

中等专业学校教材

地下水水文学

江苏省扬州水利学校 张顺联 主编

水利电力出版社

中等专业学校教材

地下水水文学

江苏省扬州水利学校 张顺联 主编

水利电力出版社

中等专业学校教材

地下水水文学

江苏省扬州水利学校 张顺联 主编

*

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经营

北京丰华印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 11.75印张 274千字

1986年11月第一版 1986年11月北京第一次印刷

印数 0001—5320册 定价1.75元

书号 15143·6189

内 容 提 要

本书为水利类中等专业学校陆地水文专业的通用教材，并可供从事水利资源规划、水文勘测和农田水利的工程技术人员参考。

全书共十章，第一、二、三章为地下水基本知识；第四、五章为地下水运动的基础理论；第六、七章着重介绍地下水的动态和均衡以及长期观测方法；第八、九章是地下水资源的分析计算和评价方法；第十章介绍人工补给地下水方法。

前 言

本书是根据1982年水利电力部制订的中等专业学校第二轮教材编审规划组织编写的。

地下水水文学是专业课，在自然地理学、水力学、陆地水文学等专业基础课之后开设。在编写过程中，力求以本学科有关的基本理论、基本概念和基本技能为主，适当反映地下水科学的新成就，使学生通过学习，能了解地下水的形成、埋藏和运动的基本原理，掌握地下水动态观测和地下水资源的分析计算以及评价方法。

全书由山东水利学校俞德法、扬州水利学校刘宝泉、张顺联三同志分工编写，张顺联同志主编，山东水利学校陈铁民同志主审。

长江流域规划办公室、黄河水利委员会、徐州市水利科学研究所等单位的同志，对本书的编写提供了许多可贵的意见和资料，全书的插图主要由扬州水利学校顾青册同志描绘，编者谨在此表示感谢。

对于本书中存在的错误和欠妥之处，希望各校师生和读者提出批评意见，以便今后改进。

编 者

1984年10月

目 录

前 言	
绪 论	1
第一章 地下水赋存条件	4
第一节 岩石的空隙	4
第二节 水在岩石中的状态	5
第三节 岩石的水力特性	7
第四节 含水层、水文地质单元	9
第二章 地下水物理性质与化学成分	12
第一节 水质调查的重要意义	12
第二节 地下水物理性质	12
第三节 地下水化学成分	13
第四节 水质标准	16
第三章 地下水的基本类型及其特征	19
第一节 包气带水	19
第二节 潜 水	20
第三节 承压水	24
第四节 孔隙水	26
第五节 裂隙水	33
第六节 岩溶水	36
第四章 地下水运动的基本定律	42
第一节 渗流的基本概念	42
第二节 渗透基本定律	43
第三节 含水层中地下水稳定流运动	47
第四节 含水层中地下水的非稳定流运动	53
第五章 地下水向集水井的运动	59
第一节 地下水向集水井的稳定流运动	59
第二节 地下水向承压集水井的非稳定流运动	74
第三节 地下水向潜水集水井的非稳定流运动	88
第四节 地下水向半承压集水井的非稳定流运动	96
第六章 地下水的动态观测	102
第一节 地下水动态及其影响因素	102
第二节 地下水动态类型	107
第三节 地下水动态要素的观测	107
第七章 地下水的均衡	113
第一节 地下水均衡方程式	113
第二节 降雨入渗补给量	114

第三节	灌溉水入渗补给量	117
第四节	河道渗漏补给量	120
第五节	越流补给量	122
第六节	潜水蒸发量	122
第七节	潜水径流量	125
第八节	包气带水量	126
第八章	水文地质参数的确定	129
第一节	给水度的确定方法	129
第二节	降雨入渗补给系数的确定方法	138
第九章	地下水资源的分析计算	143
第一节	概述	143
第二节	水量均衡法	146
第三节	回归分析法	153
第四节	衰减分析法	161
第五节	水文分析法	166
第十章	人工补给地下水方法简介	171
第一节	概述	171
第二节	人工补给地下水方法简介	171
附图		174
附图 1.	$W(u)$ —— $\frac{1}{u}$ 标准曲线	174
附图 2.	$W(u)$ —— u 标准曲线	175
附图 3.	$W(u_s, u_d, \frac{r}{B'})$ —— $1/u_s$ (或 $1/u_d$) 标准曲线	176
附图 4.	S_D —— t_s (或 t_d) 标准曲线	177
附图 5.	$W(u, \frac{r}{B})$ —— $1/u$ 标准曲线	178
附图 6.	半承压含水层完整井稳定状态时的 $K_0(\frac{r}{B})$ —— $\frac{r}{B}$ 标准曲线	179

