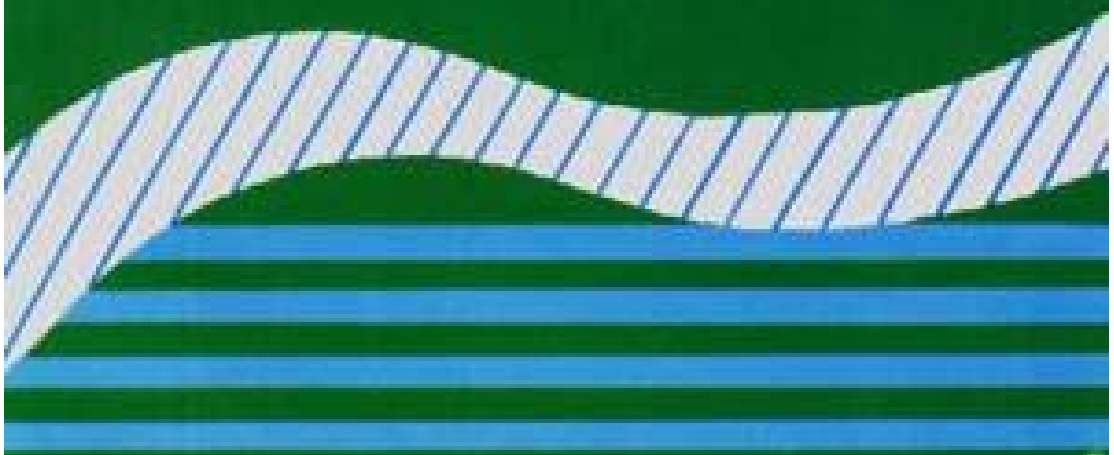
普通高等教育地质矿产类规划教材

水文地质学基础

王大纯　张人权　史毅虹
许绍倬　于青春　梁　杏　　编著



地质出版社

目　　录

绪　　言 1
第一章　地球上的水及其循环 6
1．1　地球上的水 6
1．2　自然界的水循环 7
1．2．1　水文循环 7
1．2．2 地质循环 9
1．3　与水文循环有关的气象、水文因素 9
1．3．1　气象因素 9
1．3．2　径流 12
1．4　我国水文循环概况 13
第二章　岩石中的孔隙与水分 15
2．1　岩石中的空隙 15
2．1．1　孔隙 15
2．2　岩石中水的存在形式 19
2．2．1　结合水 19
2．2．2　重力水 20
2．2．3　毛细水 21
2．2．4　气态水、固态水及矿物中的水 21
2．3　与水的储容及运移有关的岩石性质 22
2．3．1　容水度 22
2．3．2　含水量 22
2．3．3　给水度 22
2．3．4　持水度 23
2．3．5　透水性 24
2．4　有效应力原理与松散岩土压密 25
2．4．1　有效应力原理 25
2．4．2　地下水位变动引起的岩土压密 26
第三章　地下水的赋存 27
3．1　包气带与饱水带 27
3．2　含水层、隔水层与弱透水层 28
3．3　地下水分类 29
3．4　潜　　水 30
3．5　承　压　水 32
3．6　潜水与承压水的相互转化 35
3．7　上层滞水 36
第四章　地下水运动的基本规律 37
4．1　重力水运动的基本规律 37

4．1．1　达西定律……37
4．1．2　渗透流速（V）……38
4．1．3　水力梯度（I）……39
4．1．4　渗透系数（K）……39
4．2　流　　网……40
4．2．1　均质各向同性介质中的流网……40
4．2．2　层状非均质介质中的流网……42
4．3　饱水粘性土中水的运动规律……44
第五章　毛细现象与包气带水的运动……46
5．1　毛细现象的实质……46
5．2 毛 细 负 压……48
5．3　毛细上升高度与悬挂毛细水……49
5．4 包气带水水分分布及运动……50
第六章　地下水的化学成分及其形成作用……53
6．1　概　　述……53
6．2　地下水的化学特征……53
6．2．1　地下水中主要气体成分……53
6．2．2　地下水中主要离子成分……54
6．2．3　地下水中的其它成分……57
6．2．4　地下水的总矿化度及化学成分表示式……57
6．3　地下水的温度……57
6．4　地下水化学成分的形成作用……58
6．4．1　溶滤作用……59
6．4．2　浓缩作用……60
6．4．3　脱碳酸作用……60
6．4．4　脱硫酸作用……61
6．4．5　阳离子交替吸附作用……61
6．4．6　混合作用……61
6．4．7　人类活动在地下水化学成分形成中的作用……62
6．5　地下水化学成分的基本成因类型……62
6．5．1　溶滤水……62
6．5．2　沉积水……63
6．5．3　内生水……64
6．6　地下水化学成分的分析内容与分类图示……64
6．6．1　地下水化学分析内容……64
6．6．2　地下水化学分类与图示方法……65
第七章　地下水的补给与排泄……67
7．1　地下水的补给……67

7．1．1　大气降水对地下水的补给.....67
7．1．2　地表水对地下水的补给.....71
7．1．3　大气降水及河水补给地下水水量的确定.....73
7．1．4　凝结水的补给.....75
7．1．5　含水层之间的补给.....75
7．1．6　地下水的其它补给来源.....78
7．2　地下水的排泄.....79
7．2．1　泉.....79
7．2．2　泄流.....82
7．2．3　蒸发.....83
7．2．4　蒸腾.....84
7．3　地下水补给与排泄对地下水水质的影响.....85
第八章　地下水系统.....86
8．1 系统概念.....86
8．2　地下水系统的概念.....87
8．2．1　地下水系统概念的产生.....87
8．2．2　地下水系统的概念.....87
8．2．3　地下水含水系统与地下水流动系统的比较.....88
8．3　地下水含水系统.....89
8．4　地下水流动系统.....90
8．4．1　地下水流动系统概念的由来.....90
8．4．2 地下水流动系统.....91
第九章　地下水的动态与均衡.....100
9.1　地下水动态与均衡的概念.....100
9.1　地下水动态与均衡的概念.....100
9．2．1 地下水动态的形成机制.....100
9．2．2　影响地下水动态的因素.....101
9．2．3　地下水天然动态类型.....105
9．2．4　人类活动影响下的地下水动态.....105
9．3　地下水均衡.....107
9．3．1　均衡区与均衡期.....107
9．3．2 水均衡方程式.....107
9．3．3　人类活动影响下的地下水均衡.....109
9．3．4　地面沉降与地下水均衡.....110
9．3．5　大区域地下水均衡研究需要注意的问题.....110
第十章　孔　隙　水.....113
10．1　洪积扇中的地下水.....113
10．2　冲积平原中的地下水.....115
10．3　湖积物中的地下水.....116
10．4　黄土高原的地下水.....117
10．5　孔隙含水系统实例分析.....119

第十一章　裂　隙　水.....121
11．1　概　　述.....121
11．2　裂隙水的类型.....122
11．2．1　成岩裂隙水.....122
11．2．2　风化裂隙水.....122
11．2．3　构造裂隙水.....123
11．3　裂隙介质及其渗流.....125
11．3．1　裂隙及裂隙网络.....125
11．3．2　裂隙水流的基本特征.....126
11．4　裂隙介质的研究方法.....127
11．4．1　等效多孔介质方法.....127
11．4．2　双重介质方法.....128
11．4．3　非连续介质方法.....128
11．5　断裂带的水文地质意义.....129
第十二章　岩　溶　水.....131
12．1　岩溶发育的基本条件与影响因素.....131
12．1．1　碳酸盐岩的成分与结构.....131
12．1．2　碳酸盐岩、水、二氧化碳体系.....132
12．2　岩溶水系统的演变.....134
12．2．1　地下水流对介质的改造.....134
12．2．2　地下水流动系统与岩溶发育的空间特征.....135
12.3 岩溶水的特征.....140
12.3.1 岩溶含水介质的特征.....140
12．3．2　岩溶水的运动特征.....140
12．3．3　岩溶水的补给、排泄与动态.....141
12．4　我国南北方岩溶及岩溶水的差异.....142
第十三章　地下水资源.....145
13．1　作为资源的地下水.....145
13．1．1　地表水与地下水的比较.....145
13．1．2　地下水资源概念的演变.....145
13．2　地下水资源的特征.....146
13．2．1　地下水资源的系统性.....146
13．3　地下水资源分类及其供水意义.....147
13．3．1　地下水资源分类.....147
13．3．2　地下水储存资源及其供水意义.....147
13．3．3　地下水补给资源及其供水意义.....148
第十四章　地下水与环境.....149
14．1 生态环境系统的特性.....149
14．2　作为环境敏感因子的地下水.....150
14．3　过量开发与排除地下水引起的环境退化.....150

14．4　过量补充地下水引起的环境退化……152
14．5　过度开发水资源引起环境退化的实例……152
14．6　地下水污染……153
第十五章　水文地质学研究方法……155
15．1　作为自然历史与人为作用产物的地下水……155
15．2　水文地质学研究的若干方法问题……157
15．3　水文地质学的发展趋向……159

绪　　言

水文地质学是研究地下水的科学。它研究与岩石圈、水圈、大气圈、生物圈以及人类活动相互作用下地下水水量和水质的时空变化规律，并研究如何运用这些规律去兴利除害，为人类服务。

地下水即是赋存于地面以下岩石空隙中的水。地下水的功能主要包括：资源、生态环境因子、灾害因子、地质营力与信息载体〔张人权，1987〕。地下水及赋存地下水的介质还具有一些另外的功能。水文地质学在国民经济发展中的作用是与地下水及其赋存介质的功能相联系的。

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，变化稳定以及便于利用，因此是理想的供水水源。在我国半干旱与干旱的华北、西北地区，地下水往往是主要的，有时甚至是唯一的生活以及工农业生产供水水源。

目前，我国每生产 1 kg 小麦约需耗水 1000—1500kg，每生产 1 kg 皮棉需耗水 5000kg。在半干旱的华北平原，进行灌溉才能保证稳产高产。在干旱的西北地区，无灌溉即无农业。在这些地方，灌溉主要是利用地下水。我国北方 17 省市自治区，每年开采用于灌溉的地下水达 $400\times10^8 m^3$，大体相当于黄河全年的总水量〔任天培等，1986〕。

生产任何工业品都需要耗用一定水量。炼钢 1t 约需水 6.7t，生产 1t 化肥需水 2.5t，生产 1t 纸耗水达数百吨。在一些缺乏地表水的城市，地下水资源丰富与否对工业与城市的发展起着主要制约作用。对于作为供水水源的地下水，必须评价其水质水量，查明其分布规律。这方面的工作形成了“供水水文地质学”分支。

当地下水中富集某些盐类与元素（如溴、碘、锶、钡等）时，便成为有工业价值的液体矿产，称之为工业矿水。

含有某些特殊组分，具有某些特殊性质，因而具有一定医疗与保健作用的地下水，称作矿水。矿水是建立矿泉疗养地与生产瓶装矿泉水的必要资源。勘查与评价工业矿水与医疗矿水，也形成了相应的学科分支——矿水水文地质学。

地球是一个巨大的天然热库，蕴藏着丰富的地下热能资源。热水与热蒸汽是主要的载热流体，利用它们可以发电、建立温室等。地下热能的勘查与评价也是水文地质工作内容之一。

如果说长期以来地下水被作为一种宝贵的资源而加以利用。那么，现在人们愈来愈认识到，地下水同时还是复杂的生态环境系统中的一个敏感的子系统，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。

发展农业离不开水，然而，用水不当，反受其害。50 年代末期，华北平原曾实行所谓“以蓄为主”的方针，拦蓄降水与地表水，只灌不排，使地下水位抬升，蒸发加强，土壤累盐，造成土壤次生盐渍化。盐渍地一度由 1958 年的 $272.07\times10^4 ha$，增至 1961 年的 $412.53\times10^4 ha$。重新建立排水系统，并加强开采浅层地下水以后，1984 年华北平原的盐渍地面积已降到 $171.07\times10^4 ha$〔任鸿遵，1992〕。在干旱半干旱的平原盆地中地下水位浅的地方，也会发育原生的土壤盐渍化。

湿润地区的平原与盆地，由于天然或人为原因造成地下水位过浅，会产生原生或次生的土壤沼泽化。过高的地下水位，使土壤处于嫌氧不透气环境，产生一系列生物化学作用，造成农作物减产。例如，江汉平原的原生与次生沼泽化田地达 84000ha，占全部耕地的 1/4〔孙锡年等，1992〕。防治土壤盐渍化与沼泽化，形成了土壤改良水文地质学分支。

过量开采地下水使浅层地下水位大幅度下降后，会疏干原有的沼泽湿地，水生植物与水禽等随之消失，使原有的景观受到破坏。在干旱地区浅层地下水位大幅度下降，原有的绿洲会变成沙漠。我国河西走廊的民勤县，本是沙漠间的一片绿洲，经过大量打井采水，地下水位下降了 3—7m；表土干燥，粘结力降低，固沙的灌木枯萎，草丛退化，已有 2/3 的土地开始沙化[①]。

过量开采松散沉积物中的深部地下水，地下水位将大幅度下降而酿成灾害。例如，产生地面沉降（美国圣华金流域最大地面沉降量为 8.55m，我国上海为 2.37m）；粘性土因水位下降而压密释水，释出的有害物质使地下水水质恶化。

在滨海地带或有地下咸水的地方开采地下水，海水或咸水将入侵淡地下水，造成水质损害，减少可利用的地下水资源。

地下水通常较地表水难以污染，但是一旦被污染后，其不良后果很难消除。生活污水的排放，不适当地使用化肥农药，以及工业排放的大量废水废料，已经并正在使许多宝贵的地下水源因污染而无法利用。

除了上述人为影响而产生的地下水水质问题外，某些天然的地下水由于缺乏某种人体必需元素或过量富集某种元素而不宜饮用。例如，以缺碘的地下水作为饮用水源会引起甲状腺肥大；饮用高氟地下水使人骨质疏松、易折。

地下采矿或进行各种地下工程（隧洞，地下厂房）时，地下水的涌入常使施工困难，成本增高，甚至造成毁灭性事故。例如，1984 年开滦煤矿范各庄矿由于陷落柱将奥陶系岩溶水引入煤层，大量岩溶水集中涌入，最大突水量达 34.2m^3/s，21 小时矿坑全部淹没〔区永和等，1988〕。为了查明矿坑水的涌入途径与来源，预测涌水量等，发展了专门的水文地质学分支——矿床水文地质学。

地下水与其周围岩土构成统一的力学平衡系统。地下水位的变动会破坏其原有的平衡而产生种种效应。地下水位上升，会使孔隙水压力升高，有效应力降低，岩土体强度也将随之降低，从而导致滑坡、水库诱发地震等。裂隙岩体中地下水位抬升，会推动岩体向临空面位移，触发岩崩。地下水位下降时，覆盖于强烈岩溶化岩层之上的松散沉积物会发生坍塌，这就是岩溶坍陷。

地下水的迅速渗流会冲刷淘蚀松散沉积物而使之变形破坏。据美国资料，遭到破坏的土石坝中有 40％是由坝基土或坝体土的渗透变形造成的〔任天培等，1986〕。

上述与地下水有关的地质灾害与地质环境问题，都需要水文地质学家会同有关领域的技术人员共同去解决。

地下水是一种重要的地质营力，其主要作用是应力的传递者与热量及化学组分的传输者。作为应力传递者的作用，除了上面所述的以外，还应指出，岩层压密造成的超静孔隙水压力乃是产生滑脱构造的重要因素。

作为地壳中分布最广泛的良好溶剂的地下水，在岩石圈化学组分传输中的作用很大。岩溶、成壤、风化等地质过程中地下水的作用早就被人所熟知。在地下水的参与下，地壳乃至地幔中的组分迁移，在地下水的排泄带与不同组分地下水的接触带形成矿床。水在岩浆作用、变质作用、岩石圈的形成与改造，乃至地球演变中所起的作用，正受到人们愈来愈多的注意〔沈照理等，1985〕。

在油气二次迁移形成油气藏过程中，地下水系统起着关键作用。应用地下水流动系统理论寻找与勘查油气田，已经提上了议事日程〔Tóth，1980〕〔陶一川，1993〕。

地下水还是重要的信息载体。作为应力的传递者，井孔中地下水位的变动，常反映了地壳的应力变化，因而可以作为预报地震的辅助标志。我们可以根据水化学异常晕圈定隐伏矿体，可以根据岩石中地下水流动的痕迹去恢复古水文地质条件。地下水及其沉淀物的化学成

[①]袁生禄，对民勤沙漠地下水生态开采量的初步研究。

分（包括同位素成分）往往可以给我们提供来自地球深部悠久地质年代的信息〔沈照理等，1985〕。

某些利用地下水及其赋存介质的方面也值得加以注意。其中，最常见的是利用含水介质储能（如冬天向井灌注冷水储冷以供夏天使用，夏天向井灌注温水以供冬天使用）。目前，国外已开始从一般的浅层地下水中汲取热量以供家庭取暖。利用极弱渗透性的岩层储存废料（包括核废料）试验正在积极进行中。通过灌注—抽汲井组以地下浸滤的方式开采某些金属矿床已经付诸实施。利用包气带与饱水带进行渗滤循环以改善污染水的水质的试验获得了成功〔Edworthy et al，1986〕〔Гавич，Швец，1988〕〔张人权，1990〕。

迄今为止，水文地质学的发展大体可以划分为三个时期：1856 年以前的萌芽时期，1856 年至本世纪中叶的奠基时期，本世纪中叶至今的发展时期。

萌芽时期：远古人类逐水而居，开始时只是利用地表水与泉水作为供水水源，后来才打井取用地下水。由逐水而居到凿井取水是人类文明史的一大转折，从此人类活动的范围更为广阔。在打井取水过程中人类不断积累关于地下水的知识。迄今为止，我国发现最古老的水井是浙江余姚河姆渡井，成井距今约 5700 年。河姆渡井虽然深度只有 1.35m，但却用 200 多根圆木支撑保护，结构精巧〔树荣等，1985〕可以推知，更原始的井出现得还要更早些。至少在公元前 7 世纪，亚美尼亚就有了坎儿井〔iswas，1970〕坎儿井是一种规模宏大的截取地下水流并将其传输到用水地点的地下水平廊道，并有竖井通向地面。修建坎儿井之前必须对地下水的赋存条件有清晰的概念。在公元前约 200 年的我国汉代，在四川为开采卤水，在坚硬基岩中开凿了深逾百米的自流井。水文地质学是作为一门实用性的技术科学而萌芽的。

人们在利用地下水的同时也在探究它的来源。法国帕利斯（B．Palissy，1509—1589）珀若（P．Perraut，1608—1680）、马里奥特（E．Mariott，1602—1684）和中国的徐光启等先后提出了井泉的水来源与降水或与河水有联系的观点〔王大纯等，1960〕。

奠基时期：欧洲产业革命后，大工业兴起，对水的需求增加，于是就有了计算井的出水量的要求。这一时期正是近代实验科学兴起的时期。1856 年，法国水力工程师达西（H. Darcy，1803—1858）为设计第戎（Dijon）的供水系统，进行了水透过砂的室内试验，得出水在砂中的渗透速度与水力梯度的一次方成正比，这就是著名的达西定律。达西定律提供了地下水定量计算的依据，奠定了作为学科分支的水文地质学的基础。1863 年，法国人裘布依（A．Dupuit，1804—1866）提出了地下水稳定井流公式。1886 年，奥地利的福希海默（P．Forchheimer，1852—1933）绘制了地下水流网。1935 年，美国人泰斯（C．V．Theis）利用地下水流动与热传导的相似性，得出了地下水非稳定井流方程——泰斯公式[①]，使地下水定量计算向实用方向推进了一大步。此时期，地下水计算采用的是只能求解简单条件下地下水流的解析法。本世纪 30 年代起怀科夫（R．D．Wyckoff）等以砂槽模拟地下水流。随后又出现窄缝槽模拟地下水流。马斯卡特（M．Muskat）等根据水流与电流的相似性，提出用电流模拟连续介质中地下水的运动。这些都属于物理模拟的范畴。

在此期间，人们对地下水的起源提出了一些新的看法。1902 年，奥地利的修斯（E. Suess，1831—1914）提出初生水学说，认为地下水来源于岩浆冷凝时析出的水。后来，因为得不到证实而逐渐被人们冷落。大致与此同时，美国的兰（A．C．Lane）、戈登（W．C．Gorden），俄国的安德鲁索夫（N．I．Andrusov）分别提出了埋藏水（沉积水）的存在。这些水是与沉积物堆积同时存在于岩石孔隙之中的，粘性土固结压密时也可能将水释入周围含水层中。18 世纪德国水文学家福利盖尔反对入渗说，提出了凝结说，认为水汽冷凝为液态水是地下水的

[①]实际上，早在 1925 年，在奥地利土力学家太沙基（K．Terzaghi，1883—1963）所提出的土的一维固结理论中已经蕴含了地下水非稳定流的解法，但因“隔行如隔山”，11 年后水文地质学家另行独立地提出地下水非稳定流方程。

主要来源。后遭反驳而被放弃。1907—1919 期间，俄国的列别捷夫（А．Ф．Лебдев）通过观测与实验，在新的基础上恢复了凝结说。

早在公元前一世纪，在利用矿水医疗时便开始研究地下水的化学成分。我国的李时珍在《本草纲目》中按成分进行了泉的分类〔沈照理等，1986〕。19 世纪，油田地下水的研究积累了大量水化学资料。1930 年，前苏联的伊利茵（В．С．Игнатович）提出了苏联潜水化学分带规律。随后，前苏联学者伊格纳托维奇（Н．К．Игнатович）辑出了自流盆地的水化学分带。本世纪中叶，前苏联学者奥弗琴尼科夫（А．М．Овчиков）建立了水文地质学的一个新分支——水文地球化学。

1912 年，德国人凯尔哈克（K．Keilhack）进行了地下水和泉的分类，总结了地下水的埋藏条件和排泄条件。本世纪 20 年代至 30 年代，美国人迈因策尔（O．E．Meninzer）对美国地下水作了总结性描述，并对一系列水文地质概念和术语进行了探讨。他还在 1923 年对于 1915 年提出的安全抽水量重新下了定义〔柴崎达雄，1982〕，在实质上提出了地下水资源的概念。

由此可见，大致在本世纪中叶，有关地下水赋存、运动、补给、排泄、起源、水化学以及水量评价等方面，已有了一套比较完整的理论与研究方法，水文地质学已经确立为一门成熟的学科了。

发展阶段：二次世界大战战后，科学技术推动生产力迅猛发展以及人口的急剧增长，使得人们对地下水的需求大为增加，人类活动决定性地影响着地下水形成过程。世界各地都出现地下水水位深降、地下水资源枯竭、地面沉降、海水与咸水入侵淡含水层、地下水污染等问题。这使人们意识到，地下水不仅是资源，而且还是重要的生态环境因子。在这一新的阶段中，正确地预测在人类活动干预下地下水的变化，从而正确地评价、开发、管理与保护地下水资源以及保护与地下水有关的生态环境，成为当务之急。

随着大规模开发利用地下水，某些水文地质过程开始受到人们的注意。水文地质学家长期以来关注着含水层，而把某些岩层当作不透水与不释水的隔水层。本世纪 40 年代到 60 年代，雅可布（C．E．Jacob）及汉图什（M．S．Hantush）等研究了松散沉积物承压含水层的越流现象，发现原先认为是不透水的“隔水层”，实际上是透水能力比较微弱的弱透水层。含水层与其间的“隔水层”（弱透水层）共同构成水力上相互联系的系统——地下水含水系统。本世纪 60 年代，托特（J．Tóth）更进一步指出，即使对于固结的沉积岩构成的盆地，只要时间尺度足够长，就会在地形控制的重力势作用下，产生穿层的地下水流动。托特打破了水文地质学中长期以来占统治地位的介质场起主要控制作用的观点。荷兰的英格伦（G．B．Engelen）等发展了托特的地下水流动系统理论，将其运用于分析与溶质迁移有关的各种水文地质问题。

1954 年，博尔顿（N．S．Boulton）发现潜水位下降过程中非饱和带滞后释水现象。这使人们进一步认识到饱和带地下水与非饱和带水的密切联系，从而促进了非饱和带水的研究。

把地下水作为供水水源，水文地质学长期注意的焦点是地下水水量。随着地下水污染、海水与咸水入侵淡含水层等问题的不断产生，与地下水中溶质迁移有关的问题开始受到重视。许多水文地质学家正在通过室内试验、野外试验与建立数学模型的办法去解决有关问题。

战后水文地质学的发展，也是某些技术向水文地质学渗透的结果。在地下水计算方面，本世纪 50—60 年代，离散介质电网络模拟一度成为主要的计算手段。1956 年，斯图尔曼（R．W．Stallman）开始将数值法应用于水文地质计算。数值法需要进行大量运算成为应用它的限制。所幸的是，60 年代华尔顿（W．C．Walton）首次将电子计算机引入水文地质数值模拟。从此，各种复杂条件下水文地质问题的数学求解方法如雨后春笋般涌现。

本世纪 60 年代，同位素技术开始用于解决某些水文地质问题。随后，数学地质方法与

遥感技术也开始引入水文地质学。近年来，能够有效处理大量空间信息的计算机软件系统——地理信息系统（Geographical Information System）受到水文地质学家的注意而开始应用〔陈植华等，1992〕。

由自己的母学科——地质学与水文学交叉渗透形成的水文地质学，目前已经形成了若干分支学科。其中属于基础性的学科分支为：水文地质学基础、地下水动力学、水文地球化学、水文地质调查方法、区域水文地质学等。结合各种专门目的的水文地质学分支正在不断形成，其中比较成熟的有供水水文地质学、矿床水文地质学、古水文地质学、同位素水文地质学等。水文地质学的服务与研究领域正在不断扩展，在未来的岁月里，除了实用学科分支外，水文地质学还将发展一些理论性学科分支。人类活动强烈干预地下水及其赋存介质，导致一系列与人的价值判断相联系的利益冲突，必须用社会科学的方法加以处理。目前作为自然科学的水文地质学与社会科学之间的界线不再是不可逾越的了。

第一章　地球上的水及其循环

1．1　地球上的水[①]

地球是一个富水的行星。地球上的水不仅存在于大气圈、地球表面、岩石圈和生物圈中，也存在于地球深部的地幔乃至地核中。

关于地球上水的起源，曾有多种假说。目前普遍接受的看法是：组成地球水圈的水（包括地表水与地下水）是在原始地壳形成以后，在整个地质时期内从地球内部不断逸出而起源的。

地球各个层圈水的分布状况及其存在状态都有很大差别，可以区分为浅部层圈水与深部层圈水两大部分。

从大气圈到地壳上半部属浅部层圈水。其中分布有大气水、地表水、地下水以及生物体中的水，这些水均以自由态 H_2O 分子形式存在，以液态为主，也呈气态与固态存在。

据联合国教科文组织资料，不包括生物体中的水与矿物中的水，浅部层圈中水的总体积约为 $13.86\times10^8km^3$。若将这些水均匀平铺在地球体表面，水深约为 2718m。但其中咸水约占 97.47%，淡水只占 53%。各类水体的体积及比例参见表 1—1〔中国大百科全书·大气科学·海洋科学·水文科学，1987〕。

表 1-1　地球浅部层圈水的分布

水体		体积（km^3）	%
大气体		12 900	0.001
地表水	海洋	1 338 000 000	96.5
	冰川和永久积雪	24 064 100	1.74
	湖泊	176 400	0.013
	沼泽	11 470	0.0008
	河流	2 120	0.0002
地下水	包气带水	16 500	0.001
	饱和带水	23 400 000	1.7
	永久冻土带固态水	300 000	0.022
合计		1 385 983 490	100

据联合国教科文组织资料，转引自中国大百科全书《大气科学·海洋科学·水文科学》卷。未包括生物圈及岩石圈矿物结合水。

表 1—1 中未包括生物圈的水及矿物结合水。人体构成中水平均占 70%。植物体的水分含量可高达 90%以上。矿物结合水是指矿物结晶内部及其间的水，如沸石水、结晶水、结构水等。三基矾石（$Al_4〔(OH)_{10}SO_4〕\cdot36H_2O$）含矿物结合水按重量比为 65%，其它如正长石为 17%，黑云母为 48%。整个地壳矿物组成中矿物结合水含量可达 $4.2\times108km^3$〔捷尔普戈里兹，1983〕。矿物结合水在一定温度下从矿物中释出成为自由态的水（H_2O），与其它水体相互转换。

地球深层圈水分布于地壳下部直到下地幔这一范围内。在地壳下部深约 15—35km 处，

① 撰写 1．1 及 1．2．2 节时主要参考了文献〔区永和等，1988〕。

地温达 400℃以上，压力也很大，这里的水不可能以普通液态水或气态水形式存在，而成为被压密的气水溶液。

关于地幔的含水量，有关学者通过不同方式得到的结论基本一致。认为未经去气作用的地幔物质约含 5%—7%的水。假定地幔总重量为 4×10^{27}g，其中熔融物质占 25%，则地幔软流层中所含的水分总量约相当于现代海洋水总量的 35—50 倍。据推测，在极高的温压下，这里的水电离为 H^+及 OH^-，甚至近一步电离为 H^+及 O^{2-}。当软流层的岩浆沿通道上升，温压降低时，氢、氧离子将结合为自由态的水（H_2O）而析出〔区永和等，1988〕。

地球深层圈中特殊高压高温下的离解状态的水，以及地壳矿物内部的结合水，均是以非自由态存在的水。传统的观点未将这些水纳入地球水圈之内，这是值得商榷的。首先，存在于地球各层圈的水具有共同的来源。其次，目前已有许多证据说明，地球深层圈的水和矿物结合水均与地球浅层圈中自由态的水相互转化，地球各层圈中以各种形式存在的水是一个相互联系、相互转化的整体。而且，在成岩、成矿、岩浆、变质等过程乃至地球形变过程中，深层圈的水及矿物结合水都发挥着重要的不可忽视的作用。我们认为，广义的水圈应当包括地球各层圈中以各种不同状态存在且相互转化的所有的水。

1．2　自然界的水循环

自大气圈到地幔的地球各个层圈中的水构成一个系统。这一系统内的水相互联系、相互转化的过程即是自然界的水循环。

自然界的水循环按其循环途径长短、循环速度的快慢以及涉及层圈的范围，可分为水文循环和地质循环两类（图 1—1）。

1．2．1　水文循环

水文循环是发生于大气水、地表水和地壳岩石空隙中的地下水之间的水循环，水文循环的速度较快，途径较短，转换交替比较迅速。

水文循环是在太阳辐射和重力共同作用下，以蒸发、降水和径流等方式周而复始进行的。平均每年有 577 000km^3 的水通过蒸发进入大气，通过降水又返回海洋和陆地。

地表水、包气带水及饱水带中浅层水通过蒸发和植物蒸腾而变为水蒸汽进入大气圈。水汽随风飘移，在适宜条件下形成降水。落到陆地的降水，部分汇集于江河湖沼形成地表水，部分渗入地下。渗入地下的水，部分滞留于包气带中（其中的土壤水为植物提供了生长所需的水分），其余部分渗入饱水带岩石空隙之中，成为地下水。地表水与地下水有的重新蒸发返回大气圈，有的通过地表径流或地下径流返回海洋。水文循环的过程参见图 1—1 中的 7—10 及图 1—2。

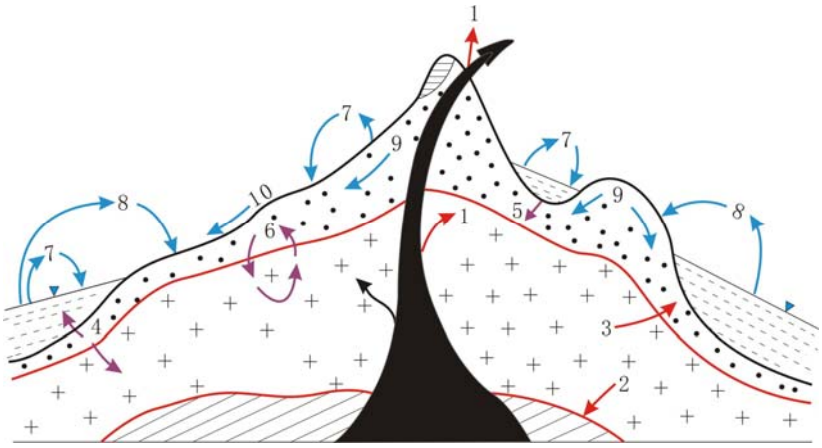


图 1-1　自然界的水循环

〔据阿勃拉莫夫〕

Ⅰ—海洋水；Ⅱ—沉积盖层；Ⅲ—地壳的晶质岩；Ⅳ—岩浆源；Ⅴ—地幔岩；Ⅵ—大陆冰盖；1—来自地幔源的初生水；2—返回地幔的水；3—岩石重结晶脱出水（再生水）；4—沉积成岩时排出的水；5—和沉积物一起形成的埋藏水；6—与热重力和化学对流有关的地内循环；7—蒸发和降水（小循环）；8—蒸发和降水（大循环）；9—地下径流；10—地表径流

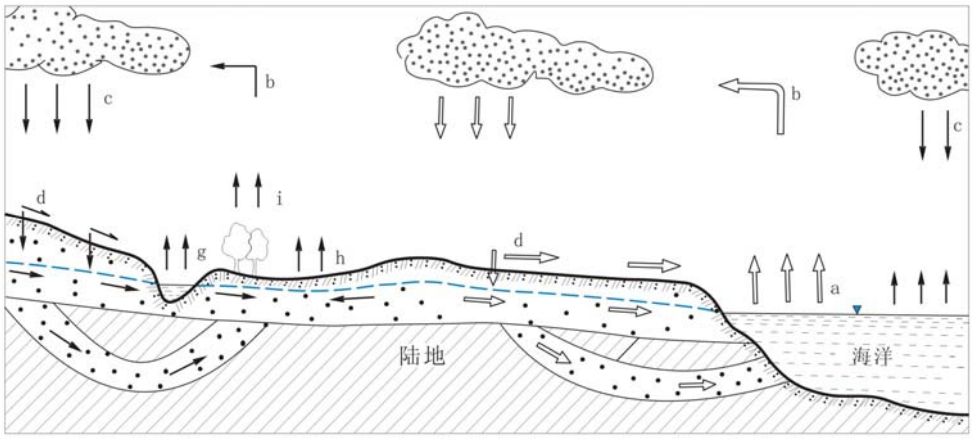


图 1—2　水文循环示意图

1—隔水层；2—透水层；3—植被；4—云；5—大循环各环节；6—小循环各环节；a—海洋蒸发；b—大气中水汽转移；c—降水；d—地表径流；e—入渗；f—地下径流；g—水面蒸发；h—土面蒸发；i—叶面蒸发（蒸腾）

水文循环分为小循环与大循环。海洋与大陆之间的水分交换为大循环。海洋或大陆内部的水分交换称为小循环。通过调节小循环条件，加强小循环的频率和强度，可以改善局部性的干旱气候。目前人力仍无法改变大循环条件。

地壳浅表部水分如此往复不已地循环转化，乃是维持生命繁衍与人类社会发展的必要前提。一方面，水通过不断转化而水质得以净化；另方面，水通过不断循环水量得以更新再生。水作为资源不断更新再生，可以保证在其再生速度水平上的永续利用。大气水总量虽然小，但是循环更新一次只要 8 天，每年平均更换约 45 次。河水的更新期是 16 天。海洋水全部更新一次需要 2 500 年〔中国大百科全书 • 大气科学 • 海洋科学 • 水文科学，1987〕。地下水根据其不同埋藏条件，更新的周期由几个月到若干万年不等。

1．2．2 地质循环

地球浅层圈和深层圈之间水的相互转化过程称为水的地质循环。

上地幔的高温熔融的塑性物质（软流圈）的大规模对流，驱动着地壳板块的不断运移。在软流圈上升流区，上地幔熔融物质进入地壳或喷出地表时，地幔岩中的水分也随之上升与分异，转化为地球浅层圈的水。这种由地幔熔岩物质直接分异出来的水称为初生水（图 1—l 中 1），据 E·K·马尔欣宁（1967）利用千岛群岛火山研究成果，推算出全球所有岛弧由火山喷发作用、水热作用和喷气作用，每年溢出地表的初生水约为 2×10^8t。在下降流区，含有大量水的地壳岩块俯冲沉入地幔，使地幔得到浅层圈水的补充。

此外，自然界的地质循环还发生在成岩作用、变质作用、风化作用等过程中。在这些地质作用过程中，不仅有分子态的水（H_2O）进入矿物（成为矿物结合水）或从矿物中脱出，同时还常常伴有水分子的分解与合成。例如，区域变质作用时，粘土矿物与碳酸盐岩重结晶时，即分解出 H^+和 OH^-及其它组分。在形成新的铝硅酸盐岩石的同时，H^+和 OH^-合成为 H_2O，形成再生水（图 1—l 中 3）。风化作用中也有水的参与。如长石的风化过程：

$$4KAlSi_3O_8+6H_2O=Al(Si_4O_{10})(OH)_8+8SiO_2+4K^++40H^-$$

（钾长石）　　粘土矿物（高岭土）　（胶体）　（溶液）

据推算，原生铝硅酸盐岩石完全风化为粘土时，将有 15%—30%的水分被分解，并进入矿物的组成。矿物结合水的形成与脱出，也是水的地质循环的一部分〔沈照理等，1985〕。

由上述可知，水文循环与地质循环是很不相同的自然界水循环。水文循环通常发生于地球浅层圈中，是 H_2O 分子态水的转换，通常更替较快。水文循环对地球的气候、水资源、生态环境等影响显著，与人类的生存环境有直接的密切联系。水文循环是水文学与水文地质学的研究重点。水的地质循环发生于地球浅层圈与深层圈之间，常伴有水分子的分解与合成，转换速度缓慢，过去常被人们所忽视。随着对各种成岩、成矿地质作用认识的深化，水参与各种地质作用过程的意义不断被人们所认识。研究水的地质循环，对于深入了解水的起源，水在各种地质作用过程乃至地球演化过程中的作用，都具有重要意义。

1．3　与水文循环有关的气象、水文因素

1．3．1　气象因素

自然界中水循环的重要环节——蒸发、降水，都与大气的物理状态密切相关；气象和气候因素对水资源的形成与分布具有重要影响。

1．3．1．1　大气圈的结构

大气的主要成分是氮（78%）和氧（21%），此外还有二氧化碳、臭氧、水汽及固态尘埃等。

水汽在大气圈中分布不均匀。以体积百分比表示，大气中水蒸汽的含量平均为：赤道带 2.6%，北纬 70°处 0.2%，90°纬度带 0.9%。在大气层中水汽的垂向分布也不均匀。大气圈最下部 3.5km 范围内集中了其全部水量的 70%，下部 5km 范围内含全部水量的 90%，再往高处水汽含量已十分稀少了。

据卫星探测资料，大气圈厚达 2000—3000km。但是，大气的密度随高度增加呈指数函数衰减。根据大气的热力性质，自地表而上可将大气圈分为 5 层，对流层、平流层、中层、热层和外层。

对流层最接近地表，水汽也主要分布在对流层的下部。因此，对流层的物理状态及运动规律是影响水文循环和水资源分布的最重要的因素。

对流层的厚度随纬度增加而减小，赤道地区可达 17—18km，中纬度带 10 一 12km，极地地区为 8—9km。对流层受地面的热影响，其温度随高度增加而递减。因此，对流层经常发生上升和下降气流和大规模的水平对流。其物理状态随时间和空间的变化，决定着气象要素的复杂变化。

1．3．1．2　大气的热源

太阳的热辐射是地表和大气的最主要热源。据近年来宇航观测资料，大气层的上界面每 cm^2 面积上每分钟接受的太阳辐射能量约 8.16J。由于大气的主要成分氮和氧几乎不吸收太阳辐射能，水汽和二氧化碳则主要吸收波长较长的红外光线，而太阳辐射主要是短波辐射，故大气所直接吸收的太阳辐射能仅占 15％，其余部分约有 42％通过反射和散射返回宇宙空间，43％达到地球表面。地表接受辐射增热后，自身再向大气和宇宙空间辐射能量。此类辐射主要是长波辐射，故大部为大气吸收而增温。此外，空气与地面直接接触，由于热传导、对流而升温，更是大气增温的主要原因。因此，地表是大气的二次热源。地表热力状况在空间和时间上的变化，直接引起大气物理状态的变化。

1．3．1．3　主要气象要素

1．3．1．3．1　气温

由于地球是大气的第二热源，因此地表的热力状况随时间和空间的变化必然导致气温的相应变化。

气温随时间的变化是指一个地区气温的昼夜变化、季节变化和多年变化。

气温随空间的变化包括水平方向和垂直方向的变化。高度相同的地区，气温变化主要受纬度的控制，一般自赤道向两极由高到低。以同一时期各地区气温平均值绘制等温线图来表示气温水平变化。垂直方向的变化，是指同一地点不同高度上气温的变化。在对流层内，气温随高度增加而递减，一般每升高 100m，气温约降低 0.5℃。

1．3．1．3．2　气压

大气的质量施加在地表或地表物体上的压力称为大气压力，常用毫米水银柱高度表示。在标准状态下（气温为 0℃时，纬度 45°的海平面上）的气压为 760 毫米水银柱高度，即约相当 10^5Pa。

由于大气的质量随高度增加而降低，因此压力也随高度增加而降低。而地表热力状况的差异，则造成气压在水平方向的变化。赤道地带气温高，热气流上升猛烈，对流层厚度较大，故在赤道上空，气压较两侧地带大，大气向两侧运动。两侧地带由于发生下降气流使近地面处空气密度加大。因此在邻近地面的下部，赤道地带形成低压带，两侧则形成亚热带高压带，地表遂产生由两侧向赤道运动的气流。两极气温低，空气密度大，也形成高压带。在两极和亚热带的高压带之间形成相对低压带。

地表覆盖状况不同，热力状态有很大差异。例如，由于水和岩石的热容量差别较大，因此冬季大陆气温较海洋低，气压则高于海洋地区，夏季则正好相反。这就造成了海陆之间的气压差，而形成了周期性的季风。气压差别引起气流，气流运动使大气中的水分与热量重新分配，从而引起各种复杂的天气现象。

1．3．1．3．3　湿度

大气中水汽含量构成了空气湿度。水汽具有重量，所以也有压力。空气中水汽含量的多少，可以用重量或压力表示。湿度分为绝对湿度和相对湿度两种。绝对湿度表示某一地区某一时刻空气中水汽的含量。采用重量单位时，用 lm^3 空气中所含水汽的 g 数表示，重量单位绝对湿度代表符号为 m。采用压力单位时，为空气中所含水汽分压相当于水银柱高度的 mm 数，或以毫巴表示（1 毫巴＝10^2Pa），代表符号为 e。绝对湿度只能说明某一时刻空气中水

汽含量的多少，而不能表明此时空气中水汽含量的饱和程度。因此又有相对湿度的概念。

空气中所能容纳的最大水汽数量随着气温升高而增大（表 1—2）。某一温度下，空气中可容纳的最大水汽数量，称为该温度下的饱和水汽含量，同样也可用重量单位（代号为 M ），或压力单位（代号为 E ）表示。

表 1－2　不同温度下的饱和水汽含量

t℃	-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

绝对湿度和饱和水汽含量之比即为相对湿度（ r ），即

$r=\left(e/E\right)\times100\%$，或 $r=(m/M)\times100\%$ 。相对湿度以百分比表示之。

相对湿度可通过计算求得。若气温为 20℃，绝对湿度 e ＝4.6mm，则查表 1—2 得 E ＝17.5mm，相对湿度 r (20℃)＝$(e/E)\times100\%=(4.6/17.5)\times100\%=26.3\%$，气温下降到 0℃，$E$ ＝4.6mm，则 r (0℃)＝100％。

由此可见，由于饱和水汽含量随温度降低而减小，因此当绝对湿度不变时，随气温下降，相对湿度随之增高。当绝对湿度与饱和水汽含量相等，相对湿度等于 100％。空气中水汽达到饱和时的气温称为露点。当气温降到露点以下，空气中过剩的水汽即凝结而形成不同形式的液态或固态降水。

1．3．1．3．4　蒸发

在常温下水由液态变为气态进入大气的过程称为蒸发。空气中的水汽主要来自地表水、地下水、土壤和植物的蒸发。有了蒸发作用，水循环才得以不断进行。

水面蒸发的速度和数量取决于许多因素（气温、气压、湿度、风速等），其中主要决定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，而绝对湿度则是该温度下空气中实有的水汽含量，该两水汽含量之差称为饱和差（ d ），即 $d=E-e$ 。蒸发速度或强度与饱和差成正比，即饱和差愈大，蒸发速度也愈大。同理，相对湿度愈小，则饱和差愈大，蒸发速度也愈大。

风速是影响水面蒸发的另一重要因素。蒸发的水汽容易积聚在水面上而妨碍进一步蒸发，风将水面蒸发出来的水汽不断吹走，蒸发加快，因此，风速愈大，蒸发就愈强烈。

蒸发包括水面蒸发、土面蒸发、叶面蒸发等。通常用水面蒸发量的大小表征一个地区蒸发的强度。气象部门常用蒸发皿（直径数十分米的圆皿）测定某一时期内蒸发水量，以蒸发的水柱高度 mm 数表示蒸发量，如北京的多年平均年蒸发量为 1 102mm。

必须注意，气象部门提供的蒸发量，只能说明蒸发的相对强度，而不代表实际的蒸发水量。因为通常一个地区不全是水面，并且，用小直径的蒸发皿测得的蒸发量比实际的水面蒸发量要偏大许多。

1．3．1．3．5　降水

当空气中水汽含量达饱和状态时，超过饱和限度的水汽便凝结，以液态或固态形式降落到地面，这就是降水。空气冷却是导致水汽凝结的主要条件。暖湿气团由于各种原因变冷就可以产生降水。其中最常见的是锋面降水。当暖湿气团与冷气团相遇时，在两者接触的锋面上，水汽大量凝结形成降水。气象部门用雨量计测定降水量，以某一地区某一时期的降水总量平铺于地面得到的水层高度 mm 数表示。

降水是水循环的主要环节之一，一个地区降水量的大小，决定了该地区水资源的丰富程度，对地下水资源的形成具有重要影响。

以上介绍了主要气象要素的基本概念，这些气象要素的变化决定了大气的物理状态。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称为天气。而某一区域天气的平均状态（用气象要素多年平均值表征），称为该地区的气候。无论是变化迅速的气象要素，还是变化缓慢的气候因素，对于自然界水文循环过程，以至地下水的时空分布都具有重要影响。

1．3．2　径流

径流是水文循环的重要环节和水均衡的基本要素，系指降落到地表的降水在重力作用下沿地表或地下流动的水流。因此，径流可分为地表径流和地下径流，两者具有密切联系，并经常相互转化。据统计，全球大陆地区年平均有 47 000km^3 的水量通过径流返回海洋，约占陆地降水量的 40％。这部分水量大体上是可资人类利用的淡水资源。

地表径流和地下径流均有按系统分布的特点。汇注于某一干流的全部河流的总体构成一个地表径流系统，称为水系。一个水系的全部集水区域，称为该水系的流域。流域范围内的降水均通过各级支流汇注于干流。相邻两个流域之间地形最高点的连线即为分水线，又称分水岭。这些概念同样可用于地下水，但地下水的系统不像地表水系那样明显和易于识别，具有自己的一些特点。

在水文学中常用流量、径流总量、径流深度、径流模数和径流系数等特征值说明地表径流。水文地质学中有时也采用相应的特征值来表征地下径流。

流量（Q）　系指单位时间内通过河流某一断面的水量，单位为 m^3/s。Q 流量等于过水断面面积 F 与通过该断面的平均流速 V 的乘积，即：

$$Q = V \cdot F$$

径流总量（W）：系指某一时段 T 内，通过河流某一断面的总水量，单位为 m^3。可由下式求得：

$$W = Q \cdot T$$

径流模数（M）：系指单位流域面积 F（km^2）上平均产生的流量，以 L/s·km^2 为单位，计算式为：

$$M = \frac{Q}{F} \cdot 10^3 \qquad （1\text{L} = 10^{-3}\,\text{m}^3）$$

径流深度（Y）：系指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厚度，单位为 mm，计算式为：

$$Y = \frac{W}{F} \cdot 10^{-3}$$

径流系数（α）：为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：

$A = \frac{Y}{X}$，　以小数或百分数表示。

以上各特征值的换算关系见表 1—3。

表 1－3　径流特征值换算关系

特征值 / 关系式 / 特征值	Q（m^3/s）	W（m^3）	M（L/skm^2）	Y（mm）
Q（m^3/s）	—	$\frac{W}{T}$	$M\times F\times 10^{-3}$	$\frac{Y\times F}{T}\times 10$
W（m^3）	$Q\times T$	—	$M\times F\times T\times 10^{-3}$	$Y\times F\times 10^{3}$
M（L/skm^2）	$\frac{Q}{F}\times 10^{3}$	$\frac{W}{T\times F}\times 10$	—	$\frac{Y}{T}\times 10^{6}$
Y（mm）	$\frac{Q\times T}{F}\times 10^{-3}$	$\frac{W}{F}\times 10^{-3}$	$M\times T\times 10^{-6}$	—

1．4　我国水文循环概况

我国绝大部分地区均为季风气候，一年中雨季与旱季分明，降水的时空分布很有规律，这与我国特殊的地理格局有关。

我国位于世界最大陆地——欧亚太陆东缘，南北地跨亚热带、温带及亚寒带；西部是世界上最高大的青藏高原，东濒世界最大水体太平洋。

就全球而言，亚热带及接近两极地带是高气压带。由于海陆分布的影响，对我国气候起控制作用的则是两个高气压中心：形成于海洋的夏威夷亚热带高压中心，带来暖湿气流；形成于大陆腹地的蒙古寒带高压中心，带来干寒气流，

由于水的比热远大于岩石，所以在太阳辐射影响下，陆地增温及散热迅速，海洋则缓慢。冬季，大陆因太阳辐射减少急剧降温，空气冷却，密度增大，蒙古高压中心增强；海洋降温慢，空气密度相对较小，夏威夷高压减弱；此时，我国大部分地区盛行西北季风，寒流所及，天气干冷晴朗。夏季，太阳辐射增强，陆地增温强烈，蒙古高压迅速衰退；海洋温度相对较低，夏威夷高压相对强盛。我国大部盛行东南风。

来自海洋的湿热气流与来自陆地腹地的冷气流相遇，则在锋面上产生降水。随着季节变化，两种气流互为消长，锋面随之推移。一般年份，四月份锋面相遇于我国东南沿海一带，这一带雨季开始。六月，随着海洋气团加强，锋面稳定于长江沿线，形成连绵不已的“黄梅雨”。七、八月间，随着锋面推进到华北、东北南部及我国西部内地，这一地区进入雨季，南方雨量减少。秋季，蒙古高压加强，夏威夷高压减弱，西北季风开始控制大陆，出现秋高气爽的天气。冬季，蒙古高压强盛，形成多次寒潮。

东部季风影响不能波及我国西部腹地。新疆西北部受大西洋气流控制，雨季出现于五、六月间。青藏高原南部及云南高原则受西南季风及印度洋季风影响，六至九月为雨季。

由于季风气候的控制，旱季、雨季分明，降水集中使我国水资源在时间上分配相当不均匀。雨季降水丰沛，是水文循环积极进行时期。即使是较干旱的地区，由于全年降水绝大部

分集中于短期内降落，江、河、湖泊及其他地表水体的水量均得以补充，不少地区甚至江河漫溢，酿成洪涝灾害。地下水在此期间也获得大量雨水入渗补给。旱季降水比较稀少，地表水及地下水都以或快或慢的速度流向海洋，或以不同的蒸发强度转入大气圈，补给量小于排出量，总水量逐渐消耗减少。

由于水文循环过程的不均匀性造成各地区水量随时间变化，给用水带来不利影响。降水集中的雨季过后，地表径流迅速流走而不能充分利用。地下径流速度比地表水缓慢得多，当地表间歇河流已经干涸，大小溪流流量急剧减少之际，地下水仍能保持一定的水量和水位高度，这样，不但其本身仍保持供给相当水量的能力，还能源源不断地补充与其有联系的地表水，使其保持一定的旱季流量。地下水对水文循环的滞缓，对于水量在时间上的分配起着调节作用，使之趋于较为均匀，对于水资源利用是很有利的。

我国水文循环的另一重要特征就是降水在空间分布上的不均匀性。例如东南沿海地区年均降水量均在 1500mm 以上，最大可达 2000—3000mm；长江流域约 1200mm，华北地区一般在 600—800mm；而新疆塔里木盆地降水量仅在 50mm 以下，有的地方几乎终年无雨。这就导致水资源在空间分布上的不均匀性。据最近公布的水资源资料，我国年地表径流量约 2.78 万$\times 10^8 m^3$，长江流域及其以南地区占 75%以上，华北、西北地区仅占 10%。全国年地下径流量约 7000$\times 10^8 m^3$，长江流域及其以南地区占 60%；华北及西北地区仅占 20%。在这样的水资源条件下，各地区水的需求的满足程度不同。一般说来，长江流域及其以南地区，降水较为充沛，水文循环总量可满足生产及生活的需要；但由于水量季节分配不均匀，某些地区在干旱季节，尤其干旱年份仍感到缺水。华北、东北地区，一般雨季水量不少，但干旱季节长，普遍感到缺水，总的说来水量不能满足要求。西北干旱或沙漠地区，降水稀少，水资源贫乏，形成大范围的荒漠，仅在盆地边缘由于获得山区冰川和积雪融化水补给，形成局部水源较为丰富的“绿洲”。如河西走廊的“绿洲”，即由祁连山冰雪融化水补给；天山南北沿塔里木、准噶尔沙漠边缘的“绿洲”也同样以周围山地高山融雪水为水源。

无论地表水或地下水，都是自然界水文循环中的一个环节，均以大气降水为其补给来源。因此，一个地区水资源的丰富程度主要取决于降水量的多寡。降水量大的地区，水资源较为丰富；反之，水资源贫乏。由于降水在时间上分配的不均匀，在总径流量中占主要地位的地表径流由于循环速度快，利用率受到限制；而地下径流比较滞缓；分布也较广泛，无论在时间上和空间上均可起到一定的调节作用；从而大大提高了地下水在水资源中的价值和地位。但是，我们必须充分认识到，只有降水才是地下水补给的最主要来源。在某些降水十分稀少的干旱地区，甚至沙漠地区，有时也能发现一定数量的地下水。它们或者是从周围高山冰雪融水获得补充，实际上仍是固体降水的转化补给；或者是在长期地质历史或历史时期中集聚起来的，是多年水文循环的积累。而可以长期供给利用的水量，只能是该地区经常参与水文循环的那部分水量。当用水量超过参与水文循环的总水量时，实际上是在提取多年积存的地下水；这部分水量是难以短期恢复补充的，从实际应用的角度而言，有时甚至是无法恢复的。因此，把地下水资源的形成作为自然界水文循环过程中的一个环节加以研究，是水文地质学的一个基本出发点。

第二章　岩石中的孔隙与水分

2．1　岩石中的空隙

地壳表层十余公里范围内，都或多或少存在着空隙，特别是深部一、两公里以内，空隙分布较为普遍。这就为地下水的赋存提供了必要的空间条件。按维尔纳茨基（В．И．Вернадский）的形象说法，“地壳表层就好象是饱含着水的海绵”。

岩石空隙是地下水储存场所和运动通道。空隙的多少、大小、形状、连通情况和分布规律，对地下水的分布和运动具有重要影响。

将岩石空隙作为地下水储存场所和运动通道研究时，可分为三类，即：松散岩石中的孔隙，坚硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的溶穴。

2．1．1　孔隙

松散岩石是由大小不等的颗粒组成的。颗粒或颗粒集合体之间的空隙，称为孔隙（参见图 2—1 中 l—6）。

岩石中孔隙体积的多少是影响其储容地下水能力大小的重要因素。孔隙体积的多少可用孔隙度表示。孔隙度是指某一体积岩石（包括孔隙在内）中孔隙体积所占的比例[①]。

若以 n 表示岩石的孔隙度，V 表示包括孔隙在内的岩石体积，V_n 表示岩石中孔隙的体积，则：

$$n=\frac{V_n}{V}\qquad 或\qquad n=\frac{V_n}{V}\times 100\%$$

孔隙度是一个比值，可用小数或百分数表示。

孔隙度的大小主要取决于分选程度及颗粒排列情况，另外颗粒形状及胶结充填情况也影响孔隙度。对于粘性土，结构及次生孔隙常是影响孔隙度的重要因素。

为了说明颗粒排列方式对孔隙度的影响，我们不妨设想一种理想的情况，即构成松散岩石的颗粒均为等粒圆球；当其为立方体排列时（图 2—2，a）。可算得孔隙度为 47.64％，为四面体排列时（图 2—2，b），孔隙度仅为 25.95％。由几何学可知，六方体排列为最松散排列，四面体排列为最紧密排列，自然界中松散岩石的孔隙度大多介于此两者之间。

应当注意，上述讨论并未涉及圆球的大小。如图 2—3 所示，三种颗粒直径不同的等粒岩石排列方式相同时，孔隙度完全相同。

---

① 另一种表示松散岩石中孔隙多少的参数是孔隙比。岩石的孔隙比(ε，简称隙比)是指某一体积岩石内孔隙的体积（V_n）与固体颗粒体积（V）的比值，即 $\varepsilon=V_n/V_s$ 或 $\varepsilon=(V_n/V_s)\times 100\%$。因为 $n=\frac{V_n}{V}$，故孔隙度与孔隙比之间有如下关系：$\varepsilon=\frac{n}{1-n}$。松散岩石压缩（或膨胀变形）时，孔隙体积（$V_n$）发生变化，而颗粒体积（$V_s$）不变，故孔隙比与孔隙体积变化成正比，在涉及变形时，采用孔隙比方便些；而涉及水的储容与流动时，则采用孔隙度。

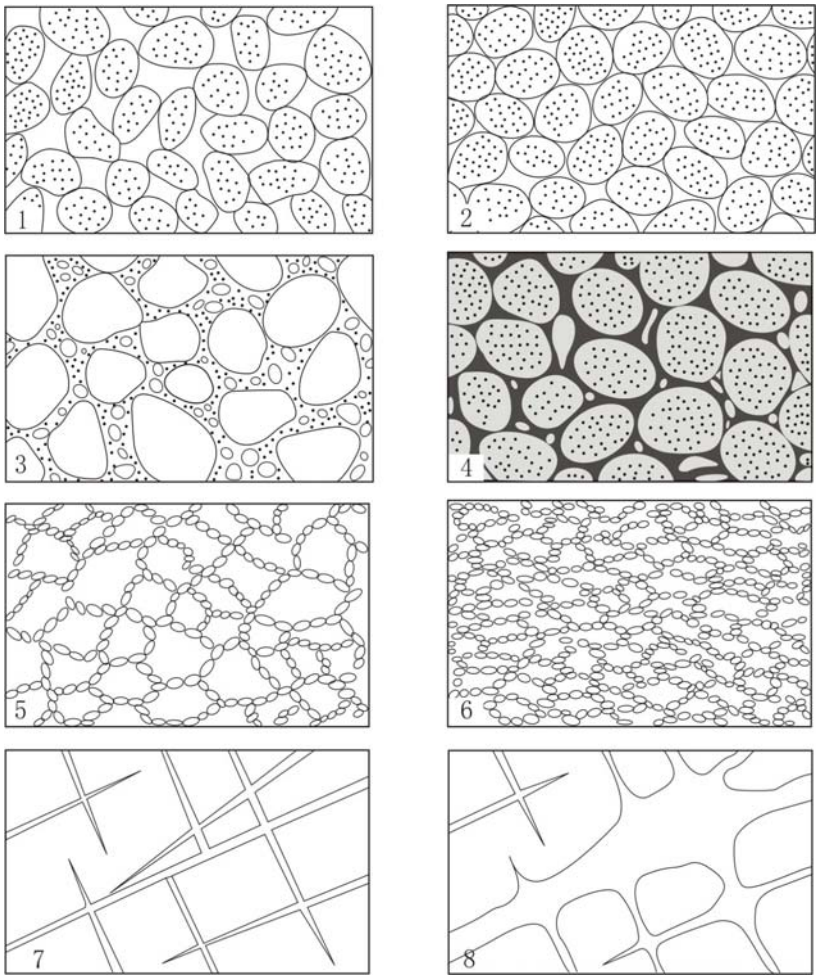


图 2—1 岩石中的各种空隙

〔据迈因策尔修改补充〕

1—分选良好，排序疏松的砂；2—分选良好，排列紧密的砂；3—分选不良的，含泥、砂的砾石；4—经过部分胶结的砂岩；5—具有结构性孔隙的粘土；6—经过压缩的粘土；7—具有溶隙及溶穴的可溶岩

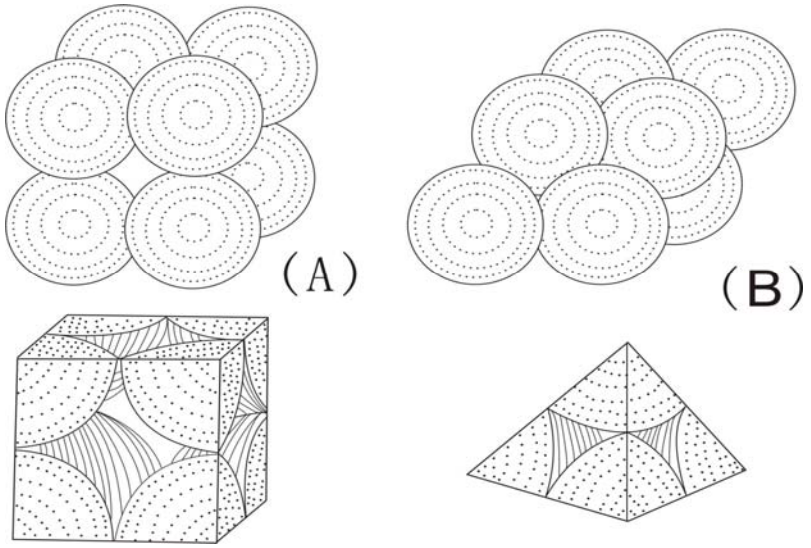


图 2-2 颗粒的排列形式(参照格雷通)

A—立方体排列；B—四面体排列

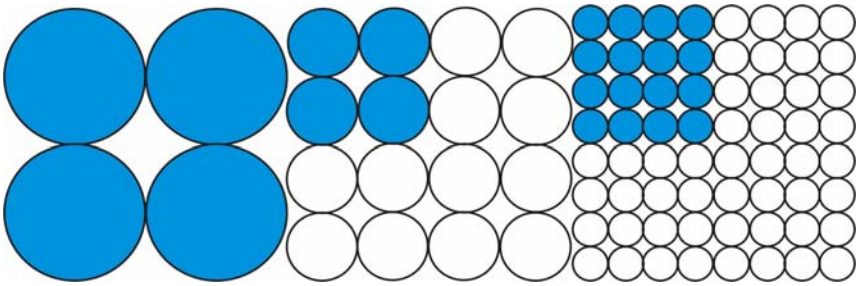


图 2-3　　不同粒度等粒岩石的孔隙度与孔隙大小

〔转引自 А．Н．Семихатов，1954〕

自然界中并不存在完全等粒的松散岩石。分选程度[①]愈差，颗粒大小愈悬殊的松散岩石，孔隙度便愈小。细小颗粒充填于粗大颗粒之间的孔隙中，自然会大大降低孔隙度（图 2—1 中 3）。当某种岩石由两种大小不等的颗粒组成，且粗大颗粒之间的孔隙，完全为细小颗粒所充填时，则此岩石的孔隙度等于由粗粒和细粒单独组成时的岩石的孔隙度的乘积。

自然界中的岩石的颗粒形状多是不规则的。组成岩石的颗粒形状愈不规则，棱角愈明显，通常排列就愈松散，孔隙度也愈大。

粘土的孔隙度往往可以超过上述理论上最大孔隙度值。这是因为粘土颗粒表面常带有电荷，在沉积过程中粘粒聚合，构成颗粒集合体，可形成直径比颗粒还大的结构孔隙（图 2—1 中 5 和 6）。此外，粘性土中往往还发育有虫孔、根孔、干裂缝等次生空隙。

表 2—1 列出自然界中主要松散岩石孔隙的参考数值。

表 2—1　松散岩石孔隙度参考数值〔据弗里泽等，1987〕

岩　石　名　称	砾　　石	砂	粉　　砂	粘　　土
孔隙度变化区间	25%－40%	25%－50%	35%－50%	40%－70%

孔隙大小对地下水运动影响很大。孔隙通道最细小的部分称作孔喉，最宽大的部分称作孔腹（图 2—4）；孔喉对水流动的影响更大，讨论孔隙大小时可以用孔喉直径进行比较。

孔隙大小取决于颗粒大小（图 2—3）。对于颗粒大小悬殊的松散岩石，由于粗大颗粒形成的孔隙被细小颗粒所充填，孔隙大小取决于实际构成孔隙的细小颗粒的直径（图 2—1，3）。

颗粒排列方式也影响孔隙大小。仍以理想等粒圆球状颗粒为例，设颗粒直径为 D，孔喉直径为 d，则作立方体排列时，$d=0.414D$[②]（图 2—4，图 2—5，a）；作四面体排列时，$d=0.155D$（图 2—5b）。

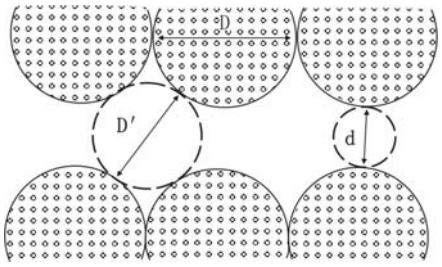


图 2-4　孔吼（直径为 d）与孔腹（直径为 d′）通过孔隙通道中心切面图

假定颗粒为等粒球体（直径为 D）作立方体排列

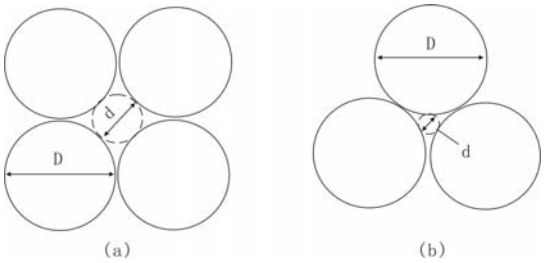


图 2-5　　排列方式与孔隙大小关系

a—立方体排列；b—四面体排列

[①]在颗粒成分累积曲线上，取累积含量为 60%处的颗粒直径 d_{60}，除以累积含量为 10%处的颗粒直径系数 $f=d_{60}/d_{10}$，此系数可表征松散岩石的分选程度。

[②]此时孔腹直径 $d'=0.732D$，参见图 2—4。

显然，对于粘性土，决定孔隙大小的不仅是颗粒大小及排列，结构孔隙及次生空隙的影响是不可忽视的。

2．1．2　裂隙

固结的坚硬岩石，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩，一般不存在或只保留一部分颗粒之间的孔隙，而主要发育各种应力作用下岩石破裂变形产生的裂隙。

按裂隙的成因可分成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

成岩裂隙是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。岩浆岩中成岩裂隙比较发育，尤以玄武岩中柱状节理最有意义。构造裂隙是岩石在构造变动中受力而产生的。这种裂隙具有方向性，大小悬殊（由隐蔽的节理到大断层），分布不均一。风化裂隙是风化营力作用下，岩石破坏产生的裂隙，主要分布在地表附近。有关各种成因裂隙的形成分布规律详见第十一章。

裂隙的多少以裂隙率表示。裂隙率（K_r）是裂隙体积（V_r）与包括裂隙在内的岩石体积（V）的比值，即 $K_r = V_r / V$ 或 $K_r = (V_r / V) \times 100\%$。除了这种体积裂隙率，还可用面裂隙率[①]或线裂隙率[②]说明裂隙的多少。野外研究裂隙时，应注意测定裂隙的方向、宽度、延伸长度、充填情况等，因为这些都对水的运动具有重要影响。

2．1．3　溶穴

可溶的沉积岩，如岩盐、石膏、石灰岩和白云岩等，在地下水溶蚀下会产生空洞，这种空隙称为溶穴（隙）。溶穴的体积（V_k）与包括溶穴在内的岩石体积（V）的比值即为岩溶率（K_k），即 $K_k = V_k / V$ 或 $K_k = (V_k / V) \times 100\%$。

溶穴的规模十分悬殊，大的溶洞可宽达数十米，高数十乃至百余米，长达几至几十公里，而小的溶孔直径仅几毫米。岩溶发育带岩溶率可达百分之几十，而其附近岩石的岩溶率几乎为零。

自然界岩石中空隙的发育状况远较上面所说的复杂。例如，松散岩石固然以孔隙为主，但某些粘土干缩后可产生裂隙，而这些裂隙的水文地质意义，甚至远远超过其原有的孔隙。固结程度不高的沉积岩，往往既有孔隙，又有裂隙。可溶岩石，由于溶蚀不均一，有的部分发育溶穴，而有的部分则为裂隙，有时还可保留原生的孔隙与裂缝。因此，在研究岩石空隙时，必须注意观察，收集实际资料，在事实的基础上分析空隙的形成原因及控制因素，查明其发育规律。

岩石中的空隙，必须以一定方式连接起来构成空隙网络，才能成为地下水有效的储容空间和运移通道。松散岩石、坚硬基岩和可溶岩石中的空隙网络具有不同的特点。

松散岩石中的孔隙分布于颗粒之间，连通良好，分布均匀，在不同方向上，孔隙通道的大小和多少都很接近。赋存于其中的地下水分布与流动都比较均匀。

[①]面裂隙率即单位面积岩石上裂隙面积所占的比例，即 $K_a = \sum b_i l_i / F$ 或 $K_a = (\sum b_i l_i / F) \times 100\%$，式中，$K_\alpha$ 一面裂隙率；$\sum b_i l_i$ —在测量面积内每根裂隙宽度和长度乘积的总和；F —进行裂隙测量的岩石面积。

[②]线裂隙率，即与裂隙走向垂直方向上单位长度内裂隙所占的比例，即 $K_1 = \sum b_i / l$ 或 $K = (\sum b_i / l) \times 100\%$，式中：$K_1$—线裂隙率；$\sum b_i$ —裂隙宽度总和；K_1—测量线段的长度。

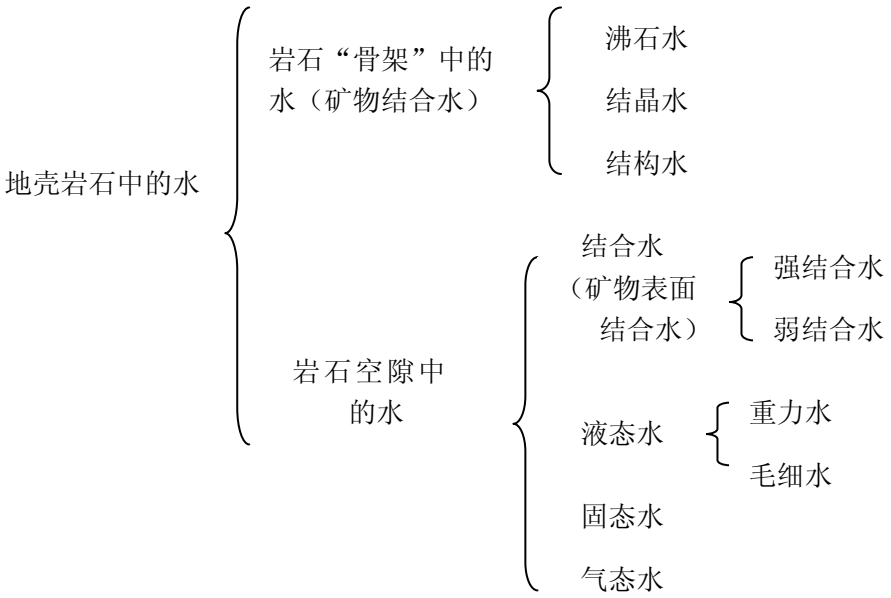
坚硬基岩的裂隙是宽窄不等，长度有限的线状缝隙，往往具有一定的方向性。只有当不同方向的裂隙相互穿切连通时，才在某一范围内构成彼此连通的裂隙网络。裂隙的连通性远较孔隙为差。因此，赋存于裂隙基岩中的地下水相互联系较差。分布与流动往往是不均匀的。

