

地下水水文学讲义 (水文地质学基础)

水文与水资源工程
地下水科学与工程

讲授：肖 长 来 教授



吉林大学环境与资源学院

2008年9月

英文术语来源

1. GG---Groundwater Glossary

http://www.groundwater.com/groundwater_glossary.html

2. HG—— Hydrogeological Glossary

Fetter CW. From Applied Hydrogeology, 1st Edition 1980; 3rd Edition, 1996; 4th Edition, 2001.

3. GW ——Glossary of Water Resource Ter`ms

4. GWT——Glossary of water-use terminology (GWT)

USGS science for a changing world (<http://www.usgs.gov>)

Estimated Use of Water in the United States in 1990

5. CG——Contents taken from *Glossary*:

Carbon Dioxide and Climates, 1990. ORNL/CDIAC-39, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.

6. EG——Engineering and Design Groundwater Hydrology

Department of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, 1999.2

7. J.Bear, *Hydraulics of Groundwater*. 1979

8. Roger J. M. De wiest, *Geohydrology*. ASCE, 1965.

9. Robert Bowen. *Ground Water*. London, 1980.

目 录

绪 言	1
0.1 课程的目的与内容	1
0.2 水与水文科学	1
0.3 地下水水文学与水文地质学	7
0.4 地下水的功能	13
第一章 地球上的水及其循环	14
1.1 地球上的水	14
1.2 自然界的水循环	15
1.3 与水循环有关的气象水文因素	15
1.4 我国水文循环概况	22
第二章 岩石中的孔隙与水分	23
2.1 岩石中的空隙.....	23
2.2 岩石中水的存在形式	2
2.3 与水的储容及运移有关的岩石性质（岩石的水理性质）	4
2.4 有效应力原理与松散岩石压缩	6
第三章 地下水赋存	8
3.1 包气带和饱水带	8
3.2 含水层、隔水层与弱透水层	9
3.3 地下水.....	11
3.4 潜水.....	12
3.5 承压水.....	13
3.6 上层滞水.....	14
第四章 地下水运动的基本规律	16
4.0 基本概念	16
4.1 重力水运动的基本规律.....	17
4.2 流网	19

4.3 饱和粘性土中水的流动	20
第五章 毛细现象和包气带水的运动.....	22
5.1 毛细现象	22
5.2 毛细负压	22
5.3 毛细上升高度与悬挂毛细水	23
5.4 包气带水分分布及其运动	24
第六章 地下水的化学成分及其形成作用.....	26
6.1 地下水的物理性质	26
6.2 地下水的化学特征	28
6.4 地下水化学成分的形成作用	32
6.5 地下水化学成分的基本成因类型	34
6.6 地下水化学成分的分析内容与分类图示	36
第七章 地下水的补给与排泄.....	41
7.1 地下水的补给	41
7.2 地下水的排泄	45
7.3 地下水径流	52
7.4 地下水补给、径流与排泄对地下水水质的影响.....	52
第八章 地下水系统.....	54
8.1 系统概念	54
8.2 地下水系统的概念	54
8.3 地下水含水系统	55
8.4 地下水流动系统	55
第九章 地下水的动态与均衡.....	57
9.1 地下水动态与均衡的概念	57
9.2 地下水动态	58
9.3 地下水均衡	60
第十章 孔隙水.....	66
10.1 冲洪积扇中的地下水	66
10.2 冲积平原中的地下水	67

10.3 湖积物中的地下水	67
10.4 黄土高原的地下水	67
10.5 孔隙含水系流实例分析	68
第 11 章 裂隙水	70
11.1 概述	70
11.2 裂隙水的类型	71
11.3 裂隙介质及其渗流	73
11.4 断裂带的水文地质意义	74
11.5 裂隙介质的研究方法	74
第 12 章 岩溶水	76
12.1 岩溶发育的基本条件与影响因素	76
12.2 岩溶水系统的演变	78
12.3 岩溶水的特征	79
12.4 我国南北方岩溶及岩溶水的差异	80
参考文献	82

绪 言

0.1 课程的目的与内容

0.1.1 课程的目的

目的是使学生能系统地获得地下水的形成、埋藏、交替循环等方面的理论知识，要求学生掌握地下水水文学的基本概念、基本原理和基本知识，培养学生综合分析各种地下水问题和解决实际问题的能力。

0.1.2 课程的主要内容

通过课堂讲课、课外作业、室内实验和讨论，主要传授地下水的功能，水文循环及其影响因素，岩石的空隙类型及其中的地下水类型，地下水运动的基本规律——达西定律和包气带地下水运动的规律，地下水形成的化学作用及水化学分析表示方法，地下水的补给与排泄，地下水系统，地下水动态与均衡，孔隙水、裂隙水和岩溶水的基本特征。

0.1.3 课程成绩

总成绩包括平时成绩和期末考试成绩，平时成绩占总成绩的 20~30%，由平时作业、出勤率、实验课和习题课的成绩组成，期末考试成绩占总成绩的 70~80%。

0.2 水与水文科学

0.2.1 水

地球表层的水 (Water) 是由地球内部逸出的，经过 35 亿年的积聚和演变，逐渐形成今天的水圈 (Hydrosphere)。

水是无色透明的液体，是地球上生命的源泉和生命赖以生存和发展的必需物质。

Water is the liquid that descends from the clouds as rain, forms streams, lakes and seas, and is a major constituent of all living matter; it is an odorless, tasteless, colorless, very slightly compressible liquid made up of a combination of hydrogen and oxygen (GW, GG).

地球上现有 $13.86 \times 10^8 \text{km}^3$ 的水，以液态、固态和气态分布于地面、地下和大气中，形

成地表水(surface water)、地下水(Groundwater)和大气水(atmospheric water), 其中淡水(fresh water)仅占 2.53%。

地球的圈层可以分为多个, 主要包括岩石圈(lithosphere)、水圈(hydrosphere)、大气圈(atmosphere)和生物圈(biosphere)。

0.2.2 水文学

水文学(Hydrology)是关于地球上水的起源、存在、分布、循环、运动等变化规律, 以及运用这些规律为人类服务的知识体系。

按《水文学及水文测验术语标准》(BG/T50095-98), 水文学是研究存在于地球上的大气中和地球表面以及地壳内的各种现象的发生和发展规律及其内在联系的学科, 包括水体的形成、循环和分布, 水体的化学成分、生物、物理性质以及它们对环境的效应等。

Hydrology is the study of the occurrence, distribution, and chemistry of all waters of the earth(HG). Or hydrology is the science dealing with the properties, distribution, and circulation of water(CG).

0.2.3 水文学的历程

(1) 萌芽时期(远古~1400年)

在尼罗河、幼发拉底河、恒河和黄河这些古老文化发祥地的遗迹中, 可以看到这一时期已经开始了原始的水文观测。最早的水位观测是在中国和埃及开始的。

约公元前 22 世纪, 中国传说中的大禹治水, 已“随山刊木”(立木于河中), 观测河水涨落。战国时李冰设于都江堰的“石人”, 隋代的石刻水则, 宋代的水则碑等, 表明水位观测不断进步。

最早的雨量观测于公元前 4 世纪首先在印度出现。中国于公元前 3 世纪的秦代已开始有呈报雨量的制度, 到了公元 1247 年, 已有了较科学的雨量器和雨深计算方法, 并开始用“竹笼验雪”以计算平地降雪深度。明代刘天和在治理黄河工作中, 已采用手制“乘沙量水器”测定河水中泥沙的数量。

中国古籍《吕氏春秋》中写道: “云气西行云云然, 冬夏不辍; 水泉东流, 日夜不休, 上不竭, 下不满, 小为大, 重为轻, 国道也。”提出了朴素的水文循环概念。成书于公元约 6 世纪初的《水经注》中, 记述了当时中国境内 1252 条河流的概况, 成为水文地理考察的先驱。

这些原始的水文观测和水文知识是肤浅零星的，但已为当时生活和生产提供了重要的水文资料。例如，根据雨量多少决定税收的多少，根据上游的水位向下游传递水情等，标志着水文科学的萌芽。

(2) 奠基时期（约 1400~1900 年）

欧洲文艺复兴带来的科学思想的解放和科学技术的进步，为水文科学发展成为独立的学科奠定了基础。这一时期，水文仪器的发明使水文观测进入了科学的定量观测阶段。

1663 年雷恩和胡克创制了翻斗式自记雨量计(rainfall recorder)，1687 年哈雷创制测量水面蒸发量的蒸发器 (evaporation pan)，1870 年埃利斯发明了旋浆式流速仪 (current-meter)，1885 年普赖斯发明旋杯式流速仪，

上述近代水文仪器使流量、流速、蒸发、降水的观测达到了相当的精度，利用这些近代水文仪器进行水文观测的各种水文站陆续出现。

1746 年，中国在黄河老坝口设立了全国第一个正规水位站，开始系统观测水位，并进行报汛。这些成就使水文现象的观测视野在深度和广度上空前扩大，为水文科学在理论上的发展创造了条件。

在这一时期，近代水文科学理论开始逐渐形成。

1674 年佩罗提出了水量平衡的概念，成为水文科学最基本的原理之一；1738 年伯努利父子发表水流能量方程；1775 年谢才发表明渠均匀流公式；1802 年道尔顿建立了研究水面蒸发的道尔顿公式；1851 年莫万尼提出了汇流和径流系数的概念，并发表了计算最大流量的著名推理公式。他提出的合理化公式，水文研究开始进入经验性的定量估算阶段。1856 年达西发表了描述孔隙介质中地下水运动的达西定律。这些科学理论的创立，为水文科学在河道水流、蒸发、地下水运动、径流形成和水文循环等领域的发展奠定了理论基础，它表明人类对水文现象的认识已由萌芽时期那种肤浅零星的知识，发展到了比较深刻系统的知识。同时也表明，人类对地球上水的运动、变化规律的探索，已发展到以大量观测事实为基础，进行假说、演绎和推理，进而建立各理论体系的近代科学方法论。

19 世纪末，专门水文研究机构开始出现，一些国家开始出版水文年鉴。弗里西著的《河流水文测验方法》、福雷尔著的《日内瓦湖湖泊志》、马略特 (Mariotte) 著的《水的运动》等水文学专著陆续出版。这些著作总结了当时水文观测和理论研究的成就，标志着水文科学作为一门近代科学已奠定基础。

(3) 应用水文学兴起时期（1900~1950 年）

二十世纪初，水文科学解决实际课题的方法由经验的、零星的，逐渐理论化和系统化。进入 20 世纪，特别是第一次世界大战以后，大量兴起的防洪、灌溉、交通工程和农业、林业乃至城市建设向水文科学提出越来越多的新课题，解决这些课题的方法也由经验的、零碎

的逐渐理论化和系统化,水文科学的应用特色逐渐表现出来。这一时期,水文科学在观测方法,理论体系和研究领域等方面继续取得新成就,但它最重要的进展是应用水文学的兴起。

1914年黑曾第一次用正态机率格纸选配频率曲线;1924年福斯特完整地提出了皮尔孙-III型频率曲线的分析方法,把概率论和数理统计的理论、方法引入了水文学。这些贡献使把概率论、数理统计的理论和方法系统地引入了水文科学,使水文变量(如洪峰和洪量)和它出现的机率联系起来,为预估工程未来运行时期内可能出现的水文情势开辟了道路,为制定工程设计标准和推求指定设计标准下的水文变量奠定了基础。

1932年谢尔曼提出的单位过程线;1933年霍顿建立的下渗公式;1935年麦卡锡等人提出的马斯金格姆流量演算技术等,为根据降雨过程计算流量过程和河道洪水演进计算提供了方法,为流域洪水预报和河道洪水预报奠定了基础;1938年斯奈德提出了比较实用的综合单位线,为无资料地区水文计算开辟了途径。这些成就为水文科学解决各类实际问题在理论和方法上准备了条件,标志着应用水文学初步形成。谢尔曼、霍顿、麦卡锡、斯奈德等人在产流和汇流计算方面取得开拓性进展,为根据降雨推算洪水开辟了道路。克拉克、林斯雷等人在单位线、多个水文变量联合分析和径流调节的理论、方法等方面发展并丰富了上述的内容。

1945年克拉克提出瞬时单位线的概念;纳什于1957年建立了瞬时单位线方法;1946年波利亚科夫提出可用马尔科夫链来描述年径流系列,把随机过程理论和方法引入水文学;1951年柯勒和林斯雷提出了用图解方法,解决多元非线性回归的暴雨径流多变数水文特征合轴相关图,促进了各水文要素的综合效应的研究;1949年姜斯敦和克勒斯合著的《应用水文学原理》、美国土木工程师学会编著的《水文学手册》等专著陆续出版,系统阐述了应用水文学理论和方法,标志着应用水文学进入了成熟阶段。

在此期间,水文站在世界范围内发展成规模宏大的水文站网系统,这些成就为应用水文学的兴起在理论上、方法上和资料条件方面奠定了基础,并率先形成了它最重要的分支学科——工程水文学。接着,农业水文学、森林水文学、都市水文学也相继兴起。

(4) 现代水文学时期(1950~现在)

20世纪50年代以来,社会生产规模空前扩大,科学技术进入了新的发展时期,并正在出现新的技术革命,人类改造自然的能力迅速增强,人与水的关系已经由古代的趋利避害,和近代较低水平的兴利除害,发展到了现代较高水平的兴利除害的新阶段。这个新阶段赋予水文科学以新的动力和新的特色。

由于人类对水资源的突出需求,水文科学的研究领域正在向着为水资源最优开发利用的方向发展,以期为客观评价、合理开发、充分利用和保护水资源提供科学依据。

大规模的人类活动对自然水体,进而对自然环境正在产生多方面的影响。研究和评价人类活动的水文效应和这种效应的环境意义,揭示人类活动影响下水文现象的规律,进而探讨水文分析的新方法和新途径,防止人类活动对水文循环的影响朝着不利于人类生存环境的方向发展,这一切正在成为水文科学面临的新课题。

现代科学技术使获取水文信息的手段和分析水文信息的方法有了长足的进步。例如,遥感技术的应用,使同时观测大范围内的宏观水文现象成为可能;核技术的应用使人们能够获得微观水文信息;水文模拟方法、水文随机分析方法、水文系统分析方法,使人们研究水文现象的能力发展到新的水平;尤其是电子计算机的应用,使水文科学从水文观测到基本规律的研究,由人力和机械操作,发展到以电子计算机为核心的自动化。

水文科学和其他科学之间的边缘科学正在不断兴起,学科间的空隙逐渐得到填补。同时,人们开始看到,水已成为影响社会发展的重要因素。水在表现它的自然属性的同时,它的社会属性也日益表现出来,并逐渐为人们所认识。因此,水文科学将有可能发展成为具有自然科学和社会科学双重性质的一门综合性科学。

0.2.4 水文学的分支

水文科学不断从数学、物理学、化学等基础科学中汲取养料。(1)它运用数学力学定律和方法描述水的运动;(2)运用物理学中的热学、声学 and 光学原理,研究水体的热状态和解释水体中的声学 and 光学现象;(3)根据化学键和分子缔合的理论,阐明水的液态、气态和固态的转化原因和方式等等。

因为水文循环使水圈、大气圈和岩石圈紧密联系,所以,水文科学又与地球科学体系中的大气科学、地质学和自然地理学等的关系密切。

水文科学开始主要研究河流、湖泊、沼泽、冰川和积雪,以后扩展到地下水、大气中的水和海洋中的水。传统的水文科学是按研究对象划分分支学科的,主要有:河流水文学、湖泊水文学、沼泽水文学、冰川水文学、雪水文学、水文气象学、地下水水文学、区域水文学和海洋水文学等。水文学的三大手段包括(1)水文测验学、(2)水文调查和(3)水文实验。

(1) **河流水文学 (river hydrology, potamology)** 也称河川水文学,研究河流的自然地理特征、河流的补给、径流形成和变化规律、河流的水温和冰情、河流泥沙运动和河床演变、河水的化学成分、河流与环境的关系等。

(2) **湖泊水文学 (lake hydrology, limnology)** 主要研究湖泊中的水量变化和运动,湖水的物理特性和化学成分、湖泊沉积湖泊的利用等。

(3) **沼泽水文学 (swamp hydrology)** 研究沼泽径流、沼泽水的物理化学性质、沼泽对河流和湖泊的补给、沼泽改良等。

(4) **冰川水文学 (glacial hydrology)** 主要研究冰川的分布、形成和运动、冰川融水径流的形成过程及其时空分布、冰川突发性洪水的形成机制和预测、冰川水资源的利用。

(5) **雪水文学 (snow hydrology, cryology)** 主要研究积雪的数量和分布、融雪过程、融雪水对河流和湖泊的补给、融雪洪水的形成和预报,有时把雪水文学和冰川水文学合称为雪冰水文学。

(6) **水文气象学 (hydrometeorology)** 研究水圈和大气圈的相互关系,包括大气中水文循环和水量平衡,以蒸发、凝结、降水为主要方式的大气与下垫面的水分交换,其中尤其着重研究暴雨和干旱发生和发展的规律。

(7) **地下水水文学 (groundwater hydrology)** 主要研究地下水的形成和运动,地下水与河流,湖泊的相互补给,地下水资源的评价和开发利用。

(8) **区域水文学 (regional hydrology)** 着重研究某些特定地区的水文现象,如河口水文,坡地水文、平原水文、岩溶地区水文、干旱地区水文现象等。

(9) **海洋水文学 (oceanology)** 着重研究海水的物理性质和化学成分,海洋中的波浪、潮汐、洋流、海岸带泥沙运动等。上述诸学科通常也统称为普通水文学或水文学。

水文科学主要通过定点观测、野外查勘和水文实验 (主要是野外实验) 等手段,获得水体时空分布和运动变化的信息,因而逐渐形成了水文测验学、水文调查、水文实验三个分支学科。

(1) **水文测验学 (hydrometry)** 研究如何正确、经济、迅速地测定各种水文要素的数量及其在时间和空间上的变化,主要包括站网布设、测验方法和资料整编方法的研究。还包括测量仪器的研制和资料存储、检索、传送系统的研究。

(2) **水文调查 (hydrological investigation)** 是水文科学的野外勘测和考察部分,旨在对水体形态和数量、集水面积内的自然地理条件等作出科学的分析和评价。在中国,历史大暴雨、历史大洪水和枯水的调查是水文调查的重要内容。

(3) **水文实验 (hydrological experiments)** 旨在通过野外和室内实验,揭示水文循环过程各环节中水的运动、变化的某些规律,如水向土中下渗的规律,土壤水的运动规律、径流形成规律、土壤和水面蒸发的规律,以及人类活动的水文效应等。

水文科学作为一门应用科学主要包括工程水文学、农业水文学、森林水文学、都市水文学、医疗(卫生)水文学等分支学科,其中以工程水文学发展最为迅速。

(1) **工程水文学 (engineering hydrology)** 包括水文计算、水利计算、水文预报等组成部分,水文计算和水利计算为各类防洪工程、灌溉工程、水力发电、航运工程、道路和桥桥梁工程、军事工程等的规划、设计提供水文依据。

(2) **水文预报 (hydrological forecast)** 为工程的施工和运转及国民经济各部门提供洪水、枯水、冰情等各种形式的水文预报。

(3) **农业水文学 (agrohydrology)** 主要研究水分—土壤—植物系统中与作物生长有关的水文问题，尤其着重研究植物散发和土壤水的运动规律，为农业规划和农作物增产提供水文依据。

(4) **森林水文学 (forest hydrology)** 着重研究森林在水文循环中的作用即森林的水文效应，包括森林对降水、蒸发和径流形成的影响。

(5) **都市水文学 (city hydrology)** 是应用水文学中较年轻的分支学科着重研究城市发展中的水资源、城市排水的环境效应和城市对径流形成的影响等问题。

20 世纪 50 年代以来，随着科学技术的迅速发展，水文科学不断引入许多其他学科的新成就，出现了一些新的分支学科，例如，在水文调查和水文预报中，研究遥感技术的应用，逐渐形成遥感水文学；在水文实验、地下水运动研究中应用核技术，逐渐形成同位素水文学；随机过程的理论和方法的引入，逐渐形成随机水文学。

这些新的分支学科虽然在成熟程度上都还不能与水文科学体系中原有学科相提并论，但它们表明，水文科学在继续分蘖、不断萌发新的分支。

0.3 地下水水文学与水文地质学

0.3.1 地下水

地下水是指赋存于地面以下岩石空隙中的水，狭义上指赋存于地下水面以下饱和含水层中的水。

Ground water is the water contained in interconnected pores located below the water table in an unconfined aquifer or located in a confined aquifer.

0.3.2 水文地质学

水文地质学是研究地下水的形成和分布、物理及化学性质、运动规律、开发利用和保护的科学。

Hydrogeology (geohydrology) is the study of the interrelationships of geologic materials and processes with water, especially ground water.

(1) **水文地质学 (hydrogeology)** 是从寻找和利用地下水源开始发展的，围绕实际应用，逐渐开展了理论研究。目前已形成了一系列分支。

(2) **水文地质学原理**又 (**principle of hydrogeology**) 称为**普通水文地质学**, 研究水文地质学的基础理论和基本概念的学科。

(3) **地下水动力学**是研究地下水的运动规律, 探讨地下水量、水质和温度传输的计算方法, 进行水文地质定量模拟。这是水文地质学的重要基础。**地下水水文学**是运用水文循环和水量平衡原理, 研究地下水形成、运动、水情和地下水资源的水文学分支学科。它和水文地质学关系密切, 但内容各有侧重。

(4) **水文地球化学** (**hydrogeochemistry**) 是水文地质学的另一个重要基础。研究各种元素在地下水中的迁移和富集规律, 利用这些规律探讨地下水的形成和起源、地下水污染形成的机制和污染物在地下水中的迁移和变化、地下水与矿产形成和分布的关系, 寻找金属矿床、放射性矿床、石油和天然气, 研究矿水的形成和分布等。

(5) **供水水文地质学** (**water supply hydrogeology**) 是为了确定供水水源而寻找地下水, 通过勘察, 查明含水层的分布规律、埋藏条件, 进行水质与水量评价。合理开发利用并保护地下水资源, 按含水系统进行科学管理。

(6) **矿床水文地质学** (**mine hydrogeology**) 是研究采矿时地下水涌入矿坑的条件, 预测矿坑涌水量以及其他与采矿有关的水文地质问题。

(7) **农业水文地质学** (**agrohydrogeology**) 的内容主要包括两方面, 一方面为农田提供灌溉水源进行水文地质研究; 另一方面为沼泽地和盐碱地的土壤改良, 防治次生土壤盐碱化等问题进行水文地质论证。

地热是一种新的能源, 如何利用由地下热水或热蒸汽携至地表的地热能, 用来取暖、温室栽培或地热发电等, 以及地下热水的形成、分布规律, 以及勘察与开发方法等, 是水文地热的研究内容。

(8) **区域水文地质学** (**regional hydrogeology**) 是研究地下水区域性分布和形成规律, 以指导进一步水文地质勘察研究, 为各种目的的经济区划提供水文地质依据。

(9) **古水文地质学** (**paleohydrogeology**) 是研究地质历史时期地下水的形成、埋藏分布、循环和化学成分的变化等。据此, 可以分析古代地下水的起源与形成机制, 阐明与地下水有关的各种矿产的形成、保存与破坏条件。

地下水的形成和分布与地质环境有密切联系。水文地质学以地质学为基础, 同时又与岩石学、构造地质学、地史学、地貌学、第四纪地质学、地球化学等学科关系密切。工程地质学是与水文地质学是同时相应发展起来的, 因此两者有不少内容相互交叉。

地下水积极参与水文循环, 一个地区水循环的强度与频率, 往往决定着地下水的补给状况。因此, 水文地质学与水文学、气象学、气候学有密切关系, 水文学的许多方法也可应用

于水文地质学。地下水运动的研究，是以水力学、流体力学理论为基础的，并应用各种数学方法和计算技术。

水文地质学的发展趋势是：(1)由主要研究天然状态下的地下水，转向更重视研究人类活动影响下的地下水；(2)由局限于饱水带的含水层，扩展到包气带及“隔水层”；由只研究地壳表层地下水，扩展到地球深层的水。

预计今后的水文地质研究，在下列方面将有突破：裂隙水与岩溶水运动机制和计算方法；地下水中污染物和温度运移机制和计算方法；粘性土的渗透机制；包气带水盐运移机制；水文地球化学和同位素水文地质学，地下水数学模型；地球深层水文地质。

0.3.3 地下水水文学

地下水水文学是运用水文循环和水量平衡原理，研究地下水形成、运动、水情和地下水资源的水文学分支学科。它和主要研究地下水起源、类型、分布、运动、化学成分的形成和地质环境的水文地质学关系密切，但研究内容各有侧重。

地下水是自然界的一种水体，地下径流是水文循环的一个环节，地下水资源是水资源的重要组成部分。所以地下水的研究，不仅有理论意义，而且在解决供水、排水和土壤盐渍化的防治等方面有实际意义。

地下水主要来自大气降水和地表水的入渗，在灌区还有灌溉水的入渗。入渗的水在地下经过重新分配，组成自然界水文循环的一部分。地下水水文学研究地下水在自然界水循环中的作用，研究它与降水、蒸发、地表水之间的联系和转化，它的补给、排泄、与此有关的水文和水文地质参数，以及地下水资源评价等。

地下水运动的基本定律是达西定律，可根据质量守恒原理和达西定律，推导出不同条件下地下水运动的数学物理方程。计算地下水运动的基本方法是，求出这些方程在各种初始条件和边界条件下的解。利用地下水运动方程的解，可以预测未来某时某地的地下水水位等水文要素，也可以计算导水系数等水文地质参数，为地下水资源评价提供可靠的依据。

地下水水情也称地下水动态，指地下水水位、水量、水质、水温等要素在自然和人为因素影响下发生的变化。研究这些变化规律，建立各要素在时间和空间上的定量关系。通常利用观测站和试验场，进行地下水观测和野外试验，利用取得的资料，计算水文和水文地质参数，评价地下水的补给量、储存量和允许开采量、监测地下水的水质以防止地下水的污染等。地下水开发应在查明地下水资源的基础上统筹安排、合理规划。地下水的管理除了制订规划之外，还要建立地下水管理机构；进行水资源的合理调配；规定开采地下水的技术要求；保护水源，防止污染；防治因抽水引起的地面沉降或坍塌、海水入侵，以保证长期安全供水等。

地下水的形成与分布，同地质地理环境有密切联系。因此，地下水水文学与地质学和地理学有关。地下水运动的研究要以水力学和流体力学的基本理论为基础。在地下水动态资料的分析 and 地下水预测中广泛应用概率论和数理统计学。

由于地下水水文学是从水文循环的观点来研究地下水的，因而它与气候学、地表水水文学、土壤学有密切联系。地下水水质评价，要运用水化学和水文地球化学知识。此外，系统分析理论在地下水的开发利用中已逐渐得到采用。

地下水水文学中有些问题如降水、地表水和地下水三者的转化关系，地下水资源及其开发及管理研究较少，不少方面尚处于探索阶段。在大区域内的复杂的水文地质条件下，确定含水层参数尚无完善的办法。开展水均衡要素室内和室外的观测和试验研究，建立新的数学物理模型，应用电子计算机和电模拟技术，可能使上述问题逐步取得进展。另外，污染物质的弥散、含水层温度场、地下水动态规律与预测等领域，也可望有更多的研究。

0.3.4 地下水水文学的发展过程

(1) 萌芽时期（远古~1600年）

人们早在远古时代就已打井取水。中国已知最古老的水井是距今约 5700 年的浙江余姚河姆渡古文化遗址水井。古波斯时期在德黑兰附近修建了坎儿井，最长达 26 公里，最深达 150 米。约公元前 250 年，在中国四川，为采地下卤水开凿了深达百米以上的自流井。中国汉代凿龙首渠，是一种井、渠结合的取水建筑物。在利用井泉的过程中，人们也探索了地下水的来源。法国帕利西、中国徐光启和法国马略特，先后指出了井泉水来源于大气降水或河水入渗。马略特还提出了含水层与隔水层的概念。

公元 16 世纪以前，人们地下水的现象只限于直接观察和推测。柏拉图推测，地下有个巨大的洞穴，其中的水是河流的源头。中国唐代柳宗元在《天对》中记述了地下水在岩土空隙中的存在、渗入、蒸发和流动等现象。

(2) 奠基时期（1600~1945年）

从公元 17 世纪到 20 世纪初，科学家们通过观察、试验和分析，提出了一系列关于地下水形成和运动的重要概念、定律和方法。法国科学家佩罗研究了地下水毛细管上升现象；法国学者马略特测量了由雨水入渗补给的地下水量，得出了泉水是由降雨入渗补给的重要结论；1856 年，法国工程师达西通过试验建立了地下水渗流的基本定律，奠定了地下水运动的理论基础；1863 年法国学者裘布衣，根据实际的潜水面坡度很小的事实，作了一些简化和假定，运用达西定律导出了地下水井流公式；1870 年德国人蒂姆改进了裘布衣公式，从而可用稳定流抽水试验来计算渗透系数等参数。这些工作，为地下水水文学的发展，奠定了基础。

