

高等学校地下水科学系列教材

地下水科学概论

DIXIASHUI KEXUE GAILUN

周 训 胡伏生 何江涛 王旭升 赵 亮 编



地质出版社

高等学校特色专业“地下水科学与工程”建设点项目
北京市重点学科“水文学及水资源”建设项目

资助出版

地下水科学概论

周 训 胡伏生 何江涛 王旭升 赵 亮 编

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本教材为普通高等学校教育教材,共分10章,着重论述了地下水科学的基本知识和基本理论。内容包括地下水在地球表层的分布,地下水运动的基本规律,地下水参与地球表层水循环的补给、径流和排泄环节,地下水水化学基本原理,地下水系统及其动态特征和水均衡分析,孔隙水、裂隙水和岩溶水的基本特点,地下水资源特征及其利用,地下水与地质环境问题等。

本教材为地下水科学与工程专业、水文地质与工程地质专业、水文与水资源工程专业等的教学用书,也可以作为从事相关专业的生产、科研和管理人员的参考用书。

图书在版编目(CIP)数据

地下水科学概论/周训等编. —北京:地质出版社, 2009. 12

ISBN 978-7-116-06398-3

I. ①地… II. ①周… III. ①地下水-高等学校-教材 IV. ①P641

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2009) 第 218742 号

责任编辑:王春庆 李惠娣

责任校对:李 玫

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路31号,100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部); (010) 82324514 (编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82324340

印 刷:北京地质印刷厂

开 本:787 mm × 1092 mm ¹/₁₆

印 张:13.75

字 数:330千字

印 数:1—2500册

版 次:2009年12月北京第1版·第1次印刷

定 价:20.00元

书 号:ISBN 978-7-116-06398-3

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

我国地下水科学与工程本科专业于 2007 年开始招生, 为了满足该专业开设地下水科学概论课程教学需要, 我们编写了《地下水科学概论》教材。地下水科学概论课程是地下水科学与工程本科专业教学的第一门专业基础课, 通过该课程的教学, 可以使学生了解和掌握地下水科学的基本概念和基本原理, 深刻理解它们的实质, 以及灵活运用地下水科学的基本知识去分析和解决实际问题, 提高专业技能, 为后续专业课程的教学和学生今后开展地下水科学领域的研究工作奠定坚实的基础。

地下水科学与工程专业的前身是水文地质专业, 《地下水科学概论》教材的前身是《水文地质学基础》及类似教材。自 20 世纪 50 年代以来, 国内外出版了多个版本的《水文地质学基础》教材或类似的教材, 对于水文地质专业人才的培养起到了重要的作用。与此同时, 地下水科学领域的研究也取得了迅速的发展, 在基本概念、基本原理、研究方法、现代技术的应用等多方面都取得了重要的进展。在编写本教材的过程中, 我们力求继承前人教材的经典内容, 同时尽可能补充本学科所取得的新成果。

本教材共分 10 章。第 1 章介绍地下水在地球表层的分布, 着重介绍与地下水分布有关的基本概念。第 2 章介绍地下水运动的基本定律及相关的基本概念, 重点是对达西定律的理解和灵活运用。第 3 章介绍地下水参与地球表层水循环的各个环节及相关的概念和原理。第 4 章介绍地下水化学成分及其形成作用以及相关表示方法等。第 5 章介绍地下水系统的基本概念、分析方法和地下水系统的动态特征及水均衡分析。第 6 章、第 7 章和第 8 章分别介绍赋存于不同含水介质的地下水——孔隙水、裂隙水和岩溶水的基本特征。第 9 章和第 10 章分别介绍地下水对于人类活动的有利方面和不利方面。

本教材由周训主持编写, 其中绪言、第 1 章、第 2 章和第 3 章由周训编写, 第 4 章由何江涛编写, 第 5 章第 1 节和第 2 节由周训、赵亮编写, 第 5 章第 3 节由王旭升编写, 第 6 章和第 7 章由胡伏生编写, 第 8 章由周训、胡伏生和赵亮编写, 第 9 章和第 10 章由王旭升编写。初稿完成后, 由周训进行修改、统编和定稿。

由于编者在编写过程中时间仓促, 本教材的疏漏和不当之处在所难免, 恳请读者予以指正。联系地址: 北京市海淀区学院路 29 号中国地质大学(北京)水资源与环境学院; 邮编: 100083; E-mail: zhouxun@cugb.edu.cn.

编者

2009 年 8 月

目 次

前 言

绪 言..... (1)

第1章 地下水的分布..... (4)

1.1 地下水的存在形式和物理性质..... (4)

1.1.1 地下水的存在形式..... (4)

1.1.2 地下水的物理性质..... (6)

1.2 多孔介质的空隙类型..... (7)

1.2.1 孔隙..... (9)

1.2.2 裂隙..... (12)

1.2.3 溶穴..... (13)

1.3 多孔介质的水理性质..... (14)

1.3.1 容水性、持水性和给水性..... (14)

1.3.2 透水性(渗透性)..... (16)

1.3.3 毛细性..... (17)

1.4 地下垂直剖面上的水分分带..... (19)

1.4.1 包气带..... (19)

1.4.2 饱水带..... (20)