绪 论

一

凡是赋存和运动于地表以下岩（土）层中的水都可以称为地下水。它与大气降水、地表水共同组成地球的水圈，是自然界水循环的一个重要组成部分。

地下水是人类生产和生活中不可缺少的物质基础，是必需经常取用的自然资源。它在总的数量上，虽没有地表水那样的优势，但是它的相对稳定性是地表水所不及的。

从广义上来说，各种性质不同的地下水都可以作为地下水资源，因为它们对人类都有直接或间接的使用价值，但通常所指的主要是浅层地下淡水，包括潜水和浅层承压水，它们与大气降水、地表水有着密切的联系，这种地下水由于补给条件好、容易更新、埋藏较浅，具有分布广泛、水质较好、运动缓慢、调节能力强、水量较稳定等特点，因而利用价值相对较高，尤其在我国的北方干旱半干旱地区、沿海岛屿和缺水山区，地下水往往成为主要的工农业、畜牧业和人们生活用水的供水水源，它给国民经济的发展，提供了巨大的经济效益。

但是，我国对地下水资源的开发利用程度，总的说来，还是比较低的。地下水的开采主要集中在北方平原地区，浅层地下水开采量约占平原地区地下水综合补给量的 23.6%，海河流域平原地区利用率约为 90%，黄河流域为 49%，辽河流域为 32%，其他地区利用率不到 30%。

随着工农业的发展和人民生活水平的不断提高，对地下水的需求必将迅速增长，因此，在现有的基础上，进一步查清地下水资源的数量、质量及其时空分布规律、掌握地下水循环的特点，对地下水资源进行全面分析评价是十分必要的。这不仅为农业区划、水利规划提供科学依据，同时与城市规划、工业布局和国防建设等都有十分密切的关系。

二

地下水作为自然资源，它有许多特点，正确认识这些特点，对合理开发利用地下水是很重要的。

首先，地下水资源与固体矿产资源相比，它具有流动性和可恢复性。地下水是大陆水循环的一个重要组成部分，在一般情况下，地下水接受大气降水和地表水的补给，在岩层的空隙中渗透，再通过地下水蒸发、泉水溢出或地下径流等方式排出区外。它始终处于补给和排泄的过程中，在人工开采条件下，虽然改变了原来的补、排条件，但水的循环过程是改变不了的。正因为这样，地下水在被开采利用之后，能够得到恢复。

但必须注意，水循环的无限性不可能改变特定地区在一定时段内资源补给量的有限性，更由于地下水循环速度要比地表水缓慢得多，因此，开采速度不宜超过补给速度，否则，地下水得不到相应的补偿，会出现亏空、均衡失调、水位持续下降、水质恶化和水量枯竭。使地下水资源的收入和支出保持必要的均衡，乃是合理开发利用地下水所必须遵循

的基本法则。

第二，地下水是赋存并运动于岩土骨架的空隙之间，水在运动时，与岩土发生物理的和化学的相互作用，它们不可分割地联系在一起。建立在近代渗流理论基础上的地下水动力学，虽已达到较高的水平，但它侧重于单纯研究水（溶剂）本身的渗透，而没有考虑到地下水化学成分（溶质）、地下水温度（热动力条件）及其与岩土的作用（水文地球化学条件）等因素。近年来，已把渗流场和水文地球化学场在空间和时间上形成统一的系统，体现了地下水的量和质的统一，已成为地下水的重要研究方向。