表 0-1 地下水水文学的发展过程

时期		年代	理论或公式	备注
萌芽时期	~1600	1856 年以前		
奠基时期 (1600~1945)	稳定流	1856	Darcy's Law	$Q=KA\Delta h/dl$, $Q=KI$
		1863	Dupuit Equation	$Q=2\pi KM_s w/\ln(R/r_w)$
		1870	Theim Equation	$Q=2\pi bK(h_2-h_1)/\ln(r_2/r_1)$
		1886	Forchheimer	Flow Net (1885)
		1928	Mainzer	Leaky aquifer
	非稳定流	1935	Theis equation	$S=Qw(u)/4\pi T$, $Q=4\pi Ts/W(u)$
		1937	美国. 马斯可特 (Muskat, M.)	The flow of homogeneous fluids through porous media
发展时期 (1946~今)	非稳定流	1945~1960	Jacob- Hantush Equation	Unsteady Flow to wells in Unconfined Aquifer
		1954	Boulton	非饱和带滞后释水现象
		1956	Stallman	数值法、电算
		1960s	Walton	数值法、电算
		1972	Bear, J.	Dynamics of fluids in porous media
		1972	Neuman	潜水非稳定流公式
		1979	Bear, J.	Hydraulics of Groundwater
		1980s		Modflow
		1990s		Visual MODFLOW
		1990s		Visual Groundwater
	1990s		GMS	

1856 年, 法国水力工程师达西, 进行了水通过砂的渗透试验, 得出线性渗透定律, 即著名的达西定律, 奠定了水文地质学的基础。

1863 年, 法国裘布依以达西定律为基础, 提出计算潜水流假设和地下水流向井的稳定流公式。

1885 年, 英国的张伯伦确定了自流井出现的地质条件。奥地利福希海默在 1885 年制出了流网图并开始应用映射法。

19 世纪末 20 世纪初, 对地下水起源又提出了一些新的学说。

1902 年奥地利修斯提出了初生说。

1908 年美国莱恩、戈登和俄国安德鲁索夫分别提出在自然界中存在与沉积岩同时生成的沉积水。

1912 年德国凯尔哈克提出地下水和泉的分类，总结了地下水的埋藏特征和排泄条件。

1928 年美国迈因策尔(Mainzer)提出了承压含水层的压缩性和弹性。他们为水文地质学的形成作出了重要贡献。

1935 年泰斯利用地下水非稳定流与热传导的相似性，得出了地下水流向水井的非稳定流公式即泰斯公式，把地下水定量计算推进到了一个新阶段。

20 世纪中叶，苏联奥弗琴尼科夫和美国的怀特在水文地球化学方面作出了许多贡献。到第二次世界大战结束时，在地下水的赋存、运动、补给、排泄、起源以至化学成分变化、水量评价等方面，均有了较为系统的理论和研究方法。水文地质学已经发展成为一门成熟的学科了。

进入 20 世纪后，由于生产的需要和科学技术的进步，地下水水文学逐渐形成一门独立的学科，并得到迅速的发展。1928 年，美国学者迈因策尔论述了承压含水层的可压缩性和弹性，为地下水非稳定理论的建立准备了比较丰富的实践基础。

1935 年，美国学者泰斯利用地下水非稳定流动和热传导之间的相似性，导出了著名的泰斯公式；1937 年美国学者马斯克特在《均匀流体通过多孔介质的流动》一书中，用数学方法较系统地论述了地下水的运动；1930 年荷兰水文工程师德赫莱用数学方法，分析了地下水渗过弱透水层的越流现象。

20 世纪中叶以来，合理开发、科学管理与保护地下水资源的迫切性和有关的环境问题，越来越引起人们的重视。同时，人们对某些地下水运动过程有了新的认识。1946 年起，雅可布和汉图什等论述了孔隙承压含水层的越流现象。英国博尔顿和美国的纽曼分别导出了潜水完整井非稳定流方程。

由于预测地下水运动过程的需要，促进了水文地质模拟技术的发展。20 世纪 30 年代开展了实验室物理模拟。40 年代末发展起来的电网络模拟，到 50~60 年代在解决水文地质问题中得到应用。

(3) 发展时期 (1946 年~现在)

地下水污染的研究，从 20 世纪 60 年代以后得到发展。

由于电子计算机技术的发展，70~80 年代，地下水数学模拟成为处理复杂的水文地质问题的主要手段。同时，同位素方法在确定地下水平均滞留时间，追踪地下水流动等研究中得到应用。遥感技术及数学地质方法也被引进，用以解决水文地质问题。对于地下水中污染物的运移和开采地下水引起的环境变化，引起广泛的重视。

20 世纪 60 年代以来，加拿大的托特提出了地下水流动系统理论，为水文地质学的发展开拓了新的发展前景。

中国在 1949 年以后，在大面积范围内对地下水资源评价、地下水水位及开采量的预报、水文及水文地质参数的确定和地下水调节计算等方面作了许多工作，取得了成果。

0.4 地下水的功能

地下水的功能主要有资源、生态和环境三大方面，包括 5 个部分。

0.4.1 资源

水是人们赖以生存的不可缺少的宝贵资源，作为水资源重要组成的地下水，由于其水质良好、分布广泛、变化稳定、便于利用而成为理想的供水水源，有时为唯一的供水水源。地球含有地下热能资源，热水、热蒸汽为载热流体。

0.4.2 生态环境因子

地下水是生态环境系统中一个敏感的子系统，是极其重要的生态环境因子，地下水的变化往往会影响生态环境系统的天然平衡状态。

0.4.3 灾害因子

土壤盐渍化、沼泽化、土地沙化、海/咸水入侵、地面沉降、水质恶化、水质污染、地方病、矿坑突水、滑坡、岩溶塌陷、渗透变形均与地下水有关。

0.4.4 地质营力

地下水为应力的传递者、热量及化学组分的传输者，超静孔隙水压力导致滑脱构造，地下水为良好溶剂，参与岩浆、变质、矿床、岩溶、成壤、风化、油气迁移，在地球演变中起重要作用。

0.4.5 信息载体

预报地震、圈定隐伏矿体、恢复古水文地质条件、储能（冷热水）、地下浸滤、渗滤循环。

第一章 地球上的水及其循环

1.1 地球上的水

地球是一个富水的行星，地球上的水可分为浅部层圈水（大气圈、地球表面、岩石圈、生物圈）和深部层圈水（地球深部的地幔乃至地核）。

表 1-1 地球浅部层圈水的分布

水 体 Water Body	分布面积 (10^4km^2)	水深 (m)	体积 Volume (km^3)	百分比 Percentage (%)		年重复 循环量 (km^3)	滞流时间 Residence	
				占总水 量	占淡 水			
大气水 atmosphere	51000	0.025	12.9×10^3	0.001	0.04	600000	8d	
地 表 水	海洋 Oceans	36130	1.338×10^9	96.5		505000	2650a	
	冰川及永久积雪 Icecaps and glaciers	1622.75	24.0641×10^7	1.74	68.7		极地 9700a 山地 1600a	
	南极冰雪		2.160×10^6	1.56	61.7			
	北极冰雪		83.5×10^3	0.006	0.24			
	格陵兰岛冰雪		2.34×10^6	0.17	6.68	2477	9700	
	其它冰雪		40.6×10^3	0.003	0.12	25	1600	
	湖泊 lakes	206.87	85.7	176.4×10^3	0.013		10376	17a
	淡水湖 Fresh water lakes	123.64	73.6	91.0×10^3	0.007	0.26		
	咸水湖 Saline water lakes			85.4×10^3	0.006			
	沼泽 swamps	168.26	4.28	11.47×10^3	0.0008	0.03	2294	5
河流 rivers	14880	0.014	2.12×10^3	0.0002	0.006	49400	16d	
地 下 水	包气带水 Soil moisture and vadose water	8200	16.5×10^3	0.001	0.05	16500	1a	
	饱水带水 Ground water(2000m 以内)	13480	23.4×10^6	1.70		16700	1400a	
	地下淡水 Fresh Groundwater		78	10.53×10^6	0.76	30.1		
	永久冻土带固态水	2100	14	300.0×10^3	0.022	0.86	30	10000a
生物水	51000	0.002	1.12×10^3	0.0001	0.003			
总水量	51000	2717	1.38598×10^9	100				
淡水 Fresh water			35.029×10^6	2.53	100			

据 Gordon J. Young, James .C.I. Dooge and John C. Rodda, Global Water Resource Issues, 刘联兵译, 郑州:黄河水利出版社. 2001:P11。表中不包括南极地下水 $2.0 \times 10^6 \text{km}^3$ 。

地球上的总水量中，咸水占 97.47%;淡水占 2.53%，其中主要为冰川积雪水和地下水。

1.2 自然界的水循环

水循环又称水文循环 (hydrologic cycle) 是地球上或某一地区内在太阳辐射和重力作用下，水分通过蒸发、水汽输送、降水、入渗、径流等过程不断变化、迁移的现象。亦即地球上各个层圈系统内的水相互联系、相互转化的过程。包括水文循环和地质循环。

(1) **水文循环**是指发生于大气水、地表水和地壳岩石空隙中地下水之间的水循环。大循环是指海洋或大陆之间的水分交换。小循环是指海洋或大陆内部的水分交换。

★ Hydrologic cycle is the process of evaporation, vertical and horizontal transport of vapor, condensation, precipitation, and the flow of water from continents to oceans. It is a major factor in determining climate through its influence on surface vegetation, the clouds, snow and ice, and soil moisture. The hydrologic cycle is responsible for 25 to 30 percent of the mid-latitudes' heat transport from the equatorial to polar regions (CG).

(2) 地质循环是地球浅部层圈和深部层圈之间水的相互转化过程。每年从地球深部溢出地表的初生水约 2×10^8 t。

1.3 与水循环有关的气象水文因素

1.3.1 气象因素

水循环中的蒸发、降水，均与大气的物理状态相关。气象和气候因素对水资源的形成与分布具有重要影响。

天气 (weather) 是在一定地区一定时间内各种气象因素综合影响所决定的大气物理状态。

Weather is the short-term condition of the atmosphere, as compared to climate, which reflects long-term atmospheric conditions and extremes. Temperature, air pressure, relative humidity, wind speed and direction, day length, and Sun angle are important measurable elements that contribute to the weather.

气候 (climate) 是某一区域天气的平均状态。

Climate is generalized weather at a given place on earth over a fairly long period; a long term average of weather. Compare weather. (GW)

Climate is the statistical collection and representation of the weather conditions for a

specified area during a specified time interval, usually decades, together with a description of the state of the external system or boundary conditions. (CG)

气象 (meteorology) 是大气中的冷、热、干、湿、风、云、雪、霜、雾、雷电、光等各种物理状态和现象的统称。

1.3.1.1 大气圈的结构

水汽主要分布于地面以上 3.5km 以内, 占 70%; 5km 以下含水占总水汽含量的 90% (表 1.2)。

表 1.2 大气层的组成

成分	N	O ₂	水汽		
			赤道	北纬 70°	南纬 90°
含量 (%)	78	21	2.6	0.2	0.9

1.3.1.2 大气的热源

来源于太阳热辐射, 强度为 $8.16\text{J}/\text{min}\cdot\text{cm}^2$, 其中 15% 被大气层吸收, 42% 返回宇宙, 43% 到达地面。

1.1.1.3 主要气象要素

(1) 气温 (air temperature)

气温即大气的温度。通常指的是离地面 1.5 米左右、处于通风防辐射条件下温度表读取的温度。气温是大气热力状况的数量度量。气温的变化特点通常使用平均温度和极端值——绝对最高温度、绝对最低温度来表示, 地理位置、海拔高度、气块运动、季节、时间以及地面性质都是影响气温的分布和变化的因素。

从地面向上每升高 100m, 温度降低 0.5°C 。气温有昼夜、季节和多年的变化。

平均气温 (mean air temperature): 空气温度的平均值。因要求不同, 故有各种计算方法。在地面气象观测中, 一般以一日内各次定时气温观测值的平均值作为日平均气温。按候、旬、月和年等的逐日平均气温的平均值, 分别作为候、旬、月和年等的平均气温。当观测资料有多年时, 亦可计算出任一指定时段内的历年平均气温, 如历年一月平均气温, 即是各年一月平均气温的平均值。

最高气温 (maximum air temperature): 一定时间或一定空间内空气温度的最高值。例如大陆上一日内最高气温一般出现在 14 时前后。

最低气温 (minimum air temperature): 一定时间或一定空间内空气温度的最低值。例如, 大陆上一日内最低气温一般出现在拂晓前后。

极端气温：极端最高气温与极端最低气温统称为极端气温。**极端最高气温**是指多次最高气温值中的极大值，极端最低气温是指多次最低气温值中的极小值。就一地而言，有候、旬、月、年和历年的极端最高气温和极端最低气温，均由逐日最高、最低气温值中选出。

活动积温 (active accumulated temperature)：日平均气温高于植物第一发育期或全部生长期中的生物学下限温度时，该温为活动温度。例如，某农作物生物学下限温度为 10°C ，而某天的平均气温为 15°C ，则 5°C 即为该日的活动温度。植物某一发育期或全部生长期中活动温度的总和，称为活动积温。

气温日变化 (daily change in air temperature)：二日内气温高低的变化，一般指一日中气温的周期性变化。一日内气温最高值与最低值的差称为**气温日较差**，它反映了一日内气温变化的幅度。

气温年变化 (annual change in air temperature)：一年内气温高低的变化，一般指一年中气温的周期性变化。一年内最热月气温与最冷月气温的差值称为**气温年较差**，它反映了一年内气温变化的幅度。

最热月气温：指一年中气温最高的月份的各日平均气温的平均值。

最冷月气温：指一年中气温最低的月份的各日平均气温的平均值。

温度变幅：气温变化的幅度，有日变幅和年变幅之分。日变幅是指 T 日内最高气温与最低气温之差，年变幅是指一年内最高气温与最低气温之差。

地中温度：指地表面以下一定深度处的土壤温度。

(2) 气压 (air pressure)

气压 (air pressure) 是与大气接触的表面上，由于空气分子的碰撞在单位面积上所受到的力，亦即大气的质量施加在地表或地表物体上的压力。其值等于单位横截面上所承受的垂直空气柱的重量。气压的单位为毫巴或毫米汞柱。气压按指数律随高度递减。标准状态气压为 760mmHg 柱 (10^5Pa)， $T=0^{\circ}\text{C}$ ，纬度 45° 海面。

从赤道 → 两侧 → 两极，即低压带 → 亚热带高压带 → 相对低压带 → 高压带，气压差 → 周期性的季风 → 气流，使水汽、热量重新分配。

(3) 湿度

湿度 (humidity, moisture)：表示空气中水汽含量或空气干湿程度的物理量，是大气中的水汽含量。有绝对湿度、相对湿度、饱和差和露点等多种表示方法。

绝对湿度 (absolute humidity)：表示某一地区某一时刻中的水汽含量，即单位体积空气中所含水汽的质量。用重量表示时，符号记为 m ，一般用一立方米空气中所含水汽的克数表示，单位为 g/m^3 ；用压力表示时，符号记为 e ，为空气中所含水汽分压，相当于水银柱高度的 mm 数或 mba ($1\text{mba}=10^2\text{Pa}$)，表示空气中水分的不饱和程度。

Absolute humidity is the amount of moisture in the air as expressed by the number of grams of water per cubic meter of air.(HG)

饱和水汽含量（符号为 M 或 E）是指某一温度下空气容纳的最大水汽数量。M 或 E 随温度 T 升高而增大（表 1.3、图 1.1）。

Saturation humidity is the maximum amount of moisture that can be contained by an air mass at a given temperature.(HG)

表 1.3 不同温度下的饱和水汽含量

T (°C)	-30°	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
E (mm)	0.4	1.0	2.2	4.6	9.2	17.5	31.9
M (g/m ³)	0.5	1.1	2.4	4.8	9.4	17.3	30.4

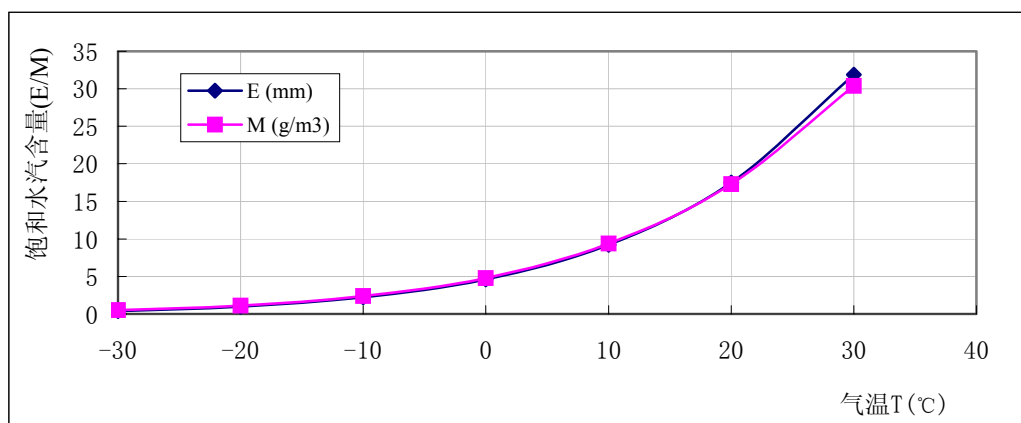


图 1.1 不同温度下饱和水汽含量曲线

相对湿度 (relative humidity): 大气中实际水汽含量与饱和时水汽含量的比值，亦即绝对湿度与饱和水汽含量之比，数值上也等于实际水汽压与同温度下饱和水汽压之比值，即

$$r (\%) = e/E \times 100\% = m/M \times 100\%$$

式中，f 为相对湿度，以百分数表示，表示实际水汽压，单位为毫米汞柱；E 为饱和水汽压、（同一温度下，水汽压的最大值）。

Relative humidity is percent ratio of the absolute humidity to the saturation humidity for an air mass.(HG)

计算可得，T=20°C 时，e=4.6mm，查知 E=17.5，知 r=26.3%；T=0°C 时，r=100%。

露点 (dew point) 为 m=M 时的气温。

干燥度 (dryness degree): 某一时期的可能蒸发量与同期降水量的比值称为干燥度, 用它大致表示降水对植物需水的保证程度。

$$K=E/R=0.16T/R$$

式中, K 为干燥度, E 为可能蒸发量, T 为日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温, $0.16T$ 大约相当于同期间的可能蒸发量; R 为同期降水量。

(4) 蒸发

蒸发 (evaporation): 是指常温下水由液态变为气态进入大气的过程, 亦即温度低于沸点时, 水分子从液态或固态水的自由面逸出而变成气态的过程或现象。发生于河流、湖泊、水库等自由水面的蒸发称为**水面蒸发**;发生于陆地表面的蒸发称为**陆地蒸发**, 包括**土面蒸发**和**叶面蒸发 (transpiration)**。通常用蒸发皿观测, 单位 mm。

Evaporation is the conversion of a liquid (water) into a vapor (a gaseous state) usually through the application of heat energy during the hydrologic cycle; the opposite of condensation. (GG)

Actual evapotranspiration is the evapotranspiration that actually occurs under given climatic and soil-moisture conditions.(HG)

Potential evapotranspiration is the evapotranspiration that would occur under given climatic conditions if there were unlimited soil moisture. (HG)

蒸发量: 一定时段内从一定的表面积的水面或冰雪面上可能逸出的水汽量。通常所指的蒸发量实际上是指水汽分子从蒸发而逸出的通量与水汽分子返回蒸发面的通量之差, 即蒸发而净逸出的水汽通量。气象上通常用所蒸发的水层厚度 (mm) 来表示蒸发量的大小。

水面蒸发的速度和数量取决于许多因素, 主要取决于气温和绝对湿度的对比关系。

气温决定了空气的饱和水汽含量, 相对湿度是该温度下的实际水汽含量, 两者之差为饱和差, 即 $d=E-e$ 。

风速加快蒸发过程, 风速大, 蒸发就强烈。

Wind is air moving horizontally and/or vertically. The horizontal movement of air relative to Earth's surface; produced essentially by air pressure differences from place to place; also influenced by the Coriolis force and surface friction. Also go to <http://windows.ivv.nasa.gov/> and look at Our planet – earth – atmosphere –weather

(5) 降水

降水 (precipitation) 是空气中的水汽含量达到饱和状态时超过饱和限度的水汽凝结并以液态形式或固态形式降落到地面的现象, 主要指从云中下降的液态或固态水, 如雨

(**rainfall**)、雪 (snow)、冰雹 (hailstone) 等。以锋面雨最常见。常用雨量计观测, 单位 mm。

Precipitation is moisture falling from the atmosphere in the form of rain, snow, sleet or hail.

(GG)

Precipitation is any or all forms of liquid or solid water particles that fall from the atmosphere and reach the Earth's surface. It includes drizzle, rain, snow, snow pellets, snow grains, ice crystals, ice pellets, and hail. The ratio of precipitation to evaporation is the most important factor in the distribution of vegetation zones. Precipitation is also defined as a measure of the quantity, expressed in centimeters or milliliters of liquid water depth, of the water substance that has fallen at a given location in a specified amount of time. (CG)

降水量是一定时段内, 降落在平地上 (假定无渗漏、蒸发、流失等) 的降水所积成的水层厚度 (如为固态降水则须折合成液态水计算), 以毫米数表示。

降水的季节分配: 指月降水量 (或季降水量) 占年降水总量的比例。降水的季节分配与农业生产有密切的关系, 季节分配不均匀时, 容易发生旱涝灾害。

降水的年际变化: 指年与年之间降水量的变化。降水常年稳定少变, 有利于农业生产; 年际变化大时, 易发生旱涝灾害。一般年降水量多的地区, 降水的年际变化小, 而年降水量少的地区, 降水的年际变化大。

降水变率: 一定时段内 (一般取月、季或年) 历年降水量的变化程度。常用绝对变率和相对变率表示。**绝对变率**是指一定时段内逐年降水量距绝对值的平均数; **相对变率**是指绝对变率与该时段的历年平均降水量的比值。降水变率大, 表示降水量的年际变化大, 容易发生旱涝灾害。

降水保证率: 降水量在一定数值以上所可能发生的频率, 即累积频率, 称为降水保证率。降水保证率的大小决定了农业水分保证程度的高低。

降水日数: 指一定时期内降水的总日数。我国气象观测中规定: 以日降水量等于、大于 0.1 毫米的日数作为降水日数。气象气候中一般按旬、月或年进行统计。在农业气候资源计算中, 常需要统计作物生长期中的降水日数。

1.3.2 径流

径流 (runoff) 是指降落到地表的降水在重力作用下沿地表或地下流动的现象。为水流的重要环节和水均衡的基本因素。分为地表径流和地下径流。

Runoff is precipitation that flows over land to surface streams, rivers, and lakes. (GG)

Runoff is the total amount of water flowing in a stream. It includes overland flow, return

flow, interflow, and baseflow. (HG)

Runoff is surface water entering rivers, freshwater lakes, or reservoirs. (GW)

Runoff is that part of precipitation, snowmelt, or irrigation water that flows from the land to streams or other surface waters. (CG)

Groundwater runoff is the portion of runoff which has passed into the ground, has become ground water, and has been discharged into a stream channel as spring or seepage water. (GW)

水系 (hydrological net) 是指汇流于某一干流的全部河流所构成的地表径流系统。

流域 (watershed, basin) 是指一个水系的全部集水面积, 亦即地表水、地下水的分水岭所包围的集水区域。

Watershed is the land area from which surface runoff drains into a stream, channel, lake, reservoir, or other body of water; also called a drainage basin. (GG)

Watershed is land area from which water drains toward a common water course in a natural basin. (GW)

分水线 (分水岭) (divide) 是指相邻两个流域之间地形最高点的连线。

Drainage divide is a boundary line along a topographically high area that separates two adjacent drainage basins.(HG)

流量 (discharge) 是指单位时间通过河流 (渠、管) 某一断面的水量 (水体积), 单位 m^3/s , 计算公式为 $Q=A \cdot V$, 式中 V ---平均流速 (m/s), A ---过水断面面积 (m^2)。

★ Discharge is the volume of water flowing in a stream or through an aquifer past a specific point in a given period of time. HG

Discharge is the volume of water that passes a given point within a given period of time. It is an all-inclusive outflow term, describing a variety of flows such as from a pipe to a stream, or from a stream to a lake or ocean. GW

径流总量 (total runoff) 是某一时段 T 内通过河渠某一断面的总水量, 单位 m^3 , 计算公式为 $W=Q \cdot T$ 。

径流模数 (runoff modulus) 是单位流域面积上的平均产水量, 单位为 $l/s \cdot km^2$, 计算公式 $M=Q/F \times 10^3$ 。

径流深度 (runoff depth) 是计算时段内的总径流量均匀分布于测站以上整个流域面积上所得到的平均水层深度, 单位为 mm , 计算公式 $Y=W/F \cdot 10^{-3}$ 。

径流系数 (runoff coefficient) 是同一时段内流域面积上的径流深度 Y (mm) 与降水量 X (mm) 的比值, 表示为 $\alpha=Y/X$ 。

1.4 我国水文循环概况

夏威夷亚热带高压中心 → 暖湿气候,夏季,东南风,多雨.

蒙古寒带高压中心 → 干寒气候,冬季,西北季风,多雨.

季风气候,6~9 月为雨季,降水充沛,水循环强烈。

我国水文循环时空分布不均,东多西少,南多北少。降水量 1500mm → 600~800mm → <50mm。

我国总径流量为 2.78 万亿 m^3/a , 长江及以南占 75%。华北、西北占 10%。

地下水径流量为 7000 亿 m^3/a , 长江及以南占 60%, 华北、西北占 20%。

全国冰川积雪总量为 51322.2 亿 m^3 (分布面积 58641km^2), 冰雪融水为 563.42 亿 m^3/a , 是绿洲 (oasis) 的补给源。

地下水径流滞缓,水质佳,调节作用大,供水价值大。

第二章 岩石中的孔隙与水分

2.1 岩石中的空隙

空隙是指岩石中没有被固体颗粒占据的空间。通常将空隙分为松散岩石中的孔隙、硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的溶穴（溶隙），因此空隙是岩石中孔隙、溶隙（洞）和裂隙的总称，是地下水的储存场所和运移通道，亦即地下水得以储存和运动的空间所在。

Void space is that portion of the rock formation which is not occupied by solid matter.

