

国家自然科学基金资助项目 (41202179, 51209109)

国家973计划课题 (2006CB403204)

江苏高校优势学科建设工程资助项目

中央高校基本科研业务费专项资金资助项目 (2015XKZD04)

中国矿业大学优秀青年骨干教师资助项目

西南岩溶地下河系统 水流运动数值模型及枯季流量衰减特征

董贵明 束龙仓 田娟 著

Xinan Yanrong Dixiahe Xitong

Shuiliu Yundong Shuzhi Moxing Ji Kuji Liuliang Shuaijian Tezheng



中国矿业大学出版社

国家自然科学基金资助项目(41202179,51209109)

国家 973 计划课题(2006CB403204)

江苏高校优势学科建设工程资助项目

中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(2015XKZD04)

中国矿业大学优秀青年骨干教师资助项目

西南岩溶地下河系统 水流运动数值模型及 枯季流量衰减特征

董贵明 束龙仓 田 娟 著

中国矿业大学出版社

内 容 提 要

本书主要有两部分内容,第一部分是西南岩溶地下河系统数值模型,第二部分是依据该数值模型对地下河枯季的流量衰减进行分析。第一部分主要内容具体为:①建立了西南岩溶地下河系统水文地质概念模型和水流运动数值模型;②推导出了矩形无压管道二维恒定均匀层流条件下流速的解析表达式与指数函数型和幂函数型两个近似表达式;③对孔隙水、裂隙水自由面问题、管道流有压无压转换问题、管道流层流紊流转换问题和非线性方程组求解问题给出了新的处理方法,针对管道水流混合水头损失问题,对比分析了不同摩擦系数修正方法的差别;④编制了数值模拟程序 UGRFLOW09。

第二部分主要内容具体为:①定义了枯季流量衰减分析中的瞬时衰减系数和名义衰减系数,提出了新叠加指数衰减方程,分析了六种衰减方程的衰减系数时变特征;②使用数值模型和物理试验分析了地下河系统在不同条件下衰减系数的时变特征及衰减方程的形式;③通过数值模型分析了衰减系数与地下河系统特征之间的关系,提出了平均灵敏度系数的概念,计算了水文地质参数对衰减系数的灵敏度值,并与排水沟模型的衰减规律进行对比,定义了管道流量系数,并分析了其与第一段衰减系数之间的关系;④分析了贵州后寨地下河系统枯季流量的衰减特征。

本书可供水文地质工程地质、地下水科学与工程、水文与水资源工程、环境科学、岩土工程等专业的科研人员、高校师生和工程技术人员阅读。

图书在版编目(CIP)数据

西南岩溶地下河系统水流运动数值模型及枯季流量衰减特征/董贵明,束龙仓,田娟著. —徐州:中国矿业大学出版社, 2015.12

ISBN 978 - 7 - 5646 - 2980 - 9

I. ①西… II. ①董… ②束… ③田… III. ①岩溶区—伏流—水流动—水文模型—西南地区 IV. ①P941.77

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2015)第 310399 号

书 名 西南岩溶地下河系统水流运动数值模型及枯季流量衰减特征

著 者 董贵明 束龙仓 田 娟

责任编辑 李 敬

出版发行 中国矿业大学出版社有限责任公司

(江苏省徐州市解放南路 邮编 221008)

营销热线 (0516)83885307 83884995

出版服务 (0516)83885309 83884920

网 址 <http://www.cumtp.com> E-mail: cumtpvip@cumtp.com

印 刷 徐州中矿大印发科技有限公司

开 本 787×1092 1/16 印张 8.75 字数 167 千字

版次印次 2015 年 12 月第 1 版 2015 年 12 月第 1 次印刷

定 价 28.00 元

(图书出现印装质量问题,本社负责调换)

前 言

地下河系统水资源是西南地区重要的水资源,在水资源开发利用困难地区尤其是在枯季发挥了重要的作用,已成为西南地下水资源开发的重点。对岩溶地下河系统结构、水文地质条件、水流运动特征的研究是岩溶地下河系统水资源有效利用的基础,但由于岩溶含水介质水文地质参数的高度非均质性,在岩溶地区通过传统水文地质工作方法很难获得有效的水文地质资料,这使得岩溶地区的水资源评价、水循环规律研究变得十分困难。岩溶地下河系统的枯季流量观测资料相对是较容易获得的,通过研究其衰减变化规律,对获取水文地质参数,认识岩溶地下河系统空隙组成以及直接进行水资源评价都具有重要意义。

