

水文地质及工程地质 论文集

中国地质大学(武汉)水文系

1990年9月8日

序 言

正当我国掀起改革开放和社会主义现代化建设高潮之际，中国地质大学迎来了她第四十个生日。为迎接建校四十周年，这本反映水文地质与工程地质系的教师、科研技术人员以及研究生们近年来的科研成果的文集出版了。本书收集了论文 23 篇，在一定程度上反映了我系在水文地质、工程地质领域中理论研究和新技术方法应用方面的新发展。

水文地质与工程地质系是我校 1952 年建院于北京时首批建立的五个系之一，是和学校同龄的老系。四十年来，我系曾先后在杨遵仪、王大纯、张咸恭、沈照理等著名科学家的主持下，为我国培养了数以万计的本科生、研究生和专门科技人才。他们分布在海内外广泛的科学技术领域和经济建设部门中。

水文地质学、工程地质学以及与之关系密切的、近年来崛起的环境地质学是涉及范围广阔、服务对象众多的应用学科。这些学科的发展始终是和人类生存环境以及人类活动中涌现出来的实际问题紧密联系在一起，并受人类实际需求所驱动和检验的。与 50 年代这些学科的初建时期相比，其学科体系以及涉及内容的深度和广度均有大幅度的长足进展。其发展特征表现为和多种相关学科之间的相互交融、新兴的哲理分析理论和数理模型或推演方法的引入、计算机技术和软件系统的开发、应用与推广以及着眼于区域性以至全球性作用过程及其规律的探索等现代科学发展的前沿热点上。其近期目的在于发展水文地质与工程地质问题的精确评价方法，弥补传统性的宏观定性分析评价方法之不足。其远期目标则应在于学科的自我完善，实现学科理论体系的现代化。

本书定名为“水文地质及工程地质论文集”旨在体现我系近年来在学科前沿热点上的初步探索。在水文地质方面的论题包括：对地下水系统的外部描述与结构识别；地下水资源管理的优化控制；应用地下水渗流理论研究古岩溶发育规律；贝加尔裂谷带现代地下热水沉积物的研究；非连续裂隙网络水流自动模拟系统以及地理信息系统的应用等新理论和技术方法的探索与应用。在工程地质方面的论题包括：滑坡及岩土工程研究的国际性进展；滑坡学理论体系；应用信息量法和多元回归方法对九江建港区自然条件的评价；岩体结构面的数理研究；软质岩石库岸斜坡稳定性分析；淤泥土及膨胀土的工程地质特征研究；水库地震以及地基振动液化的分析研究等重要工程地质问题。

纳入本书的文章既有老一辈著名学者的精辟之作，也有身肩重任的中年教师和研究人员的辛勤劳动成果，更有一批年青新秀在先驱指点下作出的贡献。这一事实本身说明了我系师资队伍的健康成长。我们的事业后继有人，这是十分可喜的现象。

今天我们正处于跨世纪的转折时刻，摆在我们面前的任务是更高的追求和更深入的探索。希望本书的出版将化为动力，为把水文地质与工程地质学科推向新的高峰而不懈地努力奋斗。

王智济

1992 年 9 月 8 日

目 录

第一部分 水文地质

非连续裂隙网络水流自动模拟系统	于青春等 (3)
地下水系统外部描述方法与结构辨识	徐恒力 (9)
贝加尔裂谷带现代地下热水沉积物	王焰新等 (17)
九江港区建港自然条件综合评价	蔡鹤生 (29)
咸淡水分布区的浅层地下水管理研究	高云福等 (35)
运用地下水流动系统理论研究岩溶的方法探讨	周宏等 (43)
地下水资源管理的优化控制方法	陈刚等 (53)
地理信息系统与水资源系统分析、模拟、决策	陈植华等 (60)
农用地下水资源的特点及其概念新释	李世忠等 (65)
地下水中可溶性 SiO_2 的富集条件研究	韩庆之等 (70)

第二部分 工程地质

滑坡及岩土工程研究的进展	晏同珍等 (77)
重庆市区沿江地带斜坡灾害规律及泥质岩石在灾害形成中的作用	李智毅等 (81)
深圳国际机场淤泥土的工程地质特性及其对加固方法的影响	冯晓腊等 (91)
节理岩体损伤张量的确定	唐辉明 (99)
JRC-JCS 模型在工程实践中预测能力的回顾	杜时贵等 (104)
宝顶山石刻区渗水病害及防治对策	方云等 (110)
河南保安盆地膨胀土研究	刘佑荣等 (117)
河南省燕山水库区域地震活动特征初步分析	贺金生等 (126)
场地工程地质综合定量化研究	谭松林 (133)
优势结构面几何特征的概率模型研究	徐光黎等 (139)
洪枯水变幅带滑坡稳定性分析	王建锋 (146)
滑坡学初议	晏同珍等 (155)
液化过程中地下管线变形机理的模型试验研究	蔡建原等 (161)

第一部分 水文地质

非连续裂隙网络水流自动模拟系统

于青春 沈继方 方淑镇

(中国地质大学·武汉)

摘要 本文介绍了非连续裂隙网络水流自动模拟系统,它是6个子系统组成的、自动化程度较高的FORTRAN77程序,具有自动完成非连续裂隙网络仿真,形成连通网络,自动完成节点编号及单元剖分,对裂隙网络水流进行模拟等一系列功能,是研究非连续裂隙水流的有力工具。

