# 泗顶铅锌矿区岩溶充水矿床疏干动态预测

蔛 健 民

(广西矿产储量委员会办公室)

# 一、矿山疏干情况

:泗顶铅锌矿位于广西壮族自治区境内。矿体产于岩溶化的上泥盆统融县组石灰岩中,石 灰岩主要构成峰丛谷地地形,地表消溢水洞及地下管道发育,形成潜水含水层,上部为主要含 水段,厚度60米,初始水位际高320米。地下水由降雨补给,岩溶地下水是矿坑充水的来源。

矿山已有23年的开采历史,分300、280、250、230米标高四个中段(图1、2)。300中 段首先开采,曾自成疏干系统,相继开采的是280中段。因为250和230中段石灰岩的岩溶不



图 1 300 中段突水点"井系" 及疏干漏斗平面图 Fig. 1 Map showing water invasion of

300m level and dewatering cone



6 岩溶化岩体边界 7.疏干等高线

图 2 280中段突水点"井系"及疏干漏斗平面图 Fig.2 Map showing water invasion of 280m level and dewatering cone 1.非岩溶化的石灰岩 2.岩溶化的石灰岩 3.巷道 4.土要夹水点及编号 5.观测孔(左力编号右为水位标高)

1. non-karstified limestone 2. karstified limestone 3. tunnel 4. position of major water invasion 5. observation borehole (number and water level) 6. boundary of karstified rocks 7 counter of dewatering level



15

发育,本文不涉及它们。

300中段的岩溶地下水以突水点的集中形式涌入巷道。主要突水点在采区南部,以采矿 巷道自流疏干,地下水位被降低至巷道底板(标高305米)。 矿坑涌水量在1967年进行了系 统的观测,但观测孔只有6个。8月4日--次大暴雨后,最大涌水量为1.601米<sup>3</sup>/秒,8天 后衰减为0.116米<sup>3</sup>/秒。其后有几次降雨影响,反复地升降。经过100天后,涌水量衰减为 0.065米<sup>3</sup>/秒(图3)。1972年以后,因为280中段截流而被疏干了。

280中段利用地形条件开凿专门截水坑道,在矿区南部横切地下水流向,获得截流效果, 地下水被降低至坑道底板(标高282米)。涌水量在1974年进行了系统的观测,并有观测孔 30个。7月13日至10月23日总疏干过程,涌水量从6.00米<sup>3</sup>/秒衰减为0.067米<sup>3</sup>/秒,(图4)。



图 3 300中段疏干动态曲线(1967年) Fig.3 Curve of dewatering fluctuation of 300m level during 1967



Fig. 4 Curve of dewatering fluctuation of 280m level during 1974

二、岩溶含水介质结构

(一) 岩溶含水介质

本矿区岩溶含水层具有管道与裂隙组合 的含水介质结构,以水的运动形式而言,则 为集中流与扩散流并存的特点。这种特征可 从以下几个方面来认识。

1.流量动态 受降雨控制的矿坑涌水量 具有明显的衰减规律。从图 3 中以 3 月 4 日 至15日时段的衰减过程(67-3 疏干过程), 在图 4 中以 7 月25日至10月23日时段的衰减 过程(74-7 疏干过程)进行类似于泉的消 耗动态研究,(图 5)。

74-7 疏干过程,有四条渐近线(第一条没有观测到,由水位变幅相同的1975年7月17日至28日实测曲线补充)。67-3 疏干







过程因为周期短,只有三条渐近线。两个中段的衰减曲线是对应的,衰减系数的大小也是相近的。

按照衰减曲线斜率的变化,74-7 疏干过程可分为四个亚动态<sup>[4]</sup> 图 5 中衰减初期第一 亚动态曲线较陡(α=0.487),反映各种泄水通道的总和,但主要是来自大管道水的集中和 快速流出,因此持续时间短,第二亚动态曲线变缓(α=0.0615),反映来自大管道的水量 已有限,而主要是排泄岩溶化大裂隙中的水;第三亚动态(α=0.0139)和第四亚动态(α= 0.00744)的曲线变得更平缓,反映主要是溶蚀裂隙水和构造裂隙水的扩散和缓慢流出,因 此持续时间很长。衰减亚动态反映了不同岩溶贮水空间中水的排泄随着时间推移而呈现的不 同组合,表现了岩溶含水介质结构和水的运动形式一一管道与裂隙组合的介质结构;集中流 与扩散流并存的运动形式。