可溶岩石的溶穴是一部分原有裂隙与原生孔缝溶蚀扩大而成的，空隙大小悬殊且分布极不均匀。因此，赋存于可溶岩石中的地下水分布与流动通常极不均匀。

赋存于不同岩层中的地下水，由于其含水介质特征不同，具有不同的分布与运动特点。因此，按岩层的空隙类型区分为三种类型地下水——孔隙水、裂隙水和岩溶水。

2．2　岩石中水的存在形式

地壳岩石中存水文地质学重点研究的对象是岩石空隙中的水。



水文地质学基础重点研究的对象是岩石空隙中的水。

2．2．1　结合水

松散岩石的颗粒表面及坚硬岩石空隙壁面均带有电荷，水分子又是偶极体，由于静电吸引，固相表面具有吸附水分子的能力（图 2—6）。根据库仑定律，电场强度与距离平方成反比。因此，离固相表面很近的水分子受到的静电引力很大；随着距离增大，吸引力减弱，而水分子受自身重力的影响就愈显著。受固相表面的引力大于水分子自身贡力的邵部分水，称为结合水。此部分水束缚于固相表面，不能在自身重力影响下运动。

由于固相表面对水分子的吸引力自内向外逐渐减弱，结合水的物理性质也随之发生变化。因此，将最接近固相表面的结合水称为强结合水，其外层称为弱结合水（图 2—6）〔罗戴，1964〕。

强结合水（又称吸着水）的厚度，不同研究者说法不一，一般认为相当于几个水分子

的厚度；也有人认为，可达几百个水分子厚度。它所受到的引力可相当于 101325×10^4Pa，水分子排列紧密，其密度平均达 2g/cm^3 左右。不能流动，但可转化为气态水而移动。

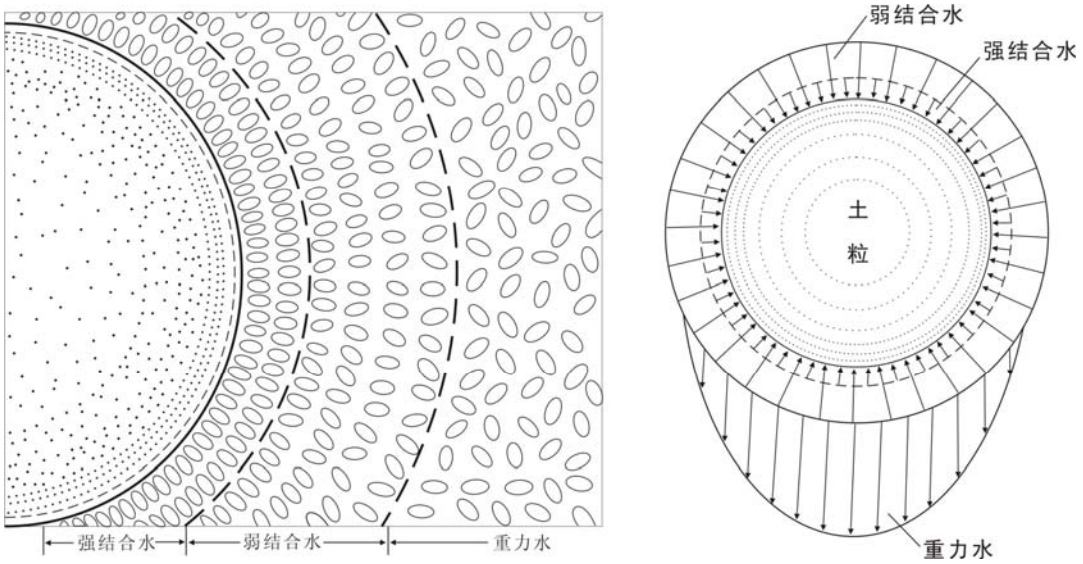


图 2-6　　结合水与重力水

〔部分参照列别捷夫〕

左图：椭圆形小粒代表水分子，结合水部分的水分子带正电荷一端朝向颗粒；

右图：箭头代表水分子所受合力方向

弱结合水（又称薄膜水）处于强结合水的外层，受到固相表面的引力比强结合水弱，但仍存在范德华尔斯〔Van der Waals〕引力和强结合水最外层水分子的静电引力的合力的影响，不同学者认为其厚度为几十、几百或几千个水分子厚度。水分子排列不如强结合水规则和紧密，溶解盐类的能力较低。弱结合水的外层能被植物吸收利用。

结合水区别于普通液态水的最大特征是具有抗剪强度，即必须施一定的力方能使其发生变形。结合水的抗剪强度由内层向外层减弱。当施加的外力超过其抗剪强度时，外层结合水发生流动，施加的外力愈大，发生流动的水层厚度也加大[①]〔汪民，1987〕。

2．2．2　重力水

距离固体表面更远的那部分水分子，重力对它的影响大于固体表面对它的吸引力，因而能在自身重力影响下运动，这部分水就是重力水。

重力水中靠近固体表面的那一部分，仍然受到固体引力的影响，水分子的排列较为整齐。这部分水在流动时呈层流状态，而不作紊流运动。远离固体表面的重力水，不受固体引力的影响，只受重力控制。这部分水在流速较大时容易转为紊流运动。

岩土空隙中的重力水能够自由流动。井泉取用的地下水，都属重力水，是水文地质研究的主要对象。

[①]关于粘土矿物表面与结合水的连接有物理连接（此处所论述的即为物理连接）和化学连接两种看法，主张化学连接者认为，强结合水相当双电层中吸附层的水，弱结合水相当双电层中扩散层中的水。后一观点可参见土质学教科书及地质出版社 1984 出版的《土中结合水译文集》，〔汪民，1987〕。

2．2．3　毛细水

将一根玻璃毛细管插入水中，毛细管内的水面即会上升到一定高度，这便是发生在固、液、气三相界面上的毛细现象。

松散岩石中细小的孔隙通道构成毛细管，因此在地下水面以上的包气带中广泛存在毛细水。

由于毛细力的作用，水从地下水面沿着小孔隙上升到一定高度，形成一个毛细水带，此带中的毛细水下部有地下水面支持，因此称为支持毛细水（图 2—7）。

细粒层次与粗粒层次交互成层时，在一定条件下，由于上下弯液面毛细力的作用，在细土层中会保留与地下水面不相连接的毛细水，这种毛细水称为悬挂毛细水（图 2—7）。

在包气带中颗粒接触点上还可以悬留孔角毛细水（触点毛细水），即使是粗大的卵砾石，颗粒接触处孔隙大小也总可以达到毛细管的程度而形成弯液面，将水滞留在孔角上（图 2—8）。

关于毛细现象的实质及毛细水运动规律详见第五章。

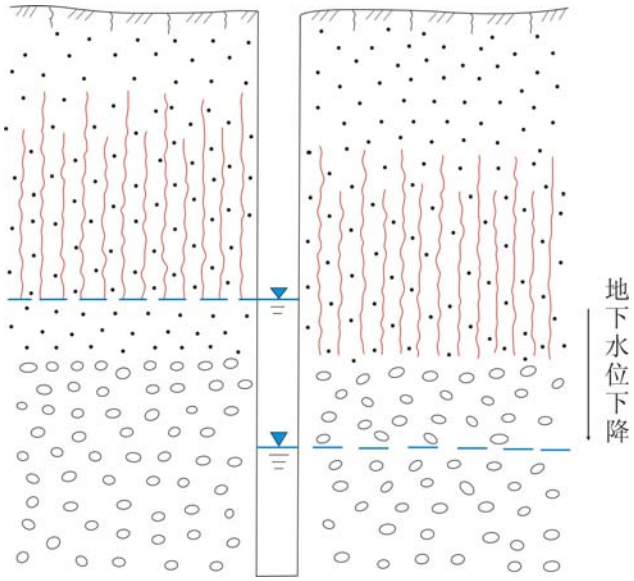


图 2—7　支持毛细水与悬挂毛细水

井左侧表示高水位时砂层中支持毛细水；右侧表示水位降低后砂层中的悬挂毛细水；砾石层中孔隙直径已经超过了毛细管，故不存在支持毛细水

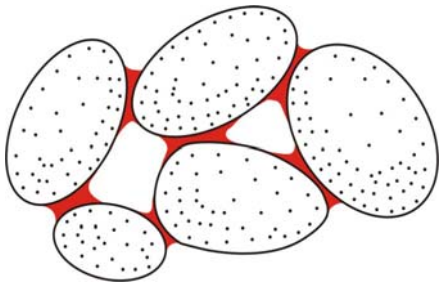


图 2—8　孔角毛细水

2．2．4　气态水、固态水及矿物中的水

在未饱和水的空隙中存在着气态水。气态水可以随空气流动而流动。另外，即使空气不流动，它也能从水汽压力（绝对湿度）大的地方向小的地方迁移。气态水在一定温度、压力条件下，与液态水相互转化，两者之间保持动平衡。

岩石的温度低于 0℃时，空隙中的液态水转为固态水。我国北方冬季常形成冻土。东北及青藏高原，有一部分岩石赋有其中的地下水多年中保持固态，这就是所谓多年冻土。

除了存在于岩石空隙中的水，还有存在于矿物结晶内部及其间的水，这就是沸石水、结晶水及结构水。如方沸石（$Na_2Al_2Si_4O_{12}\cdot H_2O$）中就含有沸石水，这种水在加热时可以从矿物中分离出去。

2．3　与水的储容及运移有关的岩石性质

岩石空隙大小、多少、连通程度及其分布的均匀程度，都对其储容、滞留、释出以及透过水的能力有影响。

2．3．1　容水度

容水度是指岩石完全饱水时所能容纳的最大的水体积与岩石总体积的比值。可用小数或百分数表示。一般说来容水度在数值上与孔隙度（裂隙率、岩溶率）相当。但是对于具有膨胀性的粘土，充水后体积扩大，容水度可大于孔隙度。

2．3．2　含水量

含水量说明松散岩石实际保留水分的状况。

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，称为重量含水量（W_g），即：

$$W_g = \frac{G_w}{G_s} \times 100\%$$

含水的体积（V_w）与包括孔隙在内的岩石体积（V）的比值，称为体积含水量（W_v），即

$$W_v = \frac{V_w}{V} \times 100\%$$

当水的比重为 1，岩石的干容重（单位体积干土的重量）为γ_a时，重量含水量与体积含水量的关系为：

$$W_v = W_g g \gamma_a$$

孔隙充分饱水时的含水量称作饱和含水量（W_s）。饱和含水量与实际含水量之间的差值称为饱和差。实际含水量与饱和含水量之比称为饱和度。

2．3．3　给水度

若使地下水面下降，则下降范围内饱水岩石及相应的支持毛细水带中的水，将因重力作用而下移并部分地从原先赋存的空隙中释出。我们把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水平面积岩石柱体，在重力作用下释出的水的体积，称为给水度（μ）（图 3—8b）〔贝尔，1985〕、〔陈崇希，1984〕。给水度以小数或百分数表示。例如，地下水位下降 2m，1m^2 水平面积岩石柱体，在重力作用下释出的水的体积为 0.2m^3（相当于水柱高度 0.2m），则给水度为 0.1 或 10％。

对于均质的松散岩石，给水度的大小与岩性、初始地下水位埋藏深度以及地下水位下降速率等因素有关〔张蔚榛等，1983〕。

岩性对给水度的影响主要表现为空隙的大小与多少，颗粒粗大的松散岩石，裂隙比较宽大的坚硬岩石，以及具有溶穴的可溶岩，空隙宽大，重力释水时，滞留于岩石空隙中的结合水与孔角毛细水较少，理想条件下给水度的值接近孔隙度、裂隙率与岩溶率。若空隙细小(如粘性土)，重力释水时大部分水以结合水与悬挂毛细水形式滞留于空隙中，给水度往往很小。

当初始地下水位埋藏深度小于最大毛细上升高度时，地下水位下降后，重力水的一部分将转化为支持毛细水而保留于地下水面之上，从而使给水度偏小。观测与实验表明，当地下水位下降速率大时，给水度偏小，此点对于细粒松散岩石尤为明显〔张蔚榛等，1983〕〔裴源生，1983〕。可能的原因是，重力释水并非瞬时完成，而往往滞后于水位下降；此外，迅速释水时大小孔道释水不同步，大的孔道优先释水，在小孔道中形成悬挂毛细水而不能释出〔张人权等，1985〕。

对于均质的颗粒较细小的松散岩石，只有当其初始水位埋藏深度足够大、水位下降速率十分缓慢时，释水才比较充分，给水度才能达到其理论最大值。

均质松散岩石的给水度值可参见表 2—2。

表 2—2　常见松散岩石的给水度〔Fetter，1980〕

岩石名称	给水度（%）		
	最　大	最　小	平　均
粘　土	5	0	2
亚粘土	12	3	7
粉　砂	19	3	18
细　砂	28	10	21
中　砂	32	15	26
粗　砂	35	20	27
砾　砂	35	20	25
细　砾	35	21	25
中　砾	26	13	23
粗　砾	26	12	21

粗细颗粒层次相间分布的层状松散岩石，地下水位下降时，细粒夹层中的水会以悬挂毛细水形式滞留而不释出，这种情况下，给水度就更偏小了〔张人权等，1985〕。

2．3．4　持水度

如前所述，地下水位下降时，一部分水由于毛细力（以及分子力）的作用而仍旧反抗重力保持于空隙中。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量，称作持水度（S_r）。

给水度、持水度与孔隙度的关系是：

$$\mu + S_r = n$$

显然，所有影响给水度的因素也就是影响持水度的因素。

包气带充分重力释水而又未受到蒸发、蒸腾消耗时的含水量称作残留含水量（W_0）数值上相当于最大的持水度。

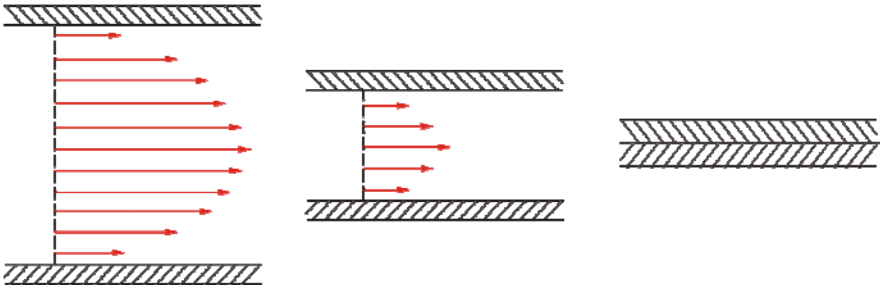


图 2—9 理想圆管状空隙中重力水流速分布

（阴线部分代表结合水，箭头长度代表重力水质点实际流速）

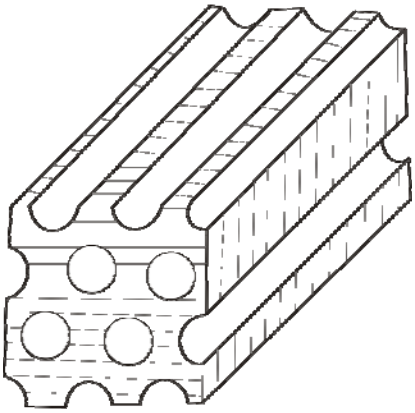


图 2—10 理想化孔隙介质

2．3．5 透水性

岩石的透水性是指岩石允许水透过的能力。表征岩石透水性的定量指标是渗透系数。关于渗透系数将在第四章专门讨论。在此仅讨论影响岩石透水性的因素。

我们以松散岩石为例，分析一个理想孔隙通道中水的运动情况。图 2—9 表示圆管状孔隙通道的纵断面，孔隙的边缘上分布着在寻常条件下不运动的结合水，其余部分是重力水。由于附着于隙壁的结合水层对于重力水，以及重力水质点之间存在着摩擦阻力，最近边缘的重力水流速趋于零，中心部分流速最大。由此可得出：孔隙直径愈小，结合水所占据的无效空间愈大，实际渗流断面就愈小；同时，孔隙直径愈小，可能达到的最大流速愈小。因此孔隙直径愈小，透水性就愈差。当孔隙直径小于两倍结合水层厚度时，在寻常条件下就不透水。

如果我们把松散岩石中的全部孔隙通道概化为一束相互平行的等径圆管（图 2—10），则不难推知：当孔隙度一定而孔隙直径愈大，则圆管通道的数量愈少，但有效渗流断面愈大，透水能力就愈强；反之，孔隙直径愈小，透水能力就愈弱。由此可见，决定透水性好坏的主要因素是孔隙大小；只有在孔隙大小达到一定程度，孔隙度才对岩石的透水性起作用，孔隙度愈大，透水性愈好。

然而，实际的孔隙通道并不是直径均一的圆管，而是直径变化、断面形状复杂的管道系统（图 2—11，a）。岩石的透水能力并不取决于平均孔隙直径（图 2—11，b），而在很大程度上取决于最小的孔隙直径（图 2—11，c）。

此外，实际的孔隙通道也不是直线的，而是曲折的（图 2—11，a）。孔隙通道愈弯曲，水质点实际流程就愈长，克服摩擦阻力所消耗的能量就愈大。

颗粒分选性，除了影响孔隙大小，还决定着孔隙通道沿程直径的变化和曲折性（图 2—11，a），因此，分选程度对于松散岩石透水性的影响，往往要超过孔隙度。

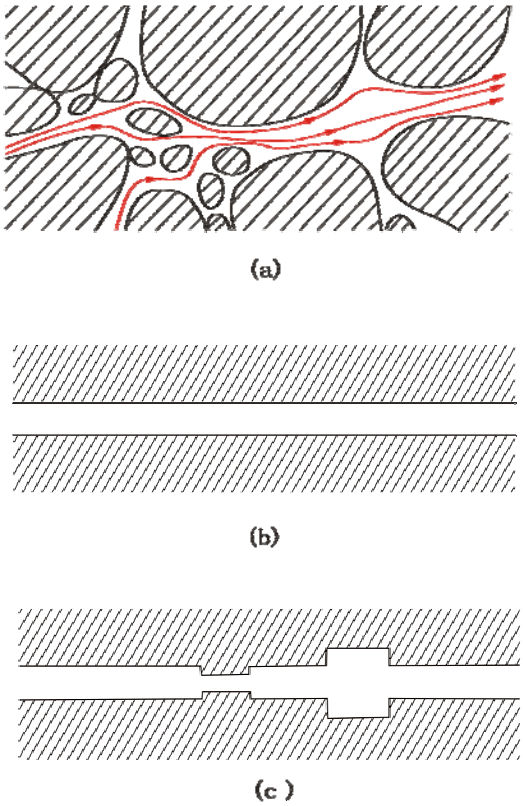


图 2－11 实际孔隙通道及其概化

a—孔隙通道原型；b—概化为沿程等经的圆管；c—概化为沿程不等径圆管

2．4　有效应力原理与松散岩土压密

2．4．1　有效应力原理

太沙基（Terzaghi，1925）所提出的有效应力原理可以帮助我们分析地下水位变动情况下岩石有效应力的变化以及由此引起的松散岩石压密问题。

为分析简单起见，我们假定所讨论的是松散沉积物质构成的饱水砂层，取任一水平单元面积 AB（或取饱水砂层顶面的 A′ B′ 水平单元面积也可）（图 2—12）。则作用在所研究的单元面积 AB 上的总应力 P 为该单元之上松散岩石骨架与水的重量之和。

此总应力户由砂层骨架（固体颗粒）与水共同承受。水所承受的应力相当于孔隙水压力 u：

$$u = \gamma_w h \qquad (2—1)$$

式中：　γ_w ——水的容重；

h ——AB 平面上水的测压管高度。

孔隙水压力 u 可理解为 AB 平面处水对上覆地层的浮托力。由于这种浮托力的存在，使实际作用于砂层骨架（颗粒）上的应力小于总应力。实际作用于砂层骨架上的应力，称作有效应力 P_z。

由于 AB 平面处应力处于平衡状态，总应力等于孔隙水压力及有效应力之和。故得：

$$P = u + P_Z \qquad (2—2)$$

$$P_z = P - u \qquad (2—3)$$

有效应力等于总应力减去孔隙水压力，这就是著名的太沙基有效应力原理。

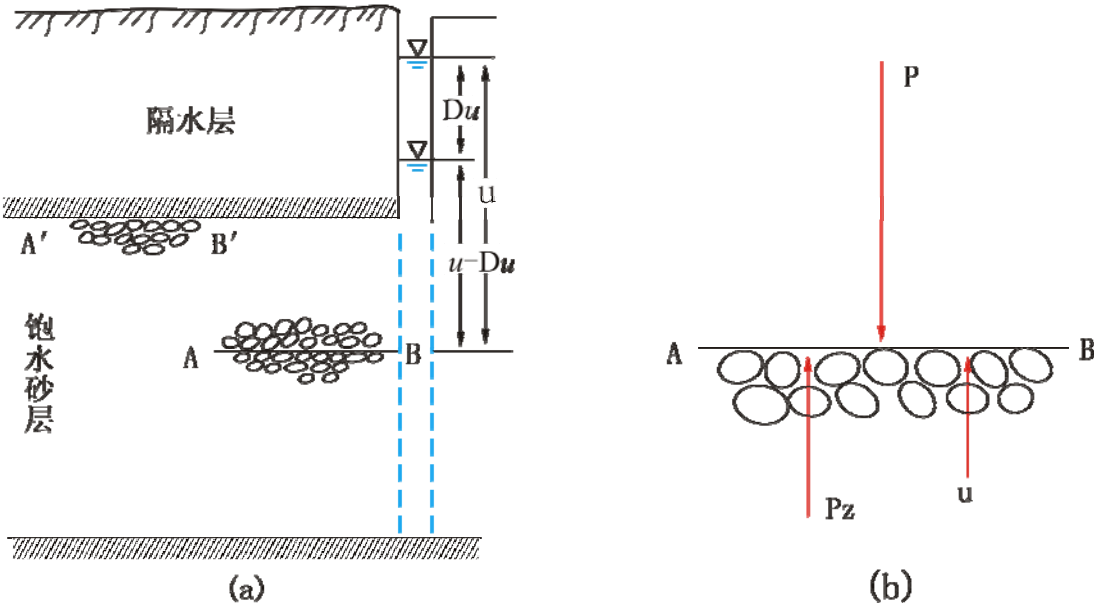


图 2－12 有效应力与松散岩石压密

〔据贝尔，1985，略有修改〕

2．4．2　地下水位变动引起的岩土压密

为了简便起见，我们假设整个含水砂层充满水，且水位下降后其测压管高度仍高出饱水砂层顶面。这种情况下，当由于抽水而引起测压管高度降低时，可近似地认为总应力 P 不变，孔隙水压力降低 Δu，相应地有效应力增加 ΔP_Z。意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转由砂层骨架（颗粒本身）承担：

$$P_Z + \Delta P_Z = P - (u - \Delta u) \qquad (2—4)$$

砂层是通过颗粒的接触点承受应力的。孔隙水压力降低，有效应力增加，颗粒发生位移，排列更为紧密，颗粒的接触面积增加，孔隙度降低，砂层受到压密。与此同时，砂层中的水则因减压而有少量膨胀。

砂层因孔隙水压力下降而压密，待孔隙水压力恢复后，砂层大体上仍能恢复原状。砂砾类岩土基本上呈弹性变形。但是，如果同样的压密发生于粘性土中，则由于粘性土释水压密时结构发生了不可逆转的变化，即使孔隙水压力复原，粘性土基本上仍保持其压密状态。粘性土以塑性变形为主。

抽水引起地下水位下降，松散岩石将被压密，从而其孔隙度、给水度、渗透系数等参数均将变小。对于粘性土来说，这种参数值的降低是不可逆的。

第三章　地下水的赋存

3．1　包气带与饱水带

地表以下一定深度，岩石中的空隙被重力水所充满，形成地下水面。地下水面以上称为包气带；地下水面以下称为饱水带（图 3－1）。

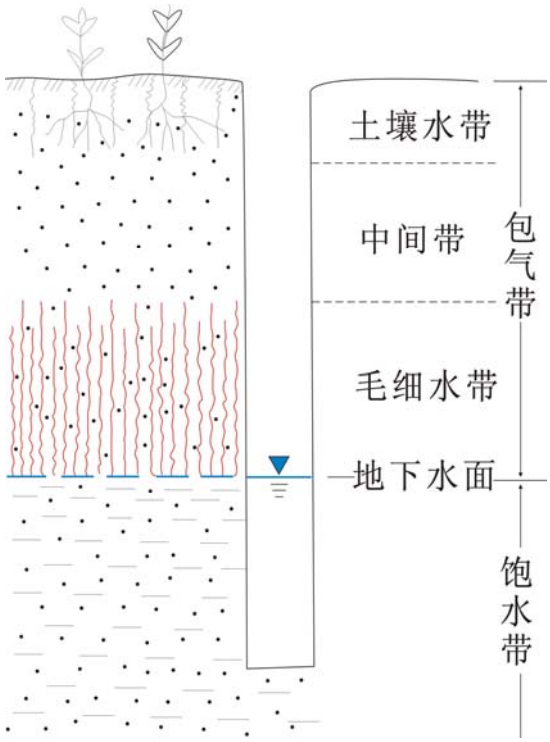


图 3—1 包气带与饱水带

在包气带中，空隙壁面吸附有结合水，细小空隙中含有毛细水，未被液态水占据的空隙中包含空气及气态水，空隙中的水超过吸附力和毛细力所能支持的量时，空隙中的水便以过路重力水的形式向下运动。上述以各种形式存在于包气带中的水统称为包气带水。

包气带自上而下可分为土壤水带、中间带和毛细水带（图 3—1）。包气带顶部植物根系发育与微生物活动的带为土壤层，其中含有土壤水。土壤富含有机质，具有团粒结构，能以毛细水形式大量保持水分。包气带底部由地下水面支持的毛细水构成毛细水带。毛细水带的高度与岩性有关。毛细水带的下部也是饱水的，但因受毛细负压的作用，压强小于大气压强，故毛细饱水带的水不能进入井中。包气带厚度较大时，在土壤水带与毛细水带之间还存在中间带。若中间带由粗细不同的岩性构成时，在细粒层中可含有成层的悬挂毛细水。细粒层之上局部还可滞留重力水。

包气带水来源于大气降水的入渗，地表水体的渗漏，由地下水面通过毛细上升输送的水，以及地下水蒸发形成的气态水。包气带的赋存与运移受毛细力与重力的共同影响。重力使水分下移；毛细力则将水分输向空隙细小与含水量较低的部位，在蒸发影响下，毛细力常常将水分由包气带下部输向上部。在雨季，包气带水以下渗为主；雨后，浅表的包气带水以蒸发与植物蒸腾形式向大气圈排泄，一定深度以下的包气带水则继续下渗补给饱水带。

包气带的含水量及其水盐运动受气象因素影响极为显著。另外，天然以及人工植被也对其起很大作用。人类生活与生产的包气带水质的影响已经愈来愈强烈。

包气带又是饱水带与大气圈、地表水圈联系必经的通道。饱水带通过包气带获得大气降水和地表水的补给，又通过包气带蒸发与蒸腾排泄到大气圈。因此，研究包气带水盐的形成及其运动规律对阐明饱水带水的形成具有重要意义。

饱水带岩石空隙全部为液态水所充满。饱水带中的水体是连续分布的，能够传递静水压力，在水头差的作用下，可以发生连续运动。饱水带中的重力水是开发利用或排除的主要对象。后续章节将着重讨论饱水带中的水。

3．2　含水层、隔水层与弱透水层

岩层按其渗透性可分为透水层与不透水层。饱含水的透水层便是含水层。不透水层通常称为隔水层。

含水层是指能够透过并给出相当数量水的岩层。隔水层则是不能透过与给出水，或者透过与给出的水量微不足道的岩层。读者想必已注意到，上述定义中并没有给出区分含水层与隔水层的定量指标，这并不是疏忽，而是因为它们定义具有相对性。

在采取各种与地下水有关的兴利除害措施（如为供水目的抽汲地下水，或者排除地下水以降纸地下水位）时，或者对各种水文地质过程进行理论分析时，人们经常要用到含水层与隔水层的概念。然而，在各种不同情况下，人们所指称的含水层与隔水层在涵义上有所不同。岩性相同、渗透性完全一样的岩层，很可能在有些地方被当作含水层，而在另一些地方却被当作隔水层。即使在同一个地方，渗透性相同的某一岩层，在涉及某些问题时被看作透水层，在涉及另一些问题时则可能被看作隔水层。含水层、隔水层与透水层的定义取决于运用它们时的具体条件。

在利用与排除地下水的实际工作中区分含水层与隔水层，应当考虑岩层所能给出水的数量大小是否具有实际意义。例如，利用地下水供水时，某一岩层能够给出的水量较小，对于水源丰沛、需水量很大的地区，由于远不能满足供水需求，而被视作隔水层。但在水源匮乏、需水量又小的地区，同一岩层便能在一定程度上满足，甚至充分满足实际需要；在后一地区，这种岩层便可看作含水层。

再如，某种岩层的渗透性比较低，从供水的角度，它可能被看作隔水层，而从水库渗漏的角度，由于水库的周界长，渗漏时间长，此类岩层的渗漏水量不能忽视，这时又必须将它看作含水层。

在相当长一个时期内，人们把隔水层看作是绝对不透水与不释水的。本世纪 40 年代以来，雅可布（C．E．Jacob）提出越流概念后，人们才开始认识到，在原先划入隔水层中的，有一类是弱透水层。所谓弱透水层是指那些渗透性相当差的岩层，在一般的供排水中它们所能提供的水量微不足道，似乎可以看作隔水层；但是，在发生越流时，由于驱动水流的水力梯度大且发生渗透的过水断面很大（等于弱透水层分布范围），因此，相邻含水层通过弱透水层交换的水量相当大，这时把它称作隔水层就不合适了。松散沉积物中的粘性土，坚硬基岩中裂隙稀少而狭小的岩层（如砂质页岩、泥质粉砂岩等）都可以归入弱透水层之列。

严格地说，自然界中并不存在绝对不发生渗透的岩层，只不过某些岩层(如缺少裂隙的致密结晶岩)的渗透性特别低罢了。从这个角度说，岩层之是否透水（即地下水在其中是否发生具有实际意义的运移）还取决于时间尺度。当我们所研究的某些水文地质过程涉及的时间尺度相当长时，任何岩层都可视为可渗透的。诺曼与威瑟斯庞（Neuman and Witherspoon，1969）曾经指出：如图 3—2 所示，有 5 个含水层被 4 个弱透水层所阻隔。当在含水层 3 中抽水时，短期内相邻的含水层 2 与 4 的水位均未变动，图中所示 a 的范围构成一个有水力联系的单元。但当抽水持续时，最终影响将波及图中 b 所示范围，这时 5 个含水层与 4 个弱透水层构成一个发生统一水力联系的单元。这个例子虽然涉及的是弱透水层，但对典型的隔水

层同样适用。正如托特所指出的，在讨论油气二次运移这种时间尺度很大的水文地质过程时，流体能够穿越所有的地层；从整体上说，地层具有水力连续性（Tóth，1980）。

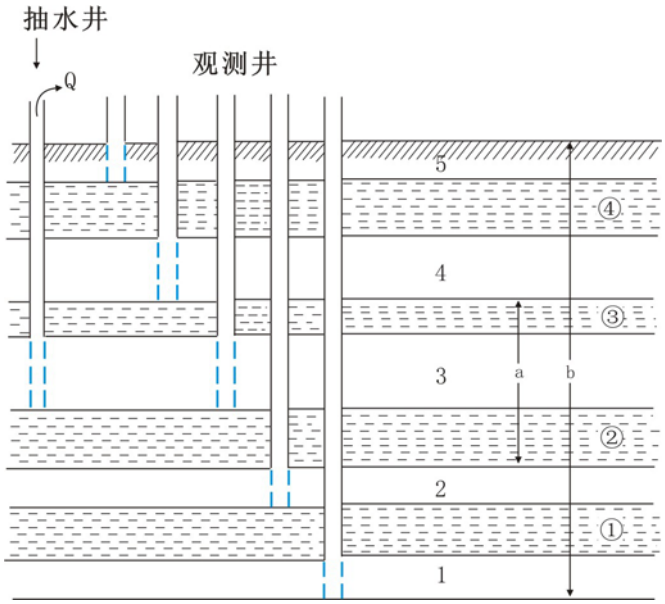


图 3—2 岩层渗透性与时间尺度的关系

〔Neuman and Witherspoon,1969〕

某些岩层，尤其是沉积岩，由于不同岩性层的互层，有的层次发育裂隙或溶穴，有的层次致密，因而在垂直层面的方向上隔水，但在顺层的方向上都是透水的。例如，薄层页岩和石灰互层时，页岩中裂隙接近闭合，灰岩中裂隙与溶穴发育，便成为典型的顺层透水而垂直层面隔水的岩层。

3．3 地下水分类

地下水这一名词有广义与狭义之分。广义的地下水是指赋存于地面以下岩土空隙中的水；包气带及饱水带中所有含于岩石空隙中的水均属之。狭义的地下水仅指赋存于饱水带岩土空隙中的水。

长期以来，水文地质学着重于研究饱水带岩土空隙中的重力水。随着学科的发展，人们认识到饱水带的水与包气带水有着不可分割的联系，不研究包气带水，许多重大的水文地质问题是无法解决的。因此，本书从广义地下水角度进行分类。

有些水文地质学家注意到，地球深部层圈中的水与地壳表层中的水是有联系的，他们把视野从地壳浅部的水扩展到地球深层圈中的水。并且认为，将水文地质学理解为研究地下水的科学是过于狭窄了，应该把它看作研究地下水圈[①]的科学。这种看法不无道理。但是，鉴于目前有关地球深层圈水的情况知之不多，因此，下述的地下水分类只是地壳浅层地下水分类。

地下水的赋存特征对其水量、水质时空分布有决定意义，其中最重要的是埋藏条件与含水介质类型。

所谓地下水的埋藏条件，是指含水岩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。据此可将地下水分为包气带水、潜水及承压水。按含水介质（空隙）类型，可将地下水区分为孔隙水、裂隙水及岩溶水（表 3—1，图 3—3)。

[①]关于地下水圈，请参阅本书结束语。

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 局部粘性土隔水层上季节性存在的重力水（上层滞水）过路及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	裸露岩溶化层上部岩溶通道中季节性存在的重力水
潜　　水	各类松散沉积物浅部的水	裸露与地表的各类裂隙岩层中的水	裸露于地表的岩溶化岩层中的水
承 压 水	山间盆地及平原松散沉积物深部的水	组成构造盆地、向斜构造货单斜断块的被掩覆的各类裂隙岩层中的水	组成构造盆地、向斜构造货单斜断块的被掩覆的岩溶化岩层中的水

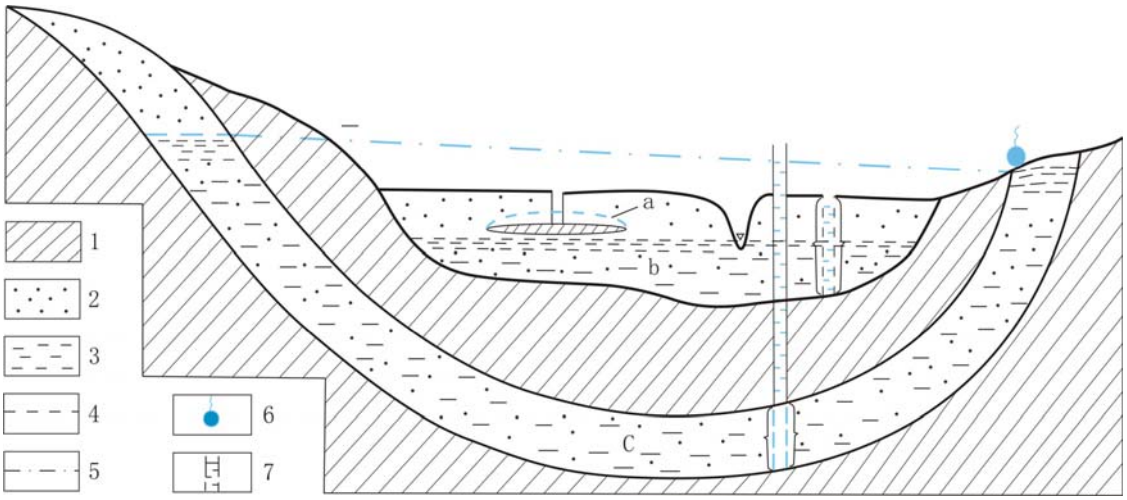


图 3—3 潜水、承压水及上层滞水

1—隔水层；2—透水层；3—饱水部分；4—潜水位；5—承压水测压水位；6—泉（上升泉）；7—水井，实线表示井壁不进水；a—上层滞水；b—承压水

应用上述分类分析问题时必须注意：任何分类都不可能不带有某些人为性，因而不可能完全概括纷繁复杂的自然现象。削足适履，力图将一切客观物套到简单的分类中去，是不足取的。

赋存于不同含水介质中的地下水的特征，详见第十一和十二章。下面仅就埋藏条件不同的地下水进行讨论。

3．4　潜　　水

饱水带中第一个具有自由表面的含水层中的水称作潜水。潜水没有隔水顶板，或只有局部的隔水顶板。潜水的表面为自由水面[①]，称作潜水面；从潜水面到隔水底板的距离为潜水含水层的厚度。潜水面到地面的距离为潜水埋藏深度。潜水含水层厚度与潜水面潜藏深度随潜水面的升降而发生相应的变化（图 3—4）。

[①]潜水的自由水面不承受大气压强以外的任何附加压强。

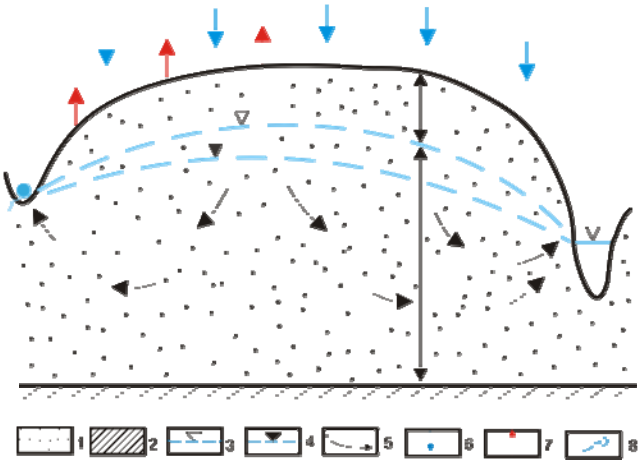


图 3—4 潜水

1—含水层；2—隔水层；3—高水位期潜水面；4—低水位期潜水面；5—大气降水入渗；6—蒸发；7—潜水流向；8—泉

由于潜水含水层上面不存在完整的隔水或弱透水顶板，与包气带直接连通，因而在潜水的全部分布范围都可以通过包气带接受大气降水、地表水的补给。潜水在重力作用下由水位高的地方向水位低的地方径流。潜水的排泄，除了流入其它含水层以外，泄入大气圈与地表水圈的方式有两类：一类是径流到地形低洼处，以泉、泄流等形式向地表或地表水体排泄，这便是径流排泄。另一类是通过土面蒸发或植物蒸腾的形式进入大气，这便是蒸发排泄。

潜水与大气圈及地表水圈联系密切，气象、水文因素的变动，对它影响显著。丰水季节或年份，潜水接受的补给量大于排泄量，潜水面上升，含水层厚度增大，埋藏深度变小。干旱季节排泄量大于补给量，潜水面下降，含水层厚度变小，埋藏深度变大。潜水的动态有明显的季节变化特点。

潜水积极参与水循环，资源易于补充恢复，但受气候影响，且含水层厚度一般比较有限，其资源通常缺乏多年调节性。

潜水的水质主要取决于气候、地形及岩性条件。湿润气候及地形切割强烈的地区，有利于潜水的径流排泄，往往形成含盐量不高的淡水。干旱气候下由细颗粒组成的盆地平原，潜水的蒸发排泄为主，常形成含盐高的咸水，潜水容易受到污染，对潜水水源应注意卫生防护。

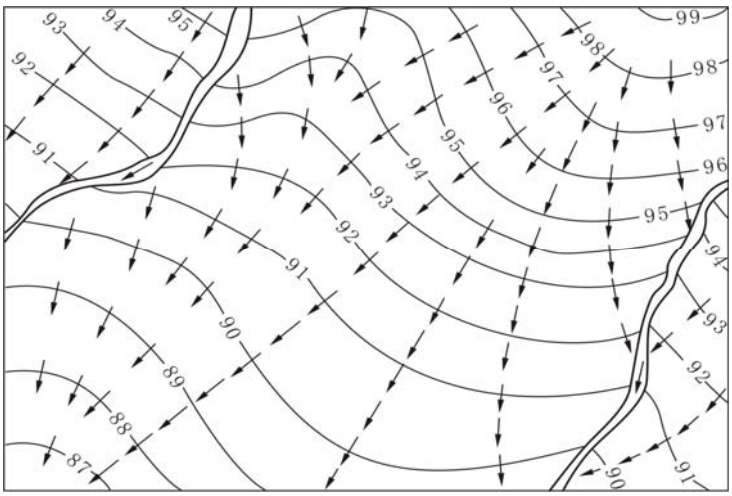


图 3—5 潜水等水位线图

图中线条为等水位线，数字为潜水位标高（m），箭头为潜水流向

一般情况下，潜水面是向排泄区倾斜的曲面．起伏大体与地形一致而较缓和。潜水面下

任一点的高程称为该点的潜水位。将潜水位相等的各点连线，即得潜水等水位线图（图 3—5）。该图能反映潜水面形状。垂直等水位线由高到低为潜水流向（严格地说，这是潜水流向的水平投影）。相邻两条等水位线的水位差除以其水平距离即为潜水面坡度。当潜水面坡度不大时，即可视为潜水水力梯度。利用同一地方的潜水等水位线图与地形图可以求取各处的潜水埋藏深度，并判断沼泽、泉的出露与潜水面的关系以及潜水与地表水体的相互补给关系等。潜水面的陡缓有时也能反映潜水含水层厚度与渗透性的变化。

综上所述，潜水的基本特点是与大气圈、地表水圈联系密切，积极参与水循环；决定这一特点的根本原因是其埋藏特征——位置浅且上面没有连续的隔水层。

3. 5 承 压 水

充满于两个隔水层（弱透水层）之间的含水层中的水，叫作承压水。承压含水层上部的隔水层（弱透水层）称作隔水顶板，下部的隔水层（弱透水层）称作隔水底板。隔水顶底板之间的距离为承压含水层厚度。

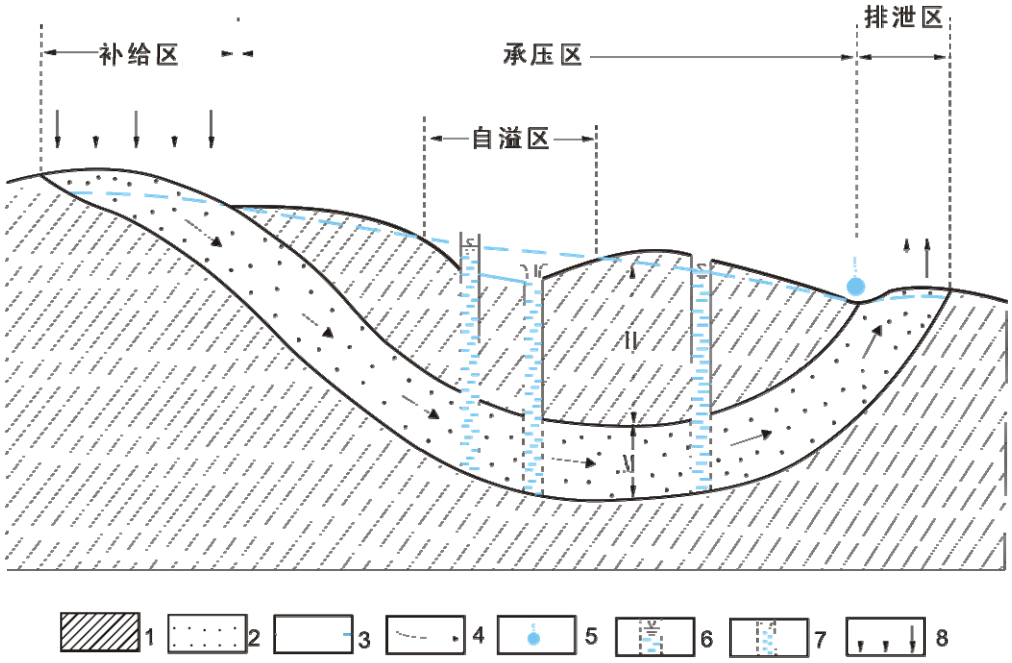


图 3—6 基岩自流盆地中的承压水

1—隔水层；2—含水层；3—潜水位及承压水测压水位；4—地下水流向；5—泉；6—钻孔，虚线为进水部分；7—自喷井；8—大气降水补给；H—承压高度；M—含水层厚度

承压性是承压水的一个重要特征。图 3—6 表示一个基岩向斜盆地。含水层中心部分埋没于隔水层之下，是承压区；两端出露于地表，为非承压区。含水层从出露位置较高的补给区获得补给，向另一侧出露位置较低的排泄区排泄。由于来自出露区地下水的静水压力作用，承压区含水层不但充满水，而且含水层顶面的水承受大气压强以外的附加压强。当钻孔揭穿隔水顶板时，钻孔中的水位将上升到含水层顶部以上一定高度才静止下来。钻孔中静止水位到含水层顶面之间的距离称为承压高度，这就是作用于隔水顶板的以水柱高度表示的附加压强。井中静止水位的高程就是承压水在该点的测压水位。测压水位高于地表的范围是承压水的自溢区，在这里井孔能够自喷出水。

承压水在很大程度上和潜水一样，主要来源于现代大气降水与地表水的入渗。当顶底板隔水性能良好时，它主要通过含水层出露于地表的补给区（潜水分布区）获得补给，并通过范围有限的排泄区，以泉或其它径流方式向地表或地表水体泄出。当顶底板为弱透水层时，

除了含水层出露的补给区，它还可以从上下部含水层获得越流补给，也可向上下部含水层进行越流排泄。无论哪一种情况下，承压水参与水循环都不如潜水积极。因此，气象、水文因素的变化对承压水的影响较小，承压水动态比较稳定。承压水的资源不容易补充、恢复，但由于其含水层厚度通常较大，故其资源往往具有多年调节性能。

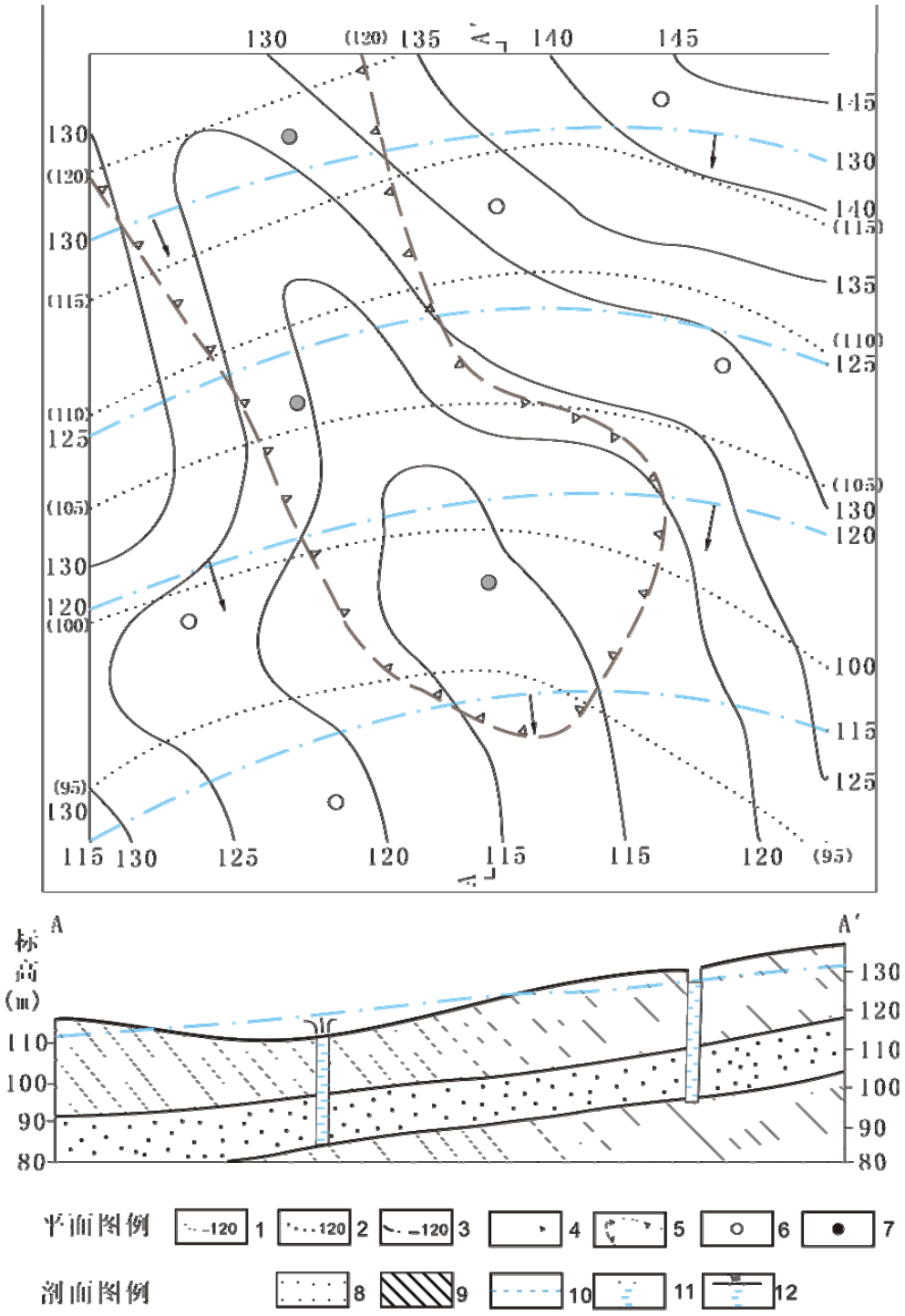


图 3—7 等水位线图（附含水层顶层顶板等高线）

1—地形等高线（m）；2—含水层顶部等高线（m）；3—等测压水位线

承压水的水质取决于埋藏条件及其与外界联系的程度，可以是淡水，也可以是含盐量很高的卤水。与外界联系愈密切，参加水循环愈积极，承压水的水质就愈接近于入渗的大气降

水与地表水，通常为含盐量低的淡水。与外界联系差，水循环缓慢，水的含盐量就高。有的承压含水层，与外界几乎不发生联系，可以保留沉积物沉积时的水。当承压含水层中保留经过浓缩作用的古海水时，含盐量可以达到数百 g/L。

将某一承压含水层测压水位相等的各点连线，即得等水压线图（等测压水位线图）（图 3—7）。根据等测压水位线可以确定承压水的流向和水力梯度。承压水的测压水面只是一个虚构的面，并不存在这样一个实际的水面，只有当钻孔穿透上覆隔水层达到含水层顶面时孔中才见水；孔中水位上升到测压水位高度静止不动。因此，为了打井取水等目的，等测压水位线图通常要附以含水层顶板等高线图（图 3—7）。

仅仅根据等测压水位线图，无法判断承压含水层和其它水体的补给关系。因为任一承压含水层接受其它水体的补给必须同时具备两个条件：第一，其它水体（地表水、潜水或其它承压含水层）的水位必须高出此承压含水层的测压水位；第二，其它水体与该含水层之间必须有联系通道。同样，当承压含水层测压水位高于其它水体且与其它水体有联系通道时，则前者向后者排泄。

在接受补给或进行排泄时，承压含水层对水量增减的反应与潜水含水层不同。潜水获得补给或进行排泄时，随着水量增加或减少，潜水位抬高或降低，含水层厚度加大或变薄。承压含水层接受补给时，由于隔水顶板的限制，不通过增加含水层厚度而容纳增加的水量。获得补给时测压水位上升，一方面，由于压强增大含水层中水的密度加大；另一方面，由于孔隙水压力增大，有效应力降低，含水层骨架发生少量回弹，空隙度增大（含水层厚度也有少量增加）。这就是说，增加的水量通过水的密度加大及含水介质空隙的增加而容纳。承压含水层排泄时，减少的水量表现为含水层中水的密度变小及含水介质空隙缩减。

对于承压含水层，我们可以比照潜水含水层给水度定义其贮水系数。
承压含水层的贮水系数是指其测压水位下降（或上升）一个单位深度，单位水平面积含水层释出（或储存）的水的体积（图 3—8）。

我们可以看出，在形式上，潜水含水层的给水度（也有人称之为潜水含水层的贮水系数 S_y）与承压含水层的贮水系数 S（也有人称之为弹性给水度 μ_e）非常相似，但是在释出（或储存）水的机理方面是很不相同的。水位下降时潜水含水层所释出的水来自部分空隙的排水。而测压水位下降时承压含水层所释出的水来自含水层体积的膨胀及含水介质的压密（从而与承压含水层厚度有关）。显然，测压水位下降时承压含水层以此种形式释出的水，远较潜水含水层水位下降时释出的为小。一般，承压含水层的贮水系数为 0.005—0.00005（Freez and Cherry，1979），常较潜水含水层小 l—3 个数量级。由此不难理解，开采承压含水层往往会形成大面积测压水位大幅度下降。

由于上部受到隔水层或弱透水层的隔离，承压水与大气圈、地表水圈的联系较差，水循环也缓慢得多。承压水不像潜水那样容易污染，但是一旦污染后则很难使其净化。

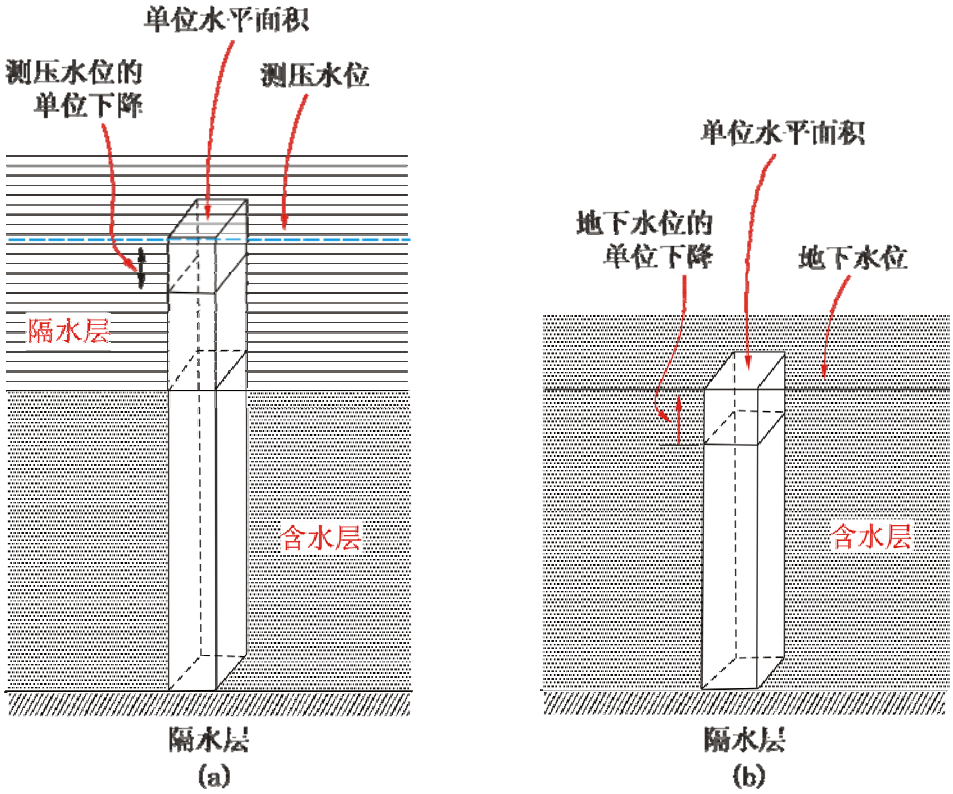


图 3—8 承压含水层的贮水系数与潜水含水层给水度的比较〔Ferris， 1962〕

（a）承压水含水层；（b）潜水含水层

3．6 潜水与承压水的相互转化

在自然与人为条件下，潜水与承压水经常处于相互转化之中。显然，除了构造封闭条件下与外界没有联系的承压含水层外，所有承压水最终都是由潜水转化而来；或由补给区的潜水测向流入，或通过弱透水层接受潜水的补给。

对于孔隙含水系统，承压水与潜水的转化更为频繁。孔隙含水系统中不存在严格意义上的隔水层，只有作为弱透水层的粘性土层。山前倾斜平原，缺乏连续的厚度较大的粘性土层，分布着潜水。进入平原后，作为弱透水层的粘性土层与砂层交互分布。浅部发育潜水（赋存于砂土与粘性土层中），深部分布着由山前倾斜平原潜水补给形成的承压水。由于承压水水头高，在此通过弱透水层补给其上的潜水。因此，在这类孔隙含水系统中，天然条件下，存在着山前倾斜平原潜水转化为平原承压水，最后又转化平原潜水的的过程（参见图 10—1）。

天然条件下，平原潜水同时接受来自上部降水入渗补给及来自下部承压水越流补给。随着深度加大，降水补给的份额减少，承压水补给的比例加大。同时，粘性土层也向下逐渐增多。因此，含水层的承压性是自上而下逐渐加强的。换句话说，平原潜水与承压水的转化是自上而下逐渐发生的，两者的界限不是截然分明的。开采平原深部承压水后其水位低于潜水时，潜水便反过来成为承压水的补给源。

基岩组成的自流斜地中（图 3—9），由于断层不导水，天然条件下，潜水及与其相邻的承压水通过共同的排泄区以泉的形式排泄。含水层深部的承压水则基本上是停滞的。如果在含水层的承压部分打井取水，井周围测压水位下降，潜水便全部转化为承压水由开采排泄了。

由此可见，作为分类，潜水和承压水的界限是十分明确的，但是，自然界中的复杂情况远非简单的分类所能包容，实际情况下往往存在着各种过渡与转化的状态，切忌用绝对的

固定不变的观点去分析水文地质问题。

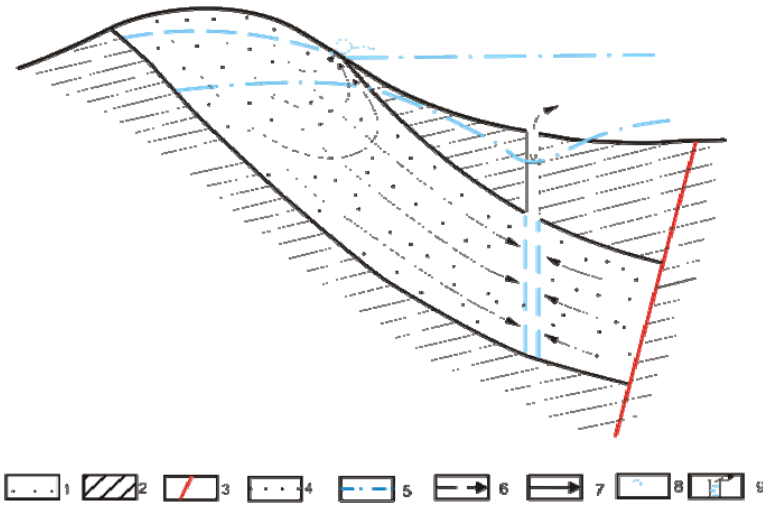


图 3—9 潜水与承压水的转化

1—含水层；2—隔水层；3—阻水断层；4—天然地下水位；5—开采后的地下水位；6—潜水流线；7—承压水流线；8—泉；9—开采钻孔

3．7　上层滞水

当包气带存在局部隔水层（弱透水层）时，局部隔水层（弱透水层）上会积聚具有自由水面的重力水，这便是上层滞水。上层滞水分布最接近地表，接受大气降水的补给，通过蒸发或向隔水底板（弱透水层底板）的边缘下渗排泄。雨季获得补充，积存一定水量。旱季水量逐渐耗失。当分布范围小且补给不很经常时，不能终年保持有水。由于其水量小，动态变化显著，只有在缺水地区才能成为小型供水水源或暂时性供水水源。包气带中的上层滞水，对其下部的潜水的补给与蒸发排泄，起到一定的滞后调节作用。上层滞水极易受污染，利用其作为饮用水源时要格外注意卫生防护。

第四章　地下水运动的基本规律

地下水在岩石空隙中的运动称为渗流（渗透）。发生渗流的区域称为渗流场。由于受到介质的阻滞，地下水的流动远较地表水为缓慢。

在岩层空隙中渗流时，水的质点作有秩序的、互不混杂的流动，称作层流运动。在具狭小空隙的岩石（如砂、裂隙不很宽大的基岩）中流动时，重力水受介质的吸引力较大，水的质点排列较有秩序，故均作层流运动。水的质点无秩序地、互相混杂的流动，称为紊流运动。作紊流动时，水流所受阻力比层流状态大，消耗的能量较多。在宽大的空隙中（大的溶穴、宽大裂隙)，水的流速较大时，容易呈紊流运动。

水只在渗流场内运动，各个运动要素（水位、流速、流向等）不随时间改变时，称作稳定流。运动要素随时间变化的水流运动，称作非稳定流。严格地讲，自然界中地下水都属于非稳定流。但是，为了便于分析和运算，也可以将某些运动要素变化微小的渗流，近似地看作稳定流。

4．1　重力水运动的基本规律

4．1．1　达西定律

1856 年，法国水力学家达西（H. Darcy）通过大量的实验，得到线性渗透定律。

实验是在装有砂的圆筒中进行的（图 4—1）。水由筒的上端加入，流经砂柱，由下端流出。上游用溢水设备控制水位，使实验过程中水头始终保持不变。在圆筒的上下端各设一根测压管，分别测定上下两个过水断面的水头。下端出口处设管嘴以测定流量。

根据实验结果，得到下列关系式：

$$Q = K\omega\frac{h}{L} = K\omega I \qquad (4—1)$$

式中：Q——渗透流量（出口处流量，即为通过砂柱各断面的流量）；

ω——过水断面（在实验中相当于砂柱横断面积）；

h——水头损失（$h = H_1 - H_2$，即上下游过水断面的水头差）；

L——渗透途径（上下游过水断面的距离）；

I——水力梯度（相当于h/L，即水头差除以渗透途径）；

K——渗透系数。

此即达西公式。

从水力学已知，通过某一断面的流量Q等于流速V与过水断面ω的乘积，即：

$$Q = \omega V \qquad (4—2)$$

即$V = Q/\omega$。据此及公式（4—1），达西定律也可以另一种形式表达之：

$$V = KI \qquad (4—3)$$

V 称作渗透流速，其余各项意义同前。

以下来探讨（4—3）式中各项的物理涵义。

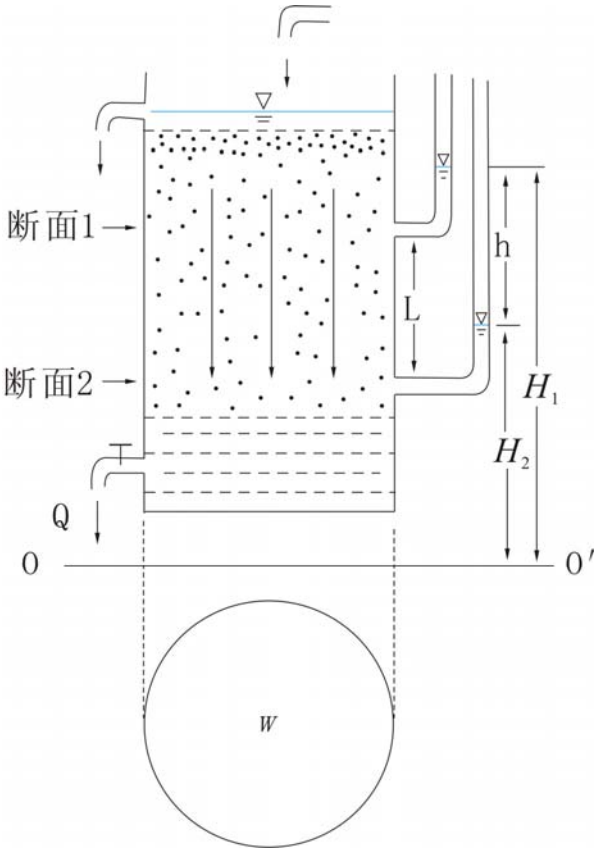


图 4—1 达西试验示意图

4．1．2 渗透流速（V）

（4—2）式中的过水断面 ω 系指砂柱的横断面积；在该面积中，包括砂颗粒所占据的面积及空隙所占据的面积；而水流实际流过的乃是扣除结合水所占据的范围以外的空隙面积 ω'（图 4—2），即：

$$\omega' = \omega n_e \qquad (4—4)$$

式中：n_e 为有效空隙度。

有效空隙度 n_e 为重力水流动的空隙体积（不包括结合水占据的空间）与岩石体积之比。显然，有效空隙度 n_e <孔隙度 n。由于重力释水时空隙中所保持的除结合水外，还有孔角毛细水乃至悬挂毛细水，因此，有效孔隙度 n_e >给水度 μ。对于粘性土，由于空隙细小，结合水所占比例大，所以有效孔隙度很小。对于空隙大的岩层（例如溶穴发育的可溶岩，有宽大裂隙的裂隙岩层），$n_e = \mu = n$。

既然 ω 不是实际的过水断面，可知 V 也并非真实的流速，而是假设水流通过包括骨架

与空隙在内的断面（ω）时所具有的一种虚拟流速。

令通过实际过水断面ω'时的实际流速[①]为u，即：

$$Q=\omega' u \tag{4—5}$$

比较式（4—2）与式（4—5）可得：

$$\omega V=\omega' u \tag{4—6}$$

而$\omega'=\omega n_e$，故得：

$$V=n_e u \tag{4—7}$$

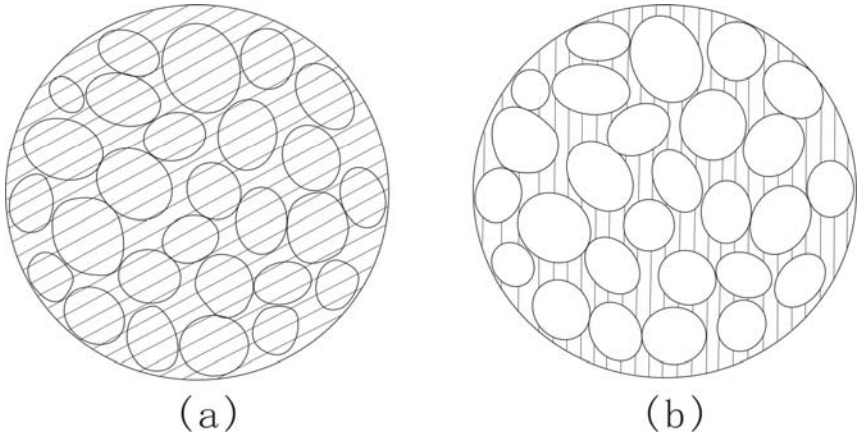


图 4—2 过水断面ω（斜阴线部分）与实际过水断面ω'（直阴线部分）
颗粒边缘涂黑部分为夸大表示的结合水

4．1．3 水力梯度（I）

水力梯度I为沿渗透途径水头损失与相应渗透途径长度的比值。水在空隙中运动时，必须克服水与隙壁以及流动快慢不同的水质点之间的摩擦阻力（这种摩擦阻力随地下水流速增加而增大），从而消耗机械能，造成水头损失。因此，水力梯度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。从另一个角度，也可以将水力梯度理解为驱动力，即克服摩擦阻力使水以一定速度流动的力量。既然机械能消耗于渗透途径上，因此求算水力梯度I时，水头差必须与相应的渗透途径相对应。

4．1．4 渗透系数（K）

从达西定律$V=KI$可以看出。水力梯度I是无因次的，故渗透系数K的因次与渗透流速V相同。一般采用 m/d 或 cm/s 为单位。令$I=1$，则$V=K$。意即渗透系数为水力梯度等于 1 时的渗透流速。水力梯度为定值时，渗透系数愈大。渗透流速就愈大；渗透流速为一定值时，渗透系数愈大，水力梯度愈小。由此可见，渗透系数可定量说明岩石的渗透性能。渗透系数愈大，岩石的透水能力愈强。

前已提及，水流在岩石空隙中运动，需要克服隙壁与水及水质点之间的摩擦阻力；所以渗透系数不仅与岩石的空隙性质有关，还与水的某些物理性质有关。设有粘滞性不同的两种液体在同一岩石中运动。则粘滞性大的液体渗透系数就会小于粘滞性小的液体。一般情况下研究地下水运动时，当水的物理性质变化不大时，可以忽略，而把渗透系数看成单纯说明岩

[①]在岩石空隙的不同部位，水质点实际流速不同，这里所说的实际流速乃是水质点平均实际流速。

石渗透性能的参数。但在研究卤水或热水的运动时，就不能不加以考虑了。松散岩石渗透系数的常见值可参见表 4—1。

表 4—1　松散岩石渗透系数参考值

松散岩石名称	渗透系数（m/d）	松散岩石名称	渗透系数（m/d）
亚　粘　土	0.001—0.1	中　　砂	5—20
亚　砂　土	0.10—0.50	粗　　砂	20—50
粉　　砂	0.50—1.0	砾　　石	50—150
细　　砂	1.0—5.0	卵　　石	100—500

在达西定律中，渗透流速V与水力梯度I的一次方成正比，故达西定律又称线性渗透定律。过去认为，达西定律适用于所有作层流运动的地下水，但是 40 年代以来的多次实验表明，只有雷诺数（R_e）小于 1—10 之间某一数值的层流运动才服从达西定律，超过此范围，V与I不是线性关系（贝尔，1985）。

绝大多数情况下，地下水的运动都符合线性渗透定律，因此，达西定律适用范围很广。它不仅是水文地质定量计算的基础，还是定性分析各种水文地质过程的重要依据。深入掌握达西定律的物理实质，灵活地运用它来分析问题，是水文地质工作者应当具备的基本功。

4．2　流　　网

渗流场内可以作出一系列等水头面和流面。在渗流场的某一典型剖面或切面上，由一系列等水头线与流线组成的网格称为流网。

流线是渗流场中某一瞬时的一条线，线上各水质点在此瞬时的流向均与此线相切。迹线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，流线与迹线重合。

4．2．1　均质各向同性介质中的流网

在均质各相同性介质中，地下水必定沿着水头变化最大的方向，即垂直于等水头线的方向运动，因此，流线与等水头线构成正交网格。

为了讨论的方便。我们在此仅限于分析均质各向同性介质中的稳定流网。

精确地绘制定量流网需要充分掌握有关的边界条件及参数，但在实测资料很少的情况下，也可徒手绘制定性流网。尽管这种信手流网并不精确，但往往可以提供我们许多有用的水文地质信息，是水文地质分析的有效工具。

作流网时，首先根据边界条件绘制容易确定的等水头线或流线。边界包括定水头边界、隔水边界及地下水面边界。地表水体的断面一般可看作等水头面，因此，河渠的湿周必定是一条等水头线（图 4—3，a）。隔水边界无水流通过（通量为零），而流线本身就是“零通量”边界，因此，平行隔水边界可绘出流线（图 4—3，b）。地下水面边界比较复杂。当无入渗补给及蒸发排泄，有侧向补给，作稳定流动时，地下水面是一条流线（图 4—3，c）；当有入渗补给时，它既不是流线，也不是等水头线（图 4—3，d）。

