盛乡、南宝乡天台山以及出江镇南侧一带。该区主要地层岩性为

表 1 研究区典型溶洞发育特征一览表
Table 1 List of typical karst caves in the study area

野外编号	位置	地层岩性 (产状)	洞口高程 /m	与河水面高 差/m	发育方向	发育形态
K01	灵关镇南侧灵关河 右岸	K _{2g} 砾岩 (145°∠22°)	820	50	NE18°	溶洞可探延伸约30 m, 发育暗河往灵 关河方向排泄, 洞底有块石及黏土堆 积物
K02	仁加乡北侧西川河 右岸大飞水	K _{2g} 砾岩 (189°∠30°)	930	40	SE95°	泉水排泄口, 可探延伸约80 m, 洞径 5~7 m, 枯期流量3.8 L·s ⁻¹ , 丰期流量 可达162 L·s ⁻¹
K04	龙门乡北东侧玉溪 河右岸	K _{2g} 砾岩 (145°∠22°)	812	1	SE95°	泉水排泄口, 丰水期泉口位于玉溪河 河面以下, 丰枯流量动态变化大
K05	龙门乡龙门溶洞	K _{2g} 砾岩 (218°∠26°)	1 004	192	SE135°	洞径1~20 m, 洞内四通八达, 可探延 伸数千米, 内有暗河、多层洞水空间 发育
K08	宝盛乡北侧半山坡	E _{1-2m} 砾岩 (104°∠32°)	1 113	272	SE108°	可探延伸约50 m, 洞径3~6 m, 洞内有 常流水, 丰枯流量动态变化大
K10	出江镇南侧半山坡 仙宝洞	J _{2s} 砾岩、粉砂 质泥岩 (95°∠12°)	980	227	NE31°	可探延伸660 m, 洞径2~15 m, 洞壁为 粉砂质泥岩, 上部见砾岩, 洞底有堆 积物, 洞内有水流持续流动
K11	出江镇出江河右岸	J _{3s} 含砾砂岩 (285°∠8°)	756	3	NE7°	泉水排泄口, 丰水期泉口位于出江河 河面以下, 丰枯流量动态变化大

表 2 红层岩溶发育强度分级表
Table 2 Classification for the degree of development intensity of red-bed karst

岩溶发 育强度	特征	参考指标			
		地表岩溶发育 密度/个·km ⁻²	钻孔岩溶 率/%	泉流量/ L·s ⁻¹	单位涌水量 L·(s·m) ⁻¹
强	砾岩连续厚度较大, 出露面积较广, 地表常发育成片洼地、落 水洞, 地下溶洞发育, 多岩溶大泉和暗河, 岩溶发育深度较大	>5	>10	>100	>1
中	以砾岩为主, 多间夹型, 地表有洼地、落水洞发育, 地下洞穴 通道不多, 岩溶大泉数量较少, 深部岩溶不发育	1~5	3~10	10~100	0.1~1
弱	以钙质砂岩夹砾岩, 或含砾钙质砂岩为主, 多间夹型或者互 夹型, 地表岩溶形态稀疏发育, 地下洞穴较少, 岩溶大泉及暗 河少见	<1	<3	<10	<0.1

K_{2g}、K_{1t} 钙质砾岩、局部地区为沙溪庙组(J_{2s})砂砾岩。该区岩溶形态丰富且规模较大, 近坡顶附近多发育溶蚀洼地、岩溶槽谷、落水洞等竖向岩溶系统, 发育密度大于 5 个·km⁻², 洼地规模大、常呈串珠状沿构造轴线分布, 海拔多位于 1 200 m 以上, 为岩溶水系统的补给区。坡中或坡脚处有水平溶洞、岩溶泉出露, 高程多处于 800~1 000 m 范围, 溶洞延伸远且发育方向多与岩层走向一致, 洞内常年有水或雨季有水, 动态变化季节性明显。

岩溶中等发育区主要分布于南宝山向斜核部、高家场背斜核部、飞仙关镇—凤禾乡—龙门乡一带、碧峰峡镇—上里镇等地, 主要地层岩性为 K_{2g}、K_{1t} 钙质砾岩、E_{1-2m}、J_{2s} 和蓬莱镇组(J_{3p})砂砾岩、含砾

砂岩。该区岩层表面裂隙或层面可见不同程度的溶蚀现象, 溶隙溶孔广泛发育, 可见溶洞发育及小规模岩溶管道, 水平岩溶的发育深度一般不超过百米。

岩溶弱发育区分布范围相对较广, 主要地层岩性为 E_{1-2m}、K_{2j} 砂岩、J_{2s} 和 J_{3p} 砂岩、泥岩。该区岩溶发育程度较低, 主要岩溶现象为少量溶隙、溶孔, 大部分区域未见溶蚀洼地、岩溶管道等发育, 普遍出露泉流量小于 1 L·s⁻¹。

