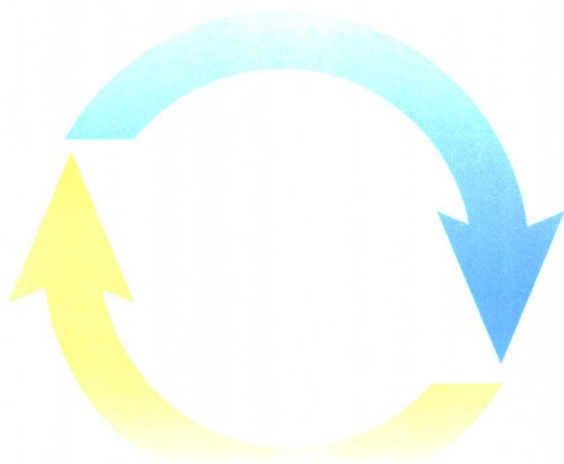


ENVIRONMENTAL SCIENCES

高等院校环境科学系列教材

地下水环境保护 与污染控制

张永波 时 红 王玉和 编著



中国环境科学出版社

高等院校环境科学系列教材

地下水环境保护与 污染控制

张永波 时红 王玉和 编著

中国环境科学出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

地下水环境保护与污染控制/张永波编著. —北京:
中国环境科学出版社, 2003. 8
ISBN 7-80163-723-2

I. 地… II. 张… III. ①地下水保护②地下水污
染-污染控制 IV. X523

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2003) 第 068929 号

内 容 提 要

本书系统地介绍了地下水的基础知识、地下水污染系统特征及地下水污染计算的常用数学方法, 为地下水环境保护、地下水污染评价、预测及污染控制提供了一整套研究方法, 同时为地下水环境管理、环境标准、环境法规的制订提供了定量依据。

本书适合高等院校环境地质、环境工程、环境科学、给排水、水文水资源等专业作为教材, 还可供研究地下水环境保护、水文地质、水利水电、城市供水勘察等专业技术人员作为参考。

中国环境科学出版社出版发行
(100036 北京海淀区普惠南里 14 号)

北京市联华印刷厂印刷
各地新华书店经售

*

2003 年 8 月第 一 版 开本 787×960 1/16
2003 年 8 月第一次印刷 印张 15
印数 1—3000 字数 280 千字

ISBN 7-80163-723-2/X·382

定价: 28.00 元

前 言

随着国民经济的迅速发展,地下水环境污染问题日趋严重。地下水污染具有其隐蔽性和难以逆转性,所以一经污染便很难治理,使我国这样一个缺水大国水资源更加紧张,不仅破坏环境,影响人类身体健康,最终会导致社会经济的发展。

当前,地下水污染问题已经引起世界各国的高度重视。多年来,关于地下水污染调查、监测、评价、预测及污染控制方法等方面的研究进展很快,并提出了许多新的理论和方法,发表了不少文献资料,但能系统全面地介绍地下水污染理论知识和实用方法的著作尚不多见。为此,作者参阅国内外大量有关文献资料的同时,并结合教学、科研和管理经验,完成了《地下水环境保护与污染控制》一书。

全书共分为八章。第一章简要介绍地下水基础知识,包括地下水的存在形式、埋藏条件及地下水运动基本特征;第二章介绍地下水污染概论,包括地下水污染概念、污染类型及危害、地下水污染源及污染途径;第三章介绍地下水污染与自净作用,包括物理作用、化学及物理化学作用、生物及生物化学作用及放射性元素的衰变作用;第四章介绍地下水污染质迁移扩散理论,包括地下水污染质迁移扩散模型和地下水污染质迁移扩散方程的解析解;第五章介绍地下水污染调查和监测,包括地面调查工作、勘探工作、室内、室外实验工作、监测工作及地下水污染调查成果;第六章介绍地下水污染评价方法,包括综合污染指数法、系统聚类分析法、灰色聚类分析法、模糊数学方法、人工神经网络分析方法等;第七章介绍地下水污染预测方法,包括近似解析法、数值法、数理统计法、灰色预测方法等;第八章介绍地下水环境保护与污染控制,包括水源地卫生防护带的建立,预防、治理及管理等方面的措施。

