



高等学校教材

地下水与土壤水动力学

武汉水利电力大学 张蔚榛 主编



高等学校教材

地下水与土壤水动力学

武汉水利电力大学 张蔚榛 主编

中国水利水电出版社

内 容 提 要

本书叙述地下水、土壤水运动和溶质运移的基本原理与计算方法。全书共分三篇。第一篇为地下水动力学,内容包括河渠渗漏、水平排水、单井和群井抽水条件下地下水运动,以及地下水渗流的数值计算方法。第二篇为土壤水动力学,分别论述土壤水运动的势能理论的基本概念和基本方程,蒸发和入渗条件下土壤水分运动,土壤—植物—大气系统中水流运动,各种条件下土壤水运动的数值计算方法和土壤特性的空间变异性分析。第三篇为溶质运移理论,分别介绍水动力弥散的机理和基本方程,水动力弥散方程的解析解和求解溶质运移问题的有限差分法和有限单元法。

本书系统地介绍了国内外在地下水、土壤水动力学和溶质运移理论方面的最新发展,其中也包括了作者近年来的研究成果。

本书主要是为农田水利专业研究生编写的地下水土壤水动力学教材,也可作为水文地质、水文水资源、环境工程等专业研究生的参考教材,以及有关专业科研人员和工程技术人员参考用书。

图书在版编目 (CIP) 数据

地下水与土壤水动力学/张蔚榛主编;沈荣开等编. —北京:中国水利水电出版社, 1996

高等学校教材

ISBN 7-80124-130-4

I. 地… I. ①张… ②沈… III. ①地下水动力学-高等学校-教材②土壤水-水动力学-高等学校-教材 IV. P641.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (96) 第 03767 号

书 名	高等学校教材 地下水与土壤水动力学
作 者	武汉水利电力大学 张蔚榛 主编
出 版	中国水利水电出版社 (北京市三里河路 6 号 100044)
发 行	新华书店北京发行所
经 售	全国各地新华书店
排 版	北京市密云红光照排厂
印 刷	北京市朝阳区小红门印刷厂
规 格	787×1092 毫米 16 开本 28.25 印张 657 千字
版 次	1996 年 9 月第一版 1996 年 9 月北京第一次印刷
印 数	001—400 册
定 价	21.40 元

前 言

我国北方地区水资源不足，地下水的开发对工农业生产的发展具有重要意义；南方地区虽然地表水资源丰富，但由于水量在地区上和季节上分布不均，局部地区也同样需要开采地下水补充河流水源的不足。为了合理开发和管理地下水资源，必须掌握地下水动力学的基本理论。

我国南方平原地区雨量充沛，河流众多，在排水不畅的条件下，经常保持较高的地下水位，导致渍涝灾害，引起作物减产。北方地区雨量不足，且在季节上的分配与作物需水不相适应，常需引水进行灌溉，在缺乏完善的灌溉排水系统的条件下，由于灌溉水或汛期暴雨的入渗，将引起地下水位的抬高，招致土壤次生盐渍化和雨季渍涝灾害。为了正确规划设计排水系统，调节控制地下水位，保证作物生长，必须掌握地下水运动规律。

土壤水是农作物吸收利用的农田水分的主要形式。农田灌溉和排水的基本任务即是调节控制土壤水分状况，使之满足农作物对水分的要求，为了正确拟定作物的灌溉制度，选取合理的排水规格和灌水技术，有效地管理灌溉排水系统，必须了解土壤水运动规律和掌握土壤水动力学的基本理论。降雨、地表水、土壤水和地下水之间是相互转化的，地表水和降雨入渗对地下水的补给，地下水的蒸发消耗都需要通过土壤的非饱和带，因此土壤水动力学也是地下水文和地下水资源评价的基础理论课程。

我国北方和南方沿海地区均有一些盐碱荒地，在耕地中还有大面积的次生盐碱化土壤或受到盐碱化的威胁，一些缺水地区只能利用微咸地下水进行灌溉，为了改良利用盐碱地和预防土壤次生盐渍化，必须了解盐分的运移规律。随着工农业生产的发展，工业的有害物质、农田施用的化肥和农药对土壤和地下水的污染日益严重，为了解决环境污染的预测和防治，必须掌握土壤和地下水中溶质运移的理论和计算方法。