2.水位动态 本矿区岩溶含水层的水位动态有下述特点。

(1)水位变化可以区分为急剧型和平缓型<sup>[5]</sup>(图6)。前者如22、25号等观测孔; 后者如10、11号等观测孔。在图2之280中段疏干系统中,22号观测孔距主要突水点t<sub>2</sub>为240 米,1974年7月12日,水位被疏干至291.62米标高,10号观测孔距主要突水点t<sub>2</sub>为170米, 同日,水位被疏干至305.85米标高。1974年7月13、17日和20日三次降雨,降雨量分别为 143.7、140.6和62.2毫米,22号孔水位暴涨暴落,最高水位升至标高327.27米,水位升高 35.65米,10号孔水位也随着三次降雨有明显的升降,但最高水位升至标高314.58米,水位

<sup>〔</sup>注〕 国家地质总局岩溶地质考察组, 1978. 赴南斯拉夫岩溶地质考察技术报告

升高只有8.73米。22号孔距突水点远,水位 升降大,表现出水位变化的急剧,10号孔距 突水点近,水位升降小,表现出水位变化的 相对平缓。

(2)急剧型变化带上,地下水面有凹 槽和凸起的转化<sup>[5]</sup>。13、22、30、25号观 测孔属急剧型水位变化的钻孔,它们呈条带 状分布,在74—7 <u>流干过程的枯水期</u>,呈地 下水位"低槽谷"带<sup>[2]</sup>, 而暴雨的急剧渗 入,22号等孔的水面凹槽迅速转化为水面凸 起。急剧型变化带上地下水面凹槽与凸起的 转化,伴随着降雨的周期变化而循环往复。

(3)地下水流进行着径向运动与侧向运动。。径向流好比大的管道网,沿着"低水位槽谷"进行,侧向流好比裂隙网,与径向流相垂直。水力凸起时,径向流向着侧向流排泄,如1974年7月17日最高水位时,



图 6 74-7 疏干过程水位动态曲线(1974) Fig. 6 Fluctuation curve of water table during the dewatering period in 1974

22号观测孔水位为327.27米,23和10号观测孔水位分別为313.67和314.58米,凸起的径向 流向着侧向流排泄。水力凹槽时,侧向流又补给径向流,如1974年9月9日的衰减末期,22 号观测孔水位为287.01米,23、10号观测孔水位分别为307.34和299.11米,凹槽状的径向流 受侧向流的补给。这种径向流和侧向流的逆转变化,符合亚动态分析时,不同岩溶贮水空间 水的排泄随着时间推移的不同组合情况。

水位动态在空间上急剧型和平缓型的区分,在时间上水力凹槽和凸起的转化,在运动方向上径向流与侧向流的同时并存,是管道与裂隙组合岩溶含水介质结构的重要特征。

3.营道网络 矿区北部有西暗流和东暗流(图7),它们都是由探矿和采矿坑道揭露和 圈定的。西暗流长度400米,主要发育于300米标高以上;东暗流迂回曲折千余米,发育于 300米标高上下。东暗流的北段与西暗流汇合后,流经500米,由1号大泉排出;中段深延至 280米标高;南段人可由地面塌陷进入,洞宽5—15米,洞底标高起伏于269至296米,多台 次,高者达13米,经纬仪可测长度190米。

矿区南部因为280 自流截水坑道的排水作用,产生了大量塌陷,其范围向南外延1300米。 塌陷呈线性分布,并有巨大的泄洪能力。在平面图上能够圈出很多线状分布的塌陷群,面积 塌陷率达到30%。线性展布主要为北东向,其次是南北向和北西向。1977年6月9日大暴 雨,改道的泗顶河混凝土床底产生rt4崩塌,河水溃入,淹没了矿井,280自流截水坑道排泄 量达24.04米<sup>3</sup>/秒。又如1976年5月14日大暴雨,河床产生rt3塌陷,河水溃入坑道,排水量 为14.49米<sup>3</sup>/秒。此外还有rt1、rt2塌陷,都导致河水灌注,坑道排水量骤增1米<sup>3</sup>/秒以上。 塌陷的线性展布和巨大泄洪能力,说明潜流管道的存在。矿区岩溶管道追踪于不同方向和性 质的岩体结构面,构成网络状格架。

