

高等学校教学用书

煤田水文地质学

陈兆炎 苏文智 郑世书 编
李义昌 李祥碧 阎启明

煤炭工业出版社

高等学校教学用书

煤田水文地质学

陈兆炎 苏文智 郑世书
李义昌 李祥碧 阎启明 编

煤炭工业出版社

内 容 简 介

本书以煤田水文地质内容为主,同时扼要地介绍了在煤矿建设和生产过程中常见的工程地质问题。

全书共分三篇十四章。第一篇为水文地质学基础;第二篇为煤田水文地质及其基本工作方法;第三篇为矿井水防治、矿区供水及矿山工程地质问题。书中大量引用了我国煤田水文地质工作者在建国30多年来取得的生产、科研成果。

本书是煤田地质勘探专业的教材,也可作大专函授、大专成人教育培训用书,供广大煤田水文地质及矿井地质技术人员参考。

责任编辑:宋 德 淑

高 等 学 校 教 学 用 书

煤 田 水 文 地 质 学

陈兆炎 苏文智 郑世书
李义昌 李祥碧 阎启明 编

*

煤炭工业出版社 出版

(北京安定门外和平里北街21号)

煤炭工业出版社印刷厂 印刷

新华书店北京发行所 发行

*

开本787×1092mm¹/₁₆, 印张 13¹/₁₆,

字数 440 千字 印数1—3,080

1989年5月第1版 1989年5月第1次印刷

ISBN 7-5020-0243-X/TD·232

书号 3083

定价 3.75元

前 言

《煤田水文地质学》是根据煤炭工业部制定的煤炭高等工科院校教学大纲，由淮南矿业学院、中国矿业学院及西安矿业学院合编而成的。本书详细地阐述了煤田水文地质中的有关基本概念、基本知识和基本理论；系统地介绍了煤田水文地质类型划分原则和勘探要求、遥感遥测技术在煤田水文地质调查中的应用、钻探和物探技术要求、水文地质试验、矿区地下水动态观测和取样、矿井涌水量预计，以及矿井水防治、矿区供水和常见的矿山工程地质问题等。

本书执笔编写的有：淮南矿业学院陈兆炎（绪论、第一、三、十四章）、李祥碧（第六、七、八、九、十章）；西安矿业学院苏文智（第二、十一章）；中国矿业学院李义昌（第四、十三章）、郑世书（第五、十二章）、阎启明（第五章）。陈兆炎同志统稿。审稿人有：地质矿产部水文地质技术方法研究队高级工程师方鸿慈；煤炭工业部地质局高级工程师葛亮涛；西安煤矿设计研究院高级工程师王泰书。

本书是煤田地质勘查专业的教材，也可作大专函授、大专成人教育培训用书，供广大地质勘探及矿井地质技术人员参考。

由于我们的水平有限，书中难免有不妥之处，敬希读者批评指正。

编 者

1987. 11

目 录

绪论	1
----	---

第一篇 水文地质基础

第一章 地下水的形成条件	4
第一节 自然界水的循环及地下水的起源	4
第二节 影响地下水形成和动态的因素	5
第三节 水在岩石中存在的形式	13
第四节 岩石的水理性质	16
第五节 含水层及其划分	18
第二章 地下水的物理性质及化学成分	20
第一节 地下水的物理性质	20
第二节 地下水的化学成分	21
第三节 地下水化学成分的形成和变化	28
第四节 煤矿地下水的化学特征	31
第五节 地下水化学成分的分析和水化学类型的划分	32
第三章 地下水的基本类型和特征	37
第一节 地下水的分类	37
第二节 潜水	38
第三节 承压水	42
第四节 孔隙水	46
第五节 裂隙水	48
第六节 岩溶水	52
第四章 地下水的运动	57
第一节 地下水运动的几个基本概念和基本定律	57
第二节 地下水向集水建筑物的稳定运动	60
第三节 地下水向集水建筑物的非稳定运动	77

第二篇 煤田水文地质及基本工作方法

第五章 煤田水文地质分类及勘探要求	96
第一节 影响煤田(矿井)充水的因素	96
第二节 煤田及矿井水文地质分类	111
第三节 (煤)矿区水文地质工作的基本要求	114
第六章 水文地质测绘及遥感遥测技术的应用	119
第一节 水文地质测绘的目的、任务及工作程序	119
第二节 水文地质测绘的基本内容和要求	121
第三节 遥感遥测技术在水文地质调查中的应用	126
第七章 水文地质钻探与物探	129
第一节 水文地质钻探的目的与任务	129