关键词 非连续裂隙;模拟系统;仿真

一、引言

裂隙水流的研究是目前水文地质与工程地质前沿课题之一。坝基稳定及渗漏、地下水影响下的基岩边坡稳定、岩溶的分异与演化、裂隙矿床矿山涌水预防、核废料的渗漏扩散等问题都与裂隙水流的研究密切相关。这些问题的进展与解决都在一定程度上依赖于裂隙水研究的进展情况。但至今为止,绝大多数的裂隙水渗流问题都基本上沿用了孔隙地下水的研究方法,假设等效多孔介质存在,裂隙介质的渗透特征可以用某一渗透张量去描述。这个假设很不可靠,许多情况下等效的渗透张量并不存在。等效多孔介质方法,在一定程度上类似于“黑箱法”,对一个裂隙网络系统和一个孔隙系统施加相同的平均水力坡度(激励),若得到相同的流量(响应),便认为这两个系统等效,其后裂隙网络的一系列水力学特征便由这个等效的孔隙系统去推断。如图1(a),对一个每米有一条宽度 1.0×10^{-4} m的裂隙的裂隙介质,它可以用渗透系数 $K_p = 8.17 \times 10^{-7}$ m/s的多孔介质系统来等效(如图1(b)),其依据是在一定

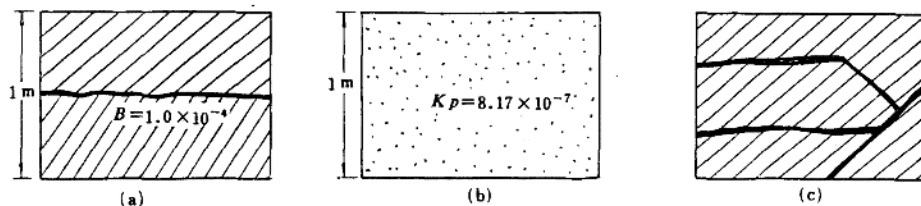


图1 裂隙及其等效多孔介质

的平均水力坡度作用下,两系统的导水能力相同。这种方法隐含着一个与实际相矛盾的假设,即裂隙在其自身的平面上是无限延伸的(贯穿整个研究区域),众多的裂隙组成连续的裂隙网络。而对实际的非连续裂隙网络(如图1(c)),一定水力坡度作用下的裂隙网络导水能力及

其它水力学特征不但与网络系统的内部结构有关,而且与研究区域的边界性质和范围存在明显的关系,这种情况下若根据等效多孔介质去推断裂隙介质的水力学特征,便会产生明显的偏差。

裂隙介质的研究程度相对于孔隙介质的研究还很不成熟,与裂隙介质系统的特点相适应的研究方法仍未成体系,裂隙介质区别于孔隙介质的许多本质特征也都没有揭示出来。探讨裂隙介质的特点必须根据野外岩体的实际情况,利用非连续介质方法,详细分析非连续裂隙网络。

探讨非连续裂隙网络特征首先面临的一个问题是单个裂隙长度对裂隙介质系统导水特征的影响,进一步也可以说非连续裂隙网络的连通程度问题。连通程度的影响在实际中是显而易见的。碳酸盐岩地区,岩溶不一定沿宽度最大的裂隙组方向发育,而是经常沿着延伸长度大,连通性好的裂隙组方向发育。如图2为一个简单两组裂隙正交的规则非连续裂隙网络,一组裂隙在研究区内是连续的,另一组是非连续的,变化非连续裂隙的长度,分别进行数值模拟便可分析裂隙长度对网络导水能力的影响。得到的关系式为

$$\frac{K}{K_0} = 1 - e^{0.1892(1-\frac{L}{C})} \quad (1)$$

上式中 K 为实际的非连续裂隙网络的等效渗透系数; K_0 为假设每条裂隙无限延伸(贯穿研究区域)情况下的渗透系数; L 为非连续裂隙组的裂隙长度; C 为连续裂隙组的裂隙间距。上述关系只是相对于两组正交裂隙网络的一个初步式子,不一定能代表复杂的实际网络。但它说明若只从裂隙的宽度、密度、走向出发,不考虑裂隙的长度(连通性)的影响,便会大大地夸张了裂隙介质的导水能力,也可能根本歪曲裂隙的各向异性特征。

综上所述,等效多孔介质方法只是针对整体导水能力而言,在许多情况下我们最关注的却不是导水能力。在一些工程地质问题中我们所关心的更可能是压力水头分布;而在溶质扩散研究中可能会是实际的地下水流向和流速。压力水头和流速这两个变量只有在裂隙均匀密布、无明显方向性时,裂隙介质表现出多孔介质的特征时才能等效。这种情况只有在风化裂隙介质中才会常见,而对一般的构造裂隙并非如此。图3是某岩层的构造裂隙网络在一定边界条件下的水头分布。散点为实际的水头分布,虚线为等效多孔介质方法得到的水头分布,从图中可以看出两者存在很大的区别。

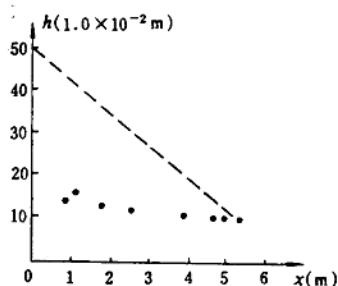


图3 裂隙网络中的水头分布

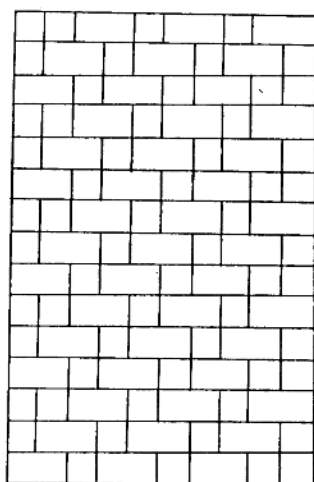


图2 简单两组正交裂隙网络

对多孔介质而言,一般情况下典型单元体是存在的,因此很长一段时期,研究人员不怎么注意典型单元体的存在性,把其存在性认为是理所当然的而移植到裂隙水问题上来。实际上对于大多数构造裂隙而言,与孔隙介质对应的“典型单元体”的概念是不存在的(随着研究范围的变化,裂隙网络的导水特征发生明显的波动)。这也就是我们以往的主要基于孔隙介质的地下水动力学理论用于定量研究裂隙介质水力学特征而毛病百出的根本原因所在。为了弄清裂