流线总是由源指向汇的，因此，根据补给区（源）和排泄区（汇）可以判断流线的趋

向。渗流场中具有一个以上补给点或排泄点时，首先要确定分流线（图 4—4）；分流线是虚拟的隔水边界。

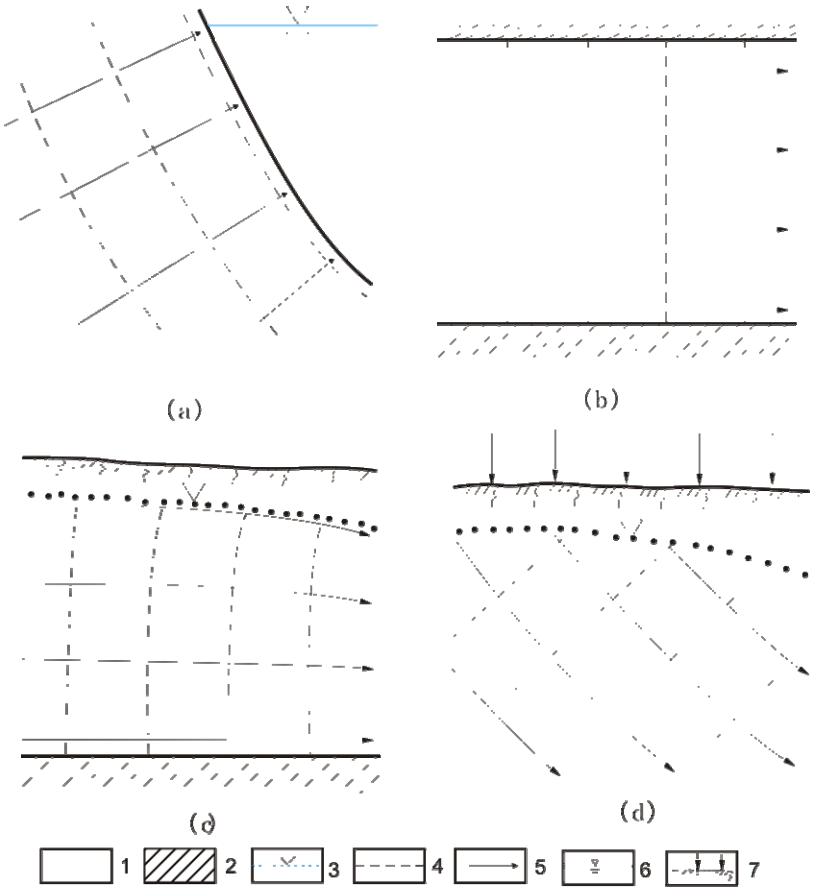


图 4—3 等水头线、流线与各类边界的关系

1—含水层；2—隔水层；3—潜水面；4—等水头线；5—流线；6—河渠水面；7—降水入渗

然后，根据流线跟等水头线正交这一规则，在已知流线与等水头线间插补其余部分。

如果我们规定相邻两条流线之间通过的流量相等，则流线的疏密可以反映地下径流强度（流线密代表径流强，疏代表径流弱），等水头线的密疏则说明水力梯度的大小。

下面以河间地块的信手流网绘制为例说明。图 4—4 表示了一个下部为水平隔水底板的均质各向同性河间地块，有均匀稳定的入渗补给，两河排泄地下水，河水位相等且保持不变。此时大体上可按图 4—4 上所标的顺序绘制流网。在地下分水岭到河水位之间引出等间距的水平线，从该水平线与潜水面的交点引出各条等水头线。

从这张简单的流网图可以获得以下信息：（1）由分水岭到河谷，流向从由上向下到接近水平再向上；（2）在分水岭地带打井，井中水位随井深加大而降低，河谷地带井水位则随井深加大而抬升；（3）由分水岭到河谷，流线愈来愈密集，流量增大，地下径流加强；（4）由地表向深部，地下径流减弱；（5）由分水岭出发的流线，渗透途径最长，平均水力梯度最小，地下水径流交替最弱，近流线末端河谷下方，地下水的矿化度最高。

利用流网还可以追踪污染物质的运移；根据某些矿体溶于水中的标志成份的浓度分布，结合流网分析，可以确定深埋于地下的盲矿体的位置。

实际工作中往往只画示意流线便足以说明问题。

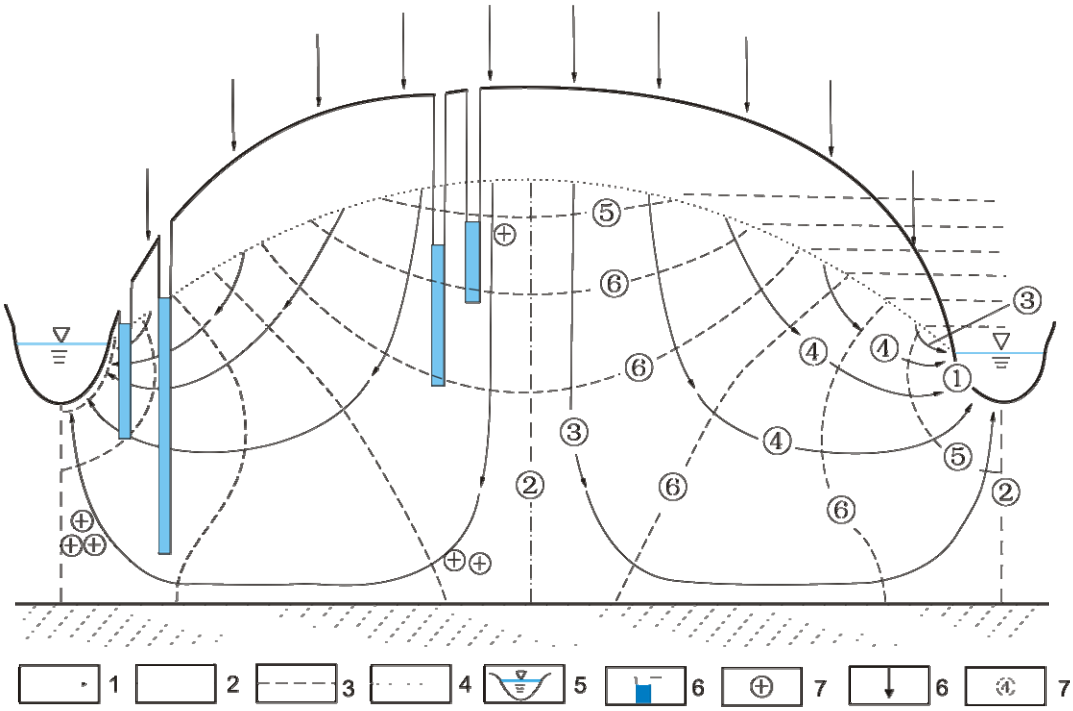


图 4—4 河间地块流网图

1—流线；2—等水头线；3—分流线；4—潜水面；5—河水位；6—井、涂黑部分有水；7—代表矿化度大小的符号，圆圈愈多，矿化度愈大；8—降水入渗；9—绘制流网的大致顺序

4．2．2 层状非均质介质中的流网

下面我们讨论层状非均质介质中的稳定流网。所谓层状非均质是指介质场内各岩层内部渗透性均为均质各向同性的，但不同层介质的渗透性不同。

如图 4—5 所示，设有两岩层渗透系数分别为 K_1 及 K_2，而尺 $K_2=3K_1$，。则在图 4—5（a）的情况下，当两层厚度相等，流线平行于层面流动时，两层中的等水头线间隔分布一致，但在 K_2 层中流线密度为 K_1 层的 3 倍。也就是说，更多的流量通过渗透性好的 K_2 层运移。在图 4—5（b）的情况下，K_1 与 K_2 两层长度相等，流线恰好垂直于层面，这时通过两层的流线数相等。但在 K_1 层中等水头线的间隔数为 K_2 层的 3 倍。这就是说，通过流量相等，渗透途径相同情况下，在渗透性差的 K_1 层中消耗的机械能是 K_2 层的 3 倍。

现在我们再来看第三种情况。如图 4—6 所示，流线与岩层界线既不平行，也不垂直，而以一定角度斜交。这种情况下，当地下水流线通过具有不同渗透系数的两层边界时，必然像光线通过一种介质进入另一种一样，发生折射，服从以下规律：

$$\frac{K_1}{K_2}=\frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2} \qquad (4—8)^{①}$$

式中θ_1是流线在K_1层中与层界法线间的夹角；θ_2是流线在K_2层中与层界法线间的夹角。

从物理角度不难理解上述现象。为了保持流量相等（$Q_1=Q_2$），流线进入渗透性好的K_2层后将更加密集，等水头线的间隔加大（$\mathrm{d}l_2>\mathrm{d}l_1$）。也就是说，流线趋向于在强透水层中走最长的途径，而在弱透水层中走最短的途径。结果，强透水层中流线接近于水平（接近于平行层面），而在弱透水层中流线接近于垂直层面（图 4—7）。

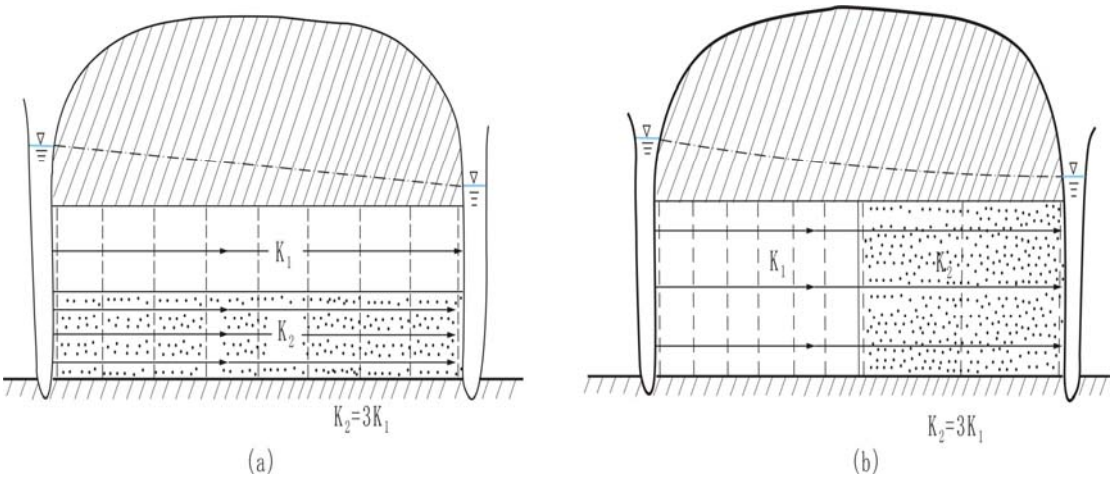


图 4—5 层状非均质介质中两种条件下的流网

1—隔水层；2—弱透水层；3—强透水层；4—等水头线；5—流线；6—测压水位线

同理，当含水层中存在强渗透性透镜体时，流线将向其汇聚；存在弱渗透性透镜体时，流线将绕流（图 4—8）。

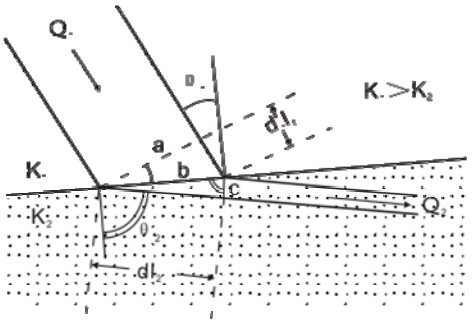


图 4—6 流线在不同渗透性岩层层界上的折射

〔弗里泽，1987〕

①式（4—8）的证明可参见（弗里泽等，1987）125—126 页。

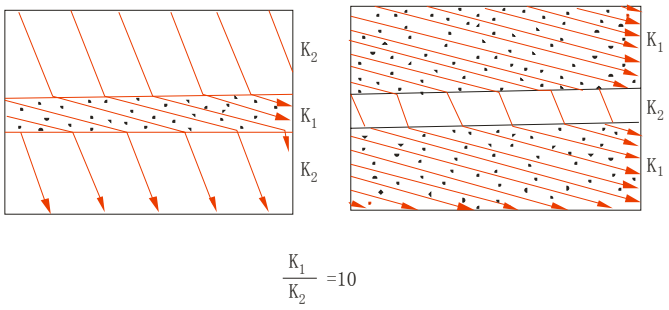


图 4—7 流线在不同渗透岩层中的折射

〔Hubbert，1940〕

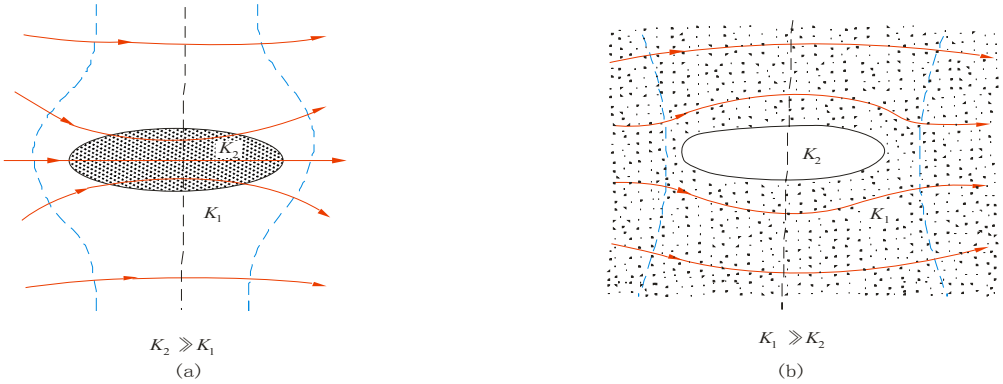


图 4—8 流线经过不同的透镜体时的汇流与绕流

4．3 饱水粘性土中水的运动规律

不少研究者曾进行了饱水粘性土的室内渗透试验，并得出了不同的结果（Kufilek，1969；Miller et al.，1963；Olsen，1966）。根据这些试验结果，粘性土渗透流速 V 与水力梯度 I 主要存在三种关系；

（1）V - I 关系为通过原点的直线，服从达西定律（图 4—9，a）

（2）V - I 曲线不通过原点，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（图 4—9，b）；

（3）V - I 曲线通过原点，I 小时曲线向 I 轴凸出，I 大时为直线（图 4—9，c）。

迄今为止，较多的学者认为，粘性土（包括相当致密的粘土在内）中的渗透，通常仍然服从达西定律。例如，奥尔逊（Olsen，1966）曾用高岭土作渗透试验，加压固结使高岭土孔隙度从 58.8%降到 22.5%，施加水力梯度 I =0.2—40，结果得出 V - I 关系为一通过原点的直线。他解释说，这是因为高岭土颗粒表面的结合水层厚度相当于 20—40 个水分子，仅占孔隙平均直径的 2.5%—3.5%，所以对渗透影响不大；对于颗粒极其细小的粘土，尤其是膨润土，结合水则有可能占据全部或大部孔隙，从而呈现非达西渗透。

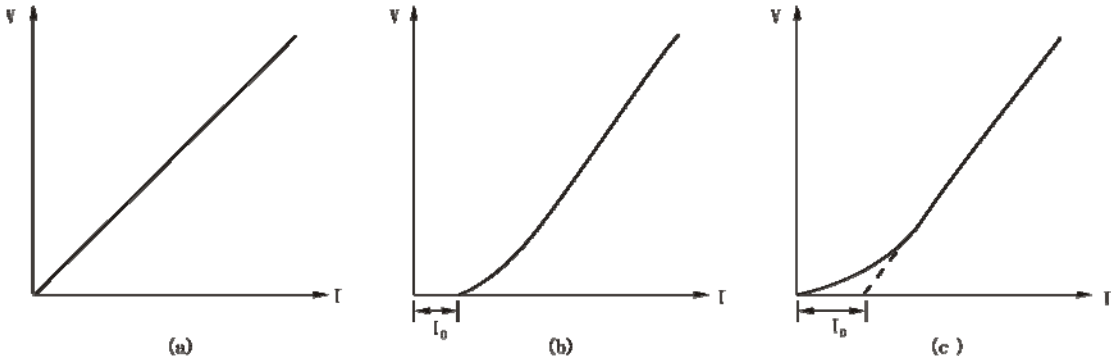


图 4—9 饱水粘性土渗透试验的各类 *V-I* 关系曲线

偏离达西定律的试验结果大多如图 4—9（c）所示，我们据此来分析结合水的运动规律。曲线通过原点，说明只要施加微小的水力梯度，结合水就会流动，但此时的渗透流速V十分微小。随着I加大，曲线斜率（表征渗透系数K）逐渐增大，然后趋于定值。

张忠胤把K趋于定值以前的渗流称作隐渗流，而把K趋于定值以后的渗流称为显渗流。他认为，结合水的抗剪强度随着离颗粒表面距离的加大而降低；施加的水力梯度很小时，只有孔隙中心抗剪强度较小的那部分结合水发生运动；随着I增大，参与流动的结合水层厚度加大，即对水流动有效的孔隙断面扩大，因此，隐渗流阶段的K值是I的函数；由于内层结合水的抗剪强度随着靠近颗粒表面而迅速增大，当I进一步增大时，参与流动的结合水的厚度没有明显扩大，此时，K即趋于定值（张忠胤，1980）。

对于图 4—5（c）的V-I曲线，可从直线部分引一切线交于I轴，截距I_0称为起始水力梯度。$V-I$曲线的直线部分可用罗查的近似表达式表示（Роза，1950）：

$$V = K(I - I_0) \qquad (4—9)$$

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。

饱水粘性土渗透试验实验要求比较高，稍不注意就会产生各种实验误差，得出虚假的结果。因此，不能认为粘性土的渗透特性及结合水的运动规律目前已经得出了定论。

第五章　毛细现象与包气带水的运动

5．1　毛细现象的实质[①]

将细小的玻璃管插入水中，水会在管中上升到一定高度才停止，这便是固、液、气三相界面上产生的毛细现象（图 5—1）。

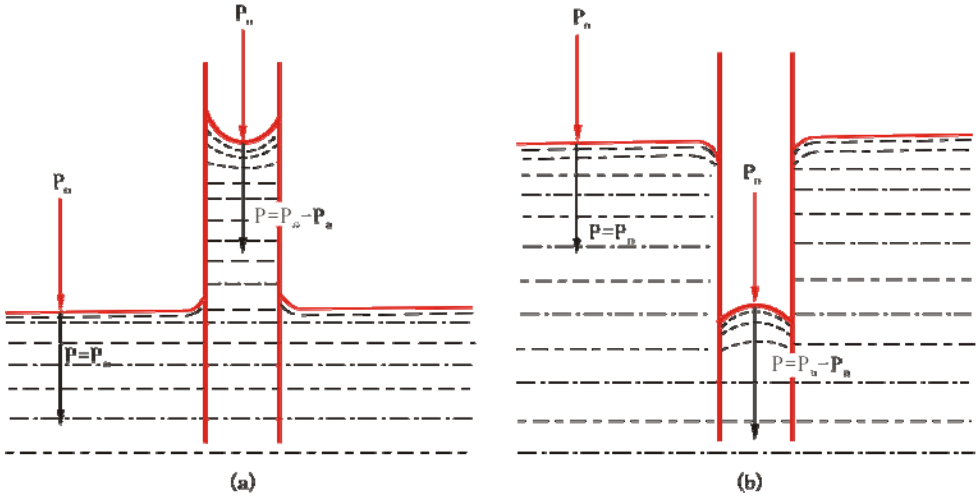


图 5—1　毛细现象

毛细现象的产生与表面张力有关。我们知道，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，因为球状是同一容积的液体表面最小的形状。液体表层犹如蒙盖着一层拉紧的弹性薄膜，表层分子彼此拉得很紧。设想在液面上划一根长度为上的线段，此线段两边的液面，以一定的力 L 相互吸引，力的作用方向平行于液面而与此线段垂直，大小与线段长度 L 成正比，即 $f = aL$；a 称为表面张力系数，单位为 dyn/cm。（1dyn=10^{-5} N）

由于表面张力的作用，弯曲的液面将对液面以内的液体产生附加表面压强，而这一附加表面压强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，附加一个正的表面压强；凹进的弯液面，对液面内侧的液体，附加一个负的表面压强（图 5—2）。

我们试来分析附加表面压强是如何引起的。为了方便起见，设想切取一个半径为尺的半圆球形液面（图 5—3）。显然，在此液面的圆周状边线上都存在着指向液层内部的表面张力；其合力为 $\alpha \cdot 2\pi R$，垂直于面积为 πR^2 的投影圆面。由此，表面张力所引起的附加表面压强 P_c 为：

$$P_c = \frac{\alpha \cdot 2\pi R}{\pi R^2} = \frac{2 \cdot \alpha}{R} \qquad (5—1)$$

[①]撰写本节时得到了中国地质大学（北京）物理教研室潘道钧教授的热心指导，但为了叙述方便，作者在某些部分未作严密论证。

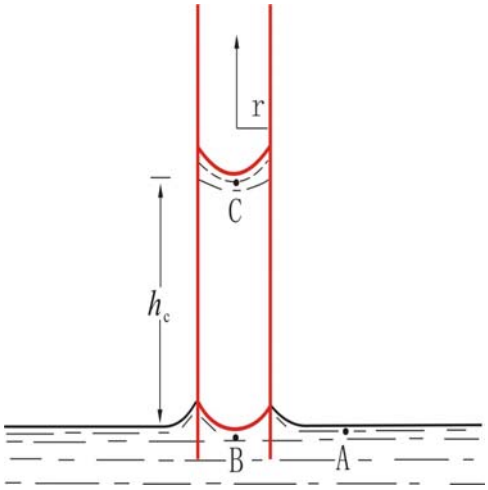


图 5—2 半圆球状凹形弯液面产生负的附加表面压强

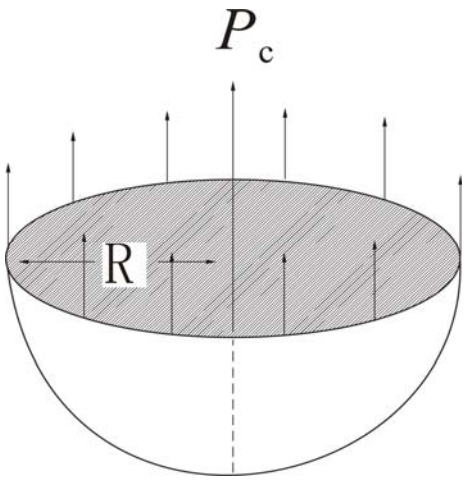


图 5—3 附加表面压强的形成

因此，此时弯液面下的液体实际承受到的表面压强（以下简称“实际表面压强”）$P = P_0 + P_c$，此中 P_0 为大气压强。

实际上，任何形状的弯液面所产生的附加表面压强 P_c 都可以用拉普拉斯公式表示：

$$P_c = \alpha(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}) \qquad (5—2)$$

式中：α —表面张力系数；

R_1，R_2—液体表面的两个主要曲率半径。

当液面为凸形时，附加表面压强是正的。此时，实际表面压强 $P = P_0 + P_c$。如液面为凹形时，附加表面压强是负的，故实际表面压强 $P = P_0 - P_c$。平的液面不产生附加表面压强，故实际表面压强 $P = P_0$。（图 5—1）。

当 $R_1 = R_2$ 时，$P_c = \frac{2\alpha}{R}$，与（5—1）式完全相同，可见（5—1）式乃是拉普拉斯公式的特殊形式。

拉普拉斯公式的函义是：弯曲的液面将产生一个指向液面凹侧的附加表面压强，附加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。

如图 5—2，将半径为 r 的毛细管插入水中，毛细管中的水形成凹进的弯液面，并向上升起，当毛细管足够细时，弯液面接近于凹进的半圆球形面。根据（5—2）式，此处 $R_1 = R_2 = r$，

故得：

$$P_c = \frac{2\alpha}{r} \text{ 或 } P_c = \frac{4\alpha}{D} \qquad (5—3)$$

式中：D——毛细圆管直径。

5．2毛 细 负 压

凹形弯液面产生的附加压强P_c，是个负压强，称为毛细压强。凹形弯液面的水，由于表面张力的作用，要比干的液面小一个相当于P_c的压强；或者说，凹形弯液面下的水存在一个相当于P_c的真空值。为了说明这点，我们可以作一个简单的实验：使两个玻璃圆球保持一定间隙，然后向此间隙滴水，可看到两个圆球在接触处形成孔角毛细水，并立即贴紧（图5—4）。加水的砂比干燥的砂更为密实，也是毛细负压强作用的结果。

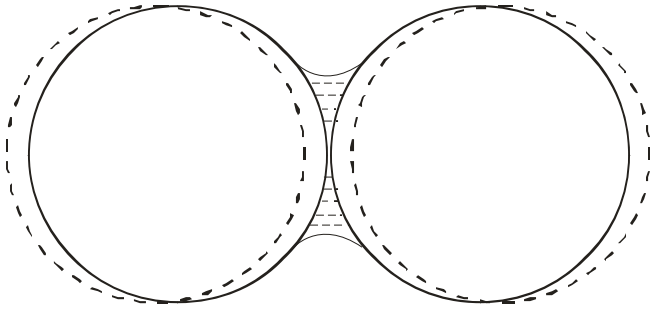


图5—4 分离的圆球（虚线）因滴水形成孔角毛细水而贴紧（实线）

若将P_c换算为水柱高度（以m为单位），并以h_c表之，则：

$$h_c = \frac{P_c}{\rho g} = \frac{4\alpha}{\rho g D} \approx \frac{0.03}{D} \qquad (5—4)$$

式中：ρ——水的密度，等于1g/cm^3；

g——重力加速度，等于981cm/s^2；

α——表面张力系数，取74dyn/cm（=74×10^{-3}N/m）；

D——毛细管直径，单位为mm。

（5—4）式称为茹林公式。

h_c为毛细压力水头（毛细压头），是一个负的压力水头。就像在饱水带用测压管测定压力水头（测压高度）一样，可以用张力计测定包气带的毛细压力水头（图5—5）。张力计是一端带有陶土多孔杯的充水弯管，多孔杯充水后透水而不透气。将此多孔杯插入土中，经过一定时间，张力计中的水与土中的水达到水力平衡，在弯管开口部分显示一个稳定的水位。由此水位到放置多孔杯处的垂直距离就是毛细压头h_c，从图5—5可以看出它是一个负的压力水头，因此习惯卜称为毛细负压。

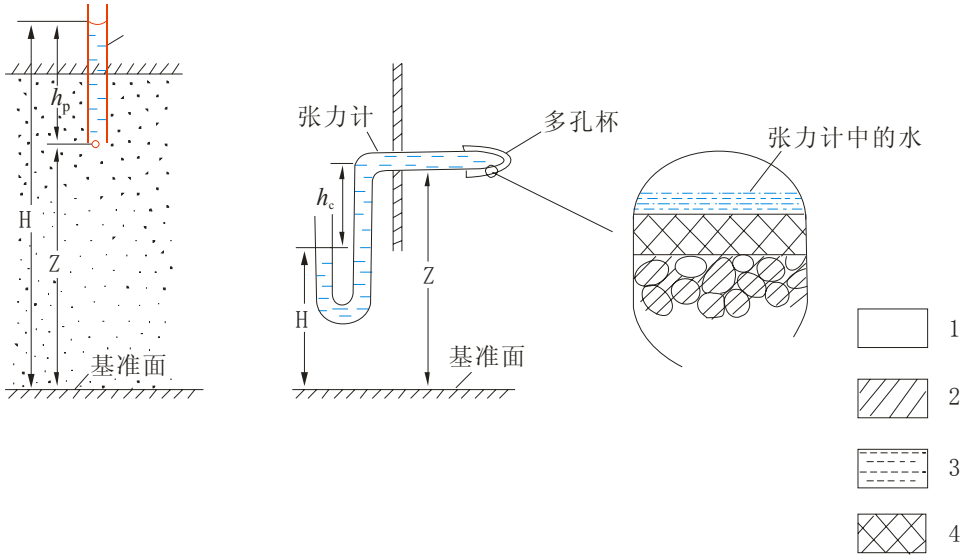


图 5—5 饱水带和包气带的压力测定

〔贝尔，1985〕

a—饱水带；b—包气带；1—空气；2—颗粒；3—水，4—多孔薄片

5．3 毛细上升高度与悬挂毛细水

饱水带中任意一点的水头值 H 可表示为：

$$H = Z + h_p \qquad (5—5)$$

而包气带中任一点的水头值 H 则为：

$$H = Z - h_c \qquad (5—6)$$

两式中：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），

若取潜水面为基准，则潜水面处任一点饱水带水头值为：

$$H = Z + h_p = 0 \quad (Z = 0, h_p = 0) \qquad (5—7)$$

若包气带支持毛细水的弯液面位于潜水面处（见图 5—2，B 点），则该点上支持毛细水的水头值为：

$$H = Z - h_c = 0 - h_c = -h_c \qquad (5—8)$$

即比周围潜水面水头低 h_c，则在此水头差驱动下，支持毛细水将上升。当支持毛细水弯液面上升到 h_c 处时，弯液面处图（5—2c 点）的水头为：

$$H = Z - h_c = h_c - h_c = 0 \qquad (5—9)$$

此时支持毛细水带的水头与潜水面上重力水水头相等，支持毛细水的弯液面即停留于潜水面的上 h_c 处而不再上升。最大毛细上升高度即为 h_c 。据式（5—4），最大毛细上升高度与毛细管直径成反正。因此，颗粒细小的土，最大毛细上升高度也大（表 5—1）。

表 5—1　土的最大毛细上升高度〔据西林—别克丘林，1958〕

土　　砂	最大毛细上升高度（cm）
粗　　砂	2—5
中　　砂	12—5
细　　砂	35—70
粉　　砂	70—150
粘 性 土	>200—400

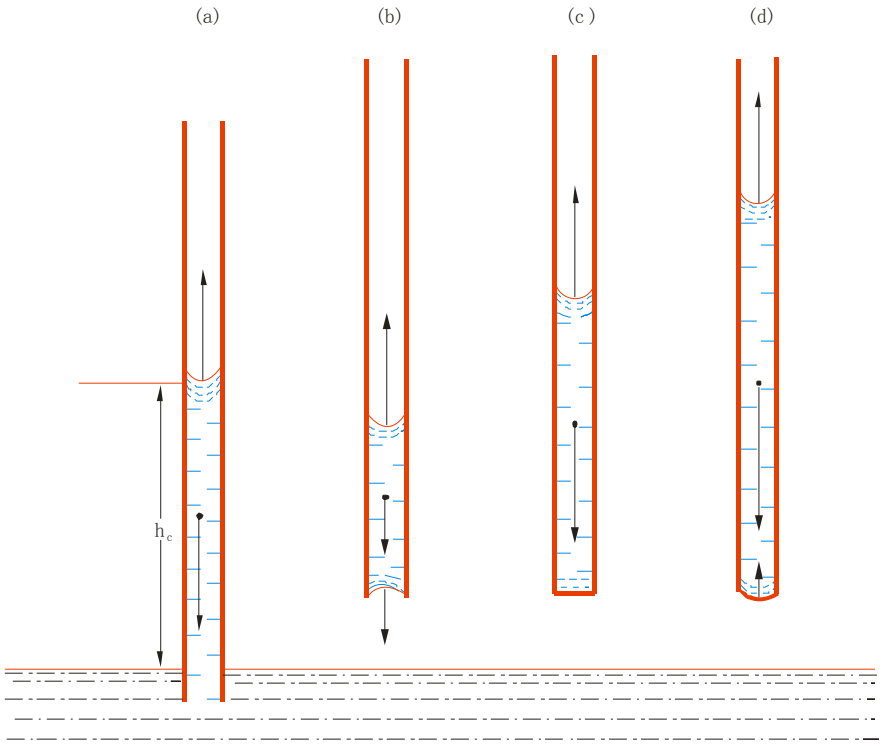


图 5—6 悬挂毛细水受力平衡状况

〔据（罗戴，1964）补充〕

指向液面凹侧的箭头表示毛细力，由于水柱重心向下的箭头表示重力，线段长度代表力的大小

在上层颗粒细而下层颗粒粗的层状土中，细粒层中可形成悬挂毛细水。此时，悬挂毛细水的上下端均出现弯液面，下端的弯液面可以是凸的、平的或凹的；毛细力与重力的平衡如图 5—6 所示。

5．4 包气带水水分分布及运动

在理想条件下，即包气带由均质土构成，无蒸发与下渗，包气带水水分分布稳定时，含水量的垂向分布如图 5—7(c)所示。由地表向下某一深度内含水量为一定值，相当于残留含水量（ W_c ）。构成残留含水量的包括结合水、孔隙毛细水与部分悬挂毛细水（参见图 5—7a

放大图 1)，是反抗重力保持于土中的最大持水度。这部分水与其下的支持毛细水及潜水不发生水力联系。由此往下，进入支持毛细水带，含水量随着接近潜水面而增高（参见图 5—7a 放大图 2)。在潜水面之上有一个含水量饱和（体积含水量等于孔隙度）的带，称为毛细饱和带(图 5—7)。支持毛细水带是在毛细力作用下，水分从潜水面上升形成的，因此它与潜水面有密切水力联系，随潜水面变动而变动。为什么此带中含水量逐渐增加以至达到饱和呢?这是因为土中的孔隙实际上是由大小不一的孔隙通道构成的网络（图 5—7b)，细小的孔隙通道毛细上升高度大，较宽大的孔隙通道毛细上升高度小。最宽大的孔隙通道也被支持毛细水充满的范围，便是毛细饱和带（图 5—7)。

毛细饱和带与饱水带虽然都被水所饱和，但是前者是在表面张力的支持下才饱水的，所以也称作张力饱和带。井打到毛细饱和带时，由于表面张力的作用，并没有水流入井内，必须打到潜水面以下井中才会出水。

包气带中毛细负压随着含水量的变小而负值变大。这是因为，随着含水量降低，毛细水退缩到孔隙更加细小处，弯液面的曲率增大（曲率半径变小)，造成毛细负压的负值更大。因此，毛细负压是含水量的函数：

$$h_c = h_c(W) \tag{5—10}$$

饱水带中，任一特定的均质土层，渗透系数 K 是常数；但在包气带中，渗透系数 K 随含水量降低而迅速变小， K 也是含水量的函数：

$$K = K(W) \tag{5—11}$$

原因是：(1）含水量降低，实际过水断面随之减少；(2）含水量降低，水流实际流动途径的弯曲程度增加；(3）含水量降低，水流在更窄小的孔角通道及孔隙中流动，阻力增加。由于上述原因，渗透系数与含水量呈非线性关系。

包气带水的非饱和流动，仍可用达西定律描述。作一维垂直下渗运动时，渗透流速可表示为：

$$V_z = K(W)\frac{\partial H}{\partial Z} \tag{5—12}$$

降水入渗补给均质包气带，在地表形成一极薄水层（其厚度可忽略)，则当活塞式下渗水的前锋到达深度 Z 处时，位置水头为 $-Z$ (取地面为基准，向上为正)，前锋处弯液面造成的毛细压力水头为 $-h_c$ 则任一时刻 t 的入渗速率，即垂向渗透流速为：

$$V_t = K\frac{h_c + Z}{Z} \tag{5—13}$$

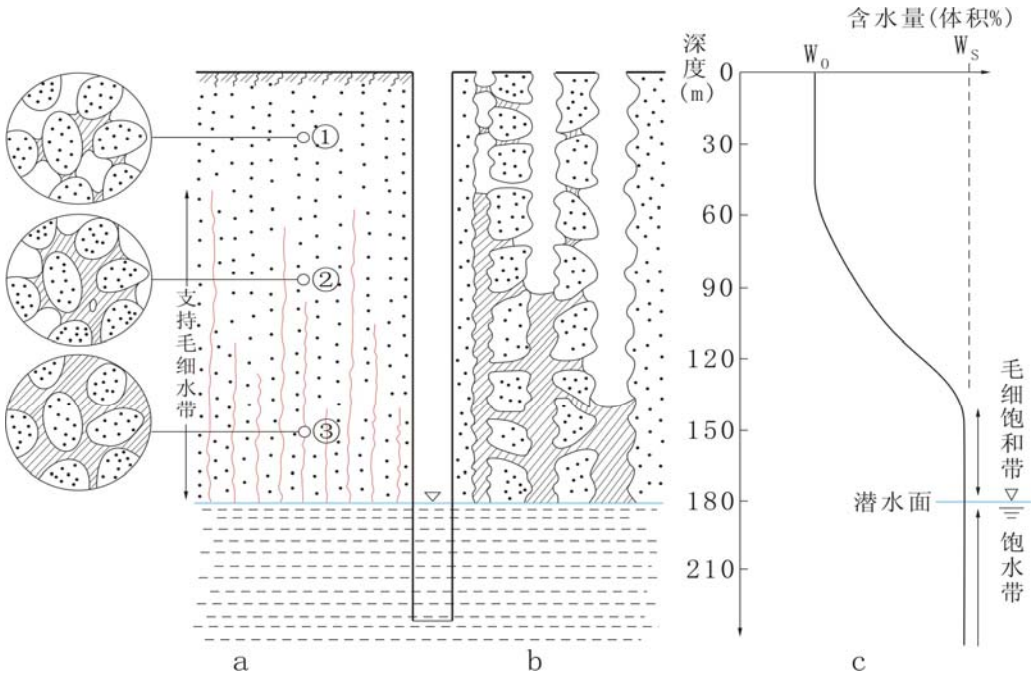


图 5—7 均质土包气带水分布

〔张人权等，1985〕

（左侧放大图参照 Freeze et al.,1979）

$$V_t = K(\frac{h_c}{Z}+1) \qquad (5-14)$$

初期Z很小，水力梯度$(\frac{h_c}{Z}+1)$趋于无穷大，故入渗速率V很大；随着t增大，Z变大，h_c / Z趋于零，则$V = K$，即入渗速率趋于定值，数值上等于渗透系数K。

综上所述，包气带水的运动，同样可以用达西定律描述，但与饱水带的运动相比，有以下三点不同：（1）饱水带只存在重力势，包气带同时存在重力势与毛细势；（2）饱水带任一点的压力水头是个定值，包气带的压力水头则是含水量的函数；（3）饱水带的渗透系数是个定值，包气带的渗透系数随含水量的降低而变小。

第六章　地下水的化学成分及其形成作用

6．1　概　　述

地下水不是化学纯的 H_2O，而是一种复杂的溶液。赋存于岩石圈中的地下水，不断与岩土发生化学反应，并在与大气圈、水圈和生物圈进行水量交换的同时，交换化学成分。人类活动对地下水化学成分的影响，在时间上虽然只占悠长地质历史的一瞬，然而，在许多情况下这种影响已深刻改变了地下水的化学面貌。

地下水的化学成分是地下水与环境——自然地理、地质背景以及人类活动——长期相互作用的产物。一个地区地下水的化学面貌，反映了该地区地下水的历史演变。研究地下水的化学成分，可以帮助我们回溯一个地区的水文地质历史，阐明地下水的起源与形成。

水是最为常见的良好溶剂。它溶解岩土的组分，搬运这些组分，并在某些情况下将某些组分从水中析出。水是地球中元素迁移、分散与富集的载体。许多地质过程（岩溶、沉积、成岩、变质、成矿）都涉及地下水的化学作用。

为各种实际目的利用地下水，都对水质有一定要求（例如，饮用水要求不含对人体有害的物质，锅炉用水要求硬度低），为此要进行水质评价。含大量盐类（如 NaCl、KCl）或富集某些稀散元素（Br、I、B、Sr 等）的地下水是宝贵的工业原料；某些具有特殊物理性质与化学成分的水具有医疗意义；这两种情况下，地下水是宝贵的液体矿产，需要查明有关组分的富集规律。围绕盐矿、油田以及金属矿床，往往形成特定化学元素的分散晕圈，后者可以作为找矿标志。污染物在地下水中散布，同样也会形成晕圈。这就需要查明有关物质的迁移、分散规律，确定矿床或污染源的位置。

地下水中化学元素迁移、集聚与分散的规律，是水文地质学的分支——水文地球化学的研究内容。这一研究地下水水质演变的学科，与研究地下水水量变化的学科——地下水动力学一起，构成了水文地质学的理论基础。地下水中元素迁移不能脱离水的流动，因此水文地球化学的研究必须与地下水运动的研究紧密结合。地下水水质的演变具有时间上继承的特点，自然地理与地质发展历史给予地下水的化学面貌以深刻影响；因此，不能从纯化学角度，孤立、静止地研究地下水的化学成分及其形成，而必须从水与环境长期相互作用的角度出发，去揭示地下水化学演变的内在依据与规律。

6．2　地下水的化学特征

地下水中含有各种气体、离子、胶体物质、有机质以及微生物等。

6．2．1　地下水中主要气体成分

地下水中常见的气体成分有 O_2、N_2、CO_2、CH_4 及 H_2S 等，尤以前三种为主。通常情况下、地下水中气体含量不高，每公升水中只有几毫克到几十毫克。但是，地下水中的气体成分却很有意义。一方面，气体成分能够说明地下水所处的地球化学环境；另一方面，地下水中的有些气体会增加水溶解盐类的能力，促进某些化学反应。

氧（O_2）、**氮**（N_2）：地下水中的氧气和氮气主要来源于大气。它们随同大气降水及地表水补给地下水，因此，以入渗补给为主、与大气圈关系密切的地下水中含 O_2 及 N_2 较多。

溶解氧含量愈多，说明地下水所处的地球化学环境愈有利于氧化作用进行。O_2 的化学性质远较 N_2 为活泼，在较封闭的环境中，O_2 将耗尽而只留下 N_2。因此，N_2 的单独存在，通常可说明地下水起源于大气并处于还原环境。大气中的惰性气体(A、Kr、Xe)与 N_2 的比例恒定，即：(A+Kr+Xe) / N_2＝0.0118。比值等于此数，说明 N_2 是大气起源的；小于此数，则表明水中含有生物起源或变质起源的 N_2。

硫化氢（H_2S）、**甲烷**（CH_4）：地下水中出现 H_2S 与 CH_4，其意义恰好与出现 O_2 相反，说明处于还原的地球化学环境。这两种气体的生成，均在与大气比较隔绝的环境中，有有机物存在，微生物参与的生物化学过程有关。其中，H_2S 是 SO_4^{2-}的还原产物。

二氧化碳（CO_2）：作为地下水补给源的降水和地表水虽然也含有 CO_2:，但其含量通常较 低。地下水中的 CO_2 主要来源于土壤。有机质残骸的发酵作用与植物的呼吸作用使土壤中源源不断产生 CO_2，并溶入流经土壤的地下水中。

含碳酸盐类的岩石，在深部高温下，也可以变质生成 CO_2：

$$CaCO_3 \xrightarrow{400°C} CaO+CO_2 \qquad (6—1)$$

因此，在少数情况下，地下水中可能富含 CO_2 甚至高达 1g/L 以上。

工业与生活应用化石燃料（煤、石油、天然气），使大气中人为产生的 CO_2 明显增加。据统计，19 世纪中叶，大气中 CO_2 浓度为 290ppm，而到 1980 年，由于人为影响，CO_2 浓度上升至 338ppm。目前全世界每年排放的 CO_2 总量达 53×10^8t 之多〔何妙福等，1991〕，由此引起了温室效应，使气温上升。

地下水中含 CO_2 愈多，其溶解碳酸盐岩与对结晶岩进行风化作用的能力便愈强。

6．2．2　地下水中主要离子成分

地下水中分布最广、含量较多的离子共七种，即：氯离子（C1$^-$）、硫酸根离子(SO_4^{2-})、重碳酸根离子（HCO_3^-）、钠离子（Na^+）、钾离子（K^+）、钙离子（Ca^{2+}）及镁离子（Mg^{2+}）。构成这些离子的元素，或是地壳中含量较高，且较易溶于水的（如 O_2、Ca、Mg、Na、K)，或是地壳中含量虽不很大，但极易溶于水的（Cl、以 SO_4^{2-}形式出现的 S）。Si、A1、Fe 等元素，虽然在地壳中含量很大，但由于其难溶于水，地下水中含量通常不大。

一般情况下，随着总矿化度(总溶解固体)的变化，地下水中占主要地位的离子成分也随，之发生变化。低矿化水中常以 HCO_3^-及 Ca^{2+}、Mg^{2+}为主；高矿化水则以 Cl^-及 Na^+为主；中等矿化的地下水中，阴离子常以 SO_4^{2-}为主，主要阳离子则可以是 Na^+，也可以是 Ca^{2+}。

地下水的矿化度与离子成分间之所以往往具有这种对应关系，一个主要原因是水中盐类的溶解度不同（表 6—1）。

总的说来，氯盐的溶解度最大，硫酸盐次之，碳酸盐较小。钙的硫酸盐，特别是钙、镁的碳酸盐，溶解度最小；随着矿化度增大，钙、镁的碳酸盐首先达到饱和并沉淀析出，继续增大时，钙的硫酸盐也饱和析出，因此，高矿化水中便以易溶的氯和钠占优势了（由于氯化钙的溶解度更大，因此在矿化度异常高的地下水中以氯和钙为主）。

氯离子（Cl^-）：氯离子在地下水中广泛分布，但在低矿化水中一般含量仅数毫克／升到数十毫克／升，高矿化水中可达数克／升乃至 100 克／升以上。

地下水中的 Cl^-主要有以下几种来源：(1)来自沉积岩中所含岩盐或其它氯化物的溶解；(2）来自岩浆岩中含氯矿物〔氯磷灰石 $Ca_5(PO_4)_3Cl$、方钠石 $NaAlSiO_4$•NaCl〕的风化溶解；(3）来自海水：海水补给地下水，或者来自海面的风将细沫状的海水带到陆地，使地下水

中 Cl^- 增多；（4）来自火山喷发物的溶滤；（5）人为污染：工业、生活污水及粪便中含有大量 Cl^-，因此，居民点附近矿化度不高的地下水中，如发现 Cl^- 的含量超过寻常，则说明很可能已受到污染。

氯离子不为植物及细菌所摄取，不被土粒表面吸附，氯盐溶解度大，不易沉淀析出，是地下水中最稳定的离子。它的含量随着矿化度增长而不断增加，Cl^- 的含量常可用来说明地下水的矿化程度。

表 6－1 地下水中常见盐类的溶解度（℃，单位：g/L）

盐　类	溶　解　度	盐　类	溶　解　度
NaCl	350	$MgSO_4$	270
KCl	290	$CaSO_4$	1.9
$MgCl_2$	558.1(18℃)	Na_2CO_3	193.9(18℃)
$CaCl_2$	731.9(18℃)	$MgCO_3$	0.1
Na_2SO_4	50		

硫酸根离子（SO_4^{2-}）：在高矿化水中，硫酸根离子的含量仅次于 Cl^-，可达数克／升个别达数十克／升；在低矿化水中，一般含量仅数毫克/升到数百毫克／升；中等矿化的水中，SO_4^{2-} 常成为含量最多的阴离子。

地下水中的 SO_4^{2-} 来自含石膏($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)或其它硫酸盐的沉积岩的溶解。硫化物的氧化，则使本来难溶于水的 S 以 SO_4^{2-}形式大量进入水中。例如：

$$2FeS_2+7O_2+2H_2O \longrightarrow 2FeSO_4+4H^++2\ SO_4^{2-} \qquad (6—2)$$

（黄铁矿）

煤系地层常含有很多黄铁矿，因此流经这类地层的地下水往往以 SO_4^{2-} 为主，金属硫化物矿床附近的地下水也常含大量 SO_4^{2-}。

化石燃料的燃烧给大气提供了人为作用产生的 SO_2，与氮氧化合物（每年 2—2.5×10^8t），氧化并吸收水分后构成富含硫酸及硝酸的降水——“酸雨”，从而使地下水中 SO_4^{2-} 增加。目前我国每年向大气排放的 SO_2 已达 1800×10^4t 之多〔何妙福等，1991〕，因此，地下水中 SO_4^{2-} 的这一来源不容忽视。

由于 $CaSO_4^{2-}$ 的溶解度较小，限制了 SO_4^{2-} 在水中的含量，所以，地下水中的 SO_4^{2-} 远不如 Cl^- 来得稳定，最高含量也远低于 Cl^-。

重碳酸根离子（HCO_3^-）：地下水中的重碳酸有几个来源。首先来自含碳酸盐的沉积岩

与变质岩(如大理岩)：

$$CaCO_3+H_2O+CO_2 \longrightarrow 2HCO_3^- +Ca^{2+} \qquad (6——3)$$

$$MgCO_3+H_2O+CO_2 \longrightarrow 2HCO_3^- +Mg^{2+} \qquad (6——4)$$

$CaCO_3$ 和 $MgCO_3$ 是难溶于水的，当水中有 CO_2 存在时，方有一定数量溶解于水，水中 HCO_3^- 的含量取决于与 CO_2 含量的平衡关系。

岩浆岩与变质岩地区，HCO_3^- 主要来自铝硅酸盐矿物的风化溶解，如：

$$Na_2Al_2Si_6O_{16}+2CO_2+3H_2O \longrightarrow 2H\,CO_3^- +2Na^+ +H_4Al_2Si_2O_9+4SiO_2 \qquad (6—5)$$

（钠长石）

$$CaO\cdot 2A1_2O_3\cdot 4S1O_2+2CO_2+5H_2O \longrightarrow 2H\,CO_3^- +Ca^{2+}+2H_4Al_2Si_2O_9 \qquad (6—6)$$

（钙长石）

地下水中 $H\ CO_3^-$ 的含量一般不超过数百毫克／升，$H\ CO_3^-$ 几乎总是低矿化水的主要阴离子成分。

钠离子（Na^+）：钠离子在低矿化水中的含量一般很低，仅数毫克／升到数十毫克／升，但在高矿化水中则是主要的阳离子，其含量最高可达数十克／升。

Na^+来自沉积岩中岩盐及其它钠盐的溶解，还可来自海水。在岩浆岩和变质岩地区，则来自含钠矿物的风化溶解。酸性岩浆岩中有大量含钠矿物，如钠长石；因此，在 CO_2 和 H_2O 的参与下，将形成低矿化的以 Na^+及 $H\,CO_3^-$ 为主的地下水。由于 Na_2CO_3 的溶解度比较大，故当阳离子以 Na^+为主时，水中 $H\,CO_3^-$ 的含量可超过与 Ca^{2+}伴生时的上限。

钾离子（K^+）：钾离子的来源以及在地下水中的分布特点，与钠相近。它来自含钾盐类沉积岩的溶解，以及岩浆岩、变质岩中含钾矿物的风化溶解。在低矿化水中含量甚微，而在高矿化水中较多。虽然在地壳中钾的含量与钠相近，钾盐的溶解度也相当大。但是，在地下水中 K^+的含量要比 Na^+少得多；这是因为 K^+大量地参与形成不溶于水的次生矿物(水云母、蒙脱石、绢云母)，并易为植物所摄取。由于 K^+的性质与 Na^+相近，含量少，分析比较费事，所以，一般情况下，将 K^+归并到 Na^+中，不另区分。

钙离子（Ca^{2+}）：钙是低矿化地下水中的主要阳离子，其含量一般不超过数百毫克／升。在高矿化水中，由于阴离子主要是 $C1^-$，而 $CaCl_2$ 的溶解度相当大，故 Ca^{2+}的绝对含量显著增大，但通常仍远低于 Na^+。矿化度格外高的水，钙也可成为主要离子。

地下水中的 Ca^{2+}来源于碳酸盐类沉积物及含石膏沉积物的溶解，以及岩浆岩、变质岩中含钙矿物的风化溶解。

镁离子（Mg^{2+}）：镁的来源及其在地下水中的分布与钙相近。来源于含镁的碳酸盐类沉积（白云岩、泥灰岩），此外，还来自岩浆岩、变质岩中含镁矿物的风化溶解，如：

$$(Mg\cdot Fe)_2SiO_4+2H_2O+2CO_2 \longrightarrow MgCO_3+FeCO_3+Si(OH)_4 \qquad (6\ 一\ 7)$$

$$MgCO_3+H_2O+CO_2 \longrightarrow Mg^{2+}+2H\,CO_3^- \qquad (6—8)$$

Mg^{2+}在低矿化水中含量通常较 Ca^{2+}少，通常不成为地下水中的主要离子，部分原因是由于地壳组成中 Mg 比 Ca 少。

6．2．3　地下水中的其它成分

除了以上主要离子成分外，地下水还有一些次要离子，如 H^+、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mn^{2+}、NH^{4+}、OH^-、NO_2^-、NO_3^-、CO_3^{2-}、SiO_3^-及 PO_4^{3-}等。

地下水中的微量组分，有 Br、I、F、B、Sr 等。

地下水中以未离解的化合物构成的胶体，主要有 $Fe(OH)_3$、$A1(OH)_3$，及 H_2SiO_3；等，有时可占到相当比例。

有机质也经常以胶体方式存在于地下水中。有机质的存在，常使地下水酸度增加，并有利于还原作用。

地下水中还存在各种微生物。例如。在氧化环境中存在硫细菌、铁细菌等；在还原环境中存在脱硫酸细菌等；此外，在污染水中，还有各种致病细菌。

6．2．4　地下水的总矿化度及化学成分表示式

地下水中所含各种离子、分子与化合物的总量称为总矿化度（总溶解固体），以每公升中所含克数（g/L）表示。为了便于比较不同地下水的矿化程度，习惯上以 105º—110℃时将水蒸干所得的干涸残余物总量来表征总矿化度。也可以将分析所得阴阳离子含量相加，求得理论干涸残余物值。因为在蒸干时有将近一半的 HCO_3^-分解生成 CO_2 及 H_2O 而逸失。所以，阴阳离子相加时，HCO_3^-只取重量的半数。

为了简明地反映水的化学特点，可采用库尔洛夫式表示。将阴阳离子分别标示在横线上下，按毫克当量[①]百分数自大而小顺序排列，小于 10％的离子不予表示。横线前依次表示气体成分、特殊成分及矿化度（以字母 *M* 为代号），三者单位均为 g/L，横线后以字母 *t* 为代号表示以摄氏计的水温。如：

$$H^2SiO^3_{0.07}H^2S_{0.021}CO^2_{0.031}M_{3.2}\frac{Cl_{84.8}SO^4_{14.3}}{Na_{71.6}Ca_{27.8}}\ t^o{}_{52}$$

6．3　地下水的温度

地壳表层有两个热能来源：一个是太阳的辐射，另一是来自地球内部的热流。根据受热源影响的情况，地壳表层可分为变温带、常温带及增温带。

变温带是受太阳辐射影响的地表极薄的带。由于太阳辐射能的周期变化，本带呈现地温的昼夜变化和季节变化。地温的昼夜变化只影响地表以下 1—2m 深。变温带的下限深度一般为 15—30m。此深度上地温年变化小于 0.1℃。

变温带以下是一个厚度极小的常温带。地温一般比当地年平均气温高出 1—2℃。在粗略计算时，可将当地的多年平均气温作为常温带地温。

常温带以下，地温受地球内热影响。通常随深度加大而有规律地升高，这便是增温带。

增温带中的地温变化可用地温梯度表示。地温梯度是指每增加单位深度时地温的增值，一般以℃／100m 为单位。

地下水的温度受其赋存与循环处所的地温控制。处于变温带中的浅埋地下水显示微小的水温季节变化。常温带的地下水水温与当地年平均气温很接近，这两带的地下水，常给人以“冬暖夏凉”的感觉。增温带的地下水随其赋存与循环深度的加大而提高，成为热水甚至蒸汽。如西藏羊八井的钻孔，获得温度为 160℃的热水与蒸汽，

已知年平均气温（t）、年常温带深度（h）、地温梯度（r）时，可概略计算某一深度（H）的地下水水温（T），即：

$$T = t + (H - h)r \qquad (6—9)$$

同样，利用地下水水温（T），可以推算其大致循环深度（H），即：

$$H = \frac{T - t}{r} + h \qquad (6—10)$$

地温梯度的平均值约为 3℃／100m。通常变化于 1.5—4℃／l00m 之间，但个别新火山活动区可以很高。如西藏羊八井的地温梯度为 300℃／100m。

① 毫克当量等于毫摩尔除以离子价，为非法定单位，但目前无其它单位可代替它，故暂用之，下同。

6．4　地下水化学成分的形成作用

地下水主要来源于大气降水，其次是地表水（河、湖、海）。这些水在进入含水层之前，已经含有某些物质，与岩土接触后进一步发生变化。

靠近海岸处的大气降水。Na^+和 $C1^-$含量较高(这时可出现低矿化的以氯化物为主的水)。内陆的大气降水混入尘埃，一般以 Ca^{2+}与 HCO_3^-为主。初降雨水或干旱区雨水中杂质较多，而雨季后期与湿润地区的雨水杂质较少。大气降水的矿化度一般为 0.02—0.05g/L。海边与干旱区较高，分别可达 0.1g/L 及 n×0.1g〔沈照理等，1986〕。

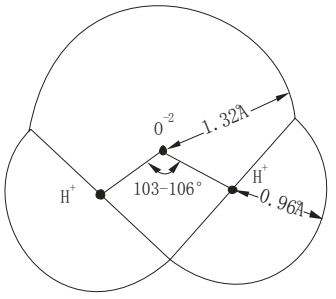


图 6—1 水分子结构示意图

〔据柏乌林格〕

1Å=10^{-10}m

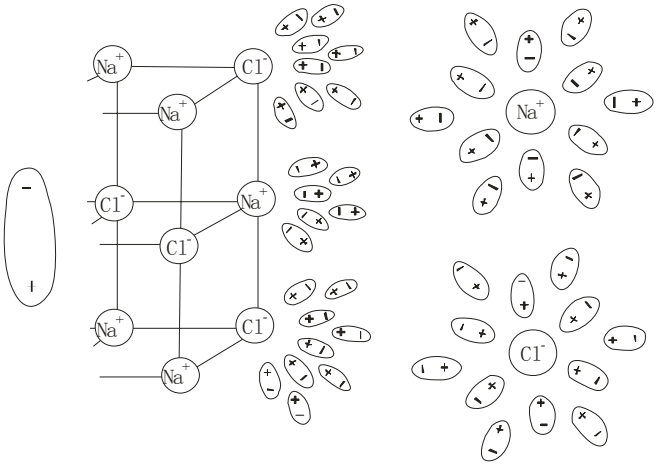


图 6—2 水溶解盐类过程示意图

〔阿廖金，1960〕

左侧表示水的极化分子吸引结晶格架中的离子，右侧表示结晶格架破坏。离子溶入水中

6．4．1　溶滤作用

在水与岩土相互作用下，岩土中一部分物质转入地下水中，这就是溶滤作用。溶滤作用的结果，岩土失去一部分可溶物质，地下水则补充了新的组分。

水是由一个带负电的氧离子和两个带正电的氢离子组成的。由于氢和氧分布不对称（图6—1），在接近氧原子一端形成负极，氢离子一端形成正极，成为偶极分子。岩土与水接触时，组成结晶格架的盐类离子，被水分子带相反电荷的一端所吸引；当水分子对离子的引力足以克服结晶格架中离子间的引力时，离子脱离晶架，被水分子所包围，溶入水中（图6—2）。

实际上，当矿物盐类与水溶液接触时，同时发生两种方向相反的作用：溶解作用与结晶作用；前者使离子由结晶格架转入水中，而后者使离子由溶液中固着于晶体格架上。随着溶液中盐类离子增加，结晶作用加强，溶解作用减弱。当同一时间内溶解与析出的盐量相等时，溶液达到饱和。此时，溶液中某种盐类的含量即为其溶解度。

不同盐类，结晶格架中离子间的吸引力不同，因而具有不同的溶解度。

随着温度上升，结晶格架内离子的振荡运动加剧，离子间引力削弱，水的极化分子易于将离子从结晶格架上拉出。因此，盐类溶解度通常随温度上升而增大（图6—3）。但是，某些盐类例外，如 Na_2SO_4 在温度上升时，由于矿物结晶中的水分子逸出，离子间引力增大，溶解度反而降低；$CaCO_3$ 及 $MgCO_3$ 的溶解度也随温度上升而降低，这与下面所说的脱碳酸作用有关。

溶滤作用的强度，即岩土中的组分转入水中的速率，取决于一系列因素。

首先取决于组成岩土的矿物盐类的溶解度。显然，含岩盐沉积物中的 NaCl 将迅速转入地下水中，而以 SiO_2 为主要成分的石英岩，是很难溶于水的。

岩土的空隙特征是影响溶滤作用的另一因素。缺乏裂隙的致密基岩，水难以与矿物盐类接触，溶滤作用便也无从发生。

水的溶解能力决定着溶滤作用的强度。如前所述，水对某种盐类的溶解能力随该盐类浓度增加而减弱。某一盐类的浓度达到其溶解度时，水对此盐类便失去溶解能力。因此，总的说来，低矿化水溶解能力强而高矿化水弱。

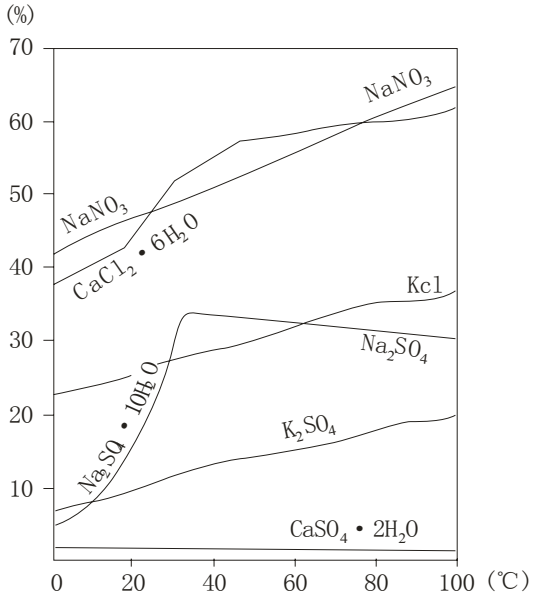


图 6—3　盐类溶解与温度的关系

〔阿廖金，1960〕

水中 CO_2、O_2 等气体成分的含量决定着某些盐类的溶解能力。水中 CO_2 含量愈高，溶解碳酸盐及硅酸盐的能力愈强。O_2 的含量愈高，水溶解硫化物的能力愈强。

水的流动状况是影响其溶解能力的一个关键因素。流动停滞的地下水，随着时间推移，水中溶解盐类增多，CO_2、O_2 等气体耗失，最终将失去溶解能力，溶滤作用便告终止。地下水流动迅速时，矿化度低的、含有大量 CO_2 和 O_2 的大气降水和地表水，不断入渗更新含水层中原有的溶解能力降低了的水，地下水便经常保持强的溶解能力，岩土中的组分不断向水中转移，溶滤作用便持续地强烈发育。

由此可知，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。

不应将溶滤作用等同于纯化学的溶解作用。溶滤作用乃是一种与一定的自然地理与地质环境相联系的历史过程。经受构造变动与剥蚀作用的岩层，接受来自大气圈及地表水圈的入渗水补给而开始其溶滤过程。设想岩层中原来含有包括氯化物、硫酸盐、碳酸盐及硅酸盐等各种矿物盐类。开始阶段，氯化物最易于由岩层转入水中，而成为地下水中主要化学组分。随着溶滤作用延续，岩层含有的氯化物由于不断转入水中并被水流带走而贫化，相对易溶的硫酸盐成为迁入水中的主要组分。溶滤作用长期持续，岩层中保留下来的几乎只是难溶的碳酸盐及硅酸盐，地下水的化学成分当然也就以碳酸盐及硅酸盐为主了。因此，一个地区经受溶滤愈强烈，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。

除了时间上的阶段性，溶滤作用还显示空间上的差异性。气候愈是潮湿多雨，地质构造的开启性愈好，岩层的导水能力愈强，地形切割愈强烈，地下径流与水交替愈迅速，岩层经受的溶滤便愈充分，保留的易溶盐类便愈贫乏，地下水的矿化度愈低，难溶离子的相对含量也就愈高。

6．4．2　浓缩作用

溶滤作用将岩土中的某些成分溶入水中，地下水的流动又把这些溶解物质带到排泄区。在干旱半干旱地区的平原与盆地的低洼处，地下水位埋藏不深，蒸发成为地下水的主要排泄去路。由于蒸发作用只排走水分，盐分仍保留在余下的地下水中，随着时间延续，地下水溶液逐渐浓缩，矿化度不断增大。与此同时，随着地下水矿化度上升，溶解度较小的盐类在水中相继达到饱和而沉淀析出，易溶盐类（如 NaCl）的离子逐渐成为水中主要成分。

设想未经蒸发浓缩前，地下水为低矿化水，阴离子以重碳酸盐为主，居第二位的是 SO_4^{2-}，Cl^-的含量很小。阴离子以 Ca^{2+}与 Mg^{2+}为主。随着蒸发浓缩，溶解度小的钙、镁的重碳酸盐部分析出，SO_4^-及 Na^+逐渐成为主要成分。继续浓缩，水中硫酸盐达到饱和并开始析出，便将形成以 Cl^-、Na^+为主的高矿化水。

产生浓缩作用必须同时具备下述条件，干旱或半干旱的气候，低平地势控制下较浅的地下水位埋深，有利于毛细作用的颗粒细小的松散岩工；最后一个必备的条件是地下水流动系统的势汇——排泄处，因为只有水分源源不断地向某一范围供应，才能从别处带来大量的盐分，并使之集聚。干旱气候下浓缩作用的规模从根本上说取决于地下水流动系统的空间尺度以及其持续的时间尺度。

当上述条件都具备时，浓缩作用十分强烈，有的情况下可以形成矿化度大于 300g／L 的地下咸水。

6．4．3　脱碳酸作用

水中 CO_2 的溶解度受环境的温度和压力控制。CO_2 的溶解度随温度升高或压力降低而减

小，一部分 CO_2 便成为游离 CO_2 从水中逸出，这便是脱碳酸作用。脱碳酸的结果，地下水中 HCO_3^- 及 Ca^{2+}、Mg^{2+} 减少，矿化度降低：

$$Ca^{2+}+2HCO_3^- \longrightarrow CO_2\uparrow+H_2O+CaCO_3\downarrow \qquad (6—11)$$

$$Mg^{2+}+2HCO_3^- \longrightarrow CO_2\uparrow+H_2O+MgCO_3\downarrow \qquad (6—12)$$

深部地下水上升成泉，泉口往往形成钙华，这是脱碳酸作用的结果。温度较高的深层地下水，由于脱碳酸作用使 Ca^{2+}、Mg^{2+} 从水中析出，阳离子通常以 Na^+ 为主。

6．4．4　脱硫酸作用

在还原环境中，当有有机质存在时，脱硫酸细菌能使 SO_4^{2-} 还原为 H_2S：

$$SO_4^{2-}+2C+2H_2O \longrightarrow H_2O+2HCO_3^- \qquad (6—13)$$

结果使地下水中 SO_4^{2-} 减少以至消失，HCO_3^- 增加，pH 值变大。

封闭的地质构造，如储油构造，是产生脱硫酸作用的有利环境。因此，某些油田水中出现 H_2S，而 SO_4^{2-} 含量很低。这一特征可以作为寻找油田的辅助标志。

6．4．5　阳离子交替吸附作用

岩土颗粒表面带有负电荷，能够吸附阳离子。一定条件下，颗粒将吸附地下水中某些阳离子，而将其原来吸附的部分阳离子转为地下水中的组分，这便是阳离子交替吸附作用。

不同的阳离子，其吸附于岩土表面的能力不同，按吸附能力，自大而小顺序为：

$H^+>Fe^{3+}>A1^{3+}>Ca^{2+}>Mg^{2+}>K^+>Na^+$。离子价愈高，离子半径愈大，水化离子半径愈小，则吸附能力愈大。H^+ 则是例外。

当含 Ca^{2+} 为主的地下水，进入主要吸附有 Na^+ 的岩土时，水中的 Ca^{2+} 便置换岩土所吸附的一部分 Na^+，使地下水中 Na^+ 曾多而 Ca^{2+} 减小。

地下水中某种离子的相对浓度增大，则该种离子的交替吸附能力（置换岩土所吸附的离子的能力）也随之增大。例如，当地下水中以 Na^+ 为主，而岩土中原来吸附有较多的 Ca^{2+}，那么，水中的 Na^+ 将反过来置换岩土吸附的部分 Ca^{2+}。海水侵入陆相沉积物时，就是这种情况。

显然，阳离子交替吸附作用的规模取决于岩土的吸附能力；而后者决定于岩土的比表面积。颗粒愈细，比表面积愈大，交替吸附作用的规模也就愈大。因此，粘土及粘土岩类最容易发生交替吸附作用，而在致密的结晶岩中，实际上不发生这种作用。

6．4．6　混合作用

成分不同的两种水汇合在一起，形成化学成分与原来两者都不相同的地下水，这便是混合作用。海滨、湖畔或河边，地表水往往混入地下水中；深层地下水补给浅部含水层时，则发生两种地下水的混合。

混合作用的结果，可能发生化学反应而形成化学类型完全不同的地下水。例如，当以 SO_4^{2-}、Na^+ 为主的地下水，与 HCO_3^-、Ca^{2+} 为主的水混合时：

$$Ca(HCO_3)_2+Na_2SO_4 \longrightarrow CaSO_4\downarrow +2NaHCO_3 \qquad (6—14)$$

石膏沉淀析出，便形成以 HCO_3^-及 Na^+为主的地下水。

两种水的混合也可能不产生明显的化学反应。例如当高矿化的氯化钠型海水混入低矿化的重碳酸钙镁型地下水中，基本上不产生化学反应。这种情况下，混合水的矿化度与化学类型取决于参与混合的两种水的成分及其混合比例。

6．4．7　人类活动在地下水化学成分形成中的作用

近年来，随着社会生产力与人口的增长，人类活动对地下水化学成分的影响愈来愈大。一方面，人类生活与生产活动产生的废弃物污染地下水；另一方面，人为作用大规模地改变了地下水形成条件，从而使地下水化学成分发生变化。

工业生产的废气、废水与废渣以及农业上大量使用化肥农药，使天然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。

人为作用通过改变形成条件而使地下水水质变化表现在以下各方面：滨海地区过量开采地下水引起海水入侵，不合理的打井采水使咸水运移，这两种情况都会使良好水质的淡含水层变咸。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。原来分布地下咸水的地区，通过挖渠打井，降低地下水位，使原来主要排泄去路由蒸发改为径流排泄，从而逐步使地下水水质淡化。在这些地区，通过引来区外淡的地表水，以合理的方式补给地下水，也可使地下水变淡。

人类干预自然的能力正在迅速增强，因此，防止人类活动对地下水水质的不利影响，采用人为措施使地下水水质向有利方向演变，愈来愈重要了。

6．5　地下水化学成分的基本成因类型

不同领域的学者，目前得出了比较一致的结论：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。因此，地下水起源于地球深部层圈。

从形成地下水化学成分的基本成分出发，可将地下水分为三个主要成因类型：溶滤水、沉积水和内生水。

6．5．1　溶滤水

富含 CO_2与 O_2的渗入成因的地下水，溶滤它所流经的岩土而获得其主要化学成分，这种水称之为溶滤水。

溶滤水的成分受到岩性、气候、地貌等因素的影响。

岩性对溶滤水的影响是显而易见的。石灰岩、白云岩分布区的地下水，HCO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}为其主要成分。含石膏的沉积岩区，水中 SO_4^{2-}与 Ca^{2+}均较多。酸性岩浆岩地区的地下水，大都为 HCO_3－Na 型水。基性岩浆岩地区，地下水中常富含 Mg^{2+}。煤系地层分布区与金属矿床分布区多形成硫酸盐水。

但是，如果认为地下水流经什么岩土，必定具有何种化学成分，那就把问题过分简单化了。岩土的各种组分，其迁移能力各不相同。在潮湿气候下，原来含有大量易溶盐类（如 NaCl、$CaSO_4$）的沉积物，经过长时期充分溶滤，易迁移的离子淋洗比较充分，到后来地下