本书侧重介绍基础理论及实用方法,力求浅显易懂,不过分追求严密的数学论证。为了增强实用性,本书各章还附有大量工程实例,相信读者在掌握地下水污染理论知识的同时,能快速了解地下水污染

控制的实用方法。

本书由张永波、王玉和、时红等编著，全书由张永波统稿。

由于编者水平有限，本书错误不当之处在所难免，敬请读者批评指正。

编 者

2003 年 6 月

绪 论

地下水是地球上数量丰富、分布广泛的淡水资源，对于人类生产、生活均有着重要意义。全世界有 100 多个国家缺水，严重缺水的国家和地区已达 43 个，占全球陆地面积的 60%。我国也是一个相当缺水的国家，随着人口的增长，到 2030 年，我国人口将达到 16 亿，人均水资源量将降低到 $1\,760\text{m}^3$ ，接近国际上确认的 $1\,700\text{m}^3$ “用水紧张”标准。同时我国水资源空间分布很不平衡，北方水资源贫乏，南方水资源相对丰富，南北相差悬殊，尤其华北地区水资源短缺现象最为严重。随着水危机不断加剧，黄河以北相当一部分地区农村和城市已靠挤占生态环境用水和大量超采地下水来维持困境。

所以，在很多情况下，地下水是人类赖以生存的饮用水源，而且，随着社会和经济的发展、人们生活水平的提高，对地下水资源的要求亦越来越高，不仅是数量上的增加，对水质亦有更高的要求。然而，正是因为生产的发展和生活水平的提高，产生的固体、气体及液体废物越来越多，由于处置失当，从不同途径对地下水环境造成污染，且污染越来越重。有些地区的地下水污染已到了相当严重的程度，世界卫生组织的调查表明，全世界每年至少有 1 500 万人死于水污染引起的疾病，这对于经济发展，尤其是对人体健康造成了很大威胁。因此，研究地下水环境的污染状况，预测其发展趋势，制定相应的控制措施以及净化污染的地下水体，已成为环境保护工作的重要内容之一。

作为环境科学工作者，主要任务是防止环境污染，改善环境质量，使环境管理趋于最优化，最终达到人类活动与自然环境处于相对均衡状态之中。地下水环境无论水量或水质均应处于相对均衡的状态，有时自然因素的变化可能会在某种程度上引起均衡状态发生改变，但其变化过程是极缓慢的，一般不会对人类带来明显的危害（比如在岩溶地区，由于地下水对

岩石的溶滤作用,岩溶水背景值中 SO_4^{2+} 、 NO_3^- 含量相对较高,但不至于造成危害)。因此,只要正确认识地下水的形成、运动、变化等方面的规律性,就完全可以做到在不破坏固有均衡关系的条件下,充分利用地下水资源为人类服务。反之,如果违背自然规律,盲目、肆意地开采地下水资源,或向地下乱堆固体废物或乱排废液,势必会破坏地下水均衡关系,给自然界的生态平衡造成危害,同时也给人类的生产、生活及环境带来严重后果。

我们要长期有效地利用地下水资源,就必须对地下水环境精心管理和保护。随着人类社会生产力的不断发展,开发和利用地下水也显得更为紧迫。同时,人类活动导致地下水污染的可能性在不断增大,甚至某些局部的人为污染,都可能给地下水含水层带来不可恢复的危害。所以,对于地下水环境的保护及地下水污染的控制极其重要。

地下水环境保护及污染控制研究工作应首先充分了解地下水的形成、基本特性和埋藏分布规律,研究地下水污染系统的特征,即地下水污染类型及危害、污染物、污染源及主要污染途径,了解污染物在地下水系统中的迁移转化规律,了解地下水污染调查和监测的基本方法,对地下水污染状况作出评价,并预测其污染发展趋势。在此基础上,对地下水污染进行优化控制,并提出地下水环境保护的综合防治措施,为科学地进行地下水环境管理提供一整套切实可行的方法。

在 20 世纪 60 年代,尤其是 70 年代以来,国内外已着手研究地下水环境保护及污染控制的问题。近年来人们不仅研究工农业及城市生活等各方面产生的常规污染物对地下水造成的污染,尤其重视一些微量有机毒物在土壤及地下水中的迁移、转化。在地下水管理上,已经从水量管理发展到从水质水量两方面进行模拟和最优化管理。

