

994187



高等学校教材

地下水文与地下水调控

武汉水利电力大学 张蔚榛 沈荣开 合编



994157

高等学校教材

地下水文与地下水调控

武汉水利电力大学 张蔚榛 沈荣开 合编

中国水利水电出版社

内 容 提 要

本书重点介绍浅层地下水的消耗、补给、更新、排泄等循环过程；天然状况或人类活动条件下地下水的运动规律和计算方法；地下水与环境的关系以及地下水调控等方面的内容。全书分五章，内容包括：地下水的形成及其特征；地下水运动的基本方程、水井开采及河渠影响条件下地下水的计算以及水文地质参数的测定方法；地下水要素和地下水资源评价的多年均衡法；地下水水质与环境；地下水水、盐动态、监测以及地下水调控原理。

本书是作者在参阅国内外大量有关文献资料和总结多年从事地下水开发利用、地下水资源评价、地下水非稳定流计算及溶质运移理论等方面教学和研究成果的基础上，按照地下水循环、地下水控制以及地下水与环境这一体系编写的。本书可作为农田水利工程专业的选修课教材，也可作水文地质、水文与水资源、环境工程等专业的学生以及有关专业科研和工程技术人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

地下水文与地下水调控/张蔚榛，沈荣开合编. —北京：中国水利水电出版社，1998

高等学校教材

ISBN 7-80124-616-0

I. 地… I. ①张…②沈… II. ①地下水水文学-高等学校-教材 ②地下水-控制-高等学校-教材 N. P641. 1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(98)第 00890 号

书 名	高等学校教材 地下水文与地下水调控
作 者	武汉水利电力大学 张蔚榛 沈荣开 合编
出 版	中国水利水电出版社 (北京市三里河路 6 号 100044)
发 行	新华书店北京发行所
经 售	全国各地新华书店
排 版	北京金剑照排厂
印 刷	北京市朝阳区小红门印刷厂
规 格	787×1092 毫米 16 开本 14.75 印张 339 千字
版 次	1998 年 10 月第一版 1998 年 10 月北京第一次印刷
印 数	0001—1000 册
定 价	14.50 元

前 言

地下水是地球水文循环中重要的一环，也是人类赖以生存的水资源的一个重要组成部分。随着社会的进步，现代工农业生产的发展，人类对水的需要与日俱增，全球正面临着水资源短缺的严重威胁。与地表水相比，地下水的某些特点使其在国民经济建设中具有特殊的地位。在地表水资源短缺的地方，地下水是某些工业部门不可(或不易)替代的水源。但如果在开采和利用过程中缺乏科学的指导，只顾近期利益而忽略长远利益，只计算经济效益而忽略对环境的影响，往往造成无法挽回的损失。一些地区由于地下水的超量开采引起地下水位大幅度下降，造成水井出水量锐减、地面沉降、水质恶化和海水入侵等后果。地下水既是可供人类利用的一种重要水源，同时又是农业生产、城乡居民生活以及保持生态环境平衡的一个重要制约因素。在我国北方平原灌区，引水灌溉改变了局部的水文循环状况，如果不修筑完善的排水系统，会造成地下水位抬升，最终导致灌溉土地的次生盐碱化。在半干旱半湿润地区，如果将地表水资源与地下水资源进行统一规划和联合调度，可以解决水资源在空间和时间上分布不均的矛盾，同时还有利于防治灌区的次生盐渍化。我国南方大面积受涝渍威胁的农田，遇到多雨年份，由于地下排水不良，常造成农作物的大面积减产，实行有效的地下水调控和管理，是保证这些地区农业生产持续发展的关键。

本书在参考国内外地下水文方面的文献资料和总结我们多年从事地下水开发利用、地下水资源评价、地下水及土壤水动力学、农田排水与农田水环境等教学和科研成果的基础上，试图就地下水的形成；地下水的更新、消耗、补给、排泄；天然条件或人类活动条件下的地下水运动规律；地下水运动与环境等方面进行系统的介绍。本书第一章、第五章由沈荣开编写，第二章由张蔚榛编写，第三章由张瑜芳编写，第四章由杨金忠编写。张蔚榛、沈荣开负责全书统稿工作。

合肥工业大学张元禧教授审阅了全稿，提出了许多宝贵的意见，在此表示衷心的感谢。

书稿引用了武汉水利电力大学农田水利教研室历届研究生的部分论文成果，参阅并引用了有关院校和科研生产单位的文献资料，在此也一并致谢。

由于种种因素，书中可能存在不少缺点和欠妥之处，敬请读者给予批评指正。

目 录

前 言	
第一章 绪论	1
第一节 地下水的存在形式	1
第二节 水文循环中的地下水	8
第三节 地下水资源的概念	12
第二章 地下水的运动	20
第一节 孔隙介质中水的势能与达西定律	20
第二节 地下水运动的基本方程	24
第三节 水井开采条件下地下水的运动	29
第四节 河渠影响下地下水的运动	45
第五节 水文地质参数的确定	57
第三章 地下水要素和地下水资源评价	70
第一节 地下水径流	70
第二节 降雨(或灌水)入渗补给	78
第三节 潜水蒸发	102
第四节 地下水资源评价	122
第四章 地下水水质与环境	149
第一节 地下水水质	149
第二节 溶质运移基本方程	156
第三节 地下水污染	165
第四节 地下水开采与地面沉降	171
第五节 地下水开采与海水入侵	175
第六节 地下水环境保护	181
第五章 地下水调控与地下水管理	186
第一节 地下水、盐动态及监测预报	186
第二节 南方渍害地区地下水调控	195
第三节 北方平原受旱、涝、盐渍威胁地区的地下水调控	205
第四节 地下水人工回灌	213
第五节 地下水管理概述	224
参考文献	227