水所能溶滤的主要是难以迁移的组分（如 $CaCO_3$、$MgCO_3$、SiO_2 等）。因此，在潮湿气候区，尽管原来地层中所含的组分很不相同，有易溶的与难溶的，但其浅表部在丰沛降水的充分淋滤下，最终浅层地下水很可能都是低矿比重碳酸水，难溶的 SiO_2 在水中占到相当比重。另一方面，干旱气候下平原盆地的排泄区，由于地下水将盐类不断携来，水分不断蒸发，浅部地下水中盐分不断积累，不论其岩性有何差异，最终都将形成高矿化的氯化物水。从大范围来说，溶滤作用主要受控于气候，显示受气候控制的分带性。

地形因素往往会干扰气候控制的分带性。这是因为在切割强烈的山区，流动迅速、流程短的局部地下水系统发育。地下水径流条件好，水交替迅速，即使在干旱地区也不会发生浓缩作用，因此常形成低矿化的以难溶离子为主地下水。地势低平的平原与盆地，地下水径流微弱，水交替缓慢，地下水的矿化度与含易溶离子均较高。

干旱地区的山间堆积盆地，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。山前地区气候相对湿润，颗粒比较粗大，地形坡度也大；向盆地中心，气候转为十分干旱，颗粒细小，地势低平。因此，从盆地边缘洪积扇顶部的低矿化重碳酸盐水带，到过渡地带的中等矿化硫酸盐水，盆地中心则是高矿化的氯化物水。

绝大部分地下水属于溶滤水。这不仅包括潜水，也包括大部分承压水。位置较浅或构造开启性好的含水系统，由于其径流途径短，流动相对较快，溶滤作用发育，多形成低矿化的重碳酸盐水。构造较为封闭的，位置较深的含水系统，则形成矿化度较高，易溶离子为主的地下水。同一含水系统的不同部位，由于径流条件与流程长短不同，水交替程度不同，从而出现水平的或垂向的水化学分带（参见图 8—9）。

6．5．2　沉积水

沉积水是指与沉积物大体同时生成的古地下水。

河、湖、海相的沉积物中的水具有不同的原始成分，在漫长的地质年代中水质又经历一系列复杂的变化。

下面以海相淤泥为例说明之。

海相淤泥通常含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。

海水的平均化学成分是矿化度 35g/L 的氯化钠水（$M_{35}\frac{Cl_{90}}{Na_{77}Mg_{18}}$，$\frac{\gamma Na^{(1)}}{\gamma Cl}=0.85$，$\frac{Cl}{Br}$ ＝29.3）。由于经历一系列后期变化，海相淤泥沉积水与海水比较有以下不同：（1）矿化度很高，最高可达 300g/L；（2）硫酸根离子减少乃至消失；（3）钙的相对含量增大，钠相对含量减少

①γ 为毫克当量的代号，$\frac{\gamma Na}{\gamma Cl}$ 即 Na 与 Cl 毫克当量比值，其后的 $\frac{Cl}{Br}$ 为重量比值。

（$\frac{\gamma Na}{\gamma Cl}$<0.85）；（4）富集溴、碘，碘的含量升高尤为显著，$\frac{Cl}{Br}$ 变小；（5）出现硫化氢、甲烷、铵、氮；（6）pH 值增高。

海相沉积水矿化度的增大，一般认为是海水在泻湖中蒸发浓缩所致。

脱硫酸作用使原始海水中的 SO_4^{2-} 减少以至消失，出现 H_2S，水中 HCO_3^- 增加，水的 pH 值提高。

HCO_3^- 增加与 pH 值提高，使一部分 Ca^{2+}、Mg^{2+} 与 HCO_3^- 作用生成 $CaCO_3$ 与 $MgCO_3$

沉淀析出，Ca^{2+}与 Mg^{2+}减少。

水中 Ca^{2+}与 Mg^{2+}的减少，水与淤泥间阳离子吸附平衡破坏，淤泥吸附的部分 Ca^{2+}转入水中，水中部分 Na^{+}被淤泥吸附。

甲烷、铵、氮等是细胞与蛋白质分解以及脱硝酸作用的产物。

溴与碘的增加是生物富集并在其遗骸分解时进入水中所致。

海相淤泥在成岩过程中受到上覆岩层压力而密实时，其中所含的水，一部分被挤压进入颗粒较粗且不易压密的相邻岩层，构成后生沉积水；另一部分仍保留于淤泥层中，这便是同生沉积水。

埋藏在地层中的海相淤泥沉积水，在经历若干时期以后，由于地壳运动而被剥蚀出露地表，或者由于开启性构造断裂使其与外界连通。经过长期入渗淋滤，沉积水有可能完全排走，而为溶滤水所替换。在构造开启性不十分好时，则在补给区分布低矿化的以难溶离子为主的溶滤水，较深处则出现溶滤水和沉积水的混合，而在深部仍为高矿化的以易溶离子为主的沉积水。

6．5．3　内生水

早在本世纪初，曾把温热地下水看作岩浆分异的产物。后来发现，在大多数情况下，温泉是大气降水渗入到深部加热后重新升到地表形成的。近些年来，某些学者通过对地热系统的热均衡分析得出，仅靠水渗入深部获得的热量无法解释某些高温水的出现，认为应 10％—30％的来自地球深部层圈的高热流体的加入。这样，源自地球深部层圈的内生水说又逐渐为人们所重视。有人认为，深部高矿化卤水的化学成分也显示了内生水的影响。

内生水的典型化学特征至今并不完全清楚。前苏联某些花岗岩中包裹体溶液为矿化度 100－200g/L 的氯化钠型水。冰岛玄武岩区的热蒸汽凝成的水，是矿化度 1—2g/L 的 HS－HCO_3－Na 水，含有大量 SiO_2 与 CO_2。

内生水的研究迄今还很不成熟，但由于它涉及水文地质学乃至地质学的一系列重大理论问题，因此，今后水文地质学的研究领域将向地球深部层圈扩展，更加重视内生水的研究。

6．6　地下水化学成分的分析内容与分类图示

6．6．1　地下水化学分析内容

地下水化学成分的分析是研究的基础。工作目的与要求不同，分析项目与精度也不相同。在一般水文地质调查中，区分为简分析和全分析，为了配合专门任务，则进行专项分析。

简分析用于了解区域地下水化学成分的概貌，这种分析可在野外利用专门的水质分析箱就地进行。简分析项目少，精度要求低，简便快速，成本不高，技术上容易掌握。分析项目除物理性质(温度、颜色、透明度、嗅味、味道等)外，还应定量分析以下各项：HCO_3^-、SO_4^{2-}、$C1^-$、Ca^{2+}、总硬度、pH 值。通过计算可求得水中各主要离子含量及总矿化度。定性分析的项目则不固定，较经常的有 NO_3^-、NO_2^-、NH_4^+、Fe^{2+}、$Fe3^+$、H_2S、耗氧量等。分析这些项目是为了初步了解水质是否适于饮用，

全分析项目较多，要求精度高。通常在简分析的基础上选择有代表性的水样进行全分析，以较全面地了解地下水化学成分，并对简分析结果进行检核。全分析并非分析水中的全部成分，一般定量分析以下各项：HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-、CO_3^{2-}、NO_2^-、NO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、

K^+、Na^+、NH^{4+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、H_2S、$C0_2$、耗氧量、pH 值及干涸残余物。

在进行地下水的化学分析的同时，必须对有关的地表水体取样分析。因为地表水体可能是地下水的补给来源，或者是排泄去路。前一种情况下，地表水的成分将影响地下水。后一种情况下，地表水反映了地下水化学变化的最终结果。对于作为地下水主要补给来源的大气降水的化学成分，至今一直很少注意，原因是它所含物质数量很少。但是，必须看到，在某些情况下，不考虑大气降水的成分，就不能正确地阐明地下水化学成分的形成。

地下水化学分析的结果，将离子含量以毫克／升与毫克当量／升表示之。这样，水中离子含量可以用毫克当量／升及毫克当量百分数表示。后者分别以阴、阳离子的毫克当量为100％，求取各阴、阳离子所占的毫克当量百分比。

6．6．2　地下水化学分类与图示方法

6．6．2．1　舒卡列夫分类

前苏联学者舒卡列夫（С．А．Щукалев）的分类（表 6—2）是根据地下水中六种主要离子（K^+合并于 Na^+中）及矿化度划分的。含量大于 25％毫克当量的阴离子和阳离子进行组合，共分成 49 型水，每型以一个阿拉伯数字作为代号。按矿化度又划分为 4 组；A 组矿化度小于 1.5g/L，B 组 1.5—10g/L，C 组 10—40g/L，D 组大于 40g/L。

不同化学成分的水都可以用一个简单的符号代替，并赋以一定的成因特征。例如，1—A 型即矿化度小于 1.5g/L 的 HCO_3—Ca 型水，是沉积岩地区典型的溶滤水，而 49—D 型则是矿化度大于 40g/L 的 Cl—Na 型水，可能是与海水及海相沉积有关的地下水，或者是大陆盐化潜水。

这种分类简明易懂，在我国广泛应用。利用此图表系统整理水分析资料时，从图表的左上角向右下角大体与地下水总的矿化作用过程一致。缺点是以 25％毫克当量为划分水型的依据带有人为性。其次，在分类中，对大于 25％毫克当量的离子未反映其大小的次序，反映水质变化不够细致。

表 6—2　舒卡列夫分类图表

超过 25%毫克当量的离子	HCO_3	HCO_3+SO_4	HCO_3+SO_4+Cl	HCO_3+C l	SO_4	SO_4+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
Na+Ca	4	11	18	25	32	39	45
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

6．6．2．2　派珀三线图解

派珀〔A．M．Piper〕三线图解由两个三角形和一个菱形组成（图 6—4）左下角三角形的三条边线分别代表阳离子中 Na^++K^+、Ca^{2+}及 Mg^{2+}的毫克当量百分数。右下角三角形表示阴离子 $C1^-$、SO_4^{2-}及 HCO_3^-的毫克当量百分数。任一水样的阴阳离子的相对含量分别在两个三角形中以标号的圆圈表示，引线在菱形中得出的交点上以圆圈综合表示此水样的阴阳离子相对含量，按一定比例尺画的圆圈的大小表示矿化度。

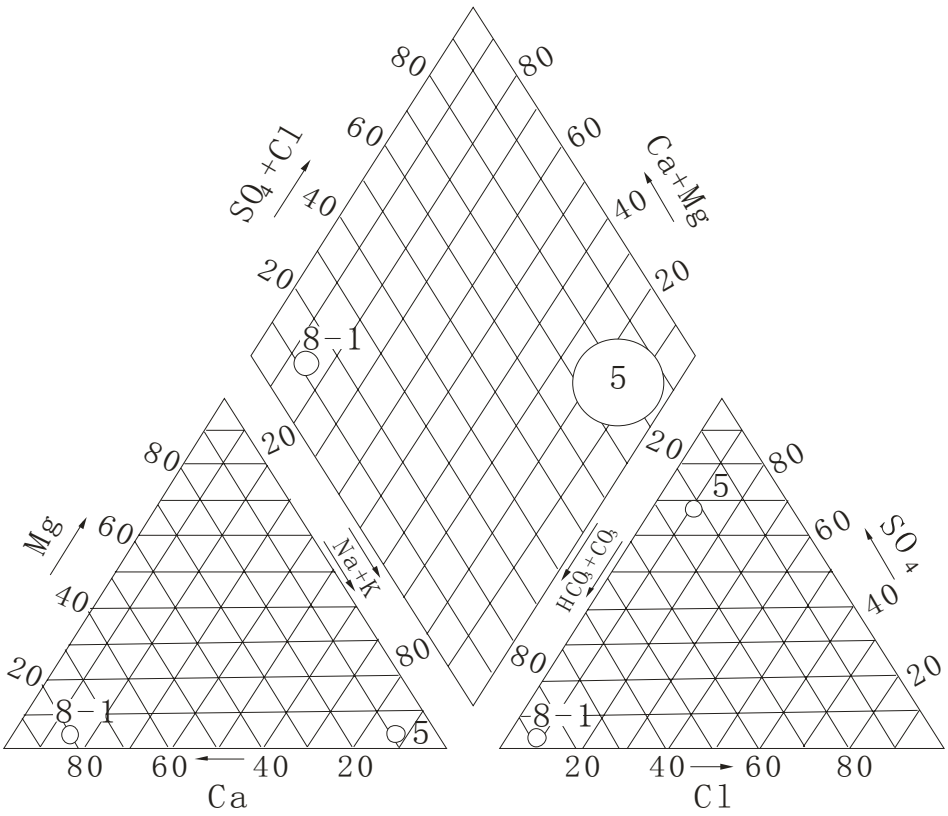


图 6—4 派珀三线图解

〔Piper，1953〕

落在菱形中不同区域的水样具有不同化学特征（图 6—5）。1 区碱土金属离子超过碱金属离子，2 区碱大于碱土，3 区弱酸根超过强酸根，4 区强酸大于弱酸，5 区碳酸盐硬度超过 50%，6 区非碳酸盐硬度超过 50%，7 区碱及强酸为主，8 区碱土及弱酸为主，9 区任一对阴阳离子含量均不超过 50%毫克当量百分数。

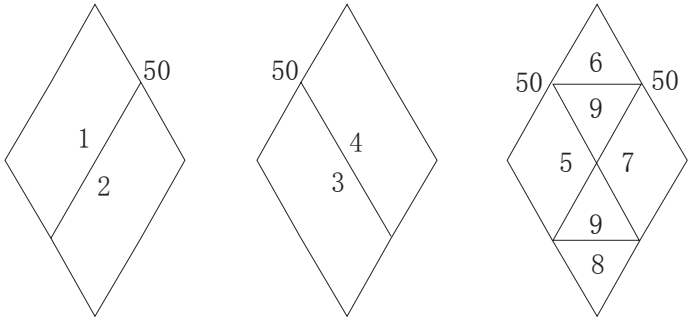


图 6-5 派珀三线图解分区

〔Piper，1953〕

这一图解的优点是不受人为影响，从菱形中可看出水样的一般化学特征，在三角形中可以看出各种离子的相对含量。将一个地区的水样标在图上，可以分析地下水化学成分的演变规律。

第七章　地下水的补给与排泄

地下水经常不断地参与着自然界的水循环。含水层或含水系统经由补给从外界获得水量，通过径流将水量由补给处输送到排泄处向外界排出。在补给与排泄过程中，含水层与含水系统除了与外界交换水量外，还交换能量、热量与盐量。因此，补给、排泄与径流决定着地下水水量水质在空间与时间上的分布。关于地下水的径流（流动），我们将在第八章加以讨论。

7．1　地下水的补给

含水层或含水系统从外界获得水量的过程称作补给。补给除了获得水量，还获得一定盐量或热量，从而使含水层或含水系统的水化学与水温发生变化。补给获得水量，抬高地下水位，增加了势能，使地下水保持不停的流动。由于构造封闭，或由于气候干旱，地下水长期得不到补给，便将停滞而不流动。

补给的研究包括补给来源、补给条件与补给量。地下水的补给来源有大气降水、地表水、凝结水，来自其它含水层或含水系统的水等。与人类活动有关的地下水补给有灌溉回归水、水库渗漏水，以及专门性的人工补给。

7．1．1　大气降水对地下水的补给

7．1．1．1　大气降水入渗机制

松散沉积物组成的包气带，降水入渗过程相当复杂。迄今为止，降水入渗补给地下水的机制尚未充分阐明。我们以松散沉积物为例，讨论降水入渗补给地下水。

目前认为，松散沉积物中的降水入渗存在活塞式与捷径式两种（图 7—1）。

活塞式下渗（Piston type infiltration）：鲍得曼（Bodman）等人于 1943—1944 年对均质砂进行室内入渗模拟试验的基础上提出，简而言之，这种入渗方式是入渗水的湿锋面整体向下推进，犹如活塞的运移。

在理想情况下，包气带水分趋于稳定，不下渗也无蒸发、蒸腾时，均质土包气带水分分布如图 7—2（c）中九所示。包气带上部保持残留含水量（W_0），一定深度以下，由于支持毛细水的存在，含水量大于W_0并向下渐增，接近地下水面的毛细饱和带以及饱水带，含水量达到饱和含水量（W_s）。

实际情况下，只有在雨季过后包气带水分稳定时最接近此理想情况，雨季之前，由于旱季的土面蒸发与叶面蒸腾，包气带上部的含水量已低于残留含水量W_0，而造成所谓的水分亏缺（图 7—2a，（t_0））。

雨季初期的降雨，首先要补足水分亏缺，多余的水分才能下渗（图 7—2b，t_3、t_4）。

下渗水达到地下水面，使地下水储量增加，地下水位抬高（图 7—2c）。

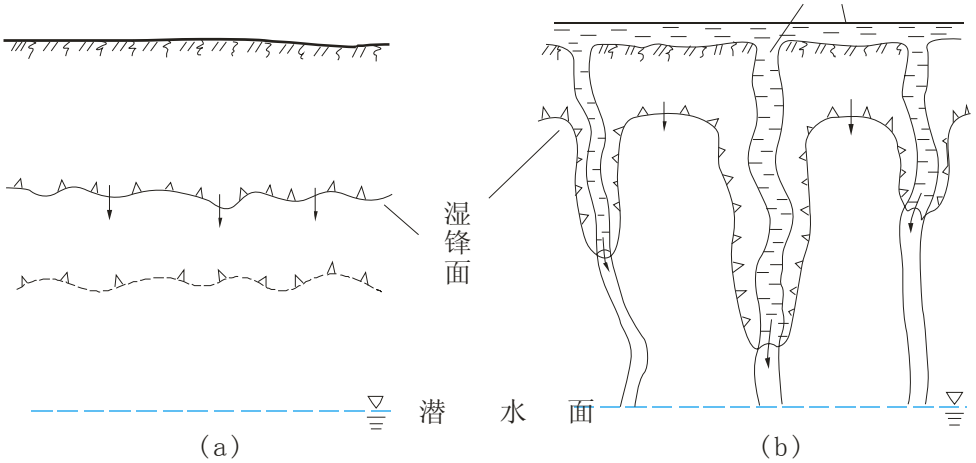


图 7—1 活塞式与捷径式下渗

（a）　活塞式下渗；（b）捷径式与活塞式下渗的结合

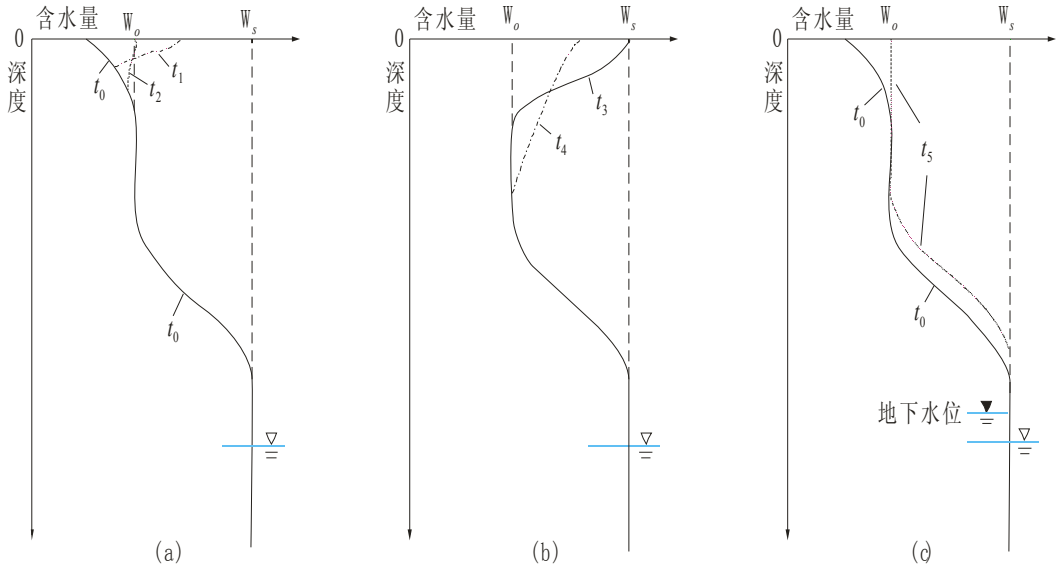


图 7—2 降水入渗过程中包气带水分分布曲线

W_0—残留含水量；W_s—饱和含水量

就地表接受降雨入渗的能力而言，初期较大，逐渐变小趋于一个定值。降雨初期，由于表土干燥，毛细负压很大，毛细负压与重力共同使水下渗，此时包气带的入渗能力很强。随着降雨延续，湿锋面推进到地下一定深度，相对于重力水力梯度（$I=1$），毛细水力梯度逐渐变小，入渗速率逐渐趋于某一定值（图 7—3）（参见第四章）。在降雨强度超过地表入渗能力时，便将产生地表坡流。

活塞式下渗是在理想的均质土中室内试验得出的。实际上，从微观的角度看，并不存在均质土。尤其是粘性土，除了粒间孔隙与颗粒集合体内和颗粒集合体间的孔隙外，还存在根孔、虫孔与裂缝等大的孔隙通道。在粘性土中，捷径式入渗（Short-circuit type infiltration）往往十分普遍。

如图 7—1(b)所示，当降水强度较大，细小孔隙来不及吸收全部水量时，一部分雨水将沿着渗透性良好的大孔隙通道优先快速下渗，并沿下渗通道水分向细小孔隙扩散。存在比较连续的较强降雨时，下渗水通过大孔道的捷径优先到达地下水面。

捷径式下渗与活塞式下渗比较，主要有两点不同：（1）活塞式下渗是年龄较新的水推

动其下的年龄较老的水，始终是“老”水先到达含水层；捷径式下渗时“新”水可以超前于“老”水到达含水层；（2）对于捷径式下渗，入渗水不必全部补充包气带水分亏缺，即可下渗补给含水层。这两点对于分析污染物质在包气带的运移很有意义。

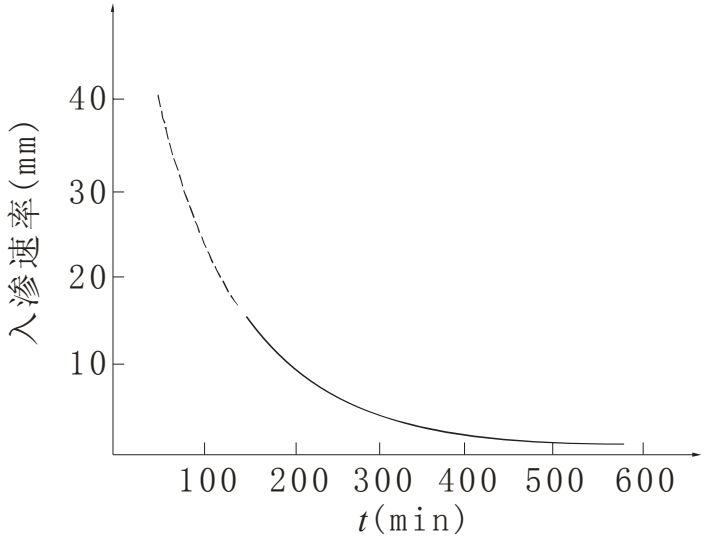


图 7—3 入渗速率随时间的变化

〔据淮河瓦屋径流站同心环实验资料〕

我们认为，在砂砾质土中主要为活塞式下渗，而在粘性土中则活塞式与捷径式下渗同时发生。

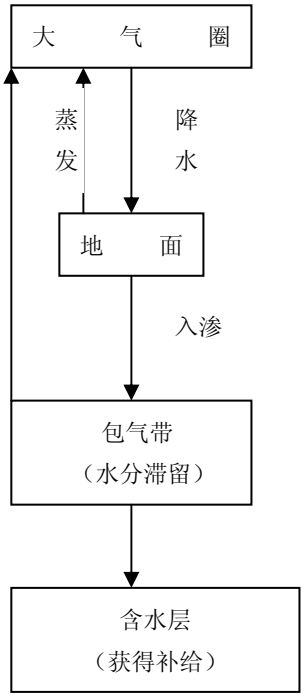


图 7—4 降水入渗补给含水层框图

7．1．1．2　影响大气降水补给地下水的因素

落到地面的降雨，归根结底有三个去向：转化为地表径流，腾发返回大气圈，下渗补给含水层（图 7—4）。地面吸收降水的能力是有限的，强度超过入渗能力的那部分降雨便转化为地表径流。

渗入地面以下的水，不等于补给含水层的水。其中相当一部分将滞留于包气带中构成土壤水，通过土面蒸发与叶面蒸腾的方式从包气带水直接转化为大气水。以土壤水形式滞留于

包气带并最终返回大气圈的水量相当大。我国华北平原总降水量有 70%以上转化为土壤水。

土壤水的消耗（干旱季节以及雨季间歇期的蒸发与蒸腾）造成土壤水分亏缺，而降水必须补足全部水分亏缺（在捷径式下渗情况下降水必须补足水分亏缺的大部分）后方能补给地下水。由此可见，雨季滞留于包气带的那部分水量，相当于全年支持毛细带以上包气带水的蒸发蒸腾量。

入渗水补足水分亏缺后，其余部分继续下渗，达到含水层时，构成地下水的补给。因此，平原地区降水入渗补给地下水水量为：

$$q_x = X - D - \Delta S \qquad (7—1)$$

式中：q_x——降水入渗补给含水层的量；

X——年总降水量；

D——地表径流量；

ΔS——包气带水分滞留量，即水分亏缺。

以上各项均以水柱的 mm 数表示。

令 $$\frac{q_x}{X} = \alpha$$

α 称为降水入渗系数，即每年总降水量补给地下水的份额，常以小数表示。α 通常变化于 0.2—0.5 之间，我国南方岩溶地区 α 可高达 0.8 以上，西北极端干旱的山间盆地则趋于零。

影响大气降水补给地下水的因素比较复杂，其中主要有年降水总量、降水特征、包气带的岩性和厚度、地形、植被等。

由于降水量中相当一部分要补足水分亏缺，因此年降水量过小时，能够补给地下水的有效降水量就很小；年降水量大则有利于补给地下水，α 值较大。试参看图 7—9，该图中当潜水埋深为 2.5m 时，年降水量中约有 350mm 为无效降水量。

降水特征也影响。值的大小。间歇性的小雨很可能只湿润土壤表层而经由蒸发及蒸腾返回大气，不构成地下水的有效补给。过分集中的暴雨则又可能因降水强度超过地面入渗能力而部分转化为地表径流，使 α 值偏低。因此，不超过地面入渗速率的连绵细雨最有利于地下水的补给。

包气带渗透性好，有利于降水入渗补给。包气带厚度过大（潜水埋深过大），则包气带滞留的水分也大，不利于地下水的补给。但潜水埋藏过浅，毛细饱和带达到地面，也不利于降水入渗。

当降水强度超过地面入渗速率时，地形坡度大会使地表坡流迅速流走，使地表径流增加。平缓与局部低洼的地势，有利于滞积表流，增加降水入渗的份额。

森林、草地可滞留地表坡流与保护土壤结构，这方面有利于降水入渗。但是浓密的植被，尤其是农作物，以蒸腾方式强烈消耗包气水，造成大量水分亏缺。尤其在气候干旱的地区，农作物复种指数的提高，会使降水补给地下水的份额明显降低。

我们应当注意，影响降水入渗补给地下水的因素是相互制约、互为条件的整体，不能孤立地割裂开来加以分析。例如，强烈岩溶化地区，即使地形陡峻，地下水位埋深达数百米，由于包气带渗透性极强，连续集中的暴雨也可以全部吸收，有时 α 值可达 70%—90%。又如，地下水位埋深较大的平原、盆地，经过长期干旱后，一般强度的降水不足以补偿水分亏缺。这时候，集中的暴雨反而可成为地下水的有效补给来源。

7．1．2　地表水对地下水的补给

河流与地下水的补给关系沿着河流纵断面而有所变化（图 7—5）。一般说来，山区河谷深切，河水位常低于地下水位，起排泄地下水的作用（图 7—5a)洪水期则河水补给地下水。山前，由于河流的堆积作用，河床处于高位，河水常年补给地下水（图 7—5b）。冲积平原与盆地的某些部位，河水位与地下水位的关系，随季节而变（图 7—5c)。而在某些冲积平原中，河床因强烈的堆积作田而形成所谓“地上河”，河水经常补给地下水（图 7—5d）。

我们先来分析间歇性河流对地下水的补给过程。汛期开始，河水浸湿包气带并发生垂直下渗，使河下潜水面形成水丘（图 7—6a）。河水不断下渗，水丘逐渐抬高与扩大，与河水联成一体（图 7—6b）。汛期结束，河水撤走，水丘逐渐趋平，使一定范围内潜水位普遍抬高（图 7—6c）。

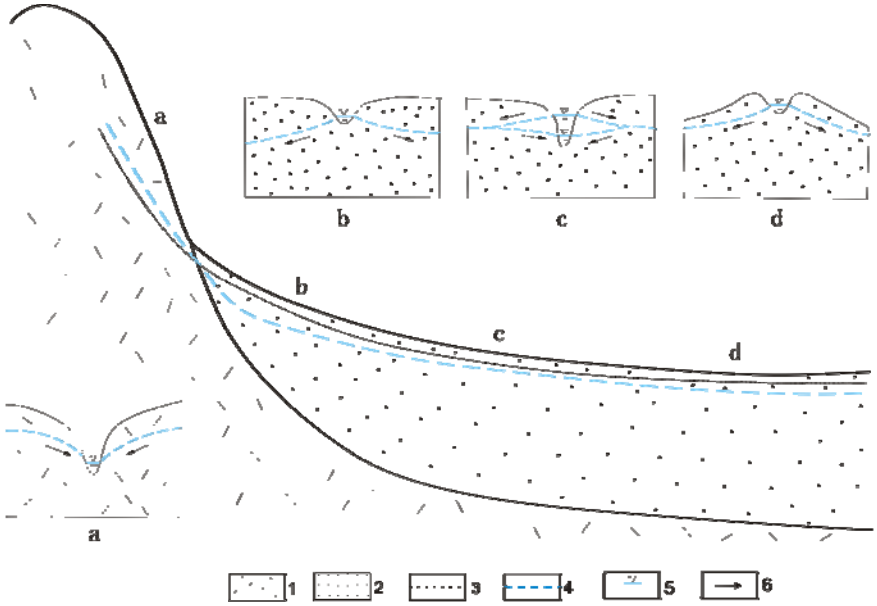


图 7—5 地表水与地下水的补给关系

1—基岩；2—松散沉积物；3—地表水位（纵剖面）；4—地下水位；5—地表水位（横剖面）

河水补给地下水时，补给量的大小取决于下列因素：透水河床的长度与浸水周界的乘积（相当于过水断面），河床透水性（渗透系数），河水位与地下水位的高差（影响水力梯度）以及河床过水时间，对此可以用达西定律进行分析。

当地下水的侧向径流强烈，而河床透水性相对较差时，即使是常年有水的河流，也可以发生如图 7—6a 所示的非饱和渗漏补给，水丘始终处于河床下一定深度，潜水位与河水位并不相连。

为了确定河水渗漏补给地下水的水量，可在渗漏河段上下游分别测定断面流量 Q_1 及 Q_2，则河水渗漏量等于 $(Q_1-Q_2)t$，t 为河床过水时间。对于常年性河流，此渗漏量即为河水补给地下水的水量；但是，对于过水时间很短的间歇性河流，渗漏量有相当大一部分消耗于湿润河床附近的包气带，将河水渗漏量当作地下水获得的补给量，会产生误差。

大气降水与地表水是地下水的两种主要补给来源，从空间分布上看，大气降水属于面状补给，范围普遍且较均匀；地表水则可看作线状补给，局限于地表水体周边。从时间分布比较，大气降水持续时间有限而地表水体持续时间长，或是经常性的。在地表水体附近，地

下水接受降水及地表水补给，开采后这一补给还可加强，因此地下水格外串富。

干旱地区的山间盆地降水稀少，它对地下水的补给微不足道。发源于山区，依靠高山冰雪融水或降水供给水量的河流，往往成为地下水主要的，甚至唯一的补给来源。例如，河西走廊中段，降水只占地下水补给量的 4%，其余均属河水补给。

就其水源而言，地表水是由大气降水转化而来的，即使对于干旱山间盆地，作为地下水主要补给来源的河水，仍然来源于山区降水，或以冰雪形式积累起来的高山降水。因此，从总体上说，降水量的多寡决定着一个地区地下水的丰富程度。那种认为降水稀少的干旱地区也可能存在相当丰富的地下水资源的说法，是缺乏根据的。

潜水和承压水含水层接受降水及地表水补给的条件不同。潜水在整个含水层分布面积上都能直接接受补给，而承压水仅在含水层出露于地表，或与地表连通处方能获得补给。因此，地质构造与地形的配合关系，对承压含水层的补给影响极大。含水层出露于地形高处，充其量只能得到出露范围（补给区）大气降水的补给（图 7—7a）；出露于低处，则整个汇水范围内的降水都有可能汇集补充（图 7—7b）。切穿承压含水层隔水顶板的导水断层，在有利的地形条件下，也能将大范围内的降水引入含水层（图 7—7c）。汇水区的大小也影响潜水含水层接受补给（图 7—7d）。

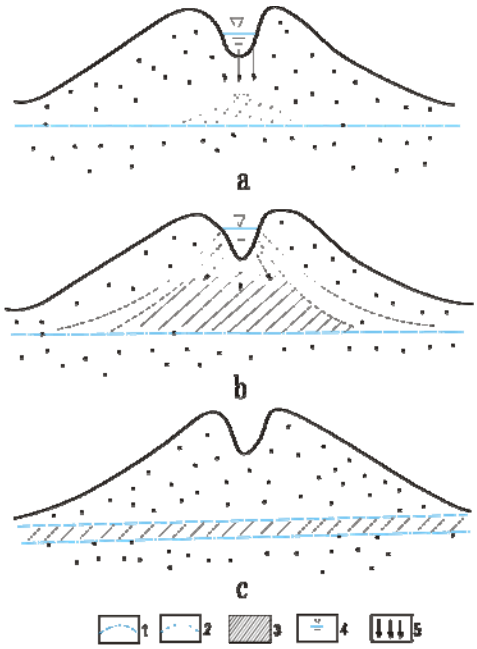


图 7—6 河水补给地下水

1—原地下水位；2—抬高后地下水位；3—地下水位抬高部分；4—河水位；5—补给方向

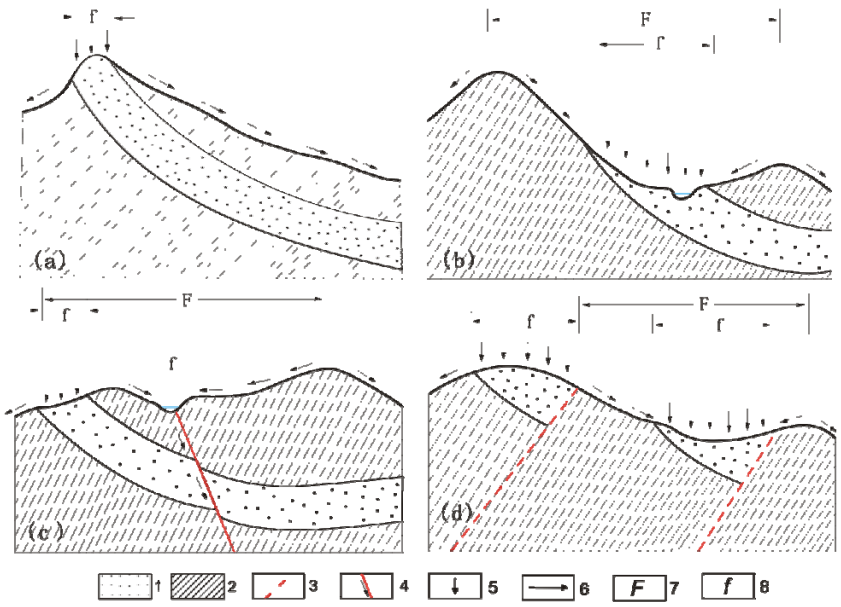


图 7—7 含水层的补给区与汇水区

1—透水层；2—隔水层；3—断层；4—导水断层；5—降雨；6—地表径流；7—汇水区；8—补给区

7．1．3 大气降水及河水补给地下水水量的确定

7．1．3．1 平原区大气降水入渗补给量

在平原区，大气降水入渗补给地下水的量通常可用下式确定：

$$Q = X \cdot \alpha \cdot F \cdot 1000 \qquad (7—2)$$

式中：Q——降水入渗补给地下水量（m^3/a）；

X——年降水量；

α——入渗系数；

F——补给区面积（km^2）。

确定入渗系数α常用的方法有以下两种：

（1）利用地中渗透仪测定：地中渗透仪的基本结构如图 7—8 所示。在若干个入渗皿中放入本区代表性原状土柱，以水位调节管控制不同的地下水位埋深，经过若干年观测，可以得到不同包气带岩性、地下水位埋深及不同年降水量条件下降水入渗系数α做成图表可以得出各种条件下α值的大小（图 7—9）。

（2）利用天然潜水位变幅确定：在研究区地下水水平径流及垂向越流与蒸发都很微弱、不受开采影响的地段里，观测不同包气带岩性、地下水位埋深，观测降水入渗引起的地下水抬升值Δh，并测定水位变动带的给水度μ则：

$$\alpha = \frac{q_x}{X} = \frac{\mu \Delta h}{X} \qquad (7—3)$$

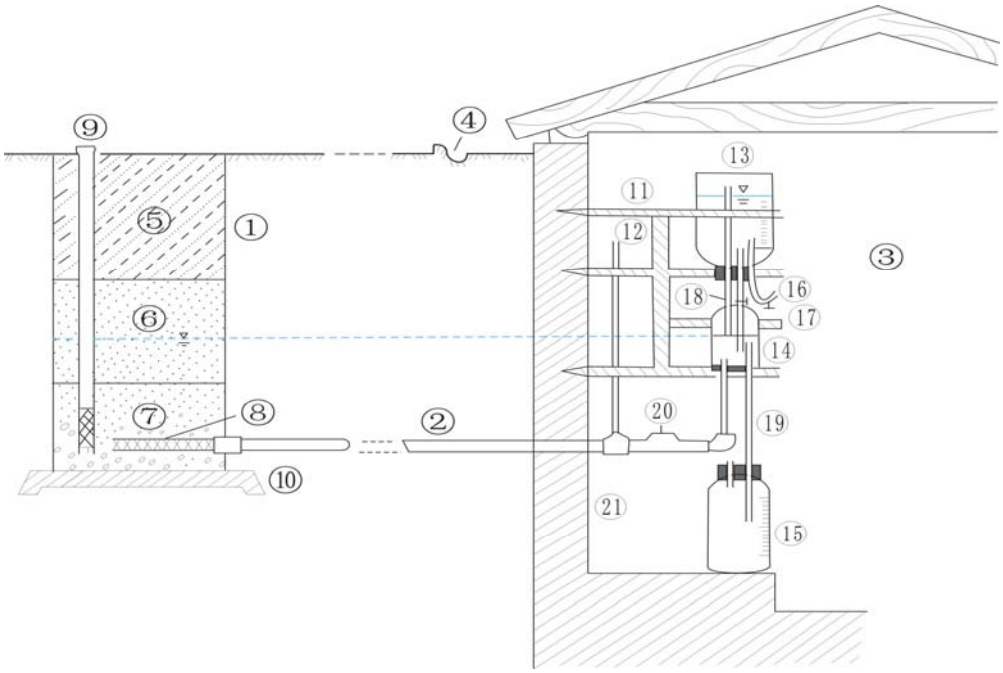


图 7—8 地中渗透仪结构图

〔据河北省地质局水文地质观测总站〕

1—入渗（蒸发）皿；2—导水管；3—地下观测室；4—室边排水沟；5—原状土样；6—皿内水位；7—过滤层；8—过滤管；9—检查管；10—防沉底座；11—支架；12—测压管；13—马里奥特瓶；14—水位调整管；15—接渗瓶；16—加水管；17—出水管；18—通气管；19—接渗管；20—截门；21—防水墙

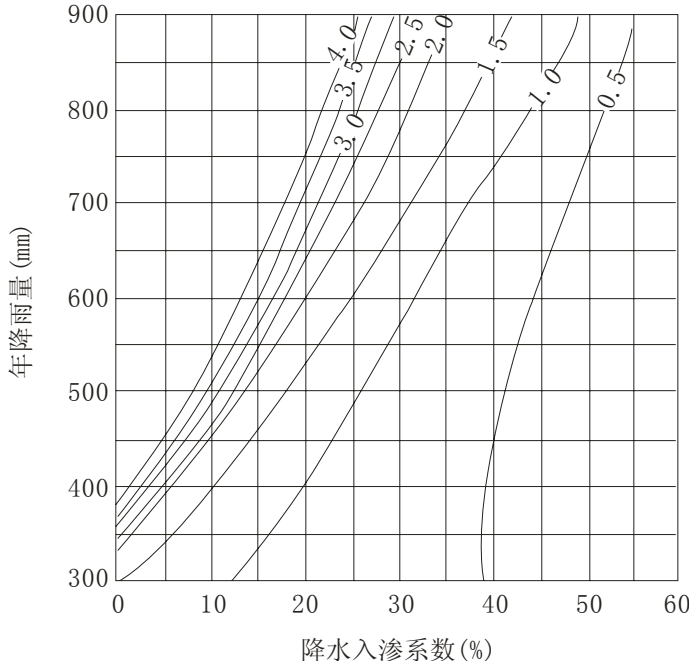


图 7—9 降水入渗系数与年降水量、潜水埋深关系曲线

〔据河北省地质局水文地质观测总站〕

根据地中渗透仪观测资料编绘，包气带岩性主要为亚粘土及亚砂土，图中曲线旁注数字为潜水埋藏深度（m）

需要注意的是，一个地区的植被，尤其是农作物种植情况不同，蒸腾量很不相同，因而总降水量中有效补给地下水份额差别很大，α 值就不相同，以往采用上述两种方法求取 α 值时，没有注意求取与应用 α 值时植被的变化，这会造成很大的误差。因此，应当选用植被情况不同的地段求取 α 值，或者选用植被条件与计算降水入渗量的条件相近的入渗皿或地

段求取α值。

7．1．3．2　山区降水与河水入渗量

基岩山区大气降水、地表水与地下水的转换情况比较复杂。例如，在岩溶化岩层组成的山区，地表水与地下水常相互转化，因此，单独求算山区的大气降水入渗补给地下水量很困难，通常的做法是统一求取山区大气降水与地表水对地下水的补给量。

由于山区地形切割，地下水位埋藏深度大，地下水的蒸发排泄量可以忽略，大体上可认为山区地下水的补给量等于其排泄量，故可通过测定地下水排泄量反求其补给量。

山区地下水全部以大泉形式集中排泄时，可通过定期测定泉流量求得全年排泄量。如地下水分散泄流，可通过分割河水流量过程线求年排泄量（参见7.2.2）。如果山区地下水有一部分以地下径流形式排入相邻的平原或盆地，则必须另行计算这一部分水量加入排泄量中。

山区的入渗系数α是全年降水与河水补给地下水的量与年降水量的比值：　　。

$$\alpha = \frac{Q}{f \cdot X \cdot 1000} \qquad (7—4)$$

式中：Q——年地下水排泄量，以前述方式求得；

f——汇水区面积（km^2）；

X——年降水量（mm）。

有时，也可在区内选取典型地段，测得相应的Q、f、X值，用（7—4）式求得α值。

有了α值以后，便可求取全年降水与河水补给地下水的量：

$$Q = X \cdot \alpha \cdot f \cdot 1000 \qquad (7—5)$$

7．1．4　凝结水的补给

在某些地方，水汽的凝结对地下水的补给有一定意义。

饱和湿度随温度降低，温度降到一定程度，空气中的绝对湿度与饱和湿度相等。温度继续下降，超过饱和湿度的那一部分水汽，便凝结成水。这种由气态水转化为液态水的过程称作凝结作用。

夏季的白天，大气和土壤都吸热增温；到夜晚，土壤散热快而大气散热慢。地温降到一定程度，在土壤孔隙中水汽达到饱和，凝结成水滴，绝对湿度随之降低。由于此时气温较高，地面大气的绝对湿度较土中为大，水汽由大气向土壤孔隙运动，如此不断补充，不断凝结，当形成足够的液滴状水时，便下渗补给地下水。

一般情况下，凝结形成的水相当有限。但是，高山、沙漠等昼夜温差大的地方（如撒哈拉大沙漠昼夜温差大于50℃），凝结作用对地下水补给的作用不能忽视。据报道，我国内蒙沙漠地带，在风成细沙中不同深度均有水汽凝结。

7．1．5　含水层之间的补给

两个含水层之间存在水头差且有联系的通路，则水头较高的含水层便补给水头较低者（图7—10、7—11）。

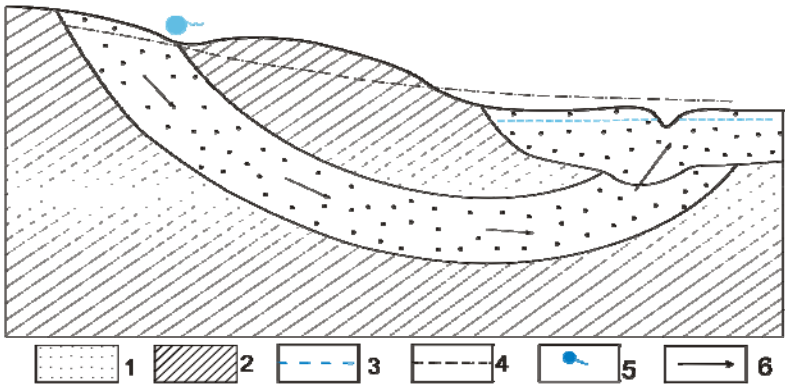


图 7—10 承压水补给潜水

1—含水层；2—隔水层；3—潜水位；4—承压水测压水位；5—下降泉；6—地下水流向

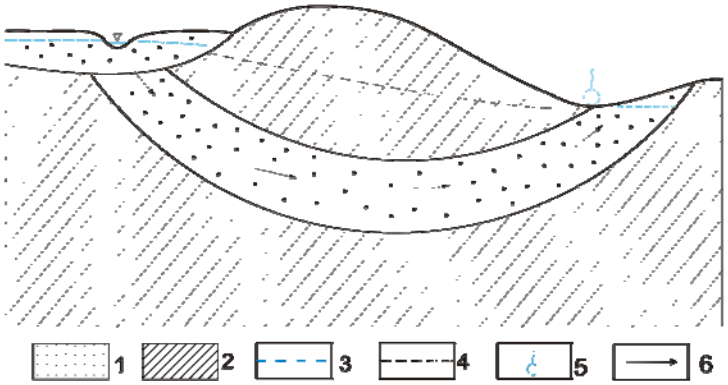


图 7—11 潜水补给承压水

1—含水层；2—隔水层；3—潜水位；4—承压水测压水位；5—上升泉；6—地下水流向

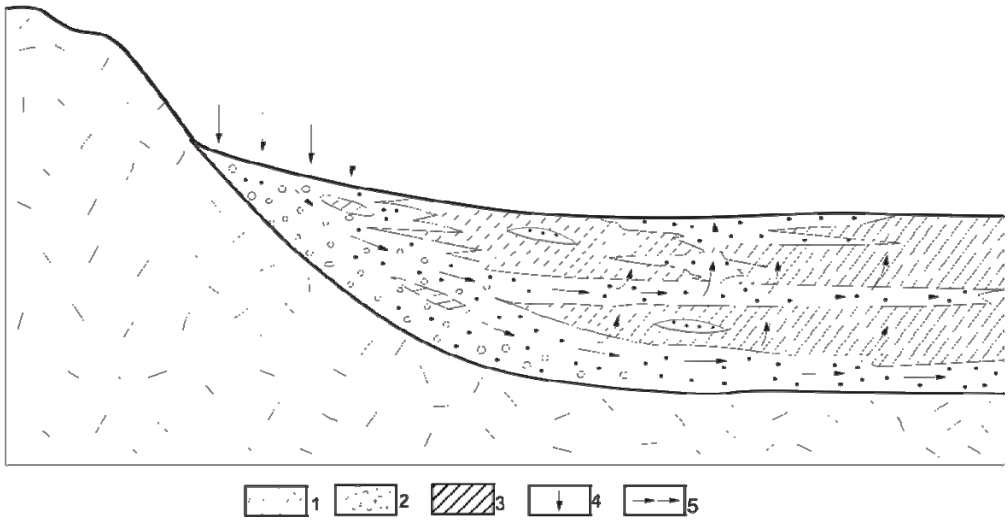


图 7—12 松散沉积物中含水层通过“天窗”及越流发生水力联系

1—基岩；2—含水层；3—弱透水层；4—降水补给；5—地下水流向

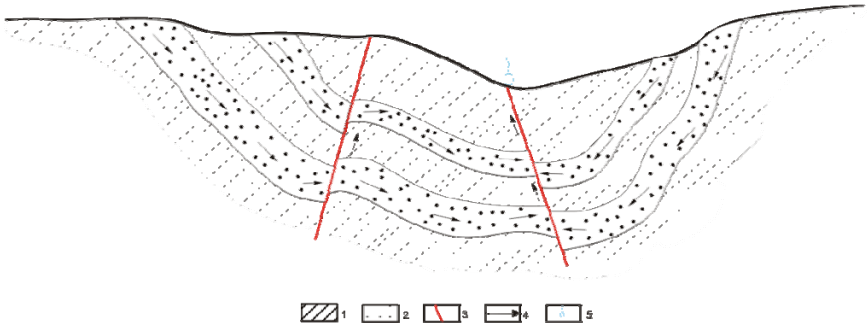


图 7—13 含水层通过导水断层发生水力联系

1—隔水层；2—含水层；3—导水断层；4—地下水流向；5—泉

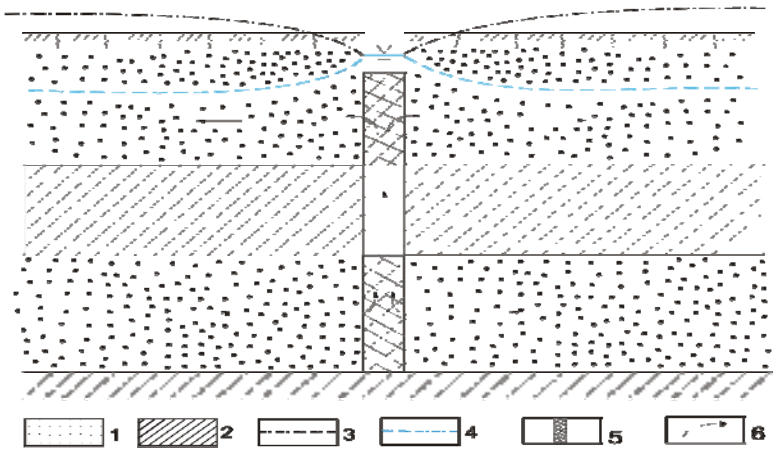


图 7—14 含水层通过钻孔发生水力联系

1—含水层；2—隔水层；3—承压水测压水位；4—潜水位；5—滤水管；6—水流方向

隔水层分布不稳定时，在其缺失部位的相邻的含水层便通过“天窗”发生水力联系（图 7—12）。松散沉积物及基岩都有可能存在透水的“天窗”，但通常基岩中隔水层分布比较稳定，因此，切穿隔水层的导水断层往往成为基岩含水层之间的联系通路（图 7—13）。穿越数个含水层的钻孔或止水不良的分层钻孔，都将人为地构成水由高水头含水层流入低水头含水层的通道（图 7—14）。

相邻含水层通过其间的弱透水层发生水量交换，称作越流。越流经常发生于松散沉积物中，粘性土层构成弱透水层。

越流补给量的大小，也可用达西定律进行分析（图 7—15）。

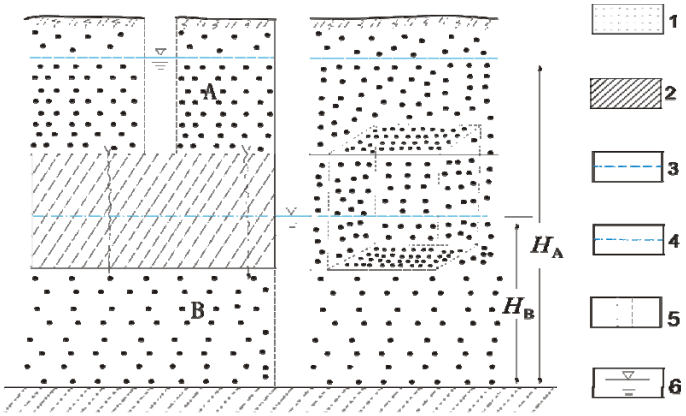


图 7—15 影响越流的因素

1—含水层；2—隔水层；3—A 含水层前水位；4—B 含水层测压水位；5—井，虚线部分下滤水管；6—井中水位

根据$Q = K\omega I$，在一维流动条件下，单位水平面积弱透水层的越流量V为：

$$V = KI = K\frac{H_A - H_B}{M} \qquad (7—6)$$

式中：K——弱透水层垂向渗透系数；

I——驱动越流的水力梯度；

H_A——含水层 A 的水头；

H_B——含水层 B 的水头；

M——弱透水层厚度（等于渗透途径）。

由此可见，相邻含水层之间水头差愈大，弱透水层厚度愈小而其垂向透水性愈好，则单位面积越流量便愈大。

传统上人们把隔水层绝对化，看作完全不透水的，直到本世纪 40 年代越流现象才被认识。但是，越流概念提出之后，人们仍然倾向于低估越流量。其实，尽管弱透水层的垂向渗透系数相当小（可能比含水层小若干数量级），但是，由于驱动越流的水力梯度往往比水平流动的大上 2—3 个数量级，产生越流的面积（全部弱透水层分布范围）更比含水层的过水断面大得多，对于松散沉积物构成的含水系统，越流补给量往往会大于含水层侧向流入量。对于松散沉积物中地下水水量与水质的形成，忽略越流往往无法正确加以解释。但是，迄今为止，对于越流现象的普遍性，对于越流的意义，仍然缺乏足够的认识。

7．1．6　地下水的其它补给来源

除了上述补给来源，地下水还可从人类无意与有意的某些活动中得到补给。

建造水库、进行灌溉以及工业与生活废水的排放都使地下水获得新的补给。

灌溉渠道的渗漏以及田面灌水入渗常使浅层地下水获得额外的补给。前者的补给方式犹如地表水，后者与大气降水入渗相似。灌水的田面入渗量取决于灌水方式，采用喷灌时，亩次灌水量在 20m^3 以下，灌溉水几乎不下渗补给地下水，田面不平整时亩次灌水量可达 100 m^3 以上，下渗量可占灌水量的 20％—30％。习惯上将灌溉渗漏补给含水层的水(包括渠道与田面渗漏)称之为灌溉回归水。灌溉回归水往往可占灌水总量的 20％—40％〔贝尔，1985〕。因此，平原、盆地中不适当的灌溉可引起潜水位大幅度上升，引起土壤次生沼泽化与盐渍化。

采用有计划的人为措施补充含水层的水量称之为人工补给地下水。人工补给地下水的目的主要是补充与储存地下水资源，抬高地下水位以改善地下水开采条件，同时还有以下目的：储存热源以用于锅炉用水，储存冷源用于空调冷却，控制地面沉降，防止海水倒灌与咸水入侵淡含水层等等。

人工补给地下水通常采用地面、河渠、坑池蓄水渗补及井孔灌注等方式（图 7—16）。

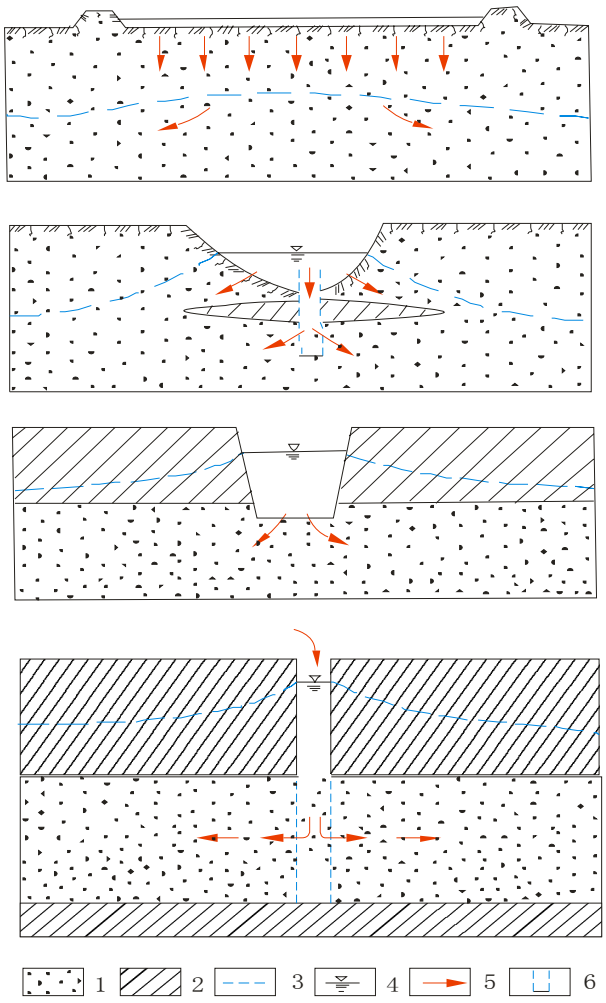


图 7—16 人工补给地下水的方式

1—透水层；2—弱透水层；3—地下水位；4—地表水位及井中水位；5—水流方向；6—井

7．2 地下水的排泄

含水层或含水系统失去水量的过程称作排泄。在排泄过程中，含水层与含水系统的水质也发生相应变化。研究含水层（含水系统）的排泄包括排泄去路、排泄条件与排泄量等。

地下水通过泉、向河流泄流及蒸发、蒸腾等方式向外界排泄。此外，还存在一个含水层（含水系统）向另一含水层（含水系统）的排泄。用井孔抽汲地下水，或用渠道、坑道等排除地下水，均属地下水的人工排泄。

7．2．1 泉

泉是地下水的天然露头，在地形面与含水层或含水通道相交点地下水出露成泉。山区丘陵及山前地带的沟谷与坡脚，常可见泉。而在平原地区很少有。

根据补给泉的含水层的性质，可将泉分为上升泉及下降泉两大类。上升泉由承压含水层补给。下降泉由潜水或上层滞水补给。仅仅根据泉口的水是否冒涌来判断是上升泉或下降泉，那是不合适的，下降泉泉口的水流也可显示上升运动（图 7—17d、e、f）；反之，通过松散覆盖物出露的上升泉，泉口附近的水流也可能呈下降运动。

根据出露原因，下降泉可分为侵蚀泉、接触泉与溢流泉。沟谷切割揭露潜水含水层时，形成侵蚀（下降）泉（图 7—17a、b）。地形切割达到含水层隔水底板时，地下水被迫从两层接触处出露成泉，这便是接触泉（图 7—17c）。大的滑坡体前缘常有泉出露。这是由于滑坡体破碎、透水性良好，而滑坡床相对隔水，实质上这也是一种接触泉。潜水流前方透水性急剧变弱，或隔水底板隆起，潜水流动受阻而涌溢于地表成 F，L 这便是溢流泉（图 7—17d、e、f、g）。

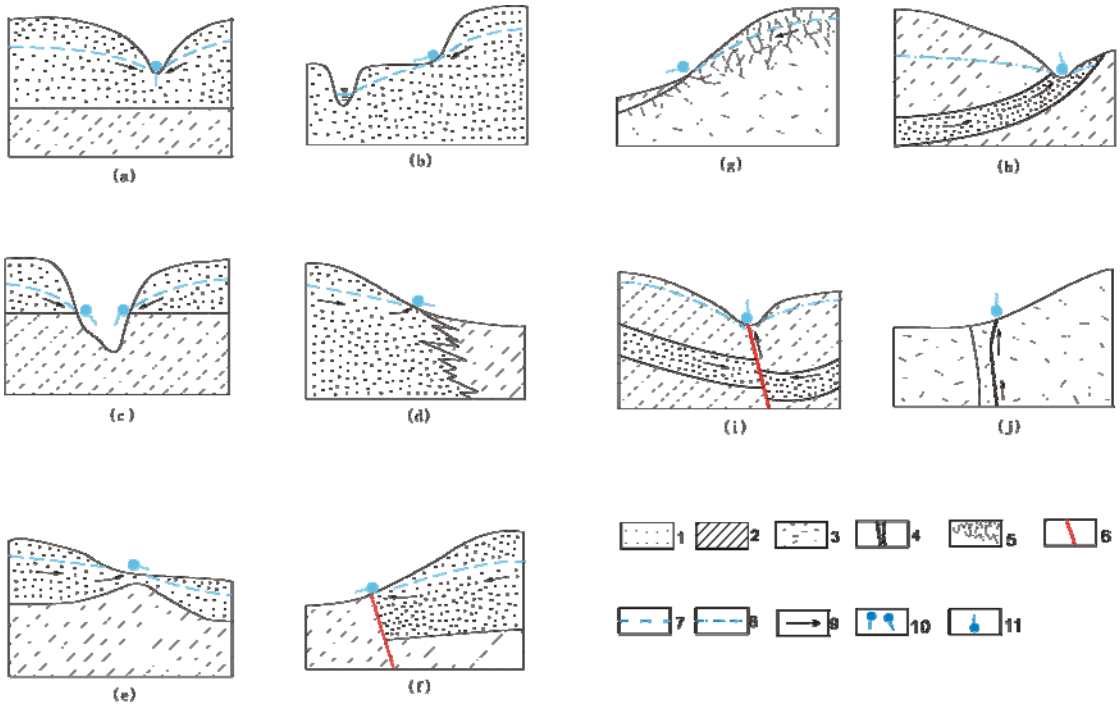


图 7—17 泉的类型

1—透水层；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—地下水流向；10—下降泉；11—上升泉

上升泉按其出露原因可分为侵蚀（上升）泉、断层泉及接触带泉。当河流、冲沟等切穿承压含水层的隔水顶板时，形成侵蚀（上升）泉（图 7—17h）。地下水沿导水断层上升，在地面高程低于测压水位处涌溢地表，便成为断层泉（图 7—17i）。岩脉或侵入体与围岩的接触带，常因冷凝收缩而产生隙缝，地下水沿此类接触带上升成泉，就叫作接触带泉（图 7—17j）。

在地形、地质、水文地质条件十分巧妙地配合下，可出现成群的大泉。举世闻名的泉城——济南，在 2.6km^2 范围内出露 106 个泉，其总涌水量最大时达到 5m^3/s。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，奥陶纪灰岩呈舌状为闪长岩及辉长岩所包围（图 7—18、7—19）。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。

确定岩层含水性，是水文地质调查的一项基本任务。通过研究泉在地层中的出露情况及其涌水量，可以很好地说明问题，现以图 7—20 为例说明。

在发育构造裂隙与风化裂隙的古老片麻岩及燕山期花岗岩中，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，仅断层带局部导水。中寒武统为鲕状灰岩，出露泉虽不多，但泉涌水量可达 1—10L/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分布区，有几个值得注意的现象：一是地表水系不发育；二是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。从图上还可看出，断层的某些部位分布温泉，说明断层导水且延伸较深。图的右下角，在片麻岩与花岗岩接触带，有一个上升泉，表明接触带某些部分是张开的。

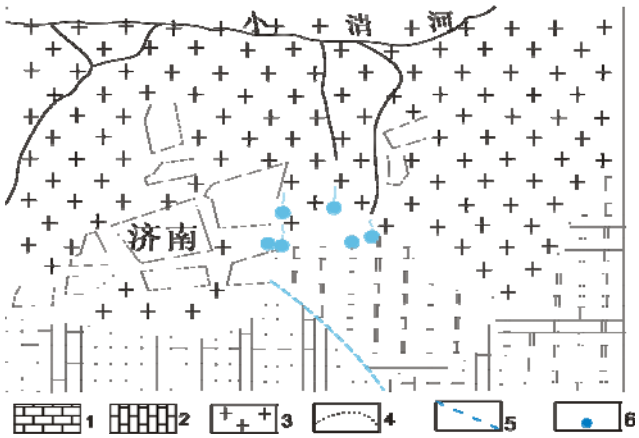


图 7—18 济南泉水成因地质示意图

〔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

地下水集中排泄于河、湖或海的底部时，便形成水下泉。

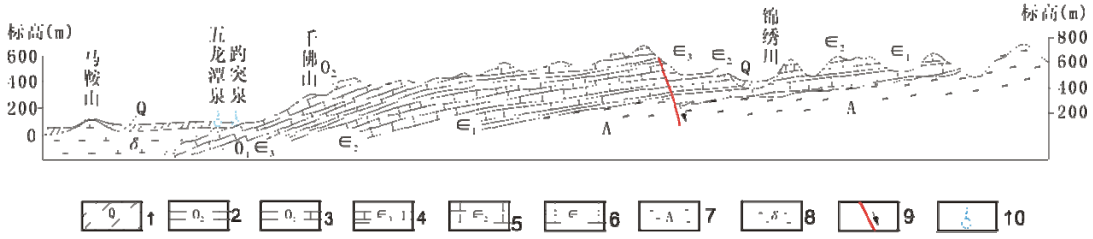


图 7—19 济南泉水成因地质剖面图

〔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

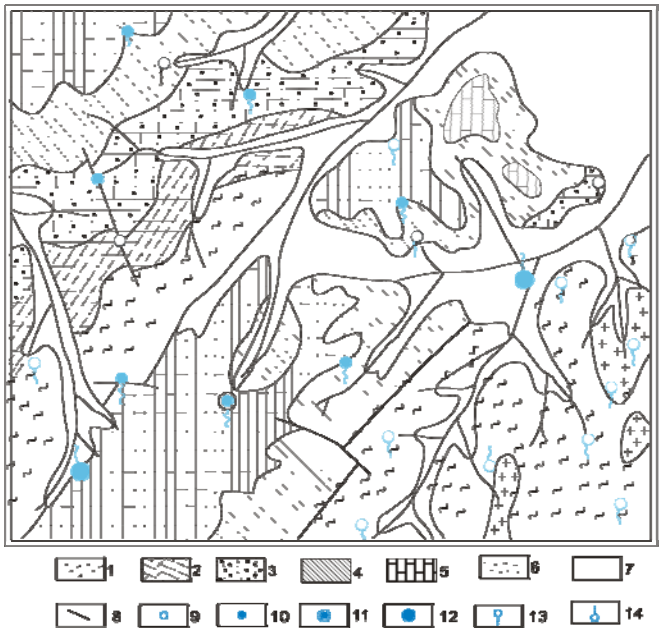


图 7—20 地质图（附泉）

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<1L/s；10—涌水量>10L/s 的泉；12—温泉；13—下降泉；14—上升泉

7．2．2 泄流

当河流切割含水层时，地下水沿河呈带状排泄，称作地下水的泄流。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—21）。最简单的分割方法如图 7—22 所示。在流量过程线起涨点 A 起引一水平线交于退水段的 B 点，则图中有阴线部分即相当于地下水泄流补给河水的量。在水文学中此水量称作河流的基流。由于雨季河水位与地下水位及其间关系将发生变化，因此地下水泄流量不同于旱季。只有当汛期不长时，可用此简便方法粗略估算地下水向河流的泄流量。更为精确的水文分割方法可参见水文学的专门著作。

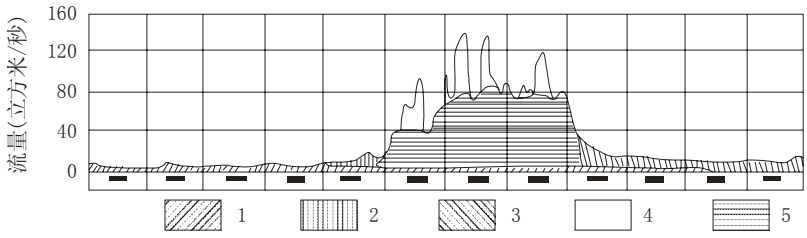


图 7-21 玛纳斯河 1955 年日平均流量过程线补给类型分割图

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

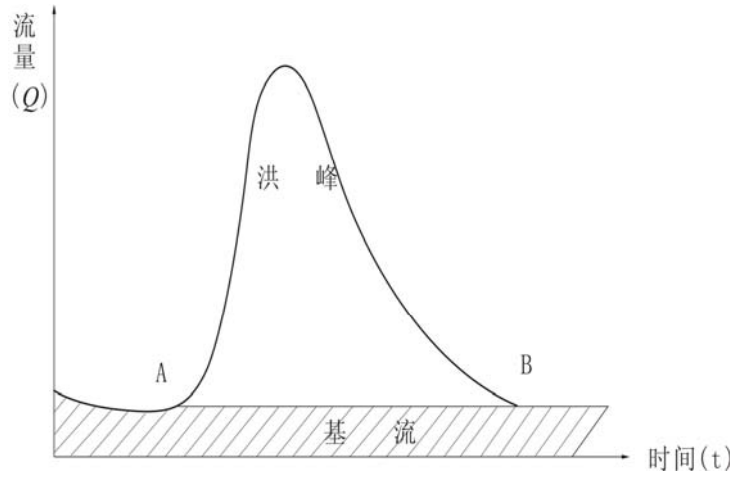


图 7—22 流量过程线的直接分割法

〔引自成都地质学院《地下水概论》，1977〕

7．2．3 蒸发

低平地区，尤其干旱气候下松散沉积物构成的平原与盆地中，蒸发与蒸腾往往是地下水主要的排泄方式。

地下水的蒸发排泄实际上可以分为两种：一种是与饱水带无直接联系的土壤水的蒸发，另一种是饱水带——潜水的蒸发。

包气带上部的水，包括孔角毛细水、悬挂毛细水乃至过路毛细水（自然还包括结合水）都不与潜水面发生直接联系。这部分水由液态转为气态而蒸发排泄，造成包气带水分亏缺，会间接影响饱水带接受降水补给的份额，但不会直接消耗饱水带的水量。这一类土壤水的蒸发强度取决于气候与包气带岩性。它会使土壤水发生季节性的浓缩，但在雨季又可得到降水补充而淡化，只要不用高矿化度水去灌溉土壤，土壤在长期中不会累盐，也不会使地下水盐化。

紧接潜水面的包气带中分布着支持毛细水。支持毛细水是潜水沿着毛细孔隙上升而形成的，实际上与潜水密不可分。当潜水面埋藏不深，支持毛细水带上缘离地表较近时，大气相对湿度小于饱和湿度，毛细弯液面上的水不断由液态转为气态，逸入大气；潜水则源源不断通过毛细作用上升补充支持毛细水，使蒸发得以持续进行。水分沿毛细管源源上升又不断气化蒸发，水流带来的盐分便浓集于毛细带的上缘。降雨时，入渗降水淋溶部分盐分重新返回潜水。因此，强烈的潜水蒸发将使土壤集盐（造成土壤盐渍化）与地下水不断浓缩盐化。

影响潜水蒸发，从而决定土壤与地下水盐化程度的因素是气候、潜水埋藏深度及包气带岩性，以及地下水流动系统的规模。

气候愈干燥，相对湿度越小，潜水蒸发便愈强烈。相对湿度经常小于 50％的西北，有的地方潜水矿化度可达 100—300g/L；相对湿度经常保持 80％以上的川西平原，尽管潜水位埋藏很浅，但其矿化度不到 0.5g/L。

潜水面埋藏愈浅，蒸发愈强烈。地处半干旱地区的河北石家庄市，利用地中渗透仪（参见图 7—8）测得潜水蒸发与其水位埋藏深度的关系（图 7—23）。从图中可见，水位埋藏深度小于 2m 时，随着潜水埋深变浅，蒸发量显著增大，深度大于 2m，潜水蒸发明显减弱。有人发现，干旱地区即使山前埋深达数十米的潜水矿化度仍比较高。因此认为，这是干旱气候下气态的水分子从深部不断逸出而蒸发的结果。