第二节	地质钻探中简易水文地质观测	129
第三节	水文地质钻探的布孔原则	131
第四节	水文地质钻探的技术要求	133
第五节	地球物理方法在水文地质调查中的应用	136
第八章	水文地质试验	145
第一节	抽水试验	145
第二节	其它试验方法简介	159
第九章	矿区地下水动态观测与取样	163
第一节	矿区地下水动态长期观测	163
第二节	取样	166
第十章	水文地质资料整理	168
第一节	图件的编制	168
第二节	水文地质报告文字说明	171
第十一章	煤矿涌水量预计	173
第一节	相关比拟法	174
第二节	解析法	181
第三节	水均衡法	191
第四节	数值法	194
第五节	电模拟法	206
 第三篇 矿井水防治、矿区供水及矿山工程地质问题		
第十二章	矿井水的防治	211
第一节	地面防水	211
第二节	井下防水	214
第三节	疏干降压	226
第四节	矿井及露天矿排水	234
第五节	堵水防渗	235
第六节	酸性矿井水的防治	248
第十三章	矿区供水水文地质	249
第一节	概述	249
第二节	地下水水质评价	252
第三节	地下水资源评价	255
第十四章	矿山工程地质问题	262
第一节	岩石的物理力学性质	262
第二节	潜蚀	271
第三节	滑坡及露天矿边坡稳定	275
第四节	井巷工程变形	282
第五节	矿区地表沉陷	286
主要参考文献		288

绪 论

一、煤田水文地质学研究的对象及其与其它学科的关系

煤田水文地质学是水文地质学的一个分支，是一门研究煤田（矿区）地下水的专门学科。它主要研究煤矿区地下水的来源、分布规律、埋藏条件、物理性质、化学成分、运动规律、动态特征、水量大小、勘探方法等内容；同时，也要研究在不同条件下，如何合理地利用和保护地下水资源及有效地与地下水的危害作斗争等实际问题。

煤田水文地质学，除与水文地质学的有关学科，如普通水文地质学、地下水动力学、专门水文地质学、区域水文地质学、水文地球化学，以及环境水文地质学等有直接的联系外，还与勘探工程学、采煤学等也有直接关系。地下水是埋藏和运动于地壳岩石的空隙之中，其来源、分布、成分、性质等，无不受地质条件的制约。因此，在研究一个煤田（矿区）的水文地质条件时，首先要了解该地区的地质条件，这就需要广泛地运用地质学的知识；其次，煤田（矿区）地下水亦是自然界中水循环系统的一个组成部分，大气水、地表水、地下水之间有着密切的联系，因此在研究煤田（矿区）地下水时，不可避免地要涉及到气象和水文等方面的知识；此外，为了深入研究地下水，还需要应用数学、物理、化学、流体力学及水力学等方面的原理和方法；为了解决与地下水有关的一些实际问题，对水利工程学、环境保护学等方面的知识也应有一定的了解。

二、煤田水文地质学的基本任务

煤田水文地质学的基本任务，归纳起来主要有以下三个方面：

（一）研究煤田水文地质条件和预计矿井涌水量

研究煤田水文地质条件，首先要对矿区的地质构造特征，含水层的岩石性质、分布规律、埋藏条件、富水性，地下水的运动规律及其物理性质、化学成分、补给来源、动态特征，隔水层的分布规律、隔水性能，以及各含水层之间的水力联系等进行研究；然后，在此基础上要分析在未来矿区开发时，引起矿井充水的水源、通道，以及影响充水量大小的各种因素。

对一个矿区的水文地质评价，不仅是定性的，更重要的是在定性的基础上作定量的评价，预计未来矿区开发时矿井涌水量的大小。影响矿井涌水量的因素是多方面的，其中充水含水层的富水性及其围岩隔水性是决定涌水量大小的根本因素。前者决定着含水层疏降的难易程度，后者则决定着发生突水的可能性及频率。此外，开采的方式和方法，对矿井涌水量亦起着控制作用。因此，在定量评价时，不仅要计算矿井开发初期的涌水量，而且要预测开采过程中井巷涌水量的变化趋势。

（二）防治矿井水害

在矿井建设和生产过程中，都会或多或少遇到地下水，大量的地下水流入矿井，会给建设和生产带来许多困难，它不仅恶化劳动条件，增加矿井排水费用，而且会影响生产安全，甚至发生淹井事故，造成生命和财产的重大损失。例如，1935年山东淄博的北大井发生严重的透水事故，水量为 $443 \cdot \text{m}^3/\text{min}$ ，一个多小时整个矿井被淹没。新中国成立后，

积极开展了矿井水的防治工作，不仅大大消除了矿井水的危害，保证了煤矿生产的安全，就连过去被水淹没的矿井（如山东淄博的北大井）也恢复了生产。但由于客观和主观的原因，矿井水的危害还时有发生。

此外，如酸性矿坑水的形成，不仅会腐蚀矿井机电设备，而当其排出地表后又会对矿区环境造成污染；在岩溶矿区高强度的排水，会引起矿区地表塌陷，对地面建筑、交通、农田均造成严重的破坏；露天采矿场的边坡滑落和底板冲溃，给采矿场的生产和安全造成危害，这些现象都与矿区地下水的活动有关。

