

中南大学

硕士学位论文

岩溶地质特征与路基岩溶病害调查及治理研究

姓名：汤新福

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学（构造与工程）

指导教师：胡祥昭

20050518

摘 要

论文从岩溶地区地下水发育特征的研究出发,结合路基岩溶病害几种常见类型,认为其对路基稳定造成威胁的本质原因是:岩溶水的运动和长期运动所形成的结构特殊的岩土体;而这种特殊结构主要表现在特殊的土石界面与空隙(土洞和溶洞等)岩土体。这对路基岩溶病害的调查及治理有重要的指导意义。

针对路基岩溶病害调查的特点,在研究各种常用调查方法之后,结合许多工程实践,提出了一套综合调查方法,即由资料收集 → 地质测绘 → 工程物探 → 工程钻探 → 综合分析及评价。

对路基岩溶病害本质原因的主要三种表现形式(路基岩溶水、路基岩溶塌陷、岩溶路基不均匀沉降)分析方法及治理措施进行了探讨。对路基岩溶水的治理强调宜疏不宜堵。将岩溶路基塌陷的原因分为两种,即:空隙岩土体与岩溶水运动造成的物质运移;对溶室稳定性分析方法进行了归纳总结,对路基下溶洞提出了三种常用处理方法;对于岩溶水长期运动造成的物质运移而出现的路基塌陷的注浆治理方法进行了探讨,通过对检索文献中相关经验的总结,并结合工程实践,对注浆工艺、注浆钻孔设计、注浆量的计算提出了经验性成果和计算式;岩溶路基不均匀沉降的治理,则要结合路面设计标高、路基影响深度、路基持力层来综合考虑,对于土中的岩石或岩石中的土采取相应的处理措施,以满足沉降要求。

关键词 岩溶 地下水 发育特征 路基 调查 治理

ABSTRACT

From researching the developmental attribute of groundwater at karst area, combined with several common karst disease of roadbed, this article believe that the essential reason which threaten the stability of roadbed is the movement of karst water and its formation body of rock and soil with special structure; and the special structure mainly in its special interface of soil and rock and its gap, such as soil cavity and solution cavity, which is important for us to investigate and treat the karst disease of roadbed.

Aimed at the property of karst disease exploration, after studied several common investigating methods, combined with many engineering practice, this article put forward a synthetic investigating method: resource collection → geology survey → geophysics exploration → synthetic analysis and evaluation.

It discussed the analysis methods and treatment of three forms (roadbed karst water, karst collapse and karst roadbed uneven settlements), which are the essential reason resulting in karst diseases. It put forward that when comes to karst water, it is better to for us to opening up than impeding it; This article also generalized the analysis methods of the stability of cavern, list three common treatment methods; It discussed the roadbed collapse grouting treatment methods which caused by substance movement, and which result from the long-time movement of karst water. Through generalizing some experience, together with some engineering practices, this article put forward some empirical achievements and formula about grouting technology, about the design of injected hole and the quantity of grouting; With the treatment of uneven settlement of karst roadbed, we should consider it synthetically by combining with the load surface design mark, roadbed influence depth and roadbed bearing capacity, and use some corresponding methods to dispose the rock in the soil or the soil in the rock, which can meet the requirement of settlements.

原创性声明

本人声明，所提交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了论文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中南大学或其他单位的学位或证书而使用过的材料。与我共同工作的同志对本研究所作的贡献均已在本论文中作了明确的说明。

作者签名：何新强 日期：2015年5月18日

关于学位论文使用授权说明

本人了解中南大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文，允许学位论文被查阅和借阅；学校可以公布学位论文的全部或部分内容，可以采用复印、缩印或其它手段保存学位论文；学校可根据国家或湖南省有关部门规定送交学位论文。

作者签名：何新强 导师签名：何祥麟 日期：2015年5月18日

第一章 绪 论

岩溶地质现象一直是人们研究的对象,对其的发育过程及形态特征已经有深刻的认识,然而,旧事物随着新事物的出现,会出现与之相关的新的研究领域。路基中的岩溶一直是路基长期稳定的重大隐患,因其具有隐蔽性的特点,详细勘察也很难对其发育规模有很准确的把握,这样,施工开挖时往往会出现意想不到的岩溶发育状况,施工进度与路基稳定性就会受到影响,路基岩溶病害的调查治理也就迫在眉睫;而且调查与治理的时间与空间条件具有特殊性。

1.1 论文的选题来源、研究现状及意义

1.1.1 选题来源

作者从2003年8月-2004年12月在湖南常德至张家界高速建设项目中从事施工阶段勘察及不良地质现象治理的实践工作;其中十六、十七、十八标段的路基岩溶病害现象极为突出,给施工带来极大的难度,对路基的长期稳定性也构成威胁。作者通过对这种不良地质现象的调查及治理,获得了大量的感性认识,也感觉到把这种感性认识与已有的成功经验及理论相结合,再进一步提高实践能力的必要性。

1.1.2 研究现状

岩溶问题涵盖的方面较为广泛。根据国内外研究的现状来看,主要包括以下方面:

- (1) 建筑物及构筑物基础与天然洞室的稳定性;
- (2) 基坑与坑道水量的预测;
- (3) 水利枢纽区与水库区的渗漏;
- (4) 土地利用问题;
- (5) 岩溶地下水资源的评价及利用;
- (6) 石油及天然气的岩溶储集层;
- (7) 古岩溶固体矿产;
- (8) 岩溶空洞储集层的利用;
- (9) 旅游事业。

就路基岩溶问题而言,文献检索表明,路基岩溶调查的手段及方法的学术论文主要是有关物探新技术在探测岩溶地下水通道及溶洞中的应用。如地震波层析成像(CT)法、瑞雷波法、电磁波层析成像法等;针对上述提到的路基岩溶调查背景,采取怎样的调查方法较为迅速有效,并没有很多的探讨。路基岩溶治理

方法是多种多样的, 选用主要因其发育特征而定, 相关的文献主要介绍一些工程实例, 提出的病害分析及治理方法较多, 但多拘于经验性, 理论性不强, 因此这方面的总结与提高是很有必要的。

1.1.3 研究意义

随着国家西部大开发政策的实施, 作为基础设施建设的重头戏——公路、铁路建设, 已经如火如荼地开展起来; 如川藏铁路、渝怀铁路、渝黔高速公路等项目, 就湖南省而言, 连接湘西、湘西北的常德-吉首、常德-张家界的高速公路也处在紧张的施工之中; 而这些线路工程所穿过地区的岩溶地貌均较为发育, 加上这种地质现象隐蔽性大, 即使是详细勘察也很难对其发育规模估计的很准确, 难免在施工开挖后要进行补充勘察。而采取何种调查手段; 怎样合理配套运用这些调查手段才能快速、准确的查明路基影响范围内岩溶现象; 怎样结合已查明岩溶现象的发育特征, 采取相应的治理措施; 这些都是需要不断的实践与总结。本论文的研究意义就在此处。

1.2 研究的工作思路及内容

(1) 全面检索与本论文相关的文献和资料, 对岩溶地质特征进行研究, 为路基调查及治理提供理论依据

(2) 通过对岩溶地质特征的研究, 再结合路基岩溶病害的主要表现形式, 加深对路基岩溶的本质原因的认识, 为其调查及治理提供指导思想。

(3) 对岩溶调查的各种手段进行研究, 寻找一条适合路基岩溶调查背景的工作方法, 并在实践中得到应用。

(4) 对路基岩溶病害的常见类型的分析及治理方法进行了探讨。

1.3 取得的主要研究成果及认识

(1) 通过对岩溶的地质特征分析, 结合路基岩溶的几个主要表现方面, 对路基岩溶病害的本质有了更深刻的认识, 对其调查及治理有重要的指导意义。

(2) 针对路基岩溶病害调查的特点, 在研究各种常用调查方法之后, 结合许多工程实践, 提出了一套综合调查方法。

(3) 对路基岩溶病害本质原因的主要三种表现形式(路基岩溶水、路基岩溶塌陷、岩溶路基不均匀沉降)分析方法及治理措施进行了探讨。对路基岩溶水的治理强调宜疏不宜堵。将岩溶路基塌陷的原因分为两种, 即: 空隙岩土体与岩溶水运动造成的物质运移; 对溶洞稳定性分析方法进行了归纳总结, 这对以后从

事该方面研究有重要的参考价值；对路基下溶洞提出了三种常用处理方法；对于岩溶水长期运动造成的物质运移而出现的路基塌陷的注浆治理方法进行了探讨，通过对检索文献中相关经验的总结，并结合工程实践，对注浆工艺、注浆钻孔设计、注浆量的计算提出了经验性成果和计算式；岩溶路基不均匀沉降的治理，则要结合路面设计标高、路基影响深度、路基持力层来综合考虑，对于土中的岩石或岩石中的土采取相应的处理措施，以满足沉降要求。

第二章 岩溶地区地下水的基本特征

岩溶地区地下水的分布和运动,与一般的孔隙水、裂隙水相比较,具有在分布上更为不均匀,和地表水的相互转化较为迅速,以及时间有很大的变化特点。

上述特点主要是由岩溶的特性决定的。岩溶所形成的空洞和地下水通道,可以比孔隙与裂隙大得多,所以岩溶水的运动速度一般远较孔隙与裂隙水为大,这就加快了岩溶地区地下水与地表水之间的转化,并使岩溶水的水位、水量等在不同的时间内发生巨大的差异,有些地方甚至在雨季形成涝灾,地下的洞穴、孔道全部被水充满,而旱季则地表水、地下水全部流失,极为干旱。

由于岩溶发育的不均匀性,致使岩溶地区地下水的分布也极不均匀。而岩溶的发育程度及其不均匀性,是受岩性和地质构造控制的。因此,在讨论岩溶地区地下水的特征以前,首先应当研究岩性和构造条件对岩溶和岩溶地下水分布的控制。

2.1 岩性和构造条件对岩溶地下水分布的控制作用

总体来讲,岩溶只能在可溶岩层中发生。岩溶与非岩溶地层在水平和垂直方向上的分布,受二个因素控制,一是岩层的沉积顺序,二是各种构造形迹(如向斜、背斜、断层、不整合、火成岩侵入体等)。从我国各个岩溶地区的沉积顺序特点来看,都存在着岩溶与非岩溶地层多次相互间隔的情况(图 2-1)^[1]。这种情况和各种构造形迹相结合,就可以组成岩溶地层分布情况的无数种形式,它们都控制着岩溶地下水的分布和运动形式。

2.1.1 岩石成分对岩溶地下水分布的影响

岩石成份对岩溶地下水分布的影响,反映在岩溶与非岩溶地层上是非常明显的。至于可溶性岩石的成份,虽然也有难溶易溶之分,但是,它们对岩溶地下水分布的控制作用,还要结合其他因素一起来考虑。人们知道,实验室中的化学试验证明^[2],在相同压力和 20℃ 的温度下,方解石在水中的溶解量为 14.33 毫克/升,而白云石的溶解量仅 3.33-4.74 毫克/升,同时从 CaO 与 MgO 含量比例愈高,其相对溶解度也愈高,由此可以推论纯灰岩中岩溶应当更为发育,也应当更为富水。然而,野外的具体情况并不这样简单,岩溶水文地质勘察的实践已经说明,不论在纯灰岩地区,或者白云岩地区,都有丰富的地下水。

这种情况的出现,是由于岩溶地层的可溶性不单取决于各种化学成份(如 CaO、MgO、SiO₂、Al₂O₃ 等等)含量的相对比值,而且还取决于一系列其它因素,如岩层的层理厚薄、结晶的粗细以及各种组份的共生形式(如包容的、镶嵌的等等)^{[1][2]}。例如云南宜良柴石滩的上震旦统灯影组碳酸盐类岩层中,石灰岩呈细晶至显微晶

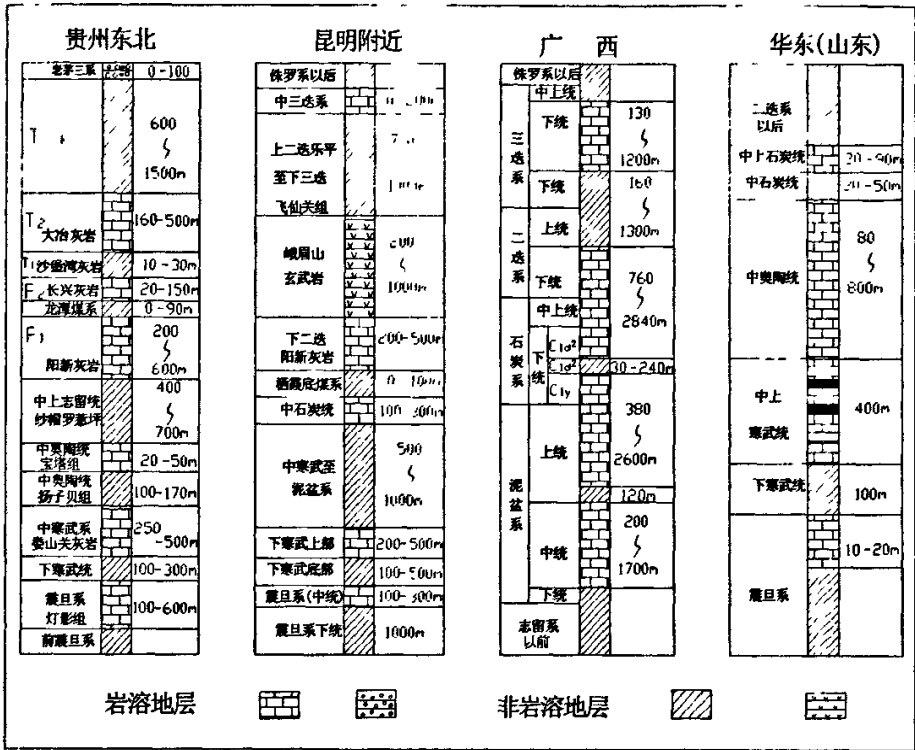


图 2-1 我国各地沉积顺序中岩溶与非岩溶地层相间隔的情况

质，抗溶蚀性较强，而且通过显微镜鉴定，得知其中含有 5-10%的泥质物均匀地分布在方解石晶体周围，使具有侵蚀性的地下水不能与方解石晶体广泛地接触。但是该层的白云岩，虽然白云石含量达 70-95%，而方解石含量仅 5-15%，同时还含有 5%的泥质物，但是这种泥质物是呈条带状分布的，对白云石晶体不起阻水作用，同时白云石晶体粗大，易沿碎裂面发生溶蚀。因此，该层白云岩中溶洞、漏斗、落水洞甚多，规模也较大，岩溶反而比石灰岩更为发育^[9]。

然而，当其它条件相同，在小范围内白云质灰岩或硅质灰岩和纯灰岩同时出现时，那么一般说还是在纯灰岩中更为发育，因而也更富水。

2.1.2 构造形迹对岩溶、非岩溶地层间隔情况的影响

前面提到，岩溶与非岩溶地层对岩溶地下水分布的影响是极其明显的，而我国许多地区的沉积顺序特点是岩溶与非岩溶地层多次相互间隔。各种构造形迹，特别是褶皱与断层，使岩溶地层和非岩溶地层的相互间隔呈现更为复杂的情况，从而使岩溶地下水的分布出现了各种不同的形式。

(1) 褶皱的影响

开阔平缓的褶皱，当岩溶地层厚度较大时，使得岩溶地层在水平或垂直方向都有较大的连续性，故而岩溶地下水的分布可以基本上不受非岩溶“间隔层”的影响，往往造成补给区面积达数千平方公里，它是大暗河系（枯水流量可达几个秒立方米）发育的有利条件。例如，在广西山字型构造前弧西翼挤压带外侧，有一个比较平缓的褶皱带，岩层倾角一般为 $5-10^\circ$ ，中泥盆统到下石炭统全部是岩溶地层，分布面积达 1000 多平方公里，为地苏暗河系的发育准备了有利条件（参看图 2-10）^[4]。又如祁吕贺兰山字型构造前弧的东翼外侧，吕梁山东麓也是较平缓的褶皱，因此，产生了吕梁山东麓的十多个大的岩溶泉，其补给面积达数百至二三千平方公里，流量 $0.5-8$ 米³/秒，动态也较稳定（参看图 2-31,图 2-32）^[6]。

紧密的高角度褶皱，与许多间隔层结合，就形成了许多彼此平行的岩溶地层条带，与此相应，往往出现许多彼此平行的暗河，使岩溶地下水的分布具有明显的方向性（与构造线平行）其中各单个暗河的补给区不大，地下水资源也较小。例如四川东南至贵州东北一带的川黔南北向褶皱群，使得其中从震旦系到中三叠统的六组岩溶地层（参看图 2-1）成许多彼此被间隔层分割的狭长条带出现^[6]。其对岩溶地下水的分布情况的控制作用，可举四川东南彭水县至龚滩一段乌江沿岸的许多暗河为例（图 2-2）。这一段的北北东向褶皱十分紧密，在横宽 30 公里范围内跨过了二个背斜轴（中寒武统组成）和二个向斜轴（三叠系大冶灰岩组成），岩层倾角在背斜轴部一般为 $20-30^\circ$ ，而在向背斜部一般为 $40-80^\circ$ ，这种高角度褶皱使岩溶地层和非岩溶地层多次重复，在龚滩彭水之间就出现了九个岩溶地层条带，其间被八个非岩溶地层条带隔开。各个岩溶地层条带的宽度仅 1-5 公里，长度为 5-20 公里，因此发育在其中的各条暗河的补给面积都较小，一般仅 10 余平方公里，最大的也只有 100 平方公里左右，因此暗河的流量都较小，而且动态不稳定。龚滩彭水之间 8 条较大暗河（表 2-1），其平水流量一般都仅 $0.1-0.2$ 米³/秒，最大的也仅 0.8 米³/秒^[7]。

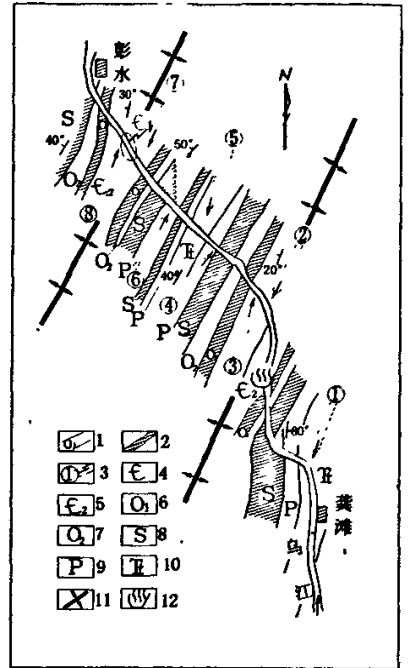


图 2-2 川黔南北向褶皱群中的条带状岩溶地层及平行暗河示意图

- 1-岩溶地层；2-非岩溶间隔层；
- 3-暗河流向及编号；4-下寒武统页岩夹灰岩；5-中寒武统厚层灰岩；6-下奥陶统页岩；7-中奥陶统泥质灰岩；8-志留系页岩；9-二叠系灰岩；10-大冶灰岩；11-背斜轴；12-温泉

表 2-1 彭水县至龚滩乌江沿岸暗河地质情况一览表

| 编号 | 暗河口位置 | 暗河出口高度与乌江平水位关系 | 暗河所在地层 | 暗河平水流量 (米 ³ /秒) |
|----|-----------------|--------------------------|----------|----------------------------|
| 1 | 小元滩乌江右岸 | +1.5 米 +20 米 (二个口) | 中三叠统大冶灰岩 | 0.1 |
| 2 | 鸡公滩乌江右岸 | -1 米 | 中寒武统灰岩 | 0.4 |
| 3 | 鸡公滩乌江左岸 | +10 米 | 中寒武统灰岩 | 0.3 |
| 4 | 大元滩下游 1 公里乌江左岸 | -1 米 | 下二叠统阳新灰岩 | 0.2 |
| 5 | 响水洞乌江右岸 | +8 米 | 中三叠统大冶灰岩 | 0.8 |
| 6 | 蛟鸡沱下游 1 公里乌江左岸 | +0.5 米 | 下二叠统阳新灰岩 | 0.3 |
| 7 | 万足下游 2 公里乌江右岸 | +4 米 | 中寒武统灰岩 | 0.15 |
| 8 | 彭水县城上游 4 公里乌江左岸 | ±0 米 | 中寒武统灰岩 | 0.2 |

(2) 向斜层和背斜层的影响

在向斜层中,如果在岩溶层顶、底板有间隔层,往往产生自流水。如云南鲁甸县西雀落海子,在海拔 2100 米的盆地(当地河流水面标高在 1000 米左右)中揭露的上泥盆统岩溶自流水,钻孔涌水量 16.4 升/秒。自流水的成因,就是因为顶底板都有间隔层,顶板是灰岩中的“硅化带”,底板是中泥盆统砂、页岩(图 2-3)^[8]。

在背斜层中,如果岩溶层的顶板为非岩溶层,在条件适当时也可以造成背斜轴部岩溶层中地下水富集的情况。例如,川东褶皱群的万县、江北、永州一带,那里是开阔的向斜与北东向的狭长背斜交替,背斜两翼和向斜中心都是侏罗系红层及煤系,仅在背斜轴部出露中三叠统嘉陵江灰岩,造成地下水富集的有利条件。在江北龙王洞背斜打的一个坑道,在 1056 米处揭穿嘉陵江灰岩中的暗河,最大流量 90000 米³/时,以后逐渐减小,二个月后稳定在 5400 米³/时,统计从 8 月到 11 月的 72 天中总涌水量达 1680 万立方米。现已在坑道内 720 米处筑坝建成蓄水达 2000 万立方米以上的“地下水库”(图 2-4)^[1]。

(3) 单斜层的影响

一般来说,单斜层,特别是倾斜比较平缓时,对改变岩溶地层和非岩溶地层之间的间隔关系,影响是不大的。但是结合其他因素,也可以造成一些特殊的水文地质条件。

例如,广西南丹八圩,为向东倾斜的单斜层,石炭二叠系岩溶含水层的底板为下石炭统间隔层。由于受打狗河排水影响,地下水也自西向东运动,因而地下水位也大体上愈向东愈深(图 2-5)^[9]。

