



全国高等农业院校教材

全国高等农业院校教材指导委员会审定

# 地下水动力学

● 李佩成 主编

● 水资源、农水等专业用

农业出版社

全国高等农业院校教材

# 地下水动力学

李佩成 主编

水资源、农水等专业用

农业出版社

(京)新登字060号

全国高等农业院校教材

地下水动力学

李佩成 主编

• • •

责任编辑 田桂山

农业出版社出版 (北京市朝阳区农展馆北路2号)

新华书店北京发行所发行 农业出版社印刷厂印刷

787×1092mm16开本 16.75 印张 384 千字

1993年5月第1版 1993年5月北京第1次印刷

印数 1—650册 定价 4.40 元

ISBN 7-109-02374 5/TV·1

## 内 容 提 要

本书为高等学校教材，适用于水资源规划及利用、农田水利工程专业，也可供水文地质及工程地质专业师生以及从事地下水资源开发利用与保护工作的科技人员参考。

全书除绪论外，分五篇，共计十八章。主要内容包括地下水动力学的数理基础，地下水运动的基本方程及其求解条件；求解地下水渗流课题的解析法；求解地下水渗流课题的数值法及物理模拟法；非饱和带中的水分运动以及弥散理论等。

本教材在重视基本传统内容的同时，又注意引进国内外最新成果，注意理论联系实际，说理明确，系统性强，对于重点难点都有解例并指出参考文献。每章之后附有思考题和练习题，既便于教又便于学，对于自学者也将是一本有益的书。

## 前 言

本书作为水资源规划利用与管理专业、农田水利工程专业的教材，是根据全国高等农业院校教材指导委员会审定通过的大纲编写的。共分五篇十八章，其简介已写入内容提要中。关于地下水动力学本身的发展简史，它的重要性和学习方法等，绪论中都有交待，不再赘述。

随着人类水事活动及专业学科的发展，不少学者早就主张在与农业水土资源开发有关的农田水利工程、地下水利用等专业增设地下水动力学课，提倡从事灌排和供水事业的科技人员增学一些地下水动力学知识，希望编写一本适应上述需要的书。正是由于上述的背景，农业院校教材指导委员会安排编写了这本书。

按照教授、专家们的意见，该教材首先要为专业培养目标服务，保证必要的理论基础，同时努力联系生产实际，补缺增新，由浅入深，多举例题，启发和诱导读者不仅掌握具体内容，而且产生进一步深入研究的兴趣。

本书的篇章划分、难易分配、图表说明、习题思考等，也尽量服从教与学两方面的需要。

本书初稿来源于作者给农田水利专业多年讲授的《地下水动力学讲义》，在此基础上又做了大量的修改补充。尽管如此，终因自己水平所限，力不从心！还望使用它的老师和同学批评指正，以便再版时加以完善。

在成书过程中，我十分感激本书主审王秉忱教授，他曾在长春地质学院多次讲授《地下水动力学》课程，又有多年的研究经验，他的帮助直接提高了本书的质量，使作者获益非浅！

我还要感谢西北农大地下水教研室和地下水渗流研究室的同志们的帮助，初杨瑞、魏小妹同志反复仔细地校对书稿；赵延风同志清绘了全部插图；王纪科、刘俊民等同志都提出过宝贵的意见。由于他们的辛劳和智慧，弥补了我的疏漏和缺陷。

我也要感谢教材指导委员会的领导和教授专家，他们的鼓励和鞭策使我不敢懈怠！力争较好地完成任务！

李佩成

1991年元月于西北农大

# 目 录

## 前言

绪论	1
一、地下水动力学的定义和作用	1
二、地下水动力学的形成和发展简史	2
三、地下水动力学的主要讲述内容及学习方法	3

## 第一篇 地下水动力学的数理基础

第一章 含水岩石的物理特性及岩土中水的种类	5
一、岩石孔隙及裂隙的水文地质特性	5
二、处理多孔介质中地下水运动宏观方法的数理依据	7
三、岩土中水的种类	9
第二章 饱和带中地下水渗流运动的基本定律	11
一、地下水渗流运动的基本水力要素	12
二、线性渗透定律——达西定律	13
三、实际渗透速度与平均渗透速度	14
四、水力坡度的几何意义和物理概念	15
五、关于渗透系数和渗透性系数(渗透率)	17
六、达西(线性)定律的适用范围	20
七、非线性渗透定律	22
八、水在粘性岩土中的渗透,达西定律的应用下限	24
第三章 地下水的流动形态,稳定流与非稳定流的概念	25
一、“平流”与“辐状流”	25
二、“一维”、“二维”和“三维”渗流及其判别	26
三、地下水的非稳定渗流与稳定渗流	30