3 红层岩溶形成机理及控制因素

“可溶岩的存在”以及“流动的水”两大最根本的岩溶发育条件, 致使研究区溶蚀作用的发生, 从溶

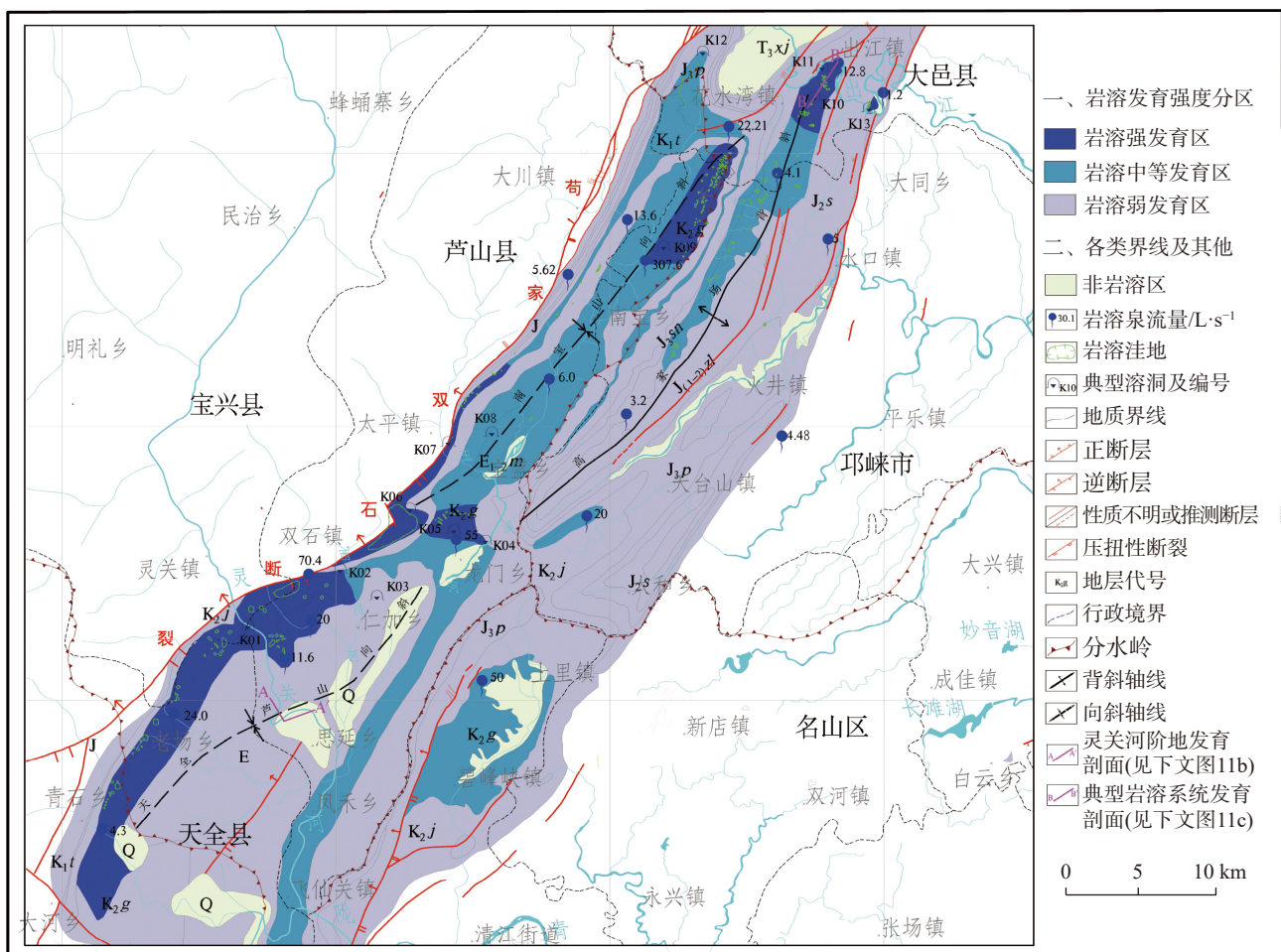


图6 研究区红层岩溶发育强度分区图

Fig. 6 Zoning map of development intensity of red-bed karst

蚀—机械侵蚀—重力崩塌演变为区内岩溶水系统,而所有控制岩溶发育的因素,都是通过影响上述两大基础条件发挥作用的^[22-26]。“可溶岩的存在”主要受控于沉积环境,主要从沉积环境不同导致的岩性和岩组结构的时空差异分析对岩溶发育的影响;其次,“流动的水”指可溶岩必须是透水的,且赋存的地下水是流动且具有侵蚀性的,以下主要从气候条件、地形地貌、构造运动等控制下的水动力条件分析对岩溶发育的影响。

3.1 沉积环境

三叠世及之前时期,研究区大部分时间处于大陆边缘浅海—半深海环境,发生广泛的海相碳酸盐沉积。三叠世末印支运动,致使上扬子板块与青藏板块俯冲碰撞,特提斯海逐渐消亡,川西地区抬升成陆,地壳物质向东挤压,形成古龙门山^[24]。

侏罗世至白垩世期间,研究区构造作用持续发育,位于北西侧、在当时已隆起的中下三叠统和古生

界的碳酸盐岩沉积地层风化破碎,通过古河流搬运,大量风化砂砾石自北西向南东至出山口堆积形成前陆盆地。这一点也反映在岩石矿物成分中,研究区砾岩中砾石成分以碳酸盐岩为主,砾石占比可达65%~85%,砾岩胶结物也以钙质胶结为主。因此,砾岩无论是其砾石成分或是胶结物都具有可溶性,这为区域岩溶的发育奠定了良好的物质基础。

从前陆盆地边缘广泛发育的冲积扇砾岩可知,此间至少发生过四次强烈的推覆抬升,即燕山运动的4个构造幕(图7),构造运动强烈抬升导致物源区加速剥蚀,形成进积型层序沉积,反之构造平静期前陆盆地接受沉积形成退积型层序,构造运动强烈至平静的多期循环造成了研究区进积与退积的规律重复,导致了区内岩性和岩组结构的复杂多变(图8)。

在平面上,表现为同一时期不同区域沉积物的差异,整体显示出自北西向东南沉积物粒径逐渐变小,山前粗碎屑冲积扇砾岩—河流冲积平原砂岩—湖泊粉砂岩、泥岩的沉积规律。以晚白垩世灌口期

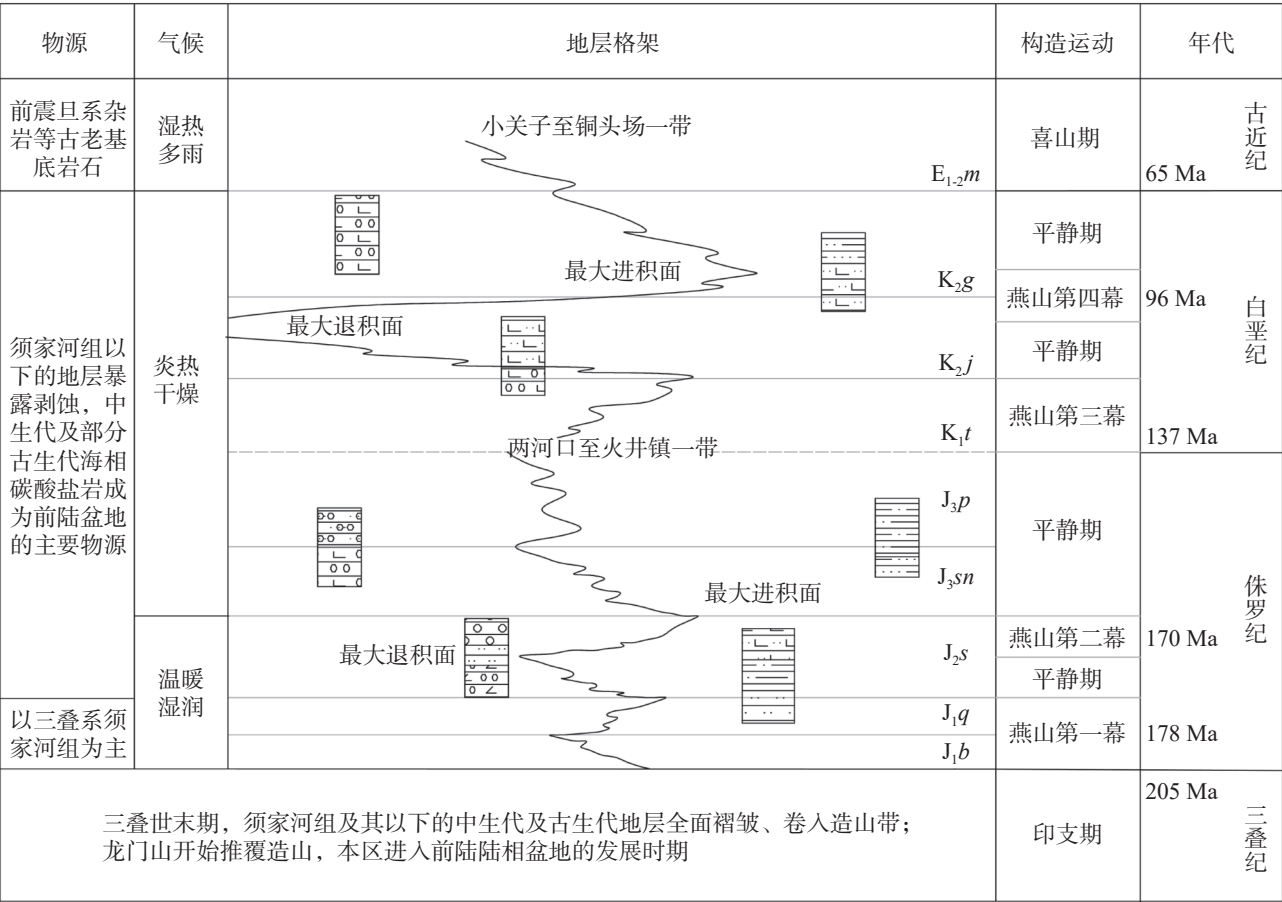


图 7 研究区沉积环境及地层格架简介(据文献 [27] 修编)