根据以上情况，自 80 年代初期，我们为农田水利专业的研究生开设了地下水动力学、土壤水动力学和溶质运移理论等三门课程，并先后分别由张蔚榛、李文渊、沈荣开、叶自桐（地下水动力学），张瑜芳（土壤水动力学）和徐玉佩、杨金忠（溶质运移理论）编写了讲义，本书即是在原有讲义的基础上编写而成的。全书分为地下水动力学、土壤水动力学和溶质运移理论等三篇。第一篇地下水动力学共分五章，第一章论述地下水动力学的理论基础，第二章着重探讨河流和渠道在自由渗流和顶托渗流条件下渗漏量的计算及其对附近地下水动态的影响，第三章讨论有均匀入渗的旱田和有淹灌水层的水田地区水平排水条件下地下水运动，第四章论述单井抽水、局部地段群井抽水以及大面积均匀布井抽水条件下地下水运动，第五章介绍地下水渗流计算的有限差分法和有限单元法。第二篇土壤水动力学分为七章，第一章介绍土壤水势的基本概念，第二章论述土壤水运动的基本方程，第三章讨论蒸发条件下土壤水分运动，第四章探讨土壤—植物—大气系统中的水流运动，第五章讨论降雨和灌水入渗条件下土壤水分运动，第六章介绍蒸发、入渗条件下土壤水分运动的数值计算方法，第七章讨论土壤特性的空间变异性。第三篇溶质运移理论分为四章，第一章概要论述水动力弥散的机理和水动力弥散方程，第二章介绍对流弥散方程的解析解。

三章讨论求解水动力弥散方程的有限差分法。第四章介绍求解水动力弥散方程的有限单元法。各篇的编写分工为：第一篇第一章、第二章由叶自桐编写；第三章由张蔚榛编写；第四章由沈荣开和张蔚榛编写；第五章由沈荣开编写；第二篇由张瑜芳编写；第三篇由徐玉佩编写。张蔚榛负责全书统稿，沈荣开参加了部分统稿工作。另为了方便读者阅读，将本书用到的主要符号列表于书后。书稿由清华大学雷志栋教授主审，提出了许多宝贵意见，在此表示衷心的感谢。书稿引用了武汉水利电力大学农田水利教研室历年研究生的部分论文成果，参考了兄弟院校和科研生产单位有关文献和资料，在此也一并致谢。

编者

于武汉水利电力大学

1993年5月

目 录

前 言

第一篇 地下水动力学

第一章 地下水动力学基础	1
第一节 含水层的基本性质与特征	1
第二节 达西定律与连续方程	6
第三节 地下水运动基本微分方程和定解条件	9
第四节 复变函数在地下水稳定非渐变渗流研究中的应用	17
第二章 河渠渗漏条件下地下水运动	34
第一节 河渠渗漏过程	34
第二节 河渠稳定自由渗流	35
第三节 渠道自由渗流状态下地下水非稳定运动	46
第四节 河流（或渠道）受地下水顶托时非稳定渗流	50
第五节 渠道非渐变顶托稳定渗流	62
第三章 水平排水条件下地下水运动	72
第一节 水平排水地段地下水非稳定渐变渗流	72
第二节 在有均匀入渗条件下水平排水地段地下水稳定非渐变渗流	81
第三节 水平排水地段地下水非稳定非渐变渗流	89
第四节 水平排水条件下水田的渗漏强度和排水流量的计算	91
第五节 河渠、平原水库和稻田附近截渗排水沟的渗流计算	101
第四章 井灌井排条件下地下水运动	112
第一节 单井抽水时地下水运动	112
第二节 群井抽水时地下水运动	136
第五章 地下水渗流的数值计算方法	152
第一节 有限差分法	152
第二节 有限单元法	181
参考文献	208

第二篇 土壤水动力学

第一章 绪论	210
第一节 概述	210
第二节 土壤水势	211
第三节 土壤水分特征曲线	213
第二章 土壤水分运动基本方程	218
第一节 直角坐标系中土壤水分运动基本方程	218
第二节 柱坐标系中土壤水分运动基本方程	222

第三节	土壤水分运动基本方程的定解条件	224
第四节	土壤水分运动参数	226
第五节	考虑水汽热耦合关系的土壤水分运动基本方程	229
第六节	土壤水分通量法	233
第三章	蒸发条件下土壤水分运动	236
第一节	表土蒸发	236
第二节	潜水的稳定蒸发	239
第三节	土壤水非稳定蒸发的解析解	250
第四章	土壤—植物—大气系统中的水流运动	258
第一节	概述	258
第二节	植物体中水流	259
第三节	腾发量的估算	261
第四节	植物根系吸水规律	269
第五章	降雨和灌水入渗条件下土壤水分运动	279
第一节	水向土中入渗过程	279
第二节	土壤水入渗线性化方程的近似解	281
第三节	Green-Ampt 模型的入渗解	283
第四节	水平入渗条件下的 Philip 解法	285
第五节	垂直入渗条件下的 Philip 解法	293
第六节	土壤水入渗的经验公式	298
第六章	土壤水分运动的数值计算	300
第一节	一维土壤水分运动方程的有限差分格式	300
第二节	无作物生长条件下土壤水蒸发数值模拟	303
第三节	作物腾发条件下土壤水分运动的数值模拟	310
第四节	入渗条件下土壤水分运动的数值模拟	312
第五节	用动态资料分析降雨入渗对地下水的补给	315
第六节	二维饱和—非饱和土壤水分运动在农田灌溉排水中的应用	319
第七章	土壤特性的空间变异性	327
第一节	土壤特性的变异性 and 合理取样数目	327
第二节	土壤特性的空间结构和 Kriging 内插法	330
第三节	田间土壤水分特征曲线与导水率的标定	333
第四节	土壤水分入渗的标定	340
参考文献	344