## 第二篇 地下水运动的基本方程及其求解条件

第四章 地下水运动的基本方程	33
一、潜水非稳定渗流的微分方程	33
二、潜水井的非稳定渗流微分方程	36
三、考虑弹性释水及越流补给时承压井的渗流方程	38
四、无越流补给时承压含水层的一般非稳定渗流方程	40
五、地下水稳定渗流的微分方程	40
六、求解渗流基本方程的方法概述	42
第五章 地下水基本运动方程的求解条件	43

一、解的唯一性条件	43
二、起始条件	44
三、边界条件	46
<b>第三篇 求解地下水渗流运动的解析法</b>	
<b>第六章 均质含水层中地下水的稳定运动</b>	50
一、无入渗时沿水流方向流量不变, 含水层厚度不变情况下均质岩层中的地下水运动	50
二、无入渗时水平隔水层上均质含水层中地下水的变速运动	55
三、有入渗时水平基底含水层内河间地带的潜水运动	57
四、有入渗时倾斜基底含水层中河间地带的潜水运动	60
五、变厚度均质承压含水层中地下水的渗流公式	66
<b>第七章 非均质岩层中地下水的稳定运动</b>	69
一、成层岩土中渗流计算的一般原理和方法	69
二、应用于成层地层的“等效转换原理”与“连接条件”	75
三、岩层透水性在水平方向急剧改变情况下非均质含水层中地下水运动的基本方程	76
四、含水层厚度不变, 而透水性在水平方向逐渐变化的非均质含水层中承压地下水的运动方程	78
<b>第八章 地下水向井孔的稳定运动</b>	80
一、地下水向完整井的稳定运动	81
二、地下水向非完整井的运动及出水量计算	83
三、成层含水层中井孔的渗流计算	86
四、互扰井孔的地下水运动及渗流计算	89
五、井水力学中的若干问题	94
<b>第九章 地下水向沟渠的一维非稳定运动</b>	100
一、公式的推导	101
二、算例	104
<b>第十章 无限广阔含水层中地下水向井孔的非稳定运动</b>	107
一、定流量无限广阔均质承压含水层中井的非稳定渗流计算的泰斯公式	107
二、泰斯公式用于定流量潜水井的计算问题	112
三、定降深条件下地下水向井孔渗流的计算问题	113
四、有越流补给时井的渗流计算	118
五、考虑释水滞后时的布尔顿公式	119
六、位于无限广阔水平成层含水层中井的非稳定渗流计算	120
<b>第十一章 有限厂度含水层中井流计算的割离井法</b>	122
一、无上部入渗时均质含水层中割离井非稳定渗流公式的推导	123
二、公式的简化、计算图表的绘制与应用	129
三、水位降落曲线计算举例	131
四、涌水量算例	135
五、关于割离井法的应用范围	136
<b>第十二章 非稳定井流公式用于推求渗流参数</b>	138
一、依据泰斯公式计算水文地质参数	139
二、布尔顿公式用于求参数	155

三、应用“割离井”公式求解渗流参数 .....	158
<b>第十三章 地下水渗流研究中的映像法 .....</b>	<b>165</b>
一、流速势、源点和汇点 .....	165
二、势的叠加原理——映像法的理论依据 .....	168
三、映像法在渗流计算中的应用 .....	170
四、透水性横向突变地层中井孔的渗流计算 .....	175
<b>第四篇 求解地下水渗流问题的数值法及物理模拟法</b>	
<b>第十四章 地下水渗流研究中的有限差分法 .....</b>	<b>183</b>
一、有限差分的数理概念 .....	183
二、地下水一维非稳定渗流的差分方程 .....	185
三、二维差分方程 .....	189
<b>第十五章 地下水动力学研究中的有限单元法 .....</b>	<b>193</b>
一、利用水均衡原理推导地下水渗流的有限单元法 .....	193
二、应用举例 .....	201
<b>第十六章 地下水渗流研究中的网络模拟法 .....</b>	<b>205</b>
一、水力积分仪及其在非稳定渗流计算中的应用 .....	206
二、关于电力积分仪及其在渗流中的应用 .....	216
<b>第五篇 非饱和带中的水分运动、弥散理论</b>	
<b>第十七章 非饱和带中的水分运动 .....</b>	<b>219</b>
一、非饱和带中土壤水分的运动定律 .....	219
二、非饱和带中水分运移基本方程 .....	222
三、一维土壤水分运动方程的求解 .....	224
<b>第十八章 弥散理论 .....</b>	<b>228</b>
一、溶液中物质弥散的形式及机制 .....	229
二、水动力弥散的弗克(Fick)定律 .....	231
三、水动力弥散方程 .....	231
四、水动力弥散方程的定解条件 .....	235
五、弥散方程求解举例 .....	236
<b>附表 1 井函数 <math>W(u)</math> 值表 .....</b>	<b>239</b>
<b>附表 2 函数 <math>G(\lambda)</math> 数值表 .....</b>	<b>243</b>
<b>附表 3 函数 <math>A(\lambda, r)</math> 数值表 .....</b>	<b>244</b>
<b>附表 4 越流含水层井函数 <math>W(u, \frac{r}{B})</math> 数值表 .....</b>	<b>245</b>
<b>附表 5 延迟给水井函数 <math>W(u_s, u_s, \frac{r}{B})</math> 数值表 .....</b>	<b>256</b>
<b>参考文献 .....</b>	<b>258</b>