目前，我国还有许多矿井深受地下水的威胁，如华北地区煤系底板为奥陶系石灰岩含水层的岩溶承压水，对煤层的开发威胁很大，不仅影响到新区矿井建设的布局和发展，而且使老矿井煤炭资源的开发也受到限制。如山东淄博的十行煤，以及肥城的九、十层煤；河北峰峰的小青、大青和下架煤，以及井陘的一层煤；江苏徐州的屯头系煤层等，受奥陶系灰岩水（简称奥灰水）的威胁而造成的呆滞储量十分巨大。仅河北邯邢地区，呆滞储量就达14.9亿t之多，占矿区总储量的36.8%以上。还有些矿井，如淄博的北大井和夏庄矿；肥城的大封矿、陶阳矿；峰峰的二、三、四矿等，距奥陶系灰岩较远的上部煤层即将采完，如不及时解决下部受奥灰水威胁的煤层的开采问题，矿井就面临着资源枯竭的境地。此外，我国还有不少地区含煤地层之上方，分布有许多地表水体或强含水层，由于地表水及强含水层的存在，给开发这些下伏煤炭资源带来许多困难。由此可见，做好矿井防治矿井水害的工作，就显得十分重要。

（三）矿区地下水的综合利用与保护

地下水是一种重要的自然资源，煤矿区常利用它作为供水水源。近代的大型矿区，不仅在数量上需要大量的生活和工业用水，而且在质量上也有严格的要求。地下水在质量上特别是在卫生条件上比地表水具有较多的优越性。据统计，一个年产量为60万t的矿井，每天需水量约4000t。为了满足需水要求，往往要采用地下水。

从矿井排出的水，经净化处理后，可以作为矿区供水水源。但在岩溶矿区，矿井长期大量的抽排地下水，会引起矿区地表塌陷；对采用浅层地下水（如砂砾石层水），若开采过量，也会出现地表大面积整体下沉问题。因此，利用地下水作为矿区供水水源时，必须注意避免造成破坏环境等不良后果。

在利用地下水作为供水水源时，要按照合理利用的原则，疏排与供水有机地结合起来。因此，如何综合利用矿区地下水，正确地估算矿区地下水疏干的合理性，控制地表塌陷，防止污染，保护矿区地下水资源，就成为煤田水文地质学的重要任务之一。

三、我国煤田水文地质学的发展简况

煤田水文地质学是一门新兴的学科，它是在新中国成立后随着生产的发展而形成的。关于利用地下和矿井防水方面，早在数百年前即已开始，并积累了丰富的经验和大量的资料，但由于生产力未得到解放，科学得不到发展，对已往积累的丰富经验和知识，一直未能在理论上加以总结和提高。

新中国成立后，由于国民经济建设高速发展的需要，不仅自己培养了一大批煤田水文地质专业科技人材，还设立了专门研究机构，并建立了一支煤田水文地质专业队伍，这支队伍在国民经济建设中发挥了很大的作用，做出了巨大贡献。例如，进行了全国性的煤田水文地质调查；编制了全国性的煤田水文地质综合图件；对数百个矿区进行了水文地质勘

探和水文地质评价。这不仅解决了许多重要矿区的复杂的水文地质问题，满足了矿区开发设计、建设和生产的要求，保证了矿井生产的安全，而且针对某些矿区矿井水文地质方面存在的问题，开展了一系列的科学研究。如矿井突水机理、帷幕注浆、堵水截流、深降强排、带压开采、水体下采煤、综合治理、综合利用，以及水文物探、遥感遥测及地下水资源保护等，都取得了很好的效果，为煤矿的建设和生产提供了可靠的依据。

随着生产的发展，煤田水文地质工作逐步向数学化、定量化和自动化方向发展，因而对煤田水文地质学提出了越来越高的要求，这就必然推动煤田水文地质学科的前进，从而使煤田水文地质学的基本理论得到进一步的发展和提高，新的探测手段、技术工艺及工作方法等方面将会得到更加广泛的应用。

由于近代科学技术的飞速发展，如电子计算机的出现和应用，解决了许多复杂水文地质条件下的计算问题，使数值法在水文地质计算中得到广泛应用，它不仅解决了某些情况下的水量计算问题，同时也可用于管理模型的计算。总之，新技术新方法的引进和应用，不仅解决了生产实际中提出的许多复杂问题，同时也推动了煤田水文地质理论向新的深的领域发展。广大的水文地质工作者正在研究和应用这些新技术、新方法，可以预料不久我国的煤田水文地质工作将会出现一个崭新的局面。

第一篇 水文地质基础

第一章 地下水的形成条件

第一节 自然界水的循环及地下水的起源

自然界的水是以不同的状态存在于大气圈、水圈和岩石圈中。其中，以气态（水汽）、液态（雨滴、云、雾）和固态（雪、雹）存在于大气圈中的水，称为大气水；以液体状态聚积在海洋、河流、湖泊中，或以固态存在于两极及高寒地带的水，称为地表水；以各种不同的状态（如气态、液态及固态）存在于地下岩石空隙中的水，称为地下水。地下水是煤田水文地质研究的主要对象。