第三篇 溶质运移理论

第一章	概论	347
第一节	水动力弥散的机理与水动力弥散系数	347
第二节	水动力弥散方程及其定解条件	351
第三节	水质模型	358
第二章	水动力弥散方程的解析解	362
第一节	一维水动力弥散方程的解析解	362

第二节	平面二维水动力弥散方程的解析解	370
第三章	求解水动力弥散方程的有限差分法	376
第一节	有限差分计算中出现的跳动和数值弥散	376
第二节	对时间导数采用高次近似的差分格式	378
第三节	带有上风因子的差分格式	379
第四节	特征方法	381
第四章	求解水动力弥散方程的有限单元法	385
第一节	用迦辽金有限元求解水质模型的基本方法	385
第二节	求解饱和-非饱和溶质运移问题的有限元方法	390
第三节	水动力弥散方程的几种特殊解法	397
参考文献	410
附 录	411
附录 I	特殊函数	411
附录 II	积分变换	428
参考文献	435
主要符号	436

第一篇 地下水动力学

第一章 地下水动力学基础

第一节 含水层的基本性质与特征

一、含水层的类型

含水层是被地下水饱和、在一定水力梯度作用下能传输地下水的地质单元。含有一定数量的地下水，并具有一定输水能力是含水层的两个基本性质。根据含水层内地下水存在、补给和流动特征，含水层可分为两种类型：潜水含水层（无压含水层）和承压含水层，如图 1-1-1 所示。

（一）潜水含水层

潜水含水层的上部以地下水面为界，潜水面上为大气压。相对于大气压而言，潜水面是无压的，常称为自由水面，所以具有自由水面的含水层又称为无压含水层。潜水面以上至地表称为非饱和带。潜水含水层中的地

下水除受到来自河流、湖泊等地面水源和邻近含水层（无压或承压）的侧向补给外，还可直接受到降水或灌溉入渗水的补给。潜水含水层中的地下水在毛细管作用下与非饱和带中非饱和水发生水力联系，并在一定的气候条件下消耗于地面蒸发和植物蒸腾。潜水含水层中的地下水有时可在地形较低部位逸出地表或排泄入地面水体，所以潜水含水层中的地下水与地面水体和地下水面以上非饱和带中的土壤水之间的水力联系十分密切，并且受到人为活动的强烈影响。

（二）承压含水层

位于两不透水层之间且不存在自由水面的含水层称为承压含水层。承压含水层中的地下水多来自距离较远、地形部位较高的地面水体或无压含水层，顶板承受的压力视补给区及排泄区水位高程而定。位于地形低洼部位承压含水层水井中的水位有可能高出地面形成自流井，参见图 1-1-1。承压含水层类似于一压力通道。因承压含水层多具有一定的天然排泄通量，且排泄区域的空间分布十分复杂，所以承压含水层的压力水头面呈复杂的空间曲面，压力水头面的坡降随排泄通量的增加而增大。已开采的承压含水层，在开采井的周围形成压力水头下降漏斗，当开采井较多时，承压含水层压力水头的空间分布呈非常复杂的空间曲面。当承压含水层水量的开采超过补给时，有可能使压力水头下降到上部隔水层以下，此时这部分承压含水层变为无压含水层。

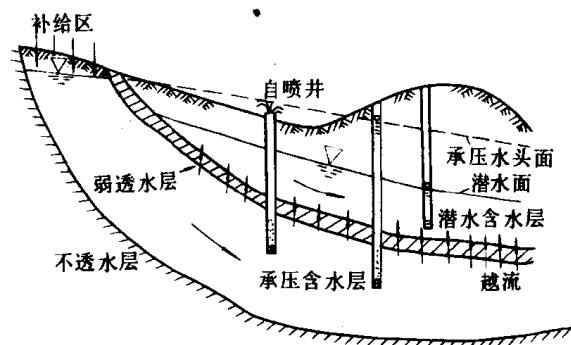


图 1-1-1 含水层的类型

(三) 弱透水层与越流含水层

在上述潜水与承压含水层的讨论中,通常认为起隔水作用的土层是完全不透水的,事实上在大面积内完全不透水的隔水层是比较少见的。经常遇到的情况是在隔水层中存在着由于地质构造或沉积过程中形成的裂缝或破碎带,或构成隔水层的沉积物本身就具有一定的透水性,这种由弱透水地层组成的隔水层称为弱透水层。弱透水层的特点是在垂直方向上的输水能力远大于水平方向上的输水能力,在这类含水层中设置抽水井往往难以得到有实际开采价值的水量。由于弱透水层有一定的垂向输水能力,它的隔水作用是不完全的,当弱透水两侧的含水层存在一定水头差时,它们之间将通过弱透水层发生水力联系和水量交换,水头较高的含水层通过弱透水层向水头较低的含水层流动和补给,这种补给称为越流补给。以弱透水层为隔水层的承压含水层称为渗漏含水层或越流补给含水层。