# 绪 论

## 一、地下水动力学的定义和作用

地下水是积存并运动于岩土孔隙、裂隙及溶隙中的水，这里所说的岩土是岩石和土壤的统称，既包括天然的岩土，也包括人工扰动或堆填的岩土，如堤身坝体等。

地下水动力学是研究地下水运动的定量规律及其相应计算方法的科学。

对地下水动力学下定义时，在“规律”二字之前强调“定量”，是因为地下水动力学研究的规律是直接为定量计算目的服务，这不同于广义的属于水文地质学宏观概念中有关地下水运动的定性描述内容。

地下水是自然界水体存在的一种重要形式，它也是组成自然界水量的重要部分，随着社会经济活动的增强，人类越来越强烈地与地下水打交道，如开发地下水源用作灌溉和供水，排除渍涝灾害，防止或减少渠系和灌溉水的渗漏，矿山巷道、施工基坑疏干排水、海水浸入和水污染的防治等都要求进行地下水渗流研究和计算。

因此，地下水动力学知识对于如下部门都是十分必要的，这些部门包括水文地质、水利土壤改良、地下水开发利用与保护、水工建筑、矿山和石油的开发以及地震研究等。例如在利用地下水灌溉和供水时，取水建筑物如各种井孔、集水廊道等的出水量计算、合理尺寸的确定、井群布局的设计等都是按照地下水动力学的有关理论和公式进行的。

在需要排水的土地上设计排水系统，在设计灌溉系统时进行渗流计算，确定水库渗漏损失，校核坝、闸、泄水建筑物以及其它水工建筑物的渗透稳定，评价防渗设施的效果等，都需要地下水动力学知识。

金属矿产，煤田，油、气田的开采及溴、碘水和井盐的抽取，常常伴随着抽排地下水，或向油层注水，这无疑需要进行地下水动力学计算。

随着人类活动向深度和广度的发展，人类的水事活动已具有空前的规模，从而推动了治水思想的提高。人们已经认识到应当把自然界的“三水”——天上水、地面水和地下水（包括土壤水）统观统管，因为三水处于经常的运动和转化之中，地下水的渗流运动是水资源转化的一个重要形式，地下水是客观水体存在的一个重要形态。因此，研究水在自然界的渗流转化机理，探求测算水文地质参数的最佳方法，进行水资源评价和开展人工补给等都需要地下水动力学提供理论依据和计算方法。

在当代，由于生产实践的推动，地下水动力学迅速发展，不断延伸到新的领域。例如雨养农业和节水型灌溉农业的被重视，就要求深化非饱和带土壤水动力学的研究，环境保护和污染防治的刻不容缓，便把地下水弥散理论的研究推上快车，而快速电子计算机的普及则使渗流计算的数值方法登上显赫的殿堂！

由此可见，地下水动力学是一门重要的课程。一个具有高等学历的水利工作者，一个从事现代水资源开发利用和规划的科技工作者，如果不掌握必要的地下水动力学知识，则

不能不遗憾地认为这将是一种严重的缺陷！而且他们的这种缺陷必然会给工作带来困难和损失！

## 二、地下水动力学的形成和发展简史

已如前述，随着人类水事活动的发展，出现了越来越多的涉及地下水的定量计算问题。社会需要在空间和时间上把握地下水的运动要素及其相互关系，需要确定地下水的流速、流量、水位、水量、水质及其在时间和空间上的变化等，还需要进一步揭示引起这些地下水要素变化的各种条件的控制机理。