1.5 含水层、隔水层和弱透水层..... (20)

1.5.1 含水层和隔水层..... (20)

1.5.2 弱透水层..... (22)

1.5.3 含水岩段、含水岩组和含水带..... (22)

1.6 潜水、承压水和上层滞水..... (23)

1.6.1 潜水..... (23)

1.6.2 承压水..... (28)

1.6.3 上层滞水..... (30)

1.7 储水构造和岩层的富水程度..... (31)

1.7.1 储水构造..... (31)

1.7.2 岩层的富水程度..... (35)

第2章 地下水运动的基本规律..... (38)

2.1 基本概念和术语..... (38)

2.2 渗流基本规律..... (40)

2.2.1	达西定律	(40)
2.2.2	达西定律应用举例	(42)
2.2.3	达西定律适用范围与非达西流	(45)
2.3	流网	(46)
2.4	非饱和带水的运动	(50)
2.4.1	非饱和带水的能态	(50)
2.4.2	非饱和带水分特征曲线	(51)
2.4.3	非饱和带水的运动与零通量面	(53)
2.5	其他地下水运动模型简介	(54)
2.5.1	平行板模型	(54)
2.5.2	圆管模型	(54)
2.5.3	变密度地下水运动	(56)
第3章	地下水的循环	(57)
3.1	地球上的水循环	(57)
3.1.1	水文循环	(57)
3.1.2	影响水循环的自然地理因素	(58)
3.1.3	地下水的起源	(61)
3.2	地下水的补给	(61)
3.2.1	大气降水的人渗补给	(62)
3.2.2	地表水的补给	(65)
3.2.3	凝结水的补给	(67)
3.2.4	含水层之间的补给	(67)
3.2.5	地下水的人工补给	(68)
3.2.6	其他类型的补给	(70)
3.3	地下水的排泄	(71)
3.3.1	泉	(71)
3.3.2	泄流	(76)
3.3.3	蒸发排泄	(78)
3.3.4	人工排泄	(79)
3.4	地下水的径流	(80)
3.4.1	径流方向、径流强度和影响径流的因素	(80)
3.4.2	地下径流量与地下径流模数	(82)
3.5	区域地下水的循环简述	(82)
3.5.1	河间地块	(83)
3.5.2	基岩山区和山间盆地	(84)
3.5.3	基岩山区和洪冲积平原	(84)

3.5.4 滨海含水层和海岛含水层	(85)
3.5.5 内陆河流域	(86)
3.5.6 大型沉积盆地	(86)
第4章 地下水水化学基本原理	(88)
4.1 天然地下水的化学组成	(88)
4.1.1 主要组分和次要组分	(88)
4.1.2 微量组分和特殊组分	(91)
4.1.3 气体成分	(92)
4.1.4 同位素组分	(94)
4.1.5 综合指标	(94)
4.2 天然地下水的成因类型及水化学成分形成作用	(98)
4.2.1 天然地下水的成因类型	(98)
4.2.2 天然地下水化学组分的形成作用	(100)
4.3 天然地下水化学成分的表示法、分类及分带性	(104)
4.3.1 水化学图示法	(104)
4.3.2 舒卡列夫分类	(106)
4.3.3 地下水水化学的水平分带	(107)
4.4 污染地下水水化学特征	(110)
4.4.1 地下水污染基本概念	(110)
4.4.2 常见地下水污染类型	(116)
4.4.3 地下水污染防治原则	(118)
第5章 地下水系统及其动态与均衡	(119)
5.1 地下水系统	(119)
5.1.1 地下水系统的含义	(119)
5.1.2 地下水含水系统与地下水流动系统	(120)
5.2 地下水系统的动态	(124)
5.2.1 地下水系统动态的概念及分类	(124)
5.2.2 地下水动态的成因及影响因素	(125)
5.2.3 典型地下水位与泉流量动态	(131)
5.3 地下水系统的均衡	(135)
5.3.1 均衡要素与均衡方程	(135)
5.3.2 地下水系统均衡状态的演变	(138)
第6章 孔隙水	(141)
6.1 洪积物中的地下水	(141)
6.1.1 洪积扇的沉积特征	(141)
6.1.2 洪积扇中地下水分带	(142)

6.1.3 山前倾斜平原	(143)
6.2 冲积物中的地下水	(146)
6.2.1 冲积物的沉积特征	(146)
6.2.2 河谷地下水	(148)
6.2.3 冲积平原地下水	(149)
6.3 三角洲地下水	(150)
6.4 黄土高原地下水	(151)
第7章 裂隙水	(154)
7.1 裂隙的成因类型	(154)
7.1.1 成岩裂隙	(154)
7.1.2 构造裂隙	(154)
7.1.3 风化裂隙	(155)
7.2 裂隙的水力性质	(155)
7.2.1 裂隙的几何特征	(155)
7.2.2 裂隙的发育特征	(157)
7.3 裂隙水的埋藏类型	(160)
7.3.1 风化壳状裂隙水	(160)
7.3.2 层状裂隙水	(162)
7.3.3 脉状裂隙水	(163)
第8章 岩溶水	(166)
8.1 岩溶发育的基本条件与岩溶动力系统	(166)
8.1.1 岩石的可溶性	(166)
8.1.2 岩石的透水性	(167)
8.1.3 水的溶蚀性	(168)
8.1.4 水的流动性	(168)
8.1.5 岩溶动力系统	(169)
8.2 岩溶发育特征	(170)
8.2.1 岩溶形态特征	(170)
8.2.2 理想的岩溶发育和岩溶水系统演化过程	(172)
8.2.3 岩溶发育的分带与分层	(173)
8.2.4 岩溶发育的影响因素	(175)
8.2.5 表层岩溶、深部岩溶和古岩溶	(177)
8.3 岩溶水的基本特征	(179)
8.3.1 岩溶水的分布与运动	(180)
8.3.2 岩溶水的补给、排泄、径流与动态	(180)
8.3.3 岩溶水系统的“三水”转化	(182)