第一章 绪 论

第一节 地下水的存在形式

一、含水层的构造与划分

1. 含水层的构造

含水层是指能透水又饱含重力水的岩层。含水层的构造主要有以下条件：

1) 有储水空间。构成含水层，首先要具有良好的储水空间。地下水的分布与岩层的空隙性密切相关，例如凡是在空隙较大的沙砾石层中成井，水量就丰富。

对于孔隙度较大，然而孔隙细小的粘性土，由于其中多为结合水所占据，所以通常不能构成含水层，只有粘性土中发育有较好的裂隙时，才有可能构成含水层。

2) 有储存地下水的地质构造条件。岩层具备了储水空间，即良好的透水性，但要保存地下水，还必须具备一定的地质构造条件，这种地质构造要有利于地下水的聚集及储存。如在透水性良好的岩层下有隔水(不透水或弱透水)的岩层存在，或在水平方向上有隔水层阻挡，只有这样，才能使运动于空隙中的重力水能够较长久地储存起来，充满于空隙岩层，形成含水层。如果地质构造不利于地下水储存，那么岩层虽然透水，它只能起暂时的透水道作用，这种岩层被称为透水不含水的岩层。

3) 有良好的补给来源。岩层具备了良好的储水空间和构造条件，如果水源不足，仍不能成为含水层，且在枯水时期往往干枯。因此，只有当这种岩层有了充足的补给来源时才构成含水层。

2. 隔水层的概念

隔水层是指不透水的岩层。它可以是饱水的(如粘土)，也可以是不含水的(如胶结紧密完整的坚硬岩层)。隔水层是相对含水层而存在的，自然界中没有绝对不透水的岩层，只有透水性强弱之分，因此，含水层与隔水层有相对性。

3. 含水层的划分

含水层的构成条件是含水层划分的一般原则，但运用到实际工作中时，含水层、隔水层这种简单的划分尚不能满足生产上的需要，特别是山区基岩地区，这种划分并不完全符合客观实际。为此，需要有含水带、含水段、含水组、含水系的划分。

(1) 含水带和含水段 对于含水极不均匀的岩层，如果简单地把它划归含水层或隔水层，显然是不合实际的，特别是在裂隙发育或岩溶发育的山区基岩地区更是如此。在这些地区，应按裂隙、岩溶的发育和分布及含水情况，在平面上划分出含水段来。如穿越不同时代成因岩性的饱水断裂破碎带，可以被划为一个含水带。又如某些含水很弱、厚度较大的岩层，在剖面上某些段水量可能富集，可以把它们划归含水段。

(2) 含水组和含水系 当地层时代和岩石成因类型相同的几个含水层之间有厚度不大的弱含水层或隔水层时，可以归并为一个含水组。如有些第四纪松散沉积物的砂层中，常夹有薄层粘性土(或呈透镜状)，它们有时有水力联系，有统一的地下水位，化学成分亦相

近，可划归为一个含水组。

对于同一构造中的几个含水组，彼此之间可以有相同的补给来源，或有一定的水力联系。在大范围研究一个地区的含水性时，可以把它划为一个含水岩系。如第四系含水岩系。

二、包气带水和潜水

(一) 包气带水

位于地下水水面以上的地带称为包气带，包气带中的水主要有土壤水和上层滞水。

1. 土壤水

位于地表以下土壤层中的水，主要以结合水和毛细水的形式存在，它是大气水、地面水与地下水之间联系的媒体。土壤水的状况受大气水、地面水和地下水状态的制约，也受大气条件的制约。大气降水或人工灌溉向下渗透，必须通过土壤层，渗透水的一部分就保持在土壤层里，成为所谓“田间持水量”（田间持水量是土壤层的最大悬挂毛细含水量），多余部分呈重力水下渗补给潜水。土壤水主要消耗于蒸发，若有作物生长，可为作物所吸收。

当土层透水性不良，且气候湿润多雨或潜水位很高接近地面时，农田会因土壤中含水过多和氧气不足而受渍害。若此种状况继续发展，土层会形成沼泽，无法进行农事活动。当地下水面以上的毛细带达到地表时，由于土壤水分强烈蒸发，水中所含的盐分不断积累在土壤表层，会形成土壤盐渍化，危害农作物生长。

2. 上层滞水

上层滞水是存在于包气带中局部隔水层之上的重力水，一般分布不广(图 1-1)。

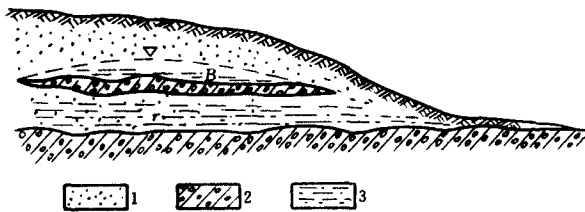


图 1-1 上层滞水示意图

1—透土层；2—隔水层；3—含水层(B—上层滞水；r—潜水)

由于上层滞水的分布最接近于地表，因而它和气候、水文条件的变化密切相关。上层滞水主要接受大气降水与地表水的补给，而消耗于蒸发和逐渐向下渗透，其补给区与分布区一致。由于其分布范围很小，故水量随季节有较大变化，一般在补给量较多的季节水量丰富，而在干旱季节近于枯竭。

(二) 潜水

1. 潜水的特征

潜水是埋藏在地表以下第一个稳定的隔水层以上，具有自由水面的重力水。一般多埋藏在地表的第四纪松散沉积物中，也可以形成于基岩中。

潜水的自由水面称为潜水面(图 1-2 中的 CC)；潜水面至地表的距离被称为潜水的埋藏深度(图 1-2 中的 AC)；潜水面上任一点的高程被称为该点的潜水位；潜水面至隔水地板的距离(图 1-2 中的 CD)被称为含水层厚度。