隙介质本身的区别与孔隙介质的特性,探讨出一套与非连续裂隙介质相适应的研究方法体系,必须在一定程度上暂时放弃孔隙水那种大尺度的宏观研究方法,而针对非连续裂隙网络的特点回到较原始的微观(小尺度)机理研究方法上去。然后在机理研究的基础上再设法走向实用的宏观大尺度。因此作者研究推出了非连续裂隙网络水流自动模拟系统,它将成为全面系统研究非连续裂隙介质的有力工具。

二、系统的结构和功能

非连续裂隙水流自动模拟系统是一个用FORTRAN77语言编写的自动化程度较高、功能齐全的非连续裂隙介质水流模拟程序。它由裂隙网络仿真、检验、净化、自动剖分、水流模拟、输出信息整理6个子系统组合而成。图4是系统的结构示意图。

1. 裂隙网络仿真及检验子系统

野外构造裂隙通常主要由3—4组裂隙组成,最常见的情况是三组主要裂隙近于正交,把基岩切割成大大小小的六面体。裂隙的产状、间距、延伸长度、张开宽度通常称为裂隙的几何参数。每组裂隙的各个几何系数一般都满足一定的统计分布规律。最常见的几种分布是均匀分布、正态分布、对数正态分布和指数分布,其对应的分布密度函数分别为

$$P(x) = \begin{cases} \frac{1}{b-a} & \text{当 } a < x < b \\ 0 & \text{其它} \end{cases}$$

$$P(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

$$P(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}}$$

$$P(x) = \lambda e^{-\lambda x}$$

至于每组裂隙各个几何参数满足怎样的统计分布规律需根据具体地区的条件进行野外实际观测、分组统计后才能给出。为了进行理论研究的需要也可人为假定几何参数的分布规律。仿真子系统的功能就是根据给定的分布规律、均值、方差对裂隙网络进行仿真模拟。本子系统配置了上述四种常见的统计分布的仿真程序备调用。为每组裂隙的每个几何参数规定一个特征系数 NW 。 $NW=1, 2, 3, 4$ 时分别进行平均分布、正态分布、对数正态分布、指数分布仿真。检验子系统的功能是检查仿真子系统的仿真效果,看其产生的裂隙网络的统计规律(包括均值和方差)与给定的规律是否一致。若两者之间的差别没有达到预期的精度要求便返回仿真子系统,重新进行仿真。

对于风化裂隙,其展布情况可能有两种情形:一是各方向密布,没有方向性;二是有一定方向性,但不能划分为组。这两种情形都只需把裂隙看作只有一组进行仿真。些外本系统可进行部分确定、部分随机裂隙网络的模拟。这在实际情况下是非常有用的。

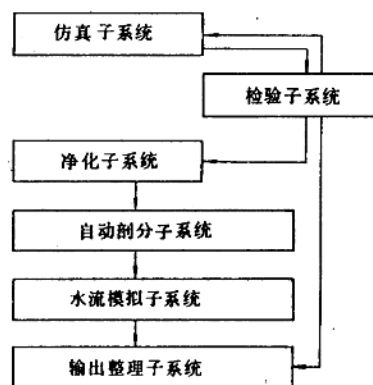


图4 系统结构示意图

有些如导水断层、断层性巨裂隙、岩溶管道等对地下水有重要控制作用的通道可根据实际情况作为确定性的通道进行详细刻画,而对大量存在的中小裂隙进行随机仿真。有些情况下重点工程地段工作程度非常高;裂隙基本查清并作了详细编录(如大坝基础),可进行全确定性模拟。若所有的裂隙全部都是确定性的则不需要仿真,输入所有裂隙端点坐标后转入下一步。

2. 净化子系统

对于实际的非连续裂隙介质,目前基本上有两种研究模型:一种是裂隙模型,认为基岩中对水流起作用的只是那些大大小小的结构面,而未扰动的完好岩块不起导水或储水作用;另一种是双重介质模型,认为后期形成的裂隙与基岩原生孔隙同时起导水、储水作用。双重介质模型从对介质的刻画精度上讲更准确一些,但理论上很复杂,而且由于模型中同时同地存在裂隙介质与孔隙介质两个水位,应用于实际困难很大。纯裂隙模型理论上更简单一些,便于应用于实际;由于非连续裂隙介质的许多固有特性目前仍很模糊,从这一角度上看,建立纯裂隙模型似乎更有利一些。