2.1.1 孔隙

(1) 孔隙 (pore) 是指组成松散岩石的物质颗粒或其集合体之间的空间。

孔隙的特点：①呈小孔状，②分布均匀且密集，③连通性好。

Pore space is the volume between mineral grains in a porous medium.(HG)

(2) 孔隙度 (porosity) 是指某一体积岩石（包括孔隙在内）中孔隙体积所占的比例。 $n=V_n/V \cdot 100\%$ ，其中 n 为孔隙度， V_n 为孔隙体积， V 为岩石总体积。

★ Porosity is the ratio of the volume of void spaces in a rock or sediment to the total volume of the rock or sediment.(HG). Primary Porosity is the porosity that represents the original pore openings when a rock or sediment formed.(HG). Secondary Porosity is the porosity that has been caused by fractures or weathering in a rock or sediment after it has been formed.(HG)

(3) 孔隙度 (n) 大小的影响因素：

①分选程度 ($f=d_{60}/d_{10}$)：分选差时 n 小，大小混杂时 n 小；

②颗粒排列：立方体时 $n=47.64\%$ ，四面体 $n=25.95\%$ ，其余一般介于两者之间，菱面体排列 $n=26.795\% \approx 37\%$ 。

③颗粒形状：棱角多、松散的， n 大。

④胶结充填：充填物多时 n 小。

⑤结构及次生裂隙：粘性土中有结构孔隙和虫孔、根孔等次生裂隙，均使 n 增大。

土的基本物理性质指标详见表 2.1。

表 2.1 土的基本物理性质指标

性质	指标名称	符号	定义	表达式	单位	常见值	求法及常用换算公式	实际意义	影响因素
土粒密度	土粒密度	ρ_s	土的固体颗粒单位体积质量	$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}$	g/cm ³	2.65-2.75	直接测定 (扰动样)	1. 换算 n, e, S_r 2. 颗粒分析计算用	1. 矿物成分 2. 土类
土的密度	天然密度	ρ	天然状态下土的单位体积质量	$\rho = \frac{m}{V}$	g/cm ³	1.60-2.20	直接测定 (原状样)	1. 换算 ρ_d, n, e 2. 工程计算应用	1. 矿物成分 2. 孔隙大小 3. 水分多少
	干密度	ρ_d	土的单位体积中固体颗粒的质量	$\rho_d = \frac{m_s}{V}$	g/cm ³	1.30-1.70	直接测定(原状样)或换算求得 $\rho_d = \frac{\rho}{1+w}$	1. 换算 n, e 2. 评定土的密实程度 3. 检验填土质量	1. 矿物成分 2. 孔隙大小
	饱和密度	ρ_{sat}	孔隙中全部充满液态水时, 土的单位体积质量	$\rho_{sat} = \frac{m_s + V_v \rho_w}{V}$	g/cm ³	1.80-2.30	换算求得 $\rho_{sat} = \rho_d + n\rho_w$	1. 工程计算应用	1. 矿物成分 2. 孔隙大小
含水性	天然含水量	w	天然状态下, 土中水分的质量与固体颗粒质量之比	$w = \frac{m_w}{m_s}$	%	10-50	直接测定 (扰动样)	1. 换算 ρ_d, S_r, n, e 2. 估算土干湿状况 3. 估算液性指数	1. 所处自然条件 2. 受力历史
	饱和度	S_r	土中水的体积与孔隙体积之比	$S_r = \frac{V_w}{V}$	%	40-100	换算求得 $S_r = \frac{w \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}$	1. 说明孔隙中充水程度 2. 评定土干湿程度	1. 土的埋藏条件 2. 气候因素
孔隙性	孔隙度	n	土的孔隙体积与土的总体积之比	$n = \frac{V_v}{V}$	%	33-50	换算求得 $n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}$	1. 换算 e, ρ_{sat} 等 2. 工程计算用	1. 颗粒级配 2. 结构 3. 矿物成分 4. 受力历史
	孔隙比	e	土的孔隙体积与固体颗粒体积之比	$e = \frac{V_v}{V_s}$		0.5-1.0	换算求得 $e = \frac{\rho_s}{\rho_d} - 1$	1. 换算 n, S_r 等 2. 压缩试验用 3. 评定土的密度 4. 地基变形计算	

(4) 孔隙大小的影响因素

孔喉是指孔隙通道中最细小的部分，孔腹是孔隙中最宽大的部分。孔隙大小影响地下水运动，孔喉对水流动的影响更大。

①颗粒大小及分选性：颗粒大而均匀，孔隙就大；颗粒大小不均时，小颗粒充填大颗粒形成的孔隙，孔隙就小；

②颗粒排列方式：四面体排列孔喉直径 $d=0.155D$ ，立方排列 $d=0.414D$ ；

③颗粒形状：带棱角的易形成架空空间---较大的空隙；

④结构孔隙及次生孔隙（粘性土）。

2.1.2 裂隙

裂隙是（fissure）指固结的坚硬岩石（沉积岩、岩浆岩和变质岩）在各种应力作用下岩石破裂变形而产生的空隙。以裂隙率表示。

成岩裂隙（diagenetic fissure）是指岩石在成岩过程中由于冷凝收缩（岩浆岩）或固结干缩（沉积岩）而产生的裂隙，以玄武岩柱状节理最有水文地质意义。

构造裂隙（structured fissure）是指岩石在构造变动中受力而产生的裂隙。具有方向性，大小悬殊，分布不均匀。

风化裂隙（weathering fissure）是指岩石在风化营力作用下发生破坏而产生的裂隙。主要分布于地表附近。

裂隙率（Fissure rate）（ K_r ）是岩石中裂隙体积（ V_r ）与包含裂隙体积在内的岩石体积（ V ）的比值，此为体积裂隙率，即 $K_r = V_r/V$ 或 $K_r = V_r/V \times 100\%$ 。亦可用面积裂隙率和线裂隙率表示。

2.1.3 溶穴

(1) 溶穴（溶隙）（Karst/solution cave）是指可溶的沉积岩（如盐岩、石膏、石灰岩、白云岩等）在地下水溶蚀作用下所产生的空隙（空洞）。

(2) 岩溶率（ K_k ）（karst rate）是指溶穴的体积（ V_k ）与包含溶穴在内的岩石体积（ V ）的比值，即 $K_k = V_k/V$ 或 $K_k = V_k/V \times 100\%$ 。

(3) 空隙网络是由岩石中的空隙按一定方式连接起来所构成的网络。

①松散岩石中的孔隙连通性好，分布均匀，其中的地下水分布与流动比较均匀，为孔隙水。

②坚硬基岩中的裂隙，宽窄不等，多具有方向性，连通性较差，分布不均匀，其中的地下水相互关联差，分布流动不均匀，为裂隙水。

③可溶岩石中的溶穴是一部分原有裂隙与原生孔缝溶蚀而成，大小悬殊，分布不均，其中的地下水分布与流动多极不均匀，为岩溶水。

Karst is the type of geological terrance underlain by carbonate rocks where significant solution of the rock has occurred due to flowing groundwater.

2.2 岩石中水的存在形式

验室中水的存在形式是多样的，建彪 2.2。

表 2.2 岩石中的水

岩石“骨架”中的水	沸石水	Water in fluorite
	结晶水	Water of crystolization
	结构水	Constitutional water
岩石空隙中的水	结合水	Bound / Hydration water
	矿物表面结合水（强、弱）	重力水 gravitational water
		毛细水 capillary water
	液态水 Liquid water	
	固态水	Solid water
气态水	Vaporous water	

2.2.1 结合水

结合水（Hygroscopic water, bound water）是指受固相表面的引力大于水分子自身重力的那部分水，亦即被岩土颗粒的分子引力和静电引力吸附在颗粒表面的水。

Hygroscopic water is water that clings to the surfaces of mineral particles in the zone of aeration.(HG)

最接近固相表面的结合水为强结合水（strongly bound water adsorptive water），为紧附于岩土颗粒表面结合最牢固的一层水，其所受吸引力可相当于一万个大气压。其含量，在粘性土中为 48%，在砂土中为 0.5%。特点：①厚达上百个水分子直径，②吸引力大，密度大（2g/1），③冰点低（-78℃），呈固态，④无溶解能力，不能运动。

结合水的外层由于分子力而粘附在岩土颗粒上的水成为弱结合水（weakly bound water, film water），又称薄膜水。其含量，在粘性土中为 48%，在砂土中为 0.2%。特点：①厚度较大，状态处于固态与液态之间，②吸引力小，密度较大，③有溶解能力，④有一定运动能力，在饱水带中，能传递静水压力，静水压力大于结合水的抗剪强度时能够运移，其外层可被植被吸收，有抗剪强度。

粘性土中，强结合水占 48%，弱结合水占 48%。砂性土中，强结合水占 0.5%，弱结合水占 0.2%。

2.2.2 重力水

重力水 (gravitational/gravity water) 是指距离固体表面更远、重力对其影响大于固体表面对其吸引力、能在重力影响下自由运动的那部分水。井、泉所采取的均为重力水，为水文地质学和地下水水文学的主要研究对象。

Gravity water is (1) the water in the zone aeration (unsaturated zone) that can flow downwards by gravity or (2) water in the zone saturation.

2.2.3 毛细水

毛细水 (capillary water) 是由于毛细管力作用而保存于包气带内岩层空隙中的地下水，可分为支持毛细水、悬挂毛细水和孔角 (触点) 毛细水。

Capillary water is Just above the water table, in the aeration zone, is capillary water that moves upward from the water table by capillary action. This water can move slowly and in any direction. While most plants rely upon moisture from precipitation that is present in the unsaturated zone, their roots may also tap into capillary water or the underlying saturated zone. (GG)

毛细管由松散岩石中细小的孔隙通道构成。

支持毛细水是在地下水面以上由毛细力作用所形成的毛细带中的水。

2.2.4 气态水、固态水和矿物中的水

岩石空隙中的这部分水含量小。其中气态水存在于包气带中，可以随空气流动而流动，在一定温度、压力下可与液态水相互转化。

冻土地区存在固态水。

此外还有结构水和结晶水。结构水 (化合水) (constitutional water, chemical water) 又称为化学结合水，以 H^+ 和 OH^- 离子的形式存在于矿物结晶格架某一位置上的水。结晶水 (crystallization water) 是矿物结晶构造中的水，以 H_2O 分子形式存在于矿物结晶格架固定位置上的水。

沸石水：方沸石 ($Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot nH_2O$)

2.3 与水的储容及运移有关的岩石性质（岩石的水理性质）

2.3.1 容水性

容水性是指岩石容纳水的能力。衡量指标为容水度。

容水度（water capacity）是指岩石完全饱和时所能容纳的最大的水体积与岩石总体积的比值。用小数或%表示，一般小于或等于孔隙度。对于膨胀土，容水度可大于孔隙度。

$$W_0 = V_0/V \times 100\%$$

2.3.2 含水性

含水性是岩石含有水的性能，用含水量表示。

含水量（water content）是岩石空隙中所保留的水分的多少。

Water content is the weight (or volume) of contained water in a soil divided by the total weight (or volume) of the soil mass. (HG)

重量含水量（ W_g ）是松散岩石孔隙中所含水的重量（ G_w ）与干燥岩石重量（ G_s ）的比值， $W_g = G_w/G_s$ 或 $W_g = G_w/G_s \times 100\%$ 。

体积含水量（ W_v ）是岩石中所含水的体积（ V_w ）与包含孔隙在内的岩石体积（ V_s ）的比值， $W_v = V_w/V_s$ 或 $W_v = V_w/V_s \times 100\%$ 。

记岩石的干容重为 γ_d ，则有 $W_v = \gamma_d \cdot W_g$ 。

饱和含水量（ W_s ）（saturated water content）是岩石孔隙充分饱水时的含水量。数值上在粗颗粒及宽裂隙岩石中接近于土或岩石的给水度。

饱和度（saturation degree）是实际含水量与饱和含水量之比，亦即岩石孔隙中水的体积与孔隙体积之比，以百分数表示。反映岩石中孔隙的充水程度。

饱和差（土壤饱和差）（saturation deficit, soil moisture deficiency）是土层或岩层的饱和含水量与实际含水量之差，亦即岩石的容水度与天然湿度之差。

2.3.3 给水性

给水性是饱和岩土在重力作用下能自由排出水的能力。用给水度表示。

(1) **给水度**（ μ ）（specific yield）是指地下水位下降一个单位深度、从地下水位延伸到地表面的单位面积岩石柱体在重力作用下所释放出来的水的体积。常用小数表示，无量纲。

给水度是饱和介质在重力排水作用下可以给出的水体积与多孔介质体积之比。

Specific yield is the yield of an aquifer per unit area and unit drop of the water table. It is defined as the volume of water per unit area of soil, drained from a soil column extending from the

water-table to the ground surface, per unit lowering of the water table. (J. Bear, 1979). It is the ratio of the water that will drain from a saturated rock owing to the force of gravity to the total volume of the media.

(2) 给水度的影响因素

- ①岩性：颗粒粗大的松散岩石，空隙宽大，重力释水时持水性差，给水度大。
- ②地层结构：含有细颗粒夹层时给水度较小。
- ③空隙大小与性质：空隙宽大时给水度较大，而空隙狭小时，结合水与毛细水为主，持水性强，给水度小。
- ④水位埋深（在毛细带内）：埋深小于最大毛细上升高度时，给水度较小。
- ⑤水位降速：抽水时降速过大时给水度偏小，降速很小时给水度较稳定。

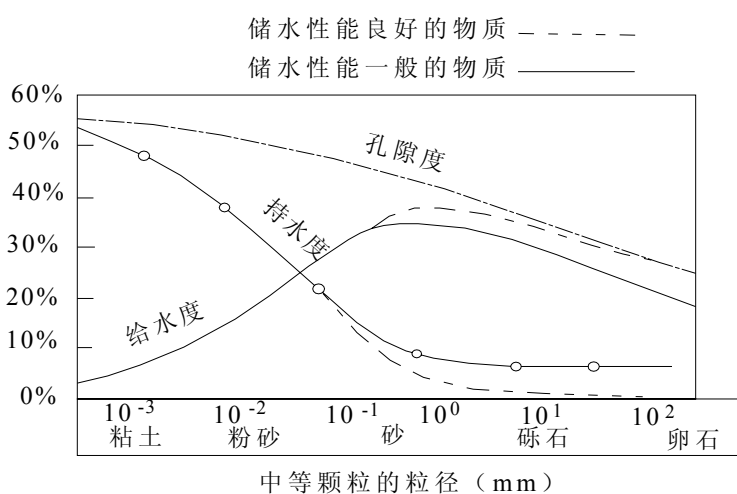


图 1.3 给水度与颗粒粒径的关系^[9]

2.3.4 持水性

持水性是饱和岩土在重力排水后，岩土依靠分子力和毛管力而在岩石空隙中能保持一定水分的能力。

持水度 (Sr) (specific retention) 是指地下水位下降一个单位深度、单位水平面积岩石柱体中反抗重力而保持于岩石空隙中的水的体积。常用小数表示，无量纲。存在关系式： $\mu + Sr = n$ 。

The volume of water retained in the soil against gravity when the water table is lowered (J. Bear, 1979). It is defined as the ratio of the volume of water that a unit media can retain against the attraction of gravity to the total volume of the media. Specific retention is the ratio of the volume

of water the rock or sediment will retain against the pull of gravity to the total volume of the rock or sediment. (HG)

残留含水量 (W_0) 相当于最大持水度, 是岩石充分释水的结果。

2.3.5 透水性

岩石的透水性 (water permeability) 是指岩石允许重力水透过的能力。用渗透系数表征。

It is the ability of a water bearing material to transmit water.

岩石透水性的影响因素有:

(1) 孔隙直径大则渗透性强, 取决于最小孔隙直径: 孔隙直径越小, 结合水占据的无效空间越大, 透水性就小。孔隙直径越大, 结合水占据的无效空间就越小, 透水性就大。透水能力很大程度上取决于最小的孔隙直径。

(2) 圆管通道: 形状弯曲而变化时, 渗透性较差。

(3) 颗粒分选性: 比对孔隙度的影响要大。

2.3.6 毛细性

岩石的毛细性 (capillarity) 是指水通过岩石的毛细管受毛细作用向各方向运动的性能。用毛细上升高度表示。

毛细性是水在土壤空隙和岩石裂隙中受毛细管力的作用下而作垂直运动的性能。

Capillarity is the action by which water is raised or lowered relative to the water surface because of interaction between the water molecules and the solids of the porous medium.

2.4 有效应力原理与松散岩石压缩

2.4.1 有效应力

太沙基 (terzaghi, 1925) 提出: 作用在饱和砂层水平单元面积 AB 上的总应力 P 为该单元上松散岩石骨架与水的重量之和。水所承受的应力相当于孔隙水压力, 即 $u = \gamma_w h$, h 为 AB 平面上水的测压高度, u 可理解为 AB 面处水对上覆地层的浮托力。实际作用于砂层骨架上应力, 称为有效应力 P_z 。

AB 处应力处于平衡, 总应力等于孔隙水压力 u 与有效应力 P_z 之和, 即

$$P = u + P_z, \quad P_z = P - u$$

有效应力等于总应力减去孔隙水压力。这就是太沙基有效应力原理。

2.4.2 地下水变动引起的岩土压缩

设含水砂层饱水，水位下降后其测压管高度仍高出饱水砂层顶面。抽水引起水位 h 降低时，可以认为总应力 P 不变， u 降低 Δu ， P_z 增加 ΔP_z ，即原先由水承受的应力由于水头降低、浮托力减少而部分地（相应）转由砂层骨架（颗粒本身）承担：

$$P_z + \Delta P_z = P - (u - \Delta u)$$

砂砾质土，基本呈弹性变形。

粘性土释水压密，其孔隙度、给水度、渗透系数等参数均变小，并出现地面沉降（land subsidence）。

Subsidence is sinking down of part of the earth's crust due to underground excavation, such as removal groundwater. GW

第三章 地下水赋存

3.1 包气带和饱水带

3.1.1 包气带

(1) 包气带(zone of aeration, Unsaturated zone, vadose Zone)是指地下水面上至地表面之间与大气相通的含有气体的地带。

Zone of aeration is a region in the Earth above the water table. Water in the zone of aeration is under atmospheric pressure and will not flow into a well. (GW)

★ Unsaturated zone is the zone between the land surface and the water table. It includes ①the root zone(soil zone), ②intermediate zone, and ③capillary fringe. The pore spaces contain Water at less than atmospheric pressure, as well as air and other gases. Saturated bodies, such as perched ground water, may exist in the unsaturated zone. Also called zone of aeration and vadose Zone.

(HG)

包气带水是指以各种形式存在于包气带中的水。其赋存和运移受毛细水和重力的共同影响,确切地说是受土壤水分势能的影响。包气带含水量及其水盐运移受气象因素的影响极其显著。

包气带是饱水带与大气圈、地表水圈联系必经的通道,其水盐运移对饱水带有重要的影响。

包气带可分为土壤水带、中间带和毛细水带。

毛细带(capillary zone)是由于岩层毛细管力的作用在潜水面以上形成的一个与饱水带有直接水力联系的接近饱和的地带。

It may be defined as the zone of soil just the water table which is still essentially saturated although under suction / by capillary attraction.

土壤水(soil water)是包气带表层土壤层中的各种形式的水。

Soil moisture is the water contained in the unsaturated zone.

3.1.2 饱水带

饱水带是地下水面以下岩土空间全部或几乎全部被水充满的地带。

Zone of saturation is the space below the water table in which all the interstices (pore spaces) are filled with water. Water in the zone of saturation is called groundwater. (GW)

Saturation zone is the portion that's saturated with water is called the zone of saturation. The upper surface of this zone, open to atmospheric pressure, is known as the water table. (GG)

饱水带中的水体分布连续，可传递静水压力，在水头差作用下可连续运动。其中的重力水是开发利用或排泄的主要对象。

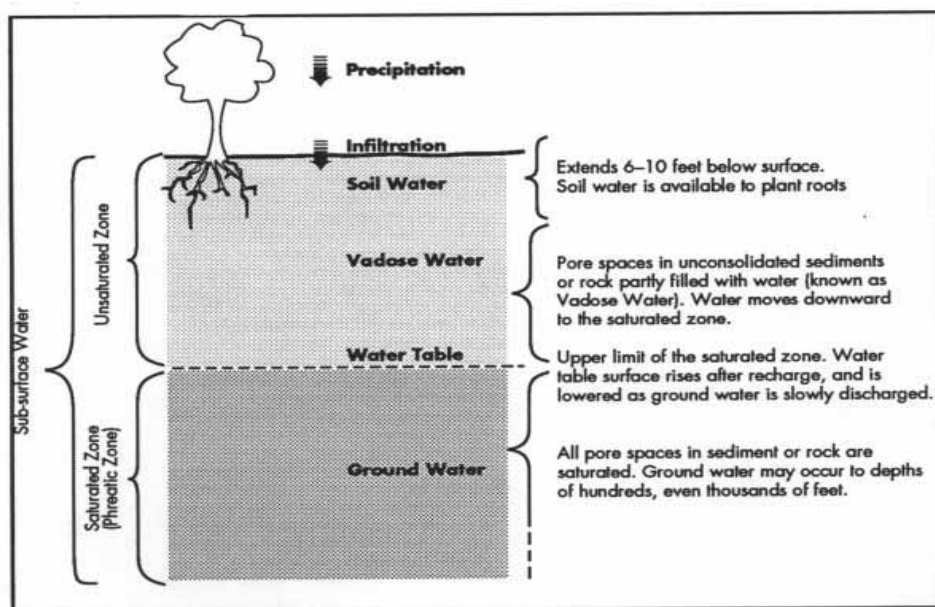


Figure 3.3 Distribution of Subsurface water

3.2 含水层、隔水层与弱透水层

3.2.1 含水层

含水层(Aquifer)是指能够透过并给出相当数量水的岩层，是饱含水的透水层。

构成含水层的三个条件是：(1) 有储存水的空间（储水构造），(2) 周围有隔水岩石，(3) 有水的来源，含有重力水为主。

Aquifer (from Todd, 1959) is aqui (water) + ferre (bear), Means water-bearing zone, groundwater reservoir.

Aquifer is rock or sediment in a formation, group of formations, or part of a formation which

is saturated and sufficiently permeable to transmit economic quantities of water to wells and springs. HG

Aquifer is a geologic formation that will yield water to a well in sufficient quantities to make the production of water from this formation feasible for beneficial use; permeable layers of underground rock or sand that hold or transmit groundwater below the water table. GW

Aquifer is a geologic formation, group of formations, or part of a formation that contains sufficient saturated permeable material to yield significant quantities of water to wells and springs.

GWT

★ Aquifer [hydrology] is (1) A geologic formation, group of formations, or part of a formation that contains sufficient saturated permeable material to yield significant quantities of water to wells and springs (USGS); (2) A geologic formation, group of formations, or part of a formation having structures that permit appreciable water to move through them under ordinary field conditions (ASCE). GWT

3.2.2 隔水层

隔水层 (Aquiclude) 是指不能透过与给出水、或者透过与给出的水量微不足道的岩层, 具有相对性。以含有结合水为主。

A unit of low permeability but is located so that it forms an upper or lower boundary to a groundwater flow system, now also called confining layer or leaky confining layer. HG

Aquiclude is a formation which, although porous and capable of absorbing water slowly, will not transmit water fast enough to furnish an appreciable supply for a well or a spring.

GW

不透水层: Aquifuge is an absolutely impermeable unit that will neither contains nor transmit any water. HG

3.2.3 弱透水层

弱透水层 (Aquitard) 是指透水性相当差、但在水头差作用下通过越流可交换较大水量的岩层。

Aquitard is underground geological formation that is slightly permeable and yields inappreciable amounts of water when compared to an aquifer. GG

3.3 地下水

3.3.1 地下水

地下水 (groundwater) 广义上是指赋存于地面以下岩石空隙中的水; 狭义上仅指赋存于饱水带岩土空隙中的水。按含水介质类型 (空隙类型) 和埋藏条件, 其分类结果见表 3.1 和图 3.1。

表 3.1 地下水分类表

含水介质类型 埋藏条件	孔隙水	裂隙水	岩溶水
包气带水	土壤水、上层滞水、过路、 悬留毛细水及重力水	裂隙岩层浅部季节性存在的 重力水及毛细水	裸露岩溶化地层上部岩 溶通道中季节性存在的 重力水
潜水	各类松散层浅部的水	裸露裂隙岩层中的水	裸露岩溶化岩层中的水
承压水	山间盆地及平原松散层深 部的水	构造盆地、向斜、单斜中裂 隙岩层中的水	构造盆地、向斜、单斜中 岩溶化岩层中的水

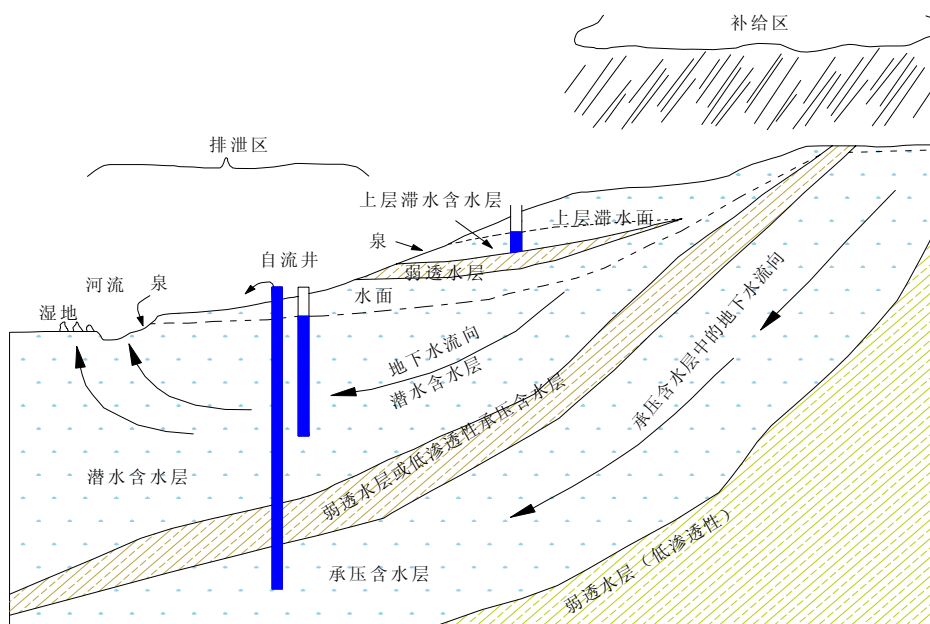


图 3.1 地下水的类型

Ground water is the water contained in interconnected pores located below the water table in an unconfined aquifer or located in a confined aquifer. HG

● Ground water is generally all subsurface water as distinct from surface water; specifically, that part of the subsurface water in the saturated zone (a zone in which all voids are filled with water) where the water is under pressure greater than atmospheric. GWT

上层滞水 (perched water) 是包气带中局部隔水层上的重力水。

孔隙水 (pore water) 是存在于岩层孔隙中的地下水。

孔隙裂隙水 (pore-fissure water) 是存在于孔隙、裂隙并存的岩层 (石) 中的地下水。一般指半胶结的碎屑岩。

裂隙水 (fissure-water) 是存在于岩层裂隙中的地下水。

风化裂隙水 (weathering-fissure water) 是岩石风化裂隙带中的地下水。

原生裂隙水 (original-fissure water) 是存在于岩石原生裂隙中的地下水。

构造裂隙水 (structure-fissure water) 是存在于岩石构造裂隙中的地下水。

脉状裂隙水 (veined fissure water) 是存在于断裂破碎带和各种裂隙密集带中的地下水。

裂隙岩溶水 (fissure karst water) 是存在于可溶性岩层的裂隙、溶孔(洞)中的地下水。

岩溶水 (karst water) 是赋存于岩溶化岩体中的地下水的总称。

3.3.2 地下水埋藏条件

地下水的埋藏条件是指含水层在地质剖面中所处的部位及受隔水层 (弱透水层) 限制的情况。

3.4 潜水

3.4.1 潜水

潜水 (phreatic water, unconfined water) 是指饱水带中第一个具有自由表面的含水层中的水, 亦即地表以下第一个稳定隔水层以上具有自由水面的地下水。

Unconfined ground water is the water in an aquifer where there is a water table. HG

Unconfined aquifer is an aquifer in which there are no confining beds between the zone of saturation and the surface. There will be a water table in an unconfined aquifer. Water-table aquifer is a synonym. HG

潜水含水层厚度 (thickness of water-table aquifer) 是指从潜水面到隔水底板的距离。

隔水底板 (lower confining bed) 是含水层底部的隔水层。

潜水面 (water table) 是指潜水的表面, 为自由水面。

Water table is the water level of an unconfined aquifer below which the pore spaces are generally saturated.

潜水位 (water level) 是潜水面上任意一点的高程。

潜水埋藏深度 (水位埋深) (depth to water table) 是指潜水面到地面的距离。

潜水面坡度指相邻两条等水位线的水位差除以其水平距离。当其值很小时, 可视为水力梯度。

3.4.2 潜水的特征

与大气圈、地表水圈联系密切, 积极参与水循环。这由其埋藏特征 (位置浅且上面没有连续的隔水层) 所决定。另外潜水的补给区通常与排泄区是一致的。

3.5 承压水

3.5.1 承压水

承压水 (confined water) 是指充满于两个隔水层 (弱透水层) 之间的含水层中的水, 具有承压性质。

Confined ground water is the water contained in a confined aquifer. Pore-water pressure is greater than atmospheric at the top of the confined aquifer. HG

- Confined aquifer is an aquifer that is overlain by a confining bed. The Confining bed has a significantly lower hydraulic conductivity than the aquifer. HG

隔水顶板 (upper confining bed) 是承压含水层上部的隔水层。

隔水底板 (lower confining bed) 是承压含水层下部的隔水层。

承压含水层的厚度 (thickness of confined aquifer) 为隔水顶板、底板之间的距离。

承压高度 (confining water level) 是指揭穿承压含水层的钻孔中承压水位到承压含水层顶面之间的距离, 亦为作用于隔水顶板的以水柱高度表示的附加压强。从静止水位到承压含水层顶面的垂直距离。

测压水位 (piezometric water level) 是井孔中静止水位的高程。

自流区 (artesian zone) 是测压水位高于地表面的范围, 又称为承压水的自溢区。

Artesian zone is a zone where water is confined in an aquifer under pressure so that the water will rise in the well casing or drilled hole above the bottom of the confining layer overlying the

aquifer. GW

自流水 (artesian water) 是承压水位高于当地地面能自行喷出或溢出地表的地下水。

Artesian aquifer is an aquifer that contains water under pressure as a result of hydrostatic head. For artesian conditions to exist, an aquifer must be overlain by a confining material and receive a supply of water. The free water surface stands at a higher elevation than the top of the confining layer thus if the aquifer is tapped by a well, the water in the well will rise above the level of the aquifer. GG

★ Artesian aquifer is a geologic formation in which water is under sufficient hydrostatic pressure to be discharged to the surface without pumping. GW

将某一承压含水层测压水位相等的各点连线得到等水位线图,可用于确定承压水流向和水力梯度。

3.5.2 承压含水层的贮水系数

承压含水层的贮水系数是指承压水测压水位下降或上升一个单位深度时单位水平面积含水层所释放或储存的水的体积。所释放出的水来自含水层中水的体积的膨胀和含水介质的压缩。

Storativity is the volume of water an aquifer releases from or takes into storage per unit surface area of the aquifer per unit change in head. It is equal to the product of specific storage and aquifer thickness. In an unconfined aquifer, the storativity is equivalent to the specific yield. Also called storage coefficient. HG

Specific storage is the amount of water released from or taken into storage per unit volume of a porous medium per unit change in head. HG

3.5.3 承压水的特点

因受上部隔水层的影响,①与大气圈、地表水圈的联系较差,②水循环缓慢,③不易污染,但污染后不易恢复。

潜水与承压水在一定条件下可以相互转化。承压水是由潜水转化而来的,在孔隙含水层中转化更为频繁。

3.6 上层滞水

上层滞水 (perched water) 是包气带中局部隔水层或弱透水层上所积聚的具有自由水面的重力水。其性质基本同潜水。

Perched ground water is the water in an isolated, saturated zone located in the zone of aeration. It is the result of the presence of a layer of material of low hydraulic conductivity, called a perching bed. Perched ground water will have a perched water table. HG

表 3.2 各层地下水循环条件对照表

分 类	补给	径流	排泄	水质
土壤水、包气带水、 上层滞水	降水、地表水	较快，非连续流	蒸发	易污染
潜水	降水、地表水、凝 结水、其它水	较快，连续流	泉、泄流（径流）、 蒸发	较易污染
承压水	潜水	慢	越流、径流、泉	不易污染

第四章 地下水运动的基本规律

4.0 基本概念

Flow is the rate of water discharged from a source expressed in volume with respect to time.

