

国家自然科学基金资助项目 (41202179)

江苏高校优势学科建设工程资助项目

地下水 污染物迁移数值模拟:

Visual Modflow

应用分析与实例

◎ 董贵明 田娟 编著

中国矿业大学出版社

China University of Mining and Technology Press

助项目(41202179)

江苏高校优势学科建设工程资助项目

地下水流运动及污染物迁移数值模拟： Visual Modflow 应用分析与实例

董贵明 田 娟 编著

中国矿业大学出版社

内 容 提 要

本书讲述 Visual Modflow 在地下水流运动及污染物迁移数值模拟中的应用,总体共分成两个部分。第一部分是基本理论,围绕 Visual Modflow,介绍地下水流运动、污染物迁移的基本理论以及有限差分法等;第二部分是实例,通过对四个已完成的数值模型(两个地下水源地的水流模型和两个污染物迁移模型)的分析,加深对 Visual Modflow 建模的理解,提高实际建模能力。

本书可供水文地质工程地质、地下水科学与工程、水文与水资源工程、环境科学、岩土工程等专业的科研人员、高校师生和工程技术人员阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

地下水流运动及污染物迁移数值模拟: Visual Modflow 应用分析与实例/董贵明,田娟编著. —徐州:中国矿业大学出版社,2013.12
ISBN 978 - 7 - 5646 - 2061 - 5

I. ①地… II. ①董… ②田… III. ①地下水运动—污染物—迁移—数值模拟 IV. ①P641.2②X523

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2013)第 236282 号

书 名 地下水流运动及污染物迁移数值模拟: Visual Modflow 应用分析与实例
编 著 董贵明 田 娟
责任编辑 李 敬
出版发行 中国矿业大学出版社有限责任公司
(江苏省徐州市解放南路 邮编 221008)
营销热线 (0516)83885307 83884995
出版服务 (0516)83885767 83884920
网 址 <http://www.cumtp.com> E-mail: cumtpvip@cumtp.com
印 刷 徐州中矿大印发科技有限公司
开 本 787×1092 1/16 印张 9.75 字数 244 千字
版次印次 2013 年 12 月第 1 版 2013 年 12 月第 1 次印刷
定 价 28.00 元

(图书出现印装质量问题,本社负责调换)

前 言

地下水数值模拟能在综合地质、水文地质、人类活动等各种因素的基础上,对地下水要素进行模拟和预测。经过 50 年左右的发展,地下水数值模拟在理论和实践上都取得了丰硕的成果,已经广泛应用于水利、环境、地质、能源和矿山等领域中的地下水问题。目前比较流行的软件主要有 Visual Modflow、GMS (Groundwater Modeling System)、Feflow 等,其中在国内尤以 Visual Modflow 应用最为广泛。

本书比较系统地讲述了 Visual Modflow 建模的基础理论和应用实例。在本书编写过程中得到了中国电力工程顾问集团西北电力设计院有限公司工程勘察分公司的牛志强高级工程师、王延辉高级工程师等,珠江水利委员会珠江水利科学研究院黄志怀高级工程师、杨帅东工程师等,广东省电力设计院易树平博士等领导和相关技术人员的支持,也得到了中国矿业大学孙亚军教授、杨兰和教授、许进鹏教授等老师的指导和支持,在此向他们表示衷心的感谢。感谢李朋涛和常大海硕士在模型建立和调参中所做的辛勤工作。另外,对于本书写作过程中曾参考的论著的作者们和项目报告的完成者们致谢。

本书共分为 8 章,第 1 章由黄河勘测规划设计有限公司的张海丰编写,第 2、3、4 章由江苏师范大学的田娟编写,第 5、6、7 章由中国矿业大学的董贵明编写,第 8 章由中国电力工程顾问集团西北电力设计院有限公司工程勘察分公司的牛志强编写。全书由董贵明统稿。

由于水平有限,书中难免有许多不足之处,敬请读者批评指正。

作 者

2013.12

目 录

1 地下水运动的基本理论	1
1.1 地下水的赋存	1
1.2 地下水的基本类型及其特征	4
1.3 地下水的补给与排泄	12
1.4 地下水的动态与均衡	16
1.5 地下水的基本运动规律	19
参考文献	27
2 溶质迁移的基本理论	28
2.1 地下水的物理化学特征	28
2.2 水动力弥散理论	36
2.3 水动力弥散方程	38
参考文献	44
3 Visual Modflow 中的有限差分	45
3.1 差分法的基本原理	45
3.2 Modflow 中水流方程的差分	50
参考文献	55
4 建模过程及 Visual Modflow 中的水流边界条件	56
4.1 建模过程	56
4.2 Visual Modflow 中的水流边界条件	59
5 实例 1——地下水源地 A 地下水流场预测模型	62
5.1 水源地概况	62
5.2 研究区地质水文地质条件	62
5.3 水文地质概念模型	68
5.4 水流运动数学模型	69
5.5 数值模型及模型校正	70
5.6 地下水流场演化趋势预测	75
参考文献	79