二、含水层的贮水特性

含水层是一种在自然条件下形成的多孔介质。多孔介质是以固相物质为骨架,并由气相和(或)液相物质(水)构成的孔隙体。在多孔介质中,气相和液相物质可在孔隙空间中流动,这部分孔隙称为有效孔隙。有些孔隙是封闭或半封闭的,位于这些孔隙中的气相和液相物质几乎不发生流动,这部分孔隙称为无效孔隙,其中的水体称为不动水体。可动水体和不动水体对于多孔介质中溶质运移具有重要意义。

(一) 水的压缩性

当含水层中的水体承受法向压力或张力时,其体积和密度将发生变化。在等温条件下,承受法向压力时水的体积(或密度)的变化特性用压缩系数 β 表示,它定义为单位压力变化时单位体积水的体积变化。

$$\beta = -\frac{1}{V} \frac{dV}{dp} \quad (1-1-1)$$

式中 V ——具有一定质量的水的体积;

β ——压缩系数,量纲为压力量纲的倒数;

p ——压力。

对于一定质量 M 的水,体积可表示为 $V=M/\rho$ (其中 ρ 为水的密度),由 $dV=d(M/\rho)=-M d\rho/\rho^2$,式(1-1-1)可写成:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dp} \quad (1-1-2)$$

对于地下水而言, β 可认为是一常数。

(二) 含水层的压缩性

位于地层某一深度的含水层,受到覆盖地层的巨大压力,此压力将引起含水层的压缩,使含水层孔隙率变小。含水层的压缩由两种体积压缩组成:①孔隙中水的压缩;②含水层骨架变形和压缩。前面已讨论过水的压缩性,在此讨论含水层的骨架压缩。

含水层中任一点的应力应处于平衡状态。只考虑含水层的垂向压缩时,作用在饱和含水层中任一水平面上垂向应力的平衡状态,如图1-1-2所示。

图1-1-2表明作用在含水层上的总应力(单位面积上的总压力) σ_r 、含水层骨架承受的压应力 σ_s 及孔隙中水体压力 p 应处于平衡状态:

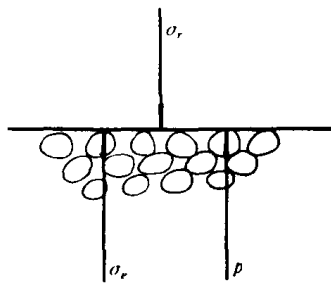


图 1-1-2 含水层垂向应力平衡

如果将含水层作为弹性体处理，当存在有效应力 σ_e 时，含水层骨架将发生相应的弹性变形，可近似地认为含水层的弹性变形与有效应力成正比。用压缩系数 α 表示含水层骨架的弹性变形，与水的压缩系数定义类似，有

$$\alpha = - \frac{1}{V_i} \frac{dV_i}{d\sigma_e} \quad (1-1-6)$$

式(1-1-6)的物理意义是单位有效应力 σ_e 的变化引起的含水层骨架体积 V_i 的相对变化(即单位体积含水层骨架的体积变化率)，负号表示随着有效应力增加，含水层的体积变小时 α 为正。

含水层骨架的固体颗粒一般是不可压缩的，固体颗粒的体积 $V_s = (1 - n)V_i = \text{常数}$ (其中 n 为含水层的孔隙率)，即 $dV_s/d\sigma_e = 0$ ，由此得到：

$$\frac{dV_i}{d\sigma_e} = \frac{V_i}{(1 - n)} \frac{dn}{d\sigma_e} \quad (1-1-7)$$

将式(1-1-7)代入式(1-1-6)有

$$\alpha = - \frac{1}{(1 - n)} \frac{dn}{d\sigma_e} = \frac{1}{1 - n} \frac{dn}{dp} \quad (1-1-8)$$

式(1-1-8)表明含水层的压缩系数 α 由应变 $(n) \sim$ 应力 (σ_e) 曲线的斜率确定。当含水层受到压缩时， $n \sim \sigma_e$ 曲线向右下缓慢延伸，随着有效应力 σ_e 的增加，孔隙率 n 随之变小。因含水层并非是理想的弹性体，所以当 σ_e 逐渐解除时， n 并不沿原 $n \sim \sigma_e$ 曲线恢复到原来的数值。与水的压缩系数 β 不同，含水层压缩系数 α 实际上并不是常数。但因 $n \sim \sigma_e$ 曲线变化极其缓慢，可以认为是线性的， $n \sim \sigma_e$ 的斜率为常数，对于大多数实际应用而言， α 可取常数。粘性和砂性含水层的 α 值的数量级分别为 $10^{-6} \sim 10^{-8}$ 和 $10^{-7} \sim 10^{-9}$ (m^2/N)^[7]。