西南岩溶地区除水资源短缺之外,由于人口密度大,人类活动强烈,造成大面积垦荒和毁林,产生岩溶地区的水土流失和石漠化问题。水资源问题和石漠化问题已成为制约西南经济可持续发展的主要问题。影响石漠化的一个重要因素是岩溶区的水循环过程,通过研究地下河流量衰减特征,进而提高对岩溶区水循环规律研究的水平,可为石漠化治理提供科学依据。

本书针对与周围空隙介质有密切水力联系、分布于饱和带中且具有单一出口排泄的地下河系统,建立了系统中水流运动数值模型,并通过数值模型、物理试验和贵州省后寨地下河流域枯季流量实测资料分析了系统流量衰减特征。

首先总结了地下河的发育、分布、水文地质和水动力特征,建立了西南岩溶地下河系统水文地质概念模型,分析了水文地质概念模型中的渗透系数、给水度、水力坡度、衰减系数和含水介质比例的变化情况。

在水文地质概念模型的基础上,建立了地下河系统水流运动数值模型。推导了变质量管流的水流运动方程和连续性方程,并基于广义牛顿内摩擦定律和水流能量方程,推导出了矩形无压管道二维恒定均匀层流条件下流速解析解,建立了指数函数型和幂函数型断面平均流速近似表达式;阐述了数值模型的求解思路,提出了水流运动模拟中的孔隙水、裂隙水自由面问题、管道水流有压无压转换问题、管道水流层流紊流转换问题和非线性方程组求解问题的新处理方法,编制了地下河系统的水流运动数值计算程序,针对管道水流混合水头损失问题,对比分析了不同摩擦系数修正方法的差别。

地下河系统水流运动数值模型为系统流量衰减特征分析提供了数值分析工具。

本书定义了流量衰减分析的两种衰减系数:瞬时衰减系数和名义衰减系数,提出了新叠加指数衰减方程,分析了六种衰减方程的衰减系数的时变特征。使用建立的地下河系统水流运动数值模型和物理试验分析了地下河系统在不同条件下衰减系数的时变特征及衰减方程的形式。

通过地下河系统水流运动数值模型分析了衰减系数与地下河系统特征之间的关系。定义了平均灵敏度系数的概念,计算了水文地质参数对衰减系数的灵敏度值,并与排水沟模型的衰减规律进行了对比。定义了管道流量系数,并分析了其与第一段衰减系数之间的关系。

分析了贵州省后寨地下河系统枯季流量衰减特征,并与数值分析和物理试验的结果进行了对比。

全书由董贵明统稿。

由于我们的水平有限,书中难免有许多不足之处,敬请读者批评指正。

著 者

2015 年 11 月

目 录

1 绪论	1
1.1 研究背景及意义	1
1.2 衰减曲线方程形式研究进展	3
1.3 枯季径流指标影响因素研究进展	11
1.4 岩溶地下河系统水流运动数值模拟研究进展	15
1.5 本书研究的主要内容	16
2 西南岩溶地下河系统水流运动数值模型	18
2.1 概述	18
2.2 西南岩溶地下河系统基本特征	18
2.3 西南岩溶地下河系统水文地质概念模型	23
2.4 西南岩溶地下河系统水流运动方程	28
2.5 UGRFLOW09 数值模型	36
2.6 小结	48
3 衰减系数时变特性及衰减方程形式研究	50
3.1 概述	50
3.2 枯季流量衰减方程形式不统一的原因	50
3.3 衰减系数的概念	51
3.4 不同衰减方程的衰减系数表达式及其时变特征	52
3.5 孔隙-管道型地下河系统数值试验分析	57
3.6 孔隙-裂隙-管道型地下河系统数值试验分析	77
3.7 数值试验结果分析	79
3.8 裂隙-管道型地下河系统物理试验	81
3.9 小结	85

4 衰减系数与地下河系统特征的关系	87
4.1 概述	87
4.2 衰减系数与孔隙含水系统特征的关系	87
4.3 衰减系数与管网密度的关系	101
4.4 数值试验结果分析	102
4.5 小结	103
5 后寨地下河流域枯季流量衰减特征分析	105
5.1 概述	105
5.2 流域概况	105
5.3 资料选择	108
5.4 冒水坑站	109
5.5 老黑潭站	114
5.6 小结	117
6 结论及展望	119
6.1 结论	119
6.2 展望	121
参考文献	122

