

工程地下水

Engineering Groundwater

唐益群 杨 坪 王建秀 周念清 李 国 编著



同济大学出版社
TONGJI UNIVERSITY PRESS

工程地下水

Engineering Groundwater

唐益群 杨 坪 王建秀 周念清 李 国 编著



同济大学出版社
TONGJI UNIVERSITY PRESS

前 言

随着我国经济持续快速发展,工程建设中由地下水引发的工程地质与环境问题日益突出,如基坑开挖中由于地下水引起的坑底突涌和土体位移、地下水渗流对围护结构和边坡的稳定性影响、地下工程施工中引起的流沙和管涌、砂土液化等。在工程实践中发生与工程地下水有关的各种地质问题与工程事故,已经引起了研究人员和工程技术人员的高度关注。如何更好地对工程实践中积累起来的经验教训加以总结,以避免或减轻由于地下水问题引发工程地质问题与环境问题,已成为工程建设中一项具有重大意义且迫切需要解决的工作。

编者长期从事工程地下水的教学和科研工作,本教材的编写,力图在前人研究工作的基础上结合工程实践,对工程地下水问题进行归纳和总结,为学生提供一本适用的教材。

本书以工程地下水作为研究对象,在吸纳国内外最新研究成果的基础上对书稿内容进行了充实和完善,从地下水引起的工程地质问题与防治、深基坑工程降水、工程地下水三维数值模拟等方面阐述了工程地下水研究的最新进展。

本书共分 11 章,内容涵盖了工程地下水各个方面,包括地下水基本理论、水文地质参数计算、地下水引起的工程地质问题与防治、工程施工排水、工程地下水井点降水方法、降水井及成孔要求、深基坑工程降水、基岩区工程地下水、工程地下水数值模拟、地下水对混凝土和钢筋的腐蚀性评价、地下水监测及水位变化引起的岩土工程问题等内容。

本书第 1 章至第 6 章和第 10 章由唐益群教授、杨坪讲师执笔,第 7 章由李国讲师执笔,第 8 章由周念清教授执笔,第 9 章由王建秀副教授执笔,最后由唐益群教授、杨坪讲师统稿,赵化硕士参加了部分书稿的整理与校对工作。余皝硕士、周洁博士、任兴伟博士、王元东博士、何小军硕士等参加了本书图件的制作与清绘工作。

本书在编写的过程中得到了同济大学教学改革研究与建设项目的支持,还得到了教育部“第四批高等学校特色专业建设点(项目编号:TS11385)”的资助。

本书中涉及的有关试验是在同济大学“岩土及地下工程教育部重点实验室”完成的。试验期间得到洪积敏工程师、吴晓峰工程师、徐仁龙工程师、叶志成老师等的大力支持,在加工和试验材料的准备方面以及在室内试验的过程中,他们都付出了大量的时间、精力和艰苦的劳动,在此表示感谢。

本书的读者对象主要是地质工程、岩土工程、土木工程防灾、水文学与水资源等专业的本科生、研究生及相关科研院所、设计生产单位研究人员、技术人员和管理人员。

由于编者水平有限,书中错误和疏漏在所难免,望广大同仁不吝指正,并提出宝贵意见,以便不断完善。

作者

2010 年 8 月于上海

目 录

前言

1 地下水基本理论	(1)
1.1 地下水的基本概念	(1)
1.2 地下水的类型	(4)
1.3 地下水的运动	(6)
2 水文地质参数计算	(19)
2.1 水文地质试验方法	(19)
2.2 地下水位、流向、流速的测定	(36)
2.3 毛细水上升高度测定	(40)
2.4 孔隙水压力测定	(40)
2.5 稳定抽水试验计算水文地质参数	(42)
2.6 非稳定抽水试验计算水文地质参数的常规方法	(53)
2.7 抽水试验计算水文地质参数的其他方法	(63)
3 地下水引起的工程地质问题与防治	(73)
3.1 地下水的不良作用	(73)
3.2 潜蚀问题及防治	(74)
3.3 管涌问题与防治	(75)
3.4 流砂问题与防治	(77)
3.5 砂土液化问题与防治	(82)
3.6 孔隙水压力问题	(92)
3.7 渗流问题	(95)
3.8 坑底突涌和井底土体位移问题与防治	(97)
4 工程施工排水	(104)
4.1 概况	(104)
4.2 常用的明排水方法	(104)
4.3 基坑明排水的计算	(106)
4.4 基坑(槽)排水沟常用截面积	(111)
4.5 水泵所需功率的计算公式	(111)
4.6 常用离心泵的主要性能	(111)
5 工程地下水井点降水方法	(113)
5.1 轻型井点降水	(115)
5.2 喷射井点降水	(135)
5.3 管井井点降水	(138)
5.4 电渗井点降水	(139)
5.5 回灌井点降水	(140)

5.6	井点降水监测	(141)
5.7	井点降水设计案例	(142)
5.8	井点降水常见问题与处理对策	(147)
5.9	井点降水对环境的影响及防范措施	(149)
6	降水管井及成孔要求	(163)
6.1	降水管井的结构设计	(163)
6.2	降水井成井中的技术要求	(168)
6.3	洗井	(168)
7	深基坑工程降水	(173)
7.1	深基坑工程降水的作用及方法	(173)
7.2	深基坑工程降水的渗流特征	(174)
7.3	深基坑工程降水的分类及特征	(177)
7.4	深基坑工程降水设计	(180)
7.5	深基坑工程降水实例	(183)
8	基岩区工程地下水	(195)
8.1	基岩区地下水的概念与分类	(195)
8.2	基岩裂隙水的形成条件、特点及赋存规律	(198)
8.3	裂隙岩体地下水渗流模型	(201)
8.4	基岩裂隙水三维数值模型	(205)
8.5	基岩裂隙水相关的工程类型及实例	(206)
9	工程地下水数值模拟	(223)
9.1	基本原理	(223)
9.2	基坑降水数值模拟分析	(227)
10	地下水污染及对混凝土、钢筋的腐蚀性评价	(240)
10.1	工程地下水水质分析	(240)
10.2	地下水污染	(244)
10.3	地下水腐蚀性评价	(250)
	参考文献	(255)