Fig. 7 Profile of sedimentary environment and strata in the study area (Revised by document [27])

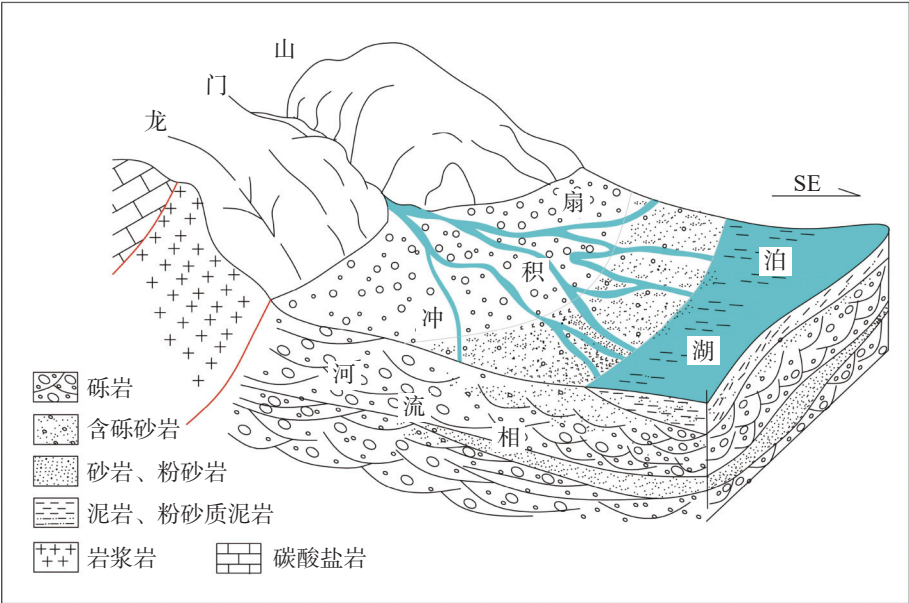


图 8 古龙门山前沉积环境示意图

Fig. 8 Schematic diagram of sedimentary environment of the ancient Longmen Mountain

岩相情况为例(图 9), 根据岩性分布情况推测该时期发育有两个大型冲积扇, 一个分布于天全至龙门一

带, 扇顶(推测至少应在宝兴小关子一带)遭受断裂带剥蚀破坏, 扇缘地带多已深埋于向斜核部; 另一个

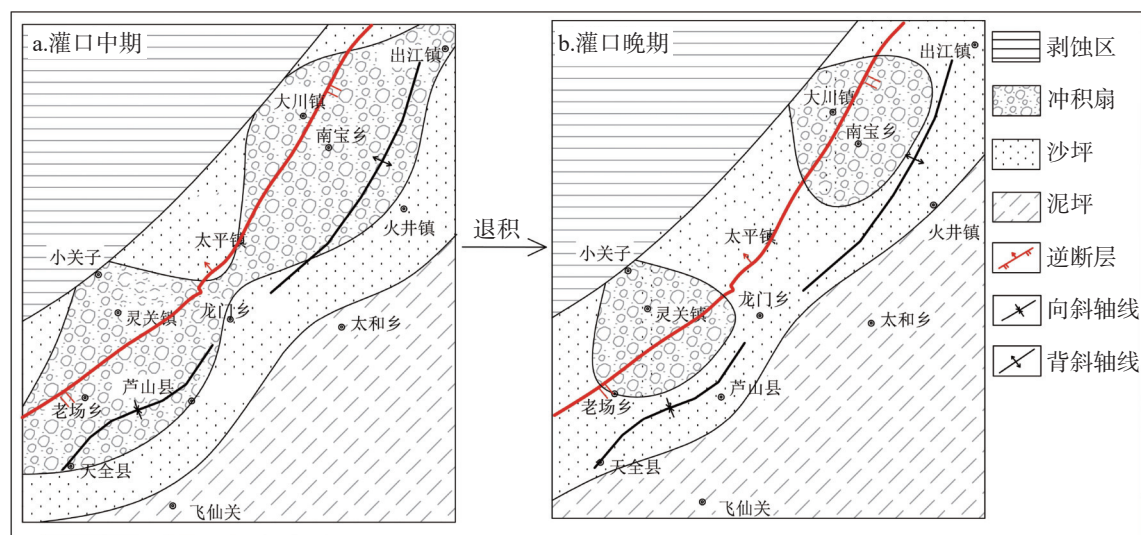


图9 晚白垩世灌口期岩相古地理变化图

Fig. 9 Paleogeographic changes in lithofacies during the late Cretaceous Guankou Period

与之在宝盛龙门一带相交接,该扇体分布于宝盛至出江一带,扇顶推测在大川镇西北侧,扇顶、扇缘地带遭受剥蚀破坏,两个冲积扇目前在研究区主要出露中扇带(老场—龙门—南宝乡一带),也是岩溶强发育区的主要分布地带。

垂向上,沉积环境从冲积扇—辫状河流—曲流河—湖相沉积反复变动,表现为同一区域不同时期沉积物的差异。燕山期第4次推覆抬升运动在晚白垩世达到顶峰,后逐渐又趋平静,于是形成了由砾岩到砂岩这样一个退积型层序。重点关注燕山4个构造幕顶峰对应的最大进积面,其中,燕山第一幕侏罗系上统,由于其物源区以须家河组硅质岩为主,出露于高家场背斜核部的白田坝组(J_1b)和千佛崖组(J_1q),表现为岩溶弱发育。除此之外,燕山运动第二幕(J_2s)、第三幕(K_1t)、第四幕(K_2g)时期,进积型古冲积扇砾岩沉积区域均为现今岩溶强发育区的主要分布地带。

此外,钙质砾岩连续厚度的大小或夹碎屑岩多寡,即砂岩与砾岩构成的比例不同,岩溶作用的程度也有着明显差异。沿玉溪河自北西向南东太平镇至宝盛乡一带,岩性从砾岩、砂砾岩过渡为含砾砂岩、粉砂岩,岩溶现象从落水洞、洼地、溶洞等过渡为溶隙、溶缝。从龙门乡龙门溶洞、纱帽山经纸坊沟到仁加乡一带,顺岩层走向钙质砾岩厚度变薄,而细砂岩和泥岩渐次增多,岩溶作用由强变弱。本次砾岩薄片鉴定结果(表3)及收集的岩石分析数据^[28]表明,砾岩中砾石及胶结物都具有可溶性,其可溶物质含

量整体较高,相对溶解速度快,而砂岩中可溶物质含量整体较低,相对溶速缓慢,这与岩溶现象及上文发育强度分区相吻合。

因此,沉积环境多变导致了研究区平面上及垂向上岩性、岩组结构的差异,控制着红层岩溶发育位置及强度。岩性的差异导致其可溶矿物含量的差异,显示出钙质砾岩—含砾砂岩—粉砂岩—泥岩可溶物渐次减少,岩溶作用逐渐减弱的趋势。

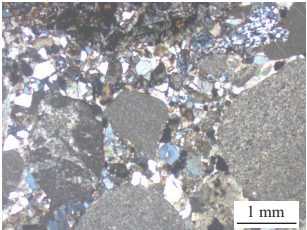
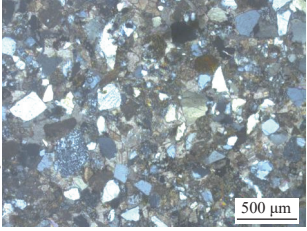
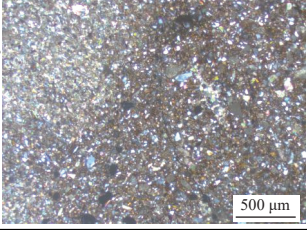
3.2 水动力条件