以上仅讨论了含水层垂直方向的压缩性，因为当水力水头变化时，所引起的含水层垂直方向上的压缩是主要的，水平方向上的压缩性可忽略不计。

(三) 承压含水层的贮水特性

当承压含水层的水力水头由于抽水或注水发生变化时，含水层类似于一个弹性容器能释放或贮存水量。当从含水层抽水时，由于水压力下降 ($-dp$) 引起固体骨架承受的有效应力增加 ($d\sigma_e = -dp$)，使含水层受到压缩，压缩过程由压缩系数 α 控制。同时由于水压力下降，将导致水体体积发生膨胀，膨胀规律由水的压缩系数 β 控制。应当指出含水层的弹性压缩是极其微小的，短期内难以观察到，若长期过量地从含水层中抽水，会因含水层的

压密或塌陷，而造成地面沉降。

为了从数量上说明承压含水层的弹性贮水（释水）特性，可定义两个表征含水层弹性贮水性能的参数：含水层的贮水率 μ_{e1} 和贮水系数 μ_e 。

1. 贮水率 μ_{e1} （或 S_1 ）

当含水层的压力水头下降（或上升）一个单位时，从单位体积含水层中释放（或贮存）的水量称为贮水率：

$$\mu_{e1} = \frac{\Delta V_w}{V_i \Delta h} \quad (1-1-9)$$

式中 Δh ——含水层压力水头的变化；

ΔV_w ——当压力水头变化 Δh 时，从体积为 V_i 的含水层中释放出来的水量。

由式（1-1-9）可知，如向含水层注入 ΔV_w 体积的水量，含水层压力水头的上升为 $\Delta h = \Delta V_w / (V_i \cdot \mu_{e1})$ 。

2. 贮水系数 μ_e （或 S ）

当含水层压力水头下降或上升一个单位时，从单位水平面积上的含水层中释放或注入的水量（图 1-1-3）称为贮水系数：

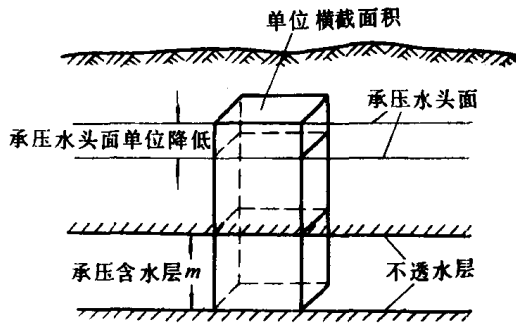


图 1-1-3 承压含水层贮水特性

$$\mu_e = \frac{\Delta V_w}{A \Delta h} \quad (1-1-10)$$

式中 A ——含水层的水平面积。

μ_e 为无量纲参数，若含水层的厚度为 m ，则

$$\mu_e = m \mu_{e1} \quad (1-1-11)$$

μ_{e1} 和 μ_e 均是说明承压含水层的贮水（释水）特征参数。

3. 贮水率 μ_{e1} 的表达式的推求

下面根据承压含水层压力水头 h 下降时释水机理推求 μ_{e1} 的表达式。设单位体积含水层因骨架压缩释放的水量为 dV'_w ，由式（1-1-6）有

$$dV'_w = -dV_i = \alpha V_i d\sigma_i = -\alpha V_i dp \quad (1-1-12)$$

因 $h = z + \frac{p}{\rho g}$ ， $rdh = dp$ 或 $\rho g dh = dp$ 。当发生单位水头下降（ $dh = -1$ ）时，因单位体积含水层（ $V_i = 1$ ）压缩释放的水量 dV'_w 为

$$dV'_w = -\alpha \rho g dh = \alpha \rho g \quad (1-1-13)$$

又设水的膨胀产生的水的体积为 dV''_w ，因 $V_w = nV_i$ （仅在孔隙中充满水），对于单位体积含水层（ $V_i = 1$ ）发生单位水头下降（ $dh = -1$ ）时，因水的体积膨胀释放的水量 dV''_w 为

$$dV''_w = -\beta V_w dp = -\beta n V_i \rho g dh = \rho g n \beta \quad (1-1-14)$$

根据上述关系，可得到当压力水头下降一单位时从单位体积含水层因两种释水机制（含水层压缩和水体膨胀）释放的水量 μ_{e1} （贮水率）为

$$\mu_{e1} = \alpha \rho g + \beta n \rho g = \rho g (\alpha + \beta n) \quad (1-1-15)$$

μ_{e1} 值综合表达了含水层的压缩和水体膨胀的数量特征。为了对 μ_{e1} 的大小有一个数量级的概念，对 μ_{e1} 的大小作粗略估算：水的压缩系数 β 与温度有关，对地下水可取 $\beta = 4.4 \times 10^{-10}$