对双重介质模型而言,所有的裂隙对导水都是有效的,尽管裂隙之间可能不连通,但通过原生孔隙彼此之间发生水力联系,但从纯裂隙模型的角度上看,发育于基岩中的裂隙有些对导水不起作用,只有那些相互连通,能起导水作用的裂隙才是有效的。非连续裂隙水流自动模拟系统是从纯裂隙模型出发的,净化子系统的作用是在仿真网络的基础上去除那些对导水无效的裂隙,形成一个有效的连通裂隙网络。无效裂隙不但包括那些孤立的盲裂隙,而且也包括那些各种各样相互交切而又形成封闭死回路的裂隙群。如图5中多条裂隙相交,但裂隙群中的任何一条裂隙都不能继续延伸,因此对导水不起作用,建立连通裂隙网络时也要去除。本系统采用树形搜索的方法,把网展成树,对每条裂隙沿两端进行搜索,若至少有其中之一方向不能追踪至边界,说明此裂隙是不连通的。从这里也可看出,对一个裂隙网络,不同的研究范围和边界形状其原始的网络是相同的,但连通网络却随边界的范围和形状的变化而变化,这也即是裂隙水流具有尺度效应和边界效应的原因之一。

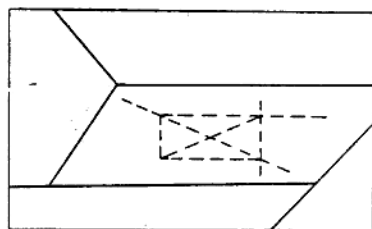


图5 无效裂隙群(虚线)

3. 自动离散剖分及水流模拟子系统

无论是有限单元法还是有限差分法,在数值模拟过程中都需要对模拟区进行离散,对单元、结点编号,其中需要读出每个结点的坐标值并且进行输入。这种工作做起来工作量大又容易出错,需花大量的精力和时间。为了理论研究的需要往往同时研究几个网络,这种基础工作量会大得惊人。自动剖分子系统可在连通网络的基础上自动按数值计算的要求进行区域离散、单元剖分、结点编号,并自动取得结点坐标、相邻结点编号等数值模拟必需的数据,传给水流模拟子系统,进行裂隙网络水流模拟。

水流模拟子系统是在给定边界的条件下对裂隙网络水流进行数值模拟。本系统可模拟任意多边形边界,稍加修改可适应任意可用解析式表达的边界(包括可分段解析描述的边界)。由于微机内存的限制,本系统目前只配备了稳定流数值模拟程序,在解线性方程组时使用了高斯-塞德尔迭代法。

输出信息整理子系统是一个相对独立的部分,目前其作用包括:计算指定各裂隙的流量、

计算指定各断面过水量等。根据不同研究的需要，本子系统在使用时需稍加改动。

三、计算实例

某基岩裂隙平面二维网络主要由三组裂隙组成，走向分别近于 35°、100°、140°，各组裂隙的几何参数统计特征见表 1。

表 1 裂隙几何参数统计特征表

组号	参 数 统计特征	走 向			长 度 (m)			宽 度 ($1.0 \times 10^{-3} \text{m}$)			平均间距 (m)
		分布	均值	标准差	分布	均值	标准差	分布	均值	标准差	
1		正态	35°	0.30	指数	3.0	3.0	对数正态	1.84	2.50	0.5
2		正态	100°	0.40	指数	3.4	3.4	对数正态	1.46	1.30	0.7
3		正态	140°	0.35	指数	3.2	3.2	对数正态	1.80	2.45	0.7

如图 6 (a) 为根据表 1 的参数得到的仿真裂隙网络图，图 6 (b) 为去掉无效裂隙后得到的连通裂隙网络图，图中上方向代表北方向。取 $4 \times 4 \text{m}^2$ 的范围进行水流模拟。令上下边界为

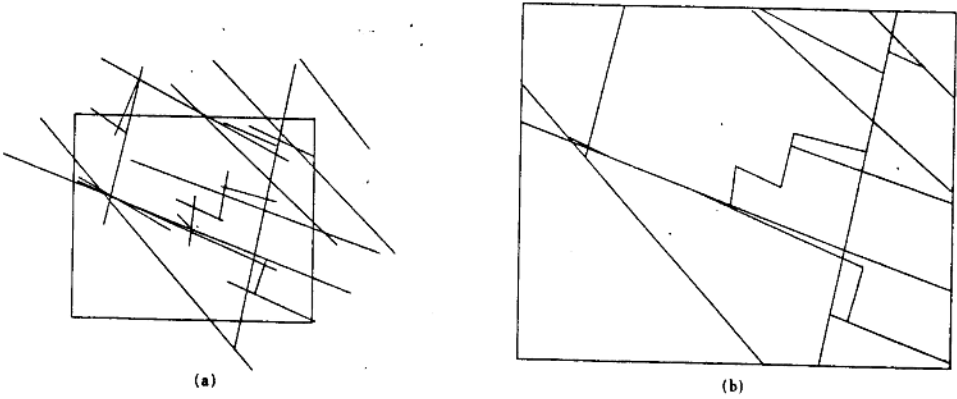


图 6 裂隙网络及连通裂隙网络

定水头边界，水头分别为 10m、12m，左右边界为隔水边界，水流整体上自下至上。通过数值模拟得到流入边界流量 $3.095 \times 10^{-5} \text{m}^3/\text{s}$ ，流出边界流量 $2.902 \times 10^{-5} \text{m}^3/\text{s}$ ，均衡误差约为 6%（均衡计算验证是无解析解条件下数值模拟自我验证的方法之一）。这时可用达西定律计算上下方向的等效渗透系数，即

$$K = \frac{Q}{J\omega} = \frac{(3.095 + 2.902) \times 10^{-5}}{2 \times 0.5 \times 4.0} = 1.5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

当左右边界为定水头边界，上下边界为隔水边界，定水头边界的水头仍保持 10m、12m。模拟结果为：流入边界流量 $2.41 \times 10^{-6} \text{m}^3/\text{s}$ ，流出边界流量 $2.54 \times 10^{-6} \text{m}^3/\text{s}$ ，均衡误差约 5%，按达西定律计算左右方向的等效渗透系数为 $1.23 \times 10^{-6} \text{m/s}$ 。裂隙介质的特点是各向异性，只要变化边界线的坐标便可得到任意方向的渗透能力。