1 绪 论

1.1 研究背景及意义

1.1.1 研究背景

我国西南岩溶的显著特点为连片分布面积大、形态类型齐全,以连座锥状的峰丛-洼地、峡谷和塔状峰林-平原、谷地为主要地貌类型,其中大部分是以连座锥状的峰丛-洼地为主形成的山区(即西南岩溶山区),该山区以云贵高原为主体,贵州为核心^[1]。

在南方岩溶地区,大气降水和地表水通过落水洞、天窗、竖井、裂隙等进入地下而转化为地下水。地下水不断地对岩溶孔隙、裂隙、洞穴、管道等进行改造,形成了具有相当规模的岩溶通道,并组合成岩溶地下水系统,主要包括岩溶裂隙型地下水系统、岩溶管道型地下水系统和岩溶地下河型地下水系统。郭纯青等^[2]根据岩溶地下水系统形成演化的 10 个要素及中国南北方岩溶多重介质环境的主要特征,将中国岩溶地下水系统划分为 7 种类型:岩溶孔隙型、岩溶裂隙型、岩溶洞穴型、岩溶管道型、岩溶地下河型、岩溶大泉型、岩溶表层带型。其中岩溶地下河系统是由发育在地下浅部的岩溶管道、岩溶洞穴、岩溶裂隙和岩溶孔隙等多种岩溶空隙介质体(通常以岩溶管道和岩溶洞穴等为主)组成的多重复合体系,具有高度的非均质性和各向异性,导储水空间以岩溶管道为主,岩溶水主要为暗河水流,有许多落水洞、天窗与其沟通,岩溶水主要通过这些通道获得降水补给。

据初步统计,中国岩溶水资源约为 2 039 亿 m^3/a ,允许开采量为 616 亿 m^3/a ,已开采量仅占允许开采量的 16%。岩溶水资源约占其地下水总水资源的 23%,中国南方(西南)各省岩溶水资源约占南方(西南)地下水资源的 50%以上,中国南方主要地区岩溶水资源情况见表 1-1。中国南方岩溶区约有近 3 600 条地下河系(不完全统计),总长度可达 18 000 km 之多,总流量约为 $1.7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[3,4],岩溶地下河已成为水资源开发利用的重点之一,但由于地下河系在时空分布方面的复杂性、含水介质空隙空间方面的多重性等问题,使岩溶地下河系水资源的开发利用存在许多亟待解决的问题。

表 1-1 中国南方主要地区岩溶水资源简表

地区	地下水资源 /($\times 10^8$ m ³ /a)	岩溶水资源 /($\times 10^8$ m ³ /a)	岩溶水与地下水 资源比值/%
云南	742	345	46
贵州	479	386	80
四川	551	135	24
重庆	160	118	73
广西	699	374	53
湖南	456	263	57
湖北	416	185	44
总计	3 503	1 806	51

西南岩溶地区除水资源短缺之外,由于人口密度大,人类活动强烈,造成大面积垦荒和毁林,产生岩溶的水土流失和石漠化问题。水资源问题和石漠化问题已成为制约西南经济可持续发展的主要问题。本书将建立西南地下河系统水流运动数值模型,并分析地下河系统流量衰减特征。

1.1.2 研究意义

地下河系统本身结构的复杂性以及分布地区的水资源利用状况、生态状况,是进行地下河系统流量衰减特征以及通过衰减分析认识地下河系统结构研究的直接原因,该项研究在实践和理论方面都有重要意义。

实践方面:

(1) 地下河系统是西南地区重要的水资源,在水资源缺乏地区尤其是在枯季发挥了重要的作用,已成为西南地下水资源开发的重点。对岩溶地下河系统结构、水文地质条件、水流运动特征的研究是岩溶地下河系统水资源有效利用的基础,但由于岩溶含水介质水文地质参数的高度非均质性,在岩溶地区通过传统水文地质工作方法很难获得有效的水文地质资料,这使得对岩溶地区的水资源评价、水循环规律研究变得十分困难。岩溶地下河系统的枯季流量观测资料相对是较容易获得的,通过研究其衰减特征,对获取水文地质参数,认识岩溶地下河系统空隙组成以及直接进行水资源评价都具有重要意义。

(2) 目前我国石漠化土地面积占我国西南地区岩溶区总面积的 31%,近 2 000 万人的生存环境受到严重威胁,更严重的是石漠化面积还在不断扩展。石漠化现象不仅使土地生产力下降、地表植被覆盖率锐减、系统水源涵养能力削弱、地表水源枯竭,而且造成土地资源减少、粮食减产。为进一步推进西部大开发,对西南石漠化的治理已经刻不容缓。影响石漠化的一个重要因素是岩溶区