GW

(1) 渗流 (seepage) 是指地下水在岩石空隙中的运动。

Seepage is spot where water contained in the ground oozes slowly to the surface and often forms a pool; a small spring. GW

Oozes means flow out slowly, trickle, to flow or cause to flow in a thin stream.

渗流场 (seepage field) 是指发生渗流的区域。

(2) 层流运动 (laminar flow) 是指在岩石空隙中渗流时水的质点作有秩序的、互不混杂的流动。

紊流运动 (turbulent flow) 指在岩石空隙中渗流时水的质点作无秩序的、互相混杂的流动。

(3) 稳定流 (steady flow) 是指水在渗流场内运动过程中各个运动要素 (水位、流速、流向等) 不随时间改变的水流运动。

Steady flow is the flow that occurs when, at any point in the flow field, the magnitude, and direction of the specific discharge are constant in time. HG

非稳定流 (unsteady flow) 是指水在渗流场内运动过程中各个运动要素 (水位、流速、流向等) 随时间变化的水流运动。

Unsteady flow is the flow that occurs when, at any point in the flow field, the magnitude or direction of the specific discharge changes with time. Also called transient flow or nonsteady flow.

HG

4.1 重力水运动的基本规律

4.1.1 达西定律 (Darcy's law)

又称为线性渗透定律，是指流体在多孔介质中遵循渗透速度 (v) 与水力梯度 (I) 呈线性关系的运动规律，是法国 H. Darcy 于 1856 年通过砂柱渗透实验而得到的线性渗透定律。

Darcy's law is an equation that can be used to compute the quantity of water flowing through an aquifer HG

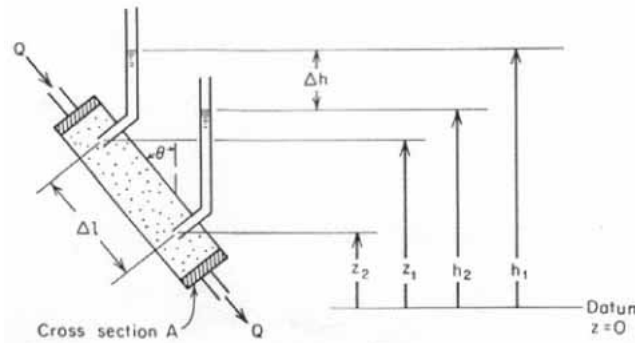


Figure 4.1 Experimental setup and definitions of the Darcy experiment

其数学表达式为

$$Q = K\omega \frac{h}{L} = K\omega I$$

$$Q = -KA \frac{dh}{dl}$$

其中 Q ——为渗透流量（出口处流量），亦即通过过水断面（砂柱各断面）A 的流量(m^3/d)；
volumetric flow rate.

K ——多孔介质的渗透系数(m/d)；

ω 、 A ——为过水断面面积(m^2)； cross-sectional area of flow.

h ——水头损失 ($h=H_1-H_2$, 为上下游过水断面的水头差)； the difference in the height of the water flow length. dh presents the change in head between two points that are very close together,

L ——渗透途径； dl is the small distance between these two points.

I ——为水力梯度 ($I = h/L$)，等于两个计算断面之间的水头差除以渗透途径，亦即渗透路径中单位长度上的水头损失。 dh/dl is hydraulic gradient. The negative sign “-” is in the direction of decreasing hydraulic head. Dh Represents the change in head between two points that are very close together, and is the small distance between these two points.

Darcy's Law. Henry Darcy, a French hydraulic engineer, observed that the rate of laminar flow of a fluid (of constant density and temperature) between two points in a porous medium is

proportional to the hydraulic gradient (dh/dl) between the two points (Darcy 1856). The equation describing the rate of flow through a porous medium is known as Darcy's Law and is given as:

$$Q = KA \frac{h}{L} = KA I$$

Where Q = volumetric flow rate $[L T]^{-3 \cdot -1}$

K = hydraulic conductivity $[L T]^{-1}$

A = cross-sectional area of flow $[L]^2$

由水力学知, $Q = \omega V$, 则 $V = Q / \omega$, 于是得到

$$V = KI$$

其中 V 为多孔介质中流体的渗透流速(m/d)。

K ——多孔介质的渗透系数(m/d), 是水力梯度等于 1 时的渗透流速, 它是描述含水层介质透水能力的重要水文地质参数。

v ——多孔介质中流体的渗透流速(m/d), 它并非真实的流速。

达西定律是定量计算的基础和定性分析的依据。

4.1.2 渗透流速 (seepage velocity)

有效孔隙度 (effective porosity) n_e ——重力水流动的空隙体积与岩石体积之比, $n_e < n$, 但 $n_e > \mu$, 一般有 $\mu < n_e < n$ 。

Effective porosity is the portion of pore space in saturated permeable material where the movement of water takes place. GW

渗透流速 (v) 并非真实的流速, 而是假设水流通过包括骨架与空隙在内的断面 (A) 时所具有的一种虚拟流速, 等于通过实际过水断面的实际流速 u 与岩石的有效孔隙度之积。设通过实际过水断面 ($w' = w n$) 的实际流速为 u , 则 $Q = w' \cdot u$, 得 $v = n_e \cdot u$ 。

Seepage velocity is the actual rate of movement of fluid particles through porous media. HG

4.1.3 水力梯度 (hydraulic gradient)

水力梯度 (I) 是指沿渗透途径水头损失与渗透途径长度的比值; 可以理解为水流通过单位长度渗透途径为克服摩擦阻力所耗失的机械能; 或为克服摩擦力而使水以一定速度流动的驱动力。

Hydraulic gradient is the change in the total head with a change in distance in a given direction. The direction is that which yields a maximum rate of decrease in head.

4.1.4 渗透系数

渗透系数 (K) 是水力梯度等于 1 时的渗透流速, 是表征岩石透水能力的重要的水文地质参数。K 大, 岩石透水能力就强。K 与岩石空隙性质、水的某些物理性质有关。

(1) 孔隙直径大则渗透性强, 取决于最小孔隙直径: 孔隙直径越小, 结合水占据的无效空间越大, 透水性就小。孔隙直径越大, 结合水占据的无效空间就越小, 透水性就大。透水能力很大程度上取决于最小的孔隙直径。

(2) 圆管通道: 形状弯曲而变化时, 渗透性较差。

(3) 颗粒分选性: 比对孔隙度的影响要大。

C.S.Slichter 1800 年提出 transmission constant, 之后为 seepage coefficient, permeability coefficient, hydraulic permeability / conductivity, permeability coefficient. 目前多用 hydraulic conductivity. 单位与 V 相同, 多用 m/d, cm/s。

Hydraulic conductivity is a coefficient of proportionality describing the rate at which water can move through a permeable medium. The density and kinematic viscosity of the water must be considered in determining hydraulic conductivity. HG

Permeability is the ability of a water bearing material to transmit water. It is measured by the quantity of water passing through a unit cross section, in a unit time, under 100 percent hydraulic gradient. GW

表 4-2 渗透系数与岩性之间的关系

岩性	亚粘土	亚砂土	粉砂	细砂	中砂	粗砂	砾石	卵石	漂石
D(mm)				0.1~0.25	0.25~0.5	0.5~2	2~20	20~60	>60
K(m/d)	0.001~0.10	0.10~0.50	0.5~1.0	1.0~5.0	5.0~20	20~50	50~150	150~500	

4.2 流网

流网 (flow net) 是指在渗流场的某一典型剖面或切面上由一系列等水头线和流线所组成的网络。

Flow net is the set of intersecting equipotential lines and flowlines representing two-dimensional steady flow through porous media. HG

流线 (flow line, stream line) 是渗流场中某一瞬时的一条线, 线上各个水质点在此时刻的流向均与此线相切。

A streamline is a curve that is everywhere tangent to the specific discharge vector. Streamlines indicate the direction of flow at every point in a flow domain.

迹线 (path line, trajectory) 是渗流场中某一时间段内某一水质点的运动轨迹。

流线可看作水质点运动的摄影, 迹线则是对水质点运动所拍的电影。在稳定流条件下, 两者重合。

4.2.1 均质各向同性介质中的流网

均质(homogeneity), 非均质(inhomogeneity),各向同性(isotropy), 各向异性(anisotropy), 非均质各向异性介质 (inhomogeneous and anisotropic media)。

均质各向同性介质中, 流线与等水头线构成正交网格。

边界(boundary): 定水头边界、隔水边界、地下水面边界。

河渠的湿周为等水头线。平行隔水边界为流线, 地下水面无补排时为流线。流线由源指向汇。绘制流网时, (1) 先绘制易确定的等水头线、流线, (2) 等水头线与流线正交, 插补其余的流线、等水头线。

流网的作用: (1) 分析渗流场的水流特征。(2) 追踪污染物质的运移。

4.2.2 层状非均质介质中的流网

介质场内各岩层内部渗透性为均质各向同性, 但不同层介质的渗透性不同。

水流折射定律(Refraction law):

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2}$$

式中 K_1 ——地下水流入岩层 (K_1 层) 的渗透系数(m/d) ;

K_2 ——地下水流出岩层 (K_2 层) 的渗透系数(m/d) ;

θ_1 ——地下水流向与流入岩层 (K_1 层) 层界法线之间的夹角($^\circ$) ;

θ_2 ——地下水流向与流出岩层 (K_2 层) 层界法线之间的夹角($^\circ$) 。

4.3 饱和粘性土中水的流动

粘性土的渗透流速 V 与水力梯度 I 之间有三种关系。

(1) V - I 关系为通过原点的直线, 服从达西定律。

(2) V - I 关系为不通过原点, 水力梯度小于某一值 I_0 时无渗透; 大于 I_0 时, 起初为一向 I 轴凸出的曲线, 然后转为直线。

(3) V - I 曲线为通过原点的曲线, I 小时曲线向 I 轴凸出, I 大时为直线。

偏离达西定律的试验结果可用来分析结合水的运动规律, I 小时, 结合水也会运动, 但此时 V 很小。I₀ 称为初始水力梯度。V-I 曲线的直线部分可用罗查 (1950) 公式表示:

$$V=K (I-I_0)$$

结合水是一种非牛顿流体, 是性质介于固体与液体之间的异常液体, 外力必须克服其抗剪强度方能使其流动。

第五章 毛细现象和包气带水的运动

5.1 毛细现象

细小的玻璃管插入水中，在固、液、气三相界面产生毛细现象。

毛细现象（capillary phenomenon）的产生与表面张力（surface tension）有关。任何液体都有力图缩小其表面的趋势，一个液滴总是力求成为球状。

弯曲的液面对液面以内的液体产生附加压强，其方向总是指向液体表面的曲率中心方向：凸起的弯液面，对液面内侧的液体产生一个正的表面压强，凹进的弯液面，对液面内侧的液体附加一个负的表面压强。

表面张力（surface tension）所引起的附加表面压强 P_c 表示为：

$$P_c = \frac{\alpha 2\pi R}{\pi R^2} = \frac{2\alpha}{R}$$

式中 α ——表面张力系数，dyn/cm, 1dyn=10⁻⁵N；

R ——假想的半球状液面的半径（Radius of the hypothetical tube）；

Laplace Equation:

$$P_c = \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

式中 R_1 、 R_2 ——液体表面的两个主要曲率半径。

方程的意义：弯曲的液面将产生一个指向液面凹侧的附加表面压强，表面压强与表面张力系数成正比，与表面的曲率半径成反比。当毛细管足够细小时，记其直径 $D=2r$ ，有

$$P_c = \frac{2\alpha}{r} = \frac{4\alpha}{D}$$

5.2 毛细负压

毛细力 Capillary forces is the forces acting on soil moisture in the unsaturated zone, attributable to molecular attraction between soil particles and water HG

毛细带 Capillary fringe is a zone in the soil just above the water table that remains saturated or almost saturated. GG

- Capillary fringe is the zone immediately above the water table, where water is drawn upward by capillary attraction. - HG

Capillary zone is soil area above the water table where water can rise up slightly through the cohesive force of capillary action. See phreatophytes. GW

毛细负压 (capillary negative pressure) 是指凹形弯液面产生的附加压强 P_c (真空值), 是一个负压强。

毛细水压力水头 (h_c) 是一个负的压力水头, 简称毛细压头, 亦称毛细负压, 可用张力计测定包气带的毛细压力水头。用茹林公式计算毛细水头高度 (Height of the capillary rise, Maximum capillary rise):

$$h_c = \frac{P_c}{\rho g} = \frac{4\alpha}{\rho g D} \approx \frac{0.03}{D}$$

式中 ρ ——水的密度 ($1g/cm^3$); water density

g ——重力加速度 ($981m/s^2$); the acceleration due to gravity

α ——表面张力系数, $74dyn/cm = 74 \times 10^{-3}N/m = 0.074g/cm$;

D ——毛细管直径(mm)。Diameter of the capillary tube

5.3 毛细上升高度与悬挂毛细水

毛细上升高度 (maximum capillary height) 是水从地下水水面沿岩层毛细管上升的最大高度。

任一点的水头 H 为

$$H = Z + h_p \quad (\text{饱水带中})$$

$$H = Z - h_c \quad (\text{包气带中})$$

式中 Z ——由指定基准面算起的位置高度 (位置水头);

h_p ——测压高度 (压力水头);

h_c ——毛细负压 (由毛细力引起的负的压力水头); negative hydrostatic pressure.

最大毛细上高度 H_c 与毛细管直径 D 成反比, 颗粒细小, H_c 也小。

表 5-1 最大毛细上高度 H_c (据西林—别克丘林, 1958)

岩性	粗砂	中砂	细砂	粉砂	粘性土
D(mm)	2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.1	0.1~0.05	<0.05
Hc(cm)	2~5	12~35	34~75	70~150	>200~400

From Maris and T.P Tsui in 1939, h_c can be determined by

$$h_c = \frac{2.2(1-n)^{2/3}}{d_H(n)} \quad (\text{inches})$$

Where h_c —— negative hydrostatic pressure.

d_H —— harmonic mean grain diameter in mm.

n —— the porosity.

5.4 包气带水分分布及其运动

均质土组成的包气带，无蒸发和下渗且包气带水分分布稳定时，由地面向下某一深度内含水量为一定值，相当于残余含水量 (W_c)，由结合水、孔角毛细水和部分悬挂毛细水构成，是反抗重力保持于土中的最大持水度。

由此而下，进入支持毛细水带，含水量向下增高，在潜水面之上有一个含水量饱和的带，称为毛细饱和带，也称为张力饱和带。它与潜水有密切水力联系，随潜水面变动而变动。

毛细负压是含水量的函数： $h_c = h_c(w)$ 。

包气带中渗透系数也是含水量的函数： $K = K(w)$ 。

含水量 w 变小时， K 迅速变小。其原因：(1) 过水断面减小，(2) 流动途径的弯曲程度增加，(3) 水流在更细小的孔角通道中流动，阻力大。

包气带中的非饱和流动，作一维垂直下渗运动时，有

$$v = -K(w) \frac{\partial H}{\partial z}$$

降水按活塞式下渗时，任一时刻 t 的入渗速率，即垂直渗透流速为：

$$v_t = K(w) \frac{h_c + z}{z} = K \left(1 + \frac{h_c}{z} \right)$$

式中 Z —— 下渗水的前锋到达深度 (位置水头为 $-Z$)。

Z 小时， v 很大， t 大时， z 变大， $h_c/z \rightarrow 0$ 时， $v=K$ 。

包气带水的运动特点 (不同于饱水带的)：

- (1) 饱水带只存在重力势，包气带同时存在重力势和毛细势。
- (2) 饱水带任意一点的压力水头为定值，包气带中压力水头 $h_c = h_c(w)$ ，为含水量的函数， w 增大， h_c 减小， w 减小， h_c 增大。
- (3) 饱水带中 K 为定值，包气带中的 $K_c = K_c(w)$ ， w 减小， K_c 增大， w 增大， K_c 增大。

土水势: $\Psi_t = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_s + \Psi_z + \Psi_T$

式中 Ψ_t ——总土水势;

Ψ_p ——压力势;

Ψ_m ——基质势;

Ψ_s ——溶质势;

Ψ_z ——重力势;

Ψ_T ——温度势。

在包气带中, $\Psi_t = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_z$, 因为 $\Psi_s = \Psi_T = 0$, 因此关键是基质势 Ψ_m 。

第六章 地下水的化学成分及其形成作用

6.1 地下水的物理性质

地下水的物理性质 (physical properties of groundwater) 是地下水的(1)比重(specific weight)、(2)温度(temperature)、(3)透明度(diaphaneity,transparency)、(4)颜色(coulor)、(5)味(taste)、(6)嗅味(smell)、(7)导电性(conductance)、(8)放射性(radioactivity)等物理特性的总和。

水温的变化是影响水的化学成分、水化学作用的重要因素。

悬浮固体(悬浮物)(suspended solids)是指水中悬浮的泥砂、硅土、有机物和微生物等难溶于水的胶体或固体微粒。

电导率(比电导)(specific conductance)是指电阻率的倒数,是度量水中离子含量的指标之一。

6.1.1 地下水中的物质及颜色

地下水中的物质不同,会出现不同的颜色,见表 6.1。

表 6.1 水中的物质及颜色

水中含有物质	硬水	低价铁	高价铁	硫化氢	硫细菌	锰	腐殖酸
水的颜色	浅兰	灰兰	黄褐	翠绿	红色	暗红	暗黄、灰黄

6.1.2 地下水中的物质及味道

地下水中的物质与地下水的味道有关,见表 6.2。

表 6.2 水中的物质及味道

水中含有物质	NaCl	Na ₂ SO ₄	MgCl MgSO ₄	大量 有机质	铁盐	腐殖质	H ₂ S 碳酸气	CO ₂ 及 Ca (HCO ₃) ₂ Mg(HCO ₃) ₂
水的口味	咸	涩	苦	甜	涩	沼泽	酸	可口

6.1.3 地下水透明度的野外分级

地下水的透明度分为四级，见表 6.3。

表 6.3 地下水的透明度分级

透明度分级	特 征
透明的	无悬浮物及胶体，60 cm 水深可见 3mm 的粗线
微浊的	有少量的悬浮物，大于 30 cm 水深可见 3mm 的粗线
混浊的	有较多的悬浮物，半透明状
极浊的	有大量的悬浮物或胶体，似乳状，水深很小也不能清楚看见 3mm 的粗线

6.1.4 地下水的温度

地壳表层的热源：太阳的辐射、地球内部的热流。可以按地下水的温度对地下水进行分类，见表 6.4。

表 6.4 地下水按水温分类

名 称	水温 (°C)	名 称	水温 (°C)
过冷水	<0	热水	37~42 (37~50)
极冷水	0~4	高热水	42~100 (50~100)
冷水	4~20	过热水	>100
温水	20~37		

地壳表层分带：

- (1) 变温带是受太阳辐射影响的地表极薄的地带，厚度 1~2m，下限 15~30 m。
- (2) 常温带是其地温基本等于当地平均年气温的地带，高出 1~2°C。
- (3) 增温带是地温受地球内热影响的地带，地温梯度为 $n^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，一般为 $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，介于 $1.5\sim 4.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 之间。西藏羊八井地温梯度为 $300^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ （地热异常）。

地下水的温度受其赋存与循环所处的地温控制。

- (1) 变温带的浅埋地下水显示微小的水温季节变化。
- (2) 常温带中的地下水水温与当地年平均气温很接近。
- (3) 增温带中的地下水，其水温随其赋存与循环深度的加大而升高，可成为热水乃至蒸汽。

已知年平均气温 (t)、年常温带深度 (h)、地温梯度 (r) 时, 可估算某一深度 (H) 的地下水水温 (T): $T = t + (H-h)r$ 。

利用地下水水温, 可以估算其循环深度 H :

$$H = \frac{T - t}{r} + h$$

6.2 地下水的化学特征

6.2.0 基本概念

地下水是一种复杂的溶液, 而不是化学纯的 H_2O 。岩石中的地下水, 与岩石发生化学反应, 与大气圈、水圈和生物圈进行水量交换和化学成分交换。人类活动对地下水化学成分有明显的影响。

(1) **地下水化学成分** (Chemical composition of groundwater) 是地下水中所含的无机和有机的化学成分, 包括常见离子、微量组分、气体成分等。地下水化学成分是地下水中各类化学物质之总称。它包括离子、气体、有机物、微生物、胶体以及同位素成分等。

地下水化学成分是地下水与环境(自然环境、地质环境和人类活动)长期相互作用的产物。可用其追溯水文地质历史, 阐明地下水的起源于形成。

(2) **水化学** (hydrochemistry) 是研究天然水化学成分的形成、分布和演变的学科。

水文地球化学 (hydrogeochemistry) 是研究地下水化学成分的形成和变化规律以及地下水地球化学作用的学科。

地下水水质 (groundwater quality) 是地下水的物理、化学和生物物质之总称。

我国主要水质标准有生活饮用水卫生标准 GB5749-85、地表水环境质量标准 GB3838-2002、地下水质量标准 GB/T14848-93、农田灌溉水质标准 GB5084-1992、渔业水质标准 GB11607-1989。

水文地球化学环境 (hydrogeochemical environment) 是指控制地下水中化学成分的形成、存在形式以及演变的环境条件。

常量元素(宏量元素) (common element in groundwater, macroelement) 是地下水中经常出现、分布最广、含量较多并能决定地下水化学基本类型和特点的元素。

微量元素(microelement)是地下水中出现较少、分布局限、含量较低的化学元素。它们不决定地下水的化学类型, 但却赋予地下水一些特殊性质和功能。

(3) **地下水的总矿化度** (total mineralization of degree of groundwater), 又称总溶解固体(总溶解固形物) (total dissolved solids), 是指地下水中各种离子、分子与化合物的总量,

单位 g/l。通常用 105~110℃时将水蒸发所得的干涸残余物总量表征；亦可用阴阳离子总和减去 HCO_3^- 含量之半表征。

Total dissolved solids is the total amount in milligrams of solid material dissolved in one liter of water (mg/l). GG

水是良好的溶剂，它溶解沿途的组分，搬运这些组分，并在某些情况下从水中析出。水是地球元素迁移、分散与富集的载体。许多地质过程都涉及地下水的化学作用。

不同用水，对水质有一定要求，需要进行水质评价。

工业原料：地下水含有大量盐类（NaCl、KCl）及富集 Br, I, B, Sr 等。

液体矿产：特殊物理性质与化学成分---医疗保健作用。

找矿标志：特定化学元素的分布晕圈。

污染防治：物质运移、分散规律，位置。

6.2.1 地下水中的气体成分

主要有 O_2 、 N_2 、 CO_2 、 CH_4 、 H_2S 、Rn 等。一般含量为 $n \sim n \times 10 \text{mg/l}$ 。可以说明地下水所处的地球化学环境；有些气体增加溶解盐类的能力，促进某些化学反应。

(1) O_2 、 N_2 ：源自大气，DO (Dissolved Oxygen) 高，有利于氧化作用；只有 N_2 ，地下水起源于大气，且为还原环境。 $(\text{Ar}+\text{Kr}+\text{Xe})/\text{N}_2=0.0118$ 时，为大气起源；比值小时有生物、变质起源之 N_2 。

(2) 甲烷 CH_4 、 H_2S ：表明还原环境，有有机质存在，其中 H_2S 为 SO_4^{2-} 的还原产物。

(3) CO_2 ：主要来源于土壤中有有机残骸发酵、植物呼吸，深部高温，可有 $\text{CaCO}_3 \xrightarrow{400^\circ\text{C}} \text{CaO}+\text{CO}_2$ ， CO_2 高，碳酸盐岩容易溶解，结晶岩容易风化。

工业生活应用化石燃料，产生大量的 CO_2 ，使大气中的 CO_2 迅速增高，290ppm (1850年) 增高到 338ppm (1980年)。目前每年生产 CO_2 气体 53 亿 t，产生了温室效应。

6.2.2 地下水中的主要离子成分

6.2.2.1 地下水中主要离子成分 (major ionic species)

地下水中常见的主要离子成分中，阴离子 (anions) 有 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 CO_3^{2-} ；阳离子 (cations) 是 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 。

次要成分中，阴离子有 OH^- 、 NO_2^- 、 NO_3^- 、 SiO_3^{2-} 、 PO_4^{3-} ；阳离子是 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Mn^{2+} 、 NH_4^+ 、 H^+ 。

地下水中的离子成分见表 6.5。

表 6.5 地下水中离子成分

常见阳离子	Common cations	常见阴离子	Common Anions	次要成分	Minor Constituents		
Ca ²⁺	Calcium	CO ₃ ²⁻	Carbonate	OH ⁻		Fe ²⁺	Iron (Fe)
Mg ²⁺	Magnesium	HCO ₃ ⁻	Bicarbonate	NO ₂ ⁻	Nitride	Fe ³⁺	Ferrous ion
Na ⁺	Sodium/natium	SO ₄ ²⁻	Sulfate	NO ₃ ⁻	Nitrate	Mn ²⁺	Manganese
K ⁺	Potassium/kalin	Cl ⁻	Chloride	SiO ₃ ²⁻	metasilicate	NH ₄ ⁺	Boron (B)
				PO ₄ ³⁻	phosphate	H ⁺	Hydrogen ion/hydroxyl ion
				F ⁻	Fluoride (F)	Se	Selenium
				SiO ₂	Silica	Al	Aluminium

6.2.2.2 地下水中离子成分富集的原因

- ① 地壳中含量高、较易溶于水的元素 O₂, Ca, Mg, Na, K;
- ② 地壳中含量不大、极易溶于水的元素 S (以 SO₄²⁻的形式存在)、Cl;
- ③ 地壳中含量很大、难溶于水的元素 Al, Si, Fe。

表 6.6 地壳中主要元素的丰度

元素	O	Ca	Mg	Na	K	S	Cl
丰度(%)	46.6	3.63	3.09	2.83	2.59		0.020

6.2.2.3 地下水中主要离子成分与矿化度有何关系?