1 地下水基本理论

存在于地壳表面以下岩土空隙(如岩石裂隙、溶穴、土孔隙等)中的水称为地下水。对岩土体来说,地下水作为岩土体的组成部分,对岩土体的性能有着极其重要的影响;对于工程环境来讲,地下水又是影响工程环境的重要因素,地下水的赋存状态与渗流特性将对工程结构承载能力、变形性状与稳定性、耐久性施加影响。因此,地下水在岩土工程或者基础工程领域值得重点研究。有关地下水基本理论,必须对地下水的基本概念、地下水的类型及运动规律等有较深入的了解。

1.1 地下水的基本概念

1.1.1 水在岩土体中的存在形式

岩土介质中存在各种形态的水,按其物理化学性质可分为气态水、结合水、毛细水、重力水、固态水(冰)和结晶水等。

1.1.1.1 气态水

气态水即水汽存在于未饱水的岩土空隙中。它可以自大气进入岩土空隙中,也可以由液态水的蒸发而形成。气态水可以随空气流动而流动,也可由绝对湿度大的地方向小的地方转移,对岩土中水分的分布具有一定的作用。

1.1.1.2 结合水

松散岩土颗粒表面带负电荷,它具有静电吸附能,颗粒越微细,静电吸附能越大。水分子是带正负电荷的偶极体,它一端带正电,另一端带负电,在岩土颗粒的静电吸附能的作用下,能牢固地吸附在颗粒表面,形成水分子薄膜。这层水膜就是结合水(图 1-1)。

结合水根据其受岩土颗粒表面静电吸附能的强弱,又可以分为强结合水与弱结合水。强结合水也称吸着水,被约一万个大气压的强大吸引力直接吸附在岩土颗粒表面。就其性质而言近似固体,密度很大,平均为 $2\text{g}/\text{cm}^3$,具有极大的粘滞性和弹性。强结合水在重力作用下不产生运动,不传递静水压力,只有当温度高于 105°C 时,才能转化为气态水向它处运动。弱结合水也称薄膜水,位于强结合水的

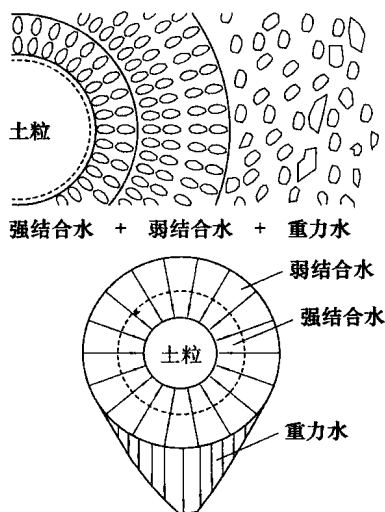


图 1-1 结合水与重力水

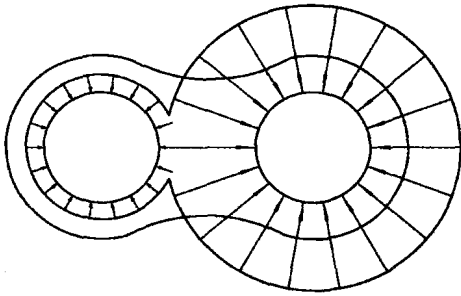


图 1-2 弱结合水的薄膜运动

外层。它离岩土颗粒表面较远,受静电引力较小,其密度和普通水一样,但粘滞性较大。弱结合水同样在重力作用下不产生运动,不传递静水压力,但能以水膜形式极缓慢地由水膜厚的地方向水膜薄的地方运动(图 1-2)。

在强大的压力作用下,弱结合水也能脱离岩土颗粒表面,析出成重力水。因此,在抽取松散沉积物中的承压含水层时,含水层内的粘性土夹层或限制层中的弱结合水可能转化为重力水,对承压水的水质和水量都会产生影响。

1.1.1.3 毛细水

赋存在地下水水面以上毛细空隙中的水,称毛细水。在表面张力和重力作用下水自液面上升到一定高度停止下来,此高度称毛细上升高度。因此,在潜水面以上常形成毛细水带。

这部分毛细水由地下水水面支持,所以称支持毛细水。在潜水面以上的包气带中,还有被毛细力滞留在毛细空隙中的悬挂毛细水和滞留在颗粒角间的角毛细水。毛细水可以传递静水压力,能被植物根系吸收。

1.1.1.4 重力水

当岩土的全部空隙被水所饱和时,其中在重力作用下能自由运动的水便是重力水。从泉眼中流出的水和从井孔中抽出的水都是重力水。重力水能传递静水压力。

1.1.1.5 固态水

当岩土的温度低于水的冰点时,储存于岩土空隙中的水便冻结成冰而形成固态水。固态水主要分布于雪线以上的高山和寒冷地带的某些地区,在那里,浅层地下水终年以固态冰形式存在。

气态水、结合水、毛细水和重力水在地壳最表层岩土中的分布有一定的规律性。当在松散岩土中开始挖井时,岩土是干燥的,但是实际上存在着气态水和结合水。继续向下挖,发现岩土潮湿,说明岩土中有毛细水存在。再向下掘进,便开始有水渗入井中,并逐渐形成地下水水面,这就是重力水。

稳定的地下水水面以上至地表称包气带,它的上部主要有气态水和结合水,还存在少量重力水和悬挂毛细水;而其下部接近地下水水面部分则存在毛细水,称毛细水带。稳定地下水水面以下称饱水带,主要含重力水(图 1-3)。