根据B·N·维尔纳德斯基的统计，整个地球上的水量约为18亿 km^3 ，大约占地球质量的1%。其中，地表水占 $14 \times 10^8 \text{km}^3$ ；地下水占 4×10^8 ；大气水占 $13 \times 10^3 \text{km}^3$ 。

大气水、地表水和地下水三者之间有着密切的关系，它们除极少数分布于海洋深处及地壳深处的水之外，都在不断地运动和变化着。地表水和地下水在太阳辐射热的作用下，蒸发成水汽上升到空气中，并随着大气不断移动，在温度和湿度适宜的条件下，凝结成极细的水滴——云，云再变成雨、雪、冰雹，在地心吸引力的作用下降落至地面，这种降至地面的水，统称为大气降水或降水。降水降至地面后，一部分被再度蒸发，以水蒸气的形式回到大气中；另一部分以地表径流的形式顺地表汇入河流、湖泊，最后注入海洋；还有一部分则通过表土层和岩石的空隙渗入地下，形成地下水，而后又以地下径流的形式汇入河流、湖泊和海洋。大气降水、地表水和地下水之间这种不间断地运动和变化，称为自然界水的循环。由此可见，自然界水的循环，各个要素之间是有机地联系在一起的，形成一个复杂的系统，这样的系统称为水循环系统。

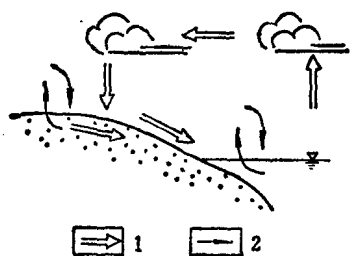


图 1-1 自然界中水的循环
1—大循环；2—小循环

按循环范围的不同，可将水的循环分为大循环和小循环两种（图1-1）。大循环是指水在海洋和陆地之间整个范围内的循环，它又称外循环。水从海洋面上蒸发成水汽，被气流带至大陆上空，以降水的形式降落到地面，这些降水除部分被再度蒸发外，其余的又以地表径流或地下径流的形式汇入海洋。小循环是指水在陆地或海洋各自范围内的循环。水从海洋面上蒸发，以后又以降水的形式降落到海洋，或是从大陆的河面、地面和植物叶面蒸发以后又以降水的形式仍降落到大陆上。

在大陆上，小循环强的地区降水量大。因此，在干旱地区修建水库及大面积植树造林，都能起到加强小循环，增加降水量和改造自然的作用。

降水能够渗入地下，形成地下水，其渗入量的大小与降水量、降水强度、地表岩石性

质及植被情况等有关。如暴雨降落在地面坡度大、岩石透水性差、植被不发育的地区，渗入的水量就小；反之，则大。

由降水渗入地下而形成的地下水，称为渗入水或循环水。降水的渗入并不是地下水的唯一来源，例如在我国西北干旱的沙漠地区，降水稀少，但在土壤和岩石的空隙中却蕴藏着地下水，这种地下水是由于地下温度低于空气的温度，空气中的水汽进入土壤和岩石的空隙中凝结而成的。由于水蒸气凝结而成的地下水，称为凝结水。

此外，还有一部分地下水，既不是降水渗入，也不是水汽凝结形成的，而是直接由岩浆中分离出来的气体化合而成，这种由岩浆作用形成的地下水，称为初生水（原生水）；与沉积物同时生成的或因海水渗入到原生沉积物的空隙中被封存起来而形成的地下水，称为埋藏水或封存水；另有一种地下水是由于地壳中物理化学的平衡条件改变，从矿物的结构水（如硬水铝石 $\text{AlO} \cdot \text{OH}$ ，白云母 $\text{KA}l_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ 等）和结晶水（如芒硝 $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ，石膏 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 等）脱出而成的，由这种原因形成的地下水，称为脱出水。

综上所述，地下水的来源有渗入的、凝结的、原生的、封存的和脱出的等五种。在一般情况下，大气降水的渗入是地下水最普遍、最主要的一种来源；在干旱的沙漠地区，可能以凝结水为主；其余来源的地下水，只存在于局部地区，且生成后常与渗入水逐渐混合，故不占主要地位。

第二节 影响地下水形成和动态的因素

一个地区地下水的形成和其动态变化，受气象、水文、岩石等因素的影响，因此不同地区的地下水，具有不同的特点。

一、气象因素

地下水主要来源于大气降水，在研究地下水时，首先要了解各种气象因素对地下水形成和其动态所起的作用。

气象因素是表征大气所处物理状态的因素，包括气温、气压、空气湿度、降水及蒸发等。这里介绍几种与地下水关系比较密切的气象因素。

1. 气温

太阳的辐射热穿过大气层到达地表，经过反射部分热量为大气所吸收，使大气温度发生变化。由于大气的热量主要来源于地表面的反射，因而气温的高低随地表的热状态变化而变化，也就是说气温是随时间和空间而改变的。