的水循环过程^[5-7],通过建立西南典型地下河系统水流运动数值模型,研究地下河流量衰减特征,进而提高岩溶区水循环规律研究的水平,可为石漠化治理提供科学依据。

理论方面:

(1) 国内外关于岩溶地下河系统流量衰减规律的研究已有一百多年的历史,这些研究基本上都是根据孔隙介质理论和实际的流量观测资料分析得到的,在分析过程中有很多经验成分,很多认识还没有统一起来。因此,含水层水文地质特征和流量衰减特征之间的关系等方面还需要进一步研究。

(2) 地下河系统流量衰减的研究必然涉及岩溶地下河系统中多重介质水流运动规律的研究,而多重介质水流运动规律是地下水流运动规律研究的重点和难点之一^[8-10],因而,地下河系统流量衰减的研究将有可能推动多重介质水流运动规律的研究。

(3) 研究地质、水文地质特征和水循环过程异常复杂的岩溶地下河系统流量衰减过程,将对其他流域枯季流量衰减过程研究具有借鉴意义。

1.2 衰减曲线方程形式研究进展

1.2.1 国外研究进展

流量衰减分析是描述含水层特征的重要方法,在没有实测资料或者实测资料不足的情况下尤为重要。国外的水文学家、水文地质学家对枯季河流或者流量衰减过程的研究已有一百多年的历史^[11,12]。在衰减曲线的研究过程中,研究者发现流量衰减曲线能够反映出含水层的结构特征,比如含水层的渗透系数、给水度等^[13-16],在对岩溶含水层类型的刻画中也经常使用流量衰减曲线的分析方法^[17-27]。衰减曲线方程的形式最早主要是由 Boussinesq(1877)^[11]、Maillet(1905)^[12]和 Boussinesq(1903,1904)^[22,23]提出的。Tallaksen(1995)^[24]对基流衰减曲线的方程进行了总结,根据衰减曲线方程的来源将其分为基于含水层水流运动方程、基于流域蓄-泄关系、回归方程、经验关系式共四种类型。基于回归分析的衰减模型一般是建立流量和降水之间的回归方程,完全属于统计学方法,回归方程的建立不属本书的研究内容,其研究进展不进行阐述。

1.2.1.1 基于含水层水流方程的衰减方程

Boussinesq(1877)^[11]是第一个进行泉流量衰减理论研究的,使用的潜水运动基本方程为:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (1-1)$$

式中 K ——渗透系数;
 φ ——有效孔隙度;
 h ——水头;
 t ——时间。

在求解过程中做了如下的假定:含水层均质、各向同性,含水层宽(垂直于河流方向)为 L , 长为 l ; 忽略毛细作用;含水层隔水底板是向上凹的,最低处低于河流水位 H ; h 的变化相对于 H 是忽略不计的。水文地质概念模型如图 1-1 所示。

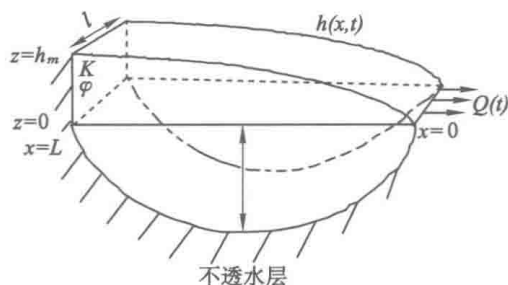


图 1-1 Boussinesq(1877)水文地质概念模型(Dewande 等, 2003)

在这些假设的基础上, Boussinesq 得到了近似解:

$$Q(t) = Q(0)e^{-\alpha t} \quad (1-2)$$

$$Q(0) = \frac{\pi}{2} K H l \frac{h_m}{L} \quad (1-3)$$

$$\alpha = \frac{\pi^2 K H}{4 \varphi L^2} \quad (1-4)$$

式中 $Q(0)$ ——初始流量;
 $Q(t)$ —— t 时刻的流量;
 α ——常数;
 h_m ——距离河流为 L 、整个含水层宽度处的 t 时刻水头。

Boussinesq(1903, 1904)^[22, 23] 提出了另外一个流量衰减方程, 水流方程仍然为式(1-1), 水文地质概念模型如图 1-2 所示, 含水层均质、各向同性, 水位下降相对于含水层厚度不能忽略, 隔水底板水平, 河流位于隔水底板高程处, 初始水位为下降的曲线。这个解的适用条件是排水时间足够长, 即含水层水位的下降已经达到了零流量边界。该概念模型当排水时间较短时也有相应的解^[14]。