潜水有以下特征：

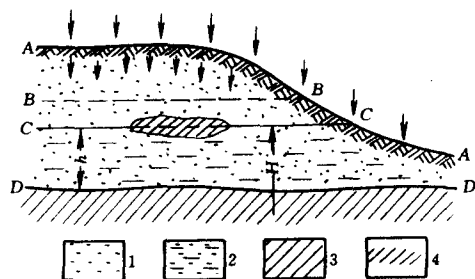


图 1-2 潜水埋藏情况示意图

AA—地表；BB—毛细带表面；CC—潜水表面；
DD—隔水层表面；AC—包气带；BC—毛细上升亚带；CD—饱水带(潜水含水层厚度 h)；
H—潜水位；1—砂；2—含水砂；
3—粘土；4—透镜体

1) 潜水多半是无压水,所以它具有自由水面。当用钻孔揭露潜水时,初见水位与稳定水位一致。但是在被隔水岩层所覆盖的个别地段,潜水可能有局部承压现象,在这些部位用钻孔揭露含水层时,初见水位低于稳定水位。

2) 潜水通过包气带与地表相联通。大气降水、凝结水、地表水通过包气带渗入,直接补给潜水。所以,在一般情况下,潜水的分布区与补给区是一致的。

3) 潜水易受各种气象因素的影响,即潜水的水位、流量、化学成分等有季节性变化的特点。潜水水质易受人为因素或其他因素的影响。

2. 潜水面的形状及其表示方法

(1) 潜水面的形状及其影响因素 潜水面的形状取决于地形地貌、降水补给情况、水文网特征、地质构造、含水层岩性、隔水底板的形状及人为因素等。

1) 地形地貌的影响。潜水面的形状与地形有较好的一致性。山区地形切割剧烈,潜水面坡度大;平原地区地形平缓,切割微弱,潜水面的坡度小。如川西冲积扇地区,冲积扇顶部的地形坡度较大,故地下水的坡度也较大,为 $0.005\sim 0.007$;冲积扇边缘的地形平缓;水力坡度为 $0.003\sim 0.004$;而平原的广大区域,其水力坡度则更小,为 0.002 。一般地表为分水岭的地区,也是潜水的分水岭。地下水面坡度常小于地形坡度,形状较地形平缓得多。

2) 大气降水的渗入及水文网特征的影响。一个地区的水文网特征和大气降水情况,决定了潜水面的形状。两侧有河流切割的潜水含水层,在两侧河流的水位基本相同时,潜水面线为一上拱半椭圆曲线,潜水分水岭在中央;当两侧的河水位不同时,分水岭偏向水位高的一侧,有时甚至消失。

3) 含水层的岩性及其厚度的影响。当含水层的岩性沿潜水流方向发生变化时,潜水面的形状亦相应地发生变化。如果含水层沿潜水流方向颗粒变粗,透水性增强,则潜水面坡度趋于平缓,反之则变陡;当含水层的厚度沿潜水流方向增厚时,潜水面坡度变缓,反之则变陡。

4) 隔水底板的形状对潜水面的影响。隔水底板为洼地或盆地形状,特别是某些河谷盆地,在枯水季节,可成为潜水湖,此时的潜水面呈水平状;丰水季节,水面上升高出盆地边缘的隔水底板,可形成潜水流。

隔水底板隆起形成隆坎时,潜水流在此处产生壅高,水面坡度变缓,潜水可能溢出地表。

当隔水底板由于构造原因形成梯坎时,潜水面往往会形成跌水现象。如甘肃古浪县保和附近,由于断层使基岩断裂形成陡坎,在断层上盘潜水埋深 32m ,而在相距很近的断层下盘,经物探测定,地下水埋深为 145m 左右,见图1-3。

总之,潜水面倾斜的方向朝向排泄区,潜水面最大倾斜方向表示地下水的流向,其形状变化是各种自然及人为因素影响的结果。

(2) 潜水面的表示方法及潜水等水位线图的意义 潜水面在图上的表示方法一般有两种方式,一种是剖面图,另一种是平面的等水位线图。这两种图都要利用水文地质调查或根据长期的潜水位动态观测资料来绘制。

1) 潜水等水位线图的绘制。潜水等水位线图,即潜水面的等高线图,是水文地质的基本图件之一,其绘制方法与地形等高线图相似。由于潜水位随季节不同而发生变化,在图

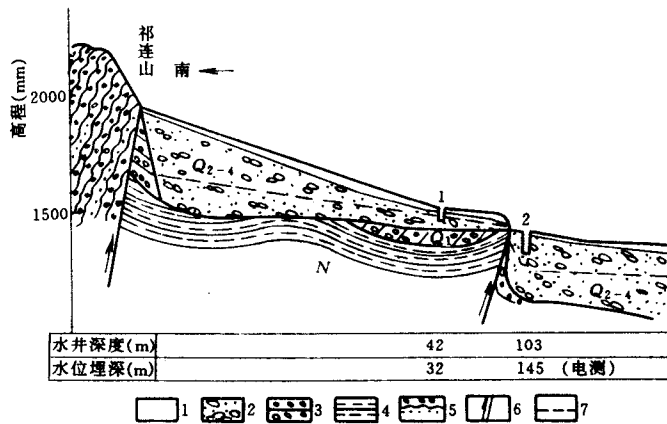


图 1-3 甘肃古浪县保和附近水文地质剖面示意图
 1—亚沙土；2—沙砾卵石；3—砾岩；4—泥岩；5—浅变质的砾岩及沙岩；6—逆断层；7—地下水水位

上应注明测定水位的日期，有条件时应绘制出不同季节或年内最高水位期和最低水位期的等水位线图。

2) 根据潜水等水位线图来分析确定有关情况。①确定地下水的流向(即地下水面坡度最大的方向)；②确定潜水面的坡度；③确定地下水埋深；④确定潜水与地表水间的补排关系(图 1-4)；⑤确定含水层厚度及其变化情况；⑥分析判断含水层透水性及厚度的变化；⑦规划地下水给水工程的位置或确定其他工程施工是否要采取排水措施等。