生产实践提出的定量需要，促使水科学家，尤其是与地下水打交道的科学家们多方研究，努力寻求解决方法，尤其需要首先确定主要运动变量之间的基本关系。这一难题，在1856年被法国水力学家、工程师达西历史性的解决了！

达西通过实验，发现在地下水运动时，流速与水力坡度的一次方成正比，这被称为达西定律，我们将要在第二章中详为讲述。达西的这一发现，开辟了地下水科学发展的新阶段——科学的定量阶段，也为地下水动力学的出生起了催生作用。在仅仅时隔五年的1863年，法国工程师、水力学家裘布依首先应用达西定律推导出了井孔的稳定渗流计算公式，使地下水流向井孔的运动可以用确定的函数公式予以表达；时隔百余年后的今天，裘布依公式仍然被使用着，而达西定律仍然被视为地下水动力学中的基本定律，尽管人们已经发现它们的某些缺陷。

1889年H. E. 儒可夫斯基在其著作《地下水运动的理论研究》中首先提出了地下水运动时发生阻力的概念，并从欧拉方程和达西定律推导出地下水运动的微分方程，从而为进一步发展渗流理论，形成地下水动力学加强了理论基础。1912年A. A. 克拉斯诺波里斯基针对土坝、闸坝基础等与水工建筑物有关的地下水渗流问题建立了地下水运动严格的流体力学理论。在世界上首次提出利用雷诺数作为判定线性渗透定律是否适用的准则。同时建立了地下水非均匀运动理论以及借助相似模型评价渗流条件的方法。可以认为，H. H. 巴甫洛夫斯基奠定了现代渗流计算方法的基础，这些方法包括水力学方法、流体力学方法以及相似模型（拟）方法，其中包括水电比拟方法（ $\Theta\Gamma\Delta A$ 法）。

把地下水动力学作为水文地质学的一个分支加以发展，应归功于苏联学者Г. H. 卡明斯基，他在30年代解决了一系列由于修造水工建筑物而出现的地下水壅水计算问题。值得特别称道的是，他在非均质地层渗流计算以及将有限差分法用于求解渗流课题方面作出过突出贡献，Г. H. 卡明斯基将这些内容首先编入他的专著《地下水动力学原理》一书中。

进入40年代，随着石油及天然气开采的兴起，水利工程建设规模的扩大，水利土壤改良以及地下水开发利用事业的蓬勃发展，地下水动力学也进入一个成长和成熟的时代。

Л. С. 列宾宗进行了大量的有关渗流的试验研究，B. H. 谢尔卡切夫完善了渗流的弹性状态理论。该理论在N. A. 恰尔内的著作中得到新的发展。在这个渗流理论和地下水动力学蓬勃发展的时期作出突出贡献的还有B. N. 阿拉文，Л. Я. 波鲁巴林诺娃-柯琴娜，H. H. 维利金。应当特别指出的还有泰斯，他在1935年推导出辐状流非稳定运动公式，也就是著名的泰斯公式。对于水在多孔介质中运动进行过深入研究，并为渗流理论发展作出突出贡献的还有M. 马斯肯特，C. E. 雅各布，M. S. 汉士什，以及П. П. 克利门托夫

等。

M. 马斯肯特的著作《非压缩液体在不变型多孔介质中的运动》，是一本研究地下水渗流的经典著作，至今仍不失为一本好书。

60年代以后，推动地下水动力学发展的外国学者还有C. Φ. 阿维里扬诺夫，他在研究水利土壤改良领域中的地下水动力学问题方面贡献尤大。

进入70年代以后，地下水动力学的发展更为迅速，内容更为丰富。地下水动力学发展到现阶段表现出如下主要特点：在水文地质的所有领域综合采用不同的计算方法；提出并进一步完善与地下水资源评价、地下水赋存条件、环境水文地质学等密切相关的新的渗流计算方法；在地下水动力学中广泛引进石油地下流体力学以及热传导理论等其它学科领域的成就；发展了水文地质模拟及电算技术的应用；地下水弥散理论、非饱和带的水分运动理论在此期间有了新的发展。从而使地下水动力学成为众多部门需要的十分活跃的学科。

在丰富和发展现代地下水动力学（含溶质运移理论）方面除了B. M. 谢斯塔可夫，N. K. 伽维奇，B. A. 米罗年科，B. M. 科诺诺夫，J. 贝尔，J. 佛里德等外国学者之外，中国学者张蔚榛、毛如熙、李文渊、薛禹群、朱学愚、王秉忱、林学钰、罗焕炎、张宏仁、陈崇希、孙纳正、杨天行、陈雨孙、李俊亭等也都作出了重要贡献，特别在应用数值法求解地下水动力学问题、多层介质的渗流计算、水动力弥散理论与地下水水质模型研究以及发展井流理论方面尤为突出。可以认为，由于众多学者的出色努力，自1949年以来，地下水动力学在中国发展迅速，现已昂首阔步的行进在世界先进行列。