6 实例 2——地下水源地 B 地下水流场预测模型	80
6.1 水源地概况	80
6.2 自然地理	80
6.3 水文地质条件	81
6.4 水文地质概念模型	82
6.5 数值模型建立及求解	84
6.6 地下水位预测	90
6.7 模型讨论	94
参考文献	94
7 实例 1——电厂项目 A 地下水污染预测模型	95
7.1 实例概况	95
7.2 区域地质水文地质条件	95
7.3 厂址区水文地质特征	97
7.4 厂址区地下水污染预测	100
7.5 灰场区水文地质特征	113
7.6 灰场区地下水污染预测	115
8 实例 2——电厂项目 B 地下水污染预测模型	123
8.1 实例概况	123
8.2 区域地质水文地质条件	123
8.3 区域水文地质条件	124
8.4 在建项目区环境水文地质特征	125
8.5 水流运动及污染物迁移数值模型	136
8.6 各污染情景预测及评价	139

1 地下水运动的基本理论

1.1 地下水的赋存

1.1.1 岩土的空隙性

凡是赋存和运动于地表以下岩石(包括土层)中的重力水都称之为地下水。它与大气降水、地表水共同组成自然界水循环系统。岩石空隙的多少、大小、连通程度和分布状况等统称为岩土的空隙性。岩石的空隙是地下水主要赋存和运动的空间。

将岩石中的空隙作为地下水储存场所与运动通道来研究时,可将空隙分为三大类:

(1) 孔隙:松散岩土是由大小不等的碎屑颗粒组成的,在颗粒与颗粒结合体之间普遍存在着孔状空隙,称为孔隙。

孔隙体积的多少用孔隙度表示。孔隙度是指某一体积岩土(包括孔隙在内)中孔隙体积所占的比例,可以用百分数或小数表示,即:

$$n = \frac{V_n}{V} \times 100\% \quad (1-1)$$

式中 n ——岩土的孔隙度;

V_n ——岩土中孔隙的体积;

V ——包括孔隙在内的岩土体积。

岩土孔隙度的大小主要取决于颗粒排列情况及颗粒分选程度。此外,颗粒形状及颗粒胶结程度也是影响孔隙度的主要因素。

(2) 裂隙:固体的坚硬岩石,一般不存在或只保留少量的颗粒间的孔隙,而主要发育于岩石破裂后形成的裂缝状空隙,称为裂隙。

裂隙按其成因可分为风化裂隙、成岩裂隙和构造裂隙,裂隙的性质及其发育规律与裂隙成因有密切关系。

裂隙的多少用裂隙率 η_l 表示,即:

$$\eta_l = \frac{V_l}{V} \times 100\% \quad (1-2)$$

式中 V_l ——岩石中裂隙的体积;

V ——岩石总体积。

(3) 溶隙:可溶性岩石(如岩盐、石膏、石灰石等)在地表水和地下水长期溶蚀下会形成空洞,这种空隙称为溶隙(穴)。衡量溶隙多少的定量指标称溶隙率,以 K_k 表示,即:

$$K_k = \frac{V_k}{V} \quad (1-3)$$

式中 V_k ——岩石中孔隙的体积;

V ——岩石总体积。

孔隙发育的规模悬殊,较之孔隙和裂隙有很大的不均匀性。大的溶洞宽、高可达数十米乃至上百米,小的溶孔仅数毫米。因此,在岩溶发育地区,即使在相距极近的两处,其溶隙率也可能相差较大。例如在同一岩性成分的可溶岩层中,溶蚀带的溶隙率可达百分之几十,而其附近未溶蚀段的溶隙率则可能接近于零。

1.1.2 地下水在岩石中存在的形式

地壳岩石中的水可分为两大类:岩土“骨架”中的水以及岩土空隙中的水。岩土“骨架”中的水也叫矿物结合水,包括沸石水、结晶水和结构水。岩土空隙中的水的存在形式如下:

(1) 结合水:受到固相表面的吸引力大于其自身重力的那部分水,称之为结合水,包括强结合水和弱结合水。

(2) 液态水。液态水分为重力水和毛细水。

① 重力水:距离固相表面更远的水分子,重力对它们的影响大于固体表面对它们的吸引力,因此能在重力作用下运移,这部分水就是重力水,是地下水研究的主要对象。

② 毛细水:松散岩土中细小孔隙通道可构成毛细管,在毛细力的作用下,地下水沿着细小孔隙上升到一定高度,这种既受重力又受毛细力作用的水称为毛细水,按其形成特点可以分为以下三种类型:

A. 支持毛细水:由于毛细力作用,水从地下水沿细小岩土孔隙上升到一定高度,形成一个毛细水带,通常称为上升毛细水,因毛细水带中的毛细水有地下水面支持,故也称为支持毛细水。

B. 悬着毛细水:在不受地下水补给的情况下,地表上层土壤由于降雨或灌水,通过毛细管作用所能保持的地表入渗水分,称为悬着毛细水。

C. 孔角毛细水:包气带中,在土壤颗粒接触间隙,由于构成毛细管而形成弯液面,从而使水分得以滞留在孔角间,称之为孔角毛细水。

(3) 气态水。气态水系指以水蒸气状态存在于非饱和含水岩土空隙中的水。

(4) 固态水。当岩土温度低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,岩土空隙中的液态水将凝结为固态水,此时赋存地下水的岩土称为冻土。

1.1.3 岩石的水理性质

岩石的水理性质是指与水分储存和运移有关的岩石(土)性质,主要有容水性、持水性、给水性 and 透水性。

(1) 容水性:岩石(土)能够容纳一定水量的性能称为岩石(土)的容水性。衡量岩石容水性大小的指标叫容水度。容水度是指岩土样能容纳的最大水量体积和岩土样总体积之比。在数量上容水度近似地等于孔隙度。