地下水中主要离子成分随矿化度(总溶解固体)的变化而变化。溶解度由大而小的顺序是 Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻。按矿化度对地下水可分为 5 类, 见表 6.7。

表 6.7 按矿化度对水的分类

矿化度 (g/l)	<1.0	1~3	3~10	10~50	>50
水的分类	淡水	微咸水	咸水	盐水	卤水
	Fresh water	Brackish water	Saline water	Salt water	Brine water

- ① 低矿化水中 HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺为主;
- ② 高矿化水中 Cl⁻, Na⁺为主;
- ③ 中等矿化水中阴离子 SO₄²⁻为主, 阳离子以 Na⁺, Ca²⁺为主。

④卤水中以 CaCl_2 为主。

6.2.2.4 地下水中的主要阴离子

(1) 地下水中的氯离子 Cl^- 的来源

含量一般为 $n \text{ mg/l} \sim 100 \text{ g/l}$ 。① Cl^- 不为植物和细菌摄取，② 不被土壤颗粒表面吸附，③ 溶解度大，在水中最为稳定，④ 随矿化度增大，其含量增大。其来源有：

- ① 沉积岩中盐岩、氯化物的溶解；
- ② 岩浆岩含氯矿物氯磷灰石 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ 、方钠石 $\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$ 的风化溶解；
- ③ 火山喷发物的溶滤；
- ④ 海水；
- ⑤ 人为污染：工业、生活污水和粪便。

(2) 地下水中的硫酸根离子 SO_4^{2-} 来源

- ① 石膏 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 、沉积硫酸盐岩的溶解；硫化物的氧化，

$$2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeSO}_4 + 4\text{H}^+ + 2\text{SO}_4^{2-} \quad (\text{黄铁矿})$$
- ② 煤系地层含有很多黄铁矿 FeS_2 、金属硫化物矿床；
- ③ 化石燃料的燃烧，人为产生 SO_2 与氮氧化物 (2.0~2.5 亿 t/a)，进入空气中形成酸雨。
中国目前 1800 万 t/a 的 SO_2 。

(3) 地下水中的重碳酸根离子 HCO_3^- 来源

- ① 碳酸盐岩的溶解： $\text{Ca/MgCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ；
- ② 岩浆岩、变质岩地区铝硅酸盐矿物风化溶解（钠、钙长石）：

$$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + 2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + 2\text{Na}^+ + \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9 + 4\text{SiO}_2$$

$$\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 + 2\text{CO}_2 + 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$$

6.2.2.5 地下水中的主要阳离子来源

(1) 地下水中的钾离子 K^+

参与形成不溶于水的次生矿物（水云母、蒙脱石、绢云母等），为植物摄取，在地下水中的含量低。来源：

- ① 钾岩的溶解；② 含钾矿物的风化溶解。

(2) 地下水中的钠离子 Na^+

- ① 盐岩、钠岩的溶解；② 海水；③ 含钠矿物的风化溶解。

(3) 地下水中的钙离子 Ca^{2+}

- ① 碳酸盐岩、石膏的溶解；
- ② 含钙矿物的风化溶解。

(4) 地下水中的镁离子 Mg^{2+}

- ① 含镁的白云岩、泥灰岩的溶解；
- ② 含镁矿物的风化溶解。

6.2.3 地下水中的其它成分

- (1) 次要离子：包括 H^+ 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Mn^{2+} 、 NH_4^+ 、 OH^- 、 NO_2^- 、 NO^- 、 CO_3^{2-} 、 SiO_3^{2-} 、 PO_4^{3-} 等。
- (2) 微量组分：Br、I、F、B、Sr 等。
- (3) 胶体： $Fe(OH)_3$ 、 $Al(OH)_3$ 、 H_2SiO_3 。
- (4) 有机质：可增加地下水的酸度，有利于还原。
- (5) 微生物：① 氧化环境：硫细菌、铁细菌等；② 还原环境：脱硫酸细菌等；③ 污染水：致病细菌。

6.2.4 地下水化学成分表达式

库尔罗夫式 Kurllov formation

以类似数学分式形式表示单个水样化学成分的含量和组成的方法。表示式为：

$$\frac{\text{微量元素}(g/l)\text{气体成分}(g/l)\text{矿化度}(g/l)}{\frac{\text{阴离子}(\text{mmol}\%>10\% \text{者由大到小列入})}{\text{阳离子}(\text{mmol}\%>10\% \text{者由大到小列入})}}$$

必要时分式中可将 $\text{mmol}\%<10\%$ （以前使用 $\text{meq}\%$ ）者列入用。表示分式后端可列出水温($T^\circ\text{C}$) 和涌水量 (L/s)。

6.4 地下水化学成分的形成作用

水文地球化学作用 (hydrogeochemical process) 是在一定地球化学环境下，影响地下水化学成分形成、迁移和变化的作用。

6.4.1 溶滤作用

溶滤作用 (Lixivation) 是指地下水与岩土相互作用、岩土中一部分物质转入到地下水中的作用。地下水与岩石相互作用使岩石中一部分可溶成分转入水中，而不破坏矿物结晶格架的作用。

水解作用 (hydrolytic dissociation) 是地下水与岩石相互作用成岩矿物的晶格中发生阳离子被水中氢离子取代的过程。

矿物盐类与水溶液接触，发生两种作用，一是溶解作用 (resolubilization)，离子由

结晶格架转入水中；另一种是结晶作用 (crystallization)，离子由液体中固着于晶体格架中。当溶液达到饱和时溶液中某种盐类的含量称为溶解度 (dissolubility, solubility)。温度上升时，溶解度增大。

溶滤作用的强度是岩土中的组分转入水中的速率。其大小取决于：

- ① 组成岩土的矿物盐类的溶解度，盐岩 NaCl 易溶，SiO₂ 难溶解；
- ② 岩土的空隙特征：致密基岩，水与矿物难以接触，难溶滤。
- ③ 水的溶解能力：低矿化水的强，高矿化水的弱；决定着溶滤作用的强度。
- ④ 水中 CO₂、O₂ 等气体成分的含量，决定着某些盐类的溶解能力，有易形成 HCO₃⁻、SO₄²⁻，有 O₂ 易溶解硫化物。
- ⑤ 水的流动状况：是关键因素，地下水的径流与交替强度是决定溶滤作用强度的最活跃、最关键的因素。

一个地区经受的溶滤愈强烈，时间愈长久，地下水的矿化度愈低，愈是以难溶离子为其主要成分。溶滤作用具有时间上的阶段性和空间上的差异性。

6.4.2 蒸发浓缩作用

蒸发浓缩作用 (evaporation-concentration process) 是地下水通过蒸发排泄而引起水中成分的浓缩，使水中盐分浓度增大、矿化度增高的现象。

必备条件：①干旱半干旱的气候，②低平地势控制下的地下水位埋深小，③松散岩土颗粒细小，毛细作用强，④一般发生于地下水流动系统的排泄处，⑤具有时间和空间的尺度。

6.4.3 脱碳酸作用

脱碳酸作用 (decarbonation) 是在温度升高、压力降低的情况下 CO₂ 自水中逸出而 HCO₃⁻ 含量则因形成碳酸盐沉淀减少的过程。典型的例子是来自深部地下水的泉口的钙华。



6.4.4 脱硫酸作用

脱硫酸作用 (desulphidation) 是在封闭缺氧的还原环境中，在有机物和脱硫酸细菌作用下，硫酸盐被分解成 H₂S 和 HCO₃⁻ 的生物化学过程。



封闭的地质构造为其有利环境，油水中有 H₂S，为找油标志。

脱硝(氮)作用 (denitration) 是水中氮氧化物在去氮菌作用下分解亚硝酸盐和硝酸盐、最后排出自由氮的过程，是水中富含 N₂ 和 CO₂。

硝化作用 (nitrification) 是有机质分解产生的酸在硝化菌作用下使铵氧化生成亚硝酸盐

和硝酸盐的过程。

6.4.5 阳离子交替吸附作用

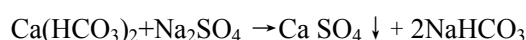
阳离子交替吸附作用 (cation exchange and adsorption) 是地下水与岩石相互作用, 岩石颗粒表面吸附的阳离子被水中阳离子置换, 并使水化学成分发生改变的过程。

吸附能力: $H^+ > Fe^{3+} > Al^{3+} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+$

阳离子交替吸附作用取决于岩石的吸附能力、岩石的比表面积、离子的相对浓度。

6.4.6 混合作用

混合作用 (mixing hydrochemical action in groundwater) 是指两种或两种以上不同成分水之间的混合, 使原有水的化学成分发生改变的作用。有时发生化学反应, 例如:



6.4.6 人类活动对地下水化学成分影响

近年来, 人类活动对地下水化学成分的影响越来越大, 表现在生产生活产生的废弃物污染地下水, 人类活动改变了地下水形成条件也改变了地下水的化学成分。

(1) 工业生产的废水、废气和废渣, 以及农业上大量使用化肥、农药, 使地下水富集了原来含量很低的有害元素, 如酚、氰、汞、砷、铬、亚硝酸等。

(2) 人类活动通过改变地下水形成条件而改变地下水的化学成分, 表现在:

① 滨海地区过量开采地下水引起海水入侵。

② 不合理的打井采水使咸水运移。

③ 干旱半干旱地区不合理地引入地表水灌溉, 会使浅层地下水位上升, 引起大面积次生盐渍化, 并使浅层地下水变咸。

④ 原来分布有地下咸水的地区, 通过挖渠打井, 降低地下水位, 减少蒸发量, 可使地下水淡化。

⑤ 在地下咸水分布区, 引来区外淡的地表水, 合理补给地下水, 也可使地下水变淡。

6.5 地下水化学成分的基本成因类型

地球上的水圈是原始地壳生成后, 氢和氧随同其它易挥发组分从地球内部层圈逸出而形成的。地下水起源于深部层圈。其成因类型主要有三个。

6.5.1 溶滤水

溶滤水 (Lixivation water) 是指由富含 CO_2 和 O_2 的水渗入补给并溶滤其所流经岩土而获得主要化学成分的地下水。其成分受岩性、气候、地貌等因素的影响。在大范围上, 受气候控制而有分带性。

- (1) 岩性: ①石灰岩、白云岩分布区, 水中 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主;
- ② 含石膏的沉积岩区, 水中 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} 均较多;
- ③ 酸性岩浆岩地区, 多为 HCO_3^- —Na 型水;
- ④ 基性岩浆岩地区, 水中常富含 Mg^{2+} ;
- ⑤ 煤系地层、金属硫化物矿床分布区, 多为硫酸盐水。

(2) 地形地貌: 会干扰气候的分带性, 水的化学成分和矿化度均呈现分带现象。

(3) 气候: 干旱地区的山间盆地, 气候、岩性、地形表现为统一的分带性, 地下水化学分带也最为典型。往往边缘洪积扇顶部为低矿化重碳酸盐水带, 过渡带为中等矿化硫酸盐水, 盆地中部为高矿化的氯化物水。

自然界中的绝大部分地下水属于溶滤水, 常常具有水平分带性和垂直分带性。

水文地球化学分带 (hydrogeochemical zonality) 是指地下水中化学成分及水文地球化学环境指标在空间呈带状变化的规律。

水文地球化学水平分带 (horizontal hydrogeochemical zoning) 是地下水中化学成分和矿化度在水平方向上呈带状变化的规律性。

水文地球化学垂直分带 (vertical hydrogeochemical zoning) 是地下水中化学成分和矿化度在垂直剖面上随深度变化的规律性。

6.5.2 沉积水

沉积水(埋藏水) (connate water, buried water) 是在沉积过程中保存在成岩沉积物空隙中的水。即与沉积物大体同时形成的古地下水。

海水平均成分: 矿化度 35g/l, $\text{Cl}^{190}/\text{Na}^{77}\text{M}18$, $r\text{Na}/r\text{Cl}=0.85$, $\text{Cl}/\text{Br}=29.3$ 。

海相淤泥通常含有大量有机质和各种微生物, 处于缺氧环境, 有利于生物化学作用。淤泥中水的化学特征:

- ① 矿化度很高, 可达 300g/l;
- ② SO_4^{2-} 减少或消失;
- ③ 钙 Ca^{2+} 含量相对增加, Na^+ 减少, $r\text{Na}/r\text{Cl}<0.85$;
- ④ 富集 Br、I, Cl/Br 变小;
- ⑤ 出现 H_2S 、 CH_4 、铵、氮;
- ⑥ pH 值增高。

6.5.3 内生水

又称原生水(初生水) (juvenile water, native water) 是源自地球深部层圈的地下水, 亦即来自地球内部在岩浆冷却等地质作用下形成的地下水。

6.6 地下水化学成分的分析内容与分类图示

6.6.1 地下水化学成分分析内容

(1) 简分析: 物理性质 (温度、颜色、透明度、臭味、味道等)、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 CO_3^{2-} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ ; 总硬度、pH 值; NO_3^- 、 NO_2^- 、 NH_4^+ 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 H_2S 、耗氧量。单位为 mg/l, mmol/l。

(2) 全分析: 化学成分 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、 NO_2^- ; Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 NH_4^+ 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Mn^{2+} ; H_2S 、 CO_2 、耗氧量; 总硬度、pH 值、干涸残余物。单位为 mg/l, mmol/l。

(3) 专项分析: 细菌类、放射性、I⁻等。

6.6.2 地下水化学分类与图示方法

(1) 舒卡列夫分类

地下水化学类型的舒卡列夫分类是根据地下水中 6 种主要离子 (Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- , K^+ 合并于 Na^+) 及矿化度划分的 (见表 6.8)。

表 6.8 舒卡列夫分类一览表

阴离子 \ 阳离子	HCO_3^-	$\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-$	SO_4^{2-}	$\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$	Cl^-
Ca	1	8	15	22	29	36	43▲
Ca+Mg	2	9	16	23	30	37	44
Mg	3	10	17▲	24▲	31	38▲	45
Ca+Na	4	11	18	25	32	39	46
Na+Ca+Mg	5	12	19	26	33	40	47
Na+Mg	6	13	20▲	27	34	41	48
Na	7	14	21	28	35	42	49

▲ 未发现

具体步骤如下:

第一步, 根据水质分析结果, 将 6 种主要离子中含量大于 25%(mmol/l)的阴离子和阳离子进行组合, 可组合出 49 型水, 并将每型用一个阿拉伯数字作为代号。

第二步, 按矿化度 (M) 的大小划分为 4 组。

A 组—— $M \leq 1.5\text{g/L}$;

B 组—— $1.5 < M \leq 10\text{g/L}$;

C 组—— $10 < M \leq 40\text{g/L}$;

D 组—— $M > 40\text{g/L}$ 。

第三步, 将地下水化学类型用阿拉伯数字 (1~49) 与字母 (A、B、C 或 D) 组合在一起的表达式表示。例如, 1—A 型, 表示矿化度 (M) 不大于 1.5g/L 的 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型水, 沉积岩地区典型的溶滤水; 49—D 型, 表示矿化度大于 40g/L 的 Cl-Na 型水, 该型水可能是与海水及海相沉积有关的地下水, 或是大陆盐化潜水。

(2) 派珀 (A.M. Piper, 1944) 三线图解

三线图解(Trilinear diagram): 任一水样的阴阳离子的相对含量在两个三角形中以带标号的圆圈表示, 引线在菱形中的交点处以圆圈表示, 其大小与矿化度成正比, 见表 6.9、图 6.1 和图 6.2。

表 6.9 派珀三线图解分区代号说明

1. 碱土金属离子>碱金属离子	6. 非碳酸盐硬度>50%
2. 碱土金属离子<碱金属离子	7. 碱金属离子、强酸为主
3. 弱酸>强酸	8. 碱土金属离子、弱酸为主
4. 弱酸 <强酸	9.任一阴阳离子含量≤50%
5. 碳酸盐硬度>50%	

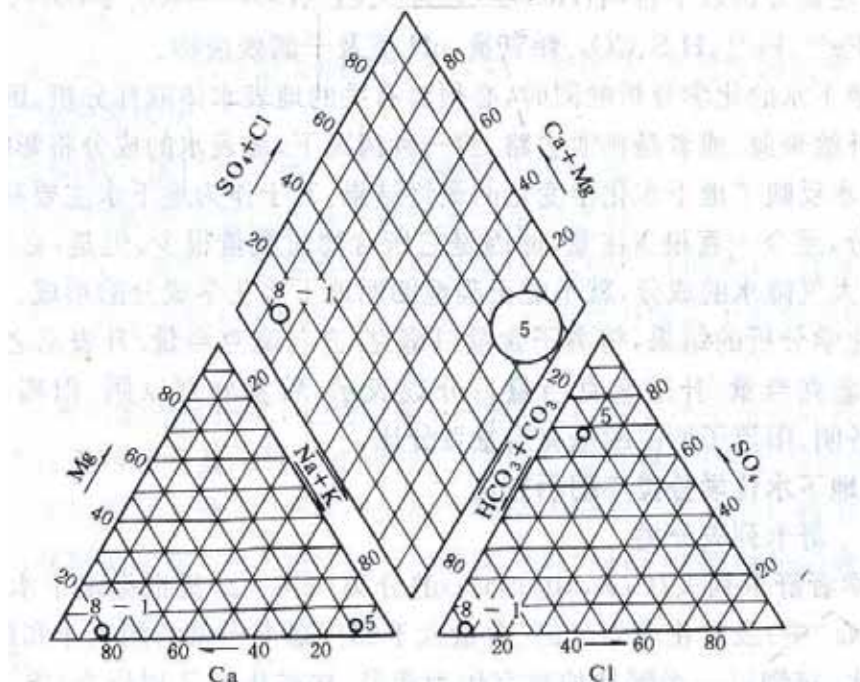


图 6.1 派珀三线图解[Piper, 1953]

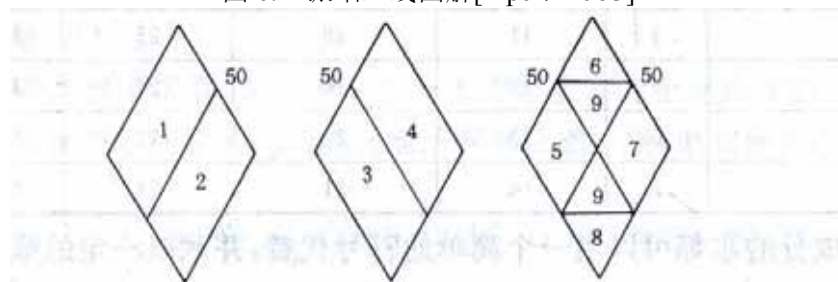


图 6.2 派珀三线图解分区[Piper, 1953]

(3) 阿廖金分类：6 种离子，按阴离子最高含量分三类(C, S, Cl)，按阳离子最高含量分三个组，每组 3 型，共 27 种水 4 种不同类型。

阿廖金分类法是由俄国学者 O.A.Aleken 提出的，按水体中阴阳离子的优势成分和阴阳离子间的比例关系确定水质化学类型的一种方法。该方法的具体操作步骤如下：

第一步，列出各个计算分区中具有代表性水样的 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 等 3 个阴离子和 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 等 3 个阳离子的浓度含量（均以毫克当量表示）。

第二步，根据各水样中含量最多的阴离子将这些水样分为三类：重碳酸类（以 C 表示）、硫酸类（以 S 表示）、氯化类（以 Cl 表示），它们的矿化度依次增加，水质变差。

第三步，在每类中再根据水样中含量最多的阳离子进一步分为钙质（Ca）、镁质（Mg）、钠质（Na，钾如钠）三组。

第四步，按各水样中阴阳离子含量的比例关系分为四个型：

- I 型: $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, 在 S 类与 Cl 类的 Ca 及 Mg 组中均无此型;
 - II 型: $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$, 多数浅层地下水属于此型;
 - III 型: $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, 或 $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$, 此型为高矿化水;
 - IV 型: $\text{HCO}_3^- = 0$ 。此型为酸性水, C 类各组及 S 和 Cl 类的 Na 组中无此型。
- 阿廖金分类图解见图 6.3。

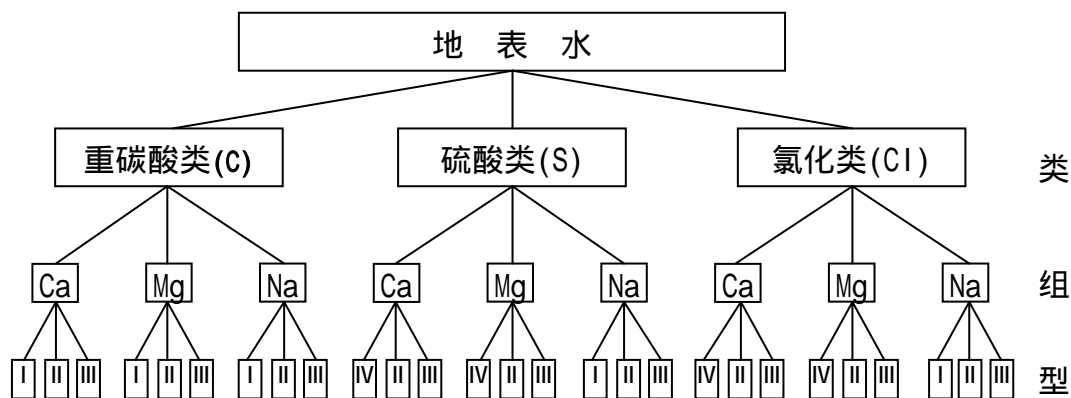


图 6.3 阿廖金分类图示

第 I 型水: $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 。这一型水是含有大量 Na^+ 与 K^+ 的火成岩地区形成的。水中主要含 HCO_3^- 并且含较多 Na^+ , 这一型水多半是低矿化度的硬度小、水质好。

第 II 型水: $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$, 硬度大于碱度。从成因上讲, 本型水与各种沉积岩有关, 主要是混合水。大多属低矿化度和中矿化度的河水。湖水和地下水属于这一类型 (有 SO_4^{2-} 硬度)。

第 III 型水: $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 或者为 $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ 。从成因上讲, 这型水也是混合水, 由于离子交换使水的成分激烈地变化。成因是天然水中的 Na^+ 被土壤底泥或含水层中的 Ca^{2+} 或 Mg^{2+} 所交换。大洋水、海水、海湾水, 残留水和许多高矿化度的地下水水属于此种类型 (有氯化物硬度)。

第 IV 型水: $\text{HCO}_3^- = 0$, 即本型水为酸性水。在重碳酸类水中不包括此型, 只有硫酸盐与氯化物类水中的 Ca²⁺ 组与 Mg²⁺ 组中才有这一型水。天然水中一般无此类型 (pH < 4.0)。

水的上述类型的差异是水体所处自然地理环境造成的, 一般来讲, 它们有一定的地理分布规律。

第五步, 根据各水样的类、组和型, 确定出各水样的阿廖金分类的表达式。表达式以“类”为基号, 以组为上脚号, 以型为下脚号, 如 C 类 Ca 组 II 型可表示为 C_{Ca}^{II} , 又如 Cl 类

Mg 组 IV 型表示为 Cl_{IV}^{Mg} 。此外，有时还可标上矿化度（精确度至 0.1g/L），表达式为 $C_{H0.4}^{Ca}$ 。

(4) 布罗茨基分类：6 种离子和矿化度，36 种水型，若干亚类。

表 6.10 布罗茨基分类一览表

阳离子 \ 阴离子		HCO ₂		SO ₄		Cl	
		Cl	SO ₄	HCO ₃	Cl	SO ₄	HCO ₃
Ca	Mg	▽	○				
	Na		▽	△			
Na	Ca			○	□	◇	
	Mg				△	□	
Mg	Ca						
	Na						

备注：▽ <0.5g/l；○ 0.5~1.0g/l；△ 1.0~5.0g/l；□ 5~30g/l；◇ >30g/l

→ 沉积岩区水化学变化；

——→ 火山岩、变质岩区溶滤水的化学成分变化。

第七章 地下水的补给与排泄

地下水积极参与水循环，与外界交换水量、能量、热量和盐量。补给、排泄与径流决定着地下水水量和水质的时空分布。

根据地下水循环位置，可分为补给区、径流区、排泄区。径流区是含水层中的地下水从补给区至排泄区的流经范围。

水文地质条件是地下水埋藏、分布补给、径流和排泄条件、水质和水量及其形成地质条件等的总称。

7.1 地下水的补给

补给 (recharge) 是指含水层或含水系统从外界获得水量的过程。地下水补给来源主要有大气降水、地表水、凝结水、相邻含水层之间的补给以及人工补给等。

Groundwater recharge is the inflow to a ground water reservoir. GW

补给区 (recharge area) 是含水层出露或接近地表接受大气降水和地表水等入渗补给的地区。

Recharge zone is the area where a formation allows available water to enter the aquifer. Generally, that area where the Edwards Aquifer and associated limestones crop out in Kinney, Uvalde, Medina, Bexar, Comal, Hays, Travis, and Williamson counties and the outcrops of other formations in proximity to the Edwards limestone, where faulting and fracturing may allow recharge of the surface waters to the Edwards Aquifer. GW

Recharge zones are the areas of land that allow water to replenish an aquifer. This process occurs naturally when rainfall filters down through the soil or rock into an aquifer, usually in the higher gradient section overlying the aquifer. Artificial recharge is through injection wells or by spreading water over groundwater reservoirs for any given area. GG

Groundwater reservoir is an aquifer or aquifer system in which ground water is stored. The water may be placed in the aquifer by artificial or natural means. GW

7.1.1 大气降水对地下水的补给

7.1.1.1 降水入渗补给量

降水落到地面，一部分蒸发返回大气层，一部分形成地表径流，另一部分渗入地下。后者中相当一部分滞留于包气带中，构成土壤水；补足包气带水分亏损后其余部分的水才能下渗补给含水层，成为补给地下水的入渗补给量（G）。即

$$G = P - R - E - \Delta S$$

$$\alpha = G/P, \quad \beta = R/P$$

式中 G —— 年降水入渗补给含水层的水量，亦称降水入渗补给量（mm）；

P —— 年降水量（mm）；

R —— 年地表径流量（mm）；

E —— 年蒸发量（mm）；

ΔS —— 水量变化量，包括地表水蓄水变量、包气带水分滞留量（水分亏损量）（mm）；

α —— 降水入渗系数，指补给地下水的那部分水量与相应降水量的比值，一般为 0.10~0.40，岩溶地区可达 0.3~0.7；降水入渗系数（infiltration coefficient）是某一地区单位面积上降水入渗补给地下水的量与总降水量的比值。

β —— 地表径流系数。

Infiltration coefficient is the ratio of infiltration to precipitation for a soil under specified conditions.

Infiltration area is that area of water-bearing rocks penetrated in a well and which discharge water into it.

7.1.1.2 大气降水入渗机制

Infiltration (下渗) is slow movement of water through or into the interstices of a soil.

活塞式下渗 (Piston type infiltration): Bodman 等人 1943~1944 年对均质量砂试验后提出。指入渗水的湿润锋面整体向下推进，犹如活塞式的运移。(1) 老水推动新水，(2) 全部补充包气带水分亏缺。

捷径式入渗 (Short-circuit type infiltration): 降水强度较大时，由于岩土质多为非均质，粒间孔隙、集合体间孔隙、根孔、虫孔、裂隙中的细小孔隙来不及吸收全部水分时，一部分入渗的雨水就沿着渗透性良好的大孔道优先快速下渗，并且水分沿下渗通道分向周围的细小孔隙扩散。(1) 新水可超越老水向下运动，(2) 不必全部补充包气带水分亏缺。

砂砾质土以活塞式下渗为主，粘性土中两者兼同时发生。

7.1.1.3 影响大气降水补给地下水的因素

(1) 年降水量：降水首先需要补足包气带的水分亏损，因此降水量小时补给地下水的量

就小。

(2) 降水特征：雨强、雨面、历时都影响入渗，绵绵细雨有利于入渗。

(3) 包气带岩性：渗透性强（K 大）时，容易补给，渗透性差时不利于补给；厚度（水位埋深）大时消耗于包气带的水分多，不利于补给，而厚度小时有利于补给。

(4) 地形：陡坡不利于补给，平缓有利于补给。

(5) 森林、草地：有利于补给，而农作物可能减少补给。

(6) 人类工程：都市化不利于补给。

7.1.1.4 大气降水入渗补给量的确定

(1) 平原区大气降水入渗补给量

$$Q_{pr} = \alpha \cdot P_r \cdot F \cdot 10^3$$

式中 Q_{pr} —— 降水入渗补给地下水量 (m^3/a)；

P_r —— 年降水量 (mm)；

α —— 降水入渗系数；

F —— 补给区面积 (km^2)。

确定 α 的常用方法：

① 利用地中渗透仪测定： $\alpha = G/P_r$ 。

② 利用天然潜水位变化幅度 (ΔH) 确定： $\alpha = G/P = \mu \Delta H/P$ 。

(2) 山区降水入渗补给量的确定

可通过测定地下水的排泄量反求其补给量，包括河川基流量（泉流量）、潜流量、开采量、蒸发量等，可以通过基流切割法确定河川基流量。山区入渗系数为

$$\alpha = Q_g / (F \cdot P_r \cdot 10^3)$$

式中 Q_g —— 年地下水排泄量 (m^3/a)，余同上。

7.1.2 地表水对地下水的补给

地表水补给地下水取决于哪些因素？

地表水补给地下水的计算公式为 $Q_{sr} = KIA T \sin \theta$ ，其中 K 为渗透系数， I 为水力梯度， A 为过水断面面积， T 为补给时间， θ 为河水流向与地下水流向之间的夹角，补给量 Q_{sr} 与 A 、 I 、 T 、 K 成正比关系。

据此可以看出，地表水补给地下水时，补给量的大小取决于以下因素：

(1) 透水河床的长度和浸水周界的乘积（相当于过水断面），过水断面大，补给量就大。

(2) 河床的透水性，亦即河床岩性的渗透系数，渗透系数大，补给量就大。

(3) 河水位与地下水的高差，影响水力梯度，水力梯度大补给量就大。

- (4) 河水过水时间，过水时间长有利于河水补给地下水。
 (5) 河水流向与地下水流向之间的夹角。

7.1.3 凝结水的补给

凝结作用指气温下降到一定程度由气态水转化为液态水的过程。

一般情况下，凝结形成的地下水相当有限。但是，高山、沙漠等昼夜温差大的地方，凝结水对地下水补给很重要。

7.1.4 含水层之间的补给

潜水可以补给承压水，承压水也可以补给潜水。断层、钻孔都有利于补给。

多层松散层中含水层通过天窗及越流发生补给。越流量计算公式：

$$Q_l = FKIT = FK \frac{H_A - H_B}{M} T$$

式中 Q_l ——越流补给量 (m^3/a)；

K —— 弱透水层的渗透系数 (m/d)； M ——弱透水层的厚度 (m)；

H_A 、 H_B —— 含水层 A 和 B 的水头 (m)； I ——水力梯度；

F —— 越流面积 (m^2)； T ——越流时间 (d/a)。

7.1.5 地下水的其它补给来源

- (1) 水库渗漏。
- (2) 灌溉渗漏：灌溉渠系、灌溉田间渗漏补给。
- (3) 工业及生活废污水的渗漏补给。
- (4) 人工补给地下水 (artificial recharge)：采用有计划的人为措施补充含水层的水量。

其目的有：

- ① 补充与储存地下水资源，抬升地下水位；
- ② 储存热源、冷源；
- ③ 控制论地面沉降；
- ④ 防止海水倒灌、咸水入侵；

人工补给地下水的方式有：① 地面，② 河渠，③ 坑池蓄水渗补，④ 井孔灌注。

Artificial recharge is defined as man's planned operation of transferring water from the ground surface into aquifers.