由于一年内或一昼夜间太阳照射高度的周期性变化，因此气温在一年或一昼夜间都显出一个最高值和最低值，且这种周期性的变化（也有多年变化）是随纬度、地形和地质等因素的不同而有差异。气温的变化对埋藏不深的地下水的形成和动态有很大影响，而对埋藏较深的地下水则不明显。

2. 空气的湿度

空气的湿度是指大气中的水汽含量，通常用绝对湿度、相对湿度和湿度差来表示。

绝对湿度 e 为某一时刻空气中含水汽的量，通常以 1m^3 空气中所含水汽的克数表示，或以水汽的张力来表示。

相对湿度 e_1 为空气中实际存在的水汽含量 e 与同温度、同体积空气内水汽达到饱和状态时的含量 E 之比，用百分数表示，即

$$e_1 = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (1-1)$$

湿度差 d 是指在一定温度下空气中水汽的最大含量与当时空气中实际水汽含量之差, 即

$$d = E - e \quad (1-2)$$

在不同的温度条件下, 饱和水汽含量与水蒸气的张力值, 如表1-1所示。

表 1-1 温度、饱和水汽含量与水蒸汽张力关系

空气温度 t	-30	-20	-10	0	10	20	30
饱和水汽含量 g/m^3	0.5	1.1	2.4	4.8	9.4	17.3	30.4
水蒸气张力 Pa	5.33×10	1.33×10^2	2.93×10^2	6.13×10^2	1.23×10^3	2.33×10^3	4.25×10^3

空气中的水汽含量(绝对湿度)越接近于饱和含量, 其湿度越大。空气绝对湿度的大小, 通常是随温度的升降而增减。例如潮湿的地区, 其空气绝对湿度较干燥地区大。绝对湿度的大小只能表明空气中所含水汽的多少, 却不能表明空气的干湿程度, 而相对湿度则能直接表示空气的干湿程度。湿度差的大小, 对于蒸发作用有很大的影响, 湿度差越大, 蒸发作用的强度和速度也越大。空气的湿度对于地下水的形成有很大影响, 当空气中湿度大时, 蒸发减少, 有利于地下水的积聚。

测量湿度的仪器, 通常有毛发湿度计和干湿球湿度计两种。

3. 降水

海面和陆面上的水分不断蒸发进入空气中, 当空气的相对湿度达到100%, 即空气中水汽含量达到饱和时, 水汽便开始凝结, 形成水滴降到地面, 称为降水。降水的形成包括两种: 一种是由于低层空气在夜间接触到因散热而变冷的物体, 气温下降, 水汽直接在地表或地表物体上凝结成液态水或固态水, 如霜、露等; 另一种是由于高层空气的冷却, 凝结而成的降水, 如雨、雪、雹等。

单位时间内降落到地面的水量称为降水量, 它是用水层厚度(mm)来表示。每分钟的降水量, 称为降水强度。如一分钟内超过0.5mm的降水, 称为暴雨。

根据降水强度, 可将降雨分为霪雨、细雨和暴雨等三种类型。通常, 霪雨的强度不大, 但延续的时间长, 对地下水的补给有很大意义; 细雨的雨量小, 易被蒸发, 对地下水的补给不如霪雨有利; 暴雨降水量大, 但一般延续时间短, 大部分雨水来不及渗入地下便消耗于地表迳流了。

雪是固态的降水, 融化后也能补给地下水。

降水是地下水的主要补给来源, 有时甚至是唯一的补给来源。降水渗入地下的量的多少, 一般用渗入系数来表示。渗入系数是指渗入地下的水量与降水量的比值, 即

$$\alpha = \frac{w}{x} \quad (1-3)$$

式中 α ——渗入系数;

w ——降水渗入补给地下水量, mm;

x ——降水量, mm。

测量降水量的仪器有雨量计、自记雨量计。测量降雪量是利用标尺测量雪层厚度, 然后通过计算求出。

4. 蒸发

在太阳辐射热的作用下, 水由液态转变为气态的作用, 称为蒸发。单位时间内由于蒸发作用而失去的水量称为蒸发量, 一般以水层厚度 (mm) 表示。

蒸发作用可分为水面蒸发、陆面蒸发和叶面蒸发。陆面蒸发对地下水有很大的影响, 这是由于陆面蒸发不仅会消耗地下水水量, 而且会影响地下水的水质。地下水的蒸发作用除受气象条件影响外, 还与地形、土壤、岩性、植被、地下水埋藏深度等有关。一般地下水埋藏越深, 其蒸发越少; 埋藏越浅, 毛细上升高度越大, 蒸发掉的水量也越多, 常造成大片土地的盐渍化。