地下水污染评价及预测是进行环境规划的前提,长期以来一直是环保部门及环境工作者关心的课题。纵观地下水污染评价的发展,有由单目标向多目标,由单环境要素向多环境要素,由单纯的自然环境系统向自然环境与社会环境的综合系统,由静态分析向动态分析发展的趋势。经过多年的发展,我国在评价理论、评价方法等方面均有了较大进展。尤其是近年来随着计算机技术的飞速发展,水质数学模型在评价和管理规划中得到充分应用。水质数学模型的研究涉及到水环境科学的许多基本理论问题和水污染控制的许多实际问题,它的发展在很大程度上取决于污染物在水环境中的迁移、转化和归宿研究的不断深入,以及数学手段在水环境研究中应用程度的不断提高。数学模型的发展从理论上是随着人们对环境问题的认

识和数学理论的应用而不断发展和完善的。自 1925 年第一个数学模型 Streeter-Phelps 模型应用于水体污染和评价研究以来,水质数学模型在环境问题研究中的应用越来越广泛。

对于地下水的污染评价和污染趋势预测及污染控制研究在我国各地所受到的重视程度有很大的差异。总的来说,北方地下水在国民经济中的重要性远大于南方,所以这两项工作的研究水平和深入程度,南北方有很大不同。我国开展地下水环境保护及污染控制研究工作的总体水平仍不高,不但受到技术水平的制约,而且受到财力的限制和历史条件的影响,在今后的研究发展中有待于进一步深化提高。

目 录

绪论

第一章 地下水基础知识	1
第一节 地下水的存在形式	1
第二节 地下水的埋藏条件	7
第三节 地下水运动基本特征	25
第二章 地下水污染概论	38
第一节 地下水污染概念	38
第二节 地下水污染类型及危害	39
第三节 地下水污染源	45
第四节 地下水污染途径	51
第三章 地下水污染与自净作用	56
第一节 概述	56
第二节 物理作用	56
第三节 化学及物理化学作用	63
第四节 生物及生物化学作用	70
第五节 放射性元素的衰变作用	74
第四章 地下水污染质迁移扩散理论	75
第一节 地下水污染质迁移扩散模型	75
第二节 地下水污染质迁移扩散方程的解析解	78
第五章 地下水污染调查和监测	90
第一节 概述	90
第二节 地面调查工作	91
第三节 勘探工作	97
第四节 室内实验工作	98
第五节 野外试验工作	113
第六节 监测工作	122
第七节 地下水污染调查成果	125
第八节 工程实例	126
第六章 地下水污染评价	131
第一节 概述	131

第二节	综合污染指数法	134
第三节	系统聚类分析法	139
第四节	灰色聚类分析法	143
第五节	模糊数学法	144
第六节	人工神经网络分析法	147
第七节	工程实例	150
第七章	地下水污染预测	163
第一节	概述	163
第二节	近似解析法	164
第三节	数值法	171
第四节	数理统计法	200
第五节	灰色预测法	207
第六节	工程实例	209
第八章	地下水环境保护与污染控制	216
第一节	概述	216
第二节	水源地卫生防护带	217
第三节	预防措施	219
第四节	治理措施	221
第五节	管理措施	227

第一章 地下水基础知识

第一节 地下水的存在形式

一、岩石的空隙

地下水存在于岩石空隙之中。地壳表层十余千米范围内，都或多或少存在着空隙，特别是浅部 1~2km 范围内，空隙分布较为普遍。按照维尔纳茨基形象的说法，“地壳表层就好像是饱含着水的海绵”。