### 三、地下水动力学的主要讲述内容及学习方法

地下水动力学是水资源规划与利用、农田水利工程等专业的技术基础课。它的先导课包括高等数学、理论力学、水力学、地质学基础及普通水文地质学等。地下水动力学直接为学习和掌握地下水利用、灌溉与排水、水质与水质改良、水资源规划与管理、水环境及其保护、水利工程等专业课打基础。并为整个学科专业服务。

这本《地下水动力学》教材，除绪论和附录外，共有七篇18章。主要讲述如下内容：地下水动力学的数理基础、地下水运动的基本方程及其求解条件、求解地下水稳定运动的解析法、求解地下水非稳定运动的解析法、求解地下水动力学课题的数值法、求解地下水动力学课题的映像法及网络模拟法。在第七章中简要讲述了非饱和带中的水分运动，介绍了地下水弥散理论。

上述内容都是教学大纲所要求的。在编写本教材时力争言简意赅，深入浅出、全面中包含重点。对于比较难于掌握或需要加深理解之处大都举示例题。每章之后都附有思考题和练习题，重点的引文都注明参考文献和出处，以便使用本教材的师生查阅考证。

关于地下水动力学的学习方法，主要留给授课教师去因地制宜、因材施教。作者希望于读者的是下功夫掌握最基本的内容，掌握最主要的公式和计算方法，勤于思考，积极联系实际，对于教师布置的习题，实验能够独立认真完成。“勤学、多思、善练、敢创”几乎是中外学者的共同经验。

### 思考及练习题

1. 什么叫地下水动力学？
2. 为什么需要学习地下水动力学？请举出在哪些领域或场合需要应用地下水动力学知识。
3. 读了地下水动力学的形成过程及发展简史后有什么启示？你了解书中举出的中国学者的工作部门及主要成就吗？
4. 请看一遍本教材目录，了解本教材所要讲述的内容。
5. 想想学完这门课程对您会增加哪些知识和本领？您准备怎样学好这门课？

# 第一篇 地下水动力学的数理基础

为了学好地下水动力学，应当先从打好基础开始，本篇的三章都属于基础性质。在第一章中讲述岩石的物理特性及岩石中水的种类。由于其中的不少内容可能在土力学、水力学等课程中均已提及，本章所述带有归纳和温故知新的作用。第二章讲述饱和带中地下水渗流的基本定律，这是必须重点掌握的，因为它是形成和发展地下水动力学的基础，今后的每个章节几乎都会直接或间接的用到，读者应当熟练掌握本章的内容，熟记达西定律。第三章所讲是一些十分有用而又易于含混的重要概念，读者应当参照图例，联想实际加以理解，并在今后的学习中深化认识，学以致用。

## 第一章 含水岩石的物理特性及岩石中水的种类

饱水岩石是指岩层的有效孔隙或裂隙被水饱和的岩石。非饱和岩石的物理特性将在第十七章中介绍。

饱和岩石实际上是个二相系统，它是由矿物骨架（固相）和充满孔隙和裂隙、孔隙的水（液相）所组成。

### 一、岩石孔隙及裂隙的水文地质特性

岩石中的孔隙及裂隙就其大小和形状来说是各式各样的，如图1—1所示。实际上自然界的多孔介质要比图1—1所示的情况复杂得多，不仅如此，就某个岩体而言，它又可被视为是相当巨大的，其中包含着无法计数的千差万别的孔隙和裂隙。正由于如此，直到目前，研究者还很难针对每个空隙弄清它们的几何形状及其水的运动形态。然而，从生产实践的观点看，这种难以达到的追求也许是不必要的。