7.2 地下水的排泄

地下水的排泄 (discharge) 是指含水层或含水层系统失去水量的过程。排泄方式有点状、线状和面状, 包括泉、向江河泄流、蒸发、蒸腾、径流及人工开采 (井、渠、坑等)。

Groundwater discharge is the discharge of water from the zone of saturation into bodies of surface water or on land. GG

排泄区是含水层中的地下水向外部排泄的范围。

Discharge area is an area in which there are upward components of hydraulic head in the aquifer. Ground water is flowing toward the surface in a discharge area and may escape as a spring, seep, or base flow or by evaporation and transpiration. HG

7.2.1 泉

(1) 定义: 泉 (spring) 是地下水的天然露头。

Spring is a place where groundwater naturally comes to the surface resulting from the water table meeting the land surface. GG

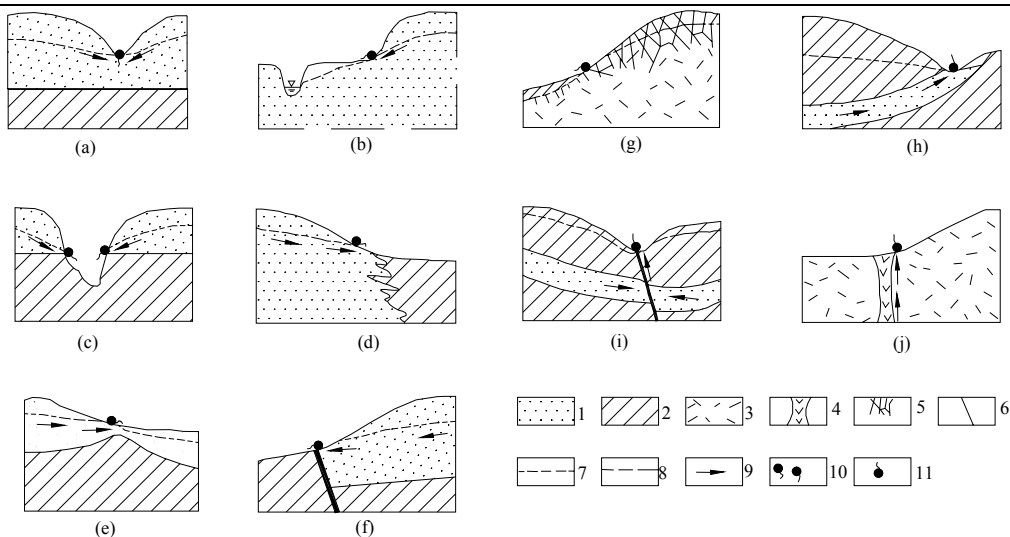
Spring is an issue of water from the earth; a natural fountain; a source of a body or reservoir of water. GW

A spring is a point or a small area through which groundwater emerges from an aquifer to the ground surface.

(2) 分类: 根据含水层性质可分为上升泉和下降泉; 根据出露原因可分为侵蚀泉、接触泉和溢流泉。见图 7.1。

下降泉包括: 侵蚀下降泉 (a, b)、接触下降泉 (c)、溢流泉 (d, e, f, g)。

上升泉包括: 侵蚀上升泉 (h)、断层泉 (i)、接触泉 (j)。

图 7.1 泉的类型^[1]

1-透土层；2-隔水层；3-坚硬基岩；4-岩脉；5-风化裂隙；6-断层；7-潜水位；
8-测压水位；9-地下水位；10-下降泉；11-上升泉

上升泉 (ascending spring) 是承压水的天然露头。地下水在静水压力作用下上升并溢出地表的泉。

断层泉 (fault spring) 是地下水沿断层带出露的泉。

下降泉 (descending spring) 是地下水受重力作用自由流出地表的泉。

侵蚀泉 (erosional spring) 是沟谷等侵蚀作用切割含水层而形成的泉。

接触泉 (contact spring) 是由于地形切割沿含水层和隔水层接触处出露的泉。

溢流泉 (overflow spring) 是当潜水流前方透水性急剧变弱或由于隔水底板隆起潜水流受阻而溢出地表的泉。

悬挂泉(季节泉)(suspended spring)是由上层滞水补给在当地侵蚀基准面以上出露的泉。

间歇泉 (geyser) 是周期性间断地喷发热水和蒸气的泉。

多潮泉 (pulsating spring) 是在岩溶地区的岩溶通道中由于虹吸作用具有一定规律的周期性出流的泉。

水下泉 (subaqueous spring) 是地表水体以下岩石中流出的泉。

矿泉 (mineral spring) 是矿水的天然露头。

冷泉 (cold spring) 是水温低于年平均气温的泉。

温泉 (thermal spring) 是水温超过当地年平均气温而低于沸点的泉。

沸泉 (boiling spring) 是温度约等于当地沸点的地热流体露头。

全排泄型泉 (complete drainage spring) 是排泄泉域内的全部地下水的泉。

部分排泄型泉（local drainage spring）是排泄泉域内的部分地下水的泉。

(3) 泉水衰减方程

$$Q=Q_0^{-\alpha t}$$

$$\alpha=\pi^2Kh/4\mu L$$

式中 Q ——泉水流量(m^3/d);

Q_0 ——泉水最大流量(m^3/d);

α —— 泉水衰减系数;

μ —— 给水度;

L —— 泉域长度(km);

t —— 时间(d)。

(4) 泉的水文地质意义

判明地下水的排泄条件; 判明含水层特征—环境; 说明地下水补给条件, 圈定富水区; 判定山区泉域的含水性、导水性; 判定泉所在含水层的化学特征。

(5) 实例: 地形、地质、水文地质条件巧妙地结合形成大泉。

济南泉水（泉城）: $2.60km^2$ 内有 106 个泉, $Q_{max}=5m^3/s$ 。

济南市泉水的成因: 济南市以南为寒武奥陶系构成的单斜山区, 地形与岩层均向济南市区倾落、市区北侧为闪长岩及辉长岩侵入体。透水性良好的灰岩接受大范围降水的补给, 丰富的地下水汇流于济南市的东南, 受到岩浆岩组成的口袋状“地下堤坝”的阻挡, 被迫出露, 造成“家家泉水”的奇观。见图 7.2-图 7.4。

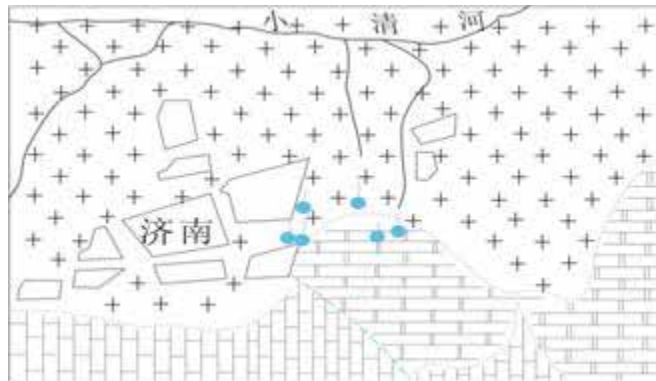


图 7.2 济南泉水成因地质示意图

(据山东省水文地质队)

1—下奥陶纪白云质灰岩; 2—中奥陶纪灰岩; 3—闪长岩及灰岩; 4—基岩地层界线; 5—断层; 6—泉群

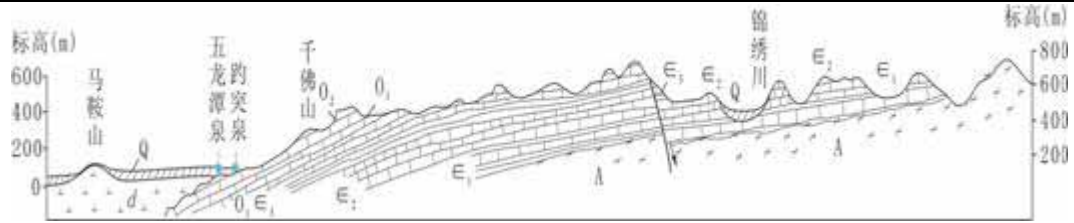


图 7.3 济南泉水成因地质剖面图

(据山东省水文地质队)

1—第四系；2—中奥陶纪灰岩；3—下奥陶纪白云岩；4—上寒武纪灰岩页岩；5—中寒武纪鲕状灰岩；6—下寒武纪灰岩、页岩；7—前震旦纪变质岩；8—闪长岩及辉长石；9—断层；10—泉群



图 7.4 地质图 (附泉)

1—前震旦纪片麻岩、片岩；2—下寒武纪鲕状灰岩；4—上寒武纪薄层灰岩及页岩；5—奥陶纪厚层灰岩；6—燕山期花岗岩；7—第四纪松散沉积；8—断裂；9—涌水量 $<1\text{L/s}$ ；10—涌水量 $>10\text{L/s}$ 的泉；12—温泉；13—下降泉；14—上升泉

通过研究泉在地层中的出露情况及其涌水量，可以很好地说明岩层含水性。

古老片麻岩及燕山期花岗岩：发育构造裂隙与风化裂隙，泉的数量多，而涌水量均小于 1L/s ，说明这两者都是弱含水层（体）。

下寒武统为厚层页岩夹薄层砂岩：只在断层带有个别小泉，结合岩性可判断本层为隔水层。中寒武统为鲕状灰岩：出露泉虽不多，但泉涌水量可达 $1—10\text{L/s}$ ，说明是较好的含水层。

上寒武统: 仅出现个别小泉, 结合其岩性分析, 基本上可看作隔水层。

奥陶纪质纯厚层灰岩: 地表水系不发育、泉的数量不多而涌水量大、三是泉水多出露于本层与其它地层接触带。这说明奥陶纪灰岩是本区最好的含水层。

山西省晋祠泉: $1.90 \text{ m}^3/\text{s}$, 黑龙洞泉: $4.6\sim 38.5 \text{ m}^3/\text{s}$ (1159km^2)。

山西省娘子关泉: $13.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (1959 年) $\sim 11.50 \text{ m}^3/\text{s}$ (1977 年), 平均 $12.71 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

广西的地苏暗河: $4.0\sim 489.0 \text{ m}^3/\text{s}$ ($F=1000\text{km}^2$)。

山西省大雨 $1\text{m}^3/\text{s}$ 的大泉(群)有 19 处, 流量 $97.98\text{m}^3/\text{s}$ ($30.91 \text{ 亿 m}^3/\text{a}$), 小些的泉(群)有 34 处, 流量 $10.4\text{m}^3/\text{s}$ ($3.27 \text{ 亿 m}^3/\text{a}$), 合计流量 $108.38\text{m}^3/\text{s}$ ($34.81 \text{ 亿 m}^3/\text{a}$)。

7.2.2 泄流

泄流是指河流切割含水层时地下水沿河呈带状向河流排泄的现象。可采用断面测流法、水文分割法和地下水动力学法确定。

在河流上选定断面, 定期测定河水流量, 可得出河流流线过程线, 并分割得出地下水泄流量(图 7-5)。

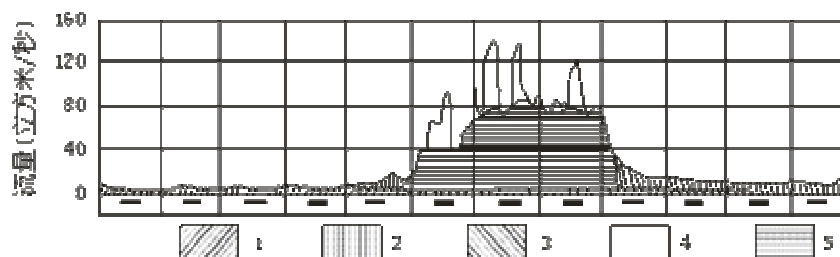


图 7.5 玛纳斯河 1955 年日平均流量过程线补给类型分割图

1—深层地下水补给; 2—融雪水补给; 3—浅层地下水补给; 4—降雨补给; 5—高山冰雪融水补给

7.2.3 蒸发蒸腾

7.2.3.1 概念

蒸发包括水面蒸发、土面蒸发和叶面蒸发(蒸腾), 通常统称为蒸发蒸腾、蒸散发。蒸散发量的确定比较困难, 可采用水均衡、水分通量等方法确定。

Evapotranspiration [hydrology] is (1) A collective term that includes water discharged to the atmosphere, as a result of evaporation from the soil and surface-water bodies and, as a result of plant transpiration (USGS). (2) The combination of water transpired from vegetation and

evaporated from the soil and plant surfaces (ASAE). See also evaporation and transpiration.

GWT

Transpiration, a combination of the two processes evaporation and transpiration, is the term used to describe the total water removal from an area partly covered by vegetation, by transpiration, evaporation from soil, from snow, from open water surfaces (lakes, etc.)

土壤蒸发是土壤中的水分由液态变成气态进入大气的过程，与气候、包气带岩性有关。

地下水蒸发（**Evaporation**）是潜水以气体形式通过包气带向大气排泄水量的过程。潜水蒸发是潜水进入支持毛细水带，最后转化为气态形式进入大气的过程。可引起水中及土壤中积盐，产生盐渍化。

Evapotranspiration is the loss of water from the soil through both evaporation and transpiration from plants. GG

Evapotranspiration is the sum of evaporation plus transpiration. HG

Evapotranspiration is combination of evaporation and transpiration of water into the atmosphere from living plants and soil. Distinguish transpiration. GW

Evapotranspiration is a collective term that includes water discharged to the atmosphere as a result of evaporation from the soil and surface-water bodies and as a result of plant transpiration. See also evaporation and transpiration. GWT

Evapotranspiration is discharge of water from the Earth's surface to the atmosphere by evaporation from bodies of water, or other surfaces, and by transpiration from plants. CG

蒸腾(transpiration)指叶面蒸发，指植物生长过程中经由根系吸收水分并在叶面转化为气态水而进入大气中的过程。

Transpiration is the process by which water absorbed by plants (usually through the roots) is evaporated into the atmosphere from the plant surface (principally from the leaves). GG

Transpiration is the process by which plants give off water vapor through their leaves. HG

Transpiration is direct transfer of water from the leaves of living plants to the atmosphere. Distinguish evapotranspiration. GW

Transpiration is process by which water that is absorbed by plants, usually through the roots, is evaporated into the atmosphere from the plant surface. See also evaporation and evapotranspiration. GWT

Transpiration is the process in plants by which water is taken up by the roots and released as water vapor by the leaves. The term can also be applied to the quantity of water thus dissipated.

CG

7.2.3.2 潜水蒸发经验公式（阿维里扬诺夫公式）

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \left(1 - \frac{z}{z_0} \right)^n$$

$$\varepsilon = \mu \Delta H$$

式中 ε ——地下水（潜水）消耗于蒸发与蒸腾的强度(mm/d)；

ε_0 —— $z=0$ 时水面蒸发强度(mm/d)；

z ——地下水埋深(m)；

z_0 ——地下水临界埋深， $1 \leq z_0 \leq 5$ ；

n —— 指数，一般 $1 \leq n \leq 3$ ；

μ —— 水位变动带给水度；

ΔH —— 由于蒸发蒸腾而产生的地下水位下降值(mm/d)。

7.2.3.3 影响因素

影响潜水蒸发的因素，从而决定土壤与地下水盐化程度的因素：

(1) 气候因素：干燥、相对湿度小，蒸发强烈，水的矿化度较大；相对湿度较大的地区，由于水交替强烈，水的矿化度通常较小。

(2) 潜水面埋深：浅则蒸发强烈，一般水位埋深小于 2.0m 时蒸发量显著增大，而随着水位埋深的增大，蒸发量也明显减弱。

(3) 包气带岩性：决定土的毛细上升高度和潜水蒸发速度，一般粉质亚粘土、粉砂等毛细上升高度较大、毛细上升速度较快，潜水蒸发最为强烈。

(4) 地下水流动系统：干旱、半干旱地区的低洼排泄区是潜水蒸发最为强烈的地方。

蒸腾的深度受植物根系分布深度的控制，特点是消耗水分而不带走盐分。蒸腾量的计算是非常困难的。

7.2.4 径流排泄

主要指向相邻含水层的排泄。通常可采用达西公式确定。能否发生径流排泄，取决于两个含水层的水头差。

7.2.5 人工开采

目前，许多地区人工开采地下水已经成为地下水的主要排泄途径。

2000 年,中国全国总供水量 5531 亿 m^3 ，比 1999 年减少 82 亿 m^3 。其中，地表水源供水量 4440 亿 m^3 ，占总供水量的 80.3%；地下水源供水量（地下水开采量）1069 亿 m^3 ，占总供水量的 19.3%；其它水源供水量 21 亿 m^3 ，占总供水量的 0.4%。

7.3 地下水径流

地下水径流是地下水由补给区向排泄区流动的过程。

径流是连接**补给**与**排泄**的中间环节，通过径流，地下水的水量和盐量由补给区传送到排泄区，达到重新分配。

地下水径流的指标有：方向、强度和径流量。

(1) **径流方向**：地下水的径流方向总趋势是由补给区流向排泄区；由高水位流向低水位。其间由于受到局部地形和含水层的非均一性影响，具体的方向和路径往往复杂，为了掌握地下水的流向，通常通过编制潜水等水位线图或承压水等水压线图来分析确定。

(2) **径流强度**：含水层的径流强度，也就是地下水的流动速度。其大小与含水层的透水性，补给区与排泄区之间的水位差成正比；与补给区到排泄区之间的距离成反比。对承压水层来说，取决于蓄水构造的开与封闭程度。

(3) **地下径流量** 地下径流量可以用地下径流模数（或称地下径流率）和地下径流系数来表示，地下径流模数（ M ）表示每平方公里含水层面积上的径流量（ $\text{m}^3\text{km}^{-2}\text{a}^{-1}$ ），其物理意义与表达式和河川径流模数完全一致，其值的大小，可以反映某一地区地下径流量的丰欠程度，所以是评价地下水资源的一个重要参数。

地下径流系数是指同一地区同一时期内的径流深度与形成该时期径流的降水量之比。其值介于 0~1 之间（在干旱地区，径流系数较小，甚至近于 0，在湿润地区则较大）。

地下水径流的特点：

- (1) 地下水径流首先取决于水力梯度，地下水流向总是水力梯度最大的方向。
- (2) 径流受岩石透水性的制约。
- (3) 水流**常呈**层流运动，流速很小，动能通常不考虑。
- (4) 边界对流速影响小，除非边界明显改变了地下水流向和过水断面面积。

地下水径流速度取决于：

- (1) 含水层的透水性；
 - (2) 水力梯度；
 - (3) 过水断面面积；
 - (4) 温度；
 - (5) 含盐量。
- 径流的强弱，影响着含水层水量与水质的形成过程。

7.4 地下水补给、径流与排泄对地下水水质的影响

地下水获得矿化度与化学类型不同的补给水，水质也发生变化。地下水循环可分为两大

类，渗入—径流型，渗入—蒸发型。

前者是长期循环的结果，使岩土与其中的地下水向溶滤淡化方向发展，后者长期循环，使补给区的岩土与地下水淡化脱盐，排泄区的地下水盐化、土壤盐碱化。

第八章 地下水系统

8.1 系统概念

20 世纪 40 年代 Ludwig von Bertalanffy 提出一般系统理论，50~60 年代应用系统工程解决复杂问题并获得巨大成功。

依据《自然辩证法》，系统是指相互作用和相互影响的要素组合成具有新质的整体，是自然界中物质实体相互联结而构成的具有整体特性的复合体。为开放系统。

要素是构成系统的基本单元，是构成系统的物质实体。

结构是物质系统内部各组成要素之间的相互联系和相互作用的方式，表现为各要素在时间上的先后顺序和空间上一定排列组合的次序。

结构决定功能，为基础；功能对结构具有反作用。

系统（system）是由相互作用和相互依赖的若干个组成部分按一定规则结合而成的具有特定功能的整体。存在物质、能量、信息的输入、输出，即系统的激励（环境对系统的作用）和响应（系统在接受激励后对环境的反作用）。

8.2 地下水系统的概念

8.2.1 地下水系统概念的产生

找水→含水层→含水层系统→地下水流系统→地下水系统→环境生态系统

地下水系统与资源枯竭、地面沉降、海水入侵、淡水咸化、土壤沙化、盐渍化、植被退化等环境生态问题有关，成为后者的一个子系统。

水位稳定→水位非稳定→越流

8.2.2 地下水系统的概念

地下水系统是地下水含水系统和地下水流动系统的统一。地下水含水系统是指由隔水层或相对隔水层圈闭的、具有统一水力联系的含水岩系。地下水流动系统是指由源到汇的流面群构成的、具有统一时空演变过程的地下水体。

Groundwater system is all the components of subsurface materials that relate to water, including aquifers (confined and unconfined), zone of saturation and water table.

总之，据陈梦熊院士（1987），地下水系统是由若干个具有统一独立性而又互有联系、互相影响的不同级次的亚系统或子系统组成，是水文系统的一个组成部分，与降水、地表水系统存在密切联系，互相转化，具有各自的特征与演变规律，包括水动力系统和水化学系统等。

8.2.3 地下水含水系统与地下水流动系统的比较

（1）整体性（系统性）：二者都属于地下水系统。含水系统的整体性体现于它具有统一的水力联系，存在于同一含水系统中的水是个统一的整体，在含水系统中的任何一部分加入（补给）或排出（排泄）水量，其影响均将波及整个含水层系统。含水系统是一个独立而统一的水均衡单元，是一个三维系统；可用于研究水量乃至盐量和热量的均衡，边界属于地质零通量边界，为隔水边界，是不变的。

地下水流动系统的整体性体现于它具有统一的水流。沿着水流方向，盐量、热量和水量发生有规律的演变，呈现统一的时空有序结构，为四维时空系统；它以流面为边界，边界属于水力零通量边界，是可变的。

（2）级次性：两者均有级次性，可分为区域、中间和局部的流动系统。

（3）控制因素：控制含水系统发育的，主要是地质结构；控制地下水流动系统发育的，主要是水势场，由自然地理因素控制。在人为影响下会发生很大变化。

8.3 地下水含水系统

主要受地质结构的控制。在松散沉积物与坚硬基岩中的含水系统有一系列不同的特征。含水系统在概念上是含水层系统的扩大。

8.4 地下水流动系统

8.4.1 概念的由来

J. Toth（1963）绘制了均质各向同性潜水盆地中的地下水流动系统，包括局部、中间和区域流动系统，强调了水的垂直运动。

8.4.2 地下水流动系统

地下水流动系统理论，实质上是以地下水流网为工具，以势场及介质场的分析为基础，

将渗流场、化学场和温度场统一于新的地下水流动系统概念框架之中。

(1) 水动力特征：地下水在流动中必须消耗机械能以克服粘滞性摩擦，主要驱动力是重力势能（源于地下水的补给），地形低洼处通常为低势区——**势汇**，地势高处为**势源**。由地形控制的势能叫**地形能**。

静止水体中各处的水头相等，而在流动的水体中，沿流线方向，水头越来越低。

介质场中地下水流动系统发育规律：同一介质场中存在两种或更多个的地下水流动系统时，它们所占据的空间大小取决于两个因素：① 势能梯度（ I ），等于源汇的势差除以源汇的水平距离， I 越大，其地下水所占据的空间亦大；② 介质渗透系数（ K ），渗透性好，发育于其中的流动系统所占据的空间就大。

在各级流动系统中，补给区的水量通过中间区输向排泄区。与中间区相比，补给区水分不足，排泄区水分过剩。

(2) 水化学特征：在地下水流动系统中任意一点的水质取决于：①输入水质，②流程，③流速，④流程上遇到的物质及其可迁移性，⑤流程上经受的各种水化学作用。

地下水流动系统中，水化学存在垂直分带和水平分带。不同部位发生的主要化学作用不同，① 溶滤作用存在于整个流程，② 局部系统、中间及区域系统的浅部属于氧化环境，深部属于还原环境，③ 上升水流处因减压将产生脱碳酸作用。④粘性土易发生阳离子交替吸附作用。⑤不同系统的汇合处，发生混合作用。⑥干旱半干旱地区的排泄区，发生蒸发浓缩作用。系统的排泄区是地下水水质复杂变化的地段。

(3) 水温度特征：垂向上年常温带以下地温的等值线通常是上低下高。地下水流动系统中，补给区因入渗影响而水温偏低，排泄区因上升水流带来深部地热而低温偏高，地温梯度变大。对无地势异常区，可根据地下水温度的分布，判定地下水流动系统。

利用介质场（取决于地层、构造、第四纪地质等因素）、势场（取决于地形、水文、气候等因素）、渗流场（地下水流动系统）、水化学场与水温度场的综合信息进行水文地质条件和地下水系统的研究。

第九章 地下水的动态与均衡

9.1 地下水动态与均衡的概念

9.1.1 地下水动态

地下水动态 (Groundwater regime) 是指含水层 (含水系统) 地下水与环境相互作用下, 含水层中的地下水水位、水量、水温、水化学成分等要素随时间的变化。它反映了地下水要素随时间变化的状况。

地下水动态要素是随时间变化的地下水水位(水头)、水量、水温、化学成分等总称。

9.1.2 地下水均衡

地下水均衡 (Groundwater balance, budget) 是指某一时段内某一地段内地下水水量 (盐量、热量、能量) 的收支状况。

Ground water budget is an estimate of water resources usually applied to a groundwater basin or province. Recharge, storage and discharge are important factors in it. Also known as groundwater balance. (Ground water)

9.1.3 地下水动态与均衡的关系

地下水资源不同于其它矿产资源的最主要区别, 在于其质和量总是随时间不停变化着。

地下水动态是含水层水量、盐量、热量、能量收支不平衡的结果。

地下水动态表征地下水数量和质量的各要素 (如水位、流量、开采量、溶质成分与含量、温度及其它物理特征等) 随时间而变化的规律, 含周期性、趋势性变化。

地下水动态与均衡关系紧密, 均衡是地下水动态变化的内在原因 (实质), 动态是地下水均衡的外部表现。均衡的性质和数量决定了动态变化的方向与幅度, 地下水动态反映了地下水要素随时间变化的状况。

9.1.4 地下水动态与均衡研究的意义

地下水动态与均衡的研究, 有助于 ①查清地下水补给、排泄与资源条件、含水层之间、

含水层与地表水之间的关系；②认识区域水文地质条件；③进行水量和水质评价；④地下水资源合理开发利用与保护管理，防止地下水危害；⑤检验水文地质结论。研究意义具体表现在：

(1)在天然条件下，地下水的动态是地下水埋藏条件和形成条件的综合反映，可根据地下水动态特征分析、认识地下水的埋藏条件、水量、水质形成条件和区分不同类型的含水层；

(2)地下水动态是均衡的外部表现，可利用地下水动态资料去计算地下水的某些均衡要素，如入渗系数、储存量、蒸发量等。

(3)地下水的数量和质量均随时间而变化，因此一切水量、水质的计算与评价都必须有时间的概念，地下水动态资料是地下水资源评价和预测是必不可少的依据。

水均衡研究实质上是应用质量守恒定律分析参与水循环的各要素的数量关系。目的在于：①阐明某个地区在某一段时间内地下水水量（盐量、热量）收入与支出之间的数量关系；②弄清地下水水量、水质随时间变化的关系；③分析收入、支出项，列出均衡方程，采用相应方法确定有关均衡项；④根据均衡方程可以推知未知项，确定有关水文及水文地质参数。