(2) 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能叫岩石(土)的持水性。通常用持水度作为岩石(土)样持水性的数量指标。

(3) 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)。衡量岩石给水性大小的指标叫给水度。

(4) 透水性:岩土透水性是指岩土允许水透过的性能。度量岩土透水性的指标是渗透系数。

1.1.4 含、隔水层(组)

(1) 含水层:饱水并能传输与给出相当数量水的岩层。

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,则透水性愈强,重力水愈易于入渗,水量愈丰富。

② 储水的地质构造条件。并不是所有的透水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,使之不至于完全流失。透水岩层必须与隔水岩层组合起来才能成为含水层。

③ 水源补给条件。当上述条件满足后,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。

(2) 隔水层:不能储水又不透水的岩层,或透过和给出水数量很少的岩层。

划分含水层和隔水层的标志并不在于岩层是否含水,关键在于含水的性质。空隙细小的岩层,所含的几乎全是结合水,而结合水在通常条件下是不能运动的,这类岩层起着阻隔水通过的作用,所以构成隔水层。空隙较大的岩层,则含有重力水,在重力作用下能透过和给出水,即构成含水层。

含水层和隔水层的划分又是相对的,并不存在截然的界限。例如,粗砂层中的泥质粉砂夹层,由于粗砂的透水和给水能力比泥质的粉砂强,相对而言,后者可视为隔水层。而同样的泥质粉砂若夹在黏土地层中,由于其透水和给水的的能力比黏土强,又可视为含水层了。

含水层和隔水层在一定条件下还可能相互转化。例如,在通常条件下,黏土层由于饱结合水而不能透水和给水,起着隔水层的作用。但在较大水头差的作用下,部分结合水发生运动,也能透过和给出一定数量的水,在这种情况下再称其为隔水层便不恰当了。

含水层只是个形象的名称,对松散岩土是比较合适的,因为松散岩土多呈层状,其间孔隙的分布连续而均匀,因此赋存的地下水也呈连续均匀的层状分布。但对坚硬岩石中的裂隙及可溶性岩石中的溶隙,由于空隙发育的不均匀性,其中地下水并非为层状分布,而只在岩层的某些部位,有若干裂隙、溶隙发育且互相连通时,才分布有水。例如当一条大的断层穿越不同岩性的地层时,只有在断裂带中水的分布连续且比较均匀;又如在岩溶溶化的地层中,只有在溶隙发育的部位才含有水,而并非整个岩层都含有水。因此,在这样一些情况下,将含水岩体统称为“含水层”是不恰当的,通常就称其为含水系统。所谓系统,是针对地下水的赋存和运移而言,即指岩体中在一定程度上和在一定范围内相互连通的空隙。在一个系统中的地下水,可将其看成一个整体,具有统一的水力联系,即当这个系统的某些部位接受外界水补给时,整个系统的水量就将增加;而当系统中任何一处向外排水或人为取水时,则整个含水系统的水量减少。

1.2 地下水的基本类型及其特征

1.2.1 不同埋藏条件下的地下水

地下水的形成和分布是千差万别的,但是它的存在总离不开地质环境。在水文地质剖面上,以地下水面为界,可分成包气带和饱水带(或称饱和带)。自地表到地下水面之间的岩(土)层为包气带,空隙中既有空气,又含有地下水,这部分地下水称为包气带水;在地下水面以下的岩(土)层为饱水带,这一带的空隙中充满地下水,按埋藏条件的不同又可分为潜水和承压水。

1.2.1.1 包气带水

包气带水存在于包气带中,可分为非重力水和重力水两种。

非重力水主要是指结合水和毛细水,这种水不能被人们取用,它是植物的补给水源。

包气带中往往有不透水或弱透水的黏性土“透镜体”,其上截留有从地表涌入的重力水。它分布的范围不广,当地气候对其影响较大,久旱则枯竭,雨后又出现,是一种临时性的地下水,通常称之为上层滞水。

包气带表层的含水量,由于受气象的影响,处于经常变动状态,往下含水量变化趋于稳定。垂直剖面上含水量的分布可分成三个层次:水分积极交替层、过渡层和毛细水层。

1.2.1.2 潜水

潜水是指埋藏在饱水带中第一个连续分布的隔水层以上具有自由表面的重力水,一般埋深不大,便于开采,是主要的地下水开采水源。

潜水的自由水面称为潜水面。从潜水面到隔水层顶面的垂直距离称为潜水层的厚度。从地面到潜水面的垂直距离称为潜水埋藏深度,简称潜水埋深。从潜水面到参考基准面的垂直距离称为潜水位。

1.2.1.2.1 潜水的基本特征

潜水的基本特征相对于承压水而言,表现在以下三个方面:

(1) 由于潜水面之上无连续稳定的隔水层存在,因此潜水具有自由表面。当用钻孔揭露潜水含水层时,初见水位与稳定水位相一致。

(2) 潜水含水层通过包气带与地面相通,因而潜水分布区都可以接受大气降水的补给,补给区和分布区相一致,因此气象因素与地表水文因素的变化将影响潜水的动态。

(3) 潜水在重力作用下,由潜水位较高的地方向潜水位较低的地方流动,即由势能大的地方向势能小的地方运移,其运移的速度取决于势能梯度(水力坡度)和含水层的透水性。

1.2.1.2.2 潜水的补给和排泄

潜水是大陆水循环系统的一个组成部分,它不断地获得补给,形成径流,又不断地排泄消耗。

(1) 潜水的补给。大气降水垂直渗入是潜水最主要的补给来源,潜水获得降水渗入补给后,潜水位升高,旱季少雨,水位则下降。

地表水(包括河流、湖泊和水库中的水)的入渗也是潜水补给的重要来源。在干旱地区,

如果离开了河水的补给,潜水就会很快枯竭。河水对潜水的补给,在河流下游最为突出。

例如我国著名的黄河下游黄泛平原河床高出两岸地面,大量的河水下渗补给潜水;在河流中游,河水位与潜水位的关系随季节而变,洪水期河水水位比潜水位高,河水补给潜水,枯水期则相反;在河流上游,河谷深切,潜水位常年高于河水位,潜水向河流排泄;在山前地带,堆积作用加强,河床抬高,潜水位埋深较大,因而冲洪积扇经常是河水补给潜水。

潜水另一个补给是越流补给。当下部承压含水层测压水头高于潜水位时,承压水能越过透水性弱的相对隔水层(弱透水层)补给潜水,这就是越流补给。相对隔水层越薄,两含水层之间水头差越大,则越流补给量越多。

还有一种越流是下部承压水直接通过“天窗”(相对隔水层的间断部分)补给潜水。

凝结水也是潜水的一项补给来源,凝结水补给潜水主要在高山和沙漠地区昼夜温差大的地区比较明显。

除上述天然补给外,潜水还得到人工补给,如水库、渠系、田间地区的渗漏补给。不仅如此,有些地区还专门修建一些工程将大气降水、地表水引入或注入地下,这就是人工回灌补给地下水。

(2) 潜水的排泄。潜水的排泄方式可分成垂直排泄和水平排泄。

潜水的垂直排泄一个重要途径是潜水蒸发,尤其在河流的中下游平原地区,地形平坦,沉积物颗粒细小,地下水埋藏浅,径流缓慢,蒸发成为潜水天然消耗的主要途径;另一个途径是人工开采,有些地区人工开采量远远超过潜水蒸发量,已成为当地潜水垂直排泄最主要的方式;再一个途径是越流排泄,当潜水面高于相邻承压含水层的压力面时,潜水有可能透过弱透水层渗入下部承压含水层。

潜水水平排泄,是沿水平方向流出含水层,在地表出露,形成下降泉。

潜水的排泄主要受地形和埋深条件的控制,气候和岩性条件也有一定的影响。地形条件是指地形切割程度和排泄基准面的相对位置。地形的切割程度包括切割深度和水文网密度。河床切割深度越大,河网越密,则潜水水平排泄条件越好。例如山区河流深切,泉水很多,潜水大量地泄入河谷;在平原地区地势平坦,河床淤积增高,潜水只能以垂直排泄为主。排泄基准面是指排泄潜水的河流、湖泊的枯水位平面。排泄基准面与潜水补给区的高差越大,地下水的排泄条件越好。

潜水埋藏越浅,土的颗粒越细,气候越干燥,则潜水的蒸发强度越大。随着埋深的增大,蒸发相应减少。

(3) 潜水的径流。潜水不断地从补给区流向排泄区形成地下径流。由于地下径流是在一定的补给、运动、排泄条件下形成的,所以,控制和影响地下水补给、运动、排泄的各种因素也是影响地下径流的因素,如降水、蒸发、岩石透水性、地形及切割程度等。

地下径流的流向总趋势是由补给区流到排泄区,从高水位处流向低水位处。但实际情况是复杂的,根据其流线形态可分成散流型、汇流型、缓流型和畅流型。

① 散流型。地下水流线在平面上呈放射状分布,如山前冲洪积扇中的潜水流从出山口流出后以扇形(放射状)散开。

② 汇流型。与散流型相反,流线由分散趋向集中。如小型山间盆地潜水汇集于出山口,岩溶水集中于泉口溢出等。

③ 缓流型。流线平行,水力坡度很小,径流微弱,水交替以垂直方向为主,如河流中下

游沉积平原中的孔隙水。这种地下水矿化度高,水质较差。

④ 畅流型。如河谷潜水、地下暗河中的岩溶水。它们的流线在平面上大致平行,但水力坡度较大,径流畅通,水交替以侧向为主。蒸发微弱,一般水质较好,矿化度低,是良好的地下淡水资源。

但是,野外实际情况错综复杂,不一定是单一的径流形态,往往是过渡的或复合的类型。

1.2.1.3 承压水

承压水是指充满于两个隔水层(弱透水层)之间的含水层中的地下水。上部隔水层(弱透水层)的底面称为隔水顶板,下部隔水层的顶面(弱透水层)称为隔水底板。如果其间含水层充满了地下水,这种含水层称为承压含水层。如果含水层未能被地下水充满,其中地下水性质则与浅水相似,称为无压层间水。自隔水顶板到测压水面之间的垂直距离称为该处的测压管高度,它表示该点隔水顶板所承受的水压力值。测压水位高于地表时,钻孔能自喷出水。

承压水与潜水相比,主要特征有:

(1) 承压含水层具有连续完整的隔水顶板,而没有自由水面,钻孔中的稳定水位高于初见水位。

(2) 承压水补给区与分布区不一致,补给区位于承压水的一侧,排泄区在另一侧。由于受上部隔水层的限制,承压分布区的水量、水质、水温受气候影响较小,季节性变化与年际变化都不大,它的动态具有相对稳定性。