1. 总孔隙率  $n$  现实和明智的办法是对岩石进行适当的抽象，用某种概括的或统计平均指标的办法看待孔隙和裂隙的空间和几何特性，其中最易理解的办法是采用总孔隙率  $n$ 。所谓孔隙率，是指孔隙体积与包含孔隙和骨架的岩石总体积之比，即

$$n = V_{\text{孔}} / V_{\text{土}} \quad (1.1)$$

式中： $n$ ——孔隙率（总孔隙率）；

$V_{\text{孔}}$ ， $V_{\text{土}}$ ——分别代表孔隙及岩石的体积。

几种常见岩石的孔隙率如表1—1所列。

对于裂隙岩层来说，其孔隙率便是裂隙率，也就是裂隙的总空间体积与包含该裂隙空间的岩层体积之比。

事实上，有些岩石既包含孔隙又包含裂隙，例如黄土类土。因此，在实际工作中将孔

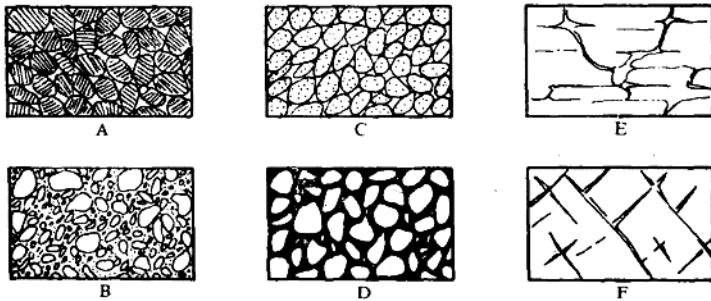


图 1-1 各种多孔介质示意图

A.分选好、孔隙率高的沉积岩 B.分选不良、孔隙率小的沉积层 C.分选好，且岩土颗粒本身又具有较高孔隙率的沉积层 D.分选虽然好，但孔隙被溶解物部分充填的沉积层 E.孔隙发育的岩层 F.裂隙发育的岩层

表 1-1 几种常见岩层的孔隙率(%)

岩层名称	砂	砂岩	粉砂岩	石灰岩	泥质岩	白云岩	白垩	粘土	黄土	淤泥	岩浆岩
孔隙率	20—35	5—30	3—25	1.5—15	5—20	3—20	40—50	20—50	40—55	50—70	0.5—10

隙率和裂隙率统称为孔隙率。

2.有效孔隙率 $n_a$ 。对于初学者应当指出的是，人们不能用孔隙率绝对值的大小直接判断岩土蓄水、给水的多少，也不能直接表明渗水的快慢。例如，粘土的孔隙率可能大于砂土，但后者的给水能力和透水性却可能大于前者，这是因为岩土的释水能力和透水能力的大小在很大程度上取决于孔隙尺寸的大小、结构特性和连通情况。一般而论，在砂土中的孔隙大小变动在0.1—1毫米，而在粘土中则为0.1—1微米。

在岩土中，孔隙未必全部充水，也并非全部的孔隙都能让水通过，能够通水的只是那些连通的孔隙，这种孔隙在水文地质学中称为有效孔隙，它只占全部孔隙的一部分。也就是说，在水文地质学或地下水动力学中的“有效孔隙率”是指能够充水并能让这些水在重力作用下获得释放的孔隙容积（体积）与包含这些孔隙的岩土体积之比，即

$$n_a = V_{\text{水}} / V_{\text{土}}$$

式中： $n_a$ ——有效孔隙率。

岩土有效孔隙率的大小，不仅取决于岩土的矿物成分及其结构形式，而且还取决于构成岩土的颗粒粒度，颗粒的分选和胶结、充填情况，甚至地质年龄和埋藏深度也对有效孔隙率的大小产生影响。沉积岩分选愈差，颗粒大小愈悬殊，则岩土孔隙率愈小。孔隙值还随着构成岩层的颗粒碎块的变小而增大。

有效孔隙率永远小于总孔隙率。但对渗流计算而言，人们对有效孔隙率更感兴趣。

3. 给水度 $\mu$  给水度是指在单位饱和岩土体积中由于重力作用所能释放出的水量份额。或者定义为：在某个饱和岩土体积中，依靠重力所能释放的重力水的体积与该岩土体积之比。这比值常用小数计。

给水度有时也被称为非饱和度，它的大小直接受制于岩土的物理性质，且与岩土的有效孔隙率在数值上相当，只是后者常用百分数表示。

给水度是一个常用的十分重要的水文地质参数，无论在地下水非稳定流计算中还是在资源评价中，都几乎离不开它。它的大小应当通过实际测试的办法加以确定。

关于给水度的野外确定方法将在第十二章中讲述，第十四章也介绍应用有限差分法推算给水度值。

根据饱和含水量及持水量也可以计算给水度：

(1) 对于砂性岩土其计算公式为

$$\mu = W_n - W_m \quad (1.2)$$

式中： $W_n$ ——单位岩体的饱和含水量；

$W_m$ ——单位岩体的最大分子持水量。

(2) 对于粘性岩土其计算公式为

$$\mu = W_n - W_f \quad (1.3)$$

式中： $W_n$ ——单位岩土的饱和含水量；

$W_f$ ——单位岩土的田间持水量。

作为参考，给水度有如表1—2所列的经验数值。

表 1—2 给水度经验值表

岩 性	给水度 $\mu$	岩 性	给水度 $\mu$
砂性粘壤土	0.005—0.05	中 砂	0.2—0.25
砂 壤 土	0.05—0.1	粗砂及砂砾石	0.25—0.35
粉 砂	0.1—0.15	裂隙灰岩	0.001—0.10
细 砂	0.15—0.2	裂隙砂岩	0.02—0.03