3.2.1 自然地理

第三系以来,研究区气候从干旱炎热逐渐趋于湿热多雨,并逐渐接近于现今气候特点。现今研究区雨水充沛,常年降雨量在1200~1700 mm之间,多年平均降水量1406 mm,最高年份可达2500 mm以上,这无疑增强了对可溶岩的溶蚀作用。此外,研究区气温较高,湿热气候下土壤中高含量的 CO_2 使地下水具有较高的侵蚀性,也会加快对岩石溶蚀的速度^[29]。总之,研究区湿热多雨的气候条件,给红层岩溶发育创造了良好的环境。

岩溶发育改造着区内地貌,同样地形地貌、地表河网也影响着岩溶发育。地下水在山顶接受降水补给,垂直入渗后向区域侵蚀基准面排泄,这个过程中,地形平坦地带往往为洼地、落水洞等,岩溶发育强烈,而在地形地势陡倾地区,在地表形成溶蚀槽谷,岩溶相对微弱^[30]。统计研究区岩溶现象高程也可知,岩

表 3 岩矿鉴定结果表
Table 3 Results of rock-mineral identification

样品编号	定名	与稀盐酸反应	矿物成分及大致含量/%	简述	显微照相
DGS-02	复成分粗一中砾岩 (K ₂ g)	剧烈冒泡	砾石 76 填隙物: 岩屑 13、石英 1、方解石 7、褐铁矿 2、长石少量、黏土少量、金属矿物少量	砾石主要由微晶灰岩、生物碎屑砂屑灰岩、石英砂岩、泥晶灰岩等组成, 呈椭圆状、透镜状、不规则状, 粒径 2~54 mm; 填隙物中岩屑成分与砾石成分同源, 呈椭圆状、长条状、不规则状	
LH-01	钙质中—细粒长石石英砂岩 (J ₂ s)	剧烈冒泡	碎屑: 石英 47、岩屑 3、长石 5、云母微量 填隙物: 方解石 38、黏土矿物 6、金属矿物 1	碎屑中以单晶石英为主, 岩屑主要为灰岩和泥板岩岩屑, 长石主要为斜长石; 填隙物主要为亮晶方解石, 与黏土矿物混杂; 黏土矿物均匀星散分布; 基底式胶结, 胶结物支撑	
CJ-06	含钙粉砂质泥岩 (J ₃ sn)	冒泡	泥质: 黏土 27、绢云母 4、微粒石英 7、海绿石、绿泥石少量 砂质: 石英 17、岩屑 6、云母 2、方解石 14、白云石 9、褐铁矿 12、金属矿物 1	泥质黏土呈分散状, 海绿石、绿泥石呈鳞片状, 多呈点状集合体, 不均匀分布; 砂质石英部分具波状消光, 岩屑主要为硅质岩、微晶灰岩、泥岩岩屑, 云母主要为白云母碎片, 砂质呈棱角状, 点状分布	

溶洼地、漏斗等多分布在海拔 1 200 m 以上, 部分岩溶洼地在 900 m 左右也有分布, 为补给区; 岩溶大泉、地下河出口主要分布在海拔 1 000 m 附近, 部分大泉分布在侵蚀基准面海拔 800 m 附近区域, 受地形地貌的控制十分明显。

3.2.2 地质构造

构造作用导致的断裂、褶皱、节理裂隙等是地下水活动的主要通道, 其发育情况直接控制着地下水循环条件, 进而影响对可溶岩的溶蚀作用^[31-32]。

研究区主要为一系列的逆冲推覆断裂, 印支—喜山期大规模造山运动形成了一系列北东向的逆冲断裂和走滑断裂, 多为压扭性质。控制着研究区岩溶发育边界, 主要体现在断裂导致的地层缺失, 区内古冲积扇砾质沉积物大多被龙门山逆冲断裂带破坏, 前—中段大部分地区侏罗系地层缺失, 须家河组直接与白垩系天马山组、夹关组接触, 从而影响岩溶发育范围。

节理构造对围岩的完整性和连续性具有破坏作用, 直接改变岩石的渗透性能, 地表水或地下水易沿节理面径流, 往往在节理面与层面交汇处形成较大的岩溶空腔, 结合上文岩溶发育特征分析, 部分岩溶

现象就是裂隙溶蚀扩大的结果, 节理裂隙对沿层面形成的多层动水空间有纵向沟通作用。整体来说, 研究区地下水动力条件主要受 J1、J2、J3 三组优势节理发育的影响, 对岩溶作用的发育起到较大促进作用。

褶皱构造对岩溶发育有着明显的控制作用, 在背斜构造轴部附近, 由于应力相对集中, 多产生纵张及横张裂隙, 岩石破碎程度较强, 为地下水开拓了良好的渗透途径, 加强了岩溶作用, 以发育沿构造线方向排列的落水洞、溶蚀洼地等垂直岩溶形态为主, 背斜受地表水切割成沟谷时, 往往在沟谷两侧出露成泉。例如, 高家场背斜, 轴向近南北向, 轴部地层主要为遂宁组和沙溪庙组砂砾岩, 轴部地表岩溶形态发育, 沿构造线方向自墨家岗—竹瓦房—倒流水有串珠状的落水洞、溶蚀洼地发育, 在沟谷两侧有岩溶泉出露, 在出江河右岸也有季节性溶洞发育(图 10)。向斜构造有汇集地下水的天然优势, 易沿构造轴线方向形成串珠状洼地, 在低洼地带溢流排泄。例如, 出江镇向斜、椒子坪向斜核部、南宝山向斜北东扬起端均有串珠状的落水洞、溶蚀洼地发育, 南宝山向斜核部地形低洼处出露区内流量最大的暗河, 枯期流量可达 307.6 L·s⁻¹。