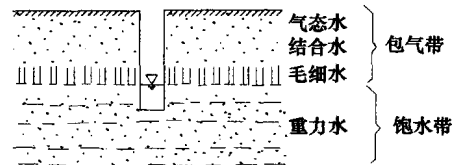


图 1-3 各种形态的水在岩层中的分布

1.1.2 岩土体水理性质

1.1.2.1 持水性

持水性是指重力释水后,岩土能够保持住一定水量的性能。在重力作用下,岩土中能够保

持住的水,主要是结合水和部分孔隙毛细水或悬挂毛细水。

衡量岩土持水性的指标叫持水度,指在重力作用下,岩土能够保持住的水的体积与岩土总体积之比,可以小数或百分数表示

$$W_m = \frac{V_m}{V} \quad \text{或} \quad W_m = \frac{V_m}{V} \times 100\% \quad (1-1)$$

式中 W_m ——岩土的持水度,以小数或百分数表示;

V_m ——重力作用下,岩土能保持住的水的体积, m^3 。

根据岩土保持水的形式不同,可分为毛细持水度和结合持水度,通常应用结合持水度。结合持水度是岩土所能保持的最大结合水的体积或重量和岩土总体积或重量之比。结合持水度的大小取决于颗粒大小。颗粒越小,其表面积越大,表面吸附的结合水越多,持水度也越大。松散岩土持水度数值见表 1-1。

表 1-1 松散岩土持水度数值表

岩土名称	粗砂	中砂	细砂	极细砂	亚粘土	粘土
颗粒大小/mm	2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.1	0.1~0.05	0.05~0.002	<0.002
结合持水度/%	1.57	1.6	2.73	4.75	10.8	44.85

1.1.2.2 给水性

给水性是指饱水岩土在重力作用下,能自由给出一定水量的性能。当地下水位下降时,原先饱水的岩土在重力作用下,其中所含的水将自由释出。

衡量岩土给水性的指标叫给水度。给水度是地下水下降 1 个单位深度时,单位水平面积的岩土柱体在重力作用下释放出的水的体积,以小数或百分数表示

$$\mu = \frac{V_g}{V} \quad \text{或} \quad \mu = \frac{V_g}{V} \times 100\% \quad (1-2)$$

式中 μ ——岩土的给水度,以小数或百分数表示;

V_g ——重力作用下,岩土所给出的水的体积, m^3 。

例如,当水位下降 1m 时,在重力作用下, $1m^2$ 水平面积的岩土柱体释放出的水的体积为 $0.1m^3$, $\mu = \frac{0.1m^3}{1m^3} = 0.1$, 则其给水度为 0.1 或 10%。

给水度的大小取决于岩土空隙的大小,其次才是空隙的多少。松散岩土的给水度数值见表 1-2。

表 1-2 松散岩土的给水度数值

岩土名称	粘土	亚砂	粉砂	细砂	中砂	粗砂	砾砂	细砾	中砾	粗砾
平均给水度/%	2	7	8	21	26	27	25	25	23	22

1.1.2.3 透水性

透水性指岩土可以被水透过的性能。不同的岩土具有不同的透水性。砂砾石具有较大的透水性。对岩土透水性起决定性作用的是空隙的大小,其次才是空隙的多少。颗粒越细小,孔隙越小,透水性就越差。因为细小的空隙大多被结合水占据,水在细小的空隙中流动时,空隙表面对其流动产生很大的阻力,水不容易从中透过。例如,粘土虽有很高的孔隙度,可达 50%

以上,但因其孔隙细小,重力水在其中的运移很困难,故粘土称为不透水层。

1.1.3 含水层与隔水层

含水层指能够透过并给出相当数量水的岩层。因此,含水层应是空隙发育的具有良好给水和强透水性的地层,如各种砂土、砾石、裂隙和溶穴发育的坚硬岩土。隔水层则是不能透过并给出水或只能透过与给出极少量水的岩层。因此,隔水层具有良好的持水性,而其给水和透水性均不良,如粘土、页岩和片岩等。

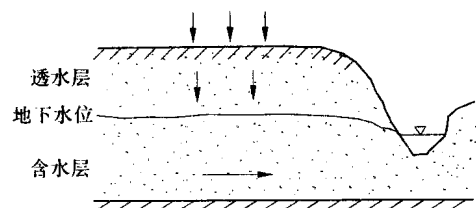


图 1-4 透水层和含水层

含水层首先应该是透水层,是透水层中位于地下水位以下经常为地下水所饱和的部分,上部未饱和部分则是透水不含水层。故一个透水层可以是含水层,如冲积砂砾含水层;也可以是透水不含水层,如坡积亚砂土层;还可以是一部分位于水面以下的是含水层,另一部分位于水面以上为透水不含水层(图 1-4)。

含水层与隔水层只是相对而言,并不存在截然的界限,二者是通过比较而存在的。如河床冲积相粗砂层中的粉砂层,粉砂层由于透水性小,可视为相对隔水层;但如果粉砂层夹在粘土中,粉砂层因其透水性较大则成为含水层,粘土层作为隔水层。由此可见,同样是粉砂层,在不同水文地质条件下可能具有不同的含水意义。

含水层相对性还表现在含水层与隔水层之间可以互相转化。如粘土,通常情况下是良好的隔水层,但在降水或地下深处较大的水头差作用下,当其水力梯度大于粘土层起始水力坡度时,也可能发生相邻含水层越流补给,透过并给出一定数量的水而成为透水层。

1.2 地下水的类型

1.2.1 按埋藏条件分类

所谓地下水的埋藏条件,是指含水地层在地质剖面中所处的部位及受隔水层限制的情况。据此可将地下水分为上层滞水、潜水和承压水。

1.2.1.1 上层滞水

当包气带存在局部隔水层时,在局部隔水层上积聚具有自由水面的重力水,这便是上层滞水。上层滞水分布最接近地表,接受大气降水的补给,以蒸发形式或向隔水底板边缘排泄。雨季获得补充,积存一定水量,旱季水量逐渐耗失。当分布范围较小而补给不很经常时,不能终年保持有水。由于其一般水量不大,动态变化显著。在旱季时,可不考虑对工程建设的影响,在雨季时应该考虑,特别应考虑对基坑开挖的影响。

