

985/44

034732



水文地质工程地质选辑

区域地下水资源评价问题



地质出版社

区域地下水资源评价问题

水文地质工程地质选辑第十一辑

地质出版社

内 容 提 要

本辑是根据生产单位的需要而编写的，在搜集整理国内外关于区域地下水资源评价问题的四十多篇文献的基础上，针对国内不同自然单元（平原、盆地、黄土、岩溶等）和不同研究程度，选择了十四篇文章编辑成册（其中有几篇曾在内部科技情报刊物上刊登过，这次编选时作了局部删节）。本书对地下水与地表水互相转化和统一评价这一重要问题给予了特别的注意。本着“洋为中用”的原则，选入了五篇译文。本书可供从事水文地质生产、教学和科研的同志使用，也可供地理、水文等相邻学科人员参考。

区域地下水资源评价问题

水文地质工程地质选辑第十一辑

国家地质总局水文地质工程地质局编

*

国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

1979年7月北京第一版·1979年7月北京第一次印刷

印数1—6,390册·定价0.75元

统一书号：15038·新434

编 辑 说 明

《水文地质工程地质选辑》自第十一辑起，改为公开发行人。

这个《选辑》的编选方针是反映水文地质工程地质学科中一些专题的当前发展情况。专题力求分得较细一点，以便更切合于生产、科研、教学的参考应用，材料的选择力求广泛一些，争取更全面地表现这一专题目前研究的进程和存在的问题。译文与著述稿不限，只要内容相近，就编入同一选辑之中。每一选辑之前，尽可能都放一篇介绍本专题全貌的文章。

《选辑》第十一辑为《区域地下水资源评价问题》。已联系编选的其他专题有：岩石点荷载试验、区域水文地质普查、古水文地质问题的研究、同位素在水文地质上的应用等等，以后将陆续出版。

我们希望，关心水文地质工程地质出版工作的同志们支持这个《选辑》，对编选方针提出意见，提供专题与材料，协助审查和校阅稿件，有关事宜可与国家地质总局书刊编辑室图书编辑组联系。

一九七九年一月

目 录

关于区域地下水资源评价的几个问题.....	1
用地下径流深分区图评价地下水天然资源	
——以山西省为例——.....	18
水文分析与区域水文地质普查.....	23
都安县地苏地区岩溶地下水资源的评价方法.....	36
允许开采模数法在地下水资源计算及地下水位预报中 的应用.....	39
关于承压含水层地区地下水开发利用的几个问题.....	45
关于评价河西走廊地下水资源的几个问题.....	73
柴达木盆地潜水资源的分布和形成.....	79
陇东董志塬潜水资源评价及其开采利用条件.....	94
河流水文图的分割方案.....	106
灰岩储水体水动力的研究	
——以沃克吕兹泉为例——.....	108
模拟计算机在自流水盆地开采条件下 对地下水动态预测的应用.....	124
承压水盆地各含水组间相互联系和 承压地下水排泄的定量评价.....	131
地下水径流及其与盆地特征的关系.....	145

关于区域地下水资源评价的几个问题

国家地质总局水文地质工程地质局 籍传茂

近年来随着区域水文地质普查、小比例尺水文地质图件的编制和重点井灌区大面积地下水资源评价工作的进行，我国区域地下水资源评价工作取得了前所未有的进展，现将几个主要问题综述如下。

一、水文测流法与河流水文图 成因分解法的应用和推广

用河流过程图（即河流水文图）进行地下水资源的定量预测，其基本方法是根据水文-水文地质条件，考虑到水文周期内河流排水影响下所有含水层的地下水径流动态，对河流过程图进行成因分类，然后根据河流的流量多年观测资料，求地下径流模数，计算地下水储量和进行资源评价。目前此种方法在美、苏、法、东德、波兰、保加利亚、匈牙利等国家应用已较成功。

我国裂隙水和岩溶水分布的丘陵山区面积辽阔，而水文地质研究程度又相对较低，所以上述资源评价方法的应用和推广更显得十分重要。近年来在西南岩溶地区、河北、山西、陕西、辽宁等省，结合我国的自然条件特点，分别运用水文测流法和河流水文图成因分解法评价地下水资源，都取得了一定的成果。