$$Q(t) = \frac{Q(0)}{(1 + \alpha t)^2} \quad (1-5)$$

$$Q(0) = 0.862 K l \frac{h_m^2}{L} \quad (1-6)$$

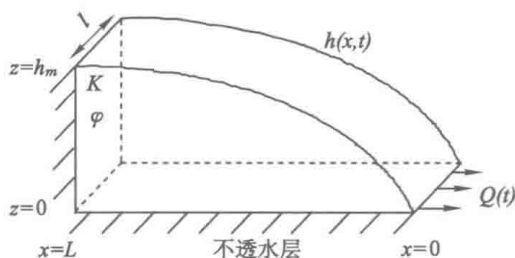


图 1-2 Boussinesq(1903,1904)水文地质概念模型(Dewande 等,2003)

$$\alpha = \frac{1.115Kh_m}{\phi L^2} \quad (1-7)$$

式(1-2)和式(1-5)是基于地下水流运动方程的基流衰减的两个基本解,式(1-5)是精确解析解,而式(1-2)是近似解析解,两式都得到了广泛的应用。

在 Boussinesq(1877,1903,1904)^[11,22,23]的研究之后,很多水文学者和水文地质学者基于式(1-1)进一步讨论和应用了基流衰减基本表达式^[15,16,25-30]。Maillet(1905)^[12]首先将式(1-2)和式(1-5)应用到了 Vanne 河的枯季径流分析中,并指出了这两个表达式的适用性。Droge(1972)^[31]对式(1-5)的线性化形式进行了研究。Horton(1933)^[32]在式(1-2)的基础上得出了一个新的衰减表达式:

$$Q(t) = Q(0)e^{-\alpha^m} \quad (1-8)$$

式中, m 为常数。式(1-8)也常被叫作霍顿双指数型(Horton double exponential)。埃迪尔曼(Edelman)(1947)在半无限潜水一维含水层条件下得到了埃迪尔曼型表达式,该表达式与式(1-5)仅仅相差常数倍,这是由基本假设不一致引起的。

Werner 和 Sundquist(1951)^[33]提出了承压含水层出流的表达式:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q(0)_i e^{-a_i t} \quad (1-9)$$

式(1-9)也被用来对流量过程线的整个衰减部分进行模拟。克莱因霍夫(Kraijenhoff)(1958)在含水层位于两个不透水边界之间,且中间有河流穿过的一维流概念模型基础上,推导了含水层出流模型,该模型为叠加指数型,形式上与式(1-9)不同的是和式中各指数项的系数不变,这个结果也说明了单一指数型在某些条件下是不适用的。

Singh 和 Stall(1971)^[34]讨论了两种河流边界类型:完全切割含水层和部分切割含水层,指出 Boussinesq 的指数衰减模型仅适用于河流完全切割的情况。Nutbrown(1975)^[35]把标准模式(normal-mode)应用到河流部分切割含水层时含水层的出流分析,并基于二维水流方程和 Dupuit 假设得到出流量的表达式:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{\infty} A_i K_i^t \quad (1-10)$$

式中, A_i 依赖于含水层出流的初始值 $Q(0)$ 和含水层的初始水位分布。Nutbrown 和 Downing(1976)^[36] 指出, 当含水层中的水头相对比较光滑并且可以用标准模式表示时, 式(1-10)中只包含一项即可, 但一般情况下, 是由多项组成的, 式(1-10)也适用于河流完全切割的情况。

Kovács(2003, 2005)^[37, 38] 参考了 Carslaw 和 Jaeger(1959) 的热传导方程的解析解得到了研究区为立方体形状的二维孔隙介质流量衰减表达式:

$$Q(t) = \frac{128}{\pi^2} T \sum_{n=0}^{\infty} \exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \frac{Tt}{\mu L^2}\right] \times \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp\left[-(2n+1)^2 \pi^2 \frac{Tt}{\mu L^2}\right]}{(2n+1)^2} \quad (1-11)$$