8.4 我国南方和北方的岩溶和岩溶水	(182)
8.4.1 南方的岩溶和岩溶水	(182)
8.4.2 北方的岩溶和岩溶水	(184)
第9章 地下水资源及其利用	(188)
9.1 地下水资源的概念和特征	(188)
9.2 地下水资源评价简介	(189)
9.2.1 地下水资源量的分类	(189)
9.2.2 地下水资源评价方法简述	(191)
9.2.3 流域水资源评价要点	(192)
9.3 地下水资源的可持续利用	(193)
9.3.1 地下水可持续利用的含义	(193)
9.3.2 过量开采地下水的后果	(194)
9.3.3 地下水开发工程的科学管理	(196)
第10章 地下水与地质环境	(198)
10.1 劣质地下水的危害与控制	(198)
10.1.1 劣质地下水的类型及其危害	(198)
10.1.2 劣质地下水的调查评价	(199)
10.1.3 劣质地下水的利用与控制	(200)
10.2 地下水与地质灾害	(201)
10.2.1 地下水开采引发的地质灾害	(201)
10.2.2 地下水与斜坡稳定性	(202)
10.2.3 地下水与盐渍化和沙漠化问题	(204)
10.3 地下水与工程建设	(205)
10.3.1 矿坑和地下洞室的涌水	(205)
10.3.2 建筑基坑降水	(206)
参考文献	(207)

绪 言

地下水科学是研究地下水的科学。它的主要研究内容包括：①地下水在地球表层的分布、运动、循环和形成特点及规律；②地下水在天然条件和人为因素的影响下，其水量和水质随空间和时间的变化特点；③地下水与地下多孔介质及地质环境、生态环境等的相互作用；④人类如何合理有效地开发和可持续利用地下水资源，以及如何防范地下水对人类活动造成的危害等。地下水科学既研究地下水及与之有联系的其他水体，也研究赋存地下水的地下多孔介质。

水以液态、固态和气态的形式分布于地球表层的水圈、岩石圈、生物圈和大气圈中，地球表面上约 71% 的面积被水覆盖。据估计，地球表层分布的水体体积约为 $1.36 \times 10^{18} \text{ m}^3$ ，其中海洋中的水约占 97.2%，陆地上的水约占 2.8%，地下水仅约占总水体积的 0.61%。地球表层的水中只有少部分是可供人类利用的淡水，在可利用的淡水中约 98% 以上来自地下水。可见，地下水是宝贵的自然资源。

人们最早通过泉水和井水来了解、认识和利用地下水。在地形条件、地质条件和地下水分布适当处地下水可以以泉水的形式天然涌出地面，在适当的地方打井也可以揭露地下水。但是，由于地下水分布于地下岩石空隙中，不像地表水那样容易观察到，而且地下水的分布也是不均匀的，所以在一些地方地下水较为丰富，而在另一些地方地下水则极其贫乏。赋存地下水的多孔介质主要包括孔隙介质、裂隙介质和岩溶介质，地下多孔介质的性质对地下水的分布和运动有着重要的影响，这与地表水的情形有着很大的不同。大多数地下水在地下岩层中处于运动状态，地下水在含水介质空隙中的流动比地表水的流动缓慢得多。大多数地下水参与地球表层的水循环，大部分地下水来源于大气降水，以泉、泄流、蒸发等方式排泄到地表或进入大气中。受各种天然条件和人为因素的影响，地下水的流量、水位不仅可以随空间变化，而且也随时间发生变化，这与石油、天然气等流体矿产不同。地下水与其流经的多孔介质可以发生水-岩相互作用，致使地下水的水化学组分在空间和时间上也存在变化。地下水是自然界长期演化的产物，其水量、水质在时间和空间上分布不均匀，受人为因素影响也越来越明显。了解和掌握地下水科学的基本概念、基本原理、基本结论，而且能将它们灵活运用于分析和解决实际问题（周训，2002），有助于把握地下水的客观变化特点。

水是人类生存和发展所依赖的自然资源，在水资源日益短缺的今天显得更加宝贵。与地表水一样，地下水资源是重要的供水水源，可以用于饮用、市政、工业、农业等方面，在人类生活、国民经济建设和社会发展中发挥着重要作用。研究地下水分布和形成的客观规律最重要的目的，首先在于如何合理开发和可持续利用地下水资源。在水资源相对贫乏的地区，寻找丰富优质的地下水，仍然是当地人们面临的艰巨任务。在地下水分布和循环比较清楚的地区，需要合理开发利用地下水资源，并尽可能减少由于开采地下水引发的地质环境问题。一些特殊类型的地下水有着特殊的用途。例如，含有一些特殊化学成分的地