岩石空隙既是地下水的储容场所，又是地下水的运动通路。空隙的多少、大小及其分布规律，决定着地下水分布与运动的特点。

将空隙作为地下水储容场所与运动通路研究时，可以分为三类，即：松散岩石中的孔隙，坚硬岩石中的裂隙以及易溶岩层中的溶穴。

(1) 孔隙：松散岩石是由大大小小的颗粒组成的，在颗粒或颗粒的集合体之间普遍存在空隙；空隙相互连通，呈小孔状，故称做孔隙。

孔隙的多少用孔隙度表示。孔隙度乃是某一体积岩石（包括孔隙在内）中孔隙体积所占的比例。如以 P 表示孔隙度， V_p 表示孔隙体积， V 表示岩石体积，则得 $P = \frac{V_p}{V}$ 或 $P = \frac{V_p}{V} \times 100\%$ ，孔隙度可以百分数或小数表示。

孔隙度的大小主要取决于颗粒排列情况及分选程度；另外，颗粒形状及胶结情况也影响孔隙度。

为了说明颗粒排列方式对孔隙度的影响，我们可以设想一种理想的情况，即颗粒均为大小相等的圆球。当这些理想颗粒作立方体排列时（图 1-1a），可算得其孔隙度为 47.64%；作四面体排列时（图 1-1b），孔隙度仅

为 25.95%。颗粒受力情况发生变化时,通过改变排列方式而密集程度不同(图 1-2)。上述两种理论上最大与最小的孔隙度平均起来接近 37%,自然界中松散岩石的孔隙度与此大体相近。

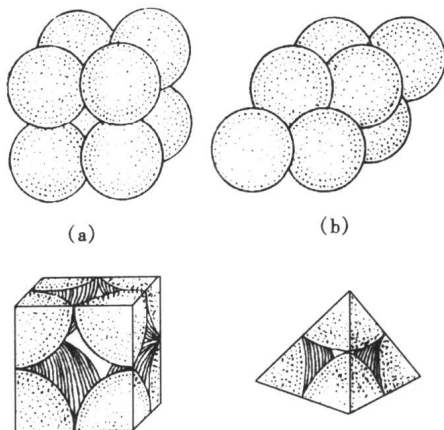


图 1-1 颗粒的排列形式

(参照格雷通)

(a) —立方体排列; (b) —四面体排列

应当注意,我们在上述计算中并没有规定圆球的大小;因为孔隙度是一个比例数,与颗粒大小无关。

自然界并不存在完全等粒的松散岩石。分选程度愈差,颗粒大小愈不相等,孔隙度便愈小。因为,细小颗粒充填于粗大颗粒之间的孔隙中,自然会大大降低孔隙度(图 1-2)。我们可以假设一种极端的情况;如果一种等粒砾石的孔隙度 P_1 等于 40%,另一种等粒的极细砂的孔隙度 P_2 也等于 40%,而极细砂完全充填于砾石孔隙中,则此混合砂砾的孔隙度 $P_3 = P_1 \times P_2 = 16\%$ 。

自然界中也很少有完全呈圆形的颗粒。颗粒形状愈是不接近圆形,孔隙度就愈大。因为这时突出部分相互接触,会使颗粒架空。

粘粒表面带有电荷,颗粒接触时便连结形成颗粒集合体,形成结构孔隙(图 1-2e)。

松散岩石受到不同程度胶结时,由于胶结物质的充填,孔隙度有所降低(图 1-2d)。

孔隙大小对水的运动影响极大,影响孔隙大小的主要因素是颗粒大小。颗粒大则孔隙大,颗粒小则孔隙小。需要注意的是,对分选不好、颗粒大小悬殊的松散岩石来说,孔隙大小并不取决于颗粒的平均直径,而主

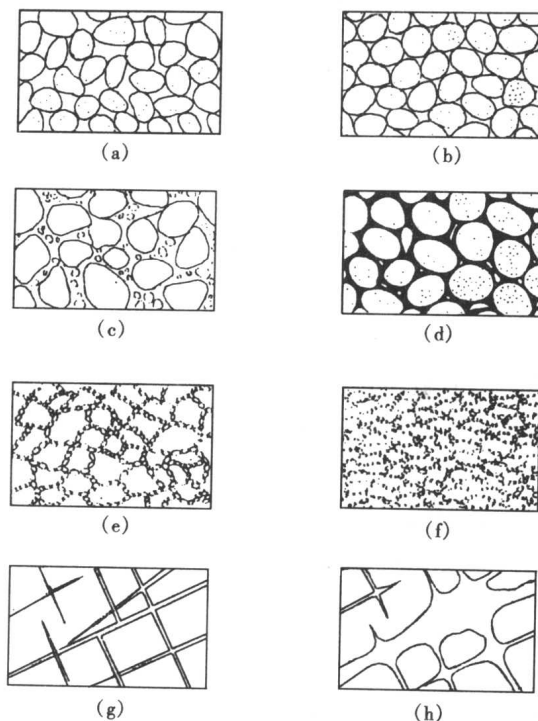


图 1-2 岩石中的各种空隙

(据迈因策尔修改补充)