一般气象站所获得的蒸发资料, 主要是水面的蒸发值, 并不代表一个地区的真实蒸发量, 只能表示该地区的蒸发强度, 故称为蒸发力或蒸发度。测定蒸发度的仪器主要是蒸发皿。

水面蒸发的速度或数量 (即蒸发力或蒸发度), 取决于许多因素, 其中最主要的是温度和湿度。它们之间有如下关系:

$$Q = k \frac{E - e}{P} S \quad (1-4)$$

式中 Q ——单位时间内自某一表面蒸发的水量, mm;

P ——大气压, Pa;

S ——蒸发面的面积, mm^2 ;

K ——风速系数。

由此可见, 单位时间内自某一水面蒸发的水量与湿度差和蒸发面的面积及风速成正比, 而与大气压力成反比。当湿度差、蒸发面的面积及风速越大时, 蒸发作用的强度也越大; 反之, 则小。当大气压力增大 (产生的相对湿度也大) 时, 蒸发强度变小; 反之, 则增大。

为了说明一个地区气候的干湿程度, 常采用年降雨量 x 与年蒸发量 Z 的比值称为湿润系数, 用 K_B 来表示, 即

$$K_B = \frac{x}{Z} \quad (1-5)$$

湿润系数是地下水 (特别是潜水) 形成的重要标志之一。湿润系数大的地区, 地下水比较丰富; 反之, 则较贫。

根据年平均湿润系数值的大小, 可将不同地区的干湿程度划分为六个带: 湿度过剩带 ($K_B \geq 1.50$); 湿度充足带 ($K_B = 1.49 \sim 1.00$); 湿度适中带 ($K_B = 0.99 \sim 0.60$); 湿度不足带 ($K_B = 0.59 \sim 0.30$); 湿度过低带 ($K_B = 0.29 \sim 0.13$); 微湿度带 ($K_B \leq 0.12$)。

二、水文因素

降落到地面的水, 除去一部分重新蒸发及一部分渗入地下形成地下水外, 其主要部分顺地表流动, 形成地表水, 以河流、湖泊、海洋等形式出现。这些地表水 (特别是河流)

经常与地下水有密切联系，它对地下水的形成和变化有着很大的影响。

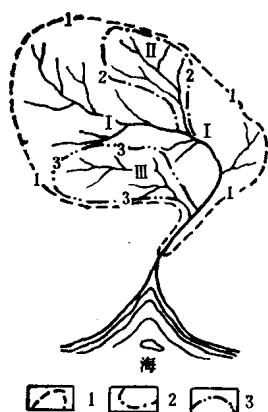


图 1-2 河流的流域示意图

I—河流的干流；II、III—河流的支流
1—干流的分水岭；2、3—支流的分水岭

1. 河流

1) 河系 某干流及其全部支流的总体称为河系。汇入干流的称为一级支流；汇入一级支流的称为二级支流，其余依此类推。

2) 流域 指分水线或分水岭以内河系集水面积的范围（图1-2）。在该集水范围内的全部径流，都顺着地表由高到低汇注于该河系中。流域与流域间的分界线，即为两条河流的分水线或分水岭。每一条河系有自己的流域，而且干流的任一支流和河段也有其相应的流域。

3) 河流的补给 河流可由降水、地表水、地下水及混合类型的水补给，其中以降水补给为主。雨水补给的河流，多在气候湿润温暖的地区，其特点为雨季山洪暴发时，河水骤涨，流量增大，雨后水位下跌，

水流变小；雪水补给的河流，主要在寒冷地区，由于冬季冰雪聚积，春季融化后补给河流；冰水补给的河流，分布于高山地区及其边缘地带，这种补给主要发生在夏季，因此夏季河流水量最大。地下水补给虽对大多数河系有着较大的意义，但通常仅在冬季和长期不降水时期河流才是以地下水补给为主，而在洪水时期河流仍然以降水补给为主。

我国主要河系，如长江、黄河等都属于混合补给。即一般上游为融雪或冰水补给，中下游为降水补给。有时，同一条河流在不同季节补给来源不同。例如春季为融雪补给，夏季为雨水补给，冬季则以地下水补给为主，这就是为什么一些大的河流能够经常保持很大流量的原因之一。

2. 径流

径流是指地表水和地下水从地表流域或地下流域注入河系所排出水量的过程。因此，径流有地表径流及地下径流，它们的流域可以是一致的也可以不一致（图1-3）。一个流域内的地表径流和地下径流的水量，一般都通过河流排出，但地下径流也可不汇入河流而经渗流注入海洋。地表径流与地下径流有着密切的联系，两者可以互相转化。如地表径流增强时，地下径流可能减弱；反之，地下径流增强时，地表径流可能减弱。这种径流的转化是相当复杂的，它主要受地形、降水、植被及岩石性质等因素的影响。