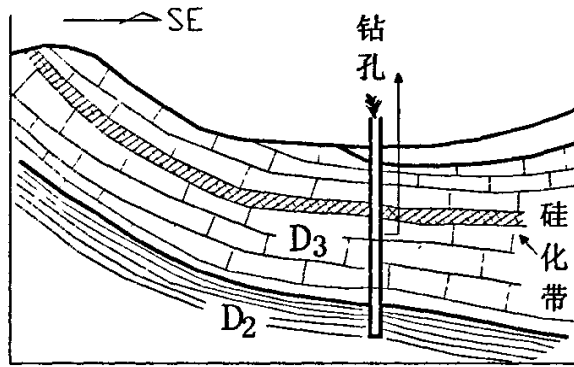


图 2-3 雀落海子上泥盆统岩溶自流水地质剖面示意图

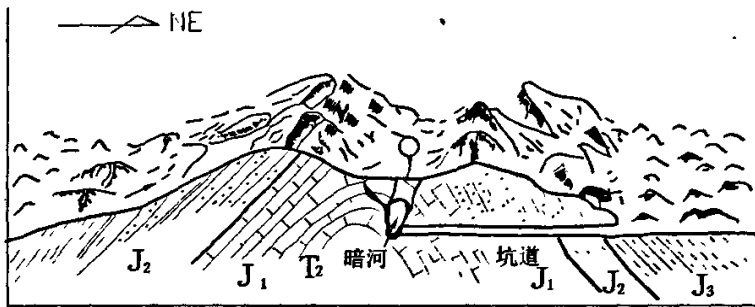


图 2-4 四川江北龙王洞背斜轴暗河示意图

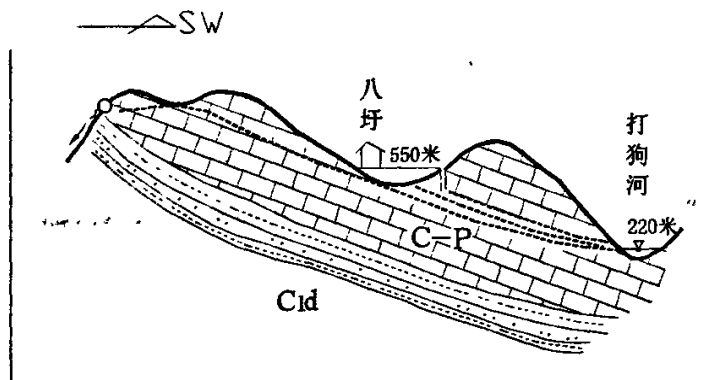


图 2-5 南丹八圩与打狗河之间地质剖面示意图

再如(图 2-6), 由于下伏下石炭页岩的间隔作用, 使中石炭白云岩中的一条暗河在 50 米高的悬崖上流出, 成为一个瀑布, 暗河最枯流量 60 升/秒^[9]。

河在 50 米高的悬崖上流出，成为一个瀑布，暗河最枯流量 60 升/秒^[9]。

(4) 穹窿的影响

如(图 2-7)，穹窿核部为中泥盆统白云石化灰岩，其外依次为下石炭硅质岩层，石炭二叠系灰岩，三叠系砂岩、页岩。这里有二个间隔层(下石炭统硅质层，三叠系砂岩、页岩)，在下石炭统硅质层外，暗河或地表小河成放射状向东、西、南、北流去，出现富水现象。但是在下石炭统硅质层之内，穹窿核部的泥盆系白云化灰石中虽然岩溶发育，由于地势高，地下水位深达 100 米余，水源缺乏^[9]。

(5) 断层的影响

断层改变了岩溶地层和非岩溶地层之间原来的间隔关系，使岩溶地层受到一些新产生的间隔作用而形成某些水文地质现象，这种例子是很多很多的。

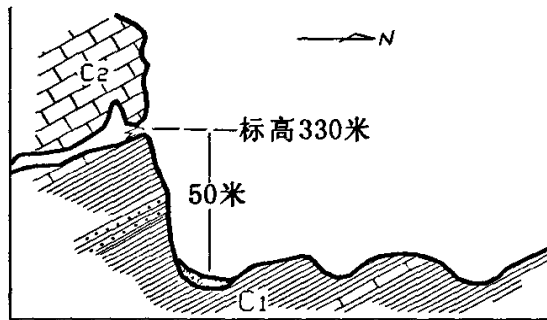


图 2-6 广西河池流水岩地质剖面示意图

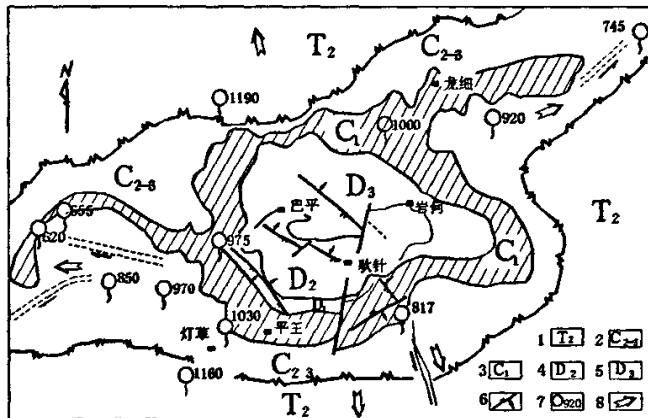


图 2-7 广西巴平穹隆地质构造略图

- 1-中三叠统砂页岩夹泥灰岩； 2-中上是石炭统石灰岩； 3-下石炭统泥质灰岩；
- 4-上泥盆统泥炭质灰岩； 5-中泥盆统白云质灰岩； 6-断层； 7-泉水及其标高；
- 8-地下水流向

例如, 云南个旧红河边上, 断层使古老的变质岩系(片麻岩、片岩)和中三叠统个旧灰岩发生接触。由于变质岩系的阻隔作用, 灰岩中的暗河在标高 460 米的半山腰上流出(图 2-8), 高出当地的侵蚀基准面(红河水面, 标高 100 米) 360 米。暗河的最枯流量 $6 \text{ 米}^3/\text{秒}$, 洪峰流量可达 $80\text{--}90 \text{ 米}^3/\text{秒}$ ^[10]。

6. 其他构造形迹的影响

其他构造形迹, 诸如不整合、火成岩侵入体等, 往往也对岩溶地层起阻隔作用。例如, 山东省济南市的中奥陶统灰岩中的岩溶自流水, 即是由于火成岩的阻隔作用造成的(图 2-9)^[11]。

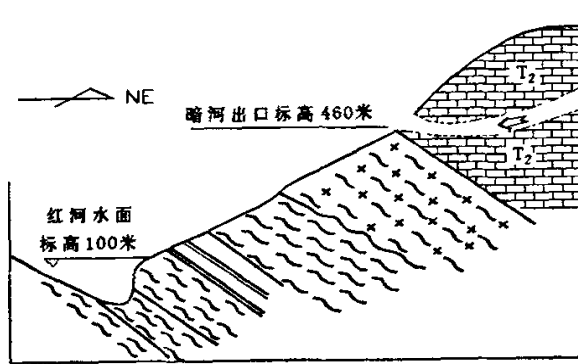


图 2-8 云南红河边一个大型暗河出口地质剖面示意图

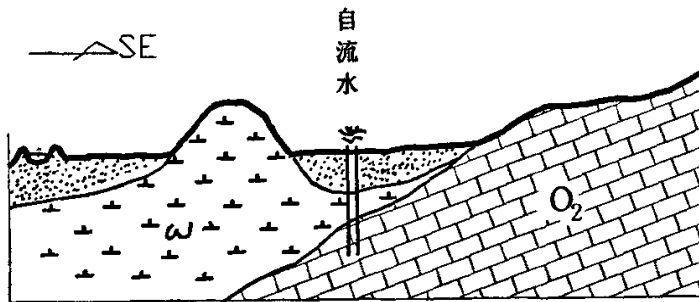


图 2-9 山东济南市中奥陶统灰岩自流水地质剖面示意图

2.1.3 不同力学性质的结构面对岩溶地下水分布的控制作用

1. 褶皱轴部与岩溶地下水分布的关系

“褶皱轴面”是一种压性的“标志性”结构面, 它“本身”并不能为地下水在岩溶岩体中的活动以及岩溶的发育提供便利条件。但是在褶皱发生的形变过程中, 其轴部附近却可发生许多不同性质(压性、扭性、张性)不同方向(与褶皱轴平行、垂直、斜交)不同序次(初次及派生的)的分划性结构面(节理、裂隙、裂缝、断

裂等)。这就为地下水在褶皱轴部附近的运动和岩溶在褶皱轴部附近的发育提供了的利条件。因此，许多暗河通道富水段都分布在褶皱轴部附近。

(1) 分布在向斜轴部的暗河或富水段

如保安—地苏暗河的干流位于向斜轴部的石炭系灰岩中（图 2-10）。地苏西南邻谷的六也华善暗河，也位于向斜轴部，暗河发育的地层为下二叠统茅口灰岩（图 2-11）。这两条暗河相距 16 公里，流向都大致是西北向东南，与广西山字型构造前弧西翼的构造线一致^[4]。

(2) 分布在背斜轴部的暗河或富水段

如广西来宾与武宣之间的南泗坡立谷，大致上位于背斜轴部附近的中石炭统白云质灰岩中，岩溶地下水较丰富，有许多流量大于 100 升/秒的岩溶泉水，南泗村南面附近的 16 号钻孔（图 2-12）涌水量 14.6 升/秒（降深 2.77 米）。在来宾县石牙谷地中，也是正好背斜轴部的古陆、古逢、马鞍、南阳一带，在上泥盆统灰岩中露了一系列流量为 15-132 升/秒的岩溶有泉水，构成一个背斜轴部富水带^[12]。

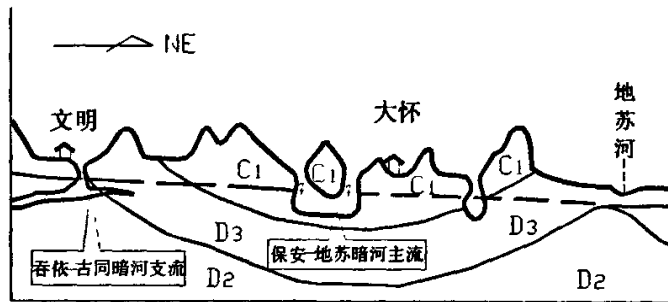


图 2-10 保安—地苏暗河主流与地质构造关系剖面示意图

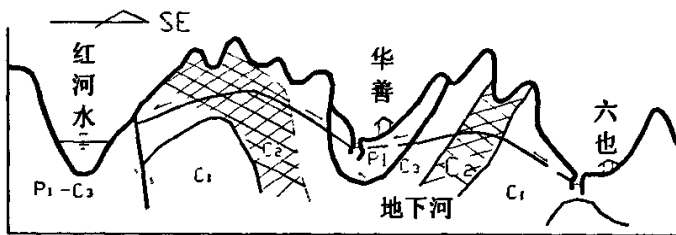


图 2-11 六也华善地下河与向斜构造关系示意图

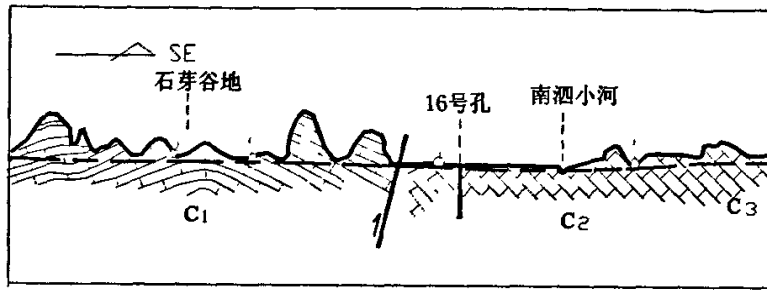


图 2-12 南泗坡立谷地地质构造剖面示意图

(3) 向斜轴部和背斜轴部的富水性比较

虽然向斜轴部和背斜部都可以富集岩溶地下水，但是根据安徽、浙江、旅大、云南、广西以及国外一些地区勘探岩溶水的经验，一般说，还是向斜轴部更为富水。例如旅大市附近，是一系列北西向的向斜和背斜，根据资料，辽宁省水文地质队在该地区进行勘探后得出的结论是：岩溶在“向斜”轴部比背斜轴部发育，倒转向斜比不转向斜发育”，如 P9 号孔，位于一向斜北翼距轴 500 米处（图 2-13），钻孔揭露岩溶率达 18%，出水量达 750 立方米/时^[13]。

向斜轴部更为富水的原因，这与褶皱形变过程中局部应力分布状况有关。横梁弯曲实验的力学分析告诉我们，在褶皱形变过程中，有一个“中和面”（图 2-14）在背斜轴部“中和面”以上受张应力，而其下受压应力，在向斜轴部则相反，“中和面”以上受张压应力，而其下张受张应力。因此，在向斜轴部，深部有较多的张裂隙，更有利于岩溶发育和岩溶水的富集。而在背斜轴部岩溶发育和岩溶水的富集主要是在浅部，而且岩溶发育带有一部分可能已剥蚀掉了^[14]。

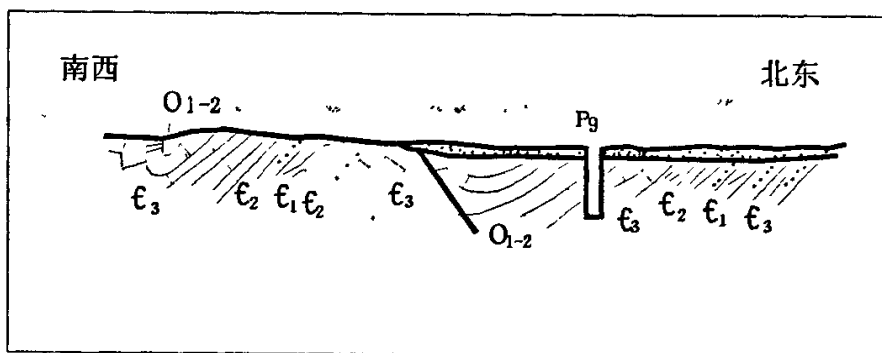


图 2-13 旅大市 P9 号孔地质构造关系示意图



图 2-14 褶皱形变过程的应力分布状况示意图

当然，这只是就构造条件而论，向斜轴部是否富水，还与补给条件有关，有时向斜轴部岩溶虽然很发育，但补给条件不好，钻孔出水量仍然很小。

2. 张性或张扭性裂隙对岩溶地下水分布的控制作用

在岩溶地层受地应力作用而发生不同序次的形变时，会产生各种不同的方向、不同力学性质的节理、裂隙，其中张性或张扭性裂隙往往可以控制暗河延伸的方向。

(1) 受张扭性节理、裂隙控制的暗河

这种暗河与主应力方向平行或斜交（亦即与褶皱轴方向垂直或斜交）。如广西忻城的古蓬暗河（图 2-15），就是沿初次的张扭性节理裂隙发育的，暗河正好切穿了背斜轴部而成东西向延伸^[13]。

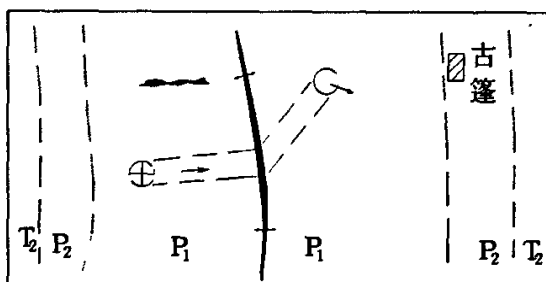


图 2-15 古蓬暗河地质构造示意图

(2) 受张裂隙或层面裂隙控制的暗河

这种暗河与主应力方向垂直，亦即与褶皱方向平行。在褶皱形变过程中发生的纵张性裂隙以及层间的滑动，都是与褶皱轴方向平行的。属于这种情况的实例甚多，如图 2-16 暗河则是沿层面裂隙发育的。三个暗河天窗所指出的暗河河段长 340 米，其延伸方向为南北向，与岩层走向平行；暗河通道的倾斜方向也和岩层层面倾斜方向一致^[1]。

3. 两侧都是岩溶地层的断层与岩溶地下水分布的关系

两侧都是岩溶地层的断层，对岩溶地下水分布的控制作用比较复杂。它们有时是富水的有时则是相对阻水的，这取决于断层的力学性质、断层附近的伴生及派生结构面的发育程度、破碎带的分布及其胶结情况等因素。现分别举一些实例来说明。

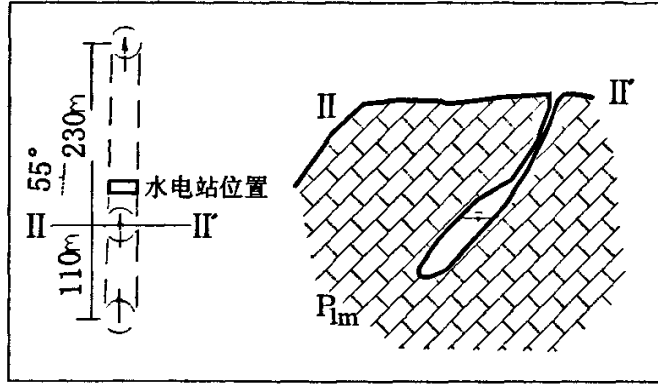


图 2-16 沿层面裂隙发育暗河的示意图

例如，湖南宁乡煤炭坝向斜的南部，有二组断裂，一组是北东向的逆冲断层，另一组是与其垂直的张性正断层。根据资料，湖南地质局 401 队曾对二组断层分别作了抽水试验，结果证明，张性的正断层是富水的，而压性的逆冲断层是相对的阻水断层（图 2-17）^{〔13〕}。

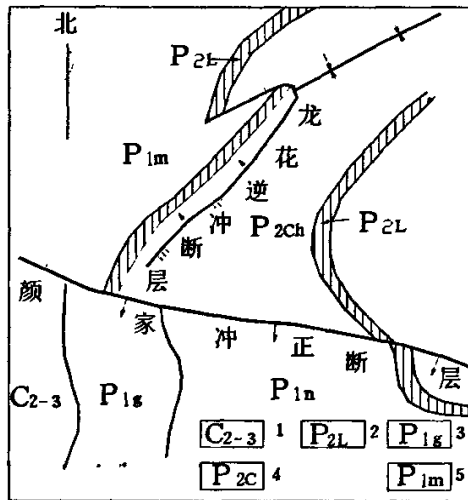


图 2-17 湖南煤炭坝向斜地质构造示意图

1- 壶天群；2- 乐平煤系；3- 栖霞组；4- 长兴灰岩；5- 茅口组

再如广西武宣桐岭谷地，位于广西山字型构造前弧的东翼。那里也有二组不同力学性质的断层，一组是与前弧挤压构造带平行的压性断层（北东向），另一组是与其垂直的张扭性断层（北西向）。在该区进行水文地质勘探中，有二个相距仅 200 米的钻孔（Z9 号孔，Z10 号孔），分别打到了二个断层（图 2-18）Z9 号孔打在北东

向的压性断层带上，孔深 90.5 米，全部是断层角砾岩，但胶结很好，涌水量不到 0.5 升/秒；Z10 号孔打在北西向的张扭性断层上，涌水量则达 12.12 升/秒^[14]。

以上实例说明，压性断层是阻水的，张性或张扭性断层是富水的。但这只是说的一般情况，断层带的富水性还与其破碎带的胶结情况，邻近的伴生派结构面的性质有关。

例如，广西罗城谷地石炭系中的古耀逆断层，从结构面特征看，应属压性断层。但此与断层相距 1400 米，有 200 米宽的破碎带，因而仍然是富水的。据揭露此断层的 Z11 号孔(图 2-19)，孔深 130.48 米，抽水试验结果，降深 3.58 米，涌水量 21.59 升/秒，单位涌水量为 6.03 升/秒·米。

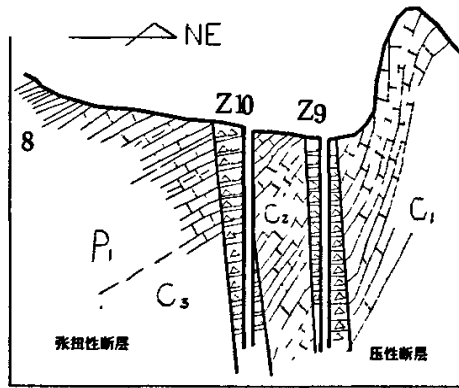


图 2—18 桐岭 Z9-10 号孔地质剖面图

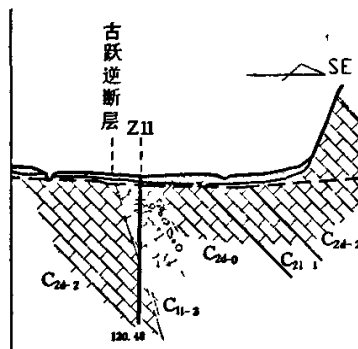


图 2—19 罗城古跃逆断层及 Z11 号孔剖面图

综上所述，可见岩性与构造条件对岩溶地下水分布的控制作用是相当明显的。因此，在实际的调查中，要密切注意构造形迹结合非岩溶地层的间隔作用，把岩溶

地层划分成不同方向、不同规模的条带或岩块的情况,也要注意研究岩溶地层内部各种不同力学性质的结构面,特别是张性和张扭性结构面对岩溶地下水分布的控制作用。

由于构造形迹在岩溶地层内的分布往往是不均匀的,具有明显的方向性,因而岩溶地下水的分布也往往是非常不均匀的,在水力联系上也常常具有各向异性的特点,这在下一节中,将作比较详细的论述。

2.2 岩溶地下水分布的不均匀性

岩溶地下水分布的最基本特点,就是这种水是在各种形态的岩溶通道中运动;在通道中有水,甚至水很大,在通道壁以外的岩层中水甚小,甚至无水。

岩溶地下水分布的“不均匀性”包括两个方面。一方面是,岩溶地下水的富水性在水平和垂直方向上的差异性,这一点是人们熟悉的;另一方面是,岩溶岩体中各个不同部位的地下水之间的水力联系的各向异性。

2.2.1 水力联系的各向异性

对于岩溶地层来说,无论是富水性还是水力联系上的各向异性,都是与岩溶通道具有明显的方向性、岩溶的发育规模与联通程度在不同方向上有很大的差异是相关连的。而这一切,又都是受构造形迹的方向性控制的。

水力联系的各向异性,受构造控制的情况可以从以下实例中明显地看出。例如湖南宁乡煤炭坝煤矿,其西峰仑矿井的茅口灰岩,发育有一组北东 80° 方向的张扭性节理,这是控制茅口灰岩岩溶发育方向的主导裂隙,在矿井中揭露的许多溶洞裂隙主要是沿这组节理发育的,如图(2-20)^[15]。因此,茅口灰岩中的岩溶地下水水力联系的各向异性也受此组裂隙控制。根据资料,1965年1月12日西峰仑负31巷突No78点出水,涌水量为170立方米/时,五天后天位于出水点南 80° 西方向的CK13孔水位突然下降10.15米,而此时位于No78出水点东南的CK30孔水位未动。相反,1965年3月8日西峰仑正25巷南采区放垮数米煤巷,堵死其中的岩溶地下水,此时位于垮塌处北 80° 东方向的CK30孔水位由58.83米上升83.34米,而位于垮塌处北西方向的CK13孔水位未动。二个情况都说明岩溶水在北 80° 东方向上易于互相连系。

岩溶地下水不均匀分布的两个表现方面(富水性与水力联系)既是互相联系的,又是互有区别的。大家知道,富水性强的地段,例如宽敞的暗河,其不同部位之间的水力联系一般也比较强,而当其间有富水性弱的岩体阻隔时,则水力联系也随之减弱,这就是富水性和水力联系两者之间一致的方面。但是,两个地段富水性不同,不见得就没有水力联系。或者,两点之间具有水力联系,也不见得其富水性属于同