中国南方岩溶水文地质图系编图组在编制“中国南方岩溶暗河及大泉分布图”时，肯定了暗河和大泉在该区岩溶水中的突出重要性，搜集了 1155 个枯季流量大于 180 吨/时的暗河和大泉，其中 83.4% 出露于厚层灰岩中，特别集中出露在岩性较纯的泥盆

至三叠纪灰岩中，据其中 1140 处的统计资料，总流量达 750 方/秒。据广西 433 条暗河和大泉的统计资料，总流量达 230 方/秒。

西南岩溶区地下水径流模数一般为 2—8 升/秒·平方公里。广西已进行 1/20 万水文地质普查的地区，据 1811 个天然水点的统计，求得的平均地下径流模数为 4.93 升/秒·平方公里。在岩溶水以地下河为主要赋存方式的地区还计算了地下河径流模数，如都安县地苏地下河系的枯水期地下径流模数为 4 升/秒·平方公里。

西南各省地下河系发育的岩溶水地区由于浅部垂直岩溶通道发育，地下又有大型水平通道，即使在集中降雨期，降雨后亦主要注入地下，形成地下径流。例如：广西地苏暗河系调查的结果表明，中上游基岩裸露的峰丛洼地区几乎百分之百地吸收大气降水。据长江三峡南岸石牌地区的观测资料，大气降水的 70% 渗入地下，在岩溶洼地和谷地中，降水渗入量高达 90%。对于这类地区还可根据洪水期实测的暗河或大泉流量计算洪水期地下径流模数，例如地苏地下河系洪水期地下径流模数为枯水期地下径流模数的 125 倍。在这种情况下暗河流量过程图或大泉流量过程图就是一个与地表水河流水文图相似的图形，具有洪峰，也有枯水期径流，但都是岩溶水资源的组成部分，在开发利用方面仍存在着地下河的洪峰调节问题。

丘陵山区的裂隙水和渗透性较弱的岩溶裂隙水，其补给、径流、排泄特征则完全是另一种情况。这里在应用地表水水文站的多年观测资料时存在着一个河流水文图的分割问题，只有在河流水文图上分割出地下径流部分，才能根据地下径流量和汇水面积计算地下径流模数。

水文学者为了洪峰预报的目的有他们自己分割河流水文图的方法，水文地质工作者分割河流水文图的目的是确定基流量（河流受地下水补给部分的那一部分水量）。由于绘制和分割全年的日平均流量过程线的工作量很大，而且分割线的画法也还缺乏十分确切的客观标志，因此需要探索能满足要求的近似分割方法，河

北、陕西、云南等省水文地质工作者在实际工作中都曾作了尝试。在保定西部山区地下水资源评价中曾试用了下述方法：（1）对于岩性单一、集水面积较小的水文站，参照历年日降水量，将河流历年逐日平均流量过程图用图解法进行分解，在流量过程线上涨部分的起涨点至退水部分的退水转折点之间连线，把该线以下的部分作为基流量。（2）对于岩性非均一、集水面积大的水文站，以枯水期平均流量代表基流量。这个地区的降水集中在每年的六至九月，对每年十月至次年五月这八个月的枯水期流量可以采用两种不同的处理方法：一种方法是以八个月的流量平均值代表全年的月平均基流量，称为高割基流量（因所得的数值偏大而命名）；另一种方法是舍弃枯水期八个月中明显大的月份的流量，采用五个月到七个月的枯水期流量平均值代表全年的月平均基流量，称为低割基流量。陕西省第二水文地质队在铜川地区采用了下述方法：（1）对典型的丰水年、枯水年分别进行流量过程图的分割；（2）用冬季的三个月（十二月至次年二月）的径流量代表地下径流量，据此推算全年地下径流量。

进行河流水文图（即流量过程图）分割后求得的地下径流模数是该地区地下水资源丰富程度的定量指标，它与当地的岩性、构造和补给条件（降水量、地形切割程度、地表覆盖物的岩性和厚度等）有关。例如云南省水文地质队对本省北部金沙江流域的三个汇水面积为数百平方公里的水文站的流量过程图根据退水曲线和逆过程分割等原理进行了地下径流部分的分割，所得结果见表1。

又如辽宁省根据二十年左右的水文观测资料计算出的枯水期地下径流模数有在全省境内由东向西逐渐减少的变化规律：辽东地区为1.82—2.93升/秒·平方公里，辽西地区为0.99—1.31升/秒·平方公里，昭盟地区为0.43升/秒·平方公里，这与当地的自然地理和地质条件是吻合的。