下水对于人体有医疗保健功效，可以作为矿泉水开发利用。某些化学成分含量较高的地下水具有工业原料利用价值，可以作为矿水开发。温度较高的地下热水可以用于洗浴、医疗保健、休闲旅游、取暖、温室种植和养殖等，某些高温热水甚至可以用来发电。高浓度的地下卤水和盐湖晶间卤水可以制盐和提取钾、锂、锶、钡、溴、碘等成分。流量较大的泉、温泉和泉华（钙华），配合其他自然或人文景观，可以成为重要的旅游资源。

另一方面，在某些情况下地下水对人类生产和生活活动存在危害，研究地下水的规律目的还在于尽可能降低以至消除地下水的危害。一些煤矿和金属矿位于地下水位以下，为了矿山的安全生产，必须进行矿坑排水降低地下水位。过去因为矿坑涌水、突水或透水造成的矿山安全事故时有发生。在地下洞室和工程基坑施工之前和施工过程中，也需要排水或降水使地下水的危害达到最小。一些水库大坝或河道堤坝的坝下或坝肩岩层存在渗透性，致使水库或河道存在渗漏，需要尽可能降低这种渗漏。在一些地形低平的平原地区或山间盆地，地下水位埋藏浅，在干旱半干旱的气候条件下，由于蒸发强烈，导致土壤盐渍化的发生，由于排水不畅，可能出现土壤沼泽化现象，都不利于农业生产。有些地方存在水土异常，特别是水质异常，例如地下水中砷、硒、碘含量过高或过低，长期饮用这类地下水的人们容易患上各种地方病。地下水通常还是引发崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害的活跃因素。

人类活动对地下水的不良影响越来越明显，并引起人们的日益重视。过度砍伐植被、迅速发展的城镇建设及过量开采地下水等，都可以改变天然状态下地下水的补给、径流和排泄条件。人类排放的污水、固体废物以及核废物，污染或有可能污染地下水，改变地下水的水质。地下水污染及其控制与治理的研究，成为地下水科学研究的重要方面。

人类很早就知道利用地下水，只是在过去无论是利用天然出露的泉水还是通过水井抽取地下水，用水量都不大。自 20 世纪上半叶以来特别是最近几十年里，由于人口增长和经济迅速发展，地下水开采量增加很快，过量开发利用地下水引发的环境地质问题或地质灾害屡有发生。例如，大规模开采地下水，会导致地下水位持续下降和区域地下水位降落漏斗的扩大，导致泉水流量减小乃至干涸；在碳酸盐岩分布区的矿区或水源地集中开采地下水，有可能导致岩溶地面塌陷；在松散沉积物分布区大量开采中、深部地下水，引起在地下水位降落漏斗区出现地面沉降；在滨海地区海岸带不合理开采地下水可以引起海水入侵。此外，在一些地区地表出现地裂缝，在某些地区土地沙漠化加剧等现象，也都与不合理开采地下水有关。

地下水又是一种地质营力、溶剂和信息载体，在地质环境的演化过程中成为活跃的环境因子。地下水可以传递应力、可以吸纳热量。地下水与其周围岩石存在水-岩相互作用，不断改变地下水和岩石的成分。地下水对石油、天然气的聚集起着重要作用。地下水的物理和化学性状的变化记录着地质环境演化的历史。地下水的水位、流量、温度、化学成分等的变化可反映地震、固体潮、地下矿床及地球深部能量等方面的信息。地下水对核废物在地下的迁移起到重要作用。利用地下含水层可以储存热量，利用地下包气带可以去除污染物，利用地下低渗透岩石储存核废物等，在这些方面，地下水科学具有广阔的研究和应用前景。

研究地下水需要对地下水和地下多孔介质开展野外调查、采样测试、模拟实验及定量计算等工作。通过地面调查、钻探和物探等方法手段，查清地下含水层和隔水层的空间分

布,了解地下水的循环状况及与外界的水力联系,通过抽水试验等方法获取含水介质参数,在野外可以直接观测地下水 and 多孔介质的某些物理、化学指标,开展地下水动态观测可以掌握地下水的变化状况。采集地下水及相关水体的样品和岩石样品进行室内测试,以便获取反映地下水分布、形成等的物理、化学等方面信息。开展室内模拟实验,可以有助于探讨地下水分布、运动、形成等方面的物理或化学机理,揭示其内在规律。在获取描述地下水和地下多孔介质及相关研究对象大量的第一手资料和有关资料的基础上,可以开展不同目的的地下水水量和水质的定量计算和评价。