(3) 承压性是承压水的最重要的一个特征。由于补给区位置较高,水从补给区进入分布区后,受到上部覆盖层的约束,使地下水承受压力,水也以一定的压力反作用于隔水顶板上。这一点,钻孔中的测压水位高于隔水顶板是最好的见证。

承压水的补给来源,主要也是大气降水和地表水。补给范围越广,则水量越大,且流量稳定。当顶底板为弱透水层时,只要有足够的水头差,也可以通过弱透水层与其上下的水体发生水力联系,获得越流补给。

承压水的排泄,主要以上升泉的形式在排泄区溢出。与地表水体(如河、湖、海洋)相通时即转化成地表水。如与潜水含水层沟通,则以补给潜水的方式排泄承压水。

承压水的补给和排泄是通过径流来完成的,径流条件受补给区和排泄区的水头差、含水层的透水性等因素所影响。当补给区和排泄区的水头差越大,含水层透水性越强,则径流越畅通,反之则差。

承压含水层补给区的形成、排泄区的出露、径流的畅通与否在很大程度上受地质构造因素的控制。在分析承压水的补给、排泄、径流的关系时,必须抓住地质构造这一环节,然后综合因素进行分析,才能得出正确的结论。

1.2.2 不同含水介质中的地下水

赋存地下水的岩土称为含水介质。含水介质内部的空隙已如前述,按其性质可分为孔隙、裂隙和溶隙,据此,将赋存于其中的地下水亦相应分为孔隙水、裂隙水和岩溶水(喀斯特水)三类。由于含水介质的岩层所受的地质历程和地质作用不同,因此赋存其间的地下水的富集程度和分布规律也各异。

1.2.2.1 孔隙水

孔隙水是指埋藏和运动于松散沉积物颗粒间孔隙中的重力水。

在我国东部及北部河谷地区 and 山前倾斜平原,如松辽平原、黄淮海平原、江汉平原、河流三角洲等地区,广泛分布着各种成因类型的第四纪未胶结的沉积物,其中埋藏着丰富的地下水,已成为这些地区具有十分重要意义的工农业供水水源。

孔隙水的基本特征是分布较均匀,呈层状,含水层内水力联系密切,具有统一的潜水面或测压面,这是孔隙含水层中孔隙分布较均匀、连通性较好所致。但孔隙水的这些特征是相对的,由于含水层所处的地貌单元、岩性成因类型和水文气象条件不同,还是有较大的差异。因此,孔隙水可分成以下几类。

1.2.2.1.1 河谷地下水

河流所流经的谷地,呈带状的地形,第四系松散沉积物发育的地区为河谷地区,包括谷坡、阶地、河漫滩和河床。河谷地区的沉积物:一是山麓地带坡积物;二是谷地内部山口的小型冲洪积堆沉积物;三是阶地、牛轭湖、古河道等沉积物;四是河床相和河漫滩相组合而成的二元结构沉积层,这是河谷主要堆积物。

河谷沉积物中砂砾石分选性比较好,磨圆度高,孔隙度大,透水性强时就成为良好的透水介质,谷底一般是不透水的基岩,形成隔水层。这样上部是透水介质,下部为隔水层,接纳降水和河水的补给后即组合成含水层。

一般情况下,河谷地下水埋藏不深,径流交替强烈,水质较好。其富水条件取决于集水面积、松散沉积物空间展布及其透水性大小等。

1.2.2.1.2 山前倾斜平原地区地下水

在我国松辽平原、黄淮海平原等周边山麓地带,广泛分布冲洪积成因的扇形堆积物,其中有丰富的地下水资源。它们是这样形成的:山区洪流流出山口后,地形开阔,坡度骤降,流速猛减,大量的推移质和悬移质堆积下来,在山前地带形成围绕山麓倾斜的扇形堆积体,这就是冲洪积扇。各个出山口的扇与扇相连,在平面上宛如“衣裙”那样分布,就形成了沿山麓分布的山前倾斜平原。

山前地带受现代构造运动的影响,通常是山区上升和平原下降。在山前地带堆积很厚的向平原倾斜的沉积物构成良好的含水介质,冲洪积扇上部粗粒物质(如砂砾、卵石)接受降水和地表水的渗入,由不透水或弱透水的基岩衬托而形成良好的蓄水条件。从扇顶到边缘纵向变化的总规律是地形坡度由陡变缓,岩性由粗变细;沉积层次由少变多,径流条件由强变弱,水质由好变差。典型的冲洪积扇可分为三个水文地质带:

(1) 径流带:此带位于扇的上游地段,沉积物以粗粒土为主,如卵石、砾石、砂等,透水性强,厚度大,潜水埋藏深。地下水补给来源:一是地表河水的渗漏,二是山区地下水径流的流入,三是大气降水的入渗。此带是冲洪积扇地下水的主要补给区。由于此带岩土透水性强,径流畅通,水平交替强烈,蒸发作用很小,潜水矿化作用以溶滤为主,因此,此带又称溶滤带,矿化度一般低于 1 g/L,水化学类型以重碳酸型水为主。