4.非均质性: 岩溶水的不均匀性表现在水力联系的各向异性上〔\*〕, 水力联系指的是岩



图 7 岩溶管道一裂隙网络结构图

Fig. 7 Map showing network configuration of karst conduit-fissure

1.寒武系砂页岩 2.上泥盆统融县组灰岩 3.岩溶化灰岩 4.岩溶岩体周边界线
 5.压扭性断层 6.张扭性断层 7.泉 8.迂溶洞钻孔 9.地下管道 10.矿井突水点
 11. 河床塌陷灌注点 12.线性塌陷群 13.A孔组井流试验 14.地下水位标高
 15.地层界线

1. Cambrian sandstone and shale
2. Upper Devonian limestone
3. Karstified limestone
4. boundary of karstified rocks
5. compresso—shear fault
6. tenso—shear fault 7. spring
8. borehole exposed cavities
9. underground conduit
10. water invasion position of mine shaft
11. river sink position
caused by collapse
12. linear collapse group
13. well pumping
test of "A" borehole group
14. altitude of water table
15. boundary of stratum



溶管道系统间的水力联系,它们取决于岩体中岩溶管道系统的展布格局(方向、规模、密度、联通程度等)<sup>2</sup>7水力联系程度可以地下水流场的统一性和主渗透方向的导水性来衡量,图2是一个具有水力联系的统一的流场,以水量最大的突水点t2为中心,向南西方向具有最好的水力联系和最强的导水性能,向南东方向为最差的水力联系和最弱的导水性能。南西和南东两个方向分别为渗透主方向,两个方向上的降落半径之比约为3:1,在不均匀性的程度分类中,属不均匀型<sup>22</sup>。

下面再进一步分析A孔组井流试验较小范围的降落漏斗(图8)。第12小时时刻的漏斗 形态是接近于圆的椭圆, 南半平面两个主渗透方向的半径比接近1:1, 在不均匀性的程度 分类中属相对均匀型<sup>[2]</sup>。第60小时时刻的漏斗变形, 两个主渗透方向的半径比变为8:1, 属不均匀型。含水层渗透性能的变化是管道充填物的排除引起的, 抽出的水中, 含砂量占水 体积10%以上, 流砂从地下管道中排出, 介质条件发生变化, 各向异性就表现出来。此外, 漏斗形态也受了隔水边界和河床积水滞后补给的影响。

不论是矿坑疏干漏斗,还是钻井井流漏斗,它们的形态都是和非均质性联系在一起的, 也是与管道网络吻合的,但是,泗顶矿区岩溶含水介质不属于弧立管道的极不均匀型,而属 于相对均匀型或不均匀型,因此用渗流理论来预测矿坑涌水量仍是可能的。 (二) 岩溶化边界

在寻找岩溶分布规律和编制疏干等高线 中,得到了岩溶化的边界认识。将岩溶泉和 钻孔 遇到的 溶洞,探矿和采矿坑道揭露的暗 流、突水点,以及疏于引起的地面塌陷等, 投影到平面图上,可以圈出岩溶化的石灰岩 边界(图2、7)。东侧4、5、6、12号 观测孔,水位仍处于疏干前的初始状态,呈 现微弱的天然动态变化,可以认为是非岩溶 化不透水性质的隔水边界。西侧北段坑道中 没有见到突水点, 40多个探矿钻孔都没有遇 到溶洞,也是非岩溶化不透水的隔水边界; 中段向西突出的部分,由非岩溶化的石灰岩 构成隔水边界; 南段14、21、27号观测孔与 邻近观测孔水位降深相差很大,显示为弱透 水的性质,属弱透水性质的隔水边界。矿区 北端因基底翘起,石灰岩被砂页岩封闭了, 而向南无限延伸。岩溶化的边界呈周边形状 比较复杂的半封闭形态。

岩溶形态在垂向上是一些宽大陡直的裂 隙、不规则的溶井和迂回曲折的管道,深延 至262米标高,钻探统计的直线岩溶率是一 条递减曲线(图9)。250中段矿井涌水量只



岩溶化的迈界即岩溶含水层的迈界。不论在平面上,还是垂向上,岩溶的发育及透水性 与非岩溶化的灰岩均有明显区别,其边界易于圈定。



图 9 岩溶发育深度曲线(据品穿D3,\*179个古孔)

Fig. 9 Curve of depth of karst deve lopment (based on 179 boreholes drilled in Upper Devonian linestone)