降水充沛的地区，有利于形成径流。如果地形平缓、岩石透水性好、植被发育且降水是延续时间很长的霪雨时，有利于形成地下径流；反之，如果地形陡、岩石透水性差、植被少，且降水为时间短暂的暴雨时，则有利于地表径流的形成。此外，随着建设事业的发展，人为因素也会促使径流条件的改变。

由此可见，流域内地下径流与地表径流之间是密切相关的。即地表水可直接渗入补给地下水，在另一些情况下地下水也可补给地表水。因此，研究一个地区的地下水时，首先要很好地研究地表水，以便查明它们之间的关系。

径流的表示方法有以下三种：

1) 径流率 又称径流模数。它是在一定流域面积 A 内，每平方公里面积上每秒钟所流

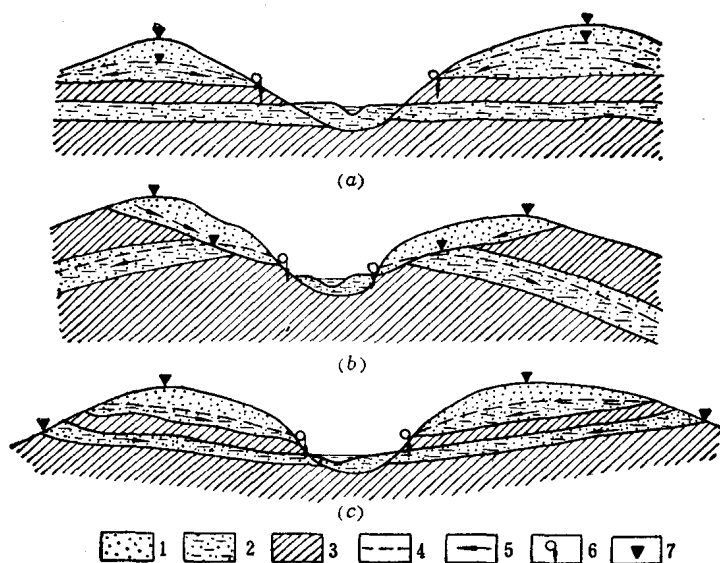


图 1-3 地表径流和地下径流的关系

a—地表与地下径流流域相一致；b、c—地表与地下径流流域不一致；
1—砂；2—含水的砂；3—粘土；4—潜水面；5—潜水流向；6—泉；7—分水岭位置

出的水量，即

$$M = \frac{1000Q}{A} \quad (1-6)$$

式中 M ——径流率， $L/(s \cdot km^2)$ ；

A ——该流域面积， km^2 ；

Q ——水量 ($Q = SV$ ； S 为河床某一测量断面积， m^2 ； V 为河流的平均流速， m/s)， m^3/s 。

径流率实际上是将一定流域范围内河流的径流量，平均分配于该流域的每平方公里面积上的每秒公升数。

总径流率包括地表径流率和地下径流率。地下径流率，通常不超过总径流率的30~50%，它是随地区和时间而变化。根据径流率，可比较不同流域内径流的大小，它能够表明不同区域的气候及水文地质特征。总径流率的大小，主要取决于地表径流，有时也取决于地下径流。我国大部分河流最大径流率是在夏季洪水期，而最小径流率是在冬季，这时河流几乎全依靠地下水补给。

2) 径流高度 指某一时期内 (T ，为年)，流域总量 W 均匀分布在整個流域面积 A 上的水层厚度 h ，即

$$h = \frac{w}{A} = \frac{QT}{A} \quad (1-7)$$

式中 T ——计算期， s ；

A ——流域面积， km^2 ；

h ——水层厚度， mm 。

3) 迳流系数 指某时期内, 迳流高度 h 与同时期的降水量 x 之比, 即

$$\eta = \frac{h}{x} \quad (1-8)$$

式中 η ——迳流系数。

根据水文地质图, 可以了解到地下迳流流域面积的大小, 然后按照研究迳流的方法, 计算地下迳流率、地下迳流高度和地下迳流系数。

地下迳流量的测定, 可在没有旁侧支流的直线河段上设立上、下游两个测水站, 分别测定河水的流量, 然后计算出地下水的补给量 (即地下迳流量), 其公式为

$$Q_G = Q_1 - Q_2 \quad (1-9)$$

式中 Q_G ——河流在该地段内依靠地下水的补给量 (该河段范围内的地下迳流量), m^3/s ;

Q_1 ——河流下游测水站的流量, m^3/s ;

Q_2 ——河流上游测水站的流量, m^3/s 。

三、岩石因素

地下水存在于岩石中, 但一个地区的岩石特征, 对该地区地下水的形成和变化影响较大。岩石特征对地下水的影响, 集中地反映在岩石的成分和结构上。因此, 在研究岩石因素对地下水形成的影响时, 应首先从岩石的成分、结构出发。但应该指出, 研究岩石的成分和结构时, 必须与形成岩石的地质历史条件结合起来研究。