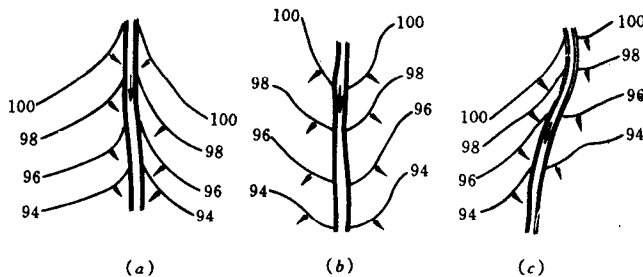


图 1-4 从潜水等水位图上判读潜水与地表水的补给关系
 (a)潜水补给河水；(b)河水补给潜水；(c)河水一侧补给，另一侧排泄潜水

三、承压水

承压水多埋藏在地下较深的部位，与地质构造有密切关系，松散沉积物及基岩中都可找到承压水。由于承压水有压力，用钻孔揭露后，它有时可以涌出地表。在某些情况下，承压水有良好的供水水源，但对于工程建设，特别是地下建筑或矿山，常造成危害。

1. 承压水的概念和特征

承压水是充满在两隔水层或弱透水层之间含水层中的地下水。当这种含水层未被水充满时，其性质与潜水相似，称为无压层间水。图 1-5 中的 *b* 区含水层为承压含水层，其压力水头线决定于补给区 *a* 和排泄区 *c* 的状况， H_1 和 H_2 分别为隔水顶板在该处所受到的静水

压力，被称为水头。水头高出地表的叫正水头，此时如果用钻孔钻穿该隔水顶板，承压水可溢出地表，形成自流水井；水头低于地表的被称为负水头，用钻孔揭露该处承压水时，水不能溢出地表。

由于承压水具有隔水顶板，它具有与潜水不同的一系列特点：

1) 当钻孔揭露承压含水层时，在静水压力的作用下，初见水位(即顶板高程处)与稳定水位不一致。

2) 在一般情况下，承压水的分布区与补给区不一致(图 1-5)。因为承压水具有隔水顶板，大气降水及地表水不能处处补给它，承压水的补给区往往位于地势较高的含水层出露处。

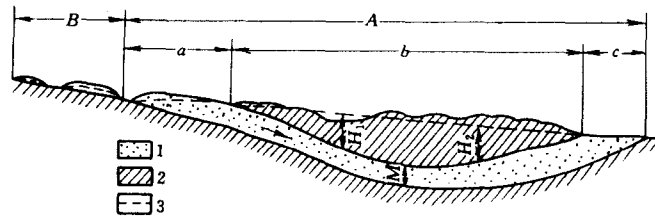


图 1-5 承压含水层示意图(箭头表示承压水流向)

A—承压水分布范围；B—潜水分布范围；a—承压水补给区(和局部径流区)；

b—承压区；c—承压水泄水区； H_1 —正水头； H_2 —负水头；

M—承压含水层厚度；1—含水层；2—隔水层；3—承压水位

3) 由于承压水是由补给区流入广大的承压区，再向低处排泄，故承压水的出水量、水质、水温等受当地气候的影响较小，随季节变化也不明显。

4) 承压水受地表污染少。

2. 承压水的蓄水构造

蓄水构造(又叫储水构造)是指能够贮存地下水的地质构造，即含水层与隔水层相互组合而形成的地质环境。承压水的蓄水构造大体可分为两大类，即向斜盆地型蓄水构造及单斜型蓄水构造。现将其特点介绍如下。

(1) 向斜盆地型蓄水构造(又称承压盆地或自流盆地) 承压盆地一般具有三个部分，即补给区、承压区和排泄区(图 1-5)。

1) 补给区。承压水接受补给的范围称为补给区，一般在盆地的边缘，地势较高，接受大气降水的补给，有时也可接受地表水的补给。地下水具有潜水性，水交替强烈，水化学类型常为 HCO_3^- 型淡水。

2) 承压区。该区地下水充满了整个含水层，一般位于盆地中部，分布范围最大，含水层的厚度及其变化受构造条件的控制。在含水层中的地下水受静水压力作用，具有承压性质。对大型盆地而言，本区地下水的水交替较弱，矿化度较补给区高。由于地下水深部循环的结果，水温增高，可以形成地下热水。

3) 排泄区。排泄区位于被水文网切割的低洼地区。这一带地下水常以上升泉的形式排泄于地表，或排泄于地表水中。排泄区地下水流量恒定，水的矿化度一般较高，常有温泉出露。

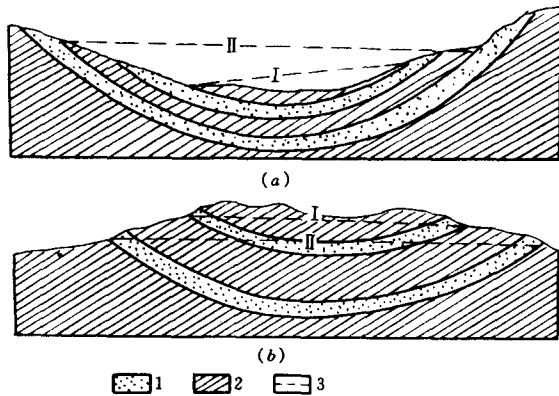


图 1-6 承压蓄水构造与地形的关系

(a)正地形; (b)负地形

1—上层的承压水位; Ⅱ—下层的承压水位;
1—承压含水层; 2—隔水层; 3—承压水位线

承压盆地有时可有几个承压含水层, 它们各自有不同的承压水位。在蓄水构造与地形一致的情况下, 称为正地形 [图 1-6(a)], 此时, 下层的承压水位高于上层的承压水位; 反之, 当蓄水构造与地形不一致时, 称为负地形 [图 1-6(b)], 此时, 下层的承压水位低于上层的承压水位。水位高低不同, 可造成含水层之间通过弱透水层或断层“天窗”, 发生水力联系, 形成含水层之间的相互补给。