一等级，这又是富水性和水力联系两者之间有区别的方面。例如，柳州有一个地段，如图 2-21 中所示的 IV 号井至 Z48 号孔一带，富水性虽是不均匀的(单位涌水量 4-12 升/秒·米不等)，但抽水时互相影响。IV 号井抽水一个月，影响距离在上游达 1400

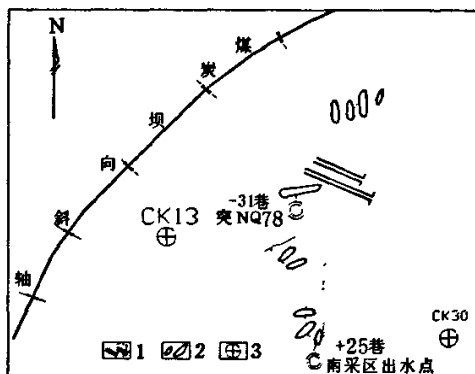


图 2-20 湖南煤炭坝向斜茅口灰岩构造与岩溶水力联系各向异性关系图

1- 矿井位置及开拓范围; 2- 揭露的裂隙溶洞; 3- 钻孔

米，而且可以看出，西北方向的影响距离较远，而东北方向的影响较小，具有明显的各向异性^[16]。

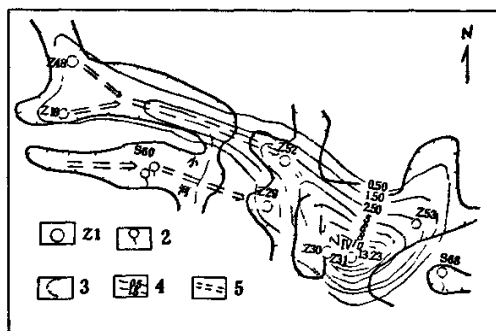


图 2-21 IV 号井抽水影响范围示意图

1- 钻孔; 2- 岩溶泉; 3- 注地边界; 4- IV 号井抽水是降深等值线; 5- 推测地下通道

应该指出，“水力联系”往往不像“富水性的不均匀”那样容易调查清楚。这是因为“水力联系”的产生，不但与岩石的富水性有关，而且还与地下水位的坡降有关。在进行勘探工作时，由于抽水试验的降深一般不大，有时还形成不了能揭示各个钻孔之间具有水力联系的降落漏斗，如果在供水开采和疏干矿井时，水位降深

大增,有的矿坑的地下水位疏干降深甚至可达数百米,从而形成了大范围的降落漏斗,这时才揭示出岩溶体各部位地下水之间的水力联系。

长期以来,许多研究岩溶水的人,曾经就岩溶层中是否存在“具有水力联系的含水层”是否有“统一的地下水面”展开过争论。实际上有些岩溶岩体中地下水分布的不均匀性虽然非常显著,例如在一个方向上,地下河流速达1000米/昼夜以上,而与其垂直的另一个方向上,沿裂隙的渗透速度不到1米/昼夜,但经过漫长的地质年代的渗透作用,在两个方向上的通道或裂隙中,仍可形成的“统一地下水面”。然而一旦开采井揭露了这个地下通道并开始抽水后,就会暴露出地下水的补给主要来自一个方向,而另一个方向补给量是微不足道的。而且,在属于后一类的勘探孔中,当轴水试验破坏了原来的“统一地下水位”后,要恢复是十分缓慢的。

2.2.2 岩溶地下水在垂直方向上的不均匀性

前已论及,岩溶地下水分布的不均匀性是和各种形态的岩溶通道的方向性有关的,同样也是和岩溶的发育规模、联通程度在不同方向上的差异性有关的。

谈到方向性,可以从X, Y, Z三轴方向上加以考察。以X, Y代表水平面上的二个方向,以Z轴代表和它们垂直的方向。

多年以来,许多研究岩溶水的人在剖面上(即ZX或ZY面上)考察了岩溶岩体中各部分地下水之间的关系,进行了岩溶地下水动力分带,如图2-22就是其中的一个典型的剖面。它在阐明岩溶地下水补给、运动、排泄条件的同时,也说明了岩溶地下水在垂直方向(Z轴)上的不均匀性。如图2-22所示, I、II两带通道主要是垂直方向的,至于水平方向的水力联系一般是不良的。“水平循环带”则水平岩溶通道比较密集,因而也比较富水,同时在水平面的某个方向上, X轴与Y轴可能有较好的水力联系。再往深部则岩溶规模减小,富水性也减弱^[6]。岩溶地质勘探的实际资料说明,许多地区都具有富水性随深度而减小的规律,但各地的深度变化数据不同。例如广西武鸣伊岭地区深度60米以上为强富水带,深度60-100米不中等富水带,深度100米以下富水性较差;山东某煤矿区,岩溶发育一般70-80米深度以上,该区隐伏岩溶有0-负30米之间负30-负60米二层,而负80米以下溶洞很少,仅有溶孔;山东济南市区奥陶系灰岩岩溶富水带一般在标高10米至负70米之间(地面标高30米左右);而柳州市附近则以深度60米为界,60米以上为岩溶强发育,60米以下为岩溶弱发育带;广州市北郊负20米至负50米岩溶最发育(地面标高15-负25米)以下逐渐减少;广西融安泗顶地区以深50米为界,50米以上的为溶洞带,50米以下的弱溶洞带^[7]。但这种富水性随深度的增大而减小的规律只是一般的情况。

在研究岩溶地下水的垂直分布时,还要考虑古岩溶水文地质条件,如在新生代的相对下降区,可能在较深的部位还有岩溶强发育带。

2.2.3 岩溶地下水分布不均匀性的分类

在岩溶地下水勘探野外实践中,可以把勘探区的一定范围按照岩溶地下水分布的不均匀程度,分为极不均匀的、不均匀的以及相对均匀的三类,它们在勘探手段的选择和布置方式都存在很大的差别。下面举实例来说明这三种情况。

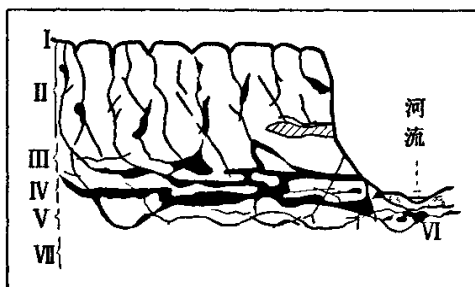


图 2-22 在 XY (ZY) 面上考察岩溶岩体中各部分地下水之间相互关系的典型图式

I-表层循环带; II-垂直下降循环带; III-过度带; IV-水平循环带; V-虹吸承压带; VI-河床下循环带; VII-深部循环带

1. 极不均匀的

在一定地区内,各点富水性最大最小值可相差达 20 倍以上,或者在降深值很大(如 100 米)时仍未表现水力联系地段。如云南省路南石林的林口铺(图 2-23,表 2-2)泥盆系灰岩中有二个分叉的暗河通道,实测得暗河水流速 1645 米/昼夜,在该地区打四个钻孔,孔深 15.31-40.63 米,其中有三个孔未打到暗河通道,降深 2-8 米,涌水量都不到 0.3 升/秒,仅 2 号孔打到暗河通道,自流量为 1 升/秒^[16]。

表 2-2 钻孔水文数据表

| 孔号 | 静水位 (米) | 降深 (米) | 涌水量 (升/秒) | 单位涌水量 q (升/秒米) | 渗透系数 K (米/昼夜) |
|-----|------------|-----------|--------------|-------------------|------------------|
| CK1 | 7.47 | 4.73 | 0.005 | 0.00104 | 0.010 |
| CK2 | 自流量 0.987 | | | | |
| CK3 | 8.86 | 8.66 | 0.002 | 0.000235 | 0.002 |
| CK4 | 7.77 | 2.28 | 0.236 | 0.103 | 0.616 |

2. 不均匀的

在一定的地区内,极大部分控制水点的岩溶地下水富水性最大最小值之差在 5-20 倍范围内,各点之间虽然有水力联系,但具有明显的各向异性。根据资料,某市一个东西长 5 公里,南北宽 2-3 公里的勘探地段,从已有的 16 个钻孔(一般孔距为 500 米)分析,中石炭统白云岩的岩溶地下水单位涌水量最大的达 18.2 升/秒·米,最小的 1.59 升/秒·米,相差 12 倍(图 2-24)。同时,其水力联系也具有

明显的各向异性，如图 2-24 中的 II 号井抽水时，虽然各个方向都有水力联系，但是其北东方向的水力联系比南东方向为好（见图 2-25）抽水时主井及二个方向的观测孔所获数据见表 2-3^[16]。

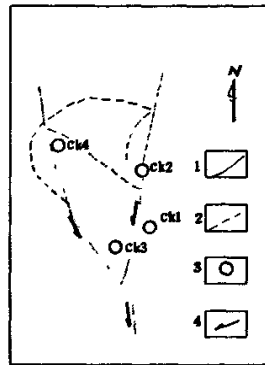


图 2-23 云南林口铺地区中石炭统灰岩中岩溶通道平面示意图
1- 实测暗河通道；2-电测暗河通道；3-钻孔；4-地下水流向

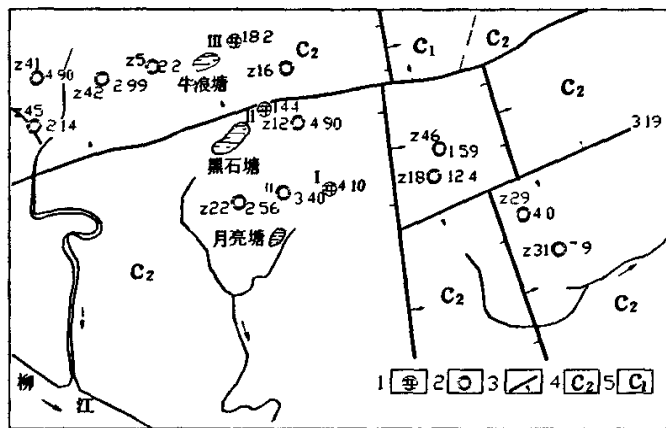


图 2-24 岩溶地下水不均匀分布地段的钻孔单位涌水量分布示意图

1- 生产井，左为编号，右为单位涌水量（升/秒·米）；2-钻孔（数字同生产井）；3-断层；4-中石炭统；5-下石炭统

表 2-3 抽水试验孔井水文数据表

| 钻孔编号 | 与主井方向 | 距离 (米) | 水量 (米 ³ /时) | 降深 (米) | 观测孔水位 开始下降时间 |
|------|-------|-----------|---------------------------|-----------|-----------------|
| II号井 | 主井 | / | 220 | 7 | / |
| Z16 | 北东 | 400 | / | 3.18 | 24 小时 |
| Z12 | 南东东 | 300 | / | 1.32 | 48 小时 |

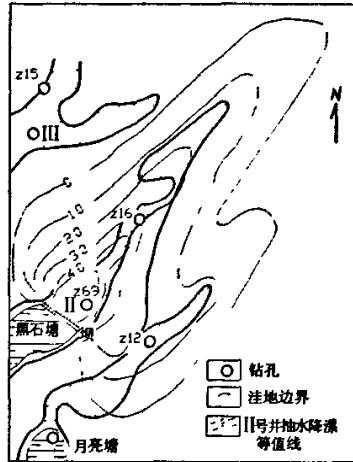


图 2-25 II号井抽水影响范围图

3. 相对均匀的

在一定地区范围内,极大部分控制水点的富水性的最大最小值之差在 5 倍之内,或者各方向的水力联系各向异性较小。

根据资料,云南通海县杞麓湖四街地区,在对石炭二叠灰岩的岩溶地下水作群孔抽水时,中心孔降深 3.59 米,出水量 9.08 升/秒,在东北西南方向及西北东南方向上,距中心孔 60 米的观测孔中的水位下降值都在 1 米左右,形成各向异性不甚明显、曲线间距比较均匀的降落漏斗(图 2-26)其长短轴之差不到 2 倍^[16]。

2.2.4 岩溶地下水不均匀程度的变化

岩溶地下水的不均匀性是由岩溶通道的不均匀性造成的。不难看出:个体溶洞和管道状的暗河构成岩溶地下水分布的极不均匀型;平行通道组构成不均匀型;而网格状则构成相对均匀型。

个体溶洞虽然与周围缺乏良好的水力联系,但是在漫长的地质年代中,也可以为地下水所充满。这种单个的充水溶洞,一旦被揭露,往往一时有很大的出水量,但因与周围的水力联系不佳,以后的经常补给量往往微不足道。

在图2-27上列出了管道状暗河,平行的岩溶通道组和网格状通道等三种情况^[17]。其中(1)相当于岩溶地下水分布极不均匀的情况,它是一条弯弯曲曲的管道状暗河,其中 1、2、3、钻孔打在通道上,它们是富水的,相互之间水力联系很好,24、5 钻孔未打在通道上,水量很小,它们和 1-3 之间水力联系微弱;(2)相当于岩溶分布不均匀的情况,它由一系列大致平行的通道组成,而与其垂直的另一方向上通道发育较差,1、2、3、4 各孔之间虽然都是富水的,但 1、2、4 孔之间的水力联系较好,而 2、3 孔之间水力联系不畅;(3)相当于岩溶水分布相对均匀的情况,它由网格状的岩溶通道组成,五个钻孔都是富不水的,相互之间水力联系也较好,但

在这种情况下仍可能有少数钻孔未打到通道（如6号孔），其富水性很小。

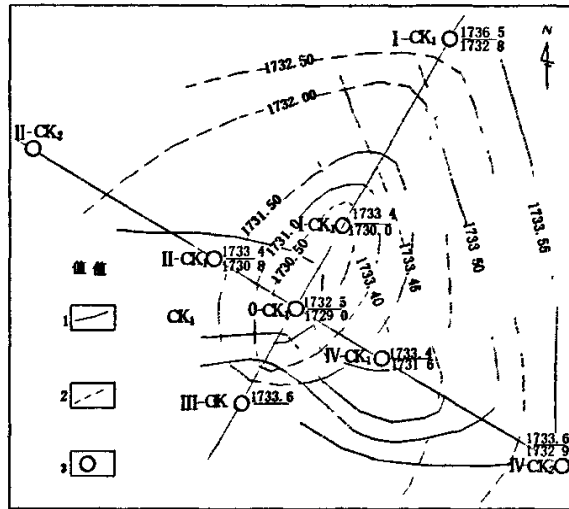


图 2-26 云南通海地区石炭二叠系岩溶含水层群孔抽水水位等值线图
 1-抽水前等水位线；2-抽水后等水位线；3-钻孔编号 $\frac{\text{抽水前水位标高}}{\text{稳定水位标高}}$

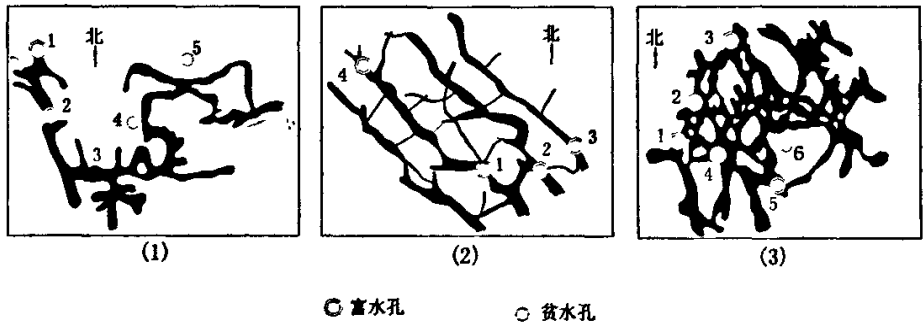


图 2-27 岩溶通道在水平面上的展布情况与

钻孔富水不均匀程度和水力联系各向异性的关系

在岩溶岩体溶蚀的漫长质年代里，“个体溶洞”、“管道状暗河”、“平行通道组”和“网格状通道”代表着岩溶发展逐步扩大的不同阶段。但并不是每一个岩溶地区都能顺利地走完这四个阶段而成为网格状通道的相对均匀型。有的地方岩溶有发展到“管道状暗河”或“平行通道组”，由于水文地质条件的改变，岩溶发展的速度减缓，于是“管道状暗河”或“平行通道组”就较长时间地“保存”下来。因此，在不同的岩溶地区，岩溶地下水分布的不均匀性就有不同程度的表现。

这里说的水文地质条件的改变,主要指的岩溶体中地下水排泄速度加快。我们知道,为了使岩溶岩逐步被溶蚀而产生“网格状通道”,必须使可溶岩体和有侵蚀性的水(尤其是地下水)有较长时间的接触。在岩溶岩体受到溶蚀的初期阶段,必然是沿着一些薄弱部位(如断层破碎带、节理裂隙密集带或某个易溶岩层层位)先溶蚀,这时,岩溶通道的方向、规模,完全受地质构造控制,产生岩溶地下水分布的“极不均匀”或“不均匀”的情况,这是不可避免的。如果水文地质条件不改变,溶蚀作用继续进行,就会向着次要的节理裂隙发展,逐步形成网格状通道的相对均匀型。但是,当岩溶岩体中产生管道状暗河后,如果地下水的排泄速度加快(如高原地区地壳上升,排泄地下河水的地表河迅速下切,就会出现此种典型的情况),以致暗河通道两侧岩体裂隙中的地下水迅速被排走,这里只有暂时性的无压水流,与周围的可溶岩接触时间不足或不连续,其岩溶作用的性质,既有溶蚀,也有堆积(形成布满钟乳石、石笋的溶洞),而整个岩体向“网格状通道”发展进程就大大变缓。

通过岩溶地区勘探实践,会有这样的认识:岩溶地下水极不均匀的情况往往见于畅排水的岩溶岩体;不均匀的情况见于缓排水的岩溶岩体;而相对均匀的情况则见于汇水的岩溶岩体(表 2-4)^[18]。

畅排水型、缓排水型及汇水型的出现,取决于地貌条件及岩溶岩体的边界条件,后者是指岩溶岩体与非岩溶的基岩及覆盖层的配置情况,受地质的构造条件控制。在分析问题时,必须把以上几方面的条件综合起来考虑。一般说来,畅排水型见于裸露的高原峡谷边缘和分水岭地区;汇水型见于深覆盖的平原地区及盆地中;而缓排水型则见于低山丘陵近河的浅覆盖地区。但必须和构造条件结合起来分析,例如分水岭地区当不受间隔层制约时构成畅排水型(表 2-4 中的 3);而当受到间隔层约束时就构成汇水型(如表 2-4 中 8、9、10 的地质结构,但位于分岭区)。又如高原峡谷附近的几公里到几十公里范围里经常是畅排水的(表 2-5 的 1、2),但是在高原上的断陷盆地中,在有利于构造条件下仍可构成汇水型(表 2-4 的 12)。

相反,有时构造条件有利于汇水,但受到地貌条件的破坏,仍成为排水型,如云南以礼河的情况,虽然是向斜构造,岩溶地层上覆有巨厚的非岩溶间隔层,但因金沙江的深切,向斜两翼的岩溶层仍为排水型(图 2-28)^[19]。

以上只是从地下水对可溶体的溶蚀过程讨论了岩溶地下水的不均匀的程度问题。然而岩溶地下水的不均匀程度还受到一些其它因素的影响,而在有的地方在这些因素却是起决定作用的。例如粘性土对岩溶通道的充填程度,在覆盖较厚的地区对浅层岩溶水的分布就很重要。在桂林市郊的一个地段,曾经做了一个这样的试验,选择 11 平方公里的范围作典型的勘探试验,共计钻了 41 个钻孔,其中有 32 个钻孔打到了较大的溶洞,说明岩溶的发育还是比较强烈的。但在这 32 个钻孔中仅有

14 个钻孔的地下水水量较为丰富，而另外 18 个钻孔中的溶洞全部被粘性土充填，抽出的水既小又浑。在这里我们看到，由于粘土的充填，岩溶地下水分布上的“相对均匀”，又让位给“不均匀”了。

表 2-4 岩溶地下水不均匀程度与地质、地貌条件对照表

| 序号 | 综合剖面 | 代表实例 | 地质构造条件 | 地貌条件 | 覆盖条件 | 地下水运动条件 | 岩溶地下水分布不均匀程度类型 |
|----|------|------------------|--------------------|-------|----------------|---------|----------------|
| 1 | | 云贵高原乌江、金沙江、红河等沿岸 | 平缓褶皱的岩溶层，无间隔层 | 高原峡谷型 | 裸 | 畅排水型 | 极不均匀 |
| 2 | | 云南路南石林附近 | 单斜岩溶层，底板有间隔层 | 高原峡谷型 | | | |
| 3 | | 广西武宣桐岑 | 断裂单斜，顶板有间隔层 | 分水岭 | 浅覆盖型(10~50米) | 缓排水型 | 不均匀 |
| 4 | | 广西地苏暗河 | 单斜岩溶层，无间隔层 | 低山 | | | |
| 5 | | 广西来宾合山 | 单斜岩溶层，顶板有间隔层 | 近山 | | | |
| 6 | | 广西柳州 | 断裂岩溶层，顶板有间隔层 | 丘陵 | | | |
| 7 | | 广西太阳村 | 背斜轴部岩溶层，顶板为间隔层 | 丘陵 | | | |
| 8 | | 广西武鸣伊岑 | 向斜轴部岩溶层，底板为间隔层 | 盆地 | | | |
| 9 | | 福建龙岩 | 断裂岩溶层，顶底板有间隔层 | 盆地 | | | |
| 10 | | 江西乐平花亭 | 向斜盆地边缘岩溶层顶底板都有间隔层 | 盆地 | 浅覆盖至深覆盖(50米以上) | 汇水型 | 相对均匀 |
| 11 | | 山东济南市 | 单斜岩溶层，顶板有火成岩岩床为间隔层 | 平原 | | | |
| 12 | | 云南昆明市 | 断陷盆地，顶板有新生界间隔层 | 高原盆地 | | | |

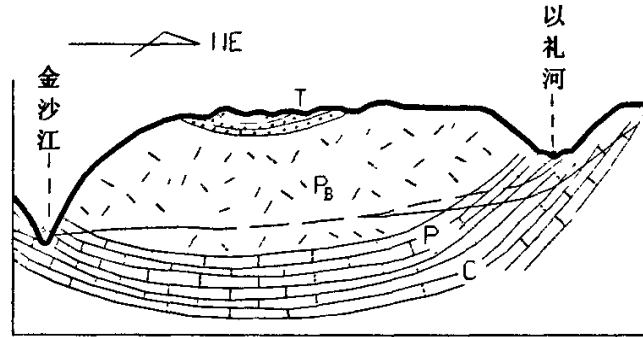


图 2—28 云南以礼河与金沙江之间水文地质示意图

2.3 岩溶地下水运动的特点

岩溶地下水运动的空间是岩溶通道。岩溶通道的规模，往往远较岩石孔隙和裂隙为大。这就决定了岩溶地下水的运动具有以下特点：一是岩溶地下水的运动速度，与孔隙水或裂隙水相比，一般要大得多；二是在岩溶地区，地表水与地下水的相互转化，比较迅速；三是岩溶地下水的季节性变化十分显著。现分述于下：