第三，地下水和地表水在一定条件下是可以互相转化的，这是水资源区别于其他自然资源的又一个特点。例如，我国西北河西走廊地区，祁连山在新第三纪以来上升数千米，水文网密集而深切，从而使山区地下水强烈地向河流排泄，祁连山北坡每年泄入河流的地下径流量有 23.4 亿 m^3 。流出山口的河川径流量在山前冲洪积扇群带回渗地下的达 22.1 亿 m^3/a （据 1977 年估算，该年为平水年），通过渠系渗漏的为 16.5 亿 m^3/a ，合计 38.6 亿 m^3/a 。到了细土平原带，由于北部山梁阻隔和地势低落，地下径流又大量地溢出地表，形成分布广泛的泉群，泉水总流量达 20.2 亿 m^3/a （1977 年）。这些泉水汇入河西走廊的三大河流（石羊河、黑河、疏勒河）下游，成为河水的主要组成部分，形成了地下水→河水→地下水→河水多次反复转化的过程。

这种转化和重现性对水利建设与农业生产有着深刻的影响。有一个时期，人们对这种特点认识不足，在制定水资源的开发方案时缺乏统一规划，带来了后患。现仍以河西走廊为例，该地区在六十年代到七十年代在祁连山北麓修建一些调蓄水库，上游河水灌溉面积是扩大了，但下游地下水溢出量（泉流量）减少了 48%，导致下游部分耕地失去了灌溉水源，这些地方不得不打井灌溉，超量开采地下水，使地下水位连年下降，有的地方甚至开采深处地下咸水（矿化度为 3~7 g/L）进行灌溉，造成了土壤次生盐渍化。这种作法打破了原有上、下游之间的水土平衡状态，使下游地带千百年来营建的灌溉区因水源逐年递减而处于衰败的威胁之中。这类例子，在水资源不足的北方已屡见不鲜。人们从沉痛的经验教训中得到启示，对地下水和地表水资源必须进行全面规划、统一开发、合理调配、综合利用。

三

解放初期，水利系统的地下水工作多限于水位、流量和水质的观测。五十年代中期以后，随着国内工农业建设和城市供水的需求，对地下水在空间和时间上分布特点及其变化规律开展了研究。

六十年代以来，地下水水文学得到迅猛的发展，有如下几个重要的标志：

（1）这时期，由于各地区尤其是北方平原地区开发利用地下水的程度进一步提高，积累了丰富的经验和资料，提出了适应我国国情的区域性地下水资源分析计算和评价的各种理论和方法。

（2）人们从实践中认识到地下水作为一种自然资源，必需用“三水”转化的观点，把三者（大气降水、地表水和地下水）联系起来，作为统一的水资源来对待，这是地下水水文学内容上的一个重要发展。

(3) 过去地下水开发利用的规模比较小,与地下水天然补给量相比,开采量是个很小的数值,所以,近似地用稳定流理论来描述地下水运动是可以的。六十年代以后,随着生产的发展,地下水开采强度和规模越来越大,研究的手段不断完善,观测资料增多,广泛采用渗流非稳定流理论研究地下水运动问题,它已成为地下水水文学重要的基础理论之一。

(4) 随着电子计算机的广泛使用,六十年代中期以来,数值法在地下水水文学中已占有相当重要的地位,解决了许多依靠解析法无法解决地下水的水文计算问题,它必将推动地下水水文学向更高更新的方向发展。

地下水水文学是研究地下水埋藏、循环和分布的科学。本课程在学习《自然地理》、《陆地水文学》、《水力学》等课程的基础上进行讲授。它的任务首先是阐明地下水的形成、埋藏、分类、补排关系等方面的基本知识;进而介绍地下水稳定和非稳定流运动的原理及地下水动态与均衡,以便为地下水资源的评价和水文地质参数的分析计算奠定必需的理论基础;最后介绍地下水资源的分析计算与评价方法,这是本课程最重要的基本任务。

第一章 地下水赋存条件

第一节 岩石的空隙

自然界的岩石(土),无论是坚硬的基岩还是松散沉积物都有大小不等、形状不一的空隙,它是在漫长的地质年代里,大自然精心“雕刻”出来的,是地质历史的产物。它为地下水的存在提供了空间条件。不仅如此,它对地下水的分布、补给、径流和排泄以及化学成分等具有十分重要的影响。