$(\text{m}^2/\text{N})^{-1}$ 。含水层的压缩系数 α 决定于含水层的岩性、质地及孔隙结构等特性。 α 值可根据长期抽水试验资料反求。压缩系数 α 的量级,对于砂性和粘性土层分别为 $10^{-7} \sim 10^{-9}$ 和 $10^{-6} \sim 10^{-8}$ $(\text{m}^2/\text{N})^{-1}$ 。因此,对于一般常见的由砂性和粘性质地孔隙介质构成的承压含水层而言,含水层的压缩系数 α 一般要大于水的压缩系数 β (4.4×10^{-10}) 1~2 个数量级。所以,利用式 (1-1-15) 估算 μ_e 值时,可忽略水的压缩性,即认为从承压含水层抽水,水量主要来自含水层骨架的压缩,此时 μ_e 值的量级,对砂性含水层而言为 $10^{-6} \sim 10^{-7}$ (1/cm)。

(四) 潜水含水层的贮水特性

潜水含水层的贮水系数 μ_c 同样可定义为:当地下水位下降一单位时,从单位水平面积含水层中释放出来的水量 (图 1-1-4)。贮水系数的表达式仍为式 (1-1-10),其中 Δh 为潜水位下降值。

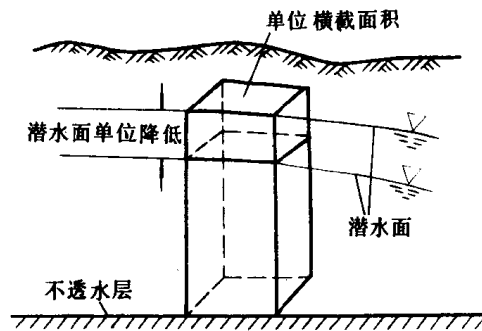


图 1-1-4 潜水含水层贮水特性

潜水含水层与承压含水层的贮水系数的定义和表达式的形式均相似,但它们所反映的释水过程和释水机制并不相同。

当从含水层中抽水引起压力水头下降时,承压含水层的释水机制是弹性释水,即主要靠含水层骨架的压缩和水体的膨胀释放水量,在弹性释水过程中并不伴随着含水层的疏干,含水层的孔隙中仍充满着具有一定压力的水。潜水含水层的释水机制是重力释水,即水位下降区域孔隙中的水体在重力作用下的释放和排泄。

承压含水层的释水过程是瞬时完成的。潜水含水层的释水过程则复杂得多。严格而言,当潜水位下降时,潜水含水层也会发生压缩,也发生类似于承压含水层的弹性释水过程,但相对于重力释水而言,所占的比例极小,因而可忽略潜水含水层的弹性释水量。当潜水位下降时,除饱和带的重力释水过程外,还伴随着非饱和区土壤水分的流动,由于土壤孔隙中水分流动速度很慢,因此潜水含水层的重力释水过程是一个与时间有关的缓慢过程,这种现象称为潜水含水层释水过程的滞后现象。含水层的土质愈细,重力释水过程进行得愈缓慢。

潜水含水层的贮水系数又称为给水度(水位下降时)或饱和差、自由孔隙率(当水位上升时)。一般多用给水度 μ 表示潜水含水层的宏观持水特性。给水度 μ 的定义是,当潜水位下降 1m 时,从 1m^2 横截面积上的潜水含水层中释放出来的水量。

当地下水埋深较大时,如果潜水位下降后,经过一个较长的重力释水过程后潜水面上的非饱和带达到稳定状态时,潜水面含水率剖面分布可以近似地认为是水位下降前稳定含水率剖面分布曲线的平行下移 (图 1-1-5)。此时给水度 μ 由两稳定含水率剖面间含水量差值确定:

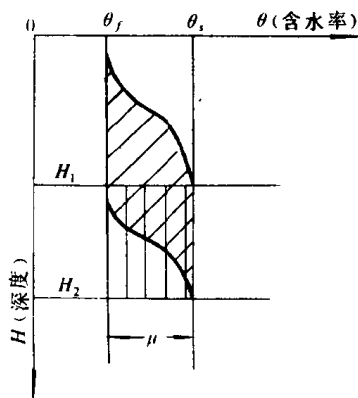


图 1-1-5 潜水含水层水位下降前后含水率剖面分布

$$\mu = \theta_s - \theta_f \quad (1-1-16)$$

式中 θ_f ——田间持水率；
 θ_s ——饱和含水率。

式中 θ_f 和 θ_s 均以土层孔隙体积的百分数表示， μ 是无因次量。在排水工程规划设计中， μ 值具有十分重要的意义。

第二节 达西定律与连续方程

一、地下水的水头

地下水的总水头表示单位重量水体所具有的机械能。根据水力学中关于水头的概念，地下水的总水头为

$$H = z + \frac{p}{\rho} + \frac{v^2}{2g} \quad (1-1-17)$$

因地下水在含水层孔隙中流动速度 v 一般很小，相对于测压管水头（测压水头或压力水头） $h = z + \frac{p}{\rho}$ 而言，流速水头 $v^2/2g$ 可忽略不计，可近似地用测压水头 h 表示单位重量地下水具有的机械能。

一般而言，测压水头 h 是空间坐标 x, y, z 和时间 t 的函数，即 $h = h(x, y, z, t)$ 。在静止地下水体中， h 不随空间位置和时间而变化。