9.2 地下水动态

9.2.1 地下水动态的形成机制

地下水动态是含水层对环境施加的激励所产生的响应，即含水层将输入信息变换后产生的输出信息。间断性的降水，通过含水层的变换而转化成为比较连续的地下水位/泉流量变化。这是信号滞后、延迟和迭加的结果。

9.2.2 影响地下水动态的因素

一类是环境对含水层的信息输入，包括降水、地表水对地下水的补给，人工开采地下水、地应力对地下水影响等。另一类是变换输入信息的因素，即赋存地下水的地质地形条件等。

(1)气象气候因素：对潜水动态的影响最为普遍。①降水的数量及其时间分布，影响潜水的补给，从而使潜水含水层水量增加，水位抬升，水质变淡。②气温、湿度、风速等与其它条件结合，影响着潜水的蒸发排泄，使潜水水量变少，水位降低，水质变咸。③气候要素周期性地发生昼夜、季节与多年变化，因此潜水动态也存在着昼夜变化、季节变化及多年变化。

(2)水文因素：地表水体补给地下水而引起地下水位抬升时，随着远离河流，水位变幅减小，发生变化的时间滞后，影响距离可达几百米至几千米。

$$\text{影响距离: } l = \sqrt{\frac{Kh_m}{\mu t}}$$

式中 l ——影响距离(m);

K ——渗透系数(m/d);

h_m ——含水层平均厚度(m);

μ ——含水层给水度;

t ——时间(d)。

(3) 地质因素: 是影响信息输入变换的因素。降水入渗补给地下水时, 包气带岩性和厚度控制着地下水位对降水的响应。水位埋深大、包气带渗透性弱, 对降水脉冲的滤波作用就越弱, 反之就越强。含水层给水度的大小对水位的升降有明显的影响, 相同补给量时, 给水度大, 水位上升幅度就小, 反之水位上升幅度就大。

地震、固体潮对承压水位影响较明显。

水位真变化是有潜水储量变化而引起的水位变动; 伪变化是某些并不反映前潜水水量证件的前水位变化。

(4) 人类活动: 通过增加新的补给来源或新的排泄去路, 均会较大幅度地改变地下水的天然动态。

9.2.3 地下水天然动态类型

地下水动态成因类型是根据影响地下水动态的主导因素进行的分类。主要有渗入-蒸发型、渗入-径流型、水文型、渗入-开采型以及多年冻结型和冰雪补给型等地下水动态成因类型。

地下水动态曲线是根据观测点的地下水动态观测资料绘制的地下水水位、流量、水温及水化学成分随时间变化的曲线图。

潜水有蒸发、径流、弱径流型。承压水均属于径流型, 动态变化取决于构造封闭条件, 开启好、动态变化强烈, 水质淡化。

表 9.1 地下水动态类型

类 型	出现地区	动态特征
渗入--蒸发型	干旱、半干旱区, 地形切割微弱的平原、盆地。	径流微弱, 年水位变化小, 水质季节变化明显, 盐化、土壤盐渍化。大陆盐化水。
渗入--径流型	山区、山前、水位深埋区。	年水位变化大而不均, 水质季节变化不明显, 水质趋于淡化。
渗入--弱径流型	气候湿润的平原、盆地, 地	年水位变幅小, 各处接近, 水质季节变化不明显, 淡化。

类 型	出现地区	动态特征
	形切割弱。	
水文型	沿江河两岸的条带地段	年水位变化随江河水位变化而变化，但幅度小于江河水位变化幅度。
开采型	城市及集中开采区	水位变化受开采量影响。

9.2.4 人类活动影响下的地下水天然动态

人类活动通过增加新的补给来源或新的排泄去路，而改变地下水的天然动态。钻孔采水、矿坑或渠道排除地下水后，人工采排成为地下水新的排泄去路，并可能增加新的补给量。若新增加的补给量与新增加的排泄量相等，会出现新的动态平衡。若天然排泄量的减少量与新增加的补给量的增量的和不足以补偿人工排泄量时，将不断消耗储存量，导致地下水位持续下降。

兴建水库、引水灌溉等，增加了地下水的补给来源，导致地下水位上升。在干旱半干旱区会因强烈蒸发而出现土壤盐渍化。

由于人类活动影响，地下水动态类型可能出现人工型（人工开采型、灌溉型等）。

9.3 地下水均衡

9.3.1 地下水均衡有关概念

地下水均衡研究的实质就是应用质量守恒定律分析参与水循环的各要素的数量关系。

地下水均衡是以地下水为对象的均衡研究，目的在于阐明某个地区在某一段时间内地下水水量（盐量、热量）收入与支出之间的数量关系。研究收入、支出项，列出均衡方程式，确定各均衡项，并推求未知项。

Water balance is the balance in a hydrologic system between precipitation or other inputs, and the outflow of water by runoff evaporation, transpiration, groundwater recharge, and streamflow.

均衡期（balance period）是进行均衡计算的时间段，可为年、季、月。

均衡区（balance area）是进行均衡计算所选定的地区，亦即在水均衡计算中和均衡观测工作中所选择的某一基准面以上具有明显边界的水文地质单元或地段。它最好是一个具有隔水边界的完整的水文地质单元。

正均衡（positive balance）是某一均衡区内某一均衡期内总补给量大于总消耗量时的水

均衡，表现为地下水储存量（热量、盐量）增加。

负均衡（negative balance）是某一均衡区内某一均衡期内总补给量小于总消耗量时的水均衡，表现为地下水储存量（热量、盐量）减少。

水均衡方程（equation of water balance）是在某一地区、某一时段内（天然水）各补给量总和(Qi)与各消耗量总和(Qo)的差值等于均衡期始末水的贮存量的变化量(ΔQ)的关系式；表示水均衡收入项和支出项关系的方程。即 $\Delta Q = Q_i - Q_o$ 。

地下水均衡方程（equation of groundwater balance）是表示地下水均衡收入项和支出项关系的方程。在研究区内某一时段内某一含水层地下水各补给量总和(Qr)与各消耗量总和(Qd)之差值等于均衡期始末的地下水贮存量的变化量ΔQ的关系式。即 $\Delta Q = Q_r - Q_d$ 。

地下水贮存量变化量（change in groundwater storage）是在均衡区内，在均衡期的起止两时刻的水位变动带内重力水量。通常以水层厚度(μ ΔH) 计算，其中 μ 是变动带内岩石的给水度；ΔH 是均衡期水位变化的平均值。

9.3.2 水均衡方程式

(1) 水均衡方程

陆地上某一地区（面积为 F）天然状态下总的水均衡，其收入项（A）一般包括：大气降水量（P）、地表水流入量（R₁）、地下水流入量（G₁）、水汽凝结量（Z₁），支出项（B）一般为：地表水流出量（R₂）、地下水流出量（G₂）、蒸发量（Z₂）、均衡期水的储存量变化为ΔW，则水均衡方程式为：

$$A - B = \Delta W$$

$$\text{即 } (P + R_1 + G_1 + Z_1) - (R_2 + G_2 + Z_2) = \Delta W$$

$$P - (R_2 - R_1) - (G_2 - G_1) - (Z_2 - Z_1) = \Delta W$$

其中ΔW 包括地表水变化量（ΔWs）、包气带水变化量（ΔWa）、潜水变化量（ΔWu）、承压水变化量（ΔWc），μ为含水层的给水度或饱和差，Δh 为均衡期潜水位变化值（上升为正、下降为负），μ*为承压含水层的弹性释水系数，Δh_c为承压水测压水位变化值，因此水均衡方程也可写成：

$$P + (R_1 - R_2) + (G_1 - G_2) + (Z_1 - Z_2) = \Delta W_s + \Delta W_a + \Delta W_u + \Delta W_c$$

$$\Delta W_u = \mu \Delta h F, \Delta W_c = \mu^* \Delta h_c F$$

(2) 地下水均衡方程

潜水的收入项（A）包括降水入渗补给量（Q_{pr}）、地表水渗漏补给量（Q_{sr}）、凝结水补给量（Q_{zr}）、上游断面潜流量（Q_{gr}）、下伏承压含水层越流补给量（Q_{lr}），支出项（B）包括潜水蒸发量（Q_e，包括土面蒸发量 Q_{es}和叶面蒸发量 Q_{et}）、潜水以泉方式排泄量（Q_{sp}）、潜

水以泄流方式排泄量 (Q_{sd})、下游断面潜水流出力 (Q_{gd})，则潜水均衡方程式的一般形式为

$$A - B = \mu \Delta h F$$

$$\mu \Delta h F = (Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr} + Q_{lr}) - (Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd})$$

在干旱半干旱地区 (平原)，多年情况下有 $\mu \Delta h = 0$ ，进而有

$$Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr} + Q_{lr} = Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd}$$

特别是 $Q_{pr} + Q_{sr} = Q_e$ ，表示潜水的补给量全部消耗于潜水的蒸发量。

在湿润地区 (平原)，多年情况下有 $\mu \Delta h = 0$ ，有

$$Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{gr} + Q_{lr} = Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd}$$

特别是 $Q_{pr} + Q_{sr} = Q_{sd}$ ，表示潜水的补给量全部消耗于径流排泄。

9.3.3 人类活动下的地下水均衡方程式

人类活动下，地下水的收入项增加了灌溉入渗补给量 (Q_{ir} ，包括灌溉渠系补给量 Q_{cr} 和灌溉田间补给量 Q_{fr})、其它方式人工补给量 (Q_{ar})，支出项包括排水沟渠排泄量 (Q_{cd})、人工开采量 (Q_p)、矿山排水量 (Q_{md})，地下水均衡方程为

$$A - B = \Delta Q$$

$$(Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr} + Q_{lr} + Q_{ir} + Q_{ar}) - (Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd} + Q_{cd} + Q_{md} + Q_p) = \mu \Delta h F$$

式中 A---潜水的收入项；

Q_{pr} ——大气降水入渗补给量，采用降水入渗系数法、水均衡法确定；

Q_{sr} ——地表水渗漏补给量，采用水力学法、断面测流、水均衡法确定；

Q_{zr} ——凝结水补给量；

Q_{gr} ——上游断面潜流量，采用达西公式计算；

Q_{lr} ——下伏承压含水层越流补给量，采用越流公式计算；

B——支出项；

Q_e ——潜水蒸发量 (包括土面蒸发量 Q_{es} 和叶面蒸发量 Q_{et})，采用潜水蒸发经验公式、零通量面等方法确定；

Q_{sp} ——潜水以泉方式的排泄量，采用泉水流量观测法确定；

Q_{sd} ——潜水以泄流方式的排泄量，采用水力学法、断面测流、水均衡法确定；

Q_{gd} ——下游断面潜水流出力，采用达西公式计算；

Q_{ir} ——灌溉入渗补给量 (包括灌溉渠系补给量 Q_{cr} 和灌溉田间补给量 Q_{fr})，采用灌溉渗漏系数法、水量均衡法确定；

Q_{ar} ——其它方式人工补给量，采用调查统计法确定；

Q_{cd} ——排水沟渠排泄量，采用调查及测流法确定；

Q_p ——人工开采量，采用调查统计法确定；

Q_{md} ——矿山排水量，采用调查统计法确定；

ΔQ ——潜水水量变化量。

以上均衡项（均衡要素）的单位通采用 $10^4 m^3/a$ 或 $10^8 m^3/a$ 。

μ ——潜水含水层（水位变动带）的给水度，采用抽水试验法、动态分析法、室内实验法确定，无量纲；

ΔH —— 潜水水位变化幅度(m)，上升取正，下降取负，依据水位长期观测及调查资料分析确定；

F —— 均衡区的面积(km^2)。

9.3.4 地面沉降与地下水均衡

大规模开采承压含水层中的地下水，会导致粘性土层压密释水，含水层参数 K 、 μ 、 μ^* 变小，引起地面沉降。粘性土层压密释水量往往占地下水开采量的百分之几十，因此在地下水均衡方程中不能不考虑言行土层的释水影响。

9.3.5 大区域地下水均衡研究

注意上、下游之间，潜水与承压水之间、地表水与地下水之间水量转换与计算。

(1) 堆积平原含水层系统的水均衡方程式为

$$(Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr} + Q_{lr}) - (Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd}) = \mu \Delta h + \mu^* \Delta h_c F_c$$

(2) 山前平原潜水： $(Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr}) - (Q_e + Q_{sp} + Q_{sd} + Q_{gd}) = \mu \Delta h_1 F_1$

(3) 冲积平原潜水： $(Q_{pr} + Q_{sr} + Q_{zr} + Q_{gr1} + Q_{lr}) - (Q_e + Q_{sd} + Q_{gd1}) = \mu \Delta h_2 F_2$

(4) 冲积平原承压水： $Q_{gr2} - (Q_{gd2} + Q_{ld} + Q_{gd2}) = \mu^* \Delta h_c F_c$

式中各项符号意义同前，其中 F_i 为面积($i=c, 1, 2$)；

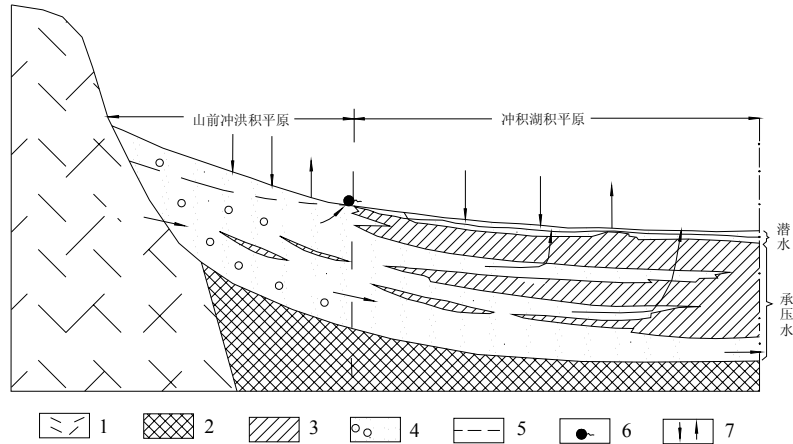
$Q_{gd} = Q_{gr1} + Q_{gr2}$ 系统内部水量转换量，亦即山前孔隙潜水的侧向径流流出量等于冲积平原孔隙潜水和孔隙承压水的侧向流出补给量之和。

$Q_{lr} = Q_{ld}$ ，为冲积平原含水系统的内部水量转化量，表示孔隙潜水的越流补给量来自孔隙承压水的越流排泄量。

各种重复水量，在计算时应特别注意。

习题：根据下图， X_f 、 Y_f 、 W_i 分别表示降水入渗补给量、地表水渗入补给量和断面地下水侧向径流量， ΔQ 表示地下水水量变化量， Z_u 表示潜水蒸发量， Q_d 表示泉及泄流方式排泄量， Q_t 表示越流量。潜水含水层的给水度和承压水含水层的弹性释水系数分别为 μ 和 μ^* ，

其均衡时段始末的水位变幅分别为 Δh_1 和 Δh_2 。



堆积平原水文地质剖面示意图

1-透水岩层；2-不透水岩层；3-黏性土；4-砂砾石；5-潜水；6-泉；7-均衡收支项

图 9.1 堆积平原含水系统地下水均衡模式

分析写出：

- 1、前平原潜水的水量均衡方程。
- 2、冲积平原潜水和冲积平原承压水的水量均衡方程。
- 3、平原区地下水系统的水量均衡方程。
- 4、地下水资源计算时如何认识地下水侧向径流量 W_1 、 W_2 、 W_3 和越流量 Q_t ?

答案：

- 1、 山前平原潜水的水量均衡方程。

$$(X_{f1} + Y_{f1} + W_1) - (Z_{u1} + Q_d + Q_{p1}) = \Delta Q_1 = \mu \Delta h_1$$

- 2、 冲积平原潜水和冲积平原承压水的水量均衡方程。

潜水： $(X_{f2} + Y_{f2} + Q_t) - (Z_{u2} + Q_{p2 \text{ 潜水}}) = \Delta Q_{2 \text{ 潜水}} = \mu \Delta h_1^3$

承压水： $W_2 - (Q_t + Q_{p2 \text{ 承压水}}) = \Delta Q_{2 \text{ 承压水}} = \mu * \Delta h_2$

- 3、 整个平原区地下水系统的水量均衡方程。

$$(X_{f1} + Y_{f1} + X_{f2} + Y_{f2} + W_1) - (Z_{u1} + Q_d + Q_{p1} + Q_{p2 \text{ 潜水}} + Q_{p2 \text{ 承压水}} + W_2) = \Delta Q_1 + \Delta Q_{2 \text{ 潜水}} + \Delta Q_{2 \text{ 承压水}} = \Delta Q_1 + \Delta Q_2$$

其中 $\Delta Q_2 = \Delta Q_{2 \text{ 潜水}} + \Delta Q_{2 \text{ 承压水}} = \mu \Delta h_1^3 + \mu * \Delta h_2$

- 4、 在地下水资源计算时如何认识地下水侧向径流量 W_1 、 W_2 、 W_3 和越流量 Q_t ?

W_1 为山区与平原区地下水之间的重复水量，是平原区地下水系统与外部地下水系统之间的水量转换量。 W_2 为山前冲洪积平原与冲积湖积平原地下水之间的重复水量，是平原区地下水系统内部的水量转换量。 W_3 为平原区地下水系统的地下水侧向流出量，是平原区地

下水系统与外部地下水系统之间的水量转换量。

Q_t 是冲积湖积平原区潜水与承压水之间发生的水量交换，是平原区地下水系统内部的水量转换量。

在地下水资源计算时，要正确处理地下水系统内部的交换水量及地下水系统与外界之间的交换水量，合理扣除重复水量，保证地下水资源计算的精度。

第十章 孔隙水

孔隙水 (pore water), 是指赋存于松散沉积物颗粒或集合体构成的孔隙网络中的地下水。按含水层埋藏条件, 孔隙水可分为孔隙潜水和孔隙承压水。

10.1 冲洪积扇中的地下水

典型的冲洪积扇 (alluvial and pluvial fan) 形成于干旱半干旱地区的山前地带。洪流所携带的物质以山口为中心堆积成扇形, 故称扇形地; 多在山前成群分布, 构成扇群, 扇间为洼地。

洪积扇由山口向平原具有明显的分带性:

(1) 地形地貌分带: 由山口向平原 (盆地), 地貌上由扇顶→扇中→扇前缘, 地形由高→低, 地面坡度由陡→缓; 岩性由粗→细。

(2) 水动力条件与沉积作用分带: 集中的洪流→辫状散流, 水流速度和搬运能力由大→小, 沉积作用由弱→强; 水流携带的物质随地势和流速的变化而依次堆积, 先堆积粗粒物质, 后堆积细粒物质。

(3) 岩性分带: 扇顶多为砾石、卵石、漂石等, 沉积物不显层理, 或仅在所夹细粒中显示层理; 向外过渡为砾及砂为主, 出现粘性土夹层, 层理明显; 没入平原部分为砂及粘性土夹层。

(4) 地下水分带: 扇顶物质颗粒粗大, 多直接出露于地表, 地势高, 潜水埋藏深, 岩石透水性好, 补给充沛, 地下径流强烈, 蒸发微弱, 形成低矿化水, 属**潜水深埋带**或**盐分溶滤带**, 多为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 、 CaNa 、 CaMg 型水, 水位变化大; 向下游, 地形变缓, 颗粒变细, 透水性变差, 地下水流受阻, 潜水位壅高接近地表, 形成泉和沼泽, 蒸发增强, 水的矿化度增高, 为**地下水溢出带**或**盐分过路带**, 地下水位动态变化小。此带向下游进入平原区, 地势变平, 颗粒变细, 潜水埋深不大, 蒸发强烈, 土壤常发生盐渍化, 为**潜水下沉带**或**盐分堆积带**。由扇顶至前缘:

① 含水层物质: 颗粒由粗变细, 透水性由强变弱。

② 水位埋深: 由大变小, 水位变化由大变小。

③ 地下水径流: 由强变弱, 渗透速度由大变小。

④水化学作用：由单一（溶滤作用为主）变多样（溶滤、蒸发浓缩、阳离子交替吸附等），水化学类型由单一变复杂。

⑤ 水质：由好变差，矿化度由低增高。

城镇应分布于溢出带以上最有利于取用地下水地带。

10.2 冲积平原中的地下水

冲积平原（Alluvial plain）以黄河下游平原为例，郑州市以上黄河以侵蚀搬运作用为主，以下进入华北平原，坡降变小，堆积作用为主，河床抬高而成为地上河。

现代河道与近期运动古河道地势高，岩性粗，渗透性好，利于降水，地表水入渗补给，水位埋深大，蒸发作用弱，溶滤作用为主，水质良好，自两侧向河间洼地、地势渐低、岩石变细，渗透性变差，水位变浅，蒸发增强，矿化度增大。

地下分布有咸水层，其厚度 50~200m，矿化度 $M > 2\text{g/l}$ ，为 Q_2 晚期干旱气候下大陆盐化的产物。咸水层发生过运移。

河谷冲积平原中的地下水：含水层颗粒较粗大，沿江河成条带状有规律地分布，与地表水水利联系密切，补给充分，水循环条件好，水质较好，开采技术条件好，一般可构成良好的地下水水源地。

10.3 湖积物中的地下水

湖积物（lacustrine deposits）属于静水沉积，颗粒分选良好，层理细密，岸边浅水处沉积砂砾等粗粒物质，向湖心过渡为粘土，与气候、构造及是否有河流进入或穿越有关。气候的周期性干湿交替，或构造下降与停顿交替，可造成砂砾层与粘土层交替堆积，形成多个被粘土分隔的含水砂层。

我国第四纪初期湖泊众多，湖积物发育，后期湖泊萎缩，湖积物多被冲积物所覆盖。侧向分布广泛的粗粒湖积含水砂砾层主要通过进入湖泊的冲积物~砂层与外界联系，而垂向上有粘土层分布越流补给比较困难。湖积物通常有规模大的含水砂砾层，因其与外界联系差，补给困难，地下水资源一般并不丰富。

10.4 黄土高原的地下水

我国西部黄土高原（loessial plateau）普遍分布黄土（loess），其粉粒（silt）含量大于 60%，富含钙质，结构较为疏松。 Q_{1+2} 黄土，多为粉质亚粘土，呈棕黄色，局部微显红色，厚度最

大 200m, 形成 10 余层深棕色、黑色的古土壤层, 层下为钙质结核层。Q₃ 黄土呈淡黄色, 厚度 $n \sim n \times 10\text{m}$, 主要为粉质亚粘土, 结构格外疏松。

黄土均发育垂直节理 (vertical joint), 且多虫孔、根孔等以垂向为主的大孔隙 (macro pore), 其 K_v 比 K_h 大许多。甘肃黄土, $K_v = 0.19 \sim 0.37 \text{ m/d}$, $K_h = 0.002 \sim 0.003 \text{ m/d}$ (张宗祜, 1966)。随深度 (h) 加大, K_v 明显变小。

黄土高原地下水水量不丰富, 地下水埋深大, 水质较差。为岩性、地貌、气候综合作用的结果。

黄土塬为在流水侵蚀下原始地貌保持较好的规模较大的黄土平台。黄土梁指长条带的黄土垆岗, 黄土峁指深圆形的黄土土丘。

黄土塬有利于降水入渗 ($\alpha = 0.05 \sim 0.10$), 地下水较丰, 由中心向四周地下水散流, 中心水位浅, 边缘水位深, 矿化度向四周增大, 至沟谷成泉、泄流。

黄土梁、峁切割强烈, 不利于降水入渗 ($\alpha < 0.01$), 水量贫乏, 水质较差, 水位浅埋。

10.5 孔隙含水系流实例分析

甘肃省河西走廊石羊河流域, 面积 3000km^2 , 石羊河全长 100km, 流出南部祁连山有古浪、黄羊等 8 条河, 年总径流量 14.4 亿 m^3/a , 到洪积扇 (厚 100~ 400m 的巨大卵砾石) 渗入地下为 6.5 亿 m^3/a (占 45%), 到武威盆地中部, 沿河槽的泉水溢出量 3.2 亿 m^3/a , 后汇成石羊河, 占河川径流的 94.5~95.7%。入民勤盆地后, 被引入田间, 最后排入北部的湖沼中, 蒸发消耗。见图 10.1 和图 10.2。

含孔隙水的沉积物成因类型的变化是地形和水流状态改变的结果, 其变化是连续的, 水是连续的, 上游的取水量会影响到下游的用水。

启 示:

含孔隙水的沉积物成因类型的变化是地形和水流状态改变的结果, 其变化是连续的, 水是连续的, 上游的取水量会影响到下游的用水。

开发利用地下水, 要充分考虑本区地下水与邻区地下水之间、地下水与地表水之间、地下水与生态环境之间的关系, 正确认识地下水系统、水资源系统和生态环境系统的关系。

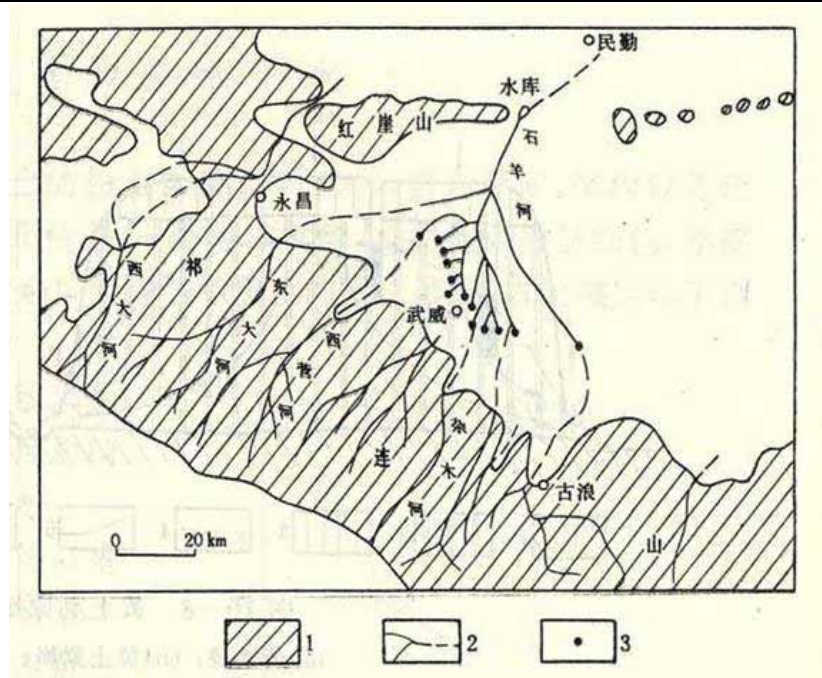


图 10.1 武威盆地水系图[据侯锡海]

1-山地；2-河流；3-泉

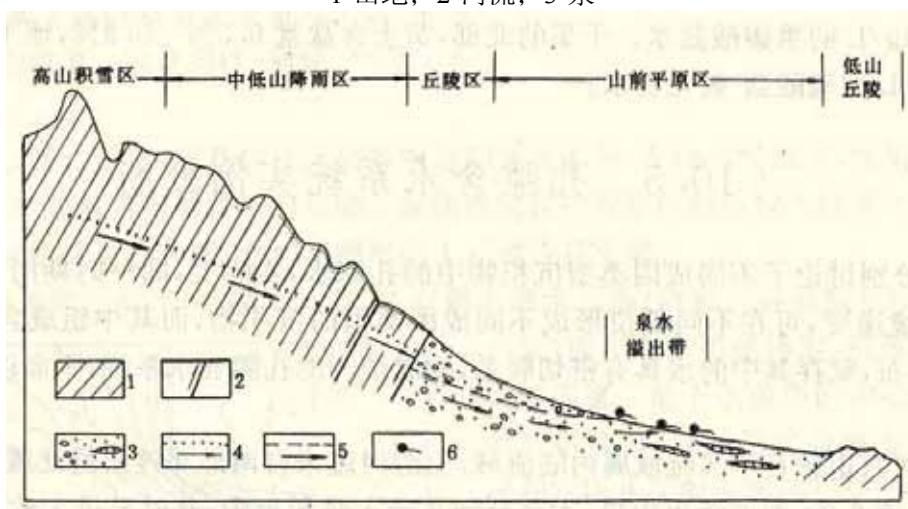


图 10.2 祁连山——武威盆地地表水—地下水转和示意图[据侯锡海]