a—分选良好，排列疏松的砂；

b—分选良好，排列紧密的砂；

c—分选不良的、含泥、砂的砾石；

d—经过部分胶结的砂岩；

e—具有结构性孔隙的粘土；f—经过压缩的粘土；

g—具有裂隙的基岩；h—具有溶隙及溶穴的可溶岩

要取决于细小颗粒的直径。原因是，细小颗粒把粗大颗粒的孔隙充填了(图 1-2c)。除此以外，孔隙大小还与颗粒排列方式、颗粒形状以及胶结程度有关。

(2) 裂隙：固结的坚硬岩石，包括沉积岩、岩浆岩与变质岩，其中不存在或很少存在颗粒之间的孔隙；岩石中的空隙主要是各种成因的裂隙，即成岩裂隙、构造裂隙与风化裂隙。

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。成岩裂隙在岩浆岩中较为发育，如玄武岩的柱状节理便是。构造裂隙是岩石在构造运动过程中受力产生的，各种构造节理、断层即是。风化裂隙是在各种物理的与化学的因素的作用下，岩石遭破坏而产

生的裂隙,这类裂隙主要分布于地表附近。

裂隙的多少以裂隙率表示之。裂隙率即裂隙体积 V_f 在包括裂隙在内的岩石体积 V 中所占的比例,即:

$$K_r = \frac{V_f}{V} \times 100\%$$

裂隙率可在野外或在坑道中通过测量岩石露头求得,也可以利用钻孔中取出来的岩芯测定。在测定裂隙率时,一般还应测定裂隙的方向、延伸长度、宽度、充填情况等。因为这些都对水的运动有很大影响。

裂隙发育一般并不均匀,即使在同一岩层中,由于岩性、受力条件等的变化,裂隙率与裂隙张开程度都会有很大差别。因此,进行裂隙测量应当注意选择有代表性的部位,并且应当明了某一裂隙测量结果所能代表的范围。

(3) 溶穴:易溶沉积岩,如岩盐、石膏、石灰岩、白云岩等,由于地下水的溶蚀会产生空洞,这种空隙就是溶穴。溶穴体积 V_k 在包括溶穴在内的岩石体积 V 中所占的比例数即为岩溶率 K_k ,即:

$$K_k = \frac{V_k}{V} \times 100\%$$

岩溶发育极不均匀。大者可宽达数百米、高达数十米乃至上百米、长达数十千米或更多;小的只有几毫米直径。并且,往往在相距极近处岩溶率相差极大。例如,在具有同一岩性成分的可溶岩层中,岩溶通道带的岩溶率可以达到百分之几十,而附近地区的岩溶率却几乎是零。

将孔隙率、裂隙率与岩溶率作一对比,可以得到以下结论。虽然三者都是说明岩石中空隙所占的比例的,但在实际意义上却颇有区别。松散岩石颗粒变化较小,而且通常是渐次递变的。因此,对某一类岩性所测得的孔隙率具有较好的代表性,可以适用于一个相当大的范围。坚硬岩石中的裂隙,受到岩性及应力的控制,一般发育颇不均匀,某一处测得的裂隙率只能代表一个特定部位的状况,适用范围有限。岩溶发育极不均匀,利用现有的办法,实际上很难测得能够说明某一岩层岩溶发育程度的岩溶率。即使求得了某一岩层的平均岩溶率,也仍然不能真实地反映岩溶发育的情况。因此,岩溶率的测定方法及其意义,都还值得进一步探讨。

二、地下水的存在形式

地下水在岩石中以不同的形式存在着。首先可以划分出气态水、液态水和固态水三类,液态水又可以根据水分子是否被岩石固体颗粒吸引住而分为结合水和重力水两类。上述各类型的地下水均系存在于岩石的空隙之