2.3.1 地下水的运动速度较快

在岩溶地区进行的大量流向流速试验资料说明，岩溶地下水的运动速是极不均匀的。从表 2-5^[6]中可以看出地下水在岩溶通道中的平均流速有很大的差异（从 15-14400 米/昼夜）同时流速与坡降、地貌部位并不表现有明显的关系。

况且，洞穴调查的实践说明上述的“平均坡降”和“平均流速”并不能包括地下水在岩溶通道中运动的全部真实状况。例如广西来宾县的地下瀑布，高达 37 米，流量达 40 升/秒，显然，在这种“地下瀑布”地段，岩溶地下水的流速和坡降都比一般地段大得多^[20]。

因此，岩溶地下水的实际流速有时比表 2-5 中的最大值 14400 米/昼夜还要快，而有时则比其中的最小值（15 米/昼夜）还要慢。但与非岩溶水相比，则岩溶水的速度一般都较快。显然，在这种条件下，其运动状态虽然层流紊流都有，而以紊流为多。当岩溶通道断面越宽时，由层流变为紊流的临界流速就越小。对于宽度超过 3 厘米的通道来说，流速超过 86 米/昼夜即已成为紊流了。

由于岩溶通道一般没有孔隙含水层那样的“天然过滤”作用，通道不但可以通过“水”，而且往往可以通过泥沙、石块。当泥沙、石块的堆积过多时，通道会被堵塞。而当地下水的流速增大时，泥沙、石块又能冲决疏通。因此，通道中的水流是否畅通，水大水小，水快水慢，往往是在变化的。

表 2-5 岩溶地区流向流速试验数据表

| 流向流速试验地段 | 地貌部位 | 投试剂点标高(米) | 观测点标高(米) | 试段地层 | 试段长(米) | 平均坡降% | 平均流速(米/昼夜) |
|------------|-------|-----------|----------|------------------|--------|-------|------------|
| 以礼河-金沙江 | 高原峡谷边 | 2093 | 1181 | P ₁ | 16000 | 5.7 | 1140 |
| 云南沾益花山水库 | 高原盆地边 | 1800 | | C _{2,3} | 93 | | 372 |
| 河池肯研水库 | 峰丛洼地 | 23 | 200 | D _{2,4} | 810 | 2.7 | 3535 |
| 罗城煤硫矿 | 坡立谷边 | 440 | 405 | C ₂ | 550 | 6.3 | 3058 |
| 罗城南 250 米 | 坡立谷地 | 322 | 322 | C ₂ | 150 | 0.26 | 492 |
| 罗城南 1300 米 | 坡立谷地 | 322 | 320 | C ₂ | 275 | 0.5 | 15 |
| 柳州市 | 平原河谷边 | 79 | 74 | C ₁ | 900 | 0.6 | 1270 |
| 宜山独山-拉友 | 峰丛洼地 | 234 | 216 | C ₂ | 6000 | 0.29 | 14400 |

2.3.2 地表水与地下水之间的迅速转化

岩溶地下水和地表水的相互转化, 不仅以分散的渗流方式进行, 而且更多地是以管道状的集中方式进行的。因此, 其转化的速度和规模都远较孔隙水和裂隙水为大。

在岩溶地区, 流量从几升/秒到几百米³/秒的地表河, 遇到溶洞或暗河时, 全部或部分转入地下。或者正好相反, 巨大的暗河突然涌出地表。这些现象, 都是常见的。有时同一条河流, 可以多次潜入地下, 露出地表, 反复地由地表水转化为地下水, 又由地下水转化为地表水。

2.3.3 岩溶地下水随时间的巨大变化

岩溶地下水主要受大气降水补给。由于我国岩溶地区大部分在季风影响带, 因此气候干湿季分明, 如以广西的金城江, 环江、南丹、合山各地为例(表 2-6)^[9] 每年五至八月这四个月内的降雨量。占全年总降雨量的 66-77%, 而从九月到次年四月的八个月里的降雨量, 仅占全年的 34-23%。再以昆明市为例, 多年平均降雨量为 1079.3 毫米, 而五至十月部降雨量为 961.5 毫米, 占全年总降雨量的 89%。这种干湿季极其分明的情况, 加上前述岩溶地区地下水在岩溶通道中运动、地下水地表之间迅速转化的特点, 就使得岩溶地下水的季节性变化也比孔隙、裂隙地下水的季节变幅大得多。资料表明岩溶地下水为年变幅, 许多地方达 20-50 米。

表 2-6 广西四个地区 5-8 月份降雨量年百分比统计表 (单位: 毫米)

| 地区 月份 | 金城江 | 环江 | 南丹 | 来宾合 |
|-----------|--------|--------|--------|--------|
| 一 | 31.6 | 19.7 | 34.2 | 27.8 |
| 二 | 48.5 | 32.3 | 36.7 | 44.4 |
| 三 | 64.9 | 35.5 | 63.0 | 34.4 |
| 四 | 80.4 | 110.3 | 80.8 | 144.7 |
| 五 | 260.2 | 298.1 | 193.5 | 208.0 |
| 六 | 269.3 | 277.0 | 242.6 | 374.0 |
| 七 | 293.6 | 200.7 | 257.6 | 264.0 |
| 八 | 246.9 | 167.0 | 210.6 | 322.2 |
| 九 | 86.6 | 74.7 | 91.9 | 5.4 |
| 十 | 80.5 | 38.5 | 81.5 | 46.9 |
| 十一 | 52.0 | 55.3 | 45.3 | 38.8 |
| 十二 | 31.8 | 36.7 | 42.1 | 8.6 |
| 总计 | 1557.9 | 1396.1 | 1380.0 | 1519.4 |
| 5-8 月降雨比例 | 69% | 67% | 66% | 77% |

岩溶地下水的流量年变幅可达几十倍到一百倍以上。如云南开远县的南洞暗河, 据 1980 年观测, 其 5 月份枯流量仅 $0.2 \text{ 米}^3/\text{秒}$, 而 7 月份的洪峰流量达 $20.2 \text{ 米}^3/\text{秒}$ (图 2-29), 相差达 101 倍; 在岩溶地区还有许多间歇泉在旱季断流, 再如云南蒙自县草坝的黑水洞, 每年仅在八、九月份一个月的时间出水, 洪峰流量达 $18 \text{ 米}^3/\text{秒}$, 总水量达 1166400 立方米, 而其余十个多月时间里完全断流 (图 2-30) [10]。

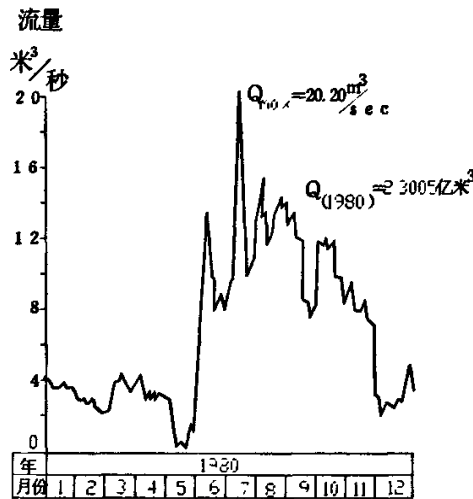


图 2-29 云南开远南洞暗河 1980 年度流量变化曲线图

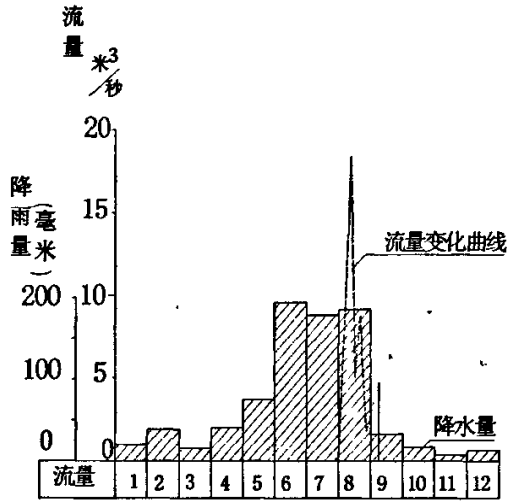


图 2-30 草坝黑水洞间歇性暗河流量变化与降水量关系曲线图 (1980 年)

岩溶地下水的季节性变化很大，这是一般常见的情况。但是，也有一些地区的岩溶地下水动态比较稳定。例如：山西省吕梁山东麓临汾县城附近的龙子祠泉，泉水受奥陶系灰岩岩溶水补给，出露于坡积层中（图 2-31），由于其补给来源较远（40-50 公里）补给面积较广（一千余平方公里），径流地区又广泛覆盖有石炭二叠系的非岩溶地层，因此其流量的变化对降雨量的反映比较迟缓，1956 年雨量最多在 8 月份，但龙子祠泉水洪峰却出现在 1957 年 2 月份，落后 6 个月（图 2-32）。据 1955-1958 年观测资料，该泉最枯流量 $5.3 \text{ m}^3/\text{s}$ ，而洪流量为 $6.7 \text{ m}^3/\text{s}$ ，多年变幅仅 1.26 倍^[5]。

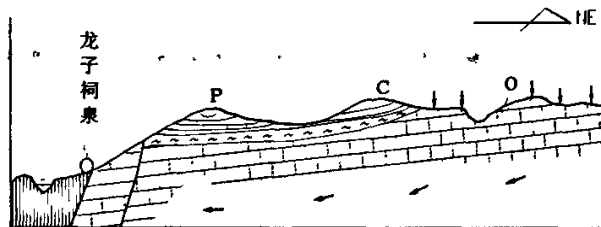


图 2-31 山西龙子祠泉补给来源剖面示意图

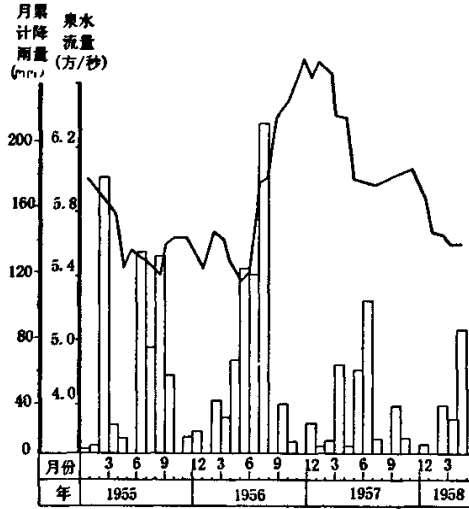


图 2-32 山西龙子祠泉水与降水关系曲线

2.4 岩溶地下水的补给来源和径流排泄方式

2.4.1 岩溶地下水的补给来源

最主要的补给来源是大气降水,在南方其主要方式是降雨,而在北方除降雨外还有融雪.此外河水,其它含水层、洞穴凝结水以及人工补给来源也在一定条件下占有一定比例。

(1) 大气降水渗入

大气降水对岩溶地下水的补给方式,与其它孔隙裂隙含水层不同,它一般不是以渗透方式补给的,而是通过溶洞、漏斗、溶蚀裂隙等岩溶通道大量的灌入地下。显然,岩溶地层分布的面积越广,其补给的面积越大,岩溶地下水的资源也越丰富。

(2) 洞穴凝结

关于洞穴中的凝结水对岩溶地下水的补给量,也有人作过一些观测研究,一般认为它与当地空气的温度、洞穴的体积、温度、气压以及空气在洞穴中的交替速度有关,而其比例仅占当地降雨量的 2.75-5.5%。因此,洞穴凝结水虽然也是值得注意的补给来源,但相对地来说是次要的。

(3) 其他含水层的补给

在有些情况下,其它含水层是岩溶地下水的重要补给来源。例如河南省焦作煤矿的演马矿的石炭系灰岩岩溶地下水,就受到上覆第四系砂砾石层(厚度为 30-50 米)中地下水的补给。

(4) 地表水渗透漏

地表河流的渗漏,有时可以成为岩溶地下水的重要补给来源。例如广西有个矿

井中上泥盆统灰岩的岩溶水，有三分之一以上是受其上游一条小河的渗漏所补给的。

(5) 人工补给

人工补给来源（如水库、渠道和工业废水的渗漏）有时也可以占岩溶地下水补给来源的相当比例。

2.4.2 岩溶地下水的径流形式

岩溶地下水径流形式，决定于岩溶通道的形态，而后者又受地质构造和岩溶发育程度的控制。一般来说，可以分为四种形式，即：管状、齿状、树枝状、网格状（参看图 2-33）^[21]。

2.4.3 岩溶地下水的排泄方式

最常见的是向河流排泄，在平原或高原盆地边缘则常以泉的形式排泄。还有补给其它含水层或人工排水系统等。

(1) 向河流排泄的岩溶地下水系

这方面的实例最多，有的在河边或河底下排出，如乌江沿岸许多暗河（参看图 2-2，表 2-1）；也有的河水面以上几百米的高处排出，如个旧市红河边上的大暗河口（参看图 2-8）。

(2) 在平原或盆地边缘以泉的形式的排泄

这也是比较常见的排泄方式，如济南趵突泉（参看图 2-9）。

(3) 补给其它含水层

如有的河漫滩上的砂砾石含水层受到其下伏岩溶地下水的补给。

(4) 补给人工集水建筑

如以岩溶地下水为水源的供水的供泵房、矿井疏干等。尤其是矿井疏干，有的降深达几百米，形成半径几公里至十几公里的降落漏斗，可成为大范围内岩溶地下水的排泄中心。

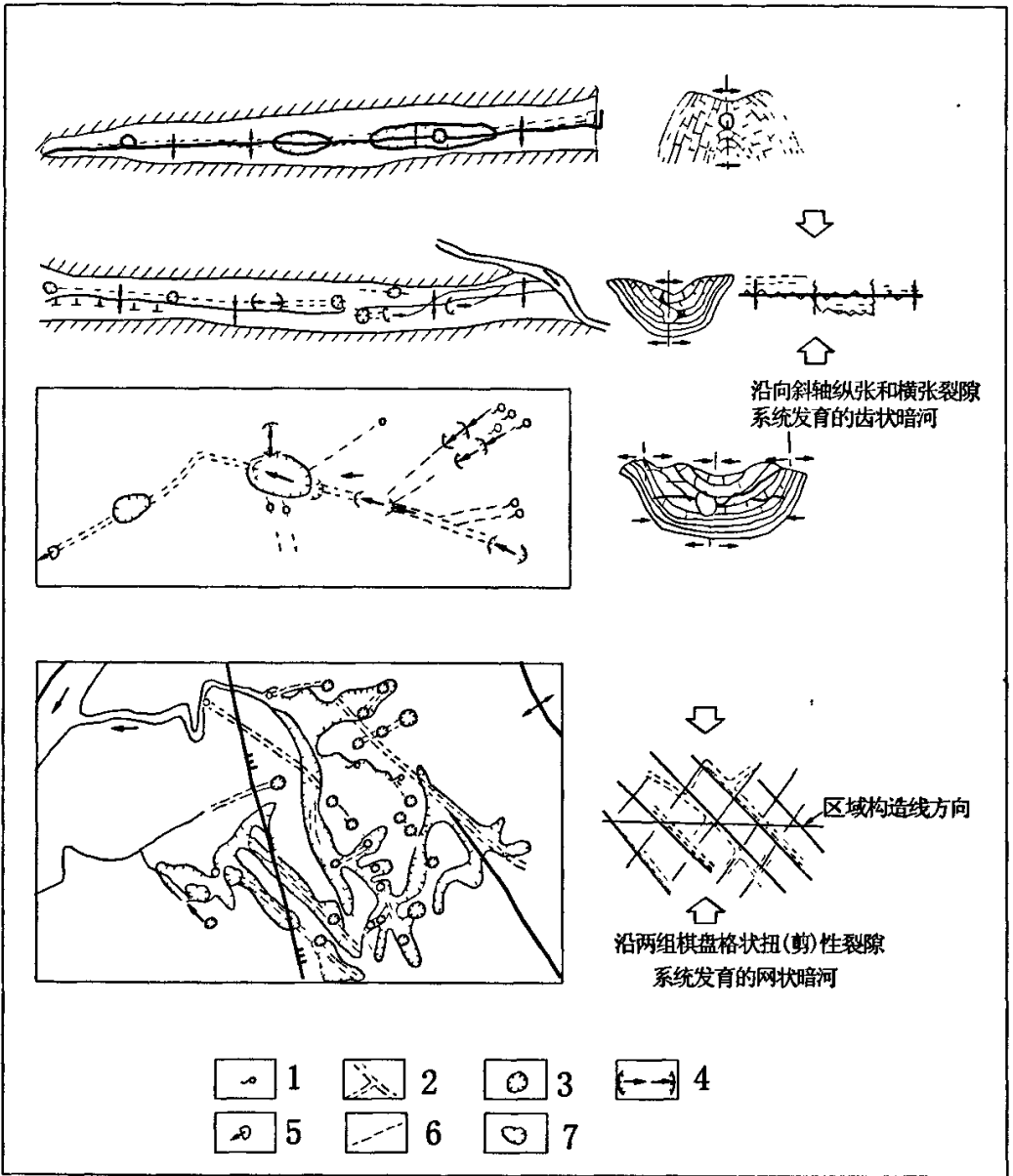


图 2- 33 地下河形态与构造裂隙关系示意图

a. 线状暗河; b. 齿状暗河; c. 树枝状暗河; d. 网格状暗河;
 1-泉; 2-暗河; 3-落水洞; 4-伏流及暗河出口、入口; 5-出水溶洞; 6-季节性地表水流; 7-溶蚀洼地

第三章 路基岩溶病害本质及调查

3.1 路基岩溶病害的本质

路基岩溶病害常见类型主要包括以下几种情况^{[26] [27]}：

(1) 由于地下洞穴顶板的坍塌，或因溶洞内充填物被地下水的运动所带走，使位于其上的路基发生塌陷、下沉或开裂。

(2) 较大的石芽石形成的地基局部不均匀，易使路基产生差异变形，且石芽周围充填软塑红粘土，影响路基的设计与施工。如图（4-4、4-5）

(3) 雨季落水洞难以及时下排水石，易在洼地、槽谷等形成积水区，从而影响路基的稳定性。由于地下岩溶水的活动或因地面水的排泄不畅，而导致路基基底冒水、水淹路基、水冲路基等病害。如图（4-1）

(4) 漏斗使地面呈凹陷状，其内土质疏松，填筑路基后，易引起进一步塌陷。

分析上述所列的路基岩溶病害的常见类型，再结合上一章讲述的岩溶地下水的活动特征，可以认为路基岩溶病害本质原因就是：岩溶水的运动和长期运动所形成的结构特殊的岩土体；特殊结构主要表现在特殊的土石界面与空隙（土洞和溶洞）岩土体^{[28] [29] [30]}。因此路基岩溶病害的调查治理都应抓住这两个方面，即：调查主要目的一方面要弄清岩溶水在时间及空间上的变化情况，另一方面要把握土石界面形态与空隙岩土体的分布及形态；治理时则要考虑这两个方面目前及将来对路基稳定性所构成的威胁，抓住其发育特点，采取合理措施，做到标本兼治。

3.2 路基岩溶调查特点

线路勘察一般穿越的地质单元较多，而勘察的时间较为紧张，即使是详细勘察也很难将沿线各种地质病害调查的很详尽；这样，在施工中某种病害往往会造成意想不到的破坏结果，给施工带来很大的难度，还会延误工期。在这种情况下，快速准确对病害进行调查，拿出安全、经济的处理方案并即时实施是必然的；对于路基岩溶病害而言，由于其隐蔽性强，情况更是如此。例如，湖南常德至张家界高速公路 K137+695~K138+210 段在开挖施工中，路基下及路堑中揭露了高 1.5~5.5 米，宽 3.0~6.0 米的地下暗河，对路基及路堑的稳定性构成的威胁，还严重影响了施工进度（具体见第五章的工程实例）。

通过对路基岩溶病害的本质认识，再结合岩溶病害调查的时间及空间背景，可以认为路基岩溶调查特点是：属于专向勘察，时间紧，目的性强，主要是查明

影响路基稳定性的范围内所发育的岩溶现象（溶洞、塌陷等）及岩溶水的活动情况，并作出合理评价及建议。

3.3 各种常用方法的研究

3.3.1 地质测绘

地质测绘包括地表测绘及洞穴调查。

地表测绘的基本要求^[31]，是在搞清各种有关的地质要素的基础上，查明场区岩溶现象分布与地下水的分布及运动情况，其中主要的是：

测区内岩溶与非岩溶地层在水平和垂直方向上的分布和相互间隔情况；

实地测绘场区岩溶地层内各种不同力学性的结构面的产状，弄清它们之间的配套关系，区分不同水理性质（导水或阻水）的结构面的主导方向；

根据各种天然及揭露水点的分布情况，区分它们是否与暗河系有关，以配合洞穴调查。还要结合地质构造、地貌条件初步摆出岩溶地下水系的位置及补给排泄情况。

洞穴调查的任务主要包括以下两方面^{[31] [32]}：

查明洞穴的形态特征及其和地质构造的关系，特别是顶板高度及结构面产状的测量，为研究岩溶的发育规律及顶板稳定性分析提供资料。

弄清地下水系的来龙去脉；通过对地下通道的追索，弄清各中地面天然水点之间的联系和地下水系的补给来源。

3.3.2 地球物理勘探

地球物理勘探是利用物体的不同物理特性来分别物体的，根据不同的物体特性因而有不同的物探方法，如电阻率法、电位法、频率测深法、电磁法、声波探测、放射性测井等等^[33]。对于岩溶病害探测常常采用：高密度电阻率法、自然电位法、视电阻率、探地雷达^[34]。下面就对这四种方法分别进行探讨。

（1）高密度电阻率法^[35]

高密度电阻率法是二十世纪八十年代地球物理工作者为适应山地物探的需要而提出的一种电法勘探新技术，其基本原理与常规的电阻率法完全相同，所不同的是高密度电法在观测中设置了较高密度的测点，现场测量时，只需要将全部电极布置在一定间隔的测点上，然后进行观测。在设计和技术实施上，高密度电测系统采用先进的自动控制理论和大规模集成电路，使用的电极数量多，而且电极之间可自由组合，这样就可以提取更多的地电信息，使电法勘探能像地震勘探一样使用覆盖式的测量方式。与常规电法相比，高密度电法具有以下优点：（1）电极布设一次性完成，减少了因电极设置引起的干扰和由此带来的测量误差；（2）

能有效地进行多种电极排列方式的测量,从而可以获得较丰富的关于地电结构状态的地质信息;(3)数据的采集和收录全部实现了自动化(或半自动化),不仅采集速度快,而且避免了由于人工操作所出现的误差和错误;(4)可以实现资料的现场实时处理和脱机处理,根据需要自动绘制和打印各种成果图,大大提高了电阻率法的智能化程度。