地下径流量除用模数（升/秒·平方公里）表示外，也可用地下径流深（毫米）表示，两者的换算关系是：

地下径流深 (毫米) = 31.5 × 地下径流模数 (升/秒 · 平方公里)。

表 1

站 名	控制面积 (平方公里)	主 要 岩 性	地 形 和 植 被	平水年地下径流模数 (升/秒·平方公里)	
				年 平 均	旱 季
披 戛 站	129	二叠纪玄武岩	切割中高山	2.5	1.0
大石房站	880	震旦纪灯影灰岩		10.5	4.0
新 华 站	253	侏罗、三叠纪红层	切割山地, 植被发育, 有积雪	9.5	4.8

山西省第一水文地质队根据岩溶大泉的流量观测资料、河流的枯水期流量实测资料以及六大盆地的水均衡计算数据编制了全省的地下径流深分区图, 地下径流深划分的等级是 25, 50, 100, 150, 200 毫米, 并计算了分区的和全省的地下水天然资源, 得出了碳酸盐岩类岩溶水、松散岩类孔隙水及一般基岩裂隙水的天然资源约各占 1/3 的初步结论。

综上所述, 对于丘陵山区的裂隙水和岩溶水来说, 利用暗河、大泉的实测流量或长系列的河流水文观测资料评价地下水资源是很重要的和有前途的方法。计算地下径流模数时, 还同时计算河流的地下补给系数 (%), 这对于统一评价地表水和地下水资源是十分重要的, 这是此方法的另一优点。对天然泉水点少, 但水文网发育、且枯水期不断流的地区, 国外已开始把在河流断面上进行 1—2 年的系统测流工作作为 1/20 万水文地质普查的内容, 这是值得注意的方向。应当指出, 对于基岩地下水来说, 地下径流模数或地下径流深应当是评价地下水资源的主要指标。

二、平原井灌区开采动态下的 水均衡计算和评价

在大规模开采地下水的平原井灌区, 地下水水位动态变化与

未开发之前有很大的变化，冀鲁豫等省平原机井密度已达到每平方公里数眼，年开采量的数量级已与年补给量达到同一水平。华北平原大多数机井深度为数十米到一百多米，且多层含水层间常有一定的水力联系，开采咸水层以下深层淡水的机井数量相对较少。

1. 一年内水均衡分期计算问题

浅层地下水水位动态受降水与开采两个主要因素的控制，华北地区降雨集中在七至九月，在这一段时间内地下水得到大量补给而水位上升。每年十月至次年二月地下水位相对变化较小，只是在河流、渠道、坑塘、洼淀附近受地表水体的影响，水位变化稍大，总的来说是不同地段地下水位有升有降，起到一个拉平地下水面的作用，可以称为地下水位调整期。每年三至六月，由于农业上集中开采地下水，形成地下水位持续下降期。

地下水水均衡式的一般形式是：

$$\mu F \frac{\Delta H}{\Delta t} = (W - Q_{\text{开}}) + (Q_1 - Q_2) \quad (1)$$

式中： $\mu F \frac{\Delta H}{\Delta t}$ —— 均衡时段内地下水水体积的变化量；

μ —— 含水层平均给水度；

F —— 含水层面积，也叫均衡区；

Δt —— 计算时段，也叫均衡期；

ΔH —— 在均衡时段内含水层水位的平均变幅；

$Q_{\text{开}}$ —— 地下水开采量；

Q_1, Q_2 —— 分别为地下水侧向流入量和流出量；

W —— 垂直补给量。

$$W = X + Y - Z$$

X —— 平均降水渗入量；

Y —— 平均地表水体及灌溉回归水渗入量；

Z —— 平均潜水蒸发量。

如果按照地下水动态每年划分为上升期、相对稳定期（调整期），下降期三个时段作为均衡期的话，则每个均衡期内的水均

衡式可以简化如下:

$$\text{上升期: } \mu F \frac{\Delta H}{\Delta t} = (X + Y - Z) + (Q_1 - Q_2) \quad (2)$$

$$\text{相对稳定期: } \mu F \frac{\Delta H}{\Delta t} = (Y - Z) + (Q_1 - Q_2) \quad (3)$$

$$\text{下降期: } \mu F \frac{\Delta H}{\Delta t} = -Q_{\text{井}} + (Q_1 - Q_2) \quad (4)$$