岩石空隙的多少、大小、连通程度和分布状况等统称为岩石的空隙性。岩石空隙是极其复杂的,对岩石空隙性最本质的影响因素是它们的成因。根据岩石空隙成因的不同,可以把空隙分为三大类:松散沉积物的孔隙、坚硬岩石的裂隙和可溶性岩石的溶隙。



图 1-1 空隙类型

一、孔隙

松散沉积物是由大大小小的颗粒组成的,在颗粒或颗粒集合之间存在空隙,这种空隙往往互相连通,呈孔状,所以称之为孔隙。孔隙性是松散沉积物的重要特征。

松散沉积物的颗粒愈粗,其中孔隙就愈大。如卵石、砾石中的孔隙比较大,有利于地下水的富集和流动。颗粒愈细,其中孔隙就愈小,连通程度差。如粘性土的孔隙就是如此。在自然界,沉积物的颗粒总是有大有小,大小搭配,具有不均匀性。颗粒的不均匀性对孔隙体积和连通程度有较大的影响,因为在粗颗粒间的孔隙往往被小颗粒所充填,因此不均匀程度愈大,土愈密实,从而使孔隙体积变小,孔隙的连通性就愈差。

孔隙性的数量指标,通常用孔隙度(n)来表示:

$$n = \frac{V_o + V_w}{V_o + V_w + V_s} \cdot 100\%$$

式中 V_o ——土样中空气的体积;

V_w ——土样中水的体积;

V_s ——土样中颗粒的体积。

由上式看出,孔隙度就是孔隙总体积占土样总体积的百分数。砾石和砂的孔隙度(35~45%)小于含有细颗粒的淤泥和粘土的孔隙度(50~75%)。孔隙度的测定方法可参阅《土工试验规程》一书。

二、裂隙

裂隙是坚硬岩石的普遍特征,它是由各种地质作用所产生的。传统上,按照裂隙成因,分为成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

成岩裂隙是岩石形成过程中由于冷却收缩(岩浆岩)或固结干缩(沉积岩)而产生的。

构造裂隙是地质构造运动过程中岩石受力而产生的，如各种构造节理、断裂、断层等。

风化裂隙是岩石受到各种物理、化学和生物作用后形成的，这类裂隙主要分布在地球表层。

表征裂隙数量的指标是裂隙率 K_f ：

$$K_f = \frac{V_f}{V} 100\%$$

式中 V_f ——岩样中裂隙的体积；

V ——岩样的总体积。

必须指出，坚硬岩石的裂隙，由于受岩性和应力条件的控制，它的发育不像松散沉积物的孔隙那样均匀。因此，某一处测得的裂隙率，只能说明某一部位的裂隙状况，不能随意扩大它的应用范围。

三、溶隙

可溶性岩石如石灰岩、白云岩、岩盐等，由于受到地下水的溶蚀，会在其中发育许多空隙，这种空隙称为溶隙。由于岩溶发育极不均匀，大的溶洞其宽度可达数百米、高数十米、长达数十公里，成为地下水良好的储存场所和运动通道。

岩石（土）空隙的发育，并不像上面所述那样简单，而是相当复杂的，往往受许多因素综合影响和控制。例如，构造裂隙虽有其生成特点，但是在漫长的地质过程中，大多数又被后期的地质作用所改造。我国南方各省如四川、云南、湖南、江西、浙江、安徽和广东等省广泛裸露的红色岩层，自中、新生代以来经受了频繁和强烈的构造作用，构造裂隙比较发育，同时，又受到风化作用，形成大量的风化网裂隙。在具有丰沛的补给条件和合适的地形条件（如宽缓的沟谷和向斜盆地）时，普遍赋存地下水。又如松散沉积物中主要发育孔隙，但是有些粘性土失水干缩后可能产生裂隙，这样它既有孔隙又有裂隙，甚至后者对地下水的赋存具有更重要的意义。