# 三、非稳定井流解析解模型

地下水非稳定井流理论为许多理想化的含水层建立了解析解模型,然而这些模型能否应 用到泗顶矿区的实际含水层中,这是我们所关心的。下面根据人工井流试验和天然疏干实验 资料,应用演绎研究的方法进行模型的检验,以便确立本矿区的解析解模型。

(一)A孔组井流试验

试验场地如图 8, 井流量从1.05×10<sup>4</sup>米<sup>3</sup>/日向9.76米<sup>3</sup>/日递减, 基本称定流量。 河床 积水对南部观测孔有所影响。根据供水边界比隔水边界有更显著影响,以及在井附近能够求 得较准确解析解的研究成果<sup>[4]</sup>,选择距河较远面距井较近的B<sub>6</sub>孔,进行模型与实 测曲线的 匹配(图10)。



图10 A孔组井流试验B。孔lgs-lgt曲线与模型检验 Fig.10 lgs-lgt curve and model verification of Be well of "A" well group

模型1 布尔顿B组曲线模型<sup>[1]</sup>

 $S = -\frac{Q}{4\tau T} - W_B (U_B, \frac{r}{B})$  ..... (1) (2)

匹配了300分钟后,1000分钟前的曲线。这时因为抽水时间还不算长, 边界还来不及产生影响, 但潜水的滞后疏于现象已消除, 因此相当无限含水层的情况。根据

21

注:式中符号及其物理意义均为水文地质计算所常用,故不再注明,以下同。

计算导水系数:已知Q=1.054×10<sup>4</sup>米<sup>3</sup>/日,读图10中标准曲线纵读已标示于1的实测曲线 上前降深S。为0.0米,求出导水系数T=937米<sup>2</sup>/日。

模型2 特定条件泰斯模型[8]

匹配了1000分钟后的曲线。因为潜水滞后疏干现象已消除,所以布尔顿B组曲线后期与泰斯

曲线相重叠,因为抽水持续了较长的时间, 边界已显著发生影响,所以能够应用边界附 近特定条件泰斯模型。根据(2)式,以上 述之读图方法读出S<sub>0</sub>为0.8米,后期并流量 为9.76×10<sup>3</sup>米<sup>3</sup>/日,求出导水系数为976 米<sup>2</sup>/日。

根据每尔転模型获得的含水层参数,应 用特定条件泰斯模型,可以复制1000分钟后 实测降深曲线。限于篇幅关系,这个正演问 题从略了。

模型1和2都能与实测曲线相匹配,说 明模型能够再现矿区实际含水层的水文地质 条件,或者说,本矿区实际含水层的解析解 模型,能够用方程式(1)和(3)模拟。

### (二) 矿井天然疏干实验

对往复循环的疏干动态,取其中一个疏 干过程, 兰行系统的矿坑排水量和观测孔水 位观测, 就是一次天然疏干实验。下面引用 67—3疏干过程,以W<sub>2</sub>观测孔为例进行研究 (图1、11)。

1.应用原则

(1) 并系和边界: 在图 7 中, 300 与280中段突水点的重叠,及其上下相互连通而成为 类似于井的集水型式,于是图 1 中的突水点就构成了面状井系,据此确定其引用半径 r。=-10 米。

对图 1 不规则的边界进行简化,因为北端边界较远,其影响子以忽略, 高实际含水层的 边界理想化为"11"形。应用映射叠加原理,将有限平面转换为无限平面。因为井函数随着井 距的增大而显著地减小,理论上的无穷次映射,可被实用上的有限次映射未代替(图12)。

(2)初始状态:为了计算降深,总是要规定现存条件更替的时点—初始条件。67—3



(以W2孔为例)

Fig.11 Q.S-t curve of "native" dewatering test in 1967 (case of w<sub>2</sub>) 疏干过程的初始状态是一个回填的漏斗。解析解的应用,仅仅初始水头不水平,这在实际上 一般不会造成很大的障碍<sup>[4]</sup>,它可以根据已掌握的试验前天然动态变化规律,和试验后动 态变化规律,获得接近实际的水头<sup>[3]</sup>。这里是根据回填漏斗的最高水位,作为初始状态并 计算降深。



图12 天然疏干实验W2孔lgs-lgt曲线与模型检验

Fig.12 1gs-1gt curve and model verification of w2 well under native dewatering test condition