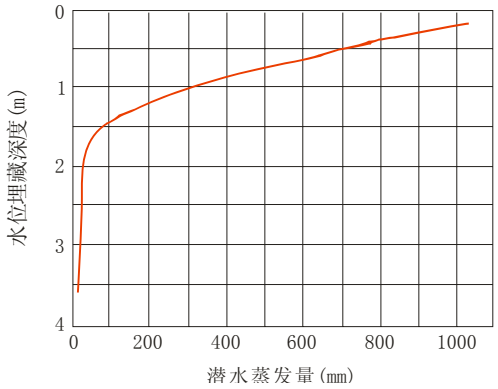


图 7—23 潜水蒸发量与水位埋深关系曲线

〔河北石家庄，据河北省地质局水文地质观测总站〕

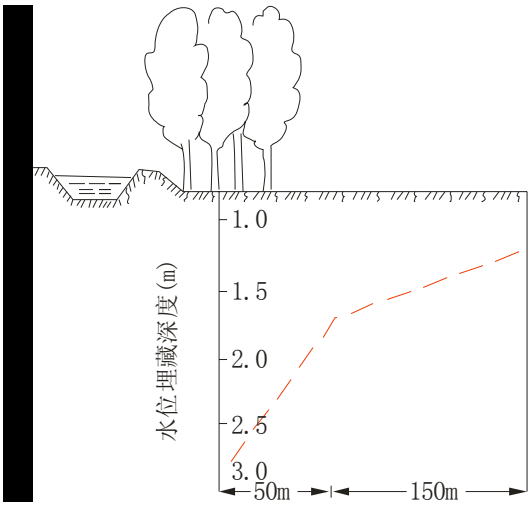


图 7—24 肌饿草原护田对潜水位的影响

〔据乌克兰林学院〕

包气带岩性主要通过其对毛细上升高度与速度的控制而影响潜水蒸发。砂最大毛细上升高度太小，而亚粘土与粘土的毛细上升速度又太低，均不利于潜水蒸发。粉质亚砂土、粉砂等组成的包气带，毛细上升高度大，而毛细上升速度又较快，故潜水蒸发最为强烈。

干旱、半干旱地区地下水流动系统的排泄区是蒸发浓缩作用最为强烈的地方。区域性流动系统的排泄区由于能够汇集更大范围地下水中的盐分，蒸发浓缩较局部流动系统排泄区更为发育。

干旱、半干旱的平原与盆地，常常由于利用地表水大量灌溉引起潜水面抬升，潜水蒸发增强，从而造成次生的土地盐渍化。

7．2．4　蒸腾

植物生长过程中，经由根系吸收水分，在叶面转化成气态水而蒸发，这便是叶面蒸发，也称蒸腾。

根据前苏联与美国学者的试验研究，每生成单位重量小麦籽粒，需要消耗 1200—1300 倍的水量。植被繁茂的土壤全年的蒸发量约为裸露土壤的两倍，个别情况下甚至超过露天水面蒸发量。在中亚细亚林区，整个生长期，林木的蒸腾量可达 630—840mm，对前德意志联邦共和国进行水均衡计算，发现蒸腾量竟占总蒸发量的 75%，年平均达 377.53mm。

与土壤水蒸发与潜水蒸发不同，蒸腾的深度受植物根系分布深度的控制。在潜水位深埋的干旱、半干旱地区，某些灌木的根系深达地下数十米，由此可见，蒸腾作用的影响深度是很大的。

成年树木的耗水能力相当大，一棵 15 年的柳树每年可消耗 90m^3 以上的水。前苏联饥饿草原上的灌渠林带，排水影响范围可达 200m，潜水位下降最多达 1．6m（图 7—24）。因此，可在渠边植树代替截渗沟，以消除由于地下水位上升而引起的土壤次生盐渍化。

蒸腾只消耗水分而不带走盐类。植物根系吸收水分时，也吸收一部分溶解盐类，但是，只有喜盐植物才吸收较多盐分。

在实际工作，求算总腾发量很不容易，而要区分土壤水蒸发、潜水蒸发与蒸腾是相当困难的。

7．3　地下水补给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，水质也因而发生变化。干旱地区的潜水往往因长期蒸发浓缩而成为高矿化水。在那些经常获得低矿化水补给的地段，如河流沿岸，季节性集水洼地，灌渠两侧等，常可找到适于饮用的淡水透镜体。高矿化水与污染水的补给，则使含水层水质恶化，这多半是在人为影响下发生的。例如工业废水与生活污水的不合理排放，降水淋滤废料与吸收废气后补给地下水等，过量抽汲滨海地区的或与咸水层有联系的淡水含水层，也可引起海水或咸水补给淡水层而引起水质恶化。

地下水的排泄，根据其对水质影响可分为两大类：一类是径流排泄，包括以泉、泄流等方式的排泄在内，其特点是盐随水走，水量排走的同时也排走盐分。另一类是蒸发排泄，其特点是水走盐留。

将补给、排泄结合起来，我们可以划分为两大类地下水循环；渗入—径流型和渗入—蒸发型。前者，长期循环的结果，使岩土与其中赋存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，土壤盐渍化（图 7—25、图 7—26）。

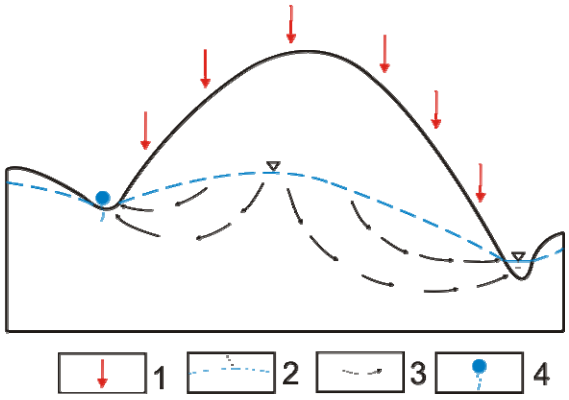


图 7—25 渗入-径流型的山区潜水

1—降水补给；2—潜水位；3—地下径流方向；4—泉

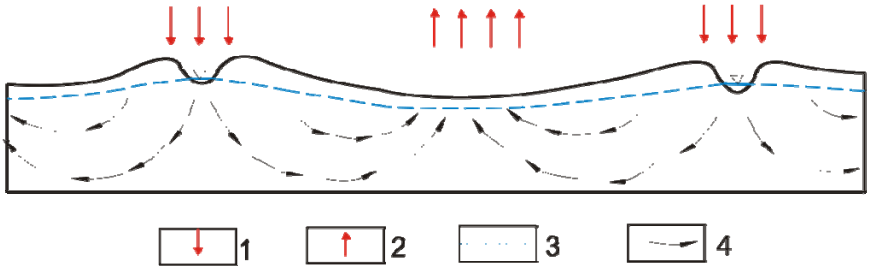


图 7—26 入渗-蒸发型的干旱、半干旱平原潜水

1—主要入渗补给区；2—主要蒸发排泄区；3—潜水位；4—地下径流方向

第八章　地下水系统

8．1 系统概念

本世纪 40 年代贝塔朗菲（Ludwig　von Bertalanffy）提出一般系统论以来，特别是本世纪 50—60 年代应用系统工程解决复杂问题取得重大成功以来，系统思想与系统方法广泛地渗透到各学科领域。简单地说，系统思想与方法的核心是把所研究的对象看作一个有机的整体（系统），并从整体的角度去考察、分析与处理事物。

不同的人对系统所下的定义各有侧重。目前国内比较普遍接受的定义是：

系统乃是“由相互作用和相互依赖的若干组成部分结合而成的具有特定功能的整体”〔钱学森等，1978〕。

系统方法认为，不应当将系统理解为各组成部分(要素)的简单集合，而应将其理解为诸要素以一定规则组织起来并共同行动的整体。

系统内部各要素相互联系和作用的方式便是系统的结构。因此，我们也可以将系统理解为“有结构的集合”。

以分析为主的近代自然科学长期以来采用的方法是：将所研究的事物精细地分析为各个互不关联的独立部分，分别加以研究，把各部分研究结果之和，作为对所研究事物整体的认识。这样做实质上是将研究对象当作诸要素简单累加而成的集合，而没有将其如实地看成一个有机整体。

一个系统，不仅内部诸要素存在着相互作用，而且还与外部环境发生相互作用。系统接受环境的物质、能量或信息的输入，经过系统的变换，再向环境产生物质、能量或信息的输出（图 8—1）。

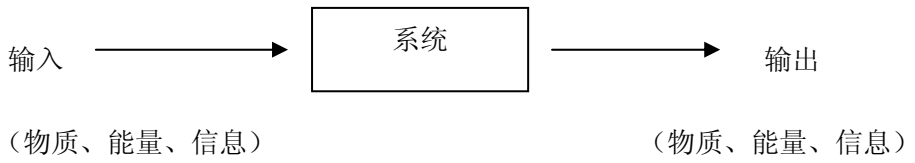


图 8—1 系统的输入与输出

环境对系统的作用也称之为激励，系统在接受激励后对环境的反作用称之为响应（图 8—2）。

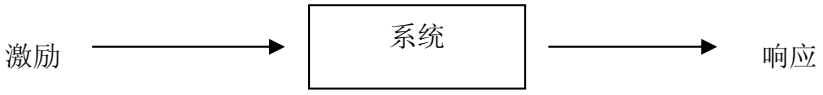


图 8—2 系统的激励和响应

环境的输入（激励）经过系统的变换而产生对环境的输出（响应），这种变换取决于系统的结构。例如，在同等降水条件下，不同的地下水系统，由于其岩层、构造、地貌乃至分布范围大小不同，泉流量的变化各不相同。再如，在不同的地下水系统中，以同种方式开采同样数量的地下水，地下水位的降低也有很大差别。因此，一方面，分析系统输入与输出（激励与响应）的对应关系有助于了解系统结构。另方面，对系统结构的了解有助于我们预测激励—响应关系。

上面关于系统与系统方法的概述相当简略，但在后文结合地下水系统的讨论中我们可以加深理解，并看到运用系统方法研究地下水的潜力。

8．2　地下水系统的概念

8．2．1　地下水系统概念的产生

“地下水系统”这一术语的出现，一方面固然是系统思想与方法渗入水文地质领域的结果，但是，更重要的，则是水文地质学发展的必然产物〔张人权，1987〕。

水文地质学发展的初期，主要是解决“找水”问题，即确定井位以打出水量足够大的井。这种情况下，人们只注意水井附近小范围内含水层的状况，认为以定流量抽水时水井周边的地下水位很快达到稳定，不随时间而变化。

随着开采地下水规模的增长，长期以井群集中开采地下水时，人们发现，采水井群使周边地下水下降，影响波及的含水层范围随时间延续而不断扩展，地下水的运动是非稳定的。这时，人们才开始明白，必须将整个含水层而不是井附近含水层中的一个小范围作为研究对象。

不过，当时人们仍然认为，地下水的流动仅仅局限于含水层，而含水层上下的岩层是绝对隔水的，既不能透过水也不能给出水。但在许多情况下，井群中所抽出的水量远远超过了含水层所能供给的量，于是人们又注意到“越流”的存在，即在大多数情况下，含水层上下的岩层只是相对隔水的弱透水层；它能够释出水，也能够将相邻含水层的水传输到开采含水层中。到此时，再也不能把含水层看作一个独立的单位了。研究地下水时，往往必须将若干个含水层连同其间的弱透水层（相对隔水层）合在一起看作一个完整的单元，看作一个系统。于是，便出现了“含水层系统”、“含水系统”等术语。大致与此同时，也形成了地下水资源的概念，而地下水资源正是按“含水系统”发育的。

大规模开发利用地下水，不仅仅产生地下水资源枯竭问题，同时也导致地面沉降、海水入侵、淡水咸化、土壤沙化、植被衰退等一系列与地下水有关的环境生态问题。

如果说，水文地质学发展的前期集中于解决水量问题，那末，到了近年，愈来愈多的问题。与地下水水质有关了。海水入侵，咸水入侵淡含水层，地下水污染的预测与防治，归根结底，都是地下水中溶质运移的问题。与此相关，有人提出了作为地下水流动单元的地下水流动系统。

回顾这一段历史，我们可以看到人们的视野在不断开扩，开始只看到一口井附近小范围的含水层，然后扩展到整个含水层，随后又扩展到地下含水系统与地下水流动系统，最终才看到了地下水系统只是其中一个组成部分的环境生态系统。换句话说，人们心目中的研究对象，人们所面对的是一个愈来愈复杂的系统。

地下水系统的概念正是在这一背景下形成的。

8．2．2　地下水系统的概念

在近年的水文地质文献中，我们常常可以看到地下水系统这一术语。然而，不同的使用者赋予这一术语的涵义不尽相同。归纳文献中所出现的提法，有的将其理解为地下水含水系统，有的理解为地下水流动系统，有的则认为地下水系统包含这两者。本文采用后一种观点。

当然，对于地下水含水系统与地下水流动系统，不同的人也赋予不同的涵义。作为正在

发展中的概念，这是完全可以理解的。

地下水含水系统是指由隔水或相对隔水岩层圈闭的，具有统一水力联系的含水岩系。显然，一个含水系统往往由若干含水层和相对隔水层（弱透水层）组成。然而，其中的相对隔水层并不影响含水系统中的地下水呈现统一水力联系。

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。

8．2．3　地下水含水系统与地下水流动系统的比较

含水系统与流动系统是内涵不同的两类地下水系统，但也有其共同之点。两者都摆脱了长期统治水文地质界的“含水层思维”（aquifer thinking）〔Engelen et al.，1986〕，不再以含水层作为基本的功能单元。前者超越单个含水层而将包含若干含水层与相对隔水层的整体作为所研究的系统。后者摆脱了传统的地质边界的制约，而以地下水流作为研究实体。两者的共同之处还在于：力求用系统的观点去考察、分析与处理地下水问题。由此可见，地下水系统概念的提出，意味着水文地质学的发展进入了一个新的阶段。

我们之所以认为含水系统与流动系统都属于地下水系统，是因为这两者虽然从不同角度出发，但却都揭示了地下水赋存与运动的系统性（整体性）。

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，在含水系统的任一部分加入（接受补给）或排出（排泄）水量，其影响均将波及整个含水系统。也就是说，含水系统作为一个整体对外界的激励做出响应。因此，含水系统是一个独立而统一的水均衡单元，可用于研究水量乃至盐量与热量的均衡。含水系统的圈划，主要着眼于包含水的容器〔柴崎达雄，1982〕，通常以隔水或相对隔水的岩层作为系统边界，它的边界属地质零通量面（或准零通量面），系统的边界是不变的。

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、热量与水量发生有规律的演变，呈现统一的时空有序结构。因此，流动系统是研究水质（水温、水量）时空演变的理想框架与工具。流动系统以流面为边界，属于水力零通量面边界，边界是可变的。从这个意义上说，与三维的含水系统不同，流动系统是时空四维系统。

含水系统与流动系统都具有级次性，任一含水系统或流动系统都可能包含不同级次的子系统。图 8—3 为一由隔水基底所限制的沉积盆地，构成一个含水系统。由于其中存在一个比较连续的相对隔水层，因此，此含水系统可划分为两个子含水系统（Ⅰ、Ⅱ）。此沉积盆地中发育了两个流动系统（A、B）。其中一个为简单的流动系统（A），另一为复杂的流动系统（B）。

后者可进一步划分为区域流动系统（Br），中间流动系统（Bi）及局部流动系统（B_1）。

从图上不难看出，在同一空间中，含水系统与流动系统的边界是相互交叠的。两个流动系统（A、B）均穿越了两个子含水系统（Ⅰ、Ⅱ）。同时，由于子含水系统的边界是相对隔水的，或多或少限制了流线的穿越。在流动系统 B 中，除了区域流动系统的流线穿越两个子含水系统外，局部流动系统与中间流动系统的发育均限于上部的子含水系统Ⅰ之中。

流动系统在人为影响下会发生很大变化。图 8—4 表示与图 8—3 同一个沉积盆地。在强烈人工开采影响下，整个含水系统中形成了一个新的流线指向盆地中心的辐辏式地下水流动系统，原来的流动系统全都消失了。显然，由于强烈的势场变化，流线普遍穿越了相对隔水层。不过，无论人为影响加强到什么程度，新的地下水流动系统的发育范围，不会超越大的含水系统的边界〔柴崎达雄，1982〕。

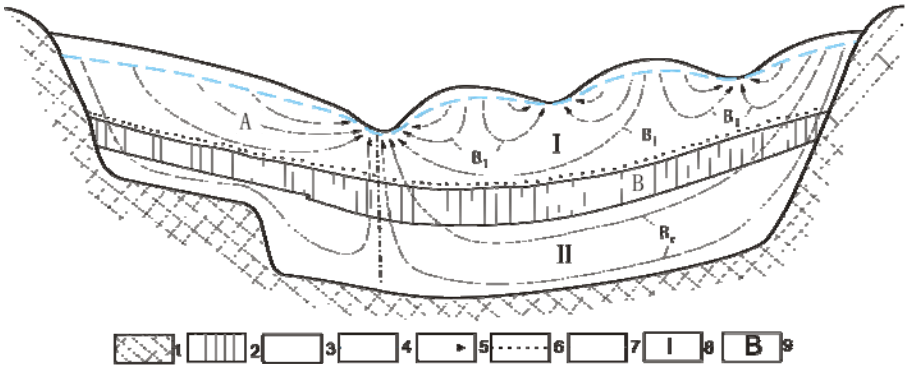


图 8—3 地下水含水系统与地下水流动系统

1— 隔水基底；2—相对隔水层（弱透水层）；3—透水层；4—地下水位；5—流线；6—子含水系统边界；7—流动系统边界；8—子系统代号；9—子流动系统代号，Br、Bi、B_1 分别为 B 流动系统的区域的中间的与局部的子流动系统

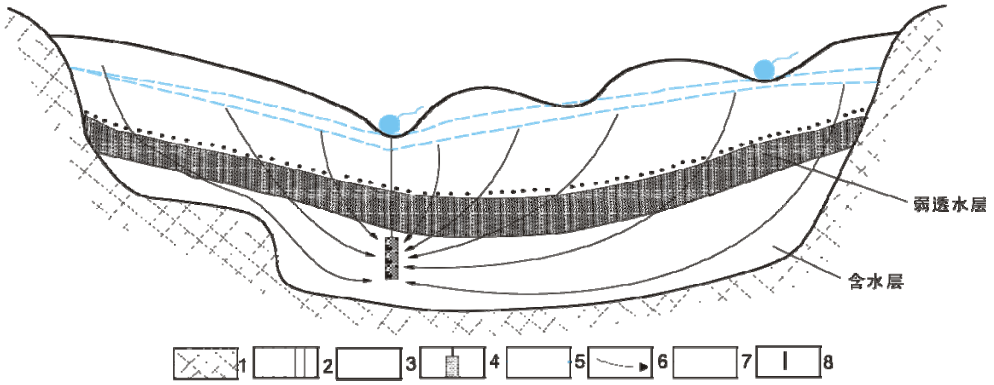


图 8—4 人为影响下地下水流动系统与含水层系统的关系

1—隔水基底；2—相对隔水层（弱透水层）；3—透水层；4—地下水开采中心；5—地下水位；6—流线；7—子含水层系统界线；8—子含水层系统代号

结合图 8—3 与图 8—4 不难看出，控制含水系统发育的，主要是地质结构（沉积、构造、地质发展史），而控制地下水流动系统发育的，主要是水势场。在天然条件下，自然地理因素（地形、水文、气候）控制着势场，因而是控制流动系统的主要因素。

8. 3 地下水含水系统

如前所述，含水系统的发育主要受到地质结构的控制。因此，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。

松散沉积物构成的含水系统发育于近代构造沉降的堆积盆地之中，其边界通常为不透水的坚硬基岩。含水系统内部一般不存在完全隔水的岩层，仅有粘土亚粘土层等构成的相对隔水层，并包含若干由相对隔水层分隔开的含水层。含水层之间既可以通过“天窗”，也可以通过相对隔水层越流产生广泛的水力联系。但是，在同一含水系统中，各部分的水力联系程度有所不同。例如，山前洪积平原多由粗颗粒的卵砾石构成，极少粘性土层，水力联系较好。远离沉积物源区的冲积湖积平原，粘性土层比例较大，水力联系减弱。并且，愈往深部，水流途径愈长，需要穿越的粘性土层愈多，水力联系更为减弱（图 8—5a）。

基岩构成的含水系统总是发育于一定的地质构造之中，或是褶皱，或是断层，更多的情况下两者兼而有之。固结良好的基岩往往包含有厚而稳定的泥质岩层，构成隔水层。有时，一个独立的含水层就构成一个含水系统（图 8—5b）。岩相变化导致隔水层尖灭（图 8—5c），

或者导水断层使若干含水层发生联系时（图 8—5d），则数个含水层构成一个含水系统。显然，这种情况下，含水系统各部分的水力联系是不同的。另一方面，同一个含水层由于构造原因也可以构成一个以上的含水系统（图 8—5b、c）。因此，只有通过各种途径查明含水层之间的水力联系状况后，才可能正确地圈划含水系统。

我们说含水系统是由隔水或相对隔水岩层圈闭的，并不是说它的全部边界都是隔水或相对隔水的。除了极少数构造封闭的含水系统（图 8—5e）以外，通常含水系统总有某些向环境开放的边界，以接受补给与进行排泄。这种开放边界不仅出现于表面，而且也存在于地下。例如，不同地质结构的含水系统以透水边界邻接是常见的。虽然这时相邻含水系统之间水力联系相当密切，但是由于两者水的赋存与运动规律不同，仍然有必要区分为不同的含水系统（图 8—5a、c）。

含水系统在概念上是含水层的扩大，因此，关于含水层的许多概念均可应用于含水系统。下面我们将重点讨论地下水流动系统。

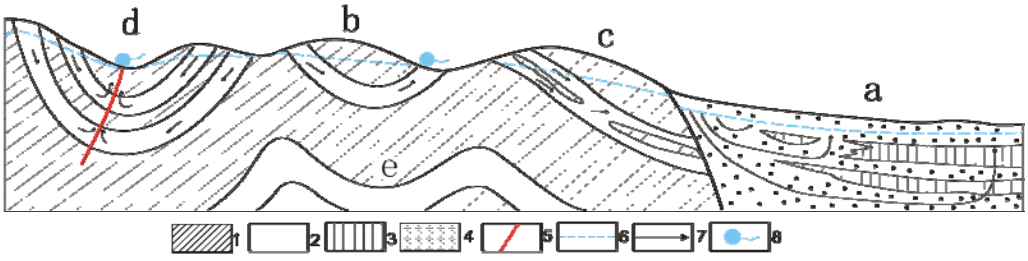


图 8—5 不同类型的含水系统

1—基岩隔水层；2—基岩透水层；3—松散沉积物相对隔水层；4—松散沉积物透水层；5—导水层；6—地下水位；7—地下水流向，箭头愈大，表示径流愈强；8—泉

8．4 地下水流动系统

8．4．1 地下水流动系统概念的由来

如果说含水系统概念的产生比较顺理成章，那末，地下水流动系统概念的出现就并非如此了。

长期以来，水文地质学中存在一个根深蒂固的概念：忽视地下水的垂向运动，把地下水流动看作平面二维的运动。许多教科书所画的河间地块流网就是如此（图 8—6a）。

第一个明确指出地下水存在垂直运动的是赫伯特（M．K．Hubbert）。在 1940 年发表的一篇论文中有一张他自己绘制的河间地块流网图（图 8—6b）。他指出，排泄区的流线是指向地下水面的，为上升水流；在补给区，流线离开地下水面，呈下降水流；只有在两者之间的过渡带，流线才是水平的。

对比这两张不同的河间地块流网图是很有意思的。传统的画法为了回避地下分水岭两侧流线向对立方向水平流动的矛盾而只表示了河间地块的一侧。同时，为了避免流线在排泄区上抬，有意使河谷谷底切穿隔水底板（实际上这种情况是很少的例外），且保持较高的河水位。实际上地下水总是由源到汇运动的，而源汇通常在含水层的上方，源汇处地下水流线垂向分布是顺理成章的。

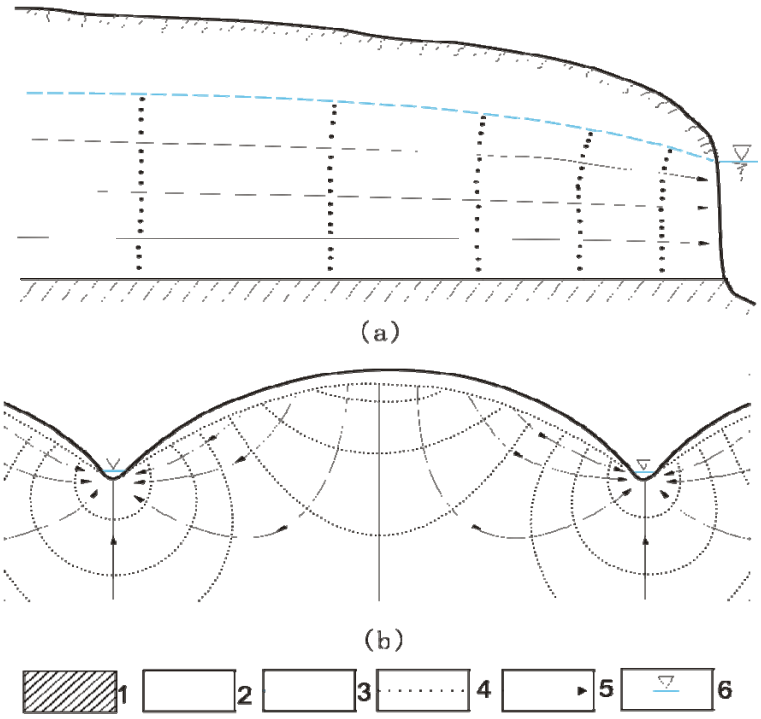


图 8—6 河间地块流网图

（a）传统概念的河间地块流网；（b）赫伯特的河间地块流网

1—隔水层；2—透水层；3—地下水位；4—等水头线；5—流线；6—地表水

尽管赫伯特克服了传统观点难以克服的矛盾，但是，人们囿于成见，在长期中不予接受。直到 1963 年，托特（J．Tóth）才以独特的形式发展了赫伯特的理论。

在严格的假定条件下，托特利用解析解绘制了均质各向同性潜水盆地中理论的地下水流动系统（图 8—7）。他得出的结论出人意料：在均质各向同性潜水盆地中居然出现了三个不同级次的流动系统，局部的、中间的及区域的。随后，弗里泽（R．A．Freeze）及威瑟斯庞（P．A．Witherspoon）利用数值解得出了层状非均质介质中的地下水流动系统（图 8—8）。迄今已出现了许多数值模拟地下水流动的程序，可以应用模拟二维及三维各向异性非均质介质中的稳定与非稳定流动。

1980 年，托特提出了“重力穿层流动”（cross-formational gravity-flow）的概念，将流动系统理论全面推广到非均质介质场(图 8—9)，并将其应用于分析油气的迁移与积聚。

与此同时，英格伦（G．B．Engelen）进一步分析了形成地下水流动系统的物理机制，建立了一套着重于解决水质问题的地下水流动系统的概念与方法（Engelen，1986）。

与传统的水文地质分析方法相比较，地下水流动系统的分析方法更为程序化，更为周密，从定性分析到定量模拟联系比较密切。因此，以地下水系统理论为基本框架，融合传统水文地质分析方法，有可能发展形成现代水文地质学。

8．4．2 地下水流动系统

托特、英格伦等人发展起来的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、化学场与温度场统一于新的地下水流动系统概念框架之中。这样，就将本来似乎互不关联的地下水各方面的表现联系在一起，纳入一个易于被人们所理解的地下水空间与时间连续演变的有序结构之中，有助于人们从整体上把握地下水各个部分之间以及它与环境之间联系的完整图景〔张人权，1990〕。

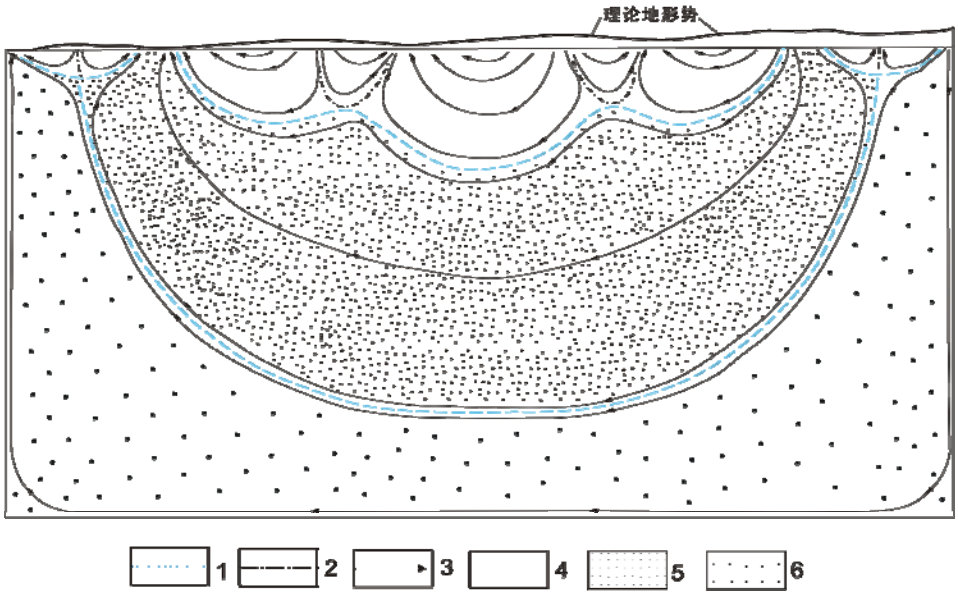


图 8—7 均质各向性潜水盆地中的理论流动系统

〔Tóth，1963〕

1—不同级别流动系统的分届；2—同一级别流动系统的分届；3—流线；4—局部流动系统；5—中间流动系统；6—区域流动系统

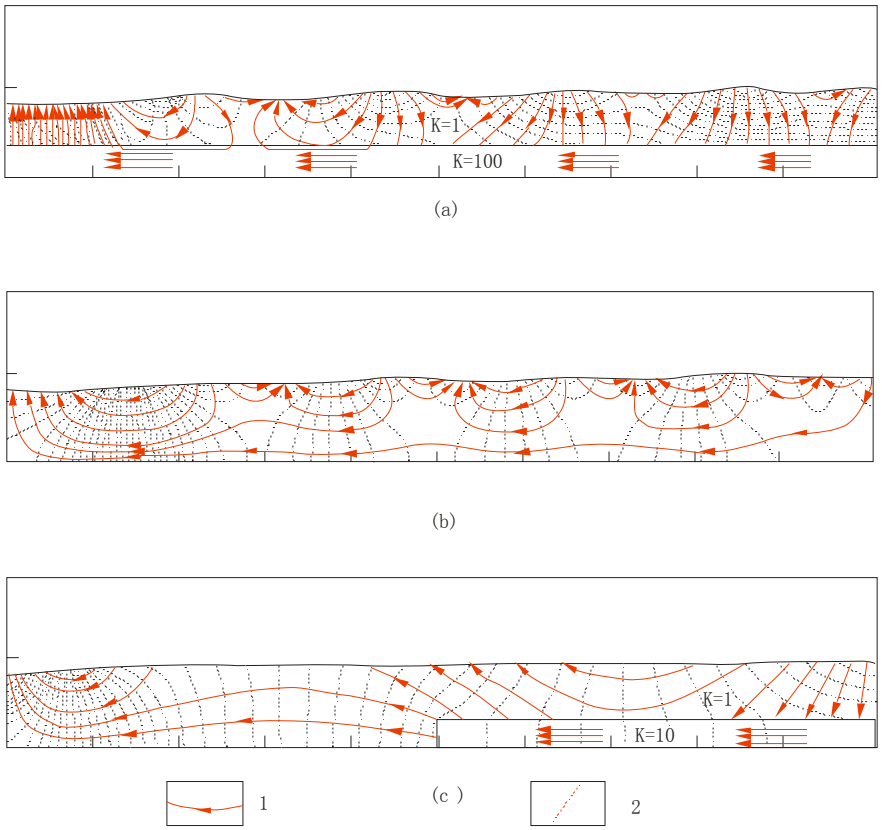


图 8—8 层状非均质介质中的地下水流动系统

〔Freeze and Witherspoon， 1967〕

1—等水头线；2—流线（图中 K 为渗透系数相对值）

8．4．2．1 地下水流动系统的水动力特征

地下水在流动中必须消耗机械能以克服粘滞性摩擦（水质点与介质表面以及速度不同

的流层中水质点间的摩擦）。对于地下水来说，驱动水运动的主要能量是重力势能。重力势能来源于地下水的补给。大气降水或地表水转变为地下水时，便将相应的重力势能加诸于地下水。即使地面的入渗条件相同，不同地形部位重力势能的积累仍有所不同。地形低洼处地下水面达到或接近地表，地下水位的抬升增加地下水排泄（转化为大气水与地表水），从而阻止地下水位不断抬高。因此，地形低洼处通常是低势区——势汇。地形高处，地下水位持续抬升，重力势能积累，构成势源。由于这个缘故，通常情况下地形控制着重力势能的分布。托特将受地形控制的势能称之为地形势，原因即在此（图 8—7）。

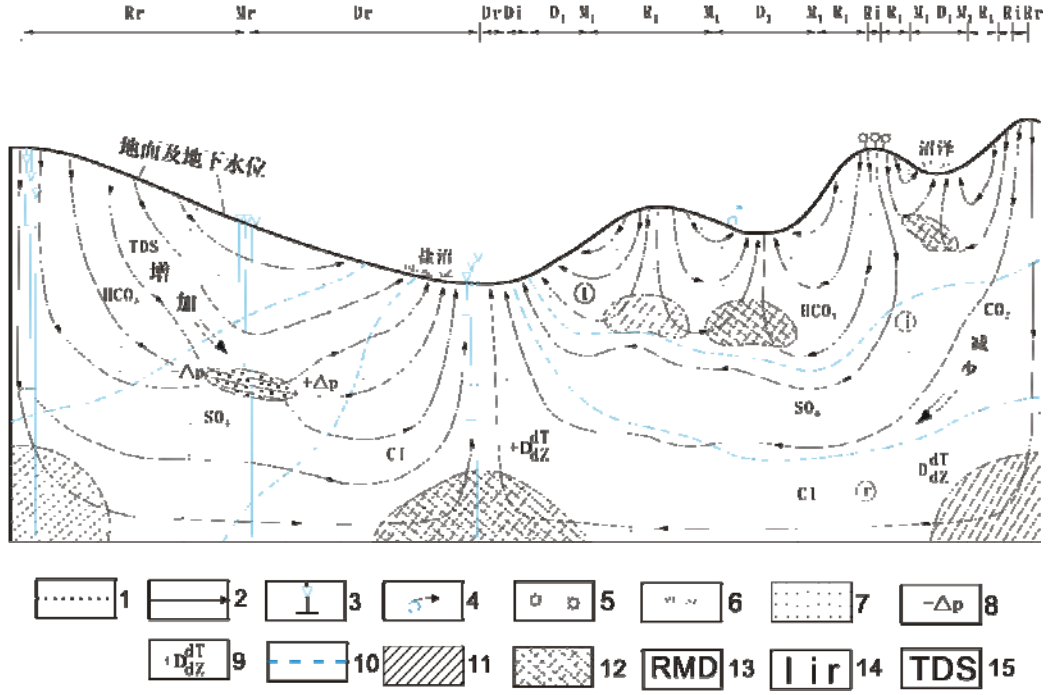


图 8—9 区域地下水流动及其伴生标志

〔据 Tóth，1980〕

1—等水位线；2—流线；3—底部进水的井及其终孔水位；4—泉；5—耐旱植物；6—喜水植物；7—渗透性良好的部位；8—负值为动水压力低于静水压力，正值为动水压力大于静水压力；9—负值为地温梯度偏低，正值偏高；10—水化学相界线；11—准滞留带；12—水力捕集；13—补给区、中间区及排泄区；14—局部的、中间的及区域的地下水流动系统；15—溶解固形物总量

在静止的水体中，各处的水头相等。在流动的水体中则不然；势源处流线下降，沿着流线方向，愈来愈多的机械能消耗于粘滞性摩擦，因此在垂直断面上自上而下水头愈来愈低，任一点的水头均小于静水压力（图 8—9）。反之，在势汇处，流线上升，垂向上水头自下而上由高而低，任一点的水头均大于静水压力。在中间地带，流线呈水平延伸，垂直断面各点水头均相等，并正好等于静水压力。

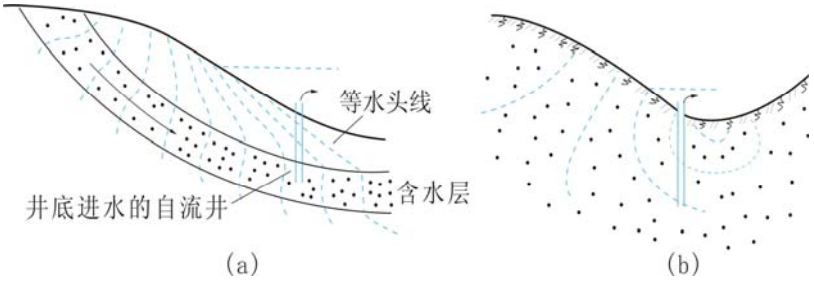


图 8—10 地质控制（a）与地形控制（b）的自流井

〔弗里泽等，1987〕

以往人们之所以不能接受地下水垂向运动的想法，原因之一是不理解何以在非“承压”条件下，地下水可以由低处流向高处。对此，英格伦作了很好的解释〔Engelen，1986〕。势能包括位能与变形能（压能）两部分。地下水在向下流动时，除了释放势能以克服粘滞性摩擦外，还将一部分势能以压能形式（通过压缩水的体积）储存起来。而在作上升运动时，则又通过水的体积膨胀，将以压能形式储存的势能释放出来以作功。在作水平流动时，由于上游的水头高度总要比下游高一些，因而也是通过水的体积膨胀释放势能的。

传统观点认为，只有承压水才是“承压”的，具有超过静水压力的水头，因此，只有在承压含水系统中，在一定的构造控制下才能打出自流井（图 8—10a）。从上面的论述可知，即使是潜水，在其上升水流部分同样是“承压”的，水头可以高出静力压力，只要有合适的地形条件，同样可以打成自流井（8—10b）。

由此可见，从某种意义上说，潜水也是“承压”的。潜水与承压水不同之处在于含水层顶面是否承压。承压含水层的顶部是承压的，潜水含水层的顶部不承压（不承受大气压强以外的附加压强）。

上面我们实际上讨论了形成单源单汇地下水流动系统的物理机制。那末，如托特模拟得出的潜水盆地中多级次的地下水流动系统（图 8—7）又是如何形成的呢？让我们来考察图 8—11。在这里，实际上存在 a、b、c 三个势的源汇。由于高度上 a>b>c，因此 a 是源，b、c 是汇，我们很容易想象出 ab、ac 两个流动系统。但我们还应注意到，b、c 相比较，b 是势源，c 是势汇，bc 是否有可能构成一个流动系统呢?显然，产生 bc 流动系统的一个必要条件是，在 bc 的流动途径上，ab、ac 两个系统的水头均低于 bc，否则 bc 就不成立。ab、ac 的水头均随流线延伸而降低，只要隔水底板足够深，总可以在河间地块下一定深度上找到一个地方，这里 ab、ac 流线上的水头不高于 bc 流线。托特的解析解，其它人的数值解，都说明这种情况下除了 ab、ac“局部流动系统”，还存在 bc“区域流动系统”。我们则在实验室砂槽中利用示踪剂再现了类似图 8—11 的现象。

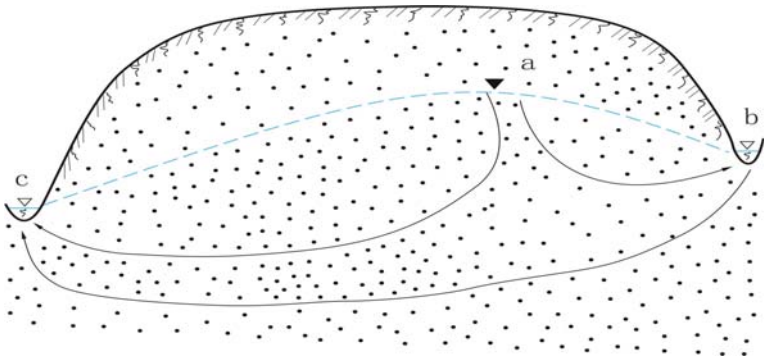


图 8—11 多源条件下的地下水流动系统

对于地下水流动系统的物理机制目前仍然知之不多。例如，不同级次的流动系统之间在某些部位相邻的流线方向相反，这是否意味着其间有一个速度趋于零的滞流层？

我们以图 8—12 为例说明同一介质场中地下水流动系统的发育规律。根据英格伦的意见〔Engelen，1986〕，同一介质场中存在两个或更多的地下水流动系统时，它们所占据的空间大小取决于以下两个因素：（a）势能梯度（I），等于源汇的势差除以源汇的水平距离。势能梯度愈大的流动系统占据的空间也愈大，反之亦然；（b）介质渗透性（K），透水性愈好，发育于其中的流动系统所占据的空间也愈大。

图 8—12a 表示在透水性均一的介质场中势能梯度相等的两个地下水流动系统在空间上平分秋色。b 表示在均一介质场中势能梯度较大的流动系统占据较大范围。c 表示两个势能梯度相等的流动系统发育于不均一介质场中，发育于透水性较好的介质中的流动系统占据了较大空间。d 则表明，在与 b 其它条件相同，但降低了隔水底板后出现了区域流动系统。区

域流动系统与局部流动系统的发育状况也取决于两者的势能梯度。图 8—12e 表示区域性地形坡度不大而局部地形起伏大时，只发育局部流动系统。f 则表示局部地形起伏较小时，

既发育局部流动系统，也发育区域流动系统。但是，如果地形条件不变，介质场的透水性良好时，则只发育区域系统（图 8—12g）。在一些岩溶发育地区，我们所看到的正是如此。

在各级流动系统中，补给区的水量通过中间区输向排泄区。因此，以中间区为标准，补给区是水分不足区，地表水稀少，地下水埋藏深度大，土壤含水量低，多分布耐旱植物；排泄区是水分过剩区，地下水埋深浅，土壤含水量高，多沼泽、湿地与泉，多喜水植物。在干旱区则出现盐渍地，多分布耐盐植物。在岩层透水性特别良好的岩溶发育区，这种水分分布不均匀现象尤为突出。

8．4．2．2　地下水流动系统的水化学特征

地下水水质是随着流动过程而不断变化的。因此，在地下水流动系统中，呈现着地下水化学成分时空演变的有序图景。掌握这种有序演变图景对我们会有很大帮助。当我们缺乏水质资料但已了解地质自然地理条件时，可以根据背景条件勾划地下水流动系统的轮廓，对水质进行预测，有目的取样分析。当我们拥有的水质资料不够完整时，可以利用零星的水化学资料，根据地下水流动系统，由已知推测未知。

水量与地下水流动的信息转瞬即逝，本身是无法保持的，但是这两者都间接地体现在地下水水化学上。所以，根据地下水的水化学场，我们可以回溯历史上的地下水流动系统。

在地下水流动系统中，任一点的水质取决于下列因素：（a）输入水质；（b）流程；（c）流速；（d）流程上遇到的物质及其可迁移性；（e）流程上经受的各种水化学作用。

地下水化学成分主要来自流动过程中对流经岩土的溶滤。其它条件相同时，地下水在岩层中滞留的时间愈长，从周围岩土溶滤获得的组分便愈多。局部流动系统的水，流程短，流速快，地下水化学成分相应地比较简单，矿化度较低。区域流动系统的水，流程长，流速慢，接触的岩层多，成分复杂，矿化度也高。但其补给区由于流程短，矿化度并不高。排泄区的矿化度最高。

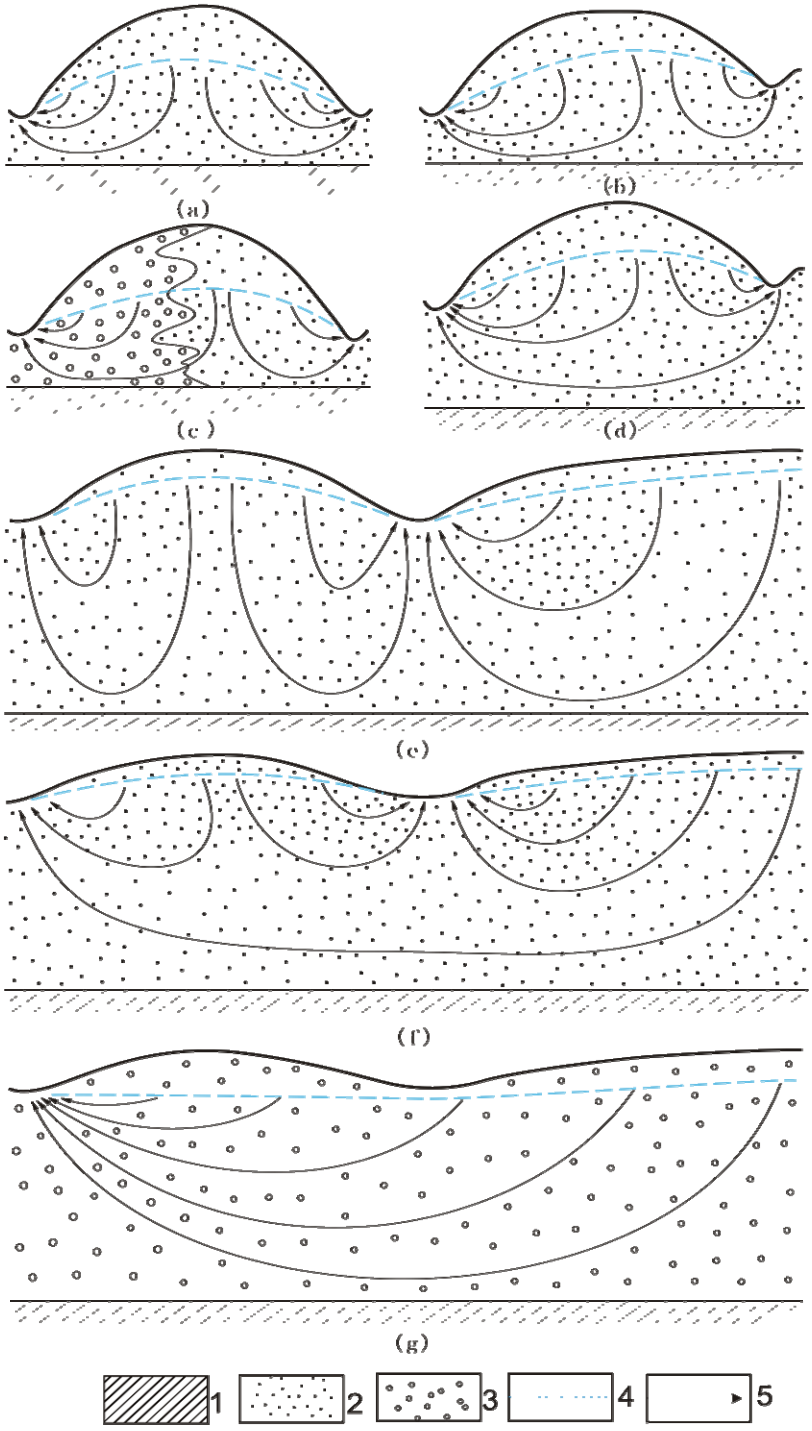


图 8—12 地下水流动系统的控制因素

1—隔水层；2—渗透性较差的透水层；3—渗透性较好的透水层；4—地下水位；5—流线（图上略去降水如渗）

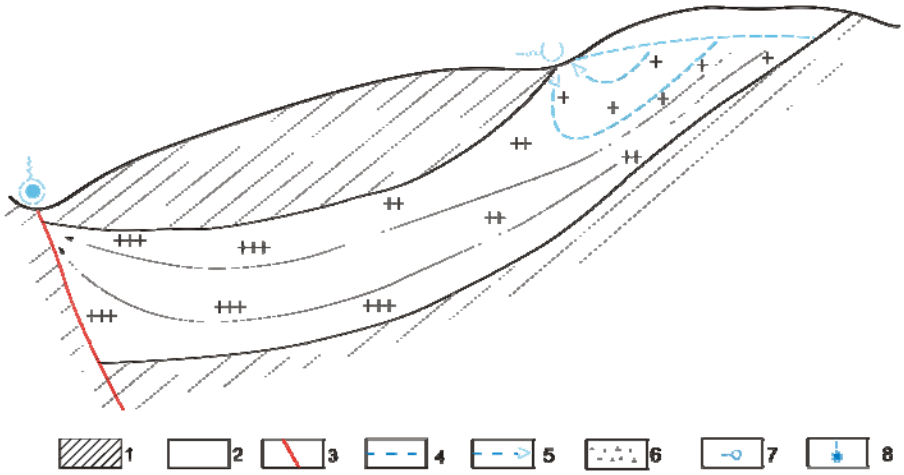


图 8—13 同一含水层种不同流动系统水质不同

1—隔水层；2—透水层；3—断层；4—地下水位；5—局部流动系统流线；6—区域流动系统流线；7—矿化度，1 个“+”代表低矿化度，2 个“+”代表中等矿化，3 个“+”代表高矿化；8—淡水泉；9—咸水泉

地下水流动系统的不同部位，由于流速与流程对水质的控制作用，显示出很好的水化学分带。在地形复杂，同时出现局部、中间、区域流动系统时，以垂直分带为主。地形变化简单， 只出现区域流动系统时，则主要呈水平分带（图 8—9）。

传统的水文地质观点把一个含水层(或含水系统)看作一个单一的水动力场与水化学场。认为同一含水层中水质是比较均一的，根据水质可以判断地下水是否属于同一含水层（含水系统）。其实，同一含水层或含水系统的水，可以分属于不同的流动系统或不同级次流动系统，水动力特征不同，水化学特征自然也不相同。图 8—13 表示来自同一含水层的两个泉。a 泉的水由局部流动系统补给，矿化度很低。b 泉是由区域流动系统补给，矿化度相当高。

在同一介质场中，不同流动系统以及同一流动系统不同级次系统的界线两侧，地下水水质有可能发生突变。因为界线两侧的水来自不同地方，流经的岩层不同，流程长短与流速快慢也各不相同。

按照托特的观点，不同流动系统水流相向汇流处——水动力圈闭带（Hydraulic trap）与相背分流处——准滞流带，恰好是流束膨胀，流速迟缓之处，有利于各种溶解物、悬浮物、乳状物质、胶体物质在此积聚〔Tóth，1980〕。

在地下水流动系统的不同部位，发生的主要化学作用也不同（图 8—14）。除了溶滤作用存在于整个流程以外，局部流动系统及中间与区域流动系统的浅部属氧化环境，中间系统及局部系统的深部属还原环境（这里容易发生脱硫酸作用）。上升水流处因减压将产生脱碳酸作用。粘性土分布部位易发生阳离子交替吸附作用。不同流动系统的汇合处，将发生混合作用。在干旱气候条件下，排泄区还将发生浓缩作用。排泄区，尤其是区域地下水流动系统的排泄区，是地下水水质处于多种作用影响下的复杂变化地段。

8.4.2.3 地下水流动系统的水温度特征

在来自地壳深部大地热流的影响下，年常温带以下的等温线通常上低下高，呈水平分布。但是，由于地下水流动系统的存在，补给区的下降水流受入渗水的影响，地温偏低。排泄区因上升水流带来深部热影响，地温偏高。这样就使原本水平分布的等温线发生变化。补给区的下降，且间距变大（地温梯度变小）。排泄区上抬，且间隔变小（地温梯度变大）（图 8—15）。

没有地热异常的地区，根据地下水温度的分布，可以判定地下水流动系统。

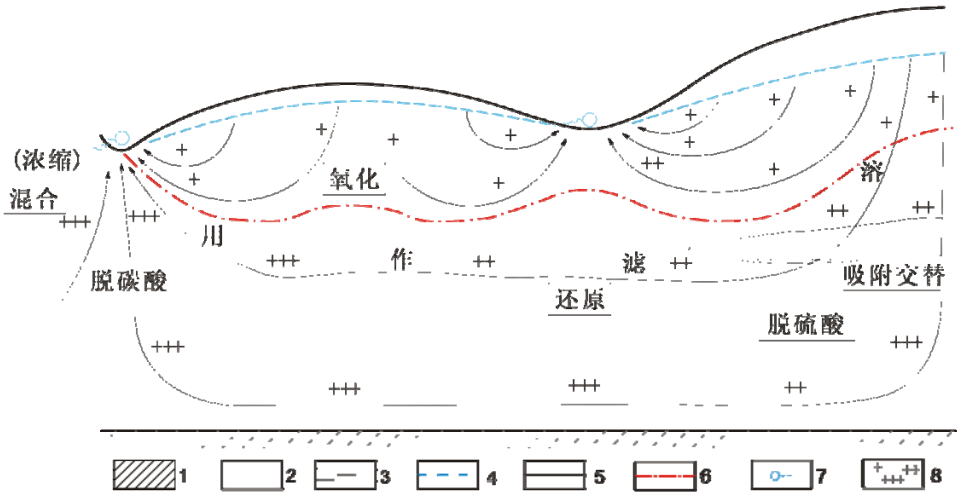


图 8—14 地下水流动系统中的水质演变

1—隔水层；2—透水层；3—粘土层；4—地下水位；5—流线；6—氧化、还原带界线；7—泉；8—矿化度，1 个“+”代表低矿化度，2 个“+”代表中等矿化，3 个“+”代表高矿化（注意：这只是一个概念性示意图，应用适应考虑具体条件。例如，当有机物质含量丰富时，甚至在浅部既已进入还原环境）

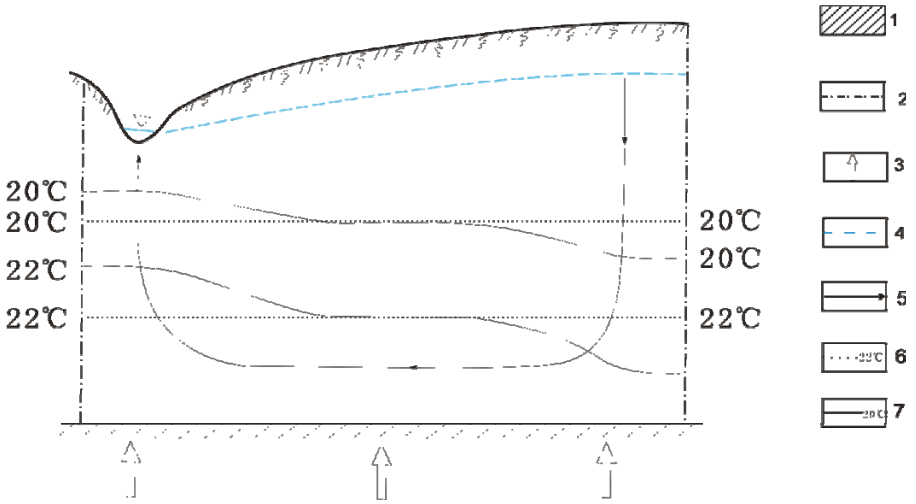


图 8—15 等温线与地下水流动系统的关系

1—隔水底板；2—水力零通量面；3—大地热流；4—地下水位；5—流线；6—理想等温线；7—在地下水流动系统影响下改变后的等温线

※　※　※

从上面的论述可知，地下水流动系统为我们提供了一个十分有用的水文地质分析框架。

我们研究一个地区的水文地质条件时，首先应当分析介质场（取决于地层、构造、第四纪地质等因素）与势场（取决于地形、水文、气候诸因素），从而对该区的渗流场（地下水流动系统）建立概念。根据渗流场、水化学场与水温度场之间的密切内在联系，我们可以有意识地去获取地下水水化学与水温度资料，以进一步确证我们的认识。

在研究一个地区的水文地质条件时，如果能够同时利用介质场、势场、水化学场与水温度场的资料进行综合判断，那末，从不同通道获知的关于同一对象的信息可以相互核对，减少差误，提高信息的保真度〔张人权等，1990〕。

在实际工作中，由于条件所限，我们能够获得的资料往往比较零散。有的地方地质情况难以确定却获得了水化学资料，有些地方只有水温资料，另一些地方则测得了水位资料，有的部分则只了解其地质背景。这时，利用地下水流动系统这一理论框架，可以将各方面零散的信息综合成一幅有序的图景。

※　※　※

地下水流动系统理论的提出，意味着水文地质学在方法论上有了新的突破。传统的水文地质理论，不外乎来自对观察到的现象的归纳或对已知理论的演绎，或者是两者的结合。

但是，单纯采用归纳推理和一般理论演绎的方法，都难以发现多级次的地下水流动系统理论。托特在提出这一理论时，用的是“对工作假设（working hypothesis）进行实地检验的方法”〔Tóth，1980〕。也就是说，首先提出假设，然后根据假设演绎出与假设一致的应有的各种现象，然后再据此有目地进行实地观察加以检验。这种方法在科学方法论中称之为“假设演绎法”。这正是爱因斯坦发现相对论所用的方法，也是板块学说这一革命性地质理论的研究方法。科学发展史表明，一个学科发展到比较成熟的阶段，就很难再运用常规的归纳法或演绎法去获得新的重大进展，而必须借助于假设演绎法。托特应用假设演绎法得出地下水流动系统理论，表明水文地质学已经迈入了新的发展阶段。

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

含水层（含水系统）经常与环境发生物质、能量与信息的交换，时刻处于变化之中。在与环境相互作用下，含水层各要素（如水位、水量、水化学成分、水温等）随时间的变化，称作地下水动态。

地下水要素之所以随时间发生变动，是含水层（含水系统）水量、盐量、热量、能量收支不平衡的结果。例如，当含水层的补给水量大于其排泄水量时，储存水量增加，地下水位上升；反之，当补给量小于排泄量时，储存水量减少，水位下降。同样，盐量、热量与能量的收支不平衡，会使地下水水质、水温或水位发生相应变化。

以往，人们把地下水位的变化完全归之为水量均衡的反映，这是不全面的。地下水位的变化反映了地下水所具有的势能的变化。而地下水势能变化可以由于获得水量补给储存水量增加引起，也可以与水量增减无关。例如，当含水层受到地应力作用，赋存地下水的含水介质受到压应力并将其传递到地下水上时，地下水位也会上升；显然，后一种情况下地下水位

虽有上升但并不意味着其水量增加〔陈葆仁等，1988〕〔车用太，1984〕。某一时间段内某一地段内地下水水量（盐量、热量、能量）的收支状况称作地下水均衡。地下水动态反映了地下水要素随时间变化的状况，为了合理利用地下水或有效防范其危害，必须掌握地下水动态。地下水动态与均衡的分析，可以帮助我们查清地下水的补给与排泄，阐明其资源条件，确定含水层之间以及含水层与地表水体的关系。地下水动态提供给我们关于含水层或含水系统的不同时刻的系列化信息，因此，在检验所作出的水文地质结论，在论证人们所采用的利用或防范地下水的水文地质措施是否得当时，地下水动态资料是最权威的判据。

迄今为止，人们只注意水位动态与水量均衡，因此，完善与发展地下水动态与均衡的理论与方法，是水文地质者面前的一项重要任务。

9.1　地下水动态与均衡的概念

9．2．1 地下水动态的形成机制

地下水动态是含水层（含水系统）对环境施加的激励所产生的响应，也可理解为含水层（含水系统）将输入信息变换后产生的输出信息。以下我们举例加以说明。

我们试来分析——次降雨对地下水水位的影响。一次降雨，通常持续数小时到数天，我们不妨把它看作是发生于某一时刻的“脉冲”。降雨入渗地面并在包气带下渗，达到地下水面后才能使地下水位抬高。同一时刻的降雨，在包气带中通过大小不同的空隙以不同速度下渗。当运动最快的水滴到达地下水面时，地下水位开始上升，占比例最大的水量到达地下水面时，地下水位的上升达到峰值，运动最慢的水滴到达地下水面以后，降水的影响便告结束。这样，与一个降水脉冲相对应，作为响应的地下水位的抬升便表现为一个波形。或者说，经过含水层（含水系统）的变换，一个脉冲信号变成了一个波信号。与对应的脉冲相比较，波的出现有一个时间滞后 a，并持续某一时间延迟 b（图 9—1）。

当相邻的两次或更多次降雨接近，各次降雨引起的地下水抬升的波形便会相互迭合。

当各个波峰某种程度迭加时，会迭合成更高的波峰（图 9—2a、b、c），地下水位会出现一个峰值。然而，实际情况下往往多是各个波形的波峰与波谷迭合，削峰填谷，构成平缓的复合波形（图 9——2d、e、f）。

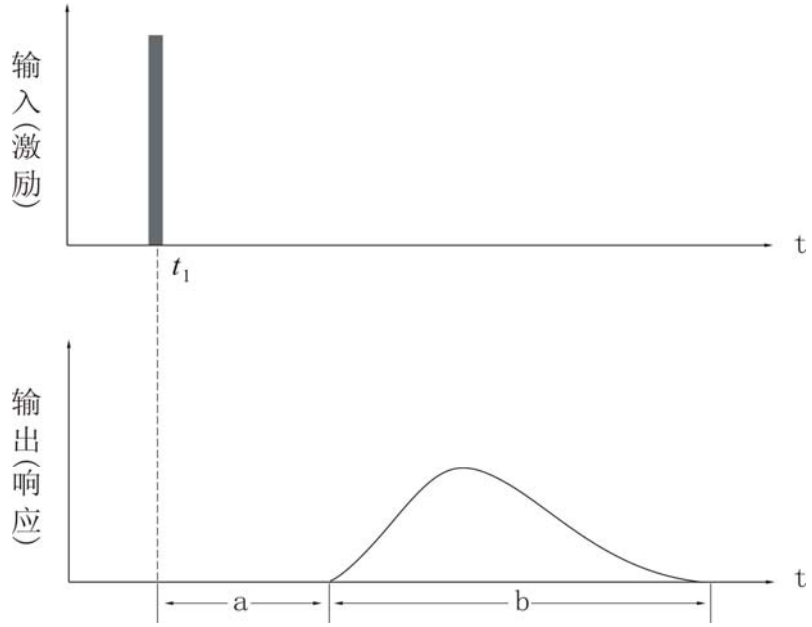


图 9—1 输入与输出的对应关系

a—时间滞后；b—时间延迟

降水对泉流量的影响，也会出现类似的情况。一次降雨使泉水量出现一个波形的增加，若干次降雨所引起的波形相迭合，削峰填谷的结果，会使泉流量远较降水变化为稳定。北方许多岩溶大泉流量动态之所以很稳定，原因就在此。

由此可见，间断性的降水，通过含水层（含水系统）的变换，将转化成比较连续的地下水位变化或泉流量变化，这是信号滞后，延迟与迭加的结果。其作用相当于高频信号通过滤波器变换为低频信号输出的物理过程〔陈爱光等，1987〕。

9．2．2　影响地下水动态的因素

如果我们把地下水动态看作是含水层（含水系统）连续的信息输出，就可将影响地下水动态的因素分为两类，一类是环境对含水层（含水系统）的信息输入，如降水、地表水对地下水的补给，人工开采或补给地下水，地应力对地下水的影响等；另一类则是变换输入信息的因素，主要涉及赋存地下水的地质地形条件。

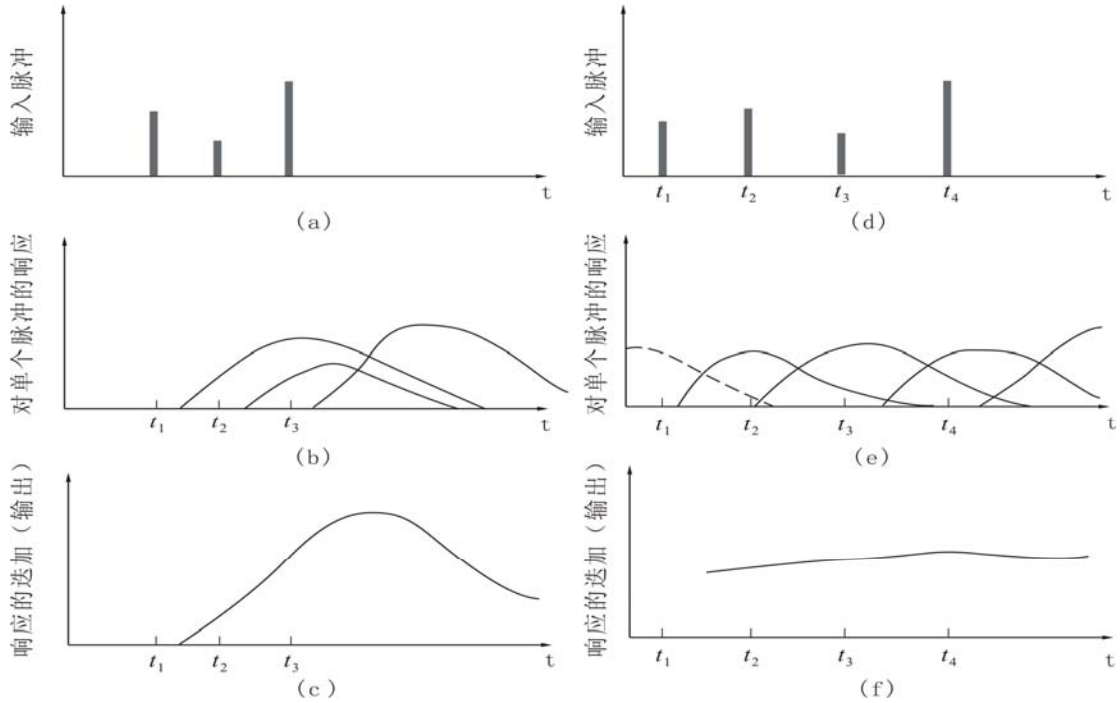


图 9—2 信息传输中的迭合

〔据陈爱光等，1987[①] 修改补充〕

9．2．2．1 气象（气候）因素

气象（气候）因素对潜水动态影响最为普遍。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。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。

气象（气候）要素周期性地发生昼夜、季节与多年变化，因之，潜水动态也存在着昼夜变化、季节变化及多年变化。其中季节变化最为显著且最有意义。我国东部属季风气候区，雨季出现于春夏之交。大体自南而北由 5 月至 7 月先后进入雨季，降水显著增多，潜水位逐渐抬高，并达到峰值。雨季结束，补给逐渐减少，潜水由于径流及蒸发排泄，水位逐渐回落，到翌年雨季前，地下水位达到谷值。因此，全年潜水位动态表现为单峰单谷（图 9—3）。图中 3 月份水位少量抬升与季节冻土融化补给地下水有关。

在分析气象因素对潜水位的影响时，必须区分潜水位的真变化与伪变化。潜水位变动伴随的相应的潜水储存量的变化，这种水位变动是真变化。某些并不反映潜水水量增减的潜水位变化，便是伪变化。例如，当大气气压开始降低时，处于包气带之下的潜水面尚未感受到其影响，暴露于大气中的井孔中的地下水位却因气压降低而水位抬升。当然，气压突然增加时井孔地下水位也会呈现与含水层不同步的下降。

气候还存在多年的周期性波动。例如，周期为 11 年的太阳黑子变化，影响丰水期与干旱期的交替，从而使地下水位呈同一周期变化（图 9—4）。

[①]陈爱光、徐恒力编著，1987，地下水系统与地下水系统分析。

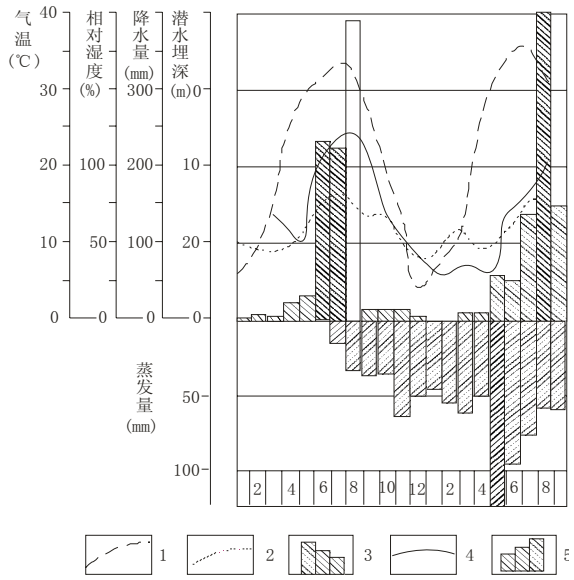


图 9—3 潜水动态曲线

（1954—1955，北京）

1—气温；2—相对湿度；3—降水量；4—潜水位；5—蒸发量

（1954 年 1—6 月，1955 年 4 月蒸发量缺资料）

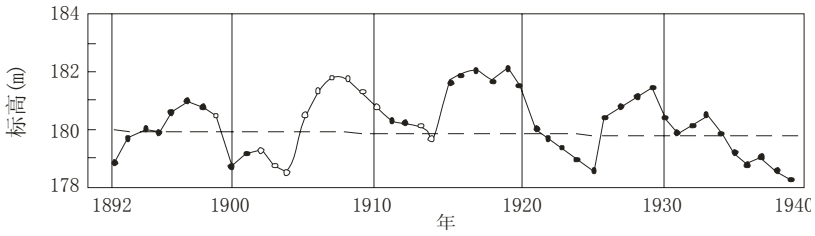


图 9—4 前苏联卡明草原地下水位变化图

〔阿利托夫斯基等，1956〕

（根据每年 9 月 1 日水位资料绘成；实点为实测水位，空心点为水位的可值）

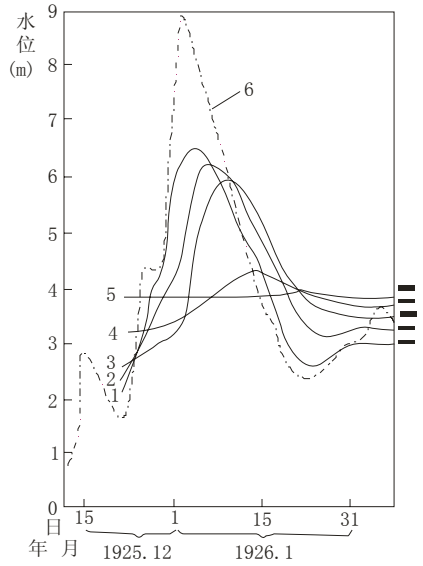


图 9—5 莱茵河洪水对潜水的影响

〔转引自卡明斯基，1958〕

1、2、3、4—观测井潜水位，数字大的距河远；6—莱茵河水位

对于重大的长期性地下水供排水设施，应当考虑多年的地下水位与水量的变化。供水工程应根据多年资料分析地下水位最低时水量能否满足要求。排水要考虑多年最高地下水位时的排水能力。缺乏地下水多年观测资料时，则可利用多年的气象、水文资料，或者根据树木年轮、历史资料与考古资料，推测地下水多年动态。

9．2．2．2　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。河水对地下水动态的影响一般为数百米至数公里，此范围以外，主要受气候因素的影响（图 9—5）。

9．2．2．3　地质因素

地质因素是影响输入信息变换的因素。当降水补给地下水时，包气带厚度与岩性控制着地下水位对降水的响应。潜水埋藏深度愈大，对降水脉冲的滤波作用愈强；相对于降水，地下水位抬高的时间滞后与延迟愈长；水位历时曲线呈现为较宽缓的波。包气带岩性的渗透性愈好，则滤波作用愈弱；地下水位抬升的时间滞后与延迟小；水波历时曲线波形较陡。