第二节 水在岩石中的状态

别看有些岩石（土）空隙是那么微小，它却是水的多元世界，贮藏于其中的地下水有着多种形态，有结合水、毛细水和重力水，还有气态水、固态水。

一、结合水

据科学研究，土粒表面都带有负电荷，在它的周围形成一个静电引力场。同时，大家知道，水分子是由氢原子和氧原子组成的，两个氢原子彼此间成为 105° 的角度连结在一个氧原子上，氧原子的不对称排列，造成水分子中静电荷的不平衡，在分子的一端（氧端）表现过剩的负电荷，而另一端（氢）有过剩的正电荷，电荷的这种分布形式使水分子呈现两性，称之为电偶极体，因此，它在土粒静电引力场的作用下被紧紧地吸附在固体表面，形成一层水膜。这种被固体表面吸附的水体称为结合水。它不能在自身重力影响下运动，水分子失去了自由活动的能力，重力排水对它是无效的。它与液态水相比，有一个重要的特点，就是具有一定的抗剪强度和较高的粘滞度。结合水的这一特性随着它与固体表面距离的增加而递减。

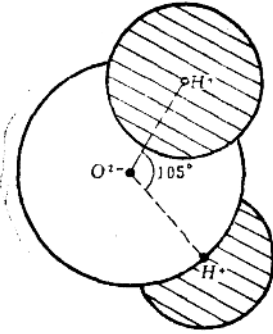


图 1-2 水分子模型

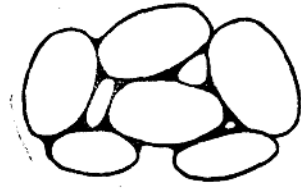


图 1-3 孔角毛细水

水分子与固体表面相距愈远，两者之间的结合也愈松弛。根据吸附力的强弱，可把结合水分为强结合水和弱结合水。强结合水是最紧靠固体表面的一层水膜，据研究，它所受到的吸附力相当于几千甚至一万个大气压，只有当温度达到 105°C 以上时，分子扩散才能使它离开固体表面，它密度大于 1。弱结合水位于强结合水的外围，与固体表面的距离稍远，具有一定的自由活动性，水分子能由水膜厚的部位向薄的部位移动。

由于结合水是被颗粒表面的电荷所吸附，因此，它们在土中的含量主要取决于颗粒的比表面积（指单位质量或单位容积土粒表面的总面积）。颗粒愈细，比表面积愈大，结合水就愈多。粘性土颗粒比砂性土颗粒细，因此，结合水在粘性土占有较大的比例，据有关资料指出，粘土中结合水占土样总体积的 $18 \sim 45\%$ ，而砂土不到 2% 。

同时，还应指出，颗粒表面的静电特性和水的电偶极性所产生的作用力的效应是限制在非常小的距离内的，结合水膜的厚度大约是 $3 \sim 10$ 个水分子厚度，即 $(8 \sim 28) \times 10^{-8}\text{cm}$ ，一个水分子的直径为 $2.76 \times 10^{-8}\text{cm}$ 。对于具有大孔隙和孔洞的岩土来说，结合水没有多大实际意义，但是，对于粘性土，它却是重要的。

二、毛细水

土层中的孔隙，好似形状复杂的管道，有些管道的直径小于 1mm ，那么细小的孔隙，如果与地下水或者地面积水相通时，就会产生毛细现象。由毛细管表面张力吸附在毛细孔隙中的水就称为毛细水。毛细水一方面受表面张力的作用；另一方面还受到重力作用。致于颗粒表面静电场对它的影响已是极其微小，因而易被植物吸收，它是对植物生长最有价值的成分。

毛细水的形态有下列几种：

(1) 孔角毛细水 土颗粒接触处的孔隙极为微小，当土体释水时，孔隙中除保持结合水外，往往在转角处细而短的毛细管中残留着毛细水，这种毛细水通常称之为孔角毛细水或触点毛细水。它在孔壁间呈现弯液面，把两侧的颗粒紧密地联结在一起。

(2) 悬挂毛细水 是指与地下水没有直接联系的呈悬挂状的毛细水，它来自地表积水或大气降水，弯液面在它的下端。它是旱田土壤保存作物用水的主要形式。当土层中能保持最大悬挂毛细水时所含的水量称为田间持水量（即重力排水结束后的含水量），通常以其所占土样总体积的百分数表示。它是一个有实用意义的水分常数。通常用以估算灌水