式中, T 为含水层的导水系数; μ 为给水度; L 为研究区平面边长。忽略系列的高阶项, 并将解析表达式代入 Maillet(1905) 的经典公式中, 二维均质区的衰减系数如式(1-12)所示, Kovács 将该衰减系数表达式应用到了实际岩溶地区:

$$\alpha = \frac{2\pi^2 T}{\mu L^2} \quad (1-12)$$

1.2.1.2 基于流域蓄-泄关系的衰减方程

Maillet(1905) 首先根据线性蓄-泄关系得到了与式(1-2)一致的衰减方程, 是最早的根据流域蓄-泄关系得到的衰减方程。在实际应用过程中, 研究者发现线性水库的蓄泄系数不总是常数, 可能会随着含水层出流量的减小出现增加的趋势, 流域的蓄-泄关系表现出较强的非线性特征^[39, 40]。这种非线性关系经常使用幂函数形式表示:

$$W(t) = a [Q(t)]^b \quad (1-13)$$

式中, $W(t)$ 为 t 时刻该河流断面以上流域蓄水量; a, b 为常数, 且 $b \neq 1$ 。

结合式(1-13)和枯水期水量平衡方程, 可得:

$$Q(t) = Q(0) [1 + \alpha t]^\theta \quad (1-14)$$

式中:

$$\alpha = \frac{(b-1)Q(0)}{bW(0)} \quad (1-15)$$

$$W(0) = a [Q(0)]^b \quad (1-16)$$

$$\theta = \frac{1}{b-1} \quad (1-17)$$

当 $b=0.5$ 时, 式(1-14)即为 Boussinesq(1903, 1904) 提出的双曲线衰减模型。非线性蓄-泄关系在很多流域中得到了应用^[39-44]。文献[39]中取 $\theta = -1.67$, 对实际流域的流量衰减进行了很好的拟合。文献[45, 46]提出了与式(1-14)相一致的模型来模拟岩溶泉的整个衰减过程, 法国的 Drogue(1972)^[31]

通过对由 100 个泉组成的泉和泉群的 12 个观测点的流量衰减数据进行分析,比较了 θ 分别取 -0.5、-1.5、-2、-3 和 -5 的结果,分析表明 θ 取 -1.5 更为合适。文献[47]认为,简单流域适用于线性蓄-泄关系,而复杂的流域一般符合非线性蓄-泄关系。

单一指数型衰减模型只能用于流量衰减曲线的最后部分,而式(1-14)能够应用于整个流量衰减过程的模拟。很多研究者都尝试使用叠加指数型对整个流量衰减曲线和衰减曲线的最后部分进行模拟^[25,33,45,48-50],即使用多个线性水库的串、并联来模拟含水层的蓄-泄关系,这也是使用叠加的线性模型来代替非线性模型的一种思路。从 20 世纪 60 年代开始,指数衰减函数在岩溶地区也得到了广泛的应用,使用较多的是叠加型指数模型。福卡西维奇(Forkasiewicz,1950,1953)和帕洛斯(Paloc,1950,1953)研究了法国的 Foux de la Vis 泉,建立了叠加型的指数衰减方程。Schoeller 和 Drogue(1967)^[51,52]使用叠加指数型衰减模型分析了岩溶含水层的流量衰减过程,将最大的衰减系数对应于管道介质,最小的衰减系数对应于基质和裂隙,中间的衰减系数对应于中间规模的介质。南斯拉夫的米亚托维茨(1968)总结了南斯拉夫的吉塔(Jeita)泉、纳巴·莱茵(Nabaa Racheine)泉和雅德罗(Jadro)泉流量衰减过程,其中的第一段管道衰减方程使用了独立指数型和直线型两种,其他衰减段使用的是叠加型指数衰减方程。分析指出通常在岩溶地区存在三种不同的介质:岩溶管道、岩溶化程度不同的大裂隙、细小的裂隙和孔隙,由于岩溶含水层几何上的无规律性和各向异性,流量的衰减应该是分阶段的,不同阶段应使用不同的衰减系数来描述。在具有水平隔水底板的薄含水层和厚含水层条件下,米亚托维茨对衰减过程中层流、紊流相应的衰减曲线的形式进行了简单的讨论。Mangin(1970)^[18]和 Cheng(2008)^[47]指出,尽管这种方法可以用来模拟流量的衰减,但使用组合的独立水库模拟含水层出流不符合实际情况,缺乏物理基础并且不太容易使用。Moore(1997)^[40]也提出了同样的观点,并且认为这种模型很可能仅仅是由于增加了曲线的拟合参数,通过参数的调整达到了较好的衰减曲线拟合效果。使用 Király、Morel(1976)^[53]的数值模型,Eisenlohr 等(1997)^[54]构建了包含管道和基质两种渗透介质的模型,但却模拟出了流量衰减中的三个阶段,他们指出,介质的类型数量和衰减的阶段数可能并不总保持相同。