综上所述,使用非连续裂隙网络水流自动模拟系统,只需输入类似表 1 中的数据,对部分确定、部分随机的裂隙模拟只需外加输入确定性裂隙(断层、岩溶通道)的端点坐标值和宽度。输出结果包括裂隙网络图、连通网络图、裂隙网络上各点的压力水头、各指定裂隙或指定断面上的流量等。使用方便,快速高效,是研究裂隙水问题的有力工具。

主要参考文献

- [1] 韩慧君, 1985, 系统仿真。国防工业出版社。

地下水系统外部描述方法与结构辨识

徐恒力

(中国地质大学·武汉)

摘 要 本文以输入、输出信号的时序资料建立动态系统描述性数学模型的系统外部描述方法讨论了辨识复杂多变的地下水系统的结构特征的可能性、辨识依据及信号处理原理。并结合山西某岩溶大泉的流量动态分析说明了系统外部描述方法对辨识岩溶含水系统结构特征的实际意义。

关键词 系统外部描述；参数辨识；结构辨识；滞后；延迟；迭加

一、引 言

利用输入、输出信号的时序资料建立动态系统描述性数学模型的方法称为系统外部描述方法，又有人称之为“传递函数法”或“黑箱法”。这种源于经典控制论的方法理论依据可靠，建模过程简便、适应性强，不仅可用于开放系统宏观状况的描述，而且可用于各子系统串联、并联、反馈等耦合关系的分析，使之成为地下水系统分析中研究复杂系统的重要手段和方法^[1]。最近十几年来，国内外水文地质工作者采用该方法进行岩溶大泉的流量预测、地下水动态分析、污染问题及环境同位素迁移过程的定量研究^{[2]、①}。然而，就目前所见到的文献看，外部描述方法在地下水系统的研究领域中还停留在引用、借鉴的阶段。仅把它视为建立随机模型的一种数学手段，注重其拟合精度的改善和输入、输出因子的多样化方面。而对该方法所蕴含的系统思想和信息传输方面的意义未予深究，更没有从地下水系统结构辨识的角度挖掘其潜在的理论价值。

与那些已知结构或人为组织的系统相比，地下水系统的结构辨识更有其重要的意义。因为查明复杂多样化的地下水系统结构特征及其在人为活动干扰下地下水系统结构的演化是水文地质学一项根本性的任务之一。也是地下水资源评价、科学管理和解决各种环境水文地质问题的前提。地下水系统作为自然环境历史发展的产物，其内部结构不能采用“打开黑箱”的办法来观察，只能利用已有的资料，通过分析、归纳、推断来进行。由于客观条件的限制，这些认识常常是不全面的。而恰恰在这方面，系统外部描述方法提供了一个新的信息渠道，并可把握系统不同层次以及各层次之间相互联系，使零散的资料和现象纳入一个有机的整体之中。

二、系统外部描述方法用于结构辨识的可能性

系统辨识包括两方面内容：一是指确定数学模型的参数，即所谓参数辨识；二是确定系

① 中国地质大学水文系，山西省龙子祠及郭庄泉岩溶水系统研究报告，1988。

统的结构,即所谓结构辨识^[3]。本文所讨论的结构辨识主要是指后者,既包含数学模型的建立,又着重研究地下水系统(原型)内部具有水文地质意义的结构的分析、判别和推断。这种结构辨识是在原有定性认识的基础上,通过对模型参数的分析解译,将参数中隐含的有关结构方面的信息提取出来,从而实现深化原先定性认识的过程。

系统外部描述方法作为系统理论的一种普适性方法,适用于描述性质不同的任何系统。正因如此;从广义的或普适性角度来看,这种方法在进行结构辨识时会遇到“同功异构”的问题,使辨识结果出现多解性。这是因为该方法不要求关于系统内部结构方面的测度指标和具体细节描述,只要具备了输入、输出信号序列就可以建模。可以设想,多个物理性质不同的系统,如果功能相似,输入、输出信号的规律相同,就可以导出相同的模型参数,要想利用相同的参数区分它们物理结构的差异显然是办不到的。然而,当研究对象仅限于某一特定的系统时,如地下水系统,情况就有所不同了。首先,我们对研究对象事先并非一无所知,对大部分问题,我们有一些先验知识或知道它的大体结构。即使采用系统外部描述方法研究这些问题时,面临的只是部分辨识问题而不是“黑箱”的完全辨识问题^[3]。建立有关地下水系统的各类问题的数学模型,首要的一环就是对地下水系统的定性分析。这项工作从建立概念模型起就已体现出来。例如输入、输出信号不仅仅被看作是一组数字符号,还被看作是环境与系统相互作用的表征量。输入信号序列记录了环境对地下水系统的激励过程,提供了作用方式、作用强度及其时间分布的信息;输出信号序列则刻画了地下水系统受环境激励产生的响应或对环境的反作用。可见,即使最初挑选输入、输出因子(因素)时,就已有了对该系统水文地质条件的起码认识,建立了各因子间的因果联系,更不用说选择数学模型具体表达形式时所作出的更多考虑了。因此,“黑箱法”与研究对象是否是“黑”的并无本质联系。再者,特定的输出信号是输入信号激励具有特定结构的地下水系统产生的响应,结构的不同即使有相同的输入也会有不同的响应。输入-输出关系一旦建立起来,就已给出了系统内部物质、能量交换传递关系及结构方面的某些属性和特征,如滞后、延迟、迭加的时间结构及系统锁频效应的定量描写。这些信息不仅可以使我们对该系统内部结构的特殊性作出判断,而与其它地下水系统相区别,而且,也使原先定性认识的模糊性得到进一步改善。系统外部描述方法之所以成为描述、研究系统的重要方法之一,正在于它除了具有数据拟合的功能外,还可与定性分析沟通,相互进行对比和验证,成为提取有关地下水系统内部结构特性信息的另一信息来源,为辨识地下水系统的内部结构提供了可能性。