定额，据各地经验，粘土类的田间持水量为 32 ~ 36 %，壤土类为 26 ~ 30 %，砂土类为 20 ~ 24 %，一般田间适宜含水量应占田间持水量 80 % 左右。

(3) 支持毛细水 土层中地下水面以上的部位是一个毛细水活动区，水分借毛细作用而上升，在这个活动区，毛细水的分布与末端浸入水中的土柱内水分的分布相类似。这种直接联系着地下水的毛细水，苏联 H·A·卡庆斯基称之为支持毛细水。

据研究，这种毛细水上升的可能性取决于土层孔隙这个因素。在一定的孔隙直径范围内，毛细上升最大高度与毛细管直径成反比。实际观测资料表明，砂性土中的毛细水基本遵循这个规律。在粘性土中，由于粒间孔隙极其微小，充满结合水，阻力很大，毛细水上升高度反而减小，当孔隙直径小于结合水膜厚度的两倍时，孔隙中甚至不存在毛细水。反之，如果孔隙直径大于 1mm，毛细现象也不显著了。亚砂土、粉细土的毛细管不粗不细，最适合毛细水的上升，具有最佳输水能力。

表 1-1 孔隙度为 41% 的土样中 72 天后的毛细上升高度

样品物质	粒径 (mm)	毛细上升高度 (cm)
细砾石	5~2	2.5
极粗砂	2~1	6.5
粗砂	1~0.5	13.5
中砂	0.5~0.2	24.6
细砂	0.2~0.1	42.8
粉砂	0.1~0.05	105.5
粉砂	0.05~0.02	200 (72 天后仍上升)

(按 A. 阿特伯格)

三、重力水

在非毛细孔隙（又称通气孔隙）中，远离土粒表面的水分子，几乎不受土粒表面静电场的影响，当土中含水量超过最大毛细持水量时，过多的水分受重力作用的控制，这部分水就称之为重力水。它就是普通的自由液态水，如溢出地表的泉水，井中的地下水和地下潜流都是重力水。

在一个足够小的孔隙里，紧靠颗粒表面的是强结合水，其外层是弱结合水，如果孔隙的直径小于结合水厚度的两倍，孔隙的全部空间被结合水所占据，别的形态的水分将无法挤入其中，所以有些学者认为“粘性土的一般孔隙中，只可能有结合水”（张忠胤）。如果孔隙稍大一些，在结合水膜外层的孔隙里将可能出现毛细水，它们的活动力虽比结合水大，但又不如普通液态水那样自由。如果孔隙有足够大的空间，其中就出现重力水了，这就是地下水的各种形态在岩石（土）空隙中分布的基本模式。

第三节 岩石的水力特性

岩石（土）的水力特性是指与水分贮存和运移有关的岩石（土）性质。主要有容水性、持水性、给水性、透水性。

一、容水性

岩石（土）能够容纳一定水量的性质称为岩石（土）的容水性。在数量上，容水性以容水度来表示。容水度是指岩样能容纳的最大水量体积和岩（土）样总体积之比。

显然，岩石（土）容水性的强弱与岩石（土）空隙有关，当全部空隙为水饱和时，空隙中的水体积即为岩石（土）空隙体积，在数量上，容水度近似地等于孔隙度。由于某些空隙互不连通或空隙中存在被水封闭的气泡，容水度常小于孔隙度。

二、持水性

饱水的岩石（土），在重力排水后其内部仍能保持一部分水量的性质叫岩石（土）的持水性。如前所述，这是由于固体（颗粒或隙壁）与水接触面上的分子间存在吸附力所引起的。

通常以持水度作为岩（土）样持水性的数量指标。

$$\theta = \frac{V_0}{V} 100\%$$

式中 θ ——岩（土）样持水度（%）；

V_0 ——重力排水后，岩（土）样中所保持的水量体积；

V ——岩（土）样体积。

一般情况下，土样颗粒愈细，持水度愈大，这是因为颗粒愈细，土的比表面积就愈大，对水分子的吸引力将相应增大。

表 1-2 松散岩石颗粒直径与持水度的关系

颗粒直径 (mm)	持水度 (%)	颗粒直径 (mm)	持水度 (%)
1~0.5	1.57	0.1~0.05	4.75
0.5~0.25	1.60	0.05~0.005	10.18
0.25~0.1	2.73	<0.005	44.85