这些方程式还可以进一步简化,例如河南商丘地区地下水水力坡度很小(西部为 $1/3500$ — $1/5000$,东部为 $1/5000$ — $1/6500$),水均衡式中将侧向流入量与流出量之差忽略不计。又如当地下水位埋深大于三米时,地下水蒸发量可忽略不计。

在一定的水文地质条件下也有把一年分为两个动态特征期的:即集中开采地下水水位下降期(三至六月)、停采接受补给地下水水位恢复上升期(七月至次年二月),这种动态曲线主要属于深层承压水井或常年流水河流近旁的浅层水井,全年最高水位一般出现在二月份(即在春灌开始前)。

2. 水均衡计算的原始数据累积问题

根据目前年开采量与年补给量已处于同一数量级水平的现状,加强农灌用地下水开采量的计量观测是十分必要的。没有较准确的开采量就无法判定地下水收支是否平衡。统计地下水开采量的方法主要有两种:(1)根据灌溉定额、灌溉面积和浇水次数相乘而得;(2)根据不同类型的机井数、开泵时数和单井出水量相乘而得。为此选择一部分有代表性的机井进行开泵时数的详细统计是很必要的。同时由于华北地区每年三至六月份的集中开采期地下水水位下降值可达数米,对于同样安装方式的离心泵由于吸水管吃水深度不同,可利用的降深值不同,造成同一机井在不同季节的单井出水量相差很大,因此应当选择有代表性的机井,在有代表性的水位埋深时刻进行几次开采量统测,而且一般应与地下水水位统测同时进行。

对于开采浅层水的井灌区,地下水均衡计算最重要的基础资

料是地下水水位动态、地下水开采量和降水量等，其次是河流渗入量、侧向径流量等；最主要的参数是给水度和渗入系数，其次是渗透系数等。

渗入系数的确定是一个很困难的工作，经验数据有一定的参考价值；地中渗透仪测定的数据在应用时也应慎重对待，例如平原上的微地形对降水渗入量的影响很大，数十毫米的降水在平坦的高岗地段下渗深度很小，而在洼地则下渗深度很大，甚至直接与潜水面接通。根据地下水位变幅、降水量、给水度等数据推算渗入系数也是值得注意的一种尝试。例如黄土地区曾采用下式求得渗入系数：

$$\alpha = \frac{\mu \Delta H}{X} \quad (5)$$

式中： X ——降雨量；

ΔH ——地下水位变幅；

μ ——给水度。

对于有其他补给源（如侧向径流等）的地区；

$$\mu \Delta H = \alpha X + \beta \quad (6)$$

式中： β ——表示其他各项补给量之和（指各时段的平均值）。

有若干时段（例如以旬为一时段）的 ΔH 与 X 对应数组， μ 又为常数时，可用最小二乘法解矛盾方程组求得 α 和 β 。

3. 地下水的多年均衡问题

在华北平原不少地区已出现了丰水年补给量大于开采量，平水年年补给量与年开采量大体相等，而枯水年补给量又小于年开采量的现象，这就出现了地下水资源多年调节使用的问题。

如果已知丰、平、枯水年的年补给量，可根据历年（包括今后预测年份）的降水量比拟推算年补给量。再根据历年及今后各年的开采量评价地下水资源在多年调节使用中是否出现亏损。如果在近期地下水多年收支可以大体平衡，则应进一步探讨控制合理地下水埋深条件下不同年份的可开采量，保定、商丘等地区的经验证明：设法使多年平均地下水位保持在埋深4—5米时，对目

前普遍使用的离心式水泵工作较为有利，在丰水年和枯水年的年平均水位将分别稍高于或低于这个数值，而在每年之内的丰水期和枯水期的地下水位又要稍高于或低于该年的年平均水位。

河南商丘地区采用了地下水开采模数（万吨/年·平方公里，下同）和地下水允许开采模数（即年补给模数），并根据两者之差计算地下水盈余模数和盈损模数，这样可以给人们一个明确的概念：即每年自单位面积上可以开采的地下水量的极限数字。但是应当指出：在地下水侧向径流强烈的地区，计算大面积的允许开采模数只能给出一个平均值的概念，如果想具体评价各地段的可开采量与地下水水位下降值间的关系，需要借助于下面将要叙述的数学模型方法。但是无论如何，对于大面积的平原井灌区来说，利用地下水位、开采量和降水量等实际资料进行水均衡计算和评价还是一种比较简便和有效的方法。