中。除此之外,还有存在于矿物内部的水,称为矿物结合水。

(1) 气态水:即以水蒸气状态存在于未饱和岩石空隙中的水。它可以是来自地表大气中的水汽,也可以由岩石中其它形式的水蒸发形成。气态水可以随空气的流动而运动,但即使空气不流动,它本身也可以发生迁移。由水汽压力(或绝对湿度)大的地方向水汽压力(或绝对湿度)小的地方迁移。当岩石空隙内水汽增多达到饱和时,或是当周围温度降低达到 0°C 时,气态水开始凝结而形成液态水。由于气态水在一地蒸发又在另一地点凝结,因此对岩石中地下水的重新分布有一定的影响。

(2) 结合水:岩石固体颗粒或颗粒集合体表面带有电荷。水分子是偶极体,一端带正电,另一端带负电。由于静电引力作用,岩石颗粒表面便吸引水分子。根据库伦定律,电场强度与距离平方成反比。距离表面很近的水分子,受到强大的吸力,排列十分紧密,随着距离增大,吸力逐渐减弱,水分子排列较稀疏。受到岩石颗粒表面的吸引力大于其自身重力的那部分水便是结合水。结合水束缚于岩石颗粒表面上,不能在重力影响下运动。

最接近岩石颗粒表面的水称为强结合水。根据不同研究者的说法,其厚度相当于几个、几十个或数百个水分子直径。其所受吸引力约达 1.013MPa ,密度平均为 $2\times 10^3\text{kg/m}^3$ 左右,力学性质与固体物质相似,具有极大的粘滞性、弹性和抗剪强度,溶解盐类能力弱,温度达 -78°C 时才可能冻结,不受重力影响,不能流动,只有在吸收了足够的热能(温度达 $150\sim 300^{\circ}\text{C}$)后,才能以气态形式脱离岩石颗粒表面而移动。

结合水的外层,称为弱结合水,厚度相当于几百或上千个水分子直径,岩石颗粒表面对它的吸引力有所减弱。密度为 $(1.3\sim 1.774)\times 10^3\text{kg/m}^3$,仍大于普通液态水,具有较高的粘滞性和抗剪强度,溶解盐类的能力较低,冰点低于 0°C 。弱结合水的抗剪强度及粘滞性是由内层向外逐渐减弱的。当施加的外力超过其抗剪强度时,最外层的水分子即发生流动。施加的外力愈大,发生流动的水层厚度也随之加大。

应当指出,以往的水文地质文献中广泛采用列别捷夫的观点,认为结合水是不能传递静水压力的,并以包气带中结合水不传递静水压力的试验作证明。近年来,实践证明这种说法并不确切。以前所述,强结合水的力学性质近于固态物体,不能流动;弱结合水则不然,当其处在包气带中,因分布不连续,自然不能传递静水压力,而处在地下水面以下的饱水带时,却是能够传递静水压力的,但要求外力必须大于结合水的抗剪强度。例如,充满粘土空隙中的水基本上都是结合水,由于结合水在其自身重力

下不能运动，因此粘土是不透水的，但当粘土层处于承压状态，在一定的水头差的作用下，粘土层也能产生渗透现象变成透水层。这是由于静水压力大于结合水的抗剪强度的原故。

(3) 重力水：岩石颗粒表面上的水分子增厚到一定程度，重力对它的影响超过颗粒表面对它的吸引力，这部分水分子就受重力影响向下运动，形成重力水。重力水存在于岩石较大的空隙中，具有液态水的一般特性，能传递静水压力，并具有溶解岩石中可溶盐的能力。从井中吸出或从泉中流出的水都是重力水。重力水是水文地质学研究的主要对象。

重力水在表面张力的作用下，在岩石的细小空隙中能上升一定的高度（某一水面以上）的既受重力又受表面张力作用的水，称为毛细水。毛细水常常位于饱和地下水面之上，但也有与地下水面无关的含于非饱和地带的所谓“悬挂”毛细水。毛细水能传递静水压力。