(表中数据为 A.Ф. 列别捷夫用离心机法测得的重量比)

三、给水性

饱水岩土在重力作用下通过自由流出的方式释放水分的性能常称为岩土的给水性（或释水性）。表征给水性大小的数量指标是给水度 μ 。它的基本定义是指被水所饱和的岩土，在重力作用下能自由地流出的水量体积和岩（土）样体积之比。在严格的物理概念上，它是单位水平面积的含水土柱中，当地下水水位下降一个单位时，由于重力作用所释放的水量。在数值上，永远小于 1。

岩土给水度的大小主要取决于土体颗粒大小和颗粒级配。孔隙中通常所容纳的水分：一是被分子力所吸附的结合水和毛细水；二是受重力支配的重力水。受分子力吸附的水分不可能轻易地被释放出来，而能释放的水量主要是重力水。因此，颗粒粗的，由于持水度小，给水度大；颗粒细的，给水度小。例如，粘土持水能力强，给水度一般仅为 0.01 ~ 0.03，实际上，无水释放。

必须指出，当地下水位下降后，重力水不是立即全部排泄出来，而是慢慢流出，即水量的释放在时间上滞后于水压（测压管水头）的降低，通常称这种现象为延迟给水。

给水度是排水工程设计和地下水资源分析评价的基本计算参数，今后还将进一步讨论它。

四、透水性

岩石的透水性是指岩石允许水分透过的性能。岩石透水性的强弱主要决定于空隙的大小，空隙愈小，透水性愈弱。例如，粘性土，其颗粒周边附着结合水，占去的无效空间比例很大，而能够让重力水在其中渗透的有效空间就很小。因此，一般粘性土透水性最弱，砂性土稍强，砾石层最强。

岩石空隙的相对数量，对于坚硬基岩的透水性的影响是十分显著的，裂隙率愈高，透水性愈强；但是，对于松散沉积物，则并非完全如此，如像粘土孔隙度较大，而透水性很小，甚至不透水。所以不能单用孔隙度来反映岩石透水性的强弱。而是采用岩石的渗透系数作为表征透水性强弱的数量指标。渗透系数是指水力坡度为1时，地下水的渗透流速，以每日渗透多少米(m)或厘米(cm)计。岩石的透水性愈强，其渗透系数值愈大；反之，亦然。渗透系数是与给水度同等重要的水文地质参数。

第四节 含水层、水文地质单元

一、含水层

含水层是指那些有利于地下水富集，同时，具有给水性大、透水性强的呈层状构造的岩(土)层。这类岩(土)层不但饱含地下水，且渗透阻力小，在常压下能释放出较多的水量；它的含水、隔水边界与岩层边界一致。

隔水层是指那些既不贮水又不透水的岩层，例如，未经风化的花岗岩、片麻岩等坚硬岩。在实用上，人们把贮存结合水和毛细水但不能有效地传输重力水的岩层，也视为隔水层。如孔隙的大部分被结合水、毛细水所占有，而无足够的有效空间能让重力水渗透的粘性土层；一些裂隙细小，且常呈闭合的基岩。

从广义上讲，自然界没有绝对不含水的岩层，但是要能构成含水层，必须具备下列条件：

(1) 透水的空间条件 地下水的分布与岩石的空隙性和水力特性密切相关，空隙愈大、数量愈多、连通性愈好，则透水性强，重力水易于入渗，水量丰富。如砾石、粗砂就是如此。有的岩石空隙小，连通性较差，重力水不能畅通地在其中渗透，出水量也比较小，例如细砂、极细砂、粉砂土等。由此可知，岩石含水与岩石透水关系十分密切，即含水的岩层必须具有能够透水的空隙，这是构成含水层的前提条件。

(2) 储水的地质构造条件 并不是所有透水的岩层都能成为含水层，还必须具备保存住水的地质构造条件，即下部要有隔水层托住重力水，并在水平方向具有某种隔水边界，使之不致完全流失。透水岩层必须与隔水岩层组合起来才能成为含水层。例如，分布于向斜构造中的透水岩层和隔水岩层的组合，往往成为自流水含水层，表层为透水的砂层，底部为粘土层，则透水砂层才可能成为含水层。