三、地下水系统结构辨识的依据与信号传输原理

系统外部描述方法目前应用最广的是线性定常系统。其形式如下

$$Y(S) = G(S) \cdot X(S)$$

式中: $Y(S)$ 为输出量(或称响应函数)的拉氏变换; $X(S)$ 为输入量的拉氏变换; $G(S)$ 为零初始条件下的传递函数。

为了便于离散取值及数字计算,数学模型还可以写成如下形式

$$\bar{Y}(t) = \sum_{\tau=1}^n H(\tau) X(t - \tau) \Delta \tau$$

式中: $\bar{Y}(t)$ 为 t 时刻输出信号(对于多输出系统为输出列向量); $X(t - \tau)$ 为 $(t - \tau)$ 时刻的输入信号(对于多输入系统为输入列向量); $H(\tau)$ 为延迟时间为 τ 的特征函数(或特征函数矩

阵)。

若数据采样时间步长为一个时间单位, 式中 $\Delta\tau$ 可省去。当系统初始状态为零时, 式中 n 取 t , 否则, n 可以大于 t 。上式描述了输入信号变换为输出信号的三种物理效应(图1)。即滞后、延迟、迭加。任何一个输入信号(脉冲)对系统的激励都将产生一个持续时间较长的响应或输出过程。这种现象就是延迟效应(图1, b)。延迟现象的存在说明输入与输出在时间上的不对应。瞬时完成的输入可以产生持续时间较长的响应(输出)。这正是地下水系统能在输入作用结束后的相当长的时间里保持一定残余“流”(物质的或信息的)释放的根本原因。延迟效应一般用延迟时间长度表示。由滞后效应结束的那一瞬间起算。在理论上, 其长度是无限的, 但在实际计算中, 总是取有限长, 这是因为若选取时段太长, 延迟时较大的那些特征系数值将太小, 使相应的输出信号太弱而无法与噪声相分辨。所以, 一般将特征系数值较大的延迟时段称为主要延迟时段。其长度为 $(n-1)$ 即式中 τ 取值的上下限之差。另外, 任何一个信号输入时刻与其产生的输出信号的起始时刻总会有一定的时间差, 这种现象就是滞后。滞后时间的长短用 λ 表示, 其大小由式中 τ 的初值 l 表征。如果输入信号为一个时间序列, 每个输入信号都会变换为一个连续输出的“波”(过程)。由于各输入信号作用的时刻不同, 即使它们的滞后时, 主要延迟时段相

同, 这些“波”也会以不同的相位相迭加, 形成量的积累(图1, c)。这就是迭加效应。在地下水系统中, 迭加效应贯穿信号传输的时空过程中。输入信号在形成自身延迟过程的同时, 将与来自其它地点的延迟信号“波”相遇, 可因彼此峰、谷对应而相互抵偿, 使迭合“波”变得更平缓。也可因相位相同, 而彼此助强, 迭合“波”幅值变大, 波动更为剧烈。因此, 不同地点所显示的总响应会不同。平时我们所说的水位、流量、水质的观测值及其动态, 实际上就是观测地点的总响应及总响应随时间变化的规律。而某一特定地点, 特定时刻的总响应是该时刻以前由此地点输入的信号产生的延迟“波”与其它地点传递来的“波”的迭合在此时刻贡献的累加结果。由于来自不同方向的“波”以相同相位迭加的机会是十分少的, 所以延迟“波”经多次迭加, 总是趋向低频方向发展。总响应过程曲线中所保留的高频成分往往是观测点附近那些只具有局部意义的作用造成的, 即所谓“近源”的作用。而总响应过程曲线中的低频部分, 往往代表着来自广大地区(或其它子系统)的, 反映系统整体特性的成分, 既所谓“远源”的作用。

就地下水系统整体而言, 如果地下水系统的外部环境没有发生明显的宏观变化, 尽管输入信号在时间上有微小波动, 这种波动也仅仅限制在一定相对固定值域内。相应的输出也会保