(2) 自然电位法^[36]

在电法勘探中,除广泛使用人工电场外,在某些情况下还可以利用天然电场。这是一种直流电场,往往和地下水的运动和岩石、矿石的电化学活动性有关,观测和研究这种电场的分布,可解决矿产勘探或水文、工程地质问题;这就是自然电位法。

一般情况下,含水岩层中的固体颗粒大多具有吸附负离子的作用,这样,有岩石颗粒表面吸附了负离子,结果在运动的地下水中集中了较多的正离子,形成了在水流方向为高电位、背水流方向为低电位的过滤电场。也就是说,一般在漏水点,将形成负自然电位异常,而在出水点,将出现正的自然电位异常。

(3) 视电阻率法^[36]

视电阻率法是以岩层电阻率为基础,根据电流场分布规律研究地下不同深度上地质构造的一种电阻率差异。通过改变供电电极极距的办法来获取不同深度上地质体的电阻率值,并利用专门的软件来处理不同的测点,不同深度上所探测到的大量数据,绘制出各种图件,在结合地质等其他相关资料的综合分析,就可以较为准确地确定覆盖层厚度、基岩起伏面、构造破碎带的位置及其有关参数。

(4) 探地雷达^{[37] [38]}

探地雷达(Ground Penetrating Radar,简称GPR)是探空雷达技术向地下的扩展。它是利用超高频(106-109MHZ)短脉冲电磁波来探测地下介质分布的一种地球物理勘探方法。探地雷达工作时,由地面通过发射天线T将高频电磁波以宽频带短脉冲形式送入地下,经底下地层或目的体反射后返回地面,被另一天线R接收。反射雷达波信号经过处理之后,输出一幅反射波的时间剖面图,由于不同介质的反射波形特征不同,因此根据雷达剖面图像,结合测区已知的地质和钻探资料以便划分不同截止界面以及探查介质内部结构。因此,地质雷达是工程地质勘察中一项高科技方法。它具有可视性强的和探测精度高的特点。

3.3.3 工程钻探

工程钻探一直是地质调查中最常用的方法,但所花费的时间较多。该方法不仅可以明确所钻位置及附近的地层情况(岩土性质、厚度、地下水位等),还可以进行钻孔的原位测试和利用钻取的岩土芯做室内测试,以便获取更多、更准确的岩土信息。

3.4 各种方法的综合运用及优化

上述所列的各种方法都有一定的局限性，在上文中所提到的特殊调查背景下，要快速准确的查明路基影响范围内的岩溶现象，各种方法的综合运用及优化是必然的。通过对岩溶水活动特征及路基岩溶病害本质特征的认识，结合上述各种调查方法的特点，并结合工程实践，提出如下综合的调查方法^{[27] [31] [38]}。

1. 资料的收集

主要是收集前期的勘察成果，以便获得场区的地形地貌、地质构造、水文条件、地层岩性、天气气候等信息。

2. 地质测绘

根据所收集到资料的情况来布置测绘任务。主要是查明场区地表水及地下水出露点的分布情况与水量的季节变化；查明不同岩性的隔水性及分布、出露结构面（层面裂隙、断层等）产状及性质；查明落水洞、溶洞、地下暗河等场区内岩溶现象的分布、形态及规模。其目的是初步把握地下水的流向与主导结构面的关系，各种岩溶现象的分布与主导结构面的关系；以便从总体上对场区岩溶发育情况及规律有一定的认识。

3. 工程物探

通过以上的的工作，物探的布置就有了指导依据，再根据场地的条件选择合适的物探探测手段。

4. 工程钻探

钻探是对由上述工作所确定的岩溶病害的发育情况进一步的确定；包括溶洞顶板厚度情况、暗河发育方向的把握、地下水埋深等信息。

5. 资料的综合分析及评价

在完成上面的工作基础上，对场区岩溶病害发育情况进行综合分析及评估，对场区岩溶现象的发育特征、规律进行总体上把握，为处理方案提供资料。

上述工作方法的各方面不是相互孤立的，在实际的实施过程是往往是相互关联的，特别是不同物探方法的成果之间以及物探与钻探成果之间的相互解释尤为重要。物探工作时间短，其成果对钻探工作指导性强，可以减少的钻探工作量，从而可以缩短调查时间。另外，物探在工程勘察中的应用，随着自身新技术与设备的不断更新及开发，探测精度相应的提高，必将发挥更出色的效果。

第四章 路基岩溶病害的治理

岩溶属于不良地质现象，往往给工程的建设带来很大的麻烦，但在长期的治理过程中，人们积累了丰富的经验。而对于路基岩溶病害的治理，这其中的关键是掌握岩溶发育特征的前提下，怎样结合路基的基础形式把已经成熟的各种分析方法及地基处理技术合理的运用并不断的总结，以提高实践能力。下文作者从路基岩溶病害的本质原因出发，对其主要的表现形式（路基岩溶水、路基岩溶塌陷及岩溶路基不均匀沉降）的分析及处理方法进行了探讨。

4.1 路基岩溶水的治理

路基岩溶水治理的基本原则是宜疏不宜堵。也就是说路基的修筑要保证流经该区域岩溶水的畅通；同样，这种思想应该贯穿于各种路基岩溶病害治理的方法之中。

一般情况下线路的选择应尽量绕开落水洞、溶蚀漏斗等岩溶现象强烈发育区；必须要经过时，一方面要作好调查工作，另一方面路基的基础形式的选择要慎重，尤其是填方区。例如湖南常德至张家界高速公路十八标段 K139+410~K139+560 段，原设计方案为高路堤，鉴于该区落水洞发育，且汇水面积大，在暴雨期间，落水洞下泄不畅，“岩溶壅水”现象时有发生，经专家讨论，将高路堤改为高架桥；虽然建设的资金投入及施工难度都增大了，但彻底地消除了岩溶水对路基的不利影响，如图（4-1）^[40]。

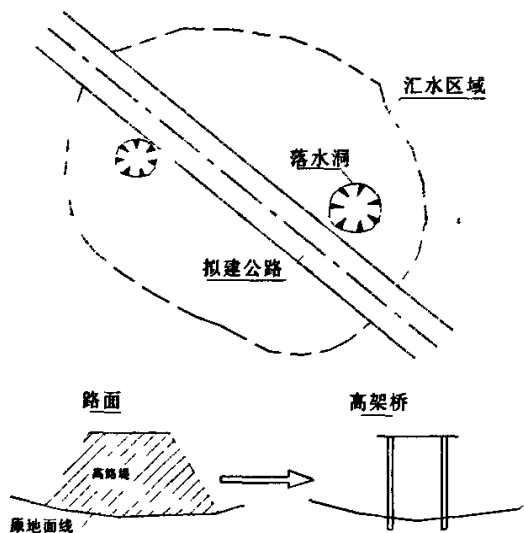


图 4-1 场地情况简图

4.2 路基岩溶塌陷的治理

路基岩溶塌陷从其发生的原因来看,可以分成两种情况^{[41] [42]}:

- (1) 路基中空隙岩土体(土洞、溶洞)的破坏所造成的;
- (2) 岩溶水长期运动过程中物质运移所造成的。

下面就这两种岩溶现象的分析及治理进行探讨:

4.2.1 路基溶洞的治理

1 溶洞顶板稳定性评

影响溶洞洞体顶板稳定的因素很多,内因有顶板厚度及完整程度、洞体跨度及形态、岩体强度及产状、裂隙状况及洞内充填情况;外因有荷载大小、作用次数和时间、温度、湿度等。岩溶空洞实质上是一种自然水动力开挖的隧道,故可将其视为隧道模型,采用各种简化方法进行研究和评价。故岩溶空洞稳定性分析评价过程的一般步骤为:实际洞体—几何模型—力学模型—数学模型—计算方法—结论^[43]。其核心内容是力学模型、数学模型及计算方法的研究。近年来在该领域内的研究取得较大进展,对岩溶空洞地基稳定性的分析评价经历了从定性—半定量—定量的过程。

1.1 定性评价法

定性评价法适包括综合分析法、经验比拟法。

(1) 综合分析法。该法可根据洞隙各项边界条件,对比表 4-1 中所列影响洞体的诸因素进行综合分析并作出评价。

(2) 经验比拟法。该方法根据评价对象洞隙条件,与条件相似的已有成功或失败工程实例进行类比评价^{[44] [45]}。

表 4-1 洞隙稳定性评价

| 影响因素 | 对稳定性有利 | 对稳定性不利 |
|-----------|--------------------------------|------------------------------------|
| 岩性及厚度 | 厚层块状、强度高的岩石 | 泥质岩、白云质灰岩,薄层状有互层且岩性软化 |
| 裂隙状况 | 无断裂,裂隙不发育或胶结好 | 有断层通过,裂隙发育,岩体被两组以上裂隙切割,裂隙张开,岩体呈平砌状 |
| 岩体产状 | 岩层走向与洞轴正交或斜交,倾角平缓 | 岩层走向与洞轴平行,陡倾角 |
| 洞穴形态与埋藏条件 | 洞体小(与基础尺寸相比较),呈竖向延伸井状,单体分布,埋藏深 | 洞径大,扁平状,复体相连,埋藏浅,在基底附近 |
| 顶板情况 | 顶板岩层厚度与洞径比值大,顶板呈板状或拱状,可见钙质沉积 | 顶板岩层厚度与洞径比值小,有悬挂岩体,被裂隙切割 |
| 充填 | 为密实沉积物填满且无水冲蚀的可能 | 未充填,水流冲蚀充填物,洞中见有近期塌落物 |
| 地下水 | 无 | 时有水流或间歇性水流,流速大,有承压性 |

1.2 半定量评价方法

目前已有一些对洞体稳定性分析评价的定量方法,但是由于洞体受力状况、围岩应力场的演变十分复杂,要确定洞体破坏形式和取得符合实际的岩体力学参数又很困难,加之受到探测手段的局限,很难查清洞体与围岩的边界条件与性能指标。因此,定量评价方法的应用在工程实践中受到很大限制,而半定量的评价方法较为实用,并且目前也在不断的探索提高。

1.2.1 顶板厚跨比法^[46]

该法常用于稳定围岩。根据近似的水平投影跨度 L 和顶部最薄处厚 h , 求出厚跨比 h/L , 作为安全厚度评价依据, 不考虑顶板形态、荷载大小和性质。因水平洞顶比拱形差, 故取近似水平状态的 h/L 作为估算安全厚度的最小比值, 由经验知 $h/L \geq 0.5$ 是安全的, 一般可取 $h/L \geq 1.0$ 作为安全界限。

1.2.2 估算顶板安全厚度法

对稳定围岩, 将溶洞围岩视为结构自承重体系, 据洞体形态、完整程度、裂隙情况进行内力分析, 所得 h 再加适当安全系数, 即为顶板安全厚度。

1.2.3 结构力学近似分析法

1) 按梁板抗弯估算安全厚度^{[44] [47]}

结合顶板厚跨比值, 抗弯厚度的估算可采用梁板拱的简化计算模型。

当厚跨比 $h/L < 0.5$ 、弯矩为主要控制条件时, 设溶洞宽度为 L , 顶板总荷载(自重和附加荷载)为 q , 梁板宽度(路基或桥基)为 b , 据抗弯验算:

$$6M/bh^2 \leq [\alpha] \Rightarrow h \geq \sqrt{\frac{6M}{b[\sigma]}} \quad \text{其中 } M = a \cdot q \cdot L^2$$

式中 $[\sigma]$ 为岩体允许抗弯强度, 灰岩一般为其抗压强度的 $1/8$, 见表 2; α 为系数, 当顶板有裂缝, 两端支座处岩石完整时, 按两个悬臂梁计算, α 取值为 $1/2$; 当顶板一支座处有裂缝, 而顶板其它地方完整, 按简支梁计算, 取值为 $1/8$; 当顶板岩层完整时, 按两臂固定梁计算, α 取值为 $1/12$ 。

当厚跨比 $h/L \geq 0.5$, 按拱计算, 可近似为圆拱。在内力分析后根据岩石力学指数进行应力验算, 对于石灰岩, 前苏联工程地质手册按表 4-2 关系取值。

表 4-2 岩石力学指标

| 强度比例 | 抗拉/抗压 | 抗剪/抗压 | 抗弯/抗压 |
|------|--------|--------|-------|
| 比值 | 1/16.9 | 1/12.1 | 1/8.4 |
| 百分比 | 5.9 | 8.3 | 11.9 |

当洞顶接近拱形时, 不论 h/L 如何, 均可按拱形进行计算。

2) 按梁板抗剪估算安全厚度

当洞顶板完整、岩层较厚、强度较高,但洞跨较小、剪力为主要控制因素时,采用这种估算法。设路基或桥基范围内溶洞顶板总荷载(自重和附加荷载)为 q , 该范围内顶板抗剪力为 T , 据极限平衡条件:

$$q - T=0, T=\tau *h*L, \text{ 则 } h= q / \tau *L$$

式中 τ 为岩体允许抗剪强度的 $1/12$, 见表 4-2; L 为溶洞的平面周长。

1.2.4 散体理论分析法

借助于隧道工程设计中采用的松散介质力学平衡理论,结合地质条件,简化引用。

1) 坍塌堵塞法^{[47] [48]}

适用于顶板严重风化,裂隙发育,有可能坍塌的溶洞、土洞。该方法认为洞顶坍塌后,塌落体体积增大,当塌落到一定高度时,洞体自行填满,无需考虑其对地基的影响,塌落高度再加适当的安全系数,便为顶板安全厚度。设溶洞体积为 V_0 , 高为 H_0 , 坍塌体积为 V , 高为 h , 岩石碎胀系数为 K (石灰岩一般取 1.2), 由假定得:

$$V * K= V_0+V, \text{ 则 } V= V_0 / (K-1)$$

若溶洞断面接近矩形和锥形,则计算式分别简化为:

$$h= H_0 / (K-1) \text{ 和 } h=3 H_0 / (K-1)$$

蒋继昭对塌塞法进行了改进后,用下式计算溶洞顶板安全厚度 h :

$$h= \lambda * \alpha (H_0 + \beta * M) / (K-1)$$

式中 h 为溶洞稳定时所需顶板厚度, m ; H_0 为溶洞无充填物洞段高度, m ; β 为洞内充填物修正系数; K 为岩石碎胀(松散)系数,一般取 1.2; M 为溶洞充填物厚度, m ; λ 为洞形修正系数,为安全计可取 $\lambda =1$; α 为顶板岩石风化完整性修正系数,一般取 $\alpha =0.3$ 。

当溶洞顶板厚度大于 h 时,溶洞稳定,反之则不稳定。

2) 经验公式法^[60]

松散层坍塌形成空洞,引起围岩强度降低,围岩应力重分布及空洞应力释放,形成松弛带,具有平衡拱作用。据大量隧道塌方统计,经验公式为

$$h=0.45 * W * S^{0.5}$$

式中 h 为垂直荷载计算高度, m ; W 为空洞宽度影响系数; S 为围岩类别。

3) 坍塌平衡法^[49]

据坍塌体平衡条件可以导出下面公式:

$$h=B/(2 \zeta * \text{tg } \theta)$$

式中 h 为洞顶以上维持坍塌体平衡的最小稳定厚度 m ; B 为空洞宽度, m ; ζ 为侧压力系数, $\zeta =\text{tg}^2 (45^\circ - \phi/2)$ 为松散体的内摩擦角, ($^\circ$); θ 为滑

移面的摩擦角, $\theta < \phi$ 。

所求厚度 h 加上荷载作用高度, 即为顶板的安全厚度。

胡宗汉^[61]在考虑松散体的粘聚力并忽略地表水渗流的动水压力和旋吸作用下, 也利用坍塌体平衡条件导出相似的维持坍塌体平衡的最小厚度公式:

$$h = (\gamma \cdot R - 2C) / 2\gamma \cdot \zeta \cdot \operatorname{tg} \phi$$

式中 h 为维持坍塌体平衡的最小稳定厚度, m; γ 为松散体的容重, KN/m^3 ; ϕ 为松散体的内摩擦角, ($^\circ$); R 为坍塌体半径, m; ζ 为侧压力系数, $\zeta = \operatorname{tg}^2(45^\circ - \phi/2)$; C 为松散体的粘聚力, kPa。

1.2.5 试验测试法^[44]

1) 电阻应变片测试法

对已查明的浅层洞体, 为验证在外荷载下洞顶板岩体的应力状态或已知裂隙面的变形情况, 可在洞顶施加载荷, 沿纵横洞轴方向贴设电阻应变片及布置挠度量测, 在加荷过程中追踪测量。根据测得的最大应力与岩体抗剪强度对比, 若后者大于前者的 5~10 倍, 则认为岩溶洞体的顶板是可靠的。为了解顶板岩体中某些裂隙处是否存在应力集中及明显的变形, 可在裂面上及其一侧分别贴电阻应变片量测, 若二者无明显差别, 则说明裂隙的存在并不影响顶板整体受力。

2) 载荷试验法

在有代表性的浅层洞体上, 将顶板岩体修凿呈一梁状, 有条件时在底面和侧面也可贴设电阻应变片, 并于其上分组加荷, 观察其应力和变形。通过试验可以了解在特定条件下洞体的变形特征、破坏形式和顺序。此外, 通过试验可以反求顶板岩体参数, 建立它与岩样强度指标、岩体纵波速度等的相关性, 借此评价其它洞体的稳定性。

此外, 半定量评价方法还有荷载传递线交合法等, 不再作一一介绍。

1.3 定量评价法

此法因涉及岩土体力学参数和边界条件甚多且不易确定, 故一般先由假定条件建立相应的物理力学模型或数学模型, 再进行分析计算, 据结果对岩溶空洞稳定性作出评价和判断。

1.3.1 稳定系数法^[52]

基底以下浅埋洞体稳定性评价取决于两类作用力的关系: (1) 致塌力, 包括洞顶岩土自重, 附加荷载, 垂向和侧向渗流力, 真空吸蚀力, 振动力; (2) 抗塌力, 主要是可能塌落岩土体局边摩阻力及颗粒联结粘聚力。

假定空洞顶板岩土体为松散破碎, 在其上部四周形成圆锥形破坏面和柱状塌落体, 由朗肯土压力理论, 求得塌落岩土体整个高度范围的圆柱体侧表面摩擦阻力 F 为:

$$F = \frac{1}{2} \gamma \cdot h^2 \cdot \pi \cdot b \cdot \operatorname{tg} \phi \cdot \operatorname{tg}^2 \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right) + h \cdot \pi \cdot b \left[q \cdot \operatorname{tg} \phi \cdot \operatorname{tg}^2 \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right) - 2c \cdot \operatorname{tg} \phi \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right) + 1 \right]$$

式中 γ 为岩土体的容重, KN/m^3 ; c 为岩土体的粘聚力, KPa ; ϕ 为摩擦角, ($^\circ$); q 为均布外荷载, KPa ; b 为土柱横截面直径, m ; h 为土柱高度, m 。

设 K 是表示岩溶地基稳定系数, 则:

$$K = F_1/F_2 = F_1 / (W + J + P_0 + q + Q_v) \cdot 0.25 \pi \cdot b^2$$

式中 F_1 、 F_2 分别为抗塌力和致塌力。 W , J , P_0 , q , Q_v 分别表示岩土自重、地下水垂向渗流力、真空吸蚀力、附加荷载作用力、振动作用力, 都可以计算出。

当 $K \geq 1.5$ 时, 岩溶地基稳定; 当 $K \leq 1.0$ 时, 岩溶地基不稳定。

1.3.2 普氏压力拱理论分析法^{[88] [54]}

适用于上覆岩土层厚度 $h > (2.0 \sim 2.5)h_1$ 的深埋洞体, 在岩土体中可以形成自然平衡拱(压力拱, 塌落拱), 压力拱高 h_1 与洞跨 $2b$ 和洞高 h_0 以及土层内摩擦角及坚固系数 f_i 有关, 压力拱高 h_1 和承载力 P_x 可以由下式计算出。

$$\begin{aligned} h_1 &= [b + h_0 \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right)] / f_i \\ P_x &= \left[\frac{1}{K} R_u \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right) (h_x - h_1 2Q_x) \right] / L_x \\ L_x &= \left[b + \left(h_0 + \frac{h_x}{2} \right) \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right) \right] \\ Q_x &= \frac{L_x \cdot h_x \cdot \lambda}{2} - \frac{2}{3} h_1 [b + h_0 \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ - \frac{\phi}{2} \right)] \cdot \gamma \end{aligned}$$

式中 $f_i = \operatorname{tg} \phi$, 可根据地质条件对 ϕ 进行修正后使用; h_x 为形成压力拱的岩土体厚度, m ; K 为安全系数, 岩石取 $1.5 \sim 2.0$, 土取 1.0 ; L_x 为压力拱平均跨度, m ; Q_x 为半个压力拱自重; γ 为岩土体的容重, KN/m^3 ; R_u 为岩土极限抗压强度, 岩石取 $R_u = 10000 \operatorname{tg} \phi$, 土取 $R_u = 13000 \operatorname{tg} \phi$, KPa 。

假设空洞上有均布荷载 q , 当 $q \leq P_x$ 时, q 全部由压力拱承担, 作用于洞顶垂直荷载 $q_v = \gamma \cdot h_1$; 当 $q > P_x$ 时, $q_v = \gamma \cdot h_1 + q - P_x$, 此时需要对增大空洞承载力进行验算, 才能判断洞体是否稳定。

1.3.3 有限元数值分析法

有限元法是一种十分成熟的数值方法, 它几乎适用于所有的计算领域, 具有适用性强、处理非均质、非线性、复杂边界问题方便等突出优点。目前, 有限元法已广泛应用于地基基础工程、地下工程等领域, 是分析岩土工程问题最有效的方法之一, 经过几十年的发展和应用, 积累了大量的程序资料, 但大多数有限元

程序都是针对结构问题开发的,用于岩土工程问题还有许多困难,特别是没有引入适合岩土材料的弹塑性模型,此外,有限元前后处理程序不完善,并且程序的数据输入量大,很难排除数据输入错误。故有限元法的应用,有待进一步发展和完善。

应用弹性力学有限元分析法,按地下工程平面问题,可计算出洞体围岩的应力场及位移场,对洞体的整体和局部稳定作出分析评价。

数值分析方法有两种发展趋势:一是有限元的发展,从平面有限元到三维有限元,从弹性有限元到弹塑性有限元,使有限元分析结果更能反映实际情况;二是大量新型数值计算方法的应用,如边界元法、离散元法、拉格朗日元法等,这些数值方法的应用必将促进地下工程地基稳定性分析研究的发展。

1.3.4 应用统计法

上述各种分析方法,都是针对洞体单体而言。对于整个岩溶区地基稳定性的评价,廖如松^[55] ^[56]根据岩溶塌陷成因和形成条件,应用数学地质方法,提出了一种定量评价和预测岩溶塌陷的方法——逐步判别分析法。同时,项式均等^[57]在应用地质定性分析基础上去合多元统计的定量方法,探讨出一种对岩溶塌陷区发展趋势预测和评价的有效方法。