1.2.1.2 潜水

饱水带中第一个具有自由表面的含水层中的水称作潜水(图 1-5)。潜水没有隔水顶板,或只有局部的隔水顶板。潜水的水平面为自由水面,称作潜水面。从潜水面到隔水底板的距离

为潜水含水层厚度；潜水面到地面的距离为潜水埋藏深度。

由于潜水含水层上面不存在隔水层，直接与包气带相接，所以潜水在其全部分布范围内可以通过包气带接受大气降水、地表水或凝结水的补给。潜水面不承压，通常在重力作用下由水位高的地方向水位低的地方径流。潜水的排泄方式有两种：一种是径流到适当地形处，以泉、渗流等形式泄出地表或流入地表水，这便是径流排泄；另一种是通过包气带或植物蒸发进入大气，这是蒸发排泄。

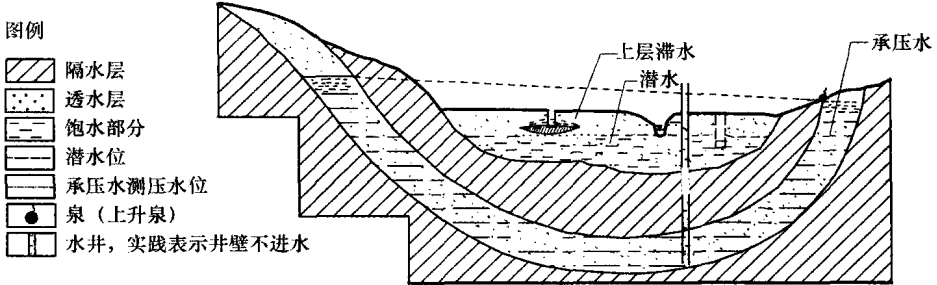


图 1-5 潜水、承压水及上层滞水

1.2.1.3 承压水

充满于两个隔水层之间的含水层中的水，叫做承压水(图 1-6)。承压水含水层上部的隔水层称作隔水顶板，或叫限制层。下部的隔水层叫做隔水底板，顶底板之间的距离为含水层厚度。

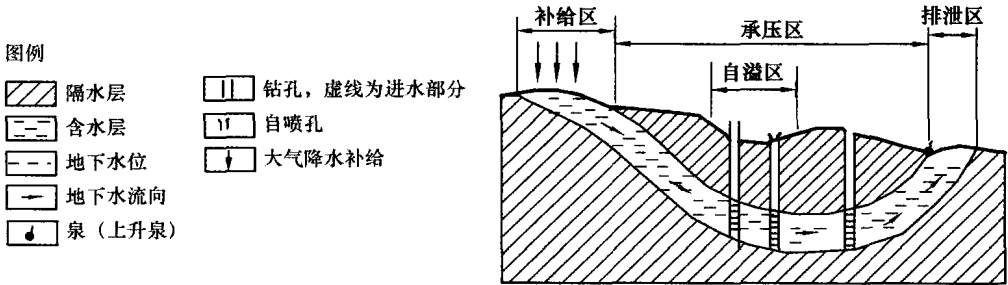


图 1-6 承压水

承压性是承压水的一个重要特征。图 1-6 表示一个基岩向斜盆地，其含水层中心部分埋设于隔水层之下，两端出露于地表。含水层从出露位置较高的补给区获得补给，向另一侧排泄区排泄，中间是承压区。补给区位置较高，水由补给区进入承压区，受到隔水顶底板的限制，含水层充满水，水自身承受压力，并以一定压力作用于隔水顶板。要证实水的承压性并不难，用钻孔揭露含水层，水位将上升到含水层顶板以上一定高度再静止下来。静止水位高出含水层顶板的距离便是承压水头。井中静止水位的高程就是含水层在该点的测压水位。测压水位高于地表时，钻井能够自喷出水。

1.2.2 按含水层的性质分类

按含水介质类型，可将地下水分为孔隙水、裂隙水和岩溶水。

含水层的空隙是地下水贮存的场所和运移的通道。含水层空隙性质的不同,地下水在其中的贮存、运移和富集特点也不同。据此,可把地下水划分为孔隙水、裂隙水和岩溶水三大类。

1.2.2.1 孔隙水

孔隙水分布于第四系各种不同成因类型的松散沉积物中。其主要特点是水量在空间分布上相对均匀、连续性好。它一般呈层状分布,同一含水层的孔隙水具有密切的水力联系,具有统一的地下水面。

1.2.2.2 裂隙水

裂隙水是指贮存于基岩裂隙中的地下水。岩石中裂隙的发育程度和力学性质影响着地下水的分布和富集。在裂隙发育地区,含水丰富;反之,含水甚少。所以,在同一构造单元或同一地段内,富水性有很大变化,因而形成裂隙水分布的不均一性。上述特征的存在,常使相距很近的钻孔,水量相差达数十倍。

1.2.2.3 岩溶水

储存和运动于可溶性岩层空隙中的地下水称为岩溶水。按其埋藏条件,可以是潜水,也可以是承压水。

岩溶水在空间的分布变化很大,甚至比裂隙水更不均匀。有的地方,水汇集于溶洞孔道中,形成富水区;而在另一地方,水可沿溶洞孔隙流走,造成一定范围内的严重缺水。

将二者不同的分类进行组合,地下水可分为九类(表 1-3)。

表 1-3 地下水分类表

含水介质类型	孔隙水	裂隙水	岩溶水
上层滞水	局部粘性土隔水层上季节性存在的重力水	裂隙岩层浅部季节性存在的重力水	裸露岩溶化岩层上部岩溶通道中季节性存在的重力水
潜水	各类松散沉积物浅部的水	裸露于地表的各类裂隙岩层中的水	裸露于地表的岩溶化岩层中的水
承压水	山间盆地及平原松散沉积物浅部的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的各类裂隙岩层中的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的岩溶岩层中的水