二、达西定律

（一）达西定律及其适用范围

1856 年法国工程师达西（Darcy）通过砂柱试验发现了水的宏观流动规律为

$$Q \approx kA \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (1-1-18)$$

或
$$v = \frac{Q}{A} = k \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (1-1-19)$$

式中 Q ——流量；
 A ——砂柱的横截面积；
 $\frac{\Delta h}{\Delta L}$ ——水力坡降；

k ——渗透系数或水力传导度；

v ——达西流速（或地下水渗透速度），它是包括固体颗粒在内的过水断面上的平均流速。

若含水层平均有效孔隙率为 n ，孔隙平均流速为

$$v' = \frac{Q}{nA} = \frac{v}{n} \quad (1-1-20)$$

达西定律表明，地下水流动通量与水力坡降成线性关系。达西定律是在一维均质和不可压缩流动条件下得到的地下水的宏观流动规律。它可以推广到更为一般的情况。对于三

维流动，达西定律可表示成：

$$v = kJ = -k\nabla h = -k\text{grad}(h) \quad (1-1-21)$$

式中 v 、 J 均为空间矢量， ∇h 和 $\text{grad}(h)$ 为水力坡降（或水力梯度），也为矢量。

在直角坐标系中，渗透速度的分量为

$$v_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}, \quad v_y = -k \frac{\partial h}{\partial y}, \quad v_z = -k \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1-1-22)$$

实验研究表明，当 J 的大小在一定范围内时，达西定律是适用的。在流体力学中，无因次雷诺数是判别流态的标准。孔隙介质中流动的雷诺数可定义为 $Re = \frac{vd}{\nu}$ ，其中 d 表示孔隙尺度特征长度， ν 为流体粘滞系数。雷诺数表示作用于流体的惯性力与粘滞力之比，一般认为达西定律仅适用于 Re 在 1~10 之间的流动， $Re < 10$ 时的流动属于层流，达西定律适用的流动叫达西流动。大孔隙和岩层裂隙中的流动，惯性力起主要作用，水流具有较大的 Re ，水流结构比较复杂，常是有旋或发散的紊流，对这类流动达西定律不适用，这类流动称为非达西流动。

在达西定律中，地下水的孔隙平均流速是指流体相对于孔隙骨架的相对流速，由于含水层的固体骨架变形尺度和速度与地下水流动空间的尺度相比是非常小的，所以当考虑孔隙介质的变形时（如承压含水层的压缩释水过程），达西定律仍然是适用的。此外，达西定律不仅适用于饱和地下水流动，而且也可推广用于研究非饱和的地下水流动。

（二）渗透系数

渗透系数 k 首先是作为达西定律中比例系数引入的，又称水力传导度或导水率。大量研究表明， k 是一个既反映孔隙介质、又反映流体性质对地下水流动影响的综合参数。

对于水头梯度 dh/ds 保持不变的流动，地下水的渗透速度 v 或孔隙平均速度 v' ，应与反映孔隙面积大小的参数 d^2 及水的容重 ρg 成正比，与反映流动摩擦阻力的粘滞系数 μ （或动粘滞系数 $\nu = \mu/\rho$ ）成反比。根据上述分析，地下水流动通量 v 可表示成：

$$v = -cd^2 \frac{\rho g}{\mu} \nabla h \quad (1-1-23)$$

由此可得渗透系数的因次分析表达式：

$$k = cd^2 \frac{\rho g}{\mu} = \kappa' \frac{\rho g}{\mu} = \kappa' \frac{g}{\nu} \quad (1-1-24)$$

式中， c 为比例系数，无因次； ρ 、 ν 与流体性质有关； $\kappa' = cd^2$ 与组成含水层介质的孔隙尺度大小、形状、结构等特征有关。因此， κ' 反映了含水层孔隙介质内在渗透性能，称为内在渗透率 $[L^2]$ 。对式（1-1-24）进行量纲分析，可知渗透系数 k 具有流速量纲 $[L/T]$ 。

根据含水层渗透系数 k 的空间和方向的变异特征，可将含水层分为均质与非均质、各向同性与各向异性含水层。若 k 值是空间坐标的函数 $k = k(x, y, z)$ ，称为非均质含水层。如果 k 与渗流方向无关，称为各向同性含水层。相反，则为各向异性含水层。

（三）导水系数

导水系数是一个反映含水层输水能力的参数，定义为

$$T = km \quad (1-1-25)$$

式中， k 为含水层的渗透系数； m 为含水层的厚度；导水系数 T 的物理意义是单位宽度含水层在单位水力梯度作用下的水流量，量纲为 $[L^2/T]$ 。严格而言，只有平面流动的承压含水层，才能按式 (1-1-25) 定义导水系数，因无压（潜水）含水层没有严格意义上的平面流动，过水断面沿流程是变化的，在非稳定流中过水断面随时间而变化。对于无压渐变流，可根据含水层的平均厚度 \bar{H} 定义导水系数