1.4 小结论和建议

1)可将岩溶空洞简化为隧道模型,运用古典理论、弹性、塑性及散体理论进行稳定性评价,但其假定条件和边界条件不易确定,且取值不尽合理,这种假设对于岩层比较破碎和不稳定的情况是可以的,但对于具有一定承载能力的空洞顶板则不然。对于稳定围岩可视为自承重结构;对于不稳定围岩则用散体理论进行半定量和定量分析法评价。

2)要根据岩溶勘察程度和工程对地基的要求来选用不同的评价方法。一般情况下,对初勘阶段和一般工程地基用定性评价;对详勘阶段和施工勘察阶段及重要永久性工程地基,用半定量、定量方法综合分析评价。

3)根据岩溶空洞围岩的差异,对其稳定性评价时要选择不同的评价方法。对于稳定围岩,可以用厚跨比法进行评价,当能够取得参数时,可以将洞体顶板视作结构自承重体系,用结构力学分析法进行评价,根据顶板形态、成拱条件及裂隙切割情况,分别将其作为梁板或拱受力计算或进行有限元数值分析;对于不稳定围岩,选择散体理论分析方法中诸如坍塌平衡法、坍塌填塞法、经验公式法以及稳定系数法等半定量、定量分析评价法。

4)溶洞和土洞要选择不同的评价方法。对于土洞,一般采用散体理论进行稳定性评价,此外,要分清土洞是浅埋还是深埋,从而选择稳定系数法或是普氏压力拱折法;对于溶洞,当溶洞顶板围岩比较松散破碎时,可以采用散体理论进

行分析评价,当顶板围岩稳定时,可以采用结构力学近似分析法进行分析评价。

5)要分清评价对象是岩溶空洞单体还是整个岩溶区地基。对岩溶空洞单体的稳定性分析评价,可据洞体及围岩具体情况选用前述适当的方法;对整个岩溶区地基,应在单体评价的基础上用应用统计分析法分析评价其相互关联及整体稳定性。

6)岩溶地基稳定性研究的发展起势,必将是由定性到定量,由平面到三维的过程。因此,加强实验室模拟研究,引入模糊理论、可靠性理论,以及大力开展数值分析方法的应用研究势必促进岩溶地基稳定性分析研究的发展。

2 路基溶洞病害的处理

路基溶洞经过稳定性分析评价之后,视具体情况采取处理措施。对顶板厚度满足设计稳定性要求可不必处理,但对于土洞,即使暂时稳定,由于自然条件的变化,还可继续发展,故对已查明的土洞必须进行工程处理;对于溶洞顶板厚度满足不了设计稳定性要求的情况,要采用相应的地基处理措施,以确保路基的长期稳定,通常采用如下三种方法:

(1) 开挖处理

该方法是根据场地的实际情况,将查明的溶洞直接凿开,再用碎石或混凝土回填,有地下水通过时则要保证其畅通。

(2) 注浆处理

对于开挖条件不具备,可采用注浆处理;注浆时要密切注意是否有跑浆现象,有则可以通过添加速凝剂或增加骨料比例等措施。

(3) 路面连续配筋混凝土板跨越补强处理

这种方法是针对对路基下溶洞的发育情况掌握不够全面,为了安全起见,用连续配筋混凝土板跨越进行补强处理;有两种做法,一是将该板直接作为路面,二是将该板置于沥青路混凝土路面层之下;要特别强调的是这种板采用了双层配筋结构,以增加其抗剪切性能。

4.2.2 路基岩溶塌陷注浆治理

上文所提到的岩溶塌陷产生的第二种原因,其典型的模式如图(4-2)^[59],这种情况下采取注浆处理是必然的。例如,在京广铁路复线衡阳—广州段,针对这种现象,采取注浆处理,就取得了良好的效果。

1 路基塌陷产生的根本原因和决定因素

1.1 土石界面的岩溶裂隙通道是土颗粒运移的先决条件

岩溶裂隙无论是管道型,还是裂隙型,其中的土颗粒在地下水的带动下均可自由运移,这是岩溶地区产生地表塌陷的内在原因。而溶洞的形成一般多受构造

裂隙控制,因此隐伏岩溶溶洞顶板大范围完整是不可能的。顺构造裂隙或构造复合部位会产生岩溶裂隙或通道,俗称土石界面处的岩溶“天窗”参见图(4-2)^{[26][50]}。

1.2 诱发因素是地表塌陷产生的必备条件

(1) 没有水的活动,即使岩溶极发育,也难以产生土颗粒位移,地表塌陷也就没有产生的条件。

(2) 自然状态下的地下水升降、地表水下渗的侵蚀作用,产生地表塌陷是有限的、缓慢的和长期的。自然状态下地下水的水力坡度和季节性水头差的影响所形成的水平侵蚀和垂直侵蚀作用很小,难以引起土颗粒大量运移且位移量很小,即使土颗粒产生运移也只是缓慢的。

(3) 人为活动条件改变了自然状态下地下水的运动规律,其水平方向水力坡度和垂直方向的波动幅度(甚至日变化幅度)都大幅度陡升,足以使溶洞中及土石界面的土体通过岩溶裂隙运移。

地下水的频繁活动,导致岩溶裂隙、溶洞内的土颗粒产生运移,一旦形成隐伏土洞并逐渐扩大直至产生地表塌陷,往往是长期的,甚至是一个较长的历史时期。

2 路基塌陷注浆治理可行性

2.1 岩溶病害路基注浆整治机理

根据上述地表塌陷的主要影响因素,采用土层注浆,只能充填土层裂隙,不会产生质的变化,土颗粒仍会在地下水潜蚀作用下携带运走,因此土层注浆只能达到路基的暂时稳定,只要产生病害的诱发因素依然存在,地质灾害仍会继续发展。所以在整治过程中只有解决存在的关键问题,即岩溶通道及水环境,病害问题就可迎刃而解^[59]。其整治处理方法如下:

方法一:切断土石界面的岩溶通道,阻止上部土层颗粒运移,病害可以从根本上治理。

方法二:控制人为活动,恢复水环境至原始状态,维持水均衡,可以减轻病害程度和发生的频率,对流失的空间进行再充填,可以达到相对的平衡。

2.2 浆液填充及流动规律

路基塌陷注浆是地表施工、低压灌注,与其他类型注浆(如堵水、防渗等)在机理上存在明显不同。因此注浆的原理、设计原则、注浆工艺等与之也有较大的差异。根据注浆实践和观察结合流体力学理论分析,浆液运动规律如下^[60]。

(1) 液从高压向低压方向运动,即首先填充地下无压地带(如空洞、土洞、或半充填、全充填流动稀泥的溶洞),当空洞充满之后,浆液必然将通过岩溶“天窗”向压力最小的地表扩散并涌出地表。

(2) 在土层或溶洞充填物中浆液流动垂直于土层等压线,并沿最短或最近

的距离流动；在岩层中浆液流动主要顺岩溶裂隙扩散。

(3) 由于岩溶发育的不均一、土层不均质，浆液必将呈不均匀扩散，且浆液扩散不构成整体或面状，在溶洞及土层中多呈脉状或树枝状，仅在空洞及充填松软的溶洞顶部结石成块状。

3 注浆工艺与设计

3.1 注浆工艺

通过反复灌注水泥浆或水泥玻璃浆等浆液充填岩溶及岩溶裂隙，堵塞岩溶“天窗”，阻止土颗粒在垂直和水平方向的运移，实质上是形成一个防止土颗粒运移的“准水平帷幕”，从而达到路基的稳定。具体工艺如下^[61]。

(1) 将注浆套管嵌入基岩并与之固结呈封闭的注浆管，使浆液压入岩溶裂隙和溶洞中。

(2) 浆液在岩溶中凭借压差“寻找”低压及岩溶薄弱环节直至返至地表，采用相应工艺，逐渐将路基范围内“天窗”封堵。

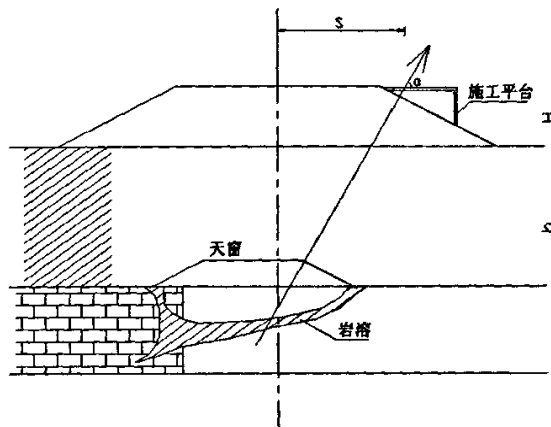


图 4-2 斜孔设计大样图

3.2 钻孔设计与注浆量计算

3.2.1 钻孔设计

1 钻孔密度的设计

岩溶发育的复杂性及不均一性，使查明岩溶的实际分布、空间形态及发育特征难度很大。因此，一般情况下，注浆孔均采用均匀布置，除判明了准确的土洞和“天窗”位置可集中布孔应采取针对性注浆外，注浆布孔原则如下。

(1) 钻孔密度适当，控制在 $30\sim 50\text{m}^2/\text{孔}$ 为宜。钻孔过密，浆液串孔严重，注浆相互干扰达不到质量提高的目的和良好的效果，同时大大增加了钻探的工程数量。

(2) 注浆孔距、排距应小于浆液扩散半径，并应相互搭接。

根据相关资料,在这种岩土环境下,注浆影响较常见的距离为 8m 左右,钻孔过稀易造成注浆空白区,遗漏岩溶“天窗”。考虑注浆的相互搭接,孔距宜 6.0~7.5m 左右。

(3) 当钻孔密度受各种外界条件限制难以达到合理密度时,可采用增加斜孔设计;增长钻孔注浆段长度;改善注浆工艺等手段达到注浆质量要求。

(4) 注浆孔的布置主要根据注浆加固工程所处的路基类型(新建、改建、既有)、线路标准(单线、双线)、路基型式(路堤、中壑)、工程所处线路地段(区间、部场、枢纽),一般可采用等边三角形、等腰三角形、等腰直角三角形等形式布置。对可溶岩裸露地区,应实地测绘并结合物探成果按照构造线或岩溶发育布置钻孔^[62]。

2 钻孔深度的设计

根据路基病害成因及注浆机理,钻孔深度的设计原则如下。

(1) 钻孔必须钻入基岩(灰岩)面以下,以岩溶发育标高作为设计孔深的依据,原则上钻孔要遇到岩溶通道。

(2) 钻孔在土石界面以下灰岩段不少于 5m,未遇岩溶通道应加深 2~3m。

3 斜孔的设计

根据相关资料,在岩溶路基病害处理中斜孔的注浆效果较直孔好。尤其是线路中心底部的塌陷病害宜设计斜孔注浆。

斜孔设计倾向宜垂直线路走向,倾角采用式

(1) 计算,见图 4-2。

$$\begin{aligned} \operatorname{tga} &= \frac{(H+h)}{S} \\ a &= \operatorname{arctg} \frac{(H+h)}{S} \end{aligned} \quad (1)$$

式中: a ——钻孔倾角; ° ;

H ——路堤高度, m;

h ——第四系松散土层厚度或第一层溶洞深度, m;

s ——孔位至线路中线的垂直距离, m。

3.2.2 注浆量计算

1 注浆量计算公式

注浆量计算常采用经验数据法、工程地质比拟法、浆液均匀扩散的单孔注浆计算法等三种方法^[63]。鉴于岩溶的不均一性,本文重点介绍整体计算法,计算公

如下，如图 4-3。

$$P = V \times \beta \times a / m \quad (2)$$

其中： $V = A \times L \times \eta$

式中： p ——注浆折合水泥重量。T；

v ——岩溶注浆体积， m^3 ；

β ——岩溶中水泥结石充填系数，按水平帷幕考虑，空洞 $\beta = 1$ ，充填溶洞 $\beta = 0.7 \sim 0.2$ ；

a ——浆液损失系数， $1.1 \sim 1.2$ ；

m ——水泥结石率，指 1t 水泥制成水泥浆后结石的体积为 $0.6 \sim 0.9$ ；

A ——注浆控制面积， m^2 ；

L ——注浆段长度， m ，应考虑土石界面处土层厚 $0.5m$ ；

η ——岩溶率或土层裂隙率。

2 注浆计算参数的选择与确定

(1) 注浆控制面积 (A) 的计算原则。注浆控制面积是注浆量计算的重要数据。

$A = \text{线路长度} \times \text{注浆宽度 } B$

注浆宽度 B 的确定。路堤：与路堤填高关系密切，计算至坡脚外 $2m$ 见图 2。路堑：一般可采用中线两侧各 $8m$ ，或侧沟外 $4m$ ，或挡墙顶外 $2 \sim 3m$ 。

(2) 注浆段长度 L 。灰岩段一般采用 $5 \sim 8m$ ，另考虑土石交界面处土层加固厚度，平均按 $0.5m$ 计见图 4-3。

(3) 岩溶率 η 。由于何种岩溶率难以准确得出，目前一般采用线性岩溶率。

(4) 浆液损失系数 a 。当注浆加固范围（面积）较大时，特别是宽度较大，损失系数可取 1.05 ，甚至 1.10 。

当注浆加固范围（面积）较小时，宽度较窄或岩溶极发育时，损失系数取 1.20 。

(5) 浆液充填系数 β 。当溶洞无充填物时，充填系数为 1 。当岩溶充填率越高时，“水平帷幕”机理，充填系数随之降低；该系数有待进一步总结、调整和完善。

(6) 水泥结石率。根据试验, 1 吨水泥制成水灰比 1: 1 的水泥浆, 其结石率近于 1 m^3 , 但由于岩溶中注浆充填物具有过滤作用, 水分流失, 因此浆液水灰比降低, 结石率明显降低, 所以水泥结石率一般采用 0.6~0.7。

路基岩溶塌陷注浆设计的工程数量往往与施工实际存在一定的误差, 这种误差的存在有岩溶率选用、勘探精度和注浆参数合理选择等理论上的误差, 也有施工不到位, 注浆技术、工艺没掌握, 甚至指导思想上的施工误差, 因此需要在注浆工程实践中进一步总结提高。

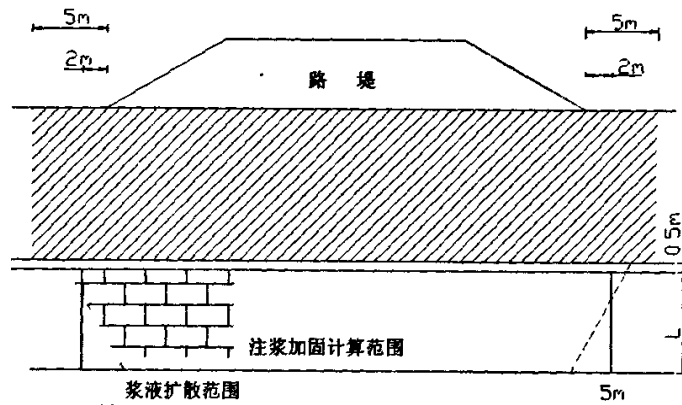


图 4—3 注浆设计横断面图

4.3 岩溶路基不均匀沉降的治理

岩溶路基不均匀沉降主要是因为岩溶地区特殊的土石界造成的, 这种特殊性主要表现之一就是基岩面起伏大, 如图 (4-4、4-5); 这种病害的治理主要考虑路面设计标高、路基影响深度、路基持力层三方面的影响因素。

路基持力层选用土层, 则路基影响深度内突出的岩石就是造成不均匀沉降的处理对象, 如图 (4-4) 一般做法是在上面增加蠕垫层或将其挖掉一部分再做蠕垫层, 以达到均匀沉降效果。

反之, 持力层选用岩石层, 则基岩之间的土层就是处理对象。一般做法是将土层挖掉, 再用混凝土填补, 如果土层太深则混凝土中增加钢筋, 如图 (4-5)。

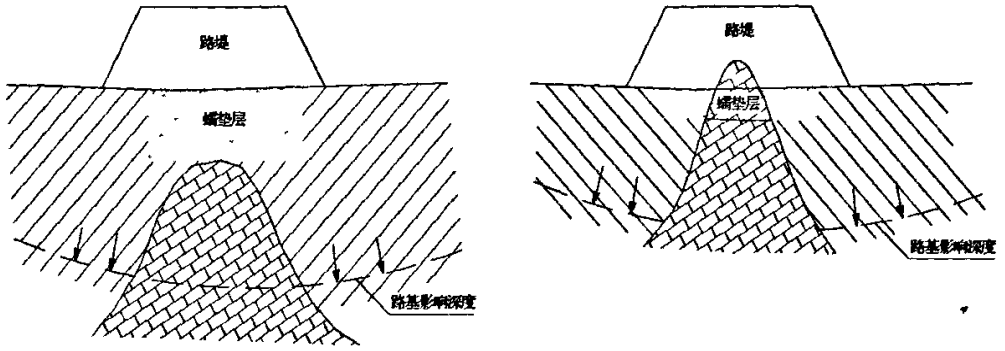


图 4-4 灌浆层处理示意图

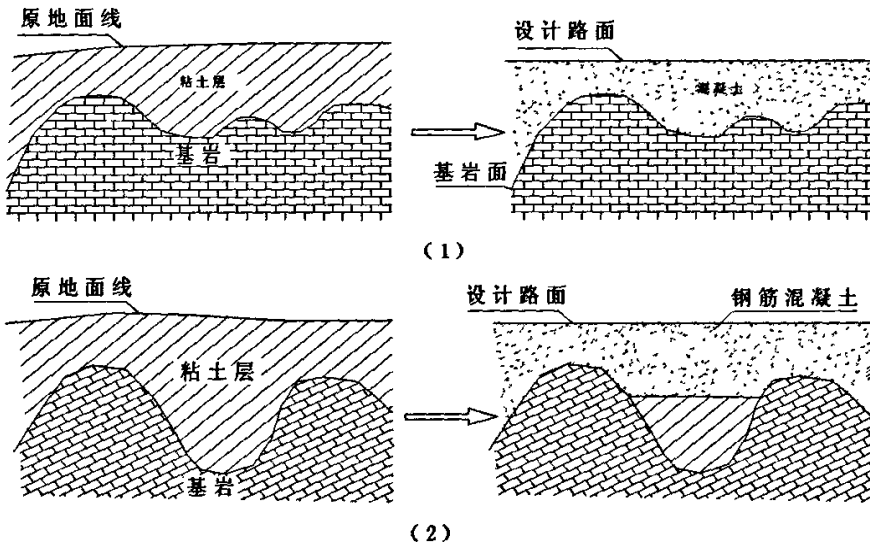


图 4-5 混凝土填补效果示意图

第五章 工程实例

5.1 工程概况

湖南常德至张家界高速公路建设项目目前处于施工阶段。由于前期的勘察工作不尽详细,在靠近张家界的几个标段,施工中揭露了大量的岩溶现象,尤其是十七标段 K137+695~K138+210 段岩溶发育情况最为突出,路面下、路堑中揭露了大型的溶洞及地下暗河(如图 5-1),给施工带来极大的难度,路基的长期稳定也受到严重威胁。在这种情况下,快速、准确的查明岩溶发育情况,提出并实施治理方案是非常紧迫的。

5.2 岩溶的调查

5.2.1 资料的收集

相关的资料主要来源于该段线路的详细勘察报告。主要包括以下信息:

(1) 自然地理

本次补充勘察场地(K137+695~K138+210)位于慈利县甘堰乡太平村境内。原始地貌单元属溶蚀剥蚀丘陵及坡地。场地中部为一条 $140^{\circ}-320^{\circ}$ 方向的山脊与山丘,南东与北西两侧为冲沟及丘坡,地形起伏较大,地面边坡角为 $20^{\circ}-40^{\circ}$ 。最高黄海高程为南侧的山丘 269.50m,最低黄海高程为北侧(K137+550 北约 100m)冲沟为 165.10m,最大绝对高差 100m 左右。山坡上植被发育一般,第四系残坡积层覆盖较薄,路基南东侧为岩溶残丘地貌,北西侧为剥蚀丘陵地貌。

地内岩溶发育,南东侧可见大量的溶芽、溶洞、溶槽及落水洞组成溶蚀地貌,北西侧山脊形成剥蚀丘陵地貌。

场地内属亚热带季风湿润气候区,气候湿和,日照充足,雨量充沛,年降雨量 1100-1400mm,春夏之交多暴雨,4-6 月份约占全年降水量的 40%,大气降雨是地表水、地下水的主要补给来源,

场地内北东向与北西向冲沟发育,但地表水系不甚发育,7-10 月地表干涸未见水流。雨季,地表水由溶沟、溶槽、落水洞渗入地下转为地下水,地表水水流不多见。场地北东(K137+450)最大的溪流,旱季亦可断流。

(2) 区域地质及构造

据施工图阶段工程地质勘察报告及《大庸幅区域地质报告》(1:20 万)等资料表明,区域地层主要由寒武系、奥陶系、志留系组成。场地仅为奥陶系的硅化瘤状灰岩与寒武系板岩。

区域构造为武陵运动抬升的北麓,区域构造主要为北东向,属于中国岩溶

分区只鄂西、湘西亚热带侵蚀—溶蚀复合作用岩溶区，其岩溶循北北动向压性构造带和与之相垂直的张性兼扭性的断裂带构成的“多字型”构造体系，岩溶化岩石受构造线控制，岩溶地貌分布也都受构造体系的约束。场地处于北东向马鞍山背斜的北西翼，距马鞍山背斜轴部约 1km。

(3) 地层岩性

根据本次勘察所获资料及已收集到的区域地质资料，现将场地内地层可划分为第四系植物层 (Q^{pd})、残坡积层 (Q^{dl+el}) 及基岩三大单元层，按从上至下的顺序分述如下：

a、第四系植物层 (Q^{pd})

种植土：土黄色、灰褐色，湿，结构松散，成份由粘粒、粉粒为主，含植物根须，为稻田、菜地的耕表土，层厚 0.20-0.50m，分布于山坡与冲沟内。

b、第四系坡残积层 (Q^{dl+el})

低液限粘土：褐红色、土黄色、灰褐色，干—湿，可塑—硬塑状，溶沟、溶槽内为软塑状。其厚度分布不均匀，冲沟内厚度一般为 1-5m，最大厚度大于 5m，山坡上厚度一般为 0-3m，溶沟、溶槽中厚度为 0.5-3m。该层分布较广泛。

c、奥陶系 (O)

弱风化硅化瘤状灰岩 (层序号 3-2)：灰色、紫红色、酱色，隐晶—细晶结构，中—厚层状构造，局部块状构造，硅、钙质胶结，局部铁泥质胶结，节理裂隙发育，结构面呈褐红色，溶沟、溶槽、溶洞较发育，且以垂直发育为主，部分充填—无充填，充填物为粘土与岩石碎块。该层分布于路基与东南部，倾覆于西北部。

d、寒武系板岩 (Є)