1.3 地下水的运动

地下水以不同形式(强结合水、弱结合水、毛细水和重力水等)存在于地层的空隙中。除了强结合水外,其他几种水在包气带和饱水带中都参与了运动。弱结合水虽在重力下不能运动,但在一定水头差的作用下,不但能运动,而且还能传递静水压力。粉质粘土、粘土层在一定水头差的作用下也透水。以往的研究多集中于饱水带重力水的运动,但实际生产中提出不少问题涉及包气带水以至结合水的运动规律。

1.3.1 基本概念

1.3.1.1 水头

考虑地下水位以下土层中的单元体 A (图 1-7)。地下水位以下所有孔隙都是连通的,而且充满水,因此单元体 A 中的水具有静水压力 u_w 。如果在单元体 A 处插入一根开口管子(通常称测压管),水将在管中上升,一直到管底端的水压力与 u_w 平衡为止,亦即

$$h_w = \frac{u_w}{\gamma_w} \quad (1-3)$$

或
$$u_w = \gamma_w h_w \quad (1-4)$$

式中 γ_w ——水的重度, kN/m^3 ;

h_w ——A 至测压管水面的铅直距离, 通常称压力水头, m;

u_w ——静水压力, 又叫孔隙水压力, kN/m^2 。

这里必须注意区别三个水头: 压力水头 h_w 、位能水头 Z 和总水头 H 。位能水头 Z 指的是所考虑的单元体至某一任意指定基准面的铅直距离; 总水头 H 指的是压力水头与位能水头之和, 亦即

$$H = h_w + Z \quad (1-5)$$

一般水总是从水头高处流向水头低处, 这里的水头是指总水头 H , 而不是指压力水头 h_w 或位能水头 Z 。在图 1-7 中, $h_{wA} > h_{wB}$, $Z_B > Z_A$, 但因 $H_A = H_B$, 故水并不流动。考虑孔隙水压力 u_w 的绝对值时, 需要注意的是压力水头 h_w ; 在地下水位处, $h_w = 0$, 所以 $u_w = 0$, u_w 沿土层深度呈线性变化。考虑水的流动问题时, 需要注意的是总水头 H , 又称测压管水头(测压管中的水面至某指定基准面的铅直距离)。

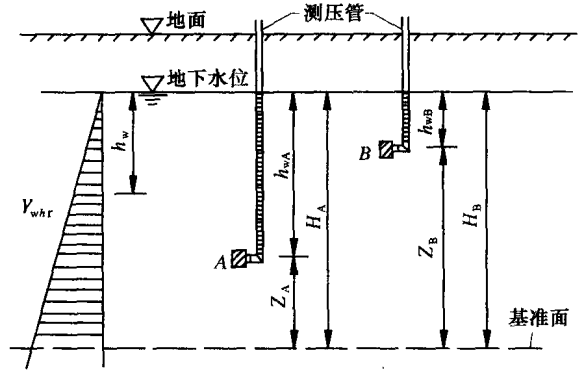


图 1-7 土层中地下水

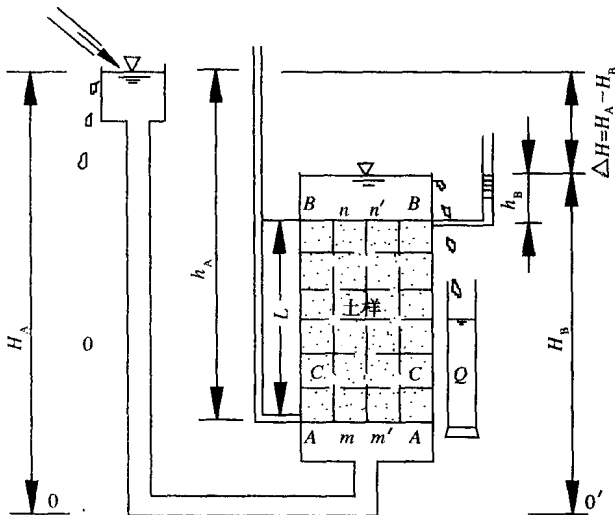


图 1-8 一维渗流实验装置示意图

1.3.1.2 动水力

水在土的孔隙内流动时受到土粒(骨架)的阻力, 从作用力与反作用力大小相等、方向相反的原理, 可知水流过时必定作用压力于土的颗粒骨架上。单位体积土颗粒骨架所受到的压力的总和, 称作动水力 G_D (kN/m^3)。

以图 1-8 所示实验装置为例。

当 $\Delta H = 0$ 时属静水状态而无渗流。取饱和土体 AABB 为隔离体, 考虑作用

在隔离体上的力,如图 1-9(a)所示。其中, F 代表土体底面铜丝网承受的力(在实际土体中,相当于隔离体底下的土层对隔离体的支承力);根据力的平衡原理,可知 F 等于隔离体的有效重量 $\gamma'Al$ 。这说明土体在水中传递给下面土层的重量是有效重量。