地下水的水量和水质的定量研究一直是地下水科学的核心内容。1856 年达西定律的提出标志着地下水定量研究的开始并奠定了地下水流动计算的理论基础。随后,地下水稳定流动的计算得到了迅速发展。1935 年泰斯公式的提出大大促进了地下水非稳定井流的计算并推进了向实际应用的发展。100 多年来地下水稳定流和非稳定流的解析解法有了很大的发展。随着开采规模的扩大,需要对实际含水系统的地下水流动进行研究。20 世纪 60 年代以来随着计算机的应用,人们开始应用数值解法模拟地下水的流动,使解析法难以完成的具有复杂含水层结构、非均质、边界不规则和复杂源汇项的地下水系统的计算成为可能,解决了大量生产实际问题。最近 30 年来,多种地下水数值模拟软件(例如 MODFLOW)的出现,使地下水数值模拟得到了普及。溶质运移、热量运移等的数值模拟计算也得到了迅速发展。与此同时,水化学模拟软件(例如 PHREEQC)的出现也极大地促进了地下水系统水-岩相互作用的研究。

最近几十年来,现代技术和方法在地下水科学领域的运用促进了人们对地下水的深入研究。同位素技术的应用对于分析地下水的起源、补给区信息、混合程度、流动路径、年龄等提供了丰富的信息和方法手段。遥感技术的应用为人们判别区域地下水的分布、包气带含水量的变化和地表蒸发信息,提供了优越的研究手段。地理信息系统的应用为人们分析在空间分布上有关联的地下水信息提供了便利手段。此外,各种物理指标和化学成分的测试设备和仪器的发明和改进,例如各种质谱仪、色谱仪、加速器的使用,大大提高了样品测试精度和速度,在促进地下水科学进步方面发挥了重要作用。

随着学科的交叉、渗透,其他学科的理论在地下水科学中得到应用,也促进了地下水科学的发展。例如系统论的思想方法有助于地下水系统理念的建立。运筹学方法为建立和求解地下水资源管理模型、提出地下水优化开采方案奠定了基础。地质统计学方法对分析具有空间变化的许多地下水相关参数提供了便利条件。将来,地下水科学的服务和研究领域还将不断扩大和深化,地下水科学的理论将会得到不断丰富、完善和发展。

第1章 地下水的分布

地下水分布在地下岩石的空隙之中。由于沉积、成岩、构造等地质作用，在地壳表层数千米厚的岩石内或多或少地存在空隙，为地下水的赋存创造了条件。但是，地壳表层岩石内并非处处都赋存有地下水。实际上，地下水的分布在空间上是不均匀的，在一些地区或部位地下水丰富，而在另外一些地区或部位地下水则相当贫乏。因此，有必要了解和分析地下岩石的空隙性质和水理性质以及地下水在地下岩石空隙中的赋存和在地壳表层中的空间分布。

1.1 地下水的存在形式和物理性质

1.1.1 地下水的存在形式

1.1.1.1 气态水、液态水和固态水

地下水可以气态水、液态水和固态水的形式存在于地下岩石的空隙中，其中液态水分布最广，是地下水科学的主要研究对象。

气态水和空气分布在未被水饱和的岩石空隙之中，可以随空气一起流动，也可以由绝对湿度大的地方向绝对湿度小的地方迁移。气态水在一定温度和压力下与液态水相互转化。在夏天，当白天的气温高于岩石的温度时，水汽将由大气向岩石空隙中运动、聚集并凝结成水。气态水对干旱地区地下水的补给具有一定的意义。一般来说，气态水不能被直接利用，也不能被植物吸收（章至洁等，1995）。

固态水主要以冰的形式分布于岩石空隙之中，这时岩石的温度低于 0°C 。在多年冻土分布地区（多年平均气温低于 0°C ），例如我国东北和青藏高原的一些地区，地下存在冻结层，赋存其中的地下水在多年中保持固态。多年冻土地区液态水和固态水共同存在，受气候变化影响明显，冬季冻结，地下水为固态水；夏季表层或浅部固态水融化为液态水，深部仍为冻结的固态水。

液态水分布于地下被水饱和或未被水饱和的岩石空隙之中。在岩石空隙中，靠近岩石（固体颗粒）表面分布有结合水，远离颗粒表面分布有重力水。此外，在由细小颗粒组成的沉积物中，在饱水带上部由于毛细作用，往往分布有毛细水。

1.1.1.2 结合水、重力水和毛细水

（1）结合水

结合水是由于固体颗粒表面的静电作用而吸附在颗粒表面上的水（图1.1）。固体颗粒和岩石裂隙表面带有电荷，水分子是偶极体，因而固相表面具有吸附水分子的能力。显然，这种吸附能力随着远离固相表面而减小，在某一距离处，水分子将不受静电引力作用，只受重力作用。这一距离的长短随颗粒的大小而改变（de Marsily, 1986），颗粒越细小，距离越长。结合水分子受固相表面的引力大于水分子自身的重力，被吸附于固相表