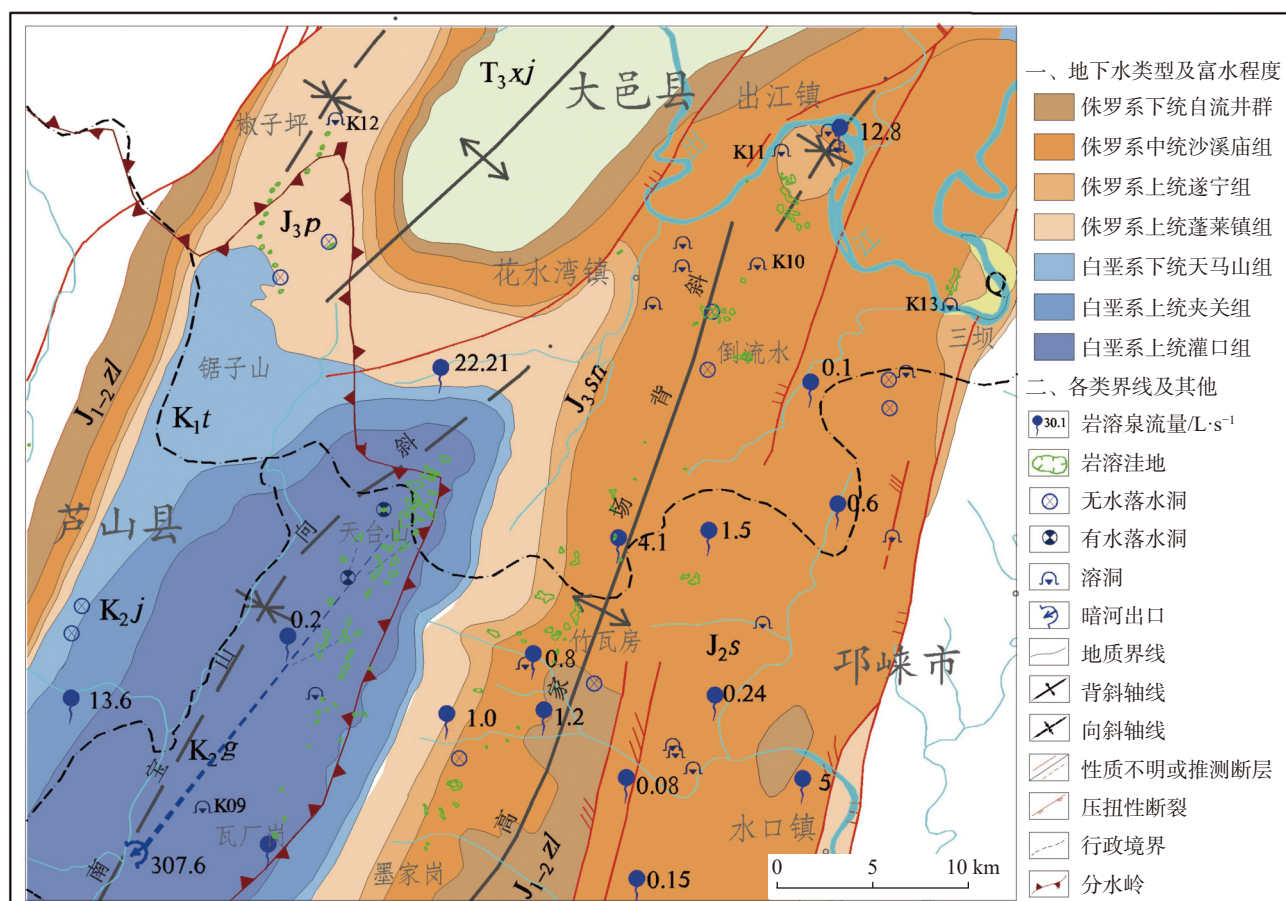


图 10 研究区后段岩溶现象发育情况

Fig. 10 Development of karst in the posterior segment of the study area

3.2.3 新构造运动

研究区位于龙门山断裂带前缘地带,区内新构造运动主要表现为主干断裂逆冲、地壳隆升,河流冲刷下切。主干断裂呈现出的逆冲兼走滑(斜向逆冲)运动引起了汶川地震(2008年7.9级)、芦山地震(2013年7.0级)等一系列地震活动。

新构造运动间歇性抬升和断块差异升降作用,使研究区地貌形态在垂直方向上呈层状分布,形成多级夷平面及多级阶地(图11)。区内剥夷面比较明显的有三层,其海拔分别为1700~1800 m(以罗绳岗、灯杆坪之庙坪为代表)、1300~1400 m(以盐井窝、大坪山为代表)、900~1000 m(以银天坪一带的峰顶面为代表)。区内灵关河、出江河等较大的主要河流,在其宽谷河段均形成3~5级阶地(表4),灵关河阶地沉积物中石英的电子自旋共振法(ESR)测年结果为:0.740 7 Ma、0.279 0 Ma、0.125 7 Ma、0.064 8 Ma、0.012 3 Ma,大致代表了I—V级冲积阶地的形成时限^[33]。

新构造运动稳定期,水流在相近的高程持续流动,岩溶作用集中,有利于形成管道—洞穴系统,同时期阶地台面或者地形剥蚀面,与岩溶管道—洞穴系统发育底界高程有一定的对应关系。此外,新构造运动下间歇性抬升、断裂活动导致的地震活动,致使溶洞沉积物钟乳石或石笋等出现生长偏转,贺承广^[34]针对芦山龙门乡、彭州葛仙山溶洞中钟乳石纵剖面的采样进行¹⁴C测年分析,结果表明龙门山前山断裂一线的溶洞内钟乳石发生了较为一致的生长偏转现象,最大偏转角可达到25°,同样证实了新构造运动对岩溶发育的影响。

对比夷平面和阶地与岩溶发育的关系,发现900~1000 m夷平面形成时期,即区内V级阶地形成期,拔河高度(与现今侵蚀基准面的高差)约200 m,也是部分岩溶大泉的出口高程及典型岩溶系统发育底界,表明该时期相当一段时间内区内构造运动相对平静,形成了明显的分层地貌和规模较大的水平岩溶现象。I—IV级阶地形成时期短,该时期岩溶发育规模也相对较小,虽局部地区岩溶发育底界与IV级阶地相

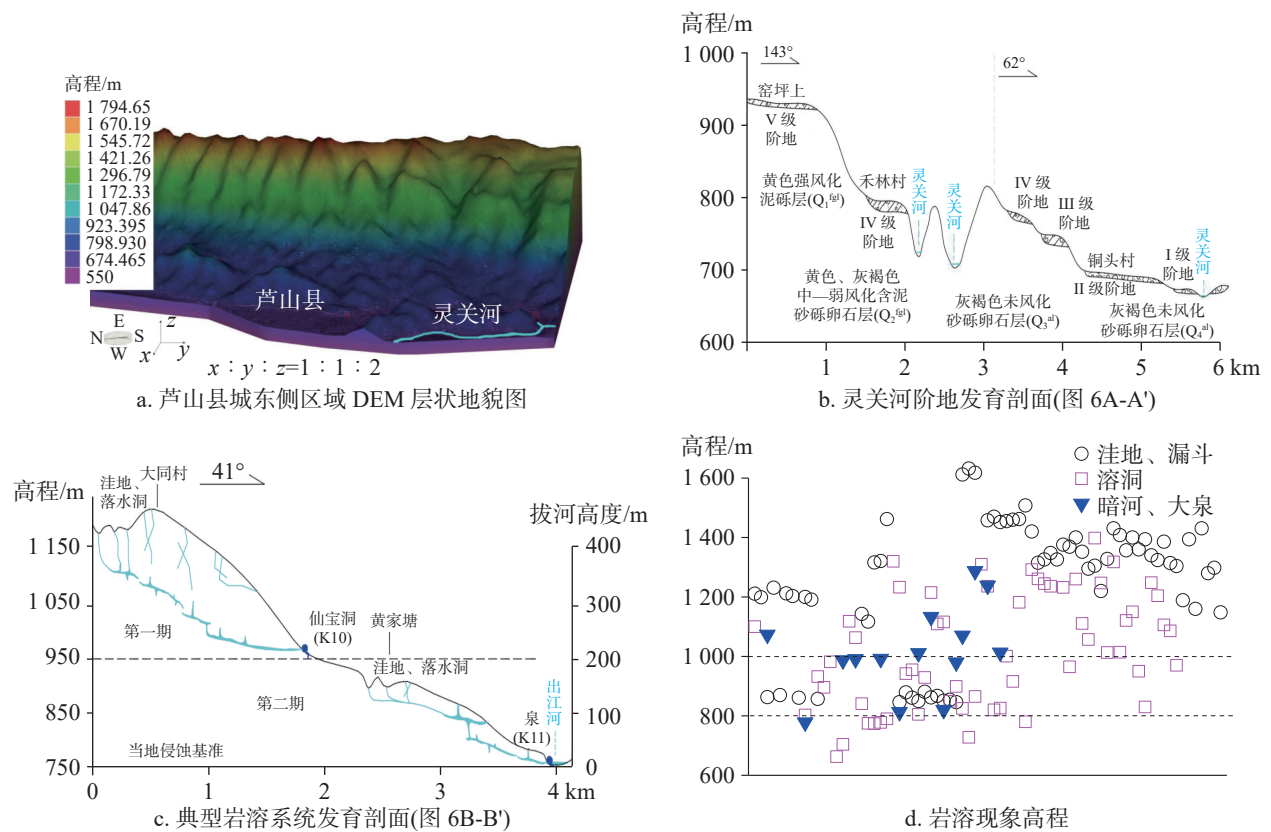


图 11 新构造运动下地貌及岩溶现象的分层性

Fig. 11 Stratification of landforms and karst phenomena caused by Neotectonic Movement