承压盆地按向斜构造的封闭程度, 可分为封闭型承压盆地和开放型承压盆地。

封闭型承压盆地为向斜构造比较完整的承压盆地。这种蓄水构造未被断裂所破坏, 因此, 承压水在承压区封闭良好, 泄水作用不强, 有时甚至形成无排泄区的封闭构造, 盆地四周均为补给区。此种承压盆地, 地下水径流条件差, 水交替微弱, 水的矿化度较高。封闭型承压盆地多分布于新生代沉积盆地中。

开放型承压盆地这种蓄水构造常被断裂或水文网切割, 因此, 承压水常沿断裂或河谷排泄于地表, 排泄区多位于向斜中部。

(2) 单斜型蓄水构造 单斜型蓄水构造(又称承压斜地或自流斜地)主要由单斜岩层组成。单斜岩层中承压含水层在地下某一深处发生尖灭或相变或由断层切割, 或由侵入体阻挡形成及由断层本身含水, 两盘岩层阻水而形成这种蓄水构造。

1) 由于含水层的岩性发生相变或尖灭, 裂隙随深度增加而闭合, 使透水性变弱形成的承压斜地, 见图 1-7(a)和(b)。

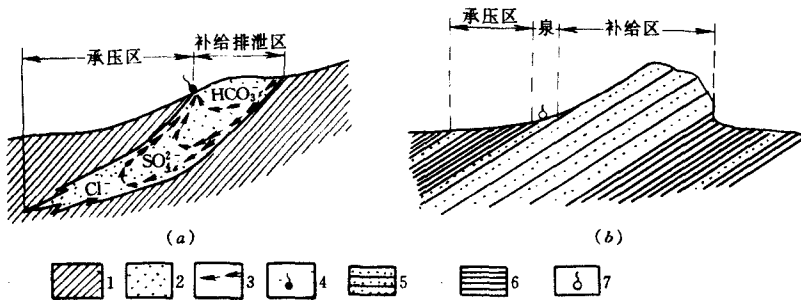


图 1-7 承压斜地

(a)岩性相变; (b)裂隙随深度增加而闭合

1—隔水层; 2—透水层; 3—地下水流向; 4—泉; 5—砂岩; 6—泥岩; 7—泉

在山前近代冲积、洪积扇地区, 近山部位由粗大的卵石和砾石组成, 向远山平原逐渐过渡到砂砾石层、砂、粘土等。由于岩性由粗变细, 渗透性变弱, 形成承压斜地(图 1-8), 其中, 下部常可见到自流井, 水涌出地表可达 10 多 m, 甚至数十米。

2) 由于含水层被断层所截形成承压斜地。单斜含水层的上部出露地表,成为承压含水层的补给区;含水层的下部被断层所切。如果断层不导水,则向深部循环的地下水受阻,在补给区能形成泉排泄,此时补给区与排泄区一致[图 1-9(a)];如果断层是导水的,则各含水层可以通过断层发生水力联系。当断层出露位置较低凹时,承压水可通过断层排泄于地表[图 1-9(b)],此时,补给区与排泄区位于承压区的两侧,有如承压盆地。

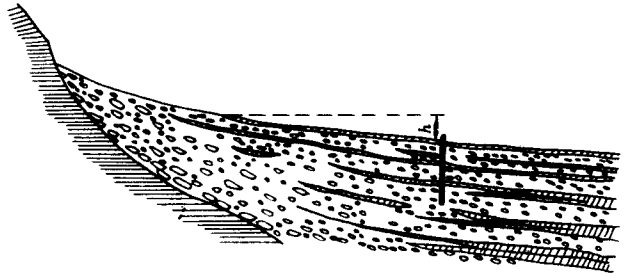


图 1-8 山前承压斜地示意图

3) 由于侵入岩体的阻截形成的承压斜地。当各种侵入岩体(如花岗岩、闪长岩)侵入到透水性很强的岩层中,并处于地下水的下游时,它起到阻水作用,可形成承压斜地。

4) 断裂带蓄水构造。在坚硬岩层中,由于构造应力的作用,使岩层发生断裂位移,形成断裂带。在断裂带内岩石破碎,因而它不仅是地下水的良好通道,而且也是地下水的富集场所,断裂带两旁未破碎的岩层是相对的隔水边界。断裂带的含水特征及其富水程度取决于断裂的性质、规模、充填胶结情况、活动情况及断裂之间的组合关系等。

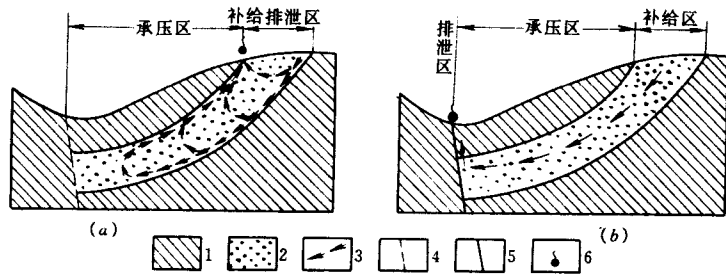


图 1-9 断层形成的承压斜地

(a)阻水断层; (b)导水断层

1—隔水层; 2—含水层; 3—地下水流向; 4—不导水的断层; 5—导水断层; 6—泉

3. 承压水的补给与排泄

(1) 承压水的补给区 一般在承压含水层出露地表且在地形上和构造上较高的部位,主要有大气降水补给,或地表水补给。补给的强弱取决于补给区的分布范围及岩石的透水性。潜水也是承压水的重要补给来源,位于承压水补给区的潜水,可以向深部循环而补给承压水。潜水对承压水的补给还可以发生在承压区,当潜水水位高于承压水水位时,潜水可以通过断层或其他弱透水层的“天窗”来补给承压水。