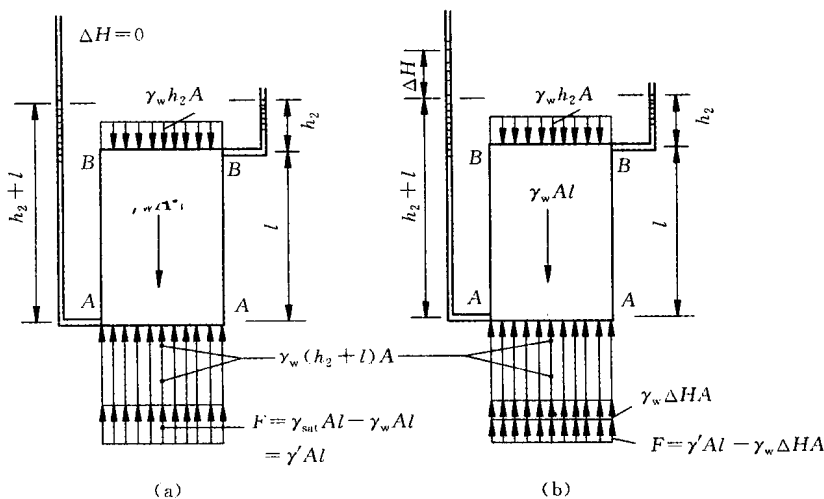


图 1-9 作用于饱和隔离土体上的力

当 $\Delta H > 0$ 时,有自下向上的渗流(图 1-9(b))。此时与静水状态相比,AA 面上增加一个水压力 $\gamma_w \Delta HA$ 。这部分水压力是由于水头差 ΔH 造成的,正是由于有这部分水压力才有渗流产生,故称渗透力。在水从 AA 面渗流到 BB 面的过程中,渗透力被用于克服颗粒骨架给水的阻力而全部消耗掉。土的颗粒骨架给水的阻力也就等于水给颗粒骨架的压力减去动水力。按照动水力的定义

$$G_D = \frac{\gamma_w \Delta HA}{lA} = \gamma_w I \quad (1-6)$$

由此可见,动水力 G_D 大小与水力坡度 I 成正比,方向与水流方向一致,单位是重度单位 (kN/m^3)。

另外,再观察铜丝网上的作用力 F (代表上下土层交界面上的有效接触压力)。从力的平衡条件看

$$F = \gamma'Al - \gamma_w \Delta HA \quad (1-7)$$

其中,第一项为原来压在网上的有效重量,第二项为新增加的上托力。

若 $F > 0$,则表示土体仍压在铜丝网上,相互接触;若 $F < 0$,则表示土体被顶起,与铜丝网脱离而失去稳定,这就称渗流破坏,上下土层脱离接触,出现流砂、流土现象。 $F = 0$ 表示临界状态,从式(1-4)可知,此时

$$I_c = \frac{\Delta H}{l} = \frac{\gamma'}{\lambda_w} \approx 1 \quad (1-8)$$

式中, I_c 称为临界水力坡度。实际工程问题中,必须保证 $I < I_c$,而且留有一定安全系数,才能保证不发生渗流破坏。

以上是指渗流向上的情况。如果渗流方向朝下,动水力方向与重力一致,只会增加土颗粒间作用压力, $F = \gamma'Al + \gamma_w \Delta HA$,则有利于稳定。

如在基坑排水的例子(图 1-10),在基坑内水流方向朝上,有可能渗流破坏,必须验算 I 是

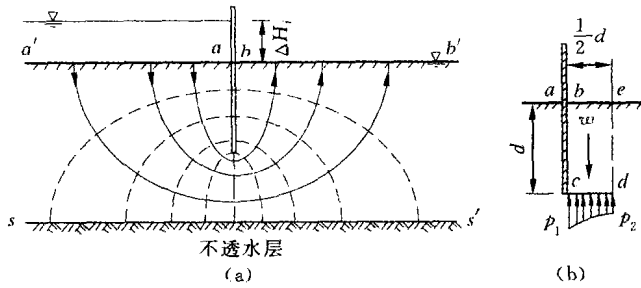


图 1-10 渗流稳定性验算

否小于 I_c 。从流网可看出,最危险的是贴平板桩墙的地方。一般应作两种验算:

(1) 水流逸出处的水力坡度 $I = \frac{\Delta H_i}{l_{\min}}$; 式中, ΔH_i 为该渗流区(图 1-10(a))中绘有斜线的渗流区)的水头差, l_{\min} 为该渗流区的最短渗径; 要求安全系数 K_s ,

$$K_s = \frac{I_c}{I} \geq 2.0$$

(2) 水流方向朝上的整个区域 $bcde$ 的稳定(图 1-10(b)); 宽度 be 取 $d/2$ 就已足够, d 为板桩墙贯入土中的长度。安全系数 K_s ,

$$K_s = \frac{\text{向下有效重量 } W'}{\text{向上渗透力 } P} = \frac{\gamma' \cdot \frac{1}{2} d^2}{\left(\frac{P_1 + P_2}{2}\right) \cdot \frac{1}{2} d} \quad (1-7)$$

式中, P_1, P_2 分别为 c, d 两处(图 1-10(b))的渗透压力, 可根据等势线求得。一般要求 $K_s \geq 1.5 \sim 2.0$ 。

渗流破坏可能造成严重的工程事故, 必须加以重视。此外, 还要留意潜蚀或管涌的现象。它们也属于渗流破坏, 整个土体虽然稳定, 但细颗粒被水从粗颗粒之间带走, 如任其发展, 则孔隙扩大, 水的实际流速增大, 稍粗颗粒亦被带走, 便会形成孔道, 恶性循环, 孔道不断扩大、加深, 最终造成严重破坏。管涌现象是由于水力坡度太大所致, 特别是不均匀系数 $\mu_u > 10$ 的无粘性土在较小的水力坡度(0.3~0.5)下就可能出现管涌。因此, 作为防止渗流破坏(无论是流土、流砂还是管涌)的根本措施, 设计中应尽可能减小水力坡度, 必要时在水流逸出处增设反滤层(由细到粗的过渡层)。

1.3.1.3 渗透与渗流

地下水在岩土空隙中的运动称为渗透。由于岩土空隙的大小、形状和连通情况极不相同, 从而形成大小不等、形状复杂、弯曲多变的通道(图 1-11)。在不同空隙或同一空隙中的不同部位, 地下水的流动方向和流动速度均不相同, 空隙中央部分流速最大, 而水流与颗粒接触面上的流速最小。渗透是岩土中实际存在的水流, 其特点是在整个含水层过水断面上是不连续的。如果按其实际情况来研究它, 在理论上和实际上都将遇到巨大困难, 对于实际应用也毫无意义。因此, 通常根据生产实际需要, 对地下水加以简化, 即用假想的水流模型去代替真实的水流, 一是不考虑渗流途径的迂回曲折, 只考虑地下水的流向; 二是不考虑岩土层的颗粒骨架, 假想岩土的空间全被水流充满(图 1-12), 这种假想水流称为渗流。