表 4 研究区主要河流阶地特征表

Table 4 Characteristics of main river terraces in the study area

河流名称	河面高程/m	阶地位置	阶地级序	拔河高度/m	ESR年龄
灵关河	664	思延乡铜头村	I 级阶地	12.1	$1.23\times10^4\text{a}$
			II 级阶地	26.0	$6.48\times10^4\text{a}$
			III 级阶地	67.7	$12.57\times10^4\text{a}$
			IV 级阶地	110.0	$27.90\times10^4\text{a}$
			V 级阶地	210.0	$74.07\times10^4\text{a}$
玉溪河	760	龙门乡	I 级阶地	4.0	—
			II 级阶地	18.5	—
出江河	692	出江镇中坝村	I 级阶地	3.0	—
			II 级阶地	23.0	—
			III 级阶地	88.0	—
			IV 级阶地	116.0	—

注: 表中ESR年龄数据来源于文献[33]。

对应,但代表性不足,从整个研究区看,该期岩溶下限整体上还是以现今侵蚀基准面为主。因此,研究区岩溶发育主要可分为两个时期:

第一期:下更新世及以前时期,岩溶发育下限 900~1 000 m,距河床高度 200 m 左右,对应 V 级阶地,岩溶现象主要分布于高程 900~1 500 m 之间。溶蚀

洼地规模大,水平溶洞延伸远,发育规模较大完整的岩溶水系统,溶洞内常年有水,流量变化季节性明显。例如,研究区前段岩溶强发育区沿着北东—南西向发育的洼地群、双石镇西川河右岸坡中大飞水(K02)岩溶系统、“龙门溶洞(K05)”主要开发区域、南宝山向斜核部暗河系统、“仙宝洞(K10)”岩溶系统等

均属于第一期岩溶。

第二期:中更新世至全新世时期,岩溶发育下限为现代侵蚀基准面,对应Ⅵ~Ⅰ级阶地,岩溶现象主要分布于 750~900 m 高程。岩溶形迹的规模较第一期小,水平岩溶的发育深度较浅,一般在几十至百余米之间,洞内常年有小股水流,季节性变化较大。部分与前期岩溶有继承性发展时,在侵蚀基准面附近发育有岩溶大泉。例如,龙门乡玉溪河右岸溶洞(K04);出江河左岸 J_2s 和 J_3sn 地层分界线附近岩溶系统(K13)、出江镇南侧洼地群及出江河右岸溶洞(K11)等。

4 结 论

(1)研究区地表发育的岩溶形态主要有洼地、溶丘、落水洞、石芽、岩溶槽谷、溶隙、溶沟等,地下岩溶现象以溶洞为主,堆积物有钟乳石、石幔、石花等,岩溶堆积物稀少且不纯,多为灰色泥钙质混合物,以碳酸钙沉积夹杂黏土类物质为主;整体岩溶现象符合幼年期岩溶地貌特征,可认为是红层岩溶地貌或砂砾岩岩溶地貌类型。

(2)岩溶现象展布顺岩层层面主要沿走向、其次沿倾向方向发育,局部延伸方向受节理裂隙面控制垂向扩展。岩溶强发育区地层岩性以 K_2g 、 K_1t 钙质砾岩为主,岩溶形态丰富且规模较大,常发育有竖向补给—水平径流排泄一整套岩溶系统;岩溶弱发育区主要地层岩性以 $E_{1-2}m$ 、 K_2j 、 J_2s 和 J_3p 砂岩、泥岩为主,主要岩溶现象为沿层面或优势节理发育的溶隙、溶孔。

(3)沉积环境是控制岩溶发育的根本内因。研究区西北部中生代及部分古生代碳酸盐岩物源区保证了区内砂砾岩的可溶性,燕山期三个强烈构造幕时期所对应的冲积扇沉积物表现为现今的岩溶强发育区。岩性差异导致其可溶矿物含量有差别,钙质砾岩—含砾砂岩—粉砂岩—泥岩可溶物渐次减少,岩溶作用逐渐减弱。

(4)气候、地形地貌、地质构造等控制下的水力条件是影响岩溶发育的重要外因。研究区温暖湿润的气候给地下水提供了丰富的补给和侵蚀能力,地形地貌和强烈的构造作用控制着红层岩溶的发育规模及延伸方向,新构造运动期间隆升与稳定间歇发生,使研究区岩溶系统表现出明显的多层性,与河

流多级阶地有一定的对应关系。

参考文献

- [1] 四川省地方志编纂委员会. 四川省志·地质志[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1998.
Sichuan Provincial Local Chronicles Compilation Committee. Geological Annals of Sichuan Province[M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 1998.
- [2] 袁道先. 岩溶学词典[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
YUAN Daoxian. Glossary of Karstology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988.
- [3] 陈安泽. 论砂(砾)岩地貌类型划分及其在旅游业中的地位和作用[J]. 国土资源导刊, 2004(1): 11-16.
CHEN Anze. On the classification of sand (gravel) rock landform types and its status and role in tourism[J]. Land & Resources Herald, 2004(1): 11-16.
- [4] 梁诗经, 文斐成, 陈斯盾. 福建泰宁丹霞地貌中的洞穴类型及成因浅析[J]. 福建地质, 2008(3): 296-307.
LIANG Shijing, WEN Feicheng, CHEN Sidun. On Grotto types and their origin of the Danxia landform in Taining county of Fujian Province[J]. Geology of Fujian, 2008(3): 296-307.
- [5] 保广普, 张海龙, 陈光庭. 青海省曲什安砂砾岩峰林地貌及其国内对比[J]. 西北地质, 2018, 51(3): 253-258.
BAO Guangpu, ZHANG Hailong, CHEN Guangting. Glutenite peak-forest landform in Qushi'an, Qinhai Province and its domestic comparison significance[J]. Northwestern Geology, 2018, 51(3): 253-258.
- [6] 彭华, 潘志新, 闫罗彬, Scott SIMONSON. 国内外红层与丹霞地貌研究述评[J]. 地理学报, 2013, 68(9): 1170-1181.
PENG Hua, PAN Zhixin, YAN Luobin, Scott SIMONSON. A review of the research on red beds and Danxia landform[J]. Acta Geographica Sinica, 2013, 68(9): 1170-1181.
- [7] 刘尚仁, 黄瑞红. 广东红层岩溶地貌与丹霞地貌[J]. 中国岩溶, 1991, 10(3): 16-22.
LIU Shangren, HUANG Ruihong. Red bed karst landform and the Danxia landform in Guangdong Province[J]. Carsologica Sinica, 1991, 10(3): 16-22.
- [8] Peter W, Huntton. Hydrogeologic Characteristics and Deforestation of the Stone Forest Karst Aquifers of South China[J]. Ground Water, 1992, 30: 167-176
- [9] 张强. 金沙江观音岩电站红层钙质砂岩类岩溶发育特征及渗透稳定性研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2010.
ZHANG Qiang. Semikarst development characteristics and engineering seepage stability of the calcareous sandstone red beds of Guanyinyan hydropower, Jinsha River[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2010.
- [10] 郭永春, 谢强, 文江泉. 我国红层分布特征及主要工程地质问题[J]. 水文地质工程地质, 2007(6): 67-71.
GUO Yongchun, XIE Qiang, WEN Jiangquan. Red beds distribution and engineering geological problem in China[J]. Hydro-