地下水所以能贮存于岩石中, 是由于岩石具有空隙。岩石的空隙既是地下水的贮存空间, 又是地下水的运动场所。岩石的空间特征包括其大小、形状、数量、分布情况及连通程度等, 它们对岩石的透水性和水在岩石中的运动条件, 以及分布规律等都有着直接的影响。因此, 研究岩石的空隙, 对研究地下水的形成及变化十分重要。

在自然界中, 不论是疏松的岩石或者是坚硬的岩石, 都或多或少地存在着空隙。例如, 在原生沉积过程中, 疏松岩石的颗粒与颗粒之间就存在着结构空隙; 在经历漫长的地质年代中, 坚硬岩石遭受了各种地质营力的破坏, 也产生了各种不同的空隙 (图1-4)。由此可见, 不同成因和不同结构的岩石, 其空隙类型也不同。岩石的空隙, 一般可分为孔隙、裂隙和岩溶等三种类型。

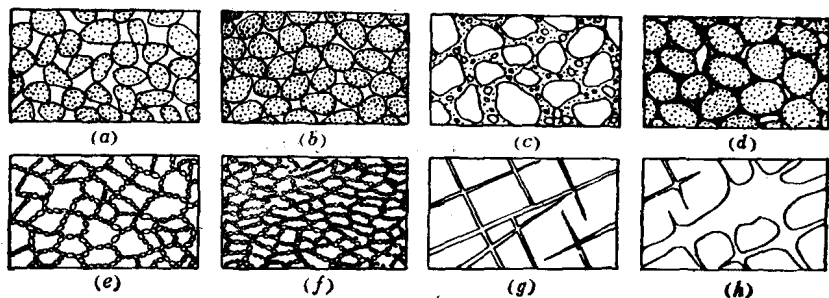


图 1-4 岩石中的各种空隙

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, 含泥砂的砾石; d —经部分胶结的砂岩; 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

1. 孔隙

疏松岩石和未完全胶结的沉积岩，其颗粒或颗粒集合体之间存在着的空隙，称为孔隙。

岩石孔隙的发育程度，一般用孔隙度 n 表示。孔隙度是指孔隙体积 V_n 与包括孔隙在内的岩石总体积 V 之比，用小数或百分数表示，即

$$n = \frac{V_n}{V} \quad (1-10)$$

或
$$n = \frac{V_n}{V} \times 100\% \quad (1-11)$$

一般常见的疏松岩石，其孔隙度的近似值可见表1-2。岩石孔隙度的大小，受一系列因素的影响，如岩石颗粒的大小、形状、分选程度、排列状况及胶结情况等。其中，以岩石颗粒的排列状况和分选程度最为重要。

表 1-2 一般疏松岩石的孔隙度

岩石名称	砾石	粗砂	细砂	亚粘土	粘土	泥炭
孔隙度 %	27	40	42	47	50	80

1) 颗粒排列状况 如果岩石是由直径相等的球状颗粒组成时，其孔隙度的大小取决于其排列方式。不同的排列方式，其孔隙度大小不同。当颗粒呈立方体排列时，孔隙度可达47%；当呈四面体排列时，孔隙度为26%（图1-5）。一般疏松岩石的孔隙度，介于26~47%之间。

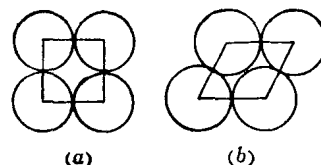


图 1-5 圆球状颗粒的排列方式
对孔隙度的影响

a—最小密度的排列方式，
b—最大密度的排列方式

2) 颗粒的分选程度 组成岩石的颗粒，其分选程度愈好，孔隙度愈大；反之，分选程度愈差，则孔隙度愈小。这是由于粗颗粒间的空隙，可以为较细的颗粒所充填。试验证明，当充填紧密时，混合物的孔隙度大约等于各个组分的孔隙度值的乘积。例如某种砂的孔隙度 $n_1 = 0.4$ ，若在其中加入孔隙度 $n_2 = 0.3$ 的另一种砂，则混合后混合物的孔隙度 $n_3 = 0.4 \times 0.3 = 0.12$ ，即为12%。此外，影响岩石孔隙度大小的因素，还有岩石的特殊结构。有些疏松岩石，如粘土和黄土，由于具有链状结构，所以一般都发育着结构孔隙（图1-4e、f），这类岩石的孔隙度较大，通常可达60%以上；泥炭的孔隙度可达80%以上。

在测定孔隙度时，对于砂、砾石等疏松岩石，可采用注水法，即取一已知容积的容器，将被研究的岩石装满容器，然后用水使之饱和，此时注入的水的体积就等于岩石孔隙的体积，而容器的体积则相当于岩石的总体积，两者之比值，即为岩石的孔隙度；对于细颗粒的疏松岩石及已固结的岩石，可采用容重-比重法，即先分别测定岩石的比重和容重，然后按下列关系式计算其孔隙度，为