1-基岩；2-断层；3-砂砾石及粘性土夹层；4-地表水位及流向；5-地下水位及流向；6-泉

第 11 章 裂隙水

11.1 概述

坚硬基岩在应力作用下产生各种**裂隙**，成岩过程中形成**成岩裂隙**，经历构造变动产生**构造裂隙**，风化作用可形成**风化裂隙**。见图 11.1。

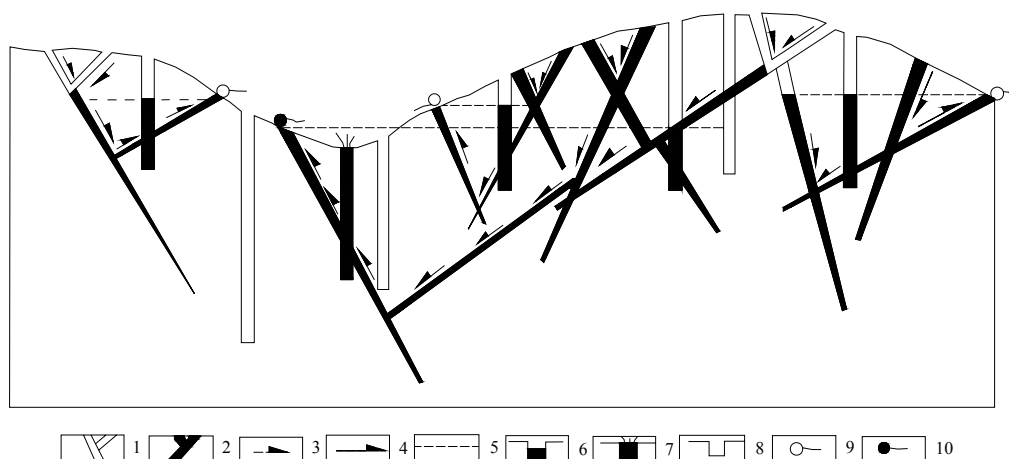


图 11.1 裂隙含水系统^[1]

1—不含水张开裂隙；2—含水张开裂隙；3—包气带水流向；4—饱水带水流向；
5—地下水水位；6—水井；7—自流井；8—无水干井；9 季节性泉；10—常年性泉

裂隙水（fissure water）是指赋存并运移于坚硬基岩裂隙中的地下水。通常可分为**裂隙潜水**和**裂隙承压水**（承压裂隙水）。

孔隙裂隙水（pore-fissure water）是指赋存并运移于基岩裂隙与孔隙中的地下水。通常可分为**孔隙裂隙潜水**和**孔隙裂隙承压水**。

与孔隙水相比，裂隙水表现出更强烈的不均匀性和各向异性：

- (1) 基岩的裂隙率比较低，裂隙在岩层中所能占有的赋存空间很有限；
- (2) 这一有限的空间在岩层中分布很不均匀；
- (3) 裂隙通道在空间上的展布具有明显的方向性；

因此裂隙岩层一般并不形成具有统一水力联系、水量分布均匀的含水层，而通常由部分裂隙在岩层中某些局部范围内连通构成若干带状或脉状裂隙(veined fissure)含水系统。

岩层中各裂隙含水系统内部具有统一的水力联系，水位受该系统最低出露点控制，各个

系统与系统之间没有或仅有微弱的水力联系，各有自己的补给范围。排泄点及动态特征，其水量的大小取决于自身的规模，规模大的系统补给范围广、水量丰富、动态稳；规模小的系统贮存与补给有限，水量小而动态不稳定。

带状或脉状裂隙含水系统，一般是由一条或几条大的导水通道为骨干汇同周围的中小裂隙而形成的。这些大的导水通道在空间上的分布往往表现出随机性，而且在不同方向上的延展长度存在很大差别，表现出强烈的不均匀性、各向异性。

11.2 裂隙水的类型

按介质中空隙成因，裂隙水可分成岩裂隙水(original fissure water)、风化裂隙水(weathering fissure water)和构造裂隙水(structure fissure water)，其空间分布、规模、水流特性存在一定差异。

11.2.1 成岩裂隙水

成岩裂隙是岩石在成岩过程中受内部应力作用而产生的原生构造。沉积岩固结脱水、岩浆岩冷凝收缩等均产生成岩裂隙。沉积岩及深成岩浆岩的成岩裂隙多为闭合的，含水意义不大。

陆地喷发的玄武岩成岩裂隙最为发育。岩浆冷凝收缩时，由于内部张力作用产生垂直于冷凝面的六方柱状节理及层面节理，该类成岩裂隙大多张开，且密集均匀，连通良好，常构成贮水丰富、导水通畅的层状裂隙含水系统。另外玄武岩喷发时，上部因冷凝作用常形成孔洞发育层，且孔洞之间连通性较好，使玄武岩富水性更强。玄武岩成岩裂隙发育程度因层因地而异；致密块状、裂隙不发育的玄武岩通常构成隔水层。

美国檀香山以玄武岩裂隙水为供水水源，钻孔总涌水量为 $7.5\text{m}^3/\text{s}$ ，水量十分丰富（夏威夷群岛）。

岩脉及侵入岩接触带，张开裂隙发育，常形成近乎垂直的带状裂隙含水系统。熔岩流冷凝时，形成喷气孔道。熔岩空洞或管道（直径可达 nm ），往往水量可观。海南岛琼山县一钻孔深 26m，打到一宽 8m、高 6.8m 的岩熔孔道，出水 $1700\text{m}^3/0.17\text{m}$ 。

11.2.2 风化裂隙水

地表岩石在温度变化和水、空气、生物等风化营力作用下形成风化裂隙。常在成岩、构造裂隙的基础上进一步发育，形成密集均匀、无明显方向性、连通良好的裂隙网络。风化营力决定着风化裂隙层呈壳状包裹于地表，厚 $n\sim n\times 10\text{m}$ ，未风化的母岩构成隔水底板，一般为潜水含水系统，局部可为承压水。

风化裂隙的发育受岩性、气候及地形的控制，其影响因素有：

(1) 岩性：①多种矿物组成的粗粒结晶岩，风化裂隙往往发育；②而单一稳定矿物岩石不易风化；③泥质岩石虽易风化，但裂隙易被土质充填。

(2) 气候：①干燥而温差大的地区，有利于形成导水的风化裂隙；②湿热气候区以化学风化为主，往往下部半风化带较富水。

(3) 地形：较平缓，剥蚀及堆积作用弱的地区，有利于风化壳的发育与保存；如汇水条件好，可形成较好的风化裂隙含水层。通常情况下，风化壳规模相当有限，水量亦有限。水流切割及人工开挖可形成卸荷裂隙，透水性增强。

风化裂隙的特点及其水文地质意义：

(1) 裂隙延伸短而弯曲，裂隙面曲折而不光滑，分支较多；

(2) 裂隙分布较密集，无固定方向，呈不规则网状相互连接；

(3) 裂隙发育程度向深处逐渐减弱，深度一般在 10~50m 不等；

(4) 风化带上部裂隙发育，岩石破碎，但裂隙多被泥质充填；

(5) 一般是导水的，但导水能力不强；条件适宜时形成层状含水带，富水性一般；花岗岩、片麻岩中往往发育风化裂隙。

11.2.3 构造裂隙水

构造裂隙是地壳运动过程中岩石在构造应力作用下产生的，是所有裂隙成因类型中最常见、分布范围最广、与各种水文工程地质问题关系最为密切的类型，为裂隙水研究的主要对象。构造裂隙水具有强烈的非均匀性、各向异性和随机性等。

构造裂隙的张开宽度、延伸长度、密度及导水性等在很大程度上受岩石性质（如岩性、单层厚度、相邻岩层的组合等）的影响。

塑性岩石如页岩、泥岩、凝灰岩、千枚岩等中常形成闭合乃至隐蔽的裂隙，其裂隙密度往往很大，但张开性差。延伸不远，缺少“有效裂隙”，多构成相对隔水层。

脆性岩石如致密石灰岩、岩浆岩、钙质胶结砂岩等，其构造裂隙一般比较稀疏，但张开性好、延伸远，具有较好的导水性。

沉积岩中裂隙发育情况，与其胶结物成分及颗粒的粒度有一定的关系。钙质胶结呈脆性，泥质、硅质胶结呈塑性。

构造裂隙的特点是具有明显而又比较稳定的方向性，这种方向性主要由构造应力场控制，不同岩层在同一构造应力下形成的裂隙通常具有相同或相近的方向。按其与地层走向的关系可分为纵裂隙、横裂隙、斜裂隙及层面裂隙、顺层裂隙。①**纵裂隙**的走向与岩层面一致，其延伸方向往往是岩层导水能力最大的方向。②**横裂隙**一般是张开的，张开程度大但延

伸不远。③斜裂隙为剪应力形成的，实际上包括两组共轭剪节理。④层面裂隙的疏密对其它裂隙的长短、疏密和均匀程度存在较大的影响，其多少取决于岩层的单层厚度，单层越薄，层面裂隙越密集。

裂隙水富集规律：① 应力集中的部位，裂隙往往较发育，岩层透水性也好；

② 同一裂隙含水层中，背斜轴部常较两翼富水；

③ 倾斜岩层较平缓岩层富水；

④ 夹于塑性岩层中的薄层脆性岩层，往往发育密集而均匀的张开裂隙，易汗水；

⑤ 断层带附近往往格外富水；

⑥ 裂隙岩层的透水性通常随深度增大而减弱。

11.3 裂隙介质及其渗流

11.3.1 裂隙及裂隙网络

一个独立的裂隙可视为两壁间的一条窄缝，其在自身平面的两个方向上延伸较长，在第三个方向上延伸很短。单个裂隙在平面上延伸有限。不同方向的裂隙相互交切构成导水网络，在一定范围内具有传输地下水的功能。不同规模、不同方向的裂隙通道相互连通构成导水裂隙网络，形成裂隙含水系统。

风化、成岩、构造裂隙网络。

构造裂隙含水系统在空间上构成脉状分布，处于应力集中、岩层有利的部位，其裂隙网络通常由一条或若干条大的导水通道汇同周围中小裂隙形成脉状结构网络。分为三个级别：

(1) 微小裂隙：密集但延伸和张开性都很差（肉眼不易发现），导水能力差，有一定储水能力。

(2) 中裂隙：一般 1~n 条/m，延伸 n~n×10m，野外肉眼可见；

(3) 大裂隙（含断层），数量少，但张开宽度大，延伸远，在导水上主要起控制作用。

裂隙岩石的透水性可采用 Hoek and Bray (1981) 公式计算：

$$K = \frac{\gamma_w e^3}{12s\eta}$$

式中 γ_w —— 水的容重(kN/m³)；

e —— 平均节理张开度(m)；

s —— 节理间距 (m)；

η —— 水的粘滞系数(9.8Ns/m²)。

11.3.2 裂隙水流的基本特征

裂隙含水系统通常具有树状或脉状结构，裂隙水具有明显的不均匀性，有时表现出突变性，井孔的出水量相差悬殊。裂隙水流均有两个特征：

(1) 裂隙水流只发生在组成导水网络的各裂隙通道内，通道以外没有水流，流场实际上是不连续的，渗流场的势除了裂隙中的若干点外都是虚拟的；

(2) 水流被限制在迂回曲折的网络中运行，其局部流向与整体流向往往不一致，有时甚至相反。

11.4 断裂带的水文地质意义

断裂带 (Fractured zone) 是应力集中释放所造成的岩石破裂形变，大的断层构成具有特殊意义的水文地质体。Fault is a formation or break in the Earth's crust along which one side of the break is pushed up, down or sideways.

断层两盘的岩性及断层力学性质，控制着断层的导水、贮水特征。**导水断层带**是有特殊水文地质意义的水文地质体，起到①贮水空间、②集水廊道和③导水通道的作用。

- (1) 脆性岩石中的张性断裂，中央及两侧常具备良好的导水能力。
- (2) 泥质塑性岩层中的张性断裂，往往导水不良或隔水。
- (3) 塑性岩层中的压性断裂、**扭节理**，通常是隔水的。
- (4) 脆性岩层中压性断裂，中央透水性差，两侧有开张性良好的扭张裂隙，成为导水带。
- (5) 扭性断裂的导水性介于张性、压性断裂之间。
- (6) 断裂带的复合部位往往成为地下水的富集地段。

大断层可将厚层隔水层切割成块段而错开，这种块段与外界的水力联系微弱，甚至断绝，利于排水不利于供水，这种阻隔作用，使大的断层往往构成地下含水系统的边界。

11.5 裂隙介质的研究方法

11.5.1 等效多孔介质方法

等效多孔介质(equivalent porous medium)方法就是用连续的多孔介质的理论来研究非连续裂隙介质中的问题。真实的裂隙介质均与虚拟的孔隙介质场所控制下的两个地下水流场在整体上明显不同，但可用后者近似代替前者。等效时含水系统的补、径、排条件不能改变，等效是两种介质在特定功能上的等效，大范围内**导水能力等效**是等效多孔介质方法的最常用原则；求解大范围的水量问题也是等效多孔介质方法的主要适用范围。

11.5.2 双重介质法

有些岩石存在两种导水能力相差悬殊的空隙空间，其中的大孔隙导水能力较强，小孔隙导水能力低，有一定贮水能力，可分别用两种等效的多孔介质近似代替大、小两种空隙，这种方法称为双重介质(dual-medium)法。两种空隙分别刻画，各有自己独立的参数 (K 、 n 、 μ)，但两者间存在水力联系，可以进行水量交换。其原理为等效多孔介质法。

11.5.3 非连续介质方法

非连续介质(non-continuous medium)方法对裂隙网络中每条具有实际导水意义的裂隙进行精确地描述，包括每条裂隙张开宽度、延伸长度、产状、中点坐标，要求作出实测的裂隙网络图。

该方法是研究裂隙渗流的一种比较理想的方法，可以准确计算出裂隙网络内任一点的水头，孔隙水压力，渗透速度，流量等。其缺点是对实际资料的要求很高，计算复杂，要求用网络模拟或计算机模拟。

适用于研究区域比较小，工程程度比较高的水文、工程地质问题，求解孔隙水压力、流速为主的问题。

第 12 章 岩溶水

岩溶 (karst) 是指岩溶作用和由此产生的各种现象, 是指水对可溶岩石进行化学溶解, 并伴随以冲蚀作用和重力崩塌, 在地下形成大小不等的空洞, 在地表造成各种独特的地貌现象以及特殊的水文现象, 分为地表岩溶、地下岩溶。

岩溶水 亦称**喀斯特水** (karst water) 指赋存并运移于岩溶化岩层中的水。岩溶水系统是一个能够通过水与介质相互作用不断自我演化的动力系统。

岩溶水系统, 演化初期与裂隙水系统差异不大; 演化后期, 大范围内形成完整的地下暗河, 空间分布极不均一, 时间上变化强烈, 流动迅速, 排泄集中。

水量丰富的岩溶含水系统是理想的供水水源, 岩溶区有奇峰异洞和大泉, 易渗漏, 危及采矿。可溶岩占全国 1/3。

12.1 岩溶发育的基本条件与影响因素

12.1.1 岩溶发育条件

岩溶发育条件包括两个基本条件、四个必备条件。

两个基本条件: (1) 岩层具有可溶性; (2) 地下水具有侵蚀能力。

四个必备条件: (1) 可溶岩的存在; (2) 水是流动的;

(3) 可溶岩必须是透水的; (4) 具有侵蚀能力的水。

12.1.2 岩溶发育的影响因素

(1) 可溶岩的存在, 可溶岩的成分与结构是控制岩溶发育的内因;

(2) 可溶岩必须是透水的, 水流才能进入岩石进行溶蚀;

(3) 水具有侵蚀能力, 含有 CO_2 或其它酸类, 侵蚀能力才明显增强;

(4) 水是流动的, 水的流动是保证岩溶发育的充要条件, 水不流动, 终究会达到饱和而停止发展;

(5) 其它因素: 植被土壤发育的湿热气候条件下岩溶格外发育; 构造作用产生的裂隙影响岩石的透水性和水的流动。

12.1.3 碳酸盐的成分与结构

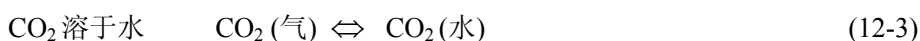
- 可溶岩：(1) 卤化物岩（岩盐、钾盐、镁盐），分布少；
 (2) 硫酸盐岩（石膏），分布少；
 (3) 碳酸盐岩（石灰岩、白云岩、大理岩），分布面积大。

可溶岩作为岩溶发育的物质基础，作为溶解对象，不同成分与结构的岩石溶解的难易程度不同；作为导水介质，在后期的构造应力作用下形成的裂隙有所差异，控制地下水流动而影响岩溶发育。

纯灰岩比白云岩易溶蚀；含硅质，泥质时影响溶解；生物礁岩最易溶蚀，泥晶（粒屑）碳酸盐岩次之，而亮晶碳酸岩不易溶蚀。

12.1.4 碳酸盐岩、水、二氧化碳体系

分析三者的相互作用是研究岩溶化过程的关键。气固液之间有如下反应：



水中 CO_2 能够促进 CaCO_3 溶解是因为 CO_2 溶于水的生成物 H^+ 能与 CaCO_3 溶于水的生成物 OH^- 结合，降低了 CaCO_3 溶于水的生成物的浓度，向正反应进行，促进溶解。

含有 CaCO_3 的水是否具有侵蚀性，可用水中 CaCO_3 的饱和指数判断：

$$S_{IC} = \lg \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]}{K_c} \quad (12-5)$$

式中 S_{IC} ——饱和指数；

$[\text{Ca}^{2+}]$ 、 $[\text{CO}_3^{2-}]$ ——表示 Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 两种离子的活度；

K_c —— 式(12-1)中平衡常数，依温度 T 、压力 p 查手册。

$S_{IC} > 0$ ，水中 CaCO_3 过饱和，有发生沉淀趋势；

$S_{IC} = 0$ ，水中 CaCO_3 刚好饱和；

$S_{IC} < 0$ ，水中 CaCO_3 仍未饱和，具有侵蚀性。

注意：(1) 用于对方解石的侵蚀性判断，(2) S_{IC} 与 PH 关系密切， PH 应野外现场测定。

不具侵蚀的两种不同含量 CO_2 的饱和 CaCO_3 溶液，混合后会变为不饱和而重新具有侵蚀性，这种现象叫**混合溶蚀效应**（mixing corrosion effect）。这种混合以及 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Na 等的加入都可能增加水的侵蚀性。可用于研究海岸地区岩溶发育机理，深部岩溶，导水通道汇合处的岩溶发育。

地下水获得 CO₂（吸收化学能）有两种方式：

（1）大气中 CO₂ 以分子扩散形式通过潜水面进入地下水，但量非常少；

（2）地下水中的 CO₂ 主要来源是土壤中微生物分解有机质使之氧化以及植物根系呼吸作用产生的 CO₂（土壤空气中 CO₂ 含量通常 1~3%，远比大气中 0.03% 大得多）。

可溶岩、水、CO₂ 体系的能量输入通过地下水的不断入渗补给来实现，地下水的循环交替是保证岩溶发育的充要条件，若没有水的流动，封闭体系中因达到化学平衡状态，岩溶化作用也就不再发展。

12.2 岩溶水系统的演变

12.2.1 地下水流对介质的改造

具有化学侵蚀作用的水进入可溶岩层，对原有的狭小通道（原生裂隙和构造裂隙）进行扩展，水流不断溶蚀裂隙壁面，溶于水的岩石成分被流动的水流带走，裂隙通道不断加宽。

岩溶演化的正反馈过程：

不均匀介质 → 不均匀水流 → 差异性溶蚀

→ 更不均匀介质 → 更不均匀水流 → 进一步的差异性溶蚀 → ...

岩溶发展的过程实质上就是 ①介质的非均质化过程和 ②水流的集中过程。

岩溶发育基本上分三个阶段：

（1）起始阶段：地下水对介质以化学溶蚀作用为主，水流通道比较狭小，地下水几乎没有机械搬运能力，岩溶发育比较缓慢。所需时间取决于环境因素（气候）和初始裂隙水流场（取决于边界与介质）。隔水边界对地下水径流的分散或集中起重要控制作用。介质不均匀，水流不均匀，有利于岩溶的快速演化。

（2）快速发展阶段：差异性溶蚀使少数通道优先扩展成为主要通道，岩溶水系统的水优先进入主径流通道流动。当主体通道宽度达 5~50mm 时，开始出现紊流，地下水开始具有一定的机械搬运能力，水流越来越向少数通道集中，并使其优先发展，形成较畅通的径流排泄网，水流的机械侵蚀能力也增强。介质场和流场发生如下变化：

① 地下水流对介质的改造由化学溶蚀为主变为以机械侵蚀和化学溶蚀共存，机械侵蚀变得愈加重要。

② 地下出现各种规模的洞穴。

③ 地表形成漏斗及落水洞，并以它们为中心形成各种规模的洼地，汇集降水。

④ 随着介质导水能力迅速提高，地下水位总体下降，新的地下水面上洞穴干涸，失去进一步发展的能力。

⑤ 通过争夺水流的竞争变得更加剧烈，最后只剩少数几个大的管道优先发展，余皆依附之为支流。

⑥ 不同地下河系发生袭夺，地下河系不断归并，流域扩大。溶洞起集水、导水作用，主要贮水空间仍为裂隙、溶隙。

(3) 停滞消亡阶段：岩溶不再发展。

12.2.2 地下水流动系统与岩溶发育的空间特征

地下岩溶是地下水流对可溶介质改造的结果，地下水径流条件是控制岩溶发育的最活跃、最关键的因素，地下径流越强烈，地下水的侵蚀性越强，输入的化学能及溶解带走的 CaCO_3 就越多，在可溶岩中留下的空洞的总体积就越大。可溶岩中的各种缝隙管道（洞）是地下水流的“化石印模”，记载着地质历史时期地下水径流方向、强度乃至持续时间的信息。

给定气候条件下，某一部位地下水径流强度（用渗透流速 V 表征，用 KI 表示）与作用时间 T 之积，大体上可说明该部位输入总化学能，与可溶岩岩性结合可估算输出的物质总量（ CaCO_3 、 MgCO_3 等）。地下水流交替条件不同，岩溶发育条件也不相同；岩溶发育与地下水流动是相适应的。

褶皱轴部尤其是向斜轴部，往往张开裂隙发育，又是地下水汇集的部位，流线在此密集，地下河系发育。

断层带往往是岩溶集中发育处，因此处导水好，流线密集。

在可溶岩与下伏隔水层的接触面上易发育成层的溶洞。

岩溶区地下水流系统：

(1) 非饱和流动系统：地下水以大气降水的间歇性垂向运动为主，常形成垂向发育的溶蚀裂隙、落水洞、溶斗、竖井。

(2) 局部地下水流系统：循环深度浅，源汇距离短，地下径流强烈，大体以水平运动为主，岩溶最为发育，多形成以水平溶洞为主的管道系统、倾斜溶洞。

(3) 区域地下水流系统：地下水流受区域性侵蚀基准面控制，径流途径长，径流迟滞且随深度增大而更缓慢，岩溶通常不发育，仅在局部径流较强烈的地段形成岩溶洞穴。

构造运动引起侵蚀基准面升降时，影响岩溶的垂直分带。

12.3 岩溶水的特征

12.3.1 岩溶含水介质的特征

(1) 岩溶含水介质具有很大的不均匀性，有规模巨大的管道溶洞（长达 10km），又有十

分细小的裂隙及空隙，实际为尺寸不等的空隙所构成的多级次空隙系统。

(2) 广泛分布的细小孔隙与裂隙，是主要的贮水空间；大的岩溶管道与开阔的溶蚀裂隙构成主要导水通道；介于二者之间的裂隙网络兼具贮水空间和导水通道的作用。

(3) 岩溶水量分布极不均匀，宏观上统一的水力联系与局部水力联系不好，是由岩溶含水介质的多级次性与不均匀性决定的。

12.3.2 岩溶水的运动特征

(1) 通常为层流、紊流共存，细小孔隙与裂隙中的地下水一般为层流运动，大管道中的地下水一般呈紊流运动。

(2) 在岩溶水系统中，局部流向与整体流向常常是不一致的。

(3) 岩溶可以是潜水，也可以是承压水。

12.3.3 岩溶水的补、径、排与动态特征

强烈的岩溶化地区，面状降水汇集于低洼的溶斗、落水洞等灌入式补给岩溶水，南方入渗补给系数 $\alpha=0.40\sim.80$ ，北方 $\alpha=0.10\sim0.30$ 。灌入式的补给、畅通的径流和集中的排泄（大泉、泉群），加上岩溶含水介质空隙率（相当于给水度 μ ）不大，决定着岩溶水水位动态变化非常强烈，补给区水位变化达 $n\times 10\sim n\times 100m$ ，变化迅速而缺乏滞后。泉流量变化也很大，岩溶化山区，岩溶水的埋深可达数百米，无泉水与地表水，为严重的缺水地区。

12.4 我国南北方岩溶及岩溶水的差异

12.4.1 南方岩溶及岩溶水

(1) **岩溶发育程度**：南方岩溶发育比较充分，岩溶现象较典型，地表可有峰丛、峰林、溶蚀洼地、溶斗、落水洞、竖井等，地下多发育较为完成的地下河系；

(2) **介质均匀性**：岩溶含水介质常是高度管道化与强烈不均匀的，岩溶岩对降水的响应十分灵敏，流量季节变化很大；

(3) **岩石成分**：岩溶区多分布巨厚到块状的纯净碳酸盐岩，多发育有裸露型岩溶，介质可溶性强，受构造应力时易形成稀疏而宽大的裂隙。

(4) **地质构造**：地质构造上属于较紧密的褶皱，向斜核部多易发地下河系。降水充沛，补给强。

12.4.2 北方岩溶及岩溶水

(1) **岩溶发育程度**: 北方岩溶发育多不完整, 地表少有溶斗、落水洞等, 地表多呈常态的山形;

(2) **介质均匀性**: 含水介质相对均匀, 成井率较高, 岩溶大泉汇水面积大, 流量相对稳定;

(3) **岩石成分**: 含水介质——碳酸盐岩一般成层较薄, 夹泥质与硅质夹层, 多与非可溶岩互层, 多发育覆盖型岩溶; 介质可溶性差, 形成密集、均匀而短小的构造裂隙;

(5) **地质构造**: 因多为宽缓的向斜或单斜, 不利于水流的集中分布、降水少, 水的侵蚀力弱, 岩溶发育弱。

参考文献

- [1] 王大纯、张人权等. 水文地质学基础(M). 北京: 地质出版社, 2002.
- [2] 薛禹群. 地下水动力学(第二版)(M). 北京: 地质出版社, 2001.
- [3] 李同斌, 邹立芝主编. 地下水动力学(M). 长春: 吉林大学出版社, 1995.
- [4] 房佩贤, 卫钟鼎, 廖资生主编. 专门水文地质学(M). 北京: 地质出版社, 1996.
- [5] 石振华, 李传尧主编. 城市地下水工程与管理手册(M). 北京: 中国建筑工业出版社, 1993.
- [6] R.H. Brown, A.A. Konoplyantsev 等编, 赵耿忠, 叶寿征等译. 地下水研究. 北京: 学术书刊出版社. 1989.10
- [7] 沈照理等编著. 水文地质学(M). 北京: 地质出版社., 1985.
- [8] 沈振荣等编著. 水资源科学实验与研究——大气水、地表水、土壤水、地下水相互转化关系(M). 北京: 中国科学技术出版社, 1992.
- [9] 林学钰, 廖资生等著. 地下水管理(M). 北京: 地质出版社, 1995.
- [10] 水利电力部水文局. 中国水资源评价(M). 北京: 水利电力出版社, 1987.
- [11] 朱学愚、钱孝星编著. 《地下水资源评价》. 南京: 南京大学出版社. 1987.
- [12] R. A. 费里泽著, 吴静芳译. 《地下水》. 北京: 地质出版社. 1987.
- [13] 王兆馨主编, 中国地下水资源开发利用(M). 呼和浩特: 内蒙古人民出版社, 1992.
- [14] 中华人民共和国水利部、建设部. 中华人民共和国国家标准《水文学及水文测验术语标准》(BG/T50095-98). 北京: 水利水电出版社.
- [15] 国家技术监督局. 中华人民共和国国家标准《水文地质术语》(GB/T14157-93). 1993
- [16] Robert Bwen. Ground Water. Applied Science Publishers LTD. London. 1980.
- [17] By RALPH C. HEATH, Basic Ground-Water Hydrology. USGS Geological Survey Water-Suooly Paper. 1987
- [18] U.S. Army Corps of Engineers, GROUNDWATER HYDROLOGY, 28 February 1999
- [19] HOW TO "TALK" GROUND WATER, <http://www.agwt.org/gwinfo.html>
- [20] Roger J.M. De Wiest, Geohydrology, John Wiley & Sons., 1965
- [21] Jacob Bear, Hydraulics of Groundwater, 1979
- [22] C.W. Fetter JR. Applied Hydrogeology, 4th Edition, Wharles E. Merrill Publishing Co., 2001
- [23] Patrick A. Domenico, Frankin W. Schwartz, Physical and Chemical Hydrogeology. John Wiley & Sons, Inc., 1998