(2) 溢出带:此带位于冲洪积扇的中部,宽度较小,与上、下带无明显的界限。其水文地质特征是岩性由砂砾石逐渐过渡为细砂、亚砂土和亚黏土。含水层延伸远近不一,与亚黏土层交错沉积。潜水渗入此地带后,由于颗粒变细,透水性变差,水平径流不畅,地下水被迫提高,埋深变浅,在黏性土阻挡处,沿扇形分布,溢出地表,形成沼泽或洼地。华北平原上的白

洋淀等都是在这种洼地的基础上形成的湖泊。溢出带潜水由于埋藏浅易蒸发,尤其在干旱和半干旱地区更为强烈,使潜水浓缩,矿化度增高,一般为 $1\sim 3\text{ g/L}$ 。水化学类型为重碳酸-硫酸或氯化物-硫酸型水。

(3) 垂直交替带:位于冲洪积扇的下游边缘,表层大部分是细粒土(如亚黏土、黏土),透水性极弱,径流缓慢,潜水主要消耗蒸发,并接受下部承压水的顶托补给,故称为垂直交替带。潜水受蒸发作用而强烈浓缩,矿化度高达 10 g/L ,有时竟达 30 g/L 以上,发生土壤次生盐渍化。水化学类型为氯化物型水。

在溢出带和垂直交替带的下部往往有水质良好的承压含水层,甚至能从钻孔中喷出地表。这种承压含水层是由于含水砂层被黏土层交错穿插而趋于尖灭所致,承压水水质一般为淡水,矿化度小于 1 g/L 。

1.2.2.1.3 冲积平原地下水

在大河下游一般都形成冲积平原,它是在地壳沉降时期,河水所携带的物质不断堆积而成的。沉降幅度大,则堆积深厚;沉降幅度小,则堆积浅薄。

冲积平原的沉积物以冲积物为主,有河床相(砂、砂砾石)、河漫滩相(细粒土)、牛轭湖相和湖沼相沉积(淤泥和淤泥质土)。粗粒的砂、砂砾石是冲积平原的透水介质;河漫滩相和湖沼相沉积物的透水性差,给水性甚小,它们构成相对隔水层。

冲积平原地下水的形成和分布除受岩性和地形条件的控制外,还受水文、气象等因素的影响。平原河流的沉积物的岩性特点是颗粒细小,即使靠近河槽部位也多为中、细砂或粉砂,再加上地形坡度平缓,因此,地下水埋藏浅,径流缓慢,垂直交替在数量上占相当大的比重,在我国北方干旱和半干旱地区,甚至成为主要的天然排泄方式。这是平原区地下水重要的动态特征。

沉降幅度较大的平原,河流发育过程中,又往往多次泛滥并改道以及冲积扇的重叠,使粗细沉积物互相迭置,呈现多层结构,具有粗细相间的多次沉积韵律。在垂直剖面上,大部分含水层有承压性,形成若干承压含水层。例如我国黄淮海平原等大型平原都具有多元结构含水层。

沉降幅度较小、相对稳定的冲积平原,冲积层一般以二元结构为基本特点。下部为河床相冲积物,透水性强,富水性好;上层较细,属河漫滩相。例如我国长江、钱塘江、珠江下游冲积层厚度一般较薄,只有 $20\sim 50\text{ m}$ 左右,这是因为第四纪时期地壳沉降较小,所以河流下游仍有基岩孤山零星分布,经河流搬运的粗粒风化物(如砂砾、卵石等)堆积成透水性较强的冲积层。南方气候湿润、补给充沛,这些砂砾层常成为富水性良好的地下含水层,其上部覆盖着厚层黏性土层。

1.2.2.1.4 滨海平原地下水

我国滨海平原主要分布在渤海、黄海和东海的滨海地带以及黄海、长江三角洲等地。它由河流平原所携带的冲积物和海相沉积物交互沉积而成。

滨海平原地下水最重要的特征是矿化度高,从平原到滨海的方向上,地下水矿化度由 $0.5\sim 1.0\text{ g/L}$ 渐变为 $1\sim 3\text{ g/L}$,有的甚至大于 30 g/L 。总的趋势是愈靠近海岸咸水层厚度愈大。这是滨海地区地下水径流滞缓、盐分积聚和海水入侵影响的结果。

1.2.2.1.5 黄土地下水

黄土(包括黄土状土层)是第四纪形成的风成堆积物,我国黄土主要在黄河中游的山西、

陕西、宁夏和甘肃及其邻近省区连续延展,成为完整统一的地表覆盖层,一般厚达数十米,陕西和陇东局部地区达 150 m 左右。

黄土地下水的积聚和分布是与黄土岩性特征和地貌条件分不开的。黄土以粉砂颗粒(粒径为 0.005~0.05 mm)为主,占土样总重量的 60%以上,这种粒组所形成的孔隙极其微小,所以,黄土的透水性和给水性很弱,持水性较强。但在它的堆积过程中,有多次间断和成壤作用,土中富含的盐类易被溶解,从而在内部形成许多空洞和垂直裂隙,为地下水的蓄积和运移提供了有利条件。黄土中的孔洞和裂隙在垂直方向上特别发育,而水平方向上发育较差,这种性质有利于接受大气降水、灌溉水的渗入,从而在黄土中形成地下水。黄土岩性愈往下愈坚实,孔隙随深度加大而减弱。在离石黄土(为黄土的主体层)的下部埋藏着多层古土壤层和钙质结核层,透水性较弱,成为相对隔水层(弱透水层),常托住渗入水形成上层滞水和潜水。