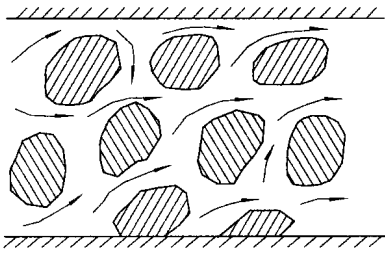


图 1-11 渗透示意图

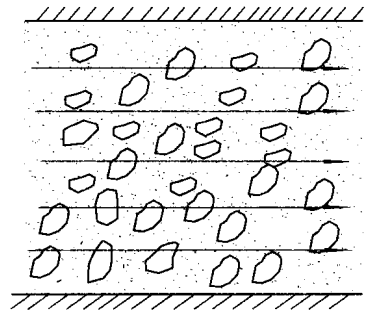


图 1-12 渗流示意图

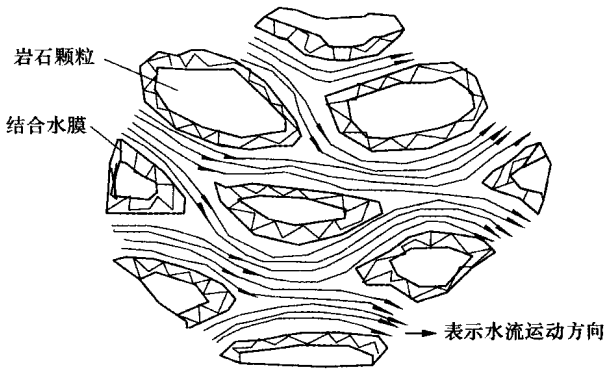


图 1-13 层流运动时水流运动特征

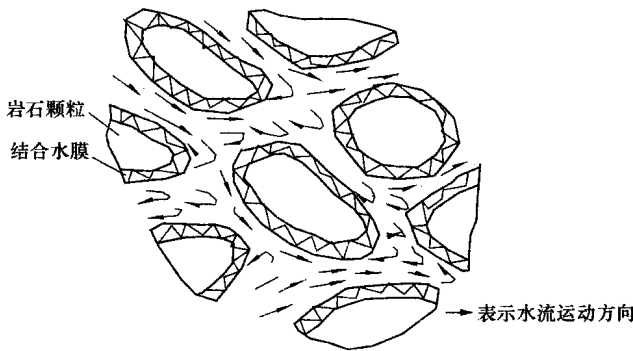


图 1-14 紊流运动时水流运动特征

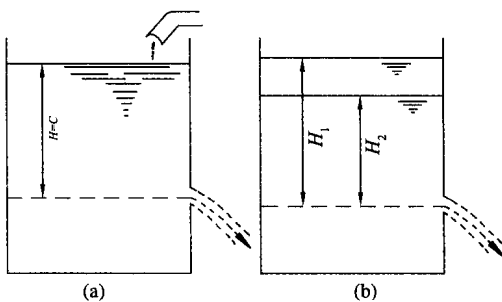


图 1-15 稳定流与非稳定流示意图

1.3.1.4 层流与紊流

地下水在饱水岩层中并非是静止不动的,它是从含水层中水位较高的地方向水位低的地方运动。根据实际观察和试验证实,水流运动有两种基本状态,即层流和紊流。

当水质点运动连续不断、流束平行而不混杂者为层流状态,如图 1-13 所示;当水质点运动不连续,流束混杂而不平行的为紊流状态,如图 1-14 所示。

研究证明,水流的运动速度不大时,呈层流状态;当水流速度超过某一临界数值时,就由层流状态转为紊流状态。地下水在岩石的孔隙、裂隙中运动时水流速度较慢,所以,绝大多数情况下地下水运动呈层流状态,只有在很大的裂隙和岩溶洞穴中运动的地下水才呈紊流状态。

1.3.1.5 稳定流和非稳定流

水流的运动规律一般可以通过其运动要素(动水压力、流速、加速度等)在时间和空间里的变化规律来描述。如果某一水流的运动要素仅仅是空间坐标的函数,而与时间无关,这种水流称为稳定流。如图 1-15(a)所示,当水箱内水位保持不变,水从箱壁孔口流出,其压力和流速与它在空间的位置有关,而与时间无关,这种水流是稳定流。

当水流中各点的运动要素不仅与空

间坐标有关,且需随时间变化而不同,这种水流是非稳定流。如图 1-15(b)中的水箱中的水量没有补给,随着时间的增长,水量减少,水头降低,各点压力 P 减小,其他运动要素也随时间而改变。

1.3.2 线性渗流定律

1.3.2.1 达西定律

地下水的运动有层流、紊流和混合流三种形式。层流是地下水在岩土的空隙或微裂隙介质中渗透,产生连续水流;紊流是地下水在岩土的裂隙或洞穴中流动,具有涡流性质,各流线有互相交错现象;混合流是层流和紊流同时出现的流动形式。

地下水在土中的运动(渗透)属于层流(图 1-16),且遵循达西(Darcy)线性渗透定律,其公式如下:

$$Q = KA \frac{h}{L} \quad (1-10)$$

式中 Q ——单位时间内的渗透水量, m^3/d ;

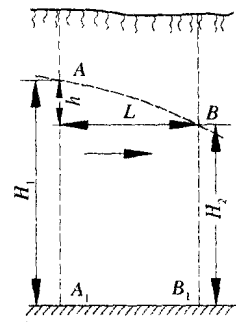
K ——渗透系数, m/d ;

A ——水渗流的断面积, m^2 ;

L ——断面间的距离, m ;

h ——距离为 L 的断面间的水位差, $m, h = H_1 - H_2$;