三、数学模型和电网络模型的初步应用

由于一些区域的地下水勘探开发程度的增高，提出了应用数学模型和电网络模型的必要性和可能性。对于复杂的边界条件、含水体内部的复杂结构、越流补给的存在、抽水流量和水位长期不稳定、积累的资料时间系列很长等情况，用一般的公式计算较为困难，常需要对水文地质条件作很大的简化，影响计算精度和预测效果。如果利用已有一定时间段（例如数月、数年至十几年）的实际观测资料建立模型反求水文地质参数或系数（如多元线性回归法中的回归系数），就能比较可靠地根据模型来预报今后开采或扩大开采中地下水的变化趋势。这样往往在制作模型中会发现一些勘探过程中未发现的新问题（例如对某些补给源所起作用的认识等），通过调整模型及时加以研究解决，也可逐个时段（例如逐年）预报，根据预报与实测数据的比较再对模型进行修改。

水文地质数学模型的建立一般要经过以下几个步骤：

(1) 确定表征在天然或开采动态下地下水补给、径流、排泄的主要物理量(如泉水流量、地下水水位、开采强度、降雨量等),它们之间存在着什么样的数学关系(如函数关系或相关关系等)。

(2) 收集调查、试验、观测所取得的有关含水层的水文地质参数(如导水系数、释水系数、越流系数等)、地下水动态资料(水位、泉流量、开采量等),反映地下水补给、径流、排泄条件的资料(位置、几何形状、类型、强度等)。以及有关的水文气象资料,并对它们进行必要的分析整理。

(3) 选择能反映上述关系的数学表达式,并借助于电子计算机等先进工具进行运算,一般可先解逆问题(反求参数或系数),再解正问题(对水位或水量进行预测)。

(4) 将预测结果与以后实测得到的数据对比,再对模型作进一步的修改,使之趋于完善。

目前国内已试用的有多元线性回归模型、系统理论模型、有限差分模型、有限单元模型等。下面简单介绍这些模型的物理意义和对资料的要求,至于其数学解法可另参考其他专门文献。

1. 多元线性回归模型

根据预报量与预报因子(自变量)间的关系建立模型。例如:

$$S = a_0 + a_1 P + a_2 Q + a_3 S' \quad (7)$$

式中: P ——年降水量;

Q ——地下水年开采量;

S ——地下水年平均水位或最低水位;

S' ——前一年的地下水年平均水位或最低水位;

a_0, a_1, a_2, a_3 ——回归系数。

(7)式就是根据潜水和浅层承压水开采区地下水位主要受降雨和开采两个主要因素控制而建立的回归方程。

自变量(预报因子)应当是相互独立的,确定回归系数时一般要求观测数值的系列长为待定系数个数的3—5倍。预测模型

的优选是整个工作中很重要的一个步骤，此时需考虑的问题有：

(1) 某些自变量参加迴归方程的形式，例如降水量以 P 或 $\lg P$ 形式参加，可通过优选加以确定；(2) 剔除重复因素，当有些自变量不完全是相互独立时，可以用逐步迴归法加以淘汰；(3) 自变量观测数据的预先处理也影响模型的优选。

2. 系统理论模型

所谓系统是指一个物理实体（例如，流域、含水体等）连同其输入、输出信号而言。当有输入信号经过实体的物理作用得出输出信号，它们之间的数量关系就是数学上称之为褶积的关系。例如储水盆地连同其汇水范围内的降水量和总排泄出口的泉流量可看成是一个线性时不变（物理实体处于定常状态）的单输入、单输出的集中参数系统。如果把大气降水看成是一个不连续的输入“波”，把含水体当作一个“转换装置”（或“调节器”），则泉流量可视为一个连续输出“波”，那么这一过程也就可看作作为一个水文地质系统。对于水文地质系统来讲，必须考虑其物理意义，例如某时刻的泉流量仅与此时刻以前一定时期内的降水量有关，该时期之前的降水量补给的地下水已通过泉口流出，而以后的降水量则对此时刻泉流量不可能产生影响。

设 $P(t)$ 为降水量， $Q(t)$ 为泉流量， $W(\tau)$ 为权函数

$$\text{则：} \quad Q(t) = \int_{-\infty}^t P(t-\tau) \cdot W(\tau) \cdot d\tau \quad (8)$$