(3)降深修正: W₂孔的降深为5.79米,超过了试验地段含水层厚度50米的0.1倍。根据潜水应用承压水井流方程的原则规定,按

进行降深修正〔注〕。

第1期

2.模型

模型 3 不同时开泵多主井阶梯流量变降深的泰斯模型<sup>[8]</sup> 图11可认为是不同时开泵的、多主井阶梯流量变降深井流试验。

$$S = \frac{1}{4\pi T} \sum_{i=1}^{n} Q_i W(u_1 \cdot (\frac{r_i^2}{r_1^2} \cdot \frac{t}{t-t_i})) \dots (5)$$
$$u_1 = \frac{r_1^2 \mu}{4T^2} \dots (6)$$

$$S = \frac{1}{4\pi T} \sum_{i=1}^{n} Q_i W(u_i) \quad .....(7)$$

由(7)式,对一个观测数据点(t, s),可以绘制一条  $lg \sum_{i=1}^{n} Q_i W(u_1) - lg \frac{1}{u_1}$ 理论曲

注: 地质科学研究院水文地质工程地质研究所科情组编印 计算含水层参数的抽水试验资料的解释推断

线。选几个数据点,就可以绘制几条上述理论曲线。现选取 3、 5、 8天的观测数据,按式 ( ) )修改后的降深,绘制成实测的lgs—lgt曲线,再与理论的lg  $\sum_{i=1}^{n} W(u_{i}) - lg \frac{1}{u_{1}}$ 曲 线相匹配(图12)。理论曲线拟合了实测曲线,利用

$$T = \frac{1}{4\pi S} \sum_{i=1}^{n} Q_{i}W(u_{i}) \dots (8)$$

根据图12中的匹配点坐标数据,计算导水系数为633米\*/目,给水度为0.027。

模型4 定降深变流量泰斯模型[3]

坑道突水点标高固定,即疏于中心降深保持不变,流量随着时间延续减少的定降空变流 量抽水

$$Q = \frac{4\pi T S_{e}}{W} \left( \frac{r_{e}^{2} \mu}{4T t} \right)$$
(10)

按误差不大于10%的精度要求, 即 $\mu = \frac{r_{u}^{2} \mu}{4Tt} < 0.15$ , 式(10) 变为

$$\frac{1}{Q} = \frac{4\pi T S_{w}}{\ln \frac{2.25 T t}{r_{w}^{2} \mu}} \quad \dots \dots (11)$$

绘制实测的 <sup>1</sup>/<sub>Q</sub> - lgt 曲线(图13)。考虑抽 水时间 租边界距离对u<0.15的满足, 只有 一个实生两个虚井的充分作用,因此有

$$T = \frac{0.519}{5} + \frac{0.519}{5} + \frac{0.12}{5}$$

μ = <sup>2.25 It</sup><sub>0</sub>/<sub>r</sub> (15) 引用井中心实际降深17米,按式(4)修改后 的降深为14.60米。在图13中直线斜率;= 6.25×10<sup>-5</sup>,横轴截距t<sub>0</sub>=0.07,求出导水 系数为 618 米<sup>2</sup>/日,给水度为0.06。



- 图13 67—3天然疏干试验  $\frac{1}{O}$  -  $\lg$ t图解

Fig. 13  $\begin{pmatrix} 1 \\ Q \end{pmatrix}$  -1gt diagram of native dewatering test in 1967

为了检验模型和参数计算的可靠性,以模型4获得的T、μ值,回报W。孔的降深如下。 模型5 至定降深井之距离r的观测孔的降深

模型 3、 4、 5 也匹配了实测的曲线,又一次再现了矿区含水层的水文地质条件。至

此,理想化的解析解模型,得到了一个实际含水层的检验,泗顶矿区实际含水层的近似解析 解模型也就确立了。

### 四、疏干动态预测

解析解模型的检验,把测顶矿区的实际水文地质模型,纳入到了理想 化 模 型 的范畴之 中,因此有理由继续运用泰斯非流系统的其它解析解模型,进行疏干动态预测。为便于与实 际相比较,选择280中段74-7 疏干过程来拟合。

#### (一)数学模型

模型6:泰斯系统的潜水完整井

$$Q = \frac{2\pi k (2h-s) s}{\sum_{i=1}^{n} W(u_i)}$$
(14)

 $u_i = \frac{r_i^2 \mu}{4 T t}$  (15)