Croke(2006)^[55]和 Cheng 等(2006)^[56]讨论了水库蓄-泄关系的时变特性。Cheng(2008)^[47]使用时变流域蓄-泄关系式(1-18)结合枯季流域水量平衡方程得到式(1-19):

$$W(t) = \tau(t)Q(t) \quad (1-18)$$

$$\frac{dQ(t)}{dt} = -\frac{1}{\tau(t)}Q(t) \quad (1-19)$$

令 $\frac{1}{\tau(t)} = \frac{1}{\tau t^m}$, Cheng 分析了当 $m \geq 0$ 时的衰减方程,这时的方程包括了单一指数型和霍顿双指数模型(1933)等基本模型。对 $\tau(t)$ 在 t_0 时刻展开,并保留前三项,得到了一个幂函数、指数函数混合的衰减方程:

$$Q(t) = ct^{-\alpha_0} e^{-\alpha_1 t + \alpha_2 \frac{1}{t}} \quad (1-20)$$

该方程包含四个常数: $c, \alpha_0, \alpha_1, \alpha_2$ 。Cheng 对比了单一指数型、反转指数型 $[Q(t) = ae^{\frac{b}{t}}]$ 、幂函数型、混合模型在实际地区的应用效果,分析表明混合型有更好的拟合效果。最后指出,以后将对变系数的幂函数型流域蓄-泄关系对应的枯季流量衰减方程给予研究。

1.2.1.3 基于经验关系的衰减模型

Coutagne(1948)^[57]提出了一个水库出流模型:

$$Q(t) = Q(0) [1 + (n-1)\alpha_0 t]^{\frac{n}{1-n}} \quad (1-21)$$

$$\alpha_t = \alpha_0 [1 + (n-1)\alpha_0 t]^{-1} \quad (1-22)$$

式中, n 是常数,且 $n \neq 1$ 。式(1-21)和式(1-22)是较早的以经验为主的整个流量过程衰减方程。Padilla 等(1994)^[21]指出,当 n 取值在 $0 \sim 2$ 时,式(1-21)能应用到河流或者非岩溶泉的流量衰减过程,但不适用于岩溶泉,Padilla 在式(1-21)中引入了一个常数 Q_c , 常数 Q_c 代表相邻含水层或者下部的弱透水层的衰退,表达式如下:

$$Q(t) = [Q(0) - Q_c] [1 + (n-1)\alpha_0 t]^{\frac{n}{1-n}} + Q_c \quad (1-23)$$

Toebe 等(1964)^[58]在单一指数型衰减模型的基础上引入了一个常数 b , 表达式如下:

$$Q(t) = [Q(0) - b]e^{-\frac{t}{\tau}} + b \quad (1-24)$$

Radczuk 等(1989)^[59]将式(1-24)应用到波兰的一些流域中,指出常数 b 是最小基流值; Clausen(1992)将式(1-24)应用到两条丹麦河流中,并与单一指数型和 Nutbrown(1975)的模型(两个幂函数项加上一个常数项)进行了对比,结果表明式(1-24)与后者更加接近。

Otnes(1953)^[60]通过对挪威南部一些流域的研究,提出了一个新的双曲线模型:

$$Q(t) = at^{-1} - Q(0) \quad (1-25)$$

式中, a 是常数。后来, Otnes(1978)^[61]又提出了一个模型:

$$Q(t) = at^{-r} \quad (1-26)$$

式中, 常数 $r > 1$ 。在挪威的一些湖分布较多的流域该模型有较好的适用性,到目前为止,在挪威的衰减分析研究中还常常使用式(1-26)。式(1-26)与 Toebe 等(1964)^[58]提出的另外一个模型只相差一个常数 b :

$$Q(t) = at^{-r} + b \quad (1-27)$$

式(1-27)与式(1-24)都可用在有融雪和冻土的流域中。

Mangin(1970,1975)^[18,19]通过线性和非线性两部分来描述岩溶系统的流量衰减:

$$Q(t) = \varphi(t) + \phi(t) \quad (1-28)$$

$$\varphi(t) = q_{r0} e^{-at} \quad (1-29)$$

$$\phi(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t} \quad (1-30)$$

式中的参数除了 t 之外都为常数。 $\varphi(t)$ 代表衰减的线性部分, $\phi(t)$ 代表非饱和带的地表入渗补给。

Samani 等(1996)提出了一个类似于 Mangin(1970,1975)的也是由两部分组成的衰减模型:

$$Q(t) = \varphi(t) + \theta(t) \quad (1-31)$$

$$\varphi(t) = q_{r0} e^{-at} \quad (1-32)$$

$$\theta(t) = [Q(0) - q_{r0}] [1 + (n-1)\alpha_0 t]^{\frac{n}{1-n}} \quad (1-33)$$