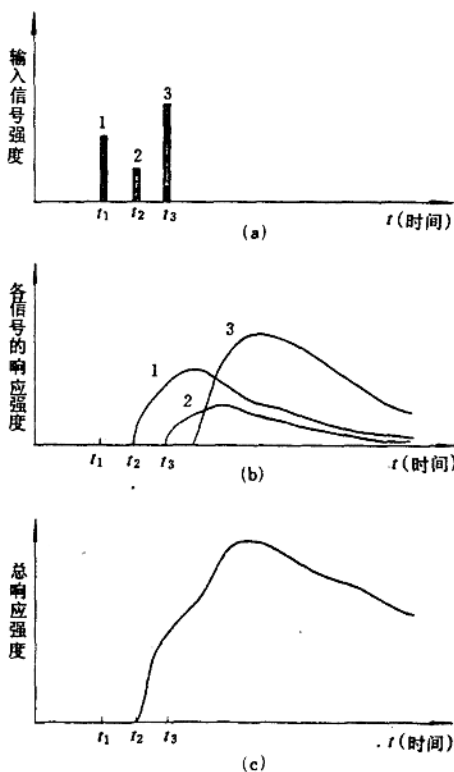


图1 输入信号与输出(响应)的时间
延迟与迭加

持在某一特定的涨落区间。在这种情形下,决定着输入与输出特定关系的地下水系统内部结构^①,即介质的形态、空间格局以及各运动要素之间的联系也是相对稳定的。经参数辨识得到的滞后时、主要延迟时段和各特征系数均为固定的常量,且与输入信号的微小波动、信号强度和激励时刻无关。如果把输入视为事件发生的原因,输出视为事件的结果。那么,由模型参数规定的变模规则就如同因果之间的纽带或中介,其功能恰与系统结构的作用相同。用常量表示的诸参数显然与相对稳定的系统结构有着必然联系,前者包含着后者的信息或相当于后者的一种映照结果。由此可以看出,系统外部描述方法建模时虽没有明确的表征系统内部结构特性的具体测度,但最终完成的模型中却能给出反映结构特性的映照结果。这说明该方法是我们获取有关系统结构方面信息的有力工具。

信号是信息的载体。在讨论输入信号变换为输出信号的过程时,一般暂且不考虑信号的物理内涵,只注重其普适性的规律。如上面提到的滞后、延迟、线性迭加等各种效应。然而,最终建立的模型又总是与具体现象相联系,用这些规律性的认识来分析、解释具体现象。所以,信号的物理实质不同,模型参数的内涵也是不同的。地下水系统的结构含义十分丰富,既包括介质结构的特征,又包括地下水运移过程的秩序,等等。由于模型的参数毕竟不是结构中某一内容的具体度量指标,所以,它仍然不能排除多种解释的可能性。就大气降水输入与泉流量输出两者建立的模型来说,滞后时的长短或特征系数最大值出现的早晚,虽刻画了地下水系统适应环境激励作用的敏感程度,但较小的滞后时既可能反映着介质的特征,如空隙大且连通性好,水流运移通道短捷。又可能反映着地下水的埋藏条件,譬如以承压方式进行着水压传递。为此,在结构辨识时,不仅要对各参数都作出分析和判断,而且还需与先前已有的定性认识相结合,方能使辨识结果限制在最小的可能性空间内。

四、结构辨识的清晰度问题

系统外部描述方法所建模型是集中参数系统的数学模型。这种简化模型一旦建立起来,已不再是理论简化的一种无坐标系的“点”的抽象。较之无结构或曰“结构均匀”的点,模型参数已反映了原型时空结构的宏观规律和总体动态特性,使“黑箱”朝白化的方向迈进了一大步。高、低频成分的分离,多次(或一次)延迟现象的显示,主要延迟时段以及滞后时间的给定,对于揭示地下水系统内部结构的特性,特别是各种作用的时空效应(水量、水质、水压传递的路程效应)提供了极有价值的信息。也应强调指出,由于系统结构的层次性是其根本的属性,结构辨识的结果也有个层次性的问题。对介质结构的特点及地下水运移过程的有序性的描述程度并非“一步到位”。宏观层次的模型只能辨识宏观结构,而对结构的细节,只能给出一种粗略的判断或指出大体的可能性空间。为了提高辨识的清晰度,就需在更细微的层次上建立起多个集中参数系统的耦合模型。目前外部描述方法已有了多个集中参数系统以串联或并联方式相耦合的算法。串联时,信号的变换以传递函数(或特征系数)相乘的形式给出;并联时,传递函数则是相加的关系(图2)。这种耦合模型的参数所携带的信息将更丰富,参数的变化规律更能反映系统结构的细节和各子系统之间的差异,使结构辨识的清晰程度进一步提高。

^① 系统结构定义见参考文献[1]。

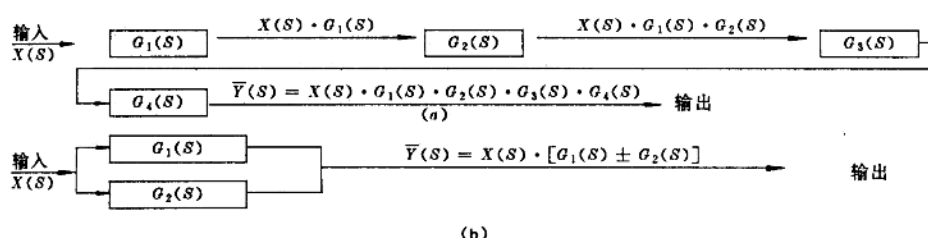


图2 集中参数系统耦合形式及信号传输

(a) 一多个集中参数系统的串联形式; (b) 一两个集中参数系统的并联形式 (符号意义同前)

五、地下水系统结构辨识的示例

利用系统外部描述方法建立的数学模型进行地下水系统内部结构的辨识, 目前仍是个有待探索的课题。下面所举的示例也仅仅是对地下水系统宏观结构的辨识结果, 其目的是为了说明系统外部描述方法在结构辨识方面的潜在价值。以期引起人们对该问题的重视和讨论。

洪山泉是山西省境内的一个岩溶大泉, 是其岩溶水系统的主要排泄点。多年平均流量为 $1.06 \text{ m}^3/\text{s}$ 。迄今为止, 当地水资源部门已对其进行了长达30余年的观测工作。由于文革期间观测工作中断, 现有的实测资料分成两个时段。在对该岩溶水系统进行野外外调查及室内分析的基础上, 我们对系统的边界进行了圈定, 并对该系统的形态、宏观结构、系统与外部环境的关系有了一定的认识。而后利用泉流量动态资料和相应的降水量数据采用系统外部描述方法建立了如下的数学模型 (表1)。