$\frac{h}{L}$ ——水力坡度,用符号 I 表示,代表单位长度渗流途径上



AB—潜水面; A_1B_1 —隔水层

图 1-16 地下水层流断面图

所产生的水头损失,亦称水力梯度(无因次)。

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (1-11)$$

达西公式两边用断面积 A 除后,即得渗流速度(v),渗流速度与水力坡度成正比:

$$v = \frac{Q}{A} = K \frac{h}{L} \quad (1-12)$$

$$v = KI \quad (1-13)$$

当 $I=1$ 时,得 $K=v$,即当水力坡度等于 1 时,渗透系数等于渗流速度,它的单位为 cm/s 或 m/d 。

由式(1-13)可见,土的渗透系数 K 也就是水力坡度等于 1 时的渗流速度。水在土中的渗流速度 v 取决于两方面的因素,一是土的透水性(反映为 K 的大小)。二是水力条件(反映为 I 的大小),这就是水在土中渗流的基本规律,亦即达西定律。

这里要注意两个问题:① v 并不是水在孔隙中真正流动的速度,因为孔隙是弯弯曲曲的,实际渗流途径并不等于 L ;横截面积 A 中不全是孔隙,实际过水面积不等于 A 。因此,实际平均流速大于渗流速度 v 。但工程实践中关心的不是水质点的真正流速,而是流经整个土体的平均流量。所以用表观的流速 v ,同时按表观的 A 、 L 考虑是可以的,而且更为方便。②达西定律 $v=KI$ 只适用于砂及其他较细颗粒中。因为,孔隙太大时(如卵石、溶洞),流速太大,会有紊流现象,水质点的流线互相交错,不是层流, v 不再与 I 的一次方成正比。渗流速度不是孔隙中的实际流速(u),它只是换算速度,因为在这个公式中用的断面积并不是孔隙的横截面积。

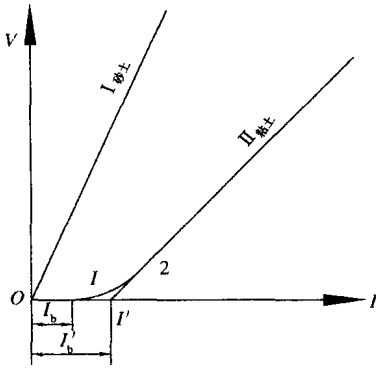


图 1-17 渗流速度与水力

为了得到地下水在孔隙中运动的平均实际流速,可用流量 Q 除以孔隙所占的面积 A' ,故地下水的平均实际流速为

$$u = \frac{Q}{A'} = \frac{Q}{An} \quad (1-14)$$

式中, n 为土的孔隙率, %。

将式(1-12)代入式(1-14)中,即得地下水的平均实际流速

$$u = \frac{v}{n} \quad (1-15)$$

因为 n 永远小于 1,可见平均实际流速大于渗流速度。

水在砂土中流动时,达西公式是正确的,如试验所得图 1-17 中的曲线 I 所示。但是,在某些粘性土中,这个公式就不正确。因为,在粘性土中颗粒表面有不可忽视的结合水膜,阻塞或部分阻塞了孔隙间的通道。试验表明, I 值比较小时克服不了结合水膜的阻力,水渗流不过去,只有当水力坡度 I 大于某一值 I_b 时,粘土才具有透水性(见图 1-17 中的曲线 II)。如果将曲线 II 在横坐标上的截距用 I'_0 表示(称为起始水力坡度),当 $I > I'_0$ 时,达西公式可改写为

$$v = K(I - I'_0) \quad (1-16)$$

1.3.2.2 达西定律的适用范围

达西定律并非任何渗流皆适用,而是有一定的适应范围。较早以前,认为达西定律的适用条件是层流,故有时把它称为层流渗透定律。20 世纪 40 年代以来,很多实验证明并非所有地下水的层流运动都符合达西定律,确实有不符合达西定律的地下水层流运动。雅各布·贝尔通过试验得出渗流速度和水力坡度的关系曲线(图 1-18)。由图可见,当雷诺数(Re_c)小于 10 时,该曲线基本上呈直线,即此时地下水的运动仍服从达西定律。当雷诺数(Re_c)大于 10 以后的曲线便偏离直线但仍属层流运动,这是一种非线性层流运动。向上逐渐过渡到紊流。有人提出将雷诺数等于 10 作为层流的上限。

很多人用惯性力的影响解释上述现象。即当地下水运动速度慢时,粘滞性所产生的摩擦力对运动的影响占绝对优势,惯性力的影响可以忽略不计,水流服从达西定律;当地下水的运动速度加快,水流具有明显的连续变化的速度和加速度,惯性力与速度平方成正比,达西定律就不适用了。这一变化发生于水流由层流转变为紊流之前。

由于含水层中空隙的大小、形状和方向都在很大范围内变化,有些空隙中的水流转变了,另一些空隙中的水流则没有转变,因此由服从达西定律的层流运动到非线性层流运动再到紊流运动是逐渐过渡的,无明显界线。在自然情况下,绝大多数的地下水流动是服从达西定律的。

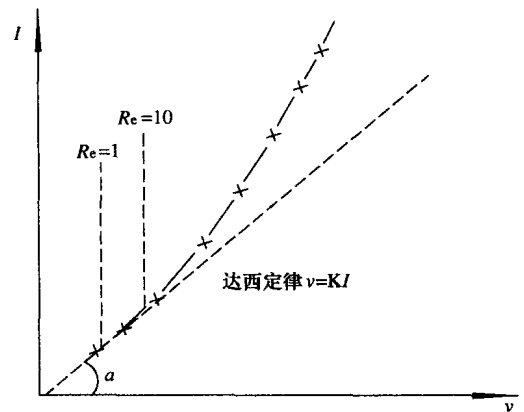


图 1-18 渗透速度与水力坡度的关系