尽管表1—2中列出了这些经验数值，但是，本书作者并不主张在实际工作中省略测求而轻易选用，因为这会带来严重的误差。

## 二、处理多孔介质中地下水运动宏观方法的数理依据

前已述及，岩土中或者说多孔介质中孔隙、裂隙的大小，形状与连通情况是各式各样的，就单个孔隙而言是难以数清的。这种差异性和众多性，极大地影响着地下水运动的特征，给微观的研究带来极大的困难。人们曾用各种物理模型来模拟多孔介质的构造及其孔隙中流体的运动，这种模拟的行动和企图至今仍未打消，例如用小球体的集合体模拟土壤，用平行排列的小扁平体的集合体模拟土壤，有人还把岩土孔隙模拟为直径大小不一的毛细管束等等。这些模型，的确帮助过研究工作，但是这些人为的模拟未能巧夺天工，由于把客观过分简单化了，致使模型和原型系统差别太大，缺乏足够的准确度和可靠性。

为了克服上述困难,对于多孔介质中孔隙,裂隙的大小、形状及其分布,以及其中流体运动真实特征的研究,目前仍然回避微观方法,而是采用宏观方法研究多孔介质中的渗流课题。

所谓宏观方法是指在较大块段内采用观测平均状况的办法研究孔隙、裂隙等的大小及其水流运动。为此,必须确定多孔介质(岩土)物理点(质点)的概念,以便确定一定块段内有关的几何要素和运动要素及其时空分布。

所谓多孔介质在数学点 $P$ 处的物理点代表多孔介质物理特性的点,乃是以 $P$ 点为质心,体积为 $\Delta V_i$ 的体积元(一般取为球体)表征的。 $\Delta V_i$ 既不能太大,也不能太小,小到能使平均的结果代表 $P$ 点的值,大到必须包含足够数目的孔隙、裂隙或固体颗粒,以便能够得出有意义的统计平均值。例如,当确定土壤的主要物理特性参数孔隙率时,可取一个以 $P$ 点为质心,体积为 $\Delta V_i$ 的体积元,若在此体积元内孔隙所占的总体积为 $\Delta V_{v_i}$ ,则其比值

$$n_i = \Delta V_{v_i} / \Delta V_i \quad (1.4)$$

如图1—2所示,如果土壤是不均匀的,则当 $\Delta V_i$ 值较大时,随着 $\Delta V_i$ 值的减小,比值 $n_i$ 将逐渐减小(图1—2中的a区);但当 $\Delta V_i$ 减小到一定程度之后, $n_i$ 值处于一个相对稳定的值(图中b区);当 $\Delta V_i$ 再行减小而进入微观尺度范围后, $n_i$ 值处于忽大忽小的波动状态。若 $\Delta V_i \rightarrow 0$ ,即所取的体积元收敛于数学点 $P$ 时, $n_i$ 值趋近于0或1,趋近于0表明 $P$ 点处于固相骨架上,趋近于1表明 $P$ 点处于孔隙中。因此,应当存在这样一种体积元 $\Delta V_0$ ,它的体积大于单个孔隙或单个固体颗粒体积,或者说在这个体积元中既包含有孔隙,也包含有固体颗粒,对体积元来说,若比值 $n_i(P)$ 的极限存在,即

$$n(P) = \lim_{\Delta V_i \rightarrow \Delta V_0} \frac{\Delta V_{v_i}(P)}{\Delta V_i} \quad (1.5)$$

则定义以数学点 $P$ 为质心,体积为 $\Delta V_0$ 的体积元为多孔介质在 $P$ 点处的物理点, $n(P)$ 为 $P$ 点的孔隙率。

上述物理概念的确立,意味着孔隙率 $n$ 等的岩土物理特性参数是位置 $P$ 的连续函数,若如此,则实际的多孔介质便被转化为假想的连续介质,这便为分析研究工作带来了极大的方便,在以后的地下水动力学研究中我们大都是这样处理的,尽管读者未必会立即意识到这一点。