表1 结算结果表

模型 编号	建模资料的序 列长度	单输入-单输出数学模型	剩余标 准差 S	全相关 系数 r
A	降水量序列长度为 1954—1967年 年泉流量序列长度为 1958—1969年	$Q(t) = -0.47236 + 1.06605 \times 10^{-3}P(t-4) + 1.43018 \times 10^{-3}P(t-3)$ $+ 9.4795 \times 10^{-4}P(t-2) + 6.35087 \times 10^{-4}P(t-1)$	0.124	0.904
B	降水量序列长度为 1964—1986年 泉流量序列长度为 1971—1986年	$Q(t) = -1.44165 + 6.8355 \times 10^{-5}P(t-7) + 4.07796 \times 10^{-4}P(t-6)$ $+ 3.7258 \times 10^{-4}P(t-5) + 6.45589 \times 10^{-4}P(t-4)$ $+ 1.36128 \times 10^{-3}P(t-3) + 1.27681 \times 10^{-3}P(t-2)$ $+ 7.66476 \times 10^{-4}P(t-1) + 2.3092 \times 10^{-4}P(t)$	0.040	0.984

表中符号说明: $Q(t)$ 为 t 年洪山泉流量; $P(t), P(t-1) \dots P(t-7)$ 分别为当年、前第一年、前第二年…前第七年的降水量。

表1中的模型 A 是用前一时段资料建立的。模型 B 是依后一时段资料建立的。

根据信号传输原理, 对模型 B 的参数进行系统结构方面的辨识得到如下认识:

(1) 该岩溶水系统的水量构成及路程效应在水量调节中的作用

该模型除常数项外, 右端共有8项, 分别代表了当年及前七年的降水输入对泉流量的贡献。

由此可以看出, 洪山泉的流量大小不仅仅取决于某一年的降水量的多寡, 而是多年降水共同

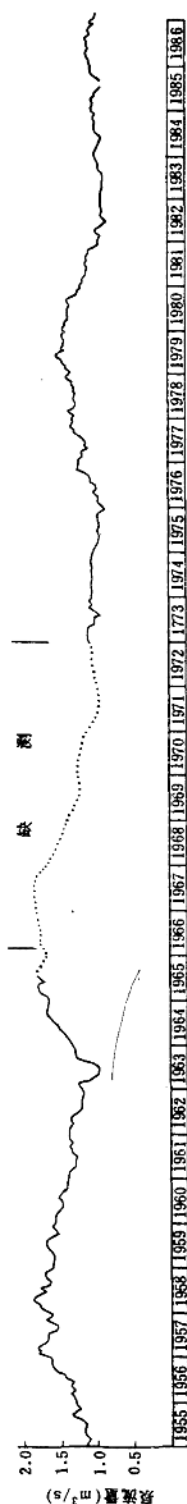


图3 洪山泉流量动态曲线

贡献的结果,或者说,任何一年的降水对该泉的贡献可持续8年之久。可见,该泉流量动态的超稳定特点(各年内月均流量均方差为 $0.009-0.12\text{m}^3/\text{s}$,年均流量均方差为 $0.267\text{m}^3/\text{s}$)所显示的极强水量调节能力主要是由较长的传递路程所致。

当年降水输入被引进模型,证明当年降水的补给不可忽略。泉流量输出对降水输入的滞后时间小于1年。从各特征系数的大小来看,前二年、前三年降水输入的贡献较大,当年和更早年份的降水对泉流量的贡献相对较小。降水贡献在时空上的不均匀分布使泉流量动态曲线上呈现出高频和低频成分兼而有之的特点(图3)。动态曲线上微小的齿状起伏往往与降水的时间同步。除滞时短,其幅值也与模型中当年降水的贡献相近。结合该岩溶水系统地层的分布情况,可以看出,它们所代表的主要是泉口附近岩溶裸露区当年降水所产生的贡献。正是因为传递路程较短,各降水信号形成的“波”迭加得不充分,使其在一定程度上保留着降水信号的高频特征。而传递路程相对较远的广大地区的降水,其信号传递时间较长,往往需二、三年以至更长的时间方能到达泉口。如果将前一年至前五年降水的贡献相加,其贡献比达89%,远远超过当年降水的贡献。这部分降水贡献构成了泉流量的主体。正是因为传递路程远,“波”的迭加才更充分,削峰填谷的结果,抹掉了来自各地点的高频成分,突出了宏观的动态特征,而最终呈现出低频、平缓的波型。这就是泉流量动态曲线中长周期成分形成的原因。可见,洪山泉流量既有近程输入的贡献又有远程输入的贡献,其主要成分是距泉口较远的广大岩溶裸露区降水输入所转化的水量。除此之外,来自岩溶隐伏区的降水贡献主要是前第六、第七年的降水信号的贡献,其比例约占全部降水贡献的9%。

(2) 该岩溶水系统宏观的双层结构

若将模型中的诸特征系数按延迟时间的顺序绘制成曲线(图4),可以看出,特征系数的变化态势呈双峰状。当年及

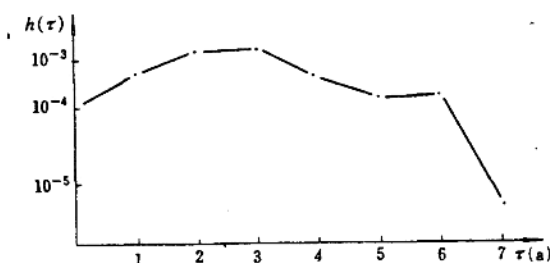


图4 模型B特征系数变化态势