黄土地貌在景观上的表现很别致。它在新构造运动的影响下,地盘上升,起伏连绵的黄土层被流水强烈侵蚀,造成沟谷纵横,地形破碎,切割成无数块段。其中经现代沟谷切割后存留下来、范围较大的桌状地形称为塬,呈长条状的垆岗称为梁,浑圆形的土丘称为峁。这种塬、梁、峁与沟谷相间的地貌,使潜水利藏很深,往往有数十米,个别地方达 100 m 左右。

依据黄土地貌特点,黄土含水层地下水可划分为黄土塬地下水和梁峁地下水两种类型。

(1) 黄土塬地下水。塬区地面宽阔平坦,受水面积较大,降落到塬面上的雨水有相当数量渗入黄土层中,遇到相对隔水层便蓄积起来。由于塬周被沟谷深切,潜水在塬边沟谷中以下降泉的形式排泄。沟谷往往切割到相对隔水层以下很深的部位,泉水出露点的标高可能高于沟谷水面,形成悬挂泉。一个黄土塬就是一个独立的水文地质单元。黄土塬区中心部位潜水利藏浅、沟边水位埋藏深,补给区和径流区也就是储存区和排泄区,这是黄土塬潜水基本的埋藏特征。

黄土潜水的动态特征是无明显的补给期和非补给期之分,因而无明显的季节性变化。

(2) 梁峁区局部分布黄土地下水。梁、峁区潜水分布于黄土塬以外的广大地区,但由于水文网切割强烈,地形破碎,潜水受大气降水补给面积很小,又因梁、峁坡度大,入渗系数很小,因而潜水的补给和蓄存条件极差,成为缺水区。但在梁峁之间宽浅沟谷往往含有潜水,埋深十余米,成为当地居民的宝贵水源。

1.2.2.2 裂隙水

裂隙水是指埋藏在第四纪以前的坚硬和半坚硬岩层裂隙中的地下水。

岩石中的大小裂隙互相切割、交叉,构成疏密相间的裂隙网脉,地下水就赋存在大大小小的裂隙网脉中。大的破碎带或溶洞,地下水在其中流动快,储存量也丰富;而细小的裂隙网脉,地下水在其中流动慢,水量少。基岩裂隙水主要分布和运动在这些大的张开的裂隙发育带中。

在多数情况下,基岩含水和隔水边界的分布不受岩层和岩体形态控制。我们知道,松散沉积物含水层、隔水层一般与岩层边界是一致的,但在基岩中,不仅有与岩层层位相一致的层间裂隙含水层,还有完全不受层位限制的含水破碎带,它切穿不同的岩层。在基岩裂隙水的研究中,除了使用“含水层”这一术语外,还应当确立“含水带”的概念,而且含水带是基岩地下水分布的主要形式。

凡是地下水埋藏分布与岩层分布一致者称为含水层;凡是不受岩层层位限制而主要受

地质构造控制的含水形式,均称为含水带。

1.2.2.2.1 基岩裂隙水特征

(1) 不均匀性。基岩裂隙水的埋藏和分布具有不均匀性。在岩层裂隙发育的部位上,透水性强,含水也多;裂隙不发育的地方,透水性差,含水也少。在基岩地下水勘探中有时会遇到这种情况:两个钻孔相距不远,出水量却相差悬殊。这种不均匀性就是裂隙水与孔隙水在埋藏和分布特征方面最主要的区别之一。

(2) 方向性。由地质构造作用控制的断裂破碎带总是沿一定方向延伸,因此赋存其中的裂隙水也具有一定的方向性。在山区找水过程中,对含水层(或含水带)倾角和倾向的错误判断,常常是导致水井开凿失败的主要原因。

(3) 分段、分带性。在同一含水裂隙带中裂隙水的富集程度也是千差万别的,各个方向的大断裂常常互相交叉。在交叉部位,裂隙特别发育,从而出现构造裂隙发育状况的分段差异,形成裂隙水的成带分布与分段集中的特性。

1.2.2.2.2 基岩裂隙水分类

基岩裂隙水的形成、分布和运动受岩性、地质构造和地貌条件的控制,裂隙是地下水赖以赋存的地质基础。传统上按照岩石中裂隙的成因将其分为成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙,这些裂隙虽有各自发生发展的地质历史,但是在漫长的地质年代中,不可能不受到构造作用和风化作用的改造和破坏而形成各种各样的裂隙组合。根据裂隙组合的特点,可将裂隙水划分为网状裂隙水、层状裂隙水和脉状裂隙水三种类型。

(1) 网状裂隙水。网状裂隙水主要分布在基岩的表层风化带中。

网状裂隙水往往具有潜水的特征,有统一的潜水面。其补给来源主要是大气降水和冰雪融化后入渗的水分。网状裂隙水水质较好,一般多为低矿化的重碳酸钙型淡水。

(2) 层状裂隙水。层状裂隙水是指埋藏和运动在与岩层分布相一致的呈层状裂隙带中的地下水。

层状裂隙水的形成和水量的大小与岩性有密切关系。自然界岩石由于组成的矿物在力学性质上的不同,可将其分为柔性和脆性两类,前者如页岩、泥岩等受力后主要发生塑性形变,裂隙微小而闭合,对地下水储存和运动有意义的有效裂隙数量很少,因而它们常成隔水层;而后者如石灰岩、砂岩等受力后,塑性形变阶段很短暂,容易发生脆性断裂,产生张开性裂隙。当柔性岩层与脆性岩层互层时,在地壳运动过程中,柔性岩层能塑性延展,而脆性岩层塑变很弱,形成应力集中作用于脆性岩层,从而产生密集的张开性裂隙,成为储水空间。