潜水储存量的变化是以给水度 μ 与水位变幅 Δh 的乘积表示的。当储存量变化相同时，给水度愈小，水位变幅便愈大。最典型的情况是岩溶水。岩溶化岩层渗透性良好但岩溶率（相当于给水度）则较低，岩溶水的包气带缺乏滤波作用，较小的岩溶率则起了放大地下水位对降水补给的响应，地下水位变幅在分水岭地区可达数十米甚至更多。

河水引起潜水位变动时，含水层的透水性愈好，厚度愈大，含水层的给水度愈小，则波及范围愈远。

对于承压含水层来说，隔水顶板限制了它与外界的联系，它主要通过补给区（潜水分布区）与大气圈与地表水圈发生联系；当顶板为弱透水层时，还通过弱透水顶板与外界联系。由于以上原因，承压水动态变化通常比潜水小。在前一种情况下，接受降水补给时，补给区的潜水位变化比较明显，随着远离补给区，变化渐弱，以至于消失。从补给区向承压区传递降水补给影响时，含水层的渗透性愈好，厚度愈大，给水度愈小，则波及的范围愈大。承压含水层埋藏愈深，构造封闭性愈好，与外界的水力联系愈弱，则由于大气圈及地表水圈变化而引起的动态变化愈微弱。

承压含水层的水位变动还可以由于固体潮、地震等引起，这时地质因素成为环境对地下水的输入。

在内陆地区，承压含水层中可观测到周期为 12 小时的测压水位波动。这是由于月亮和太阳对地球吸引造成的。当月亮运行到某点“头顶”时，由于月亮的吸引，承压含水层因载荷减少而引起轻度膨胀，测压水位便下降。月亮远离时，承压含水层载荷增加，轻度压缩，测压水位便上升〔陈葆仁等，1988〕。由固体潮引起的地下水位变幅可达数个厘米。

由于地震波的传递，大地震可以使距震中数千公里以外的某些敏感的深层承压水井产生厘米级的水位波动〔陈葆仁等，1988〕。据认为，这是由于地震孕震及发震过程中地应力的变化使岩层压缩或膨胀，从而引起震区以至远方孔隙水压力的异常变化，承压含水层测压水位因而波动。与此相应，有时震前地下水化学成分也会改变。与其它方法配合，监测地下水动态可以作为预报地震的一种重要手段。

应当注意，固体潮、地震等引发的地下水位波动只是能量的传递而不涉及地下水储存量的变化。这种能量传递距离远，速度快。例如，1950 年 12 月 9 日阿根廷一智利边境发生大地震，40 分钟后远在 8050km 之外的美国威斯康星州密尔窝基城一个深井发生不到 5cm 的测压水位波动，地震波传递速率约为 200km/min〔陈葆仁等，1988〕。

9．2．3　地下水天然动态类型

潜水与承压水由于排泄方式及水交替程度不同，动态特征也不相同。

潜水及松散沉积物浅部的水，可分为三种主要动态类型：蒸发型、径流型及弱径流型。

蒸发型动态出现于干旱半干旱地区地形切割微弱的平原或盆地。此类地区地下水径流微弱，以蒸发排泄为主。雨季接受入渗补给，潜水位普遍以不大的幅度（通常为 1—3m）抬升，水质相应淡化。随着埋深变浅，旱季蒸发排泄加强，水位逐渐下降，永质逐步盐化。降到一定埋深后，蒸发微弱，水位趋于稳定。此类动态的特点是：年水位变幅小，各处变幅接近，水质季节变化明显，长期中地下水不断向盐化方向发展，并使土壤盐渍化。

径流型动态广泛分布于山区及山前。地形高差大，水位埋藏深，蒸发排泄可以忽略，以径流排泄为主。雨季接受入渗补给后，各处水位抬升幅度不等。接近排泄区的低地，水位上升幅度小；远离排泄点的高处，水位上升幅度大；因此，水力梯度增大，径流排泄加强。补给停止后，径流排泄使各处水位逐渐趋平。此类动态的特点是：年水位变幅大而不均（由分水岭到排泄区，年水位变幅由大到小），水质季节变化不明显，长期中则不断趋于淡化。

气候湿润的平原与盆地中的地下水动态，可以归为弱径流型。这种地区地形切割微弱，潜水埋藏深度小，但气候湿润，蒸发排泄有限，故仍以径流排泄为主，但径流微弱。此类动态的特征是：年水位变幅小，各处变幅接近，水质季节变化不明显，长期中向淡化方向发展。

承压水均属径流型，动态变化的程度取决于构造封闭条件。构造开启程度愈好，水交替愈强烈，动态变化愈强烈，水质的淡化趋势愈明显。

9．2．4　人类活动影响下的地下水动态

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。

在天然条件下，由于气候因素在多年中趋于某一平均状态，因此，一个含水层或含水系统的补给量与排泄量在多年中保持平衡。反映地下水储量的地下水位在某一范围内起伏，而不会持续地上升或下降。地下水的水质则在多年中向某一方向（盐化或者淡化）发展。

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；含水层或含水系统原来的均衡遭到破坏，天然排泄量的一部或全部转为人工排泄量，天然排泄不再存在，或数量减少（泉流量、泄流量减少，蒸发减弱），并可能增加新的补给量（含水层由向河流排泄变成接受河流补给；原先潜水埋深过浅降水入渗受限制的地段，因水位埋深加大而增加降水入渗补给量）。

如果采排地下水一段时间后，新增的补给量及减少的天然排泄量与人工排泄量相等，含水层水量收支达到新的平衡。在动态曲线上表现为：地下水位在比原先低的位置上，以比原先大的年变幅波动，而不持续下降。

河北饶阳县五公地区，开采第四系潜水及浅层承压水作为灌溉水源。每年 3—5（6）月采水灌溉，水位降到最低点。6（7）月雨季开始，采水停止，降水入渗及周围地下水径流补给，使水位迅速上升。雨季结束后，周围的径流流入填充开采漏斗，水位继续缓慢上升。翌年采水前期，水位达到最高点。这一动态变化显示了天然因素和人为因素的综合影响（图 9—6）。由 1973 年至 1977 年，始末高水位期水位相近，此期间降水量接近多年平均值。由此说明，保持此五年的平均采水量，地下水收支可以平衡。

采排水量过大，天然排泄量的减量与补给量的增量的总和，不足以偿补人工排泄量时，则将不断消耗含水层储存水量，导致地下水位持续下降（图 9—7）。

修建水库，利用地表水灌溉等，增加了新的补给来源而使地下水位抬升。河北冀县新庄，

1974 年初潜水位埋深大于 4m，由于灌溉，旱季水位反而上升，到 1977 年雨季，潜水位已接近地表了（图 9—8）。

干旱半干旱平原或盆地，地下水天然动态多属蒸发型，灌溉水入渗抬高地下水位，蒸发进一步加强，促使土壤进一步盐渍化。有时，即使原来潜水埋深较大，属径流型动态，连年灌溉后，也可转为蒸发型动态，造成大面积土壤次生盐渍化（图 9—8、9—9）。

即使气候湿润的平原或盆地，由于地表水灌溉过多抬高地下水位，耕层土壤过湿，会引起土壤次生沼泽化。

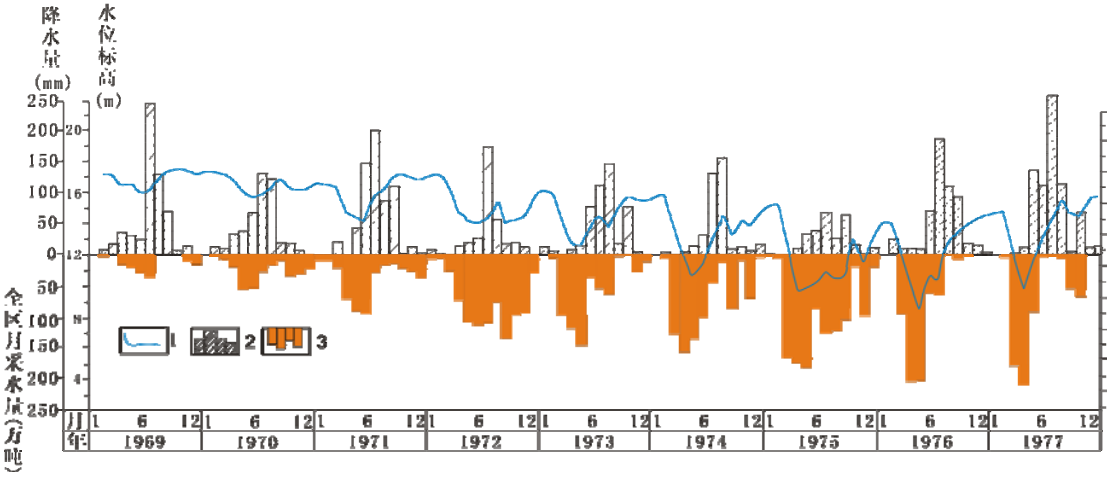


图 9—6 河北饶阳五公里河地下水位变化曲线

〔据河北省第九地质大队〕

1—地下水位；2—降水量；3—采水量

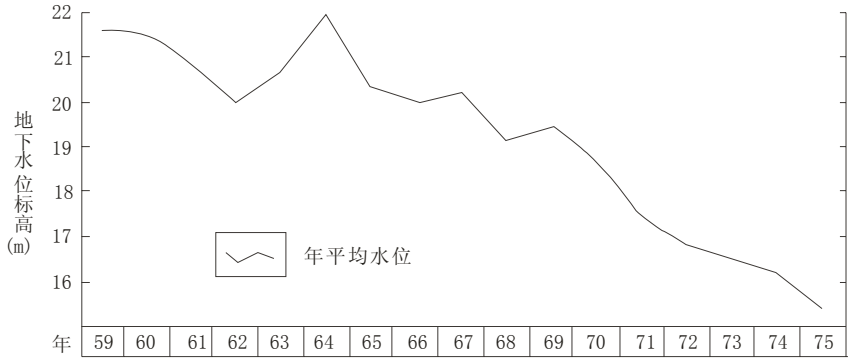


图 9—7 河北保定西部地下水位变化曲线

〔据河北省地矿局第四水文地质大队〕

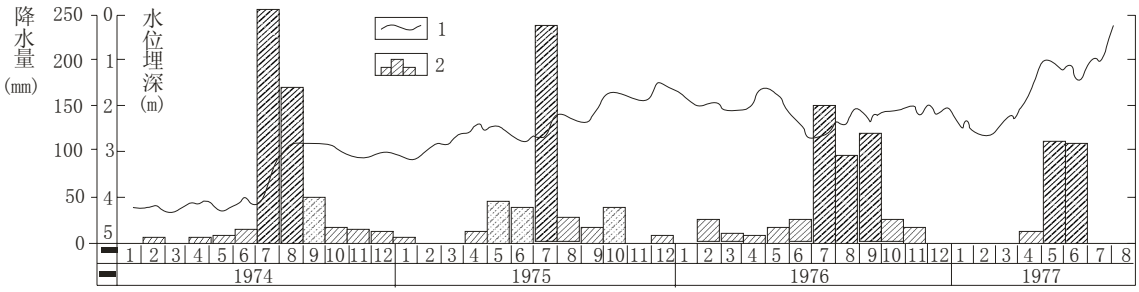


图 9—8 河北冀县新庄潜水位变化曲线

1—潜水位；2—月降水量

地表水灌溉导致地下水动态发生不良变化的地区，可以采用减少灌水入渗（控制灌溉定

额，衬砌渠道）或人为加强径流排泄（渠道排水，浅井开发潜水）的办法，使其动态由蒸发型转变为（人工）径流型。

9．3　地下水均衡

9．3．1　均衡区与均衡期

一个地区的水均衡研究，实质就是应用质量守恒定律去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。进行均衡计算所选定的地区称作均衡区。它最好是一个具有隔水边界的完整水文地质单元，进行均衡计算的时间段，称作均衡期，可以是若干年，一年，也可以是一个月。某一均衡区，在一定均衡期内，地下水水量（或盐量、热量）的收入大于支出，表现为地下水储存量（或盐储量、热储量）增加，称作正均衡；反之，支出大于收入，地下水储存量（或盐储量、热储量）减少，称作负均衡。

对于一个地区来说，天然条件下气候经常以平均状态为准发生波动。多年中，从统计的角度讲，气候趋近平均状态，地下水也保持其总的收支平衡。在较短的时期内，气候发生波动，地下水也经常处于不均衡状态，从而表现为地下水的水量与水质随时间发生有规律的变化，即地下水动态。由此可见，均衡是地下水动态变化的内在原因，动态则是地下水均衡的外部表现。

进行均衡研究必须分析均衡的收入项与支出项，列出均衡方程式。通过测定或估算列入均衡方程式的各项，以求算某些未知项。

地下水均衡的研究还不够成熟，目前多限于水量均衡的研究，而且主要涉及潜水水量均衡。

9．3．2 水均衡方程式

陆地上某一地区天然状态下总的水均衡，其收入项（A）一般包括：大气降水量（X）、地表水流入量（Y_1）、地下水流入量（W_1）、水汽凝结量（Z_1）。支出项（B）一般为：地表水流出量（Y_2）、地下水流出量（W_2）、蒸发量（Z_2）。均衡期水的储存量变化为 $\Delta\omega_1$ 则水均衡方程式为：

$$A-B=\Delta\omega \tag{9—1}$$

即：

$$\left(X+Y_1+W_1+Z_1\right)-(Y_2+W_2+Z_2)=\Delta\omega \tag{9—2}$$

或：

$$X-(Y_2-Y_1)-(W_2-W_1)-(Z_2-Z_1)=\Delta\omega \tag{9—3}$$

水储量变化 $\Delta\omega$ 中包括：地表水变化量（V），包气带水变化量（m），潜水变化量（$\mu\Delta h$）及承压水变化量（$\mu_e\Delta h_c$）；此中，μ 为潜水含水层的给水度或饱和差，Δh 为均衡期潜水位变

化值(上升用正号，下降用负号)；μ_e为承压含水层的弹性给水度， Δh_c为承压水测压水位变化值。据此，水均衡方程式可写成：

$$X-(Y_2-Y_1)-(W_2-W_1)-(Z_2-Z_1)=V+m+\mu\Delta h+\mu_e\Delta h_c \qquad (9—4)$$

潜水的收入项(A)包括：降水入渗补给量(X_f)，地表水入渗补给量（Y_f)，凝结水补给量(Z_c)，上游断面潜水流入量(W_{u1})，下伏承压含水层越流补给潜水水量(Q_t，如潜水向承压水越流排泄则列入支出项)。支出项(Z)包括：潜水蒸发量(Z_u，包括土面蒸发及叶面蒸发)，潜水以泉或泄流形式排泄量(Q_d)，下游断面潜水流出量(W_{u2})。均衡期始末潜水储存量变化为$\mu\Delta h$(图 9—10)。则：

$$A-B=\mu\Delta h \qquad (9—5)$$

$$\mu\Delta h=(X_f+Yf+Z_c+W_{u1}+Q_t)-(Z_u+Q_d+W_{u2}) \qquad (9—6)$$

此为潜水均衡方程式的一般形式。一定条件下，某些均衡项可取消。例如，通常凝结水补给很少，Z_c可忽略不计；地下径流微弱的平原区，可认为W_{u1}、W_{u2}趋近于零；无越流的情况下，Q_t不存在；地形切割微弱，径流排泄不发育，Q_d可从方程中排除；去除以上各项后，方程式简化为：

$$\mu\Delta h=X_f+Y_f-Z \qquad (9—7)$$

多年均衡条件下，$\mu\Delta h=0$，则得：

$$X_f+Y_f=Q_d \qquad (9—9)$$

此即典型的干旱半干旱平原潜水均衡方程式。此式表示渗入补给潜水的水量全部消耗于蒸发。

典型的湿润山区潜水均衡方程式为：

$$X_f+Y_f=Q_d \qquad (9—9)$$

即入渗补给的水量全部以径流形式排泄。

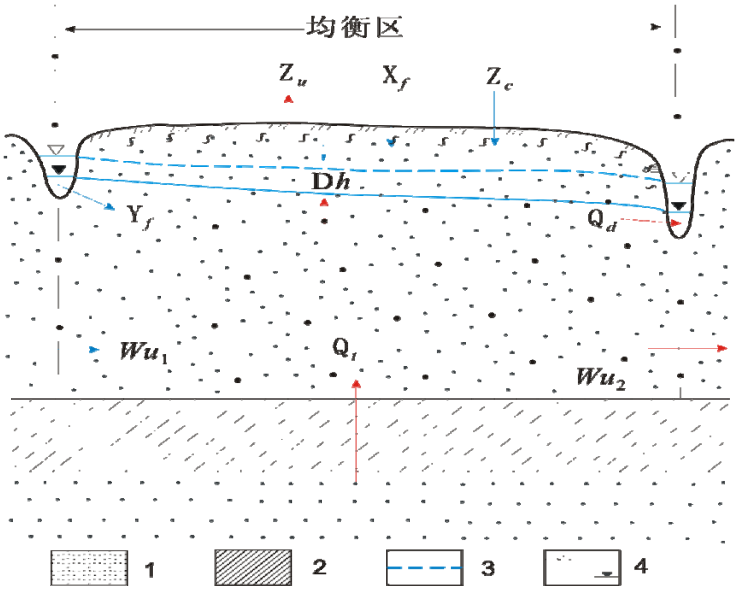


图 9—10 潜水均衡示意图

（假定地下水流动与剖面平行）

1—含水层；2—弱透水层；3—潜水位；4—高、低地表水位

9．3．3　人类活动影响下的地下水均衡

研究人类活动影响下的地下水均衡，可以帮助我们定量评价人类活动对地下水动态的影响，预测其水量水质变化趋势，并据此提出调控地下水动态使之朝向对人类有利的方向发展的措施。

为了防治土壤次生盐渍化，克雷洛夫(M．M．Крылов)对苏联中亚某灌区进行了潜水均衡研究，得出该区潜水均衡方程式为：

$$\mu\Delta h = X_f + f_1 + Q_t - Z_u - Q_r \qquad (9—10)$$

式中：f_1、f_2——分别为灌渠水及田面灌水入渗补给潜水的水量；

Q_t ——下伏承压含水层越流补给潜水的水量；

Q_r ——通过排水沟排走的潜水水量；

其余符号意义同前。

以一个水文年为均衡期，经观测计算，求得均衡方程式各项数值（单位为 mm 水柱）为：

31.0＝22.7+255.5+77.0+9.2-313.4-20.0

据此得出以下结论：

（1)潜水表现为正均衡，一年中潜水位上升620mm，增加潜水储存量31mm(μ ＝0.05)。长此以往，潜水蒸发量将不断增加，会产生土壤盐渍化。

（2）破坏原有地下水均衡，导致潜水位抬升的主要因素是灌溉水入渗，其中灌渠水入渗量占水量总收入的 70%，田面入渗水量占 21%。

（3）现有排水设施的排水能力（年排水量为 20mm）太低，不能有效地防止潜水位抬升。

（4）为防止土壤次生盐渍化，必须采取以下措施：或减少灌水入渗（衬砌渠道、控制灌水量），或加大排水能力，或两者兼施，以消除每年 31mm 的潜水储存量增加值。

9．3．4　地面沉降与地下水均衡

在对开采条件下的孔隙承压含水系统进行地下水均衡计算时，如果不将地面沉降考虑进去，就会出现误差〔王大纯等，1981〕〔曹文炳，1983〕。

开采孔隙承压水时，由于孔隙水压力降低而上复载荷不变，作为含水层的砂砾层及作为弱透水性的粘性土层都将压密释水，砂砾层的弹性给水度与粘性土的贮水系数都将变小。若停止采水使测压水位恢复到开采前的高度，砂砾层由于是弹性压密，可以基本上回弹到初始状态（弹性给水度恢复到初始值），但是粘性土层由于是塑性压密，水位恢复后，基本仍保持已有的压密状态（贮水系数保持压密后的值）。这就是说，开采孔隙承压含水系统降低测压水位然后停止开采使测压水位恢复到采前高度上，含水层的储存水量将随之恢复，但粘性土中的一部分储存水永久失去而不再恢复。因此，孔隙承压含水系统开采后再使水位复原，并不意味着储存水量全部恢复。由于粘性土压密释水量往往可占开采水量的百分之几十，因此，忽略粘性土永久性释水就会造成相当大的误差。

9．3．5　大区域地下水均衡研究需要注意的问题

从供水角度发出，可供长期开采利用的水量，便是含水系统从外界获得的多年平均年补给量。对于大的含水系统，除了统一求算补给量外，有时往往还需要分别求算含水系统各部分的补给量。此时应注意避免上、下游之间，潜水、承压水之间，以及地表水与地下水之间水量的重复计算。

图 9—11 表示了一个堆积平原含水系统，它可区分为包含潜水的山前冲洪积平原及包含潜水及承压水的冲积湖积平原两大部分。天然条件下多年中水量均衡，地下水储存量的变化值为零。各部分的水量均衡方程式如下（等号左侧为收入项，等号右侧为支出项）。

山前平原潜水：

$$X_{f1}+Y_{f1}+W_1=Z_{u1}+Q_d+W_2 \tag{9—11}$$

冲积平原潜水：

$$X_{f2}+Y_{f2}+Q_t=Z_{u2} \tag{9—12}$$

冲积平原承压水：

$$W_2=Q_t+W_3 \tag{9—13}$$

式中：X_{f1}、X_{f2}——分别为山前平原及冲积平原降水渗入补给潜水水量；

Y_{f1}、Y_{f2}——分别为山前平原及冲积平原地表水渗入补给潜水水量；

W_1、W_2、W_3——分别为山前平原上、下游断面及冲积平原下游断面地下水流入(流出)量；

Z_{u1}、Z_{u2}——分别为山前平原及冲积平原潜水蒸发量；

其余符号同前。

整个含水系统的水量均衡方程式为：

$$X_{f1}+X_{f2}+Y_{f1}+Y_{f2}+W_1=Z_{u1}+Z_{u2}+Z_{u2}+Q_d+W_3 \qquad (9—14)$$

如果简单地将含水系统各部分均衡式中水量收入项累加，则显然比整个系统的水量收入项多了W_2及Q_t两项。分别求算的结果比统一求算偏大。

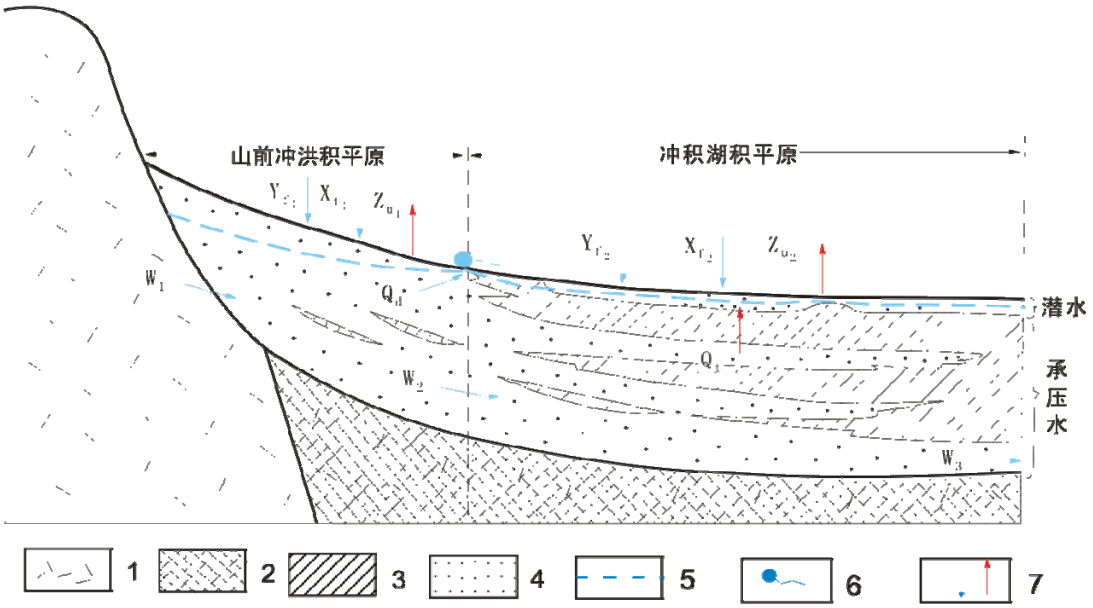


图 9—11 堆积平原含水层系统地下水均衡模式

1—透水基岩；2—不透水基岩；3—粘性土；4—砂砾石；5—潜水位；6—泉；7—均衡收支项

从图 9—11 中很容易看出，冲积平原承压水并没有独立的补给项。它的收入项W_2，就是山前平原潜水支出项之一。将式（9—10）改写为：

$$W_2=X_{f1}+Y_{f1}+W_1-Z_{u1}-Q_d \qquad (9—15)$$

可知，W_2是由山前平原补给量的一部分转化而来。冲积平原潜水的收入项Q_t同样也可通过改写式（9—12）得出：

$$Q_t=W_2-W_3 \qquad (9—16)$$

显然，Q_t是由W_2的一部分转化而来，归根到底，是由山前平原潜水补给量转化的。

W_2、Q_t都属于堆积平原含水系统内部发生的水量转换，而不是含水系统与外部之间发生的水量转换。

在开采条件下，含水系统内部及其与外界之间的水量转换，将发生一系列变化。假定单独开采山前平原的潜水，则此部分水量均衡将产生以下变化：

（1）随着潜水位下降，地下水不再溢出成泉，$Q_d=0$；

（2）与冲积平原间水头差变小，W_2 减小；

（3）随着水位下降，蒸发减弱，Z_{u1} 变小；

（4）与山区地下水水头差变大，W_1 增加；

（5）地表水与地下水水头差变大，Y_{f1} 增大；

（6）潜水浅埋带水位变深，有利于吸收降水，可能使 X_{f1} 增大。结果是山前平原潜水补给量增加，排泄量减少。与此同时，对地表水及邻区地下水的均衡产生下列影响：

（1）W_2 减少及相应的 Q_t 减少，使冲积平原承压水及潜水补给量减少；

（2），W_1 增大，使山区排泄量增大；

（3）X_{f1} 及 Y_{f1} 增大，使地表径流量减少，从而使冲积平原潜水收入项 Y_{f2} 变小。

综上所述，进行大区域水均衡研究时，必须仔细查清上下游，潜水和承压水，地表水与地下水之间的水量转换关系，否则将导致水量重复计算，人为地夸大可开采利用的水量。

第十章　孔　隙　水

孔隙水赋存于松散沉积物颗粒构成的孔隙网络之中。在我国，第四系与部分第三系属未胶结或半胶结的松散沉积物，赋存孔隙地下水。在此，我们主要讨论第四系松散沉积物中的孔隙水。

特定沉积环境中形成的成因类型不同的松散沉积物，受到不同的水动力条件控制，从而呈现岩性与地貌有规律的变化，决定着赋存于其中的地下水的特征。

从沉积物堆积时起一直到今天，区域的自然地理背景（如气候、地貌）和地质背景（如基底构造、现代构造运动）以各种方式直接或间接地影响松散沉积以及赋存于其中的地下水的特征。因此，回溯挽近时期地质发展史，恢复沉积时的水动力条件，乃是掌握松散沉积物沉积规律并借以认识孔隙水形成与分布规律的关键所在。

10．1　洪积扇中的地下水

典型的洪积扇形成于干旱半干旱地区的山前地带。暴雨形成流速极大的洪流，山区洪流沿河槽流出山口，进入平原或盆地，使不再受河槽的约束，加之地势突然转为干坦，集中的洪流转为辫状散流；水的流速顿减，搬运能力急剧降低，洪流所携带的物质以山口为中心堆积成扇形，称为洪积扇。在山近入平原盆地处常常形成一系列大大小小的洪积扇，扇间为洼地。

洪积物的地貌反映了它的沉积特征。被狭窄而陡急的河床束缚的集中水流，出山口后分散，流速向外递次变慢，水流携带的物质，随地势与流速的变化而依次堆积。扇的顶部，多为砾石、卵石、漂砾等，沉积物不显层理，或仅在其间所夹细粒层中显示层理。向外，过渡为砾及砂为主，开始出现粘性土夹层，层理明显，没入平原的部分，则为砂与粘性土的互层。流速的陡变决定了洪积物分选不良，即使在卵砾石为主的扇顶，也常出现砂和粘性土的夹层或团块，甚至出现粘性土与砾石的混杂沉积物，向下分选变好（图 10—1）。

洪积扇上部，粗大的颗粒直接出露地表，或仅覆盖薄土层，十分有利于吸收降水及山区汇流的地表水，是主要补给区。此带地势高，潜水埋藏深（水位埋深十余米乃至数十米）。岩层透水性好，地形坡降大，地下径流强烈。蒸发微弱而溶滤强烈，故形成低矿化水（数十毫克／升到数百毫克／升）。此带属潜水深埋带或盐分溶滤带。地下水水位动态变化大。向下，随着地形变缓、颗粒变细，透水性变差，地下径流受阻，潜水壅水而水位接近地表，形成泉与沼泽。径流途径加长，蒸发加强，水的矿化度增高。此带为溢出带，或称盐分过路带。地下水水位动态变化小。现代洪积扇的前缘即止于此带，向下即没入平原之中。此带向下，由于地表水的排泄及蒸发，潜水埋深又略增大。岩性变细、地势变平，潜水埋深不大，干旱气候下，蒸发成为主要排泄方式而水的矿化度增大，土壤常发生盐渍化，称为潜水下沉带或潜水堆积带。

由以上讨论可知，由山口向平原（盆地），由于水动力条件控制着沉积作用，洪积扇显示良好的地貌岩性分带；地貌上坡度由陡变缓，岩性上由粗变细。从而决定了岩层透水性由好到差，地下水位埋深由大而小，补给条件由好到差；随之，排泄由径流为主转化到以蒸发为主（干旱半干旱气候下），水化学作用由溶滤到浓缩，矿化度由小到大，水化学类型产生相应变化；地下水位的变动也由大到小。在这里，很好地体现了自然现象之间相互联系与相互依存的关系：

（地表）水动力条件分带→沉积作用分带→地貌岩性分带→地下水分带。

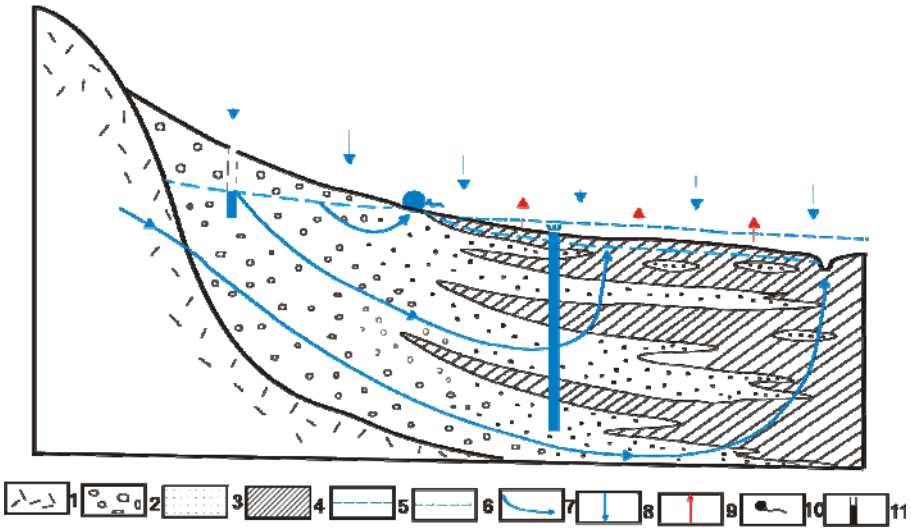


图 10—1 半干旱地区洪积扇水文地质示意剖面图

1— 基岩；2—砾石；3—砂；4—粘性土；5—潜水位；6—承压水测压水位；7—地下水流线；8—降水入渗；9—蒸发排泄；10—下降泉；11—井，涂黑部分有水

上面所说的乃是洪积扇中地下水的一般规律，在特定的自然地理、地质背景下，洪积扇中的地下水有其独特性。

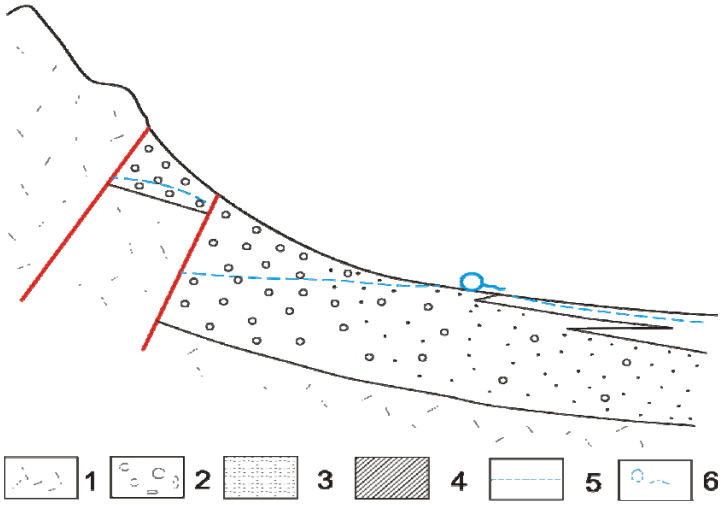


图 10—2 因新构造运动引起的洪积扇地下水位异常

1—隔水基岩；2—砾石；3—砂；4—粘性土；5—潜水位；6—泉

例如，洪积扇顶部通常潜水埋藏深度大，不利于取用地下水，因此，城镇大多分布于溢出带以上最利于取用地下水的地带，这在我国华北很普遍。但是在我国西北的某些山前地区，洪积扇上带的潜水埋藏深度往往反而比中带浅得多。这是因为新构造运动使隔水基底呈现差异断块活动，近山处基底上升而远山处下落，故使两侧地下水位形成跌水（图 10—2）。

洪积扇的水化学分带在不同气候条件下很不相同。干旱气候的祁连山山前倾斜平原，年降水量只有 50—170mm，降水入渗补给地下水微乎其微，蒸发强烈，显示良好的水化学分带。洪积扇顶部为矿化度小于 1g/L 的重碳酸盐水，中间过渡带为 1—3g/L 的重碳酸盐-硫酸盐水和硫酸盐—氯化物水，溢出带以下为矿化度大于 log/L 的氯化物水。湿润气候的川西山前倾斜平原，年降水量高达 1000mm 以上，由洪积扇顶部直到溢出带以下，均为矿化度小于 0.5g/L 的重碳酸盐水，水化学分带很不明显〔沈照理等，1985〕。

10．2　冲积平原中的地下水

此处以黄河下游冲积平原为例，说明冲积平原孔隙水的特点。

黄河中游是广袤的黄土高原，以粉土质为主质地疏松的黄土很容易遭受水流侵蚀带入黄河，黄河含砂量之高属世界之冠。郑州以上，黄河在峡谷中流动，以侵蚀搬运作用为主。郑州以下，进入广阔的华北平原，坡降变小，黄河以堆积作用为主，河床不断淤浅。洪水期水流漫溢出河槽后便在河床两侧堆积形成自然堤。河床不断淤浅，自然堤不断抬高，河床高出周围地面，成为地上河（图 10—3）。自然堤基础上堆筑的人工堤近一步使黄河河床抬高。占据高位的地上河，经常冲决自然堤与人工堤而频繁改道，从而淤积形成冲积平原。

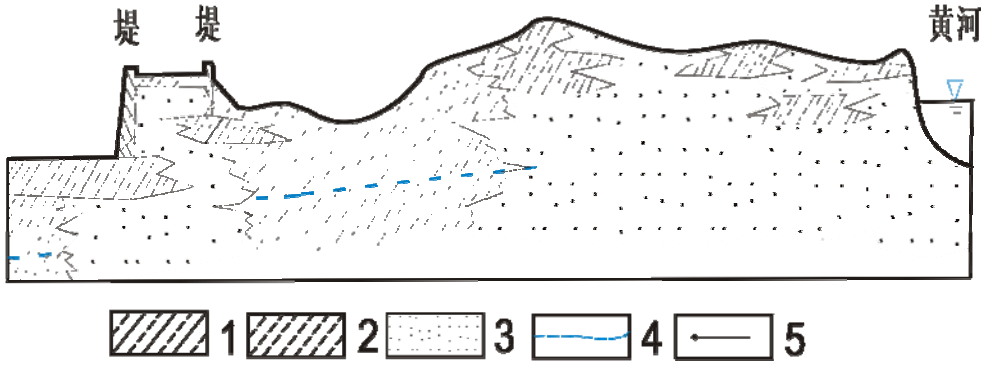


图 10—3　黄河下游岸边水文地质剖面

1—亚粘土；2—粉砂；3—细砂；4—潜水位；5—地下水流向

在冲积平原上，近期古河道与现代河道，地势最高，沉积颗粒较粗的砂，向外，随着地势变低依次堆积亚砂土、亚粘土，在河间洼地的中心部位则堆积粘土。

由地势较高、堆积粗粒沉积的现代河道与近代古河道，到地势低洼、堆积粘性土的河间洼地，显示着良好的微地貌—岩性—地下水分带。

现代河道与近期古河道地势高、岩性粗，渗透性好，利于接受地表水与降水的入渗补给，地下水埋藏深度大，蒸发较弱，以溶滤作用为主，水质良好。自两侧向河间洼地，地势逐渐变低，岩性变细，渗透性变差，地下水位变浅，蒸发增加，矿化度增大。

由河道向河间洼地地下水水质的变化还与本区普遍存在的咸水层以及咸水层在地下水流动系统的驱动下运移有关。

黄河冲积平原相当普遍地存在着一层矿化度大于 2g/L 的咸水（厚度通常为 50—200m），一般认为是上更新世晚期干旱气候下大陆盐化作用的产物。在地下水流动系统的长期影响下，咸水层发生过运移。

现代河道与近期古河道由于占据高位向形成地下水的势汇，与相邻低地间形成局部性地下水流动系统，与河间洼地间形成较大的流动系统。因此，河道处地下水作下降运动形成淡水透镜体，并驱动咸水层下移；河间洼地处地下水作上升运动，推动咸水层整体上移，咸水层顶界往往在此达到地下水面。在河道两侧低地以及河间洼地中心的势汇地带，由于蒸发而造成土壤盐渍化（图 10—4）。

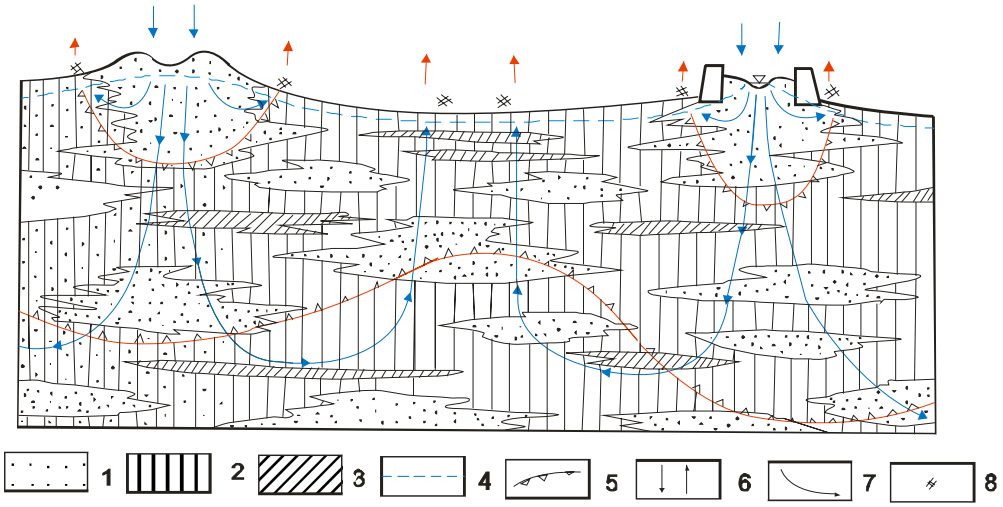


图 10—4 黄河冲积平原水文地质示意图

1—砂；2—亚砂、亚粘土；3—粘土；4—地下水位；5—咸水（矿化度大于 2g/L）与淡水界线，齿指向咸水一侧；6—入渗与蒸发；7—地下水流线；8—盐渍化

冲积平原中流速较大的河床堆积砂，河床以外则淤积粘性土为主。因此，构成冲积平原主要含含水层的砂沿河道呈条带状分布。随着河流决口改道，形成不同时期的古河道〔张忠胤，1980〕。除了决口处前后期古河道的砂层连通外，后期的河道砂带也可能在某些地方直接叠置在原有河道砂带之上。因此，剖面上看来似乎是孤立透镜体的砂，在三维空间实际上是相互联系的网络状砂带（图 10—5）。含水砂层正是通过这种砂层相连的“天窗”以及通过粘性土弱透水层的越流相互发生水力联系的。

10. 3 湖积物中的地下水

湖积物属于静水沉积。颗粒分选良好，层理细密，岸边浅水处沉积砂砾等粗粒物质，向湖心逐渐过渡为粘土。构成主要含水层的砂砾，展布广、厚度大（单层厚度甚至可高达 100m 以上），剖面上为层状或延伸远的长透镜状。随着沉积物形成时湖盆规模、气候、新构造运动等的不同，砂砾含水层的规模不等。

当没有河流穿越湖泊时，波浪力是唯一的分选营力。在近岸浅水带波浪力影响所及的范围内，波浪反复淘洗沉积物，粗粒留在岸边，细粒落于远岸处，波浪力所影响不到的湖心，则被细小的粘粒所占据，典型条件下湖心粘土层理十分细密。

丘陵山区的湖泊沉积，由于物质来源多为粗粒物质，故岸边多为砂砾层，向湖心过渡为粘土与砂互层。有时洪积扇直接伸入湖泊中，湖的岸边为分选较差的洪积物，远岸处逐渐变为分选较好的粗粒湖积物。

随着气候与构造运动的变化，湖盆发生变化。潮湿气候湖盆变大，干燥气候湖盆变小。构造下沉时湖盆不断扩大，构造下降缓慢或停顿时，湖盆逐步淤积变小。湖盆规模的变化随之使沉积物发生变化。构造不断沉降，使湖盆在同一部位不断接受粗粒物质，可形成分布广泛及厚度巨大的含水砂砾层。气候的周期性干湿交替（或构造下降与停顿交替），则使用一地点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。

总的说来，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。因此，裸露于地表的粗粒湖泊物很少见。由于湖积物往往是砂砾石与粘土的互层，垂向越流补给比较困难。侧向上分布广泛的粗粒的湖积含水砂砾层主要通过进入湖泊的冲积砂层与外界联系。湖积物通常有规模大的含水砂砾层，容易给人以赋存地下水丰富的印象。但由于其与外界联系较差，补给困难，地下水资源一般并不丰富。

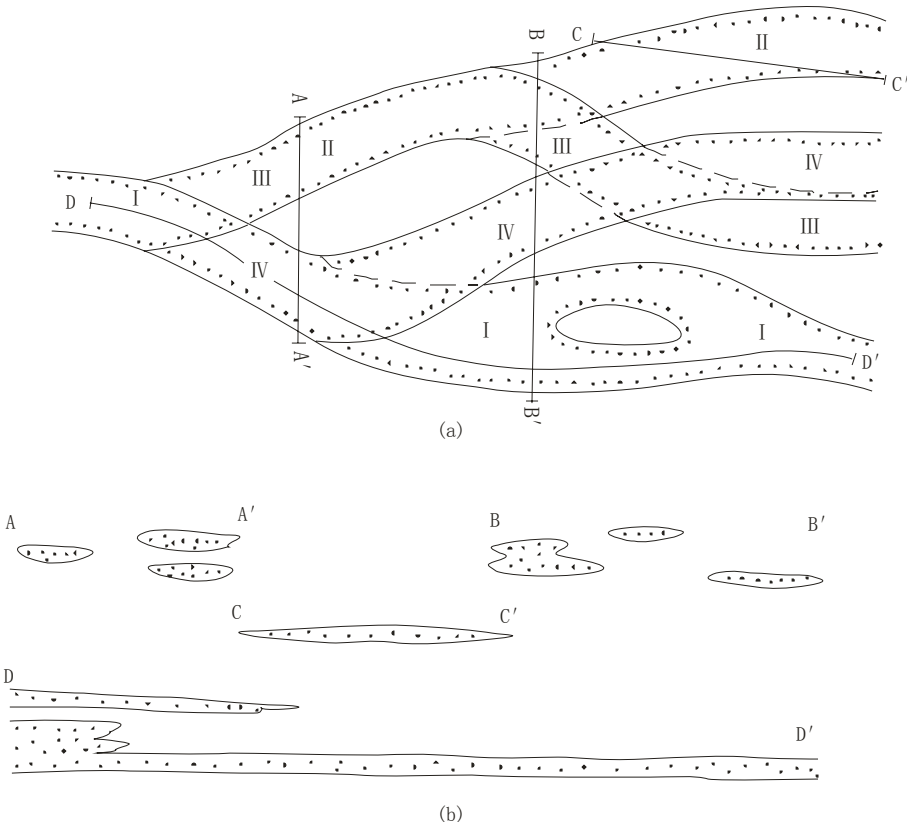


图 10—5 冲积平原中的河道变迁及砂层的几何形态

（a）平面图（b）剖面图

Ⅰ—Ⅳ—河道期次

10．4 黄土高原的地下水

我国西部黄土高原普遍分布黄土。黄土的粉土含量大于 60%，富含钙质，结构较为疏松。下中更新世（Q_{I+II}）黄土，多为粉土质亚粘土，一般呈棕黄色，有的地区微显红色，厚度最大可达 200m。由于多次沉积间断，形成十余层深棕至棕黑色的古土壤层，古土壤层以下则为钙质结核层。

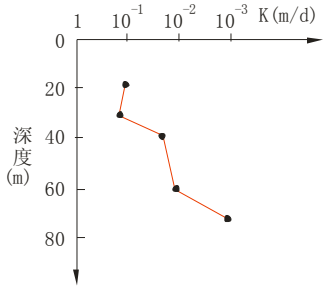


图 10—6 西峰塬黄土（Q_{II}）渗透系数随深度变化曲线

〔据黄河中游地区水文地质研究小组，1978〕

上更新世（Q_{III}）黄土呈淡黄色，一般厚数米到十余米，主要为粉土质亚砂土，古土壤层与钙质结核均不如下中更新世黄土发育，结构格外疏松。

黄土均发育垂直节理，且多虫孔、根孔等以垂向为主的大孔隙。因此，黄土的垂向渗透系数常比水平方向大几倍到几十倍。张宗祜等对甘肃黄土进行渗水试验后得出，黄土垂向渗透系数为 0.19—0.37m / d，水平方向渗透系数为 0.002—0.003m/d〔张宗祜，1966〕。随着埋

藏深度加大，黄土中大孔隙减少，渗透性明显降低（图 10—6）。

总的说来，黄土高原地下水水量不丰富，地下水位埋深大，水质较差。这是岩性、地貌、气候综合影响的结果。

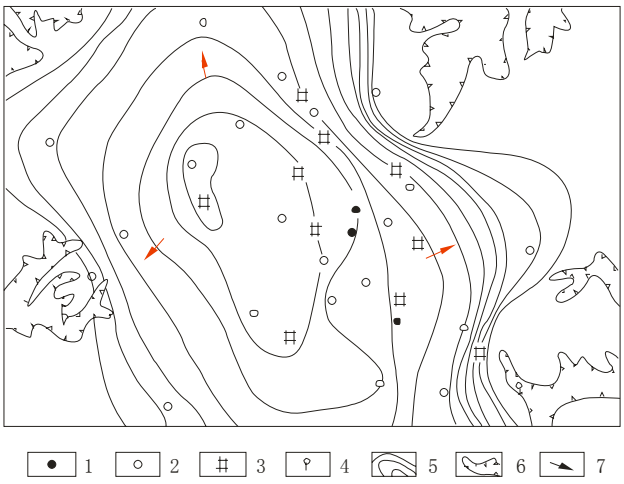


图 10—7 黄土塬潜水等水位线示意图

〔据黄河中游地区水文地质研究小组，1978〕

1—长期采水孔；2—季节性采水孔；3—民井；4—下降泉；5—潜水等水位线；6—黄土冲沟；7—地下水流向

黄土厚度大，结构疏松，受新构造运动影响近期地壳上升，在流水侵蚀下，纵横的沟谷把黄土高原切割成由松散沉积物构成的丘陵。原始地貌保持较好的规模较大的黄土平台称之为黄土塬，长条状的垅岗称为黄土梁，浑圆形的土丘称作黄土峁。

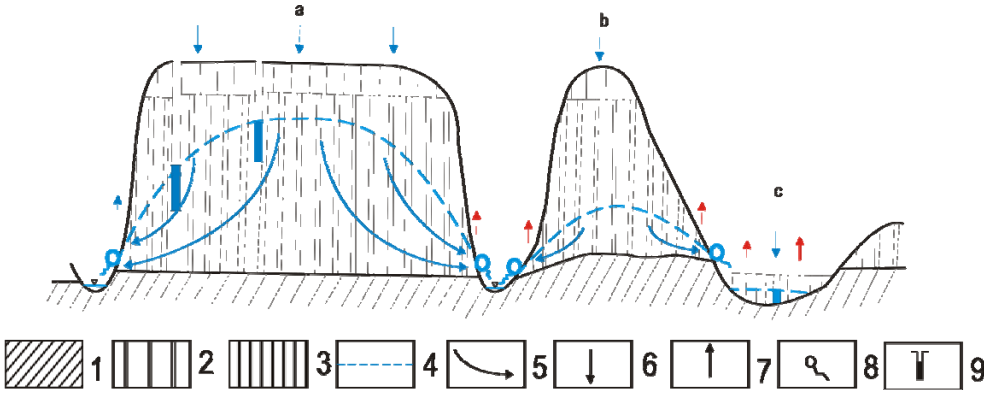


图 10—8 黄土高原地下水示意图

（a）黄土塬；（b）黄土梁峁；（c）黄土杖（撑）地

1—隔水基岩；2—下中更新世黄土；3—上更新世黄土；4—地下水位；5—示意地下水流线；6—降水入渗；7—蒸发；8—泉；9—井

黄十塬有较为宽广的平台。割切较弱．故有利于降水入渗（降水入渗系数平均为 5%—10%）而不利于迅速排泄，故赋存地下水比较丰富。地下水由塬的中心向四周辐射状散流，以泉的形式排泄于沟谷底部或相对隔水层的顶部（图 10—7）。塬中心地下水位埋深较浅（一般埋深 20—40m； 塬面愈宽广，则塬中心水位埋深愈浅)而塬边埋深大（60—100m）。矿化度也由塬中心向四周增大。

黄土梁、峁切割强烈，不利于降水入渗（入渗系数可以小到 1%）与地下水赋存。梁、峁间宽浅谷地（当地根据其形状称为杖地与撑地）赋存有水量较小、水质较差而水位较浅（10—30m）的地下水，可供少量居民用水或畜牧用水（图 10—8）。

黄土高原降水量不大。除东南部可达 500—700mm 外，中部为 400—500mm，北部小于 400mm。降水稀少，故黄土中可溶盐含量高，从而地下水矿化度也较高。相对湿润的南部，黄土可溶盐少于 0.3%，地下水矿化度一般为小于 1g/L 的重碳酸盐水。干旱的北部，黄土含盐量 0.5%—0.8%，地下水通常为矿化度 3—10/L 的硫酸盐—氯化物水。

10．5　孔隙含水系统实例分析

上面分别讨论了不同成因类型沉积物中的孔隙水，实际上，同一时期同一水流系统，随着沉积环境递变，可在不同部位形成不同成因类型的沉积物，而其中组成含水层的粗粒物质，连续分布，赋存其中的水具有密切联系，构成统一的孔隙含水系统。下面以河西走廊为例加以说明。

甘肃河西走廊石羊河流域属内陆流域，上游河流来自南部祁连山的北麓，其中较大者为古浪、黄羊等 8 条，向北流出山口，大部分河水渗入洪积扇中，此时已进入武威盆地的范围。在武威以北为扇群边缘，在扇群的溢出带出现了一系列泉群，就是这些泉汇集成为石羊河，向北流至现在的红崖山水库中。再北流，又进入民勤一湖水盆地，山前也是洪积扇堆积，河水复渗入扇中，但是由于水量较武威盆地小，在扇缘仅形成不多的泉水，大部分水以地下水的形式，从洪积物中进入冲积物向北运移，到达以北的湖泊沼泽地带，一部分水以泉的形式进入湖泊中，绝大部分消耗于蒸发。石羊河全长达 100 余 km，流域面积约 3000km^2（图 10—9，图 10—10）。

石羊河流域的沉积物是由两个系列沉积组成。第一个系列是武威盆地中的沉积，南部为单层厚度巨大的卵砾石，最厚者可达 400m，为洪积物。这一地段，地表不存在常年性河流，只在洪水季节地表出现暂时性水流。溢出带的泉群在地表汇流成为石羊河。但是其真正的源头是来自祁连山的河流，只是经过渗入洪积扇变为地下水，再以泉的形式出露汇集成为地表水流的复杂过程而已，在这一转化过程中，有相当一部分水流在地下由洪积物进入冲积物。这就是武威盆地其他地段地下水的来源。第四纪以来，河道切穿红崖山丘陵的部位而通过，所以冲积物的分布也大体和石羊河一致，只有部分冲积物伸入腾格里沙漠。此外，在盆地的低洼部位也出现湖泊沉积，河道切穿红崖山之后，进入民勤盆地。沉积物成因类型的变化仍然和武威盆地一样，先是洪积，再为冲积，最后为湖泊沼泽沉积，只是其规模较小，这是水量较小的结果。总之，影响沉积物成因类型不同的直接原因是地形和地表水流速及流量的变化。一般地说，除山地之外，无论平原或山间盆地，地形和水流的变化，都属渐变，所以不同成因类型的沉积物也是连续的和渐变的。认识沉积物的连续性对认识地下水的补给和运动大有裨益，武威和民勤盆地提供了很好的例子。

两个盆地中第四纪堆积厚达 100m—400m，是地下水主要贮存场所。盆地的年降水量约 160mm，大部集中于 5 至 9 月，此期间蒸发强烈，所以盆地中降水对地下水补给作用微弱。南部祁连山顶部平均海拔 4000m 以上，终年积雪，冰川发育。向北高度降低，山地年降水量平均 700—800mm，至北麓地带减小到 300mm 左右，水文网切割强烈，在出山前即汇集了山区绝大部分的地表和地下水，石羊河流域出山的 8 条河流，多年平均总流量为 14.4×10^8m^3/a，这就是从祁连山进入武威盆地的总水量。通过山前的洪积扇群带时，渗入地下的水量约 6.5×10^8m^3/a，占河水总流量的 45%。到盆地中部，从扇群中部开始，地下水沿浅切的河槽大量溢出，泉水总流量为 3.2×10^8m^3/a，最后汇流成石羊河。据香家湾流量站对 1965 年和 1978 年径流的分析，石羊河中下游径流组成中，地下水占 94.5%和 95.7%，洪水仅占 5.5%和 2．37%。这些水进入民勤盆地后，主要由引水渠进入田间，最后排入北部的湖泊沼泽中，消耗于蒸发。

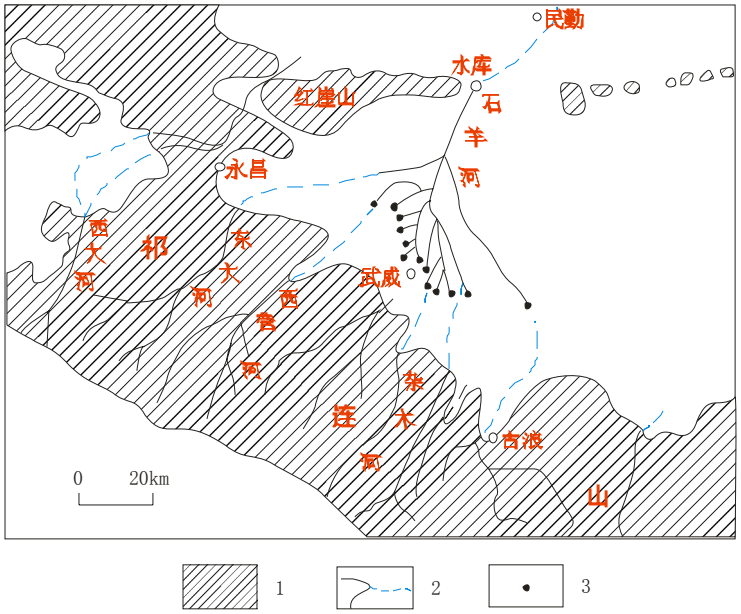


图 10—9 武威盆地水系图

〔据侯锡海，略加修改〕

1— 山地；2—河流；3—泉

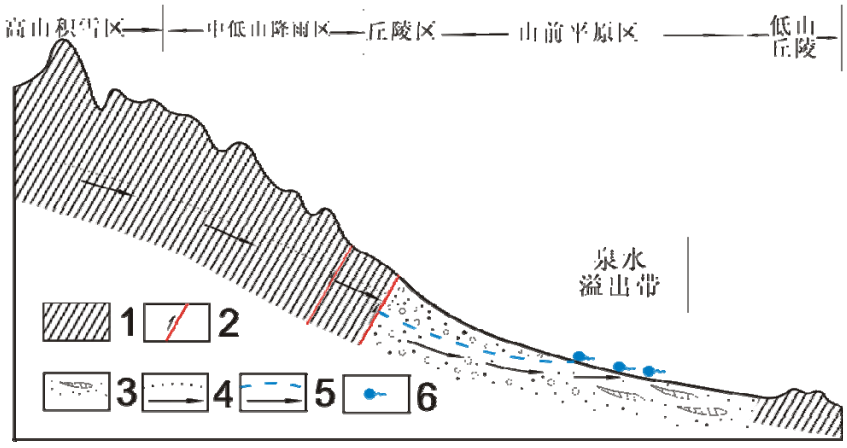


图 10—10 祁连山—武威盆地地表-地下水转化示意剖面

〔据侯锡海，略加修改〕

1—基岩；2—断层；3—砂粒石及粘性土夹层；4—地表水位及流向；6—泉

从上述情况，可以得到如下几点认识：（1）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。其中的水是连续的，不同成因类型沉积物的变化也是连续的。（2）石羊河流域包括两个盆地，全长达 100km 以上，处于干旱地区，南部祁连山的地表水流为其主要补给来源。在流动过程中，地表和地下水之间不断相互转化，地表引用的水量多，则地下水的补给量减少。说明二者是一个统一的整体，两个盆地，是上下游关系，水的来源只有一个，上游盆地的取水量会影响到下游的应用。可以看出，这种条件下的地表水和地下水、上游和下游的水，同属一个系统，用水时会相互影。向，上游对下游的影响尤其大。因此，如何使一定数量的水，在经济上能发挥最大的作用，并使环境能有所改善，至少不能变坏，是开发利用中的最重要的问题。

第十一章　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。

贮存并运移于裂隙基岩中的裂隙水，往往具有一系列与孔隙水不同的特点。某些情况下，打在同一岩层中相距很近的钻孔，水量悬殊，甚至一孔有水而邻孔无水；有时在相距很近的井孔测得的地下水位差别很大，水质与动态也有明显不同；在裂隙岩层中开挖矿井，通常涌水量不大的岩层中局部可能大量涌水；在裂隙岩层中抽取地下水往往发生这种情况：某一方向上离抽水井很远的观测孔水位已明显下降，而在另一方向上离抽水井很近的观测孔水位却无变化。所有上述现象说明，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。

松散岩层中，空隙分布连续均匀，构成具有统一水力联系、水量分布均匀的层状含水系统。但裂隙岩层只有在一些特殊的条件下才能形成水量分布比较均匀的层状含水系统。例如，夹于厚层塑性岩层中的薄层脆性岩层、规模比较大的风化裂隙岩层等。这些岩层中裂隙往往密集均匀，使整个含水层具有统一的水力联系，在其中布井几乎处处可取到水。

基岩的裂隙率比较低（通常比松散岩石的孔隙率低一到两个数量级），裂隙在岩层中所能占有的赋存空间很有限；这一有限的赋存空间在岩层中分布很不均匀；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含水系统（图 11—1）。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。规模大的系统贮容能力大，补给范围广，水量丰富，动态比较稳定。

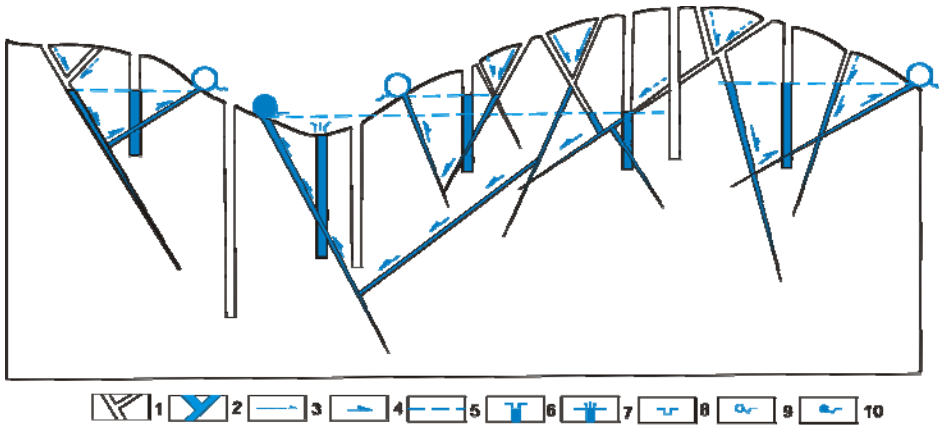


图 11—1　裂隙含水系统

〔参照 Ланге，1950 修改补充〕

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

规模小的系统贮存和补给有限，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（如断层、大裂隙、侵入岩与围岩接触带等）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，这就使得裂隙水表现出强烈的不均匀性、各向异性。

11．2　裂隙水的类型

裂隙水按其介质中空隙的成因可分为成岩裂隙水、风化裂隙水、构造裂隙水。由于其各自所赋存介质的不同，其空间分布、规模及水流特性存在一定的差异。

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裂隙。沉积岩固结脱水、岩浆岩冷凝收缩等均可产生成岩裂隙。

沉积岩及深成岩浆岩的成岩裂隙通常多是闭合的，含水意义不大。陆地喷溢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。此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。美国夏威夷群岛玄武岩裂隙水十分奉富，檀香山城即以此作为供水水源，钻孔总涌水量达 7.5m^3/s 之多。玄武岩岩浆成分不同及冷凝环境的差异，使玄武岩成岩裂隙发育程度很不相同。如我国内蒙一带的第三纪玄武岩，致密块状的与气孔发育的交互成层，前者柱状节理发育而透水，后者则构成隔水层。

岩脉及侵入岩接触带，由于冷凝收缩，以及冷凝较晚的岩浆流动产生应力，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，留下喷气孔道，或表层凝固，下部未冷凝的熔岩流走而形成熔岩孔洞或管道，这类孔道洞穴最大直径可达数米，钻孔遇到时会出现掉钻、泥浆大量漏失等，往往可以获得可观的水量。例如，海南岛琼山县一个孔深 26m 的钻孔，打到一个宽 8m、高 6.8m 的熔岩孔道，抽水降深 0.17m，每昼夜涌水超过 1700t。

11．2．2　风化裂隙水

暴露于地表的岩石，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。风化裂隙常在成岩裂隙与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面，一般厚度数米到数十米，未风化的母岩往往构成相对隔水底板，故风化裂隙水一般为潜水，被后期沉积物覆盖的古风化壳可赋存承压水（图 11—2）。

风化裂隙的发育受岩性、气候及地形的控制。单一稳定的矿物组成的岩层（如石英岩）风化裂隙很难发育。泥质岩石虽易风化，但裂隙易被土状风化物充填而不导水。由多种矿物组成的粗粒结晶岩（花岗岩、片麻岩等），不同矿物热胀冷缩不一，风化裂隙发育，风化裂隙水主要发育于此类岩石中。

气候干燥而温差大的地区，岩石热胀冷缩及水的冻胀等物理风化作用强烈，有利于形成导水的风化裂隙。湿热气候区以化学风化为主，泥质次生矿物及化学沉淀常充填裂隙而降低其导水性。这类地区上部强风化带的导水性有时反而不如下部半风化带。如福建漳州花岗岩中一个钻孔资料，地面以下 25m 内强风化带的涌水量仅为 0.0125L/s，而 25—45m 半风化带涌水量增到 0.45L/s。

地形比较平缓，剥蚀及堆积作用微弱的地区，有利于风化壳的发育与保存；如果地形条件也利于汇集降水，则可能形成规模稍大，常年能提供一定水量的风化裂隙含水层。通常

情况下，风化壳规模相当有限；风化裂隙含水层水量不大，就地补给、就地排泄，旱季泉流量变小或干涸。

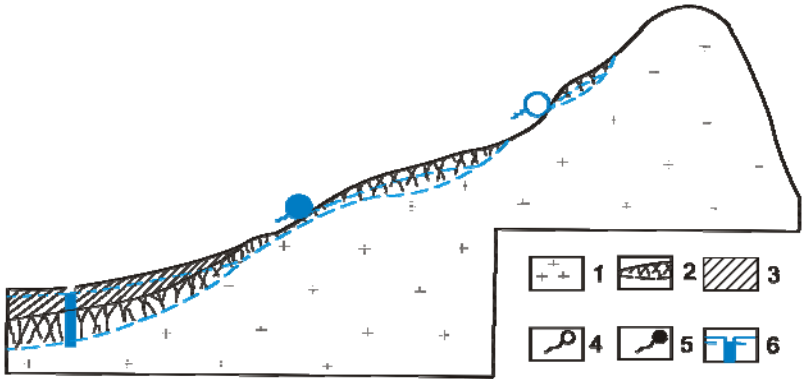


图 11—2 风化裂隙水示意图

1—母岩；2—风化带；3—粘土；4—季节性泉；5—常年性泉；6—井及地下水位

在水流切割或人工开挖的影响下，岩体侧向压力减小，原有闭合及隐蔽的成岩裂隙与构造裂隙因减压而扩张，形成所谓减压（卸荷）裂隙。在沟谷两侧常可见到与边岸平行的减压裂隙，有时可宽达数厘米至十数厘米。剥蚀作用使原来处于深部的岩层卸去上覆地层的荷载，因而浅部的裂隙扩张，张开性及裂隙率均较深部大，透水性也比深部好。

11．2．3 构造裂隙水

构造裂隙是在地壳运动过程中岩石在构造应力作用下产生的，它是所有裂隙成因类型中最常见、分布范围最广、与各种水文地质工程地质问题关系最密切的类型，是裂隙水研究的主要对象。通常我们说裂隙水区别于孔隙水，具有强烈的非均匀性、各向异性、随机性等特点也主要是针对构造裂隙水而言的。

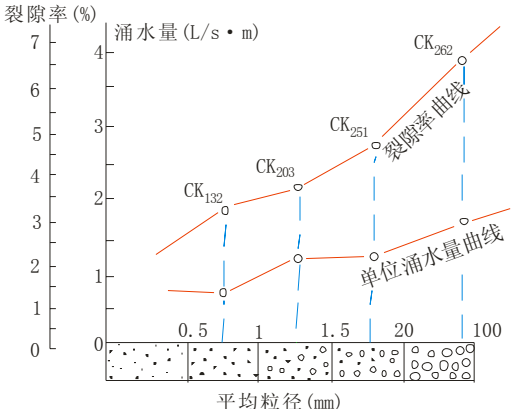


图 11—3 岩性变化与裂隙率及涌水量的关系

〔据云南水仁地质队〕

构造裂隙的张开宽度、延伸长度、密度以及导水性等在很大程度上受岩层性质（如岩性、单层厚度、相邻岩层的组合情况）的影响。在塑性岩石如页岩、泥岩、凝灰岩、千枚岩等之中常形成闭合乃至隐蔽的裂隙。这类岩石的构造裂隙往往密度很大，但张开性差，延伸不远，缺少对地下水贮存特别是传导有意义的“有效裂隙”，多构成相对隔水层；只有在暴露于地表之后经过卸荷及风化才具有一定的贮水及导水能力。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

岩的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。钙质胶结者显示脆性岩石特性，泥质及硅质胶结的与塑性岩石相近。粗颗粒的砂砾岩裂隙张开性优于细粒的粉砂岩。如云南永仁三叠纪煤系地层，自南向北由砾岩、粗砂岩渐变为细砂岩，裂隙率、裂隙宽度及钻孔涌水量相应由大变小（图 11—3）。

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场下形成的裂隙通常具有相同或相近的方向。一般在一个地区岩层中的主要裂隙可划分为 3－5 组（图 11—4）。按其与地层走向（或褶皱轴线）的关系可分为纵裂隙、横裂隙、斜裂隙，层状岩石中还包括层面裂隙与顺层裂隙。纵裂隙与构造线（岩层走向）大体平行，野外一般表现为延伸较长，在褶皱翼部为压剪性，在褶皱核部为张性，特别是在背斜核部常形成延伸几十米至上百米、张开宽度达 1mm 以上的大裂隙密集带。纵裂隙的走向与岩层层面一致。因此在层面裂隙的共同作用下，纵裂隙的延伸方向往往就是岩层导水能力最大的方向；横裂隙一般是张性的，张开宽度最大，但一般延伸不远，呈两端尖灭的透镜体状；斜裂隙是剪应力形成的，延伸长度及张开性都相对差一些；斜裂隙实际上包括两组共轭剪节理，但野外往往一组发育，另一组不发育。多数条件下层面裂隙构成沉积岩的主要裂隙组，其它组裂隙一般不切穿上下层面（少数大裂隙除外），垂直层面方向的延伸受到层面裂隙的控制。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影响。这是由于层面是岩层中的软弱面，构造应力作用下岩层首先沿此面破坏移动，构造应力进行释放和传递。层面裂隙比较密集的岩层中的应力分布比较均匀，当层面裂隙比较稀疏时，岩层中应力往往集中释放。而层面裂隙的多少取决于岩层的单层厚度，单层越薄，层面裂隙越密集。因此薄层沉积岩中的裂隙往往密集而均匀，而巨厚或块状岩层中的裂隙一般稀疏而不均匀（图 11—5）。

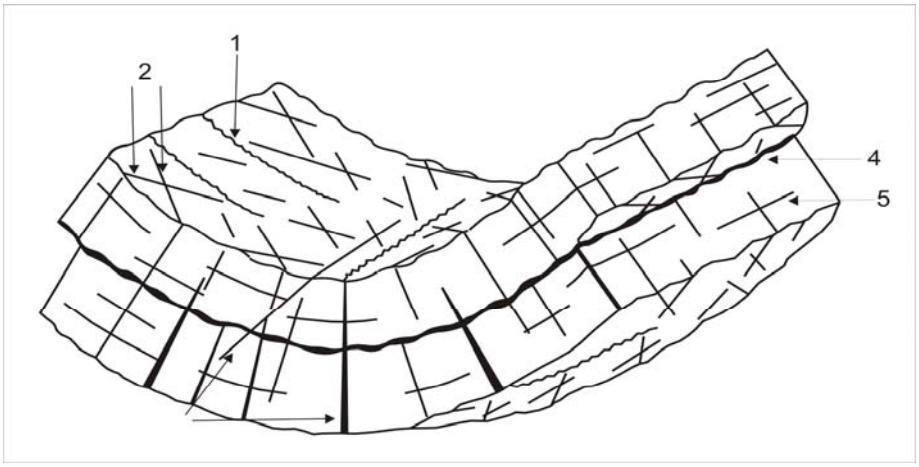


图 11—4 层状岩石构造裂隙示意图

1—横裂隙；2—斜裂隙；3—纵裂隙；4—层面裂隙；5—顺层裂隙

应力集中的部位，裂隙常较发育，岩层透水性也好。同一裂隙含水层中，背斜轴部常较两翼富水，倾斜岩层较平缓岩层富水，断层带附近往往格外富水。

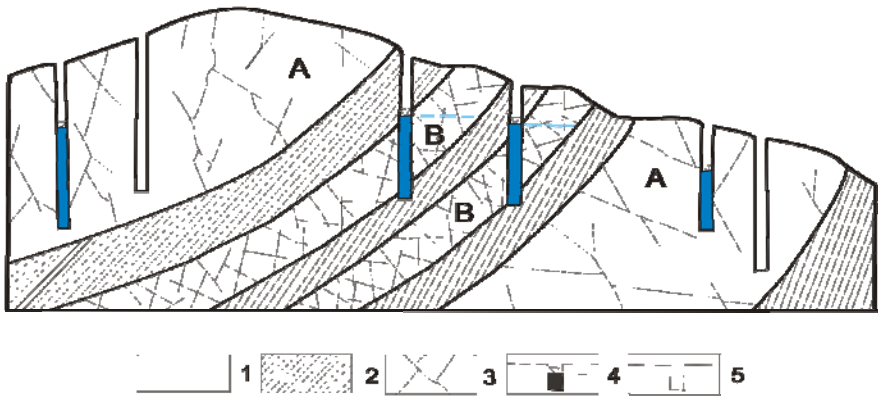


图 11—5 夹于塑性岩层中的脆性岩层裂隙发育受层厚的控制

1—脆性岩层；2—塑性岩层；3—张开裂隙；4—井及地下水位；5—无水干井；A—脉状裂隙水；B—层状裂隙水

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。褶皱时，塑性岩层沿层面方向流展，对夹于其间的脆性岩层施加一个顺层的拉张力，脆性岩层被拉断而形成张裂隙。脆性岩层夹层越薄，抗拉能力越小，张开裂隙就越密集（图 11—5）。这样的夹层常是山区找水的理想布井层位。