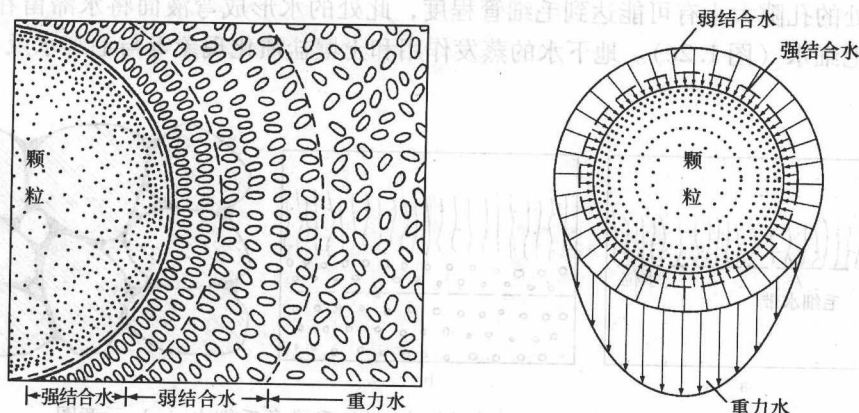


图 1.1 结合水和重力水示意图

(据王大纯等, 1995)

面, 不能在重力作用下运动。

最接近固相表面受静电引力最大的结合水称为强结合水, 在其外层受静电引力较小的结合水称为弱结合水。强结合水又称为吸着水, 水分子排列紧密整齐, 其厚度可达约 $0.1 \mu\text{m}$, 水分子所受到的引力可达 10^{12} Pa , 但这种引力随远离固相表面迅速减小。强结合水具有较强的黏滞性和抗剪强度, 其密度达 $1.5 \sim 2.0 \text{ g/cm}^3$, 不能自由流动, 当加热到 $105 \sim 110^\circ\text{C}$ 使其转化为气态水时才能移动。弱结合水分布在距离固相表面 $0.1 \sim 0.5 \mu\text{m}$ 的结合水外层, 又称为薄膜水, 其水分子排列不如强结合水紧密和规则, 其黏滞性、抗剪强度和密度均小于强结合水。弱结合水可以由水膜厚处向水膜薄处移动, 直到厚度相等为止。在非饱和带中, 弱结合水分布不连续, 所以不能传递静水压力; 在饱和带中, 若施加一定的外力使之大于弱结合水的抗剪强度, 则弱结合水发生流动。对于粘性土层或粘土层中的弱结合水, 若存在足够大的水头差, 也可以发生流动。

(2) 重力水

结合水层以外的水分子, 颗粒表面对其的吸引力可以忽略不计, 在重力作用下可以自由流动, 这部分液态水称为重力水 (图 1.1)。通过泉排泄或者井孔揭露的地下水都属于重力水。重力水可以被植物吸收, 也可以被人类开发利用, 是地下水科学的主要研究对象。

岩石空隙中结合水和重力水的多少主要取决于岩石颗粒的大小。颗粒越细小, 其比表面积越大, 固相表面吸附的结合水就越多。因此, 颗粒细小的粘土和粘性土含有较多的结合水, 而颗粒粗大的砂砾石、宽大的裂隙或溶隙则很少含有结合水, 大多为重力水。

(3) 毛细水

毛细水分布在地下水面以上的非饱和带中。岩石中的细小空隙起到毛细管的作用, 在毛细力的作用下, 水从地下水面沿着细小空隙上升到一定高度, 形成一个毛细水带。在毛细水带, 毛细水充满全部孔隙, 能做垂直方向的运动, 能被植物吸收。根据形成特点, 毛细水可以分为 3 种类型。在毛细水带下部的毛细水有地下水面支持, 因此称为支持毛细水 (图 1.2a)。在细颗粒层之下有粗颗粒层, 当原来在细颗粒层内的地下水位下降到粗颗粒层时, 在细颗粒层中会保留与地下水面不连接的毛细水, 称为悬挂毛细水 (图 1.2b)。在

颗粒接触处的孔隙大小有可能达到毛细管程度，此处的水形成弯液面将水滞留在孔角上，称为孔角毛细水（图 1.2c）。地下水的蒸发作用和土壤盐渍化现象等与毛细水及毛细作用有关。