- geology and Engineering Geology, 2007(6): 67-71.
- [11] 王子忠. 四川盆地红层岩体主要水利水电工程地质问题系统研究[D]. 成都: 理工大学, 2011.
WANG Zizhong. Systematic researches on red bed rock mass engineering geological problems of water resources and hydropower projects in Sichuan Basin, China[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2011.
- [12] 姜伏伟, 董颖, 苏孝良, 陈友智, 于宁, 曹晓娟. 试论红色岩溶概念及其科学价值[J]. 中国岩溶, 2020, 39(5): 775-780.
JIANG Fuwei, DONG Ying, SU Xiaoliang, CHEN Youzhi, YU Ning, CAO Xiaojuan. Preliminary discussion on the concept of red karst and its scientific value[J]. Carsologica Sinica, 2020, 39(5): 775-780.
- [13] 姜伏伟, 赖海青, 杨庆坤, 陈友智, 于宁, 杨涛. 湘鄂渝黔交接区隐伏型红色岩溶地貌形态成因及其区域分布[J]. 中国岩溶, 2024, 43(4): 948-956.
JIANG Fuwei, LAI Haiqing, YANG Qingkun, CHEN Youzhi, YU Ning, YANG Tao. Genesis of topography and regional distribution of the concealed red karst landform in the adjoining area of Hunan-Hubei-Chongqing-Guizhou[J]. Carsologica Sinica, 2024, 43(4): 948-956.
- [14] 陈友智, 姜伏伟, 陈颖, 杨贵来, 于宁, 苏孝良. 湘渝黔地区奥陶系红色岩溶地貌与沉积作用关系[J]. 中国岩溶, 2024, 43(3): 694-703.
CHEN Youzhi, JIANG Fuwei, CHEN Ying, YANG Guilai, YU Ning, SU Xiaoliang. Relationship between sedimentation and red karst landform during the Ordovician in Hunan, Chongqing and Guizhou[J]. Carsologica Sinica, 2024, 43(3): 694-703.
- [15] 韦跃龙, 覃建雄, 陈莉莉, 杨更. 四川广元剑门关景区丹霞地貌成因分析及旅游资源评价[J]. 桂林工学院学报, 2007, 27(4): 490-495.
WEI Yuelong, QIN Jianxiong, CHEN Lili, YANG Geng. Danxia landform analysis and tourism resources evaluation in Jianmen-guan tourism area[J]. Journal of Guilin University of Technology, 2007, 27(4): 490-495.
- [16] 韩艳, 罗培, 陈俊伊, 陈秋艳, 张凤秋, 文星跃. 四川盆地北部方山地区砂岩洞穴特征成因分析: 以四川营山地质公园为例[J]. 西北地质, 2020, 53(1): 243-253.
HAN Yan, LUO Pei, CHEN Junyi, CHEN Qiuyan, ZHANG Fengqiu, WEN Xingyue. Characteristics and geomorphogenesis on sandstone caves in Fangshan area of the Northern Sichuan Basin: A case of the Sichuan Yingshan Geological Park[J]. Northwest-ern Geology, 2020, 53(1): 243-253.
- [17] 贾龙, 吴远斌, 潘宗源, 殷仁朝, 蒙彦, 管振德. 我国红层岩溶与红层岩溶塌陷刍议[J]. 中国岩溶, 2016, 35(1): 67-73.
JIA Long, WU Yuanbin, PAN Zongyuan, YIN Renchao, MENG Yan, GUAN Zhende. A review of the research on karst and sink-hole of red beds in China[J]. Carsologica Sinica, 2016, 35(1): 67-73.
- [18] 郭福生, 陈留勤, 严兆彬, 刘富军, 潘志新, 张炜强, 胡海平. 丹霞地貌定义、分类及丹霞作用研究[J]. 地质学报, 2020, 94(2): 361-374.
GUO Fusheng, CHEN Liuqin, YAN Zhaobin, LIU Fujun, PAN Zhixin, ZHANG Weiqiang, HU Haiping. Definition, classification, and danxianization of Danxia landscapes[J]. Acta Geologica Sinica, 2020, 94(2): 361-374.
- [19] 罗一鸣, 成建梅, 徐文杰, 巴净慧, 黄盛财, 段天宇. 西南岩溶区深埋隧洞涌水条件分析及涌水量预测: 以滇中引水工程大坡子隧洞为例[J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1224-1236.
LUO Yiming, CHENG Jianmei, XU Wenjie, BA Jinghui, HUANG Shengcai, DUAN Tianyu. Analysis of water inflow conditions and prediction for water inflow of deep-buried tunnels in the karst area of Southwest China: Taking Dapozi tunnel of central Yunnan Water Diversion Project as an example[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(6): 1224-1236.
- [20] 吴熙纯, 李培华. 四川龙门山前晚侏罗世砾岩喀斯特: 砂砾岩地貌的一种特殊类型[C]. 中国地质学会旅游地质与地质公园研究分会第23届年会暨二连恐龙地质公园建设与旅游发展战略研讨会论文集, 2008.
WU Xichun, LI Peihua. Sichuan Longmen Mountain night Jurassic conglomerate karst: A special type of the conglomerate landform[C]. Proceedings of the 23rd Annual Meeting of Tourism Geology and Geopark Research Branch of Geological Society of China, 2008.
- [21] 周绪纶. 芦山县砾岩岩溶形态及景观资源评价[J]. 四川地质学报, 2022, 22(3): 178-181.
ZHOU Xulun. Morphology and Landscape resources Assessment of the conglomerate karst in Lushan county[J]. Journal of Sichuan Geology, 2022, 22(3): 178-181.
- [22] 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 万力, 于青春. 水文地质学基础[M]. 北京: 地质出版社, 2011.
ZHANG Renquan, LIANG Xing, JIN Menggui, WAN Li, YU Qingchun. Hydrogeological basis [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2011.
- [23] 巴特尔, 曾武林. 贵州毕节市岩溶发育影响因素及发育特征浅析[J]. 地下水, 2014, 36(4): 241-243.
BA Teer, ZENG Wulin. A brief analysis of the influencing factors and developmental characteristics of karst development in Bijie City, Guizhou Province[J]. Groundwater, 2014, 36(4): 241-243.
- [24] 黄洋洋, 李廷勇, 肖思雅, 陈朝军, 黄冉, 王涛, 吴尧, 徐玉珍, 邱海英, 杨琰, 李俊云. 新生碳酸盐沉积矿物形态的影响因素分析: 以重庆芙蓉洞为例[J]. 中国岩溶, 2022, 41(3): 488-500.
HUANG Yangyang, LI Tingyong, XIAO Siya, CHEN Chaojun, HUANG Ran, WANG Tao, WU Yao, XU Yuzhen, QIU Haiying, YANG Yan, LI Junyun. Analysis of influencing factors on mineral morphology of active speleothem: A case study of Furong cave in Chongqing[J]. Carsologica Sinica, 2022, 41(3): 488-500.
- [25] 刘自强, 马洪生, 牟云娟. 节理裂隙发育岩溶地基数值模拟稳定性分析[J]. 中国岩溶, 2022, 41(1): 100-110.
LIU Ziqiang, MA Hongsheng, MOU Yunjuan. Numerical simulation