灰黄色、灰黑色、灰色，泥质结构，薄—中厚层状构造，岩层产状，倾向 $290^{\circ} - 330^{\circ}$ ，倾角 $35^{\circ} - 45^{\circ}$ ，节理裂隙较发育，岩石较破碎，抗风化能力弱，浸水易软化，强风化岩呈土黄色，灰色岩石呈碎渣状，山坡上厚度为 0-10m，变化较大，冲沟内厚度较小，厚度 0-5m。弱风化岩岩石较硬，岩石大部分呈碎块状—大块状。该层分布于场地的北西部。

5.2.2 地表测绘及洞穴调查

地表测绘主要完成了以下任务：

地下水出露点的位置及其水量季节变化调查；

场区内所出露的两种岩石的产状、裂隙发育情况以及接触关系；

洞穴调查主要是：溶洞的位置、形态、深度；地下暗河测绘（延伸方向、顶板稳定性、裂隙、）；

将上述信息综合在一起，就得到一张场区地质简图，再结合上述的工作成果，可以初步推断出，岩溶的发育方向与岩层的走向基本一致；这对物探探测剖面的

布置有重要的指导意义。

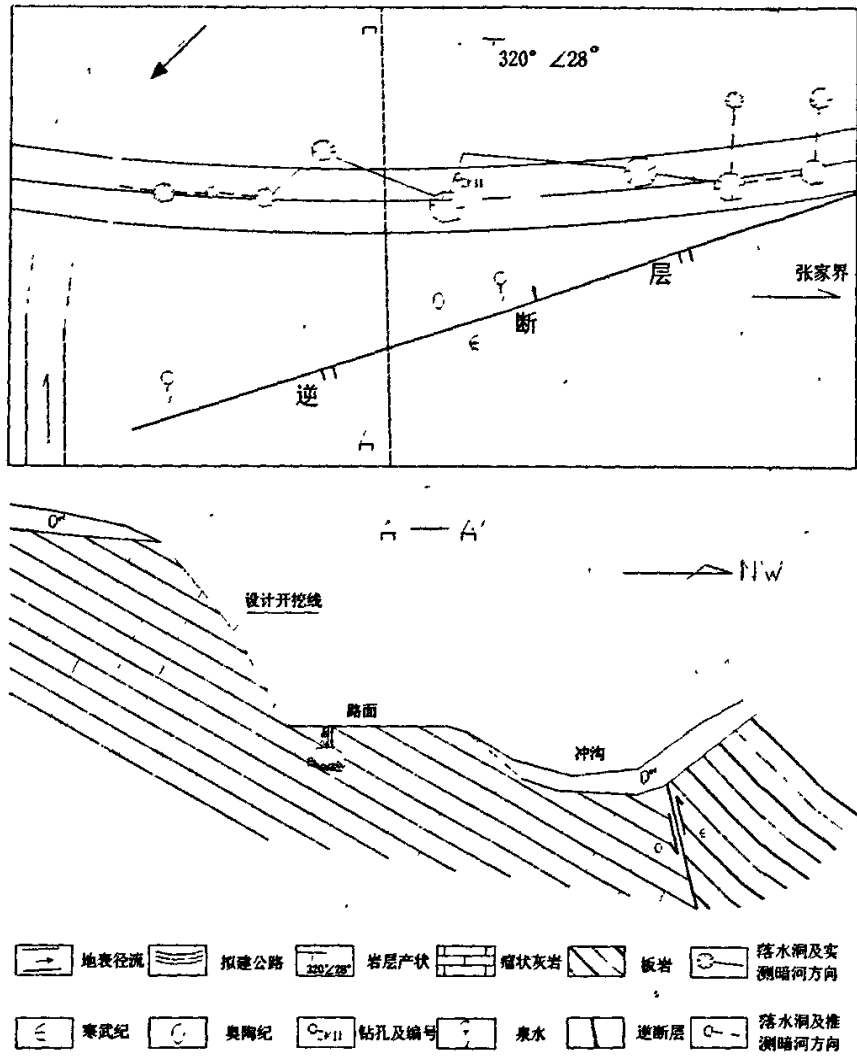


图 5-1 场区地质情况简图及 A-A' 剖面示意图

5.2.3 物探工作的布置

根据场地的实际情况，决定采用高密度电阻率法，探测剖面与岩层走向大致垂直，间隔 20-30m。

(1) 工作方法介绍

本次采用 MNB 三极装置，其特点是测量时测量极不动，供电极逐点向右移动，得到一条滚动线；然后测量极和供电极同时向右移动一个电极，测量极不动，供电极向右移动，得到另一条滚动线；这样不断滚动测量下去，可得到参数 ρ_s 的

矩形断面,再经过计算机处理自动得到反映该测线下面一定深度范围内岩土电性变化的视电阻率剖面图。

表 5-1 工作区主要介质电阻率

| 介质 | 电阻率 ρ_s ($\Omega \cdot M$) |
|----|------------------------------------|
| 灰岩 | $n \times 10^2 \sim n \times 10^4$ |
| 粘土 | $n \times 10^1 \sim n \times 10^2$ |
| 水 | <100 |
| 空气 | ∞ |

(2) 工作参数

在探测工作正式开始之前,需进行现场实测试验,即在已知钻孔位置或其它已知地下目标体位置进行多参数测试,确定地表覆盖层及基岩、岩溶发育区的物探结果的电性特征,确定最优探测参数,以便获得满意的探测图像和数据结果。通过多参数的对比探测、试验,选定工作参数如下:

探测方式: MNB 装置

最小极距: 1m、2m

剖面总数: 30

供电电压: 180~360V

(3) 探测质量检查

为确保本次工作的探测质量,在现场工作时,按各仪器操作手册、技术规范严格执行,改善激发、接收、接地条件,克服现场随机干扰。采用了同位置重复检测的自检以及选择有代表性的工点采用不同的仪器和操作人员重复观测。一般来说每 10 条测线进行一条测线的重复观测,进行数据采集检查,在分析解释工作中,用多软件进行数据处理,计算机成图,同一测线二次观测的结果位置绝对误差不超过 0.2m,以保证探测成果的质量。

5.2.4 钻探工作的布置

通过完成上面的工作,钻探工作的布置就有了指导,其工作量也大大减少,这样就节省了大量的时间。钻探工作的主要目的是对测绘与物探成果的证实,同时根据其所揭露溶洞的情况,对溶洞顶板的厚度有一定的把握。如图 5-1 中 ZK11 钻孔位置就是物探剖面反应有溶洞的存在,经钻探证实的确存在溶洞。

5.2.5 综合分析及评价

对上述工作成果进行分析总结,可以得出:

(1) 场区岩溶发育主要受两组裂隙控制, 一组属纵张性, 为主导裂隙, 控制暗河的走向, 其特征为: 走向基本与岩层走向一致, 倾向 $130^{\circ} - 150^{\circ}$, 倾角 $65^{\circ} - 80^{\circ}$, 一般垂直岩层倾向切割, 且深度大, 呈闭合型, 裂隙面粗糙, 一般为紫红色, 粘土充填与方解石脉充填。另一组呈张扭性, 与第一组裂隙呈垂直关系, 其特征为: 一般垂直岩层倾向切割岩体, 具等距性, 倾向 $40^{\circ} - 60^{\circ}$, 倾角 $80^{\circ} - 88^{\circ}$, 裂隙面为上宽下窄, 在灰色瘤状灰岩中多形成溶沟、溶槽, 局部形成落水洞与溶洞, 地表被粘土全充填。在紫红色瘤状灰岩中, 溶蚀现象不突出, 节理裂隙都被粘土充填。该组裂隙是接受大气降水补给, 渗入岩体中形成地下水的重要通道。岩溶通道分布总体呈齿状, 见图 (2-33)。另外, 在地下水长期作用下层面间泥化夹层发育。

(2) 根据测绘、物探、钻探资料溶洞顶板标高距路面设计标高 1.8-3.0m。洞穴调查资料表明顶板裂隙发育, 在开挖震动过程中已有大量的大块岩石从洞顶坠落, 并且时有发生; 洞宽一般 3.0~6m, 洞高一般 1.5~5.5m, 顶板稳定性总体上差, 需采取有效的处理措施。

5.3 治理

根据以上调查成果, 对路基稳定存在威胁因素主要是溶洞及岩溶水; 因此, 首先必须对路基下洞室顶板的稳定性作出评价。

5.3.1 稳定性分析

对所掌握的资料进行分析, 决定采用定性法之综合分析法与半定量法中的顶板厚跨比法 (h/L) 对场区内洞室顶板进行稳定性分析。

(1) 表 5-1 所列的对顶板稳定性有不利影响的诸多因素中, 会造成路基下洞室顶板失稳的主要因素有: ①构造应力作用下发育的裂隙 (特别是上文中提到两组控制裂隙); ②地下水作用下岩层间发育的泥化夹层; ③岩层厚度 (中厚层) 对洞径的比值小; ④洞室埋藏深度相对路面设计标高而言较浅; ⑤地下水对洞室的作用仍然存在。另外, 开挖施工也会造成洞室的整体稳定性的减弱。因此, 初步判定场区路基下洞室顶板稳定性差, 难以满足设计强度要求。

(2) 根据顶板厚跨比法, 对照上文中的相关数据, 得 h/L 值在 0.3~0.5 之间; 因此, 按照 $h/L \geq 1.0$ 为安全界限, 洞室顶板达不到安全要求。

5.3.2 洞室的处理

根据上述对路基下洞室顶板强度稳定性分析的结果, 显然需要对洞室采取相应的处理措施, 以确保路面的长期稳定; 经过对场地诸多影响因素的考虑, 决定

根据上述对路基下洞室顶板强度稳定性分析的结果,显然需要对洞室采取相应的处理措施,以确保路面的长期稳定;经过对场地诸多影响因素的考虑,决定先将路基下洞室的顶板凿开,然后将洞室中的泥及块石清掉,最后用卵石填实;这样,既可以承受上部的荷载,又能保证地下水的畅通。洞室处理前后典型剖面图如下图 5-2。

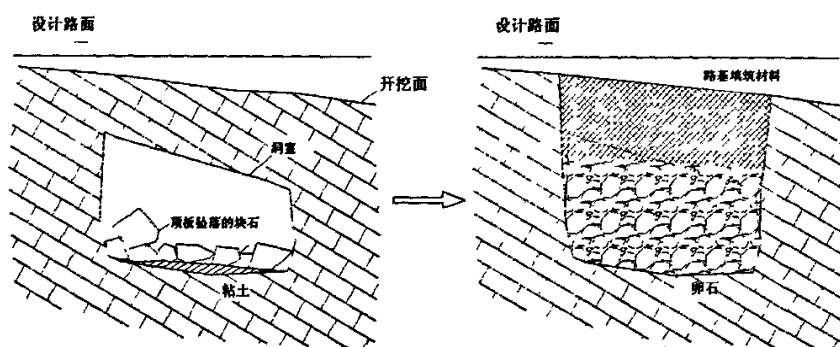


图 5-2 洞室处理前后典型剖面示意图

第六章 结束语

6.1 结论

本文通过对岩溶水发育特征的认识,结合路基岩溶病害几种常见类型,对路基岩溶病害的本质进行了归纳。对路基岩溶病害的调查的特殊时间及空间背景进行了分析,在总结各种调查方法之后,提出了一套针对路基岩溶病害的综合调查方法。其次对路基岩溶病害的治理方法进行了探讨,重点对路基岩溶水、路基岩溶塌陷、岩溶路基不均匀沉降三种病害的分析与处理方法进行了研究。取得的主要研究成果如下:

(1) 本文通过对岩溶水发育特征的认识,结合路基岩溶病害几种常见类型,对路基岩溶病害的本质进行了归纳,认为:岩溶水的运动和长期运动所形成的结构特殊的岩土体;特殊结构主要表现在特殊的土石界面与空隙(土洞和溶洞)岩土体。这对路基岩溶病害的治理有重要的指导意义。

(2) 针对路基岩溶病害调查的特点,在研究各种常用调查方法之后,结合许多工程实践,提出了一套综合调查方法,即:由资料收集——地质测绘——工程物探——工程钻探——综合分析及评价。该工作方法在实际的路基岩溶调查应用中取得了好的效果。

(3) 对路基岩溶病害本质原因的主要三种表现形式(路基岩溶水、路基岩溶塌陷、岩溶路基不均匀沉降)分析方法及治理措施进行了探讨。对路基岩溶水的治理强调宜疏不宜堵。将岩溶路基塌陷的原因分为两种,即:空隙岩土体与岩溶水运动造成的物质运移;对溶洞稳定性分析方法进行了归纳总结,这对以后从事该方面研究有重要的参考价值;对路基下溶洞提出了三种常用处理方法;对于岩溶水长期运动造成的物质运移而出现的路基塌陷的注浆治理方法进行了探讨,通过对检索文献中相关经验的总结,并结合工程实践,对注浆工艺、注浆钻孔设计、注浆量的计算提出了经验性成果和计算式;岩溶路基不均匀沉降的治理,则要结合路面设计标高、路基影响深度、路基持力层来综合考虑,对于土中的岩石或岩石中的土采取相应的处理措施,以满足沉降要求。

6.2 建议

勘察方法的综合运用及优化反应在勘察时间花费的减少与成果资料准确性的提高,尤其是对本文所提到的路基岩溶调查背景更是有必要;文章中所提出的路基岩溶调查的工作方法有局限性,特别是对于覆盖型岩溶;今后这方面研究的

关键问题是：(1) 岩溶地区不同工程地质条件下工程地质勘察理论及方法 (2) 各勘察阶段岩溶地区综合勘察技术的合理性、准确性、精确性的评价标准 (3) 不同条件下各种经典物探方法效果及其组合方式 (4) 岩溶工程地质勘察中各种使用方法的条件。

对于路基岩溶病害的治理，论文中提出的分析及治理方法还需要在实际的运用中不断的总结，以提高其适用性；这其中的关键是掌握岩溶发育特征的前提下，怎样结合路基的基础形式把已经成熟的各种分析方法及地基处理技术合理的运用。

参考文献

- [1] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究, 科学出版社. 1979
- [2] 聂跃平. 碳酸盐岩性因素控制喀斯特发育特征. 中国岩溶. 1994, 13 (1): 76-82
- [3] 王宇. 云南省岩溶水开发条件研究. 中国岩溶. 2000, 19 (2): 129-135
- [4] 陈文俊. 地苏岩溶地下暗河系研究. 中国岩溶. 1988, 7 (3): 223-231
- [5] 何宇彬. 试论均匀状厚层灰岩水动力剖面及实际意义. 中国岩溶. 1991, 10 (1): 1-10
- [6] 陈文俊. 中国南方岩溶地下水. 地质学报. 1982, 55 (2): 143-151
- [7] 卢耀如. 中国岩溶地区水文环境与水资源模式. 中国岩溶. 1988, 7 (3): 193-199
- [8] 郭纯青. 中国岩溶地下河系及其水资源. 中国岩溶. 2001, 28 (5): 43-51
- [9] 光耀华. 广西岩溶地区水资源开发利用问题. 中国岩溶. 2000, 19 (3): 251-260
- [10] 李希文. 个旧某些岩溶型矿床的地质特征. 中国岩溶. 1985, 4 (1. 2): 165-174
- [11] 郭玉文. 山东岩溶泉. 中国岩溶. 1989, 8 (1): 2-11
- [12] 范爽秋, 陈伟海. 来宾岩溶地下水分布特征及开发利用. 中国岩溶. 1995, 14 (4): 330-341
- [13] 李德荣. 试论不同力学性质的断裂构造的富水部位及富水性. 地质科学. 1975, NO. 2: 2-13
- [14] 徐开礼. 构造地质学. 地质出版社. 1984
- [15] 姜本. 南方典型岩溶地区岩溶发育的垂直模式与煤矿水害防治. 中国岩溶. 1985, 4 (3): 241-250
- [16] 陈文俊. 岩溶发育过程及岩溶水运动特征. 水文地质工程地质辑. 地质出版社. 1974, 158-164
- [17] 任美镠, 刘振中. 岩溶学概论. 商务印书馆. 1983. 89-168
- [18] 广西水文地质队编著. 岩溶地区供水水文地质找水方法. 地质出版社. 1979
- [19] 袁丙华, 毛郁. 中国西南岩溶地区地下水资源[J]. 水文地质工程地质. 2001, 28 (5): 46-54
- [20] 卢玉东, 张俊, 孙建中. 广西来宾小阳平岩溶地裂缝研究. 中国岩

溶. 1997, 16 (3): 244-249

[21] 王可羽, 邹文明. 鄂西-重庆地区岩溶水文地质环境基本特征. 中国岩溶. 1984, 3 (4): 133-142

[22] Lu Yao Ru . Karst Geomorphocological mechanisms and types in China. International • Geomorphology. 1986 Part II. Joun Wile&Sons Ltd

[23] R. J. McGrath, P. Styles. Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain. Environmental Geology. 2002, 42(5)552-557

[24] Bonacci. Ground water behaviour in karst: example of the Ombla Spring. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts Volume: 32, Issue: 6, September, 1995, pp. 257A-258A

[25] Hall, P. J. McCusker, A. J. Bingham, C. T. Site investigation, monitoring, and successful landfill closure within a karst terrain. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts Volume: 33, Issue: 2, February, 1996, pp. 93A

[26] 陆杰. 邵怀高速公路岩溶环境浅析. 勘察科学技术. 2003 (2): 35-38

[27] 杨银湖, 黄正发. 京珠线湖北省南段岩溶地质问题与勘察对策. 地球科学-中国地质大学学报. 2001 (4): 73-77

[28] 曾经道, 张举贤. 津浦铁路泰安岩溶地面塌陷成因与整治. 铁道工程学报. 1996 (02): 45-48

[29] 任国华. 论岩溶地面塌陷的形式机制与防治. 中国煤田地质. 1994(02): 54-58

[30] 刘秀峰, 姜金华等. 隧道地表塌陷成因分析及治理对策研究. 水害治理的途径. 中国经贸导刊. 2002 (15): 18-22

[31] 李彦军. 岩溶地质综合勘察方法. 铁道建筑. 2000 (05): 25-29

[32] 林宗元主编. 岩土工程勘察设计手册. 辽宁科学技术出版社, 1996. 886-965

[33] 王立群. 中国工程物探的现状与发展. 地球物理学报. 1994 (01): 8-13

[34] 刘崧. 物探方法在岩溶勘查中的应用综述. 地质科技情报. 1997 (02): 38-45

[35] 易永森. 地下物探地岩溶塌陷勘查中的应用. 中国地质灾害与防治学报. 1997年S1期: 86-89

[36] 张致付, 程志平. 物探方法在探测岩溶构造中的应用. 桂林工学院学

报. 2003 (01): 75-78

[37] 郭正言, 刘长平. 地质雷达在岩溶地区公路工程勘察中的应用. 中国公路学报. 1999 (11): 63-68

[38] 陈韶光, 程志平. 公路路基工程勘察的物探方法研究. 桂林工学院学报. 2000 年 S1 期: 70-75

[39] R. J. McGrath, P. Styles. Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain. Environmental Geology. 2002, 42(5) 552-557

[40] 朱自强, 黄弘. 湖南常德至张家界高速公路十八标段 K139+410~K139+560 岩溶补充勘察报告. 2003

[41] 易永森. 地下物探地岩溶塌陷勘查中的应用. 中国地质灾害与防治学报. 1997 年 S1 期: 53-56

[42] 张运标. 新建城镇隐伏型岩溶的勘察与治理. 中国地质灾害与防治学报. 1998 年 S1 期: 42-46

[43] 周建普, 李献民. 岩溶地基稳定性分析评价方法. 矿业工程. 2003, 23 (1): 4-8

[44] 岩土工程手册编委会. 岩土工程手册. 中国建筑工业出版社, 1994. 648-662

[45] 高大劼. 沿途工程标准规范实施手册. 中国建筑工业出版社, 1997. 253-258, 366-368

[46] 甘峻. 松中国建筑工业出版社, 1994. 岩溶地基及其处理中国建筑工业出版社, 1994. 科学勘察技术. 1986 (5): 35-40.