层状裂隙水的富集与运移受地质构造与地貌条件的控制。层状裂隙水一般在平缓的向斜要比陡立的向斜富水,因为在宽缓向斜翼部容易接受较大的降水补给,径流条件也好。

层状裂隙的水质,随埋深的不同而变,一般在浅部主要为重碳酸型水,向下逐渐过渡为重碳酸-硫酸盐型水,再向下深部为氯化物型水,总矿化度随深度增加而增高。

(3) 脉状裂隙水。脉状裂隙水赋存于呈脉状分布的断层破碎带和岩浆岩侵入体与围岩的接触带以及岩脉裂隙带中,尤其是构造断裂带是山区找水的主要方向之一。脉状裂隙水常随断裂带和侵入体接触带的延伸方向分布,具有一定的方向性。它往往切穿不同时代、不同岩性的地层,在断裂交叉部位,局部应力集中,裂隙密集,岩石破碎,通常是富水地段,其他部位可能含水较少,脉状含水带的富水性在空间分布上具有不均匀特征。

1.2.2.3 岩溶水

凡是埋藏和运动于可溶性岩石中的重力水统称为岩溶水。在我国岩溶水分为南方岩溶和北方岩溶,北方岩溶的分布包括山西、山东等省份,南方岩溶的分布主要是西南岩溶。

我国西南岩溶的显著特点为连片分布面积大、形态类型齐全,以连座锥状的峰丛-洼地、峡谷和塔状峰林-平原、谷地为主要地貌类型,其中大部分是以连座锥状的峰丛-洼地为主形成的山区,即西南岩溶山区,该山区以云贵高原为主体,贵州为核心。

在南方岩溶地区,大气降水和地表水通过落水洞、天窗、竖井、裂隙等方式进入地下而转化为地下水。地下水不断地对岩溶孔隙、裂隙、洞穴、管道等进行改造,形成了具有相当规模的岩溶通道,并组合成岩溶地下水系统,主要包括岩溶裂隙型地下水系统、岩溶管道型地下水系统和岩溶地下河型地下水系统。郭纯青根据岩溶地下水系统形成演化的10个要素及中国南北方岩溶多重介质环境的主要特征,将中国岩溶地下水系统划分为7种类型:岩溶孔隙型、岩溶裂隙型、岩溶洞穴型、岩溶管道型、岩溶地下河型、岩溶大泉型、岩溶表层带型。其中岩溶地下河系统是由发育在地下浅部的岩溶管道、岩溶洞穴、岩溶裂隙和岩溶孔隙等多种岩溶空隙介质体(通常以岩溶管道和岩溶洞穴等为主)组成的多重复合体系,具有高度的非均质性和各向异性,导储水空间以岩溶管道为主,岩溶水主要为暗河水流,有许多落水洞、天窗与其沟通,岩溶水主要通过这些通道获得降水补给。

据初步统计,中国岩溶水资源约为2 039亿 m^3/a ,允许开采量为616亿 m^3/a ,已开采量仅占允许开采量的16%。岩溶水资源约占其地下水总水资源的23%,中国南方(西南)各省岩溶水资源约占其地下水资源的50%以上,其中如广西占62%,贵州占73%。中国南方岩溶区约有近3 600条地下河系(不完全统计),总长度可达18 000 km之多,总流量约为 $1.7 \times 10^3 \text{m}^3/\text{s}$,岩溶地下河已成为水资源开发利用的重点之一,但由于地下河系在时空分布方面的复杂性、含水介质空隙空间方面的多重性等问题,使岩溶地下河系水资源的开发利用存在许多亟待解决的问题。

1.2.2.3.1 岩溶发育的基本条件

岩溶地貌是水和岩石相互作用的结果。具有可溶性和透水性的岩石是它发育的物质基础,水的溶蚀性和流动性是必不可少的条件。

(1) 岩石的可溶性。岩石的可溶性取决于岩石的成分和结构。岩石的成分是指岩石的矿物成分,通常所说的碳酸盐岩主要是由方解石(CaCO_3)或白云岩 $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ 组成的岩石。前者称为石灰岩,后者称为白云岩。这两种矿物都是可溶于水的,有一定的溶解度和溶解速度。在一般自然条件下,如果岩石中的水能不断循环交替,溶解度和溶解速度相比,后者对岩溶的发育起着更显著的作用。例如,四川东部下三叠统嘉陵江灰岩经化学分析表明:纯质灰岩的溶解速度是白云岩的2~3倍,其中岩溶发育强烈。

岩石结构对岩溶作用具有更大的意义。岩石结构是指组成岩石的矿物颗粒(或晶粒)大小、形状、排列以及岩石胶结情况。

结晶结构的灰岩,一般是晶粒越小,溶解度越大,细晶质和隐晶质的溶解度高于粗晶质。碎屑结构的灰岩,原始粒间存在孔隙,碎屑颗粒愈大,孔隙也愈大,这些孔隙成为溶孔发育的基础。

岩石的胶结物质不仅直接影响岩溶发育,而且影响岩溶的形态类型。岩溶形态类型大致可分为以溶蚀裂隙为主的岩溶类型和以蜂窝状溶孔为主的岩溶类型。