- lation analysis and evaluation of stability of the karst foundation with developed joints and fissures[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(1): 100-110.
- [26] 马诚佑, 康志强, 张立浩, 玄惠灵, 农培杰, 潘树芬, 孔琪琪, 朱义年, 朱宗强. 方解石在不同水环境中的溶解与沉淀作用[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(1): 29-39.
- MA Chengyou, KANG Zhiqiang, ZHANG Lihao, XUAN Huiling, NONG Peijie, PAN Shufen, KONG Qiqi, ZHU Yinian, ZHU Zongqiang. Dissolution and precipitation of calcite in different water environments[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(1): 29-39.
- [27] 四川省地质矿产局. 中华人民共和国区域地质调查报告 (比例尺 1 : 50 000): H-48-51-C 火井幅、H-48-63-A 夹关幅[R]. 成都, 1995.
- [28] 林化岭. 四川天全—芦山西部地带白垩纪砾岩岩溶发育规律探讨[J]. *水文地质工程地质*, 1988(1): 39-41.
- LIN Hualing. Discussion on the development law of Cretaceous conglomerate in western Zone of Tianquan-Lushan, Sichuan[J]. *Hydrogeology & Engineering geology*, 1988(1): 39-41.
- [29] Miki T. Sedimentologic and palaeoclimatic classification of Cretaceous red beds in East Asia: A general view[J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1992, 7(2/3): 179-184.
- [30] 毕奔腾, 杨辰, 李景文, 姜建武, 周立新. 基于数字高程模型的中国岩溶地貌研究进展及前景分析[J]. *中国岩溶*, 2022, 41(2): 318-328.
- BI Benteng, YANG Chen, LI Jingwen, JIANG Jianwu, ZHOU Lixin. Research progress and prospect of karst geomorphology in China based on digital elevation model[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(2): 318-328.
- [31] Sauter M, Giese M, Bailly Comte V, Marechal 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.
- [32] 杨杨, 赵良杰, 夏日元, 王莹. 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.
- YANG Yang, ZHAO Liangjie, XIA Riyuan, WANG Ying. Distribution and influencing factors of karst underground rivers in the Pearl River Basin[J]. *Carsologica Sinica*, 2022, 41(4): 562-576.
- [33] 四川省地质矿产局, 成都地质学院. 中华人民共和国区域地质调查报告 (比例尺 1 : 50 000): H-48-62-D 天全幅、H-48-62-B 灵关幅[R]. 成都, 1993.
- [34] 贺承广. 龙门山构造带中段新构造活动特征研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2012.
- HE Chengguang. Research on characteristics of neotectonics in the middle section of Longmenshan structural belt[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2012.

Development characteristics and controlling factors of red-bed karst in the southern section of Longmen Mountain at the edge of Sichuan Basin

ZHANG Xiaowen¹, WANG Chuan¹, YANG Yanna², FAN Shijie³, YU Lei³, XU Xiaoqing¹

(1. The 1st Geological Brigade of Sichuan, Chengdu, Sichuan 610072, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China;

3. Sichuan Water Development investigation, design & research CO., LTD, Chengdu, Sichuan 610072, China)

Abstract During the Jurassic to Cretaceous periods, a set of continental red basin sediments were deposited in front of Longmen Mountain on the western margin of the Sichuan Basin. The predominant lithology consisted of mud-calcium cemented sandstone (conglomerate). Under the action of groundwater dissolution, the rock layer has been developed with large-scale karst phenomena, including depressions and extensive horizontal karst caves that extend thousands of meters. These features pose a major threat to the safety of constructing reservoirs and tunnels in the study area. Based on existing geological and hydrogeological investigations, combined with ground surveys, and identification of rock and mineral types, this study examines the development characteristics and controlling factors of sandstone (conglomerate) dissolution from multiple perspectives. These perspectives include macroscopic structural evolution, sedimentary environment, hydrodynamic conditions, microscopic mineral composition, and cementing characteristics. The main conclusions of this study are as follows.

The karst forms developed on the surface of the study area mainly include karst depressions, karst hills, sinkholes, stone teeth, karst valleys, karst fissures, and karst gullies. In the conglomerate area, circular depressions resulting from collapses are often formed on the surface, with sinkholes frequently developing at the base. In contrast, the sandstone area is typically eroded by surface water along joints and fissures, leading to the formation of long troughs or irregular corrosion funnels. The underground karst phenomenon is characterized by karst caves, which contain deposits such as stalactites, stone mantles, and stone flowers. These karst deposits are relatively rare and often impure, primarily

consisting of gray muddy calcareous mixture that is mainly composed of calcium carbonate mixed with clay materials. The entire karst phenomenon exhibits the features typical of early-stage karst landforms, which can be classified as either red-bed karst landforms or sandy gravel karst landforms.

The karst phenomenon is mainly developed along the bedding plane in the trend of rock formations, and secondarily in the dip direction. The local extension direction is controlled by the joints and fissures. In the areas with strong karst development, the lithology of the strata is dominated by calcareous conglomerate of the Guankou formation (K_2g) and the Tianmashan formation (K_1t). The karst morphology is diverse and of large scale, often featuring a complete set of karst systems, developed with vertical recharge and horizontal discharge. In the areas with moderate karst development, the lithology consists of calcareous conglomerate of the Guankou formation (K_2g) and the Tianmashan formation (K_1t), conglomerate of the Mingshan formation ($E_{1-2}m$), and sandstone of the Shaximiao formation (J_2s) and the Penglai formation (J_3p). In this area, karst fissures and pores are widely developed, with visible karst caves and small-scale karst pipelines. The depth of horizontal karst development is generally less than 100 meters. In the areas of weak karst development, the main lithology is dominated by conglomerate of the Mingshan formation ($E_{1-2}m$), and sandstone and mudstone of the Jiaguan formation (K_2j), the Shaximiao formation (J_2s), and the Shaximiao formation (J_3p). The main karst phenomena are karst fissures and pores developed along the bedding plane or dominant joints.

The sedimentary environment is the fundamental internal factor controlling karst development. The complex and variable sedimentary environment has led to differences in lithology and structures of rock groups in both the planar and vertical directions within the study area, which in turn control the location and intensity of red-bed karst development. The provenance of Mesozoic and part of Paleozoic carbonate rocks in the north-west of the study area ensured the solubility of sandy conglomerate in the area. The alluvial fan sediments corresponding to the three intense tectonic phases during the Yanshanian Period are manifested as areas with strong karst development. Differences in lithology lead to variations in soluble mineral contents, showing a trend of gradually decreasing solubility from calcareous conglomerate to conglomeratic sandstone, then to siltstone, and finally to mudstone, accompanied by a corresponding weakening of karst action. Hydrodynamic conditions under the control of climate, topography, and geological structures are important external factors affecting karst development. The warm and humid climate in the study area provides abundant recharge and erosion capacity for groundwater. The landform and strong tectonic action control the scale and extension direction of red-bed karst development. During the Neotectonic Movement, intermittent uplift and stability have resulted in a multi-layered karst system in the study area, which corresponds, to some extent, with the multi-tiered river terraces.

Key words Sichuan basin, glutenite, red bed karst, developmental characteristics, sedimentary environment, hydrodynamic conditions

(编辑 黄晨晖)