随着深度加大，围压增加，地温上升，岩石的塑性加强，裂隙张开性变差。因此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

一个独立的裂隙可以看作两壁之间的一个窄缝（图 11—6，a），在自身所在平面的两个方向上延伸较长，而在第三个方向上延伸很短。一个独立的裂隙水流通道，在三维空间上可以被看作为一个有限大小、形状不规则的板状几何体，或者看成一个椭圆形薄饼。单个裂隙在其自身所在的平面上的延伸是有限的，单个裂隙或同一方向上的若干平行裂隙并不能构成连续的导水空间，只有不同方向的裂隙相互交切构成一个导水网络时（图 11—6，b），才能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为导水裂隙网络形成裂隙含水系统。由于岩性变化和构造应力分布不均匀，通常很难在整个岩层中形成分布均匀、相互连通的张开裂隙网络。夹于塑性岩层中的薄层脆性岩石，由于变形时应力分布均匀、整个岩层中形成密集均匀的张裂隙。岩石暴露地表之后，在风化和卸荷作用下，各种裂隙普遍张开，形成整个风化层内普遍连通的裂隙网络。某些地区的玄武岩在冷凝过程中形成密集均匀而有规律的裂隙网络。这些岩层中的裂隙密集均匀，构成整个岩层内具有统一水力联系的层状裂隙含水系统。多数情况下，构造裂隙含水系统在空间上成脉状展布，其所赋存的裂隙网络是在岩层中某些应力集中或岩性有利的部位，由一条（或若干条）大的导水通道汇同周围中小裂隙形成的具有树状（或脉状）结构的网络。组成这一网络的裂隙按其规模可划分为三个级别：（1）微小裂隙（有时也包括原生孔隙），在岩石中非常密集，延伸和张开性都很差，在新鲜完整的岩石上用肉眼不易发现，只有在岩石风化后或经锤击破裂时才易看到。这些裂隙导水能力很差，但由于数量众多，具有一定的贮水意义。（2）中裂隙，岩层中数米一条至 1 米数条，长度延伸几米至十几米，是野外肉眼观察所能见到的最普遍的裂隙。（3）大裂隙（包括断层），在

岩层中数量很少，但张开宽度大，延伸远，在裂隙网络传输地下水的功能上起主要控制作用。

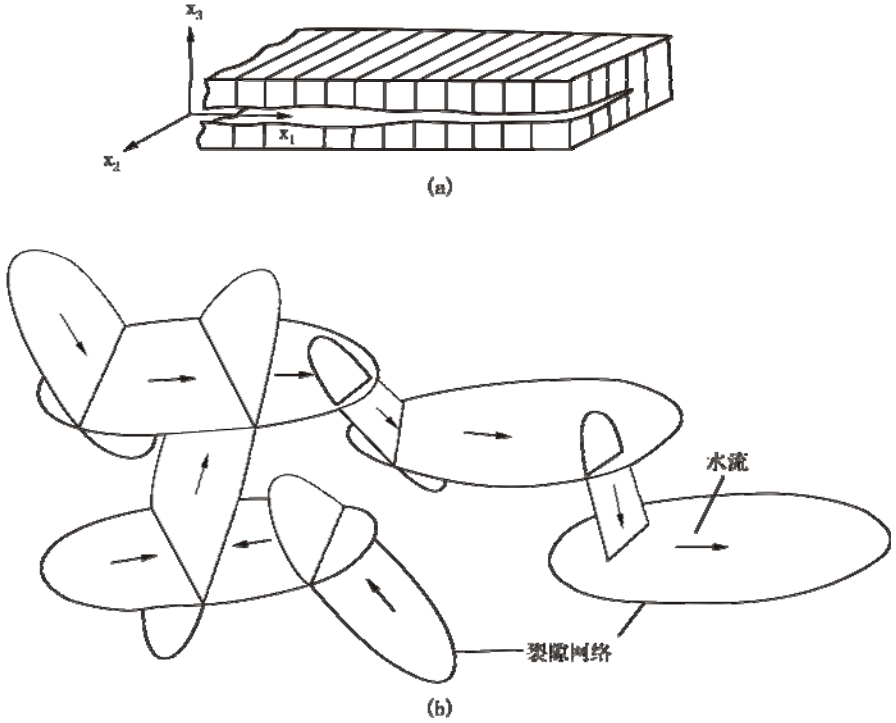


图 11—6 裂隙及裂隙网络

（a）单个裂隙（b）裂隙网络

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，一些大的导水通道作用突出，使裂隙水表现出明显的不均匀性，有时表现出突变性。钻孔或坑道如未揭露系统中的主干裂隙，由于次一级裂隙的集水能力有限，水量不大，只揭露微小裂隙时便基本无水。但一旦钻孔或坑道揭露含水裂隙网的主干裂隙，就如在干渠中取水一般，广大范围内裂隙网络中的水便逐级汇于主干通道，出现相当大的水量。在同一裂隙岩层中打井或开挖坑道时，水量之所以相差悬殊，正是由于一个裂隙含水系统是不同级次裂隙的集合体，而同一岩层中又可能包含着若干个规模不同互不联系的裂隙含水系统的缘故。

北京西山侏罗纪变玄武岩是门头沟煤系的底板。多年来在该层中掘进时仅出现少量涌水，一直被看作相对隔水层或弱含水层。1978 年 5 月，城子煤矿开拓一 250m 水平南石门时，揭露了 8 条不大的破碎带，涌水量出入意料地高达 0.64m^3 / s。经地面及井下调查确定，涌水点位于本区次一级倒转向斜轴部。此处应力集中，裂隙普遍扩容；坑道揭露的破碎带依次贯通层面裂隙、其它组裂隙及细小的成岩裂隙，广大范围内裂隙含水系统中的水逐级汇流，故而造成水量相当大的坑道涌水。

在整个岩体中，裂隙通道所占的空间的比例很低，一般为千分之几至千分之十几。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，裂隙水的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（图 11—7a，b）；水流被限制在迂回曲折的网络中运动，其局部流向与整体流向往往不一致，有时甚至与整体流向正好相反（图 11—7b）。理解上述两个特征在实际中具有很大意义，例如，在裂隙岩层中打两个相距很近的钻孔用来确定地下水的水力梯度、流向、流速等是非常不可靠的。

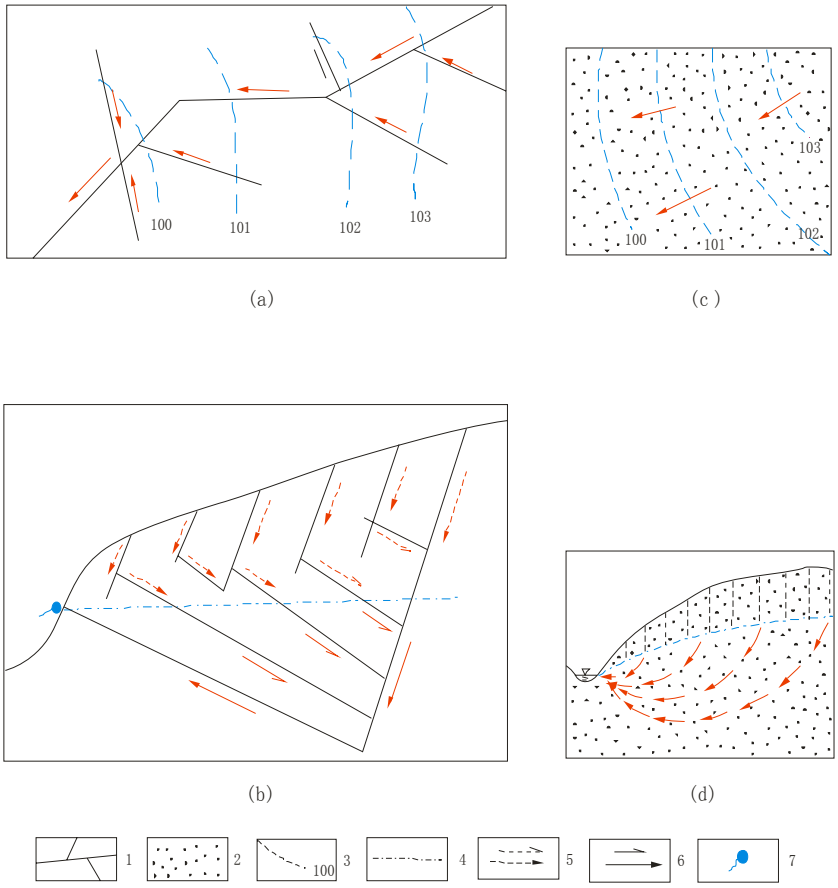


图 11—7 裂隙渗透场与孔隙渗流场的比较

〔a，b 根据 Tolman。1937〕

（a）裂隙水运动平面图；（b）裂隙水运动剖面图

（c）孔隙水运动平面图（d）孔隙水运动剖面图

1—裂隙水；2—砂；3—地下水等水头线（m）；4—剖面中的地下水位；5—包气带水流向；6—饱水带流向；7—泉

11．4　裂隙介质的研究方法

目前研究裂隙介质渗流的方法可分为三类：等效多孔介质方法、双重介质方法、非连续介质方法。下面就这几种方法的基本原理作一简单介绍。

11．4．1　等效多孔介质方法

简单地说，等效多孔介质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。

图 11—8（a）为一非连续的裂隙含水系统。裂隙水流运移于迂回曲折的裂隙网络之中，研究起来困难很大。我们可以虚拟一个等效的多孔介质场（图 11—8b）来近似代替复杂的裂隙介质场。真实的裂隙介质场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，如水头分布、地下水流向、流速、孔隙水压力等均存在明显的差别。但仍可用这虚拟的介质来近似代替真实的裂隙介质，不要求两个水动力场完全相似，只要求某些方面相近。

例如，可通过调整多孔介质的渗透系数 K，使两个系统的泉流量相等。这时称这个孔隙介质为裂隙介质的等效多孔介质。

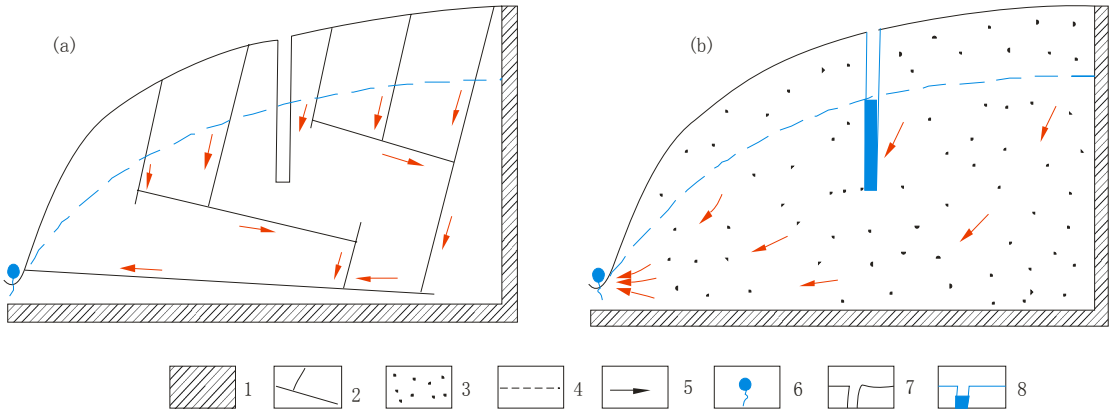


图 11—8 裂隙介质及其等效多孔介质

（a）裂隙介质及其水流（b）等效多孔介质场及其水流

1—隔水层；2—裂隙介质；3—多孔介质；4—地下水位；5—地下水流向；6—泉；7—无水干井；8—水井

等效多孔介质方法具有比较严格的应用条件。等效时含水系统的补、径、排条件不能改变，如这些条件变化，等效便不再成立；等效是两种介质在特定功能上的等效，像上面我们要求泉流量相等，实际上是要求介质系统总体导水能力等效，其它方面未必等效。例如图11—8（a）、（b）中，在两个介质系统相对应的位置上打两个取水井，按多孔介质场分析可以取到一定数量的地下水，而在裂隙介质场中的井则完全可能是一个干井。

由于裂隙介质与多孔介质本质上存在差别，一些与介质结构细节存在密切关系的地下水参数，如地下水水头、孔隙水压力、流速等是难以等效的，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。

11．4．2　双重介质方法

有些介质如未充分胶结的中粗粒砂岩、经过溶蚀的灰岩、白云岩等，存在两种导水能力相差悬殊的空隙空间。其中的大空隙如裂隙、溶蚀裂隙、溶蚀孔隙等，导水能力比较强；小空隙如原生孔隙、微小裂隙、溶蚀小孔等，导水能力很低，但为数众多，贮存能力不可忽略。为了比较准确地刻画这一类介质，可以分别用两种等效的多孔介质去近似代替大小两种空隙，这种方法称为双重介质方法。在双重介质方法中，两种空隙空间是分别刻画的，各有自己独立的参数（如渗透系数 K、孔隙度 n、给水度 μ 等），但两种空隙存在水力联系，可以进行水量交换。如抽水引起地下水位下降，大空隙导水能力强而优先释水，在大空隙中形成低水头，小空隙中的水流向大空隙。

双重介质方法仍属于连续介质方法的范畴，它的基本原理是等效多孔介质方法，区别仅在于对大小空隙进行了分别的描述。

11．4．3　非连续介质方法

等效多孔介质方法和双重介质方法都是宏观地、粗略地处理裂隙介质的方法，没有详细刻画裂隙介质的内部结构。而有些水文地质参数如地下水水头、孔隙水压力、流速等与介质的结构细节存在密切关系。为了准确地计算这些参数，需要详细地刻画裂隙通道及其构成的

网络，只有非连续介质方法才能够满足这一要求。它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，包括每条裂隙的张开宽度、延伸长度、产状、中点坐标，要求做出实测的裂隙网络图。

非连续介质方法可以准确计算出裂隙网络内任意一点的水头、孔隙水压力、渗透速度、流量等，是研究裂隙渗流的一种比较理想的方法。但其缺点是对实际资料的要求很高，计算复杂，要求用电网络模拟或计算机模拟。目前常用于针对裂隙渗流本质的理论研究，实际工作中主要用于需要确定孔隙水压力与流速的情况。适用于研究区域比较小、工作程度比较高的水文地质工程地质问题（如岩体高边坡稳定性、地下硐室围岩稳定性等）。

在实际工作中使用哪种方法视具体研究内容而定。大范围的流量问题可采用等效多孔介质方法。若介质中存在两种导水能力相差悬殊的空隙，可采用双重介质方法。小范围的以求解孔隙水压力、流速为主的问题可采用非连续介质方法。

11．5　断裂带的水文地质意义

断裂带是应力集中释放造成的破裂形变，大的断层延伸数十至数百公里，断层带宽达数百米，穿切若干岩层，构成具有特殊意义的水文地质体。

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。发育于脆性岩层中的张性断裂，中心部分多为疏松多孔的构造角砾岩，两侧一定范围内则为张开度及裂隙率都增大的裂隙增强带，常具良好的导水能力。发育于含泥质较多的塑性岩层中的张性断裂，构造岩夹有大量泥质，两侧的裂隙增强也不如脆性岩层中明显，往往导水不良甚至隔水。压性断裂的破坏程度最大；在塑性岩层中，中心部分为致密不透水的糜棱岩、断层泥等，两侧多发育张开性差的扭节理，通常是隔水的。在脆性岩层中，压性断裂中心部分的构造岩细碎紧密，透水性很差；但断层面两侧多发育开张性较好的扭张裂隙，成为导水带。尤其当断层面比较平缓时，上盘的扭张裂隙更为发育，导水性好。扭性断裂的导水性介乎张性断裂与压性断裂之间。

同一条断层，由于两盘岩性以及力学性质的变化，不同部位的导水性可以很不相同；例如，浅部两盘都是脆性岩层，断层导水；深部两盘为塑性岩层，就变成隔水的了。此外，原来导水的断层带可因后期的胶结作用而降低导水性，也可由于后期的溶滤作用而增强导水性。因此，对于断层的导水性应结合实际资料具体分析。

导水断层带是有特殊水文地质意义的水文地质体，它可以起到贮水空间、集水廊道与导水通道的作用。当围岩本身裂隙不发育而仅断层带局部破碎时（如细、粉砂岩），断层角砾岩 （空隙度可达百分之几十）及裂隙增强带（裂隙率可较围岩大 1—2 个数量级，达到百分之几到十几），构成局部的带状贮水空间，钻孔或坑道揭露此类断层时，初期涌水量及水压可能较大，但迅即衰减，以至干涸。

发育于透水围岩中的导水断层，不仅是贮水空间，还兼具集水廊道的功能。钻孔或坑道揭露断层带的某一部位时，水位下降迅速波及导水畅通的整个断层带，形成延展相当长的水位低槽，断层带就像集水廊道似的，汇集广大范围围岩裂隙中的水，因此，涌水量较大且稳定。

导水断层沟通若干个含水层或（及）地表水体时，断层带兼具贮水空间、集水廊道与导水通道的功能。钻孔或坑道揭露此类断层时断层带将各个水源的巨大贮存水量，源源不断地导入，涌水量极大且长期保持稳定。1935 年 3 月，山东淄博煤田开采石炭纪煤层的坑道揭露大断层，下伏奥陶纪灰岩中丰富的岩溶水，迅速涌入，淹没全矿。远在 20km 以外的岩溶大泉也因其补给水转入矿坑而断流。

当存在厚层隔水层且断层断距较大的，原来连通的含水层可被切割成为相对独立的块

段。由于这种含水块段与外界的水力联系减弱，甚至断绝，故有利于排水疏干而不利于供水。正是由于这种阻隔作用，大的断层往往构成地下含水系统的边界（图 11—9）。

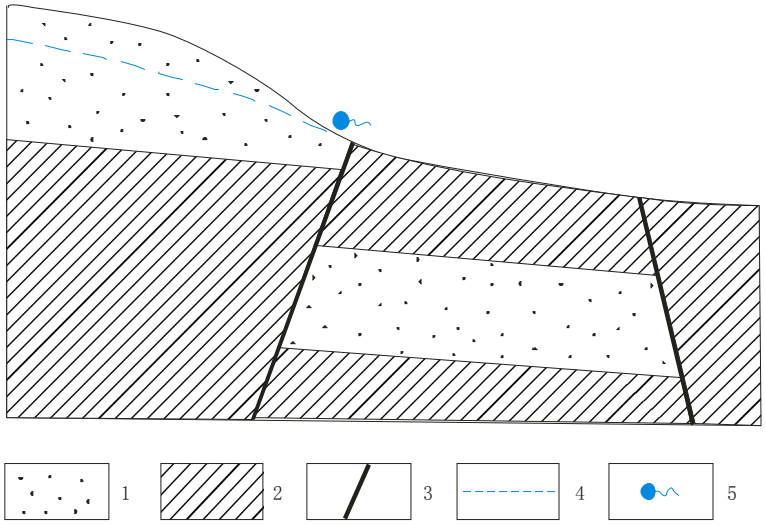


图 11—9 断层的阻水作用

1—含水层；2—隔水层；3—断层；4—地下水位；5—泉

第十二章　岩　溶　水

水对可溶岩石进行化学溶解，并伴随以冲蚀作用及重力崩坍，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，上述作用及由此产生的各种现象称为岩溶（喀斯特）。岩溶可以划分为地表岩溶和地下岩溶，此处主要讨论与岩溶水密切相关的地下岩溶。

赋存并运移于岩溶化岩层中的水称为岩溶水（喀斯特水）。由于介质的可溶性以及水对介质的差异性溶蚀；岩溶水在流动过程中不断扩展介质的空隙，改变其形状，改造着自己的赋存与运动的环境，从而改造着自身的补给、径流、排泄与动态特征。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。

处于不同演化阶段的岩溶水具有不同特征，处于演化初期的岩溶水系统往往与裂隙水系统没有很大的不同。处于演化后期的岩溶水系统，管道系统发育，大范围内的水汇成一个完整的地下河系，某种程度上带有地表水的特征：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。岩溶区的奇峰异洞与大泉是宝贵的旅游资源。水量大且分布极不均匀的岩溶水往往构成采矿的巨大威胁。易于发生渗漏的岩溶化岩层，则给修建水利工程带来复杂的问题。我国可溶岩分布约占全国面积的三分之一，岩溶及岩溶水的研究，具有很大的实际意义。

12．1　岩溶发育的基本条件与影响因素

岩溶是水与可溶岩介质相互作用的产物，岩溶化过程实际上就是水作为营力对可溶岩层的改造过程。因此，岩溶发育必不可少的两个基本条件是：岩层具有可溶性及地下水具有侵蚀能力。由上述两个基本因素派生出一系列影响因素。例如，前苏联学者索科洛夫（Д，С，СокоЛов）即曾提出岩溶发育应具备四个条件：可溶岩的存在、可溶岩必须是透水的、具有侵、蚀能力的水以及水是流动的。

作为被水流改造的对象，可溶岩的成分与结构是控制岩溶发育的内因。可溶岩必须是有、一定的透水性，水流才能进入其内进行溶蚀。纯水对于分布最广的可溶岩的主要组成——钙、镁碳酸盐的溶解能力很弱，只有当 CO_2 溶入水中形成碳酸，或水含有其它酸类时，水才对碳酸盐类具有明显的侵蚀能力。具有一定侵蚀能力的水如在碳酸盐岩中停滞而不交替，终将因碳酸盐溶入水中成为饱和溶液而丧失其侵蚀性，因此，水的流动是保证岩溶发育的充要条件。

所有控制岩溶发育的各种影响因素，无一不是通过上述岩溶发育的基本条件而起作用的。例如，构造作用一方面通过控制构造裂隙的发育而影响可溶岩透水性，另一方面通过控制水的汇集与主要通路而影响地下水流动。又如，气候总体决定着一个区域的植被与土壤，而植被土壤又是地下水中 CO：的主要来源。因此，植被土壤发育的湿热气候条件下岩溶格外发育。

12．1．1　碳酸盐岩的成分与结构

卤化物岩（岩盐、钾盐、镁盐），硫酸盐岩（石膏等）及碳酸盐岩（石灰岩、白云岩、大理岩）等都是可溶岩。卤化物盐类和硫酸盐类岩石分布不广，岩体较小，而碳酸盐类岩石

分布广，岩体大，具有普遍意义。因此我们仅对分布最广最有实际意义的碳酸盐岩进行讨论。可溶岩作为岩溶发育的物质基础，其成分与结构对岩溶发育的控制作用包括两个方面，一是它作为溶解对象，不同成分与结构的岩石溶解的难易程度不同；二是它作为导水介质，在后期的构造应力作用下形成的裂隙有所差异，通过介质对地下水流动的控制而影响岩溶发育。

碳酸盐岩由不同比例的方解石和白云石组成，并含有泥质、硅质等杂质。在通常条件下，纯方解石的溶解速度约为白云石的两倍，故纯灰岩要比白云岩容易溶蚀。硅质与泥质也称为酸不可溶物，其含量和组成在某种程度上影响岩石的可溶性，其中以泥质更明显。溶解下来的泥质经常附着在岩石空隙表面，堵塞地下水通道的同时也限制了岩石与地下水的相互接触。我国北方碳酸盐岩地层中常含有石膏透镜体，石膏遇水后发生膨胀，对围岩产生一定的破坏作用。当石膏被地下水溶解带走后便形成洞穴，有利于局部岩溶的发育。

大部分碳酸盐岩属浅海沉积，其沉积模式与碎屑岩相似，通常包含以下组分：粒度相当于粉粒到砾的粒屑，粒度细小的泥晶（直径一般小于 0.04mm 的碳酸盐软泥），以及以化学沉淀方式充填于颗粒之间的方解石亮晶。结构不同的碳酸盐岩以生物礁岩最易溶蚀，它主要由生物碎屑组成，孔隙大且多。泥晶粒屑碳酸盐岩及泥晶碳酸岩次之。亮晶碳酸岩，尤其是经过重结晶作用的亮晶碳酸盐岩，孔隙度小，最不易溶蚀。经过充填、胶结、深埋成岩之后，碳酸盐岩所能保留下来的孔隙度通常只有 1%—3%。经过白云岩化后的岩石，孔隙度可以增大到百分之十几；在裂隙不发育的条件下孔隙对岩溶发育起控制作用，多形成岩溶中等发育、比较均一的岩溶含水层。

不同结构成分的碳酸盐岩具有不同的物理力学性质，在后期构造应力作用下形成的构造裂隙具有不同的特点。泥质含量比较高的岩石往往表现出比较强的塑性，形成的裂隙张开宽度比较小，延伸性也比较差，不利于岩溶的发育。成分不很纯的岩层一般沉积间断比较多，多呈中厚层至中薄层，构造裂隙往往密集、短小而均匀，有利于形成溶蚀比较均匀的岩溶含水层，巨厚的纯灰岩形成的构造裂隙往往比较稀疏、宽而长，有利于形成大型岩溶洞穴，岩溶发育不均匀。

12．1．2　碳酸盐岩、水、二氧化碳体系

分析碳酸盐岩、水、二氧化碳之间的相互作用是研究岩溶化过程的关键。这是一个涉及固、液、气三相的复杂化学体系，其化学过程通常以 $CaCO_3$-H_20-CO_2 体系为例进行分析。主要反应如下：

$CaCO_3$ 溶水纯水

$$CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + CO_3^{2-} \tag{12-1}$$

$$CO_3^{2-} + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + OH \tag{12-2}$$

$$CO_{2[气]} \rightleftharpoons CO_{2[水]} \tag{12-3}$$

$$CO_{2[水]} + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO^-_3 + H^+ \tag{12-4}$$

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，带动反应向正反应方向进行，促进 $CaCO_3$ 的进一步溶解。

含有一定浓度 $CaCO_3$ 的水是否仍具有侵蚀性是研究岩溶水经常遇到的问题。可以根据水中 $CaCO_3$ 的饱和指数进行判断。水中 $CaCO_3$ 饱和指数的计算公式为：

$$S_{IC}=\lg\frac{\left[Ca^{2+}\right]\left[CO_3^{2-}\right]}{K_C} \tag{12—5}$$

式中：S_{IC} 为饱和指数；[Ca^{2+}]、[CO_3^{2+}] 分别表示 Ca^{2+}、CO_3^{2+}两种离子的活度；K_C 为（12—1）式的平衡常数，不同温度、压力下的取值可查阅有关手册。

饱和指数 S_{IC} 的含义为：

S_{IC}>0，水中 $CaCO_3$ 已过饱和，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，还具有侵蚀性。

利用 S_{IC} 才水的侵蚀性进行判断时有两点需注意：（1） S_{IC} 只能用于判断水对方解石的侵蚀性，要判断水对白云石的侵蚀性还需仿照 S_{IC} 的计算方法另行计算；（2） S_{IC} 与 pH 值关系密切，而后者主要由水中所溶 CO_2 决定，由于温度和压力变化而引起 CO_2 水中溢出是一个十分迅速的过程。因此 pH 的测定应在野外现场进行。

含有一定 CO_2 的水在与 $CaCO_3$ 达到平衡后，若其它条件不变，不再具有对 $CaCO_3$ 的化学侵蚀能力。但两种不同含量 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，这种现象称为混合溶蚀效应（mixing orrosion effect）。实际上，两种非饱和溶液的混合以及其它离子（$S0_4^{2-}$、$C1^-$、Na 等）的加入都可能增加水的侵蚀性。易溶盐离子的介入可以降低 Ca^{2+}、CO_3^{2-}离子的活度，也能使本来饱和的 $CaCO_3$ 水溶液重新具有侵蚀性，这种作用在研究海岸地区的岩溶发育机理时有比较重要的意义。目前认为比较普遍又对岩溶发育有利的混合作用是不同 CO_2 含量的水的混合，常用此来解释深部岩溶以及潜水面和导水通道汇合处的岩溶发育。

单位体积地下水所能吸收的二氧化碳即单位体积地下水所能具有的促使岩溶演化的化学能是很有限的；单位体积地下水所能携走的 $CaCO_3$ 也是很有限的，天然条件下一升水中所能溶有的 $CaCO_3$ 通常不过几百毫克。如果碳酸盐岩、水、二氧化碳形成一个封闭的体系，用不了多久，这一体系便由于 CO_2 的消耗及溶解 $CaCO_3$ 的积累而达到平衡状态，岩溶化作用不再继续进行。若要维持三者持续反应，从而在岩层中形成一定规模的岩溶，这个体系必须是开放的，不断进行能量的输入和物质的输出。化学能以能量流的形式源源不断输入介质，溶解下来的可溶岩成分以物质流形式不断排出系统。

地下水获得 CO_2 即吸收化学能的形式有两种。一种是当地下水与大气（包括土壤空气）存在自由界面时，CO_2 以分子扩散的形式通过潜水面进入地下水中，这种形式只有当灰岩含水层裸露、地下水埋藏很浅、地下水中 CO_2 含量很低时才有一定的意义。CO_2 进入水中的主要方式是降水在入渗前及入渗过程中从大气和土壤空气中吸收。由于大气中正常的 CO：含量仅占大气体积的 0.03％左右（即大气中 CO_2 分压 p_{CO_2} =0.0003），因此水从大气中吸收的 CO_2 非常少。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 CO_2 是地下水中 CO_2 的主要来源。土壤空气中 CO_2 通常含量为 1％—3％，最大可达百分之十几。

可溶岩、水、二氧化碳体系的能量输入通过地下水不断的入渗补给来实现。这一体系的

物质输出即溶解 $CaCO_3$ 的排出也必须依靠水的径流和排泄来完成。因此地下水的循环交替是保证岩溶发育的充要条件。

12．2　岩溶水系统的演变

12．2．1　地下水流对介质的改造

具有化学侵蚀性的水进入可溶岩层，对原有的狭小通道进行扩展。原始的地下水通道包括各种规模的构造裂隙（细微裂隙直至断层）和原生孔隙。碳酸盐岩的原生孔隙一般导水能力很差，水流在其中难于流动。地下水主要流动循环于各种规模的裂隙之中。流动于裂隙中的地下水不断对裂隙壁面进行溶蚀，所溶解下来的岩石成分通过水流循环不断被带走，水流通道被加宽。

水流对导水通道的扩展并非是一个各通道匀速发展的简单过程。大的导水通道导水能力强，单位时间输入的 CO_2 及所能带走的 $CaCO_3$ 数量多，因此在通道扩展过程中始终处于优先地位。

由于裂隙通道规模上的差别引起水流分配的不均匀性，而水流的不均匀性又造成裂隙溶蚀扩展上的差别，由此便形成了一个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→更不均匀的介质→更不均匀的水流→进一步的差异性溶蚀→……

岩溶发展的过程实质上便是介质的非均质化过程与水流的集中过程。

水流对介质的改造，在空间上是不均匀的，在时间上也不是一个匀速发展的过程。岩溶的发育基本上可划分为三个阶段：起动阶段、快速发展阶段及停滞衰亡阶段。

起动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，岩溶发展比较缓慢。

完成起始阶段所需的时间取决于环境因素及初始裂隙水流场。环境因素主要是气候。湿热气候下地下水补给充沛，CO_2 含量高，总的化学能量大，有利于岩溶发育。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。例如向斜汇水构造使水流汇集于轴部，形成集中的径流通道。再如，集中的补给较分散的补给更利于岩溶发育。最典型的高度集中的补给模式是来自相邻非可溶岩分布区的河流的注入，这种情况下有利于形成巨大的岩溶廊道。就介质本身而言，初始介质场越不均匀，水流便不均匀，越有利于岩溶的快速演化。

在初始裂隙流场不均匀的基础上，通过差异性溶蚀，少数通道优先扩展成为主要通道。于是水流的组织程度提高，岩溶水系统的水首先汇入主径流通道，然后再沿主径流通道泄向排泄区。随着水流越来越集中的正反馈机制的加强，岩溶演化加快。当主体通道的宽度达到 5—50mm 时，紊流开始出现，地下水开始具有一定机械搬运能力〔White，1988〕，岩溶演化便进入快速发展阶段。

水流越来越向少数通道集中并使后者优先发展，于是便建立起了比较畅通的径流排泄网，地下水循环速度加快，补给更加集中。随着通道扩大水流集中，紊流出现并逐渐增加。在紊流条件下，从岩石表面溶解下来的离子进入水中的速度至少可提高一个数量级。同时，作紊流运动的地下水携带固体颗粒对围岩进行撞击磨蚀，水流的机械侵蚀能力也增强。

快速演化阶段，介质场与流场发生以下变化：

（1）地下水流对介质的改造由化学溶蚀变为机械侵蚀与化学溶蚀共存，机械侵蚀变得愈益重要。

（2）地下出现各种规模的洞穴。

（3）地表形成溶斗及落水洞，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，新的地下水面以上洞穴干涸，失去进一步发展的动力。

（5）通道争夺水流的竞争变得更加剧烈。最终只剩下少数几个（甚至只有一个）大的管道优先发展，其余的管道要么依附于这些大管道成为其支流，要么成为被地下水抛弃的干涸管道。

（6）不同地下河系发生袭夺，地下河系不断归并，流域不断扩大。

通过以上讨论我们可以看到，水流在进入可溶岩之前吸收了一定化学能。在进入可溶介质时，由于边界和介质的控制，使化学能在空间上分配的不均匀，从而导致介质演化（岩溶发育）的不平衡。当发展到一定阶段，介质场的演化带处地下水流场偏离初始状态，完整的岩溶水系统开始形成。

12．2．2　地下水流动系统与岩溶发育的空间特征

某些生产课题如水资源开发利用、水电工程渗漏防治、矿坑突水灾害预防等都要求比较准确地判断岩溶水系统的岩溶空间发育特征，特别是大的岩溶洞穴及管道的位置与走向等。

地下岩溶乃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最活跃最关键的因素。地下径流愈强烈，地下水的侵蚀性愈强，输入的化学能及溶解携走的 $CaCO_3$ 便愈多，在可溶岩中留下的空洞的总体积便愈大。从这个意义上说，可溶岩中溶蚀产生的各种隙缝管洞乃是地下水流的“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。换个角度说，为了分析岩溶发育规模及岩溶水分布规律，我们必须致力于恢复现代及地质历史时期岩溶水系统中的地下水流场，在这方面，流网分析是很有用的工具。

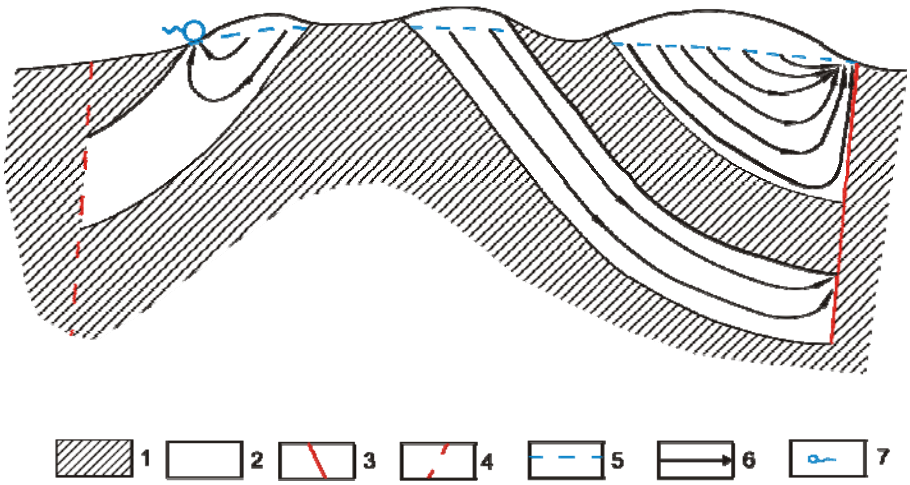


图 12—1　不通构造开启程度岩溶含水系统中岩溶发育条件

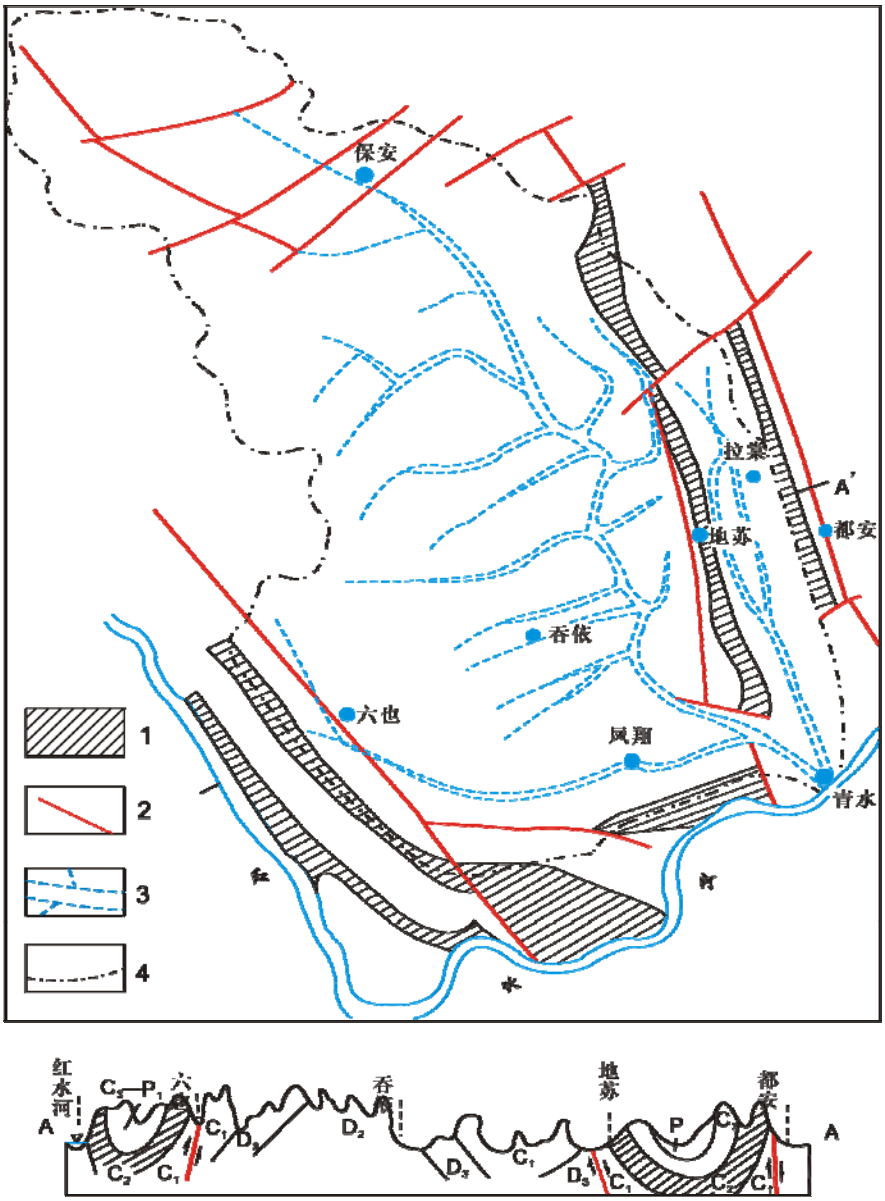
1—非可溶岩隔水层；2—石灰岩；3—导水断层；4—不导水断层；5—潜水面；6—地下水流线；7—泉

在给定的气候条件下，某一部位的地下径流强度乘以作用时间，大体上可以说明该部位输入总化学能，与可溶岩岩性结合即可估算输出的总物质量（被溶解携走的 $CaCO_3$、$MgCO_3$ 等）。地下径流强度可以用渗透流速 V 表征，而后者又是渗透系数 K 与水力梯度 I 的乘积。因此，当我们预测一个地区岩溶发育规律时可以从分析不同部位的岩性（可溶性）、初始透水性以及势场着手，绘制示意性流网，根据流线的稀密推断岩溶空间分布特征。以下试举例加以说明。

处于同一气候条件下构造开启程度不同的岩溶含水系统可能由于地下水径流交替条件

不同而具有不同的岩溶发育程度。如图 12—1 所示：a 岩溶含水系统在可溶岩之上无隔水层覆盖，有利于接受降水补给与径流排泄，流线最为密集，岩溶最为发育。愈靠近排泄区流线愈密集，岩溶愈发育，排泄区断层附近的流线最为密集，岩溶也最发育。b 岩溶含水系统上覆隔水层，但断层导水，径流条件较差，流线较为稀疏，岩溶发育较差。c 岩溶含水系统上覆隔水层且断层不导水，除了石灰岩裸露区浅部有短程地下水径流，岩溶有一定发育外，深部地下水不发生径流，无岩溶发育。

褶皱轴部尤其是向斜轴部，往往即是张开裂隙发育，又是地下水汇集的部位，流线在此格外密集，地下河系的主干往往沿此分布。广西地苏地下河系的主干即延向斜轴展布，其支流显然是沿着横张裂隙发育的（图 12—2）。



1–相对隔水层　2–断层　3–地下暗河　4–地下河系分水岭界限

图 12—2 广西地苏地下河系略图

〔据广西水文工程地质队〕

1—隔水断层；2—断层；3—地下河系分水岭界限（平面内分水岭界线均为石灰岩及白云岩；剖面图未标者均为石灰岩及白云岩）

断层带往往也是岩溶集中发育处，原因也是此处透水性良好，流线密集。

在可溶岩与下伏隔水层的接触面上往往会发育成层的溶洞，这是由于水流下方受阻，流线密集于接触界面上所致（图 12—3）。

在一个裸露碳酸盐岩层中，岩溶发育与地下水流动是相适应的。如图 12—4 所示，地下水的流动系统可以区分为非饱和流动系统、局部流动系统与区域流动系统。非饱和流动系统带位于地下水面以上。此带中地下水以大气降水的间歇性垂向运动为主，与此相应，常形成垂向发育的溶蚀裂隙、落水洞、溶斗及竖井等（当然其中有的形成与深部洞穴坍塌有关）。地下水面以下一定深度在局部侵蚀基准面控制下形成局部流动系统，此处循环深度浅，源汇距离短，地下水径流经常而强烈，大体以水平运动为主。在此带岩溶最为发育，多形成以水平溶洞为主的管道系统（在排泄区也常见指向排泄点的倾斜溶洞）。由此向下为区域地下水流动系统，地下水流受区域性侵蚀基准面控制，径流途径长，径流迟滞且愈往深处越缓慢，故此处岩溶通常不发育，到一定深度岩溶完全不发育。仅在特别有利的条件下（如存在导水性良好的断层带，或存在混合溶蚀作用条件下），在局部径流较强的地段形成岩溶洞穴。

上面所说的乃是岩溶发育的某一时期的图景。现在我们考察一个理想的岩溶水系统发育演化的整个过程（图 12—5）。当最初在可溶岩中形成局部与区域地下水流动系统时，地下水在原有的孔隙—裂隙中流动（图 12—5a）。随着差异性溶蚀的进行，岩溶水自组织现象出现。当裂隙溶蚀扩展到一定程度，便形成与局部地下水流动系统相适应的多个地下管道系统（地下河）（图 12—5b）。侵蚀基准较低的地下河势能较低，构成较强的势汇，吸引较多的水流，使地下分水岭不断向另一侧迁移。溯源溶蚀不断发展，地下河系的流域不断扩展。当低势主干地下河扩展到与另一侧的地下河相通时，便袭夺后者使之成为低势地下河系的一个部分（图 12—5c）。岩溶水系统的流域不断扩展、溶蚀作用不断进行，地下洞穴不断增加，介质导水能力不断加强，介质场的演化又反馈作用于渗流场，使岩溶水水力梯度变小，岩溶水水位降低，使一部分原先位置较高与局部地下水流动系统相适应的岩溶洞穴管道悬留于岩溶水水位之上而干涸。而原先径流缓慢的区域地下水流动系统则水流循环加速，最终发育成为范围包括整个碳酸盐岩体的形态完整的地下河系（图 12—5d）。岩溶水系统演变的自组织性，最终使由不同地下水流动系统造成的地下河统一成范围广大、排泄集中的地下河系。

上述例子说的是地壳运动相对稳定，侵蚀基准面长期不变化条件下岩溶发育的分带特征。显然，当构造运动引起侵蚀基准面升降时，地下水流动系统发生变化，从而影响岩溶的垂直分带。如果地壳持续上升，饱和带以下水流系统不断转化为非饱和带的垂直水流，整个碳酸盐岩体岩溶便不发育且以垂向溶蚀裂隙及规模不大的垂向洞穴为主。如果地壳运动表现为多阶段的间歇性抬升与较长时期的稳定相交替，则相应于稳定时期的侵蚀基准面，可能找到若干层以水平为主的洞穴。显然，如地壳较长时期稳定于某一基准面形成水平溶洞然后下降受到后期沉积物的埋没，则可以形成埋藏的岩溶发育带。

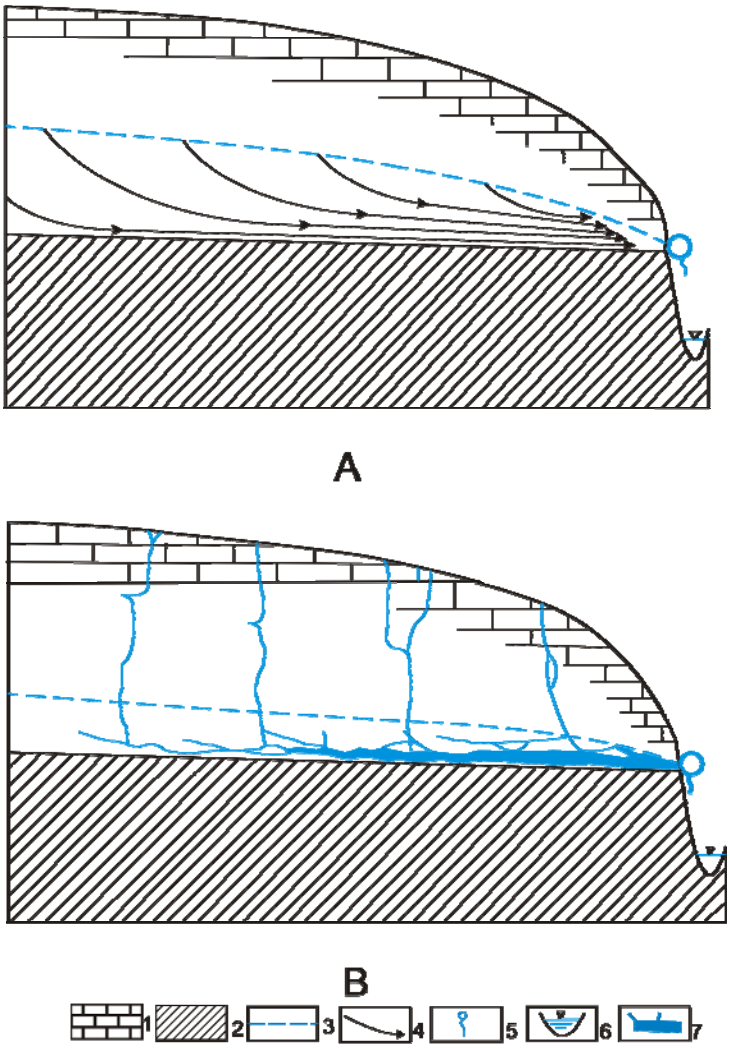


图 12—3 碳酸盐岩与下伏个水层界面上岩溶发育示意图

（a）流线示意分布；（b）岩溶示意分布

1—石灰岩；2—隔水层；3—地下水位；4—流线；5—泉；6—河流；7—溶蚀管道及裂隙

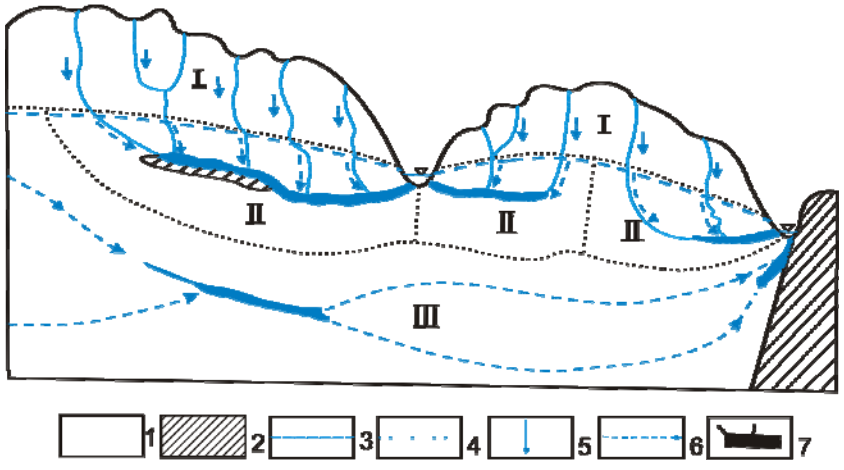


图 12—4 地下水流动系统与岩溶发育垂直分布

1—石灰岩；2—隔水层；3—地下水位；4—分带界限；5—包气带水流向；6—地下水流线；7—溶蚀裂隙及管道； Ⅰ—包气带； Ⅱ—局部岩溶水系统；Ⅲ—区域岩溶水系统

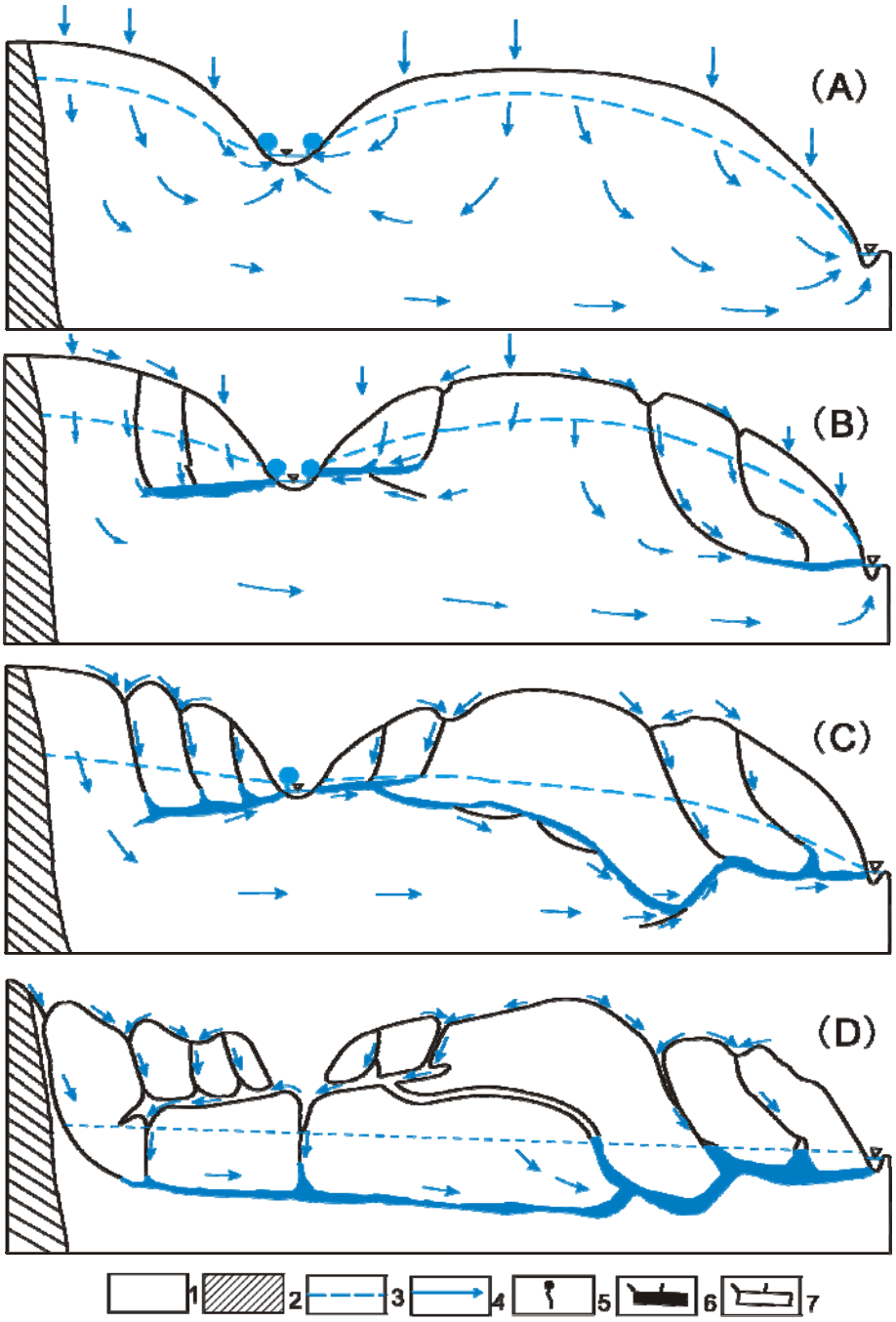


图 12—5 岩溶水系统演化过程示意图

（a）碳酸盐岩 （b）局部岩溶水系统形成阶段 （c）岩溶水系统的袭夺 （d）统一地下河系的形成

1—碳酸盐岩；2—隔水层；3—地下水位；4—水的流向；5—泉；6—充水岩溶管道；7—干涸管道

12.3 岩溶水的特征

12.3.1 岩溶含水介质的特征

岩溶含水介质具有很大的不均一性，既有规模巨大、延伸长达数 10km 的管道溶洞。也有十分细小的裂隙甚至孔隙（包括洞穴沉积物中的孔隙）。由于大泉往往从溶洞流出，而钻孔与坑道也是在揭露溶洞时才出现可观的水量。所以，有一个时期，人们曾错误地认为岩溶水如同地表水在河道中流动一般只是在若干个孤立的管道系统中流动。近年来，人们对岩溶泉动态进行了深入研究，终于发现，供给泉的水量只有百分之几到百分之十几来自溶洞管道，绝大多数水是由裂隙与孔隙释出，经由溶洞流出的。现在人们已经认识到，初始的岩溶含水介质包含为数众多的各种尺度的裂隙以及孔隙，这些初始的空隙在溶蚀过程中不同程度地溶蚀扩展，有的发育成为尺寸很大的溶洞管道，有的仍然保持为细小的空隙。因此岩溶含水介质实际上是尺寸不等的空隙构成的多级次空隙系统（图 12—6）。

上述尺度不等的空隙彼此之间存在着不同程度的水力联系，构成宏观上具有统一水力联系的岩溶含水介质。广泛分布的细小孔隙与裂隙，导水性差而总的容积大，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。规模介乎两者之间的裂隙网络兼具贮水空间与导水通道的作用。当钻孔或坑道揭露主要导水通道时，广大贮水空间中的水通过贮水—导水网络逐级汇集到溶蚀管道，水量极大。只揭露少数规模不大的裂隙时，汇集水量有限。钻孔或坑道只揭露到导水通道与裂隙网络之外的含水介质时，由于细小孔隙与裂隙的导水性很差，往往干涸无水。岩溶水水量分布极不均匀、宏观上统一的水力联系与局部性水力联系不好，是由岩溶含水介质的多级次性与不均质性决定的。

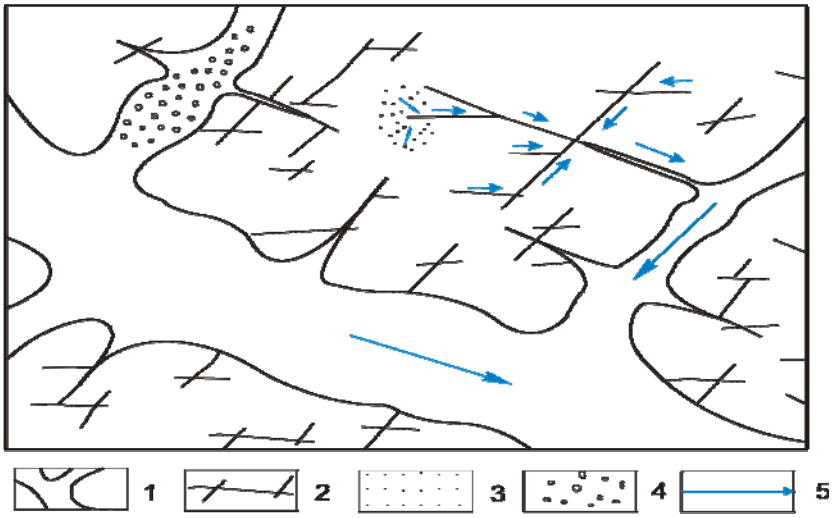


图 12—6 岩溶含水介质示意图

1—岩溶管道；2—裂隙（被溶蚀扩大与未被溶蚀扩大的）；3—原生孔隙；4—洞穴堆积物中的孔隙；5—水流方向（箭头长度代表水流大小）

12．3．2　岩溶水的运动特征

由于岩溶含水介质的空隙尺寸大小悬殊，因此在岩溶水系统中通常是层流与紊流共存。细小的孔隙，裂隙中地下水一般作层流运动，而在大的管道中地下水洪水期流速每昼夜可达

数公里，一般呈紊流运动。

由于介质中空隙规模相差悬殊，不同空隙中的地下水运动不能保持同步。降雨时，通过地表的落水洞、溶斗等，岩溶管道迅速大量吸收降水及地表水，水位抬升快，形成水位高脊（图 12—7b），在向下游流动的同时还向周围的裂隙及孔隙散流。而枯水期岩溶管道排水迅速，形成水位凹槽（图 12—7a），周围裂隙及孔隙保持高水位，沿着垂直于管道流的方向向其汇集。在岩溶含水系统中，局部流向与整体流向常常是不一致的。岩溶水可以是潜水，也可以是承压水，然而即使赋存于裸露巨厚纯质碳酸盐岩中的岩溶潜水也与松散的沉积物中的典型的潜水不同，由于岩溶管道断面沿流程变化很大，某些部分在某些时期局部的地下水是承压的，在另一些时间里又可变成无压的。

12．3．3　岩溶水的补给、排泄与动态

典型的岩溶化碳酸盐岩含水层，由于深部洞穴塌坍而在地表形成一系列通向地下水面的溶斗、落水洞与竖井，岩溶含水介质吸收降水的能力大为增强。通常条件下大气降水是面状补给地下水的，但在强烈岩溶化地区，降水汇集到处于低洼的溶斗、落水洞等直接灌入，短时间内即可顺畅地达到岩溶水水面。我国南方岩溶发育的地区，降水入渗系数可达 80%以上，岩溶发育较差的我国北方，降水入渗系数也可达 30%以上。

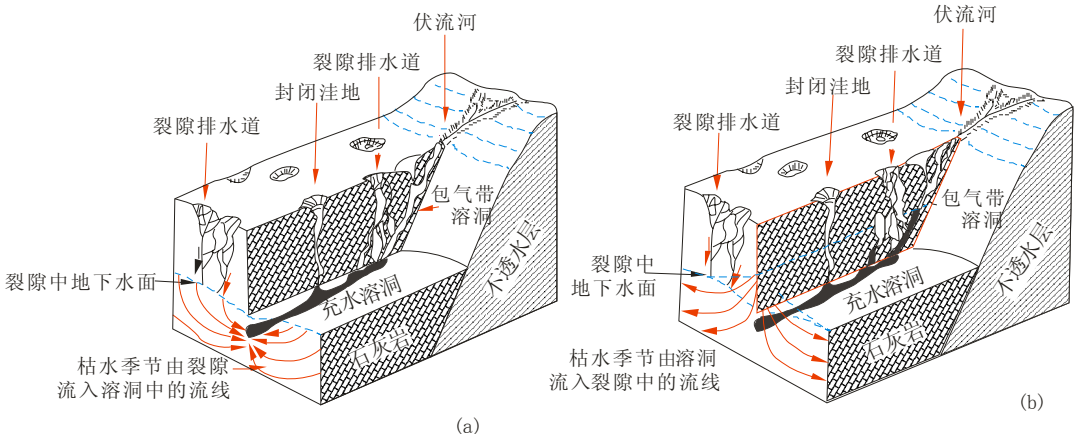


图 12—7 岩溶介质中的地下水流动

〔据 D．I．史密斯等〕

（a）枯水季节；（b）洪水季节

在岩溶发育过程中，由于岩溶水系统不断扩大其汇水范围，力求降尽可能大区域内的水纳入系统之中。并且随着含水介质岩溶发育，岩溶水水力坡度变小，水位大幅度下降，于是原来成为岩溶水排世去路的河流往往反而成为地下可系的地上部分。整条河流转入地下在岩溶化地区是屡见不鲜的。例如，我国湖北的清江在利川城东北通过一个大落水洞全部注入地下。又如，多瑙河流经德国岩溶地区，一年中只有几个星期河中有水，其余时间里全部河水漏失地下，补给 12km 以外的阿赫泉，然后汇入莱茵河。

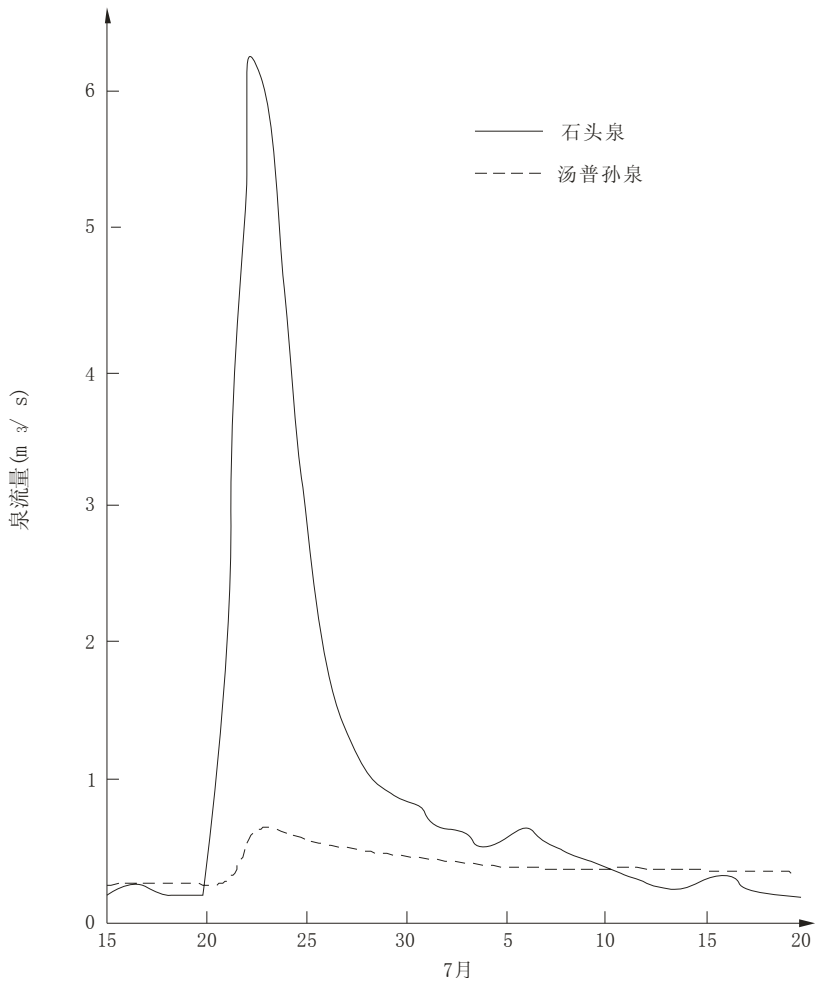


图 12—8 含水介质不同的岩溶含水系统

〔White，1988〕

泉的动态比较

地下河系化的结果常常使数百甚至数千 km^2 范围内降水构成一个统一的水系，由一个岩溶泉或泉群集中排泄，泉流量常常可达 lm^3/s 以上，洪水季节甚至可达 $100m^3/s$ 以上，是名符其实的地下河。

在典型的岩溶化地区，灌入式的补给、畅通的径流与集中的排泄，加上岩溶含水介质的空隙率（给水度）不大，决定着岩溶水水位动态变化非常强烈，在远离排泄区的地段，岩溶水水位的变化可以高达数十米乃至数百米，变化迅速且缺乏滞后。泉的流量变化也很大。当然，含水介质的性质对于岩溶泉的动态有很大影响。图 12—8 为美国宾夕法尼亚州的石头泉（Rock spring）及汤普逊泉（Thompson spring）在 1972 年 6 月间对当地暴雨的不同响应。两泉面积相近（分别为 $14.3km^2$ 与 $11.2km^2$），但前者为岩溶强烈发育的石灰岩组成的岩溶含水系统，后者则是岩溶不发育的白云岩裂隙岩溶含水系统。

由于岩溶水集中排泄，系统范围大，而水力梯度较小。因此作为补给区的岩溶化山区，岩溶水的埋藏深度常常可达数百米，又无泉水与地表水，即使在潮湿气候下，岩溶山区常常也成为严重缺水的干旱地区。

12．4 我国南北方岩溶及岩溶水的差异

以秦岭淮河为界，我国南方与北方的岩溶与岩溶水的发育都存在一系列差别。

总的来讲，我国南方的岩溶发育比较充分，岩溶现象比较典型。地表可有峰丛、峰林、溶蚀洼地、溶斗、落水洞、竖井等，地下多发育较为完整的地下河系。而在北方地表除可见流水造成的溶沟外，少有塌坍造成的溶斗、落水洞等，地表多呈现常态的山形，而不呈峰林状。至今在我国北方尚未发现形态完整的地下河系。

在岩溶含水介质方面，南方的岩溶含水介质常是高度管道化与强烈不均质的。相距很近的两个钻孔，一个可能水量很大，另一个可能干涸无水。相比之下，北方岩溶含水介质要均匀得多（溶蚀裂隙为主以及局部的岩溶管道）。以我国北方分布最广泛的奥陶系碳酸盐岩而言，打水井的成功率相当高，很少因为含水介质的不均匀性而成为干井，我国南北方岩溶泉的动态有明显区别。南方的岩溶泉对降水的响应十分灵敏，流量季节变化很大。最大流量比最小流量大百倍以上（图 12—9）。

我国北方的岩溶大泉，汇水范围往往可达数千 km^2，流量达数 m^3/s，但其流量动态相当稳定，例如山西洪洞广胜寺岩溶泉流量始终恒定于 4—5m^3/s 之间（图 12—10）。

关于我国南北方岩溶与岩溶水差异的根本原因目前还没有一致的看法。我们相信，这是一系列因素（地层岩性、构造、气候）的综合作用而导致两者含水介质不同所致。

南方岩溶发育区多分布大套巨厚到块状的纯净碳酸盐岩，这类地层中多发育裸露型岩溶。介质可溶性强，受到构造应力时易形成稀疏但宽大的裂隙。这是南方岩溶发育程度以及不均质性大于北方的内在原因。北方岩溶区的碳酸盐岩一般成层较薄，常夹泥质与硅质夹层，多与非可溶岩互层，因此多发育覆盖型岩溶。介质可溶性差，受到构造应力后容易形成密集、均匀而短小的裂隙。

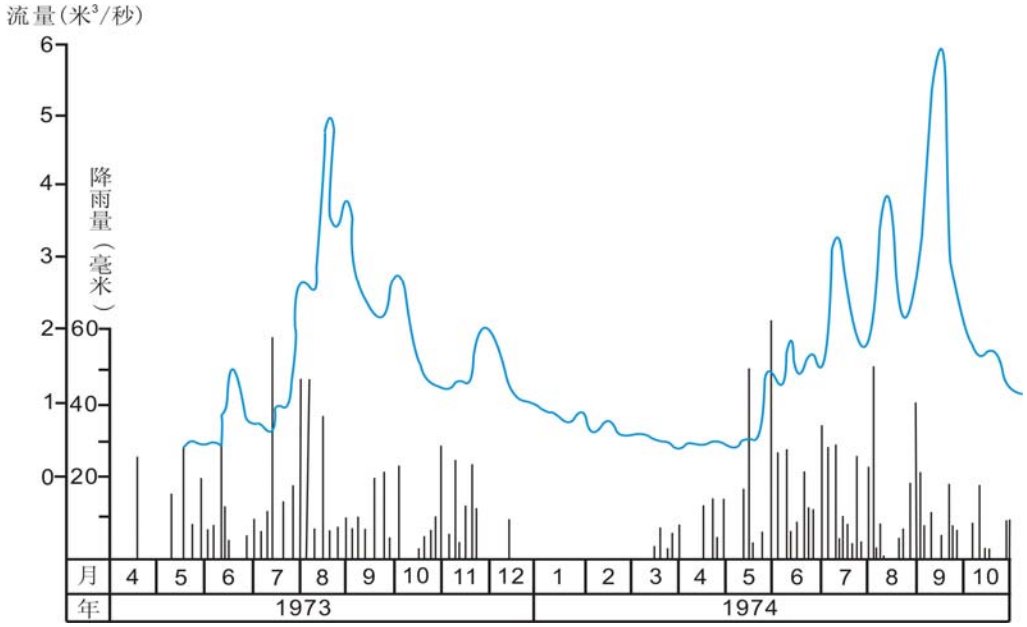


图 12—9 云南喷水洞暗河流量动态曲线

〔据云南第六地质队〕

南方岩溶含水系统在地质构造上多属较紧密的褶皱，尤其是向斜构造有利于水流汇集于向斜核部集中流动，从许多地下河系都发育于向斜构造之中便可得知。北方的岩溶含水系统几乎都以宽缓的向斜或单斜形式出现，除了排泄区以外，构造不利于水流的集中分布。

气候也许是决定我国南北方岩溶与岩溶水不同的关键因素。我国南方气候湿热，雨量大，植被、土壤发育，驱动岩溶发育的化学能与机械能的输入远较北方为强烈。即使以雨量而言，北方年降水量通常为 400—700mm，南方年降雨量则在 1000—2000mm 之间，加以植被、土壤的影响，南方的水的侵蚀能力远较北方为强。