其中的两部分同样是分别用来描述饱和带和非饱和带流量衰减。尽管式(1-33)比式(1-30)可能更接近解析解,但这个公式同样也不能提供更多的含水层信息。

上述国外学者提出的衰减方程形式总结如表 1-2 所列。

表 1-2 国外衰减方程形式总汇

衰减曲线来源	年份	研究者	衰减方程
基于含水层 水流运动方程	1877	Boussinesq	$Q(t) = Q(0)e^{-at}$
	1903,1904	Boussinesq	$Q(t) = \frac{Q(0)}{(1+at)^2}$
	1933	Horton	$Q(t) = Q(0)e^{-at^m}$
	1951	Werner,Sundquist	$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q(0)_i e^{-a_i t}$
	1975	Nutbrown	$Q(t) = \sum_{i=1}^{\infty} A_i K_i$
	2003,2005	Kovács	$Q(t) = \frac{128}{\pi^2} T \sum_{n=0}^{\infty} \exp \left[-(2n+1)^2 \pi^2 \frac{Tt}{\mu L^2} \right] \times$ $\sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp \left[-(2n+1)^2 \pi^2 \frac{Tt}{\mu L^2} \right]}{(2n+1)^2}$

续表 1-2

衰减曲线来源	年份	研究者	衰减方程
基于流域蓄-泄方程	1905	Maillet	$Q(t) = Q(0) [1 + at]^\theta$
	2008	Cheng	$Q(t) = ct^{-a_0} e^{-a_1 t + a_2 \frac{1}{t}}$
基于经验关系式	1948	Coutagne	$Q(t) = Q(0) [1 + (n-1)a_0 t]^{\frac{n}{1-n}}$
	1994	Padilla	$Q(t) = [Q(0) - Q_c] [1 + (n-1)a_0 t]^{\frac{n}{1-n}} + Q_c$
	1964	Toebe	$Q(t) = [Q(0) - b] e^{\frac{-t}{\tau}} + b$
	1953	Otnes	$Q(t) = at^{-1} - Q(0)$
	1978	Otnes	$Q(t) = at^{-r}$
	1970, 1975	Mangin	$Q(t) = \varphi(t) + \phi(t)$
	1996	Samani	$Q(t) = \varphi(t) + \theta(t)$

1.2.2 国内研究进展

与国外相比,国内对岩溶地区流量衰减的研究起步较晚。1978年,原国家地质总局岩溶地质考察组发表的《赴南斯拉夫岩溶地质考察技术报告》和1982年何宇彬的《喀斯特水文学》中最早引入了岩溶泉流量衰减方程。在“五五”、“六五”期间对湖南洛塔流域、贵州普定南部、贵州独山南部、广西都安地苏地下河流域的水资源开发利用进行了较为详细的研究,这些流域都发育众多的地下河系,地下河流量衰减过程基本上都是使用的独立指数型、叠加指数型、直线方程(某些地下河流域的第一段使用直线方程)进行拟合,其中以独立指数型为主,这一时期是我国较集中研究地下河流量衰减方程的时期。《勘察科学技术》杂志在1984年开设了“岩溶水亚动态衰减方程讨论”专栏,刊登了一些国内衰减方程研究的文章。

黄敬熙(1982)^[62]以湖南洛塔岩溶盆地为例,分析了独立指数型流量衰减方程的应用,将洛塔岩溶盆地的衰减部分分成四段,分段使用指数型衰减方程进行拟合,并计算了每一种空隙的含水体积。缪钟灵等(1984)^[63]分析了衰减系数的含义,将泉水排泄动态反应的储水空间分为均一储水空间型、双重储水空间型、多种储水空间型三种类型,并对指数衰减方程的用途进行了总结,最后指出指数衰减方程并不是唯一的泉流量衰减方程。林敏等(1984,1988)^[64,65]对泉流量衰减方程中衰减系数的物理意义进行了探讨,通过砂柱的非稳定达西渗流试验推导出了流量和水位的独立指数衰减表达式。林敏等使用推导出的公式对四种理想的泉流量衰减模型进行了分析。

杨立铮(1982)^[66]建立了后寨地下河叠加指数型衰减方程,并将其衰减分为三段。程俊贤(1984)^[67]指出了叠加指数型衰减方程是有误差的,在衰减曲线上