$$T = k\bar{H} \quad (1-1-26)$$

对于非稳定流， \bar{H} 应是空间和时间的平均值。对于三维空间流动，不能定义含水层的导水系数 T ，如流动在 z 方向上变化比较平缓，一般可忽略垂直方向 z 上的流速分量，仅考虑在 x 、 y 平面内的二维流动。当不能忽略 z 方向上 k 的变化时， x 、 y 平面内的导水系数按下式定义：

$$T(x, y) = \int_0^m k(x, y, z) dz \quad (1-1-27)$$

对于层状含水层，各层具有厚度 m_i 及相应的渗透系数 k_i ，导水系数 T 为

$$T = \sum_{i=1}^N m_i k_i \quad (1-1-28)$$

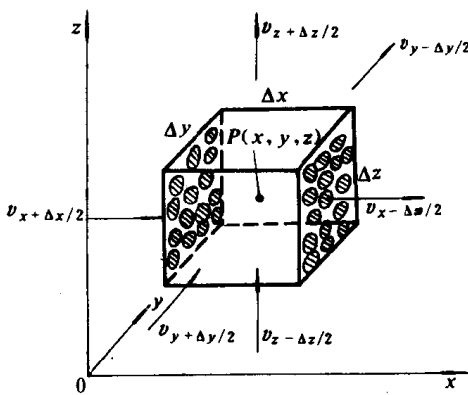


图 1-1-6 地下水流的均衡单元体

P 点处地下水的流速为 v_x 、 v_y 、 v_z ，地下水的密度为 ρ 。在 Δt 时段内 x 方向流入流出单元体的质量差为

$$(\rho v_{x-\frac{\Delta x}{2}} - \rho v_{x+\frac{\Delta x}{2}}) \Delta y \Delta z \Delta t$$

其中 $\rho v_{x-\frac{\Delta x}{2}} = \rho v_x \left(x - \frac{\Delta x}{2}, y, z \right)$ ， $\rho v_{x+\frac{\Delta x}{2}} = \rho v_x \left(x + \frac{\Delta x}{2}, y, z \right)$ ，分别将 $\rho v_{x-\frac{\Delta x}{2}}$ 、 $\rho v_{x+\frac{\Delta x}{2}}$ 进行 Taylor（台劳）展开并忽略二阶以上各项，则上式变成：

$$- \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$$

同理，在 y 方向有：

$$- \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$$

在 z 方向有：

$$-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$$

在 Δt 时段内单元体内地下水质量的变化为

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho n \Delta x \Delta y \Delta z) \Delta t$$

其中 n 为孔隙率。在无源和汇的情况下，根据质量守恒原理可得：

$$-\left[\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \right] \Delta x \Delta y \Delta z = \frac{\partial}{\partial t} (\rho n \Delta x \Delta y \Delta z) \quad (1-1-29)$$

上式是地下水流动时连续方程的一般形式。如不考虑单元的体积变化，上式可写成：

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \quad (1-1-30)$$

第三节 地下水运动基本微分方程和定解条件

一、承压含水层地下水运动基本微分方程

(一) 承压含水层地下水运动平面假设

天然地下水的流动，特别是在区域性地下水流动情况下，含水层的厚度与地下水在水平方向流动空间尺度相比是很小的，因此对于区域性地下水流动可以认为流动主要发生在平行于水平面的平面区域中，可以忽略垂直方向流动速度，其实就是忽略测压水头在垂直方向上的梯度 ($\partial h / \partial z \approx 0$)。这种忽略区域性地下水垂向流动的近似方法，称为地下水运动平面（流动）假设。这一假设极大地简化了承压含水层中地下水运动研究的难度。

对于承压含水层一般可以认为含水层的平均厚度 m 为常数，渗透系数 k 仅是 x 、 y 的函数 $k(x, y)$ 。任一垂直剖面上导水系数 $T(x, y) = k(x, y)m$ ，贮水系数 $\mu_e = \mu_{e1}m$ 。

对于非均质和各向同性含水层 $k = k(x, y, z)$ ，如要将其三维流动简化为平面流动，要将测压水头 $h(x, y, z)$ 和渗透系数 $k = k(x, y, z)$ 对 z 进行平均，以消除 $h(x, y, z)$ 和 $k(x, y, z)$ 中的变量 z 。设含水层的平均厚度为 m ，垂向平均测压水头 \bar{h} 为

$$\bar{h} = \bar{h}(x, y) = \frac{1}{m} \int_0^m h(x, y, z) dz \quad (1-1-31)$$

式中 \bar{h} 仅为 x 、 y 的函数。今后当讨论区域性地下水流动方程时，除特别说明外，均是将 h 理解为 \bar{h} 。垂向平均渗透系数 \bar{k} 为

$$\bar{k} = \bar{k}(x, y) = \frac{1}{m} \int_0^m k(x, y, z) dz \quad (1-1-32)$$

在平面流动假设下，非均质各向同性含水层导水系数 T 及贮水系数 μ_e 分别为

$$T = \bar{k}m \quad (1-1-33)$$

$$\mu_e = \bar{\mu}_{e1}m \quad (1-1-34)$$