为实际计算需要将上式离散化，并结合水文地质分析，只有某一段时间的降水量影响泉流量，因此可得：

$$Q(t) = \sum_{\tau=k}^n P_{t-\tau} \cdot W_{\tau} \quad (9)$$

设时间以月为单位，本月分泉流量是由以前第 K 个月降水形成的部分径流量 $P_{t-K} \cdot W_K$ ，直到最早的第 n 个月降水形成的部分径流量 $P_{t-n} \cdot W_n$ 逐月叠加组成的。(9) 式为描述含水体这个“转换装置”的数学模型。

运算过程分为反求权函数和预测泉流量两大步骤。根据已有的 Q 和 P 观测资料，利用最小二乘法估计准则反求 W ，而 W 序列的长度通过试算加以优选确定，然后可根据模型利用降水量的预报值进行泉流量的预测。此法用于研究具有十多年观测资料的岩溶大泉流量已取得了成果。

3. 有限差分模型

对于含水层结构非均匀、形状不规则、并存在垂向补给的开采井群，用解析方法解潜水非稳定流的二阶偏微分方程很困难的情况下，可采用数值方法中的有限差分方法并借助于电子计算机求近似解。给定了初始条件和边界条件，首先解逆问题（即反求水文地质参数），然后解正问题，根据所选用的数学模型进行预测。

在有垂直补给的潜水含水层中开采井群的非稳定流二阶偏微分方程为：

$$\frac{K\bar{H}}{\mu} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + \frac{\epsilon - q}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t} \quad (10)$$

式中： H ——地下水水位；

K ——渗透系数；

\bar{H} ——潜水含水层平均厚度；

μ ——给水度；

ϵ ——垂直补给强度（如降雨渗入补给等）；

q ——开采强度。

初始条件为已知的开始时刻的地下水水位分布。边界条件有两种：已知水位随时间变化的第一类边界（包括定水头边界）；已知流量随时间变化的第二类边界（包括不透水边界）。

将研究区域划分为网格（正方形、矩形或不等距网格），同时将时间分成若干时间段。然后将偏微分方程中的偏导数近似用差商代替之。例如采用矩形网格、五点差分格式时，方程（10）的差分方程为：

$$\frac{KH}{\mu} \left(\frac{H_{i+1,j} - 2H_{i,j} + H_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{H_{i,j+1} - 2H_{i,j} + H_{i,j-1}}{(\Delta y)^2} \right) + \frac{\varepsilon - q}{\mu} = \frac{H_{i,j,k+1} - H_{i,j,k}}{\Delta t} \quad (11)$$

式中: $\Delta x, \Delta y$ ——分别为 x 和 y 方向的网格格距;
 Δt ——时间步长。

利用差分方法求解时,先以初始条件($k=0$)出发,求出 $k=1$ 时刻的解。然后以后者代替初始条件,计算 $k=2$ 时刻的解,依次类推,形成一个按时间水平一层一层地求解每个时段末在各结点的水位分布。

差分格式可分为显式、隐式、交替方向隐式等方法。显式是指上述差分方程左端的水位全采用 Δt 时段初始时刻(k 时刻)的水位;隐式是指全采用 Δt 时段末时刻($k+1$ 时刻)的水位,这要求对区域所有内部结点列出的差分方程,再利用边界条件组成一个线性方程组,通常用叠代法借助于电子计算机求解。

如何确定时间步长 Δt 是一个重要的问题:(1)时间步长过短,则计算工作量过大;时间步长太长,则解的误差会十分严重。而且时间段的划分与面积上剖分要相适应。利用显式方法解差分方程要求

$$\Delta t \leq \frac{\mu}{2KH[(\Delta x)^{-2} + (\Delta y)^{-2}]},$$

否则累积误差会过大,一般用得少。用隐式方法 Δt 不受限制,可保证稳定性,一般应用较多。(2)时间步长的确定要根据试验观测资料的实际情况而定。例如对于抽水试验因开始时水位变化大,而后逐渐变缓, Δt 可以按 $\Delta t_{n+1} = 1.25\Delta t_n$ 逐步加大时间步长。根据长期观测资料计算,可以取 Δt 为固定值,但要考虑时段划分后 ε, q 等数据要有可靠的资料,如果这些数据只有大时段的总量,按平均分配给每个小时段,必然会造成歪曲的计算结果。因此在观测和试验中把收集资料的技术要求与准备采取的计算方法对资料精度的要求有机地联系起来是十分必要的。