两承压含水层之间发生补给、排泄关系,被称为越层补给(排泄),主要取决于含水层之间的水位差和它们之间隔水岩层的厚度和透水性。高水位承压含水层可通过一定的通道,补给低水位的承压含水层。若承压含水层封闭条件好,隔水层厚度大,透水性极差,含水层之间就不一定发生水力联系。

(2) 承压水的排泄条件 承压水的排泄有以下几种形式: ①当承压水排泄区有潜水存

在时，直接排入潜水中；②当水文网下切至承压含水层时，承压水可以排泄于河流或以泉的形式排泄于地表；③承压水还可以通过导水断层向地表排泄。

(3) 承压水的循环交替 承压水的补给和排泄是通过径流循环来完成的。承压水的循环条件较之潜水更多地受地质构造因素的控制。水交替的强弱，说明地下水循环的快慢。卡门斯基提出了水交替系数的概念，水交替系数是指含水层全年的排泄量与其贮水量之比。对于潜水来说，在气候潮湿、水文网发育的条件下，此系数为 0.1~1.0；承压水的水交替系数可以小于 0.00001。所以，对于大型的承压盆地(或斜地)，水的全面交替需要很长时间。

对于大型的承压盆地(或斜地)，地下水的交替具有分带规律性：邻近补给区为水的积极交替带，沿水流方向向下为水的缓慢交替带和水的停滞带。此三带与水的化学成分的垂直分带规律相适应。在水的积极交替带，水化学类型常为 HCO_3^- 型淡水；在第二带即缓慢交替带，水化学类型常为 SO_4^{2-} 型或 $\text{SO}_4^{2-}-\text{Cl}^-$ 型中等矿化水；第三带为水的停滞带，水化学成分进一步浓缩，形成高矿化的 Cl^- 型水，水中某些溶解度较低的物质成分，可以从水中沉淀出来。值得注意的是，深部承压水中有时会有矿化度较低的水存在，有人认为，这些水有的可能与古埋藏水有关。埋藏水的矿化度和最初的沉积环境及其以后的地质历史变迁又有密切关系，因而承压水的化学成分常常是复杂的。

第二节 水文循环中的地下水

地下水资源与固体矿产资源不同，矿产资源一经形成，其变化十分缓慢，可视为是不变的。地下水资源也不同于可流动的矿产资源，如石油、天然气等，因为地下水除了可流动的特性外，还有补给的来源且可以自然排泄，在一定程度上和一定范围内，是可以再生的。地下水由大气水、地表水的渗入得到补给，通过潜水蒸发排入大气，通过地下径流重新汇流于地表水。因此，地下水是水文循环中一个极其重要的环节。

一、地下水与大气水、地表水的关系

地球上海洋、河流与湖泊中的地表水，土壤孔隙或岩层裂隙中的地下水，以及高山和两极的冰雪水共同构成了地球的水圈，其中海洋是水圈的主体，它的面积占全球面积的 71%，其水的体积占水圈总体积的 97%，陆地上的水虽然相对少得多，但它在人类的自然地理环境中仍然是重要的组成部分。

表 1-1 是地球中各种水量的估计。从表中看出，地球上水的空间分布极不均匀，地表淡水和地下水仅占极小的比例。

表 1-1 对地球水量的估计

分布地方	水量 (km ³)	占总水量的百分数(%)
淡水湖	125000	0.009
河流	1250	0.0001
土壤水和渗流水	67000	0.005
地下水	8350000	0.593
盐湖和内陆海	104000	0.008
冰盖和冰川	29200000	2.074
大气水分	13000	0.001
海洋	1370000000	97.31

地球上各部分的水不是彼此孤立和静止存在的，而是处在不断地交替循环之中，因而可供人类利用的地表和地下淡水的量要比实际分布的量大多得多。

大气降水是地下水和陆地地表水的主要补给来源。因此，在年降水量丰沛的地区，地表水和地下水一般都较丰富。反之，在年降水量稀少，蒸发强烈的地区，一般说来，地表水和地下水也较贫乏。我国幅员辽阔，降水分布不均，总的分布规律是从东南沿海向西北内陆逐渐减少。

地下水和地表水存在着相互转化的补、排关系。就一般情况来看，在天然状态下，地下水通过地下径流通道，最终将排入地表水中；但在地下径流过程中，两者的关系十分复杂。如一个地区的地表水面(如湖面、河面)常常也是地下水的排泄基准面，但在局部地区地下水可以接受地表水的补给。当人工大量开采地下水，形成区域下降漏斗时，或因采矿而疏干地下水，大幅度降低地下水水位时，会出现地表水大量补给地下水的情况。

由于地下水和地表水、大气水的相互转化，持续循环，使得淡水不断交替，贮水不断更新，开采利用之后，又可以得到补偿，但并不是取之不尽用之不竭的。更由于水资源的分布不均，人类对水的需求愈来愈大，一些国家和地区已面临水荒的威胁。因此，有计划地合理开发、利用和保护水资源，充分利用大气水，调整地表水与地下水的开采格局，进行地表水和地下水的联合最优调度，发掘地下水库的潜力，加速大气水与地表水向地下水的转化……等等，都是当前世界各国水资源工作者着力研究与解决的问题。