与上述对介质的处理相应,宏观研究的方法又用假想的,由水充满的全部空间的连续水流,来代替运动于孔隙中的真实水流,并把水流的各运动要素也定义在物理点 $P$ 上。例如,取一长为 $l_0$ ,断面面积为 $\Delta A_0$ 的柱体作为物理点 $P$ 的体积元,即 $\Delta V_0 = \Delta A_0 \cdot l_0$ ,定义该点沿轴向的流速 $V$ 为

$$V = \lim_{\Delta V_i \rightarrow V_0} \frac{1}{\Delta A_i} \int_{\Delta A_{v_i}} U dA_v \quad (1.6)$$

式中: $\Delta A_{v_i}$ ——多孔介质中横断面面积 $\Delta A_i$ 上孔隙所占的面积;

$U$ ——孔隙内流体质点沿轴方向的真实流速,常称为渗透流速或达西流速,对此将在第二章中作详细介绍。

公式(1.6)是根据通过体积元总面积 $\Delta A_i$ 的假想连续水流流量与通过孔隙总断面 $\Delta A_{v_i}$ 的真实流量应当相等而导出的。



上述将多孔介质中的孔隙水流用假想的连续介质和连续水流代替的方法，为分析和研究众多的地下水动力学问题带来方便。这种代替，使流速及流量等运动要素和导水率等运动参数，均可视为位置  $P(x, y, z)$  的连续函数。这样，便可将连续水流的许多研究方法应用于多孔介质中流体的研究。

但是，学习者应当明白，用上述的宏观方法研究多孔介质中的地下水运动问题，并非不与实际情况产生误差，因为在事实上，正是孔隙裂隙的微观构造和几何要素控制着地下水的真实运动过程。

### 三、岩土中水的种类

广义的地下水包括着岩土中赋存的一切形式的水。不同类型水的划分大都依据岩土中水分存在的形态和岩土水分所承受的作用力的性质大小。岩土中作用于水分的力计有吸附力、吸着力、毛管力和重力。

按岩土中水分的形态被分为气态水，液态水和冻土中的固态水。

气态水以水蒸气的形式与空气混在一起存在于未被水充满的孔隙和裂隙之中。包含在饱气带空气中的水汽，除了那些处于遭受周期性干燥（涸）的岩土表层之外，一般接近于饱和状态。岩土中水蒸气的数量，通常不超过岩土质量的数千分之一。在特定条件下，气态水能够凝结并转化为液态水。

液态水可分为吸着水、薄膜水、毛管水和重力水，图1—2是这些水的示意图。

吸着水存在于岩土颗粒的表面，这种水是由气态土壤水的凝结和吸附作用而形成的。这种水由于分子力和压力（可达10巴）的作用牢固地吸附在岩土颗粒的表面，并当温度加热到110℃时能够脱离。吸着水亦称牢固结合水，以便与松散结合的薄膜水相区别。

如果将风干的岩土置于潮湿的空气中，则岩土的固体颗粒将吸附水蒸气，从而岩土的质量将会增大，直至达到最大吸着能力的某个数值，在这种情况下所有岩土颗粒表面都具有水分吸附（图1—2b）。当岩土颗粒周围的水汽呈饱和状态时，岩土的湿水量最大，此时相应的含水率称为最大吸湿量或吸湿系数。

如果相对空气湿度低于100%，吸着水将不会布满全部颗粒面积（图1—2a），这种情况属非完全吸着水。

薄膜水是在当水分含量超过最大吸着能力时围绕岩土颗粒形成的，与此同时，颗粒表面在吸着水之外又被包上一层水膜（图1—2c, d），薄膜水也是依靠分

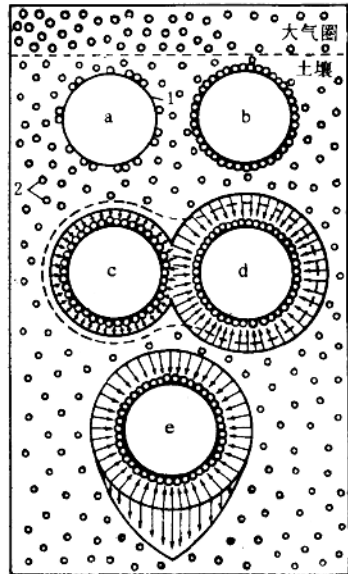


图1—2 岩土中水的类别图

1. 岩土颗粒 2. 气态水分子  
a. 具有非充分吸着性的岩土颗粒 b. 具有最大吸着性的颗粒 c, d. 带着水膜的颗粒。水由颗粒c向颗粒d运动 e. 带着重力水的颗粒