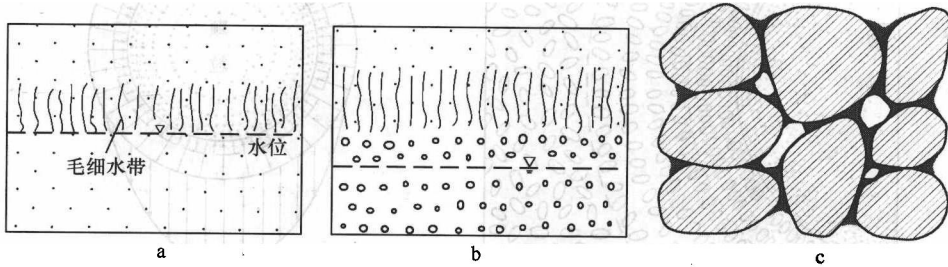


图 1.2 支持毛细水 (a)、悬挂毛细水 (b) 和孔角毛细水 (c) 示意图

1.1.2 地下水的物理性质

地下水的物理性质包括密度与重度、压缩性、黏滞性、表面张力、温度、颜色、透明度、臭、味、导电性和放射性等，这里只介绍与地下水分布与运动有关的物理性质。

1.1.2.1 密度与重度

水的密度 (ρ_w) 定义为单位体积水的质量，常用单位为 g/cm^3 或 kg/m^3 。水的密度随水的温度、压力和含盐量而发生微小的变化。纯水的密度在 $0 \sim 20^\circ\text{C}$ 和大气压力下为 $0.998 \sim 1.000 \text{ g}/\text{cm}^3$ ，纯水在 4°C 时密度最大，其值为 $1.00 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。随着水温升高，水的密度降低。例如当水温为 40°C 、 60°C 、 80°C 和 100°C 时，水的密度分别为 $0.99221 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $0.98321 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $0.97180 \text{ g}/\text{cm}^3$ 和 $0.95835 \text{ g}/\text{cm}^3$ (Matthess, 1982)。当压力增大时，水的密度有所升高。例如，当井口处压力为大气压力、水的密度为 $1000.0 \text{ kg}/\text{m}^3$ 且井水水温为 10°C 时，井深 500 m 处水的密度升高至 $1002.3 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Fitts, 2002)。当水的含盐量升高时，水的密度也会增大。例如，当地下水总溶解固体为 $1 \text{ g}/\text{L}$ 、 $5 \text{ g}/\text{L}$ 、 $10 \text{ g}/\text{L}$ 和 $100 \text{ g}/\text{L}$ 时，其密度分别为 $1.0007 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $1.0036 \text{ g}/\text{cm}^3$ 、 $1.0072 \text{ g}/\text{cm}^3$ 和 $1.0720 \text{ g}/\text{cm}^3$ (Nonner, 2003)。海水的含盐量约为 $35 \text{ g}/\text{L}$ ，其密度为 $1.025 \text{ g}/\text{cm}^3$ ；含盐量为 $325 \text{ g}/\text{L}$ 的高浓度卤水的密度可达 $1.345 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。因此，在研究深层地下水、地下热水和含盐量较高的地下水的分布和运动时，需要考虑水的密度变化。

水的重度 (γ ，也称为容重) 定义为单位体积水所受的重力。重度的单位为 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s}^2)$ 或 N/m^3 。重度与密度的关系如下：

$$\gamma = \rho_w g \quad (1.1)$$

式中： g 为重力加速度常数，取值为 $9.81 \text{ m}/\text{s}^2$ ； ρ_w 为水的密度。

1.1.2.2 压缩性

水通常被认为是不可压缩的。但是，在压力升高时，水仍然具有轻微的压缩性，用压缩系数 (β) 来表征。水的压缩系数是水承受的法向压力变化时其体积（和密度）变化的度量，可以定义为

$$\beta = \frac{1}{\rho_w} \frac{d\rho_w}{dP} = - \frac{1}{V_w} \frac{dV_w}{dP} \quad (1.2)$$

式中： P 为水承受的法向压力； V_w 为水的体积；其他符号意义同前。水的压缩系数变化通常很小，在水温为 0°C 时，水的压缩系数为 $4.9 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ ， 10°C 时为 $4.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ ， 20°C 时为 $4.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ ；当压力降低时，水会轻微膨胀。

1.1.2.3 黏滯性

水是只要施加任何切应力都能引起连续变形的物质，这种连续变形就是水的流动。而水阻止任何变形的性质称为水的黏滯性，它是处于运动状态的水阻止其产生切变的性质的度量。设想两平行平板之间的薄层水，当一平板相对于另一平板侧向滑动时，水层产生抵抗这种切向运动的抵抗力，平板滑动越快，抵抗力越大。抵抗力 (F) 可以表示为

$$F = A\mu \frac{dv}{dz} \quad (1.3)$$

式中： A 为平板间水层的面积； v 为平板间相对滑动速度； z 为水层厚度；常数 μ 称为动力黏滯系数，是表征水的黏滯性的参数，其单位为 $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s})$ 或 $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{d})$ 。

水的黏滯性通常随水温的升高而降低。当水温为 0°C 时，水的动力黏滯系数为 $154.66 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{d})$ ， 20°C 时为 $87.26 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{d})$ 。

另一个表征水的黏滯性的参数是运动黏滯系数 (ν)。运动黏滯系数与动力黏滯系数的关系为

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_w} \quad (1.4)$$

运动黏滯系数的单位为 cm^2/s 或 m^2/d 。

1.1.2.4 表面张力

水分子是极性分子，水分子之间相互吸引。因此，一小簇水具有吸着力使其聚集在一起。雨滴在落下过程中呈球体状，水滴在光滑的表面上呈珠状。在雨滴或水珠的表面（水汽界面）像是有一层弹性薄膜将水包围住，而不让水散开。这种作用实际上是在水汽界面施加的一个张力——表面张力。表面张力作用于与水面平行的所有方向，是单位长度上施加的力，单位为 N/m 或 g/s^2 。对于给定的水汽界面，表面张力是一个常数。表面张力只随温度而变化，在水温为 20°C 和大气压力下水的表面张力为 $71.97 \times 10^{-3} \text{ N}/\text{m}$ 。