二、地下水的补给

地下水的补给来源主要是大气降水的渗入、地表水的渗入、大气中水汽和包气带岩石空隙中水汽的凝结补给以及人工补给。

1. 大气降水的渗入补给

大气降水到达地面以后，通过岩石的裂隙和土壤孔隙渗入地下。当雨强小于土(岩)层的入渗速度时，全部雨水渗入包气带中；若雨强大于土(岩)层的入渗速度时，则在入渗的同时形成地面径流。入渗的降水首先湿润地下水以上的土层，如果降雨前包气带土层湿度较小，入渗水首先充填土壤颗粒间的毛细孔隙；若入渗强度足够大，可能形成重力水的连续下渗。在重力水下渗锋面未抵达地下水水面之前，入渗水并未补给地下水，如果此时入渗终止(即降雨结束)，包气带中的土壤水分重新分配，其结果可能有部分土壤水补给地下水[图 1-10(a)]。如果地下水埋深较大，土壤水重新分配后并没有多余的水分渗至地下水面，

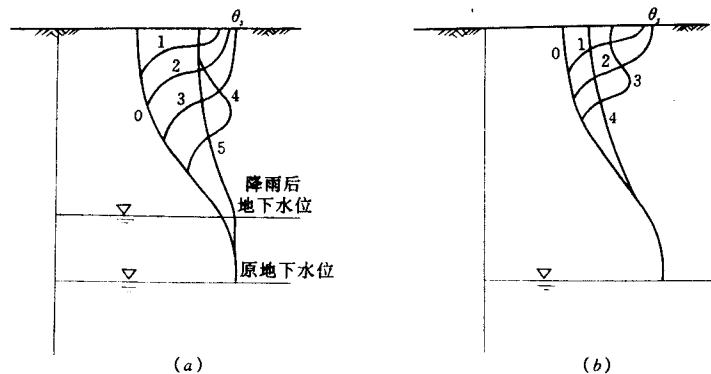


图 1-10 降雨入渗过程中土壤水重新分配示意图
(a)地下水埋深浅的情况；(b)地下水埋深大的情况

则这次入渗过程就没有起到直接补给地下水的的作用[图 1-10(b)]。

2. 地表水的渗入补给

地表水包括江、河、湖、海等一切地表汇集的水体，它们与地下水是密切联系的。在天然条件下，多数是地下水补给地表水，并成为地下水径流的终点；但也有地表水补给地下水的情况。我国黄河在其下游黄泛平原上是地上悬河，由于泥沙淤积使河床不断抬高，再加上连年筑堤，使现代河床高出两岸地面 3m~5m，河水常年不断地通过渗流补给地下水(图 1-11)，河间洼地的地下水埋深只有 2m~3m。

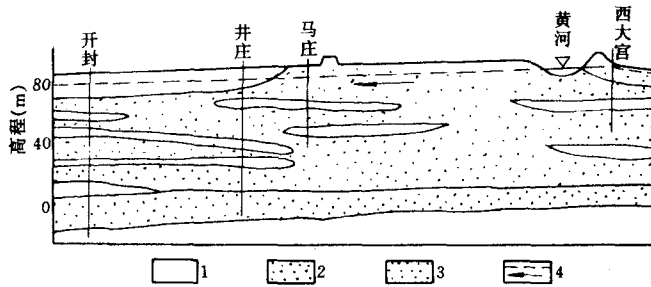


图 1-11 河南省开封附近黄河水文地质剖面图

1—粘土；2—粉沙；3—细沙夹中沙；4—地下水位及流向

一般河流的中上游地带，在平水位时多为地下水排入河中，而至洪水期河水水位猛涨，地下水位上升很慢，则河水反过来补给地下水。

在河流的上游和山区的常年河流常常是河流排泄地下水。山区的间歇河则往往是洪水期河流补给地下水。山区河流出山口时，在山前地带常为冲洪积扇的顶部，地下水位埋藏较深，岩石透水性好，河水往往大量补给地下水，有的河流甚至出山后不远即全部渗入地下。例如我国新疆盆地边缘山区的河流，主要由高山冰雪融化补给，流出山口后大量渗入山前戈壁砾石中，有的甚至全部渗入地下。

在喀斯特发育地区，地表水与地下水的联系更为密切，有时两者很难截然分开。在这类地区，地表河水可能全部被吸收而成为地下河，地下河水也可能全部排出地表而成为地上河。

3. 水汽凝结补给

大气中的水汽不仅可随空气运移，而且还受水汽压的支配，即水汽由水汽压力大的地方向压力小的地方运移，直到两者压力相等为止。当地表气温比包气带土层中空气的温度高时，大气中的水汽压力比包气带中的大，故大气中的水汽可向包气带中运移，使包气带中空气的湿度增大，岩石颗粒表面吸附的水分子也就会愈来愈多。当土层中的空气湿度达到饱和时，在岩石表面可形成重力水，重力水可下渗补给地下水。这就是凝结补给。

地下水的凝结补给量虽然不多，但对于降水稀少、地表径流贫乏而日温差较大的沙漠地区来说，凝结补给也是地下水的主要来源之一。此外，在日温差变化较大的山区，地下凝结作用也较强烈。

4. 人工补给

人工补给有两个含义：其一是由人类的某些生产活动而引起的对地下水的补给，如修建水库、农业灌溉、渠道渗漏等；其二是人类有意识地专门修建工程，将地表水引入或灌

入地下，以增加降水和地表水的渗入量。在条件许可的地方，还可以修建地下水库，用人工补给的方法将降水和汛期的地表水蓄集在地下岩石空隙中，以备旱季运用。

三、地下水的排泄

1. 地下水的排泄方式

地下水的排泄方式有泉水溢出、向地表水泄流、蒸发及人工排泄等。当单独研究一个含水层或蓄水构造的排泄时，则还有含水层之间的排泄(即越流)。

泉是地下水的天然露头，是地下水的一种集中排泄形式，山东省济南市市区 2.6km² 的面积上共有泉眼 108 个，总流量曾达 8333m³/h。

地下水直接向地表水的泄流也是地下水的重要排泄方式。当地下水与地表水有水力联系时，如果地下水位高于地表水位，则地下水可以从河流或湖泊的沿岸及底部溢出。

蒸发是地下水的另一种排泄方式。当地下水埋藏较浅时，土壤的蒸发和植物蒸腾会大量消耗土壤水分；在水势梯度的作用下，地下水通过土壤水的运动进入大气中，蒸发排泄量有时也是相当大的。由于这种排泄只排出水分，而将水中的盐分留在土壤中，于是往往随之而引起土壤的次生盐渍化。地下水埋藏深度大于毛细上升高度时，如果包气带中空气的湿度很小，也可有地下蒸发。不过这种蒸发的强度要小得多，而且随着埋深的增大，蒸发也会减弱。