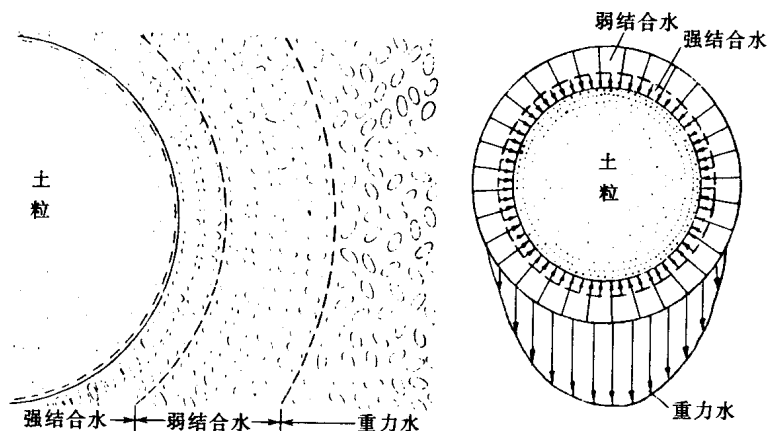


图 1-3 结合水与重力水

(部分参照列别捷夫)

左图中椭圆形小粒代表水分子，结合水部分的水分子带正电荷一端朝向颗粒；

右图中箭头代表水分子所受合力的方向

(4) 固态水 以固态形式存在于岩石空隙中的水称为固态水。在多年冻结区和季节冻结区可以见到这种水。我国北方、东北和青藏高原即有多年冻结或季节冻结的情况。

(5) 矿物结合水 存在于矿物结晶内部或其间的水，称为矿物结合水。以 H^+ 和 OH^- 离子的形式存在于矿物结晶格架的某一位置上的，称为“结构水”，以水分子 H_2O 的形式存在于结晶格架的一定位置上的，称为“结晶水”；以水分子的形式存在于矿物晶包和晶包之间的，称为“沸石水”。一定的矿物其所含的结构水或结晶水在数量上是一定的，沸石水则

没有固定的数量。如方沸石 ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) 即含有数量不定的沸石水。结构水和结晶水在高温下可从矿物中分离出来, 沸石水在常温条件下, 也可以逸出, 逸出的数量取决于空气的湿度。

第二节 地下水的埋藏条件

为了阐明地下水的埋藏条件, 可把地面以下岩层分为包气带和饱水带。地下水水面以上称做包气带, 以下称做饱水带 (见图 1-4)。

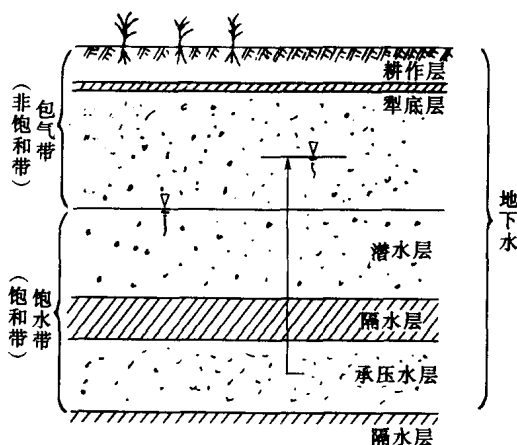


图 1-4 地下水形成的示意图

按埋藏条件, 地下水可划分成上层滞水、潜水和承压水三种类型。前者存在于包气带中, 后二者则属饱水带水, 这三种不同埋藏类型的地下水, 既可赋存于松散的孔隙介质中, 也可赋存于坚硬基岩的裂隙介质和岩溶介质之中。

一、上层滞水

上层滞水是指赋存于包气带中局部隔水层或弱透水层上面的重力水。它是大气降水和地表水等在下渗过程中局部受阻积聚而成。这种局部隔水层或弱透水层在松散沉积物地区可能由粘土、粉质粘土等的透镜体所构成, 在基岩裂隙介质中可能由于局部地段裂隙不发育或裂隙被充填所造成, 在岩溶介质中则可能由于差异性溶蚀作用使局部地段岩溶发育较差或存在非可溶岩透镜体的结果。

由于埋藏特点, 上层滞水具有以下特征: 上层滞水的水面构成其顶界