(3) 水源补给条件 当上述两个条件满足后，还要有足够的水源，使储水空间能不断地获得补给，方能成为含水层。

在野外地质勘察中，常见到有的岩层空隙大，连通性好，透水性强，持水性小，具有很大的泄水能力，但因下部没有托水的隔水层或水平方向缺乏合适的隔水边界，岩层中却没有地下水。这种只能透水而不会含水(指重力水)的岩层叫做透水层。例如，著名的南京

雨花台砾石层位于侵蚀基准面以上，而被强烈切割，地下水大量流失，它是透水层，而不是含水层。

透水层与隔水层之间没有绝对的界限，它们的划分是相对的，在一些情况下，人们总是把粘土层作为不透水的隔水层看待的。但是，必须指出，并非所有情况都可这样，在冲积平原中，含水砂层被粘土层分隔成几个层次，在某一含水砂层中抽水时，饱和的粘性土层中的结合水和毛细水发生运移、释水，使相邻含水层或粘性土层本身与抽水层发生水力联系，这种水力联系现象称为越流。那些不能完全阻隔上、下含水层水力联系的粘性土层也就叫做弱透水层。近年来许多实测资料表明，越流是相当普遍的现象，上下含水层之间是互相串通的。

二、水文地质单元

从陆地水文学上知道，汇集于河口流出的地表水流，其干流和支流必构成一个独立的水文系统，称为水系。同样，汇集于排泄区流出的地下水流也在一定范围内自成一个独立的水文系统，这个系统就称为地下水流系统。地下水在均质各向同性含水介质中的运动时，它的水流系统可由许多条流线组成，而不是象地表水系那样由干流和支流组成。如图1-4所示河间地块的流网。所有流线都从补给区开始，经不同深度，最终指向排泄区，自成一个水文系统；在基岩断裂破碎带中，以断裂破碎带开张性裂隙为主干和两侧围岩中的裂隙相配合组成裂隙网络，其中地下水流也构成一个独立系统；在岩溶地区，地下暗河的干流与支流组成地下河水系。

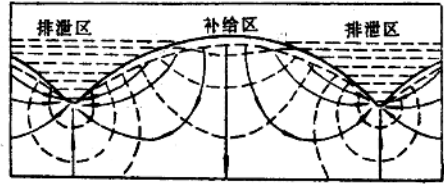


图 1-4 河间地块流网示意图

地表河川水系的集水范围称为流域，地表水在地面上的流动主要受地形控制，其流域就是被地形分水岭包围的平面集水区。而地下水是在含水空间介质中渗透，它涉及很大的深度，集水范围是以地下的隔水边界及不同水流系统之间分水界面为界的三度空间，主要受地质条件的控制，所以，它的集水范围必须根据岩性、地质构造、地貌、地形等因素来加以分析判定，不能离开地质条件来确定地下水的“流域”。

凡能使地下水的补给与排泄自成一个独立体系的地质体（含水层组合）称为水文地质单元，例如，河网深切的黄土塬、向斜蓄水构造等都可作为一个完整的水文地质单元。这种单元能大能小，但其中地下水流必须自成一个体系。一个完整的水文地质单元由下列四个基本要素组成：

- (1) 含水层或含水带 它是地下水储存和运动的场所。
- (2) 隔水层或隔水围岩 它是隔水边界，对地下水的赋存、运动起约束作用。
- (3) 补给区 地下水接受补给的地方，一般位于地下径流上游地势较高的地方。
- (4) 排泄区 地下水排出的地方，一般位于地下径流下游地势低洼的地方。

在一个完整的水文地质单元中，这四个基本要素相互联系又相互制约结合成为一个统一体。它可以是一个特定的含水层，也可以是一个蓄水构造。

任何一个水文地质单元都有它本身的边界。水文地质单元的大小、几何形态及封闭程度是由包围这个单元的边界来决定的。同时，相邻两个单元的分界面也由这些边界来划分，因此，识别一个水文地质单元必须首先了解它的边界条件，对单元内地下水资源作出评