表面张力作用的结果是使水体的自由表面积减小到最小。对于给定体积的水体来说，球状体的表面积最小。表面张力对于研究毛细现象具有重要的意义。

1.2 多孔介质的空隙类型

地下岩石中没有被固体颗粒或固体骨架占据的那一部分空间称为空隙。岩石空隙的类型包括松散沉积物中的孔隙、坚硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的溶穴（图 1.3）。岩石空隙也可以分为：①在岩石形成过程中的地质作用下产生的原生空隙（主要出现在沉积岩和火成岩中），②在岩石形成以后生成的次生空隙（如裂隙、溶蚀通道等）。岩石空隙的大小相差悬殊，可以从肉眼难以辨认的显微孔隙到可溶岩中的巨大溶洞。岩石空隙既有连通良好的，也有连通性很差甚至相互孤立的。岩石空隙是地下水的储存场所和运移通道。岩石的空隙特征如空隙的大小、多少、形状、连通状况等对地下水的分布、运动等都具有重要的影响。

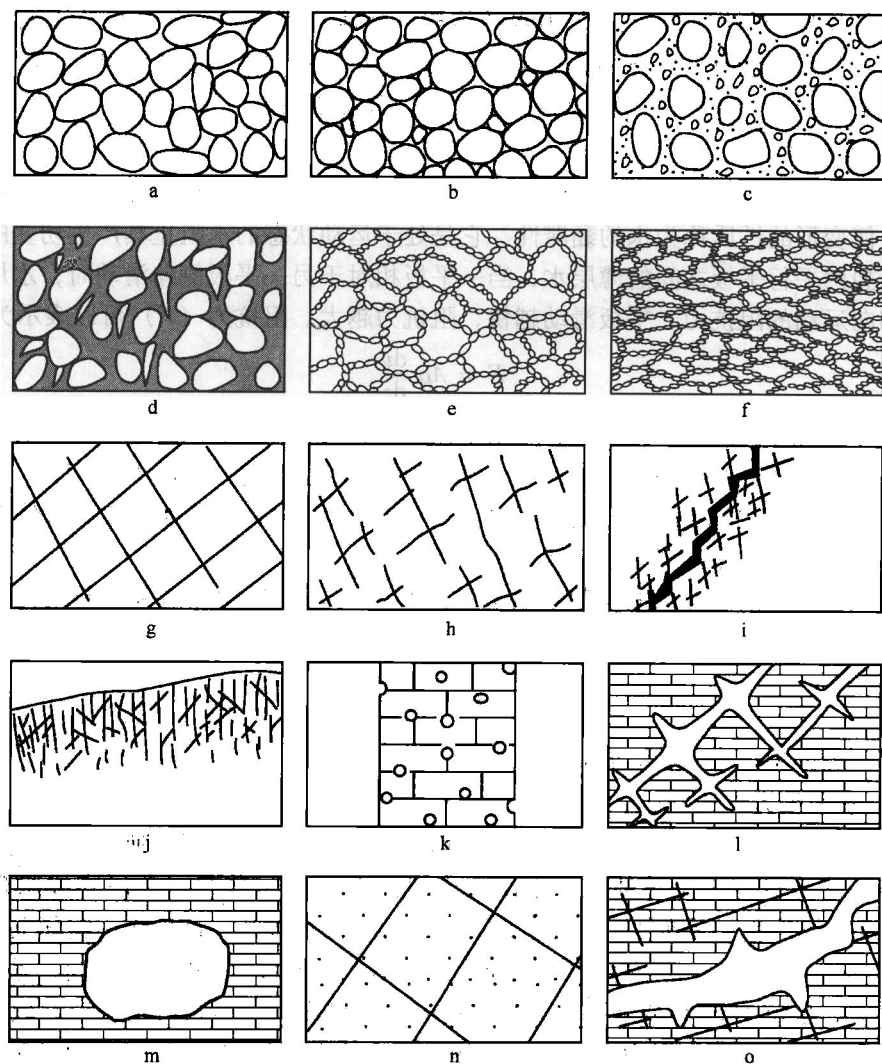


图 1.3 岩石空隙的类型

(a—d 据 Meinzer, 1923, 转引自 Freeze 等, 1979, 有改动; e 和 f 据王大纯等, 1995)

a—分选较好排列疏松的颗粒; b—分选较好排列紧密的颗粒; c—分选差、大小颗粒混杂的沉积物; d—大部分被胶结的颗粒; e—具有结构性孔隙的粘土; f—经过压实的粘土; g—发育规则裂隙的岩石; h—具有裂隙的岩石; i—裂隙呈条带状发育的岩石; j—在表层发育裂隙的岩石; k—发育溶孔的石灰岩 (钻孔岩心);

l—石灰岩中的溶隙; m—石灰岩中的溶洞; n—发育孔隙和裂隙的岩石; o—发育裂隙和溶穴的石灰岩

含有空隙的固体称为多孔介质。多孔介质中包含有固体骨架和空隙空间, 固体骨架应遍及整个多孔介质所占据的范围, 而构成空隙空间的空隙相对比较狭窄。此外, 在多孔介质中至少某些孔洞应是相互连通的 (Bear, 1972)。由松散沉积物构成的多孔介质称为孔隙介质, 裂隙发育的坚硬岩石构成裂隙介质, 而岩溶化的可溶岩石 (主要是碳酸盐岩) 可以构成岩溶介质。有些岩石既存在孔隙, 又发育有裂隙 (图 1.3n), 有些同时存在裂隙和溶穴 (图 1.3o), 前者称为孔隙裂隙介质, 后者为裂隙岩溶介质, 都可以称为双重介