#### (二) 井系与边界

280截水坑這南端的三个突水点,构成了"直线井排"井系,长期排水后,水流阻力系数可为井函数代替<sup>[1]</sup>,因此进一步作大井简化,井半径为三个突水点连线长度的一半(r。= 90米)。将图2不规则的隔水边界简化成"Π"形,井中心距西侧边界180米,距东侧边界 220米,距北侧边界1000米。然后进行虚井叠加映射,取25个虚井。因为根据上述给出的条 件,已能够计算出虚井至实井的距离,故映射图从略。

(三)时间步长

为了便于与实测资料比较,按实测的第7、9、11、13、15、33、45<sup>4</sup>60、75、50天的间隔,取不等步长。

(四) 计算参数

水位降低S, 取72-7 疏于过程中波疏干的含水层厚度, 在最近井的15号 观 测 孔中为 304-287=17米, 这时未被疏干的含水层厚度h=304-260=44米。

导水系数T,取633米<sup>2</sup>/日, 渗透系数K则为633/44=14.4米/日; 疏干给水度取0.06, 模型3与4求出的疏干给水度不同,是因为近井与远井的差异,关于这个问题的讨论已超出 了本文的范围。

### (五) 预测结果

涌水量预测的结果列于下表

280中段矿坑涌水量预测结果表

Predicted mine pit discharge of 280 level

时间	(天	)	7	9	11	13	15	33	45	60	<b>7</b> 5	90
涌水量	实	测	327	304	241	230	200	140	110	85	77	68
升/秒	Ħ	测	330	286	256	233	215	137	117	99	87	77

预测与实测涌水量的误差为10%左右,这种精度在生产上被认为是足够的了。

# 五、结论

测顶矿区经过流量和水位动态分析,含水介质非均质性的研究,地下管道网络及岩溶化 边界的刻画,井流试验及天然疏干实验曲线拟合的解析解模型检验,建立了岩溶含水介质的 结构模型和数学模型。说明象测顶矿区这样一个具体的、实际的含水层,能够用简单的、理 想化的模型加以模拟,泰斯系统的非稳定井流解析解在矿山疏干计算上是可能的。

泗顶矿区岩溶含水层中,宏观的管道与微观的裂隙,交错组合、迂回曲折,加之内部充 填流砂,结果形成了水在其中的缓慢运动,管道水与裂隙水具有统一的流场,流量衰减曲线 能够用指数函数来描写,说明含水层中水的运动服从达西渗透定律。这些就是理想含水层的 解析解模型,能够在泗顶矿区管道与裂隙组合含水介质的实际含水层中应用,以及疏于动态 预测能够近似实现的原因。

本文原始资料收集过程中,得到泗顶铅锌矿潘百琪、蒋开有、蒙万诚等同志大力帮助, 初稿完成后曾经地质科学研究院岩溶地质研究所袁道先所长和武汉地质学院陈崇希副教授审 阅,在此一并致谢。

#### 主要参考文献

〔1〕张宏仁编译,1975,地下水非稳定流理论的发展和应用,地质出版社。
〔2〕衰道先,1979,论岩溶水的不均匀性,岩溶地区水文地质及工程地质工作经验汇编第二辑,地质出版社。
〔8〕陈崇希,1983,地下水不稳定井流计算方法,地质出版社。
〔4〕孙讷正,1981,地下水流的数学模型和数值方法,地质出版社。
〔5〕张之淦,1973,一个岩溶泉的动态研究,水文地质工程地质6期,地质出版社。

# PREDICTION OF DEWATERING FLUCTUATION OF WATER FILLED KARST Pb-Zn DEPOSIT IN SIDING MINING AREA

Jiang Jianmin

(Office of Mineral Resources-reserving Committee of Guangxi)

## Abstract

Siding pb-zn deposit is one of the famous water-filled karst deposit in China. the yield of mine water is controlled by precipitation, and its periodic discharge and recharge change with regularity. Because the similarity of natural discharge of underground water from the pits is something like the spring a combination medium model of pipes and fissures can be established by using fluctuation analyses. Moreover, because the similarity of overlapping and connection of the water—emerging spots in the median section is something like the well, well-flow deductive method may be used to check the analytic solution model. In this paper, the author applied the operation model to predict the discharge of the pits, with an error only 10% different from the measured discharge. This shows that an actual karst aquifer can be simulated with an ideal model, and it's possible to apply the analytic solutions of unsteady well-flow to the calculation of dewatering of water—filled karst deposits under a certain conditions