[47] 李斌. 公路工程地质 (三版). 人民交通出版社, 1989. 147-153

[48] 李智毅等. 工程地质学基础. 中国地质大学出版社, 1990. 179-180

[49] 蒋继昭. 南(宁)柳(州)高速公路洛维大桥桩基岩溶问题. 广西交通科技. 1997 (4): 22-24

[50] 陈国亮. 岩溶地区地面塌陷的评价与处理. 工程勘察. 1983 (1): 25-30

[51] 胡宗汉. 唐山市东矿区塌陷形成机制及其防治. 水文地质工程地质. 1991 (4): 34-36

[52] 黄伯瑜. 岩溶地基稳定性评价与工程处理. 勘察科学技术. 1988 (3): 1-6

[53] 彭柏兴等. 建筑地基中防空洞的勘察评价和工程措施. 南昌水专学报. 1999 (2): 43-48

[54] 彭柏兴. 利用卸荷拱理论对地质中防空洞进行评价和处理. 勘察科学

技术. 1999 (1): 25-31

[55] 廖如松. 应用逐步判别法预测岩溶塌陷探讨—以桂林岩溶地区为例. 中国岩溶. 1987 (1): 79-90

[56] 廖如松等. 岩溶塌陷实例研究及评价—以桂林某高层建筑场区为例. 勘察科学技术. 1990 (6): 1-6

[57] 项式均等. 湖北大冶县大广山铁矿岩溶塌陷的预测和探讨. 中国岩溶. 1987 (4): 297-314

[58] Garlicki, A. , Pulina, M. , Rozkowski, J. . Karst phenomena and their influence on the groundwaters threat in the Wieliczka salt mine (Polish) . Geomechanics Abstracts Volume: 1997, Issue: 3, May 6, 1997, pp. 191

[59] 吴治生等. 岩溶病害路基注浆机理及设计. 路基工程. 2003 (5): 46-50

[60] 阮文军. 注浆扩散与浆液若干基本性能研究. 岩土工程学报. 2005 (1): 25-29

[61] 邱晴川, 王彤标. 贵州省黎平机场溶洞、软土注浆处理试验报告. 2001

[62] 童立元, 刘松玉. 公路路基下伏煤矿采空区注浆处理设计计算方法探讨. 岩土工程学报. 2003 (3): 33-38

[63] 陈步荣, 许艳. 软土地基加固工程中水泥掺加量的测定和计算. 江苏建材. 2003 (2): 66-69

[64] Rodriguez, R. . Mapping karst solution features by the integrated geophysical method . International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics. Abstracts Volume: 33, Issue: 2, February, 1996, pp. 76A-77A

[65] Larocque, M. , Mangin, A. , Razack, M. , Banton, O. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France) Journal of Hydrology Volume: 205, Issue: 3-4, March, 1998, pp. 217-231

[66] Deborah J. Goodings , Waleed A. Abdulla Stability charts for predicting sinkholes in weakly cemented sand over karst limestone Engineering Geology 2002, 65(2-3)179-184

[67] Xu Ruichun, Yan Fuzhang. Karst geology and engineering treatment in the Geheyan Project on the Qingjiang River, China. Engineering Geology. Volume: 76, Issue: 1-2, December, 2004, pp. 155-164

致 谢

本文是在胡祥昭教授的悉心指导下完成的。导师严谨的工作作风、敏锐的洞察力、对工作的高度热忱，使我认识到真正的学者风范，是我今生的学习榜样。两年来，跟随导师学习期间始终得到胡老师的关怀和指导，并给我提供了良好的学习环境。在论文完成之际，首先谨向我的导师致以诚挚的谢意。

在整个研究生学习期间，始终得到戴院长以及其他老师的关心和帮助，在此向我的老师们表示特别的感谢。

我的师兄弟和同学与我一起学习和生活，结下了深厚的友谊。特别是唐雪梅博士、王明艳博士、唐军峰硕士、柳群义硕士、苌红涛硕士、黄克海硕士、彭志勤博士等给予了我无私的帮助，深表谢意。

感谢中南大学、地学院的培养。

攻读学位期间主要的研究成果

主要科研活动与工程实践

1. 2003年7-9月,参加了乌江构皮滩水利枢纽工程岩质高边坡稳定性研究课题,主要从事结构面的测绘、统计与分析工作;
2. 2003年9-10月负责湖南常德至张家界高速公路K137+695-K138+210段施工阶段岩溶勘察,项目负责人。
3. 2004年3-6月参加了广东LNG站线项目输气干线工程(天然气管道)工程地质详勘,主要负责黄沙河、乌洲涌、响水河、窖边海四条中型河流穿越详勘任务。
4. 2004年6-12月负责湖南常德至张家界高速公路K149+810-K150+030右侧及K150+650-K150+900左侧路堑边坡的勘察、设计、施工管理。

发表的学术论文

1. 汤新福, 胡祥昭, 唐军峰. 湖南常德至张家界高速公路 K137+695~K138+210段岩溶施工勘察评价. 2004年湖南矿物岩石地球化学论丛. 2004. 7: p347~350
2. 唐军峰, 胡祥昭, 汤新福. 浅谈高等级公路边坡病害及处治. 西部探矿工程, 2004 (5): 179~180
3. 唐军峰, 胡祥昭, 汤新福等. 滑动测微计在大直径桩身检测中的应用. 勘察科学技术, 已录用。
4. 唐军峰, 胡祥昭, 汤新福等. 基于灰色系统理论的桩基承载力预测. 工程建设与设计. 2004 (10): p41~43

作者: 汤新福
学位授予单位: 中南大学

相似文献(10条)

1. 期刊论文 [巴特尓, 陈登齐, 刘忠贵, Bateer, EN Deng-qi, LIU Zhong-gui 裸露型岩溶石山地区典型储水构造地下水开发利用——贵州卡罗背斜地下水开发利用 - 贵州地质2008, 25\(1\)](#)

贵州省南部裸露型岩溶石山地区分布着较多封闭条件良好的背斜构造,其核部大面积分布碳酸盐岩,岩溶极为发育,受翼部隔水性良好的相对隔水层阻隔,形成汇流型背斜储水构造,平塘县卡罗背斜为该类型背斜储水构造的典型代表之一。该流域系统中地下水资源丰富,但脆弱的岩溶环境导致了岩溶干旱、岩溶洪涝及石漠化等生态环境问题。本文通过分析卡罗背斜的地质成因,从岩溶地下水开发利用的角度,探索以地下水开发为龙头改善生态地质环境的途径,提出了相应的地下水开发利用方案。

2. 期刊论文 [郭芳, 姜光辉, 蒋忠诚, GUO Fang, JIANG Guang-hui, JIANG Zhong-cheng 中国南方岩溶石山地区不同岩溶类型的地下水与环境地质问题 - 地质科技情报2006, 25\(1\)](#)

依据碳酸盐岩的出露形式、岩性和层组类型、大地构造等,将南方岩溶环境系统划分为裸露型、埋藏型、覆盖型和断陷盆地型,其中裸露型又可分为连续型和间互型。简要叙述了连续性、间互型、埋藏型和覆盖型岩溶区的大地构造、岩性和岩层组合方面的特征,结合多个典型点最新的研究成果,重点介绍了连续型岩溶区的地表水缺乏、污染、内涝和石漠化问题,提出修建水窖、封山育林等措施缓解缺水 and 治理石漠化;同时介绍了间互型岩溶区的地表、地下水污染、缺水、石漠化问题,提出依托高位隔水层溶注成库、寻找蓄水构造打井、封山育林等治理措施;最后介绍了埋藏型岩溶区的缺水、石漠化和塌陷问题,指出打井、恢复植被等治理措施。

3. 期刊论文 [袁景花 索风营水电站岩溶及地下水物探勘查 - 贵州水力发电2004, 18\(2\)](#)

乌江索风营水电站坝区及库区碳酸盐岩地层分布,岩溶极为发育,为尽快查明枢纽区岩溶水文地质条件,采用了快速、高效、低耗的物探勘查方法。先后在库区使用EH4连续电导率成万象系统进行地下岩溶探测、同位素环路追踪及综合测井等以查明地下管道分布和地下水的活动规律;坝区则以大功率声波CT技术为主,辅以电磁波CT、高密度勘探,以查明坝基及坝肩两岸岩溶发育情况。上述物探勘查成果为评价该水电站库区渗漏条件、坝基稳定及坝绕渗漏,以及地下厂房的工程地质条件等提供了可靠的依据。

4. 学位论文 [赖树钦 岩溶矿区微量元素水文地球化学及其水文地质条件识别——以福建马坑铁矿为例 2008](#)

中国矿产资源丰富,矿产资源的开发利用是我国经济发展的重要组成部分和既定国策。然而,特定的地质条件决定了我国大量矿区的矿体与灰岩地层密切相关,岩溶含水层成了矿床开发的一大隐患。尤其是近年来,随着经济的高速发展,矿产资源需求急剧上升,老矿区加大向深部开采,新矿区匆忙上马,从而产生了一系列与岩溶水有关的(涌)突水灾害问题,导致矿难频发。“严峻的安全生产形势不仅严重威胁着人民群众生命安全和健康,也影响到社会安定和谐”。矿区的安全生产与社会稳定迫切要求我们加强岩溶水文地质研究,从不同的角度开展矿区水文地质工作,查明矿区水文地质条件,以最大限度的减少水害以及水害造成的损失。

目前,矿山水文地质中多采用野外调查、钻探、物探、地下水长期观测与抽放水试验,主要从水动力场角度来研究岩溶水文地质条件,计算涌水量,以指导矿区防治水;而忽略了水化学场特别是微量元素在矿区水文地质条件研究中的作用。

本文通过对矿区地下水微量元素水文地球化学特点的研究,分析了微量元素的形成与迁移机理,并应用微量元素水文地球化学对矿区水文地质条件进行识别,探讨地下水微量元素在矿区水文地质条件调查中的应用模式。

通过以上研究,得到了以下的主要结论。

1、地下水微量元素只是一个相对的概念,本文将地下水微量元素定义为含量(103-1) $\mu\text{g/l}$ 的元素。它一方面具有微量元素的化学特性,另一方面处于地下水系统中,受地下水径流作用影响明显,从而具有独特的水文地球化学特性:(1)地下水微量元素与流经岩层中的微量元素具有一致性;(2)地下水微量元素化学性质符合稀溶液定律;(3)地下水微量元素具有同族相关性;(4)地下水微量元素对水文地质条件变化反映敏感,因而地下水微量元素可以识别和解决某些水文地质问题。

2、马坑矿区各类地下水的化学特征对比分析表明:(1)矿区岩溶水、砂岩裂隙水及花岗岩裂隙水水化学特征不同。岩溶水以 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 离子组份浓度最高,水化学类型为 HCO_3-Ca 型;砂岩裂隙水宏量离子的含量相对岩溶水来说较低。阴离子以 HCO_3^- 为主,阳离子的仍以 Ca^{2+} 为主,其地下水类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na}$ 型水;花岗岩裂隙水阴离子以 HCO_3^- 为主,阳离子中 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 的含量相差不大,其水化学类型属 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na} \cdot \text{K} \cdot \text{Ca}$ 型水。(2)含水层岩石中元素含量的高低影响了地下水中主要组分的含量;(3)从补给到径流区,地下水中 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 等各组分的含量表现出增加的趋势,反映随着径流距离的增加,地下水与岩石的作用时间增加,因而由于溶滤作用而进入地下水中的组分增加。(4)对矿区的岩溶水进行碳酸平衡分析,结果表明矿区内岩溶水都未饱和,说明矿区岩溶水为近源补给,但其方解石饱和指数 SI_{Ca} 和白云石饱和指数随径流发生变化,也可以反应地下水的岩性和径流特点。

3、马坑矿区地下水微量元素分析表明:(1)地下水微量元素主要有22种,但是各微量元素含量差别较大,达3到4个数量级。其中 Fe 、 Al 、 Mn 、 Sr 、 P 、 Zn 的含量较高,为几十到几百 $\mu\text{g/l}$; Mo 、 Rb 、 Ba 、 Cr 、 B 的含量次之,为几到几十 $\mu\text{g/l}$; 而 Ti 、 Cu 、 Pb 、 V 、 Se 、 Sb 、 Y 、 As 、 U 、 Sc 、 Co 的含量较低,低于 $10 \mu\text{g/l}$ 。(2)不同类型地下水中微量元素的含量不同,总体上看,岩溶水中微量元素的含量最高,而花岗岩裂隙水中含量最少,说明微量元素的含量特征可以反应其径流含水层的岩性差别;(3)同一类型地下水中微量元素的变化范围较大,说明微量元素除受地下水类型影响外,还对地下水的径流条件非常敏感;(4)地下水微量元素与岩石中微量元素有较好的对应关系,说明地下水中的微量元素主要来源于含水层;(5)地下水微量元素与宏量元素表现出较好的相关性,其中 Cr 、 Fe 、 V 、 Co 、 Zn 、 Se 、 Sr 、 Pb 、 U 与 Ca 相关, Mn 、 As 与 Mg 的相关, Sc 与 Na 相关。

4、为充分反映矿区的水文地质条件,应对众多的微量元素进行分析,确定特征元素。特征元素选择时主要考虑(1)能反映地下水的含水层及径流条件;(2)特征元素之间应关系互异;(3)在地下水中主要以简单离子的形式存在。据此分析,矿区地下水特征微量元素为 Cr 、 V 、 Co 、 sr 、 U 、 Mn 、 Sc 、 Rb 、 Mo , 共计9种微量元素。

5、对特征微量元素的形成与迁移进行水岩作用模拟分析,结果表明:(1)虽然微量元素在地下水中的存在形式多样,但在地下水各特征元素都是某一种或两种存在形式占了绝大多数。 Cr 在地下水中主要以 $\text{Cr}(\text{OH})_2^{2+}$ 、 $\text{Cr}(\text{OH})_2$ 的形式存在; Mn 主要以 Mn^{2+} 的形式存在; Sr 主要以 Sr^{2+} 的形式存在; U 主要以 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)-2$ 的形式存在; V 主要以 H_2VO_4^- 、 $\text{VO}_2(\text{OH})_2^-$ 的形式存在;(2)随着地下水从补给区到径流区,岩溶水中 Co^{2+} 、 MoO_4^{2-} 、 Rb^+ 、 Sc^{3+} 、 Sr^{2+} 、 $\text{Cr}(\text{OH})_2^{2+}$ 、 Mn^{2+} 等组分都呈增加趋势,反映随着径流距离的增加,地下水与灰岩的作用时间增加,因而由于溶滤作用而进入地下水中的微量元素增加,使得岩溶水中这几组分增加。而 H_2VO_4^- 、 $\text{VO}_2(\text{OH})_2^-$ 、 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)-2$ 这三种组分在补给区含量较低,随着地下水的径流,水中的组分先增加,达到最高值后即降低。这种含量的先增后减只与这三种络合物均是以阴离子的形式存在于地下水中,在地下水径流过程中易受粘土矿物及有机质的络合,从而迁移性较低有关。(3)两种不同类型的地下水混合后,地下水中的微量元素的含量只受混合前的水化学特征和混合比控制,没有微量元素形成沉淀离开溶液。除少量微量元素的存在形式由于地下水的混合作用而发生变化外,绝大部分特征微量元素在地下水中的存在形式也不随混合作用而发生较大的变化。说明微量元素在地下水混合过程中只是以简单混合的形式进行。因而在对地下水混合进行计算时,可以利用混合前地下水中微量元素的含量及混合后地下水中微量元素的含量来计算地下水的混合比例。

6、应用地下水微量元素对马坑矿区主要存在两个水文地质问题进行识别,对矿区水文地质条件得到了新的认识:(1)崎滩泉的微量元素特征与砂岩水无关而与矿区岩溶水的化学性质相近,反映崎滩泉不是由砂岩裂隙水补给,而主要是岩溶水补给的。(2)崎滩泉与矿区岩溶水的水力联系主要通过 F10 断层附近的强径流带而进行。

5. 期刊论文 [杜毓超, 梁彬, 李兆林, DU Yuchao, LIANG Bin, LI Zhaolin 湖南洛塔饱水岩溶带地下水动态分析 - 地下](#)

湖南洛塔为一典型的溶丘洼地型岩溶区。本文利用近几年环境监测资料,进行饱水岩溶带地下水的动态研究,认为影响岩溶地下水动态变化特征与降水、生态环境和土地覆盖程度等因素相关。降雨强度与地下水动态变化量呈正相关关系;植被、土壤的覆盖程度与地下水的动态变化幅度、降雨动态滞后时效性呈正相关关系。

6. 期刊论文 [李海京, LI Haijing](#) 北京市丰台区东高地岩溶裂隙水与第四系地下水的水力联系 -城市地质2008, 3(4)

专家一般认为东高地地区寒武系岩溶裂隙水的补给来源以上游的侧向径流为主,与第四系地下水没有明显的水力联系;通过近来地下水位动态监测和岩溶裂隙水的同位素成分研究,我们认为寒武系岩溶裂隙水与第四系地下水之间有着明显的水力联系。

7. 期刊论文 [吴静, 葛浩然, WU Jing, GE Hao-ran](#) 洞室施工中岩溶及地下水富集区的预测和处理 -云南水力发电

2007, 23(1)

岩溶及地下水是地下工程施工的一大危害,特别是在劣质地层中,因为存在地下水,使岩石软化,节理裂隙面的摩擦系数下降,加上地下水压力的作用,因而使围岩自稳时间大大缩短甚至完全失去自稳时间。施工中应根据勘探资料与开挖过程中揭露的地质情况,掌握岩溶及地下水发育特征及发育规律,采取可靠的工程措施,快速通过此类不良地质段。

8. 学位论文 [贺秋芳](#) 青木关地下河岩溶系统中的氮循环及其相关微生物作用与示踪研究 2009

约占中国国土面积1/3的岩溶区蕴藏着大约1/4的地下水资源,岩溶地下水是中国西南岩溶区的重要水源。但是,由于岩溶系统的脆弱性,现阶段工业、农业、矿业以及人类生活污水对岩溶地下水造成的污染,使得中国岩溶区的地下水资源已经全面告急。尤其农业生产中使用无机化肥和有机肥等造成的地下水氮污染更加广泛,影响更加深远。了解岩溶系统中氮素的迁移转化途径,有利于减少和控制地下水污染,保护地下水环境提供,有利于解决岩溶地区人畜饮水问题,维持岩溶区人民生活安定和社会稳定。

关于土壤和地下水中的“三氮”污染以及氮循环过程的机理研究已有较多报道。对北方旱地、潮棕壤以及水稻田系统中“三氮”的迁移转化过程已经有很详细的研究,并且已经建立了数值模拟模型对土壤和地下水中氮素的输入输出过程进行控制,但是对岩溶系统中的氮循环研究报道有限。本文以岩溶发育的青木关地下河流域为例,研究其土壤和地下水的氮循环过程,为石漠化治理过程中的氮素管理,石漠化地区地下水水质和水源的保护提供理论基础。

本文通过对青木关岩溶槽谷区10种不同土地利用方式的土壤采集土壤60个,分析土壤样品中的14种元素和微生物指标,应用因子分析法对土壤中氮素转化的主要影响因子进行归纳。然后,选择具有代表意义的两种典型土地利用方式,每15cm采集土壤样品至60cm以下,检测土壤的营养元素、“三氮”以及微生物含量,利用拟合曲线分析土壤中氮素的垂直迁移转化过程,并分析相关微生物在其中的作用。在线监测地下水出口和入口的流量以及研究区的降雨量,至少每月一次采集地下河入口和出口的水样,监测地下水中氮素以及其它无机离子的年度变化动态,结合地下河示踪试验结果,分析地下水中的氮素迁移过程。分析地下水水样中的微生物含量,结合样品中的“三氮”含量,使用相关分析了解微生物与“三氮”之间的关系,分析示踪地下河岩溶系统中土壤—地下水氮的补给途径,研究地下水微生物示踪研究的可行性。主要研究成果如下:

1) 土壤中氮素的主要影响因素的尿素。通过对10种不同土地利用方式下土壤化学元素、微生物和土壤酶进行因子分析,根据特征值大于1的特征,5个主要因子代表了数据中体现的信息84%以上。青木关岩溶槽谷区A、B层土壤中氮素得主要影响因子为尿素,其来源可能是化肥和植物残体;此外微生物、磷以及钾也是影响土壤氮循环的重要因素。同时,聚类分析表明菜园地和灌丛地比较具有代表性的土壤。

2) 土壤中氮的主要存在和淋失形式都是硝态氮:铵态氮含量少于硝态氮多于亚硝态氮,主要被吸附。对受人类活动影响程度最多的菜园地和影响程度最少的灌丛地的不同深度土壤中各种形态氮的含量表明:在两种土地利用方式下,硝态氮含量占土壤无机氮含量的70%以上,为土壤氮素的主要存在和淋失形式;铵态氮的含量菜园地中较多达到20%以上,灌丛地含量较少;浅层地下水中存在的硝态氮和铵态氮说明土壤中的氮素可能被淋溶进入地下水。各种形态氮、微生物和土壤酶的分析和各指标随深度变化的拟合曲线表明:铵态氮拟合曲线随土壤深度的增加而减少,说明铵态氮受土壤吸附作用的影响向下淋失较少;硝态氮和亚硝态氮含量随深度增加呈波峰波谷变化,说明它们不易被吸附,易被淋失;微生物和土壤酶的拟合曲线与土壤氮拟合曲线类似,表层硝化细菌和氨化细菌含量较高,说明硝化作用和氨化作用主要在土壤表层发生,反硝化细菌与硝态氮拟合曲线类似,说明反硝化作用在硝态氮的淋失过程同时发生。土壤中硝态氮的运移过程归纳如下:降雨前土壤中水分较少,土壤较干燥,土壤中硝化作用比较旺盛,土壤硝态氮出现积累;降雨后土壤硝态氮随土壤渗透水向下迁移,由于岩溶区地表水很快渗透至岩溶裂隙而后进入地下河,因此硝态氮也随之进入地下水被带走;而后土壤中水分减少,硝化作用加强,土壤中又出现硝态氮的积累,因此土壤中硝态氮的含量随降雨的来临出现波峰波谷。

3) 地下河中“三氮”的迁移和补给存在季节性,雨季氮素的补给与落水洞处氮素的进入密切相关,但旱季落水洞并不是主要的补给途径。硝态氮为地下水中氮素的主要存在形式,占地下水中三氮含量的90%以上。当地农民施肥10天左右,雨季到来,落水洞硝态氮含量从1-3mg/L增加至接近20mg/L,与此同时出口处硝态氮从20mg/L迅速上升至接近50mg/L。说明雨季地下水中氮素的主要补给途径是落水洞。而雨季过后,落水洞中硝态氮浓度仅为出口处1/10左右,落水洞中的硝态氮不是地下水中硝态氮的主要来源。

4) 通过分析地下水中微生物与“三氮”的关系,地下水以及其中氮的补给途径都是雨季来自于落水洞,旱季来自于土壤渗透水。几次示踪实验中,雨季时落水洞进入地下水的流量占出口流量的79%和53%,而旱季落水洞出的流量和浓度仅为出口1/10左右,说明雨季地下水的主要补给途径为落水洞,而旱季并非落水洞。地下水中微生物与无机氮的相关分析表明,地下河入口处,不论旱季雨季微生物与无机氮之间都不存在相关关系,系相关系数<0.5,而出口处雨季微生物与无机氮之间不存在相关关系,旱季存在很强的相关性,在0.01的显著性水平下,其相关系数分别为0.929和0.811。说明,在雨季地下水主要是通过落水洞进入地下河的地表径流补给,出口处微生物与硝态氮之间没有相关关系,类似落水洞处;旱季时地下水主要是经过岩溶裂隙进入土壤渗透水补给的,出口处硝态氮与微生物之间存在较好的相关关系。地下水中氮素的补给途径与水的补给途径相同:旱季土壤渗透水硝态氮高达16mg/L,与地下水中的含量相近;雨季主要从落水洞补给。

以上研究结果表明,由于岩溶系统中硝态氮与地下水一并漏失,而非如非岩溶区中硝态氮在土壤中积累,需要与非岩溶区区别对待;微生物对地下水及氮素的示踪实验表明雨季和旱季它们的补给途径不同;也证明微生物示踪在岩溶地下水研究中具有可行性。但是对于岩溶系统氮循环和微生物示踪的研究都不深入,在将来的研究中,可在不同岩溶系统中研究氮循环过程,了解不同水文地质背景下土壤氮循环的过程和机理,并建立相关的数值模拟模型,以控制系统中氮素的输入和输出;对于微生物示踪研究,需要应用更多先进的技术如基因组学方法,全面了解地下水中微生物的特异性,用于更细致示踪实验的进行。

9. 期刊论文 [马振民, 裴现勇, 邢立亭, 泰安岩溶水系统地下水水量水质模拟与预测 -济南大学学报\(自然科学版\)](#)

2003, 17(4)

运用建立的地下水水量水质耦合模型,以2000年为基准,对泰安岩溶水系统2010年的水量及水质进行了模拟预测,指出现状开采条件下岩溶水系统地下水环境将持续恶化;为了实现地下水资源可持续利用,必须对岩溶水系统地下水资源进行优化控制规划。

10. 期刊论文 [杨德才, 王怀拨, 徐军, YANG De-cai, WANG Huai-Bo, XU Jun](#) 岩溶盆地地下水长观监测研究 -地下水

2007, 29(3)

通过覆盖型盆地岩溶盆地中取水深井1987年-2005年盆地地下水长观资料统计分析,系统探讨了岩溶地下水的水位、取水量以及抽水产生的塌陷分布规律,提出了合理开发利用地下水资源的具体措施。