当地下水的开采量超过补给量时，将消耗原来的储存量，造成地下水位的逐年降低，所以人工排泄在地下水排泄中愈来愈占重要的地位。在强采水区，已形成大面积的降落漏斗，改变了地下水的天然排泄方式，使其蒸发排泄量大为减少，使泉的流量减小甚至干枯，使其排入地表水的流量减小，甚至造成地表水反过来补给地下水。

2. 地下水的排泄条件

地下水的排泄条件主要指地形条件、地质条件、气候条件和水文条件。地形方面表现在地形的割切程度和排泄基准面的相对位置，地质方面主要是指蓄水构造的开启与封闭程度和地下水的埋藏深度，气候状况当然也是影响地下水排泄的因素。

地形割切程度包括割切深度和水文网密度。沟谷密度和割切深度愈大，地下水的排泄条件愈好，所以泉水多出现在山区和丘陵区。在平原地带泉很少，地下水主要通过蒸发排泄。

排泄基准面指一个水文地质单元中最低的排泄水准面，如河流、湖泊的枯水位面和泉水出露水平面等。排泄基准面与补给区的高差愈大，地下水的排泄条件愈好。

蓄水构造的开启与封闭程度对埋藏较深的地下水的排泄起主要作用。开启构造指地下含水层有明显的排泄区，相对封闭构造指地下水的排泄主要靠透过相邻弱透水层(越流)或局部导水断层来实现。封闭构造中的地下水基本无统一出路，故地下水的循环十分缓慢。

地下水埋藏深度或包气带厚度和气候条件，主要影响潜水的蒸发排泄强度，地下水埋深愈小，气候愈干燥，气温愈高，则蒸发愈强烈。

四、地下水的径流交替

由于地下水有补给和排泄，使含水层中贮存的地下水不断得到交替更新，从补给区向排泄区运动而产生地下径流。除极少数的特殊封闭条件外，地下水一般都有不同程度的径流交替。

研究地下水的径流交替就应研究径流的方向、速度、径流量的大小、控制径流的条件

和影响因素、水交替的类型和程度等。

地下径流总的趋势是由补给区向排泄区流动,从高水位向低水位运动(包括承压水),具体的方向和路径是很复杂的,可以通过地下水等水位线图或等水压线图(承压水)来分析。流动速度取决于水力坡度的大小和岩石透水性的好坏。径流量的大小还取决于含水层的厚度和地下水的补给与排泄条件。

地下水的水交替类型可分为垂向交替、侧向交替(水平交替)和混合交替三类。垂向交替发生在无出口的内陆盆地中。这里的地下水排泄只有蒸发这一种形式;补给来源以大气降水渗入为主,也有地表水体的垂直渗入,地下水的交替循环主要是在垂直方向上进行,仅在盆地边缘有微弱的地下径流,盆地中部则径流停滞。在这种条件下常形成高矿化的地下水,仅在盆地边缘有淡水分布,从边缘向中心形成明显的水化学分带规律。

侧向交替发生在泉露头处或含水层与地表水体的交界面处,当含水层水位高于地表水体水面高程时,地下水向地表水体排泄,反之地表水体补给地下水。地下水的交替循环主要是在水平方向上进行,地下径流发育表明地下水的交替频繁,这种条件下常形成良好的地下淡水资源。

混合交替是介于上述两种极端类型之间,两种交替都有。自然界地下水大都是混合交替的,但有以垂向或以侧向交替为主之分。在一个地下水流域上,不同地段水交替的类型和特点可以是不同的。

地下径流是在地下水的补给、运动、排泄作用下形成的,一定的补给、运动、排泄条件便形成一定的地下径流。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、包气带岩性和厚度、地形切割程度等。各种自然因素对地下径流影响是十分复杂的,有时是这几个因素起主导作用,有时又是另外几个因素为主,只有详细地研究了某一具体地区地下径流形成的气候、水文、地貌、地质条件以后,才能够比较清楚地确定起主要作用的影响因素。

如果确定了影响某地区地下径流的主要因素,并找到了它们与地下径流的定量关系,则可以根据这些因素的变化来预测地下径流的变化,以及估计类似地区的地下径流,这对于开发利用地下水、评价地下水资源是很有意义的。

第三节 地下水资源的概念

平原地区的深层承压水,是在亿万年前地质构造作用下形成的,其补给和排泄区常远离埋藏区。在垂直方向上,由于含水层的开采,相邻含水层之间形成了压力水头差,在其作用下,相邻含水层之间可以通过弱透水层(或天窗)发生越层补给。但不论是水平方向还是垂直方向,这种补给都比较微弱。因此,含水层开采之后不易恢复和补偿。浅层地下水埋藏在近代沉积层中,可以直接由天然降雨或其他地表水体补给,水的垂直交替活动和水平运动都十分频繁,开发利用以后可以部分(或全部)地得到补偿和恢复。正确认识地下水资源的特点,摸清它在天然状态下和人工开采条件下的运动规律是合理开发利用地下水资源的关键。

一、浅层地下水(包括潜水和浅层潜水——承压水资源)