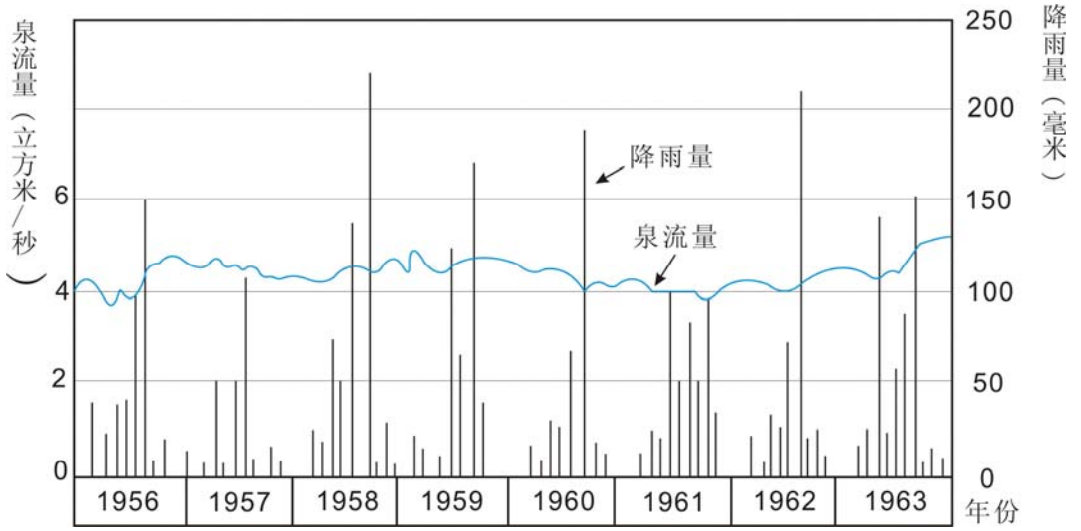


图 12—10 山西洪洞广胜寺泉流量动态曲线

〔据唐炽昌〕

由于上述诸因素综合影响，南方岩溶的发育演化比较成熟，从而显式典型的岩溶水系统的特色。

第十三章　地下水资源

13．1　作为资源的地下水

13．1．1　地表水与地下水的比较

资源是指自然界存在且可被人类利用的一切。地下水是一种宝贵的资源。

地下水资源是水资源的一个组成部分。地下水与大气水、地表水在水文循环过程中相互转化，因此，一个地区的水资源是一个密切联系的有机整体。

作为资源的地下水，是能被人类所利用的一种物质。因此，它不仅具有自然属性，必然还具有社会属性，在分析处理地下水资源问题时，必须注意到这一点〔柴崎达雄，1982〕。

作为资源，地下水具有一系列较地表水优越之处〔贝尔，1985〕。

（1）空间分布：地表水的分布局限于稀疏的水文网。地下水则在广阔的范围里普遍分布。地下水在空间赋存上弥补了地表水分布的不均匀性，使自然界的水资源能够被人类利用得更为充分。

（2）时间调节性：地表水循环迅速，其流量与水位在时间上变化显著，干旱半干旱地区的地表水往往在急需用水的旱季断流；为了利用它往往需要筑坝建库以进行时间上的调节。流动于岩土空隙中的地下水，受到含水介质的阻滞，循环速度远较地表水为缓慢；再加上有利的地质结构能够储存地下水；因此，含水系统实际上是具有天然调节功能的地下水库。地下水的这种时间调节性，对于干旱地区与干旱年份的供水尤为可贵。

（3）水质：只有水质符合一定要求的水才是可利用的资源。地表水容易受到污染使水质恶化，水温变化大，有时还可能结冰。地下水在入渗与渗流过程中，由于岩层的过滤，水质比较洁净，水温恒定，不容易被污染；当然，地下水一旦遭受污染后，再度净化要比地表水困难得多。

（4）可利用性：利用地表水一般需进行水质处理，往往需要在某些地段修建水工建筑物以导流引水或蓄水调节，然后再用管道输送到用水地段。因此，利用地表水的一次性投资大，一个地区的各个用水单位需要统筹修建供水工程设施。地下水分布广，且含水层起着输布水的作用。利用时不需要修建集中的水工设施，一般也不需铺设引水管道，不需要处理水质；每个用户可以打井从含水层直接抽取需用的水，一次性投资低，且可随需水量增加而逐步增加水井。然而，为了把地下水提升到地表要消耗能量，运用费用较高；不适当地开发利用地下水会造成严重的环境问题；由于用户分散打井取水，地下水的管理较地表水为困难。

13．1．2　地下水资源概念的演变

作为资源，地下水主要用于供水，而对供水水源的一个基本要求是：能够持续而稳定地供应某一数量的水。这就要求含水系统能够获得外界水的足够补充，并在含水系统中经常保持一定水量。

在相当长一个时期中，人们对地下水的需求不大，开采地下水的规模小，地下水总是能够满足持续而稳定地供应某一定水量的要求。于是，人们在头脑中把地下水看作是“取之不尽，用之不竭”的，并没有意识到地下水是一种数量有限的资源。随着人口增长与生产力的发展，人们对地下水的需求增加，首先是在一些缺乏地表水的干旱半干旱地区，大量而集

中地开采地下水，很快引起区域性水位下降，出现地下水资源涸竭的现实威胁。这时，人们才逐渐认识到，地下水是一种数量有限、值得珍贵的资源，必须查明其数量，有计划地开发利用。

为了避免地下水位不断下降，开始时只是限制水井的井距、深度与采水量。显然，这样做并不能解决问题。1915 年在美国首次提出以含水层或地下水盆地（含水系统）为单元的安全抽水量的概念：“所谓安全抽水量，是在不致引起含水层发生危险的涸竭的情况下，能正常而持续地抽水的界限水量”〔转引自柴崎达雄，1982〕。上述定义隐含的意思是：某一含水层或含水系统的地下水开采量不应超过其补给量。后采，人们又发现，开采地下水会引起诸如地面沉降、海水入侵、咸水入侵等造成巨大经济损失的环境损害。于是，地下水盆地安全抽水量（safe yield of groundwater basin）的定义又被修改为：“能从某一地下水盆地中连续地、不至于引起不良结果地抽取的地下水量〔转引自柴崎达雄，1982〕。人们利用资源是为了获得利益。如果开发地下水造成的损失大于利益，当然是不可取的。因此，允许利用的地下水资源量，不仅受到自然条件的制约，还受到技术、经济、社会乃至法律条件的制约。

13．2　地下水资源的特征

地下水资源具有系统性，可恢复性及调节性。

13．2．1　地下水资源的系统性

地表水可以直接观察，所以地表水的系统性很容易被人们所理解：降水落到地表，汇入细小的支流，逐级汇入较大的支流，最终汇入干流，这就形成一个水系。一个水系占有某一流域。地表水资源总是按水系进行计算，并按水系进行规划利用的。

其实，地下水资源也是按系统形成与分布的，这个系统就是含水系统。前已述及，存在于同一含水系统中的水是个统一的整体，在含水系统的任一部分注入或排除水量，其影响均将波及整个含水系统。而某一含水系统可以长期持续作为供水水源利用的地下水资源，原则上等于它所获得的补给量。不论在同一个含水系统中打井的地下水用户有多少，所能开采的地下水量的总和原则上不应超过此系统的补给量。这就是说，应当以含水系统为单元，统一评价及规划利用地下水资源。

由于含水系统存在于地下，不像地表水系那样可以直接观察到，人们往往不自觉地忽略地下水资源发育与分布的系统性，而以集中采水的水源地作为计算单元；后者往往只是含水系统的一个部分，有时甚至跨越若干含水系统。对处于同一含水系统的若干水源地分别求算其可开采利用水量，会造成水量重复计算；按这样的水量各自为政地开采地下水，必然超过含水系统的补给量，而造成区域性地下水位持续下降。

需要注意的是，有时在一个含水系统内同时进行供水与排水（例如为采矿进行矿坑排水），这时，供水与排水必须统筹考虑，供水开采加上排水抽取的水量的总和不应超过含水系统的补给量。

只有正确地认识到地下水资源的系统性，按照含水系统计算地下水资源，并以含水系统或相对隔水层妨碍它与外界发生水力联系，水的循环交替缓慢。愈往深部的承压含水层，循环的距离愈长，流径的相对隔水层愈多，与外界的联系愈微弱，更新再生愈慢。深部承压水的平均贮留时间可以达到数千年甚至数万年。被良好隔水层圈闭的构造封闭条件下的承压含水系统，与外界不发生水力联系，赋存着地质历史时期形成的地下水。这种情况下的地下水乃是不可再生的资源（图 8—5e）。

一个含水系统能够长期持续供应的水量，原则上等于其从外界获得的补给量。因此，从供水角度出发，地下水资源的可恢复性是其长期持续供水的保证。即使是规模巨大、储存水量十分丰富的含水系统，如果赋存其中的水不具有可恢复性，则储存水量将逐渐消耗，最终供水无以为继。不可再生的地下水资源就像油田中的石油一样，经过一定年限的开采便不复存在。华北平原深层孔隙承压水资源实际上恢复再生能力很差，但是由于其含水层厚度大，渗透性好，水头高，单井出水量大，人们对其资源潜力抱有很大期望，认为它“资源丰富”。集中开采几年以后，深层孔隙承压水形成大面积的区域性地下水位下降漏斗。漏斗中心达到数十米，并且每年大致以 1—2m 的速率下降，井的出水量不断减少，甚至吊泵断流。这时人们才普遍接受“华北平原深层孔隙承压水资源贫乏”的结论。产生这一失误的原因是人们只看到深层孔隙承压水丰富的储存资源，而没有同时注意它不良的恢复再生能力，或者对其恢复再生能力估计过高。

13．3　地下水资源分类及其供水意义

13．3．1　地下水资源分类

进行地下水资源分类，既要考虑地下水本身的特性，又要考虑供水的要求。

地下水含水系统经常与外界发生水量交换，每年接受一定补给量，并给出一定排泄量；与此同时，在含水系统中经常保持一定的水量。由此可知，对于一个含水系统，有着性质不同的两类水量：一类是经常与外界交换的水量，另一类是保持于含水系统中的水量；我们把前者称为补给资源，把后者称为储存资源。

补给资源是含水系统可以恢复再生的水量，这一水量年复一年更新再生。由于气候变化，含水系统每年获得的补给量与给出的排泄量是有变化的，但从多年平均的角度看，某一含水系统多年平均的补给量与排泄量相等，其多年平均的年补给量是个定值。因此，我们定义含水系统的地下水多年平均年补给量为其补给资源量，其单位为 m^3/a。

储存资源是含水系统在地质历史时期积累保存下来的水量。我们定义含水系统地下水多年平均低水位以下的重力水体积为其储存资源量，其单位是 m^3。

补给资源与储存资源的关系也许可以用工资与存款来比拟，前者是经常性的收入，后者是长期积累而成的。

为了满足生活与生产的需要，对供水水源的基本要求是持续而均衡地供应某一数量的水。因此，作为供水水源的含水系统，必须同时有一定数量的补给资源与储存资源。补给资源可以保持供水的长期持续，储存资源则保证供水的均衡稳定。

13．3．2　地下水储存资源及其供水意义

在正常的供水实践中，被消耗利用的水量乃是补给资源，并不消耗储存资源。在干旱季节与年份动用部分储存资源是为了调节供水水量使之在时间上保持稳定均衡。被动用的那部分储存资源原则上应当在一定时期内予以偿补；这样才能经常保持含水系统的调节能力，长期保证供水的均衡稳定。从实质上说，动用储存资源并非消耗，而是暂时借用这一部分水量。从几个方面讲，储存资源都不宜于长期消耗。首先，储存资源是一次性的水量，消耗一些就减少一些，最终必有涸竭导致赖以供水的生活与生产无以为继的一天。其次，随着储存资源消耗，含水系统的调节能力也随之降低；储存资源消耗过多，含水系统的调节能力降低，供

水能力也将受到损害。第三，储存资源的动用伴随着地下水位下降，提水的能量消耗上升，提水机具需要不断更新，并将引起地面沉降、水质恶化等环境损害；动用储存资源要付出必要的经济与环境方面的代价。短期的适当地动用储存资源是保证供水均衡的需要。但是，长期以消耗储存资源弥补供水水量的不足，无异于饮鸩止渴，是不可取的。

13．3．3　地下水补给资源及其供水意义

从上面的讨论可知，含水系统的补给资源保证着作为供水水源所能长期持续提供的水量。含水系统作为供水水源的规模是取决于其补给资源的大小的。

实际上的问题要比上面所说的复杂。一方面，含水系统开采时水文地质条件发生变化，其补给量可能大于或小于天然条件下的补给量。另方面，开采地下水引起的环境损害制约着含水系统的开采量，含水系统实际供应的水量很可能会小于其天然补给量。

开采时人工采水代替原有各种天然排泄（如泉的出露，向地表水泄流，向大气蒸发）成为新的排泄去路，同时使地下水位下降。当地下水位的下降波及地表水体时，原先作为排泄去路的地表水体反过来成为地下水新的补给来源，含水系统便获得增补的补给资源（相应地，本区地表水资源减少了地下水泄流及向地下水补给的量），含水系统的允许开采量可能大于其天然补给量。当开采地下水后含水系统原来的天然排泄仍有部分保持（如仍有部分泉保留，或地下水位下降不深处仍有蒸发消耗），则开采条件下的补给量便小于天然条件下的补给资源。允许开采的水量也就小于其补给资源了。再如，开采地下水灌溉农田，会使该地区农作物的产量或复种指数提高，农作物很可能将消耗更多的土壤水于叶面蒸腾。包气带水分亏缺增大，降水转化为地下水的份额便变小。含水系统获得的补给量便小于其天然条件下的补给资源。

开采地下水引起各种环境损害时，这时更不能简单地根据补给资源确定允许开采量，必须在开采地下水获得的利益与环境损害造成的损失之间进行权衡，这种条件下允许开采量的确定是一个非常复杂的问题。

第十四章　地下水与环境

14．1 生态环境系统的特性

支持着人类生存与发展的生态环境是超级复杂系统，构成相互联系、相互作用与相互制约的一个整体。在自然条件下，生态环境处于相对稳定的动平衡状态，除了少数例外（如地震、火山），它的变化从人类角度来看是相当缓慢的。

但是，人口的急剧增长以及科技的高度发达两者的叠合，使人类具有前所未有的干预自然环境的强大力量；这种力量在很多情况下已远远超出了生态环境系统自身的调节能力，而使生态环境发生显著变化。例如，本世纪 30 年代，美国由于大规模垦荒造成植被破坏，土壤裸露。1934 年 5 月，持续 4 天的风暴……，把 3×10^8t 土壤运送了 1500 英里，纽约、巴尔的摩和华盛顿遮暗了 5 小时。……尘土使天空变黑，以致小鸡误以为是夜晚，纷纷进窝。一年之内，俄克拉何马州共计有 102 次尘暴；北达科他州 8 个月中报道了 300 次……〔古迪，1989〕。这就是举世震惊的美国由于垦荒引起的“黑风暴”。再如，由于燃烧矿物燃料，全世界每年排放的二氧化碳总量达 53×10^8t。大气中二氧化碳浓度由 19 世纪中叶的 290ppm，上升到 1980 年的 338ppm，由此产生的温室效应，引起了对全球气候变暖的忧虑〔何妙福等，1991〕。

生态环境具有整体性，组成它的各个子系统之间相互作用、相互依存，改变其中任一部分，会引起整个生态环境系统的链式连锁反应。人们在某一方面采取的行动，可能在完全意想不到的方面得到反响。人们所采取的从局部来看合理的行动，有可能对整个生态系统带来灾难性后果。例如，为了利用能源燃烧矿物燃料，导致大气 CO_2 浓度上升，温室效应使全球气候变暖，极地冰雪融化，导致海平面上升，这就会意想不到地影响到地下水——滨海地带海水入侵淡地下水，滨海地下水位上升造成土壤沼泽化与盐渍化等。

相对于人类的不利干扰，生态环境的退化往往具有滞后性。例如，燃烧矿物燃料引起温室效应是在上百年内积累并于近年被发现的。又如，地下水的污染往往难以及时觉察，一旦发现，污染已成事实，治理相当困难。

生态环境的退化具有不可逆性。外界的干扰较小时，依靠其内在调节机制，环境系统仍能保持稳定；但当外界的干扰超过某一临界值时，生态环境系统的退化将不可逆转或难以逆转的。例如，过量开采孔隙承压水会引起地面沉降，即使地下水位复原，由于粘性土释水造成的那部分地面沉降将是永久性的。

生态环境系统的整体性，退化的滞后性与不可逆性，决定了生态环境问题格外敏感与复杂。因此，人们在采取任何可能影响生态环境的行动之前，必须三思而后行。人们必须认真地去把握生态环境的演化规律，正确地预测人类活动对生态环境的可能影响，谨慎地规范自己的行为，以促成人与环境的协调适应。

生态环境在现代之所以成为严重的问题，这与人类不能正确地理解人与自然的关系有关。

原始时代，人类的生产力很低，对大自然很少了解，几乎没有干预自然的能力。雷鸣电闪，火山地震，洪灾火灾，都使人类不由自主地畏惧、崇拜自然，臣服为大自然的奴隶。

随着人类生产能力与科学技术的发展，自然的一些秘密被人们所认识，人们干预自然的能力加强。在取得若干成功之后，人类一改原来在大自然前卑躬屈膝的态度，走向另一极端，想作大自然的主人，提出了征服大自然的口号。正是在这种口号下，人类破坏了生态环境的原有平衡，造成大气污染，水土污染，使森林与田野成为沙漠，水旱灾害频发，甚至出现了

温室效应、臭氧层破坏等全球性环境问题，人类造成的环境损害反过来威胁着人类的生存，降低了人类的生活质量。

人类本身就是大自然的一个组成部分，人类与大自然是互相依赖的，人不应当妄想征服大自然。人类与自然不是主人与奴隶的关系，而是休戚与共的朋友。为了自身的生存与发展，人类必须保护与改善自然环境，使人类与自然协调发展。

到了人类活动几乎波及全球的今天，企图恢复原始状态的保持自然的平衡这是不切实际的。现在人们应当做的乃是，在掌握自然规律的基础上，顺应自然规律，建立起新的有利于人类与自然协调发展的人工——自然复合系统。运行良好的农业系统、人工森林系统等便是成功的范例。

14．2　作为环境敏感因子的地下水

地下水是生态环境系统的重要子系统。它之所以成为生态环境系统的敏感因子，有多方面的原因。

地下水广泛分布于地壳中，与岩石圈、大气圈、水圈与生物圈有着千丝万缕的联系。地下水流动易变。它是多个动平衡系统的组成部分：首先，地下水与大气水、地表水共同构成水循环系统；其次，地下水与其赋存的岩土共同构成力学平衡系统；最后，地下水形成一个处于动平衡状态的渗流场。

人类活动使某一范围地下水数量与能量发生明显变化时，地下水参与的水循环动态平衡，岩（土）水力学动态平衡与地下水流场动态平衡均遭受破坏，产生一系列链式连锁反应。

人类活动对地下水的干扰，既可以产生有利于人类的影响，也可以产生不利于人类的影响，在这里我们着重讨论后者。

人类对地下水的不利影响通过三个方面发生：过量开发或排除地下水，过量补充地下水以及污染物进入地下水。其中前两者都会引起水文循环，渗流场及水岩（土）力学平衡的破坏，造成一系列不良后果（图 14—1）。

14．3　过量开发与排除地下水引起的环境退化

过量开发或排除地下水，造成地下水位深降，会引起一系列严重的环境退化现象。

我国华北平原，60 年代以前很少开采地下水，不少地方的孔隙承压水井孔可以自喷。70 年代起大量开采，开采量超过补给量，地下水位迅速下降，孔隙承压含水系统地下水位下降漏斗的面积往往达到数千 km^2，漏斗中心水位深达 80m，并且每年以 1m 到数 m 的速度下降。地下水位迅速下降，不得不经常更新提水工具，大量较浅的井报废，并使采水的能耗大增。大型矿山因采矿需要而将大范围地下水疏干，也会造成类似的后果。

地下水是水文循环的重要环节，过量开采地下水，首先破坏了原有的水文循环。地下水集中排泄形成大泉，常构成名胜古迹的精华，由于地下水位深降，千古传颂的名泉（如济南的趵突泉、太原的晋祠泉）或不复存在，或成了涓涓细流。由于地下水位深降，由地下水供应的河水基流也减少以至消失，干旱半干旱地区的地表径流也随之衰减。

地下水位降低还会使由浅埋地下水所维持的沼泽湿地被疏干。作为水栖候鸟及某些野生动物如河狸、水獭、麋鹿栖息地的湿地的衰亡，意味着有关生物群的消亡。

半干旱地区，尤其是干旱地区的平原盆地区，地下水位下降，包气带变厚同时水分供应不足，导致植被衰退；表土裸露且缺乏水分粘结，易遭风蚀，造成土地沙化；最终，依靠植物为生的野生动物也随之衰减，导致生态全面退化。

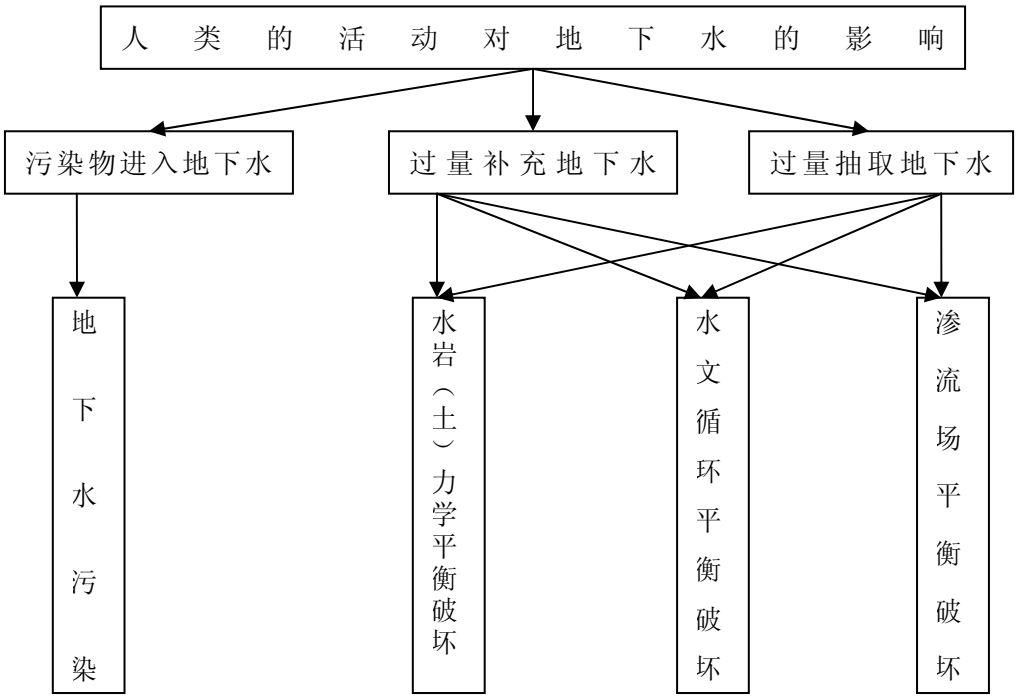


图 14—1 与地下水有关的环境退化

充盈于岩土空隙中的地下水，与岩土共同构成一个力学平衡系统，孔隙水压力与岩石骨架的有效应力共同与总应力相平衡。开采地下水引起水位下降后，由于孔隙水压力降低，而总应力未变，故有效应力增加，岩土骨架将因此发生释水压密。砂砾层基本呈弹性变形，地下水位复原时地层回弹；而粘性土层则为塑性变形，地下水位恢复时粘性土层的压密基本不再回弹。因此，开采孔隙承压含水系统会导致土层压密，相应地在地表表现为地面沉降，即地形标高的降低。抽汲地下水引起的地面沉降国内外都很普遍。我国上海、天津、宁波、西安等城市均有发现。上海 1922—1965 年，地面沉降最大累计值为 2.37m。地面沉降会造成建筑物破坏，管道损坏，桥空减少，道路破坏等，在沿海地区则意味着陆地的损失。日本东京三角洲在 1961—1970 年间抽取地下水 3.6×10^8t，而为克服地面沉降造成的危害，每抽取 1t 水所支付的费用竟达 230 日元之多〔柴崎达雄，1982〕。而陆地损失则更是无法弥补的。

地下水位下降引起粘性土压密释水时，还会使地下水水质发生变化。赋存于粘性土中的水通常不易与外界发生交换。但当粘性土压密释水时，粘性土中水的某些组分也随之进入含水层。例如河北东部平原深层孔隙地下水中氟含量的高值中心正与区域地下水位下降漏斗中心吻合；在时间上，随着开采量增加，地下水位下降，地面沉降量增大，深层水中氟离子也随之增大。根据空间与时间上的比较，说明深层孔隙水中对人体有害的氟主要是伴随粘性土释水压密而进入含水层的〔张瑞成，1991〕。

上覆松散沉积物的岩溶化岩层分布区，当抽排岩溶水使其水位低于松散沉积物时，由于失去水的浮托力的支撑，在下部隐藏有溶洞处，松散沉积物会坍落于洞穴中，在地表形成大量塌陷洼坑和漏斗。例如，广东凡口铅锌矿因采矿疏干降低地下水，造成地面塌陷 1440 余处，建筑物、农田以及铁路、公路均遭破坏。

天然条件下地下水形成相对稳定的地下水流动系统。地下水开采中心构成新的势汇后，会形成流线指向开采中心的新的地下水流动系统。如果离海不远，原来由陆地指向海洋的流线将因开采影响转而由海洋指向陆地，海水将入侵淡水含水系统。例如，山东莱州市 1976 年仅有零星的海水入侵，1987 年海水入侵范围已达 196.2km^2，海水入侵与地下水开采有关〔薛禹群等，1992〕。同样，开采淡水含水层也可导致周围咸水的入侵。

14．4　过量补充地下水引起的环境退化

不但过量抽排地下水会引起环境退化，过量补充地下水也会破坏有地下水参加的各种平衡，导致环境退化。

修建水库，利用地表水进行灌溉，跨流域调入外来水源，都会使地下水获得比天然条件下更多的补给，引起有关的环境问题。

过量补充地下水引起地下水位上升，当平原盆地中地下水上升，使其毛细饱和带达到地表时，便引起土壤的次生沼泽化，原有的农业生产、建筑物、道路等均将受到损害。

前面我们曾提到，地下水位下降疏干沼泽地引起环境退化。为什么在这里又把土地沼泽化称之为环境退化呢？自然环境是指人类生存与发展的自然条件的总和，在与环境长期共处中，人们已形成一定的与环境相适应的生活方式与生产模式。因此，凡是环境发生与当地人们现有的生活方式与生产模式不相适应的变化，都可归之为环境退化。试设想，若是全球现有的气候分带发生重大变化，将会给人们的生活与生产带来多少问题。

在干旱、半干旱平原盆地中，过量补充地下水引起地下水位上升会使蒸发浓缩作用加强，引起土壤盐渍化及地下水咸化。50 年代后期，华北平原不合理地进行地表水灌溉与拦蓄降水，曾使地下水位普遍抬升而土壤次土盐渍化严重发展。

过量补充地下水使地下水位上升，也会破坏水岩（土）力学平衡。此时孔隙水压力增大，有效应力便随之降低，往往导致斜坡土石体失稳。当滑坡体的潜在滑动面上孔隙水压力上升时，有利于滑动面的破裂与滑动，这就是雨季滑坡容易发生的主要原因之一。水库回水往往使大范围地下水位上升，该范围内斜坡失稳，会触发滑坡与崩坍。

对于有裂隙的岩体，地下水位上升普遍使裂隙中孔隙水压力上升。在直立裂隙中，孔隙水压力升高等于给岩体增加一个指向临空面的推力；对于倾斜与水平的裂隙，孔隙水压力升高使有效应力降低，抵抗裂隙移动的摩擦力也随之降低。增加的孔隙水压力在上述两类裂隙同时存在的情况下将促使岩石斜坡崩坍〔弗里泽等，1987〕。

水库诱发地震是过量补充地下水引起的一种环境问题。例如我国新丰江水库修建后曾引发 6.1 级地震，造成数人死亡，数千间房屋破坏，水库边坡发生崩坍、滑坡与出现大裂缝。修建水库之所以诱发地震，简单地说是由于库水增加了活动断裂的孔隙水压力，使断层面的抗剪强度减少，地应力易于使断裂滑动而引发地震。

14．5　过度开发水资源引起环境退化的实例

在第十章中我们作为实例分析了甘肃河西走廊石羊河流域的孔隙水系统，并指出这一孔隙水系统在沉积物与水流上都是连续统一的。这里的地表水与地下水，上游的水与下游的水都属于同一系统。在此我们要进一步分析本区在过度开发水资源条件下所引起的环境退化〔张惠昌等，1991；范锡朋，1990〕。

历史上石羊河流域根据其自然条件建立了如下灌溉格局：山前洪积扇的河水灌溉带，细土平原溢出带的泉水灌溉带，细土平原下部的河水、泉水混合灌溉带。

60 年代以来，在山区修建水库和对地表渠系采取防渗措施，使石羊河流域的地下水补给量大幅度减少，溢出带的泉水逐年削减。于是只好在原来的泉水灌溉带打井取水以补灌溉水源之不足，最后泉灌区完全被井灌区所代替。细土平原下游原来的泉水河水混灌带也因来水减少，井灌增加，成为井、泉、河水混灌带。总之，除了山前洪积扇地区仍保持河水灌溉外，其余地方普遍打井取水。50 年代时，地下水开采量为零，地下水补给量为 $12.8\times10^8 m^3/a$，其中以泉水形式溢出者为 $8.36\times10^8 m^3/a$。到了近年，由于河渠入渗减少，地下水补给量降

到 $9.31\times10^8m^3/a$（为原来的 73%），其中以泉水形式溢出者为 $3.89\times10^8m^3/a$（为原有泉水量的 46%）。以井开采的地下水量为 $6.99\times10^8m^3/a$。目前地下水利用量（含井开采量与泉水利用量）总计为 $10.88\times10^8m^3/a$。每年地下水排泄量超过地下水补给量达 $1.57\times10^8m^3/a$。因此，历年来地下水位不断下降。近 20 年来地下水位下降速率为 0.3—0.9m/a，累计下降 6—20m。

强烈开采使地下水咸化，与 1975 年前比较，1975 年以后有 57.3%井点的地下水矿化度升高 0.1—1g/L，最高的升幅为 1.77g/L。

由于灌溉用地下水中有近 50%为矿化度大于 2g 儿的咸水，故灌溉使土壤累盐。再加上部分土地由于缺乏淡水灌溉而弃耕，在强烈蒸发作用下表层累盐，盐渍化土地面积达 19.28 万亩。

地下水位下降与土壤盐渍化又加速了土地沙化。地下水位下降使起防砂固砂作用的灌丛植被衰亡，为流砂所覆盖；林木也有 2/3 的面积因此而衰退。由于缺乏水源或因土地盐碱而弃耕的土地，土壤水分极低，缺乏植被保护，极易遭受风蚀，砂粒就近堆积为砂丘。绿洲边缘与内部的砂丘以每年数米的速度推进。1983 年民勤绿洲就有 7.8 万亩已播种的土地因流砂前移而被压埋。

石羊河流域生态环境全面退化的根本原因是过度开发水资源，加上开发方式的不合理，破坏了原有的地表水与地下水，上游水与下游水相互转化的天然平衡。人们片面追求局部的短期的经济效益，而酿成了生态环境全面退化的恶果。如不及时改变，最终将导致本区的农牧业生产无以为继。

14．6　地下水污染

在人为影响下，地下水的物理、化学或生物特性发生不利于人类生活或生产的变化，称为地下水污染。地下水污染达到一定程度，便不合乎供水水源的要求。当然，对于不同用途的地下水，污染标准是不同的。

地下水污染意味着可以利用的宝贵的地下水资源的减少。不仅如此，地下水的污染很不容易及时发现。一旦发现，其后果也难以消除。

地下水污染与地表水污染不同。污染物质进入地下含水层及在其中运移的速度都很缓慢，若不进行专门监测，往往在发现时，地下水污染已达到相当严重的程度。地表水循环流动迅速，只要排除污染源，水质能在短期内改善净化。地下水由于循环交替缓慢，即使排除污染源，已经进入地下水的污染物质，将在含水层中长期滞留；随着地下水流动，污染范围还将不断扩展。因此，要使已经污染的含水层自然净化，往往需要很长的时间（几十、几百甚至几千年）；如果采取打井抽汲污染水的方法消除污染，则要付出相当大的代价。1986 年 4 月，前苏联切尔诺贝利核反应堆发生事故后，首先采取的措施之一就是将核污染物质与含水层隔离。之所以这样做，正是考虑到了一旦污染地下水将酿成难以消除的不良后果。保护地下水免于污染，是环境保护的一项重要内容。

污染物质主要来源于生活污水与垃圾、工业污水与废渣以及农用肥料与农药。随着人口急剧增长与工农业发展，产生的污染物质数量十分巨大。全球几乎找不出不受污染的净地。据报道，南极企鹅体内已检出滴滴涕，两极冰雪的铅浓度在逐年增加〔区永和，1988〕。据国家环保局资料，我国每天的污水排放量约 10^8m^3〔汪民等，1991〕。我国 50 个城市调查，发现其中 45 个城市的地下水已不同程度地受到硝酸盐、酚、氰、有机磷等的污染，包头市受氰化物污染的面积达 $162km^2$。

污染物质可通过不同途径污染地下水。雨水淋滤堆放在地面的垃圾与废渣中的有毒物质进入含水层。污水排入河湖坑塘，再渗入补给含水层。利用污水灌溉农田，但处理不当时，

可使大范围的地下水受污染。止水不良的井孔，会将浅部的污染水导向深层。废气溶解于大气降水，形成酸雨，也可补给污染地下水。

污染物质能否进入含水层取决于地质、水文地质条件。显然，承压含水层由于上部有隔水顶板，只要污染源不分布在补给区，就不会污染地下水。如果承压含水层的顶板为厚度不大的弱透水层，污染物则有可能通过顶板进入含水层。潜水含水层到处可以接受补给，污染的危险性取决于包气带的岩性与厚度。包气带中的细小颗粒可以滤去或吸附某些污染物质。土壤中的微生物则能将许多有机物分解为无害的产物（如 H_2O、CO_2 等）。因此，颗粒细小且厚度较大的包气带构成良好的天然净水器。根据这个原理，人们如果正确地用污水灌溉农田不会引起地下水污染。近年来还发展了将污水间歇地通过粉细砂包气带下渗以达到污水净，化目的的“污水快速渗滤”方法〔汪民等，1991〕。粗颗粒的砾石没有过滤净化作用。裂隙岩层也缺乏过滤净化能力。岩溶含水层通道宽大，很容易遭受污染。

在分析污染物质的影响时，要仔细分析污染源与地下水流动系统的关系：污染源处于流动系统的什么部位，污染源处于哪一级流动系统。当污染源分布于流动系统的补给区时，随着时间延续，污染物质将沿流线从补给区向排泄区逐渐扩展，最终可波及整个流动系统。即使将污染源移走，在污染物质最终由排泄区泄出之前，污染影响将持续存在。污染源分布于排泄区，污染影响的范围比较局限，污染源一旦排除，地下水很快便可净化。当然，当人为地抽取或补充地下水形成新的势源或势汇时，流动系统将发生变化，原来的排泄区可能转化为补给区。因此，在分析时不仅要考虑天然条件，还要预测人类活动的影响。污染源分布于不同等级的流动系统，污染影响也不相同。污染源分布在局部流动系统中时，由于局部流动系统深度不大，规模小，水的交替循环快，短期内污染影响可以波及整个流动系统；但在去除污染源后，自然净化也快，数月到数年即可消除污染影响。区域流动系统影响范围深大，流程长而流速小，水的交替循环缓慢；在其范围内存在污染源时，污染物质的扩展缓慢，但如有足够的时间，污染影响可以波及相当广大的范围；区域流动系统遭受污染后，即使将污染源排除以后，污染影响仍将持续相当长的时间，自然净化期可以长达数百年乃至数千年。污染后再治理相当困难，有时甚至是不可能的。

为了避免地下水遭受污染，首先要控制污染源，力求污染物质经处理后再行排放。其次，要根据岩性以及地下水流动系统分析污染条件，尽量将可能发生污染的工矿企业安置在不易污染地下水的部位。

第十五章　水文地质学研究方法

15．1　作为自然历史与人为作用产物的地下水

地下水是自然历史的产物，俄罗斯与前苏联的学者曾多次阐述过这一思想。考虑到当前人类活动已经对地下水产生了强烈影响，也许我们可以说，地下水是自然历史与人类活动的产物。

所谓地下水是自然历史的产物就是指地下水是在与其环境（岩石圈、大气圈、水圈、生物圈）长期相互作用下形成与演化的。我们知道，地球上的水就是几十亿年来在地球层圈分异过程中，由地球深部逸出并不断演化形成的〔中国大百科全书·大气科学·海洋科学·水文科学，1987〕。处于不同自然地理与地质条件下，各种影响因素都给地下水打上了一定烙印。因此，用历史的发展的观点去揭示地下水与其环境之间的成因联系是非常必要的。

本世纪中叶以来，人类活动对地下水形成过程的影响变得如此强大，以至我们已经很难在地球上找到完全处于天然状态下的地下水了。这种情况下，对地下水的历史成因分析的重要性不仅没有减少，反而更增加了。这是因为，只有通过历史成因分析，把握地下水在天然状态下的演变规律与内在机制，才能够正确地评估人为影响的作用，可靠地预测在天然作用与各种人为作用复合影响下地下水的演变趋势，采取正确的调控地下水的措施，从而达到合理利用与有效防范地下水的目的。

如果我们不是这样地提出与认识问题，脱离地下水的环境，割裂地下水与环境（包括人为因素）相互作用的历史，孤立静止地研究地下水，就不可能真正把握地下水的形成与分布规律，就不可能切实有效地解决各种与地下水有关的实际问题。在实际工作中，忽视对地下水及其环境的相互作用进行历史的成因的分析，从而导致工作失败的事例是屡见不鲜的。

地质环境既是地下水赋存与循环的空间，又是地下水获得一定的物理与化学性质的场所。因此，对一个地区地下水的研究应当从回溯该区的地质历史开始，以查明区域地质历史对地下水水量与水质形成与分布的控制作用。忽视从地质成因角度分析地下水是经常出现的一种偏向，认为水文地质工作者反正搞的是水，又不是搞地质，知道哪些地层透水，哪些地层隔水也就足够了。实际上，要想真正掌握地下水形成与分布的规律，必须花大力气首先研究它的地质环境。有经验的水文地质工作者往往在研究地质上所用的工作量远比研究水来得多。当然，如果在地质分析上下了功夫，但是忘记了出发点是查明地下水形成与分布，这也是不对的。上述这两种偏向的实质，都是割裂了地下水与地质环境之间的内在联系。下面我们略举数例加以说明。

在水文地质调查中，岩层含水性的研究相当于地质研究中标准地层剖面的建立，是一项基础性工作。确定基岩含水性时，我们常常可以看到这样的做法：根据地层的岩性及裂隙、岩溶发育情况以及泉的流量与钻孔涌水量资料，确定研究区内哪些是隔水层，哪些是含水层以及含水层的富水程度（有的还要简单，只是根据井、泉资料确定隔水层、含水层及含水层富水程度）。这样做就是犯了不进行地质成因分析的毛病。

对于沉积岩，应当从分析沉积环境与沉积旋回着手，从成因上阐明岩性的垂向与水平变化规律。其次则分析不同部位不同岩性受到构造应力后的变形规律（对于可溶岩还要回溯地质历史时期的水流状况）。将上述理论分析的结果与裂隙、岩溶以及井、泉资料结合起来，从事物内在联系的高度上进行岩层含水性评价。例如，不仅只是划分隔水层与含水层，还要确定哪些是顺层透水、垂向隔水的岩层；确定哪些是一般情况下隔水或弱透水，在应力集中部位可成为良好含水层；若干被隔水层分隔的含水层，由于某一方向上的岩性变化而构成统

一含水层等等。这样做就能充分利用地质成因分析得到的信息去弥补其它实际资料的不足。并且对缺乏天然与人工露头的掩埋区的岩层含水性作出有根据的推断。

对于侵入岩浆岩应当区分不同侵入期，并对各侵入期的岩浆岩进行岩相分带，分析成岩过程及后期构造变动时裂隙发育规律。

对于喷发岩，要确定其每一期喷发时处于不同部位的亚层由于冷凝条件不同而裂隙发育不同的规律。

在基岩山区与山间盆地，地质构造往往对地下水的形成与分布起着控制作用。大的断裂常常使两侧的岩性、构造、地貌产生很大差异，从而决定了地下水形成与分布的格局，成为地下水分区的天然边界。回溯构造发育史，分析研究区褶皱与断裂的型式，往往是解决基岩地区水文地质问题的关键。

对平原地区来说，第四纪地质的研究，是搞清地下水形成与分布条件的关键。如果把平原地下水调查仅仅局限于确定含水砂层的分布，那就太狭窄了。必须研究第四纪沉积物的年代及成因类型，对平原沉积物的岩性结构建立正确的概念。同样是砂层，冲积成因与湖积成因的不仅几何形态不同，并且其中地下水的形成条件也不相同。厚度大，延展远的湖积砂层中，地下水的补给、循环条件，往往要比厚度较小的冲积砂层差得多，因而资源条件也不一样。

即使在解决平原地下水的问题时，也应对山前以至邻接的山区进行必要的研究。山前地区第四纪沉积出露于地表，便于研究不同时代与成因类型沉积物的特征及其间的关系。平原第四纪地质研究，正是通过山前观察到的现象，与平原内部钻孔所取得的资料进行分析对比，才得以完成的。平原沉积物来源于山区的剥蚀，因此，需要分析山区现代及古代水文网的演化历史以及物质来源。观察山区与平原的接触关系，对于分析平原地下水的补给，也是必不可少的。

平原深部基底构造以及新构造运动特征，是控制平原第四纪沉积规律的重要根据，水文地质人员还必须进行这方面的研究。

地貌乃是一个地区内外力综合作用的产物。在山区，它反映了岩性、地质构造与地形的成因联系；平原中，则在某种程度上反映岩性结构与地形的成因联系。很自然，地貌对地下水的补给，径流与排泄，以至水量水质的变化，都有相当大的控制作用。例如，强烈隆起、水文网深切的水平地层组成的山区、不利于地下水的集聚，循环迅速，水的矿化度往往很低。又如，干旱半干旱地区的冲积平原中下游，地形上略微隆起的古河道常是淡的浅层地下水富集的地带，而相对低洼的河间地带，则浅层地下水比较贫乏，水土都发生强烈盐化。仔细地研究地形图、航空照片、卫星象片，常能帮助我们了解一个地区地下水的概貌，指导我们组织地下水调查，收事半功倍之效。

水圈是一个整体。地表水体、地下水体乃至大气圈中的水，处于不断循环相互转化之中，构成统一的水资源。因此，无论从理论还是实用的角度，都必须将地下水与整个水圈联系起来研究。水文地质学只是着重于研究与岩石圈有密切联系的那部分水而已。

可以持续利用的水资源乃是不断更新再生的那部分水量。大气水更新极其迅速（平均更新一次仅需 8 天（。大气降水乃是一个地区水资源的总来源。因此，在绝大多数情况下，总体说来，大气降水决定着一个地区水资源的总体状况，决定着一个地区水的总体供需关系。大气降水的时空分布特征，一方面决定着一个地区的需水规律，另方面也决定着地下水补给与排泄，动态与均衡。蒸发是地下水的排泄去路之一。在气候干旱、地势低平的平原与盆地，蒸发常常是地下水的主要消耗去路，并使地下水与土壤不断积累盐分。水文地质工作者往往需要掌握长周期的气候演变趋势，借以预测长时期内的地下水动态变化，使兴利除害的实际措施经得起时间的考验，当已有的气象资料不能满足要求时，就需要求助于史籍与考古材料。当今，人类面临一些重要而紧迫的与大气圈有关的全球变化问题，如由于大气中 CO_2 含量

的增长引起的温室效应、酸雨的产生等〔何妙福等，1991〕。大气圈的这些变化最终将影响地下水，引起地下水不可逆转的变化。

地表水与地下水经常互相转换。地表水体常常是地下水的补给来源或排泄去路。地表水同时还是一种可与地下水相比较的或相互补充的供水水源。从湿润地区远距离调运地表水到干旱缺水地区，往往会打破原有的水均衡而使接受水源地区的水文地质条件发生根本变化。上述情况下，都需要我们把地表水与地下水作为一个水资源整体加以评价研究，进行管理与调度。对地表水的研究可以帮助我们间接地了解地下水的水量与水质。旱季河流的基流量实际上就是地下径流量。当地表水补给地下水时，将对后者的水质发生影响。地表水构成地下水排泄去路时，通过旱季的地表水水质可以了解地下水水质。水文地质工作者应当对水文科学有整体的了解，现存的将地下水与地表水割裂开来研究的倾向如果不加纠正，将对水资源评价与管理带来不可避免的失误。，

随着人口增长与工农业的发展，人类对水资源的需求与日俱增，水资源的短缺也愈来愈成为紧迫的问题。粗放地利用水资源的时代正在过去，人们必须充分发挥水资源的全部潜力，以支撑人类社会持续的生存与发展。因此，必须尽可能系统地、定量地把一个地区水资源的组成及其转化过程弄清楚：大气降水有若干份额转化为地表水，若干份额转化为地下水；地下水中又有若干是以土壤水的形式存在；各部分的水如何相互转化，又是通过什么途径消耗的；哪些是无效的消耗，如何使其转为有效。将水资源、依靠水资源支撑的产业、由于水资源利用而派生的环境损害作为一个整体进行深入的系统分析，对于充分发挥水资源潜力，优化而永续地利用水资源是非常必要的。

生物圈中所包含的水虽然很少，只占全球总水量的 0.0001%〔中国大百科全书·大气·科学·海洋科学·水文科学，1987〕。然而，在很多情况下，天然植被，尤其是农作物的蒸腾往往是一个地区水分消散的主要去路。农业是用水大户。近年来，我国总用水量为 5.6×10^{11} m^3/a，农业灌溉年耗水量高达 $4.5\times10^{11}m^3/a$，占 80%〔姚振宽等，1992〕。农作物所能利用的只能是土壤水，或者是以灌溉形式将其它水源转化而成的人工土壤水。然而，关于蒸发与植物蒸腾消耗土壤水的研究在水文地质方面还非常薄弱。应当通过与农业、土壤学、大气科学的结合，进行这方面的跨学科研究，以促进农作物对土壤水的有效利用。

喜水植物与耐盐植物的分布常常能够指示地下水的埋藏深度与浅层地下水的水质，它们间接然而方便地为我们提供地下水的信息。

人类社会发展到今天，对包括地下水在内的水资源提出了更多更高的需求，人类活动对地下水形成过程的干预，严重地威胁着地下水资源的数量与质量，并使作为生态环境重要因素与力学平衡系统重要因素的地下水失去原有平衡，酿成一系列生态环境退化。今天，人们不仅必须在采取直接影响地下水的行动之前三思而后行，以免引起生态环境损害。同时，人们也必须提醒自己，一些看来与地下水毫不相干的行动最终将影响地下水及有关环境。有些事例是颇具戏剧性的。例如，燃烧化石燃料引起的温室效应，最终可能造成海水入侵滨海地带的淡地下水；酸雨则使地下水中富含硫酸根并加速溶解其它盐类；澳大利亚砍伐树林的结果，潜水位上升，原来经由叶面蒸腾的水量改由土面蒸发，造成大面积次生盐渍化。这种情况迫使水文地质学家必须做一些本不打算做的事。他们必须具有远较过去广阔的视野，勇敢地步入原先不熟悉的学科领域。他们还应更为精细入微地认识水文地质过程的内在机理，因为这是预测人类活动影响并采取合理措施防范地下水资源的损害与有关的环境损害的基础。

15．2　水文地质学研究的若干方法问题

一个完整的水文地质研究过程包括以下步骤：首先是收集与提取信息；然后将信息加工组织成一个反映所研究系统本质的概念模型（定性的水文地质研究到此便完成了）；在此基

础上建立物理模型或（及）数学模型；然后，利用数学模型（有时也用物理模型）进行仿真模拟；经过检验后的数学模型（或物理模型）可用来模拟系统未来的行为（预测），或者求解采取不同人为措施时系统的响应（决策模拟）。

在此过程中，如果不能正确地处理水文地质研究中概念、定性分析与定量模拟的关系，工作就一定会出现失误。这已经被我国多年来的水文地质工作实践所反复证明。

70 年代前期，我国水文地质界对于河北黑龙港地区深层孔隙承压水资源是否丰富，曾经有所争论。一部分人认为，深层孔隙承压水含水层厚度大，颗粒粗，水头高，单井出水量大，资源相当丰富。实际上，经过几年开采，深层孔隙承压水形成了一系列范围广大，水位深降的地下水降位漏斗，说明深层孔隙承压水的资源相当贫乏。“深层孔隙承压水资源丰富”这一定性分析结论之所以错误，是由于概念上混淆了岩层导水性与地下水资源这两个不同的概念，不自觉地把这两者等同起来了〔章权，1981〕〔张人权，1989〕。

由于 70 年代初期我国水文地质还没有普遍接受越流的概念，因此，开始时所建立的黑龙港深层孔隙承压水均衡方程式中并没有包括越流项。人们当时设想，深层承压水的补给主要来自山前的侧向补给。然而，模拟得到的水位下降过程与观测资料很接近，模拟停采时的水位恢复却不成功，模拟水位低于实测水位一大截。经过反复考虑，计算者增加了一个越流项，拟合才比较理想了。

后来，人们又认识到，除粘性土越流外，还存在粘性土压密释水。不少情况下，压密释水量不比越流量小。在均衡方程式中加入一个粘性土释水项后，拟合就更为逼真了。

由以上讨论不难得出结论：概念每前进一步，便可以构建一个更为接近实际的定性约束框架；在改进了的定性约束下进行定量模拟，拟合结果才可能更为逼真。而概念上的失误则将给定量模拟设置一个作茧自缚的错误的约束框架。从以上事例也可得出：概念、定性分析与定量模拟是互为条件的；通过定量拟合发现矛盾，可以改进定性分析，乃至促进概念的更新〔雨岩，1991〕。

电子计算机效能的不断提高与数值法的引入，使水文地质过程的数值模拟得到了很大的发展，促进了水文地质学的定量研究。然而，与物理模拟及解析法相比较，数值法在物理概念上与所描述的实体的距离拉大了。于是便出现了一种忽视物理涵义，完全依靠数学试错、进行数学拟合的错误倾向。不少情况下，水文地质过程的机制尚未明了，正确的概念模型尚未建立，便超前地完成了定量模拟。

只有在物理概念定性分析基础之上建立的定量关系才是有意义的。数据系列上的“拟合”不一定说明数学模型对于所描述实体的物理“逼真性”。这可以用一个简单的例子加以说明。同一地区分别打在不同含水层中的两组深浅不同的灌溉水井，如果根据它们的水位变动显示极好的“相关性”而得出两个含水层具有密切水力联系的结论，那是不适当的。因为即使两个含水层毫无联系时，也会由于降雨控制着农作物需水状况而同步地控制两组井的开采动态。

无论计算方法与手段多么先进，计算结果的可靠性最终仍然取决于进行计算的人，取决于计算者对研究区水文地质条件的正确理解，取决于他是否具有正确的概念。因此，基础地质水文地质研究，水文地质概念与定性分析，并不因为计算方法与手段的改进而失去其重要性。相反的，在今天这种重要性更需要进一步强调〔孙连发等，1991〕。

水文地质学基础这门课程主要阐述水文地质学的基本概念与原理，为学习者提供正确运用概念与原理进行定性分析的方法。几乎所有的学生都反映此课程易于理解而不容易深入掌握并灵活运用。这与水文地质学学科的特点有关。水文地质学是一门边缘交叉学科。地下水是在诸多环境因素长期相互作用的产物。解决任何与地下水有关的问题时，必须同时考察多种因素的综合影响。不能将各种影响因素割裂开来分别考察其对地下水的影响，还必须分析诸因素之间的相互关系与相互作用，考察它们是如何作为一个整体与地下水相互作用的。

许多情况下，我们不能仅仅分析相互作用的现状，还要回溯环境与地下水相互作用的历史。地下水与环境的相互作用是随时间动态变化的，因此，我们对一个地区地下水的认识不能一经形成就一劳永逸。总而言之，为了把握地下水的形成与分布规律，我们必须用综合的、系统的、历史的、动态的眼光去分析地下水与环境的相互作用。

让我们举一个例子稍加说明。目前人们通常把一个地区的地下补给资源看作是一个定值。实际上，计算得到的地下水补给资源量只能是特定条件下的一个特定值。影响地下水均衡的各因素中任一因素的变化，都将使地下水补给资源发生变化。例如，对于农业区，种植的农作物改变，农作物复种指数变化，甚至农作物产量变化，都会使包气带土壤水的蒸腾消耗量改变，从而影响地下水补给资源量。对于城市区，建筑物、道路的修筑，绿化程度等也会影响地下水补给资源量。

就我国几十年来水文地质工作实践看，存在着一种片面强调经验事实而不重视理论思辨的有害倾向。与这一倾向相联系，50 年代华北平原蓄水灌溉引起大面积次生盐渍化；70 年代前期过高评价华北平原深层孔隙承压水资源；我国水文地质界相当长一个时期里未能接受越流与粘性土释水理论。认为只有在经验事实基础上归纳得出的认识才是真实可靠的，而理性思辨得出的东西是不实在，这是一种误解。感觉经验固然是客观世界的反映，但它只是零星的、片面的与表面的反映。停留于感觉经验不用理性加以整理鉴别，下一番去粗取精、去伪存真的功夫，就不可能通过现象为媒介去把握客观存在的本质。光凭现象而不用思维，是无法认识我们周围的大千世界的〔张人权，1989〕。

从科学方法论的演进来看，物理学等发达学科发展初期主要应用归纳法、演绎法以及两者的结合。随着学科发展，假设—演绎法便成为极有生命力的创造性方法。现代物理学中爱因斯坦创建相对论，地质学中从大陆飘移说到板块构造学说，用的都是假设—演绎法。应用假设—演绎法时，研究者可以根据少量经验事实，根据理论的逻辑矛盾，或者根据直觉，提出一种先行的假设，根据假设推演出应有的现象，然后再去观察这些现象是否存在。值得注意的是，托特提出地下水流动系统理论时所用的也是假设—演绎法。托特理论的基石是“区域水力连续性”。但是，正如托特自己所说：“由于归纳推理或局部观察根本无法证明区域水力连续性的存在，所以采用了对工作假设进行野外验证的方法〔Tóth，1980〕。这就是说，托特不是根据观察的结果顺理成章地得出区域水力连续性结论的；相反的，他先提出了区域水力连续性这一工作假设，然后在此假设指引下推论野外应有的种种现象，然后再到实地与参考文献中去寻找有关证据的。在水文地质研究中有意识地运用假设—演绎法将会极大地促进水文地质学的发展。

15．3　水文地质学的发展趋向

水文地质学的研究对象也随着学科发展而变化。考虑到供水意义，水文地质学起初研究的乃是饱水带岩石空隙中的重力水（狭义地下水）。后来，人们逐渐认识到，包气带水与饱水带水密不可分，于是水文地质学的研究对象扩展到所有赋存于岩石空隙中的水（广义地下水）。然而，水文地质学实际上所研究的不仅仅是赋存于介质中的地下水，同时还研究赋存地下水的介质（如含水层储能，地下核废料贮存）。现有的水文地质学定义已经难以概括其研究对象了。

早在 1947 年，前苏联学者萨瓦连斯基（Ф．П．Саваренский）就提出将水圈区分为地表水圈与地下水圈(Subsurface hydrosphere)两者。到了本世纪 70 年代，前苏联学者提出水文地质学是研究地下水圈的科学。他们认为地下水圈是地表以下包含地球内部所有水分子的物质系统。它的范围包括地壳与地幔，它所包含的水除了液态重力水，还包括气态水、固态水、矿物表面结合水，矿物结合水以及以氧离子和氢离子形式存在的“水"〔Pinneker，1983；区

永和等，1988〕。地下水圈的概念将地面以下以各种形态分布于不同层圈中的水看作是一个相互联系、相互转化的整体，认为不能脱离地球深部层圈的水去孤立地研究“地下水”。就发展趋向而言，把地下水圈作为水文地质学的研究对象是正确的，但从目前实际情况看，水文地质学重点研究的仍是地壳浅部的地下水及其赋存介质。

水文地质学家观察问题的视野在不断扩展着。最初，他们的任务是寻找作为供水水源的地下水，因此人们只关心井周围含水层的局部地段——“影响半径”。泰斯公式的出现，标志着人们已经把整个含水层作为所研究的系统子。越流概念的提出，使人们认识到，含水层与其相邻的弱透水层共同构成的含水系统是一个整体。托特提出地下水流动系统以后，人们最终摆脱了地质边界的约束，把穿越层界的地下水流动系统作为研究对象。英格伦等提出了水文系统的概念，把一个地区的地下水与地表水综合在同一系统之中〔Engelen et al.，1986〕。前苏联学者提出地下水圈的概念，一下子使水文地质学家的视野扩展到地球各层圈的水。

另一方面，开始时人们只看到地下水作为资源给人类带来的利益，人类活动大规模干预地下水天然形成过程以后，引起了一系列严重的生态环境问题，人们才开始醒悟，地下水乃是生态环境系统的一个十分敏感与活跃的子系统，地下水的研究必须与相关的生态环境相联系。

开发地下水导致不同利益的冲突而与人的价值判断联系在一起。水文地质学家曾经试图用地下水管理模型去获得最优解，但并不成功。道理不难明白，水文地质学家所面对的不再是纯粹的科学技术问题而是技术-社会问题。由于涉及不同利益的冲突与权衡，它不再是硬问题，而成了软问题，不可能求得唯一的最优解，而只能提出各种利益侧重点不同的若干满意解，作为决策的根据。这种情况下，水文地质学家面对的已是一个相当复杂的系统，传统的方法分析与解决问题已无能为力，水文地质学家必须将系统思想与方法引入以处理水文地质课题。由于所面对的复杂系统需要处理的信息量很大，因此，能有效地处理大量空间信息的软件系统——地理信息系统正在成为水文地质研究的一个手段。目前一个值得注意的动向是，发展各种以地理信息系统为载体，以地下水模拟技术为基础的决策支持系统，以实现专家与决策者的对话，改进决策工作。这意味着系统工程方法向水文地质学全面渗透阶段的到来。

水文地质学作为一个学科在不断演变。传统的应用性学科分支的水文地质学无疑仍将发展，同时，一些理论性学科分支也将涌现。这些理论性水文地质学分支的主要研究对象是作为地质营力与信息载体的地下水，探讨地下水的地质作用，探讨在地球演化、地球各层圈相互作用、地壳变形以及地震过程中水的作用。

本身就是边缘交叉学科的水文地质学，在未来的岁月里将加强与其它学科的交叉渗透，我们可能再也看不到“纯粹的”水文地质学了。水文地质学与环境科学的结合可能是最有生命力的一个方向。

水文地质学在其发展过程中曾经将水力学、传热学、电学的概念与方法引入以丰富自己。在今后，水文地质学将引进消化控制论、信息论、系统论、耗散结构理论、协同论、突变论以及混沌理论等新兴横断学科。在技术科学方面，水文地质学需要继续应用数学地质方法、同位素方法、遥感技术以及以计算机为工具的信息处理技术。

为了更好地预测在人类活动参与下水文地质过程的演变，要求对下列问题加强研究：不同条件下的降水入渗，土壤水水盐运移，包气带与饱水带水的蒸发，地下水位变化引起的介质场水文地质参数的变化与地下水水质变化，溶质弥散，含水层与包气带对污染物质的净化作用，含水层储能及其应用，地下贮存高危险性废料（包括核废料），裂隙与岩溶地下水的赋存与运移特征。

水文地质学的发展是在理论研究、实验研究（包括野外试验与室内试验）与技术方法的应用三者结合下发展起来的。需要指出的是，几十年来水文地质室内试验没有得到应有的发

展，而人为控制条件的室内试验对于水文地质发展是十分重要的。毕竟，作为水文地质学重要基础的达西定律就来源于实验〔王大纯，1985〕。

参 考 文 献

（中文按作者汉语拼音排序，英、俄文按作者字母排序）

〔1〕 阿廖金 O．A.，1960，水文化学原理，地质出版社．

〔2〕 阿利托夫斯基 M．E.，康诺波梁采夫 A．A，1956，地下水动态研究方法指南，地质出版社．

〔3〕 安德鲁·古迪（郑锡荣等译），1989，人类影响——在环境变化中人的作用，中国环境科学出版社．

〔4〕 北京地质学院水文地质及工程地质教研室，1960，普通水文地质学，地质出版社，

〔5〕 北京地质学院水文地质教研室，普通水文地质学，中国工业出版社；

〔6〕 贝尔 J.（许涓铭等译），1985，地下水水力学，地质出版社．

〔7〕 柴崎达雄（王秉忱等译），1982，地下水盆地管理，地质出版社．

〔8〕 曹文炳，1983，孔隙承压含水系统中粘性土释水及其在资源评价中的意义，《水文地质工程地质》，1983 年第 4 期．

〔9〕 车用太，1984，井孔水位的微动态特征综述，《水文地质工程地质》，1984 年第 4 期．

〔10〕车用太，1985，中国的喀斯特，科学出版社．

〔11〕陈葆仁、洪再吉、汪福炘，1988，地下水动态及其预测，科学出版社．

〔12〕陈崇希，1984，给水度的概念、定义及包气带水的水分分布模型，《水文地质工程地质》，1984 年第 4 期．

〔13〕陈植华、靳孟贵，1992，地理信息系统与水资源系统分析、模拟、决策，《水文地质及工程地质论文集》，中国地质大学出版社．

〔14〕范锡朋，1990，西北干旱区地下水资源特征及水资源开发引起的环境问题，《水文地质工程地质》，1990 年第 1 期、第 2 期．

〔15〕弗拉基米洛夫 A．Г.，1965，土壤改良水文地质学，中国工业出版社．

〔16〕弗里泽 R．A.、彻里 J．A.（吴静方译），1987，地下水，地震出版社．

〔17〕加弗里连科Е．С（孙杉译），1981，构造圈水文地质学，地质出版社．

〔18〕高云福、靳孟贵（中国地质大学·武汉《水文地质学基础》教学组），1988，水文地质学基础实验实习讲义，地质出版社．

〔19〕广西水文、工程地质队桂西找水组，1974，广西都安县地苏地下河系，《滨海、岛屿、岩溶地下水》，地质出版社．

〔20〕河北省地质局水文地质观测总站，1976，通过地下渗透仪研究潜水均衡的初步分析，《河北地质情报》，1976 年第 4 期．

〔21〕河北省地质局四大队，1976，保定地区东部平原地下水资源计算与评价方法的探讨，《河北地质情报》，1976 年第 4 期．

〔22〕何妙福、华惠伦，1991，全球变化，上海科技教育出版社．

〔23〕黄河中游地区黄土水文地质研究小组，1978，黄河中游地区黄土水文地质问题，《地质学报》．第 52 卷第 2 期．

〔24〕简明不列颠百科全书，1986．中国大百科全书出版社．

〔25〕捷尔普戈里兹Б．Ф.，1983，水的世界，科学出版社，

〔26〕卡明斯基Г．Н.，1958，地下水的普查与勘探，地质出版社．

〔27〕李涛、汤奇成，1958，新疆玛纳斯地区山区河流径流的形成及其估算，《地质学报》，24 卷第 4 期．

〔28〕刘光亚，1979，基岩地下水，地质出版社．

〔29〕郎格О．К.，1966，水文地质学原理，中国工业出版社．

〔30〕卢金凯，1985，基岩裂隙水的野外调查方法，地质出版社．

〔31〕罗戴 A．А．1964，土壤水，科学出版社．

〔32〕奥弗琴尼科夫 A．M．1960，普通水文地质学（修订增补第二版），地质出版社．

〔33〕区永和、陈爱光、王恒纯，1988，水文地质学概论，中国地质大学出版社．

〔34〕裴源生，1983．地下水位匀速升降条件下土壤水分运动和给水度研究，《水文地质工程地质》，1985 年第 4 期．

〔35〕钱学森、许国志、王寿云，1978，组织管理的技术——系统工程，《文汇报)1978 年 9 月 27 日．

〔36〕任鸿遵，1992，华北平原农业水资源利用中的主要环境问题，《农业用水有效性研究》（许越光、刘昌明、J．沙和伟主编），科学出版社．

〔37〕任美锷、刘振中，1983，岩溶学概论，商务印书馆.

〔38〕任天培、彭定邦、周柔嘉、郑秀英、何成富，1988，水文地质学，地质出版社.

〔39〕山东省地质局水文地质队，1975，济南泉水成因及动态的初步分析，《岩溶地区水文地质及工程地质工作经验汇编》第一辑，地质出版社.

〔40〕沈继方、史毅虹，1985，北京西山变玄武岩裂隙发育规律及含水特性，《地球科学》，1985 年第 1 期.

〔41〕沈树荣、王仰之、李鄂荣等，1985，水文地质史话·札记，地质出版社.

〔42〕沈照理、刘光亚、杨成田、孙世雄、陈葆仁等，1985，水文地质学，科学出版社.

〔43〕沈照理、许绍倬，1985，关于地下水地质作用.《地球科学》，1985 年第 1 期.

〔44〕沈照理、朱宛华、钟佐燊，1993，水文地球化学基础，地质出版社.

〔45〕孙连发、张人权，1991，模型·拟合·预测，《水文地质工程地质》，1991 年第 5 期.

〔46〕孙锡年，张蔚榛．沈荣开，1992，三峡工程对江汉平原农田环境水文地质问题影响预测评价，《地球科学进展》，中国地质大学出版社.

〔47〕水文地质工程地质研究所，1979，中华人民共和国水文地质图集，地图出版社.

〔48〕陶一川，1993，流体力学分析基础，中国地质大学出版社.

〔49〕王大纯、张人权、史毅虹，1980，水文地质学基础，地质出版社.

〔50〕王大纯、张人权、史毅虹、许绍倬，1986，水文地质学基础，地质出版社.

〔51〕王大纯、张人权，1981，孔隙承压地下水的资源评价和地面沉降的关系，《水文地质工程地质》，1981 年第 3 期.

〔52〕王大纯，1985，我国水文地质学的展望，《地球科学》1985 年第 1 期.

〔53〕汪民，1987，饱水粘性土中粘粒与水相互作用的初步探讨，《水文地质工程地质》，1987 年第 3 期.

〔54〕汪民、钟佐燊、吴永锋，1991，城市污水快速渗滤研究综述，《环境地质研究》，地震出版社.

〔55〕薛禹群、谢春红、吴吉春，1992，海水入侵研究，《水文地质工程地质》，1992 年第 6 期.

〔56〕姚振宽，1992，滴灌工程——中国农业的重要组成部分，《农业用水有效性研究》(许越先、刘昌明、J．沙和伟主编)，科学出版社.

〔57〕雨岩，1991，概念·定性·定量，《水文地质工程地质》，1991 年第 6 期.

〔58〕于青春、沈继方，1992，非连续裂隙网络水流自动模拟系统，《水文地质及工程地质论文集》，中国地质大学出版社.

〔59〕袁道先，蔡桂鸿，1988，岩溶环境学，重庆出版社.

〔60〕张惠昌、武秀珍，1991，民勤绿洲自然环境退化的反思，《环境地质研究》，地震出版社.

〔61〕张蔚榛、张瑜芳，1983，土壤释水性和给水度数值模拟初步研究，《水文地质工程地质》，1983 年第 5 期.

〔62〕张人权、高云福、王佩仪，1985，层状土重力释水机制初步探讨，《地球科学》，1985 年第 1 期.

〔63〕张人权，1987，水文地质学发展的若干趋向，《水文地质工程地质》，1987 年第 2 期.

〔64〕张人权，1989，失误与反思——水文地质学方法论评述，《水文地质工程地质》，1989 年第 1 期.

〔65〕张人权，1990，水文地质学研究动向，《当代地质科学技术进展—1989》，中国地质大学出版社.

〔66〕张人权、王恒纯、许绍倬，1990，水文地质研究中信息的提取与组织，《水文地质工程地质》，1990 年第 2 期.

〔67〕张瑞成，1991，河北东部平原深层地下水中氟增高的一种机制，《水文地质工程地质》，1991 年第 1 期.

〔68〕张宗祜等，1966，甘肃定西附近黄土渗透性及湿陷性试验研究，地质部地质科学院论文集，丁种，第 1 号，中国工业出版社.

〔69〕张忠胤，1980，关于地上悬河地质理论问题·关于结合水动力学问题，地质出版社.

〔70〕张倬元、王士天、王兰生，1981，工程地质分析原理，地质出版社，

〔71〕中国大百科全书·大气科学、海洋科学、水文科学卷，1987，中国大百科全书出版社.

〔72〕中国大百科全书·地质学卷，1993，中国大百科全书出版社.

〔73〕中国大百科全书·自动控制与系统工程卷，1991，中国大百科全书出版社.

〔74〕中国地质学会岩溶地质专业委员会，1982，中国北方岩溶和岩溶水，地质出版社.

〔75〕Biswas A．K.，1970，History of Hydrology，North-Holland Publishing Company.

〔76〕Brown R．H.，Konoplyantaev A．A．,Ineson J.，Kavalevsky V．S.，1972，Groundwater Studies，UNESCO，Paris.

〔77〕Domenico P．A．,1972，Concepts and Models in Groundwater Hydrology，Mc Graw-Hill Book Co.，New York．

〔78〕Engelen G．B.，1981，An Analysis of Regional Hydrological Systems from Early Pleistocen to Recent in the Western Part of Netherlands as a Basis for Geohydrological Calculations, St. P. A. V. Gez. Techz:Mod. Rekenmeth′81-′82, Delft.

〔79〕Engelen G..B., Jones G. P. (ed.), 1986, Developments in the analysis of groundwater flow systems, IAHS Press.

〔80〕Fetter C. W. Jr. , 1980, Applied Hydrogeology, Charles E. Merrill Publishing Co.

〔81〕Ford D. C., Williams P. W., 1989, Karst Geomorphology and Hydrology, Academic Division of Unwin Hyman Ltd.

〔82〕Ford T. D., Cullingford (ed.), 1976, The Science of Speleology, Academic Press Inc (London)Ltd.

〔83〕Freeze R. A., Cherry J. A., 1979, Ground Water,Preatice-Hall Inc..

〔84〕Kirby M. J., 1978, Hillslope Hydrology,John Wiley & Sons Inc..

〔85〕Kuti′lek M. , 1969, Non-Darcian Flow of Water in Soils--Laminar Region:A Review, *Ist symposium on Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media.*

〔86〕Miller R. J. ,Low P. F. , 1963,Threshold Gradient for Water Flow in the Clay Systems,Proc. SSSA,Vol.27,No. 6.

〔87〕Olsen H. W., 1966, Darcy′s Law in Saturated Kaolinite. Water Resource Research, Vol. 2, No. 2.

〔88〕Pinneker E. V., 1983, General Hydrogeology, Cambridge University Press.

〔89〕Tolman C. F., 1937, Ground Water, Mc Graw-Hill Book Company,Inc. .

〔90〕Tóth J. , 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin:J. Geophys. Research,V. 67. No.11. pp. 4375~4387.

〔91〕Tóth J. , 1980, Cross-formational gravity-flow of Groundwater: A mechanism of the transport and accumutation of petroleum(The generalized hydraulic theory of petroleum migration),*Problems of Petroleum Migration*,pp. 121～167.

〔92〕Traugill S. , 1985, Limestone Geomorphology,Longman Group.

〔93〕Walton W. C., 1970, Ground Water Resource Evaluation,Mc Graw-Hill,New York.

〔94〕White W. B., 1988, Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains, Oxford University Press.

〔95〕Гавин И. К., Швец В. М., 1988, Основые Направления В изочении подэемных вод，*《Основные научные Налра*вления *в соэдан*ии и *освоен*ии *минерАЛвно-сырьево*й *баэы страны》*，Недра.

〔96〕Лебедев А. В., 1963, Методы иаучения баланса грунтовых вод， Госгеолтехиэдат

〔97〕Роэа С.А., 1950, Осадки Гидро-техницеских сооружений на глинах малой влажностыо，*Гндротехническое строй*т*ельство*，No.9.Семихатов А. Н.1954, Гидрогеология Селвхоэгиэ.